

NOTAS Y COMUNICACIONES

DEL

INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA

Sumario



Sobre un sistema de relevos de mantos en los Alpujarrides occidentales, por JEAN PIERRE COPPONEX.—Pág. 3.

El concepto de reodó en Geotectónica, por S. WARREN CAREY.—Pág. 11.

Notas paleontológicas. III, por ANTONIO DUE ROJO, S. J.—Pág. 105.

Características hidrogeológicas de la zona al SW. de Manzanares, en la Mancha (Ciudad Real), por ENRIQUE RAMÍREZ Y RAMÍREZ.—Pág. 129.

Presencia de dinosaurios en el Cretáceo superior de la cuenca del Tromp (provincia de Lérida, España), por ALBERTO F. DE LAPARENT y EMILIANO AGUIRRE.—Pág. 147.

El límite Cretáceo-Terciario de la vertiente Sur de los Pirineos occidentales, por JUAN FELIPE MAUGÍN.—Pág. 157.

Temnoclermys, género nuevo de los Chelonienses del Neógeno de Cataluña, por FEDERICO-MARÍA BERGOUNIOUX.—Pág. 161.

Nuevas observaciones geológicas entre Chelva y Benageber (provincia de Valencia, España), por ALBERTO F. DE LAPARENT, LUCIANO MONTARDEST y ROLANDO PEUTECOTE.—Pág. 167.

Sobre el cuaternario marino al Sur del Cabo Espartel (Marruecos Septentrional), por MARCEL GIGOUT.—Pág. 175.

Bibliografía consultada para la preparación de la Hoja número 12 del mapa 1:400.000, 5.ª edición.—Pág. 181.

Noticias.—Pág. 187.

Notas informativas.—Pág. 199.

Notas bibliográficas: Criaderos, pág. 209.—Diccionario, página 210.—Geología, pág. 212.—Geonucleónica, pág. 212.—Mineralogía, pág. 213.—Nucleónica, pág. 213.—Prospección, pág. 214.

Instituto Geológico y Minero de España, pág. 215.

1/16.21

NOTAS Y COMUNICACIONES

DEL

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO

DE

E S P A Ñ A

NÚMERO 47

TERCER TRIMESTRE

MADRID

C. BERMEJO, IMPRESOR
GARCIA MORATO, 122. TELEF. 34-06-19

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.

Sobre un sistema de relevos de mantos en los
Alpujárrides occidentales

POR

JEAN-PIERRE COPPONEX

JEAN-PIERRE COPPONEX (*)

SOBRE UN SISTEMA DE RELEVOS DE MANTOS EN LOS ALPUJARRIDES OCCIDENTALES

La tectónica de los Alpujarrides occidentales ha sido objeto de estudio por parte de varios autores. Todos ellos han llegado a conclusiones diferentes. En una magnífica síntesis, P. Fallot ya ha expuesto las distintas interpretaciones en litigio. K. W. van Bemmelen describe tres mantos de corrimiento superpuestos, R. Staub dos, M. Blumenthal uno, y J. Sermet deduce la autoctonía del conjunto. Parece entonces que, de encontrarse la verdadera solución, ésta deberá necesariamente entrar en contradicción con tres de los autores precedentes, lo cual es una prueba más de la complejidad del sector.

La región de Sierra Almajara que he cartografiado a 1:50.000 comprende la habitual serie estratigráfica alpujarrera; es decir, en su mayor parte gneis y pizarras cristalinas mal datados, sobre los que descansan filitas par-

(*) El autor de este trabajo, aunque nacido en París, es de origen y nacionalidad suizos, licenciado en Ciencias Geológicas y Mineralógicas por la Universidad de Ginebra (1954), e Ingeniero Geólogo con especialidad en Geofísica de la misma Universidad (1955). Sus actividades en España las ha desarrollado bajo la dirección del Laboratorio de Geología de la Universidad de Granada en disfrute de una beca de' C. S. I. C. en intercambio con la Universidad de Ginebra, desde octubre del año 1955 hasta mayo del 57. Su tesis versa sobre la Geología de la Sierra de Almajara.

cialmente werfenienses y un potente Trías calizo y dolomítico. Falta toda la serie secundaria post-triásica.

La serie pizarreña esta corrida sobre un relieve pre-existente, como Blumenthal ya lo indicó debidamente. Pero

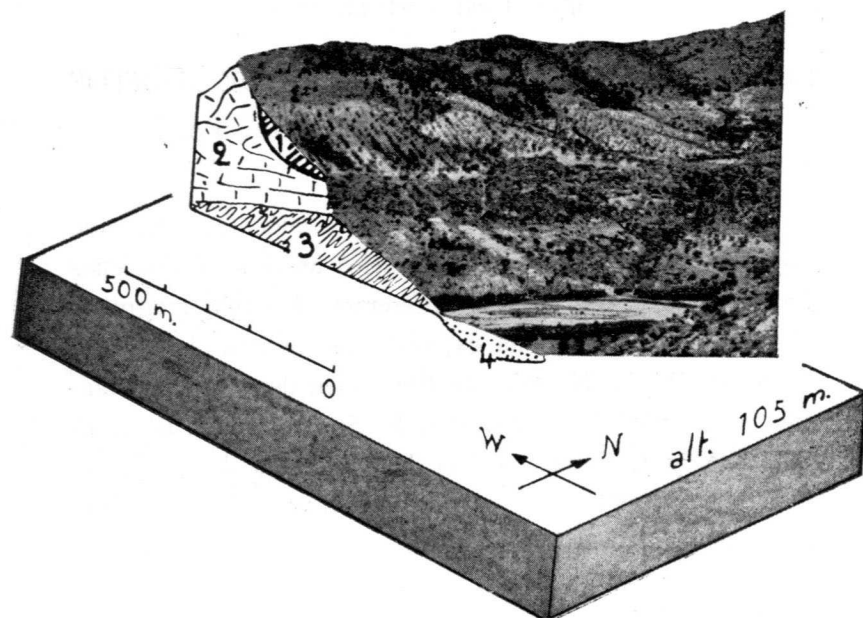


Fig. 1.—Bloque-diagrama de las colinas al Oeste de Vélez-Benaudalla (V-B sobre la Fig. 2). Corrimiento epigléptico de las pizarras cristalinas paleozoicas (1) sobre las calizas triásicas parautoctonas (2) despegadas de las filitas werfenienses (3), valle del río Guadalfeo (4).

esta noción de corrimiento epigléptico («Reliefüberschiebung») no basta para explicar la tectónica local muy complicada. Un ejemplo de tal tectónica está dado por la figura 1. J. M. Fontboté ha atraído con razón mi atención sobre los movimientos póstumos, o mejor dicho, posteriores al avance principal del manto superior pizarreño de Guájar

(dicho de Gádor por Blumenthal) (1), movimientos importantes que se han puesto en evidencia al Norte de Sierra Nevada (Fontboté, in litt.).

Esos movimientos violentos, post-oligocenos y ante-pliocenos, unidos a los efectos del corrimiento epigléptico, de edad oligocena probable, explican la complejidad estructural de la Sierra Almirajara, cuyo Trías es parautoctono, contrariamente a lo que los autores holandeses y R. Staub han pretendido.

Durante un estudio efectuado sobre el conjunto alpujarreño occidental, creo haber llegado a una síntesis tectónica que armoniza bastante bien las concepciones de los autores precedentes y se muestra que los Alpujarrides occidentales ofrecen un magnífico ejemplo de relevos de mantos.

Tomemos el caso del manto intermedio de los holandeses: el manto de Lanjarón-Gádor, o de Lanjarón. J. Westerveld lo ha descrito; Blumenthal ha puesto en duda localmente su existencia. Pienso que este manto existe efectivamente al Este de la transversal de Gualchos, pero que se reduce progresivamente desde el Oeste de esta transversal y termina al Norte de Motril. Así es que las filitas azules tan bien desarrolladas al Norte de Motril, donde están en posición normal debajo de su cobertera caliza despegada de ellas, se individualizan tectónicamente más y más en dirección al Este hasta cabalgar su cobertera caliza: la Sierra de Lujar. Esta misma cobertera caliza realiza el mismo fenómeno de manera todavía más explícita: el Trías de la Sierra de Lujar se sigue en efecto hasta el

(1) Este nombre es equivoco con respecto al de «Lanjarón-Gádor» de los autores holandeses, quienes tienen prioridad, y no se trata de la misma unidad como lo probaré.

Norte de Motril y luego, por una serie de afloramientos aislados hasta Gualchos, donde forma entonces parte integrante del manto de Lanjarón que cabalga esta misma Sierra de Lujar.

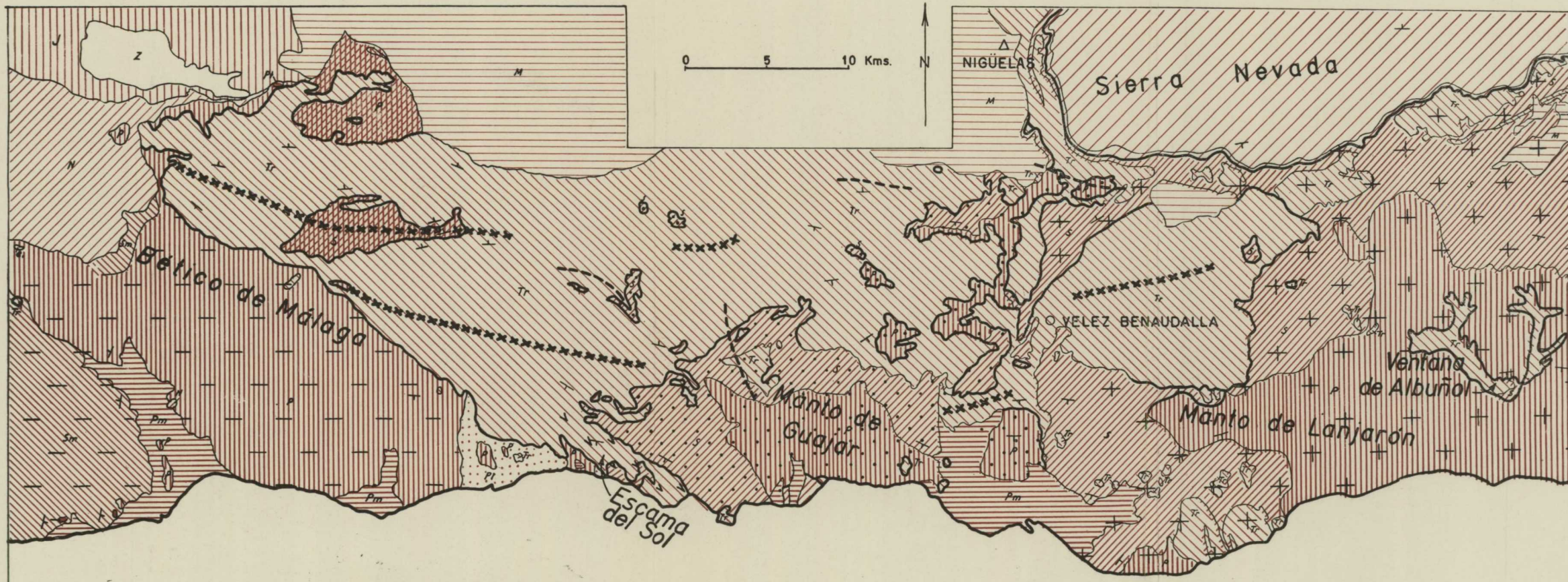
El manto de Lanjarón se bifurca, pues, a partir de la serie parautóctona desde la transversal de Motril. Esta bifurcación es comparable a la de los mantos helvéticos del Wildhorn y de Diablerets, en el Valais.

De la misma manera se destaca la escama del Sol que se junta sin discontinuidad tectónica al flanco sur del anticlinal de la Almijara, al Norte de Nerja (fig. 2).

Se deduce de este dispositivo de relevos que no es posible extender al conjunto de los Alpujárrides conclusiones cuya validez es solamente local. No se puede decir que los Alpujárrides están formados por uno, dos o tres mantos continuos en toda la longitud de aquéllos. Este número de mantos depende de la región estudiada.

Explicación del mapa.—Sobre este dibujo el Paleozoico inferior representa los gneiss y pizarras micáceas con granates, andalucita y estaurótida. El Paleozoico superior comprende las filitas, pizarras y cuarcitas epizonales con epidota. Este dibujo se ha obtenido con los mapas de Westweld (región al Este de Gualchos, escala 50.000); Blumenthal (Sierra Tejada, 100.000); van Bemmelen (alrededores de Lanjarón, 20.000); Zermatten (alrededores de Niguelas, 1:16.666) y los míos propios.

El Triásico de la Sierra de Lujar y de la ventana de Albuñol está considerado como corrido por los autores holandeses debido a su diferencia de facies con la «Mischungszone», supuesta parcialmente triásica pero, con Blumenthal, no comparto esta manera de ver.



- PLIO-CUATERNARIO
Z "Polje" de Zafarraya
- MIOCENO
- JURASICO PENIBÉTICO
- COMPLEJO DE MÁLAGA**
- NUMMULITICO, Facies flysch e, caliza eocena
- PALEOZOICO RECIENTE
Pt Permotrias
- PALEOZOICO ANTIGUO
(Pizarras metamórficas micaceas)

- ALPUJARRIDES**
- TRIAS CALIZO-DOLOMITICO
- PALEOZOICO RECIENTE
W. Werfeniense
- PALEOZOICO ANTIGUO
(Pizarras metamórficas micaceas)
- PALEOZOICO RECIENTE Y ANTIGUO
- COMPLEJO DE SIERRA NEVADA**
- Pizarras metamórficas micaceas y gneis

- NOTACIONES TECTÓNICAS**
- Bético de Málaga
- Escama del Sol
- Manto de Guajar
- Manto de Lanjarón
- Serie parautoctona

- Contactos tectónicos
- Otros contactos
- Ejes anticlinales
- Ejes sinclinales

RÉSUMÉ

Certaines unités tectoniques des Alpujarrides occidentales (Andalousie) se joignent entre elles sans discontinué. L'auteur, après des levés au 1 : 50.000 et 1 : 200.000, voit un système de relais de nappes. Cette conception a la mérite de respecter les hypothèses des auteurs précédents et harmonise leurs conclusions qui diffèrent toutes entre elles quant au nombre de nappes superposées.

En réalité, ces nappes se relayant, leur nombre dépend de la transversale étudiée.

BIBLIOGRAFIA

- BANTING, A. H.: *Sur le pli-nappe de Lujar-Gador*. «Proceed. Konink. Akad. v. Wetensch. Amsterdam», vol. XXXVI, núm. 1, 1933.
- VAN BEMMELEN, K. W.: *Bijdrage tot de Geologie der Betische Ketens in der Provincie de Granada*. Thèse Delft, 1927.
- BLUMENTHAL, M.: *Reliefüberschiebungen in den Westlichen Betischen Cordilleren*. «Geol. Méd. occid.», vol. IV, núm. 8, part. 11, 1935.
- FALLOT, P.: *Les Cordillères Bétiques*. «Estudios geológicos», núm. 8, Barcelona, 1948.
- FONTROTÉ, J. M. (in litt.): *Sobre la tectónica de Sierra Nevada*. Comunicación presentada a la I Reunión Intern. Terciario. III Curs. Intern. Sabadell, 1956. En curso de impr. en «Res. y Conf. Inst. Lucas Mallada». Madrid.
- SERMET, J.: *Le relief de la Sierra Contraviesa (Alpujarras) et l'absence de nappes de charriage*. «Bol. Soc. Esp. Hist. Nat.», 1934.
- STAUD, R.: *Der Deckenbau Sudspaniens in den Betischen Cordilleren*. «Vierteljahrschr. d. Naturforsch. Gesellsch.», Zurich, 1934.
- WESTERWELD, J.: *De Bouw der Alpujarras en het tektonische verband der Oostelijke betische Ketens*. Thèse Delft, 1929.
- ZERMATTEN, H. J. J.: *Geologische onderzoekingen in der Randzone van het Venster der Sierra Nevada (Spanje)*. Thèse Delft, 1929.

El concepto de reodo en Geotectónica

POR

S. WARREN CAREY

S. WARREN CAREY
del Departamento de Geología de la Universidad de Tasmania

EL CONCEPTO DE REODO EN GEOTECTONICA (*)

RESUMEN

La reodidad de una sustancia se define como la propiedad que determina si ha de comportarse como fluido, o como sólido, en un experimento determinado. Puede ser medida, bajo determinadas condiciones de temperatura, presión y esfuerzo cortante, por la duración del tiempo durante el que ha de ser mantenido el esfuerzo cortante para que la deformación por fluxión viscosa exceda en mil veces a la deformación elástica. Cuando las cargas se mantienen por un espacio de tiempo mayor que el de su reodidad, la sustancia se deforma como un fluido, y los términos que representan el funcionamiento elástico, en la ecuación de deformación, pueden despreciarse por insignificantes. Las reodidades del hielo, de la sal, del yeso y de la serpentina son de los órdenes respectivos de una quin-

(*) Traducción directa, del original en inglés, por J. M. Ríos. El título de la versión original es *The Rheid Concept in Geotectonics* y apareció en el «Journal of the Geological Society of Australia», vol. 1, núm. 1, págs. 67-117, año 1953, en Adelaide. Se publica aquí, en versión española, gracias a la amable autorización expresa del autor y editores.

cena, un año, diez años y diez mil años. Los glaciares, domos salinos, extrusiones salinas y reintrusión magmática de la serpentina, constituyen ejemplos de comportamiento reódico. Por lo que sabemos, a través de la Geología y de la Astronomía, la reodicidad del manto externo de la Tierra varía entre decenas de miles de años, en la superficie, a cientos de años en la base. Puesto que las cargas tectónicas se mantienen durante períodos que varían entre diez mil a diez millones de años, el manto se comporta como un fluido para lo referente a todos los fenómenos geotectónicos. La reodicidad de la corteza varía entre 10^5 y 10^9 años, de aquí que la corteza se comporte como un sólido con respecto a muchos procesos tectónicos. Los materiales de geosinclinal y las zonas orogénicas poseen, en general, reodicidades más breves, por lo que dan lugar a muchos fenómenos fluidos. Las pizarras cristalinas experimentan plegamiento reódico en los núcleos de los orógenos. El plegamiento reódico, no obstante su apariencia de extrema complicación, obedece a leyes geométricas sencillas, cuya comprensión permite la proyección y extrapolación de los pliegues, tan complejamente atenuados y contorsionados, a partir de datos fragmentarios. La contorsión universal de los neises arcaicos, que generalmente se considera como prueba de intenso acortamiento, no implica, necesariamente, acortamientos muy grandes o diastrofismo intenso.

IMPORTANCIA DE LA DIMENSIÓN «TIEMPO»

La geología tectónica, al tratar de interpretar la mecánica de las orogénesis, se apoya necesariamente en las relaciones matemáticas establecidas por los físicos y por los ingenieros estructurales. Todas estas relaciones son empí-

ricas. La ecuación de Hook para la deformación elástica, la fórmula de Newton para el desplazamiento fluido (flujió) y las expresiones, más complejas, que representan la deformación al estado sólido, no son más que notaciones matemáticas de los resultados de la observación de deformaciones practicadas en materiales de laboratorio. No hay, por consiguiente, justificación lógica para la presunción de la validez de estas relaciones más allá del orden de dimensiones de las observaciones en que se apoyan. Por consiguiente, y del mismo modo, nuestros conceptos de *sólido*, *líquido* y *fluido*, y acerca de los *estados de la materia*, son igualmente conceptos empíricos. Razonaremos en falso si pretendemos aplicarlos mucho más allá de los límites del orden de dimensiones de sus fundamentos empíricos.

Podemos incurrir en dos tipos de error si aplicamos leyes empíricas más allá de sus límites comprobados de validez. En la primera clase de errores una corrección pequeña es insignificante, e indetectable quizás, a menos que la dimensión de alguna de las cantidades físicas de las que es función directa no resulte excesivamente grande. Así resulta que la mecánica newtoniana da resultados correctos para velocidades ordinarias, pero fracasa si las velocidades se aproximan a la de la luz. En la segunda clase sólo se manifiesta un tipo nuevo de fenómeno cuando una de las cantidades físicas implicadas rebasa un umbral o límite. Como tales umbrales hemos de considerar los puntos de fusión y ebullición y el de turbulencia. La mecánica geotectónica difiere de la experimental por las grandes magnitudes que afectan las cargas, y, con más trascendencia, por la enorme magnitud de la duración de los tiempos de aplicación de las cargas. La negligencia de esta circunstancia es lo que, a mi parecer, ha constituido el talón de

Aquiles de la teoría geotectónica. Conceptos basados en experimentos que han durado horas, o días, han sido aplicados a fenómenos cuya duración es superior en mil millones de veces a la de aquéllos. Discrepancias pequeñas, que pueden despreciarse con toda seguridad en los estudios ordinarios de la deformación, resultan ser función directa del tiempo, y de tal orden de dimensiones, en los fenómenos geotectónicos, que se convierten en los únicos factores de importancia para el resultado. El examen de las relaciones de tiempos, de los términos menores en la experimentación de deformaciones, nos lleva a la inducción de que la Tierra debería comportarse como un fluido con respecto a muchos de los fenómenos geológicos en que hasta ahora se había considerado que funcionaba como un sólido elástico. No podemos aceptar, sin embargo, que no haya otros efectos, dependientes del tiempo, que no han sido señalados aún, o que el ritmo de la variación de tiempos haya sido medido con precisión. Por consiguiente, la hipótesis debe ser comprobada empíricamente sobre fenómenos del orden de tiempos implicados en la extrapolación.

EL CONCEPTO DE REODICIDAD

Los que estudian las características físicas de la deformación saben bien que los sólidos corrientes se siguen deformando por efusión (creep) mientras se mantenga la carga. Aunque los fenómenos resultan ser de complejidad creciente conforme se investigan más concienzudamente, la deformación total bajo cargas constantes puede ser dividida, empíricamente, en cuatro partes:

a) Una componente, puramente elástica, muy de acuerdo con respecto a la ley de Hook.

b) Una componente, no elástica, irrecuperable, independiente del tiempo (la que designamos con el vocablo plasticidad).

c) Una «fluxión transitoria» (transient creep), de efecto posterior, elástica y viscosa, que disminuye con el tiempo, acompañada o no por alguna deformación finita y permanente, y con o sin algún «endurecimiento resultante del trabajo» (work-hardening).

d) Una componente viscosa mediante la cual la deformación incrementa lenta pero firmemente, de manera que esta parte de la deformación resulta directamente proporcional a la duración de la carga.

La deformación (bajo esfuerzo cortante, presión confinante y temperatura constantes) puede expresarse mediante la siguiente ecuación general (según Andrade):

$$S = \frac{P}{\eta} + f(P) + B t^{1/3} + \frac{P t}{\eta}$$

Deformación total = Def. elástica + def. plástica + def. transitoria + def. viscosa en que S es la deformación cortante, P el esfuerzo cortante, η la rigidez, η la «viscosidad» y B una constante. Se usa aquí la palabra «viscoso» para designar toda deformación dependiente del tiempo, cualquiera que sea su mecanismo, de aquí que incluya la efusión o fluxión al estado firme, y, en parte, la plasticidad en su sentido amplio y corriente. La palabra «plástico» la usaremos aquí en el sentido restringido en que se ha definido en b).

En los fenómenos geotectónicos la duración de la carga es muy grande. Conforme se hace incrementantemente más grande los términos plástico y elástico no aumentan más allá de sus deformaciones iniciales. Los términos transitorio y viscoso, sin embargo, aumentan ambos con el tiempo.

El término viscoso lo hace en relación directa, de manera que en los fenómenos de duración muy larga llega a ser infinitamente grande. Al principio, el término transitorio puede llegar a ser más grande que el viscoso, pero como incrementa sólo en razón de la raíz cúbica del tiempo, únicamente se añade un pequeño incremento a cada intervalo sucesivo, de modo que el término viscoso pronto lo alcanza en cuanto a orden de magnitudes, y en seguida lo rebasa en órdenes incrementantes de magnitud. De aquí que, si se mantiene la carga, debe llegar un momento en que el término viscoso es el único importante de toda la deformación, cuya ecuación se simplifica entonces a

$$s = \frac{P t}{\tau_1}$$

que es matemáticamente indistinta de la de deformación de un líquido de viscosidad τ_1 .

Aunque podamos referirnos a τ_1 meramente como a «viscosidad», deberemos tener en cuenta que no es idéntica, en todos sus aspectos, a la viscosidad. Se ha demostrado, por métodos experimentales, que abarca componentes tales como la fluxión (flow) de capa límite, que parece matemática y físicamente indiferenciable de la viscosidad newtoniana, pero también se refiere a otros movimientos tales como el deslizamiento interior en la red espacial, que dependen del esfuerzo. Por todas estas razones recibe la denominación de casi-viscosidad o pseudo-viscosidad. La magnitud de τ_1 ha resultado ser variable, en dependencia del esfuerzo cortante P (shear stress), según la exponencial e^{-AP} (en la que A es constante), y también de la temperatura absoluta según la expresión $e^{\frac{RT}{B}}$, en que B es una energía de activación y R es la constante de Boltzmann.

Puesto que los términos que expresan los coeficientes elástico, plástico y viscoso son de orden de magnitudes comparables, no es probable que introduzcamos errores importantes si despreciamos todos ellos, menos el viscoso, cuando se trate de deformaciones de duración mayor que la requerida para permitir que el término viscoso se haga mil veces mayor que el elástico. Es fácil demostrar que esta duración es igual a $\frac{\tau_1}{\mu} \times 10^3$ segundos. Fórmula que puede adoptarse, arbitrariamente, como el umbral tras el que empieza el comportamiento enteramente fluido, y nos referiremos a él como la *reodidad* (rheidity), de la sustancia en cuestión, para las condiciones dadas. Por lo que se refiere a materiales geológicos, veremos más adelante que la reodidad puede alcanzar valores comprendidos entre quince días y 10^{10} años.

Tal como queda definida la reodidad, se emparenta estrechamente con el tiempo de relajación de Maxwell (Maxwell, 1868, pág. 134), que es igual a $\frac{\tau_1}{\mu}$. No hemos usado esta expresión por las siguientes razones:

- 1) La nomenclatura de Maxwell se aplicó originalmente a un estado de deformación constante, con esfuerzo cortante que cede exponencialmente, y en que τ_1 es independiente del esfuerzo. Cada una de estas condiciones queda excluida en el concepto de reodidad, que permite a τ_1 ser dependiente del esfuerzo, pero presupone esfuerzo constante, para el fenómeno, y deformación en continua variación.
- 2) Los conceptos modernos de reología utilizan diferentes «tiempos de relajación» para una misma sustancia. El término «tiempo de relajación» carece ya, en consecuencia, de precisión, a menos que se especifiquen las circunstancias.

3) Un factor de valor 10^3 subordina el término elástico a la milésima parte del valor del término flujo (flow), de manera que la reodidad resulta un umbral satisfactorio para el comienzo del comportamiento fluido.

Resulta claro, de la discusión precedente, que si tenemos un experimento, o fenómeno, en el que la sustancia experimenta carga por un período de tiempo mayor que su reodidad, los términos que expresan los factores transitorio y elástico pueden ser totalmente despreciados y po-

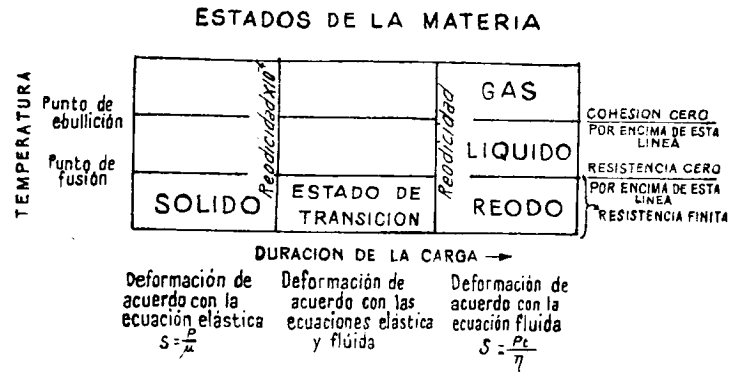


Fig. 1.

demus discutir la deformación, matemáticamente, en términos de la mecánica de fluidos. En otras palabras, la materia se deforma como un fluido. Con objeto de distinguirla de los líquidos (puesto que está por debajo del punto de fusión) y puesto que no hay término que comporte ese significado de manera precisa, es por lo que denominamos *reodo* (rheid) (del griego $\rho\epsilon\omicron\omega$, fluir), a tal sustancia.

Los estados—sólido, líquido y gaseoso—de la materia, se han definido solamente con referencia a sus puntos de fusión y de ebullición. Mientras consideremos solamente la temperatura y la presión no resultan ambiguos. Sin

embargo, seguimos reteniendo tales conceptos cuando tomamos en consideración la deformación y las características de deformación resultante para cada estado. Pero el comportamiento de deformación está limitado, no solamente dentro del marco de la temperatura, sino también en el del tiempo (fig. 1). De aquí que sustancias, que por definición son sólidas, puedan, bajo circunstancias favorables, deformarse como fluidos. Así, al examinar la deformación, deberemos reconocer tres estados fluidos distintos—gas, líquido y reodo—que cortan a través de los límites de los estados de la materia según se definen mediante límites térmicos. Se asemejan en que se deforman de acuerdo con las leyes matemáticas de los fluidos.

DEFINICIÓN DE REODO

Un reodo es una sustancia cuya temperatura está por debajo de su punto de fusión, y cuya deformación por flujo viscosa (*viscous flow*), durante la duración del experimento, es, por lo menos, de un orden de magnitud tres veces mayor que la deformación elástica bajo las condiciones dadas.

Resulta claro que hay un tránsito continuo de reodo a sólido elástico. Los límites elegidos, entre la reodidad y 10^{-4} veces la reodidad, son arbitrarios, y pudieran haberse escogido otros igualmente buenos. Sin embargo, una vez definidos, no hay lugar a indecisión, y estamos en posesión de una nomenclatura precisa para cualquier experimento concreto.

Resulta igualmente ventajoso confinar la definición de líquido a una sustancia que se mantiene por encima de su punto de fusión. Esto resulta preciso para todas las sustan-

cias definidas. Los agregados de mezcla no tienen puntos definidos de fusión, pero si se les trata como reodos hasta que están completamente fundidos, no surge confusión. De acuerdo con esta definición, un vidrio puede ser sólido o reodo, pero no líquido. El caso de los vidrios se discutirá más adelante. El término elástico debería limitarse, de acuerdo con estas definiciones, a las materias bajo su punto de fusión, en los casos en que la duración del experimento es menor que 10^{-4} de la reodicidad.

El diagrama (fig. 1) no ofrece denominación alguna para las sustancias, por encima de su punto de fusión, sobre las que actúe una carga varias veces menor que su reodicidad. De tal sustancia (por ejemplo, agua sujeta a la acción de ondas transversas de período inferior a 10^{-12} de segundo) puede esperarse que se comporte de manera distinta a la usual de un líquido. Sin embargo, como esta clase de fenómenos es ajena al campo de acción de los que se presentan en Geología, no propongo nomenclatura nueva alguna, aunque la física experimental está ya en los límites de este campo. (Ver Raman y Venkateswaran, 1939.)

COMPARACIÓN CON OTRAS DEFINICIONES

Resulta útil establecer la comparación de éstas con respecto a otras definiciones corrientes de líquidos y sólidos. Se ha intentado muchas veces encontrar una definición adecuada para los estados líquido y sólido, en relación con sus características de deformación. Pero hasta que no se desenmarañen los efectos independientes de la temperatura y del tiempo, resulta inevitable la confusión.

Hasta los niños de escuela saben que un líquido es, sencillamente, una sustancia que no retiene su forma mien-

tras se manipula con ella. Esta definición incluye tanto a los reodos como a los líquidos, y constituye realmente una definición razonable de un fluido, puesto que implica el factor tiempo. La designación fluido, en sentido lato, incluye, con toda seguridad, todo aquello que fluye, o, con mayor precisión, todo aquello que contiene el factor fluido en su ecuación de deformación; o, en sentido restringido, cualquier cosa en que ese factor constituye el término dominante, por ejemplo, líquidos, reodos y gases. Muchas veces se ha afirmado que el criterio para el establecimiento del carácter líquido es la falta de rigidez, la falta de resistencia, la incapacidad de transmisión de ondas transversales, mientras que los sólidos poseen todas estas propiedades. El criterio de la rigidez reposa en la confusión errónea entre los conceptos de rigidez y viscosidad, ya que estos dos criterios no quieren decir nada, a menos que se los sujete al criterio del tiempo, en cuyo caso se resuelven en variantes de la definición arriba propuesta. La discusión de resistencia, que es un término de deficiente definición, se deja para más adelante, en esta misma publicación.

El criterio de rigidez.

Escribe Gutenberg (1951, pág. 2):

«Se piensa frecuentemente que la expresión fluido quiere decir «desprovisto de rigidez.» Sin embargo, no hay objeto físico alguno que tenga realmente rigidez cero o nula, y no existe discontinuidad entre los conceptos de fluido y sólido. La determinación de las medidas de rigidez, en los casos en que ésta es muy reducida, es muy difícil en experimentos de laboratorio, ya que los mate-

riales así caracterizados experimentan cambios de forma debidos más bien al efecto de la fluxión viscosa que al del cizallamiento elástico (elastic shear). Los valores más pequeños, hasta ahora determinados, para el coeficiente de rigidez, parecen ser de unas 10^9 dinas por centímetro cuadrado, y corresponden al caucho (rubber) y sustancias similares. Como los valores que se obtienen para materiales tales como el níquel y el acero son del orden de unas 10^{12} dinas por centímetro cuadrado, se obtiene la impresión, por extrapolación, de que un material con una rigidez de 10^6 dinas por centímetro cuadrado, o menos, debe ser considerado como fluido, en el sentido corriente de la palabra.»

Jeffreys (1950, págs. 21-22, y 1952, pág. 23) señaló lo falaz de este concepto de la fluidez. La rigidez de una sustancia es la constante que relaciona la deformación elástica (elastic strain) con el esfuerzo cortante (shear stress). No es inverso de fluidez y no tiene nada que ver con la deformación por fluxión (flow strain). Una sustancia de escasa rigidez se deformaría mucho bajo la acción de un esfuerzo pequeño, pero recuperaría la forma, por definición, al cesar el esfuerzo. Si volvemos a la teoría del comportamiento elástico, la rigidez está directamente relacionada con el volumen específico, de manera que al no haber gran cambio de volumen específico entre los estados sólido y líquido no debería haber ningún cambio grande de rigidez. La rigidez del agua es comparable a la del hielo, pero como consecuencia de su muy reducida *viscosidad*, el agua necesitaría sólo en breve intervalo de tiempo de carga, en relación con su reodidad (por ejemplo, 10^{-12} de segundo), para que se apreciaran su rigidez y comportamiento elástico. Por consiguiente, es la relación entre la duración del período de carga a la razón existente entre viscosidad y rigidez.

lo que determina si una sustancia se comporta como un líquido o un sólido; esto viene a ser sustancialmente lo mismo que la definición propuesta en la figura 1.

El criterio de la onda transversa.

Los sólidos se han definido como aquellas sustancias que transmiten ondas transversales (shear waves); las que no cumplen este requisito se consideran como líquidas. Esta definición recibe amplia aceptación (Jeffreys, 1950, página 25). Sin embargo, no puede constituir una respuesta única para todas las sustancias en cualesquiera casos, y si se sigue rigurosamente hasta su última conclusión lógica, llega a resolverse en la definición aquí propuesta, en función del tiempo, la cual proporciona una definición clara para todos los casos. Porque si el período de las ondas transversales queda dentro del campo de tiempos del elástico sólido de la figura 1, resulta evidente que esta materia transmitirá ondas transversales, puesto que la deformación elástica es la única trascendente. Sin embargo, si el período de las ondas transversales cae dentro del campo de tiempos transitorios, su energía se disipará rápidamente en fluxión y la sustancia transmitirá las ondas deficientemente, de modo que el criterio no da respuesta clara. Si el período de las ondas es mayor que la reodidad, la sustancia no las transmitirá y deberá ser considerada como un líquido.

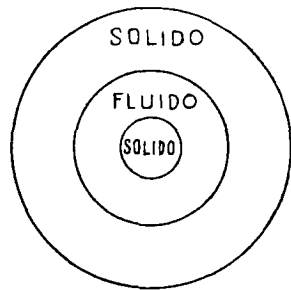
Resulta evidente entonces que la definición de sólido y líquido, expresada en términos de la transmisión de ondas transversales, carece de significado, a menos que se exprese, además, la frecuencia de sus ondas, en cuyo caso la definición se resuelve en una expresión que es función del

tiempo, tal como la que propongo para los reodos. Existe siempre, para cualquier sustancia, un orden de frecuencia de ondas para el que carece de validez el criterio de su transmisión. Incluso líquidos, tales como la glicerina, transmiten ondas transversales si su frecuencia es suficientemente alta (Raman y Venkateswaran, 1939, pág. 378).

La Tierra de los sismólogos y la Tierra de los geólogos.

La consecuencia del establecimiento del concepto de reodo, en tectónica, es la de que tenemos que escoger un modelo terráqueo que se adapte a la escala de tiempos del tipo de fenómeno en consideración. El sismólogo trabaja

Corteza sólida estratificada de unos 80 Km. de grueso

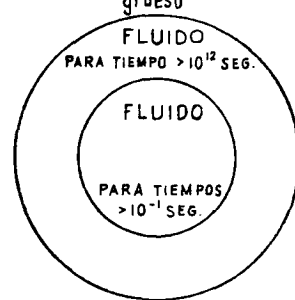


LA TIERRA DE LA SISMOLOGIA

Fig. 2.

con ondas elásticas de períodos comprendidos entre 10^{-2} a 10^0 segundos. Su modelo terráqueo (fig. 2) muestra, por consiguiente, un núcleo interior sólido, otro exterior fluido y un manto sólido y corteza, porque la reodicidad de todos ellos, menos el núcleo exterior, es mucho mayor que

Corteza estratificada, en parte reodica, de unos 80 Km. de grueso



LA TIERRA DE LA GEOTECTÓNICA

Fig. 3.

el período de las ondas sísmicas. Sin embargo, muchos tratados de geología mantienen tácitamente este modelo terráqueo de los sismólogos cuando se refieren a fenómenos tectónicos. Pero las cargas tectónicas se mantienen, por lo general, de 10^{12} a 10^{14} segundos, mientras que la reodicidad del manto (como se demostrará más adelante, fig. 21) varía entre 10^8 y quizás 10^{12} segundos. Por consiguiente, la Tierra del geólogo, por lo que se refiere a los fenómenos tectónicos, debería estar constituida por una costra delgada y un interior *completamente fluido* (fig. 3).

Hace mucho tiempo ya que Clairaut (1743), admitiendo que la Tierra estuviese constituida como una costra delgada que encerrase un interior *completamente fluido* (en su lava fundida), calculó su figura por el equilibrio entre su gravitación y su aceleración centrífuga. Su resultado está muy de acuerdo con las mejores medidas medias, geodésicas y gravitativas, de que disponemos hoy día. En vista de que estas dos aceleraciones no experimentan cambio de importancia en cien millones de años, parece lógico que se hubiese anticipado la idea de la exactitud de la teoría fluida. Sin embargo, Jeffreys, con la idea firmemente fija de su modelo de sismólogo, escribe (1950, pág. 84):

«Pero la teoría (de una Tierra fluida) nos lleva a otras consecuencias que son ciertamente falsas, a saber, que resultan imposibles las restantes desigualdades de la gravedad, de tan amplia manifestación. No hay lugar para otras variaciones de la gravedad superficial que no sean las que resultan de la figura elíptica simétrica.»

