

B. ...

Sala 27/15-2-A JUN. 1957

AÑO 1957

II TRIMESTRE

NUM. 46

# NOTAS Y COMUNICACIONES

DEL

## INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA

### Sumario

Fenómenos de diferenciación metamórfica en el granito de La Cabrera (Madrid), por M. SAN MIGUEL DE LA CÁMARA y A. SAN MIGUEL ARRIBAS.—Pág. 8.

La Geología, ¿es ciencia?, por PRESTON E. CLOUD.—Pág. 43.

Problemas de la tectónica profunda. Formas estructurales en el Stockwerk de migmatitas de las caledonides de Groenlandia oriental, por JOHN HALLER.—Pág. 49.

La tectónica en stockwerk y modelos de diferenciación de rocas, por E. WEGMANN.—Pág. 65.

Función de la gravedad en las orogénesis, por WALTER H. BUCHER.—Pág. 101.

Algunas observaciones respecto a los criaderos de plomo de Linares (España), por H. P. RECHENBERG.—Pág. 161.

Corte geológico a través de los Pirineos Centrales, por L. U. DE SITTER.—Pág. 175.

Extensión del Kimeridgense marino en Asturias desde Ribadesella a Gijón, por GONZAGUE DUBAR y RENÉ MOUTERDE.—Pág. 209.

Geología submarina II, por ANTONIO DUE ROJO, S. I.—Pág. 217.

Noticias.—Pág. 239.

Notas bibliográficas: Espectroquímica, pág. 257.—Geología, pág. 257.—Indicadores, pág. 258.—Mineralogía, pág. 258.—Nucleónica, pág. 259.

Instituto Geológico y Minero de España, pág. 261.

NOTAS Y COMUNICACIONES

DEL

**INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO**

DE

**E S P A Ñ A**

---

**NÚMERO 46**

---

**SEGUNDO TRIMESTRE**

MADRID

C. BERMEJO, IMPRESOR  
GARCIA MORATO, 122. TELEF. 33-06-19

1957

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.

---

---

ES PROPIEDAD

Queda hecho el depósito que marca la Ley.

---

---

Fenómenos de diferenciación  
metamórfica en el granito de La Cabrera (Madrid)

POR

M. SAN MIGUEL DE LA CAMARA  
y A. SAN MIGUEL ARRIBAS

M. SAN MIGUEL DE LA CAMARA y A. SAN MIGUEL ARRIBAS

## FENOMENOS DE DIFERENCIACION METAMORFICA EN EL GRANITO DE LA CABRERA (MADRID)

### RESUMEN

Se describen una serie de transformaciones y fenómenos de reemplazamiento que presenta el granito de la Sierra de La Cabrera, y que pueden estudiarse perfectamente gracias a un corte reciente hecho en la rectificación del trazado de la carretera Madrid-Burgos. Se observa claramente cómo el granito de grano grueso biotítico se transforma en un granito aplítico y aplítico-pegmatítico, con pegmatitas difusas y en nidos enriquecidas en granate y algo de turmalina.

Estas transformaciones coinciden claramente con zonas de deslizamientos tectónicos y fracturas, con la consiguiente milonitización.

La observación microscópica no deja lugar a dudas sobre la existencia de una cataclasis, con trituración de alto grado acompañada de una intensa recristalización y reorganización mineralógico-estructural que no afecta por igual a las distintas partes de la roca y que da lugar a la formación del granito de grano fino aplítico-pegmatítico y a verdaderas pegmatitas.

El conjunto de características de campo y petrográficas permiten establecer la conclusión de que las bandas aplíticas y aplítico-pegmatíticas del granito de La Cabrera se han desarrollado a través de procesos de diferenciación metamórfica típicamente petroblásticos, provocados por una acción cataclástica intensa que coincide con importantes líneas de fractura de la tectónica general del macizo del Guadarrama.

### CARACTERÍSTICAS GENERALES

La Sierra del Guadarrama forma parte del sistema Central de la Meseta Hispánica.

Integrada fundamentalmente por gneis y granito alcanza en su parte central al N. de Madrid alturas superiores

a los 2.000 metros; hacia la zona oriental va disminuyendo de altitud a medida que se prolonga hacia el E., apareciendo sucesivamente en este sentido formaciones o facies de menor grado de metamorfismo, micacitas y filitas y en el sector de Somosierra, hacia su terminación, sedimentos paleozoicos poco o nada metamorfizados del silúrico y algún retazo de devónico.

El tránsito gradual de los sedimentos a las pizarras cristalinas que se observa bien en la parte oriental de la Cordillera Central, muestra que los esquistos del silúrico normales, pasan a filitas, micacitas y posteriormente a gneis.

Estos gneis y pizarras cristalinas son, pues, francamente paleozoicos, produciéndose el proceso metamórfico durante la orogenia hercínica. Los sedimentos acumulados en el geosinclinal herciniano pasaron por estos procesos, en su zona central y más profunda, a granitos y gneis, quedando los bordes y la zona superior convertidos en micacitas y filitas.

De los datos estratigráficos que se conocen parece deducirse, con toda probabilidad, que la serie transformada no tendría ningún elemento precámbrico y que toda la formación granítico-gneílica procede de sedimentos cámbricos y silúricos.

Posteriormente la antigua orogenia herciniana fué afectada por otra compresión orogénica del terciario inferior, pirenaica, que plegó las formaciones de cobertura, triásico, jurásico, cretácico y cenozoico y fracturó la masa cristalina *cratógena*, creando su actual estructura en bloques.

El sistema de fallas más importante es el longitudinal, interviniendo, sin embargo, algunos transversales muy eficazmente en el relieve.

En su frente meridional la Sierra del Guadarrama forma un escalón granítico-gneílica de unos 200 metros de altura máxima, originado, a consecuencia de una gran falla, orientada de NE. a SO., que recorre toda su longitud desde Torrelaguna, pasando por El Molar, Guadalix, Colmenar Viejo, Torrelozón hasta el Puerto de Galapagar.

Otra falla, sensiblemente paralela a ésta que se reconoce desde La Cabrera a la Pedriza de Manzanares, La Maliciosa y El Escorial, convierte a este labio elevado en una especie de meseta o terraza granítica al pie de los fuertes relieves de la Sierra.

Además de éstas y otras importantes, como las de los Puertos de Somosierra y Navacerrada y la del Valle del Lozoya, el número de fracturas con fuerte fricción y milonitización del granito o el gneis es innumerable.

Por esta serie de fallas queda convertida la Sierra del Guadarrama en una división de bloques, levantados y hundidos, a los que juntamente con la naturaleza de la roca se debe la actual topografía de la Sierra.

#### LA SIERRA DE LA CABRERA

Una de las estribaciones más orientales de todo este complejo granítico lo constituye la Sierra de La Cabrera, constituida por un gran afloramiento granítico, libre de su cobertura metamórfica, en el que se modelan agrestes cumbreros que se elevan a más de 300 metros sobre la planicie inmediata.

De entre los numerosos bloques a que dan lugar la serie de fallas anteriormente indicadas, uno lo constituye el llamado de La Cabrera o Sierra de La Cabrera, nombre que toma del pueblo situado al pie meridional de la misma.

Con su culminación máxima en el Pico de la Miel, se alza sobre un zócalo granítico que se extiende al E. por el Berrueco hasta poco más de un kilómetro, que entra en contacto con el gneis noduloso; al S. hasta el gneis de Cabanillas de la Sierra y N. de Torrelaguna; por el N. hasta Lozoyuela, donde también entra en contacto con el gneis en las inmediaciones del pueblo y por el O. hasta el meridiano de Valdemanco y falla N.-S. que la separa del Cancho Grande.

Entre Torrelaguna, Venturada y Guadalix corre el sinclinal denominado de Torrelaguna, y en Cabanillas de la Sierra aparece de nuevo el cretácico del flanco N. que entra en contacto por falla con el gneis noduloso de Cabanillas, con buzamiento al S.-E.

La falla de La Cabrera, que corresponde a la gran falla longitudinal del Guadarrama, que separa la zona de alturas del zócalo o zona media, pasa por su lado S., lo que hace que ésta sea muy disimétrica, casi cortada a pico, en su vertiente meridional, y mucho más suave en la septentrional. La disgregación mecánica, muy activa en los picos, hace que éstos sean abruptos y en forma de cresta muy cortada, mientras que el zócalo constituye una plataforma accidentada únicamente por los pintorescos y típicos berrocales que pueden admirarse en el Puerto de La Cabrera y al E. del pueblo.

Casi normalmente a ésta se aprecia otra falla importante de dirección N.-S., que atraviesa la trinchera abierta para dar paso a la carretera en su nuevo trazado. Debido a esta falla que provoca la brusca elevación del Pico de la Miel, se produce una zona amplia de milonitización que sigue la dirección de la falla.

#### TIPOS DE GRANITOS DE LA SIERRA DE GUADARRAMA

Tres tipos fundamentales de granitos constituyen el substrato granítico de la Sierra del Guadarrama: granitos de grano grueso, homogéneos, sin apenas enclaves básicos, ricos en feldespatos alcalinos, microclinas perthíticas generalmente y pobres en plagioclasas y biotita; granitos de grano medio, ricos en biotita y plagioclasas zonales, con abundantes enclaves básicos y frecuentes variaciones locales de composición; y granitos de grano fino, aplíticos, con biotita y moscovita secundaria, siempre localizados en bandas estrechas en relación con zonas de intensa fracturación y milonitización.

Este tipo de granito destaca sobre el terreno por sus tonalidades más claras, frecuentemente rosadas, y por su gran homogeneidad, localizándose en la Sierra del Guadarrama a lo largo de dos alineaciones principales. Una de dirección N.-S. cuyos primeros afloramientos constituyen la Sierra de la Almenara (1.260 m.) y que prolongándose por las Machotas (1.460), el actual Valle de los Caídos y el Cerro de la Peñota se hunde bajo la cobertura metamórfica sin volver a aflorar en esta dirección.

Y otra de dirección normal a la anterior que se prolonga desde Siete Picos (2.224 m.) hasta la Pedriza del Manzanares, integrada en su casi totalidad por esta masa granítica.

Algo desplazada hacia el N., pero siguiendo esta misma dirección E.-O., aparece el afloramiento granítico de La Cabrera.

## EL GRANITO DE LA SIERRA DE LA CABRERA

De los tres tipos de granito anteriormente citados predomina claramente en la constitución de la Sierra de La Cabrera; el de grano grueso; es decir, el correspondiente a los niveles energéticos más profundos del complejo granítico del Guadarrama.

Atravesado este bloque de La Cabrera por la carretera de Madrid-Burgos, la trinchera del kilómetro 60-61, al pie del Pico de la Miel, proporciona un magnífico corte, de unos 15 a 20 metros de altura, que permite estudiar perfectamente las características petrológicas de este granito, así como la observación de una serie de variaciones y transformaciones que en él se producen y que constituyen el objeto del presente estudio.

En la figura 1, que damos a continuación, se aprecian las particularidades de este corte en el granito, observándose cómo intercalada en el granito de grano grueso homogéneo (I), aparece una banda de granito mucho más fino y de tonalidad oscura, de unos cinco metros de potencia, que buza unos 40° al NE. (Fot. núm. 1.)

Esta banda de granito fino biotítico se aprecia también por el otro lado de la Sierra, de forma que aparece diferenciada como una a modo de capa o nivel en el granito homogéneo.

A primera vista, la presencia de esta banda de granito oscuro, dispuesta con una cierta apariencia de estratificación, sugiere la idea de una estratificación residual que por una causa u otra hubiera resistido la granitización del conjunto, idea que parece confirmar la foliación del granito fino hacia el contacto con el granito grueso. (Fot. núm. 2.)

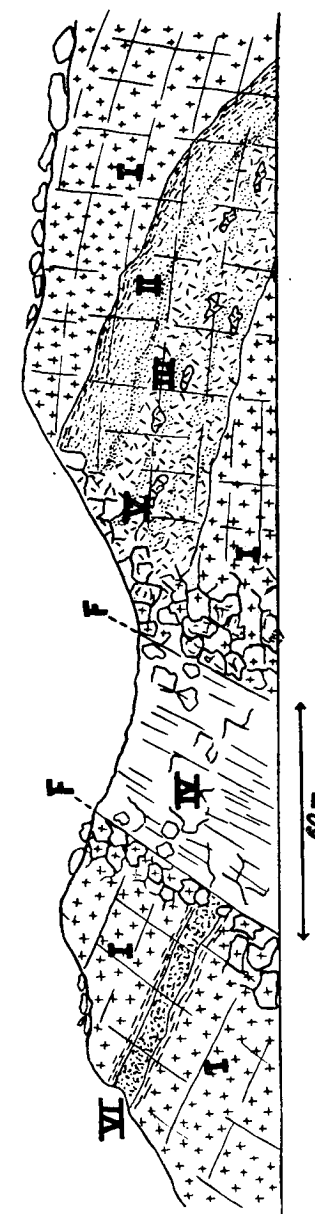


Fig. 1.—Escalea vertical doble de la horizontal. Corte en el km. 60-61 de la carretera Madrid-Burgos. Trinchera de La Cabrera. I. Granito de grano grueso homogéneo. II. Granito de grano fino biotítico, con orientación paralela de la biotita. III. Granito aplítico y pegmatítico en bandas difusas. IV. Granito cataclástico pegmatítico rosado. V. Nidos de pegmatita en el granito aplítico-pegmatítico. VI. Bandas de granito triturado y alterado.

Pero observado el fenómeno con detalle se aprecia cómo esta banda oscura, con una cierta disposición anticlinal, se subdivide en otras bandas más finas, concordantes y de límites difusos, con importantes variaciones mineralógico-estructurales en su constitución.

Se aprecia, en efecto, primeramente una banda oscura compuesta por un granito de grano fino (II), extraordinariamente enriquecido en biotita, orientada según el buzamiento general del granito bandeado. Esta banda tiene unos dos metros de potencia, y ya dentro de ella se observan bandas finas y venas más claras de carácter aplítico.

Por debajo de ella aparece una banda más clara, de unos cinco metros de potencia, en su parte más ancha, constituida por un granito aplítico y aplítico-pegmatítico en el que se intercalan bandas finas y difusas de granito fino biotítico (III).

Este granítico aplítico-pegmatítico se presenta en venillas, bandas difusas y en nidos ricos en granates y algo de turmalina. Estos granates no aparecen en el granito homogéneo, como tampoco la turmalina. En los nidos de pegmatitas es muy frecuente la presencia de geodas con bellos cristales de feldespato y cuarzo. (Fot. núms. 3 y 4.)

Aparecen también intercalados en este granito unas zonas o bandas de intensa alteración que coinciden sensiblemente con el sistema de diaclasación abovedada, de forma que constituyen a modo de verdaderas capas de arena granítica. (Fot. núm. 5.)

Este distinto comportamiento del granito a la erosión y su especial forma de localizarse no parece poder explicarse sino admitiendo superficies de deslizamiento tectónico, que por haberse verificado cuando el bloque granítico se encontraba en niveles poco profundos y débilmente ener-

géticos, han producido una intensa cataclasis sin recristalización, lo que ha dado lugar a una zona especialmente apta a la alteración.

Entre estas zonas y las anteriores, en que la trituración va acompañada de una intensa recristalización, habría, pues, una lógica separación, en el tiempo y en profundidad, en el sentido de que aquéllas serían más antiguas y más profundas.

La banda de granito fino biotítico queda bruscamente cortada por la falla de dirección casi N.-S., a la que antes hemos aludido, y que da lugar a una zona de trituración de unos 60 metros de anchura. (Fot. núm. 6.) La intensa cataclasis transforma aquí el granito de grano grueso en un granito alterado de color rosado y aspecto pegmatítico, en el cual se desarrollan interesantes fenómenos de reemplazamiento y de formación de micropegmatitas gráficas por reemplazamiento de las plagioclasas, que se describen en el estudio petrográfico de este granito.

Este conjunto de especiales características petrográficas y de yacimiento, se identifican con los fenómenos que se registran en las zonas de intensa milonitización, por deslizamientos tectónicos, con los consiguientes procesos de difusión y recristalización.

En efecto, son muchas las observaciones hechas por nosotros y por otros geólogos en la Sierra del Guadarrama y en otras áreas graníticas, en las que se coincide en la localización y formación de aplitas y pegmatitas en zonas de fracturas y cataclasis.

San Miguel Arribas ha descrito fenómenos de este tipo en las pegmatitas del granito de Palamós (12 y 13), donde también se observa un gran dique irregular con unas ban-



das o alineaciones paralelas integradas en este caso por granates rojizos que semejan una estratificación residual.

Las condiciones geológicas de este dique y sus características petrológicas lo identifican también como un dique desarrollado a través de procesos de difusión y reemplazamiento provocados por la existencia de una superficie de deslizamiento tectónico con fuerte milonitización.

Las bandas granatíferas marcan, con toda probabilidad, líneas o frentes de difusión, y de ahí su regularidad y paralelismo.

Fúster y De Pedro (4 y 5), que han realizado en estos últimos años detenidos y muy interesantes estudios sobre diversas zonas de la Sierra del Guadarrama, aluden frecuentemente a la posible influencia de la tectónica en el desarrollo de granitos aplíticos y aplitas.

Así, el referirse a las estructuras del granito del Valle de los Caídos (4), dicen: «En algunas zonas las diaclasas E.-O. son tan próximas, que el granito queda completamente tabeado y se transforma, a consecuencia de la cataclasis, en una variedad aplítica de grano intermedio en la que con frecuencia aparece moscovita al lado de biotita.»

El desarrollo de diques irregulares y masas de aplitas y granitos aplíticos en los contactos granito-gneis es un fenómeno que se observa en el Guadarrama casi constantemente, constituyendo una prueba del origen milonítico de estas rocas aplíticas, el hecho de que dentro de ellas se observen bloques de gneis desplazados de su posición primitiva, así como bloques de granitos encajantes.

Fenómenos de este tipo se observan claramente en la zona del Puerto de Navacerrada, donde la complejidad tectónica ha producido múltiples zonas de intensa miloniti-

zación, en la que pueden verse bloques de gneis glandulares incluidos en bandas aplíticas, con contactos unas veces netos y otras difusos, con tránsitos al gneis.

Macroscópica y microscópicamente se comprueba en estos casos el carácter milonítico y de recrystalización de estas rocas aplíticas, que no son, por consiguiente, sino milonitas recrystalizadas bajo condiciones energéticas apropiadas, desarrolladas a consecuencia de la aparición de gradientes mecánicos de presión.

De forma análoga, Fúster y De Pedro, al describir los contactos entre el granito y el gneis, en la zona de Valdemorillo (5), destacan la existencia de los bloques del gneis, de forma y tamaño diverso, totalmente envueltos por el granito de grano medio y orientados al azar; características todas que parecen apoyar el origen de este granito a expensas de los gneis.

#### PETROGRAFÍA

##### *Granito de grano grueso (I).*

Se trata de un granito normal con granos de tamaño grueso entre los que se distinguen otros de tamaño medio.

##### *Composición mineralógica cuantitativa.*

Cuarzo, 30,9; Ortosa, 23,9; Plagioclasa, 31,7; Biotita, 13,4. Total, 99,9.

##### *Cuarzo.*

En granos de tamaño grande o mediano, de bordes irregulares menos en el contacto con la biotita, en que presenta a veces forma denticular. Presenta extinción irregu-

lar, a veces ondulante. Sus inclusiones de alineaciones feldespáticas no son abundantes, presentando alguna inclusión de mica.

#### *Feldespato alcalino.*

Ortosa algo peritítica, en general, con formas alotriomorfas y bordes irregulares o rectilíneos, especialmente en contacto con plagioclasa o cuarzo. En algunos casos se observa su desarrollo en forma de prolongaciones o films intergranulares entre el cuarzo. Englobados total o parcialmente en esta ortosa aparecen con frecuencia granos de plagioclasa con reborde albitizado y alguna pajueta de mica.

#### *Plagioclasa.*

26 por 100 An.

Generalmente alotriomorfa, y en algún caso con tendencia al idiomorfismo. Es muy frecuente su estructura zonar bastante marcada y el carácter que presentan de asociaciones complejas de granos de este mineral. Cuando están en contacto con ortosa o incluídos en ella, presentan con frecuencia reborde albitico. Es notoria la escasez o ausencia de formaciones mirmequíticas en el frente de reacción de la ortosa. La alteración es, generalmente, sericítica y moscovítica, localizada en las zonas interiores. La formación de epidota está localizada, o bien en el interior de la plagioclasa, o en algunos contactos entre plagioclasa y biotita, siendo en este caso más importante.

#### *Biotita.*

Se presenta en secciones generalmente rectangulares, muy pleocroicas, aisladas o englobadas en los restantes

granos minerales, especialmente en la ortosa. Algunas secciones presentan intensa cloritización. Son frecuentes sus inclusiones de apatito y zircón, así como algún granillo de cuarzo.

#### GRANITO BIOTÍTICO, APLÍTICO-PEGMATÍTICO (II)

Macroscópicamente se presentan como un granito de coloración clara, compacto, fresco, de grano fino y abundantes escamas de biotita, orientada de modo que en sección transversal a las mismas se presentan con aspecto de pajueias muy estrechas de cuatro a seis milímetros de longitud, dispuestas subparalelamente, en tanto que la muestra en las secciones, según la esquistosidad, presenta un aspecto mucho más oscuro por el desarrollo laminar de la biotita. Este mineral tiene un desarrollo laminar de contorno muy irregular.

Presenta esta roca bastante heterogeneidad, como corresponde a su origen cataclásico, de modo que se distinguen zonas con carácter aplítico-pegmatítico más acusado y un tránsito gradual a una estructura netamente pegmatítica con formaciones gráficas, visibles al microscopio.

La observación microscópica confirma estas observaciones y nos muestra el intenso desarrollo por reemplazamiento del feldespato potásico y cuarzo sobre plagioclasas con «corrosión» y englobamiento de las mismas, dando bordes reaccionales de tipo de mirmequitas y algún fleco albitico. Asimismo la biotita aparece con localización fisural en grietas totalmente cicatrizadas por la recrystalización, de forma que su aspecto actual es el de finísimas y largas pajueias que atraviesan distintos granos, penetrando su extremo en granos feldespáticos o cuarzosos.

*Composición mineralógica cuantitativa.*—Cuarzo, 32,8; Ortosa, 50,12; Plagioclasa, 12,4; Biotita, 5,1. Total, 100,4. Esta determinación volumétrica cuantitativa está obtenida a partir de una sección perpendicular a la esquistosidad, por lo que no es expresiva del verdadero porcentaje de mica, que se halla en cantidad muy superior a la deducida en esta determinación.

*Cuarzo.*—Granos de diverso tamaño y forma sumamente irregular con abundancia de contornos poligonales de adaptación a caras de plagioclasa o laminillas de biotita. Asimismo el contacto entre cuarzo y ortosa presenta abundantes formas denticulares y hasta pequeños residuos marginales de reajuste. También penetra en la plagioclasa originando algún gránulo con tendencia a formas gráficas. Su extinción es heterogénea muy acusada, con mosaico complejo que a veces es de bandas paralelas. Aparece bastante limpio de microinclusiones residuales; en cambio son abundantes los gránulos de plagioclasa y pajuclas de mica englobados en su crecimiento.

*Ortosa.*—Alotriomorfa, tamaño mediano, irregular y carácter pertítico, con bandas albíticas ordinariamente finas y paralelas a líneas de crucero. En algún grano aparecen flecos albíticos y también son perceptibles, en límites intergranulares de dos cristales de ortosa, residuos mirmequíticos de granos plagioclásicos totalmente desaparecidos.

*Plagioclasa.*—Corresponde a una oligoclasa que se presenta en granos alotriomorfos, en gran parte reabsorbidos por el avance de ortosa y cuarzo. Alteración caolínica de aspecto terroso y alguna pajucla moscovítica secundaria. Frecuentes mirmequitas, de escaso desarrollo, en bordes reaccionales con ortosa.

*Biotita.* En abundantes láminas de poco espesor con

un contorno irregular de adaptación alotriomorfa según el pinacoide básico y con desarrollo de aspecto de pajuclas perpendiculares a él. Mientras algunos granos de este mineral parecen estables, otros se hallan completamente cloritizados, e incluso pueden seguirse a lo largo de una pajucla porciones terminales alineadas con la misma, e incluidas dentro de ortosa o cuarzo, estando en este caso completamente cloritizadas.

\* \* \*

La característica más acusada de esta roca es la orientación de las láminas de mica, que por su morfología y disposición en la estructura hay que admitir como formadas en planos fisurales de orientación constante y posterior recristalización de los demás minerales.

#### *Granito aplítico-pegmatítico (III).*

La preparación muestra un granito milonítico con trituración de alto grado, acompañada de una recristalización que no afecta por igual a toda la roca. Se aprecian zonas con aspecto granitoideo, zonas aplíticas con granos de contornos maduros, otras micropegmatíticas, y otras granoblásticas de grano muy fino. Las aplíticas y granoblásticas forman una trama continua en la que se hallan incrustadas las asociaciones de tipo granitoideo y pegmatítico sin límites precisos. De las zonas granoblásticas se pasa gradualmente a la estructura aplítica y de ésta a la pegmatítica.

#### *Composición mineralógica cuantitativa.*

Cuarzo, 44; Ortosa, 35; Plagioclasa, 15; Biotita, 7. Total, 101.

*Cuarzo.*

De grano grueso a muy fino, pasando por todos los tamaños intermedios. Alotriomorfo, con tendencia equigranular y extinción ondulante o irregular en los granos de tamaño grande y mediano. Los cristales presentan profusión de finas inclusiones de origen feldespático, a veces alineadas, así como inclusiones de biotita y de plagioclasa residual.

Los granos de cuarzo de la base pegmatítica presentan contorno irregular, y en general su borde es brusco en el contacto con los restantes componentes minerales. El límite de los granos de cuarzo en las zonas de contacto con áreas microgranudas se adapta a los componentes de ella con algún contorno de tipo ameboide. El contacto de este mineral con la ortosa ofrece algunos límites rectilíneos semejantes a los que aparecen en las formas gráficas. Por lo que respecta al cuarzo que se desarrolla en el interior, contorno o vecindad de granos plagioclásicos, presenta contornos irregulares redondeados.

*Feldespato alcalino.*

Está representado por ortosa perítica abundantemente desarrollada, tanto en las zonas granudas como en las micropegmatíticas. En las primeras se presenta con alteración de aspecto caolínico. El desarrollo de ortosa perítica aparece muy avanzado, reconociéndose perfectamente la albita en las bandas períticas, así como en formaciones de borde entre distintos granos de ortosa. En las zonas aplíticas se aprecia el desarrollo de algunos porfiroblastos de ortosa con macla de Carlsbad y contorno irregular.

En las plagioclasas corroídas por el cuarzo gráfico se aprecia perfectamente el avance y reemplazamiento por la ortosa, quedando finalmente la asociación pegmatítica ortosa-cuarzo.

La ortosa, en el contacto con áreas microgranudas, presenta un contorno ameboide más claro que el cuarzo, en iguales condiciones, con las típicas inclusiones de granos finos redondeados o irregulares de dicha matriz.

*Plagioclasa.*

Representada por oligoclasa con 17 por 100 de An. Los granos aislados presentan sus bandas polisintéticas difuminadas. Los de las zonas micropegmatíticas presentan los cristales «corroídos» por el cuarzo que se desarrolla también en su interior, adoptando formas más o menos gráficas. Algunos cristales presentan alteración sericitica con alguna pajueta de moscovita. En la trama microgranuda se observan también granos de plagioclasa sin apenas alteración y con las bandas polisintéticas bien delimitadas.

Los límites de los feldespatos entre sí son, en general, más confusos e inconcretos que los del cuarzo. Son frecuentes en espacios interfeldespáticos ocupados por granulaciones que evidencian una estructura cataclástica recristalizada. Otras veces aparecen formas verrucosas o flecos albíticos y mirmequitas.

*Biotita.*

Este mineral es escaso y aparece en forma de pequeñas láminas rectangulares y, más frecuentemente, en forma de finas pajuelas alargadas desarrolladas en los límites inter-

granulares de la matriz, en variable estado de cloritización. En otras ocasiones se observan laminillas de biotita alargadas, atravesando varios granos de distinta naturaleza. Aparecen también en esta roca pequeños cristales de diópsido, localizados junto a las plagioclasas, de la cual parecen provenir por transformación y reacción con los minerales félicos.

Se observa también en este tipo de rocas la presencia de granates rojizos, de forma más bien irregular, en pequeñas agrupaciones, generalmente con cuarzo entre ellos, o bien en forma de inclusiones dentro del granate y asociados a ortosa, biotita y moscovita.

Del estudio hecho de estos granates (15), resultan corresponder al tipo del almandino.

#### *Granito pegmatítico (III).*

Roca de estructura compleja, con señales de haber sufrido un proceso de cataclasis, con la consiguiente heterogeneidad en el tamaño de los granos y subsiguiente recristalización, con amplias variaciones estructurales dentro de una misma preparación. La trama fundamental está constituida por una asociación granoblástica de grano sumamente variado, formando una intrincada estructura, sobre las que descansan las formaciones de cuarzo incipiente, desarrollados sobre cristales de plagioclasa, o bien las formaciones netamente micrográficas con reemplazamiento de la plagioclasa por ortosa.

#### *Composición mineralógica cuantitativa.*

Cuarzo, 39 ; Ortosa, 28 ; Plagioclasa, 30 ; Biotita, 3. Total, 100.

#### *Cuarzo.*

Muy abundante en granos, sumamente irregulares y de muy variado tamaño, o bien en forma micrográfica. Dentro de los granos se aprecian abundantes y diminutas inclusiones de restos feldespáticos en forma de alineaciones, que a veces prosiguen a través de varios granos o en forma difusa, claramente relacionadas con gránulos feldespáticos residuales. También presentan incluida alguna pajuela de mica.

Este cuarzo presenta claramente dos generaciones distintas: la del cuarzo que llamaremos granoblástico y la del cuarzo micrográfico. Ambos tipos de cuarzo presentan extinción heterogénea en mosaico, en bandas u ondulante.

#### *Feldespato alcalino.*

Bastante abundante, con carácter claramente peritítico y de contorno irregular. En contacto con el cuarzo, sin embargo, el borde se manifiesta rectilíneo o geométrico.

#### *Plagioclasa.*

Corresponde a una oligoclasa con 28 por 100 de An, bastante abundante, que se presenta en granos de tamaño relativamente grande, siempre alotriomorfa, ya sean cristales sencillos o complejos, con bordes maduros. Algunos de estos cristales aparecen englobados por la ortosa, con desaparición de las bandas polisintéticas y el típico reborde albítico de reacción. Es frecuente en estas plagioclasas el desarrollo de cristales de cuarzo o de formaciones de cuarzo micrográfico en su interior. En ocasiones, un mis-

mo grano de cuarzo o varios con extinción conjunta se desarrollan sobre un mismo cristal de plagioclasa, mientras que otras veces crecen sobre complejos granulares de este mineral.

#### *Biotita.*

En láminas irregulares, con fuerte transformación clorítica. En general crece en forma de pajuelas alargadas en los límites entre granos. Algunos cristales presentan aspecto de haber sufrido corrosión por el cuarzo. Presenta las inclusiones típicas de zircón y, además, inclusiones de moscovita y de granate.

#### *Aplita milonítica.*

La estructura de esta roca presenta distintas modalidades y cambios bruscos de una zona a otra, que pueden concretarse en dos formas o estructuras esenciales, aun cuando aparezcan zonas mixtas o tránsitos más o menos acusados. Dichas formas son: una microgranuda o equigranular de aspecto granoblástico, y otra micropegmatita gráfica.

#### *Composición mineralógica cuantitativa.*

Cuarzo, 38,36. Ortosa, 32,57; Plagioclasa, 29. Total, 99,95.

#### *Cuarzo.*

En granos de diversos tamaños, de contorno irregular en los granos independientes con entrantes o prolongacio-

nes y geométricos, o en forma de bastoncillos en las formaciones gráficas. Algunos granos aislados presentan contorno poligonal, especialmente en su contacto con la ortosa.

Se advierten claramente dos generaciones de cuarzo: uno que predomina en la matriz granoblástica y que por unión de varios granos va dando cristales mayores, y otro que se origina en el interior de las plagioclasas. En los granos de tamaño mediano se presenta la extinción ondulante que no es visible en los pequeños ni en el cuarzo gráfico.

Son numerosas las finísimas inclusiones feldespáticas en todos los granos, bien en alineaciones, que en ocasiones pasan de un cristal a otro, bien en forma dispersa. Se observan, asimismo, dentro de los cristales de cuarzo, plagioclasas residuales y alguna pajuela de mica cloritizada.

#### *Ortosa.*

Bastante abundante, varios de sus cristales presentan un contorno ameboide, con evidente crecimiento y desarrollo cristaloblástico, englobando granos de la matriz granoblástica. En este tipo de desarrollo la ortosa suele presentar macla de Carlsbad. Sin embargo, los más abundantes son de ortosa pertítica, evidentemente desarrollados por reemplazamiento de plagioclasas, no presentando en este caso macla de Carlsbad. Es este tipo de ortosa pertítica la que se asocia con el cuarzo residual de las plagioclasas para formar micropegmatitas gráficas. En general contiene incluidos restos de los demás minerales.

### *Plagioclasa.*

Predomina una oligoclasa con un 20 por 100 de An, en granos subidiomorfos o alotrimorfos, en fase de transformación con difuminación de las bandas polisintéticas y con evidentes fenómenos de corrosión y reemplazamiento por ortosa y cuarzo. La configuración irregular de su contorno y el presentar englobados algunos gránulos de la matriz, evidencian su carácter de producto de recrystalización y desarrollo cristaloblástico, anterior al desarrollo de la ortosa, ya que nunca se observan las inclusiones de ésta en la plagioclasa.

### *Contacto en granito de grano grueso (1) con aplita*

Macroscópicamente se aprecia un contacto neto entre el granito de grano grueso y una aplita ligeramente rosada y fresca. Al microscopio, el límite entre una y otra roca ya aparece como muy irregular y sólo, *grosso modo*, puede considerarse como lineal.

La aplita presenta caracteres que permiten considerarla como un producto de recrystalización, en la que sobre una base microgranuda de grano muy fino y contactos de típica cristalización granoblástica se desarrollan porfiroblastos de ortosa algo perítica, la cual engloba gránulos redondeados de los restantes minerales de la matriz. La base microgranuda parece resultar de una trituración milonítica de alto grado, seguida de recrystalización, como se deduce del perfecto ensamblaje de los mismos.

También se distinguen porfiroblastos de plagioclasa y agrupaciones de granos del mismo tipo de cuarzo, ortosa y plagioclasa.

Por la masa se ven dispersas algunas pajuelas o laminillas de biotita cloritizada.

Por lo que se refiere al contacto, encontramos numerosas pruebas de recrystalización en estado sólido. Como ya hemos dicho anteriormente, el límite es irregular, si bien se trata de cristales con bordes perfectamente definidos y maduros. El granito en zona de contacto es rico en ortosa perítica, presentando un borde ameboide con fina adaptación al contorno de los granos de la base milonítica, y conteniendo en su interior numerosos gránulos de la misma, lo cual evidencia un proceso de crecimiento del granito sobre la aplita. Estos gránulos englobados se distribuyen de una forma curiosa, con disposición en una o más alineaciones paralelas al contacto.

Algunos granos de plagioclasa del granito también presentan gránulos cuarzosos englobados, y su borde es ameboide, con las mismas características que la ortosa. En los contactos de granos de plagioclasa con ortosa aparecen bordes albíticos y alguna mirmequita. Por lo demás, los granos grandes de plagioclasa parecen inestables con transformación sericítico-moscovítica.

### *Granito cataclástico pegmatítico de la falla de La Cabrera.*

Granito de coloración rosada, de aspecto pegmatítico y grano diverso, dominando el medio, con algunas finas pajuelas micáceas alteradas y diseminadas por la masa. También se distinguen nódulos de epidota de posición intergranular.

Al microscopio se aprecia la diversidad de grano, las formaciones micropegmatitas gráficas, así como diversos

signos de la evidente cataclasis por la que pasó la roca y que sirvió de base a la actual estructura recrystalizada, tales como microfallas, fenómenos de cizalladura, granulaciones interfeldespáticas, etc.

*Composición mineralógica cuantitativa.*

Cuarzo, 39,49; Ortosa, 41,9; Plagioclasa, 18,2; Biotita, 0,4; Total, 99,99.

*Cuarzo.*

Se aprecia claramente la diferencia entre el cuarzo de los granos independientes y el de las formaciones gráficas. El primero se presenta alotriomorfo, con diversidad de tamaño y forma. Sus límites son sumamente irregulares, generalmente netos y algunas veces con formas geométricas que recuerdan los límites y fracturas típicos de la plagioclasa. En contacto con la ortosa aparecen bordes estabilizados por reajuste, de forma parcialmente rectilínea. Los granos de tamaño mediano o grande presentan clara extinción heterogénea en bandas; este tipo de extinción no es tan apreciable en los granos pequeños. En estos granos se aprecian pequeñas inclusiones líquidas que aparecen repartidas irregularmente.

El cuarzo gráfico se presenta con bordes también netos y formas alargadas con aspecto de bastoncillos. Su contorno más que geométrico es ligeramente ondulado en muchos de los granos, mientras en otros se presenta limitado por falsas caras u ofreciendo el aspecto de signos cuneiformes o simplemente formas triangulares. La extinción en ellos es homogénea y presentan pocas inclusiones.

*Ortosa.*

Es abundante, pertítica, con bandas estrechas albíticas o formaciones de albita con bandas distintas en su interior.

Está, por lo general, relacionada con procesos de albitización de bordes de plagioclasa y avance sobre ésta, así como procesos de reajuste con el cuarzo, que da contornos parcialmente rectilíneos. El tamaño de grano es diverso y su forma alotriomorfa de contorno definido o difuso, especialmente en contacto con la plagioclasa, en donde se presentan fenómenos de mirmequitización. Parece un mineral estable, y es indudable su formación a través de un proceso de movilización favorecido por la cataclasis, con el consiguiente desmoronamiento de la plagioclasa.

Aparte del cuarzo de las formaciones gráficas, aparecen algunos gránulos de minerales primarios englobados por la ortosa en su crecimiento, los cuales representan vestigios de la base milonítica.

*Plagioclasa.*

Es relativamente abundante, si bien poco estable, lo cual es causa de que muchos de los granos aparezcan totalmente alterados con una transformación de tipo sericítico o caolínico. Su forma es irregular y sus contornos, indistintamente, netos o difusos. Son frecuentes las asociaciones granulares complejas, y se ven vestigios de la etapa de formación de micropegmatitas gráficas sobre base plagioclásica por emigración de cationes. La reacción de borde con la ortosa ofrece ejemplos de mirmequitización y de formación de aureolas albíticas. Además de esta plagioclasa, que podemos considerar como primaria, aparecen



gránulos más ácidos que, aunque independientes del proceso de pertitización, deben de tener igual origen, o sea por albitización de plagioclasas de tipo oligoclasa, anteriores a la cataclasis.

#### *Micas.*

Esencialmente biotita, muy escasa y de desarrollo fisural, por lo que ofrece el aspecto de finas pajuelas alargadas. Se halla relacionada en algunos casos con la segregación de hidróxido de hierro que, asimismo, impregna algunas fisuras de la roca.

#### MICROPEGMATITA GRÁFICA

Al microscopio se comprueba una estructura pegmatítica gráfica de grano irregular y tamaño predominantemente medio o fino, con abundantes fenómenos de reacción intergranular, que da lugar a aureolas y frentes albíticos en el crecimiento de la ortosa preferente a plagioclasa, junto con formaciones mirmequíticas.

#### *Composición mineralógica cuantitativa.*

Cuarzo, 39,4; Ortosa, 36,4; Plagioclasa, 22; Mica, 2.  
Total, 99,8.

#### *Cuarzo.*

Unas veces se presenta en granos aislados, con borde irregular, quebrado, y extinción ondulante y heterogénea. Otras, en formas gráficas dentro de la plagioclasa, como

silíce residual por desintegración de este mineral, y en ortosa, dando lugar a formaciones pegmatíticas gráficas. En este caso es más homogénea la estructura y menos notoria la extinción ondulante.

No son abundantes las microinclusiones, y cuando se presentan, es en forma difusa. Como minerales englobados encontramos alguna pajuela de mica que puede atravesar más de un cristal.

#### *Ortosa.*

Bastante abundante. Con carácter claramente pertítico, con las bandas albíticas de aspecto fusiforme, guardando un desarrollo bastante paralelo dentro de un mismo cristal. Este mineral tiene claramente un origen posterior al feldspato calcosódico, creciendo y expansionándose a su costa, dando origen a procesos de albitización y mirmequitas. Engloba alguna pajuela de mica, así como restos de plagioclasa abarcados en su crecimiento, si bien los gránulos de plagioclasa de contorno subgeométrico y desarrollo en bandas incluidos en la ortosa, no pueden considerarse inclusiones por tener un origen semejante a las bandas albíticas de la pertita.

#### *Plagioclasa.*

Hay que considerar dos generaciones de este mineral: una primaria, de tipo oligoclasa con ligera alteración, de aspecto terroso o intensa transformación de su red con pérdida de las bandas polisintéticas, y formación de cuarzo como sílice residual por movilización de los cationes del primero. En este caso, los límites de cuarzo y plagioclasa

son más irregulares, menos maduros y netos que en el caso de las pegmatitas gráficas sobre base de ortosa, lo cual indica un proceso progresivo de destrucción de la plagioclasa. La segunda generación es de tipo albita, de formación posterior y estable en el estadio de pegmatización de esta roca. No sólo se encuentra en bandas peritíticas en el interior de la ortosa, sino también en forma de bandas como señal evidente de la reacción de ambos feldespatos y aun en forma de granos aislados de la estructura, sin claras conexiones genéticas con la ortosa, por cuanto puede deducirse de los límites, pero que debe de originarse, sin embargo, del mismo modo, es decir, como consecuencia del proceso de albitización.

#### Micas.

Escasas. La biotita se presenta totalmente cloritizada, conservando los cristales de zircón con las aureolas pleocroicas. La moscovita de claro origen posterior debe, no obstante, ser anterior a la fase avanzada del desarrollo de la ortosa, apareciendo en pajuelas estrechas que atraviesan varios granos.

#### PETROGÉNESIS

El anterior estudio petrográfico pone claramente de manifiesto la existencia de una serie importante de transformaciones mineralógicas y estructurales desarrolladas a través de procesos de remplazamiento bien determinados que, en conjunto, constituyen, a nuestro juicio, un claro proceso de petroblastesis, realizado esencialmente sin la intervención de aportes extraños a la roca.

#### Análisis de los granitos de La Cabrera (Madrid)

	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O +	H <sub>2</sub> O -	Totales
(I)...	72,95	13,34	0,82	1,27	0,08	0,35	1,81	3,05	5,17	0,20	0,09	0,48	0,08	99,69
(II)...	74,71	12,47	1,13	1,05	0,07	0,33	0,89	3,13	5,92	0,06	0,06	0,33	0,09	100,24
(III)...	76,00	12,96	0,25	0,65	0,03	0,08	0,90	3,52	4,97	"	0,07	0,42	0,06	99,91
(IV)...	75,92	13,91	0,46	0,61	0,08	0,04	0,18	3,24	4,55	"	0,08	0,50	0,13	99,70

#### Parámetros de Niggli

	Si	al	fm	c	alk	k	mg
(I)...	427	45,5	13,5	5	36	0,53	0,24
(II)...	431	42	13	5,5	39	0,55	0,21
(III)...	451	47,5	5,5	6	41	0,48	0,14
(IV)...	494	52,0	6,5	1	39,5	0,48	0,06

(I). - Granito de grano grueso homogéneo.

(II). - Granito de grano fino con biotita orientada.

(III). - Granito aptítico.

(IV). - Granito pegmatítico.

Análisis: F. de Pedro Herrera. - Laboratorio de Petroquímica. Universidad de Madrid.

El estudio detenido de sus estructuras demuestra que las rocas que constituyen la banda de granito aplítico de La Cabrera son el producto de la granulación del granito de grano grueso (I).

La transformación de los granos constituyentes del granito en agregados granulares mucho más finos está evidentemente producida por un proceso mecánico de deslizamiento y milonitización, es decir, por una cataclasis de alto grado.

Macroscópicamente se advierte ya, de forma clara, cómo el granito de grano grueso (I) pasa a un granito de grano fino biotítico (II), con orientación paralela de la biotita, según el plano de deslizamiento, y de éste a un granito aplítico y aplítico-pegmatítico en bandas difusas, con aparición de granates y algo de turmalina (14).

La observación microscópica concuerda con esta apreciación y no deja lugar a dudas sobre la existencia de una cataclasis con trituración de alto grado, acompañada de una intensa recristalización y reorganización mineralógico-estructural, que no afecta por igual a los distintos puntos.

Así, incluso dentro de una misma preparación, pueden observarse zonas con aspecto casi de granito normal, otras aplíticas o pegmatíticas y otras granoblásticas de grano fino. (Microfot. núm. 4.)

Las aplíticas y granoblásticas forman una base continua en la que aparecen como incrustadas las asociaciones de tipo granítico o pegmatítico.

Las zonas granitoideas están caracterizadas por el avanzado desarrollo de ortosa perfitica cuya albita se dispone en vénulas y también en formaciones de borde entre distintos granos de ortosa.

Las pegmatíticas, por su parte, ofrecen numerosos ejem-

plos de gran interés para la interpretación del proceso de formación de estructuras gráficas y reacciones entre feldespatos a través de diversos estadios de evolución mineralógica.

La escasa cantidad de mirmequitas en estas rocas parece estar de acuerdo con la idea de Sederholm (1916) de que el desarrollo de tales formaciones reaccionales no es compatible con un fuerte metamorfismo.

En este caso podemos, pues, suponer que el intenso metamorfismo dinámico sincrónico con la recristalización ha podido ser desfavorable al desarrollo de tan delicadas estructuras reaccionales, o bien que el avanzado proceso de recristalización ha eliminado casi por completo dichas fases de intercrecimiento.

La escasez de biotita parece constituir otro dato importante en favor del origen milonítico de estas rocas, por cuanto este mineral está representado tan sólo por diminutas y estrechas pajuelas que se desarrollan de preferencia en los espacios intergranulares. Esta escasez y su concentración y orientación paralela hacia el contacto con el granito de grano grueso, parece confirmar la idea de que, con la milonitización, la biotita se hace inestable, desorganizándose y emigrando sus elementos, en especial el Fe y Mg, que se reorganizan hacia los bordes, tal como ocurre en el desarrollo de pegmatitas por «secreción» o diferenciación metamórfica (12).

Las transformaciones mineralógicas y estructuras de remplazamiento observados que apoyan el carácter petroblástico de estos granitos son principalmente los siguientes :

## NEOFORMACIÓN DE CUARZO

En la descripción petrográfica de estas rocas poníamos de manifiesto la existencia de dos generaciones de cuarzo: el cuarzo de tipo granoblástico o de recristalización que se desarrolla por crecimiento y unión de los pequeños granos y el cuarzo de neoformación que se desarrolla en el interior de las plagioclasas.

Este fenómeno de formación de cuarzo no hay duda que está directamente relacionado con la inestabilidad indicada de las plagioclasas ante las acciones dinámicas. Dicho desarrollo de cuarzo coincide unas veces con una gradual desaparición de las bandas polisintéticas que parecen difuminarse hasta desaparecer, adoptando entonces el feldespato un tono de polarización amarillento y un aspecto de cuarzo, de tal manera, que se sugiere una real transformación en este mineral. El cuarzo, que así inicia su desarrollo, va creciendo y extendiéndose por «corrosión» de la plagioclasa. (Microfot. núm. 9.)

Otras veces, por el contrario, el fenómeno se desarrolla conservando los plagioclasas sus bandas polisintéticas perfectamente delimitadas.

Esta transformación viene atestiguada por los residuos feldespáticos que se observan en las secciones de cuarzo. En muchas ocasiones estos residuos aislados conservan todavía señales de las bandas polisintéticas, lo que permite comprobar su idéntica orientación. Estos residuos van desmoronándose, quedando como restos de ellos pequeñas inclusiones en el cuarzo. (Microf. núms. 10 y 11.)

Este hecho parece probar que la transformación tiene lugar al estado sólido por emigración de cationes a partir

de varios puntos o focos de un mismo cristal, dando origen a varios cristales de cuarzo que por razón de su génesis presentan la misma orientación óptica condicionada por la base única de la red de plagioclasa.

Este cuarzo así formado proviene, pues, de la perturbación y transformación de la red feldespática de la plagioclasa en una red de sílice residual.

## REEMPLAZAMIENTO DE PLAGIOCLASA POR ORTOSA

En las condiciones termodinámicas en las cuales se desarrollan los fenómenos de reemplazamiento en estas rocas, es indudable que la plagioclasa se vuelve inestable. En realidad el hecho no debe extrañarnos por cuanto es sobradamente conocido que la plagioclasa cálcica ha sido considerada siempre como un mineral «anti-stress».

Por otra parte, estos fenómenos de «desmoronamiento» de las plagioclasas, con desarrollo de cuarzo de neoformación en su interior y reemplazamiento por la ortosa, se observan siempre en granitos o rocas de tipo granítico localizadas en zonas de tensión o fractura.

Ya hemos descrito cómo residuos de plagioclasas quedan incluidos en la ortosa peritética (Microf. núm. 6), no habiendo podido observar nunca el caso contrario y cómo estos cristales de plagioclasa se presentan casi siempre envueltos por un reborde albitico de reacción.

El avance, pues, del feldespato potásico, provoca en el frente de ataque la formación de albita, de forma que el reemplazamiento de la plagioclasa por la ortosa peritética parece tener lugar a través de una previa albitización de aquélla.

En ocasiones, en el frente de reacción se observa la for-

mación de unos flecos constituidos por pequeños cristales alargados de albita que presentan igual orientación que las maclas de albita de las vénulas pertíticas del feldespato potásico.

De esta forma, la ortosa pertítica va reemplazando y englobando a la plagioclasa, desplazándose el frente de ataque a favor del crecimiento del feldespato potásico, mientras que la plagioclasa tiende a desaparecer. El sentido de este crecimiento queda determinado también por la forma lobulada o sinuosa del borde con las concavidades hacia la plagioclasa.

La albita se incorpora a la red de ortosa en forma de pertitas que, en ocasiones, están perfectamente localizadas en vénulas, mientras que en otras la incorporación del feldespato sódico tiene lugar en forma más difusa.

La estrecha correlación que existe entre el desarrollo de estos fenómenos y las zonas de cataclasis nos permite afirmar que los procesos cataclásticos favorecen la movilización del potasio, con el consiguiente desarrollo de ortosa, mientras que la plagioclasa formada en estadios anteriores se hace inestable y acaba por desaparecer.

#### FORMACIÓN DE ESTRUCTURAS MICROPEGMATÍICAS

El desarrollo de este fenómeno está íntimamente ligado a los procesos de reemplazamiento a cargo del cuarzo de la ortosa, anteriormente descritos. La presencia de cuarzo de neoformación dentro de las plagioclasas a consecuencia de la destrucción parcial de la red feldespática, es un fenómeno frecuentísimo en los granitos afectados por acciones tectónicas, aunque éstas, macroscópicamente, apenas se manifiestan.

Las bandas de pegmatitas difusas y los granitos pegmatíticos rosados y pegmatitas desarrolladas en coincidencia siempre con acciones tectónicas ofrecen numerosos ejemplos de gran interés para la interpretación del proceso de formación de estructuras gráficas y de reacciones entre feldespatos a través de diversos estadios de evolución mineralógica que van desde la transformación de la plagioclasa con difuminación y desaparición de las bandas polisintéticas y formación de cuarzo en su interior, hasta llegar finalmente a la fase de difusión y fijación del potasio en las redes de la plagioclasa inestable y a la reorganización interna de ortosa pertítica y formación de micropegmatitas gráficas.

Por un proceso de este tipo pueden formarse grandes y bellas placas de micropegmatitas y masas o diques de pegmatitas o pegmatitas difusas exactamente iguales a las que presenta la asociación cuarzo-ortosa, atribuida a la cristalización eutéctica de estos dos minerales.

En una fase inmediata o casi simultánea con la aparición de cuarzo de «corrosión» en el interior de las plagioclasas, se comprueba cómo la ortosa va reemplazando gradualmente a la plagioclasa, originando, al interferir con el cuarzo residual de la red feldespática, formas geométricas y caprichosas típicamente gráficas. (Microfot. núm. 12.)

En algunas de estas formas micropegmatíticas puede observarse la extinción conjunta de todos los granos de cuarzo pertenecientes a un mismo cristal de feldespato que, en general, es distinta de la que presenta otro contiguo. (Microfot. núm. 6.)

Como ya indicaba San Miguel Arribas en un trabajo anterior (13), la evidencia de este fenómeno nos parece una

prueba definitiva en contra de la pretendida cristalización eutéctica como causa de la asociación cuarzo-ortosa en formas pegmatíticas gráficas.

#### CONCLUSIÓN

Todos los anteriores datos nos llevan a la evidencia del papel importante que juegan en la petrogénesis de las rocas graníticas las acciones tectónicas.

Las deformaciones producidas por los plegamientos y por la tectónica de fractura, con sus cizallamientos y milonitizaciones bajo la acción de presiones orientadas, confieren a las rocas una estructura cataclástica excepcionalmente apropiada a los fenómenos de difusión y recristalización, al perturbar profundamente las zonas externas de las redes cristalinas y ampliar considerablemente las superficies de difusión.

A estos fenómenos puede aplicárseles, de forma general, el término de *petroblastesis*, según el sentido de Ramberg (1) y (11), y su acción puede cambiar por completo el aspecto, estructura y composición de las rocas.

Así, una cataclasis intensa con fina pulverización de la roca y la subsiguiente recristalización, puede llegar a producir verdaderos diques de pórfidos, como es el caso de los pórfidos graníticos de San Felú de Guixols en la Cadena Costera Catalana y muchos de la Sierra de Guadarrama, que no son sino milonitas recristalizadas, tal como expone San Miguel Arribas (14) en un reciente trabajo presentado en el XX Congreso Geológico Internacional de Méjico.

En otras ocasiones la milonitización puede ir acompañada de una fricción tan intensa que pulverice totalmente

a la roca, transformándola en una pasta afanítica, negra, de aspecto felsítico o vitrofísico, sobre la que destacan porfiroblastos de feldespato, y que vista al microscopio aparece constituida por un agregado extraordinariamente fino de cuarzo con residuos cataclásticos de la roca madre.

Este mismo origen tienen las denominadas felsitas, generalmente de colores verdosos, que aparecen también coincidiendo con zonas de intensa fricción tectónica.

Tanto los pórfidos negros citados como las felsitas no serían, pues, en realidad, sino rocas ultramiloníticas recristalizadas.

En conclusión, podemos establecer la afirmación de que las bandas de granitos aplíticos y aplítico pegmatíticos de la Sierra de La Cabrera, así como el granito pegmatítico rosado, localizado en la falla N.-S. que cruza la carretera Madrid-Burgos, están constituidas por rocas cuarzo-feldespáticas que se han desarrollado a través de procesos de difusión y reemplazamiento típicamente petroblásticos, provocados por una acción cataclástica intensa. La recristalización, que parece sincrónica con la acción tectónica, no afecta por igual a toda la masa, variando según el grado de trituración.

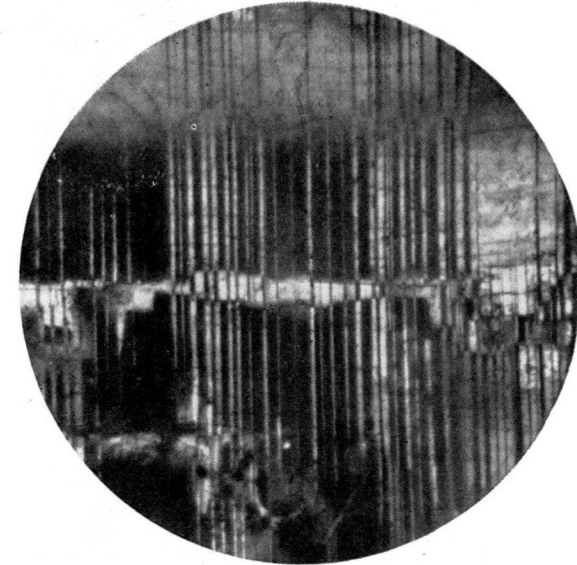
El desarrollo de estos fenómenos de petroblastesis coincide con las principales líneas tectónicas de la Sierra de La Cabrera y del macizo granítico del Guadarrama.

Sección de Petrografía  
Instituto «Lucas Mallada» de Investigaciones Geológicas

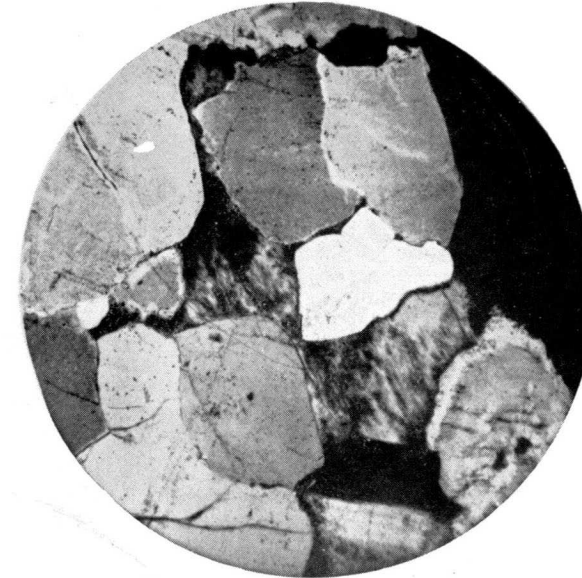
#### BIBLIOGRAFÍA

- (1) BARTH, F. W.: *The Birkeland Granite, a case of petroblastesis* «Bull. Comm. Geol.» de Finlande, núm. 40, 1947.
- (2) BERNALDO DE QUIRÓS, C.: *Guadarrama*. Trab. Mus. Nac. C. Nat., número 11, Ser. Geol., Madrid, 1915.

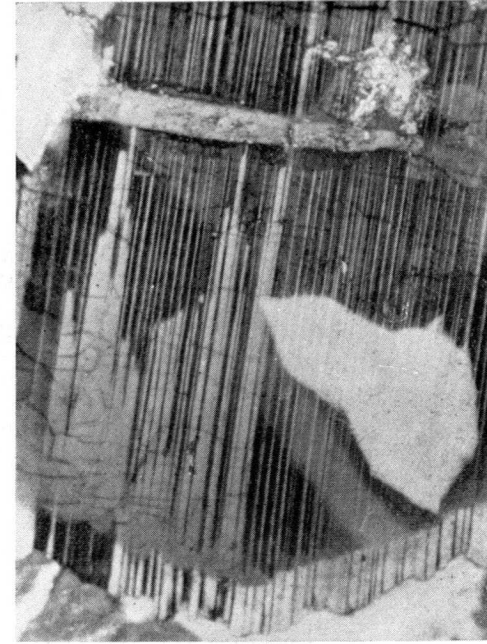
- (3) BURGESS, W. G.: *Crystal growth in the solid state (Recrystallisation)*. «Physica XV», núm. 2, 1949.
- (4) FUSTER, J. M. y DE PEDRO, F.: *Estudio geológico del macizo metamórfico de Abantos (Sierra de Guadarrama)*. «Notas y Comm. Inst. Geol. Min. de España», núm. 86, 1954.
- (5) — — *Estudio Geológico del borde meridional de la Sierra del Guadarrama entre Torreldones y Valdemorillo*. «Notas y Comunicaciones Inst. Geol. y Min. de España», núm. 35, 1954.
- (6) HARKER, A.: *Metamorphism*. London, 1950.
- (7) HERNÁNDEZ PACHECO, E.: *Edad geológica y origen de la Cordillera Central de la Península Ibérica*. XX Cong. Asoc. Esp. Prog. de las Ciencias Disc. T. 2. Madrid, 1923.
- (8) OBERMAIER, H. y CARANDELL, J.: *La Sierra de Guadarrama*. Guía E. 2 XIV Cong. Geol. Inst. Madrid, 1926.
- (9) PRADO, C. DEL: *Descripción física y geológica de la provincia de Madrid*. Mapa Geológico. Junta Sup. de Estadísticas, Madrid, 1864.
- (10) PERRIN, R. et ROUBAULT, M.: *Les reactions a l'état solide et la Geologie*. «Bull. Serv. Carte Geol. Algerie», 5.ª Serie, núm. 4, 1951.
- (11) RAMBERG, H.: *The origin of Metamorphic an Metasomatic Rocks*. «The University of Chicago Press», 1949.
- (12) SAN MIGUEL ARRIBAS, A.: *Consideraciones sobre la génesis de Pegmatitas por diferenciación metamórfica*. Cursillos y Conferencias del Inst «Lucas Mallada», fascículo II, Madrid, 1955.
- (13) — — *Les caracteristiques structurales du granite de la Costa Brava et leur signification petrogenetique*. Colloque International de Petrographie. Nancy, 1955.
- (14) *Importancia de las acciones tectónicas en la génesis de los pórfidos graníticos* XX Congreso Geológico Internacional de Méjico (en prensa).
- (15) SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, M. y ASENSIO AMOR, I.: *Nota sobre el granate de la Cabrera*. «Est. Geol.», núm. 25. Madrid, 1955.
- (16) VIDAL BOX C.: *La línea morfotectónica meridional de la Sierra del Guadarrama*. «Bol. Soc. Esp. Hist. Nat.», tomo XI, Madrid, 1942.



