G. GORSHKOV, A. YAKUSHOVA

GEOLOGIA GENERAL

EDITORIAL «MIR»

Г. ГОРШКОВ, А. ЯКУШОВА

ОБЩАЯ ГЕОЛОГИЯ

ИЗДАТЕЛЬСТВО
МОСКОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА

На испанском языке

G. GORSHKOV, A. YAKUSHOVA

GEOLOGIA GENERAL

Traducido del ruso por
V. GREKOV

EDITORIAL MIR • MOSCU • 1970

CDU.551.1/4(075.8)=60

Impreso en la URSS
Derechos reservados

283-69

PRIMERA PARTE

GENERALIDADES

INTRODUCCION

La Geología (del griego γη, Tierra, y λόγοσ, tratado) es la ciencia que trata de la Tierra, de su constitución, estructura y desarrollo, y de los procesos que tienen lugar en ella, en sus envolturas aérea, hídrica y pétrea. La Tierra, el globo terrestre, consta de varias envolturas:

La atmósfera (del griego ατμόσ, aire, y σφαιρα, globo), envoltura aérea, constituida esencialmente por el nitrógeno y el oxígeno con pequeñas cantidades de vapores de agua, gas carbónico y algunos gases nobles raros, principalmente el argón.

La hidrosfera (del griego. υδωσ, agua), envoltura hídrica que incluye la totalidad de las aguas naturales, o sea las de los océanos, mares, lagos y ríos, que recubren más del 70% de la superficie de la Tierra, así como las aguas subterráneas que saturan las rocas.

La litosfera (del griego λιθοσ, piedra), envoltura pétrea que constituye la capa sólida, exterior de la Tierra. La litosfera está formada por rocas tales como, por ejemplo, el granito, el basalto, la arenisca o la caliza. Las rocas son sustancias naturales complejas constituidas por sustancias más simples química y físicamente, los minerales. Pertenecen a los minerales especies tales como el cuarzo, el feldespato y la mica, que integran la roca llamada granito, o bien la calcita, que constituye la base de las rocas como la caliza y el mármol. Los minerales a su vez, constan de combinaciones de elementos químicos aislados. Los minerales son: «seres individualizados física y químicamente, originados en la corteza terrestre como resultado de procesos fisicoquímicos, sin que haya intervención alguna en estos procesos por parte del hombre» (N. A. Smoliaginov).

La biosfera (del griego βιόσ, vida) es aquella envoltura terrestre en cuyo seno tiene lugar el desarrollo de la vida orgánica. Esta envoltura abarca la atmósfera, la hidrosfera y la parte superior de la litosfera, penetrando en ellas y constituyendo un factor sustancial de las diversas transformaciones y cambios que se operan en las capas superficiales de la Tierra. Los organismos vivos destruyen

y modifican las rocas y los minerales primitivos, dando lugar a nuevas combinaciones y nuevos minerales; además, ellos mismos suministran materiales para la acumulación de rocas orgánicas, como son las calizas, harina fósil, creta, hulla, etc.

La penetración y acción mutuas de las envolturas terrestres referidas, determinan en grado considerable el desarrollo de los complicados procesos que se verifican en la superficie de la Tierra.

El principal objeto de estudio de la Geología es la litosfera. Para conocer la estructura de la litosfera, la esencia de los procesos que tienen lugar en su seno y la historia de su desarrollo, es preciso estudiarla en los múltiples aspectos que presenta. Se pueden destacar varias ramas principales en que se divide la Geología:

1) las disciplinas que estudian la constitución material de la Tierra (ciclo de ciencias agrupadas bajo el término «Geoquímica»);

2) las que estudian los procesos que transcurren en el interior de la Tierra (Geología dinámica);

3) las que estudian la historia del desarrollo de la Tierra (Geología histórica);

4) aquéllas cuyo objeto es la explotación del subsuelo (Geología aplicada).

Examinemos esta cuestión algo más detenidamente.

A *la Geoquímica*, en un sentido amplio, pertenecen ciencias tales como la Cristalografía, la Mineralogía, la Petrografía, la Litología y la Geoquímica propiamente dicha.

La Cristalografía (del griego κρυσταλλος, cristal de roca) es el tratado de los cristales, de su forma exterior y estructura íntima. Los minerales naturales son, en la mayoría de los casos, sustancias cristalinas; de aquí que tenga gran importancia el estudio de sus formas y las leyes que rigen su formación.

*La Mineralogía** es la ciencia de los minerales. Un mineral es una sustancia natural, químicamente homogénea, que presenta una composición química y propiedades físicas determinadas y que ha sido originada como resultado de diversos procesos geológicos que se producen en el seno de la Tierra. Actualmente se conocen más de dos mil minerales. La mineralogía estudia la composición química de los minerales, las particularidades de su estructura, sus propiedades físicas, las condiciones de su yacimiento, sus interconexiones y su origen.

La Petrografía (del griego πέτρα, piedra, roca) es el tratado de las rocas. Las rocas son constituidas por combinaciones de varios minerales. La Petrografía estudia la composición mineralógica y química de las rocas, sus propiedades, las relaciones entre las distintas rocas, los cambios que éstas experimentan a través de los tiempos,

* Del celta «mein», metal en bruto (*N. del T.*).

el origen de las mismas, y establece las leyes que rigen la formación de las rocas y su distribución en el seno de la Tierra.

La Geoquímica estudia los elementos químicos que constituyen el globo terráqueo, su distribución y migraciones. Es una ciencia que sintetiza a la Mineralogía y la Petrografía, cuyos objetos de estudio — los minerales y las rocas — constituyen etapas definidas en la vida de los elementos químicos. La Geoquímica opera con átomos, mientras que la Mineralogía estudia las combinaciones de átomos (los minerales) y la Petrografía investiga las combinaciones de minerales (las rocas).

La Geología dinámica investiga los procesos que tienen lugar en el seno de la litosfera y en su superficie. Atendiendo a la fuente de energía, estos procesos se subdividen en los procesos de *dinámica interior* (endógenos) y los de *dinámica exterior* (exógenos).

Se hallan relacionados con los procesos endógenos, fenómenos tales como los movimientos de la corteza terrestre, terremotos y erupciones volcánicas. De acuerdo a ello, la Geología dinámica se subdivide, en este aspecto, en una serie de ciencias: *la Geotectónica* (del griego τεκτων, constructor), que investiga las condiciones de yacimiento de las rocas, los movimientos de la corteza terrestre y las deformaciones resultantes de aquéllos. *El Magmatismo*, o sea el tratado de la constitución del magma y los procesos que transcurren en él. *El Vulcanismo*, ciencia de los volcanes, forma parte del magmatismo. *La Sismología* (del griego σεισμα, agitación), ciencia de los terremotos. En nuestros días, una rama de esta ciencia, la Sismología física, ha pasado al dominio de las ciencias matemáticas, mientras que la otra, la Sismogeología, sigue integrando la Geología dinámica. *El Metamorfismo* (del griego μετα, después, y μορφη, aspecto), estudio de las transformaciones que experimentan las rocas en las profundidades de la Tierra bajo el influjo de altas temperaturas y presiones enormes.

Cabe asimismo incluir en la Geología dinámica el estudio de *la estructura interna del globo terrestre*, la composición, las propiedades físicas y el estado de agregación de sus envolturas y núcleo.

Con los procesos *exógenos* se relacionan la vida y desarrollo de los mares, ríos, aguas subterráneas, etc. Estos procesos están relacionados esencialmente con la actividad de la atmósfera o hidrosfera y con el influjo ejercido por éstas en la litosfera. La fuente principal de los procesos exógenos, es, en último término, la energía solar. En este aspecto, la Geología dinámica se subdivide en ramas tales como el estudio de *la meteorización*, o sea los procesos de transformación de las rocas, originados por agentes físicos, químicos y orgánicos en la superficie de la Tierra; *la Hidrología, Potamología*, ciencia de la actividad geológica de las *corrientes de aguas superficiales*; *la Hidrogeología*, que estudia la actividad geológica de las *aguas*

subterráneas; *la Oceanología*, *Oceanografía*, que estudia la actividad geológica de los *océanos y mares*; *la Glaciología*, *Criología*, que trata de la actividad geológica de los *hielos*; el estudio de la actividad geológica del *viento*; *la Limnología*, que investiga la actividad geológica de los *pantanos y lagos*.

La Geología histórica tiene por objeto estudiar la historia del desarrollo de la corteza terrestre y de la vida orgánica, subdividiéndose a su vez en una serie de disciplinas: *la Estratigrafía*, que estudia los estratos de rocas sedimentarias y la secuencia de su yacimiento; el estudio de las *facies*, esto es, las propiedades de las rocas sedimentarias y las condiciones de su formación; *la Paleontología*, ciencia de los restos fósiles de organismos tanto animales como vegetales; *la Paleogeografía*, estudio de las condiciones físico-geográficas pretéritas; *la Geología histórica* propiamente dicha, cuyo objeto es estudiar el desarrollo de la corteza terrestre, las leyes que rigen su desarrollo y la sucesión de los acontecimientos geológicos acaecidos en la Tierra a lo largo de toda su historia.

La geología aplicada comprende las ciencias que investigan el subsuelo de la Tierra con fines prácticos. Divídese en dos ramas principales: la que estudia *los minerales útiles* y la que trata de *los problemas de ingeniería geológica en la construcción* de edificios y obras.

Para hallar un yacimiento de un mineral útil, es necesario realizar trabajos *de búsqueda o exploración*, seguidos de *un reconocimiento* del yacimiento, constituyendo estas dos etapas el objeto de *la prospección geológica*. *El estudio de los minerales útiles* tiene tres aspectos, atendiendo a la naturaleza de aquéllos: *minerales metalíferos o menas*, *minerales no metalíferos y minerales combustibles*.

La Ingeniería geológica tiene por objeto estudiar las propiedades de los suelos y las condiciones de construcción — en un ambiente geológico dado — de edificios y distintas obras: carreteras, puentes, presas, canales, etc.

Son las actividades prácticas del hombre y la necesidad de utilizar los recursos naturales, las que han determinado el surgimiento de las disciplinas geológicas y su amplio desarrollo ulterior.

El presente manual trata esencialmente de la parte de esta ciencia denominada *Geología dinámica*.

CAPITULO I

FIGURA Y DIMENSIONES DE LA TIERRA

El problema de *la forma y dimensiones de la Tierra* ha preocupado, como es obvio, al hombre en todas las épocas, puesto que dicho problema concierne a la forma y las dimensiones del cuerpo celeste sobre el cual los seres humanos han vivido, viven y actúan. Lenta y paulatinamente se fue acercando el hombre a la solución de este problema, debiendo sostener en su transcurso largas luchas contra toda clase de prejuicios, incluso los religiosos. Hoy día, se puede afirmar con pleno derecho que la Tierra es en general esférica y que su aspecto se asemeja al de todos los demás planetas del sistema solar: Mercurio, Venus, Marte, etc. Las pruebas elementales de la esfericidad de la Tierra se examinan en la escuela secundaria, por lo tanto no vamos a tratarlas aquí. Todas las deducciones y conclusiones a que llegamos al resolver los problemas e interrogantes, aun los más sutiles, que incluyen los datos admitidos actualmente sobre la forma y las dimensiones de la Tierra, están confirmadas; por tanto, no puede haber duda sobre la exactitud de las conclusiones modernas.

En el presente capítulo cabe considerar, en forma muy breve, dos cuestiones planteadas a continuación, relacionadas con el problema de la figura de la Tierra:

1) *los métodos* de determinación de la forma y dimensiones de la Tierra;

2) *los resultados* de la determinación de la forma y dimensiones de la Tierra, o sea, los valores numéricos correspondientes.

Al plantear la cuestión de los métodos para determinar la forma y las dimensiones de la Tierra, tenemos que partir de la respuesta a otra interrogante, ¿qué forma pudo haber adquirido la Tierra en el período inicial de su historia, cuando acababa de constituirse como cuerpo celeste independiente, como planeta del sistema solar? Una vez solucionada esta cuestión, tenemos que admitir que la forma de la Tierra no pudo haber cambiado sensiblemente en el transcurso de su desarrollo ulterior.

Es preciso, pues, obtener la respuesta a la pregunta siguiente: *¿qué forma* pudo haber adquirido la Tierra girando con una velocidad angular constante alrededor de su eje y hallándose en estado ora líquido-pastoso, ora plástico? Hay que añadir, además, que todas las partículas de la Tierra (ya sea líquida o sólida) eran atraídas mutuamente, conforme a la ley de la gravitación de Newton. De este modo, cada partícula de la Tierra en rotación era sometida a la acción de dos fuerzas: *la fuerza de atracción mutua* de las partículas y *la fuerza centrífuga*, actuando ambas fuerzas en sentido opuesto.

De esta suerte, cada una de las partículas de la masa de la Tierra quedaba sometida a la acción de la resultante de ambas fuerzas mencionadas. Dicha resultante lleva el nombre de *fuerza de la gravedad.*

¿Cuál podía ser, pues, la forma de la Tierra en rotación, en cada uno de cuyos puntos actuaba la fuerza de la gravedad? I. Newton (1642—1727) fue el primero en descubrir que la Tierra debía adquirir la forma de *un esferoide o elipsoide de revolución* achatado en los polos.

En lo sucesivo, los geodestas, geofísicos y astrónomos dedicaron a este problema mucha atención y lo resolvieron con gran precisión.

El problema de la figura de la Tierra se halla asociado a una serie de problemas de carácter astrofísico, estando vinculado, particularmente, al problema de las figuras de equilibrio adquiridas por el líquido en rotación, estudiado detalladamente por el destacado matemático ruso A. M. Liapunov.

Representémonos una masa líquida cuyas partículas no experimentan ninguna otra fuerza a excepción de la de atracción mutua (conforme a la ley de Newton), y que está girando en torno a su eje, lo cual da origen a la fuerza centrífuga. Entonces se podrán hallar las formas que irá adquiriendo esa masa, en función de las variaciones de la velocidad de rotación. A mayor velocidad corresponderá un achatamiento más pronunciado en los polos.

Si la velocidad angular $\omega = 0$, o sea, no hay rotación, el cuerpo adquirirá la forma de una esfera.

Al mantenerse la desigualdad

$$0{,}1871 < K\frac{\omega^2}{2\pi\rho} < 0{,}2247,$$

donde K es la constante de la gravitación terrestre (igual a $6{,}67 \times \times 10^{-8}$ cgs) y ρ es la densidad, resultarán estables sólo aquellas figuras que estén comprendidas dentro de la definición de elipsoide de revolución, pudiendo haber dos elipsoides de esta clase.

Finalmente, siendo

$$K\frac{\omega^2}{2\pi\rho} > 0{,}2247$$

no existen figuras de equilibrio, debiendo el cuerpo celeste dispersarse en el espacio cósmico a causa de su excesiva fuerza centrífuga.

Los cálculos relacionados con estas fórmulas muestran que la Tierra se aproxima muy sensiblemente a aquella figura ideal de equilibrio en que las relaciones entre la velocidad angular de rotación ω y la densidad ρ corresponden a las que se observan en la realidad. Para que la fuerza centrífuga en el ecuador, orientada hacia fuera del centro de la Tierra, resultara igual a la fuerza de atracción dirigida hacia el centro, o sea, que los objetos situados en el ecuador empezarán a desligarse de la Tierra y alejarse de ella, ésta debería girar con una velocidad aproximadamente 16 veces mayor que la actual (1 vuelta en 1 hora y 25 minutos).

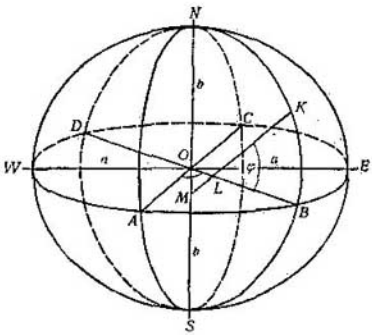


Fig. 1. Elipsoide de revolución: a, semieje ecuatorial; b, semieje polar

V. A. Magnitzki ha calculado, partiendo de consideraciones teóricas, el achatamiento que tendría la Tierra (α_0) si se hallase en un estado de equilibrio hidrostático. Halló que en tal caso α_0 sería igual a 1 : 297,6, cifra ésta que coincide (dentro de los límites de exactitud de los cálculos) con la que se ha obtenido para α a partir de los cálculos en grados. Ello significa que la Tierra se encuentra efectivamente en un estado de equilibrio hidrostático; las montañas y demás accidentes e irregularidades en la distribución de las masas no exceden los límites de los valores de segundo orden, vale decir que son relativamente tan pequeños que están fuera de los límites de exactitud de los cálculos.

Así, pues, en sentido geométrico, el mejor modo de representar la Tierra lo es como elipsoide de revolución o esferoide, figura resultante de las dos fuerzas que actúan en su cuerpo: la gravitatoria y la centrífuga, cuya acción conjunta origina la fuerza de la gravedad en la superficie del globo.

En la figura 1, *NOS* es *el eje de revolución del esferoide*. La circunferencia *WABECDW* es *el ecuador*. El arco *NKBS* es *el meridiano* del punto *K* de la superficie terrestre. El ángulo *KLB*, formado por la normal *KL* a la superficie del esferoide terrestre con el plano del ecuador, es *la latitud* φ del punto *K*. Las latitudes varían de 0 a 90°

y se miden a partir del ecuador hacia el Norte (N) o hacia el Sur (S); en el primer caso se llaman *latitudes boreales* y en el segundo, latitudes *australes*.

Si se adopta el meridiano NAS como primer meridiano, el ángulo diedro $NAS - NBS$ medido por el arco AB del ecuador representará *la longitud* λ del punto K de la superficie de la Tierra. Las longitudes serán *occidentales* u *orientales*, según se encuentre el punto K al Oeste o al Este del primer meridiano.

La latitud φ y la longitud λ son *las coordenadas geodésicas* del punto K. Se ha convenido en tomar como primer meridiano el que pasa por Greenwich (situado cerca de Londres).

La recta WOE que pasa por el centro O de la Tierra y que está designada por $2a$, se llama *eje ecuatorial mayor* del esferoide terrestre. La recta $NOS = 2b$ es *el eje polar* de este esferoide. Las magnitudes $a = \frac{WOE}{2}$ y $b = \frac{NOS}{2}$ son *los semiejes* ecuatorial y polar del esferoide. Las magnitudes $2a$ y $2b$, o bien a y b se llaman *elementos del esferoide terrestre*. Conociéndolos, se puede determinar la forma del esferoide terrestre y sus dimensiones, incluso el área de la superficie y el volumen de la Tierra.

Efectivamente, la forma exterior del elipsoide de revolución, o sea, la situación de un punto cualquiera cuyas coordenadas sobre su superficie sean x, y, z, queda determinada por la ecuación

$$\frac{x^2 + y^2}{a^2} + \frac{z^2}{b^2} = 1.$$

Si $a = b$, tendremos una esfera; si $a > b$, la figura ya no será una esfera, sino un esferoide y cuanto mayor sea la diferencia entre a y b, tanto más se diferenciará el esferoide de la esfera y tanto mayor será su achatamiento a lo largo del eje polar. La magnitud $\alpha = \frac{a - b}{a}$ caracteriza la forma del esferoide terrestre y se llama *achatamiento* de dicho esferoide. De este modo, conociendo a y b ó a y α, es decir los semiejes ecuatorial y polar, o bien el semieje ecuatorial a y el achatamiento α, podemos estimar la forma de la Tierra y sus dimensiones.

Así pues, para poder determinar el aspecto de la Tierra concebida como esferoide, es preciso conocer dos de sus elementos: el semieje ecuatorial a y el polar b, o bien el semieje ecuatorial a y el achatamiento $\alpha = \frac{a - b}{a}$.

Ahora bien: ¿cómo se pueden determinar los valores numéricos de estos elementos del esferoide terrestre? Para ello existen dos métodos fundamentales:

1. *Método geométrico*, que permite determinar a y b, o bien a y α, por la longitud de los arcos de los meridianos o de los paralelos.

En la fórmula que expresa la longitud del arco de un meridiano o un paralelo, entran magnitudes tales como a y b, la latitud o la longitud de los extremos del arco medido y también ciertos coeficientes numéricos. Por consiguiente, si se miden las longitudes de varios arcos y se conocen las coordenadas geodésicas de sus extremos, se pueden obtener varias ecuaciones, de las que es fácil deducir las magnitudes buscadas: a y b.

2. *Método dinámico*, basado en el conocimiento de la distribución de la gravedad sobre la Tierra. Este método implica la medición de la fuerza gravitatoria en muchos puntos de la superficie terrestre, lo cual permite, mediante cálculos sencillos, obtener el valor de la magnitud α, o sea del achatamiento del esferoide terrestre. Existen también procedimientos para determinar la figura de la Tierra.

El problema de la forma de la Tierra ha sido y sigue siendo investigado por muchos sabios en distintos países. En la URSS hasta el año 1946, fueron utilizados los valores hallados para a y b hace más de cien años, en 1841, en base a las mediciones de grados realizadas por el sabio alemán F. W. Bessel: $a = 6\ 377\ 397$ m; $b = 6\ 356079$ m; $\alpha = \frac{a-b}{a} = \frac{1}{299,2}$.

Recordemos que, según los cálculos de I. Newton, el achatamiento había sido evaluado por la magnitud $\alpha = 1 : 231$.

Utilizando el método geométrico mencionado más arriba y conociendo los valores numéricos de a y b, podemos resolver el problema inverso, o sea, determinar la longitud de un arco del meridiano, por ejemplo, un cuarto de meridiano, es decir, del ecuador al polo. Adoptando los valores de los elementos del esferoide de Bessel, hallamos que la longitud del arco de un cuarto de meridiano es igual a 10 000 856 m.

En 1910, el científico estadounidense S. Highford encontró para los elementos del esferoide terrestre valores algo diferentes, a saber: $a = 6\ 378\ 388$ m; $b = 6\ 356\ 912$ m; $\alpha = 1 : 297$. Dichos elementos del esferoide de Highford fueron adoptados como internacionales en el Congreso Geodésico Mundial de 1924.

Poco tiempo después fue realizada la tarea de revisión de todos los datos nuevos también en la URSS, y en 1936, el científico soviético F. N. Krasovski publicó los nuevos guarismos que expresaban las dimensiones del esferoide terrestre. Más adelante, este trabajo fue proseguido por A. A. Izotov. El esferoide de Krasovski se caracteriza por los elementos siguientes: $a = 6\ 378\ 245$ m; $b = 6\ 356\ 863$; $\alpha = 1 : 298,3$.

En 1946, por resolución del Consejo de Ministros de la URSS, se implantó el uso obligatorio de los valores propuestos por F. N. Krasovski para los elementos del esferoide en todos los trabajos geodésicos, topográficos, cartográficos, etc., en la URSS.

Al examinar los valores de a y b, podemos notar que el semieje polar resulta más corto que el ecuatorial en 21 km aproximadamente. La magnitud del achatamiento originado por la rotación de la Tierra alrededor de su eje, como se ve, es insignificante. Para un globo escolar de tamaño corriente, la diferencia entre el largo del diámetro ecuatorial y el del diámetro polar constituye sólo 0,5 mm, vale decir que prácticamente es imperceptible.

Conociendo los elementos a y b, se puede calcular el área de la superficie y el volumen de la Tierra. La superficie de la Tierra resulta ser igual a 510 millones de km^2 aproximadamente, y su volumen a cerca de $1 \cdot 10^{12}$ km^3. La longitud de un meridiano es evaluada en 40 008,6 km, la del ecuador en 40 075,7 km y la del arco de un grado sobre la latitud $\varphi = 45°$, en 111 109,713 m.

Los razonamientos y los cálculos referidos más arriba están basados en la representación de la Tierra como un esferoide (o elipsoide biaxial). En una primera aproximación, esto resulta correcto; sin embargo, en realidad, la superficie de la Tierra es mucho más compleja que la superficie matemáticamente correcta de un esferoide. Por lo tanto, al seguir desarrollando el problema de la figura de la Tierra, será necesario entender bajo ese concepto la determinación de una figura cuyo aspecto y dimensiones se asemejan lo más posible a los de la Tierra real. Ese cuerpo recibió el nombre de geoide. El geoide es una superficie imaginaria, determinada por el hecho de que la dirección de la fuerza gravitatoria en ella es perpendicular en cualquiera de sus puntos.

La magnitud de la gravedad (es decir, de la aceleración que cobra un cuerpo bajo el influjo de la atracción gravitatoria terrestre, computando también la fuerza centrífuga), sufre variaciones, aunque insignificantes, de un lugar a otro. Esas variaciones se deben a diferencias en la magnitud de la fuerza centrífuga, como también a la distribución irregular de las masas en las capas exteriores de la Tierra. Si las masas de rocas hubieran sido distribuidas uniformemente sólo en función de la gravedad (vale decir, si se comportaran como un cuerpo líquido), la superficie de la Tierra sería en todos los puntos perpendicular a la dirección de la fuerza gravitatoria, correspondiendo en todas partes a la llamada superficie de nivel; el esferoide entonces coincidiría con el geoide. La presencia de irregularidades — la influencia de las montañas, las fosas oceánicas, etc. — conduce a que la superficie de nivel, o sea el geoide, se aparte algo del esferoide. El geoide se halla algo más próximo que el esferoide a la figura real de la Tierra con todos sus accidentes. Ya que la elevación de los continentes — con todos sus accidentes — sobre el nivel de los mares y océanos es insignificante en comparación con las dimensiones de la Tierra, se puede asimilar, con todo derecho, la forma real, muy compleja de la Tierra a la figura de las aguas de

la superficie oceánica extendidas imaginariamente sobre toda la Tierra. Precisamente esto será un geoide. Para conocer la forma del geoide, se determinan las distancias entre cualesquiera puntos de la superficie del océano y los puntos correspondientes de la superficie del esferoide terrestre con sus elementos admitidos. La superficie que se podrá construir de acuerdo a las distancias así calculadas, será precisamente la del geoide. Este problema puede ser solucionado, por ahora, sólo en líneas generales. Numerosas investigaciones del mismo han comprobado que las distancias máximas entre los puntos respectivos de la superficie del esferoide terrestre y los de la superficie del geoide no exceden los 150 m y que, en ciertas partes de la Tierra, la superficie del esferoide se halla por debajo de la del geoide, mientras que en otras se sitúa por encima de ésta.

Investigaciones posteriores de la figura de la Tierra han demostrado que los hemisferios Sur y Norte de la Tierra no son simétricos con respecto al ecuador terrestre; este fenómeno fue demostrado por primera vez por A. A. Ivanov, siendo confirmado más tarde por las investigaciones de I. D. Zhongolovich y el geodesta S. I. Toropin. Este último halló para la diferencia entre los semiejes polares, la magnitud $b_N - b_S = 242$ m; con otras palabras, el polo Sur se halla más próximo al ecuador que el polo Norte.

Para concluir, señalemos que *la velocidad de revolución de la Tierra* alrededor de su eje, según se ha comprobado en estos últimos años, no permanece invariable, pudiendo observarse tres tipos de variaciones de la velocidad angular: 1) deceleración secular, 2) variaciones discontinuas irregulares y 3) oscilaciones periódicas.

La deceleración *secular* de la rotación de la Tierra es atribuida generalmente al efecto de las mareas lunares y solares. N. N. Pariyski demostró que existe también cierta aceleración secular, aunque de menor cuantía ($\Delta\omega : \omega = +1{,}4 \cdot 10^{-8}$), cuya explicación más verosímil es la redistribución de las masas en el interior de la Tierra.

Las variaciones *irregulares* de la velocidad angular ocurren en intervalos de 10 a 30 años y más, alcanzando magnitudes del orden de $4{,}0 \cdot 10^{-8}$ (en los años 1898, 1920 y otros). Esas variaciones tampoco pueden ser explicadas por procesos que se operan en la superficie de la Tierra o en el espacio cósmico. Basta señalar que para semejante variación de la velocidad angular sería preciso o bien que cayeran sobre la Tierra tangencialmente a su superficie en el ecuador, más de un millón de meteoritos con una masa de un millón de toneladas cada uno, o bien que se hundiera hasta llegar al nivel del mar, una meseta del tamaño de la del Tibet, etc. Por consiguiente, cabe suponer también en el caso presente, que la causa reside en las profundidades de la Tierra. Bastaría una variación de la densidad (debida a la cristalización o algún otro proceso) en 0,1 g/cm³ y a una pro-

fundidad de 80 km, en una capa de sólo 180 m de espesor, para producir el efecto requerido.

Finalmente, las oscilaciones *periódicas* con períodos de un año y medio año, residen en el hecho de que la rotación de la Tierra alcanza su mayor velocidad en agosto, correspondiendo la menor a la primavera; la diferencia en la duración de un día constituye aproximadamente 0,0025 seg (lo cual corresponde a $\Delta\omega : \omega = 2{,}9 \cdot 10^{-8}$). La causa de estas oscilaciones periódicas residiría en los cambios estacionales de las circulaciones atmosféricas (según N. N. Pariyski).

En suma, la magnitud de estas variaciones queda determinada por el hecho de que, en el tiempo transcurrido desde la era Arcaica, o sea, en $2 \cdot 10^9$ años, el día se ha alargado aproximadamente en 4 horas.

El estudio de las irregularidades de la rotación de la Tierra alrededor de su eje tiene una importancia esencial, puesto que está vinculado, por una parte, con la Astronomía (problema de la medición del tiempo), y por la otra, con la Geología.

CAPITULO II

EDAD DE LA TIERRA

Hasta nuestros días, se ha aplicado ampliamente en la Geología la noción de *la edad relativa* de las rocas, pero, en el transcurso de las dos o tres últimas décadas se ha logrado acercar a la solución del problema de *la duración absoluta* del tiempo geológico. Cabe suponer que, en lo sucesivo, los métodos para determinar la edad absoluta de las rocas van a desempeñar el papel fundamental, aun cuando, en el sentido práctico, la geocronología relativa siga presentando suficientes ventajas que le conservarán su importancia por mucho tiempo.

§ 1. GEOCRONOLOGIA RELATIVA

El problema consiste en dividir, de acuerdo a su edad, la capa de rocas sedimentarias o las masas de rocas eruptivas relacionadas con aquéllas, para establecer de este modo *la sucesión cronológica* de los fenómenos geológicos y elaborar una *escala de la edad geológica*. El estudio y la descripción detallada de los estratos en su superposición y la descripción correspondiente de los restos fósiles de animales y plantas que contienen, así como las condiciones de formación de estos estratos, constituyen el objeto de la rama de la Geología llamada *Estratigrafía*.

La edad relativa de las rocas se determina de un modo harto sencillo para un solo punto y un solo lugar. Por ejemplo, cuando en la barranca abrupta de un río afloran, en su parte inferior, calizas, a las que van superpuestas arcillas recubiertas a su vez por arenas, resulta evidente que las calizas son más antiguas que las arcillas y que éstas lo son más que las arenas. Lo importante es establecer la sucesión en que fueron acumulándose los distintos sedimentos y las condiciones de su formación. El método que estudia las capas y su correlación, la sucesión de los hechos en el tiempo, se denomina *método estratigráfico*.

También es posible comparar las rocas y determinar su edad relativa basándose en su constitución. Sin embargo, este método de paralelización de los estratos de acuerdo a su *estructura* es aplicable sólo para sectores reducidos (en puntos situados a corta distancia unos de otros) y se vuelve inseguro para cortes distantes. Las investigaciones han comprobado que muchas rocas de edades muy distintas tienen una constitución similar, mientras que capas coetáneas pueden ser disímiles (arcillas en un tajo, calizas en otro), lo que demuestra que las condiciones de su formación fueron distintas.

El método más seguro para determinar la edad relativa de las rocas es el *método paleontológico.*

En las rocas sedimentarias que integran la capa superior de la corteza terrestre se hallan con frecuencia fósiles o restos petrificados de diversos organismos que vivieron y se extinguieron en períodos geológicos remotos y fueron sepultados y fosilizados bajo los sedimentos. Las partes que mejor se conservan son los elementos duros del esqueleto de los organismos, o sea conchas, caparazones, huesos. Las partes blandas del cuerpo de los animales generalmente se desintegran sin dejar rastros, mientras que las formaciones óseas son sustituidas, parcial o totalmente, por substancias minerales en que la calcita y la sílice desempeñan el papel principal. Las mejores condiciones de sepultura de los organismos extinguidos en los sedimentos existen en las cuencas marinas, mientras que en los depósitos continentales se encuentran principalmente restos vegetales y solamente raras veces aglomeraciones de huesos de animales terrestres.

El estudio detallado de los restos vegetales (flora) y animales (fauna) permite elucidar las vías de desarrollo del mundo orgánico a lo largo de un extenso período, desde el pasado más remoto hasta el período actual. Los restos de fauna y flora en las diversas rocas ofrecen la posibilidad de comparar las rocas y establecer su edad relativa.

El mundo orgánico ha sufrido a lo largo de la historia geológica cambios importantes, partiendo de organismos sumamente primitivos, cuyos restos se hallan en las capas más antiguas de la corteza terrestre, hasta llegar a representantes de animales y plantes de organización elevada, que corresponden, cronológicamente, a sedimentos de la época más reciente. En cada serie de rocas se hallan variados restos orgánicos pertenecientes a distintas clases, familias, géneros y especies. No todos tienen importancia para la evaluación de la edad relativa de las rocas. Algunas especies de animales salvaron el puente de millones de años de la historia geológica sin sufrir modificaciones sensibles, y sus restos se encuentran en las capas de rocas de edades más diversas. Otros animales, en cambio, evolucionaron con rapidez. Unos géneros y especies fueron sustituidos por otros, abarcando en su desarrollo territorios bastante extensos.

TABLA 1

Cuadro geocronológico

Era (grupo)		Período (sistema)		Epoca (serie)		Mundo orgánico		Duración en millones de años
Denominación	Símbolo	Denominación	Símbolo	Denominación	Símbolo			
		Antropógeno (Cuaternario)	Ap (Q)	Actual (Holoceno)	Ap_4		A los comienzos del período aparece el hombre.	
				Antropógeno superior	Ap_3		Desarrollo de la flora y fauna actuales.	
				Antropógeno medio	Ap_2		Auge de los mamíferos, aves, peces, insectos.	1
				Antropógeno inferior	Ap_1			
Cenozoico	Kz	Neógeno[1]	N	Plioceno	N_2	Amplio desarrollo de las plantas angiospermas	Auge de las angiospermas.	
				Mioceno	N_1		Aparición y desarrollo de las especies mamíferas afines a las actuales.	
							Desarrollo del mono antropoideo.	25
							Entre los invertebrados: los gasterópodos y los moluscos bivalvos.	
		Paleógeno[1]	Pg	Oligoceno	Pg_3		Auge impetuoso de los mamíferos primitivos.	
				Eoceno	Pg_2		Entre los invertebrados: foraminíferos, numulitas, gasterópodos, moluscos bivalvos.	45
				Paleoceno	Pg_1			
		Cretácico	Cr	Cretácico superior	Cr_2	Auge de los reptiles.	Aparición de las plantas angiospermas.	
				Cretácico inferior	Cr_1		En la segunda mitad, extinción de los reptiles, amonitas y casi todas las belemnitas.	70
Mesozoico	Mz	Jurásico	J	Jurásico superior	J_3	Profusión de amonitas y belemnitas.	Auge de los reptiles, que pueblan las tierras, las aguas y los aires.	
				Jurásico medio	J_2			45
				Jurásico inferior	J_1	Desarrollo de las cicadales, coníferas, ginkgoales.	Aparición de las aves.	
		Triásico	T	Triásico superior	T_3		Aparición de los mamíferos.	
				Triásico medio	T_2			40
				Triásico inferior	T_1			
		Pérmico	P	Pérmico superior	P_2	Aparición y desarrollo de las coníferas y cicadales al par de la merma de la flora del Carbonífero.		
				Pérmico inferior	P_1	Desarrollo de los reptiles.		45
						Entre los invertebrados: desarrollo de los ammonoideos (ceratitas) y braquiópodos.		
		Carbonífero	C	Carbonífero superior	C_3	Vegetación arborescente exuberante.		
				Carbonífero medio	C_2	Licopodios: lepidodendrons y sigilarias; equisetales: calamitáceas; cordaitales.		
				Carbonífero inferior	C_1	Desarrollo de los anfibios. Aparición de los insectos.		50
						Entre los invertebrados: braquiópodos, foraminíferos, desarrollo de las goniatitas y equinodermos.		
		Devónico	D	Devónico superior	D_3	Predominio de las psilofitales y aparición de plantas precursoras de los helechos.		
				Devónico medio	D_2	Auge de los peces acorazados. Aparición de los estegocéfalos anfibios. Entre los invertebrados cobran desarrollo los braquiópodos y los corales.		80
				Devónico inferior	D_1	Moluscos cefalópodos: las goniatitas.		
Paleozoico	P.	Silúrico	S	Silúrico superior	S_2			
				Silúrico inferior	S_1	Desarrollo ulterior de las psilofitales.		20
		Ordovícico	O	Ordovícico superior	O_3	Entre los invertebrados: nuevos grupos de trilobites, graptolites, cefalópodos, braquiópodos; abundancia de pólipos coralinos, briozoos, etc.		
				Ordovícico medio	O_2			
				Ordovícico inferior	O_1	Aparición de peces acorazados.		60
		Cámbrico	Cm	Cámbrico superior	Cm_3	Desarrollo de algas y bacterias.		
				Cámbrico medio	Cm_2	Aparición de plantas terrestres más primitivas, las psilofitales.		
				Cámbrico inferior	Cm_1	Entre los invertebrados, los trilobites y arqueociátaceos son los más característicos.		90
Precámbrico	IV	Rifeico, Azul, Precámbrico superior, Proterozoico II				Algas y bacterias. Restos de invertebrados mal conservados.		aprox. 600
Precámbrico	III	Proterozoico, Proterozoico I						aprox. 700
Precámbrico II (Arcaico)						Vestigios de formas orgánicas primitivas.		aprox. 800
Precámbrico I (Catarcaico)								aprox. 800

[1] Los períodos Neógeno y Paleógeno suelen agruparse también bajo la denominación común de período Terciario (Tr.).

Precisamente estos organismos, denominados *fósiles guías* o característicos, son los que tienen importancia primordial para la determinación de la edad relativa de las rocas. Cada serie de rocas de una misma edad lleva aparejada una serie determinada de *fósiles guías*. Estos se distinguen por las características siguientes:

1) difusión vertical limitada, lo cual está relacionado con una gran mutabilidad y carácter efímero de las especies;

2) amplia difusión horizontal;

3) abundancia de ejemplares, razón que permite hallarlos con frecuencia en los sedimentos, y

4) buen estado de conservación, lo que permite identificarlos de un modo seguro.

Basándose en los datos sobre restos orgánicos, en la composición y correlación de las capas separadas de rocas en un gran número de cortes de la corteza terrestre, resulta posible establecer una *serie estratigráfica* única, en la que todos los sedimentos están representados en determinada secuencia. Con arreglo a ello se ha elaborado una escala geocronológica que presenta las etapas en que se divide la Historia de la Tierra. Los sedimentos que constituyen la capa superficial conocida por nosotros de la corteza terrestre, van subdivididos en esta escala en cinco grupos (o sistemas más importantes) a los que corresponden, cronológicamente, las eras:

Sedimentos	*Tiempo*
Grupo Cenozoico	Era Cenozoica (era de la vida nueva)
Grupo Mesozoico	Era Mesozoica (era de la vida media)
Grupo Paleozoico	Era Paleozoica (era de la vida antigua)
Grupo Proterozoico	Era Proterozoica (era de la vida antiquísima)
Grupo Arqueozoico	Era Arqueozoica (era de la vida primaria).

Los grupos se subdividen a su vez en *sistemas*, éstos en *series*, divididas a su turno en *pisos*. A cada sistema, le corresponde cronológicamente el *período*; a la serie, la época y al piso, la *edad*.

Más abajo se da la escala general geocronológica y estratigráfica (tabla 1).

Los períodos y sistemas indicados en la tabla 1 fueron establecidos cronológicamente del modo siguiente: en 1822, O. d'Halloy estableció el sistema Cretácico, mientras que V. Conybeare y W. Phillips señalaban aquel mismo año, el Carbonífero. Pocos años después, J. Desnoyers destacó el sistema Antropógeno (Cuaternario) y A. Brongniart, el Jurásico. En 1833, Ch. Lyell estableció el sistema Terciario (modernamente, subdivido en Paleógeno y Neógeno), y un año más tarde, F. Albert designó el Triásico. En 1835, R. Murchison dio el nombre de Silurianas a las capas por él investigadas, y al año siguiente, A. Sedgwick destacó el sistema Cámbrico. En 1839, los dos autores mencionados en último término establecieron

el sistema Devónico, y en la década siguiente G. Helmersen y R. Murchison destacaron el sistema Pérmico.

El término «era Paleozoica» fue propuesto por A. Sedgwick en 1838; «era Mesozoica» y «era Cenozoica», por D. Phillips en 1840. Las denominaciones de los sistemas están asociadas, en muchos casos, a nombres de los lugares en que los sedimentos respectivos fueron señalados y descritos por primera vez, o bien a la composición de los depósitos. Así, por ejemplo, el sistema Cámbrico debe su nombre a la denominación antigua del condado de Gales en Inglaterra, el Silúrico debe el suyo al de una tribu céltica antigua, los siluros, mientras que el nombre de Devónico proviene del condado de Devonshire en Inglaterra. El sistema Carbonífero debe su denominación al hecho de haberse formado durante su transcurso los yacimientos de hulla; el Pérmico recibió su nombre de la antigua provincia rusa, hoy región der Perm, donde los depósitos de este sistema son abundantes. El sistema Triásico fue llamado así porque en Europa sus sedimentos se dividen de un modo neto en 3 series (de «trías», triple); el Jurásico proviene de los montes Jura situados en Suiza, el Cretáceo se destaca por sus abundantes depósitos de creta blanca. Las denominaciones de los sistemas del grupo Cenozoico

TABLA 2

Esquema comparativo de las subdivisiones estratigráficas principales y auxiliares*

Escalas y subdivisiones auxiliares	Subdivisiones estratigráficas	Subdivisiones geocronológicas
Escala general (internacional)	Grupo Sistema Serie	Era Período Epoca
Escala provincial	Piso Zona	Edad Fase
Escala local (regional)	Sucesión, conjunto o formación de estratos, subconjunto	Subedad (para cada subdivisión)
Subdivisiones auxiliares	Subgrupo, subsistema, subserie, subpiso, subzona, subformacion, ostratos, zona local, horizonte, biozona	Subedad (para cada subdivisión), biocrón**)

* La nomenclatura estratigráfica fue codificada en el Congreso Geológico Internacional de París (1900); no obstante, actualmente se observan divergencias terminológicas entre los geólogos. El sistema soviético coincide, en lo que se refiere a la escala general, con el oficial europeo, diferenciándose en las divisiones locales. En cambio el sistema anglosajón difiere notablemente del europeo (N. del T.).

** Unidad de tiempo biológico (N. del T.).

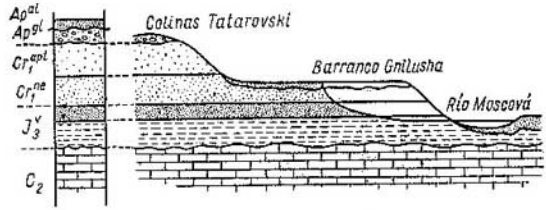


Fig. 2. Columna estratigráfica y perfil de los depósitos en la región de Moscú: C_2, calizas carboníferas; J_3^v, arcillas negras y arenas jurásicas; Cr_1^{ne} — Cr_1^{apt}, arenas cretácicas; Ap^{gl}, morrena (depósitos glaciares) antropógena; Ap^{al} arenas aluviales

reflejan el desarrollo del mundo orgánico. En los sedimentos del sistema Paleógeno se hallan restos de vertebrados totalmente extinguidos, mientras que los restos de los vertebrados del sistema Neógeno se asemejan por su organización a los actuales. El nombre del sistema Antropógeno refleja el hecho más significativo del desarrollo del mundo orgánico, esto es, la aparición del hombre (del griego ανθρωπος, hombre).

Paralelamente a la escala *general* internacional, tienen amplio uso las subdivisiones estratigráficas *locales* y *auxiliares*: series, conjuntos de estratos, zonas, etc. Estas subdivisiones facilitan el estudio de la estructura geológica de cada región y contribuyen a elucidar la sucesión cronológica de los fenómenos geológicos de una región dada, a levantar mapas geológicos detallados.

Damos en la pág. 22 la tabla de estas subdivisiones, propuesta por el Instituto Soviético de Investigaciones Geológicas de Leningrado en 1954 (tabla 2).

Todos los datos referentes a la historia del desarrollo de tal o cual región, a la sucesión de los hechos ocurridos, pueden obtenerse estudiando las rocas y los restos de la fauna y flora contenidos en ellas en toda la extensión del corte, de abajo a arriba, desde las más antiguas hasta las más recientes, las Antropógenas. Semejante corte geológico se suele representar a modo de una *columna de sedimentos* (columna estratigráfica), sobre la cual van transferidos los datos reales, obtenidos durante el estudio de los afloramientos naturales o de las canteras y muestras o testigos de sondeo* de las perforaciones.

Examinemos a modo de ejemplo, la columna de sedimentos de la región suburbana de Moscú (fig. 2).

* El testigo o núcleo es una columna de rocas extraída del fondo de un agujero de sonda, en su superposición natural.

En la base de las colinas y valles de la región moscovita se hallan los yacimientos de calizas claras y firmes a las que debe la antigua Moscú su calificativo de «piedriblanca». En alguno que otro punto de los valles de los ríos, las calizas afloran a la superficie o son destapadas en canteras, por ejemplo, en el río Pajra, cerca de la aldea Bolshoi Yam (fig. 3). A juzgar por las inclusiones de conchas de braquiópodos (*Choristites mosquensis*, fig. 4A), los esqueletos de quetétides y otros, las calizas datan del sistema Carbonífero (C) (véase fig. 5).

Encima de las calizas se encuentran las arcillas negras viscosas que encierran conchas de moluscos cefalópodos, las amonitas: *Cardioceras alternans, Craspedites nodiger, Perisphinctes nikitini, virgatites virgatus* (fig. 4B) y las belemnitas (fig. 4C). A juzgar por todos los datos, son arcillas marinas del Jurásico (J). Como se ve, entre los sedimentos de la región de Moscú faltan los del Pérmico (P) y del Triásico (T), existiendo, por lo tanto, un hiato o laguna estratigráfica entre el Carbonífero y el Jurásico.

Los depósitos del período siguiente, el Cretáceo, o más exactamente, su formación inferior (Cr_1), tienen amplia difusión en las cercanías de Moscú. Son las arenas glauconíticas pardas y verduzcas

Fig. 3. Calizas del Carbonífero en una cantera cerca de Bolshoi Yam sobre el río Pajra

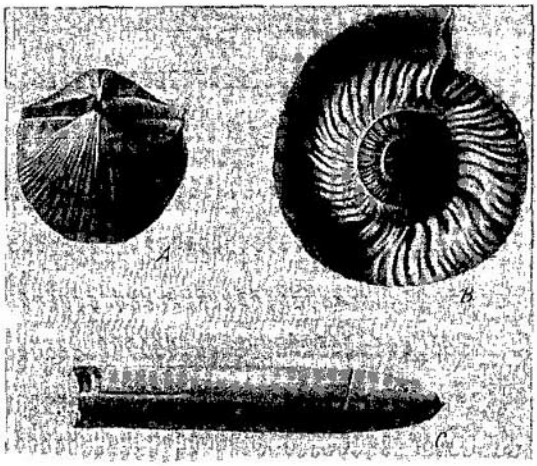


Fig. 4. Restos de animales fósiles (petrificados):
A, concha del braquiópodo *Choristites mosquensis* de la edad carbonífera; B, concha de un molusco cefalópodo, amonita, de la edad jurásica; C, parte de la concha (el denominado rostro) de un molusco cefalópodo, belemnita, de la edad jurásica

conteniendo fauna marina (Cr_1^{nc}) y arenas cuarzosas claras (Cr^{apt}) yacentes, por ejemplo, en la base de los montes Lenin; en las arenas Cr^{apt} se hallan, a veces, impresiones de vegetales.

En la región moscovita faltan los depósitos de los sistemas Paleógeno (Pg) y Neógeno (N); los más recientes, los Antropógenos (Ap), presentes por doquier, están constituidos por arenas y bancos de guijarros de los ríos actuales, arcillas y cantos erráticos dejados por antiguos glaciares, y depósitos arcillo-arenosos interglaciares.

Según muestra el análisis del corte, la historia de la región moscovita se distingue, dentro del lapso de tiempo referido (desde el Carbonífero hasta el período actual), por una gran variedad de hechos. Aquí ocurrieron reiteradas transgresiones del mar* (en el Carbonífero, Jurásico y Cretáceo), durante las cuales fueron formándose los sedimentos marinos, seguidas de regresiones del mar. Al recular el mar, el territorio de la región moscovita volvíase tierra firme, cuya superficie era sometida a la acción de múltiples fuerzas

* O sea, invasiones del continente por el mar (N. del T.).

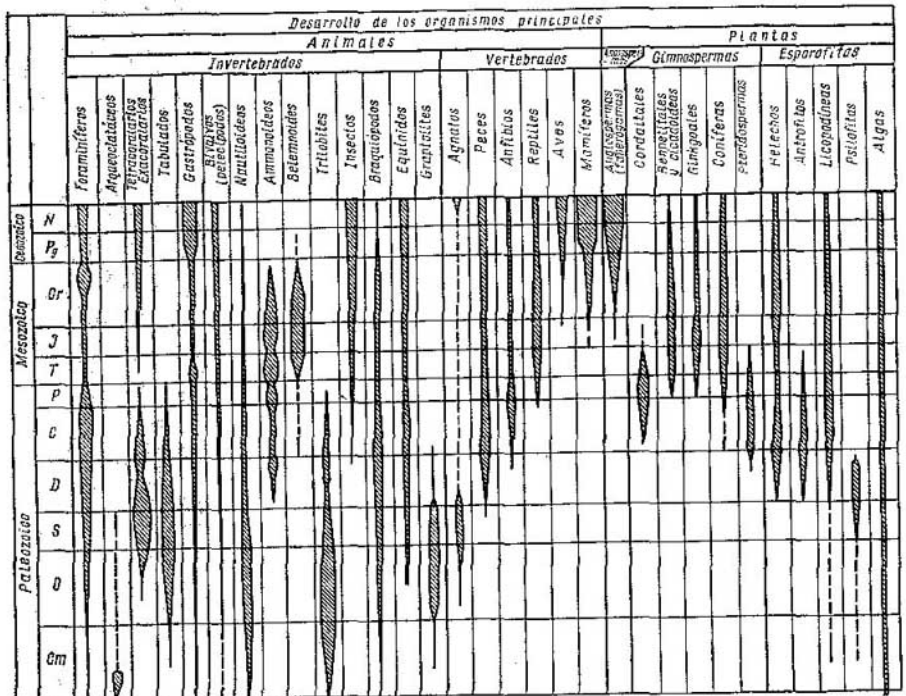


Fig. 5. Esquema de desarrollo del mundo animal y vegetal

destructoras: viento, agua, hielo, etc. Del mismo modo que sobre la superficie terrestre actual, en las épocas pasadas se formaban ríos, que son uno de los factores geológicos más poderosos. Los ríos destrozaban, fraccionaban la superficie terrestre y acarreaban enormes cantidades de material detrítico y disuelto hasta las antiguas cuencas marinas, donde éste se volvía a depositar en forma de sedimentos.

La tierra emergida de la región moscovita tuvo una vida particularmente larga entre el Carbonífero y el Jurásico (85 millones de años) y después del Cretáceo superior, cuando el mar se retiró completamente de esa región. El período Antropógeno quedó marcado aquí por el avance de enormes glaciares desde las regiones de Escandinavia, los cuales dejaron en pos de sí numerosos cantos erráticos, limos de derrubio y tierras arcillosas.

Cada porción de tiempo geológico se caracteriza por una fauna y una flora que le son propias. Las diferencias más notables en la constitución del mundo orgánico corresponden a las eras, siendo menos notables las que caracterizan a los períodos y menos aún las que distinguen dos épocas contiguas. A mayor fraccionamiento de las unidades estratigráficas corresponde una menor diferenciación de los organismos fósiles.

En la historia del desarrollo del mundo animal se pueden destacar varios grupos de organismos (fig. 5), de singular importancia para datar las rocas. Vamos a considerar solamente algunos de ellos.

En los sedimentos de los períodos más antiguos de la *era Paleozoica*, o sea el Cámbrico (Cm), el Ordovícico (O) y el Silúrico (S), se halla una gran cantidad de restos de invertebrados: braquiópodos, tetracoralarios, tabulados, briozoarios (sajinias), cistóideos, medusas, lombrices, etc. Pero el desarrollo más notable lo tuvieron los trilobites que constituyeron las formas guías para dichos períodos. Su desarrollo máximo (enorme cantidad de especies) corresponde al Silúrico, disminuyendo a continuación su número hasta desaparecer por completo hacia el final del Paleozoico.

En el Cámbrico existe otro grupo guía interesante, representado por animales que ocupan un puesto intermedio entre las esponjas y los celentéreos, pero que constituyen un tipo aparte, denominado Arqueociatáceos. En el Ordovícico y el Silúrico, el mismo papel es desempeñado por los graptolites, cuyas impresiones forman delicados dibujos sobre la superficie de los esquistos arcillosos. Al mismo tiempo aparecen los moluscos cefalópodos (nautilóideos), algunos de los cuales, por ejemplo, el ortoceras («cuerno recto») poseían una concha recta o desplegada y alcanzaban grandes tamaños.

En los períodos posteriores de la era Paleozoica, los fósiles guías están representados por los braquiópodos, entre los cuales tienen singular importancia los géneros de los productus y espiríferos.

Siguen desarrollándose los moluscos cefalópodos. Las conchas rectas desplegadas de los ortoceras son sustituidas por las conchas arrolladas en espiral del antiguo grupo del orden extinguido de los ammonoideos, clase de los cefalópodos, llamados goniatitas (por el carácter de la línea de sutura que refleja la forma de los tabiques entre las cámaras de la concha).

También cobran amplio desarrollo otros grupos de animales: foraminíferos de gran tamaño, hidróideos (quetétidos), tetracorales, tabulados, goniatitas, climenias, lirios marinos (Crinoides), blastóideos, briozoos (sajinias), ostracodos. En las postrimerías del Pérmico, las goniatitas son sustituidas por las ceratitas dotadas de una línea de sutura más compleja.

A lo largo de la era Paleozoica, los animales vertebrados tuvieron un origen y desarrollo interesantes. Ya en el Ordoviciano o en el Siluriano, surgieron sus formas primitivas, procediendo de la clase de los denominados agnatos (ciclostomas). En el Devoniano (D) aparecen los peces que pronto llegan a ocupar un puesto prominente entre la fauna marina. Algo más tarde, en el Carbonífero (C), ciertas especies de peces adquirieron la facultad de respirar aire y permanecer en la tierra emergida: apareció la clase de los anfibios. Finalmente, en el Pérmico (P), se puede observar un desarrollo ulterior de los vertebrados, apareciendo los saurios o reptiles.

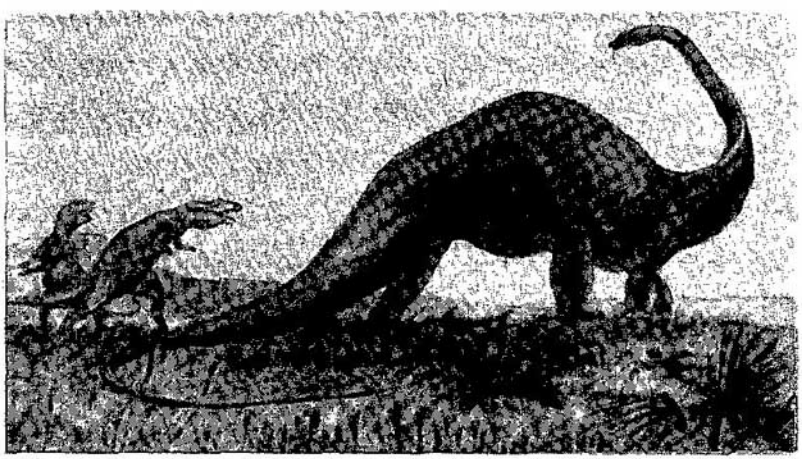
Notemos que, a mediados de la era Paleozoica, surgieron los insectos, y al ir aumentando paulatinamente el número de sus formas, llegaron a ocupar hoy día el primer puesto en cuanto al número de especies entre todas las demás clases de animales.

El mundo animal de la *era Mesozoica* es diferente del de la era Paleozoica. En el Triásico (T), las ceratitas llegan a su apogeo, pero a continuación son sustituidas por las amonitas, caracterizadas por una línea de sutura aún más compleja. Adquiere amplio desarrollo una clase nueva de cefalópodos, las belemnitas, que habían surgido ya en el Carbonífero. Las amonitas y las belemnitas cobran una gran importancia en el Jurásico (J) (figs. 4B, 4C), destacándose las amonitas por su extraordinaria proliferación y variedad de especies. En los sedimentos del Cretácico (Cr) se encuentran amonitas de tamaños gigantescos, alcanzando hasta 2 m de diámetro. En lo sucesivo, su número va reduciéndose paulatinamente hasta extinguirse por completo hacia el final de la era Mesozoica. De la abundante clase de los nautiloideos de concha arrollada en espiral, ha llegado hasta nuestros días tan sólo el llamado nautilo que puebla los mares tropicales. En el Cretáceo (Cr) adquirieron también gran desarrollo los protozoarios, foraminíferos, cuyos restos han formado en algunos lugares gruesas capas de creta blanca (tiza de escribir). Un acontecimiento importante en el Mesozoico fue la sustitución de los tetracorallas, característicos del Paleozoico, por los hexacorallas.

Otro hecho significativo para la era Mesozoica, sobre todo para los períodos Triásico y Jurásico, fue el desarrollo impetuoso de animales pertenecientes a la gran clase de los vertebrados, a saber, los reptiles, que habían aparecido ya a fines de la era Paleozoica. Alcanzaron su apogeo en el Jurásico, cuando se difundieron ampliamente sobre la tierra, en las aguas y en los aires. Entre los reptiles terrestres aparecieron entonces los dinosaurios de talla gigantesca (fig. 6), algunos de cuyos ejemplares alcanzaban 20 m de largo y 5 m de altura. En los mares vivió un carnívoro terrible, el ictiosaurio, de unos 12 m de longitud. En los aires surgieron en aquel período saurios alados (pterosaurios): algunos de ellos tenían una envergadura de hasta 16 m. Al finalizar el Cretáceo, tiene lugar una brusca extinción de los reptiles que, en los períodos subsiguientes, ceden su lugar a los mamíferos y a las aves.

En los períodos Paleógeno y Neógeno (*era Cenozoica*), tienen mayor difusión entre los invertebrados, los moluscos bivalvos y gasterópodos, muchos de los cuales son fósiles guías. Durante el Paleógeno desempeñan un papel notable los organismos primitivos o protozoarios, los foraminíferos, particularmente las numulitas, parecidas a pequeñas monedas, cuyos restos forman en algunos lugares gruesas capas de calizas, y los orbitoides. Adquieren rápido desarrollo los mamíferos, a los que corresponde en este período de tiempo el papel predominante sobre la Tierra.

Fig. 6. Diplodoco, saurio herbívoro del grupo de los dinosaurios, de la edad jurásica



Con la misma época coincide asimismo la aparición del mono antropoideo. Finalmente, en el período Antropógeno, surge el hombre.

La historia de la evolución de las plantas presenta una duración y complejidad similares. Las más antiguas son las algas que aparecieron en las aguas marinas aún en los tiempos prepaleozoicos. En el Silúrico, las plantas hacen su primera aparición sobre la tierra emergida; son los denominados psilofitales. En el Devónico y sobre todo en el Carbonífero, el mundo vegetal terrestre ya es muy rico y está representado esencialmente por las licopodíneas, equisetos, helechos, o sea plantas esporofitas o criptógamas, que alcanzaban tamaños gigantescos. Las plantas gimnospermas surgen en el Carbonífero, entre ellas las cordaitales, las coníferas, las ginkgoales, etc. Finalmente aparecen, en el Cretáceo y adquieren amplísima difusión en el Cenozoico, incluso en el Antropógeno, las plantas angiospermas fanerógamas, dotadas de una organización más compleja aún, constituyendo un nuevo paso evolutivo.

Como vemos, a lo largo de la historia geológica se han producido más de una vez cambios bruscos en la constitución del mundo orgánico, surgiendo a la vida unos organismos y extinguiéndose otros. Esto ocurre al final del Silúrico, cuando mengua bruscamente el número de trilobitas, ciertos braquiópodos, tetracorales, graptolites y otros organismos. Cambios mayores aún de la fauna y la flora se verificaron al final del Paleozoico, cuando desaparecen muchos representantes de los grupos que habían tenido amplia difusión en el Devónico, Carbonífero y Pérmico. Un fenómeno similar se verificó a fines del Cretácico. En este período se extinguen las amonitas y las belemnitas, ciertas familias de protozoarios, los saurios voladores, menguando bruscamente los reptiles terrestres. Finalmente, otra renovación de la fauna se verifica al expirar el Paleozoico. Tales cambios o renovaciones de la fauna sólo pueden explicarse por notables variaciones de las condiciones físico-geográficas, que ocurrieron como resultado de potentes movimientos orogénicos. Estos últimos tuvieron lugar precisamente en el Silúrico, al final de la era Paleozoica, al final del Cretáceo, al final del Paleógeno y en el Neógeno.

De este modo, el estudio de la fauna y flora fósiles no solamente permite diferenciar los sedimentos por su edad, sino también discernir *las condiciones físico-geográficas* de las épocas más remotas.

¿Cuáles son, pues, los indicios en base a los que se establecen las subdivisiones estratigráficas y sus respectivas subdivisiones geocronológicas (o geohistóricas) referidas en la tabla 1? Tales indicios son numerosos. En primer término, mencionemos la constitución de los restos fósiles de animales y plantas. Cada período se caracteriza por su *fauna y flora peculiares*, siendo las diferencias lo suficientemente pronunciadas, para poder servir de criterio al referir los sedi-

mentos correspondientes que contienen tal o cual conjunto de fósiles, a uno u otro grupo, sistema, formación, etc.

Luego, sirven de indicios importantes las peculiaridades de los procesos de *acumulación de los sedimentos y*, simultáneamente, *la disgregación* de las rocas. Por supuesto que en los mares se han depositado limo, arena, restos de organismos, que posteriormente formaron la arcilla, la arenisca, la caliza; no obstante, es posible distinguir, para cada período de tiempo, ciertas características exclusivas. Por lo tanto, los indicios o caracteres *litológicos* (o sea, la composición de las rocas sedimentarias) sirven, al par que los paleontológicos, de excelente criterio para delimitar las subdivisiones estratigráficas.

De análoga manera se pueden deducir datos importantes del análisis de los *cambios paleogeográficos*, o sea la distribución, en el pasado, de los mares y los continentes, el relieve de las tierras emergidas y del fondo marino, las variaciones del clima, etc. Cada porción de tiempo se caracteriza por sus condiciones físico-geográficas; precisamente, los cambios bruscos ocurridos son los que permiten dividir la historia de la Tierra en eras, períodos, etc. Un estudio prolijo de las rocas sedimentarias permite reconstituir las condiciones físico-geográficas de las épocas pretéritas en una forma muy detallada.

Además, es necesario tener en cuenta también el carácter, la escala y otras peculiaridades de los *movimientos* que ha experimentado la corteza terrestre en tal o cual período de existencia de la Tierra. Estos movimientos se denominan tectónicos. A ellos se deben los plegamientos, las fallas y otras perturbaciones de la superposición normal de las rocas sedimentarias, como también las montañas y demás accidentes del relieve, los fenómenos volcánicos, los terremotos y otras manifestaciones de la actividad interior de la Tierra. Cada período de tiempo se caracteriza por un ritmo propio y peculiaridades de los movimientos *tectónicos*; por lo tanto, estos últimos pueden servir a su vez para delimitar y reconocer las subdivisiones geológicas.

Finalmente, indicios tales como la actividad volcánica o, en un sentido más amplio, *magmática*, relacionada con uno u otro período de la historia de la Tierra, así como el grado de *metamorfismo*, o sea, alteración de las rocas por efecto de altas temperaturas o presiones, se utilizan con éxito para el fraccionamiento del tiempo geológico en una serie de subdivisiones más o menos exiguas.

Tales son los métodos principales utilizados para determinar y dividir las unidades de las escalas geocronológica y estratigráfica.

Todos los datos necesarios para este fin pueden obtenerse al estudiar las rocas de una región determinada en toda la extensión del corte, o sea, de abajo a arriba, desde las rocas más antiguas hasta las más recientes, las antropógenas.

§ 2. GEOCRONOLOGÍA ABSOLUTA

Como se deduce de lo expuesto anteriormente, el uso de la escala de tiempo geológico relativo no presenta dificultades. Pero, por más valor que tenga ésta, resulta sumamente importante también conocer la edad absoluta de las rocas, la duración absoluta del tiempo geológico, y esto no sólo por consideraciones de orden práctico. El estudio de muchos problemas de la Geología teórica se enfrenta con la necesidad de poseer informaciones ciertas y precisas acerca del tiempo transcurrido desde tal o cual momento de la historia de la Tierra. ¿Cómo calcular, pues, la cantidad de años transcurridos desde un momento dado de la historia de la Tierra?

Imaginemos el método siguiente: supongamos que se conoce *el grosor* de tales o cuales sedimentos; supongamos también que se conoce *la velocidad de depositación del sedimento*, es decir, el espesor de la capa, correspondiente a una determinada porción de tiempo. v.gr., un año. Resulta fácil entonces, calcular el tiempo requerido para la depositación de todo el grosor de la pila considerada. Intentos de esta índole son conocidos. Así, J. Murray estimaba que los ríos transportan anualmente a los mares unos 16 km^3 de sustancias sólidas, lo que representa, por término medio, un depósito de 0,11 mm por año. Si el grosor acumulado de las rocas sedimentarias de todos los sistemas alcanza a 150 km, resulta que el período de tiempo en que se inició la acumulación sedimentaria en los mares equivale a $1{,}5 \cdot 10^9$ años. Según otros cálculos similares, se ha obtenido un resultado muy diferente: $70 \cdot 10^6$ años (Ch. Walcott).

Si resumimos todos los datos obtenidos resulta que han transcurrido varios cientos de millones de años desde el principio del Cámbrico.

Se puede idear otro procedimiento. Es notorio que las aguas de los océanos contienen grandes cantidades de sales, sobre todo de sal gema (NaCl). Presumiblemente, la mayor parte de estas sales ha sido traída a los océanos por los ríos que erosionan las rocas vivas. Se sabe la cantidad de sal que los ríos aportan anualmente a los océanos; cierto es que cálculos de este tipo no son muy exactos, pero de todos modos permiten establecer el orden de la magnitud. Conociendo la cantidad de sal contenida en los océanos, se pueden calcular los años transcurridos hasta que el contenido de sal en los océanos hubo alcanzado el nivel actual, a saber, unos 3,5% de la masa total de agua. El error principal en este caso puede provenir del hecho de que no entran en el cálculo los acúmulos de sal contenidos en las rocas originarias, los que se habían depositado en los mares pretéritos en trance de desecarse, o sea, los que entran en el balance general de la circulación de las sales. Los cálculos según este método arrojan de 0,3 a 1,5 mil millones de años (desde el principio del Paleozoico).

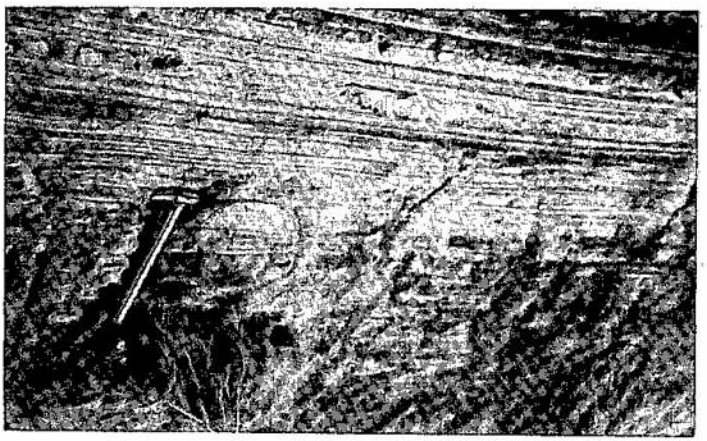


Fig. 7. Afloramiento de arcillas varvadas: depósitos limnoglaciales del final de la glaciación de Zirianak (Antropógeno superior). Río Sinia, cuenca del río Pechora

Un método curioso y bastante preciso para evaluar la edad absoluta de la Tierra ha sido elaborado en relación con el estudio de los *depósitos glaciares* del período Antropógeno. En un conjunto de los diversos sedimentos relacionados con la acción de los hielos continentales que en una época no muy remota cubrían vastas regiones septentrionales en Europa, se encuentran arcillas finas que se distinguen por su estratificación característica, de estricta regularidad (fig. 7). Capas delgadas de arcillas de finísima granulación alternan de un modo uniforme con intercalaciones de arcillas más groseras y aun de arenas finísimas. Se supone que estas arcillas, denominadas «varvadas»,* se han acumulado en lagos originados por la fusión de los mantos de hielo, depositándose las láminas finas en invierno y las de material más grueso, en verano. En otras palabras, la cantidad de parejas de bandas o «varves» de una serie dada equivale al número de años que representa el depósito. Así resultó ser que desde el momento en que empezó la sedimentación de las arcillas varvadas en el Norte de Europa, habían transcurrido unos 16 500 años. Desde el comienzo de la glaciación de Valdai (de Würm), de la que quedaron grandes morrenas (meseta del Valdai), han pasado

* Del sueco «varve», lámina arcillosa (N. del T.).

90 000 años; desde el principio de la glaciación del Dniéper (de Riss) —la más potente, ya que los hielos habían avanzado hasta el curso inferior de los ríos actuales Dniéper y Don— han transcurrido 200 000 años; desde el principio de la antigua glaciación de Lijvin (Mindel) han pasado 450 000 años. En suma, de acuerdo a diferentes cálculos, el período Antropógeno tuvo una duración del orden de un millón de años.

Ha habido otros intentos de evaluar la edad absoluta de la Tierra, calculando la contracción de la corteza terrestre por enfriamiento, la velocidad de la denudación química*, la velocidad de depositación de las calizas, la velocidad de acumulación de los sedimentos costeros, etc.

Pese al ingenio y variedad de las técnicas propuestas, éstas están lejos de ser exactas, no ofreciendo, en general, una base segura para establecer la escala absoluta del tiempo geológico.

La solución cardinal ha sido propuesta por físicos y geoquímicos.

§ 3. ESTUDIO DE LA RADIACTIVIDAD DE LOS MINERALES COMO METODO DE DATACION DE LAS ROCAS

Las rocas suelen contener cierta cantidad, aunque sea ínfima, de elementos radioactivos tales como el uranio (U), el radio (Ra), el torio (Th), el potasio (K), etc., y sus isótopos**. En el transcurso del tiempo, estos elementos se desintegran espontáneamente, convirtiéndose en otros elementos: plomo (Pb), helio (He), de acuerdo, por ejemplo, al esquema siguiente:

$$U^{235} \longrightarrow Pb^{207}, \qquad U^{238} \longrightarrow Pb^{206}, \qquad Th^{232} \longrightarrow Pb^{208}$$

El proceso de desintegración se lleva a cabo espontáneamente, sin que incidan en él factores externos. La duración del proceso de desintegración suele ser muy larga. Así, la mitad de todos los atomos de torio, presentes inicialmente, se desintegra en $1{,}4 \cdot 10^7$ años. La mitad de todos los átomos de uranio se desintegra en $7 \cdot 10^8$ años. Mediante un análisis prolijo y sumamente delicado de la composición de una roca, se puede determinar el contenido en ella de átomos nuevos de plomo o de helio originados por la desintegración, y la cantidad de elementos radiactivos aún no desintegrados y evaluar, basándose en estos datos, la edad de la roca considerada.

«Para determinar la edad o tiempo geológico absoluto, se podría valer de cualquier proceso que transcurriera con una velocidad

* Denudación es el conjunto de los procesos de destrucción de las rocas en la superficie terrestre y el transporte de los materiales detríticos hasta las regiones bajas.

** Isótopos son átomos del mismo elemento químico con diferente peso atómico, (por ejemplo, Pb^{206}, Pb^{207}, Pb^{208}), de aquí que se diferencien en ciertas propiedades, v. gr., las manifestaciones de la radiactividad, etc.

constante, o bien variara de un modo bien definido a lo largo de toda la existencia de la corteza de nuestro planeta, siempre que conociéramos con rigurosa precisión la velocidad actual de dicho proceso y pudiéramos valorar cuantitativamente todos los cambios originados por él desde el principio»,— escribía ya en 1935 un especialista destacado en radioquímica, V. G. Jlopin. Ahora bien: satisface estas condiciones tan sólo el proceso ya mencionado, o sea, *la desintegración* de los elementos radiactivos. En efecto, las concepciones físicas actuales basadas en datos experimentales permiten considerar, como prácticamente constante la velocidad de desintegración radiactiva a lo largo del tiempo geológico (dentro de la exactitud de las observaciones); los productos finales de desintegración —el plomo, el helio,— también permanecen prácticamente estables; la precisión con que son determinadas las constantes radiactivas resulta satisfactoria para los fines prácticos de las evaluaciones geocronológicas (según J. E. Starik, 1954).

Veamos un ejemplo. Supongamos que el análisis de cierta roca arrojó un contenido de 8,7 g de uranio y 1,125 g de plomo en ella. Este plomo fue otrora uranio, pero no pesaba entonces 1,125 g, sino tantas veces más cuantas un átomo de uranio es más pesado que uno de plomo, o sea, 238/206 veces, lo que nos da

$$1{,}125 \times \frac{238}{206} = 1{,}3,$$

vale decir que 1,125 g de plomo se han obtenido a partir de 1,3 gramos de uranio. La cantidad primitiva de uranio equivalía por ende a 10 g, habiendo quedado un 87% de la misma. Sabemos que 1 g de plomo se obtiene partiendo de 100 g de uranio en $79 \cdot 10^6$ años. Por consiguiente, nuestra roca tiene unos mil millones de años ($t = 1{,}3 \times 79 \cdot 10^6 \approx 1 \cdot 10^9$ años).

A. Holmes propuso la siguiente fórmula aproximada:

$$t = \frac{7 \cdot 220 \cdot 10^6 \text{Pb}}{\text{U} + 0{,}58\text{Pb}} \text{ años},$$

donde U y Pb son las cantidades de uranio y de plomo contenidas en el mineral, y t es el tiempo buscado.

Ultimamente, se ha recurrido en la URSS al método de argón para determinar la edad absoluta de minerales y rocas. Está basado en que el isótopo de potasio con peso atómico 40 se convierte, por proceso radiactivo, en gas argón del mismo peso atómico. Midiendo el contenido de isótopo de argón cuyo peso atómico es 40, y del isótopo de potasio K^{40} en las rocas cuya composición incluye minerales potásicos, resulta posible establecer su edad según la relación $\frac{Ar^{40}}{K^{40}}$.

También se ha propuesto *el método de rubidio —estroncio* y algunos más.

Para computar la edad absoluta de rocas formadas en las últimas etapas de la historia geológica, se utiliza asimismo *el método de radiocarbono*. En la atmósfera se hallan presentes isótopos de carbono C^{14} con un período de semidesintegración de 5 568 años cuyo origen está relacionado con el influjo de los rayos cósmicos: éstos liberan en la atmósfera neutrones, que entran en reacción con el isótopo de nitrógeno N^{14} para formar el isótopo radiactivo de carbono. Las plantas, al absorber anhídrido carbónico de la atmósfera, asimilan también el radiocarbono. Durante la vida de una planta, la relación entre el carbono radiactivo y el no radiactivo presente en ella, no varía. Al morir la planta, la cantidad de radiocarbono disminuye por desintegración del mismo. Para evaluar la edad de la roca, es preciso medir la cantidad de carbono radiactivo en los restos de las plantas fósiles sepultadas en ella. Conociendo el período de la semidesintegración o «vida media» del radiocarbono y la cantidad actual de éste, es posible deducir el tiempo transcurrido desde la extinción de las plantas, y por ende, la edad de la roca que las encierra. Este método resulta eficiente sobre todo en el estudio de los sedimentos antropógenos, en la arqueología y aun en la historia. A guisa de ejemplo se puede señalar la datación de un trozo de madera proveniente de la cubierta de una embarcación funeraria hallada en la tumba de Sesostris III: 3 621 años; o la de un trozo de ataúd momiforme de la dinastía de los Ptolomeos en Egipto: 2 190 años, etc. Estas cifras no son muy exactas, ya que la precisión cronológica del método es, por ahora, de unos 200 años; no obstante, el método no deja, desde luego, de presentar interés.

Los métodos basados en la desintegración radiactiva han permitido determinar edades de rocas antiquísimas. Así, por ejemplo, la edad de ciertas rocas precámbricas de la península de Kola ha sido evaluada en $1\,850 \cdot 10^6$ años; la de algunas rocas del macizo cristalino de Ucrania, en $1\,950 \cdot 10^6$ años y la de ciertas rocas cristalinas del Cáucaso, en $300 \cdot 10^6$ años; algunos minerales sudafricanos tienen una edad del orden de $2{,}7 \cdot 10^9$ años y tal vez hasta $3{,}2 \cdot 10^9$ años. Finalmente, el análisis isotópico de una serie de minerales plumbíferos llevó a A. Holmes a la deducción de que la solidificación de la corteza terrestre empezó hace aproximadamente $3{,}4 \cdot 10^9$ años. El mineral más antiguo entre los estudiados hasta el presente es la monacita proveniente de los filones de pegmatita de Rhodesia (África del Sur); su edad, determinada por el método del plomo, ha sido evaluada en $2\,600 \cdot 10^6$ años.

La aplicación de diferentes métodos, entre los cuales el de desintegración radiactiva desempeña el papel principal, ha permitido a los investigadores elaborar una escala aproximada de edades absolutas, o sea, establecer la duración, en millones de años, de tal o cual era o período. Los datos de la cronología absoluta de las eras y perío-

dos están referidos en la tabla 1. Desde el principio de la era Arqueozoica habrían pasado unos dos mil millones de años. La edad de la corteza terrestre es estimada en 3 ó 4 mil millones de años (I. E. Starik). La Tierra —en cuanto planeta— ha de ser aún más antigua. Evaluaciones basadas en el mismo método, así como deducciones cosmogónicas, arrojan valores de 3 a 6 mil millones de años. La mente humana no puede concebir con suficiente claridad períodos de tiempo de tamaña duración. Es interesante señalar al respecto que la edad del Sol es evaluada en $5 \cdot 10^{13}$ años (50 millones de millones de años), y el tiempo de existencia de una estrella media (y nuestro Sol es una de ellas) es estimado en unos $2 \cdot 10^{15}$ años (2 billones de millones de años). «Para la Naturaleza, —escribía a principios del siglo XIX el destacado naturalista francés J. Lamarck —el tiempo nada significa ni nunca presenta dificultades: este medio no tiene límites para ella, y siempre lo tiene a su disposición».

Es de creer que con el tiempo tendremos la posibilidad de utilizar ampliamente los métodos de evaluación de la edad absoluta de las rocas, lo cual facilitará grandemente las investigaciones geológicas y hará más precisas las evaluaciones cronológicas.

Señalemos aquí que los conocimientos que nos brinda la Geología en lo que atañe a la edad de la Tierra, refutan de un modo tajante los «testimonios» religiosos referentes a esta cuestión. Según la doctrina eclesiástica, la Tierra fue creada por Dios hace unos 5 ó 6 mil años. Empero, ya en el siglo XVIII, G. Buffón, desafiando la ira de la Iglesia, estimaba la edad de la Tierra en no menos de 70 000 años. Lomonósov escribía con todo acierto que «la duración del tiempo y la multitud de siglos requeridos para la evolución de los hechos y la creación de las cosas de la Naturaleza, en mucho exceden a nuestra cronología eclesiástica admitida».

Actualmente vemos que, efectivamente, la Tierra lleva existiendo, en cuanto planeta, de 5 a 6 mil millones de años. Esta cifra, que se debe considerar como establecida con suficiente grado de confianza, no deja piedra sobre piedra en las concepciones religiosas relativas a este dominio.

§ 4. DE LOS PROCESOS GEOLOGICOS

A través de toda su existencia, la Tierra ha pasado por una larga serie de cambios. De hecho, nunca permaneció idéntica a lo que fue en el momento anterior. La Tierra está cambiando *de continuo*. Cambia su constitución, su estado físico, su aspecto exterior, su posición en el Universo y su interrelación con los demás miembros del Sistema solar.

Es difícil afirmar algo sobre el carácter de los cambios sufridos por la Tierra en la etapa inicial de su desarrollo, o sea en el período

en que se fue formando como planeta. El estudio de esta cuestión incumbe más bien a la Cosmogonía que a la Geología. Pero no cabe duda de que aquella etapa del desarrollo de la Tierra se caracterizó por procesos muy complejos, tales como la condensación de la materia y el modelado de la Tierra como elipsoide de revolución.

La historia ulterior de la Tierra está supeditada a las acciones mutuas y variaciones de las fuerzas que hoy siguen actuando en el seno del globo terráqueo y que podemos investigar con mayor o menor grado de exactitud. Pertenecen a estas fuerzas *la atracción mutua* entre las partículas de la materia constituyente del globo terrestre, así como *las fuerzas gravitacionales* de acción recíproca entre la Tierra, la Luna y el Sol y los planetas; *las fuerzas rotacionales*, o sea las relacionadas con la rotación de la Tierra en torno a su eje y con las variaciones de velocidad de esa rotación; las fuerzas que se originan en el seno de la Tierra como resultado de las variaciones cuantitativas del calor presente en ella, o sea, variaciones de *la temperatura* en las profundidades de la Tierra; las fuerzas generadas por procesos de *transformaciones químicas* de las sustancias en el interior de la Tierra y modificaciones del estado *de agregación* de la materia en las condiciones de *altas temperaturas y presiones*; finalmente, las fuerzas relacionadas con los *agentes externos* que inciden sobre la Tierra, especialmente con el influjo del Sol, que afecta las masas de aire y de agua, poniéndolas en movimiento.

Al examinar tales cambios, podemos dividirlos convencionalmente en dos grupos.

El primer grupo comprende los cambios o procesos que se dan en el interior del globo terrestre, regidos por las fuerzas inherentes al interior de la Tierra y que escasamente dependen de los influjos exteriores. Tales procesos se denominan *endógenos* (del griego εντος, dentro; γενος, origen). Con los procesos endógenos se hallan relacionados fenómenos tales como el origen y desarrollo de los continentes, fosas oceánicas y montañas. Con ellos se relaciona el vulcanismo y otras manifestaciones de la actividad magmática. Se exteriorizan en los movimientos de la corteza terrestre, en las fallas de plegamiento y de ruptura y otras deformaciones de la sustancia cortical y en los movimientos oscilatorios. Con ellos están relacionadas las modificaciones en la composición y estructura de las rocas, que van agrupadas bajo el término de metamorfismo. Con ellos también se relacionan los terremotos. Por complejos y variados que sean, los procesos endógenos están íntimamente asociados entre sí, y sólo estudiándolos en su conjunto se podrá llegar a comprender su esencia y las leyes que rigen sus manifestaciones.

El segundo grupo abarca los cambios originados esencialmente por influjos ajenos al globo terrestre y que se manifiestan en su superficie. Estos cambios consisten en desplazamientos ininterrumpidos

de masas aéreas y acuosas, en la circulación de las aguas en la atmósfera, en la superficie terrestre y en el subsuelo, en transformaciones químicas y físicas de las sustancias por efecto de reacciones de la meteorización, en la destrucción, transporte y redeposición de las rocas, en la actividad vital de los organismos, etc. Tales cambios se agrupan bajo el término de procesos *exógenos* (del griego εξω, fuera). Para mayor comodidad, estos procesos son repartidos en varias subdivisiones, atendiendo a la importancia y la función de los diversos agentes exteriores, o sea, los procesos de meteorización, viento, aguas corrientes superficiales, aguas subterráneas, lagos y pantanos, glaciares, mares y océanos.

Los procesos exógenos constituyen un conjunto muy complejo de cambios mutuamente relacionados. No es posible tratar uno de los aspectos de las fuerzas exógenas dejando a un lado los demás. Sólo un análisis *conjunto* de las mismas permite abarcar el cuadro general de los cambios que tienen lugar en la superficie de la Tierra y descubrir las leyes que rigen estos cambios.

Esta misma consideración se aplica cabalmente a la totalidad de los cambios que tienen lugar sobre la Tierra, es decir, a los procesos endógenos y exógenos *simultáneamente*. Ambos grupos se hallan *ligados íntimamente*, *condicionan* el uno al otro, reflejan la complejidad, la variedad y a la vez *la unidad* de las fuerzas que actúan en la Tierra. No se pueden examinar, por ejemplo, los procesos exógenos aisladamente de los endógenos. Así, el relieve de las regiones montañosas se halla determinado, por una parte, por la envergadura y la velocidad de los movimientos de la corteza terrestre, los que se patentizan en elevaciones y deformaciones de determinadas porciones de la corteza terrestre. Pero, a la par de ello, ese relieve queda determinado también por la fuerza y la dirección en que actúan allí los agentes exógenos, como ser la meteorización, los arroyos y ríos, el viento, el hielo. La acción conjunta de las fuerzas internas y externas, su interacción y su pugna crean el complicado cuadro del relieve de las regiones montañosas. Las variaciones en las correlaciones de estas fuerzas—internas y externas— crean toda la diversidad de la estructura de la corteza terrestre y las formas de su superficie.

Otro ejemplo ilustrativo de la unidad y relaciones mutuas entre los fenómenos endógenos y exógenos lo presentan las glaciaciones continentales. Es notorio que la posición del eje terrestre varía lenta pero continuamente, cambiando en consecuencia la situación de las regiones circumpolares. Cambia asimismo la situación de los continentes en el globo terrestre. Finalmente, cambia también su clima, tendiendo tan pronto a enfriarse como a hacerse más cálido. Bajo ciertas condiciones, pueden presentarse circunstancias tales que una región dada, que anteriormente se encontraba en la zona templada,

venga a situarse en zonas circumpolares, empezando entonces su glaciación. La superficie terrestre en esa región se cubre de un manto continuo de hielo de varios kilómetros de espesor. El peso de semejantes masas de hielo, que representa una carga suplementaria para la porción considerada de la corteza terrestre, hace que esa porción ceda y se encorve bajo el peso de los hielos. Posteriormente, si el hielo se funde y la carga se anula, la corteza vuelve a «emerger», tendiendo a ocupar su posición anterior. En ese estado se halla actualmente, por ejemplo, la península Escandinava.

Se podría citar un sinnúmero de ejemplos similares. Sólo sirven para ilustrar el postulado de que los procesos endógenos y exógenos forman un solo conjunto de fenómenos relacionados mutuamente y que sólo su estudio global puede dar resultados sustanciales.

Al estudiar los procesos endógenos y exógenos, es absolutamente imprescindible considerar la Tierra en su *desarrollo*, un desarrollo *ininterrumpido y dirigido*, dirigido *de lo simple hacia lo complejo*; desarrollo que viene determinado por la lucha de los contrarios, inherentes a todo fenómeno, y que se manifiesta en cambios *paulatinos*, imperceptibles, que, al alcanzar cierto límite, conducen al ente considerado a un *estado cualitativamente nuevo*; desarrollo que refleja la *acción recíproca del fenómeno* geológico considerado y *del medio* circundante. Sólo de este modo se debe estudiar cada fenómeno, tal como lo requiere la filosofía *dialéctica*.

Se hace evidente, al respecto, que una delimitación neta de los procesos endógenos y exógenos es meramente convencional y ha sido adoptada sólo para mayor comodidad de exposición de los complicados problemas geológicos. Tal arbitrariedad es admisible en un análisis de cuestiones particulares, pero no debe entorpecer lo fundamental, o sea, *la unidad orgánica de todos los procesos que tienen lugar sobre la Tierra y en su interior, y que viene a constituir, precisamente, la esencia del desarrollo espontáneo del globo terrestre*.

Al estudiar los fenómenos geológicos pretéritos, tiene importancia primordial un método particular, que recibió el nombre de *actualismo**. La esencia de este método puede expresarse por esta breve fórmula: «El presente es la clave del pasado». Dicho sea de otro modo, al estudiar los fenómenos geológicos actuales, podemos, basándonos en ellos, juzgar sobre fenómenos análogos de un pasado remoto. Resulta correcto hasta cierto punto, pero el hecho de que la Tierra presenta una serie ininterrumpida de cambios, conduce, andando el tiempo, a la variación de las condiciones geológicas reales, variando asimismo el contenido de los procesos geológicos. De aquí que el método actualista tenga limitaciones, y su aplicación sin reservas puede conducir a serios errores.

---

* También llamado «Principio de las causas actuales» (N. del T.).

Para concluir, citaremos unas palabras de M. Lomonósov, el fundador de la Universidad de Moscú, palabras que expresan con meridiana claridad la idea de que la Tierra es un conjunto complejo de procesos íntimamente relacionados entre sí, que actúan y varían en forma continua: «Y hemos de tener bien presente que las cosas corpóreas visibles en la Tierra, y el Universo todo, no se presentaban desde el principio de la creación tales como hoy las hallamos, sino que han sufrido grandes cambios, cual lo demuestra la Historia y la Geografía antigua, confrontada con la actual, y los cambios de la superficie terrestre acaecidos en nuestros tiempos. Pues, si hasta los principales y grandiosos cuerpos del Universo, los planetas y las estrellas más inmóviles cambian, se desvanecen y vuelven a resurgir en el cielo, ¿podrán acaso permanecer incólumes esas partículas pequeñísimas de nuestro minúsculo globo (que tan ingentes nos parecen), las montañas? Por tanto, muchos son los que se equivocan cuando piensan que todo lo hizo el Creador desde un principio, tal y como hoy lo vemos; que no sólo las montañas, los llanos y las aguas, sino que las variadas clases de minerales se han originado a la par del mundo todo; y que por tal razón no cabe indagar las causas que vuelven diferentes sus propiedades internas y los lugares en que yacen. Tales razonamientos son muy nocivos para el adelanto de todas las ciencias, y por ende, para el conocimiento natural del globo terrestre, máxime para el arte de la minería, pese a lo fácil que resulta para ciertas lumbreras darse de filósofos con sólo aprender de memoria estas cuatro palabras: «Dios lo creó así»; dando esta respuesta en vez de indagar todas y cada una de las causas» («De los estratos terrestres», § 98).

SEGUNDA PARTE

PROCESOS DE DINAMICA EXTERIOR (EXODINAMICA)

CAPITULO III

NOCIONES ELEMENTALES SOBRE LA ATMOSFERA

Los procesos geológicos que se verifican sobre la superficie de la Tierra están relacionados con la presencia de la atmósfera, la más externa de las geosferas.

El límite inferior de la atmósfera lo constituye la superficie de la litosfera y de la hidrosfera, aunque de hecho, el aire penetra en el interior de éstas, ocupando las oquedades grandes y pequeñas de la litosfera o disolviéndose en las aguas de los mares y océanos.

La atmósfera está constituida por una mezcla de distintos gases cuya composición y proporciones varían con la altura. En su parte inmediata a la superficie terrestre, consta esencialmente de nitrógeno (unos 78%) y oxígeno (unos 21%). Los demás gases representan apenas un 1%, correspondiendo 0,93% al Ar, y 0,03% al CO_2. En capas más altas se observa una disminución del porcentaje de oxígeno y un aumento del porcentaje de nitrógeno. A una altura de 80 a 100 km aproximadamente, aparecen en la atmósfera el helio y el hidrógeno, disminuyendo sensiblemente la cantidad de gases pesados, tales como el argón y el anhídrido carbónico. No obstante, en la composicion del aire prevalecen en todas las alturas el nitrógeno y el oxígeno, hecho que se explica por el continuo proceso de mezcla del aire.

En el seno de la atmósfera se pueden destacar tres capas concéntricas: la troposfera («móvil») adyacente a la litosfera; encima de ésta, la estratosfera («laminar») y, finalmente, la ionosfera. Las capas de la atmósfera que mayor interés presentan para la Geología son las inferiores, o sea la troposfera.

Troposfera. El espesor medio de la troposfera es de 10 a 11 km, llegando a elevarse hasta 17 km encima del ecuador y bajando hasta 8 km sobre los polos.

La troposfera se caracteriza por la variabilidad del porcentaje de humedad; la movilidad de las masas aéreas, tanto en sentido vertical como horizontal; la disminución gradual de la temperatura con la altura, llegando a representar 0,5 a 0,6° por cada 100 m,

debido a lo cual la temperatura en el límite superior de la troposfera encima del ecuador llega hasta —80° C. El promedio de temperatura en las capas altas de la troposfera es igual a —55° C.

El contenido de *humedad* en la troposfera es variable, ya condensándose hasta producir precipitaciones líquidas o nivosas, ya desapareciendo casi totalmente.

Se distinguen la *humedad absoluta* y la *relativa* del aire. Por *humedad absoluta* se entiende la elasticidad del vapor acuoso presente en el aire en el momento considerado, por *humedad relativa*, la razón entre la elasticidad del vapor acuoso realmente presente en el aire y la del vapor necesario para la saturación de igual volumen de aire a igual temperatura. La humedad absoluta se mide por la altura de la columna de mercurio en milímetros. La cantidad de vapor acuoso que el aire puede contener efectivamente varía ampliamente en función de la temperatura. Así, a 0° C, un metro cúbico de aire puede contener 4,8 g de vapor; a 30° C la cantidad de vapor llega a 30,4 g. De este modo, cuanto más elevada sea la temperatura del aire, tanto mayor será la cantidad de humedad que aquél podrá absorber.

La humedad absoluta máxima del aire se observa en las regiones ecuatoriales, donde alcanza 20 mm y más; la mínima, en los desiertos y zonas de intenso frío. En la Siberia nordoriental, por ejemplo, la humedad absoluta disminuye hasta llegar, en ocasiones, a 0,03 mm. La humedad absoluta alcanza su máximo durante la estación cálida, mientras que la humedad relativa, por el contrario, lo alcanza en la época fría del año.

Composición del aire. De entre los gases que integran el aire, le corresponde al oxígeno un papel muy importante en los procesos vitales. Tanto un aumento como una disminución de la cantidad de oxígeno con relación a la normal, resulta penoso para el organismo: en el primero de los casos, en el organismo se aceleran los procesos de oxidación (combustión), y en el segundo, se tornan demasiado lentos, haciendo imposible la respiración. La presencia del oxígeno libre en el aire se supone debida en grado considerable a la actividad vital de las plantas verdes que, mediante el proceso de fotosíntesis, descomponen el gas carbónico en carbono—material de construcción del cuerpo de las plantas—y en oxígeno, el cual es despedido al aire. El nitrógeno desempeña, en este caso, un papel de disolvente del oxígeno, representando un medio neutro con respecto al organismo viviente.

El contenido de anhídrido carbónico en el aire es algo más variable que el de oxígeno y nitrógeno. El anhídrido carbónico es aportado a la atmósfera por los volcanes y las fuentes minerales y también como resultado de la combustión de sustancias que contienen carbono, la descomposición de organismos, la respiración, etc. De los

gases del aire es el más pesado, de aquí que en las capas inferiores de la troposfera el ácido carbónico se hace presente en cantidades considerablemente mayores que en las superiores. La distribución del ácido carbónico depende asimismo de las condiciones locales. Encima de los océanos, en las regiones polares y en lugares escasamente poblados, el aire no contiene mucho ácido carbónico. En cambio, en la proximidad de los volcanes activos, en las ciudades y regiones industriales, la cantidad de ácido carbónico aumenta casi el doble con relación a la normal.

El anhídrido carbónico desempeña un papel importante. Es el material básico para la alimentación de las plantas clorofílicas, sirviendo asimismo de regulador de temperatura, ya que deja pasar libremente la radiación térmica que llega del Sol a la Tierra, condensa el calor y lo devuelve muy lentamente. Si el anhídrido carbónico desapareciera del aire, la temperatura media anual sobre la Tierra bajaría. Si, en cambio, el contenido de anhídrido carbónico aumentara el doble con relación al actual, la temperatura se elevaría en 4°.

La atmósfera contiene también vapores de agua provenientes de la evaporación en la superficie de los mares y continentes. El papel del vapor de agua es muy importante: su condensación da origen a las nubes y precipitaciones; además, la transformación del vapor acuoso viene acompañada de absorción o desprendimiento de grandes cantidades de calor. Todos estos procesos inciden sobre las reacciones dinámicas del modo correspondiente.

El oxígeno, el ácido carbónico y el agua son los agentes principales de la meteorización química de las rocas, por medio de los cuales se operan los procesos de oxidación, hidratación, disolución y otros, tan ampliamente difundidos en la superficie de la Tierra.

En el aire siempre está presente, en mayor o menor cantidad, el polvo cuyo origen es muy variado. El polvo puede subir a los aires por efecto del viento que arranca de la superficie terrestre finas partículas de sustancias minerales, o como resultado da pulverización por el viento de salpicaduras de aguas marinas, las que, al evaporarse, dejan en el aire partículas de cloruro sódico. El polvo se hace presente en el aire también como resultado de la combustión de la madera, carbón, etc., de las caídas de meteoritos sobre la Tierra y, finalmente, de las erupciones volcánicas. Un cm^3 de aire contiene como promedio, 250 000 finísimas partículas pulviformes. La presencia de polvo en la atmósfera disminuye la transparencia del aire y debilita en cierto grado la energía de los rayos solares que penetran hasta la superficie terrestre a través de la atmósfera. Las mismas partículas de polvo, siendo centros de condensación de los vapores acuosos, contribuyen a la formación de la niebla y las nubes y, finalmente, a las precipitaciones atmosféricas. La cantidad de

partículas de polvo contenidas en la atmósfera disminuye bruscamente a medida que aumenta la altura. La mayor cantidad de polvo se halla en las capas de aire que se desplazan junto a la superficie de la Tierra.

Movimientos del aire. La atmósfera se halla sometida a la acción directa de la radiación solar. La energía radiante del Sol es absorbida en mayor o menor grado por cada una de las geosferas,—la atmósfera entre ellas,—y el calor solar se transforma en energía térmica. La transformación de la energía sobre la Tierra es un proceso complejo que depende de una serie de factores de carácter tanto general como local. Un factor importante que influye sobre los fenómenos térmicos es el ángulo de incidencia de los rayos solares sobre las distintas partes de la superficie terrestre, ángulo que depende tanto de la forma de la Tierra y su rotación diurna, como de la situación de la Tierra en su órbita. Se hallan relacionadas con la distribución del calor en la atmósfera las corrientes de aire que favorecen el intercambio térmico entre las latitudes altas y bajas de la Tierra (movimientos horizontales) y entre las capas altas y bajas de la troposfera (movimientos verticales). El desplazamiento del aire en la superficie de la Tierra se explica principalmente por la diferencia de la presión atmosférica en distintos lugares. El aire se desplaza desde las regiones de alta presión a las de baja presión. La presión, a su vez, está relacionada con la temperatura. En consecuencia, las masas aéreas se hallan sometidas a influjos siempre renovadas, y el movimiento del aire no se interrumpe nunca. Debido a distintas causas, la diferencia de la presión atmosférica se mantiene en forma permanente entre puntos aislados de la superficie de la Tierra, persistiendo por tanto los movimientos continuos del aire. La intensidad de estos movimientos depende del gradiente de presión atmosférica.

Como es notorio, la presión de la columna de aire atmosférico sobre la superficie terrestre es equilibrada por la columna de mercurio del mismo diámetro, siendo la altura de esta última igual a 760 mm al nivel del mar en la latitud de 45°. Es la presión barométrica normal de la atmósfera. Esta presión disminuye con la altitud porque disminuye la masa aérea de la columna. Hasta la altura absoluta de 100 m, la presión disminuye 1 mm cada 11 m aproximadamente, y a la altura de 2 000 m, cada 15 m. La presión correspondiente a estos niveles de altura es de 600 y 300 mm respectivamente.

La presión de aire se mide en bares (un bar equivale a 1 000 000 de dinas por 1 cm^2 y corresponde a 750,1 mm de la columna de mercurio), o en milibares (0,001 de bar).

La distribución de la presión en la atmósfera para una porción de tiempo determinada, se representa sobre un mapa geográfico por medio de líneas que unen los puntos de igual presión de aire. Esas líneas se denominan *isobaras.*

La causa principal de las variaciones de la presión atmosférica reside en un calentamiento desigual de la superficie terrestre. Al calentarse, el aire se expande, disminuyendo su peso por unidad de volumen, y tiende a elevarse sobre la superficie terrestre. Pero, al subir a una gran altura, el aire se enfría, se torna más pesado y vuelve a descender hacia la tierra. De este modo se origina la circulación vertical que abarca una capa de aire no superior a los 17 km (altura máxima de la troposfera). Simultáneamente, se produce también el desplazamiento horizontal del aire desde las zonas de alta presión a las de baja. Este desplazamiento es tanto más rápido cuanto mayor es la diferencia de las presiones. Los movimientos horizontales del aire suelen abarcar grandes extensiones y si tropiezan con algún obstáculo—como ser las cordilleras que cierran el paso a la corriente aérea,—son acompañados de movimientos verticales.

La circulación global de la atmósfera presenta una gran complejidad. Influye sobre ella la forma de la Tierra, la rotación diurna de la Tierra, su movimiento anual alrededor del Sol, la distribución de los mares y continentes y otros factores.

En la distribución de los vientos sobre la Tierra se observa un definido carácter zonal. En la zona ecuatorial donde predominan elevadas temperaturas y bajas presiones, son preponderantes los movimientos ascendentes: es la llamada zona de calmas ecuatoriales. La diferencia de las presiones reinantes en las zonas ecuatorial y subtropical (máximo de presión o alta barométrica subtropical) produce una continua corriente de aire que se dirige desde las regiones subtropicales hacia el ecuador, conocida bajo el nombre de *viento alisio*. En el hemisferio boreal, los alisios no soplan de norte a sur, sino de nordeste hacia el sudoeste; en el austral, no soplan de sur a norte, sino del sudeste al noroeste, debido al efecto desviador de la rotación de la Tierra.

Hay vientos que soplan en dirección contraria, los denominados *contraalisios*. Se originan en capas superiores de la atmósfera, a una altura de 2,5 a 3 km, donde el aire caliente que asciende sobre el ecuador está forzado a dirigirse lateralmente, hacia el norte y el sur. Los contraalisios son desviados por efecto de la rotación de la Tierra, a la derecha en el hemisferio boreal y a la izquierda en el austral.

Además de los alisios y contraalisios que se caracterizan por una constancia excepcional, se conocen vientos que soplan en forma periódica: los monzones, las brisas y los vientos de montaña y de valle.

Los monzones están relacionados con las diferencias estacionales de temperatura entre los continentes y las cuencas hídricas. Al producirse en invierno un fuerte enfriamiento de la tierra firme, el

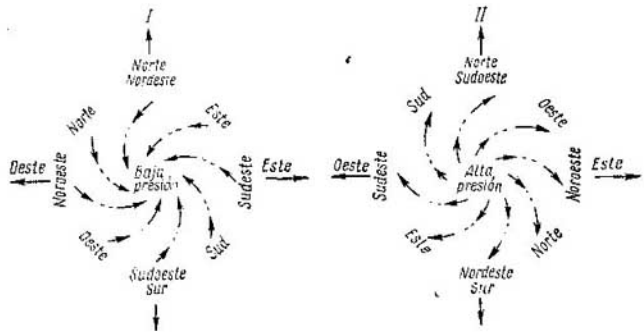


Fig. 8. Esquemas de un ciclón (I) y anticiclón (II) en el hemisferio norte

monzón sopla desde la costa hacia el mar, y al calentarse la costa en verano, sopla del mar hacia tierra. Los monzones típicos son frecuentes en India, Insulindia, Africa oriental, Australia y otras regiones.

Las brisas se originan en los litorales de los mares y lagos, así como de los grandes ríos, por efecto de un calentamiento desigual de la tierra firme y del agua. Durante el día, cuando la superficie litoral se calienta más que el agua, la presión sobre aquélla disminuye y el viento sopla desde la cuenca hídrica (brisa marina). De noche, el cuadro se invierte y el viento sopla desde tierra hacia las aguas (brisa de tierra). Las brisas se hacen presentes en las costas de los mares Báltico, Caspio, Negro y otros.

Cabe señalar también los *vientos de montaña y de valle*, que de día corren desde los valles hacia las cimas montañosas intensamente calentadas, y de noche descienden de las cumbres a los valles, hacia los lugares de temperatura más elevada.

Son conocidos asimismo los movimientos ciclónicos de aire: los ciclones y anticiclones. Se caracterizan por movimientos en torbellino, en plano, de enormes masas aéreas. En los ciclones, el aire se mueve en el sentido contrario al de las agujas de reloj, en torno a un centro que también se desplaza y en que se observa el mínimo de presión. En los anticiclones, las masas aéreas giran a favor de las agujas de reloj, originándose el máximo de presión en el centro. Así, pues, los ciclones se caracterizan por un aumento gradual de presión partiendo del centro hacia afuera, y los anticiclones, por una disminución de presión desde el centro hacia las partes marginales (fig. 8).

Con frecuencia los movimientos ciclónicos adquieren una gran velocidad de traslación. Un ciclón que se mueve con una velocidad de 50 a 70 m/seg (190 a 260 km/hora), al pasar sobre el mar, produce un enorme oleaje y desplazamiento de colosales masas de agua. Por ejemplo, los ciclones que avanzan desde el oeste sobre el golfo de Finlandia originan un empuje de aguas en la parte oriental del golfo, su estacionamiento e incluso una corriente inversa del río Nevá, provocando inundaciones. Desde la fundación de Leningrado (1703) hasta los tiempos actuales, se han registrado en esa ciudad más de 300 inundaciones. Las más violentas se observaron en 1777 (con una crecida de 3,3 m), en 1824 (3,88 m), en 1924 (3,82 m). Con tamañas crecidas quedaban sumergidos hasta 65 km² del territorio urbano. Una de esas inundaciones ha sido descrita por A. Pushkin en su poema «El Jinete de bronce».

En las zonas tropicales, vientos ciclónicos de una fuerza descomunal son capaces de levantar y transportar a distancias considerables objetos de bastante peso. Así, en la isla de Barbados, en 1831, un trozo de plomo de unos 65 kg fue transportado a una distancia de 500 metros; a una distancia algo menor fue arrastrado un bloque de plomo de unos 180 kg. En la misma isla, en 1870, un huracán destrozó todo un fortín de piedra, lanzando a grandes dis-

Fig. 9. Un paraje próximo a la est. Sjodnia, después de un huracán

tancias pesados cañones, gente y ganado. El huracán de 1935, en Florida, arrancó de las vías seis vagones de pasajeros.

En las regiones templadas, los ciclones se mueven con velocidades algo menores, pero también suelen alcanzar una fuerza considerable. Una vez fue observada una «lluvia» insólita durante una fuerte tempestad acompañada de huracán y granizo, en las cercanías de la aldea de Meschery (región de Gorky): llovían del cielo monedas de plata, kopeks de los siglos XII—XVI. Al parecer, el ciclón pasó sobre un lugar en que se hallaba enterrado a poca profundidad un tesoro antiguo, arrebatando a su paso las ligeras obleas de plata (según V. Kalesnik).

Violentos huracanes en la región moscovita han causado, en ocasiones, graves daños en edificios y bosques. Así, por ejemplo, el fuerte huracán que sopló en 1958 en la región de la estación Sjodnia, abarcó una franja de cerca de un kilómetro de anchura y varios kilómetros de longitud, en la que dejó rotos o descuajados árboles de gran tamaño (fig. 9) y arrancados los techos de varios edificios que sufrieron también otros daños.

Precipitaciones atmosféricas. Como resultado de la condensación del vapor acuoso presente en la atmósfera, en torno a los denominados núcleos de condensación constituidos por partículas de polvo que flotan en la troposfera, se forman las nubes. Si éstas constan de gotitas de igual tamaño, con carga eléctrica homónima, tienen igual temperatura y se mueven de idéntico modo, no producen precipitaciones. Pero, al variar cualquiera de estos factores, el equilibrio en la nube se altera y comienza la precipitación.

La cantidad de precipitaciones producidas en períodos determinados se mide por el espesor (en milímetros) de la capa acuosa que se formaría sobre la superficie terrestre si el agua no se infiltrara en el suelo, no se evaporara ni fluyera hacia las depresiones del terreno. Para Moscú, por ej., esta cifra es igual a 586 mm, vale decir, que el agua precipitada durante un año cubriría todo el territorio urbano con una capa acuosa de 586 mm de espesor.

Las precipitaciones se distribuyen muy desigualmente en la superficie terrestre. En algunas regiones son escasísimas: en los desiertos que circundan el mar de Aral, por ej., sucede que las precipitaciones faltan casi por completo durante todo el año: su promedio anual no pasa de los 150 ó 200 mm. Son sumamante escasas las precipitaciones en el desierto de Tar (India), sobre el cual las masas aéreas corren de sur a norte, del océano hacia las montañas, sin regarlo con lluvias. Pero las mismas masas aéreas, al tropezar con las vertientes de las precordilleras del Himalaya, producen lluvias copiosísimas. En la cuenca del Indo, la cantidad anual de precipitaciones excede los 12 500 mm, y esa diferencia se observa en un trecho de tan sólo 400 km.

En el territorio de la URSS se observa el siguiente cuadro general en la distribución de las precipitaciones. En las regiones litorales del Báltico, las precipitaciones son abundantes. Hacia los Urales y la llanura del Caspio, la cantidad de precipitaciones disminuye paulatinamente, partiendo de 700 mm en las costas bálticas para llegar a 200 mm en la región del Caspio. En el litoral del mar Negro, el promedio anual de las precipitaciones pasa, en algunos puntos, de los 2000 mm, para disminuir dentro ya de la llanura precaspiana (la de Kura-Arax) hasta 150 ó 200 mm. Los ciclones del Pacífico traen grandes masas de aire húmedo a las costas del Extremo Oriente. Allí, al tropezar con las cadenas montañosas, las precipitaciones se agotan rápidamente, y más allá, en la Siberia Oriental, se vuelven escasas, observándose una cantidad aproximadamente igual que en los desiertos del Asia Central. Resulta, pues, que las regiones prearálicas y la de Verjoiansk reciben una cantidad sensiblemente igual de precipitaciones, pese a la diferencia tajante de sus climas.

En una región y en un momento dados, la temperatura del aire, la presión, la humedad relativa y absoluta varían con bastante rapidez. Este estado transicional de la atmósfera recibe el nombre general de *«tiempo»*. El tiempo es el estado de los factores climáticos en una región y un momento dados. En un mismo momento, el tiempo puede variar mucho de un lugar a otro. En un mismo lugar, el tiempo cambia, con frecuencia, en el transcurso de unas horas. A diferencia de ello, si tomamos el estado promedio de los factores climáticos de muchos años, tendremos la noción *de clima*: el clima de una región determinada es la sucesión regular de los procesos meteorológicos, supeditada a las condiciones geográficas y expresada por el régimen de tiempo a lo largo de muchos años. Los climas son más estables que el tiempo, pero también sufren variaciones a lo largo de extensos períodos.

Los principales factores que determinan un clima son: la latitud del lugar, la distribución de las aguas y tierras, el relieve de la tierra firme, las características de la masa aérea predominante del lugar, la cubierta vegetal y, finalmente, la actividad del hombre, quien modifica la cubierta vegetal y los suelos, edifica grandes ciudades, crea embalses, transforma la naturaleza. Las principales zonas climáticas del globo terrestre son: ecuatorial, tropical, subtropical, templada y fría o polar.

La acción de la atmósfera en su parte inferior ejerce una influencia considerable sobre la evolución de los procesos geológicos que tienen lugar en la parte superficial de la corteza terrestre. En ciertos casos, los agentes atmosféricos constituyen el factor decisivo en la destrucción de las rocas y en el modelado del relieve continental.

CAPITULO IV

LOS PROCESOS DE METEORIZACION

§ 1. GENERALIDADES SOBRE LOS PROCESOS DE METEORIZACION

Se designan con el término *«meteorización»** los procesos de desintegración mecánica y descomposición química de los minerales y rocas, originados por las variaciones de temperatura, la acción del agua, oxígeno, ácido carbónico y organismos. En la parte superior de la corteza terrestre, donde tiene lugar una intensa acción recíproca de las rocas y la atmósfera, hidrosfera y biosfera, las rocas sufren notables y variadas alteraciones en su composición y estructura. La parte preponderante de las rocas ha sido originada bajo condiciones termodinámicas específicas, en las profundidades de la Tierra, en las zonas de actividad magmática y de procesos metamórficos, o bien en el fondo marino. Al quedar expuestas en la superficie terrestre, las rocas se encuentran en un ambiente físico-químico nuevo, se tornan inestables y empiezan a desintegrarse por la acción de diversos factores. Esta alteración de las rocas se opera de diversos modos. En unos casos, se reduce a la desagregación de la roca en fragmentos de diferentes tamaños y aun en los minerales individuales que la integran. En otros casos se observa, en cambio, una transformación radical de minerales y rocas, por influjo de una serie de agentes químicos, dando lugar a minerales nuevos, totalmente distintos de los primitivos. Atendiendo a los factores que actúan sobre las rocas, y a los resultados de esta acción, los procesos de meteorización se dividen, de un modo algo arbitrario, en dos clases:

1) *meteorización física*,
2) *meteorización química*.

Ambas clases de meteorización se hallan estrechamente ligadas entre sí, actúan conjunta y simultáneamente, variando sólo la intensidad con que se manifiesta cada una de ellas, pues depende del clima, relieve, duración del proceso, composición de las rocas y otros factores.

* Algunos geólogos latinoamericanos utilizan el término «intemperismo» (N. del T.).

§ 2. METEORIZACION FISICA

La meteorización física es originada por diversos factores, pero el papel decisivo lo desempeñan aquéllos que originan el movimiento mecánico de las partículas de la roca. Esto conduce a la ruptura de la coherencia entre los elementos integrantes de la roca. De acuerdo a la índole del factor operante, el proceso de destrucción de las rocas por meteorización física tiene un carácter particular en cada caso. En unos casos, el movimiento se origina en el seno de la roca sin que intervengan agentes mecánicos externos. Tal es el caso de la alteración del volumen de las partes integrantes de la roca por efecto de los cambios de temperatura. Este fenómeno se puede denominar *meteorización térmica*. En otros casos, la desintegración de las rocas se opera por la acción mecánica de agentes externos, tales como la acción de cuña del agua en trance de congelarse, los cristales en crecimiento, el sistema de raíces de los árboles, etc. Este fenómeno se puede llamar *meteorización mecánica*.

La meteorización térmica es la más difundida y opera por influjo de las variaciones de temperatura, causantes de un desigual calentamiento y enfriamiento de las rocas. Por efecto de las variaciones de temperatura, los granos de minerales que forman las rocas son sometidos a dilataciones y contracciones sucesivas. Debido a la lentitud con que el calor penetra en el interior de la roca, la expansión provocada por el calor actúa con mayor efecto en las partes superficiales que en las interiores. De idéntica manera actúa el enfriamiento. La contracción de las rocas ocasionada por el enfriamiento nocturno, al progresar de la superficie en profundidad, se enfrenta con la dilatación remanente del calentamiento diurno, lo cual contribuye más aún al desmoronamiento de la roca. Como resultado, se observa con frecuencia la aparición de grietas o fisuras paralelas a la superficie de los bloques y la exfoliación (descamación) de éstos (fig. 10).

Las rocas pueden ser constituidas por varios minerales (rocas compuestas o poliminerales) o por uno solo (rocas simples o monominerales). Las más afectadas por la acción de la meteorización térmica son las *rocas poliminerales*. Los distintos minerales que integran tales rocas tienen un coeficiente de dilatación cúbica o volumétrica desigual (tabla 3), y de aquí que sea distinto su grado de deformación por efecto de los cambios de temperatura.

El coeficiente de dilatación lineal de los minerales varía, aun tratándose de *un mismo mineral*, en función de la dirección de la dilatación en el seno del cristal en que se hace la medición.

La diferencia de los coeficientes de dilatación de distintos minerales da lugar a que la acción prolongada de las variaciones de temperatura rompa la coherencia entre los granos de los minerales en la

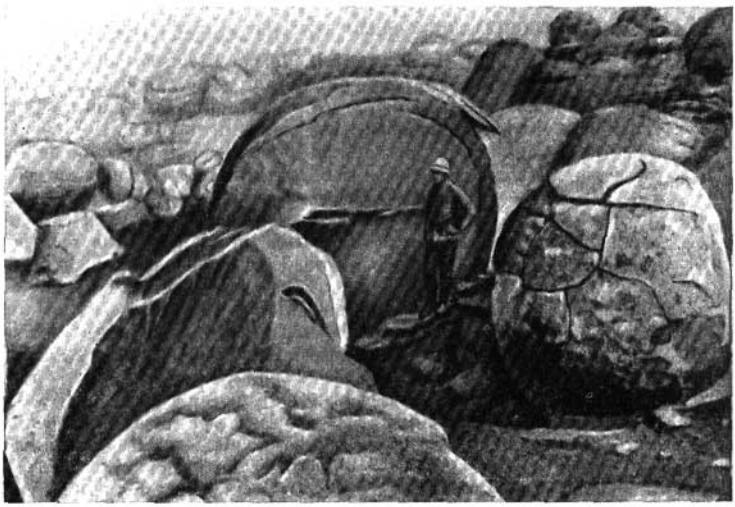


Fig. 10. Disgregación de las rocas y exfoliación

roca, y ésta se resquebraje y se parta en trozos separados. El mismo proceso se verifica en las rocas simples (mármol, cuarcita, caliza, arenisca), debido a la anisotropía de los cristales de los minerales integrantes.

TABLA 3

Coeficiente de dilatación cúbica de algunos minerales (según Clarke)

Mineral	Coeficiente de dilatación cúbica
Cuarzo	0,000 310
Ortoclasa	0,000 170
Anfibol	0,000 284
Calcita	0,000 200

El coeficiente de dilatación lineal en los cristales de cuarzo y calcita, en la dirección perpendicular al eje ternario, excede casi 2 veces

el mismo coeficiente en la dirección paralela al eje ternario (tabla 4). En consecuencia, los cambios de temperatura dan origen a tensiones localizadas, aun en rocas monominerales, provocando, con el tiempo, su destrucción.

TABLA 4

Mineral	Temperatura en °C	Coeficiente de dilatación lineal
Calcita ∥ L^3	20	$25{,}6\times10^{-6}$
Calcita ⊥ L^3	20	55×10^{-6}
Cuarzo ∥ L^3	20	$7{,}5\times10^{-6}$
Cuarzo ⊥ L^3	20	$13{,}7\times10^{-6}$

Influye asimismo sobre la intensidad del proceso de meteorización térmica la diferencia en los colores de las rocas. Las rocas expuestas a la acción directa de los rayos solares se calientan mucho más intensamente que el aire circundante, pero las rocas y minerales de color oscuro se calientan de un modo particularmente intenso. Por esta razón, las rocas abigarradas se desmoronan más rápidamente que las monocromas.

La velocidad de meteorización está influida asimismo por *el tamaño de los granos minerales*. Las rocas de grano grueso se desintegran con mayor rapidez que las de grano fino.

En la meteorización térmica, *los cambios diurnos de temperatura* tienen una importancia primordial: son ellos, precisamente, los que producen el máximo efecto. Los cambios estacionales ejercen un influjo mucho menor.

La meteorización térmica se observa en casi todas las zonas climáticas, pero alcanza su máxima intensidad en las regiones que se caracterizan por *contrastes violentos de temperaturas, sequedad del aire y ausencia o escaso desarrollo de la cubierta vegetal*, factor que suaviza en general las variaciones de temperatura en el suelo.

La insolación* se manifiesta con una fuerza singular en los *desiertos*, que se caracterizan por una cantidad ínfima de precipitaciones (que no pasa de los 200 ó 250 mm por año), escasa nubosidad, bruscos cambios de temperatura con amplitudes diurnas que alcanzan 40 ó 50° C y más, y una enorme escasez de humedad. La humedad relativa puede descender allí, en verano, hasta un 10%, y en ocasiones, hasta un 2 ó 3%. En semejantes condiciones, las rocas se calientan muy intensamente de día por la acción de los rayos solares (hasta

* Insolación es la iluminación de la superficie de la Tierra por los rayos solares; la magnitud de insolación es la cantidad de luz y calor que recibe del Sol una unidad de superficie en una unidad de tiempo.

temperaturas considerablemente superiores a la del aire ambiente), y de noche, en cambio, se enfrían fuertemente. Tal sucede en el desierto de Karakum con su clima continental extremo: en pleno verano, con una temperatura del aire de unos 40° C, las arenas que forman la superficie del desierto se calientan de día hasta 70 u 80° C, enfriándose por la noche hasta —10° C y aún menos.

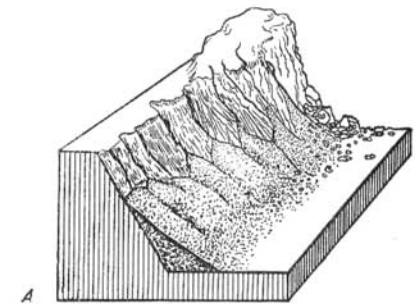
Según la expresión del académico V. Obruchev, la parte meridional del Asia Central donde abundan arenas móviles y desiertos pedregosos, se transforma en los días de verano en un «horno incandescente». La superficie de las rocas se calienta hasta 60 ó 70° C, siendo imposible sostener en las manos trozos separados de roca.

En un clima seco y cálido, la destrucción de las rocas es favorecida asimismo por las lluvias que, si bien poco frecuentes, suelen tener el carácter de aguaceros. El rápido enfriamiento de las rocas provocado por las lluvias ocasiona una contracción desigual de los minerales que las integran y el fraccionamiento de las rocas en trozos.

La meteorización térmica opera con suma intensidad también en las *laderas abruptas de altas montañas*, donde el aire es más transparente y la insolación más intensa que en las llanuras adyacentes. Los detritos rocosos originados por la meteorización son arrastrados fácilmente laderas abajo por efecto de la gravedad, dejando la superficie de las laderas desnuda y expuesta a una desintegración ulterior. De este modo se van acumulando al pie de las laderas montañosas y en la parte inferior de éstas, los detritos en talud que alcanzan en ocasiones un espesor y extensión considerables (fig. 11, A y B); en algunos lugares se forman continuos apilamientos caóticos de fragmentos rocosos («caos de bloques»).

El material detrítico proveniente del desmoronamiento de las rocas vivas, arrastrado laderas abajo por efecto de la gravedad y acumulado al pie de la ladera, se denomina *depósito coluvial*. El proceso de destrucción de las rocas y el arrastre del material detrítico a regiones más bajas se llama *denudación*. Pertenece asimismo a los procesos de denudación la acción destructora de los ríos, mares, viento y otros factores exógenos, o sea el conjunto de los procesos de destrucción y de arrastre.

Los procesos de meteorización actúan con mayor rapidez cuando las rocas presentan un fuerte *agrietamiento*. Las grietas o fisuras de las rocas pueden ser de diferente origen: las primarias o endocinéticas, relacionadas con las circunstancias de formación de las rocas, y las secundarias o exocinéticas, originadas, por movimientos tectónicos y otras causas, prescindiendo de la meteorización. Las grietas primarias en las rocas sedimentarias comprenden, por ej., las de estratificación, que separan una capa de la otra; en las rocas magmáticas, las grietas de retracción producidas al reducirse el volumen de la



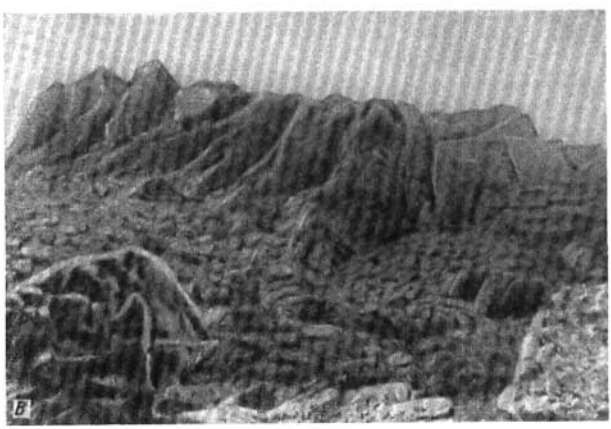


Fig. 11. A, esquema de un cono detrítico y estructura de un talud detrítico; B, detritos en talud

roca por enfriamiento. Cada roca tiene su sistema propio de *fisuras de disyunción**). Así, los basaltos se caracterizan por una fragmentación columnar (fig. 12); los granitos, por una estructura almoha-

* El término «diaclasa», propuesto por el geólogo francés G. Daubrée a fines del siglo pasado, ha caído en desuso en la URSS, ya que no hace distinción entre las dos clases de grietas. (N. del T.).

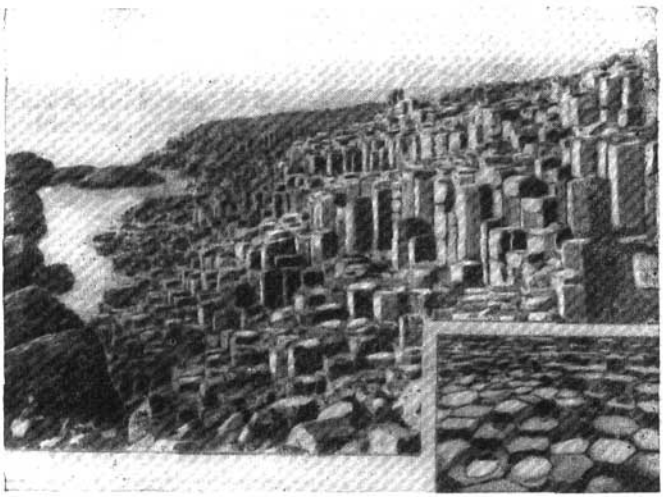


Fig. 12. Disyunción columnar del basalto

diforme (fig. 13); algunas de las diabasas, por su exfoliación esferoidal (fig. 14). En las rocas magmáticas vivas sin meteorizar, las fisuras son poco pronunciadas, formando las rocas macizos compactos. Al actuar la meteorización, empiezan a pronunciarse marcadamente las fisuras de disyunción según las cuales la roca se desagrega inicialmente; los bloques así formados son sometidos a continuación a una ulterior fragmentación y desmenuzamiento por efecto de las variaciones de temperatura.

Las grietas de origen tectónico y las de estratificación se van ensanchando también por acción de la meteorización, hasta ocasionar una desagregación total de las partes de la roca. Cuanto más tupida es la red de grietas, con tanto mayor eficacia actúan los procesos de meteorización.

La meteorización mecánica es un proceso en que la desintegración de las rocas se opera por la acción mecánica de los agentes externos, tales como el agua en trance de congelarse, las raíces de las plantas, la cristalización de las sales, etc. El agente destructor de rocas que *actúa con particular intensidad y rapidez es el agua. Cuando el* agua queda confinada en las grietas y los poros de las rocas donde luego se congela, experimenta una dilatación de un 10 a 11%, ejer-

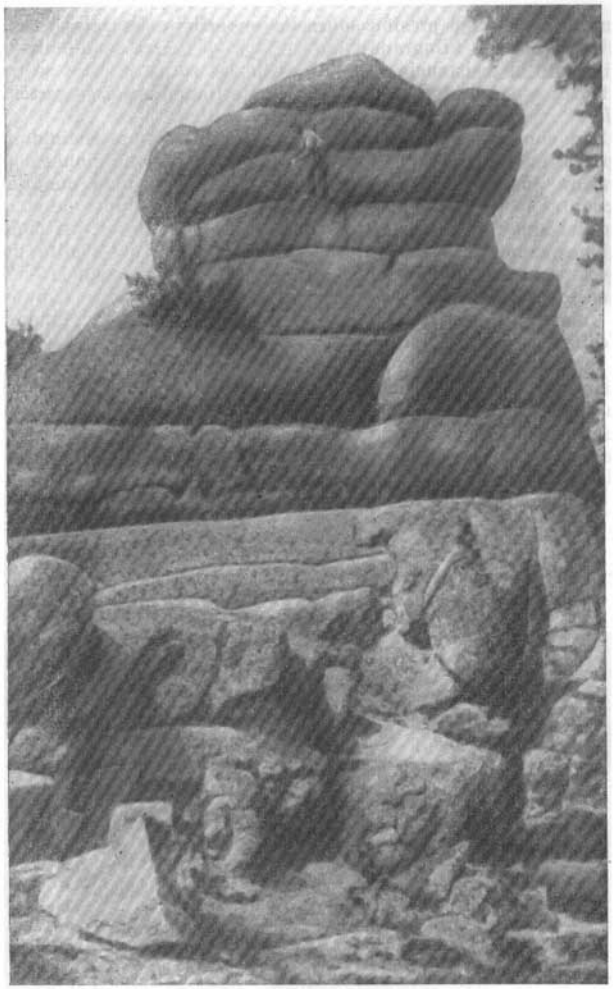


Fig. 13. Disyunción almohadiforme del granito

ciendo una enorme presión sobre las superficies fisurales (de hasta varios cientos de kilogramos por cm^3). Una fuerza semejante vence fácilmente la resistencia a la rotura de las rocas, y éstas se parten en trozos separados. Este fenómeno suele llamarse «*disgregación glacial*».

Son condiciones necesarias para su acción: 1) presencia de poros y grietas en las rocas; 2) presencia del agua y 3) condiciones de temperatura adecuadas. Adquiere su máxima intensidad cuando son frecuentes los cambios de temperatura vecinos al punto de congelación del agua: en altas latitudes polares y subpolares, así como en regiones montañosas, especialmente más arriba del límite de las nieves perpetuas, donde suelen contemplarse con frecuencia enormes extensiones cubiertas de escombros rocosos de variados tamaños,—los «mares de piedra», «riadas de piedras», etc.,—originadas por la «disgregación glacial».

Ejerce asimismo una acción demoledora en las rocas la *cristalización de las sales* en las grietas capilares. Este fenómeno actúa con particular eficacia en regiones de clima árido donde, al calentarse fuertemente durante el día, el agua presente en las grietas capilares es atraída hacia la superficie y evaporada, dejando cristalizadas las sales que llevaba disueltas. Bajo el empuje de los cristales en crecimiento, las grietas capilares se van abriendo y aumentando

Fig. 14. Disyunción esferoidal

Fig. 15. Acción destructora de las raíces de un árbol

de tamaño, alterando la estructura monolítica de las rocas y acabando por fragmentarla.

De análoga manera ejerce su acción mecánica destructora sobre las rocas *el sistema de las raíces de los árboles.* A medida que crece el árbol, aumenta también el tamaño de sus raíces. Estas presionan con gran fuerza sobre las paredes de las grietas, abriéndolas a modo de cuñas y fragmentando rocas macizas en bloques y trozos separados.

Las raíces muertas de las plantas, al hincharse durante las lluvias, también ensanchan las grietas. La acción de las plantas en el proceso de destrucción mecánica de las rocas se puede observar en casi todas las zonas climáticas (fig. 15).

Un gran trabajo mecánico es realizado por diversos animales cavadores.

§ 3. METEORIZACION QUIMICA

Como se ha dicho anteriormente, la destrucción de las rocas por la acción de la meteorización física está acompañada siempre de la *meteorización química*. Cuanto más fragmentadas y desmenuzadas quedan las rocas por efecto de la meteorización física, con tanta mayor intensidad actúan los procesos químicos, puesto que la superficie específica expuesta de las rocas aumenta en muchas veces, acelerándose, por lo tanto, de un modo considerable la velocidad de las reacciones químicas. La meteorización química es el resultado de la interacción de las rocas que forman la parte exterior de la litosfera, y de los elementos químicamente activos de la atmósfera, hidrosfera y biosfera. La acción química más intensa es ejercida por las sustancias siguientes: el oxígeno, el ácido carbónico y los ácidos orgánicos. Con estos elementos precisamente se halla asociada esencialmente la meteorización química. Los procesos que se dan durante la meteorización química pueden reducirse a los tipos principales siguientes: 1) oxidación, 2) hidratación, 3) disolución y 4) hidrólisis.

La oxidación de los minerales y rocas en su ambiente natural se produce en presencia del oxígeno activo libre, generalmente, en presencia del agua. Como es notorio, la atmósfera contiene un 21% de oxígeno libre, y el aire susceptible de disolverse en el agua (cerca del 3% del volumen de ésta), contiene de 30 a 35%. El oxígeno libre de la atmósfera y del aire disuelto en el agua es un agente químico sumamente activo. Los procesos de oxidación adquieren su máxima intensidad al atacar elementos de valencias distintas y que se encuentran en la superficie terrestre en forma de protóxidos, particularmente si se trata de hierro, elemento profusamente difundido. Los compuestos de hierro de baja valencia se transforman en polivalentes, formando hidróxidos de hierro.

Un ejemplo típico de los procesos de oxidación en una zona de meteorización es la interacción del oxígeno y agua con los sulfuros formados en un medio reductor. En presencia del oxígeno libre del aire y del agua, los sulfuros se tornan inestables y van siendo sustituidos paulatinamente por sulfatos, carbonatos y óxidos.

Esquemáticamente, esta alteración se puede representar del modo siguiente:

$$\underset{\text{pirita}}{FeS_2} + nO_2 + mH_2O \longrightarrow FeSO_4 \longrightarrow Fe_2(SO_4)_3 \longrightarrow \underset{\text{limonita}}{Fe_2O_3 nH_2O}$$

En la primera etapa se forma sulfato ferroso ($FeSO_4$) que, al sufrir un proceso ulterior de oxidación, se transforma en sul-

fato férrico ($Fe_2(SO_4)_3$). Este a su vez, resulta inestable y se transforma en hidróxido férrico (limonita) por la acción del oxígeno y del agua.

De este modo, la pirita se transforma en limonita, el más estable de los compuestos de hierro en las condiciones de la superficie terrestre.

En muchos yacimientos de mineral sulfuroso se puede observar una capa superior de color pardo, el llamado sombrero de hierro, que no es otra cosa, sino la hematites parda originada por oxidación de los sulfuros de hierro.

Los procesos de oxidación pueden afectar a casi todos los minerales ferromagnésicos pertenecientes a los grupos de meta y ortosilicatos (augita, anfiboles, olivino y otros). Estos minerales contienen protóxido de hierro que, en la superficie terrestre, se oxida rápidamente y los minerales se recubren de una costra parda.

Muchas rocas sedimentarias como arenas, areniscas, arcillas, margas, que contienen inclusiones de minerales ferruginosos, tienen con frecuencia una coloración parda u ocre, testimonio de que estos minerales han sufrido los procesos de oxidación y se han transformado en hidróxidos de hierro.

La meteorización química relacionada con la oxidación está confinada a la zona de difusión del oxígeno libre, llamada *superficie de oxidación* y por el contenido cuantitativo de oxígeno *o potencial de oxidación* del medio considerado. El potencial de oxidación depende de la naturaleza de las rocas, de su porosidad, agrietamiento, profundidad de yacimiento e intensidad de circulación del agua y los gases, etc.

En la parte exterior de la litosfera, el oxígeno penetra hasta diferentes profundidades. En ciertos lugares la profundidad de penetración del oxígeno es escasísima, coincidiendo o poco menos con la superficie de la Tierra, como, por ej., en las zonas de desarrollo de las turberas o de la congelación perpetua; empero, en otras regiones alcanza 1 km y más. Suele considerarse que el oxígeno puede penetrar a una profundidad algo mayor que el nivel de las aguas subterráneas (napa freática), aproximadamente al nivel de los principales sistemas de drenaje relacionados con la efluencia de las aguas a la superficie en forma de manantiales (mares, ríos, barrancos).

El contenido cuantitativo de oxígeno activo, que determina el poder oxidante del medio (potencial de oxidación) varía de lugar a lugar. Todo esto complica la marcha de los procesos meteorizantes.

La hidratación está vinculada con la acción del agua sobre los minerales.

El proceso de hidratación consiste en la absorción del agua por los minerales. El agua asimilada puede ser desprendida del mineral sólo mediante la destrucción total de éste, lo cual es factible solamente a altas temperaturas (400° C y más).

El ejemplo más notorio de hidratación que tiene lugar en ambientes naturales es la transformación de la anhidrita en yeso según la reacción

$$CaSO_4 + 2H_2O \rightleftharpoons CaSO_4 \cdot 2H_2O.$$

Es así como se han originado ciertos yacimientos de yeso.

El proceso de hidratación de la anhidrita viene acompañado siempre de un marcado aumento de volumen, que se traduce en una acción mecánica considerable sobre las rocas encajantes y provoca alteraciones locales en la pila de yeso y anhidrita. En consecuencia, en estos casos tiene lugar una combinación de la meteorización química—que da origen a minerales nuevos, más estables en la zona superficial—y de la meteorización mecánica, relacionada con el aumento de volumen de las masas en reacción.

Otro ejemplo es suministrado por la reacción de hidratación de la hematites (Fe_2O_3) que, al quedar expuesta en la superficie de la Tierra, sufre una rápida transformación originándose un compuesto más estable, la limonita:

$$Fe_2O_3 + nH_2O \longrightarrow \underset{\text{limonita}}{Fe_2O_3 nH_2O}$$

La hidratación se observa asimismo en minerales de composición y estructura más complejas: los silicatos y aluminosilicatos.

La disolución y la hidrólisis tienen lugar por la accion conjunta del agua y ácido carbónico sobre las rocas.

El agua es un agente químico activo debido a que siempre se halla disociada, en mayor o menor grado, en iones H' y OH'. El factor principal de la meteorización química es el ion hidrógeno del agua. Cuanto más alta es la concentración de los hidrogeniones, tanto más disociada está el agua y más intenso su efecto en calidad de agente de meteorización química.

El grado de disociación del agua y, en consecuencia, la concentración de los hidrogeniones, aumenta con la elevación de la temperatura. Al elevarse la temperatura de 0° hasta 30° C, la disociación del agua aumenta aproximadamente el doble.

El grado de disociación del agua se eleva considerablemente, si ésta contiene ácido carbónico libre. En un agua saturada de ácido carbónico, la concentración de los hidrogeniones aumenta 300 veces y más.

Los procesos de disolución total de los minerales en el agua se verifican en las gruesas pilas salíferas, yesos, calizas, dolomitas y, en menor grado, en margas. Con estas rocas está relacionada la formación de las cavidades y huecos cársticos (véase la descripción

de los fenómenos cársticos en el capítulo «Acción geológica de las aguas subterráneas»).

Al disolver el agua los minerales halogenados, sulfatados y carbonatados, la sustancia mineral propiamente dicha pasa a un estado de disolución, del que puede volver a segregarse, al cambiar las condiciones naturales. Así, por ejemplo, el agua enriquecida con ácido carbónico libre disuelve las calizas, pero, al ir a parar a condiciones diferentes de ambiente, temperatura y presión, precipita con relativa facilidad el carbonato cálcico que lleva disuelto.