Sin duda que el razonamiento de Jeffreys resulta falaz aquí. Es cierto que hay divergencias muy grandes con respecto a la gravedad que corresponde a la figura elíptico-simétrica, pero no son incompatibles con una Tierra fluida.

da. En primer lugar, puede haber divergencias notables de la figura de equilibrio correspondientes a épocas de mayor duración que la de reodidad. Así, un bloque de pez, aunque esté en proceso de fluxión en paso a equilibrio de fluido gravitativo, puede ser estudiado con toda comodidad mientras esté en estado de fluencia. Puede necesitar periodos de tiempo mucho más largos que el de su reodidad para alcanzar el equilibrio.

El área escandinava experimenta actualmente tal clase de lento ajuste isostático, pero mientras tanto, presenta una anomalía gravitativa de cierto alcance. Pero, más importante que todo esto, lejos de ser incompatible con grandes desigualdades de la gravedad, la misma fluidez de la Tierra puede ser causa de tan grandes anomalías, puesto que cualquier circulación dinámica en su interior tendrá precisamente ese efecto. Si, por ejemplo, un circuito de convección gira hacia abajo, la componente vertical del cizallamiento viscoso (viscous shear) debe originar una anomalía gravitativa, y su magnitud constituirá una medida de la viscosidad y del ritmo de fluencia. Tal anomalía de gravedad es de origen dinámico y de la misma naturaleza física que la depresión de la superficie de las aguas sobre el desagüe de un depósito. Más adelante desarrollaremos, en esta misma publicación, la explicación, de acuerdo con este orden de ideas, de las anomalías de gravedad a que se refiere Jeffreys.

Desde Clairaut, son muchos los geólogos que han subrayado el comportamiento fluido de la Tierra sujeta al diastrófismo. Cotton (1923, pág. 187 y 1928, pág. 496) es el más enfático de entre ellos; y Rittmann (1951, págs. 275-8), el más reciente. Ambos autores establecen con nitidez la diferencia de efectos entre cargas de corta y de larga dura-

ción, lo que también ha sido reconocido con franqueza por Jeffreys (1924, y más recientemente). Sin embargo, resulta claro que hay en Jeffreys una preocupación con respecto a los fenómenos elásticos en los procesos geológicos, como se pone de manifiesto en su último libro (1952), iniciado con la afirmación:

«Al estudiar la constitución e historia de la Tierra, nos atañen, en gran medida, los fenómenos de cambio de dimensiones, especialmente de forma. De aquí que las propiedades físicas, cuyo conocimiento nos interesa en mayor grado, sean las propiedades elásticas».

Me atrevo a sugerir que, para cargas de duración mayor que los diez mil años, las propiedades elásticas son de pequeña trascendencia por lo que se refiere a los cambios de forma, y que gran parte del equivocado desarrollo del pensamiento tectónico desplegado por los geólogos, a lo largo de la última generación, podría haber sido evitado si se hubieran adscrito al modelo terráqueo (fig. 3) apropiado a la escala de tiempos correspondiente a los procesos examinados.

La orientación de nuestro pensamiento aparece influenciado, en gran medida, por los símbolos e imágenes que empleamos. Como ejemplo apropiado, me atrevería a sugerir que el error arriba mencionado, y tan sorprendentemente corriente, de imaginar que los líquidos tengan rigidez reducida, no hubiera ocurrido nunca a no ser que por la circunstancia de que hemos adoptado el vocablo, común en habla inglesa, de «rigidez» (rigidity) para designar también un significado técnico especial que expresa la relación existente entre la deformación elástica y el esfuerzo constante, esperamos después, subconscientemente, que aquellos materiales, de los que se expresa, en el sentido co-

riente de la palabra, que tienen una rigidez reducida, que la tengan también en el sentido técnico de la misma. De la misma manera, en Geotectónica, aplicamos nuestra lógica, no a la Tierra real, sino a determinadas abstracciones mentales que imaginamos representar la Tierra. El profundo efecto que en la orientación de nuestro pensamiento ejercen los símbolos que empleamos, es mi excusa para justificar el acuñamiento del concepto de reodidad.

Este artículo comenzó con un alegato contra la aplicación de leyes empíricas, y de teorías basadas en ellas, a fenómenos geológicos situados mucho más allá del límite de tiempos de aplicación válida de su empirismo. Al emplear los resultados experimentales de las investigaciones acerca de la fluencia, como base para una teoría de fluidos en Geotectónica, puede que salte con mi propio petardo, aunque esté apoyado por los conceptos teóricos de los mecanismos de la extensión fluida (creep), ya que necesitamos estar muy seguros del mecanismo para sentirnos firmes en tales categorías de extrapolación. Birch y Bancroft (1924) han criticado el empleo de las viscosidades de lo que aquí denominamos reodos, fundados en que estas viscosidades no son newtonianas, y afirman que los tiempos de relajación derivados, en el sentido de Maxwell, tienen dudosa trascendencia física. Sin embargo, podemos desarmar tales críticas por la evidencia empírica de las rocas mismas y por la forma como se han comportado bajo las condiciones consideradas.

Así es que el concepto de reodidad no presume viscosidad newtoniana, ni tampoco concede importancia física especial al concepto de viscosidad. Expresa meramente que, en los fenómenos en que hay extensión (creep) o fluencia (flow), en estado firme, dependiente del tiempo, cualquiera

que sea el mecanismo, hay un campo de tiempos en el que sólo tienen importancia el comportamiento elástico y a corto plazo, y que estos dominios de extensión del tiempo pueden definirse mediante comparación del equivalente de la viscosidad (definida por la relación entre el esfuerzo constante y el ritmo de fluencia) con respecto a la rigidez. La prueba de la fluencia, o fluencia, en estado firme, y de los valores atribuidos a las viscosidades, tiene que ser empírica, deducida bajo las condiciones de temperatura, esfuerzo cortante, presión confinante, y duración de carga, análogas a aquellas bajo cuyas condiciones han de aplicarse.

Griggs (1936, 1939, 1940) ha llevado a cabo muy interesantes experimentos exploratorios, acerca de la deformación de rocas en laboratorio, pero ha tenido buen cuidado de subrayar que sus condiciones experimentales no se acercan a las del ambiente de la deformación tectónica, y que sus rocas, sujetas a deformación artificial, poseen arquitecturas demostrablemente muy diferentes de las de las rocas sujetas a deformación natural. Además, las expresiones matemáticas de la fluencia observada en sus experimentos son muy diferentes de las que resultan de la Naturaleza. Todos sus experimentos manifiestan una deformación crítica, anterior a la fractura, que tiene lugar mucho antes de la deformación unitaria. Resulta claro que este es un fenómeno diferente de la fluencia en estado firme tal como se desarrolla en la Naturaleza, en que la deformación puede continuar a muchos múltiplos de la deformación unidad, sin ruptura.

Procederemos, por consiguiente, ahora, a examinar ejemplos de tal fluencia continua de material cristalino bajo condiciones geológicas en glaciares, sal, yeso, serpentina y neises. Cuando intentemos determinar la reodidad del

manto terráqueo, haremos uso exclusivo de datos empíricos, dependientes de la viscosidad y rigidez de los materiales terráqueos reales, bajo las condiciones auténticas de temperatura, presión, disolventes, duración de carga, etcétera, que también prevalecen en los fenómenos tectónicos a los que se aplicarán los resultados.

EJEMPLOS GEOLÓGICOS DE COMPORTAMIENTO REÓDICO

El hielo como reodo

La viscosidad del hielo glaciario es del orden de 10^{13} poises, y su rigidez, de 10^{10} dinas por centímetro cuadrado. La reodicidad del hielo es, por consiguiente, del orden de una quincena. De aquí que, para fenómenos de menos de dos minutos de duración, el hielo se comporta como un sólido elástico y podemos despreciar, con toda garantía de seguridad, todo fenómeno plástico y de fluencia. Pero para fenómenos de más de una quincena de días de duración, el hielo es, de acuerdo con la definición, un reodo y puede tratarse y discutirse matemáticamente, sin error de monta, como fluido. Bajo estas condiciones, los fenómenos elásticos pueden ser despreciados. Esto está perfectamente de acuerdo con lo que sabemos acerca de los glaciares (figura 13). La única diferencia que existe entre llenar un valle con hielo o con pez reside en que el hielo requiere mil veces más tiempo para fluir, a causa de su diferencia de reodicidad.

La analogía entre el hielo glaciario y la pez es bastante clara, pero resulta aún más instructivo comparar el hielo con otro fluido, el aire, examinando las relaciones de dimensión que existen entre las dunas de arena y los drumlins glaciares.

Las dunas de arena, del tipo barkan, se desarrollan en superficies de meseta con aportes tan reducidos de arena en deriva, que el barrido eólico es capaz de acumularla en montones que migran lentamente a favor del viento. La duna queda conformada por la intersección de dos superficies, una de ellas aerodinámica, en forma de medio paraboloide, que ofrece su cara al viento, y un cono en el ángulo desenfilado, en el que la arena cae desde aquella superficie al lado muerto (fig. 4). El aire discurre, sobre la superficie aerodinámica, en corriente laminar. Si la forma de la duna no corresponde a la aerodinámica que corresponde precisamente a esa velocidad, tiene lugar, o bien escariado, o bien turbulencia, hasta que se moldea adoptando una forma de equilibrio. Si la velocidad del viento incrementa la duna se hace más aguda, y se alarga en la dirección del viento, reduciéndose el tamaño de la porción cónica en el ángulo desenfilado. Podemos imaginar que, si el viento tuviese suficiente velocidad, esta sección cónica desaparecería del todo, y quedaría una conformación completamente aerodinámica con su extremidad más ancha, dando cara al viento y con extinción gradual hasta un punto muerto (fig. 4). Haría falta una velocidad de 200 millas por hora o más, para que llegase a producirse tal conformación.

Un drumlin es también una colina de material suelto desplazado a lo largo de una plataforma rocosa sujeto la acción de un fluido en movimiento, constituido en este caso por un grueso glaciario. Posee forma aerodinámica con su extremidad ancha dando frente al hielo en movimiento y su cola apuntando corriente abajo. Estudiemos ahora la analogía existente entre las dunas y los drumlins. Ambos están constituidos por un depósito de material incoherente que descansa sobre una plataforma permanente y al que la

flujo laminar de un fluido, que se desplaza sobre la plataforma, moldea hasta darle una forma aerodinámica. Cada una de estas estructuras se desplaza lentamente, en la dirección de fluencia, por el arrastre ejercido sobre la película superficial, de manera que el material es mermado constantemente de la cara anterior y recrecido hacia la cola.

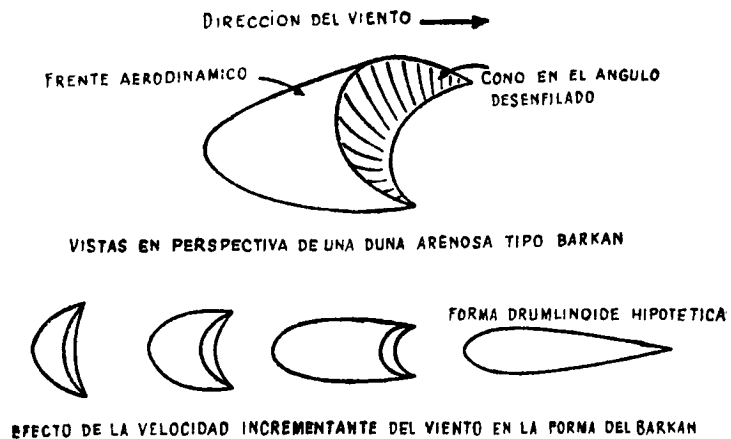


Fig. 4.

Dunas de arena de tipo Barkhan

Consideremos una duna en equilibrio con un viento de, digamos, 300 millas por hora, y supongamos que el aire es sustituido por otro fluido que tenga doble viscosidad cinemática. Si queremos conservar el perfil de equilibrio, la velocidad del viento tendría que reducirse a la mitad. Supongamos, ahora, que aumentamos la viscosidad. Para mantener, entonces, el mismo perfil de equilibrio habría de reducirse de nuevo la velocidad. Si se continuase el proceso hasta que el «viento» alcanzase la viscosidad del hielo de glaciar, la velocidad del «viento» podría resultar comparable a la velocidad del glaciar.

Puede hacerse extensiva la analogía a toda clase de ma-

teriales que se acumulan detrás de salientes, dunas de ángulo muerto y «morrenas de crag y de estela». Sin embargo no debería exagerarse la analogía puesto que no es perfecta. La velocidad y la viscosidad de los fluidos en movimiento no son los únicos factores que varían. Las velocidades superficiales de los glaciares han sido objeto de medida, pero no se conoce con certidumbre la velocidad de desplazamiento en el suelo del glaciar. Datos de alcance limitado sugieren que es del orden de unas 10^{-9} veces la del viento equivalente en el caso de las dunas, mientras que la viscosidad cinemática del aire es de unos 10^{-18} la del hielo glaciar. Sin embargo la analogía no deja de iluminar, de manera llamativa, el comportamiento esencialmente fluido del hielo cristalino de glaciar, para fenómenos de duración superior a unas pocas semanas.

La sal de roca como reodo

La rigidez de la sal, estimada en función de la velocidad de propagación de las ondas longitudinales, es de $3 \cdot 10^{11}$ dinas por centímetro cuadrado. La viscosidad de la sal de roca a 80°C es de 10^{17} poises (Weinberg, 1927). La comparación con otros materiales sugiere que, en presencia de aguas subterráneas saturadas de sal (que son las circunstancias que reinan en una formación de sal soterrada en un geosinclinal), este valor se reduce, probablemente, en dos o tres órdenes de magnitud. Si admitimos una viscosidad de 10^{16} poises, la reodicidad sería de 10^{18} segundos, pero podría reducirse también a cifras de la categoría de 10^6 segundos. Si admitimos el valor más alto de los dos, la sal de roca se comportaría como un reodo para fenómenos de más de diez años de duración y, quizás, también para pe-

ríodos mucho más breves. Sin embargo, cuando una gruesa capa de sal está encerrada a unas pocas millas de profundidad por debajo de otros sedimentos, el peso de la carga de los que sustenta se mantiene, ciertamente, durante un período mucho más largo que los diez años. De aquí que no tenga nada de sorprendente el que los domos salinos se desarrollen de estricto acuerdo con las leyes de los fluidos.

La intrusión de la sal que forma domos salinos ha sido discutida con éxito en término de la mecánica de los fluidos por Nettleton (1936), con la aceptación básica de que, tanto la sal como los sedimentos, se comportan como fluidos muy viscosos y de fluxión muy lenta durante períodos muy largos de los tiempos geológicos, y que la fuerza motriz fundamental que causa esta fluencia, y la formación de domos salinos, es el peso diferencial debido a la diferencia de densidades entre la sal y los sedimentos circundantes. La energía para la intrusión de los domos tiene, por consiguiente, el carácter de energía potencial gravitativa. La densidad de la sal de roca es de unos 2,2 y cambia relativamente poco por compresión elástica cuando está sometida a carga. La densidad de los sedimentos pelíticos de geosinclinal, sin embargo, aumenta rápidamente cuando se los somete a carga, desde menos de 2 en la superficie a casi 2,35 a profundidades de 12.000 pies (fig. 5). Por consiguiente una gruesa capa de sal, a profundidades someras, es generalmente más densa que los sedimentos a ella asociados. A unos 1.500 pies las densidades se igualan, mientras que, a profundidades progresivamente incrementantes, los sedimentos aumentan su densidad correspondientemente, con respecto a la de la sal. Como este estado de cosas puede mantenerse durante millones de años, tenemos una capa o lecho de un reodo menos denso (sal) en un medio reódico

más denso, los sedimentos. Este fenómeno no se diferencia en nada importante del que representa un lecho de aceite pesado debajo de una capa de agua. El centro de gravedad del conjunto queda rebajado si el aceite se alza en forma de gotas o columnas a través del agua. Esto es exactamente lo que ocurre con el reodo de sal, el cual forma columnas bastamente circulares, cuyo diámetro oscila entre el cuarto de milla y las dos o tres millas, y que fluye hacia arriba en forma vertical a veces hasta cuatro millas. Se co-

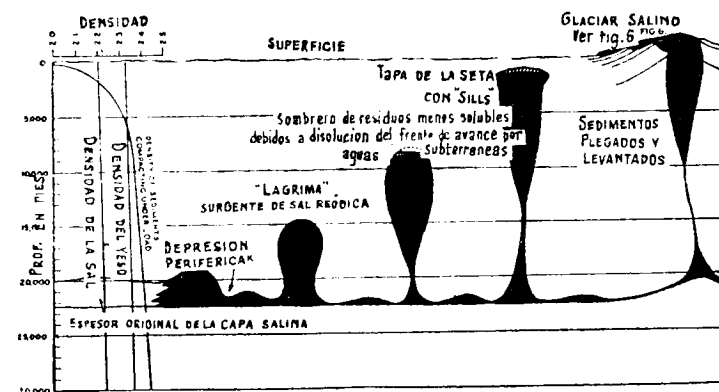


Fig. 5.

Evolución de domos salinos

nocen cerca de 150 de tales domos salinos en las llanuras costeras del Golfo de Méjico, más de 100 en el distrito de Emba, alrededor del mar Caspio, y muchos otros en Rumania, Alemania y Persia. Cuando esos domos llegan a una distancia de, más o menos, un cuarto de milla de la superficie, la densidad de los sedimentos que quedan por encima es menor que la de la sal, de modo que se inicia una tendencia a extenderse lateralmente y formar filones-capas (sills) y, a veces, incluso se aproximan a la forma de seta; el esfuerzo exigido para abombar los sedimentos existentes por encima es menor que el que necesitaría la sal

para continuar su ascensión. Muchos de esos diques o expansiones laterales han sido cortados por sondeos próximos a domos salinos en los planes de exploración para petróleo o sales (fig. 11). Sin embargo, el peso de una columna completa de sal, incluso cuando llega a la superficie, es aún más reducido que el de una columna de sedimentos de misma profundidad, de manera que aún queda energía para impulsar la columna hacia arriba y lateralmente, razón por la que los domos salinos alcanzan con frecuencia la super-

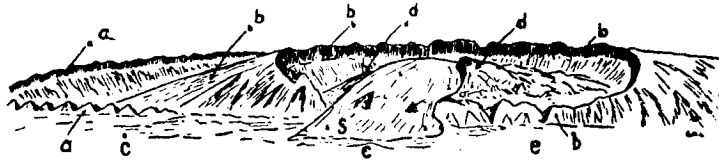


Fig. 6.

«Glaciar» de sal en extrusión del domo salino de Kuh-i-Anguru, en Persia (de un dibujo de campo de G. M. Lees). *a*) Escarpe de caliza miocena. *b*) Escarpes de calizas eocena y oligocena. *c*) Picos de *b*) que surgen a través de la sal. *d*) Caliza de Hippurites. *e*) Planura aluvial. *s*) «Glaciar».

ficie. Donde las rocas han sido eliminadas de la superficie por erosión previa (como es el caso de muchos domos persas) los sedimentos son generalmente más densos hasta la misma superficie, de manera que no hay tendencia a la intrusión lateral. Conforme se va constituyendo una montaña de sal extrusiva sobre el terreno, comienza a fluir y extenderse, bajo la acción de su propio peso, y forma «glaciares de sal», semejantes en todo a los de hielo. La figura 6 reproduce un esquema de campo trazado por G. M. Lees, que muestra un glaciar de ese tipo en Persia, el cual fluye a partir del núcleo del domo salino de Kuh-i-Anguru (Boeckh, Lees y Richardson, 1929).

Nettleton practicó también experimentos sobre modelos,

de dimensiones proporcionalmente comparables, con líquidos viscosos, y reprodujo domos intrusivos idénticos a domos salinos, por lo que a la morfología se refiere.

Un resultado del trabajo de Nettleton fué la demostración de la sorprendente pequeñez del esfuerzo necesario para iniciar y mantener tales movimientos fluidos. Cuando el trastorno de la superficie de la sal la ha abultado hasta constituir un desnivel de 100 pies en vertical, la presión fluida diferencial originante de la fluencia de la sal hacia el domo nascente es solamente del orden de una libra por pie cuadrado, por pie horizontal. Antes de que el abultamiento haya alcanzado 100 pies el gradiente de presión es incluso menor, lo que subraya la influencia e importancia de las irregularidades iniciales en la iniciación del domo. Por otra parte cuanto más se alza el domo, mayor es la diferencia gravitativa de esfuerzos. Así, cuando el domo se ha levantado a una altura de 10.000 pies a partir de una formación de sal situada a profundidad de 20.000 pies más abajo, la diferencia de presión fluida es casi de 70 toneladas por pie cuadrado. El resultado neto se manifiesta en una velocidad incrementada de aflujo que, eventualmente, ocasiona fracturas elásticas en los sedimentos, mientras que la sal continúa fluyendo sin fractura debido a que los sedimentos tienen como promedio una viscosidad mucho más alta y, por consiguiente, una reodidad muy superior a la de la sal. Cualquier reodo se fractura si es obligado a moverse a suficiente velocidad.

Parker y McDowell (1915), empleando lodos débiles de barita en representación de los sedimentos, y asfalto menos denso para la sal, han practicado experimentos sobre modelos de domos salinos, ajustados a la realidad por lo que se refiere a dimensiones, con aceleración de tiempos, y han

reproducido, con asombrosa fidelidad de detalle, los característicos esquemas de fracturas que se encuentran por encima de muchos domos salinos estudiados en detalle en el transcurso de perforaciones petrolíferas.

El yeso como reodo

La rigidez del yeso es de unas $5 \cdot 10^{11}$ dinas por centímetro cuadrado. Su viscosidad es de unos 10^{19} poises, pero en presencia de su propia solución acuosa saturada, su viscosidad efectiva se reduce a 10^{16} poises. La reodicidad para el yeso, en un ambiente geosinclinal, es, por consiguiente, de alrededor de un año, y para fenómenos de duración superior el yeso es un reodo, y se comporta mecánicamente como un fluido.

La extrusión viscosa del yeso en grandes mantos corridos (fig. 7) que aparece extruído en forma reódica en los pliegues terciarios del S.-O. de Persia, ha sido descrita gráficamente por Busk (1929, págs. 77-95) y en algunos cortes publicados recientemente por Lees (1953, fig. 7). El flujo se ha mantenido, probablemente, durante un millón de años, y continúa en la actualidad. Los mantos extruídos han fluido horizontalmente sobre las superficies de los sedimentos asociados, en la misma forma con que fluye el frente de avance de un bloque de lava de *aa*. La cara frontal es empinada y en algunos casos la erosión ordinaria de los arroyos llega a trabajar en ella profundos entalles, pero en general el avance es demasiado rápido para que la erosión adelante mucho. Los arroyos más importantes son rechazados cuando no son capaces de arrastrar el material con mayor rapidez que la de su extrusión. El cambio de drenajes es frecuente. Los mismos mantos de flujo tienen una

estructura compleja. Generalmente están constituidos por isoclinales leves, muy apretados, alóctonos, que aparecen volcados próximos al frente de avance del manto, y verticales más atrás.

La densidad de los sedimentos de tipo medio de geosinclinal llega a ser igual a la del yeso a unos 6.000 pies y,

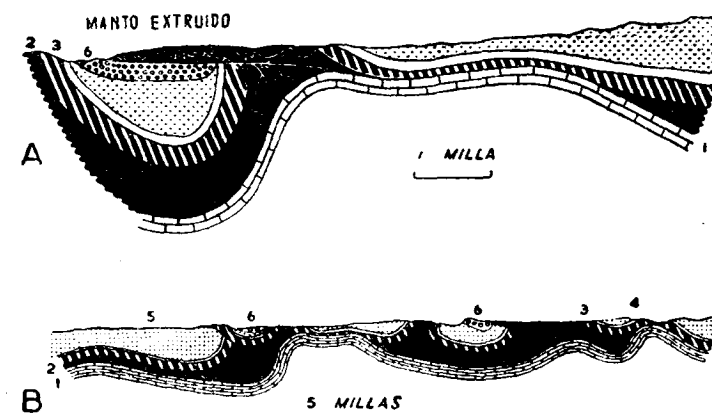


Fig. 7.

A) Manto de yeso extruído en el campo petrolífero de Masjid-i Sulaiman, en Persia (según Busk, 1929). B) Corte regional a través de la misma área (según Lees, 1953). 1, caliza de Asmari y estratos más viejos; 2, tramo I de Fars inferior (domina el yeso, anhídrita, sal y arcillas); 3, tramos II y III del Fars inferior; 4, Fars medio (areniscas y arcillas); 5, Fars superior (areniscas y arcillas); 6, Conglomerado de Bakhtiari.

a profundidades mayores, la del yeso es algo menor que la de los sedimentos (fig. 5). Resulta dudoso si llega a haber nunca suficiente diferencia de densidades como para llegar a producir estructuras domales de yeso del tipo de los domos salinos. En el caso de los mantos corridos de Persia, la densidad del grupo yesífero del Fars inferior, al final de la sedimentación miocena, era mayor, probablemente, que

la densidad media de los sedimentos del Fars medio y superior situados por encima, de manera que no hubo fuerza que justificase la fluencia del yeso. Sin embargo, después del plegamiento posterior, con la rápida sedimentación de los sedimentos del Bakhtiari inferior, que tuvo lugar en los surcos, seguida por los gruesos mantos del Bakhtiari más alto, los sedimentos inferiores a las gravas se habían consolidado bajo la carga hasta alcanzar una densidad mayor que la del yeso bajo la misma carga. En los sinclinales el espesor de sedimentos por encima del yeso del Fars inferior llegaba a los 18.000 pies, mientras que en los anticlinales había menos de 5.000 de sedimentos de carga normal por encima de aquella formación. En estas circunstancias, siempre habría disponible alguna energía potencial gravitativa que quizás ejercía suficiente fuerza para ocasionar extrusión en el yeso. Por otra parte, caso de ser esta la interpretación correcta de la fluxión, el Fars medio y superior habrían asentado en el surco de la caliza, obligando al yeso a fluir verticalmente a lo largo de los flancos, desde donde extruiría diapíricamente hasta la superficie. Habría poca fluencia en la cresta de los anticlinales. Esta imagen se opone en varias particularidades al corte figurado por Busk (reproducido en la fig. 7) que se basa en gran cantidad de datos sub-superficiales. Otra explicación es que las fuerzas causantes de la extrusión no fueran estáticas sino tectónicas. Si el plegamiento continuó después del Plioceno, las cargas se habrían transmitido principalmente a través de las calizas mesozoicas y del Terciario inferior, lo que tendería a arquear con mayor curvatura los anticlinales preexistentes. Los conglomerados del Fars medio y superior, y de Bakhtiari, se arquearían hacia arriba merced, solamente, a la presión vertical ejercida sobre

ellos por transmisión a través del grupo de yesos. Pero, debido a la baja reodicidad del yeso, éste tendería a comportarse como un fluido, y a extenderse horizontalmente, alejándose del ariete de la caliza en avance. Donde quiera que ocurriese una fractura adoptaría la forma de un manto, fluyente en dirección *horizontal*, cuyo flujo principal procediese de la coronación del arco, no del surco de los sinclinales. Esto es lo que está de perfecto acuerdo con la imagen que se presenta en Persia.

La serpentina como reodo

Carecemos de datos de la viscosidad, rigidez, o reodicidad de la serpentina. Sin embargo, tenemos cantidad incrementante de observaciones empíricas acerca de la intrusión sólida de serpentina, por fluxión reódica, bajo circunstancias que indican que aquélla puede fluir en condiciones ambientales de esfuerzo-tiempo bajo las que las rocas sedimentarias corrientes se fracturarían. Estos datos sugieren que la serpentina, bajo las condiciones orogénicas que reinan en la superficie, tiene una reodicidad de quizás 10^{11} ó 10^{12} segundos, es decir, de algunas decenas de millares de años.

Describió Thomas (1951) una masa de serpentina, de tipo tapón, de una milla de ancho, a la que se atribuye edad jurásica (franciscanense), la cual ha penetrado a través de areniscas eocenas, margas y margas arenosas; de las cordilleras costeras de California. Observa Thomas que «el contacto de la serpentina con la formación eocena se observó en cuatro localidades y se trataba de una zona de desgarre de 20 a 200 pies de ancho». Después de describir las circunstancias observadas en el campo llega Thomas a

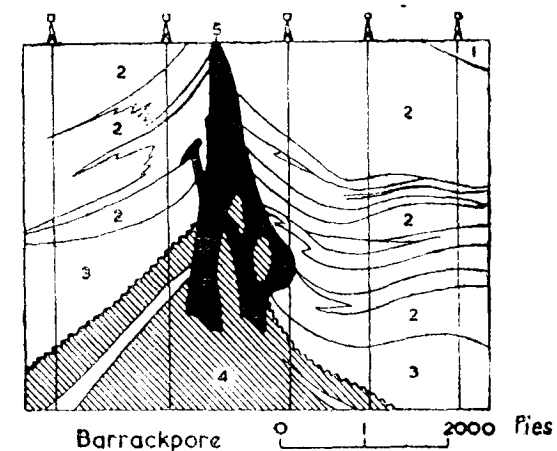
la conclusión de que la interpretación más probable de estos hechos es que la serpentina jurásica reintruyó, por flucción plástica, entre finales del Eoceno y principios del Mioceno. Se han citado otros casos de reintrusión probable de serpentina jurásica en las cordilleras costeras de California por Clark (1935), Reed y Hollister (1937), Taliaferro (1943) y Yates y Hilpert (1946).

No hay inversión de densidades que actúe de mecanismo impulsor para la intrusión reódica de la serpentina, como ocurre en el caso de la sal. Por consiguiente, la flucción selectiva de la serpentina se debe, al parecer, a una reodidad sustancialmente inferior, en el caso de esa roca, que la de las rocas encajantes. En un ámbito de apreciable diferencia de esfuerzos, mantenida durante un período mayor que el de la reodidad de la serpentina, ésta debería fluir como un reodo. Las rocas asociadas se comportarían, probablemente, como reosólidos, o sea materiales que ceden tanto a la deformación como a la fractura.

Arcillas compactas reódicas

En una asociación semejante de formaciones, de reodidad muy diferente, reside la causa de un tipo de pliegues diapíricos (fig. 8) que no es raro en los cinturones terciarios de plegamiento. Cartografié tales pliegues en el Golfo de Papua, pero se han descrito muchos otros ejemplos de Nueva Zelanda, Java, Sumatra, Birmania, Assam, Beluchistán, Rusia, Colombia y Trinidad (véase Lees 1952, página 26). Al discutir cuál sea la fuerza motriz que produjo las estructuras diapíricas, Lees estudia las cargas gravitativas, comprensión tangencial y presiones verticales de horsts basamentales, y considera esta última causa como la

más importante. Pero yo sugiero que, en el caso de toda clase de estructuras intrusivas, lo mismo que sean diapíricos de arcilla, domos salinos, yesos, taponos reódicos de serpentina o cuerpos igneos, la diferencia esencial existente entre el medio intrusor y el intruido reside siempre en su más baja reodidad. En el caso en que hubiera también



Pliegue diapírico de Barrackpore, Trinidad (según Suter).
1. Mioceno superior; 2. Mioceno medio; 3. Mioceno inferior
4. Oligoceno; 5. Flujo diapírico de lodos.

Fig. 8.

inversión de densidades, como ocurre con los domos salinos y los magmas fundidos (Holmes, 1945, pág. 478), la intrusión puede resultar como consecuencia de un ambiente en que reina solamente la presión hidrostática (por ejemplo, los domos salinos del Golfo de Méjico), y la energía actuante procede de la potencial gravitativa. Sin embargo, si no hay inversión de densidades, o si ésta es relativamente insignificante (como en el caso de los diapíricos de arcilla), entonces es necesario su sometimiento a diferencia de

esfuerzos de cierta consideración. Si las presiones orogénicas aplicadas al reodo potencial son tangenciales, el elipsoide de fuerzas ofrece su eje mayor en disposición horizontal y el de relajamiento más fácil en posición vertical, lo que tiene como consecuencia que el reodo fluya en dirección *ascendente*, lo cual, a su vez, puede desembocar en una ruptura diapírica, con descarga general de esfuerzos. Por otra parte, un horst de basamento que presione al material reódico como un émbolo vertical, produciría un elipsoide de fuerzas cuyo eje máximo se dispondría en dirección vertical, que descargaría primariamente mediante *fluxión* horizontal, alejándose del émbolo. Cuanto más perfecta resulte la fluidez de la arcilla, tanto mayor será la proporción del empuje vertical ejercido por el émbolo ascendente, empuje que se transmite en forma de *fluxión* lateral. Lees está de acuerdo en que «la plasticidad de la arcilla es tal que resulta capaz de constituir diques y sills». El resultado final de esa clase de empuje es la formación de un pilar (horst) de basamento con estrujamiento lateral del reodo que huye hacia los flancos, mientras que la consecuencia lógica de compresión horizontal, aplicada a reodos potenciales, es una extrusión diapírica. En otras palabras, los diapiros son «reventones reódicos» (rheid blowouts), no pilares. Nótese que incluso en regiones caracterizadas por plegamiento acusadamente asimétrico, los ejes de los diapiros se disponen, característicamente, en disposición vertical.

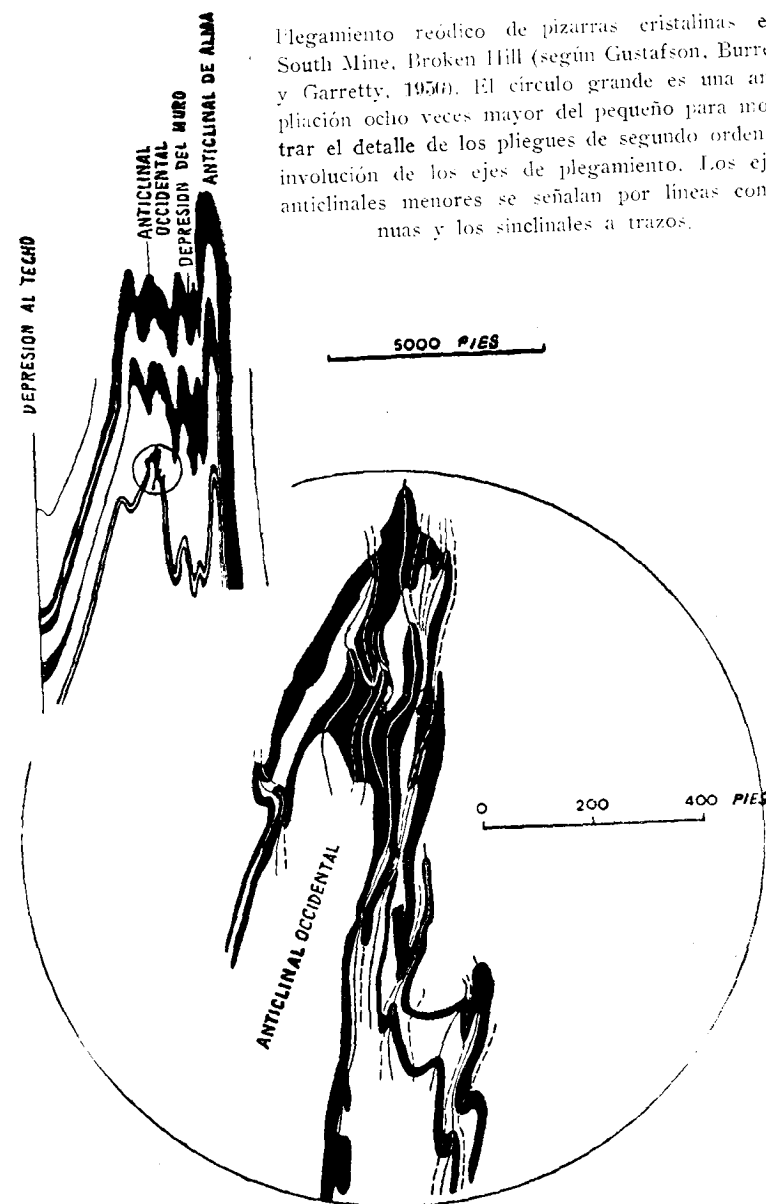
Con estos fundamentos parece que podemos afirmar que los diapiros arcillosos son consecuencia de fuerzas corrientes de plegamiento tangencial, pero se desarrollan cuando una formación está caracterizada por una reodidad considerablemente menor que la de los sedimentos con los que aparece asociada. Las principales causas de una reodidad

baja parecen consistir en una viscosidad inicial reducida y una sensibilidad alta (en el sentido que se da al vocablo en mecánica del suelo). La alta presión de gas es sin duda, en muchos casos, un factor aditivo de importancia, pero debido principalmente al efecto re-moldeador que ejerce sobre la estructura de la arcilla sensitiva.

Fluxión reódica de las pizarras cristalinas

Las pizarras cristalinas y los neises que se han deformado a varias millas de profundidad, y que después quedan puestas de manifiesto en superficie, merced a erosión muy prolongada, muestran abundancia evidente de deformación en gran escala, por *fluxión*. En Broken Hill, por ejemplo, donde el incentivo económico ha llevado a la identificación de los estratos de origen y a seguir sus pistas sistemáticamente con gran detalle, se ha encontrado que los lechos han sido plegados y extruidos en esquemas de fluencia que son idénticos, en todos sus detalles, a los de un fluido viscoso. Los lechos individuales engrosan hasta alcanzar un espesor muchas veces superior al original, y en otros puntos se atenúan en cambio hasta formar apenas meras películas a lo largo de miles de pies. Los pliegues son involutos y contorsionados en gran escala. Los miembros de los pliegues son comprimidos conjuntamente, con frecuencia, hasta su eliminación, y como consecuencia, quedan los núcleos o bien totalmente desprendidos, o forman lomas engrosadas en forma de «estructura en lágrimas, o goterón» (ver Garretty, 1943, figs. 5, 6 y 7). Los geólogos que han trabajado en esta clase de terrenos están de acuerdo, por lo general, en que tales deformaciones resultan como consecuencia de fenómenos de fluencia.

Hemos de observar, sin embargo, que en este caso tratamos con agregados heterogéneos de minerales diferentes, caracterizados cada uno de ellos por su propia reodidad, la cual difiere ampliamente, en muchos casos, entre unos y otros, mientras que en los ejemplos previos (con excepción de las arcillas reólicas) el material fluyente era principalmente monomineral. En tales casos, sin embargo, el agregado como conjunto, se caracteriza por una viscosidad, rigidez y reodidad propias, y puede tratarse como homogéneo cuando se considera su comportamiento conjunto. El flujo de tales materiales no es diferente, desde el punto de vista mecánico, del de la leche, que está constituida por una dispersión de un fluido en otro cuya viscosidad es mucho mayor en varios órdenes de magnitud, o de la pasta de los dientes, del hormigón u otras suspensiones; son casos en que la viscosidad de algunas de las partículas en suspensión es tan superior a la del medio suspensor, que toda la fluxión se desarrolla dentro de este último. Es posible encontrar todos los grados intermedios entre este extremo y el opuesto, el de una emulsión de dos líquidos con viscosidades idénticas. Cuando se somete a esfuerzo cortante un paquete de pizarras heterogéneas, el esfuerzo es el mismo, al principio, a través de todos los minerales. Sin embargo, aquellos minerales dotados de viscosidades más bajas ceden antes, tendiendo a figuras de deformación hidrostática. Esto tiene como consecuencia que incremente el esfuerzo cortante para los minerales más viscosos, y su velocidad de fluxión aumenta consiguientemente mientras tanto que el esfuerzo que soportan quede aún por debajo de su límite de fractura. Bajo la acción de mayores esfuerzos cortantes, los minerales menos viscosos pueden fluir, mientras que los más viscosos sufren ambas fluxión y fractura,



y se estiran hasta formar glándulas (augen), en las que los minerales muestran fractura y recristalización de deformación. Son los minerales más viscosos, no necesariamente los más rígidos, los que se comportan, en primer lugar, de esta manera.