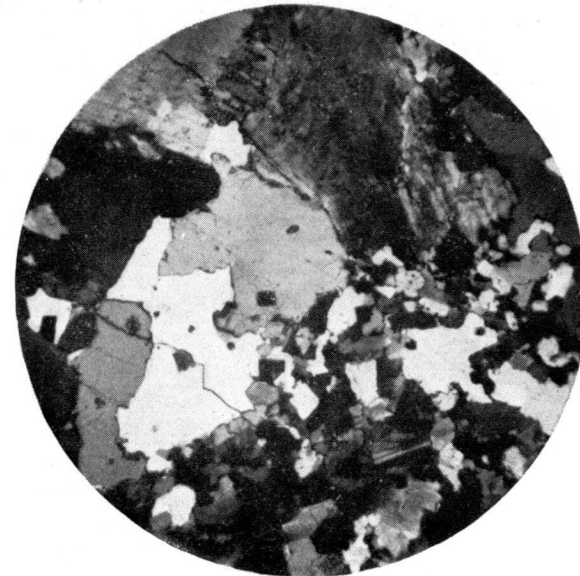
Microfot. 1.—Granito homogéneo (I). La Cabrera (Madrid). Banda transversal limitada por dislocaciones, la cual presenta sus bandas polisintéticas concordantes con las del cristal, pero precisamente alternas a las del mismo.



Microfot. 2.—Granito homogéneo de grano grueso (I). La Cabrera (Madrid). Desarrollo de ortosa entre granos de cuarzo con prolongaciones ameboides y films intergranulares. Obsérvense las alineaciones de microinclusiones feldespáticas residuales prolongándose a través de granos de cuarzo contiguos.

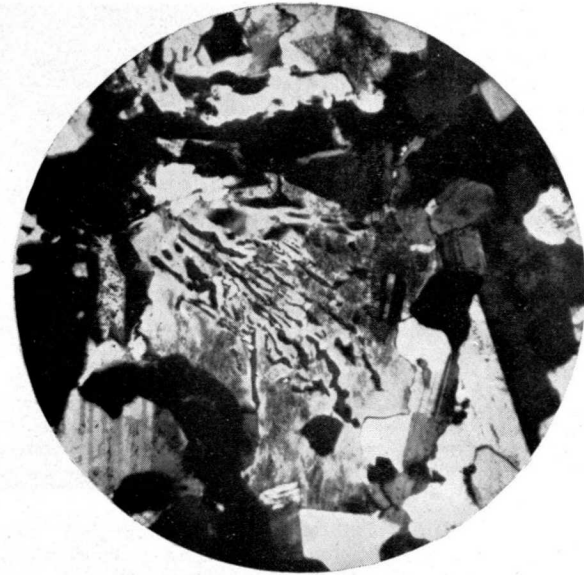


Microfot. 3.—Granito de grano grueso (I). La Cabrera (Madrid). En la parte superior se distingue una cuña de ortosa penetrando transversalmente a la plagioclasa. En el límite inferior se aprecia una franja periférica de albitización, típica del crecimiento de ortosa sobre plagioclasa.

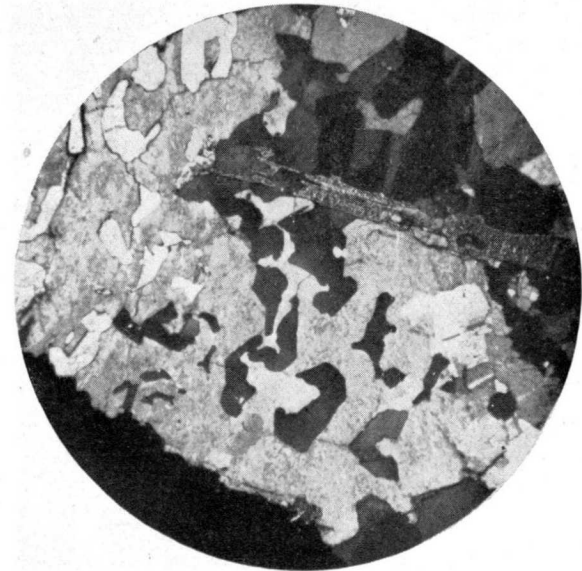


Microfot. 4.—Granito aplítico-pegmatítico (III). La Cabrera (Madrid). Contorno irregular geométrico entre granos de cuarzo y límite amebode entre la estructura macrogranuda y la microgranuda, quedando algunos gránulos residuales de esta matriz englobados total o parcialmente por los granos grandes. El contorno geométrico de algunos cristales de cuarzo, así como fisuras internas, recuerdan líneas de rotura de plagioclasa.

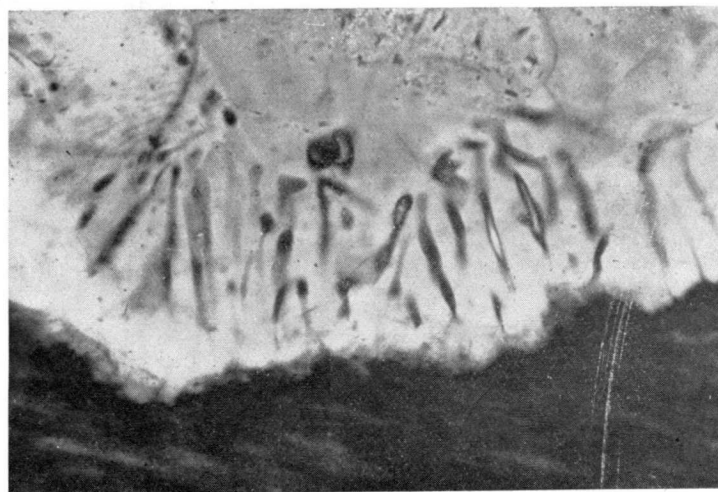




Microfot. 5.—Granito aplítico-pegmatítico (III). [La Cabrera (Madrid). Fase de desarrollo de ortosa por reemplazamiento de plagioclasa, dando por resultado una estructura micropegmatítica gráfica.



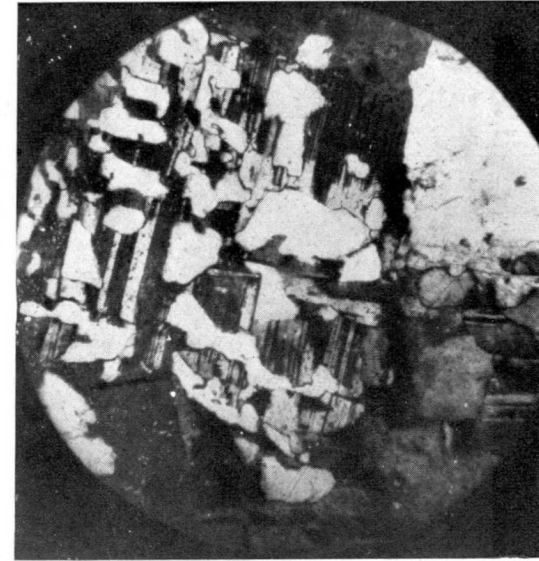
Microfot. 6.—Micropegmatita gráfica (III). La Cabrera (Madrid). Desarrollo de cuarzo gráfico en forma de dos series con distinta orientación dentro de un cristal de ortosa. Obsérvese una pajuela de mica con características de formación fisural,



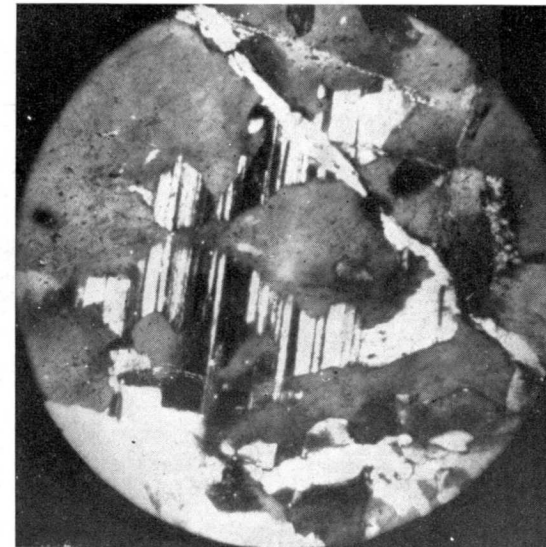
Microfot. 7.—Granito alítico-pegmatítico (III). La Cabrera (Madrid). Borde mirmequítico de plagioclasa en contacto con la ortosa perfitica; obsérvese el límite irregular y la desaparición total de las bandas polisintéticas. Los bastoncillos de cuarzo están, más o menos, orientados perpendicularmente al contorno.



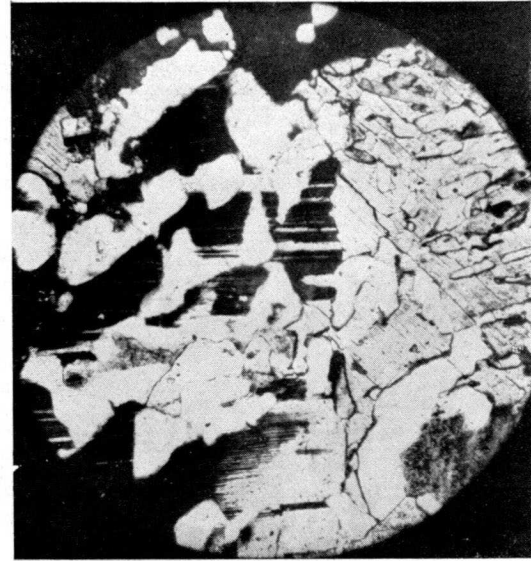
Microfot. 8.—Micropegmatita gráfica. La Cabrera (Madrid). Plagioclasa «corroída» por cuarzo; a la derecha mirmequitas que denuncian el avance de la ortosa (grano de la derecha).



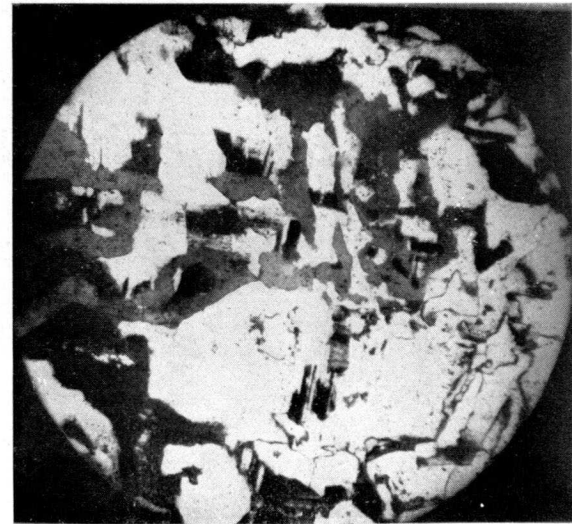
Microfot. 9.—Granito pegmatítico rosado (IV). La Cabrera (Madrid). Una gran placa de plagioclasa en proceso de «desmoronamiento» y corrosión por el cuarzo; en el ángulo derecho inferior otro grano de plagioclasa, con distinta orientación, también corroído por el cuarzo con distinta orientación al cuarzo anteriormente citado. En la parte superior puede observarse cómo la ortosa reemplaza a la plagioclasa.



Microfot. 10.—Granito pegmatítico rosado (IV). La Cabrera (Madrid). Desmoronamiento de la plagioclasa y reemplazamiento por cuarzo; obsérvese la formación de biotita fisural posterior a la plagioclasa.



Microfot. 11.—Granito pegmatítico rosado (IV). La Cabrera (Madrid). Proceso de corrosión y reemplazamiento de la plagioclasa por cuarzo y de éste por ortosa, lado derecho de la microfotografía. Obsérvese que el cuarzo presenta la misma orientación en la plagioclasa que en la ortosa.



Microfot. 12.—Granito pegmatítico rosado (IV). La Cabrera (Madrid). Sección compleja de plagioclasa en un avanzado estado de desmoronamiento y reemplazamiento por el cuarzo residual.



Foto 1.—Bandas de difusión en la zona de deslizamiento tectónico del granito de La Cabrera (Madrid). Trinchera en el km. 60-61 de la carretera Madrid-Burgos.

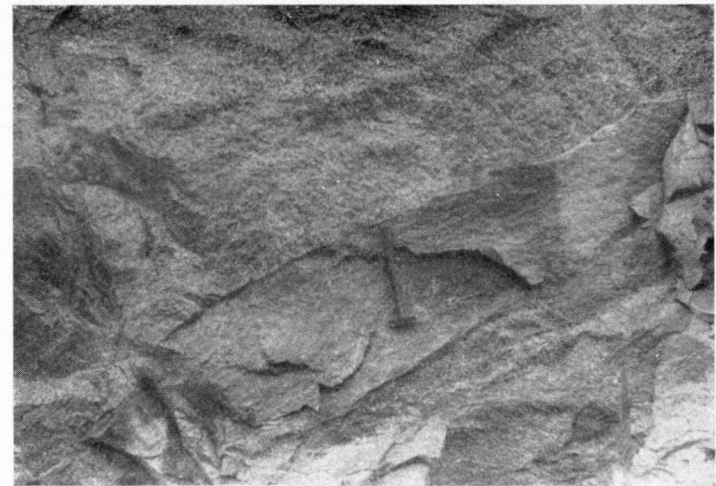


Foto 2.—Contacto entre el granito homogéneo y el granito fino con orientación paralela de la biotita (II). Trinchera en el km. 60-61 de la carretera Madrid-Burgos.

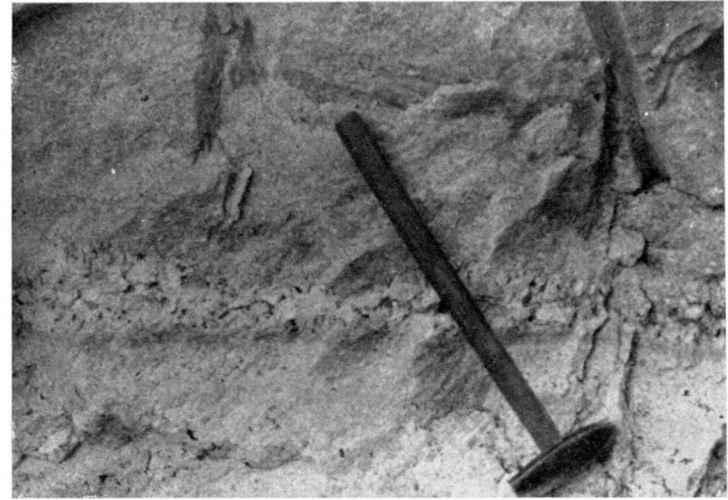


Foto 3.—Bandas y venas de pegmatitas difusas, con granates en el granito aplítico-pegmatítico (III). Trinchera en el km. 60-61 de la carretera de Madrid-Burgos.



Foto 4.—Nidos de pegmatita con turmalina, en el granito aplítico pegmatítico (III). Trinchera en el km. 60-61 de la carretera Madrid-Burgos.



Foto 5.—Banda de intensa alteración en el granito, correspondiente a una zona de milonitización no recristalizada. Trinchera en el km. 60-61 de la carretera Madrid-Burgos.



Foto 6.—Vista de la falla N.-S. que atraviesa la carretera. Trinchera en el km. 60-61 de la carretera Madrid-Burgos.

La Geología ¿es ciencia?

POR

PRESTON E. CLOUD



PRESTON E. CLOUD

## LA GEOLOGIA ¿ES CIENCIA? (\*)

Algunas veces se nos pregunta, hoy en día, si una actividad o grupo de actividades primariamente empíricas, como es la geología, puede ser considerada, con propiedad, como ciencia; y, por cierto, parece evidente que los mismos geólogos no dejan de tener sus sospechas a este respecto. Algunos de entre ellos, cuyos trabajos implican procedimientos casi experimentales u otras diferencias con respecto a la geología supuestamente ortodoxa, se han dissociado de la profesión materna. Otros encuentran que la geología existe solamente como aplicación de otras ciencias a los problemas de la historia de la Tierra. Y una minoría militante exalta la supremacía de la geología, o de su marca particular de geología, y desdeña la participación de disciplinas aliadas en la solución de problemas geológicos.

Preguntar si la geología es ciencia es como preguntar si la pintura es arte o si la paleontología es geología. Depende de la manera como se practique. Si se practica con

---

(\*) Versión española, amablemente autorizada, por autor y editor, del artículo «Is geology a Science?» aparecido en «Geotimes». Vol. 1 número 6, dic. 1956, revista publicada mensualmente por el American Geological Institute en Washington D. C. Traducido por J. M. Ríos.

acuerdo objetivo con respecto a la estrategia y tácticas del método científico, de manera que contribuya fundamentalmente a la comprensión de la historia de la Tierra, de su estructura o de su composición, es geología. No es bastante, y conduce a confusión, decir que la ciencia ha de seguir procedimientos experimentales. Los químicos eran experimentadores y los astrónomos no lo son.

En el caso de las disciplinas experimentales los experimentos han de admitir posibilidad de repetición, con iguales resultados, por otros investigadores, si es que la actividad ha de calificarse como ciencia; y las hipótesis basadas en datos experimentales deberían tener corolarios comprobables, por medio de los cuales se acredite, o desacredite, su validez. Para que un experimento pueda repetirse debe describirse ordenadamente la secuencia, poniendo de manifiesto qué efectos fueron causados por procesos bien definidos.

Si una secuencia ordenada de observaciones está descrita con tal precisión que un observador objetivo, al reexaminar sustancialmente los mismos hechos, ve sustancialmente las mismas cosas, eso es el equivalente del experimento susceptible de repetición de las ciencias empíricas, y lo que podríamos llamar la observación recuperable. Así como algunos experimentos son triviales, de la misma manera lo son algunas observaciones; y tanto en las ciencias empíricas como en las experimentales, la capacidad de recuperación no es nunca absoluta, sino que ha de tener en cuenta el significado de las cifras, de observaciones paralelas, en vez de idénticas, y los intrínquilos de la lógica simbólica.

La más humilde de entre las observaciones o experimentos, si se lleva a cabo y se describe en forma tal que

sea susceptible de repetición, y si es nueva, o de importancia en la probación de lo que se creyó previamente sabido, es una contribución a la ciencia; pero ninguna disciplina científica debería terminar ahí. El cuerpo de hechos observados, de resultados, es la trama en la que debería tejerse la tapicería de la interpretación, y las hipótesis que arman esta tapicería quedan sin fruto a menos que conduzcan a la predicción de otros acontecimientos o hechos que deben encajar en el esquema, si es que éste es correcto. Estos son los corolarios sujetos a comprobación.

En la medida en que cualquier actividad consista en el registro permanente, disciplinado y exacto, de observaciones susceptibles de repetición conducentes a la formulación o comprobación de hipótesis, es ciencia; y si contribuye primariamente a la comprensión de la historia de la Tierra, su composición o estructura, es geología. La capacidad de recuperación de los datos es el elemento crucial, y el aspecto histórico es el tema central. Nadie, cuyas actividades cumplan estos requisitos, puede dudar en considerarse a sí mismo como hombre de ciencia y geólogo.

Tengamos, sin embargo, presente en la mente que la geología gana prestigio y madurez con cada movimiento que facilite la recuperabilidad de sus observaciones, incrementalmente la cuantificación significativa de sus conclusiones, promueva un examen más riguroso de los corolarios comprobables o adelante en el aprovechamiento de los dominios contiguos de la ciencia.

Problemas de la tectónica profunda.  
Formas estructurales en el Stockwerk de migmatitas  
de las caledonides de Groenlandia oriental

POR

JOHN HALLER

Basilea

JOHN HALLER

PROBLEMAS DE LA TECTONICA PROFUNDA.  
FORMAS ESTRUCTURALES EN EL STOCKWERK  
DE MIGMATITAS DE LAS CALEDONIDES  
DE GROENLANDIA ORIENTAL (1)

RESUMEN

En la parte central de Groenlandia oriental se plegó, durante las fases caledonianas, una potente serie de sedimentos precámbricos, al mismo tiempo que quedó sometida a la acción de un proceso de granitización sinorogénica: esta serie quedó completamente englobada en la infraestructura del sistema de plegamiento. La aportación selectiva de material fué causa de que se «hinchasen» algunos centros sueltos, en abultamientos y expansiones. Estos cuerpos estructurales, granitizados «in situ», adoptaron formas que varían de la lingual a la de seta, y constituyeron en conjunto el espacio activo del orogeno. Sus movimientos plástico-móviles fueron polivergentes. Los cuerpos estructurales no han deformado, sino muy moderadamente, la cobertura sedimentaria suprayacente, que constituye la superestructura del sistema plegado. Son objeto casi por entero del presente trabajo.

---

(1) Traducción directa, por José M. Ríos, del original alemán titulado «Probleme der Tiefentektonik, Bauformen im Migmatit-Stockwerk der Ostgrönländischen Kaledoniden» aparecido en «Geologische Rundschau», Vol. 45, cuad. 2, 1956, agosto de 1956. Stuttgart. Su publicación ha sido amablemente autorizada por el autor, por el Consejo de redacción del Geol. Rund. y por la Editorial Enke de Stuttgart.

Entre los grados 70 y 75 de latitud Norte se alza la cadena costera caledónica de la parte central de Groenlandia oriental. Largos fiordos recortan la alineación de montañas, dirigidas de N. a S., en un mosaico de penínsulas. Altiplanicies glaciadas alternan con macizos de relieve alpino. Desde el Oeste penetra en este ámbito montañoso el poderoso escudo de inlandsis, que al llegar a la zona de nunataks se descompone en grandes corrientes glaciáricas.

Los brazos del Sund de Scoresby y de los glaciares del Kong Oscar y del Emperador Francisco José, profundamente entallados, permiten una observación perfecta de la estructura geológica del segmento de orogeno (2). La parte central de la cadena de montañas, de una cota media de 2.500 metros, consiste en una zona de abombamiento de unos 60 kilómetros de anchura y 500 kilómetros de longitud, constituida por rocas cristalinas. Una gran parte del núcleo del conjunto plegado ha sido transformado por migmatización y granitización. Por el Este y el Oeste se verifican, en forma continua, tránsitos a la superestructura sedimentaria.

La serie sedimentaria afectada por la orogénesis caledoniana posee un espesor de más de 16.000 metros. Consiste, en forma absolutamente predominante, en depósitos detríticos de rico colorido, correspondientes al Precámbrico superior (Groenlandés), y, en parte más reducida, en calizas y dolomías del Paleozoico inferior (Cambro-Ordovicen-

(2) Estas regiones han sido objeto de trabajos de levantamientos cartográficos sistemáticos desde 1947, llevados a cabo por la «Danske Østgrønlands-Ekspeditionen» dirigida por el Dr. Lauge Koch. El autor trabajó como miembro de esta expedición estatal danesa durante los años 1949 a 1954, predominantemente en las zonas centrales del cristalino del sistema plegado.

se). El Groenlandés se divide en las formaciones de Tillitas y de la Bahía de Eleonore. El basamento arcaico, que constituye el viejo zócalo de la serie geosinclinal algonquiana superior-ordovicense, no se ha encontrado nunca, hasta ahora, en la Groenlandia centro-oriental. Por consiguiente, bien pudiera ser que la potencia total de la serie sedimentaria afectada por el plegamiento rebasara en mucho la cifra arriba citada. Según Fränkl (1954), en el yacente de la formación de Eleonore Bay, de Groenlandia septentrional, yace la formación de Thule (Keweenawense). El horizonte fosilífero más bajo hallado en las calizas y dolomías paleozoicas corresponde al Cambriano inferior. Según el estado actual de conocimientos no existe Siluriano alguno en Groenlandia septentrional central. El miembro más alto, estratigráficamente, corresponde al Canadiense superior.

Por el Este, la cobertura sedimentaria está recubierta, en forma discordante, por el Devoniano. Desde el Ordovicense medio al Devoniano medio falta toda huella de sedimentación. La discontinuidad entre las formaciones corresponde a una época de unos setenta millones de años. En este intervalo de tiempo tuvo lugar el desarrollo de la orogénesis caledónica (entendemos bajo el concepto «caledónico sensu lato» la gran fase de plegamiento del Paleozoico inferior, o sea, la empleamos con el alcance que se da a los vocablos «hercínico» y «alpídico»). No ha sido posible precisar con más exactitud la edad de la fase de plegamiento en Groenlandia centro-oriental.

En relación con los grandes procesos tectónicos de la costa exterior, han tenido lugar movimientos postcaledónicos, de dirección predominantemente vertical, que han descompuesto la primitiva disposición del sistema plegado. A lo largo de una zona de trastornos arrumbados de N. a S. se

originó una extensa estructura escalonada que desciende de O. a E.

El núcleo cristalino de las caledónides groenlandesas orientales, que aparece puesto de manifiesto en la zona interior de fiordos en el denominado «compiejo metamórfico central», está constituido predominantemente por sedimentos reformados de la formación de Eleonore Bay. Bajo la acción de una aportación de materia activa, una gran parte de estos sedimentos, predominantemente psamíticos, se ha migmatizado, transformándose radicalmente. Como consecuencia de este proceso han resultado borradas, en gran medida, las viejas estructuras. Amplios dominios han experimentado granitización sinorogénica *in situ*. Los procesos de infiltración condicionaron un aumento de volumen considerable de los ámbitos afectados. Los centros de aporte de materia y granitización más intensos se han «inchado», como consecuencia, en expansiones y abultamientos, en cuyo proceso ha correspondido una función importante a la componente vertical.

Las zonas del mismo grado de deformación y aportación de material (frente de migmatita) constituyen configuraciones espaciales muy diversas: abombamientos cupuliformes y cuerpos de tipo pygmático de forma lingual a fungiforme. Estas han participado como elementos activos en el plegamiento (síncinémáticos). Constituyen como conjunto el piso (stockwerk) migmático de movimiento fluidal (infraestructura) que se compone, en principio, de un ensamblaje complejo de cuerpos estructurales granitizados *in situ*. Los cuerpos de migmatita muestran, en su mayor parte, estructura acortezada. Su centro consiste, por lo general, de una roca compacta de índole granítica (granito a diorita cuarcífera) y su cobertura de neis fajeados o

glandulares. En este dispositivo se pueden observar todas las etapas o grados de una granitización sucesiva. La mayor parte de las veces existen texturas paralelas, unas veces apenas marcadas, o, por el contrario, bien desarrolladas. Las texturas, que a menudo son neísicas, se comportan, en líneas generales, homoaxialmente con respecto a las estructuras de la cobertura sedimentaria plegada, suprayacente.

Tanto los granitos sinorogénicos como las migmatitas son muy poco unitarios. Tan pronto se trata de flebitas como de oftalmitas o estromatitas. También en el dominio de lo pequeño resulta irregularmente compacta su textura. La ordenación de los componentes oscuros permite reconocer, neta y repetidamente, primitivas características de los sedimentos, tales como huellas de cabrileo (ripple marks) y estratificación cruzada (estructuras palimpsestas). En preparación delgada la estructura muestra siempre las propiedades de los tipos metamórficos a ultrametamórficos. Los granitos sinorogénicos y las migmatitas son fruto de procesos metasomáticos de desarrollo cambiante. Una primitiva constitución de tipo psamítico hasta pelúico (paleosoma) se enriquece mediante una aportación difusa rica en álcalis, procedente de lo profundo (neosoma) y recrystaliza mediante intercambios de materia. La composición material del producto final depende, en amplia medida, de la relación existente entre el substrato asimilado (roca huésped) y el neosoma aportado.

Dentro de la escasa medida en que nos es posible reconocer la caracterización del material pétreo migmático, resultan carentes de homogeneidad en su contenido material, tanto cada uno de los cuerpos estructurales, aisladamente considerados, como en su relación mutua. También

aparecen completamente diferenciados por lo que se refiere al punto de vista estructural. Se comprueba que, tanto a la escala de lo grande como de lo pequeño, los procesos de aportación material, intercambio de materia y reformación, han tenido lugar en un plan netamente selectivo. La granitización no ha afectado al complejo en cuestión por igual, sino que ha avanzado más, lecho a lecho, en determinados paquetes rocosos. Esto tuvo como consecuencia una disposición estructural heterogénea, en cebolla, de los diferentes cuerpos de migmatita.

Si nos basamos en la forma de sus manifestaciones y extensión espacial, los cuerpos migmatíticos pueden ser clasificados *grosso modo*, como sigue:

Abombamientos regionales.

Abultamientos locales.

Ambos tipos se presentan en sus modificaciones y tránsitos más variados. Según los puntos de vista de la geología de campo, las formas estructurales de tales elementos de infraestructura pueden agruparse en el «complejo metamórfico central» de las caledónides de Groenlandia, como sigue:

A) Cúpulas de migmatitas: Cuerpos de migmatita en el núcleo de abombamientos cupuliformes concéntricos. Son abultamientos estrato-cupuliformes de extensión regional (20-40 kilómetros de dimensión transversal). Las características estructurales grandes y chicas permiten aceptar la idea de existencia de un movimiento fluidal en todas direcciones (fig. 1).

B) Frentes de migmatita: Cuerpos de migmatita en forma de lengua, ubicados en los núcleos de pliegues de disposición asimétrica, desplomados o acostados. Las ca-

racterísticas estructurales grandes y chicas muestran, en la mayor parte de los casos, un paralelismo estructural muy marcadamente planar y lineal (fig. 2).

C) Mantos de migmatita: Grandes cuerpos de migmatita de tipo manto que se ofrecen como amplias expansiones de la infraestructura migmatítica. Poseen un gran desarrollo longitudinal (hasta 100 kilómetros). Su apetencia de expansión se dirige en sentido unilateral. La dirección de expansión depende principalmente de la composición primaria y de la estratificación y estructura de la cobertura pétreo sedimentaria. En oposición a los mantos de cobijamiento, si se emplea este concepto en el sentido corriente, los empujes regionales no desempeñan, al parecer, papel alguno en la creación de su dispositivo. Sin embargo, y como consecuencia de la «hinchazón» de tales expansiones migmatíticas, resultan fuerzas tangenciales que actúan sobre la roca de cobertura y sobre el manto plegado de supraestructura. Un marcadísimo paralelismo estructural es característico también de estos cuerpos migmatíticos (fig. 3).

D) Setas migmatíticas: Son cuerpos de migmatita de forma fungiforme, con tendencias de expansión dirigidas en dos o más sentidos. Están estrechamente relacionados y a menudo también ligados con las estructuras de cobertura. A partir de una zona radical (tallo, tronco de seta), se desarrollan expansiones o excrecencias de disposición horizontal y tipo de lengua o manto, y láminas y pliegues entrelazados y enrollados. Al igual que los mantos de cobertura, también las conformaciones fungiformes muestran una disposición estructural de orientación paralela (figuras 4 y 5).

E) Complejos de migmatita: Formas estructurales de

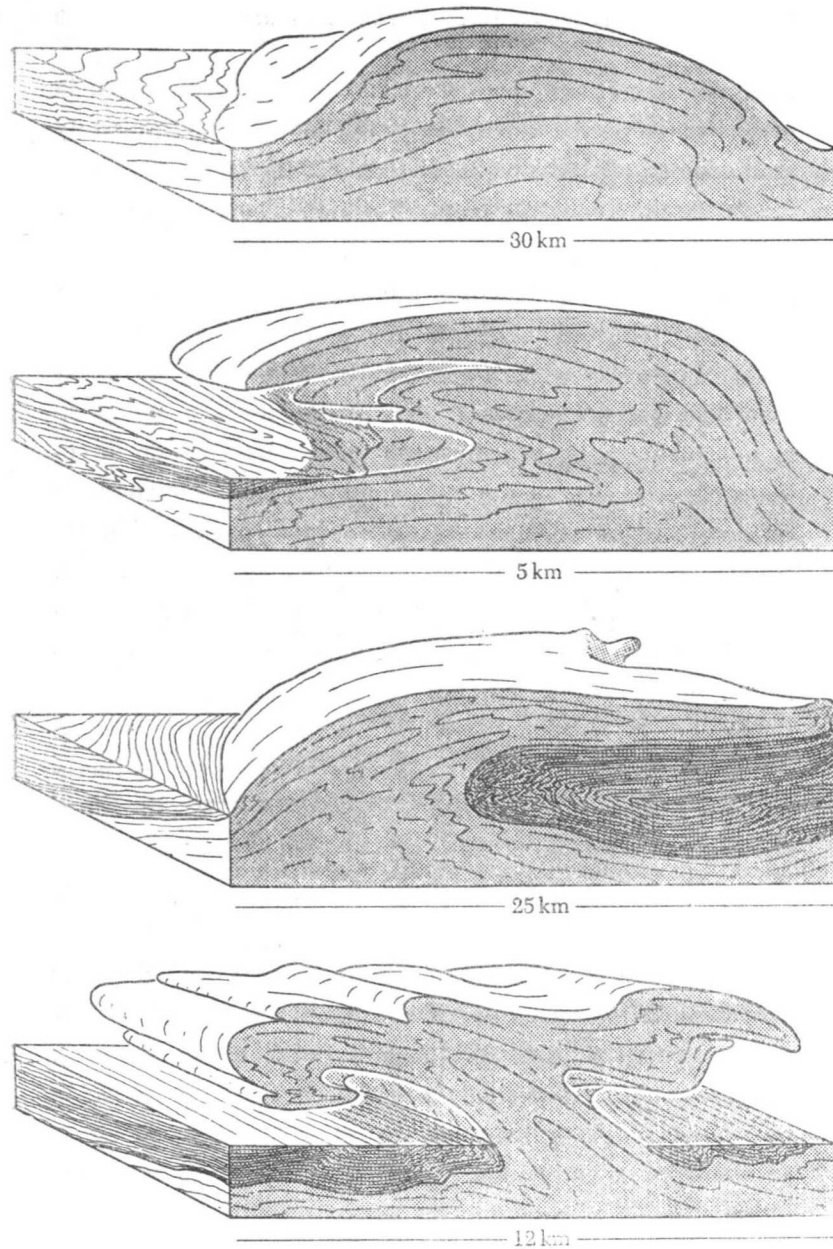


Fig. 1. Cúpula migmática.— Fig. 2. Frente migmático.— Fig. 3. Manto migmático.  
Fig. 4. Seta migmática

Observación a los esquemas 1-4 y 6. La constitución espacial de la infraestructura plástico móvil se muestra aquí de manera muy esquemática. Con objeto de subrayar las formas estructurales típicas se ha aumentado en parte la escala vertical de los cuerpos representados.

los tipos A-D, involucradas unas con otras en forma compleja: Cortijos de pequeños abovedamientos, frentes o setas de migmatita, de empinados flancos. El bizarro acoplamiento de unas de estas formas con las otras, originado por la falta de espacio, constituye, en conjunto, un abultamiento regional.

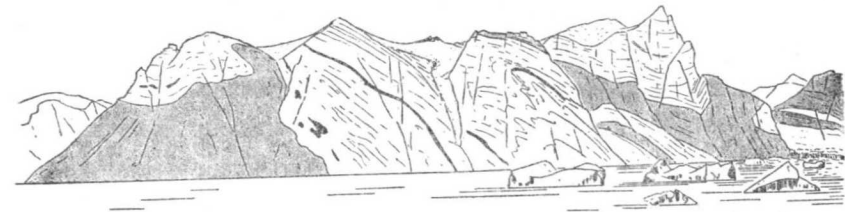


Fig. 5. Estructura en seta de la zona interna del fiordo Kaiser Franz Joseph. El muro tiene unos 2.000 ms. de altura. - Roca clara: Granito y migmatita sinorogénicos; superficies finamente punteadas: neis de biotita y micacita (roca de cobertura); Lentejones y fundas oscuras: anfíbolitas básicas emparentadas.

Diferentemente a lo que ocurre con respecto a las estructuras cupuliformes de arquitectura concéntrica, estos complejos se componen de formas individuales de distinta conformación. Ofrecen en común, únicamente, un transcurso de sus ejes B de dirección más o menos paralela, así como una disposición estructural en que aparece acentuada su tendencia a la verticalidad. La conformación de los distintos miembros componentes se subraya netamente, sobre todo, por la presencia de cuñas, lentejones o bolsas de las rocas de cobertura (micacitas, neis de biotita, mármoles, etc.), insertas en el plegamiento o arrolladas con él. De la misma manera se insinúa la conformación externa de los elementos individuales mediante estromatitas que varían de mesócratas a melanócratas, bandas glanduladas de enriquecimiento de anfíbolita o aureolas neosomáticas de



pegmatitas leucócratas, dentro de los miembros estructurales.

Tanto las grandes como las pequeñas estructuras ofrecen siempre una imagen de movimientos poderosos, de carácter fluidal. La especial movilidad de determinadas asociaciones pétreas, ocasionada mediante procesos de infiltración selectiva y absorción de materia, se presenta con especial claridad en los complejos migmatíticos. Gigantes lazos y ovillos, bandas y láminas de tipo facolítico de granitos migmatíticos sincinemáticos, rodeados de paraneises flebiticos, son las manifestaciones morfológicas de esta fluidez parcialmente incrementada. Las rocas menos influídas en su composición material, y consecuentemente más firmes, constituyen el «muro» a lo largo del cual «discurre» el material más rico en neosoma, en forma de masa macroplástica. La infiltración, lecho a lecho, ha desencadenado, de manera decisiva, la formación e incremento espacial (fig. 6).

En la región interior del fiordo Kaiser Franz Joseph, la infraestructura orogénicamente activa del sistema de plegamiento caledónico está constituida por tres unidades estructurales (una en cúpula, otra en manto y un complejo). Aunque los tres cuerpos permiten la apreciación de un distanciamiento temporal en su desarrollo, sin embargo han de interpretarse todos ellos como productos de la misma fase principal de plegamiento. El autor ofreció una exposición detallada de aquella tectónica en las Meddelelser om Gronland (1953, 1955, 1956).

En la supraestructura sedimentaria del sistema plegado deben incluirse también, desde el punto de vista tectónico, extensas superficies de sedimentos afectados de metamorfismo de contacto, con débil reformación. La intensidad de

esta última es diferente, según sean las relaciones espaciales con respecto al frente migmatítico. La tectónica de la cobertura plegada está dominada por alineaciones de pliegues alargados, de tendida ondulación. Este esquema de plegamiento se ha originado, principalmente, como consecuencia de movimientos verticales, y refleja, si bien sea dé-

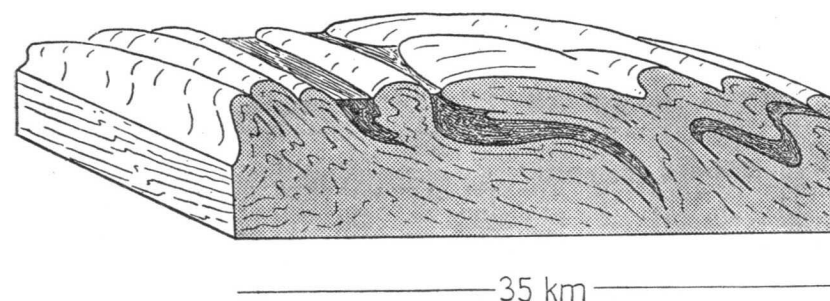


Fig. 6. Complejo migmatítico

bilmente, la deformación de la infraestructura migmatítica. El enorme espesor de la serie sedimentaria implicada, y su carácter predominante psamítico, condicionaron un comportamiento rígido, al que, por ejemplo, es ajena toda tectónica de resbalamiento pasivo. El abombamiento del plegamiento del orógeno y el acortamiento resultante son reducidos; el último alcanza, según Eha (1953), como máximo, un 5 por 100 (1,3 kilómetros en 25 kilómetros). El estilo estructural de pliegues aplastados que ofrece la supraestructura sedimentaria contrasta en forma inmediatamente perceptible, por comparación con otros sistemas de plegamiento. Las cadenas del Jura suizo arrojan un acortamiento de 20-30 por 100; los Alpes suizos, con su estructura de mantos cobijantes, del 50-75 por 100 (según Cadisch, 1934, 1942).

El diferente comportamiento plástico de la infra y la

supraestructura ha originado un plegamiento disarmónico de gran estilo. Se han creado pisos de movimientos relativos distintos que Wegmann designó, muy acertadamente (1935, 1953), pisos de plegamiento (Faltungstockwerke). Como consecuencia forzosa del contraste entre la infraestructura migmatítica, de intensa y plástica deformación, y la supraestructura sedimentaria, movida en estado de relativa rigidez, se ha completado un despegue disarmónico, cuyo sello estructural reside en el cambiante estilo de plegamiento. Tan pronto se encuentran pliegues de desgarre (scherfaltung), como de aplastamiento (stauchfaltung), laminaciones (auswalzung), estiramientos (knitterung) o replegamientos (kleinfältelung), como estructuras fluidales migmatíticas (fig. 7).

En la región del fiordo Kaiser Franz Joseph los caledónides muestran colateralmente una arquitectura simétrica con respecto a su estructura en pisos (stockwerkbau): en la zona más interna del fiordo yacen los cuerpos estructurales de la infraestructura, o sea del piso migmatítico. Separada mediante una zona pizarreña de despegue, de muy desigual deformación, aparece por encima, tanto por el Oeste (zona de nunataks) como por el Este (zona de fiordos), la cobertura plegada, poco o nada metamórfica.

En épocas caledónicas tardías, o post-caledónicas, se han enquistado, en la zona marginal del ámbito cristalino central y principalmente dentro de la zona de despegue intensamente movida en épocas sinorogénicas, diferentes generaciones de granito intrusivo discordante, en parte de tipo batolítico. Con relación a la estructura de pisos caledónica, su colocación («mise en place») corresponde a acontecimientos post-tectónicos. La composición material de estos granitos (ricos en potasa) permanece constante, al pa-

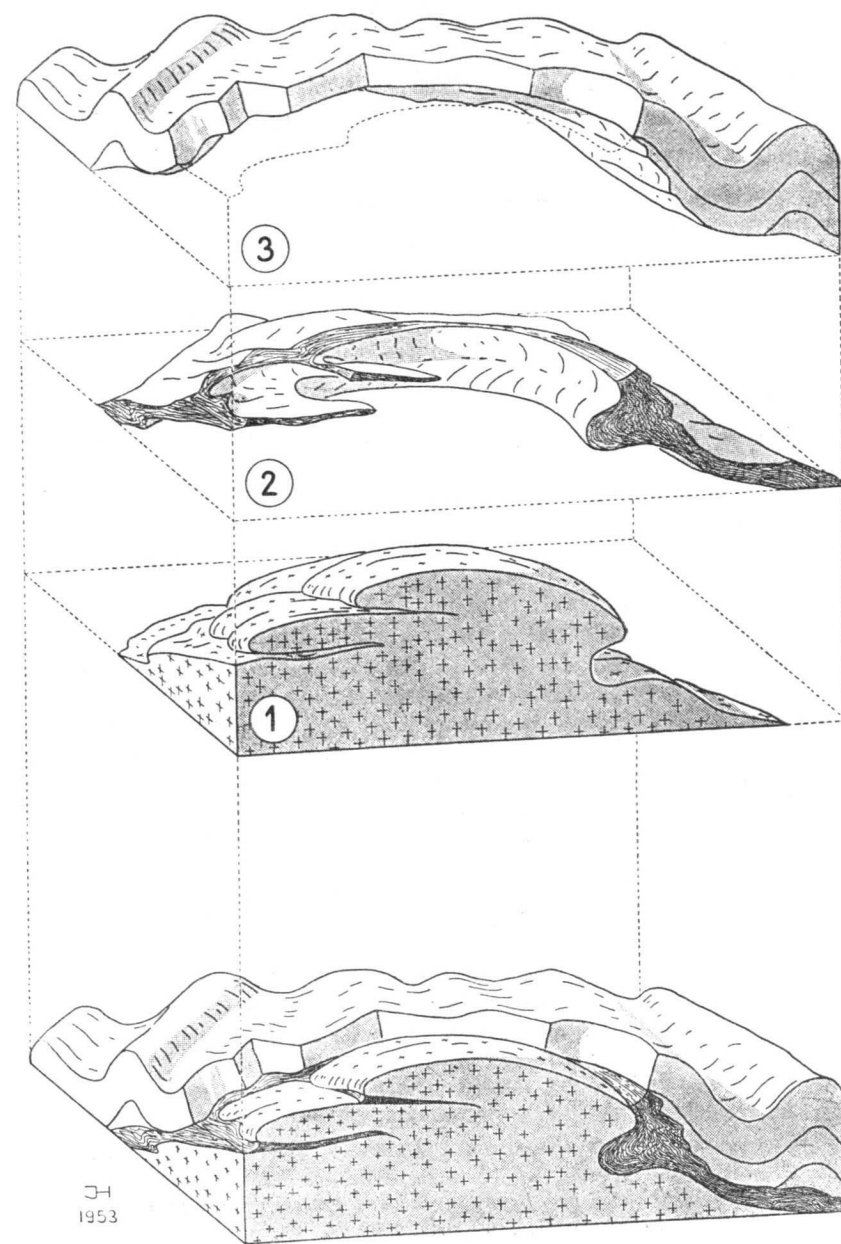


Fig. 7. Representación esquemática de un plegamiento en estructura de pisos.  
1 = Infraestructura 2 = Zona de despegue 3 = Supraestructura.

recer, y es muy independiente de la roca encajante. El granito ha solidificado a escasa profundidad cortical, a partir de una fusión o pasta cristalina. Sus influencias de contacto sobre las rocas encajantes carecen de importancia.

Los granitos intrusivos orogénico-tardíos o post-orogénicos, fueron separados o estrujados de lo profundo de la infraestructura migmatítica en las fases tardía y póstuma de la orogénesis caledónica. Representa un producto palingénico tardío. Sus intrusiones constituyen el cierre o conclusión del complejo desarrollo de intercambios de materia en el subsuelo.

#### BIBLIOGRAFIA

- CADISCH, J.: *Geologie der Schweizer Alpen*, Zürich, 1934.
- — *Die Entstehung der Alpen im Lichte der neuen Forschung*. «Verh. Natf. Ges. Basel, Bd. LIV», Basel, 1942.
- EHA, S.: *The pre-Devonian Sediments on Ymers Ø, Suess Land and Ella Ø (East Greenland) and their Tectonics*. «Medd. om Grønland, Bd. 111, Nr. 2, København, 1953.
- FRÄNKEL, E.: *Vorläufige Mitteilung über die Geologie von Kronprins Christians Land*. «Medd. om Grønland, Bd. 116, Nr. 2, København, 1954.
- HALLER, J.: *Geologie und Petrographie von West-Andrévs Land und Ost-Fraenkels Land (NE-Grønland)*. «Medd. om Grønland, Bd. 113, Nr. 5, København», 1953.
- — *Der „Zentrale Metamorphe Komplex“ von NE-Grønland. Teil I: Die geologische Karte von Suess Land, Gletscherland und Goode-noughs Land*. «Medd. om Grønland, Bd. 73, Nr. 3, København», 1955.
- — *Geologie der Nunatakker Region von Zentral-Ostgrønland zwischen 72°30' und 74°10' n. Br.* «Medd. om Grønland, Bd. 154, Nr. 1, København, 1956.
- WEGMANN, C. E.: *Zur Deutung der Migmatite*. «Geol. Rundsch. Bd. 26, H. 5, Stuttgart», 1935.
- — *Über gleichzeitige Bewegungsbilder verschiedener Stockwerke*. «Geol. Rundsch., Bd. 41, Stuttgart», 1953.

## La tectónica en stockwerk y modelos de diferenciación de rocas

POR

E. WEGMANN  
Neuchatel (Suiza)

E. WEGMANN (\*)

## LA TECTONICA EN STOCKWERK Y MODELOS DE DIFERENCIACION DE ROCAS

### INTRODUCCIÓN

El hilo rojo en los trabajos de Stille es la repartición en el tiempo de los acontecimientos de la historia de la Tierra. De la misma manera que las deformaciones, también las, así denominadas, manifestaciones magmáticas, se repartieron a lo largo de este transcurso temporal. Esto se llevó a cabo en una publicación de gran resonancia (Stille, 1940, 1950), en la que se ordenaron las «ascensiones magmáticas» de acuerdo con su relación con respecto a los ciclos orogénicos, de lo que resultó un esquema cuya nitidez y generalidad contribuyeron no poco a su difusión.

Muchos autores intentaron aplicar este esquema a la historia estructural de determinadas regiones, como por ejemplo hizo H. P. Cornelius (1949), quien, a partir de

---

(\*) Versión directa, del original alemán, por J. M.ª Ríos. Se publicó en su versión original con el nombre *Stockwerktektonik und Modelle von Gesteinsdifferentiation*, en «Geotektonisches Symposium zu Ehren von Hans Stille», Stuttgart, 1956. La publicación de la traducción española es posible gracias a las amables autorizaciones del autor, del Comité de redacción del Simposio y de la Editorial Enke, de Stuttgart.

esa clasificación, expuso interesantes puntos de vista para la comprensión del desarrollo de los Alpes. Naturalmente que no puede tratarse, estrictamente hablando, más que de una ordenación según los puntos de vista expuestos por Stille, cuyas diversas divisiones satisfacen mejor unas veces que otras, de lo que resultan diferencias individuales para determinados sectores del sistema de plegamiento. La ubicación de los diferentes grupos de rocas queda definida con respecto a las fases de movimiento, lo que resulta de interés, puesto que permite aclarar los grandes rasgos de las relaciones entre edades. Si se agrega el criterio del quimismo de las rocas suministradas en los procesos, a la repartición cronológica de los mismos, se tiene una secuencia cuyos grandes rasgos parecen ser comunes a muchos segmentos de las cadenas de plegamiento.

A este esquema de secuencia se anudan una serie de hipótesis, las cuales tratan de explicar, por un lado, la sucesión temporal; por el otro lado, el quimismo de las magmas. La más conocida y mejor construida entre estas hipótesis es la de diferenciación por cristalización con la que, de todos modos, nos vemos obligados a cerrar los ojos ante grandísimo número de casos para que pueda cumplir sus objetivos. Si no nos dejamos impresionar demasiado por el carácter dogmático con que adornan a esta teoría muchos de sus seguidores, sino que nos mantenemos en posición crítica, de todos modos resultan aún de aquella hipótesis una serie de puntos de vista que son de interés, no sólo para aquellos que desean confirmar aquella teoría, sino también para todos a quienes interesa investigar la Naturaleza. Quizás es menos apremiante el estudio profundo del mecanismo de la diferenciación de los magmas cuando se trata del establecimiento de sus relacio-

nes con respecto a las fases de Stille, pero podría ser muy posible que los resultados viniesen de nuevo en ayuda de la cronología, en un estadio más avanzado del desarrollo de conocimientos; muy a menudo es de gran utilidad considerar una materia desde puntos de vista distintos, incluso cuando los resultados, al principio, no parecen afectar la cuestión, o incluso quizás parecen resultar divergentes.

Mientras que Stille, seguramente con razón, puso el énfasis en las circunstancias *cronológicas* de la implantación (*mise en place*) de las rocas endógenas, querríamos dedicar nosotros alguna atención a las manifestaciones *cinemáticas* y a su análisis. No nos es factible, desde luego, en una exposición corta, hacer otra cosa que echar un vistazo sobre este complejo de problemas, pero, sin embargo, podemos aportar algo acerca de investigaciones que nos ocupan de largo tiempo atrás y a las que nos seguimos dedicando.

Cuando hablamos de análisis cinemático comprendemos en esta expresión el estudio de las diversas huellas de movimientos, en el espacio y en el tiempo, a partir de las cuales nos es posible reconstruir aquéllos; pero omitimos, en cambio, la introducción de las fuerzas implicadas en el proceso. Las circunstancias de secuencia temporal se consideran, en este caso, sólo en su aspecto relativo (de cada una de las huellas de movimiento con respecto a las otras); pero, sin embargo, permiten a veces llegar a un concepto más estricto que el que resultaría de su acoplamiento a la estratigrafía. A menudo se puede dividir, lo que corresponde a una fase estratigráfica, en una secuencia más o menos larga de episodios aislados, lo que a su vez permite seguir el desarrollo del proceso con mayor exactitud, me-

diante datos geométricos, y reconstruirlo en marcha atrás. Además, estos métodos tienen también trascendencia para las masas pétreas carentes de fósiles.

#### LAS ROCAS ENDÓGENAS

Desde la época de Hutton se han diferenciado dos grandes categorías: las de las rocas que se han formado en la superficie terráquea y las que surgen de zonas profundas. Estos conceptos, de rocas exógenas y endógenas, permiten una primera exposición general de los acontecimientos. Las rocas del primer grupo se constituyen en la superficie terráquea, y se manifiestan de nuevo en ella después de una permanencia a profundidades mayores o menores bajo aquélla. Las rocas del otro grupo surgen de lo profundo y se sitúan, en parte bajo la superficie terráquea, en parte en ella misma. Hay tantas ideas, y tan íntimamente ligadas con este concepto de la implantación, desde los mismos comienzos de la historia de la Geología, que muchos autores parecen creer que también se ofrecen ligadas siempre en la Naturaleza. El motivo pudiera ser el siguiente: Las primeras rocas reconocidas como endógenas fueron las volcánicas. Como consecuencia de que el estado fluido de las lavas impresionó a los hombres desde antiguo, se aceptó que también las restantes rocas endógenas habían tenido que estar en estado fluido en la época de su implantación. No es necesario que expongamos las consecuencias de esta asociación de conceptos, a menudo inconsciente. Constituyen el armazón que sustenta muchos tratados clásicos de Petrografía y Geología. Es curioso que en estos casos se identifique siempre la solidez (resistencia a la deformación) con el estado cristalino, aunque se

conocen muchas mezclas cristalinas que no ofrecen, bajo determinadas presiones, sino escasa resistencia a la deformación. Por consiguiente, quizás fuera útil señalar inmediatamente las siguientes parejas de conceptos contrapuestos:

1) El estado *cristalino*, en el cual las partículas de masa están ordenadas en redes espaciales, y el estado *fluido*, en que no lo están.

2) El grado de resistencia a la deformación en que, en un extremo, encontramos *rocas de movilidad* extremada; en el otro, *rocas firmes*, poco deformables (y se usan las palabras en el preciso sentido que tienen en el uso corriente).

Es, desde luego, posible diferenciar una serie de tipos, entre estos cuerpos, según su manera especial de reaccionar a los esfuerzos. Pero como en los afloramientos geológicos no es posible apreciar la mayor parte de estas propiedades, o al menos sólo podemos deducir unas pocas de la observación directa, es preciso que nos contentemos, al principio, con la consideración de su mayor o menor movilidad reactiva, con respecto a esfuerzos lentos.

Ahora bien, ambos pares de propiedades contrapuestas pueden combinarse de distintos modos: se conocen cuerpos fluidos que ofrecen escasa resistencia a la deformación, pero también los hay que la tienen muy grande (vidrios); por otro lado, hay rocas cristalizadas que oponen gran resistencia a la deformación, y otras que la ofrecen muy escasa (como por ejemplo, el hielo, la sal de roca, la caliza a grandes profundidades, etc.). Por consiguiente, y sin profunda investigación, no se puede hablar de un estado fluido para todos los casos en que una roca rellena

la forma de un filón, de una vena, o un macizo, en el acto de su implantación.

Y no es éste el único caso en que las afinidades usuales de conceptos no pueden ser utilizadas sin más consideración. Si se intenta integrar ordenadamente las observaciones de la Naturaleza en los esquemas habituales, nos encontramos cada vez envueltos en enredos, y si queremos proseguir adelante, es preciso que mantengamos separados los distintos cabos, lo que sólo conseguimos a trechos, de manera que queda aún mucha tarea para el futuro.

Durante mucho tiempo y, en parte, aún hoy, se consideró que la existencia de una separación relativamente tajante entre la roca encajante y las que se constituyen dentro de ella bajo forma de filones, venas o macizos, era demostración de que una masa fluída se había vertido en un espacio en curso de apertura. Ya mostramos en tiempos (Wegmann, 1935, pág. 319), que no es necesario que ocurra así en todos los casos, y que esta explicación no es aplicable para muchas de las constituciones de ese tipo. Otros ejemplos fueron citados después por Goodspeed (1940), von King (1948) y también Perrin y Roubault (1949, 1952), de manera que existe ya una literatura bastante extensa acerca de estos casos. Desde luego que siempre ha habido espíritus ingenuos que creían poder afirmar que todos los ejemplos tenían que haberse constituido bajo las condiciones de un tipo o del otro; no quisieron tomarse la molestia de aplicar, en cada caso, los criterios de una u otra posibilidad; es decir, de analizar los movimientos. Hay también muchos casos en los que no nos es posible llegar a una decisión, porque, o bien las estructuras correspondientes no están puestas de manifiesto, o porque han sido

reformadas por un proceso ulterior; en otros casos ambos mecanismos aparecen combinados de diferentes maneras.

Para establecer la distinción entre las masas graníticas realmente intrusivas, y las que han sido constituídas más o menos «in situ» mediante reformación, es decisivo el establecimiento de las estructuras pre-graníticas en el granito. Cuando nos es posible seguir los complejos rocosos y formas estructurales de las rocas encajantes a través de granitos más o menos macizos, entonces nos resultaría más difícil hablar de una intrusión, que de un movimiento fluidal con respecto a los muros. Incluso en estos casos, muchos autores no se tomaron la molestia de buscar las huellas de estructuras pre-existentes. Se ha llegado a intentar demostrar, con la ayuda de análisis químicos globales de muestras de mano, que no podían existir tales estructuras pre-existentes, desde luego sin que el autor de referencia hubiera visitado los afloramientos (Niggli, 1946). El hecho de que tales afirmaciones siempre encuentran crédito y aceptación entre un extenso público, debería mostrar, con suficiencia, qué escasa idea tienen amplios sectores acerca del dominio de validez de los métodos de investigación e interpretación geométrico-estructural, físico-químico, y de los puramente químicos. De no ser así, se habrían dado cuenta de que a base de análisis globales sólo se puede juzgar en medida muy limitada acerca del estado físico-químico de una masa intrusiva en las circunstancias de su implantación, y mucho menos todavía acerca de las estructuras pre-existentes de una masa migmatítica. Sólo se actúa así cuando se trata de mantener, a toda costa, un punto de vista. Pero si lo que se trata es de averiguar cómo se ha comportado verdaderamente la Naturaleza, se plantean entonces tantas cuestiones, que en la mayor

parte de los casos sólo llegamos a una solución relativamente aproximada, que nos da la sensación, peculiarmente fascinadora, de que lo que tenemos en la mano pende todavía de lo desconocido por mil hilos, y que sólo nos será concedido seguir uno o algunos de estos hilos.