Con la acción del agua y ácido carbónico se hallan vinculados no sólo los procesos de disolución, sino también otros, más complicados, de hidrólisis, que consisten en la descomposición de los minerales y eliminación de elementos aislados. Durante la hidrólisis, la red cristalina del mineral se modifica de acuerdo al cambio en la composición de los iones que la integran, y aun puede quedar totalmente destruida.

A título de ejemplo se puede consignar la reacción de descomposición de los silicatos (especialmente los feldespatos, por ser minerales de mayor difusión entre los integrantes de las rocas magmáticas). Por la acción del agua y ácido carbónico, los feldespatos se descomponen según el esquema:

$$\underset{\text{ortoclasa}}{K[AlSi_3O_8]} + mCO_2 + nH_2O = \underset{\text{caolín}}{Al_4(OH)_8[Si_4O_{10}]} + \underset{\text{ópalo}}{SiO_2nH_2O} + K_2CO_3.$$

De igual modo se realiza también la descomposición química de otros aluminosilicatos sometidos al ataque del agua y ácido carbónico. El rasgo distintivo de estos procesos es la eliminación total de los cationes de K, Na, Ca: éstos se combinan con el ácido carbónico para formar disoluciones verdaderas, como los carbonatos y bicarbonatos que las aguas superficiales transportan finalmente lejos de su lugar de origen.

Al descomponerse el material primitivo, parte de la sílice es eliminada por el ácido carbónico y pasa al estado de disolución. Una pequeña parte de la sílice disuelta es arrastrada por los ríos, hecho que se comprueba por la presencia de hasta un 11% de SiO_2 en el depósito sólido de las aguas fluviales; empero, el grueso de la sílice pasa con bastante rapidez al estado coloidal y se precipita in situ en forma de gel de sílice acuosa, o sea el ópalo. Finalmente, parte de SiO_2 permanece aún sólidamente trabada en el caolín. Es precisamente de este modo, debido a procesos de meteorización de las rocas magmáticas y metamórficas ricas en aluminosilicatos (granitos, neises, pórfidos cuarcíferos) como se formaron los yacimientos de caolín.

El caolín es un mineral bastante estable en las condiciones de la superficie terrestre. Pero la descomposición de los aluminosilicatos por hidrólisis no siempre acaba, una vez formado el caolín: bajo condiciones favorables, esto es, habiendo suficiente cantidad de agua y ácido carbónico, en combinación con una temperatura elevada, tiene lugar un proceso de descomposición ulterior que se manifiesta con particular evidencia en regiones tropicales y subtropicales. En el caolín se va alterando el enlace entre el aluminio y la sílice, y, finalmente, el caolín se descompone totalmente, dando lugar, principalmente, a hidróxidos de aluminio (parte integrante de la bauxita) y de sílice, que se caracterizan por su máxima estabilidad en la zona superficial de la corteza terrestre, llegando a acumularse en cantidades notables en algunos lugares. En su conjunto, el proceso de la descomposición total de los feldespatos por la acción de H_2O y CO_2 se puede representar mediante el esquema siguiente:

Feldespatos → minerales intermedios, principalmente hidromicas → caolín → ópalo; bauxita; carbonatos y bicarbonatos solubles de K, Na, Ca

La descomposición de los minerales ferromagnésicos—los orto y metasilicatos (olivino, anfibol, augita)—que constituyen cerca del 15% del volumen total de las rocas cristalinas, se realiza en una forma más intensa que la de los aluminosilicatos y, particularmente, los feldespatos. Por esta razón, las rocas básicas y ultrabásicas son más susceptibles de meteorización, presentando con frecuencia en sus superficies abundantes acúmulos de productos de meteorización en distintos grados de descomposición.

También, en este caso, el agua y el ácido carbónico actúan eliminando los cationes y formando carbonatos solubles de Ca y Mg. El hierro bivalente presente en estos minerales en forma de protóxidos, se transforma en óxidos, originando hidróxidos férricos libres (limonita) que se acumulan en forma de productos residuales de la meteorización. Al descomponerse el material original, parte de la sílice disuelta es arrastrada por el agua, pero la mayor parte se precipita in situ en forma de gel de silicato hidratado, el ópalo.

El proceso de disociación de los minerales ferromagnésicos que acaba por formar los productos residuales de meteorización mencionados, origina en su transcurso minerales intermedios tales como la montmorillonita ferrosa, beidelita ferrosa, cloritoides y otros minerales cuyos componentes importantes son Si y Fe.

El proceso de descomposición química de los minerales ferromagnésicos se puede representar esquemáticamente del modo siguiente:

minerales ferromagnésicos (olivino, anfibol, augita, etc.) + agua + ácido carbónico	→ minerales intermedios (montmorillonita ferrosa, beidelita ferrosa, etc.)	→ ópalo → limonita → sales solubles de Ca, Mg, y en parte Fe

De aquí se deduce que el proceso de descomposición de los orto y metasilicatos actúa en un sentido análogo al de los aluminosilicatos. Tanto en el primero como en el segundo de los casos se forman, como resultado de la meteorización química, compuestos de mayor estabilidad en la superficie terrestre y de composición más sencilla, como los hidróxidos de Al, Fe y Si. La alta concentración de los hidróxidos de Al, Fe y Si en los productos de descomposición de las rocas se debe principalmente a la escasa capacidad de aquéllos para formar compuestos solubles. Su formación y acumulación en cantidades considerables en el lugar de destrucción de las rocas sólo es posible bajo definidas condiciones, a saber, las de clima cálido-húmedo de las regiones tropicales y subtropicales al par de una duración considerable—geológicamente hablando—del proceso.

En las condiciones de un clima húmedo pero templado, aun teniendo el proceso de una duración considerable, apenas si es posible una descomposición total de los silicatos, y menos de los aluminosilicatos, acompañada por la formación de la sílice hidratada, aluminio e hierro. En estas condiciones, en la superficie de las rocas se acumulan, en la mayoría de los casos, minerales arcillosos del tipo de caolinita, montmorillonita y otros.

En las regiones desérticas y semidesérticas se observan con frecuencia en las superficies rocosas, costras negras o pardas constituidas principalmente por óxido de hierro y manganeso, conocidas en literatura bajo el nombre de «*barniz de desierto*». Su formación se debe a la insolación y al agua confinada en los poros de la parte superior de las rocas. Bajo la acción de los rayos solares la roca se calienta, el agua se evapora gradualmente, mientras que las sales que lleva disueltas se depositan en los poros. Por efecto de la capilaridad van siendo atraídas hacia la superficie nuevas porciones de agua, que a su vez se evaporan y dejan sales en los poros. De este modo se va formando en la superficie de la roca una costra enriquecida con sales, de 1 a 2 mm de espesor.

§ 4. ACCION DE LOS ORGANISMOS EN LOS PROCESOS DE METEORIZACION QUIMICA

En los complicados procesos de descomposición química de minerales y rocas, los organismos desempeñan una función importante. El problema de la acción geológica de los organismos ha sido planteado por vez primera en toda su plenitud por el eximio sabio soviético, académico V. Vernadski. Introdujo la noción de sustancia «viviente»

en cuanto agente geológico permanente y dedicó una atención especial a la relación mutua de los organismos y otros agentes exógenos causantes de la destrucción y descomposición de las rocas.

El desarrollo ulterior de las ideas sobre la función geológica de los organismos se puede hallar en los trabajos del académico B. Polynov quien recalcó que los organismos son un agente de primordial importancia en los procesos de meteorización y que muchos productos de meteorización son de origen biógeno.

La envoltura de la Tierra en la que se hallan difundidos los diversos organismos, recibe el nombre de *biosfera*. Abarca parte de la troposfera, el océano universal y cierta parte de la litosfera. No hay conformidad respecto al límite inferior de la biosfera continental. V. Vernadski lo situaba por sobre las regiones en que predominan los vapores acuosos calientes y donde la temperatura no baja de los 100°. En cambio, varios investigadores, B. Polynov entre ellos, optan por confinar la biosfera a una profundidad mucho menor, del orden de decenas de metros, considerando al mismo tiempo que los microorganismos hallados a profundidades mayores de 1 km, en estratos petrolíferos y carboníferos, sólo presentan un fenómeno accidental y tienen importancia local.

Los procesos de meteorización vinculados con las actividades vitales de las plantas y animales son determinados ante todo por la cantidad de organismos presentes en las diferentes zonas. La cantidad de organismos alcanza su máximo en las partes superiores de la hidrosfera y en el límite de la litosfera y atmósfera, disminuyendo con bastante rapidez en el sentido vertical. Las plantas verdes pueden vivir sólo bajo los rayos solares, penetrando en la litosfera sólo con sus raíces. En consecuencia, la esfera de su acción sobre las rocas se limita a una profundidad muy escasa. En cambio, los múltiples y variados microorganismos penetran en las rocas a gran profundidad (más de 10 ó 20 m).

El papel de los organismos en la meteorización química es determinado por el hecho de que ellos son capaces de asimilar distintos elementos de la roca en trance de alteración, y segregar en el proceso de sus funciones vitales diversos productos químicamente activos, incluso ácidos orgánicos resultantes de la descomposición de los residuos orgánicos.

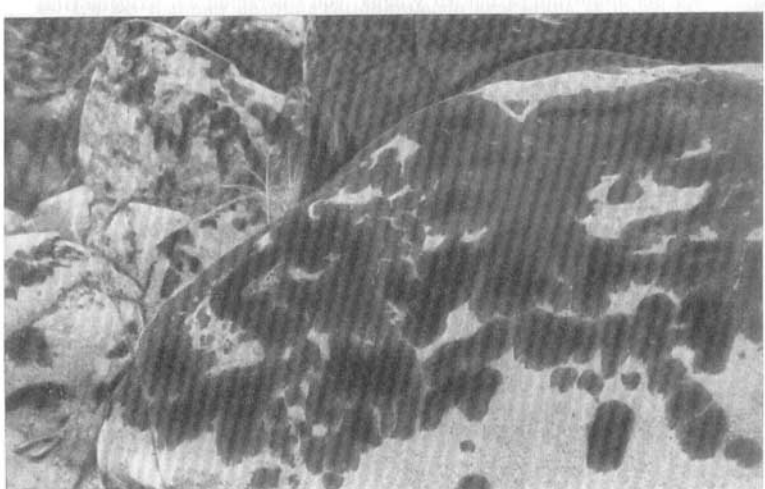
Las plantas en sus procesos vitales, al penetrar en las grietas y poros de las rocas, las destruyen no sólo mecánicamente, sino también químicamente, corroyéndolas con los ácidos que segregan las puntas de las raicillas. A la par de ello, las plantas asimilan distintos elementos minerales de la roca, necesarios para su nutrición: K, Ca, SiO_2, Mg, Na, P, S, Al, Fe y otros.

La destrucción de las rocas empieza por la acción que ejercen sobre su superficie los primeros moradores de las piedras, los micro-

bios, cuyo importante papel en la meteorización ha sido señalado hace tiempo por el académico A. P. Vinográdov, habiendo sido corroborado a continuación por los trabajos experimentales de B. B. Polynov y sus discípulos. Con los microorganismos precisamente, se hallan relacionadas las etapas iniciales de la acción biológica sobre las rocas; ellos preparan asimismo el imprescindible substrato sobre el que se desarrolla la vegetación que contribuye a la ulterior destrucción de las rocas. En el proceso de población de las rocas se esboza una secuencia definida. En primer término aparecen las bacterias y las algas cianofíceas que, al destruir las rocas, dejan el terreno abonado para el surgimiento de la microflora: las algas diatomeas y los hongos protófitos, y más tarde, los vegetales litófilos como líquenes y musgos (fig. 16). Todos ellos preparan el terreno para la invasión subsiguiente de las rocas por las plantas superiores y la fauna conexa. El análisis de las cenizas de la vegetación litófila, y tanto más de las especies vegetales superiores, muestra que además de otros elementos, contienen siempre sílice y alúmina. De aquí se puede deducir que aun la vegetación litófila primaria destruye los sólidos enlaces entre la sílice y la alúmina en las rejillas cristalinas de los aluminosilicatos.

La intensa acción destructora que ejercen sobre las rocas los procesos vitales de las plantas ha sido demostrada observando plan-

Fig. 16. Líquenes sobre la superficie de rocas pétreas



tas cultivadas sobre placas pulidas de mármol, granito, arenisca, mica, etc.

Los ácidos orgánicos (húmicos) originados por la descomposición y putrefacción de los residuos orgánicos contribuyen también a la disociación de los silicatos y aluminosilicatos y eliminan sus cationes. Siendo coloides de gran movilidad, aumentan con su presencia la movilidad de elementos tales como aluminio y hierro trivalente. Los compuestos de hierro trivalente y de aluminio generalmente se precipitan con facilidad debido a su escasa movilidad; pero en presencia de ácidos húmicos en cantidades considerables, pueden ser transportados en estado de disolución a grandes distancias del yacimiento de la roca en trance de destrucción.

Además de lo expuesto, tiene una gran importancia la producción por los organismos de sustancias tales como O y CO_2 cuyo efecto destructor sobre las rocas se ha señalado anteriormente.

Una parte considerable del oxígeno libre, que es un agente químico sumamente activo (en la superficie de los continentes y en las capas acuosas superficiales de los océanos), se debe a la vegetación autotrófica. Casi toda la superficie de las tierras firmes está cubierta de vegetación verde; ésta se halla presente también en las capas hídricas superficiales de los océanos, hasta donde penetran los rayos solares. Es precisamente allí donde tienen lugar las reacciones más importantes de la biosfera, como ser la fotosíntesis de la sustancia orgánica, que se opera en los granos de clorofila de las plantas verdes y que consiste en la producción de hidratos de carbono a expensas del anhídrido carbónico y agua, con liberación del oxígeno libre que se difunde sobre amplias extensiones en los aires y en las aguas.

Se conocen asimismo otras reacciones que hacen posible el desprendimiento del oxígeno libre (procesos de reducción, acción de los rayos ultravioletas en las capas superiores de la atmósfera sobre los vapores de agua y, posiblemente, de ácido carbónico, influjo de las radiaciones radiactivas sobre el agua, etc.). Sin embargo, su significado es escaso en comparación con la fotosíntesis de la sustancia orgánica. Por esta razón, precisamente, Vernadski consideraba la casi totalidad del oxígeno libre atmosférico como un producto de la vida.

Las fuentes de suministro del anhídrido carbónico (CO_2) son diversas. Este gas es aportado a la atmósfera por los volcanes y grietas muy profundas (en las regiones volcánicas), los flujos de gas subterráneos, las aguas de la hidrosfera. Una fuente permanente de CO_2 sobre grandes extensiones continentales la constituye, una vez más, la sustancia viviente. El anhídrido carbónico se origina como resultado de la combustión y putrefacción de la materia orgánica y como producto de la respiración de los organismos. Todo lo que acaba de ser expuesto testimonia de la enorme importancia de los organismos y sus restos en los procesos de la meteorización química.

§ 5. ZONALIDAD Y FASES DE LOS PROCESOS DE METEORIZACION

Los procesos de meteorización dan lugar a dos grupos de *productos de meteorización*: 1) *productos de acarreo*, que son transportados a distancias más o menos largas, y 2) *productos residuales*, que permanecen en el lugar de destrucción de las rocas.

Los productos residuales o no transportados de la meteorización constituyen una de las clases de formaciones continentales y reciben el nombre de *eluvio*.

La composición del eluvio suele variar de acuerdo a la *fase o etapa* de la meteorización. B. Polynov, I. Guinsburg y otros investigadores han demostrado que la meteorización tiene un carácter fásico, correspondiendo a cada fase sus productos particulares de meteorización.

Las fases de la meteorización son particularmente patentes en las rocas magmáticas. B. Polynov ha destacado cuatro fases principales de la meteorización: 1) *detrítica*; 2) *siálica con calcitización*; 3) *silícica ácida y* 4) *alítica*.

La primera etapa, detrítica, de la meteorización se caracteriza por el predominio de la meteorización física, a consecuencia de la cual se van acumulando detritos rocosos de variados tamaños. En esta etapa no se verifican cambios en la composición mineralógica, o bien son de muy poca cuantía.

Este tipo de eluvio tiene amplia difusión en regiones montañosas de edad geológica reciente, en regiones circumpolares y en los desiertos. En las regiones de clima cálido-húmedo esta etapa es de corta duración, y la descomposición química prevalece sobre la desintegración física, dando lugar a cambios en la composición mineralógica.

La segunda fase de la meteorización *la siálica*) con calcitización* constituye la etapa inicial de la meteorización química, en que tiene su comienzo la disociación de los aluminosilicatos y silicatos con eliminación de los cationes. Los metales alcalinos y alcalinotérreos que pasan al estado de disolución, determinan una reacción alcalina del medio.

Bajo esas condiciones se originan los minerales arcillosos intermedios (mesosilícicos) del grupo de la montmorillonita, y en parte también las hidromicas. En esta etapa se va acumulando asimismo en la corteza de meteorización la sal relativamente poco soluble $CaCO_3$ originada por la interacción del calcio liberado en el proceso de la meteorización, con el ácido carbónico presente en las disolu-

---

* El término «siálico» proviene de la combinación de Si y Al que son elementos constituyentes importantes de los minerales originarios en esta etapa.

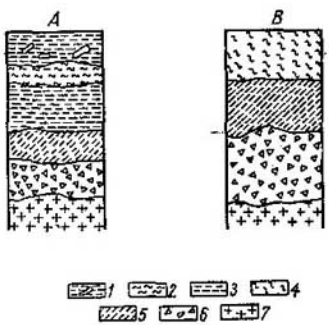


Fig. 17. Esquema de meteorización de los granitos en las condiciones de un clima húmedo (A) y seco (B):
1, zona laterítica; 2, zona caolinito-hidrargílica; 3, zona caolinítica; 4, zona montmorillonítica; 5, zona de hidromicas; 6, zona de granitos desintegrados; 7, granito sin meteorizar

ciones acuosas del suelo y del subsuelo. El eluvio enriquecido con carbonato cálcico se denomina eluvio calcitizado; suele hallarse sobre todo en regiones de clima continental seco, en afloramientos de rocas magmáticas y metamórficas.

La tercera fase, la sialica ácida, se caracteriza por la eliminación ulterior de los cationes, eliminación parcial de SiO_2 y sustitución del medio alcalino por uno ácido. Los minerales intermedios como, por ej., los del grupo de la montmorillonita y las hidromicas—originados en la segunda fase—son destruidos. Bajo estas condiciones se forman minerales arcillosos nuevos, del grupo de la caolinita. Gran parte del calcio aportado a la disolución es eliminada de la corteza de meteorización, por lo que no se observan acumulaciones de $CaCO_3$ en los materiales eluviales de las rocas magmáticas. Tales procesos de eliminación de $CaCO_3$ y en parte de SiO_2, se llevan a cabo con una rapidez particular en las regiones de clima cálido-húmedo donde son abundantes las precipitaciones atmosféricas que lixivian intensamente la corteza de meteorización.

Bajo tales condiciones, la segunda fase tiene una corta duración y es poco acusada.

La cuarta fase, alítica, se caracteriza por la descomposición ulterior de los minerales arcillosos, dando lugar a la formación de compuestos simples, los más estables en la superficie, esto es, los hidróxidos alumínicos, férricos y silícicos, que constituyen típicos minerales coloidales (parte constituyente de las bauxitas, hematites parda, ópalo, etc.).

En esta fase de la meteorización, el eluvio se denomina *alítico* debido a que lleva acumulada una cantidad considerable de hidróxidos de aluminio. Alcanza su mayor difusión y potencia en el clima cálido-húmedo de las zonas tropicales y subtropicales. En esas regiones el eluvio suele presentar con frecuencia un color rojo vivo debido a la presencia de hidróxidos de hierro, por lo que se denomina laterita (del latín later, ladrillo). Con las antiguas cortezas de meteorización lateríticas suelen estar asociados los yacimientos de minerales ferríferos, y en algunos lugares, de bauxitas.

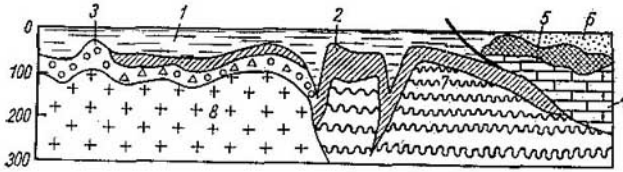


Fig. 18. Antigua corteza de meteorización en los granitos de los Urales (V. Petrov):
1, zona de caolinitas; 2, zona de hidromicas; 3, zona de arena de meteorización; 4, caliza; 5, cuarcita; 6, marshallita; 7, esquisto; 8, granito

El estudio de las fases de la meteorización revela la complejidad de este proceso, que se lleva a cabo en distintas provincias climáticas de un modo dispar tanto por su duración como por sus resultados. Así, por ejemplo, en las regiones desérticas, la meteorización se limita esencialmente a la etapa detrítica, y en ocasiones, a la segunda, la «silícica calcitizada», mientras que en un clima subtropical húmedo llega hasta la última fase, la «alítica». Las diferencias en la marcha de los procesos meteorizantes debidas a las condiciones de clima están esquematizadas en las figuras 17 y 18.

Con frecuencia, los procesos de meteorización tienen un carácter selectivo que se hace particularmente manifiesto al tratarse de combinaciones de rocas de distinta dureza. Las rocas menos resistentes se desmoronan más rápidamente, de aquí que la capa eluvial sea más potente dentro del área de su difusión que en la de rocas más duras. Consecuentemente, el límite inferior del manto eluvial se distingue por una notable irregularidad, y en algunos lugares en las rocas vivas sometidas a la meteorización se forman bolsas profundas insinuándose, en ocasiones, hasta varias decenas de metros, y rellenas de productos de meteorización. La resistencia desigual de las rocas a la meteorización se patentiza en el modelado del terreno. Las rocas más compactas

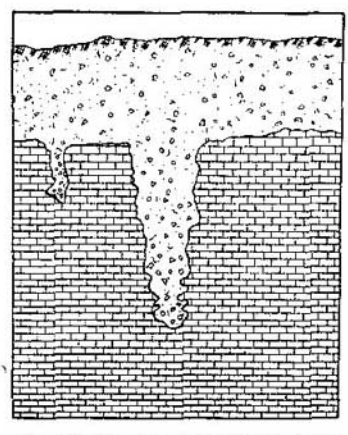


Fig. 19. Peculiaridades del límite inferior de la eluvión (bolsas profundas en las grietas)

y resistentes forman salientes esculpidos, mientras que en las áreas de rocas menos resistentes se originan las depresiones. Se dan casos en que distintos filones constituidos por rocas compactas se elevan sobre el área circundante a modo de paredones macizos llamados diques. Si las rocas filonianas contienen minerales útiles, la exploración de éstos se torna más fácil por haber sido meteorizadas ya las rocas filonianas. Por otra parte, si el filón se desintegra, se origina la separación de las asociaciones minerales integrantes en minerales individuales, y la clasificación de éstos de acuerdo a su dureza, densidad y tamaño de los granos. Tales procesos pueden dar lugar al enriquecimiento de los productos de meteorización con el mineral útil.

Los procesos de meteorización actúan de un modo selectivo también en rocas homogéneas que se diferencian, por ejemplo, por un grado de agrietamiento desigual. En los lugares de agrietamiento acusado se forman bolsas (fig. 19) de diferente profundidad y anchura.

§ 6. CORTEZA DE METEORIZACION

La capa exterior de la litosfera, constituida por sedimentos sueltos—productos de meteorización no transportados de las rocas originarias—se denomina *corteza de meteorización*.

El espesor de la corteza de meteorización es desigual, variando desde fracciones de metro hasta cien metros y más, y está determinado por los factores siguientes: 1) clima, 2) relieve, 3) carácter, intensidad y duración de los procesos meteorizantes y 4) constitución de las rocas expuestas a la meteorización. La capa meteorizada alcanza su máxima potencia en las regiones tropicales y subtropicales, en la superficie de diversas rocas magmáticas, o sea, allí donde tiene lugar la acción conjunta de las elevadas temperaturas y las abundantes precipitaciones que favorecen una vegetación lujuriante, productora de oxígeno libre y de ácido carbónico.

Es de notar que algunos geólogos dan un sentido más amplio al término «corteza de meteorización», al entender por ésta la parte superior de la litosfera, situada más arriba del nivel de las aguas subterráneas, debido a que allí se dan las condiciones más favorables para el desarrollo de los procesos meteorizantes. En esta zona las rocas son empapadas periódicamente por la filtración de las aguas atmosféricas, mientras que en los poros y oquedades circula un aire enriquecido con ácido carbónico que es un compuesto químico activo.

Sin embargo, parece ser más correcto el concepto de B. Polynov quien distingue entre una corteza de meteorización constituida por materiales detríticos sueltos y una zona de meteorización, o sea, aquella parte de la litosfera en que existen las condiciones para una meteorización y actúan los agentes meteorizantes (aire atmosférico, agua, etc.) que alteran las rocas.

El estudio de la corteza de meteorización presenta un gran interés teórico y práctico. Son enormes las áreas en que abundan las cortezas de meteorización—antiguas o recientes—que alcanzan en algunos lugares espesores considerables. El estudio de los detritos eluviales permite reconstruir el proceso de alteración de las rocas, las diferentes fases de meteorización, las condiciones climáticas en que operaba la meteorización, etc.

La meteorización es uno de los procesos exodinámicos universales, es la fuente principal de material detrítico y de sustancias disueltas, formadoras de las rocas sedimentarias.

Los productos sólidos de meteorización pueden desplazarse por efecto de la gravedad y de otras fuerzas (precipitaciones atmosféricas, torrentes de agua temporales, aguas fluviales, glaciares, viento). En este sentido, los ríos tienen posibilidades particularmente grandes.

En el seno de la corteza de meteorización se forman aguas subterráneas, se originan nuevos minerales y rocas. Dentro de los límites de la corteza de meteorización construye el hombre sus obras, tales como las grandes presas, canales, empresas industriales, vías férreas y carreteras. La corteza de meteorización es el almacén natural de minerales útiles (menas de hierro, manganeso, aluminio, níquel, plomo, cinc, arcillas refractarias, etc.). En los depósitos eluviales de rocas platiníferas y auríferas tiene lugar el enriquecimiento de los detritos sueltos con metal, formándose los placeres eluviales auríferos, platiníferos, diamantíferos, etc. En la parte superior de la corteza de meteorización se origina una nueva sustancia natural, el suelo.

Además, los procesos meteorizantes tienen una gran importancia en cuanto factor de modelado del relieve, dentro de la orientación general del proceso tendiente al achatamiento y nivelación del relieve, perteneciéndole asimismo al factor tiempo un papel importante. Cuanto más largos son los procesos de meteorización y arrastre de los detritos, tanto mayor es el efecto alcanzado.

De los ejemplos anteriormente citados se deduce que la meteorización es un proceso natural importante y la corteza de meteorización, un objeto de estudio interesantísimo para el geólogo y el geomorfólogo, el hidrogeólogo y el ingeniero geólogo, el geoquímico y el edafólogo, así como para el especialista en prospección de minerales.

§ 7. LOS SUELOS Y EL PROCESO DE SU FORMACION

Los procesos de meteorización en la capa más superficial de la corteza terrestre se hallan estrechamente ligados con los de formación de los suelos. Los conceptos fundamentales sobre el suelo y los procesos de su formación fueron enunciados por los grandes sabios rusos, V. Dokucháiev y P. Kóstychev.

El suelo ocupa siempre un lugar definido sobre la superficie terrestre, ya que corresponde a la parte más superficial, esponjosa, de la corteza de meteorización, rica en sustancias orgánicas—las plantas en primer término,—y es originado como resultado de dos procesos concurrentes, el de la meteorización y el de la formación del suelo. Consecuentemente, el suelo consta de dos partes integrantes, necesarias para su formación: a) material mineral suelto y b) sustancia orgánica.

Proceso edafógeno*. La formación de los suelos se halla asociada a una serie de factores. V. Dokucháiev destaca cinco factores edafógenos: 1) roca madre sobre la que se desarrolla el suelo, 2) organismos vegetales y animales, 3) clima, 4) edad de la región y 5) relieve del terreno. Pero el papel principal en este complicado proceso corresponde al factor biológico, y ante todo, a las plantas. Por esta razón, la formación de los suelos se lleva a cabo con máxima intensidad en la zona de acción de los sistemas radiculares de las plantas y del ciclo de las sustancias elaboradas por los organismos en sus procesos vitales.

La masa principal de materia orgánica en los suelos está constituida por los residuos de las plantas verdes clorofílicas como las angiospermas, gimnospermas y pteridófitas. Muy importantes son los sedimentos de los sistemas de raíces, sobre todo en las zonas de desarrollo de la vegetación herbácea.

La acción bioquímica de las plantas consiste en que ellas, por una parte, extraen de las rocas las sustancias minerales y el agua,—elementos imprescindibles para su nutrición,—y por la otra, acumulan, al morir, materia orgánica en el suelo. Así se realiza en la naturaleza el continuo proceso de movimiento y tránsito de sustancias—cualitativamente nuevas ya—de las plantas al suelo. Las masas acumuladas de materia orgánica muerta sufren el proceso de la descomposición, esto es, una transformación bioquímica compleja. En el proceso de descomposición de la materia orgánica participan diversos organismos animales que pueblan el suelo. Los animales cavadores más diversos realizan un gran trabajo mecánico: desmenuzan y ahuecan el suelo, mezclan las partículas minerales con los restos vegetales alterados, facilitando la penetración del aire y agua en el suelo. Resultado de ello es la intensificación de los procesos químicos y la aceleración de la descomposición de la materia orgánica. Las transformaciones bioquímicas se realizan también como resultado de la alimentación de los animales con residuos vegetales. Pero el papel primordial, el más importante en este proceso, corresponde a la acción de los variados microorganismos

---

* Del griego εδαφος, suelo (N. del T.)

(bacterias y hongos) que se hallan presentes en cantidades enormes en el aire, agua y suelo y que viven en las condiciones más diversas.

Al descomponerse la materia orgánica se originan dos tipos de formaciones: 1) compuestos simples CO_2, H_2O, NH_3 y sales de los ácidos nítrico, sulfúrico y otros (en el proceso de mineralización), y 2) sustancias orgánicas nuevas, más estables. Este conjunto relativamente estable y muy complejo de compuestos orgánicos, de color pardo o negro, que se acumula en el suelo como resultado de la descomposición bioquímica de la materia orgánica por los microbios se llama mantillo o humus (en latín, suelo). Es el factor primordial de la fertilidad de los suelos. Una descomposición rápida y completa de los residuos orgánicos origina sólo los productos más simples de desintegración (mineralización total). En cambio, la acumulación de humus tiene lugar únicamente en caso de una descomposición incompleta de la sustancia orgánica (proceso de humificación).

La intensidad de los procesos de descomposición depende de la temperatura, humedad, grado de aeración, condiciones químicas del medio y otros factores. La composición del humus incluye de 85 a 90% de sustancias húmicas (compuestos específicos macromoleculares privativos del humus), constituidas por la humina insoluble en álcalis, y por los ácidos solubles, el ácido húmico y el ácido fúlvico (ácido crénico y apocrénico). La parte restante del humus está integrada por albúminas, hidratos de carbono, ácidos orgánicos; grasas, cera, resinas y otros compuestos orgánicos presentes en los tejidos vegetales y animales y en los productos de su desintegración.

Las características cualitativas y las acumulaciones cuantitativas del humus dependen de las formaciones vegetales que lo originan y del sentido en que actúan los procesos bioquímicos de transformación. Aquí nos enfrentamos con el problema del influjo del clima en la formación de los suelos. En este proceso tienen primordial importancia las precipitaciones atmosféricas y la temperatura, de las que depende la intensidad de la meteorización, creadora de la parte mineral del suelo, y el desarrollo y carácter de la cubierta vegetal.

En la formación del perfil edáfico desempeña un papel importante el agua que disuelve parte de las sustancias del suelo. Las sustancias disueltas pueden ser arrastradas por el agua hacia abajo y volver a separarse al encontrar condiciones favorables en su camino, mediante la recristalización o coagulación. Este transporte es posible también hacia arriba, por capilaridad. Así se verifica el empobrecimiento paulatino en sustancias disueltas de algunos horizontes del suelo y el enriquecimiento de otros.

Cuando prevalece el transporte de sustancias hacia abajo, se van destacando en el perfil edáfico varios horizontes genéticos, en la mayoría de los casos, tres:

1) horizonte A_1, *de humificación y acumulación*, el más superficial, en cuyo seno, si bien tiene lugar una intensa lixiviación de sustancias, el proceso primordial es el de acumulación de humus;

2) horizonte A_2, *de eluviación* (horizonte de lixiviación) situado debajo del anterior y caracterizado sobre todo por el arrastre de las sustancias;

3) horizonte B, *de iluviación*, o sea, la capa en que tiene lugar el aporte y acumulación de las sustancias arrastradas desde otros horizontes del suelo.

Bajo el horizonte iluvial yace la roca no afectada por el proceso edafógeno. Suele denominarse *roca madre* (debido a que da origen a la parte mineral del suelo) y es designada por la letra C.

Estos horizontes no son los mismos para distintos tipos de suelos, variando de acuerdo a la etapa de desarrollo del proceso edafógeno y a la naturaleza de los suelos.

§ 8. ZONAS EDAFICAS DE LA URSS

Según se ha señalado anteriormente, la formación de los suelos viene determinada por todo un conjunto de factores cuya acción recíproca, precisamente, condiciona el proceso del desarrollo y entre los que la vegetación y el clima son los más importantes. El influjo del clima sobre el proceso edafógeno se verifica esencialmente a través de la vegetación. El clima y la vegetación cambian regularmente sobre el globo terráqueo, partiendo de los polos hacia el ecuador. Junto con ellos varía también el manto de suelo cuyos tipos particulares forman amplias zonas que se suceden en el sentido horizontal.

La ley de la zonalidad natural histórica fue enunciada por vez primera por V. Dokucháiev a fines del siglo XIX y tuvo una gran importancia para la determinación de las leyes que rigen una serie de procesos naturales (meteorización, formación de las aguas freáticas, formación de los suelos, etc.).

Los suelos se distribuyen según zonas latitudinales u horizontales en las llanuras (fig. 20), y verticales en las regiones montañosas, de acuerdo al cambio de las condiciones climáticas y de la vegetación.

Sobre el territorio de la URSS se destacan varios tipos de suelos que se describen a continuación:

1. Suelos de tundras y suelos forestales de tundras.
2. Suelos podsólicos y podsoles forestales herbáceos.
3. Suelos forestales grises y tierras negras («chernosiom») de las estepas boscosas.
4. Tierras negras de las estepas-praderas.
5. Suelos castaños y pardos de las estepas áridas.
6. Suelos grises de las estepas áridas y los desiertos.

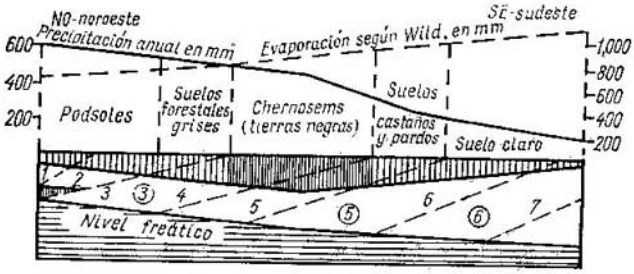


Fig. 20. Esquema de desarrollo del proceso edafógeno sobre el territorio europeo de la URSS (Zajarov)

Regularidades del desarrollo: de noroeste a sudeste, la precipitación anual disminuye, en tanto que la evaporación anual aumenta; la profundidad y mineralización de las aguas freáticas acrecen.
1, arrastre de humus; 2, acumulación de humus; 3, arrastre de R_2O_3; en el círculo, acumulación de R_2O_3; 4, lixiviación de $CaCO_3$; 5, lixiviación de $CaSO_4$; en el círculo, concentraciones de $CaCO_3$; 6, arrastre de NaCl — Na_2SO_4; 7, segregación de sales solubles

7. Suelos salinos o solonchaks y suelos alcalinos o solonets (intrazonales).

8. Suelos rojos («terra rossa») y amarillos de las regiones subtropicales húmedas.

Los suelos de tundras y suelos forestales de tundras se extienden en franja a lo largo del litoral del océano Artico desde la península de Kola hasta el estrecho de Behring, ocupando cerca del 7,6% del territorio de la URSS.

El promedio anual de temperatura en las tundras situadas en la parte europea de la URSS es de —0,2 a —4,4° C, el de la tundra asiática de—9 a—14° C, siendo el promedio de enero igual a—40°, 9 C. El período libre de heladas dura sólo unos tres meses. La cantidad de precipitaciones atmosféricas no excede los 250 ó 300 mm por año, pero debido a temperaturas bajas y escasa evaporación, es suficiente para saturar y aun sobresaturar las rocas superficiales, originando eventualmente un empantanamiento de la superficie. Una particularidad característica de la tundra es la «congelación perpetua», esto es, la existencia de rocas que se hallan en estado de congelación (a temperaturas inferiores a cero) desde hace decenas y centenares de milenios. La vegetación está representada en la tundra por líquenes (sobre una base de tierras arenosas-rocosas), musgos, plantas arbustivas de tallo bajo (camemoro, arándano, gayuba).

A temperaturas bajas, la descomposición de los restos vegetales se torna extremadamente lenta, favoreciéndose de este modo la acumulación de capas de turba.

Todos estos factores determinan el carácter de los suelos de la tundra. El contenido de humus en ellos oscila entre 1% y 2—3%; el humus suele ser ácido, semiturbáceo. Los suelos de la tundra son generalmente de escaso espesor, no pasando de los 20 ó 30 cm.

Los suelos podsólicos y podsoles forestales herbáceos son los de mayor extensión en la URSS, ocupando más de 50% del territorio del país. Corresponden a la zona de difusión de los bosques que se extienden al sur de las tundras. El límite meridional de su difusión llega hasta Kiev en el sur y Sverdlovsk en el nordeste. Dentro de la parte europea de la Unión Soviética, esta zona se caracteriza por temperaturas medias anuales superiores a cero, oscilando entre 7 y 0,8 grados, siendo la media de enero comprendida entre —2,7 y —16,2 grados. El promedio anual de las precipitaciones atmosféricas llega a 500 ó 600 mm, correspondiendo el máximo al verano.

El carácter de la vegetación cambia de norte a sur. En el norte predominan los bosques de coníferas (la taigá), y en el sur, bosques mixtos (de coníferas y latifoliadas). Confinada a los valles de los ríos se halla, a trechos, una vegetación de praderas y de esteros. La formación del podsol tiene lugar debajo del cobertizo de la vegetación arbórea del bosque, la cual, como es notorio, no perece ni se renueva totalmente todos los años. El suelo recibe sólo hojas caídas, agujas de las coníferas, ramitas, etc. Estas forman en el suelo boscoso un manto que sufre una rápida descomposición por la acción de la flora fúngica que medra en su seno. La preponderancia de las precipitaciones atmosféricas con respecto a la evaporación en esta zona («zona de humectación excesiva»), origina en el suelo un flujo descendente de agua y el arrastre de sustancias solubles hasta horizontes más profundos. Como resultado de complejas alteraciones químicas y acción del flujo hídrico descendente, se opera el enriquecimiento de los horizontes inferiores con compuestos poco solubles de hierro trivalente, manganeso y aluminio, que forman un horizonte iluvial compactado. Debido a este proceso de desarrollo unidireccional, los horizontes superiores se enriquecen continuamente con una fina masa amorfa pulviforme de sílice, que confiere, precisamente, el color blancuzco y la estructura amorfa al suelo podsólico. Consecuentemente, en el proceso de formación del podsol tiene lugar una intensa disgregación tanto de la materia orgánica como de la parte mineral del suelo. En los suelos podsólicos típicos están bien patentes los horizontes genéticos separados: A_0, mantillo pardo del bosque; A_1, horizonte de acumulación húmica de color pardo o gris, con escaso contenido de humus (1 a 3 ó 4%); A_2, horizonte eluvial, podsólico, de color ceniciento o casi blanco constituido en su mayor parte por finas partículas de cuarzo; B, horizonte iluvial, de color pardo o rojizo debido a la acumulación de compuestos de hierro, aluminio y manganeso, aportados de los horizontes superiores.

Los suelos podsólicos son de escasa fertilidad y requieren abonos apropiados.

El proceso de la formación del suelo herbáceo se verifica en las condiciones de predominio de la vegetación herbácea que, a diferencia de la arbórea, muere todos los años al comienzo del invierno. Las sustancias orgánicas acumuladas no llegan a descomponerse totalmente durante el verano, conservándose todos los años en el suelo una parte considerable de las mismas sin haber terminado de podrirse.

Así se va acumulando paulatinamente un mantillo amorfo en la capa herbácea, dando lugar a la formación de una sólida estructura aterronada del suelo, más favorable para la vegetación herbácea. Así se forman los podsoles herbáceos de esta zona, con distinto grado de desarrollo del horizonte encespedado.

Los suelos forestales grises están asociados con la zona de estepas boscosas que se extiende en ancha franja desde las mesetas de Volyno-Podolia y del Dnieper en Ucrania, a través de las mesetas Central Rusa y del Volga, hasta las elevaciones del terreno al este del Volga. Al este de los Urales, la estepa boscosa ocupa un gran territorio dentro de la llanura Siberiana Occidental y en áreas aisladas de Siberia Oriental.

La característica particular de esta zona es la sucesión de praderas-estepas y macizos de bosques foliáceos, lo que origina la heterogeneidad del manto de suelos. Los suelos forestales grises, que ocupan más del 3% del territorio de la URSS, alternan allí con tierras negras lixiviadas y aun grasas, constituyendo una transición de los suelos podsólicos forestales a las tierras negras de las estepas. Su fertilidad es superior a la de los podsoles, pero es inferior a las típicas tierras negras de las praderas-estepas.

Las tierras negras de las praderas—estepas, de máxima fertilidad, se extienden en amplia faja sobre un territorio de unos 1430 mil km^2, ocupando dentro de la zona de estepa boscosa cerca de 474 mil km cuadrados, lo que constituye un 8,6% del territorio de la URSS, o sea, más del 48% del área mundial de difusión de las tierras negras.

La zona de tierras negras se extiende desde la llanura litoral del mar Negro a través de la divisoria de aguas Don-Donets, las partes meridionales de la Meseta Rusa y la del Volga hacia Obschy Syrt, continuándose hasta la parte meridional de la llanura Siberiana Occidental.

Tierras negras fertilísimas abundan también en las elevaciones litorales del mar de Azov y la región precaucásica (Stavropol, Kubán).

La zona de las estepas presenta en su mayor parte un relieve llano o suavemente ondulado. Prevalece allí un clima seco, y el verano suele ser largo y caluroso. La cantidad anual de precipitaciones varía con la latitud y la longitud, desde 500 mm en el oeste

hasta 300 mm en el este (Siberia), y de 500 mm en el norte a 300 ó 350 mm en el sur, correspondiendo la mayor parte de las precipitaciones al verano. Cuando la evaporación es intensa, se infiltra en el suelo sólo una escasa cantidad de agua susceptible de arrastrar de los horizontes superiores a los inferiores únicamente sustancias muy solubles. En consecuencia, el suelo es escasamente lixiviado y contiene abundantes sustancias minerales.

En las estepas se halla desarrollada una vegetación herbácea vivaz, predominando las gramíneas y las leguminosas. La materia orgánica, que se acumula como resultado de la extinción de los órganos aéreos de las plantas y, en parte, de su sistema radicular, es sometida a procesos bioquímicos ulteriores relacionados con la actividad de microorganismos que actúan principalmente en verano.

Esta limitación en el tiempo de los procesos bioquímicos origina en los suelos de las praderas-estepas, la acumulación de productos de la descomposición incompleta de residuos orgánicos. Resultado de ello es que las tierras negras se distinguen por su mayor riqueza en humus, el que comunica al suelo su color negro. Atendiendo al contenido de humus, las tierras negras se subdividen en las de contenido húmico escaso (menos del 6%), medio o común (7 a 9%) y grasas (más del 10%). La distribución de estas variedades de tierras negras está relacionada con las peculiaridades del clima y la repartición de las formaciones vegetales.

En el seno de las tierras negras típicas se pueden destacar tres horizontes genéticos principales,—A, B y C—con transiciones graduales del uno al otro. El horizonte A que alcanza un espesor de 55 a 60 cm en tierras negras grasas, es negro, esponjoso, de estructura netamente granular; el horizonte B, de 60 a 65 cm de espesor, es gris-parduzco, aterronado. La gran fertilidad de estos suelos determina el grado elevado de su aprovechamiento agrícola en la URSS. La zona del «chernosiom» constituye el granero de la Unión Soviética.

Los suelos castaños y pardos de la zona de las estepas áridas tienen su máxima difusión en el sudeste de la parte europea de la URSS (regiones de Volgograd, Astrakán, parcialmente las de Sarátov y Rostov), en el Kazajstán y en la estepa de Kulunda en la región de Altai, en Obschy Syrt y en la cuenca Precaspiana sin desagüe.

Estas regiones de estepas se caracterizan por un clima continental cálido y seco. El promedio anual de precipitaciones no pasa de los 250 ó 300 mm, correspondiendo la mayor parte al verano. La intensidad de evaporación llega allí a 1000 mm por año. El manto de nieve es escaso e inestable. Son también característicos de esta zona los fuertes vientos secos que deshidratan el suelo y agostan la vegetación. El proceso de descomposición de la materia orgánica y de acumulación del humus en estos suelos es más lento que en la

zona de tierras negras, hecho que explica el color castaño y pardo de los suelos.

Los suelos castaños y pardos se subdividen en tales subtipos, atendiendo a su contenido en humus y su coloración: 1) castaños oscuros (4 a 5% de humus), 2) castaños (3 a 4%), 3) castaños claros (2 a 3%) y 4) pardos (unos 2%). El contenido húmico determina la diferencia en la fertilidad de estos suelos.

Suelos grises de la estepa desértica y del desierto. Estos suelos están difundidos sobre todo en las regiones desérticas y semidesérticas del Asia Central. El área total de la zona de suelos grises constituye un 10% del territorio de la URSS. Se caracteriza por la escasa cantidad de precipitaciones—un promedio de 100 a 150 mm/año,—y por un verano extremadamente seco y cálido. El promedio anual de temperatura es de 13 a 17°, excediendo la temperatura máxima en verano los 40° C. La evaporación de la superficie de las aguas puede llegar a 1500 mm. Esta zona carece de tapiz vegetal continuo, siendo éste representado por pequeños arbustos distantes entre sí. El proceso edafógeno es poco acusado. El contenido de humus en los suelos grises no pasa del 1 ó 1,5%. El espesor del horizonte húmico gris claro es de 10 a 16 cm.

Los suelos salinos o solonchak y los alcalinos o solonets están difundidos dentro de las zonas edáficas latitudinales señaladas anteriormente, en regiones caracterizadas por la aridez del clima.

La particularidad característica de estos suelos es la presencia en ellos de gran cantidad de sales muy solubles (sales de sodio, principalmente cloruros, sulfatos y carbonatos), a veces inmediatos a la superficie—los solonchaks, —otras, a poca profundidad (20 a 50 cm)—los solonets.

El desarrollo de los solonchaks y solonets se halla íntimamente ligado con la salinización de los suelos, cuya fuente principal son las aguas subterráneas y superficiales. Las aguas freáticas situadas a poca profundidad (2 a 3 m) suben por capilaridad casi hasta la superficie de la Tierra. En las condiciones de un clima cálido—seco tiene lugar su intensa evaporación, quedando en el suelo las sales que llevaban disueltas.

Los suelos rojos y amarillos de las regiones subtropicales húmedas están difundidos en la parte meridional de la URSS: en Crimea y en el litoral caucásico del mar Negro, caracterizados por un clima subtropical húmedo y caluroso. La precipitación anual totaliza allí 2500 a 3000 mm, llegando hasta 4000 mm en los años de lluvias abundantes. El promedio anual de la temperatura del aire es de 13,5 a 14,5° C, siendo la media de enero de 5,5 a 7° C , el invierno está prácticamente ausente. En estas condiciones climáticas se desarrolla una lujuriante vegetación arbórea subtropical y son particularmente intensos los procesos de meteorización de las rocas, que tienen lugar

durante todo el año, a diferencia de las zonas templadas. Tales procesos originan una desintegración total de los silicatos complejos y los aluminosilicatos y una acumulación de sesquióxidos de hierro y aluminio en los productos de meteorización y en el suelo. Es precisamente debido a la presencia de sesquióxidos de hierro que los suelos adquieren su color rojo tan característico (color ladrillo, ocre-pardo y, en ocasiones, carmesí).

Las tierras amarillas, según D. G. Vilenski, son resultado de una fase poco acusada de descomposición. Se hallan difundidas en Abjasia y en el litoral del Caspio, en Talysh y en Azerbaidzhán.

El aprovechamiento de las tierras rojas tiene gran importancia en la agricultura. Una vez que se les aporten ciertos abonos, estos suelos se tornan sumamente fértiles; en el litoral del mar Negro se prestan con todo éxito para el cultivo de especies subtropicales valiosísimas, como el arbusto del té, las auranciáceas (mandarinos, naranjos, limones), las plantas de aceites esenciales, etc.

Así, pues, sobre el territorio de la Unión Soviética, la distribución del manto edáfico a modo de zonas latitudinales que se suceden gradualmente partiendo del norte hacia el sur de la Unión presenta una regularidad que refleja bastante bien las condiciones naturales en que se fueron formando los diversos suelos (clima, vegetación, relieve y otros factores).

CAPITULO V

ACCION GEOLOGICA DEL VIENTO

§ 1. GENERALIDADES SOBRE LA ACCION DEL VIENTO

La acción del viento se manifiesta en distintas zonas climáticas, pero su acción es particularmente intensa en las regiones de clima seco, donde concurren los siguientes factores particulares: 1) bruscos cambios diurnos de temperatura, que determinan la intensidad de los procesos de meteorización física; 2) escasa cantidad de precipitaciones atmosféricas (a lo sumo 200 a 250 mm por año) que caen de un modo muy espaciado e irregular, principalmente en forma de chaparrones; 3) predominio de la evaporación (5 a 15 veces) sobre la precipitación; 4) cubierta vegetal rara o totalmente ausente; 5) vientos muy fuertes y frecuentes y 6) existencia de material susceptible de ser transportado por el viento. Las características citadas son privativas de los desiertos y en parte de los semidesiertos, que ocupan más del 20% de la superficie continental. Los desiertos se extienden sobre superficies particularmente extensas en el Asia, Africa y Australia, ocupando áreas menores en Europa y en las Américas.

La acción del viento se manifiesta asimismo en las arenosas llanuras litorales de los mares, lagos y ríos (en distintas zonas climáticas), siempre que en ellas falte o esté muy diseminada la vegetación. En las zonas de clima húmedo, situadas tierra adentro, la superficie de la Tierra se halla protegida por un tapiz vegetal continuo, como también por el efecto aglutinante de la humedad en el suelo, tanto contra los cambios bruscos de temperatura, causantes de la meteorización física, como contra el arrastre por el viento. Este último afecta sólo áreas aisladas y reducidas.

La acción del viento consta de los procesos de *deflación* (arrastre y dispersión), *corrasión* (acción de limado), *transporte y acumulación* (depositación). Todos estos aspectos de la acción del viento en las condiciones naturales se hallan íntimamente ligados entre sí, se manifiestan simultáneamente y constituyen de hecho un complejo proceso único. Sólo podemos constatar que en diferentes regiones predominan unos aspectos de esa acción sobre los otros.

Las regiones donde predomina la deflación se ubican en aquella parte del desierto de donde soplan los vientos dominantes. Viento abajo se hallan las enormes extensiones desérticas donde el modelado del terreno viene determinado por el influjo conjunto de los procesos de deflación y acumulación. Finalmente, en las zonas marginales, donde el viento es frenado o amaina, prevalecen los procesos de acumulación. En todos los casos tiene lugar el transporte de partículas.

Según datos del destacado explorador de los desiertos B. Fedorovich, en el desierto de Kara Kum, la región de deflación preponderante es la parte meridional del Kara Kum Transungúsico. Viento abajo se extiende el Kara Kum bajo, con su complejo relieve arenoso cuyo origen se debe, por una parte, al arrastre de arenas de las hondonadas y otras depresiones, y por la otra, a la acumulación de arenas sobre las elevaciones del terreno. En la parte sur del Kara Kum predominan los procesos de acumulación.

Todos los procesos originados por la acción del viento se agrupan bajo el nombre de «procesos eólicos» (de Eolo, dios de los vientos en la mitología griega). También se llaman eólicos los depósitos sedimentarios continentales, originados por la acumulación eólica y las formas respectivas del relieve (barjanes, dunas, montículos, etc.).

§ 2. DEFLACION

Se entiende por deflación el proceso de arrastre y dispersión por el viento de distintas partículas de rocas. El término «deflación» proviene de la voz latina **deflare** que significa «transportar soplando». En las regiones desérticas las corrientes aéreas penetran en todas las grietas y hendiduras de las rocas duras, removiendo de allí los detritos sueltos de meteorización (fig. 21). De aquí que sus grietas sean casi siempre abiertas, holgadas, a diferencia de las fisuras de rocas en las zonas templadas, que suelen estar rellenas con material fino suficientemente húmedo. La presencia de amplias grietas favorece el desarrollo ulterior de los procesos de meteorización física y el subsiguiente arrastre de nuevas porciones de material detrítico por el viento. La acción conjunta y combinada de la meteorización y el viento conduce a una ampliación considerable de las grietas y a la formación de bloques pétreos esculpidos de un modo característico, de aspecto fantástico a modo de torres, columnas, obeliscos, etc. Al profundizar el viento las grietas horizontales, surgen las llamadas «piedras movedizas».

Sobre laderas escarpadas formadas por rocas de resistencia dispar, se patentiza el carácter selectivo de los procesos meteorizantes y de la acción del viento. Como resultado se forma una curiosa sucesión de salientes o cornisas que corresponden a estra-

Fig. 21. Formas de meteorización y deflación. Cerro Demerdzhi (Crimea)

tos de rocas duras, y de nichos excavados en rocas blandas o poco cementadas (figs. 22 y 23). En ocasiones, tales nichos de deflación se insinúan profundamente en el paredón de la escarpa (fig. 24).

El académico V. Obruchev descubrió en 1906, en la provincia china de Dzhungaria, lindante con el Kazajstán Oriental, al pie del macizo montañoso de Kara Arat, toda una «ciudad eólica» constituida por construcciones y figuras de fantástico aspecto, que se habían originado en areniscas continentales mesozoicas y arcillas abigarradas, como resultado de los procesos de la meteorización desértica, deflación y corrasión. El aspecto insólito de estas formas está reflejado en los nombres que les dio Obruchev («Castillo del Khan», «Torre Redonda», «Monumento», «Torre Bruja», «Yunque», «Esfinge», «Pájaro»). «Era cual si nos halláramos—escribe Obruchev—entre las ruinas de una ciudad antigua. Ibamos por lo que parecían ser calles, bordeadas de edificios macizos de estilo asiático, con cornisas y columnas, pero desprovistas de

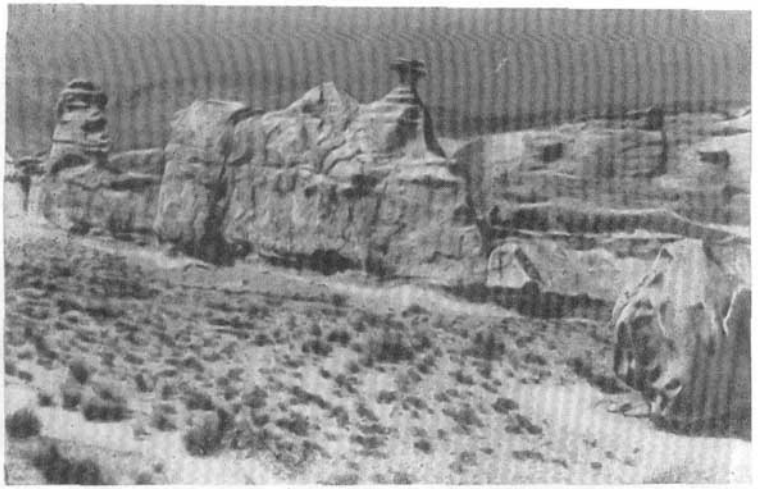


Fig. 22. Formas de meteorización y deflación en los depósitos cretácicos de Manguishlak

Fig. 23. Formas de meteorización y deflación de areniscas calcáreas en la falda meridional de Tian Shan, al norte de la c. de Kashgar

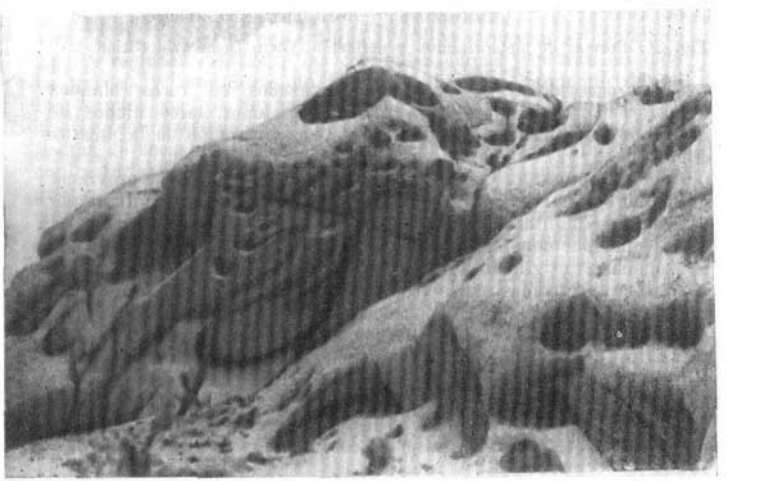


Fig. 24. Nichos de deflación. Vertiente sudeste de Ust Urt

ventanas...Allí, por sobre los edificios, sobresalía una aguja de varios metros de altura; más allá, dos torres, una más alta que la otra, unidas en su parte baja, formando un solo edificio. Más lejos, una esbelta columna coronada de una concreción semejante a la cabeza de un saurio que se irguiera sobre su cuerpo, recordando en conjunto la figura de un dinosaurio. Más lejos, una torre solitaria, ancha abajo, enangostándose hacia arriba hasta formar una cabeza encapuchada, el todo parecido a una figura femenina de amplias vestiduras y arrodillada. Aquí, un busto de hombre con yelmo, allá un grupo de torres redondas de distintos tamaños, luego, otra torre y a su lado la figura de una esfinge sobre alto pedestal...» Obeliscos de forma específica irguiéndose en areniscas ferruginosas sobre la costa norte del mar de Aral han sido descritos por L. Berg, y se conocen otros más situados en varios lugares sobre los contrafuertes de las cordilleras del Asia Central.

La superficie de los desiertos en los lugares de origen del variado material detrítico se va despejando paulatinamente por efecto de la deflación, de sus materiales arenosos y microgranudos, quedando sobre el terreno sólo escombros groseros. De esta forma se opera por influjo del viento la clasificación de los materiales detríticos y la formación de áreas pedregosas y ripiosas en los desiertos.

Una deflación singular se manifiesta asimismo en las extensiones arenosas del desierto, donde se excavan «cazuelas» de deflación de distinta profundidad. Estas se forman debido al carácter turbulento de la corriente aérea, como también al influjo de las ráfagas ascendentes, originadas por un calentamiento desigual de los distintos elementos de la superficie.

§ 3. TRANSPORTE

En los desiertos arenosos característicos de la URSS tienen importancia primordial las acumulaciones arenosas. Son fuente de suministro de las arenas principalmente los sedimentos tanto antiguos como recientes de los grandes ríos de tránsito, como el Amú Daríá y el Syr Daríá que nacen en las montañas del Pamir y Tian Shan. Al internarse en los desiertos, estos ríos van perdiendo velocidad debido en parte a las variaciones de la pendiente de la superficie y en parte a pérdidas considerables de agua por filtración y evaporación, lo que origina de inmediato una intensa acumulación. Esta acumulación de la carga aluvial se lleva a cabo con tal rapidez que el nivel del fondo fluvial va elevándose de continuo. Como resultado,—y también debido a notables variaciones del caudal,—los cauces de los ríos migran con frecuencia, excavando nuevos lechos. Al par de ello tiene lugar la migración de los deltas. De este modo, van acumulándose sobre enormes extensiones los depósitos aluvia-

les constituidos esencialmente de arena y cieno. En regiones aisladas del desierto se hallan arenas de origen marino y también arenas acumuladas como resultado de una acción prolongada de los procesos de meteorización de las rocas originarias, pero parece ser que estos procesos sólo tienen una importancia de segundo orden.

En las regiones en que predomina la deflación, el viento arrastra las partículas pulviformes y arenosas más finas y las transporta a grandes distancias, dejando sobre el terreno los materiales detríticos más groseros. Las partículas arrebatadas por el viento son transportadas de dos modos: 1) suspendidas en el aire y 2) rodando sobre el suelo. El tamaño de las partículas transportadas de uno u otro modo, así como la distancia recorrida, son determinadas por la fuerza del viento. Cuando el viento sopla con una velocidad de hasta 6,5 m/seg, transporta polvo y arena fina con partículas de hasta 0,25 mm de diámetro; a 10 m/seg, el viento alza y transporta granos de arena de hasta 1 mm de diámetro; a 20 m/seg, partículas de hasta 4 ó 5 mm, mientras que los huracanes arrebatan hasta pequeñas piedrecillas. Es variable asimismo la distancia del transporte. En los desiertos, los huracanes conducen hasta fuera de sus confines, enormes cantidades de polvo y aun de arena fina.

El polvo de los desiertos africanos es transportado por los fuertes vientos alisios a distancias superiores a los 2000 ó 2500 km, llegando a constituir un aditivo notable a los sedimentos de fondo en algunos lugares del Atlántico. En 1863, en las islas Canarias cayó una lluvia de polvo cuya masa fue evaluada en 10 millones de toneladas.

Según la opinión de A. Holmes, en estas islas hasta se forman dunas con las arenas finas transportadas por el viento sobre el mar. Cuando soplan los vientos sur, transportan el polvo del Sahara al Mediterráneo y aun más al Norte, donde se va depositando. En Italia caen en ocasiones lluvias de polvo rojo, traído por fuertes vientos. Se han dado casos en que el polvo eólico del Sahara había llegado hasta Alemania y otros países de Europa Occidental.

Los habitantes de las regiones fronterizas de la URSS, en el Kara Kum sudoriental, conocen bien esa acción del viento—por su carga de arena y polvo—que sopla desde el Afganistán y al que llaman «el afgano». Empieza a soplar, término medio, unas 40 a 50 veces al año y suele soplar durante uno o dos días, raras veces más. Arrastra desde el territorio afgano enormes cantidades de arena y polvo, transportándolos por sobre el ancho Amú Dariá al desierto de Kara Kum. El aire suele estar entonces saturado de arena y polvo hasta el punto de ocultar completamente el sol, como durante una violenta tempestad. Los vidrios de las ventanas, sometidos al impacto de la carga arenosa se tornan despulidos en un tiempo relativamente breve (2 ó 3 años).

El origen del «afgano» está relacionado con el arribo desde el norte a las capas altas de la atmósfera, de masas de aire frío, cuya densidad es mayor que la del aire cálido de los desiertos. Las masas de aire frías, al quedar obstaculizado su avance por altas cordilleras como las de Kopet Dag, Parapamiz y Pamiro Alai, no pueden franquearlas, rebotan y se deslizan laderas abajo. Al bajar desde gran altura, aumenta considerablemente la temperatura del aire, y cuando éste llega hasta la llanura desértica yacente al pie de la cordillera, ya está totalmente seco y es caluroso en extremo.

La distancia recorrida por el material arenoso transportado depende no solamente de la velocidad del viento, sino también de la fuerza de las ráfagas ascendentes. Cuanto mayor es la altura a que son alzadas por esas corrientes las partículas arenosas, tanto mayor es la distancia recorrida horizontalmente. En la mayoría de los casos, sin embargo, la arena es o bien arrastrada sobre la superficie del desierto, o bien se desplaza a saltos, esto es, elevándose a cierta altura para desplazarse horizontalmente, caer al suelo, volver a alzarse, y así sucesivamente.

§ 4. ACUMULACIÓN EOLICA EN LOS DESIERTOS

Simultáneamente con la deflación y transporte de partículas, tiene lugar su acumulación, lo que origina un modelado definido del relieve y los tipos peculiares de depósitos eólicos continentales. Las diversas formas topográficas en los desiertos arenosos dependen de múltiples factores, como ser el modelado original del terreno, las reservas de arena suelta, la presencia o falta de vegetación, el carácter del régimen eólico (constancia y fuerza del viento), etc.

Durante largo tiempo se creía que las formas dominantes del relieve arenoso desértico eran los barjanes—normales a la dirección del viento—y sus combinaciones. A pesar de que ya a fines del siglo pasado, V. Obruchev y otros exploradores señalaron la amplia difusión en los desiertos de crestas longitudinales al par de las transversales, sus conceptos no tuvieron difusión merecida durante mucho tiempo. Sólo después de muchos años de investigaciones, llevadas a cabo por Anfrere en el Sahara y por Fedorovich en el Asia Central basadas sobre un prolijo análisis de los datos de la prospección aerofotográfica, se han comenzado a interpretar desde un punto de vista nuevo los problemas del relieve arenoso y las leyes de su formación. Estas últimas están totalmente supeditadas al régimen de los vientos, a la dinámica de la atmósfera y la circulación atmosférica. Toda la diversidad del relieve arenoso se explica por el movimiento helicoidal (en tirabuzón) de las corrientes aéreas turbulentas, de dirección sea vertical (corrientes ascendentes o descendentes, trombas), sea horizontal, en el sentido del viento (en

tirabuzón, en torno a un eje). Las corrientes aéreas se hallan asimismo influidas por diversos obstáculos elevados, principalmente, las montañas.

Atendiendo al régimen del viento, Fedorovich distingue varios tipos de relieve arenoso: 1) arenas barjánicas; 2) crestas transversales (cadenas de barjanes); 3) crestas barjánicas longitudinales; 4) médanos cónicos o garmadas; 5) crestas longitudinales; 6) crestas alveoladas; 7) crestas en lúnulas, etc.

La multiplicidad de las formas principales del relieve arenoso está representada en la fig. 25, destacándose los tres tipos zonales principales del relieve: 1) barjánico, característico, sobre todo, de los desiertos tropicales; 2) semicubierto de vegetación (en los desiertos extratropicales); 3) medanoso (extradesértico). En cada uno de estos tipos se originan, de acuerdo al grado de desarrollo de las acumulaciones de arena y al régimen eólico, las diversas formas de relieve arenoso.

Arenas barjánicas. Se suelen llamar barjanes (voz túrquica) a los cúmulos arenosos asimétricos en forma de media luna (fig. 26), normales a la dirección del viento dominante. Su rasgo característico son los extremos puntiagudos («cuernos») dispuestos hacia adelante en el sentido del viento. Su ladera a barlovento es larga y de pendiente suave (gradiente de hasta 10 a 15°); la ladera a sotavento es corta y abrupta; su pendiente es determinada por el ángulo de reposo de la arena seca, no excediendo generalmente los 32 ó 33°. El tránsito de la ladera suave a la escarpada presenta una cresta filosa formando un arco en el plano y constituyendo la parte más alta del barján.

La altura de barjanes aislados oscila entre 1—2 y 15 m, alcanzando en ocasiones 20 ó 30 m y más (desierto de Libia), mientras que su anchura alcanza con frecuencia 40 a 70 m, a veces 140 m y más. Generalmente, el nacimiento de un barján empieza por la aparición sobre la superficie arenosa llana, de una pequeña ondulación de suave pendiente, en forma de escudo o pequeña rampa que se extiende transversalmente con respecto al viento. Si la altura del escudo llega a los 35 ó 40 cm, se origina en su ladera a sotavento una turbulencia del aire que excava allí un pequeño «semiembudo»; es éste el embrión de un barján. Gradualmente va creciendo y adquiriendo una forma más regular, y finalmente se transforma en un barján falciforme que se asemeja a una media luna. Barjanes aislados de este tipo (fig. 26) no son frecuentes en el desierto, surgiendo principalmente en áreas de tierra compacta y llana, donde las arenas no son abundantes. Estas condiciones se dan en los *takyres* (áreas de suelo arcilloso en el desierto) (fig. 27) y en las llanuras de grava o cascote fino.

Crestas arenosas transversales (cadenas de barjanes). En los desiertos arenosos donde los barjanes se forman sobre un grueso manto

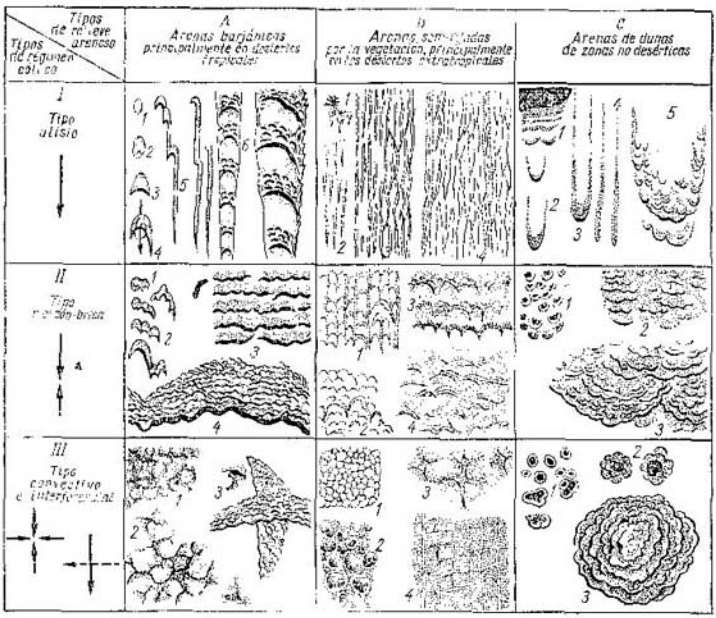


Fig. 25. Formas del relieve arenoso de distintas categorías (B. Fedorovich)

A. Arenas barjánicas (en desiertos tropicales principalmente): I. *Tipo alisio* (con vientos de dirección más o menos uniforme): 1, escudo arenoso; 2, embrión de un barján; 3, barján falciforme simétrico; 4, barján asimétrico; 5, crestas barjánicas paralelas a la dirección del viento; 6, crestas barjánicas longitudinales complejas. II. *Tipo monzón-brisa* (con vientos de direcciones opuestas): 1, grupos de barjanes; 2, cadenas barjánicas simples; 3, barjanes complejos; 4, cadenas barjánicas complejas. III. *Tipos convectivo e interferencial* (con un sistema de vientos uniformes y con vientos de direcciones transversales): 1, círcos barjánicos; 2, barjanes cónicos; 3, barjanes complejos entrecruzados.

B. Arenas semifijadas por la vegetación (en desiertos extratropicales principalmente). I. *Tipo alisio*: 1, pequeñas flechas junto a arbustos; 2, pequeñas crestas; 3, cordones arenosos (alineados en la dirección del viento); 4, grandes crestas arenosas. II. *Tipo monzón-brisa*: 1, crestas arenosas en lúnulas (con fuerte predominio de vientos de una sola dirección); 2, arenas en lúnulas; 3, crestas rastriformes transversales (con escaso predominio de vientos de una sola dirección); 4, crestas transversales asimétricas. III. *Tipos convectivo e interferencial*: 1, arenas alveoladas; 2, arenas macroalveoladas; 3, garmadas o médanos cónicos; 4, arenas onrejadas.

C. Dunas (en zonas extradesérticas). I. *Tipo alisio*: 1, cordón litoral; 2, dunas parabólicas; 3, dunas abarquilladas; 4, dunas longitudinales aparejadas; 5, dunas parabólicas complejas; II. *Tipo monzón-brisa*: 1, pequeñas dunas semicirculares; 2, grandes dunas semicirculares; 3, dunas semicirculares complejas. III. *Tipos convectivo e interferencial*: 1, pequeñas dunas anulares individuales; 2, grupos de dunas anulares; 3, dunas circulares complejas.

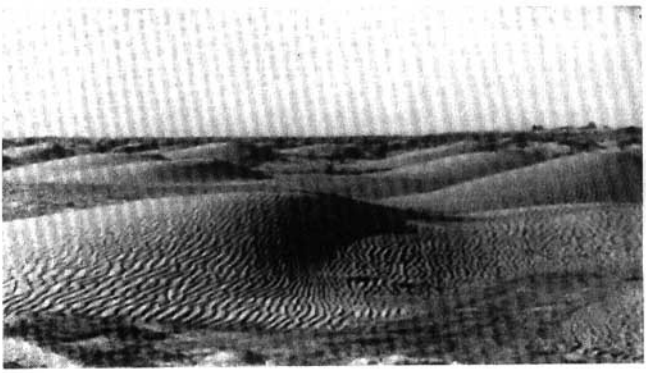
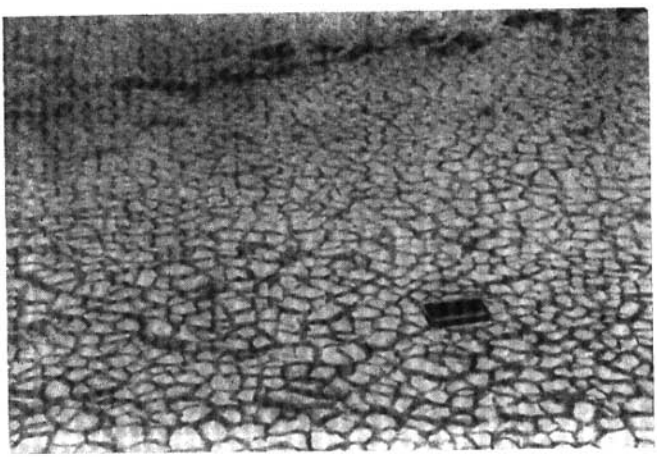


Fig. 26. Barjanes individuales y agrupados. Región de Kun Uaz

Fig. 27. Superficie de un takyr



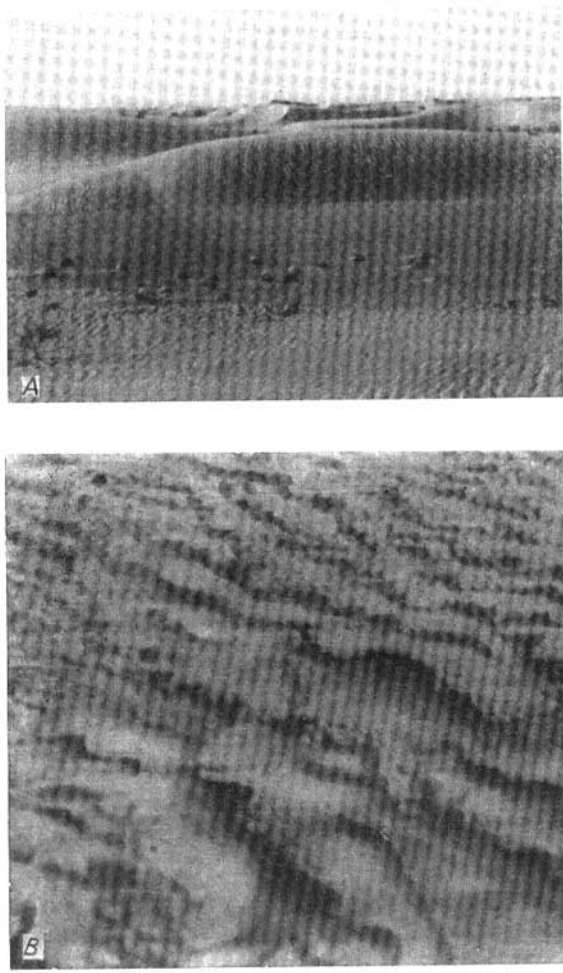


Fig. 28. A. Cadenas barjánicas y ondulaciones en la superficie de las arenas desnudas. Curso inferior del Amú Dariá. B. Arenas barjánicas en el desierto de Takla Makán

arenáceo continuo, aquéllos se unen entre sí formando cadenas de barjanes que se extienden en el sentido normal a los vientos dominantes, y evocan por su aspecto olas marinas solidificadas; las laderas de las cadenas barjánicas son tan asimétricas como las de los barjanes aislados (figs. 28 A y B). Las cadenas de barjanes se originan sólo en presencia de un régimen eólico definido. Los vientos más propicios para su formación son los que soplan periódicamente y con igual intensidad, desde dos direcciones opuestas. Tal es el caso, por ej., de los cambios estacionales de vientos. La reordenación del modelado arenoso, originada por el cambio de dirección de los vientos, conduce al crecimiento de los barjanes y a la coalescencia de éstos. Los largos cordones de barjanes se forman al chocar el viento contra cadenas montañosas y también cuando el avance de la corriente aérea sufre un frenado, alterándose su curso. Bajo estas condiciones se originan distintas turbulencias de aire. Si el viento se encauza contorneando un obstáculo, ello incide de inmediato en la orientación de las crestas arenosas. El grado de influencia de las montañas sobre la dirección de las corrientes aéreas depende de la altura de aquéllas, sus dimensiones y la pendiente de sus laderas. Tal, una cadena montañosa de 2 ó 3 km de altura hace sentir su influjo a barlovento a una distancia de hasta 100 km, o sea, 30 a 50 veces mayor que la altura del obstáculo.

En menor grado lo hacen las laderas de declive suave y uniforme de una meseta no accidentada. Una turbulencia particularmente intensa se observa cerca de las cordilleras de gran altura y laderas escarpadas: las corrientes aéreas, al ser rechazadas y desviadas, cambian su dirección, dando lugar a la formación de crestas arenosas dispuestas transversalmente respecto a la dirección de los vientos dominantes. Análogas condiciones se dan en las regiones litorales marinas en que dominan las brisas y los monzones.

La altura de las cadenas barjánicas más grandes en los desiertos de la URSS llega hasta 60 ó 70 m, y hasta 100 m en los del Asia Central. La distancia entre crestas de cadenas vecinas puede alcanzar 1500 y aun 3500 m, y la longitud de éstas, 10 ó 20 km. Los barjanes aislados y las cadenas barjánicas, al avanzar y trepar unos sobre otros, forman campos de barjanes complejos.

Los altos cordones barjánicos («davanes») constituyen con frecuencia el tipo de relieve dominante en el Asia Central con sus enormes cuencas bordeadas de altísimas cordilleras, donde fuertes vientos sufren un frenado intenso. Tales davanes son particularmente típicos para el desierto de Takla Makán.

B. Fedorovich, al analizar el desarrollo de las formas principales del relieve barjánico, destaca cinco clases: 1) ondulaciones arenosas (pequeñas prominencias alargadas y asimétricas de 0,5 a 2,0 centímetros de altura, separadas por depresiones de 6 a 30 cm de anchu-

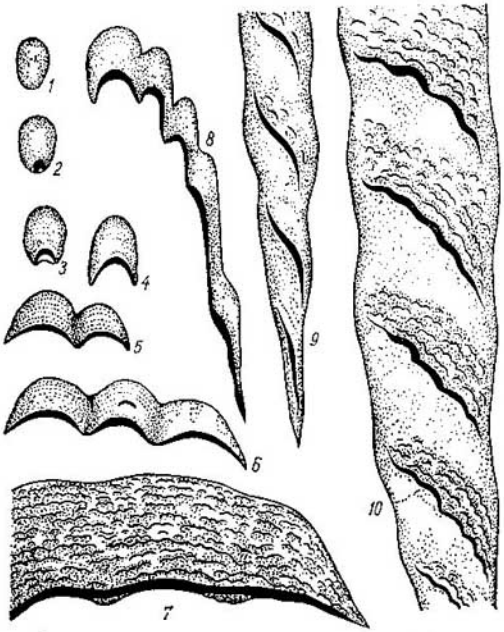


Fig. 29. Esquema del desarrollo de las principales formas de un relieve arenoso desnudo que se originan cuando predomina el frenado de la corriente aérea (transversales respecto del viento, 5 a 7) y sin frenado (paralelas al viento, 8 a 10): 1, «galleta» barjánica («duna escutiforme»); 2, embrión de barján; 3, barján joven; 4, barján falciforme; 5, barján emparejado; 6, cadena barjánica; 7, gran cadena barjánica compleja; 8, barjanes agrupados, en evolución hacia una cresta barjánica paralela al viento; 9, cresta longitudinal barjánica con «costillas» diagonales; 10, gran cordón barjánico longitudinal con costillas diagonales complejas (según B. Fedorovich).

ra); 2) pequeños barjanes y cordones de barjanes de 1 a 3 m de altura, con una distancia de 10 a 50 m entre las crestas; 3) barjanes y cordones barjánicos normales de 2 a 5 ó 7 m de altura, con crestas distantes entre sí 50 a 250 m; 4) grandes barjanes y cadenas barjánicas complejas, en que la distancia entre crestas llega ya a 400 m; 5) grandes cordones-davanes barjánicos con 60-75 y aun 150 m de altura y distancias entre las crestas de 1,5 a 3,5 km (Turkmenia Occidental, Takla Makán). Lo corriente es que se observan en una misma porción

de relieve arenoso tanto las formas pequeñas como las grandes (fig. 29).

Los barjanes y las cadenas barjánicas son las formas movientes del modelado desértico. Si los vientos estacionales de direcciones opuestas soplan con idéntica intensidad, los barjanes no emigran. En cambio, si los vientos de una dirección son más fuertes que los de otra, se hace manifiesto el avance de los barjanes en una de esas direcciones (hasta varios metros por año) (fig. 30 A y B). Se conocen casos en que las arenas movientes sepultaron casas, huertas, campos cultivados, etc. Tales casos pueden observarse en Turkmenia, Uzbekistán, Kara Kalpaquia y otros lugares.

Crestas barjánicas longitudinales. En los desiertos tropicales—zonas de los alisios de dirección sensiblemente uniforme, tal el Africa Septentrional—se originan acumulaciones de arenas muy movedizas, extendidas en el sentido del viento o de la resultante de los vientos. En las etapas iniciales de su desarrollo, son barjanes con un cuerno acortado y otro alargado; a continuación, son cadenas que parecen alternar con los barjanes o los llevan encima; en los grandes amontonamientos que llevan mucho tiempo de ser formados, son altos cordones longitudinales de sección transversal en media caña, con barjanes complejos dispuestos sobre su lomo (fig. 29).

Los médanos cónicos o garmadas se hallan en algunas regiones del Asia Central, Asia Mediterránea* y Africa. Su área de difusión es relativamente reducida y su origen se debe a la interferencia de las ondas aéreas, relacionada con la deflección de los vientos por las laderas montañosas.

Crestas arenosas longitudinales (fig. 31 A y B). Tienen amplísima difusión en todos los desiertos de la Tierra. Se originan en todas las regiones donde predominan vientos de dirección sensiblemente uniforme y no existen obstáculos que entorpezcan su curso. Los vientos persistentes soplan desde regiones de alta barométrica hacia las de baja. Este movimiento horizontal se combina con corrientes ascendentes y descendentes originadas por un fuerte pero desigual calentamiento de la superficie arenosa accidentada, circunstancia que da lugar, precisamente, a la convección. Siendo constante la dirección del viento, se forman crestas relativamente angostas y largas, orientadas en el sentido del viento. Las distancias entre las crestas, separadas por depresiones, varían de 185 a 1000 y aun 2500 m. En los desiertos del Asia Central, a la par de crestas de dimensiones reducidas, de 1 a 3 m de altura (depósitos fluviales recientes del Amú Dariá) existen crestas de 10 a 12 m de altura. En

---

* Se llama por tradición Asia Central a la región del Turquestán, situada al sudoeste del continente y llamaremos algo arbitrariamente Asia Mediterránea a la parte geográficamente central del continente.

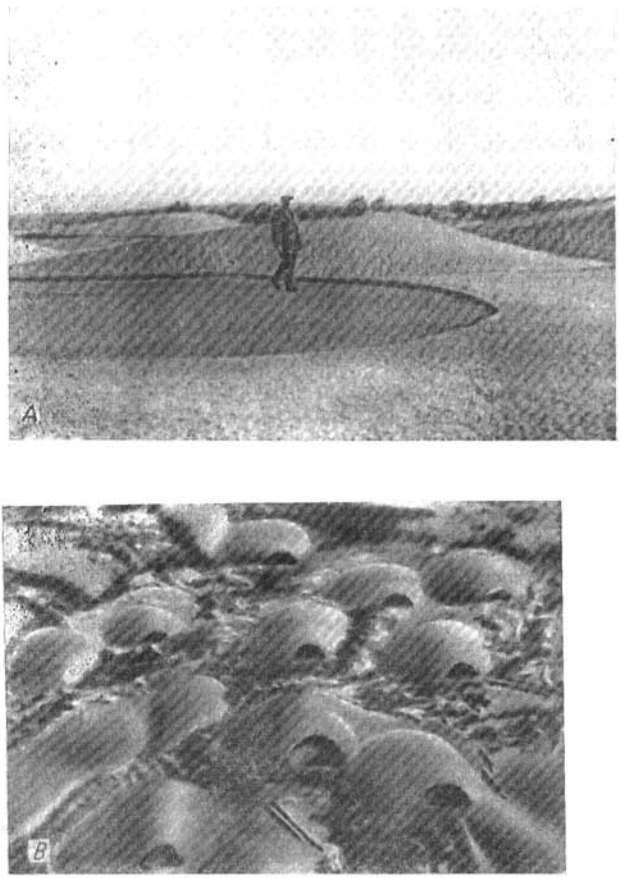


Fig. 30. A. Barjanes desplazados. B. Barjanes individuales y agrupados sepultando tierras de regadío antiguas. Oasis de Turtkul en el curso inferior del Amú Dariá

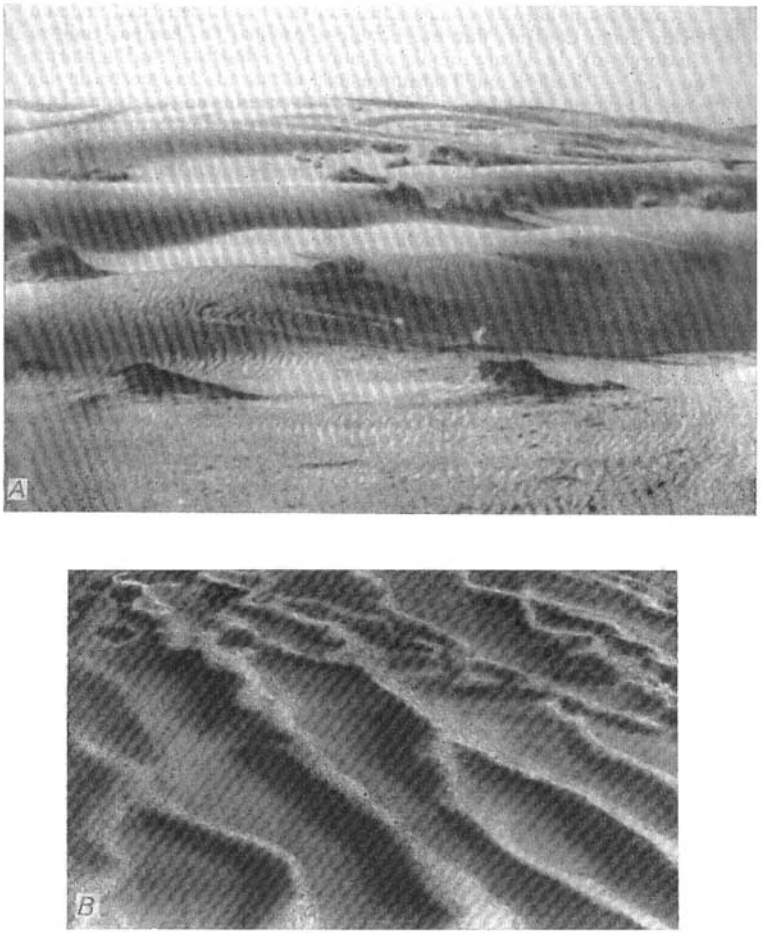


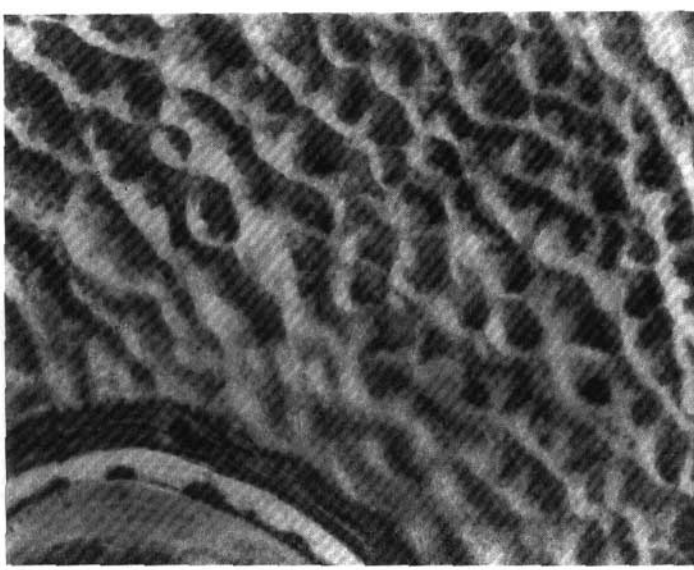
Fig. 31. A. Crestas arenosas desnudas, longitudinales respecto a la dirección de los vientos dominantes. Kara Kum. B. Crestas arenosas (semifijadas por la vegetación) alineadas en la dirección del viento dominante

las regiones donde las arenas sufrieron una continua redistribución (Kara Kum Central) durante un largo período de tiempo (todo el Cuaternario), la altura de las crestas llega hasta 30 m, mientras que en el Kara Kum Transungúsico, donde el transporte de las arenas tuvo su comienzo al final del Neógeno, las crestas tienen una altura de 40 a 60 m. Pero sus dimensiones son particularmente grandes—varias *decenas y hasta cientos de metros*—en el Sahara, donde los alisios tienen una dirección constante y donde la edad de las *crestas llega a un millón de años.*

En los desiertos centroasiáticos de la URSS, las cumbres de las crestas se hallan con frecuencia desnudas y en su superficie se observan formas barjánicas transversales originadas por las turbulencias de la corriente aérea en su rozamiento contra la arena; en algunos lugares se encuentran crestas semicubiertas de vegetación.

En el relieve arenoso se manifiesta claramente la unidad del proceso relacionado con la acción del viento. Son típicas formaciones de deflación y acumulación. La arena viene arrastrada continuamente de las depresiones entre las crestas para ser transportada y acumulada en las cumbres de éstas. Cabe destacar que en casi

Fig. 32. Arenas en crestas alveoladas semicubiertas de vegetación. Kara Kum



todos los tipos de relieve arenoso se observa una conjunción de depresiones de deflación y de crestas de acumulación y otras formas topográficas positivas.

Las crestas alveoladas (fig. 32) presentan formas mixtas en que altas crestas orientadas en el sentido de los vientos dominantes se combinan con barras transversales cruzando las hondonadas. Resultado de ello es que toda la superficie arenosa se halla constituida por hoyos caliciformes de deflación (alvéolos) de 100 a 200 m de diámetro, y por crestas estrechas que los separan. Según datos de Fedorovich, este modelado del relieve arenoso es privativo de las regiones donde al par de los vientos intracontinentales dominantes son frecuentes irrupciones de ciclones con sus corrientes características de direcciones muy variables. Tales formas y las circunstancias que las originan son ampliamente difundidas en el Kara Kum y Kizil Kum. El relieve arenoso alveolado tiene una difusión relativamente escasa, siendo confinado sobre todo a las regiones en que predominan las corrientes ascendentes.

Las crestas en lúnulas (fig. 33) se originan cuando los vientos soplan en direcciones opuestas, predominando uno de ellos (por su duración o intensidad). Esto da lugar a la formación de rampas arqueadas, parecidas a los barjanes. Al igual de los barjanes, las lúnulas semifijadas por la vegetación tienen sus «cuernos» orientados en el sentido del viento.

Cúmulos arenosos irregulares (fig. 34). Además de las formas descritas en lugares aislados de Kara Kum y Kizil Kum se encuentran arenas amontonadas en cúmulos de hasta 5 m de altura (raras veces 7 u 8 m), de forma irregular, fijados por la vegetación. Sus laderas a barlovento y a sotavento no presentan diferencia alguna. En ocasiones, estos cúmulos forman agrupaciones irregulares o crestas cortas entre las que se hallan depresiones cerradas.

Según han demostrado los exploradores del Asia Central (V. Dubianski y otros), los cúmulos irregulares se han originado como resultado de la sujeción de las arenas por una vegetación desértica dotada de características específicas: rápido crecimiento apical y abundantes raíces adventicias que sujetan la masa arenosa. Son particularmente altos los cúmulos en torno a los arbustos de tamariscos.

Montículos arenosos. Cuando las reservas de arena son escasas, ésta se acumula sólo junto a obstáculos aislados, generalmente junto a pequeñas plantas arbustivas desprovistas de raíces adventicias, formando montículos arenosos. Los tamaños de estos montículos dependen de la especie vegetal, su altura no suele pasar de 1 m. Estas formas han sido descritas por V. Obruchev. Cobran una difusión particularmente amplia en las llanuras proluviales del Asia Mediterránea donde la arena y el polvo se acumulan junto a los arbustos de nitria, shoropán y otras plantas.

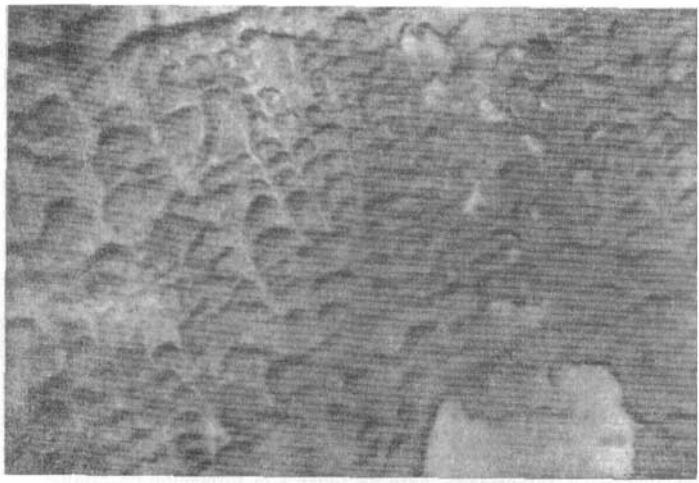
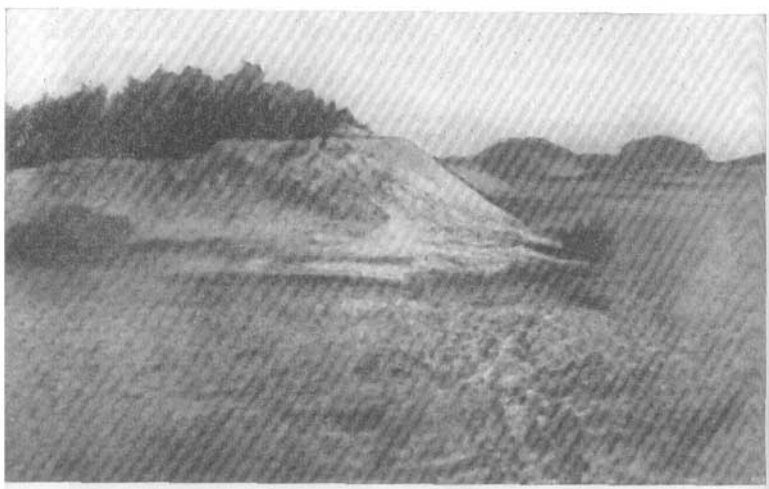


Fig. 33. Crestas arenosas en lúnulas, semifijadas. Kara Kum

Fig. 34. Cúmulos arenosos irregulares



Así pues, se observan en los desiertos múltiples variedades de relieve arenoso, existiendo transiciones graduales de una a otra. Esta multiplicidad está totalmente supeditada a las diferencias de régimen de las corrientes aéreas, las que a su vez dependen del relieve, clima y otros factores (fig. 25). La mayoría de las acumulaciones arenosas son resultado del influjo simultáneo de la deflación, transporte y depositación de la arena, del arrastre de ésta desde las distintas depresiones y su proyección sobre las crestas más cercanas. En una serie de lugares se observa una distancia considerable entre la zona de deflación preponderante y la de acumulación. Así, por ej., en los confines meridionales del Kara Kum, sobre todo en su parte occidental, se halla situada una zona de acumulación prevalente, donde las arenas del Kara Kum están invadiendo la antigua llanura proluvial inclinada, yacente al pie de las montañas.

Transporte y acumulación del polvo de loes. A lo largo de extensos períodos (un millón de años y más) en que operaban los procesos de arrastre y clasificación de las arenas por el viento, actuaba también un proceso continuo de transporte de grandes cantidades de polvo fuera de los desiertos, conducido en ocasiones a grandes distancias, según se ha señalado en el párrafo sobre el transporte. El polvo eólico, al ir a parar en los mares y lagos, se depositaba allí mezclándose con los sedimentos marinos y lacustres. El transporte del polvo a grandes distancias del lugar de origen se debe no tanto a la fuerza del viento junto al suelo, cuanto a las intensas corrientes ascendentes capaces de alzar el polvo a gran altura. Según las observaciones de B. Fedorovich, en los desiertos del Asia Central el polvo asciende a una altura de 3 km aun cuando la velocidad del viento es de 5 m/seg.

Cuando las condiciones son favorables, el polvo transportado fuera de la región de deflación, se deposita formando en algunos lugares pilas de gran espesor. La existencia de este proceso viene comprobada magistralmente por la presencia de notables acumulaciones de polvo en las laderas de distintas montañas, entre ellas, las altísimas mesetas de Tibet y Kuen Lun.

Las observaciones realizadas en Tian Shan (fig. 35) por la Estación Físico-Geográfica del Instituto Geográfico de la Academia de Ciencias de la URSS han comprobado que el polvo eólico va depositándose continuamente sobre los glaciares de las cumbres montañosas, a alturas de hasta 5 km y a veces aún mayores. De esta suerte, se ve confirmada la existencia del proceso acumulativo de polvo eólico en lugares donde la velocidad del viento mengua debido a obstáculos o a la interferencia de vientos de distinto origen.

Las tormentas de polvo son particularmente frecuentes en los desiertos intracontinentales de Asia. Tal, en el margen meridional del desierto Takla Makán, el número de días con viento polvoriento

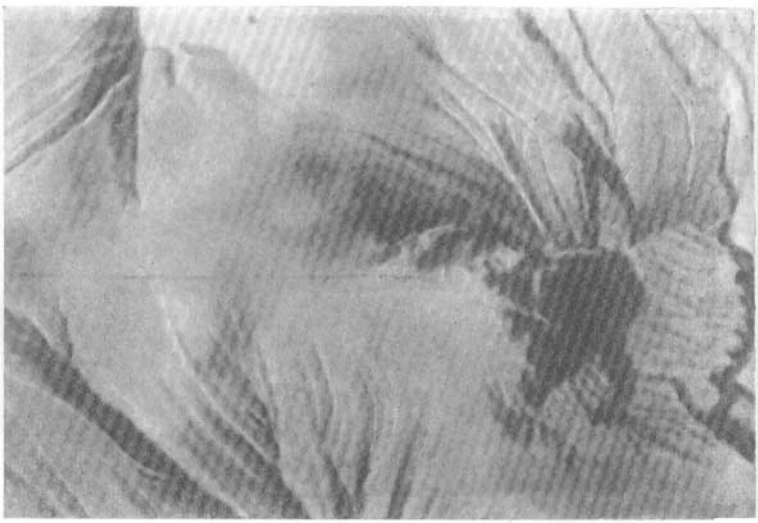


Fig. 35. Manto de loes en los faldeos de Kuen Lun

llega a 164 por año. Durante las tormentas de polvo la visibilidad se reduce a unos pocos cientos de metros, y en ocasiones a 1 ó 2 m.

Son famosas las fuertes tormentas de polvo en las regiones agrarias del árido territorio occidental de los Estados Unidos, donde el cultivo abusivo de las tierras ha inutilizado para la agricultura áreas extensas.

En la URSS, las tormentas de polvo se observan en ocasiones en las áridas estepas del Kazajstán Septentrional, Bashkiria, Volga inferior y la región de Stavropol.

§ 5. CORRASION *

La corrasión (del lat. corrasus, raspado) es el desgaste mecánico de las rocas aflorantes por el viento, cuya carga de partículas duras ejerce una acción de limado, pulido, horadación, etc. El viento, en su acción de deflación y transporte es capaz de arrebatar no sólo

* Algunos geólogos usan el término «corrosión». La Gran Enciclopedia Soviética considera a ambos términos como sinónimos. (N. del T.).

partículas finas pulviformes, sino también arena y aun pequeños detritos rocosos durante las tormentas violentas. Las partículas de polvo son alzadas a gran altura, mientras que las arenosas lo son a pocos metros (2 ó 3 m, pocas veces 8 ó 10 m). La carga arenosa transportada por el viento alcanza su máxima concentración en las corrientes aéreas inferiores, junto a la superficie (hasta 1,5 ó 2 m del suelo), donde adquiere también su máxima intensidad la corrasión y se pulimenta y desgasta la superficie rocosa, formándose sobre ella raspaduras, estrías y canaletes aislados.

Los fuertes y continuos impactos de arena en las partes inferiores de los peñascos, los van socavando cual si los limaran, volviéndolos más delgados con relación a las suprayacentes. Un ejemplo demostrativo del efecto corroyente del viento con su carga de arena lo constituyen los postes telegráficos, que son rápidamente serruchados cuando no llevan protección.

El minado de los bloques pétreos por el viento es favorecido por los procesos meteorizantes que desagregan las rocas monolíticas. La corrasión arenosa en la base de los peñascos contribuye a la alteración de los enlaces entre partículas aisladas de la roca, y con ello a un rápido arrastre de los detritos rocosos. Resultado de ello es que cada vez nuevas porciones van siendo denudadas y expuestas al influjo de la meteorización y de la corrasión.

De este modo, los procesos de deflación, transporte, corrasión y meteorización en los desiertos, en conjunción con la heterogeneidad en la composición de las rocas, confieren a los peñascos contornos singulares. Sus partes superiores más anchas descansan sobre soportes relativamente delgados y cortos. Con frecuencia se observan peñascos en forma de hongos (fig. 36 A y B). Cuando prevalecen vientos de una sola dirección, en la base de las elevaciones rocosas son excavados nichos y cavernas. Sobre las superficies arcillosas del desierto donde los vientos son constantes en dirección, los chorros de arena excavan surcos o canalones aislados (de 1 a 2 m de profundidad, el algunos lugares de hasta 6 m) separados por cordones. Estas formaciones se llaman *yardangs* en Sinkiang (China).

Al chocar con piedras aisladas yacentes en la superficie del desierto, los chorros de arena las abrasionan, las tallan en contorno y las pulimentan. Este proceso puede representarse del modo siguiente: al soplar el viento desde una dirección determinada, el trozo de roca va desgastándose y puliéndose gradualmente como si fuera con un cincel, formándose una faceta alisada a barlovento. Si cambia la dirección del viento o la posición del trozo, debido a fuertes tormentas, durante las cuales el viento lo hace rodar, irán tallándose otras caras del trozo. Tal es el origen de las curiosas piedras de facetas planas, tan características de los desiertos, en forma de triedros o poliedros con facetas de brillante pulido y aristas relativa-

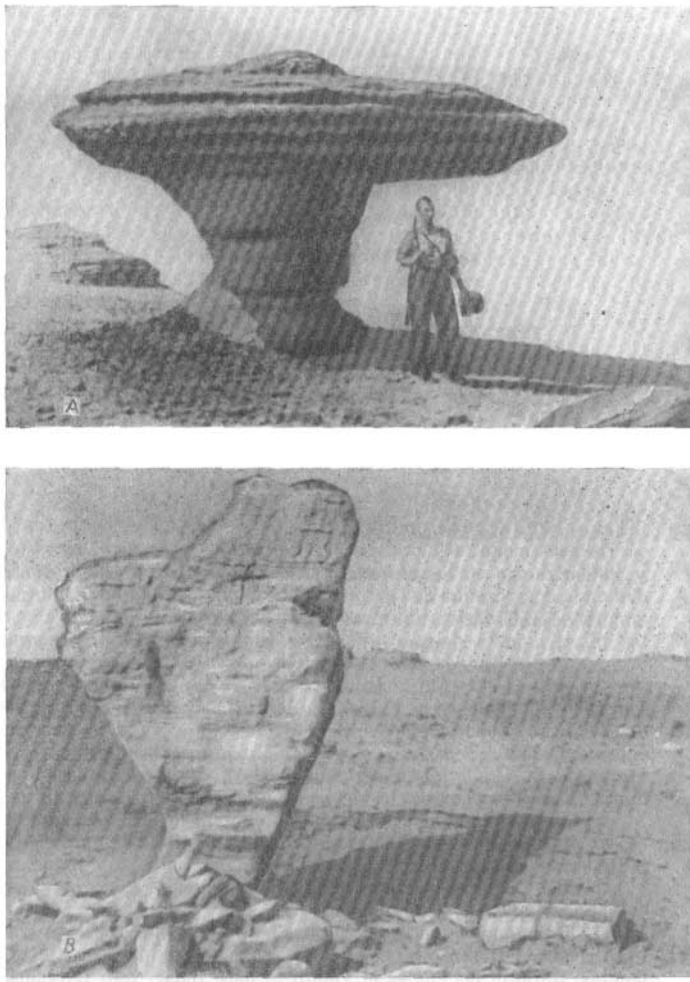


Fig. 36. Formas de deflación y corrasión.
A. Testigo en forma de hongo (Manguishlak). B. Testigo en las areniscas de Apsheron en Kara Kum

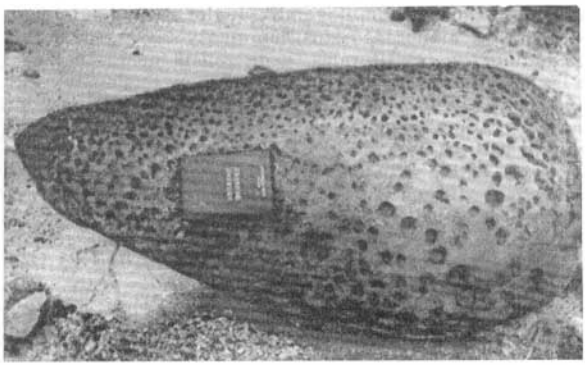


Fig. 37. Superficie alveolada de una porfirita augítica. Vertiente meridional de Tian Shan (Sinkiang)

mente agudas. La cantidad de facetas y aristas viene determinada por la forma primitiva de la piedra y por la dirección de los vientos. En rocas heterogéneas, los impactos de arena horadan alvéolos, formándose una superficie alveolada (fig. 37).

§ 6. ACUMULACION EOLICA EN EL LITORAL DE LOS MARES, LAGOS Y RIOS

La acción del viento se manifiesta no sólo en los desiertos, sino también en ciertas zonas de clima más húmedo. En éstas, las condiciones necesarias para originar las formas topográficas arenosas son las siguientes: 1) reservas suficientes de arena no fijada; 2) ausencia casi total de vegetación y 3) fuertes vientos. Estas condiciones se hallan presentes, ante todo en las angostas franjas litorales marinas donde se observa un suministro abundante de arena acarreada sobre la playa por las olas, como también en las orillas arenosas de los lagos, y, en algunos casos, en las terrazas de valle de crecida y terrazas fluviales más antiguas.

Los vientos originados en los litorales marinos, con dirección predominante del mar hacia tierra, arrebatan con facilidad la arena seca y la transportan tierra adentro. La vegetación arbustiva y los accidentes aislados de terreno constituyen obstáculos que detienen la arena moviente y ésta se amontona alrededor de ellos formando pequeños cúmulos arenosos primarios. Estos, al seguir creciendo, se transforman a su vez en obstáculos que endican y acumulan la arena.

En su desarrollo ulterior, los cúmulos individuales se funden formando cordones o crestas arenosos. Estos cúmulos y crestas de forma alargada, difundidos en los litorales, a diferencia de los barjanes y crestas de las regiones desérticas, se llaman dunas. Es de notar, sin embargo, que este término es interpretado con frecuencia de modo diferente en la literatura geológica o geográfica. Algunos investigadores (I. Schukin y otros) llaman dunas a todas las formas de acumulación eólica, ya se hallen situadas en el desierto o en el litoral. En este caso los barjanes (forma típica del relieve desértico) son considerados como una variedad de dunas. Otro grupo de investigadores (I. Mushketov, S. Kalesnik) denominan dunas sólo a las acumulaciones arenosas eólicas en los litorales de los mares, lagos y ríos.

En las primeras etapas de su desarrollo, las dunas ocupan una posición transversal con relación al sentido del viento (fig. 38), pero a medida que avanzan tierra adentro, suelen orientarse en el sentido del viento. Una duna originada en la orilla, si no es sujetada por la vegetación, no permanece incólume sino que se desplaza paulatinamente por la acción del viento dominante, hacia el interior del continente. Este movimiento se debe a que el viento arrastra la arena de la ladera a barlovento y la transporta por sobre la cresta de la duna a la ladera de sotavento. A medida que una duna abandona la orilla del mar, en su lugar surge otra similar, y una vez que ésta haya emigrado, empieza a formarse una duna nueva. De este modo se originan varias cadenas sucesivas de dunas.

Fig. 38. Dunas en la costa del Mar Báltico

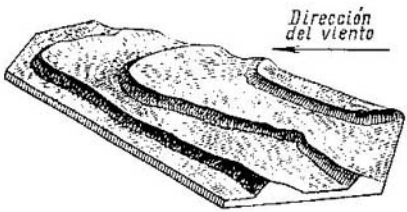


Fig. 39. Dunas parabólicas

La velocidad de traslación de las dunas es variable, oscilando entre fracciones de metro y 20 metros por año. Estas formas arenosas movientes de los litorales pueden sepultar bosques, campos y aun poblaciones. Las dunas antiguas se caracterizan con frecuencia por un relieve accidentado bastante complejo e irregular, resultado de su remodelado por el viento y de un desarrollo desigual de la vegetación. Se hallan separadas por hondonadas de deflación aisladas, formando lomas o crestas acortadas.

En ocasiones, las dunas adoptan una forma curvada. Así, por ej., si los bordes de una duna están sujetos parcialmente por la vegetación, los granos de arena movientes se detienen allí más que en su parte central. Resultado de ello es el avance gradual de la parte más alta de la duna, en que se opera un transporte intenso de arena. Ello conduce a la formación de una duna arqueada o parabólica, con su ladera de sotavento convexa y escarpada, y la ladera de barlovento de pendiente suave (figs. 39 y 25). Un desarrollo ulterior en el mismo sentido puede transformar la duna parabólica en una de forma ahorquillada, y si el viento hiende su cima, en parejas de dunas paralelas a la dirección del viento.

En algunos lugares se forman complejos campos concéntricos de dunas, de considerable extensión. Las dunas alcanzan su mayor tamaño en los litorales de los mares y océanos. Tal, en la costa atlántica arenosa en Francia, las dunas se presentan como enormes diques naturales de 100 m de altura y más. Similar altura alcanzan dunas aisladas de las costas africanas.

En la URSS, las dunas están difundidas en el litoral del mar Báltico y el golfo de Finlandia, donde alcanzan, a veces, alturas superiores a los 20 ó 25 m. Son particularmente famosas las dunas de la región de Kaliningrado, situadas en la flecha que separa el golfo Kurisches Haff del mar. Las dunas abundan en Letonia; su altura llega a 10 ó 20 m. Las del litoral del golfo de Finlandia, cerca de Sestroretsk, tienen una altura de 24 m. Las dunas se hacen pre-

sentes también en los valles fluviales (arenales de Aleshki sobre el Dnieper, los de Archadá y Tsimliansk, sobre el Don). S. S. Korzhuiev señala la notable difusión de dunas en el valle del río Lena, donde llegan a la altura de 20 a 30 m, predominando las de 10 a 15 metros.

En las zonas de clima templado, las dunas continentales están más extendidas en las regiones de glaciaciones antiguas, en los llanos de aluviones fluvio-glaciares (sandr). Estas dunas están difundidas en el norte de Alemania y Polonia, en Bielorrusia, Meschera y otras regiones de la parte europea de la URSS, como también en la llanura Siberiana Occidental y en Yakutia.

§ 7. PECULIARIDADES DE LOS DEPOSITOS EOLICOS

Los depósitos eólicos están constituidos por arenas eólicas que originan las diversas formas del relieve arenoso en las regiones desérticas y en los litorales de los mares, lagos y ríos de otras provincias climáticas, como asimismo por las rocas específicas, llamadas loes y limos loésicos.

Los sedimentos arenosos eólicos se diferencian de otros sedimentos continentales por una serie de caracteres peculiares. Su rasgo es una estratificación irregular, oblicua, ya poco inclinada, ya de fuerte pendiente, de direcciones dispares, testimonio de reiterados reajustes de sus formas, debidos a cambios del régimen eólico.

Un rasgo privativo de los sedimentos eólicos es también la granulación relativamente fina de las arenas cuyas partículas tienen generalmente un diámetro comprendido entre 0,05 y 0,25 mm. En ellos faltan casi por completo las partículas de polvo, puesto que son arrebatadas y transportadas selectivamente por el viento. Además, es propio de las arenas eólicas un redondeado bastante acabado de los granos, resultado de su prolongado arrastre por el viento. A veces, los granos de arena eólica se hallan bien pulidos.

Atendiendo a su composición, prevalecen en ellos las arenas cuarzosas y con bastante frecuencia las feldespáticas, que se acumulan sin sufrir los procesos de descomposición debido al escaso desarrollo de la meteorización química en los desiertos. Los minerales frágiles (mica, etc.) son generalmente triturados y desmenuzados por el continuo arrastre y luego transportados por el viento.

El espesor de los depósitos eólicos de arena actuales alcanza en los desiertos varias decenas de metros.

El loes. En las zonas marginales de los desiertos y también en las estepas y laderas montañosas adyacentes se asienta el polvo traído por el viento. La acumulación de partículas finas depositadas por el viento da origen al loes, una variedad genética particular de los sedimentos continentales. Es una roca ligera macroporosa de color amarillo claro o pajizo, en cuya composición predominan las partí-

culas de polvo de 0,05 a 0,01 mm (>50%) y se hallan presentes en cantidad considerable partículas más finas (de 0,01 a 0,005 mm).

Son rasgos característicos del loes la ausencia de estratificación, una disyunción vertical, una cantidad considerable de compuestos carbonatados, la presencia de nódulos calcáreos de forma curiosa, llamados «muñecos de loes», y de un sistema de conductitos verticales cortos, vestigios de las raíces de las plantas. En los afloramientos naturales y canteras el loes puede formar paredones verticales (fig. 40). El espesor de los depósitos de loes varía de unos pocos metros a 100 m, raras veces más. En la China Septentrional las acumulaciones de loes y rocas loésicas subyacentes del Plioceno pasan de los 250 m de espesor.

Se conocen depósitos típicos de loes en China, Asia Central, regiones semidesérticas del Oeste de EE.UU. y otros lugares. Pero además de aquéllos, existen en Europa Occidental, principalmente en Alemania Central, así como en las estepas meridionales de la URSS, rocas loesiformes o limos loesiformes que presentan una gran similitud con el loes común: son porosos, tienen conductitos verticales, son carbonatados, homogéneos, etc., y sólo de lugar a lugar se observa cierta heterogeneidad en su composición.

El origen del loes y rocas loesiformes aún no ha sido aclarado. Existen varias hipótesis sobre la génesis del loes: eólica, proluvial,

Fig. 40. Farallones verticales de loes cerca de Siang (China)

aluvial, diluvial, edáfica-eluvial, etc. Controversias particularmente grandes suscitó la cuestión de la génesis del loes y rocas loesiformes difundidos en el sur de la parte europea de la URSS (Ucrania), o sea más al sur del límite de máxima difusión de la glaciación reciente del Antropógeno. Muchos geólogos encaran la cuestión del origen de esos loes y rocas loesiformes partiendo de la hipótesis eólica. De acuerdo a su criterio, durante la glaciación continental se acumulaba aire frío encima de los potentes mantos glaciares, dando origen a un *anticiclón* glacial. La diferencia entre la presión atmosférica reinante sobre el glaciar y la de la zona extraglaciar originaba una corriente aérea moviéndose del centro del manto glacial hacia sus extremos. Las masas aéreas descendentes del glaciar se calentaban en un grado por cada 100 metros y llegaban ya templadas y secas a la superficie de la Tierra en las regiones periglaciares: se trata de los denominados foehns glaciares (según Voiéikov y Tutkovski). Los foehns glaciares dispersaban las morrenas terminales y otros sedimentos sueltos de las regiones periglaciares. Estos vientos transportaban y depositaban lejos del borde del glaciar aquel polvo fino cuyas acumulaciones, precisamente, formaron el loes. La hipótesis eólica explica bien el carácter mántico de las formaciones de loes en el sur de la URSS, esto es, su yacimiento a modo de cubierta continua sobre las elevaciones divisorias de las aguas y sus laderas, sobre las antiguas terrazas que bordean los valles de crecida.

Sin embargo, no se descarta la posibilidad de que en casos aislados, el loes pudo haberse formado de otro modo, particularmente por la acción de las aguas, opinión sustentada actualmente por muchos exploradores del Asia Central. Por cuanto el polvo eólico, al asentarse sobre la tierra, queda sometido al influjo de las precipitaciones atmosféricas y corrientes hídricas, resulta natural que, al par del loes netamente eólico no redepositado, tengan amplia difusión los sedimentos loesiformes proluviales, diluviales y aluviales. Así, pues, cabe dividir el problema del origen del loes en dos cuestiones: 1) fuentes de origen del loes y modos de su acumulación; 2) condiciones de la redeposición del material loésico.

En las zonas desérticas, además de los depósitos eólicos relacionados directamente con la acción del viento, son característicos asimismo los sedimentos de los lagos y lagunas salados, representados por distintas sales: potásicas, sulfatadas (yeso, mirabilita), sal común, depósitos proluviales de los conos de deyección de los torrentes montañosos temporales, sedimentos arcillosos de las depresiones y hoyas entre las elevaciones («takyres»).

En varias regiones se forman en la superficie desértica, como resultado de la evaporación de soluciones acuosas, «costras de meteorización» peculiares. En los desiertos africanos, estas costras vienen formadas por carbonatos que cementan las arenas transformándolas

en una laja de arenisca de 1 a 2 m de espesor. En los desiertos del Asia Central (sobre todo en las calizas) se origina una corteza de yeso esponjoso superficial. Semejante desierto yesoso ocupa una parte considerable de la meseta Ust Urt.

Los *takyres* (fig. 27) son áreas arcillosas llanas, suficientemente niveladas de la superficie desértica, cuyas dimensiones varían desde unos pocos metros cuadrados hasta varios kilómetros cuadrados. Se originan en depresiones aisladas entre cordones arenosos y en desiertos pedregosos y tienen una forma ya redonda, ya alargada a modo de franja. Las corrientes hídricas efímeras conducen a estas hondonadas un material microgranulado proveniente de los terrenos elevados del desierto. A las partes centrales de las depresiones llega sólo el material más fino, que se deposita allí formando la capa arcillosa del takyr. La arcilla, al secarse, se torna sumamente compacta y dura. Sobre ella, las herraduras de un caballo casi no dejan huella y producen un retumbo «sonoro». Cuando se seca, se resquebraja formando pequeñas lajas poligonales (de 4; 5 ó 6 lados) de 7 a 12 cm de diámetro (fig. 27).

Los takyres presentan un determinado interés práctico en los desiertos, ya que sirven para obtener agua dulce aunque sea en poca cantidad. La superficie arcillosa impermeable del takyr retiene el agua de las precipitaciones atmosféricas. Para evitar que el agua se evapore, se excavan en la superficie del takyr canaletas de desagüe especiales por los que el agua dulce es conducida hacia el borde del takyr, a los pozos excavados en las arenas, donde el agua difluye y forma un lente sobre la superficie de las aguas salobres del subsuelo. Este lente de agua dulce es aprovechado por la población del lugar.

En la URSS, los takyres más extensos se hallan confinados en los márgenes del antepaís llano del macizo de Kopet Dag, formados por la acción de los torrentes temporales, y en el curso inferior del Amú Dariá (antiguo delta del Sarakamysh).

A veces el agua acarrea a las depresiones no sólo partículas arcillosas, sino también sales lixiviadas de las rocas. Al evaporarse el agua de estas depresiones, su superficie se va cubriendo de eflorescencias de sales, formándose paulatinamente una salina (solonchak). Una salina puede formarse en los lugares donde las aguas salobres del subsuelo se hallan a poca profundidad y suben por capilaridad a la superficie y se evaporan, quedando las sales en la superficie.

De este modo se originan en los desiertos cinco tipos distintos de superficies, resultado de los intensos procesos de meteorización y de la deflación, transporte y acumulación de materiales por el viento, como también de la acción de las corrientes hídricas efímeras y torrentes temporales de montañas: 1) el desierto pedregoso; 2) el desierto arenoso; 3) el desierto arcilloso; 4) el desierto salino y 5) el desierto yesoso.

CAPITULO VI

ACCION GEOLOGICA DE LAS AGUAS CORRIENTES SUPERFICIALES

§ 1. ESCURRIMIENTO PLUVIAL Y ACCION DE LAS CORRIENTES TEMPORALES

Las precipitaciones atmosféricas se distribuyen de diversos modos. Parte de ellas se filtra a profundidad para engrosar las reservas de aguas subterráneas, parte retorna a la atmósfera por efecto de la evaporación y parte se escurre por la superficie.

Dentro del conjunto de los procesos exodinámicos que tienen lugar sobre los continentes, la actividad de las corrientes acuosas superficiales, al par de los procesos meteorizantes, abarca las mayores extensiones. Una tupida red de barrancos y ríos cubre la superficie de la Tierra, correspondiendo a los ríos un papel particularmente importante. «Los ríos—decía el académico Pavlov—suelen llamarse con frecuencia arterias hídricas, comparándoselas con las arterias del cuerpo humano, que suministran la alimentación y purifican todos los órganos del hombre».

Al examinar la cuestión de la formación y desarrollo de los ríos y sus valles, empezaremos por estudiar las aguas de escorrentía y con este fin examinaremos en primer término las formas topográficas menores originadas por la acción de las corrientes hídricas temporales.

La vida de los ríos está ligada con largas porciones de tiempo, de aquí que el hombre no puede, en el transcurso de su vida, notar cambios sustanciales en el desarrollo de los ríos. Muy distinto es el cuadro de los barrancos y cauces de corrientes intermitentes que, en cierto modo, juegan el papel de pequeños modelos naturales; su desarrollo se opera a ojos vistas, en plazos relativamente breves.

La actividad geológica de las corrientes hídricas superficiales está determinada por el caudal o volumen de agua y por la velocidad de su avance, siendo esta última función de la pendiente o gradiente. Cuanto mayor sea el caudal y la velocidad de la corriente, tanto mayor será el trabajo realizado. Este trabajo consta de: 1) erosión por escurrimiento pluvial; 2) erosión por aguas de arroyada*; 3) transporte de los productos de la erosión y 4) depositación de los productos transportados (acumulación).

* La erosión por las aguas de escorrentía recibe el nombre general de ablación (N. del T.)

Escurrimiento pluvial

El escurrimiento superficial de las precipitaciones atmosféricas se opera, bien en forma de finos hilillos o arroyuelos trenzados, cuya tupida red de ramificaciones cubre las laderas, bien en forma de caudalosas corrientes y torrentes encauzados que corren por los regueros, barrancos y valles fluviales.

En el primer caso, las aguas meteóricas o fundidas se distribuyen por la superficie de un modo más o menos uniforme. La fuerza viva de los hilitos de agua es escasa, y éstos sólo pueden arrastrar de la

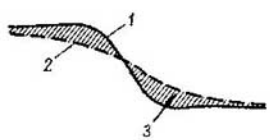


Fig. 41. Esquema de la formación de los depósitos diluviales:
1, superficie primitiva de la ladera; 2, superficie rebajada de la ladera por efecto de la escorrentía pluvial; 3, depósito diluvial

superficie partículas menudas de los detritos de meteorización. Estas partículas se depositan al pie de la ladera debido a la disminución de la pendiente y a la consiguiente reducción de la velocidad de la corriente. Así se va acumulando gradualmente en las laderas una capa bastante gruesa de sedimentos, constituida principalmente por formaciones arcillosas (fig. 41).

Este proceso de erosión en arroyada, realizado por las aguas pluviales o provenientes de la fusión de las nieves ha recibido el nombre de *diluvial* (del lat. diluvio, inundación), llamándose *diluviales* los depósitos por él originados. La remoción del material desde las partes escarpadas de las laderas y su depositación en las de pendiente más suave conduce a un aplanamiento general de la ladera.

Formación y desarrollo de los barrancos

Un escurrimiento pluvial uniforme puede verificarse sólo en laderas de superficie pareja. En realidad, la superficie de las laderas presenta siempre accidentes o depresiones de mayor o menor cuantía. Por lo tanto, al llegar a esas depresiones, los hilillos de agua aislados se reúnen para formar arroyuelos más caudalosos. A continuación, cada arroyuelo fluirá siguiendo la depresión que lo encauza. Dotado de una fuerza viva mayor, el arroyuelo va erosionando rápidamente la ladera, formándose como resultado un surco o

reguero ya manifiesto. Durante las lluvias copiosas o una fusión intensa de la nieve, este reguero acumula las aguas meteóricas y va creciendo en profundidad y en anchura, al par que va remontando la ladera (fig. 42). Así empieza en las laderas el proceso de *erosión en arroyada* (del latín erosio, roedura). Tales fenómenos ocurren en las laderas cultivadas, en las pendientes de los caminos de tierra, o sea dondequiera haya surcos artificiales o naturales a lo largo de la pendiente.

Andando el tiempo, los regueros van creciendo y transformándose en barrancos, caracterizándose éstos por una profundidad y anchura notablemente mayores (fig. 43). El barranco, a diferencia del surco o reguero primitivo, se prolonga más allá de las márgenes de los valles a las elevaciones divisorias de las aguas, abarcando cada vez porciones nuevas.

La cabecera de un barranco en estado de crecimiento presenta con frecuencia una escarpa a plomo («salto de cabecera») en que se forma durante las lluvias una cascada que excava intensamente el cauce del barranco. La caída de agua va socavando la escarpa, las paredes se desmoronan y el barranco crece laderas arriba. En otras palabras, el barranco crece retrocediendo y va ganando nuevas extensiones. Simultáneamente se ahonda y ensancha el cauce del barranco en toda su longitud.

El barranco recoge la escorrentía de las aguas meteóricas desde todas las direcciones, y los regueros excavados en sus flancos se transforman gradualmente en barrancos tributarios. El desarrollo ulterior de estos ramales en nada se distingue del barranco principal (fig. 44).

La teoría del desarrollo de los barrancos ha sido elaborada por V. Dokucháiev, A. Pavlov, P. Kostychev y, en estas últimas décadas, por S. Sóbolev.

En el desarrollo de un barranco se pueden distinguir cuatro etapas.

La primera etapa de desarrollo del barranco es la del vertedero o surco de lluvia en que se concentra la escorrentía pluvial o las aguas de fusión de la nieve. Estos vertederos son de escasa profundidad, del orden de 0,5 m. Su perfil longitudinal sigue el modelado del terreno y se caracteriza a menudo por pequeños saltos con una excavación al pie (laguna o pozo de fondo), particularmente bien acusados en rocas estratificadas.

La segunda etapa comienza en el momento en que se forma el «salto de cabecera» o escarpa. El barranco crece a expensas del desmoronamiento de las paredes en la cabecera, en dirección a las regiones divisorias de las aguas. La altura de la escarpa de cabecera alcanza de 2 a 10 m, a veces 12 y hasta 15 m. La profundidad de los barrancos con semejantes cabeceras llega hasta 25 ó 30 m (cuencas

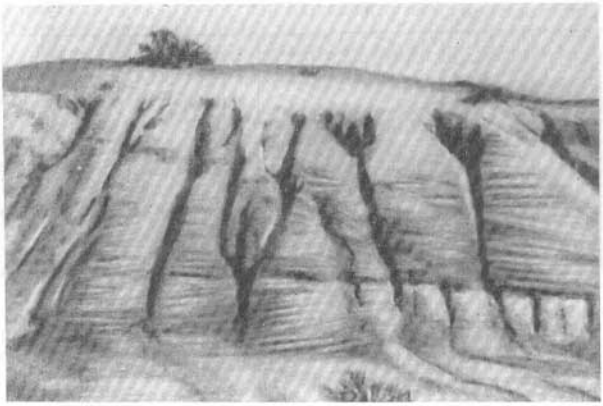
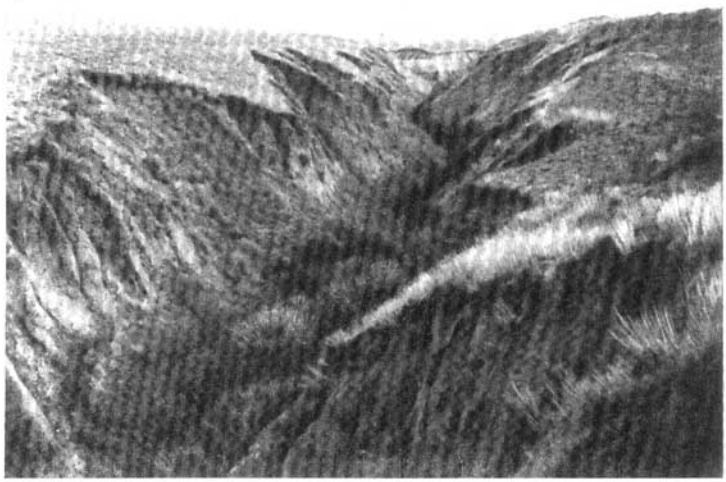


Fig. 42. Regueros de erosión (baches) sobre una ladera

Fig. 43. Un barranco en crecimiento



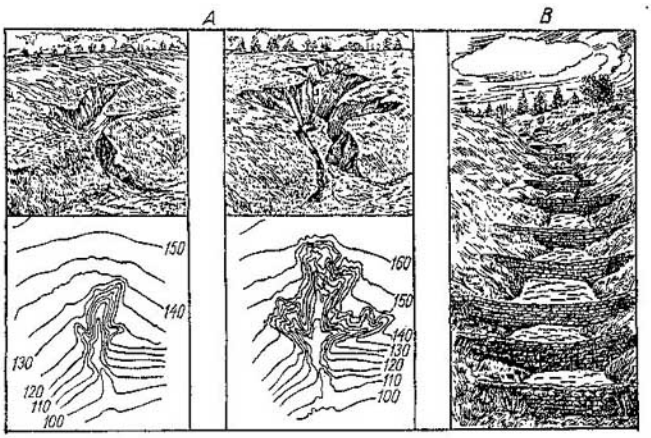


Fig. 44. Esquema del desarrollo de un barranco (A) y medidas para prevenir su expansión (B)

del Volga, Dnieper, Desná, etc.). Su perfil longitudinal tiene poca relación con el de la ladera en que surgió el barranco. El cauce se distingue por una pendiente muy abrupta y accidentada, debido a lo cual sigue profundizándose en toda su extensión. En esta etapa, la desembocadura del barranco suele estar separada por un salto o escalón abrupto, del lecho del valle en que se vierte.

La tercera etapa se inicia en el momento en que el barranco, al ahondarse, alcanza con su boca el nivel del valle u otra depresión en que desemboca. El perfil del fondo se aplana, el barranco se ensancha; en la parte inferior de la pendiente se forman taludes detríticos, generalmente inestables, que van siendo socavados por el agua en su base y rellenados con detritos arrastrados desde arriba.

La cuarta etapa puede denominarse etapa de extinción: disminuye la erosión del fondo, se suaviza la escarpa de la cabecera y cesa el crecimiento del barranco en longitud. Los flancos del barranco, al adquirir un ángulo de reposo estable, se desmoronan gradualmente y se cubren de vegetación. El fondo del barranco se rellena con sedimentos.

Si el fondo del barranco alcanza el nivel de las aguas subterráneas, en su cauce surge una corriente de agua permanente,— un arroyo,—lo que conduce a la profundización, ensanchamiento

y prolongación ulterior del barranco, y éste se transforma paulatinamente en valle fluvial.

De esta manera puede seguirse la evolución de las formas originadas por la erosión, desde un simple surco en la ladera hasta un amplio valle fluvial.

Todo barranco y toda corriente líquida tiene una cabecera, o sea el lugar donde nace, y un término, la desembocadura, donde el cauce sale a un paraje abierto o desemboca en una cuenca hídrica (mar, lago, río). El nivel de la cuenca en que desemboca un barranco recibe el nombre de *nivel de base*.

Acción de las corrientes de montaña temporales

Los surcos y regueros de lluvia originados en las laderas escarpadas de las montañas, se convierten rápidamente en cauces profundos que van a desembocar en las llanuras adyacentes al pie del monte. En tiempo seco, carecen de agua o traen muy poca. Pero durante los fuertes chubascos o fusión intensa de las nieves en las cumbres montañosas, estos cauces se llenan de un agua que corre impetuosamente ladera abajo. La rápida corriente de los torrentes intermitentes de montaña arrastra abundante carga de arena y grava y hasta puede desplazar bloques pétreos de gran tamaño, lo cual refuerza considerablemente la acción destructora de los torrentes. Una vez que el torrente sale a la llanura al pie de la montaña, la velocidad de su corriente disminuye bruscamente, el torrente temporal se expande sobre la llanura en forma de abanico y deposita el material transportado. Así se forma el *cono de deyección o abanico aluvial* (fig. 45). En los abanicos aluviales se observa con frecuencia una clasificación regular del material detrítico por el tamaño de sus granos. En la proximidad de las montañas se depositan los fragmentos gruesos; más allá, hacia el llano, las gravas y arenas, y finalmente, en la parte extrema del abanico, donde la velocidad de la corriente es casi nula, se depositan las finas partículas pulviformes. Los depósitos de una corriente intermitente de montañas en la zona del cono de deyección se consideran como un tipo genético independiente y reciben el nombre de depósitos *proluviales**.

El nivel de base de las corrientes temporales de montaña lo constituye el pie del monte, o sea el lugar de salida de la corriente a la llanura adyacente, donde predominan los procesos de acumulación.

---

* Al crecer lateralmente, los abanicos aluviales adyacentes forman un depósito continuo a lo largo del frente montañoso y reciben el nombre de *bajada* (N. del T.)

Fig. 45. Abanico aluvial de una corriente temporal de montañas:
1, cono de deyección antiguo; 2, cono de deyección reciente, incrustado en la pila del cono antiguo

Las observaciones señalan que las corrientes temporales crecen laderas arriba a partir del nivel de base; este fenómeno se denomina *erosión remontante*. Año tras año aumenta la longitud de las corrientes, y éstas van ganando porciones cada vez nuevas de la ladera. Simultáneamente con el crecimiento del cauce principal de la corriente temporal, se desarrollan también regueros laterales, para los cuales el cauce principal constituye, a su turno, el nivel de base.

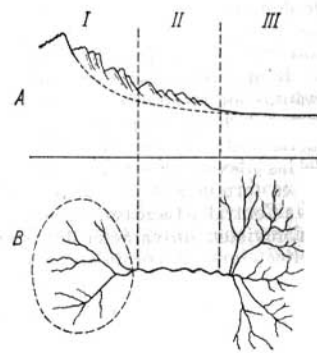


Fig. 46. Esquema de un torrente temporal:
A, perfil longitudinal; B, plano: I, cuenca de recepción; II, canal de desagüe; III, abanico aluvial

En una típica corriente temporal de montaña se distinguen claramente tres partes: 1) la cuenca de recepción, donde se reúnen las aguas provenientes del sistema de los distintos cauces y surcos; 2) la zona de desagüe (canal de desagüe), en que las aguas reunidas corren ya por un solo cauce hacia la desembocadura y donde prevalecen los procesos de erosión y transporte del material detrítico; 3) la zona

Fig. 47. Acarreo de una riada de barro («sel») en el Tian Shan central

de depositación (conos de deyección) situada en la llanura al pie de las montañas, donde disminuye bruscamente la velocidad de la corriente y se depositan todos los sedimentos (fig. 46).

Riadas de barro. En las cañadas y valles de las regiones montañosas surgen en ocasiones riadas impetuosas de barro y piedras que corren laderas abajo con gran velocidad y están dotadas de una fuerza destructora enorme. Son originadas ya sea por una rápida fusión de las nieves, ya sea por fuertes chubascos en las montañas. Estos flujos torrenciales de barro y piedras se llaman seles (siles) en el Asia Central y Cáucaso, o mures* en los Alpes (fig. 47). Con frecuencia, revisten un carácter devastador. Así, por ej., es famoso el flujo «sélico» que irrumpió repentinamente el 8 de julio de 1921, en la ciudad de Alma Atá. Calles enteras fueron inundadas y obstruidas con limo y piedras; fueron dañados muchos edificios y hasta hubo víctimas. La fuerza viva de las riadas fue tan grande que llegó a arrastrar enormes bloques pétreos de varias toneladas de peso.

§ 2. NOCIONES GENERALES SOBRE LOS RIOS

Los ríos cumplen una misión de singular importancia en la vida económica de la humanidad. Con los ríos se vinculan los primeros poblados del hombre y la historia de la civilización de los pueblos más antiguos.

Los poblados y las ciudades surgían principalmente a orillas de los ríos. Las capitales de muchos países están situadas sobre grandes ríos. Nada más que en las orillas del Volga se hallan doce grandes centros regionales e industriales de la URSS.

Especial importancia tuvieron los estuarios de los ríos. Su colonización por el hombre data de muchos milenios. Ya en la época de los estados esclavistas fueron pobladas las regiones de las desembocaduras del Yangtsé, Ganges, Nilo, Tigris, Amú Dariá, caracterizadas por la fertilidad de su suelo y donde hace cinco milenios tuvo su inicio el riego artificial de los cultivos.

Los ríos tienen una importancia enorme en muchos aspectos: como *fuente principal de suministro del agua*; *como proveedor básico para el riego y anegación de los campos de cultivo*; *como vía de comunicación cómoda y económica*; *como fuente de energía barata y abundante y como fuente de riqueza pesquera.*

El carácter de cada río está determinado por los factores principales siguientes: 1) *volumen de agua o caudal*; 2) *nivel del agua y* 3) *velocidad de la corriente.* Estos factores no permanecen constantes, sino que varían según las estaciones del año y a lo largo de muchos

* Voz alemana (N. del T.)

años Las variaciones de estas características constituyen el régimen del río.

El caudal y nivel del agua fluctúan de acuerdo al origen o *alimentación* del río y sus variaciones en el tiempo. Los ríos deben su origen a las aguas superficiales y subterráneas. Según prevalezca uno u otro modo de alimentación, los ríos se subdividen en varios grupos.

I. Ríos alimentados principalmente por las *nieves* (por ej., los ríos de la parte europea de la URSS). En muchos de ellos, el caudal primaveral debido a la fusión de las nieves constituye aproximadamente el 50 ó 70% del caudal anual. Este grupo comprende muchos ríos del hemisferio norte. Además del agua proveniente de la fusión de las nieves, estos ríos reciben un aporte adicional de las lluvias otoñales y primaverales.