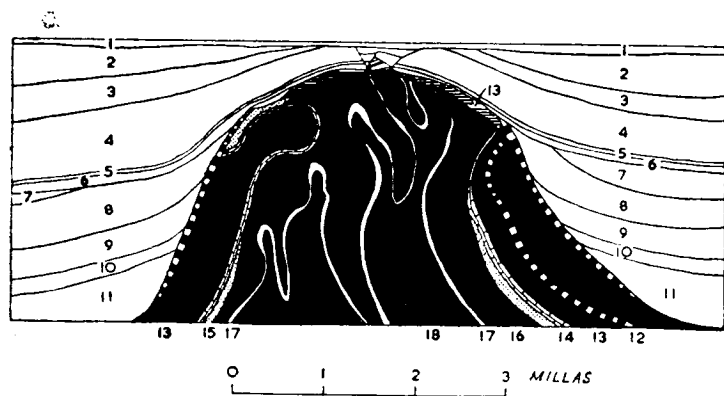


Fig. 10.

Deformación recíptica del domo salino de Nienhagen-Hänigsen como se aprecia en las minas de sal (según Bentz). 1, Diluvial; 2, Mioceno y Oligoceno; 3, Eoceno y Paleoceno; 4, Turonense y Senonense; 5, Cenomanense; 6, Cretáceo inferior; 7, Dogger; 8, Lias; 9, Keuper; 10, Muschelkalk; 11, Bunter; 12, anhidrita del Zechstein; 13, sal del Zechstein; 14, caliza del Zechstein; 15, arenisca del Rotliegendes; 16, Rotliegendes del Haselgerbirge; 17, arcilla del Rotliegendes; 18, sal del Rotliegendes.

Resulta interesante comparar el esquema de fluxión de tales pliegues con el de los de fenómenos de fluencia más rápida. La figura 9 (tomada de Gustafson, Burrell y Garretty, 1950) muestra la deformación fluida de tales clases de estratos, en Broken Hill, tal como quedan puestos de manifiesto por las labores mineras. Las figuras 10 y 11 (tomadas de Bentz, 1948) se reproducen para comparación con aquéllas y muestran, en corte general, y detallado, la deformación fluida de la sal tal como se conoce por las explota-

ciones mineras en las minas de potasa de los domos germanos. Encontramos aquí un esquema similar, de grandes atenuaciones y engrosamientos de los lechos, e involución de pliegues. Fijémonos, en la figura 11, en la manera en

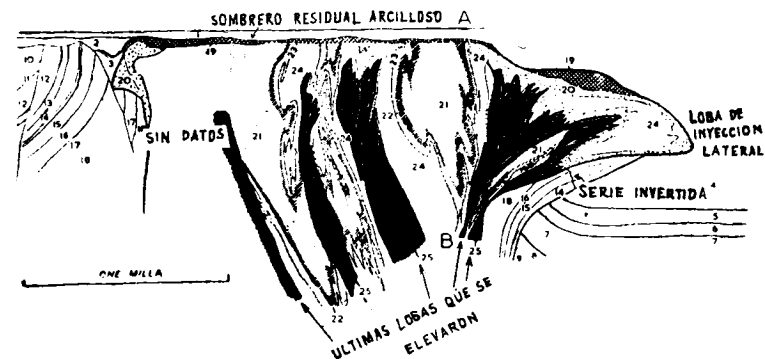


Fig. 11.

Sucesivas lomas de intrusión reveladas por la minería de la potasa, en el domo salino de Heide, Alemania (según Bentz). 1, Diluvial; 2, Terciario; 3, Cretáceo inferior; 4, Senoniense; 5, Turonense; 6, Cenomanense; 7, Albense; 8, Aptense; 9, Hauteriviense; 10, Lias; 11, Rético; 12, Keuper medio; 13, Keuper inferior; 14, Muschelkalk superior; 15, Muschelkalk medio; 16, Muschelkalk inferior; 17, Lechos rojos; 18, Bunter; 19, sombrero arcilloso residual; 20, sombrero de anhidrita; 21, sal más joven; 22, arcilla de la sal roja; 23, lechos potásicos; 24, sal más joven inferior; 25, sal vieja.

que las capas inferiores de la sal intruyen, diapíricamente, a través de las más viejas. Y, para comparación con unas y otras, la figura 12 muestra en corte una deformación fluida semejante, con grandes engrosamientos y atenuaciones de los miembros de los pliegues, y con planos de desgarre involutos. La figura 13 muestra la deformación fluida del hielo, en el glaciar de Malaspina, en Alaska, tal como se pone de manifiesto por las morrenas medias, contorsionadas en la región de cizallamiento viscoso comprendida entre dos lenguas que avanzan a velocidades diferentes. Es-

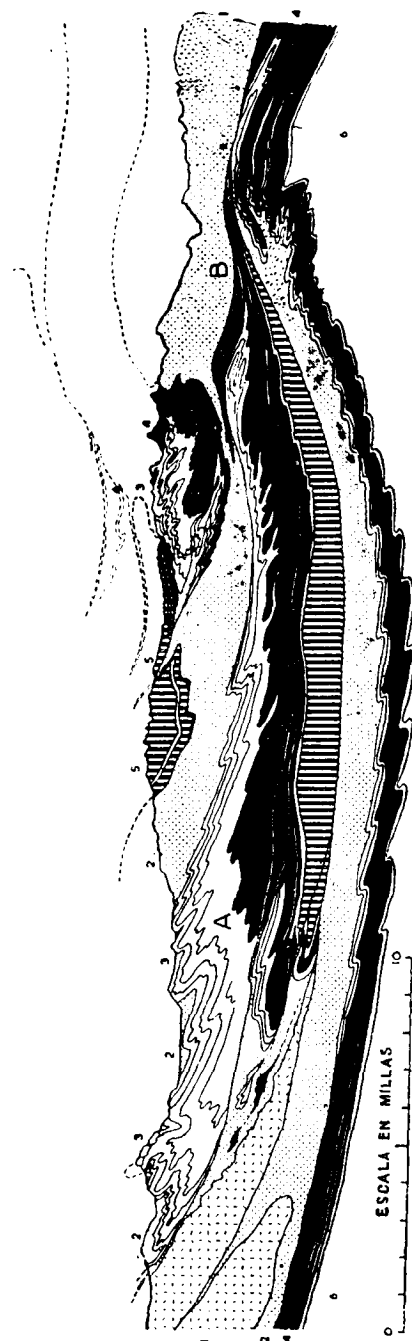


Fig. 12.

Deformación tectónica en los Alpes (según Staub). 1, Molisa; 2, Flysch; 3, Cretáceo; 4, Jurásico; 5, Triásico; 6, Basamento pre mesozoico.

tos pliegues son, por consiguiente, análogos a los que existen entre A y B de la figura 11, que son debidos a cizallamiento viscoso en la unión de dos lomas de sal que avanzan a velocidades diferentes, y entre A y B de la figura 12 de-

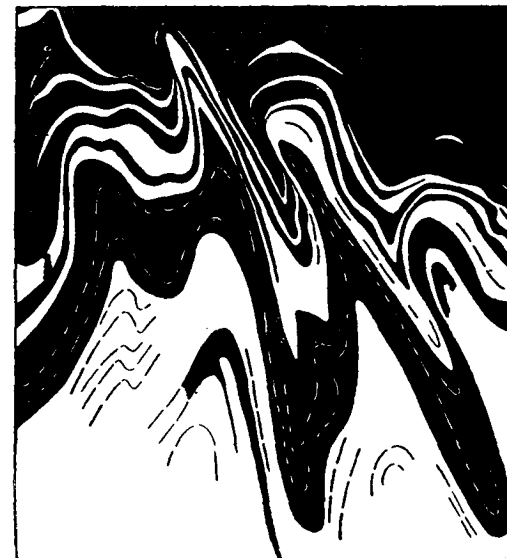


Fig. 13.

Plegamiento reódico del suelo glaciar. Morrenas medias deformadas en la zona de cizallamiento viscoso entre dos masas de hielo que avanzan a diferentes velocidades (adaptado de una fotografía de Bradford Washburn).

bidos a su vez al avance diferencial entre ambos mantos. La figura 14 muestra la deformación fluida de la basura flotante, en un remolino fluvial.

Estos ejemplos representan una diversidad de sistemas de esfuerzos aplicados a una amplia gama de viscosidades, pero se asemejan todos ellos en que representan la deformación de *fluidos* durante períodos sustancialmente más prolongados que el de su reodicidad, y cuya magnitud va-

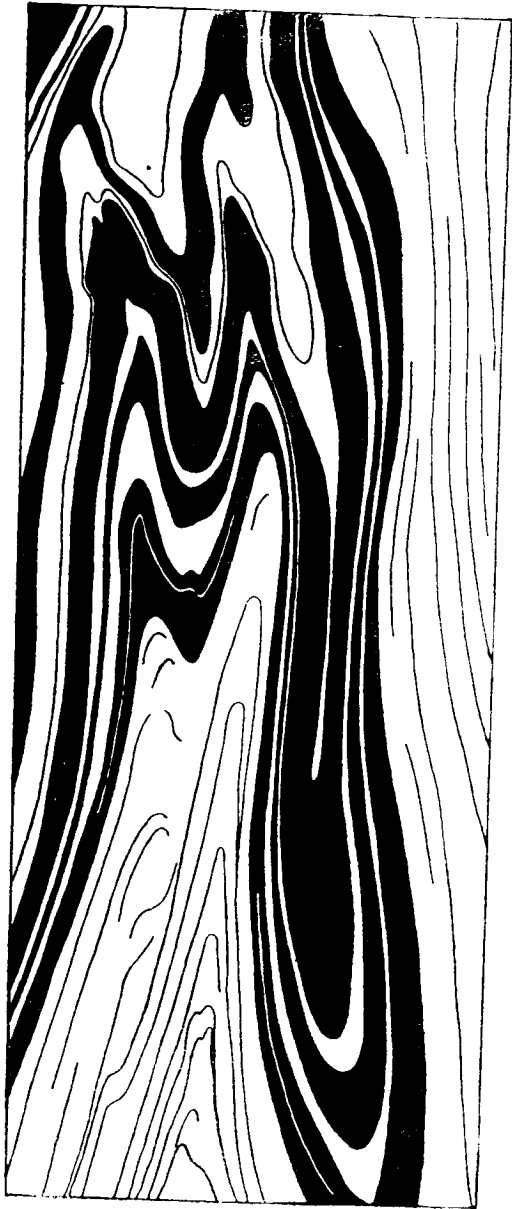


Fig. 14.

Deformación fluida de la basura en la superficie de un río (calcada directamente de una fotografía, río Tamar, Tasmania).

ría, para los citados casos, entre 10^{13} y 10^{11} , 10^8 , 10^{-9} segundos, un millón de veces el período de tiempo que separa el caso de las dunas del de los drumlins, o el del viento al del glaciar, en los ejemplos discutidos previamente.

MECÁNICA DE LA FLUXIÓN REÓDICA

Geometría de la deformación fluida

A primera vista, los pliegues de tipo fluvial, como es el caso de los neises de Broken Hill, o de la sal de Hånigsen, nos parecen extremadamente complejos, y en efecto lo son, si se los considera como derivados de pliegues del tipo competente. Sin embargo, no es esta su génesis y, si se los considera como lo que realmente son, como lobas y lenguas de fluencia diferencial, su geometría se nos aparece como sorprendentemente sencilla.

Consideremos en primer lugar su ámbito de esfuerzos. En el caso de tectónica profunda de compresión, como ocurre en Broken Hill, hay en esfuerzo máximo en dirección horizontal con mínima opresión hacia arriba. Esto implica un elipsoide triaxial de esfuerzos, cuyos ejes máximo y medio se disponen horizontalmente, y el mínimo en disposición vertical. Si la sustancia se comporta como un reodo, fluirá, con tendencia a decrecimiento del esfuerzo máximo e incremento del mínimo, y el resultado general será un acercamiento al elipsoide de fuerzas esférico (hidrostático), cuyo radio aproximado es el esfuerzo intermedio. El efecto, en las rocas, es la creación de lobas o lenguas que se extienden verticalmente hacia arriba.

El caso de un domo salino es semejante, con la diferencia de que el elipsoide de fuerzas inicial es oblongo, de revolución, con sección horizontal de forma circular, y el

eje de menores esfuerzos (mínima opresión) dirigido verticalmente. De nuevo, la baja reodividad de la sal obliga a que la fluxión tienda hacia la figura hidrostática, mediante lenguas que fluyen vertical y ascensionalmente. La diferencia estriba en que, en el caso tectónico, las lenguas se alargan mucho en planta en dirección normal a la de máximo esfuerzo, mientras que en el de la sal las lenguas son de sección circular en planta. En sección transversal ambos casos resultan indiferenciables.

Examinemos ahora el esquema de fluencia. Puesto que ni las rocas ni la sal cambian, de manera apreciable, su densidad durante la fluxión, cualquier volumen elemental permanece aproximadamente constante. La fluxión es laminar, con las líneas de flujo esencialmente verticales. La única deformación, durante la fluxión, es el cizallamiento viscoso entre láminas contiguas. No existe flujo a través de las láminas de fluxión. El ángulo de cizallamiento se mantiene constante todo a lo largo de la longitud vertical de cualquier lámina, siempre que las superficies limitantes se mantengan paralelas, pero decrecerá si divergen, y viceversa. La constancia del volumen exige que la anchura de cualquier lecho, medido en la dirección de las láminas fluyentes, permanezca constante mientras se mantengan paralelas (el área de un paralelogramo entre líneas paralelas es constante), pero el espesor, en esa dirección, aumenta o disminuye según las láminas de flujo diverjan o converjan. Así, en la figura 15, el lecho ABC se deforma mediante fluxión laminar hasta adoptar la forma A' B' C'. Entre A' y B' las líneas de flujo son paralelas y en cambio el espesor a lo largo de la dirección de fluencia se mantiene constante. Entre B' y C' las líneas de flujo convergen hasta la mitad de su separación primitiva, y originan una duplicación del es-

pesor de los hechos allí donde no hay avance diferencial. Ambos cambios de espesor pueden ocurrir simultáneamente y puede haber también cambios aparentes de espesor debidos a inclinación. Un tercer factor que puede contribuir a cambios en el espesor de los lechos es el de la reodividad

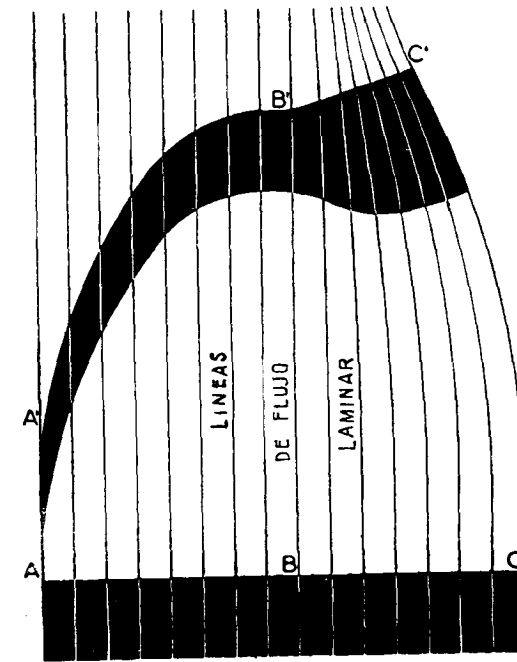


Fig. 15.

Variación de los espesores aparentes de los lechos en el flujo laminar.

diferencial. Si un lecho ofrece una reodividad más reducida que los otros, fluirá con velocidad mayor para la misma diferencia de presiones. Por consiguiente, tenderá a resultar diapírico con respecto a los otros, aunque éstos también fluyan reódicamente. Este factor alcanza su importan-

cia máxima a profundidades someras (p. e. diapiros arcillosos, serpentina y plegamiento de pizarras y cuarcitas alternantes), y en cambio no se manifiesta conspicuamente en los pliegues más profundos. Así, aunque Gustafson y otros encontraron alguna prueba de competencia diferen-

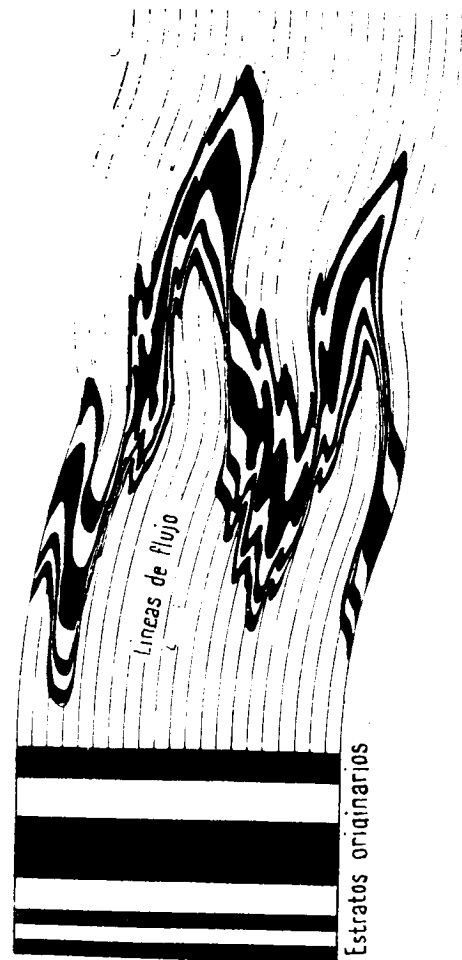
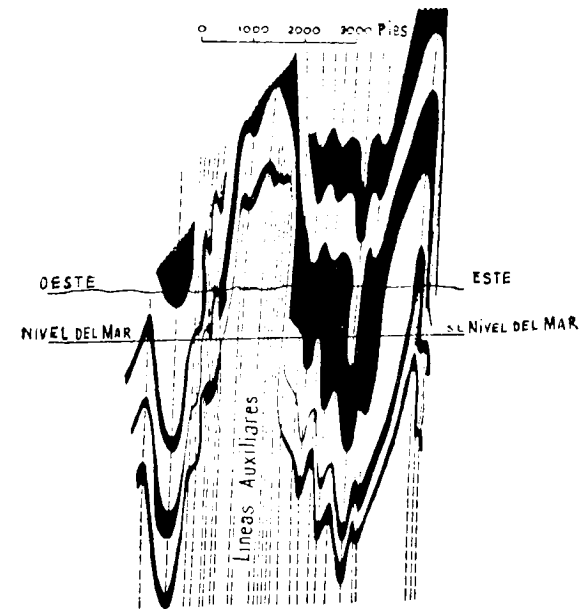


Fig. 16.
Geometría de los pliegues reódicos. Ejem. teórico

cial en Broken Hill, afirman: «Sin embargo, en general, nos encontramos con que las diferencias locales de presiones se resolvían local e inmediatamente por la fluxión plástica, casi perfecta, de la roca más próxima, cualquiera que fuera.»



Geometría de los pliegues reódicos - ejem. de campo.
Corte de la North Mine, Broken Hill (según Garretty)

Fig. 17.

La figura 16 muestra el desarrollo de las lobs de fluxión en un paquete de estratos, de acuerdo con estas leyes simplificadas. Nótese que esta deformación no implica cambio de volumen, ni fluxión a través de las láminas de flujo, exige muy poco desplazamiento total y ningún acortamiento horizontal. Este es un caso muy sencillo, sin con-

vergencia de las líneas de flujo y sin cambio de inclinación. En este diagrama se han dibujado las líneas de flujo a intervalos constantes, pero debería observarse también que todos los ejes de plegamiento y de inflexión son líneas de fluencia. La figura 17 muestra un corte a través de la North Mine en Broken Hill, y se reproduce aquí para fines de comparación calcada directamente del original de Garretty (1943, fig. 1). En ella se muestran las líneas de flujo exclusivamente en los sitios en que cruzan ejes o inflexiones. Una característica notable del plegamiento reóxico la constituye el que, incluso los ejes de plegamientos menores y los de inflexión, perduran a trayectos o distancias muy grandes. Ello es mera expresión del principio de que, en el flujo laminar, el ángulo de cizallamiento entre láminas adyacentes permanece constante, a menos que haya convergencia o divergencia.

Donde las láminas de flujo son involutas, como las que aparecen en la figura 16, pueden ser proyectadas, en primera aproximación, a partir de datos fragmentarios, aplicando a las *láminas de flujo* (flow laminae) las diversas construcciones de arcos circulares tangenciales estudiados por Busk (1929) para la *estratificación* en pliegues corrientes. Esta proyección no necesitará otro reajuste que el exigido para la corrección de los defectos de convergencias presentes en las láminas de flujo. La proporción de convergencia encontrada en Broken Hill (fig. 17), por ejemplo, podría ser corregida con facilidad. Los lechos pueden proyectarse entonces a partir de posiciones conocidas, mientras que sus espesores se proyectan de acuerdo con las relaciones que guardan con respecto a las láminas de flujo.

A lo largo del desarrollo normal de tales lomas de fluencia, las lenguas individuales tienden, por lo general, a

desarrollar progresivamente, adelantándose a las otras. Este fenómeno es el que muestra la figura 18, en la que el desarrollo hacia arriba de una gran loba (o «anticlinorio») se alcanza mediante el alzamiento sucesivo de lenguas individuales. Es extremadamente improbable que las condi-



Fig. 18.
Relación entre los pliegues mayores
o menores durante el desarrollo

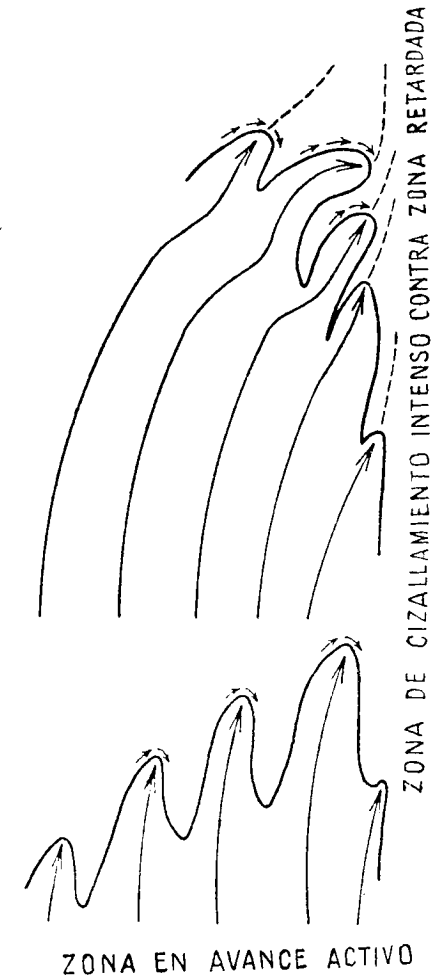


Fig. 19.
Involución de ejes de pliegues menores

ciones fuesen de tal uniformidad que las lenguas individuales se alzasen en el mismo orden, y a las mismas velocidades relativas, a lo largo del eje del «anticlinorio». Cualquier cambio en el centro de gravedad del alzamiento máximo del anticlinorio a lo largo, en sentido longitudinal, tendría como resultado un sistema en el que las lenguas o pliegues menores parecerían ascender oblicuamente por un flanco del anticlinorio, alzarse sobre su cresta y descender oblicuamente por el otro flanco, si se siguiera su marcha a lo largo del eje. (Véase, por ejemplo, las posiciones sucesivas de los ejes E, F y G en la fig. 18). Si el pliegue A mostró el alzamiento máximo en un extremo del campo y el pliegue H en el otro, entonces pliegues tales como C, D y E estarían en uno de los flancos en un extremo del campo, en el otro flanco, al otro extremo, y en la zona media constituirán los pliegues apicales del anticlinorio. Precisamente esta disposición es la que se ha encontrado en la minería de detalle para la explotación de tales estructuras en Broken Hill (Gustafson, Burrell y Garretty, 1950, fig. 23).

Allí donde una lengua de pliegue (A en la fig. 20), que está situada más baja que su vecina (B) avanza más rápidamente que ella hasta un nivel más alto, habrá una zona de intenso desgarre viscoso cortante entre ellas y puede resultar una de estas tres posibilidades. Si la zona principal de desgarre viscoso entre ellas aparece bien distribuída o yace principalmente en el flanco de B, entonces las dos lenguas de plegamiento permanecerán en relación «normal» mutua después del movimiento (primer caso de la fig. 20). Si la zona principal de desgarre tiene lugar en el flanco de A entonces se desarrolla un sinclinal, profundamente pellizcado, entre los dos pliegues (segundo caso de la fig. 20). Si la zona principal se concentra en la parte inferior del

flanco de A, adentrándose en el eje sinclinal, el resultado será un agudo sinclinal, con largas «lágrimas» aisladas a lo largo del plano axial (tercer caso de la fig. 20). Como la posición de la principal zona de desgarre fluctúa entre las lomas en avance, el sinclinal intermedio puede cambiar a lo largo de la dirección del rumbo entre estos casos. Donde

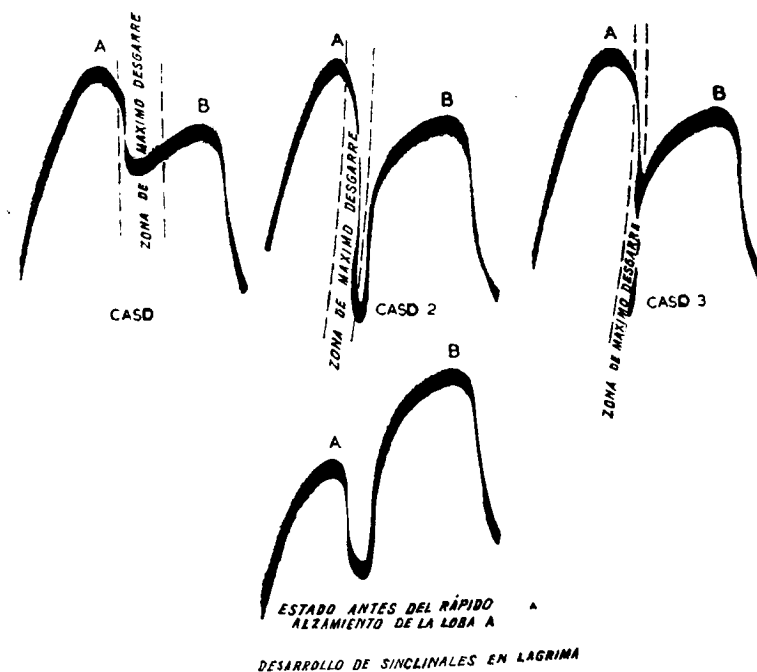


Fig. 20.

ocurra tal cambio habrá agudas alteraciones de inclinación en el eje del sinclinal, que se hundirá repentinamente hacia abajo a profundidades de miles de pies en un recorrido de pocos cientos de pies en el sentido del rumbo. Todos estos fenómenos aparecen desarrollados muy característicamente en Broken Hill y son de gran importancia para se-

guir la pista de los cuerpos de mineral que reemplazan a capas que se comportan exactamente en la misma forma (Garretty, 1943, figs. 6 y 7; y Gustafson, Burrell y Garretty, 1950).

Cuando una loba (o anticlinorio) en proceso de alzamiento activo, constituida por varias lenguas o pliegues menores, es adyacente a una zona relativamente estacionaria, se presenta un intenso cizallamiento viscoso que tiende a retardar todas las lenguas menores por el lado más próximo a la zona estacionaria. Esto trae como consecuencia que las márgenes externas de los pliegues menores afecten un movimiento ondulante, como de oruga, sobre el pliegue más próximo a la zona estacionaria (las flechas pequeñas de la figura 19 indican este movimiento y las grandes indican las líneas de flujo resultantes en los «planos axiales» de los pliegues). La consecuencia es una inflexión de los pliegues axiales, que resultan señaladamente involutos, especialmente cuando el frente del pliegue llega a quedar virtualmente estacionario contra la masa estable, mientras que las raíces continúan su avance vertical, incluso hasta llegar a sobrepasarlo. También hay estructuras bien desarrolladas de este tipo en Broken Hill (Gustafson, Burrell y Garretty, fig. 24).

El esquema del plegamiento reódico en los neises cristalinos resulta de comprensión mucho más fácil si nos damos cuenta de que no todo el pliegue avanza simultáneamente, como es el caso en el plegamiento somero. Primero avanza una loba sustancialmente, hasta que se detiene o al menos frena su avance, luego lo hace la vecina, luego otra un poco más alejada y así sucesivamente, de lo que resulta que, después de algún tiempo, todo el frente ha avanzado, aunque ahora aparezca, profundamente indenta-

da, una línea que originalmente era recta. La razón de esto estriba en que tal deformación reódica se desarrolla en una zona de activa orogénesis, no muy distante de un foco de granitización y emanaciones calientes. Ahora bien, la viscosidad de las rocas, como se señaló previamente, ofrece relación exponencial con respecto a la temperatura. Conforme aumenta ésta, el descenso de viscosidad, para un determinado aumento de temperatura, se hace mucho mayor. Las rocas, sin embargo, son malas conductoras y la mayor parte del calor es aportado convectivamente mediante vapores y gases intersticiales. La velocidad de calentamiento dista mucho, por consiguiente, de ser uniforme y pueden existir diferencias notables de temperatura a distancias más bien reducidas, si la permeabilidad, con respecto a los vapores, es baja. Por consiguiente, las zonas más calientes tienen viscosidad apreciablemente más baja y, bajo la acción de la presión regional, se adelantan diapíricamente con respecto a las otras, pero siempre en la dirección general del gradiente de temperatura decreciente. Esto permite que las alcancen las que quedaron retrasadas. Resulta instructivo estirar una pieza de plástico de cloruro de polivinilo (que ahora se emplea como papel de calco) ante un fuego abierto. Este material ofrece una viscosidad elevada a las temperaturas ordinarias, pero decrece, en muchos órdenes de magnitud, entre 100 y 150 grados centígrados. Si se estira ante un fuego las ligeras diferencias de temperatura existentes originan grandes diferencias de viscosidad, y las figuras trazadas en el plástico se estiran rápidamente, primero en un sitio, luego en otros, muy al estilo del avance diferencial de los pliegues reódicos.

El cuidadoso y detallado levantamiento cartográfico llevado a cabo por Gustafson y coautores, en Broken Hill,

constituye el ejemplo más auténtico y detallado del plegamiento fluido de los neises de que pueda disponer la geología estructural. Los pliegues menores por ellos cartografiados, se mantienen a lo largo de las siete millas, en el sentido del rumbo, y media milla, en vertical, que mide el área objeto de explotación minera. La variada forma de estos pliegues, su atenuación persistente, su extinción por estiramiento, la misma caída de pendiente, e involución, resultan todas lógicas y relativamente sencillas cuando se analizan desde el punto de vista de líneas de flujo. De nuevo podemos comparar este trabajo con el complicado dibujo que resulta de la cartografía detallada de los delgados lechos potásicos en los domos de sal germanos. La figura 11 muestra cómo las lobas de las últimas inyecciones salinas (en negro) perforan diapíricamente a través de las más antiguas, las cuales a su vez perforan también diapíricamente a través de los sedimentos mesozoicos. En esta figura las líneas de flujo más altas de la sal se han volcado o dispuesto horizontalmente bajo influencias gravitativas. En los Alpes (fig. 12) este proceso avanza un paso más y los mantos extruídos fluyen horizontal y uniformemente pendiente abajo a lo largo de grandes distancias. Sin embargo, los principios básicos de la tectónica reódica quedan inalterados.

FENÓMENOS ELÁSTICOS DURANTE LA FLUXIÓN VISCOSA

La literatura de geotectónica ofrece una serie de falsos conceptos afines, referentes al flujo y fractura de materiales corticales y subcorticales, del orden de los que vamos a enumerar, que parecen, todos ellos, desprovistos de validez física:

- (i) El comportamiento fluido es incompatible con la cristalinidad.
 - (ii) La existencia de fracturas elásticas (p. ej. sismos de foco profundo) implica fortaleza fundamental trascendente.
 - (iii) Los estratos vítreos se caracterizarían por resistencias fundamentales cercanas a cero, incluso si se admite resistencia fundamental finita para los materiales holocristalinos.
 - (iv) La existencia de diferencias sustanciales de esfuerzos (substantial stress difference), en el interior de la Tierra, es incompatible con la circulación fluida (p. ej. la convección).
 - (v) La fortaleza, de alguna importancia (substantial strength), es incompatible con la presencia de amplios fenómenos fluxivos.
 - (vi) La presencia de fallas numerosas, indicadoras de pasadas fracturas elásticas, o de terremotos, indicadores de fracturas elásticas actuales, implica que lo importante para el estudio de la deformación son las ecuaciones elásticas.
- Examinaremos sucesivamente cada uno de estos conceptos:

Fluxión viscosa de materiales cristalinos

El flujo de glaciares, sal, yeso y neises, descritos anteriormente, todo ello se desarrolla en materiales cristalinos. Sin embargo, todavía existe una extensa creencia en que la ocurrencia de comportamientos fluidos en el interior de la Tierra implica estados no cristalinos. Así dice, por ejemplo, Fourmarier (1950, pág. 1017):

«Una corteza de 60 kilómetros de grueso no podría des-

lizar sobre su substratum si toda la masa de la Tierra afectase estado cristalino: la dificultad desaparece si aceptamos que el substratum resulta viscoso a altas temperaturas, porque entonces ofrece escasa resistencia al movimiento de la corteza.»

Lo que equivale a admitir que la cristalinidad y el flujo viscoso son incompatibles. El mismo error conceptual aparece involucrado en la versión dalyniana de la capa de basalto vítreo, que se invoca para explicar el resbalamiento continental, así como muchas versiones de la astenosfera, postuladas para satisfacer los fenómenos isostáticos. De la misma manera relaciona Rittmann (1951, págs. 274-5) su zona de fluxión y convección con un medio no cristalino, contra lo que pueden oponerse otras objeciones que se enumerarán más tarde. Desde luego es cierto que los materiales no cristalinos son susceptibles de fluxión viscosa, pero lo que aquí afirmamos es que los materiales holocristalinos pueden fluir con igual facilidad. De aquí que un substratum completamente cristalino no es incompatible, de ninguna manera, con la compensación isostática, resbalamiento continental, la circulación convectiva, u otra forma cualquiera de deformación o flujo. La cuestión de existencia, y las magnitudes de posibles límites abarcentes de la posibilidad de flujo se discute más adelante.

Fractura elástica en fluidos no cristalinos

Se ha caído con frecuencia en el error inverso de llegar a la conclusión de que porque se conozcan fracturas elásticas a profundidades de hasta 700 kilómetros (sismos de foco profundo), la corteza haya de ser cristalina hasta esa profundidad. Aunque la conclusión es con toda probabili-

dad correcta, el razonamiento es, sin embargo, falaz. En los fluidos newtonianos el esfuerzo ejercido es directamente proporcional a la velocidad de fluxión. En los fluidos pseudo-viscosos (reodos) el esfuerzo cortante (shear) aumenta a velocidad aún mayor que la selección directa con respecto al ritmo de flujo. Todos los fluidos, cristalinos o no, tienen un límite de resistencia final, durante la fluxión, determinado por su cohesión. De aquí que con velocidades de fluencia incrementantes, el cizallamiento alcanza eventualmente a la cohesión, y se llega a la fractura con retroceso elástico. Esta fractura no implica, en modo alguno, cristalinidad. De aquí que con sustancias de viscosidad muy reducida se ha de llegar a una gran velocidad de fluxión, antes de que el esfuerzo pueda crecer hasta alcanzar el límite de ruptura. Sin embargo, con mayores viscosidades este límite puede lograrse con velocidades de fluxión menores.

Fluxión reódica con fractura

El último párrafo arrastra además consigo la consideración de que la presencia de fracturas elásticas no quiere decir que no haya predominancia de flujo en la deformación. De hecho es la inversa lo que generalmente ocurre. Tanto Bridgman (1936) como Griggs (1936) informan acerca de repetida fatiga elástica durante la fluxión plástica experimental de rocas. Señala Griggs que las rocas, sujetas a procesos de deformación plástica, rompen si se las deforma «suficientemente». Me parece que esto pudiera expresarse mejor diciendo «con suficiente rapidez», porque todos estos experimentos se llevaron a cabo en campos de acción próximos al límite del de reodicidad de los materiales empleados. En los procesos tectónicos es raro que las

cargas se impongan súbitamente. Se integran a lo largo de períodos de tiempo muy prolongados. En estos casos, en que se rebasa el límite de ruptura, la fluxión más rápida tiene lugar inmediatamente antes de la fractura.

La transposición de hielo desde el campo de nieve al morro del glaciar es casi por entero un fenómeno de fluxión. Sin embargo, allí donde el ritmo de deformación es más acelerado, por ejemplo, en cambios de dirección o de pendiente, queda rebasada la resistencia del hielo y se forma una característica red de fracturas elásticas. La intrusión en domo salino, aunque primordialmente un fenómeno fluido, que se puede predecir y analizar mediante leyes puramente de fluidos, aparece asociada, sin embargo, a característicos esquemas de fracturas (Parker y Mc Dowell, 1951). De la misma manera, el yeso de los mantos de extrusión persas contiene innumerables fracturas elásticas superpuestas, además de su evidente fluxión continua. En Broken Hill se encuentra un sistema de fallas asociado a la fluxión fluida, y la impresión general que se obtiene de los trabajos mineros, es la de que el sistema de fallas es cognato con respecto a la deformación fluida. En algunos sitios las fallas emergen, en forma imperceptible, en esquemas de fluxión atenuada. Lo mismo ocurre en los Alpes.

El hecho de que se desarrollen sismos de foco profundo a profundidades de 700 kilómetros no es, en manera alguna, incongruo con la «profundidad de compensación» somera, o «astenósfera», cedente a cargas superficiales, con restablecimiento del equilibrio isostático. Solamente depende de la velocidad o ritmo de su puesta en carga. Si la carga, isostáticamente desequilibrada, es suficiente para originar una cierta velocidad de flujo en la parte baja de la corteza, mientras que las cargas tectónicas locales son

lo bastante grandes como para originar una velocidad mayor de fluencia, las primeras pueden desarrollarse sin fractura, mientras que las últimas tienen lugar por fluxión continua con ruptura elástica intermitente.

Insistiendo de nuevo, los sismos de foco profundo no son incongruentes con la circulación convectiva del mismo material, en realidad podrían constituir muy bien parte de tal circulación. Consideremos, por ejemplo, un sistema convectivo como el de la figura 23, en que tenemos un gradiente de temperatura en sentido vertical ascendente, con una columna más caliente al mismo nivel que otra. El par impulsor de la circulación convectiva reside en la diferencia de peso de ambas columnas. El par resistente es el cizallamiento total viscoso a lo largo de todo el circuito. Porque para que la circulación sea continua, el flujo debe ser constante a través de cualquier sección radial. El esfuerzo cortante es directamente proporcional a ambas viscosidad y ritmo de fluxión. Este último es constante mientras que la viscosidad decrece exponencialmente con la elevación de la temperatura. De aquí que la parte más fría del circuito posee la mayor viscosidad y el mayor esfuerzo cortante. Es decir, en cualquier circulación convectiva la diferencia de esfuerzos es máxima en la parte más fría del circuito. Al tipo de temperatura prevalente en la base de la corteza, pequeños cambios de temperatura pueden ocasionar cambios muy grandes de viscosidad. Por consiguiente en esta zona, y para velocidades reducidas de circulación, el esfuerzo quedará por debajo de la resistencia al esfuerzo cortante todo a lo largo del circuito convectivo. Conforme incrementa la velocidad de circulación, el esfuerzo incrementará en todas partes, con acumulación incrementante de deformación elástica debida al cizallamiento viscoso, y puede llegarse a al-

canzar el límite de ruptura si la fluencia es suficientemente rápida. Esto ocurrirá antes en la parte más fría del circuito, es decir, en la parte más alta de la columna descendente. Si esto tuviese lugar en una célula de convección en el manto, ocasionaría sismos bajo la corteza, cuyos focos progresarían en profundidad para velocidades incrementantes de la circulación convectiva. Los hechos empíricos que señalan la repetición frecuente de grandes sacudidas en un mismo foco profundo (p. ej. Hindu Kush) y la dirección constante del primer movimiento, para un solo foco y todos los demás de la región con él relacionados (Gutenberg, 1951, págs. 310-311), corresponden a lo que se esperaría de una región de flujo continuo, y relativamente rápido, próximo al límite de ruptura.