Una investigación más precisa nos muestra, por consiguiente, que el estado, tipo de movimiento, implantación y origen de las rocas endógenas, o parcialmente endógenas, no debe de estar ligado a un determinado tipo, sino que la Naturaleza puede presentarnos diversas combinaciones. En el caso de tales rocas debe hacerse, por consiguiente, distinción entre la formación de la roca y el mecanismo de su implantación. Mientras que no se separen los diversos procesos ya diferenciables, y se sigan reuniendo, sin más investigación, bajo la común denominación de magmatismo, no podemos esperar una gran profundización en el conocimiento del desarrollo del proceso. En cada caso, por ejemplo, en el de los granitos, se tratará de especificar:

a) Si se han constituido más o menos *in situ*, en cuyo caso se conocen ya una serie de diferentes posibilidades, que pueden diferenciarse.

b) Si se constituyeron ya antes en otra localidad, y se desplazaron como masas a su actual ubicación, y si en esta época poseían una resistencia a la deformación, menor que la de la roca circundante (Wegmann, 1930).

La diferenciación entre ambos casos se logra, por un lado, mediante la determinación de estructuras pregraníticas, que se prolongan en el granito (Wegmann, 1935); y, por otro lado, por la determinación de huellas de desplazamiento, en las márgenes y en el interior, correspondientes a la intrusión, analizadas geoméricamente (Hans Cloos).

Si se demuestra la existencia de una intrusión, tampoco puede deducirse, inmediatamente, que la masa se haya movido en estado fluido. La dificultad de apreciar si una fusión o solución estaban realmente en estado fluido, o iban cargadas de cristales o de gérmenes cristalinos, se aprecia en las cuidadosas investigaciones de Correns (1953). Por otro lado, no se puede asegurar que los minerales procedan de una masa al estado de fusión por el mero hecho de que sean de neo-formación, en el dominio microscópico o macroscópico, ya que se sabe que existen recristalizaciones en gran escala, en cuyos procesos desaparecen todas las estructuras primitivas, hasta del orden de dimensiones de más de a metro, pero en las que las de órdenes superiores se conservan y pueden ser cartografiadas. Recientes investigaciones muestran que, incluso en las que resultan a partir de fusiones, los agregados cristalinos definitivos no corresponden a la primera cristalización, sino que las circunstancias son mucho más complicadas. Los conceptos clásicos acerca de la cristalización a partir de masas en fusión eran descubrimientos de categoría en la época de von Rosenbusch y J. H. L. Vogt, pero han de ser revisados a la luz de los conocimientos modernos.

#### « MAGMAS »

Si alguna vez se estimó siempre una determinada combinación de propiedades como la única posible, éste podría ser, en parte, el caso de los conceptos, tan peculiarmente tornasolados, de magmas, magmatitas, magmático, tipos de magma, etc. Muchos autores parecen darse por satisfechos cuando han determinado que se encuentran en presencia de una magmatita, desde luego sin aclararnos, con



mayor precisión, qué es lo que entienden bajo esa denominación. Un magma es definido de las maneras más extraordinariamente diferentes: para unos consiste en una fase fluida isótropa, homogénea, con escasa resistencia a la deformación; para otros, en cambio, una mezcla de fases cristalinas con otra u otras varias fases fluidas (Shand). Hay incluso ejemplos en que rocas, ya consolidadas, aún se presentan como tipos de magmas (Niggli, 1936), aunque otros autores no consideran que existe equivalencia entre la composición química de un magma y la de la roca que resulta de él, sino que subrayan la diferencia, puesto que en el proceso de consolidación pueden ser sustraídos, o añadidos, toda clase de componentes. Para determinadas cuestiones petrográficas puede tener escasa importancia el que la implantación se verifique en estado fluido o cristalino, con menor o mayor resistencia a la deformación, pero para el análisis tectónico estos puntos son de gran importancia, y ésta es la razón para que en este caso no nos podamos conformar con la imprecisa expresión de magma, sino que debemos, al menos en los casos para ello apropiados, tratar de profundizar algo más en la materia.

Si no hay restos de materia vítrea, será difícil, desde luego, demostrar que las rocas holocristalinas se hayan constituido, después de su implantación, a partir de una masa homogénea en fusión, a menos que, por otros medios, no se pueda demostrar la acción de un intenso recalentamiento. Con esto no queremos decir que no haya fusiones y rocas que deriven de masas en fusión, sino, sencillamente, que sólo será demostrable para un mínimo de casos y que, por consiguiente, en los casos restantes, se trata meramente de una hipótesis que brota, o bien de lo profundo del subconsciente, o de los tratados estudiados, o de una com-

binación de ambos. Precisamente la constitución, a partir de masas en fusión, nos ofrecería una cantidad extraordinaria de nuevos problemas, si la examinamos a la luz de las nuevas investigaciones experimentales sobre cristalización, a no ser que nos remitamos a afirmaciones y conceptos elementales.

Con la contrasena «magmático» se define, por consiguiente, de manera muy poco satisfactoria en la mayor parte de los casos, la naturaleza de la masa en el acto de su implantación. El máximo significado, en este caso, de tal consigna, es que las sustancias proceden de una profundidad desconocida, lo que también puede expresarse con la voz «endógeno», pero de ninguna manera comporta la idea de la tornasolada mezcla de cierto e incierto, y abandona todo lo demás a una investigación más avanzada. Aprovechemos la oportunidad para mostrar una segunda ambigüedad, con la que se opera corrientemente: en la mayor parte de los casos se da a entender que «el magma» es juvenil; pero si se trata de obtener conclusiones de esta propiedad, entonces surgen toda clase de reservas mentales que muestran que tan pronto se quieren subrayar unas como otras. Tales conceptos nebulosos son más apropiados para organizar discusiones que para el avance de la investigación.

Considérenlo los petrógrafos como quieran, pero para la geología tectónica sería mucho más útil emplear una nomenclatura menos versátil. Podría llegarse al acuerdo de que la palabra magma signifique, exclusivamente, una masa que asciende de lo profundo, en que los rastros dejados en las rocas encajantes indican una mayor movilidad de la roca penetrante, o podría aceptarse cualquiera de las otras definiciones existentes, por ejemplo la de Shand.

Pero no debería adoptarse, como hasta ahora se ha hecho, tan pronto una como otra de entre las muchas definiciones al uso, según convenga a la marcha de la discusión.

Las sustancias que, procedentes de lo profundo, reforman rocas ya existentes, podrían designarse como propuso J. J. Sederholm (1903), con la voz «Ichor», aunque en esta expresión se comprenden también una serie de tipos distintos. Como ya se mostró tiempos atrás (Wegmann, 1930), las rocas pueden alcanzar tal grado de movilidad, mediante aportación de calor, de componentes químicos, o de ambos, que son capaces de desplazarse hacia arriba (en determinados casos también hacia abajo) y actuar intrusivamente con respecto a las rocas circundantes.

#### ROCAS ENDÓGENAS Y TECTÓNICA

Puede que en ciertos casos carezca de importancia, para la descripción de las rocas, saber en qué estado tuvo lugar su implantación o cómo se hayan constituido; pero para el análisis de los movimientos es de gran interés. Nos parece, en todo caso, que tampoco carecería de interés para la mineralogía y la petrografía determinar, realmente, cómo han llegado a situarse, en los actuales emplazamientos, las sustancias constitutivas de los minerales. Sería posible reunir estos conocimientos bajo el concepto de tectónica o cinemática geoquímicas; pero también este caso ejercerá influencia sobre el conocimiento de la constitución mineral. El conocimiento de la cinemática no sólo es de utilidad para la investigación de las cristalizaciones primarias a partir de masas en fusión, en cuyo proceso a menudo una primera conformación dendrítica queda recubierta por cristalizaciones posteriores, sino también para las rocas que

sufren repetidas reformaciones; en este caso, el desarrollo histórico desempeña un gran papel, y muchas irregularidades aparentes podrían llegar a ser referidas a sus diferentes disposiciones de partida y de desarrollo. Las reglas termodinámicas constituyen meramente el marco dentro del cual queda encuadrado un proceso que puede desarrollarse de muy diversas formas. En series polimetamórficas, que son lo corriente en el caso de formaciones de basamentos cristalinos, el desarrollo histórico de las contingencias de cada una de las rocas desempeña un gran papel, y los métodos apropiados para la separación de tales contingencias es, por consiguiente, del máximo interés.

El conocimiento de su historia es necesario, sin embargo, como subrayamos antes, no sólo para el del desarrollo mineralógico, sino especialmente también para el estudio de los movimientos en el espacio y en el tiempo. Si queremos utilizar las rocas endógenas y de mezcla para el análisis cinemático, debemos plantearnos en cada caso una serie de cuestiones y, si nos es posible, darles contestación. Las respuestas a estas cuestiones se ofrecieron, por decirlo así, presuntas en muchos sistemas doctrinales, como evidentes por sí mismas (y como consecuencia, a menudo, ni siquiera llegaron a plantearse como cuestiones), mientras que en una investigación mejor organizada, deberán ser planteadas para estudio de su significado. Entre ellas se encuentra el problema del origen de las masas endógenas. Según los postulados de muchas doctrinas proceden de «profundidad desconocida», es decir, de más allá de las capas corticales accesibles al conocimiento geológico. En este caso, podemos admitir la existencia de uno, dos (según Bunsen), o de varios magmas. Si aceptamos que se trata de uno solo, entonces tenemos que explicarnos cómo

se engendra la gran diversidad de rocas que nos ofrece la Naturaleza, a partir de ese único magma, mediante un proceso de diferenciación. Si se admiten que son dos, o más, los magmas originales, ya podemos explicar, mediante su mezcla, la existencia de una serie de rocas, cuyo quimismo queda comprendido entre el de ambos magmas; logramos aún más variación mediante la consideración de que un mismo contenido medio, o global, puede corresponder a diferentes composiciones de agregados minerales; y todavía podemos admitir, además, que existe diferenciación de las distintas mezclas y que pueden alterarse mediante digestión de las rocas circundantes.

El postulado de un «foco magmático en las eternas profundidades» arrastra consigo una serie de consecuencias tectónicas que, en general, no son tomadas en consideración. También se acepta, en la mayor parte de los casos, para esa circunstancia, que la diferenciación tiene lugar en los «depósitos magmáticos» profundos. La hipótesis más extendida (muchas veces se ofrece como un hecho firmemente establecido), es la de la diferenciación por cristalización. Es tan conocida que no necesitamos mencionar sino sus rasgos más señalados. Los minerales básicos se hunden, bajo forma de una especie de lluvia de cristales, a zonas profundas, y constituyen allí las rocas básicas y ultrabásicas; los elementos ácidos se reúnen bajo la zona del techo. Puesto que se acepta que la mayor parte de los magmas han ascendido bajo formas de fusiones fluidas, es preciso que las fases ya cristalizadas vuelvan a fundirse. Pero no se ve bien de qué manera estas masas básicas, acumuladas en profundidad, pueden migrar o penetrar a través de la capa de los productos ácidos resultantes de la disgregación magmática, acumulados bajo el techo. En

cualquier caso, a esta pregunta, aunque planteada a veces, nunca se le ha dado respuesta. Estos depósitos de magma se han considerado, la mayor parte de las veces, como juveniles; deberían proceder, por consiguiente, de los tiempos más remotos, pregeológicos, de la historia de la Tierra. Sin embargo, la geofísica no ha demostrado, por ahora, su existencia. Ciertamente que la Tierra ha envejecido, pero de todos modos en algún sitio se tendría que hacer notar la existencia de tales mares de magmas infracorticales, caso de que realmente existiesen.

Hemos escogido este ejemplo con objeto de mostrar que cada hipótesis acerca de los materiales que constituyen la corteza terrestre tiene que llenar una serie de condiciones, y una de ellas es la de que deben definirse las coordenadas de cada objeto, aunque sólo sea de manera aproximada. La corteza terrestre no está nada bien conocida, pero los ámbitos de que dispone no han mostrado, por ahora, ninguno de tales mares de magmas. Y es claro que hay otra serie de hipótesis que deben ser sometidas al mismo tratamiento desde ese mismo punto de vista. Cada una de las hipótesis acerca de la naturaleza, desarrollo y origen de las masas endógenas trae consigo muy variadas consecuencias, en lo que se refiere a las cuestiones tectónicas. De modo que cada una de ellas debe ser comprobada, en las consecuencias que derivan de ella.

#### TECTÓNICA EN STOCKWERK

Uno de los puntos de vista que se relaciona de cerca con esta cuestión es la de la tectónica de stockwerk. Ya ha sido tratada en diversas ocasiones (Wegmann, 1947, 1951, 1953). Resulta del hecho de observación de que a diferentes

profundidades encontramos distintos estilos estructurales; de modo que podemos definirlos como la relación que resulta en el espacio, entre las formas estructurales de distintos órdenes de dimensiones. Si trabajamos solamente con las manifestaciones de un determinado orden de dimensiones, caemos fácilmente en la tentación de ajustar las observaciones dentro de un determinado marco, y no seremos capaces de poder apreciar un nuevo estilo. Pero si consideramos *simultáneamente* diversos órdenes de dimensiones, resultan indeterminaciones, cuando el estilo no corresponde a las circunstancias. Ahora bien, el estilo no se manifiesta de antemano, sino que resulta como final de la investigación. Para cada uno de los pisos se conocen ya una serie de estilos; se han de seguir encontrando más en los próximos años. En muchos casos se superponen, en un mismo fragmento cortical, diversos estilos; entonces se plantea un problema de análisis estructural que nos permita separar las circunstancias de tiempo y de espacio. Se pueden distinguir varios tipos de superposición de deformaciones distintas:

I) Superposición en el tiempo; los movimientos se suceden en el tiempo de diversos modos: *a*), en el mismo piso, diferenciables, sin embargo, por el tipo y dirección (sólo discernibles en este caso; un movimiento que continúa de la misma manera, tras una interrupción, es imposible de separar); *b*), en pisos diferentes, y en este caso: 1), en desarrollo ascendente; 2), en desarrollo descendente.

II) Superposición espacial durante el mismo período de tiempo: *a*), con desarrollo simultáneo en diferentes pisos e influencia mutua; *b*), con desarrollo simultáneo en diferentes órdenes de magnitud e influencia mutua.

El primer grupo se señala por la adaptación de la fa-

cies mineral, y entonces se habla, en el caso de movimiento ascendente, de metamorfismo y de diaforesis (Becke, 1909; Kieslinger, 1928) en el caso de movimiento descendente. No sólo muestran grandes diferencias los órdenes de dimensiones en los distintos pisos, de lo que nos podemos hacer cargo por su contenido mineral, sino también las formas estructurales de orden mayor; de todos modos, es necesario conocer, no un solo estilo estructural, sino muchos distintos. En este tipo de análisis hay que evitar encajar las observaciones en algún esquema conocido, como con frecuencia ocurre, sino que se debe intentar la definición del estilo imperante y luego la ordenación de las observaciones, de acuerdo con las normas de ese estilo. Para ello resulta evidente, desde luego, la necesidad de la existencia de buenos afloramientos en la localidad de referencia.

#### SINCRONIZACIÓN VERTICAL

Más difícil es, con frecuencia, ligar mutuamente las formas estructurales, nacidas simultáneamente, pero a distintas profundidades. Esto se logra mediante los métodos de sincronización vertical, métodos que se expusieron ya, con brevedad, diversas veces (1953), y esperamos tener oportunidad de exponerlos con mayor extensión en algún otro sitio.

Uno de estos métodos consiste en seguir la pista de las masas endógenas. Puesto que ascienden de debajo y atraviesan distintos pisos durante un episodio determinado, las rocas y sus contactos pueden suministrar buenas referencias de tiempo. Y, además, no sólo dan referencia de tiempos, sino que pueden suministrar también material de comparación, y punto de partida para la investigación de las

circunstancias de movimiento después de su implantación a diferentes niveles. Para que puedan ser aprovechadas deben cumplir una serie de condiciones, de entre las cuales podemos mencionar las más salientes:

a) Las masas ascensionales deben atravesar diferentes pisos (stockwerk). b) Estos pisos deberían estar bien puestos de manifiesto, tanto los inferiores como los superiores; esto es lo que ocurre en una serie de alineaciones montañosas, bien sea a lo largo de cortes transversales o longitudinales porque el dispositivo más antiguo fué volteado. c) Es necesario conocer la constitución facial que corresponde a los diferentes pisos. Esta constitución puede alterarse tanto por lo que corresponde al contenido mineral como a la composición química. d) Ha de ser posible la investigación de las circunstancias de contacto, tanto por lo que se refiere a los caracteres cinemáticos como a los mineralógicos; por esta razón sólo es posible la ejecución de tales investigaciones en regiones bien puestas de manifiesto; las conclusiones aisladas que se obtienen en otras regiones de afloramientos discontinuos, pueden ligarse entre sí de muy distintas maneras, es decir, pueden ajustarse en muy distintos esquemas teóricos.

La adopción de una teoría petrográfica arrastra consigo una serie de consecuencias tectónicas, incluso en su relación con respecto a la tectónica en pisos, y es, por consiguiente, necesario echar un vistazo a las diversas consecuencias que trae consigo tal adopción de principio. Sobre todo, las hipótesis acerca del origen y la diferenciación de los magmas tienen gran trascendencia por sus consecuencias. Puesto que por ahora hay muchas teorías diversas que, en parte, se enfrentan en enconada oposición, y algunas incluso llegan a excluirse, mientras que otras per-

miten su mutua combinación, resulta poco aconsejable escoger una sola de estas teorías como norma directiva, sin consideración de las restantes. Además, como muchas de ellas permiten poner de acuerdo muchos datos de observación, esto presta a cada una un cierto valor de verosimilitud, lo que ocurre, en muchos casos, no para la totalidad de la teoría, sino para una parte de ella, de construcción especialmente lograda. Si queremos operar de manera racional, en vez de oponer unas teorías contra otras, como hasta ahora se ha hecho, deberíamos desmontar cada una de ellas en sus mecanismos componentes. Así resultaría posible utilizar aquellas construcciones lógicas rectoras, más acertadamente logradas, reservándolas para un empleo posterior, una vez combinadas con otras del mismo carácter. De esta manera se logran, naturalmente, no teorías inmediata y completamente logradas, sino una serie de «modelos» que han de ser contrastados luego para que podamos apreciar cuáles son sus ventajas y sus inconvenientes.

Tales modelos pueden ser compuestos a partir de las más diversas hipótesis y mecanismos. Tienen en común, con las teorías, la característica de abarcar solamente una parte de las manifestaciones; pero tienen, en cambio, una gran ventaja, la de que no se les puede achacar la pretensión de constituir una explicación completa de la Naturaleza, sino que se limitan, de manera consciente, a constituir una mera combinación de ciertas hipótesis y mecanismos. Desde luego que los modelos pueden abarcar también dominios más o menos amplios del conocimiento y ejercen, en este caso, su influencia en dominios más o menos remotos. Como ejemplo queríamos exponer algunos de los mecanismos posibles para explicar la diferencia-

ción de las rocas endógenas e intercalar, además, algunas observaciones con respecto a sus consecuencias tectónicas.

#### DIFERENCIACIÓN DE LAS ROCAS ENDÓGENAS

Puesto que la composición química de las rocas endógenas es tan distinta y variada, se aceptó, desde largo tiempo atrás, que se han constituido a partir de una masa madre. La separación, o bien se ha originado en gran medida antes de la historia geológica documentada, o bien es posible que siga teniendo lugar hoy en día, suponiendo que aún hubiera suficiente cantidad de materia no diferenciada, en estado fluido. Por lo que se refiere a los tiempos comprendidos dentro de la historia geológica, se distingue entre la así denominada corteza firme y la magmaesfera existente por debajo. Un primer grupo de hipótesis parte de este punto, en cuyo caso la mayor parte de entre ellas aceptan que las capas fluidas sean de índole juvenil, es decir, que no han participado nunca en la constitución de rocas.

Es evidente que tal aceptación de principio arrastra consigo toda clase de consecuencias tectónicas, a las que nos referiremos un poco más adelante, aunque brevemente. Para poder comparar entre sí los distintos mecanismos, tratemos de ofrecer antes una exposición general de los mismos. Para ello los podríamos clasificar de acuerdo con el estado en el cual debería haberse hecho la separación:

- a) En estado fluido.
- b) Por transición de fases fluidas a cristalinas.
- c) Por transición de fases cristalinas a fluidas.
- d) Por transición de una combinación a otra entre fases cristalinas.

e) Por combinación de estas posibilidades con una o más fases gaseosas.

Implícitamente se expresa, con esto, también algo relativo a las temperaturas, no acerca de las absolutas, pero sí en relación con respecto a los diversos componentes cristalinos. En el primer caso todo el sistema permanece por encima del límite de estabilidad de todas las fases cristalinas; en el segundo, todo el proceso se desarrolla en las fronteras de los distintos componentes cristalinos con respecto al estado fluido; en el tercero, por debajo de las mismas. La presencia y separación de las fases gaseosas complica intensamente los distintos casos, pero podría ser de máxima importancia en la Naturaleza.

En el caso de las hipótesis que parten del principio de una masa en fusión podríamos distinguir entre las que proceden de una masa fundida primaria y las que admiten la existencia de dos o de varias; estas hipótesis se aproximan a las del grupo que acepta que las masas fundidas desempeñan solamente el papel de un estado de duración limitada en el tiempo (en cuyo proceso prescindimos de las circunstancias pregeológicas).

Podríamos, de paso, distinguir las siguientes posibilidades:

I. Existencia de una sola masa en fusión bajo la corteza terráquea firme: muchos autores suponen que posee composición basáltica y que puede descomponerse en masas de diferentes composiciones químicas:

1. Al estado fluido, mediante los siguientes mecanismos:

a) Por liquidificación, es decir, por formación de fases fluidas inmiscibles (según Harald Johannsson).

b) Por migración de fases gaseosas (transferencia gaseosa).

c) Por manifestaciones reoquímicas, es decir, por separación durante la fluxión en fracciones fluídas de diferente composición química.

2. Separación en distintas masas parciales, de diferente quimismo, mediante tránsito a fases cristalinas. Esta separación es la explicación predilecta de muchos petrógrafos, y entre sus posibilidades parece que de nuevo es el primer grupo el que goza de mayor aceptación. Podemos distinguir los siguientes:

a) Separación de los cristales nacientes por gravedad, de manera que se origina una lluvia de cristales que reúne las fases pesadas en el fondo y las ligeras bajo el techo.

b) Separación por compresión de la solución, al modo de la prensa filtrante (estrujamiento).

c) Separación mediante procesos reomórficos; las fusiones que contienen cristales fluyen de otro modo distinto que las que no los contienen; en este proceso desempeñan también su papel el tipo, tamaño y forma de los cristales.

d) Separación, o migración simultánea, de una fase gaseosa.

II. Productos cristalizados o vítreos, que pueden ser transportados mediante fase gaseosa: en la superficie terráquea tenemos conocimiento de muchos materiales que han sido transportados de esta manera (cenizas, tobas, lapilli, bombas, nubes ardientes, etc.). Pero también hay intrusiones que se originan así, como por ejemplo, los conocidos volcanes-embrión de Suavia. Hans Cloos (1941) demostró que el material atravesó las grietas en arrastre gaseoso y denominó tal clase de manifestación con el vocablo tobificación o neumatoclasa. Las huellas de tal clase de

fenómeno sólo se conservan cuando la actividad volcánica cesó en una etapa temprana del proceso. Si se prolonga, los productos de la primera fase pueden reformarse y constituir venas con gran cantidad de fragmentos. La estructura puede desaparecer parcialmente, de tal manera, que sólo podemos percibir los productos de recristalización originados en un proceso posterior. Los efectos de tal desgasificación pueden hacerse notar hasta en zonas profundas dentro de la corteza, como demuestran los «pipes» de los yacimientos diamantíferos y muchos macizos de rocas alcalinas. Un ejemplo que ha sido estudiado con especial cuidado lo constituye el macizo de Alnö (v. Eckermann, 1948), para el que se supone la existencia de dos centros de explosión, uno a dos kilómetros y otro a siete kilómetros de profundidad. Es verosímil que procesos de este tipo se hayan desarrollado en muchos macizos de tal clase, pero han quedado, sin embargo, enmascarados por su desarrollo posterior. Algunas estructuras especiales de macizos alcalinos, como los que, por ejemplo, se presentan en Groenlandia meridional, se explican con mucha mayor facilidad mediante la admisión de una fase explosiva. Tales canales constituyen excelentes referencias de tiempo en diferentes pisos, y sería de desear que los ejemplos de esa clase se estudiaran también con respecto a este punto de vista. También resultaría interesante saber qué es lo que ha ocurrido por debajo del nivel de explosión; podría resultar que fuesen procesos muy complejos que al parecer han llevado a una diferenciación.

III. Separación de distintas masas rocosas en estado cristalino, con una fase intermedia en cantidad siempre decreciente. A este grupo pertenecen una gran parte de los fenómenos que se suelen designar con el nombre de

metamorfismo y ultrametamorfismo. Se pueden dividir según los diferentes órdenes de dimensiones, que varían desde el del tamaño de granos de mineral al de rocas en masa; según el caso, resulta más o menos grande el camino medio recorrido. Desde este punto de vista podríamos proponer la distinción de estos tres tipos:

1) Reagrupación de los componentes químicos mediante formación de una o más fases nuevas; corresponde al metamorfismo sin alteración del quimismo.

2) Variación del quimismo e intercambio que alcanza a grandes dominios.

3) Separación reomórfica de los agregados, según se deslicen con mayor o menor facilidad. En la mayor parte de los casos esta separación no tiene gran alcance, pero se encuentra, frecuentemente, desde la zona de granulitas hasta las milonitas y diaforitas.

IV. Separación por paso de fases cristalinas a fluidas. Hemos expresado ya el caso inverso (I, 2). Quienes gustan de grandes simplificaciones quizás mantendrán que este mecanismo es meramente la imagen inversa del anterior y que, por consiguiente, no posee la menor autonomía. Sin embargo, el caso no debería ser tan sencillo, puesto que, en primer lugar, se trata de sistemas abiertos de extrema complejidad, y además porque las consecuencias tectónicas son extremadamente diferentes.

Hutton ya dió por sentado que las rocas fundían en dominios profundos y se alzaban a la corteza; pero esta idea subsistió por largo tiempo como hipótesis incontrolable. Los petrógrafos franceses más antiguos, desde Duchrocher y Delesse hasta Barrois, Michel-Levy y Termier, consideraron el granito no como causa original, sino como producto de un metamorfismo intenso, y prepararon de este

modo el camino para los trabajos fundamentales de J. J. Sederholm. En su escrito «Om Granit och Gneis» (1907, página 35) expone «que la erosión allí (Finlandia) ha alcanzado tan grandes profundidades, puestas así de manifiesto por denudación, que hemos alcanzado las auténticas fraguas de Plutón, la fábrica en la que las masas graníticas han vuelto de nuevo a su estado fluido de fusión». En otro lugar habla de «las fábricas de granito, puestas al descubierto por la erosión». Mediante estas declaraciones, J. J. Sederholm abrió amplios dominios, del conocimiento de la formación de las rocas, a la observación, estrechando de este modo los dominios de la Metapetrografía y Metageología, esas ramas de la ciencia que han obtenido ideas tan claras de esas profundidades desconocidas, que incluso las manifestaciones fotografiadas desmerecen en comparación.

En el caso de los grupos reunidos en la clasificación I, las manifestaciones se desarrollan, en su mayor parte, en procesos de temperatura decreciente; pero, como en la corteza también se dan casos de elevaciones de temperatura, es preciso tomar también en consideración estos casos. Las investigaciones acerca de estos problemas progresaron prestando atención más intensa a las migmatitas, y a su importancia y significado con respecto a la estructura y movimiento de la corteza terráquea. También el aspecto mineralógico del problema fué reconocido y atacado por muchos investigadores; podemos mencionar, como ejemplo, las investigaciones de la Escuela de Friburgo (Mehner, 1953).

Junto a estos casos podríamos diferenciar un tercero, en el que las temperaturas tan pronto ascienden como descienden. De este modo pueden crearse productos y estruc-



turas de tipo especial que cabe (no siempre, pero sí en ciertos casos) distinguir de los restantes.

Puesto que aquí no nos hemos propuesto definir más que los rasgos más generales de los distintos mecanismos, no descenderemos a los detalles, sino que expondremos un esquema de conjunto, acerca de las posibles diferenciaciones que resultan: podríamos distinguir los siguientes grupos:

1) Fusiones al estado de fluido recalentado; fragmentos y las mismas rocas encajantes pueden fundir y mezclarse en estado fluido.

2) Las rocas encajantes y sus fragmentos son transformados por una pasta fundida, con reagrupación de los componentes; ya J. J. Sederholm estableció diferencia (1907) entre estas manifestaciones y las del grupo anterior cuando escribió (pág. 50) «que se tiene más la impresión de una disolución que procede muy lentamente, que no de una fusión corriente». Podemos distinguir entonces dos vías de desarrollo, que pueden solaparse parcialmente:

a) Si hay una fusión recalentada que reaccione con los productos de la reformatión, éstos pueden resultar digeridos; las reacciones no quedan limitadas dentro del marco establecido por el principio de Bowen.

b) Si desciende la temperatura de la masa en fusión y de los productos de reacción, entonces las reformatones se rigen por el principio de Bowen.

3) No hay fluido calefactor (con excepción de las fases fluidas, que están incluídas en y entre los minerales o que circulan por las rocas). La película intergranular (Wegmann, 1939, pág. 325) puede desarrollarse hasta alcanzar la categoría de magma de poros (Eskola, 1936, página 65). De este modo, y cuando se debilitan los puntos

de contacto entre los minerales, puede desarrollarse una pasta de cristales con una o varias fases fluidas. Tales masas deberían poseer, por lo general, resistencia disminuída con respecto a las alteraciones de forma, y pueden, por consiguiente, insertarse entre rocas más firmes. Las fases cristalinas pueden separarse, en mayor o menor grado, mediante el proceso de separación ya mencionado.

4) Los procesos reomórficos pueden actuar también en el caso de calentamiento de aglomeraciones de masas, en parte móviles, otras menos móviles, en cuyo proceso puede también lograrse una diferenciación.

#### REOMORFISMO

A lo largo de esta exposición hemos introducido diversas veces conceptos de reomorfismo y reoquimismo, porque consideramos las características de movimiento como una propiedad muy importante de los distintos medios. Resulta curioso observar, cuán poca atención prestan la mayor parte de las teorías petrográficas a las circunstancias de movimiento. Parece que la mayor parte den por sentado que la diferenciación se desarrolla en un medio en estado de reposo. Entre estos períodos de calma se intercalan episodios de movimiento, durante los cuales, los productos que se han originado entretanto, son trasladados al lugar de implantación. Pero no se atribuye ninguna importancia al movimiento durante el proceso de diferenciación. Esta alternancia entre estados de calma e intrusiones repentinas, recuerda la teoría de los cataclismos.

Cuando masas ingentes fluyen a través de grietas relativamente estrechas, pueden tener lugar muchos tipos de fenómenos (mecánicos, químicos, eléctricos, magnéticos, et-

cétera), que, por estar asociados a su movimiento fluidal, designamos con el calificativo de reomorfos. Hasta ahora estos procesos han recibido atención, sobre todo, por parte de Cloos y sus alumnos, con sus análisis de la tectónica de los granitos. Pero, lo que allí aprehendemos es, como Cloos expresa con su habitual grafismo, «lo que ocurre a las doce menos cinco». Los movimientos fluidales desempeñan desde luego, ya antes, un papel. Por comparación estadística de análisis globales no podemos llegar a concebir tales manifestaciones, pero sí mediante observación de los rastros del movimiento en los canales. La obtención intensiva de tales observaciones debería incrementarse tan pronto como nos demos cuenta del alcance e importancia de las mismas. Se logra, en las mejores condiciones, en las regiones profundamente erosionadas, bien puestas de manifiesto, con muchas generaciones distintas, como por ejemplo ocurre en Groenlandia meridional, región especialmente apropiada para esta clase de estudios.

#### DIVERSOS MODELOS

A la vista de los distintos grupos de procesos resulta posible construir una serie de modelos, en los cuales se combinan, de diferentes modos, los diversos mecanismos. Como nos pensamos ocupar de ello en otra ocasión, con más detalle, nos limitaremos por ahora a añadir algunas observaciones a esta exposición de conjunto.

Si se examinan todas las posibilidades, sorprende la oposición que se presenta entre dos tesis extremas: por un lado la teoría de los magmas primigenios, juveniles, fluidos, existentes bajo la corteza terráquea firme, con su diferenciación a profundidades desconocidas, desde donde se

nos mandan muestras, de tiempo en tiempo, a la superficie. A esta idea se liga, en muchos casos, la idea del enfriamiento progresivo; porque sólo en este caso puede cristalizar la masa en fusión, y desarrollarse la diferenciación, de acuerdo con la ley de Bowen. Para el tectonicista esta hipótesis tendría la ventaja de que los productos atravesarían toda la corteza y, puesto que ya estarían preparados desde abajo, tendrían la misma composición química desde abajo hasta arriba. En este caso, resultaría de gran interés el estudio estadístico de análisis globales, y para la diferenciación de los distintos canales. Además de estos rasgos, de gran utilidad para la tectónica de pisos, suministra naturalmente muchas otras consecuencias interesantes, que tendrán que ser deducidas alguna vez.

En oposición, tenemos los modelos para los cuales se admite la ocurrencia, tanto de elevación, como de disminución de la temperatura. En este caso la desigualdad química de las rocas endógenas no puede ser explicada solamente por diferenciación a partir de una única masa original en fusión. Las rocas no proceden únicamente de la «profundidad eterna», sino que también pueden ascender desde otros pisos. Muchas de estas «fábricas de granito» (J. J. Sederholm, 1907) son accesibles a nuestro examen, una vez que su actividad queda extinta. Tales ascensiones atraviesan solamente una parte de la corteza. La composición química de los materiales endógenos es, en este caso, función de los materiales primarios, y del tipo de su activación y de su ascenso, por mencionar sólo los factores más importantes. Pero como todos ellos pueden variar mucho, se puede llegar a una gran variedad y no nos vemos obligados a dejar de lado los casos incómodos o a «mejorarlos» mediante artificios. La variabilidad de los productos

viene limitada por los minerales estables a diferentes niveles, y sus combinaciones. La serie de reacciones del principio de Bowen no son sino un caso particular en este grupo de modelos.

Las rocas endógenas pueden constituirse en diferentes pisos y, o bien quedan implantadas *in situ*, o bien migran hacia arriba. En estos pisos pueden quedar activadas, también, sólo determinadas sustancias, y estos extractos pueden migrar, parte por grietas, parte a través de las rocas, o empaparlas y ser retenidas por determinados componentes. Esta activación parcial condiciona a su vez la posibilidad de formación de rocas residuales, a las cuales son sustraídas las sustancias emigradas. Si es que tiene lugar granitización con aportación, debe existir también la desgranitización con sustracción, como ya ha sido aceptado por Noe-Nygaard y Berthelsen entre otros. Cuando se realiza albitización por aportación, como ocurre frecuentemente en tantos sistemas de plegamiento, eso quiere decir que las sustancias necesarias para ello son sustraídas de algún otro sitio. A los ichors y masas ascendentes deben corresponder otras que, o bien quedaron *in situ*, o descendieron más profundamente. Sólo por el hecho de que las masas endógenas ascienden y se extienden, su espacio de procedencia tiene que yacer más profundamente. A cada ascensión debería corresponder, por consiguiente, alguna clase de descenso, cuyo tipo no puede ser predicho. Se han construido muchos ejemplos y es de esperar que se encuentren aún otros más.

Por consiguiente, no hay que esperar, en estos modelos, que la corteza terrestre muestre una disposición y composición más sencillas en zonas más profundas. El mito de la sencillez, incrementante con la profundidad, emana de una

tendencia general, precientífica, a considerar lo desconocido, o poco conocido, como más sencillo que lo conocido. De ello tenemos muchos ejemplos en la historia de la geología, por ejemplo, el desarrollo desde las primitivas opiniones acerca de los fondos de los mares hasta las actuales.

Las nuevas investigaciones geofísicas nos anuncian ya estructuras complicadas para las zonas profundas de la corteza y las de debajo. También podemos aproximarnos más, a los tipos deducidos por las observaciones acerca de la multiplicidad de conexiones posibles entre los diferentes pisos, como por ejemplo, las que muestran las formaciones granulíticas y sus ámbitos, mediante modelos de esta clase.

Nos parece que la extraordinaria multiplicidad de posibles modelos permite comprender determinados aspectos de las observaciones de la Naturaleza, mucho mejor que la rígida vía única de la hipótesis de la diferenciación por cristalización gravitativa, con sus corolarios. Con esto no queremos decir que no se nos presente en la Naturaleza alguna vez ese mecanismo principal, sino que no desempeña el papel de «único camino posible», que durante largo tiempo se le ha adscrito. La parte más valiosa de este edificio la constituiría el principio de Bowen, que también puede ser usado en relación con otras circunstancias.

Si encontramos un modelo más o menos coincidente con los datos de observación, no por ello queda demostrado, desde luego, que los procesos de la Naturaleza produzcan el mineral o roca en cuestión solamente de ese modo y no de otras muchas y diversas maneras.

Nos parece que, junto a las actividades principales de la investigación geológica, o sea la recogida de observaciones, y las investigaciones y experimentaciones de laboratorio, debería ejercitarse, además, otra rama hasta ahora

no tan ampliamente utilizada: la comprobación de las diversas hipótesis que se nos suministran en gran abundancia cada año. Deberían ser demostradas en cada uno de sus mecanismos individuales y probarse sus distintas articulaciones por lo que se refiere a alcance, dirección y ángulos muertos. De tales comprobaciones surgen aquí y allá parámetros dignos de confianza para la hipótesis de partida, que permiten su comprobación, a posteriori, en objetos naturales.

En el actual estudio del avance de las ciencias de la Tierra ya no debería tratarse de resolver los problemas globalmente, mediante hipótesis universales. Parece mucho más prometedor que nos aproximemos a las circunstancias que ofrece la Naturaleza, mediante un juego conexo, cada vez más amplio, de factores conocidos. Esto no se podría alcanzar nunca, puesto que nunca podremos abarcar simultáneamente todos los factores, sino que sólo seremos capaces de hacer jugar, en nuestros modelos, un número limitado. Esta es también la razón por la que a menudo se contradicen los resultados de los distintos modelos; pero precisamente el estudio de tales contradicciones nos permite penetrar más profundamente en la estructura lógica de las hipótesis.

No tiene ventaja alguna cerrar los ojos a estas discrepancias, en el sentido de afiliarse a uno u otro de los opuestos puntos de vista y luchar contra el otro y desacreditarlo. En muchos casos sería de mucho más provecho investigar cuál es el fundamento de esta contraposición. Esto resulta, demasiado a menudo, largo y difícil. Con frecuencia se trata solamente no de una verdadera oposición entre puntos de vista o posturas, sino de un verdadero enredo

de antinomias; basta conque recordemos el problema del granito.

Por otro lado, también tenemos ejemplos en los que el fundamento de la oposición ha sido puesto de manifiesto. Entonces se vió, en muchos casos, que los puntos de vista antagónicos eran realmente válidos para regiones parciales, pero que cada uno de ellos tenía la pretensión de representar una solución para todo el conjunto. Sólo la separación en dominios de validez, y la sistematización e integración de estos dominios en una unidad superior, pudieron resolver, por un lado, los antagonismos; por otro lado, ayudaron a crear una serie de métodos nuevos que hicieron posible el avance mucho más allá de los límites de lo conocido.

Un caso ejemplar nos lo ofrece la historia de la lucha entre la hipótesis eustática, de un lado, y la teoría de los doblamientos corticales por otro (cf. Wegmann, 1949), que fué resuelta, después de unos doscientos años, con la investigación de la interferencia de ambos movimientos y creación de una serie de métodos, fundamentales para su análisis.

## BIBLIOGRAFIA

- BECKE, F.: *Über Diaphorite*. «Tschermaks min. petr. Mitt.», 28, p. 869-375, 1909.
- CLOOS, HANS: *Bau und Tätigkeit von Tuffschloten. Untersuchungen an dem schwäbischen Vulkan*. «Geol. Rdsch.», 32, p. 708-800, 37 fig., 13 pl., 1941.
- CORNELIUS, HANS PETER: *Die Herkunft der Magmen nach Stille vom Standpunkt der Alpengeologie*. «Sitz. Ber. Österr. Ak. d. Wiss., Math.-nat. Kl., Abt. I», 158, p. 543-570, 1949.
- CORRENS, CARL W.: *Ein experimenteller Beitrag zur Frage der Beständigkeit von Kristallkeimen in überhitzten Schmelzen und untersättigten Lösungen*. «Nachr. Ak. d. Wiss.», Göttingen, Math.-phys.-chem. Abt., Jg. 1953, Nr. 9, p. 129-133.
- ECKERMANN, HARRY V.: *The alkaline district of Alnö Island (Alnö alka-*

- lina område*). «Sver. geol. Under.», ser. C, Nr. 36, 176 p., 51 fig., 60 pl., 1948.
- ESKOLA, PENTTI: *Wie ist die Anordnung der äußeren Erdsphären nach der Dichte zustande gekommen?* «Geol. Rdsch.», 27, p. 61-73, 1936.
- GOODSPEED, G. E.: *Dilation and replacement dykes.* «J. of Geol.», 48, p. 175-195, 19 fig., 1940.
- KIESLINGER, ALOIS: *Über Diaphtorese, mit Beispielen aus dem ostalpinen Kristallin.* «Tschermaks min. petr. Mitt.», 30, p. 12-15, 1928.
- KING, B. G.: *The form and structural features of aplite and pegmatite dikes and veins in the Osi area of the Northern Provinces of Nigeria and the criteria that indicate a nondilational mode of emplacement.* «J. of Geol.», 56, p. 459-475, 19 fig., 1948.
- MEHNERT, K. R.: *Zur Abfolge der Gesteinsmobilisation im tiefen Grundgebirge (ohne Zufuhr).* «Geol. Rdsch.», 42, p. 4-11, 1953.
- NIGGLI, PAUL: *Die Magmentypen.* «Schweiz. min. petr. Mitt.», 16, p. 325-399, 17 fig., 3 pl., 1936.
- — *Die leukogranitischen, trondhjemitischen und leukosyenitgranitischen Magmen und die Anatexis.* «Schweiz. min. petro. Mitt.», 26, p. 44-78, 1 pl., 1946.
- PERRIN, R., & ROUBAULT, M.: *De critères permettant de déterminer le mode de formation des filons à bords parallèles: injection ou remplacement.* «Bull. Soc. géol. de France» (5), 19, p. 641-656, 9 fig., 1 pl., 1949.
- SEDERHOLM, J. J.: *Om granit och gneis, deras uppkomst, utprästande och utbredning inom urberget i Fennoskandia.* «Bull. Comm. géol. de Finlande», Nr. 23, 110 p., 11 fig., 10 pl., 1907.
- STILLE, HANS: *Zur Frage der Herkunft der Magmen.* «Abh. Preuß. Ak. d. Wiss.», 1939, Math. Nat. Kl., 19, 31 p., 1 fig., Berlin 1940.
- — *Der «subsequente» Magmatismus.* «Miscellanea Acad. Berlinensia», 25 p., Berlin 1950.
- WEGMANN, C. E.: *Zur Deutung der Migmatite.* «Geol. Rdsch.», 26, p. 305-350, 12 fig., 1950.
- WEGMANN, EUGÈNE: *Note sur quelques problèmes de la tectonique superposée.* «C. R. Soc. géol. de Finlande», 20, p. 223-238, 1947.
- — *L'analyse structurale en géologie.* Congr. Intern. de Philosophie des Sciences, Paris 1949, «Sciences de la Terre», p. 55-64, 1951.
- WEGMANN, E.: *Über gleichzeitige Bewegungsbilder verschiedener Stockwerke.* «Geol. Rdsch.», 41, p. 21-33, 4 fig., 1953.
- — *Lebende Tektonik. Eine Übersicht.* «Geol. Rdsch.», 43, p. 34, 1953.

## Función de la gravedad en las orogénesis

POR

WALTER H. BUCHER

(Conferencia de despedida como presidente  
de la Geological Society of America)

WALTER H. BUCHER

## FUNCION DE LA GRAVEDAD EN LAS OROGENESIS (1)

### RESUMEN

En los materiales elástico-viscosos, el concepto de «viscosidad» hace posible el trabajo experimental sobre modelos, puesto que el tiempo aparece en su definición como dimensión independiente cuando la gravedad es la única fuerza que actúa sobre el material, ambos en la Naturaleza y en el laboratorio. Se examinan las características del sebo de encerar cabos, de los zapateros («stitching wax», «pez blanca» o «pez de zapatero») como material apropiado para experimentos tectónicos. El límite de esfuerzos, por debajo del cual no tiene lugar la fluxión sólida, es muy bajo para este material, que permite mantener declives de sólo escasos grados. Este material, levantado a elevaciones relativas superiores, se aplasta por la acción de su propio peso, como ocurre con el hielo en mantos. Se describen experimentos de laboratorio en que se emplea la pez de zapatero, los cuales muestran que tal aplastamiento origina plegamiento

(1) Traducción directa por J. M.<sup>a</sup> Ríos del original, titulado en inglés, *Role of gravity in orogenesis*, aparecido en el «Bulletin of the Geological Society of America», vol. 67, págs. 1295-1318, oct. 1956. Baltimore Md. Se publica aquí mediante la expresa y amable autorización del autor y del Consejo de redacción del «Bulletin of the Geol. Soc. of America».

superficial en capas estratificadas de tal material, sí entre los lechos se encuentran otros de otro material, tal como el petrolatum, que represente zonas de menor viscosidad. De esta manera se obtienen buenos ejemplos de plegamiento disarmonico, que se reproducen en el texto como figuras.

En una segunda serie de experimentos se sometieron a compresión lenta barras de pez de zapatero (\*) (sin zonas débiles). Cuando se mantuvo una parte a temperatura algo elevada, se formó un anticlinal recumbente entre estratos; el «antepaís», más frío, fué forzado bajo el «abombamiento» arqueante, y éste, a su vez, deprimió al primero, aplastándolo. De este modo, las características que, en las cadenas montañosas de tipo alpino, se pensó que exigían la acción, o bien de un manto de corrimiento cabalgante («*traineau écrasseur*»), o una sección depresora activa («*engulfment*»), se produjeron en forma simultánea. Esto conduce a la conjetura de que los cinturones orogénicos, por lo menos los de tipo alpino, se alzan porque al tiempo de su formación son más débiles que la corteza normal. Se sigue desarrollando esta idea en el último capítulo. Los detalles estructurales de los pliegues acostados que se producen en estos experimentos son muy instructivos.

En el transcurso de tan apretado plegamiento de la superficie del basamento, los materiales más débiles del manto sedimentario se ven obligados a avanzar sobre la pendiente, en dirección hacia el antepaís. Las consecuencias estructurales son discutidas aquí desde un punto de vista hipotético. Las más fuertes, de entre estas unidades sedimentarias desprendidas, se apilan bajo forma de «mantos de despellejamiento». Las más débiles, tales como los sedi-

(\*) En adelante, y en pro de la brevedad, nos referiremos a este material, sencillamente, como «pez», y dejaremos caer el sufijo «de zapatero», ya que no interviene ninguna otra clase distinta, y no hay, por consiguiente, lugar a confusión. N. del T. Quería añadir que donde empleé, a lo largo del texto, la voz «fluxión», hubiera preferido emplear la palabra «fluencia».

mentos de tipo flysch y serpentina, se aplastan en gran medida para formar «mantos de fluxión». Los aún más débiles se siguen extendiendo aún más, conforme se arquea el antepaís («fluxión por pendiente»). Se mencionan brevemente las estructuras «caóticas». Parecen constituir casos especiales, a los que acompaña actividad volcánica gaseosa.

En el capítulo último se enumeran una serie de observaciones geofísicas que sugieren que las bandas de sismos de foco profundo, relacionadas genéticamente a los cinturones orogénicos, son zonas de fractura producidas por encogimiento o contracción en la «estrictosfera», la cual yace entre la «estereosfera» externa y el manto más profundo. Se piensa que materias volátiles, portadoras del exceso de calor, se elevan a lo largo de estas zonas de fractura hasta la corteza terráquea, a la cual calientan y debilitan, al mismo tiempo que localizan la compresión. Para que merezca ser tenida en cuenta esta hipótesis, como otra cualquiera, debe explicar también automáticamente las peculiaridades de los esquemas de los cinturones orogénicos. Se describe un experimento ideado para mostrar qué sistema de grietas puede formarse en una cáscara delgada que se contrae entre materiales confinantes más sólidos. Se encontraron semejanzas de interés con respecto a los esquemas de los cinturones orogénicos.

#### PAPEL DE LA GRAVEDAD EN LA DEFORMACIÓN MARGINAL

##### *El problema de la deformación somera*

El problema de la deformación superficial nos servirá de introducción a la materia de esta exposición.

Las bandas de pliegues someros, largos, en rocas sedimentarias, tales como las del Jura suizo, y extensos y delgados mantos cabalgantes, como los del manto de Cumberland, en Kentucky, Tennessee y Virginia, ofrecen esta

característica en común: se han desplazado diferencialmente sobre las formaciones que tienen debajo. No representan un acortamiento de la corteza terrestre, sino meramente un desprendimiento y aflojamiento de sus capas más externas.

En los casos citados, y en algunos otros, la evidencia a favor es convincente (Bucher, 1955, p. 348). La profundidad del plegamiento puede ser calculada a partir de la geometría de los pliegues, y resulta ser igual al espesor estratigráfico que se extiende hasta un horizonte de margas de tipo tal, que capacite para un movimiento diferencial. En el caso del Jura suizo, la profundidad medida del plegamiento es de alrededor de un kilómetro (Bucher, 1933, páginas 155-156). Esta es la distancia que existe entre el horizonte de referencia hasta las margas salíferas y yesíferas del Trías medio, que ocupa los núcleos de todos los anticlinales, grandes o chicos. En el caso del manto cabalgante de Cumberland, John L. Rich (1934, págs. 1.589-1.590) mostró, en una publicación clásica, que en la parte oriental, el movimiento debe haberse verificado en la marga de Rome del Cambriano medio, es decir, a una profundidad de unos 3,8 kms., y en la parte occidental, en la marga de Chattanooga, a profundidad de sólo unos 2,1 kms. (Miller y Fuller, 1947, 1948, p. 465). En estos casos, mantos que miden unos 6.500 kms<sup>2</sup> y 11.000 kms<sup>2</sup>, respectivamente, de superficie, y espesores de 1 a 3,8 kms., fueron puestos en movimiento de resbalamiento, en relación con las formaciones, por debajo de ellas.

Los movimientos de mantos tan delgados no pueden ser atribuidos a esfuerzos externos aplicados en sus extremos. Los sedimentos que los constituyen son demasiado débiles, y las resistencias de fricción de tan extensos mantos, excesivamente grandes para permitir tal deformación. Esto fué reconocido ya hace mucho tiempo (p. e. Lawson, 1922, págs. 342-343).

En tales casos parecería natural buscar la explicación en la acción de la gravedad. Pensemos en cómo se arrugan

los suelos sueltos, conforme se van deslizando pendiente abajo sobre el declive de una superficie rocosa, o en la cobertura nivea de un tejado pendiente, que se acumula en pliegues conforme acude a la parte baja (De Sitter, 1954, página 322; Seibold, 1955, págs. 295-296) (2). Pero la eficacia de tal acción depende de la existencia de un gradiente suficiente (3). Es cierto que en ambos casos, en el del Jura suizo y del borde occidental del cinturón Appalache, existió una suave pendiente, pero era precisamente de dirección opuesta. Tanto los pliegues del Jura como el manto cabalgante de Cumberland, ascendieron pendiente arriba por el suave declive lateral de una cubeta sedimentaria.

Esto nos enfrenta con un intrigante problema: ¿Cómo es posible que la presión orogénica, que debe residir en causa final en la corteza como un todo, transporte su acción sobre una película delgada en el borde exterior de su esfera de influencia?

El autor ha abrigado por algún tiempo la sospecha de que la respuesta reside, en efecto, en la acción de la gravedad sobre las rocas de la corteza externa, pero en un sentido más fundamental que el que se ha considerado habitualmente. Se planteó asimismo esta cuestión: Supongamos que el plegamiento afectase a capas de hielo en vez de rocas. Sus pliegues no resistirían a la acción de su propio peso, eso es evidente. ¿Estamos seguros de que rocas tales como calizas, neises y granitos aguantan bajo su propio peso a cualquier altura posible de alzamiento? El hielo glaciar es elástico-viscoso, es decir, se comporta como un material elástico y quebradizo bajo la acción de esfuerzos rápidamente aplicados, y, sin embargo, fluye como una

(2) Hay referencias de antecedentes de estas ideas en HAARMANN, 1930, págs. 101-106.

(3) En el caso del Jura, calcula Goguel, basado en postulados razonables, que una pendiente de 8° bastaría para ocasionar resbalamiento; sin embargo, no sugiere que ocurra realmente así (GOGUEL, 1943, pág. 396).



sustancia viscosa bajo la acción de esfuerzos prolongados. Los suaves pliegues que pueden afectar las cuarcitas, neises, tanto como las margas y pizarras, muestran que estas rocas se comportan de manera análoga.

El primer paso para que podamos comprender este plegamiento debe ser, entonces, la aprehensión de cómo se comportan los materiales elástico-viscosos y la búsqueda de materiales apropiados para la experimentación sobre modelos a escala.

Una breve referencia, en la primera edición de «La Tierra», de Jeffrey, llamó la atención del autor sobre la pez de zapatero o sebo de encerar (4) como material de propiedades prometedoras (Jeffreys, 1924, p. 113). El patrocinio de la experimentación, a este respecto, por la Humble Oil and Refining Company, hizo posible el empleo de esta sustancia. Los experimentos que se describen en este artículo fueron ideados por el autor y montados bajo su supervisión en los laboratorios de investigación que aquella compañía tiene en Houston. Por la preparación y ejecución de los experimentos, tan exigentes de tiempo, con inclusión de la hábil fotografía, el autor ha contraído una deuda de agradecimiento con su colaborador, el geólogo Mr. Peter Masson. Se realizan estudios sistemáticos de las propiedades físicas de la cera de zapatero y otros materiales por un segundo y capaz colaborador, el doctor Charles Arnold, ingeniero químico. Algo de lo que aprendimos en el transcurso de este y otros estudios, con él relacionado, es base, en parte, de mucho de lo que sigue.

En un primer experimento se montaron capas de tres tipos diferentes de pez (de tonos claros, blanca y parda), y dos capas delgadas de grasa (petrolatum), que simulaban una secuencia estratigráfica, entre muros bien lubricados de plexiglás (fig. 1). Por un extremo las capas estaban

(4) En esencia, una resina combinada con un plastificador.

dispuestas de modo que formaban una pendiente de unos 23°. Se colocó un terrón de cera clara en lo alto de dicha pendiente, en forma que se alzaba a una altura cuatro veces mayor que la del paquete de lechos, a modo de representación de algún basamento macizo que ha ascendido mediante un cabalgamiento tendido. Entonces el ma-

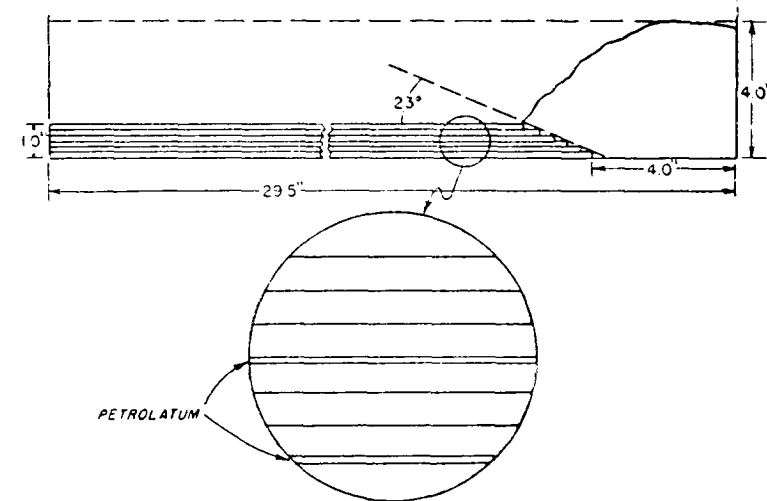


Fig. 1. Corte diagramático del artificio experimental. El cuerpo alto de pez clara descansa sobre lechos del mismo material (que contiene intercaladas capas de grasa) a lo largo de un plano inclinado que representa una superficie de cabalgamiento.

terial fué abandonado a sí mismo durante varios días. La cera del bloque alto, demasiado débil para soportar su propio peso, se aplastó bajo la acción de la gravedad. A lo largo de este proceso obligó a deformarse a las capas más altas del paquete, en series de pliegues. Cuando cesó el plegamiento, todo el bloque fué solidificado, mediante hielo finamente fragmentado, y cortado después a lo largo.

La estructura que se manifestó de este modo se muestra en conjunto en la figura 1 de la lámina I, y en detalle, para

la parte proximal, en la figura 2 de la misma lámina. Párese atención especial a los siguientes hechos:

1) La deformación decrece, tanto hacia arriba como hacia abajo a partir de un máximo que se alcanza por debajo de la línea media de la columna estratigráfica.

2) La estructura varía entre la de los pliegues intensamente volcados, próximos al origen de la presión, y la de los pliegues abiertos, y casi simétricos, de la zona alejada. Este decrecimiento de la intensidad de plegamiento, con respecto a la distancia, es característico de todos los «pliegues marginales» (Bucher, 1933, p. -57).

3) La base inclinada del bloque elevado, «plano de cabalgamiento», se ha aplastado hasta quedar en posición casi horizontal en su parte baja, y la pendiente se ha agudizado casi hasta 60° próxima a la superficie, lo que reproduce una característica peculiar de muchos planos de cabalgamiento, los cuales, próximos a la superficie, son fallas inversas de gran ángulo, algunas casi verticales, y en profundidad planos de resbalamiento correspondientes a lechos de estratificación.

#### *Utilidad de la pez para experimentos tectónicos sobre modelos*

Antes de pasar a exponer los resultados de otros experimentos debemos responder a dos cuestiones que seguramente han surgido en la mente del lector:

1) ¿Qué es lo que justifica el postulado de que el comportamiento de la cera tenga alguna relación importante de semejanza con el de las rocas sólidas cuando se las somete a esfuerzos?

2) ¿Qué es lo que justifica el empleo de grasa en estos experimentos?

La semejanza que resulta entre los plegamientos producidos en este experimento y los pliegues someros de la

Naturaleza es evidente. Pero ¿tiene alguna trascendencia? ¿Podemos considerar con seriedad la implicación de que los cuerpos de roca sólida, alzados a altura suficiente, se aplastan bajo su propio peso y produzcan resultados comparables a los que muestra el experimento?

Después de todo, las rocas son sólidas. Incluso cuerpos pétreos de tamaño de montañas mantienen su forma. Las rocas se rompen cuando se las golpea fuertemente y emiten sonido al golpe, es decir, transmiten ondas elásticas.

Pero, de manera muy sorprendente, cada una de estas afirmaciones resulta también verdadera en el caso de la pez, dentro de los límites apropiados.

Un pequeño fragmento de pez, arrancado de una superficie fresca, mantiene su forma indefinidamente si es suficientemente pequeño, es decir, si se trata de un fragmento no mayor de un milímetro de espesor (Lám. 2, figura 1) (5). Trozos más grandes se aplastan bajo su propio peso.

De manera semejante, cuerpos de hielo glacial mantienen su forma indefinidamente (bajo la temperatura de congelación), siempre que tengan un grosor menor de 33-45 metros en los ambientes climáticos de Groenlandia (según Steenstrup, citado por Klebelsberg, 1948, p. 76), Wyoming (Matthes, 1900, p. 190) y Montana (Demorest, 1938, página 724). Masas mayores se aplastan bajo su propio peso, en forma muy parecida a lo que ocurre con la pez.