II. Ríos cuyo origen se debe principalmente a la fusión de los *glaciares* en las montañas. Pertenecen a este grupo los ríos del Asia Central, que nacen en las altas montañas coronadas de glaciares; tales son los ríos Amú Dariá, Tarim, Syr Dariá y otros. Puesto que atraviesan, en su mayor extensión, regiones áridas caracterizadas por precipitaciones atmosféricas escasas y evaporación de enorme intensidad, estos ríos no sólo corren sin recibir alimentación adicional alguna a lo largo de su curso, sino que pierden mucha agua por evaporación y filtración. Como consecuencia, muchos ríos que bajan de las cordilleras no llegan a su desembocadura y se pierden en las arenas del desierto (el río Chu, el Murgab, etc.).

III. Ríos de origen esencialmente *pluvial*. Este grupo incluye los ríos que atraviesan regiones de escasas precipitaciones nivosas y abundantes lluvias estivales y otoñales; así, por ej., en el Extremo Oriente, sólo un 20% de la precipitación anual corresponde a la nieve, mientras que el 80% cae en forma de lluvia. Pertenecen a este tipo grandes ríos, tales como el Amazonas, en el que sólo una centésima parte del caudal proviene de la fusión de las nieves en las montañas, el Congo, el Nilo, el Orinoco, el Amur, etc. Tienen asimismo origen pluvial los ríos de Francia donde copiosas y continuas lluvias caen en otoño y en invierno y los ríos de algunos países europeos más.

IV. Ríos caracterizados por una *alimentación mixta*, como, por ej., muchos ríos del Cáucaso, algunos ríos de la India y del Asia Central; estos tipos de ríos son muy difundidos.

La alimentación por aguas subterráneas tiene lugar en todos los ríos, pero particularmente se manifiesta en aquéllos cuyos valles tienen potentes depósitos sedimentarios no consolidados. Durante fuertes crecientes del río, los depósitos esponjosos se saturan con agua que se infiltra por los poros, y durante las bajantes devuelven el agua del suelo al río. Cuando los ríos tienen el nivel mínimo de las aguas

o cuando se congelan, se alimentan principalmente con las aguas del suelo. Los ríos del norte de la URSS se alimentan en un 30% a expensas del agua del suelo, los de la zona central en un 10% a 20%, y los de la parte meridional, en un 5 a 10%.

El régimen de los ríos varía en el transcurso del año de acuerdo al carácter y abundancia de su alimentación. A título de ejemplo examinemos los ríos de llanura de la parte europea de la Unión Soviética. Como se ha dicho anteriormente, estos ríos son alimentados principalmente por las aguas de fusión y, en parte, por las aguas pluviales. Durante 4 ó 5 meses, estos ríos se hallan congelados. La mayoría de ellos se congela en la primera mitad de noviembre o a fines de octubre; el deshielo comienza en marzo o a principios de abril. En primavera, al llegar el desnieve, empiezan a afluir a los ríos las aguas de fusión. Poco tiempo después se quiebra el hielo y se produce el movimiento de hielos primaveral. La gran cantidad de aguas de fusión que afluyen a los ríos del área colectora, provoca una crecida rápida e impetuosa. El río desborda e inunda amplias extensiones del valle o *llano de crecida*. El nivel del agua continúa subiendo durante 20 ó 25 días, a veces un mes (el nivel máximo suele alcanzarse en mayo), luego comienza una bajante gradual, que se prolonga por unos 40 a 60 días. Al finalizar el verano, las aguas del río alcanzan su nivel más bajo o caudal mínimo.

El período de caudal mínimo y nivel más bajo del río se llama *estiaje*.

El período del río que se caracteriza por un brusco aumento del caudal y elevación del nivel debidos a la fusión de las reservas de nieve invernales, se llama *riada o crecida*. La altura del agua y la duración de las grandes crecidas dependen de varias causas: 1) estado del tiempo en invierno y primavera, 2) espesor y compactación de las nieves, 3) cantidad e intensidad de las precipitaciones primaverales, 4) tiempo de tránsito de la riada por las distintas partes de la cuenca fluvial, 5) superficie y relieve de la cuenca, y otros factores.

Conforme a las fluctuaciones del nivel de las aguas del río decimos *horizonte máximo* (correspondiente a la crecida) y *horizonte de estiaje* (correspondiente al estiaje).

Aparte de esto, se observan en los ríos las crecientes o avenidas no estacionales, esto es, subidas del nivel de las aguas, ocasionadas por intensas y prolongadas lluvias. En los ríos de llanura de la parte europea de la URSS, tales avenidas no suelen ser muy grandes. Las fluctuaciones del caudal y nivel del agua en un río en el transcurso de un año, así como la clasificación de su caudal según los distintos modos de alimentación, se aprecian en el diagrama del Volga junto a la ciudad de Kamyshin (fig. 48 A).

El régimen de los ríos de origen esencialmente pluvial—en el Lejano Oriente, por ejemplo,—difiere sustancialmente del régimen

de los ríos en el territorio europeo de la URSS. En los primeros, el caudal y los niveles máximos se observan en la segunda mitad del verano y a principios del otoño (fig. 48 B), cuando las lluvias son particularmente intensas.

En los ríos caracterizados por una alimentación mixta, los horizontes y caudal máximos corresponden a los meses de verano en que se produce la fusión de los glaciares en las montañas y las precipitaciones pluviales (fig. 48 C).

Para los ríos de origen esencialmente glaciar (Amú Dariá, Syr Dariá) los niveles máximos coinciden también con los meses calurosos de verano. Esta peculiaridad del régimen de los ríos que atraviesan los desiertos permite aprovechar grandes cantidades de su agua para la irrigación de los campos en los meses de mayor sequía.

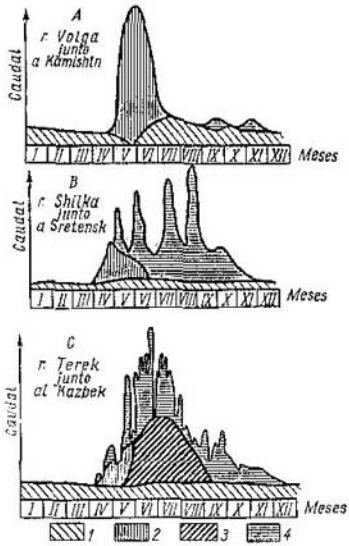


Fig. 48. Régimen fluvial.
Clases de alimentación: 1, subterránea; 2, nívea; 3, glacial; 4, pluvial

Los esquemas referidos muestran una relación aproximada entre los distintos tipos de alimentación de los ríos, que suele variar a veces de acuerdo a las condiciones reinantes. En modo particular, la alimentación subterránea de los ríos durante las grandes crecidas suele ser variable, hecho éste relacionado con las singularidades de las condiciones hidrogeológicas. Según datos de B. Kudelin, puede haber varios modos de alimentación subterránea: 1. Cuando el río corre en un cauce cortado totalmente en terrenos arcillosos impermeables, mientras que las aguas freáticas se hallan más arriba y no se comunican con el río. En este caso, la alimentación subterránea durante una crecida se realiza según está representado en la fig. 49 a. 2. Cuando el cauce fluvial está excavado íntegramente en arenas permeables, y el nivel de las aguas freáticas se comunica con el río. Durante una avenida, las aguas del río suben rápidamente y se infiltran parcialmente en las arenas secas (fig. 49 b). Consecuentemente, en este caso, es el río el que alimenta las aguas subterráneas. 3. Cuando las márgenes del río encierran dos acuíferos: el superior, sin comunicación

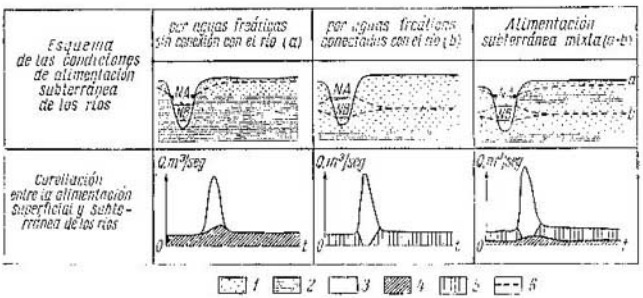


Fig. 49. Esquemas tipo de la alimentación subterránea de los ríos (B. Kudelin): 1, rocas acuíferas 2, arcillas impermeables; 3, avenamiento superficial; 4, drenaje de acuíferos sin conexión con el río; 5, drenaje de los acuíferos conectados con el río; 6, nivel freático; NB, nivel bajo de las aguas; NA, nivel alto de las aguas de un río

con el río, y el inferior, que comunica con el río y está separado del superior por capas impermeables. En este caso, la alimentación subterránea comportará los elementos representados en las figuras 49 a y 49 b.

La altura absoluta del nivel en los ríos varía, ya que depende de la cantidad de precipitaciones atmosféricas. En la tabla 5 están referidos los datos sobre las alturas máximas del nivel de las aguas en algunos ríos, registradas en los últimos 50 años.

El caudal de un río durante las grandes crecidas aumenta, por término medio, 5 a 20 veces con relación al estiaje. Para el río Moscová, este coeficiente alcanza 20 ó 30 veces, llegando hasta 100 en los años de crecidas extraordinarias.

La velocidad de corriente en un río es función del caudal, del gradiente (pendiente) y de las particularidades del cauce, que determinan el carácter del movimiento del agua.

El movimiento del agua en las corrientes fluviales es esencialmente turbulento (irregular, arremolinado), o sea que la velocidad y dirección del movimiento varían en cada punto del curso de agua (movimiento pulsatorio). En los ríos de corriente rápida, el movimiento turbulento se hace patente en los diversos remolinos (turbulencias). La turbulencia de la corriente provoca el mezclamiento de toda la masa de agua fluente, desde el fondo hasta la superficie.

Sólo en algunos tramos del río, caracterizados por pendientes suaves y velocidades escasas, la corriente puede llegar a ser *laminar* o *tranquila*.

La velocidad media de la corriente de un río se determina por la fórmula de Chézy $v = C\sqrt{RJ}$, donde C es el factor que depende

TABLA 5

Ríos	Altura máxima sobre el nivel de estiaje, metros	Año
El Oká frente a la ciudad de Kaluga	18	1908
El Volga junto a los montes Zhigulí	17	1926
El Tunguska Inferior, a 30 km de su desembocadura	32	1937
El Yangtsé, en una garganta aguas arriba de la ciudad de Ichang	40	1931

principalmente del rozamiento (irregularidades de las paredes y del fondo del cauce); R es el radio hidráulico del río, es decir, la razón entre el área de la sección transversal («sección mojada») y la longitud del perímetro mojado. Si el río tiene gran anchura y poca profundidad, R es sensiblemente igual a la profundidad media; J es la pendiente de la superficie del río (por unidad de longitud).

La velocidad media de la corriente en ríos de llanura tranquilos y relativamente pequeños (Oká, Moscova, etc.) es de 0,5 a 0,6 m/seg; en ríos grandes (Volga, Dnieper) alcanza 1 m/seg, llegando hasta 3 a 5 m/seg y más en ríos de montañas. La velocidad de la corriente no permanece constante, sino que varía en el tiempo y el espacio en función de muchos factores.

Las velocidades mínimas se observan en el período de estiaje, las máximas corresponden a las grandes crecidas, durante las cuales las velocidades aumentan 2 ó 3 veces y más con relación a las de estiaje (tabla 6).

TABLA 6

Tipos de ríos	Velocidad media de la corriente, m/seg	
	crecida	estiaje
Grandes ríos de llanura (Volga, Dnieper)	1,7-2,5	0,8-1
Ríos medianos de llanura (Oká, Moscova)	1,5-2,0	0,6-0,5
Pequeños ríos de llanura	1,2-1,5	0,5-0,4
Pequeños ríos de montaña	5,0	1,0
Ríos medianos de tipo mixto (Kurá)	3,0	1,5

Los datos de la tabla 6 representan el promedio para la totalidad de una corriente fluvial. En realidad, junto a las orillas la velocidad es menor que en la parte central, la más profunda, del río; de igual

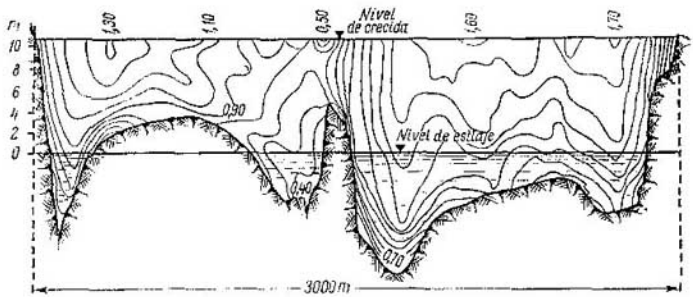


Fig. 50. Sección mojada del Volga junto a Sarátov. Distribución de las velocidades de la corriente durante la crecida

modo, las velocidades menores se observan junto al lecho del río, y las mayores en la capa superficial.

En la fig. 50 se observa en sección transversal la distribución de las velocidades de la corriente en un río. Corresponden al Volga cerca de Sarátov, durante la crecida.

En verano, en esta sección, la velocidad de la corriente en el cauce principal del Volga, es igual a 0,4—0,5 m/seg, siendo menor en las demás partes de la sección.

La velocidad de la corriente varía también a lo largo del río, aumentando considerablemente en los tramos angostos en comparación con las partes anchas y profundas o balsas.

§ 3. TRABAJO REALIZADO POR LOS RIOS

La capacidad de un río para realizar un trabajo se puede denominar energía cinética o fuerza viva del río. La fuerza viva de un río (K) es proporcional a la masa de agua (m) y al cuadrado de la velocidad de su corriente (v):

$$K = \frac{mv^2}{2}.$$

Cuanto mayor es el caudal del río y la velocidad de su corriente, tanto más importante es el trabajo que realiza.

Este trabajo consiste en lo siguiente: 1) erosión; 2) transporte del material proveniente de la erosión o meteorización; 3) acumulación de la carga transportada a lo largo del curso fluvial.

La efectividad de la acción del río varía de acuerdo a la relación entre la fuerza viva del río (K) y la carga (L) transportada, siendo posibles tres casos:

1) $K > L$, predomina la erosión;
2) $K = L$, se observa un equilibrio entre la erosión y la acumulación;
3) $K < L$, predomina la acumulación.

Esta relación varía, aun para un mismo río, de un lugar a otro.

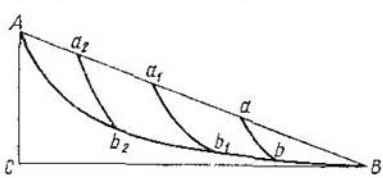
Erosión fluvial

La fase inicial de la formación y desarrollo de un río se caracteriza por el predominio de los procesos erosivos. Se distinguen la erosión *de fondo*, tendiente a excavar y profundizar el cauce de la corriente y la erosión *lateral*, tendiente a ensancharlo. Siempre pueden descubrirse las huellas de ambos tipos de erosión, prevaleciendo la de fondo en las primeras etapas del desarrollo del río, y la lateral en las etapas subsiguientes. La intensidad de la acción erosiva aumenta considerablemente por efecto de los rodados, guijos y arena arrastrados por el río, que abrasionan y alisan la superficie del lecho.

Se considera como nivel de base de un río el nivel de la cuenca de recepción en que desemboca el río. «Ese nivel constituye uno de los límites que determinan el gradiente del río» (Makkaveicv, 1955), y, por ende, su energía cinética. Es de notar que en estos últimos tiempos existe la tendencia de revisar el concepto de «nivel de base» debido a que en una serie de casos ha sido observada la prolongación del cauce fluvial más abajo de ese nivel (en el fondo del mar), extendiéndose, en ocasiones, a una distancia considerable. Algunos investigadores creen posible tomar por nivel de base la superficie (en el fondo de la cuenca de recepción) a cuyo nivel pierde el río su fuerza viva, no pudiendo profundizar su cauce más abajo.

El desarrollo del río se opera desde el nivel de base pendiente arriba, siguiendo la ley de la *erosión retrocedente o remontante*. Representémonos la superficie AB (fig. 51) en que nace el río. Admitamos arbitrariamente que esta superficie tiene una pendiente más o menos uniforme, pero bastante inclinada. En el punto a_2 se reúnen los hilos de agua separados; en a_1 se vierten en la corriente tributarios

Fig. 51. Elaboración del perfil de equilibrio de un río (A. Pávlov)



más grandes, y en *a*, los afluentes más caudalosos del río. *B* es el nivel de base.

Siendo uniforme la pendiente de la superficie, la intensidad de los procesos erosivos se determinará por el caudal de agua en los tramos correspondientes del río. En el caso considerado, la erosión máxima caracterizará el tramo inferior del río (*aB*). Por esta razón, el perfil del lecho del río en este tramo adoptará con el tiempo, la configuración *abB*. En la sección *ab*, debido a la fuerte pendiente formada, aumentará la velocidad de la corriente y la erosión adquirirá mayor intensidad curso arriba del *a*. Como resultado de la excavación del tramo $a—a_1$, el lecho del río adquirirá el perfil a_1b_1bB. Entonces se activará la erosión aguas arriba de a_1, y así sucesivamente. Finalmente, el río ahondará su valle hasta un grado tal, que en lugar del perfil primitivo, elaborará una curva nueva, más suave (cóncava, en un caso típico) del lecho Ab_2b_1bB, que en el curso inferior se aproximará a la horizontal. Como consecuencia, la velocidad de la corriente disminuirá sensiblemente y los procesos erosivos perderán intensidad. Esa curva suave recibe el nombre de *perfil de equilibrio o perfil graduado* del río. La porción del lecho fluvial próxima a la desembocadura se acerca a su nivel de base.

El ejemplo que se acaba de referir no es más que un esquema, ya que se trata de condiciones ideales: 1) gradiente uniforme de la superficie por la que corre el río, y 2) composición homogénea de las rocas erosionadas. En un ambiente natural, las condiciones ideales, por regla general, no se presentan. La superficie por la que corre el río suele ser muy accidentada, y las rocas que constituyen esa superficie tienen una composición y resistencia diferentes. Cuando se alternan rocas blandas y duras, el río erosiona más fácilmente las rocas menos resistentes, mientras que las rocas duras demoran la profundización del río y forman *rápidos*. Los famosos rápidos situados en el curso medio del Dnieper fueron originados por afloramientos de rocas cristalinas difícilmente erosionables, en medio de sedimentos arenoarcillosos sueltos. En 1932, se construyó la presa hidroeléctrica de Dnieprogués y los rápidos que constituían un serio obstáculo para la navegación, desaparecieron bajo las aguas del embalse.

También existen rápidos en los ríos Vóljov, Narva, Msta, Angará, Vitim y muchos otros.

El origen de los rápidos o saltos en el cauce fluvial no siempre se vincula con la presencia de rocas resistentes. Con bastante frecuencia, los escalones son restos del modelado primitivo cuya existencia es anterior al nacimiento del río. A veces, se deben a la actividad pretérita de un glaciar que dejó marcado su paso. Los rápidos provocan una brusca variación en la velocidad de la corriente fluvial y en su acción erosiva.

Si el río encuentra a su paso bancales abruptos, forma *cascadas o cataratas*. Las cataratas de los grandes ríos producen una sensación de asombro por la enorme cantidad de agua que se precipita; su anchura excede en mucho la altura del salto; en cambio, en las cascadas de montañas, la altura del salto excede muchas veces la anchura del frente de la cascada. Un ejemplo de catarata del primer tipo lo constituyen las famosas cataratas del Niágara de unos 50 m de altura. El río Niágara nace en el lago Erié; en tiempos pasados, después del retroceso de los glaciares del Labrador, corría rumbo al lago Ontario, atravesando en su curso una escarpa preglaciar abrupta. La catarata surgió en el lugar de esta escarpa.

La fuerza destructora del agua que cae de las cataratas provoca el desarrollo peculiar de los tramos del río aguas arriba del salto.

El chorro de agua en su caída excava con gran fuerza el fondo del río al pie del bancal, y al rebotar forma remolinos complicados. Parte de la corriente fluye río abajo, mientras que la otra fluye en dirección opuesta, hacia el pie del frente de la catarata, minándolo y excavando un nicho que va ensanchándose gradualmente; finalmente, la parte superior del farallón pendiente, sobre el nicho se desmorona. El agua, en su caída, vuelve a socavar el bancal. De este modo, el bancal sigue siendo destruido paulatinamente, y la catarata va retrocediendo curso arriba. La velocidad de retroceso del bancal—y de la catarata junto con él — depende del caudal de la corriente. Así, las cataratas del Niágara, en su tramo canadiense, retrocedían anualmente 1,2 m aproximadamente, según observaciones realizadas entre los años 1842 y 1911.

Pertenece a las mayores cataratas del mundo la de Gersoppa, en los montes Ghates Occidentales (India), que cae a plomo desde una altura de 249 m. Su fuerza es particularmente destructora en el período de los monzones, cuando su caudal es grande. En la estación seca, lleva mucho menos agua.

Un salto de agua muy imponente, la catarata Victoria, existe en el río Zambeze, en el Africa Meridional: por su anchura excede casi en dos veces la del Niágara (1600 m), y su altura es de alrededor de 130 m.

En la URSS se conocen muchas cascadas en las regiones montañosas: Crimea, el Cáucaso, la cordillera de Guissar, el Tian Shan, etcétera.

La excavación basal del fondo fluvial bajo la cascada es activada por los fragmentos rocosos, que alcanzan en ocasiones gran tamaño. El agua en su caída arrastra estos bloques hacia el remolino donde adquieren un movimiento giratorio y horadan en el lecho del río hoyas que se asemejan a pozos redondos verticales o enormes calderas. Estas hoyas suelen llamarse *marmitas de gigantes*

Fig. 52. Etapas del desarrollo y retroceso de un escalón: R, rocas duras, resistentes; B, rocas blandas, fácilmente erosionables (A. Holmes)

De este modo, las cascadas contribuyen a profundizar el cauce fluvial.

La presencia de rápidos y saltos en el río ejercen su influencia en la formación del perfil de equilibrio (fig. 52). Representémonos un río cuyo modelado del fondo comporta un escalón. Por un período, el desarrollo del río y la elaboración del perfil de equilibrio aguas arriba del escalón estarán supeditados totalmente a la presencia de éste. Tal circunstancia persistirá hasta que el río arrase el escalón; recién entonces ejercerá su influencia en la formación del perfil de equilibrio el nivel de base principal. Tales escalones constituyen los *niveles de base temporales*. Niveles de base similares se originan en el punto de afluencia de un caudaloso tributario, al quedar embalsado el río por los sedimentos acarreados por los tributarios o por presas artificiales. Así, por ej., la presa de Dnieprogués constituye el nivel de base para el tramo del Dnieper aguas arriba, mientras que el mar Negro lo es para el curso inferior del río. De esta suerte, la elaboración del perfil de equilibrio se regula por todo un sistema de niveles de base locales y no sólo por el nivel de base principal.

Transporte

La acción erosiva del río se intensifica notablemente debido a que sus aguas transportan gran cantidad de carga sólida (gravas, arenas) con cuya ayuda el río abrasiona y lima las rocas del lecho.

El transporte de la carga detrítica por el río se opera de varios modos: a) arrastrando los fragmentos rocosos sobre el fondo; b) transportando detritos finos en suspensión y c) conduciendo sustancias disueltas. La mayor cantidad de carga es transportada por el río en los períodos de las grandes riadas estacionales y de las crecientes esporádicas.

La composición del material detrítico y la relación entre éste y las sustancias disueltas varía, según datos hidrológicos, de acuerdo al carácter del río (ver tabla 7).

Para darse una idea del volumen de la carga detrítica transportada por los ríos, basta citar algunos ejemplos. Así, el Amú Dariá

acarrea anualmente aguas abajo cerca de 570 millones de toneladas de materiales en estado de suspensión; el Yangtsé, 2532 millones; el Danubio, 82,1 millones; el Volga, 19 millones, el Rin 4 millones de toneladas. Las cifras citadas son condicionadas por las diferencias de velocidad de las corrientes, el carácter de las rocas que forman sus márgenes, la fuerza viva del río y muchos otros factores. Se pueden referir las cifras siguientes:

a una	velocidad	de	0,3 m/seg,	el	río	puede	transportar	arena fina
« »	»	»	0,6 m/seg,	»	»	»	»	arena gruesa
« »	»	»	1 m/seg,	»	»	»	»	gravas finas
« »	»	»	1,2 m/seg,	»	»	»	»	guijos del tamaño de un huevo
» »	»	»	2 m/seg,	»	»	»	»	guijos de hasta 10 cm
» »	»	»	2,4 m/seg	»	»	»	»	guijos de hasta 20 cm

El peso de los fragmentos rodados sobre el fondo es proporcional a la sexta potencia de la velocidad de la corriente. Esto es, precisamente, lo que explica la gran diferencia en el tamaño de los fragmentos arrastrados por los ríos de llanura y los de montaña. Si la velocidad de corriente en los ríos de llanura se considera igual a la unidad, para los ríos de montaña esa velocidad se expresará por la cifra 3, y el peso de los fragmentos arrastrados por estos segundos excederá en 729 veces el que pueden transportar los ríos de llanura.

Como se deduce de la tabla 7, todos los ríos transportan, además de material detrítico, distintas sustancias disueltas cuya importancia es particularmente grande en los grandes ríos de llanura, en los que alcanza un 60 ó 70% con relación a las partículas en suspensión.

TABLA 7

Carácter de la corriente	Aluviones de fondo		Composición de la carga en suspensión	Contenido de la carga disuelta respecto a la suspenso
	Composición	Contenido respecto a la carga en suspensión		
Ríos de montañas de origen glacial	Principalmente gravas	30 a 40%	Partículas arenosas y más finas	10 a 30 % y hasta 50% en ríos de escaso caudal
Grandes ríos de llanura	Principalmente partículas arenosas	10%	Partículas con diámetro $< 0{,}1$ cm	Hasta 70%

Según datos de N. Strájov, los ríos transportan diversas sustancias que se dividen en tres grupos:

1) sales muy solubles ($NaCl$, KCl, $MgSO_4$, $CaSO_4$) siempre presentes en las aguas fluviales en forma de disoluciones verdaderas;

en ríos de clima húmedo, constituyen una pequeña parte, mientras que en los de regiones áridas les corresponde el papel principal (Misuri, Arkansas, etc.);

2) carbonatos de metales alcalino-térreos y alcalinos ($CaCO_3$, $MgCO_3$, $NaCO_3$), predominando el $CaCO_3$;

3) compuestos de Fe, Mn, P, generalmente en escasa proporción, a veces sólo vestigios.

Sólo el primer grupo de sustancias es transportado por los ríos en forma de disoluciones. Los compuestos restantes son conducidos tanto disueltos como en suspensión. Estos últimos comprenden también la sustancia orgánica. Los modos de transporte de los componentes se determinan por su solubilidad; por esta razón, el silicio, caracterizado por una solubilidad casi nula, es transportado principalmente en estado de suspensiones.

Acumulación (sedimentación)

Simultáneamente con la erosión y transporte del material detrítico tiene lugar su sedimentación. No existe río alguno que no transporte material detrítico y no lo deposite, existiendo condiciones adecuadas. Ya en las primeras etapas del desarrollo de un río, cuando prevalecen netamente los procesos de erosión y transporte, la carga conducida por el río llega a depositarse. Al principio, estos sedimentos resultan inestables y, al aumentar el caudal y la velocidad de la corriente (en períodos de grandes riadas y crecientes), pueden volver a ser desplazados aguas abajo. A medida que el río elabora su perfil de equilibrio, en el cauce fluvial se van acumulando sedimentos cada vez más estables, no susceptibles ya de ser transportados.

Los sedimentos que se acumulan en los valles fluviales se llaman *depósitos aluviales* o simplemente *aluvión* (del lat. alluo, acarreo).

§ 4. VALLES FLUVIALES, SU FORMA Y DESARROLLO

El perfil transversal de un río suele variar de acuerdo a la etapa de su desarrollo.

En en río relacionado con un nivel de base profundo prevalecen los procesos de erosión de fondo, y el río excava rápidamente un valle profundo, de paredes abruptas. El perfil transversal del valle correspondiente a esta etapa recibe el nombre de *cañón* (garganta) (fig. 53) o valle en V. El rasgo característico de estos valles reside en que su lecho se halla totalmente ocupado por la corriente. Los depósitos aluviales carecen en estas condiciones de carácter permanente y se desplazan corriente abajo, máxime en los períodos de crecidas.

A medida que se va elaborando una curva más suave del lecho, se intensifica considerablemente la erosión lateral, tendiente a en-

Fig. 53. Valle del tipo cañón (r. Isfairamsai)

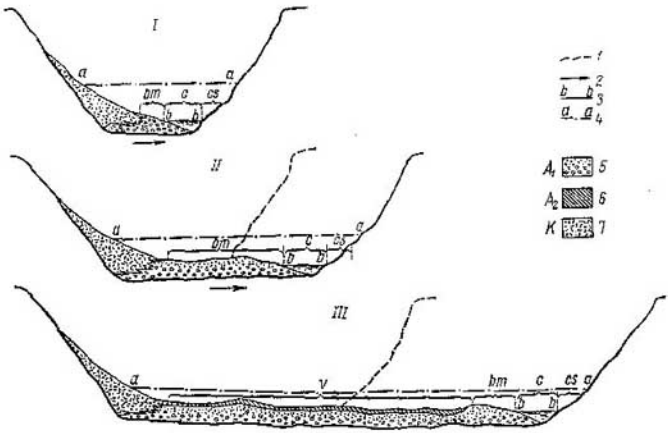


Fig. 54. Esquema de las etapas de desarrollo de un valle de crecida en un llano de erosión (E. Shantser):

Perfiles transversales del valle en las 3 etapas sucesivas de su desarrollo (I, II, III). 1, posición de la orilla minada en la etapa anterior; 2, dirección de migración del cauce; 3, nivel de estiaje; 4, nivel de crecida; 5, aluvión de fondo; 6, aluvión de llano de crecida; 7, depósitos de ladera; c, cauce; c_s, camino de sirga; *Bm*, barra marginal; Vc, valle de crecida

sanchar el valle. En el valle aparecen tramos ensanchados donde empiezan a acumularse, en las partes cóncavas de los arcos del cauce, sedimentos que originan las barras marginales. Estas últimas entran en complejas relaciones con los depósitos de las laderas de los valles (fig. 54). A esta etapa corresponde ya un tipo de valle distinto, el denominado valle *encajonado*. La evolución ulterior del valle está ligada con el desarrollo de las curvaturas o «eses» y el desplazamiento lateral del cauce.

Los ríos son generalmente sinuosos. Ello se debe a diversas causas: al influjo ejercido por los accidentes primitivos del terreno atravesado por la corriente; a las diferencias en la composición y estructura de las rocas donde corta su cauce el río; a los caracteres peculiares de los procesos dinámicos de la corriente. Los más importantes son estos últimos, o sea, el régimen turbulento de la corriente y la acción de los hilos de corriente circulatorios helicoidales, que dependen del gradiente, del caudal y de la carga detrítica transportada por el río.

Los estudios hidrodinámicos muestran que «en toda corriente fluvial, aun de configuración rectilínea... la distribución de las

velocidades tiene un carácter helicoidal, y este solo hecho crea ya condiciones favorables para que una erosión local vaya minando alternativamente las orillas derecha o izquierda», y en consecuencia, conduzca a la formación de las curvas del cauce (Velikánov, 1948).

Cada gota del agua de la corriente fluvial tiende a avanzar por inercia en línea recta; por esta razón, al describir el cauce un arco, el agua es impulsada hacia la orilla cóncava, donde cobra su máxima velocidad. El cauce se ahonda sensiblemente, la orilla es erosionada, se torna escarpada y retrocede continuamente, aumentando la curvatura del recodo, y a la vez, la anchura total del valle. Simultáneamente, en la orilla opuesta empiezan a acumularse sedimentos, debido a la acción de las corrientes de fondo transversales que avanzan desde la orilla cóncava hacia la opuesta convexa. Las corrientes de fondo arrastran consigo partículas cenagosas, arenas, gravas, y las depositan en la orilla convexa. El cauce del río va emigrando gradualmente en dirección a la orilla cóncava (fig. 54, II, III; fig. 55), mientras que la ribera opuesta va transformándose en un saliente cada vez más angosto, formado generalmente por arena. Este saliente emergido constituye en realidad, el desarrollo ulterior de la barra costera.

Las aguas del río, al lanzarse contra la orilla cóncava, son desviadas de ésta, y al dirigirse a la orilla opuesta más abajo, la van minando a su turno, y así de seguida. De este modo, en el plano del valle fluvial se observará una alternancia de salientes y de laderas cóncavas minadas (fig. 56).

Los salientes arenosos de las barras marginales adquieren considerable anchura, y su parte alejada del cauce se inunda sólo ya en períodos de crecidas. A partir de este momento comienza el proceso de desarrollo del *llano de crecida o llano aluvial*, o sea la parte del valle fluvial que queda anegada durante las crecidas.

Más adelante y como resultado de la migración de las curvas del río no sólo en dirección de las orillas, sino también curso abajo (fig. 57 A), la mayor parte de los salientes primitivos formados por rocas vivas, van siendo cortados paulatinamente y se forma un ancho valle «en cajón» o llanura de crecida (ver fig. 54, III).

El cauce fluvial (la parte más rebajada en que corre el río) ocupa, en un valle de este tipo, un espacio relativamente reducido, mientras que el llano de crecida alcanza una extensión considerable. Así, en los ríos de llanura, la anchura del valle llega en ocasiones hasta 10 ó 15 km, y más en algunos lugares. En este caso, el cauce del río está cortado en sus propios aluviones sobre enormes extensiones dentro de las márgenes del llano de crecida, formando curvas de variadas formas y dimensiones. Estas curvas se llaman *meandros*, nombre que proviene del río Meandro (Asia Menor).

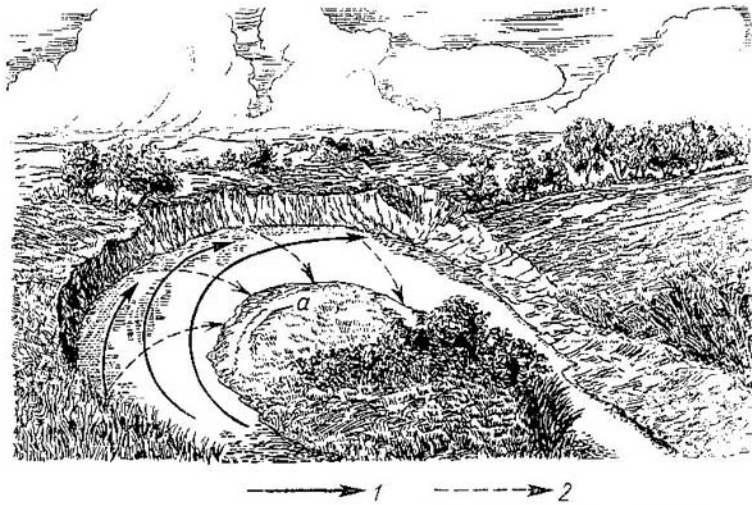
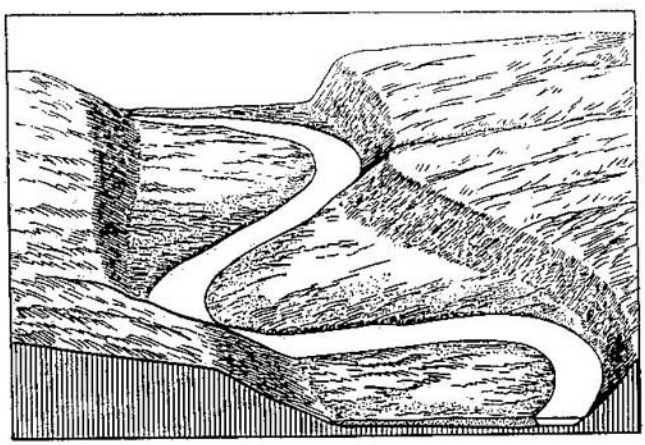


Fig. 55. Esquema de las corrientes transversales de fondo y formación del saliente arenoso:
1, dirección de la corriente; 2, corrientes transversales de fondo: a, barra marginal

Fig. 56. Alternancia de las salientes con las laderas cóncavas minadas de un valle



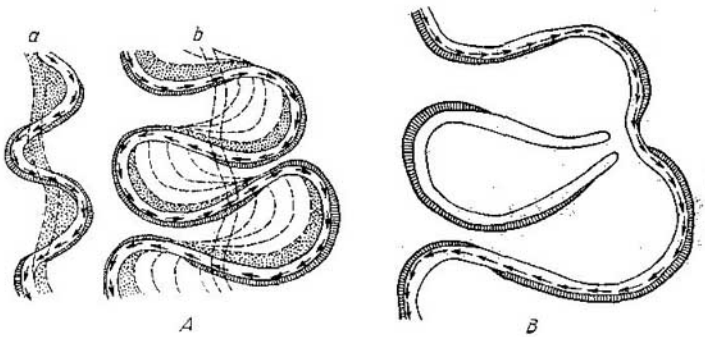


Fig. 57. A. Esquema de las migraciones sucesivas de los meandros fluviales a medida de su crecimiento (del libro de E. Haug «Geología»):
a, fases iniciales; b, posiciones sucesivas en las fases subsiguientes. B. Esquema de la formación de un cauce abandonado (collera).

De este modo, las curvas o meandros de los ríos tienen un papel importante en la formación de un ancho llano aluvial. Los meandros en su proceso de desarrollo, forman con frecuencia bucles, separados por istmos relativamente estrechos.

Durante una crecida, o sea, en el período de potencia creciente de la corriente, puede producirse una ruptura del istmo, y el río rectifica su cauce. En el bucle cortado queda el cauce abandonado que, bien se transforma en un lago en media luna, bien se va rellenando gradualmente de cieno, transformándose a veces en un pantano, cuya forma semilunar testimonia sólo su origen (fig. 57 B). Estos bucles aislados del cauce, y que son antiguos meandros, se llaman brazos muertos o «colleras». En casi todos los valles de ríos de llanura se observan sobre el llano de aluvión actual, brazos muertos de variadas configuraciones y dimensiones, que hacen más complicada la topografía de la llanura fluvial. La formación de «colleras» por efecto de una rápida ruptura de los istmos y rectificación de los meandros ha sido reiteradas veces presenciada por el hombre. Tales son los casos de los valles del Don, Oká, Dnieper y otros ríos.

Estructura de la llanura aluvial

Un llano aluvial o de crecida presenta a primera vista una superficie completamente plana. Sin embargo, siendo observado más detenidamente, se pueden notar en él diversos elementos del micro-

rrelieve, es decir, distintos accidentes cuya altura oscila dentro del margen de varios metros (fig. 58).

En el modelado de un llano aluvial se destacan claramente las partes marginales del cauce, que presentan con frecuencia crestas, elevadas varios metros sobre el resto de la superficie y constituidas en la mayoría de los casos, por material arenáceo. Estas crestas reciben el nombre de diques o rampas naturales. El origen de las rampas naturales está ligado con las fluctuaciones del caudal fluvial y la velocidad de la corriente en el área de transición del cauce de estiaje al valle de crecida. Cada vez que el río se desborda, la velo-

Fig. 58. Carácter del llano aluvial de un río de llanura en su curso inferior (foto aérea):

1, cauce principal; 2, meandro del cauce principal; 3, fase incipiente de extinción de un meandro; 4, fase tardía de extinción de un meandro (collera); 5, lago de collera

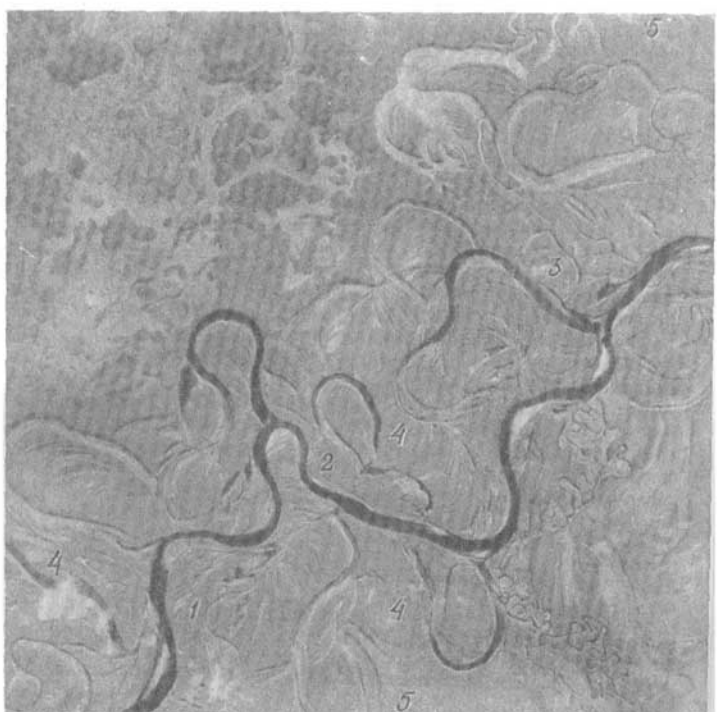


Fig. 59. Microterrazas en la ribera del río Hoanghó

cidad de la corriente disminuye junto a las orillas, debido a lo cual las partículas más gruesas, — principalmente las arenosas, — se depositan en el fondo. De este modo, puede formarse gradualmente un dique o terraplén natural, que en ocasiones se prolonga sobre muy grandes extensiones a lo largo del río. Detrás del dique se encuentra la *parte central del llano aluvial*, sobre cuya superficie subsiste multitud de colleras y brazos aislados del cauce, transformados en lagos en unos lugares, o totalmente rellenados de sedimentos en otros. La mayoría de los cauces abandonados perduran en la topografía y con frecuencia se hallan bordeados de restos de diques marginales. Las migraciones del río sobre el llano de crecida pueden dar origen a un modelado constituido por una serie de crestas de escasa altura y de depresiones que las separan, curvadas con frecuencia en forma de arco.

Finalmente, en casos aislados, puede observarse una *depresión al pie de la terraza*, que constituye la parte más baja de la llanura fluvial y que se extiende junto a la ladera extramarginal o la terraza antigua. A veces esta depresión recoge las aguas subterráneas surgentes o las aguas de fusión de las nieves, formándose en ella un pequeño arroyo que se vierte en el río principal.

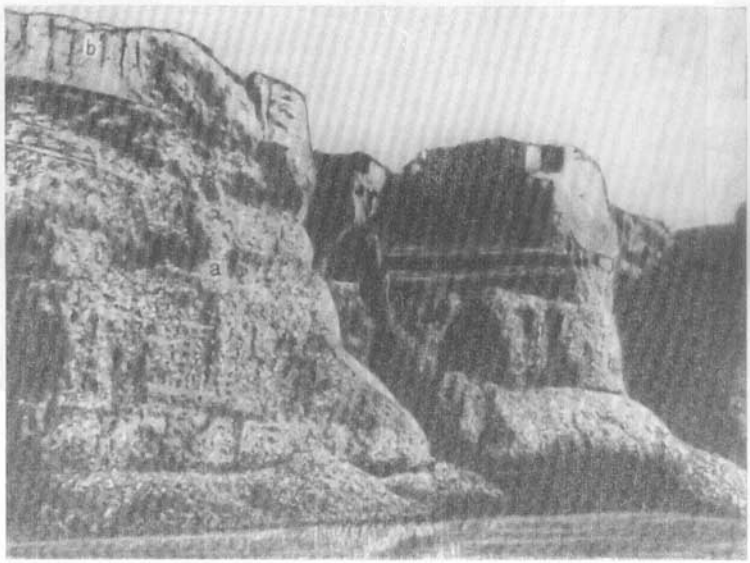


Fig. 60. Correlación del aluvi nde llano óde crecida y de cauce en la terraza del río Shirabadé:
a, aluvión de cauce; b, aluvión de llano de crecida

de agua que deposita en ellos su carga de fondo, y sólo más tarde las colleras se transforman en lagos. En el corte transversal de un llano aluvial, los depósitos de cauce abandanado forman lentejones claramente definidos, a veces recubiertos con aluvión de llanura fluvial.

La relación entre los tres tipos de aluvión (de cauce, de llanura fluvial y de collera) se aprecia claramente en los esquemas de las figuras 54 y 62, relativos a los ríos de llanura.

Distinto es el cuadro que se observa en los ríos de montañas. Estos se diferencian de los de llanura, en primer término, por su velocidad de corriente mucho mayor. La velocidad de la corriente origina un intrincado sistema de turbulencias y remolinos, particularmente bien visibles durante las crecientes. Bajo estas condiciones, las partículas arenosas y cenagosas no pueden sedimentarse sobre el fondo y son arrastradas hasta los tramos inferiores del río, deposi-

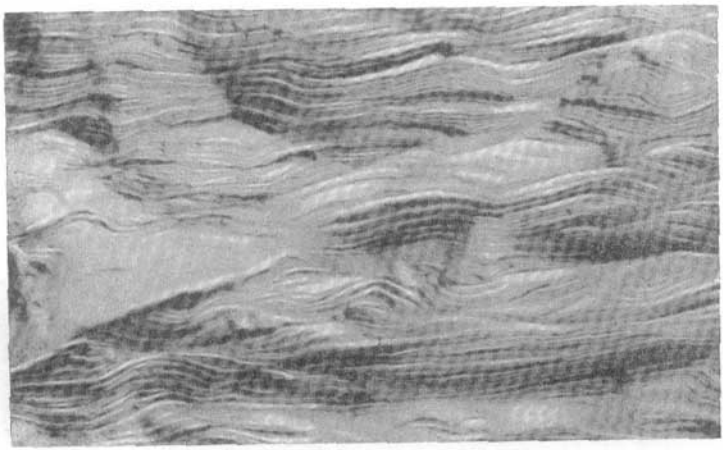
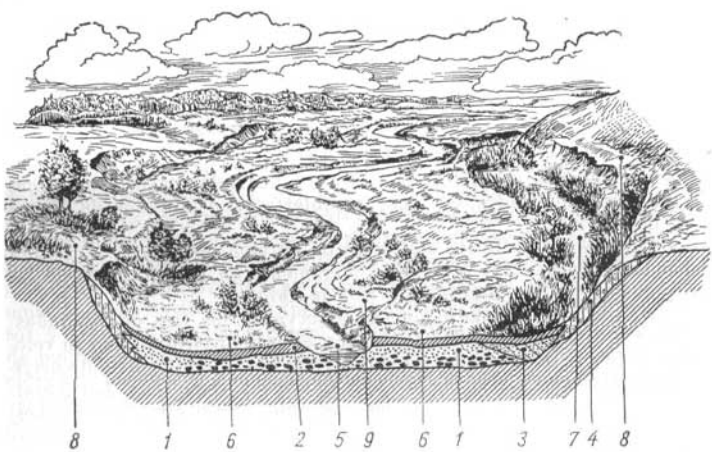


Fig. 61. Estratificación diagonal de las arenas aluviales

Fig. 62. Esquema de la estructura del valle de un río de llanura (Dibujo de N. Kostenko):

1, *aluvión de cauce*; 2, *aluvión de llano de crecida*; 3, aluvión de cauce abandonado; 4 depósitos de ladera; 5, cauce fluvial; 6, llano de crecida; 7, lago de collera en vías de obliterarse; 8, terraza de valle de crecida; 9, rampas ribereñas



En la escarpa de la terraza del llano aluvial se observan en ocasiones, microterrazas típicas, originadas por la acción del oleaje al ir menguando la riada (fig. 59).

Composición del aluvión. En cada llano de crecida bien desarrollado se distinguen depósitos aluviales de dos tipos: 1) aluvión de cauce o de fondo y 2) aluvión del llano de crecida. El aluvión de fondo yace por doquier en la base del llano de crecida, y su origen se debe a las migraciones laterales del cauce relacionadas con el retroceso de la orilla cóncava. En los esquemas I y II (fig. 54), está representada la formación de las fases embrionarias de una llanura aluvial a modo de una barra marginal. A medida del ensanchamiento del valle, las condiciones de acumulación del aluvión en el cauce y en la barra ribereña se vuelven distintas. La barra marginal emergida es anegada sólo durante las crecidas; además, la altura de las aguas y la velocidad de la corriente por sobre la barra son notablemente menores que en el cauce del río.

Las aguas que cubren la superficie del llano embrionario—la barra— corren más despacio y no impiden la aparición de la vegetación: praderas, arbustos, bosques. Las plantas a su vez, obstaculizan el movimiento de las aguas de crecida y reducen la velocidad de su corriente. En estas condiciones resulta posible la sedimentación de la carga fluvial fina en suspención.

De esta suerte, encima del *aluvión de fondo* de la barra marginal primaria se origina el *aluvión de llanura fluvial* (fig. 54, III).

Rasgos particulares del aluvión. Las facies del lecho fluvial y del llano aluvial se diferencian por su composición. La facies de lecho está constituida principalmente por arenas de distinta granulación, conteniendo con frecuencia gravas y guijos bien rodados. A veces se observa una concentración de grava y guijos en fina capa basal del llano. En cambio, el aluvión de la llanura fluvial está compuesto sobre todo por una delgada capa de limo arenoso o arcilloso (fig. 60).

Un rasgo característico de los depósitos aluviales reside también en su estratificación, que varía desde la horizontal a la oblicua y hasta entrecruzada (fig. 61).

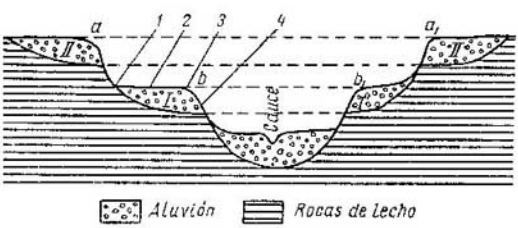
Además de los dos tipos básicos de aluvión que se acaban de mencionar, se distingue una facies particular de *aluvión de cauce abandonado* que se acumula en las colleras en trance de obliterarse y que se singulariza por algunos caracteres privativos. El aluvión de brazo muerto está constituido principalmente por limos oscuros arcillosos y arenosos de tipo lacustre, bituminosos, conteniendo conchas de moluscos dulceacuícolas. En ocasiones, en la base de las formaciones de los cauces abandonados se observan capas de arena interyacentes. Ello testimonia que en el período inicial del desarrollo de las colleras no se anulan totalmente sus conexiones con el cauce principal. En períodos de riadas, los antiguos meandros se llenan

tándose en el valle sólo el material detrítico grueso, principalmente las gravas de fondo. Los aluviones de llanura fluvial y de cauce abandonado están prácticamente ausentes, o bien son de escaso espesor.

Antiguas terrazas fluviales

El tipo de valle aluvial que se acaba de describir comporta a veces en sus márgenes terrazas de variada estructura, cuyo número puede ser considerable. Cada terraza que bordea el llano de crecida refleja una determinada etapa en el desarrollo del río y representa un llano aluvial antiguo, que fue excavado por el río como resultado de algún cambio en las condiciones. Supongamos (fig. 63) que inicialmente el río ocupaba la posición a—a_1, a cuyo nivel excavó su llano de crecida. Más tarde, debido a un cambio de condiciones (por ej., rebajamiento del nivel de base), volvióse más intensa la erosión y el río excavó su propio valle de crecida anterior, cuyos restos quedaron a modo de un bancal terraciforme y abrió un nuevo valle de crecida al nivel de b—b_1. A continuación, debido a un nuevo descenso del nivel de base (o levantamiento de las tierras), el río excavó también este valle y se labró un nuevo cauce y el llano de crecida actual. De esta suerte, la terraza de valle más alta es la más antigua, y la inferior es la más joven. La numeración de las terrazas suele empezarse desde abajo, partiendo de las más recientes hacia las más antiguas, de modo que la terraza más baja que se eleva sobre el llano de crecida se llama la primera terraza del valle, situándose la segunda encima de ésta, etc. En cada terraza se distinguen los elementos siguientes: *bancal*, *pie de bancal*, *borde o cejo de terraza*, *plataforma o rellano terreciforme y fisura de separación* (fig. 63).

Fig. 63. Esquema de las terrazas fluviales y sus elementos:
V, valle de crecida; I, primera terraza de valle de crecida; II, segunda terraza de valle de crecida; 1, fisura de separación; 2, rellano terraciforme; 3, cejo de terraza; 4 bancal de terraza



Atendiendo a su estructura, las terrazas fluviales pueden diferenciarse marcadamente entre sí. Generalmente se distinguen tres tipos de terrazas:

1) terrazas de erosión o de denudación,
2) terrazas aluviales o de acumulación,
3) terrazas «de zócalo» o compuestas.

En las terrazas de erosión, el rellano terraciforme y el bancal están constituidos por rocas vivas y no llevan aluvión en su superficie. Tal constitución es testimonio de un cambio en el régimen del río, acaecido en la etapa inicial de su desarrollo, cuando predominaban aún los procesos erosivos y no había o era escasa la acumulación aluvial. Las terrazas aluviales son aquellas en que el bancal y el rellano están totalmente formados por depósitos aluviales. Esta estructura señala que el río pasó por un largo período de desarrollo, tuvo tiempo de modelar su valle de crecida y depositar su carga aluvial, que más tarde excavó y dejó en forma de terraza. Finalmente, las terrazas «de zócalo» o compuestas se caracterizan por el hecho de que en la base (zócalo) del bancal yacen rocas vivas, mientras que parte del bancal y el rellano están constituidos por aluviones.

La difusión y las interrelaciones de las terrazas de distinto tipo en los valles fluviales vienen determinadas por la historia del desarrollo de las regiones que atraviesa el río. En un mismo valle fluvial pueden observarse varias terrazas (fig. 64).

¿Cuál es, pues, la *causa* de la formación de las terrazas? Las causas son varias: 1) movimientos recientes de la corteza terrestre, ocurridos a lo largo del período antropógeno, y que han causado más de una vez alteraciones del perfil de equilibrio; 2) aumento del caudal debido a cambios climáticos; 3) variaciones de la cantidad de material detrítico aportado al río. La importancia decisiva corresponde, según parece, a los movimientos corticales recientes.

La formación de las antiguas terrazas fluviales longitudinales está vinculada, o bien con un rebajamiento del nivel de base, o bien con un levantamiento del terreno en que corre el río. Tanto en un caso como en otro varía (se acentúa) el gradiente del lecho, originando una intensificación inmediata de los procesos erosivos. Según la amplitud del levantamiento y la nueva correlación entre la situación del nivel de base y la cabecera, el río 1) ora excava sólo parcialmente sus aluviones, 2) ora excava toda la pila de aluvión y alcanza las rocas de lecho, 3) ora, finalmente, excava no sólo el aluvión, sino también parte de las rocas de lecho.

Muy distinto es el modo de comportarse del río al ocurrir un levantamiento del nivel de base. En este caso las aguas desbordan o inundan el tramo inferior del curso, formando una *ría o limán* (desembocadura ensanchada, transformada en bahía). La desembocadura del río retrocede al fondo del valle, hacia la cabecera del limán.

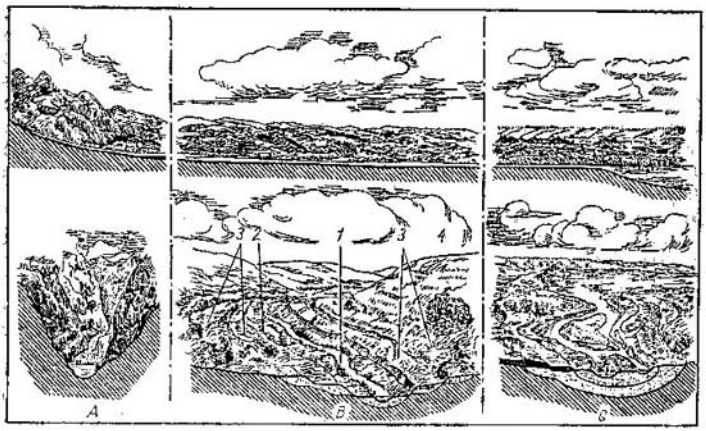


Fig. 64. Modelado de un valle fluvial:
A, en el curso superior, B, en el curso medio e inferior; C, en la parte estuarina; 1, cauce; 2, llano de crecida; 3, terrazas de valle de crecida; 4, cejo de la ladera primitiva del valle (Dibujo de N. Kostenko)

El levantamiento del nivel de base suaviza la pendiente del lecho, y, por ende, hace disminuir la velocidad de la corriente y la intensidad de los procesos erosivos. Se activan los procesos de acumulación, y el antiguo llano aluvial, formado en la época del nivel de base bajo, no solamente deja de erosionarse, sino que hasta puede quedar sepultado bajo los aluviones nuevos que van acumulándose en las nuevas condiciones creadas.

El estudio del aluvión y de las antiguas terrazas fluviales tiene gran importancia. La composición del aluvión y la correlación de sus facies, la cantidad de antiguas terrazas que bordean el llano de crecida y la variación de sus alturas a lo largo del valle fluvial vuelven comprensible la historia del desarrollo de la región, la historia y el carácter de los movimientos recientes de la corteza terrestre, las peculiaridades del clima, etc. La elevación relativa de una terraza fluvial sobre otra y sobre el lecho del valle, la profundidad de rebajado del valle en las distintas etapas de su desarrollo, permiten apreciar la magnitud de los movimientos verticales.

La repercusión de los movimientos recientes en la morfogénesis de los valles fluviales tiene también un gran significado práctico, particularmente en la prospección de las estructuras profundas petrolíferas y gasíferas, dentro de cuyos límites se observa una deforma-

ción de la superficie de las terrazas y una variación de su altura. Los levantamientos recientes se manifiestan también con frecuencia en las alteraciones en el plano de la red hidrográfica. Es bien notorio que el agua reacciona de un modo harto sensible a las variaciones de la pendiente del terreno. Al tropezar con una porción elevada de la corteza terrestre, el río o bien describe una curva cerrada y hace un rodeo, o bien se divide en dos brazos. En la propia área levantada se observan a veces pequeños regueros excavados por la escorrentía superficial y orientados radialmente partiendo del centro de la elevación fenómeno bien visible sobre las fotografías aéreas.

El estudio del aluvión presenta asimismo gran interés práctico. Puede decirse que las terrazas fluviales constituyen en algunas regiones un almacén natural de minerales útiles. Con ellas está relacionada la mayoría de los placeres de metales y piedras preciosas, como el oro, el platino, los diamantes, etc. Muchas obras de ingeniería—puentes, presas, centrales hidroeléctricas—se construyen con frecuencia sobre depósitos aluviales. La composición de estos últimos refleja, en una serie de casos, los levantamientos recientes de la corteza terrestre. De aquí surge la necesidad de conocer todas las peculiaridades de la estructura de las terrazas fluviales.

Desembocaduras fluviales

En las desembocaduras de los ríos tiene lugar una interacción compleja de las aguas dulces fluviales y las del mar y se opera la transición del régimen fluvial al marino.

La formación de las desembocaduras fluviales sufre el influjo de múltiples factores: 1) el caudal y sus fluctuaciones en el tiempo; 2) el volumen y la composición de la carga transportada por el río; 3) la salinidad del agua marina; 4) las corrientes marinas; 5) las mareas, etc.

Las diferencias en la acción recíproca de los ríos y los mares influyen en la formación de desembocaduras de distintos tipos. Se conocen dos tipos principales de desembocaduras fluviales: 1) *en delta* y 2) *en estuario*.

Según sea la correlación entre el influjo del mar y el del río, en la desembocadura se distinguen los tramos siguientes (según N. V. Samoilov, 1952) (fig. 65):

1) tramo superior de la desembocadura, en que el influjo del mar no se deja sentir, preestuario 2) tramo medio (estuario o delta);

3) tramo perilitoral que se extiende mar adentro hasta los límites del relieve subacuático donde es perceptible una elevación del fondo debida al acarreo fluvial; 4) zona postestuaria marina, donde es considerable la influencia de las aguas dulces fluviales en períodos de riadas.

Un *delta* es, en realidad, un cono de deyección del material detrítico acarreado por el río al mar y avanzado gradualmente mar adentro. El término «delta» fue aplicado inicialmente para el abanico aluvial del Nilo, debido a su semejanza con la letra griega Δ.

Cuando un río llega hasta el mar, la velocidad de su corriente disminuye. Como resultado, gran parte de la carga fluvial—tanto la arrastrada por el lecho como la suspensa en el agua—se sedimenta sobre el fondo. Al entrar el agua dulce en contacto con la salada se originan, además, procesos de coagulación que activan la sedimentación de las partículas finas presentes en suspensión en el agua fluvial.

De este modo va formándose gradualmente un amplio abanico aluvial cuyo vértice está dirigido hacia el río y la base inclinada y ancha se orienta hacia el mar. Si el mar es somero, el cauce del río es rápidamente obstruido por los detritos y no puede dar paso a todo el volumen del agua afluente. En consecuencia, el nivel del río sube (como si el río fuese embalsado por sus propios sedimentos), y, buscando una salida, abre brechas en sus propias márgenes y corta nuevos cauces adicionales. Como resultado, en la zona estuarina se forma un sistema de cursos ramificados, llamados brazos o cursos de distribución. La bifurcación, o ramificación del río al desembocar en el mar es muy característica. Con cada crecida, el delta cambia de forma, aumentando su anchura y elevación y extendiéndose mar adentro. Como consecuencia, en las desembocaduras de numerosos ríos se originan extensas llanuras aluviales deltaicas. La extensión más grande es alcanzada por la enorme franja de depósitos en los deltas coalescentes de los ríos Huanghó y Yangtsé. Esta llanura deltaica tiene una longitud de 1100 km y una anchura de 300 a 400 km. Calculada junto con su prolongación sumergida,

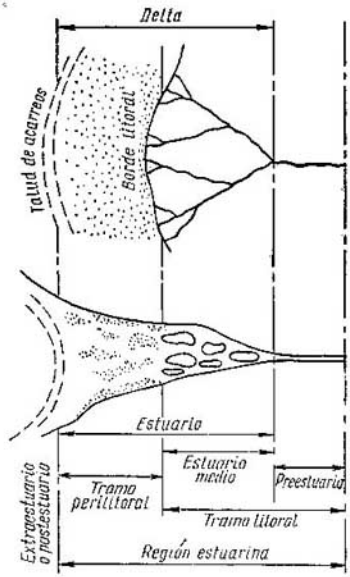
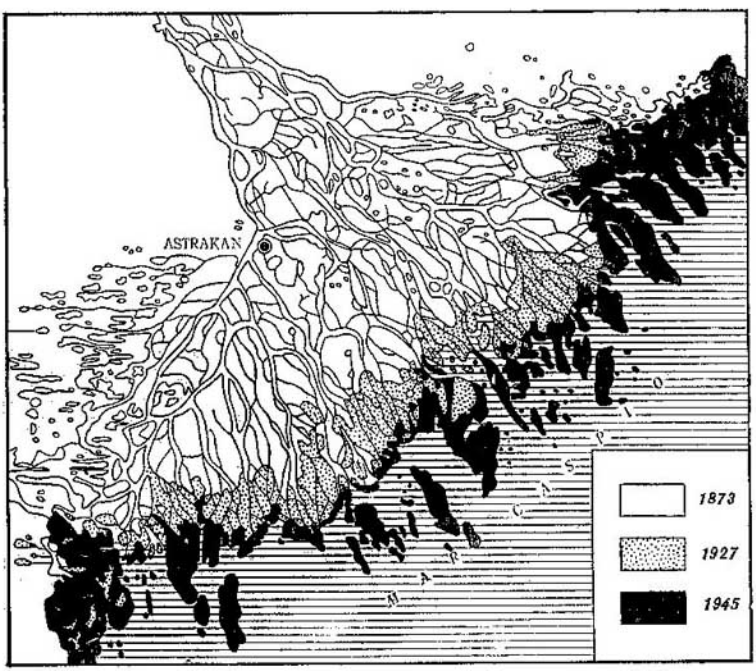


Fig. 65. Zonificación de la región estuarina de un río

la anchura llega a 500 km y la superficie total, a 500 000 km², o sea, aproximadamente la superficie del mar Caspio. Una extensión considerable tiene la llanura del delta común de los ríos Brahmaputra, Ganges y Mahanadi, que se les une al sudoeste. Esta llanura se extiende unos 700 km a lo largo del golfo de Bengala. La superficie de las partes emergida y sumergida de estos deltas alcanza 150 000 km². El delta del Misisipí tiene una longitud de 320 km y una anchura de 300 km. La superficie del delta del Nilo es de 35 000 km², la del Volga, cerca de 18 000 km², la del Tigris y Eufrates, 48 000 km², la del Amú Dariá unos 10 000 km².

El crecimiento de los deltas en anchura y mar adentro se verifica con distinta velocidad. Según datos de M. Klenova (1950), el delta del Volga crece, por término medio, 170 m por año (fig. 66), y en estos últimos años, debido al descenso del nivel del mar Caspio, crecía anualmente hasta unos 500 m. La expansión del delta del Syr Dariá

Fig. 66. Crecimiento del delta del Volga



en el período comprendido entre 1847 y 1889 se estableció en un promedio anual de 164 m. El Kurá incrementa su delta a razón de 175—300 m por año, el Térek, unos 100 m por año.

Son características para los deltas las migraciones del cauce con el tiempo. Un ejemplo demostrativo de ello es el delta del río Huanghó. A partir de 1852, el brazo principal del río corre más al norte de los montes Shantung, mientras que anteriormente corría en la parte meridional del delta, rodeando Shantung por el sur y desaguando en el mar a una distancia de 480 km de su desembocadura actual. La escasísima elevación y la superficie plana del delta favorecen los bruscos cambios de curso del Huanghó, originando inundaciones devastadoras.

El Misisipí desemboca en el mar formando profundos cauces afluentes extendidos a modo de dedos (el llamado «pie de ave»). La boca de uno de esos cauces emigra en dirección al golfo de México a razón de 75 m término medio por año. En la región deltaica del Misisipí se observa un lento hundimiento de la corteza terrestre, que se compensa, sin embargo, por los aportes sedimentarios. La elevación del fondo debida al acarreo de la carga fluvial y el hundimiento de la corteza terrestre se verifican con una velocidad aproximadamente igual. Como consecuencia, van acumulándose potentes capas de depósitos deltaicos (hasta 600 m, según datos de sondeo).

Se observa también en el Nilo un crecimiento mar adentro del delta, pero con un ritmo más lento porque al atravesar el desierto sobre una extensión de casi mil kilómetros, el río pierde mucha agua y deposita una parte considerable de su carga detrítica en el vértice de su delta. La lenta expansión del delta del Nilo se debe asimismo al hundimiento de la corteza en esa región; la velocidad del hundimiento excede a la de la elevación del fondo por depositación sedimentaria, de aquí que el delta vaya sumergiéndose en el mar.

El delta del río Po crece a razón de 12 m por año. La ciudad de Adria, distante actualmente 22,5 km de la costa, era un puerto marítimo 1800 años atrás.

Casi todo el delta del Nevá se formó en el espacio de 900 años.

El tamaño de los deltas y el ritmo de su crecimiento denotan la cantidad de carga mineral transportada por los ríos desde el territorio de sus cuencas, y también indican, en parte, el régimen de la cuenca marina en que desaguan. Las condiciones más favorables para la formación de los deltas son:

1) poca profundidad del mar junto a la desembocadura;

2) abundancia de la carga detrítica conducida por el río a la desembocadura;

3) ausencia de mareas y corrientes marinas fuertes, capaces de arrastrar los depósitos fluviales hasta las profundidades o a lo largo del litoral, lejos de la desembocadura.

Depósitos de los deltas y sus caracteres particulares. Los depósitos de delta en los ríos de llanura se componen principalmente de arenas y arcillas, mientras que en los acarreos de los ríos de montaña a veces abundan también las gravas. En los deltas se separan y sedimentan asimismo sustancias conducidas por los ríos en disolución, principalmente las coloidales, por efecto de su coagulación por el agua marina salobre (sales de Ca, Fe, Si, Al, etc.). De este modo fueron acumulándose, en distintos períodos geológicos, las gruesas pilas de óxidos de hierro que hoy se explotan como yacimientos de hematites parda. En las desembocaduras fluviales también se observa con frecuencia la sedimentación de los coloides orgánicos. La acumulación de la sustancia orgánica dispersa entre las partículas cenagosas y su soterramiento subsiguiente puede dar lugar a la formación del petróleo y del gas combustible. En el delta del Misisipí, la presión del gas combustible, entrampado bajo el espesor del delta, origina eyecciones periódicas de barro y agua, fenómenos semejantes a los «volcanes de lodo».

Debido a la presencia en los deltas de numerosos lagos (ilmens*) formados por cauces viejos de los brazos de distribución, se acumulan en ellos, al par de los depósitos mencionados anteriormente, sedimentos lacustres, principalmente arcillosos, ricos en sustancia orgánica. En el lugar de muchos cauces abandonados se forman también pantanos y, más tarde, turberas que pueden transformarse eventualmente en capas de hulla.

En el conjunto de los depósitos de delta están presentes también los sedimentos marinos.

Así, pues, en los deltas fluviales se encuentran sedimentos muy variados: depósitos aluviales de los cauces efluentes, depósitos arcillosos de los lagos del delta, conteniendo muchas veces sustancias orgánicas en cantidad considerable, formaciones turbáceas de los pantanos y sedimentos del mar somero. Todos estos depósitos tienen una posición muy variable tanto en sentido horizontal como vertical debido a migraciones frecuentes de los brazos efluentes con los que está ligado el transporte y la acumulación de la carga fluvial, la formación de lagos y distintas depresiones a los que se debe la presencia de arcillas y turbas en los cortes. Con estos depósitos pueden estar asociados diversos minerales y sustancias de interés, tales como petróleo, hulla, mena de hierro, turba, etc.

Los depósitos de delta se dividen esquemáticamente en cuatro partes características (fig. 67): 1) capas emergidas o de superficie, formadas principalmente por sedimentos fluviales, lacustres y palustres; 2) capas sumergidas en el mar, de estratificación horizontal, también constituidas principalmente por el acarreo fluvial pero que

* Nombre que se da a los lagos en el delta del Volga (N. del T.)

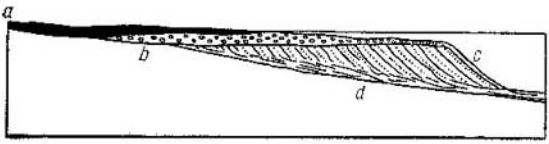


Fig. 67. Esquema de los depósitos de delta:
a, capas de superficie; b, capas superiores sumergidas; c, capas frontales oblicuas; d, capas de fondo. La escala vertical está aumentada varias veces (M. Shvetsov)

se han depositado bajo el nivel del mar; 3) capas frontales de estratificación diagonal, depositadas sobre una ladera más inclinada, con sedimentos reclasificados por las mareas y corrientes marinas; 4) capas de fondo, formadas principalmente por material coloidal transportado por el río, pero precipitado ya por el agua marina. Este esquema de correlación de los depósitos deltaicos sufre variaciones frecuentes. La causa principal de ello reside en los movimientos corticales oscilatorios de signo variable (descensos y elevaciones alternantes) que alteran el equilibrio entre el continente y el mar. Un rasgo característico de los depósitos de delta es la estratificación cruzada (diagonal).

Los deltas antiguos. Es notorio que sobre la superficie terrestre existían ríos no sólo en el período antropógeno, sino también anteriormente. Cada vez que ocurrían movimientos tectónicos, surgían montañas, emergían llanuras de las aguas del mar, se originaba el escurrimiento superficial y se formaban ríos. Simultáneamente con la aparición de los ríos, se formaban los deltas.

Un prolijo estudio de los cortes geológicos en algunas regiones de la URSS ha permitido a los investigadores discernir en ellos depósitos de *deltas antiguos o fósiles.*

Así, las series de capas carboníferas de las cuencas de Moscú y de Kisel son, probablemente, formaciones deltaicas del Carbonífero inferior.

En la estructura de la serie petrolífera de la península de Apsherón, constituida por arenas y arcillas alternantes, también participan en grado considerable antiguos depósitos de delta.

Los estuarios. No todos los ríos tienen delta. Muchos de ellos terminan en extensas bahías que se ensanchan gradualmente a modo de embudo y reciben el nombre de estuarios. Entre los ríos que tienen estuarios figuran el Amazonas, el San Lorenzo, el Támesis, el Sena, el Elba, etc. En el territorio de la URSS, tienen una desembocadura en estuario los ríos Obi, Yeniséi y otros.

Allí donde se observan mareas y corrientes marinas y es escasa la carga acarreada por el río, existen condiciones favorables para

la formación de los estuarios. En su formación desempeñan también un papel importante los movimientos oscilatorios de signo negativo.

Durante las mareas altas, el mar penetra profundamente en la desembocadura del río. Durante las mareas bajas se originan caudalosas corrientes en dirección al mar, ya que la corriente de reflujo es engrosada por las aguas del río. Bajo estas condiciones, el material detrítico aportado por el río es arrastrado mar adentro, donde es recogido por las corrientes litorales.

La fuerza de las impetuosas corrientes de reflujo es bien conocida y es aprovechada por los hidrotécnicos para la profundización del cauce fluvial a lo largo del tramo estuarino y para la eliminación del acarreo fluvial.

La formación de los estuarios es favorecida también, como se ha señalado ya, por el descenso del terreno en la región de la desembocadura. Si el hundimiento no viene compensado por la rapidez de la depositación sedimentaria — como sucede en los deltas en trance de hundirse,— el mar se insinúa en la boca del río, formando un estuario.

El estuario del Sena (de 35 km de longitud y unos 10 km de anchura), se ha ido formando bajo condiciones hidrodinámicas complejas: fuertes corrientes de marea, grandes olas (marejada) originadas por fuertes vientos — especialmente los de noroeste,— y el hundimiento de la costa noroeste de Francia, evaluado aproximadamente en 2 ó 3 m por siglo. Un cuadro análogo se observa en la boca del Támesis y de varios otros ríos en el litoral Atlántico del continente europeo.

Presenta gran interés la desembocadura del río Yeniséi (fig. 68) con su enorme estuario, aguas arriba del cual se halla un sistema de islas que evoca, en el plano, un delta. F. Bader, quien exploró el estuario del Yeniséi en 1936, y N. Samóilov han propuesto la siguiente división de esa región. La sección litoral del río empieza a partir de Yenisséisk, donde las mareas casi no son perceptibles y donde la altura de la crecida alcanza 9 m, y se extiende hasta el meridiano del cabo Sópochnaia Kargá. En este tramo, entre los cabos Muksáninski y Nasónovski se halla situado el complicado sistema de las islas Brejovski, atravesado por cuatro grandes brazos del Yeniséi: Ojotski (Deriabinski), Mali, Bolshoi y Kámenni. Partiendo del borde septentrional de las islas Brejovski existe una prolongación sumergida de las islas y cauces hasta los acantilados de Golchijá. A continuación, la desembocadura del río se ensancha gradualmente, presentando un estuario típico a partir del cabo Shaitanovski hasta la línea cabo Efrémov Kámen — cabo Leskin. Más al norte y noroeste comienza la bahía del Yeniséi. La formación de este estuario fue favorecida por los siguientes factores adicionales, además de los ya nombrados: 1) cauce «sobreprofundizado» debido a la regresión

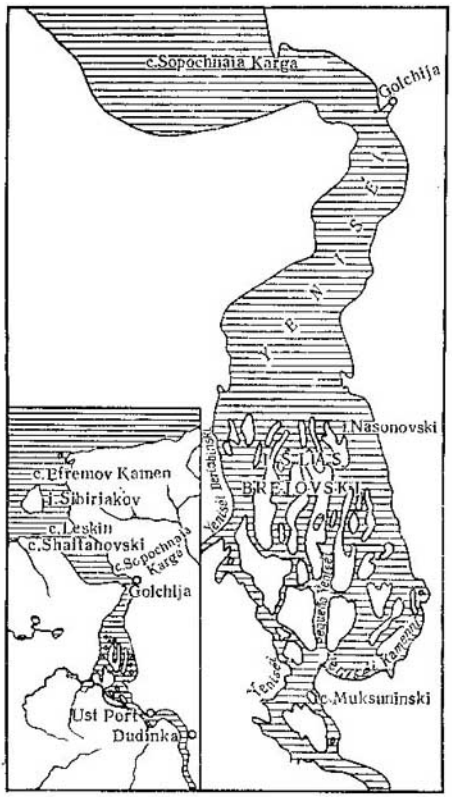


Fig. 68. Desembocadura del río Yeniséi (N. Samóilov)

reciente del mar; 2) cantidad relativamente escasa de acarreo fluvial. El Yeniséi, con su enorme caudal de cerca de 550 km³/año, transporta hasta la desembocadura sólo unos 11 000 000 toneladas de carga en suspensión. Durante las crecidas, cuando aumenta considerablemente la velocidad de la corriente, llegan hasta la desembocadura también los detritos arrastrados por el fondo, pero se

depositan principalmente en la zona perilitoral marina, originando bancos. El hundimiento de esta región, que se observa actualmente, ha provocado la anegación de una parte del cauce del Yeniséi. Según datos de V. Saks (1945), el cauce del Yeniséi continúa en el fondo del mar de Kara hasta la isobata de 100 m.

§ 5. SISTEMAS FLUVIALES Y SU DESARROLLO

En cada sistema fluvial se hace destacar el río principal y los afluentes o tributarios. Estos se subdividen en tributarios de primero, segundo y tercer orden. Así, por ej., en el sistema hidrográfico del Volga, los ríos Oká y Kama que se vierten directamente en el Volga, son tributarios de primer orden; el Moscová, Bélaia, Chusovaia, Viatka, que desaguan en los afluentes de primer orden, son tributarios de segundo orden; el Ruza, Istra, Ufá, Sylva, son los de tercer orden, etc.

El territorio en que las aguas afluyen al río principal o a sus tributarios se llama *cuenca de recepción o hidrográfica*. Las cuencas fluviales pueden abarcar extensas áreas, como se deduce de los ejemplos siguientes:

Obi	3.354.000	km² *
Misisipí	3.250.000	»
Lena	2.712.308	»
Yeniséi	2.240.487	»
Amur	2.050.000	»
Volga	1.460.000	»
Amú Dariá	351.300	»

Los sistemas fluviales se hallan separados entre sí por las *divisorias de las aguas*. Se llaman divisorias las líneas de intersección de dos vertientes contiguas o, dicho sea de otro modo, porciones de terreno elevadas que separan dos vertientes contiguas. Se suele distinguir la divisoria *principal* y las *laterales*. Por la primera se entiende la divisoria que separa las vertientes de dirección contraria, como, por ej., la que separa los ríos de la vertiente septentrional (Dviná del Norte, Pechora) de los de la vertiente meridional (Volga, Don, Dnieper). Las divisorias laterales separan los ríos contiguos de una misma vertiente. Las divisorias de las aguas no presentan líneas rectas, sino sumamente sinuosas, lo que se explica por las diferencias en la intensidad de la erosión remontante. Debido a ello, las divisorias no permanecen invariables sino que sufren migraciones paulatinas. Puede decirse que los sistemas fluviales en su desarrollo, mantienen una lucha constante por las divisorias, resultando

* La cuenca del río Amazonas — la mayor del mundo — tiene unos 7 millones de kilómetros cuadrados (N. del T.)

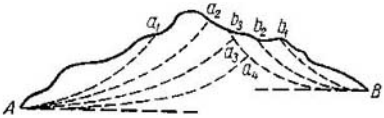


Fig. 69. Esquema de las migraciones de una divisoria de aguas:
a_1; a_2; a_3; a_4; b_1; b_2; b_3, posiciones sucesivas de las cabeceras de los ríos migrantes por efecto de la erosión remontante

vencedores los ríos más fuertes. En las condiciones naturales, pocas veces pueden observarse vertientes simétricas por las que corren ríos en direcciones opuestas. Por lo general, las vertientes se caracterizan por su asimetría (gradiente dispar), causante de la diferencia en la velocidad de los procesos erosivos. Estos son mucho más intensos en un río que corre por una pendiente fuertemente inclinada y tiene un nivel de base más bajo, que en un río de gradiente suave y cuyo nivel de base es más alto. Por efecto de la erosión remontante, la divisoria irá desplazándose continuamente en dirección al río de gradiente suave. Este proceso continuará hasta que el río más fuerte se acerque al otro y capture su curso superior, o sea, lo decapite. En esta forma tuvo lugar, por ejemplo, la decapitación de los tributarios del Danubio por el sistema fluvial del Rin. El fenómeno de migración de divisorias y decapitación de ríos se observa en numerosas regiones montañosas, caracterizadas por la asimetría de las cordilleras. Así, por ejemplo, la Cordillera Costera de América del Norte desciende en fuerte talud hacia el Pacífico y tiene pendiente suave hacia el este, en dirección al Atlántico, circunstancias éstas favorables para los ríos de la vertiente del Pacífico, en su pugna por el espacio.

Un fenómeno similar se observa también en el Cáucaso, donde el río Aragva quedó «decapitado» por el Terek. Podrían citarse muchos ejemplos más.

El proceso de decapitación está esquematizado en la fig. 69: los puntos A y B indican la posición hipsométrica de los niveles de base para los ríos de vertientes opuestas. Los puntos a_1, a_2, a_3, etc., b_1, b_2, b_3, etc., indican las posiciones sucesivas de las cabeceras de los ríos, que se desplazan por la acción de la erosión remontante.

La migración afecta no sólo las divisorias principales sino también las laterales, es decir, las que separan los valles fluviales de una misma vertiente. Puede darse el caso, por ej., de un río cuya cuenca colectora sea más grande que la de otros ríos vecinos, y por ende, mayor su caudal; en este caso, el río considerado y sus afluentes irán ensanchando y profundizando sus cauces con mayor rapidez que los ríos vecinos y sus tributarios. Como resultado, los caudalosos afluen-

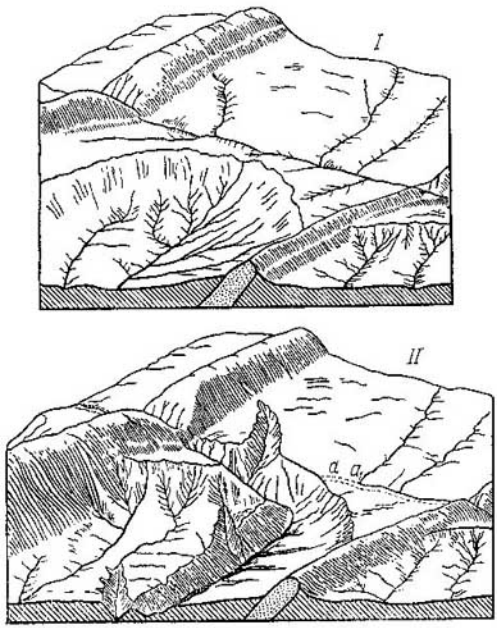


Fig. 70. Esquema de la decapitación de un río:
I, captura en perspectiva; II, captura consumada; a — a_1, cañada seca (cauce anterior del río)

tes del río, que corren a un nivel más bajo, pueden ir remontando aguas arriba hasta el curso superior del río vecino y captar sus aguas (fig. 70).

Casos semejantes se observan en distintos sistemas fluviales. Examinemos uno de ellos (fig. 71). El río Pinega — actualmente tributario del Dviná del Norte — formaba anteriormente un todo con el río Kuloy que desemboca en el golfo de Mezén. El Dviná, poco distante del Kuloy, tenía una cuenca colectora y una fuerza viva considerablemente mayores. Uno de los tributarios del Dviná que se vierte en ésta cerca de la ciudad de Jolmogori, al sufrir su cauce una intensa erosión remontante, llegó con su cabecera hasta el río Pinega junto a la ciudad de Pinega. Debido a la posición más baja de este tributario, las aguas del Pinega pasaron a verterse en el cauce de

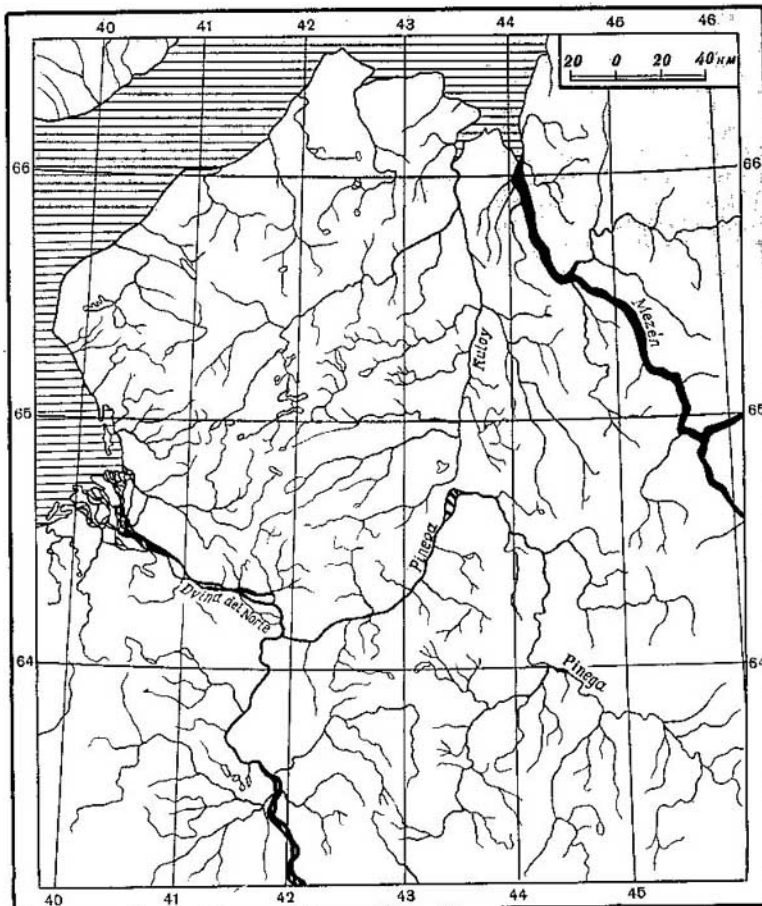


Fig. 71. Decapitación del río Kuloy por el Pinega (tributario del Dviná del Norte)

aquél, en tanto que el tramo inferior, decapitado, del Pinega constituye hoy día un río relativamente pequeño, el Kuloy. De esa manera, un río poderoso, valiéndose de la prolongación remontante de sus afluentes y desplazando las divisorias laterales, puede capturar una extensa área colectora a expensas de los ríos vecinos.

Los fenómenos de captación por retroceso de afluentes son frecuentes en las regiones montañosas, dando lugar al desarrollo de una red hidrográfica de configuración en reja o rectangular. Este fenómeno es particularmente frecuente en el caso de un plegamiento monoclinal de las capas y alternancia de rocas de resistencia dispar. En cambio, en las regiones llanas, la red hidrográfica tiene una configuración dendriforme*.

Con frecuencia son indicios de la captura de un río por otro:

1) una vuelta brusca, a manera de codo, del río;

2) la desproporción entre el río decapitado, privado de la mayor parte de su cuenca colectora, y su valle, excavado por el caudaloso río de otrora;

3) la existencia en la topografía local de una cañada seca correspondiente al cauce antiguo, en el tramo decapitado del río, entre el punto de captura y el curso de agua próximo (a — a_1 en la fig. 70).

La densidad de la red hidrográfica es dispar en distintas partes del globo terráqueo. Los factores determinantes de esa diferencia son: 1) las condiciones climáticas; 2) el modelado del terreno; 3) la composición y condiciones de yacimiento de las rocas, etc. El papel decisivo corresponde a las condiciones climáticas, esto es, a la cantidad de precipitaciones atmosféricas, su carácter y distribución estacional, así como las temperaturas reinantes.

En regiones húmedas, con abundantes precipitaciones y temperaturas relativamente moderadas, gran cantidad de aguas meteóricas pasa a engrosar la escorrentía superficial, dando origen a una tupida red hidrográfica. Un cuadro diferente se observa en las zonas áridas donde las precipitaciones se hallan muy desigualmente distribuidas en el tiempo, y su cantidad es despreciable — unos 150 a 200 mm anuales — al par que las elevadas temperaturas y la extrema sequedad del aire provocan una evaporación considerable(1000 a 1500 mm por año). En estas condiciones, la red de corrientes permanentes puede faltar totalmente sobre extensiones enormes; sólo llegan a atravesar el desierto ríos de tránsito aislados — el Syr Dariá o el Amú Dariá, pongamos por caso — que reciben una alimentación abundante fuera de las márgenes del desierto.

* Es decir, ramificada a modo de un árbol (N. del T.)

CAPITULO VII

ACCION GEOLOGICA DE LAS AGUAS SUBTERRANEAS

Se asigna el nombre de subterráneas a todas las aguas presentes en los poros y grietas de las rocas bajo la superficie de la Tierra. Son ampliamente difundidas en el seno de la corteza terrestre y su estudio tiene gran importancia para la solución de una serie de problemas: 1) suministro de agua a grandes centros de población y empresas industriales; 2) edificación hidrotécnica e industrial; 3) obras de mejoramiento del terreno; 4) sanatorios y centros de hidroterapia, etc.

Muy importante es la acción geológica de las aguas subterráneas. Con ellas están asociados los procesos cársticos en rocas solubles (calizas, dolomitas, yesos, etc.) y el corrimiento de masas de tierra por las laderas marginales de los barrancos, ríos y mares.

Las aguas subterráneas, su origen, difusión y migraciones, sus variaciones cualitativas y cuantitativas en el tiempo y sus actividades geológicas constituyen el objeto de una ciencia especial, la *Hidrogeología*, una de las ramas de la Geología.

§ 1. PERMEABILIDAD DE LAS ROCAS

En la acumulación de las aguas subterráneas tiene primordial importancia la permeabilidad de las rocas, es decir, la capacidad de las rocas para dejar paso al agua. Las observaciones muestran que en algunos lugares, donde abundan las arcillas, las aguas meteóricas se estancan en la superficie y se evaporan, mientras que en otras, constituidas por arenas, esas aguas penetran a profundidad con bastante rapidez. Con una velocidad aún mayor, las aguas meteóricas se infiltran en las capas de guijos. La velocidad de penetración del agua a profundidad se halla supeditada a las diferencias en el grado de permeabilidad o transmisibilidad de las rocas.

Atendiendo a la transmisibilidad, las rocas se dividen en 3 grupos:

1) *rocas permeables*, que comprenden las arenas, gravas, guijos, areniscas agrietadas, calizas, conglomerados y otras rocas pétreas;

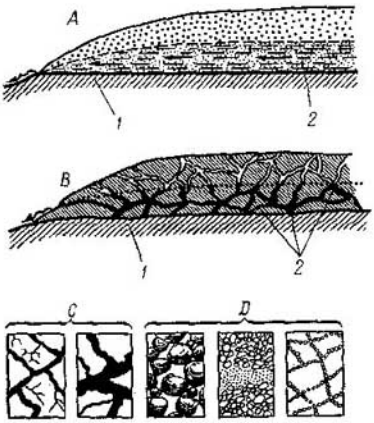


Fig. 72. Tipos de rocas permeables:
A, rocas porosas; B, rocas fisuradas; C, dimensiones de las fisuras conductoras de agua; D, grosor y empaquetamiento de los granos en rocas porosas. 1, rocas impermeables; 2, rocas saturadas de agua (dibujo de N. Kostenko)

2) *rocas semipermeables*, tales como los limos arenosos, tierras arcillosas ligeras, loes, turba no descompuesta, etc.;

3) *rocas impermeables*, como las arcillas, tierras arcillosas pesadas, turba completamente descompuesta y rocas sedimentarias cristalinas y cementadas sin grietas.

La permeabilidad de las rocas se debe a que éstas o bien son esponjosas y granudas (por ejemplo, arenas, gravas) y dejan que el agua se infiltre por sus intersticios (poros) intergranulares, o bien están agrietadas, aun siendo macizas y cementadas (granito, caliza), y el agua circula por las grietas.

Por porosidad se entiende la relación entre el volumen ocupado por los poros en la roca considerada y el volumen total de ésta: $p = \frac{V_p}{V}$, o bien, expresado en porcentaje, $p = \frac{V_p}{V} \cdot 100\ \%$ donde p es la porosidad de las rocas; V_p, el volumen de los poros y V, el volumen total de la roca considerada. Es de notar que una gran porosidad no siempre deja paso libre al agua. Tal, las arcillas tienen una porosidad considerable, llegando a veces al 50 o 60%, y sin embargo son prácticamente impermeables. Esto se explica por el hecho de que los poros de las arcillas son extremadamente finos (subcapilares), y el agua experimenta, al circular en ellos, una resistencia enorme, originada por la tensión superficial. En cambio, las arenas comunes cuya porosidad es de 30 a 35%, término medio, son muy permeables.

Cuanto más gruesos son los granos que integran una roca clástica suelta, tanto mayor es la permeabilidad de ésta. Los bancos de guijos y arena gruesa tienen una porosidad media que alcanza un 20%, caracterizándose por una permeabilidad máxima. En consecuencia, la permeabilidad de las rocas clásticas sueltas depende no ya de la cantidad de sus poros sino del tamaño y forma de los granos que integran la roca y de su empaquetamiento. Los ejemplos de distinta

porosidad de las rocas en función del grado de compactación de los granos y de las dimensiones de las grietas se dan en la fig. 72.

La permeabilidad de las rocas agrietadas depende de las dimensiones y carácter de las grietas. Si las aguas subterráneas fluyen por los poros de rocas esponjosas, sueltas, se llaman *aguas intersticiales*, y si lo hacen por las grietas, se denominan *aguas de diaclasas*. Si, además de grietas, en las rocas existen cavernas cársticas y otros conductos subterráneos, las aguas subterráneas que circulan en ellos reciben el nombre de *aguas cársticas*.

§ 2. ESTADOS DEL AGUA DENTRO DE LAS ROCAS

Las investigaciones realizadas por A. Lébedev han establecido que en las rocas se encuentran varias clases de agua.

1. *Agua en estado sólido*, en forma de hielo: se halla presente en rocas cuya temperatura es inferior a cero. Su difusión es particularmente amplia sobre vastas extensiones de la faja septentrional de Siberia y Alaska, en las zonas de congelación «perpetua».

2. *Agua en forma de vapor*: se halla presente en el aire que llena los poros y grietas libres de agua líquida en las rocas.

3. *Agua higroscópica* envuelve las partículas rocosas con una fina película monomolecular, fuertemente adherida a la superficie de estas partículas por efecto de las fuerzas moleculares y eléctricas. Esta agua se puede eliminar sólo calentando las rocas hasta una temperatura de 105—110° C por lo menos.

4. *Agua pelicular* forma alrededor de las partículas rocosas y encima del agua higroscópica una película más gruesa, de varias capas moleculares. El agua puede desplazarse de una partícula a otra sin que la rija la fuerza gravitacional. Si las partículas vecinas tienen una película de distinto espesor, se produce un lento desplazamiento del agua, partiendo de las partículas con película de mayor espesor hacia las de menor espesor, hasta adquirir todas las películas un mismo espesor.

5. *Agua capilar* llena parcial o totalmente los finos poros y grietas de las rocas, manteniéndose en ellos por efecto de la tensión superficial. Esta agua sube por los delgados conductos capilares de abajo hacia arriba, partiendo del nivel de las aguas subterráneas. Cuanto menor es el diámetro de las partículas integrantes de la roca, tanto menor es el diámetro de los poros y mayor la elevación capilar. En limos arcillosos, la altura de elevación capilar puede alcanzar 2 m y más, mientras que en arenas de grano grueso sólo alcanza unos centímetros.

Aparte de las variedades señaladas, existe el agua de constitución que entra en la composición de una serie de minerales como agua de cristalización. Son ejemplos de ello el yeso ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$),

la limonita ($2Fe_2O_3 \cdot 3H_2O$), la mirabilita ($Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$), etc. Esta agua se puede eliminar de los minerales por medio del calentamiento.

6. *Agua de gravitación (agua libre)* llena todos los poros y grietas de las rocas y se desplaza libremente por influjo de la gravedad.

§ 3. ORIGEN DE LAS AGUAS SUBTERRANEAS

Atendiendo a su origen, se distinguen varias clases de aguas subterráneas: 1) aguas de infiltración, 2) aguas de condensación, 3) aguas fósiles o congénitas, 4) aguas juveniles (o magmáticas).

Las aguas subterráneas *de infiltración* son originadas como resultado de la penetración a la profundidad de las aguas meteóricas. Como es notorio, en el globo terrestre tiene lugar un ciclo hidrológico ininterrumpido que abarca las aguas atmosféricas, las superficiales y las subterráneas. Bajo la acción del calor solar, el agua de los océanos, mares y ríos se evapora y satura el aire con vapores acuosos. Las masas aéreas, al desplazarse continuamente, conducen los vapores hacia los continentes, donde tiene lugar, bajo condiciones favorables, su condensación y precipitación. Una vez arribadas sobre la superficie de la Tierra, las aguas siguen tres caminos diferentes: una parte fluye pendiente abajo hacia los arroyos y ríos que llevan sus aguas a los mares y océanos; la segunda parte se evapora de la superficie terrestre, y la tercera se filtra a profundidad, allí precisamente se produce la acumulación de las aguas subterráneas. Estas últimas, se mueven en dirección a los ríos y mares (fig. 73). Una de las pruebas de este origen (la infiltración) de las aguas subterráneas está suministrada por las variaciones cualitativas y cuantita-

Fig. 73. Ciclo hidrológico:
P, precipitación; E, evaporación; A, avenamiento superficial; F, filtración; DS, drenaje subterráneo (Dibujo de N. Kostenko)

tivas del agua en los pozos durante las lluvias. Existen razones para presumir que la infiltración es la principal fuente de suministro de las reservas de aguas subterráneas.

Aguas de condensación subterráneas. En ciertas zonas climáticas, como por ejemplo, en los desiertos, se observan fenómenos difícilmente explicables por la teoría de la infiltración referente al origen de las aguas subterráneas. Debido a la escasa cantidad de precipitaciones y su distribución muy desigual en el tiempo (las lluvias faltan totalmente durante varios meses) y una evaporación enorme, en los desiertos faltan las condiciones necesarias para el reabastecimiento de las aguas subterráneas por infiltración. No obstante, se encuentran por doquier en los desiertos, a cierta profundidad, capas de rocas húmedas o acumulaciones de agua freática.

En 1877, el hidrólogo alemán O. Volger publicó su teoría de condensación explicando el origen de las aguas subterráneas. De acuerdo a sus ideas, el aire caliente y conteniendo vapores acuosos, al penetrar en rocas — más frías — deja en ellas parte de su humedad por efecto de la condensación. El autor consideraba su teoría universal y negaba la posibilidad de una acumulación de aguas subterráneas por infiltración de las aguas meteóricas: «ni una sola gota de agua freática se debe al agua pluvial».

La teoría sostenida por Volger no fue corroborada por dato experimental alguno y no encajaba dentro de las ideas sobre la velocidad del intercambio de aire entre la atmósfera y las capas superiores de la litosfera, privadas de aguas, lo cual motivó enérgicas objeciones contra ella.

La teoría de condensación aplicada al origen de las aguas subterráneas fue reconsiderada sobre una base enteramente nueva por el agrónomo ruso A. Lébedev quien realizó en 1907—1911 brillantes experimentos relacionados con el problema de la aguanosidad de las rocas y el movimiento del agua en distintos estados.

Lébedev halló que entre la atmósfera y la litosfera existía determinado equilibrio de régimen hidrológico. El agua está presente en forma de vapor tanto en la atmósfera libre como también en el aire que llena las oquedades y los poros del suelo y las rocas. El vapor acuoso puede desplazarse en el espacio debido a las diferencias locales de elasticidad. El desplazamiento del vapor se opera partiendo de los lugares donde está dotado de mayor elasticidad hacia los de elasticidad menor. Ahora bien, si la elasticidad del vapor acuoso es mayor en la atmósfera libre que en el aire presente en los poros de las rocas, el vapor irá desplazándose desde la atmósfera al subsuelo. Al llegar a zonas de temperaturas más bajas, propias del suelo y de las rocas, el vapor de agua empieza a condensarse y pasa al estado líquido, del mismo modo como se forma el rocío durante el brusco cambio de temperatura entre la noche y el día. En esta forma puede

acumularse cierta cantidad de agua en las rocas, hecho que tiene gran significación para las regiones áridas y desérticas.

La acumulación del agua en el suelo por efecto de la condensación permite explicar aquel hecho frecuente cuando los sembrados no perecen pese a una ausencia prolongada de lluvias. En este período, el suelo se reseca intensamente en la superficie, pero las plantas reciben el agua que se ha acumulado por condensación en horizontes más profundos, merced a lo cual pueden sobrevivir a la sequía.

La condensación se verifica también en otras zonas climáticas —las templadas y húmedas — pero su importancia como fuente de reposición de las aguas subterráneas es escasa en comparación con la infiltración de las aguas meteóricas. A la par de la condensación de los vapores acuosos, A. Lébedev asignó siempre un papel importante a los procesos de infiltración.

Aguas fósiles o congénitas. Son aguas de cuencas marinas, lacostres y fluviales, que se han conservado en los sedimentos respectivos aun después de la transformación de éstos en rocas. Puesto que es enorme el papel de las cuencas marinas en la formación de las rocas sedimentarias de la corteza terrestre, hemos de examinar un poco más detenidamente las aguas congénitas de origen marino. Las aguas de mar pueden intervenir en la formación de las aguas subterráneas, bien conservándose en el seno de los sedimentos acumulados en el fondo marino, bien infiltrándose desde las cuencas marinas en los sedimentos depositados anteriormente. Consecuentemente, las aguas subterráneas de origen marino se dividen en dos clases (según G. Kamenski):

1. *Aguas subterráneas singenéticas* (del griego συν, junto; γενεσις, génesis, origen, creación).— El agua marina junto con las sales que lleva disueltas, impregna siempre los depósitos sueltos que se acumulan continuamente en el fondo de las cuencas marinas. En el transcurso de la depositación y diagénesis* ulterior, el agua marina es expulsada parcialmente, pero parte de ella queda atrapada entre los sedimentos. Esta agua, remanente de una cuenca marina, forma, precisamente, las aguas subterráneas singenéticas.

2. *Las aguas subterráneas epigenéticas* (del griego επι, sobre y γενεσις, origen) son aquellas que se han infiltrado desde las cuencas marinas, en rocas formadas anteriormente.

Surgen condiciones favorables para la conservación de las reservas primitivas de aguas fósiles cuando éstas son sepultadas bajo potentes capas impermeables. Por lo general, las aguas subterráneas de origen marino, lacustre o fluvial sufren cambios notables andando

---

* Conjunto de los procesos de transformación física y química de los sedimentos sueltos depositados en el fondo de las cuencas hídricas (recristalización, cementación, disolución, etc.) (N. del T.)

el tiempo, debido a distintos factores. A veces se mezclan con aguas de otros tipos genéticos y aun llegan a ser expulsadas por las aguas de infiltración.

3. *Aguas subterráneas juveniles.* El agua de muchos manantiales situados en regiones de actividad volcánica actual o reciente de las montañas jóvenes, tiene una temperatura elevada y contiene disueltos compuestos y componentes gaseosos insólitos para las condiciones superficiales. Para explicar el origen de tales aguas, el geólogo austríaco E. Suess propuso en 1902, una teoría denominada teoría juvenil. Según sus conceptos, las aguas juveniles se habrían originado a partir de productos gaseosos que se desprenden en abundancia del magma durante su enfriamiento. Al ir a parar en zonas con temperaturas más bajas, los vapores acuosos empiezan a condensarse y a pasar al estado líquido en forma de gotas, constituyendo un tipo genético peculiar de aguas subterráneas.

Sin embargo, investigaciones prolijas de manantiales con temperaturas elevadas (termas), llevadas a cabo por hidrogeólogos soviéticos (A. Ovchínnikov, F. Makárenko y otros) en distintas regiones montañosas de la URSS, han demostrado que las aguas juveniles puras — tales como las concebía Suess — no existen en las zonas superficiales de la corteza terrestre. Los vapores acuosos desprendidos del magma a profundidad al igual que otros componentes gaseosos, al subir hacia la superficie por las fracturas de la corteza terrestre, tropiezan y se mezclan con aguas subterráneas de infiltración comunes y llegan a la superficie ya mezcladas.

Por otra parte, las aguas de infiltración pueden a su vez, bajo condiciones favorables, penetrar a mayor profundidad, hasta regiones de temperaturas más elevadas, donde se calientan y adquieren los rasgos de las aguas juveniles de profundidades.

§ 4. CLASIFICACION DE LAS AGUAS SUBTERRANEAS

Las aguas subterráneas pueden dividirse en varias clases, atendiendo a distintos factores: origen, condiciones de yacimiento, propiedades hidráulicas, composición química, edad, etc. Existen muchos sistemas de clasificación.

La subdivisión de las aguas subterráneas según su origen se ha referido más arriba. Atendiendo a las condiciones de yacimiento, se distinguen tres tipos principales de aguas subterráneas: aguas suspendidas o vadosas, aguas del suelo someras o freáticas* y aguas confinadas a presión, surgentes o artesianas. A veces se distinguen las aguas confinadas sin presión.

---

* del griego θρεαρ, pozo (N. del T.)

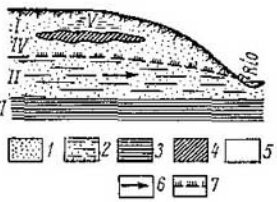


Fig. 74. Esquema del yacimiento de las aguas freáticas y su correlación con las aguas suspendidas:

I, zona de aeración; II, zona de saturación (aguas freáticas); III, lecho impermeable; IV, zona de capilaridad; V, aguas suspendidas; 1, arena; 2, arena saturada de agua; 3, arcilla; 4, limo arcilloso pesado; 5, manantial; 6, dirección del flujo freático; 7, nivel freático

Aguas suspendidas

Se llaman suspendidas (o vadosas) las aguas subterráneas que yacen a escasa profundidad bajo la superficie de la Tierra, en la zona de aeración. La diferencia entre las aguas suspendidas y las freáticas reside principalmente en que las primeras se hallan por encima de éstas, allí donde se verifica la infiltración de las precipitaciones atmosféricas, siendo, además, limitada su extensión. El agua suspendida se acumula sobre la superficie de lentejones de reducidas dimensiones, o de capas alternantes de rocas permeables e impermeables. Tales son, por ejemplo, las lentes morrénicas en los depósitos fluvioglaciales, los horizontes de suelo sepultados bajo limos loesiformes, las lentes arcillosas en aluviones arenosos, etc. (fig. 74). La potencia de un manto de agua suspendida (0,5 a 1 m, pocas veces 2 o 3 m) y su nivel sufren variaciones considerables, supeditadas a las variaciones climáticas. Su potencia máxima corresponde a la primavera. A veces, cuando son escasas las precipitaciones, las aguas suspendidas desaparecen por completo. Gran cantidad de lentes de aguas vadosas se pueden observar en las regiones de las estepas en el sudeste del territorio europeo de la URSS, donde se hallan confinadas bajo pequeñas hoyas y otras depresiones difundidas en la superficie de los limos loésicos. Estas aguas son aprovechadas por los pobladores para el consumo.

Aguas freáticas

Las aguas freáticas están sumamente difundidas. Son aguas del primer horizonte acuífero que descansa sobre la primera capa impermeable más o menos continua. Pueden acumularse tanto en las rocas sueltas porosas antropógenas y preantropógenas como en las

rocas duras agrietadas. La ausencia de un techo impermeable permite la penetración de agua sobre toda el área de su difusión, o dicho sea de otro modo, la zona de alimentación de las aguas freáticas coincide con la de su difusión.

Se distinguen la capa superior o nivel de las aguas freáticas, llamado *nivel hidrostático o napa freática*, y el lecho impermeable, o sea la capa de roca impermeable subyacente (ver fig. 74). La roca saturada con agua se llama *manto u horizonte freático o manto acuífero*. La potencia de un acuífero es representada por la distancia entre el nivel hidrostático y el substrato impermeable. Las aguas freáticas se hallan, en virtud de sus características hidráulicas, libres de presión, con una superficie no confinada. Si se abren pozos o perforaciones hasta un manto freático, el nivel del agua en ellos permanecerá a igual altura que en el acuífero, sin elevarse hacia la superficie. Inmediatamente encima del nivel hidrostático, yace la franja capilar en que los poros de la roca se hallan sólo parcialmente rellenos con agua, que sube por capilaridad.

Movimiento de las aguas freáticas

El nivel hidrostático pocas veces suele ser horizontal. Por lo general, repite, si bien en forma algo suavizada, las ondulaciones del terreno y tiene una pendiente bien marcada en dirección a las depresiones. Esto se debe a que las aguas freáticas se hallan en continuo movimiento. Fluyen, impulsadas por la gravedad, a modo de una corriente subterránea, dirigiéndose a los barrancos, ríos, mares y otras depresiones, donde salen en forma de manantiales, o sea que se verifica su descarga (o drenaje). Tales depresiones se llaman *zonas de descarga*. Las aguas del suelo fluyen por los poros y grietas finas, a modo de filetes o líneas de flujo delgados y paralelos entre sí. Este régimen de flujo se denomina *laminar*. La velocidad del flujo de las aguas freáticas depende de la transmisibilidad de las rocas y también de la pendiente de la napa freática. Esta relación se exprime por la fórmula $v = K\frac{h}{l}$, siendo v la velocidad del flujo; K, una constante que determina la permeabilidad de la roca considerada (coeficiente de filtración); h, el desnivel entre dos puntos de la napa freática; l, la distancia entre los dos puntos. La relación $\frac{h}{l}$ suele llamarse *gradiente hidráulico* y se designa por la letra i. Haciendo la correspondiente sustitución en la fórmula, podemos escribir $v = Ki$. La velocidad de las aguas freáticas es relativamente escasa frente a la de los ríos. En arenas de granulación fina y homogénea, la velocidad de movimiento del agua se caracteriza por valores que van de 1 a 5 m/día; en arenas gruesas mezcladas con grava, hasta

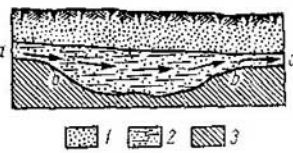


Fig. 75. Combinación de una corriente y cuenca freáticas:
aa, nivel freático; bb, límite entre la corriente y la cuenca freática; 1, arena; 2, arena acuífera; 3, limo arcilloso

15 o 20 m por día, mientras que en guijos y calizas cársticas muy agrietadas puede alcanzar 100 m y más por día.

En ocasiones, las aguas freáticas llenan las depresiones del lecho impermeable, formando cuencas freáticas de superficie horizontal o casi horizontal. Con frecuencia se observa una combinación de corriente y cuenca freáticas (fig. 75).

Régimen de las aguas freáticas. El régimen de las aguas freáticas, es decir, su nivel, caudal y calidad, varían con el tiempo. Reaccionan de un modo sensible a los cambios hidrometeorológicos exteriores, ya que están íntimamente ligadas con el régimen hidrológico de la Tierra. Un cambio en las condiciones de alimentación altera de inmediato el régimen de las aguas freáticas. El factor decisivo son las condiciones climáticas y sobre todo la cantidad de precipitaciones atmosféricas. En los años de precipitaciones abundantes, el nivel de las aguas freáticas se eleva, descendiendo, en cambio, en los años de sequía. A veces, las fluctuaciones del nivel tienen un carácter netamente estacional y alcanzan varios metros en el transcurso del año. Debido a tales oscilaciones, algunas capas de rocas se saturan de agua y se desagotan en forma periódica. Así, pues, en la región cortical comprendida entre la superficie de la Tierra y el lecho impermeable, se distinguen claramente tres zonas: 1) *zona de aeración*, situada encima del nivel máximo de las aguas del suelo, nivel que se establece al cabo de un período prolongado de precipitaciones; esta zona nunca se llena con agua y sólo deja paso a las aguas meteóricas que van filtrándose hacia las zonas subyacentes; 2) *zona intermedia*, que ocupa el espacio comprendido entre el nivel freático más alto (incluso la zona de capilaridad) y el más bajo, correspondiente a los períodos de sequía. Esta zona se caracteriza por su anegación y drenaje periódicos; 3) *zona de saturación total y permanente*, situada entre el nivel freático mínimo y el lecho impermeable (fig. 76). Cuando varía el nivel de las aguas freáticas, cambia el caudal de los manantiales y la calidad del agua.

Las variaciones en el régimen de las aguas freáticas tienen una gran importancia práctica, de aquí que se dedique gran atención

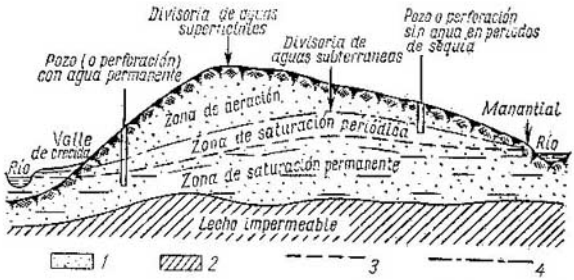


Fig. 76. Esquema del yacimiento y movimiento de las aguas freáticas en un macizo interfluvial:
1, arena; 2, limo arcilloso; 3, nivel freático mínimo; 4, nivel freático máximo

a su estudio. Cuando se resuelve el problema del suministro de agua a un centro de población, es preciso conocer el límite inferior de las fluctuaciones del nivel freático, que se debe rebasar al abrir pozos o efectuar perforaciones: de lo contrario, éstos quedarán sin agua en los años de sequía. Con un criterio bien distinto se deben evaluar las fluctuaciones del nivel freático al colocarse los cimientos de diversas empresas, ya que en este caso tiene especial importancia la estimación correcta de las elevaciones eventuales del nivel freático. Toda conclusión acerca de la influencia de las aguas freáticas sobre los cimientos de las obras debe tomar en cuenta los datos referentes al nivel máximo de las aguas freáticas para la región considerada. Los estudios de las aguas subterráneas comportan imprescindiblemente la investigación de su régimen en el tiempo. Esas investigaciones consisten en observaciones realizadas a lo largo de varios años sobre el nivel de las aguas freáticas, su temperatura, la cantidad de precipitaciones atmosféricas, la temperatura del aire y las fluctuaciones del nivel hídrico en las cuencas superficiales y en los ríos con que generalmente se conectan las aguas freáticas. Actualmente, se han organizado y trabajan en distintas zonas de la URSS estaciones hidrológicas especiales de Estado, funcionando, además, numerosas estaciones departamentales.

Aguas confinadas sin presión

A veces se distinguen, aparte de las aguas freáticas «libres», las *aguas confinadas sin presión*, que se diferencian de las anteriores sólo por el hecho de hallarse confinadas entre dos capas impermeables continuas (fig. 77). Su alimentación se verifica no ya sobre toda

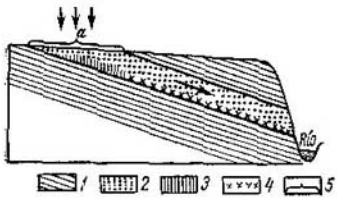


Fig. 77. Esquema del yacimiento de las aguas confinadas sin presión:
1, rocas impermeables; 2, rocas permeables; 3, aguas freáticas; 4, aguas confinadas sin presión; 5, zona de alimentación

la extensión del manto acuífero, sino solamente en el lugar en que aflora a la superficie (*a*). Generalmente, estas aguas están difundidas en condiciones de una topografía accidentada, hallándose el acuífero cautivo aguas arriba del nivel de base (red hidrográfica local). No llenan totalmente la capa acuífera, no tienen contacto con el techo impermeable y se caracterizan por una superficie libre, exenta de presión. En las escarpas marginales de barrancos y ríos brotan con frecuencia manantiales, sobre todo si el lecho impermeable del acuífero se halla inclinado. De este modo, las aguas confinadas sin presión son aguas vivas o corrientes, y por las características de su movimiento son análogas a las aguas freáticas fluentes por efecto de la gravedad.

Aguas confinadas surgentes o artesianas

Las aguas confinadas surgentes* se originan bajo condiciones estructurales favorables. Las más de las veces, las aguas artesianas se encuentran en los pliegues sinclinales (fig. 78) y monoclinales de las capas de rocas. En el primer caso, los acuíferos se hallan intercalados entre dos estratos impermeables y están combados a modo de una cubeta. En este caso, la zona de ingreso de las aguas subterráneas se halla en los lugares en que los acuíferos afloran a la superficie (figs. 78 y 79). El agua, al ingresar en las capas permeables, se dirige hacia las partes centrales de la cubeta y llena totalmente el acuífero, ya que se halla bajo la presión hidrostática. Si se abren pozos o perforaciones que llegan hasta el acuífero, el agua subterránea se elevará a una altura considerable. En algunos pozos, excavados en las porciones más bajas del terreno, el agua brotará en surtidor sobre la superficie del terreno (pozo 4 en la fig. 78); en otros pozos,

* O mantos acuíferos cautivos (N. del T.)

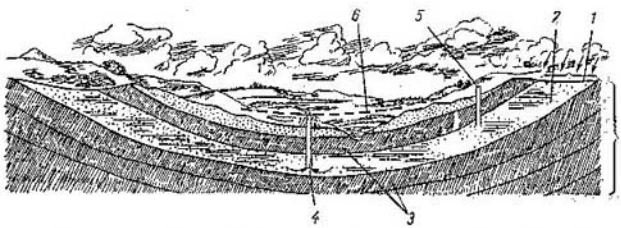
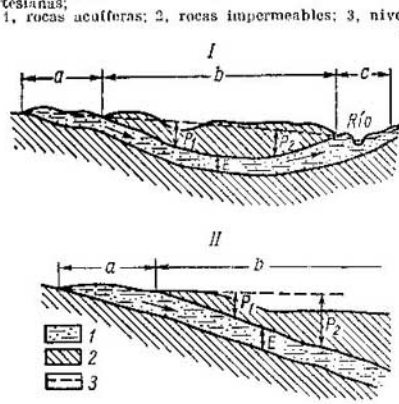


Fig. 78. Esquema del yacimiento de las aguas artesianas:
1, zona de alimentación; 2, acuífero; 3, capas impermeables; 4, pozo surgente; 5, pozo sin surgencia; 6 nivel piezométrico (Dib. de N. Kostenko)

en cambio, se detendrá a cierta distancia de la superficie (pozo 5). La elevación del agua en los pozos varía y depende de la altura a que se hallan las zonas de penetración. El plano que pasa por las zonas de penetración determina la altura de carga o de elevación del agua en el lugar considerado. Esta altura de surgencia recibe el nombre de *nivel piezométrico*, más arriba del cual no puede elevarse el agua. Cabe hacer una distinción neta entre los términos altura de elevación y nivel piezométrico. El nivel piezométrico suele expresarse en cotas absolutas respecto al nivel del mar, mientras que la

Fig. 79. Corte de una cuenca artesiana en pliegues sinclinal (I) y monoclinal (II):
a, zona de alimentación; b, zona de presión; c, zona de descarga; P_1 y P_2, altura de surgencia; E, espesor de la capa artesiana; las flechas señalan la dirección de las aguas artesianas;
1, rocas acuíferas; 2, rocas impermeables; 3, nivel piezométrico



altura de carga se mide en metros y representa la altura de la columna de agua entre el techo del acuífero y el nivel piezométrico.

En numerosas estructuras geológicas que encierran aguas artesianas, los afloramientos del acuífero se hallan a distintas alturas hipsométricas. En este caso, porciones aisladas de la estructura se caracterizan por condiciones geológicas diferentes. Sobre el área del afloramiento más alto del acuífero tiene lugar la alimentación del manto cautivo (zona de penetración), mientras que en el área del afloramiento más bajo, las aguas artesianas surgen en forma de manantial (zona de descarga). El tramo comprendido entre la zona de penetración y la de descarga se llama zona de presión hidrostática (fig. 79, I).

El agua subterránea puede resultar sometida a la presión hidrostática aun si el acuífero yace en un pliegue monoclinal (de una sola vertiente), sobre todo cuando se verifican cambios frecuentes de rocas (fig. 79, II), es decir, una sucesión de capas permeables e impermeables. El agua que ingresa desde el área de penetración en las rocas permeables, fluye siguiendo el buzamiento de la capa, para llegar finalmente hasta la capa de arcillas, que le cierran el paso. Se produce una acumulación de agua en el acuífero cautivo, resultando el agua bajo presión hidrostática. Si se abre un pozo, el agua se elevará por efecto de la presión hasta la altura de la zona de ingreso. Acumulaciones similares de aguas confinadas bajo presión son posibles en regiones de fallas tectónicas, al quedar los acuíferos en contacto con rocas impermeables a lo largo del plano de falla.

Tales estructuras con capas permeables e impermeables alternantes pueden contener varios mantos acuíferos cautivos.

§ 5. CUENCAS ARTESIANAS

Las estructuras geológicas de extensión más o menos considerable que encierran acuíferos cautivos artesianos, se llaman *cuencas artesianas*. Generalmente contienen grandes reservas de agua de buena calidad, ampliamente aprovechada en las ciudades como agua potable y para la industria. En muchas ciudades importantes las aguas artesianas constituyen una de las fuentes principales de suministro de agua. Sobre el territorio de la URSS existen varias cuencas artesianas extensas, confinadas a combas o cubetas sinclinales y también a flexuras monoclinales de la corteza terrestre en que alternan las capas permeables con las impermeables.

La cuenca más conocida y de enorme importancia para el suministro de agua a las ciudades y pueblos de la parte central del territorio europeo de la URSS, es la *cuenca artesiana de Moscú*. Las aguas surgentes se hallan allí en calizas y dolomitas agrietadas del Carbonífero. La potencia acumulada de los depósitos carboníferos, en la parte

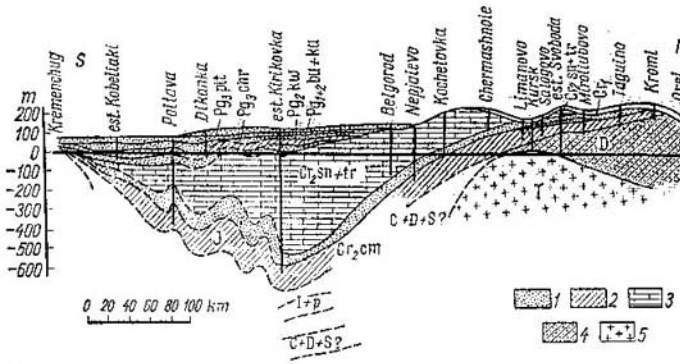


Fig. 80. Corte esquemático de la cuenca del Dnieper — Donets (K. Mákov): 1, arena; 2, arcilla; 3, creta y marga; 4, arcilla con arena; 5, rocas cristalinas

central de la cuenca moscovita, oscila entre 150 y 320 m, llegando a 400 m en el nordeste. Las aguas artesianas están confinadas entre los sedimentos de las tres series del Carbonífero—Inferior, Medio y Superior,—formando tres horizontes acuíferos separados por capas arcillosas. Las aguas artesianas de esos horizontes se distinguen por su buena calidad y se utilizan en muchos lugares y en Moscú para el suministro de agua potable. Las zonas de ingreso de esos acuíferos se encuentran al oeste, sudoeste y sud de la cuenca artesiana.

En estratos más profundos de los sedimentos devónicos de la cuenca artesiana moscovita también existen aguas confinadas bajo presión, pero se distinguen por su alta mineralización (contenido elevado de sales disueltas) no siendo aptas para el consumo.

Otro ejemplo nos lo brinda la cuenca artesiana ubicada en la artesa sinclinal de Dnieper-Donets (o Norducraniana), que es una depresión extendida rumbo al oeste-noroeste y rellena con rocas del Jurásico, Cretáceo y Terciario (fig. 80). En la parte central de la depresión se observan varios acuíferos artesianos asociados a las arenas jurásicas, las arenas cenomanianas, la pila de margas y cretas del Cretáceo superior y dos acuíferos en las arenas del Paleógeno. La cabecera hidráulica de la cuenca está situada en las elevaciones marginales del norte y nordeste, y la zona de descarga se halla en el valle del Dnieper. Las condiciones excepcionales favorables para el ingreso y movimiento de las aguas subterráneas de esta cuenca determinan las abundantes reservas y la buena calidad del agua, que se utiliza para abastecer a numerosos centros poblados, incluso ciudades ucranianas tan grandes como Kíev, Járkov, Poltava.

§ 6. MANANTIALES

La salida natural de las aguas subterráneas a la superficie se llama manantial. En la mayoría de los casos, los manantiales se hallan confinados a los valles fluviales y barrancos que cortan los mantos acuíferos. Las condiciones de salida natural de las aguas subterráneas son diferentes y dependen de la constitución de las rocas portadoras de agua (porosas o agrietadas), del grado de denudación de la ladera del río o barranco, las condiciones de yacimiento de las rocas y otros factores. El flujo de agua puede ser tranquilo, en forma de hilos separados corriendo sobre el plano de contacto con el substrato impermeable, a veces sobre un área bastante amplia (las más de las veces, en rocas porosas). En lugares aislados, fluye en forma de un solo chorro bastante caudaloso (en rocas porosas y, sobre todo, agrietadas) y, finalmente, en algunos lugares, brota a modo de un potente surtidor.

Si las vertientes del valle fluvial o del barranco se hallan recubiertas con limos diluviales, éstos forman un obstáculo para la salida concentrada del agua manantial, que se abre camino bajo los limos. Si la capa de recubrimiento no tiene un espesor muy grande, el agua del suelo la va empapando gradualmente. Resultado de ello es una intensa impregnación de la ladera sobre una gran extensión, ocasionando, con frecuencia, su empantanamiento.

Cada una de las clases de aguas freáticas (libres y confinadas) que se acaban de reseñar tienen ciertos caracteres propios referentes a la salida de los manantiales a la superficie. Los manantiales alimentados por aguas vadosas y aguas freáticas no confinadas se llaman *descendentes*, mientras que los originados por las aguas artesianas se llaman *ascendentes*. Los manantiales alimentados por las aguas vadosas son los que presentan las mayores fluctuaciones del caudal, llegando a desaparecer totalmente en ocasiones. Los manantiales descendentes de las aguas freáticas tienen un carácter más permanente, si bien su caudal y calidad sufren también variaciones de acuerdo a los cambios estacionales de las condiciones hidrometeorológicas.

Atendiendo a su caudal, los manantiales se caracterizan por una gran variedad, relacionada con las condiciones de alimentación, como también con la transmisibilidad de las rocas acuíferas; el caudal mayor lo presentan los manantiales que brotan de las capas de arenas gruesas, guijos y calizas cársticas muy agrietadas. Las fuentes cársticas que brotan de las cavernas y otros conductos cársticos, son tan caudalosas que, a veces, pueden dar nacimiento a arroyos y aun a pequeños ríos. Tales manantiales están difundidos en los montes Yailá en Crimea, en el Cáucaso, en la región de Leningrado y algunos otros lugares de la URSS.

Los manantiales ascendentes constituyen las salidas naturales de las aguas artesianas. Se caracterizan por un régimen más o menos constante, o sea, presión, caudal, composición química y temperatura constantes. Se hallan asociados a las zonas de descarga de las cuencas artesianas y con frecuencia, a zonas de fallas. El estudio de los manantiales y de su régimen (fluctuaciones temporales del caudal y de la calidad), es de enorme importancia puesto que permite valorar el *balance* de las aguas subterráneas en un área considerada. Se entiende por balance de las aguas subterráneas la cantidad de agua en una porción de terreno determinada y las variaciones de esa cantidad en el tiempo. El balance de las aguas subterráneas viene condicionado por el ingreso y la mengua del agua.

El ingreso se verifica mediante: 1) la infiltración de las aguas meteóricas; 2) la condensación de los vapores y penetración del agua de condensación a profundidad; 3) la filtración del agua de los ríos y cuencas hídricas superficiales.

La mengua se debe: 1) a la salida de los manantiales a la superficie; 2) a la alimentación subterránea de las cuencas hídricas superficiales; 3) a la evaporación del agua que sube por los capilares; 4) a la evaporación por transpiración* de las plantas; 5) a la extracción artificial del agua por el hombre.

Al determinar el balance de las aguas subterráneas, deben tenerse en cuenta todos los factores del ingreso y de la mengua.

§ 7. COMPOSICION QUIMICA DE LAS AGUAS SUBTERRANEAS

Las aguas subterráneas se caracterizan por un gran poder disolvente. Hasta el agua pluvial—que, de hecho, es agua destilada—no presenta una pureza ideal, ya que en su camino desde las nubes a la superficie de la Tierra, absorbe los gases y el polvo suspendido en el aire y cae hasta cierto punto mineralizada ya. Y esto es tanto más verdad respecto a las aguas subterráneas. Al fluir éstas sobre las más variadas rocas, tiene lugar una acción recíproca entre el agua y el medio circundante, modificándose sus propiedades y composición. Se verifica el proceso de lixiviación de algunas rocas o de sus inclusiones y el enriquecimiento de las aguas subterráneas con sales minerales. Además, la composición química de las aguas subterráneas está vinculada con las condiciones de su origen (aguas de mar, de infiltración, juveniles, etc.) y con los procesos subsiguientes que las modifican.

Atendiendo a la cantidad de sustancias que llevan disueltas, las aguas subterráneas son muy variadas, desde las aguas poco menos

---

* Transpiración es el proceso fisiológico de la evaporación del agua por las plantas.

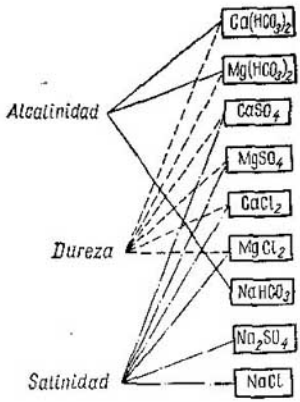


Fig. 81. Combinación de distintos elementos que condicionan las propiedades principales del agua

que destiladas (conteniendo menos del 1% de sustancias en disolución) hasta salmueras totalmente saturadas. El contenido total de sustancias disueltas en las aguas subterráneas se llama *mineralización* del agua.

V. Vernadski subdivide todas las aguas naturales, atendiendo a su mineralización, en cuatro grandes clases:

1. Aguas dulces con una mineralización total hasta 1 g/l.

2. Aguas salobres o subsalinas, con una mineralización total de 1 a 10 g/l.

3. Aguas saladas, con una mineralización total de 10 a 50 g/l.

4. Salmueras (aguas muy mineralizadas) con una mineralización total $>$ 50 g/l (hasta 200-300 g/l).

La clasificación referida patentiza considerables variaciones de la mineralización del agua: desde decenas de miligramos hasta cientos de gramos por litro de agua. Las mejores para el consumo son las aguas dulces, con una mineralización de hasta 1 g/l; en caso de necesidad, se pueden consumir también aguas débilmente salobres con una mineralización total de hasta 2 ó 3 g/l. Las aguas cuya mineralización es superior, prácticamente no sirven ya como agua potable.

Las aguas subterráneas contienen diversos elementos químicos, pero, en su mayoría, en cantidades despreciables. Los más difundidos son los iones Cl', SO_4'', HCO_3', Na^+, Ca^{++}, Mg^{++}; a veces, en cantidades ponderables, NH_4, Fe^{++} y Mn^{++}; de los gases, el CO_2, O_2, y más raramente el H_2S.

Las diversas combinaciones de estos elementos son las que determinan las propiedades fundamentales del agua subterránea (fig. 81), es decir, su alcalinidad, salinidad y dureza.

Así, por ejemplo, habiendo una concentración considerable de los iones Na^+ y Cl', el agua adquiere un gusto salado, mientras que con una gran concentración de los iones Na^+ y HCO_3' adquiere propiedades alcalinas.

Han sido propuestas varias clasificaciones de las aguas subterráneas partiendo de la correlación entre los aniones y cationes principales mencionados más arriba. Así, por ejemplo, O. Alekin destaca 3 clases de aguas, de acuerdo al anión prevalente: las hidrocarbona-

tadas ($HCO_3' + CO_3''$), las sulfatadas (SO_4''), las cloruradas (Cl'); cada clase se subdivide en tres grupos de acuerdo al catión dominante. Así, por ejemplo, las aguas de composición hidrocarbonatada pueden ser, conforme al catión dominante, cálcicas, magnésicas o sódicas. Los grupos de aguas se subdividen, a su turno, en tipos, de acuerdo a la correlación entre los iones.

§ 8. AGUAS MINERALES

Como hemos visto, toda agua natural está mineralizada, en mayor o menor grado, con sales y gases, es decir, contiene cierta cantidad de sustancias minerales. Sin embargo, suelen llamarse aguas minerales propiamente dichas aquellas que se utilizan con fines terapéuticos y poseen ciertas propiedades fisicoquímicas que ejercen un determinado efecto fisiológico sobre el organismo humano. Las propiedades curativas de estas aguas vienen condicionadas por su mineralización general, su contenido de gases y la presencia en ellas de componentes específicos: hierro, arsénico, radio, bromo, yodo, etc., relativamente poco frecuentes en las aguas subterráneas comunes. Además, es privativa de muchas fuentes minerales conocidas una temperatura elevada, insólita en las aguas subterráneas someras.

Atendiendo a su temperatura, las aguas minerales se subdividen en: 1) frías, con temperaturas menores de los 20° C; 2) templadas, de 20 a 37° C; 3) calientes, de 37 a 42° C y 4) muy calientes, con temperaturas superiores a los 42° C.

Los tipos de aguas minerales más conocidos son:

1. Aguas ácidas o carbonatadas, fuertemente gaseosas con ácido carbónico. Tales son los «narzanes» fríos de Kislovodsk, las aguas ácidas calientes del tipo de Slavianovski (Zheleznovodsk), las de Kárlovy Vary (Checoslovaquia), etc.
2. Aguas sulfhídricas o sulfurosas (aguas de Matsesta y Talga en el Cáucaso, de Serguievsk sobre el Volga).
3. Aguas radiactivas conteniendo la emanación de radio, llamadas también «radónicas»*, o sales de radio (Tsjaltubo, en Georgia y Belokúrija, en la región de Altai).

¿Cómo se forman, pues, las aguas minerales medicinales y de dónde provienen sus componentes gaseosos y otros?

Si observamos la distribución de las aguas minerales en el territorio de la Unión Soviética, notamos una abundancia extraordinaria de fuentes minerales en las regiones de las montañas jóvenes, formadas principalmente en el Terciario y, en parte, en el Antropógeno

---

* El radón (radioemanación, nitón) (Rn) es un eslabón de la serie de desintegración uranio-radio (N. del T.)

y en las cuales los movimientos tectónicos continúan en la actualidad. Tales regiones abarcan el Cáucaso, la Transcaucasia, el Pamir, la Kamchatka, las islas Kuriles, etc. En algunas de ellas (Kamchatka, islas Kuriles) persiste hasta hoy día una intensa actividad volcánica; en otras (Cáucaso, etc.) se verificó en tiempos muy recientes. Los movimientos orogénicos acaecidos en esas regiones han originado fracturas y extensas grietas de dislocación.

Esta regularidad en la distribución de la mayoría de las fuentes minerales no es casual. Algunas de ellas, a no dudar, se hallan vinculadas con capas más profundas de la corteza terrestre, de donde obtienen sus componentes gaseosos y el calor.

Así, por ejemplo, los manantiales ácidos y carbonatados fuertemente gaseosos están generalmente confinados a las regiones de las intrusiones recientes. Se supone que en las zonas de contacto de esas intrusiones, y en presencia de temperaturas elevadas (cerca de 400° C), se verifica la metamorfización de las rocas carbonadas, acompañada de un desprendimiento de gran cantidad de CO_2. Al subir por las grietas endocinéticas, el anhídrido carbónico satura las aguas subterráneas de las zonas superiores de la corteza terrestre.

Las aguas radiactivas se hallan vinculadas con rocas intrusivas ácidas (granito, etc.), ricas en elementos radiactivos. Las emanaciones de radio pasan a integrar la solución hídrica al ser destruidas las rocas que encierran los elementos radiactivos. Algunas aguas «radónicas» son aguas subterráneas yacentes sobre cuerpos intrusivos de composición ácida.

Las aguas sulfhídricas se forman en rocas sedimentarias ricas en sustancia orgánica. Las que poseen mayor concentración de sulfuro de hidrógeno se vinculan con los yacimientos petrolíferos.

§ 9. EL CARST

Las aguas subterráneas en su flujo realizan una acción geológica compleja. Cabe señalar, en primer término, los fenómenos cársticos y los arrastres o corrimientos lentos de las tierras.

Se entiende por *carst* el proceso de lixiviación de las rocas solubles agrietadas, por las aguas corrientes subterráneas y superficiales, cuya acción origina las variadas y características hoyas cerradas sobre la superficie de la Tierra, y las cavernas y conductos en las profundidades. La voz «carst» que adquirió el sentido de un nombre genérico en la literatura geológica, no refleja la esencia del proceso sino que proviene del nombre de la meseta caliza de Karst próxima a Trieste, donde los fenómenos en cuestión presentan el desarrollo más típico y han sido estudiados antes que en cualquier otra región.

Entre las rocas solubles figuran la sal gema, yeso, anhidrita, caliza, dolomita, marga, en cuyo seno precisamente, se verifican

los procesos cársticos intensos. La solubilidad mayor corresponde a la sal gema (NaCl), siendo las rocas carbonatadas, las calizas y las dolomitas las menos solubles.

Como ya se ha hecho notar, las aguas subterráneas se hallan siempre enriquecidas con mayor o menor cantidad de sales y gases disueltos. Consecuentemente, las rocas no son atacadas ya por un agua químicamente pura, sino por una disolución compleja cuya concentración en sales varía continuamente. Ahora bien, la presencia de distintas sales y ácido carbónico en las aguas naturales afecta sensiblemente la solubilidad de las rocas. El agua saturada con ácido carbónico disuelve las calizas y dolomitas con una intensidad mucho mayor que el agua químicamente pura. Tal, la solubilidad de $CaCO_3$ en agua destilada representa 11,5 mg por litro de agua, mientras que si el agua contiene alrededor de 1 mg/l de ácido carbónico libre, la solubilidad de la calcita aumenta hasta 50 o 60 mg/l.

La presencia de NaCl en las aguas subterráneas aumenta la solubilidad del yeso de 2,5 a 3,5 veces (según la cantidad de NaCl), mientras que la presencia del sulfato magnésico la reduce casi hasta cero.

La acción recíproca entre esa disolución natural compleja que es el agua subterránea y las rocas agrietadas solubles, origina, precisamente, las diversas formas cársticas. Sobre el territorio de muchos países, las rocas solubles que ocupan áreas de mayor extensión son las carbonatadas, o sea, las calizas y dolomitas, mientras que el yeso y sal gema tienen menor difusión territorial y con frecuencia forman lentejones o intercalaciones aisladas entre rocas de composición arcillosa. De ahí que los procesos cársticos hayan sido estudiados en las potentes pilas de caliza y dolomita mejor que en cualquier otra roca. El carst se manifiesta en toda su variedad y amplitud sobre la superficie de las calizas denudadas en las regiones meridionales de la Unión Soviética, en Crimea y en lugares aislados del Cáucaso.