El fenómeno de fluxión viscosa, acompañada de fractura elástica, puede ser ilustrado por su comparación con fenómenos eléctricos análogos, que obedecen a las mismas fórmulas matemáticas. Si comparamos el flujo viscoso con el de corriente (eléctrica) a través de un sólido, el equivalente de la viscosidad es la resistividad, y lo análogo a la rigidez es el recíproco de la capacitancia. De aquí que un material que puede ceder, o bien por fluxión viscosa, o por fractura quebradiza con descarga de tensiones elásticas acumuladas, puede compararse con un sistema a través del cual puede fluir la corriente eléctrica, o bien en corriente directa a través de una resistencia (=flujo viscoso), o por ruptura de un condensador con descarga de tensión dieléctrica. Si a lo largo de este circuito, mantenemos una pequeña carga, la corriente fluirá continuamente a través de la resistencia y, aunque se acumule energía dieléctrica en la capacitancia, no se dispondrá de suficiente potencial a través de ella para romper la fortaleza dieléctrica. Sin embar-

go, al aumentar la diferencia de potencial (=diferencia de esfuerzos aplicados) aumenta proporcionalmente el flujo que pasa a través de la resistencia (=flujo viscoso) y aumenta también la energía dieléctrica acumulada (=energía elástica) hasta que se alcanza la descarga cuando se llega al límite de fortaleza de la resistencia dieléctrica (=resistencia del material). Cuando el potencial aumenta lentamente, la mayor proporción del flujo total de corriente (=deformación total) habrá pasado a través de la resistencia. Lo mismo ocurre en Geotectónica. Las fracturas elásticas resultan incrementantemente abundantes en las capas más someras de la corteza, pero el flujo viscoso aporta todavía la mayor contribución a la deformación local, incluso donde el fallamiento constituye fenómeno general.

LÍMITE DE RESISTENCIA DEL FLUJO CONTINUO

Se ha debatido mucho la cuestión de si las rocas son susceptibles de fluencia bajo la acción de esfuerzos infinitamente pequeños cuando se mantienen durante un periodo suficientemente prolongado de tiempo, o bien si existe un límite de resistencia por debajo del cual las cargas pueden ser soportadas indefinidamente, sin que tenga lugar flujo continuo (Grigg, 1936, pág. 541; Daly, 1940, pág. 9; Jeffreys, 1939 y 1952, pág. 326). Fué especialmente Jeffreys quien mantuvo que hay tal resistencia finita, por lo que basándose en este concepto, se opuso a las teorías orogénicas convectivas.

Es necesario poner en claro, desde el principio, el significado que se ha de atribuir a la palabra «resistencia» («strength»), la cual es empleada con muy diferentes significados. Parece que lo mejor sea seguir a Griggs y Daly

cuando usan el término «resistencia fundamental» («fundamental strength») para designar el máximo esfuerzo cortante (shear stress) que puede soportar el material, indefinidamente, sin experimentar fluencia continua. Jeffreys emplea la palabra resistencia (strength) con este mismo significado. Todos los fluidos, incluidos los reodos, son capaces de soportar cargas mucho mayores indefinidamente sin fractura, pero experimentan deformación viscosa continua mientras tanto permanezca aplicada la carga. El límite de tales cargas es la cohesión, que ha sido denominada también «resistencia límite» («ultimate strength»). Cuando las viscosidades llegan a ser muy grandes no es posible establecer distinción experimental entre tal resistencia límite y la resistencia fundamental, porque la velocidad del flujo puede ser demasiado reducida para que seamos capaces de medirla durante los tiempos de observación. Suponiendo una viscosidad de 10^{26} poises (que es más o menos el orden de dimensiones, o algo menor, de las viscosidades de las rocas superficiales), será necesaria una carga cortante del orden de 10^{16} dinas por centímetro cuadrado para producir flujo mensurable a lo largo de un año, cifra que es diez mil veces mayor que la resistencia de aplastamiento por compresión de las rocas. Por consiguiente, no tenemos prueba experimental de que haya realmente un límite de resistencia fundamental, sino solamente de «resistencia práctica» («practical strength») (Daly, 1940), que podría definirse como el máximo esfuerzo cortante que puede ser mantenido durante la duración del fenómeno que estamos considerando, sin que dé lugar a flujo de alguna consideración.

El modelo de Jeffreys (1939, pág. 39) parte de la admisión de la existencia real de la resistencia fundamental, que expresa como sigue:

«Las propiedades de un sólido serán entonces las que enumeramos a continuación: para cargas por bajo de la resistencia fundamental, la deformación no excederá de un cierto valor, por muy largo plazo que se mantenga el esfuerzo, aunque habrá, en general, reajuste posterior elástico. Para cargas mayores podrá desarrollarse fluencia plástica permanente, que puede alcanzar cualquier magnitud si el esfuerzo se mantiene durante un período de tiempo suficiente, o también pueden generarse fracturas después de un plazo suficiente.»

La palabra «plástico» se usa aquí en su más amplio sentido, no en el nuevo y más restringido significado técnico (deformación finita, independiente del tiempo, dependiente del esfuerzo, deformación no recuperable).

Si tenemos en cuenta la experiencia de que disponemos actualmente, es difícil tomar partido definitivo acerca de si la resistencia fundamental de las rocas es o no de valor cero. Según la teoría generalmente aceptada para la fluencia viscosa de «sólidos», el miembro dependiente de la temperatura corresponde a un fenómeno de difusión que únicamente cesa del todo a la temperatura del cero absoluto. Una roca resistente sería el equivalente de un buen aislante en electricidad. El flujo de la corriente eléctrica se resuelve en la difusión de electrones en cantidades estadísticamente mucho mayores en una dirección determinada, afluencia ocasionada por un gradiente de potencial eléctrico a través del material. El flujo viscoso parece corresponder, en parte al menos, a la difusión de átomos en cantidades estadísticamente mucho mayores en una dirección determinada, originada por un gradiente de cargas a través del material. Es improbable que exista ningún tipo de aislamiento perfecto, ni siquiera incluso para pequeños potenciales, pero

el flujo puede resultar tan débil que no lo podamos detectar ni aun con los más refinados aparatos de medida. El análogo eléctrico de la viscosidad es la resistencia. Es teóricamente improbable que ni la viscosidad ni la resistencia lleguen a un valor infinito para ninguna clase de material. La viscosidad podría llegar a ser tan elevada, que el flujo mensurable carecería de importancia, ni siquiera a lo largo de 10^9 años, pero nunca llegaría a igualarse a cero. No existiría la resistencia fundamental pero sí la resistencia práctica, que resultaría cada vez más reducida cuanto más se prolongase el experimento, o también si se elevase la temperatura.

Por ahora la prueba experimental está de acuerdo con estos conceptos. No hay prueba experimental, o de observación, que no quede satisfactoriamente explicada asumiendo una viscosidad alta y una resistencia fundamental igual a cero. Si queremos extender la discusión, desde el campo experimental y de la teoría al de los fenómenos geológicos, llegamos a la conclusión de que es mayor la probabilidad de que la resistencia fundamental sea nula, que no de que haya una resistencia fundamental finita. Sin embargo, no resulta seguro extrapolar, ni a partir de la prueba teórica ni de la experimental, a lo largo de las inmensas magnitudes de tiempos implicadas en los fenómenos geológicos. Resulta claro, no obstante, que la resistencia práctica es suficiente para funcionar como una resistencia fundamental aparente, incluso para los tiempos geológicos más prolongados, en la zona somera de la corteza en que la viscosidad es elevada. Razonaremos en seguida que resulta igualmente cierto que ni la resistencia práctica ni la fundamental, si es que existe, son suficientes para impedir el flujo continuo en el manto y en partes de la corteza. Si la

resistencia práctica observada fuese debida solamente a la elevada viscosidad, se reduciría a ritmo exponencial con temperaturas incrementantes, lo que está de acuerdo con los fenómenos geofísicos. Aunque admite Jeffreys, con algunas reservas, que el levantamiento postglacial de Fennoscandia constituye prueba de fluxión viscosa en la parte baja de la corteza, afirma sin embargo (1952, pág. 327), basado en las anomalías gravitativas conocidas, que el flujo viscoso resultante de tales cargas no puede ser de orden general:

«Si es cierto, habremos de aceptar que todas las regiones caracterizadas por anomalías positivas de la gravedad están en proceso de descenso, y las señaladas por anomalías negativas, en alzamiento. En cualquier sistema montañoso sujeto a denudación, o bien la compensación guarda paso con el ritmo de la denudación, y no habría entonces anomalías gravitativas isostáticas de orden sistemático, o bien no lo guarda y las anomalías gravitativas habrían de ser negativas. Donde la carga es reciente, y de manera semejante, o no hay anomalías de gravedad, o serán sistemáticamente positivas.»

La principal falacia de este razonamiento reside en suponer que la resistencia fundamental es la única causa posible de anomalías isostáticas gravitativas. Si esto fuera correcto, las conclusiones de Jeffreys serían válidas, pero no lo es:

a) La anomalía isostática es la diferencia entre la gravedad observada y el valor calculado para la misma, que se obtiene utilizando un esferoide supuesto y una relación igualmente supuesta y arbitraria, entre la altitud y la distribución de la densidad. Se ha emitido una gran diversidad de hipótesis y, como comprobación, se utiliza el orden estadístico de magnitudes de estas anomalías. Algunas

anomalías residuales, especialmente las de gran extensión regional, pueden ser debidas a discrepancias entre los hechos reales y estas hipótesis idealizadas. Así señala Jeffreys como «objeción sobresaliente» a la viscosidad finita, el tiempo de degradación de una anomalía, de un solo sentido, y extensión de 3.000 kilómetros. Dejando aparte lo injustificado de la admisión de que el orden de magnitud de la viscosidad subcortical sea regionalmente constante (que no lo es), señalemos que esta es precisamente la clase de anomalía que debería variar con diferentes hipótesis para la compensación. No identifica Jeffreys cuál sea la región que tiene en su mente al hacer estos razonamientos (hay muy pocas áreas de tal extensión para las que se conozca bien el valor de la gravedad), pero al parecer se refiere a una anomalía relativa entre área continental y océano.

b) Movimientos dinámicos dentro de la Tierra podrían ser la causa de grandes anomalías. Donde las corrientes de convección giran hacia abajo, la componente vertical del esfuerzo cortante viscoso puede sustentar cargas importantes que resultarían expresadas como anomalías negativas, sin que tenga nada que ver con su resistencia. Es el caso de la superficie deprimida del agua sobre el orificio de desagüe de fondo de un depósito. Las bandas de anomalías negativas de «Meinesz», son, según se sugiere, de tal origen. El movimiento convectivo podría soportar también cargas en virtud del esfuerzo cortante horizontal en la base de la corteza, que mantendría a parte de ella sometida a intensa compresión y permitiría que una proporción mayor del exceso de carga fuera soportado por la resistencia práctica de las más frías capas superficiales que en el caso de sencillas cargas verticales. Por ejemplo, el «Hidden Range» de la India es tan patentemente paralelo al eje del Himalaya, que

es muy probable que sea producto de las mismas fuerzas tectónicas. La intensa compresión de los Siwaliks se extiende hasta dentro del Pleistoceno superior y tiempos contemporáneos. Con viscosidades de 10^{26} para las rocas del escudo, las rocas del «Hidden Range» podrían haber soportado cargas de 10^9 dinas por centímetro cuadrado, durante un millón de años, sin que llegase a apreciarse pandeo del arco, por fluxión, a menos de análisis muy profundo. (He supuesto que un descenso de 10 metros a lo largo del último millón de años sería posible ponerlo en evidencia.) Esta carga es más que suficiente para explicar la anomalía del «Hidden Range».

c) El ejemplo del «Hidden Range» subraya la diferencia que existe entre la resistencia práctica y la fundamental. La amplia variación que se aprecia entre el valor conocido para el flujo y el gradiente de temperatura, prueba que esta última experimenta amplias variaciones regionales dentro de la corteza, y la incidencia de vulcanismo muestra, a su vez, que la temperatura de la subcorteza varía entre amplios límites, regionalmente, y con el tiempo; ahora bien, puesto que la viscosidad desciende exponencialmente con los incrementos de temperatura, la resistencia práctica debe variar ampliamente con la región y con el tiempo.

También hay prueba empírica terminante contra la sugerencia de que la resistencia finita de las rocas sea suficiente para impedir el flujo continuo del substratum. Es evidente que el hielo de glaciar tiene alguna resistencia práctica; pero resulta patente que la resistencia fundamental, caso de ser finita, es demasiado baja para impedir que el hielo fluya, pendiente abajo, como cualquier otro fluido. ¿Hay algo que sugiera que esto es plasticidad (*sensu stricto*) o extensión transitoria (transient creep), facto-

res ambos que permitirían al hielo tal grado de deformación y su cese? ¿Hay alguna duda de que, si la pendiente se prolongase a distancia indefinida, el hielo continuaría fluyendo a distancia infinita? La fluxión glaciaria es claro ejemplo de fluencia pseudoviscosa en estado firme. Examinemos ahora el caso de la intrusión de domos salinos. La sal fluye hacia arriba a lo largo de distancias que se miden por kilómetros. Estudios practicados en las minas de sal muestran que su mecanismo es por deformación viscosa, y que no están constituidos como horts quebradizos. Si llega a extruir la sal en la superficie, fluye entonces como un glaciario. ¿Hay alguna duda de que si la capa de sal estuviera soterrada a doble profundidad, con inversión de densidades semejantes, continuaría su fluencia hacia la superficie? La fluxión de la sal es también, por consiguiente, fluxión pseudo-viscosa. Cualquiera que sea la resistencia fundamental de la sal, resulta evidentemente demasiado reducida para impedir que la sal se comporte como un fluido, y, al menos en las etapas iniciales, incluso bajo cargas sorprendentemente reducidas (Nettleton, 1936). Consideremos ahora las fluxiones de yesos de Persia. ¿Es que hay límite real a la fluencia que pueden alcanzar, mientras se mantenga la fuerza impulsora? De nuevo nos encontramos con otro caso de fluxión pseudoviscosa al estado firme. No sabemos con precisión cuáles sean las cargas que motivan el flujo. Pero sí sabemos que no puede exceder el peso de los sedimentos de Bakhtiari superpuestos porque éstos constituyen sólo la mitad de la deficiencia de compresión que origina la extrusión. Resulta claro entonces que cualquiera que sea la resistencia fundamental del yeso, pudiera no ser suficiente para impedir el flujo pseudoviscoso, en estado firme, bajo diferencias moderadas de esfuerzos. Examine-

mos ahora el caso de los neises de Broken Hill. Todos los geólogos que han trabajado en esas formaciones rocosas están de acuerdo en que se trata de fenómenos de fluxión. El análisis geométrico de la deformación, según los principios del flujo laminar, suministra soluciones sencillas a todas las complejidades de la estructura. ¿Podríamos aceptar que este flujo no se hubiera prolongado indefinidamente si se hubieran mantenido las mismas circunstancias?

La prueba empírica que nos suministra la isostasia viene en apoyo de la prueba experimental de que la viscosidad de los reodos experimenta un decrecimiento exponencial con temperaturas incrementantes, y señala a la existencia de un límite concomitante de temperatura, llegado al cual, la viscosidad decrece en grado suficiente para que se desarrolle flujo de importancia en tiempos geológicamente breves (por ejemplo, el retroceso postglacial de Fennoscandia implica gran fluencia subcortical). La isogeoterma que señala este límite de temperatura también señala el comienzo de la astenosfera y el límite del asiento general de terremotos (ver más adelante). En las zonas orogénicas se alza temporal y localmente a niveles corticales mucho más altos y da origen a plegamientos reódicos del tipo de Broken Hill. Parece que se haya situado a niveles más someros en la historia temprana de la corteza, lo que probablemente dió origen a la tectónica universal de fluxión que se observa en las rocas arcaicas. Los neises arcaicos, los de Broken Hill, la subcorteza de Fennoscandia y, en general, las rocas de la astenosfera, todas estaban en estado cristalino al tiempo de su fluencia, exactamente como el hielo glaciario, la sal de roca, el yeso, la serpentina, son cristalinos durante la fluxión. Caso de que su cristalinidad implique realmente una resistencia fundamental, ésta es ciertamente demasiado

reducida para impedir la fluxión bajo las cargas prevalentes.

Podemos deducir las siguientes conclusiones :

a) Es posible la existencia de anomalías sustanciales de la gravedad, que no dependen de la resistencia de la corteza o subcorteza.

b) No se ha encontrado, por ahora, prueba de la realidad de la resistencia fundamental.

c) La resistencia práctica, debida a la alta viscosidad, junto con la resistencia fundamental, si es que realmente existe, resulta suficientemente grande como para soportar cargas sustanciales en la parte superior de la corteza, especialmente en las regiones en que la viscosidad de esta última es secularmente elevada, pero no llega a impedir la fluencia continua a niveles más profundos.

d) Por debajo de un nivel de reodicidad, que se acerca aproximadamente a la isogeoterma de profundidad del orden de 100 kilómetros, el flujo reódico es de importancia dominante en los fenómenos tectónicos. Esto es contrario a las conclusiones de Jeffreys (1952, pág. 328).

FLUidez DE LAS DIVERSAS CAPAS DE LA TIERRA

El núcleo fluido

Puesto que el núcleo no transmite ondas cortantes, debe estar constituido como un fluido para acciones cuya duración es la de los pulsos sísmicos, es decir, de 10^{-3} a 10^0 segundos. De aquí que la reodicidad del núcleo (o por lo menos la de su parte exterior) no ha de ser superior a un segundo. El núcleo exterior resulta claramente un fluido para toda carga tectónica.

El manto reódico

Aunque no se conoce con precisión la reodicidad del manto, existen varios modos de raciocinio probatorio, independientes unos de otros, que la sitúan entre límites bien definidos. El hecho de que el manto transmite ondas transversales, quiere decir que se comporta como un sólido.

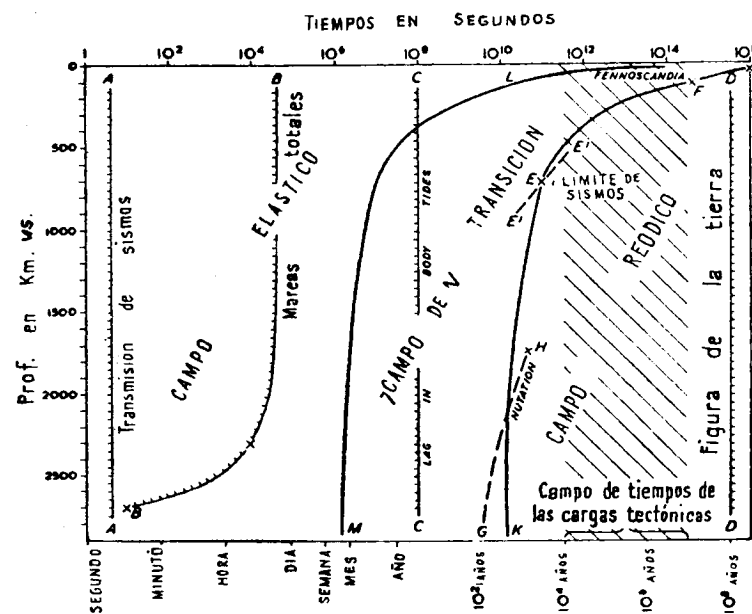


Fig. 21. La reodicidad del manto.

elástico para esfuerzos cuya duración es, por lo menos, de un segundo. Esto implica que el gráfico que representa la reodicidad de la Tierra, referida a la profundidad, yace enteramente a la derecha de la línea AA de la figura 21. El hecho de que la Tierra experimenta mareas elásticas

semidiurnas exige que una parte sustancial de la misma debe responder elásticamente a esfuerzos cuya duración sea de seis horas, y, puesto que la reodilidad del núcleo es mucho más reducida, una gran parte del manto debe caracterizarse por una reodilidad superior a las seis horas. Schweydar (mencionado por Gutenberg, 1951, pág. 386) ha analizado cuáles son las exigencias que plantean las mareas totales en lo referente a la viscosidad de la Tierra, y ha mostrado que las mareas acusarían los efectos de cualquier capa de 200 kilómetros de grosor, que tuviese una viscosidad tan reducida como la de 10^9 poises, o de cualquier otra, de 600 kilómetros de grosor, que tuviese una viscosidad de 10^{13} poises. Puesto que la rigidez del manto pasa de $1,10^{12}$ dinas por centímetro cuadrado en la parte alta a $3,10^{12}$ dinas por centímetro cuadrado en la base (Bullen, 1947, pág. 220), estas viscosidades límites implican que no hay capa del manto que tenga 200 kilómetros de grosor, con una reodilidad tan reducida como 10 segundos, ni tampoco ninguna de 600 kilómetros de grueso con reodilidad tan baja como 10^4 segundos. Esto quiere decir que el gráfico de la reodilidad del manto debe yacer enteramente a la derecha de la línea BB en la figura 21.

El hecho de que el retraso en la fase de las mareas del cuerpo terráqueo sea muy pequeño, arrastra consigo el que la viscosidad media del manto no pueda ser menor de 10^{17} poises (Jeffreys, 1929). Esto corresponde a una reodilidad de 10^8 segundos, lo que quiere decir que el gráfico de la reodilidad debe estar por entero a la derecha de CC de la figura 21.

Gutenberg (1951, pág. 389) señala que si la brusca desaparición de los sismos de foco profundo a 700 kilómetros es debida a descarga de tensiones mediante fluencia, ello

indica una viscosidad por debajo de 10^{20} poises a unos 700 kilómetros, y una viscosidad superior a ese valor para las capas o niveles más altos. Esto correspondería a una reodilidad de 10^{11} segundos a 700 kilómetros (punto E), con un valor más elevado, por encima de esta profundidad, y un valor más reducido por debajo de esa línea (sugerida por el declive de la línea punteada E'E', cuyo gradiente no es conocido).

Los valores estimados por diversos autores para la viscosidad de la subcorteza implicada por el alzamiento isostático de Fennoscandia han sido resumidos por Gutenberg (1951, pág. 389). Vening Meinezs (1934) obtuvo un valor de 10^{22} poises; Haskell (1936), que utilizó un camino diferente, encontró también un valor de 10^{22} poises; y Gutenberg, Meinezs y Niskanen, utilizando datos más exactos y teniendo en cuenta el gradiente de viscosidad para profundidades mayores, obtuvieron independientemente valores comprendidos entre 10^{22} y 10^{23} en la astenosfera más alta. Esto corresponde a una reodilidad comprendida entre 10^{14} y 10^{15} segundos, que se ha marcado en el punto F.

La información que suministran los datos de superficie ofrece un mínimo para la curva de reodilidad, a profundidades más someras, ya que ha sido señalado por Jeffreys que la existencia de montañas en la superficie implica una viscosidad mínima de 10^{25} poises, posiblemente incluso mayor. Este dato, combinado con la rigidez conocida de la superficie, nos da una reodilidad de no menos de 10^{16} segundos a profundidades someras (J.).

Los datos de la astronomía nos ayudan a situar varios límites superiores para la reodilidad del manto. El hecho de que la figura de la Tierra es la correspondiente a un fluido no resistente, en equilibrio con su propia gravitación

y su aceleración centrífuga, significa que su reodicidad es más corta que el período requerido para cualquier cambio sustancial en los valores de cualquiera de estas fuerzas. No hay prueba alguna para cambios sustanciales en la masa o gravitación durante los últimos 10^9 años, pero según algunas teorías acerca de la historia del sistema Tierra-Luna habría tenido lugar, en cambio, alguna variación sustancial en la aceleración centrífuga, digamos en los últimos 10^8 años; lo que exigiría que la reodicidad del manto yazga a la izquierda de la línea DD.

Las nutaciones euleriana y lunar tienen relaciones directas con respecto a la viscosidad de la parte más baja del manto. El problema de la discrepancia entre los datos de observación y los calculados a partir de modelos terráqueos teóricos ha sido resumido por Jeffreys (1952, cap. VII). Las gravitaciones de atracción del Sol y la Luna originan una serie de deformaciones y perturbaciones en el movimiento de la Tierra de diferentes órdenes de duración:

Ciclo asociado	Efecto	Período
Rotación de la Tierra	Marea total	Medio día
Día lunar	Marea total	Medio mes
Orbita terráquea	Marea total	Medio año
Nutación euleriana	Oscilación polar	Catorce meses
Nutación lunar	Oscilación polar	Diecinueve años
Precesión de los equinoccios	Precesión polar principal	Veintiseis mil años

Todos estos fenómenos son originados por las mismas fuerzas. De aquí que si la reodicidad de cualquier parte sustancial de la Tierra cayera dentro del alcance de tiempos de cualquiera de esos fenómenos, debería acusarse alguna diferencia en el comportamiento deformacional de aquella con respecto a esas fuerzas, como ocurre entre los períodos

más largos y los más cortos. Ahora bien, los cálculos que se basan en la teoría elástica, corregidos para el núcleo fluido, suministran resultados correctos para los tres tipos de movimientos breves, pero incorrectos para los largos. Para el caso de la nutación euleriana, una Tierra rígida arroja un período de trescientos tres días, y, en cambio, una Tierra elástica con núcleo fluido puede casi reconciliarse con el período observado de cuatrocientos cuarenta días. Para el caso de la nutación lunar, la discrepancia entre los resultados de la observación y el cálculo según la teoría de una Tierra rígida se reduce solamente a la mitad, si admitimos la fluidez del núcleo. El comportamiento con respecto a la precesión es como el de la Tierra fluida. De todo lo que se acaba de decir parece deducirse que hay una pequeña parte del manto que está caracterizada por una reodicidad lo suficientemente reducida como para permitir una cedencia viscosa de cierta importancia dentro de aquel período de catorce meses, y que una parte sustancial del manto posee una reodicidad suficientemente baja como para permitir una cedencia viscosa de consideración en el período de diecinueve años. Todo lo cual implica que la viscosidad, en la base del manto, es del orden de 10^{18} - 10^{19} , mientras que algo más arriba, pero aun dentro de él, sería un orden de magnitudes mayor. Esta conclusión se expresa mediante los puntos G y H en la figura 21.

Se lograría, probablemente, una aproximación mucho mayor para el valor de la viscosidad del manto interior si se volviesen a calcular las nutaciones, partiendo desde este punto de vista. Si partimos de la idea de que la Tierra está constituida por una cobertura elástica y un núcleo fluido de radio r , y calculamos, para cada movimiento, el valor de r a que corresponden los movimientos y deformaciones

observados, obtendríamos el radio fluido efectivo, correspondiente a una carga de tal duración. Es decir, obtendríamos el nivel del manto para el que el tiempo de relajamiento se acerca al período de referencia. Puesto que conocemos la rigidez a cada nivel, por los datos sísmicos, esto nos daría la viscosidad a dos niveles, correspondientes cada uno de ellos al límite fluido real correspondiente a cada nutación.

Debe prestarse atención a que, en tales cálculos, la rigidez del manto inferior resultaría de valor cero, aunque sabemos, por los resultados sísmicos, que es mucho más rígido que el acero. Es consecuencia de una cómoda ficción matemática, ya que es habitual igualar μ (rigidez) a cero para la parte fluida. Esto resulta completamente legítimo como artificio matemático, pero aunque este postulado proporcione un resultado correcto, no por eso es legítimo interpretarlo, desde el punto de vista físico, como representativo de rigidez nula, error en que se cae frecuentemente de hecho. Lo que realmente es cero no es la deformación elástica, sino la deformación elástica eficaz liberada por fluxión viscosa durante el tiempo de duración del fenómeno. Para las partes que se comportan como fluidas esta tensión liberada es realmente nula, porque toda la deformación elástica queda liberada dentro del período de tiempo de aplicación de la carga; de aquí que igualar μ a cero proporcione, sin embargo, resultados correctos. Sin embargo, el módulo elástico es absoluta y estrictamente independiente del tiempo y no puede ser del orden de 10^{12} para cargas de breve plazo de acción y cero para cargas actuantes durante períodos largos para un mismo material. La única inferencia legítimamente aceptable que podemos obtener de la nutación es la de que el tiempo de relajación del

núcleo debe ser de menos de un año, lo que de todas maneras se conocía ya a partir de los resultados sísmicos. Esto está de completo acuerdo con una rigidez cuya relación con respecto al módulo conjunto conocido sea normal.

Prey es quien más se ha aproximado (según comunicación personal mencionada por Gutenberg, 1951, pág. 372) al tipo de cálculo que propuse antes. Ha partido de la hipótesis de que la rigidez varía de acuerdo con la fórmula $\mu = Ar^2(1 - Br^2)$, que anula la rigidez en el centro y permite que se eleve, desde un valor empírico, en la superficie, a un máximo de $\frac{A}{AB}$, correspondiente al radio

$$r = (2B)^{-\frac{1}{2}}$$

Prey, entre otras hipótesis, escoge valores para las constantes, tales que satisfagan las exigencias de las nutaciones polares. Esto nos proporciona la curva de la figura 22, que se figura junto a la de rigideces sísmicas (línea de trazos). Estas relaciones sólo resultan inteligibles, desde un punto de vista físico, cuando tengamos en cuenta que la curva de Prey no registra la rigidez liberada, sino sólo la aparente, para el alcance de tiempos del fenómeno, como señalamos antes. De esta manera pueden ponerse de completo acuerdo los resultados de mareas, los precesionales y los sísmicos. Es preciso repetir los cálculos de Prey para cada fenómeno por separado, cuando estos son de duraciones diferentes. Sin embargo, esto daría, en el mejor de los casos, sólo una aproximación grosera, porque la estructura de su hipotética relación no resulta apropiada para admitir un descenso de la viscosidad aparente hasta aproximarse con rapidez a casi cero, conforme exige la viscosidad decreciente del manto inferior. Lo que se necesita para el enfoque de la cuestión es tratarla desde los puntos de vista elástico y

viscoso, en que τ y μ fueran variables por todo el manto.

Se puede apreciar, en la figura 21, que los diversos datos referentes a la viscosidad del manto están de mutuo acuerdo e indican un gradiente de reodicidad que se aproxima a la curva JFEK. Se ha dibujado también la correspondiente línea de límites (LM), dentro de los cuales los fenómenos viscosos son de transcendencia con respecto al comportamiento elástico.

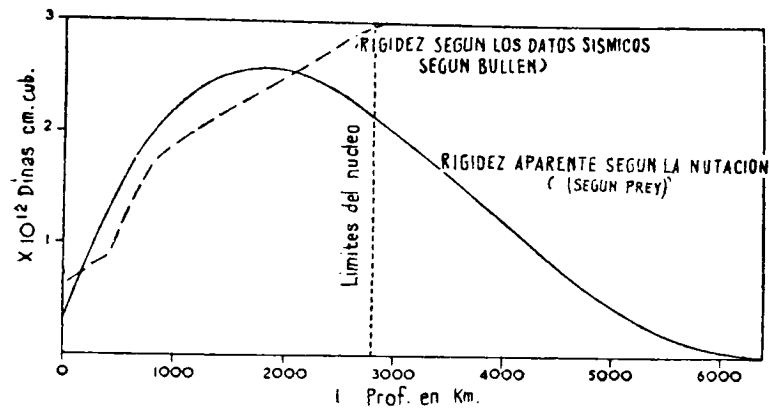


Fig. 22.

Rigidez de la Tierra.

Ahora nos encontramos en condiciones de poder cotejar el comportamiento del manto bajo cargas de duraciones diferentes. Si comparamos las profundidades, llevadas como ordenadas, con los tiempos, como abscisas, resulta claro que el manto debe ser considerado como un sólido elástico para todos los fenómenos de duración más corta que seis meses, y que para duraciones tales resultan negligibles los fenómenos de fluencia viscosa en el manto. Para fenómenos de duración superior a los diez mil años, el manto se comporta como un fluido, excepto para un campo de tran-

sición limitado, por encima de los 700 kilómetros. Podemos deducir entonces que para los períodos de tiempo de las cargas tectónicas (área sombreada) el manto es un reodo (compárese con la figura 3) y que, por consiguiente, si se opera matemáticamente en ese caso como un fluido, no se comete error de monta alguno.

Este resultado debería conducirnos a esperar la ocurrencia de otros fenómenos fluidos, tales como la circulación convectiva. Por ejemplo, en el caso del alzamiento de Fennoscandia y del Escudo Lauréntico, consiguientes a la fusión del manto de hielo pleistoceno, una diferencia de carga del orden de 10^8 dinas por centímetro cuadrado, entre sitios distantes unos pocos de cientos de kilómetros, ocasionó la fluencia del manto superior. El mismo orden de gradiente de esfuerzos aparece involucrado en docenas de otros casos de alzamiento y subsidencia isostáticos. Sin embargo, si admitimos un coeficiente de expansión termal comparable al de las rocas superficiales, la existencia de una diferencia de temperatura de 100° C. entre dos columnas del manto de 100 kilómetros de profundidad, separadas unos pocos cientos de kilómetros, nos suministraría una diferencia mayor de esfuerzos y, por consiguiente, una carga capaz de originar fluencia convectiva. ¿Hay alguna duda de que realmente se presentan tales diferencias de temperatura, por ejemplo, en un área de lavas extrusivas y otra situada algunos cientos de kilómetros más allá? Por consiguiente, resulta inevitable la admisión de convecciones en el manto.

LA ASTENOSFERA

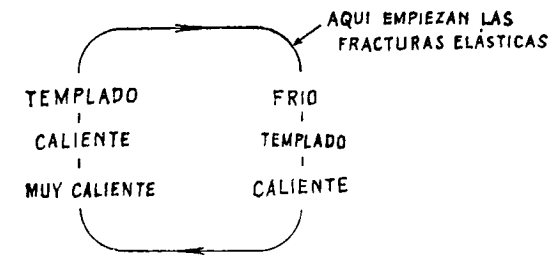
El concepto de astenosfera fué acuñado por Barrell (1914) con objeto de proveer a las exigencias de la isostasia de una

zona subcortical de compensación, situada a una profundidad de 100 o menos kilómetros, capaz de actuar como medio de flotación. Es necesaria también la existencia de tal zona para justificar la subsidiencia de los geosinclinales; porque si el piso de un geosinclinal de 10^3 kilómetros de largo y 10^2 kilómetros de ancho se hunde a profundidad de 10 kilómetros, entonces hay un volumen de 10^6 kilómetros cúbicos de material subcortical que debe fluir hacia algún otro sitio. También es necesario contar con una zona de fácil fluencia para satisfacer la necesidad del resbalamiento continental involucrado en el acortamiento demostrado en las zonas orogénicas. Además, como ha señalado Daly (1951, pág. 36), aunque todavía no reina unanimidad entre los geólogos por lo que se refiere a las causas del diastrorfismo, todas las teorías sustentadas corrientemente implican, directa o indirectamente, la existencia de una zona subcortical de fluencia fácil.

La propiedad fundamental que se exige a la astenosfera es su capacidad para fluir cuando está sometida a pequeñas diferencias de esfuerzos, o sea a bajas cargas. Puesto que ninguno de los fenómenos involucrados es de corta duración, resultaría adecuada una reodidad representada en la figura 21 y no parece exigir ninguna propiedad especial, excepto una resistencia fundamental reducida. Ya se ha señalado que tal zona no es incompatible con una resistencia final elevada, ni con fracturas elásticas de alta energía.

Muchos autores, especialmente Daly (1933, 1951) y Rittman (1951) han admitido que la astenosfera está constituida por vidrios basálticos, bien bajo forma de un líquido superenfriado, o bien como un líquido supercomprimido, situado por encima de su punto de fusión, demasiado caliente

para cristalizar, pero sometido a tan alta presión, que su viscosidad resulta lo suficientemente elevada como para capacitario para transmitir ondas transversales. Señala Rittman que la viscosidad empírica de su magma es del orden de 10^{22} poises. Estos conceptos ya no se pueden mantener. La viscosidad y elasticidades del vidrio basáltico, ajustadas a las condiciones de temperatura y presión, quedan muy lejos por bajo de los valores admisibles, según los resulta-



FRACTURAS DE SISMO CON CIRCULACIÓN CONVECTIVA

Fig. 23.

dos de observación para la astenosfera, y otros estudios demuestran que es muy improbable que el vidrio pudiera subsistir actualmente, incluso si hubiera existido realmente en alguna época, bien en la astenosfera o en el manto.

Birch y Bancroft (1942) han medido las constantes elástica y viscosa de los vidrios basálticos naturales y artificiales bajo diversas condiciones de presión y temperatura. A partir de estos resultados han estimado la viscosidad y velocidades sísmicas del vidrio basáltico de plateau a $1,300^{\circ}\text{C}$. y 17.000 bars. de presión (equivalente a una profundidad de 60 kilómetros) y llegan a la conclusión de que la viscosidad es probablemente del orden de 10^6 a 10^7 poises, y las velocidades probablemente de menos de 6.5 y

3,6 kilómetros segundo, la última (Vs), probablemente, mucho menor». Estos valores tienen que ser comparados con viscosidades de 10^{22} a 10^{23} y velocidades de onda de 7,8 y 4,3 kilómetros/segundo. Desde luego que se admite que las estimaciones de Birch y Bancroft implican algo de extrapolación y algunas hipótesis, pero su examen muestra que resulta muy improbable que la estima de la viscosidad se alejase dieciocho órdenes de magnitud.

Añaden Birch y Bancroft que «si la temperatura su- puesta se redujese en varios cientos de grados, las veloci- dades aún resultarían más bajas que las velocidades sísmi- cas atribuidas actualmente a esta región».

Resultados recientes que atañen a las «temperaturas de transformación del vidrio» pueden interpretarse como ex- presivos de la improbabilidad de existencia de vidrio en ningún sitio de la subcorteza o del manto terráqueo. Series de experimentos practicados por Simon (1931), Jones (1948), Jones y Simon (1949) y Pryde y Jones (1952), han puesto de manifiesto que las sustancias que constituyen vidrios muestran grandes discontinuidades en sus propiedades de- rivadas de primer orden, tales como el calor específico, en un margen restringido de temperaturas, conocido por T_g y denominado temperatura de transformación vítrea. Por encima de T_g la sustancia es líquido superenfriado y sus propiedades físicas son continuas con las del líquido nor- mal por encima del punto de congelación. Por debajo de T_g la sustancia es un vidrio, y sus propiedades son conti- nuas con las del sólido normal por debajo del punto de congelación. Cuando se calienta un vidrio hasta la proxi- midad de T_g , desvitrifica rápidamente hasta constituir un agregado cristalino.

Pryde y Jones (1952, pág. 687) señalan que «es obser-

vación de orden muy general para todos los vidrios el he- cho de que la viscosidad en T_g sea del orden de 10^{13} poi- ses». Esto parece querer decir, en efecto, que al nivel de T_g la viscosidad se reduce lo suficiente como para que pueda tener lugar la difusión de átomos con suficiente ra- pidez, dentro de los tiempos corrientes de experimentación, ya que es un hecho sólidamente establecido que la veloci- dad de fusión varía en forma exponencial inversa con res- pecto a la viscosidad. El orden de viscosidades que permite el ajuste necesario para que el equilibrio configuracional se desarrolle rápidamente parece ser de 10^{13} poises. De- pende exclusivamente de la viscosidad y, por consiguiente, es el mismo para todos los vidrios, con independencia de su composición química.