Así es que existe, al menos para finalidades prácticas, un límite inferior de esfuerzos bajo el cual no tiene lugar la fluencia sólida. Para el caso de la pez que hemos utilizado, este límite inferior es extraordinariamente bajo --0,5 dinas/cm<sup>2</sup>--, según los cálculos de Arnold basados

(5) A temperatura ambiente (20° C.) la tensión superficial redondea los ángulos y esquinas de tales fragmentos, pero no altera su forma en modo alguno. El fragmento representado en la fig. 1 tiene 1.12 mm de largo.

en determinaciones de viscosidad verificadas por el método de caída de bola. Para hielo glaciario, el límite de resistencia parece ser del orden de magnitudes de 3-4 kg./cm<sup>2</sup> (44-57 psi), cifra basada en la observación de los espesores mínimos de hielo que muestran movimiento glaciario. El «hielo», en general, puede «ceder» continuamente si el esfuerzo cortante excede de 1,8 kg./cm<sup>2</sup> (Dorsey, 1940, p. 45). Este umbral es, desde luego, aún muy bajo comparado con el del material rocoso corriente. Esta es la razón por la que el hielo, en masas suficientemente grandes, ofrece un comportamiento más parecido al de las melazas que al de las restantes rocas cristalinas.

En contraste con este bajo límite de fluxión, la resistencia del hielo a la compresión es alta, al parecer alrededor de 28 kg./cm<sup>2</sup> (400 psi) (Dorsey, 1940, p. 448-449). El esfuerzo de compresión es el que se necesita para producir fractura cuando la deformación se imprime sobre el material a una velocidad rápida con relación a su velocidad normal de fluxión. Puesto que la velocidad normal de fluxión de la pez, a temperatura ambiente, es elevada, el esfuerzo ha de ser aplicado con una rapidez proporcionada para que se produzca fractura. Unas pruebas preliminares, menos afinadas, muestran que se necesita un peso de 2,27 kg. dejado caer, a distancia de unos nueve centímetros, sobre un cubo de pez de tonos claros de cinco centímetros de lado, para producir fractura. Lo que corresponde, más o menos aproximadamente, a un esfuerzo de impacto de 46 kg./cm<sup>2</sup> (672 psi). La fig. 2 de la lámina 2, tomada por medio de una cámara fotográfica estroboscópica, muestra un cubo de tal material, de cinco centímetros de lado, precisamente en el momento en que ha sufrido el golpe y rebote. En otras palabras, la pez se comporta como un «sólido» quebradizo cuando se actúa a la escala de tiempos muy breves, pero como material viscoso, en lo que corresponde a la escala de los tiempos geológicos. Nótese que son necesarios esfuerzos mucho mayores para producir fractura mediante

«deformación forzada» rápida, que los que exige la deformación lenta (creep) por acción de la gravedad. Toda la información de que se dispone tiende a afirmar que lo mismo ocurre con la mayor parte de las rocas. Sin embargo, muchos geofísicos basan sus opiniones con respecto a las orogénesis en la hipótesis de que las rocas de la corteza terrestre no se deforman permanentemente hasta que no se alcanza el «límite de fractura», y olvidan que bajo la acción, no precipitada, de la gravedad, la fluxión debe comenzar mucho antes de que se alcance el límite.

Cuando se rompe una lámina o varilla de pez, produce un sonido perceptible, es decir, transmite las ondas elásticas en la misma forma que las rocas transmiten las ondas sísmicas.

Todo esto significa, desde luego, que la pez es un material típicamente elástico-viscoso (6), como lo es el hielo y otras rocas, metales, etc. Su debilidad lo capacita para empleo en modelos tectónicos experimentales. La propiedad que define la debilidad se denomina «viscosidad». Este término designa la resistencia al deslizamiento o fluxión sólida (creep) bajo la acción de fuerzas relativamente pequeñas; excepto para los líquidos newtonianos, la viscosidad es todavía una propiedad mal definida, que se mide

(6) Carey, en una publicación de gran interés, que trata del papel que desempeña el comportamiento «viscoso» en los materiales pétreos, que desgraciadamente llegó demasiado tarde a conocimiento del autor, ha propuesto el vocablo y concepto «reodo» para «una sustancia cuya temperatura está por debajo de su punto de fusión y cuya deformación por fluxión viscosa durante la duración de la experimentación es, por lo menos, de un orden de magnitudes tres veces mayor que la deformación elástica bajo esas condiciones» (CAREY, 1954, pág. 7). Por encima del límite definidor de la reodidad, los estados de la materia son entonces gas (cohesión cero), líquido (resistencia cero) y reodo (resistencia finita). El término «sólido» tendría aplicación solamente bajo las condiciones que existen en la proximidad a la superficie de la Tierra, donde la reodidad está muy por debajo del límite. La publicación de Carey, eficazmente ilustrada, se recomienda a quienes se interesen por esta materia. (Su traducción aparecerá en el próximo número de estas *N. y C. N. del T.S.*)

en la industria por multitud de artificios empíricos. Estos suministran datos que resultan útiles para comparación entre materiales de índole parecida, pero que, para distintos tipos de materiales, proporcionan sólo una aproximación muy basta, en medida del comportamiento relativo. Para la realización de pruebas de deslizamiento aplicadas a materiales más sólidos, tales como hielo y rocas, resulta necesario aplicar el concepto abstracto de viscosidad aparente (7), es decir, un valor que se aplica a un material que posee ambas propiedades, viscosas y elásticas. Ambas, viscosidad y viscosidad aparente, se miden en poises (8).

El concepto de viscosidad hace posible la experimentación en modelos introduciendo el factor tiempo en correcta perspectiva. En su importante publicación acerca de la teoría de experimentación sobre modelos para Geología, mostró Hubbert que para asegurar la semejanza dinámica, tanto como la geométrica, en modelos experimentales en los que la gravedad es la única fuerza importante, se debe escoger el material de tal manera que la relación existente entre viscosidad de la roca en la Naturaleza ( $\eta_n$ ) y la de la sustancia empleada en el experimento ( $\eta_m$ ), sea igual al producto de los modelos de las tres variables, independientes del modelo, que son: la densidad ( $\delta$ ), la longitud ( $\lambda$ ) y el tiempo ( $\tau$ ) (Hubbert, 1937, págs. 1.489-90) (9).

(7) Diferentes investigadores usan diferentes ecuaciones, de manera que los valores resultantes no son directamente comparables, aunque todos ellos emplean el poise (dinas/seg. cm.<sup>2</sup>) como medida de la viscosidad. Las diferencias quedan sugeridas por las denominaciones usadas, tales como «viscosidad equivalente» (GRIGGS, 1934, págs. 229-230); «casi-viscosidad» (HÖPPLER, 1941, págs. 158-159), «viscosidad eficaz» (DORSEY, 1940, pág. 453). El autor usa las palabras «viscosidad aparente» para los valores obtenidos por todos estos métodos.

(8) La resistencia a la fluencia que ofrecen los aceites ligeros de máquina a temperatura ambiente, corresponde más o menos a 1 poise; la del aceite de ricino, a temperatura ambiente, a unos 10 poises.

(9) Es interesante para los geofísicos el capítulo que trata de Análisis dimensional y semejanza, por Correns (1953).

Para comprobar cuán útil es el empleo de la pez en los experimentos tectónicos sobre modelos, vamos a resolver la ecuación que da el valor medio de la «viscosidad aparente» de los elementos implicados en plegamientos tales como los del Jura suizo, haciendo entrar en juego las relaciones de escala correspondientes a las unidades dimensionales de viscosidad empleadas en el experimento que se describe más adelante. Estas relaciones son:

$$\frac{\text{Densidad en la Naturaleza}}{\text{Densidad en el modelo}} = \delta = \frac{2,5}{1} = 2,5$$

$$\frac{\text{Longitud en la Naturaleza}}{\text{Longitud en el modelo}} = \lambda = \frac{3 \times 10^6 \text{ cm.}}{30 \text{ cm.}} = 10^5$$

$$\frac{\text{Tiempo en la Naturaleza}}{\text{Tiempo en el modelo}} = \tau = \frac{10^6 \text{ años}}{2,7 \times 10^{-3} \text{ años}} = 4 \times 10^8$$

$$\frac{\text{Viscosidad en la Naturaleza}}{\text{Viscosidad en el modelo}} = \frac{x \text{ poises}}{10^6 \text{ poises}}$$

$$\eta_n = 10^6 \times 2,5 \times 10^5 \times 4 \times 10^8 = 10^{20} \text{ poises}$$

¿Resulta razonable la cifra de  $10^{20}$  poises?

*La viscosidad como función del esfuerzo, de la temperatura y del ambiente químico*

Las rocas implicadas en el plegamiento del Jura suizo consisten principalmente en calizas y margas. No se conocen cifras para el caso de las margas. Griggs ha determinado la «viscosidad equivalente» de la caliza de Solenhofen en estado seco en un valor de  $2 \times 10^{22}$  poises, bajo una presión diferencial de 1.400 kg./cm<sup>2</sup> (Griggs, 1939, p. 235; 1940, página 1.016).

La viscosidad de los líquidos no newtonianos y de los sólidos plásticos no es, desde luego, constante, sino que es función del esfuerzo. Lo es también de la temperatura, y, por encima de todo, de los factores químicos.

Examinemos cada uno de estos factores independiente-

mente y veamos cómo afectan al valor de la viscosidad. Las variaciones en los esfuerzos diferenciales parecen ser los de menor alcance. La viscosidad de la pez se reduce solamente a la mitad, de  $8 \times 10^6$  a  $4,7 \times 10^6$  poises cuando se incrementa 500 veces el peso de la bola en el método de impacto por caída. La mejor aproximación que tenemos para el valor de la «viscosidad aparente» de un hielo de glaciar es la que deriva de las observaciones de la velocidad del movimiento del glaciar con respecto al espesor del mismo. Los valores más exactos obtenidos para la viscosidad del hielo glaciar, calculados de este modo, varían entre tres órdenes de magnitudes, de  $10^{11}$  a  $10^{12}$  poises, al incrementar la velocidad (Deeley, 1908, págs. 251-253). El campo de estos valores es, con probabilidad, demasiado grande, puesto que incluye el efecto de la temperatura, que es grande para el hielo, como lo es para todas las sustancias elástico-viscosas.

Según Höppler (1941, p. 157), la «casi viscosidad» del hielo policristalino, sujeto a deformación normalmente a los ejes ópticos de cristales co-planares, se eleva de  $10^7$  a  $10^{10}$  poises conforme la temperatura desciende de  $-1^\circ$  a  $-30^\circ$  C. La viscosidad de la pez se eleva igualmente de  $10^7$  a  $10^{10}$  cuando la temperatura desciende de  $45^\circ$ , de  $69,5^\circ$  C. a  $25^\circ$  C.

Aún interviene otro factor para complicar más el asunto. La elevación de temperatura cambia, probablemente, la solubilidad mutua de los constituyentes de la pez. Los cambios en el ambiente químico de las partículas, cuyo movimiento relativo produce la fluxión sólida, constituyen, probablemente, el factor más poderoso que influencia la viscosidad.

Esto queda indicado en las observaciones de Griggs acerca del alabastro. El alabastro en seco es muy viscoso. Bajo la acción de esfuerzos diferenciales de  $420 \text{ kg./cm}^2$  (5.174 psi), su viscosidad equivalente es del orden de magnitud de  $10^{14}$  poises. Pero en presencia de su propia solución

acuosa saturada, y bajo la acción de un esfuerzo diferencial menor, la viscosidad desciende a  $10^{17}$  poises. Bajo la acción de esfuerzos diferenciales mayores y presiones confinantes de 1.000 atmósferas, desciende a  $10^{14}$  poises (Griggs, 1940, págs. 1.017-1.020).

La caliza debe comportarse del mismo modo. Griggs encontró un valor muy alto para la «viscosidad equivalente» de la caliza homogénea de Solenhofen, de grano muy fino, a una presión confinante de una atmósfera y presión diferencial de  $1.400 \text{ kg./cm}^2$ , es decir,  $2 \times 10^{22}$  poises (Griggs, 1939, p. 235). Bajo la acción de presiones diferenciales y confinantes muy altas la «viscosidad equivalente» de la roca seca podría reducirse a un valor tan bajo como  $10^{11}$  poises (Griggs, 1939, p. 245). Hay que esperar que la presencia de su propia solución saturada reducirá también la viscosidad de la caliza por valor de varios órdenes de magnitud.

Esto puede explicar por qué chapas de caliza y mármol calizo, cuando se tienden planas entre soportes, pandean apreciablemente en el espacio de cincuenta a cien años. El autor sospecha que este pandeo depende primordialmente de la presencia de humedad en la roca, porque sólo parece que se citan ejemplos de tales deformaciones gravitativas en casos de placas de mármol y caliza existentes en países con abundante pluviosidad, tales como Europa occidental (ejemplo, Kisslinger, 1934, p. 20); América del N. y NE. (ejemplo, Winslow, 1892, p. 133; Ashley, 1893, págs. 319-324, y Kindle, 1895 p. 50; 1921, p. 115; Bingham, 1932, página 341), y Tejas oriental (Nettleton, 1943, p. 53). El autor nunca oyó hablar de placas de mármol deformadas que hayan sido vistas en localidades clásicas de Grecia o Egipto. Lo que sugiere el hecho de que la humedad que penetra de tiempo en tiempo en la caliza reduce la «viscosidad equivalente» lo bastante para permitir el pandeo dentro del corto intervalo de unas pocas décadas.

El doctor Arnold construyó, por instigación del autor,

un modelo a escala, en pez, de una placa de caliza fosilífera de Trenton, según datos de E. M. Kindle (1921, p. 115), procedente de Hull, en Quebec meridional (Canadá). Determinamos el tiempo exigido para que el modelo pandease una cantidad proporcionada y utilizamos después las relaciones escalares correspondientes a las unidades de viscosidad para el cómputo de la «viscosidad aparente», como hicimos antes.

	PROMEDIO DE 10 PRUEBAS	
	Experimento I	Experimento II
Densidad en la Naturaleza	2,41	2,41
Densidad en el modelo	1	1
Longitud en la Naturaleza	10 cm	20 cm
Longitud en el modelo	1 cm	3 cm
Tiempo en la Naturaleza (77 años = $24 \times 10^8$ seg)	$24 \times 10^8$ seg	$24 \times 10^8$ seg
Tiempo en el modelo	3,5 seg	1,5 seg
Viscosidad en la Naturaleza	x poises	x poises
Viscosidad en el modelo	$8 \times 10^6$ poises	$8 \times 10^{17}$ poises
Viscosidad en la Naturaleza	$1,3 \times 10^{17}$ poises	$2,0 \times 10^{17}$ poises

El valor resultante para la viscosidad aparente,  $10^{17}$  poises, es de un orden de magnitudes inferior en tres veces al obtenido para los pliegues del Jura. La diferencia se debe, probable y primordialmente, a la facilidad con que el agua de lluvia puede penetrar en la placa, relativamente delgada, y a la eficacia de sus efectos en la caliza fosilífera, algo margosa, de la que ya de antemano puede pensarse que posea una viscosidad aparente de un orden de magnitud dos o tres veces menor que la caliza muy pura, finamente granuda y compacta, de Solenhofen (10).

(10) Observaciones hechas en placas derechas usadas como memoriales en los cementerios, sugieren que el proceso normal de meteorización des-

El examen comparativo de los resultados de los experimentos sobre modelos, a la luz de las consideraciones recién presentadas, nos anima a la creencia de que la pez esté muy próxima a poderse considerar como adecuada para experimentos que den una imagen correcta, en lo esencial, de la cinemática y dinámica involucradas en la deformación cortical. La cifra de  $10^{17}$  poises parece del todo razonable para la deformación conjunta de la compleja secuencia de calizas y margas de que constan los pliegues del Jura.

No tiene el autor cifras correspondientes a la viscosidad aparente de las margas. Debe ser bastante más baja que la de las calizas y areniscas. Las margas son, sobre todo, carentes de homogeneidad, y ofrecen marcada tendencia a separarse con mayor facilidad paralelamente a los planos de estratificación, que con relación a planos dispuestos angularmente. Esa propiedad, combinada con su afinidad por la humedad, debe tender a disminuir la viscosidad de las margas en varios órdenes de magnitud por debajo de la de los sedimentos más fuertes. Si empleamos pez, con una viscosidad de  $10^{17}$  poises, en representación de las calizas, deberíamos usar algo parecido a la grasa para representar las formaciones margosas.

#### *Detalles del plegamiento de las series sedimentarias*

El hecho de que capas alternantes de pez y grasa se acercan mucho a la reproducción a escala, de plegamientos típicos de las series sedimentarias, resulta evidente cuando un paquete de tal clase se somete a simple compresión. En los dos experimentos que vamos a describir en primer lu-

empeñe un papel al facilitar el alojamiento de la estructura de la roca y facilite el pandeo con independencia de la viscosidad aparente de la roca (KIESLINGER, 1934; DREWES, RUPPEL y LESURE, 1956).

gar, capas alternantes de diferentes clases de pez con capas intercaladas de grasa, se comprimieron en un artefacto de control eléctrico, preparado para que la compresión progresase muy lentamente (1/2 cm. por hora, y aún menos). Esta velocidad es del orden de las velocidades a que se extendía la pez elevada del primer experimento, y produce plegamiento de la misma clase, como se puede apreciar en la lámina I, pero en mayor escala. Una fuerza aplicada artificialmente sustituye en este caso a la fuerza ejercida por la pez en extensión, con objeto de facilitar el control del experimento, y para lograr fenómenos experimentales a mayor escala.

En el primero de estos experimentos (lámina I, fig. 3), la presión activa se aplicó al extremo izquierdo de la columna, que engrosó, y produjo, en consecuencia, un declive. La fig. 4 de la lámina I, y la fig. 1 de la lámina III, muestran que las capas de grasa, al ser más débiles que los lechos blancos de pez, han sido plegadas con ondulaciones de mucha menos longitud (de onda) y suministran de este modo un bonito ejemplo de plegamiento disarmonico.

En el segundo de estos experimentos (lámina III, figura 2), la presión activa se aplicó también al extremo izquierdo, pero éste se mantuvo a temperatura ligeramente más alta. Como consecuencia de que la viscosidad quedó rebajada en ese extremo, la estructura del lecho más bajo (en la parte más próxima al origen de la presión) se compone de pliegues acostados que cambian a asimétricos, y después a pliegues levantados simétricos, hacia el extremo opuesto. De nuevo la zona más débil, de grasa gris azulada, ha producido pliegues de menos longitud de onda que los que se formaron en las capas más fuertes de debajo (lámina III, figs. 3 y 4).

#### PAPEL DE LA GRAVEDAD EN EL PLEGAMIENTO AXIL

*Los núcleos activos de los cinturones orogénicos son las partes más débiles de la corteza terrestre*

Los experimentos que se han descrito hasta ahora se refieren a la naturaleza del plegamiento de antepaís, o sea, la deformación superficial de capas de sedimentos, alternativamente más fuertes y más débiles, que se disponen marginalmente con respecto a los grandes ejes de los sistemas de plegamiento, que son los núcleos activos de los que emanan las presiones superficiales que producen el plegamiento en el antepaís.

Una segunda serie de experimentos arroja luz sobre uno de los aspectos más discutidos de los sistemas de plegamiento del tipo alpino: la presencia de grandes mantos acostados existentes en sus núcleos metamorfizados. Los que mejor se conocen son los grandes mantos de los Alpes Penninos. Cuando se desenmarañó por primera vez su estructura, merced a los brillantes trabajos de geólogos franceses y suizos, esta información fué recibida con incredulidad en otros países. Aunque la interpretación y correlación de las diferentes unidades está sujeta todavía a escrutinio crítico (11), el dominio de pliegues acostados hacia el Norte, dentro del núcleo cristalino de los Alpes suizos, y de los

(11) Amstutz (1954; 1955a; 1955b), p. c., cree haber encontrado, en la margen entre los Alpes Penninos y los Leopontinos, la prueba de una fase inicial de la deformación alpina que implica empujes cabalgantes de Norte a Sur; admite, sin embargo, que las fases posteriores de la orogénesis, que han conformado la mayor parte de la estructura visible de los Alpes, se dirigieron hacia el Norte, como se acepta generalmente. No parece que le preocupe el por qué las, según él, primeras estructuras contrarias pudieron sobrevivir intactas a la deformación evidentemente plástica de dirección Norte, aceptada por él para la gran masa de los Alpes adjuntos al Norte y al Sur.

Alpes en general, se acepta actualmente en forma casi universal. Poco a poco se han aportado pruebas de estructuras francamente similares existentes en los Highlands escoceses (Bailey, 1938, p. 619; Read, 1955, p. 19; Cummins y Shackleton, 1955, p. 356), y en los Caledonides noruegos (Bailey y Mackin, 1936, p. 188; Mackin, 1950, págs. 70-72), y el Himalaya (Krishnan, 1953, págs. 28-29; Wadia, 1953, páginas 415-422). No puede sorprendernos que la cadena de montañas que se alza hoy a la máxima altura conocida despliegue también los mayores anticlinales acostados y mantos, conocidos. Por lo que se refiere a la verdadera naturaleza del corazón del Himalaya, parece que haya sido señalada, por vez primera, en el mapa geológico del Nepal y Sikkim por J. B. Auden, del Geological Survey of India, cuyos extensos reconocimientos en esta región imponente establecieron las correlaciones esenciales (Auden, 1935, mapa de la lámina 8). Auden no parece haberse afiliado en forma terminante al concepto de un pliegue acostado, de orden mayor, como explicación de las relaciones observadas en el campo que ofrece su mapa (12). Utilizando como clave el hecho de que el grado de metamorfosis incrementa sistemáticamente hacia arriba a través de la «masa cobijante», Heim y Gansser se aventuraron a interpretar la estructura como un manto acostado de orden mayor. La fig. 2 muestra su interpretación, representada en dos cortes tomados de su memoria acerca de la misma región, en los que se omitieron las partes más septentrionales y la mayor parte de los nombres de localidades (Heim y Gansser, 1939, lámina 1). La existencia de pliegues acostados de escala menor, y, sin embargo, aún imponentes, se ilustra aquí mediante una de las fotografías de Auden (fig. 3, dibujada de acuerdo con una fotografía del trabajo de Auden, 1935, lámina 6).

(12) Véase, p. e., su corte de la región, en la publicación del año 1937 (AUDEN, 1937).

Se han propuesto dos clases de hipótesis para explicar los pliegues acostados en el núcleo metamórfico de los Alpes, y por implicación, de otros cinturones orogénicos. Una hipótesis ve en ellos el efecto del desgarramiento de la corteza a través de los mismos y de su cabalgamiento sobre los

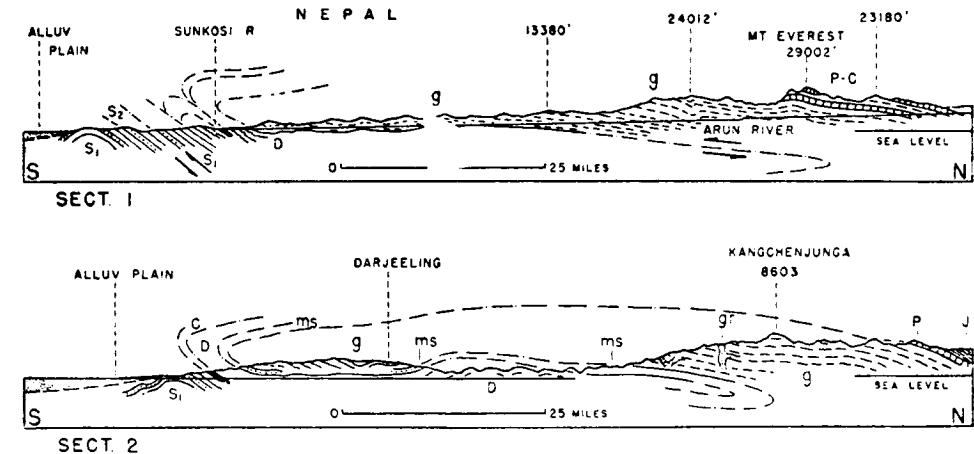


Fig. 2.—Cortes tectónicos interpretativos, a través del Himalaya centro-oriental.

Sect. 1. Darjeelin-Kangchenjunga. Sect. 2. Nepal-Monte Everest. Copiados de Heim y Gansser (1939) con omisión de algunos detalles y de la mayor parte de los nombres.

pliegues del geosinclinal alpino en forma de sólida lámina procedente del Sur que los dobla y deprime hacia el Norte como una gigantesca apisonadora («traîneau ecraseur» Terrier, 1903, p. 762; Argand, 1916, p. 157, 160; y 1924, páginas 250-353; Staub, 1928, p. 204; 1951, p. 32). Los restantes grupos de hipótesis interpretan los mantos inversos como resultado de una absorción asimétrica del geosinclinal por corrientes de conversión subcortical y su anegamiento («engulfing») bajo el lado contrario (Amperfer, 1906, págs. 597-606; Kraus, 1951, págs. 533-566; Rittman, 1942, págs. 490-491).



El autor encontró, en una segunda serie de experimentos, que los aspectos de «cabalgamiento» y «succión» de la estructura, apoyados separadamente por los dos grupos de hipótesis, surgen simultáneamente cuando se sujeta a compresión una capa de pez, siempre que incluya una zona a mayor temperatura, que resulte, por consiguiente, menos viscosa. En estos experimentos una barra consistente en capas alternantes de pez clara, blanca y parda, fué some-



Fig. 3.—Plegue acostado en nieves (Himalaya).

En el muro de picos que encierra el valle alto de Sebo Chu (unos 125 km. al este del monte Everest y unos 95 km. al norte de Darjeeling. Copiado por W. W. Wiles de una fotografía por Auden (1935, lám. 6).

tida a compresión por un extremo, por medio de un émbolo de madera propulsado eléctricamente a velocidad lenta y vigilada. Se creó una zona de material más débil mediante el sostenimiento de un extremo a temperatura más elevada que el otro. Esto se logró, o bien rodeando de paquetes de hielo toda la barra menos un extremo, que se mantuvo a temperatura ambiente, o sosteniéndolo a temperatura más elevada por medio de luces eléctricas. Como era de esperar, el plegamiento quedó confinado al extremo más débil, el más templado, con independencia de cuál fuera el extremo al que se aplicaba la presión. La fig. 1 de la lámina 4 muestra el resultado de tal experimento, que se llevó a cabo, en el laboratorio Humble, por John Rogers, del Rice Institute de Houston, Tejas. En este caso la mitad derecha se enfrió por medio de paquetes de hielo; el lado

izquierdo se mantuvo a la temperatura ambiente. El émbolo accionado eléctricamente avanzó de izquierda a derecha a velocidad de 0,6 cm. por hora y se practicó en dos jornadas de ocho horas durante dos días. El motor paró por la noche. La fig. 2 de la lám. 4 muestra la estructura, en corte, una vez aserrada la barra (13).

Tenemos aquí, por consiguiente, prueba de que la simple compresión, cuando actúa sobre un material suficientemente débil, como para que sea capaz de deslizarse bajo la acción de la gravedad, produce un pliegue o manto invertido de orden mayor. Como consecuencia de haberse aplicado la presión tan lentamente, la pez no se elevó nunca muy por encima del nivel del antepaís. El peso del manto, en proceso de avance, más bien deprimió el antepaís y redujo su espesor por debajo de él, engrosándolo proporcionalmente algo más allá, como puede apreciarse en el borde derecho del bloque. Aquí, en un sencillito experimento, se reproducen las características esenciales en las que se apoyan las hipótesis contrapuestas acerca de la estructura de los Alpes Centrales: la disposición acostada del manto, que, según se pensaba, exigía la intervención de una lámina cabalgante, y el desplazamiento hacia abajo del antepaís, que condujo a la hipótesis de la «succión». No hay indicio de plegamiento de antepaís en la parte frontal del manto de corrimiento, porque no se integraron horizontes lubricantes en la secuencia estratigráfica.

Para obtener el resultado son necesarias dos condicio-

(13) El aserramiento causa invariablemente la fractura de la pez quebradiza en una serie de fragmentos. La fig. 2 de la lámina 4 muestra tres de ellas colocadas a tope. Al cortar la pieza central había perdido parte de la capa basal de manera que ajustaba mal, lo que traía como consecuencia que el borde superior del bloque izquierdo sobresalía. No ocurría así, desde luego, en la posición original, como lo prueba la figura 1 de la lámina 4. La «falla» que se aprecia en esta fotografía (fig. 1) se limita al muro y representa solamente un efecto marginal, consecuencia de la fricción.

nes: no debe haber capas de material notablemente más débil intercaladas entre las que componen la columna; la zona que experimenta pliegue debe ser más débil, en su conjunto, que las partes contiguas de la columna que transmiten la presión. Ambas exigencias existen, de hecho, en el núcleo metamorfizado de un cinturón orogénico. Los procesos de metamorfismo borran en gran medida los contrastes originales en la fortaleza de los materiales pétreos. Al mismo tiempo, los agentes del metamorfismo, es decir, el calor y las cantidades de vapor de agua portadoras de sustancias volátiles, debilitan las rocas de la corteza terráquea. Esto nos lleva a una conclusión sorprendente. Si hubiese alguna prueba, independiente, de la existencia de circunstancias sub-corticales que pudieran originar calor, vapor de agua y sustancias volátiles capaces de penetrar en la corteza terráquea a lo largo de los cinturones geosinclinales, podríamos deducir que el metamorfismo resultante localiza, a lo largo de ellos, los efectos dinámicos de la compresión en la corteza terrestre. Es bien cierto que tenemos pruebas incrementantes de que tanto la depresión geosinclinal como el metamorfismo regional que se desarrolla eventualmente a lo largo de ella tienen su origen en la región subcortical. Volveremos a esta cuestión básica al final de esta exposición.

#### *Detalles de la formación de pliegues acostados*

En otros experimentos posteriores, la parte enfriada, más rígida, del bloque o barra de pez, fué reemplazada por una barra de madera, con objeto de ahorrar tiempo y esfuerzo. Como la barra de madera, con su gran resistencia y forma rectangular, no tiene equivalencia en la Naturaleza, el valor de tales experimentos se limita al estudio de la formación de un anticlinal acostado utilizando una columna de pez que experimenta compresión horizontal, y

a observar el efecto que ejerce el frente del manto, en proceso de avance, sobre las capas del antepaís. La lámina 5 muestra cinco etapas sucesivas en el desarrollo de la formación de un manto acostado a lo largo de tal experimento. Nótese que los lechos del antepaís han engrosado algo y que no hay plegamiento del antepaís, porque la columna estratigráfica no contenía lechos más débiles que facilitasen el despegue.

Cuando se intercalan capas de grasa entre los lechos de pez, por encima de la barra de madera («antepaís»), se desarrolla plegamiento superficial del tipo del Jura por delante del pliegue acostado en proceso de avance. Esta no es sino una sola de las características instructivas del experimento que descubriremos ahora. La fig. 1 de la lámina 6 muestra el artificio montado: (1) es el émbolo accionado por motor, situado en el extremo izquierdo, que empuja la barra de madera hacia la zona débil a la derecha; (2) son los estratos sobre la barra de «antepaís», de tres centímetros de grosor, que incluyen lechos de grasa; (3), la zona gruesa de ocho centímetros de espesor, sin lechos de grasa, que representa el «núcleo metamórfico». El émbolo se adelantó 2,5 cm./hora, es decir, varias veces la velocidad a la que la cera puede avanzar por deslizamiento, bajo la acción de la gravedad. El resultado fué que la pez se apiló durante el día en la extremidad débil, rebasando ligeramente los muros de plexiglás, y tuvo que ser contenida mediante muros supletorios. Durante la noche el material se extendió de nuevo. El experimento duró cuatro días.

La figura 1 de la lámina 6 muestra el conjunto el primer día, cuando el émbolo había avanzado unos ocho centímetros. La compresión fué detenida cuando el émbolo había avanzado algo más del doble de esa distancia. Después de que se hubo paralizado prácticamente del todo la extensión del material, se extrajo la barra y se aserró, después de haber sido enfriada con hielo. La fig. 2 de la lámina 6 muestra la superficie de la barra una vez aserrada,

rota en cinco pedazos que se apoyaron sobre pegotes de arcilla de modelar para obtener las fotografías. El pliegue acostado es la característica más saliente, con su «raíz» vertical en el lado derecho y su culminación no lejos del centro de la imagen. Obsérvese el miembro anterior del anticlinal muy adelgazado y estirado (el «miembro medio», según la nomenclatura europea). Una vista de cerca (lámina 7, fig. 1), nos muestra mejor la mitad frontal del anticlinal. No hay que esperar, en la Naturaleza, desde luego, tal sencillez diagramática a causa de la amplia variación entre las viscosidades relativas y diferentes fragilidades de las formaciones sucesivas, que crean grandes complicaciones de detalle.

A los geólogos suizos les interesaría, de manera espe-

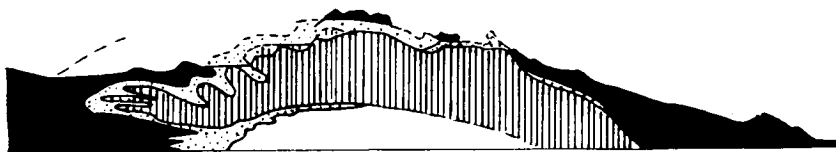


Fig. 4.—Corte a través de los Alpes helvéticos sur occidentales. Obtenido al NO. de Sitten en el valle del Ródano. Muestra digitaciones del *Manto de Wildhorn* que yace engastado en una cobertura de flysch (punteado) y consta de Cretáceo con un núcleo de Jurásico medio y superior. Copiado de Arbenz (1934, lám. 2). Puede verse con más detalle en el mapa de Heim (1921, lám. 21, corte 12).

cial, la digitación hacia afuera de los ápices del anticlinal, dentro de las partes más profundas del núcleo, como lo muestra, visto de cerca, la fig. 2 de la lámina 7. Estas digitaciones son características de los ápices de los pliegues acostados. Un ejemplo bonito es el que nos muestra el apex del manto cretáceo de Wildhorn, en la región Soroste de los Alpes berneses, tal como se muestra en el corte de la fig. 4 (Arbenz, 1934, lám. 2). En los Alpes Penninos, mucho más complejos, las digitaciones, intensamente arru-

gadas, son elementos característicos de la estructura (Argand, 1934, pág. 153) (14)

Volviendo a nuestro experimento obsérvese los pliegues superficiales delante de la parte frontal del manto (lámina 6, fig. 3). En la máxima proximidad al apex, los pliegues superficiales están volcados, hasta afectar posiciones casi horizontales. Más alejados de la culminación del frente, los pliegues son más bien abiertos, y apenas desplomados, si es que llegan a estarlo. La naturaleza de la deformación varía en sentido descendente, y falta aquella casi por completo en las capas del fondo. La segunda capa blanca, a partir del límite superior, no parece estar plegada, sino cortada por una serie de fallas cabalgantes. Si embargo, esto es sólo mera apariencia. Lo que parecen ser planos de fractura cabalgante son, en realidad, los núcleos, estirados en forma isoclinal, de pliegues deplomados que afectan a toda la capa.

Resulta interesante comparar la reducción aparente de distancia de extremo a extremo del bloque experimental, con respecto al acortamiento real. La distancia, medida a lo largo de la superficie del anticlinal acostado a ángulos rectos con respecto al rumbo desde un lado de la «raíz» hasta el apex, y de nuevo hasta el otro costado, es de más de 80 cm. El acortamiento real producido por la compresión es de 20 cm. Pero frente al apex, los sedimentos de «antepaís» (sobre la barra de madera) se arrugan en pliegues superficiales. La fig. 3 de la lám. 6 muestra en detalle esta parte del modelo. Estos bloques indican otro acortamiento de por lo menos 20 cm. Su contrapartida en la Naturaleza todavía sería atribuída por algunos geólogos a «acortamiento cortical». Dicho de otra manera, el método tradicional de estimar el acortamiento de la corteza arrojaría

(14) Véanse los cortes detallados trazados por Albert Heim (1922, lám. 24 opuesta a la página 528, y lám. 27 opuesta a la página 560) y los algo más generalizados de Christ (1934, lám. II).

unas cuatro o cinco veces más que la verdadera cantidad obtenida en el experimento. Por consiguiente, esto constituye una demostración experimental del proceso postulado recientemente por el autor (Bucher, 1955, págs. 357-358). Y añade mucho a la comprensión del por qué de las discrepancias entre las estimaciones del acortamiento de la corteza calculada, por geólogos y las que los geofísicos estiman aceptables (Jeffreys, 1952, págs. 306-309).

Los resultados de estos experimentos también suscitan cuestiones de interés referentes a la «isostasia». Porque si la gravedad origina ajustes horizontales, además de los verticales, es preciso volver a examinar de nuevo toda la cuestión.

*Efecto de la presencia de materiales móviles en los núcleos de los cinturones orogénicos*

La aplicación de la sencilla hipótesis de que las rocas se aplastan bajo la acción de su propio peso cuando se amontonan hasta suficiente altura, hipótesis que fué formulada por primera vez por Jeffreys en 1931, ha conducido así a la reproducción de varias de las características típicas de los cinturones geosinclinales del tipo alpino, lo que da al autor aún más confianza en su hipótesis, y en lo apropiado de la pez para los experimentos tectónicos.

Hasta ahora éstos han tenido carácter de naturaleza exploratoria puramente general, ideada para probar, al mismo tiempo, la hipótesis y la idoneidad de un material para experimentos sobre modelos, pero incluso esta etapa de tanteo queda aún muy incompleta. Por ejemplo, para producir acabalgamiento y fallamiento cabalgante satélite será necesario incluir en la columna estratigráfica materiales de viscosidad semejante a la de la pez, pero con menor resistencia a la tensión.

Pero aún es más fundamental la introducción de sus-

tancias muy móviles que representen aquellos materiales pétreos que descomponen el ordenado desarrollo de pliegues y producen el fenómeno diapírico.

Dentro de las series sedimentarias, son la sal y las margas yesíferas los materiales directamente responsables del desarrollo de estructuras perforantes en los sistemas de plegamiento. A la superior escala de los cinturones orogénicos como un todo, son los magmas los que desempeñan el mismo papel. Reemplazan el tipo alpino estructural, que es característico de lo que el autor denomina «cinturones orogénicos homogéneos», en los que domina el plegamiento, por la combinación de fallamiento y plegamiento con intrusión ígnea y efusión de lavas, que caracteriza los «cinturones orogénicos heterogéneos».

Parecería que en los cinturones homogéneos, el metamorfismo regional los debilita más o menos uniformemente. En cambio, en los heterogéneos, algunas partes parecen llegar rápidamente al punto de fusión, o cerca de él, mientras que otras permanecen relativamente fuertes. Hay que suponer que la presencia, contigua, de materiales relativamente móviles y rígidos es la causa que reside tras el diferente desarrollo estructural en los dos tipos contrastantes de cinturones móviles.

Lo reseñado hasta ahora, aunque limitado a la estructura de los cinturones orogénicos, basta para demostrar la hipótesis formulada por el escritor, según la cual la gravedad desempeña un doble papel en la orogénesis: 1) como causa de plegamiento profundo de orden mayor y levantamiento (15); y 2) de extensión superficial y plegamiento somero de antepaís resultante.

(15) De acuerdo con este concepto la gravedad es responsable, tanto de la tectogénesis «primaria» como de la «secundaria». Haarmann (1930) y Van Bemmelen (1949) aplicaron la voz «tectogénesis primaria» al levantamiento vertical causado por la flotabilidad resultante de cambios de

EXTENSIÓN DE LOS MATERIALES EXTRUÍDOS BAJO LA  
ACCIÓN DE SU PROPIO PESO

*Serpentina*

A estos dos aspectos principales de la acción de la gravedad hay que añadir un tercero, es decir, el del efecto que ejerce sobre cuerpos pétreos extruídos, mediante presión tectónica, dentro de la corteza de la Tierra. El que las lavas relativamente móviles se desparramen bajo la acción de su propio peso resulta, desde luego, automáticamente evidente. Donde ocurra que cuerpos de yeso y anhidrita impura sean forzados, de manera diapírica, a atravesar los sedimentos hasta alcanzar la superficie, aquéllos fluyen como glaciares, como ocurre en los campos de petróleo del Irán SO. (Busk, 1929, págs. 77-95). Esto no puede sorprendernos, puesto que la anhidrita y el yeso son notoriamente débiles. Se conocen pocos «glaciares de yeso» de este tipo. Sus propiedades físicas en textura y su estructura merecen estudio sistemático. Pueden constituir útiles ejemplos, a pequeña escala, del proceso de acuerdo con el cual muchas de entre las serpentinas han sido obligadas a surgir, hasta aflorar en la superficie de la Tierra, a lo largo de cinturones orogénicos.

Esta es la única explicación que parece poder encajar todas las relaciones estructurales, existentes entre la serpentina y sus rocas encajantes, que vió el autor en las provincias cubanas de Camagüey y Oriente, guiado por Jorge

---

densidad en la corteza externa, producidos por la difusión dentro de ella de elementos más ligeros y por la diferenciación resultante. El autor considera los cambios de densidad dentro de una columna orogénica como aspectos menores, y no esenciales del más general proceso de reblandecimiento. Pero la introducción del calor y difusión de elementos ligeros son partes esenciales de las dos hipótesis.

Pardo y Myron Kozary (16). Como ocurre en todos los cinturones orogénicos, las serpentinas en cuestión son productos de metamorfismo derivados de la peridotita. Sin embargo, grandes masas de aquel material yacen, como grandes mantos de lava, sobre la superficie de la Tierra. En Cuba, como por doquier, engloban bloques grandes y chicos esencialmente inalterados de calizas y otras rocas, que han arrastrado por delante como xenolitos en una lava. Pero la estructura interna de tales cuerpos fluidales de serpentina es la de pizarras afectadas por deformación mecánica, en las que la disposición de los planos varía impredeciblemente de un afloramiento al contiguo. Una estructura talmente desordenada es la que podemos esperar que se produzca en un material débil, pizarreño, que se extiende por la superficie impulsado por el aplastamiento de la masa extrusiva que se apila en el sitio de implantación forzada desde abajo hasta la superficie. Esta interpretación resuelve la paradoja de la serpentina funcionando como roca metamórfica, que se extiende como lava por la superficie de la Tierra. El autor propone la denominación de «mantos cabalgantes de flujión» («flow-thrust-sheet») para aquellos cuerpos pétreos, débiles, que se extienden bajo la acción de su propio peso cuando se les obliga a aflorar a la superficie mediante la acción de presiones orogénicas.

Se plantean dos consecuencias lógicas de esta interpretación de los mantos serpentínicos de Cuba, y fenómenos semejantes de otros cinturones orogénicos, que en cierto sentido constituyen una comprobación del caso. 1) Si la serpentina fué estrujada en forma diapírica, debe de haber surgido de un cinturón anticlinal, que podría haber llegado a adoptar la forma de un manto acostado si el núcleo no hubiera llegado a perforar hasta aflorar en la superficie. En Cuba central la serpentina se extiende hacia el Norte

---

(16) El autor queda muy reconocido a ambos geólogos (y antiguos discípulos) por su valiosa ayuda.

a partir de un eje submarino que estableció la separación, durante los tiempos Cretáceo y Terciario inferior, entre una región meridional de lavas y tobas submarinas muy extensas, y otra serpentina que carece prácticamente de todo producto de vulcanismo; 2) Para que le sea posible alcanzar la superficie en forma diapírica, a partir del núcleo de un anticlinal de orden mayor, la peridotita, de la cual derivó la serpentina, debe de haber estado relativamente próxima a la superficie terráquea. Si aceptamos que la peridotita es el material pétreo típico existente bajo la discontinuidad M., o de Mohorovicic, esto quiere decir que los cinturones orogénicos, suministradores de grandes cantidades de serpentina, deben de haber surgido de un nivel oceánico donde no hay Sial, y donde la discontinuidad M está situada típicamente «a algo menos de 5 km.» por debajo del piso oceánico (Ewing y Press, 1955, p. 3; Ewing y Worzel, 1954, p. 168). En Cuba central las microfaunas prueban, fuera de toda duda, el carácter de mar profundo que afectaba el geosinclinal a partir del cual creció el eje de serpentinas.

En los últimos tiempos, grandes extensiones de tipo manto de peridotita serpentinizada asociada íntimamente con gabbros, lavas almohadilladas y otras rocas volcánicas de grano fino y tipo básico, se han interpretado como productos de extrusión líquida. La prueba suministrada por Bailey y McCallien (1953, págs. 419-426) para las «lavas de serpentina» de la región de Ankara, en Turquía, no excluye la posibilidad de que la serpentina fuese estrujada bajo el estado de fase sólida. De hecho, los autores encuentran «muy posible» que las rocas volcánicas («espilitas») y calizas asociadas, sin radiolarios, «sean, en promedio, más antiguas que las serpentinas y los cherts de radiolarios asociados» (Bailey y McCallien, 1953, p. 411).

En la región de Antioquía, donde se encuentran Siria y Turquía, la serpentina se manifiesta como la parte basal gruesa, de una secuencia que pasa gradualmente de gabros

a doleritas, lavas almohadilladas y vidrios volcánicos (sakaravitas). En su bien documentada monografía, Dubertret llega a la conclusión de que toda la secuencia de serpentina a sakaravita es producto de intrusión. Pero no se trató de un simple manto de lava fluyente. Solamente las lavas almohadilladas y los vidrios llegaron al contacto con el agua. Las zonas de grano más basto, situadas por debajo, deben haber intruído desde abajo. Las lavas almohadilladas alcanzan un espesor máximo de 300-500 m., lo que constituye un décimo del grosor de las peridotitas serpentinizadas y los gabbros y doleritas (cada uno de ellos estimado en unos 2.000 m. como máximo) (Dubertret, 1953, págs. 112-117). La totalidad del espesor del complejo varía entre los 1.000 y 3.000 m. Ocupa un área de más de 3.000 km<sup>2</sup>, lo que sugiere ideas interesantes. Las lavas fueron extruídas en el piso de un mar, relativamente profundo, durante la época maestrichtense. Cuando esta secuencia alcanzó un espesor medio de 300 m., ya no salió más material gabbroide, rempiendo al exterior, sino que arqueó su delgada cobertura en forma lacolítica (Dubertret, 1953, p. 172).

El autor opina que los cortes y mapas geológicos sugieren otras ideas que no quedan claramente especificadas en el texto: 1) Los horizontes de radiolaritas son constituyentes normales de la secuencia greda-margosa del Cretáceo superior, en que se intercalan las lavas. Es la razón por la que se extienden mucho más allá del cinturón de rocas verdes (17), punto que subraya Dubertret (p. 166); 2) La serpentina puede muy bien haber aparecido la última, lo que explicaría por qué corta, localmente, a través del gabbro y yace en contacto directo, o bien con las lavas almohadilladas (como ocurre en el Elma Dagh, p. 166), o con radiola-

(17) Véase especialmente la fig. 14 (opuesta a la pág. 92), y en ella los dos primeros cortes, sobre todo el último, que muestra radiolarita interstratificada con «C6» y el corte superior (opuesto a la pág. 108) de la fig. 17.

ritas (p. 1, fig. 17, opuesta a la p. 108, cortes segundo y cuarto).

De nuevo encuentra el autor que no existe razón alguna por la que la peridotita serpentizada no pudiera haberse insertado bajo forma de sólido altamente plástico, mejor que en forma líquida.

Porque, al estar situado más allá de la margen meridional del cinturón orogénico de Anatolia meridiana, este arco mayor de serpentina turco-asirio no ha estado sometido a fuertes presiones orogénicas, y constituye claro testimonio de la propensión de la asociación gabbro-serpentina a afectar la disposición de un cordón de intrusiones lenticulares muy someras (18), derivadas de fisuras longitudinales en una etapa temprana del desarrollo geosinclinal (Hiessleitner, 1951, págs 423-433; Hess, 1955, p. 393). Cuando tales masas o cuerpos de serpentina lenticular, que yacen a profundidad de sólo cientos, o a lo más muy pocos miles de metros, se ven complicados en una extensa deformación orogénica, en muchos casos se ven obligados, por extrusión, a perforar hasta la superficie y extenderse allí en forma de «mantos de fluxión cabalgantes» (19) («Flow-thrust-sheets»).

(18) A las que muy comúnmente se denomina «lacolíticas»; Hess las llama «cuerpos bastante facolíticos de las culminaciones de los anticlinales» (Hess, 1939, pág. 269). Steinmann (1927, pág. 656) creó la voz «placolitos», del griego «plax» por «lámina».

(19) Llamamos la atención acerca de la representación cartográfica de lo que muy bien pudiera resultar ser un manto cabalgante de serpentina con rocas básicas asociadas. El nuevo mapa geológico de Grecia muestra un manto cabalgante profundamente disecado próximo a los montes Pindus (próximos a la frontera Noroeste) que se extiende por más de 60 kilómetros a lo largo del rumbo sureste del monte Smolikas (RENZ, LIATSIKAS y PARASKENALDIS, 1954).

### *Sedimentos tipo flysch*

El proceso de estrujamiento ha de verificarse también, a muy gran escala, en los núcleos de sinclinales donde los sedimentos no metamorfizados, más móviles, son expulsados de aquéllos cuando se desarrolla el lento proceso de su compresión entre los anticlinorios de orden mayor del basamento cristalino. A lo largo de este proceso, aquellas unidades estratigráficas, de suficiente grosor y más fuertes materiales, como son las calizas y areniscas, se despegan («peel off») de las capas existentes por debajo de ellas, a lo largo de horizontes débiles, y se apilan bajo forma de masas imbricadas en la superficie («cabalgamientos de despegue» «peel thrusts», Bucher, 1959, págs. 353-356). Los frentes de los mantos en proceso de crecimiento, al avanzar, añaden su presión. Allí donde la parte superior de la serie sedimentaria estaba constituida, antes de la deformación, por series muy potentes de lechos predominantemente arcillosos, con zonas menores de areniscas, calizas o chert (el «flysch» de los geólogos alpinos), estos mantos relativamente móviles deben haberse extendido sobre el antepaís como auténticos mantos de fluxión, cabalgantes, conforme se apilaban en la superficie. Esto explica su desordenada estructura, con los lechos más fuertes estirados hasta formar bloques diferentes; las secuencias más gruesas, reducidas a un apilamiento de fallas cabalgantes imbricadas, y porciones arrancadas de un miembro plegado, o de una unidad cabalgante, empujadas por delante, junto con la margen en fluxión, flotando por encima o englobadas dentro de ella. En este sentido el frente a lo largo del cual el flysch de los Alpes suizos se estrella contra los lechos invertidos de la molasa, no constituye, básicamente, un «corrimiento» en estricto sentido tectónico, sino el contacto del manto flujo-cabalgante con la topografía del antepaís.

Pero conforme la superficie sobre la que se extienden estos materiales bajo la acción de su propio peso se deforma a su vez por flexamiento, se acumula, además, el efecto del deslizamiento ordinario sobre una superficie sólida inclinada. Lo que podemos denominar *fluxión por desnivel* (tilt flow). Es el proceso que quieren expresar generalmente los geólogos cuando echan mano de la gravedad para explicar el transporte del flysch, y masas pétreas asociadas, a grandes distancias, producido por «cabalgamientos de despegue» (peel thrusting) (20).

La misma combinación de la mecánica de un manto flujo-cabalgante, que se extiende bajo la acción de su propio peso, y que fluye, además, pendiente abajo de los gradientes de pendientes de pliegues corticales que se alzan sucesivamente, pasándose los materiales de unos a otros de manera que quedan transportados a distancias muchos mayores, es usado por los geólogos italianos (21) para explicar la estructura y distribución de las «*argille scagliose* alóctonas» (22) de los Apeninos septentrionales («Manto ligúrico de Steinmann») (23).

El autor vió por primera vez las *argille scagliose* duran-

(20) Para referencia, consúltese Gignoux, 1948, págs. 739-740, 1952, págs. 90-91.

(21) Una buena exposición de estos criterios la hecho Merla (1952, págs. 226-270). El breve resumen en inglés dice: «Algunas de las masas alóctonas fueron depositadas sobre la *argille scagliose* y después resbalaron junto con ellas, más allá, en dirección al Este y Noreste (pág. 368). Las «masas alóctonas» incluyen, p. e., áreas dispersas de ofiolitas (serpentina, gabbro y diabasa), que suman en total unos 500 km.<sup>2</sup>, y cuerpos de granito más ampliamente dispersos, todo lo cual se opina no puede proceder sino del cinturón ocupado actualmente por el mar Tirreno (páginas 240-242).

(22) Véase, con respecto a este concepto, *Reseña de una excursión geológica al Apenino septentrional*, por A. ALMELA y J. M.<sup>a</sup> RÍOS, N. y C. del I. G. y M. de España, núm. 31, Madrid, 1941. (Nota del traductor.)

(23) Para prueba detallada de las relaciones faciales que han conducido a los geólogos al concepto de una posición alóctona en esta región de las *argille scagliose*, denominada «Manto ligur», véase Teichmüller y Quitzw (1935, págs. 4-22) y Behrmann (1936, págs. 14-20 y 65-70).

te una breve visita realizada en 1955 (24). Le llamó extraordinariamente la atención el carácter de semejanza de las *argille scagliose* con el «Wild-flysch», así como el tamaño de los bloques exóticos vistos en una localidad (incluyendo rocas verdes), y en otro, el tamaño de lo que, al parecer, eran bloques fragmentados de lechos calizos, en disposición caótica. Se atribuye la gran movilidad de estos materiales al alto contenido en minerales, que se presumen sean arcillas bentoníticas y sales, movilidad que permite el transporte, sobre su lomo, de grandes cuerpos de gruesas calizas. Wiedenmayer ha descrito estructuras en las cuales las *argille scagliose* han intruído a través de los sedimentos post-tectónicos que reposan ahora por encima en discordancia, disgregándolos, como arcilla diapírica (Wiedenmayer, 1951, páginas 121, 141). Wiedenmayer emplea la expresión «manto de fluxión» (*Fliessdecke*) para toda la extensión de las *argille scagliose* alóctonas. Al Este y Sur de las series ligures aparecen aquellas últimas en muy amplia distribución areal, y su disposición se acerca más a la autoctonia, pero también han originado intrusión, rupturas, levantamiento y transporte diferencial de las formaciones suprayacentes. Esta tectónica de las «a. s.» (Bally, 1954, p. 200) cubre el campo de manifestaciones tectónicas, desde el tipo de manto regional de «fluxión cabalgante» («thrust flow») hasta el de fluxión local por pendiente («tilt flow»).

Las descripciones detalladas de determinadas áreas en Timor, que fueron resultado de los estudios realizados durante la expedición de Brouwer a las islas Sunda Menores, sugieren la idea de que los tan citados «mantos de corrimiento» de aquella isla poseen esencialmente el carácter de mantos flujo-cabalgantes, tal como se ha definido aquí. El

(24) Cerca de Florencia y al norte del Paso del Cerreto, en la carretera que de Massa lleva a Reggio. Expresa el autor su agradecimiento al doctor Valduga por su inteligente guía. Para la excursión a través de los Apeninos utilizamos el reciente mapa de Azzaroli (AZZAROLI, 1950, mapa opuesto a la pág. 1).



manto principal alóctono constituido por las «series de Sonnebait», que parece portar encima las masas de las «series de Fatoe» a modo de klippen, se caracteriza por una estructura más o menos caótica, y contrasta así agudamente con el Permiano subyacente y lechos del flysch triásico de las «series de Keknen», y con las capas más modernas del Mesozoico y los lechos del flysch del Terciario inferior de las «series de Pabelo». Estas últimas unidades, aunque muy intensamente deformadas, puede que, en lo esencial, reposen «in situ» sobre el basamento cristalino (de Roever, 1940, p. 336; Tappenbeck, 1940, págs. 99-102). El esquema geológico a pequeña escala que acompaña al resumen de Brouwer (Brouwer, 1942, opuesto a la pág. 402), puede ser interpretado de esta manera. Los informes detallados areales no apoyan la «representación ideal», tan diferente de la superposición de las principales unidades estructurales de la fig. 4 del texto que acompaña. Si la interpretación que se sugiere aquí resultase aceptable a aquellos que están familiarizados con las realidades de la observación directa en el campo, se impone, aún con mayor apremio, la dilucidación de las relaciones profundas primarias de lo que es actualmente la isla de Timor.

#### *Estructuras «caóticas»*

El vocablo «caótico» se utiliza, de manera muy general, para describir la estructura que afectan las formaciones suprayacentes con respecto a las *argille scagliose*, tanto en sus fases autóctonas como en las alóctonas. Usado como sustantivo, ese mismo vocablo fué adoptado por primera vez por Noble como término específico de Baja California. Allí el «caos de Amargosa» designa dos unidades estratigráficas de estructura violentamente desordenada, las cuales yacen mediante profunda discordancia sobre el basamento arcaico (neises). En la región tipo, que es el área de Virgin Spring, la unidad más baja (la «fase de Virgin

Spring») consta de formaciones del Cambriano superior, que de 40 a 72 kms. más allá en dirección normal a la del arrumbamiento regional alcanzan un espesor máximo que llega a los 5.500 m. Allí yace rota, en placas alargadas de menos de 60 m. a más de 800 m. de largo, derivadas de diferentes niveles estratigráficos que se disponen «grosso modo» en secuencia normal, pero desordenadas e imbricadas localmente con bloques ocasionales muy alejados de su localidad original, e incluyen, incluso unos pocos bloques de riolita derivada de la unidad superior (Noble, 1941, páginas 965-977). La segunda (la «fase Calico del caos») consta de formaciones volcánicas terciarias abigarradas, principalmente tobas riolíticas, de blancuzcas a pardas, y lavas riolíticas con bandas fluidales cuyo color varía del carmín al rojo, y yacen, en lo esencial, en secuencia normal. Gran parte de esta unidad superior «está rota en intrincada disposición originada por fallas, pero no del todo caótica», excepto donde la superficie del basamento arcaico tiene una pendiente pronunciada (p. 970). Hay cuerpos de fragmentos procedentes de ambas unidades que se apilan localmente en depresiones («fase Jubilee», de Noble), que actualmente se cree que proceden en su mayor parte de un deslizamiento fluidal de escombros (debris-flow) (Wright y Troxel, 1954, página 37).

La falta de un esquema de fracturas definible que es el motivo de que se designase como «caos», es prueba suficiente de que este manto de estratos desordenados no constituye un manto de corrimiento en el sentido tectónico clásico (por empuje). Sin embargo, gran parte de los 600 m. de espesor que aparecen de manifiesto en el área de Virgin Spring (Noble, 1941, p. 965) debe haberse desplazado sobre el plano de discordancia, originalmente liso, sobre el que reposa. En muchos sitios, en los que el neis precambriano del yacente no está alterado, su superficie está escariada con surcos y estrías, y el contacto es neto y agudo. En otros, en los que el neis aparece desintegrado, el contacto está em-

borrascado, allí donde el caos ha «arado» en el material más blando (Noble, 1941, p. 979). Se nos vienen a la memoria los surcos y estriaciones que dejan como huella los glaciares continentales, impelidos a avanzar bajo la acción de la gravedad. Si se pudiese encontrar un proceso que lubricase al mismo tiempo la base del Pre-Cambriano superior y los sedimentos cambrianos, que los disgregase caóticamente, y que inclinase la superficie sobre la que reposan, entonces la gravedad podría muy bien haber puesto en movimiento las masas de bloques ciclópeos ladera abajo y haberlos amontonado localmente.

La disgregación sugiere una erupción de gases más o menos simultánea, sometidos a muy alta presión en la base de las series sedimentarias. El paso forzado de flúidos a temperaturas altas, a lo largo de la zona de contacto, podría explicar la lubricación. La escala a que todo esto tendría que haber ocurrido sugiere un proceso ajeno a nuestra diaria experiencia. La reciente explicación, por Reynold, de los efectos sorprendentes producidos por el proceso comercial de «fluidificación» (Reynold, 1954, págs. 577-579) nos orienta acerca de posibles modalidades de comportamiento de los sistemas de dos o tres fases para cuya comprensión no estamos preparados. Cualquiera que fuese la índole de los materiales que sirvieron de almacén a los gases aprisionados, bien fueran sedimentos basales porosos, sobre la discordancia o un viejo y espeso regolito por debajo (Noble, 1941, págs. 976-977), hubieran sido expulsados en gran parte en el proceso disruptivo, y de posible «fluidificación», que dejó sólo unos pocos restos remanentes como «calibre» (de unas pocas pulgadas, a más de 100 pies de grueso: Curry, 1954, p. 57).