Topografía cárstica superficial

Las *rocas acarriladas* son una de las formas de la topografía cárstica, que se originan en la superficie de rocas solubles. Presentan diversas excavaciones semejantes a cárcavas o surcos profundos, pequeñas zanjas, grietas, agujeros, etc., cuya profundidad varía entre unos centímetros y 1 metro, llegando raras veces hasta 2 m. Se extienden, ora más o menos paralelos entre sí, coincidiendo con la pendiente del terreno que aparece como si hubiese sido surcado por una rastra gigantesca, ora totalmente desordenadas, ramificándose y volviendo a empalmar con frecuencia (fig. 82). Su origen se debe principalmente a la acción disolvente de las aguas meteóricas sobre las rocas situadas en los bordes de las grietas que atraviesan

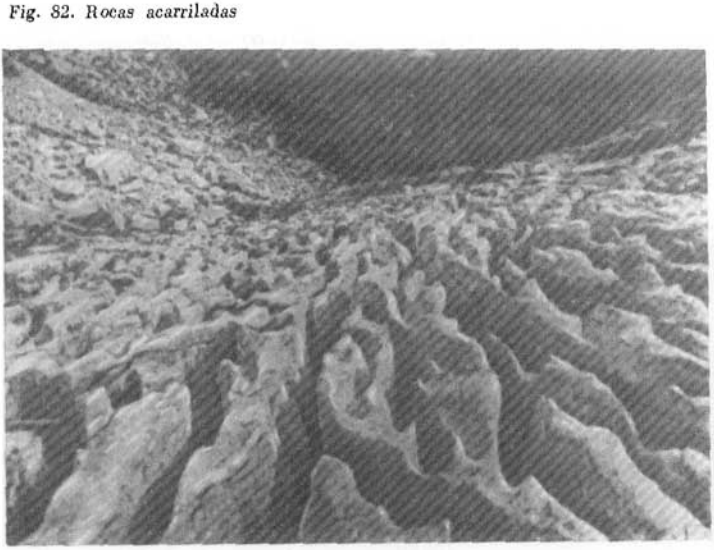
los macizos, pero en parte también a la erosión. Al filtrarse por las grietas, el agua va disolviendo, corroyendo y arrastrando consigo partículas separadas de caliza, ensanchando las grietas. De esta forma, el agua, susceptible de penetrar en finísimos poros y fisuras, lleva a cabo su acción lenta pero destructora, transformándolos en anchas hendiduras y hoyos.

Este conjunto de anfractuosidades se designa, precisamente, por rocas acarriladas, o lapiaz*.

Pozos de infiltración. Los procesos cársticos no acaban de ningún modo una vez formadas las rocas acarriladas. Por el contrario, éstas se pueden considerar como las formas más elementales, las más sencillas, del modelo cárstico. Los pozos de infiltración son conductos verticales por los que se sumen las aguas superficiales. Se originan en los lugares de intersección y desarrollo de las grietas grandes que se internan en las profundidades de los macizos cársticos y constituyen los pasadizos por los que el agua circula con mayor facilidad. Las pequeñas hoyas que se forman en tales lugares, van creciendo con mayor libertad en anchura y profundidad para transformarse gradualmente en canales colectores que absorben y desvían las aguas de la superficie de la Tierra. Los pozos de infiltración

* Nombre originario de la Saboya francesa donde hay campos impresionantes de rocas acarriladas (N. del T.)

Fig. 82. Rocas acarriladas



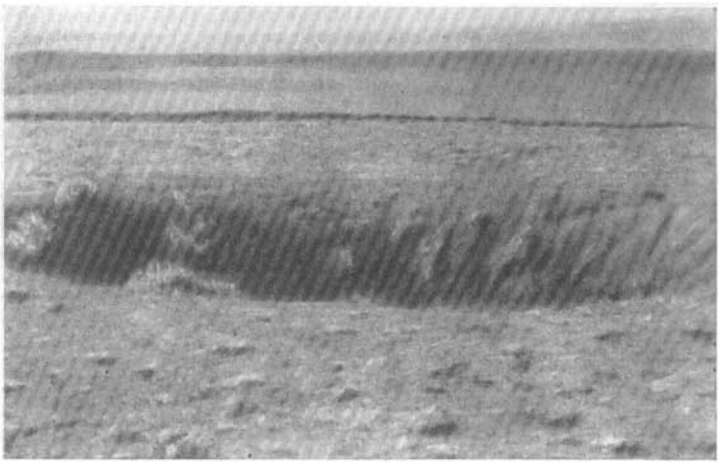


Fig. 83. Embudo cárstico

propiamente dichos son relativamente poco frecuentes y se encuentran las más de las veces, asociados con otras formas cársticas.

Nichos. En los afloramientos de las rocas solubles se observan con frecuencia nichos de distintas dimensiones, resultado de una intensa lixiviación por las aguas subterráneas que emergen a la superficie de la ladera, y, en parte, resultado de los procesos meteorizantes. Las más de las veces, el origen de los nichos se halla vinculado con las fisuras de estratificación.

Los *embudos* o *sumideros* son las formas más difundidas de la topografía cárstica. Su profusión es enorme en las zonas climáticas más variadas, como en el litoral de los mares Mediterráneo y Negro, en las regiones de Leningrado y de Arjánguelsk, en la cuenca del Angará — Yeniséi, en las regiones del Extremo Oriente y en los Urales. Los sumideros cársticos tienen diversas formas, presentándose ya sea a modo de verdaderos embudos con laderas bastante escarpadas, ya sea como «ollas» o bacías poco profundas, de laderas suaves (fig. 83). El diámetro de la enorme mayoría de los embudos oscila entre 1 y 50 m, llegando sólo en casos aislados hasta 100 m o más.

Su profundidad excede pocas veces los 15 ó 20 m. Con frecuencia, en el fondo de los embudos se observan pozos de infiltración que conducen a profundidad las aguas superficiales que se juntan en el embudo.

En regiones de intensa actividad cárstica, toda la superficie del terreno aparece alveolada por los embudos. Tal, en regiones aisladas de los montes Yailá en Crimea, se encuentran hasta 50 y aun 80 sumideros sobre un área de 1 km², mientras que en las vertientes occidentales de los Urales, en la cuenca hullera de Kizel, su número sobre igual área oscila entre 30 y 120. El origen de los embudos o sumideros puede estar vinculado con la acción disolvente del agua, los mismos pueden formarse debido a la profundización y ensanche gradual de las grietas. El crecimiento de los embudos es favorecido por la acción erosiva de las aguas superficiales y la destrucción de las rocas por obra de la meteorización.

Los embudos cársticos pueden surgir asimismo debido al hundimiento del techo en las cavidades de disolución subterráneas. Esto se observa con frecuencia en regiones donde las calizas, yesos y otras rocas solubles se hallan recubiertas con una pila bastante gruesa de rocas arcillo-arenosas no susceptibles de disolución. Bajo estas condiciones, el proceso cárstico se concentra a profundidad, dando origen a diversas cavidades o cavernas cársticas cuyas bóvedas se mantienen incólumes hasta un momento determinado. El desarrollo ulterior de las cavernas puede alterar el equilibrio de las masas de terreno en la bóveda y dar lugar a hundimientos, a veces de una magnitud considerable. Tales embudos cársticos debidos a hundimientos están difundidos en las regiones de Tula, Ivánovo, Leningrado, Perm, en Tartaria, en los Urales y otros lugares de la URSS.

Los embudos cársticos se distribuyen en la superficie de la Tierra ya extendiéndose en hilera, ya formando grupos aislados irregulares. La disposición lineal de los sumideros se debe principalmente a la presencia de grandes grietas de dislocación, a lo largo de las cuales precisamente, se verificaban los procesos cársticos más intensos. En ocasiones, semejante cadena de embudos cársticos se halla situada por encima de una caverna subterránea.

En caso de una disposición lineal de los embudos, los procesos de disolución y erosión pueden dar origen a barrancos de erosión cársticos.

*Hondonadas cársticas o dolinas y poljes**. El desarrollo ulterior de los procesos cársticos origina formas topográficas cársticas más complejas y de mayores dimensiones, como las hondonadas cársticas o dolinas («valles») y los poljes que alcanzan, en ocasiones, tamaños considerables. Estos pueden formarse de distintos modos: 1) mediante el ensanchamiento y coalescencia de muchos embudos cársticos; 2) como consecuencia del hundimiento del techo en grandes cavidades de disolución. Con frecuencia, vienen predeterminados por procesos tectónicos y tienen, en realidad, un origen cárstico-tectónico.

* Voces de origen yugoeslavo, aceptadas universalmente (N. del T.)

Interviene también en su formación, prescindiendo de la acción disolvente del agua, la erosión. En el fondo de las dolinas y poljes se observan a veces embudos con pozos de infiltración en que se sumen las aguas (fig. 84 A y B). Los paredones se elevan decenas y aun cientos de metros sobre los fondos. Las dolinas y poljes están difundidos en Crimea, el Cáucaso y la meseta cárstica de Yugoslavia.

Ríos y lagos resurgentes. Con los procesos cársticos está vinculada la desaparición bajo tierra de ríos y la desaparición periódica de lagos. Los ríos que se pierden bajo tierra existen en distintas regiones y zonas climáticas. Es notorio desde hace mucho tiempo que las aguas del curso superior del Danubio se vierten junto a Immendingen en los sumideros cársticos en cantidad tal que en verano, cuando el caudal del río es escaso, hay un trecho donde su cauce queda seco. Mediante experiencias realizadas en esa región, se ha podido establecer que el Danubio corre bajo tierra por pasadizos de disolución sobre una extensión de 12,5 km, resurgiendo luego en la superficie a modo de un potente manantial que da origen al río.

En Crimea, por ejemplo, ha sido descrito por A. Kruber el río Suuk Su. Este río corre sobre la superficie unos 4 km, luego se pierde bajo tierra y vuelve a salir a la superficie desde la gruta de Jaranlyk Joba. Otro río de la misma región, el Uzén, que lleva el nombre de Suuk Su en sus nacientes, en la margen sudeste del valle de Baidar, se pierde de pronto bajo tierra, continuándose curso abajo sólo su cauce seco, sembrado de cascote y guijos. Las aguas de este río vuelven a surgir con el nombre de río Chérnaia, bajo forma de un caudaloso manantial situado 174 metros más abajo de las fuentes del Suuk Su. Por consiguiente, el río corre bajo tierra por un trecho de 10 km, caracterizándose su cauce subterráneo por un fuerte gradiente, de 15 a 17 m, cuando menos, por cada kilómetro. Numerosos ríos sumidos se conocen en el Cáucaso, en la meseta de Ufá, en la vertiente occidental de los Urales, en la zona occidental de la URSS, en regiones de Leningrado, Smolensk y otras, estando esta peculiaridad de los ríos muy bien reflejada en sus nombres, que el pueblo ha derivado de la palabra «sumir».

Gran interés presentan los lagos cuya desaparición periódica está íntimamente ligada con los procesos cársticos. Un grupo de tales lagos, descritos por G. Kulikovski, se halla situado sobre la divisoria de Onega-Belozersk. En el fondo de esos lagos existen embudos y pozos de infiltración a través de los cuales las aguas de los lagos se sumen a profundidad periódicamente. Entre los lagos intermitentes figuran el lago Siamgo en la región de Ivánovo, el lago Druzhinskoie situado al norte de Belozersk, los lagos Sujoie, Yámnoe, Gorodno, Medvedko en la región de Leningrado, los lagos de la región de Gorki y otras regiones de la URSS.

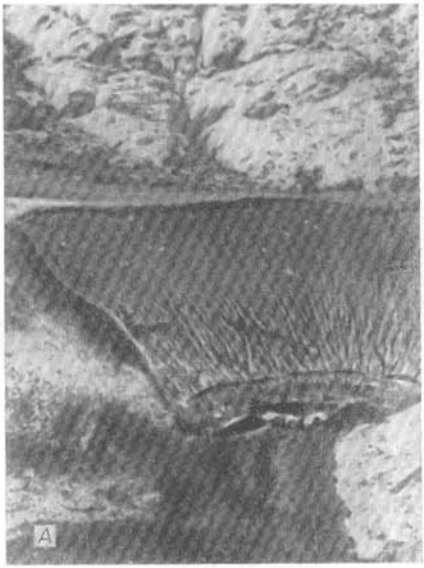


Fig. 84. A, embudo cárstico en la depresión de Beshketné (A. Kruber). B. Hoya cárstica en los montes Ai Petri

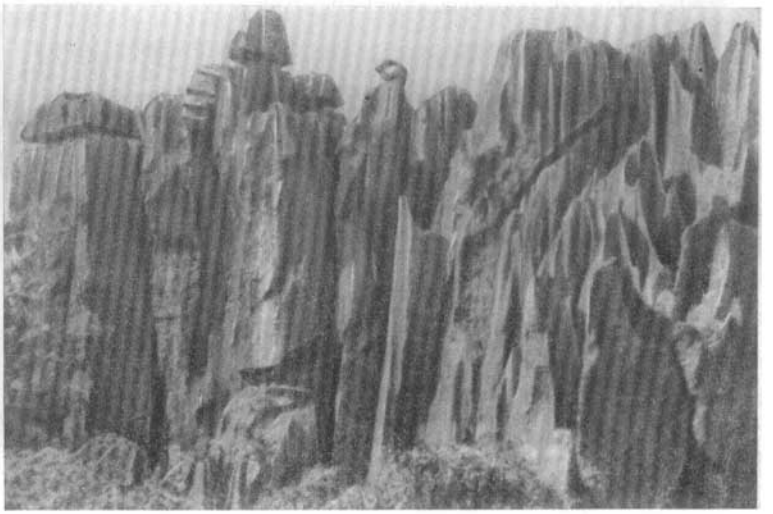


Fig. 85. «Bosque de piedra» en la provincia china de Yunnán

Observaciones sistemáticas realizadas sobre algunos lagos han demostrado que el descenso de su nivel como también su desecación total, se hallan ligados a una brusca disminución de las precipitaciones atmosféricas en años de sequía y, por consiguiente, con el descenso del nivel de las aguas freáticas.

Los fenómenos cársticos se manifiestan bajo una forma harto curiosa en la provincia de Yunnán (China). Allí, en las regiones de difusión de las calizas, se observan formas sumamente pintorescas, que evocan árboles, columnas u obeliscos. Los pobladores de la región les dieron el nombre de «Bosque de piedra» (fig. 85).

Formas cársticas subterráneas

A la par de las formas cársticas superficiales, en el seno del macizo cárstico se originan pasadizos de disolución de variadas formas. Entre éstos se distinguen los conductos tubulares y acodados y también los pasadizos horizontales o cavernas. Las cavernas son las formas mejor estudiadas. Suelen originarse al nivel de las aguas subterráneas cársticas, allí donde se dan las condiciones favorables

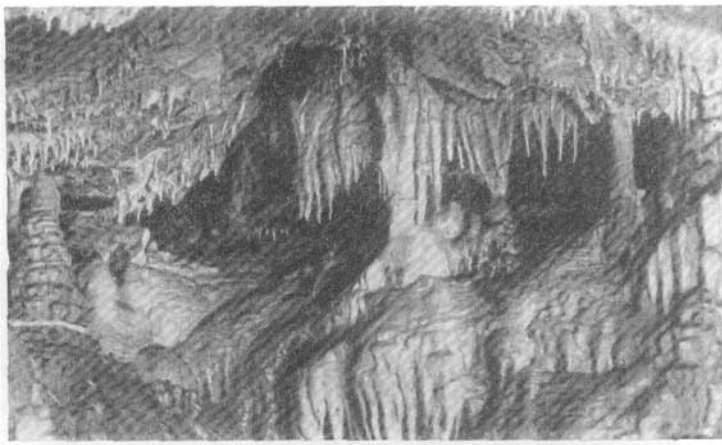


Fig. 86. Estalactitas y estalagmitas en la gruta de Matsoja (Checoslovaquia)

para su desarrollo. Las cavernas presentan un sistema de pasadizos horizontales o poco menos, a veces ramificándose de un modo irregular y conectados por pasos estrechos, a veces ensanchándose de golpe y formando enormes salas, o bien estrechándose hasta transformarse en grietas apenas transitables. Para las cavidades subterráneas son características las sinuosidades en zigzag, vistas en el plano, y bancales escarpados, vistas de perfil. Esta configuración irregular y caprichosa viene condicionada por la complejidad de los sistemas de grietas que surcan las rocas y, posiblemente, por la composición heterogénea de éstas. En el fondo de las cavernas cársticas se observan, en ocasiones, corrientes hídricas o pequeños lagos. Estas corrientes, aparte de una acción química (corrosión) sobre las rocas, las erosionan. En el fondo de las grutas se van acumulando, a trechos, depósitos sueltos constituidos por los detritos rocosos caídos por desmoronamiento de las bóvedas, y por partículas insolubles originadas al desintegrarse las rocas solubles. Al infiltrarse las aguas superficiales en las cavernas, se originan concreciones peculiares de calcita, las *estalactitas*, que penden del techo, y las *estalagmitas*, que se yerguen sobre el suelo (fig. 86). Su formación se debe a las aguas que se filtran lentamente por las fisuras y forman gotas separadas que permanecen por un tiempo suspendidas del techo de la gruta. Parte del carbonato cálcico contenido en esas gotas

alcanza a segregarse de la disolución antes que las gotas caigan sobre el fondo. Cada gota contiene una cantidad determinada de carbonato de cal. Gota tras gota van deslizándose por el techo y las paredes de la gruta, y cada una va dejando una minúscula partícula de calcita con que se va construyendo la estalactita. Parte de esas mismas gotas caen sobre el suelo de la gruta y desprenden allí el resto de la cal, formando las estalagmitas. En algunas grutas faltan las concreciones de calcita, pero, en cambio, hay hielo en forma permanente.

Conexión entre las cavernas cársticas y el nivel de base. Si el macizo cárstico está cortado por un río, el nivel freático cárstico se halla casi siempre conectado con el nivel de las aguas del río. Por lo general, el río drena las aguas cársticas. La creciente de las aguas del río ocasiona una elevación del nivel freático en la parte adyacente del macizo cárstico, y al contrario, la bajante de las aguas fluviales motiva el descenso del nivel freático. Las salidas de las grutas suelen estar situadas sobre las laderas, cerca del nivel de las aguas fluviales. De esta suerte se establece una íntima ligazón entre las cavernas, su situación y el nivel de base. En algunos casos pueden observarse varios pisos de cavernas cársticas horizontales, coincidiendo en altura pisos aislados con las antiguas terrazas fluviales. Esta correlación es testimonio de que los cambios producidos en el desarrollo del río y los procesos cársticos fueron originados por las mismas causas. Ahora bien, estas causas son los movimientos oscilatorios de la corteza terrestre. Al producirse un rebajamiento del nivel de base, el río corta su valle de crecida anterior, lo deja modelado en forma de terraza y pasa a ocupar una posición de nivel hipsométrico más bajo; a continuación se verificará el descenso del nivel freático hasta establecerse un nuevo estado de equilibrio entre el río y las aguas freáticas. La gruta anterior quedará desecada y constituirá el piso superior, mientras que más abajo irá formándose una gruta nueva.

En la URSS, las cavernas cársticas abundan en Crimea, el Cáucaso, los montes Urales, el Altai y otras regiones. Se hallan difundidas también en Yugoslavia, Italia, Francia, Estados Unidos y otros países.

La gruta de mayor extensión es la gruta de Mamut situada en la meseta de Kentucky en EE.UU. A. Holmes señala que «las calizas cavernosas que forman la meseta de Kentucky cuentan con más de 60.000 embudos cársticos y centenares de cavernas, incluso la Gran Gruta de Mamut, cuyos conductos tienen una extensión de más de 48 km» (se entiende el largo sin las ramificaciones laterales).

En la URSS goza de una fama particular la gruta glacial de Kungur, situada sobre la orilla derecha del río Sylva, cerca de la

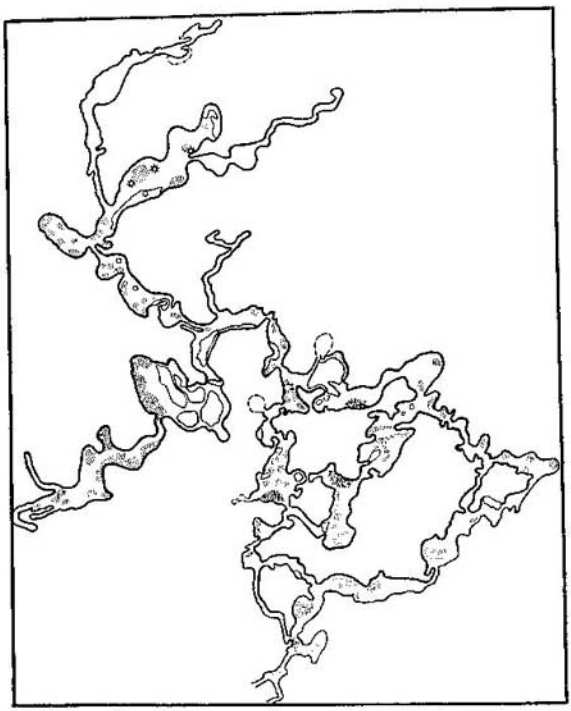


Fig. 87. Plano de la gruta de Kungur

ciudad de Kungur* y excavada en capas de yeso intercaladas entre estratos de caliza y dolomita (fig. 87). Presenta un complicado laberinto de galerías ramificadas, cuya extensión total llega a 4,6 km. En su fondo están diseminados más de 30 lagos de distintas dimensiones. El más grande tiene una superficie de unos 200 m^2 y una profundidad de 4 a 6 m. El nivel de sus aguas está supeditado directamente a las fluctuaciones del nivel de las aguas en el río Sylva. Dos rasgos son característicos de la gruta: 1) la presencia de hielo,

* En el faldeo occidental de los Urales Medios (N. del T.

que subsiste durante todo el año en la parte más próxima a la salida y 2) su estructura en pisos. G. Maximóvich destacó en ella varios pisos que concuerdan con las antiguas terrazas fluviales del río Sylva.

Sin embargo, esa estructura escalonada de las cavernas y su correlación con antiguas terrazas fluviales no se observan necesariamente en todas partes, y menos aún en regiones de intensos levantamientos recientes de la corteza terrestre, donde la velocidad de los procesos erosivos excede a la de los procesos cársticos. La erosión se adelanta al carst, de aquí que falta la correlación entre las cavernas cársticas y los niveles de las terrazas fluviales.

Más abajo de las cavernas cársticas horizontales se encuentran, de lugar a lugar, complicados conductos en sifón por los que se verifica una circulación profunda de las aguas subterráneas. Cuando la posición de la zona de ingreso de tales conductos es elevada y la zona de descarga es baja, el agua circula en ellos con gran velocidad, contribuyendo a un rápido desarrollo ulterior del proceso cárstico y originando caudalosos manantiales cársticos. Así, en la región de Gagra en el Cáucaso, donde existe un desnivel de 1000 metros entre la zona de recepción y la zona de descarga al nivel de mar, surge de las calizas intensamente afectadas por el carst un río subterráneo y en el fondo del mar brotan varios manantiales ascendentes. Tales manantiales que surgen con gran fuerza en el fondo del mar, se conocen también en el mar Adriático y en otros lugares y suelen llamarse *manantiales submarinos.*

Subdivisiones del carst

El desarrollo del proceso cárstico y la conjunción de unas u otras formas de la topografía cárstica dependen de las condiciones climáticas, carácter del yacimiento de las rocas solubles y su grado de fisuración, y de la presencia del terreno de recubrimiento. El carst se subdivide en dos tipos principales, cada uno de los cuales se singulariza por caracteres específicos.

1. Tipo *mediterráneo* o *denudado.* Se encuentra en Crimea, el Cáucaso y regiones litorales del mar Mediterráneo. Para la formación de este tipo de carst tiene una gran importancia el carácter de las precipitaciones atmosféricas. Estas caen principalmente en forma de fuertes chubascos que arrastran y transportan desde la superficie todos los sedimentos sueltos, productos residuales de la disolución de rocas afectadas por el carst. Como consecuencia, la superficie del macizo cárstico se halla siempre denudada y sometida constantemente al influjo de los agentes atmosféricos; de aquí que los procesos cársticos se verifiquen con mayor intensidad en esas regiones, observándose las combinaciones de todas las formas cársticas superficiales

y subterráneas, o sea, rocas acarriladas, pozos de infiltración, embudos, hondonadas, poljes, ríos sumidos, cavernas, etc.

2. Tipo *centroeuropeo* o *cubierto*. Se encuentra en las regiones de clima templado-húmedo. En la URSS, existe en la parte europea, en los Urales, en Siberia. Para estas regiones es característica una distribución más uniforme de las precipitaciones; los detritos no son arrastrados, permaneciendo los macizos cársticos cubiertos, al abrigo del influjo directo de los agentes atmosféricos. Además, en muchas regiones existe un potente manto de recubrimiento constituido por depósitos glaciares o derrubios asociados. En este caso, los procesos cársticos se desarrollan bajo una cubierta de formaciones detríticas sueltas, por cuya causa no se originan algunas de las formas cársticas, como los lapiaz, hondonadas cársticas y poljes. El fenómeno más difundido es el embudo cárstico en cuyo fondo se desarrolla en ocasiones un pozo de infiltración. Se observan también los barrancos cársticos y los ríos o lagos sumidos.

Un tipo aparte, muy peculiar, es el denominado «*carst arcilloso*» que se origina en rocas margosas sueltas o en rocas yesosas arenoarcillosas donde, al par de la lixiviación, juega un papel importante el arrastre mecánico de las partículas detríticas.

En las regiones de difusión del loes y terrenos «loesiformes», se observan en la superficie de la Tierra accidentes similares a las típicas formas cársticas: embudos de hundimiento, hoyas cerradas, etc. Este fenómeno es particularmente frecuente en las zonas de clima árido donde el loes y los terrenos loesiformes contienen sales solubles. Las aguas freáticas que circulan en ellos cumplen una doble acción: por una parte, lixivian y se llevan las sales solubles; por otra parte realizan el arrastre mecánico de finísimas partículas rocosas. Resultado de este proceso es el esponjamiento del terreno, la formación de oquedades que ocasionan la subsidencia de la pila suprayacente, y la formación sobre la superficie de la Tierra de distintas depresiones de subsidencia. Como se ve, la esencia del proceso en cuestión es diferente del típicamente cárstico que se observa en las calizas, yesos y otras rocas susceptibles de disolución. De aquí que se debe considerar arbitraria la aplicación del término «carst» a este proceso, el cual se puede denominar cárstico-sufosivo («de socavación»).

Significación práctica del carst

El estudio del carst tiene una gran importancia práctica para la solución de una serie de problemas de la economía nacional. Así, por ejemplo, la subestimación de los fenómenos cársticos al construirse un ferrocarril, puede conducir a la deformación de la vía.

En la explotación de minerales útiles es de enorme importancia una estimación correcta de la afluencia de las caudalosas aguas cárstico-fisurales en las minas, a fin de prevenir irrupciones de agua e inundaciones de las minas. En algunos yacimientos de minerales útiles, confinados a regiones cársticas, la afluencia de agua en las minas llega hasta 4.000 ó 5.000 m^3/hora.

Al levantarse obras hidráulicas, los conductos cársticos subterráneos pueden dar lugar a fugas de agua de los embalses. En la práctica de la construcción de presas se han observado casos de pérdidas considerables del agua embalsada (España, Francia, Italia). Para prevenir casos semejantes, es necesario un estudio prolijo de los fenómenos cársticos, el cual permitirá hacer un pronóstico exacto de los cambios oventuales y adoptar las medidas necesarias para combatir el carst. Al solucionar los problemas de sumunistro de agua a grandes centros de población y empresas industriales, también es necesario investigar los fenómenos cársticos.

§ 10. CORRIMIENTOS DE TIERRAS

Están vinculados en la acción de las aguas subterráneas y superficiales distintos desplazamientos de las rocas ladera abajo, que se verifican en las escarpas marginales abruptas de los barrancos, valles fluviales, lagos y mares. El carácter y la magnitud de estos movimientos descendentes son variados. Entre ellos se distinguen los siguientes:

1. Movimientos descendentes de poca cuantía, que afectan sólo la parte superficial de la ladera, el manto del suelo y parte de la roca subyacente, que empiezan a deslizarse lentamente pendiente abajo por influjo del empapamiento excesivo. Tales desplazamientos se llaman *arrastre o reptación del talud.*

2. Grandes movimientos ladera abajo de masas de tierras abarcando las distintas rocas que componen la ladera y extendiéndose a gran profundidad. Estos movimientos se denominan *corrimientos o deslizamientos* de tierras.

3. Los desplomes súbitos de enormes masas de rocas, acompañados del vuelco y fragmentación del macizo despeñado se llaman *avalanchas o aludes.* Sus manifestaciones más imponentes se observan en las regiones de montañas jóvenes. En estas regiones, el agua prepara el camino para el movimiento de las rocas, debilitando su solidez. Con frecuencia, el carácter repentino del derrumbe está ligado con una sacudida sísmica. A veces, los aludes alcanzan proporciones grandiosas. Así, en 1911, tuvo lugar en el Pamir el desplome de una masa rocosa de 7 a 8 mil millones de toneladas, que ocasionó el endicamiento de un río, dando origen al llamado lago de Serez de unos 80 km de longitud. Surgió una presa natural de unos

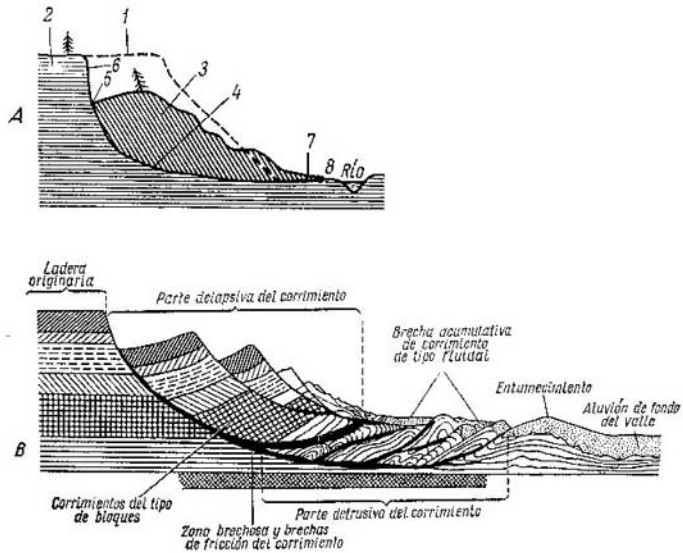


Fig. 88. A. Esquema de una ladera de deslizamiento:
1, posición primitiva de la ladera; 2, ladera inalterada; 3, masa deslizante; 4, superficie de resbalamiento; 5, fisura de separación; 6, escapra; 7, base del corrimiento; 8, manantial
B. Esquema de un corrimiento complejo

600 m de altura, cerca de 2 km de longitud y casi 5 km de anchura en su base.

Los que ofrecen mayor interés son los corrimientos lentos ampliamente extendidos y que presentan, en ocasiones, peligro para los lugares poblados, tramos de vías férreas, etc. Los grandes corrimientos que abarcan profundas masas rocosas ocasionan cambios considerables en el modelado de las laderas litorales y les confieren formas peculiares. Un caso sencillo de una ladera desmoronada por un corrimiento está representado en la fig. 88. El punteado señala el contorno primitivo de la escarpada ladera ribereña. Después de ocurrido el corrimiento, esa ladera adquirió una forma completamente distinta (marcada con el trazo lleno en la fig.). En toda ladera afectada de corrimiento se pueden destacar sus distintos elementos. La superficie en que se opera la separación de una parte de las rocas de la ladera y su resbalamiento subsiguiente pendiente abajo, se

llama *superficie o plano de resbalamiento*. Con frecuencia, esta superficie tiene rastros de pulimento y estriación, ocasionados por el rozamiento recíproco de las rocas durante el deslizamiento. Ese pulido se llama con frecuencia espejo de fricción. Las masas rocosas corridas y acumuladas en la parte baja de la ladera se denominan *apilamientos detríticos o masa deslizante*. La parte superior más escarpada de la ladera, situada por sobre la masa deslizante, se llama *escarpa de derrumbe*. La masa de deslizamiento, en su corte transversal, suele presentarse a modo de un escalón terraciforme, frecuentemente inclinado hacia la parte inalterada de la ladera llamado *terraza de deslizamiento*. La superficie de tales terrazas suele ser accidentada las más de las veces, pero en ocasiones es más o menos aplanada. El lugar de contacto entre la masa de deslizamiento y la escarpa, a veces marcado por una depresión, se llama fisura de separación. El lugar en que la superficie de resbalamiento sale a la base de la ladera se denomina *base del deslizamiento*. Puede estar situada a distintos niveles, de acuerdo a la composición de las rocas que integran la ladera, y al carácter de los desplazamientos de las masas corridas. En la mayoría de los casos, se halla en la base de la ladera, a veces más arriba, pero hay casos en que desciende mucho más abajo, hasta hundirse bajo el nivel de las aguas del río o del mar.

A menudo la masa deslizante presenta una serie de bloques que han resbalado por influjo de su propio peso (fig. 88 B), conservándose en cada unidad de resbalamiento la secuencia de las capas, al par que se observa cierta inclinación de éstas hacia la parte inalterada de la ladera. Esta es (según A. Pavlov) la parte «delapsiva» del corrimiento, o sea que se ha corrido por influjo de la gravedad de las rocas.

En la parte inferior de un corrimiento de este tipo, las rocas desplazadas están muy fragmentadas y distorsionadas por el empuje de los bloques suprayacentes. Es la parte «detrusiva» del corrimiento (originada a consecuencia del empuje de los bloques arrancados desde arriba). A veces la presión de las masas deslizantes es tan grande que ocasiona entumecimientos y abultamientos de las rocas basales de la ladera. En estos corrimientos de grandes proporciones se originan, a lo largo de las superficies de resbalamiento, las brechas de fricción.

Los deslizamientos de grandes masas de rocas forman enormes *circos* o, mejor dicho, semicircos que se insinúan profundamente en la orilla (fig. 89) y que alternan con porciones más resistentes de la ladera, que se asemejan a promontorios, denominadas *crestas divisorias* de deslizamiento.

Generalmente, los corrimientos de tierras son anunciados por una o varias grietas curvadas que se abren más arriba de la escarpa

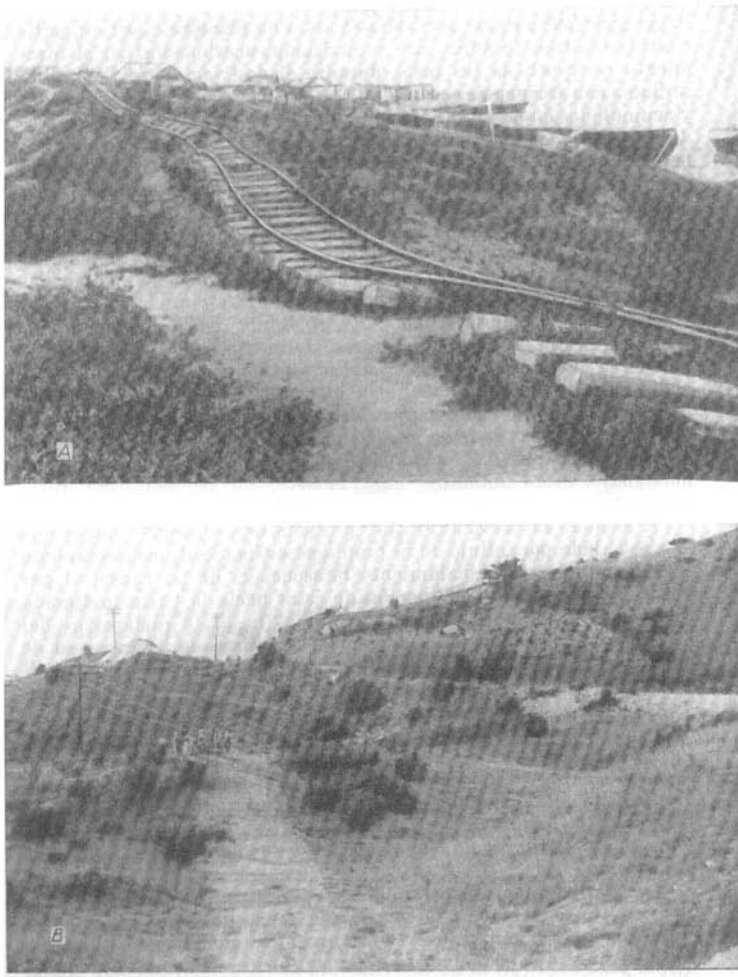


Fig. 89. A. Circo de corrimiento en la ribera derecha del Volga medio.
B. Corrimientos de tierras en Crimea, cerca de Simeíz: una carretera corrida

Fig. 90. Grietas de separación en la fase inicial de un corrimiento

marginal (fig. 90). Estas grietas de separación van ensanchándose gradualmente, y la parte hendida de la escarpa empieza a deslizarse pendiente abajo. Prescindiendo del modelado característico del terreno, originado por los procesos de corrimiento, sirven de buen indicio los árboles irregularmente inclinados sobre la superficie de la masa deslizante, ya que en el proceso de deslizamiento pierden su posición vertical, adquieren una inclinación distinta sobre tramos aislados, se tuercen, y hasta se parten en ocasiones, como se ha observado en el parque de Filí (Moscú), en la costa meridional de Crimea y en otros sitios. Un bosque de este tipo suele llamarse «bosque borracho».

Causas de los corrimientos

Investigaciones realizadas en regiones de corrimientos han evidenciado que éstos son originados por diversas causas. Influyen en ellos lo escarpado de la costa y su estructura geológica, las condiciones de efluencia de las aguas subterráneas, las fluctuaciones del nivel de las aguas en las cuencas hídricas y ríos, etc. En cada caso particu-

Fig. 91. Fenómeno de la sufosión (socavación) de *un acuífero en una cantera* de arena

lar surgen distintas conjunciones de los factores causantes de los deslizamientos.

1. *Una de las causas principales* de los corrimientos de tierras es el subminado de la ribera por el río, o la abrasión por el mar. En riberas intensamente minadas, la ladera se vuelve más abrupta y aumentan *las tensiones que la tornan más inestable*.

2. La sufosión (del lat. «suffosio», socavación) originada por el movimiento de las aguas freáticas en la capa acuífera. Las aguas freáticas, al salir a la superficie de la ladera arrastran y remueven del acuífero partículas finas de roca y diversas sustancias disueltas (fig. 91). Este continuo proceso de remoción conduce al esponjamiento de la capa acuífera y a su debilitamiento. Una capa esponjosa ya no está en condiciones de sostener las rocas suprayacentes de la ladera, y éstas comienzan a deslizarse ladera abajo. La evacuación mecánica o química de las finas partículas rocosas o las sustancias disueltas, causante de la desagregación de la capa acuífera, se denomina, precisamente, sufosión.

3. Alteración de la consistencia de las rocas arcillosas integrantes de la ladera, por influjo de las aguas subterráneas o superficiales y de *los procesos meteorizantes*. Al quedar denudada la arcilla en una ladera marginal, resulta sometida al influjo de diversos factores externos y es meteorizada, desecándose y agrietándose

gradualmente. Este proceso es favorecido particularmente por la acción periódica del agua, cuando el empapamiento y la desecación sucesivas pueden alterar totalmente la cohesión de la arcilla. Al ser saturada de agua, semejante arcilla desagregada adquiere un estado de plasticidad o fluidez y comienza a deslizarse ladera abajo, arrastrando consigo también otras rocas.

4. Presión hidrodinámica de las aguas subterráneas en dirección hacia la ladera. Las aguas subterráneas, al fluir hacia la zona de descarga, pueden originar una presión hidrodinámica considerable en la capa acuífera cerca de su afloramiento a la superficie. Esta presión se manifiesta con frecuencia por una expulsión instantánea de la parte del acuífero inmediata a la superficie de la ladera, y por el deslizamiento de toda la ladera. Los autores han sido testigos del corrimiento instantáneo de un talud, sobre uno de los canales recientemente construidos. De acuerdo a las condiciones de explotación, era preciso desaguar rápidamente el canal, habiéndose esa tarea realizado en pocos días. Las aguas subterráneas, conectadas anteriormente con el nivel del agua en el canal, originaron una enorme presión en el talud, una vez desagotado el canal. Como resultado, se produjo un deslizamiento del talud en el canal sobre el tramo de unos 100 m. Condiciones más o menos similares pueden darse en laderas marginales durante una rápida bajante de las aguas fluviales con las que están conectadas las freáticas.

En algunas regiones juegan un papel importante en los corrimientos de las tierras, las condiciones estructurales, a saber: la presencia de estratos— sobre todo arcillas— inclinados hacia el río o mar; grietas de dislocación inclinadas en el mismo sentido, etc. Las condiciones más favorables para el deslizamiento se originan en estos casos a lo largo de los planos inclinados de separación de las capas o grietas, los cuales, en cierto modo, predeterminan el corrimiento.

Difusión y tipos de corrimientos sobre el territorio de la URSS

Una de las regiones de mayor difusión de corrimientos de rocas en la URSS es la cuenca del Volga, donde áreas considerables son afectadas por corrimientos de tierras que han ocasionado, en el transcurso del período histórico, muchos destrozos a una serie de ciudades y otros puntos poblados de importancia. Un número particularmente grande de deslizamientos del suelo se concentra en el curso medio e inferior del Volga, aguas abajo de la confluencia con el río Kama. Ciudades tales como Gorki, Ulianovsk, Volsk, Sarátov y otras, situadas en la orilla derecha del Volga, sufren desde hace mucho los efectos de los corrimientos, asignándose grandes sumas

de dinero para la lucha contra los deslizamientos y la adopción de una serie de medidas preventivas. El lugar «clásico» de los deslizamientos es la ciudad de Ulianovsk. En lo que lleva de existencia esta ciudad (desde 1648) y a juzgar por las menciones en las crónicas antiguas y en la literatura, han ocurrido cuando menos 25 deslizamientos. El más grave tuvo lugar en 1915. Abarcó una franja litoral de cerca de 1,5 km de largo y 400 a 600 m de ancho. Fue dañado un ramal del ferrocarril Moscú— Kazán, que en algunas partes ha rebajado 1,5 m y desplazado 10 m, quedando destruida la estacada del puente en construcción sobre el Volga. Son famosos los corrimientos de terreno en Sarátov, que en ocasiones alcanzaron proporciones catastróficas y ocasionaron la destrucción de muchos edificios. Tal, el corrimiento de 1884 causó el desmoronamiento de cerca de 300 casas.

A lo largo del curso del Volga se observan distintos tipos de deslizamientos de masas de tierra ladera abajo, originados por diversas causas. Casi en toda su extensión, el Volga submina intensamente su ribera derecha. Esta erosión lateral crea condiciones de inestabilidad para las laderas marginales. Estas, además, están constituidas en muchos lugares por capas de arcillas y arenas acuíferas alternantes, circunstancia favorable para la manifestación de los procesos de sufosión, presión hidrodinámica, cambios de consistencia de las rocas arcillosas, etc.

En esta zona son frecuentes los deslizamientos profundos de *un piso*, que abarcan a veces decenas y centenares de metros. El cuerpo deslizante presenta gran complejidad; en ocasiones, viene constituido por varios escalones, cada uno de los cuales está limitado por un plano de resbalamiento. La potencia de las acumulaciones detríticas llega hasta 30 m y más (cerca de Ulianovsk).

Se observan asimismo *deslizamientos de dos pisos*, es decir, aquellos, que se originan en la misma ladera, pero sobre dos niveles hipsométricos distintos. El piso inferior de los deslizamientos está relacionado con la socavación por el río y con la salida de las aguas subterráneas desde las arenas del manto acuífero inferior. El origen del piso superior de los deslizamientos puede deberse a procesos de sufosión, vinculados con la efluencia del agua del acuífero más alto. Así, con una estructura geológica adecuada de la escarpa marginal y la presencia en ella de varios acuíferos, pueden originarse deslizamientos de terrenos de varios pisos.

En el valle del Volga, en Crimea y otras regiones, se puede observar también una variedad peculiar de movimientos descendientes de masas de terreno, llamada deslizamiento — flujo o *deslizamiento tipo ventisquero*. El mecanismo de su formación es el siguiente: las disgregadas masas deslizantes de rocas se saturan de agua, adquieren un estado semifluido y empiezan a desplazarse lentamente pendiente abajo, formando una especie de flujo (fig. 92 A). Los

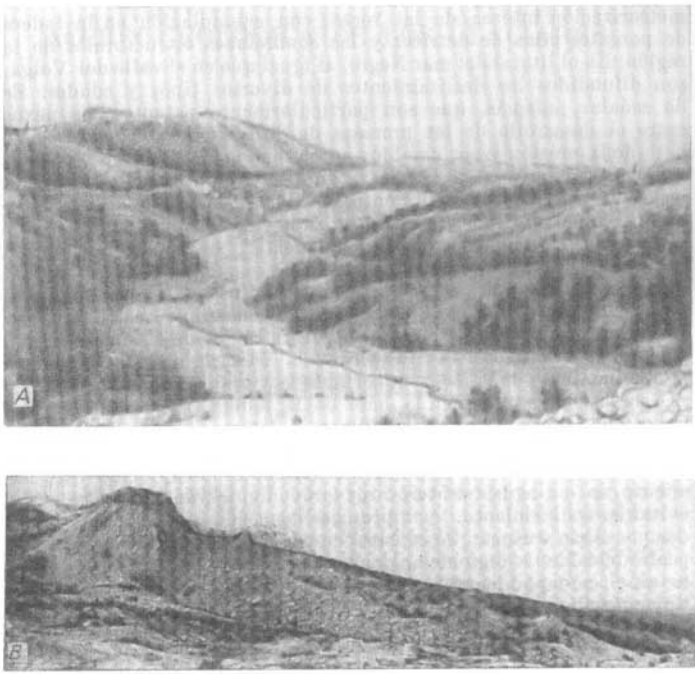


Fig. 92. A. Deslizamiento — flujo. B. Grandes deslizamientos y derrumbes de distinta edad. Costa meridional de Crimea

deslizamientos en el valle del Volga son de edades dispares (desde el Antropógeno inferior hasta el actual), lo cual encaja con la historia geológica del valle del Volga.

La segunda región importante de deslizamientos abarca el litoral del mar Negro. De antiguo se conocen deslizamientos de considerable extensión en la región de Odesa, en la costa meridional de Crimea (fig. 92 B), en el Cáucaso, particularmente en el tramo entre Sochi y Sujumi. Las causas que provocan estos deslizamientos son diversas. Desempeñan un papel importante la acción abrasiva del mar que va minando la costa y las acumulaciones detríticas corridas; las aguas subterráneas que manan a distintos niveles; la

meteorización intensa de las rocas, con acumulación en la ladera de potentes pilas de detritos y las condiciones estructurales de la región. En el litoral del mar Negro, al igual que en el valle del Volga, son difundidos los deslizamientos de diversos tipos y edades. Es de señalar, además, que son particularmente patentes los nexos entre el desarrollo de los procesos de deslizamiento y el nivel de base de la erosión y sus cambios en el tiempo. G. Zolotarev y otros geólogos señalan que en Crimea y en ciertos puntos del Cáucaso, el lecho de los antiguos corrimientos de tierras desciende a 20 o 30 m bajo el nivel del mar, bajando en ocasiones hasta 60 m.

Los deslizamientos se verifican además, en lugares aislados a lo largo de los valles del Dnieper (tramos vecinos a Kiev), del Oká, Pechora, el curso inferior del Kama, el río Moscová y otras regiones.

Medidas adoptadas para luchar contra los corrimientos de terrenos. La lucha contra los deslizamientos se lleva a cabo de distintos modos, de acuerdo a las causas que los provocan. En casos aislados se recurre al aplanamiento de la escarpa, cortándola y suavizando su pendiente. A veces se construyen en la base de la ladera paredes de sostenimiento de hormigón, que profundizan en las rocas vivas inalteradas, rellenándose el espacio entre la pared y la ladera con gravas y arenas fácilmente infiltrables. El objeto del relleno es la captación y avenamiento de las aguas subterráneas provenientes de la ladera, para evitar su endicamiento. Para proteger las costas intensamente minadas por el río o el mar, se construyen diques de encauzamiento, rompeolas, etc. En las regiones en que la causa principal de los corrimientos es el empapamiento de la ladera por las aguas superficiales que fluyen pendiente abajo o por las aguas freáticas, se recurre a la captura y encauzamiento de esas aguas, impidiendo su escurrimiento por la ladera. Este procedimiento se denomina drenaje o avenamiento y se reduce a la construcción de zanjas de drenaje (para encauzar las aguas superficiales) y galerías subterráneas destinadas a la captación y avenamiento de las aguas freáticas desde las áreas amenazadas.

CAPITULO VIII

ACCION GEOLOGICA DE LOS GLACIARES

Los glaciares realizan una acción importante, destructora y creadora a la vez. Merced a su actividad se modifica el modelado de la superficie terrestre, se desplaza gran cantidad de material detrítico y se acumulan diversos sedimentos.

§ 1. EL LIMITE DE LAS NIEVES PERPETUAS

Los glaciares deben su origen principalmente a la acumulación de la nieve y su transformación subsiguiente. La nieve cae sobre la superficie terrestre en distintas zonas climáticas, pero puede conservarse durante un tiempo prolongado sólo bajo determinadas condiciones. En las latitudes medias, la nieve se forma y acumula sólo en invierno, desapareciendo totalmente con el aumento de la temperatura en verano. En las altas latitudes o sobre las cumbres montañosas, donde prevalecen temperaturas bajas, la cantidad de calor resulta insuficiente para derretir durante el verano la nieve acumulada en invierno, de aquí que el manto níveo no se derrita por completo, sino que va aumentando todos los años. Sin embargo, la temperatura baja no basta por sí sola para formar un manto permanente de nieve: es necesario que haya también una precipitación nivosa suficiente.

Así, pues, *condición imprescindible para la acumulación y conservación prolongada de un potente manto nivoso es una conjunción de bajas temperaturas y de precipitación de nieve abundante, fenómeno que ocurre en las regiones frías de las altas latitudes y sobre determinadas alturas en las montañas.*

Como es notorio, el descenso de temperatura se observa no sólo en sentido horizontal—del ecuador hacia los polos—sino también en el vertical, donde su rapidez es mucho mayor. Se ha establecido que con el aumento de la altura, la temperatura desciende, término medio, 0,5 a 0,6° C cada 100 m. Debido a ello, el manto de nieve se conserva a una altura que varía en distintos lugares, ocupando la

posición hipsométricamente más baja en las regiones polares, y la más alta, en las tropicales.

El límite o nivel inferior, más abajo del cual la nieve se funde en verano, persistiendo, en cambio, más arriba del mismo, se llama *límite o línea de las nieves perpetuas*. En esa zona se establece un equilibrio entre los aportes y la merma de la nieve. La acumulación de grandes masas de nieve, susceptibles de conservarse durante largo tiempo, sólo es posible más arriba de la línea de las nieves perpetuas. La posición más baja de esta línea, que coincide con el nivel del océano, se observa en la Antártida, donde el verano está ausente, manteniéndose la temperatura inferior a cero aún en los meses más suaves. También está próxima al nivel del océano en las regiones polares septentrionales (nordeste de Groenlandia, 0 m; Tierra de Francisco José, 70 a 100 m). A medida que se aproxima al ecuador, la altura de la línea de las nieves perpetuas se eleva continuamente, alcanzando sus valores máximos en las montañas de las zonas tropicales. Tal, en Groenlandia Meridional su altura es de unos 900 m; en el sur de Noruega y Alaska, 1500 m; en los Alpes, su promedio es de 2700 a 2800 m; en el Cáucaso oscila entre 2700 y 3600 m; en las cordilleras del Asia Central, entre 3000 y 5500 m; en el Himalaya, Tibet y montañas del Africa Ecuatorial, 4800 a 6000 m; finalmente, en los Andes (Argentina, a 29° lat. sur) se eleva hasta 6400 m.

Las diferencias climáticas y topográficas determinan la posición de la línea de las nieves perpetuas no sólo en distintas regiones montañosas, sino también dentro de una misma región. En este caso ejercen su influencia las particularidades de estructura del sistema orográfico, la disposición recíproca de las cordilleras y la orientación de las faldas. Los vientos húmedos que corren hacia el país montañoso dejan caer la mayor parte de sus precipitaciones sobre las cordilleras exteriores, llegando a las cadenas centrales ya más secos. Como resultado, el límite de las nieves perpetuas estará situado a menor altura en las cordilleras exteriores que en las centrales. Esa diferencia puede llegar a ser considerable: así, en la región de los Alpes representa 500 a 800 m, y en las montañas del Asia Central, 1600 a 2000 m. Las variaciones de la humedad del aire influyen también en la altura de las nieves perpetuas en la región montañosa del Cáucaso. En dirección al este, a medida que aumenta la sequedad del aire, la altura de las nieves perpetuas sube de 2700 a 3600 m.

El límite de las nieves se sitúa asimismo a distintas alturas en las montañas, de acuerdo a la orientación de las vertientes: es más bajo en las que miran al norte* y más alto en las meridionales, pudiendo llegar la diferencia a 500 m o más. La posición hipsomé-

* Se trata, como es obvio, del Hemisferio Norte (N. del T.)

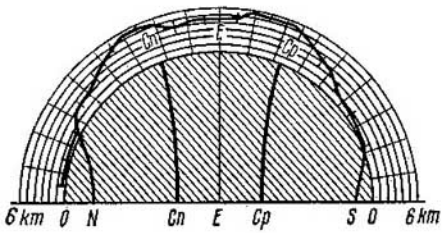


Fig. 93. Representación esquemática del límite de las nieves sobre la Tierra (S. Kalesnik):
E, ecuador; Cn y Cp, trópicos de Cáncer y de Capricornio; N y S, círculos Artico y Antártico; curva 00, nivel del mar

trica actual de la línea de las nieves perpetuas sobre la Tierra está esquematizada en la fig. 93. De la curva se deduce que las alturas máximas del límite de las nieves no coinciden con el ecuador sino que se sitúan en la zona árida de las latitudes bajas. Esto se explica por las diferencias en la humedad del aire y, consecuentemente, en la cantidad de precipitaciones en esas zonas.

El límite de las nieves no permanece invariable. Sus variaciones están supeditadas a las climáticas. El incremento del manto de nieve hace desplazar el límite más bajo, mientras que la disminución del aporte nivoso y la suavización del clima lo hacen subir. La amplitud de esas fluctuaciones puede variar entre unos pocos metros y varios cientos de metros (hasta 700 m en los Andes chilenos).

Aparte del límite inferior de las nieves perpetuas, S. Kalesnik propuso destacar también su límite superior, basándose en el hecho de que la temperatura desciende con la altura (una de las condiciones de la acumulación nivosa), disminuyendo al mismo tiempo el contenido de vapor acuoso en el aire. Debido a ello, a una cierta altura se crearán condiciones desfavorables para la formación del manto de nieve, y, si las montañas alcanzasen tales alturas, sus cumbres estarían exentas de nieve. En este caso, las nieves persistentes formarían sobre las montañas una franja, más arriba y más abajo de la cual se situarían zonas exentas del manto níveo. Esa especie de faja situada entre los límites superior e inferior— imaginarios — de las nieves, ha recibido el nombre de *quionosfera**.

Se distingue, además, el *límite orográfico de las nieves*, situado mucho más abajo de la quionosfera propiamente dicha y que constituye el límite de difusión de las manchas o bancos de nieve aislados,

* Del griego *Xiov*, nieve (N. del T.)

confinados a diversas depresiones sobre las laderas montañosas sombreadas. La larga permanencia de la nieve en esas depresiones está condicionada por la conjunción de las peculiaridades del modelado y la orientación de la ladera.

§ 2. ORIGEN DE LOS GLACIARES

La acumulación de potentes mantos de nieve y su transformación subsiguiente en hielo depende no sólo de los factores climáticos, sino también del relieve. En las regiones montañosas, los accidentes topográficos más favorables son las diversas depresiones en forma de circo situadas en alta montaña, las cumbres cupuliformes de pendiente suave y los rellanos. Estas formas de relieve suelen constituir, precisamente, las zonas de alimentación o cabeceras de los glaciares.

La nieve cae sobre la superficie terrestre a modo de cristales cuya forma es distinta. En función de la temperatura, la nieve cae, bien en forma de gránulos finos, apenas perceptibles (durante las fuertes heladas), bien en forma de cristales más grandes, a modo de agujas, prismas, estrellitas de variado aspecto. Los cristales de mayor tamaño se forman cuando el tiempo es templado.

A medida que la nieve se va acumulando en la cabecera del glaciar, se verifica su compleja transformación, vinculada, en primer término, con la acción del Sol, luego con la sublimación y, finalmente con la presión cada vez más creciente.

En verano, bajo la acción de los rayos solares, la nieve esponjosa de la superficie empieza a derretirse, fundiendo entre sí cristales aislados de nieve; de noche, en cambio, al producirse su rehielo, adquieren una forma granular. Parte del agua de fusión se infiltra en la nieve esponjosa, ocasionando también una fusión de los cristales de nieve. Este proceso se repite con cada porción nueva de nieve precipitada. Así, la nieve esponjosa se va transformando gradualmente en una masa más compacta, llamada nieve granular o *neviza* (cinarra).

Además, en la transformación de la nieve en neviza juegan un papel importante los procesos de *sublimación*, es decir, la evaporización del hielo y recristalización del vapor acuoso resultante. La elasticidad del vapor junto a la superficie del hielo depende de la temperatura, tamaño y forma (curvatura de la superficie) de los cristales. Encima de cristales de dimensiones y formas distintas, se observa una tensión también distinta del vapor acuoso: es mayor sobre los cristales finos y menor por encima de los gruesos. Como resultado se origina un desplazamiento de vapor desde los cristales finos hacia los grandes, y un crecimiento de estos últimos. La sublimación libera calor, debido al cual se produce la fusión entre sí de

cristales individuales y la formación de granos de hielo más grandes. En esta forma, los procesos de sublimación contribuyen a la transformación gradual de la nieve suelta en neviza y, acto seguido, en hielo.

La presión, a su vez, tiene gran importancia. A medida que se acumulan nuevas porciones de neviza, las capas inferiores de la cuenca de neviza sufren una presión creciente, bajo cuyo influjo se opera su compactación, la expulsión del aire de su seno, la fusión y conglutinación de agregados cristalinos aislados, etc. Finalmente, la neviza se transforma en hielo blanco de neviza, y seguidamente en *hielo de glaciar* puro y azulado, que constituye el núcleo principal del glaciar.

Al transformarse la nieve en hielo se opera la compactación considerable de la misma, formándose aproximadamente un metro cúbico de hielo a partir de 10 u 11 m^3 de nieve.

Una de las singularidades características de los glaciares es su capacidad de fluir, que se debe a las propiedades físicas del hielo. Al igual de muchos otros cuerpos sólidos, el hielo adquiere, bajo determinadas condiciones, propiedades plásticas y empieza a desplazarse. El grado en que se manifiestan las deformaciones plásticas depende de la temperatura y presión. Las experiencias han demostrado que barras de hielo apoyadas por sus puntas sobre dos soportes, se habían combado en su centro 2 mm por día a una temperatura entre —12° y —3,5° C, aumentando la combadura hasta 9 mm con temperaturas de —1° y 0° C. El arqueamiento de las barras de hielo aumentaba considerablemente al serles agregada una presión adicional. Estas alteraciones de la forma de la barra se verificaban sin solución de continuidad en el hielo. Las propiedades plásticas se manifiestan de un modo particularmente notable en las potentes masas de hielo glaciar presentes en las cuencas de neviza. Sus capas inferiores, sometidas a la enorme presión de las capas suprayacentes, adquieren su plasticidad máxima y empiezan a fluir encauzadas por las depresiones adecuadas de la topografía.

De este modo, *el glaciar es una masa natural de grandes dimensiones, que se halla en movimiento y está constituida por hielo cristalino (superiormente, neviza), originado en la superficie de la Tierra como resultado de la acumulación y transformación subsiguiente de las precipitaciones nivosas.*

§ 3. DISTRIBUCION GEOGRAFICA Y CLASES DE LOS GLACIARES ACTUALES

Los glaciares actuales ocupan una superficie de 16,3 millones de km^2, o sea un 10% de las tierras emergidas. Están distribuidos del modo siguiente (según S. Kalesnik):

	en miles de km²
Regiones polares del hemisferio norte	2.100
Regiones templadas del hemisferio norte	100
Regiones tropicales	0,1
Regiones templadas del hemisferio sur	21
Regiones polares del hemisferio sur	14 100

Como se deduce del cuadro, las áreas de glaciación mayores corresponden a las zonas polares, sobre todo las del polo sur.

En la Unión Soviética, las áreas glaciadas mayores se hallan en las islas de Nóvaia Zemliá («Tierra Nueva») (15 600 km²) y Tierra de Francisco José (15 300 km²), en las montañas del Asia Central (17 000 km²) y del Cáucaso (2 000 km²). En lo que resta del país, la superficie glaciada es algo superior a 1 000 km².

Atendiendo a su fase de desarrollo, forma y correlación de las zonas de alimentación y vertederos, los glaciares se dividen en 3 clases:

1) glaciares *de valle o alpinos**;
2) glaciares *continentales*;
3) glaciares *de tipo intermedio*.

Los glaciares de valle o alpinos se hallan confinados a regiones de altas montañas jóvenes, originadas por los movimientos tectónicos alpinos. Se pueden destacar entre ellos, de acuerdo al estadio de su desarrollo, distintas variedades.

Vamos a examinar, en primer término, los glaciares de valle, que son los mejor estudiados y los de mayor extensión y difusión (en los Alpes, el Cáucaso y el Himalaya).

Glaciares de valle. Su rasgo característico es la existencia de zonas de alimentación (o sea, cuencas de neviza en que tiene lugar la acumulación de la nieve y su transformación ulterior en neviza y hielo) y de zonas de desagüe.

La zona de alimentación se halla situada más arriba de la línea de las nieves perpetuas, en las distintas depresiones y hoyas cortadas en los macizos montañosos y rodeados de un anfiteatro de altas crestas y picos. El flujo glaciar avanza linealmente por los valles intermontañosos, entre cuyas laderas escarpadas se mueven lentamente las corrientes o lenguas glaciares (fig. 94).

La cuenca de neviza y la lengua del glaciar están íntimamente ligadas en su desarrollo. Cuanto más abundantes sean los aportes a la cuenca de neviza, tanto más larga será la corriente de hielo en el valle montañoso. La relación entre el área de alimentación y la zona de desagüe varía, siendo de 3 : 1 en los Alpes.

De acuerdo a las peculiaridades de su estructura, entre los glaciares de valle se distinguen los glaciares *simples y los compuestos o poli-*

* También llamados ventisqueros (N. del T.)

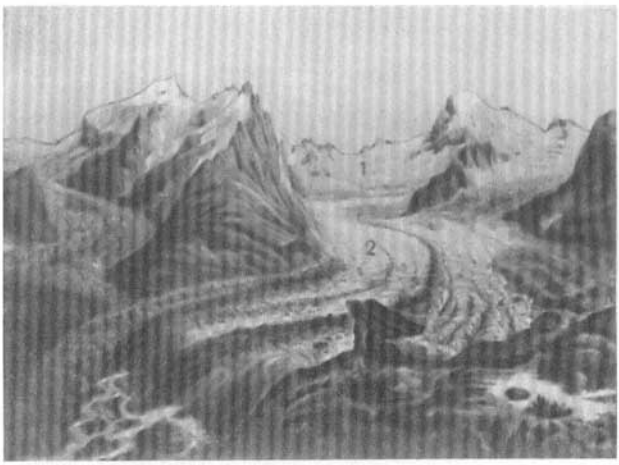


Fig. 94. Glaciar alpino o de valle:
1, zona de alimentación; 2, vertedero

sintéticos. Los glaciares simples se hallan aislados el uno del otro, tienen una sola corriente cada uno y carecen de tributarios. Estos glaciares pueden observarse en los Alpes y el Cáucaso.

Los glaciares compuestos o polisintéticos constan de una serie de glaciares coalescentes, que semejan por su forma un río con tributarios. Se encuentran en los Alpes (Glaciares de Aletschorn, Mar de Hielo, etc.) y predominan entre los glaciares del Cáucaso. Son particularmente complejos los glaciares que ocupan no sólo los valles transversales (que bisecan la cordillera principal), sino también los valles longitudinales situados entre dos cadenas montañosas. Son originados por glaciaciones bastante intensas. En este caso, el valle longitudinal queda ocupado por una potente corriente de hielo en la que se vierten desde los valles transversales las corrientes glaciales tributarias, que a su turno, tienen distintos «afluentes».

Como resultado, se origina un glaciar de complicada ramificación, denominado *dendriforme* (arboriforme). Tales glaciares están difundidos en el Himalaya. En la URSS, pertenecen a este tipo el glaciar de Fédchenko (fig. 95) en el Pamir (de unos 72 km de longitud), los glaciares de Zeravshán y de Inylchek (de casi 70 km de longitud).

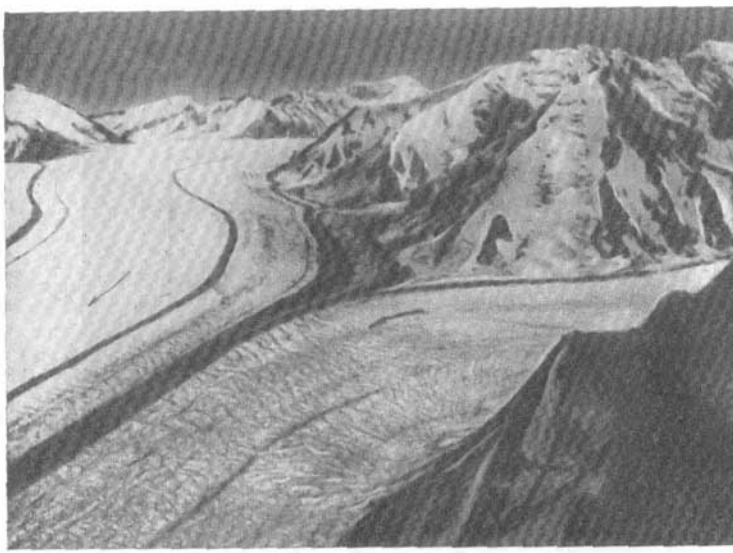


Fig. 95. Glaciar de Fédchenko. Las franjas oscuras en la superficie del glaciar son las morrenas centrales

A veces, las cuencas de neviza de glaciares situados sobre las vertientes opuestas de una misma cordillera se unen. En este caso los dos glaciares que descienden por las distintas laderas de la cordillera, serán alimentados por la cuenca de neviza común. Tales glaciares se llaman *difluentes o gemelos.*

Aparte de los glaciares de valle bien desarrollados que se acaban de describir, se distinguen dos variedades más: los glaciares de *care* o de circo* y los *glaciares colgantes o de acantilado. Son glaciares* aislados, de dimensiones relativamente reducidas, de tipo alpino subdesarrollado o congénito. El glaciar de circo es una forma que se origina en las hoyas («cares») encajonadas en laderas escarpadas de altas montañas (fig. 96) y situadas con frecuencia sobre las laderas de los valles glaciares o de los circos montañosos.

Su rasgo característico es el escaso espesor del hielo, faltando, por la misma causa, la corriente glaciar.

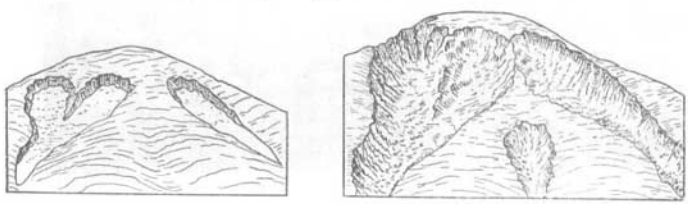
Los glaciares colgantes yacen en las depresiones situadas sobre abruptas vertientes montañosas, de las que salen en forma de lenguas

* Voz alemana (N. del T.)

o cabos cortos suspendidos por sobre el acantilado y que se parten y despeñan a medida que se desliza la lengua.

Glaciares continentales. Pertenecen a esta clase los grandes glaciales que cubren islas y continentes enteros. Se distinguen de los glaciares de valle por los caracteres privativos siguientes: 1) tienen una capa de hielo de gran espesor; 2) su difusión no está influenciada por el modelado preglaciar del terreno; 3) la zona de ingreso coincide con la de desagüe; 4) el movimiento del hielo en dirección a las márgenes del manto glaciar tiene un carácter radial (a diferencia del lineal, propio de los glaciares de valle; 5) la superficie del glaciar tiene una configuración plano-convexa, a manera de escudo (fig. 97).

Fig. 96. A. Esquema de los glaciares de care en la fase inicial de su desarrollo. B. Vertedero de un glaciar alpino y glaciares de care sobre la ladera del valle



A

B

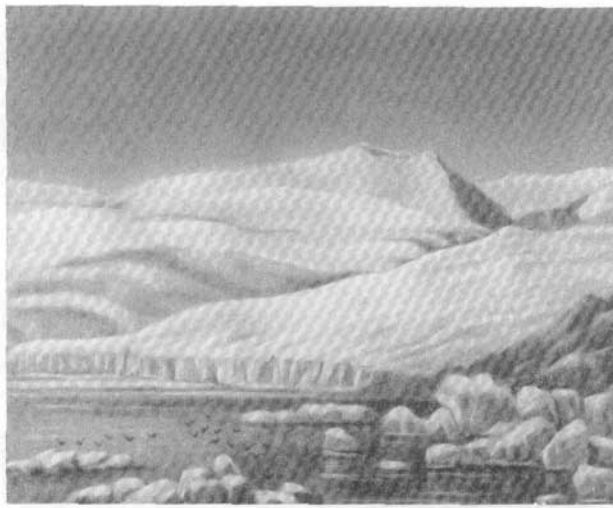


Fig. 97. Glaciar continental

Los glaciares continentales están difundidos en las regiones *polares. Constituyen ejemplos clásicos los mantos de hielo de Groenlandia* y la Antártida. En Groenlandia, el escudo glaciar cubre casi toda la isla (1,87 millones de km² sobre un área total de 2 millones de km²). Según datos de prospecciones sísmicas, la potencia del manto glaciar en las partes centrales llega hasta cerca de 2400 m. En las partes marginales del glaciar, el espesor del manto disminuye, emergiendo del hielo cumbres montañosas y peñascos aislados, conocidos bajo el nombre esquimal de *nunataks*. El escudo glaciar de Groenlandia no llega hasta el mar, sino que, vertiéndose por desfiladeros aislados, da nacimiento a los grandes glaciares de valle que en algunos puntos llegan hasta el mar y dan origen a los témpanos.

El límite de las nieves perpetuas en Groenlandia se halla a alturas variables. Según datos de S. Kalesnik, su altura disminuye de sur a norte.

El *manto glaciar de la Antártida es el más extenso de todos* los glaciares continentales actuales (más de 13 millones de km²).

En estos últimos años, las investigaciones realizadas conforme al programa del III° Año Geofísico Internacional han suministrado

muchos datos sobre la Antártida, referentes a las leyes que rigen la circulación atmosférica, la dinámica y el espesor del manto de hielo y otras cuestiones. Una contribución importante ha sido aportada por los científicos soviéticos.

De acuerdo a los datos recientes, las potencias máximas del hielo superan los 4.000 metros. El límite de la nieve en el manto glaciar de la Antártida se halla a nivel de océano y sólo en «oasis» aislados asoma la tierra libre de hielo. Al llegar al océano y descender en él, los glaciares forman masas enormes de hielo epicontinental que, aunque flota en el mar, está soldado a la costa por una de sus márgenes. Los hielos epicontinentales forman acantilados abruptos que se alzan 30 a 50 m sobre el mar. Con frecuencia se rompen y se separan de ellos enormes bloques de hielo que flotan en el océano. Estas gigantescas montañas flotantes de hielo se llaman témpanos.

Glaciares intermedios. Se pueden incluir en este grupo los glaciares de meseta y los glaciares de pie de monte.

Los glaciares *de meseta* están confinados a las cimas peneplaneizadas de montañas antiguas, cubriéndolas con un manto continuo sobre extensiones de centenares de kilómetros cuadrados. Al desplazarse del centro hacia la periferie y al llegar a las partes marginales de las mesetas, estos glaciares utilizan para su vertedero los valles fluviales por los que bajan en forma de corrientes de hielo aisladas o lenguas. De este modo, en los glaciares de meseta se pueden encontrar rasgos que son propios ya de los glaciares continentales, ya de los alpinos. Las partes que cubren las áreas más elevadas de las mesetas, se asemejan por sus caracteres a los glaciares continentales, en tanto que las que bajan por los vertederos aislados se asemejan a los alpinos.

Estos glaciares están difundidos en las regiones de los montes escandinavos (Noruega), peneplaneizados notablemente por los procesos de denudación. Por esta razón se les suele dar el nombre de escandinavos o noruegos. Un ejemplo típico de éstos es el macizo glaciar de la Noruega meridional, el Justedal, que cubre una extensión de 943 km² y que consta de un escudo glaciar principal (de unos 640 km²) y varios escudos secundarios. Este macizo de hielo da origen a varias decenas de ventisqueros que se deslizan por los valles a modo de lenguas cortas.

Presentan cierta semejanza con el glaciar de meseta descrito, los casquetes glaciares de los conos volcánicos, como el monte Elbruz (Cáucaso), el Kilimanjaro (Africa Ecuatorial), el Jan Mayen (isla de Jan Mayen), etc. Generalmente, desde un solo campo de neviza, situado ora en la cumbre del volcán, ora cubriendo las cumbres y las faldas (Elbruz y Kazbek), se deslizan por las distintas depresiones y en todas las direcciones, los cabos de hielo (fig. 98).

Fig. 98. Glaciar que corona el monte Elbruz

Los glaciares *de pie de monte* o piamonteses nacen en altas montañas arriscadas donde es abundante la precipitación nivosa. La alimentación y el descenso de la corriente glaciar se operan en ellos *del mismo modo que en los glaciares de valle. Pero, debido a la* excesiva alimentación de las cuencas de neviza, los glaciares alpinos rebasan los límites de la región montañosa y se expanden en abanico sobre la llanura de pie de monte, adoptando formas parecidas a los deltas fluviales. Estos terminales ensanchados de los glaciares de valle forman, al coalescer, un manto continuo de hielo o glaciar de pie de monte. Los glaciares de este tipo están difundidos en el *litoral del Pacífico, en Alaska, donde las montañas jóvenes fuerte*mente arriscadas y de 5.500 a 6.000 m de altura, en conjunción con las particularidades del clima (proximidad del mar y precipitación abundante), crean condiciones particularmente favorables para la glaciación. Un ejemplo de ello es el Malaspina, gran glaciar de pie de monte en la región del golfo de Yakutat (fig. 99). Es un manto continuo de hielo que ocupa una superficie de unos 3.800 km² y está formado por la coalescencia de una serie de glaciares de valle que descienden de las montañas. En algunos lugares, este glaciar

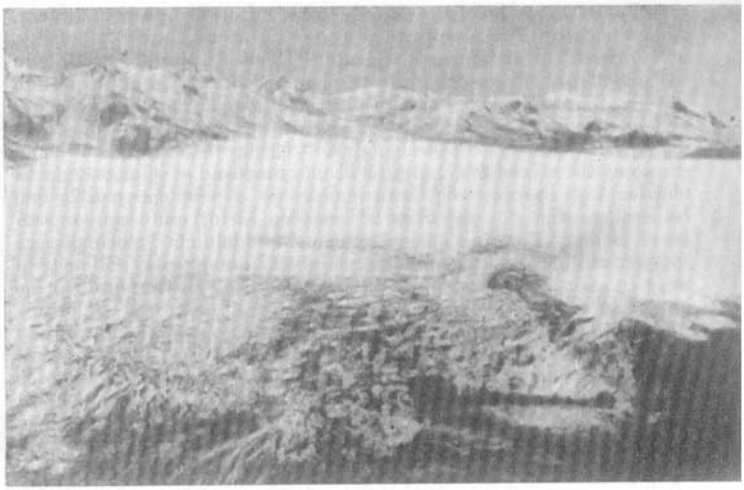


Fig. 99. Glaciar de pie de monte (glaciar Malaspina en Alaska)

llega hasta el mar. Glaciares piamonteses de tipo alaskiano fueron muy difundidos en los Alpes en el transcurso de las grandes glaciaciones pretéritas.

Las clases de glaciares que se acaban de describir se hallan vinculadas entre sí por transiciones mutuas. Se puede incluso esbozar una secuencia determinada: glaciares primarios (de circo, colgantes, etc.), glaciares de valle, glaciares de pie de monte y de meseta, glaciares continentales. Un enfriamiento progresivo del clima y un aumento de las precipitaciones sólidas pueden conducir a una evolución gradual desde las formas más simples a formas cada vez más complejas, llegando hasta la formación de mantos continentales continuos (S. Kalesnik).

§ 4. REGIMEN DE LOS GLACIARES

Por régimen de los glaciares se entiende: 1) la alimentación del glaciar (cantidad de precipitaciones en la cuenca de neviza); 2) la velocidad de la corriente glaciar y 3) las variaciones de la masa glaciar debidas a la fusión y evaporación (ablación). La correla-

ción y las variaciones de estos factores en el tiempo constituyen, precisamente, el régimen glaciar.

Como se ha dicho anteriormente, el hielo de glaciar está dotado de plasticidad, que aumenta notablemente por influjo de la presión de las capas superiores. Como resultado, el glaciar empieza a desplazarse lentamente (fluir) desde los centros de glaciación — donde se caracteriza por un espesor máximo — hacia la periferia, bajando sus lenguas más allá del límite de las nieves. La velocidad de la corriente glaciar depende de su masa y de la pendiente por la que se desliza. Cuanto mayor es la masa de hielo, tanto mayor será su velocidad. Con una misma potencia de hielo, la velocidad será mayor allí donde la pendiente sea más pronunciada. El método más sencillo para determinar la velocidad del movimiento de los glaciares consiste en colocar transversalmente sobre su superficie varias filas de piedras de distintos colores, o clavar en el hielo estacas con diversas banderillas. Los extremos de esas filas se sitúan sobre las laderas del valle glaciar, donde se establecen los puntos de referencia, desde los cuales se realizan las observaciones. El estudio de los glaciares ha evidenciado que su movimiento es extremadamente lento.

Los mayores glaciares de los Alpes se mueven con una velocidad de 0,1 a 0,4 m por día. Muchos glaciares caucásicos tienen velocidades aún menores — 0,03 a 0,1 m por día — excepción hecha del glaciar de Devdorak cuya velocidad oscila entre 0,03 y 0,35 m/día.

Tienen velocidades mucho mayores los grandes glaciares del Pamir y del Himalaya (2 a 4 m/día), pero al par de éstos hay también allí glaciares que recorren menos de 1 m por día. Las velocidades máximas corresponden a los glaciares de Groenlandia: recorren por día de 4 a 20 m, llegando algunos (el Upernivik) hasta 38 m.

Se ha notado asimismo que la velocidad de un mismo glaciar no permanece invariable sino que fluctúa en el tiempo en función de los cambios climáticos y las condiciones de alimentación. En la mayoría de los glaciares de valle la velocidad de la corriente glaciar varía de lugar en lugar. Las partes centrales del glaciar, donde el espesor del hielo es mayor, fluyen con una velocidad mayor; en cambio, las partes marginales, cuyo grosor es menor y cuyo movimiento es frenado por la fricción contra las márgenes del valle, se mueven más despacio. Estas velocidades dispares son patentizadas por la deformación de las filas— inicialmente rectas— de las piedras o estacas colocadas en la superficie glaciar. Con el tiempo, estas filas se distorsionan en forma de una curva suave.

Variaciones del límite y dimensiones del glaciar. Los glaciares en su movimiento descendente consumen parte de su sustancia en fusión y evaporación cuya intensidad aumenta a medida que los

glaciares descienden a las zonas de temperaturas más altas. Finalmente, alcanzan un nivel y condiciones donde el aporte de hielo que llega desde la cuenca de neviza está equilibrado por su fusión. Este nivel representa el límite inferior o frente del glaciar. Existiendo un equilibrio entre el aporte y la mengua de hielo, el límite inferior se caracteriza por su *posición estacionaria*, permaneciendo más o menos constante la extensión del glaciar. Las variaciones en la alimentación y la fusión conducen a un alargamiento o acortamiento del glaciar. Cuando se verifica un aumento en la alimentación de la cuenca de neviza sin que varíen la fusión y la evaporación, el glaciar progresa, aumentando su extensión. Este fenómeno se llama *avance* del glaciar. Un cuadro inverso se observa al disminuir la alimentación y el aporte glacial, como también al aumentar la rapidez de la fusión. En este caso, el frente del glaciar irá retrocediendo (acortándose) hasta alcanzar una posición estacionaria que corresponda al nuevo equilibrio entre el aflujo y la mengua glaciar. Este movimiento se llama *retroceso o recesión* del glaciar.

Así, pues, el avance o retroceso del glaciar están íntimamente ligados con los cambios en las condiciones de alimentación de la cuenca de neviza y con la intensidad de la ablación, o sea, con los cambios climáticos.

Carácter de la superficie glaciar. El movimiento de los glaciares viene acompañado casi siempre por la formación de distintas grietas en su superficie. Al fluir por los valles montañosos y los grandes accidentes de la superficie terrestre, los glaciares sufren deformaciones que originan fracturas y grietas. Una de las causas de ello reside en la variación de la sección transversal del valle, es decir, la alternancia de tramos anchos y angostos del mismo. Al salir de una porción estrecha del valle a una ancha, el glaciar se expande en abanico y se amolda a la forma del valle. Esta expansión del hielo origina tensiones transversales que provocan la aparición de grietas longitudinales, sobre todo en las capas superiores del glaciar, cuya plasticidad es menor (por ser más baja la temperatura y presión) y la friabilidad es mayor (fig. 100 A).

La segunda causa reside en los accidentes del lecho glaciar. Allí donde el glaciar se mueve sobre diversos escalones en la superficie terrestre, o sobre tramos donde la pendiente del cauce glaciar se torna más abrupta, su superficie adquiere una forma convexa, experimentando el glaciar distensiones y deformación considerables. Como resultado, en las inflexiones se origina sistema de grietas transversales.

La tercera causa radica en la velocidad, diferente en el centro de la corriente glaciar y en sus partes marginales. Este tipo de formación de grietas está esquematizado en la fig. 100 B.

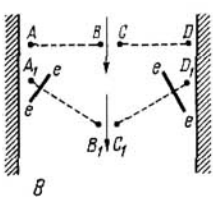


Fig. 100. A. Grietas en la superficie del glaciar. B. Esquema de la formación de las grietas en un glaciar (*rimayas*)

Imaginémonos una superficie glaciar en que van trazadas dos rectas AB y CD, orientadas transversalmente desde las partes marginales hacia el centro. A medida del movimiento del glaciar, porciones aisladas de estas líneas irán desplazándose de un modo dispar: los puntos B y C, próximos al centro del glaciar, se desplazarán más de prisa que los puntos marginales A y D. Paulatinamente, irán a situarse en A_1B_1 y C_1D_1, respectivamente. Siendo tan desigual el desplazamiento, en las partes marginales del glaciar se originan esfuerzos de distensión considerables, debido a las cuales se quiebra la estructura monolítica del hielo y se abren grietas (e— e), normales a las líneas de mayor tensión (A_1B_1 y C_1D_1). Estas grietas sesgadas con relación a los bordes del glaciar se llaman *grietas marginales o rimayas**.

* Nombre que se da a estas grietas en los Alpes franceses. (N. del T.)

En algunos lugares es tan grande el agrietamiento de los glaciares que su superficie aparece como partida en trozos y difícilmente transitable. Bajo la acción de los rayos solares se produce una fusión parcial del hielo, y las aguas de fusión se precipitan por las grietas y las ensanchan. Como resultado, los trozos que separan las grietas pueden formar picachos de hielo puntiagudos, de fantástico aspecto. La profundidad de las rimayas llega hasta 50 m, y en ocasiones, hasta 250 m (según J. Agassiz).

Estas grietas y conductos superficiales e internos tienen gran importancia en la actividad de los glaciares y las corrientes fluvioglaciales asociadas a ellos.

§ 5. ACCION DESTRUCTORA DE LOS GLACIARES

La actividad de los glaciares consta de la disgregación, transporte y sedimentación (acumulación) de las rocas. Los glaciares en su movimiento realizan un trabajo destructor de la superficie de la Tierra, particularmente cuando el hielo tiene gran espesor y origina enormes presiones sobre el lecho rocoso. La obra destructora del glaciar aumenta considerablemente debido a que arrastra fragmentos rocosos atrapados por la corriente en su movimiento y englaciados en el hielo junto a su fondo. Los glaciares — que llevan abundante carga detrítica— abrasionan, pulen y estrían la superficie de las rocas duras del lecho. Los granos de arena de cuarzo, ripios y grandes trozos angulosos dejan sobre la superficie de la roca arañazos, raspaduras o surcos, que suelen llamarse estrías glaciares. Generalmente, tienen una longitud de uno o varios metros, su anchura es de pocos centímetros y su profundidad se mide en milímetros; pocas veces llegan a tener decenas de centímetros. Sobre tramos aislados, las estrías se extienden paralelamente y tienen una dirección constante, lo cual permite determinar la dirección del movimiento del glaciar en ese lugar. Se observan también sistemas de estrías entrecruzadas, señal de cambios en la dirección del avance glaciar.

Al pasar sobre peñascos o pequeñas elevaciones constituidas por rocas vivas, los glaciares los alisan, redondean, pulen y estrían. Como resultado, surgen formas peculiares, algo alargadas, del modelado glaciar, las llamadas «rocas aborregadas». En su sentido longitudinal, son asimétricas. La ladera que enfrenta el avance glaciar tiene una pendiente suave y está bien pulida y estriada, mientras que la opuesta es abrupta y menos pulida. La conjunción de estas formas presenta un modelado con salientes y depresiones asimétricos, que recibe el nombre de *cantos estriados* (fig. 101). Estas formas alcanzan a veces dimensiones considerables. Así, por ejemplo, muchas islas en la «región de los escollos» del golfo de Finlandia son rocas estriadas o aborregadas, sumergidas.

El material detrítico atrapado por el glaciar, al cooperar con éste en la desagregación del lecho glaciar, también sufre cambios en el proceso de su movimiento. Los grandes fragmentos van siendo abrasionados y redondeados, ellos mismos, cubriéndose su superficie de estrías y arañazos. Estos bloques redondeados y estriados se llaman *cantos erráticos* (fig. 102).

Cuando el glaciar tropieza con peñascos o bancales aislados, constituidos por rocas muy agrietadas, puede arrancar grandes bloques y trozos, incorporarlos a la corriente helada y transportarlos a grandes distancias.

Si las rocas de lecho presentan una resistencia desigual, los glaciares excavan en ellas hoyas aisladas, que se extienden a veces en el sentido del movimiento glaciar y reciben el nombre de *molinos glaciares*.

Se hallan vinculadas con la actividad del hielo y la nieve en las regiones montañosas, una serie de formas peculiares del modelado, tales como *cares, circos glaciares y valles glaciares* («artesas»). Los cares son hoyas de reducidas dimensiones, en forma de cuchara, excavadas en las faldas de las montañas. Con ellos se vinculan los glaciares de care mencionados anteriormente. Los cares presentan altas paredes, casi a plomo, que los circundan por tres lados, en tanto que el cuarto costado se abre ladera abajo, en forma de una escarpa abrupta. El origen de los cares puede deberse a bancos de nieve alojados en pequeñas «cucharas» de erosión u otras depresiones sobre la falda montañosa. De día, se forman en torno al banco de nieve aguas de fusión, que penetran hasta el fondo de la depresión originaria. Al congelarse de noche, actúan con intensidad los procesos de la meteorización física (disgregación glacial). Los detritos finos, productos de la meteorización, son removidos a continuación por el agua, y la meteorización atacará cada vez porciones nuevas de las rocas que forman el lecho y que circundan la mancha de nieve. Así, como resultado de la acción conjunta de la nieve o hielo, las aguas de fusión y la meteorización física, los cares se irán ensanchando y profundizando cada vez más, ampliando de este modo los glaciares de cares.

Los *circos glaciares* son grandes depresiones caliciformes, a modo de anfiteatro; son parte de las cabeceras de valles montañosos, muy ensanchadas y transformadas por los glaciares. Están rodeados de paredones altos, muy escarpados, y tienen un solo lado abierto, donde se verifica su transición paulatina a los valles adyacentes. Los circos glaciares constituyen las principales regiones de alimentación de los glaciares de valle. Su desarrollo está ligado asimismo a una serie de procesos: 1) actividad del propio glaciar; 2) meteorización y 3) acción de las aguas de fusión. En el ensanchamiento de los circos cumplen un papel especial las grietas marginales de la

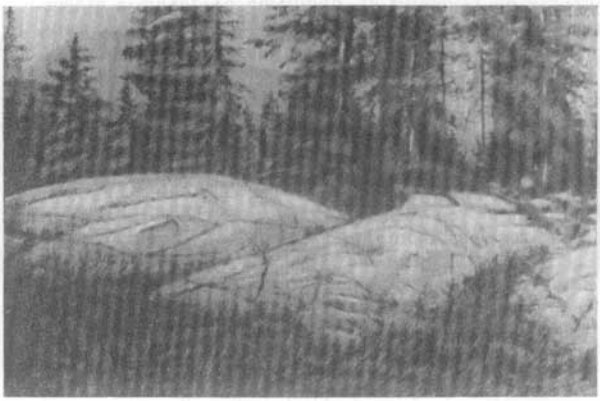


Fig. 101. Cantos estriados

Fig. 102. Canto errático. Istmo de Karelia

cuenca de neviza, que separan las masas de neviza de las paredes circundantes. La anchura de estas grietas alcanza a veces varios metros, creando las condiciones más favorables para la meteorización física y la remoción subsiguiente del aterial detrítico liberado por el glaciar. Así, paulatinamente, las paredes van retrocediendo y el circo aumenta su extensión.

Valles glaciares («artesas» o valles en U). Saliendo de la cuenca de neviza, los glaciares alpinos se deslizan cuesta abajo por los valles de erosión, originados anteriormente por las corrientes hídricas, y los van transformando en forma notable. Los valles de erosión originarios de las regiones montañosas tienen, en la mayoría de los casos, un perfil transversal en V. Bajo la acción del glaciar en movimiento, estos valles se ensanchan y profundizan gradualmente. Finalmente, el glaciar modela un valle que tiene la forma de una artesa. De esta suerte, el perfil transversal de un valle en las regiones glaciadas adquiere caracteres inconfundibles, exclusivos de estos valles (fig. 103). La parte marginal superior del valle, modelada por los procesos erosivos, es abierta, presentando sus laderas una pendiente de 40 a 45°, término medio. La parte inferior, en cambio, forma una artesa de paredes abruptas y de fondo plano-cóncavo (valle en U). La transición de la artesa a las partes superiores, más abiertas, del valle, presenta inflexiones convexas de las laderas y rellanos terraciformes de escasa pendiente, llamados *hombreras*.

Presentan también rasgos característicos los perfiles longitudinales de los valles glaciares. Son privativos de ellos el carácter suma-

Fig. 103. Valle glaciar (valle en U)

mente accidentado del fondo, la presencia de numerosos escalones o gradas, llamados *barras rocosas*, que alternan con hoyas, las *cuencas rocosas* de erosión glacial («molinos glaciares»). Su formación es favorecida por la resistencia dispar de las rocas que forman el fondo del valle, las variaciones del espesor del hielo, etc. En algunos tramos del valle glaciar se observan incluso pendientes de inclinación inversa, inmediatas las más de las veces, a los escalones.

El fondo y las laderas del valle glaciar presentan huellas del raspado glaciar. Las rocas duras están pulidas y, a trechos, fuertemente estriadas. Sus prominencias aisladas están aplanadas y forman rocas aborregadas y estriadas.

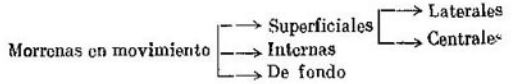
En los valles glaciares que en el pasado fueron sometidos a la acción de los glaciares, las desembocaduras de los tributarios quedan «suspendidas» de las paredes de la artesa principal. Esto puede deberse: 1) al truncamiento directo por el glaciar de las bocas de los tributarios, 2) a una profundización desigual en el valle principal y en los tributarios, donde los glaciares tienen generalmente una potencia mucho menor. La presencia en valles de las desembocaduras colgantes de ríos es uno de los orígenes de las cataratas. Típicos valles glaciares en U están difundidos en el Cáucaso, los Alpes y otras cordilleras jóvenes.

§ 6. TRANSPORTE Y ACUMULACION

En su movimiento los glaciares transportan una carga detrítica enorme (desde partículas finas hasta cantos voluminosos), constituida principalmente por productos de la meteorización superficial provenientes de las laderas montañosas y subglaciar, como también por fragmentos provenientes de la destrucción mecánica de las rocas por los glaciares en movimiento. Todo este material detrítico que el glaciar incorpora para depositarlo más tarde, recibe el nombre de *morrena*.

Hay distintas clases de morrenas. Unas se hallan en movimiento, desplazándose junto con la corriente glaciar; otras están depositadas ya como resultado de la fusión del glaciar. Consecuentemente, las morrenas glaciares se subdividen en *movientes* y *depositadas*.

Morrenas movientes o de acarreo. En cada glaciar alpino se pueden distinguir entre las morrenas movientes, las siguientes variedades, de acuerdo a su situación en el glaciar (fig. 104);



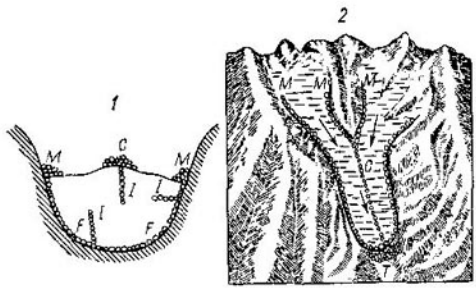


Fig. 104. Esquema de la distribución de las morrenas en una sección transversal del glaciar (1) y en el plano (2).
Morrenas: M, marginal; C, central; I, interna; F, de fondo; T, terminal

Las morrenas superficiales laterales forman cordones o crestas longitudinales en las márgenes de la lengua glaciar. Están constituidas principalmente por fragmentos rocosos, desagregados de las laderas abruptas que se alzan sobre el valle, por efecto de los procesos meteorizantes. También puede incorporárseles el material detrítico acarreado por las corrientes hídricas desde las quebradas tributarias, y, en parte, el material proveniente de los corrimientos de tierras en las laderas montañosas y de sus apilamientos detríticos.

Las morrenas superficiales centrales pueden formarse de dos maneras: 1) Al unirse las crestas morrénicas laterales de dos glaciares confluentes (fig. 104). En ellas se sigue manteniendo la forma de crestas monticuladas longitudinales. En algunos glaciares se observan varias morrenas centrales, hecho que indica la confluencia de varios glaciares y la complejidad de su estructura. Presentan ejemplo de ello los grandes glaciares del Asia Central, el de Fédchenko (fig. 95) y el Inylchek. 2) Como resultado de la descongelación de las morrenas internas, debido a la continua fusión y evaporación superficial. Este fenómeno es particularmente frecuente al intensificarse considerablemente la fusión, que abarca capas cada vez más profundas de las lenguas glaciares. En estas condiciones, aun las inclusiones detríticas escasas forman sobre la superficie glaciar rebajada acumulaciones visibles, a modo de montera.

Las morrenas internas pueden acumularse tanto en la cuenca de neviza como en la zona de la lengua glaciar. El proceso de su formación es sencillo: todos los detritos que ingresan a la cuenca neviza van siendo sepultados bajo porciones cada vez nuevas de nieve, cuya precipitación abundante es condición imprescindible para el

desarrollo normal de un glaciar. Posteriormente, hallándose ya en el seno del hielo en movimiento, los detritos pasan a integrar la corriente glaciar.

La formación de las morrenas internas en la lengua glaciar se vincula con diversas grietas. Parte de los fragmentos rocosos que van a parar sobre la superficie del glaciar penetran en sus grietas y, al obliterarse éstas por rehielo, quedan aprisionados en el seno del glaciar.

La morrena de fondo está integrada por el material detrítico englobado en la capa de hielo inmediata al fondo del glaciar. El origen de estos fragmentos rocosos se debe a los siguientes procesos: a) meteorización preglacial, b) meteorización subglacial y c) destrucción del lecho por el glaciar en movimiento. Debido a la meteorización preglacial, en las fases iniciales de la formación del glaciar ya, la nieve cae sobre una superficie cubierta de escombros, envolviéndolos. Al ir compactándose la nieve, los fragmentos quedan congelados e incorporados a ella. Los hielos, al salir de la cuenca de neviza y deslizarse por el valle, arrastran esta carga detrítica, incrementándola por el camino con los productos de la acción destructora del glaciar y de la meteorización subglacial.

En los glaciares de tipo continental se desarrollan sobre todo las morrenas de fondo y las internas. Estas últimas surgen como resultado de la expulsión de la morrena inferior al deformarse el hielo durante su tránsito sobre los grandes accidentes del lecho. En estos glaciares faltan, por regla general, las morrenas superficiales, ya que faltan las condiciones necesarias para su formación, hallándose toda la superficie del continente sepultada bajo el hielo. Sólo en las zonas marginales del manto glaciar, donde aparecen los «nunataks» contorneados por la corriente glaciar, surgen filetes aislados de morrenas superficiales.

Morrenas depositadas. El material detrítico incorporado en el glaciar o presente en su superficie, empieza a depositarse ya durante el movimiento del glaciar, cuando surgen condiciones favorables para ello. Pero la acumulación glaciar se manifiesta con particular intensidad en el período del retroceso del glaciar, o sea, su fusión. Después de la desaparición total del glaciar, quedan en su lugar, es decir, en la superficie del lecho glaciar, morrenas de todos los tipos descritos anteriormente. En algunas de ellas subsisten los caracteres peculiares que habían adquirido durante el movimiento del glaciar (crestas morrénicas laterales y centrales). Entre las morrenas depositadas se distinguen las morrenas *terminales* o frontales y las morrenas *basales.*

Morrena terminal. Al moverse continuamente desde la cabecera a la periferie, los glaciares transportan gran cantidad de material detrítico. En el extremo de la lengua glaciar, el hielo se va derri-

tiendo, y toda la carga glaciar acarreada va apilándose junto a su borde. Si el período estacionario del frente del glaciar es largo, se acumulan delante de él crestas o cordones monticulados, constituidos por distintos materiales detríticos y llamados morrenas terminales o frontales. Contribuyen a la formación de las morrenas terminales depositadas todas las clases de morrenas movientes: superficiales, internas y de fondo (fig. 104).

Las crestas morrénicas terminales que bordean los glaciares, reflejan la forma de éstos en su parte marginal. En los glaciares alpinos, presentan una curva con distinta curvatura del arco, y con una altura que varía desde unos pocos metros hasta 30 o 40 m; en los glaciares continentales, reproducen el contorno de la parte marginal del manto de hielo. A veces adquieren un aspecto afestonado de complicado diseño y alcanzan gran altura y anchura. Con frecuencia están hendidas por las aguas que surgen de debajo del glaciar, formando crestas y montículos separados.

Las morrenas terminales tienen gran significado para precisar el régimen de los glaciares. Las crestas morrénicas terminales bien acusadas testimonian una detención prolongada del glaciar (posición estacionaria del frente). La presencia de varias crestas] de morrenas terminales separadas por depresiones, señala una recesión intermitente del glaciar, es decir, una alternancia de estacionamientos y retrocesos rápidos. Una recesión continua, ininterrumpida del glaciar no da lugar a la formación de morrenas frontales en su aspecto típico, depositándose la carga detrítica acarreada hasta el frente del glaciar de un modo más o menos uniforme, sobre el terreno despejado de hielo. Al avanzar el glaciar nuevamente, las morrenas terminales formadas anteriormente pueden ser destruidas o parcialmente reagrupadas por el hielo moviente.

Las morrenas basales están formadas principalmente por la morrena de fondo y la interna, como también por la superficial, que surge en la superficie del glaciar debido a una descongelación de la morrena interna, y por tanto no tiene caracteres morfológicos bien definidos. La morrena basal puede acumularse sólo al desaparecer el glaciar. Cuando el hielo pierde su actividad debido a cambios en las condiciones de alimentación, el glaciar se estanca (glaciar extinto o estancado) y su degradación se intensifica. A medida que el glaciar se licua y disminuye la potencia del hielo, la morrena superficial y la interna van ocupando posiciones hipsométricamente cada vez más bajas y se proyectan sobre el lecho subglaciar, confundiéndose finalmente con la morrena de fondo. En las regiones de difusión de las morrenas basales se observan áreas de modelado distinto, predominando tramos peneplaneizados (topografía morrénica llana) y accidentados (topografía morrénica ondulada). El origen de la topografía morrénica ondulada (fig. 105) se debe, al parecer, a una concen-

Fig. 105. Topografía morrénica ondulada
Fig. 106. Morrena en el valle del Maijur. Cordillera de Guissar

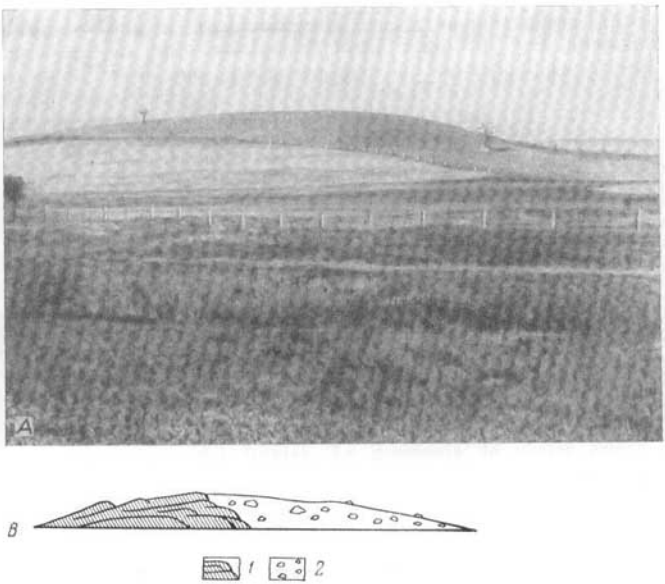


Fig. 107. A. Drumlin. B. Corte de un drumlin:
1, roca viva; 2, morrena

tración desigual del material detrítico de las morrenas internas en el seno del glaciar. La disposición de las colinas morrénicas está determinada en grado considerable por la disposición de las grandes grietas en que se acumulan los distintos fragmentos rocosos.

En las regiones montañosas, al fundirse el hielo, las morrenas laterales y centrales se proyectan sobre la superficie de la morrena de fondo, formando con frecuencia cordones longitudinales de relieve acusado a lo largo del valle. Las morrenas laterales depositadas se denominan morrenas marginales, y las centrales, morrenas longitudinales. A veces, ambas morrenas reciben el nombre de longitudinales (fig. 106). En las regiones de glaciación continental pasada, que no da lugar a la formación de morrenas laterales, faltan los cordones longitudinales, en tanto que la topografía morrénica ondulada y las complicadas crestas de morrenas terminales están bien desarrolladas.

Drumlins. Aparte de las colinas o montículos irregulares, originados por el acarreo glaciar y dispersos en forma caótica, existen otras formas topográficas, cuya conformación presenta un definido carácter regular, llamadas drumlins. Son colinas alargadas, relativamente poco elevadas, alineadas en el sentido del movimiento glaciar. Están constituidas por arcillas compactas mezcladas con cantos, bajo las cuales se observa con frecuencia una prominencia de rocas vivas pulidas. Este núcleo rocoso queda situado, bien en el medio del drumlin, bien en uno de sus extremos. En el segundo caso, el saliente rocoso se halla con frecuencia descubierto y es, de hecho, una roca aborregada, formando el drumlin como una continuación de la misma (fig. 107). La longitud de los drumlins oscila entre varios cientos de metros y uno o dos kilómetros, su anchura es 2 a 3 veces menor que su longitud, pero en algunos casos lo es 10 veces y más, en tanto que la altura alcanza varios metros. Sus laderas suelen tener contornos suaves. Los drumlins se disponen en grupos y abarcan áreas extensas, formando los denominados campos de drumlins y hallándose separados por depresiones. Atendiendo a su origen, los drumlins son, probablemente, formaciones subglaciares, vinculadas con la presencia de salientes de rocas duras del lecho basal. Al sobrepasar estos salientes asimétricos, los glaciares se resquebrajan y se deforman durante su tránsito de las laderas suaves a las abruptas, liberando el material detrítico morrénico, el cual queda depositado, precisamente, junto a la prominencia rocosa.

Los drumlins se encuentran principalmente en las regiones de difusión de los glaciares de tipo continental, cuyos hielos tienen gran espesor.

Particularidades estructurales de las morrenas depositadas. Una morrena está constituida por los materiales detríticos más diversos: arcillas finas, limos, arenas arcillosas, gravas, guijos y cantos rodados (fig. 108). El diámetro de los cantos oscila entre varios centímetros y 2 o 3 m y más. La correlación entre las partes integrantes de una morrena es sumamente variable y depende de muchos factores: distancia de los centros de glaciación, abundancia de los aportes detríticos, composición de las rocas de lecho subglaciar, extensión del camino recorrido por el glaciar y potencia de éste. En algunos lugares predominan en la morrena arcillas o limos en los que van incluidos fragmentos más gruesos, como gravas, ripios, cantos rodados; otras veces, en cambio, las morrenas presentan una mezcla de material detrítico grueso y arenas arcillosas de distinta granulación.

Así, pues, los caracteres peculiares de las morrenas glaciares, que las diferencian de otros sedimentos continentales son: 1) la heterogeneidad de su composición; 2) la falta de clasificación del material detrítico; 3) la falta de estratificación.

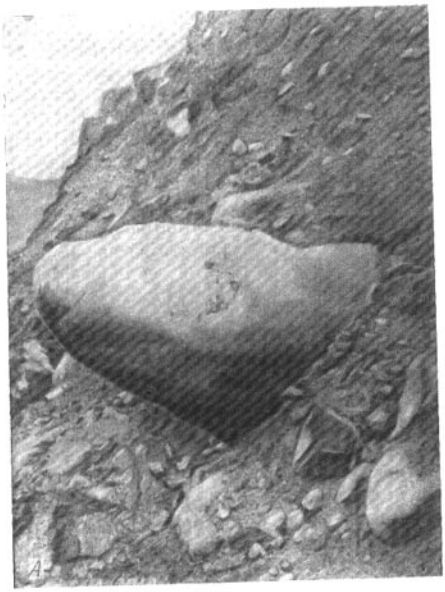
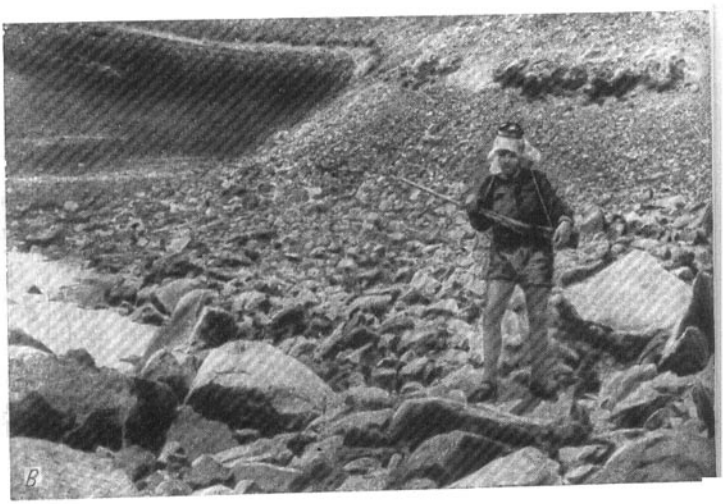


Fig. 108. Estructura de una morrena



§ 7. CORRIENTES FLUVIOGLACIARES Y SUS SEDIMENTOS

Como ya se ha hecho notar, la superficie de los glaciares se halla sometida a la acción ininterrumpida de los procesos de fusión y evaporación. Resultado de ello es que en el glaciar se originan aguas de fusión que, al ser encauzadas por depresiones aisladas, forman verdaderas corrientes de agua —ríos entre márgenes heladas— con una red ramificada de afluentes. Estas corrientes llegan a tener a veces un caudal considerable y gran energía cinética (fuerza viva). Sus cursos son sumamente complicados: ya corren por la superficie, en las depresiones superficiales del glaciar, ya desaparecen en las grietas grandes y fluyen por complejos conductos interglaciares, ya alcanzan el fondo del glaciar y forman corrientes subglaciares. En estas últimas se vierten también las aguas provenientes de las paredes de la artesa glaciar y las que se originan en la capa de fondo del glaciar por efecto del calor terrestre y de la enorme presión. Las aguas subglaciares cortan una red de regueros por los que corren hasta rebasar el frente glaciar y salir en forma de numerosos arroyos, intermitentes o permanentes. En la parte marginal del glaciar se ven, a trechos, las salidas de los túneles subglaciares a modo de cavernas, de las que emergen corrientes hídricas más caudalosas y concentradas. Todas esas corrientes —superficiales, interglaciares y subglaciares— erosionan en su movimiento las morrenas, arrastran distinto material morrénico (partículas finas arcillosas, arenas y pequeños fragmentos), lo transportan y lo depositan. Todos los sedimentos originados por la acción acumulativa de las corrientes líquidas que emergen del glaciar, reciben el nombre de *fluvioglaciares*. Tienen distinto carácter, ya que reflejan las circunstancias de su formación y las peculiaridades de su morfogénesis, atendiendo a lo cual son clasificados en una serie de formas topográficas. Entre estas se destacan los abanicos o devantales aluviales fluvioglaciares («sandr»)*, los ésquers y los cames.

Los devantales fluvioglaciares son llanuras suavemente onduladas, inmediatas al borde exterior de las morrenas terminales y constituidas por arenas, gravas y guijos estratificados. Son, en realidad, amplios conos de deyección de las corrientes subglaciares o abanicos fluvioglaciales coalescentes de muy escasa pendiente, y originados sobre un terreno peneplaneizado. Los cursos de agua que emergen del glaciar, al difluir sobre estos llanos, pierden velocidad y se derraman ampliamente, formando una red ramificada de arroyos y depositando el material detrítico acarreado. Los sedimentos más

* Este término, pese a su origen latino (sandur, arena) tiene poco uso en la literatura geológica española. En cambio, en ruso, es el término más aceptado generalmente (N. del T.)

groseros — guijos, gravas y arena gruesa — suelen depositarse a proximidad del borde de las morrenas terminales; más allá, sobre amplias extensiones, se depositan principalmente las arenas, y, finalmente, en las partes marginales donde la velocidad de la corriente es ínfima, se sedimentan las partículas finas pulviformes y arcillosas. De este modo, gran parte de los llanos de aluvión fluvioglaciales están constituidos por arenas (llanos fluvioglaciares arenosos). La superficie de estos llanos se caracteriza por pendientes escasas, que no pasan de 3 ó 4°, y llegan hasta 8 ó 10° sólo en el tránsito hacia las morrenas terminales.

En las regiones de glaciación pleistocénica, los devantales fluvioglaciares son particularmente amplios frente a los glaciares de Islandia donde cubren un área de hasta 500 km², y al pie de los glaciares de Malaspina en Alaska. Existen también en Groenlandia.

Los ésquers son crestas o cordones estrechos, alineados en la dirección de la marcha del glaciar (fig. 109). La longitud de estas crestas es variable, oscilando entre cientos de metros y decenas de kilómetros, en tanto que su altura oscila entre 5 y 50 m o más. A veces tienen una estructura a modo de rosario, alternando las porciones ensanchadas con las angostas. El eje de una cresta de ésquer es ondulado y con frecuencia presenta una sucesión de trechos elevados y rebajados. A veces un ésquer queda dividido en varias colinas alargadas y alineadas. Algunos ésquers se extienden en

Fig. 109. Esquer

línea recta más o menos regular, en tanto que otros son sumamente sinuosos, semejando un río, y no se amoldan a la topografía sino que se superponen a accidentes totalmente dispares.

Los ésquers son formados por capas de arenas, gravas y guijos de diferente granulación y bien lavados. Presentan una estratificación irregular, a menudo diagonal, con raras inclusiones de cantos o limos de derrubio.

En las regiones de las antiguas glaciaciones continentales (Carelia, Finlandia, Suecia), los ésquers constituyen uno de los accidentes característicos del paisaje.

No hay conformidad entre los geólogos sobre la génesis de los ésquers. Existen muchas hipótesis al respecto, mereciendo dos de ellas especial interés: 1) la que atribuye a los ésquers un origen *deltaico* y 2) la que les asigna un origen *de cauce*. La hipótesis deltaica relaciona la formación de los ésquers con la salida de corrientes fluvioglaciares concentradas y suficientemente caudalosas, de los túneles subglaciares. Cada corriente de esta naturaleza se halla sometida en el túnel a una gran presión hidrostática, y corriendo con gran velocidad, desmorona las morrenas y transporta el material detrítico a grandes distancias. Cuando la corriente sale a la región del devantal detrítico su velocidad y fuerza viva disminuyen bruscamente y todo el material detrítico acarreado se acumula junto al frente glaciar, formando un delta relativamente estrecho. Más tarde, durante la recesión del glaciar y de su frente, retrocede junto con ésto la corriente acuosa. El delta se forma entonces en un lugar nuevo, de acuerdo a la nueva posición de la desembocadura de la corriente. De continuar el retroceso del glaciar, seguirán formándose deltas nuevos cada vez. La coalescencia de estos deltas puede formar, precisamente, esa cresta continua o intermitente que es el ésquer.

La hipótesis de cauce explica bien el origen de los ésquers que se superponen a los distintos accidentes topográficos, mientras que la hipótesis deltaica falla al querer explicar la presencia de los ésquers sobre las elevaciones.

De acuerdo a la hipótesis de cauce, el origen de los ésquers está vinculado con el movimiento de la corriente hídrica en los canales superficiales e internos del glaciar. Las corrientes fluvioglaciares arrastran el material morrénico y lo depositan en sus «cauces» glaciares, de un modo similar a como se deposita el aluvión en los cauces de ríos comunes. Los cauces superficiales e internos de los torrentes fluvioglaciares se distinguen por su sinuosidad. Después de la fusión del glaciar, los sedimentos de las corrientes fluvioglaciares se proyectan sobre las morrenas basales, o directamente sobre el lecho subglaciar, formando crestas sinuosas.

Los cames son pequeñas colinas, dispersas en forma caótica, con alturas de 10 a 12 m por término medio, que evocan por su forma las

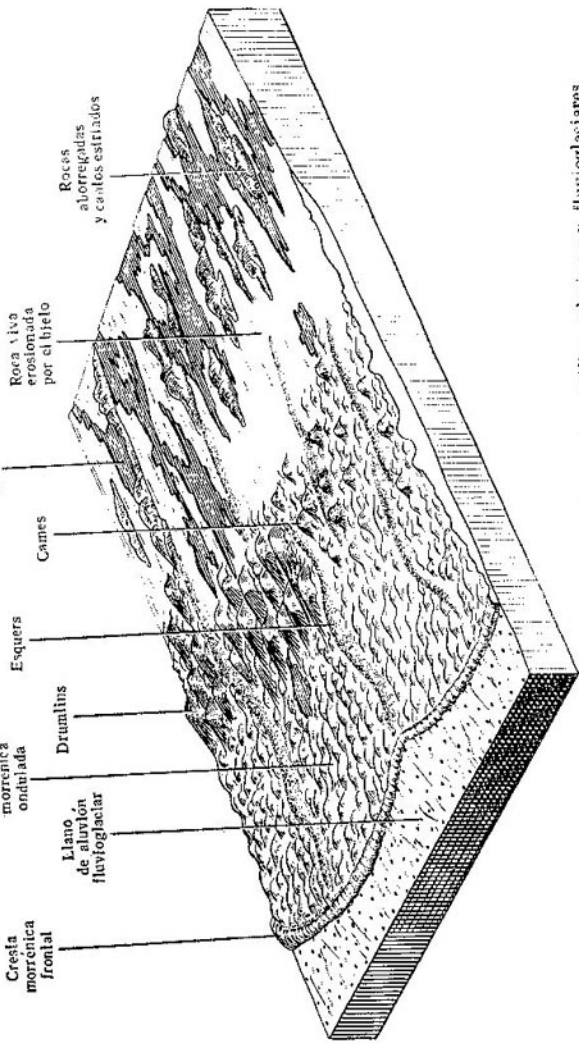


Fig. 110. Esquema de la correlación entre las formas topográficas glaciares y fluvioglaciares

crestas morrénicas, pero se distinguen de éstas por su estructura interior. A menudo se hallan situados cerca de las morrenas terminales. Están integrados por un material detrítico variado: arenas estratificadas bien clasificadas, a veces conteniendo gravas y guijos, arcillas finas que a trechos semejan las arcillas varvadas, y cantos erráticos.

Esta constitución tan variada de los cames, y sobre todo la presencia de arcillas finas es índice de que se han originado más bien en aguas estancadas antes que en las corrientes. Por esta razón se supone que los cames se originan en las condiciones de un glaciar extinto ya estancado. Debido a procesos acelerados de fusión, se forman en sus superficies numerosas y diversas depresiones u hoyas que se llenan con agua y se transforman en lagos de dimensiones relativamente reducidas. A ellos afluyen desde tramos más elevados numerosos arroyos, ya pequeños, ya caudalosos, acarreando material detrítico de composición heterogénea, el cual se deposita precisamente en estos lagos. La presencia en estos lagos de grandes fragmentos o cantos se debe precisamente a la liberación directa de éstos del hielo derretido. Este material acumulado en los lagos va hundiéndose paulatinamente a medida que se funde el núcleo del glaciar, para proyectarse finalmente sobre la superficie de la morrena basal, en forma de montículos agrupados. La correlación de las distintas formas topográficas glaciares y fluvioglaciares se da en la fig. 110.

§ 8. LAS GLACIACIONES PRETERITAS

Como se deduce de lo expuesto anteriormente, las regiones de glaciación presentan caracteres topográficos peculiares (rocas aborregadas, molinos glaciares, valles en U, colinas morrénicas y de cames, crestas de morrenas terminales, ésquers, etc.) y un conjunto característico de depósitos glaciares y fluvioglaciares (morrenas y formaciones fluvioglaciares). Todos ellos constituyen preciosos documentos geomorfológicos que permiten juzgar sobre las glaciaciones pretéritas y la historia de su desarrollo, especialmente durante el período más reciente, el Antropógeno.

Ya en el siglo pasado llamó la atención de los geólogos una difusión notable en la parte noroeste de la llanura rusa, en el norte de Alemania y en otros países europeos, de grandes cantos rodados estriados y alisados, yacentes sobre la superficie o hundidos en arcillas rojo-pardas, a veces pardo-grisáceas, y que alcanzaban dimensiones considerables. Así, por ejemplo, en Polonia Occidental, en la provincia de Poznan, han sido descritos cantos rodados de hasta 10 m de largo y 6 m de ancho. Ahora bien: por su composición, la mayoría de estos cantos no presentaba similitud alguna con las rocas originarias de las regiones nombradas. Los cantos rodados

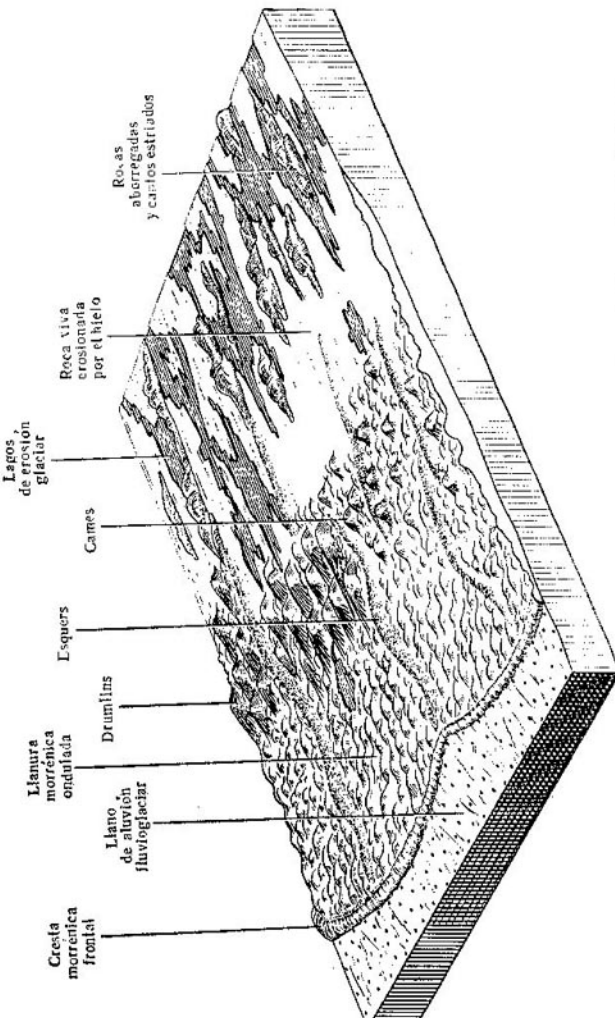


Fig. 110. Esquema de la correlación entre las formas topográficas glaciares y fluvioglaciares

crestas morrénicas, pero se distinguen de éstas por su estructura interior. A menudo se hallan situados cerca de las morrenas terminales. Están integrados por un material detrítico variado: arenas estratificadas bien clasificadas, a veces conteniendo gravas y guijos, arcillas finas que a trechos semejan las arcillas varvadas, y cantos erráticos.

Esta constitución tan variada de los cames, y sobre todo la presencia de arcillas finas es índice de que se han originado más bien en aguas estancadas antes que en las corrientes. Por esta razón se supone que los cames se originan en las condiciones de un glaciar extinto ya estancado. Debido a procesos acelerados de fusión, se forman en sus superficies numerosas y diversas depresiones u hoyas que se llenan con agua y se transforman en lagos de dimensiones relativamente reducidas. A ellos afluyen desde tramos más elevados numerosos arroyos, ya pequeños, ya caudalosos, acarreando material detrítico de composición heterogénea, el cual se deposita precisamente en estos lagos. La presencia en estos lagos de grandes fragmentos o cantos se debe precisamente a la liberación directa de éstos del hielo derretido. Este material acumulado en los lagos va hundiéndose paulatinamente a medida que se funde el núcleo del glaciar, para proyectarse finalmente sobre la superficie de la morrena basal, en forma de montículos agrupados. La correlación de las distintas formas topográficas glaciares y fluvioglaciares se da en la fig. 110.

§ 8. LAS GLACIACIONES PRETERITAS

Como se deduce de lo expuesto anteriormente, las regiones de glaciación presentan caracteres topográficos peculiares (rocas aborregadas, molinos glaciares, valles en U, colinas morrénicas y de cames, crestas de morrenas terminales, ésquers, etc.) y un conjunto característico de depósitos glaciares y fluvioglaciares (morrenas y formaciones fluvioglaciares). Todos ellos constituyen preciosos documentos geomorfológicos que permiten juzgar sobre las glaciaciones pretéritas y la historia de su desarrollo, especialmente durante el período más reciente, el Antropógeno.

Ya en el siglo pasado llamó la atención de los geólogos una difusión notable en la parte noroeste de la llanura rusa, en el norte de Alemania y en otros países europeos, de grandes cantos rodados estriados y alisados, yacentes sobre la superficie o hundidos en arcillas rojo-pardas, a veces pardo-grisáceas, y que alcanzaban dimensiones considerables. Así, por ejemplo, en Polonia Occidental, en la provincia de Poznan, han sido descritos cantos rodados de hasta 10 m de largo y 6 m de ancho. Ahora bien: por su composición, la mayoría de estos cantos no presentaba similitud alguna con las rocas originarias de las regiones nombradas. Los cantos rodados

estaban constituidos principalmente por rocas cristalinas—granito y neis—cuyo yacimiento de origen se halla en Escandinavia. El problema de la procedencia de estos cantos llamados *erráticos* en las regiones llanas mencionadas, alejadas de los centros actuales de glaciación, suscitó en su tiempo una viva discusión.

Dejando de lado las hipótesis que intentaban explicar la presencia de los cantos erráticos por el diluvio universal, la actividad volcánica, etc., nos detendremos solamente sobre la hipótesis de la deriva glaciar, formulada por primera vez por Ch. Lyell en la tercera década del siglo pasado y aceptada por la mayoría de los geólogos durante los 40 años subsiguientes. Tenía por base las teorías sobre los hielos continentales actuales, o sea, aquellos que al llegar al mar, flotan. De ellos se desprenden grandes témpanos que transportan el material morrénico a grandes distancias. De acuerdo a esta hipótesis, durante el Antropógeno, Escandinavia estaba cubierta de hielo, mientras que toda la región septentrional de Europa estaba sumergida y los témpanos transportaban hasta ella el material detrítico glaciar.

En el curso de investigaciones posteriores fueron acumulados datos que refutan la hipótesis de la deriva, siendo los más decisivos: a) la presencia de cantos rodados de origen local al par de los erráticos; b) la falta de sedimentos marinos, que se habrían formado con toda seguridad, de haber estado sumergida la región.

En los años 70 del pasado siglo (1871), el naturalista ruso P. Kropotkin enunció por primera vez la idea de una glaciación antigua de arácter continental, que habría abarcado las regiones septentrionales de Europa, y del transporte y depositación de la carga detrítica glaciar por los mantos glaciares movientes. Un año más tarde (1872), una concepción análoga sobre el carácter de la glaciación continental antigua fue formulada por el conocido científico sueco Torell.

Hoy por hoy se considera incontrovertible el hecho de que en el Antropógeno (Cuaternario), potentes mantos de hielo cubrían enormes extensiones sobre el territorio de la URSS, Europa Occidental y América dejando en pos de sí las morrenas y las formas topográficas descritas anteriormente.

Debido a esos caracteres particulares, el período Cuaternario suele denominarse período glacial.

Una de las cuestiones importantes y discutidas aún en el tiempo presente es la relativa a la cantidad de las glaciaciones pretéritas. Para contestar a este interrogante, se suele dirigir a los «documentos» geológicos básicos, esto es, a las morrenas y sus correlaciones.

El fundador de la teoría glaciar (glaciarismo) en Rusia, P. Kropotkin, admitía una glaciación única en la Llanura Rusa. Sin embargo, ya a fines del siglo pasado y a principios del actual fueron des-

cubiertos cerca de Moscú, sobre el Dviná del Norte y otros lugares, dos pilas morrénicas separadas por depósitos interglaciares conteniendo restos de la fauna y flora correspondientes. Los depósitos interglaciares están integrados ora por sedimentos de agua (lacustres, fluviales, etc.), ora por turberas, ora por suelos soterrados.

Todas estas formaciones indican que hubo intervalos bastante prolongados en la acumulación glaciar y, consecuentemente, la ausencia del glaciar en el tiempo de la formación de los mismos. Más tarde fue descubierto un gran número de apilamientos morrénicos. De este modo quedó quebrantado el concepto de glaciación única.

Pero un acopio de datos científicos particularmente abundante fue recogido sobre el territorio de la URSS en el transcurso de estos últimos 20 ó 30 años, cuando se iniciaron en gran escala la construcción de obras industriales e hidrotécnicas y la excavación de diversos canales de navegación y de riego, que dejaron a descubierto sobre una extensión considerable los depósitos glaciares e interglaciares, o las formas asociadas.

Como resultado de los estudios realizados se han obtenido datos nuevos sobre la correlación de los depósitos morrénicos, sobre las peculiaridades del desarrollo de la fauna y flora en el Cuaternario, etc., datos éstos que testimonian la recurrencia de las glaciaciones que abarcan la Llanura Rusa. Datos similares se han obtenido en varios países.

Para la clasificación de los sedimentos glaciares tienen gran importancia las investigaciones paleobotánicas. Según K. Márkov y M. Grichuk, la «pluralidad (recurrencia) de las glaciaciones y de los períodos interglaciares es un hecho incuestionable ya que tiene por fundamento la alternancia de las capas de depósitos glaciares o sedimentos coetáneos conteniendo restos de flora periglacial, y cuyas capas atestiguan la presencia sobre ese mismo territorio, de bosques foliáceos o mixtos, conífero-foliáceos». Al mismo tiempo se señala que en lo que va del Cuaternario, hubo varias olas climáticas de frío seguidas de olas de calor, a las que correspondieron, respectivamente, las glaciaciones y los períodos interglaciares. Sin embargo, a pesar de los grandes adelantos logrados en el estudio de los depósitos cuaternarios, los científicos de la URSS discrepan hasta ahora en lo referente al número de glaciaciones y períodos interglaciares. También hay controversias sobre su nomenclatura. Con tanta más razón se observan divergencias al confrontar los esquemas adoptados en distintos países.

Los depósitos glaciares antiguos de las regiones montañosas han sido estudiados en los Alpes mejor que en cualquier otra parte. A. Penck y E. Bruckner han establecido allí cuatro glaciaciones y tres intervalos interglaciares. La glaciación más antigua es la de Günz, que ellos sitúan al final del Neógeno, siguiéndole la de

Mindel, la de Riss y por último la de Würm. Los períodos interglaciares son designados respectivamente por los nombres de las glaciaciones que separan: Günz-Mindel, Mindel-Riss, Riss-Würm. G. Mirchink, destacado investigador soviético de los depósitos cuaternarios, creía hasta cierto punto posible extender estas subdivisiones a los depósitos cuaternarios de la parte europea de la URSS, llegándose a utilizar dichas denominaciones en la literatura geológica soviética. El científico mencionado admitía la presencia de las cuatro glaciaciones sólo en el Cáucaso, limitando a tres las que afectaron la Planicie Rusa: la de Mindel, la de Riss y la de Würm.

Pero a medida que se obtenían datos nuevos, volvíase evidente que la confrontación y paralelización de las extensas glaciaciones continentales de la Planicie Rusa—tan alejada de los Alpes—con las glaciaciones alpinas, carecía de un fundamento sólido. La dificultad para aplicar los esquemas alpinos se puso de manifiesto también en los territorios de Polonia y Alemania, más próximos a los Alpes. Debido a ello fueron elaborándose esquemas locales. J. Guerásimov y K. Márkov establecieron para la parte europea de la URSS tres glaciaciones: la de Oká (de Lijvin), la de Dnieper o Máxima, y la de Valdai, separadas por períodos interglaciares. La glaciación de Dnieper fue subdividida en dos etapas: la de Dnieper propiamente dicha y la de Moscú.

Sin embargo, los esquemas locales, elaborados en la URSS, Polonia, Alemania, Inglaterra, Holanda y otros países, se prestan difícilmente a una confrontación.

En el II Congreso de la Asociación Internacional para el estudio del período Cuaternario en Europa (INKVA), en 1932, fue realizada la tentativa de elaborar una escala unificada. En esta escala, el período Cuaternario fue dividido en cuatro grandes épocas (series): I^a, Eopleistoceno (Pleistoceno antiguo), II^a, Mesopleistoceno (Pleistoceno medio), III^a, Neopleistoceno (Pleistoceno reciente) y IV^a, Holoceno (Actual); las tres primeras suelen designarse con más frecuencia como Pleistoceno Inferior, Medio y Superior. Fue convenido situar en el Eopleistoceno las glaciaciones de Günz y de Mindel con sus períodos interglaciares, y la de Oká sobre la Planicie Rusa; en el Mesopleistoceno, la glaciación de Riss en los Alpes, la de Dnieper (Máxima) sobre la Planicie Rusa, con los períodos interglaciares de Mindel-Riss y Oká-Dnieper. En el Neopleistoceno fueron incluidos los últimos períodos interglaciares y la última glaciación. De este modo, en el esquema de la INKVA fueron introducidas tres glaciaciones independientes de la Planicie Rusa, separadas por sus períodos interglaciares.

En estos últimos años, varios investigadores de los depósitos del Cuaternario han señalado en la Planicie Rusa cinco (K. Márkov), seis (A. Moskvitin) y aun siete (S. Yákovlev) glaciaciones.

Mindel, la de Riss y por último la de Würm. Los períodos interglaciares son designados respectivamente por los nombres de las glaciaciones que separan: Günz-Mindel, Mindel-Riss, Riss-Würm. G. Mirchink, destacado investigador soviético de los depósitos cuaternarios, creía hasta cierto punto posible extender estas subdivisiones a los depósitos cuaternarios de la parte europea de la URSS, llegándose a utilizar dichas denominaciones en la literatura geológica soviética. El científico mencionado admitía la presencia de las cuatro glaciaciones sólo en el Cáucaso, limitando a tres las que afectaron la Planicie Rusa: la de Mindel, la de Riss y la de Würm.

Pero a medida que se obtenían datos nuevos, volvíase evidente que la confrontación y paralelización de las extensas glaciaciones continentales de la Planicie Rusa—tan alejada de los Alpes—con las glaciaciones alpinas, carecía de un fundamento sólido. La dificultad para aplicar los esquemas alpinos se puso de manifiesto también en los territorios de Polonia y Alemania, más próximos a los Alpes. Debido a ello fueron elaborándose esquemas locales. J. Guerásimov y K. Márkov establecieron para la parte europea de la URSS tres glaciaciones: la de Oká (de Lijvin), la de Dnieper o Máxima, y la de Valdai, separadas por períodos interglaciares. La glaciación de Dnieper fue subdividida en dos etapas: la de Dnieper propiamente dicha y la de Moscú.

Sin embargo, los esquemas locales, elaborados en la URSS, Polonia, Alemania, Inglaterra, Holanda y otros países, se prestan difícilmente a una confrontación.

En el II Congreso de la Asociación Internacional para el estudio del período Cuaternario en Europa (INKVA), en 1932, fue realizada la tentativa de elaborar una escala unificada. En esta escala, el período Cuaternario fue dividido en cuatro grandes épocas (series): I^a, Eopleistoceno (Pleistoceno antiguo), II^a, Mesopleistoceno (Pleistoceno medio), III^a, Neopleistoceno (Pleistoceno reciente) y IV^a, Holoceno (Actual); las tres primeras suelen designarse con más frecuencia como Pleistoceno Inferior, Medio y Superior. Fue convenido situar en el Eopleistoceno las glaciaciones de Günz y de Mindel con sus períodos interglaciares, y la de Oká sobre la Planicie Rusa; en el Mesopleistoceno, la glaciación de Riss en los Alpes, la de Dnieper (Máxima) sobre la Planicie Rusa, con los períodos interglaciares de Mindel-Riss y Oká-Dnieper. En el Neopleistoceno fueron incluidos los últimos períodos interglaciares y la última glaciación. De este modo, en el esquema de la INKVA fueron introducidas tres glaciaciones independientes de la Planicie Rusa, separadas por sus períodos interglaciares.

En estos últimos años, varios investigadores de los depósitos del Cuaternario han señalado en la Planicie Rusa cinco (K. Márkov), seis (A. Moskvitin) y aun siete (S. Yákovlev) glaciaciones.

Otros problemas de la Geología del Cuaternario, aún no resueltos definitivamente, son los referentes al límite inferior del período Cuaternario y a su denominación.

En 1954, en la reunión coordinadora de la Comisión para el Estudio de los depósitos Cuaternarios en la Academia de Ciencias de la URSS, fue planteada la necesidad de «rebajar» el límite inferior del Cuaternario, para incluir en él el Plioceno que pertenece actualmente al Neógeno. El planteo de esta cuestión tuvo por fundamento importante las peculiaridades de la evolución del mundo orgánico, la fauna de los mamíferos especialmente. La fauna cuaternaria no es más que la historia de las subespecies y algunas especies. Empero, la historia de los géneros y las familias tiene su inicio mucho antes, precisamente, en el Plioceno. Simultáneamente se observa una sustitución paulatina de la fauna pliocénica, más antigua, por la fauna de un clima glacial y que a su vez es sustituida por una fauna del tipo actual. También en el Plioceno se sitúa la aparición de los predecesores más antiguos del hombre (según trabajos de V. Grómov, K. Nikíforova y otros, 1960). Notemos que los factores paleoclimáticos tales como los cambios climáticos, el enfriamiento, la aparición de las glaciaciones, no son considerados como primordiales sino accesorios. No obstante, no hubo conformidad sobre una ampliación del límite inferior del Cuaternario, considerando varios geólogos (G. Goretski y otros) que el límite inferior del Cuaternario, aprobado en 1932, es el correcto y concuerda con la gran frontera natural en el desarrollo del ambiente físico-geográfico.

La conferencia coordinadora de 1954 aprobó la resolución de sustituir el nombre de Cuaternario por el de Antropógeno, ya propuesto años atrás por el académico A. Pávlov, con el objeto de destacar el hecho más sobresaliente de aquel período, o sea, la aparición del Hombre (de ανθρωπος hombre).

El estudio de los depósitos cuaternarios presenta un gran interés práctico. Constituyen la base de las distintas obras, edificios industriales, centrales hidroeléctricas, canales. Contienen a veces minerales de interés y son utilizados con frecuencia como material de construcción. Es por eso que el estudio de las leyes que rigen su difusión ha llegado a ser un problema de gran actualidad.

§ 9. LIMITES DE LAS GLACIACIONES ANTIGUAS

Según datos del geólogo estadounidense R. F. Flint, durante el período de las glaciaciones pretéritas, los hielos llegaron a cubrir un área de 45,24 millones de km²—cerca del 30% de las tierras emergidas —o sea, tres veces más que el que ocupan los glaciares actualmente. La formación y el avance de los glaciares no se verificó

de un modo repentino sino que fue preparándose durante largo tiempo en el Neógeno, mientras tenía lugar el aumento regular de la superficie continental a expensas del mar, se modificaba notablemente la topografía continental, surgían en muchos lugares cadenas montañosas y modificábanse los contornos litorales de las Américas, Asia y Europa, contribuyendo al aislamiento ulterior de la Cuenca Polar Boreal de las aguas templadas del Pacífico y Atlántico. Todo esto origina un enfriamiento acompañado de una redistribución de la fauna y flora. La vegetación termófila es sustituida por la criófila («amante del frío»); aparece el Hombre, creador de las herramientas de trabajo. Debido al empeoramiento gradual del clima, en las latitudes boreales y sobre las altas montañas empieza a acumularse la nieve que luego se transformará en hielo.

El centro principal de las antiguas glaciaciones en Europa fue Escandinavia; otro, de menor importancia, se hallaba en Nóvaia Zemliá y los Urales Septentrionales. El límite meridional de las distintas glaciaciones está indicado sobre el esquema de A. Moskvitin (fig. 111). Los límites menos netos corresponden a las glaciaciones más antiguas, ya que los depósitos respectivos están mal conservados por haber sido removidos y destruidos por los glaciares posteriores y otros procesos exógenos. La extensión mayor de la Planicie Rusa fue abarcada por la glaciación de Dnieper o Máxima. En esa época, los hielos que avanzaban desde los centros de glaciación, llegaron a cubrir la Europa Septentrional aproximadamente hasta el paralelo 50. En Inglaterra, se extendieron hasta la región de Londres, en Alemania llegaron hasta las vertientes septentrionales del macizo de Harz, las montañas de Sajonia y las de los Gigantes (Bohemia), cubriendo casi toda Polonia.

En el territorio europeo de la URSS, el glaciar bajaba en dos lenguas por los valles del Dnieper y el Don, desviándose luego al norte, a lo largo de las elevaciones del Volga, para cruzar el río Volga cerca de Vasilsursk. En el nordeste, los hielos escandinavos, urálicos y de Nóvaia Zemliá se unían (fig. 111).

Esta configuración del límite meridional del glaciar tiene su clara explicación en la topografía preglaciar. Al tropezar con la Meseta Central Rusa y las elevaciones del Volga, el glaciar no podía sobrepasarlas, pero, en cambio, bajaba con facilidad, en lóbulos gigantescos, por los anchos valles preglaciares de los grandes ríos, como el Don, el Dnieper y otros.