Al aplicar estos resultados a los vidrios de rocas natura- les, es necesario establecer el ajuste de su viscosidad cri- tica, 10^{13} poises, al largo alcance del tiempo. Así, si 10^{13} poises es la viscosidad a la que los vidrios desvitrifican rá- pidamente (por ejemplo, 10^1 y 10^3 segundos), entonces de un vidrio cuya viscosidad sea de 10^{14} poises podría esperar- se que desvitrifique en 10^{12} a 10^{14} segundos, y así sucesiva- mente. Si comprobamos esta hipótesis cotejándola con el vidrio ordinario de botella, cuya viscosidad a las tempe- raturas ordinarias es de 10^{19} a 10^{20} poises, podríamos es- perar que su desvitrificación tuviese lugar dentro de tiem- pos comprendidos entre 10^8 y 10^{10} segundos, es decir, de tres a trescientos años, lo que está de acuerdo con la expe- riencia. La viscosidad del manto terráqueo probablemente se extiende, como hemos visto, desde unos 10^{16} poises en el fondo hasta 10^{23} poises en la parte alta, y presentaremos prueba que sugiere que, de tiempo en tiempo, la viscosi- dad del manto superior cae, incluso a niveles más reduci-

dos. De aquí que, incluso si el manto, o parte de él, hubiera sido originalmente vítreo, no tardaría en desvitrificarse, como máximo, un millón de años. La deformación viscosa, por consiguiente, aceleraría la desvitrificación en proporción a la velocidad de fluencia, lo que reduce aún más el tiempo probable de supervivencia de cualquier vidrio subcortical. Esto no está en desacuerdo con la existencia de vidrios volcánicos en los sistemas paleozoicos. Scott (1950), por ejemplo, ha descrito vidrios volcánicos procedentes de King Island, que parecen ser, por lo menos, del Cambriano medio. Sin embargo, el vidrio puede subsistir durante tiempos de este orden de magnitudes si su viscosidad fuere de 10^{25} , que queda probablemente muy por debajo de la que caracteriza las rocas de la corteza alta. La supervivencia del vidrio podría tomarse como implicación de que a lo largo de su historia el ambiente circundante no ha estado sujeto nunca a deformación viscosa de monta o a temperaturas a las que la viscosidad haya declinado en medida apreciable para cualquier tiempo sustancial.

Resumiendo, el supuesto estado líquido extremadamente viscoso, supercomprimido, que existiría bajo la corteza, es físicamente improbable, como es improbable que perdure un estado vítreo por debajo del estado líquido a lo largo del tiempo implicado en la duración de la astenosfera.

Sin embargo, parece que sea innecesaria la restricción de Rittman y Daly de la astenosfera a estado no cristalino. Como el orden de reodidad puesto de manifiesto por los neises cristalinos de Broken Hill, a profundidad mucho más somera que la de la astenosfera, resulta adecuado para los fenómenos de fluxión involucrados en la isostasia, no pa-

rece que haya razones de monta que se opongan a que la astenosfera sea holocristalina.

La clave para el problema de la astenosfera hay que buscarla, no en la falta de cristalinidad, sino en los efectos de la temperatura sobre la viscosidad. Las medidas de laboratorio acerca de los efectos de la temperatura en la extensión al estado firme (steady-state creep) (es decir, fluxión viscosa, según el sentido empleado en esta publicación, fluxión de Andrade o flujo pseudoviscoso de Griggs) muestran que la viscosidad varía con la temperatura, según una curva que obedece a una ley exponencial. La teoría apoya esto, porque aunque tal flujo es complejo, se cree que uno de sus componentes es un fenómeno de difusión, en el que la probabilidad de difusión está apoyada en una dirección determinada por el esfuerzo cortante. Tal fenómeno de difusión varía teóricamente de acuerdo con la fórmula $e^{-\frac{B}{kT}}$, donde k es la constante de Boltzmann y T la temperatura absoluta. Esto concuerda con la curva experimental. Traería consigo el que, a profundidades incrementantes en la Tierra, el incremento del gradiente de temperatura (lineal en primera aproximación) debería tener como consecuencia descenso exponencialmente decreciente del gradiente de la viscosidad con caída creciente de viscosidad para incrementos iguales de la temperatura. Esto debería tener como expresión que se alcanzase finalmente un nivel en el cual se logran fluencias de importancia, para tiempos geológicamente cortos. La prueba empírica que justifica la extrapolación, tanto de las pruebas experimentales como de las teóricas al caso de la Tierra reside en:

- a) La isostasia exige una caída rápida de la resistencia efectiva a profundidad algo menor de 100 kilómetros.
- b) La tectónica exige un nivel de traslación horizontal fácil a

profundidad mayor de 10 kilómetros, pero apenas mayor de 100 kilómetros. c) La mayor parte de los sismos aparecen confinados a los 80 kilómetros más altos de la corteza. Esto es precisamente lo que ocurriría si la viscosidad permitiese la liberación de esfuerzos, a mayores profundidades, mediante fluencia sin fractura, excepto en esas zonas, intensamente activas, en que la velocidad de flujo basta para originar fractura durante la fluencia.

Entonces la astenosfera resulta ser meramente el nivel al que, en virtud de la temperatura incrementante, cae la viscosidad de las rocas a un valor tal que permite la igualación de cargas gravitatorias por flujo viscoso en tiempos del orden de millares de años.

LA REODICIDAD DE LA CORTEZA TERRESTRE

Es importante que nos demos cuenta que el concepto de «corteza terráquea» no tiene el mismo significado en las diversas ramas de la Geología. La corteza del sismólogo consiste en una discontinuidad de parámetros elásticos, la de la Petrología se basa en un cambio en la composición química, y la corteza del tectonicista y del geodesta se basa en la distribución de resistencias. Cada una de ellas depende de propiedades diferentes que pueden presentarse a niveles muy diferentes dentro de una misma área.

La discontinuidad de parámetros elásticos señalada por el nivel de Mohorovicic podría consistir en un cambio de naturaleza química o en una variación paramórfica del mismo material, pero el hecho de que transgrede agudamente a las isopotenciales de presión implica que debe afiliarse a la primera de las dos posibilidades. Sin embargo, si se toma como el límite de la corteza, no quedaría virtualmen-

te nada de ella bajo los Océanos Atlántico y Pacífico, puesto que se alza a muy pocos kilómetros por bajo de sus fondos oceánicos (Hess y Maxwell, 1953). Tenemos toda clase de razones para creer que los fondos oceánicos son tan resistentes, si no más, que los bloques continentales, en varias decenas de kilómetros. Las bases de las cortezas geotectónica y geodésica consisten en superficies de igual reodicidad, que se resuelven virtualmente en una isogeoterma; porque, aunque la rigidez varía con la profundidad, lo hace lentamente, y no por orden de magnitud, mientras que la viscosidad lo hace logarítmicamente con la temperatura, en varios órdenes de magnitud, dentro de la corteza; de aquí que el nivel de reodicidad que determina la astenosfera esté definido por una isogeoterma que no guarda relación con la discontinuidad de Mohorovicic. El límite inferior de los sismos sería también una isogeoterma si el esfuerzo cortante fuera de distribución uniforme, pero como varía regionalmente, el límite inferior de fracturas elásticas desciende a isogeotermas más bajas en las áreas en que es mayor el esfuerzo cortante. La variación secular de temperatura y reodicidad de la corteza implica una variación secular en los espesores de la corteza geotectónica y geodésica, y del límite superior de la posible circulación convectiva.

El estudio de los neises cristalinos de Broken Hill muestra que en las crestas de la variación secular de la temperatura, el comportamiento reódico se extiende a profundidades relativamente someras en la corteza. Las zonas migmatizadas y granitizadas también tienen temporalmente una reodicidad muy baja, y por esta razón ofrecen siempre una relación diapírica con respecto a los sedimentos geosinclinales en que penetran.

Pero no por ello deberíamos pensar que el comportamiento reóxico queda restringido a las zonas orogénicas de la corteza. Uno de los problemas fundamentales de la tectónica es el del significado de la contorsión universal y estiramientos de los neises arcaicos de los escudos viejos; fenómenos que no muestran prueba de confinamiento a estrechas zonas orogénicas como las que son características de las orogénesis caledonianas y posteriores. Se interpretan generalmente como señal de intensa compresión y acortamiento, que parecería haber arrugado toda la corteza contemporánea. Daly (1951, pág. 38) ha sugerido que esta foliación puede ser la huella de la compresión original de una delgada costra sílica universal en escudos precámbricos independientes ocupantes de una fracción del área superficial. Pero estas interpretaciones se basan en la extensión de la geometría de pliegues ordinarios competentes al esquema reóxico de pliegues. Echemos de nuevo un vistazo a la figura 17, que muestra la geometría de tales pliegues complicadamente contorsionados y estirados. El movimiento total involucrado no es muy grande. No hay cambio de volumen. Hay muy poco acortamiento horizontal (en este esquema nada en absoluto). Los lechos han fluido meramente, hacia arriba, para permitir que todo el restante material por debajo fluya hasta ocupar su sitio, de manera que el elipsoide de fuerzas sea más perfectamente hidrostático. No exige grandes cargas. Debido a la reducida reodidad del material resultan dibujos muy complicados, como los que originaría de una mancha de aceite sobre agua apenas agitada. A la luz de todas estas consideraciones, ¿no querrá decir la contorsión intensa y estiramiento de las rocas arcaicas, meramente, que han estado soterradas a profundidades grandes, experimentando

por consiguiente los efectos de temperaturas más elevadas y reodidades más bajas? En la incesante redistribución de la materia implicada por la isostasia, y en el resbalamiento horizontal a que la obligan las orogénesis, tales sedimentos profundos podrían haber fluido hasta alcanzar sus actuales y complicados esquemas, sin necesidad de recurrir a grandes esfuerzos o acortamiento sustancial.

Reconocimientos

Esta comunicación fué preparada mientras el autor actuaba como «conferenciante invitado», para cuestiones de geofísica, en la Research School of Physical Sciences en la Australian National University, Camberra, en disfrute de permiso en la Universidad de Tasmania. El autor expresa su agradecimiento al Profesor Marcus Oliphant, director de la Research School, y especialmente al Profesor J. C. Jaeger, director de la sección de Geofísica, cuyas orientaciones y ayuda merecieron mi profundo aprecio.

El autor expresa su deuda de gratitud a los siguientes autores, o editores, por los respectivos permisos para reproducir diagramas: Dr. G. M. Lees, para la figura 6; Cambridge University Press, para la figura 7; al director e inspector de H. M. Stationery office, para la figura 8; al doctor Alfred Bentz, para las figuras 10 y 11, y al Dr. M. D. Garretty, para la figura 9, y por sus útiles observaciones críticas.

REFERENCES

- BARRELL, J.: *The Strength of the Earth's Crust*. «J. Geol.», 22, página 680, 1914.
- BENTZ, A.: «Erdöl und Tektonik in Nordwestdeutschland». Amt für Bodenforschung, Hannover-Celle, 1949.
- BILLINGS, M. P.: «Structural Geology». Prentice Hall, New York, 1942.
- BIRCH, F. and BANCROFT, D.: *The Elasticity of Glass at High Temperatures, and the Vitreous Basaltic Substratum*. «Amer. J. Sci.», 250 (7), págs. 456-490, 1942.
- DE BOCKH, H., LEES, G. M. and RICHARDSON, F. D. S.: *Contribution to the Stratigraphy and Tectonics of the Iranian Ranges*. «The Structure of Asia» (Ed. J. W. Gregory). Methuen, London, 1929.
- BRIDGMAN, P. W.: *Shearing Phenomena at High Pressure of Possible Importance for Geology*. «J. Geol.», 44, págs. 653-669, 1936.
- BULLEN, K. E.: «Introduction to the Theory of Seismology». Cambridge University Press, 1947.
- BUSK, H. G.: «Earth Flexures». Cambridge University Press, 1929.
- CLAIRAUT, A. C.: «Théorie de la Figure de la Terre». Paris, 1743.
- CLARK, B. L.: *Tectonics of the Mt. Diablo and Coalinga Areas, Middle Coast Ranges of California*. «Bull. Geol. Soc. Amer.», 46, págs. 1025-1078, 1935.
- COTTON, L. A.: *Some Fundamental Problems of Diastrophism and their Geological Corollaries with Special Reference to Polar Wanderings*. «Amer. J. Sci.», 6, págs. 453-503, 1923.
- — *Causes of Diastrophism and their Status in Current Geological Thought*. «Rept. Aust. Ass. Adv. Sci. Hobart», 1928.
- DALY, R. A.: «Igneous Rocks and the Depths of the Earth». New York, 1933.
- — «Strength and Structure of the Earth». Prentice-Hall, New York, 1940.
- — *Relevant Facts and Inferences from Field Geology. Chapter III. «Internal Constitution of the Earth»* (Ed. B. Gutenberg). Dover Publ., New York, 1951.
- FOURMARIER, P.: «Principes de Géologie». Masson, Paris, 1950.
- GARRETTY, M. D.: *Use of Geology at North Broken Hill Mine*. «Chem. Eng. Min. Rev.», Melbourne, 15th Sept., 1943.
- GRIGGS, D. T.: *Deformation of Rocks under high confining pressure*. «J. Geol.», 44, págs. 541-577, 1936.
- — *Creep of Rocks*. «J. Geol.», 47, págs. 225-251, 1939.
- — *A Theory of Mountain Building*. «Amer. J. Sci.», 237, págs. 611-650, 1939.

- — *Experimental Flow of Rocks under Conditions favouring Recrystallisation*. «Bull. Geol. Soc. Amer.», 51, págs. 1001-1022, 1940.
- GUSTAFSON, J. K., BURRELL, H. C. and GARRETTY, M. D.: *Geology of the Broken Hill Ore Deposit, Broken Hill, N. S. W.* «Bull. Geol. Soc. Amer.», 61 (12. pt. 1), 1950.
- GUTENBERG, B.: «Internal Constitution of the Earth» (Ed. B. Gutenberg). Dover Publ., New York, 1951.
- HASKELL, N. W.: *The Motion of a Viscous Fluid under a Surface Load*. «Physics», 6, págs. 265-269, 56, 61, 1936.
- HESS, H. H. and MAXWELL, J. C.: *Caribbean Research Project*. «Bull. Geol. Soc. Amer.», 64, pág. 1, 1953.
- HOLMES, A.: «Principles of Physical Geology». T. Nelson, London, New York, 1945.
- JEFFREYS, H.: «The Earth». 2nd Ed. Cambridge Univ. Press, 1929.
- — *Deep Focus Earthquakes*. «Ergebnisse der Kosmischen Physik», Leipzig, 1939.
- — «Earthquakes and Mountains», 2nd Ed. Methuen, London, 1950.
- — «The Earth». 3rd Ed. Cambridge Univ. Press, 1952.
- JONES, G. O.: *Viscosity and Related Processes in Glass*. «Phys. Soc. Rep. on Progr. Phys.», 12, pág. 133, 1948-49.
- — and SIMON, F. E.: «Endeavour», 8, pág. 175, 1949.
- LEES, G. M.: *Foreland Folding. Anniversary Address*. «Quart. J. Geol. Soc. London», núm. 429, págs. 1-34, 1952.
- — *Persia*. In: «Science of Petroleum», vol. 6, pt. 1, págs. 73-82. Oxford, 1953.
- MAXWELL, J. C.: *On the Dynamical Theory of Gases*. «Phil. Mag.», Ser. 4, 35, núm. 235, pág. 129.
- NETTLETON, L. A.: *Fluid Mechanics of Salt Domes, Gulf Coast Oilfields. A Symposium*. «Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.», 20, págs. 79-108, 1936.
- PARKER, T. J. and McDOWALL, A. N.: *Scale Models as a Guide to Interpretation of Salt-dome Faulting*. «Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.», 35 (9), págs. 2076-94, 1951.
- PRYDE, J. A. and JONES, G. O.: *Properties of Vitreous Water*. «Nature», 170, pág. 685, 1952.
- RAMAN, C. V. and VENKATESWARAN, C. S.: «Nature», 1943, pág. 798, 1939.
- REED, R. D. and HOLLISTER, J. S.: *Structural Evolution of Southern California*. «Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.», 20 (12), págs. 1533-1692, 1936.
- RITTMANN, A.: *Orogenèse et Volcanisme*. «Arch. Sci. Soc. Phys. Hist. Nat. Genève», 4 (fasc. 5), págs. 273-314, 1951.
- SCHWENYDAR, W.: *Untersuchungen über die Gezeiten der festen Erde und die hypothetische Magmaschicht*. «Veröff. preuss. geodät. Inst.», N. F. 54, Potsdam, 1912, 1951.
- SCOTT, BERYL: *The Petrology of the Volcanic Rocks of S. E. King Island, Tasmania*. «Roy. Soc. Tas.», 1951, págs. 113-136.

- SUTER, H. H.: *The General and Economic Geology of Trinidad, B. W. I.*
«Colonial Geol. and Min. Res.», 3, 1952.
- TALIAFERRO, N. L.: *Franciscan-Knoxville Problem.* «Bull. Amer. Assoc.
Petro l. Geol.», 27, págs. 109-219, 1943.
- THOMAS, R. G.: *An Example of Re-intrusion of Serpentine.* «Trans.
Amer. Geophys. Union», 32 (3), págs. 462-465, 1951.
- VENING MEINESZ, F. A., UMBGROVE, J. H. F. and KUENEN, P. H. H.:
«Gravity Expeditions at Sea, 1923-32», vol. 2. Publ. Netherlands Geodet.
Commission, Delft, 1934.
- WEINBERG, B.: *Some Results of Experimental Study of Substances having
considerable Internal Friction.* «Indian J. Phys.», 1, 279, 1927.
- YATES, R. G. and HILPERT, L. S.: *Quicksilver Deposits of the Eastern
Mayacmas District, Lake and Sonoma Counties, Calif.* «Calif. J. Min.
Geol.», 42, págs. 231-286 1946.

Notas paleontológicas III

POR

ANTONIO DUE ROJO, S. I.

ANTONIO DUE ROJO, S. I.

NOTAS PALEONTOLOGICAS III

FÓSILES VIVOS

Se ha dado este nombre paradójico a ciertos ejemplares de especies que se creían extinguidas hace millones de años, y que impensadamente se han encontrado vivos en la actualidad. Sin duda ha tenido gran parte en tales hallazgos un azar afortunado, aunque a veces no ha sido sino la consecuencia natural de un progreso técnico más avanzado, o una intensificación más sistemática de las exploraciones; no pocas veces han producido honda conmoción entre los paleontólogos, sea porque la presencia inesperada de estos ejemplares venía a confirmar determinadas teorías evolucionistas, sea porque, al revés, constituía una seria objeción contra ellas; de todos modos, es indudable el interés que han despertado en el campo de la biología comparada y la geología histórica.

El celacanto.---Su historia comienza a fines de 1938 y continúa en nuestros días, en que el profesor Milot prepara la publicación de cuatro volúmenes, para cuando logre reunir datos más completos acerca de este animal extraño. En los últimos meses del citado año llegaba a la ciudad de East London, puerto de la costa SE. de Africa, donde desemboca el río Chalumna, una jábega cargada de pesca;

su patrón dió aviso a la encargada del Museo local, señorita M. Courney Latimer, de haber cogido un pez muy curioso, que acaso le podría interesar; medía más de metro y medio de largo y pesaba 58 kilogramos. En efecto, ésta comunicó la noticia al Dr. James Leonard Brierley Smith, ictiólogo de la Universidad de Rhodes, en Grahamstown, quien se apresuró a acudir, aunque demasiado tarde: el pez, capturado a unos 70 metros de profundidad, murió tres horas después, y cuando él llegó, la señorita Latimer se había visto obligada a hacerlo disecar, y además de la piel, pudo conservar el cráneo; Smith reconoció y clasificó el ejemplar como un auténtico celacanto, a quien denominó *Latimeria Chalumnae*, dando así al nuevo género el nombre de la que lo había descubierto y a la nueva especie el del río en cuyas cercanías fué pescado (*).

Pasaron los años, y con ellos la segunda guerra mundial, sin que se repitiese el afortunado hallazgo; el doctor Smith, vuelto ya a sus actividades científicas, repartió profusamente folletos de propaganda impresos en inglés, portugués y francés, donde se describía el animal y se ofrecían 100 libras esterlinas por un ejemplar; él mismo se dedicó a su busca, y en una de sus expediciones, al llegar al puerto de Durban, en diciembre de 1952, recibió un cablegrama del N. del Canal de Mozambique en que le comunicaban haber sido capturado un celacanto. Ante el temor de que la putrefacción sobreviniese antes de poderlo estudiar, obtuvo del Primer Ministro de la Unión Sudafricana (a pesar de ser ya media noche y hallarse éste acosta-

(*) Escrito ya este artículo, nos llega el anuncio de un libro de Smith recientemente publicado sobre esta materia: *The Search Beneath the Sea. The story of the coelacant.* J. L. B. Smith.—Holt, New York, 1957.—260 páginas Illustr.

do) la orden de poner a su disposición un «Dakota» y un piloto, con lo que pudo salvarlo a tiempo; había sido pescado por un indígena, Ahmed Hussein, a pocos metros de la costa de Anjouan del archipiélago de Comoro, a unos 20 metros de profundidad (a 3.000 Km. de East London y 2.500 de Durban) y llevado al mercado la mañana siguiente; allí lo reconoció otro indígena por la descripción impresa y lo llevó a través de 40 kilómetros por caminos montañosos al barco de Erit Hunt, quien dió aviso por cable al Dr. Smith, y en seguida reclamó el auxilio de un médico militar para inyectar cinco o seis litros de formalina con que logró detener la putrefacción. Lo raro del caso es que los indígenas, para quienes la recompensa ofrecida significaría la ganancia normal de tres años de trabajo, y a quienes aún no había llegado la propaganda de Smith, conocían de antes el animal, a quien daban el nombre de *Combessa*, y cuya carne se hacía jalea al cocerla; éste parecía diferente del de 1938, por lo que Smith lo denominó *Malanina Anjouanae* (Malan era el Ministro que hizo posible su conservación, aunque el verdadero acreedor fuese en realidad el capitán Hunt). Más tarde, obtenidos ya varios ejemplares, el profesor J. Jacques Millot demostró que todos eran de la misma especie *Latimeria Chalumnae*, aunque con variedades anormalmente diversas en la coloración y en la disposición de las aletas; con gran entusiasmo promovió Millot una campaña de propaganda entre los pescadores y dobló la recompensa antes ofrecida por Smith. El ejemplar octavo, hembra (todos los anteriores eran machos), fué cogido vivo a 256 metros de profundidad y se tardó en sacarlo del agua más de media hora; se había preparado un acuario especial y se pudo comprobar que le perturbaba mucho la luz del sol, a pesar de que se adoptaron

precauciones en este sentido y él mismo procuraba resguardarse en los rincones más oscuros; durante la noche se observó que sus ojos fosforecían con luz verdosa y mientras nadaba en su reducido recinto las aletas pectorales efectuaban curiosos movimientos de rotación, siendo de notar que los músculos correspondientes a ellas son muy vigorosos y se adaptan a posiciones variadísimas; para los ejemplares siguientes se dispusieron los acuarios de modo que normalmente estuvieran sumergidos a 60 metros y de allí se subiesen a intervalos prudentes a fin de hacer observaciones a solo nueve metros; interesa particularmente determinar su *habitat*, ya que si se averigua dónde puede vivir, se sabrá la razón de su supervivencia durante trescientos millones de años; los indígenas aseguraban que anteriormente habían cogido uno mucho mayor que éstos, de unos 152 kilogramos de peso (7).

Según Millot, su extinción data de hace setenta millones de años; pertenece al importante grupo de los peces crossopterigios, que en gran número poblaron los mares durante la era secundaria, y en ellos quieren ver muchos cultivadores de la biología comparada el anillo o eslabón que une a los peces con los reptiles. En los ejemplares hoy estudiados, el carácter más conspicuo es la forma de las aletas, insertas todas, menos una dorsal, en muñones protuberantes; el corazón presenta una disposición intermedia entre la lineal propia de los vertebrados inferiores y la plegada en cuatro cavidades o cámaras de los superiores; asimismo la glándula pituitaria conserva todavía la conexión faríngea que en estos últimos se ha perdido. Particularmente interesante es lo reducido y simple del cerebro, que en este extraordinario pez está en proporción de 1/15.000 respecto del peso total (unos 40 kg. y a veces el doble), caso

único entre todos los vertebrados hoy conocidos; a pesar de ello su actividad está bien equilibrada y es suficientemente eficaz, como lo muestra sobradamente su enorme supervivencia: lo que prueba que además de la complejidad y masa cerebral, hay otros factores capaces de hacerle triunfar en la vida.

Mucho más que estos datos anatómicos interesaría el estudio funcional, difícil de obtener, no sólo por la escasez de ejemplares, sino por las condiciones anormales de su medio ambiente. Los hasta ahora capturados lo fueron a profundidades comprendidas entre los 200 y los 400 metros, y probablemente descienden hasta más de 700; por otra parte, la temperatura del agua es allí de unos 12° C en oposición a los 26 de la superficie, por lo cual apenas tardan unas pocas horas en morir cuando se les saca; verosíblemente no son buenos nadadores, sino que viven una vida más bien sedentaria, aguardando entre las rocas a que llegue su presa; entonces sí son capaces de nadar vigorosamente, a juzgar por su musculatura: en su estómago se han encontrado pecerillos, algunos enteros, de los que suelen vivir a las profundidades arriba mencionadas.

Otra particularidad del celacanto es el haberse estacionado en su constitución anatómica y funcional, a diferencia de sus congéneres los ripidistios, a pesar de que ambos aparecieron juntos al comienzo del período devónico, hace unos cuatrocientos millones de años, para ser sustituidos luego por los placodermos y éstos más tarde por los cartilaginosos y óseos. Celacantos fósiles se han hallado en las más diversas regiones del globo, desde el Brasil hasta Spitzberg y desde la Gran Bretaña hasta Madagascar; pero los supervivientes de hoy parecen estar confinados en aguas del archipiélago de Comoro, a medio camino entre esta úl-

tima isla y el Africa oriental, en la entrada N. del Canal de Mozambique; el primer ejemplar verosíblemente se desvió por una ruta perdida; en la actualidad, a pesar del celo que despliegan los pescadores, estimulados por la promesa de una cuantiosa recompensa, se suelen coger solamente tres o cuatro por año (9). El profesor Millot, de quien son estos últimos datos, es Director, desde su fundación en 1947, del Instituto de Investigaciones Científicas de Madagascar, donde, entre otros trabajos, ha estudiado varios ejemplares curiosos de especies locales, tales como la araña arcaica que ha sobrevivido en las selvas de la isla.

Molusco fósil vivo a 3.500 metros de profundidad.—Otro caso, que alguien ha calificado de más sensacional que el anterior, fué referido por la Prensa en enero de 1957: se trata, según el periódico de la tarde «Exstrabladet», de Copenhague, de un molusco perteneciente a una especie que se creía extinguida hace unos trescientos millones de años y que se ha encontrado vivo frente a la costa norteamericana del Atlántico durante una expedición científica del buque danés «Galathea»; cinco ejemplares de este animal han sido traídos a Dinamarca para su estudio por el profesor Lemche, que está ahora preparando la publicación de un trabajo sobre ellos.

Ejemplar desconocido.—De algún interés resulta asimismo la noticia de que un estudiante del doctorado de ciencias en la Universidad de Yale, Howard L. Sanders, de Newark, Nueva Jersey, ha descubierto en Long Island un pequeño animal marino hasta ahora no clasificado, y probablemente el más primitivo de los crustáceos; mide un par de milímetros de largo y es tan delgado que puede entrar fácilmente por el ojo de una aguja. El interés del hallazgo radica en la circunstancia de que podría ser eslabón

de unión entre tres de las cinco clases principales en que se dividen los crustáceos conocidos, por lo que se ha clasificado en una nueva subclase: la de los cefalocáridos; se hallaron nueve ejemplares, todos hembras, y su refugio habitual parece ser los sedimentos más profundos en sitios donde el fondo está entre los 10 y los 30 metros (11).

La serpiente de mar.—Acaso podría incluirse entre los posibles fósiles vivos la siempre famosa serpiente de mar, aunque sometida previamente a una crítica severa, como se ha hecho recientemente eliminando todas las relaciones de marinos en las que o la descripción de los hechos es deficiente, o hay la menor duda sobre la veracidad del autor; así las antes numerosas relaciones han quedado reducidas a medio centenar; de estos testimonios fidedignos se deduce luego la existencia real de algo parecido a una serpiente, por más que ciertos caracteres, uniformemente verificados por muchos testigos, inclinan más bien a creer que se trata de un mamífero, cubierto de piel y no de escamas, con miembros más parecidos a muñones que a aletas. No faltaron hipótesis de que en algún caso se tratase de una fila de marsopas, las cuales darían la impresión de un solo animal de gran longitud; pero otras observaciones muy precisas, y alguna hecha por naturalistas profesionales, excluyen tal explicación para la mayoría de los casos, sobre todo el hecho de que levantase la cabeza y cuello bastante altos sobre el nivel del mar; es verdad que nunca se ha encontrado en las costas el cadáver de una de estas serpientes, pero ello no prueba nada en contra de su realidad: son muchas las especies de cetáceos que se hunden al morir. La actitud de los naturalistas no puede ser otra que la de una prudente expectativa, hasta que se logre algún día la captura de un ejemplar vivo o muerto, o al-

guna observación más afortunada y completa, preferentemente con documentación gráfica, ponga fin a la controversia ya multiseccular (8).

El abominable hombre de las nieves.—Citaremos por último otro ejemplo de crítica razonada en oposición a los rumores indocumentados; tal es la seria investigación del Rev. Swami Pranavananda, llevada a cabo hace unos meses, acerca de las huellas del *abominable* hombre de las nieves del Himalaya; sus conclusiones, aprobadas ulteriormente por el Dr. William Straus Jr., de la Universidad de John Hopkins de Baltimore, se cifran en que se trata de un oso. Este animal ha sido visto: según los testigos, mide más de dos metros de alto, camina en dos pies y se parece a un mono de pelo rubio o rojizo; las que parecían ser sus huellas han sido fotografiadas y se asemejan a las de un mono gigantesco: tales son los únicos datos que existen sobre él.

Sus huellas han sido frecuentemente tomadas por las de un hombre; Straus se inclina a admitir las apreciaciones de Pranavananda, según las cuales no es otro que el oso rojo del Himalaya, de quien se sabe que suele andar sobre sus pies traseros y se le ha encontrado en altitudes comprendidas entre los 3.000 y los 6.500 metros; el enorme tamaño de algunas pisadas puede ser debido a un ulterior agrandamiento debido al deshielo estival.

De aquí una doble leyenda: la popular, de los pastores supersticiosos, que las atribuyen al yogui del Himalaya de mil años de edad, o a otro personaje mitológico parecido, y la antropológica, que ha creído ver en este animal a un mono gigante perteneciente a una especie extinguida, de la que como fósil vivo habría sobrevivido este ejemplar: el *Gigantopithecus Blaki*, ser hipotético cuyos únicos res-

tos son unos dientes hallados en una tienda china. Pranavananda demuestra que el nombre traducido como «abominable hombre de las nieves» es una versión india imperfecta de varias palabras sinónimas tibetanas de origen local cada una, y que reunidas en una sola, significan «hombroso»; la denominación de «hombre de las nieves» es solamente otro nombre igualmente usado para designar al mismo animal (6).

LA VIDA DEL HOMBRE PRIMITIVO

Campamentos prehistóricos.—En Deuton, Texas, se han hallado los restos de 14 campamentos antiguos, donde el carbón de las fogatas databa de unos treinta y siete mil años, según los análisis radiactivos; juntamente se encontraron restos de animales del pleistoceno y puntas de lanza de pedernal. Otro yacimiento no tan antiguo, de hace ocho mil años, ha sido descubierto en una cueva de Alabama; su interés principal radica en el hecho de que se han conservado allí durante muchas generaciones los depósitos de desperdicios que sus primitivos habitantes, en vez de echarlos fuera, solían sepultar en el fondo de la misma cueva, con lo que no solamente es muy completa la colección, sino que en esas capas se puede seguir su historia tan fácilmente como en los anillos de un árbol viejo: la capa superior data de solo mil seiscientos cincuenta años; debajo de ella hay puntas de flecha del período Woodland, entre los mil cien de nuestra era y los mil antes de ella, y les siguen otras puntas de lanza y cuchillos pertenecientes al tiempo en que aún no eran conocidos el arco y las flechas. Algunos cambios en los objetos de cerámica marcan la transición entre la cultura Woodland y otras anteriores de la era arcaica,

de la que sólo se encuentran canastos y sacos de cuero; hasta ahora no se han hallado las puntas de Folsom, propias de la época prearcaica de hace diez mil años (12).

En la isla de Santa Rosa, a unos 50 kilómetros de la costa de California, el Dr. George F. Carter, profesor de Geografía en la Universidad de John Hopkins, y Philip C. Orr, antropólogo del Museo de Historia Natural de Santa Bárbara, acaban de hallar señales de otro campamento prehistórico, donde un elefante había sido guisado por sus moradores; hasta ahora los arqueólogos admitían que el hombre no había llegado a estas regiones por el tiempo en que el mamut enano vivía en ellas, y fijaban la fecha de la primera población humana en algo menos de siete mil años; pero el testimonio del análisis radiactivo por el C 14, verificado en la Universidad de Columbia, ha probado ser muchísimo mayor su antigüedad: la cifra obtenida es de veintinueve mil seiscientos cincuenta años (2).

Según datos cronológicos obtenidos por el mismo método por el profesor Willard F. Libby, de la Universidad de Chicago, de fragmentos de carbón quemado junto a un lecho de cenizas en Tule Springs, Nevada, de probable origen humano, la fecha de la presencia del hombre en América habría de ser anterior a los veintitrés mil ochocientos años, es decir, más del doble de los diez mil asignados hasta ahora al hombre de Folsom en el SW. de América, y de los diez mil a doce mil del de Tepexpán, en Méjico. Los restos fueron recogidos por los doctores Fenley Hunter y M. R. Harrington, del Museo del Sudoeste, en Los Angeles. El profesor Libby, famoso por sus trabajos en cronometría radiactiva, ha hecho constar que aunque esta última medida está próxima a los límites de la exactitud tole-

rada por el C 14, por lo que sólo se ha dado el límite inferior; sin embargo, la cifra debe de ser todavía mayor (3).

Los animales en la vida humana.—Según se deduce de los descubrimientos hechos hasta ahora, el método de caza más elemental para grandes animales, como el mamut, consistía en tener la suerte de hallarlos hundidos en algún cenagal profundo e imposibilitados para defenderse, hasta que se llegó al uso de las armas arrojadas; y a medida que algunas especies se iban extinguiendo les sucedían otras, que sucesivas generaciones de cazadores procuraban capturar; de las diversas especies de caza mayor, la que más tiempo duró en América fué la del bisonte gigante, predecesor del búfalo actual. La prueba más patente de que el hombre primitivo dió caza a enormes elefantes, se halló recientemente en Naco, Arizona, cuando el profesor Emil W. Haury, de la Universidad de Arizona, al frente de una expedición, encontró cinco puntas de lanza del tipo Clovis en el esqueleto de uno de ellos, con indicios manifiestos de que el animal había sido carnizado por mano humana (4).

Problema diferente es determinar cuándo empezó la domesticación de los animales para ayudar al hombre en sus tareas; se han aducido argumentos arqueológicos de validez muy diversa, desde los claros indicios de un establo de gliptoteriontes en una cueva de Patagonia descubierta en 1890, hasta los relieves de los templos mayas del Yucatán y Guatemala que representan elefantes conducidos por hombres; pero habrá que esperar a que los datos sean más completos y los argumentos más fehacientes (17).

Cráneos humanos.—En la Academia francesa de Ciencias ha comunicado el profesor Camilo Arambourg, del Museo de Historia Natural de París, el descubrimiento de una mandíbula humana en Argelia, a la que se atribuye una

antigüedad de medio millón de años; se encontró entera, con molares, bicúspides y dos dientes intactos; pertenece probablemente a un contemporáneo o quizás predecesor del hombre de Peking y del de Java, y quizás se trate de un caníbal. Cerca del lugar donde se halló (villa de Palikao, a 80 km. al SE. de Orán) había una especie de depósito de huesos, de los cuales, los que habían contenido tuétano, estaban rotos por manos humanas; por ser esta mandíbula algo diferente de las dos asiáticas mencionadas, el profesor Arambourg ha denominado a este hombre *Atlantropus Maurelanicus* (por la cordillera del Atlas y el nombre antiguo de la región de Argelia, Túnez y Marruecos); comparado con los cráneos actuales, éste presenta la frente y el perfil más inclinados y el arco dental más grueso y macizo (1).

El cráneo humano más antiguo de América, hallado en una laguna prehistórica, cerca de Midland, Texas, y hoy conservado en la Smithsonian Institution, fué probablemente de un hombre de edad madura, de cabeza alargada y estrecha. Los argumentos geológicos aducidos para su datación dan una cifra mínima de doce mil años y máxima de veinte mil, según el Dr. Dale Steward, antropólogo de la Smithsonian, quien cree, sin embargo, que de admitirse la segunda cifra, no se explicaría bien su excesiva semejanza con los indios actuales. Los dientes acusan un desgaste notable, aunque no parecen corresponder a un régimen carnívoro, sino más bien a base de bayas duras y otros vegetales correosos. Su esqueleto se halló mezclado con los de otros animales, aunque no consta que éstos hubieran sido muertos por él: quizás sucedió lo contrario, que él fuera muerto por ellos, al acudir allí a beber (14).

Son notables las comunicaciones del Dr. E. K. Trat-

man, arqueólogo y cirujano dentista, acerca del uso de diversos agentes físicos y químicos en la limpieza de los dientes del hombre prehistórico, probado por el análisis de los cráneos conservados hoy; los indicios pasarían inadvertidos si los investigadores no estuvieran familiarizados con las diversas huellas de los daños que causan en los dientes cada uno de los métodos de limpieza, como ocurre, por ejemplo, con los mondadientes de cualquier forma que sean: incluso permiten deducir si el sujeto era o no zurdo. Se dan las caries en el hombre primitivo, aunque en menor cuantía que en la actualidad y casi siempre entre uno y otro diente, comenzando al nivel de la encía o más abajo; no suelen hallarse sino en personas de edad madura o más adelante; asimismo fué muy frecuente la piorrea, pero menos la torcedura de los dientes, que sólo tenía lugar cuando nacía uno de más: hasta es posible determinar los caracteres raciales por la estructura peculiar y estrías que se observan en su cara exterior (13).

El juego prehistórico.—Este poderoso auxiliar de la vida humana ha sido objeto de investigaciones paleontológicas, entre las que ocupa un lugar importante la fijación de la época en que los hombres empezaron a servirse de él, cuestión diferente de la que se refiere a los métodos empleados para encenderlo; porque el profesor Lidio Cipriani, arqueólogo jubilado de la Universidad de Florencia, después de haber vivido largo tiempo entre una raza de pigmeos de las islas Andamán, en el Océano Indico, da cuenta de que allí, en plena era atómica, ignoran todavía, como en los peores tiempos paleolíticos, el arte de procurarse fuego artificialmente; se limitan a valerse del que espontáneamente se produce en la Naturaleza, y sus mujeres están encargadas de custodiarlo y conservarlo. Por lo demás, las costum-

bres de estos indígenas, denominados Onges, Jarawas y también Mincopis, difieren muy poco de las de los hombres más primitivos: no cultivan el suelo y viven principalmente de la caza, para la que usan arcos y flechas, y de los frutos silvestres; Cipriani ha podido reconstruir bastantes etapas de la vida de este pueblo, gracias a otra costumbre conservada por mucho tiempo y de que antes hicimos mención: la de amontonar los residuos en un solo lugar, donde las capas inferiores han llegado a cementarse sólidamente (16).