Sospecha el autor que la violenta disrupción y resbalamiento gravitativo que creó la unidad más baja del caos de Amargosa inició el ciclo de actividad volcánica, que dió origen a su vez a la secuencia de Calico o unidad superior, la cual, por consiguiente, está mucho menos trastornada que

el caos por debajo, excepto en los sitios donde la superficie eparcaica tiene gran pendiente. Noble nos informa acerca de la existencia de diques alimentadores de las volcánicas de Calico, que cortan a través del caos más bajo (Noble, 1951, p. 968), y Curry cartografía un notable cortejo de diques paralelos, de rocas graníticas y volcánicas, que ocupan mayor volumen, localmente, que las rocas arcaicas a cuyo través cortan (Curry, 1954, págs. 56-57). Noble ha llegado incluso a sugerir que un gran cuerpo de granito joven, que yace dentro del basamento arcaico con un contacto superior, «paralelo y a no más de 400 pies» por debajo del caos, «puede tener alguna relación» con respecto a su origen (Noble, 1941, p. 963).

«Caos», o características estructurales que se asemejan, se ven encima de la discontinuidad eparcaica en localidades muy distantes situadas dentro de un cinturón de dirección Noroeste, y que tiene por lo menos 240 km. de largo por 120 km. de ancho. El proceso que produjo la estructura caótica debe haber actuado sobre un área sorprendentemente grande, aunque, desde luego, no en forma forzosamente simultánea.

A escala más pequeña encontramos desarrolladas las mismas características esenciales del caos de California, dentro, y más allá, de un área bastamente circular, en la cuenca de Ries de Alemania meridional, que eventualmente se hundió para formar una caldera (25).

Estudios detallados han demostrado también aquí que lo que en tiempos se pensó que era consecuencia de una

(25) Véase Dorn (1950), que ofrece un resumen excelente del desarrollo histórico y estado actual de los conocimientos acerca de esta notable región, y Williams (1941, págs. 302-303) para un breve resumen en idioma inglés. Un ejemplo de la complicación estructural de una pequeña porción de la zona marginal encontramos en el vistoso mapa (1:25,000) de Zöllner (1946). Referencias completas de los estudios acerca de este problema ha suministrado de tiempo en tiempo Kranz, y el último folleto los pone al día y enumera los más antiguos (1952, págs. 49-56).

sola «catástrofe», representa numerosos acontecimientos locales, cuya duración se extiende a lo largo de un intervalo comensurable (en el Mioceno) (véase Dorn, 1942, p. 333).

Mirando atrás, vemos la gravedad como un agente primario y secundario que dirige el desarrollo de estructuras orogénicas, desde los grandes pliegues recumbentes primarios de los núcleos activos de los cinturones orogénicos, hasta los pliegues someros marginales y mantos de corrimiento, incluyendo, en la superficie, los mantos cabalgantes de fluxión, de serpentina, y formaciones arcillosas alóctonas, los mantos de deslizamiento a favor de pendientes desarrollados en arcillas móviles, y las estructuras caóticas, con dimensiones decrecientes, basta llegar a los «glaciares de rocas», «corrientes de lodos» y «pizarras hinchadas» de los flancos de valles y montañas.

#### POSIBLE RAZÓN PARA LA LOCALIZACIÓN DE LOS CINTURONES OROGÉNICOS

##### *Argumentos geofísicos*

Muy al principio de esta exposición llegó el autor a tres conclusiones importantes: 1) Los núcleos activos de los cinturones orogénicos ceden a la presión cortical porque la corteza es más débil en ellos; 2) Es más débil porque hay allí exceso de calor, de vapor de agua y de sustancias volátiles, lo que produce alteraciones metamórficas que reducen, temporalmente, la viscosidad; 3) El calor, el vapor de agua y las materias volátiles tienen que penetrar en la estereoesfera, desde abajo, alzándose desde el manto exterior (26).

(26) Se han expuesto razones de peso para admitir una aportación constante de agua, procedente del interior de la Tierra, p. e., por Rubey (1951) y Kulp (1951). La mayor parte se origina en los cinturones orogénicos. Morey y Hesselgesser (1952) demostraron experimentalmente que

Tenemos que enfrentarnos ahora con el problema crucial: ¿qué es lo que induce al calor, al vapor de agua y a las materias volátiles a penetrar dentro de la corteza terrestre en cantidades apreciables, sólo a lo largo de unas pocas fajas largas, y relativamente estrechas?

El autor estima que la clave de este problema reside en los terremotos de foco profundo (con profundidad hipocéntrica superior a los 300 km. Gutenberg y Richter, 1949, página 10). Su existencia experimentó reconocimiento general hará solamente unas tres décadas. Al principio se sospechó que iban ligadas únicamente a las cadenas circumpacíficas. Sin embargo, se ha tenido noticia, recientemente, de por lo menos dos focos de sismo profundo en el Mediterráneo occidental: uno de ellos situado al Sur de la Cordillera Bética de las cadenas alpinas de España (U. S. Coast and Geodetic Survey, 1954), y otro al Suroeste de los Apeninos meridionales (Bureau Central Internat. Seismologie, 1955). Lo que justifica, por consiguiente, que podamos considerarlos, en tanteo, como típicos de los cinturones orogénicos en estado activo.

En un estudio de primera época Jeffreys (1939, p. 100) llamó la atención acerca del sorprendente hecho de que la profundidad a que se señalan los focos profundos de sismos es del mismo orden de magnitud que la profundidad más probable a la que puede haber alcanzado el enfriamiento de la Tierra, de acuerdo con sus cálculos. La parte de la corteza que yace por encima de los 700 km. de profundidad y por debajo del nivel de esfuerzo nulo, que aquél estima que se produce a unos 100 km. de profundidad (Jeffreys, 1952, p. 306), debe, por consiguiente, contraerse. Pero la contracción por enfriamiento causa tensiones, y cuando éstas son suficientemente grandes, originan fracturas (Jef-

Los silicatos alcalinos son mucho más solubles en vapor de agua recalentado a alta presión que en ningún otro óxido cualquiera de entre los que toman parte en la constitución de las rocas.

freys, 1939, p. 100). Coulomb aceptó este punto de vista y señaló que si el comportamiento mecánico del manto rocoso a profundidades de cientos de kilómetros, sometido a las temperaturas allí reinantes, se pudiera comparar al del acero blando a temperatura ambiente, las fracturas tenderían a apartarse de la vertical y deberían ir acompañadas de contracción de la superficie, lo que explicaría las antefosas (Coulomb, 1943, p. 356, 1945, p. 250).

En 1949 publicó Benioff un análisis de los terremotos registrados en dos grandes cinturones sísmicos de foco profundo (de las islas Tonga-Kermadec, y de los Andes suramericanos), en cuyos casos mostró que las curvas que muestran incrementos de deformación reflexiva, en relación con los tiempos, difieren radicalmente para los sismos someros (profundidad  $< 70$  km.), y los sismos de foco profundo, en cada cinturón. De lo que dedujo que «no hay acomodamiento mecánico eficaz» entre la zona somera y lo que existe por debajo (Benioff, 1949, p. 1.844) (27). Scheidegger y Wilson, en aceptación de los resultados de Jeffreys por lo que se refiere al proceso y profundidad de enfriamiento, han re-interpretado la discontinuidad en el comportamiento mecánico, señalada por Benioff, como el «nivel de deformación nula», y los terremotos situados por debajo de él como debidos a fracturas tensionales originadas por contracción (Scheidegger y Wilson, 1950, p. 169) (28).

(27) Pueden consultarse más datos y detalles interpretativos en las obras originales de Benioff (1951, 1954).

(28) En reciente publicación, Scheidegger ha reunido los datos que se refieren al desplazamiento diferencial a lo largo de fallas, calculado por diversos sismólogos, principalmente a partir de 1950. Parecen probar «que los desplazamientos diferenciales son, en gran medida, de dirección horizontal, o sea, que no son paralelos a las zonas planares sujetas a buzamiento» (SCHEIDEGGER, 1955, pág. 91). Nada se dice acerca de los límites de error en los datos sísmicos originales, o en los métodos aplicados, ni tampoco hay discusión de la teoría física de ruptura. Por consiguiente, no tenemos, por ahora, la posibilidad de apreciar qué medida de apoyo ofrecen estos datos con respecto a la cuestión que discutimos aquí.

Birch ha demostrado, en una serie de publicaciones a partir de 1950, que entre las profundidades de unos 200 a 900 kilómetros por debajo de la superficie de la Tierra, el ritmo de cambio de incompresibilidad isoterma (derivado del estudio de las velocidades de las ondas elásticas longitudinales y transversales), con respecto a la presión, varía rápidamente, mientras que a profundidades mayores es prácticamente constante. Cualquiera que sea el significado de estas observaciones en términos de los procesos físicos y físico-químicos involucrados, constituye, sin embargo, otro orden de ideas completamente independiente, que concurre a confirmar el hecho de que, a más o menos, en el mismo intervalo de profundidades a que se sitúan los focos de sismo profundo, tienen lugar cambios importantes en la corteza terrestre (Birch, 1951, p. 534, y 1952, p. 247), mientras que a profundidades mayores las circunstancias parecen estadísticamente homogéneas.

Además, la curva de Birch que expresa esta variación alcanza un máximo a profundidad de unos 500 km. Según Richter y Gutenberg, el número de sismos de foco profundo registrados hasta 1946, muestra un máximo secundario, bien definido, a profundidad de unos 600 km. Los amplios límites de error con que hay que contar en la determinación de las profundidades focales y el cómputo de las velocidades sísmicas teóricas para las diferentes profundidades hacen muy posible que los dos máximos correspondan realmente a la misma profundidad. Desde luego que puede ser mera coincidencia, pero no necesariamente.

Hales, en una publicación en la que vuelve a calcular la distribución de esfuerzos dentro de la Tierra, basado en la distribución de temperaturas utilizada por Jeffreys, y de la que ha deducido una serie de resultados cuantitativos adicionales, señala que «el desfallecimiento de los materiales a esas profundidades no puede traer como consecuencia la formación de grietas en el sentido corriente de la palabra, sino la creación de regiones en la que la presión es inferior que la normal a esas profundidades» (HALES, 1953, pág. 464).

Así es que, en el transcurso de las dos décadas últimas, los geofísicos más notables han aportado razones que permiten admitir la existencia de bandas de fractura tensionales, de profundo asiento, originadas por contracción y ligadas geográficamente a cinturones orogénicamente activos. Tales bandas de fractura suministrarían precisamente la clase de vías de paso exigidas para la transmisión de calor, vapor de agua y materias volátiles a la parte inferior de la corteza terrestre (29)

#### *Esquema de los cinturones orogénicos activos*

Desde la época de sus primeros estudios acerca de la deformación de la corteza terrestre viene insistiendo el autor en que cualquier hipótesis referente a las orogénesis debe incluir el esquema de los cinturones orogénicos activos, para cualquier unidad determinada del tiempo geológico, como propiedad fundamental sujeta a explicación (Bucher, 1924, p. 275; 1933, p. 87). En este estudio, el esquema consiste en dos cinturones mayores, cuyos rumbos se cortan casi en ángulo recto. En algunos sitios se bifurcan para reunirse de nuevo, encerrando «áreas intermontañas» («Zwischengebirge»); en otros tuercen abruptamente, incluso en codos de horquilla; y todavía en otros forman series de cadenas semi-circulares unidas por sus extremos («sintaxis»), o por el medio, en ángulo recto, formando arcos «enlazados» (linked arcs). Este esquema debe encontrar su explicación en la dinámica terrestre de las deformaciones de los tiempos actuales, tal como se revela por los estudios geodésicos y geofísicos.

(29) Eardley ha desarrollado una hipótesis en relación con una síntesis comprensiva de las características tectónicas que ligan Norte con Sur América, según la cual se suministra material en fusión a la cara inferior de la corteza, a lo largo de desgarres oblicuos (los cinturones de sismos de foco profundo, enfocados, con Benioff, como zonas de desgarramiento compresivo). El conjunto se concibe como un fenómeno de convección (EARDLEY, 1954, págs. 750-761).

Las cadenas arqueadas de Asia oriental constituyen el detalle más acusado del cuadro conjunto. En el último volumen de su monumental obra «La faz de la Tierra», reproduce Suess fotografías de las tan familiares grietas de contracción del asfalto, que reproducen el esquema, en lo esencial, de las cadenas de montañas arqueadas (por ejemplo, la «sintaxis» del arco del Himalaya) (30), y de los arcos de islas (p. e., el «entrelazado» de las islas Kuriles con el arco de Sakhalin-Japón) (Suess, 1909, lám. 20). Hace unos treinta años el autor realizó unos experimentos elementales tratando de averiguar si la fatiga de un delgado cuerpo esférico, sometido a esfuerzo de tensión (producido por expansión en su interior) tenía como resultado un esquema de fracturas que incorporase simultáneamente todos los detalles peculiares que se reconocen en los modernos cinturones orogénicos de la Tierra. Hasta cierto punto así fué, mientras que experimentos más difíciles y complicados en esferas sometidas a compresión no tuvieron éxito alguno. Su conclusión de entonces fué que si «la presión por sí sola no basta para producir el esquema de los cinturones móviles de la Tierra, debemos enfrentarnos con el problema de cuál sea el significado de la «tensión» en la corteza terráquea, y si no será realmente la «tensión» el único factor capaz de producir tal esquema» (Bucher, 1924, p. 290).

El misterio surgió de la idea de que «la tensión» tenía que estar «contenida» en la corteza terrestre. El escritor tuvo que abandonar la hipótesis de alternancias de expansión y contracción mediante la cual había tratado de dilucidar el problema (Bucher, 1933, p. 125). Pero los tres hechos de orden mayor de los que pensó que exigían una fase de tensión, subsistieron sin explicación: el esquema «ten-

(30) Consultese Wadia (1931, 1936) para datos referentes a la naturaleza de la deformación en los apretados codos de los extremos suroriental y nordoccidental, del Himalaya, y Wilson (1950, 1954) para una interpretación muy diferente del esquema de los cinturones orogénicos.

sional», el contraste entre las etapas temprana (geosinclinal), y final (orogénica) del ciclo diastrófico (pág. 141); y el modo según el cual los cinturones móviles más modernos cortan a través de los antiguos (págs. 364-365), siguieron en el misterio.

### Experimento

Resultaba inevitable, por consiguiente, que el autor se viese atraído en forma acuciente hacia la explicación de los sismos de foco profundo, como resultantes de un esfuerzo de tensión originado por la contracción, puesto que eso aclararía el enigma, siempre que un esfuerzo tensional de tal origen pueda reproducir las características generales, y los detalles más salientes, del esquema de los cinturones orogénicos. Por consiguiente, el autor se puso en marcha para someter tal hipótesis a la prueba crucial de experimentación, hecha, como todas las anteriores, en el Humble Research Laboratory. Se creó un espacio abierto, comprendido entre una cáscara esférica de plexiglás (de 12,75 cm. de diámetro interior) y una esfera sólida, interior, de madera (de 11,25 cm. de diámetro), mantenida en su sitio mediante unas pocas columnitas, dotado, por consiguiente, de forma esférica hueca, de 0,75 cm. de espesor, proporcionado al de la corteza exterior de la Tierra en contracción. Este espacio se relleno de castolita, plástico muy empleado ahora como sustitutivo del bálsamo de Canadá para la confección de preparaciones para el microscopio. Cuando se añade una cierta cantidad de «acelerador», la castolita encoje considerablemente, conforme polimeriza.

La contracción produjo fracturas que se muestran muy visiblemente en las figuras 1 y 2 de la lámina 8 (31). El es-

(31) La banda ecuatorial, borrosa y algo más clara, no es una fractura, sino la línea a lo largo de la cual se soldaron ambos hemisferios. Las manchas blancas son debidas a la grasa que hubo de ser aplicada al interior del plexiglás y que se acumuló en cuanto la contracción proporcionó espacio.

quema de las fracturas de orden mayor se ha representado en las figuras 5a y 5b (32). Se compone de un círculo casi máximo (colocado en posición N-S, en la figura 2, de la lámina 8 y en las figuras del texto) que sugiere, en líneas generales, el cinturón orogénico circumpacífico; dos fracturas de orden mayor avanzaban hacia el Oeste de aquél (fig. 5b).

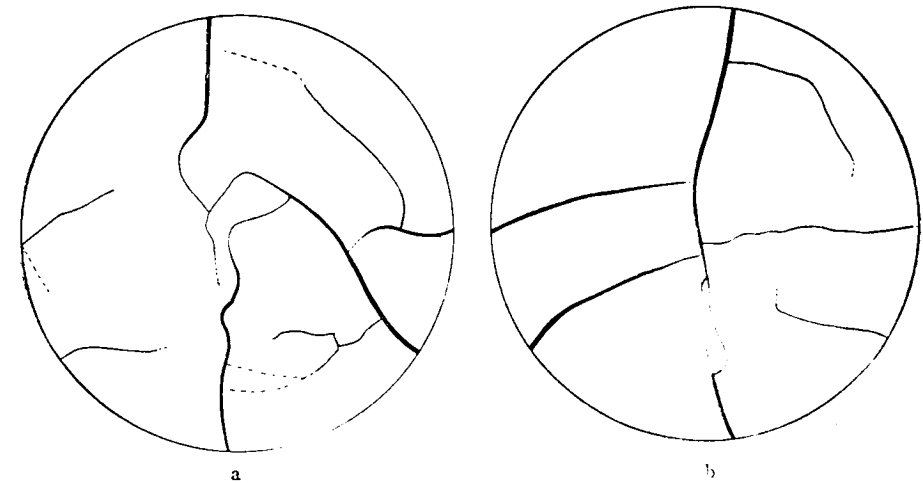


Fig. 5.—Grietas de contracción formadas en una esfera hueca de castolita, que ocupa el espacio que queda entre una cubierta extensión de plexiglás y un núcleo interior sólido (dibujado en proyección estereotipada).

Al principio transcurren casi paralelas, pero una de ellas, volviendo hacia el Noroeste, corta a través de la otra, y recuerda los grandes cinturones del Himalaya, arrumbados al NO. y las cadenas de Kunlun, y cadenas satélites, al N. del Tibet. Desde luego, que esta semejanza es una coincidencia, pero se orienta hacia una tendencia general de semejanza con el esquema, semejanza que se extiende igualmen-

(32) El autor expresa su agradecimiento a Mr. Peter Masson, de la Humble Oil and Refining Company, por su ayuda en la ejecución del experimento y obtención de un esquema detallado (fig. 5) de las fracturas mayores y menores (en proyección estereográfica).

te a detalles de importancia ; éstos incluyen, en la mitad meridional de la figura 5b, un buen ejemplo de «región intermontana» (Zwischengebirge), rodeada de derivaciones de la fractura maestra, que se bifurcan y reúnen de nuevo. En la figura 5a observamos un caso típico de «enlazamiento» («linkage») del tipo de los arcos de islas, y un cierto número de codos abruptos. En realidad, la curiosa curva en horquilla por medio de la cual el cinturón o banda de orientación N. S. gira bruscamente hacia el E., para volver inmediatamente atrás, es sorprendentemente parecida a la deflexión de la Cordillera Americana al llegar al Arco de las Indias occidentales.

Este sencillo experimento es prueba de que la contracción de una esfera hueca y delgada puede producir un esquema de fracturas que reproduce globalmente las características esenciales del esquema cartográfico de los cinturones orogénicos terráqueos. La cuestión de si los resultados así obtenidos serían también válidos aplicados a una escala  $10^8$  veces mayor, es asunto que deben resolver los geofísicos. Después de todo, la hipótesis de que la contracción puede ser la causante de las zonas, comparativamente pocas y ampliamente distanciadas, en que se agrupan los focos de sismos profundos, y que se interpretan como zonas de fractura, fué formulada por geofísicos. Aunque lego en estas materias, el autor querría llamar la atención acerca de la formación de grietas de contracción en los lagos helados, cuando la temperatura desciende bruscamente, señalándolo como caso análogo. Hay, al menos, dos estudios que conoce casualmente el autor (Cholnoky, 1909 ; Zumberge y Wilson, 1953), que contienen observaciones acerca de este fenómeno, las cuales muestran que en láminas de hielo, cuya superficie se mide por kilómetros cuadrados y cuyo espesor es sólo de una fracción de metro, la contracción produce unas pocas fracturas de orden mayor, ampliamente distanciadas. Esto muestra que, a escala  $10^8$  veces la de su experimentación de la laboratorio, el modelo de fracturación en lámina delgada no es radicalmen-

te diferente. Así que la extrapolación a órdenes de magnitud todavía mayores no es, por lo menos, contraria a la razón.

### CONCLUSIÓN

Podemos resumir la visión hipotética del papel que desempeña la gravedad en las orogénesis, según se ha desarrollado en las páginas que preceden, como sigue :

1) Crea en la capa más externa de la Tierra, la estereosfera, un estado de compresión en todos sentidos, conforme aquella va reajustándose a la pérdida de volumen de la capa inmediatamente inferior sujeta a contracción, la estrictosfera.

2) Logra el acortamiento cortical, mediante compresión, en abultados cinturones orogénicos, a lo largo de las zonas relativamente estrechas en que la estereosfera queda debilitada por emanaciones gaseosas calientes, emanaciones que escapan hacia arriba a partir de grandes profundidades, según zonas oblicuas de fractura jalonadas por sismos de foco profundo.

3) Conforme los cinturones orogénicos se levantan a alturas mayores que las que soporta la resistencia de las rocas, se aplastan bajo la acción de su propio peso y se doblan en pliegues acostados que, al avanzar, producen la tectónica de plegamientos y cabalgamientos marginales, pliegues de despegue, y todos los fenómenos de fluxiones, por empuje y pendiente, de carácter enteramente superficial. Donde cuerpos magmáticos, de carácter más móvil, alcanzan con grandes volúmenes niveles más altos, dominan entonces la estructura. Al aplastarse bajo su propio peso producen efectos semejantes, aunque más localizados e irregulares, sobre el antepaís.

La orogénesis, en todos sus aspectos, resulta así el resultado más notable de la acción de la gravedad, que moldea la estereosfera como reflejo de los cambios de volumen que tienen lugar en la estrictosfera.

## BIBLIOGRAFIA

- AMPFERER, O.: *Über das Bewegungsbild von Faltengebirgen*. «Jahrb. K. K. Geol. Reichsanst.», v. 56, p. 539-622, 1906.
- AMSTUTZ, ANDRÉ: *Pennides dans l'Ossola et problème des racines*. «Archives Sci. phys. nat.», Genève, v. 7, p. 411-473, 1954.
- — *Structures alpines; Ossola, coeur du problème*. «Acad. Sci., Paris, Comptes Rendus», v. 241, p. 888-890, 1955a.
- — *Structures alpines; subductions successives dans l'Ossola*. «Acad. Sci., Paris, Comptes Rendus», v. 241, p. 967-969.
- ARBENZ, PAUL: *Die helvetische Region*, p. 96-120 in *Geologischer Führer der Schweiz*. «Schweiz. Geol. Ges., Basel, Wept & Cie», 1145 p.
- ARGAND, É.: *Sur l'arc des Alpes Occidentales*. «Éclog. Geol. Nelv.», v. 14, p. 147-191, 1916.
- — *La tectonique de l'Asie: 13th Internat. Geol. Cong.*, 1922, Bruxelles, «Comptes Rendus», Fasc. 1, p. 171-372, 1916.
- — *La zone pennique*, p. 149-189 in *Geologischer Führer der Schweiz*. «Schweiz. Geol. Ges., Basel, Wept & Cie.», 1145 u.
- ASHLEY, G. H.: *An illustration of the flexure of rock*. «Calif. Acad. Sci. Proc.», v. 3, 1890-1892, p. 319-324, 1893.
- AUDEN, J. B.: *Traverses in the Himalaya*. «Geol. Survey India Rec.», v. 69, p. 123-167, 1935.
- — *The structure of the Himalaya in Garhwal*. «Geol. Survey India Rec.», v. 71, p. 407-433, 1937.
- AZZAROLI, AUGUSTO: *Tettonica della catena principale dell' Appennino Lunigianese fra il Passo di Pradarena a il Passo di Lagastrello*. «Soc. Geol. Italiana», v. 69, n. 1-27, 1950.
- BAILEY, E. B.: *Eddies in mountain structure*. «Geol. Soc. London Quart. Jour.», v. 94, p. 607-625.
- — and MACKIN, J. H.: *Recumbent folding in the Pennsylvania Piedmont-preliminary statement*. «Am. Jour. Sci.», v. 63, p. 187-190.
- — and MCCALLIES, W. J.: *Serpentine lacas, the Ankara mélange and the Anatolian thrust*. «Roy. Soc. Edinburgh Trans.», v. 62, pt. II, p. 403-442, 1953.
- BALLY, ALBERT: *Geologische Untersuchungen in den Südrabruzen*. Zürich, «Bühler Buchdruck», 289 p., 1954.
- BEHRMANN, R. B.: *Die Faltenbögen des Apennins und ihre paläogeographische Entwicklung*. «Ges. Wissensch. Göttingen, Abh., Math.-Phys. Kl., 3. Folge», H. 15, 125 p., 1936.
- BEMMELEN, R. W. VAN: *Tectogenèse par gravité*. «Soc. belge géol. Bull.», v. 64, p. 95-123, 1955.
- BENIOFF, HUGO: *Seismic evidence for the fault origin of oceanic deeps*. «Geol. Soc. America Bull.», v. 60, p. 1837-1856, 1949.

- — *Colloquium on plastic flow and deformation within the earth*. «Am. Geophys. Union Trans.», v. 32, p. 508-514, 1951.
- — *Orogenesis and deep crustal structure-additional evidence from seismology*. «Geol. Soc. America Bull.», v. 65, p. 885-900, 1954.
- BINGHAM, E. C.: *An ancient problem in rheology*. «Jour. Rheology», v. 3, p. 341, 1932.
- BIRCH, FRANCIS: *Remarks on the structure of the mantle, and its bearing upon the possibility of convection currents*. «Am. Geophys. Union. Trans.», v. 32, p. 533-534, 1951.
- — *Elasticity and constitution of the earth's interior*. «Jour. Geophys. Research», v. 57, p. 227-286, 1952.
- BROUWER, H. A.: *Summary of the geological results of the expedition*. «Geol. Exped. Lesser Sunda Islands», v. 4, Amsterdam ((N. V. N ord-Hollandsche Uitgebers Maatschappi), 323 p., 1942.
- BUCHER, W. H.: *The pattern of the earth's mobile belts*. «Jour. Geology», v. 32, p. 265-290, 1924.
- — *The deformation of the earth's crust*. Princeton, N. J., «Princeton Univ. Press», 518 p., 1933.
- — *Deformation in orogenic belts*, p. 343-368 in *Poldermaat, Arie*, Editor, *Crust of the earth*. «Geol. Soc. America Special Paper 62», 762 p., 1955.
- Bureau Central International de Séismologie, 1955, *Bulletins d'Echange* (concerning earthquake of Feb. 17, 1955).
- BUSK, H. G.: *Earth flexures*. «Cambridge, Univ. Press», 106 p. 1929.
- CAREY, S. W.: *The rheid concept in geotectonics*. «Geol. Soc. Australia Jour.», v. 1, p. 67-117, 1954.
- CHOLNOKY, EUGES V.: *Das eis des Balatonsees*. «Result. Wis Erforsch. d. Balatonsees», v. 1, T. 5, Sect. IV, 114 p., Budapest (Victor Hornyánszky), 1909.
- CHRIST, PETER: *Coupes tectoniques schématisées à travers la Suisse, Plate II* in *Geologischer Führer der Schweiz, Fasc. 1; Schweiz*. «Geol. Ges., Basel. B. Wept. & Cie.», 1145 p. in 4 fascicles, 1934.
- CORRSIN, STANLEY: *Dimensional analysis and similarity*, n Long, R. R., Editor, *Fluid models in Geophysics, Symposium, Washington, D. C., U. S. Govt. Print. Office*, 1953.
- COULOMB, JEAN: *Une interprétation simultanée des séismes profonds et des bandes d'anomalies de la pesanteur*. «Acad. Sci., Paris. Comptes Rendus», v. 217, p. 355-357, 1943.
- — *Séisms profonds et grandes anomalies négatives de la pesanteur, peuvent-ils être attribués à une extension plastique?* «Ann. Géophysique», v. 1, p. 244-255, 1945.
- CUMMINS, W. A., and SHACKLETON, R. M.: *The Ben Lui recumbent syncline (S. W. Highlands)*. «Geol. Mag.», v. 92, p. 353-363, 1955.
- CURRY, H. D.: *Turtlebacks in the Central Black Mountains, Death Valley, California*. «Calif. Div. Mines Bull. 170, Ch. IV», p. 53-59, 1954.



- DEELEY, R. M.: *The viscosity of ice*. «Roy Soc. London Proc., Ser. A.», v. 51, p. 250-259, 1908.
- DEMAREST, MAX: *Ice flowage as revealed by glacial striae*. «Jour. Geology», v. 46, p. 700-725, 1938.
- DORN, PAUL: *Beiträge zur Geologie des Rieses*. «Zentralbl. Mineralogie, Abt. B.», p. 311-348, 1942.
- — *Ein Jahrhundert Riesgeologie*. «Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges.», v. 100 (Jubiläumspannband 1943), p. 348-365, 1950.
- DORSEY, N. E.: *Properties of ordinary water substance*. «N. Y., Reinhold Pub. Corp.», 673 p., 1940.
- DREWES, H., RUPPEL, E. T. and LESURE: *The unusual bending of some marble headstones*. «Am. Jour. Sci.», v. 254, p. 123-125, 1956.
- DUBERTRET, LOUIS: *Géologie des roches vertes du nord-ouest de la Syrie et du Hatay (Turquie)*. «Notes et Mem. sur la Moyen-Orient», v. 6, Paris, Mus. Nat. d'Hist. Naturelle, 179 p., 1953.
- EARLEY, A. J.: *Tectonic relations of North and South America*. «Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.», v. 38, p. 707-773, 1954.
- EWING, MAURICE, and FRESS, FRANK: *Geophysical contrasts between continents and ocean basins*, p. 1-6 in Poldervaart, Arie, Editor, *Crust of the earth*. «Geol. Soc. America Bull.», v. 65, p. 166-174, 1954.
- EWING, MAURICE, and WORZEL, J. L.: *Gravity anomalies and structure of the West Indies, Pt. I*. «Geol. Soc. America Bull.», v. 65, p. 166-174, 1954.
- GIGNOUX, MAURICE: *La tectonique d'écoulement par gravité et la structure des Alpes*. «Soc. Geol. France Bull.», Sér. 5, t. 18, p. 739-761, 1948.
- — *La notion de temps en géologie et la tectonique d'écoulement par gravité*. «18th Internat. Geol. Cong., Geart Britain», 1948, pt. 13, p. 90-96, 1952.
- GOGUEL, JEAN: *Introduction à l'étude mécanique des déformations de l'écorce terrestre*. «Mém. Carte Géol. de France», Paris (Imprim. Nationale), 514 p., 1943.
- GRIGGS, DAVID: *Creep of rocks*. «Jour. Geology», v. 47, p. 225-251, 1939.
- — *Experimental flow of rocks under conditions favoring recrystallization*. «Geol. Soc. America Bull.», v. 51, p. 101-1034, 1940.
- GUTENBERG, B., and RICHTER, C. F.: *Seismicity of the earth*. Princeton, N. J., «Princeton Univ. Press», 273 p., 1949.
- HAARMANN, ERICH: *Die Oszillations-Theorie*. «Stuttgart Ferd. Enke», 260 u., 1930.
- HALES, A. L.: *The thermal contraction theory of mountain building*. «Royal Astron. Soc. Monthly Notices, Geophys. Supplement», v. 6, p. 458-466, 486-493, 1953.
- HEIM, ALBERT: *Geologie der Schweiz, Bd. 2, pt. 1*. Leipzig, C. H. Tauchnitz, 476 p., 1921.
- — *Geologie der Schweiz, Bd. 2, pt. 2*. Leipzig, C. H. Tauchnitz, p. 477-1018, 1922.

- HEIM, ARNOLD, and GANSSER, AUGUST: *Central Himalaya*. «Schweiz. Naturf. Ges., Denkschrift», v. 73, Abh. 1, 246 p., 1939.
- HESS, H. H.: *Island arcs, gravity anomalies and serpentine intrusions: A contribution to the ophiolite problem*. «17th Internat. Geol. Cong., Moscow», 1937, Rept. v. 2, p. 263-283, 1939.
- — *Serpentines, orogeny, and epeirogeny*. «Geol. Soc. America», p. 891-408 in Poldervaart, Arie, Editor, *Crust of the earth*. «Special Paper, 62, 762 p., 1955.
- HIESSLEITNER, GUSTAV: *Serpentin- Und Chromerz-Geologie der Balkanhalbinsel und eines Teiles von Kleinasien*. «Geol. Bundesanstalt, Wien, Sonderbd. 1, 668 p., 1951.
- HOLTEDAHL, O.: *Deep-seated crustal deformation in a northwestern part of the Caledonides of southern Norway*. «18th Internat. Geol. Cong.», England 1948, Proc., Pt. 13, p. 135-140, 1952.
- HÖPPLER, F.: *Die Plastizität des Eises*. «Kolloid Zeitschr.», v. 97, p. 154-160, 1941.
- HUBBERT, M. K.: *Theory of scale models as applied to the study of geologic structures*. «Geol. Soc. America Bull.», v. 48, p. 1459-1520, 1937.
- JEFFREYS, HAROLD: *The Earth*. 1st ed., Cambridge, Univ. Press, 278 p., 1924.
- — *On the mechanics of mountains*. «Geol. Mag.», v. 68, p. 435-442, 1931.
- — *Deep-focus earthquakes*. Gerlands Beitr. 2, Geophysik, Supplement, Bd. 4, p. 75-105, 1939.
- — *The Earth*. 3rd ed., Cambridge, Univ. Press, 392 p., 1952.
- KIESLINGER, ALOIS: *Gesteinskundliche Untersuchungen an alten Grabsteinen*. «Geologie und Bauwesen», v. 6, p. 1-21, 1934.
- KINDLE, E. M.: *A note on rock flexure*. «Ind. Acad. Sci. Proc.», 1894, p. 49-50, 1895.
- — *An example of gravity deformation in a limestone slab*. «Canadian Field Naturalist», v. 35, p. 115-116, 1921.
- KLEBELSBERG, R. V.: *Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie*, v. 1: Wien, Springer-Verlag, 403 p., 1948.
- KRANZ, WALTER: *Neunte Fortsetzung der Beiträge zum Nördlinger Riesproblem*. «Neues Jahrb. Geol. Pal.», Monatsh., p. 49-65, 1952.
- KRAUS, ERNST: *Vergleichende Baugeschichte der Gebirge*. Berlin, Akademie Verlag, 587 p., 1951.
- KRISHNAN, M. S.: *The structural and tectonic history of India*. «Geol. Survey India Mem.», v. 81, 169 p., 1953.
- KULB, J. L.: *Origin of the hydrosphere*. «Geol. Soc. America Bull.», v. 62, p. 326-329, 1951.
- LAWSON, A. C.: *Isostatic compensation considered as a cause of thrusting*. «Geol. Soc. America Bull.», v. 33, p. 337-352, 1922.
- MACKIN, J. H.: *The down-structure method of viewing geologic maps*. «Jour. Geology», v. 58, p. 55-72, 1950.

- MATTHES, F. E.: *Glacial sculpture of the Bighorn Mountains, Wyoming*. «U. S. Geol. Survey 21st. Ann. Rept.», pt. 2, p. 167-190, 1900.
- MERLA, GIOVANNI: *Geologia dell'Appennino Settentrionale*. «Soc. Geol. Italiana Boll.», v. 70, p. 95-382, 1952.
- MILLER, R. L. and FULLER, J. O.: *Geologic and structure maps of the Rose Hill Oil Field, Lee County, Virginia*. «U. S. Geol. Survey Oil and Gas Invest.», Prelim. Map 76, 1947.
- — *Rose Hill oil field, Lee County, Virginia*. «Structure of typical American oil fields», v. 3, p. 452-479, Am. Assoc. Petroleum Geologists, 1948.
- MOREY, G. W. and HESSELGESSER, J. M.: *The system  $H_2O-Na_2O-SiO_2$  at 400° C.* «Am. Jour. Sci.», Bowen Volume, p. 343-371, 1952.
- NETTLETON, L. L.: *Recent experimental and geophysical evidence of salt dome formation*. «Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.», v. 27, p. 51-63, 1943.
- NOBLE, L. F.: *Structural features of the Virgin Spring area, Death Valley, California*. «Geol. Soc. America Bull.», v. 52, p. 941-999, 1941.
- READ, H. H.: *The Banff nappe, an interpretation of the structure of the Dalradian rocks of north-east Scotland*. «Geologists' Assoc. Proc.», v. 66, p. 1-29, 1955.
- RENZ, C., LIATSIKAS, N. and PARASKEUAIDIS, IL.: *Geologic map of Greece, 1:500,000*. «Inst. for Geology and Subsurface Research», Athens, 1954.
- REYNOLDS, D. F.: *Fluidization as a geological process, and its bearing on the problem of intrusive granites*. «Am. Jour. Sci.», v. 252, p. 577-614, 1954.
- RICH, J. L.: *Mechanics of low-angle overthrust faulting as illustrated by Cumberland thrust block, Virginia, Kentucky, and Tennessee*. «Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.», v. 18, p. 1584-1596, 1934.
- RITTMANN, A.: *Zur Thermodynamik der Orogenese*. «Geol. Rundschau», v. 33, p. 485-498, 1942.
- ROEVER, W. P. DE: *Geological investigations in the southwestern Moëtis region (Netherlands Timor)*. «Geol. Exped. Lesser Sunda Islands», v. 2, p. 97-344, Amsterdam (N. V. Noord-Holl. Uitgevers Maatsch), 1940.
- RUBBY, W. W.: *Geologic history of sea water*. «Geol. Soc. America Bull.», v. 62, p. 1111-1148, 1951.
- SCHNEIDEGGER, A. E.: *The physics of orogenesis in the light of new seismological evidence*. «Roy. Soc. Canada Trans.», v. 49, Sect. III, p. 65-93, 1955.
- — and WILSON, J. T.: *An investigation into possible methods of failure of the earth*. «Geol. Assoc. Canada Proc.», v. 3, p. 167-190, 1950.
- SEIBOLD, E.: *Ein Hangrutsch als tektonisches Modell*. «Neues Jahrb. Geol.», Monatsh., p. 278-297, 1955.
- SITTER, L. U., DE: *Gravitational gliding tectonics. An essay in comparative structural geology*. «Am. Jour. Sci.», v. 252, p. 321-344, 1954.

- STAUB, R.: *Der Bewegungsmechanismus der Erde*. Berlin (Gebr. Borntraeger), 270 p., 1928.
- — *Alpen und Apennin im alpinen System Europas*. «Eclog. Geol. Helv.», vol. 44, p. 29-130, 1951.
- STEINMANN, GUSTAV: *Die ophiolitischen Zonen in den mediterranen Kettengebirgen*. «14th. Cong. Geol. Internat.», en Espagne 1926, Comptes Rendus, v. 1, p. 637-667, 1927.
- SUËSS, EDUARD: *Das Antlitz der Erde, vol. III, pt. 2*. Wien, F. Tempsky, 776 p., 1909.
- TAPPENBECK, D.: *Geologie des Mollogebirges und einiger benachbarter Gebiete (Niederländisch Timor)*. «Geol. Exped. Lesser Sunda Islands», v. 1, p. 1-165, Amsterdam (N. V. Noord-Holl. Uitgevers Maatsch.), 348 p., 1940.
- TEICHMÜLLER, ROLF und QUITZOW, H. W.: *Deckenbau im Apenninbogen*. «Ges. Wissensch. Göttingen, Abh., Math.-Phys. Kl., 3. Folge, H. 113, 186 p., 1935.
- TERMIER, PIERRE: *Les nappes des Alpes orientales et la synthèse des Alpes*. «Soc. Géol. France Bull.», Sér. 4, v. 3, p. 711-765, 1903.
- U. S. COAST AND GEODETIC SURVEY: *Preliminary determination of epicenters*. Card 59-54, 1954.
- WADIA, D. N.: *The syntaxis of the N. W. Himalayas*. «Geol. Survey India Rec.», v. 65, p. 189-220, 1931.
- — *The trend-line of the Himalaya, its N. W. and S. E. limits*. «Himal. Jour.», v. 8, p. 63-68, 1936.
- — *Geology of India*. 3d. ed., London, Macmillan and Co., 531 p., 1953.
- WIEDENMAYER, CARL: *Zur Geologie des Bologneser Apennins zwischen Reno- und Idice-Tal*. «Eclog. Geol. Helv.», v. 43, no. 2, 1950 (issued in 1951), p. 115-144, 1951.
- WILLIAMS, HOWEL: *Calderas and their origin*. Univ. Calif., Dept. Geol. Sci., Bull., v. 26, p. 239-346, 1941.
- WILSON, J. T.: *An analysis of the pattern and possible cause of young mountain ranges and island arcs*. «Geol. Assoc. Canada Proc.», v. 8, p. 141-166, 1950.
- — *The development and structure of the crust*, p. 138-214 in KUIPER, G. P., Editor, *The earth as a planet*. Univ. of Chicago Press, 751 p., 1954.
- WINSLOW, ARTHUR: *An illustration of the flexibility of limestone*. «Am. Jour. Sci.», v. 43, p. 123-134.
- WRIGHT, L. A. and TROXEL, B. W.: *Geologic guide for the western Mojave Desert and Death Valley region, Southern California*. «Calif. Div. Mines Bull.», 170, Geol. Guide, no. 1, 50 p., 1954.
- ZÖLLNER, WALTER: *Geologische Untersuchungen im Ries*. Inaug. Diss., Konstanz (Max Jacob), 86 p., colored geol. map, 1946.
- ZUMBERGE, J. H. and WILSON, J. T.: *Quantitative studies on thermal expansion and contraction of lake ice*. «Jour. Geology», v. 61, p. 374-383, 1953.

## LÁMINA I

Plegamiento producido por fluición sólida en capas de pez (con capas de grasa).

Fig. 1.—Estructura desarrollada por extensión lateral del bloque de pez clara (a la izquierda) (comparar con la fig. 1). Muestra la parte interna de. bloque aserrado. El frente de la pez en efusión ha avanzado unos 35 cm.

Fig. 1.—Detalle de la figura 1 de la lámina I. Apréciase la posición casi vertical, próxima a la superficie, del frente en la pez clara que estaba inclinado originalmente unos 23°.

Fig. 3.—Estructura del interior de una barra de pez estratificada (aserrada), cuyo lado izquierdo había sido engrosado mediante aplicación lenta de presión. El material se acomodó al suave declive que es capaz de mantener, y produjo los pliegues conforme se extendió (longitud del borde superior de la regla: 15,8 cm.).

Fig. 4.—Detalle de la figura 3 de la lámina I (extremo engrosado). Apréciase el plegamiento disharmónico de las capas de grasa (petrolatum) más o menos a mitad de altura entre los lechos de pez blanca.

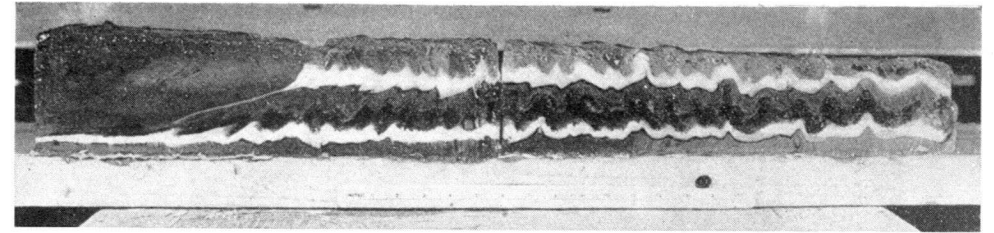


Fig. 1

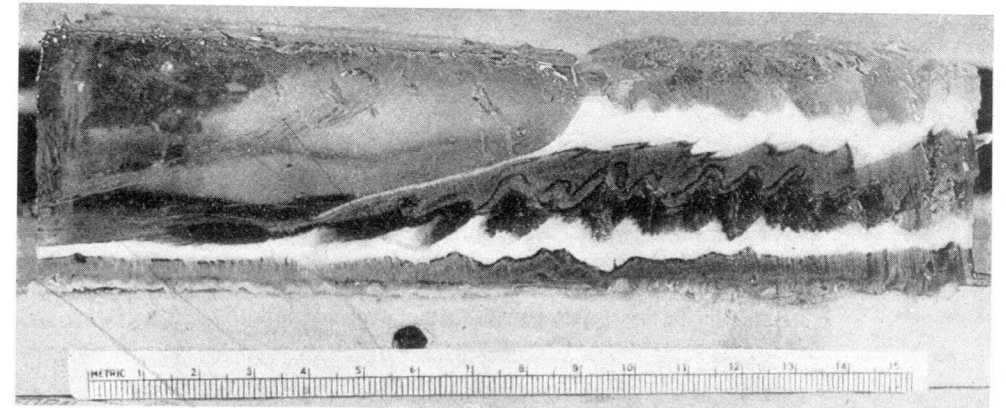


Fig. 2

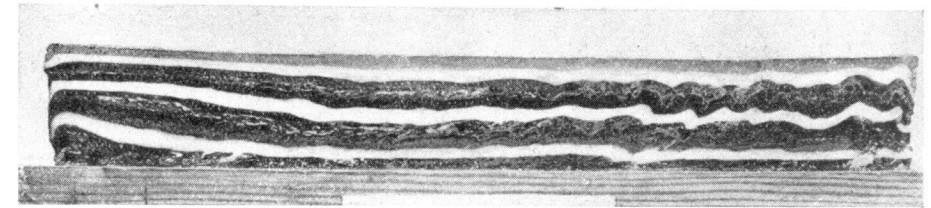


Fig. 3

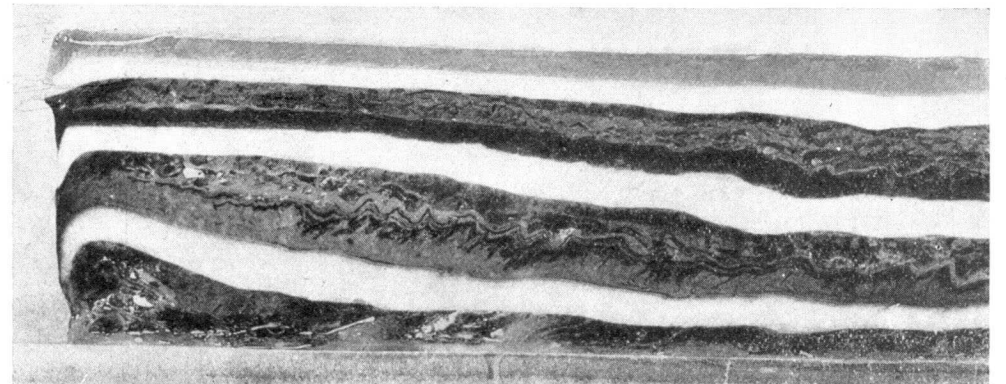


Fig. 4

## LAMINA II

Ilustración de las propiedades de la pez.

Fig. 1.—Fragmento de pez, de 1,12 mm. de largo, aumentado, que muestra ángulos y bordes agudos redondeados por la tensión superficial, pero que mantiene por lo demás su forma a temperatura ambiente. Apréciense las huellas paralelas de la fractura concoidal.

Fig. 2.—Cubo de pez, a temperatura ambiente, fracturado por el impacto de un peso que cae, visto en el momento del rebote. Apréciense la fractura oblicua de desgarre.

Fig. 3.—Cubo de pez después de sometido veinticuatro horas a temperatura ambiente.

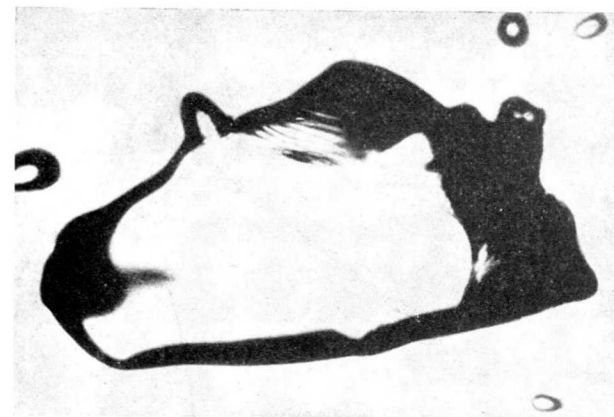


Fig. 1

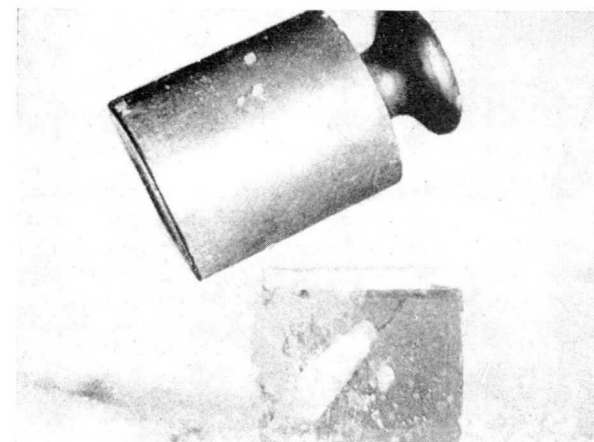


Fig. 2

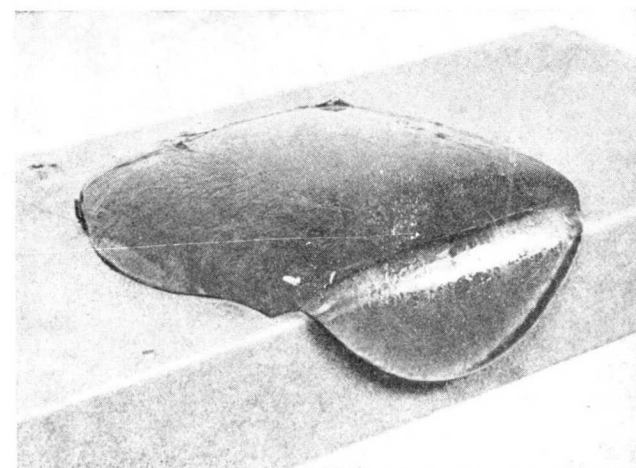


Fig. 3

## LÁMINA III

Plegamiento producido por fluxión sólida en capas de pez (con lechos de grasa).

Fig. 1.—Detalle de la figura 3 de la lámina 1 (extremo distal). Apréciense los diferentes estilos de plegamiento en los lechos de pez blanca y de grasa (petrolatum) existentes en la zona media.

Fig. 2.—Estructura del interior de un barra de pez estratificada (muestra la parte interior después de aserrada). El lado izquierdo se ha mantenido más caliente que el resto y se engrosó mediante aplicación de presión lenta. Al ser más blando no pudo mantener declive apreciable y consecuentemente produjo plegamiento más intenso.

Fig. 3.—Detalle de la figura 2 de esta lámina (extremo proximal). Obsérvese la capa de grasa en la base de la capa blanca superior.

Fig. 4.—Detalle de la figura 2 de esta lámina (extremo distal). Obsérvese la capa de grasa en la base de la capa blanca superior.

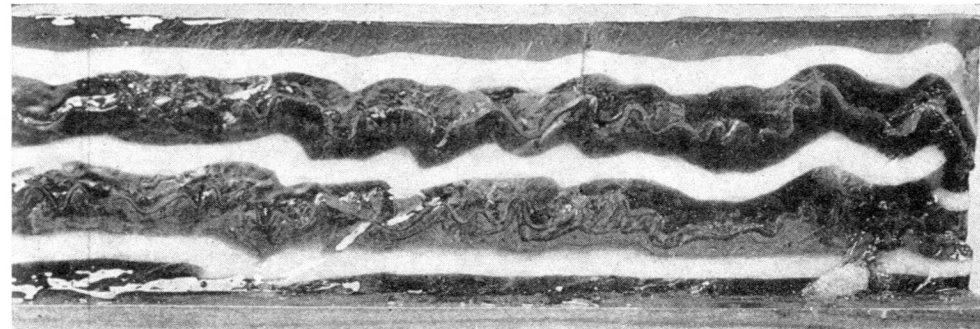


Fig. 1

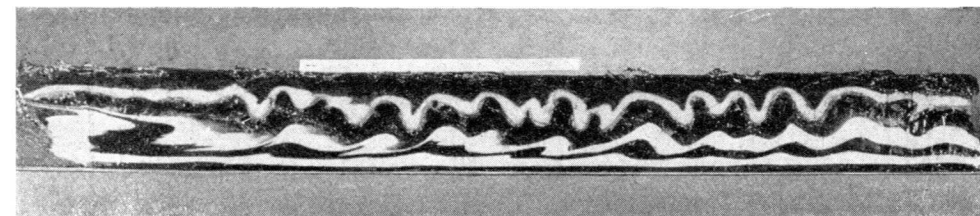


Fig. 2

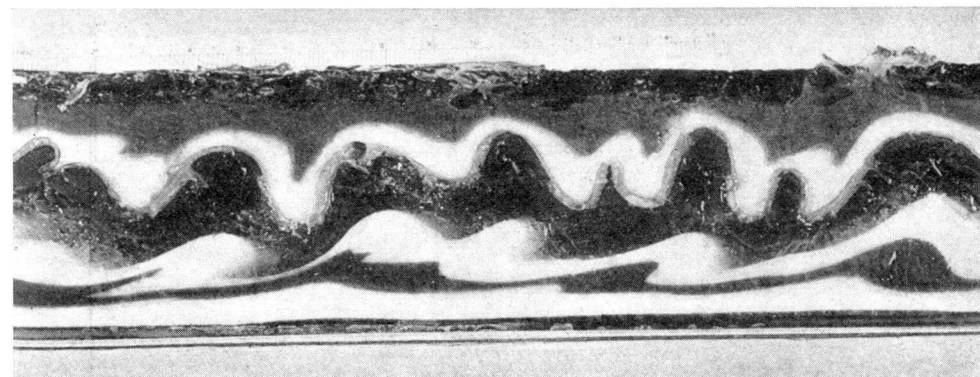


Fig. 3

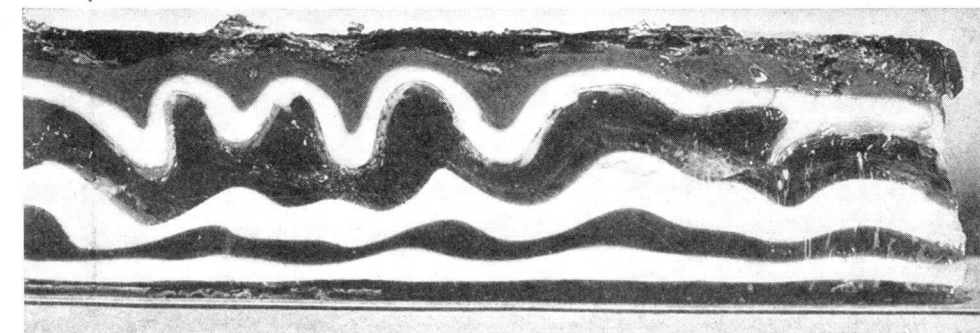


Fig. 4

## LÁMINA IV

Pliegue acostado producido por presión horizontal en una columna de pez (sin capas de grasa).

Fig. 1.—La presión se aplicó mediante el émbolo de la derecha. El lado izquierdo se mantuvo algo más caliente que el derecho. El pliegue se produjo como consecuencia del infra avance de la parte más fría y rígida bajo la más templada, que a su vez deprimió y aplastó el material de la primera (longitud de la regla: 32,0 cm.).

Fig. 2.—Detalle del pliegue visto en corte (una vez aserrado). *Nota:* La aparente inclinación del fragmento roto a la izquierda, es debido a deficiente encaje después de la rotura en pequeños fragmentos (la escala superior en pulgadas).

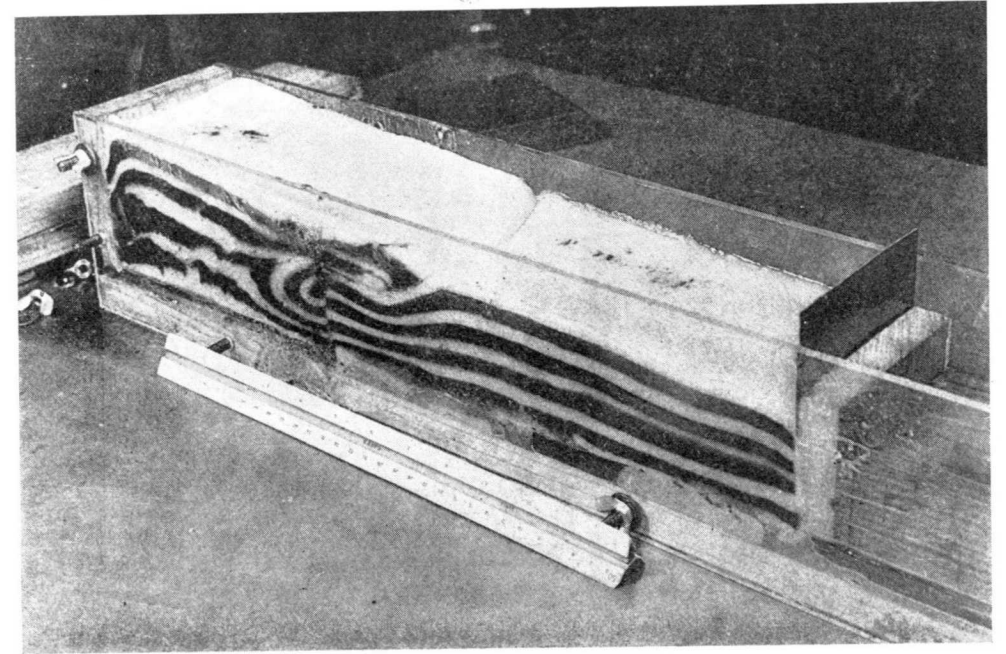


Fig. 1

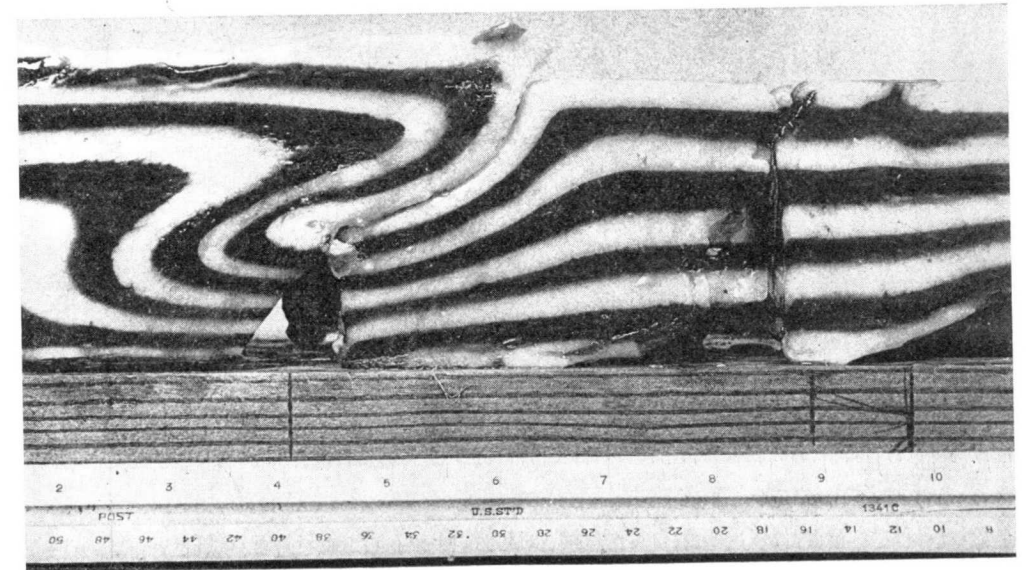


Fig. 2

## LÁMINA V

Pliegue acostado producido por compresión de una columna gruesa y corta de pez bajo una cobertura general del mismo material (sin lechos de grasa).