En este período se ampliaron las regiones glaciadas de las montañas. Así, en los Alpes, los glaciares de valle fueron invadiendo las llanuras al pie de las montañas, donde, al extenderse, formaron glaciares del tipo piamontes como ocurre actualmente con el glaciar de Malaspina. Se ampliaron notablemente los glaciares de valle del Cáucaso, pero sin rebasar las montañas.

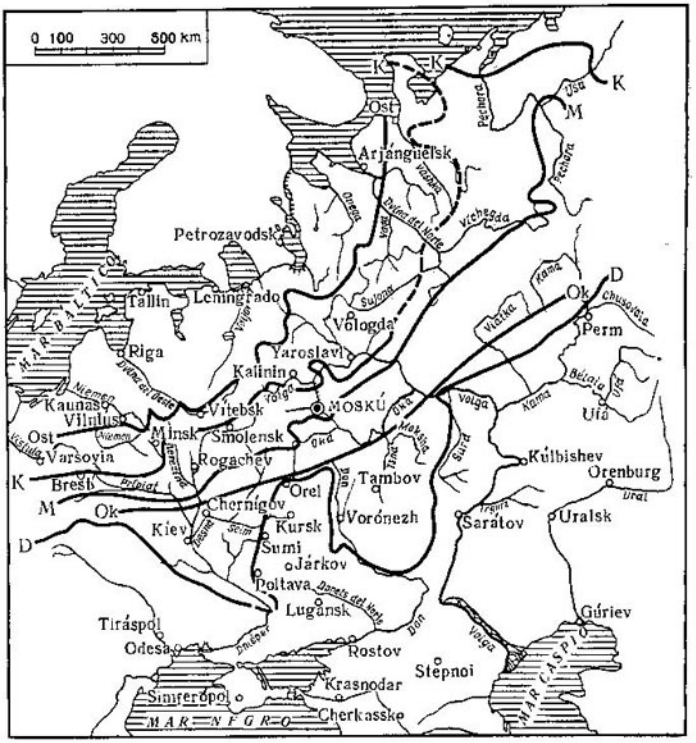


Fig. 111. Esquema de la difusión de las glaciaciones (A. Moskvitin):
Ok — Ok, límite hipotético de la glaciación de Okâ; D — D, límite de la glaciación del Dniéper; M — M, límite de la glaciación de Moscú; K — K, límite de la glaciación de Kalinin; Ost, límite de la glaciación de Ostáshkovo

Como puede observarse en la figura 111, las glaciaciones posteriores ocuparon áreas considerablemente menores.

Las formas más recientes de acumulación glaciar se observan en la glaciación de Valdai (según K. Márkov). Esta glaciación abarcó Suecia, Noruega, Finlandia, el norte de Alemania y el noroeste de la Planicie Rusa. Su límite meridional pasaba en la URSS, aproximadamente, por las regiones de Minsk, Vitebsk, Selizhárovo, Vólogda, Niandoma.

Las glaciaciones recurrentes han originado en la parte septentrional de Europa y en la URSS complejos topográficos típicamente glaciares. Estos complejos son particularmente potentes: 1) en la región del escudo Báltico, esto es, Suecia, Finlandia, la península de Kola y Karelia; 2) en la región sud y sudeste, adyacente al escudo Báltico (hasta el límite meridional de la última glaciación).

El territorio del escudo Báltico presenta un paisaje típico de denudación glaciar. Debido a la proximidad del centro de la glaciación, donde la potencia del hielo pasaba de los 2000 m, la acción mecánica del hielo adquiría en ella su máxima intensidad, siendo el material detrítico transportado más allá de los confines de esta región. De ahí que sean típicas para ella las rocas aborregadas y los cantos estriados, bien pulidos, numerosos molinos glaciares, extendidos en el sentido del movimiento glaciar y transformados actualmente en lagos y pantanos. No es casual el nombre de «Suomi»—País de los Lagos—que dan los finlandeses a su país. El acarreo morrénico basal es de escasa potencia y viene constituido por material detrítico grosero. Entre las formaciones acumulativas, están bien representadas las crestas morrénicas terminales entrecruzadas y los ésquers. Las crestas morrénicas terminales bordean Finlandia y parte de Karelia en el sud y sudeste, en tanto que los ésquers, cuya alineación coincide sensiblemente con la dirección de la corriente glaciar, yacen normales a las crestas morrénicas terminales.

La parte noroeste de la Planicie Rusa, adyacente al confín sud y sudeste del escudo Báltico, presenta una región de acumulación glaciar por excelencia. Sus morrenas están formadas principalmente por arcillas y limos mezclados con gravas, guijos y cantos rodados, cuyo espesor alcanza, conjuntamente con los depósitos interglaciares, varias decenas de metros. En este territorio abundan las formas topográficas originadas tanto por la acumulación glaciar como por la fluvioglaciar, un modelado morrénico ondulado, sobre tramos aislados, terrenos morrénicos allanados (en el norte de Bielorrusia), los drumlins, los cames (en las cercanías de Leningrado y de Luga) y las crestas morrénicas terminales.

A esta región se hallan confinados también los depósitos limnoglaciares, constituidos a veces por arcillas varvadas y limos arcillosos. Fueron originados en los lagos represados por el frente glaciar, que ocupan distintas depresiones del terreno.

La región situada más al sur, entre los límites de la última glaciación y de la de Dnieper (Máxima), también es una región de acumulación, pero se caracteriza por una topografía esencialmente llana, surcada por valles fluviales bien desarrollados. Sólo de lugar a lugar perduran elementos típicos del relieve, relacionados con la acumulación glaciar. Así, sobre el área que cubría otrora la lengua glaciar de Dnieper, abundan las morrenas terminales que forman

una serie de colinas y crestas. El relieve morrénico ondulado subsiste en algunos tramos entre Moscú y Briansk, como también en Bielorrusia. Para esta región son característicos los extensos llanos de aluvión fluvioglaciares.

Las morrenas de las antiguas glaciaciones continentales presentan ciertas particularidades características: con frecuencia reflejan claramente la constitución de las rocas originarias del lugar. El color gris azulado y la composición arcillosa de una morrena próxima a Leningrado, se deben al arrastre por el glaciar de las arcillas azules cámbricas, yacentes allí. Las morrenas pardo-rojizas situadas al sudeste y al sur de Leningrado llevan la huella de los depósitos rojizos del Devónico.

En la constitución de las morrenas se observan, a trechos, grandes *bloques erráticos*, o sea, bloques pétreos arrancados por el glaciar de las rocas vivas y transportados a grandes distancias. Un ejemplo patente de este transporte es suministrado por los bloques erráticos del cordón de Vishni Volochok—Novi Torzhok, constituido por una serie de colinas, de unos 100 km de largo por 4 a 15 km de ancho, alineados meridionalmente entre las ciudades nombradas, en la región de Kalinin. En este cordón, bajo una capa morrénica delgada, yace una pila de calizas y arcillas del Carbonífero Inferior de unos 30 m de espesor, y ésta, a su vez, recubre una morrena típica conteniendo bloques de rocas cristalinas. Al parecer, las calizas carbonosas fueron arrancadas de un bancal preglaciar del Carbonífero, situado en la meseta de Valdai, para ser transportadas a una distancia de casi 150 kilómetros.

Grandes bloques erráticos fueron hallados asimismo en el valle del Dviná del Norte, Bielorrusia y otros lugares.

Un rasgo característico del paisaje morrénico terminal es la presencia de *morrenas de empuje*, además de las morrenas terminales comunes, constituidas por depósitos glaciares. Las morrenas de empuje surgen como resultado de la acción dinámica ejercida por el glaciar sobre las rocas vivas que se encuentran delante de su frente. Debido al empuje glacial, las rocas de lecho son comprimidas y extruidas, con frecuencia plegadas, a veces corridas unas sobre otras. Estas dislocaciones, a diferencia de las tectónicas, se llaman *dislocaciones glaciares*.

Las antiguas glaciaciones continentales abarcaban también extensiones enormes en América del Norte, donde los glaciares ocuparon cerca de 11 millones de km^2. Los centros de las glaciaciones se situaban: 1) en las Montañas Rocosas, 2) al oeste de la bahía de Hudson y 3) en el Labrador.

El estudio de los procesos actuales, así como las huellas patentes de las glaciaciones del Cuaternario, en forma de morrenas de distintos tipos y de depósitos que las separan, permite discernir fenómenos

similares ocurridos en épocas más antiguas. Actualmente se ha establecido que las glaciaciones afectaron a la Tierra no sólo en el último período de su historia. Son abundantes las morrenas antiguas (tilitas)* cuyo origen remonta al límite entre el Proterozoico y el Paleozoico (Africa del Sur, América del Norte, Groenlandia, Escandinavia, Australia, Siberia, etc.), o las que se hallan en los depósitos del Carbonífero Superior y del Pérmico (Africa, India, Australia, etc.), así como entre los depósitos devónicos. Están constituidas por material detrítico de granulación fina, sin clasificar, con cantos rodados de distinto tamaño y composición, cuya superficie lleva estrías glaciares. Las morrenas antiguas compactadas se denominan *tilitas*.

La difusión de las tilitas atestigua el hecho de que los glaciares llegaron a ocupar en el pasado territorios extensos. Por esta causa, la glaciación del Carbonífero—Pérmico recibe el calificativo de «grande», siendo característico para ese período el hecho de que los mantos glaciares pretéritos se extendían en la zona actualmente subecuatorial.

§ 10. CAUSAS DE LAS GLACIACIONES

Las causas de las glaciaciones recurrentes de los continentes, problema de extremada complejidad, preocupa la mente de muchos investigadores. Por ahora, sólo es posible hablar de las hipótesis que intentan hallar una explicación a esos fenómenos. Se ha emitido un gran número de hipótesis, muchas de las cuales se excluyen mutuamente. Hemos de examinar brevemente sólo algunas de ellas.

Dubois (1893) intentó explicar las glaciaciones del Antropógeno y su periodicidad por la evolución del Sol, basándose en la suposición de que con anterioridad al Eoceno, el clima era uniforme sobre todo el globo terráqueo. El Sol, hasta ese entonces, habría sido una estrella blanca, pasando a la fase de estrella amarilla entre el Eoceno y el Plioceno, y posteriormente, a la fase de estrella variable (alternancia de las fases amarilla y roja); la fase amarilla correspondería a las épocas interglaciares y la roja, a las glaciares.

Las objeciones principales a esta hipótesis consisten en que: 1) la evolución de las estrellas, de acuerdo a las concepciones actuales, se opera de un modo mucho más complejo y más lento; 2) los estudios sobre la historia de la evolución de la Tierra señalan que también hubo más de un cambio climático anterior al Eoceno.

Nölke (1937) trató de explicar los enfriamientos periódicos del clima y las glaciaciones relacionadas con ellos, por el paso del Sol

* «Til» es el nombre que se da a los sedimentos glaciares; tilita es til compactado y cementado (N. del T.)

a través de una nebulosa, fenómeno que sería acompañado de una absorción parcial de los rayos del Sol y debilitación de la irradiación solar. La densidad desigual de la nebulosa originaría, precisamente, la alternancia de los períodos glaciares y los interglaciares.

Simpson (1934) relacionaba las glaciaciones con las fluctuaciones en la irradiación solar, hecho que habría podido ocurrir a través de intervalos prolongados y deberse a procesos interiores del Sol.

Koeppen y Milankevic formularon una hipótesis que supeditaba los cambios climáticos a las variaciones periódicas y combinadas en los elementos de la rotación de la Tierra: la oblicuidad de la eclíptica (es decir, el ángulo que forma el plano del ecuador con el de la órbita terrestre, cuyo período de variación es de 40 000 años); la excentricidad de la órbita terrestre (distancia entre el centro de la elipse y su foco, donde se halla el Sol y que sufre variaciones cada 90 000 años); la posición del perihelio (punto de aproximación máxima de la Tierra al Sol). Según estos autores, la conjunción de las oblicuidades de la eclíptica con la excentricidad mayor y la posición de uno u otro hemisferio en el afelio (punto de alejamiento máximo de la Tierra del Sol), debe originar un enfriamiento y presentar las condiciones más favorables para la glaciación. Estas variaciones concurrentes podrían explicar la periodicidad de las glaciaciones.

El científico sueco S. Arrhenius señaló como una de las causas del enfriamiento, y por ende de las glaciaciones, las variaciones en la composición de la atmósfera, en particular, el contenido de CO_2 en ella. Basándose en que el ácido carbónico presente en el aire deja pasar libremente los rayos luminosos del Sol hasta la superficie de la Tierra, al par que absorbe la radiación calorífica reflejada (infrarroja), este autor consideraba que el aumento de la cantidad de CO_2 involucra necesariamente una elevación de temperatura y suavización del clima, en tanto que la disminución provoca su enfriamiento. Actualmente, la atmósfera contiene cerca del 0,03% de ácido carbónico. Si esta cantidad disminuyese dos veces, la temperatura media sobre la Tierra bajaría 4 o 5°, vale decir, que surgirían condiciones favorables para la glaciación.

Una de las fuentes de suministro de CO_2 a la atmósfera son los volcanes. Según Arrhenius, a los períodos de intensa actividad volcánica y, consecuentemente, de concentración máxima de CO_2, debe corresponder un clima subtropical suave, con una vegetación lujuriante. La abundancia de la vegetación acarrearía una disminución gradual del contenido de CO_2 en la atmósfera y por ende un descenso de temperatura. A la larga, el continuo proceso unidireccional—disminución de la actividad volcánica y reducción de la cantidad de CO_2 en la atmósfera—puede conducir a la glaciación. Tal, el clima subtropical del Terciario se explicaría por una actividad

volcánica intensa, cuando en muchos lugares se crearon condiciones favorables hasta para una acumulación del carbón, siguiéndole un enfriamiento que condujo a las glaciaciones.

Esta hipótesis parece bastante convincente a primera vista. Sin embargo, no encaja con los datos paleogeográficos sobre la intensidad del vulcanismo en períodos aislados de la Historia de la Tierra y la relación del mismo con las glaciaciones pretéritas. Además, el papel de los volcanes en las alteraciones climáticas es interpretado en forma distinta por distintos investigadores. Así, por ejemplo, Humphreys (1929) considera que la intensificación de la actividad volcánica puede contribuir no ya a un aumento sino a una disminución de la temperatura y un enfriamiento de la Tierra. Al par de ello se asigna un papel importante a la acción de pantalla del polvo volcánico que surge en cantidades enormes durante las erupciones. De acuerdo a Humphreys, la temperatura media sobre el globo terrestre habría bajado 0,5° durante los últimos 160 años, precisamente debido a la actividad volcánica.

Una de las hipótesis más interesantes es la que se basa en el influjo ejercido sobre el clima por los movimientos orogénicos y las bruscas alteraciones topográficas resultantes.

Como es notorio, los movimientos orogénicos ocurrieron en forma reiterada en el transcurso de la historia geológica de la Tierra. La orogenia más reciente (alpina) originó, al final del Neógeno, enormes sistemas montañosos—los Alpes, los Cárpatos, el Cáucaso, el Pamir, el Himalaya, las Rocosas, los Andes, etc.—alterando bruscamente la correlación entre las tierras emergidas y el mar. Estos acontecimientos, que transformaron la faz de la Tierra, motivaron un reajuste en la circulación de los vientos húmedos y, posiblemente, de las corrientes oceánicas, ejerciendo el influjo correspondiente sobre el clima. Sobre las altas cadenas montañosas, más arriba del límite de las nieves persistentes, se creaban condiciones favorables para la acumulación de masas de hielo. Los centros de las glaciaciones, originadas en las montañas, fueron contribuyendo posteriormente al enfriamiento de otras regiones.

Gran interés presenta al respecto la hipótesis de Brooks sobre los cambios críticos del clima. Según su opinión, un ligero impulso que altera el equilibrio en las condiciones climáticas existentes, basta para provocar cambios climáticos considerables.

La relación de las glaciaciones con los movimientos geotectónicos y alteraciones topográficas puede establecerse asimismo para épocas más antiguas. Así, la glaciación del Devoniano se originó después de la orogenia caledoniana, la gran glaciación del Carbonífero—Pérmico siguió a la orogenia herciniana. Semejante coincidencia no puede, evidentemente, ser casual, sino que representa un fenómeno regular.

Así, pues, la glaciación general acaecida en el Cuaternario y el surgimiento de los glaciares se podrían explicar por las notables alteraciones topográficas, relacionadas con los movimientos tectónicos corticales. Sin embargo, estos últimos no bastan para explicar la periodicidad y la recurrencia de las glaciaciones. Al parecer, en esta cuestión, son correctas las deducciones de K. Márkov y J. Guerásimov que, simultáneamente con el enfriamiento general del planeta, provocado por la orogenia, asignan una gran importancia a las variaciones periódicas y combinadas en los elementos de la rotación de la Tierra.

CAPITULO IX

ACCION GEOLOGICA DEL MAR

§ 1. SIGNIFICADO GEOLOGICO DE LAS CUENCAS MARINAS

En los océanos y mares, que ocupan cerca del 70,8% de la superficie total del globo terrestre, se hallan concentradas ingentes masas de agua. El volumen de las aguas marinas asciende a 1.370.323.000 kilómetros cúbicos.

Estas masas hídricas animadas de un movimiento ininterrumpido, están sometidas a una continua acción recíproca con las tierras emergidas, destruyen las rocas que integran las costas y el fondo del mar somero, desplazan y abrasionan los productos detríticos y los depositan en forma de sedimentos. Los mares constituyen el hábitat de variados animales y plantas, y un colector de todo el material detrítico y disuelto, que los ríos aportan desde los continentes.

Como es notorio, la corteza terrestre está estructurada por diversas rocas: magmáticas, metamórficas y sedimentarias. Las rocas sedimentarias—arenas, areniscas, arcillas, calizas, etc.—integran la parte exterior de la corteza terrestre y tienen distinto espesor. Así, en la región de Leningrado su espesor es de 200 m, en Moscú, cerca de 1600 m, en la llanura pericaspiana, alrededor de 3500 m, en tanto que en las regiones montañosas alcanza 10 000 m y más, faltando, en cambio, totalmente en algunos lugares (península de Kola, Finlandia, Suecia, Podolia).

La parte preponderante de las rocas sedimentarias ha sido originada mediante una acumulación de los depósitos sedimentarios en las cuencas marinas y su transformación ulterior. Junto con los restos orgánicos fosilizados que contienen, las rocas sedimentarias constituyen los documentos fundamentales que nos permiten conocer los anales de la corteza terrestre, reconstituir las condiciones físico-geográficas pretéritas y el cuadro de desarrollo del mundo orgánico. De ahí se deduce el significado geológico de las cuencas marinas y la necesidad de conocer los procesos que transcurren en ellas.

Las actividades geológicas de las cuencas marinas constan de tres elementos: destrucción, transporte y depositación de los sedimentos. Todos estos procesos se verifican simultáneamente, pero

su correlación varía, ya que depende de la estructura de la costa, la pendiente del fondo marino, la cantidad de aportes detríticos o sustancias disueltas y otros factores. En unos lugares predomina la destrucción de las costas y simultáneamente se opera el transporte del material detrítico hacia las partes más profundas del mar y su depositación sobre la ladera submarina. En otros lugares, junto al litoral, prevalecen los procesos de acumulación, pero se combinan naturalmente con los de transporte y destrucción.

De este modo, la actividad del mar presenta todo un complejo de procesos concurrentes y ligados entre sí, cuya correlación queda determinada en cada caso particular por la conjunción de definidas condiciones. En el presente manual, estas condiciones están divididas arbitrariamente, con el objeto de recalcar la significación de cada una de ellas.

§ 2. EL OCEANO UNIVERSAL. GENERALIDADES

Los océanos y los mares están conectados entre sí y forman una masa única de agua, llamada Océano Universal, del cual emergen los continentes a modo de islas aisladas. En el Océano Universal se distinguen dos grupos principales de cuencas hídricas:

I. Los océanos, que constituyen el 89% del volumen total del Océano Universal:

Pacífico,
Atlántico,
Indico,
Artico.

II. Los mares: litorales y continentales.

El océano Pacífico ocupa una superficie de alrededor de 179,7 millones de km², (incluso las aguas antárticas adyacentes), o sea, un 49% de la superficie total del Océano Universal. Su volumen es de 707,56 millones de km³ y su profundidad media, de 4.282 m.

La topografía suboceánica del Pacífico es extremadamente compleja y ha sido poco estudiada todavía. Los resultados de las investigaciones que durante muchos años fueron llevados a cabo por el buque oceanográfico «Vitiaz» en la parte occidental del Pacífico, señalan que la topografía de su fondo es muy accidentada.

Una peculiaridad característica de la zona marginal del Pacífico es la cadena o arco de islas, que separan las cuencas de los mares litorales (mar de Ojotsk, del Japón, etc.) del océano y que están constituidas por cadenas montañosas, una parte considerable de las cuales se halla sumergida. Sobre las crestas de las cordilleras se observan hileras de volcanes (islas Aleutianas, Kuriles, Kamchatka, el archipiélago japonés, etc.).

Los arcos de islas están bordeados del lado oriental por una cadena de fosas abisales, siendo las más acusadas la fosa Aleutiana (7679), la de los Kuriles-Kamchatka (10 542 m), la del Japón (8412 m), la de Izu-Bonin (9810 m), la de las Marianas (11 034 m), la de Yap (8527 m), la de Palau (8138 m), la de Nancey (7507 m), de las Filipinas (10 265 m), de Nueva Bretaña (8320 m), de Bougainville (9140 m), de las Nuevas Hébridas (7570 m), de Tonga (10 882 m) de Kermadek (10 047 m). Las laderas de estas fosas o simas marginales presentan a menudo un sistema de bermas o gradas.

Como se puede ver en el mapa (fig. 112), el fondo de la parte occidental del Pacífico presenta elevaciones crestiformes de 200 a 300 km de anchura (500 a 600 km en algunos lugares) y de hasta 1000 metros de altura, que se extienden sobre distancias considerables.

Estos cordones tienen un relieve accidentado, abaluartado. Las montañas emergen localmente, formando islas, frecuentemente asociadas con atolones. Las elevaciones crestiformes dividen la parte mencionada del lecho oceánico en un sistema de cuencas cuyos nombres se indican el la figura 112, donde está representada someramente también la topografía de los mares litorales. En las partes central y oriental del Pacífico también se observa una topografía bastante accidentada del fondo oceánico, donde las cordilleras, cuyas cumbres están coronadas de islas volcánicas y coralinas, alternan con depresiones profundas.

El océano Atlántico ocupa cerca de 93,4 millones de km^2, un 26% de la superficie hídrica del Océano Universal. Su volumen es de 323,6 millones de km^3.

Aparte de la Cadena Central, en el Atlántico se perfila una serie de cordilleras transversales, que son como una continuación de los grupos de islas Canarias, del Cabo Verde y otras. Entre la cordillera longitudinal y las transversales se hallan unas hondonadas cerradas, en que se han registrado varias fosas abisales alargadas. La fosa más profunda del Atlántico está situada al este de la isla de Puerto Rico, perteneciente al grupo de las Grandes Antillas (9218 m).

El océano Indico es considerablemente menor que el Atlántico y, con mayor razón, que el Pacífico. Su superficie es de unos 76 millones de km^2.

Atendiendo a la topografía de su fondo, el océano Indico se asemeja al Atlántico. En su parte central se halla sumergida la Cadena Central Indica, extendida en un sentido sensiblemente meridional. En ella están situadas las islas Maldivas, Chagos, Amsterdam y Kerguelen, siendo las dos últimas constituidas por las cumbres de grandes volcanes, casi totalmente sumergidos. La Cadena Central Indica, que se eleva 2 a 3 km sobre las porciones circundantes del fondo oceánico, divide el océano Indico en dos

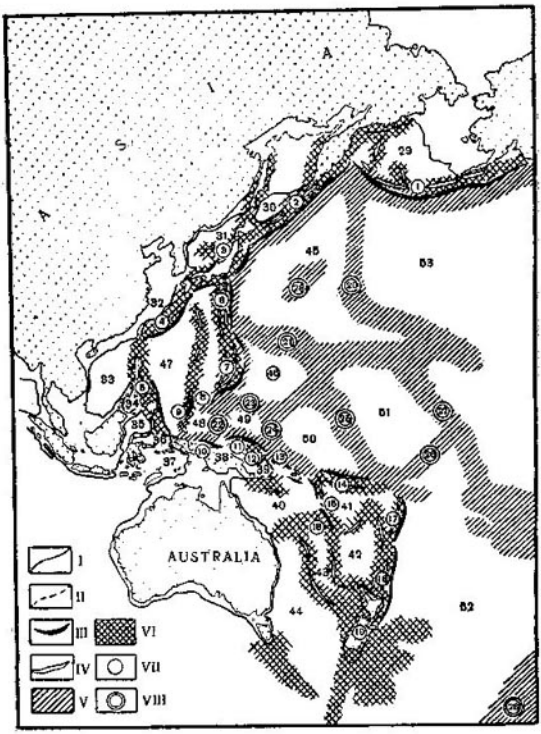


Fig. 112. Esquema del relieve del fondo en la parte occidental del Pacífico (G. Udintsev)

1, borde de la plataforma continental; II, borde de la plataforma continental en el mar de Ojotsk; III, fosas oceánicas abisales; IV, ejes de las cordilleras submarinas de la zona de transición, representadas sólo si no comportan islas o si las dimensiones de éstas no permiten reproducirlas en la escala del esquema; V, cordones oceánicos que llevan encima cadenas montañosas o grupos de montañas suboceánicas; VI, cordilleras de la zona de transición (arcos insulares); VII, arcos insulares o artesas asociadas (1—19): 1, Aleutiana; 2, de Kuriles — Kamchatka; 3, del Japón; 4, de Nansey; 5, de las Filipinas; 6; de Idzu — Bonin; 7, de las Marianas; 8, Yap; 9, Palau, 10, de Nueva Guinea; 11, Melanésica occidental; 12, de Nueva Bretaña; 13, de las islas Salomón; 14, Melanésica oriental; 15, de las Nuevas Hébrides; 16, de Nueva Caledonia, 17, Tonga; 18, Kermandek; 19, de Nueva Zelandia; VIII, cordones oceánicos (20—28); 20, Hawaiano; 21, Marcus y Wake (Central Pacífico); 22, Eauripik; 23, de las Carolinas; 24, Kapingamarangi, 25, de las islas Marshall e islas Ellice y Gilbert; 26, de las islas Tokelau y Cook; 27, de las islas Line; 28, Pacífico Antártico; 28 a, elevación del Pacífico noroccidental. Las cifras sin círculos son las depresiones de la zona de transición (29 a 44): 29, del mar de Behring; 30, del mar de Ojotsk; 31, del mar de Japón 32, del mar Oriental de la China; 33, del mar Meridional de la China; 34, de Sulú; 35, de Célebes; 36, de Banda; 37, Ceram; 38, de Nueva Guinea; 39, de Salomón; 40, del mar de Coral; 41, cuenca septentrional del mar de Fidji; 42, cuenca meridional del mar de Fidji; 43, de Nueva Caledonia; 44, del mar de Tasman; cuencas oceánicas (45-53); 45, Noroccidental; 46, de las Marianas; 47, de las Filipinas; 48, de las Carolinas Occidentales; 49, de las Carolinas Orientales, 50, de Marshall; 51, Central; 52, Sudoccidental; 53, Nordoriental

partes, oriental y occidental, con profundidades comprendidas entre 4000 y 5000 m.

En la parte oriental del océano se observan varias depresiones, predominando en ellas profundidades de 4000 a 5000 m y más. Dentro de estas depresiones yace la profunda y angosta zanja de Java, situada al sur de la isla homónima, con la profundidad máxima para el Indico: 7450 m.

Investigaciones llevadas a cabo por el Instituto Oceanológico (A. Zhivago, 1960) han señalado que en el modelado de la parte meridional del Indico juegan un papel importante fracturas de la corteza terrestre y desplazamientos verticales (fragmentación tectónica en bloques). En la parte oriental de la plataforma continental antártica fue descubierta una depresión profunda, que se extiende por más de 2000 millas paralelamente a la costa, desde el mar de Davis hasta la Tierra de Reina Victoria (fig. 113). La profundidad máxima de la depresión está comprendida entre 1400 m (mar de Davis) y 1600 m (junto a la costa del Rey Jorge V y la Tierra de Reina Victoria), siendo la profundidad del mar epicontinental de 200 a 500 m.

Las fallas o fracturas son patentes también en las regiones del talud continental y el fondo de la parte meridional del Indico. A. Zhivago destaca en la cuenca de éste tres regiones distintas: llanuras abisales de acumulación marina, que se extienden a lo largo de la base del talud continental; elevaciones submarinas sobre las que se alzan formas volcánicas, y la región del relieve volcánico abisal.

El océano Artico es considerablemente menor que los demás océanos. Su superficie junto con los mares que lo circundan tiene 14 millones de km^2, o sea, unos 4% del Océano Universal. Inmediata a los continentes, yace una ancha plataforma continental, con profundidades que van desde 20 a 50 m hasta 200 m. El estudio del Artico ha progresado notablemente en el transcurso de los últimos años, luego que la Unión Soviética ha organizado estaciones de investigación científica a la deriva en distintas partes de la cuenca polar. Numerosos sondeos hidrográficos han evidenciado una topografía compleja de fondo. Según datos de N. Belov y N. Lápina, en la parte central de la Cuenca Artica se ha registrado una serie de depresiones profundas, cordilleras submarinas y elevaciones aisladas. Uno de los accidentes de consideración es la cordillera de Lomonósov, que se caracteriza por un relieve accidentado y complejo y que cruza el fondo del océano partiendo de las islas de Nueva Siberia hacia Groenlandia. La profundidad mínima por sobre la cordillera es de 954 m. Al oeste de la cordillera de Lomonósov yace la fosa de Nansen, con una profundidad máxima de 5449 m. Hacia el este, en dirección al Pacífico, se hallan las artesas de Makárov

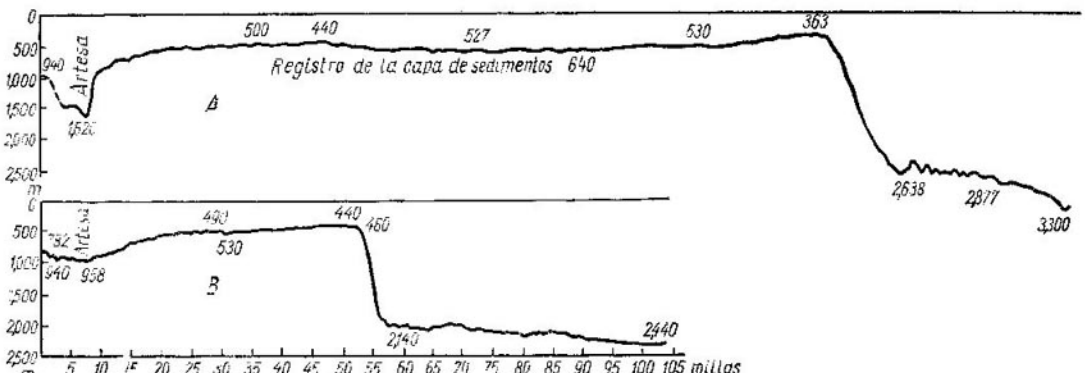


Fig. 113. Artesa, zócalo continental y talud continental de la Antártida frente a la costa del Rey Jorge V (A) y tierra de la Reina Victoria (B)

y de Beaufort, con profundidades máximas de 3836 y 3951 m, separadas por la cordillera de Mendeléiev.

Los mares litorales se caracterizan por su comunicación más o menos libre con los océanos, siendo separados de éstos por una cadena de islas o por penínsulas. La libre comunicación entre los mares litorales y los océanos determina su afinidad en lo que a la salinidad, temperatura y mundo orgánico atañe. Llegan hasta ellos las mareas oceánicas y se hace sentir el influjo de las corrientes oceánicas. Por otra parte, se hallan estrechamente ligados con el continente que ejerce su influencia sobre ellos. Son ejemplos de este tipo de mares el de Behring, de Barentz, de Ojotsk, del Japón, Meridional de la China, de Célebes, el Golfo de México.

Atendiendo a la topografía de su fondo, N. Strajov subdivide las cuencas marinas litorales en 1) mares de hondonada y 2) mares llanos. Los primeros son característicos para las zonas más activas de la corteza terrestre, afectadas de movimientos corticales (geosinclinales), relacionándose su origen con la reciente orogenia alpina y la formación de fracturas, a lo largo de las cuales se verificó el hundimiento de porciones aisladas de la corteza. Para estos mares de «cazuela» es característica —aun en los tiempos actuales— una extraordinaria movilidad del fondo, que se manifiesta en intensos movimientos corticales oscilatorios, terremotos y, a veces, también en actividad volcánica (mares de Ojotsk, del Japón, de Behring, los mares del archipiélago Malayo, el mar Meridional de la China).

Las cuencas marinas llanas se originaron como resultado de descensos lentos, paulatinos de la corteza terrestre dentro de áreas de calma tectónica, o sea, de plataformas (mar de Barentz, mar de Kara y otros).

Los mares intracontinentales o mediterráneos se insinúan profundamente en las tierras emergidas, formando cuencas semicerradas, separadas del océano por un umbral submarino. Están sometidos a un intenso influjo continental y presentan considerable interés en lo que se refiere a la depositación sedimentaria. La comunicación entre estos mares y el océano es escasa, ya que se verifica sólo a través de estrechos poco profundos y angostos. Por las razones mencionadas, estos mares se distinguen por una serie de peculiaridades en su régimen: 1) escasa altura de las mareas, 2) temperaturas uniformes (a profundidades inferiores a los umbrales), 3) en una serie de casos, un régimen gaseoso específico, 4) salinidad diferente.

Pertenecen a esta clase de cuencas: *el mar Negro*, con profundidades máximas de hasta 2200 m y un umbral en el estrecho de Bósforo, de 46 m de profundidad; *el mar Mediterráneo*, con profundidad máxima de 4400 m y un umbral junto a Gibraltar (cerca de 300 m de profundidad); el *mar Báltico*, con profundidades dominantes de cerca de 100 m (profundidad máxima 459 m en la hoya de Land-

sort), conectado con el mar del Norte por estrechos de escasa anchura y profundidad; *el mar Blanco*, con profundidades máximas del orden de 300 m y aguas someras en el norte (a la entrada del Gorlo*) que limitan el intercambio de las aguas entre el mar Blanco y el de Barentz.

Entre los mares continentales, pertenecen al tipo «cazuela» los mares *Mediterráneo*, *Negro*, *Rojo*, *Caspio*, confinados a zonas tectónicamente activas de la corteza terrestre, y a los mares llanos *el Báltico*, *el Blanco*, el de *Azov* y otros.

§ 3. CARACTERES TOPOGRAFICOS PRINCIPALES DEL FONDO DEL OCEANO UNIVERSAL

Las cotas que se acaban de referir señalan las grandes variaciones de las profundidades, propias de los océanos y mares. Mientras que unas cuencas se caracterizan por profundidades menores de 100 o 200 m, en otras predominan sobre amplias extensiones, profundidades que pasan de 4000 ó 6000 m y que comportan fosas más profundas aún.

En base a los mapas batimétricos existentes, se distinguen en la superficie del fondo del Océano Universal varias regiones morfológicas o «gradas batimétricas».

1. *Región de la plataforma o zócalo continental* con profundidades de hasta 200 m término medio; representa un 7,6% del área del Océano Universal, bordeando casi todas las costas y siendo como una continuación de éstas. La anchura de la plataforma continental varía entre unos pocos kilómetros en las regiones adyacentes a estructuras montañosas jóvenes (bordeando el litoral oeste de las Américas y el litoral este del Africa) y varios cientos de kilómetros, en las regiones contiguas a las llanuras (litoral norte de la Eurasia).

La profundidad de algunos mares no excede de la del zócalo continental: el mar del Norte con profundidades de 20 a 100 m, el Báltico, etc. Los mares de este tipo que, de hecho, no son sino porciones sumergidas del continente, reciben el nombre de mares *epicontinentales*.

2. *El talud continental*, con profundidades entre 200 y 2500 m ocupa cerca del 15% de la superficie del Océano Universal y se caracteriza por una pendiente de 3,5 a 7,5° término medio. El talud continental presenta localmente un relieve complicado y está surcado a veces por profundos cañones. Las más de las veces, los cañones submarinos aparecen cuando el talud continental está próximo a la tierra emergida, y la plataforma continental no tiene suficiente anchura.

---

* Garganta, en ruso (N. del T.)

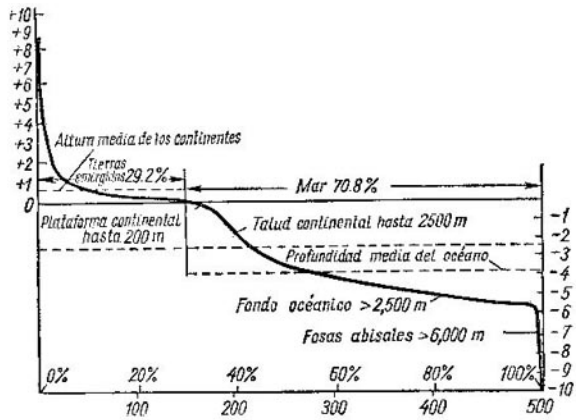


Fig. 114. Curva hipsográfica.
Eje horizontal: las cifras de abajo representan la superficie de la Tierra en cientos de millones de km²; las cifras encima del eje, el porcentaje de los escalones de altura; *eje vertical*: alturas en kilómetros

3. *La cuenca del Océano Universal*, con profundidades de 2500 a 6000 m, ocupa unos 76% de la superficie total del Océano Universal, caracterizándose por escasas pendientes, generalmente comprendidas entre 0°20′ y 0°40′. Largas cordilleras suboceánicas surcan, en algunos lugares, las llanuras abisales.

4. *Las fosas abisales*, con profundidades superiores a los 6000 m, confinadas principalmente a las inmediaciones de los arcos insulares o continentes, representan cerca del 1,2% de la superficie del fondo.

Una idea clara sobre la distribución de las profundidades del mar y las alturas de los continentes es suministrada por la curva hipsográfica (fig. 114). La ordenada marca las alturas de las tierras emergidas y las profundidades del mar, en tanto que la abscisa, las áreas que corresponden a las distintas gradas de altura. La curva indica que las extensiones máximas del Océano Universal corresponden a profundidades superiores a 4000 m, y las de los continentes, a alturas inferiores a 1000 m.

§ 4. TEMPERATURA DE LAS AGUAS DEL MAR

La temperatura no es la misma en todos los océanos. La tabla 8 nos da una idea sobre las temperaturas medias anuales de las capas superficiales de sus aguas.

TABLA 8

Temperaturas medias anuales de los océanos

Océano	Temperatura media, °C
Atlántico	16,9
Indico	17,0
Pacífico	19,1
Promedio general	17,4

La temperatura del agua en la superficie de los mares y océanos está supeditada, en la mayoría de los casos, a las condiciones climáticas. Desviaciones sensibles de la norma se deben a las corrientes marinas que traen agua de distinta temperatura. Sobre el esquema de las isotermas (líneas de igual temperatura) (fig. 115) vemos que las temperaturas máximas del agua se observan junto a las costas próximas al ecuador. Así, en el Indico llega a +28° y en el Atlántico, a +27°.

En ambos hemisferios—Norte y Sud—las isotermas siguen, generalmente, los paralelos, complicándose este cuadro sólo de un modo local. Así, en el Atlántico, las isotermas alteran su dirección debido a la poderosa y cálida corriente del Golfo. Un fenómeno similar tiene lugar junto a las islas del Japón, donde pasa la corrien-

Fig. 115. Distribución de las temperaturas medias anuales en la superficie de los océanos

te cálida de Kurosivo. Allí donde entran en contacto las corrientes frías y las cálidas (por ej., la de Labrador y la del Golfo), las isotermas se tornan mucho más tupidas. La temperatura más alta para todo el Océano Universal (+45°,6) ha sido registrada en el golfo Pérsico y la más baja (cerca de —3°), en el Artico.

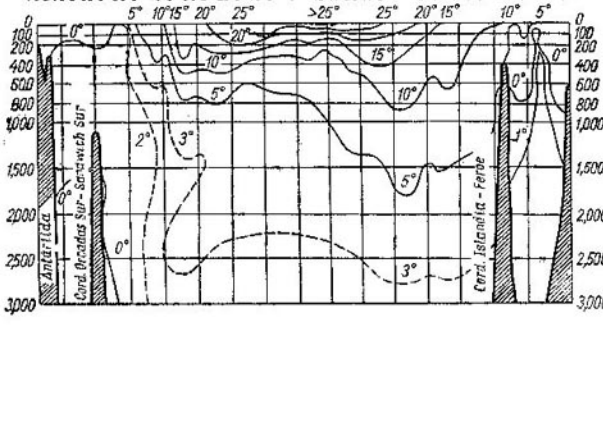
El calentamiento de las capas superficiales de las aguas oceánicas está relacionado principalmente con la radiación solar, disminuyendo la temperatura del agua más abajo del alcance de su influjo. A una profundidad próxima a los 3000 m, la temperatura no pasa de +2 o +3°, en tanto que en el fondo de los océanos oscila entre —1,3 y +3°.

La distribución de las temperaturas de acuerdo a las latitudes y profundidades se puede apreciar sobre el esquema de las isotermobatas, elaborado para el Atlántico (fig. 116).

La brusca diferencia de temperatura en las aguas oceánicas de las altas latitudes y de las zonas tropicales, origina la circulación y el mezclamiento de las aguas. En invierno, las aguas oceánicas de las altas latitudes sufren un fuerte enfriamiento en su superficie, por cuyo efecto bajan a profundidad y se desplazan hacia el ecuador, suministrando a la vez oxígeno a las capas profundas oceánicas (fig. 117).

El océano Artico se distingue por sus condiciones de temperatura peculiares, cuyo cuadro fue precisado de un modo notable por los trabajos de las expediciones a la región del polo Norte. En la superficie del océano flota una capa de aguas dulcificadas de unos 100 m de espesor (localmente, 200 y 300 m), con una temperatura negativa, vecina a la de congelación del agua marina salada. Más abajo,

Fig. 116. Distribución de las isotermobatas en las profundidades del Atlántico



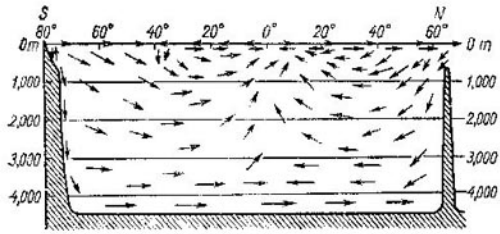


Fig. 117. Esquema de la circulación de las aguas en el Atlántico entre los 70° lat. norte y 80° lat. sur

hasta una profundidad de 1500 m, yacen aguas templadas de salinidad normal, con temperatura superior a 0°. Más abajo todavía se hallan capas de agua más fría, cuya temperatura es inferior a 0°. La presencia de una potente capa templada entre dos capas de aguas frías se explica por el influjo de la corriente del Golfo, cuyas aguas, más saladas y pesadas, se hunden bajo la capa superior dulcificada de la Cuenca Polar.

§ 5. PRESION Y DENSIDAD DEL AGUA DE MAR

En los océanos y mares, la presión aumenta con la profundidad a razón de una atmósfera cada 10 m de la columna de agua. Alcanza su valor máximo (800 a 1000 atmósferas) en las fosas abisales. Al aumentar la presión, aumenta el poder disolvente del agua marina, hecho de singular importancia, ya que en estas condiciones, el agua absorbe gases, disuelve una serie de minerales y no deja que se hundan a grandes profundidades los restos orgánicos cuyos esqueletos y caparazones, constituidos con carbonato cálcico, se desintegran fácilmente, etc.

La densidad del agua en los océanos y mares oscila entre 1,0275 y 1,0220 variando en función de la salinidad y temperatura. La densidad mínima se observa en las regiones tropicales, y la máxima, en la zona de los alisios, donde tiene lugar una evaporación intensa. En las profundidades de los océanos, la densidad del agua es función de la salinidad únicamente.

§ 6. COMPOSICION QUIMICA DEL AGUA MARINA

Todas las aguas naturales contienen sales minerales en disolución. En el agua de los océanos y mares se hallan presentes casi todos los elementos químicos conocidos, pero sólo unos pocos tienen una

importancia substancial y determinan la composición básica del caudal salino de los mares.

El contenido normal de sales en el agua de mar, o sea, su salinidad, es de 35 g (0,035 kg) por litro de agua. Las milésimas partes suelen designarse con el signo «‰» (tanto por mil); consecuentemente, la salinidad media del agua de mar es igual a 35 por mil (35‰).

La proporción típica de las sales en las cuencas marinas es la siguiente: NaCl, 77,75% (de la masa total de sales); K_2SO_4, 2,46%; $MgCl_2$, 10,87%; $MgBr_2$, 0,21%; $MgSO_4$, 4,73%; $CaSO_4$, 3,60%; $CaCO_3$ y vestigios de otras sales, 0,34%.

En un agua marina de salinidad normal predominan los cloruros, sumando $>$ 88%; en segundo término vienen los sulfatos, $>$ 10%, siguiéndoles una escasa cantidad de carbonatos y, finalmente, un porcentaje ínfimo de todos los demás compuestos y elementos en estado de disolución.

Puesto que las sales en estado de disolución se hallan disociadas en iones (cationes y aniones), la composición salina del agua de mar es expresada también en iones. El contenido iónico principal en el agua marina oscila entre los límites siguientes (según V. Vernadski):

TABLA 9

Iones	Contenido en las aguas de los océanos y mares, en %	Iones	Contenido en las aguas de los océanos y mares, en %
Na^+	31,2-30,2	Cl^-	56,0-54,6
Mg^{++}	4,0-3,4	SO_4^{--}	8,0-7,5
Ca^{++}	1,7-0,9	CO_3^{--}	0,27-0,01
K^+	2,1-0,64	Br^-	0,19-0,13

Las cifras referidas, que caracterizan la salinidad normal del agua marina y la correlación entre iones y sales aislados, no son constantes siempre ni para todos los mares, variando en función de las condiciones climáticas y del aporte de aguas dulces (lluvia, ríos y aguas de fusión de los glaciares). La salinidad del agua puede variar aun tratándose de una misma cuenca hídrica. Tal, en las capas oceánicas superficiales de la faja ecuatorial se observa una disminución de salinidad hasta 34‰ a causa de las lluvias abundantes, en tanto que en la zona de los alisios, en un clima cálido-seco, donde es intensa la evaporación, la salinidad aumenta hasta un 37 ó 37,9‰. En las capas profundas de los océanos la salinidad del agua es vecina al promedio (35‰).

El influjo de las condiciones climáticas sobre la salinidad del agua se hace más patente todavía en los mares intracontinentales.

Así, por ejemplo, en el mar Rojo, situado en una zona de clima cálido y seco y rodeado de desiertos, la salinidad del agua llega hasta un 41 ó 43‰. También se observa una mayor salinidad del agua con relación a la normal, en el mar Mediterráneo. En la parte oriental del mismo, el contenido de sales disueltas en el agua es de 39‰, siendo de 37‰ en la parte occidental.

Una disminución notable de la salinidad del agua se observa en los mares situados en un clima más húmedo y que reciben un gran aporte de aguas fluviales: el mar Negro, el de Azov, el Báltico y otros.

Gran parte del área colectora del mar Negro se encuentra en una zona de clima húmedo y sólo una pequeña parte yace en una región árida (estepas de Ucrania y de Crimea). El mar Negro recibe las aguas de los grandes ríos de llanura, que nacen en la Meseta Rusa (el Dnieper, el Dniestr, etc.), o en los Alpes (el Danubio), en tanto que en el sud y el este se vierten en él numerosos ríos de montañas. El clima y el aflujo de aguas fluviales dulces determinan la salinidad relativamente escasa del agua en la superficie del mar Negro, la cual llega a un 17-18‰. Esta salinidad aumenta con la profundidad, llegando al 20‰ a una profundidad de 100 m y 22,6‰ junto al fondo. Semejante estratificación de las aguas está relacionada con la morfología general del fondo del mar Negro y con el aporte de las aguas salinas y pesadas del Mediterráneo (a través del estrecho de Bósforo).

Las aguas del mar de Azov se singularizan por su escasa salinidad, debida a un gran aporte de agua dulce (del Don, Kubán y otros ríos); la salinidad oscila entre 11 y 14‰, disminuyendo notablemente en dirección a la desembocadura del Don.

Una cuenca marina de salinidad muy escasa es el Báltico. Allí, al igual que en el mar Negro, tiene lugar una «estratificación» del agua de acuerdo a su salinidad. A través de los estrechos dinamarqueses, afluyen al Báltico aguas de una salinidad relativamente mayor, que pasa a engrosar las capas inferiores del mar, en virtud de su mayor peso; en cambio, la capa superficial se halla notablemente dulcificada merced a numerosos ríos que desaguan en el Báltico. En la proximidad de los estrechos, la salinidad de las aguas marinas superficiales alcanza un 20‰, llegando a un 30 ‰ a profundidad. En dirección al este, la salinidad disminuye rápidamente hasta llegar a un 6 a 8 ‰ en la superficie de la parte central del mar, 5 a 4‰ en la parte occidental del golfo de Finlandia y hasta 2‰ en la zona estuarina del Nevá.

Presenta gran interés la cuenca cerrada del mar Caspio, situada en una región de clima cálido y seco, pero que reciba un caudal enorme de aguas dulces fluviales provenientes de un área colectora extensa del Volga, Terek, Ural y otros ríos. Como consecuencia, la salinidad de las aguas en la superficie del Caspio sufre fluctuacio-

nes considerables. A proximidad del delta del Volga, la salinidad del agua es inferior al 5‰, aumentando rápidamente mar adentro hasta alcanzar un 12,6‰ en las partes central y meridional del mar. En la parte oriental del Caspio Central y Meridional, la salinidad del agua aumenta hasta 13 a 14‰, hecho que se explica por la ausencia de ríos y por la influencia del clima seco y cálido, verificándose una intensa evaporación superficial y un aumento de la salinidad del agua.

La salinidad del agua aumenta con la profundidad, pero ese aumento es insignificante. Así, en el Caspio Central, la salinidad del agua junto a la superficie es de 12,6‰, siendo de 12,8‰ junto al fondo; en el Caspio Meridional, varía del 12,6 al 12,9 ‰ respectivamente.

Las desviaciones del promedio de salinidad indicadas, que se observan en el mar Negro, Báltico, Caspio y otros mares, son acompañadas también de algunas variaciones en la composición de las sales.

Las aguas del mar Negro, atendiendo a la composición de las sales, se aproximan a las oceánicas. La diferencia principal estriba en que las primeras están considerablemente enriquecidas con carbonato cálcico que prevalece en aguas dulces fluviales (cerca del 80% y más del volumen total de sales).

El agua del Caspio se diferencia sustancialmente de las aguas oceánicas por contener menos cloruros y mayor cantidad de carbonatos y sulfatos cálcico y magnésico. Según datos de S. Bruiévich, el $CaCO_3$ aportado a la cuenca marina por las aguas fluviales, sobresatura las aguas del Caspio, dando origen a una precipitación química de la calcita.

§ 7. LOS GASES EN EL AGUA DEL MAR

Aparte de las distintas sales, el agua del mar lleva disueltos algunos gases: nitrógeno, oxígeno y anhídrido carbónico. La absorsión de los distintos gases por el agua se opera de un modo desigual. Esto se deduce, por ejemplo, de la correlación entre el oxígeno y el nitrógeno en el aire o en el agua: mientras que en el aire el contenido de oxígeno y de nitrógeno es expresado por la razón 1 : 4, en el agua a una temperatura de +1,5° C, la relación entre estos gases es de 1 : 2, vale decir que el agua absorbe el oxígeno en mayor proporción que el nitrógeno. La función geológica más importante corresponde al oxígeno y anhídrido carbónico en tanto gases químicamente activos, que desempeñan un papel extraordinario en los procesos formadores de sedimentos en el fondo de las cuencas marinas y en la transformación ulterior de aquéllos.

El agua marina recibe el oxígeno del aire, como también de la fotosíntesis de las plantas marinas (principalmente, el fitoplancton).

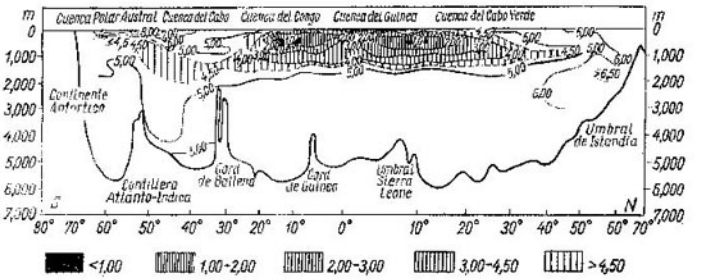


Fig. 118. Distribución del oxígeno (en cm^3/l) en la mitad oriental del Atlántico, entre los 80° lat. sur y 65° lat. norte, según una línea aproximadamente paralela a las costas orientales del océano (según Wattenberg)

Empero, el oxígeno es consumido por la respiración de los animales marinos y la oxidación de diversas sustancias. El contenido absoluto de oxígeno en un litro de agua es variable. Así, con una salinidad normal y temperatura de 0°, para saturar un litro de agua se necesitan 8,04 cm^3 de oxígeno; a 10°, 6,41 cm^3 y a 20°, sólo 5,35 cm^3. Consecuentemente, la solubilidad de los gases es función de la temperatura. Al aumentar la temperatura (siendo iguales la presión y salinidad), se produce un exceso de oxígeno, que puede ser despedido a la atmósfera.

De este modo se establecen un enlace y una acción recíproca continuos entre la atmósfera y la hidrosfera. En primavera y en verano, cuando la temperatura del agua aumenta, los océanos devuelven el exceso de oxígeno a la atmósfera, mientras que en otoño y en invierno, al bajar la temperatura, lo absorben de la atmósfera. El desprendimiento del oxígeno libre mediante la reacción de fotosíntesis en las plantas está confinado a las capas más superficiales de agua marina, hasta donde alcanza a penetrar la luz. En algunas cuencas, donde el desarrollo del fitoplancton es considerable, la cantidad de oxígeno en el agua marina aumenta notablemente.

Dado que los océanos reciben el oxígeno del aire o mediante la fotosíntesis, sería natural suponer que la concentración máxima de oxígeno tiene lugar a profundidades relativamente escasas. Sin embargo, en una serie de casos sucede lo contrario (fig. 118), lo cual se debe principalmente al influjo de las corrientes marinas y la circulación vertical del agua (corriente de convección).

El anhídrido carbónico está presente en el agua de mar en grandes cantidades, siendo distinta su procedencia. Sus fuentes son la atmósfera, las aguas fluviales, la actividad vital de los animales marinos, las erupciones volcánicas.

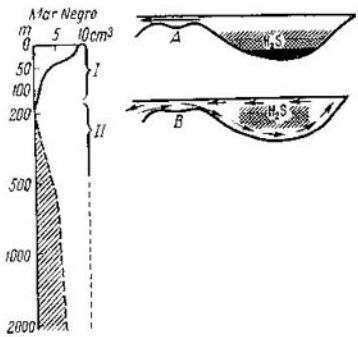


Fig. 119. Esquema de la contaminación sulfhídrica en el Mar Negro y los fiordos noruegos (N. Strájov):

I, zona oxigenada; II, zona contaminada con sulfuro de hidrógeno; A, B, tipos de régimen gaseoso de los fiordos noruegos (A, en caso de corriente efluente sola; B, en caso de corriente circulatoria)

El anhídrido carbónico presente en el agua marina se halla en parte en estado libre, y en parte combinado químicamente (carbonatos y bicarbonatos). Generalmente, el contenido global de CO_2 en el agua de mar a una temperatura de 10 a 15°, es próximo a 45 mg/l, de los que sólo 0,5 cm^3 corresponden al CO_2 libre. La solubilidad del CO_2 en el agua marina, al igual del oxígeno, aumenta con el descenso de la temperatura: a una temperatura de 3,5° es de 53,31 mg/l. a 10 ó 15° es de 45 mg/l y a 25-28° es de 35,8 mg/l. Resultado de ello es que las aguas frías árticas se hallan frecuentemente insaturadas de CO_2, en tanto que las aguas templadas de las zonas ecuatoriales están sobresaturadas. Esta circunstancia da lugar a una acumulación relativamente rápida de depósitos de $CaCO_3$ en los mares cálidos y a poca profundidad, y una acumulación sumamente lenta a grandes profundidades. Los organismos marinos extraen los carbonatos de las aguas templadas con mayor rapidez que de las frías.

Debido a una intensa circulación vertical de las aguas, en todos los océanos se establece un régimen gaseoso definido, a saber: una cantidad suficiente de oxígeno, una cantidad menor de ácido carbónico y ausencia de sulfuro de hidrógeno.

Son muy distintas las condiciones que caracterizan las cuencas marinas continentales, que se comunican con la masa principal de aguas oceánicas a través de estrechos de escasa anchura y que son cuencas en proceso de dulcificación. El ejemplo más notable es el mar Negro (fig. 119). Su régimen, la distribución de las sales y gases y las condiciones de depositación sedimentaria han sido estudiados

y descritos detalladamente por A. Arjánguelski y N. Strájov. Hemos señalado ya las peculiaridades de la «estratificación» del agua en el mar Negro, de acuerdo a la salinidad de las capas. Este fenómeno provoca una brusca disminución de la circulación vertical. El agua dulcificada ligera de las capas superiores no puede hundirse a profundidad, pese a su enfriamiento en invierno, permaneciendo sin mezclarse. El límite de la circulación vertical se halla a 175 m de profundidad, o sea, cerca del 15% de la masa hídrica total. Todo esto provoca una alteración en el régimen gaseoso habitual. El contenido normal de oxígeno se observa sólo hasta una profundidad de 40 a 50 m, disminuyendo rápidamente más abajo, para llegar a aproximadamente 15% de lo normal, a unos 150 m de profundidad. La escasez de oxígeno en las capas profundas del mar Negro da lugar a procesos de reducción, particularmente la reducción de los sulfatos por obra de bacterias desulfurantes, y la formación de sulfuro de hidrógeno. La contaminación de las aguas por el sulfuro de hidrógeno es intensa, sobre todo en las capas de fondo, donde el contenido de H_2S llega a 5 ó 6 cm^3/litro. Semejante régimen gaseoso determina la naturaleza singular del mundo orgánico y el carácter de los sedimentos que se acumulan en el fondo. Condiciones más o menos similares se dan en las hoyas profundas del Báltico, como también en algunos fiordos noruegos cuyo fondo presenta excavaciones profundas, colmadas de agua salina recubierta por una capa de agua dulce.

§ 8 EL MUNDO ORGANICO DE LOS MARES

El mar constituye el hábitat de los diversos animales y plantas cuyo desarrollo y distribución están supeditados a numerosos factores: temperatura del agua marina, su salinidad, dinámica de la cuenca, presión, penetración de la luz, topografía del fondo, etc.

Los organismos marinos se subdividen en tres grandes grupos: el bentos, el plancton y el necton*.

El bentos comprende los diversos organismos que viven en el fondo del mar, ya fijos en el fondo, ya arrastrándose por el mismo. La región que más abunda en estos organismos es la plataforma continental, que se caracteriza por una riqueza excepcional de formas vivas. El bentos abarca tanto los organismos vegetales como los animales. Entre las plantas tienen gran significación las algas, que suelen radicarse en las zonas perilitorales (hasta una profundidad de 40 a 50 m), sobre el basamento rocoso. Allí mismo, pululan los animales bentónicos: lombrices, esponjas, representantes de los equi-

* Voces griegas que significan, respectivamente, «lo profundo del mar», «nadadores» y «flotantes a la deriva» (N. del T.)

nodermos y crustáceos, moluscos con caparazones de gruesas paredes pólipos y otros. Esta exuberancia del bentos se debe a la abundancia de alimentos vegetales. A medida que aumenta la profundidad, la fauna bentónica se torna cada vez más pobre y empiezan a cobrar desarrollo los medios de adaptación a la vida en un fondo legamoso (alargamiento de las patas, achatamiento, que permite distribuir de un modo uniforme la presión del cuerpo del animal contra el suelo, etc.).

El grupo del *plancton* abarca los animales marinos unicelulares, como los foraminíferos y los radiolarios (zooplancton) y plantas como las diatomeas y otras (fitoplancton), desprovistos de órganos de locomoción y que pueden trasladarse sólo con ayuda de las corrientes marinas y oleaje.

Al mismo grupo pertenecen también ciertos moluscos flotadores pasivos, por ejemplo, los pterópodos (del griego πτερον, ala y πους, pie), etc. La mayor concentración de organismos planctónicos, tanto animales como vegetales, se observa en las capas superiores de las aguas oceánicas.

El fitoplancton disminuye rápidamente con la profundidad, desapareciendo a una profundidad vecina de 200 m, en tanto que el zooplancton puede subsistir a profundidades mayores. Un ejemplo de gran aglomeración del fitoplancton es ofrecido por el mar de los Sargazos*).

Necton. Pertenecen a este grupo todos los animales nadadores activos. El grupo del necton más numeroso y rico en especies, lo constituyen los diversos peces, parte de los cuales puebla las aguas litorales, en tanto que la otra parte vive en el mar abierto.

En los procesos de depositación sedimentaria, el papel relevante corresponde a los dos primeros grupos de organismos: el bentos y el plancton.

§ 9. CIRCULACION DE AGUA MARINA

Los movimientos del agua marina son variados, distinguiéndose entre ellos varias clases:

1) la agitación debida a la acción del viento;

2) las corrientes de flujo y reflujo, originadas por la atracción de la Luna y el Sol;

3) las corrientes oceánicas y marinas;

4) los lentos arrastres circulares, partiendo de las altas latitudes hacia el ecuador y viceversa;

5) las corrientes compensatorias entre dos cuencas que tienen una salinidad y densidad dispares.

* Algas de color rojo parduzco que viven en la superficie del mar, especialmente en una región del Atlántico, a la que dieron su nombre (N. del T.)

Nos hemos de detener sobre el carácter de los movimientos de las tres primeras clases, ya que los arrastres circulares y las corrientes compensatorias han sido examinadas más arriba.

Agitación debida a la acción de los vientos. El empuje del viento sobre la superficie hídrica de los océanos obliga a las partículas de agua a desplazarse según órbitas cerradas o casi cerradas, en un plano vertical, siguiendo la dirección del viento. El movimiento de avance, empero, es casi nulo. El movimiento aparente de las olas se debe sólo al cambio de forma y no es acompañado por un desplazamiento de las masas acuosas en sí. En la superficie de las grandes olas surgen, como consecuencia del carácter irregular de las ráfagas del viento, olas secundarias. Se produce una interferencia de las olas, surgiendo en cada momento una gama de olas diferentes, desde las grandes hasta las más pequeñas. Las olas constan de elevaciones y de depresiones alternantes. Las cimas de las olas se llaman crestas, denominándose valles o senos las bases de las depresiones. Se distinguen los siguientes elementos de las olas: 1) longitud de onda, o sea, la distancia entre la cresta o seno de una ola hasta la cresta o seno de la siguiente; 2) altura de la onda, que es la distancia, por la vertical, entre la cresta y el seno; 3) período de onda, esto es, el tiempo en que la ola recorre una distancia igual a su longitud. La altura de la onda depende de la fuerza del viento y está relacionada con la longitud de la misma.

Así, por ejemplo, según datos de V. Zenkovich, con una fuerza del viento de 4 Beaufort *, la altura media de las olas es de 2,1 m, llegando a 10,2 con 10 Beaufort. Proporcionalmente, aumenta también la longitud media de las olas, de 51,0 hasta 195,0 m.

Las olas pueden llegar mucho más allá de la zona de acción del viento, dando lugar al «mar de fondo» o marejada.

Las olas marinas, al acercarse a la costa y rozar el fondo, reducen su velocidad y longitud pero crecen en altura y, al precipitarse sobre la costa, forman las rompientes (fig. 120).

La agitación más intensa está confinada a las capas superiores del océano, pero las olas se propagan también a profundidad. En los mares continentales, afectan profundidades de 50 a 100 m, tanto que en los océanos se propagan hasta 150 ó 200 m y más en algunos casos. Así, hay indicios de que durante fuertes temporales junto a las costas de Escocia, las olas levantan arenas finas desde profundidades de 400 m. El hecho de que el agua del fondo se halla en movimiento, tiene gran importancia para la acumulación sedimentaria. El agua desplaza y redistribuye el material detrítico, que va a parar de una manera u otra, al mar.

---

* La fuerza del viento se suele expresar en cifras (0—12), según la escala de Beaufort (N. del T.)

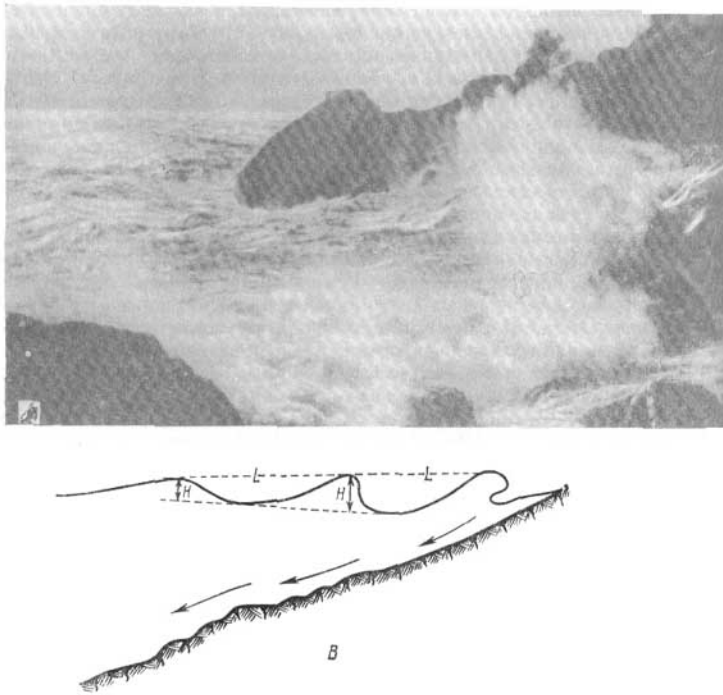


Fig. 120. A. Rompientes. B. Esquema de la formación de una rompiente y corriente de resaca

Las mareas. Se llaman mareas las fluctuaciones periódicas del nivel del mar, originadas por la atracción de la Luna y del Sol. Durante el flujo, el nivel del mar, elevándose paulatinamente, alcanza su altura máxima. Esta posición del nivel se llama pleamar. Durante el reflujo, las aguas bajan y el nivel ocupa su posición inferior, llamada bajamar.

La altura o amplitud de marea es la diferencia de nivel entre la bajamar y la pleamar. En alta mar, representa unos pocos metros, pero en algunos mares someros, sobre todo en canales y estrechos de escasa anchura, conectados con el océano, asciende a 9-12 y hasta 18 metros.

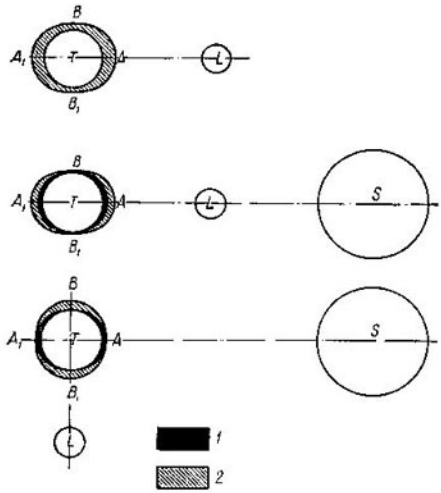


Fig. 121. Esquema de la formación de las mareas:
1, marea solar; 2, marea lunar, S, Sol; T, Tierra; L, Luna

En estos movimientos del agua, el influjo principal es ejercido por la Luna, y en menor grado, por el Sol. Atendiendo al período de oscilación, las ondas de marea se dividen en diurnas y semidiurnas. Las oscilaciones *semidiurnas*, prevalentes en el Atlántico, se repiten dos veces en el transcurso del día lunar.

Las oscilaciones *diurnas*, que predominan en la parte septentrional del Pacífico y en el Indico, se verifican una vez en el transcurso de 24 horas. La regularidad de las mareas puede alterarse por efecto de una declinación de la Luna y el Sol, una variación de la distancia entre la Tierra y la Luna y el Sol, como también por variaciones en la posición recíproca del Sol y la Luna con respecto a la Tierra. Como resultado pueden ocurrir oscilaciones mixtas (en lo referente a sus períodos).

Examinemos el esquema de la formación de las mareas. Imaginémonos la Tierra (fig. 121) con su envoltura hídrica distribuida de un modo uniforme. Bajo el influjo de la atracción lunar, la envoltura hídrica altera su forma esférica para adquirir la de un elipsoide. Esto se debe a que el agua concentrada en el punto A es atraída con más fuerza que la Tierra con su centro en el punto T. Pero, la Tierra

es atraída con más fuerza que el agua en el punto A_1. Sucede, en cierto modo, un retraso del agua en el hemisferio más distante de la Luna, siendo el agua atraída desde los puntos B y B_1 hacia A y A_1 donde, precisamente, se producen las mareas ascendentes.

La altura de las mareas es influida por la posición relativa de la Tierra, la Luna y el Sol. Dos veces en el transcurso del mes lunar —durante la luna nueva y la llena—la Luna, la Tierra y el Sol se hallan situados sobre una misma línea recta, y dos veces —durante los cuartos menguante y creciente— la recta Tierra-Luna es perpendicular a la recta Tierra-Sol. De acuerdo a ello varía un tanto la altura de las mareas.

Las corrientes marinas. En los océanos existen corrientes permanentes, que arrastran enormes masas de aguas a grandes distancias. Son originadas por diversas fuerzas. Las corrientes principales se deben a una serie de factores: vientos de dirección constante (alisios, monzones), movimientos de resaca provocados por la diferencia de la presión atmosférica en distintas partes del océano, diferencia de densidad del agua, que depende de la temperatura, salinidad y otros factores. El ejemplo clásico es la corriente del Golfo, caudalosa corriente cálida en la parte septentrional del Atlántico, que continúa hasta en el Artico, donde lleva el nombre de corriente Atlántica. Los vientos norte y noroeste en las costas orientales de los continentes boreales originan corrientes frías impulsadas hacia el sur: la de Groenlandia y del Labrador en el Atlántico, la de California en el Pacífico, etc.

Las corrientes marinas tienen gran importancia para la acumulación de sedimentos, ya que afectan la distribución de la temperatura en las cuencas marinas, la cual a su vez influye sobre la repartición de los organismos planctónicos, que toman una parte activa en la acumulación sedimentaria.

Las corrientes marinas elevan localmente en suspensión los sedimentos, reclasificándolos de un modo más grosero en la región del zócalo continental, es decir, en las profundidades inaccesibles para el oleaje debido al viento.

§ 10. ACCION DESTRUCTORA DEL MAR

La acción destructora del mar se halla asociada con los movimientos del agua marina, siendo de mayor importancia las *olas*, originadas por vientos fuertes, y algo menor las *mareas*.

Durante la calma, sin viento, se observa en la superficie del mar un suave oleaje de «mar de leva», y sólo la franja extrema de la playa es rozada por pequeñas olas suaves. Muy distinto se ve el mar durante los temporales, cuando surgen una tras otra olas enormes, que van a lanzarse con gran violencia sobre las costas, destruyéndolas inten-

samente (fig. 120 A). La costa va retrocediendo ante el empuje del mar, como serruchada por éste.

V. Zenkovich, el destacado investigador soviético de la morfología y dinámica de las costas marinas, discierne dos clases de costas, que se diferencian por su evolución: la costa *escarpada*, junto a la cual, el fondo del mar tiene una pendiente abrupta y donde gran parte del material detrítico es arrastrada al talud submarino, y la costa *llana*, con declive suave, donde la mayor parte del material detrítico es arrastrada hacia la costa.

Morfogénesis de las costas escarpadas. La acción destructora máxima se manifiesta junto a las costas abruptas. Las olas tempestuosas baten con gran fuerza contra la costa abrupta, levantando surtidores de agua a decenas de metros. Se conocen casos en el litoral oceánico, cuando las rompientes han producido surtidores de hasta 60 m de altura. La fuerza de empuje de las olas marinas puede alcanzar una magnitud considerable. Mediciones efectuadas en el litoral Atlántico arrojaron las siguientes cifras: en las costas de América, hasta 30 t/m^2; en las costas occidentales y septentrionales de Escocia, hasta 38 t/m^2 durante los temporales y 3 t/m^2 con mar calmo en verano. En el litoral oriental de Inglaterra, en Bell Rock, se han registrado choques de 14,7 t/m^2. En los mares de la URSS, grandes rompientes se observan en el litoral del mar Negro, especialmente en las costas caucásicas donde son frecuentes los temporales que llegan del oeste.

Semejante fuerza de las olas tempestuosas, cuya acción se repite un sinnúmero de veces, es susceptible de llevar a cabo una obra destructora enorme, que no pueden resistir ni las rocas más duras y resistentes, ni las diversas construcciones de hormigón levantadas por las manos del hombre. Son bien notorios los casos de destrucción de obras portuarias y malecones, ocasionada por las rompientes. Tal, en el golfo de Wick en Escocia, sobre el litoral del mar del Norte, durante un fuerte temporal fue arrastrado a más de 10 m de distancia un bloque pétreo de 1370 t de peso, yacente sobre la costa; en Poti (Cáucaso), en 1890, fueron arrojados al mar dos grandes macizos de rompeolas, de 40 t cada uno.

La destrucción de las costas por el mar se produce como resultado: 1) del choque hidráulico del agua misma; 2) de los golpes producidos por numerosos fragmentos de rocas arrojados por las grandes olas; 3) de la acción química del agua.

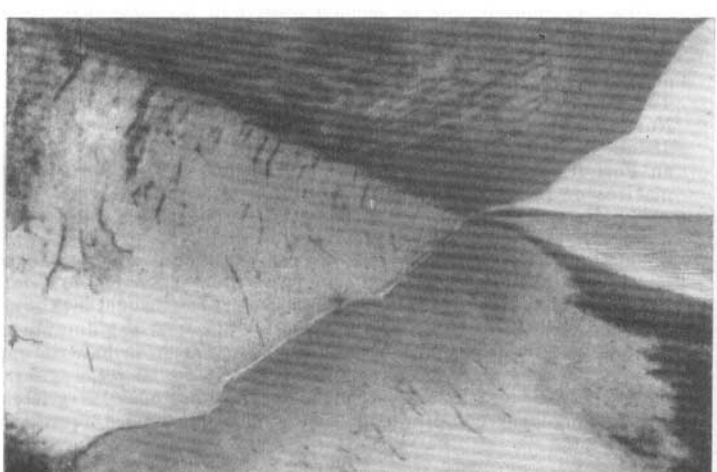
Este trabajo destructor del mar se llama *abrasión* (del lat. abradere, raspar). El choque hidráulico de las olas marinas durante el período de temporales alcanza su máxima fuerza en la base de una costa abrupta. Son destruidas con particular rapidez las rocas agrietadas. Durante un temporal, el agua penetra en todas las grietas, ensanchándolas y comprimiendo el aire presente en las oquedades

de la roca. Al retroceder la ola, el aire comprimido se expande con rapidez, con una fuerza poco menos que explosiva, ocasionando destrozos adicionales en las porciones adyacentes a las grietas y hendiduras. Si existen condiciones propicias, el aire comprimido halla un escape a través de fisuras estrechas, de las que expulsa todas las partículas finas. A veces, junto con el aire, por esas grietas es impulsada el agua. El ataque de las olas produce un efecto menor en rocas macizas y lisas. La destrucción es más rápida cuando la costa presenta anfractuosidades y salientes, que poco a poco se van quebrando y desmoronando por los choques de las olas.

La acción destructora de las olas se torna mucho más intensa cuando el agua arrastra fragmentos de distintas rocas. Las rompientes arrebatan piedras y guijos y los arrojan con fuerza contra los peñascos quebrando estos últimos.

Los choques simultáneos de las olas y los fragmentos de rocas contra la costa conducen a la formación de cavidades en la base de la costa peñascosa y abrupta. Entonces, el proceso destructor se intensifica, tanto a causa de una localización del ataque de las olas en este lugar, como debido a una mayor cantidad de material detrítico que «bombardea» la costa. Finalmente, en la base de la escarpa se forma una *cueva marina*, encima de la cual las rocas penden, formando una cornisa (fig. 122). Las rompientes violentas, al actuar en forma periódica, van abriendo y profundizando la cueva hasta

Fig. 122. Cueva de abrasión marina



que se altera el equilibrio de las rocas salientes y éstas se desploman. Una vez producido el desmoronamiento, la costa presenta nuevamente una escarpa abrupta. Esta escarpa originada por el mar se llama *acantilado.*

En lo sucesivo, este proceso se repite. Cuando las rocas son de distinta composición y resistencia, se forman cuevas de varios pisos.

Así pues, la escarpa costera va retrocediendo gradualmente tierra adentro, dejando en pos de sí una terraza de escasa pendiente hacia el mar, o *plataforma de abrasión.*

Entre la terraza sumergida y el acantilado aparece una franja angosta, cubierta de gravas, guijos y fragmentos más gruesos de roca, llamada *playa.* En el proceso de la evolución de la costa, la playa modifica su forma y se ensancha. Durante las mareas y tempestades, está cubierta por el agua.

La acción química del agua marina se manifiesta sólo allí donde la costa está constituida por rocas fácilmente solubles, como son: caliza, dolomita, etc. El agua del mar, que contiene CO_2 y diversas sales, al entrar en contacto con semejantes rocas, las disuelve. Como resultado, en las partes basales de los acantilados se forman pequeñas grutas cársticas, cárcavas, etc., en tanto que en las partes altas del acantilado, hasta donde llegan las salpicaduras de agua, la superficie de la caliza queda alveolada por pequeñas cavernas.

Una plataforma de abrasión puede ser constituida totalmente por rocas pétreas, pero a veces se cubre con una capa fina de distintos productos de la disgregación de las rocas. Este material detrítico, al ser continuamente arrastrado por las olas, ejerce una acción de lima sobre la superficie de la plataforma de abrasión, rebajándola. A veces los fragmentos de rocas reciben un movimiento giratorio y horadan en el paredón del acantilado y sobre superficie inclinada de la terraza marina, «marmitas», hoyas y otras excavaciones que se asemejan a las marmitas de gigantes excavadas por las cataratas. Dentro de ellas se amontonan con frecuencia cantos rodados y guijos que realizan una acción de horadado. Tales marmitas han sido observadas por V. Zenkovich en el litoral de Murmansk y por A. Dzens Litovski en las costas calizas de la península de Tarjankut. Los fragmentos rocosos en su movimiento continuo van siendo desgastados, triturados, abrasionados y rodados ellos mismos, transformándose gradualmente en gravas, arena y, a veces, en partículas más finas aun. El redondeado y la forma tan familiar de los guijos marinos se debe, precisamente, a este movimiento y roce perpetuos (fig. 123).

Bajo condiciones favorables, parte del material detrítico es arrastrada fuera de la plataforma de abrasión y se va depositando en forma de talud detrítico submarino que va creciendo gradualmente. Esto ya es el comienzo de la formación de una terraza de acumu-

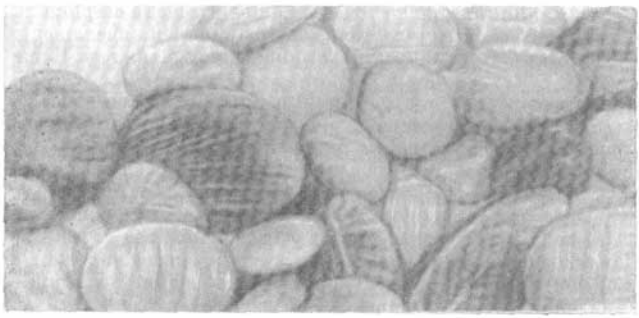


Fig. 123. Guijos marinos

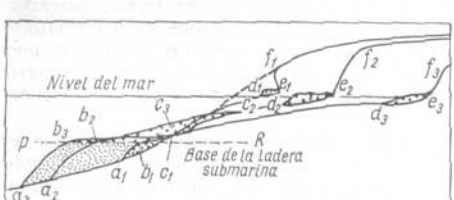
lación, cuya superficie de suave pendiente constituye la continuación de la plataforma de abrasión.

La figura 124 muestra las distintas etapas evolutivas de una costa abrupta en trance de ser destruida por el mar.

El proceso de cercenamiento de la costa no tiene, sin embargo, una duración ilimitada: con el tiempo, al aumentar la anchura de las aguas litorales someras sobre las plataformas de abrasión y de acumulación, la energía de las olas que llegan al pie del acantilado que ha retrocedido, va decreciendo, puesto que se consume en la fricción, arrastre, labrado del material detrítico, etc. Finalmente, puede llegar un momento en que las olas marinas, luego de recorrer la amplia zona de aguas someras, pierden casi toda su energía y, al

Fig. 124. Distintas fases de desarrollo del perfil de las costas abruptas (V. Zenkóvich):

c_1f_1; c_2f_2; c_3f_3, distintas posiciones de una ladera costera en regresión, abrasionada por el mar; d_1c_1; d_2c_2; d_3c_3, plataformas de abrasión correspondientes a las distintas etapas de desarrollo de la costa; a_1, b_1, c_1, a_2, b_2, c_2, a_3, b_3, c_3, distintas etapas de desarrollo de la terraza de acumulación subacuática



llegar a la costa, ya no son susceptibles de realizar su enorme trabajo destructor. La acción abrasiva del mar en la zona costera puede recibir un impulso renovado en caso de ocurrir un hundimiento de la plataforma de abrasión y la terraza de acumulación, o sea, al ser alterada la inclinación de la superficie de la Tierra por efecto de los movimientos oscilatorios de la corteza terrestre.

La anchura de la plataforma de abrasión es variable. En una serie de casos, llega a varios cientos de metros; en otros, en cambio, se mide por kilómetros. Alcanza su máxima anchura (50 km) en las costas rocosas del oeste y noroeste de Noruega donde es conocida bajo el nombre de «banco litoral». A consecuencia de levantamientos lentos ocurridos en el período postglaciar en esa region, el banco mencionado actualmente está emergido en su mayor parte, elevándose sobre su superficie peñascos aislados o testigos de erosión de la costa antigua.

La rapidez de destrucción de los acantilados costeros y la velocidad de su retroceso son dispares en distintas regiones. La velocidad mayor se observa en las costas oceánicas, donde la recesión del litoral llega en algunos lugares a 1,5—3,0 m por año. La intensidad de abrasión de la costa por el mar alcanza su máxima magnitud en las regiones en trance de sumergirse. Las costas de La Mancha retroceden anualmente 2 m; la costa oriental de Inglaterra ha retrocedido, en el transcurso del período histórico, varios kilómetros. En Escocia (Norfolk y Suffolk), entre los años 1824 y 1829 fue destruida una franja costera de 16 m. Las costas destruidas con mayor facilidad son las constituidas por rocas sueltas y esponjosas. Así, por ejemplo, en Inglaterra se observa una intensa destrucción y recesión del litoral de Yorkshire (al sur del cabo de Flamborough), donde van siendo erosionados los depósitos glaciares, arenas, gravas y arcillas morrénicas; desde los tiempos de Roma antigua, una franja litoral de unos 56 km de largo, ha retrocedido allí 5 a 6 km. En el transcurso de la última centuria, la velocidad de retroceso de la costa ha llegado a un promedio anual de 1,5 a 1,8 m. En algunos lugares del litoral francés (península de Medoc), la velocidad de destrucción de la costa supera en mucho las cifras medias referidas, llegando, en algunos años, hasta 15 y aun 35 metros.

En el mar de Azov, junto al pueblo de Primorsko-Ajtarski, la costa está retrocediendo con una velocidad de 12 m por año. En el transcurso de 40 años (hasta 1930), el mar cercenó una franja litoral de 500 m de ancho. Empero, la velocidad de erosión disminuye notablemente allí donde existe una playa amplia. Así, por ejemplo, en las costas regulares del noroeste del mar Negro, con su ancha playa arenosa, los altos acantilados constituidos por rocas lo ésicas y arcillosas sufren una erosión de sólo 0,5 a 1,0 m anuales. Por otra parte, toda alteración de la playa — cosa que ocurre con frecuencia durante

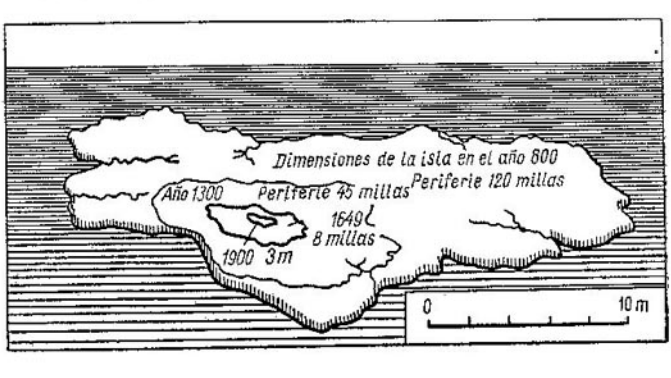
la construcción de distintas obras portuarias — conduce a una intesificación considerable en la destrucción de la costa.

Un ejemplo bien notorio y demostrativo de la rapidez de la abrasión marina, lo ofrece la historia de la isla de Heligoland en el mar del Norte. En el año 1072, tenía todavía una superficie de 900 km², quedando actualmente sólo una franja angosta con 1,5 km² de superficie aproximadamente, y 60 m de altura, rodeada de una ancha plataforma de abrasión de escasa pendiente, sobre cuya superficie perduran todavía, a trechos, altos peñascos, los testigos de erosión (fig. 125).

Una rápida destruccion de las costas se observa asimismo en los distintos embalses construidos sobre el Volga y el Don, durante las dos últimas décadas. Por esta razón, al elaborarse proyectos de obras semejantes, se hacen los cálculos necesarios teniendo en cuenta imprescindiblemente las condiciones geológicas locales, determinando la anchura de las zonas adyacentes a los embalses, en las que ha de obrar la intensa erosión de las riberas. Una destrucción particularmente intensa afecta las riberas escarpadas, integradas por rocas arcillosas y arenáceas sueltas.

Acción de las mareas. En el proceso de destrucción de las costas, la acción de las corrientes de flujo y reflujo es mucho menor que la de las olas, reduciéndose principalmente a la erosión del fondo. Olas de marea de fuerza suficiente son capaces de arrastrar diversos fragmentos, algunos de gran tamaño, desplazándolos hacia la costa o a lo largo de ella. El poder erosivo de las aguas de reflujo es menor, por lo cual los guijos y arena son abandonados en la zona costera,

Fig. 125. Fases de destrucción de la isla de Heligoland por las olas (mar del Norte) (según Engeln)



y sólo el material fino es arrastrado al mar. Un cuadro algo distinto se observa en los estrechos, bahías angostas y desembocaduras de los ríos, donde las mareas alcanzan su máxima intensidad.

Las alturas máximas de las mareas se han registrado en la bahía de Fundy situada entre la península de Nueva Escocia (Canadá) y el estado de Maine (EE.UU.). En el vértice de esta bahía angosta, la altura de la marea puede llegar a 18 m. En el Canal de Bristol (litoral sudoeste de Inglaterra), las mareas llegan a una altura de 12,6 m, dando lugar a una corriente cuya velocidad es de 16 km/hora.

En la Unión Soviética las mareas son particularmente altas en la bahía Penzhinskaia (mar de Ojotsk), donde el desnivel de la marea alcanza 11 m. En estos casos, cuando la ola de marea, al penetrar en estrechos y canales angostos, alcanza una gran altura y origina una corriente de velocidad considerable, va erosionando tanto las márgenes como el fondo. En esta circunstancia, precisamente, reside, al parecer, la explicación de que falte o haya relativamente poca cantidad de material detrítico en el fondo de los estrechos angostos, generalmente constituidos por rocas pétreas duras. La forma peculiar de los estuarios fluviales se explica en una serie de casos, por la acción erosiva de las corrientes de flujo y reflujo.

Las costas llanas de aguas someras evolucionan de un modo distinto al de las costas escarpadas. Las rompientes erosionan las costas y el fondo del mar somero, desplazando los productos detríticos hacia tierra. Siendo insignificantes los ángulos de pendiente del litoral llano, los detritos empezarán a amontonarse desde un principio junto al bordo del agua, formando una playa ancha. En lo sucesivo, la velocidad de acumulación del material detrítico junto al borde del agua puede exceder a la velocidad con que este material es producido por olas rompientes, y una *costa de abrasión* se transforma en una *de acumulación* (véase el esquema del desarrollo de estas costas, parr. 11).

Así pues, las costas expuestas a una intensa destrucción (abrasión) reciben el nombre de *costas de abrasión*, llamándose *costas de acumulación* aquellas en que se verifica la depositación (acumulación) del material detrítico.

La configuración del litoral marino depende en grado considerable de su posición con respecto a los elementos estructurales básicos de la tierra emergida. Así, cuando una cuenca marina se halla situada dentro de una plegada, pueden presentarse varios tipos de costas: 1) costa longitudinal o concordante, alineada en la dirección (rumbo) del plegamiento y caracterizada por su relativa rectitud y escasa endentación, debido a que el proceso de abrasión transcurre en condiciones más o menos parejas; 2) costa transversal o discordante, que biseca las estructuras básicas formando con ellas un ángulo recto, caracterizándose, en consecuencia, por una anfractuosidad bien

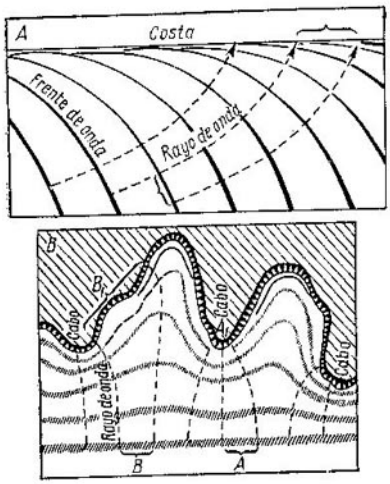


Fig. 126. A. Refracción de las ondas frente a una costa recta; B, frente a una costa accidentada; A y A_1, tramos del frente de onda junto a un cabo; **B y B_1**, tramos del frente de onda en una bahía (V. Zenkovich)

acusada, ya que la abrasión ataca rocas de composición heterogénea; 3) costa diagonal, que cruza la dirección de las estructuras principales bajo cierto ángulo. Según la magnitud del ángulo de intersección, la costa diagonal presentará mayor o menor anfractuosidad.

Una endentación profunda de la costa suele ser estrechamente ligada con desgarramientos, con numerosas fallas y otras dislocaciones. Además, al coincidir la línea de los acantilados con el plano de una falla y estando constituidos aquéllos por rocas de gran resistencia, se observan en tales regiones trechos de costa recta (litoral de Murmansk al este del golfo de Kola, formado por granitos macizos). Del grado de articulación de la línea litoral depende la correlación entre los tramos costeros de acumulación y los de abrasión y su extensión.

En un litoral relativamente poco accidentado, los tramos de abrasión o de acumulación ocupan grandes extensiones. En litorales muy accidentados y sinuosos, que presentan *bahías* (porciones de mar insinuándose en la costa) alternantes con *promontorios* y penínsulas que se internan lejos en el mar, el desarrollo de tramos aislados se verifica de un modo dispar. Para un litoral sinuoso es caracterís-

tica la alternancia de tramos de abrasión, confinados a promontorios, y de acumulación, situados en el fondo de las bahías. La causa de ello reside en el encorvamiento del frente de onda al acercarse a la costa, fenómeno llamado *refracción*. Cuando la onda se dirige bajo un ángulo agudo a una costa recta, las distintas partes de su frente tendrán distinta velocidad al llegar a la orilla. La onda va girando su frente hasta alcanzar una posición paralela a la orilla, encorvándose y estirándose (fig. 126, A). La refracción de las olas se opera de un modo distinto frente a una costa accidentada (fig. 126, B). Las olas marinas, al avanzar en bahías profundas, sufren el influjo de las aguas someras en las márgenes laterales de la bahía. Como resultado, las olas se curvan y se estiran considerablemente, perdiendo parte de su energía, debido a lo cual, en la parte central de la bahía surgen condiciones propicias para la acumulación de sedimentos. En cambio, frente a los promontorios, hacia los cuales las olas llegan desde distintas direcciones, como comprimiéndose, se concentra su energía máxima y se observa una abrasión más intensa. La acción de las olas sobre los promontorios salientes conduce a veces a la excavación de arcos (fig. 127) y distintas grutas que perduran durante cierto tiempo, luego se desmoronan, dejando en su lugar testigos de abrasión en forma de peñascos sumergidos o alzándose sobre las aguas (fig. 128, A y B), que señalan la posición anterior de la línea costera. Arcos de este tipo se conocen en las costas de Francia, España, norte de Noruega, Unión Soviética y otros lugares. En las regiones litorales que experimentan un levantamiento continuo, estos arcos y testigos de abrasión pueden quedar emergidos más arriba del nivel del mar (costas de Noruega).

Las costas accidentadas se subdividen en varios tipos. Las más difundidas son las costas *de ingresión*. Por ingresión se entiende la penetración del mar en las distintas depresiones del terreno (valles fluviales, fosas tectónicas, etc.). Como consecuencia, en las costas se forman bahías relativamente angostas y largas. De esta suerte, en la formación de las costas de ingresión anfractuosas, el modelado del terreno desempeña un papel sustancial. A su vez, la formación del relieve, prescindiendo de los procesos exodinámicos, está supeditada en grado considerable a la estructura geológica, la composición de las rocas y los movimientos más recientes de la corteza terrestre.

§ 11. TRANSPORTE DEL MATERIAL DETRITICO Y FORMACION DE LOS DEPOSITOS SEDIMENTARIOS LITORALES

Como se ha dicho anteriormente, el movimiento del oleaje afecta las aguas hasta distintas profundidades. Allí donde las olas tocan fondo y el arrastre del agua tiene suficiente velocidad, las partículas detríticas (acarreos) yacentes en el fondo, se ponen en movimiento.

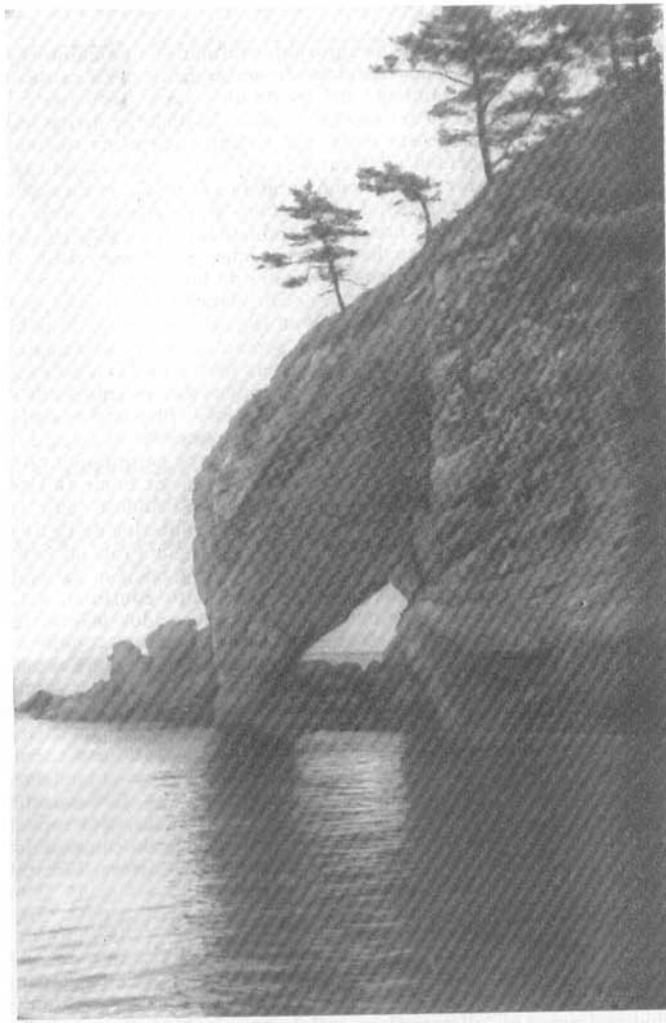


Fig. 127. Arco de abrasión. Mar del Japón

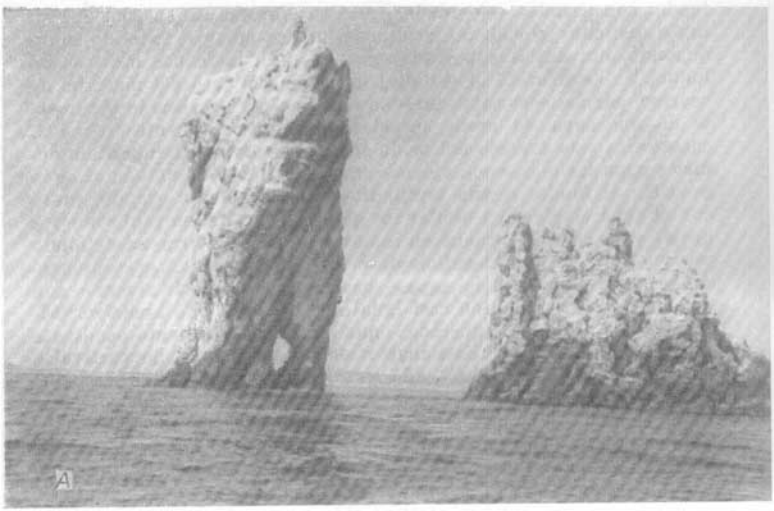
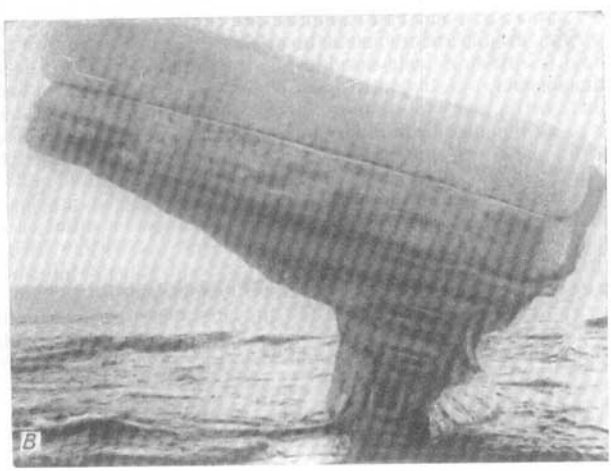


Fig. 128. Testigos de abrasión del litoral.
A. Crimea oriental; B. Manguishlak



Con velocidades bajas, las partículas se desplazan rodando por el fondo; con grandes velocidades, pueden elevarse en suspensión, en tanto que con velocidades medianas, ora se mueven rodando sobre el fondo, ora son transportadas suspensas en las capas hídricas de fondo. V. Zenkóvich, al estudiar el desplazamiento del material de acarreo por las olas sobre un fondo marino poco inclinado y cubierto de una capa de arena mezclada con guijos y cantos rodados, caracteriza este proceso del modo siguiente: «Sobre la superficie del mar surgen las olas, comunicando un movimiento de vaivén al agua próxima al fondo. A una profundidad relativamente grande, junto con el agua empiezan a oscilar los granos de arena, en tanto que los guijos y los cantos permanecen inmóviles porque el arrastre de fondo no tiene todavía fuerza suficiente para desplazarlos. A gran profundidad, las oscilaciones del agua —hacia la costa y hacia el mar— son de una fuerza y duración casi iguales. Los granos de arena experimentan el influjo de la gravedad, que frena su movimiento pendiente arriba y lo acelera pendiente abajo. Como consecuencia, las partículas arenosas irán deslizándose cada vez más abajo hasta alcanzar un paraje profundo donde las olas ya no serán susceptibles de moverlas. A profundidades menores, el cuadro del movimiento es distinto porque las oscilaciones del oleaje ya no son simétricas y son más fuertes. La arena es elevada en suspensión, y los rápidos flujos de agua, dirigidos hacia la orilla, arrastran los guijos y los ruedan ladera arriba. La resaca es algo más lenta y, pese a la «ayuda» de la gravedad, no puede hacer volver los guijos a su emplazamiento primitivo, dejándolos a medio camino. Como resultado de estas oscilaciones, los guijos van siendo empujados hacia la orilla. A profundidades menores todavía, donde el arrastre de fondo es más fuerte, empiezan a moverse también los cantos. Al igual que los guijos, van desplazándose hacia la orilla».

Como resultado de este desplazamiento transversal (con relación a la línea costera) de los detritos en la zona de rompientes, se forma junto a la orilla una potente barra o cordón costero (fig. 129). De esta forma se va modelando gradualmente la superficie del fondo, hasta lograr un *perfil de equilibrio* local, cuando el material detrítico,

Fig. 129 Arrastre transversal de los detritos sobre un fondo poco inclinado. La arena es arrastrada a grandes profundidades, en tanto que los guijos y cantos son empujados hacia tierra (la línea punteada señala la pendiente primitiva del fondo)

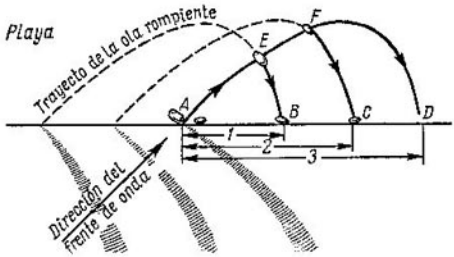


Fig. 130. Esquema del arrastre longitudinal de los detritos:
1, 2, 3, distancias a que son desplazados un canto, un guijo y un grano de arena, respectivamente (V. Zenkovich)

si bien sigue moviéndose, ya no avanza hacia tierra ni hacia el mar. Un cambio de condiciones, por ej., un descenso de la corteza terrestre, altera el equilibrio, empezando de vuelta el proceso de desplazamiento y clasificación del material detrítico, hasta elaborarse un perfil de equilibrio nuevo.

El cuadro esquemático que se acaba de exponer del desplazamiento de los acarreos, está basado en la suposición de que las olas llegan a la costa perpendicularmente; empero, las más de las veces, lo hacen bajo cierto ángulo. En este caso, las olas rompientes y los detritos arrastrados por ellas irán describiendo curvas regulares, con su lado convexo hacia la orilla. Si las olas arrastran partículas de distinto tamaño, éstas se desplazarán de un modo dispar. En la fig. 130 se observa que a medida que una ola lanzada sobre la playa va perdiendo fuerza, deposita en primer término el canto más grande (en el punto *E*), luego, a cierta distancia (en el punto *F*), el guijo, y solamente el grano de arena recorre con la ola todo el trayecto (hasta el punto *D*). Durante el retroceso de la ola, el canto y el guijo se desplazan por la pendiente más inclinada de la playa hacia los puntos *B* y *C*, hasta volver a ser arrastrados por la ola siguiente, repitiéndose el ciclo. Un proceso análogo se verifica sobre la ladera litoral submarina, pero con una velocidad mucho menor. Como resultado de este proceso que se repite en forma ininterrumpida, los detritos van siendo arrastrados a lo largo de la costa. V. Zenkovich refiere datos sobre la velocidad de migración del material detrítico, basados en observaciones realizadas en el mar Negro sobre guijos pintados. Con una intensidad del oleaje igual a 3 Beaufort, guijos aislados fueron arrastrados con una velocidad de hasta 43 m por hora, en tanto que toda la masa de guijos pintados (alrededor de un metro cúbico) recorría en el mismo tiempo de 17 a 20 m.

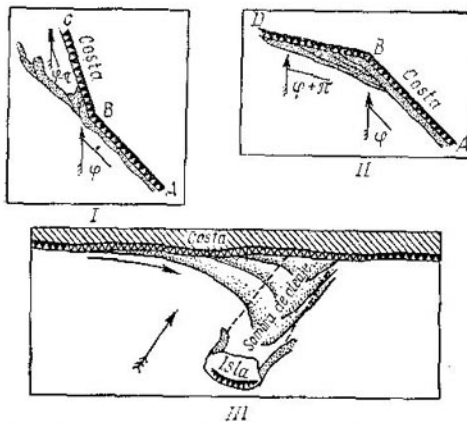


Fig. 131. Esquema de la formación de flechas (I), terrazas marinas asociadas (II), y tómbolos (III) (V. Zenkovich)

El sentido de la migración del material detrítico puede variar esporádicamente, de acuerdo a la dirección del viento. No obstante, en muchas costas prevalece año tras año, una dirección definida de las olas y, por ende, del arrastre litoral, lo cual está determinado por los vientos dominantes y los de mayor intensidad. Así, pues, el arrastre del material detrítico en el mar se verifica tanto en el sentido longitudinal como en el transversal. Con ello se vincula el origen de una serie de accidentes litorales de naturaleza sedimentaria. Hemos de detenernos sobre aquellos en cuya elaboración tiene primordial importancia el arrastre litoral. Representémonos una costa sinuosa y dentada. En la figura esquemática 131, I se puede apreciar que el ángulo que forma el frente de onda con la costa, en una parte de ésta es vecino a 45°, en tanto que en la otra, pasado el saliente, es considerablemente menor. Se ha establecido que la velocidad máxima de arrastre del material detrítico es alcanzada cuando este ángulo se aproxima a 45°. Por esta razón, cuando las olas rompientes con su carga detrítica pasan del tramo AB al tramo BC, la velocidad del arrastre disminuye. Al principio, parte de los detritos dobla el cabo, pero a continuación el grueso de los detritos va depositándose junto al cabo y crece mar adentro, conservando la dirección del tramo anterior (A — B). Al continuar este proceso en un sentido unilateral, da lugar al crecimiento ulterior de la cresta, que se insinúa cada vez más en el mar, alcanzando a veces profundidades conside-

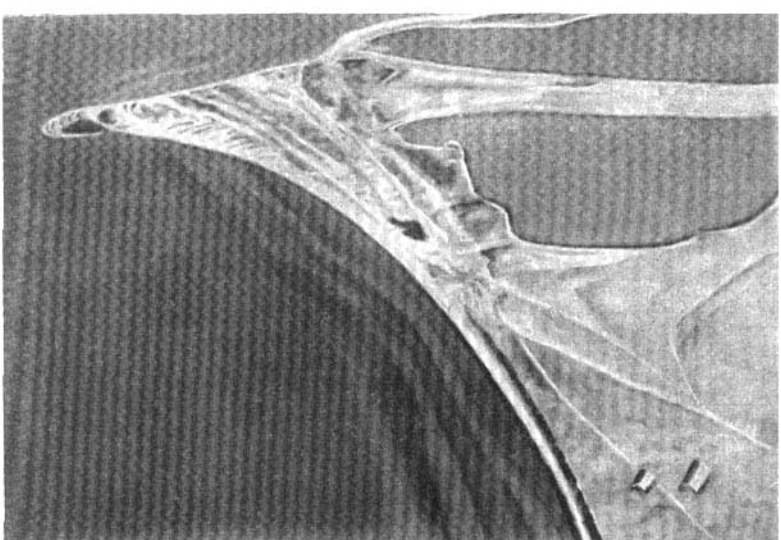
rables, varias decenas de metros y, en ocasiones, hasta 100 m. Esta cresta se llama *flecha o lanzada* (fig. 132). A veces se observan flechas en forma de gancho, con su punta doblada hacia tierra, lo cual se debe presumiblemente, a la acción de las olas que llegan perpendicularmente a la costa. Las flechas tienen en ocasiones una longitud considerable. Así, por ej., la punta de Agrajan, en el Caspio, tiene una longitud de 45 km, y la de Tender en el mar Negro, más de 90 km.

A veces una flecha llega hasta el cabo opuesto de la bahía, transformándose entonces en una *barra de boca* que endica la bahía. En ciertos casos, en una bahía se observan dos flechas de direcciones encontradas, que arrancan de ambos cabos de la bahía. Al encontrarse, originan también una barra de boca. Las flechas y las barras de boca llegan en ocasiones a aislar del mar, parcial o totalmente, bahías que con frecuencia son desembocaduras fluviales ensanchadas y se denominan *rías o limanes* *.

Cuando la costa tuerce hacia el mar, formando un entrante, (fig. 131, II), la capacidad de arrastre de la corriente de oleaje

* Voz rusa de origen griego, aceptada hoy día mundialmente (N. del T.)

Fig. 132. Flecha que se interna en el mar junto a un saliente litoral y barras sumergidas



disminuye también al pasar del tramo *AB* al *BC*, debido a la variación del ángulo entre el frente de onda y la dirección de la costa, como también al efecto frenador de esta última. En este caso, el material detrítico irá depositándose en el lugar de la inflexión (punto *B*), dando origen a una amplia *terraza* adyacente a la costa.

Los accidentes debidos a la acumulación marina se originan también en una costa recta, cuando las olas tropiezan con algún obstáculo que debilita su acción. Así, por ej., cuando a cierta distancia de la costa se encuentra una isla, el frente de onda se curva y se parte al acercársele. Entre la isla y la costa se establece una especie de «sombra de oleaje», donde la intensidad del oleaje se reduce considerablemente. Resultado de ello es que el material detrítico empieza a detenerse junto a la costa, avanzando en dirección a la isla. A veces se observa también un crecimiento de flechas desde la isla hacia la costa. Cuando las condiciones son propicias, las flechas crecen hasta unir la isla con la costa. Esta forma se llama *tómbolo* (fig. 131, III). En ocasiones, se observan tómbolos dobles.

Las formas acumulativas de mayores dimensiones son los *cordones o barras prelitorales*, largas franjas de acarreos de arena, grava y guijo que se elevan sobre el nivel del mar y se extienden a cierta distancia de la costa, paralelamente a su dirección principal (Zenkovich, 1946, 1957). A veces, alcanzan varios cientos de kilómetros de longitud y tienen una anchura de hasta 20 ó 30 km y una altura de varias decenas de metros. En el golfo de Méjico existe una barra prelitoral de 1800 km de longitud. Las barras prelitorales suelen endicar con frecuencia extensas porciones de aguas litorales, aislándolas del mar. Esta parte embalsada del mar somero se llama *laguna*. Una laguna puede ser originada también por una barra de boca (fig. 133). La presencia de barras prelitorales y lagunas comunica a la costa marina un aspecto característico, constituyendo, en la clasificación de las costas, un tipo aparte, llamado costa lagunosa. Las costas lagunosas representan un 13% aproximadamente, de la extensión del litoral de todos los continentes (Geología Marina, 1960).

Una de las cuestiones principales referentes a la morfogénesis de estas costas es el origen de las barras perilitorales. Según datos de V. Zenkovich, el papel primordial corresponde al arrastre transversal de los acarreos de fondo hacia tierra. A la par de ello, son condiciones imprescindibles para la formación de las barras: 1) una pendiente poco acusada de la ladera submarina, no superior a 0,005; 2) una reserva suficiente de detritos sueltos; 3) condiciones hidrodinámicas propicias, o sea, la intensidad y el carácter del oleaje. El hecho de que las barras prelitorales deben su origen al arrastre y acarreo de los detritos de un fondo de mar somero, queda comprobado por la composición de los sedimentos que las integran. En una

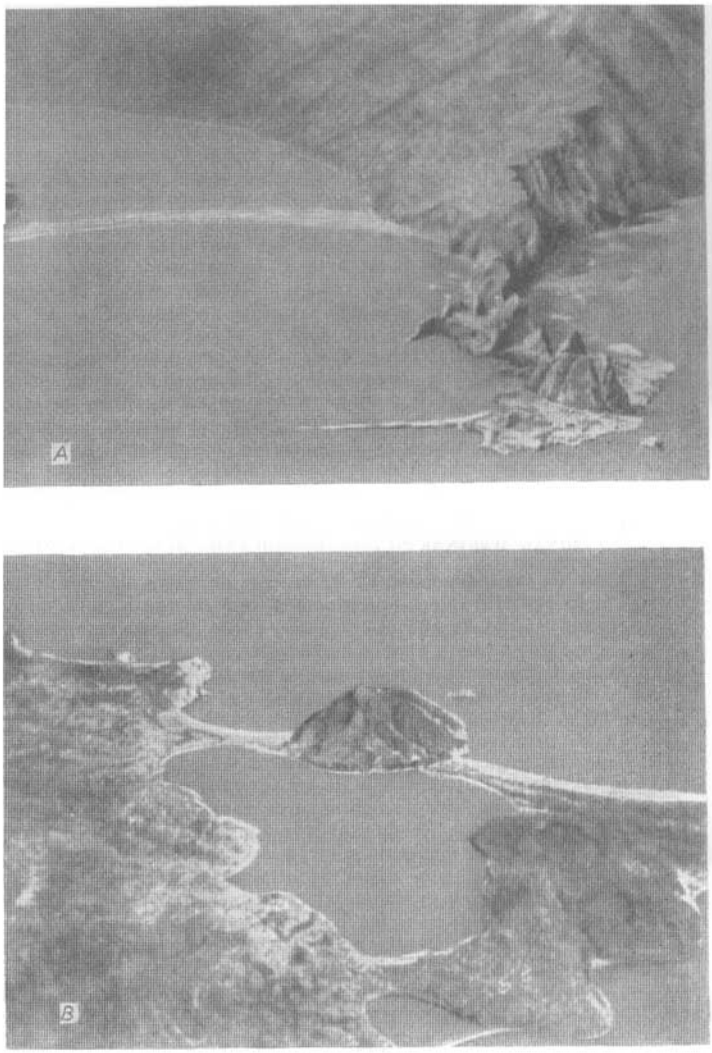


Fig. 133. Barras de boca endicando lagunas. A. Kamchatka meridional. B. Kamchatka, ıl norte de Petropavlovsk

serie de casos, contienen coquina* de edad actual y están compuestas por un material detrítico diferente al de las rocas que forman la costa.

Los movimientos oscilatorios de la corteza terrestre ejercen un influjo correspondiente sobre la formación de las barras y lagunas litorales. La mayor parte de las barras actuales (según datos de V. Zenkovich) están confinadas a litorales que sufrieron un hundimiento o están en trance de hundirse. Allí las barras adquieren grandes dimensiones, dando lugar a la formación de lagunas más extensas. Sin embargo, las barras se observan también en costas alzadas o en proceso de emersión.

En algunos lugares se han desarrollado barras compuestas, con aporte detrítico bilateral, o sea, tanto del mar como de la laguna.

O. Leóntiev, que ha investigado las barras perilitorales en el norte del Caspio, señala que su formación es acompañada por una inflexión de la ladera submarina; ésta reduce la energía del oleaje, favoreciendo una acumulación subacuática del material detrítico, que constituye el embrión de la futura barra.

§ 12. ACUMULACION DE SEDIMENTOS EN DISTINTAS ZONAS MARINAS

Origen de los sedimentos. En el proceso de meteorización de las rocas en la superficie de los continentes, se forma gran cantidad de fragmentos rocosos de distinto tamaño, desde bloques voluminosos hasta granos de arena y partículas finísimas de arcilla. Parte de los productos de meteorización permanece en su lugar, mientras que una parte considerable es transportada a grandes distancias para depositarse, bajo condiciones propicias, en forma de sedimentos. El colector principal del material detrítico removido desde la superficie son las cuencas marinas. Los principales factores dinámicos que intervienen en el transporte de los detritos, son *el agua, el hielo y el viento*. Un papel de singular importancia corresponde a las aguas corrientes, especialmente los ríos, que conducen a las cuencas marinas enormes cantidades no sólo de material detrítico, sino también de diversas sustancias disueltas, originadas tanto en el proceso de meteorización como debido a la acción recíproca entre las aguas fluviales y las rocas de su lecho. La abundancia de la carga detrítica transportada por los ríos está relacionada con su gran caudal y la constancia de las corrientes hídricas y sobre todo con que el material viene arrastrado desde áreas colectoras extensas. La carga detrítica acarreada a los mares por los ríos, los hielos y el viento, como asimismo los detritos producidos por la abrasión marina, se desplazan y depositan en las cuencas hídricas.

---

* Fragmentos de conchas (N. del T.)

El proceso de la acumulación sedimentaria marina es extremadamente complejo. En las cuencas marinas se depositan diversas partículas detríticas que constituyen los *sedimentos terrígenos*. Una serie de compuestos se precipita en el agua, formando *sedimentos químicos* y, finalmente, en el fondo del mar se acumulan los *sedimentos organógenos*, restos de organismos que otrora vivieron en el mar; al perecer los animales, sus esqueletos y caparazones, constituidos en su mayoría por carbonato cálcico y sílice, se van depositando en forma de distintos barros organógenos.

En la depositación sedimentaria desempeñan un papel particularmente importante el plancton y el bentos.

La correlación entre las partes terrígena, química y organógena de los sedimentos no es la misma para las distintas zonas de las cuencas marinas y depende de muchos factores, siendo los más importantes: 1) la proximidad al litoral y estructura de éste; 2) la profundidad de la cuenca, su geodinámica, salinidad y temperatura, que determinan las condiciones de existencia de distintos organismos; 3) el caudal fluvial aportado a la cuenca y cantidad de carga detrítica acarreada; 4) los movimientos oscilatorios corticales.

De acuerdo a la curva hipsográfica, los sedimentos de las cuencas marinas se subdividen en varios grupos:

I. Sedimentos *litorales*.

II. Sedimentos de la plataforma continental. Por las condiciones de vida de sus animales y plantas, esta zona recibe el nombre de *nerítica* (del nombre del molusco Nerita, difundido en esta zona).

III. Sedimentos del talud continental. Esta zona se llama *batial* (del griego βατος, profundidad).

IV. Sedimentos de las partes profundas del océano, o sea de su cuenca y depresiones más profundas. Esta zona se denomina *abisal* (del griego αβτσσος, inconmensurablemente profundo). Se observa en ella una transición gradual de los sedimentos de una zona marina a la otra.

Sedimentos litorales. Los sedimentos litorales se originan en la franja costera anegada durante la pleamar y emergida durante la bajamar. Esta zona se caracteriza por la mayor diversidad de condiciones. Su anchura es variable y depende del carácter y estructura de la costa. En costas llanas, puede llegar a decenas y centenares de metros, en tanto que en las abruptas mide sólo algunos metros.

La peculiaridad del régimen en esta zona y los cambios periódicos de sus condiciones de tierras emergidas y sumergidas dan lugar a una gran diversidad de sedimentos depositados. Allí yacen grandes bloques rocosos alisados por el agua marina, guijos bien redondeados, arenas de distinta granulación y, en parajes resguardados del oleaje, cienos finos. La composición del mundo orgánico también refleja las condiciones reinantes. Están difundidos los organismos fijados

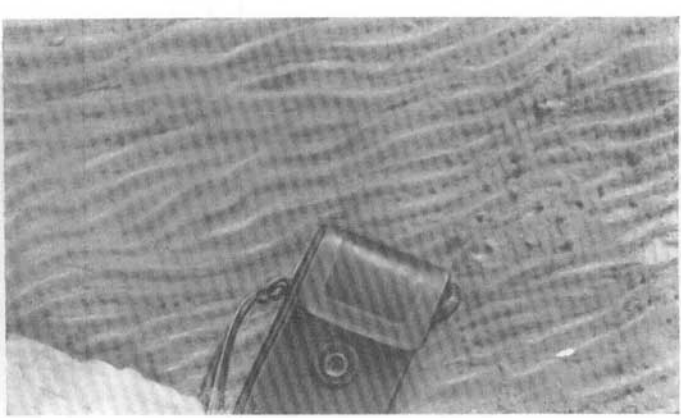
a las rocas o aquellos que horadan en las rocas agujeros donde se cobijan contra el oleaje y los golpes de los fragmentos rocosos.

Como ya se ha dicho, durante una fuerte agitación, en las playas arenosas de declive suave se forman crestas poco voluminosas —los cordones costeros— compuestas de arenas y guijos. Surgen en la zona de la posición más alta de la ola, cuando su cresta se rompe hacia adelante y se lanza sobre la orilla, quedando parcialmente absorbida por los sedimentos arenosos de la playa. Como resultado, parte de la arena y guijos acarreados por el flujo quedan en la playa, junto al límite más alto que alcanzan las olas.

Con un régimen de vientos tempestuosos, en la franja litoral pueden observarse varios cordones costeros, correspondiendo el superior a las olas de máxima altura, que surgen durante los temporales más violentos.

Los cordones litorales tienen una altura variable. Tal, en las costas del mar del Norte, oscila entre 1 y 2 m llegando hasta 5 m, en tanto que en el litoral atlántico alcanzan 10-12 m. En la composición de los sedimentos que integran los cordones costeros, además de la arena y guijos, se observan localmente acumulaciones de caparazones triturados de animales marinos (mar de Azov, mar del Norte), arrojados sobre la orilla y que posteriormente dan origen a rocas de conchillas. Se encuentran asimismo cúmulos de algas, trozos de madera y troncos de árboles carcomidos por los moluscos. En la superficie de los depósitos litorales arenosos el oleaje origina ondulaciones o rizaduras paralelas (ripple marks) que reflejan la agitación del agua. Estas ondulaciones se conservan a veces en estado

Fig. 134. Rizaduras de oleaje sobre arenisca



fósil sobre la superficie de la arenisca, denotando las condiciones en que se formó el sedimento (fig. 134).

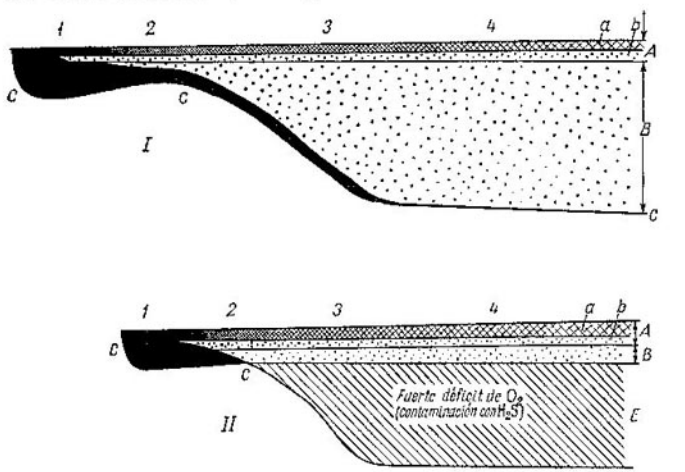
En los litorales llanos y bajos, en bahías y ensenadas de aguas calmas se forman cienos, ya arcillosos, ya arenosos y aun calcáreos (junto a costas constituidas por calizas). En las regiones subtropicales, las costas llanas arcillosas presentan extensas áreas empantanadas, con su vegetación peculiar, adaptada para la vida en una zona en que alternan periódicamente las condiciones terrestres y marinas (los manglares).

Un rasgo característico de los sedimentos litorales —aparte de su gran diversidad— es una rápida sucesión de distintos sedimentos sobre trechos relativamente cortos.

Sedimentos del zócalo continental. En las márgenes de la plataforma continental, la cuenca marina se singulariza por una serie de rasgos privativos. Entre estos figuran: 1) oleajes intensos, que ocasionan el desplazamiento de grandes cantidades de material detrítico y ejercen su influjo sobre el mundo orgánico; 2) riqueza y variedad del mundo orgánico, especialmente hasta una profundidad

Fig. 135. Distribución de la sustancia viva en los océanos (I) y en cuencas hídricas con un régimen gaseoso anormal (II) (N. Strajov):

A, plancton: a, zona superior, la más rica en sustancia viva; b, zona inferior de empobrecimiento; 1 a 4, regiones de empobrecimiento gradual de la zona en sustancia viva a, a medida del alejamiento de la costa; B, región de «rarefacción» de la sustancia viva; C, película de fondo con concentración de sustancia viva; E, zona de brusco déficit de O_2 y eventual presencia de H_2S en el agua



de 100 m, donde penetra suficiente luz y llega a calentarse toda la masa hídrica (fig. 135). En esta región se acumulan sedimentos de distintas clases: terrígenos, organógenos y químicos.

En estos últimos años, N. Strájov y a continuación P. Bezrúkov y A. Lisitsin han elaborado la siguiente clasificación de los sedimentos terrígenos de acuerdo a su composición (tabla 10).

TABLA 10

Grupo de sedimentos	Designación del sedimento		Dimensiones de las partículas dominantes, en mm
	Bloques		> 1000
	Cantos rodados	gruesos	1000-500
		medianos	500-250
		pequeños	225-100
Sedimentos clásticos groseros (psefitas, del gr. ψηφος, piedrecilla)	Guijos	gruesos	100-50
		medianos	50-25
		pequeños	25-10
	Gravas	gruesas	10-5
		medianas	5-2,5
		finas	2,5-1
Sedimentos arenosos (pasamitas, del gr. ψαμμος, arena)	Arenas	gruesas	1-0,5
		medianas	0,5-0,25
		finas	0,25-0,1
Sedimentos aleuríticos (aleuritas, del gr. αλευσον, harina de trigo)	Cienos aleuríticos groseros		0,1-0,05
	Cienos aleuríticos finos		0,05-0,01
	Cienos aleurito-arcillosos		< 0,01 (< 70%)
Sedimentos arcillosos (pelitas, del gr. πελιτος, arcilla)	Cienos arcillosos		< 0,01 (> 70%)

Como se deduce de la tabla, los sedimentos aleuríticos ocupan un lugar intermedio entre los arenosos y los arcillosos.

En la distribución del material terrígeno en las cuencas marinas se observa una regularidad definida. La parte del zócalo continental adyacente al litoral se halla cubierta por sedimentos de grano más grueso —principalmente, arenas de granulación dispar— cuyas partículas disminuyen en tamaño con la profundidad. En la zona prelitoral inmediata, la granulación de los sedimentos se torna más

grosera, hasta transformarse gradualmente en depósitos litorales. En la parte marginal de la plataforma continental, los sedimentos microgranudos —cienos aleuríticos de granulación grosera— son sustituidos gradualmente por cienos aleuríticos finos de la región del talud continental. La anchura de la franja de formaciones arenáceas depende del carácter del zócalo continental. Allí donde éste tiene escasa anchura y una pendiente acusada mar adentro, la franja de arena es angosta, y los cienos se depositan cerca de la costa. Si el zócalo tiene una pendiente suave, la anchura de la franja arenosa aumenta notablemente. El límite entre la zona de arenas y la de cienos en las cuencas marinas se sitúa a distintas profundidades, de acuerdo a las características hidrodinámicas de la cuenca. En los mares continentales (Negro, Caspio), se halla entre 25 y 50 m aproximadamente. A profundidades menores, la agitación de las olas llega hasta el fondo y eleva el material fino en suspensión. En las partes más hondas de la cuenca, donde la agitación del agua junto al fondo se torna más débil, estas suspensiones finas se van sedimentando sobre el fondo. En los océanos, el límite entre las zonas indicadas desciende hasta 100 a 150 m de profundidad.

La correlación referida entre los sedimentos arenosos y legamosos en la región del zócalo continental es sólo un esquema. En el ambiente natural, todo resulta más complicado. Dentro de la franja arenosa aparecen manchas de cienos groseros y más finos y aun arcillas, lo mismo que en la zona de los cienos surgen manchas y bandas de arenas. Las acumulaciones de cieno dentro de la franja arenácea de la plataforma continental se hallan confinadas, según M. Klenova y y N. Strájov, a tramos determinados: 1) zonas preestuarinas de ríos caudalosos que acarrean hasta el mar grandes cantidades de detritos finos y cenagosos; 2) zonas rebajadas de la plataforma, debido a la erosión o a movimientos geotectónicos y 3) bahías aisladas o casi aisladas del mar. La aparición de bandas y manchas de arenas más gruesas en medio de los cienos viene condicionada, bien por las corrientes marinas que con frecuencia pasan por sobre el borde de la plataforma y el borde del talud continental, bien por la presencia de porciones elevadas del fondo marino, afectadas por intensos movimientos del agua, que levantan en suspensión el sedimento y transportan las partículas cenagosas finas a zonas más profundas (fig. 136).

Sobre la plataforma continental, además de los sedimentos terrígenos, tienen bastante amplia difusión los sedimentos organógenos. Esta región es la más densamente poblada, llegando a su máxima difusión los organismos del fondo marino y el plancton.

La variada fauna y flora que pueblan las cuencas marinas utilizan los compuestos químicos presentes en el agua para construir sus caparazones y esqueletos. Las principales sustancias que los organis-

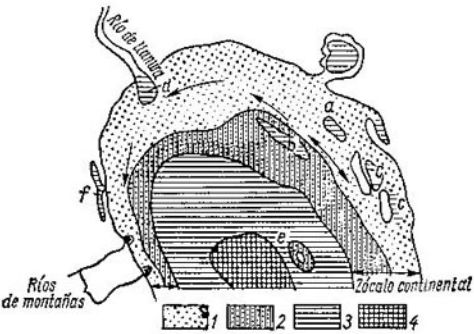


Fig. 136. Esquema general de la distribución de distintos tipos de sedimentos en las cuencas marinas (M. Strájov):

a, depresiones de erosión; b, depresiones tectónicas; c, zonas de calma; d, lóbulo arcilloso periestuarino; e, elevación del fondo; f, lagunas; 1, arenas; 2, cienos groseros (alcuritas); 3, cienos finos (alcuritas); 4, arcillas (pelitas)

mos extraen del agua marina son $CaCO_3$, SiO_2, y, en menor proporción, P.

En el mar epicontinental, un papel de singular importancia corresponde a los organismos de fondo, que extraen carbonatos del agua marina y que forman a menudo acumulaciones en el fondo de las cuencas. Los depósitos organógenos calcáreos, representados principalmente por rocas de conchillas y arrecifes coralinos, se originan en las zonas del mar donde el aporte del material terrígeno es escaso. Así, en los mares Negro y Caspio, las franjas de difusión de las coquinas coinciden con las áreas de la plataforma continental, adyacentes a las costas bajas y poco erosionadas (litoral noroeste del mar Negro, estrecho de Kerch, litoral este del Caspio). Allí donde la plataforma continental es adyacente a una costa montañosa intensamente abrasionada, se van acumulando potentes depósitos terrígenos.

Los arrecifes coralinos alcanzan a veces grandes dimensiones y descienden hasta grandes profundidades oceánicas. Los animalillos coralígenos —pólipos coralarios— viven en colonias. Cada pólipo se aloja en una de las cámaras tubulares calizas construidas con la cal que segrega el animal. Al unirse unas con otras, las partes aisladas de los corales adquieren formas que evocan árboles y arbustos de fantástica ramificación. En la edificación de los arrecifes coralinos intervienen generaciones sucesivas de pólipos, creciendo los arrecifes gradualmente en altura o lateralmente. Los corales se expanden con

mayor holgura en dirección al mar, hacia las rompientes, donde abunda el agua marina fresca con sus reservas siempre renovadas de oxígeno y alimentos. El límite superior del crecimiento de los corales es el nivel de la marea baja porque los pólipos no pueden permanecer mucho tiempo fuera del agua. Para el desarrollo normal de los arrecifes coralinos son necesarias las condiciones siguientes: 1) temperatura elevada del agua (no inferior a los 20°) y abundancia de carbonatos cálcicos en ella. Por ello es, precisamente, que las estructuras arreciformes coralinas están difundidas sobre todo en la faja ecuatorial, excepto algunos lugares donde la temperatura propicia del agua se debe a la corriente cálida del Golfo (por ejemplo, los arrecifes de las islas Bermudas); 2) poca profundidad del mar, 40 a 50 m por término medio; 3) salinidad normal, o sea, un 35‰, y aguas claras (los corales no viven en aguas dulcificadas ni legamosas, tampoco en lagunas de salinidad excesiva); 4) fondo rocoso.

En la construcción de los arrecifes coralinos intervienen numerosos organismos. Entre éstos figuran, aparte de los corales, algas calcinógenas, briozoos, moluscos, organismos rudimentarios microscópicos —los foraminíferos—, y otros. Con sus caparazones calizos, rellenan las oquedades del arrecife, transformándolo en una masa compacta y maciza. Los corales constituyen en este caso, la armazón principal, rellena con material calizo proveniente de otros organismos.

Atendiendo a su forma, se pueden distinguir tres tipos de arrecifes coralinos: a) *arrecifes franjeantes*, extendidos a lo largo de la costa de la que forman como una continuación (fig. 137); b) *arrecifes barreras*, también extendidos a lo largo de la costa, pero separados de ella por un estrecho cuya altura alcanza a trechos, varias decenas de kilómetros. La estructura arreciforme más famosa e imponente es la Gran Barrera australiana, que se extiende por más de 2000 km a lo largo del litoral nordeste de Australia, estando separada de la costa por un estrecho de 50 a 100 km de ancho (fig. 138). Empero, la mayoría de los arrecifes barreras circundan las islas, a modo de anillos de distinta anchura; estos arrecifes anulares suelen estar abiertos a sotavento por pasos o estrechos; c) *atolones*, que se asemejan por su forma a los arrecifes barreras circulares, pero se distinguen de éstos por tener dentro del anillo en lugar de una isla, una laguna conectada con el mar abierto por un paso.

Las formaciones coralinas de mayor potencia se observan en los arrecifes de los dos últimos tipos, o sea, los arrecifes barreras y los atolones. Así, por ejemplo, en la región de las islas Marshall, una perforación de sondeo profundizó en la pila de un arrecife coralino hasta 1200 m. ¿A qué causas obedecen acumulaciones de semejante espesor, si el margen del medio vital de los animalillos coralígenos no pasa de una profundidad media de 40 a 50 m? La explicación de este fenómeno fue propuesta por primera vez por Ch. Darwin,

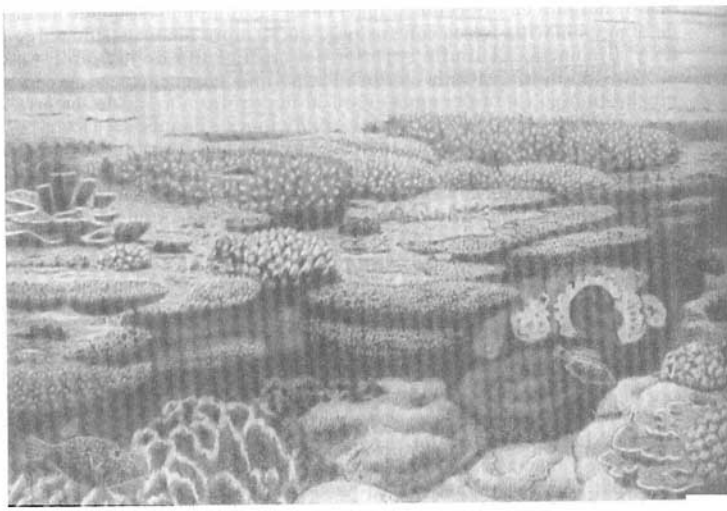
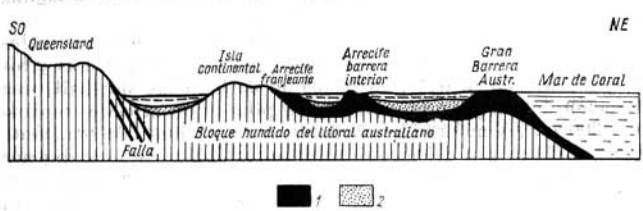


Fig. 137. Arrecife coralino franjeante

quien llegó a la conclusión de que la causa principal reside en los movimientos corticales oscilatorios y que los arrecifes coralinos de gran espesor se forman al ocurrir un descenso lento del fondo marino. Darwin esbozó asimismo las diferentes etapas en el desarrollo de los arrecifes y su transición de un tipo a otro. En la etapa inicial se forma, por ejemplo, un arrecife franjeante alrededor de una

Fig. 138. La Gran Barrera Australiana, que se extiende a lo largo de la costa de Australia (D. Stears):
1, arrecifes; 2, sedimentos de lagunas y canales



isla. El hundimiento lento de la isla simultáneamente con el crecimiento del arrecife, lo transforma en arrecife barrera, surgiendo una laguna entre la isla y el arrecife. Al continuar el hundimiento, la cima de la isla se sumerge y el arrecife barrera se transforma en un atolón. Ahora bien, una condición imprescindible para semejante desarrollo del arrecife es la relación adecuada entre la velocidad de crecimiento de los corales y la del descenso del fondo de la cuenca, o sea, que el ritmo de crecimiento de los corales debe compensar el del hundimiento de la isla. Si el hundimiento es rápido, los corales perecen y el crecimiento del arrecife cesa. La Gran Barrera australiana se formó, presumiblemente, en la parte marginal de un tramo litoral afectado de hundimiento.

Los arrecifes coralinos existen también en estado fósil. Se encuentran en rocas sedimentarias de distintas edades, formando potentes lentejones irregulares de calizas de arrecife, que se alzan sobre los sedimentos coetáneos. Estos últimos forman con el arrecife un ángulo de 30 a 50°. Entre los sedimentos antiguos se encuentran no sólo arrecifes coralinos, sino también arrecifes briozoos, de algas y otros. La extensión de los arrecifes antiguos oscila entre decenas de metros y decenas y aun cientos de kilómetros. El estudio de los antiguos arrecifes es sumamente importante para poder elucidar la historia geológica de una región, reconstituir las condiciones climáticas pretéritas y sus variaciones en el tiempo. El estudio de los arrecifes tiene una importancia no sólo teórica sino también práctica. Debido a su gran cavernosidad y porosidad, las calizas arreciformes constituyen a veces excelentes reservorios de petróleo.

Sedimentos químicos. Las cuencas marinas reciben un aporte ininterrumpido de diversas sales minerales en disolución. Parte de estas sales es asimilada por los organismos animales y vegetales marinos, otra permanece disuelta en el agua marina, en tanto que parte se precipita en forma de distintos compuestos. Por la acción de procesos químicos pueden originarse compuestos ferruginosos, manganésicos y otros. Pero un papel particularmente importante pertenece a los sedimentos calcáreos. El proceso de precipitación del carbonato cálcico depende del grado de saturación del agua marina con dicho compuesto. El agua de mar suele estar sobresaturada con $CaCO_3$ sólo en las capas superiores de las cuencas marinas situadas, principalmente, en zonas cálidas, donde la temperatura del agua alcanza marcas elevadas ($\sim 20°$). En latitudes altas y en las capas oceánicas más profundas de latitudes bajas, el agua marina se halla insaturada de $CaCO_3$, faltando, por lo tanto, las condiciones para su precipitación. Las condiciones más favorables para la precipitación de $CaCO_3$ en los mares de la zona cálida se originan en la zona prelitoral del zócalo continental. Debido a la escasa profundidad del mar en esa zona, el agua llega a calentarse hasta el fondo, en

tanto que la abundante flora marina absorbe el CO_2 reduciendo su contenido al mínimo y dando lugar a la sobresaturación con $CaCO_3$ y la precipitación de éste. El carbonato cálcico se precipita ora a modo de bolitas minúsculas llamadas oolitas, que van a formar las calizas oolíticas (mar Rojo, mar Caspio), ora en forma de barro calcáreo microgranudo (Florida). Tales sedimentos calcáreos se hallan confinados a los mares someros que suelen bordear las costas llanas, cuyo aporte de material terrígeno es insignificante o falta del todo. Los carbonatos de origen químico tienen una importancia relativamente escasa en los sedimentos de las cuencas marinas, sobre todo frente a los carbonatos de origen biógeno que constituyen el grueso de los depósitos calcáreos.