A su vez, el Dr. Kenneth P. Oakley, antropólogo del British Museum, después de estudiar la Cueva de los Hogares del valle de Makapansgat, en el Transvaal central, ha llegado a la conclusión de que el hombre primitivo africano, a quien se atribuye haber sido el primero en servirse del fuego para usos domésticos, fué en realidad tan sólo la víctima de un incendio casual: en dicha cueva había una capa de más de un metro de profundidad de cenizas, que los antropólogos habían llamado «hogar básico», y se consideraba como la prueba más antigua del uso del fuego en la edad de piedra; Oakley notó caracteres especiales en su estructura: no había en toda la masa vestigios de huesos indicadores de haberse allí asado carne, y además la ceniza reposaba directamente sobre la superficie limpia de las estalagmitas, que suelen formarse únicamente en la parte más profunda de las cavernas calizas; por otra parte, en ningún tiempo ha sido costumbre encender fuego en el fondo de las grutas, sino más bien a la entrada, por razones obvias. Con tales sospechas se llevó una muestra de las cenizas y las hizo analizar en el British Museum; con gran sorpresa se comprobó que no eran de carbón de ninguna especie, sino guano de murciélago calcinado, en gran

parte formado por restos de alas o élitros de insectos, de que se alimentan, y desde luego material sumamente inflamable, que pudo haber ardido de resultas de un incendio natural de las praderas, que accidentalmente se le hubiera comunicado (10).

El origen europeo de la «industria del fuego» lo concibe así el Dr. J. E. Weckler, de la Universidad de California del Sur: En tiempos anteriores al tercer período interglacial, el hombre primitivo de Europa era nómada, y por necesidad seguía con la fauna y la flora los desplazamientos territoriales de los climas, a razón de pocos kilómetros por generación: pero cuando hubo de retroceder nuevamente al Africa, al regresar a Europa en la siguiente época interglacial, ya su cultura era mucho más avanzada. Por el contrario, el hombre de Neanderthal, en el interior de Asia, era de costumbres sedentarias, en cierto modo forzadas por la barrera de montañas que le impedían retirarse más al Sur (aunque de haberlo sabido, lo hubiera logrado desviándose suficientemente hacia el Este antes de descender en latitud): hubo, pues, de adaptarse al clima frío con diversos recursos: pieles para vestirse, cuevas para refugiarse, y, sobre todo, fuego para calentarse; llegado nuevamente el buen tiempo, su expansión alcanzó, no solamente al Oriente de Asia, sino que en sentido contrario llegó a unirse con los moradores de Europa, a quienes comunicaron lo que la experiencia y la necesidad les había enseñado a ellos: así enriqueció el hombre europeo su cultura, pudo aprovechar mejor la bonanza interglacial, extenderse también al Asia y América, y vencer en su propio terreno los rigores del frío (15).

RECONSTRUCCIÓN DE LA AGRICULTURA NEOLÍTICA

Sabido es que en el período mesolítico se vivía aún de la caza y de la pesca; sólo en el neolítico se dió comienzo al cultivo de la tierra; durante casi un siglo se ha discutido sobre la cronología de este tránsito o progreso en la civilización humana. Investigadores daneses, entre ellos el autor de la reseña que aquí extractamos, J. I. Iversen, jefe del Laboratorio Paleobiológico y profesor de la Universidad de Copenhague, han descubierto en su país reliquias de ambos períodos; y en sedimentos sucesivos de diversas clases de polen, uno de los buenos métodos de datación, han podido leer los ecólogos las fechas de esa historia. Hacia el final de la última glaciación, al comenzar a brotar la vegetación, una población de cazadores se extendió por la península de Jutlandia; pero a medida que los bosques se hacían más cerrados y escaseaba la caza mayor, esos hombres abandonaron la selva interior y se establecieron en las costas, donde vivieron durante varios milenios de la pesca y de la caza de focas, hasta que aparecen de nuevo en el bosque para emprender una vida nueva; en ciertos parajes se nota en este tiempo una disminución muy marcada en el polen de los árboles, que aparece sustituido por el de plantas herbáceas, y particularmente del llantén, planta vivaz de los trigales, que los indios de Norteamérica llamaban expresivamente «las huellas del hombre blanco»; pronto aparece la flora peculiar de los terrenos aclarados o desmontados: mimbre, olmo, abedul, etc.: la presencia de este último hace pensar que se empleó el fuego para despejar el suelo, puesto que solamente suele prosperar en parajes de monte bajo; al mismo tiempo se operan cambios impor-

tantes en las plantas inferiores con la aparición de diferentes especies de pastos, verosíblemente rodeados de abedules y avellanos. Por último, llega una tercera fase: las plantas citadas empiezan a declinar y de nuevo el monte alto prevalece; abunda más la encina, el olmo, el tío, por más que los dos últimos no llegan a un desarrollo tan pujante como al principio, al revés de la encina, que domina aún más que antes; parece, pues, que el hombre primitivo logró con el fuego y el hacha roturar algunas parcelas, cultivar en ellas su grano y dedicar el resto a pastizales; a juzgar por los sedimentos de polen, algunos de estos asentamientos apenas duraron unos cincuenta años.

Ocurre la dificultad de si el hombre neolítico sería capaz de realizar semejante empresa con los medios de que entonces disponía; para resolverla de raíz, los arqueólogos y ecólogos daneses decidieron hacer la prueba por sí mismos en una parcela del bosque de Draved, poblada de encinas semejantes a las de aquellos tiempos. Del Museo Nacional obtuvieron varias hachas de sílex y un modelo del mango de madera del tipo Sigerslev, en el que las hojas de pedernal se solían insertar formando ángulo recto; según demostraron Jørgensen y Troels-Smith, para que no se rajase con el uso, era necesario que el ajuste no fuese demasiado apretado, sino dejar un poco de margen lateral. Preparadas las hachas, fueron al lugar designado, acompañados de leñadores de profesión: pronto se vió que el método actual de atacar los árboles con golpes de hacha, en que interviene eficazmente el esfuerzo muscular y aun el peso del propio leñador para dar impulso al instrumento, no servía para el caso, ya que fácilmente se astillaba de este modo el sílex o sencillamente se partía por la mitad; los leñadores, incapaces de mudar sus hábitos inveterados, rompieron va-

rias hachas y hubieron de renunciar; los arqueólogos, en cambio, comprendieron bien pronto que la única manera de hacerlo era descargando golpes secos, en los que el antebrazo y las muñecas habían de hacer propiamente el trabajo; y en efecto, Troels-Smith, valiéndose de un hacha que no se había afilado desde la edad de piedra, consiguió desmontar todo el terreno señalado (dos acres = un cuadrado de 90 m. de lado) sin estropearla; una vez entrenados, llegaron los arqueólogos a derribar encinas de más de un pie de diámetro en menos de media hora.

El segundo problema era comprobar cómo había conseguido el hombre primitivo quemar los árboles derribados; para ello se consultó a Kustaa Vilkuna, de la Universidad de Helsinki, especialmente entendido en las técnicas antiguas del uso del fuego, las mismas que hasta no hace mucho eran empleadas por los campesinos de Finlandia. Sin aguardar a que se secasen los troncos cortados, se ensayaron dos métodos, uno antiguo y otro moderno; este último, aunque práctico para las coníferas, falló completamente; el otro, en cambio, dió buen resultado y ese fué el que se aplicó a la madera, ya seca, al cabo de más de un año: se esparcieron astillas y ramas por el área desmontada, se prendió fuego a una faja de terreno de 9 metros de ancho, valiéndose de antorchas formadas con corteza de abedul sujetas a estacas, y cuando esa zona estuvo despejada, empujando el combustible ardiendo con palos largos, para prender la zona inmediata. Hubo que vigilar el fuego día y noche, y aunque el trabajo fué penoso, porque la madera de encina arde muy lentamente, se terminó todo en tres o cuatro días. Se sembraron entonces algunas variedades primitivas de grano, correspondientes al polen hallado en los sedimentos y se consultó sobre su cultivo a Axel

Steensberg, perito en métodos de labranza, así antiguos como modernos, y se utilizaron para ello los aperos que verosimilmente emplearían en aquellos tiempos; para mejor comparación de los resultados, se sembraron dos trozos de terreno, uno quemado previamente y otro no, sino solamente escardado y limpiado de hierbas; la diferencia fué patente: en el primero se dió muy bien el grano; en el segundo casi nada, sin duda porque aquella tierra, demasiado ácida, no se prestaba a ello sin el ingrediente básico de las cenizas; y en efecto, aun en el sitio preparado con fuego, al año siguiente ya no fué tan abundante la cosecha (que se recogió con guadañas de sílice, al estilo neolítico).

Quedaba por observar la última fase del proceso, o sea la vuelta de ese terreno al estado primitivo; como era de esperar, la planta baja empezó a crecer más pujante, por tener ahora más aire y sol, aun en las parcelas no quemadas; en las otras se verificó una verdadera revolución botánica: eliminada por el fuego gran parte de la vegetación espontánea de raíces someras, aparece en su lugar una flora muy variada, en todo semejante a la que revelaban los estratos de polen en los sedimentos pantanosos; hasta coincide la aparición paralela en uno y otro tiempo, de especies nuevas, como las de algunos musgos, cuyas esporas hubieron de ser traídas por el viento, entonces como ahora, puesto que no existían anteriormente en estos parajes; tres de ellas, lo mismo en Dinamarca que en América, son características de terrenos previamente quemados, y como esta fase del musgo después del incendio suele ser efímera, resulta un excelente indicador cronológico, que serviría para determinar si el proceso se repitió más de una vez durante cada asentamiento; por desgracia, tales esporas fósiles son

muy difíciles de reconocer y las tentativas no han dado el resultado apetecido.

Este experimento, tan diligentemente realizado y que pudiéramos calificar de traslado al laboratorio del campo geológico, ha confirmado suficientemente la interpretación arqueológica de los sedimentos poliníferos; no se excluyen, evidentemente, otros métodos posibles de cultivo, deducidos de diferentes investigaciones sobre el mismo suelo dadas, con las que se probaría acaso la existencia de cultivos más elementales del suelo, sin esta preparación «técnica» y simultáneos con la caza y pesca a la orilla del mar; tanto es así, que la perfección revelada en nuestro caso, parece indicar la inmigración repentina de un pueblo vigoroso y más adelantado que los primitivos aborígenes (5).

BIBLIOGRAFÍA

- (1) ARAMBOURG, C.: *Primitive men: African and American*. «Chicago Daily Tribune», enero 1955.
- (2) CARTER, G. F.: *Roasted elephant*. «Science Dig.», pág. 40, agosto 1956.
- (3) HUNTER, F. y HARRINGTON, M. R.: *Primitive men: African and America*. «Chicago Daily Tribune», enero 1955.
- (4) HUGHES, P. P.: *Manhunt through the ages*. «Empire», febrero 1955.
- (5) IVERSEN, J.: *Forest clearance in the Stone Age*. «Sc. Amer.», páginas 36-41, marzo 1956.
- (6) KAEMPFERT, W.: *Abominable snowman is a bear?* «New York Times», julio 1956.
- (7) LEY, W.: *Living fossil from 300 million years ago*. «Galaxy Sc. Fict.», mayo 1956.
- (8) — — *The great sea-serpent mystery*. Ibid., diciembre 1956.
- (9) MILLOT, J.: *The coelacanth*. «Sc. Amer.», pp. 34-39, diciembre 1956.
- (10) OAKLEY, K. P.: *Expert changes mind on fire-ape*. «Science Dig.», pág. 8, enero 1955.
- (11) SANDERS, H. L.: *Tiny sea creature may be a «missing link»*. «Sc. Dig.», pág. 10, junio 1955.
- (12) SCIENCE DIG: *Oldest traces of early man in America*. pág. 38, diciembre 1956.

- (13) TRATMAN, E. K.: *Prehistoric man cleaned his teeth*. «Science Dig.», agosto 1956.
- (14) WATER VAN DE, M.: *Earliest american*. «Science Service», octubre 1954.
- (15) — — *Extinct «uncle» gave us fire*. «News Letter», marzo 1955.
- (16) — — *«Stone age» people of today*. Ibid., octubre 1956.
- (17) WENDT, H.: *In search of Adam*. New York, 1955.

Características hidrogeológicas de la zona al SW.
de Manzanares, en la Mancha (Ciudad Real)

POR

ENRIQUE RAMIREZ Y RAMIREZ

ENRIQUE RAMIREZ Y RAMIREZ

CARACTERISTICAS HIDROGEOLOGICAS
DE LA ZONA AL SW. DE MANZANARES, EN LA
MANCHA (CIUDAD REAL)

I. PREÁMBULO

La Mancha, aceptando con este nombre la extensa llanada miocena bien caracterizada geológicamente, presenta rasgos hidrogeológicos definidos, constituyendo un reservorio de aguas bien puestas de manifiesto en estos últimos años. Al mismo tiempo representa un ejemplo sencillo de condiciones hidrogeológicas de fácil estudio.

Hemos realizado algunos trabajos prácticos de hidrogeología en regiones diversas de la Península, varios de ellos en La Mancha, lo cual nos permite conocer, en cierto modo, los rasgos más destacados de la hidrología de esta comarca. Un ejemplo claro de ello nos lo ofrece las zonas al SW. de Manzanares por los parajes donde se encuentran la finca «El Doctor» y otras colindantes que son las que presentamos en estas notas.

Nuestras investigaciones hidrogeológicas se han visto controladas por sondeos eléctricos realizados posteriormente y con sondeos mecánicos, comprobándose las deducciones hechas a este respecto (1).

(1) Nos complace agradecer a P. I. S. A. las facilidades dadas para la publicación de estas notas.

El interés de tales estudios se pone de manifiesto, por una parte, porque dada la horizontalidad, muy destacada, de este país, los regadíos son realizables con mínimo esfuerzo; por otra, el suelo existente es bueno y lo que es más evidente aún, que extensas zonas puestas en regadío rinden considerablemente.

II. GEOLOGÍA DE LA COMARCA

En la zona de La Mancha a que nos referimos, los conjuntos geológicos existentes pueden ser referidos a tres: El Silúrico, más generalmente representado por el Ordoviciense cuarcítico-pizarroso; el Triás, que está fundamentalmente constituido por el piso superior o Keuper y finalmente el Mioceno calizo, que está referido al Pontiense (véase mapa adjunto). A éste le recubre, en ciertas áreas, el Plioceno, mal delimitado.

El Silúrico, estratigráficamente considerado, se compone de las series ya conocidas (7), es decir, por las cuarcitas potentes (unos 100 m.) en la base, a la que sigue un tramo de cuarcitas, areniscas y pizarras alternantes, y a éste se superpone un nivel potente de pizarras. Este conjunto encaja en el Ordoviciense y dentro de él se pueden distinguir el tramo de la gran cuarcita, Arenig y Llandeilo que debe quedar incompleto en estos parajes por falta de depósito o por erosión.

El Triásico está constituido por dos tramos bien definidos: margas abigarradas y yesíferas más inferiores sobre las que descansan calizas o carniolas a veces muy arrasadas.

El Mioceno, del cual nos ocuparemos más detenida-

mente, está constituido por materiales calizos y detríticos de facies continental y litología relativamente variada.

III. ESTRATIGRAFÍA

Nos concretaremos aquí más a la zona que nos ocupa como caso representativo de la geología manchega. A ella está íntimamente ligada la hidrogeología, y es verdad que este problema hidrogeológico es cada día más importante en toda la Península, dado que, por una parte, la climatología atraviesa un período de anomalías, y por otra, que aumenta continuamente el área en proyecto de regadíos.

a) *El Silúrico de borde.*—En la zona que nos ocupa el Silúrico está representado en los cerros del Moro, de la Rufina, Solano, Siles, etc., en los que se encuentra una serie cuarcítico-pizarrosa que, como se ha indicado, corresponde al Ordoviciense inferior (véase mapa adjunto). En efecto, hacia el S., por los cerros de Siles, se encuentran niveles de cuarcitas que corresponden al tramo inmediatamente superior a las cuarcitas armoricanas, es decir, al Arenig, dato deducido de la litología comparada de este paraje con las de otras peninsulares. Esta litología se refiere a una alternancia de cuarcitas y pizarras, aquéllas en paquetes de 8-10 metros, que dominan superiormente hasta predominar ya en el paso al Llandeilo. Las pizarras son arenosas en los tramos alternantes con las cuarcitas, siendo más arcillosas a medida que nos elevamos estratigráficamente. En este paraje la serie pizarrosa más superior es ya muy arcillosa (fig. 1).

b) *Emisiones de rocas efusivas.*—Están representadas al S. de la zona estudiada emisiones volcánicas que poco influyen en la hidrología de la zona a que nos referimos.

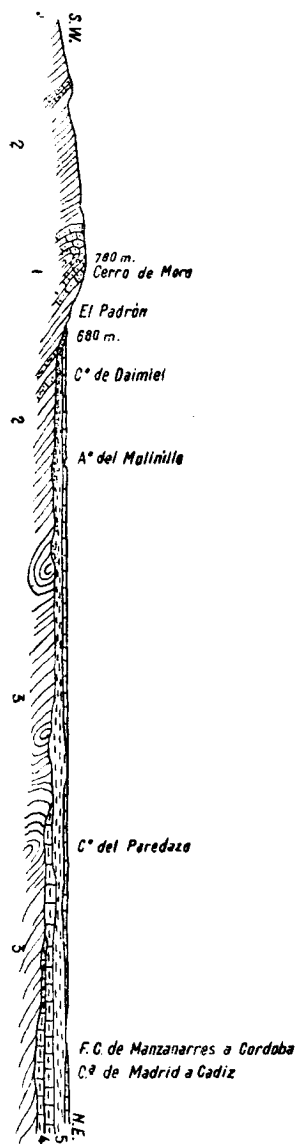


Fig. 1.—Corte geológico NE.-SW. por la zona estudiada, 1. Cuarcitas ordovicienses. — 2. Cuarcitas alternantes con pizarras. — 3. Pizarras arcillosas. — 4. Triásico. — 5. Mioceno E. H. 1:50.000

Son emisiones de limburgitas que corresponden al volcanismo plio-cuaternario estudiado por Hernández-Pacheco (E. y F.). El yacimiento más próximo está situado en el paraje de la Peralosa y de la Vinera, que son dos apófisis de reducidas dimensiones, destacadas morfológicamente.

c) *El Mioceno*.—Las rocas que constituyen el Mioceno en esta parte han sido reconocidas con algún detenimiento. Este reconocimiento se ha visto facilitado por los numerosos pozos existentes en esta zona.

En el mismo borde del Mioceno, la base de él está constituida por una masa conglomerática-brechoide, cantos de cuarcitas de hasta 40 centímetros de diámetro, poco consolidada, con cemento arcilloso, que descansa sobre las pizarras y cuarcitas del Silúrico.

Superponiéndose a estos materiales, y ya más al interior de la formación miocena, se encuentra de más inferior a más superior una serie que se compone de:

Pudingas de cantos cuarcíticos y calizos con cemento de esta naturaleza.....	3,00 m.
Calizas arenosas de color amarillento.....	2,00 m.
Pudingas de cantos casi exclusivamente calizos y cemento calizo...	1,00 m.
Caliza brechoide.....	3,00 m.
Caliza alterada arenosa.....	4,50 m.
Molasa o caliza arenosa de color gris.....	3,50 m.
Cascajos o gravas de cantos calizos.....	0,50 m.
Caliza travertínica que lleva intercalada lechos de pudingas.....	3,40 m.

El espesor total de este tramo es aproximadamente de unos 18-20 metros (fig. 2).

Esta litología expuesta es de relativa uniformidad en la zona de borde y se confirma en la serie de pozos existentes en estos parajes. Se observa claramente en esta zona la disminución en el tamaño de los cantos y el cambio de na-

turalidad, de cuarcitas a calizas, a medida que nos adentramos en la formación miocena.

La naturaleza de las calizas y aún su grado de alteración y, lo que es más importante, la mayor impermeabilidad, está en relación con la mayor o menor cantidad de are-

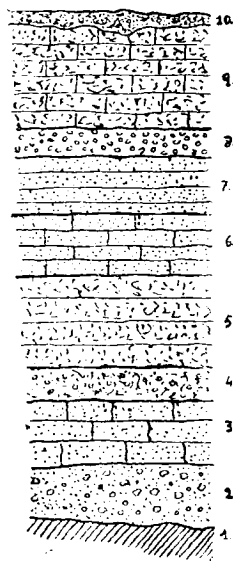


Fig. 2. -Corte estratigráfico del Mioceno de borde al SW. de Manzanares (Ciudad Real).—1. Subyacente silúrico.—2. Conglomerado basal con elementos cuarcitosos predominantes.—3. Caliza molásica.—4. Lecho de pudingas.—5. Caliza brechoide. 6. Caliza arenosa alterada—7. Molasa. 8. Cascajos.—9. Caliza travertínica alterada.—10. Suelo.

na que tienen, su régimen de sedimentación, la existencia de cantos englobados, etc. A veces esa alteración se realiza quedando nódulos o masas más o menos esféricas, menos alteradas o que se han alterado más superficial o más difícilmente.

El subyacente Silúrico, en el borde del Mioceno, queda a 10-13 metros, y de hecho los pozos aquí situados encuen-

tran tanto la misma masa conglomerática antes señalada como los materiales silúricos.

IV. ESTRUCTURA

Las formaciones geológicas que se ponen en contacto presentan rasgos estructurales muy diferentes, como fácilmente se comprende.

En efecto, existe una discordancia tectónica y erosiva entre uno y otro conjunto (fig. 1). El Silúrico está plegado mostrando una estructura de tipo isoclinal, aunque trastocada debido a las emisiones volcánicas y a fracturaciones anteriores. La disposición que se observa en este conjunto paleozoico responde a una arquitectura normal para una serie hercínica plegada intensamente.

Como siempre son las cuarcitas, ya en los niveles potentes de la base o los tramos más superiores a ellas, las que actúan de directrices en la formación que se pliega. Hay que establecer, pues, una diferenciación litológica establecida por el plegamiento. Mediante ellas se establece más fácilmente cuál sea la estructura que adopta esta formación.

El conjunto se orienta hacia el NW, con variaciones locales. Estas obedecen principalmente a la existencia de desenganches en las cuarcitas, fallas y fracturas que modifican, aunque sea en pequeña escala, la uniformidad de la disposición. Así en el kilómetro 13 de la carretera de Manzanares a Moral de Calatrava las cuarcitas y pizarras se orientan al N. 40° W., buzando 40° al NE., y en el kilómetro 12,5 el rumbo es NW., con inclinación de 40°-50° al NE.

Estos accidentes tectónicos son debidos en unos casos a

fenómenos postorogénicos, debiendo su causa en otros a acciones relacionadas con el plegamiento alpino. En algún otro caso hay que pensar que sean las acciones volcánicas las que hayan trastocado, aunque sea muy localmente, la disposición primitiva.

Las diaclasas existentes en esta masa pueden ser referidas a dos sistemas, que en conjunto dan lugar a una disposición paralelepédica de los materiales. Lo forman dos sistemas normales entre sí.

El Trías no está representado en estos parajes, encontrándose más al E. de los que nos ocupan.

El Mioceno se presenta con estructura tabular (fig. 1) y con la disposición de una zona de borde en la que hay una predominancia en el carácter detrítico de los sedimentos.

Es muy evidente la discordancia tectónica-erosiva existente entre los conjuntos, lo cual se pone de manifiesto en los materiales extraídos de los pozos próximos a este límite Silúrico-Mioceno.

V. HIDROGEOLOGÍA

Nos encontramos ante un ejemplo de aplicación hidrogeológica en la zona estudiada.

Lógicamente se comprende, a la vista de los rasgos geológicos expuestos, que las condiciones hidrogeológicas son muy diferentes en una y otra formación. Estas condiciones vienen dadas tanto por la litología descrita como por la disposición de unos y otros materiales.

a) *Características generales.*—No poseemos datos concretos pluviométricos de la localidad de referencia, pero podemos generalizar algunos de zonas próximas.

La lluvia total anual de la región puede estimarse en 392 milímetros con dos máximos, uno en marzo, algo superior al de noviembre. En Ciudad Real este valor medio fué de 359 milímetros en el decenio de 1926-1935. En Rueda la lluvia anual llega a 467,6 milímetros; en Santa Cruz de los Cáñamos, a 511,9 milímetros. Las nieves son escasas. La humedad relativa media es de 64.

Reinan los vientos del N., W. y SW., siendo la temperatura máxima de 44°, llegando a 28° la máxima media de julio y agosto. La variación media anual es de 33° a 36°, pudiendo estimarse la temperatura media anual en 13,8°.

Influye en la hidrología de la zona la forma de repartición de esta lluvia, ya que se infiltra en mayor o menor proporción, según las circunstancias en que caiga. Hay que tener en cuenta para esta zona la horizontalidad del terreno, pocas precipitaciones torrenciales, salvo aisladas tormentas de carácter local con fuertes aguaceros de verano, el drenaje, no muy completo, con una red fluvial de poco desarrollo.

El valor de la evaporación media diaria alcanza gran valor; la máxima en el mes de julio, con un valor aproximado de 4,7 para la media de los tres meses de junio, julio y agosto; mínimos en diciembre, enero y febrero, con valor de 1,6. La relación precipitación evaporación es de 3,56, pudiendo calcularse la evaporación en 134,4 milímetros.

Los materiales Silúricos, como en otras muchas zonas, se muestran diferentes, en cuanto a su permeabilidad, de unos puntos a otros. Las cuarcitas, cuando éstas aparecen en niveles de potencia considerable, por su fisuración, pueden dar origen a algunas fuentes que están determinadas, ya por el contacto de cuarcitas y pizarras, ya por la exis-

tencia de roturas o fallas abiertas, por las cuales pueden circular las aguas. No es posible tener en cuenta, sino con muchas restricciones, el diaclasado de esta masa, porque de hecho estas diaclasas se encuentran cerradas a poca profundidad, o bien la cantidad de agua que pueden aportar es escasa. Análogas características presentan los planos de estratificación, los cuales no deben ser considerados en cuanto a que constituyan líneas de infiltración de gran consideración.

Pero sí tiene interés indicar que las roturas que pueden considerarse activas son las resultantes de uno de los sistemas de diaclasas señalado, y en algún caso, aunque superficialmente, las mismas diaclasas actúan de direcciones de afluencia hacia el colector principal que serían las roturas antes señaladas. Algunas zonas milonitizadas e incluso las que ocupan los diques y cúpulas volcánicas actúan de zonas de infiltración.

Buen ejemplo de lo que se acaba de mencionar lo constituye el manantial de Siles, la fuente del Erizo, la de Solano, etc. La primera de ellas fué explotada hasta hace unos años para abastecer de aguas a Manzanares, y hoy está abandonada, ya que la gran distancia desde este punto a la localidad constituía un serio inconveniente. Este manantial debe su origen a una fisura de cierta importancia que coincide con una de las roturas antes señalada.

Cuando las cuarcitas alternan con las pizarras en paquetes de poco espesor, el interés de estas cuarcitas es mínimo: no llegan a almacenar agua o a lo más son débiles áreas de escasa infiltración.

Existe otro tipo de manantial dentro de la mancha silúrica que debe su origen a los recubrimientos cuaternarios que se sitúan en los límites del Silúrico-Mioceno, pero más

frecuentemente localizado dentro del Silúrico. Debajo de la masa de derrubios circulan aguas, aunque no importantes, y aquí de escasa representación.

Es, en realidad, dentro del Mioceno donde se encuentran buenas condiciones hidrogeológicas, tanto por la permeabilidad de los materiales que le constituyen como por su misma disposición. Pero éstas vienen condicionadas por la existencia de un subyacente impermeable representado por el Silúrico antes reseñado. Consideramos que la superficie de erosión sobre la que descansa el Mioceno es impermeable por dos causas: *a*), por la naturaleza ya predominantemente pizarrosa que le constituye, y *b*), porque en esta superficie de erosión hay una alteración más intensa de las pizarras (pizarras arcillosas), con lo cual la impermeabilidad se ve favorecida.

Sobre esta superficie de erosión descansa el conjunto Mioceno, ya descrito, en el que existe una permeabilidad diferente de unas rocas a otras. Así son muy permeables las pudingas, antes señaladas, mientras que no lo son tanto las areniscas arcillosas o molasas que se intercalan entre aquéllas.

De aquí se desprende que las aguas marchan más fácilmente por las tongadas de pudingas, y en efecto así sucede, como se verá posteriormente.

La permeabilidad de las calizas travertínicas es considerable, pudiendo, por tanto, decirse que la masa miocena en conjunto es permeable, si bien es de tener en cuenta variaciones de permeabilidad por variaciones litológicas debidas a la sedimentación irregular, dada la facies continental y de borde de este Mioceno.

Las aguas circulan principalmente dentro de los estratos de pudingas, y en ellos, con mayor facilidad, en las

caras limitantes de dichas pudíngas con las calizas arenosas en las que se encuentran intercaladas, pero en todo caso la marcha de las aguas se hace siguiendo los estratos más gruesos y más permeables.

b) *Régimen hidrológico.*—Hay que destacar que la alimentación de los niveles acuíferos existentes se debe esencialmente a la misma área que corresponde a la mancha miocena. Existe, no obstante, aportes de aguas de los bordes silúricos, aportes que más que nada se realizan superficialmente; aguas que descienden superficialmente y se filtran ya en el Mioceno. Subterráneamente es muy pequeña esta alimentación, y por ello no debe tenerse en cuenta.

La penetración del agua se realiza esencialmente por percolación y por el fisuramiento de las calizas travertínicas superiores. No hay duda de que los límites Silúrico-Mioceno constituyen una franja de infiltración activa, si bien la amplitud de esta banda es pequeña.

La importancia excepcional de este Mioceno en cuanto a su papel hidrológico está representado por constituir en toda su extensión una cuenca hidrogeológica bien definida y de características uniformes. Las condiciones que determinan la existencia de tal cuenca quedan explicadas en los rasgos geológicos expuestos.

Pero esta cuenca hidrogeológica está bien puesta de manifiesto en los numerosos pozos existentes en una gran parte de su extensión y en los que continuamente están perforándose, como se indicó.

Los límites de la cuenca hidrogeológica señalada quedan difusamente indicados por los mismos que marcan el Mioceno, si bien (véase mapa adjunto), en general, no llegan hasta los mismos bordes. Más concretamente, el límite preciso en estos bordes se establece teniendo en cuenta la

forma y litología del subyacente Silúrico o Triásico y del Mioceno que lo recubre, por lo cual con frecuencia se encuentran ligados a las condiciones locales.

Dentro de la cuenca hidrogeológica señalada, las aguas tienen un régimen que viene determinado por las mejores o peores condiciones de percolación y de fisuramiento de los materiales miocenos, por la posición e inclinación de la superficie de erosión sobre la que descansa el Mioceno y por la continuidad de los caracteres litológicos, así como su situación en horizontal o vertical. Puede decirse que en grandes extensiones la masa de agua es estacionaria o circula con extrema lentitud, con direcciones variables de acuerdo con aquellas características señaladas.

Se puede afirmar que la capa acuífera de esta zona de la Mancha es una capa libre que sólo en puntos excepcionales está recubierta por materiales impermeables.

Hay que destacar en este punto que en años anteriores, debido por una parte a la escasez de precipitaciones y por otra al incremento señalado en la explotación, se ha producido un descenso del nivel de la capa acuífera descrita. El valor medio de este descenso debe estimarse, como término medio, de 1 a 2 metros, si bien en puntos críticos, borde de la cuenca hidrogeológica, este valor puede llegar a 3 metros. Ello ha dado lugar a que en muchas zonas haya habido necesidad de profundizar los pozos para encontrar nuevamente el nivel acuífero. Cuando estos pozos no se han profundizado, quedan secos. Este descenso, no obstante, es transitorio, ya que una nueva regularización en el régimen de lluvias debe producir la recuperación del antiguo nivel señalado.

c) *Niveles acuíferos existentes.*—En la zona al N. de los cerros de Siles, del Moro, etc., y al S. de Manzanares,

se encuentran bien definidos dos niveles acuíferos: uno situado a los 9-10 metros, y otro que queda entre los 14 y 18 metros.

En otros puntos de La Mancha estos niveles quedan más profundos, ya que hacia el centro de la masa miocena, lógicamente, debe estar más profundo el subyacente silúrico. Así en la zona de Cinco Casas y la que queda por Argamasilla de Alba, estas aguas quedan a 29-35 metros.

Al NNE. de Manzanares las aguas están a 18 metros por el paraje de los Romeros y pozo de las Carniceras. En otros diversos puntos de la Mancha el nivel acuífero queda a profundidades variables entre límites no muy amplios, pero esta amplitud está en relación con la altitud del lugar y demás condiciones estructurales indicadas.

Solamente en puntos muy concretos se ha llegado a cortar el nivel de agua existente en la base del Mioceno. Esta base, en algunos puntos, posee importantes acumulaciones de agua, mientras que en otros son muy escasas o nulas. La profundidad a que queda esta base es muy variable y no precisada por nosotros. En algunos puntos se realizaron sondeos determinando la potencia aproximada.

Los caudales que aportan algunos de estos pozos son muy considerables. Así en la mencionada finca del «Doctor», el pozo principal, con 15 metros de profundidad, llega a suministrar de 30 a 35 litros por segundo; en otros pozos próximos se consiguen 7 litros por segundo. Estos datos se han calculado en el período de máximo estiaje.

Por el N. de Manzanares, algunos de los pozos perforados, como el que suministra agua a esta localidad, llega a aportar más de 15 litros por segundo. Otros de los pozos que construye el Instituto Nacional de Colonización llegan a conseguir más de 25 litros por segundo.

Es de considerar que estos pozos, por lo general, tienen diámetros pequeños, que oscilan de 0,40 a 7 metros. Por lo general, no tienen obras complementarias que aumenten la sección de afluencia de aguas como galerías, etcétera. En algún caso serían muy recomendables tales obras, con lo cual se conseguiría aumentar el caudal.

Madrid, junio de 1955.

BIBLIOGRAFIA

- (1) HERNÁNDEZ PACHECO, F.: *Estudio de la región volcánica Central de España*. Academia de Ciencias. Madrid, 1932.
- (2) JESSEN, O.: *La Mancha: Contribución al estudio geográfico de Castilla la Nueva*. Trad. J. Gómez de Llarena. «Estudios Geográficos», núm. 23. Madrid, 1946.
- (3) PLANCHUELO PORTOLÉS, G.: *Nota sobre el afloramiento cretácico del término de Manzanares (Ciudad Real)*. «Bol. R. Soc. Esp. de Hist. Nat.», t. XLVIII. Madrid, 1949.
- (4) ROYO Y GÓMEZ, J.: *El Mioceno continental ibérico y su fauna malacológica*. «Mem. 30 de la Com. de Inv. Paleont. y Prehist.», Madrid, 1922.
- (5) TEMPLADO, D. DE, ALVARADO, A. y HERNÁNDEZ-PACHECO, F.: *Memoria explicativa de la Hoja de Manzanares*. Inst. Geol. y Min. de España. Madrid, 1935.
- (6) FOURMARIER, P.: *Hydrogéologie*. Liège, 1939.
- (7) RAMÍREZ, E.: *Las arcillas esmécticas del Silúrico extremeño*. «Rev. Las Ciencias», año XIX, núm. 4. Madrid.
- (8) ———: *El Sinclinal del Guadarrama (Cáceres). Contribución al estudio de la estratigrafía del Silúrico hispano*. «Rev. Estudios Geológicos», núms. 27 y 28, t. XI. Inst. «Lucas Mallada», de Inv. Geol. Madrid, 1955.
- (9) SAMPELAYO, P.: *El sistema Siluriano. Explicación del nuevo mapa Geológico de España*. Madrid, 1942.

Presencia de dinosaurios en el Cretáceo superior
de la cuenca del Tremp. (prov. de Lérida, España)

POR

ALBERTO F. DE LAPPARENT y EMILIANO AGUIRRE

ALBERTO F. DE LAPPARENT (*) y EMILIANO AGUIRRE (**)

PRESENCIA DE DINOSAURIDOS
EN EL CRETACEO SUPERIOR DE LA CUENCA
DEL TREMP (PROV. DE LERIDA, ESPAÑA)

La importante cuenca del Tremp, de la que su flanco meridional se eleva dando lugar al cabalgamiento jurásico del Montsech, es privilegiada desde el punto de vista paleontológico. Se sabe que ha proporcionado, entre otras curiosidades, dos batrácidos y una pluma de pájaro en el Jurásico superior; Rudistos «garumnienses» considerados como los últimos representantes de este grupo extinguido antes del Terciario; los mamíferos en el Eoceno medio de Montllobar en el Eoceno superior de Sosis. Es preciso añadir en adelante tres géneros de dinosauridos del Cretáceo superior, de los que sus fosilíferas se han encontrado en una docena de yacimientos diferentes.

Los huesos de reptiles se han señalado desde la construcción de la presa de Tremp; es al investigador Walter Kühne a quien se le debe el descubrimiento, en 1954, de huesos de dinosauridos en los barrancos de Orcau. El año

(*) Traducción del francés por M.^a C. López de Azcona Fraile. Lic. en Ciencias Geológicas.

(**) C. R. de la Sociedad Geológica de Francia 1956, n.º 14, Sesión del 10 de Noviembre, pág. 261.

siguiente, con uno de nosotros (E. A.), extendió las exploraciones hacia Isona; después exploró uno de los yacimientos de Orcau: catorce cajas de huesos cuidadosamente enyesados fueron remitidos al Museo de Ciencias Naturales de Madrid. En 1956 los autores de esta comunicación, ayudados por un joven colector, J. Rosell, examinaron más completamente los niveles supuestos fosilíferos en un vasto sector de la cuenca del Tremp y se decidieron a precisar la posición estratigráfica de los diversos yacimientos.

Según nuestras observaciones, los yacimientos de huesos de dinosaurios se situarán en tres niveles, que son, de bajo a alto:

a) Lignitos de Suterranya y conglomerados rojos del vertedero de la presa de Tremp, encuadrados por los últimos bancos de las calizas marinas.

b) Margas grises y pisolitas de Orcau, sobremontando el primer banco de calizas lacustres y las margas con *Hippurites castroi* y *Praeradiolites boucheroni*; las areniscas rojas de Neret y de Tremp, al S. de la presa, son una formación torrencial de un nivel que puede ser equivalente.

c) Margas rojas de Orcau y, más alto todavía, margas abigarradas de Conqués, al S. de Figuerola.

El término impreciso de «garumnense», aplicado a todas las capas salobres y continentales a partir de los lignitos (1), indica una facies y no un piso estratigráfico. Pensamos más bien que los tres niveles con huesos de reptiles son un placer en el Maestrichtiense.

En efecto, las capas del nivel *a* (lignitos y margas inmediatamente superpuestas) nos han proporcionado *Mela-*

(1) Mapa geológico de España 1/50.000, Hoja n.º 290, Isona, 1953.

nopsis avellana Sandb. y *Cyrena garumnica* Leym., fósiles de las «margas de Auzas» de los Petites Pyrénées, de edad maestrichtiense, así como formas muy cercanas de las especies del «Fuvélien» de Provence, tales como *Melania aff. sanctorum* Roule, *M. aff. gabrieli* Roule, *Cerithium aff. sanctaebalmae* Repelin (determinaciones debidas a la señorita D. Mongin).

El nivel *b* comprende las pisolitas, las margas grises, así como las areniscas toscas de Benavent, y el nivel *c*, es decir, el principio de las margas abigarradas lo ponen en paralelo con el «Begudien» de Provence.

El verdadero Danés o «Rognacien», que ha dado los *Lychnus* en Talarn (*vide* Repelin y coll. Ferrer) comenzará más alto, con las series rojas cortadas por calizas lacustres. No parece se hubieran hallado anteriormente huesos de dinosaurios en la cuenca del Tremp.