Figs. 1-4.—Cuatro etapas intermedias del proceso, vistas a través del muro de plexiglás.

Fig. 5.—Estructura interna en la etapa final (muestra aserrada; «zona radical» rota). Apréciase el declive final de la superficie. No se ha desarrollado plegamiento de antepaís a causa de la falta de lechos de grasa entre las capas del «antepaís» (longitud total de la regla: 32,0 cm.)

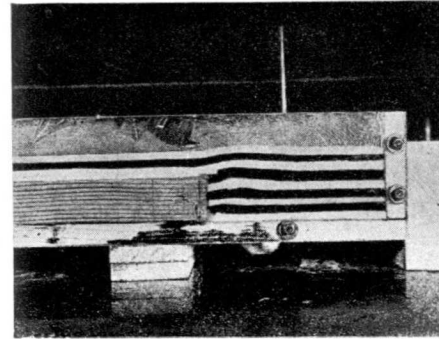


Fig. 1

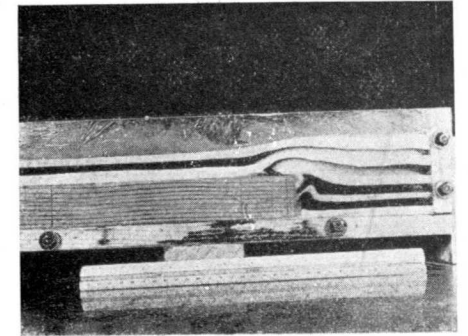


Fig. 2

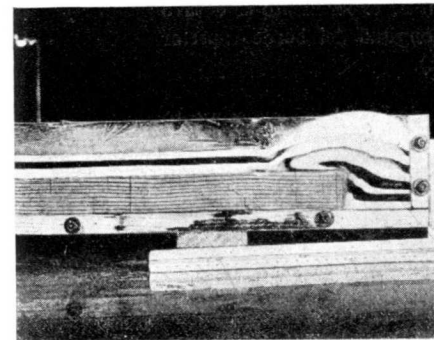


Fig. 3

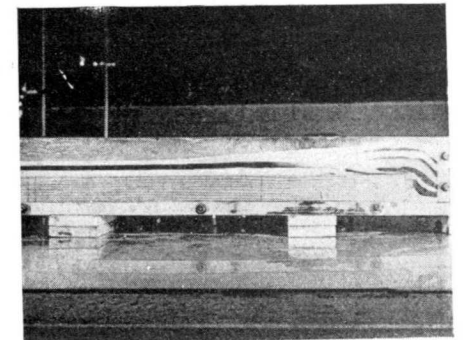


Fig. 4

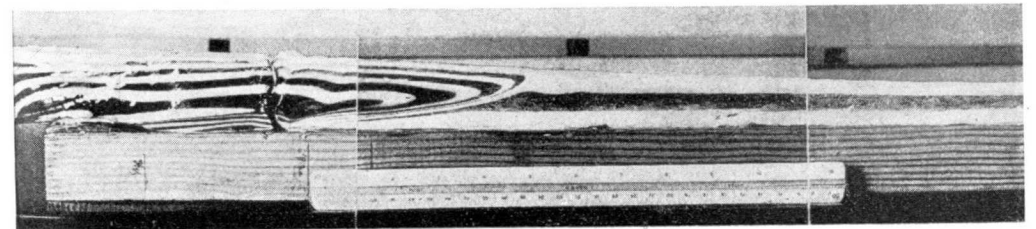


Fig. 5

## LÁMINA VI

Plegue acostado producido por compresión de una columna corta y gruesa de pez bajo una cobertura general del mismo material (con lechos de grasa).

Fig. 1.—Dispositivo experimental. El «antepaís» con su base de madera, han avanzado unos 8 cm. de izquierda a derecha. El experimento se detuvo cuando el «antepaís» avanzó doble distancia (longitud del borde superior de la regla: 15,8 cm.).

Fig. 2.—Estructura interna del anticlinal acostado al fin del experimento (aserrado para mostrar su interior y las piezas ensambladas, que descansan en pegotes de arcilla de modelar). O' s'érvese la «zona radical»; las digitaciones de los ápices del núcleo; el «miembro medio» estirado hasta adelgazamiento, y el plegamiento superficial de antepaís que se extingue hacia abajo.

Fig. 3.—Detalle de la figura 2 de esta lámina, que muestra el frente del plegue acostado y el plegamiento de antepaís.

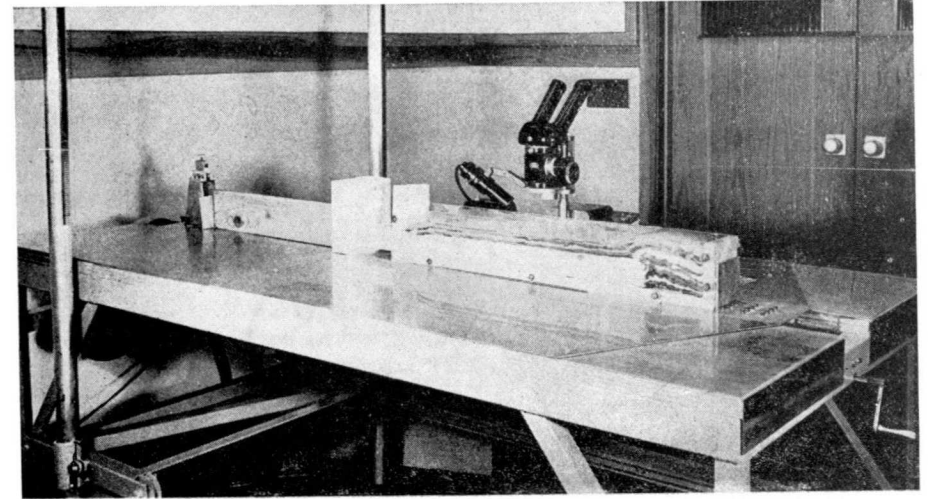


Fig. 1

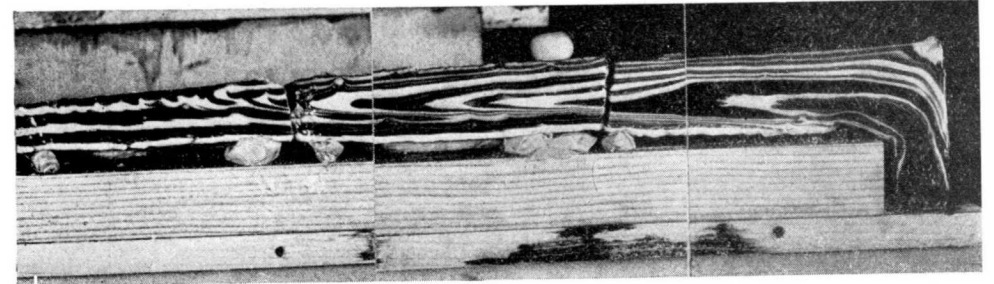


Fig. 2

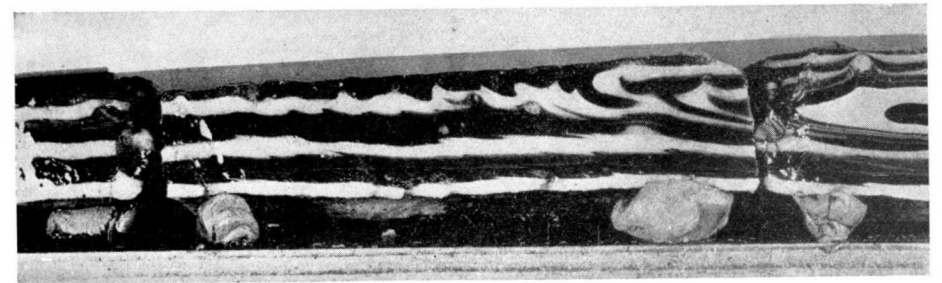


Fig. 3



LÁMINA VII

Detalles estructurales del anticlinal acostado (lám. 6, fig. 2).

Fig. 1.—La mitad frontal del anticlinal recumbente.

Fig. 2.—Núcleo y zona radical del anticlinal.

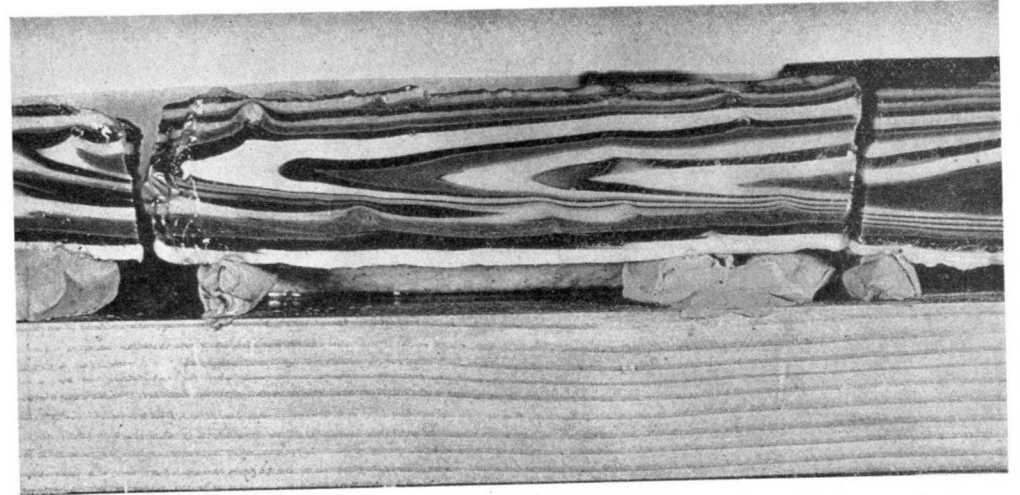


Fig. 1

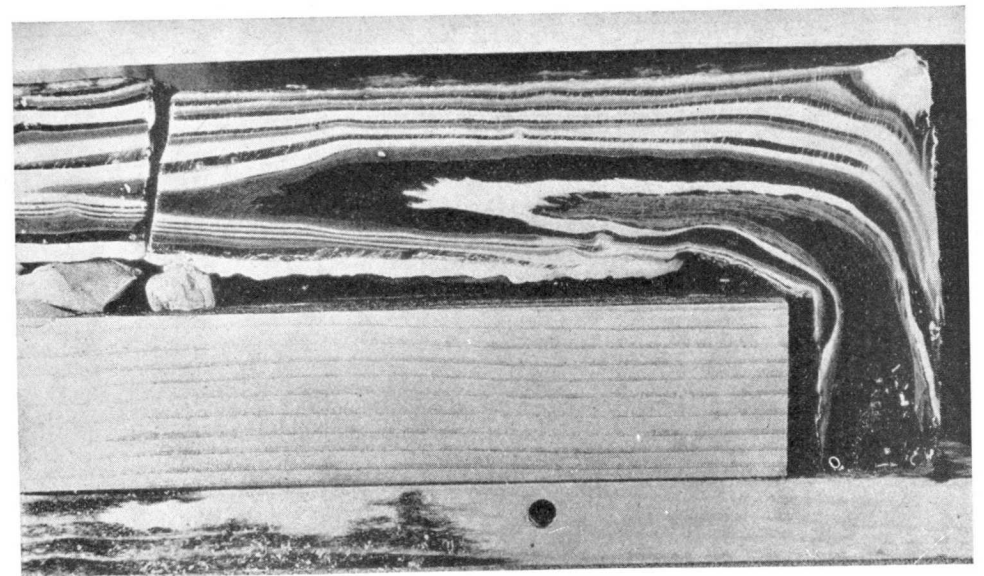


Fig. 2

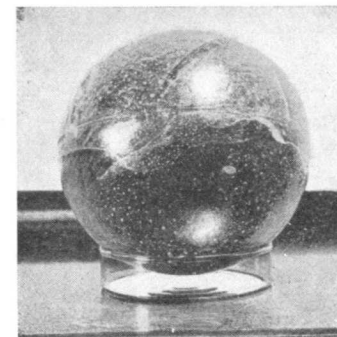


Fig. 1

## LAMINA VIII

Grietas de contracción formadas en una esfera hueca de castolita encerrada entre un muro externo de plexiglás y un núcleo sólido.

Fig. 1.—Vista general de la esfera experimental (5 pulgadas de diámetro).

Fig. 2.—Vista aumentada colocada de pie para correspondencia con las figuras 5a y 5b, mediante las cuales pueden identificarse fácilmente las grietas (la junta entre las mitades soldadas aparece como una línea recta vertical. Una banda irregular en la parte alta izquierda es una mancha dentro de la cubierta de plexi, como los glóbulos de grasa que se formaron cuando la castolita se contrajo, huyendo del muro externo, adheridos al núcleo interno).

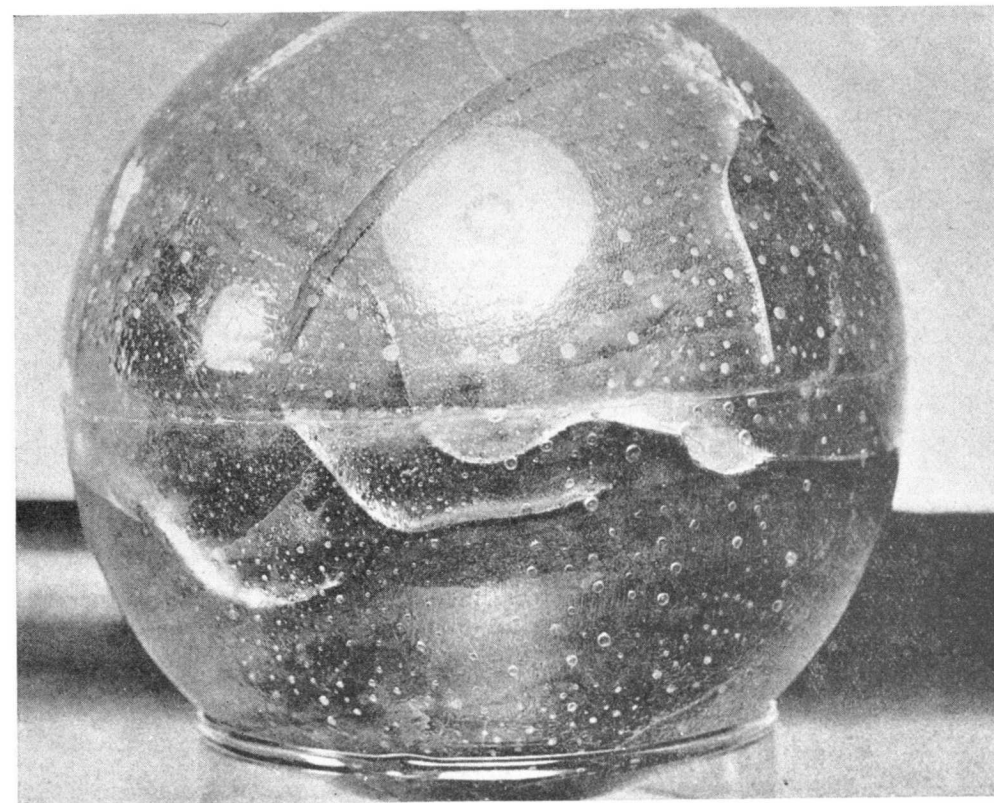


Fig. 2

Algunas observaciones respecto a los criaderos  
de plomo de Linares (España)

POR

H. P. RECHENBERG  
Istanbul

H. P. RECHENBERG

ALGUNAS OBSERVACIONES  
RESPECTO A LOS CRIADEROS DE PLOMO DE  
LINARES (ESPAÑA) (\*)

PRESENTACIÓN

*Es autor de este trabajo un distinguido ingeniero-geólogo alemán, a quien tuve el gusto de conocer en el curso de los trabajos del Simposio de Ankara (1955), al que asistí invitado conjuntamente por la U. N. E. S. C. O. y por el Instituto Geológico de Turquía. Ha publicado otros trabajos acerca de temas mineros españoles de tanto interés como son la zona de hierros de Ponferrada y los yacimientos de wolframio de Córdoba, que espero dar a conocer más adelante en alguna etapa de menor agobio de trabajo. Claro es que en nuestro país se conoce a fondo el criadero de Linares, pero esto no resta interés al conocimiento de otros puntos de vista, sino todo lo contrario.—J. M.<sup>a</sup> Ríos.*

El distrito minero de Linares (Jaén), en España, tan floreciente en tiempos, camina lentamente a su agotamien-

---

(\*) Traducción directa del alemán por J. M. Ríos del trabajo «Einige Bemerkungen zur Bleierzlagerstätte von Linares, Spanien». Aparecido en *Berg und Hüttenmännische Monatshefte*, año CI, cuaderno 9, Viena, 1956. Se publica gracias a la expresa y amable autorización, tanto del autor como de la casa editorial Springer, de Viena.

to, junto con el vecino coto de La Carolina (y Santa Elena). Desgraciadamente vemos hoy ya a Linares como ejemplo de ciudad minera agonizante y, a causa de la falta total de otras industrias, es mala la situación económica de su población. Antiguamente uno de los distritos más importantes de la minería de plomo del mundo entero muestra ahora, de año en año, cifras decrecientes de producción. Y si alcanza de nuevo alguna importancia, se debe únicamente a que se comienza ahora a trabajar y preparar, por flotación, las antiguas escombreras.

En el cuadro I puede apreciarse el decrecimiento en la producción.

CUADRO I.—PRODUCCIÓN DE MINERAL Y METAL (TONELADAS)  
EN LA PROVINCIA DE JAÉN

Año	Mineral de plomo	Plomo metálico
1831	18 006,40	10.284,00
1870	67.299,50	16.656,70
1880	79.577,90	4.235,80
1897	84.645,00	26.774,00
1910	94.378,00	54.514,00
1920	75.553,60	32.960,00
1932	78.965,00	12.175,00
1940	35.146,00	17.655,00
1944	18.590,80	11.843,00
1948	16.047,00	6.641,40

Linares ya había dejado atrás, a finales del siglo anterior, su cifra de máxima producción, mientras que La Carolina sólo empezó a suministrar la mayor parte de la producción de galena de la provincia de Jaén al comienzo del siglo xx.

La zona filoniana de Linares (y con ella también los filones de La Carolina y Santa Elena) pertenece a la región de plomos de Sierra Morena, en la que también enclava

va el conocido distrito de Peñarroya. El distrito de Linares está ubicado en la vertiente meridional de Sierra Morena, en la ruptura hacia la fosa del Guadalquivir. La Carolina y Santa Elena pertenecen todavía a la Sierra, pero Linares yace ya sobre un escollo desprendido dentro de la fosa (Schumacher). El vehículo de la mineralización es para las tres manifestaciones, sin duda alguna, un granito, en el que asientan también los filones de Linares, mientras que los criaderos de La Carolina se encuentran en su mayor parte fuera de las rocas magmáticas (pizarras paleozoicas).

#### EL DISTRITO FILONIANO DE LINARES

Este distrito filoniano enclava en el macizo granítico que se extiende al N. de la ciudad. La dirección principal de las grietas filonianas es NE.-SO., y la pendiente, en general, grande. Los filones de Arrayanes y Alhamillos, los dos más importantes, se han podido seguir a lo largo de seis kilómetros. La potencia de los filones de Linares oscila entre 0,80 y 1,50 metros. El de «Valdeinfierno» llegó parcialmente, incluso a cinco o seis metros, con alto contenido de plata. Todos los filones de este distrito discurren más o menos paralelos entre sí.

El contenido mineral es sencillo: galena, algo de blenda, pirita de cobre, pirita de hierro y minerales de meteorización de la galena (cerusita, linarita, etc.); y como ganga, cuarzo, espato calizo, espato de hierro, barita y fosfato de plomo.

*Galena.*—El PbS es, con gran diferencia, el mineral más abundante en Linares. Está constituido en grano bastante grueso. En los filones alternan zonas de enriquecimiento

con otras estériles. Se han observado recrecimientos mirméticos, es decir, de tipo eutéctico, de PbS con espato calizo. Suplantamiento de SPb por  $\text{CaCO}_3$  apunta a la presencia de generaciones de espato calizo más moderno. También se aprecia macroscópicamente la íntima trabazón del Pb y el  $\text{CaCO}_3$ . El Pb está cruzado por venas de espato calizo, pero también se encuentra algo de galena en las zonas más grandes y puras de espato calizo.

*Calcopirita.*—Se encuentra en gran difusión, pero en porcentaje queda, sin embargo, totalmente subordinada. Donde se encuentra más frecuentemente es en los contactos entre espato calizo y galena. En granos más gruesos, se presenta raramente; corrientemente, en grano fino, desmenuzable. El PbS lo desplaza por sustitución. A menudo está más intensamente enriquecido en determinadas zonas, y una vez se encontró un grano muy menudo de cobre gris (fahlerz) en la pirita.

*Pirita.*—Se presenta junto a o con la calcopirita. Muy rara.

*Blenda.*—También se presenta a veces, aunque el autor no la encontró nunca en las preparaciones delgadas por él examinadas.

Es peculiar el comportamiento de las dos generaciones diferentes de espato calizo con respecto a la galena. El de la generación primera es liso, constituido en estructura granudo-bacilar, con intenso pleocroísmo reflexivo e intensos reflejos internos blanco amarillento con nicoles cruzados, a veces también visibles, con nicoles no cruzados. Sus contactos con la galena son normales; en algunos sitios la galena ha corroído algo la roca circundante.

El de la generación segunda no parece, a primera vista, en manera alguna, espato calizo. Está completamente des-

truido por el PbS, de manera que se origina una desordenada mezcla de PbS y espato calizo. Parecería que este último es, tanto en su estructura como en su textura, distinto del de la generación primera. Atacado con ácido acético a 60 por 100 durante un minuto mostró, sin embargo, que ambos minerales son espato calizo y que solamente se trata de distintos granos.

La cuestión de por qué determinados granos son destruidos de tal manera por el PbS y otros no, es de difícil contestación. Quizá desempeñan algún papel en ello elementos traza, quizá sólo el hecho de que precisamente en ese punto la composición de las soluciones aportadoras del mineral eran de tal composición química (más ácida) que resultó atacado el espato calizo. En cualquier caso, este tipo de fenómeno está limitado localmente, y no es general su hallazgo en el contacto PbS- $\text{CaCO}_3$ .

En grietas del espato calizo asienta  $\text{CaCO}_3$ , en constitución cristalina, como romboedros o en agudas pirámides.

#### PARAGÉNESIS Y GÉNESIS

El cinc falta, en proporción mayor como elemento, en Linares, La Carolina y también en el distrito de Peñarroya. La plata aparece en Linares, etc., sólo con baja ley (180 g./t.), mientras que la galenita de Peñarroya tiene una ley media en Ag de 3.000 g./t. También allí es el cuarzo la ganga dominante. Se pueden establecer, por consiguiente, paralelismos entre contenido en plata, roca magmática y tipo de filón. Los filones más anchos contienen más plata que los estrechos, de manera que, sin duda, la descarga de presión, velocidad de ascensión y la temperatura desempeñan en ello un papel. Pero debe de haber más o menos

plata contenida primariamente en la solución. Volveremos más adelante sobre la cuestión.

Otro hecho real es que encontramos criaderos de wolframio ligados a los mismos granitos que han suministrado la galena. Dos de estos yacimientos de Wo han sido estudiados por el autor (Rechenberg, 1956); se trata de los de Vilches, al Noreste de Linares y de Belalcázar, al Norte de Córdoba, muy próximo al distrito de Peñarroya.

Que la galena se encuentre en el granito o muy próximo a él y, por el contrario, el wolframio, como en Vilches, esté distanciado varios kilómetros de él, puede explicarse por el hecho de que, como ocurre en Vilches, algún abultamiento subterráneo del granito haya penetrado hasta acercarse a la superficie y haya originado la formación de criaderos conjuntamente con los efectos de la tectónica regional. Sin una conexión entre magmatismo y tectónica no podría haberse originado el criadero de Vilches. Es evidente, en este caso, que la distribución espacial de Pb y Wo, Zn, no depende de una estructura zonar.

Tenemos, por consiguiente, los elementos Pb y Wo, y subordinados Zn, Sn y Ag. El Cu podemos omitirlo en este examen. Puesto que tectónica y mineralización están en general conexas, echemos primero una mirada sobre la tectónica.

No hay muchas investigaciones acerca de la materia, de manera que es poco lo que podemos tomar de la literatura. Los propios trabajos del autor, que son de carácter local y no regional, muestran alguna orientación. Examinemos los tres criaderos: al Sur, el distrito de Linares; en medio, los yacimientos de wolframio de Vilches, y al Norte de él, el coto de La Carolina.

En el caso de Vilches pudo establecerse la siguiente secuencia temporal (Rechenberg):

Formación de granito.

Constitución de los filones de pórfido.

Agrietamiento y adiacasamiento en pizarras y pórfidos.

Mineralización con Wo y cuarzo, algo de Sn.

En este caso están mineralizadas las grietas, cuyo rumbo es N.-S.; no tienen importancia mineral las de direcciones NE.-SO. y NO.-SE. Ahora bien, en Linares tenemos como dirección principal de los filones la NE.-SO.; en La Carolina, por el contrario, arrumban los filones mineralizados más o menos perpendiculares con respecto a los de Linares, o sea NO.-SE., así como ONO. Hay que observar, por consiguiente, que la dirección de la mineralización gira de Sur a Norte. En el medio se presentan los yacimientos con Wo; al N. y al S. se presenta el Pb.

Desde el punto de vista temporal debió mineralizarse el Wo antes que el Pb, y el autor desearía ofrecer una teoría a examen, en relación con este hecho, teoría que quizás podría ser eficazmente apoyada por un estudio regional de mayor precisión.

Los yacimientos minerales de que nos ocupamos aquí se manifiestan como los últimos retoños del gran arco de granitos variscos que recorren toda España, de Galicia abajo. Si se llevan esquemáticamente las posiciones de los tres yacimientos, junto con las direcciones de arrumbamiento de sus zonas de mineralización, en relación espacial con respecto a la terminación del arco granítico (figura 1), resulta forzosamente la solución. En su trabajo acerca de Vilches mostró el autor que la presión tectónica debió proceder más o menos de la orientación de 150°. Si admitimos la forma arqueada de la lengua granítica, en-

tonces puede comprenderse la migración de la dirección de presiones, en la margen del arco, hacia el S. y el N.

El subsuelo puede haber actuado de alguna manera, durante la ascensión del granito, como obstáculo frente a la fuerza de intrusión, ya no muy intensa. El que se le atribuya al magma una génesis primaria, o como se preconiza modernamente (Taupitz) solamente una génesis secundaria, no tiene para este objeto ninguna trascendencia. Intrusión o fusión terminan aquí, y con seguridad hay factores, que

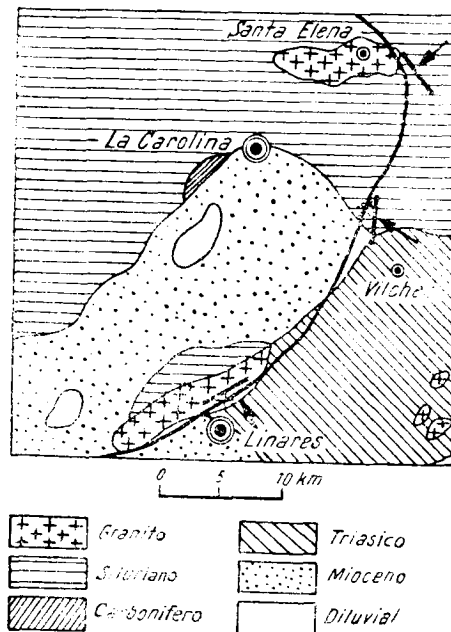


FIG. 1

se deben buscar en las rocas sedimentarias, como rigidificación por plegamiento, constitución petrográfica, etcétera, que desempeñan un papel. En medio de la región (en

Vilches) la presión fué máxima; aquí se presentaron, en primer lugar, la formación de grietas y la mineralización, y cristalizó el wolframio.

La primera zona de influencia yacía en el medio del supuesto arco; aquí se produjeron las primeras grietas, las soluciones de máxima termalidad pudieron ascender.

Posteriormente actuó también la presión sobre las zonas de Linares y La Carolina, con el resultado de la creación de los filones plomíferos. El que los filones de Linares armen en granito y los de La Carolina, en su mayor parte, en rocas sedimentarias, no es de momento alguno. De importancia primaria es sólo la formación de grietas, puesto que sin éstas no podría haber ascendido la solución. La manifestación de Vilches es explicable por la formación de una joroba de la masa granítica, no visible en la superficie, tales como las que frecuentemente se encuentran en las minas de La Carolina (Schumacher).

La combinación Wo con Pb se encuentra también más allá, al Noroeste, en Belalcázar y Peñarroya, y también se cita en Cáceres. Acerca de la secuencia temporal de mineralización reinante en estas regiones con respecto a las relaciones de deposición existentes entre Wo y Pb, no se sabe nada. El contenido mineral apunta más bien a formación de baja termalidad (epitermal). Se trataría de las zonas radicales de grietas filonianas, cuya parte estéril ha sido ya denudada en su mayor parte. La distribución zonal ya no está acusada, lo que puede ocurrir perfectamente en esta etapa o estadio evolutivo. Nos encontramos en un nivel de intrusión hipoabisal, dentro del stockwerk criptobatolítico. Hay que deducir que tampoco el Wo está constituido a alta termalidad, sino que quizá yace en el límite superior de la zona meso-termal.



El de Linares es un granito de biotita, con plagioclasas predominantes con respecto a las ortoclasas. Ambas están, por lo general, intensamente sericitizadas; las plagioclasas ofrecen estructura finamente laminar. El cuarzo muestra parcialmente extinción ondulante y es regular, de grano fino. La biotita se presenta en individuos grandes; son frecuentes los cuarteles radiactivos.

Como minerales accesorios, se encuentran apatito y zirconio. Los contenidos en mica y cuarzo oscilan localmente.

La extensión superficial del stock granítico de Linares alcanza unos 70 kilómetros cuadrados; el de La Carolina, 50 kilómetros cuadrados.

La combinación ante que nos encontramos de un granito de biotita, de cuarzo-feldespatos alcalino-oligoclasa-biotita es, por consiguiente, relativamente ácida y se adapta bien a las condiciones de los yacimientos de wolframio, y también, al parecer, a los de galena sin mezcla de blenda.

El contacto del granito-mineral es de definición muy neta. Sólo a milímetros del contacto comienzan los feldespatos a descomponerse; la biotita se transforma en clorita. El espato calizo constituye la primera generación de mineralización; inmediatamente después viene la galena.

#### RESUMEN

Se expone una interpretación genética breve de los filones de Linares y La Carolina, en relación con el criadero intermedio de wolframio de Vilches, y se ofrece a discusión.

Muchas tareas tectónicas han de ser estudiadas y resueltas en el distrito de referencia antes de que la cuestión pueda resolverse con exactitud.

#### BIBLIOGRAFIA

- (1) SCHUMACHER, F.: *Übersicht über die nutzbaren Bodenschätze Spaniens*. «Beihefte Internat. Bergwirtschaft», Heft 1, Leipzig, 1926.
- (2) SCHNEIDERHÖHN, H.: *Erzlagerstätten*. Stuttgart, 1955.
- (3) RECHENBERG, H. P.: *Zur Geologie und Mineralogie der Wolframlagerstätten von Belalcázar und Vilches, Spanien*. Z. D. G. G., Bd. 106, II, S. 505.
- (4) TAUPITZ, K. CH.: *Über Sedimentation, Diagenese, Metamorphose, Magmatismus und die Entstehung der Erzlagerstätten*. «Chemie der Erde», 17, 1954, 104.
- (5) VARIOS: *El plomo en España*. «Temas profesionales», núm. 10. Dirección General de Minas y Combustibles.

Corte geológico a través de los Pirineos Centrales

POR

L. U. DE SITTER

Profesor de Geología Estructural en la Universidad de Leyden

L. U. DE SITTER  
Profesor de Geología Estructural en la Universidad de Leyden

## CORTE GEOLOGICO A TRAVES DE LOS PIRINEOS CENTRALES (\*)

### RESUMEN

El análisis estructural de los Pirineos muestra sucesivamente, de lo moderno a lo antiguo, el levantamiento morfogénico mioceno, plegamientos de fases pirenaica y larámda, precedidas cada una de ellas por formación de cuencas en los flancos de la zona central, y un plegamiento hercinico, más bien complicado, acompañado por fases magmáticas. Esta fase herciniana comienza con un geosinclinal devónico y su movimiento de plegamiento se dirige hacia el centro, para proseguir después desde el centro hacia afuera. En la estructura herciniana podemos discernir un anticlinorio central y dos o tres anticlinorios en el flanco.

Los Pirineos, que forman una barrera entre la Península Ibérica y Francia (la llanura aquitana, junto con la Mesa Central), deriva su interés especial para los geólogos estructurales de dos de sus características más fundamentales. En primer lugar es un orogeno típicamente

---

(\*) Traducción, por J. M. Rios, de la obra titulada originalmente *A Cross Section Through the Central Pyrenees*, aparecida en «Geologischen Rundschau», tomo 45, cuaderno 1, págs. 214-233, 1956. Es reproducción de una conferencia pronunciada en Colonia el 27 de enero de 1956. Se publica aquí mediante y expresa autorización del autor, del Geologische Vereinigung y de la Editorial Enke, de Stuttgart.

intercontinental, es decir, comprendido entre dos bloques continentales estables y generalmente positivos, diferente, por consiguiente, de los Alpes o de las Cordilleras del Oeste americano, que estuvieron situadas en la margen de un continente. En segundo lugar, su estructura hercínica está muy bien conservada aunque el plegamiento alpino fué relativamente intenso. Uno de los principales problemas que ocupan al geólogo de campo es, por consiguiente, la determinación de la influencia alpina en la estructura hercínica.

Al pasar revista a esta cadena de montañas empezaremos con la fase más joven y más visible, en este caso el levantamiento morfológico, y continuaremos luego con las sucesivas fases alpinas hasta el plegamiento hercínico. Pero antes de entrar en esta descripción sistemática necesitamos la definición de unos pocos términos. Los Pirineos se dividen en cierto número de zonas longitudinales. La parte central está ocupada por la zona axial, que se compone enteramente de rocas paleozoicas. Está flanqueada, por el Sur y por el Norte, por las zonas sur y nord-pirenaicas, caracterizadas ambas por la presencia de rocas mesozoicas intensamente plegadas que rodean el núcleo paleozoico.

La zona nord-pirenaica es considerablemente mayor que su contrapartida meridional y mucho mejor conocida.

Por el Norte está flanqueada por un surco marginal relleno de sedimentos del Cretáceo superior y del Eoceno. La margen meridional de este surco, que bordea la zona nord-pirenaica, aparece intensamente plegada y aflora en unos pocos pliegues largos. Esta zona ha sido denominada zona pre-pirenaica.

Al Sur encontramos una distribución semejante: un surco marginal de plegamiento moderado o ligero, que aparece separado de la zona sur pirenaica, constituida por núcleos paleozoicos rodeados de rocas mesozoicas, por una zona mesozoica de intenso plegamiento (fig. 1).

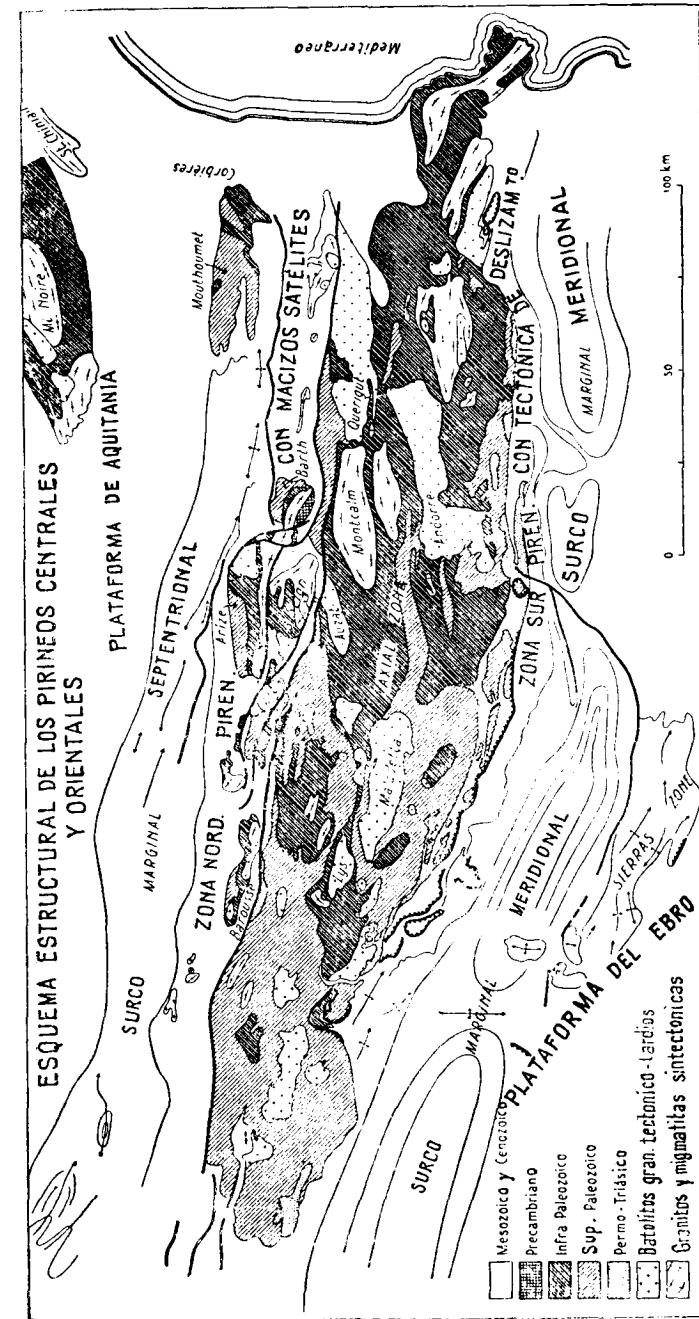


Fig. 1. ESQUEMA ESTRUCTURAL DE LOS PIRINEOS

La simetría del corte aparece admirablemente expresada por esta subdivisión en zonas longitudinales, simetría que es debida, en gran medida, a la posición intercontinental del orogeno entre dos bloques estables: el aquitano, por el Norte, y el del Ebro, por el Sur. En la margen del bloque del Ebro con respecto al surco marginal meridional, donde afloran de nuevo los mismos sedimentos presentes en el surco, pero con espesores muy reducidos, apreciamos la existencia de una larga alineación de estructuras, la denominada Zona de Sierras, que no pertenece ya realmente al orógeno pirenaico, pero que tiene con respecto a él la misma relación de dependencia que el Jura con respecto a los Alpes.

En el Norte se presentan estructuras semejantes en la margen del bloque aquitano, pero están cubiertas en gran medida por sedimentos más modernos, y sólo pueden ser descubiertas mediante exploraciones geofísicas (fig. 2).

Nos llevaría demasiado lejos el mencionar una lista adecuada de referencias, aunque sólo fuera de las publicaciones más importantes, relacionadas con la geología y morfología de los Pirineos. La presente comunicación se basa, sobre todo, en las siguientes fuentes, publicadas o no:

Zona septentrional: Casteras, 1933.

Zona axil: Nuestra propia experiencia, parte de la cual ha sido publicada en el «Leidsche Geol. Med.», vol. 18, 1954, que contiene artículos por Zwart, de Sitter, Keizer y Allaart.

Varios artículos por Jacob, 1930, y por Raguin, 1934, 1938, 1948 y 1955.

Zona meridional: Jacob, Fallot, Astre y Ciry, 1927; Misch, 1934; Almela y Ríos, 1947.

Fisiografía: Birot, 1937; Goron, 1942.

### LA FASE MORFOGÉNICA

Cuando nos acercamos a la cadena pirenaica desde el Norte observamos ya en la zona nord-pirenaica remanentes notables de una vieja superficie de aplanación, conservada parcialmente y agudamente trabajada por erosión posterior (fig. 3). Donde aparece mejor conservada en la zona

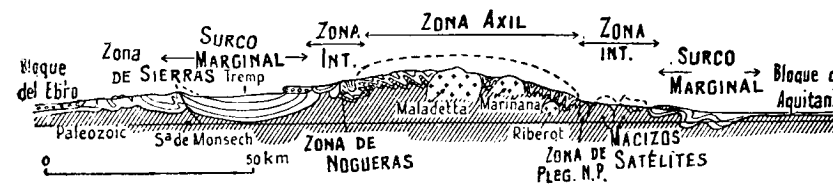


Fig. 2. CORTE ESQUEMÁTICO A TRAVÉS DEL PIRINEO CENTRAL



Fig. 3. Superficie de arrasamiento terciario en el Pays de Sault.  
Dib. de una fotografía.

nord-pirenaica es el Pays de Sault, donde yace a una altitud de unos 900 metros. Podemos seguirla hasta la zona axil, donde forma una serie de altas mesetas con alturas incrementantes desde unos 1.900 metros, al N., hasta 2.500 metros hacia el S. Cuando se han escalado las empinadas vertientes de los valles, se llega a un paisaje ondulado de vallonadas anchas y colinas redondeadas, que pueden haber sido remodeladas por influencia glacial hasta

adoptar la forma de cuencas de firn, de fondo aplanado, con muchos lagos separados por empinadas crestas aserradas. No hay duda respecto a la edad pre-glacial de la superficie de arrasamiento, pero aún persiste alguna controversia acerca de la cuestión, de si se trata de una sola superficie de arrasamiento, o de varias sucesivas.

La principal de entre ellas, y de modo especial su levantamiento, puede ser datado en cierta medida, porque hemos encontrado una estrecha garganta, de unos 200 metros de profundidad, rellena de un conglomerado basto en el fondo, que cambia hacia arriba a arenas, y finalmente a arcillas con delgados lechos de lignito en la parte alta. La garganta está incisa en la superficie de abrasión, a unos 2.000 metros de cota, entre dos tributarios del Garona alto, en el macizo granítico de la Maladeta, y cubierta por depósitos glaciales (fig. 4, de De Sitter, 1954). El polen de los lignitos contiene polen de palmera, e indica una edad del Mioceno alto, y el depósito puede ser interpretado como el residuo de un viejo sistema fluvial, que nació inmediatamente después del primer abombamiento de la superficie terciaria de arrasamiento. Como el último plegamiento es de edad eocena superior, la abrasión ha durado todo el Oligoceno, y el alzamiento morfogénico empezó al final de este período. Se formaron valles profundamente entallados, que quedaron parcialmente rellenos por glaciares, durante el Pleistoceno.

El descenso de esta alta superficie, hacia el Sur, todavía no es suficientemente conocido, pero, desde luego, se relaciona con la formación del conglomerado post-orogénico oligoceno de Poble de Segur y más al Oeste.

Su arco no coincide exactamente con la simetría estructural, puesto que su culminación se sitúa mucho más al Sur que la presente divisoria de aguas entre los ríos mediterráneos y atlánticos. Este fenómeno está de completo acuerdo con el hecho de que toda la zona meridional, in-

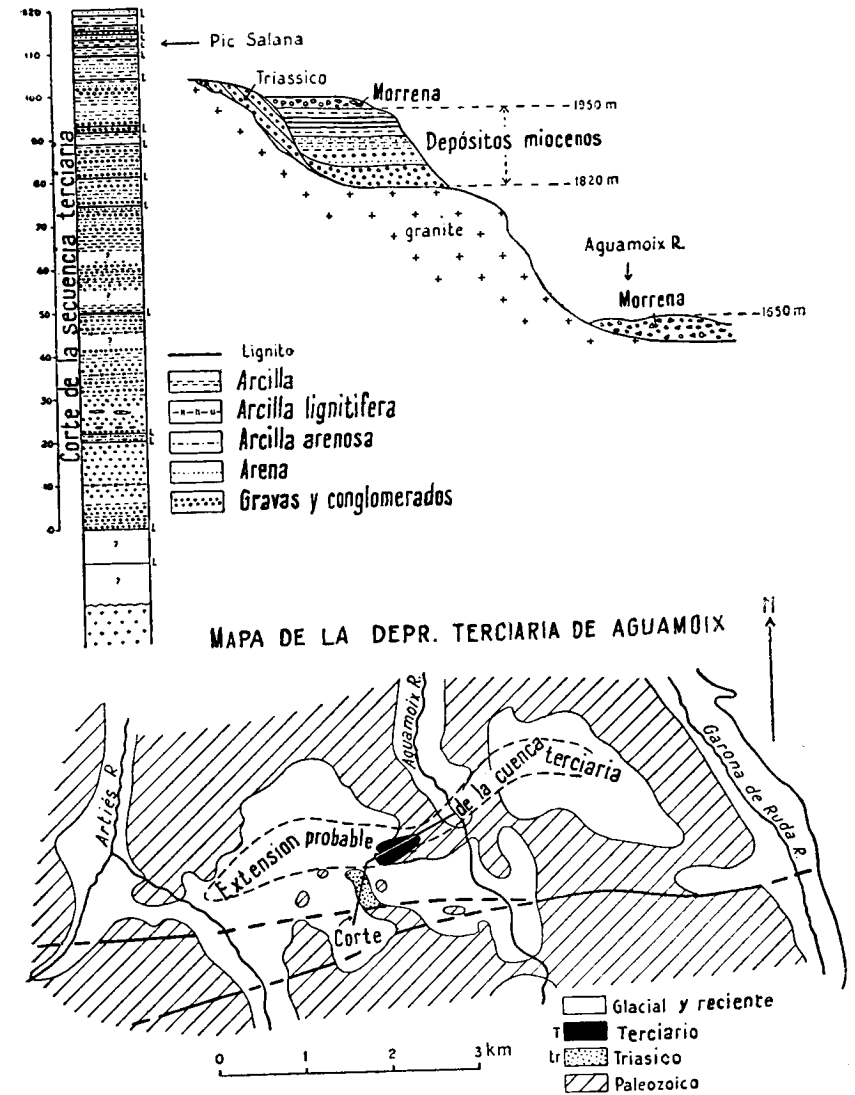


Fig. 4. Corte y mapa del sedimento terciario (Mioceno) del macizo de la Maladeta

cluyendo su surco marginal, se dispone a una altura mucho mayor que el septentrional. Este último está completamente cubierto por depósitos aluviales, y yace a una altitud de sólo unos pocos cientos de metros, mientras que el surco marginal meridional está profundamente recortado por los actuales sistemas fluviales.

Evidentemente, toda la superficie ha sido desnivelada con inclinación hacia el Norte, además de presentar arqueamiento, tal como queda representado en la fig. 5, y su inclinación es más moderna que el abombamiento.



Fig. 5. Corte esquemático que muestra levantamiento y arqueamiento de la fase morfogenética oligocena.

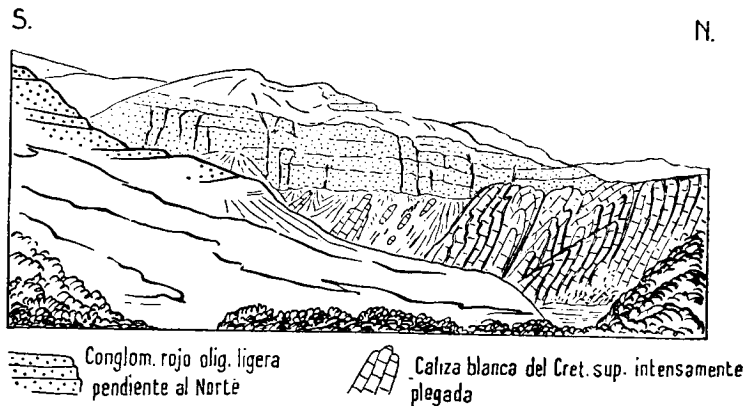


Fig. 6. Conglomerado oligoceno que cubre en discordancia calizas cretáceas de aguda pendiente al Sur. Al Oeste de Pöbla en los Pirineos meridionales. Dib. según una fotografía

### LOS CONGLOMERADOS POST-OROGÉNICOS

A ambos lados de la cadena pirenaica propiamente dicha, se presentan típicos conglomerados post-orogénicos de

gran espesor (fig. 6). Por el Norte quedan, recubiertos en su mayor parte, por conglomerados más modernos y por arenas procedentes de la erosión fluvial consiguiente al levantamiento, como muestra el inmenso abanico de Lannezezan, que consiste en conglomerados miocenos y pliocenos. Tales abanicos aparecen aún sin trastorno tectónico, aunque los ríos actuales los han tajado en cierta medida.

En otras localidades, sobre todo por el Oeste, la última fase de plegamiento puede datarse con más precisión, y parece que en la proximidad de la margen pirenaica la formación post-orogénica más temprana es del Luteciense superior.

Por el Sur encontramos, en la base de los conglomerados oligocenos, que se presentan allí en admirable manifestación, lignitos y calizas lacustres, próximas a Sosís, que están datadas como bartonenses. Los conglomerados recubren, mediante discordancia, los sedimentos del Cretácico superior y del Eoceno pertenecientes al surco marginal, y aparecen trastornados ocasionalmente por fallas longitudinales.

### LOS SURCOS MARGINALES

En el surco marginal septentrional, que contiene una serie mesozoico-eocena de 7.000 metros de espesor, los sedimentos que tuvieron su origen en las dos fases orogénicas alpinas se han acumulado, y pasan de unos a otros sin que exista entre medias una discordancia clara. La fase más antigua, larámide, puede datarse únicamente dentro de la zona nord-pirenaica, como pre-cenomanense; de aquí que el surco contenga principalmente sedimentos del Cretácico superior y Eoceno, y está cubierto por Oligoceno y Mioceno. La secuencia cretáceo-eocena comienza con una facies flysch, que cambia hacia arriba a una gruesa margá. En su base encontramos Jurásico y Cretácico inferior, de la misma facies caliza que prevalece en la zona nord-

pirenaica, pero en espesor mucho menos potente, comparable al de la Meseta Central (Plateau Central). Hacia el Norte, como revelan las numerosas investigaciones geofísicas y sondeos de exploración practicados en busca de petróleo, toda la serie superior adelgaza considerablemente hacia la margen de la Meseta Central, que se extiende hasta el Atlántico por la llanura aquitana.

En el surco marginal meridional, tanto ambas márgenes como el centro, quedan mucho mejor puestas de manifiesto. Las encontramos de nuevo rellenas con margas del Cretáceo superior, que cambian hacia su parte alta a facies continentales del Garumnense, cubierto por caliza numulítica del Eoceno. El eje de la Conca de Tremp, como se denomina allí al surco marginal, se ha trasladado al Sur durante su desarrollo, y por encima de la caliza eocena se deposita una espesa serie de facies marinas margoarenosas, que terminan en una facies continental que contiene restos de vertebrados. Este último depósito es inmediatamente superior al horizonte de Sosís, en la base del conglomerado oligoceno post-orogénico. El límite meridional del surco marginal está manifiesto en la zona de Sierras, donde aparece de nuevo expuesta toda la serie, desde el Trías hacia arriba, pero en secuencia mucho más delgada.

El plegamiento de ambos surcos marginales externos es más bien tranquilo, y amplios anticlinales de las series cretáceas aparecen con frecuencia enmascarados por depósitos más modernos.

En su zona marginal interna, es decir, hacia el centro de la cadena, la estructura es mucho más complicada.

#### LA ZONA PIRENAICA INTERNA SEPTENTRIONAL

En ambos lados, Sur y Norte, de la zona axil, se extiende una zona distinta, de variable anchura, que consiste en masas de rocas paleozoicas rodeadas por Mesozoico. A

estas zonas las podríamos denominar «internas», porque se sitúan entre los surcos marginales y la zona axil. Ambas están flanqueadas exteriormente por una «zona pre-pirenaica», que son sus rebordes marginales intensamente plegados. La zona pre-pirenaica es la margen plegada del surco marginal y no una zona independiente. La zona pre-pirenaica septentrional se extiende por los pies del Pirineo, desde el Oeste de St. Martory, hacia el Este, y termina entre el macizo de Mouthoumet y los Pirineos, rodeando curvadamente la margen oriental de aquel macizo hacia el NE. Está constituido por calizas y margas jurásicas, y calizas del Cretáceo inferior (Urgonense) y Cretáceo superior, en su mayor parte en facies de margas, y termina con una caliza del Danés en su parte alta. El Eoceno tiene facies arenosa. Su estructura muestra una compresión intensa en agudos anticlinales y sinclinales. En la fig. 7 mostramos dos cortes, tomados de Casteras, uno de la región oriental, y otro de la occidental de los Pirineos Centrales; se extienden desde la zona axil a través de la zona interna, e incluyen la zona pre-pirenaica.

El corte oriental, que se extiende al Norte del macizo de St. Barthélemy, muestra una complicada cresta de sedimentos primarios y del Cretáceo inferior, plegados en forma de anticlinal flanqueado por dos sinclinales, y separada de la margen del macizo de St. Barthélemy por un amplio sinclinal relleno por una potente serie de margas senonenses. Este grueso Senonense del sinclinal de Nalzan no es una estructura típica de estas zonas nord-pirenaicas. Por el contrario, representa un adentramiento del surco marginal en la zona interna. Es una cuenca preexistente en la zona interna, constituida por la fase de plegamiento larámide que levantó la cresta anticlinal septentrional. Esta cresta se extiende, en línea recta, a todo lo largo del borde meridional del más joven surco marginal, y muestra, por el Oeste, un núcleo de rocas paleozoicas. Se



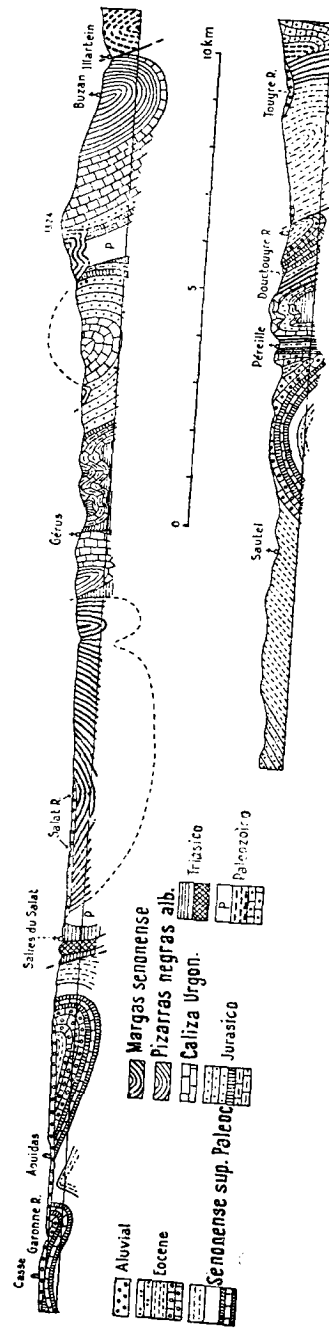


Fig. 7. Dos cortes a través de las zonas sept. interna y pre Pirrenaica, según CASTERAS, 1933.

dispone en situación tangencial con respecto al macizo satélite más septentrional de la zona interna, macizo de Arize, y constituye así el verdadero límite entre el surco marginal más moderno, al Norte, y la zona interna, al Sur. La zona pre-pirrenaica asienta a la izquierda y derecha de esta cresta, cuya edad es larámida, rejuvenecida posteriormente por la fase pirrenaica, puesto que el Cretáceo inferior ofrece la facies septentrional y no la de la zona interna. Al Sur de ella encontramos depósitos urgonenses y albenses mucho más potentes, pertenecientes al ámbito facial de las zonas internas.

La zona interna se caracteriza por gruesas series de Cretáceo inferior, caliza urgoniana y arcillas compactas o margas negras albenses, cubiertas por un Cenomanense relativamente potente que yace discordante. Este Cenomanense posee una facies curiosa. Su línea de costa meridional puede seguirse a lo largo de la margen de la zona axil y del macizo de St. Barthélemy. Está constituido por arcosas calíferas y arcosas que contienen bolos y bloques de granito y grandes bloques de rocas paleozoicas y triásicas. Aparece, en ocasiones, bajo la facies de caliza coralina. Al parecer, el plegamiento larámido flexó externamente la zona axil por cima del nivel de los mares, y la erosión intensa de los acantilados costeros fué origen de la facies basta de los sedimentos marinos costeros. Antes de que esto ocurriera, toda la zona interna había sido sometida a intenso plegamiento. El Cenomanense se ofrece en nítida discordancia con respecto a los pliegues del Cretáceo inferior, y algunas veces incluso descansa directamente sobre el Paleozoico.

En rasgos generales, la fase larámide fué precedida por un surco marginal del Cretáceo inferior, o sea, nuestra actual zona interna, mordiendo en la margen septentrional de la vieja estructura herciniana. Esta fase de aconcamiento fué cerrada por el plegamiento mismo, que levantó la zona

axil y ocasionó intenso plegamiento en el surco. El Cenomanense que, previa erosión, transgredió sobre esta zona plegada, nunca llegó más al Sur que la actual margen de la zona axil. La próxima fase trajo consigo el desarrollo de un nuevo surco marginal al Norte de la zona plegada, e inserto algunas veces en ella, como en el caso de la depresión de Nalzan. Esta nueva cuenta originó, por consiguiente, la cresta entre las depresiones antiguas y modernas, que más adelante constituyó la pieza vertebral de la zona pre-pirenaica. La fase pirenaica de plegamiento, de edad eocena superior (ante-Luteciense superior), ocasionó plegamiento suave de la depresión más vieja, plegamiento intenso en la cresta entre las dos depresiones, y plegamiento suave en la más moderna (fig. 8).

El plegamiento larámido va acompañado por un curioso metamorfismo a lo largo del borde actual de la zona axil, donde las calizas urgonenses han resultado a menudo, intensamente escapolitizadas, con acompañamiento de intrusión de rocas de tipos gabroides a peridotíticos, en macizos pequeños. Esta acción intrusiva y metasomática está limitada a la, así denominada, zona de falla nord-pirenaica. Donde se aprecia mejor es en el valle alto del Ariège, o en cualquier otra localidad de esta zona marginal, donde los macizos satélites hayan resultado comprimidos contra la zona axil.

La historia de estos macizos satélites, presentes dentro de la zona interna, y la de las zonas de falla que los separan de la zona axil y unos de otros, es compleja. Constituyeron bloques, durante la sedimentación más temprana, levantados en la zona interna, porque puede apreciarse cómo el Triásico, Jurásico y después el Urganense, transgreden lentamente de Norte a Sur, por ejemplo, sobre el macizo de St. Barthélemy.

En el triángulo comprendido entre los macizos de Arize, Trois Seigneurs y St. Barthélemy, el Triásico muestra,

además, una facies salina, que falta por doquier a lo largo de la margen de la zona axil. Como señaló Zwart en 1954, estas características son prueba de que la fragmentación del basamento hercínico en macizos individuales, mediante fallas, una de las cuales es de desgarre por torsión (wrench fault), tuvo lugar con anterioridad a la deposición del Triásico y es, por consiguiente, una característica hercínica muy tardía. Estas fallas fueron rejuvenecidas durante la

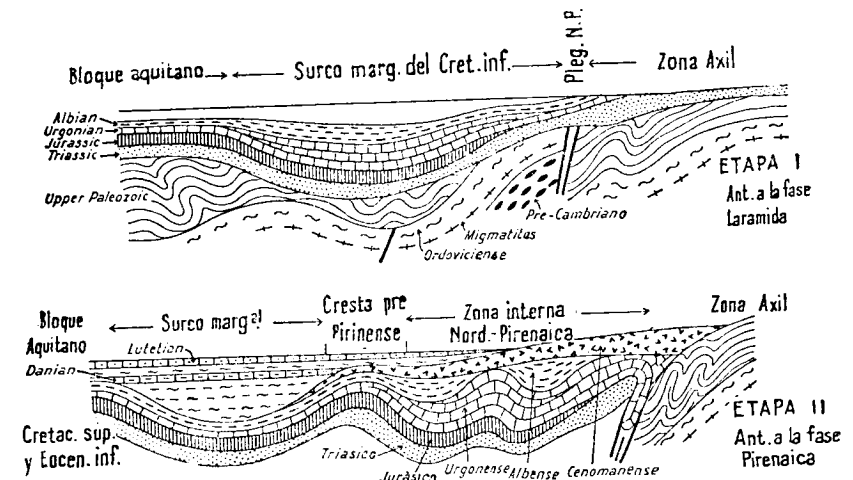


Fig. 8. Secuencia de acontecimientos en la zona Nord. Pirenaica durante el Mesozoico y Terciario.

fase larámide, y la más grande, situada a lo largo del margen de la zona axil, ahonda profundamente en la corteza y facilita de este modo la ascensión, en pequeñas cantidades, de magmas ultrabásicos. Es posible que la causa de la escapolitización resida en la absorción, por las calizas, del contenido sódico del agua connata, bajo las condiciones termales y de alta presión del plegamiento, de gran alcance en profundidad. Veremos más adelante que tiene lugar un cambio de facies del Devoniano superior y Carbonífero a lo largo de la misma línea, la cual queda jalonada actualmen-

te por la falla principal nord-pirenaica, de modo que podemos llegar a la conclusión de que, incluso el plegamiento herciniano último, fué precedido por movimientos pre-hercinianos, a lo largo de la misma línea. Durante la fase eocena superior, los macizos satélites fueron empujados hacia arriba e inclinados de nuevo, ligramente comprimidos unos contra otros, pero sin más desplazamiento, porque la principal característica del plegamiento pirenaico, la cresta pre-pirenaica, es recta.