El hierro, el manganeso y el óxido de aluminio son suministrados al mar por los ríos y las aguas subterráneas. Los datos de mayor confianza de que se dispone son los relativos al hierro, el cual es aportado al mar en forma de hidróxido $Fe(OH)_3$ y compuestos ferrorgánicos. El compuesto $Fe(OH)_3$ coloidal es inestable, coagulándose y precipitando con bastante rapidez por acción de los electrólitos presentes en el agua marina. Parte del hidróxido férrico se coagula y precipita en las zonas en que se opera el mezclamiento de las aguas fluviales o subterráneas con las marinas, en tanto que parte del mismo llega a franquear estas zonas, para ir a depositarse mar adentro, más allá del área afectada por las aguas estuarinas y la efluencia de las aguas subterráneas. En las regiones pelágicas, tienen gran importancia para la acumulación del hidróxido de hierro, los compuestos ferrorgánicos aportados por los ríos. Estos compuestos pasan la zona de mezclamiento de las aguas dulces y salinas, y al llegar al mar abierto, sufren un lento proceso de hidrólisis, liberándose las partículas de $Fe(OH)_3$ que forman agregados y se sedimentan en el fondo.

Según datos de M. Varentsov y V. Mordvilko, los ríos aportan a veces a las cuencas marinas una cantidad considerable de sustancia orgánica en forma de soluciones moleculares y coloidales. Las mayores cantidades son suministradas por los ríos de llanura que atraviesan regiones de clima templado-húmedo o cálido-húmedo. En una serie de mares epicontinentales semicerrados y en lagunas endicadas se observa un contenido aumentado de sustancia orgánica, que va sedimentándose paulatinamente. El mayor contenido de sustancia orgánica dispersa en las cuencas hídricas actuales se observa en los barros aleurito-arcillosos finos y en los arcillosos.

El examen de los distintos sedimentos que se depositan en la plataforma continental revela su gran variedad. Allí se acumulan las mayores cantidades de sedimentos terrígenos, se opera su separación mecánica (clasificación en finos y gruesos), se forman depósitos sedimentarios organógenos calcáreos de regular espesor y se observa la precipitación química de carbonatos, hierro y otras sustancias.

Con la plataforma continental se vincula la formación de grandes barras perilitorales, barras de boca y otros accidentes de naturaleza sedimentaria. De ello se infiere que todos los procesos que se verifican en la región del zócalo continental se caracterizan por una intensidad máxima, en comparación con los mismos procesos en otras zonas de las cuencas marinas.

Sedimentos del talud continental o batiales. La zona del talud continental se caracteriza por un escaso movimiento del agua marina, eliminándose, prácticamente, la posibilidad de un arrastre mecánico del material sedimentario. Sólo en casos aislados, a saber, el paso de una corriente marina, el material es alzado en suspensión y transportado de un sitio a otro. La masa principal de sedimentos terrígenos es acarreada desde la plataforma continental. La ausencia de luz y las bajas temperaturas reinantes en las capas profundas de las cuencas marinas determinan la pobreza de la fauna de fondo y reducen su importancia en el proceso de la depositación sedimentaria. En estas zonas marinas, la importancia primordial pertenece a los organismos planctónicos, que elaboran sus caparazones y esqueletos ora con el carbonato cálcico, ora con la sílice que extraen del agua marina.

Según datos de M. Klenova, los sedimentos de esas profundidades varían poco territorialmente y se distinguen por su gran homogeneidad. De entre ellos se pueden destacar los sedimentos terrígenos y organógenos, que constituyen ya un tipo de barro particular, ya barros terrígeno-organógenos mixtos, la proporción de cuyas partes componentes varía.

Los sedimentos terrígenos de la zona batial y la parte adyacente a la abisal están constituidos principalmente por barros aleurito-pelíticos finos. Sin embargo, se encuentran entre ellos también sedimentos más groseros, de difusión relativamente escasa.

Los barros terrígenos se subdividen, de acuerdo a su color, en «azul», «rojo» y «verde». El color de estos cienos no es un fenómeno casual, sino que refleja las condiciones del medio ambiente en que se originaron.

El barro «azul» está difundido en la región del talud continental y la parte adyacente de la cuenca del Océano Universal, extendiéndose hasta profundidades del orden de 5000 m. Su cantidad es particularmente abundante en el fondo del Atlántico. Por lo general, se presenta como un sedimento de color negro-azulado o gris acerado, con olor a sulfuro de hidrógeno y constituido por finísimas partículas cenagosas y arcillosas. Su color gris-azulado característico denota que este barro se formó en condiciones de una escasez considerable de oxígeno en el medio reductor. La abundancia de sustancias orgánicas y la escasez de oxígeno en este sedimento dan lugar a la formación de la pirita. Además de la pirita, suele contener concreciones

de siderita, manganeso y limonita y, localmente, una proporción aumentada de sustancias orgánicas (carbono orgánico, C). La capa superior del barro azul tiene a veces un tinte pardo debido a la oxidación de los compuestos ferruginosos. El barro azul contiene las más de las veces, hasta un 30% de carbonato cálcico, principalmente organógeno, constituido por acumulaciones de caparazones de organismos planctónicos; ocasionalmente, el contenido de $CaCO_3$ en el barro aumenta hasta 40 ó 50%, por lo cual se lo denomina calcáreo.

El «barro rojo» ocupa áreas considerablemente menores. Atendiendo a su composición, el barro rojo es muy próximo al barro azul. También en él predominan finísimas partículas de cieno y arcilla con una pequeña proporción de granos minerales (principalmente, cuarzo) y considerable proporción de $CaCO_3$ organógeno. El color del barro —rojo, pardo y amarillo— se debe a la presencia de óxidos de hierro. La regularidad de la difusión territorial del barro rojo denota con suficiente claridad las condiciones de su formación. Generalmente, se halla difundido en las porciones de las cuencas marinas, adyacentes a los estuarios de grandes ríos, como el Amazonas, el Yangtsé, el Hoanghó, que atraviesan regiones donde abundan los productos de meteorización de color rojo, ricos en óxidos de hierro. Los cursos de agua incorporan estos productos y los acarrean a las cuencas marinas (mar Amarillo, océano Atlántico, etc.). Cantidades reducidas de barro rojo pueden formarse también en las regiones perilitorales de los mares en cuyas costas están difundidos los suelos rojos y existen condiciones para su arrastre al mar. Ejemplo de ello son los sedimentos rojos depositados en la parte sudeste del mar Negro.

El barro y la arena «verde» empiezan a aparecer a una profundidad de 80 a 100 m en la región epicontinental, bajando hasta profundidades de 2300 m, pero la región principal de su difusión es la zona de transición de la plataforma al talud continental (vecina o inferior a la isobata de 200 m). El barro verde se diferencia del azul y del rojo por su granulación más grosera y está constituido con frecuencia por arenas finas. A veces contiene más del 30% de $CaCO_3$, tornándose calcáreo. El color verde del barro se debe al mineral glauconita. Los barros glauconíticos se originan sólo bajo condiciones definidas, acumulándose allí donde existen laderas escarpadas constituidas por rocas magnéticas, donde es escaso el aporte del material terrígeno y por donde pasan poderosas corrientes frías. Para su formación, es particularmente favorable una conjunción de corrientes cálidas y frías, o sea, un cambio del régimen de la cuenca (Shvetsov, 1958). La glauconita a su vez, se forma bien como resultado de la descomposición en el fondo marino de granos de arena de aluminosilicato, espículas, vidrio volcánico, etc., bien agregándose en el agua marina en forma de gel de soluciones coloidales aportadas desde el conti-

nente. La presencia de óxido de hierro en la composición de las glauconitas atestigua la formación del barro verde en un medio oxigenado. En los barros verdes glauconíticos, como también en las antiguas rocas sedimentarias homónimas, se observan con frecuencia inclusiones de nódulos de fosforita.

Barros organógenos calizos. Sobre el área del talud continental, aparte de los sedimentos terrígenos referidos, adquieren gran importancia también los cienos o barros organógenos, en su mayoría calizos con distinto contenido de $CaCO_3$. En la génesis de estos sedimentos el papel primordial pertenece a los organismos planctónicos calcinógenos, que abundan en las capas superiores del agua marina, donde penetran los rayos solares. De esta zona marina van cayendo al fondo en forma continua miríadas de diminutas conchillas calcáreas que, al depositarse, forman cienos calizos de color blanco, amarillo y, a veces, verdoso. Los organismos planctónicos van sedimentándose en cantidades enormes también en las aguas someras de la plataforma continental, pero, debido a un aporte considerable de material terrígeno y sedimentos bentónicos en esa zona, forman más bien una mezcla con estos últimos. Su importancia en la sedimentación aumenta con la profundidad, a medida que disminuye el aporte de material terrígeno.

Los sedimentos organógenos calizos suelen estar constituidos por foraminíferos, pterópodos y algas calcinógenas microscópicas —los coccolitofóridos—, con cuyos nombres se designan los diferentes tipos de cienos marinos.

El barro de foraminíferos consta, en su masa principal, de una acumulación de finísimos esqueletos calizos de distintos foraminíferos (fig. 139) con una mezcla considerable de partículas detríticas terrígenas cuyo diámetro alcanza 0,1 mm. La presencia de estos últimos es señal de la proximidad de tierra emergida y su influencia sobre la sedimentación. Al par de los foraminíferos, en estos cienos se encuentran localmente grandes cantidades de pterópodos y cocolitos o placas de algas calcinógenas. Por su aspecto exterior, los barros de foraminíferos son sedimentos esponjosos blancos, amarillos o verdosos. Un ejemplo de barros de foraminíferos es ofrecido por los depósitos del golfo de México, representados por un sedimento blanco, granudo, parecido a la creta, cuyo contenido en $CaCO_3$ alcanza 82 a 90%.

Sedimentos análogos del mar Mediterráneo se caracterizan por un contenido menor de $CaCO_3$ (hasta un 60%), siendo constituidos también principalmente por foraminíferos y, además, pterópodos y coccolitofóridos. En la zona del talud continental, los cienos calcáreos sustituyen a menudo los barros terrígenos azules en la facies local.

El barro de pterópodos consta en su mayor parte de finas conchillas aragoníticas de moluscos flotadores a la deriva, conocidos por el

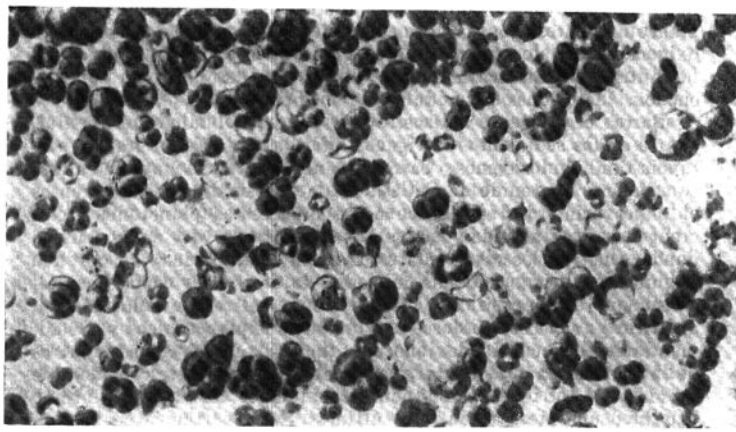


Fig. 139. Barro de foraminíferos

nombre de pterópodos o «mariposas del mar». Junto con ellos se encuentran también numerosos foraminíferos, algas calizas y partículas detríticas minerales. Los cienos de pterópodos se hallan difundidos principalmente en las regiones oceánicas tropicales y a profundidades de hasta 3 km.

Sedimentos de la cuenca del Océano Universal (zona abisal). En estas regiones oceánicas, las más distantes de las costas y caracterizadas por un aporte totalmente insignificante de material terrígeno, los sedimentos organógenos adquieren una importancia primordial, destacándose entre ellos el barro calcáreo de globigerinas y los barros silícicos —de radiolarios y de diatomeas— así denominados de acuerdo a los organismos planctónicos que predominan en ellos.

El barro de globigerinas consta principalmente de diminutas conchillas y fragmentos de foraminíferos pertenecientes a la familia de Globigerinidae (fig. 140). Las globigerinas abundan en las regiones oceánicas tropicales, como también en las templadas. Ello determina una gran difusión territorial del barro homónimo. Las frágiles conchillas calizas de las globigerinas son fácilmente destruidas por la acción del agua marina. Su destrucción puede llevarse a cabo de dos modos: 1) por disolución de las conchas calizas a grandes profundidades oceánicas, donde tiene lugar un aumento de presión y descenso de temperatura considerables; 2) por desintegración de las conchas en

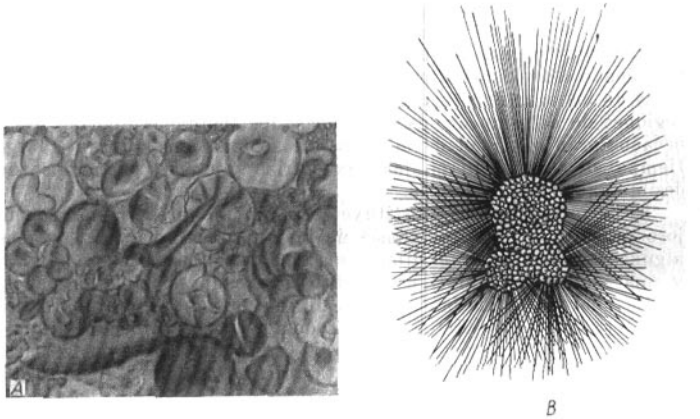


Fig. 140. Barro de globigerinas (A) y una globigerina (muy aumentada) (B)

sus microcristales constituyentes. Presumiblemente, a ello se debe la limitada profundidad de difusión del barro de globigerinas (hasta 3500-4000 m). Sólo unas pocas conchas llegan a descender hasta profundidades de 5000 m y menos aún llegan a los 6000 m. Por su aspecto exterior, este sedimento esponjoso de globigerinas, en que prevalecen los colores blanco, rosado y amarillo, se asemeja a la tiza de escribir. En la composición del cieno de globigerinas se observan mezclas de otros organismos, que llega a veces hasta un 10%, como también finas partículas arcillosas cuya proporción oscila entre 2 ó 3 y 30%. Los barros de globigerina de la zona abisal se relacionan, por transmisiones graduales, con los sedimentos de foraminíferos de la zona batial, diferenciándose de éstos sólo por no contener partículas detríticas groseras, pues los granos minerales presentes en ellos no pasan de un grosor de 0,01 mm.

El barro de diatomeas está constituido en su mayor parte por cáscaras silícicas de algas diatomáceas. Las condiciones de vida más favorables para las diatomeas se dan en las capas marinas superiores, a donde llega la acción de los rayos solares. A diferencia de las globigerinas, difundidas principalmente en las aguas templadas, las diatomeas abundan sobre todo en los mares fríos, especialmente en torno a la Antártida y en la parte septentrional extrema del Pacífico. Son sumamente prolíficas. Así, por ejemplo, en el mar del Norte, en el puerto de Wismar se dragan anualmente cerca de 550 m^3 de

algas diatomáceas, para prevenir la obstrucción del puerto. Estos diminutos organismos planctónicos elaboran sus caparazones con la sílice que obtienen de dos modos: 1) extrayéndola del agua marina, aun siendo escaso su contenido en el agua; 2) desintegrando las partículas de los aluminosilicatos y extrayendo de éstos el SiO_2. En las regiones de difusión de las diatomeas, los témpanos aportan a los océanos gran cantidad de arcillas que se mantienen durante largo tiempo en suspensión en las aguas frías y cuyas partículas son desintegradas por las algas.

El barro diatomáceo constituye generalmente un sedimento esponjoso de color amarillo. Además de las algas diatomáceas, contiene algunas especies de foraminíferos susceptibles de vivir en aguas frías, y una mezcla de material terrígeno acarreado por los témpanos.

Los barros de diatomeas están difundidos en las profundidades oceánicas de 1000 a 4000 m, a modo de dos franjas alineadas aproximadamente a lo largo del paralelo 60° de latitud sur y en la parte septentrional del Pacífico, como también en algunos lugares del Atlántico.

El barro de radiolarios es el más profundo de todos los barros organógenos conocidos. Ha sido dragado a profundidades de 4000 a 8000 m. En su composición predominan fragmentos silíceos de radiolarios (más del 50%), hallándose también diatomeas, espículas de esponjas y arcilla roja oceánica, una de cuyas variedades, precisamente, es el barro de radiolarios. Se halla difundido principalmente en las zonas tropicales de los océanos Pacífico e Indico, cuyas aguas cálidas ofrecen condiciones favorables para la proliferación de los radiolarios, mientras que las grandes profundidades oceánicas forman obstáculo para la acumulación de organismos planctónicos calcinógenos.

La arcilla roja del océano cubre enormes extensiones del fondo oceánico fuera de las áreas de depositación masiva de organismos planctónicos. Tiene su origen en las partes del océano más distantes de las costas, a profundidades de 3500 a 8000 m. Por su aspecto exterior se asemeja a la arcilla verdadera de color pardo o rojo ladrillo, debido a la presencia de óxidos de hierro y manganeso. Hasta hace poco se descartaba la posibilidad de un aporte del material terrígeno a regiones oceánicas tan lejanas, atribuyéndose el origen de la arcilla roja oceánica a la meteorización de las rocas del fondo oceánico y a la descomposición de los productos de erupciones volcánicas.

Sin embargo, las amplias investigaciones de los sedimentos, llevadas a cabo por el Instituto Oceanológico de la Academia de Ciencias de la URSS en distintas partes del Océano Universal, han evidenciado que la arcilla roja es un sedimento poligénico complejo, interviniendo en su acumulación: 1) fragmentos insolubles de fora-

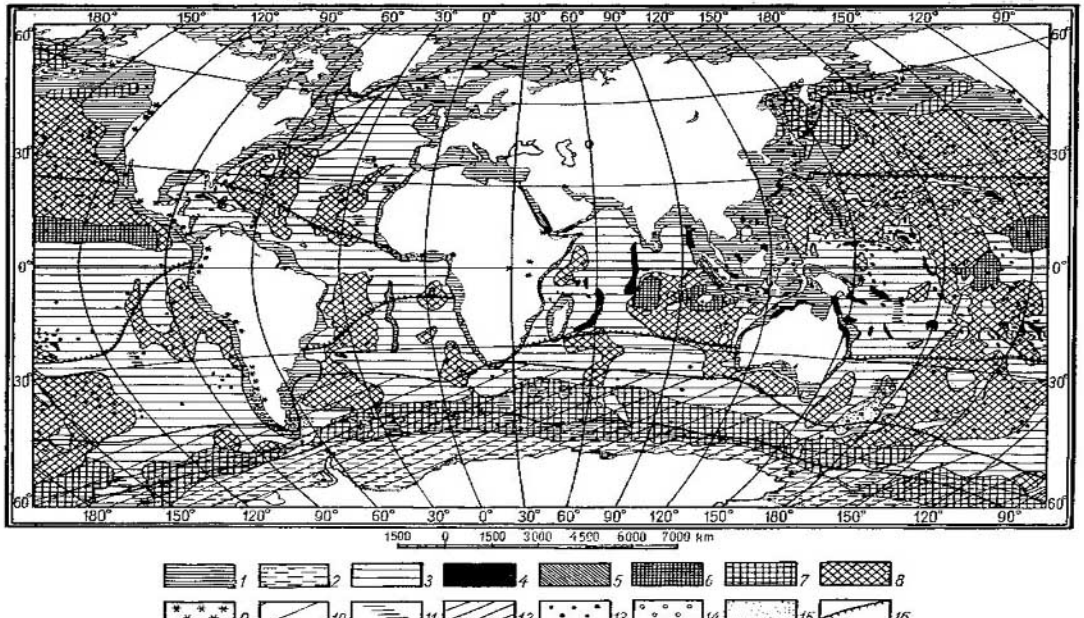


Fig. 141. Mapa de los sedimentos del Océano Universal (confeccionado por P. Bezrukov, A. Lisitsin, V. Petelin y N. Skorniakova).

I. Sedimentos terrígenos: 1, sedimentos terrígenos (gravas y guijos, arenas, aleuritas, pelitas); 2, sedimentos terrígenos acarreados por témpanos (gravas y guijos, arenas, aleuritas, pelitas).
II. Sedimentos biógenos: a) *carbonatados* (> 30 % $CaCO_3$). 3, de foraminíferos (arenas, aleuritas, pelitas); 4, coralinos (macizos, gravas y guijos, arenas, aleuritas); 5, de pterópodos (gravas, arenas, aleuritas); b) *silíceos y arcillo-silíceos* (>10 % SiO_2): 6, de radiolarios (aleuritas, pelitas); 7, de diatomeas (aleuritas, pelitas).
III. Sedimentos poligénos: 8, arcillas abisales rojas.
IV. Referencias adicionales: 9, volcanes activos; 10, material disperso acarreado por témpanos; 11, material volcánico disperso; 12, material disperso de acarreo glaciar; 13, concreciones de manganeso; 14, concreciones de fosforita; 15, glauconita; 16, límite de difusión de los corales arrecifógenos y manglares

miníferos cuyas armazones calcáreas se disuelven con altas presiones y no llegan a grandes profundidades; 2) parte de partículas arcillosas finas y otras partículas coloidales, acarreadas por los ríos y transportadas por las corrientes a regiones oceánicas alejadas del litoral; 3) polvo eólico; 4) partículas detríticas aportadas por los témpanos; 5) productos de las erupciones volcánicas, tanto las ocurridas sobre los continentes como las submarinas; 6) inclusiones minerales en forma de diminutas bolitas (0,2 mm de diámetro) de ferroníquel (componente principal de los meteoritos metálicos), que constituyen el polvo meteórico; 7) restos orgánicos insolubles, tales como dientes de tiburones, huesos auriculares de las ballenas, etc. Las grandes acumulaciones de estos restos orgánicos presentes en la arcilla roja (hasta 100 dientes por una muestra de sondeo), como también de bolitas de polvo meteórico (hasta 20 ó 30 por muestra) frente a las escasas inclusiones (2 ó 3 a lo sumo)—en un mismo volumen—de cienos caracterizados más arriba, evidencian una duración extremadamente larga del proceso de sedimentación de la arcilla roja de profundidad. Otra prueba de ello es el hecho de que algunos dientes hallados en muestras de arcilla roja en dragados de escaso espesor (hasta 40 cm) representan restos de peces extinguidos, que vivieron millones de años atrás. La composición de la arcilla roja oceánica varía de acuerdo a la profundidad y lugar.

Tales son los distintos tipos de sedimentos de las cuencas marinas. En base a estudios de muchos años y a la generalización del material reciente, el Instituto de Oceanología ha confeccionado un mapa sinóptico de distribución de los sedimentos en el Océano Universal (fig. 141).

Como se observa en el mapa, los sedimentos terrígenos ocupan las mayores extensiones en el océano Artico. En las fosas profundas, están constituidos por barros arcillosos muy finos, en tanto que en la superficie de la Cordillera de Lomonósov y la plataforma continental, por arenas y cienos aleuríticos groseros (la presencia de sedimentos más groseros sobre la Cordillera de Lomonósov se debe a las corrientes de fondo). Un rasgo característico de los sedimentos del Artico es la difusión sobre su cuenca de material detrítico grueso, en forma de gravas, guijos y cantos mal redondeados, acarreados por los hielos (N. Belov, N. Lápina). Los sedimentos terrígenos franjean la parte oriental de América del Norte y Groenlandia, extendiéndose desde allí hacia las costas de Escandinavia e Inglaterra. Están difundidos en las regiones norte y nordeste del Pacífico, cubriendo una parte considerable del fondo de casi todos los mares litorales y continentales y se extienden en amplia banda en torno a la Antártida (anchura media, 500 a 750; máxima, 1400 km). En este último caso, el papel principal en el acarreo del material detrítico pertenece a los hielos que descienden de la Antártida, y a los témpanos. En

cuanto a la composición, se pueden encontrar todas las variedades sedimentarias, desde cantos y gravas hasta cienos aleurítico-arcillosos.

Los sedimentos acarreados por témpanos están difundidos no sólo en el área del zócalo y del talud continental de la Antártida, sino que se encuentran también en el fondo de las zonas oceánicas meridionales. A medida que aumenta la distancia hasta los continentes, el material terrígeno propiamente dicho juega un papel cada vez menor.

Así, en la parte meridional del Pacífico y del Indico, los sedimentos terrígenos, a medida de su alejamiento de las costas antárticas, son sustituidos gradualmente por barros arcillosos diatomáceos que más adelante se transforman en sedimentos diatomáceos (con un contenido de hasta un 60% de SiO_2 amorfo). Estos últimos bordean a modo de ancha faja casi continua, la banda de sedimentos de origen glaciar y de témpanos. A continuación, en dirección al ecuador, los barros diatomáceos —en general, escasamente carbonatados o que no lo son del todo— aumentan con bastante rapidez su contenido en $CaCO_3$, iniciándose así la transición a los sedimentos organógenos carbonatados del océano.

La segunda región de difusión de los cienos de diatomeas es la parte septentrional del Pacífico. Se extienden a través del mar de Ojotsk a modo de una franja relativamente poco ancha, que se interrumpe en la región del extremo norte de la Cordillera Hawaiana suboceánica. Según datos de P. Bezrúkov, el contenido de sílice amorfa en los barros de diatomeas es variable, siendo mayor en los sedimentos de los mares de Ojotsk y de Behring (30 a 40%, a veces 56%) y menor en la parte noroeste del Pacífico.

Como se deduce del mapa (fig. 141), sobre amplias extensiones del fondo del océano abierto predominan dos tipos de sedimentos: los calizos, en su mayoría, de foraminíferos, y la arcilla roja de profundidad, que, en lugares aislados de la zona periecuatorial es sustituida por barros silícicos de radiolarios. Estos últimos forman manchas aisladas de dimensiones relativamente reducidas, sobre 10° de latitud sur, en el océano Indico, y se extienden en banda sobre 10° de latitud norte en el Pacífico.

El barro de pterópodos se encuentra sólo en franjas y manchas reducidas y aisladas, en la parte central del Atlántico entre América del Sur y Africa, en su parte occidental próxima a las Antillas, en el mar Rojo y otros puntos de la zona periecuatorial.

Los sedimentos coralinos se hallan confinados a la zona periecuatorial del Pacífico (aproximadamente, entre los 20 ó 30° de latitud norte y 20 ó 30° de latitud sur) y en el Indico.

Los sedimentos glauconíticos, a veces mezclados con fosforitas, están difundidos a lo largo del litoral de las Américas, Africa Occidental y Meridional, Australia y Nueva Zelandia.

Una peculiaridad característica de todos los sedimentos del Océano Universal es la presencia en ellos, en una serie de casos, de material piroclástico, es decir, material detrítico de origen volcánico.

Tal es el cuadro general de distribución en el Océano Universal, de los distintos tipos de sedimentos, resultado de la depositación sedimentaria terrígena, biógena, química y vulcanógena. De este cuadro se infiere que la difusión de tipos particulares de sedimentos sigue determinadas leyes. Los procesos de depositación sedimentaria se hallan íntimamente ligados: 1) con la zonalidad climática latitudinal, en virtud de la cual, los barros silícicos de las zonas polares y subpolares son sustituidos, en dirección al ecuador, por los calcáreos; 2) con la zonalidad vertical, que se manifiesta por un cambio del sedimento al aumentar la profundidad del océano; 3) con el grado de su alejamiento del continente; 4) con la existencia de cordilleras y estructuras volcánicas superficiales y submarinas.

§ 13. DEPOSITACION SEDIMENTARIA EN LAS LAGUNAS

El proceso de sedimentación en las lagunas, separadas del mar por barras costeras o barras de boca, presenta ciertos rasgos peculiares. Ejemplos de lagunas actuales son los ofrecidos por el Sivash, el Kara Bogaz Gol, la bahía Kurisches Haff y otras.

El Sivash o «Mar Podrido» está situado al oeste del mar de Azov, hallándose separado de éste sobre una extensión considerable por la flecha de Arabat. Su profundidad es de 0,6 a 0,8 m (localmente, mayor), comunicándose con el mar sólo por un canal estrecho. Debido a una intensa evaporación, la salinidad del agua en su parte sur aumenta hasta 120-160‰ y más, siendo normal la salinidad del estrecho. En el Sivash abundan dos tipos de sedimentos. Los depósitos arenosos mezclados con conchillas se observan sólo en forma de angosta franja alineada a lo largo de la costa, en tanto que casi toda la superficie restante del fondo de la laguna se halla cubierta de limos enriquecidos por restos de organismos de origen local o provenientes del mar de Azov. En primavera, en la parte norte del Sivash aparece una cantidad enorme de algas filiformes que, al extinguirse, empiezan a podrirse en el fondo de la laguna, dando lugar al desarrollo de bacterias sulfurosas y a un desprendimiento abundante de sulfuro de hidrógeno. Como resultado, se forma una capa gruesa de limo negro aceitoso y viscoso, de una finura extraordinaria.

La bahía Kurisches Haff está situada en la costa sur del mar Báltico, en la parte estuarina del río Neman y pertenece a las lagunas de agua dulce. Su profundidad no pasa de los 15 m. Entre los sedimentos de esta laguna prevalecen las arenas (cerca del 51%

del área total), estando el resto de la superficie cubierto por distintos limos. Los finos sedimentos limosos contienen una cantidad considerable de sustancia orgánica. Otro rasgo privativo de Kurisches Haff es la presencia de una gran cantidad de conchas de ostrácodos y moluscos, hecho que determina un contenido elevado de $CaCO_3$ (15 a 25% y a veces más).

El ejemplo más notable de laguna de salinidad elevada es el Kara Bogaz Gol, que se conecta con el mar Caspio a través de un paso estrecho. En las condiciones de un clima cálido y seco, las aguas del Caspio que llegan al Kara Bogaz Gol se calientan y evaporan intensamente. Consecuencia de ello es que la concentración de sales en el golfo excede más de 20 veces a la del Caspio. En invierno, en el Kara Bogaz Gol se va precipitando durante largo tiempo la mirabilita, cuya mayor parte vuelve a disolverse en verano. El cambio en las condiciones de alimentación de la laguna y en la concentración salina provoca la precipitación de otras sales. Así, en 1930, a la par de la mirabilita, empezó a precipitarse la halita (NaCl), debido a un descenso del nivel del Caspio y al consiguiente aumento de la concentración de sales. Según datos de A. Ivanov, el aumento de la concentración salina tuvo lugar tres veces durante la historia del Kara Bogaz Gol. Las perforaciones de sondeo han descubierto una capa de cieno carbonatado-yesoso yacente bajo la pila actual de sales. Más abajo yace un horizonte salífero intermedio constituido por sal gema y glauberita, debajo de la cual vuelven a aparecer los cienos que recubren el horizonte salífero inferior constituido por sal gema, mirabilita, glauberita y astrakanita. Junto con las aguas del Caspio, a través del estrecho penetra en el Kara Bogaz Gol gran cantidad de plancton que, al extinguirse, se va concentrando en el limo negro, desprendiéndose una cantidad considerable de sulfuro de hidrógeno.

Los sedimentos de las lagunas ofrecen gran interés práctico. En ellos se originan distintas sales de interés industrial. Además, la concentración de microorganismos en los sedimentos lagunares enriquece éstos con albúminas y grasas que van transformándose en bitúmenes. Este hecho indica la posibilidad de una formación de petróleo en las lagunas.

§ 14. DIAGENESIS DE LOS SEDIMENTOS MARINOS

Los procesos actuales de depositación sedimentaria en las cuencas marinas presentan interés no sólo de por sí, sino también como un medio para conocer los mismos procesos verificados en el pasado. Las rocas sedimentarias que constituyen la parte exterior de la corteza terrestre vienen a ser, en su mayoría, sedimentos de mares pretéritos, que sufrieron cambios considerables a través de los tiempos.

Los sedimentos cenagosos de las cuencas marinas son siempre sueltos, esponjosos. Su transformación en rocas compactadas (fosilización) se opera como resultado de un proceso largo y complejo, que transcurre en el seno del sedimento a lo largo de decenas y aun cientos de miles de años. Este proceso de transformación de los sedimentos marinos en rocas sedimentarias se llama *diagénesis* (del griego διαγενεσις, regeneración). Según N. Strájov, la transformación de los sedimentos marinos se debe a toda una serie de fenómenos, entre los que se pueden citar: 1) la disolución y remoción de los minerales poco estables del sedimento; 2) la formación de minerales nuevos con arreglo al medio físico-químico resultante; 3) la redistribución de las sustancias aisladas y la formación de concreciones; 4) la recristalización y cementación.

El grado de transformación por diagénesis de los sedimennos marinos depende de la composición mineralógica del sedimento, su homogeneidad, la dimensión de las partículas que lo integran y otros factores. Los menores cambios se observan en sedimentos constituidos por granos de cuarzo homogéneos, que durante el proceso del diagénesis sólo se van compactando y cementando, sin experimentar cambios sensibles en la composición de las partículas. Un cuadro distinto se observa en los cienos carbonatados homogéneos. En ellos se verifica una disolución parcial de $CaCO_3$ y su rápida recristalización, en la cual los granos primitivos finos del sedimento son sustituidos por cristales más gruesos. Cambios particularmente notables se observan en los sedimentos marinos cenagosos constituidos por una mezcla heterogénea de partículas detríticas, sustancias químicas precipitadas y restos orgánicos desintegrados. Entre las distintas partes componentes de este material sedimentario primitivo y el agua que lo satura empieza, ni bien formado el sedimento, una compleja interacción química. Como resultado, se forman minerales nuevos al par que se disuelven y eliminan del sedimento los minerales que resultaron inestables en las circunstancias creadas. De este modo se verifica, por ejemplo, la disolución de las partículas calizas del sedimento en las capas hídricas de fondo, sobresaturadas de ácido carbónico. La fase inicial de la diagénesis aúna los procesos que transcurren en las capas superficiales del depósito cenagoso que se caracterizan por una humedad elevada (más del 60% en los cienos finos), abundancia y variedad de bacterias y condiciones oxidantes o neutras del medio. La elevada humedad tiene gran importancia en la redistribución de los elementos particulares en el sedimento, ya que proporciona el desplazamiento de la sustancia por difusión en el sentido vertical y horizontal, contribuyendo, en consecuencia, a la formación de minerales nuevos (N. Strájov, 1954).

En el proceso de la diagénesis toman parte activa las bacterias presentes en los cienos en cantidades enormes. Por la acción de las

bacterias, las sustancias orgánicas del sedimento sufren una profunda transformación. Las bacterias descomponen los hidrocarburos y los compuestos orgánicos y producen nuevos reactivos, modificando así el químismo del medio. En unos casos, oxidan una serie de compuestos protoxidados, en tanto que en otros casos transforman los óxidos en protóxidos.

Una influencia sustancial entre la marcha del proceso de diagénesis es ejercida por la sustancia orgánica presente en el sedimento, y su cantidad. Una gran concentración de sustancia orgánica origina en el sedimento un déficit de oxígeno y la aparición de ácido carbónico y sulfuro de hidrógeno, vale decir que crea condiciones favorables para la reducción en el seno del sedimento.

Un factor importante en la formación de minerales nuevos y su redistribución en el sedimento es el grado de acidez del medio sedimentario y su contenido de oxígeno libre. El contenido de oxígeno en el sedimento depende a su vez de una serie de factores: 1) intensidad de la circulación vertical del agua en algunas cuencas marinas; 2) contenido de sustancia orgánica; y 3) composición granulométrica del sedimento. El aumento o la reducción del contenido de oxígeno afecta especialmente los compuestos ferruginosos, que originan una serie de minerales de acuerdo a las variaciones del grado de acidez del medio. En un medio oxidante se forman óxidos de hierro ($Fe_2O_3 \cdot nH_2O$); en un medio de escaso poder oxidante, los depósitos glauconíticos; en un medio neutro o de poco poder reductor, las sideritas ($FeCO_3$), y en un ambiente reductor, en los sedimentos ricos en sustancia orgánica, los sulfuros de hierro.

La mayor o menor cantidad de oxígeno en el seno del sedimento depende asimismo, aparte de su contenido en sustancia orgánica, de la composición granulométrica del sedimento. En la zona perilitoral, donde abundan las arenas —que se caracterizan por su fuerte porosidad, buena permeabilidad y contenido despreciable en sustancia orgánica— se crean condiciones oxidantes del medio, que rigen hasta en la profundidad del sedimento. De las formaciones nuevas, se observan allí sólo hidróxidos de hierro y de manganeso, que forman ya segregaciones individuales, ya películas pardas que envuelven los granos de arena. En zonas marinas más profundas y distantes de la costa, donde abundan los barros finos, ricos en sustancia orgánica y en bacterias, las condiciones oxidantes o neutras surgen sólo en la capa más superficial del sedimento, cuyo espesor medio es de unos 10 a 15 cm, en tanto que más abajo se halla la zona de reducción. En esta zona de reducción superior se observan nódulos pardos de hidróxidos de hierro y acúmulos pardonegros y negros de óxidos de manganeso, mientras que en un medio reductor se forman concreciones de protóxidos. En regiones aisladas de las cuencas marinas, la zona de oxidación falta por completo.

Durante el proceso de la diagénesis se verifica la transformación de unos minerales en otros, debido a un cambio ambiental. Tal ocurre durante la depositación sedimentaria ulterior. Los sedimentos anteriores, que se hallaban en un medio oxidante, al ser recubiertos por sedimentos nuevos vienen a encontrarse en un medio reductor. Entonces, por la acción del ácido carbónico y sulfuro de hidrógeno, todos los óxidos de hierro, manganeso y otros elementos se convierten en protóxidos. Estos últimos, dotados de una movilidad mayor, se desplazan a las capas superiores del sedimento, donde, luego de oxidarse, pueden volver a formar minerales de máxima estabilidad en la zona de oxidación o neutra.

Los largos procesos de acción recíproca de las partículas heterogéneas del sedimento entre sí y con el medio ambiente, así como la presión que va aumentando con el tiempo, conducen finalmente a la compactación y endurecimiento del sedimento. En la compactación de un sedimento desempeñan un papel primordial dos factores: 1) recristalización y 2) cementación.

Son particularmente susceptibles de recristalización los depósitos cenagosos de origen organógeno y químico, principalmente los sedimentos carbonatados y silícicos, y en menor grado, los arcillosos. La recristalización se verifica con mayor rapidez en los sedimentos microgranudos homogéneos, cuyos minerales integrantes son fácilmente solubles. Un ejemplo de rápida recristalización es ofrecido por los arrecifes coralinos, donde la base orgánica se transforma en caliza cristalina.

La compactación de las rocas clásticas se halla relacionada esencialmente con la *cementación*. Las sustancias cementadoras (pasta o «matriz») pueden originarse de distintos modos. Pueden ser *singenéticas*, esto es, acumuladas conjuntamente con la formación del sedimento, y *epigenéticas*, vale decir, originadas durante la transformación subsiguiente del sedimento. En calidad de cemento o matriz primario actúa, generalmente, el ácido silícico. Entre los compuestos nuevos originados en el proceso de la diagénesis, que cementan las partículas del sedimento, deben mencionarse los óxidos de hierro, los carbonatos y las modificaciones del ácido silícico (ópalo, calcedonia). El carácter de la matriz viene reflejado a menudo en el nombre de la roca: arenisca ferruginosa, arenisca calcárea, etc. Así, a partir de sedimentos marinos sueltos, mediante una larga transformación, se forman rocas duras. De acuerdo a la distribución, de las sustancias cementadoras, la consolidación abarca ora toda la capa sedimentaria, ora sus porciones aisladas.

En el proceso de diagénesis del sedimento se forman distintas *concreciones*. Por concreciones se entienden agregados o nódulos de distinta forma, estructura y tamaño (desde fracciones de milímetro hasta varios metros de diámetro), incluidos en las rocas sedi-

mentarias. Las más de las veces, se encuentran en rocas porosas —arenas y areniscas—, como también en calizas y dolomitas agrietadas y cársticas. Atendiendo a su composición, las concreciones son de ópalo, calcedonia, cuarzosas, ferruginosas, fosfatadas, piríticas o yesosas. Se forman de distintas maneras: 1) mediante una segregación desigual de una nueva sustancia mineral durante la circulación de la disolución en el seno del sedimento, en cuyas porciones más propicias dicha sustancia nueva se precipita, cementando localmente el sedimento suelto y formando concreciones; 2) mediante el relleno con sustancias minerales de oquedades del sedimento o roca en trance de consolidarse. Estas concreciones se caracterizan a menudo por una estructura concéntrica, indicadora de la secuencia de los sedimentos. Su forma irregular se debe a la forma de los huecos primitivos. Si en las paredes internas de las oquedades de una roca crecen cristales de forma regular, estas formaciones se llaman *geodas*; 3) mediante la concentración y precipitación de sustancias minerales en torno a restos órganicos aislados, que segregan distintos compuestos y constituyen focos locales de intensas reacciones químicas. Estos focos, con su gran acumulación de sustancia mineral alrededor de algún organismo, en comparación con las porciones circundantes, se transforman, en lo sucesivo, en un centro de atracción y cristalización de dicha sustancia, inicialmente dispersa en el seno del sedimento. Así pueden formarse concreciones de pirita, fosforita, calcedonia, calcita y otros compuestos.

Si los organismos tenían caparazones constituidos de carbonato cálcico —de solubilidad relativamente fácil—, durante el proceso de formación de las concreciones sufren una transformación química radical. El $CaCO_3$ de las conchas se va disolviendo paulatinamente y va siendo sustituido por otros compuestos (por ej., el P_2O_5, durante la formación de la fosforita), conservándose empero la forma inicial de la concha (proceso de *metasomatosis*). Si un mineral nuevo, al sustituir químicamente a otro mineral, conserva la forma de éste, la formación recibe el nombre de *seudomorfosis* (v.g., seudomorfosis de la hematites parda adaptándose a los cristales de pirita; la de la fosforita, amoldándose a las conchas de amonitas, etc.).

La redistribución de sustancias aisladas en el seno del sedimento, que se verifica en el proceso de la diagénesis, puede dar lugar a una concentración considerable de concreciones en capas aisladas, vale decir, a acumulaciones de minerales útiles (menas) de importancia industrial. Pueden servir de ejemplo las menas de siderita de origen sedimentario, las acumulaciones de nódulos de fosforita y a veces, de azufre nativo (resultado de la reducción de sulfatos por sustancias orgánicas o por bacterias anaerobias), etc. Con los procesos de la diagénesis se vincula asimismo el origen del petróleo a partir de la sustancia orgánica.

Concepciones modernas sobre la génesis del petróleo han sido enunciadas por el académico I. Gubkin y desarrolladas posteriormente en las obras de numerosos investigadores. En su esencia, se reducen a que el petróleo y el gas se forman a partir de compuestos de hidrocarburos, que surgen de la descomposición en ausencia del oxígeno, de restos orgánicos finísimos, dispersos en los sedimentos legamosos. Este proceso tiene su inicio ya en los cienos y continúa, presumiblemente, durante todo el transcurso de la diagénesis. Al mismo tiempo, se atribuye una gran importancia a la presencia de rocas macroporosas en la misma pila de sedimentos. En el proceso de diagénesis, bajo el influjo de una presión creciente (a consecuencia del hundimiento y nueva acumulación sedimentaria), se verifica un desplazamiento de hidrocarburos desde los poros finísimos subcapilares de las rocas cenagosas (originarias) a las rocas macroporosas adyacentes, muy permeables, que recibieron el nombre de rocas recipientes o reservorios de petróleo. La mayor cantidad de yacimientos petrolíferos se halla confinada a zonas de flexión por hundimiento de la corteza terrestre junto con un manto potente de rocas sedimentarias, donde en el proceso del hundimiento, la sustancia orgánica acumulada y dispersa quedaba sepultada con suficiente rapidez bajo nuevos sedimentos y resultaba sometida a una presión cada vez más grande al par de un cierto aumento de temperatura, originándose, por consiguiente, las condiciones óptimas para su transformación.

Gran importancia adquiere una conjunción de lagunas y accidentes litorales importantes de origen sedimentario, tales las barras perilitorales, barras de boca, etc., constituidos por acarreos arenosos o mezclados con gravas y guijos. El estudio de ciertos yacimientos petrolíferos ha evidenciado que estas formas constituyen excelentes recipientes o trampas de petróleo, que migra desde los depósitos lagunares cenagosos originarios.

Así pues, la diagénesis es un proceso largo y complejo, de importancia extraordinaria para la formación de las rocas sedimentarias y de ciertos minerales útiles. Sin embargo, muchos aspectos de este proceso permanecen todavía oscuros y no han sido suficientemente estudiados.

El esquema de las fases sucesivas en el desarrollo de la diagénesis fue esbozado por primera vez en 1954 por N. Strájov. Considerando la diagénesis como un proceso que se desarrolla en forma continua, Strájov señala en él 4 fases (fig. 142).

La primera fase corresponde al período en que la capa superior del sedimento se halla en una zona de oxidación o neutra, donde la actividad bacteriana es más intensa. Tiene lugar la formación de nuevos minerales cuya composición refleja las condiciones del medio. Así, en la zona litoral arenosa se originan concreciones de óxidos ferromanganésicos; más allá, hacia las profundidades oceáni-

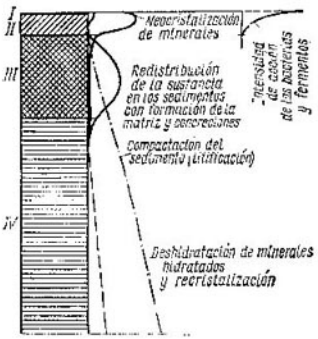


Fig. 142. Fases de la diagénesis de los sedimentos (esquema)

cas, en cienos más finos, se forman la glauconita y las fosforitas.

La segunda fase corresponde al espacio de tiempo en que el sedimento permanece en la zona de reducción. En ésta se opera la reducción de los sulfatos y óxidos de hierro y manganeso, apareciendo minerales en forma de protóxidos de dichos elementos (silicatos de hierro y sideritas en los sedimentos areno-cenagosos prelitorales, sideritas y piritas en las porciones de fondo más distantes de la costa, con sedimentos cenagosos finos). La formación de minerales en forma de protóxidos se verifica con tanta mayor rapidez cuanto más sustancia orgánica contiene el sedimento.

La tercera fase se caracteriza por una reordenación en el seno del sedimento de los cuerpos minerales formados, formación de concreciones y cementación de los depósitos sedimentarios. N. Strájov explica la reagrupación de las nuevas formaciones minerales por tres causas probables: 1) eliminación de los gases del sedimento, especialmente, del CO_2; 2) heterogeneidad del medio físico-químico en porciones aisladas, originada en las primeras etapas de la diagénesis; 3) recristalización de los compuestos nuevos.

Durante la cuarta fase se verifica la consolidación del depósito y su transformación en roca. Al compactarse, el sedimento va perdiendo su agua, siendo ésta exprimida y expulsada de las capas inferiores a las superiores, al tiempo que se inicia el proceso de deshidratación de los minerales ricos en agua, y su recristalización. Todos los procesos enumerados tienen lugar en todas las etapas de la diagénesis, pero la relativa importancia de cada uno de ellos varía con el tiempo.

CAPITULO X

ACCION GEOLOGICA DE LOS LAGOS

§ 1. NOCIONES GENERALES

Se llaman *lagos* las depresiones de la superficie terrestre llenas de agua, sin comunicación directa con el mar. La formación de los lagos, sus condiciones físico-químicas y los organismos que los pueblan son estudiados por una rama especial de la Hidrología, denominada *limnología* (del gr. λιμνη, lago, pantano; λογος, palabra, voz).

El papel geológico de los lagos es mucho menos importante que el de los mares y ríos. No obstante, el estudio de las leyes que rigen su distribución geográfica, su altitud sobre el nivel del mar, el carácter de sus cuencas, la salinidad de sus aguas, etc., nos da la clave para comprender los cambios y procesos ocurridos en el seno de la corteza terrestre o en su superficie. Así, por ejemplo, la transformación de lagos de aguas corrientes en lagos sin desagüe, o de lagos de agua dulce en lagos salados indican un cambio del clima húmedo en seco y cálido, en tanto que la ubicación de grandes lagos profundos a considerable altura absoluta puede ser testimonio de grandiosos movimientos tectónicos de la corteza terrestre o de eventuales desgarramientos acompañados por hundimientos de bloques aislados. Además, resulta sumamente importante para el geólogo investigar en los lagos el proceso de la depositación sedimentaria actual, cuyo estudio ayudará a elucidar el origen de sedimentos similares depositados en épocas más remotas, particularmente si se toma en cuenta el hecho de que, cuando existen condiciones adecuadas, en los lagos se forma una serie de minerales útiles.

Los lagos ocupan cerca del 1,8% de la superficie terrestre. Son muy variados en cuanto a dimensiones: los hay desde muy reducidos, con una superficie menor de un kilómetro cuadrado, hasta cuencas hídricas enormes, que miden miles y decenas de miles de km^2. Igual variedad presenta su profundidad, desde decenas de centímetros (0,8 m en el lago Elton) hasta 1741 m (l. Baikal). Los lagos más grandes son el Caspio y el Aral, llamados mares, ya que por su actividad se asemejan a éstos y han sido examinados en el cap. 9.

A continuación se refieren algunos datos sobre una serie de lagos de la URSS y otros países (según B. Bogoslovski y O. Langue).

TABLA 11

Nombre	Superficie (en miles de km²)	Nivel medio absoluto, en metros	Profundidad máxima, en metros
Caspio	395,0	−28,0	980
Aral	65,5	53	68
Baikal	30,5	455	1741
Ládoga	17,7	4	225
Baljash	17,4	339	26
Onega	9,6	33	110
Issyk Kul	6,1	1609	702
Sevân	1,4	1914	99
Ilmen	2,2	—	9,7
Teletzkoie	0,23	—	325
Elton	0,15	—	0,8
Ginebra (Suiza)	0,6	376	309
Kukunor (Asia)	4,2	3205	38
Victoria (Africa)	69,4	1134	80
Tanganyka (Africa)	32,9	773	1435
Superior (América del Norte)	82,4	183	393
Michigan (América del Norte)	58,0	177	281
Erie (América del Norte)	25,7	174	64
Ontario (América del Norte)	19,5	75	237

§ 2. ORIGEN DE LAS CUENCAS LACUSTRES

El origen de las cuencas lacustres es muy diverso. Muchos lagos están relacionados con la actividad de los glaciares, otros, con derrumbes o corrimientos de tierras, una serie de lagos deben su origen a los procesos tectónicos y algunos están situados en cráteres de volcanes apagados, o embudos y hondonadas cársticas. Tal es la lista muy incompleta del posible origen de las cuencas lacustres. En la mayoría de los casos, su origen se establece de acuerdo a las peculiaridades geomorfológicas y la estructura geológica, que permiten reconstruir la historia del desarrollo geológico de la región considerada y el papel desempeñado por tal o cual factor morfológico del relieve.

Atendiendo a sus caracteres genéticos, M. Pervujin y B. Bogoslovski distinguen los siguientes tipos de cuencas lacustres.

Lagos tectónicos. Aparecen como resultado de movimientos tectónicos de la corteza terrestre, que originan dislocaciones en forma de pliegues o fallas y, por lo visto, en la mayoría de los casos, resultan ser porciones de corteza terrestre hundidas según las fracturas, llamadas fosas tectónicas o flexiones de grandes dimensiones. A este tipo pertenecen los lagos Baikal, Teletzkoie, de Ginebra, Sevân y los lagos del Africa Oriental (Tanganyka, Rodolfo y otros).

Lagos glaciares. Pertenecen a este grupo aquellos lagos cuya cuenca ha sido formada por la acción de los glaciares actuales o pretéritos. Es de notar que mientras unos de ellos son resultado de la acción principalmente destructora de los glaciares, como ser los lagos de la península de Kola, Carelia y Escandinavia o los lagos de circo de las regiones montañosas, otros han surgido debido a la acción acumuladora de los glaciares; en su número entran los numerosos lagos existentes en las regiones de la última glaciación continental del Cuaternario (norte y noroeste de la parte europea de la Unión Soviética, litoral del Báltico, norte de la Llanura Siberiana Occidental). Existen asimismo en las regiones montañosas y de pie de monte donde las morrenas forman diques. En esas regiones es dable ver lagos que deben su origen a la acción conjunta de la erosión glaciar y la acumulación morrénica.

Lagos de cráter. Las cuencas lacustres de este tipo pueden haberse formado de distintas maneras: 1) lagos surgidos en los cráteres de los volcanes apagados (algunos lagos de Kamchatka, Islandia, el lago de Averno en los campos Flegreos, Italia, y otros); 2) lagos formados sobre la superficie del flujo de lava luego de su solidificación; 3) lagos confinados a los valles fluviales endicados por un torrente de lava. A esta categoría pertenecen muchos lagos de la Meseta Armenia.

Lagos de erosión y de acumulación hídrica. Lagos de valle de crecida o «colleras». Como ya hemos visto en el capítulo 6, la superficie de un valle de crecida presenta un modelado accidentado, con numerosas depresiones. Después de las crecientes o las grandes riadas primaverales, el agua llena esas depresiones cerradas y forma lagos, generalmente poco profundos y de dimensiones reducidas. A menudo se encuentran *lagos de collera* aislados del cauce fluvial que se llenaron de agua y se convirtieron en lagos.

Lagos de delta. Se forman en los deltas de los grandes ríos como resultado de las complicadas ramificaciones y de la formación de numerosos brazos, muchos de los cuales se convierten en lagos.

Lagunas y lagos limánicos de los litorales marítimos (ver capítulo 9).

Lagos originados por hundimientos. A este tipo pertenecen aquellos lagos cuya cuenca se ha formado como consecuencia de un hundimiento de la superficie terrestre, que yacía encima de cavidades subterráneas. Atendiendo al origen de las cavidades subterráneas, estos lagos se subdividen en cársticos y termocársticos. Sirven de ejemplo de lagos cársticos los situados en la divisoria de las aguas Onega-Bielozersk, la de Borovichi, en la región de Leningrado, los del territorio de la RSSA de los Maris y otras regiones donde los procesos cársticos son intensos. Los lagos termocársticos se hallan confinados a las regiones donde las rocas han estado congeladas durante muchos años y su procedencia está relacionada con la fusión del hielo contenido en la parte superior de la zona de congelación.

formándose como consecuencia, depresiones de hundimiento o subsidencia, que se llenan de agua.

Los lagos originados por subsidencia del terreno en las estepas y estepas boscosas, con precipitaciones escasas e irregulares, se forman como resultado de los procesos de sufosión, o sea, socavación y remoción de finas partículas cenagosas y disolución química y remoción de algunas sales que se hallan en el suelo. Entre estos lagos, los más típicos son algunos lagos de las estepas de Kulundá y Barabá en el sur de la Siberia Occidental.

Lagos originados por derrumbes. Como es notorio, en las regiones montañosas ocurren por causas distintas grandes derrumbes, que en ocasiones conducen a una obstrucción completa (endicamiento) de los valles fluviales. Como consecuencia, la parte superior del río se convierte en lago. Un ejemplo estudiado a fondo es el enorme lago de Sarez en el Pamir, formado durante el terremoto de 1911, al ocurrir el derrumbe de Usoi.

Lagos originados por la acción del viento se encuentran en las cuencas de deflación o entre las dunas.

Esta no es más que una lista abreviada de los posibles orígenes de las cuencas lacustres, pues es necesario tener presente que en la naturaleza actúan simultáneamente las fuerzas más diferentes. Su acción recíproca es, precisamente, la que origina los variados cambios sobre la superficie de la Tierra, incluso la formación de las cuencas lacustres, muchas de las cuales surgieron como resultado de la conjunción de varios procesos, no sólo externos sino también internos. Así, por ejemplo, los lagos limánicos son lagos surgidos como resultado de la acción conjunta de los movimientos oscilatorios de la corteza terrestre y la acción del mar y de los ríos. Las cuencas de los lagos de Ládoga y Onega deben, al parecer, su origen a causas tectónicas (fractura del fundamento rocoso), pero en su configuración ha desempeñado un papel importante la acción de los antiguos glaciares continentales, que cubrieron más de una vez este territorio. La formación de los lagos originados por derrumbe en las montañas se va preparando durante largo tiempo por varios procesos naturales concurrentes. Así, por ejemplo, en la formación del lago de Sarez sobre el río Murgab han intervenido los procesos siguientes: una meteorización intensa, que quebrantó las rocas monolíticas que formaban las laderas; el riego de las laderas meteorizadas por las aguas superficiales; la circulación de las aguas subterráneas, que contribuyó a crear cierto desequilibrio en las masas minerales; la elaboración del valle por el río y, finalmente, la acumulación gradual de una energía interior y la aparición de considerables tensiones a profundidad. Los terremotos de 1911, que fueron una descarga para esas tensiones, dieron el impulso necesario para el gran derrumbe que endicó el valle del río.

En otros lagos, la conjunción de los procesos puede ser distinta, pero casi siempre es característica la interacción de toda una serie de factores, correspondiendo a menudo el papel principal a los procesos internos.

§ 3. ORIGEN DE LA MASA HIDRICA DE LOS LAGOS

No menos importante es la segunda condición necesaria para la formación de los lagos, esto es, la acumulación del volumen de agua. El volumen de agua en una enorme cantidad de lagos debe su origen a las aguas superficiales comunes, o sea, los ríos y las aguas meteóricas que llenan las depresiones del terreno. A otro tipo pertenecen los lagos relictos o remanentes de cuencas hídricas pretéritas, o sea aquellos que estuvieron otrora unidos con el Océano Universal y luego separados de él. Presentan los rasgos más característicos de las aguas marinas relictas, las cuencas sin desagüe de formación relativamente reciente, en la época inmediatamente anterior a la contemporánea. Un ejemplo típico de lago-mar interior de formación reciente es el mar Caspio que durante la edad de Jvalynsk estuvo unido con el mar de Azov por un estrecho que pasaba por el valle del río Manych. Parecen ser lagos relictos más recientes todavía el Ládoga y el Onega, que formaban parte del llamado mar de Yoldia postglacial, que cubría Escandinavia y gran parte del territorio adyacente, si bien su historia posterior se diferencia de la del mar Caspio, debido a distintos regímenes y a particularidades climáticas.

Por su régimen hidrológico (aporte y merma del agua) todos los lagos se subdividen en los grupos principales siguientes:

1. Lagos sin desagüe o interiores, alimentados por ríos o aguas meteóricas; carecen de desagüe, gastando sus aguas sólo en evaporación (Caspio, Aral, Baljash, Issyk Kul y otros).

2. Lagos con desagüe, entre los cuales B. Bogoslovski destaca: a) los lagos de agua corriente, alimentados por ríos y que además de la evaporación, entregan agua a otras cuencas o ríos por medio de un desagüe superficial o subterráneo; b) los lagos de desagüe intermitente, en los cuales el desagüe se observa sólo durante el período del nivel alto de las aguas.

§ 4. SALINIDAD Y COMPOSICION SALINA DE LAS AGUAS LACUSTRES

De acuerdo al balance hídrico y las peculiaridades del clima, la composición química de las aguas lacustres varía, viéndose en algunos lugares un tipo de agua reemplazado totalmente por otro tipo. Así, por ejemplo, las aguas marinas de los lagos relictos que se caracterizan por ser de aguas corrientes y ubicados en zonas de

clima húmedo, pueden resultar paulatinamente desalojadas y ser casi totalmente reemplazadas por aguas dulces superficiales y freáticas de origen atmosférico (l. Ládoga y otros). Por otra parte, en los lagos sin desagüe situados en zonas de clima seco y caluroso, donde son intensos los procesos de evaporación, se observa a menudo su salinización, o sea una mayor concentración de la solución salina.

La salinidad y la composición salina de las aguas lacustres tienen primordial importancia en los procesos de sedimentación. Por su composición química y el grado de mineralización, las aguas de los lagos naturales son sumamente variados. El agua de algunos es tan débilmente mineralizada que se aproxima al agua destilada (l. Onega, 30 mg/l), en tanto que la de otros es una solución sobresaturada, cuya mineralización sobrepasa a 250 g/l (l. Kuchuk en Siberia Occidental, 260 g/l; l. Elton, 280 g/l). Igualmente variada es la composición del agua lacustre. En algunos lagos (Baikal, Onega, Ládoga) prevalecen los iones HCO_3 y Ca, en otros (l. Elton, Kuchuk), Cl y Na, y en el agua de los lagos Issyk Kul y Kara Bogaz Gol, SO_4 y Na.

El grado de salinidad y la composición de las sales disueltas en los lagos dependen de muchos factores y, ante todo, de las peculiaridades del clima, las condiciones de intercambio de las aguas, la composición salina de las aguas fluviales que desembocan en el lago, la estructura geológica, el carácter del manto edáfico y de la cubierta vegetal y otras condiciones. En las aguas lacustres, además del conjunto básico de los iones que determinan también la composición de otras aguas naturales (HCO_3, CO_3, SO_4, Cl, Ca, Mg, Na, K), tiene esencial importancia otra serie de componentes (compuestos de nitrógeno, fósforo, silicio, en parte, hierro), si bien su contenido es muy escaso.

Son los denominados componentes biógenos, y determinan la intensidad de los procesos vitales. En las aguas de un lago siempre se hallan presentes gases disueltos (O_2, N_2, CO_2, etc.) y otros compuestos orgánicos, tanto los que entran en la constitución de organismos vivientes, como los producidos por su descomposición.

En la distribución geográfica de los lagos, de acuerdo a su salinidad y composición química, G. Maximovich ha señalado determinada regularidad. Según este científico, en el agua de los lagos de tundras prevalecen los iones Si y HCO_3; en la zona boscosa, los iones HCO_3 y Ca; en la zona de las estepas, los iones SO_4, Na y a veces HCO_3 (lagos sódicos); en la zona de los desiertos y semidesiertos, los iones Cl y Na. En las regiones montañosas se observa una zonalidad vertical, con una sucesión de los iones dominantes en el mismo orden. Simultáneamente con el cambio de norte a sur en la composición salina, tiene lugar un aumento regular de la mineralización del agua, que alcanza sus valores máximos en los desiertos y semidesier-

tos. Estos datos no son más que un esquema, ya que en las condiciones naturales se presenta una serie de divergencias. Casi en cada una de las zonas destacadas pueden hallarse tipos azonales. Así, por ejemplo, las aguas del lago Salado, cerca de Solvychegodsk, situado en una zona boscosa, se caracterizan por su elevada mineralización y composición sódico-clorurada en lugar de la hidrocarbonatada-cálcica, propia de esta región. Semejante composición salina de las aguas está condicionada por el ingreso en el lago de aguas freáticas salobres provenientes de pozos antiguos excavados hace tiempo para extraer la sal. Desviaciones de este tipo existen en los lagos de la región Staraia Russa, en algunos lagos de Yakutia y otras regiones. El carácter azonal puede estar relacionado con el aporte de sales de distinta composición por los ríos, la difusión de rocas salíferas o yacimientos salinos, la intensidad de los procesos cársticos, etc.

Atendiendo al grado de su salinidad, los lagos se dividen en los de agua dulce y los salados o minerales. Se llaman de agua dulce aquellos en que la salinidad no pasa del $1‰$, principalmente de composición hidrocarbonatada. Algunas veces se destaca un grupo intermedio de lagos cuya mineralización es de 1 a $24{,}7‰$, dándosele el nombre de salobre. Se ha adoptado el valor $24{,}7‰$ como límite entre las aguas saladas y las salobres porque con este grado de salinidad, la temperatura de congelación del agua y su mayor densidad son iguales a $-1°332'$.

Los lagos presentan considerable variedad también atendiendo a la composición de las sales disueltas en sus aguas. En la estepa de Kulundá (Siberia Occidental) tan sólo, se hallan concentrados varios miles de lagos, entre los cuales se pueden encontrar casi todos los tipos hidroquímicos conocidos. Entre los lagos minerales se distinguen, de acuerdo a la composición de las sustancias disueltas: 1) lagos sódicos o carbonatados (grupo Mijailovski y Kliuchevski de la estepa de Kulundá, el lago Doronino en la región Trasbaikálica, algunos lagos de Yakutia y Buriat-Mongolia); 2) lagos sulfatados o salados — amargos (lagos de Kulundá, Batalpash en el Cáucaso y otros); 3) lagos salinos o clorurados (I. Elton, Baskunchak y otros lagos de la región Pericaspiana, el lago Saki y otros lagos de Crimea, lagos del valle de Irtysh, cerca de Pavlodar y otros).

§ 5. ACTIVIDAD GEOLOGICA DE LOS LAGOS

La acción geológica que realizan los lagos, al igual que la de las cuencas marinas, se reduce a la destrucción de los acantilados costeros y de las partes perilitorales del fondo de la cuenca (abrasión), transporte y clasificación del material detrítico y disuelto dentro de la cuenca y acumulación de los sedimentos. El movimiento de la

masa hídrica en los lagos se manifiesta bajo forma de olas, corrientes, agitación turbulenta del agua y fenómenos de subida y bajada del nivel hídrico, producidos por la acción del viento. Puede haber, además, un mezclamiento convectivo de las aguas debido a su distinta densidad. En algunos lagos grandes, durante períodos de calma, se observa un movimiento de la superficie de las aguas, originado por los cambios de la presión barométrica, observándose en una orilla una elevación muy lenta del nivel de las aguas (varios centímetros), mientras que en la opuesta se observa una bajada similar. Estos movimientos han recibido el nombre de *seiche*.

Los más importantes son los movimientos relacionados con el viento. Si la fuerza del viento es considerable, en las grandes cuencas lacustres surgen grandes olas, que ejercen una acción destructora sobre la costa, levantan en suspensión los sedimentos de la zona perilitoral poco profunda del lago, transportan por el lago el material detrítico, etc. En el transporte del material intervienen los movimientos de subida y descenso de las aguas, susceptibles de provocar oscilaciones considerables del nivel, particularmente en las orillas de aguas someras. Según datos de B. Bogoslovski, en la orilla meridional baja del lago Ládoga estas oscilaciones pasan de los 2 m, siendo notablemente menores en sus orillas septentrionales de aguas profundas. Oscilaciones análogas en el nivel del agua debidas al empuje del viento, se observan en bahías someras del mar de Aral.

La abrasión debida al oleaje en las cuencas lacustres se asemeja en muchos aspectos a la marina. La diferencia reside solamente en las proporciones del fenómeno.

Tienen gran importancia para conocer el proceso de la abrasión las observaciones realizadas sobre el recorte y reestructuración en las orillas de los embalses construidos en el Volga, Don, Dnieper y otros ríos. Así, por ejemplo, las orillas bajas, generalmente arenosas del embalse de Rybinsk fueron erosionadas en 40 a 55 m durante los primeros doce años de su explotación. Quiere decir que la orilla era erosionada, término medio, 4-5 m por año. Las mayores destrucciones tenían lugar durante los temporales. Según datos disponibles, durante los temporales de julio de 1951, en lugares aislados, la costa retrocedió 5 a 8 m en el transcurso de una semana. Las márgenes del embalse de Tzimliansk sobre el Don fueron erosionadas término medio 50 m en 5 años (1952-56), y, localmente, hasta 110-115 metros.

En la demolición de las orillas de embalses y cuencas lacustres participan a veces los corrimientos de tierras y otros procesos.

Dentro de la actividad de los lagos, presenta mayor interés la depositación sedimentaria con que está relacionada la formación de numerosos minerales útiles. Los sedimentos lacustres son sumamente variados, siendo su carácter determinado por distintos facto-

res: particularidades del clima, accidentes topográficos, estructura geológica de la región circundante, dimensiones, forma y profundidad de la cuenca lacustre, libre circulación o estancamiento de sus aguas, etc. Los depósitos lacustres en regiones de clima seco y cálido son completamente diferentes de los sedimentos de lagos situados en zonas húmedas, y los depósitos sedimentarios de los grandes lagos de aguas dulces y corrientes tienen un carácter muy distinto a los sedimentos de las pequeñas cuencas sin desagüe.

Entre los sedimentos lacustres, se distinguen los mismos tres tipos que en los marinos: 1) sedimentos terrígenos, que se forman principalmente en el aporte fluvial de una gran cantidad de material detrítico y como resultado de la abrasión lacustre; 2) sedimentos químicos, originados por la precipitación química de distintas sales; 3) sedimentos organógenos, formados por la acumulación de distintos organismos en el fondo de la cuenca. La correlación entre tipos de sedimentos no es la misma en diferentes lagos. En los depósitos de una serie de grandes lagos, situados en zonas suficientemente húmedas, prevalecen netamente los sedimentos terrígenos. A la par de ello, en la distribución del material detrítico sobre la superficie de la cuenca hídrica se esboza cierta semejanza con la distribución del material detrítico en las cuencas marinas. En la franja costera predomina a menudo el material detrítico más grueso (arena, grava, guijos), mientras que en las partes céntricas predominan los variados cienos de composición terrígena o mixta.

Según datos de L. Rujin, en el lago Onega de aguas corrientes y dulces (profundidad máxima 120 m, largo aprox. 245 km y ancho 91 km) están difundidos sobre todo los sedimentos clásticos, predominando en la zona costera los depósitos de guijos (a veces, cantos rodados) y arenas, en tanto que en la parte central, limo arcilloso gris claro con un pequeño agregado de humus, hierro y manganeso. El contenido de estos últimos aumenta bruscamente en las bahías poco profundas del lago.

En algunas cuencas lacustres la franja de sedimentos litorales (arena, grava, guijos) es relativamente angosta, disponiéndose los cienos (aleuritas) a poca profundidad y próximos a la costa. Localmente, los cienos se depositan a proximidad inmediata de la orilla. N. Strájov explica este fenómeno por un espesor reducido en los lagos, en comparación con los mares, de la capa de agua agitada, susceptible de elevar los sedimentos en suspensión. Esto se debe a que la fuerza del oleaje decrece al disminuir la superficie y volumen de la cuenca hídrica. En la tabla 12 se indican las diferencias de profundidad inicial en la distribución de las aleuritas en distintas cuencas hídricas.

En algunos lagos se desarrolla una fauna abundante, que elabora sus conchas con $CaCO_3$. Al depositarse en el fondo del lago, éstas

forman conjuntamente con las algas calcinógenas, sedimentos calcáreos esponjosos (creta lacustre, marga, etc.). En su mayor parte, estos sedimentos se hallan confinados a los lagos de agua dura o calcárea, estando difundidas generalmente dentro de la zona litoral, donde tiene lugar un calentamiento intenso y abundan distintos organismos que segregan la calcita. En los lagos de aguas blandas, prácticamente están ausentes (I. Onega, Ládoga, Baikal).

La depositación de sedimentos calcáreos ocurre en los lagos situados en el sur de las zonas boscosas y de estepas boscosas. En dirección de Norte a Sud, a medida que se eleva la temperatura y aumenta la evaporación en la superficie del lago, se observa un aumento regular de los sedimentos calcáreos en el fondo de las cuencas hídricas. A la par de ello, además de la formación de la calcita por vía organógena, comienza la precipitación química, particularmente importante en los lagos salados del sur de la URSS.

TABLA 12

Nombre de la cuenca	Profundidad inicial de distribución de las aleuritas, en m (promedio)
Océano	75-100
Mar Negro	15-25
Mar Caspio	15-20
Mar de Aral	5-10
Lago Baljash	2-3

En los lagos Baikal y Seván están bastante difundidos los organismos planctónicos, cuyos caparazones están construidos de sílice (las diatomeas). Al morir, las cáscaras silícicas del plancton diatomáceo pueden ir acumulándose en el fondo de los lagos y recubrir espacios considerables del mismo (fig. 143).

Así, pues, en las zonas de clima húmedo y medianamente húmedo, en las grandes cuencas lacustres del tipo de Onega y otros lagos del Oeste y Noroeste de la parte europea de la Unión Soviética (la mayoría de los lagos pertenecen a regiones montañosas y se hallan a elevadas altitudes) predominan los sedimentos terrígenos. En otros lagos (Baikal, Seván, etc.), en medio del predominio del material detrítico están difundidos distintos sedimentos organógenos, a veces sustituidos por los terrígenos, otras veces formando sedimentos mixtos terrígenos y organógenos.

En lagos someros se observa una correlación distinta entre los diferentes tipos de sedimentos. En muchos predominan los componentes orgánicos cuyo contenido excede 55 a 60%, alcanzando

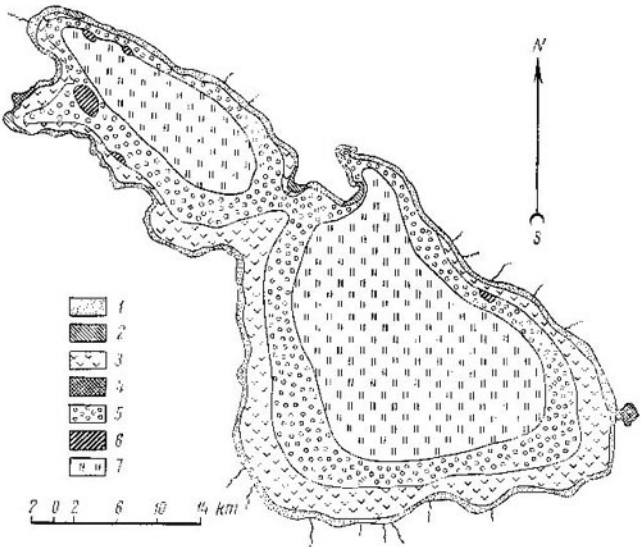


Fig. 143. Esquema de los sedimentos de fondo en el lago Seván (G. Afanásiev): 1, sedimentos litorales (arena, gravas, guijos); 2, conglomerado litoral; 3, arena calcárea; 4, cieno organógeno-vegetal; 5, cieno arenáceo; 6, cristales de $CaCO_3$; 7, barro de diatomeas

a veces 95-98%. Se forman los denominados depósitos sapropélicos. El *sapropel* (del gr. σαπρ, podrido; πηλός, cieno) es un barro pútrido que se forma en las cuencas estancadas, ricas en organismos planctónicos. Se origina de los restos orgánicos en estado de putrefacción, sobre todo de organismos planctónicos unicelulares animales y vegetales (algas cianofíceas) y contiene una cantidad mayor o menor de partículas cenagosas terrígenas. En estado húmedo, es una masa gelatinosa gris verdosa, a veces parduzca, que al secarse, se vuelve primero plástica (semejante al caucho), y luego sólida. Los sapropeles abundan principalmente en los lagos de las regiones boscosas y de taiga, pero en algunos lugares se forman también fuera de los confines de la zona boscosa. Su espesor alcanza generalmente varios metros, llegando a veces a 30 m (B. Bogoslovski, 1960).

En períodos geológicos pretéritos también existieron condiciones para la acumulación de sapropeles, de los cuales posteriormente se formaron, como resultado de complicados procesos, algunas varieda-

des de hullas, reunidas bajo el nombre de sapropelitas. Un rasgo característico de muchos lagos actuales situados en regiones húmedas (de «taiga» pantanosa) es su enriquecimiento con hidróxidos de hierro y, a veces, de manganeso. Con este proceso está ligado el de la formación de menas metalíferas lacustres de origen sedimentario. De un modo local, en la cuenca pueden acumularse menas de hierro pantanoso. Esto ocurre generalmente en la zona perilitoral, hasta una profundidad de 3 a 5 m, en ocasiones 10 m. De acuerdo a los datos suministrados por N. Strájov (1957) en su exploración de los lagos finlandeses y suecos (Aarnio, Naumani y otros), la formación de los minerales de hierro está relacionada con la afluencia al lago de aguas freáticas, enriquecidas con hierro. Según parece, las aguas freáticas, y, posiblemente también las superficiales, remueven hierro de suelos podsólicos y de los productos de erosión que se forman en las rocas ferríferas magmáticas y sedimentarias. Los compuestos ferruginosos se hallan ya en forma de pisolitas («guisantes») homogéneas, ya como nódulos esféricos o elipsoides de estructura concéntrica-concoidea, llamadas oolitas, ya como concreciones y costras constituidas por oolitas o pisolitas aglomeradas. En la formación de los minerales de hierro, un papel importante pertenece, al parecer, a las ferrobacterias. Localmente, se forman depósitos ferromanganésicos, con frecuencia enriquecidos de fósforo y sílice. Los minerales de hierro pantanoso forman a veces yacimientos de interés industrial. En el noroeste de la URSS existen más de 150 lagos ferríferos.

Un carácter sensiblemente distinto presentan los sedimentos en lagos de regiones áridas, especialmente en los lagos salinos. Como se ha dicho anteriormente, estos últimos se originan, bien al quedar bahías endicadas y aisladas del mar, bien debido a la acumulación de sales en cuencas hídricas interiores, en las condiciones de un clima cálido-seco. Al par de ello, tiene gran importancia la composición de las rocas circundantes, ya que la lixiviación de sus partes meteorizadas provoca la salinización de las cuencas hídricas. En muchos lagos salinos, el contenido iónico suele estar próximo a la saturación, y su aumento ulterior conduce a la precipitación química de las sales. Estos lagos se llaman también salinas, y el agua—que es una solución saturada de sales—, *salmuera*. Los sedimentos contemporáneos de los lagos salinos constan de distintos cienos y sales.

Todas las variedades mencionadas de lagos existen en la Siberia Occidental. Presentan particular interés los lagos sódicos, confinados al margen meridional de la estepa de Kulundá. Según datos de M. Kichin, se hallan allí tres grupos de lagos sódicos, siendo circunscritas las mayores reservas de sal al grupo de Tanatar, donde la pila sodífera alcanza un espesor de 8 a 10 m y está constituida (de abajo a arriba) por: 1) arenas acuíferas, con aguas freáticas fuerte-

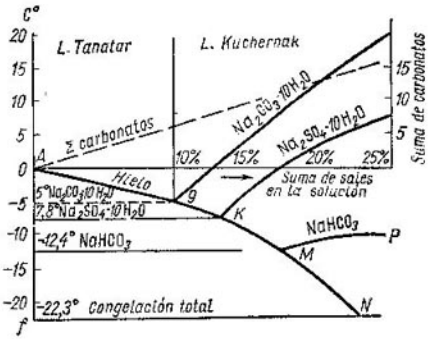


Fig. 144. Diagrama del balance salino para los lagos salinos Tanatar y Kuchernak en la estepa de Kulundá

mente mineralizadas; 2) arenas cementadas con soda; 3) yacimiento de soda cristalina de 1 a 4 m de espesor. Algunos lagos de la estepa de Kulundá se distinguen por su contenido elevado de bromo. La precipitación de soda ($Na_2CO_3 \cdot 10\ H_2O$) suele tener lugar en invierno, al bajar la temperatura del agua.

Las condiciones de precipitación de las sales en los lagos carbonatados están claramente ilustradas por el diagrama del balance salino, elaborado por S. Makárov para los lagos de la estepa de Kulundá (fig. 144). De este diagrama se infiere que la soda empieza a precipitarse cuando la concentración salina pasa del 10% y la temperatura es inferior a —5°. Al aumentar la concentración de sales hasta 13,5% y al bajar la temperatura, junto con la soda se precipita la mirabilita, y al llegar la concentración a los 17% y la temporatura a —12,4°, empieza a cristalizarse el $NaHCO_3$. La solución se congela íntegramente a una temperatura de —22,5° y concentración de 23% (Alekin, 1953).

En los lagos *sulfatados* pueden precipitarse distintas sales: mirabilita ($Na_2SO_4 \cdot 10\ H_2O$), tenardita (Na_2SO_4), epsomita ($MgSO_4 \cdot 7\ H_2O$), glaserita ($NaK_3\ [SO_4]_2$), astrakanita ($Na_2SO_4 \cdot MgSO_4 \cdot 4\ H_2O$), yeso ($CaSO_4 \cdot 2\ H_2O$). Algunas sales pueden originarse, de acuerdo a L. Rujin, como productos de la diagénesis de los compuestos precipitados anteriormente. Entre tales minerales figura con frecuencia la astrakanita y también la tenardita, que surge al ser atacada la mirabilita por la salmuera.

Entre los *lagos clorurados*, donde se verifica la precipitación de NaCl, son bien notorios los de la llanura pericaspiana (l. Baskun-

chak, Elton, Inder y otros). Son alimentados principalmente por los productos de la erosión y disolución de pilas de sal gema de la edad Pérmiana, que tienen allí un espesor considerable. Para la región pericaspiana es característica la existencia de numerosos domos salinos. En algunos lugares, la sal irrumpe a través de toda la pila de capas suprayacentes y se alza hasta la superficie o próxima a ella. Las aguas freáticas van lixiviando las sales de los domos y las acarrean a las cuencas lacustres. Los lagos clorurados pueden originarse también a partir de lagos de otro tipo. La posibilidad de transición de un tipo de lago a otro se deduce de los datos referentes al Kara Bogaz Gol, donde el aumento en la concentración salina provoca la precipitación de NaCl a la par de la mirabilita. Además, los resultados de perforaciones practicadas en los depósitos de fondo de lagos clorurados señalan que en muchos de ellos las capas subyacentes están constituidas por mirabilita, astrakanita y otras sales que se precipitan antes que los cloruros.

M. Valiashko ilustra la posibilidad de transición de un tipo de lago a otro mediante el esquema siguiente:

$$\text{Tipo carbonatado} \underset{\text{Humectación}}{\overset{\text{Desecación}}{\rightleftarrows}} \text{tipo sulfatado} \underset{\text{Humectación}}{\overset{\text{Desecación}}{\rightleftarrows}} \text{tipo clorurado}$$

Este proceso se vuelve posible al ocurrir cambios climáticos. Si el clima se torna cálido y seco, se intensifica la evaporación y la concentración de sales. Bajo estas condiciones tendrá lugar la transición del tipo carbonatado al sulfatado, y de éste, al clorurado. Una transición en sentido inverso se verificará al aumentar la humedad del clima y el ingreso de las aguas dulces y al disminuir la evaporación.

Los sedimentos lacustres, tanto de cuencas de agua dulce como salina presentan a menudo una estratificación fina bandiforme, indicadora de cambios estacionales ocurridos en el régimen de la cuenca hídrica. El estudio de la estratificación anual en los sedimentos lacustres permite determinar la edad de su formación (edad absoluta), las particularidades del clima y del desagüe, vale decir, reconstituir, en cierta medida, la historia de su desarrollo. Un método eficaz para determinar la edad absoluta de los sedimentos lacustres fue elaborado por B. Perfiliev.

Las investigaciones realizadas por A. Dzens-Litovski han suministrado datos de interés sobre la edad de los sedimentos del lago Saki, en Crimea, constituidos por cieno gris de unos 7 m de espesor, una capa de sal compactada de cerca de 4,5 m y una capa superior de cienos de 2,5 m de espesor. Se ha determinado que la formación de la sal se inició hace 2150 a 2175 años aproximadamente, durando

este período unos 150 a 175 años, hasta que el clima volvió a ser más húmedo otra vez.

Según datos de B. Bogoslovski, en el mismo lago han sido halladas capas (de 8 a 9 m de espesor) que corresponden a un período de 5600 años. Sin embargo, la microstratificación señalada falta en una serie de lagos, lo cual se debe, verosímilmente, a una frecuente agitación de los sedimentos. Así, por ejemplo, en el lago Baljash (longitud 600 km, anchura máxima 50 km y profundidad máxima 28 m), donde, según datos de D. Sapozhnikov, los sedimentos más difundidos son las arenas legamosas, arenas aleuríticas finas, cienos arcilloso-calizos y cienos calizo-dolomíticos arcillosos, dicha estratificación no ha sido observada.

Así pues, los lagos presentan gran diversidad, tanto en lo referente al origen de las cuencas lacustres y de sus aguas, como al carácter de los procesos que se verifican en ellos y cuyo estudio ofrece gran interés. Es especialmente importante el proceso actual de sedimentacion, puesto que permite, conociendo las leyes que lo rigen, juzgar en grado mayor o menor sobre la génesis de los antiguos sedimentos fósiles de lagos pertenecientes a épocas pasadas y restituir, basándose en ellos, el ambiente paleogeográfico. Además, en los lagos se acumulan muchas sustancias de interés: los sapropeles, que se utilizan como abonos, como alimento mineral para ganado y como barros curativos; las diversas sales, entre las cuales presentan mayor interés para la explotación industrial la halita (sal común), la mirabilita, la soda, el yeso y, finalmente, los minerales de hierro.

CAPITULO XI

LOS PANTANOS Y SU FUNCION GEOLOGICA

§ 1. NOCIONES GENERALES

Se llaman pantanos las porciones de la superficie terrestre, caracterizadas por una humectación excesiva de los horizontes superiores de manto rocoso y edáfico, desarrollo de la vegetación paludosa y formación de la turba. Como vemos, uno de los rasgos principales de los pantanos es el proceso de acumulación de la turba de espesor suficiente para que las raíces de las plantas quepan en ella sin alcanzar el lecho mineral subyacente. A diferencia de los pantanos, se destacan con frecuencia los terrenos empantanados. Éstos comprenden las porciones de terreno en que la capa turbosa es delgada y las raíces de las plantas llegan hasta el lecho mineral. Esta división es, en cierto modo, arbitraria, puesto que los terrenos empantanados, que ofrecen caracteres similares, representan, de hecho, la fase inicial en el desarrollo de los pantanos.

Se designan con el nombre de turba restos vegetales semidescompuestos, de color castaño o pardo, a veces casi negro. El grado de descomposición de los restos vegetales es variable. El proceso de acumulación de la turba adquiere su mayor rapidez en las regiones donde se conjuntan un acrecimiento anual suficiente de sustancia vegetal y las condiciones para una descomposición incompleta de la masa vegetal muerta. Ofrecen condiciones óptimas para la formación de una turbera potente la parte central y meridional de la zona boscosa de clima templado, donde se observa un acrecimiento considerable en las plantas, cuyos restos van a parar a un medio intensamente humectado o subacuático, dificultándose así el acceso de oxígeno. Bajo estas condiciones, la descomposición de los residuos vegetales se verifica con suma lentitud, de ahí que, al ir acumulándose paulatinamente, estos residuos lleguen a formar gruesas pilas de turba. En regiones más septentrionales, si bien la humedad es considerable, la velocidad de acrecimiento de la sustancia vegetal resulta insuficiente; debido a esto se forman allí terrenos empantanados y pantanos con capa turbácea de escaso espesor.

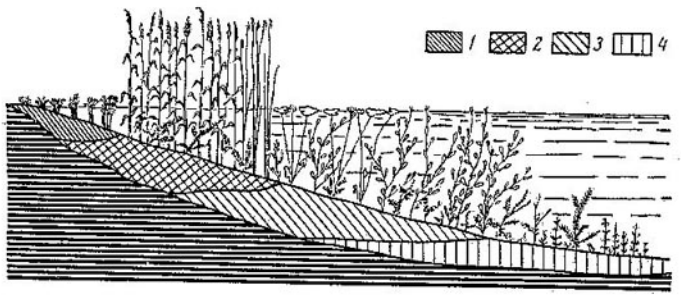


Fig. 145. Esquema de la obliteración del fondo por las plantas (V. Sukachev): 1, turba de carrizo; 2, turba de juncos y de caña; 3, turba sapropélica, 4, sapropelita

Origen de los pantanos. El origen de los pantanos puede ser diverso. Unos presentan cuencas hídricas—los lagos—invadidas por la vegetación y empantanadas, constituyendo algo como la etapa final en la evolución de los lagos, en tanto que otros surgieron debido al empantanamiento del terreno.

La intensidad de obliteración por las plantas y el empantanamiento de una cuenca hídrica dependen del modelado de su fondo y orillas. Son muy corrientes los procesos de obliteración por plantas y empantanamiento de lagos de fondo llano y orillas de pendiente suave (fig. 145). Como se ha dicho anteriormente, en los lagos se produce un intenso proceso de depositación sedimentaria y la formación de diversos cienos. En este proceso, un papel notable pertenece a los diminutos organismos planctónicos, que, al morir, caen al fondo del lago y forman un depósito sapropélico esponjoso.

En la parte somera del lago surge una vegetación hidrófila, cuyas especias varían con la profundidad. La planta de las aguas más someras es el carrizo; a una profundidad de 1 a 2 m crece la caña de tifa; a 2 ó 3 m crecen los juncos, y a una profundidad de 4 a 5 m viven los potamogetones y los lirios acuáticos.

Las plantas, al morir, caen al fondo de la cuenca, donde se van acumulando, pero su descomposición es incompleta debido a la escasez de oxígeno en el agua. A medida que el lago se vuelve más somero, la vegetación invade cada vez extensiones nuevas, y las plantas de aguas someras van avanzando hacia el centro de la cuenca, conservando su secuencia primitiva (V. Dokturovski). Todas estas especies vegetales forman una turba de la composición respectiva (turba de carrizo, de caña, etc.). La estructura de un pantano de este tipo está esquematizada en la fig. 145.

Algo diferente es el modo en que transcurre este proceso en lagos de aguas estancadas y márgenes abruptas y una profundidad mayor junto a éstas. En estos lagos, en lugares que se hallan al abrigo del viento y oleaje, sobre la superficie del agua surgen plantas flotadoras, como las calas y el comarete, con sus largas raíces extendidas sobre el agua, en las que moran los musgos y algunas plantas más. De este modo se forma un «tapiz» vegetal flotante sobre el agua, llamado tremedal o turbera flotante. A medida que aumenta el espesor del «tapiz» el tremedal se va sumergiendo. De su parte inferior se desprenden trozos semidescompuestos de plantas muertas, que caen al fondo para acumularse allí. De continuar este proceso, el tremedal y los restos vegetales que van acumulándose en el fondo, se unirán, transformándose entonces el pantano «movedizo» (cuando el tremedal cubre sólo la superficie del agua en el lago), en uno compacto. S. Tiuremnov señala, en la formación de una turbera, este proceso de colmatación simultánea de la cuenca hídrica desde arriba y desde abajo: «En una misma cuenca se puede observar con frecuencia el crecimiento de una turbera en el lago, partiendo tanto desde las márgenes hacia el centro de la cuenca como también desde otras direcciones encontradas: de la superficie hacia el fondo del lago, por aumento del espesor de la turbera flotante, y del fondo hacia la superficie, por acumulación en el fondo de depósitos lacustres».

De esta forma, el origen y evolución de los pantanos demuestran tener una ligazón estrecha con el sentido del desarrollo y carácter general de los lagos.

El proceso de formación de los pantanos sobre la superficie de tierras emergidas se manifiesta en distintos elementos del modelado, dondequiera que surjan condiciones propicias para una humectación excesiva del suelo. Ello está favorecido por la proximidad a la superficie de capas impermeables que impiden el avenamiento de las aguas freáticas. Resultado de ello es una elevación del nivel freático, que ocasiona el empantanamiento. En las amplias extensiones del este de la URSS, el papel de mantos impermeables está desempeñado por rocas en estado de congelación perenne, que contribuyen a una humectación excesiva de la capa superior activa y, por ende, a su empantanamiento. En los valles de crecida fluviales, los pantanos se forman al invadir las plantas los cauces abandonados y otras depresiones de la terraza de llano aluvial. A veces surgen condiciones propicias en la depresión al pie de la terraza fluvial (parte del llano aluvial más distante del cauce y adyacente a la margen primitiva o a la terraza antigua), ya que allí emergen con frecuencia las aguas freáticas, se reúnen las aguas meteóricas provenientes de la ladera y quedan estancadas durante mucho tiempo las aguas de las crecidas. Todo esto origina una humectación excesiva del suelo en

comparación con las porciones adyacentes del valle de crecida, de ahí que surjan condiciones propicias para el desarrollo de una vegetación lujuriante, cuyos residuos, al acumularse, son cubiertos por las aguas. En este caso, su descomposición se lleva a cabo con suma lentitud. Así puede formarse un pantano de manantial al pie de una terraza fluvial.

Los pantanos constituyen un elemento imprescindible de las llanuras aluviales-deltaicas en las regiones estuarinas de los grandes ríos.

Un encharcamiento localizado puede originarse en terrenos empapados por aguas manantiales. En estos terrenos de riego excesivo surge una vegetacion hidrófila (carrizo, musgos, etc.), merced a la cual se va formando paulatinamente un césped con gran capacidad de retención de la humedad, lo cual contribuye a la formación de un pantano.

En ocasiones, el empantanamiento se observa en regiones de pie de monte, en las partes marginales de los conos de deyección de torrentes temporales. Es notorio que una corriente de agua intermitente deposita toda su carga detrítica al salir de las montañas, mientras que sus aguas se pierden gradualmente por infiltrarse en sus propios aluviones esponjosos (depósitos proluviales). Pero, en las partes marginales del abanico, a un nivel más bajo, estas aguas pueden resurgir a la superficie y provocar un empantanamiento del terreno. Pantanos de esta naturaleza, adyacentes a abanicos proluviales, fueron observados por G. Krasheninnikov a lo largo del Gran Canal de Ferganá, en el valle del río Piandzh (Asia Central) y otros lugares.

Los pantanos se encuentran asimismo en costas marinas bajas, donde se extienden a lo largo del litoral marino, siendo, generalmente, separados de éste por un cordón costero. Pantanos de este tipo o *marismas*, extendidas a lo largo de las costas del mar de Ojotsk en Kamchatka, fueron descritas por M. Neishtadt, y las del litoral caucásico del mar Negro lo fueron por G. Krasheninnikov. En el empantanamiento de esos terrenos corresponde un papel sustancial al hundimiento de la corteza terrestre.

§ 2. CLASES DE PANTANOS

Los pantanos se subdividen en varias clases, de acuerdo a una serie de caracteres distintivos: condiciones de alimentación, carácter de la vegetación, modelado de su superficie, etc.

1. *Los pantanos bajos* se originan en las depresiones del relieve y se caracterizan por una superficie plana o cóncava. Son alimentados, además de las aguas meteóricas, por las aguas freáticas o fluviales, cuyo contenido en sustancias nutritivas minerales es mucho mayor. De ahí que en esos pantanos se desarrolle la vegetación

denominada autotrofa, o sea, una vegetación exigente en cuanto a las condiciones de alimentación (carrizos, musgos verdes; entre las arbóreas, alisos, abedules). Las turberas formadas a partir de residuos de plantas autotróficas tienen frecuentemente un alto porcentaje de cenizas y escaso poder calorífico.

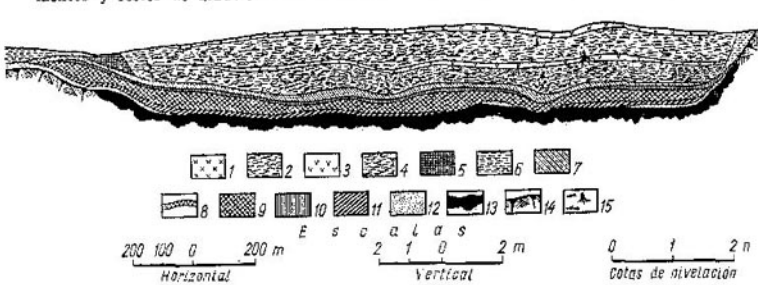
2. *Los pantanos altos* o supraacuáticos se hallan situados generalmente sobre las divisorias de las aguas y tienen una superficie convexa (fig. 146). Las aguas subterráneas son allí profundas, de modo que el aporte principal proviene de las aguas superficiales (meteóricas), pobres en sales minerales. Debido a ello se desarrolla una vegetación oligotrofa, poco exigente en cuanto al contenido en sustancias nutritivas, entre ellas, el agente más importante para la formación de la turba, el musgo esfagníneo. Restos de esta vegetación forman depósitos turbosos que se distinguen por su alto poder calorífico y pequeño porcentaje de ceniza.

3. *Los pantanos intermedios* con vegetación mesotrofa, son de características intermedias, ya que para su crecimiento se necesita una cantidad relativamente pequeña de sustancias minerales.

Ahora bien: en muchos casos, todos los tipos de pantanos se hallan ligados por transiciones mutuas, presentando, de hecho, sólo distintas fases de un único proceso de desarrollo. Uno de los primeros en señalarlo ha sido V. Sukachev, siendo su criterio corroborado posteriormente por trabajos de otros investigadores (E. Galkin, S. Guilev, S. Ivanov y otros), que han utilizado abundante material de prospección aerofotográfica, esbozándose el siguiente esquema de desarrollo. En un pantano bajo, en las primeras etapas de su

Fig. 146. Estructura de un pantano convexo de esfagno (de Lágoda-Ilmen) en la región del Dviná Occidental (G. Anufriev, 1929):

1, agramiza de esfagno; 2, turba esfagnínea hojosa; 3, horizonte limítrofe; 4, turba esfagnínea antigua; 5, turba arbustivo-leñosa; 6, turba leñoso-herbácea; 7, turba de caña; 8, turba de hipnas; 9, turba sapropélica; 10, saprocol pardo-rojizo; 11, saprocol pardo-oliváceo; 12, arena; 13, arcilla gris-verdosa; 14, limo pardo-amarillento; 15, tocones, fragmentos y restos de arbustos



formación, la vegetación recibe la mayor cantidad de sustancias nutritivas de los cienos lacustres. A medida del incremento de la turba, las condiciones cambian. Las raíces de las plantas ya no alcanzan hasta los cienos lacustres sino que se alimentan con sustancias minerales presentes en la turba. Desde este momento, cada generación nueva de plantas debe extraer sustancias nutritivas de los residuos semidescompuestos de la generación anterior, originando en ellos un empobrecimiento gradual de su contenido en sales minerales. Finalmente, puede llegar un momento en que las sustancias nutritivas resulten insuficientes para la vegetación autotrofa y ésta será sustituida por la mesotrofa, menos exigente. De continuar este proceso, la vegetación mesotrofa será sustituida a su vez por la oligotrofa, verificándose, consecuentemente, la transición de un tipo de pantano a otro.

Dado que el empobrecimiento en sustancias nutritivas no se produce de un modo uniforme sobre toda la extensión del pantano, surgen condiciones dispares en sus partes centrales y marginales. Estas últimas reciben la mayor parte de las sustancias nutritivas debido al aporte hídrico de los secanos circundantes, al tiempo que en el centro puede sentirse ya su escasez ostensible. Por esta razón, las plantas oligotrofas, poco exigentes, y, especialmente, el esfagno, surgen primeramente en el centro. La acumulación de la turba esfagnínea afecta la forma de la superficie pantanosa, que de plana o cóncava se torna gradualmente convexa. Sobre la superficie de la parte mediana del pantano pueden surgir plantas arbustivas y arbóreas (pinos). En los pantanos inundables de los llanos aluviales no se observa, generalmente, un empobrecimiento en sustancias nutritivas tan desigual, merced a las crecidas de los ríos cuyas aguas contienen sales disueltas y suspensiones legamosas finas.

Son posibles también otros casos de desarrollo de pantanos, pero su examen detallado incumbe a trabajos especializados.

Es de destacar que se forman distintas clases de turba, de acuerdo a las condiciones ambientales, a la naturaleza del material primitivo (vegetación) y la historia de su evolución.

Además de la turba, en los pantanos de terrenos bajos se acumulan minerales de hierro pantanoso en forma de siderita y hematites parda (limonita). Según L. Rujin, «los depósitos de siderita de consistencia cremosa se presentan en forma de lentejones cuyo diámetro mide algunos metros y raras veces decenas de metros». Estos acúmulos estan asociados con las condiciones de un medio reductor. La hematites parda se encuentra con más frecuencia en los pantanos en forma de masa esponjosa, o bien en forma de nódulos. Al parecer, su origen puede ser doble: 1) por oxidación de la siderita; 2) a partir de soluciones de distintas sales de hierro, por intermedio de una especie bacteriana peculiar, las ferrobacterias.

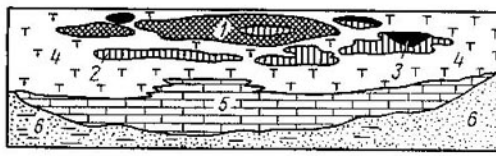


Fig. 147. Depósitos en los pantanos de clima húmedo, patentizados por los pantanos de Bielorrusia (G. Bushinski):
1, vivianita; 2, siderita; 3, hematita parda; 4, turba; 5, cal de pantano; 6, arena y arcilla

En los depósitos de los pantanos se encuentra también la vivianita —protóxido fosforoso de hierro— que se origina en un medio reductor. La vivianita se halla a veces dispersa en otros depósitos (turba, siderita); en ocasiones, forma lentes aisladas. Localmente, se pueden observar en un mismo pantano depósitos de siderita, vivianita y hematites parda (fig. 147).

En los pantanos bajos a veces se observa en la turba una intercalación de cal blancuzca, cuyo origen se vincula con el aporte de un agua muy enriquecida de $CaCO_3$.

§ 3. SIGNIFICADO PRACTICO DE LOS PANTANOS

El estudio de los pantanos ofrece gran interés práctico. En ellos se hallan almacenadas enormes reservas de turba, de amplia utilización para diversos fines. El aprovechamiento más importante de la turba es como combustible, siendo utilizada como tal la casi totalidad de la turba explotada en la URSS. Una serie de centrales eléctricas de potencia mediana y reducida funcionan con combustible turboso. A partir de la turba se obtienen en establecimientos químicos especializados, diversos productos valiosos para la industria: cera, brea, creolina, fenoles, etc. La turba se utiliza en la construcción como aislante térmico (planchas termoaislantes) y tiene amplia aplicación en la agricultura como excelente abono.

En la Unión Soviética, las turberas ocupan enormes extensiones. Según datos de N. Kats, el área de las turberas sobre el globo terrestre llega a 175 millones de ha, correspondiendo a la Unión Soviética un 72,6% del área mundial, o sea, cerca del 3/4 de las reservas mundiales de turba, evaluadas en base a su área de difusión.

Para el geólogo ofrece considerable interés no solamente la formación actual de los pantanos, la distribución y aprovechamiento práctico de la turba y otros minerales útiles, sino también el conocimiento de los procesos similares ocurridos en períodos geológicos pasados. Esto concierne especialmente al proceso de formación del carbón mineral. Hace casi doscientos años, M. Lomonosov seña-

ló la semejanza que presentan varios caracteres de la hulla y la turba, expresando al respecto en su famoso tratado «De los estratos terrestres» la deducción siguiente: «Por cuanto los carbones fósiles denotan su parentesco con la turba, no cabe duda de que surgieron de ésta». Amplios y complejos estudios de numerosos yacimientos carboníferos han llevado a la deducción de que la mayoría de las capas carboníferas tuvieron su origen en las turberas y reflejan las particularidades de éstas (diferencias en estructura y desarrollo).

Pero, para que la turba se transforme en carbón, es necesario que quede sepultada bajo otros sedimentos. La presión de los sedimentos suprayacentes y el aumento de temperatura originado por el soterramiento, modifican la turba al producirse una desintegración completa de los restos de tejidos vegetales, una compactación considerable, disminución del contenido de hidrógeno y oxígeno y aumento notable del porcentaje de carbono.

El soterramiento eventual de la turba y su fosilización están íntimamente ligados con los movimientos oscilatorios corticales, que se manifiestan en todas partes con velocidades variables, provocando la sustitución de unos sedimentos por otros en el sentido vertical.

En los perfiles geológicos de los yacimientos carboníferos se observa una alternancia reiterada de capas carboníferas con las de otras rocas (areniscas, aleurolitas, arcillas, calizas). De ello se deduce que en épocas definidas se crearon condiciones muy propicias para la formación de pantanos y acumulación de gruesas pilas de turba. Posteriormente, se producían cambios ambientales y se verificaba la depositación de otros sedimentos, quedando la turba sepultada bajo ellos. En algunos yacimientos más importantes de carbón (cuencas de Donets, del Ruhr, etc.), entre el conjunto de rocas que encierran los estratos carboníferos, se encuentran también sedimentos típicamente marinos, indicadores de sustituciones periódicas del ambiente continental por el marino. Al par de ello, en una serie de casos se observa una alternancia persistente y regular de las formaciones continentales y marinas.

En estas cuencas carboníferas, las capas de rocas y de hulla se caracterizan por su gran persistencia y pueden seguirse sobre grandes extensiones. Como regla, se caracterizan por una gran potencia de sus pilas carboníferas (varios kilómetros) y gran cantidad de estratos de hulla. La presencia de sedimentos marinos en el corte y la persistencia territorial de las capas atestiguan que la pila carbonífera se formó sobre extensas llanuras litorales, que ora emergían de las aguas marinas, transformándose gradualmente en terrenos empantanados, ora volvían a sumergirse en el mar. De este modo, la causa de la recurrencia de las facies marinas y continentales en una pila carbonífera estriba en los movimientos oscilatorios

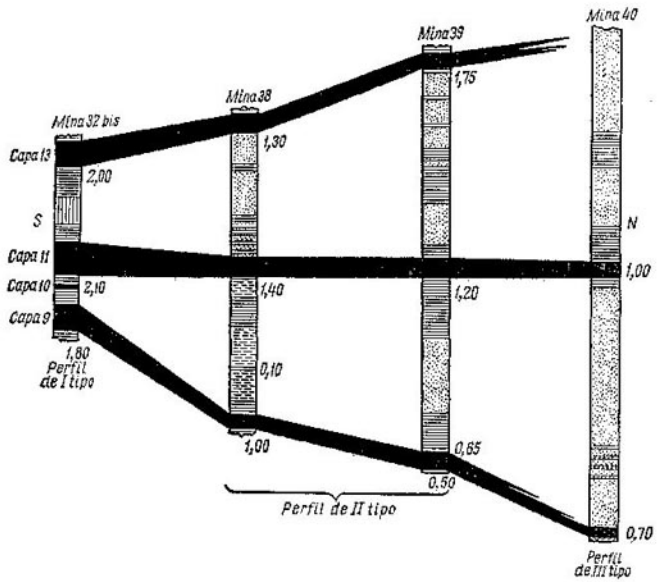


Fig. 148. Principales tipos de perfiles de la cuenca hullera de Kizel (N. Gorodetskaia, 1948).

I, zona de pantanos persistentes; II, zona de pantanos de cauces efluentes; III, zona de cauces y brazos de distribución

de la corteza terrestre, que ocasionaban hundimientos y emersiones alternantes de la llanura litoral.

Las cuencas hulleras formadas en las condiciones de un litoral marino, se llaman *parálicas*. Un magnífico ejemplo es ofrecido por la cuenca hullera del Donets, donde se han explorado en los depósitos del Carbonífero Medio y Superior, más de un centenar de capas de hulla formadas a partir de la turba de los pantanos anteriores. Con las capas de carbón alternan las calizas y arcillas con fauna marina. Esto indica que en el momento de acumulación de la pila carbonífera, el territorio de la cuenca del Donets ora se volvía tierra firme, ora era invadido por el mar.

A diferencia de las parálicas, las cuencas carboníferas de origen exclusivamente continental se denominan *límnicas*. En ellas, la pila carbonífera se halla formada por sedimentos de aguas dulces,

o sea, aluviales, proluviales, lacustres, palustres, etc. En la mayoría de los casos, se caracteriza por una potencia relativamente reducida (raras veces llega a cientos de metros), variabilidad de las facies y, a menudo, una forma lenticular del yacimiento. Las capas de hulla suelen ser de espesor variable y su cantidad es relativamente reducida. Son ejemplos de este tipo de yacimiento las cuencas de Moscu, de Kisel, de Irkutsk y otras (fig. 148).

En la historia geológica se destacan varias épocas de acumulación del carbón: *la Carbonífera* (cuencas del Donets, de Moscú, de los Apalaches, etc.), *la Pérmica* (cuencas de Tunguska, de Kusnetsk, etc.), *la Jurásica* (zona de Lena — Verjoiansk y de Gulm — Kansk — Irkutsk), la *Terciaria* (Sajalín, etc.).

CAPITULO XII

LAS FACIES Y LAS ROCAS SEDIMENTARIAS

§ 1. EL CONCEPTO DE LAS FACIES

Del examen de todos los procesos exodinámicos resulta evidente que están relacionadas con ellos tanto una denudación como una acumulación intensas de distintos sedimentos genéticos. De acuerdo a las condiciones de la depositación sedimentaria, se pueden destacar sobre la superficie de la Tierra dos partes fundamentales: 1) los océanos y mares, que son las regiones más importantes de la acumulación sedimentaria actual y 2) los continentes, en cuyas partes elevadas predominan sobre grandes extensiones los procesos de denudación, mientras que en otras regiones tienen lugar complejos y variados procesos de formación de los depósitos continentales.

La acumulación de sedimentos en cuencas marinas y sus modificaciones ulteriores están relacionadas del modo más estrecho con la hidrodinámica de la cuenca, la intensidad del aporte en ella de material detrítico, las condiciones físico-químicas y la distribución de distintos organismos. Cada una de las zonas marinas presenta rasgos que le son peculiares y que determinan el proceso de la depositación sedimentaria y el aspecto general de los sedimentos en formación. Un cuadro análogo se observa al analizar los depósitos sedimentarios continentales. De acuerdo al clima, relieve y otros factores se van formando tipos de sedimentos distintos. Así, por ejemplo, para las regiones subtropicales, que se caracterizan por su clima cálido y vegetación lujuriante, son típicos unos productos peculiares de la meteorización, las lateritas (depósitos eluviales), en las que predominan los hidróxidos de hierro, aluminio y silicio, mientras que en las regiones desérticas, los depósitos eluviales están constituidos principalmente por material detrítico. Los depósitos lacustres de las regiones de clima templado se distinguen sensiblemente de los sedimentos lacustres de las zonas áridas.

Por consiguiente, en la naturaleza existen lazos estrechos y multilaterales entre el medio ambiente y la depositación sedimentaria. Cambia el medio y, consecuentemente, cambia hasta cierto punto el carácter de la modificación subsiguiente del depósito sedimenta-

rio. De modo que, estudiando un sedimento, su composición, las leyes que rigen su difusión territorial y la fauna que contiene, es posible reconstruir las circunstancias de su formación. Esto tiene gran importancia para el análisis de los depósitos pertenecientes a las edades más remotas de la corteza terrestre. Hace más de 120 años, el geólogo suizo A. Gressly observó que depósitos de la misma edad pero formados en diferentes lugares de la superficie terrestre, se distinguen ostensiblemente entre sí, vale decir que se produce una modificación regular de un mismo estrato de roca sedimentaria en dirección horizontal. Para denominar estas modificaciones introdujo la noción de *facies*. Actualmente se entiende por facies el conjunto de características del sedimento (su composición, la fauna que contiene) y las condiciones de su formación.

Facies llegó a ser una de las nociones geológicas fundamentales, sobre todo después de las investigaciones del académico D. Nalivkin. En la reciente edición de su libro «La teoría de las facies», escribe: «El concepto de facies sirve de natural introducción a la paleogeografía, ciencia que tiene por finalidad reconstituir la distribución de los mares y tierras, el paisaje y todo el aspecto de la superficie terrestre, tal como estuvo en los períodos geológicos pasados». Ahora bien, el conocimiento de las condiciones en que se formaron las rocas sedimentarias permitirá revelar las leyes que rigen la distribución de los minerales útiles asociados con ellas y de enorme importancia para la economía del pueblo. A título de ejemplo de los yacimientos más importantes relacionados con rocas sedimentarias, se pueden mencionar: las cuencas carboníferas del Donets, de Kuznetsk y otras regiones; los yacimientos petrolíferos de Bakú, Segundo Bakú, la región Precaucásica y Pericaspiana; los yacimientos de hierro de Kerch y Lipetsk; los yacimientos de bauxita de los Urales y muchos otros. El análisis facial es uno de los métodos básicos para el estudio de los movimientos tectónicos corticales acaecidos en períodos pretéritos, lo cual es muy importante para la prospección de yacimientos minerales, especialmente el petróleo y el gas natural.

El análisis facial de los depósitos antiguos tiene por base: 1) un estudio detallado de la composición de las rocas y la fauna que contienen; 2) el estudio de las leyes que rigen la distribución de las facies y su sucesión territorial y vertical; 3) la aplicación del principio de las causas actuales.

Se distinguen tres grandes grupos de facies: 1) *facies marinas*, 2) *facies lagunares* y 3) *facies continentales*.

Cada uno de estos grupos puede ser subdividido a su vez en una serie de «macrofacies» y «microfacies». Así, por ejemplo, el grupo de las facies marinas, según L. Rujin, se subdivide en las facies siguientes: 1) facies litoral o costera; 2) facies nerítica o de

las aguas someras (correspondiente a la parte superior de la plataforma continental); 3) facies perinerítica o de las profundidades intermedias (en el borde de la plataforma continental y en el comienzo del talud continental), más abajo de 100 m; 4) facies batial o profunda y 5) facies abisal o muy profunda. Se ha adoptado como base de esta clasificación los cambios en la movilidad del agua y el carácter del mundo orgánico a medida que aumenta la profundidad del mar.

Dentro del grupo de las facies lagunares, también se destacan varias macrofacies: 1) macrofacies de las lagunas de aguas dulcificadas; 2) macrofacies de las lagunas salinizadas; 3) macrofacies estuarinas y limánicas.

En este último grupo incluye L. Rujin las macrofacies de los deltas con su intrincado conjunto de depósitos marinos, lagunares y continentales.

Los depósitos continentales se distinguen por su gran variedad, que refleja las diferentes condiciones de su formación, destacándose también entre ellas grupos de facies y facies aisladas. Sus tipos genéticos más importantes se especifican más abajo, en la tabla 13 (según E. Shantzer).

TABLA 13

Grupo y serie paragenética		Tipo genético
Serie eluvial		Depósitos eluviales, suelo
Serie de ladera	Depósitos gravitacionales (coluviales)	Depósitos originados por derrumbes Depósitos originados por deslizamiento Depósitos originados por soliflucción
		Depósitos diluviales
Serie de depósitos de los cauces de corrientes hídricas		Depósitos aluvialos Depósitos proluviales
Serie de depósitos lacustres		Depósitos lacustres (en conjunto) Depósitos químicos (sales)
Depósitos organógenos paludosos		Turberas
Serie graciar		Depósitos glaciares (morrenas) Depósitos fluvioglaciares Depósitos limnoglaciares
Serie eólica		Arenas eólicas Loes eólico

En la tabla mencionada se observa que entre los depósitos continentales se destacan macrofacies tan importantes como la macrofacies eluvial, de ladera, aluvio-proluvial, lacustre, palustro, glaciar y eólica. En la composición de cada macrofacies entran varias facies diferentes. Así, por ejemplo, en la macrofacies aluvial se distinguen tres facies: la de cauce fluvial, la de llano aluvial y la de cauce abandonado; la macrofacies glaciar consta de tres facies principales: morrénica, fluvioglaciar y limnoglaciar.

Influencia de los movimientos oscilatorios corticales sobre la distribución de las facies. A lo largo de la evolución de la Tierra ocurrieron reiteradas redistribuciones de mares y continentes y desplazamientos de la línea costera, relacionados con los movimientos oscilatorios de la corteza terrestre. Tenían lugar ora *transgresiones*, o sea invasión de la tierra por el mar, ora *regresiones* (retrocesos). En pos del movimiento de la línea costera, se verificaban los correspondientes desplazamientos de las facies, lo cual muchas veces queda fijado en los cortes geológicos. Así, por ejemplo, al ocurrir una transgresión marina, la línea costera se irá desplazando tierra adentro, quedando las aguas litorales someras alejadas de la costa,

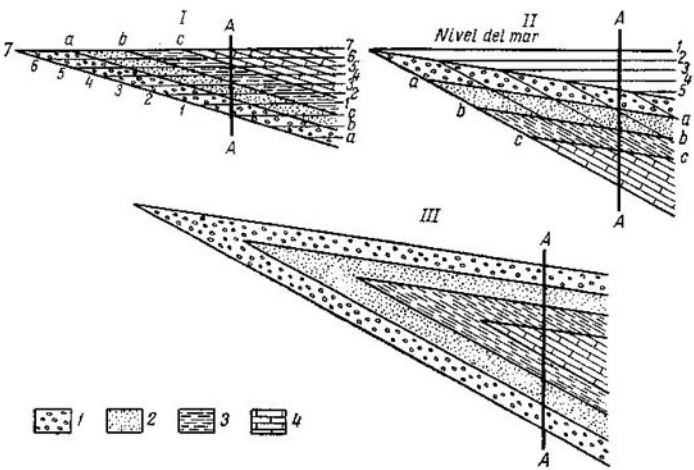


Fig. 149. Desplazamiento de las zonas faciales en pos del movimiento de la línea litoral durante una transgresión (I), regresión (II) y ciclo completo de sedimentación (III) (con la transgresión y regresión subsiguiente):
a, b, c, límites de las facies; 1 a 7, límites transitorios del mar; A — A, línea de corte vertical; 1, guijos; 2, arenas; 3, arcillas; 4, calizas

y sobre los sedimentos groseros de una facies, depositados allí anteriormente, se irán acumulando sedimentos más finos de otra facies.

En la fig. 149,I la situación primitiva del nivel del mar está indicada por la cifra 1. En el fondo se acumulan los sedimentos en su habitual secuencia: junto a la costa, los guijos o arenas gruesas; más lejos, arenas que van siendo reemplazadas por arcillas y calizas. Al ocurrir una transgresión, el nivel del mar se desplaza gradualmente hacia la posición 2, luego la 3, 4, 5, etc. A continuación se verifica el desplazamiento de todas las facies: donde anteriormente se acumulaban guijos, se depositarán arenas, sobre las cuales se sedimentarán arcillas, y encima de éstas, las calizas. Como resultado, en el corte geológico se observará una sustitución vertical paulatina, de abajo a arriba, de los sedimentos gruesos por sedimentos cada vez más finos. Es lo que se llama la serie sedimentaria transgresiva.

Una correlación distinta de las facies se observará al ocurrir una regresión del mar, tal como se observa claramente en la figura 149,II. En el corte geológico correspondiente, las calizas yacerán abajo, más arriba, las arcillas y encima de éstas, las arenas y guijos. Es lo que se llama la serie sedimentaria regresiva.

Algunas veces, en los cortes geológicos se observa una alternancia de zonas con secuencia transgresiva y regresiva de las capas, (fig. 149,III), indicadora de cambios posicionales de la línea costera.

§ 2. ROCAS SEDIMENTARIAS

Las rocas sedimentarias componen la parte superior de la corteza terrestre y ocupan un área considerable. Como se deduce de los capítulos anteriores, las rocas sedimentarias se forman en las cuencas marinas y la superficie de la tierra como resultado de tres procesos: 1) acumulación o depositación del material detrítico, originado por la destrucción de rocas formadas anteriormente (magmáticas, metamórficas y sedimentarias); 2) precipitación química de sustancias disueltas; 3) actividad vital de los organismos.

Con arreglo a los procesos mencionados, todas las rocas sedimentarias fueron, durante mucho tiempo, subdivididas en tres grupos: clásticas, químicas y organógenas. Sin embargo, en las condiciones naturales existen rocas que se forman tanto como resultado de una acumulación de sedimentos orgánicos, como por precipitacón química o bioquímica a partir de soluciones de determinados compuestos (ciertas calizas, rocas silíceas). Por otra parte, abundan rocas que podríamos llamar de transición de clásticas a químicas. A estas rocas pertenecen, por ejemplo, las arcillas, formadas en su mayor parte por precipitación de sustancias a partir de soluciones coloidales, pero con agregación de partículas detríticas finas. En consecuencia,

las rocas sedimentarias han sido subdivididas por M. Shvetsov en tres grupos: 1) clásticas; 2) arcillosas; 3) químicas y orgánicas.

Las rocas sedimentarias clásticas presentan una serie de caracteres privativos que las distinguen de las rocas magmáticas o metamórficas. Uno de los rasgos más importantes es la estratificación, que se observa en la mayoría de las rocas sedimentarias. El carácter de la estratificación denota a menudo las condiciones de la acumulación sedimentaria. Así, por ejemplo, la estratificación horizontal atestigua que la depositación sedimentaria se produjo en cuencas de aguas tranquilas, en tanto que una estratificación diagonal o cruzada está generalmente relacionada con el movimiento de las aguas. Una segunda particularidad de las rocas sedimentarias es la presencia en ellas de restos fosilizados de animales y plantas (fauna y flora), característicos del medio ambiente en que ha ocurrido la sedimentación. Y, finalmente, la composición de las rocas sedimentarias.

Rocas clásticas. Las rocas clásticas o detríticas se subdividen de acuerdo al tamaño y forma de los detritos. Se distinguen:

1) las rocas *psefíticas* (de fragmentos groseros), compuestas en más de un 50% por detritos mayores de 1 mm.

2) las rocas *psamíticas* (arenosas) que consisten de granos de 1,0 a 0,1 mm.

3) las rocas *aleuríticas*, compuestas principalmente por partículas de 0,1 a 0,01 mm.

La clasificación general de las rocas clásticas se da en la tabla 14.

TABLA 14

Dimensión de los fragmentos que forman la roca, en mm	Grupos de rocas	Tipos de rocas detríticas			
		redondeadas		sin redondear	
		sueltas	cementadas	sueltas	cementadas
100-1000 y más	Psefíticas (fragmentos groseros)	Cantos rodados Guijos	Conglomerado	Bloques Gravas Cascote	Brecha
10-100		Gravas		Arena de disgregación	
1-10	—	—	—	—	—
1-0,1	Psamíticas (arenosas)	Arena	Arenisca	Arena	Arenisca
0,1-0,01	Aleuríticas	Aleurolita	Aleurita	Aleurita	Aleurolita

La *brecha* es una roca cementada, compuesta por fragmentos angulosos sin redondear (bloques, cascotes, arenas groseras). Estos últimos pueden ser ya productos de la meteorización física, que se acumulan

en la proximidad inmediata de la roca originaria, ya acarreos de las riadas de barro, ya acumulaciones originadas por deslizamientos, etc. La sustancia cementadora es generalmente calcita, óxidos de hierro, sílice y otros.

Conglomerado. Los conglomerados están mucho más difundidos. Son rocas clásticas cementadas como resultado de procesos diagenéticos a partir de fragmentos sueltos redondeados: cantos rodados, guijos, gravas. Como regla, los conglomerados se hallan en forma de capas más o menos potentes y según su origen pueden ser tanto terrestres (proluviales, aluviales), como marinos (bancos de guijos del litoral marítimo).

Rocas arenáceas. Estas comprenden las arenas, compuestas por granos de distinto tamaño, clasificadas, en base a su granulometría en arenas de grano grosero, grano grueso, grano medio y grano fino. Atendiendo a su composición mineralógica se caracterizan también por su heterogeneidad. En condiciones naturales, existen arenas cuarzosas homogéneas que contienen no menos de 95% de granos de cuarzo. Pero a menudo se componen de granos pertenecientes a muchos minerales. M. Shvetzov destaca, además de las arenas monominerales homogéneas, también las arenas oligomícticas, en las que predomina el cuarzo (75 a 95%), pero se observa a la vez una mezcla considerable de otros minerales (feldespato, mica), y las arenas polimícticas, compuestas por granos de distintos minerales (cuarzo, feldespatos y minerales de color).

Un rasgo característico de las areniscas polimícticas es que en la mayoría de los casos se encuentran en regiones geosinclinales (zonas activas de la corteza terrestre), mientras que las oligomícticas y monominerales se encuentran en las márgenes de las plataformas.

Cuando en las arenas y areniscas predomina el cuarzo y el feldespato, reciben el nombre de arenas *arcósicas*, y arcosas, respectivamente. En cambio si consisten de fragmentos de distintas rocas y minerales, se llaman *grauwacas*. En el caso de contener una cantidad considerable de glauconita (20 a 40%), se distinguen las arenas *glauconíticas*.

Las distintas agregaciones prestan a las arenas su coloración correspondiente: los óxidos de hierro, el color pardo; la glauconita, el verde; las sustancias orgánicas, el negro. Las arenas según su origen pueden ser marinas, fluviales, lacustres, eólicas, fluvioglaciales.

Las *areniscas* son rocas originadas por la cementación de las arenas por medio de distintas matrices (compuestos ferruginosos, calcáreos, silícicos, etc.).

Rocas aleuríticas. A ellas pertenecen las aleuritas, constituidas principalmente de partículas finas de 0,1 a 0,01 mm. Ocupan una posición intermedia entre las arenas y las arcillas. Cuando están mezcladas con una pequeña cantidad de partículas arcillosas

(< 0,005) se asemejan por sus propiedades y aspecto exterior a las arenas. Cuando contienen una cantidad considerable de partículas arcillosas, las aleuritas se aproximan por sus propiedades a las arcillas. A ellas pueden ser sumados los limos arenosos, limos, loes, limos loésicos (las características del loes han sido especificadas en el capítulo referente a la acción del viento). Las aleuritas cementadas se llaman aleurolitas.

Rocas arcillosas. Las rocas arcillosas son las de mayor difusión entre las rocas sedimentarias y, en cuanto a su origen, ocupan una situación intermedia entre las rocas puramente químicas y las clásticas. Consisten de partículas menores de 0,01 mm y contienen generalmente más de un 30% de partículas finísimas menores de 0,001 mm. En la mayoría de los casos, las rocas arcillosas deben su origen a la meteorización química de rocas magmáticas y otras. Estos productos de meteorización pueden acumularse en el lugar de su origen, formando un depósito eluvial (arcillas residuales), pero las más de las veces son arrastrados por las aguas corrientes para ser depositadas en los mares, ríos y lagos.

Las arcillas poseen propiedades físicas específicas: 1) plasticidad, o sea capacidad de adoptar cualesquiera formas bajo presión; 2) capacidad de absorber agua e hincharse, aumentando su volumen hasta en 40 a 45% y más; 3) escasa permeabilidad.

Según L. Rujin, en la composición de las arcillas se observan tres grupos de minerales: a) los minerales arcillosos: caolinita, montmorillonita, hidromicas y otros. Estos minerales constituyen las partículas de grano más fino (coloidales) de la arcilla; b) granos detríticos de cuarzo, feldespatos, micas y otros; c) inclusiones de hidróxidos de hierro, carbonatos, sulfatos, etc. Además, las arcillas contienen sustancia orgánica.

De acuerdo al grado de enriquecimiento de los minerales arcillosos con distintas sustancias aportadas principalmente durante el transporte y la sedimentacion, se distinguen muchas variedades de arcilla; las arcillas de alfarero o puras, calcáreas, silíceas, bituminosas, arenosas, etc. Si la proporción de arenas y partículas cenagosas es grande, las arcillas se transforman en aleurolitas arcillosas.

En la inmensa mayoría de los casos, las arcillas formadas por sedimentación en un medio hídrico, presentan una composición heterogénea, predominando los minerales del tipo de hidromicas. Las variedades puras se encuentran entre las rocas continentales, especialmente en depósitos eluviales. A ellas pertenecen las arcillas caolínicas (refractarias) y las montmorilloníticas (descolorantes), de gran importancia para la industria.

Las rocas arcillosas, transformadas por diagénesis en rocas compactas, cementadas, a veces muy duras, se llaman argilitas. Las más de las veces, están confinadas a regiones montañosas.

Rocas de origen químico y orgánico. Un grupo importante de rocas se origina en distintas cuencas hídricas y, localmente, en tierra firme, como consecuencia de procesos químicos y de la actividad vital de animales y plantas, y también como resultado de la acumulación de restos orgánicos al morir los animales y plantas. Entre esas rocas se pueden destacar las rocas carbonatadas, silícicas, sulfurosas y halogenadas, ferríferas, fosforíticas y los caustobiolitos.

Al grupo de las rocas carbonatadas pertenecen las calizas, dolomitas y margas.

Las calizas ($CaCO_3$) son las más difundidas. Las calizas organógenas son formadas por lo general por conchas calcáreas pertenecientes a moluscos, foraminíferos, restos de crinoideos, de algas calcáreas, corales, etc. Según predominen restos de tal o cual organismo, las rocas reciben el nombre de calizas de braquiopodos, de foraminíferos, coralinas u otros. Entre las calizas de origen químico son notorias: las calizas oolíticas que se presentan como acúmulos de oolitas, granos calizos esféricos; las tobas calcáreas, llamadas travertinos, depositadas por manantiales ricos en bicarbonato cálcico, etc.

La tiza es una roca formada de dos modos. Una parte considerable de la misma, cerca del 60-70%, proviene de restos de organismos planctónicos; la parte restante — una calcita de grano fino, pulviforme — se ha originado verosímilmente por vía química.

La marga ofrece otro ejemplo de roca formada de dos modos. Un 50 a 70% se compone de $CaCO_3$ de origen orgánico y los 50 o 30% restantes corresponden a partículas arcillosas, en cuya composición entran partículas de origen tanto detrítico como químico.

Las dolomitas, por su composición química vienen a ser en un 90 a 95% un carbonato doble de calcio y magnesio $CaMg(CO_3)_2$. Si contiene $CaCO_3$ en un porcentaje no menor del 50%, la roca recibe el nombre de dolomita calcárea. La dolomita puede formarse por precipitación del sedimento en un agua de salinidad elevada (según datos de S. Vishniakov); en este caso, las capas de dolomita a menudo suelen alternar con las de yeso. Pero con mayor frecuencia, las dolomitas se forman como consecuencia de cambios («dolomitización») debidos a la acción de soluciones adecuadas de calizas (o sedimentos calcáreos) hasta transformarse estas últimas en rocas (proceso llamado sustitución exógeno-metasomática* de las calizas), o también por vía hidrotermal-metasomática (a bajas temperaturas).

Rocas silícicas. A ellas pertenecen las diatomitas, trípolis, «gaizes» u «opokas» y concreciones silícicas.

---

* Metasomatosis es el proceso de sustitución de unos minerales o rocas por otros con cambios en su composición química debidos a la acción recíproca de las rocas con las soluciones, gases o masas fundidas

La diatomita es una roca esponjosa, terrosa o débilmente cementada de color amarillento o gris claro, compuesta por una acumulación de restos de esqueletos, formados por sílice hidratada (ópalo), pertenecientes a algas diatomáceas microscópicas. A veces se observa en ellas una pequeña mezcla de partículas arcillosas, granos de cuarzo y glauconita.

El trípoli es análogo por sus propiedades a la diatomita, pero se distingue de ésta por la ausencia de restos de origen netamente orgánico. La roca se compone principalmente de granos opalinos finísimos. La génesis del trípoli no ha sido suficientemente aclarada. No está excluida la posibilidad de una génesis bioquímica.

La «gaize» u «opoka» es una roca silícica liviana que se compone de sílice opalina (hasta un 90%) con un pequeño agregado de restos de radiolarios y caparazones de diatomeas, granos de cuarzo, glauconita y partículas arcillosas. Las más de las veces, las opocas son duras, su fractura es concoidea, su color varía desde gris azulado hasta casi negro. Es más raro encontrar opokas blandas; en este caso se asemejan por su aspecto exterior a las diatomitas o trípolis. Existe la suposición de que las opokas son una transformación de las diatomitas y trípolis. Otros investigadores se inclinan a considerarlas como formaciones químicas marinas.

Las concreciones silíceas (nódulos) están ampliamente difundidas entre las rocas sedimentarias. Se originan de distintos modos. Algunas surgen a partir de soluciones que circulan en las rocas, al llenarse con sustancia opalino-calcedónica las oquedades existentes en las rocas. Otras se forman en el proceso de la diagénesis (transformación del sedimento en roca), por vía de crecimiento alrededor de algún núcleo de materia extraña y por la acción de las fuerzas cristalogénicas. Las concreciones que llevan oquedades en su interior se llaman geodas, llamándose nódulos las que llevan un núcleo duro. Las concreciones silíceas se hallan en muchas rocas, pero sobre todo en las pilas de calizas.

Las rocas sulfurosas y halogenadas, no obstante la diversidad de su composición química, son reunidas por su origen común. Se forman en lagunas separadas del mar y en vías de secarse y en lagos salíferos. A este grupo pertenecen las rocas monominerales como la anhidrita ($CaSO_4$), yeso ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$), sal gema (NaCl) y otras formaciones, descritas anteriormente.

Rocas ferríferas. Entre éstas, la mayor difusión e importancia práctica corresponde a las hematitas pardas oolíticas compuestas por menudas formaciones conchosas redondeadas, concéntricas o fibrorradiales (oolititas de un tamaño que varía entre fracciones de milímetro y 15 a 20 mm). A veces se hallan enriquecidas con compuestos de manganeso. Muchos yacimientos de hierro no son más que típicas formaciones sedimentarias de zonas superficiales de la

corteza terrestre. Pueden formarse en pantanos, lagos, mares, al oxidarse protóxidos de hierro en el proceso de meteorización de la superficie terrestre, al quedar destruidos minerales y rocas ferromanganésicos.

Las rocas fosforíticas. Son rocas sedimentarias que contienen 12 a 40% de P_2O_5. Según sea la modalidad de su yacimiento se distinguen fosforitas concrecionarias o nodulares, cuando éstas se presentan como nódulos de forma esférica o irregularmente redondeada, y fosforitas tabulares cuando están cementadas en lajas de conglomerado. Los más difundidos son los nódulos de fosforita. Generalmente se encuentran en forma de inclusiones en rocas areno-arcillosas o carbonatadas y no miden más de unos centímetros de diámetro (raras veces 10 a 20 cm). Las concreciones fosforíticas surgen en el fondo marino en el seno de sedimentos cenagosos aún no consolidados, al concrecionarse compuestos de fósforo alrededor de algunos núcleos, o también como consecuencia de una concentración de fósforo en organismos marinos. Las fosforitas son materia prima para obtener abonos minerales (cuando contienen 12 a 15% y más de P_2O_5).

Caustobiolitos (rocas organógenas combustibles). Al grupo de los caustobiolitos pertenecen rocas que tienen enorme importancia por ser valiosísimos combustibles minerales. Entre ellos se distinguen las rocas de la serie carbonífera y las de la serie bituminosa (petróleo y otras).

Los carbones fósiles se originan en su mayoría a partir de la sustancia vegetal, principalmente, plantas superiores y sus secreciones resinosas. Estos carbones pertenecen al grupo de las rocas húmicas (turba, lignito, hulla, antracita).

A otro grupo pertenecen las *sapropelitas* que se originan, por regla general, en cuencas límnicas a partir de plantas inferiores (algas) y del plancton animal y contienen a menudo una mezcla considerable de material mineral arcilloso u otro (carbones sapropélicos y esquistos combustibles).

La turba se compone de restos vegetales semidescompuestos que se han ido acumulando durante un período prolongado en las condiciones específicas de pantanos y lagos. La descomposición se verificaba en el agua con participación de distintos microorganismos y escaso aporte de aire. La turba puede alcanzar en ocasiones varios metros de espesor. La sustancia orgánica de la turba contiene carbono (28 a 35%), oxígeno (30 a 38%), hidrógeno (5,5%). Se distinguen turbas de esfagno, de carrizo, de junco. Las reservas de turba en la URSS son muy grandes y representan alrededor de $^3/_4$ de las reservas mundiales.

Los lignitos también son un producto de la transformación de sedimentos vegetales de períodos geológicos anteriores. Los lignitos son más duros y compactos que la turba, siendo su peso específico

de 1,1 a 1,3. En los lignitos se halla generalmente presente una mezcla de material arcilloso, causante de su elevado porcentaje de cenizas. El contenido de carbono oscila entre 67 y 78%. Es una roca intermedia entre la turba y la hulla.

Las hullas representan la fase subsiguiente en la transformación de los lignitos. Son de color negro, compactas, poseen un brillo grasoso o resinoso y dejan en la placa de porcelana un trazo negro. Su peso específico es de 1,0 a 1,8, su dureza, 0,5 a 2,5. El contenido en carbono alcanza 80 a 85%.

La antracita es la última fase en el proceso de metamorfosis de los residuos vegetales duros. El peso específico de las antracitas es de 1,3 a 1,7; su dureza, 2,0 a 2,5; su color es negro; el brillo, semimetálico; el trazo, negro. El contenido de carbono es de 95 a 97%.

Los carbones sapropélicos. A ellos pertenecen tipos de carbones relativamente poco difundidos (boghead y carbones de bujía). Yacen en forma de estratos intercalados entre rocas húmicas comunes, formando a veces también yacimientos propios. Los carbones sapropélicos se han encontrado entre los carbones húmicos de Moscú, Kuznetsk y otros.

Los esquistos combustibles son de amplia difusión en comparación con los carbones sapropélicos. Forman una roca dura, finamente estratificada, esquistosa, de color gris oscuro o gris pardusco, de fácil combustión. Los esquistos combustibles contienen un 50% y más de sustancia combustible, siendo la parte restante constituida de una sustancia arcillosa o carbonatada. Por medio de la sublimación se obtienen de ellos gases, resinas, preparados medicinales, etc.

El petróleo es un líquido aceitoso combustible natural de color pardo. En su composición entran C, O, H, perteneciendo el papel principal al carbono e hidrógeno. El petróleo es una mezcla de hidrocarburos líquidos de las series metánica (C_nH_{2n+2}), nafténica (C_nH_{2n}) y aromática (C_nH_{2n-6}). El peso específico del petróleo es de 0,8 a 0,9.

TERCERA PARTE

PROCESOS DE GEODINAMICA INTERIOR (ENDODINAMICA)

CAPITULO XIII

DISLOCACIONES TECTONICAS

Los sedimentos de los mares, lagos, etc. se depositan, como regla, en capas *horizontales* o casi horizontales. En esta posición pueden permanecer por un tiempo indefinido, sufriendo sólo la acción de los procesos de *diagénesis*, o sea, que se van consolidando, compactando y transformando de sedimentos en rocas, sin que se altere, empero, su posición horizontal. Un ejemplo de estratificación horizontal no perturbada lo ofrecen las capas de calizas del Carbonífero en la región de Moscú (ver fig. 3, cap. 2).

Estrictamente hablando, hasta en un afloramiento corriente (como el representado en la fig. 3) se pueden discernir ciertas huellas de movimientos tectónicos que afectaron la roca, o sea, síntomas indicadores de que las rocas fueron depositándose en condiciones de movimientos corticales: cambios en la composición de las rocas (de abajo a arriba) y disyunción de macizo rocoso en capas separadas atestiguan los cambios habidos en las condiciones de la sedimentación, cambios eventualmente relacionados con los movimientos de la corteza terrestre. Pese a ello, persiste una estratificación no perturbada, tranquila, casi horizontal, de esos estratos, siendo tal disposición característica para la mayoría de las formaciones sedimentarias que integran la parte superior de la corteza terrestre en las extensas llanuras continentales.

Una expresión prodigiosa y perfectamente patente de los movimientos susceptibles de afectar la corteza terrestre, esto es, de los *movimientos tectónicos*, es la estratificación perturbada de las rocas sedimentarias, o sea, las *dislocaciones tectónicas*. Las dislocaciones presentan gran variedad de formas, pero, fundamentalmente, se dividen en dos grandes grupos: *plegamientos* («dislocaciones plicativas») y *rupturas* o desgarramientos corticales («dislocaciones disyuntivas»). Vamos a examinarlas en el orden indicado, pero, previamente, hemos de considerar algunos problemas relacionados con las condiciones mecánicas en que se producen las deformaciones en los cuerpos sólidos (perturbación de la estratificación).

I. DEFORMACION DE LOS CUERPOS SOLIDOS

Las rocas, tanto las magmáticas como las sedimentarias, en la mayoría de los casos, son cuerpos más o menos sólidos y elásticos, constituidos por cristales cementados con mayor o menor grado de compactación. Por lo tanto, al estudiar las deformaciones que experimentan las rocas, es preciso examinar el proceso de la deformación de los cuerpos sólidos en general.

§ 1. DIAGRAMA «TENSION — DEFORMACION»

Examinemos el proceso de deformación de un cuerpo sólido, desde el momento de aplicación de la carga hasta la destrucción del cuerpo. Los estadios evolutivos de la deformación suelen representarse, para comodidad, en forma de gráfico, denominado diagrama «*tensión-deformación*» (fig. 150).