Un rápido estudio de los huesos recolectados en las capas *a*, *b* y *c* ya permiten indicar las formas siguientes:

Hypselosaurus nov. sp., saurópodo de tamaño muy grande, del que sus huesos largos pasan muy ampliamente del metro (yacimiento explotado en Orcau por W. Kühne).

Titanosaurus cf. indicus Lydekker, saurópodo de tamaño inferior, del que sus huesos mayores son de alrededor de los 50 centímetros (los dos yacimientos de la presa de Tremp y lignitos de Suterranya).

Rhabdodon priscum Matheron, pequeño iguanodóntido, bien caracterizado (yacimiento con pisolites de Orcau, lignitos de Suterranya, margas abigarradas de Conqués).

Estos géneros de dinosaurios se encuentran, en la cuenca del Tremp, en el seno de capas continentales pertenecientes al Maestrichtiense; también se encuentran en el

Rognaciense del Midi de Francia (2) y el mismo nivel en Transilvania. Se los conoce también en el Campaniense en las capas de Gosau en Austria.

La fauna de reptiles parece haber sido bastante uniforme en Europa durante los últimos tiempos del período cretáceo; no se puede apoyar en ella para establecer subdivisiones en el Senonense, ni para distinguir un piso danés.

(2) Lapparent A. F. de (1947): *Les Dinosauriens du Crétacé sup. du Midi de la France*. Mem. Soc. géol. France, nouv. ser., n.º 57.

El límite Cretáceo-Terciario de la vertiente Sur de los Pirineos Occidentales

POR

JUAN FELIPE MANGIN

JUAN FELIPE MANGIN (*)

EL LIMITE CRETACEO-TERCIARIO DE LA VERTIENTE SUR DE LOS PIRINEOS OCCIDENTALES

El área de sedimentación comprendida por el río Arakil, al Oeste, y el río Esca, al Este (Navarra), dan un ejemplo típico de la evolución del dominio pirenaico para el fin del Cretáceo y el principio del Terciario.

Como en la barranca situada un poco más al Oeste, la sedimentación senonense es de tipo flysch calizo (Ciry, 1951). Pero a partir del Maestrichtiense, los caracteres sedimentológicos de los depósitos cambian progresivamente; los terrenos emergidos que, verosíblemente erosionados, sólo suministraron pocos aportes terrígenos, debieron elevarse lentamente, y puede ser, se ladearon ligeramente. Dieron entonces lugar a un material más grueso, aumentando el dominio de las aureolas de las areniscas de la zona litoral; posteriormente, en los lados, las margas se cargaron con finos residuos de cuarzo y de mica. En fin, el conjunto de estos depósitos toma una tonalidad roja o rosa. En la región que se extiende al Norte de Pamplona, donde la serie parece lo más completa, la parte terminal de estas capas

(*) C. R. de la Academie des Sciences. —XXXIV—1227 a 1229— sesión 25 de Febrero de 1957. Traducción por M.^a C. López Azeona Fraile. Lic. en Ciencias Geológicas.

me ha suministrado una rica fauna de foraminíferos con las principales especies siguientes: *Globotruncana arca* Cush., *Gl. aff. Gl. stuarti* de Lapp., *Gümbelina globulosa* Ehr., *Pseudotextularia varians* Rzehak, y las globigerinillas del grupo *G. messinae* Bronnimann. Hacia el Sur y el Este, en las zonas neríticas de facies «nankin», a estas mismas especies les acompañan la *Lepidorbitoides socialis* Leym. y *Siderolites calcitrapoides* Lmk. Esta fauna, generalmente atribuida al Maestrichtiense superior, figura en los depósitos terminando una secuencia de marcha regresiva. Esta secuencia se para allí; en efecto, los depósitos siguientes están constituidos por formaciones muy diferentes:

1.º Sobre las margas rosadas maestrichtienses se presentan calizas margosas nodulares, acompañadas casi siempre de un horizonte conglomerático con modificaciones en su lugar. Estos niveles, donde el espesor es muy variable (2 a 30 m.), muestran en placas finas numerosas secciones de globigerinas. Comparadas con las figuras de M. Reichel (1953), estos foraminíferos son muy parecidos a los encontrados por este autor en las capas de Faxé o de la Scaglia del Apenino (nivel 33). Generalmente, en testigo delgado y de pequeño tamaño, las especies mejor representadas son *Globigerina pseudobulloides* Plummer, *Gl. aff. Gl. hornibrooki* Bronnimann y las formas aplastadas del grupo de *Gl. compressa* Plummer (la iniciación de unos fondos daría aquí un argumento a los autores para encuadrar estas formas en el género *Globorotalia*). La estrecha similitud de las formas navarras con las de Faxé presentadas por Reichel, puede permitir el asimilar las calizas que las contienen al Danés *sensu stricto*. A estos niveles corresponden, en las zonas neríticas, calizas magnesianas o

litográficas con algas y miliólidas y localmente dolomías (Mangin, 1955).

2.º Aparecen en la parte superior de los niveles precedentes, en intercalaciones, varios bancos calizos en los que el espesor total varía de 4 a 30 metros. Estos son de calizas con algas (*Lithothamnium*), donde la microfacies corresponde a un depósito de agua agitada, sobre un fondo levantado, o a un depósito de transgresión. Los copos de fango calizo de globigerinas son cementados por la calcita criptocrystalina; sus contornos suaves indican netamente que la transformación es prácticamente contemporánea con la deposición. Puede ser que se trate de depósitos floculosos exactamente contemporáneos. Algunos foraminíferos bentónicos acompañan a estos guijarros blandos (textularidos, raros miliólidos, *Eorupertia* Yabe y Hanzawa y puede ser *Cymbaloporella* Cush.). Es de gran importancia el notar la existencia en la pasta de numerosas globigerinas entre las cuales subsisten todavía algunas especies del nivel precedente, asociadas a formas ya más elevadas, a conchas más gruesas, del grupo de *Gl. triloculinoidea* Plummer. Las capas superiores de este horizonte con algas encierran los primeros truncorotalidos con individuos que se aproximan al *T. angulata* White. Pero el hecho capital es que en la parte media de las calizas aparecen foraminíferos grandes típicos del Numulítico: *Operculina heberti* Munier-Chalmas y *Orthophragmina seunesi* Doyvillé.

3.º A estas calizas con algas sucede, en la región central de la zona estudiada, un episodio margoso. En estas margas se presentan numerosas globigerinas, entre las cuales dominan *Gl. triloculinoidea* y las truncorotalidas con *T. wilcoxensis* Cush. y Ponton, *T. membranacea* Ehr. y

T. angulata. Estas especies continúan en las calizas subyacentes.

Las observaciones precedentes ponen de relieve los hechos siguientes: en el dominio estudiado, las capas que pueden ser aparentemente asignadas con certidumbre al Danés, presentan un carácter netamente terciario y son muy diferentes de las capas maestrichtienses. Sus espesores variables y sus facies indican que pudieron ser depositadas sobre una superficie post-maestrichtiense deformada, pero no presentan en ningún caso un carácter verdaderamente regresivo. Sobre el terreno no aparece ninguna discordancia angular, pero es posible que una laguna exista localmente entre el Maestrichtiense de *Globotruncana-Gümbelina* y el Danés de globigerinas. En el caso presente, las faunas de foraminíferos no permiten asignar una duración grande a esta laguna hipotética.

Tanto las diferencias observadas en las faunas como el cambio en el régimen de sedimentación, pueden ser el resultado de la emersión maestrichtiense impuesto, sin duda, por un nuevo tipo climático donde la influencia es notable en la sedimentación caliza, así como en la fauna y en la flora (espesores de conchas, algas calizas, etc.).

RESUMEN

Los hechos expuestos destacan una diferencia neta entre los niveles maestrichtienses de carácter regresivo, aportando a una asociación de *Globotruncana*, *Gümbelina* y *Pseudotextularia*, y las capas danesas, inaugurando un ciclo nuevo sedimentario, y encerrando una fauna de caracteres terciarios pertenecientes a los niveles inmediatos superiores. Anteriormente, en las capas tipo de Faxø, F. Brotzen (1940,

1948) y P. Bronnimann (1953) señalaron las globigerinas descritas en el Paleoceno americano por H. Plummer (1926). Con las mismas faunas, este tipo de Danés se presenta en el Apenino, en el Cercano Oriente (T. Grmsalde, Z. Reiss, etc.), en la zona Norte-Africana (Congreso Mundial del Petróleo, 1955), y, en fin, en los Pirineos, como se acaba de indicar. Parece lógico, por razones de anterioridad, de conservación, utilizar para designar estas capas el término Danés, con el objeto de hacer de este piso el primero de la Era Terciaria, puesto que encierra una fauna paleocena. Esta solución, ya sugerida en 1918 por J. de Lapparent, fué propuesta recientemente, y muy acertadamente a mi parecer, por Z. Reiss (1955) para el Cercano Oriente. Nada parece se oponga a la generalización de esta notación; los autores parecen estar de acuerdo sobre la correspondencia del Danés con la base del Paleoceno. Indiquemos que el término Paleoceno, utilizado corrientemente en un sentido muy comprensivo, se presta a confusión, puesto que las capas que la representan aportan en muchos puntos, y prácticamente desde su base, los grandes foraminíferos típicos del Eoceno.

Temnoclemmys, género nuevo de los Chelonienes
lacustres del Neogeno de Cataluña

POR

FEDERICO-MARIA BERGOUNIOUX

FEDERICO-MARIA BERGOUNIOUX (*)

TEMNOCLEMMYS, GENERO NUEVO DE
LOS CHELONIENES LACUSTRES DEL NEOGENO
DE CATALUÑA

La revisión de los reptiles fósiles de Cataluña permitió seleccionar un cierto número de muestras de Chelonienes conservadas en la sección de Paleontología del Museo de Sabadell (Barcelona). Todos proceden del Vallesiense (Pontiense inferior) del Vallés-Penedés, pequeña unidad estructural de la depresión prelitoral catalana al Norte de Barcelona.

Se han reconocido cuatro especies, que se aproximan todas a un mismo género, cercano al Clemmys. Son en efecto formas paludinas de pequeñas dimensiones, las cuales tienen unido el caparazón al plastrón por una sutura ósea, todo a lo largo del puente del esternón. Se caracterizan por el acondicionamiento especial de las piezas ventrales: la parte anterior del plastrón está bruscamente truncada, siguiendo una línea horizontal, terminando en cada extremidad por un ligero resalto. De esta manera hay una estrecha vareta rectangular recubierta enteramente por las

(*) Traducción de la Lic.^a en Ciencias Geológicas María Concepción López de Azcona. Del C. R. de la Real Academia de Ciencias de París, tomo CCXLIV, págs. 1236 a 1238, 25 febrero 1957.

placas gulares, piezas triangulares y de dimensiones muy diferentes según los grupos, lo que las permite diferenciar fácilmente. Parece, pues, legítimo el incluirlas en un género nuevo: el *Temnoclemmys* de la familia de los *Emydidos*.

Las cuatro especies son fácilmente identificables:

1.° *Temnoclemmys elongata*, de Hostalets de Piérola: forma alargada y grácil; gulares de dimensiones pequeñas, redondeadas en la parte inferior y cortando netamente el vértice del entoplastrón, placa grande romboidal con la diagonal mayor situada sobre el eje longitudinal del plastrón.

2.° *T. cordiformis*, de Villadecaballs: formado por un tallo pequeño, de forma cordiforme, muy ensanchada en la parte anterior. Plastrón convexo en la delantera; gulares débiles y triangulares de los que la punta trasera toca el vértice del entoplastrón cuadrangular, siendo redondeada la parte posterior.

3.° *T. vallesiensis*, de Villadecaballs: con forma más alargada que la precedente, gulares pequeños y triangulares en los que la punta trasera es separada ampliamente del entoplastrón romboidal, alargados transversalmente.

4.° *T. batalleri* Berg: forma pequeña grácil; plastrón más macizo y partido atrás del entoplastrón muy redondeado. Gulares triangulares con vértice posterior ahilado. Sutura húmero-pectoral cortando la trasera del entoplastrón, casi a la altura de los epiplastrones.

Endemismo de las especies vallesienses.—Además de las formas mencionadas, algunos otros Chelonienos pertenecen al Vallesiense del Vallés-Penedés: el *Cheirogaster arrahonensis*, del subsuelo de Sabadell, el *Testudo Catalaunica* Bat. de Sant Quirze, el *Test. Richardi* Berg. de

Hostalets de Piérola. Presentan también ciertos caracteres anatómicos, desconocidos en los Chelonienos de otros parajes de la península. Es así que el *Temnoclemmys* derivado de *Clemmys*, del cual un ejemplar de pequeña talla existe en el Burdigaliense superior de Rubí, en el Penedés, y que presenta numerosas afinidades con el *T. batalleri*. *Testudo catalaunica* deja presagiar el *Test. ibera* que, después del Pleistoceno antiguo de los suburbios de Barcelona, puebla las regiones mediterráneas; el *Test. Richardi*, bastante diferente del *Test. Bolivari* del Mioceno continental de Castilla parece, no obstante, tener con ellos relaciones que son difíciles de precisar; sólo el *Cheirogaster arrahonensis*, en relación con el *Ch. maurini* de Ludien de la región bordelesa, no puede ser ligado a una forma ibérica.

Las observaciones efectuadas sobre los Mamíferos por Crusafont y Villalta (1) (2) conducen al mismo resultado. El Pontiense inferior (Vallesiense) de Cataluña debe ser considerado como una formación especial: la fauna mamalógica presenta afinidades vindobonienses y pontienses indiscutibles, pero comprende, por otra parte, una proporción notable de formas endémicas:

Cincuenta y dos por ciento de los géneros son conocidos en el Vallesiense y en el Vindoboniense.

Dieciocho por ciento de los géneros son conocidos en el Vallesiense y en el Pontiense en *sentido estricto*.

Veintiuno por ciento de los géneros son conocidos en el Vallesiense, el Vindoboniense y en el Pontiense.

Nueve por ciento de los géneros son especiales de Vallesiense.

(1) XIX Cong. geol. intern., sec. XIII, fasc. 13, Alger, 1954, pág. 126.
(2) *Ibid.*, págs. 119-126.

En esta época, la parte occidental de Europa debió formar una gran provincia zoológica donde abundaban los pantanos y los bosques. Es a esto a lo que hemos concluído, con F. Crouzel, en la continuación de nuestros estudios sobre los Mastodontes de Portugal (3) y de la Aquitania (4). Un aislamiento temporal de la pequeña depresión del Vallés-Penedés, al comienzo del Pontiense, favoreció el desarrollo de las especies endémicas, mientras que en un Pontiense en *sentido estricto* las relaciones con la Europa oriental estuvieron establecidas, dando a la fauna afinidades pikermianas (facies estépica).

El estudio de los Chelonienes confirma estas observaciones.

(3) Mem. Ser. geol. Portugal, nouv. serie, núm. 1. Lisbonne, 1952, págs. 136-139.

(4) III Curs. Intern. Paleont. Sabadell, 1956 (en prensa)

Nuevas observaciones geológicas entre Chelva y Benageber (provincia de Valencia, España)

POR

ALBERTO F. DE LAPPARENT, LUCIANO MONTADERT
y ROLANDO PENTECOTE

ALBERTO F. DE LAPPARENT, LUCIANO MONTADERT
y ROLANDO PENTECOTE (*) (**)

NUEVAS OBSERVACIONES GEOLOGICAS ENTRE CHELVA Y BENAGEBER (PROVINCIA DE VALENCIA, ESPAÑA)

Levantamientos geológicos cuarteados situados alrededor de Chelva y en la región de Benageber, donde se encuentra ubicada la gran presa denominada del «Pantano del Generalísimo», nos han conducido al descubrimiento de un cierto número de hechos nuevos.

ESTRATIGRAFÍA

Al Norte de Chelva, la erosión del torrente hace aparecer de manera inesperada una lámina de terrenos paleozoicos; esquistos sericitosos, cuarcitas verdes y cuarcitas ferruginosas, con pasadas de esquistos negros carbonosos. También reaparece, más alejado al Sur-Este, que no se le conocía hasta aquí, el zócalo de la Cadena Ibérica que aflora en los Montes Universales.

El Trías de Chelva presenta un tipo clásico en la Espa-

(*) C. R. de la Academia de Ciencias, CCXLIV, 1386 a. 89, 4 de marzo de 1957.

(**) Traducción del francés por María C. López de Azcona Fraile, Lic. en Ciencias Geológicas.

ña central. El Trias inferior está formado por areniscas rojas con espesores de 400 metros, englobando sin duda, en la base, al Permiano (mezclas rojas y conglomerados cuarzosos); el conjunto es discordante sobre el Paleozoico.

El Trias medio empieza de manera constante por algunas capas marrones, seguidas por dolomías gris oscuro en bancos pequeños, con calizas vermiculares, y un espesor medio de 50 metros. Encima están los yesos y las arcillas abigarradas, a los que acompañan capas de areniscas rojas psamíticas y son sobremontados por las dolomías grises sin fósiles. Por comparación con las series de Cataluña, precisadas recientemente por la señorita C. Virgili (1), todas estas formaciones representan el Muschelkalk.

Por encima, aparece una nueva serie arcilloyesosa con lentejones dolomíticos interstratificados; se trata esta vez del Keuper. Se puede algunas veces titubear en el terreno sobre las atribuciones cuando las dolomías más o menos trituradas fueron introducidas mecánicamente en los niveles arcilloyesosos. Pero en general, esta distinción de dos series yesosas de edades diferentes permiten una buena cartografía, que sería, por otra parte, imposible de aclarar si todos los yesos son referidos al Keuper, como se los ha creído anteriormente.

Viniendo al Jurásico, podemos caracterizar paleontológicamente los principales pisos, en particular en las gargantas del río Turia aguas abajo en la presa, con una precisión que no se hizo anteriormente en esta región.

Encima de un Infralías dolomítico y de un Lías medio calizo, las margas y calizas margosas son datadas como del Toarciense por una fauna de Braquiópodos (determinacio-

(1) Cf. C. VIRGILI, «C. R. somm. Soc. Geol. Fr.», 1955, pag. 125.

nes debidas a la señorita J. Drot): *Rhynchonella meridionalis*, *R. vasconcellosi*, *R. batalleri*, *Terebratula subpunctata* var. *hispanica*, *T. punctata* var. *arcta* y *lata*. Encima 50 metros de calizas oolíticas dieron *Rhynchonella* cf. *plicatula* y Amonites (*Hammatoceras* sp., *Ludwigia* cf., *aperta*) del Aalenien.

El Dogger, poco potente, está indicado por *Rhynchonella plicatella*, *Garantia* sp., *Parkinsonia* sp., *Cadomites* sp.

Un conjunto calizo y margoso, que no se puede representar cartográficamente, ha proporcionado faunas de Amonites (determinaciones de M. J. Sornay) encontrando un Calloviense con *Grossouvreia* cf. *meyeri*, *Macrocephalites macrocephalus*, *Reineckeia rehmani*, *R.* cf. *liffolensis*, el Senuaniense con *Ataxioceras inconditum*. Calizas con pisolitos y algas fácilmente identificables, encierran en la base *Ataxioceras* cf. *lictor* y *Aspidoceras* cf. *orthocera* del Kimeridgense.

El Portlandés, de tipo purbeckiano, comprende alternancias de formaciones salobres (Ostras, Gasterópodos, un *Perisphinctes* del Jurásico superior) y continentales (dientes de pescados, osamentas de Dinosaurios) (2). Las formaciones wealdenses, de arenas blancas caolínicas con conglomerados cuarzosos y arcillas rojas, le hacen continuar en un gran espesor. Bastante alto en la serie se notan intercalaciones marinas de *Orbitolina lenticularis* y *Toucasia* (Aptien), sobremontadas de un nivel de areniscas y conglomerados (Albense continental).

El Cretáceo superior comienza por un nivel de *Orbitolina cóncava* (Cenomanense) y continúa con dolomías, des-

(2) J. ROYO Y GÓMEZ: «C. R. somm. Soc. Geol. Fr.», 1927, pag. 125.

pués por calizas difíciles de datar con precisión, pero conteniendo una microfauna marina de *Lagena*, Globigerinas, Miliolas y Cuneolinas (Turonense y Senonense), formando el monte de la Atalaya.

TECTÓNICA

1. *El pliegue acostado del Pico del Remedio.*—La capa paleozoica citada anteriormente es el comienzo de un accidente importante. Enderezada verticalmente contra ella, el Triás inicia un flanco invertido de gran amplitud, que se ha enfilado de antemano por lo menos dos kilómetros, gracias a la plasticidad de los yesos. Encima de éstos se ve desarrollarse el Muschelkalk calizo en múltiples repliegues. Y sobre el Muschelkalk las areniscas rojas del Triás inferior, invertidas, coronando las cúspides de las colinas, alineando de manera espectacular la posición inversa de la serie.

Por otra parte, el flanco normal fué empujado al sur por encima de todo ello. Aquí todavía el complejo arcilloyesoso es la causa de un importante despegue. Pero el Lías forma lo esencial de la capa, desbordando al Paleozoico y al Triás y culminando en el Pico del Remedio.

De este punto elevado, sobreelevado probablemente al mismo tiempo que el plegamiento, se ha desmoronado por gravedad hacia el sinclinal wealdes-aptense, en el cual el frente de la capa se ha rebordeado. La erosión produjo una ventana (areniscas rojas y Muschelkalk bajo el Lías triturado) y algunos mengajos de recubrimiento desprendidos

(3) SCHLOSSER: «Centralblatt für Min. u. Geol.», núms. 21-22, 1919, pág. 340.

anteriormente (Lías sobre Wealdense). La amplitud de la traslación es del orden de 2,5 kilómetros; en dirección, el accidente se extiende sobre cinco o seis kilómetros. Naturalmente, bastantes series de numerosas fallas rompieron las dolomías y calizas liásicas.

2. *El Triás de Chelva* no es un punto propio para hablar de un diapiro, pero es una convexidad erosionada. Los yesos, por lo tanto, dieron lugar a estiramientos, algunas veces considerables, entre el Keuper y el Jurásico. Dos fallas recortan esta zona y encuadran, por ejemplo, la parte externa de areniscas rojas que dominan el Tuéjar.

3. *El pliegue discordante de Benageber Nuevo.*—Un largo anticlinal jurásico bordea al norte la planicie de Benageber Nuevo; es un poco disimétrico, las capas del flanco sur son verticales. Pero un importante desgarramiento se produce al nivel arcilloarenoso del Wealdense, y la serie cretácea, a partir del Aptense con Orbitolinas, da un pliegue tumbado hacia el Sur-Oeste, haciéndose completamente independiente del núcleo jurásico. El flanco contrario está bien conservado en una gran extensión y describe una elegante charnela. Una falla interviene y alcanza el sinclinal de la Atalaya.

Estas precisiones estratigráficas y sus fenómenos tectónicos, llevados actualmente sobre nuestros mapas a escala 1/25.000 merecen ser señalados, siendo todavía poco conocida la geología de la región.

Sobre el Cuaternario marino al Sur del Cabo
Espartel (Marruecos Septentrional)

por

MARCEL GIGOUT

MARCEL GIGOUT

SOBRE EL CUATERNARIO MARINO AL SUR
DEL CABO ESPARTEL (MARRUECOS SEPTEN-
TRIONAL) (*)

RESUMEN

Hay vestigios de cinco transgresiones cuaternarias entre el Cabo Espartel y el Río Tahadartz. Trata de la formación principal de las Grutas de Hércules, datándolas de Cuaternario antiguo, donde reconoce episodios con máximos de alrededor de 30 m., 12 m., el Ouljien y el Dunquerquien. El Cuaternario antiguo está deformado en un monoclinal atenuado.

La formación pleistocena más conocida del litoral atlántico de la provincia de Tánger es la arenisca de muelas de las Grutas de Hércules, del cabo Achakar. Los investigadores J. Bourcart y G. Lecoindre establecieron para ella la edad del Cuaternario antiguo, sobre bases paleontológicas. Ya habían observado episodios más recientes (1).

Denominaré «formación principal de las Grutas de Hércules» las formaciones del Cuaternario antiguo, que son las más importantes cuantitativamente. Su afloramiento es una

(*) Traducción del francés de la Lic. en Ciencias Geológicas María de la Concepción López de Azcona. Del C. R. de la Academia de Ciencias de París, tomo CCXLIV, págs. 1661 a 1663, 18 de marzo de 1957.

(1) Observations de G. Lecoindre, Notes et Mem. Serv. geol. Maroc, 1, número 99, 1952, pg. 109 y de B. Howe y C. E. Stearns, Actas I Congr. arqueol. Marruecos español, 1953, 1955, pp. 39.

banda de alrededor de $2 \times 0,5$ kilómetros, paralelo al litoral entre el río Mediouna y el cabo Achakar. La formación principal reposa sobre arcillas cretáceas con bancos de areniscas. Su base se eleva hacia el interior del continente, con una pendiente media de 6° . La cúspide es una plataforma de henchidura, inclinada en el mismo sentido, pero de sólo 2° . Se distinguen dos facies: una formación arenisco-arcillosa, corrientemente con estratificación entrecruzada, la cual pasa por el alto, y también lateralmente hacia las terreras, con una lumaquela de detritus gruesos de conchas, con guijos dispersos. La primera facies corresponde, pues, a un depósito en aguas un poco más profundas que el segundo.

En la parte oriental del afloramiento, de un lado y otro del río Achakar, se acentúa la inclinación al Oeste de la formación principal, pasando a 20° , alcanzando incluso los 40° en dos puntos. Hay, pues, deformación tectónica en monoclinas. Este pliegue es débil, puesto que un testigo de la formación principal existe a un nivel apenas superior a 200 metros hacia el Este; yo lo estimo en una quincena de metros. El monoclinas desaparece rápidamente al Norte; no existe más al Oeste del río Mediouna. Al contrario, no se sabe si prosigue o no al Sur, en las arcillas cretáceas desprovistas de manto cuaternario. No hay más resalte topográfico en su emplazamiento, lo que demuestra que la formación es relativamente antigua.

Es cierto que dos episodios cuaternarios distintos han arroyado la formación principal. Los depósitos más antiguos sólo se han conservado en el borde de la plataforma de las Grutas de Hércules, en las cercanías del albergue Robinson. La denomino «formación de Robinson». El mejor corte es el dado por la cuneta de la carretera del Cabo

Espartel, sobre la orilla izquierda del río Achakar, en el alto de la ladera. En él se ve:

- a) Las areniscas-calizas de la formación principal.
- b) Un nivel de alteración del precedente, de arena arcillosa amarilla, con espesor de 0,5 metros.
- c) Bloques bien redondeados de la formación principal, encajados en una lumaquela conglomerática parecida al Cuaternario antiguo de la facies litoral, pero algo menos dura.
- d) Un metro de la misma lumaquela.
- e) Barros conglomeráticos rojos.

Las trazas de esta torrentera marina están conservadas entre las altitudes de 15 y 25 metros. No hay cantiles que permitan medir la altitud máxima alcanzada por este episodio, pero la existencia de grandes bloques litorales y la desaparición de éstos hacia el interior hacen pensar que el nivel debió ser cercano a los 30 metros.

Los depósitos del segundo episodio, que abarrancan la formación principal de las Grutas de Hércules, están un poco mejor conservadas. Son la causa de un antiguo acantilado, que se destaca al Sur de Robinson, donde está casi confundido con el cantil actual. El acantilado fósil consta de una base marina, de lumaquela conglomerática, después los bloques de la formación principal, desmoronados y cimentados por una arenisca-caliza fina, restos dunares, con costras en la superficie. La altitud de la base marina y la ruptura de la rampa del pie del acantilado, prueban que el nivel máximo de este mar correspondió a cinco metros. Estas características de detalle son las del Ouljien de Marruecos Occidental.

Dos episodios cuaternarios están representados por separado en las Grutas de Hércules. El uno al Norte, que es la causa de las bellas plataformas de abrasión producidas en el Ras-es-Chebira, en Ras-es-Slocklia, y entre éste y el

Cabo Espartel ; los fragmentos, escalonados sobre 1.400 metros, tienen todos una altitud máxima de 12 metros. Es evidentemente difícil el probar de manera formal que no se trata de una elevación del Ouljien en algunos metros. No lo pienso, por diversas razones, tales como la carencia de lumacelas, restos dunares y costras que existen en las Grutas de Hércules.

A 15 kilómetros al Sur de las Grutas de Hércules, a la altura del aduar Haouara, se observa, entre el arenal y un cordón litoral moderno, una capa como una losa de arenisca calífera conchífera, con espesor menor de un metro. Es un sedimento idéntico al de la playa actual, pero consolidado. Destaco este término, por analogía de facies y de yacimiento, al Dunquerquiano que he descrito en Témara y Miramar.

Se sabe que sobre la meseta marroquí, que puede ser considerada como lugar de referencia por ser tectónicamente estable, las altitudes de las pulsaciones transgresivas cuaternaria son : 100, 60, 25-30, 15-20, 5-8 y 2 metros. El paralelismo con los términos reconocidos en Tánger es estrecho. Sólo falta uno de los episodios del Cuaternario antiguo, el Calabriense (de 100 m.) o el Siciliense (de 60 metros). Como en la meseta, es el término de 15-20 metros el que está peor representado.

Bibliografía consultada para la preparación de la Hoja núm. 12 del Mapa 1:400.000, 5.^a edición

BIBLIOGRAFIA CONSULTADA PARA LA PRE-
PARACION DE LA HOJA NUMERO 12 DEL
MAPA A ESCALA 1:400.000; 5ª EDICION

por A. A.

- ADÁN DE VARZA (R.): *Descripción física y geológica de la provincia de Vizcaya*. «Memorias del Inst. Geol.», núm. XXII. Madrid, 1892.
- ADARO (J.): *Criaderos de hierro de España. Criaderos de Asturias*. «Memorias del Inst. Geol. de España», tomo II. Madrid, 1916.
- AITKEN (R.): *The Sierra de la Demanda (Burgos). Note on the Tectonics of the Northern Margin*. «Geological Magazine», ene-feb., 1924.
- ALMELA (A.): *La zona Casiro Urdiales-Laredo Langre*. (Inédito.)
- ALMELA (A.), LIZBUR (J.) y MUÑOZ (C.): *Estudio de la reserva petrolífera de Burgos*. «Bol. Inst. Geol. y Min. de España», tomo LXIV. Madrid, 1952.
- CIRY (R.): *Etude géologique d'une partie des provinces de Burgos, Palencia, León y Santander*. Tesis doctoral. Toulouse, 1940.
- CIRY (R.) y MENDIZÁBAL (J.): *Contribution a l'étude du Cénomanien et du Turonien des conjins septentrionaux des provinces de Burgos, d'Alava et de la Navarre occidentale*. Livre Jubilaire Charles Jacob. «Annales Hébert et Hang», tomo VII. Paris, 1949.
- INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA: *Mapa geológico de España. Memoria explicativa de la hoja núm. 237, Castrojeriz*. Madrid, 1929.
- *Explicación de la hoja núm. 168, Briviesca*. Madrid, 1933.
- *Hoja núm. 112, Vitoria*. Madrid, 1936.
- *Explicación de la hoja núm. 137, Miranda de Ebro*. Madrid, 1946.
- *Explicación de la hoja núm. 109, Villarcayo*. Madrid, 1950.
- *Explicación de la hoja núm. 167, Montorio*. Madrid, 1952.
- *Explicación de la hoja núm. 235, San Cebrián de Campos*. Madrid, 1952.
- *Explicación de la hoja núm. 85, Villasana de Mena*. Madrid, 1952.
- *Explicación de la hoja núm. 110, Medina de Pomar*. Madrid, 1953.
- *Explicación de la hoja núm. 111, Orduña*. Madrid, 1953.
- *Explicación de la hoja núm. 86, Orozco*. Madrid, 1953.
- *Explicación de la hoja núm. 136, Oña*. Madrid, 1956.

- JORGE (E.): *El Eoceno en Vizcaya*. «Notas y Comunicaciones. Inst. Geol. y Min. de España», núm. 6, Madrid, 1936.
- KARREMBERG (H.): *Die Postcarisische Entwicklung des Kantabro-Asturischen Gebirges (Nordwestspanien)*. «Abh. der Ges. der Wiss. zu Göttingen». Berlin, 1934.
- MAESTRE (A.): *Descripción física y geológica de la provincia de Santander*. Junta General de Estadística. Madrid, 1864.
- QUIRING (H.): *Cuenca hulleras al Este de Asturias*. (Traducción extractada de A. de Alvarado.) «Bol. Inst. Geol. y Min. de España», tomo LIV, Madrid, 1943.
- KAT (P.): *Note préliminaire sur la géologie du massif de l'Oiz (Biscaye)*. Como homenaje a D. Joaquín Mendizábal G. rcazar. Grupo de Ciencias Naturales. «Aranzadi», pág. 361. San Sebastián, 1956.
- RIBA (O.): *Sur le type de sédimentation du tertiaire continental de la partie ouest de Bassin de l'Ebre*. «Sonderdruck aus der Geologischen Rundschau», Band 43. Stuttgart, 1957.
- *Sobre la edad de los conglomerados terciarios del borde Norte de las Sierras de la Demanda y Cameros*. «Notas y Comunicaciones del Inst. Geol. y Min. de España», núm. 39. Madrid, 1955.
- RÍOS (J. M.): *Diapirismo*. «Bol. Inst. Geol. y Min. de España», tomo LX, Madrid, 1947.
- *Estudio geológico de la zona de criaderos de hierro de Vizcaya y Santander*. Temas profesionales. Dir. Gen. de Minas y Combustibles. Madrid, 1949.
- *Nota acerca de la geología cantábrica en parte de las provincias de Vizcaya y Santander*. «Notas y Comunicaciones del Inst. Geol. y Min. de España», núm. 19. 1949.
- *Descripción geológica del Valle de Iguña, en el río Besaya (Santander)*. «Estudios Geológicos», núm. 10. Madrid, 1949.
- *El diapiro de Murguía (Alava) y comentarios al «flysch de bolas» cenomane de la misma región*. «Notas y Comunicaciones del Inst. Geol. y Min. de España», núm. 28. Madrid, 1952.
- *Bosquejo geológico de parte del país vasco cántabro. (De Laredo a Durango, Vitoria y La Barranca)*. «Revista Pirineos», núms. 31-32. Zaragoza, 1954.
- RÍOS (J. M.), ALMELA (A.) y GARRIDO (J.): *Contribución al conocimiento de la geología cantábrica. Un estudio de parte de las provincias de Burgos, Alava, Vizcaya y Santander*. «Bol. Inst. Geol. y Min. de España», tomo LVIII, Madrid, 1945.
- SAENZ (C): *Nota acerca de la estratigrafía de la parte occidental del País Vasco y Noreste de la provincia de Burgos*. «Anales de la Asociación Española para el Progreso de las Ciencias», año V, Madrid, 1940.

- SCHRIEL (W.): *Die Sierra de la Demanda und die Montes Obarenes*. «Abh. der Ges. der Wiss. zu Göttingen». Math.-phys. Klasse N. F., Bd. XVI, 2. Berlin, 1930.
- WAGNER (R. H.) y WAGNER GENTIS (C. H. T.): *Aportación al conocimiento de la geología de la zona de Barruelo (Palencia)*. «Estudios Geológicos», núm. 16. Madrid, 1952.
- WAGNER (R. H.): *Rasgos estratigráfico-tectónicos del Paleozoico superior de Barruelo (Palencia)*. «Estudios Geológicos», núm. 26. Madrid, 1955.

Noticias

El petróleo en Holanda.

Entre las industrias petrolíferas que están alcanzando situaciones destacadas dentro de sus países figura la holandesa, de la que se espera un futuro próspero. Los primeros vestigios del petróleo holandés se remontan al año 1923, con motivo de las investigaciones que se efectuaban para carbón y sal gema; pero las exploraciones científicamente orientadas no comenzaron hasta el año 1935, y la extracción hasta 1944.

Durante el periodo 1935 a 1950 se efectuaron 17.000 observaciones gravimétricas, y en 1942 se inician las investigaciones sísmicas, habiéndose alcanzado en la perforación de los pozos productivos los 3.000 metros.

En 1952 se encontraron las primeras bolsas de gas natural con interés comercial.

Destilación solar de aguas salinas.

Una de las aplicaciones más interesantes de la radiación térmica solar es su utilización directa para la destilación de las aguas saladas, sean del mar, de explotaciones por disolución o de residuos industriales.

Se ha logrado la obtención de aguas potables en gran escala, en las zonas donde la intensidad solar es grande, con técnicas sencillas y económicas. Para el incremento del rendimiento, entre otros artificios, han introducido la recuperación del calor procedente de la condensación.

Laboratorio de geonucleónica en Pisa.

Se ha creado en la Universidad de Pisa un laboratorio de geonucleónica, del que es director el profesor Ezio Tongiorgi. En dicho centro científico se dará una preponderancia a las aplicaciones de los métodos químicos y físicos al estudio de los problemas geológicos y paleontológicos. Entre el material destacado figuran un espectrógrafo de masas de gran sensibilidad para la determinación de la paleotemperatura y de una instalación para la datación por la técnica del radiocarbono.

Petróleo en Dugo-Seio.

Durante el pasado año de 1956 la producción yugoeslava de petróleo fué de 300.000 toneladas métricas, de las cuales proceden de Croacia la

casí totalidad, 248.000. Entre las nuevas explotaciones figura la de Duga Selo, cerca de Zagreb, a la que se le asignan unas reservas de 800.000 toneladas métricas.

Reserva a favor del Estado de sustancias minerales en la provincia de Huelva.

Por orden del Ministerio de Industria de 28 de marzo de 1957 se ha resuelto reservar con carácter provisional a favor del Estado toda clase de minerales, exceptuando los hidrocarburos líquidos y gaseosos, de las pizarras bituminosas y los minerales radiactivos, comprendidos en la superficie que abarca los términos municipales de La Lanza del Condado, Villarrasa, Mazanilla, Villalba del Acor, Chucena y Bollullos, Lar del Condado, e igualmente reservar a favor del Estado todos los yacimientos de piritas de hierro y ferrocobrizas comprendidos en la zona de los términos municipales de Santa Bárbara de Casa, Layanogo, Huelva de Guzmán, El Almendro, El Granada, Sanlúcar de Guadiana, Villanueva de los Castillejos, San Silvestre de Guzmán, Ayamonte, Isla Cristina, Villalbanca, Lepe, Carteya, El Campillo, San Bartolomé de la Torre, Gibraleón, Aljaraque, Huelva, Falos de la Frontera, Moguer, San Juan del Puerto, Trigueros, Beas, Lucena del Puerto, Bonares, Niebla, Rocío, Latorre del Campo, Escacena, Castilleja del Campo, El Madroño y Azuabollar, todos de la provincia de Huelva.

Dichas reservas provisionales subsistirán solamente el tiempo necesario para la tramitación del expediente, quedando suspendido durante el mismo tiempo el derecho de petición de las sustancias afectadas.

Las minas de níquel del Canadá.

En la provincia de Manitoba, y en su región de los lagos de Mystery Moak, se van a poner en explotación por la «International Nickel Co.» dos nuevas minas de níquel, con lo cual la producción pasará de 128.000 a 192.000 t/a. Estas minas se diferencian de las de Sudbury, de la provincia de Ontario, por su baja ley en cobre y menores contenidos en cobalto, platino, paladio, oro y plata. El costo de las instalaciones para el laboreo, concentración de minerales, fundición y refinación se calcula será de unos 115 millones de dólares.

Para el año 1960, teniendo en cuenta la posible producción cubana de 25.000 t/a, de níquel, se calcula que la producción del mundo libre será de unas 325 a 340.000 t/a, de níquel puro.

XX Coloquio para el progreso de los métodos espectroquímicos.

Durante los días del 3 al 6 de junio se celebró en París el XX Coloquio internacional para el progreso de los métodos espectroquímicos.

A dicha reunión asistieron las personalidades europeas más destacadas en el campo de la espectroquímica, representando a más de diez países.