#### LA ZONA INTERNA MERIDIONAL

Por el Sur encontramos una disposición semejante, pero de menor escala, y constituyendo una zona mucho más estrecha. Su estructura resulta todavía dudosa, porque poseemos de ella dos versiones contradictorias (Jacob et. al. 1927; Misch, 1934).

En la fig. 9 podemos establecer comparación entre los dos conceptos, aunque probablemente es de más valor la interpretación de Misch, más moderna.

La historia sedimentaria es semejante a la de la zona septentrional. El Cretáceo inferior alcanza su mayor espesor en la proximidad de la zona axil; el Eoceno, con facies areniscosa, tiene su máxima potencia en la cuenca de Tresp, el más moderno surco marginal. Así es que nos encontramos con la misma traslación del surco marginal, que huye del eje central de la cadena de montañas.

Característica peculiar de la margen meridional de la zona axil es el desarrollo de cuencas del Estefanense superior, discordantes con respecto al Paleozoico más antiguo, y recubiertas, igualmente en discordancia, por el conglomerado basal del Triásico. El Estefanense contiene rocas volcánicas, y alguno que otro lecho de carbón intercalado entre pizarras y areniscas pardas y gravillas, y está bien datado mediante plantas.

No cabe abrigar mucha duda acerca de que gran parte de las amplias superficies de calizas del Cretáceo inferior, frente a la zona axil, son en parte debidas a mantos de resbalamiento relativamente grandes. Ambas interpretaciones de la fig. 9 aceptan este hecho general. Ni tampoco puede

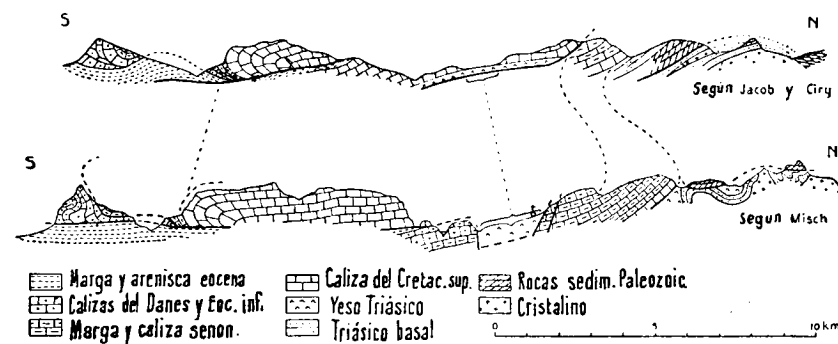


Fig. 9. COMPARACIÓN DE DOS CORTES POR MISCH 1934 Y JACOB Y OTROS, 1927, A TRAVÉS DE LA zona interna sud Pirenaica

haber duda respecto a que estas masas deslizantes proceden del Norte.

Próxima a la zona axil, pero separada de ella por una larga corrida de Triásico y Estefaniense, encontramos una estrecha zona de rocas hercinianas discontinuas, pero que vuelven siempre a reaparecer, denominada zona de los Nogueras. Están constituidas, principalmente, por el Devoniano y Carbonífero, con alineaciones ocasionales de Siluriano. Si están enraizadas o no, es todavía objeto de controversia. Por experiencia personal sé que el macizo del Gotarta, al Este del Ribagorzana, está «in situ», y constituye el núcleo de un anticlinal relacionado directamente con la zona axil. La fig. 10 representa un corte trazado a través de esta zona. El hecho de que el Triásico está volcado y forma un pequeño manto, presta también fuerte apoyo a la hipótesis de resbalamientos de las calizas del Cretáceo superior. Pa-

rece lógico suponer que estos últimos mantos de corrimiento tengan su origen en la margen de la zona axil.

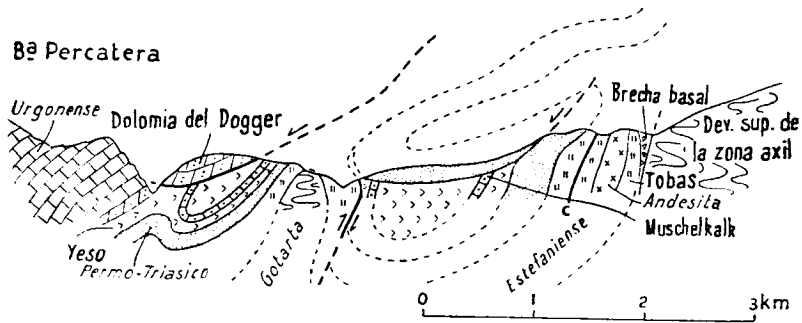


Fig. 10. CORTE A TRAVÉS DE LA ZONA MERIDIONAL PRE PIRENAICA DEL ESTE DEL RIBAGORZANA A LO LARGO DEL BARRANCO DE PERAMERA, SEGÚN MISCH, 1934

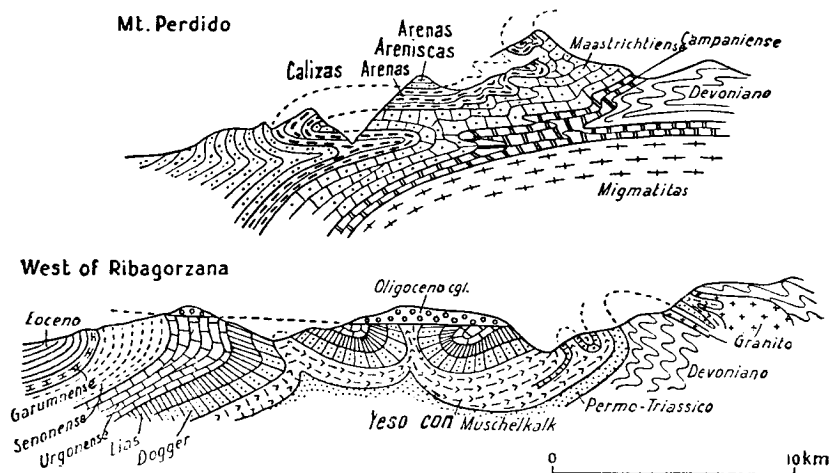


Fig. 11. DOS CORTE A TRAVÉS DE LA MARGEN MERIDIONAL DE LA ZONA AXIL. I. al O del Ribagorzana y II. á través del M<sup>te</sup> PERDIDO según MISCH, MENGAUD y observaciones propias

Este margen constituye en sí mismo una zona extremadamente interesante desde un punto de vista estructural, porque encontramos aquí, por vez primera, rocas mesozoicas íntimamente plegadas junto con el Paleozoico. Las

figuras 10 y 11 representan cortes a través de la región próxima a Ribagorzana y un corte a través del Monte Perdido, más al Oeste. Es evidente que el Paleozoico ha sido intensamente replegado conjuntamente con su cobertura mesozoica. Hemos podido seguir esta deformación alpina de las rocas paleozoicas mucho más adentro de la zona axil, mediante la observación de planos de adiacasamiento plegados y otras peculiaridades de los micropliegues.

#### LA ESTRUCTURA HERCINIANA DE LA ZONA AXIL

##### La secuencia estratigráfica

La secuencia estratigráfica del Paleozoico de los Pirineos es relativamente sencilla en esquema, y no hay discordancias de orden mayor sino al llegar a la parte superior, en el Carbonífero, y probablemente la serie es completa.

En su parte baja se presenta una potente serie alternante, de areniscas, pudinguias de gravilla de cuarzo y pizarras, que incluyen probablemente el Cambriano y Ordovicense, el cual lleva a veces, en su parte alta, conglomerados bastos y potentes y rocas calizas. Su espesor debe ser medido por millares de metros, pero no creo que exceda de los 3.000.

El Siluriano se desarrolla bajo constitución de pizarras de graptolites, ampelíticas, muy uniformes, cuya potencia varía, de 50 a 200 metros, y se extiende, bajo la misma facies, mucho más allá de la cadena pirenaica.

El Devoniano presenta facies caliza, de mar más profundo en el centro, y una facies de zócalo, más diferenciada, en la margen. Como se hizo notar antes, la línea de cambio de facies yace, por el Norte, más o menos coincidente con el límite actual de la zona axil. Por el Sur no se ha averiguado aún con detalle, y por el Oeste cruza la zona axil.

El Carbonífero consiste de nuevo en una alternancia de pizarra-arenisca en los zócalos marginales, pero ofrece una facies carbonácea de areniscas, continental, en la parte central de la zona axil. Contiene algunos conglomerados, ocasionalmente, que presentan fragmentos de rocas cristalinas, próximos al fondo. Esta facies conglomerática se presenta localmente, al Norte, en la zona axil y en el Sur.

De esta breve exposición podemos deducir que el geosinclinal pirenaico se individualizó a partir del Devoniano, y que las primeras señales de la vecinante orogénesis tuvieron lugar en la base del Carbonífero, y, probablemente, ya en el Devoniano superior, donde muy raramente se han encontrado conglomerados calizos. En una localidad al Este de St. Beat, a lo largo de la margen septentrional de la zona axil, el Carbonífero trunca el Devoniano y yace directamente sobre el Siluriano.

La primera fase del orogeno herciniano consistió en el alzamiento de la zona axil.

La fase principal de la orogenesis fué acompañada por una fase magmática migmatizante sintectónica, intensa y bien desarrollada, acompañada por un granito leucocrato, tectonizado también en general. Este granito se presentó acompañado por pegmatitas, que fueron plegadas, a menudo, conjuntamente con las rocas receptoras a su alrededor, como muestra la fig. 12

La intrusión del granito leucocrato y la migmatización, que son compañeros inseparables, se restringe por completo al Paleozoico inferior por debajo del Siluriano, y lo ha metamorfizado intensamente. Las migmatitas son neises de sillimanita en su mayor parte, que contienen dioritas cuaríferas, las cuales pueden ser debidas, o bien a intrusión, o a anatexis, o a homogeneización de las migmatitas. El metamorfismo termal que acompaña a la intrusión alcanza ciertamente a tramos muy altos, hasta penetrar muy arriba en el Devoniano, y duró más tiempo que el dinamo-metamorfismo (De Sitter, 1954), como lo prueba la falta de

orientación de la andalucita en las micacitas y neis de sillimanita, alterados a diorita cuaríferas.

Esta fase magmática, claramente sintectónica, además de quedar restringida al Paleozoico inferior, sólo se desarrolla en la mitad septentrional de la zona axil de los Pirineos



Fig. 12. Diques de pegmatitas plegadas con micacitas, en el río Barrados. Valle de Arán.

Centrales y en los macizos satélites de la zona interna septentrional. Zwart dió, en 1954, un análisis completo de esta fase para el macizo de St. Barthélemy.

Fuó sucedido, en una etapa posterior de la orogénesis, por intrusiones de granodioritas batolíticas, en «stocks» pe-

queños y masas grandes. Estas rocas se caracterizan por su homogeneidad, su delimitación aguda y distinta, con respecto a las rocas encajantes, y su aureola termo-metamórfica. Son de carácter claramente tectónico tardío, porque, por un lado, son discordantes con respecto al esquema estructural, y por otro, han formado pliegues a su alrededor, al abrirse camino a través de la roca receptora. Aparecen dispersas por todo el cinturón herciniano, de Norte a Sur; a veces permanecen siempre dentro del Ordovicense, o incluso en la zona metamórfica de las migmatitas; a menudo penetran en el Devoniano, y a veces llegan incluso hasta el Carbonífero. Ocasionalmente abomban la roca encajante, como ocurre con los granitos de Foix y Marimaña, pero otros «stocks» pequeños, como el de Salardú, no afectan en lo más mínimo a la estructura, y aparecen en completa renegancia. Desde luego, no están ordenados en líneas rectas perceptibles, bastamente paralelas al rumbo estructural EO., ni se disponen ocupando, de manera sistemática, zonas anticlinales. Hay unas pocas masas intrusivas que no se comportan de acuerdo con este sistema de dos tipos solos de granitos, uno pegmatítico de muscovita, sintectónico, otro de biotita, tectónico tardío. Conocemos un granito de muscovita, no tectonizado, en el macizo de Trois Seigneurs, y unos pocos «stocks» pequeños en la región de Montcalm; y en la de Lys hay un granito de biotita tectonizado. Además aflora un granito de hornblenda en los ríos Ribagorzana y Ter, que irradia una multitud de diques graníticos discordantes, que a veces están intensamente tectonizados (quizás por plegamiento alpino, sin embargo).

#### RASGOS ESTRUCTURALES EN LO HERCÍNICO

Es difícil discernir un esquema general en la estructura hercínica, porque, desde luego, ha sido trastornada en cierta medida por el plegamiento alpino, especialmente en sus

márgenes, y se sospecha que la dirección de los empujes varió también a lo largo del diastrofismo herciniano. Pero si restituimos los macizos satélites de la zona septentrional, más o menos, a sus posiciones originales, se pueden distinguir mejor las características estructurales de orden mayor.

La característica más señalada de la estructura es el abombamiento que formó las grandes extensiones de rocas ordovicenses. Los domos se disponen según un gran anticlinorio central, que corre de E. a O., desde el macizo de Lys hasta el de Montcalm. Al Norte de él encontramos otro anticlinorio paralelo, constituido por los actuales macizos de St. Barthélemy, Trois Seigneurs, Arize, Milhas y Barrousse. Su culminación está constituida por el afloramiento excéntrico del pre-cambriano de St. Barthélemy. Presenta una intensa fase magmática sintectónica. Entre estos dos anticlinorios, y en posición opuesta a la conspicua silla del central, encontramos el domo independiente de Bosost, con núcleo de rocas metamórficas plagado de sills pegmatíticos. Este domo NO. ocupa la parte más baja del Valle de Orle. Nuestro corte esquemático de la fig. 13 cruza la zona axial precisamente donde el domo de Bosost alcanza su culminación.

El anticlinorio central ofrece una fase sintectónica de migmatización en su expansión oriental, la región de Montcalm, y otra en la occidental, el macizo de Lys. Existe una silla, muy pronunciada, entre las dos extremidades, a la altura del Río Negro, donde el anticlinal ofrece solamente un núcleo muy estrecho de Ordovicense (ver corte de la fig. 13).

El domo SE. está apenas explorado, pero no parece que tenga núcleo metamórfico, ni tampoco lo tienen los domos SO., que también han sido mal explorados.

Tanto en la disposición de los domos septentrionales como en la de los meridionales, encontramos una disposición estructural *en echelon*, lo que quizás indica una estructura

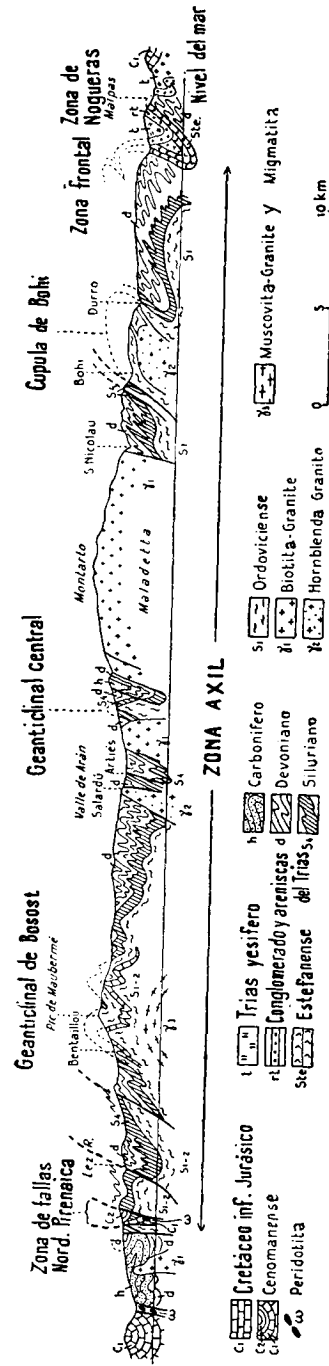


Fig. 13. Corte esquematizado a través de la zona Axil de los Pirineos

original E.O., con otra superpuesta, de arrumbamiento NO-SE.

Sin embargo, es difícil decidir cuál sea el arrumbamiento más antiguo, si el EO o el NO-SE. Pero hay indicios en favor de la mayor antigüedad del EO. En primer lugar, el anticlinorio central, que probablemente es el menos afectado por los movimientos modernos, se arrumba francamente de E. a O. Además, vemos que la falla nord-pirenaica, con arrumbamiento NO-SE., secciona las estructuras de rumbo E.O. de la región de Salat. Finalmente, hemos visto que la estructura del borde meridional de la zona axil, próxima al Ribagorzana, por el S.O., se caracteriza por un plegamiento alpino asimétrico de rumbo NO-SE.

Quizá podamos seguir la historia de la zona septentrional con más detalle. Sabemos que el primer arrumbamiento herciniano resultó de un levantamiento de la zona axil, cuya prueba reside en las facies continentales del Carbonífero, presente dentro de esta zona, y en los límites de facies del Devoniano superior a lo largo del borde septentrional de la misma. Finalmente, hay alguna razón para suponer que, en una fase posterior, se originó una fractura dirigida de Este a Oeste, desde St. Beat por Bordes-sur-Lez y Massat, y más allá de Tarascón (fig. 14). La zona axil se dobló y quedó deprimida a lo largo de esta línea de falla.

La falla septentrional rasgó en dos el anticlinorio septentrional: al Norte estaban situados los actuales macizos de Arize y St. Barthélemy, al Sur el de Trois Seigneurs. Compresiones posteriores originaron la porción arrumbada al N.E. de la falla nord-pirenaica, entre Auzat y Bordes, y más allá desplazó hacia el Sur el macizo de St. Barthélemy, y al N.O. el de Trois Seigneurs.

Estas dos etapas del desarrollo aparecen esquematizadas en la fig. 14.

El tipo de plegamiento de las rocas hercínicas varía en carácter de Norte a Sur. En la margen septentrional del macizo de Arize encontramos plegamiento ordinario, de

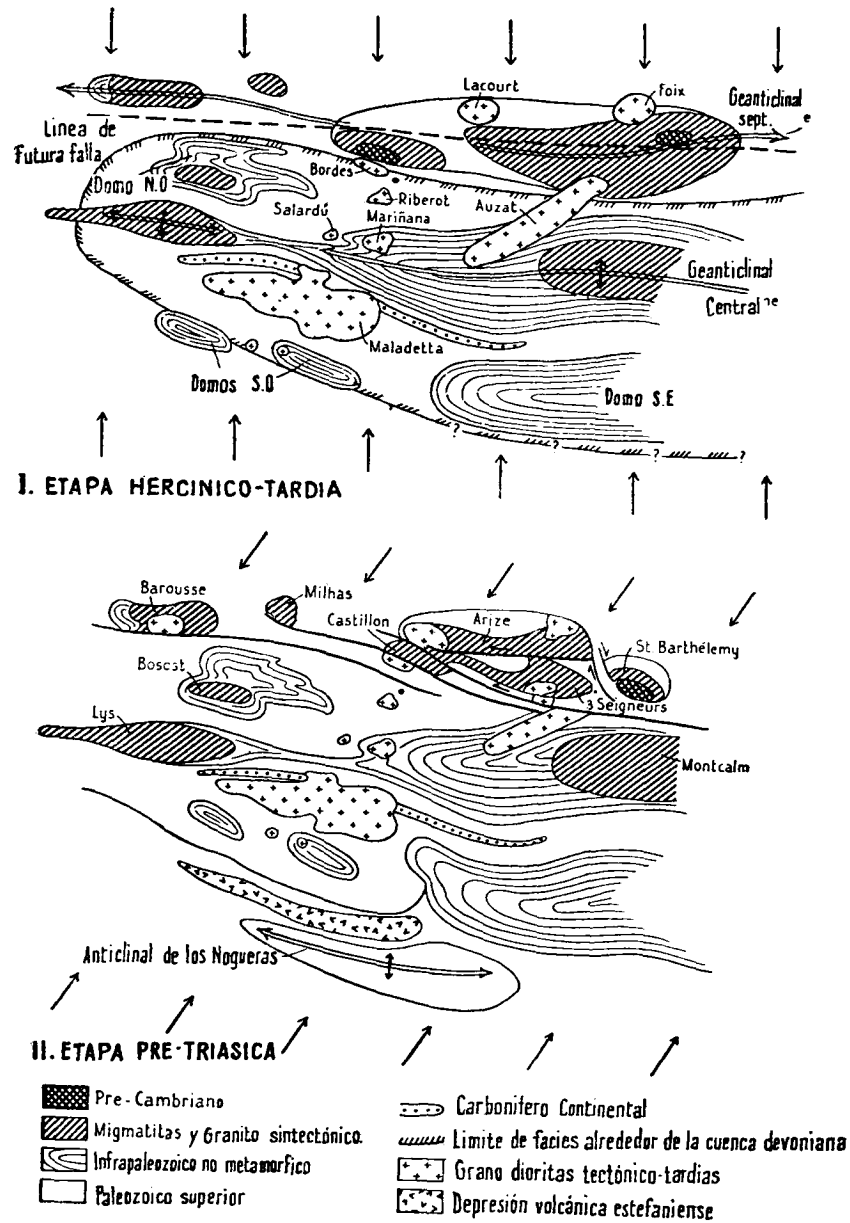


Fig. 14. DOS ETAPAS DEL DESARROLLO DE LA ESTRUCTURA HERCINICA DE LOS PIRINEOS CENTRALES

formas redondeadas, sin complicaciones notables (fig. 19). En el de St. Barthélemy, el complicado plegamiento ha sido explicado por Zwart como de resbalamiento hacia el Norte del manto del Devoniano superior, y posterior compresión por plegamiento alpino. Todavía se encuentra el mismo tipo de plegamiento concéntrico en la margen septentrional de la zona axil, muy intensamente comprimida entre el macizo de St. Barthélemy y la zona axil, y muestra, en general, algún adiaclasamiento vertical, que pudiera tener, eventualmente, origen alpino. Sin embargo, en el centro de la zona axil encontramos puro adiaclasamiento por plegamiento, acompañado por un despegue absoluto de la cobertura devoniana a lo largo del Siluriano, a partir del basamento ordovicense. Los pliegues son muy estrechos en el Devoniano, e isoclinales en el valle de Arán (fig. 16). Probablemente, y en líneas generales, el Ordovicense posee una estructura mucho más sencilla, pero el adiaclasamiento es tan intenso, que ha borrado en gran medida la estratificación. Sin embargo, y ocasionalmente, podemos apreciar cómo las rocas están intensamente comprimidas en micropliegues chicos.

Todavía más al Sur, al sur del macizo de la Maladeta, el adiaclasamiento y plegamiento son aún más intensos. De Norte a Sur cambia lentamente aquél, de una pendiente aguda al Sur, a una pendiente tendida al Norte. Hay, además, muchos cabalgamientos y repeticiones, acompañados por un plegamiento secundario, en las calizas, intensamente desarrollado. El Devoniano ha resultado totalmente despegado, de nuevo, del Ordovicense. El cambio de los planos de diaclasa, de casi verticales a tendidos, se debe probablemente a influencia alpina, porque, en el borde, la superficie de arrasamiento hercínico, primitivamente horizontal, ha alcanzado actualmente posición vertical (figs. 10 y 11). Probablemente podemos seguir también la pista de las deformaciones internas, de los pliegues hercínianos, por plegamiento alpino, por medio de los nuevos ejes de pliegue en



los micro-plegues, mediante los cruceros doblados, y por otros fenómenos del mismo orden. En la región meridional de Tabescan encontramos un sistema de cruceros de frac-

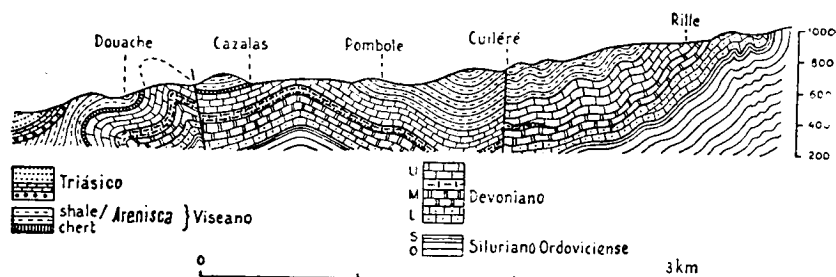


Fig. 15. CORTE A TRAVÉS DEL MACIZO DE ARIZA, SEGUN KEIZER, 1954

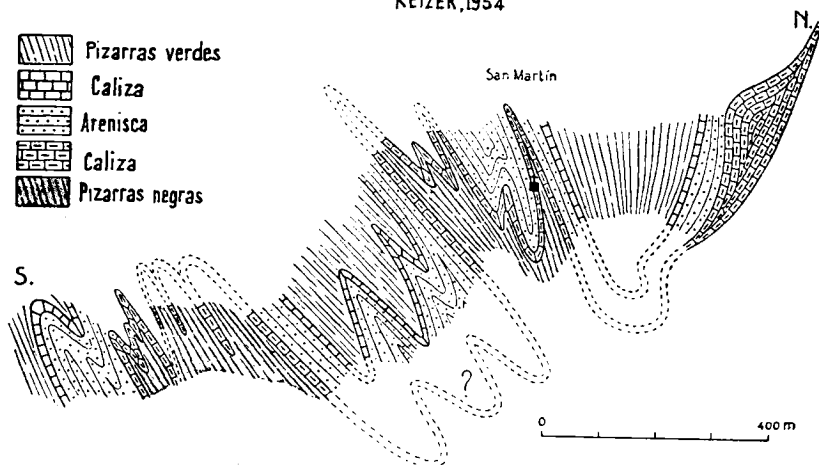


Fig. 16. PLIEGUE ISOCLINAL EN EL DEVONIANO DEL VALLE DE ARAN, PRÓXIMO A SALARDU, SEGUN KNAAP.

tura, muy basto, con buzamiento persistente al Sur, y un constante resbalamiento sobre los planos de estratificación que quizá tiene la misma causalidad alpina.

El plegamiento herciniano posee, como vimos ya, una fase magmática sintectónica intensa, y otra tectónica-tardía bien desarrollada. E incluso ofrece, por el Sur, otra post-

tectónica, representada por las andesitas y tobas riolíticas estefanenses. Existe considerable confusión acerca de la edad de estas rocas volcánicas; sin embargo y, al parecer, se designan como permianas aquellas que no van ligadas a lechos de carbón.

Según todas las apariencias, los empinados pliegues isoclinales de la parte central de la zona axil, próximos a la zona marginal meridional, han sido llevados a posición mucho más tendida por el plegamiento alpino. En la zona marginal misma, el plegamiento alpino fué muy intenso, y ocasionó pliegues recubiertos o acostados, o cabalgamientos cobijantes, en los que participó el Paleozoico.

Si pasamos revista a nuestra experiencia acerca de la estructura de los Pirineos, nos llaman la atención algunas características de importancia fundamental.

1) Las estructuras hercinianas y alpinas parecen presentar estrecha relación. El geosinclinal devoniano central constituye aún el centro de la zona axil, por ejemplo.

2) El desarrollo es centrípeto en los comienzos, con crecimiento hacia el interior, y va seguido por un crecimiento centrífugo hacia el exterior. La etapa centrípeta comienza con el desarrollo geosinclinal, en el Devoniano, y continúa con los primeros episodios del plegamiento. Las últimas etapas de la deformación herciniana, principalmente de fallamiento, parecen emigrar hacia las periferias, movimiento que continuó con la formación de las cuencas del Cretáceo inferior, el plegamiento larámico, el subsiguiente surco marginal del Cretáceo superior y el plegamiento pirrenaico.

3) La orogénesis alpina aparece como una prolongación directa del plegamiento herciniano; están en estrecha relación de interdependencia, muy parecida a la que existe entre los plegamientos nevádicos, larámicos y miocenos de la región californiana, por ejemplo.

4) Todo el dispositivo estructural es notablemente simétrico, con excepción de la fase magmática inicial herci-

niana y las intrusiones de rocas básicas, surgidas a lo largo de la falla nord-pirenaica. Las últimas quedan restringidas a la zona septentrional. El vulcanismo post-tectónico, de edad estefanense (¿Permiano en parte?) queda restringido a la región meridional.

Parece razonable estimar la simetría, la íntima relación entre las orogénesis hercínica y alpínica, y el crecimiento centrípeto-centrífugo, como tres características distintas de una misma propiedad o hecho fundamental de esta cadena montañosa: su posición intercontinental. Como los dos bloques flanqueantes, el del Ebro y el de Aquitania, desempeñan funciones más o menos equivalentes, parece lógico que el orogénesis intermedio resulte simétrico. Comienza por desarrollar una depresión central, y una vez que ésta ha sido consolidada por plegamiento, continúa su crecimiento por adentramiento, al Norte y al Sur, en estos bloques flanqueantes.

Este desarrollo está en contradicción completa con el de los Alpes, por ejemplo, donde encontramos un desplazamiento continuo del geosinclinal de Sur a Norte. La depresión triásica está en los Alpes meridionales, la del Mesozoico inferior en su centro, la del Superior aún más al Norte, y la de Molasa en su margen septentrional. El plegamiento avanzó de la misma manera. Pero los Alpes no constituyen un geosinclinal intercontinental, sino que, por el contrario, se desarrollaron en la margen de un continente. El Permiano, el Triás y el Mesozoico inferior se extienden con la misma facies marina muy lejos por el Sur, por lo menos hasta los Alpes Apuanos, corazón del Apenino septentrional. En consecuencia, los Alpes adoptaron una estructura típicamente asimétrica, y los Pirineos, en cambio, la simétrica. Puede que tengan en común algunas características, es admisible, por ejemplo, que la falla nord-pirenaica sea no sólo el equivalente, sino la continuación de la línea insúbrica; pero fuera de estas características aisladas, las dos cadenas de montañas son fundamentalmente diferentes.

## BIBLIOGRAFIA

- ALMELA, A., and RIOS, J. M.: *Explicacion al mapa geologico de la Provincia de Lerida*. «Inst. Geol. Min. de España», 1947.
- BIROT, P.: *Recherches sur la morphologie des Pyrénées orientales franco-espagnoles*. Thèse, Paris, 1937.
- CASTERAS, M.: *Recherches sur la structure du versant nord des Pyrénées centrales et orientales*. «Bull. Carte Géol. France», v. 37, no. 189, 1933.
- GORON, L.: *Les Pré-Pyrénées ariégeoises et garonnaises*. «Thèse», Toulouse, 1942.
- JACOB, CH., FALLOT, P., ASTRE, G., and CIRY, R.: *Observations tectoniques sur le versant meridional des Pyrénées centrales et orientales*. «C. R. XIVe Congr. Geol. Inst.», 1927.
- JACOB, CH.: *Zone axiale, versant sud et versant nord des Pyrénées*. «Livres centenaire jubilaire Soc. géol.» F. II, p. 389.
- «Leidsche Geol. Med.», v. 18, 1954, containing: ZWART, H. J.: *La géologie du massif du St. Barthélemy*, p. 1-228. KEIZER, J.: *La géologie de la couverture sédimentaire du massif de l'Arize*, p. 229-254. ALLAART, J. H.: *La couverture sédimentaire septentrional du massif Ax-Montcalm*, p. 255-271. DE SITTER, L. ULBO: *Note préliminaire sur la géologie du Val d'Aran*, p. 272-280. ZWART, H. J.: *Sur les lherzolites et ophites des Pyrénées*, p. 281-286. DE SITTER, L. U.: *La faille Nord-Pyrénéenne dans l'Ariège et la Haute Garonne*, p. 286-291. DE SITTER, L. U.: *Note provisoire sur la géologie primaire des Pyrénées ariégeoises et garonnaises*, p. 292-307.
- MISCH, PETER: *Der Bau der mittleren Südpfyrrenäen*. «Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Math. Phys. Kl. III A, 12», 1934.
- RAGUIN, E.: *Le granite du Lys dans la Haute-Garonne*. «Bull. Soc. géol. Fr.» t. 4, p. 421, 1934.
- *Contribution à l'étude des Pyrénées*. «Bull. Soc. géol. Fr.» t. 8, p. 11-36, 1938.
- & DESTOMBES, J. P.: *Massif granitique du Lys-Cailhaouas dans la Haute-Garonne*. «Bull. Soc. géol. Fr.» t. 18, p. 75, 1948.
- DESTOMBES, J. P., & RAGUIN, E.: *L'Etude de la partie occidentale du massif de l'Aston*. «Bull. Soc. géol. Fr.» 5e série, t. 5, p. 101-114, 1955.

Extensión del Kimeridgense marino en Asturias  
desde Ribadesella a Gijón

POR

GONZAGUE DUBAR y RENE MOUTERDE

GONZAGUE DUBAR y RENE MOUTERDE (\*)

## EXTENSION DEL KIMERIDGENSE MARINO EN ASTURIAS DESDE RIBADESELLA A GIJON

Las series potentes primero de conglomerados y areniscas, y a continuación de esquistos arenosos ya conocidos en Ribadesella, se extienden hasta Gijón ; son atribuidas al Kimeridgense, lo que se confirma por el descubrimiento en Ribadesella del *Aulacostefanus* de *eudoxus* de Orb. y por la existencia en toda esta zona de numerosas *Exogyra virgula* Dfr., así como de sus faunas de trigonias.

El Kimeridgense de Asturias fué descrito por primera vez por uno de nosotros (G. D.) en 1925 en los alrededores de Ribadesella. Debajo del Lías se encuentra una potente serie detrítica arenosa y margoarenosa, asignada hasta dicha fecha al Lías, manifestada por pudingas y conteniendo en su parte superior *Aspidoceras longispinum* Sow (determinación P. Pruvost), *Exogyra virgula* Defr. y una fauna de Trigonias. Las pudingas de San Lorenzo, cerca de Gijón, fueron supuestas de la misma edad. Esta última conclusión fué discutida por los geólogos españoles. De su lado, Heriberto Karrenberg (1) pone en duda

(\*) Traducción por M.<sup>a</sup> C. López de Azcona Fraile.

(1) Heriberto Karrenberg: Publ. extran. s. Geo. de España, 111, 1946, págs. 105-237.

el alcance del descubrimiento de Ribadesella: su plano (Pl. II) asigna al Wealdense esta importante serie detrítica de Gijón a Ribadesella, asimilándola al Wealdense cantábrico; según él en esta formación continental y salobre, al Sur de la cuenca asturiana, se intercalan formaciones marinas al Norte, cerca de la costa (bancos de Trigonias indeterminadas de Ribadesella y de Villaverde, portlandienses (?) según él).

Hemos recorrido casi enteramente esta vasta serie detrítica, con lignitos, sobre la costa de Gijón a Colunga; después—pasados los afloramientos primarios de Berbés—de la Vega hasta 1,5 kilómetros al Este de Ribadesella. El estudio detallado de los acantilados confirman que, a pesar de las variaciones de facies, estas formaciones, atribuidas al Wealdense, pertenecen al Jurásico superior. Se puede distinguir esquemáticamente la siguiente sucesión:

1.º Una serie inferior, esencialmente detrítica, con una tonalidad de conjunto roja o marrón. Su espesor puede alcanzar o pasar una centena de metros; su composición es muy variable: areniscas rojizas o grises marrones, margas arenosas rojizas o violáceas, algunas veces teñidas de verde. Hacia la base se encuentran conglomerados cuarzosos continuos o dispersos en la serie de las areniscas; son bastante reducidos en Ribadesella, ausentes en Colunga, pero muy desarrollados en Lastres, Rodiles y Tazones. Alcanzan 50 a 60 metros de espesor en la playa de La Ñora, donde se hundén hacia el Este bajo las siguientes series: hacia el Oeste, su base recubre el Lías medio de la Playa de Serín, a cuatro kilómetros al Este de Gijón. Sobre esta playa contienen los conglomerados localmente guijarros de caliza liásica.

2.º Una serie media poco potente, margoarenosa, donde dominan los tintes verdes; está formada de areniscas finas en bancos, unas veces bastante compactos, otras margosos y muy blandos. Hemos recogido restos de vegetales y de dientes de *Lepidotus* en Tazones, de escamas de Ganoideos, de dientes y huesos de Reptiles, al Oeste de Ribadesella. En la gran bahía a cuatro kilómetros al Oeste de esta villa muestra, en la parte superior, conglomerados multicolores intraformacionales que forman taludes alrededor de los «arrecifes» de areniscas verdes inferiores. Encima de los conglomerados, los últimos bancos de areniscas verdes contienen lumaquelas de *Lamelibranchios* pequeños.

3.º Una serie negra margoarenosa, muy potente (alcanza como mínimo 200 m.), que contiene fósiles marinos en todo su espesor. Se puede distinguir, en la base, un conjunto más pizarreño, negro o azul oscuro, muy neto al Este (Ribadesella y alrededores, Lastres) y encima un conjunto más arenoso, dando bancos potentes corrientemente con pátina amarilla; estas areniscas parecen más desarrolladas al Oeste, donde invaden una parte del conjunto esquistoso negro inferior (Cabo de Lastres, Tazones, Arenal de Aranzon).

En toda esta serie tercera se encuentra la *Exogyra virgula* Dfr., desde sus afloramientos más occidentales hasta Ribadesella. Desde la base forma lumaquelas asociadas con abundantes Ostras y Exogyras, acompañadas en el conjunto esquistoso por una fauna de otros pequeños *Lamelibranchios* y Gasterópodos. El conjunto de las areniscas muestra más allá formas más importantes, donde las conchas espesas y blanquecinas destacan sobre el fondo negro de la roca: la gran *Cyprina*, *Corbis rathierina* (Cotteau), *C. formosa* Contej., *Gervillia kimmeridgiensis* de Orb., *Isog-*

*nomon* P. de Lor... Las más importantes son las Trigonias ; éstas forman bancos, sin duda lenticulares, con dos faunas sucesivas : la inferior de Trigonía, sobre todo *Tr. cf. alina* Contej. y formas parecidas, con *Tr. sp. aff. boidini* P. de Lor., *Tr. cf. monilifera* Ag. ; la superior, más rica, donde domina *Tr. variegata* Credn., *Tr. oviedensis* Lyc., *Tr. monilifera* Ar., *Tr. cf. juddiana* Lyc. Se observa su sucesión al Sureste del Cabo de Lastres. Al Noroeste de Tazones esta sucesión se encuentra nuevamente, pero no es más que probable a causa de fallas.

Hasta aquí, sólo los acantilados del Este de Ribadesella son densos de Ammonites. En la segunda bahía, al Este de esta villa, se ha recogido (G. D.) el *Aspidoceras longispinum* (Sow) (2) en los bancos de areniscas a 20 metros encima del nivel de *Trigonía oviedensis* Lyc., sin que sea posible a causa de los numerosos accidentes de este sector el precisar su distancia a la base de la serie ; al otro lado de la bahía existe un nivel de *Trigonía cf. alina* Cont. En el pie, al Este de la Atalaya, se ha encontrado (R. M.) el *Aulacostephanus cf. eudoxus* (de Orb.) asociado a otros Amonites menores, y una *Exogyra virgula* Def., en los bancos esquistoarenosos intercalados en las margas de *Septaria* ; éstas están superpuestas al conjunto de areniscas (nivel segundo de la serie negra núm. 3) que forman el relieve principal de la Atalaya.

En fin, desde el vértice de la Atalaya se percibe, hundiéndose hacia el mar, encima del banco de *Aulacostephanus*, unas capas esquistoarenosas negras de unos 60 metros de espesor, más difícilmente accesibles.

Los dos Amonites precisan la edad de estas formacio-

(2) G. Dubard: Soc. Géol. du Nord, IX, 1925, págs. 252-255.

nes. En la sucesión de faunas kimeridgenses se admite en Francia que la *Aspidoceras longispinum* y la *Aulacostephanus eudoxus* caracterizan la cima del Kimeridgiense ; clasificamos a éste como el nivel de las «arcillas de Châtillon» del Boulonnes. La presencia de abundantes *Exogyra virgula* va en el mismo sentido, pues este fósil kimeridgiense no pasa en los Boulonnes los primeros bancos de la «arenisca de la Crèche», en *Gravesia portlandica* (Portlandense inferior). Toda esta tercera serie se ordena sin titubeo en el Kimeridgiense, en la carencia de otros datos paleontológicos ; clasificaremos así provisionalmente las series primera y segunda. Solamente las capas esquistoarenosas terminales de la Atalaya pueden pertenecer al Portlandense. De todas maneras, las últimas capas conocidas son francamente marinas, y ningún índice de regresión anuncia el establecimiento de una facies laguno-continental de tipo purbecquiano o wealdense.

(Traducido de Comptes rendues des séances de L'Académie des Sciences-CCXLIV, págs. 99 a 101-sesión 2 de enero de 1957).

# Geología submarina II

POR

ANTONIO DUE ROJO, S. I.

ANTONIO DUE ROJO, S. I.

## GEOLOGIA SUBMARINA II

### TÉCNICA DE EXPLORACIÓN SUBMARINA

*Perspectivas próximas.*—Durante el Año Geofísico Internacional, más de ochenta navíos de veinte naciones, por aguas poco frecuentadas, pretenden resolver problemas geofísicos y geológicos tales como la determinación del curso y velocidad de las corrientes marinas, el desplazamiento de masas resultante del cambio estacional de nivel, la génesis y mecanismo de los microsismos que se propagan por el fondo del mar y la relación de ciertos factores oceanográfico-geológicos con la previsión de los huracanes y el pronóstico del tiempo a largo plazo; en particular el interés por las corrientes marinas muy profundas lo resume en tres razones el Dr. Roger Revelle, conocido oceanógrafo: 1) por su influjo decisivo y todavía poco explorado, en el intercambio térmico mundial, sobre todo desde el bloque antártico; 2) por su acción fertilizadora, que regula la vida de los organismos marinos; y 3) porque en un futuro próximo la energía nuclear será un recurso imprescindible, y mientras no se resuelva el problema de los residuos radiactivos, utilizando con seguridad el gran depósito oceánico, no llegará a dar el resultado apetecido (16).

*El Observatorio geológico de Lamont.*—El Profesor W. M. Ewing, su director actual, empezó a interesarse en Oceanografía hace unos veinte años, siendo profesor de Física; se dedicó primero a la prospección minera submarina,



al ser encargado de una investigación de este género en las terrazas continentales de la costa atlántica de los Estados Unidos; instalado un sismógrafo en el fondo del mar, se iban echando cargas de explosivos a intervalos de varios kilómetros. Al regresar de su expedición, los Profesores Field y Bowie, que examinaron los resultados, le animaron a continuar este estudio en mayores profundidades oceánicas, con vistas a los grandes problemas geológicos; y, en efecto, a esta tarea se ha dedicado desde entonces. Durante la segunda guerra mundial realizó diversos estudios de sondeo acústico en el Instituto Oceanográfico de Woods Hole en beneficio de la Marina, y habiendo sido encargado en 1943 de llevar a cabo un extenso programa de investigación geofísica en la Universidad de Columbia (Nueva York), hizo de la Oceanografía el núcleo principal de sus planes, centrados en el laboratorio geológico de Lamont, del que fué nombrado director; este laboratorio-observatorio, además de sus instalaciones en Nueva York, cuenta con la goleta «Vema» y una estación auxiliar en la isla de St. Davis, de las Bermudas; para los viajes de exploración dispone de sismógrafos especiales, equipos de sondeo acústico y perforadoras del fondo, cámaras fotográficas submarinas, colectores de muestras minerales, instrumentos cronográficos de medida para las corrientes marinas, pares termoelectrónicos para la temperatura de las aguas, magnetómetros, aparatos para medir la salinidad, etc. (12). El mismo Ewing ha inventado un nuevo sistema perforador para sacar cilindros de sedimentos equivalentes a varios millares de años; se hace descender a varios kilómetros de profundidad por medio de un cable de acero de 12 mm. de diámetro, y a poca altura sobre el fondo se dispara automáticamente un gatillo que hace actuar un pesado bloque de plomo sobre el colector y lo hinca en el suelo; su diámetro es solamente de 305 mm., pero puede captar sedimentos de cinco a diez mil años de formación, y se está construyendo otro del mismo tipo, de un metro de diámetro. Al mismo tiempo se está empleando ya un nuevo batifotómetro, inventado por los Drs. George L. Clarke y Gunther

K. Wertheim, de la Universidad de Harvard, sensible al  $10^{-12}$  por 100 de la luz solar, es decir, a profundidades de más de 700 m., con el fin de determinar la intensidad de luz a diferentes cotas y sus efectos en la fauna y flora submarinas, así como estudiar los bancos móviles de animales marinos (DSL = *deep scattering layer*), que suelen producir interferencias en los sondeos acústicos y dar fondos falsos a los navíos que usan ese sistema. A pesar de sus pequeñas dimensiones, de unos 6 mm., estos animales recorren de la noche al día, en profundidad, una distancia de más de 900 m., es decir, unas 15.000 veces su propia longitud (20).

Un valioso complemento de la recolección hecha en el mar de ejemplares orgánicos o inorgánicos por la «Vema», es el laboratorio geoquímico, establecido también en Lamont y dirigido por Lawrence Kulp, célebre por sus dataciones radiactivas, donde frecuentemente se someten a esta clase de análisis los largos tubos de sedimentos recogidos en el fondo de los mares, cuya longitud oscila entre los 6 y los 18 m., y que hoy forman una colección cuya longitud total pasa de los 1.200; hay especial interés en perfeccionar esta técnica y alargar cada vez más los ejemplares así obtenidos. Afirma Ewing que los datos sísmicos acusan un espesor, en la mayoría de los fondos, de sólo unos 600 m., generalmente constituídos por sedimentos no consolidados y de no mayor consistencia que la de la arcilla, y hay fundadas esperanzas de que en ese espesor se encuentre conservada la historia geológica mucho más fielmente que en las rocas continentales, más expuestas a metamorfismos, pliegues y efectos del calor; allí habrá restos de los primeros seres vivientes que concentraron el carbonato de calcio; de las primeras plantas verdes que captaron el oxígeno atmosférico y aun de los primitivos sedimentos de la erosión primera, que marcó la etapa inicial en la formación de los mares. «El sueño de mi vida», dice Ewing, «sería perforar esos 600 m. y llevármelos al laboratorio para analizarlos».

Importante auxiliar del «Vema» es un submarino que a veces le acompaña, portador del gravímetro pendular

Venin-Meinesz, con el que se han hecho ya 2.572 mediciones, a las que hay que añadir 942 hechas por el mismo Vening y 445 de otros investigadores: en total, casi 4.000 en muy diversas regiones oceánicas; semejante estudio gravimétrico de las variaciones de densidad en la corteza terrestre sirven de excelente comprobación a las experiencias por métodos sísmicos; estas últimas se han perfeccionado mucho desde aquellas que Ewing hacía en 1936; hoy ya no es preciso hacer estallar explosivos en el fondo mismo del mar: se arrojan desde el barco por medio de un cohete, que los lleva hasta la profundidad requerida para cada explosión y se registran las ondas por medio de hidrófonos suspendidos a un centenar de metros bajo la superficie; ésta viene a ser la capa superior de referencia, el sedimento la segunda, la roca del fondo sobre la que éste se asienta, la tercera, y así sucesivamente a través de la corteza. Cada capa refracta las ondas a diferente ángulo y las transmite con su velocidad propia; el espesor del sedimento es lo que más interesaba desde el principio: opiniones autorizadas le habían atribuido hasta 20 km., y las apreciaciones mínimas lo reducían a 150 m. Los resultados actuales han dado solamente de 500 a 900 m., y parece que excepcionalmente se llega a los 4.000 (17); lanzando los cohetes desde 80 a 100 kilómetros del navío registrador, se pudo medir aún el espesor de la capa rocosa sobre que se asienta el sedimento de basalto, en vez del granito característico de los continentes; y hasta fué posible obtener datos sobre otras capas inferiores que se acercan al manto del núcleo terrestre. El basalto presenta en casi todas partes un espesor constante de algo menos de 4 km., en oposición a los poco más de 30 del granito continental, y no falta quien opina que debajo de éste continúa el basalto marítimo, aunque no hay pruebas suficientes de ello; una de las hipótesis atribuye al granito un origen volcánico en cuanto que procedería del manto y habría sido emitido a manera de lava para formar las masas continentales; más aún, parece ser que este proceso está actualmente en acción en las profundas fosas de las Filipinas, Indias occidentales y Aleutinas, donde los

pesados depósitos sedimentarios se van hundiendo en las capas inferiores y más calientes de la corteza, y esos mismos factores, presión y calor, podrán hacerlos emerger de nuevo como aportación granítica a futuros continentes (12). Conviene citar aquí los trabajos recientemente realizados en los laboratorios de la Carnegie Institution, con los que se ha querido dar luz en el problema de la formación de los granitos, para el que existen dos hipótesis: 1) cristalización de materiales antes fundidos, y 2) metamorfismo a partir de rocas ya formadas. El dispositivo experimental comprendía una combinación de horno eléctrico y prensa hidráulica, a fin de someter simultáneamente a altas temperaturas y presiones el cuarzo, ortoclasa y albita, componentes del granito; se llegó a los 1.200° C. y a las 4.200 atmósferas, y se exploró el campo de estados sólido y líquido de la mezcla de cada par de componentes en diversas condiciones de presión y temperatura, a lo que se añadió el análisis de diversas muestras de lavas y granitos naturales. El resultado puede sintetizarse afirmando que éstos deben de haberse formado por la cristalización lenta del magma fundido procedente de capas profundas de la corteza terrestre (25) (10).

En íntima colaboración con las expediciones marinas está la batería de sismógrafos, que en número de veinte contiene la cueva del Observatorio geológico en Torrey Cliff, acomodados a períodos muy diferentes, desde una fracción de segundo para los microsismos rápidos, hasta varios minutos para las ondas superficiales en los telesismos violentos: el de Kamchatka, de noviembre de 1952, los tuvo de seis minutos, con longitud de onda de 1.930 km. (veinte ondas bastaron para dar la vuelta al globo terrestre) y la duración total (que en el Observatorio de Cartuja ha llegado alguna vez excepcionalmente a cinco o seis horas), fué de 24 h. La propagación de estas ondulaciones a través de la superficie oceánica, diferente de la que tiene como medio transmisor la masa continental (5), constituye un nuevo dato para el estudio del fondo de los mares, y sus

resultados están concordes con los obtenidos por la prospección submarina citada y la gravimetría (12).

*Mapas batitermográficos.*—A su vez, Eugene C. La Fond, jefe de Oceanografía en el laboratorio electrónico de la Marina de los Estados Unidos, ha recogido datos de temperatura de las aguas del mar por todos los océanos, determinando el gradiente térmico de cada lugar explorado; así obtuvo 77 cartas batitermográficas. En la temperatura del mar intervienen diversos factores: la acción mezcladora del viento, que a 24 km./h., por ejemplo, alcanza a alterar la temperatura hasta casi 8 m. de profundidad; la acción térmica del sol, sobre todo en verano, en las zonas templadas, con sus alternativas diurnas; las corrientes verticales de convección y las horizontales, geográficamente determinadas. Tales resultados gráficos son una valiosa ayuda para los sondeos acústicos, especialmente los supersónicos, ya que, como es sabido, la desviación del rayo reflejado o refractado es función de la temperatura del medio conductor (2).

*Fotografía submarina.*—Una expedición financiada por el Museo de Historia Natural de París y la Sociedad Geográfica nacional francesa, ha logrado obtener la fotografía más profunda hasta ahora del fondo del mar, en el océano Atlántico. Yves Cousteau, jefe de la exploración, da cuenta de los resultados: la «foto» se hizo en el fondo de la fosa de Romanche, a medio camino entre el Africa y América del Sur, uno de los abismos más profundos del Atlántico (4.389 m.); se empleó una cuerda de nylon de menos de media pulgada (12,7 mm.) de diámetro para bajar el equipo de aparatos, acondicionados para resistir presiones de unas 120 atmósferas (1.120 kg./cm<sup>2</sup>). No se registró en la cámara la presencia de ningún «monstruo marino», como alguien pudiera esperar, sino solamente bancos de roca con muy escaso limo; en las rocas se aprecian restos orgánicos (27).

*La velocidad de las corrientes marinas.*—Un nuevo modelo de draga para diferentes profundidades acaba de ser

propuesto, a pesar de que, no sin razón, se ha dicho que sería preferible a su ya crecido número (más de medio centenar), que éste fuese menor y en cambio más abundantes las mediciones efectivas; sin embargo, no cabe duda que si se perfeccionan los modelos, de suerte que reúnan la doble condición de uso práctico y coste económico, se facilitará la labor científica. El tipo a que nos referimos es semejante a un paracaídas de aviación, suspendido del flotador por cables lastrados; el ideal en esta clase de aparatos es que la resistencia opuesta a la corriente por la superficie del flotador y su suspensión, sea muy pequeña en comparación con la de la draga misma; conviene que se pueda arrojar plegada, ya que de otra suerte la maniobra del lanzamiento es sumamente laboriosa; en el aire basta una fuerza muy pequeña para que se abra y, una vez abierta, conserva ya su posición; bajo la superficie del mar parece que debía ocurrir otro tanto; pero se observó por medio de hombres-ranas que la principal dificultad para abrirse nacía de que se retorciesen los obenques que van desde el perímetro del paracaídas hasta el punto de su unión, cosa que se remedió separándolos entre sí con una pieza fija; dos contrapesos, uno en el fondo y otro en el asta de la boya, dan estabilidad al conjunto: el segundo mantiene vertical la verga, a la que están sujetos una luz, una banderita y un reflector de radar, a fin de poder vigilar desde lejos el aparato en todo tiempo. Conocida la velocidad de la corriente superficial, por diversos procedimientos se calcula la de la boya, y de estos datos se deduce la que hay a diferentes profundidades; los sondeos que se están haciendo con buen éxito mediante esta nueva draga los financia el Instituto Oceanográfico de Woods Hole y la Universidad de California, en colaboración con la Oficina de Investigación Naval de los Estados Unidos (26).

*Batiscafos y batiscopios.*—Se ha construido y probado satisfactoriamente un batiscafo destinado a la exploración del fondo del mar, por los profesores Augusto Piccard y Max Cosyus (este último belga), muy parecido exteriormente a un submarino, con la diferencia de que aquí el casco no es

más que un gigantesco depósito de gasolina y el elemento principal es algo aparentemente accesorio situado debajo de él: la esfera tripulada, donde van las máquinas y aparatos de observación, provista de dos ventanas al exterior y el orificio de entrada; es de acero al níquel-cromo-vanadio y el grosor de sus paredes varía entre 6,3 y 15 cm., siendo máximo el espesor junto a la entrada, que se cierra con obturador de plástico en forma de cono truncado con la base mayor por fuera, de modo que la presión exterior contribuya a su perfecto ajuste; dentro se encuentran las baterías de acumuladores, un panel eléctrico de gobierno, cilindros de aire comprimido (para vaciar las tres toneladas de agua del conducto de salida), cuatro de oxígeno con provisión para dos personas durante 24 h. y otros accesorios, entre ellos varios depósitos planos pequeños con sosa cáustica para absorber el anhídrido carbónico de la respiración; su peso total es de 10,5 toneladas, mucho mayor que el agua que desaloja, pero este exceso es compensado por los 77.300 litros de gasolina, más ligera, que llena el casco del submarino, dividido en compartimentos con válvulas unidireccionales y en comunicación con el exterior, de suerte que siempre es igual la presión dentro y fuera de sus paredes, lo que ha permitido construir éstas con láminas de acero bastante delgadas; y a medida que desciende, va entrando el agua, que naturalmente no se mezcla con la gasolina, sino que siempre se mantiene en contacto con su superficie de limitación.

Para volver a subir no hay más que soltar lastre en cantidad igual al exceso de peso; durante el ascenso, la presión decreciente hace salir poco a poco el agua que hasta entonces comprimía la gasolina; como se ve, ésta viene a hacer el oficio del hidrógeno o helio en los globos aerostáticos. El lastre, en granalla de hierro contenida en cuatro depósitos verticales regidos por un electroimán, tiene como uso normal más importante el de aminorar la velocidad del descenso: cortando la corriente durante cinco segundos, saldrán 50 kg.; en 10 segundos, 100 kg., y así proporcionalmente; en caso de urgencia, dos de los depó-

sitos, de una tonelada cada uno, pueden vaciarse de una vez, así como también pueden ser arrojadas dos baterías de acumuladores, cada una de una tonelada, y un cable de unos 160 kg. que cuelga de la esfera y sirve para frenar el descenso cuando llega a las inmediaciones del fondo. Todo el lastre, que en total pesa diez toneladas, está sujeto electromagnéticamente, de modo que si fallan las baterías, todo el conjunto será despedido hacia arriba, aunque a su velocidad normal. Para la observación hay, además de las ventanas laterales y un sistema de reflectores, una cámara fotográfica montada al exterior y regida desde dentro, con dispositivo para luz relámpago (11).

De esperar es que bien pronto se obtengan resultados interesantes de exploraciones submarinas realizadas con este modelo perfeccionado y se alcancen profundidades hasta ahora inaccesibles; entre tanto, es de notar que el récord de descenso, perteneciente a Piccard en 1953, con 3.151 m., ha sido aventajado el 15 de febrero de 1954 por dos oficiales franceses, George Huot y Henri Willm, en un sólido batiscoPIO, más sencillo que el de Piccard, de descenso libre y lastrado magnéticamente como aquél: el hecho ocurrió junto a la costa occidental de Africa, y la profundidad alcanzada fué de 4.050 m. (21).

#### PROBLEMAS OCEANOGRÁFICOS

*El origen de los cañones submarinos.*—En reseñas anteriores (6), (9), hemos citado diversos hechos y datos de observación relativos a esta cuestión geológica; a continuación resumimos un interesante trabajo donde se aducen nuevas aportaciones que dan no poca luz sobre este enigma. Desde los últimos treinta años puede decirse que el fondo del mar es la frontera de las conquistas geológicas, y los descubrimientos acerca de este mundo antes ignorado se suceden unos a otros; pero, al mismo tiempo, como ocurre en todas las ciencias, la revelación de uno de sus misterios trae consigo el planteo de problemas nuevos, uno de los

cuales es la reconstrucción del proceso de formación de muchos accidentes superficiales submarinos, en todo semejantes a los terrestres, pero sin que aparentemente basten los fenómenos de erosión, allí ausentes, para explicarlos. De aquí las dos hipótesis propuestas para solución de la dificultad: la que recurre a los períodos glaciales, con su enorme acumulación de hielos en los continentes y descenso del nivel del mar, hasta convertir en tierra firme lo que hoy es el fondo, en cuyo caso se producirían allí los ordinarios efectos de erosión superficial; y la que busca en las corrientes submarinas mismas, enturbiadas con materiales en suspensión (corrientes de densidad), la explicación adecuada a los efectos indudables de erosión observados en la actualidad. Esta última ya fué propuesta por un ingeniero suizo hace tres cuartos de siglo respecto de un cañón submarino en el fondo del lago Léman, a continuación de la desembocadura del Ródano, y hace sólo veinte años un geólogo de Harvard, Reginald A. Daly, recogió la idea para aplicarla a los océanos; su prestigio impulsó a hacer experimentos de laboratorio, que no resultaron convincentes, aunque no le faltaron confirmaciones por parte de los ingenieros encargados de la gigantesca presa Boulder Dam, que aseguraban haber observado corrientes turbias de densidad en el lago Mead, creado más allá del embalse.