Sobre el eje de ordenadas se llevan los valores de la tensión σ, o sea, la razón entre la carga aplicada al cuerpo y la unidad de superficie:

$$\sigma = \frac{F}{S},$$

donde F es la fuerza (presión) en kg, aplicada exteriormente al cuerpo y S, la superficie en cm^2 sobre la que actúa la fuerza F.

Sobre el eje de abscisas se llevan los valores de la deformación ε originada en el cuerpo sólido considerado por influjo de la tensión σ.

La experiencia ha demostrado que a medida que aumenta σ, crece también ε, lo cual queda expresado por el segmento OA de la curva. Ahora bien: el segmento OA es rectilíneo, vale decir que la deformación es proporcional a la tensión, existiendo entre σ y ε una dependencia lineal:

$$\sigma = E\varepsilon.$$

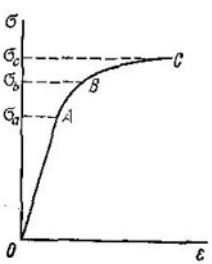


Fig. 150. Diagrama «tensión — deformación»: σ, tensión; ε, deformación; A, límite de elasticidad; B, límite de fluencia; C, límite de resistencia

El coeficiente de proporcionalidad E, denominado módulo de elasticidad o módulo de Young, tiene gran importancia en la teoría de la resistencia de materiales y en la sismología. La dependencia lineal entre σ y ε que se acaba de mencionar, recibe el nombre de ley de Hooke (1676).

Las deformaciones correspondientes al segmento OA, o sea, las regidas por la ley de Hooke, se llaman *deformaciones elásticas*. Ello significa que una vez anulada la carga

exterior, las deformaciones desaparecen y el cuerpo recobra su forma primitiva.

La tensión σ_a que corresponde al estadio final de las deformaciones elásticas y al momento en que aparecen deformaciones de un tipo distinto, se denomina *límite de elasticidad.*

Al seguir aumentando la carga de σ_a a σ_c, a las deformaciones elásticas se agregan las deformaciones *permanentes* o residuales, las que en el segmento $\sigma_a - \sigma_b$ son *reversibles* (*plásticas*), y en el segmento $\sigma_b - \sigma_c$, son *irreversibles* («*frágiles*»). La tensión σ_b que corresponde a la aparición de las deformaciones irreversibles, se llama *límite de fluencia.* La tensión σ_c correspondiente al momento de ruptura del cuerpo, recibe el nombre de *límite de rotura* o resistencia transitoria, designándose con frecuencia por K_d *.

Vamos a referir a continuación los valores numéricos de K_d («límite de compresión») para algunos cuerpos sólidos (tabla 15).

TABLA 15

Valores de K_d para algunos minerales y rocas

Mineral	K_d, en kg/cm²	Roca	K_d, en kg/cm²
Cuarzo	20 000	Basalto	1000-3200
		Granito	800-2000
Halita	275	Arenisca	500-1800
		Caliza	400-2000

Así, pues, bajo el influjo de tensiones exteriores, inicialmente surgen en un cuerpo sólo deformaciones elásticas (OA); a continuación, se les agregan deformaciones plásticas, es decir, permanentes pero todavía reversibles (AB); finalmente, rebasado el límite de fluencia, aparecen las deformaciones con ruptura, también permanentes, pero ya irreversibles, que conducen a la ruptura del cuerpo (BC).

Consideremos con algún detenimiento las tres clases de deformaciones.

§ 2. DEFORMACIONES ELASTICAS

Las deformaciones elásticas no se manifiestan en las rocas de un modo tan patente como las residuales; no obstante, en ellas tiene su origen una serie de fenómenos geológicos. Así, a las deformaciones

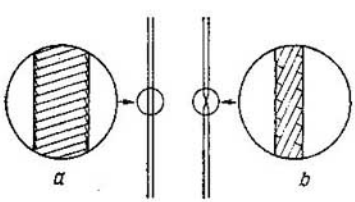
* Es de notar que la terminología referente a la teoría de la resistencia de materiales no está unificada, de ahí que se pueden hallar en la literatura designaciones que difieren de las indicadas.

elásticas se deben los *desprendimientos repentinos* de rocas («golpes de techo») en las paredes de las galerías de minas profundas; bajo la presión de rocas suprayacentes, las paredes se alabean, se hinchan en el interior de la galería, desprendiéndose de ellas trozos de roca con un fuerte crujido y con una fuerza tal que representan un peligro para el hombre. Con una acumulación de tensiones tectónicas—causantes de las deformaciones elásticas — y descargas repentinas, casi instantáneas, de esas tensiones, se relacionan los *terremotos*; en estos, las deformaciones elásticas se transforman en permanentes, que se patentizan en un desplazamiento relativo, a veces de varios metros, de un flanco de la fractura con respecto al otro. Finalmente, con las deformaciones elásticas se hallan vinculadas asimismo fenómenos tales como la *extinción ondulosa* en los cristales de cuarzo y algunos otros minerales, visible en el microscopio; si se calienta el cristal testigo, la extinción ondulosa desaparece porque las tensiones elásticas se anulan al producirse una redistribución de las partículas, debida a la alta temperatura.

§ 3. DEFORMACIONES PLASTICAS

Las deformaciones plásticas se manifiestan con particular evidencia en los metales. Representémonos una barreta metálica, de cobre o de aluminio, por ejemplo. Si esta barreta es sometida a un alargamiento, en algún tramo se producirá su adelgazamiento y aparecerá una *estricción*, sin llegar, empero, a la ruptura. Sólo de continuar el alargamiento, la barreta se romperá en el lugar de la estricción y quedará dividida en dos partes (fig. 151). ¿Qué sucede, pues, con el material de la barreta en el tramo de la estricción? El proceso de adelgazamiento de la barreta se desarrolla como si estuviese constituida de una serie de discos planos cuyo espesor y orientación se determinan por las particularidades de la red cristalina del metal considerado, desplazándose cada uno de

Fig. 151. Alargamiento de una barra de aluminio:
a, antes del alargamiento; *b*, después del alargamiento



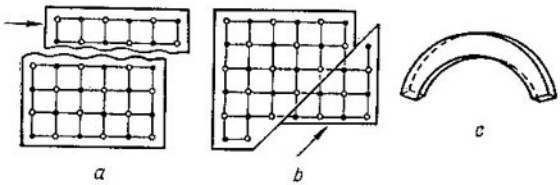


Fig. 152. Deformación de un cristal de sal gema:
a, hendidura según clivosidad; *b*, deformación plástica; *c*, cristal de sal gema arqueado.

los discos con relación a los contiguos, sin desolidarizarse, empero, con ellos. En la figura 151 está esquematizado el proceso: en *a*, antes del alargamiento; en *b*, después del alargamiento. Todas las peculiaridades de este proceso vienen determinadas por las propiedades de la red cristalina de la sustancia considerada, por cuanto la resistencia mecánica, ductilidad, trabazones internas y orientación de los posibles planos de deslizamiento se hallan supeditados a las propiedades de la red cristalina, las interrelaciones y las trabazones mutuas de las partículas de la red, o sea, los átomos de dicha sustancia. Este proceso se llama *traslación o deslizamiento*. Ha sido bien estudiado en los metales, existiendo numerosos tratados especiales al respecto.

Análogas características presenta, en principio, el mecanismo de la deformación plástica en cristales no metálicos (iónicos). En el ambiente natural se encuentran con mucha frecuencia cristales deformados de halita, yeso, galenita, turmalina, feldespatos, calcita, etc. Vamos a examinar algo más detenidamente el proceso de deslizamiento en los cristales de halita o sal gema.

La halita (NaCl) cristaliza en la singonía cúbica; en los vértices de los cubos elementales, dispuestos a tresbolillo, se sitúan los iones Na y Cl que llevan, respectivamente, las cargas electrostáticas positivas y negativas. La interacción de estas cargas determina, en lo esencial, la estructura y propiedades de un cristal.

Ahora bien, imaginemos que podemos desplazar una parte del cristal con respecto a la otra, en un plano paralelo a una de las facetas. Es fácil deducir que en este caso llegará pronto el momento en que las partículas con cargas eléctricas de un mismo signo— tanto Na como Cl— vendrán a situarse junto a partículas iguales, y las fuerzas de repulsión que surgen entre cargas del mismo signo, obligarán a las partes del cristal a separarse; el cristal quedará hendido según un plano paralelo a una de las facetas del cubo, o sea, según el plano de clivaje. En esto reside, precisamente, la esencia del fenómeno de la clivosidad (fig. 152, a).

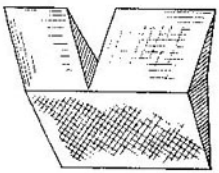


Fig. 153. Cristal de calcita, deformado por maclación mecánica (Baumhauer)

Otro será el resultado si intentamos desplazar una parte del cristal con respecto a la otra oblicuamente, según una diagonal (fig. 152, b). En este caso, las fuerzas de repulsión no surgen, conservándose la resistencia mecánica del cristal y las trabazones entre los bloques desplazados, si bien queda modificada la forma exterior del cristal. Los planos de deslizamiento de este tipo para los cristales de halita son las facetas de un dodecaedro rómbico (dodecaedro regular con facetas en forma de rombo).

Valiéndose de la deformabilidad plástica de los cristales de sal gema, se puede doblar fácilmente en arco una barreta de este mineral, cortada en un monocristal cúbico de un gran tamaño (fig. 152, c). Para realizarlo, hay que sumergir la barreta en agua a fin de prevenir su resquebrajamiento según las fisuras de clivaje— microscópicas e imperceptibles, pero siempre presentes— y valiéndose solamente de los dedos, ir doblándola despacio, durante algunos segundos.

Son notorios también otros tipos de deformaciones plásticas. Ha sido bien estudiado el proceso de *maclación mecánica* que consiste en que unos bloques de la red cristalina son girados con respecto a otros, conservándose el enlace entre ellos. Mediante la maclación mecánica se deforman con facilidad los cristales de calcita (fig. 153); de igual modo se forman las maclas polisintéticas, ampliamente difundidas, en los cristales de feldespatos, especialmente la microclina y la albita.

Es importante consignar, además, que las rocas compactas que se presentan como agregados *policristalinos* (es decir, compuestos por una multitud de cristales diferentes), tienen posibilidades adicionales de deformación, debido a los desplazamientos de unos granos minerales con respecto a otros, lo cual es facilitado, al parecer, por el hecho de que cada grano se halla envuelto en una finísima película acuosa. Finalmente, las rocas sueltas, tales como arenas, arcillas húmedas, etc., ceden a la presión externa y se deforman, aparentemente, sin la menor dificultad.

Así pues, se puede formular la definición siguiente: el deslizamiento o *traslación*, en tanto clase determinada de deformación plástica, es una modalidad de deformación mecánica de los cuerpos sólidos cristalinos, en que se mantienen entre los iones de la red cristalina todos los enlaces determinados por las fuerzas electrostáticas de atracción y de repulsión, y en que los desplazamientos de unos bloques cristalinos— suficientemente pequeños— con respecto a otros, se realizan según determinados planos regularmente orientados, cuya posición está condicionada por las peculiaridades concretas

de la red cristalina del mineral considerado. Empero, no se verifican giros ni combaduras en los planos elementales de los cristales, ni aparecen deformaciones elásticas.

Surge, naturalmente, la cuestión ¿en qué condiciones se verifican deformaciones plásticas en las masas rocosas constituidas por los minerales más variados? Es necesario examinar el influjo ejercido sobre el proceso de deformación de los cuerpos cristalinos por los siguientes factores: altas temperaturas, duración de la carga y presión confinante.

El calentamiento de un cuerpo hace que aumenten los movimientos térmicos de las moléculas constituyentes, lo cual facilita, en cierta medida, el curso de las deformaciones plásticas. Sin embargo, hay que tener en cuenta que en el ambiente natural se suelen encontrar rocas de origen sedimentario que nunca estuvieron en una zona de temperaturas muy elevadas pero, no obstante, brindan ejemplos de deformaciones plásticas típicas, como, por ejemplo, los pliegues de cuarcitas magnetíticas proterozoicas en la región de la anomalía magnética de Kursk o de Krivói Rog, los esquistos arcillosos del Triásico Superior en Crimea, etc.; en consecuencia, el calentamiento no puede considerarse como factor decisivo. Solamente al ser alcanzada la temperatura de fusión de los minerales, esto es, más allá de 1000° C, la roca se ablanda y se torna susceptible de fluir, pero esta clase de deformación, originada por la transición del estado sólido al fluido, nada tiene que ver con la deformación plástica de los cuerpos cristalinos.

La duración de la carga juega determinado papel en los casos en que las tensiones exceden el llamado *límite de fluencia*. En este caso, la deformación va aumentando progresivamente con el tiempo, lo cual puede conducir, en última instancia, a resultados ostensibles.

El aspecto cuantitativo de este factor no ha sido suficientemente estudiado, pero, si tenemos en cuenta que los procesos geotectónicos se desarrollan a lo largo de un tiempo casi ilimitado y que abundan las dislocaciones originadas por deformaciones plásticas, debemos reconocer que la duración de la carga es un factor geotectónico de consideración.

El factor decisivo es, según todas las apariencias, la *presión de confinamiento*. Cuando esta presión— que actúa por igual desde todas las direcciones— excede el límite de resistencia, el cuerpo debe romperse, pero, como ha escrito M. Protodiákonov, destacado especialista en la teoría de la resistencia de materiales, «no tiene adonde romperse». La resistencia mecánica del cuerpo, aparentemente, acrece, y su ruptura no se produce, pero las fuerzas internas no pueden resistir a las fuerzas externas y el cuerpo se torna plástico, susceptible de deformarse sin ruptura, o sea, sin que se pierda el enlace entre sus partículas.

En el seno de la corteza terrestre, las condiciones de una presión confinante que supera el límite de resistencia de las rocas, surgen cuando el peso de las rocas, o sea, la presión petrostática, excede dicho límite, reproduciéndose un ambiente de presión hidrostática o poco menos. Para diversas rocas, ese ambiente se origina a diferentes profundidades, pero, de un modo general, no debe de exceder los 20 km.

§ 4. DISLOCACIONES ACOMPAÑADAS DE RUPTURA

Las deformaciones permanentes de carácter irreversible, o sea, las deformaciones acompañadas de la ruptura del cuerpo, surgen más allá del límite de fluencia σ_b. En la superficie de la barreta

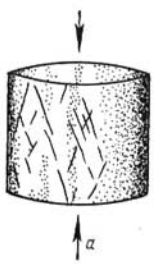


Fig. 154. Líneas de Lüders aparecidas en la superficie de una probeta rocosa después de su compresión (Prandt y Rinne) (*a*); las mismas líneas bajo un microscopio (A. Nadai) (*b*)

sometida a compresión (fig. 154, a) aparecen finas fisuras capilares, orientadas oblicuamente con relación a la dirección de la presión. Son las llamadas *líneas de Mohr o líneas de Lüders*.

Al observarlas con un microscopio de suficiente aumento, notamos que estas líneas son franjas angostas en que se concentran los granos con las deformaciones plásticas más acusadas (fig. 154, b). El aumento ulterior de las tensiones provoca el desplazamiento de los bloques adyacentes (unos con relación a otros) en direcciones opuestas, vale decir que el cuerpo comienza a destruirse. Veamos cuál es la dirección más probable en que pueden surgir esas fisuras.

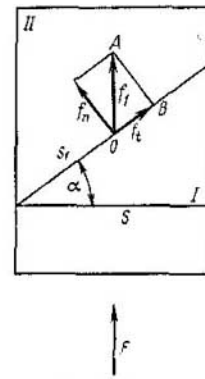


Fig. 155.

Supongamos que una fuerza F actúa según el eje longitudinal de una barreta de sección transversal S (fig. 155). Tenemos que calcular el ángulo α que formará la fisura S_1 con la sección transversal S. La tensión f_1 por unidad de superficie en el plano S_1 es

$$f_1 = \frac{F}{S_1}$$

o bien, siendo $S = S_1 \cos \alpha$,

$$f_1 = \frac{F}{S} \cos \alpha.$$

Aplicando la ley del paralelogramo se puede descomponer la tensión f_1 en una tensión normal f_n y una tangencial f_t. La tensión tangencial f_t que da origen a la fisura S_1 y desplazamiento del bloque I hacia arriba y a la derecha con respecto al bloque II, se determina a partir del triángulo OAB:

$$f_t = f_1 \operatorname{sen} \alpha = \frac{F}{S} \operatorname{sen} \alpha \cos \alpha = \frac{F}{2S} \cdot 2 \operatorname{sen} \alpha \cos \alpha = \frac{F}{2S} \operatorname{sen} 2\alpha$$

Así, pues, $f_t = \frac{F}{2S} \operatorname{sen} 2\alpha$. Es obvio que f_t alcanzará su valor máximo con $\operatorname{sen} 2\alpha = 1$, o sea, $\alpha = 45°$. En esto consiste la denominada *ley de las tensiones de cizallamiento*, que tiene gran importancia en la teoría de la resistencia de materiales.

En la destrucción de un cuerpo sólido interviene no sólo la ley de las tensiones de cizallamiento. Hay una serie de factores que influyen en el proceso de la destrucción. Pero, con todo, la ley de las tensiones de cizallamiento juega un papel importante, en

algunos casos primordial, ya que explica no sólo los detalles de las deformaciones destructivas, sino también algunas peculiaridades de las grandes dislocaciones acompañadas de ruptura.

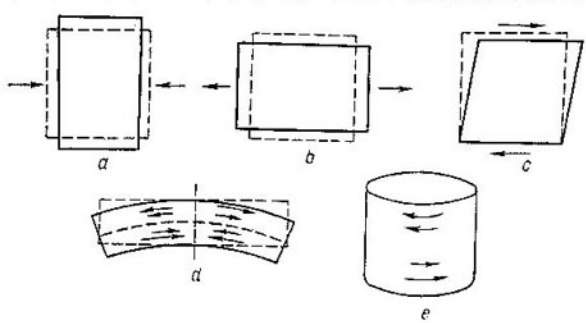
§ 5. PRINCIPALES CLASES DE DEFORMACION DE LOS CUERPOS SOLIDOS

En la Física del estado sólido se distinguen las deformaciones *homogéneas y las heterogéneas*. Las primeras comprenden *la compresión, alargamiento y deformación simple u homogénea* que se caracterizan por una deformación uniforme de todas las porciones del cuerpo. A las segundas pertenecen *la flexión y la torsión*, en que la magnitud y el carácter de la deformación varían de un lugar a otro.

Compresión. Las dimensiones de un cuerpo se reducen a lo largo de la línea de presión, en tanto que aumentan en el sentido perpendicular. Si se inscribe imaginariamente una esfera en el cuerpo en trance de deformarse, ésta se transformará en elipsoide en que se podrán hallar, empero, secciones circulares que se intersecan y a lo largo de las cuales el cuerpo no experimenta alargamiento ni acortamiento (fig. 156, a). La compresión es la deformación que desempeña el papel principal en el desarrollo de las dislocaciones tectónicas.

Tracción. Las dimensiones del cuerpo aumentan a lo largo de la dirección de las fuerzas de tracción, disminuyendo en el sentido perpendicular. Una esfera inscrita en el cuerpo que se deforma, se transforma en elipsoide con las mismas características que en el caso anterior (fig. 156, b). En la práctica geológica, la tracción es una deformación menos frecuente que la deformación por compresión, pero se conocen ejemplos muy patentes de su manifestación.

Fig. 156. Principales clases de deformación de los cuerpos sólidos:
a, compresión; *b*, tracción; *c* deformación simple u homogénea; *d*, flexión; *e*, torsión



Deformación homogénea o simple. La deformación se produce por la acción de un par de fuerzas. Si antes de deformarse el cuerpo tenía la forma de un cubo, una vez deformado, su sección, ubicada en el plano de las fuerzas actuantes adquirirá la forma de un rombo (fig. 156, c). Esta clase de deformación tiene gran importancia en el proceso de la formación de pliegues.

Flexión. La parte externa del cuerpo queda sometida a la tracción, en tanto que la interna experimenta la compresión. La línea media no experimenta ni alargamiento, ni acortamiento (fig. 156, d).

Torsión. Las deformaciones de esta clase casi no se observan en la práctica geológica (fig. 156, e).

El estudio de las distintas clases de deformación de los cuerpos sólidos contribuye notablemente a la comprensión de los procesos de dislocaciones tectónicas.

II. DISLOCACIONES ORIGINADAS POR PLEGAMIENTO

Las rocas sedimentarias se hallan dispuestas, como regla, en estratos o capas más o menos regulares. Un *estrato* representa una subdivisión de los depósitos sedimentarios, limitada abajo y arriba por una superficie neta, o sea, el plano de estratificación. *El plano de estratificación* es la superficie compactada de un estrato, que lo separa del estrato suprayacente (D. Nalivkin, 1956). La parte superior de un estrato se denomina *techo*, y la parte inferior, *piso o muro*.

Las rocas sedimentadas están constituidas por sedimentos de origen físico, químico u orgánico, acumulados en el fondo de cuencas marinas o las de aguas dulces (con menos frecuencia, sobre las tierras emergidas), que se han compactado y consolidado como resultado de los procesos de diagénesis.

El fondo de las cuencas marinas o las de aguas dulces presenta, en la mayoría de los casos, una superficie próxima a la horizontal. Cada porción del sedimento depositado sobre esta superficie se dispone en forma de una capa de mayor o menor extensión. Si el ambiente en que tiene lugar la depositación sedimentaria permaneciese invariable, los sedimentos de idéntica composición se irían acumulando de un modo uniforme, dando origen a una roca maciza en que difícilmente podrían distinguirse capas aisladas. Pero, en la realidad, el ambiente físico-geográfico varía constantemente, debido a lo cual varía tanto la velocidad con que se acumulan los sedimentos, como su composición. Esta circunstancia da lugar a que la pila de sedimentos resulte estratificada, conservándose esa estratificación en lo sucesivo, al transformarse el sedimento en roca: las rocas sedimentarias, como regla, se hallan estratificadas.

Fig. 157. Posición inclinada (monoclinal) de las areniscas coloradas del Terciario. Dzheti Oguz, cerca de Przhevalsk en Tian Shan

Así pues, teniendo en cuenta las condiciones en que se verificó el proceso de la sedimentación, debemos presumir que las rocas sedimentarias yacerán a modo de capas *horizontales*. Y efectivamente, tal ocurre las más de las veces (*véase fig. 3*).

Pero, esto no siempre sucede así, ni con mucho. Son frecuentes los casos, especialmente en regiones montañosas, en que observamos una posición *perturbada* de las capas de rocas sedimentarias. Estas se hallan inclinadas de un modo más o menos abrupto (fig. 157), o plegadas (fig. 158) y aun desgarradas (figs. 181, 182, 183). En ocasiones, se observan pilas cuyos estratos ocupan una posición vertical. Los alabeos y distorsiones de las capas presentan a veces una complejidad tal que resulta difícil seguir la disposición de una capa determinada.

Estos alabeos y fracturas, o sea, alteraciones en la posición primitiva de las pilas estratificadas, se llaman *dislocaciones tectónicas*. Entre las dislocaciones tectónicas se distinguen dos formas principales: *las dislocaciones originadas por plegamientos* («dislocaciones plicativas») y *las dislocaciones originadas por ruptura* («dislocaciones disyuntivas»). Examinemos en primer término las dislocaciones originadas por plegamiento.

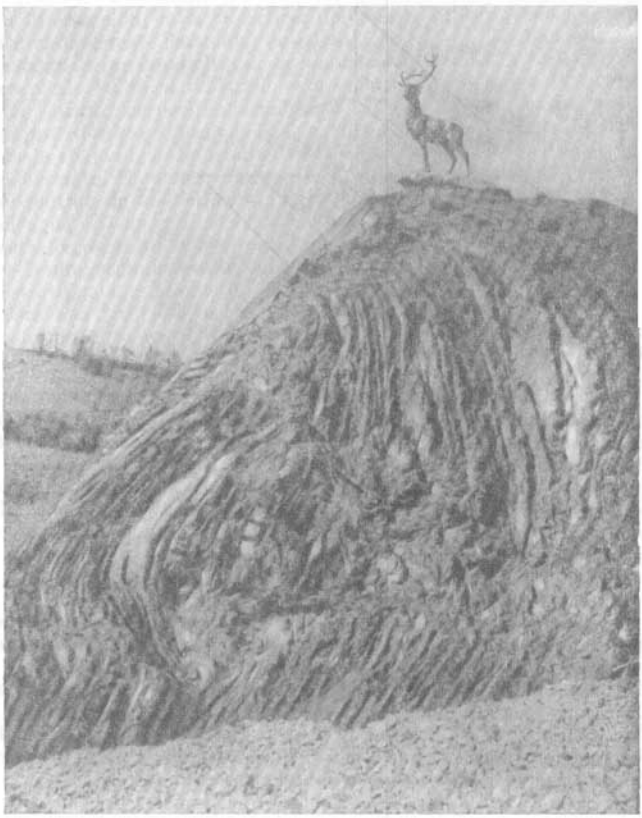


Fig. 158. Pliegues en las areniscas de la «Serie Táurica» en Crimea

§ 1. POSICION DE LOS ESTRATOS Y ELEMENTOS DE LOS PLIEGUES

Los elementos de un pliegue. Los pliegues, o sea, los arqueamientos y ondulaciones que afectan los estratos en la escala más diversa y que adoptan las formas más variadas, son una clase importantísima

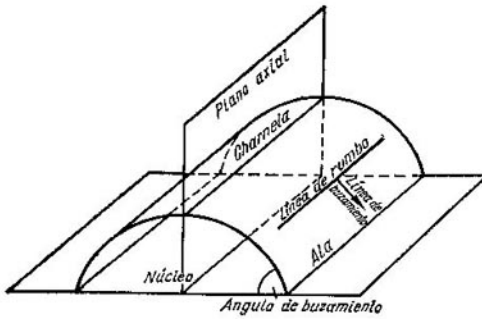


Fig. 159. Elementos de un pliegue y estrato

de dislocaciones tectónicas. Es difícil sistematizar y ordenar mediante una clasificación esas dislocaciones de variedad infinita pero, con todo, es necesario destacar los elementos básicos de su forma exterior, para poder describirlas con propiedad.

Se llama *pliegue* una inflexión completa de los estratos, hasta llegar a una inversión de su buzamiento o pendiente. Hemos de examinar los elementos de un pliegue y formular algunas definiciones (fig. 159).

El núcleo es la parte interior del plieque.

Las alas o flancos son los costados del pliegue.

El plano axial (o plano de simetría) es el plano que divide el pliegue en dos partes iguales, o, dicho sea de otro modo, el plano que atraviesa el pliegue en puntos equidistantes de ambas alas.

La línea axial (o eje) es la línea de intersección del plano axial del pliegue con la superficie de la Tierra.

La charnela es la línea que pasa en el interior de una capa dada exactamente sobre el lugar de su inflexión, o sea, la línea de intersección de la superficie de la capa con el plano axial.

La cresta o gancho es la porción del pliegue inmediata a la charnela.

La altura del pliegue es la distancia, medida verticalmente, entre las charnelas del anticlinal y sinclinal contiguos.

La anchura del pliegue es la distancia entre las líneas axiales de dos anticlinales o sinclinales contiguos.

Elementos de la posición de un estrato. Prescindiendo del pliegue y considerando sólo un estrato particular, también en él se distinguen los *elementos posicionales* (fig. 159), a saber, la *línea de rumbo* *

* O de dirección (N. del T.)

o línea horizontal en la superficie del estrato, o en otros términos la intersección de la superficie del estrato con el plano horizontal. En cada estrato particular de orientación invariable en el espacio, se pueden trazar tantas líneas de rumbo como se desee, y todas paralelas entre sí. *La línea de buzamiento* es la que pasa sobre la superficie del estrato, perpendicularmente a la línea de rumbo. En gracia a la precisión se admite que la línea de buzamiento es el vector dirigido hacia abajo según la pendiente del estrato e indicador del buzamiento del estrato. En otros términos, la línea de buzamiento es la que señala el sentido de la inclinación del estrato o la dirección en que fluirá el agua. *El ángulo de buzamiento* es el que forma la superficie del estrato con el plano horizontal, o ángulo entre la línea de buzamiento y la proyección de ésta sobre el plano horizontal. En caso de una estratificación horizontal, el ángulo de buzamiento es igual a 0°; para una posición vertical del estrato, dicho ángulo es de 90°. De este modo, el ángulo de buzamiento varía entre 0° y 90°. Si la capa se halla invertida, el ángulo de buzamiento lo mismo seguirá siendo menor de 90°, como se infiere de su definición.

La posición de un estrato en el espacio se determina de un modo harto sencillo si se conoce la posición de la línea de buzamiento, o sea, el acimut de la línea de buzamiento y el ángulo de buzamiento. Es conveniente anotar la posición de la línea de buzamiento del modo siguiente: en primer término, indicar el acimut (en grados, de 0° a 360°, con indicación del rumbo, v.g., NO, SE, etc.); seguidamente, el ángulo de buzamiento (en grados, de 0° a 90°); ejemplo: NE 30°, ∠ 15°, ó SO 210°, ∠ 40°. Esta acotación resulta suficiente para determinar la posición de la línea de buzamiento en el espacio, y por ende, la línea de rumbo, o sea, la posición del estrato íntegro.

Brújula de mina. Un instrumento cómodo utilizado para determinar la posición de un estrato, es la brújula de mina (fig. 160), que se distingue de una brújula común por ser de dimensiones algo mayores. Está provista de un limbo dividido en 360°. La lectura se hace a partir del punto N (norte), *en sentido contrario* al de las agujas de reloj; al punto E (este)— situado *a la izquierda* de la línea norte-sur, contrariamente a lo que sucede en una brújula común— corresponden 90°, al punto S, sur, 180° y al punto O, oeste, 270°. La disposición insólita de los puntos cardinales—E a la izquierda y O a la derecha—se ha adoptado para mayor comodidad de la lectura según las indicaciones de la aguja.

Veamos cómo se procede para determinar el acimut de una dirección cualquiera con ayuda de la brújula de mina.

Primeramente, orientemos la brújula directamente al norte, colocándola sobre la palma de la mano de modo a hacer coincidir la punta de la aguja con la letra N del limbo. Los costados largos de la brújula estarán orientados en la dirección N—S, o sea,

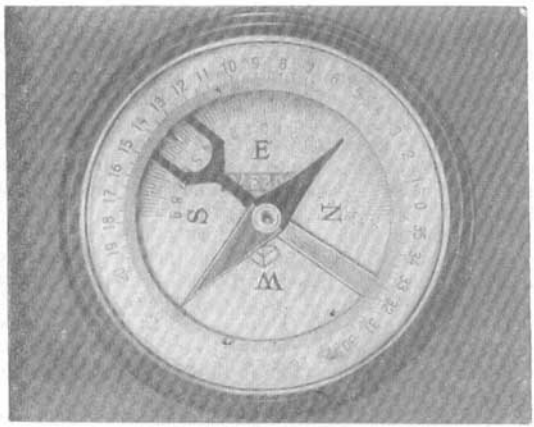


Fig. 160 Brújula de mina

alineados meridionalmente. Supongamos ahora que necesitamos conocer el acimut de la línea orientada exactamente a la derecha, en ángulo recto con respecto al meridiano, o sea, hacia el este. Giramos la brújula *a la derecha*, pero la aguja—manteniendo su orientación en el espacio—irá moviéndose sobre el limbo *a la izquierda*. Haciendo coincidir los costados largos de la brújula con la dirección buscada (o sea, girándola 90° a la derecha), veremos que la aguja imantada se ha apartado 90° a la izquierda (o, más exactamente, que se le ha acercado el punto del limbo situado anteriormente 90° a la izquierda con relación a la aguja). Por consiguiente, al orientar la brújula exactamente al este, nos será más cómodo que la aguja señale no ya el oeste, como sucede en una brújula común, sino precisamente el este, o sea, la letra E. Y así, justamente, está diseñada la brújula de geólogo, en que la lectura de los ángulos, de 0° a 360°, se hace en sentido contrario al de la aguja de reloj.

Así, pues, para determinar un acimut, por ejemplo, el acimut de la línea de buzamiento, la brújula de mina se coloca horizontalmente (sobre la palma de la mano izquierda) de modo que el punto S se halle más próximo del observador que el punto N, y el costado largo de la brújula esté orientado según la línea de buzamiento a determinar. En este caso *la punta norte* de la aguja imantada indicará directamente *el acimut de la dirección buscada*. Así, en

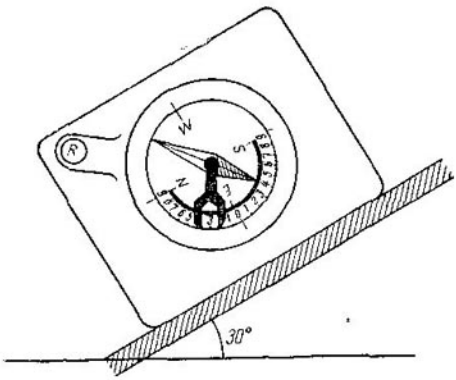


Fig. 161. Determinación del álgulo de inclinación de un estrato (ángulo de buzamiento) con ayuda de la brújula de mina (ángulo de buzamiento = 30°)

la fig. 160, la brújula indica que la línea de buzamiento está orientada al NE 42°.

La brújula de mina está dotada también de una pequeña plomada (clinómetro) que permite determinar la inclinación de la superficie de un estrato, o sea, el ángulo de buzamiento. Con este fin hay que trabar la aguja imantada, colocar la brújula de canto y hacer coincidir su costado largo con la línea de buzamiento. La plomada suspendida libremente ocupará la posición vertical e indicará el ángulo de buzamiento. Así, en la fig. 161, la aguja del clinómetro está marcando 30°, cota correspondiente al buzamiento del estrato.

En la determinación de la posición de los estratos es necesario adquirir mediante la práctica una habilidad suficiente para poder efectuar con rapidez y sin equivocarse las mediciones en los trabajos de campaña. La brújula de mina es un instrumento sencillo y cómodo, que permite también resolver muchos otros problemas que se presentan en la práctica y que requieren una solución aproximada. Sólo es necesario cuidar de que la brújula esté siempre en buenas condiciones.

§ 2. FORMAS EXTERIORES DE LOS PLIEGUES

Los pliegues presentan una variedad extraordinaria en cuanto a sus dimensiones, forma, génesis, etc. Vamos a examinarlos, en primer término, atendiendo a su *forma*.

Se llama *pliegue anticlinal* (o simplemente *anticlinal*) un pliegue en que los estratos están combados hacia arriba; en este caso, las

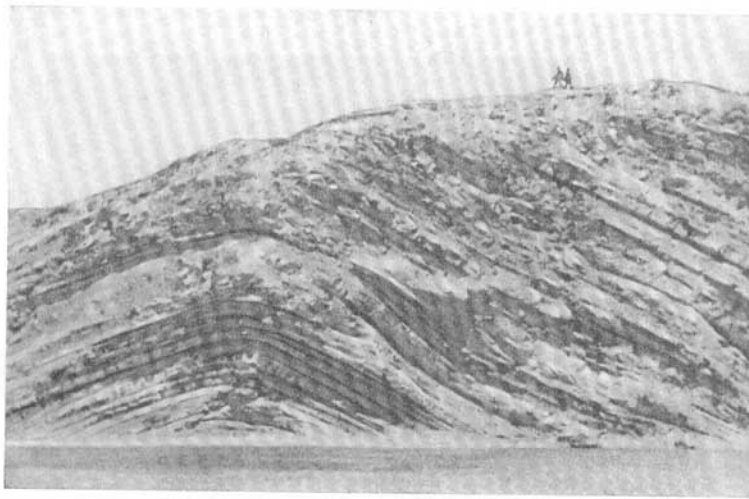
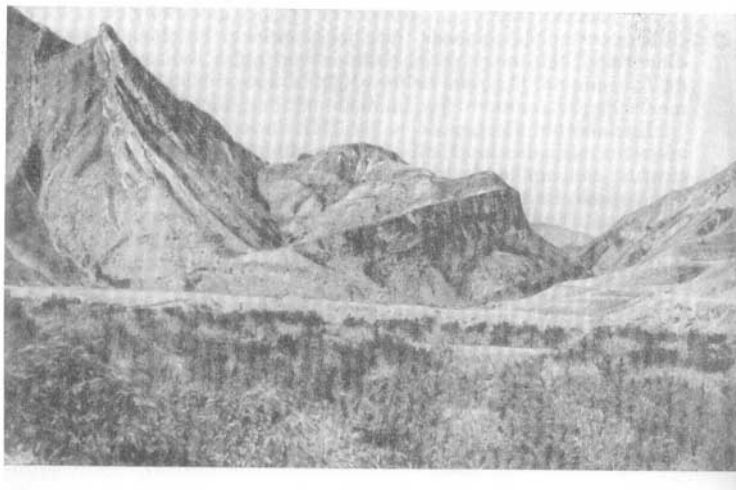


Fig. 162. Pliegue anticlinal en depósitos del Cretácico superior. Región de Novorossiisk

Fig. 163. Sinclinal en depósitos infracretácicos. Daguestán



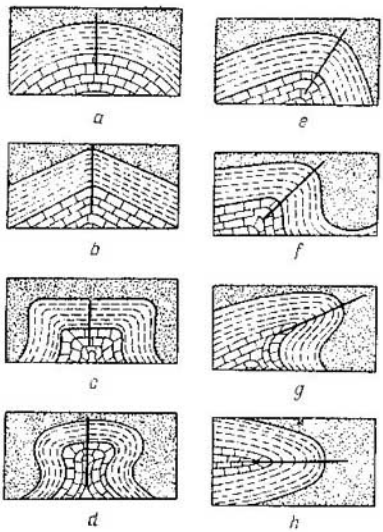


Fig. 164. Formas de los pliegues (en sección transversal):
a, abierto, poco inclinado; *b*, agudo (en cuchilla); *c*, en arqueta; *d*, en abanico; *e*, inclinado o clinoáxico; *f*, flexura; *g*, volcado; *h*, acostado

capas más antiguas se encuentran en el núcleo y las de menor edad en las alas (fig. 162).

Se llama *pliegue sinclinal* (o simplemente *sinclinal*) aquel en que los estratos están combados hacia abajo; en este caso, las capas más jóvenes se hallan en el núcleo, encontrándose las de mayor edad en los flancos (fig. 163).

Se distingue también el *monoclinal*, tramo en que los estratos tienen una inclinación más o menos fuerte, pero uniforme (fig. 157). En un monoclinal, las capas pueden ocupar también una posición vertical.

Atendiendo solamente a la forma del pliegue, se pueden destacar en el corte transversal las siguientes variedades:

Pliegue normal o parado, cuyo plano axial es vertical (fig. 164 a).

Pliegue inclinado cuyo plano axial está inclinado y las alas buzan en direcciones opuestas, con ángulos diferentes (fig. 164 e).

Pliegue invertido o volcado, cuyo plano axial está inclinado y ambas alas buzan en el mismo sentido, debido a lo cual los estratos del ala inferior se hallan en *posición invertida* (fig. 164 g).

Pliegue acostado o tumbado, cuyo plano axial es horizontal y las alas se aproximan generalmente también a la horizontal, hallándose una de ellas en posición invertida (fig. 164 h).

Se distingue también la *flexura*, una de cuyas alas está en posición vertical; en este aspecto, la flexura ocupa una posición intermedia entre un pliegue inclinado y uno invertido (fig. 164 f).

Los pliegues que se acaban de mencionar forman, por decirlo así, una sola serie, partiendo de un pliegue normal suave, que puede considerarse como la forma inicial de esta serie, y acabando con un pliegue acostado. Sin embargo, en la práctica geológica se observa en los pliegues una enorme diversidad de formas, de ahí que las variedades referidas más arriba no agoten, ni con mucho, toda la multitud de ellos. Así, se observan *pliegues en abanico* (fig. 164 d), *en cuchilla* (fig. 164 b), *en arqueta* (figura 164 c). Con frecuencia se han descrito pliegues *isoclinales* cuyas alas son paralelas entre sí y al plano axial. Los pliegues en abanico, en cuchilla e isoclinales pueden a su vez, ser parados, inclinados o acostados.

Se distinguen asimismo pliegues *abiertos y cerrados*. En un pliegue abierto, las capas forman en la charnela un ángulo obtuso, siendo agudo en un pliegue cerrado.

Un pliegue es un cuerpo tridimensional, de ahí que el estudio de un pliegue en su corte transversal se deba completar estudiando su forma en el plano. En este aspecto se deben distinguir, en primer término, los pliegues lineales y los discontinuos. Los *pliegues lineales* se singularizan por el hecho de que su longitud excede en muchas veces su anchura, y las líneas de rumbo de las alas contiguas son paralelas entre sí sobre una gran extensión. Como regla, los pliegues lineales se hacinan apretándose en franjas relativamente angostas y de gran extensión. Es el plegamiento denominado lineal o geosinclinal completo (fig. 165). Otro de sus rasgos peculiares es que los anticlinales y sinclinales tienen iguales dimensiones y el número de anticlinales es igual al de los sinclinales.

El plegamiento discontinuo (pliegues aislados, braquianticlinales, braquisinclinales y domos) se distinguen por ser su longitud próxima a su anchura, llegando los pliegues a ser isométricos a veces, como por ejemplo, en los domos. La razón entre los ejes largo y corto de un braquianticlinal o un braquisinclinal oscila entre 2 : 1 y 5 : 1, en tanto que en los domos oscila entre 1 : 1 y 2 : 1. Las líneas de rumbo forman en los braquianticlinales o braquisinclinales figuras cerradas: óvalos, círculos, etc.

El plegamiento discontinuo se origina, como regla, en las condiciones de una plataforma o planicie continental (véase capítulo 19); los pliegues están distanciados y escasamente ligados entre sí. Entre ellos predominan los anticlinales, separados por enormes extensiones de estratificación inalterada.

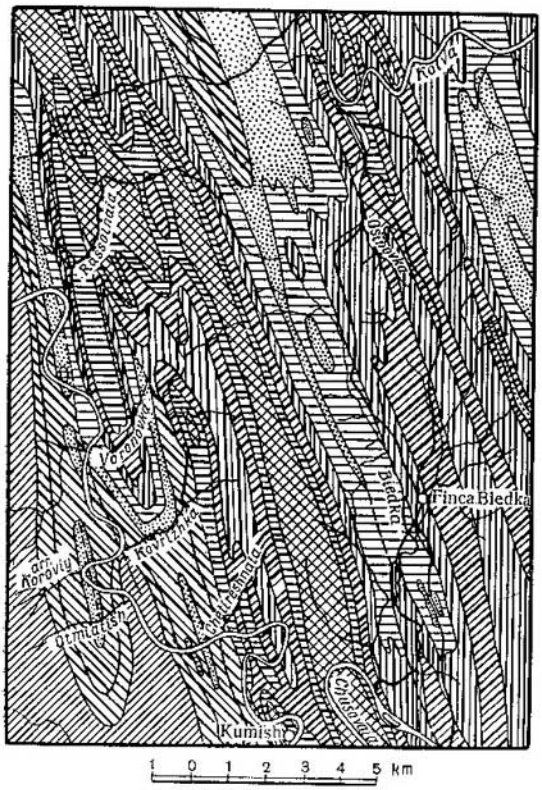


Fig. 165. Plegamiento lineal o geosinclinal completo

Entre los pliegues lineales o haces de tales pliegues se deben distinguir los pliegues *rectos* (fig. 166 a), *curvados* (fig., 166 c), luego los llamados *sigmoides* (fig. 166 d) y *escalonados* (fig. 166 b); se distinguen haces de pliegues en *virgación* o divergentes (fig. 166,e) y *dicotómicos*, esto es, ramificados (fig. 166 f).

La charnela de un pliegue puede experimentar descensos y alzamientos al tiempo que se va hundiendo o alzando el propio

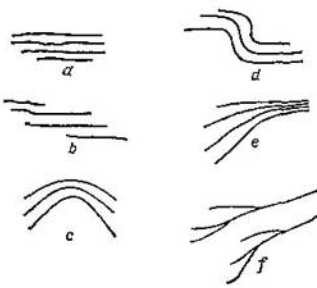


Fig. 166. Correlación entre los ejes de los pliegues lineales (en plano):
a, normales o parados; *b*, escalonados; *c*, curvados; *d*, sigmoides; *e*, virgación; *f*, dicotómicos (ramificados)

pliegue, llamándose este fenómeno *undulación*. Al descender un anticlinal o levantarse el eje del sinclinal, se dice que el pliegue *se cierra*. La terminación o cierre de un pliegue anticlinal se llama *periclinal*, llamándose *cerntroclinal* si se trata de un pliegue sinclinal. En los extremos de un haz divergente de anticlinales, así como en el cierre de una virgación, los ejes de los pliegues (tanto anticlinales como sinclinales) se hunden, y la estratificación perturbada va siendo sustituida progresivamente por una estratificación inalterada.

Los pliegues presentan una diversidad extraordinaria en cuanto a sus *dimensiones*, y bajo este aspecto también se pueden clasificar en varios grupos.

En estas circunstancias se manifiesta con gran intensidad la capacidad de las rocas para formar un «microplegamiento», por ejemplo, al arrugarse las capas de sal, yeso, etc.; en las rocas metamórficas, especialmente en los esquistos cristalinos, esas dislocaciones adquieren el carácter de *fruncimiento* (o contorsiones), o sea, de plegamientos tan diminutos que los pliegues sólo miden milímetros. Las dimensiones normales de los pliegues que distorsionan los estratos de rocas sedimentarias llegan a cientos y hasta algunos miles de metros. Existen pliegues más extensos aún, de suave pendiente pero de enorme extensión territorial, las *elevaciones abovedadas* o sus correspondientes depresiones. La serie de anticlinales y sinclinales que forman en conjunto un levantamiento importante o un descenso de igual cuantía, se denominan, respectivamente, *anticlinorio o sinclinorio*; en realidad, son pliegues complejos de enormes dimensiones. A veces se los designa pliegues *de primer orden* o *mayores*, denominándose *menores* o *de segundo orden*, los pliegues formados en las alas de los primeros. De acuerdo a este criterio se pueden designar pliegues de tercer orden, etc.

En las márgenes de las planicies continentales se originan plegamientos de un tipo peculiar, a modo de amplias depresiones y elevaciones de suave pendiente, con inclinación de las alas menor de 1°, que abarcan enormes franjas de decenas de kilómetros en anchura y cientos de kilómetros en longitud. Las primeras se denominan *sinclisas* o depresiones tectónicas, y las segundas, *anticlisas*.

§ 3. MECANISMO DE LA FORMACION DE LOS PLIEGUES

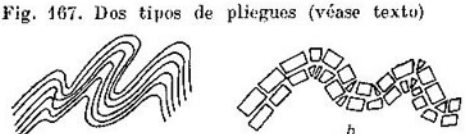
Adquieren especial importancia, como es obvio, las clasificaciones *genesíacas* de las dislocaciones originadas por plegamiento. Un estudio prolijo de estas dislocaciones evidencia que se originan de uno de los dos modos siguientes: o bien el estrato conserva su integridad, o sea, que no experimenta fracturación, fragmentación ni agrietamiento, sino que se pliega en el sentido cabal del término (fig. 167, a), o bien se desagrega en una multitud de pequeños bloques separados, cada uno de los cuales no sufre deformación alguna, y sólo queda ligeramente girado respecto del vecino en un pequeño ángulo, produciendo solamente *en conjunto* la impresión de un pliegue (fig. 167. b). A modo de ejemplo, referiremos, por una parte, los pliegues en capas de sal goma (fig. 168), y por la otra, los pliegues en areniscas (fig. 169).

El mecanismo de formación de pliegues de uno u otro tipo es totalmente diferente. Los pliegues del primer tipo corresponden a las condiciones frente a las cuales la roca ha reaccionado a las solicitaciones exteriores como un *cuerpo plástico*; los pliegues de segundo tipo testimonian que la roca no fue susceptible de comportarse como cuerpo plástico, reaccionando las capas a las fuerzas exteriores como cuerpo *frágil*. Esto se debe, ciertamente, tanto a los caracteres litológicos del conjunto de capas considerado, como también a las condiciones en que se verificó el proceso de plegamiento: profundidad, temperatura, presion, duración, etc.

Examinemos algo más detenidamente el proceso de la formación de un pliegue. Sea un paquete de estratos no perturbados (fig. 170 a). ¿En qué forma actuará el proceso de plegamiento? ¿Como se comportará cada una de las capas? Se pueden presentar dos modalidades:

1. Las capas en trance de plegarse se deslizan, unas a lo largo de otras, por los planos de estratificación que las separan. Si se inscribe un círculo imaginario en un estrato antes de su deformación, conservará su forma inalterada también después de ocurrida la deformación. Las capas en este caso se fracturan, fragmentándose en bloques aislados cuyos giros y desplazamientos originan el pliegue (fig. 170 b). En los límites superiores e inferiores de cada bloque,

Fig. 167. Dos tipos de pliegues (véase texto)



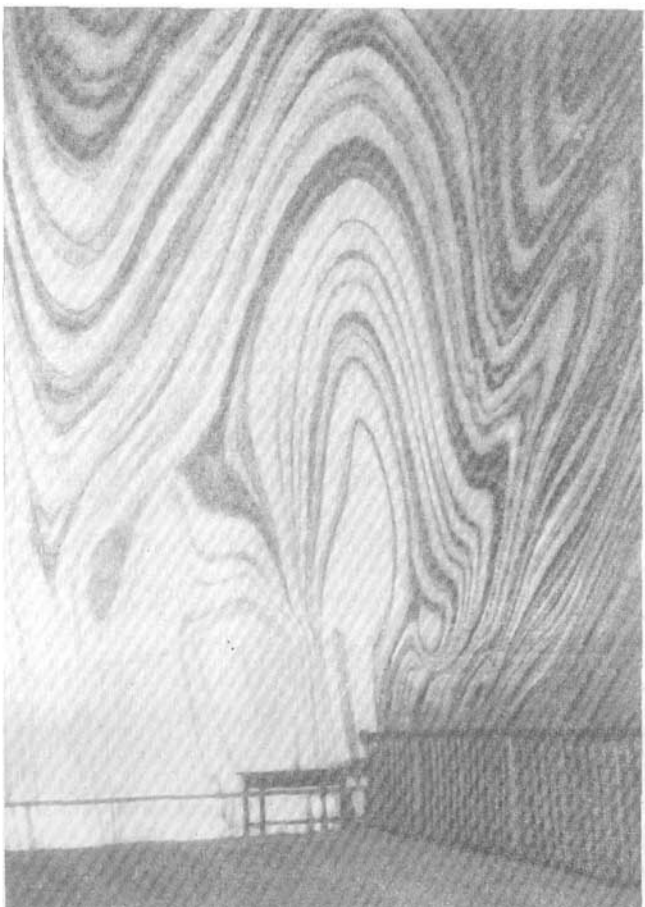


Fig. 168. Pliegues en capas de sal gema (despejados en un socavón de una mina de sal)

Fig. 169. Pliegues en estratos de rocas friables (Cuenca de Kuznetsk)

o sea, en el techo y el piso de cada estrato se patentizan las huellas del movimiento: estrías, arañazos y, a veces, un material triturado, con planos de exfoliación de una orientación definida. Así pueden deformarse estratos formados por una roca friable, aplástica.

2. Los estratos en trance de plegarse conservan la trabazón mutua en los planos de estratificación, pero la estructura interna de los estratos se altera, surgiendo una deformación que corresponde al concepto de deformación simple; un círculo inscrito en el estrato antes de su deformación, se transforma en elipse cuyo eje mayor coincide con la diagonal mayor de rombo originado por efecto del desplazamiento (fig. 170 c). En el seno del estrato se verifica una redistribución del material, que da lugar a distintas dislocaciones secundarias, entre ellas, pequeños *pliegues de arrastre*. Estos últimos son asimétricos, siendo volcados hacia el eje del pliegue anticlinal principal. Una deformación de esta clase viene acompañada frecuentemente por una exfoliación o «esquistificación» de la roca según direcciones paralelas a los lados de un rombo trazado imaginariamente. En este caso se torna particularmente visible el sistema de fisuras (llamado *clivaje*) dispuestas regularmente respecto de los planos de estratificación.

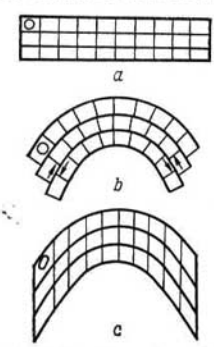


Fig. 170. Mecanismo de alabeo de un paquete de estratos

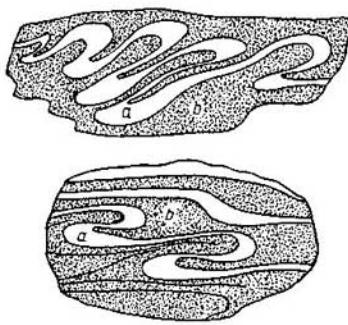


Fig. 171. Contorsiones («microplegamiento») en cuarcitas magnetíticas de la Anomalía Magnética de Kursk, de edad Proterozoica (croquis de G. Gorshkov; reducido dos veces):

a, intercalaciones integradas por granos de cuarzo; *b*, intercalaciones menífera integradas por magnetita y martita

De continuar el proceso que se acaba de describir, la redistribución del material en los estratos da lugar a un flujo o «impulsión» de la sustancia que integra el estrato, desde las alas a las inmediaciones del eje, formando «colas». El espesor de las capas disminuye en las alas al tiempo que aumenta en la bóveda, alcanzando a veces una proporción de 1 : 10. Así, precisamente, se desarrollan los «microplegamientos» llamados contorsiones o fruncimientos en las pilas plásticas. Un excelente ejemplo de tales deformaciones es el ofrecido por los pliegues en la pila metalífera de las cuarcitas ferruginosas explotadas en la región de la Anomalía Magnética de Kursk, de edad Proterozoica (fig. 171).

Una conjunción de rocas plásticas (o sea, susceptibles de plegarse) y rocas friables (no susceptibles de plegarse), formando capas alternantes, da lugar a un cuadro de dislocaciones de gran complejidad. Ocasionalmente se puede observar que la pila suprayacente se halla plegada de un modo distinto a la infrayacente, incluso tal vez, en una forma más acusada (fig. 172). Las dislocaciones de esta clase se denominan plegamiento *inarmónico* o discordante.

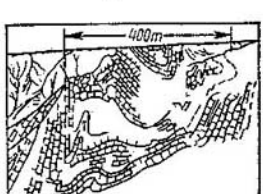


Fig. 172. Pliegues en calizas del Carbonífero sobre el m. Karatau (V. Ezu)

Una peculiaridad más del proceso de plegamiento está patentizada por

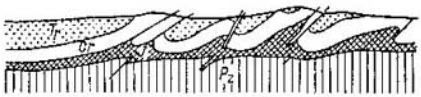


Fig. 173. Pliegues y sobreescurrimientos imbricados en pilas meso-cenozoicas de la depresión de Tadzhikistán (S. Zajárov)

los pliegues *isoclinales*. En un pliegue isoclinal, la capa inferior se halla plegada de un modo tan intenso que los estratos de las alas llegan a tocarse por sus pisos. Para la capa que yace más abajo aún, ya no hay cabida; esta capa resulta *estirada*, *acuñada* quedando, de esta suerte, el pliegue isoclinal separado o *despegado* de su base. Estructuras de esta clase encuéntranse en la naturaleza; tales son, por ejemplo, algunos pliegues en las areniscas jurásicas yacentes sobre un rígido basamento paleozoico en la vertiente meridional de la cordillera de Guissar*, o los pliegues de los depósitos del Cretácico y Terciario, en la depresión de Tadzhikistán, yacentes sobre el mismo basamento paleozoico, desgajadas y separadas de él por una pila plástica de rocas salíferas y yesíferas del Jurásico (fig. 173). Tales dislocaciones constituyen, en realidad, una de las modalidades del plegamiento inarmónico.

Aquí nos enfrentamos ya con el problema de las *condiciones geológicas* en que se originan los plegamientos, y las causas que lo provocan.

El plegamiento geosinclinal completo, independientemente del mecanismo de la formación de cada pliegue individual, suele considerarse como un resultado de los movimientos *horizontales* que experimenta la corteza terrestre. Y efectivamente, la forma lineal de estos pliegues, sus curvaturas en el plano y su asimetría en el perfil—frecuentemente observada y regularmente orientada—, todo ello atestigua la existencia de tensiones tangenciales en la corteza terrestre. El plegamiento lineal, característico para regiones tales como los Cárpatos, el Cáucaso, el Asia Central, los Urales, Kazajstán, constituye un objeto importantísimo de las investigaciones tectónicas. Todos los métodos de investigación científica—exploraciones de campo, especulaciones teóricas, experimento—deben ser utilizados al querer solucionar problemas prácticos relacionados con la interpretación de la estructura plegada. Notemos que en estos últimos tiempos se están desarrollando ramas nuevas de la Geología, la Tectónica Experimental y la Tectonofísica, cuya finalidad es ayudar a los geólogos en la solución de la interrogante que presenta la

* En el Asia Central (N. del T.)

génesis de las dislocaciones geotectónicas, y entre ellas, los pliegues del tipo lineal.

Sin embargo, estamos en presencia de una serie de hechos que testimonian la existencia de otros modos de formación de los pliegues, prescindiendo de las fuerzas dirigidas tangencialmente.

Son notorios muchos casos de dislocaciones del carácter siguiente: los estratos plegados tienen gran espesor sólo en el núcleo y las alas de los sinclinales. En cambio, en las bóvedas de los sinclinales, las capas son de espesor mínimo. La única explicación posible para este fenómeno es que el pliegue se formó como resultado de movimientos verticales de distinto signo, o sea, alzamiento del anticlinal y descenso simultáneo del sinclinal, siendo este proceso acompañado a la vez por una depositación sedimentaria de mayor cuantía en la zona de hundimiento, o sea, en el sinclinal, más escasa en las alas y menor aún (eventualmente, hasta afectada por la erosión) en la bóveda del anticlinal. Dicho sea de otro modo, estos pliegues son originados por *movimientos verticales de distinto signo y de suficiente duración simultáneamente con los procesos de depositación sedimentaria y denudación*. Es obvio que en tal caso deben manifestarse cambios *faciales* a lo largo de estrato, o sea, que debe variar la composición de los sedimentos que lo integran, el grosor de los granos en las rocas clásticas, la composición faunística de las rocas organógenas, etc. Y así sucede, efectivamente. Pliegues de esta clase han sido descubiertos por N. Andrusov en Tamán, N. Shatski en Daguestán, etc. También presentan caracteres similares los cordones de la Plataforma Rusa, tal el cordón de Oká—Tsná alineado meridionalmente entre la ciudad de Kostromá y el río Oká. Semejante proceso de formación concurrente (singenética) de sedimentos y pliegues es característico principalmente para los plegamientos *discontinuos*.

Una de las variedades de pliegues originados por movimientos verticales son—aunque no siempre—los pliegues *en arqueta* con las correspondientes dobladuras a modo de flexura en los flancos. En este caso, la potencia de los estratos disminuye en la flexura. Pero, las flexuras pueden ser originadas también por los movimientos horizontales, como una forma de transición de un pliegue inclinado a uno invertido y entonces no se observa reducción del espesor en el ala del medio.

La correlación entre los movimientos verticales (radiales) y horizontales (tangenciales) presenta, en general, un problema arduo e importante. Algunos geólogos han formulado la suposición de que el papel principal en los movimientos corticales pertenece a los movimientos verticales, incluso los oscilatorios. En cambio, las fuerzas tangenciales, y por ende los movimientos horizontales, son función de los verticales. En consecuencia, también los pliegues—en cuya génesis se debe atribuir un papel importante a los movimien-

tos horizontales—son originados con efecto secundario de los movimientos verticales. Este proceso se puede representar del modo siguiente: el alzamiento de una porción de la corteza terrestre tiene por efecto un arrastre de sus partes marginales hasta los flancos por influjo de la gravedad; las pilas de rocas sedimentarias que recubren esa porción, son desplazadas de su lugar en direcciones divergentes, deslizándose laderas abajo y formando a la vez pliegues.

Sería aventurado afirmar que tal mecanismo existe realmente. Lo más verosímil es que tanto los movimientos radiales como los tangenciales actúan por igual en la corteza terrestre, al igual que movimientos de cualquier otra orientación. Nos es lícito, claro está, destacar las componentes vertical y horizontal del proceso único del movimiento de las masas rocosas en la corteza terrestre, pero sólo para facilitar su estudio, o sea, arbitrariamente. Empero, en realidad, la trayectoria de cualquier punto de la corteza terrestre durante los procesos tectónicos resulta muy compleja, no siendo posible, por ahora, destacar una de sus direcciones como primaria, fundamental, decisiva.

§ 4. TECTONICA DE LOS DOMOS SALINOS Y PLIEGUES DIAPIROS

Un ejemplo interesante de tectónica compleja de las masas plásticas es suministrada por la *tectónica de los domos salinos*.

En la región pericaspiana septentrional, bajo una capa de depósitos areno-arcillosos mesozoicos y cenozoicos yace una pila potente de sal gema (de 2 ó 3 km de espesor) de la edad Permiana. La sal forma una serie de domos que desde abajo penetran en la pila sedimentaria, deformándola. En ese lugar la sal no llega hasta la superficie. En cambio, en otras regiones son notorios los casos en que las masas salinas irrumpen hasta la superficie, formando montañas de sal, como por ejemplo, el domo de Jodzhá Mumín en Tadzhikistán. Los domos salinos llegan a tener varios kilómetros de diámetro, y el número de domos explorados se eleva a varios centenares.

¿Cómo se originaron esos domos y las dislocaciones—bastante complejas—de la pila sedimentaria, que los acompañan? Su génesis más verosímil es la siguiente: la sal es más liviana que los sedimentos terrígenos, siendo su peso específico en los agregados policristalinos igual a 2,15, en tanto que el de las areniscas y arcillas es próximo a 2,5. Por esta razón, la sal, obligada por la presión de las pilas suprayacentes, tiende a elevarse siguiendo los caminos de menor resistencia. Y. Kosiguin determinó las dimensiones teóricas de los domos y las distancias entre ellos para un espesor determinado de sal y la diferencia en las densidades; los cálculos obtenidos resultaron próximos a lo que se observa en la naturaleza. La velocidad de cre-

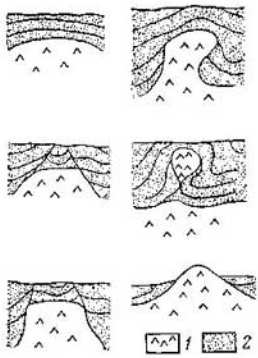


Fig. 174. Distintas formas de domos salinos:
1, sal gema; 2, rocas sedimentarias de recubrimiento

cimiento de los domos es inferior a 1 cm por año; en muchos casos, los domos continúan creciendo aún en la actualidad, hecho que se patentiza por distintos indicios sobre la superficie de la Tierra, directamente por encima de los domos.

Los domos salinos son variados en su aspecto exterior, pero, en su conjunto, se ajustan a una serie de formas que varían progresivamente desde elevaciones apenas perceptibles hasta pliegues en abanico. Hasta se han señalado casos en que las masas salinas empujadas hacia arriba quedaron totalmente desgajadas de la capa madre (fig. 174).

La estructura interior de muchos domos presenta gran complejidad. Dada su plasticidad excepcional, la sal es un mineral susceptible de deformarse en pliegues, que adoptan la configuración más complicada y caprichosa (fig. 168); las dislocaciones acompañadas de ruptura no son características para la sal.

Las circunstancias en que se originaron potentes pilas de sal gema resultaban favorables también, en muchos casos, a la acumulación local de sustancia orgánica y la formación subsiguiente de depósitos petrolíferos. El petróleo se concentra generalmente en las alas y más frecuentemente aún en la bóveda del domo donde se halla embebido por las rocas sedimentarias del techo, permaneciendo allí siempre que el domo no haya sufrido fracturas que permitieron el escape del petróleo. De ahí se infiere el significado práctico de los domos salinos y todas las cuestiones referentes a la tectónica salina.

En algunos casos se observan formas de dislocaciones sumamente curiosas, los *núcleos de perforación o estructuras diapíricas**. Su singularidad reside en que se forma un anticlinal de configuración insólita: en el núcleo, las capas se hallan fuertemente dislocadas y en posición vertical; hacia los flancos, las capas salinas se van aplanando; en algunos casos, las rocas que integran el núcleo del pliegue se han visto empujadas hacia arriba con tal intensidad que en sus contactos con las alas aparecen desgarraduras, hallándose en ese

* Llamados también pliegues perforantes o diapiros (N. del T.)

lugar las rocas fuertemente trituradas: es como si el núcleo hubiese perforado las capas suprayacentes. Las estructuras diapíricas se diferencian generalmente de las de tectónica salina en que las primeras se caracterizan por un alzamiento de rocas de menor densidad y plasticidad, en tanto que las segundas, al contrario, contienen en su núcleo rocas de mayor densidad y dureza. Por otra parte, son notorios los diapiros en que una pila plástica subyacente, por ejemplo, mantos potentes de arcilla y aun de carbón mineral, irrumpe a través de las capas rígidas suprayacentes, formando un núcleo de perforación.

Desde el punto de vista geológico, las dislocaciones salinas se pueden considerar como un caso particular de diapirismo. Las estructuras diapíricas a su vez pueden considerarse como un caso particular de plegamiento inarmónico.

La tectónica de los domos salinos, el diapirismo y varias otras manifestaciones específicas de los movimientos generadores de pliegues indican que el proceso del plegamiento depende en grado considerable de las propiedades mecánicas de las rocas, o sea, su densidad, resistencia, plasticidad, etc. Dentro de un marco general de tensiones tectónicas de carácter regional, la deformación de las pilas sedimentarias es función de sus propiedades físicas condicionadas, principalmente, por la litología.

§ 5. DISCORDANCIAS ANGULARES

Un fenómeno asombroso con que el geólogo se enfrenta en el campo, lleva el nombre de *discordancia angular* (fig. 175). Si en la depositación de una y otra serie de sedimentos se ha producido una solución de continuidad, correspondiente a las condiciones continentales, una pila suprayacente de menor edad puede descansar sobre otra subyacente más antigua, realizándose el contacto entre ellas de distintas maneras. A. Bogdánov ha propuesto distinguir las siguientes clases de discordancias (fig. 176): a) discordancia en yuxtaposición paralela; b) discordancia enmascarada; c) discordancia angular; d) discordancia de contacto plano; e) discordancia de contacto «inarmónico». V. Jain destaca varias clases complementarias de discordancias: a) discordancia marginal; b) dispersa; c) tectónica inarmónica, luego d) discordancia regresiva y e) discordancia mantiforme o recubrimiento transgresivo.

De una manera general y atendiendo al aspecto genético de la cuestión, se deben distinguir: 1) *la discordancia estratigráfica*, o sea, falta de continuidad en la sedimentación, debida a movimientos oscilatorios (véase capítulo 14); 2) *la discordancia angular*, o sea, la originada por el plegamiento y 3) *la seudodiscordancia*, relacionada con una estratificación cruzada.

Fig. 175. Discordancia angular entre bancos de guijos Ap y conglomerados *N*, *al norte de Dushanbé. Tadzhikistán*

Las condiciones de formación de cada clase de discordancia se deducen de las figuras; sin embargo, el caso de la discordancia angular propiamente dicha merece especial interés (fig. 176 c).

A primera vista, el proceso de formación de una discordancia de esta clase es evidente, pudiéndose representarlo como una sucesión de hechos ocurridos en el orden siguiente (fig. 177 A): 1) depositación de la pila *a*; 2) plegamiento de la pila *a*; 3) emersión de las rocas dislocadas; 4) erosión de las rocas hasta cierto nivel y formación de una superficie peneplaneizada; 5) hundimiento del terreno peneplaneizado y transgresión del mar; 6) nueva etapa de depositación sedimentaria a modo de capas horizontales *b* sobre las capas plegadas *a*; 7) emersión del terreno, regresión del mar, erosión de los depósitos acumulados y afloramiento de éstos.

Esta interpretación presupone la intervención en movimientos oscilatorios lentos y continuos, de unas fuerzas nuevas, llamadas orogénicas, que provocan el plegamiento de la pila infrayacente *a* (etapa 2) en un lapso relativamente breve. En la práctica se presentan casos indicadores de que el intervalo temporal entre la deposita-

ción de la pila *a* y pila *b* tuvo escasa duración, dejando un tiempo realmente muy breve para el proceso formador de pliegues; tal es, por ejemplo, la discordancia entre los depósitos de los pisos Titoniense y Valanginiense en Daguestán (según el informe de I. Koniujov). El Valanginiense, edad más antigua del Cretáceo, sigue inmediatamente al Titoniense, edad más tardía del período anterior, el Jurásico; entre el Titoniense y el Valanginiense no existe intervalo temporal alguno; por tanto, si los depósitos del Titoniense se hallan plegados mientras que los del Valanginiense están inalterados, ello significa que el proceso de plegamiento se verificó con bastante rapidez. Casos como este, en que es patente una gran intensidad y una duración relativamente breve del plegamiento, están relacionados generalmente con una *fase orogénica*. V. Beloúsov consideraba que la duración de una fase orogénica es del orden de 100 000 años. El momento en que se manifiesta una fase orogénica se determina de un modo harto sencillo: esta fase abarca el intervalo de tiempo

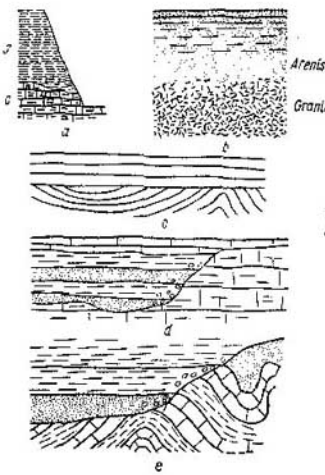
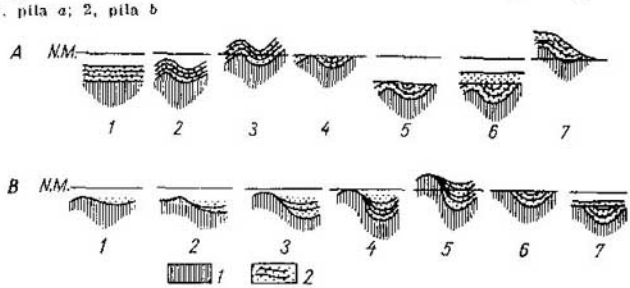


Fig. 176. Ejemplos de discordancias de distintas clases:
a, discordancia paralela; *b*, discordancia enmascarada; *c*, discordancia angular; *d*, discordancia de contacto plano paralelo; *e*, discordancia de contacto inarmónico

Fig. 177. Distintos modos de formación de discordancias angulares (véase texto):
1, pila *a*; 2, pila *b*



entre la depositación de la pila subyacente dislocada y la suprayacente no perturbada. H. Stille, el destacado tectonista germano, elaboró una lista de fases orogénicas, desde el cámbrico hasta la época actual, relacionándolas con tal o cual plegamiento, o sea, período de intensa actividad geotectónica universal; en la literatura geológica, esa lista—que comprende 18 fases orogénicas—recibió el nombre de «canon orogénico de Stille».

H. Stille suponía que las fases orogénicas por él establecidas tienen carácter universal, o sea, que pueden ser halladas y confrontadas sobre toda la superficie del globo terrestre. Pero investigaciones posteriores, especialmente de los científicos soviéticos N. Shatski, S. Shultz, V. Popov, A. Peive, A. Yanshin y otros, han comprobado que el «canon orogénico» *no puede ser aceptado* en una forma tan ortodoxa.

En primer lugar, resultó evidente que el número de fases orogénicas aumentaba rápidamente en comparación con la lista de Stille. Por ejemplo, sólo en los depósitos cámbricos de la Siberia Occidental, el académico M. Usov descubrió huellas indicadoras de 16 fases orogénicas, 8 en los depósitos ordovícicos y silúricos y 7 en los devónicos.

En segundo lugar, se hizo evidente que la confrontación de las fases en el tiempo es sumamente difícil, resultando posible sólo dentro de los límites de una zona de plegamiento o aun en una parte de ésta.

En tercer lugar, se ha establecido que cada fase tiene una zona de difusión muy restringida, fuera de cuyos límites ora se desvanecen sus huellas, ora se desplaza la fase hacia arriba o hacia abajo en cuanto se refiere al tiempo de su manifestación.

Veamos un ejemplo. En el Kazajstán Occidental y en los Urales están ampliamente difundidos los depósitos del Carbonífero (C) y del Pérmico (P). Se pueden confrontar los cortes de estos depósitos en varios puntos: en el Kazajstán Occidental, en la vertiente oriental de los Urales, en los Urales Centrales y en la vertiente occidental de los Urales, o sea, construir un perfil en el sentido latitudinal (fig. 178). Al examinar las columnas estratigráficas de cada región, notamos que la composición de los depósitos cambia regularmente a medida que avanzamos de este a oeste y de los horizontes inferiores a los superiores, circunstancia ésta que testimonia la regresión marina del este al oeste y el desplazamiento correspondiente, con el andar del tiempo, de las fases orogénicas, también de este a oeste. Cierto es que nuestras columnas llevan marcadas sólo las fases que figuran en la tabla de Stille, pero no cabe duda de que en las regiones intermedias se hallarán también fases «intermedias», atendiendo al tiempo de su manifestación.

Ahora bien: ¿cómo podría representarse, en este caso, la formación de una discordancia angular? N. Shatski propuso la explicación

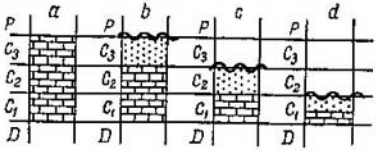


Fig. 178. Correlaciones entre las facies, hiatos (intervalos) y discordancias angulares:

a, Urales Occidentales; b, Urales Centrales; c, Urales Orientales; d, Kazajstán Occidental; C, Carbonífero; P, Pérmico; ladrillado, caliza; puntillado, areniscas; líneas onduladas-discordancias angulares (fase orogénica).

siguiente. Le llamó la atención el hecho de que el espesor de una misma capa sedimentaria en los anticlinales y sinclinales no es constante sino que varía, aumentando en los núcleos de los sinclinales o sobre sus alas y disminuyendo en las bóvedas de los anticlinales. Como se ha dicho anteriormente, este fenómeno puede producirse cuando la formación del pliegue transcurre simultáneamente con el proceso continuo de sedimentación. Este proceso está esquematizado en una serie consecutiva de cortes sobre la fig. 177 B. Los sedimentos son arrastrados hacia las depresiones del fondo marino correspondientes a sinclinales incipientes, donde se van acumulando, en tanto que la depositación es más escasa sobre las porciones elevadas del fondo, correspondientes a anticlinales en formación. Imaginemos ahora que la región considerada se alce hasta emerger del mar por efectos de movimientos oscilatorios corticales y quede afectada por la denudación, *sin que haya habido intervalo en el proceso del plegamiento*. Las capas superiores quedarán erosionadas, conservándose, en cambio, las dislocadas inferiores. Al volver a hundirse el terreno, se depositarán aquí nuevas pilas sedimentarias que yacerán en posición sensiblemente discordante sobre las anteriores, prescindiendo de la acción de una fase orogénica. La discordancia angular ha sido originada por influjo de los movimientos oscilatorios y el continuo proceso de plegamiento. «El plegamiento—escribe el académico N. Shatski—es un proceso sumamente largo y su desarrollo es generalmente, lento ...La velocidad de los movimientos formadores de pliegues es perfectamente conmensurable con la velocidad de sedimentación. Las discordancias angulares se originan como resultado de una superposición de los movimientos epirogénicos (oscilatorios.—G.G.) encima de los movimientos plegantes» (1937).

Actualmente cabe admitir que los movimientos de plegamiento son realmente conmensurables—en cuanto a su velocidad—con los procesos de la depositación sedimentaria; que las discordancias angulares son originadas, las más de las veces, como resultado de una

«superposición» de los movimientos oscilatorios encima de los movimientos de plegamiento, y que no existen fases orogénicas universales de corta duración, tal como las concebía Stille, pero esas fases existen realmente si se las circunscribe a regiones limitadas: en éstas, dentro de un marco de elementos tectónicos aislados, los movimientos orogénicos que se verifican sobre un fondo general de plegamiento, pueden manifestarse por impulsos, sacudidas, fases de alcance local, siendo relacionados con el carácter particular del ambiente tectónico local.

* * *

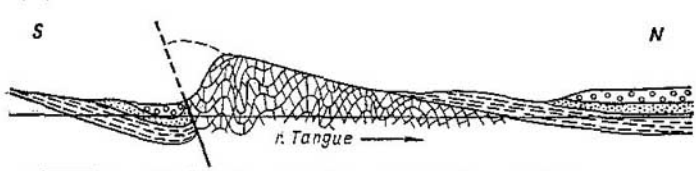
Las dislocaciones originadas por plegamiento constituyen un objeto importantísimo de las investigaciones geológicas. Con ellas está relacionada la génesis de los yacimientos de muchos minerales de interés, especialmente, los petrolíferos, carboníferos, etc. La ciencia geológica soviética ha realizado una gran labor para elucidar la forma y génesis de las dislocaciones de plegamiento, pero más grandes aún son las tareas que se plantean ante ella.

III. DISLOCACIONES ACOMPAÑADAS DE RUPTURA

Los movimientos que afectan la corteza terrestre son acompañados no sólo por la formación de pliegues, sino también por dislocaciones con *ruptura* de la corteza terrestre. Las dislocaciones acompañadas de ruptura, que se originan en las condiciones naturales más diversas, presentan una variedad extraordinaria en cuanto a forma, origen y envergadura.

Un ejemplo de desgarramiento cortical de origen tectónico es el ofrecido por la falla de corrimiento ubicada en la parte sudoccidental del valle de Ferganá. Hemos de examinarla con algún detenimiento (fig. 179).

Fig. 179. Falla de corrimiento cerca del pueblo de Sulinktá, región sudoccidental de Ferganá (esquema):
1, calizas paleozoicas; 2, depósitos cretáceos; 3, depósitos infraterciarios; 4, depósitos del Terciario superior; 5, línea de falla



Los depósitos paleozoicos, integrados allí por calizas marmóreas compactas, forman un cordón de escasa altura, alineado en el sentido latitudinal. Las calizas fueron fuertemente dislocadas todavía en el período del plegamiento herciniano o sea, al final del Paleozoico y principio del Mesozoico. El macizo paleozoico se halla franjeado del norte y sur por rocas más jóvenes—mesozoicas y terciarias—esponjosas y de escaso espesor.

Al norte, las capas de depósitos cretácicos y terciarios, formando un monoclinal inclinado con un pequeño ángulo hacia el norte, descansan sobre el macizo de calizas paleozoicas en la misma dirección. Los depósitos cretácicos descansan sobre los paleozoicos en discordancia angular muy acusada.

Al sur, el fundamento paleozoico se halla a gran profundidad, y los depósitos del Cretácico y Terciario suprayacentes entran, en el plano de la falla, en contacto con las calizas del macizo solevantado que buza con gran ángulo en dirección al cordón. A proximidad de la falla, las capas cretácicas y los depósitos terciarios están ligeramente alabeados debido a la fricción entre las paredes de la grieta. El plano de falla, sea, la *grieta de falla* alcanza varios metros de anchura y está rellena con fragmentos triturados de caliza, cementados por la calcita y óxidos de hierro segregados de las aguas subterráneas que circulaban en la grieta (la llamada *brecha de fricción*). Incluso hoy día surge un pequeño manantial en el valle del río que cruza el cordón, en el punto en que el río atraviesa la línea de la falla. En algunos lugares son visibles las paredes laterales de la grieta de falla, apareciendo lisas, pulidas, lustrosas, casi aplomo (*el espejo de fricción*), con arañazos que las surcan de abajo a arriba, indicadores del sentido en que se desplazaron las masas.

Fracturas de esta naturaleza, más o menos patentes, de mayor o menor amplitud y buzamiento, se observan en gran cantidad en regiones que algunas veces fueron afectadas de movimientos orogénicos. El estudio de esas fracturas o *fallas* tiene gran importancia para la Geología práctica y teórica.

§ 1. LOS ELEMENTOS GEOMETRICOS DE LAS FALLAS

Una falla es la solución de continuidad en las rocas, es decir, la grieta según la cual se produjo el desplazamiento de un bloque con respecto al otro. La superficie *ff* se llama *grieta o plano de falla*. El bloque I, que sufrió un descenso relativo, se llama *labio inferior*, llamándose el bloque II *labio superior* (fig. 180).

Se distinguen también los labios *yacentes* y *sobreescurridos*, determinados por la posición del plano de falla, que recubre el labio yacente II y es subyacente respecto del labio sobreescurrido I. La amplitud del desplazamiento de un labio respecto del otro se mide

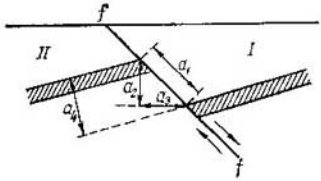


Fig. 180. Elementos geométricos de una falla:
a, amplitud de falla; a_1, rechazo inclinado; a_2, rechazo vertical; a_3, rechazo horizontal; a_4, rechazo estratigráfico; *I*, labio superior; *II*, labio inferior; *ff*, plano de falla

de distintos modos. *La amplitud real* (a_1) es, en el caso más simple, la distancia medida sobre el plano de falla, entre el techo o piso de un estrato en uno de los labios y el techo o piso respectivo del otro labio. *El rechazo vertical* o salto (a_2) es la proyección del segmento que representa la amplitud real, sobre el plano vertical. *El rechazo horizontal* o arrastre (a_3) es la proyección horizontal de dicho segmento, que corresponde a la amplitud real. *El rechazo estratigráfico* (a_4) se mide en un plano normal al de la estratificación de la capa desgarrada, o sea, es la proyección del segmento correspondiente a la amplitud real, sobre el plano perpendicular al de estratificación.

La posición del plano de falla se determina mediante *la línea de buzamiento*, cuyo *acimut* y *ángulo de buzamiento* es necesario medir. A veces se determina también la línea de rumbo de la grieta de falla. En la geometría y agrimensura de minas* se distinguen muchos otros elementos de la falla. Para informarse al respecto es preciso consultar los tratados de Geología estructural, la rama de Geología que estudia en detalle la forma exterior de las estructuras tectónicas.

§ 2. PRINCIPALES CLASES DE FALLAS

Entre la multitud de formas diversas de rupturas de origen tectónico se pueden destacar las principales, que se observan con mayor frecuencia: la falla normal o directa, la falla de corrimiento o inversa y la falla tangencial.

Las fallas normales o directas son aquellas en que el labio superior se halla alzado, y el inferior, hundido (figs. 181, 182 a). El plano de falla está inclinado en la dirección del labio inferior; el ángulo de buzamiento puede ser de cualquier magnitud, pero las más de las veces se halla comprendido entre 40 y 60°.

* Rama de la Minería que trata de la forma de yacimientos de los minerales útiles y del levantamiento de planos y trazado de las galerías subterráneas.

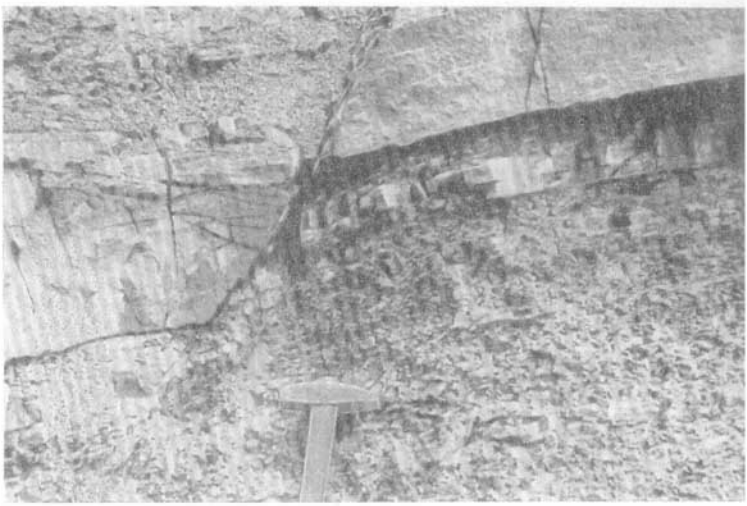


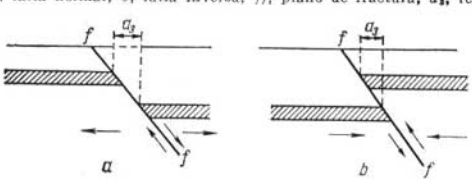
Fig. 181. Pequeña falla en una pila de areniscas y esquistos de la «Serie Táurica». Costa meridional de Crimea

En la zona de la falla, el bloque de la corteza terrestre sufre un alargamiento a_3 (rechazo horizontal). Consecuentemente, una falla normal se debe considerar como una deformación por tracción, o sea, deformación por cizallamiento, en las condiciones de un *alargamiento* de la corteza terrestre.

Ejemplos bien claros de dislocaciones del tipo de falla normal no abundan. Una gran falla corta la base de los montes Zhigulí *. Esta

* En la ribera del Volga, en su curso medio (N. del T.)

Fig. 182. Fallas:
a, falla normal; *b*, falla inversa; *ff*, plano de fractura; a_3, rechazo (horizontal)



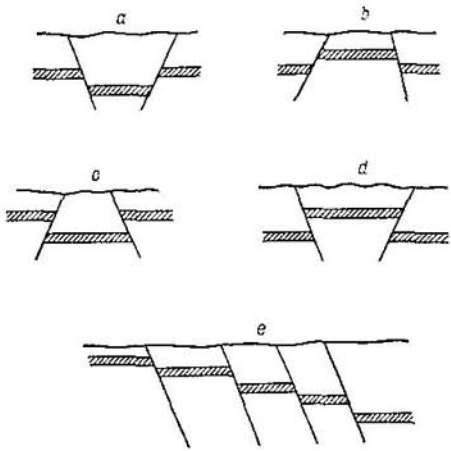


Fig. 183. Estructuras originadas por combinaciones de fallas:
a, fosa tectónica (graben); *b*, pilar tectónico (horst); *c*, falla en plataforma; *d*, pilar tectónico delimitado por fallas de empuje; *e*, fallas escalonadas

falla corta las calizas del Carbonífero y las arcillas del Jurásico, pero la grieta de falla se halla enterrada bajo potentes depósitos aluviales (arenas) recientes del valle del Volga, y no aflora a la superficie, habiendo sido revelada sólo mediante la prospección geológica o perforaciones. El plano de falla tiene un fuerte buzamiento, y la amplitud del salto debe ser del orden de 500 m.

Grandes fallas contornean también las depresiones tectónicas de las cuencas del lago Baikal, lago Telétskoie (Altai), mar Rojo, lagos del Africa Occidental. La grieta de falla no siempre está patente en estos casos, pero una serie de indicios indirectos (carácter del modelado, fuentes termales, volcanes, focos de terremotos, estructura tectónica general, etc.), sugieren su presencia.

Las depresiones limitadas por fallas de inclinación encontrada reciben el nombre de *fosas tectónicas* (fig. 183 a). Las cuencas del Baikal y del mar Rojo, el valle del Rin (Alemania), el valle del Salguir (Crimea), son fosas tectónicas. Es frecuente observar que las rocas que integran una fosa tectónica forman un sinclinal: en este caso, la estructura se denomina fosa tectónica sinclinal. Una elevación delimitada por fallas se llama *pilar* (fig. 183 b).

Fosas tectónicas pequeñas pero de complicada estructura se originan con frecuencia en la cúspide de los domos salinos, afectando

las rocas sedimentarias del techo. Las fallas atraviesan la cima del domo en distintas direcciones, predominando las concéntrico-radiales, que fragmentan el techo en una serie de bloques desplazados verticalmente unos con respecto a otros, formando con frecuencia *fallas escalonadas* (fig. 183 e).

No siempre resulta fácil distinguir las fallas de origen tectónico de las denominadas *fallas gravitacionales*, que son dislocaciones de subsidencia de la corteza por efecto de la gravedad. Por otra parte, la diferencia entre ambas tal vez no sea muy grande, pues la formación de fallas en las condiciones del estiramiento de la corteza presupone inevitablemente la intervención de las fuerzas gravitacionales en este proceso.

Las fracturas en que el desplazamiento de los labios se opera en sentido vertical, también se llaman fallas. Estas fallas verticales o radiales no son frecuentes, y muchas veces resulta difícil interpretar el mecanismo de su formación.

Una depresión tectónica comprendida entre dos fallas de empuje o de corrimiento inclinadas hacia el exterior, se llama *falla en plataforma* (fig. 183 c). Las depresiones de esta clase son frecuentes en el sistema de dislocaciones de una estructura plegada. Muchas de las depresiones que inicialmente eran consideradas fosas tectónicas, actualmente, luego de un estudio más prolijo de su estructura, se deben incluir en la categoría de fallas en plataforma.

Bajo la acción de las fuerzas de compresión, el bloque en trance de alzarse de la corteza terrestre se deberá separar del bloque que se hunde, por fracturas cuyo plano estará inclinado en dirección del bloque alzado (ver fig. 183 d). Este fenómeno, sumamente difundido, fue designado «regla de Leuchs», nombre del geólogo que fue el primero en señalar su importancia.

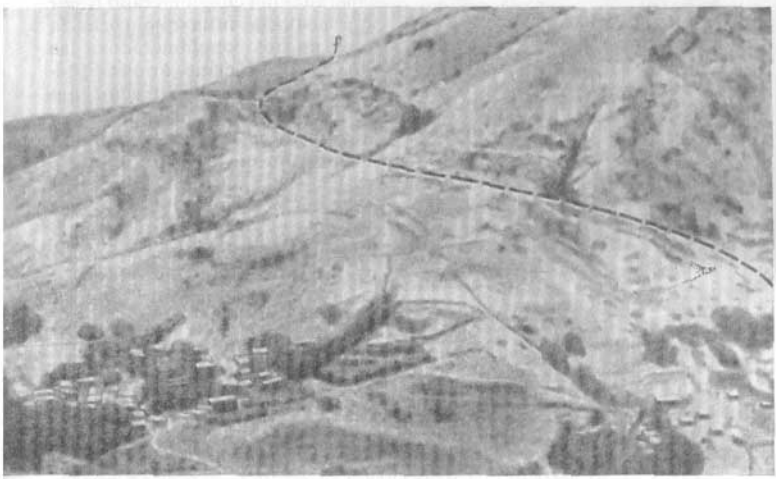
Las fallas de corrimiento llamadas también de empuje o inversas, son fracturas tectónicas en que la posición de los labios es inversa a la de una falla normal (fig. 184). El plano de falla buza en dirección del labio alzado; el ángulo de buzamiento, al igual que una falla normal, puede tener cualquier valor, pero generalmente está comprendido entre 50 y 80°. En la zona fallada, el bloque de corteza terrestre se acorta en una magnitud a_3 (rechazo horizontal). Por consiguiente, una falla de corrimiento se debe considerar como una deformación por cizallamiento en las condiciones de *compresión* de la corteza terrestre (véase fig. 182 b).

En las regiones plegadas son bastante frecuentes los ejemplos de fallas de corrimiento. Ya hemos descrito una de esas fallas—la de la región de Suliuktá—al empezar la presente sección. Una gran falla de corrimiento corta la falda meridional de la cordillera de Guissar, separando los depósitos y granitos paleozoicos de los depósitos terciarios en la depresión de Tadzhikistán: en el valle del río Diusham-

binka, las calizas del Paleógeno se yerguen al entrar en contacto con los granitos, hasta quedar invertida la posición de los estratos (NE 10° ∠ 80°). La grieta de falla está rellena con fragmentos de rocas paleozoicas impregnadas con óxidos de hierro que comunican un color rojo-pardo a la zona de la brecha de fricción. A lo largo de la grieta de falla brotan manantiales cuya presencia se divisa desde lejos merced a las manchas de vegetación de un verde vivo (fig. 185).

Una falla de corrimiento curiosa separa la cordillera de Kopet Dag, formada por capas de calizas y margas del Cretácico, alzadas y alabeadas en pliegues normales regulares, de la depresión de Kara Kum adyacente a su falda septentrional y formada por potentes depósitos terrígenos (detríticos) de rocas del Terciario y Antropógeno. Esta falla de empuje de unos 500 km de longitud y cuya amplitud alcanza localmente 5 km, se extiende a lo largo de toda la cordillera. Su carácter varía de lugar a lugar, ramificándose en algunos sitios en una serie de fracturas y perdiéndose totalmente en

Fig. 184. Pequeña falla inversa en una pila de areniscas y esquistos de la «Serie Táurica». Costa meridional de Crimea



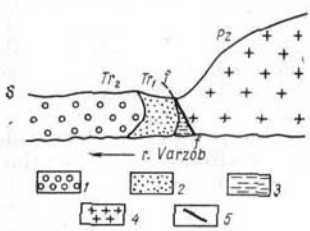


Fig. 185. Falla de corrimiento (inversa) en el valle del río Diushambinka cerca de la c. de Dinavat, Cordillera *de Guissar:*

1, conglomerados Tr_3; 2, calizas y arcillas Tr_1; 3, calizas Cr; 4, granitos Pz; 5, plano de falla (*f* — *f*). (Foto y esquema del perfil por G. Gorshkov)

otros, pero en su totalidad constituye un magnífico ejemplo de dislocación longitudinal de cizallamiento, de importancia regional.

Así, en el valle del río Sherlauk (fig. 186 a), las gruesas pilas de caliza del Cretácico Inferior (Cr_1) forman un pliegue anticlinal tumbado hacia el norte. A lo largo de la falla hacen contacto con la caliza las arcillas del Paleógeno (Pg), también en posición invertida; a continuación éstas se enderezan hasta adquirir una posición normal, buzando al norte y desapareciendo bajo los conglomerados suprayacentes del Neógeno (N). Presenta interés el hecho de que el espesor de las arcillas disminuye junto a la falla, probablemente, por haber sido estiradas bajo la presión del macizo Cr_1. Además, se hallan

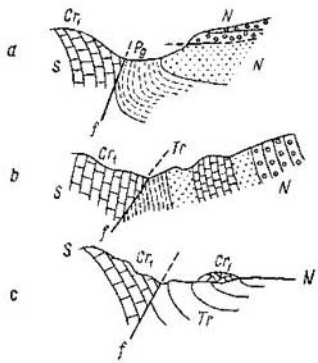


Fig. 186. «Gran falla de corrimiento de Kopet Dag», Turkmenia:
a, en el valle Sherlauk; *b*, al sur de la est. Keliata; *c*, cerca del monte Kou (G. Gorshkov)

separadas del conglomerado N por una pequeña falla que corta la base de los conglomerados: las plásticas y dúctiles arcillas fueron empujadas hasta quedar bajo la rígida capa del conglomerado por efecto de la presión dirigida hacia el norte.

En otro lugar, mucho más al oeste, se puede observar cómo las capas del Paleógeno y Cretácico Inferior entran en contacto «a tope», divididas por una falla rellena con gruesas masas de brecha de fricción. La brecha está sólidamente cementada y, como resiste a la meteorización mejor que las rocas sedimentarias, se destaca a modo de pequeña cresta de color rojizo (fig. 186). Allí mismo brota un pequeño manantial.

Los ríos, al salir de las montañas a la llanura, depositan abanicos aluviales amplios y llanos, que enmascaran la línea de la falla de corrimiento del Kopet Dag. Pero los manantiales—incluso los de agua caliente—que brotan en abundancia de la grieta de falla (llamada a causa de ello «línea hidrotermal» por el geólogo J. Nikshich), se abren camino también en los abanicos aluviales, marcando la línea de la falla sepultada.

En muchos casos, las fracturas tectónicas aparecen claramente en las fotografías aéreas sacadas desde gran altura. A título de ilustración ofrecemos la fotografía aérea de una de las fallas que cortan las pilas de depósitos del Paleozoico Inferior, Cretácico y Terciario en una de las regiones del Asia Central (fig. 187, según materiales de M. Petrusevich). Actualmente, la técnica aerofotográfica se utiliza muy ampliamente en la prospección geológica, facilitando y acelerando notablemente las tareas de levantamiento geológico.

Las fallas de corrimiento son características para muchas estructuras plegadas de la URSS. Representan rasgos importantes de la tectónica herciniana de los Urales y el Kazajstán, y multitud de ellas han sido registradas en las jóvenes estructuras alpinas plegadas de los Cárpatos, el Cáucaso, las montañas del Asia Central, etc. Una falla de corrimiento interesante, que pone en contacto rocas coloradas del Terciario y bancos de guijos del Cuaternario, se puede observar en las precordilleras septentrionales del cordón montañoso de Nanshan (ver fig. 217).

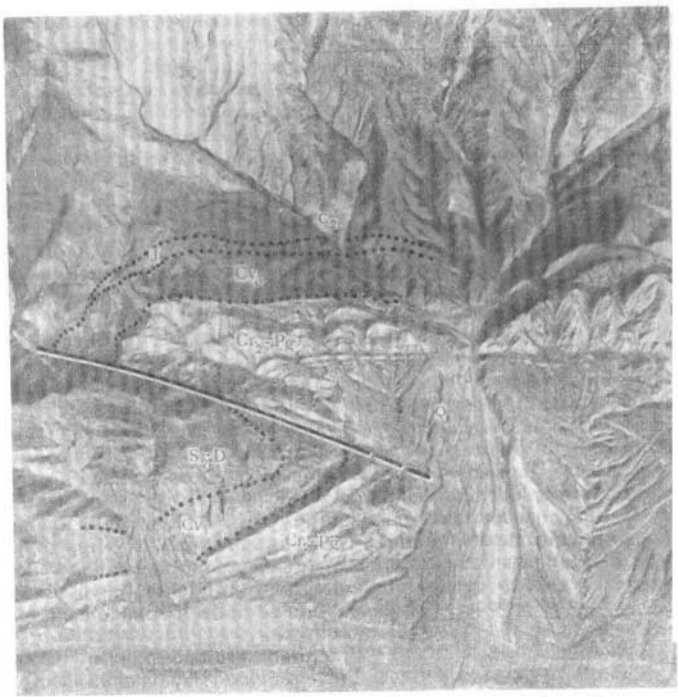


Fig. 187. Fotografía aérea de una falla de edad alpina, que corta los depósitos paleozoicos, cretáceos y paleógenos

Entre las variadas dislocaciones tectónicas acompañadas de fractura, las fallas de corrimiento o inversas ocupan el lugar más importante, siendo más frecuentes que las fracturas de otros tipos, incluso las fallas normales. De ello se infiere que en la corteza terrestre prevalecen las tensiones de compresión, hecho que se debe tener en cuenta al elaborar hipótesis geotectónicas. Entre las fallas de corrimiento registradas en el campo, se observan con mayor frecuencia aquellas cuyo plano de desplazamiento buza con un ángulo comprendido entre 40 y 65° especialmente entre 45 y 60° (fig. 188). Ello significa que en el desarrollo de las dislocaciones

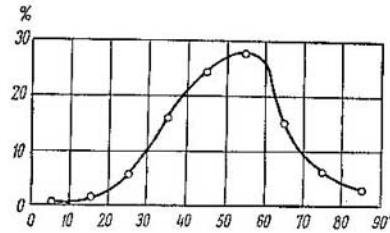


Fig. 188. Angulos de buzamiento de las fallas inversas (según mediciones en el Pamir noroccidental)

tectónicas relacionadas con el plegamiento lineal—a las que, precisamente, se hallan confinadas las fallas de corrimiento—el papel principal pertenece a las tensiones tangenciales, o sea, fuerzas que actúan en dirección horizontal.

Las fallas de corrimiento cuyos planos de fractura tienen un buzamiento muy fuerte (70 a 90°) suelen denominarse *solevamientos*. Por otra parte, un solevamiento no se origina necesariamente a partir de una falla de corrimiento. El plano de fractura de una falla muy inclinada puede invertir el sentido de su inclinación y aparecer—morfológicamente—también como un solevamiento (fig. 189). Por esta razón, resulta conveniente entender por solevamiento una falla de gran buzamiento, cuyo plano de fractura se halla inclinado hacia el labio superior.

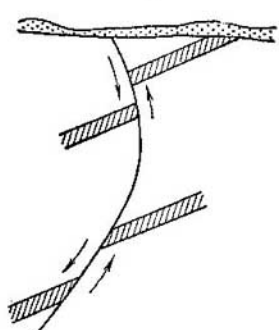


Fig. 189. Fractura curvada de gran buzamiento, que en su parte superior presenta un solevamiento o falla inversa, y en la inferior, una falla normal

Fracturas profundas. En 1945, A. Peive señaló la importancia de otra categoría más de fracturas a las que dio el nombre de *fracturas profundas*. Las fracturas o fallas de profundidad se singularizan, en primer lugar, por su envergadura: son desgarramientos de cientos y a veces miles de kilómetros de longitud, que profundizan a varias decenas o centenares de kilómetros en el interior de la Tierra. Además, se caracterizan por una marcada persistencia del rumbo; con frecuencia, son casi rectilíneas, no obstante su gran extensión. Otra particularidad notable de estas estructuras es su gran longevidad: muchas de ellas surgieron ya

en los períodos iniciales del Paleozoico, conservando su actividad a lo largo de todas las épocas posteriores, incluso la actual. Finalmente, otro rasgo importante de estas fallas es que separan, como regla, porciones de corteza terrestre totalmente distintas, en cuanto a su historia geológica, composición de las rocas y estructura actual.

A guisa de ejemplo de una fractura de profundidad se puede mencionar la falla Transurálica que corre de norte a sur desde la aldea de Burmantovo hasta la latitud de Sverdlovsk, sobre una longitud de 500 km, separando las estructuras plegadas centrourálicas de las estructuras de la planicie siberiana occidental. Una falla profunda más acusada aún corta de noroeste a sudeste las estructuras plegadas del Tian Shan septentrional. La mitad noroeste de la falla lleva el nombre de Terskey-Karatau denominándose la mitad sudeste Talaso-Ferganá. Esta fractura existía ya en el Silúrico, pero también en los tiempos actuales se manifiestan en ella movimientos; así se vincula con ella el fuerte terremoto del 2 de noviembre de 1946, denominado terremoto de Chatkal. Es de notar que los movimientos que se verificaban en la falla en distintas épocas invertían su signo, ora alzándose el labio sudoeste, ora el nordeste. También es importante el hecho de que las estructuras plegadas de un flanco no tienen su continuación en el otro, vale decir, que la fractura, su origen y su desarrollo no dependen de la estructura plegada. Se ha comprobado que esta fractura es vertical, profundizando en el interior de la Tierra cuando menos 100 km, y que actualmente se halla afectada de un movimiento horizontal (véase cap. 15, pfo. 8). La fig. 190 ilustra la posición de la falla Talaso-Ferganense en el sistema de las estructuras del Tian Shan septentrional.

Sobreescurrimientos, pliegues acostados y mantos de sobreescurrimiento o cobijadura. En 1884, M. Bertrand señaló la posibilidad de fracturas de escasa inclinación, originadas como resultado de un estiramiento del ala yacente de un pliegue tumbado en el proceso de su evolución ulterior, y describió estas estructuras, descubiertas por él en los Alpes, llamándolas *sobreescurrimientos**. Posteriormente este concepto fue ampliado, de modo que este término llegó a abarcar distintas formas de dislocaciones acompañadas de ruptura pero singularizadas por un rasgo común, a saber, que el plano de fractura en ellas debe ser *horizontal* o poco menos. M. Tetiaiev recalcaba el hecho de que la superficie horizontal de la fractura en un sobreescurrimiento debe ser ondulada. Los elementos de un sobreescurrimiento comprendían: *la grieta de falla f*, rellena con rocas fragmentadas y trituradas al extremo (*milonita*); *el autóctono a*, o la parte no desplazada de la pila plegada; *el alóctono b*, o la parte superior de la pila plegada, corrida horizontalmente con relación

* En francés «charriage», término adoptado también en ruso (N. del T.)

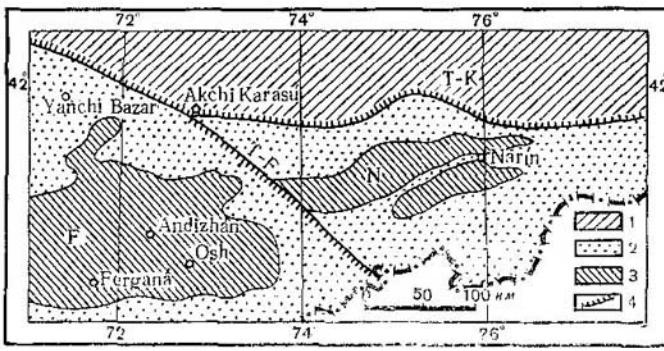


Fig. 190. Esquema de la distribución de las fallas profundas en Tian Shan: 1, zona de desarrollo de las estructuras caledónicas del Tian Shan; 2, zona de difusión de las estructuras hercínicas del Tian Shan; 3, depresiones de Ferganá (F) y de Narín (N) 4, fallas profundas de Terskey-Karatau (T-K) y de Talaso-Ferganá (T-F) (A. Peive, 1945)

a la primera y formando un manto de sobreescurrimiento o cobijadura; los cerros *testigos de erosión c*, restos del alóctono, conservados después de la erosión y desmoronamiento del manto; *las fenestras d* (ventanas tectónicas), porciones del autóctono, desnudadas por la erosión en las depresiones originadas en el manto corrido; *el frente del sobreescurrimiento*, la parte extrema, más avanzada del manto sobreescurrido; *las raíces e*, lugar en que se inició el sobreescurrimiento, o sea, el lugar donde se deben buscar las rocas del manto en su yacimiento originario, no perturbado (fig. 191, A).

Algunos geólogos, entusiasmados por esos conceptos de la tectónica de los mantos corridos, llegaron a utilizarlos con una libertad excesiva; así se consideraba posible que los mantos de cobijadura o cabalgantes podían extenderse sobre enormes territorios, desplazándose por sobre el autóctono a decenas y centenares de kilómetros (150 km de Noruega, 200 a 300 km en la región del lago Baikal). Se descubrían sobreescurrimientos allí donde no había indicio real alguno de ellos. Tal sucedió con los sobreescurrimientos y cobijaduras en la región baikálica (M. Tetiaiev), en los Urales (G. Frederiks), en el Karatau (V. Galitski, fig. 192, a), en el Pamir (I. Gubin). En algunos trabajos de tectonistas eurooccidentales—por ejemplo, Bruckner—aparecieron construcciones completamente fantásticas (fig. 191 B).

Veamos un ejemplo. En la región del cerro Marcou, en la cordillera de Kopet Dag, siguiendo el trazo de la falla de corrimiento de

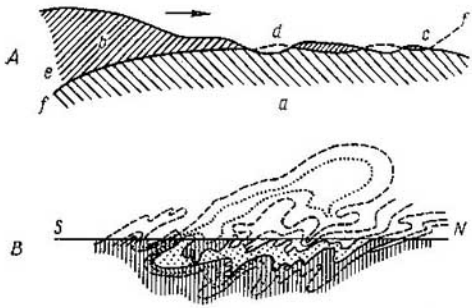


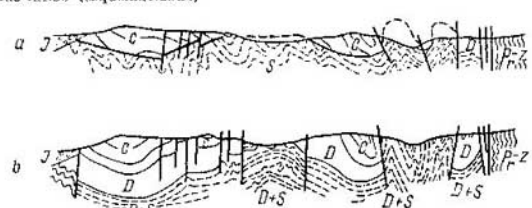
Fig. 191. A. Esquema de la estructura de un sobreescurrimiento; B, pliegues de recubrimiento en los Alpes, según A. Brückner (esquematizado)

Kopet Dag, descrita anteriormente, entran en contacto las calizas del Cretácico y las arcillas del Terciario. Algo más al norte del trazo de la falla vuelven a aparecer las calizas que descansan sobre las arcillas terciarias de un modo netamente anormal (ver fig. 186 c). V. Miroshnichenko consideraba este montículo de calizas cretácicas como un testigo de erosión, o sea resto de manto corrido cuyas raíces se han conservado bajo la forma del cerro Marcou. Sin embargo, una investigación más prolija ha evidenciado que el contacto entre las calizas de dicho cerro y las rocas subyacentes no es tectónico, y que las calizas se deslizaron desde lo alto del Marcou por sus laderas, de un modo análogo a como se deslizaron en Crimea las calizas de los cerros Koshka y Shankai desde las cumbres de los montes Yailá.

Los sobreescurrimientos o cobijaduras con planos de falla de escasa pendiente (y aún horizontales) son posibles, pero no se los

Fig. 192. Estructura geológica del anticlinorio de Baidzhansay, cordillera Karatau, Kazajstán:

a, según V. Galitski (1949); *b*, según M. Gzovski (1954). Las líneas gruesas representan las fallas (esquematizado)



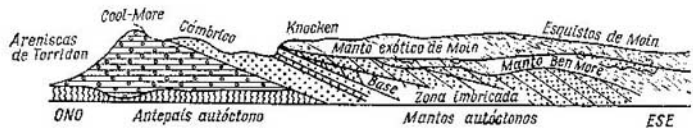


Fig. 193. Corte esquemático de la meseta noroccidental escocesa, indicando los mantos de sobreescurrimiento (B. Willis)

debe encontrar allí donde no existen ni exagerar sus dimensiones. El rechazo horizontal o amplitud de desplazamiento del labio superior no suele ser considerable.

A guisa de ejemplo de una gran falla inversa de escasa inclinación y que puede considerarse como un sobreescurrimiento real, referiremos la estructura estudiada por B. Willis en Escocia (fig. 193)

El concepto de sobreescurrimiento está relacionado con el de *corrimiento de erosión*, una estructura perfectamente real. Se entiende por corrimiento de erosión una falla en que el labio superior, empujado hacia arriba y adelante, avanza en su arrastre por sobre la superficie aflorante del labio yacente. Fallas de corrimiento de esta clase fueron descritas, por ejemplo, por B. Willis (1922).

Fallas laterales o tangenciales. Valiéndose de la ley de las tensiones de cizallamiento (véase más arriba), puede explicarse el origen de las fallas alineadas paralelamente a los pliegues (la línea de rumbo del plano de falla es perpendicular a la línea de la presión) y cuyo plano de fractura tiene escasa inclinación (ángulo de buzamiento del orden de 45°). Al mismo tiempo, resulta posible presagiar, con ayuda de la misma ley, las fracturas cuya orientación es distinta: éstas pueden formar un ángulo oblicuo con la línea de la presión, pero el plano de fractura en este caso debe ser muy inclinado o vertical. Efectivamente, se conocen dislocaciones de esta naturaleza, que reciben el nombre de fallas tangenciales o laterales. Una *falla tangencial* es una fractura de origen tectónico en que el desplazamiento de los labios se ha producido horizontalmente, a lo largo del rumbo de la grieta de falla, sin indicios ostensibles de desplazamiento vertical. Como regla, una falla tangencial se halla orientada angularmente con respecto a la dirección de las fuerzas tectónicas, y su plano de fractura buza con gran ángulo o es vertical.

Un claro ejemplo del amplio desarrollo de las fallas tangenciales se observa en la cordillera de Kopet Dag (fig. 194). Allí, el área de difusión de los depósitos del Cretácico Inferior y Superior, que forman pliegues simétricos parados, es atravesada por una red de fallas a lo largo de las cuales, bloques aislados se hallan desplazados horizontalmente unos con respecto a otros, distanciándose local-

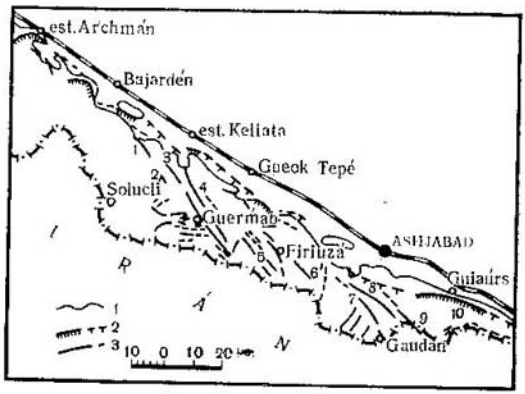


Fig. 194. Fallas en la cordillera de Kopet Dag (P. Kaluguin):
1, límite septentrional de los afloramientos de las rocas originarias (J, Cr, Tr); 2, Gran Falla de Kopet Dag; 3, fracturas diagonales (fallas tangenciales)

mente hasta 5 km. El salto vertical, como regla, es menor de 0,5 km. Los planos de ruptura son verticales, y sobre los espejos de fricción son visibles las estrías horizontales. Las fallas forman un sistema de grietas aproximadamente ortogonal (rectangular).

Vamos a referir los parámetros de las fallas más importantes del Kopet Dag, para cuya amplitud de desplazamiento (tabla 16) se dispone de datos.

TABLA 16

Fallas tangenciales de la cordillera de Kopet Dag

Nombre de la falla	Amplitud de desplazamiento		Rumbo	Acimut y buzamiento
	vertical, en km	horizontal, en km		
Deguermendzhik	1,5-2	—	NNO	muy inclinada
Kizil Kaia	0,2	—	»	—
Guermab	0,3-1,0	2,0-3,0	»	70°SO
Bajcha	0,05	5,0	»	75°SO
Firiuza	—	—	—	50-80°SO
Saandak	0,3	—	NNO	muy inclinada
Kurtusun	0,2-0,6	—	»	—
Junchi	0,4-0,6	—	»	muy inclinada
Jarvar	1,0	—	»	—
Guiaurs Oriental	—	2,5	»	—
Gaudán	—	2,5	ENE	75°

Como se deduce de la tabla, esas fallas se singularizan por un rechazo vertical realmente pequeño, en tanto que su rechazo horizontal es grande. Son particularmente características en este sentido las grandes fallas de Guermab y de Bajcha, así como las de Guiaurs Oriental y de Gaudán. En algunos casos, la componente horizontal del desplazamiento no ha sido determinada. Otro rasgo común a esas fallas es su gran buzamiento del plano de fractura, generalmente superior a 70°, llegando hasta 90°. De esta suerte, la mayoría de esas fracturas son típicas fallas tangenciales o, más exactamente, fallas diagonales u oblicuas directas y oblicuas inversas.

Sería interesante precisar en qué condiciones mecánicas pudo haber surgido un sistema de grietas semejante.

Veamos la ley de las tensiones de cizallamiento. Como se ha indicado anteriormente, cuando una presión unilateral actúa sobre un cuerpo sólido, se origina en éste un sistema de grietas, alineadas en su mayoría, de modo a formar un ángulo de 45° aproximadamente, con la dirección de la presión. Ahora bien: decimos *en su mayoría* porque debido a distintos factores de carácter accesorio, siempre aparecen divergencias con lo que la teoría exige. Si el *stress* es decir, el vector que señala la dirección de la presión, es horizontal, su influencia hará que en primer término surja un sistema de grietas cuyo rumbo será normal a dicho vector y cuyo buzamiento será de 45° respecto de la horizontal, tanto en un sentido como en otro. La falla de corrimiento principal del Kopet Dag, se debe, precisamente, a una deformación de esta clase, y, puesto que se extiende de noroeste a sudeste, la presión ha actuado, consecuentemente, de sudoeste a nordeste (ver fig. 187).

No obstante, también puede concebirse otra serie de fracturas cuyo origen lo mismo obedecerá a la ley de las tensiones de cizallamiento y que presentarán, sin embargo, elementos posicionales de estratificación distintos. En efecto, imaginemos una fractura que no forme ángulo de 90° sino de 45° con el stress. Si el plano de fractura es vertical (o sea, $\angle$ 90°), esta fractura también se ajustará plenamente a la ley de las tensiones de cizalladura. Las fallas tangenciales del Kopet Dag constituyen, precisamente, deformaciones de esta índole: corren angularmente con relación a la línea de presión y sus planos de fractura son verticales, en tanto que sus labios se desplazaron horizontalmente a lo largo de las grietas de falla.

Cabe recalcar que en la mayoría de los casos, las relaciones entre los elementos tectónicos presentan una complejidad tal que escapan a toda interpretación mecánica. Las analogías mecánicas se han de utilizar con suma cautela aun en casos que aparentemente se prestan a tal posibilidad. Ejemplos tan claros como el que ofrecen las fallas del Kopet Dag son muy poco frecuentes.

§ 3. INDICIOS DE FALLAS EN LA SUPERFICIE TERRESTRE

Las fracturas de origen tectónico no se revelan siempre, ni con mucho, de un modo evidente. La línea de la falla, o sea, el afloramiento del plano de fractura, se halla frecuentemente obliterada, enmascarada por la vegetación y carece de relieve acusado, siendo generalmente difícil su detección. Sin embargo, algunos geólogos son propensos a trazar con excesiva audacia fallas allí donde no las hay en realidad. Es preciso recomendar una gran cautela al determinar las fracturas de origen tectónico; una falla se podrá considerar realmente existente y ser llevada al mapa sólo cuando una serie de indicios comprueba su presencia.

¿Cuáles son, pues, los indicios que permiten descubrir una falla sobre el terreno? La presencia de una falla es señalada por los indicios siguientes:

1. Yuxtaposición de pilas de *edad dispar*, o sea, que se hallan en contacto aquellas pilas que en un corte normal están separadas por otras pilas intermedias. Al mismo tiempo, se debe distinguir una fractura de origen tectónico, de una discordancia o recubrimiento transgresivo en que la pila suprayacente más joven puede cobijar rocas más antiguas de cualquier edad.

2. Diferencias en la *orientación geológica* de los flancos de la fractura.

3. Presencia de un plano de deslizamiento, o sea la grieta de falla, a lo largo del cual se produjo la ruptura y el relativo desplazamiento de los flancos. Un plano de falla erosionado se evidencia frecuentemente por los *espejos de fricción* (fig. 195), esto es, las superficies lustrosas y pulidas de las paredes de la falla, con sus estrías, fisuras de despegue y escalones, indicadores de la dirección del movimiento, y también por la *brecha de fricción*. Una brecha de fricción (fig. 196) es el acúmulo de fragmentos triturados de rocas que integran los flancos de la falla y que están cementados por algun mineral derivado, como la calcita, óxidos de hierro, segregaciones silíceas, etc.

4. Huellas de la falla en el *modelado* del terreno. Es frecuente observar el escalón que corresponde al labio superior; por lo general, ese escalón queda cuando se trata de fallas alpinas de edad reciente. Las fallas antiguas, por ejemplo, las hercinianas, no se revelan en el modelado, si bien las diferencias en la composición de las pilas que forman los flancos de la falla pueden también patentizarse por una diferencia en los elementos del modelado.

5. Existencia de una *escarpa de falla*, esto es, de una grieta abierta o escalón cuya formación fue presenciada por el hombre; tal sucedió, por ejemplo, durante el terremoto de California en 1906, cuando el desgarramiento se hizo manifiesto a lo largo de muchas

decenas de kilómetros, o durante el terremoto ocurrido en 1891 en el Japón, cuando el desplazamiento vertical a lo largo de la falla, que cortó transversalmente un valle, alcanzó varios metros, etc. *Las escarpas de falla son testimonio de la actividad actual de la falla*, o sea, de que ésta es de origen reciente y se halla en plena evolución.

6. La presencia de *manantiales y fuentes termales*, ubicados a lo largo de una sola línea que es, precisamente, el trazo de una falla. Por supuesto, se podrían señalar muchísimos manantiales que no tienen relación alguna con fallas, empero son muchos los casos, especialmente en las regiones montañosas, en que los manantiales se hallan realmente confinados a los trazos de fallas; y es natural que sea así, porque las aguas subterráneas que circulan en el seno de la Tierra pueden hallar en una grieta de falla un camino fácil para surgir a la superficie.

Cuando en un lugar señalado se observan todos o varios de los indicios referidos, la existencia de la falla no ofrece dudas. Mas si

Fig. 195. Espejo de fricción con estrías horizontales. Falla directa cerca de Lanchow, China

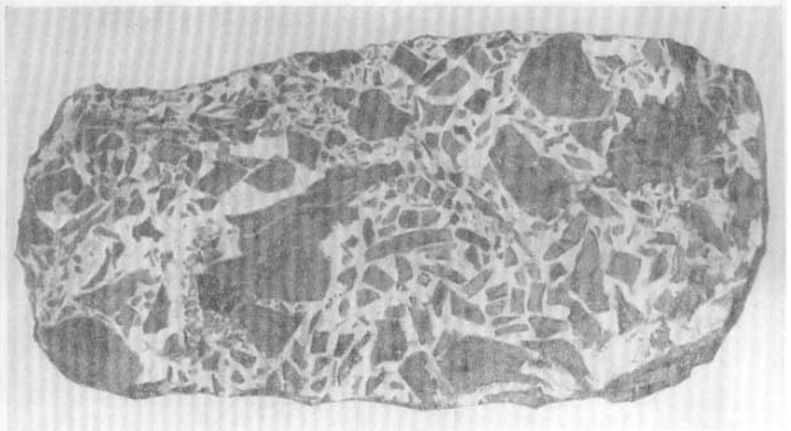


Fig. 196. Brecha de fricción proveniente de una falla (de edad triásica) cerca de Byuk, Hungría

se revelan sólo unos pocos indicios, la existencia de la falla debe considerarse incierta y es necesario continuar la exploración en busca de más indicios.

En la exploración de las dislocaciones, tanto de los plegamientos como fallas, ofrece grandes ventajas la aerofotografía (fig. 187). En las vistas aéreas, las líneas de las fracturas se revelan con nitidez aun en aquellas condiciones en que las observaciones visuales directas sobre el terreno resultan poco menos que infructuosas. Una falla puede no presentar huellas en el modelado ni tener manantiales, el propio trazo de falla puede estar erosionado, obliterado o imperceptible, pero la diferencia tajante en el rumbo de los estratos de las rocas sedimentarias, una diferencia general de orden tectónico, en el carácter de las rocas en los flancos, etc., son claramente visibles en una fotografía aérea, señalando la posibilidad de la existencia de una falla en el lugar considerado. Todo esto es válido también para los pliegues (fig. 197).

Desde luego, el estudio de las vistas aéreas debe ser completado por las investigaciones subsiguientes directamente sobre el terreno, del trazo revelado por la fotografía.

Fig. 197. Fotografía aérea de un anticlinal en depósitos del Cretácico y Paleógeno

§ 4. FISURACION DE LAS ROCAS

Las capas de rocas sedimentarias, como también los macizos de rocas magmáticas presentan generalmente una fisuración, o sea, se hallan cortadas por grietas más o menos anchas, que dividen la masa rocosa en una multitud de bloques pequeños. Esta fisuración o disyunción es muy característica para las rocas. Los desplazamientos de bloques aislados con respecto a otros a lo largo de tales fisuras son imperceptibles, pero en algunos casos se manifiestan los indicios del desplazamiento. Cabe considerar estas grietas como la forma inicial de fallas; por lo tanto es oportuno examinar la cuestión de la disyunción de las rocas precisamente en el capítulo presente, que trata de las dislocaciones originadas por fracturas.

Con frecuencia el término «disyunción» o «fisuración» es sustituido por «clivaje» o «clivosidad» (del italiano *clivaggio*, exfoliación). En gracia a una mayor precisión y debido a la gran variedad de grietas que surcan las rocas, sería conveniente aplicar el término *clivaje* a las grietas que se originan en las rocas por influjo de factores tectónicos externos (clivaje exogénico), aplicándose el término *fisuración o agrietamiento* a las producidas por acción de las fuerzas internas que se originan en las rocas en el proceso de su enfriamiento, desecación, etc. (clivaje endogénico).

El clivaje propiamente dicho (o sea, clivaje exogénico) se subdivide, atendiendo tanto a su origen como a las manifestaciones exteriores, en *clivaje de fracturación y clivaje de flucción o fluencia.*

El clivaje de fracturación se manifiesta por la aparición en la roca de una multitud de fisuras, a veces apenas perceptibles y otras veces imperceptibles del todo, que se tornan de inmediato patentes si se golpea un trozo de roca clivosa con un martillo: el trozo se fragmentará, pero las fracturas no tendrán direcciones arbitrarias sino que estarán alineadas todas de un modo bien determinado, según superficies más o menos planas. Lo más notable es que las fracturas surcarán la roca según unas pocas direcciones regularmente orientadas. Este fenómeno indica con toda evidencia que las fisuras se originaron en la roca bajo el influjo de ciertas condiciones generales, que se manifestaron por igual sobre amplios territorios. Si en la roca se hallan presentes dos sistemas de grietas, a la par de los planos de estratificación se desprenderán de la capa pequeños bloques de forma más o menos regular (fig. 198). Los obreros de las canteras conocen esta propiedad de las rocas y aprovechan las grietas en los trabajos de cantería.

El clivaje de fracturación se origina en diferentes condiciones. Puede deberse a una presión unilateral relacionada con los movimientos geotectónicos en general; en este caso, las fisuras tendrán igual orientación en todas partes, sin que importe en qué pliegue o por-

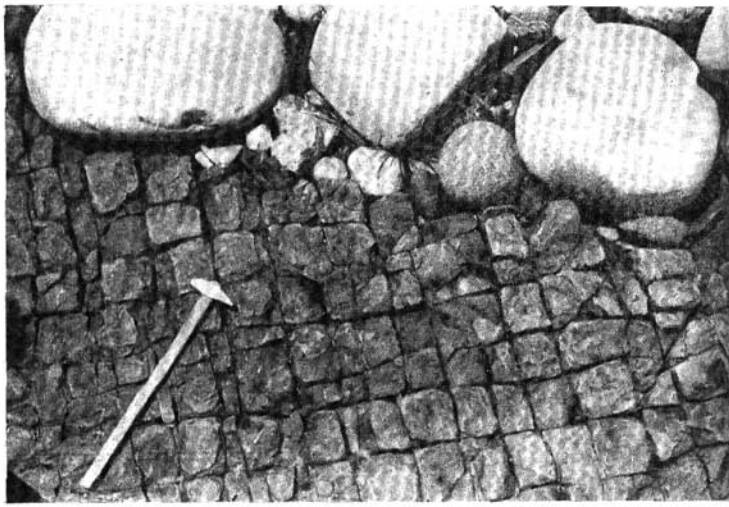


Fig. 198. Clivaje de fracturación en areniscas de la «Serie Táurica», costa meridional de Crimea

ción de pliegues se observan. Otras veces se originan como una reacción de la roca a las fuerzas plegantes que actúan en el proceso del plegamiento; entonces las fisuras se ajustarán estrictamente a la forma del pliegue e irán cambiando de orientación con la inclinación del estrato (fig. 199).

De cualquier modo que sea, el clivaje de fracturación es testimonio de la acción ejercida sobre las rocas por fuerzas tectónicas de orientación definida, reaccionando la roca como cuerpo friable.

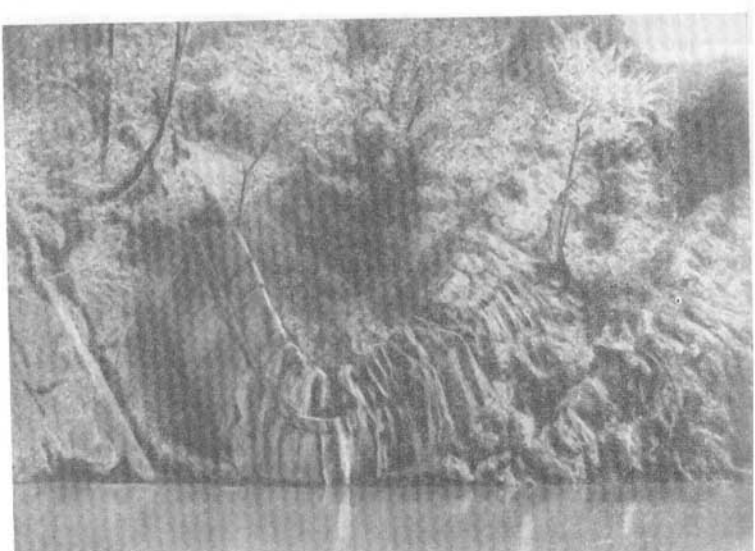
El clivaje de fluencia se manifiesta exteriormente en que la roca también se fractura según determinados planos, pero la naturaleza de este fenómeno es distinta. Es originado por una reestructuración de la roca, un cambio de su textura por influjo de altas temperaturas y gran presión, que afectaron la roca en las profundidades de la Tierra, reaccionando la roca como cuerpo plástico. Merced a sus propiedades plásticas, los minerales se han reestructurado de modo a adquirir, independientemente de su forma exterior o su situación en la roca, ciertas propiedades comunes, y en primer lugar, la orientación de los elementos de la red cristalina. Esta comunidad se

manifiesta, en particular, en que el trozo de roca golpeada se fragmenta con mayor facilidad según unas direcciones que según otras.

Según se deduce, el clivaje de fluencia pertenece más bien a las dislocaciones plicativas que a las disyuntivas; es testimonio de que la roca considerada se hallaba en estado plástico y que los estratos formados por ella eran susceptibles de plegarse. El clivaje de fluencia se origina generalmente dentro de un cuadro de intenso plegamiento. Dicho sea de otro modo, el clivaje de flucción se debe considerar como un embrión de plegamiento. En un mismo sentido, el clivaje de fracturación constituye un embrión de falla.

En cuanto a la *fisuración*, se patentiza, por ejemplo, en una pila sedimentaria en trance de desecarse, ofreciendo buen ejemplo de ello las grietas que surcan la superficie de un «takyr» desecado; las grietas surgen en una pila de rocas eruptivas a medida que éstas se van enfriando, originando el fenómeno de la *disyunción*, prismática o columnar en los basaltos, almohadiforme en los granitos, etc. Cualquier proceso natural que se verifica en el seno de la roca y que afecta la densidad, volumen o posición de dicha roca, puede originar en ella un sistema de grietas más o menos regular.

Fig. 199. Clivaje de fracturación, orientado en el estrato de acuerdo a la forma del pliegue



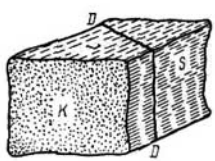


Fig. 200. Esquema de distribución de las grietas en un macizo granítico (G. Cloos) y fotografía de las grietas *L*, *K* y *S* en el núcleo del lacolito Plaka. *Costa meridional de Crimea*

nidos se unen por líneas rectas, obteniéndose una figura cerrada compleja que evoca una estrella con ángulos y rayos de longitud dispar. Los rayos que descuellan por su anchura o longitud indican de inmediato la posición de las grietas predominantes en la región explorada. Cuando se mide la posición de la línea de rumbo, se utilizará prácticamente sólo una mitad de la circunferencia, pues la otra mitad no hará más que repetir las indicaciones de la primera: en efecto, lo mismo da poner NE 30° que SO 210°. En cambio, cuando se mide la posición de la línea de buzamiento, es necesario utilizar no sólo una circunferencia entera, sino también trazar además un segundo diagrama en estrella, pero utilizando esta vez la mitad de la circun-

Pero, con todo, en el proceso de formación de las grietas, la presión tectónica sigue siendo el factor decisivo.

Presentan particular interés las grietas que cortan los macizos de rocas *magmáticas*. Es notorio que las rocas magmáticas no forman estratos, de ahí que el estudio de las peculiaridades de su estructura interna sólo es posible mediante el análisis de las grietas.

Generalmente, en los macizos de rocas magmáticas, las grietas también se hallan orientadas regularmente según unas pocas direcciones. El geólogo alemán H. Cloos, que ha estudiado la estructura y las grietas de los macizos graníticos en Alemania meridional, llegó a las conclusiones siguientes: primeramente, aun en rocas tan macizas como los granitos se puede observar que los minerales integrantes no se hallan distribuidos en forma caótica sino que evidencian el predominio de una de las direcciones, según la cual, precisamente, se alinean los granos oblongos. Esta disposición orientada de los granos minerales está relacionada probablemente con el flujo del magma en el período de su enfriamiento. En segundo lugar, en un macizo granítico se hallan presentes grietas de las clases principales siguientes: S, verticales, paralelas a la alineación de los granos minerales; K, verticales, normales a las anteriores, o sea, dispuestas en los topes de los bloques considerados; D, diagonales, también verticales pero de dirección oblicua con respecto tanto al sistema de grietas S como al sistema K; finalmente, L, grietas horizontales (fig. 200). Cloos relacionaba el origen de las grietas verticales S y K con el proceso de fluencia del magma semiconsolidado; las D, con la acción posterior de las fuerzas tectónicas, y las L, con el peso de las rocas suprayacentes.

Las investigaciones posteriores han comprobado que el cuadro real del desarrollo de las grietas en los macizos de rocas magmáticas es mucho más complejo de lo que suponía H. Cloos, pero su idea esencial es correcta: las grietas que surcan un macizo, no lo hacen según direcciones accidentales sino según unas pocas direcciones regularmente orientadas, y se hallan asociadas con la historia de la evolución del macizo, reflejando las etapas principales de su historia.

En el estudio de las grietas es importante determinar la orientación geológica del mayor número posible de grietas, es decir, utilizar el método estadístico, a fin de evitar errores accidentales. Prácticamente, es necesario determinar la orientación de centenares y miles de grietas. Debido a ello adquiere gran importancia la metodología de la elaboración e interpretación de los valores numéricos obtenidos.

A este fin se utilizan los *diagramas en estrella* vectoriales que se trazan del modo siguiente: una circunferencia se divide en porciones iguales (de 5 o 10°) y sobre los radios correspondientes a estas divisiones se lleva con determinada escala el número de mediciones relativo al acimut considerado. Los extremos de los segmentos obte-

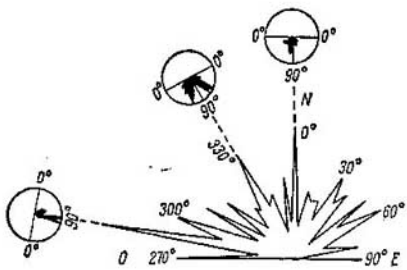


Fig. 201. Diagrama vectorial en estrella del rumbo de las grietas en el macizo granodiorítico de Cheliabinsk. En los tres círculos, diagrama del buzamiento de las grietas para las tres direcciones dominantes (A. Zinovkin e I. Koroviakov)

ferencia para las cifras evaluadas del mismo modo y que indican los ángulos de buzamiento. El segundo método, es decir, el análisis de la posición en el espacio de la línea de buzamiento de las grietas, es preferible. Desde luego, estos métodos se pueden variar (fig. 201).

Los diagramas vectoriales en estrella no solamente permiten representar de un modo palmario la posición en el espacio de las grietas inherentes a la estructura geológica considerada, sino también elucidar una serie de leyes regulares que rigen el proceso de la formación de las grietas: la cantidad de fases de plegamiento que originaron el sistema de grietas considerado (si éstas son de origen tectónico), la dirección de las fuerzas tectónicas (stress) por cuya acción surgieron las grietas, la distribución en la pila rocosa de yacimientos metalíferos, genéticamente asociados a las grietas, etc. Por esta razón, la Geología moderna dedica gran atención al estudio de las grietas, especialmente aquellas ramas que tratan de los problemas tectónicos (Geología Estructural) y la prospección de minerales útiles.

§ 5. LAS DISLOCACIONES TECTONICAS Y LOS MINERALES UTILES

Las dislocaciones tectónicas en todas sus formas constituyen un objeto importantísimo de las investigaciones geológicas.

Los movimientos de plegamiento, al par que deforman la pila de rocas sedimentarias y dan origen a las estructuras plegadas, afectan directamente la estructura de muchos criaderos de minerales útiles. Así, por ejemplo, en la URSS los yacimientos carboníferos tales como las cuencas del Donets y de Kusnetsk son, en suma, sinclinorios de

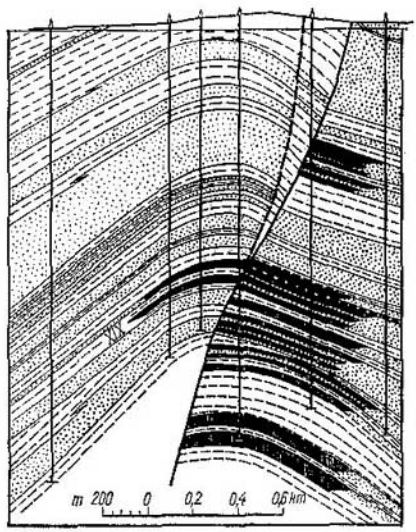


Fig. 202. Corte del yacimiento petrolífero del Ejabi oriental, Sajalín Septentrional (V. Ratner, 1960)

grandes dimensiones, dentro de cuyas márgenes se ubica un plegamiento menor muy complejo, circunstancia ésta que incide directamente sobre las posibilidades de explotación de tal o cual sector del yacimiento.

La estructura plegada de los depósitos terciarios de la península de Apsheron determina los caracteres más notables de la distribución del petróleo: éste se acumula en los anticlinales y está ausente en los sinclinales. Lo mismo ocurre en la región norcaspiana: el petróleo se concentra en las cúspides de los domos salinos, emigrando de las zonas intermedias. Esa relación estrecha entre la estructura tectónica del terreno y la configuración de los reservorios de petróleo se observa también en otras regiones. Tales son, por ejemplo, los yacimientos petrolíferos de la isla de Sajalín. A título de ilustración se puede referir el perfil transversal del yacimiento del Ejabi Oriental, en que se aprecia claramente la influencia que ejerce la forma del anticlinal y la disposición de la falla, sobre la forma del yacimiento de petróleo (según V. Ratner) (fig. 202).

Se podría citar un sinnúmero de ejemplos como éstos. Con frecuencia, el proceso de plegamiento se verifica en íntima asociación con el proceso de concentración de una sustancia mineral y con la formación de criaderos de este mineral. Las dislocaciones de plegamiento, aparte de tornar más complicada la estructura de un yacimiento, alteran con su presencia el ambiente geológico, dando lugar ora al nacimiento de un criadero, ora a su desaparición.

Esto es válido, en principio, también para las fallas.

Las fracturas de orden tectónico, al presentar grietas más o menos profundas, constituyen vías de fácil acceso hasta la superficie terrestre para todos los productos de desintegración de los focos magmáticos profundos. Por las grietas de las fallas sube el magma que colma la grieta y penetra en las distintas cavidades existentes en la pila de rocas sedimentarias, incluso en los huelgos entre los estratos, y hasta llega a asomar a la superficie.

Por las fracturas suben también los gases incandescentes y los vapores que, al enfriarse, depositan en las paredes de las grietas diversos minerales, tales como feldespato, mica, cuarzo, granates, turmalina, topacio, berilo, fluorita, pirita, los compuestos de molibdeno, estaño, tungsteno, litio y muchos otros. El conjunto característico de gruesos cristales que rellenan esas grietas y que se formaron con temperaturas de 800° o menores (o sea, inferiores a la temperatura de la masa magmática fundida residual, que da origen a las rocas hipoabisales), recibe el nombre de «pegmáticas».

Las grietas más distantes del reservorio magmático en trance de enfriarse se rellenan con minerales precipitados a partir de soluciones acuosas calientes que circulan por esas grietas. El agua calentada hasta una temperatura del orden de 400 a 200° y sometida a una presión de hasta 1000 atmósferas, es un disolvente sumamente enérgico. El descenso de la temperatura y presión a medida del ascenso de la solución hacia la superficie provoca la precipitación de una serie de minerales: pirita, calcopirita, galenita, esfalerita, oro, plata, cuarzo, calcita, dolomita, fluorita, barita, o sea, minerales de origen *hidrotermal*.