Las comunicaciones científicas fueron 28, de las cuales dos eran españolas: una, del Instituto de Técnica Aeronáutica, de los señores Carruñas y Herrero, sobre valoración de las impurezas del cobre, y otra, del Ingeniero de Minas y Dr. López de Azcona, sobre valoración de niobio y tantalio en minerales y metales y su aplicación a las niobitas gallegas.

Entre las demás comunicaciones se trataron temas de gran interés, como la valoración del berilo en la atmósfera, del estaño en los suelos, del indio en los líquidos, de los componentes metálicos en los productos petrolíferos, del litio en el calcio, del boro en los carbones, de los gases en los aceros, etc.

Como se ve, el campo tratado fue amplio, y principalmente se orientaron los trabajos hacia las aplicaciones geológicas y mineralúrgicas.

También se dio cuenta de alguna comunicación estructural, y en varios se orientaba el infrarrojo como técnica del trabajo.

El seguro de riesgos nucleares.

Entre las fuentes de energía que continuamente están tomando más difusión figuran las nucleares, consecuencia del progreso tan rápido que está alcanzando su técnica. Al incrementarse su uso, simultáneamente lo experimentan los establecimientos industriales para la obtención de sus combustibles, los necesarios para el enriquecimiento de los minerales y las explotaciones mineras.

Con una acertada policía minero-metalúrgica se pueden reducir considerablemente los riesgos, tanto del laboreo como de los establecimientos de beneficio y concentración; lo mismo ocurre con los correspondientes a las centrales nucleoelectricas, que en muchos casos es de esperar se establezcan en las inmediaciones de grandes ciudades.

Se ha de tener en cuenta que los riesgos son muy variados, desde el propio profesional del minero, por respirar una atmósfera con exceso de radón, al del metalurgista que está destinado en el establecimiento de concentración con partículas de polvo radiactivo, como el del operario que manipula un isótopo radiactivo de radiación dura. En cuanto a los establecimientos industriales, hay riesgos de incendio, explosión, rotura, transporte, etc.

Un punto difícil que se presenta en este campo, principalmente por falta de antecedentes, es la gravedad del riesgo, y también la probabilidad de producirse el siniestro; por ello las compañías de seguros se encuentran ante una nueva técnica del seguro que les permita el establecimiento de primas adecuadas. Parece ser que la tendencia en la rama de seguros nucleares es de que estos estudios no sean individuales, ni de un asegurador, ni de un país aislado, sino de una amplia cooperación internacional, con el fin de que al efectuar las operaciones cada asegurador se en-

cuentre interesado en todos y cada uno de los riesgos, que se espera se presenten escasos, pero probablemente de gran importancia individual.

En los Estados Unidos, a base de 110 compañías, se ha creado un «pool», con la denominación de «Nuclear Energy Liability Insurance Association», que puede intervenir en toda clase de operaciones relacionadas con su fin y dar una garantía de hasta 50 millones de dólares.

En Europa, y con sede en Zurich, se ha creado el «Centro de Estudios del Grupo de Trabajo del Riesgo Atómico», con el cual está en contacto, la Comisión para el estudio de los riesgos atómicos de España, dependiente del Sindicato Nacional del Seguro. En un reciente discurso del Presidente de la La Unión y el Fénix Español, se decía que con la participación de España en alguno de estos pools, se demuestra «que ha empezado a entrar en el terreno de las realidades la implantación del Seguro del Registro Atómico dentro de nuestro país».

Hemos de tener en cuenta, que las importantes plantas nucleares, en ocasiones en un reducido espacio y formando unidad, comprenden complejos industriales que alcanzan capitales en riesgos correspondientes a varios millares de millones de pesetas. Para establecer la prima, más adecuada, dada la diversidad de facetas para precisar el riesgo, no hay lugar a duda de la importante colaboración que necesitan los técnicos del seguro, con los técnicos que intervienen desde el arranque del mineral, hasta en las instalaciones de transformación de las centrales nucleoelectricas.

El plan francés de energía nuclear.

En las orientaciones francesas en cuanto se refieren a la energía nuclear, se observan rasgos parecidos a los seguidos por otros países. Una primera fase de investigación que duró de 1945 a 1952. La segunda fase, y de realizaciones con una duración de cinco años, durante la cual se industrializó la obtención de uranio, a partir de los minerales franceses, se produjo plutonio y se logró la obtención de energía eléctrica como subproducto de los reactores instalados. Los trabajos realizados en sus centros principales, tanto en Sclay como en Marcoule, lo fueron dentro del ámbito de la Comisaría de Energía Atómica.

La importancia de la energía nuclear, no se puede mantener en el recinto de un organismo oficial, es necesario ponerse en relación con la industria, para que ésta colabore, pues claramente se vió en los países que intentaron la nacionalización de los criaderos y talleres de beneficio, cómo sufrieron un considerable retraso con relación a los que dieron libertad, e incluso estimularon las investigaciones mineras. Por ello, en el plan quinquenal que como segunda fase el gobierno francés ha sometido a su Parlamento, se da plena entrada en esta rama de la ingeniería, tanto a los diversos organismos estatales, como a las empresas públicas e industria privada. Los tres puntos del programa aludido son: 1.º Pro-

ducción de uranio e investigación y construcción de las máquinas de ensayos y prototipos. Los gastos de este punto son a cargo del Gobierno. 2.º Los encargados específicos de centros y servicios oficiales como la Marina, tanto de guerra como mercante, la Aviación, etc. La financiación de estos corren a cargo del organismo que efectúa el encargo. 3.º Inversiones de carácter industrial, como son las minas de uranio, industrias mineroquímicas, minero metalúrgicas, nucleoelectricas, etc. Todas estas industrializaciones correrán casi totalmente a cargo de la industria.

El presupuesto de este plan quinquenal (1957-1961) será de 384.000 millones de francos, la adjudicación a cada uno de los puntos mencionados es de 235.000, 73.000 y 76.000 millones de francos.

En el plan quinquenal actual se da gran importancia al desarrollo de la minería del uranio, así como a la obtención y refinado de este metal. Se espera alcanzar una producción de mineral de 1.500 tn., que es el triple de la actual.

Petróleo iraníano.

Se ha constituido una sociedad iranoitaliana de petróleos (SIRIP), filial del Consorcio Nacional Italiano de Hidrocarburos y de la Compañía Nacional Iraniana de Petróleos, a la que se le adjudicó una extensión de 23.000 Km². Los trabajos de prospección a los que se dedican 22 millones de dólares, corren a cargo de la «AGIP Mineraria». De los beneficios se adjudicará el 50 por 100 al Gobierno del Irán por derechos de concesión e impuestos, y el 50 por 100 restante a partes iguales entre las dos empresas de las que es filial la «SIRIP».

Petróleo y gas natural en Nigeria.

En la perforación realizada cerca de Afam, unos 32 Km. al este de Port Harcourt, se ha encontrado por la «Shell-B. P.» petróleo y gas natural. Se espera que los pozos que se están perforando en la actualidad, también den resultados satisfactorios.

Mercado del estaño.

Aparentemente el estaño ha adquirido en su mercado la estabilidad de precios, tanto por la lentitud en las compras de los americanos, como por la posible cobertura de las necesidades europeas. No pasa desapercibido el peligro de un posible lanzamiento al mercado de partidas de estaño ruso y de estaño chino, lo que daría lugar a que a fin de año existiesen grandes disponibilidades.

Mercado del volframio.

Ultimamente se ha creado un clima de confusión respecto al mercado del volframio, motivado tanto por las considerables existencias de dicho metal en los Estados Unidos, como por la posibilidad de una reducción en la demanda japonesa, el cese de la producción en varias cuencas mineras y la continuación de las ventas coreanas.

Mercado del mercurio.

Se ha prorrogado hasta fines de 1958, el programa de compra de mercurio iniciado en 1945 por la Oficina de Movilización para la Defensa de los Estados Unidos, a base de 200.000 frascos a 225 dólares, tanto a los productores nacionales como mejicanos. El precio estipulado es inferior al de 256 del mercado de Londres.

Mercado del cobre.

Como consecuencia del continuo desequilibrio entre la producción y el consumo del cobre, continúa la baja de dicho metal, a pesar de las medidas tomadas para reducir la producción que representan 100.000 toneladas anuales, lo que sólo se representa la mitad de las 200.000 toneladas que se dan como excedentes probables.

Producción de níquel.

La producción de níquel de la zona libre, se calcula alcanzará en el año 1961 la cantidad de 306 millones de kilogramos, o sea un aumento del 50 por 100 de la producción de 1956. Caso de que las necesidades militares no requieran más níquel, para la absorción de la producción será necesario un aumento del 75 por 100 del actual consumo para fines pacíficos.

Prospección petrolífera en Australia.

Se observa en Australia un continuo aumento en el interés por sus prospecciones petrolíferas.

En el oeste australiano, se efectuarán para fines de este año 24 pozos con un total de perforación de 16.000 metros.

En el norte Australiano, se despertó gran interés por estas prospecciones, con motivo del hallazgo de vestigios de petróleo y gas natural, en el mes de julio del año pasado, a 420 kms. al norte de Alice Springs.

Se han concedido permisos de investigación en Nueva Gales del Sur,

para una zona de 5.000 millas cuadradas entre Casino y Woolgoogla, de 4.300 cerca de Santos, de 24.000 en la cuenca del Eucla y de 13.350 millas cuadradas en Thallon.

En la zona noroeste de Victoria, se han encontrado vestigios de petróleo en uno de los tres pozos profundizados en Gippsland, a una profundidad de 2.000 m. Las prospecciones también se van a realizar submarinamente en la zona costera del sur de Gippsland.

En el sur de Australia, en Wilkatana, a unos 50 kms. al norte de Fort Augusta se encontraron indicios petrolíferos, a los 200 metros de profundidad, en el pozo decimotercero.

Petróleo al norte de Persia.

Los trabajos de prospección geofísica realizados durante el año 1956 en las regiones desérticas de Kum en el Norte de Persia, parece dar esperanzas de que se encuentre un importante yacimiento petrolífero.

Caso de que se confirme dichas esperanzas se crearía un organismo estatal para su explotación y refino.

La Unión Minera del Alto Katanga.

En la junta de la Unión Minera del Alto Katanga, se dió cuenta que la producción del año 1955 de cobre en el mundo libre fué de 2,74 millones de toneladas con un déficit de 135.000 toneladas a causa de las huelgas. En el año 1956 la producción se incrementó en un 9 por 100 con un excedente de 200.000 toneladas.

Como consecuencia de esta superproducción, se ha reducido por varias empresas mineras la producción en un 10 por 100 con lo que disminuirá el total en 100.000 toneladas.

La causa básica de las dificultades de la minería del cobre está en el gran desequilibrio entre la oferta y la demanda, teniendo como única esperanza el que se prepare un amplio plan de empleo del cobre principalmente con la expansión de las industrias eléctricas mundiales.

Nuevo oleoducto en el Oriente Medio.

Las Compañías petrolíferas pretenden construir un nuevo oleoducto en el Oriente Medio, que costará 3.000 millones de libras.

El programa se divide en dos etapas, en el primero se construirá desde el Golfo Pérsico a la costa mediterránea un oleoducto de 38 pulgadas, capaz de transportar 40 millones de toneladas de crudos al año.

En la segunda etapa se aumentará la capacidad hasta 70 millones de toneladas.

Se calcula que la primera etapa estará terminada para 1960 y es probable que su ruta atraviere Irak y Turquía.

Prórroga a favor del Estado de la reserva de hidrocarburos fluidos.

El Ministerio de Industria prorroga por un plazo de seis meses y para toda España la reserva a favor del Estado de hidrocarburos fluidos, establecida por Decreto de 12 de diciembre de 1952, prorrogada por Orden ministerial de 23 de septiembre de 1954, Decreto de 30 de noviembre de 1956 y Orden ministerial de 14 de marzo del corriente año.

Esta prórroga entrará en vigor a partir de la fecha de vencimiento de la concedida por Orden ministerial de 14 de marzo del corriente año, expirando el 31 de diciembre de 1957, salvo el caso de que antes de dicha fecha haya sido nuevamente prorrogada.

Premio «Alonso de Herrera».

Por el Consejo Superior de Investigaciones Científicas, se concedió el premio «Alonso de Herrera», de 1956, a la obra «Evolución geoquímica de la Sierra de Guadarrama» del Dr. de Pedro Herrera.

El trabajo premiado parte de un profundo conocimiento litológico de la Sierra de Guadarrama, que ha permitido la recolección de una numerosísima serie de muestras, sometidas posteriormente al análisis químico, principalmente con técnicas espectroquímicas, para obtener los datos de partida. La comparación de los distintos tipos de rocas y la influencia de su situación dentro del mosaico guadarrameño ha llevado a la idea de una estructura en bloques separados por discontinuidades geoquímicas referibles a fracturas no visibles por otros medios. La extrapolación de los resultados de comparaciones geoquímicas entre unos 7.000 valores, conduce a considerar la evolución a partir de un geosinclinal en el que se han producido los distintos tipos de rocas, como tendencia al estado de equilibrio frente a las condiciones físico-químicas existentes en cada momento y lugar. El resultado se logró por migración de los elementos de acuerdo con sus características de radio iónico y potencial de ionización frente a las condiciones energéticas del nivel en la corteza terrestre.

El gas natural en los Estados Unidos.

Desde los primeros descubrimientos del gas combustible, efectuados en Tejas en 1860, la industrialización de los mismos, adquirió un importantísimo desarrollo en los Estados Unidos. En el año 1938 alcanzó los 65.000 millones de metros cúbicos, llega la producción a 268.000 millones en 1955 y el pasado año de 1956 se puso en 290.000 millones de metros cúbicos.

La producción de 1956 equivale en potencia calorífica 290 millones de toneladas de petróleo bruto o sea que es cercana a la producción norteamericana de este combustible, que fué en dicho año de 351 millones de toneladas.

El petróleo en la Unión Soviética.

La U.R.S.S. produjo durante el año 1956 la cantidad de 83,3 millones de toneladas de petróleo, con lo que mantiene el tercer puesto mundial, esperándose que en 1960 llegue a los 135 millones de toneladas.

La producción de carbón es del orden de las 420 millones de toneladas anuales, cantidad insuficiente para las necesidades del país, por ello se opina que las necesidades crecientes de energía sean cubiertas con petróleo y gas natural.

El uranio canadiense.

La producción de uranio en el Canadá está en constante aumento, esperando que para el año 1959 llegue a los 300 millones de dólares. Con tal motivo se ha proyectado un amplio plan de exportaciones inclusive países no americanos, como Japón, Gran Bretaña, grupo «Euratom», etcétera; se calcula que la Gran Bretaña absorberá del 7 a 8 por 100 de la producción uranífera total del Canadá y que durante los cinco próximos años, haga adquisiciones de concentrados por valor de 115 millones de dólares.

Notas informativas

Hoja de Alcoy, núm. 821.

Hemos realizado el estudio de la hoja de Alcoy en la Primavera y Verano de 1956.

Se trata de una zona muy accidentada, cruzada de Este a Oeste por una serie de alineaciones montañosas, que dejan entre sí estrechos valles. Una amplia depresión ocupa su parte centro-occidental.

La estratigrafía de esta zona es también compleja.

Afloran en ella las siguientes formaciones:

TRIÁSICO.

Keuper.—Arcillas abigarradas y rojas; margas arcillosas y yesíferas

JURÁSICO.

Malm Superior.—Calizas grises, parcialmente dolomíticas.

EOCRETÁCEO.

Neocomiense.—Arcillas y margas muy fosilíferas, especialmente en el flanco oriental de la Sierra Mariola.

Barremiense.—Arcillas, margas arenosas y areniscas, que también en la Sierra Mariola se presentan con gran riqueza de fauna.

Aptense.—Calizas meríticas bien estratigráficas más o menos arenosas. Margas con orbitolina.

Albense.—En facies marina: calizas y margas arenosas.

NEOCRETÁCEO.

Cenomanense.—Calizas dolomíticas y dolomías en la Sierra Mariola. Margas ocráceas arenosas. En el SE, de la Hoja, alternancias de margas y calizas tableadas.

Turonense.—Calizas dolomíticas y dolomías en la Sierra Mariola. En el Centro y Norte de la Hoja, gruesos bancos de caliza compacta.

Senonense.—Calizas grises y blancas bien estratificadas. Comprende desde el Coniacense al Campaniense Superior.

EOCENO.

Margas arenosas del Luteciense Inferior. Calizas muy potentes del Luteciense Medio y Superior.

MIOCENO.

Aquitaniense-Burdigalense Inferior.—Se presenta con facies muy diversas, transgresivo sobre las series inferiores. Distinguiremos facies continental detritica, facies marina marga arenosa y facies marina caliza.

Burdigalense Medio y Superior.—Principalmente margas y arcillas en facies del Tap.

Helveciense.—Calizas y molasas en facies marina poco profunda.

Pontiense y Plioceno.—Arcillas y margas sabulosas poco potentes. Débil espesor de caliza lacustre.

Margas lignitíferas con restos de vertebrados.

CUATERNARIO.

Tierras arcillo-sabulosas en los campos de labor y huertas.

Depósitos aislados de tobas calcáreas.

Aluviones en rambblas y cauces.

La disposición tectónica de estas series es muy compleja. Se encuentran una serie de pliegues orientados de SO. a NE, y en general volcados hacia el Norte.

Son los más importantes de estos pliegues los anticlinales de la Sierra Mariola y Sierra de Agullent.

En la parte oriental de la hoja aparece una serie de escamas tectónicas falladas, de Sur a Norte, que producen sucesivas repeticiones de la serie cretácea.

Dan origen estas escamas a las series de Alfaro, Alcalá, Gallinera, etc.

Por último, en la parte meridional de la hoja penetra el Eoceno, cuya disposición tectónica es muy violenta, hasta el punto de que la serie eocena se halla, al menos en gran parte, deslizada sobre el Burdigalense.

Los pliegues eocenos dan origen, entre otras, a las Sierras de Aitana, Peñaguila, La Serrella, etc.

Estudiamos también en la Memoria correspondiente a la hoja de Alcoy la historia geológica y orogenia de estas formaciones, tanto en lo referente a los accidentes locales, como a la Tectónica Regional.

En esta zona, los empujes de mayor intensidad han sido de fase estairica.

En el capítulo correspondiente nos ocupamos del comentario de las publicaciones anteriores sobre la geología regional y muy especialmente del importante trabajo del Profesor Darder Pericás.

Los dos últimos capítulos se dedican al estudio de la hidrología subterránea y de las minas y canteras.

La hidrología subterránea tiene gran interés en esta zona de clima suave y escasez de agua. Estudiamos las características hidrológicas de las diferentes series estratigráficas, y los más favorables accidentes tec-

tónicos, y recomendamos las zonas en que debieran emprenderse investigaciones hidrogeológicas.

Las minas prácticamente no existen en la zona que nos ocupa: únicamente citamos los intentos de explotación de unas capas de lignitos próximas a Alcoy.

Publicamos también una relación de las más importantes canteras y yeseras de la zona.

Hoja de Requena, núm. 720.

Está situada la Hoja de Requena en la parte occidental de la Provincia de Valencia.

Comprende un país montañoso, pero con amplios valles en los que existen muy buenos cultivos.

Requena es una ciudad importante, con florecientes industrias y agricultura muy rica. Destacan las industrias relacionadas con la elaboración de vinos. Pedrones, La Portera, Campo Arcis y Siete Aguas son aldeas agrícolas.

TRIÁSICO.

Keuper.—Arcillas rojas y abigarradas, margas y areniscas ocráceas; yesos.

Supra Keuper.—Carñiolas y caliza dolomítica grises.

JURÁSICO.

Lias.—Calizas ocráceas, calizas y margas arenosas, amarillentas, fosilíferas.

Dogger.—Calizas margosas y margas, grises y azules, tableadas.

Malm.—Calizas tableadas claras, calizas grises y calizas arenosas ocráceas.

CRETÁCEO.

Facies wealdense (comprende Barremense Aptense inferior).—Margas y calizas arenosas. Areniscas y arcillas. Tonos predominantemente pardos.

Aptense.—Calizas de Toucasia. Margas y calizas arenosas fosilíferas.

Albense.—Localmente arenas en facies de Utrillas. Calizas arenosas claras. Bancos de arcillas y arenas caoliníferas.

Cenomanense.—Calizas y margas sabulosas amarillentas.

Turonense.—Bancos muy gruesos y compactos de calizas y dolomías generalmente azoicas.

MIOCENO.

Burdigulense continental.—Conglomerados y brechas compactas. Areniscas y arcillas muy levantadas.

Sarmatiense-Tortonense.—Arcillas y margas arcillosas.

Mioceno Superior (facies de Requena).—Conglomerados en la base. Arcillas y margas arcillosas rojizas.

Pontiense.—Calizas arenosas y caliza lacustre de los páramos fosilíferos.

CUATERNARIO.

Tierras de labor arcillo-sabulosas. Depósitos aluviales en cauces y ramblas.

La disposición tectónica de estas series es en general compleja.

Predomina la directriz ibérica, con grandes pliegues NO.-SE. Existe además un conjunto de cuatro grandes líneas de fractura, también sensiblemente de traza ibérica, en relación con las cuales se hallan los accidentes tectónicos locales.

Otra serie de fracturas menores completa este conjunto de accidentes.

Entre los pliegues más importantes merece destacarse el anticlinal de la Herrada y el de Las Moratillas, el anticlinal de Siete Aguas y el del Cabezo Gordo. Una serie de sinclinales, en general con fracturas longitudinales, separan estos pliegues.

Merecen destacarse el gran asomo triásico de los ríos Magro y Mijares, y el de menor extensión de la zona Requena-El Rebollar.

En el capítulo correspondiente de la memoria explicativa de la Hoja de Requena describimos estos accidentes, y estudiamos la historia geológica de la zona y su orogenia.

También dedicamos un capítulo al comentario de las publicaciones en que anteriormente se ha descrito esta zona, entre las que destaca la obra del Profesor Brinkmann.

La hidrología subterránea es interesante en este país de agricultura próspera. En el capítulo correspondiente se estudian las características de las diferentes series estratigráficas, desde el punto de vista de la captación y acumulación de aguas subterráneas, y se indican los parajes en que podrían situarse con posibilidades de acierto, labores de captación.

Se describen, también, los recientes trabajos de hidrología efectuados en la zona.

El último capítulo de la Memoria está dedicado a las canteras y explotaciones mineras que, en esta zona, carecen de importancia.

Hoja de Carcelén, núm. 767.

Está situada la Hoja de Carcelén en el límite de las provincias de Albacete y Valencia.

Comprende un país montañoso, con sierras que le atraviesan de Oeste a Este, y dejan entre sí amplios valles. En estos valles se encuentran vías de comunicación y los núcleos de población.

La estratigrafía de la zona es interesante, especialmente en lo que se refiere a las series cretáceas.

Afloran los siguientes niveles:

DILUVIAL.

Tierras arcillosas someras en huertas y campos de labor.

PLIOCENO.

Pontiense-Plioceno.—Tierras arcillo-sabulosas bastante potentes. Ocupan las depresiones de valles amplios. Depósitos de arenas y conglomerados en antiguos cauces.

MIOCENO.

Únicamente en el extremo NO. de la Hoja.

Pontiense.—Caliza lacustre fosilífera.

Sarmatiense.—Espesor considerable de margas y arcillas alternadas.

CRETÁCEO.

Comacense-Santonense.—Afloramientos aislados de calizas de lacuzinas que reposan sobre un débil espesor de margas arcillosas.

Turonense.—Serie potente de calizas compactas fosilíferas.

Albense Superior-Cenomanense.—Serie alternada de margas calcáreas. Arcillas y calizas sabulosas. Hacia la parte Sur de la Hoja, la serie es predominantemente caliza.

Albense Superior.—Nivel característico y constante de caliza marga sabulosa, que hemos denominado «caliza de San Jorge».

Aptense.—Serie de arcillas, margas y calizas en general muy fosilíferas, que ocupan grandes extensiones de la parte meridional y oriental de la Hoja.

Facies wealdense.—En la parte central de la Hoja, notables afloramientos de arcillas y arenas en típica facies wealdense. Comprende el Aptense y parte del Albense.

La disposición tectónica de estas series es sencilla. Se hallan muy suavemente plegadas, y dan lugar a un amplio anticlinal de eje N. 70. E., que atraviesa toda la Hoja, y a un sinclinal paralelo situado inmediatamente al Sur.

En la parte Sur-Oriental se encuentran además pequeñas ondulaciones locales.

Una gran fractura paralela al eje, surca el anticlinal en las proximidades de la charnela. Existen otras fracturas menores normales a los ejes de las estructuras.

Hemos estudiado la relación entre estos elementos tectónicos y la Tectónica Regional, y hemos establecido una síntesis de la evolución geológica y orogénica en esta zona.

También estudiamos la hidrología subterránea. Existen estructuras y condiciones estratigráficas apropiadas para el almacenamiento de cuantales importantes. El agua, sin embargo, en esta zona alcanza sólo relativo valor.

No se encuentran en el interior de la Hoja de Careclén explotaciones mineras, y las canteras se destinan únicamente a atender las necesidades locales de piedra para construcción y para firmes de carreteras.

Notas bibliográficas

CRIADEROS

CARRAT, G. H.: *Le gisement d'Uranium de Bauzot (Saône-et-Loire)*. «Nancy, Sciences de la Terre», T. III. Nos-3-4, páginas 147 a 216, 1955.

En Bauzot, el yacimiento de uranio más conocido de los de Morvan (Francia), está constituido por un haz de filones cuarzo-fluorados, mineralizados con pechblenda y sulfuros (blenda, pirita, galena, calcopirita). Parece ser que la pirita se depositó en momentos diferentes con relación a la ganga pero, en general, constituye uno de los primeros minerales depositados. Las principales masas están situadas siempre en las proximidades de filones de rocas lamprofidicas.—L. F.

POUGNON, A. y MOREAU, M.: *Les gisements à parsonite de Lachaux*. «Sciences de la Terre», tomo III. núms. 1-2, págs. 190 a 235. Nancy, 1955.

Después de una breve información geográfica y geológica del yacimiento, estudian los autores las características mineralógicas y químicas de la parsonita.

Le sigue un estudio detallado de los yacimientos de Etang de Reliez, de Gagnol, de Bancherelle y de Reliez. Después de haber descrito resumidamente las labores ejecutadas en dichas minas, con sus resultados esenciales, insisten los autores sobre el carácter particular de la mineralización uranífera compuesta únicamente por productos secundarios esencialmente de parsonita, y en la cual la pechblenda nunca fué encontrada. Discuten la influencia que tienen varios elementos en la génesis de la parsonita, como los sulfuros, las porfiritas, la tectónica local.

Se pueden distinguir varias fases en la génesis de estos yacimientos: la formación «in situ» de un granito granulítico, la venida de porfiritas, las venidas silíceas caracterizadas por un cuarzo blanco estéril y un cuarzo ahumado con sulfuros, la aparición de ópalos y, en fin, la formación de fallas directas.

La parsonita debió precipitar en la fase oxidante de los ópalos. El origen de esta parsonita debe investigarse en las aguas termales bicarbonatadas, uraníferas comunes en la región (Chateldon a 5 km. de

las explotaciones). Los yacimientos de parsonita son formaciones sub-actuales depositadas en las proximidades de la superficie y cerca de los filones básicos por estas aguas circulantes en las reaperturas de los filones cuarzosos con galena.—L. F.

CHERVERT, J. y BRANCHE, G.: *Contribution à l'étude des minéraux secondaires d'uranium français*. «Nancy, Sciences de la Terre», T. III. Nos. 1 a 190, 1955.

En esta magnífica publicación, se han preocupado los autores no sólo en describir con la mayor precisión posible los minerales secundarios de uranio en Francia y de la Unión Francesa, sino de la recopilación de cuanto se ha dicho importante en el mundo sobre la mineralogía de las especies secundarias del uranio.

En la primera parte de la obra, que comienza con la historia de las adquisiciones de esta clase, se insiste particularmente sobre las especies uraníferas que parecen mejor representadas en Francia que en el extranjero. Un material de estudio seleccionado, ha facilitado en la mayor parte de los casos los trabajos, siempre delicados, cuando se trata de sustancias íntimamente asociadas que existen en la naturaleza en cantidades mínimas. Las comparaciones son establecidas por los autores, entre las especies uraníferas francesas y las muestras extranjeras de estas mismas sustancias. Las especies mineralógicas dudosas o necesarias de un estudio complementario, son sometidas a la crítica y forman el objetivo de las últimas partes de la obra.—H. DE A.

DICCIONARIO

Diccionario de Geología y Ciencias Afines. Editorial Labor, S. A. 1957. Dos tomos, 1.725 pág. y 1.650 figuras.

Nos reuníamos en México hace unos meses varios geólogos de habla hispánica con el fin de preparar un diccionario de nuestro idioma, en el que se recogiesen toda clase de voces referentes a la geología y ciencias conexas. En una de las sesiones se dió cuenta de los diversos diccionarios existentes, y al relatar los diversos miembros las características de cada uno, pensaba que ninguno era tan completo, como el que estaba en prensa en Madrid, concebido y dirigido por don Pedro Novo y Fernández Chicharro, eminente profesor de la Escuela de Ingenieros de Minas, quien no pudo ver concluida su obra.

El proyecto del ingeniero Novo, exigía para su realización un esfuerzo superior a la capacidad de trabajo de un activo investigador, como él

lo fué, y por ello tuvo que recurrir para que su obra fuese una realidad, a un destacado equipo de entusiastas geólogos.

Puede considerarse esta publicación como un conjunto de seis tratados, ya que cada parte es una verdadera obra sobre el tema correspondiente, las materias de los mismos son: *Geografía física*, dividida en tres partes: topografía, hidrografía y meteorología, *Cristalografía*, *Mineralogía*, *Petrografía*, *Paleontología*, dividida en cuatro partes: paleontología general, invertebrados, vertebrados y paleobotánica y *Estratigrafía*, *Orografía* y *Tectónica*. El equipo de los redactores que han dirigido alguna de las partes esta formado por Roso de Luna, Garrido Ramos, Baselga Recarte y Meléndez Meléndez.

Dentro de que cada diccionario se puede considerar como un libro, completo y actual de la respectiva especialidad, se encuentra revalorizado con oportunas figuras aclaratorias de lo expuesto y un índice alfabético al final de la obra, lo que facilita la búsqueda de la palabra que interesa entre las 3.250 voces de que constan los dos tomos.

La riqueza en vocablos en cuanto se refiere a geología y ciencias afines, puede considerarse como exhaustiva, aunque tenga algunas pequeñas omisiones, como las de voces ya clásicas como geotérmica, radiogeología, etc., o modernas como geoneuclónica, radiogénico, etcétera, que actualmente se encuentran tanto en revistas científicas, como en obras de consulta y texto. Al considerar los diversos elementos, se limitan sus voces a los más vulgares de los 92 clásicos, por ello no figuran ninguno del 93 al 101 inclusive, conocidos cuando el diccionario estaba en prensa, varios de los cuales son radiogénicos naturales. También se nota la falta de muchas voces de las ciencias geológicas, caídas en desuso, pero que por eso sería interesante consignadas, para una lectura más fácil de dichas obras.

Los conceptos están tratados con gran precisión y claridad. La ordenación ideológica la efectuaron los autores con gran acierto, siendo rica la obra en sinónimos, palabras afines y referencias.

Es lástima que en algunas ocasiones las voces no se ajusten en su ortografía al diccionario de la Real Academia de la Lengua. Como ejemplo citamos el caso de volfram y sus derivados, que lo escriben con *te*, lo mismo ocurre con itrio y sus derivados, que unas veces lo escriben con *y*, mientras que iterbio y los suyos siempre lo hacen con *y*.

La opinión más sincera, es que la publicación concebida por el P^f. Novo, es indispensable entre las obras de consulta que debe de tener todo geólogo y que pasarán varios años para que se haga un diccionario que pueda mejorar al que nos estamos refiriendo. También merece destacarse el interés de la casa editora por la buena presentación que logró en ambos tomos. LÓPEZ DE AZCONA.

GEOLOGIA

JACQUES FAURET: *Le Problème de l'Estrato Cristallin dans le Nord Est de la province de Seville*, Espagne. «C.R.» de l'Acad. des Sciences, CCXLIV-2532 a 4, 29 de mayo de 1957.

Las formaciones cristalofilianas del macizo de Lora del Río, consideradas como anticambrianas (estrato cristalino), parecen corresponder a sellamientos metamórficos del Paleozoico inferior.—L. de A.

GEONUCLEONICA

THOMAS HOERING: *The isotopic composition of the ammonia and the nitrate ion in rain*. «Geochimica et Cosmochimica Acta» N.º 18, páginas 97 a 102, 1957.

Los iones amonio y nítrico fueron aislados cuantitativamente del agua de lluvia, con el empleo de resinas de cambio iónico. La relación isotópica del nitrógeno de cada fracción se comparó con la del nitrógeno atmosférico. El efecto isotópico cinético se comparó con la base de formación de nitrato de amonio atmosférico. El nitrógeno 15 contenido con los dos iones, cambio de lluvia a lluvia con relación al N¹⁵ contenido en el nitrógeno atmosférico. Esto es un efecto cinético constante entre los iones amonio y nítrico de 1.004 ± 0.001 .

Este resultado es concordante con el postulado de que el nítrico surge por la oxidación del amonio. Mide el efecto isotópico, durante la fijación del nitrógeno en el laboratorio con chispa eléctrica.—L. F.

HITOSHI SAKAI: *Fractionation of sulphur isotopes in nature*. «Geochimica et Cosmochimica Acta», N.º 17, pág. 150 a 169, 1957.

Determina la relación S³⁴/S³² en varios compuestos sulfurados de origen ígneo. Estos resultados del S³⁴ están en buena concordancia con los efectuados por los primeros investigadores. Los sulfatos Egero y pesado, se diferencian por su composición isotópica del azufre. La fracción (S³⁴/S³²): 0.04406 0.04521), subsiste de sulfatos secundarios formados por la oxidación de sulfuros en la corteza superficial, y la posterior (S³⁴/S³²): 0.04512 0.04638), de sulfatos ígneos y oceánicos. Discute algunos procesos de fraccionamiento isotópico observado durante la actividad volcánica y magnética. Valora las temperaturas de posible formación de sulfatos y dióxido de azufre, de origen magnético y exhalativo; estas son 75 a 140° C para

sulfatos en fuentes calientes, 140 a 300° C para dióxido de azufre en formaciones volcánicas y 120 a 300° C para sulfatos en los depósitos epitermales del mineral del Japón. También se demuestra que la composición isotópica de los sulfatos oceánicos se puede interpretar por dióxido de azufre volcánico.—L. F.

MINERALOGIA

JEAN PROTAS: *La Wölsendorfite, nouvelle espèce uranifère*. «C. R.» de l'Acad. des Sciences, CCXLIV, 2942 a 44, 12 de junio, 1957.

Un estudio detallado de minerales de formierierita, de yacimientos diferentes, muestran que dos especies diferentes están confundidas con esta denominación: la formierierite, PbO, 4UO₂, 5H₂O, encontrada solamente en el yacimiento de Shinkolobwe, Katanga y la nueva especie mineral de formierita [Pb,Ca(O)2UO₂2H₂O], que denomina el autor wölsendorfite, correspondiente a la localidad donde se encontró por vez primera.

Esta puede considerarse como idéntica al diuranato de plomo sintético bihidratado, PbO.2UO₂.2H₂O, con la sustitución isomórfica del plomo por calcio.—L. F.

NUCLEONICA

F. E. SENFLE, T. A.; FERLEY Y N. JAGAR: *Half-Life of Th²³² and the Branching Ratio of Bi²¹²*. «Phys. Rev.» CIV 162032, 15 de diciembre de 1956.

Calculan el periodo de semidesintegración del Th²³² por la determinación de la relación de la desintegración gamma absoluta del Th²⁰⁸ en equilibrio con el Th²³² en tres nitratos de torio y en una muestra de torita natural. También han medido la relación de las ramas $\alpha/\alpha+\beta$, para el Bi²¹². Estimaron el valor del periodo del Th²³² en 1.42×10^{10} a., con un error del 5 por 100, que está de acuerdo con los valores anteriores. La relación de las ramas mencionadas es de 0.362 ± 0.006 , con un valor superior en 7,4 por 100 de lo aceptado corrientemente.—L. de A.

F. PICCIOTTO Y S. WILGAIN: *Confirmation de la periode de Thorium - 322*. «Il Nuovo Cimento», serie X, vol. 4, páginas 1525-1528, diciembre 1956.

El periodo de semidesintegración del Th²³² lo deducen por la medida de las estrellas de desintegraciones sucesivas en las emulsiones nucleares.

Se deduce $T=1.39 \times 10^{10}$ a., con una dispersión relativa de ± 2 por 100 en acuerdo perfecto con los valores de Kervarik y Adams: *ib. de A.*

PROSPECCION

PRADEL, J.: *La prospection de l'uranium par le radon.* «Rapport C. E. A.», núm. 588, 1956.

Está basada la prospección en el estudio de la concentración del radón en el aire del subsuelo. En los terrenos superficiales, se detecta el radón que se ha difundido a partir de las capas uraníferas profundas.—L. F.

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.
BOLETINES	
Boletines, cada tomo	75
Agotados, 1 a 26, 38, 39, 41 a 45, 48, 50, 56.	
NOTAS Y COMUNICACIONES	
Notas y Comunicaciones, cada número	40
Agotados números 1, 8, 10, 13 y 19.	
MEMORIAS	
GEOFÍSICA.	
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
CRADEROS DE HIERRO.	
Hierros de Murcia	40
Idem de Asturias	40
Idem de Galicia. Tomos 1.º y 2.º agotados	40
Idem de Galicia. Tomo 3.º (dos fascículos cada uno)	40
Idem de Sevilla, Jaén y Córdoba	75
VARIOS.	
Estudio petrográfico de la Serranía de Ronda	50
Monografía de las melanopsis	50
Conchas bivalvas de agua dulce	50
Memoria del Uranio (agotada)	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
GUIAS GEOLOGICAS.	
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	
CARTOGRAFIA.	
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, Huesca 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 1:1.000.000	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 y Huesca	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.
Sobre un sistema de relevos de mantos en los Alpujarrides occidentales, por JEAN PIERRE COPONEX	3
El concepto de reodo en Geotectónica, por S. WARREN CAREY ...	11
Notas paleontológicas, III, por ANTONIO DUE ROJO, S. J.	105
Características hidrogeológicas de la zona al SW. de Manzanares, en la Mancha (Ciudad Real), por ENRIQUE RAMÍREZ Y RAMÍREZ.	129
Presencia de dinosaurios en el Cretáceo superior de la cuenca del Tremp (provincia de Lérida, España), por ALBERTO F. DE LAPPARENT Y EMILIANO AGUIRRE	147
El límite Cretáceo-Terciario de la vertiente Sur de los Pirineos occidentales, por JUAN FELIPE MAUGÍN	157
<i>Temnoclemmys</i> , género nuevo de los Chelonienses del Neogeno de Cataluña, por FEDERICO-MARÍA BERGOUNIOUX	161
Nuevas observaciones geológicas entre Chelva y Benageber (provincia de Valencia, España), por ALBERTO F. DE LAPPARENT, LUCIANO MONTARDERT Y ROLANDO PERTECOTE	167
Sobre el cuaternario marino al Sur del Cabo Espartel (Marruecos Septentrional), por MARCEL GIGOUT	175
Bibliografía consultada para la preparación de la Hoja núm. 12 del mapa 1:400.000, 5.ª edición	181
Noticias	187
Notas informativas	199
Notas bibliográficas:	
Criaderos	209
Diccionario	210
Geología	212
Geonucleónica	212
Mineralogía	213
Nucleónica	213
Prospección	214
Instituto Geológico y Minero de España	215