Así las cosas, el navío «Atlantis», explorando con las técnicas de sondeo acústico, perfeccionadas durante la segunda guerra mundial, los fondos cercanos a las Bermudas, extrajo en 1947 varios tubos de sedimentos de 10-20 metros de longitud, de los que los cinco primeros se componían de arena y limo en todo iguales a los de las playas del NE. de los Estados Unidos; se encontraban en una llanura submarina de 300 km. de extensión situada en la *región más profunda del Atlántico*. Dos años más tarde el mismo barco logró seguir y determinar la ruta del cañón submarino del río Hudson desde la terraza continental hasta ese mismo valle atlántico, por espacio de unos 300 km., y comprobó que las capas de arcilla habían sido socavadas durante millones de años y que el lecho del cañón estaba

formado no sólo por arena y grava, sino que también contenía conchas de moluscos exclusivos de las aguas poco profundas, inmediatas a la costa, y que ese fondo, como asimismo el del valle y las paredes del cañón, estaban cubiertas solamente por una delgada capa de fango: indicio evidente de que un río caudaloso había arrastrado esos materiales y a él se debía la formación de la cuenca y los sedimentos de la llanura final. Es de notar que entre el borde de la terraza y el fondo del valle hay una distancia lineal de unos 230 km. y que la diferencia de cotas es de 4 900 m.: se trata, pues, de una pendiente relativamente pronunciada; todo ello pudo fácilmente ocurrir como consecuencia de las glaciaciones, tan intensas en el continente norteamericano; pero atendida la enorme profundidad alcanzada, es imposible admitir que tal erosión sucediera *sobre* el nivel del mar: faltaba comprobar el mismo fenómeno en los tiempos actuales, aunque sólo fuese en menor escala.

No hubo que buscar mucho: el 18 de noviembre de 1929 un violento terremoto conmovió la región submarina de los Bancos de Terranova, donde es más tupida que en ninguna otra parte la red de cables transatlánticos, los cuales se rompieron en muchos sitios, aunque con la notable diferencia de que los cercanos al epicentro en un radio de 100 kilómetros fueron cortados al mismo tiempo de la sacudida, mientras que los demás se fueron rompiendo uno tras otro con retrasos que llegaron a ser de más de doce horas; cada ruptura tenía lugar a profundidades sucesivamente mayores que la anterior, y la última ocurrió en una cota profundísima, a 500 km. del epicentro. Semejante proceso revelaba la acción de una avalancha *desencadenada* (no *causada*, ya que la fuerza impulsora había de ser forzosamente la de la gravedad) por el terremoto; las máquinas automáticas del telégrafo registraron el momento exacto de cada ruptura y permitieron calcular la velocidad de la corriente submarina de arrastre, que resultó haber oscilado entre los 80 km./h. en las pendientes más escarpadas, y 24 en la llanura del fondo. Cuando se hicieron las reparaciones, los

cables rotos, sepultados por los materiales arrastrados, fueron difíciles de recobrar, y a veces no fué posible, de modo que hubieron de ser sustituidos por otros nuevos hasta una longitud total de 300 km. El holandés Philip H. Kuenen hizo el cálculo del espesor que habría alcanzado este arrastre en forma de sedimento, y ulteriores medidas comprobaron la exactitud de sus apreciaciones.

El terremoto de Orléansville del 9 de septiembre de 1954 originó asimismo la rotura de cinco cables submarinos, situados a distancias comprendidas entre los 60 y los 130 kilómetros de la costa de Argelia, y asimismo en tiempos sucesivos según la distancia y la pendiente; la velocidad de la corriente de arrastre fué en este caso de 64 a 8 km./h., y en el sitio de la última rotura se encontró arena, procedente, sin duda, de la playa. Parecidos fenómenos han podido ser identificados en sus efectos submarinos junto a la desembocadura del Magdalena, en el mar Caribe, y en la fosa cercana a Puerto Rico; pero no todos tienen origen sísmico ni tienen lugar a continuación del cauce de grandes ríos: uno de los más vastos cañones nace entre Islandia y Groenlandia y se extiende hasta el S. de Terranova, con 3-6 km. de anchura y una profundidad, a partir del fondo normal, de 50-200 m.; fué descubierto en 1949 y explorado extensamente en 1952: probablemente su formación se debe a corrientes turbias muy saladas, procedentes de Groenlandia, en determinadas condiciones de helada y deshielo, que al repetirse en el decurso de los años, van sumando sus aportaciones desde las terrazas costeras hasta regiones más profundas. Numerosos casos análogos han sido comprobados, además de los que acabamos de mencionar: tres en Africa, dos en Europa (junto a Lisboa y en el golfo de Vizcaya) y siete en América. La máxima actividad de este género parece haberse desarrollado poco después de la última glaciación, hace unos once mil años.

Además de la explicación satisfactoria del origen de los cañones submarinos, semejantes corrientes de densidad ofrecen sumo interés bajo otros aspectos: indican el camino por

donde la materia orgánica ha podido ser transportada desde las costas para servir de alimento a la fauna abisal, realizando así una doble labor: constructiva, aportando medios de vida, y destructiva, al sepultar muchos organismos vivos bajo las arenas acarreadas; explica asimismo la sedimentación de esa materia orgánica en las cuencas del océano, donde puede haber dado posteriormente origen a depósitos petrolíferos, generalmente asociados a las arenas antiguas que en un tiempo se hallaban en el fondo del mar; de hecho esta clave, para la prospección del petróleo, ha sido ya usada con buenos resultados en el sur de California. Hasta habrá que tener en cuenta este factor geológico como posible propagador de los residuos radiactivos en las fábricas atómicas, que por esta vía podrían esparcirse a grandes distancias por el fondo de los mares (14).

*Continentes sumergidos.*—El doctor Albert C. Smith ha presentado pruebas de su especialidad, la Botánica, de que hace unos veinte millones de años existió un vasto continente en la región SW. del Pacífico: la de la actual Melanesia. La semejanza entre las plantas de las islas Fidji, Salomón, Nueva Guinea y otras varias, sugiere como explicación plausible la existencia de semejante masa continental que muchos geólogos han defendido. El doctor Smith ha hecho ya tres expediciones a las islas Fidji, la última recientemente (1956) y a las selvas de los poco conocidos montes Korombasambanga, y afirma que un análisis estadístico revela una abrumadora afinidad proporcional respecto de la flora de Nueva Guinea, Nuevas Hébridas y archipiélago de las Salomón; según estos resultados, las Fidji ocuparían el borde NE. de ese hipotético continente, que comprendería no solamente las islas citadas, sino también a Australia (24). A este propósito citaremos la solución que no hace mucho dió brevemente al problema de la legendaria Atlántida J. Bradford: de creer a Platón, los hechos se remontarían a unos nueve mil años, época en que es imposible admitir una cultura tan elevada en aquel continente, a no ser que sólo sea ficción la de «vestir» a la

griega dichos pueblos; en realidad, se puede admitir geológicamente como verosímiles no una, sino muchas Atlántidas de magnitudes diferentes, pero mucho antes de la aparición del hombre en la Tierra (3).

*Aportaciones meteóricas.*—Por medio de una ristra magnética fueron recogidas durante una exploración danesa del fondo del mar varios centenares de partículas metálicas por espacio de 11.650 km<sup>2</sup>, a las que se denominó *caudalitas* para distinguirlas del polvo cósmico y los meteoritos, ya que se las creía procedentes de las colas (cauda) cometarias que han pasado cerca de la Tierra, como sucedió con la del cometa Halley el 20 de abril de 1910. Son casi todas esféricas, de menos de medio milímetro de diámetro y su color varía entre el moreno grisáceo y el negro brillante; algunas estaban constituidas exclusivamente por magnetita y otras tenían una masa fundamental de silicatos con cristales de magnetita; casi todas presentaban en su superficie cavidades esféricas: en total se hallaron siete especies diferentes. Las pruebas en que se funda la afirmación del origen extraterrestre de estas y otras semejantes son: 1) la estructura y composición indican que su formación exigió muy altas temperaturas y un enfriamiento muy rápido; 2) no se conoce en la Tierra formación natural de tales partículas metálicas; 3) se ha comprobado la identidad específica de estos materiales con los hallados en parecidas circunstancias en otras expediciones oceanográficas, incluidas las de los años 1872-1876; y 4) en particular son iguales a las obtenidas en el fondo del mar por una expedición sueca, cuya gran antigüedad allí comprobada excluye cualquier otro origen artificial (4).

Hay diversidad de opiniones en cuanto a la aportación global: en el artículo que acabamos de citar del «British Journal» se da la cifra de 7.000 millones de partículas por año, que otros elevan al millar de millones por día (8); igualmente en cuanto a la masa total, desde varios miles de toneladas por día hasta dos millones por año: esta última cifra es de Perkinson (16), quien advierte ser casi mil

veces mayor que lo calculado hasta ahora y dice estar fundada en hipótesis recientes.

*Las corrientes oceánicas y el clima.*—Midiendo el contenido de C 14 de las aguas profundas, Lawrence Kulp ha determinado una antigüedad de mil seiscientos a mil setecientos cincuenta años en el Atlántico, a profundidades de 1.600-3.200 m., investigación que le valió el premio Newcomb Cleveland, de mil dólares, en 1951. El agua procedente de altas latitudes (53°-58° N.) empezó su emigración el año doscientos de nuestra era, cuando se hallaba en la superficie, y tardó siglos en llegar al ecuador; semejante circuito puede invertirse en el decurso del tiempo: al evaporarse el agua superficial de las zonas tropicales, se hace más densa por el mayor contenido de sal, y se hunde a pesar de su alta temperatura; de este modo puede volver a los polos esa masa caliente y dulcificar los climas polares; así parece haber ocurrido ya en épocas pasadas, como lo demuestran los helechos fósiles de Groenlandia y los restos de antiguas selvas en la Antártida. La corriente fría antártica, según unos, tarda cien años en recorrer el ciclo polo-ecuador-polo; según otros, cuatrocientos, y aún hay quien le asigna una duración de diez mil (23).

*Crecimiento del caudal marino.*—Analizados los vapores que se desprenden del lago de lava de Halemaumaw, en Hawai, se comprobó que por término medio contenían un 68 por 100 de agua; y las observaciones hechas con todo rigor en el volcán Paracutín, a 290 km. al W. de la capital de Méjico (y, por tanto, muy lejos de posibles infiltraciones marinas) revelan una emisión de vapor de agua que ya en 1948 ascendía a 16.000 toneladas diarias. En otras diversas formas de erupciones, tales como fumarolas, escapes por grietas, fuentes termales, etc., emiten asimismo grandes cantidades aun los volcanes menos activos, y los geólogos opinan que el 13 por 100 del agua que sale de las fuentes termales de Yellowstone es de origen magmático; por lo demás, es sabido que en todas las rocas volcánicas entra el agua, al menos en proporción de un 10 por 100, sin contar

la que accidentalmente queda englobada en sus intersticios o en forma de burbujas al tiempo de su solidificación, pues la mayor cantidad corresponde al agua de cristalización (1). De uno solo de los conos secundarios del Etna se calcula haberse desprendido, en forma de vapor, una cantidad equivalente de agua de más de 2.000 millones de litros en tres meses, y en el *Valle de los diez mil humos*, en Alaska, mucho después de las primeras explosiones violentas de 1912, la cantidad de vapor emitido se calculaba en 27 millones de litros por segundo.

Estos datos numéricos hacen creíble la hipótesis que hoy admiten geólogos de reconocida autoridad, fundada en que los gases volcánicos tienen igual composición química que la que probablemente tuvo la atmósfera terrestre en los primeros tiempos, a saber: que el volcanismo es el origen principal de los océanos o, al menos, su más importante incremento, cual fué a principios de la era terciaria, en que el volcanismo alcanzó la fase máxima (7).

*Cronología de los icebergs.*—Aunque el hielo puro es transparente, aun en capas gruesas, con un ligero tinte azulado, el de los témpanos flotantes es típicamente blanco; ello es debido a la gran cantidad de pequeñísimas cavidades llenas de gas, muy próximas entre sí y uniformemente repartidas por toda la masa; al derretirse en agua, ese gas, que está allí sometido a presión, se escapa con un siseo apreciable, y mediante una lupa se puede observar cómo las burbujas se dilatan hasta romper sus paredes; la misma presión es causa de que a la menor fractura se desprendan lajas delgadas, por haberse introducido en ellas el aire de las burbujas. Estas se deben, una vez, al aire atmosférico contenido en los copos de nieve, y otras, procede del que se halla disuelto hasta la saturación en el agua, puesto que el aire mismo es insoluble en el hielo.

En una expedición del navío «Blue Dolphin», bajo los auspicios del Instituto Artico de Norteamérica, se analizaron recientemente estos gases, indicadores de la composición atmosférica en el lugar y tiempo en que se formó el hielo; de aquí su interés geológico. Con las reservas que

aconseja la falta de datos suficientes, se cree que algunas muestras analizadas pudieran datar de hace un millón de años; durante las épocas glaciales pudo haber declinado la curva de la actividad fotosintética general, y acusarse una marcada disminución en el contenido de oxígeno de la atmósfera; así se explicaría su relativa escasez revelada por el análisis de algunos trozos de hielo, y ello podría dar un nuevo dato cronológico (19).

*Datos diversos.*—Los mapas antiguos consideraban al Océano Glacial Antártico como el séptimo de los mares (los restantes son: Artico, Indico y secciones N. y S. del Atlántico y Pacífico), definidos por sus cuencas respectivas; pero hoy puede decirse que el Antártico no la tiene, pues la que antes se centraba en el Polo Sur, en realidad no existe y los mares que bañan el continente antártico, como se ha comprobado, y las exploraciones del próximo Año Geofísico Internacional lo habrán de confirmar sin duda, son otras tantas extensiones del Indico, Atlántico y Pacífico, respectivamente; deberá, pues, corregirse la frase tan usada de hablar de los «siete mares» (22).

Tres siglos antes de nuestra era mencionaba Teofrasto la deriva de las botellas y algas para probar que el agua del Mediterráneo procedía del Atlántico; Benjamín Franklin mostró asimismo por medio de botellas flotantes la dirección del Gulf Stream, y trazó así su carta marina, hoy substancialmente correcta. El método en sí es elemental y primitivo, pero gracias a la difusión que alcanza en la actualidad, practicado a modo de deporte, los oceanógrafos profesionales esperan no poco de él y estimulan a los aficionados a usarlo y comunicar los resultados a las entidades oficiales (13).

Con ocasión de los registros hidrofónicos que hoy se practican, se han descubierto extrañas cacofonías submarinas, que al ser reproducidas en cinta magnetofónica semejan gemidos, silbidos, balidos o zumbidos de los más diversos géneros; los bancos de camarones, por ejemplo, al cerrar con un chasquido sus pinzas, producen un ruido semejante al del freír de las grasas o el arder de las ramas secas, y



si están en gran número dan un fuerte y ronco zumbido; los meros y cabrillas emiten una especie de trueno de tono bajo, y el pejesapo una nota intensa de tono grave parecida al escape del vapor. Algunos de estos perturbadores del silencio oceánico hacen vibrar músculos especiales en las paredes de la vejiga natatoria cuando está llena de aire. Se han buscado diferentes comparaciones para expresar la «voz» de los animales marinos, revelada hoy por estos métodos; tales son: el piar de los pollos, remedado por algunos peces; el martillo de presión en el asfalto, el clamor de las muchedumbres (ballena blanca), los motores de aviación, los golpes dados en un barril, y hasta el ruido que haría un elefante al devorar un cajón de madera (18).

Las medidas térmicas han puesto de manifiesto en el océano la presencia de «olas invisibles», por ser internas o inferiores a la superficie; ocurren en el límite de dos masas líquidas, o simplemente flúidas, de diferente densidad (aceite y agua, agua caliente y fría, agua y aire...); se desconoce su origen en el mar, pero las hay a veces a gran profundidad: impelidas por fuerzas desconocidas, inician el movimiento desde abajo, y al llegar al navío que mide la temperatura, el agua fría se acerca a la superficie cada vez más al subir su «cresta» o cima; los termómetros indican primero que el agua fría se aproxima a la superficie, y marcan luego la aproximación del agua caliente. Se ignora igualmente su dirección y velocidad: es uno de tantos nuevos factores que se van descubriendo y cuyo estudio podrá ser útil en la investigación de la geología submarina, donde el agua desempeña el papel que en la terrestre corresponde a la atmósfera.

## BIBLIOGRAFÍA

- (1) AMES (G.): *Is the ocean growing?* «Science Dig.», págs. 81, noviembre 1955.
- (2) BAHM (L.): *Taking the ocean temperature.* Ibid., pág. 83, septiembre 1955.
- (3) BRADFORD: *Mith of the lost continent.* «The Listener», 7 enero 1954.

- (4) «British Journal». *Ocean bottom reveals outer space bombardment*, julio 1955.
- (5) DUE (A.) y GIMENO (A.): *Rutas sísmicas superficiales.* «Urania», número 221, págs. 88-94, 1950.
- (6) DUE (A.): *Notas oceanogr.-geol.* «Not. Comun. Inst. Geol. Min.», número 34, págs. 27-40, 1954.
- (7) — — *Vulcanología práctica.* «Razón y Fe», vol. 151, págs. 189-194, 1955.
- (8) — — *Datos de astronomía meteórica.* «Urania», núm. 241, páginas 164-174, 1955.
- (9) — — *Geología submarina.* «Not. Comun. Inst. Geol. Min.», número 41, págs. 47-66, 1956.
- (10) GARCÍA DE FIGUEROLA (L. C.): *En torno a las teorías de los granitos.* Ibid., núm. 42, págs. 127-157, 1956.
- (11) GOSSET (P.): *7.500 pieds sous la mer.* Réalités, febrero 1955.
- (12) GRAY (G. W.): *The Lamont Geological Observatory.* «Sc. Amer.», vol. 195, págs. 83-94, diciembre 1956.
- (13) GROH (L.): *Bottles cast into the sea.* «Milwaukee Journal», 9 diciembre 1951.
- (14) HEEZE, (B. C.): *The origin of submarine canyons.* «Sc. Amer.», vol. 195, págs. 36-41, agosto 1956.
- (15) KAEMPFERT (W.): *Highest sea waves are invisible.* «Science Dig.», página 85, noviembre 1953.
- (16) PERKINSON (W. J.): *Unriddling the earth's secrets.* «The Baltimore Sun», septiembre 1956.
- (17) PETERSON (H.): *Exploring the ocean floor.* «Sc. Amer.» vol. 183, núm. 2, págs. 42-44, agosto 1950.
- (18) «Science Dig.» *The not so silent sea.*, pág. 59, enero 1956.
- (19) — — *Iceberg is frozen «fizz waters»*, pág. 4, abril 1956.
- (20) — — *New tools explore old ocean bottom*, pág. 93, octubre 1956.
- (21) — — *Two and one-half miles under the sea*, pág. 3, mayo 1954.
- (22) — — *«Seven seas» only six*, pág. 8, octubre 1952.
- (23) «Science News Letter». *Sea water study gives new ice age theory.* Enero 1952.
- (24) SMITH, A. C.: *Evidence of Pacific lost continent.* «Annual Report: Smiths. Inst.», 1955.
- (25) TUTTLE, O. F.: *The origin of granite.* «Sc. Amer.», v. 192, número 4, págs. 77-82, abril 1955.
- (26) VOLKMANN, G.: *The use of parachute drogues...* «Trans. Amer. Geoph. Union», v. 37, núm. 5, págs. 573-577, octubre 1956.
- (27) YVES, C.: *Photograph oceans depths at 24,400 ff.* «Science Dig.», pág. 33, febrero 1957.

**Noticias**

*Reserva provisional a favor del Estado de los yacimientos de carbón existentes en determinada zona de la provincia de Córdoba.*

Por Orden del Ministerio de Industria de 7 de marzo, se reserva provisionalmente a favor del Estado los yacimiento de carbón que puedan encontrarse en los terrenos francos existentes en la actualidad, y asimismo en los que queden libres mientras subsista la reserva, dentro del perímetro formado por una línea que, partiendo del eje del campanario de la iglesia parroquial del pueblo de El Carpio, en dirección Noroeste, una los vértices geográficos de primer orden, denominados El Alamo, Puertocacho, Maleta y La Grana; desde este último punto y en dirección Noreste, se trazará una línea que lo una con el de Castillejo de los Blázquez; desde éste, y en dirección Sureste, se trazará una línea que lo una con los de Pedrogosilla, Fuentriera, Pico de la Perdiz, Silva y Atalaya; desde éste, y en dirección Sureste, se trazará una línea que lo una con el eje del campanario de la iglesia parroquial del pueblo de El Carpio, con lo que quedará cerrado el perímetro que se reserva, y en el cual se suspende el derecho de petición de permisos de investigación o concesiones de explotación a que se refiere el artículo 16 de la Ley de Minas, siempre que la sustancia solicitada sea carbón.

La reserva provisional así establecida entrará en vigor a partir del 7 de marzo de 1957, y expirará con la misma fecha de 1959, salvo que antes del vencimiento de este plazo haya sido prorrogada de forma explícita o transformada en reserva definitiva.

*Precios del uranio enriquecido.*

El precio que figuró durante la conferencia de Ginebra de 1955 de \$25 para el gramo de  $U^{235}$  contenido en uranio enriquecido al 20 por 100, se ha bajado a fines de 1956 a \$16,12 para el  $UF_6$ , mientras que el precio anterior lo era para el uranio metal. Si se desea el uranio bajo otras formas, se recarga su importe con el coste de la transformación.

Se mantienen los precios de Ginebra de \$40 el kilogramo de uranio metal sin enriquecer y de \$28 la libra de agua pesada.

El plutonio metal cuesta \$12 el gramo y el  $U^{233}$  bajo la forma de nitrato, \$15 el gramo.

*Voladura de las minas de uranio húngaras*

Las importantísimas minas de uranio húngaras de Mecsek, cerca de Pécs, fueron liberadas de la dominación soviética el 31 de octubre último, las cuales fueron reconquistadas el 5 de noviembre. Durante estos días parece ser que los patriotas húngaros volaron los pozos de dichas minas, las que según noticias austriacas, tienen unas reservas reconocidas capaces de suministrar uranio a toda Europa durante más de quinientos años.

*Fundación del Instituto del Litio.*

Los tres principales productores de litio de los EE. UU., que son American Potash & Chemical Corp., Foote Mineral Co., y Lithium Corp. of America, crearon el pasado mes de noviembre el «American Lithium Institute, Inc.», para dirigir las investigaciones sobre dicho metal y sus compuestos. Las oficinas y la biblioteca central se instalarán en Princeton, N. J.

*Descubrimientos de uranio.*

Interesantes criaderos de betaftita con ley muy elevada en óxido de uranio, se han encontrado en la zona de Tambani, de Nysaland meridional. Importantes formaciones de pezblenda se han descubierto en Rodesia del Sur, y niobio y torio en la parte central de Rodesia del Norte.

En la Habana se ha constituido una sociedad con un capital de tres millones de dólares, denominada «Inter-American Uranium Corp.» para continuar las exploraciones de la Provincia de Pinar del Río.

Parece ser que se han encontrado pequeñas cantidades de uranio en New Zealand.

*El petróleo holandés.*

El consumo holandés de petróleo durante el último bienio fué en 1955 de 4.400.000 Tm., y en 1956 de 5.200.000 Tm. La producción durante el primero de los años mencionados alcanzó 1.020.000 Tm., y dadas las dificultades creadas por la supresión de la navegación en el Canal de Suez, la compañía holandesa de petróleos ha elevado su producción diaria de 3.400 a 3.900 m<sup>3</sup>. Durante el primer trimestre de este año se espera elevar la producción a 4.000 m<sup>3</sup> diarios, la que seguirá incrementándose hasta alcanzar los 4.500 m<sup>3</sup> diarios, con el fin de mantener la producción dentro de la cuarta parte del consumo.

*Ayuda para la prospección de uranio.*

La comisión de Energía Atómica norteamericana está cooperando con otros países en la prospección del uranio; para ello ha montado un servicio de información sobre geología del uranio y técnicas de prospección, el que se complementa con visitas de estudio a Estados Unidos por geólogos y técnicos de los países interesados, y reciprocamente para recoger información sobre formaciones conocidas y terrenos favorables para los minerales de uranio. Los Estados Unidos han contribuido en gran medida en varios países a la difusión de los conocimientos técnicos en el campo de la minería y recuperación del uranio.

*Precios de los metales.*

Al comenzar el año se observa una tendencia a la baja en el cobre, y en menor escala en el plomo y volframio. Por el contrario, se apreció una tendencia al alza en el estaño; no obstante, este metal bajó considerablemente a fines del primer trimestre.

*Producción de cinc.*

La producción mundial de cinc (sin incluir Rusia y satélites) durante el año 1956, alcanzó 2,4 millones de toneladas, de las cuales absorvieron los Estados Unidos 160.000 toneladas para sus necesidades estratégicas. El consumo mundial sólo fué de 2,2 millones de toneladas, con un descenso de 160.000 con relación a 1955.

*Demanda de mercurio.*

El mercurio ha soportado dos años de debilidad en sus cotizaciones, pero en estos momentos se inicia una recuperación en los precios del mercado de Londres. La producción durante el año 1956 fué superior a la del año precedente. La causa del alza es la disminución de las reservas que los países consumidores habrían acumulado como consecuencia de la Guerra de Corea.

*Asociación de vulcanología.*

Del 3 al 11 de septiembre se reunirá en Toronto la Asociación de Vulcanología; los temas a tratar son:

- a) Trabajos sobre los volcanes activos.
- b) Informes nacionales; y
- c) Trabajos de paleovulcanología.

En relación con la Sociedad de Sismología tratará:

- a) Interpretación fisicoquímica de los términos magma, corteza y substractum.
- b) Geocronología y radiactividad; y
- c) Mapas de radiactividad.

#### *Comisiones internacionales.*

En la reunión de Toronto de la Unión Internacional de Geodesia y Geofísica, se piensa reorganizar la Comisión de Paleovulcanología y organizar la de Geocronología y la de Composición de la Tierra.

#### *Reservas minerales de los países hispanoamericanos.*

La producción durante el año 1955 de cobre, plomo y cinc, de los países hispanoamericanos, representó la quinta parte de la mundial. El 16 por 100 del estaño fué suministrado por Bolivia, y cerca de la mitad de la bauxita procedió de la región del Caribe. En cuanto a los productos petrolíferos, correspondió a Hispanoamérica la tercera parte de la producción. La reservas de hierro pueden considerarse como el 30 por 100 de las mundiales.

Se observa la tendencia en dichos países a beneficiar los minerales en lugar de exportarlos directamente; por tal motivo, se han construido refinerías, fundiciones, etc.

#### *El acero en la República Federal Alemana.*

El consumo de acero en la República Federal Alemana durante el año 1956 fué de 30 millones de toneladas, mientras que la producción sólo fué de 23.188.374 toneladas, con aumento con relación al año anterior del 87 por 100.

#### *Prórroga por un año de la reserva provisional de Córdoba y Jaén.*

Por Orden ministerial de 5 de diciembre de 1955 fué limitada la zona de las provincias de Córdoba y Jaén, reservada provisionalmente a favor del Estado por Orden de 20 de septiembre de 1954, para toda clase de sustancias, incluidas hidrocarburos fluidos y rocas bituminosas, al siguiente perímetro:

Se tomará como punto de partida el mojón kilométrico señalado con el número 51 de la carretera de Andújar a Villanueva del Duque; este punto se unirá con el vértice de triangulación Quejgo; éste con el mojón kilométrico señalado con el número 8 de la carretera de Cadeña

a Fuencaliente; éste con el vértice de triangulación Aljibillo; éste con el cruce de los caminos de los Escoriales y del Polluelo; éste con el vértice de triangulación Namamorquin; éste con el vértice de triangulación Loma; éste con el vértice de triangulación Martingordo; éste con el vértice de triangulación Bogas; éste con el vértice de triangulación Buitreras; éste con el mojón kilométrico señalado con el número 31 de la carretera de Andújar a Villanueva del Duque; éste con el mojón kilométrico señalado con el número 31 de la carretera de Montoro a Villanueva del Duque; éste con el vértice de triangulación Fresnedilla del Gato; éste con el mojón kilométrico señalado con el número 51 de la carretera de Andújar a Villanueva del Duque, cerrándose así el perímetro de la zona reservada.

Establecida la vigencia de esta reserva hasta el 31 de diciembre de 1956, salvo el caso de prórroga en forma explícita, y estando efectuándose trabajos de prospección y de investigación de minerales radioactivos en la citada zona, sin que aún se conozca a fondo las posibilidades de la misma.

El Ministerio de Industria, a propuesta de la Dirección General de Minas, ha acordado por Orden de 18 de diciembre de 1956 lo siguiente:

Se prorroga la reserva provisional a favor del Estado de la zona designada en la Orden de 5 de diciembre 1955, en las provincias de Córdoba y Jaén por un año más, expirando, por tanto, este plazo el 31 de diciembre de 1957, salvo el caso de que antes de esta fecha no se disponga una nueva prórroga.

Seguirá quedando suspendido el derecho de petición de registros mineros de toda clase de sustancias en la zona reservada mientras dure la vigencia de la reserva declarada.

#### *Reserva provisional de yacimientos de carbón en Mallorca.*

Por Orden del Ministerio de Industria de 1 de marzo de 1955 se reservaron provisionalmente a favor del Estado, por un plazo de dos años, los yacimientos de carbón que pudieran encontrarse en terrenos francos existentes en la zona de la isla de Mallorca que en dicha Orden se designaba, encomendándose al Instituto Nacional de Industria las investigaciones correspondientes, así como la explotación, en su caso, de los yacimientos que se hallasen.

Como consecuencia de los resultados obtenidos en sondeos y reconocimientos geológicos efectuados en dicha zona, se ha reformado el plan primitivo de investigación por otro más amplio y de mayores garantías.

Dicho Ministerio ha tenido a bien conceder, por Orden del 20 de febrero de 1957, una prórroga de dos años para reserva provisional de yacimientos de carbón en la zona de la isla de Mallorca (Baleares), a que se refiere la Orden del 1 de marzo de 1955, en las mismas condiciones de persistencia de derechos que en dicha Orden se establecían.

*Reserva de yacimientos lignitíferos en Arenas del Rey (Granada).*

El Ministerio de Industria, por Orden de 14 de febrero de 1957, ha resuelto reservar a favor del Estado los yacimientos de lignito que puedan encontrarse en los terrenos francos existentes en la actualidad, y asimismo en los que queden libres mientras subsista la reserva en la zona de Arenas del Rey, comprendida dentro del perímetro poligonal formado a partir de la Ermita de los Angeles, situada unos cinco kilómetros al sur de Alhama de Granada y en la ribera occidental del río Alhama, y siguiendo aguas arriba y hacia el Sur, la línea que sirve de lecho a dicho río unos seis kilómetros hasta su confluencia con el barranco de la Cuesta del Rayo, en las proximidades de la fábrica; desde este punto se tomará una alineación recta, de unos 11 kilómetros, hasta la Venta del Vicario, en la ribera occidental del Arroyo de la Venta; desde éste una línea recta de unos seis kilómetros hasta el vértice geodésico en la cota 906, inmediatamente al sur de Jayena; de éste una alineación recta de unos 15 kilómetros hasta el vértice geodésico en la cota 702, inmediatamente al noroeste de Cacin, y desde éste, con una alineación recta de unos nueve kilómetros, se llegará al punto de partida o Ermita de los Angeles, en Alhama, quedando así cerrado el perímetro que se solicita y suspendido en el espacio que abarca el derecho de solicitar permisos de investigación o concesiones directas de explotación a que se refiere el artículo 16 de la Ley de Minas, siempre que la sustancia pedida sea lignito.

Se encomienda la ejecución de las investigaciones correspondientes al Instituto Nacional de Industria, así como la explotación en su caso, a cuyo efecto iniciará dicho Instituto, seguidamente, los estudios procedentes para presentar en la Dirección General de Minas, dentro del plazo máximo de un año, un plan de investigación por si ello fuera posible de explotación, siendo indispensable para efectuar esta última, la previa demarcación del terreno y declaración de reserva definitiva.

La reserva provisional así establecida entrará en vigor a partir del día 27 de febrero de 1957.

*La producción y exploración de uranio de los Estados Unidos.*

Hay muchos medios de poder seguir las orientaciones que dan en cada país a la industria del uranio, elemento de importancia fundamental en estos primeros años de estudio de las aplicaciones de la energía nuclear. Además de las disposiciones oficiales, las publicaciones científicas y de vulgarización, se pueden considerar como un índice de estas directrices. Se han apreciado dos directrices importantes, las de los países en general de elevado nivel de vida, que desde hace unos años ejercen una gran actividad en lo que podíamos denominar aplicaciones pacíficas de la nucleó-

nica, en los cuales se realiza una investigación intensiva y no se guarda reserva alguna, y la de los países de bajo nivel económico, donde sólo se efectúan tentativas de investigación y se reviste todo con un carácter secreto para tapar ante el público las escasas realizaciones. Parece ser que esta táctica ya se va desechando, por haber llegado al conocimiento de todo el público, por medio de la prensa, que incluso los reactores nucleares de potencia se pueden comprar por un catálogo lo mismo que una central termoelectrónica cualquiera.

Hoy tomamos como guía para esta nota la cartilla que ha editado el «Bureau of Mines» a fines del pasado año de 1956 (1). Lo primero que se aprecia es la íntima relación que tiene, en los Estados Unidos, la investigación del uranio, elemento que, como término medio, está en la corteza terrestre en la proporción de 0,0003 por 100, con el «Geological Survey» y la «Bureau of Mines». En la misma obra se consideran los tres tipos fundamentales de rocas en los que se encuentra el uranio; o sea, ígneas, sedimentarias y las metamórficas, y se describen los principales tipos de menas, destacando como los más importantes comercialmente la uraninita o peblendita, la carnotita, la tiuyamunita y la cofinita, aunque otras también van tomando importancia económica, sobre todo si están en grandes cantidades, como la davidita y la autunita.

Establece los criterios para la selección de zonas más aptas para la prospección, y dentro de ellas, por la manera de manifestarse, las divide en tres grupos fundamentales, que son: en las pegmatitas, de venidas hidrotermales, y en las rocas sedimentarias. Dan a continuación una división de los Estados Unidos en regiones uraníferas con datos muy interesantes para el prospector, los que le evitarán la pérdida de tiempo y gastos innecesarios. En dicha revisión se destaca la importancia de la Meseta del Colorado, por sus considerables reservas en uranio.

Es imprescindible, en todo prospector de uranio, el efectuar la valoración de dicho elemento en las muestras que recoge; si éstas proceden de un servicio oficial, las realiza gratuitamente tanto el distrito minero como el servicio geológico; pero si son de particulares, las valoraciones se pueden hacer en laboratorios privados, que cobran por cada una de 4,50 a 10 dólares. También es de una gran ayuda el poder disponer de buenos ejemplares para orientación de los prospectores y como muestras tipo de análisis, los cuales son proporcionados por firmas técnicas especializadas en este campo.

Es fundamental para la buena prospección del uranio el disponer de la adecuada cartografía, tanto topográfica como geológica; pero además se proporciona a los prospectores mapas con isanómalas de radiac-

(1) JOHN E. CRAWFORD y JAMES PAONE: *Facts concerning uranium exploration and production. A bureau of mines hand-book*. Washington, 1956. 130 págs.

tividad obtenidas por vuelo, existiendo catálogos de los mapas con zonas interesantes para poderle dar esta orientación a todo aquel que desee efectuar trabajos de reconocimiento, sin tener preferencia por una zona determinada. También se han editado mapas con la indicación de lugares con mineralización radiactiva.

Se describen los diferentes modelos de contadores, tanto los de tipo Geiger como los de destello, así como la manera de manipular con los mismos.

Da las normas administrativas que se han de seguir en las prospecciones y estacado, tanto en terrenos públicos como privados, las cuales son análogas a las de las demás minerías, con la diferencia que para la venta de los minerales de uranio se necesita autorización de la Atomic Energy Commission.

Los trabajos consistentes en calicatas, pocillos, etc., no son muy costosos; pero cuando los reconocimientos a efectuar han de ser subterráneos, las necesidades de capital a invertir pueden ser importantes, los que en muchos casos no pueden ser suplidos por los descubridores. Para salvar esta dificultad se cuenta con la organización «Defense Minerals Exploration Administration», que puede financiar estos trabajos cuando se trata de menas de interés estratégico, como son los minerales de uranio, para los que puede la DMEA anticipar hasta el 75 por 100 del presupuesto.

El laboreo de los minerales de uranio, gracias a las facilidades indicadas, ha tenido un rápido desarrollo en estos años, y pasó en los Estados Unidos de 70.000 toneladas en 1948 a 3.000.000 en 1956, esperando que pronto se llegue a los 5 ó 6 millones de toneladas minerales de uranio al año. Esta minería, además de sus técnicas especiales, necesita normas específicas en cuanto a la seguridad de los obreros, y si pone como ejemplo el radón, la cantidad máxima permitida para jornadas semanales de cuarenta horas es la de 300 microcurios por litro de aire. Es de gran importancia para la organización de estos servicios en otros países el tener en cuenta que la «Atomic Energy Commission» no ejerce función alguna sobre las operaciones mineras, observándose únicamente las leyes de minas del correspondiente Estado Federal.

El precio del uranio es de 8 dólares por libra de  $U_3O_8$ , pero los minerales con leyes menores de 0,10 por 100 de  $U_3O_8$  no se abonan. Con el fin de fomentar la industria de los minerales de uranio, la AEC, además de garantizar un precio mínimo de los minerales, da una bonificación, por cada criadero, de 10.000 dólares para las 20 toneladas primeras de minerales de uranio que directamente o después de concentrados den 20 por 100 o más de  $U_3O_8$ .

Es de una importancia fundamental el organizar los procesos sucesivos de los minerales de uranio, por ello se han montado en los Estados Unidos una serie de establecimientos de recepción de minerales, con sus instalaciones de molienda y preparación con capacidades mínimas de 200 toneladas de mineral por día, aunque algunas llegan a 800 y 1.200 tone-

ladas por día, de los que después de enriquecidos se efectúa la extracción del metal, el refinado y en algunos casos la concentración diferencial isotópica.

Como consecuencia de este amplio plan, el uranio de la corteza terrestre pudo ser minado, concentrado y refinado, y con él se ha llegado a preparar armas nucleares, suministrar radionúclidos a la industria, medicina y agricultura, y construir reactores nucleares, tanto para la generación de energía eléctrica como para las aplicaciones en la propulsión.—L. de A.

#### *Petróleo en el Sahara.*

En el Africa francesa, se ha alcanzado un verdadero éxito en cuanto se refiere a la prospección petrolífera, mereciendo destacarse el descubrimiento de los yacimientos de Edyclé y de Hasi-Messaoud; este último es el descubrimiento más reciente, situado a 105 km. al sureste de Ouargia. Se calcula que cada uno de ellos producirá, a fines de 1959, la cantidad de 4 millones y 5 millones de toneladas, respectivamente.

#### *Petróleo en Las Landas.*

En la región francesa de Las Landas, entre Pyoo y Dax, se ha descubierto una importante formación petrolífera, según la Sociedad Nacional de Petróleo de Aquitania. Parece ser que se trata de un mineral de excelente calidad, situado entre los 1.908 y 1.940 m. de profundidad.

#### *Las investigaciones minerales de interés nuclear, en España.*

En el discurso pronunciado por el señor Ministro de Industria el día 20 de marzo, con motivo de la toma de posesión del primer Director general de Energía Nuclear, dijo: «La existencia en España de minerales de interés nuclear nos facilitará la solución de nuestro futuro abastecimiento eléctrico; pero ello nos obliga a proseguir activamente la investigación, explotación y beneficio de las materias primas nucleares y a estudiar la construcción y emplazamiento de las nuevas centrales».

#### *El mercado común y la Euratom.*

El día 25 de marzo se firmaron, en Roma, los tratados del Mercado Común Europeo y del Euratom, siendo los países signatarios: Alemania Occidental, Francia, Italia, Bélgica, Holanda y Luxemburgo.

El primero de los tratados tiene por fin eliminar, a través de los seis países, los aranceles de aduanas, los contingentes comerciales, las primas de exportación y las trabas para el comercio libre.

Con el segundo tratado, los seis países adquirirán los materiales nucleares que necesiten, construirán reactores propios y distribuirán la energía nuclear a los organismos técnicos correspondientes.

Para financiar estas operaciones se creará el Banco de Inversiones Europeas, con un capital equivalente a los 1.000 millones de dólares.

#### *La feria de Hannover de 1957.*

Durante los días del 28 de abril al 17 de mayo del corriente año, se exhibirán en Hannover, en una superficie de más de 2.000 m<sup>2</sup>, los productos más modernos de la técnica, lo que ponen de manifiesto la colaboración de las diferentes ramas, absolutamente necesaria para lograr los nuevos aumentos de productividad que todo el mundo desea.

Vamos a considerar algunas de las manifestaciones de interés minero que en la misma se pueden encontrar. El desarrollo de las grúas ha sido verdaderamente extraordinario, y hoy se llegan a elevaciones superiores a los 100 m. Los nuevos tipos de castilletes para los sondeos de petróleo han llegado a una gran simplificación en la construcción y montaje. El perfeccionamiento de las cintas de transporte es continuo; para el empleo de las minas de lignito se han creado cintas de transporte cuyo rendimiento alcanza los 18.000 m<sup>3</sup> por hora, con un máximo de hasta 2,2 m. de ancho. También se presentarán cintas de transporte de tipo medio, de rendimiento de 800 m<sup>3</sup> por hora y anchos de 800 mm., algunas con modalidades de transporte inclinado capaces de elevar material granulado con ángulos de inclinación de hasta 60°.

Han existido grandes perfeccionamientos en los transportes neumáticos y en el empleo de la hidráulica como medio de elevación en la técnica del transporte. Los equipos radiotelefónicos para el transporte de escombros y estériles facilitan la dirección de las difíciles maniobras necesarias para desplazar los vagones debajo de las excavadoras durante la carga por el maquinista de la misma.

En cuanto al campo de la electricidad, se exhibirán interruptores que permitan conectar y desconectar sin peligro alguno redes de 400.000 voltios. Para transmisión de energía se emplean frecuentemente cables subterráneos, destacando los de aislamiento de plástico sumamente resistentes al fuego; estos cables son particularmente impermeables al agua y al aceite y resistentes a las influencias climáticas. En el nuevo tipo de cable de 6.000 voltios para ferrocarriles eléctricos, la envoltura de aluminio fué reforzada hasta tal punto, mediante alambres perfilados del mismo metal, que su conductibilidad es idéntica a los de los conductores de cobre, por cuya razón puede utilizarse como línea también de retorno de la corriente, sin necesidad de emplear un cable especial para este fin. Para

la alimentación de las excavadoras de descombro de impulsión eléctrica en las explotaciones a cielo abierto, se necesitan cajas de conexión capaces de resistir grandes cargas. La industria electrónica ha creado con este objeto cables provistos de envoltura de goma que permiten la transmisión de tensiones de servicios hasta 35.000 voltios y de potencias de 10.000 kw. Esta clase de cables alcanza hasta un diámetro de 100 mm. con un peso de 13 Tn/km., pudiendo enrollarse en los grandes tambores de las excavadoras.

Se observa una gran tendencia hacia la automatización industrial y una incansable labor de perfeccionamiento de las técnicas de los diversos países.

#### *Reserva a favor del Estado de hidrocarburos líquidos en todo el territorio nacional.*

Por Orden del Ministerio de Industria del 14 de marzo de 1957, se ha resuelto prorrogar por un plazo de tres meses para todo el territorio nacional la reserva a favor del Estado de hidrocarburos líquidos establecida por Decreto de 12 de diciembre de 1952, y prorrogada por Orden ministerial de 23 de septiembre de 1954 y Decreto de 30 de noviembre de 1956.

Esta prórroga entrará en vigor a partir de la fecha del vencimiento de la concedida por Decreto de 30 de noviembre de 1956, expirando el 30 de junio del presente año, salvo en el caso de que antes de dicha fecha haya sido nuevamente prorrogada.

#### *El borazón.*

El borazón es el precursor de una serie de productos sintéticos que se esperan obtener, con elevadas dureza y resistencia a la temperatura. El material, logrado por medio de una presión superlevada a partir del nitruro de boro, permanece sólido y físicamente inalterable a temperaturas de 3.500°, mientras que el diamante se funde a los 1.600°; además es lo suficientemente duro para rayar a los diamantes naturales.

#### *El titanio.*

Durante los diez últimos años se ha desarrollado extraordinariamente la industria del titanio, debido principalmente a sus magníficas cualidades desde el punto de vista de su resistencia a la corrosión.

Entre los países productores más destacados figuran los Estados Unidos, con una producción durante 1956 de 13.500 Tm., con proyectos de mejoramiento en sus fábricas para alcanzar las 26.500 Tm. anuales. En



la Gran Bretaña se está construyendo por la «Imperial Chemical Industries» una instalación capaz de producir 1.500 Tm. anuales por el proceso del sodio, y otra de menor producción por la «McKeehnie», por el procedimiento de Kroll.

Los principales consumidores del metal son las fábricas de aviones; pero, dada su magnífica resistencia a la corrosión y su extraordinaria resistencia al agua salada, se espera un considerable aumento de sus aplicaciones. Los precios de la esponja de titanio han descendido desde \$5 por libra en 1945 a \$2,75 al comienzo de este año; la chapa, de \$17 a 13; la varilla, de \$14 a 11, y el lingote, de \$12 a 9 por libra durante el mismo período.

#### *El petróleo alemán.*

«La producción alemana de petróleo en 1930 fué de 174.070 Tm durante el año; en 1955, la República Federal Alemana alcanzó 3.147.234 Tm., y durante el pasado año se logró una producción de 10.000 Tm. diarias, lo que demuestra el gran desarrollo de esta industria.

Los metros perforados en 1933 en toda Alemania fueron 84.054; en 1955 llegaron a 844.054, con una profundidad media de 1.297 m. en un total de 567 sondeos, de los cuales tuvieron resultados positivos el 68 por 100, siendo la mayor profundidad alcanzada los 3.850 m.

Las reservas petrolíferas alemanas se fijaban en 1951 en 38 millones de toneladas, mientras que en la actualidad se admiten los 65 millones.

#### *Centro nuclear asiático.*

Se proyecta la creación en Manila de un centro nuclear asiático, para el cual se han destinado 20 millones de dólares, procedentes del fondo de 500 millones de dólares que el año 1955 destinó el Gobierno norteamericano para ayuda al extranjero.

#### *Extracción automática de hulla.*

Se espera que a fines del corriente año entre en funcionamiento en las minas de hulla de la zona de Kamp-Lintfort (Bajo Rin), de la empresa minera «Friedrich Heinrich A. G.», la primera instalación completamente automática de extracción. El automatismo en estas minas había alcanzado en 1955 el 50 por 100, y en 1956 llegó ya al 75 por 100.

#### *Acumulador nuclear.*

«La «Radiation Research Corp», de Nueva York, está construyendo acumuladores nucleares que utilizan las partículas  $\beta$  del estroncio 90, ele-

mento abundante en los productos de escisión de los reactores nucleares. La intensidad de estos acumuladores será como máximo de  $10^{-9}$  A., con una tensión de 17.000 V. y dimensiones de 35 mm. de largo y diámetro de 25 mm. Tienen un aislamiento térmico que les permiten funcionar entre  $-65^{\circ}$  y  $+65^{\circ}$ , y sus principales aplicaciones son aquellas que necesitan tensiones elevadas con consumos insignificantes de corriente.

**Notas bibliográficas**

## ESPECTROQUIMICA

C. L. WARING y H. W. WORTHING: *A Spectrographic Method for Determining the Hafnium-Zirconium Ratio in Zircon*. Geol. Surv. Bull. 1036. F., pág. 81 a 90. 1956.

Se da un método espectrográfico rápido para la determinación del hafnio, la relación hafnio-zirconio y el porcentaje de zirconio en el zircon. La relación se determina por una gráfica que tiene log. de relación de intensidades y log. de relación Hf-Zr por muestras patrón con zirconio como base. Las líneas son Zr { 2761.9A° y Zr { 2761.9A°. Para la deter-

Hf { 2641.4A° Hf { 2820.2A°.  
minación del Hf utilizan Zr { 2538.4A°  
Hf { 2641.4A°

Las precisiones son de 3 % del Hf para leyes de 0,5 a 20 % y de 0,6 % del Zr para leyes de 43 a 58 %.

Preparan 1 mg. de muestra con 3 mg. de grafito y excitan en arco con corriente continua, 300 V, 12 A, 180 S, rendija 25 $\mu$ , separación electrodos 4 a 6 mm., electrodos carbón de 1/4 pulgada, cráter interior de 0,19 pulgadas y 0,20 de profundidad.—L. de A.

## GEOLOGIA

LAPPARENT, ALBERT F. DE; LUCIEN MONTADERT y ROLAND PENTECÔTE: *Observations Géologiques nouvelles entre Chelva y Benageber (provincia de Valencia, España)*. «C. R.», CCXLIV, págs 1386 a 89, 4 de marzo de 1957.

Manifiestan los autores el haber descubierto una serie de hechos geológicos notables en la zona del «Pantano del Generalísimo», como son un afloramiento paleozoico y el comienzo de un pliegue importante. Precisan una serie de datos sobre estratigrafía del Triás, del Jurásico y del Cretáceo.—L. F.

## INDICADORES

G. G. EICHHOLZ, A. D. SMITH y A. BAUER: *Experiments on the possible use of radioactive dynamite in mines*. «Dept. of Mines», Canadá, 14 páginas, 24 de septiembre de 1956.

Preparan dinamita radiactivada para usarla como indicador, por adición de una pequeña cantidad de  $S^{32}$  en el explosivo. En la comunicación se describe la eficiencia de este indicador, los niveles de radiación y fondo y las diferentes técnicas de aplicación. Discuten la elección del isótopo, proporción de actividad y, sobre todo, el costo de este proceso.—L. F.

## MINEROLOGIA

CLIFFORD FRONDEL: *Bolwoodite, A new Uranium silicate*. «Science», CXXIV, 931, 9 de noviembre de 1956.

El mineral boltwoodite se descubrió durante el estudio mineralógico de la Mina Delta, conocida familiarmente como mina Pick, en la zona oeste del San Rafael Swell, Emery Country de Utah.

Tanto el estudio químico como el espectroquímico han demostrado que el mineral es un silicato de uranio y potasio con fórmula parecida a  $K_2(UO)_2(SiO_3)_2(OH)_2 \cdot 5H_2O$ . Es el único silicato de uranio conocido que contiene un álcali como catión esencial. El estudio por difracción de rayos X del polvo del cristal indica una relación estructural como la Sklodovskite,  $Mg(UO_2)_2(SiO_3)_2(OH)_2 \cdot 5H_2O$ .—L. F.

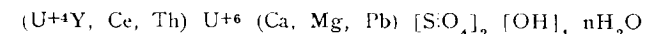
GETSEVA, R. V.: *Hydrouraninite and Urgite.—New hydrated oxides of uranium*. «J. Nuclear Energy II», núms. 4, 166 y 67, febrero 1957

Describe dos minerales de uranio denominados hydrouranita y urgita, descubiertos en 1947 en la U.R.S.S. Ambos son óxidos hidratados y derivados por oxidaciones e hidrataciones sucesivas de la uraninita. Hydrouraninita  $UO_2 \cdot KUO_3 \cdot nH_2O$ ;  $K = 2.3-5$ ;  $N = 3.9-9$ . Urgita  $UO_3 \cdot nH_2O$ ;  $n = 2.3-3.1$ .—L. DE A.

PALIKARPOVA, V. A.: *Nenadkevite—A new silicate of uranium*. «J. Nuclear Energy II», núms. 4-262 a 65, febrero 1957.

Se estudia la nenadquevita, que es un mineral de uranio descubierta en la U.R.S.S. en 1952. Este silicato forma una serie isomorfa continua. Es

simultáneamente un mineral rico en uranio y que pertenece al grupo de la torita. La fórmula es:



Las leyes límites son U 66 % y Th <1 %.—L. DE A.

## NUCLEONICA

P. L. PARKER y P. K. KURODA: *Molybdenum-90 in uranium salts and the spontaneous fission half-life of uranium-238*. J. Chem. Phys. XXI-1085 y 5. Noviembre de 1956.

Se describen los experimentos realizados por los autores para determinar el período de escisión espontánea de  $U^{238}$ , habiendo deducido el valor de  $(8.4 \pm 0.5) \times 10^{15}$  a. Consideran la existencia del  $Mo^{90}$  en las sales de uranio y su valoración.—L. DE A.

## INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

En este Instituto, fundado en el año 1849, existen laboratorios donde se estudian, analizan y ensayan, rocas, menas, minerales, aguas, combustibles, tierras coloidales y productos metalúrgicos e industriales. También se efectúan determinaciones espectroquímicas, químicas y de constantes físicas, estructuras cristalinas y mediciones de radiactividad, así como separación y concentración de menas por sus diversas técnicas, y ensayos industriales de las mismas.

Tanto para investigación como para fines docentes, se preparan colecciones de ejemplares y también se realizan clasificaciones de rocas, minerales y fósiles.

Los estudios y prospecciones geofísicas se efectúan por métodos eléctricos, sísmicos, magnéticos, gravimétricos y radiactivos.

Se ejecutan estudios e informes geológicos así como investigaciones de criaderos y asesoramientos para la explotación de los mismos.

Se redactan proyectos de alumbramientos de aguas subterráneas y se proporcionan toda clase de asesoramientos para la ejecución de los mismos.

Con destino a Entidades y particulares se ejecutan toda clase de trabajos relacionados con las especialidades del Instituto.

LISTA DE PRECIOS DE LAS PUBLICACIONES  
DEL INSTITUTO

	Ptas.
<b>BOLETINES</b>	
Boletines, cada tomo ... ..	75
Agotados, 1 a 28, 38, 39, 41 a 45, 48, 50, 56.	
<b>NOTAS Y COMUNICACIONES</b>	
Notas y Comunicaciones, cada número ... ..	40
Agotados números 1, 8, 10, 13 y 19.	
<b>MEMORIAS</b>	
<b>GEOFÍSICA.</b>	
La Interpretación Geológica de las Mediciones Geofísicas. Tomos 1.º, 2.º, 3.º y 4.º, cada uno ... ..	240
Idem, id. Tomo 5.º ... ..	150
<b>CRIADEROS DE HIERRO.</b>	
Hierros de Murcia ... ..	40
Idem de Asturias ... ..	40
Idem de Galicia. Tomo 2.º (1.º agotado) ... ..	40
Idem de Galicia. Tomo 3.º (dos fascículos cada uno) ... ..	40
Idem de Sevilla, Jaén y Córdoba ... ..	75
<b>VARIOS.</b>	
Estudio petrográfico de la serranía de Ronda ... ..	50
Monografía de las melanopsis ... ..	50
Conchas bivalvas de agua dulce... ..	50
Memoria del Uranio ... ..	50
El petróleo ... ..	50
Cuenca del Alto Tajo. Alcalá de Henares ... ..	50

	Ptas.
La cordillera del Rif (dos volúmenes de texto, uno de láminas) ...	150
Reservas mundiales de piritas (dos volúmenes) ... ..	75
Reservas mundiales de fosfatos (dos volúmenes) ... ..	75
Libro Jubilar (tomos I y II, cada uno) ... ..	75
Las nuevas ediciones del Mapa Geológico de la Península a escala 1:1.000.000 (1952 y 1955) publicadas por el Instituto Geológico y Minero de España ... ..	20
El Cretáceo en España... ..	75

**GUÍAS GEOLÓGICAS.**

Estrecho de Gibraltar ... ..	40
Los platinos de la serranía de Ronda ... ..	40
Minas de plomo y cobre Linares-Huelva (francés o inglés) ... ..	40
Sierra Morena-Sierra Nevada... ..	40
Terciario continental de Burgos... ..	40
Minas de Almadén (francés) ... ..	40
Isla de Mallorca ... ..	40
Sierra de Guadarrama ... ..	40
Aranjuez ... ..	40
Asturias (sólo en francés) ... ..	40
Sierra Morena-Llanura Bética ... ..	40
Despeñaperros ... ..	40
Guía geológica del ferrocarril Madrid-Sevilla ... ..	40
Idem id. Madrid-Irún ... ..	40

**BOLETINES DE SONDEOS.**

Tomo 1.º (fasc. 1.º, 2.º y 3.º). Cada fascículo ... ..	30
Tomo 2.º (fasc. 1.º, 2.º y 3.º). Idem ... ..	30
Tomo 3.º (fasc. 1.º) ... ..	30

**MAPA GEOLOGICO**

**CARTOGRAFÍA.**

Mapa Geológico de España, escala 1:1.500.000 (entelado) ... ..	75
Idem id., a 1:1.000.000 (cuatro hojas) 1955 ... ..	250
Idem id., hojas sueltas, cada hoja ... ..	100
Idem id., escala 1:400.000 (cada hoja) ... ..	20
Idem id., nueva edición (cada hoja) ... ..	30

	Ptas.
Mapa provincial de Barcelona, Cádiz y Lérida, escala 1:200.000, cada uno ... ..	50
Hojas del Mapa Geológico de España, escala 1:50.000 ... ..	20
Atlas estratigráfico de la cuenca hullera asturiana ... ..	75
Mapa de Guinea, escala 1:400.000 ... ..	20
Mapa Manantiales Minero-Medicinales de España, a 1:1.500.000...	40
Idem Vulcanológico ... ..	40

## MEMORIAS.

Explicación Mapa Geológico, tomo 1.º, escala 1:1.000.00 ... ..	75
Idem id., explicación tomo 2.º ... ..	75
Explicación del Mapa Geológico de España, por don Lucas Mallada, escala 1:400.000 (agotados los volúmenes 4.º, 5.º y 6.º) ... ..	50
Memoria provincial de Lérida ... ..	50
Memorias del Mapa Geológico de España, escala 1:50.000 ... ..	20
Datos para el estudio de las hojas del Mapa Geológico 1:50.000. Gijón-Oviedo ... ..	30
Catálogo ... ..	15

Estas publicaciones se mandan a provincias, enviando por anticipado su importe por Giro Postal, más gastos de correo.

PARA LAS LIBRERÍAS.—Los pedidos hechos por librerías tendrán un 25 % de descuento, que deberán descontar al hacer el envío de su importe por Giro Postal.

## INDICE

	PÁGS.
Fenómenos de diferenciación metamórfica en el granito de La Cabrera (Madrid), por M. SAN MIGUEL DE LA CÁMARA y A. SAN MIGUEL ARRIBAS ... ..	3
¿La Geología, ¿es ciencia?, por PRESTON E. CLOUD ... ..	43
Problemas de la tectónica profunda. Formas estructurales en el Stockwerk de migmatitas de las caledonides de Groenlandia oriental, por JOHN HALLER ... ..	49
La tectónica en stockwerk y modelos de diferenciación de rocas, por E. WEGMANN ... ..	65
Función de la gravedad en las orogénesis, por WALTER H. BUCHER. Algunas observaciones respecto a los criaderos de plomo de Linares (España), por H. P. RECHENBERG ... ..	101
Corte geológico a través de los Pirineos Centrales, por L. U. DE SITTER ... ..	175
Extensión del Kimeridgense marino en Asturias desde Ribadesella a Gijón, por CONZAGUE DUBAR y RENÉ MOUTERDE ... ..	209
Geología submarina II, por ANTONIO DUE ROJO, S. I. ... ..	217
Noticias ... ..	239
Notas bibliográficas:	
Espectroquímica ... ..	257
Geología ... ..	257
Indicadores ... ..	258
Mineralogía ... ..	258
Nucleónica ... ..	259
Instituto Geológico y Minero de España ... ..	261