La secuencia con que se van segregando determinados complejos minerales constituye un objeto importante de la Mineralogía y la Geoquímica. Muchos minerales relacionados con las fracturas tectónicas tienen un valor enorme en tanto sustancias de interés industrial.

Al perturbar las estructuras plegadas, las fallas pueden influir sobre las condiciones de acumulación de minerales útiles también de otro modo. Así, al fracturar los reservorios de petróleo en la parte apical de un pliegue anticlinal, las fallas pueden ocasionar una migración del petróleo desde esos reservorios. Por otra parte, al originar las llamadas «trampas de petróleo», las fallas pueden con-

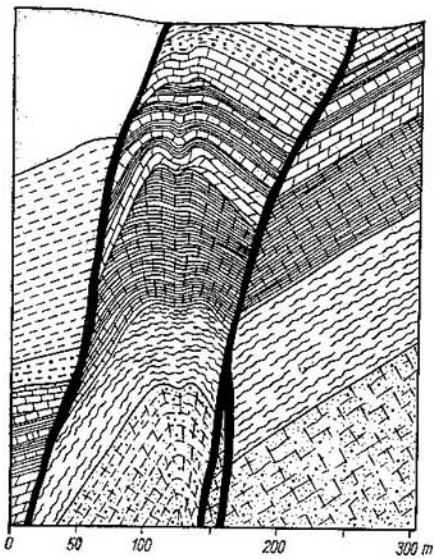


Fig. 203. Filones polimetálicos de Johann Friedrich (Harz, Alemania), confinadas a las fallas que cortan distintas rocas sedimentarias del Devónico (según E. Mayer, de la monografía de V. Smirnov, 1954)

tribuir a la acumulación de petróleo en un ambiente donde normalmente no podría almacenarse.

Las fallas, al perturbar los criaderos metalíferos, los depósitos de hulla, etc., tornan más complicada la explotación de los yacimientos o hacen que se pierda algún estrato, pero en cambio, pueden aumentar el valor de su criadero, por ejemplo, al «encimar» o duplicar un corte por efecto de una falla inversa o sobreescurrimiento.

Para ilustrar la relación de dependencia entre la posición en el espacio de las masas mineralizadas y el sistema de fracturas tectónicas, vamos a referir un perfil geológico de los filones matalíferos de Johann-Friedrich (Harz, Alemania), (fig. 203) confinados a fallas que cortan diversas rocas sedimentarias del Devónico.

Así pues, las dislocaciones tectónicas—pliegues y fallas—, al par de constituir un testimonio importante de la movilidad de la corteza terrestre, presentan un interés no sólo teórico sino también práctico.

CAPITULO XIV

LOS MOVIMIENTOS OSCILATORIOS Y SUS EFECTOS

Aparte de los movimientos corticales que originan los plegamientos y fallas, agrupados generalmente, bajo el término de *movimientos orogénicos*, se distinguen también los *movimientos oscilatorios o epirogénicos*. Vamos a examinar, en primer término, algunos ejemplos relativos a los movimientos oscilatorios actuales, para pasar luego a los movimientos oscilatorios de las épocas geológicas pasadas.

§ 1. MOVIMIENTOS OSCILATORIOS ACTUALES

En Italia, próxima a Nápoles y a orillas del golfo homónimo, está situada la pequeña y antigua ciudad de Pozzuoli. En ella se han conservado las ruinas del «templo de Serapis»* (fig. 204), cuya descripción figura no sólo en numerosas monografías históricas, sino también en tratados de Geología y de Tectónica. La causa del extraordinario interés por parte de los geólogos hacia este «templo» reside en lo que sigue. El «templo» fue edificado hace cerca de dos mil años. A consecuencia de un lento hundimiento del terreno, hacia el siglo XIII, el «templo» quedó sumergido, permaneciendo bajo las aguas hasta el siglo XVI. Las columnas de mármol del «templo» llevan marcas de una larga permanencia bajo el agua: la superficie de las columnas, otrora pulida, está carcomida y alveolada de profundos agujeros redondos, horadados en el mármol por los moluscos litófagos Lithodomi (fig. 205). El nivel máximo a que llegaron las aguas está claramente señalado por el límite existente entre las partes deterioradas y las intactas de las columnas (5,71 m sobre el nivel del piso). A continuación, debido a un levantamiento del terreno, el templo volvió a emerger de las aguas: en un informe fechado el año 1803, el ingeniero La Vega hace notar que en los cimientos del edificio se conserva cierta cantidad de agua, la cual—como observaba

* Siguiendo la tradición, llamamos estas ruinas templo de Serapis, aunque en realidad fue un mercado.

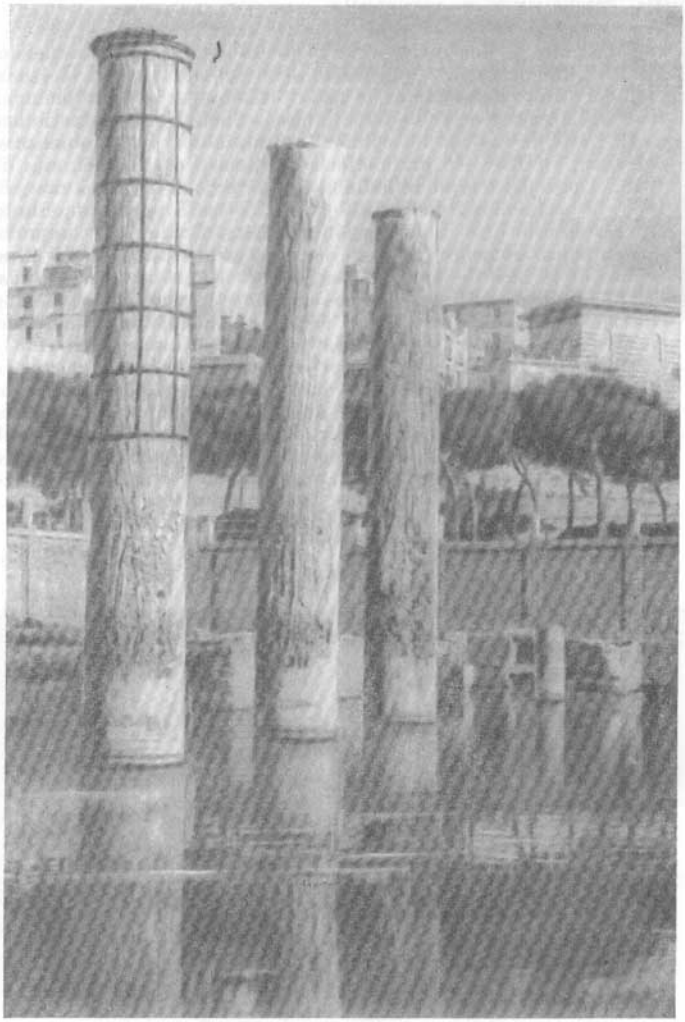


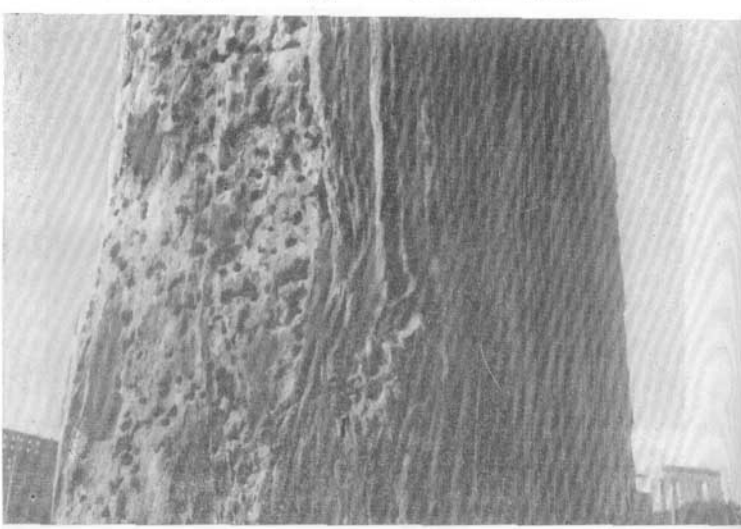
Fig. 204. Columnas del «Templo de Serapis», Pozzuoli (Italia)

con fastidio el ingeniero—está poblada de mosquitos anofeles. En 1812, Bonucci señaló que el alto nivel del mar impedía la desecación del recinto del «templo», lo cual testimoniaba, verosímilmente, la reanudación del proceso de hundimiento. En 1828, según testimonio de C. Lyell, la base de las columnas se hallaba 1 pie* bajo el nivel del agua; en 1878, la profundidad del agua llegaba a 65 cm. En 1913, el piso del templo se hallaba 1,53 m bajo el nivel del mar. En 1933, la profundidad del agua llegó a 2,05 m. En 1954, uno de los autores de este libro tuvo ocasión de visitar Pozzuoli y comprobar que en aquel momento la altura del agua estaba cerca de 2,5 m por encima de la base de las columnas. Consecuentemente, la velocidad del hundimiento en estos últimos años era de unos 2 cm por año. Notemos que hasta una altura de aproximadamente 3,5 m sobre el nivel del piso, las columnas no llevan huellas del trabajo destructor de los moluscos; ello se explica por el hecho de que las columnas habían sido cubiertas hasta esa altura por cenizas que las protegieron contra la acción del agua marina y los moluscos.

La historia del «templo de Serapis» sirve de excelente ejemplo para ilustrar el carácter de los movimientos oscilatorios verticales actuales, de escasa amplitud y breve período.

* 30,48 cm.

Fig. 205. Superficie de las columnas de mármol del «*Templo de Serapis*», carcomida por el agua marina y perforada por moluscos litófagos



Se podrían citar muchos ejemplos más referentes a las manifestaciones de los movimientos oscilatorios. Trabajos clásicos al respecto han sido realizados en los países escandinavos; merced a ellos se ha podido comprobar en forma incontrovertible que las porciones adyacentes a las costas septentrionales del golfo de Botnia están en trance de alzarse con una velocidad de 1 cm por año aproximadamente. Este levantamiento se patentiza en particular por el hecho de que ciertos puntos que fueron islas en un pasado reciente, se han transformado en penínsulas, conservando empero, su nombre anterior: sari (isla), holm (isla grande).

Otro indicio de carácter más general son las *terrazas marinas*, que se elevan a gran altura sobre el nivel del mar en las partes centrales de la península escandinava (hasta 275 m de altitud), descendiendo gradualmente hacia el mar.

Las huellas del alto nivel de las aguas marinas son allí tan patentes y profusas que ya en 1807, el destacado geólogo alemán L. Buch pudo escribir luego de su viaje a Escandinavia que todo el país, desde Frederikshall en Noruega hasta Abo en Finlandia, y tal vez hasta San Petersburgo, estuvo alzándose lenta e imperceptiblemente... Suecia experimentó un levantamiento mayor que Noruega, siendo más acusado en el norte que en el sur. C. Lyell, el gran geólogo inglés, autor de «Principios de Geología» (1830), llegó a la misma conclusión después de realizar un viaje a Escandinavia y hallar conchas de moluscos de las especies existentes a considerable altura sobre el mar. Se ha calculado que en la península escandinava, sobre el territorio emergido en el transcurso de los últimos 10 000 años, viven actualmente un 20% de la población.

Análogos resultados se han obtenido al ser investigados los movimientos verticales de la época más reciente sobre la parte soviética del escudo Báltico (península de Kola, Karelia). El mapa de las isobasas, elaborado para esa región, está basado en el estudio de las terrazas marinas. El eje de equilibrio pasa por la parte nordeste de la península, contorneando a continuación la península y sigue por la «garganta» del mar Blanco. La amplitud máxima del levantamiento se observa en la parte sudoeste de la península. El ritmo del levantamiente fué disminuyendo con el tiempo. Actualmente, las costas septentrionales de la península de Kola se hallan casi estacionarias, en tanto que la costa oriental sufre hasta un desconso, evidenciado por el desarrollo de los estuarios fluviales y por la ausencia total de deltas. Los movimientos positivos* persisten todavía en la parte sudoeste de la península (fig. 206).

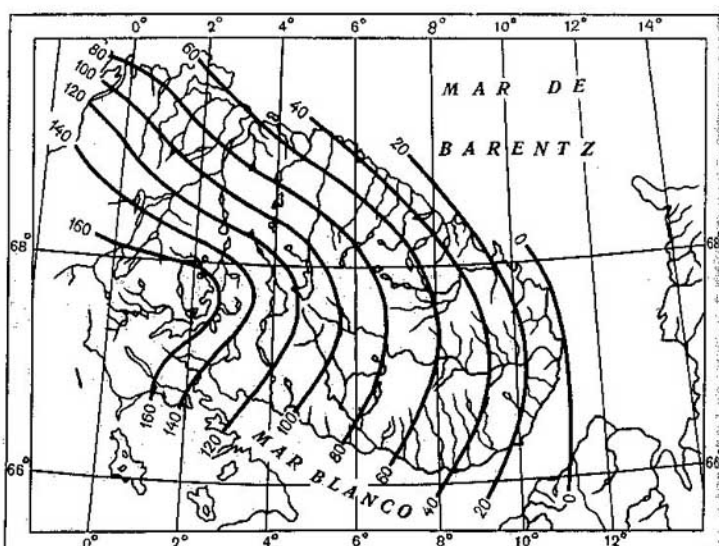
También es notorio el hundimiento de las costas del mar del Norte en Holanda y parte de Bélgica. Las regiones litorales de estos

* O sea, regresión del mar (N. del T.)

países no se hallan sumergidas sólo merced a los diques cuyo mantenimiento en buenas condiciones es objeto de las constantes preocupaciones de la población local.

Un ejemplo interesante de movimientos oscilatorios recientes es ofrecido por la estructura geológica del valle del Volga en la región de los montes Zhigulí. En un pasado geológicamente reciente—antes del inicio del Antropógeno—se produjo allí una gran dislocación a modo de amplio abovedamiento que afectó las calizas del Carbonífero y las arcillas del Jurásico, con una amplitud de desplazamiento vertical del orden de 500 m; al mismo tiempo, el flanco norte de la bóveda sufrió un descenso a lo largo de una falla que fracturó el abovedamiento. El Volga, amoldándose a su perfil de equilibrio anterior, erosionó a considerable profundidad las rocas de lecho alzadas, elaborando para sí un nuevo valle que en la actualidad se presenta como cauce «sobreprofundizado», yacente a cerca de 140 m más abajo del nivel del mar Caspio. Posteriormente se produjo un descenso y el Volga colmó su valle con sedimentos de unos 250 m de espesor (hasta el nivel de la terraza «alta» de la orilla izquierda). Al ocurrir un nuevo levantamiento, el Volga cortó en sus propios aluviones y parcialmente en las rocas vivas de la ribera

Fig. 206. Isobasas del alzamiento tardiglaciar en la península de Kola (M. Lavrova, 1960)



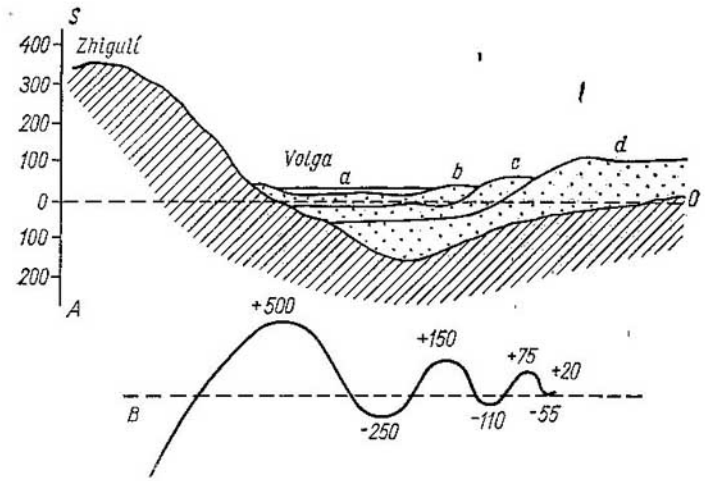


Fig. 207. A. Estructura de los depósitos aluviales en el valle del Volga cerca de los montes Zhigulí (perfil esquemático):

a, valle de crecida (depósitos entre las cotas -10 y +25 m); b, primera terraza de valle (—15 a +40 m); c, segunda terraza de valle (—50 a +60); d, terraza «alta» (—150 a +100 m).

B. Esquema de los movimientos oscilatorios del Antropógeno para la misma región (confeccionado por G. Gorshkov en base a los materiales de la expedición sismológica de la Academia de Ciencias de la URSS, 1934)

derecha, un nuevo valle, profundizando su fondo 180 m más abajo del nivel de la terraza «alta», cota que corresponde a 60 m bajo el nivel actual del Caspio. Posteriormente, se verificaron recurrencias de este proceso, o sea, descenso y colmatación del valle con sedimentos que forman una segunda terraza del valle, alzamiento y excavación del valle hasta la cota actual de 25 m, descenso y colmatación del valle con los sedimentos de la primera terraza de valle (+40 m) y, finalmente, excavación del cauce actual y aluvionamiento del valle de crecida (fig. 207 A). El proceso está representado gráficamente en la fig. 207 B.

Veamos un ejemplo más. Sobre todos los mapas de las costas del mar de Barentz, confeccionados antes de finalizar el siglo XVIII, la península actual de Kanin está representada como una isla, figurando incluso como «Isla de Kanin» en algunos mapas, por ejemplo, en el mapa de S. Remezov («Libro Cartográfico de Siberia», 1701),

o en el «Atlas Ruso» editado por la Academia de Ciencias en 1745. Sólo a partir de 1800, es representada como península cuyos contornos se asemejan a los actuales. Sería difícil determinar si se trata de un error de los cartógrafos de aquel entonces o si Kanin realmente estuvo separada del continente por un estrecho. Ahora bien, si tomamos en consideración el hecho de que los «pomores» rusos* conocían bien desde hacía mucho los contornos de las costas nórdicas, cabe admitir que no se trata de un error y que la península de Kanin está experimentando un alzamiento bastante rápido. Fenómenos similares han sido registrados también en las regiones contiguas. Así, Novaia Zemlia («Tierra Nueva») está pasando por un período de intenso levantamiento, siendo posible observar aún hoy día las huellas de las rompientes sobre alturas de hasta 400 m. Las huellas de la transgresión boreal, o sea, depósitos sedimentarios de los mares boreales que en un pasado no remoto anegaban enormes extensiones de la parte septentrional europea de la URSS, son manifiestas por doquier en las cuencas de los ríos Dviná del Norte, Pechora, etc.

Sin detenernos en otros ejemplos, hemos de referir algunos indicios de alzamientos y descensos de la época más reciente. Llamaremos convencionalmente movimientos recientes, aquellos que abarcan todo el Antropógeno y el final del Neógeno, y denominaremos actuales los movimientos que se están verificando y que podemos presenciar (período histórico).

Son síntomas indicadores de los *alzamientos recientes*:

las terrazas marinas, cordones costeros y cuevas de abrasión, alzados sobre el nivel del mar actual (fig. 208);

ampliación de la franja perilitoral, ocupada por bancos, escollos, penínsulas; ampliación de la playa formada de acarreos;

presencia de sedimentos marinos sobre terrenos alejados de las costas;

terrazas fluviales (fig. 209); deltas;

antiguas superficies de abrasión y denudación, elevadas sobre el nivel del terreno, a véces combadas y desgarradas;

alzamiento de los arrecifes coralinos sobre el nivel del mar;

datos históricos y arqueológicos.

Son síntomas indicadores de *descensos recientes*:

un modelado de erosión sumergido en las aguas marinas: terrazas, valles fluviales, fiordos, cañones;

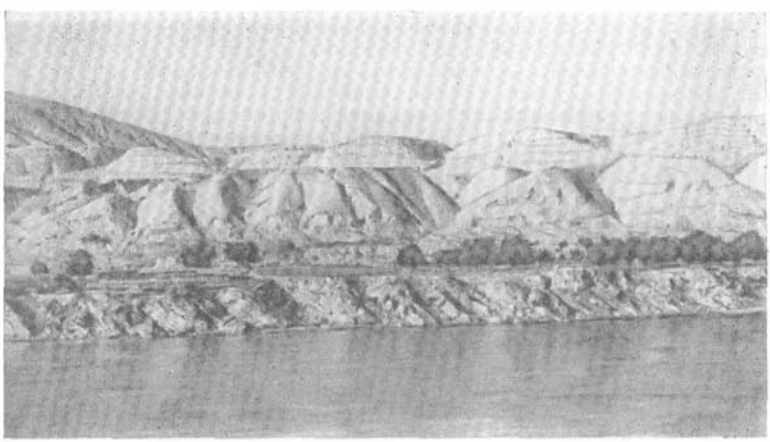
estuarios, valles fluviales anegados, limanes;

arrecifes coralinos sumergidos notablemente bajo el nivel del mar;

datos históricos y arqueológicos.

* Nombre que se da a los habitantes de esa región litoral nórdica (N. del T.)

Fig. 208. Antiguo nicho de abrasión marina. Actualmente, el mar dista 50 km de este lugar. Alrededores de Cantón, China
Fig. 209. Terrazas sobre el río Hoanghó cerca de Lanchow, China



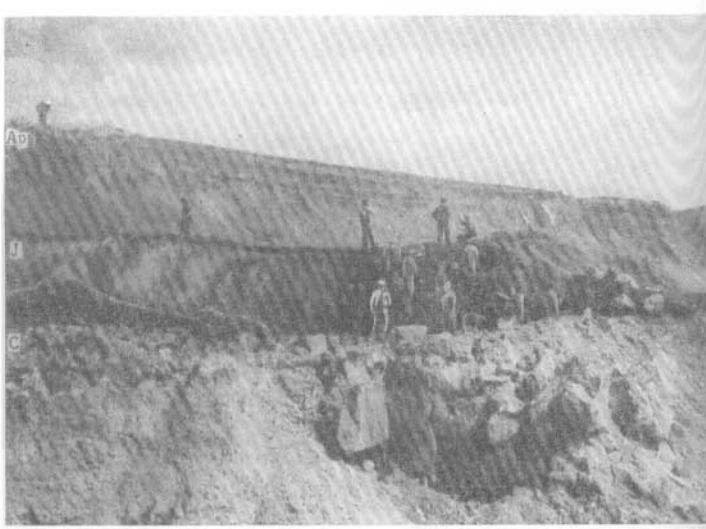
Hemos referido sólo una lista muy incompleta de los indicios que permiten discernir los efectos de los movimientos verticales recientes: más bien son ejemplos ilustrativos del cuadro complicado y heterogéneo del desarrollo y resultados de estos movimientos.

§ 2. MOVIMIENTOS OSCILATORIOS DE LOS PERIODOS GEOLOGICOS PASADOS

Un método importante de estudio de los movimientos oscilatorios ocurridos en períodos geológicos pasados es el *análisis de la columna estratigráfica*. Veamos a título ilustrativo, un corte de las rocas originarias de la región moscovita (véase fig. 2, cap. 2 y fig. 211).

A una profundidad aproximada de 1650 m, se han descubierto allí (mediante perforaciones y prospección geofísica) rocas cristalinas del Precámbrico, que forman el basamento de la Plataforma Rusa. No se ha comprobado la presencia de rocas del Cámbrico, Ordovícico y Silúrico que, al parecer, faltan en esa región. El corte se inicia con depósitos lagunares del Givetiense (Devónico Medio, D_2), que de pronto son sustituidos por calizas del Devónico Superior

Fig. 210. Cantera cerca de Podolsk, región de Moscú.
C_2, calizas del Carbonífero Medio; J_3, arcillas del Jurásico Superior; Ap, morrena del Antropógeno



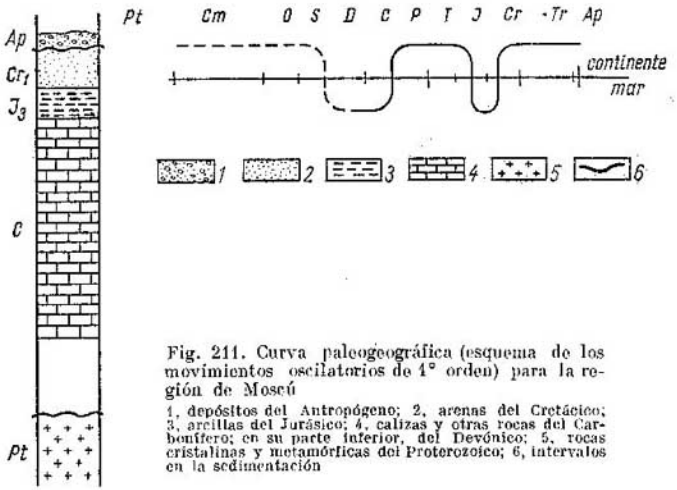


Fig. 211. Curva paleogeográfica (esquema de los movimientos oscilatorios de 1° orden) para la región de Moscú

1, depósitos del Antropógeno; 2, arenas del Cretácico; 3, arcillas del Jurásico; 4, calizas y otras rocas del Carbonífero; en su parte inferior, del Devónico; 5, rocas cristalinas y metamórficas del Proterozoico; 6, intervalos en la sedimentación

(D_3). El mar del Devónico Superior se extendió ampliamente, testimoniando un *hundimiento* de áreas considerables de la Plataforma Rusa.

En el Carbónico Inferior (C_1) vuelven a aparecer facies litorales: depósitos lagunares y aun depósitos carboníferos continentales; a éstos pertenecen las hullas de la cuenca carbonífera de Moscú. En otros términos, la plataforma experimentaba en aquel período un complicado proceso de movimientos verticales de signo variable*, con una tendencia general hacia el *alzamiento*. Ese estado continuó también a lo largo del Carbonífero Medio (C_2), como lo denota la presencia de areniscas costeras y hasta de depósitos continentales. A continuación volvió la época de notables descensos: al final del Carbonífero Medio y durante todo el Carbonífero Superior (C_3) fueron acumulándose sobre el fondo del extenso mar depósitos marinos que, como resultado de largos procesos de diagénesis, dieron origen a las calizas que afloran en muchos parajes de la región de Moscú, por ejemplo, en el río Pajrá junto a Podolsk, cerca de los Gorki Léninskie y en Miachkovo. Las calizas encierran una abundante fauna de braquiopodos, erizos y lirios marinos, corales y sajinias. El inicio del Pérmico y los movimientos tectónicos que afectaron

* O sea, ascendentes y descendentes (N. del T.)

el geosinclinal urálico-siberiano (plegamiento herciniano) marcan un levantamiento de la Plataforma Rusa y un retroceso del mar durante un largo lapso de tiempo: a lo largo de todo el Pérmico (P), Triásico (T) y principios del Jurásico (J_1—J_2) fue tierra emergida con una superficie afectada en su mayor parte por procesos de destrucción y erosión. En el Jurásico Superior (J_3) se verificó una nueva *transgresión*: el mar llegó a las regiones centrales desde el sur a consecuencia de un descenso de la plataforma y, al unirse con las aguas de los mares boreales, formó una extensísima cuenca hídrica que abarcó superficies comparables a las del Carbonífero Superior. Pero, en lugar de calizas, en su fondo se depositaban ora arcillas negras y plásticas, ricas en fauna (amonitas, belemnitas) y en sustancia orgánica, ora arenas oscuras, también marinas. El régimen marino perduró hasta los comienzos del Cretáceo (Cr_1, o sea, el Neocomiano), en el que se depositaban arenas glauconíticas marinas; pero, ya hacia la edad siguiente—la Aptiense—las condiciones cambiaron. Fueron depositándose arenas cuarzosas blancas, en las que se encuentran impresiones de plantas y que se deben clasificar como «litorales-deltaicas» (B. Danshin, 1947). En otras palabras, llegó el período de *regresión* marina. Pronto, en el Cretáceo Superior (Cr_2), se estableció el *régimen continental*, que perdura también en la actualidad. Las tierras emergidas eran intensamente erosionadas por los ríos, de ahí que los depósitos jurásicos y cretáceos falten en muchos lugares. Más tarde, ya en el Antropógeno, la región de Moscú fue afectada por una glaciación que dejó en pos de sí acarreos morrénicos (limos de derrubio) y depósitos fluvioglaciales.

En la figura 210 está representada una cantera sobre el río Pajrá cerca de Podolsk, en la región de Moscú. En la foto se pueden distinguir las calizas C_2, las arcillas negras J_3 y la morrena Ap. Los límites existentes entre ellas corresponden a intervalos prolongados en la sedimentación.

La historia de los movimientos oscilatorios que se acaba de referir puede ser esquematizada mediante un diagrama que lleva el nombre de *curva paleográfica* (fig. 211). El trazo lleno por sobre la línea de cero convencional corresponde al régimen continental; el mismo trazo debajo del cero corresponde al régimen marino. La curva ilustra claramente el carácter oscilatorio de los movimientos verticales cuyo período es del orden de varias decenas de millones de años.

El estudio de una columna estratigráfica de cualquier región conduce a las mismas deducciones: en cualquier parte es posible discernir los indicios y reconstituir el curso evolutivo de los movimientos oscilatorios de mayor o menor intensidad y envergadura, que dejaron sus huellas, bien en forma de depósitos sedimentarios correspondientes a facies determinadas, bien en forma de intervalos periódicos en la sedimentación.

El método estratigráfico para el estudio de los movimientos oscilatorios fue elaborado por el eximio geólogo ruso «padre de la Geología rusa», A. P. Karpinski, quien lo aplicó magistralmente al análisis de las estructuras y movimientos de la plataforma rusa. «Las oscilaciones de la corteza terrestre en nuestro país—escribía Karpinski—se verificaron a lo largo de los tiempos geológicos con cierta regularidad, manifestándose en las mismas direcciones y, con frecuencia, en los mismos lugares. Esas oscilaciones tal vez tengan un carácter local, si bien están relacionadas con una parte considerable de la superficie terrestre y, al parecer, se repiten en forma análoga en otros países. No cabe duda, empero, de que se hallan asociadas de un modo más o menos estrecho a los fenómenos de dislocación cortical, ocurridos fuera de los confines de nuestro país» (A. P. Karpinski, 1894).

§ 3. ALGUNOS CARACTERES COMUNES DE LOS MOVIMIENTOS OSCILATORIOS

Multiplicidad de los períodos de los movimientos oscilatorios. La historia geológica de la corteza terrestre muestra que largos períodos de un desarrollo tranquilo, llamados períodos *evolutivos*, alternan con períodos más breves de su desarrollo impetuoso, *revolucionario*, cuando adquieren notable intensidad todas las formas de movimiento de masas: plegamientos, fracturas, fenómenos magmáticos, etc. Los períodos calmos se caracterizan—prescindiendo de otros movimientos—por una tendencia al hundimiento, que se manifiesta sobre enormes extensiones y origina la acumulación de potentes pilas de sedimentos de las facies marinas. Los períodos revolucionarios, llamados orogénicos, vienen acompañados de un levantamiento que afecta primeramente las zonas activas—de plegamiento—y seguidamente, zonas más estables—plataformas o planicies continentales—en las que cesa la depositación sedimentaria y prevalecen los procesos de denudación. Se destacan varias etapas que marcan una intensificación de las fuerzas tectónicas: la caledoniana, la herciniana y la alpina, asociadas respectivamente con los períodos Silúrico, Pérmico y principio del Triásico, el Terciario—Antropógeno. Teniendo en cuenta la duración absoluta de cada porción de tiempo geológico, podemos deducir que en su totalidad, los movimientos oscilatorios de tamaña envergadura abarcan períodos del orden de 150 millones de años. Oscilaciones con un período de tal magnitud permiten que se formen o, al contrario, que falten sistemas o series íntegros, es decir, los depósitos correspondientes a períodos o épocas.

Dentro de estos movimientos se desarrollan oscilaciones de períodos más breves, con la consecuente formación o desaparición de pisos

intensidad (por ejemplo, la región de Oslo en Noruega, o el territorio de Finlandia).

Además, las estructuras de bloques de falla, descritas más adelante (capítulo 19, § 2) y afectadas de movimientos a lo largo de las fracturas que las contornean, pueden interpretarse como una forma de transición entre las estructuras originadas por los movimientos oscilatorios de tipo común y las que surgen en las zonas geosinclinales como resultado de un plegamiento. Pero, por supuesto, las dislocaciones de esa naturaleza se diferencian de las que observamos en las zonas de plegamiento; por lo tanto, es de suponer que los movimientos oscilatorios no pueden originar realmente dislocaciones tales como un plegamiento lineal acompañado de grandes fallas y con un notable desplazamiento relativo de los labios.

Los movimientos oscilatorios y el espesor de las pilas sedimentarias. Pese a la periodicidad que caracteriza los movimientos oscilatorios, éstos no son obstáculo para la formación de potentes pilas sedimentarias. El proceso de acumulación de estas pilas se verifica del modo siguiente. La primera mitad del ciclo se caracteriza por una tendencia al hundimiento de la porción considerada de la corteza terrestre. Si recurrimos a un ejemplo práctico—la cuenca del Donets, pongamos por caso—, dicha parte del ciclo abarca el final del Devoniano y el Carbonífero. La cuenca se va rellenando con sedimentos, pero a medida de la colmatación, el fondo se va hundiendo, la profundidad de la cuenca no experimenta cambios sensibles, el ambiente físico-geográfico perdura hasta cierta medida, y el proceso de la acumulación no se interrumpe. La profundidad del descenso corresponde, aproximadamente, al espesor de los sedimentos acumulados. Dentro de este marco se originan, desde luego, movimientos oscilatorios de órdenes superiores, que condicionan la estratificación de la pila, los cambios en la composición facial de los depósitos y, tal vez, hasta los intervalos en la sedimentación; pero en su totalidad, el proceso del hundimiento sigue invariable su curso y hace que se deposite una pila enorme de sedimentos. Para la cuenca del Donets, su espesor mide varios kilómetros (8 a 10 km).

El cambio de signo subsiguiente da lugar a la erosión de una parte de los depósitos acumulados. El hecho de que falten rocas sedimentarias del Paleozoico sobre la superficie del macizo cristalino ucraniano, o del escudo báltico, o los escudos de Anabara y de Aldán en Siberia, tiene su explicación, precisamente, en que aquéllas fueron totalmente erosionadas. Empero, en otros lugares—la mayor parte de la plataforma rusa, los Urales, etc.—las enormes pilas de rocas acumuladas durante el ciclo de sumersión del terreno considerado, se han conservado en mayor o menor grado, habiendo sido afectadas por los procesos de la destrucción sólo parcialmente.

Consecuentemente, si se representa a modo de diagrama la trayectoria de un punto de la corteza terrestre, correspondiente a un largo período de tiempo (por ejemplo, para la cuenca del Donets, a lo largo del Carbonífero), tendremos el cuadro siguiente (fig. 213). La curva *OM* es la expresión geomorfológica de los movimientos oscilatorios, o sea, la ubicación real del terreno dentro de cuyas márgenes se van acumulando los sedimentos o están actuando los procesos de denudación en cada momento dado; la curva *OT* es la trayectoria real de un punto elegido arbitrariamente en el seno de la corteza terrestre (este punto se hallaba en la superficie en el momento inicial del proceso considerado); en otros términos, la curva *OT* es la expresión de los procesos tectónicos propiamente dichos.

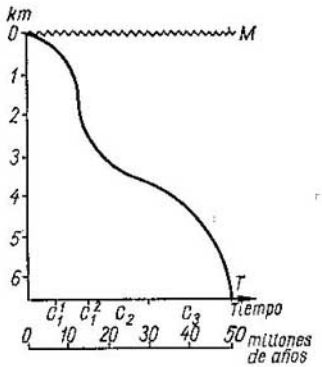


Fig. 213. Diagrama de los movimientos oscilatorios en la cuenca del Donets durante el Carbonífero: OM, expresión geomorfológica de los movimientos oscilatorios; OT, trayectoria real de un punto, o sea, expresión de los procesos tectónicos (V. Beloúsov)

Para el estudio de los movimientos oscilatorios, el *análisis de los espesores* de las pilas sedimentarias tiene primordial importancia. De un modo general, diremos que el espesor de cada serie sedimentaria considerada corresponde, sumariamente, a la profundidad de hundimiento de la porción de la corteza, en que se ha acumulado la pila en cuestión. Por esta razón, los mapas de las *isópacas, o sea, los mapas en que están representadas las variaciones en el grosor de una pila dada, de uno a otro lugar,* ilustran, en cierta medida, el efecto acumulado de los movimientos verticales consiguientes al período de acumulación de esta pila. A título de ilustración, incluimos un mapa de las isópacas para los depósitos del Jurásico Medio confinados a la parte europea de la URSS (fig. 214). Del mapa inferimos que a lo largo del Jurásico Medio, el mayor descenso fue experimentado por algunas porciones de la Cadena Caucásica Principal, de ahí que también se hayan depositado allí las pilas sedimentarias (facies terrígenas) de mayor espesor.

La metodología a seguir para analizar el espesor de los sedimentos relacionados con los movimientos oscilatorios ha sido elaborada por V. Beloúsov, quien la aplicó con todo éxito al estudiar los movimientos de la Plataforma Rusa y del Cáucaso. A. Rónov pro-

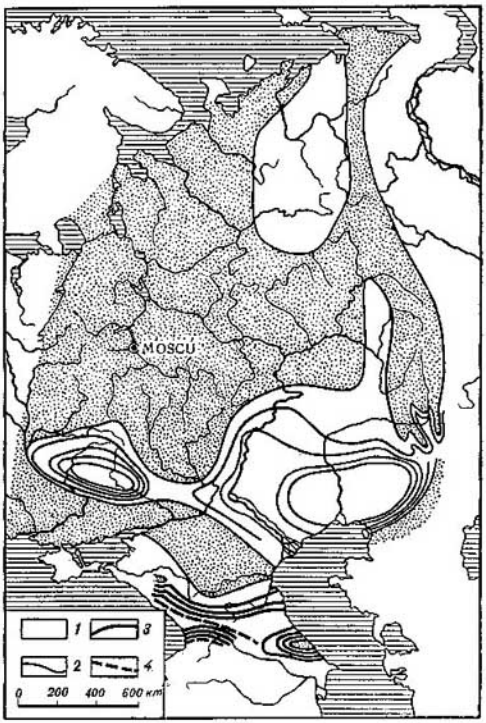


Fig. 214. Mapa de las isópacas (líneas de igual potencia) para los depósitos del Jurásico Medio de la parte europea de la URSS:
1, regiones de potencia nula; 2, isolíneas espaciadas de 50 m; 3, isolíneas espaciadas de 500 m; 4, grandes fracturas (fallas de empuje) (V. Béloúsov y A. Rónov)

puso, como complemento para el análisis de los espesores, el método de la *evaluación volumétrica* de los sedimentos en trance de depositarse, susceptible de caracterizar—conociendo los lugares de procedencia del material acarreado—la envergadura de los levantamientos en las zonas adyacentes a las regiones de hundimiento consideradas.

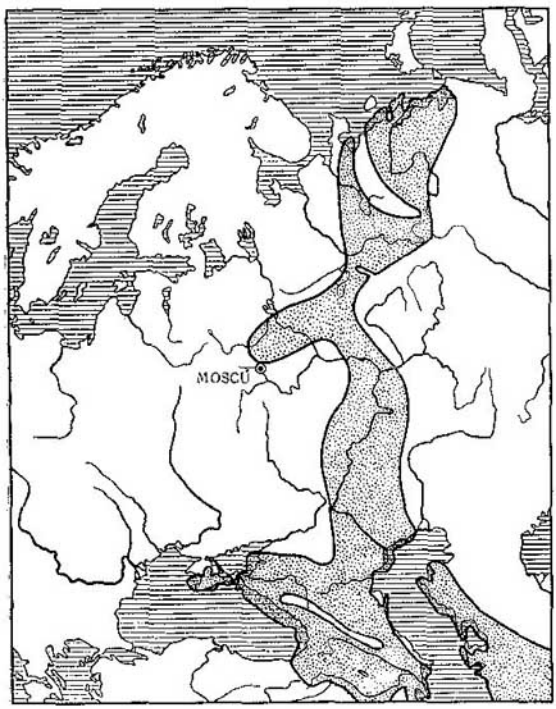


Fig. 215. Mapa paleogeográfico de la Plataforma Rusa en el Infracretácico, confeccionado por A. Karpinski en 1884 (el puntillado indica las regiones ocupadas por el mar)

ral y la dirección y proporciones de los procesos geológicos más diversos.

Muy grande ha sido el aporte realizado por A. Karpinski para conocer los rasgos más importantes de los movimientos oscilatorios. Llevó a cabo el análisis de la historia geológica de la Plataforma Rusa y elucidó el papel y las peculiaridades de los movimientos oscilatorios con ayuda de mapas paleogeográficos confeccionados para cada período o época. En las figuras 215 y 216 vienen representados, a título ilustrativo, dos mapas (para el Cretácico Inferior

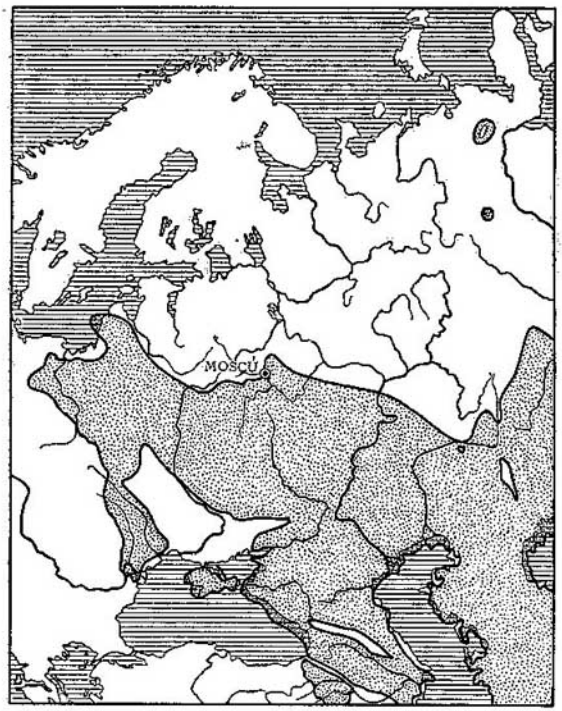


Fig. 216. Mapa paleogeográfico de la Plataforma Rusa en el Cretácico Superior, confeccionado por A. Karpinski en 1884 (el puntillado indica las regiones ocupadas por el mar)

y el Superior) confeccionados por A. Karpinski en 1884. En el estudio de los mapas paleogeográficos, y de la columna estratigráfica, el análisis de los espesores de las rocas sedimentarias, las facies y todos los demás elementos de carácter genético, la confrontación de los cortes geológicos sobre extensas regiones, consiste, precisamente, el método de la reconstitución del ambiente físico-geográfico de las épocas pasadas, el método del análisis paleogeográfico que permite afrontar también el estudio de los movimientos oscilatorios.

§ 4. NEOTECTONICA

El estudio de los movimientos oscilatorios actuales ha evidenciado que la corteza terrestre sufre deformaciones prácticamente sobre toda su extensión. Probablemente, no existe una región donde no se puedan descubrir indicios de movimientos oscilatorios de mayor o menor intensidad, aun tratándose sólo de movimientos actuales. Al mismo tiempo se ha establecido que en la actualidad es posible observar no sólo movimientos oscilatorios, sino también movimientos de plegamiento. Estos se manifiestan en los desplazamientos diferenciales de la corteza terrestre, en el crecimiento de los pliegues y en los movimientos de los bloques según las fallas, en las inclinaciones y combaduras de la superficie de la Tierra, etc.

El académico V. Obruchev recalcó en uno de sus trabajos el significado de los movimientos actuales y propuso denominarlos *neotectónicos*. Al presente se ha establecido la siguiente clasificación de estos movimientos atendiendo a su edad:

movimientos alpinos, que abarcan el período de tiempo desde el Cretácico hasta el actual;

movimientos recientes, que abarcan el Plioceno (o sea, la segunda mitad del Neógeno) y el Antropógeno, hasta la época actual (neotectónica propiamente dicha), y

movimientos actuales, pertenecientes a la época contemporánea, o sea, aquellos que presenciamos.

Los movimientos recientes se patentizan de distintos modos. Vamos a mencionar algunos de sus indicios.

Las fallas, que afectan los depósitos antropógenos. A guisa de ejemplo se puede mencionar el sistema de las grandes fallas de corrimiento en los contrafuertes septentrionales de la cordillera de Nanshán, en la región de Yuming Gaotai (China), donde entran en contacto los depósitos terciarios y aun mesozoicos con bancos de guijos del Antropógeno (Ap_2) (fig. 217). Otro ejemplo es la falla del Ferganá Meridional, en el valle del río Soj, que se aprecia perfectamente en las fotografías aéreas (fig. 218).

Los pliegues, que dislocan los depósitos del Antropógeno.

Las terrazas, tanto marinas como fluviales (ver fig. 209). La existencia misma de las terrazas es testimonio de una manifestación de los movimientos actuales, circunstancia ésta que se torna más evidente aún, cuando las terrazas se hallan deformadas. Estas pueden estar ya combadas, formando anticlinales de suave pendiente, ya inclinadas, ya desgarradas. En algunos casos se observa claramente una divergencia de las terrazas valle arriba (el denominado *espectro* de terrazas). Estos casos testimonian un alzamiento relativamente rápido de las porciones de la corteza en que se hallan las nacientes del río.

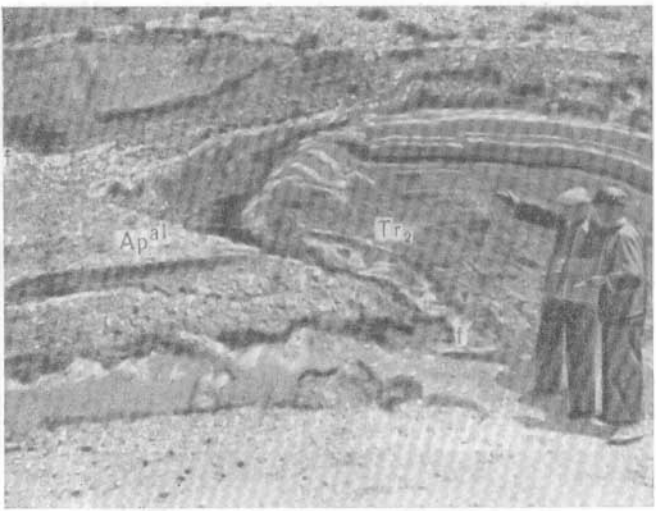


Fig. 217. Falla inversa del Antropógeno en las afueras de Yuming, contrafuertes septentrionales de la cordillera de Richthoffen (Nanshán, China). Las areniscas coloradas del Terciario cabalgan sobre bancos de guijos del Antropógeno

Las peniplanicies o superficies de denudación y de abrasión levantadas, alabeadas o desgarradas. A título de ejemplo se puede señalar la meseta del Tibet, alzada a gran altura pero poco deformada, o la meseta alzada y fracturada de Chan, en Birmania.

Las distintas peculiaridades del *perfil longitudinal de los valles fluviales*: forma abancalada del perfil de un río, presencia de tramos antecedentes, de rápidos o cataratas.

Ciertas peculiaridades del *perfil transversal de los valles fluviales*: evolución del perfil transversal, partiendo de un perfil en mediacaña, pasando por un perfil en U hasta llegar a uno en V; valles fluviales actuales excavados en valles más antiguos.

Algunos caracteres particulares del *plano de la red hidrográfica*: asimetría, desplazamiento de los ríos en un mismo sentido, vueltas bruscas al salvar terrenos en trance de alzarse.

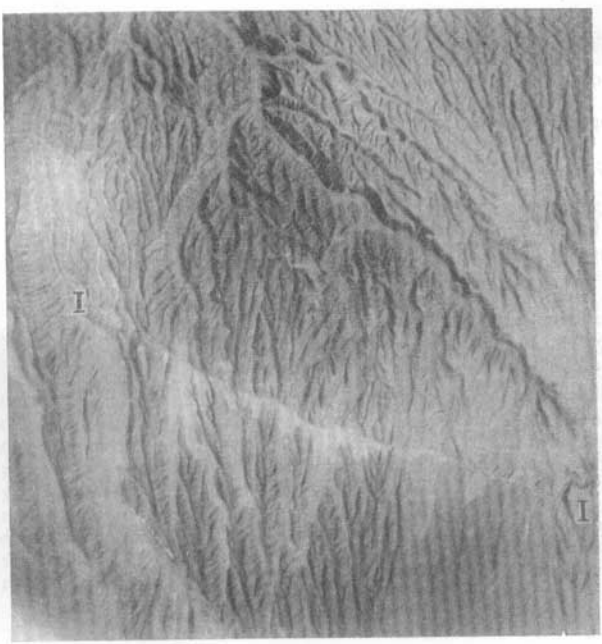
Los *lagos* de origen tectónico. Por ejemplo, el lago Teletskoie en los montes Altai, el lago Jubsugul Dalai en Mongolia, el Balatón en Hungría, el Kuku Nor en China, el Baikal en Siberia.

La acción de los movimientos oscilatorios recientes es evidenciada también por los *volcanes* con huellas de erupciones recientes y cuyos aparatos eruptivos se han conservado inalterados, así como por los *terremotos* y las dislocaciones del terreno originadas por éstos: grietas y escarpas vivas, derrumbes y deslizamientos, ríos endicados, etc.

Cada una de estas manifestaciones, tomada aisladamente, no constituye necesariamente un indicio de la intensidad y carácter de los movimientos; empero, una serie de hechos, un complejo de observaciones, permite formular deducciones con suficiente grado de confianza.

Los movimientos recientes son relativamente fáciles de descubrir cuando se patentizan en la superficie por medio de indicios determinados de carácter geológico, geomorfológico o geofísico. Pero la cuestión se torna más complicada cuando se verifican a gran pro-

Fig. 218. Una falla del Antropógeno. Línea I — I, escalón en el relieve, correspondiente a la línea de fractura. Las manchas blancas son los «takires» al pie del escalón (K. Kurdiukov, 1951)



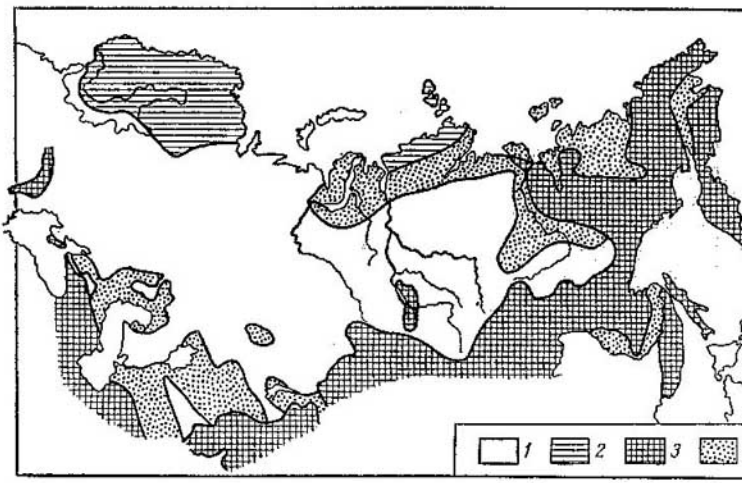


Fig. 219. Esquema de los movimientos recientes en el territorio de la URSS (según N. Nikolaiev, muy simplificado):

1, zona de movimientos verticales muy débiles; 2, zona de abovedamientos; 3, zona de predominio de los alzamientos lineales, intensos en su mayoría, con gradientes considerables de los movimientos verticales; 4, zonas de predominio de los descensos, intensos • débiles

fundidad y no se revelan de un modo suficientemente acusado en la superficie. En este caso, los métodos de investigación geológicos y geomorfológicos resultan ineficaces, y sólo los geofísicos conservan su importancia.

Sea como fuera, los movimientos recientes juegan un papel importante en la formación de la estructura actual de la corteza terrestre, el modelado de la superficie de la Tierra y la composición de los depósitos recientes. Su estudio ofrece un interés no sólo teórico, sino también práctico, al contribuir a una solución correcta de diversos problemas de la ingeniería geológica, vialidad y urbanismo.

Para concluir, señalemos que durante estos últimos años se ha llevado a cabo en la URSS una importante labor en el estudio de los movimientos recientes y se ha confeccionado un mapa neotectónico sinóptico de la URSS. En la creación del mapa intervino un grupo importante de científicos. La redacción científica estuvo a cargo de N. Nikolaiev y S. Shultz. El mapa, cuya escala es de 1 : 5 000 000, fue publicado en 1960. En la figura 219 está representado el esquema neotectónico de la URSS, según el mapa de N. Nikolaiev (1947).

§ 5. LOS METODOS DE ESTUDIO DE LOS MOVIMIENTOS RECIENTES

El estudio de los movimientos oscilatorios recientes va cobrando rápido desarrollo en estos últimos años, ideándose técnicas cada vez nuevas para el análisis de las investigaciones de campaña y teóricas. Un resumen de los métodos de estudio de los movimientos recientes fue publicado en 1949 por N. Nikolaiev. Estos métodos se pueden subdividir en dos grupos: los métodos *cuantitativos* y los *cualitativos*. Hemos de considerar cuantitativos aquellos métodos cuya aplicación hace posible evaluar los movimientos corticales cuantitativamente, o sea, en cifras. A ellos pertenecen los métodos geofísicos, astronómicos, geodésicos e hidrológicos. El papel fundamental corresponde a la Geofísica, —especialmente, la Sismología y la Gravimetría— y a la Geodesia.

Método sísmico. Los sismos son un índice sumamente preciso de la intensidad de los movimientos tectónicos actuales, de ahí que los datos sobre la distribución de los focos de terremotos, su intensidad, etc., puedan ayudarnos en el estudio de los movimientos tectónicos actuales de *todos* los tipos, incluso los oscilatorios. El hecho de que los movimientos de plegamiento intensos vienen acompañados, como regla, de movimientos oscilatorios de intensidad similar, permite utilizar el método sísmico con suficiente amplitud.

Se trata, esencialmente, de que los focos sísmicos se observan allí donde existen estructuras tectónicas activas, tales como levantamientos y descensos diferenciales, sistemas de fracturas en desarrollo, bruscas inflexiones en el rumbo de las estructuras plegadas jóvenes, etc. Consecuentemente, basándose en la distribución e intensidad de los terremotos se puede juzgar sobre la distribución e intensidad de los movimientos tectónicos, incluso los oscilatorios, por cuanto estos últimos constituyen uno de los aspectos de movimientos corticales en general y se manifiestan con máxima intensidad allí donde adquieren su mayor actividad los movimientos de plegamiento.

Método de medición de las inclinaciones que afectan la superficie de la Tierra. Debido a los movimientos que experimenta la corteza terrestre, la superficie de la Tierra sufre deformaciones que se patentizan, en particular, en las inclinaciones. Con ayuda de instrumentos llamados inclinómetros, esas inclinaciones se pueden medir. Las inclinaciones se hallan relacionadas tanto con algunos factores periódicos, como la atracción de la Luna, el Sol, etc., como también con los factores seculares, o sea, los movimientos plegantes y oscilatorios. El estudio de las inclinaciones del terreno ofrece mayor interés en las zonas de actividad tectónica donde —teóricamente hablando— es posible comprobar el crecimiento de los anticlinales, etc.

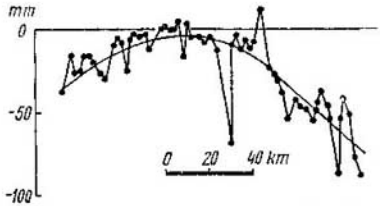


Fig. 220. Perfil de nivelación de la isla principal del Japón. La curva que refleja el movimiento, se arquea hacia arriba (1896—1928) (N. Nikolaiev, 1949)

Métodos geodésicos. Para medir las deformaciones de la corteza terrestre, la Geodesia brinda a los tectonistas métodos tales como la triangulación y la nivelación, que, llevadas a cabo sobre un mismo lugar y en forma reiterada, permiten evaluar en cifras absolutas los desplazamientos producidos en el transcurso de un determinado período de tiempo. En una serie de casos, las mediciones geodésicas repetidas suministraron un excelente material, especialmente en las zonas sísmicas, después de fuertes terremotos. En la figura 220 está representado el perfil obtenido mediante una nivelación transversal repetida de la isla principal del Japón. El perfil muestra una inflexión anticlinal de la isla, que se verifica en la actualidad.

Métodos astronómicos. La Astronomía permite determinar con precisión la latitud y la longitud, esto es, las coordenadas geográficas de cualquier punto situado en la superficie de la Tierra. Si la precisión con que se determinan las coordenadas es suficiente, es posible advertir cambios en la situación del punto, relacionados con los movimientos corticales. En el caso presente no se trata, naturalmente, de movimientos verticales sino horizontales. La precisión en las observaciones astronómicas se acerca hoy día a un límite, más allá del cual se podrán registrar ya los desplazamientos horizontales de determinados puntos de la superficie terrestre, debidos a causas tectónicas. Las cifras disponibles actualmente señalan desplazamientos que alcanzan a fracciones de metro, los primeros metros y hasta las primeras decenas de metros por año, pero, por ahora, estos cálculos no son de confianza.

Métodos hidrológicos. Estos métodos tienen amplia aceptación y proporcionan datos seguros. Su esencia consiste en la medición del nivel del agua en los océanos y lagos. Las fluctuaciones del nivel hídrico se deben a dos causas: bien a las variaciones en el volumen de las aguas (fusión de los glaciares, influjos meteorológicos), bien a los movimientos de la tierra firme.

Ahora bien, es preciso distinguir entre las fluctuaciones *eustáticas* del nivel oceánico, no relacionadas con la tectónica, y las

fluctuaciones locales, debidas, las más de las veces, a las deformaciones (alzamientos o descensos) de la corteza terrestre.

La categoría de los métodos *cualitativos* abarca los métodos orográficos, batimétricos, geomorfológicos, histórico-arqueológicos, biogeográficos, geológicos.

Por *método orográfico* se entiende aquel que investiga la distribución de la altura de los alzamientos y la profundidad de las depresiones, como también las leyes que rigen esa distribución y que se hallan relacionadas con los movimientos tectónicos.

El método *batimétrico* consiste en evidenciar los movimientos corticales en el fondo de los mares y océanos, mediante un análisis de la estructura del fondo o mediciones reiteradas de las profundidades.

Los métodos *geomorfológicos* están adquiriendo en estos últimos tiempos un significado particular. Se basan en un estudio minucioso del relieve y en la revelación de los indicios que patentizan el papel de los movimientos corticales en la formación del relieve. Estos métodos comprenden el estudio de la geomorfología del fondo marino, de las antiguas líneas litorales de las cuencas hídricas, las terrazas marinas, todas las peculiaridades de los valles fluviales—especialmente, las terrazas fluviales— el estudio de los deltas, los conos de deyección, las formas de los valles fluviales, el plano de la red hidrográfica, etc.

Se puede considerar el modelado de la superficie de la Tierra como resultado de una acción conjunta de las fuerzas interiores (movimientos oscilatorios, plegantes, etc.) y las fuerzas exteriores (denudación, acumulación). Designemos las primeras con la letra T (tectónica) y las segundas, con D (denudación). En unas regiones, las fuerzas interiores prevalecen sobre las exteriores (vale decir, pongamos por caso, que la denudación no alcanza a arrasar las porciones de la corteza en trance de alzarse), o sea $T > D$: es cuando surgen los macizos montañosos. En otras regiones, $T = D$: en este caso surgen las mesetas o altiplanicies. En otras, en fin, $T < D$: se forman las peniplanicies y las llanuras aluviales. Cada caso requiere un análisis especial, en que se deben tener en cuenta todos los aspectos del proceso, incluso las singularidades de la acumulación sedimentaria en las porciones en trance de hundirse, las facies sedimentarias, etc.

Métodos geológicos. Comprenden el estudio de las facies sedimentarias recientes en corte vertical, la confrontación de los mapas paleogeográficos, el estudio de los espesores de los depósitos, el estudio de las dislocaciones plicativas y disyuntivas que afectan los depósitos antropógenos. En algunos casos, los indicios de los movimientos recientes son sumamente significativos (fig. 217).

Los métodos histórico-arqueológicos se basan en el estudio de los testimonios aportados por las crónicas históricas, mapas antiguos o materiales arqueológicos, indicadores de la realidad y carácter de la manifestación de los movimientos corticales recientes (cambios en la configuración de las líneas costeras, etc.).

Los métodos biogeográficos consisten en el estudio de aquellas peculiaridades en la distribución de la fauna y flora, que pueden ser explicadas solamente por la intervención de las fuerzas endogénicas.

El modelado de la superficie de la Tierra, la red hidrográfica actual y antigua, las facies, los espesores y demás peculiaridades de los depósitos recientes no consolidados, la historia del desarrollo de las estructuras neotectónicas, todo ello constituye un complejo único e indiviso de fenómenos geológicos, y solamente un estudio conjunto de estos y otros factores más puede conducir a deducciones correctas en lo que a la Neotectónica se refiere.

CAPITULO XV

SISMOS

Se llama *sismo o terremoto todo temblor de la superficie terrestre, originado por causas naturales.* En algunos lugares, los terremotos son frecuentes y alcanzan gran intensidad. Uno de los terremotos más fuertes ocurridos últimamente causó grandes destrucciones en Ashjabad, capital de la RSS de Turkmenia.

Hemos de describir el terremoto de Ashjabad con algún detenimiento.

§ 1. EL TERREMOTO DE ASHJABAD DE 1948

El terremoto de Ashjabad se produjo durante la noche del 5 a 6 de octubre de 1948, sin que nada lo hubiese presagiado. Su *epicentro*, esto es, el lugar en que las sacudidas se hacen sentir con mayor fuerza, se hallaba situado a 25 km al sudeste de la ciudad de Ashjabad. Ahora bien, ¿qué fenómenos acompañaron este mismo y cuáles fueron sus consecuencias?

Como resultado de fuertes choques subterráneos, en la superficie del terreno se originaron múltiples y variadas dislocaciones. Ante todo, llamaban la atención las *grietas* de mayor o menor dimensión. Algunas de ellas alcanzaban una longitud de varios cientos de metros, cruzando colinas y valles sin ninguna relación aparente con el relieve. A lo largo de estas grietas se produjo un desplazamiento de masas en sentido vertical, con un desnivel de hasta un metro en algunos trechos. Como regla, el descenso afectó el flanco norte (fig. 221). Otras grietas cortaron las cimas de las colinas —llamadas «adyrs»— a lo largo de las divisorias de aguas. Las colinas quedaron como partidas en dos mitades, abriéndose los bordes de las grietas. Grietas de un tercer tipo surgieron al pie de las colinas, separando las rocas vivas de los depósitos aluviales que rellenan los valles. Finalmente, se observó una serie de grietas orientadas en forma caótica, que cortaron los aluviones de los llanos de crecida fluviales o que acompañaron los derrumbes y deslizamientos en las laderas.

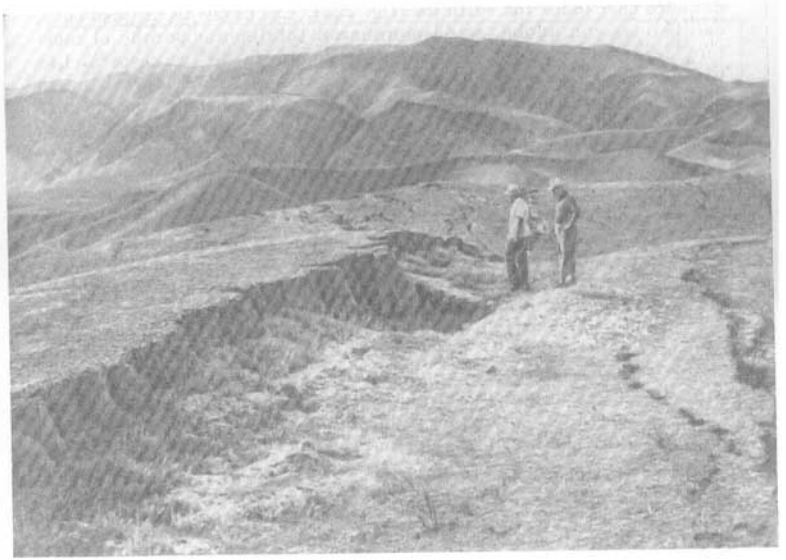


Fig. 221. Terremoto de Ashjabad de 1948. Grietas en la superficie del suelo en la región del epicentro; valor 10

En algunos casos, por las grietas subían aguas subterráneas, que arrastraban arena y arcilla: como consecuencia, se formaron pequeños conos a modo de volcanes de lodo en miniatura, alineados en cadena a lo largo de las grietas.

Pero en general, las grietas de todos los tipos estuvieron confinados a una franja relativamente angosta, que se extendía de este-sudeste a oeste-noroeste, a lo largo del piedemonte de la cordillera de Kopet Dag, o sea, siguiendo el trazo de la falla de corrimiento principal de Kopet Dag, pero más al norte de ésta.

Entre otras dislocaciones se destacaron los *derrumbes* en las laderas escarpadas de los valles, los *deslizamientos* de los aluviones humectados que integran las terrazas, los *flujos detríticos* en las faldas de las colinas formadas por limos diluviales loesiformes, etc.

El terremoto causó daños a gran cantidad de edificios y destruyó varios poblados. En la zona del epicentro ni un solo edificio quedó intacto. El poblado de Karagaudán sufrió daños particularmente graves. En Ashjabad también resultaron destruidos o gravemente

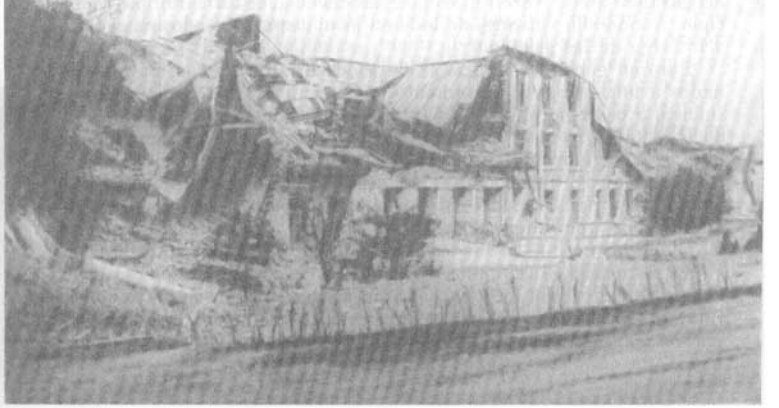
dañados casi todos los edificios (fig. 222). Las casas de un piso solo, construidas con adobe, se desmoronaron totalmente porque el mortero de arcilla no resultó eficaz en la mayoría de los casos*). Las pesadas azoteas de arcilla tampoco contribuyeron a la resistencia de las casas. Empero, los grandes edificios de construcción reciente resistieron mejor el terremoto. Los edificios de construcción sólida o *antisísmica* resistieron las sacudidas de un modo satisfactorio, tal el Museo Regional y el Banco de Estado (construidos antes de la Revolución), o la fábrica textil y las torres de hormigón del elevador de granos, de construcción relativamente reciente.

En las grandes ciudades, los terremotos son generalmente acompañados de incendios. Durante el terremoto de Ashjabad, los incendios se produjeron sólo en puntos aislados, hecho que se explica por la ausencia de casas de madera en la ciudad y también por haberse producido el sismo de noche, cuando las cocinas se hallaban apagadas.

En las inmediaciones de la ciudad fueron destruidos muchos poblados. El estudio del carácter de las destrucciones permite determinar la fuerza del choque en cada uno de estos poblados y elaborar un mapa del sismo, esto es, un mapa de las *isosistas* (fig. 223). Por

* Se trata de casas típicas de la región (N. del T.)

Fig. 222. Terremoto de Ashjabad de 1948. Edificio del Instituto de Pedagogía; valor 9



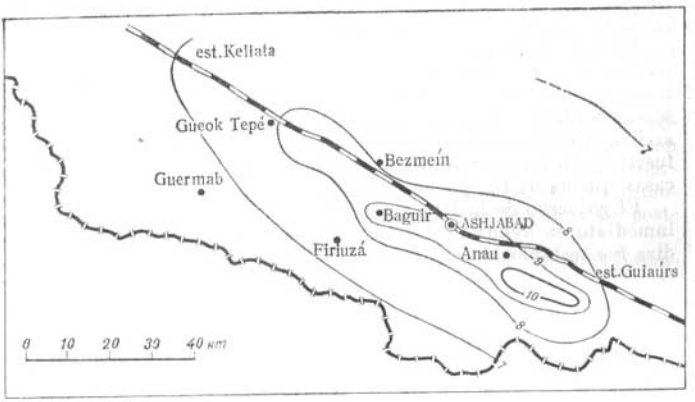
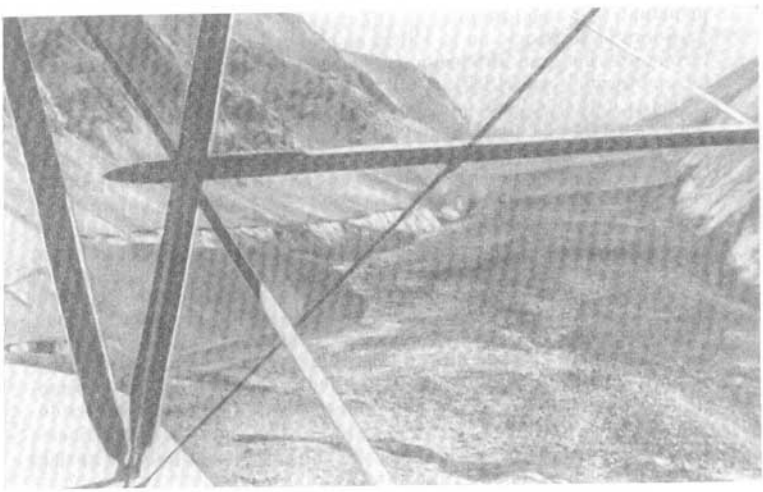


Fig. 223. Terremoto de Ashjabad de 1948. Mapa de las isosistas (confeccionado por G. Gorshkov)

Fig. 224. Terremoto de Jait de 1949. Flujo de barro («sel» sísmico) en el valle del río Jingou



isosistas se entienden las líneas que unen los puntos en que los choques tuvieron igual intensidad.

En cuanto al carácter de la sacudida, según testimonio de los pobladores, como también según datos de las estaciones sismográficas, durante los primeros segundos, en la zona epicentral se observaron fuertes sacudidas bruscas, dirigidas verticalmente de abajo arriba. A continuación siguieron oscilaciones del terreno igualmente fuertes pero más suaves, que provocaron el desmoronamiento de las casas quebrantadas ya por los choques iniciales.

El gobierno de la URSS y las repúblicas hermanas acudieron de inmediato en ayuda de la ciudad devastada. Durante los primeros días fue restablecido el orden en la ciudad y organizado su abastecimiento con víveres, ropa y materiales de construcción. También fue organizada la evacuación de los accidentados y el servicio médico. En los años que siguieron, la ciudad fue reconstruida de acuerdo a un plan nuevo, elaborado en consonancia con la técnica de la edificación antisísmica. La ciudad de Ashjabad vuelve a convertirse en una de las ciudades modernas y hermosas del Asia Central.

El terremoto de Ashjabad y sus *sacudidas recurrentes*, que se hicieron sentir durante varios años, fueron estudiados detalladamente con ayuda del aparellaje instalado en la red provisoria de observatorios sísmicos dependientes de la Academia de Ciencias Soviética. Como resultado, fue esclarecida la distribución de los focos* de los sismos reiterados y el ambiente geológico en que surgió el foco principal (ver más abajo).

Sobre el territorio de la URSS se han registrado más de una vez terremotos de gran intensidad. Fueron notables por su fuerza los terremotos de Verni (1887), Andizhán (1902), Karatag (1907), Keminé (1911), Chatkal (1946) (ver fig. 237), Jait (1949) (fig. 224), en el Asia Central; los de Krasnovodsk (1895), Ashjabad (1929), Kazandzhik (1946), en Turkmenia; los de Shemajá (1902), Leninakán (1926), Zanguezur (1931), en el Cáucaso; los de Kudará (1862), Moindinsk (1950), Muisk (1957) en la región del Baikal, y varios más.

§ 2. FRECUENCIA DE LOS TERREMOTOS

En 1893 fue editado el «Catálogo de los sismos ocurridos en el Imperio Ruso», compuesto por A. Orlov e I. Mushketov. El catálogo lleva descritos 2574 sismos ocurridos entre el año 596 antes de n.e. y el año 1888 de n.e., o sea, en el transcurso de casi dos milenios y medio, lo cual arroja un promedio aproximado de un sismo por año. Desde luego, esta cifra dista mucho de ser completa y sólo

* Foco o hipocentro es el punto en el seno de la corteza terrestre, en que se origina el sismo.

refleja la imperfección de la estadística de los sismos en los siglos pasados. Posteriormente, resultó que en el Cáucaso solamente, se podían mencionar, desde el comienzo de la nueva era, 2 a 3 mil terremotos perceptibles.

Posteriormente, a medida del crecimiento de la población y desarrollo de las instituciones culturales en las zonas sísmicas meridionales de la URSS, las noticias de los terremotos empezaron a llegar en cantidades cada vez mayores. Una cantidad particularmente abundante de datos fue suministrada por las estaciones sismográficas, cuyo número aumentó rápidamente en los años de postguerra y llega actualmente a unas 70.

Las estaciones sismográficas están equipadas con aparatos llamados *sismógrafos*, con cuya ayuda se pueden registrar las señales de los mismos, que llegan hasta la estación. El esquema de un sismógrafo es el siguiente: un bastidor metálico, suspendido sobre un resorte, lleva sujeto un peso que puede oscilar en sentido vertical u horizontal. Al peso va fijado un brazo liviano provisto de una pluma en su punta. La pluma roza el papel arrollado sobre un cilindro que gira lentamente. Mientras no se producen temblores sísmicos, todo el sistema se halla inmóvil, y la pluma va trazando una línea recta. Cuando la tierra empieza a sufrir sacudidas, el soporte en que está fijado el aparato se desplaza respecto de la carga, porque esta última, debido a la inercia, se retrasa en su movimiento respecto del soporte. Consecuentemente se desplaza también el brazo, y la pluma va trazando sobre el papel una línea ondulada que imita, en forma exagerada, las oscilaciones de las partículas del terreno. Este registro lleva el nombre de *sismograma*.

Se conoce gran cantidad de sismógrafos de distinta construcción. Uno de los mejores fue ideado en 1906 por el científico ruso B. Golitsin. Instrumentos excelentes fueron construidos en estos últimos años por P. Nikíforov, G. Gamburtsev, D. Kirnos (fig. 225) y D. Jarin. En los instrumentos modernos, el registro de las oscilaciones se opera sobre papel fotográfico con ayuda de un sistema registrador galvanométrico. El análisis de los sismogramas no sólo permite reconocer un sismo, sino también determinar la situación del epicentro y foco, evaluar la energía del sismo, interpretar el mecanismo del movimiento de las masas en el foco, etc.

Los observatorios sismográficos regionales situados en el Asia Central registraron en 1929 —primer año de su labor sistemática— más de 400 sismos, y entre 1929 y 1940, más de 5000 en total (tabla 17).

Actualmente, dada la perfección de los instrumentos y una red de estaciones receptoras más tupida, sobre el mismo territorio se registran más de 1000 sismos por año (ver fig. 233). Las cinco estaciones sismográficas del Cáucaso registraron entre 1933 y 1938, cerca de

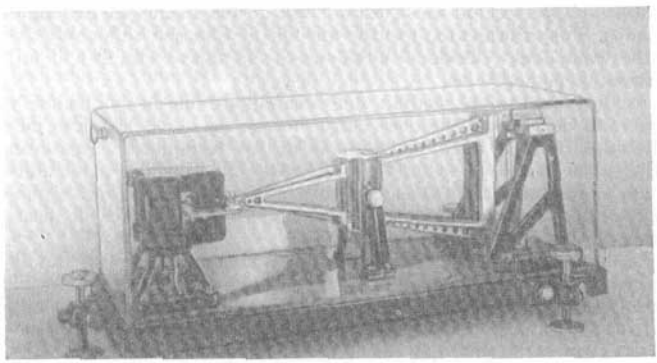


Fig. 225. Sismógrafo de D. Kirnos

1000 sismos locales. Las cuatro estaciones de Crimea registraron *cerca de 700 sismos locales en 10 años. Sobre todo el globo terrestre* se registran anualmente por medio de las estaciones sismográficas, varios cientos de miles de sacudidas sísmicas perceptibles. B. Gutenberg y C. Richter, destacados sismólogos norteamericanos, escriben

TABLA 17

Número de sismos registrados en el Asia Central entre 1929 y 1940 (E. Rózova, 1947)

Año	Número de sismos	Año	Número de sismos	Año	Número de sismos	Año	Número de sismos
1929	433	1932	379	1935	416	1938	446
1930	442	1933	271	1936	393	1939	614
1931	420	1934	335	1937	396	1940	552

en su monografía «La sismicidad de la Tierra» (1948), que, por término medio, se produce anualmente un sismo catastrófico, cerca de 100 sismos de fuerza probablemente destructora, y cerca de un millón de temblores perceptibles en los lugares poblados.

Así *pues, los terremotos no representan en* modo alguno un fenómeno raro.

La fuerza de los sismos. Hasta estos últimos tiempos, la fuerza de los sismos (F) se determinaba visualmente, esto es, mediante una confrontación de las destrucciones y otras consecuencias de las

sacudidas sísmicas en distintos puntos. Con este objeto fueron elaboradas gran cantidad de escalas sísmicas. La más antigua de ellas pertenece a J. Gastaldi, cartógrafo de Piamonte (Italia) y data de 1564. Las escalas sísmicas más populares fueron la del italiano M. Rossi y la del suizo F. Forel (1883), así como la de G. Mercalli — A. Cancani — A. Sieberg (1912). Según estas escalas los terremotos se subdividen en 10 (en el primer caso) y 12 (en el segundo caso) *unidades*, de acuerdo al grado de destrucción de los edificios o al carácter de las deformaciones del terreno.

En la URSS, estaba difundida hasta hace poco una escala sísmica de 12 unidades aprobada por el Comité de Normalización de la URSS en calidad de documento obligatorio en las investigaciones especiales sobre el territorio de la URSS. En 1952, fue propuesta una nueva escala, también de 12 unidades, elaborada por el Instituto de Física de la Tierra de la Academia de Ciencias de la URSS (autor: S. Medvédev), que entró en vigor el 1° de enero de 1953, o sea, que también constituye un documento con valor de norma de Estado. La intensidad de los sismos es valuada diferencialmente según tres criterios: 1) grado de destrucción de los *edificios*; 2) fenómenos residuales en los *terrenos* y cambios en el régimen de las aguas subterráneas y superficiales; 3) *otros* indicios.

Examinemos la escala sísmica del Instituto de Física de la Tierra (I.F.T.), con sus tres tipos de indicios por separado (en forma abreviada).

1. Edificios y obras

1 a 4	unidades:	no hay daños.
5 a 6	unidades:	daños escasos.
7	unidades:	daños considerables.
8	unidades:	grandes daños en la mayoría de los edificios; víctimas.
9	unidades:	destrucción de edificios. Carreteras dañadas. Numerosas víctimas.
10	unidades:	destrucciones muy grandes. Terraplenes y diques dañados, vías férreas distorsionadas, cañerías rotas; torres, chimeneas, monumentos tumbados. Numerosas víctimas.
11 a 12	unidades:	Catástrofe. Destrucción general.

2. Fenómenos residuales en los terrenos y cambios en el régimen de las aguas subterráneas y superficiales

1 a 3	unidades:	no se observan alteraciones.
4 a 6	unidades:	aparecen grietas en el suelo. A veces, pequeños flujos detríticos.
7	unidades:	Frecuente aparición de grietas en el suelo, especialmente, siendo húmedo. Corrimientos de tierras. Cambios en el régimen de los manantiales.
8	unidades:	grietas considerables en el suelo. Numerosos corrimientos y derrumbes. Enturbamiento del agua en las cuencas hídricas.
9 a 10	unidades:	grietas de varios decímetros de anchura. Muchos derrumbes y flujos detríticos. Endicamiento de ríos.

11 y 12	unidades:	alteraciones del relieve de grandes proporciones. Enormes derrumbes, corrimientos y flujos de barro. Cambio en el régimen de las aguas subterráneas y superficiales. Alteraciones de los cauces fluviales, surgimiento de lagos.

3. Otros indicios

1 a 2	unidades:	temblor apenas perceptible.
3 a 4	unidades:	sacudidas bien perceptibles. Tambaleo de objetos exteriores.
5 a 6	unidades:	caen objetos livianos, vajilla, libros. Los muebles se desplazan. Mucha gente abandona las viviendas.
7 a 8	unidades:	algunos muebles caen. Las personas se mantienen de pie con dificultad.
9 a 10	unidades:	los muebles se caen y rompen. Se quiebran árboles. Pánico entre los animales.
11	unidades:	los edificios se derrumban, sepultando los muebles y enseres domésticos.
12	unidades:	gran catástrofe. Parte considerable de la población perece debido al desmoronamiento de los edificios. En las regiones montañosas, la vegetación y los animales perecen bajo los derrumbes y flujos detríticos.

Tal es la escala que determina la fuerza de los terremotos. Como se deduce, la fuerza de las sacudidas sísmicas es determinada por medio de indicios que no pueden considerarse, estrictamente hablando, bien precisos; las unidades de fuerza sísmica no están suficientemente fundadas desde el punto de vista de la física. Pero el uso de la escala resulta cómodo, ya que permite, hasta cierta medida, confrontar los distintos terremotos.

A título de orientación señalaremos que el sismo ocurrido el 4 de enero de 1911 en Tian Shan (llamado terremoto de Keminé) se debe estimar como de fuerza 12; durante este terremoto se observaron en la zona epicentral de gran extensión, cambios grandiosos en la configuración del relieve superficial. La fuerza del terremoto de Ashjabad en 1948 se determina en 10 unidades en el epicentro y 9 en la ciudad misma. El notable sismo de 1927 en Crimea alcanzó un valor de 7 a 8. Las sacudidas sísmicas que llegaron —aunque raras veces— hasta Moscú, nunca tuvieron una fuerza mayor de 3 ó 4.

Para precisar el significado de «unidad» sísmica, hubo varios intentos de dotar dicho concepto de una u otra característica física. Así, el sismólogo italiano A. Cancani (1904) propuso atribuir a cada unidad de la escala sísmica un determinado valor de aceleración máxima de las partículas del terreno, comunicado a éstas en el proceso sísmico. En la literatura especializada fueron publicadas asimismo otras proposiciones de análogo sentido. Durante mucho tiempo, los sismólogos recurrieron a este concepto de aceleración sísmica máxima α expresada, bien en mm/seg^2, bien en fracciones de g, o sea, aceleración gravitacional (g = 981 cm/seg^2). Por aceleración se entiende el valor α de aceleración del movimiento osci-

latorio del suelo durante un terremoto, determinado según la fórmula $\alpha = \frac{4\pi^2 a}{T^2}$, donde a es la amplitud y T, el período de las oscilaciones (tabla 18). Sin embargo, resulta difícil determinar el valor de esta aceleración aun por el registro sismográfico del terremoto, ya que las oscilaciones sísmicas del suelo son muy complejas. Además, el efecto exterior de un sismo depende no sólo de la aceleración sino también de la amplitud de las oscilaciones, de la correlación entre el período de las oscilaciones del terreno y el período de oscilación propio de los edificios. Por esta razón, la escala de aceleraciones corresponde a la fuerza de los sismos sólo de un modo muy aproximado.

S. Medvédev propuso determinar la fuerza de los sismos con ayuda de un instrumento por él ideado, el sismómetro, cuya parte esencial es un péndulo esférico elástico, con un período de amortiguamiento de las oscilaciones (T=0,25 seg) aproximadamente igual al de los edificios de tipo corriente. La fuerza de un sismo corresponde al desplazamiento máximo relativo χ_0 del péndulo bajo el influjo de las vibraciones del suelo. La magnitud χ_0 está correlacionada con las unidades de la escala sísmica visual corriente.

En la tabla 18 se dan las cifras indicadoras de la fuerza de un sismo (F), las aceleraciones correspondientes de las partículas del

TABLA 18

Escala sísmica

Clasificación del terremoto	F	α	g	χ_0
Imperceptible	1	2,5	0,0002	—
Muy débil	2	2,6-5,0	0,0005	—
Débil	3	6-10	0,001	—
Moderado	4	11-25	0,002	0,5
Bastante fuerte	5	26-50	0,005	0,5-1,0
Fuerte	6	51-100	0,01	1,1-2,0
Muy fuerte	7	101-250	0,02	2,1-4,0
Destructor	8	251-500	0,05	4,1-8,0
Devastador	9	501-1000	0,10	8,1-16,0
Aniquilador	10	1001-2500	0,25	16,1-32,0
Catástrofe	11	2501-5000	0,50	> 32,0
Gran catástrofe	12	> 5000	0,50	—

suelo en mm/seg² (α) y, en fracciones de la aceleración gravitacional (g), así como el desplazamiento máximo del péndulo del sismómetro referido (χ_0 en mm).

§ 3. ENERGIA E INTENSIDAD DEL SISMO

La determinación de la fuerza de los sismos con ayuda de las escalas sísmicas, como se ha señalado ya, implica errores, ya que depende en mucho de factores subjetivos, imprecisión de las des-

cripciones, singularidades locales, etc. Por esta causa datan de mucho tiempo ya los intentos de obtener índices cuantitativos más definidos y precisos. Uno de tales intentos pertenece a B. Gutenberg y C. Richter, quienes elaboraron una *escala de intensidades* de los sismos, relacionada con la energía de éstos y denominada *escala absoluta*. Los autores propusieron sustituir el concepto de «fuerza» por el de *intensidad* (*magnitud*) de los sismos, que varía en función de la amplitud máxima del desplazamiento de las partículas del suelo, medida por medio de sismógrafos a una distancia convencional de 100 km del epicentro. Para mayor comodidad, dicho valor, o sea, la «intensidad» M, se considera correspondiente no ya a la amplitud misma, sino al logaritmo decimal de la amplitud de desplazamiento. En esta escala, los sismos más débiles tienen una intensidad 0, y los más fuertes, cerca de 9. Esta escala presenta interés por las razones siguientes.

En primer lugar, está relacionada, mediante una dependencia sencilla, con la energía del sismo, liberada en el foco. Largo tiempo antes del sismo, en el seno de la Tierra se va acumulando energía, van creciendo las tensiones elásticas y, en un momento determinado, cuando estas tensiones superan la resistencia de las rocas, o sea, cuando las rocas ya no pueden resistir las solicitaciones exteriores y se destruyen, tiene lugar un desplazamiento casi instantáneo de las masas, un desgarramiento y fracturación de las rocas, que se traducen en una sacudida sísmica. Simultáneamente, la energía en potencia, largamente acumulada, queda liberada, transformándose en energía cinética, y la cantidad de energía liberada puede medirse.

La energía sísmica E se mide en ergios*). Para determinarla, se utilizan distintos procedimientos. Una de las primeras fórmulas para evaluar la energía pertenece a B. Golitsin:

$$E = \pi^2 \rho V \left(\frac{a}{T}\right)^2.$$

donde E es energía; V, velocidad de propagación de las ondas sísmicas; ρ, densidad de las capas superiores de la Tierra; a, amplitud de desplazamiento; T, período de las oscilaciones.

Las observaciones evidencian que la energía de los sismos varía entre 10^{10} («intensidad = 1») y 10^{26} («intensidad = 9») ergios. Verosímilmente, no son posibles terremotos de intensidad superior a 9, puesto que la resistencia de las rocas que integran la corteza terrestre no permite que se acumulen tensiones de magnitud ilimitada. La misma causa—resistencia de las rocas—determina también el límite inferior de la magnitud E.

---

* Un ergio es igual a 1 dina/cm.

Para tener una idea más cabal del significado de estas cifras, notemos que durante los terremotos de gran intensidad se libera una energía que supera varios millones de veces a la de una bomba atómica «corriente». Tal fue el terremoto reciente (15 de agosto de 1950) en Assam, India, uno de los más fuertes en todo el período de observaciones. Desde 1900 no se ha registrado, al parecer, ni una sola sacudida, cuya intensidad fuese superior a 8,5 y tal vez, solamente el famoso terremoto de Lisboa en 1755, que afectó la mitad de Europa, pudo alcanzar la intensidad 9 (fig. 234).

Así, pues, la intensidad, o sea, la manifestación de las sacudidas en la superficie, depende esencialmente de la energía liberada en el foco. A cada índice de la escala «absoluta» corresponde un valor determinado de la energía del sismo. Se considera que a un aumento de 0,5 de intensidad, corresponde un aumento diez veces mayor de energía. Esto significa que la energía del sismo más fuerte (de intensidad próxima a 8,5) excede 10^{17} veces a la del sismo más débil (o sea, de intensidad 1).

Además, la intensidad de los sismos resulta ser también función simple de la *frecuencia* de las sacudidas. Tal es así que un aumento de la intensidad en una unidad conduce a una reducción en 10 veces aproximadamente, de la cantidad de sismos correspondientes.

Finalmente, la intensidad M y la fuerza F de los sismos, expresada en unidades de la escala corriente (para sismos de foco poco profundo), se hallan relacionadas por una dependencia que se puede formular con aproximación del modo siguiente:

$$M = 1{,}3 + 0{,}6F.$$

En las investigaciones modernas, los sismos se dividen a veces, en varias clases: *a*, *b*, *c*, *d* y *e* (de acuerdo a la intensidad).

De este modo, podemos componer la tabla siguiente de correlaciones de todos los parámetros mencionados más arriba (tabla 19; notemos que esta tabla tiene solamente un carácter aproximado).

TABLA 19

Fuerza, intensidad, energía y frecuencia de los sismos

Designación del sismo	Clase de sismo	Fuerza F	Intensidad M	Energía en ergios, E	Número de sismos por año
Catastrófico	*a*	11-12	8 o más	10^{25}	1
Fuertemente destructor	*b*	9-11	7,0-7,9	10^{23}	10
Destructor	*c*	7-9	6,0-6,9	10^{21}	100
Acompañado de daños	*d*	6-7	5,0-5,9	10^{19}	1000
Bastante débil	*e*	5-6	4,0-4,9	10^{17}	10 000
Sólo perceptible	—	4-5	3,0-3,9	10^{15}	100 000

Como se infiere de la tabla 19, los terremotos de intensidad 5, pongamos por caso, son 10 veces más frecuentes que los de intensidad 6, estos últimos a su vez, lo son 10 veces más que los terremotos de intensidad 7, etc. De la misma tabla se deduce también que, pese a que los terremotos de gran intensidad son mucho menos frecuentes que los débiles, la energía liberada por la totalidad de los sismos de escasa intensidad es completamente insignificante frente a los de gran intensidad. Así, admitiendo que la energía de un sismo de intensidad 8,5 es igual a 10^{25} ergios, el promedio anual de la energía sísmica total de la Tierra es igual a $3 \cdot 10^{25}$ ergios (con potencia igual a 10^{17} ergios/seg, o sea, 10^{7} kW). La energía total de los 100 000 sismos de intensidad 3,0-3,9 será evaluada en una magnitud del orden de 10^{20} ergios, lo que representa menos de 0,00001 de toda la energía sísmica de la Tierra. De ello se infiere que las tensiones que originan los terremotos grandes aumentan independientemente de la liberación de energía por los terremotos débiles.

En otros términos, los terremotos débiles no son susceptibles de cumplir la misión de una «válvula de seguridad», aunque, indudablemente, contribuyen en cierta medida a la descarga de las tensiones tectónicas.

He aquí los datos referentes a la energía de algunos terremotos de gran intensidad ocurridos en una época reciente (tabla 20).

TABLA 20

Energía de algunos sismos

Terremoto	Fecha	Energía en ergios
Lisboa	1. XI 1755	$7 \cdot 10^{27}$
San Francisco (EE.UU.)	18. VI 1906	$2 \cdot 10^{24}$
Sarez (Pamir)	18. II 1911	$4{,}3 \cdot 10^{23}$
Los Angeles (EE.UU.)	10. III 1933	$1 \cdot 10^{18}$
Jait (Tadzhikistán)	10. VII 1949	$5 \cdot 10^{24}$
Assam (India)	15. VIII 1950	$3 \cdot 10^{27}$
Cefalonia (Grecia)	12. VIII 1953	$6 \cdot 10^{24}$
Orleansville (Argelia)	9. IX 1954	$1 \cdot 10^{24}$
Agadir (Marruecos)	1. III 1960	$1 \cdot 10^{20}$

La característica energética de los sismos constituye un índice importantísimo del régimen sísmico de una región considerada. Es de suponer que el concepto de energía de los sismos constituirá el fundamento de muchas especulaciones teóricas en el dominio de la Sismología y Geotectónica.

§ 4. ZONA DE PROPAGACION DE LAS OSCILACIONES SISMICAS

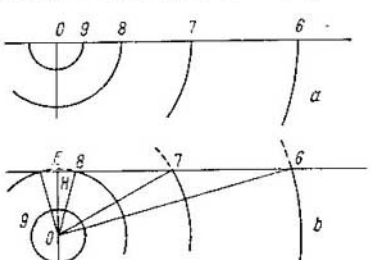
Durante un terremoto surgen en el foco ondas elásticas que se propagan con gran velocidad en todas las direcciones. Al llegar hasta la superficie terrestre, son percibidas por las personas con distinto grado de intensidad. Por *zona de propagación* se entiende el área en que se propagan las oscilaciones de fuerza 4 y mayor, o sea, susceptibles de percibirse directamente por el hombre.

Los terremotos se diferencian entre sí también por el área de propagación de las oscilaciones, así como por la fuerza de éstas. En algunos casos, la zona de propagación resulta completamente insignificante, ya que no excede 2 a 3 miles de km²; en cambio, en otros casos abarca muchas decenas y cientos de miles de kilómetros cuadrados. En casos excepcionales, la zona de propagación mide millones de kilómetros cuadrados. Así, por ejemplo, el terremoto ya mencionado de Keminé (4 de enero de 1911) se hizo sentir sobre una superficie de cuatro millones de kilómetros cuadrados. Durante el sismo de 1940 en los montes Cárpatos, cerca de Ploesti, las oscilaciones perceptibles llegaron hasta Moscú. Otro tanto sucedió durante el terremoto de Kazandzhik (Turkmenia) en 1946.

La zona de propagación de las oscilaciones depende de la cantidad de energía liberada en el foco: cuanto mayor sea la energía cinética del terremoto, tanto mayor será el área abarcada por las oscilaciones perceptibles. Sin embargo, no existe una dependencia directa entre dichos factores, porque su efecto en la superficie depende no sólo de la energía presente en el foco, sino también de la profundidad de éste (fig. 226).

Figurémonos un sismo de fuerza 9 en el epicentro y de energía E, originado junto a la superficie de la Tierra. En este caso, las dis-

Fig. 226. Relación entre el área de difusión de las vibraciones del suelo durante un sismo y la profundidad del foco:
a, foco junto a la superficie del suelo; *b*, foco en la profundidad de la corteza terrestre



tancias entre las isosistas estarán determinadas por los segmentos 9-8, 8-7, 7-6, etc. (fig. 226 a). Pero, si el foco se halla a mayor profundidad, los mismos segmentos (8-7, 7-6, etc.) tendrán una longitud distinta, mayor que en el primer caso (fig. 226b). De esta suerte, tanto la fuerza F, como la distancia entre las isosistas dependen no sólo de la magnitud E sino también de la profundidad del foco H. Cuando ésta es muy grande, o sea, que mide cientos de kilómetros, las oscilaciones llegarán hasta la superficie en forma tan atenuada que pueden pasar desapercibidas.

§ 5. PROFUNDIDAD HIPOCENTRAL Y ORIGEN DEL CHOQUE SISMICO

Mediante las observaciones de las estaciones sismográficas, o sea, el análisis de los sismogramas, es posible calcular la *profundidad del foco sísmico*. Se han propuestos varios métodos para determinar la profundidad hipocentral.

En años anteriores, se ha intentado determinar la profundidad del foco mediante el análisis de las grietas que cortaban las paredes de los edificios. Las grietas en las paredes son, generalmente, oblicuas, y se suponía que, de prolongarse a profundidad, se cruzarían en un punto que sería, precisamente, el foco sísmico. En algunos casos este método proporcionó resultados verosímiles, pero no puede considerarse seguro por razones obvias. Otro método para determinar la profundidad hipocentral utiliza la dependencia existente entre el área abarcada por las oscilaciones de tal o cual intensidad y la distancia entre las isosistas que bordean dicha área. Se pueden citar, por ejemplo, fórmulas empíricas como ésta:

$$H = 7\sqrt{S_2 + S_3},$$

donde H es la profundidad del foco; S_2, el área delimitada por la segunda isosista a partir del epicentro, en km²; S_3, el área delimitada por la tercera isosista a partir del epicentro, en km².

Otra fórmula:

$$F = 1{,}5 + 3 \log \left(\frac{r^2}{H^2} + 1 \right),$$

donde F es la fuerza del sismo en el epicentro; r, el radio de la superficie en que el sismo fue perceptible; H, la profundidad del foco.

Empero, el método más seguro es el que utiliza el análisis de los sismogramas de varias estaciones sismográficas ubicadas alrededor del epicentro. Así, para distancias epicentrales pequeñas y con una sola estación, la profundidad hipocentral puede ser determinada por ejemplo, a partir de la ecuación siguiente. Sea V la velocidad media de las ondas P; t, el tiempo de su llegada a la estación y Δ, la

distancia entre el epicentro y la estación («distancia epicentral»);

$$H = \sqrt{(tV)^2 - \Delta^2}.$$

Existen también otros métodos, más complicados y precisos, que utilizan las observaciones de numerosas estaciones sismográficas. Pero, desgraciadamente, la precisión de las cifras obtenidas resulta poca. En estos últimos años, los sismólogos soviéticos han realizado un gran trabajo para perfeccionar la metodología de la determinación del foco. Como resultado, se han obtenido las cifras que siguen.

En Crimea, los focos de los sismos yacen a una profundidad de 5 a 40 km, hallándose las más de las veces, entre 15 y 30 km (según datos de A. Levitskaia).

En el Cáucaso, los sismos se hallan asociados, en general, a focos someros, y sólo en casos aislados se han registrado profundidades de hasta 100 km (E. Bius, A. Tsjakaia, E. Rózova).

El terremoto de Ashjabad de 1948, se originó en un foco yacente a 15-20 km de profundidad (fig. 238), según evidenciaron las investigaciones de V. Bonchkovski y S. Masarski.

En las regiones orientales del Asia Central, en el macizo de Tian Shan, los focos sísmicos raras veces exceden profundidades del orden de 60 km. En las partes meridionales del Asia Central, el cuadro es mucho más complicado. Allí, en la depresión de Tadzhikistán, son notorios focos superficiales, yacentes a profundidades entre 0 y 10 km; los sismos de foco somero totalizan un número bastante elevado, llegando algunos a tener la fuerza 9 en el epicentro. Al mismo tiempo, en esa región y especialmente en el territorio de Afganistán, se han señalado gran cantidad de focos profundos de hasta 300 km (fig. 233).

Finalmente, en el Extremo Oriente se conocen muchísimos focos con profundidad de hasta 600 km. Al mismo tiempo, se ha señalado allí, una peculiaridad interesante: la profundidad de los focos aumenta a medida de su aproximación al continente asiático, partiendo de la franja insular de las Kuriles y el Japón (fig. 227). Un cuadro idéntico se observa también en otras costas del Pacífico.

Hasta estos últimos tiempos, los focos de 600 km de profundidad parecían privativos de la cuenca del Pacífico, pero el 29 de marzo de 1954, fue registrado en España un sismo con una profundidad hipocentral de 500 a 600 km. El estudio de los sismos de foco profundo llegó a constituir en estos últimos años, una sección importante de la Sismología.

En general, los focos sísmicos yacen a cualquier profundidad hasta 800 km de la superficie de la Tierra, pero en su mayoría, se hallan relacionados con las partes exteriores de la corteza terrestre y su número disminuye con bastante rapidez a medida que aumenta la profundidad.

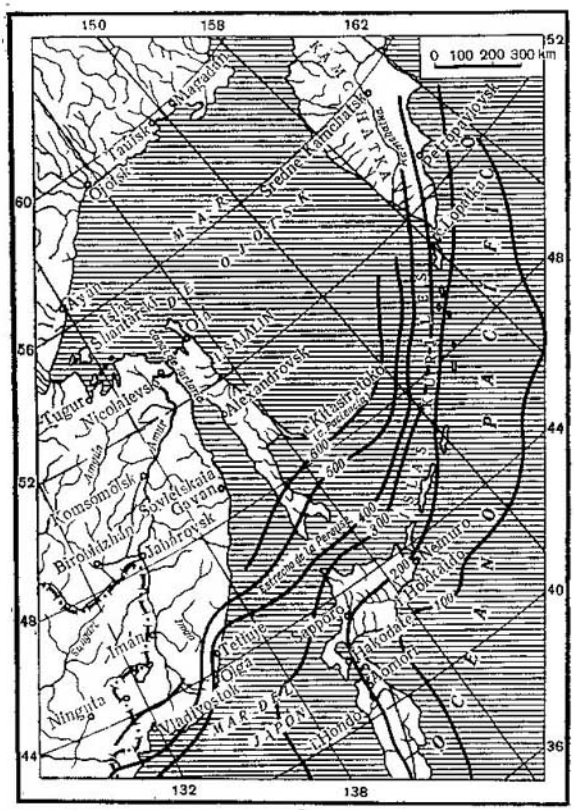


Fig. 227. Profundidades de los focos sísmicos en el Extremo Oriente (materiales del Instituto de Geofísica de la Academia de Ciencias de la URSS)

Los sismos destructores tienen focos situados en todas las profundidades, desde la superficie hasta 100 km: 5 a 10 km en Mesina, 1908 y Tokio, 1923; 15 a 20 km en Ashjabad, 1948; 30 a 40 km en Crimea, 1927; 50 a 60 en Chatkal, 1946; 80 a 100 km en los Cárpatos, 1940.

Daremos a continuación una tabla conteniendo el número de sismos de distintas profundidades hipocentrales, ocurridos entre

1909 y 1941. En la tabla no figuran los focos cuya profundidad es menor de 100 km (tabla 21, fig. 228).

¿Que sucede en un foco en el momento del choque sísmico? ¿Cuál es el *mecanismo del choque inicial* y las vibraciones elásticas que se propagan desde el foco?

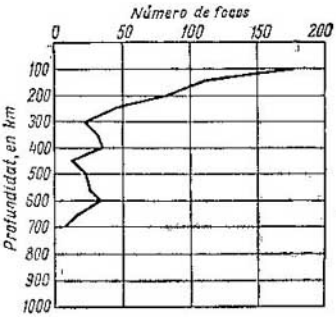


Fig. 228. Disminución de la cantidad de focos sísmicos con la profundidad (para la tabla 21) (B. Gutenberg y C. Richter)

Las observaciones evidencian que en todos los casos estudiados, en el foco sísmico se produce un desplazamiento repentino y casi instantáneo de las masas a lo largo de una fractura tectónica: las masas rocosas de un labio son desplazados en una dirección, en tanto que las del otro labio lo son en dirección opuesta. Esta clase de desplazamiento recibe en la Mecánica el nombre de deformación por *cizalladura* (véase cap. 13). Esta deformación se revela del modo siguiente. Las ondas longitudinales presentan una alternancia de ondas de compresión y dilatación del medio que dichas ondas atraviesan. La llegada de las ondas hasta el instrumento se registra en el sismograma, pudiendo el instrumento ser instalado de modo que una onda de compresión haga desviar el trazo hacia arriba respecto de la posición neutra, en tanto que una onda de dilatación lo hará hacia abajo. Entonces, para el caso representado en la figura 229 a, o sea en una falla de corrimiento de rumbo meridional a lo largo de la cual se verificó en el foco un desplazamiento del flanco occidental hacia el este y arriba, y del flanco oriental hacia el oeste y abajo, a la superficie del flanco occidental, es decir, arriba, llegarán primero las ondas de compresión (signo «+»), en tanto

TABLA 21

Número de sismos de distintas profundidades (B. Gutenberg y C. Richter, 1941)

Profundidad, km	100	150	200	250	300	350	
Número de sismos	178	109	82	46	23	32	
Profundidad, km	400	450	500	550	600	650	700
Número de sismos	36	13	23	25	34	19	7

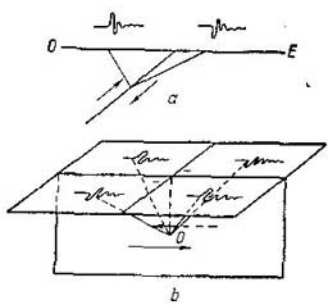


Fig. 229. Determinación de los parámetros dinámicos de un foco sísmico: *a*, en caso de una falla inversa de escaso buzamiento; *b*, en caso de una falla tangencial (el plano de falla es vertical; el desplazamiento es horizontal)

que los instrumentos ubicados del lado del flanco oriental registrarán primero las ondas de dilatación (signo «—»).

Un razonamiento idéntico permite ver que en caso de un desplazamiento horizontal a lo largo del plano de falla vertical, en la superficie de la Tierra se localizarán cuatro zonas dispuestas simétricamente respectro del epicentro, correspondiendo dos de ellas a la llegada de las ondas de compresión («+») y las otras dos, a las ondas de dilatación («—») (ver fig. 229 b). En casos más complejos, se obtiene un registro de las oscilaciones respectivamente más complejo, pero se puede demostrar siempre que el mecanismo inicial del sismo se reduce a un desplazamiento repentino de las masas rocosas según una fractura de tipo falla (el denominado dipolo). Esto es válido también para los sismos de foco profundo, de donde se deduce entre otro, que hasta una profundidad de 800 km cuando menos, las rocas se hallan en estado sólido.

Los sismólogos soviéticos (V. Keilis-Borok y otros) han elaborado una ingeniosa metodología para el estudio del mecanismo inicial del choque que se produce en el foco sísmico. Mediante los sismogramas obtenidos para varias estaciones receptoras se puede determinar no sólo la profundidad del foco sino también la situación en el espacio (en el seno de la Tierra) de la fractura tectónica con la cual está relacionado el sismo considerado, la dirección del movimiento de las masas rocosas a lo largo de esta fractura y una serie de otros datos denominados *parámetros dinámicos del foco*.

Lo que se acaba de exponer queda bien ilustrado por el ejemplo siguiente (fig. 230). Sobre la figura izquierda (230 a), dos trazos paralelos llenos representan una carretera en California. Durante uno de los terremotos, se produjo una fractura que, naturalmente, cortó también la carretera, pero de un modo tal, que los extremos separados de la carretera se curvaron en direcciones opuestas. ¿Cómo de podría explicar este fenómeno? Se puede suponer que las tensiones elásticas fueron acumulándose allí antes del terremoto, y ambos bloques de la corteza terrestre pudieron sufrir un desplazamiento (según está señalado con flechas y líneas punteadas en la fig. 230 a) con una concentración de tensiones a lo largo de la futura línea de

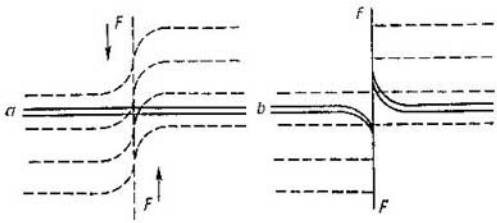


Fig. 230. Mecanismo del desplazamiento del terreno en un foco sísmico (véase texto)

cizalladura. A continuación, las tensiones vencieron la resistencia de la corteza, se produjo la ruptura, y las tensiones se descargaron al enderezarse los tramos curvados (o sea, que las líneas punteadas de la fig. 230 a se volvieron rectas, fig. 230 b). Al mismo tiempo, los extremos de la carretera, obligados por los movimientos de las partes adyacentes a la fractura de ambos bloques, tuvieron que curvarse en direcciones opuestas, patentizando de este modo el paso del medio a un nuevo estado de equilibrio.

Un choque originado en el foco, se propaga, atenuándose gradualmente, en forma de ondas elásticas, hacia todas las direcciones a partir del foco y, al alcanzar la superficie terrestre, produce el efecto de un terremoto.

Se conocen ondas sísmicas de varias clases. Las principales son las siguientes.

Ondas *longitudinales*, P. Son ondas de compresión y dilatación, que se suceden con una velocidad del orden de varios kilómetros por segundo (de acuerdo a las propiedades elásticas del medio). Las ondas longitudinales surgen como una reacción del medio a la alteración del volumen (deformación de volumen). Se propagan tanto en los medios sólidos como en los líquidos o gaseosos, oscilando las partículas en la dirección del movimiento de la onda. La velocidad de propagación de las ondas longitudinales se determina por la fórmula:

$$V_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}}$$

donde μ es el módulo de cizalladura; ρ, la densidad y λ, el coeficiente relacionado por medio de una dependencia simple con el módulo de compresión triaxial K:

$$\lambda = K - \frac{2}{3}\mu.$$

En un medio líquido, en que $\mu = 0$, las ondas longitudinales se propagan con una velocidad

$$V_p = \sqrt{\frac{\lambda}{\rho}}.$$

Ondas *transversales*, S. Son resultado de una reacción del medio a la alteración de la forma. Consecuentemente, no pueden propagarse en un medio líquido ni gaseoso, por cuanto las sustancias líquidas o gaseosas no ofrecen resistencia a un cambio de su forma (módulo de cizalladura $\mu = 0$). Las partículas oscilan, principalmente, en dirección perpendicular a la del movimiento de las ondas. La velocidad de propagación de las ondas transversales queda determinada por la fórmula:

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}.$$

Para un caso ideal, cuando $\lambda = \mu$, la razón $V_p : V_s = \sqrt{3}$, o sea, la velocidad V_p excede a la velocidad V_s en 1,7 veces, aproximadamente.

Ondas *superficiales* (ondas de Rayleigh), L. Se originan en condiciones particulares, precisamente en el límite que separa dos medios, líquido y gaseoso, o sólido y gaseoso, por influjo de las oscilaciones que llegan desde el foco hasta dicho límite. Estas ondas se distinguen, frente a las ondas P y S, por su velocidad de propagacion más baja ($V_l \approx 0{,}9\ V_s$) y se amortiguan rápidamente a medida que crece la profundidad o la distancia del epicentro, pero son susceptibles de provocar grandes destrozos en el epicentro. En un medio líquido, son originadas por las fuerzas de la gravedad (relacionadas con la acción del viento, etc.), y en un medio sólido, por las fuerzas elásticas.

§ 6. DISTRIBUCION GEOGRAFICA DE LOS SISMOS

Los sismos están distribuidos de un modo desigual en la superficie del globo terrestre: en algunos lugares se producen con frecuencia y alcanzan gran intensidad, mientras que en otros, son raros y débiles.

Los terremotos fuertes y frecuentes afectan a países tales como Italia, Grecia, Turquía, Irán, India Septentrional, Indochina, Indonesia, China, Nueva Zelandia, Las Filipinas, el Japón, las regiones montañosas del oeste de las Américas.

En general, una intensa actividad sísmica caracteriza la franja Mediterránea de estructuras plegadas que se extienden desde el Gibraltar hasta el archipiélago Malayo, y las partes periféricas de las cuencas del Pacífico, o sea, las franjas de *cordilleras de plegamiento jóvenes*. En otros lugares, los terremotos son menos frecuentes,

pero también se hallan supeditados a las leyes regulares, atendiendo a su situación geográfica. Una actividad sísmica notable distingue asimismo la Cordillera Central Atlántica, la región de los Grandes Lagos del Africa Oriental, las partes orientales de Australia y algunos territorios más (fig. 231).

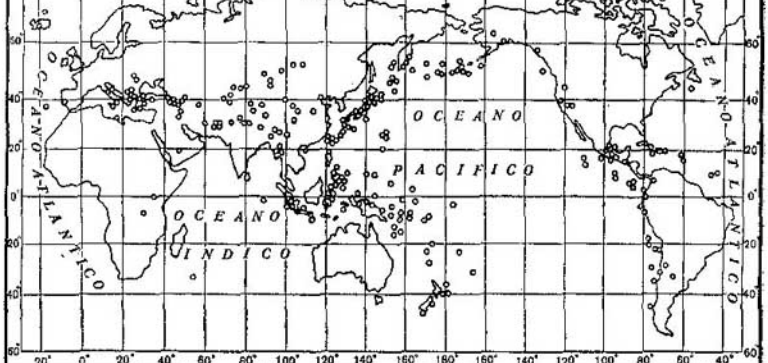
En el territorio de la URSS, las regiones sísmicas abarcan toda la faja meridional con su relieve montañoso: la región pericarpática, Crimea Meridional, el Cáucaso, Turkmenia Meridional, las altas cordilleras orientales del Asia Central, la franja montañosa desde el Altai hasta los Sayanes, la región del lago Baikal, el litoral meridional del Pacífico, Sajalín, las Kuriles, Kamchatka (véase fig. 241).

En los *Cárpatos*, los sismos afectan principalmente el arco oriental de esta zona plegada. Los terremotos alcanzan allí una fuerza a veces catastrófica, y las oscilaciones por ellos originadas se propagan lejos, llegando en casos aislados hasta Moscú. Con frecuencia, se originan en focos profundos, del orden de 100 km (por ejemplo, el sismo del 10 de noviembre de 1940).

En *Crimea*, la franja sísmica activa se extiende a lo largo de la costa sur de la península. Los focos sísmicos se vinculan con la zona de fallas de corrimiento, a lo largo de las cuales el flanco norte del anticlinorio de Crimea «cabalga» sobre el flanco inferior meridional. Los sismos no alcanzan allí gran intensidad (7 a 8 como máximo)*.

* De la escala oficial soviética (N. del T.)

Fig. 231. Mapa de los epicentros de los sismos más intensos ocurridos en el mundo (N. Linden y E. Savarenski)



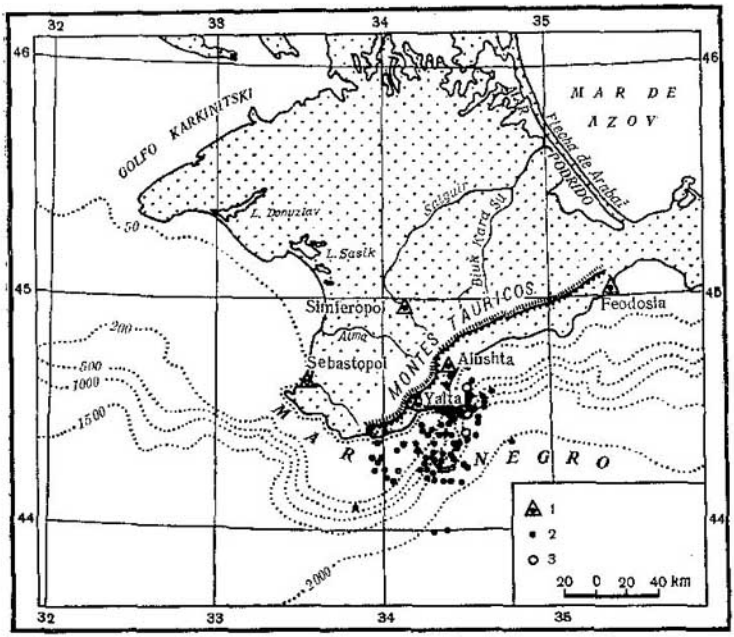


Fig. 232. Mapa de los epicentros de los sismos ocurridos en Crimea de 1927 a 1953 (A. Levitskaia):
1, estación sismográfica; 2, epicentro; 3, epicentro de un sismo destructor

Las isosistas siguen el rumbo de las estructuras plegadas, pero a trechos, se extienden en sentido transversal, meridional, denotando la existencia de fallas transversales (fig. 232).

En el *Cáucaso*, los sismos están confinados principalmente, a las estructuras plegadas del Pequeño Cáucaso y la parte oriental de la Cadena Caucásica Principal, provocando muchas veces destrozos y víctimas. En el sentido energético, los sismos caucásicos pertenecen a los de escasa intensidad, y sus focos, como regla, son poco profundos. Por esta razón, las oscilaciones originadas por estos sismos no se propagan más allá del Cáucaso.

En las partes centrales de las cuencas del *mar Negro y Caspio* no se observan epicentros. Las depresiones tectónicas longitudina-

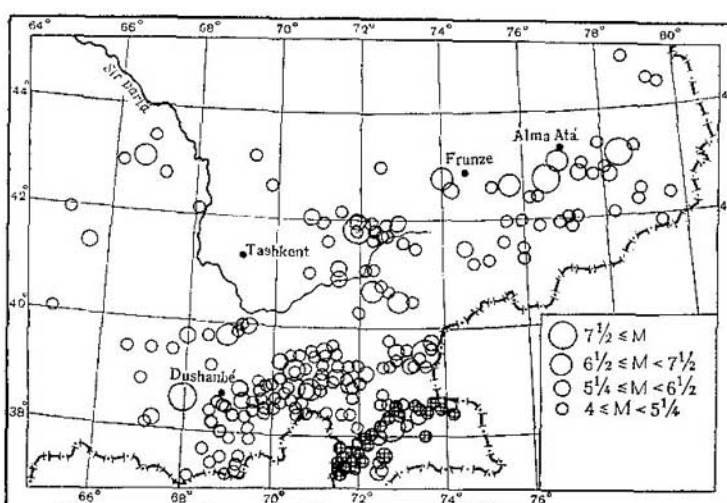
les, la de Kurá y la de Rión, sísmicamente son menos activas que las porciones adyacentes, elevadas.

En *Turkmenia*, los sismos están confinados a las zonas montañosas del sur de la república. Más de una vez se han registrado allí terremotos catastróficos: en 1893, 1895, 1929, 1946, 1948. Estos sismos se hallan asociados al proceso de desarrollo de las estructuras plegadas de Kopet Dag.

Las partes orientales del *Asia Central*, esto es, el Tian Shan y el Pamir, son regiones de intensa actividad sísmica. Muchos de sus terremotos tuvieron una fuerza superior a 9: en 1902, 1907, 1911, 1941, 1946, 1949 y otros años. La profundidad de los focos aumenta en dirección al sur. Las estructuras de bloques fracturados del Tian Shan, consolidadas por el plegamiento hercínico, se caracterizan por sismos relativamente poco frecuentes, pero en ocasiones, muy fuertes. Los desplazamientos producidos en las plásticas pilas mesozoicas de la depresión de Tadzhikistán conducen a un sinnúmero de sacudidas aisladas, si bien de fuerza individual escasa. En el mapa respectivo (fig. 233) está señalada la distribución de los epi-

Fig. 233. Mapa de los epicentros de los sismos ocurridos en el Asia Central entre 1935 y 1955 (A. Vvedenskaia)

El tamaño del círculo señala la intensidad M del sismo. Los círculos en blanco indican los focos situados en los límites de la corteza terrestre; los círculos rayados indican los focos situados bajo la corteza



centros de los sismos registrados por los observatorios sísmicos del Asia Central entre 1935 y 1955 (según N. Vvedenskaia).

Las regiones tectónicas de bloques fracturados, comprendidas *entre el Altai y la zona trasbaikálica* se caracterizan por temblores de hasta 7 de intensidad. Más activas son las estructuras inmediatas al lago Baikal, depresiones tectónicas bordeadas de fallas, con las que se vinculan sismos de intensidad 9 a 10. A continuación, la franja sísmicamente activa dobla al sudoeste, internándose en el territorio de Mongolia y hacia el nordeste, a lo largo de la cadena Stanovoi y las depresiones asociadas.

Una zona de singular actividad sísmica es la franja que se extiende desde *Kamchatka a través de las islas Kuriles* hasta Hokkaido (Japón). Los focos de muchos terremotos alcanzan allí profundidades de hasta 600 km (ver fig. 227). *Los maremotos* que se verifican en la zona, dan origen a veces, a los *tsunamis*, olas sísmicas marinas que se desplazan con gran velocidad por las aguas oceánicas y se lanzan sobre las costas, sembrando destrucción.

En ésta son notorios también los sismos volcánicos, relacionados con las erupciones de los volcanes.

Sismos raros y de escasa intensidad se observan en la cordillera de Verjoiansk, en los Urales y en el territorio del escudo Báltico. Algunos de ellos están asociados con los movimientos verticales recientes. Muy raras veces se registran en la parte europea de la Unión Soviética sacudidas de origen cárstico, debidas al desplome del techo de cavidades cársticas.

§ 7. MAREMOTOS Y TSUNAMIS

Los focos de muchos sismos yacen bajo los océanos. En estos casos, las oscilaciones originadas en el foco atraviesan la capa de la litosfera y penetran en el medio hídrico, donde se propagan con una velocidad aproximada de 1,5 km/seg. Al llegar a la superficie hídrica, originan el *maremoto*. Para evaluar la fuerza de un maremoto se utiliza una escala de 6 unidades.

Cuando, durante un terremoto submarino, se produce un desplazamiento instantáneo de porciones del fondo oceánico, se altera el volumen de la cuenca hídrica, entran en movimiento grandes masas de agua, y en la superficie del océano surgen olas de un tipo particular, denominadas olas sísmicas o *tsunamis**).

Los terremotos que no están acompañados por una alteración del relieve en el fondo oceánico, no dan lugar a la formación de tsunamis. En cambio, las erupciones de volcanes submarinos producen tsunamis.

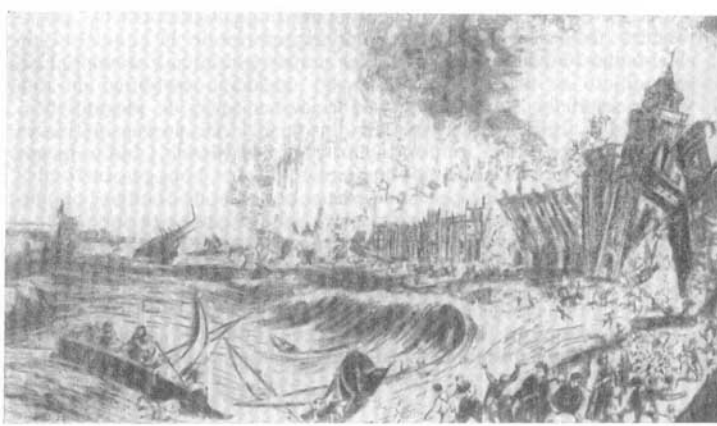
* Voz japonesa (N. del T.)

Los tsunamis se difunden sobre la superficie oceánica con gran velocidad, de 400 a 800 km por hora, y recorren distancias enormes, llegando a cruzar en ocasiones todo el Pacífico. Mientras se mueven en alta mar, las olas sísmicas presentan una gran longitud (la distancia entre crestas es de 200 a 300 km), pero su altura es escasa, de ahí que sean prácticamente imperceptibles. Pero, a medida que se van aproximando a la costa, los tsunamis crecen en altura; en algunos casos, se han observado olas de hasta 20 m de altura. Al lanzarse sobre la costa, estas olas penetran muy tierra adentro, causando grandes destrozos.

Tal, el 4 y 5 de noviembre de 1952, un fuerte terremoto con epicentro en la extremidad septentrional de la fosa de las Kuriles, dio origen a tsunamis que tardaron 30 a 40 minutos para llegar a las costas de Kamchatka y las Kuriles, donde ocasionaron enormes destrozos en una serie de poblados, arrastrando al mar buques y causando muchas víctimas.

Tsunamis catastróficos similares se han registrado también en el pasado. En el transcurso de los últimos 2500 años fueron señalados más de 300 grandes tsunamis en las costas e islas del Pacífico y cerca de 30 en el Atlántico. En el Japón son notorios unos 17 casos de tsunamis, acompañados de destrucción de edificaciones costeras y víctimas. En Kamchatka y las islas Kuriles, tsunamis destructores fueron señalados en 1737, 1792, 1918, 1923. La ciudad de Lisboa sufrió el embate de grandes tsunamis durante el sismo catastrófico de 1755 (fig. 234).

Fig. 234. Terremoto de Lisboa de 1755. Tsunamis (según un dibujo de la época)



Puesto que pasa cierto intervalo de tiempo entre el momento en que un terremoto es registrado por las estaciones sismográficas y la llegada de los tsunamis hasta las costas, es posible organizar un servicio de seguridad para avisar a la población del peligro inminente. Ya se han realizado con éxito intentos en este sentido: es cuestión solamente de tener tiempo suficiente para alejarse de las costas bajas tierra adentro o de subir a las colinas hasta donde no pueden llegar las olas más altas.

El estudio de los tsunamis tiene gran importancia, tanto teórica como práctica.

§ 8. CONDICIONES GEOLOGICAS DEL ORIGEN DE LOS SISMOS Y SUS CAUSAS

La historia de la Sismología señala que las causas de los sismos intrigaban a los naturalistas desde hace largo tiempo, pero el concepto moderno fue elaborándose con dificultad, y el camino recorrido dista mucho de ser recto. Los terremotos fueron vinculados con los movimientos de la atmósfera y las variaciones de la presión barométrica, con las fases de la Luna y movimiento de los planetas, con la actividad de los volcanes o bien con la de las aguas subterráneas. El conjunto de las hipótesis referentes a las causas de los terremotos presenta un cuadro heterogéneo y variado.

Actualmente, el origen tectónico de los sismos está más allá de toda duda. Todas las demás conexiones, sean agentes de dinámica exterior o factores de origen cósmico, resultan totalmente insignificantes o simplemente ilusorias.

La conclusión sobre el origen tectónico de los sismos se funda, ante todo, en el hecho de que las zonas afectadas por sismos intensos y frecuentes, coinciden con aquellas en que son intensos los movimientos tectónicos recientes. Para cerciorarse de la exactitud de esta deducción, basta confrontar los mapas tectónico y sísmico. Con este objeto se utiliza, generalmente, un mapa tectónico en que vienen señaladas, en una u otra forma, las zonas de plegamiento, incluso las alpinas, que se desarrollaron a partir de geosinclinales mesocenozoicos. Esta confrontación está justificada, desde luego, ya que los movimientos alpinos, relacionados con geosinclinales mesocenozoicos y que abarcan enormes períodos de tiempo (cuando menos, a partir del Cretáceo Inferior), continúan hasta hoy.

Sin embargo, resultados más convincentes se obtienen al confrontar los *mapas sísmicos* con los de la *actividad tectónica actual*, puesto que precisamente los movimientos tectónicos *actuales* y no los alpinos en general, son los que producen los terremotos de nuestra época.

Por lo tanto, un mapa sísmico se debe confrontar, precisamente, con uno de los movimientos recientes (mapa neotectónico), o bien—

más exactamente aún—con el mapa de los movimientos actuales. Una de las versiones del mapa en cuestión (para los movimientos verticales) ha sido propuesta hace poco por N. Nikoláiev (véase fig. 219, cap. 14). A juzgar por ese mapa, muchas zonas del territorio de la URSS, situadas a lo largo de la frontera meridional del país y caracterizadas por un relieve de gran contraste, pertenecen, tectónicamente, a regiones afectadas por «intensos alzamientos (extendidos en el sentido del rumbo) antropógenos y actuales, con descensos lineales locales», caracterizándose por «fuertes gradientes y presencia de gran cantidad de fallas, con movimientos heredados a lo largo de fallas antiguas». Al mismo tiempo, es una zona de gran actividad sísmica. Las mismas correlaciones se observan también en la franja de cordilleras situadas entre el Altai y la región trasbaikálica. Sobre los mapas tectónicos corrientes se señalan allí las huellas de un plegamiento antiguo: precámbrico, o caledónico, o bien hercínico. Los movimientos ocurridos allí sólo durante el Antropógeno y que originaron estructuras de la *tectónica de bloques de falla*, que determina todas las peculiaridades del régimen sísmico, no figuran en los mapas tectónicos corrientes.

Una relación más estrecha entre los sismos y los desplazamientos actuales de cualesquiera estructuras tectónicas se patentiza en los casos siguientes, siendo válida, empero sólo para los sismos de *foco somero*:

A. Cuando la forma, extensión y disposición de las figuras trazadas por las *isosistas* (las denominadas *figuras o zonas isosísmales*) corresponden al plano de distribución de las estructuras tectónicas. Si el choque sísmico ha sido originado por desplazamientos a lo largo de una falla o conjunto de fallas aflorantes a la superficie, se puede notar que las figuras isosísmales están estrictamente confinadas a esas fallas (fig. 235 a).

B. Cuando la ubicación de los *epicentros*, localizados en base al análisis de los sismogramas, se vincula de un modo patente al plano de estructura geológica (fig. 235 b).

C. Cuando se conocen los *parámetros dinámicos* del sismo en el hipocentro y es posible confrontarlos con las peculiaridades de la tectónica local (véase fig. 229).

D. Cuando se observan directamente en el epicentro (visualmente o por medio de instrumentos) *deformaciones del terreno*, originadas en el momento del terremoto y relacionadas con el plano tectónico de la región considerada (véase fig. 221 y 234).

En relación con lo expuesto, examinemos algunos grandes sismos ocurridos en el territorio del Asia Central: el de Faizabad (1943), Chatkal (1946) y Ashjabad (1948).

El sismo de Faizabad (Tadzhikistán) del 12 de enero de 1943, alcanzó un valor 9 en el epicentro. Fue estudiado detalladamente

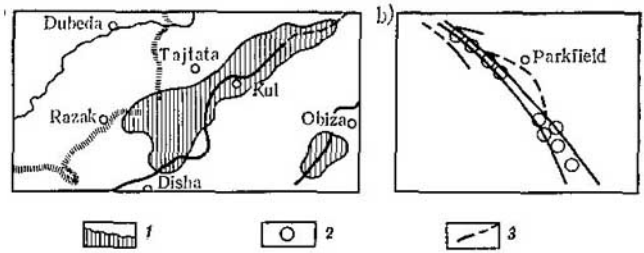


Fig. 235. Fallas y focos sísmicos someros:
a, zona de pleistosistas o líneas isosísmicas del terremoto de Faizabad, septiembre de 1930, Tadzhikistán (G. Gorshkov); *b*, epicentros del «enjambre» de sismos ocurridos en junio de 1934 en Parkfield, California (J. Wilson):
1, zona de pleistosistas; 2, epicentros; 3, fallas

por I. Gubin. El cuadro de distribución de las isosistas, obtenido por Gubin, es sumamente demostrativo. Se observan varias zonas epicentrales de fuerza 9, todas lineales y extendidas a lo largo de fallas de fuerte buzamiento, de edad alpina. Una isosista común de valor 8 bordea todas las zonas epicentrales. Este caso brinda un excelente ejemplo de concordancia entre las isosistas y la red de fracturas alpinas que siguen activas en la actualidad. Un cuadro similar en principio, se observó durante el terremoto de Faizabad ocurrido el 22 de septiembre de 1930, en el que la región pleistosística se hallaba estrictamente confinada a la línea de la falla de corrimiento (fig. 239 a).

El terremoto de Chatkal (Tian Shan) del 2 de noviembre de 1946, alcanzó en el epicentro una fuerza no inferior a 9. El epicentro estuvo ubicado en el lugar de emplame del sobreescurrimiento de Chatkal (véase fig. 186, cap. 13), que separa la depresión de Ferganá de la región de los alzamientos recientes de la cordillera de Chatkal, con la falla de Talasso-Ferganá; la falla de Chatkal corre en dirección al nordeste, y la de Talasso-Ferganá, al noroeste. Las figuras isosísmales tienen una forma ovalada y se extienden en sentido latitudinal siguiendo el rumbo de las estructuras plegadas hercinianas en las pilas paleozoicas. La profundidad del foco fue considerable (hasta 100 km); consecuentemente, el mapa de las isosistas, en este caso, no es demostrativo, ya que refleja los rasgos generales de la estructura geológica de la región, mas no la coyuntura tectónica en el foco. En el caso presente, del mapa de las isosistas no se puede deducir cuál de las fallas ha sido responsable del choque sísmico (fig. 237 a).

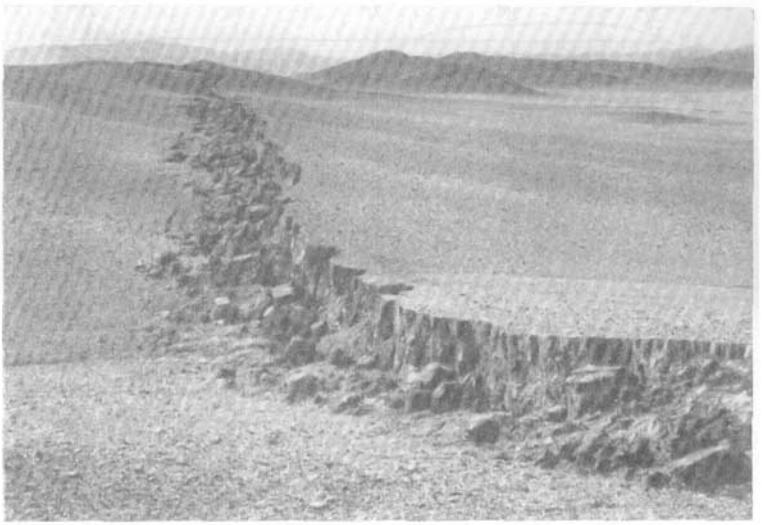


Fig. 236. Terremoto de Gobi-Altai de 1957 (Mongolia). Grieta que corta las colinas de Jeru; vista de norte a sur

En este aspecto, resulta de utilidad el mapa de los epicentros de los sismos recurrentes (fig. 237 a). Según datos de M. Cherniávkina, los epicentros se sitúan dentro de cierta zona extendida en dirección al noroeste (NO 310°), coincidiendo con el rumbo de la falla de Talasso-Ferganá (NO 295°), y no con el de la falla de Chatkal (NE 40°).

Se ha logrado también obtener datos sobre los parámetros dinámicos del foco de este sismo. Según A. Vvedenskaia, el sismo de Chatkal se originó en las condiciones siguientes: acimut del rumbo del plano de falla, NO 319°; buzamiento del plano de falla, SO 80° (*ángulo a_1 en la figura 237 b); el labio sudoeste se ha desplazado* hacia noroeste; el vector correspondiente al desplazamiento, está orientado al NO 320°, con un ángulo de 15° respecto de la horizontal (ángulo a_2 en la figura 237 b).

Todos estos datos demuestran que el sismo de Chatkal se halla *vinculado con los desplazamientos a lo largo de la falla de Talasso-*Ferganá, como también que dicha fractura pertenece más bien a la

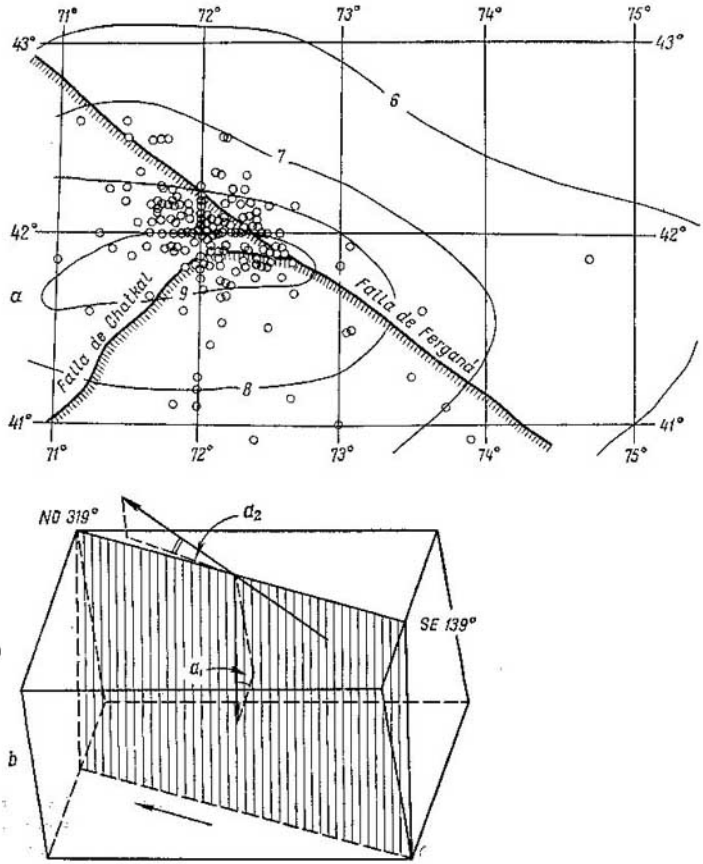


Fig. 237. Terremoto de Chatkal de 1946:
a, mapa de los epicentros de los temblores reiterados (M. Cherniávkina) y de las isosistas (G. Gorshkov); *b*, mecanismo de los movimientos en el foco (A. Vvedenskaia)

categoría de las fallas tangenciales, y no a la de los sobreescurrimientos o fallas directas, con un plano de fractura de fuerte buzamiento y con un desplazamiento a lo largo de este último en una dirección

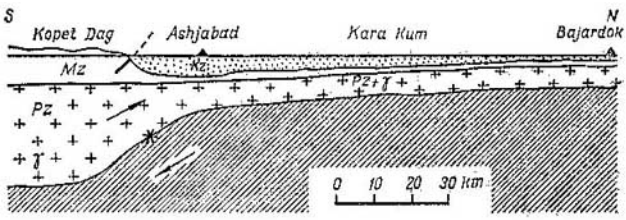


Fig. 238. Terremoto de Ashjabad de 1948. Estructura de la corteza terrestre en la zona del epicentro (S. Andréiev; esquematizado)

próxima a la horizontal. Esta falla es antigua y data, cuando menos, del final del Paleozoico y, según datos de A. Peive, es muy profunda. Los movimientos pudieron haberla afectado en toda su profundidad, puesto que el sismo de Chatkal consistió en tres choques originados, sucesivamente, en focos de 100, 30 y 0 km.

De este modo, el terremoto de Chatkal del año 1946 puede servir como ejemplo de correlaciones sismotectónicas bastante complejas, evidenciadas por distintos métodos de investigación.

El terremoto de Ashjabad del 5 de octubre de 1948, se originó en un foco cuya existencia era totalmente ignorada hasta el año 1948. La estructura geológica se presenta allí en la forma siguiente (fig. 238). Los potentes depósitos plegados del Cretácico (Cr) que integran el Kopet Dag, entran en contacto a lo largo de una gran falla inversa, con la depresión tectónica de Kara Kum («antetosa») rellena con depósitos terciarios (Tr) de 5 km de espesor. La capa* de granito γ en la zona de la depresión corresponde a las condiciones de plataforma, es decir, que su espesor no excede 10 km. En dirección al sur, el espesor del granito aumenta, indicando la presencia de una «raíz siálica» bajo las estructuras plegadas del Kopet Dag. El foco del sismo tuvo una profundidad aproximada de 15 a 20 km junto al piso de la capa granítica, en la zona de transición de la «raíz» a una capa de espesor normal.

La falla de corrimiento principal de Kopet Dag, que separa los depósitos mesozoicos plegados del Kopet Dag de los depósitos terciarios de la depresión de antepaís, no estuvo relacionada con el terremoto de Ashjabad. Existen razones, empero, para creer que fallas de características geológicas análogas se hallan presentes a profundidad. Efectivamente, según datos de F. Monajov, resultó

* El término capa está empleado en este caso de un modo convencional y no tiene relación alguna con las capas en su acepción normal, o sea, la forma en que yacen las rocas sedimentarias.

que el foco del sismo de Ashjabad se caracteriza por los parámetros siguientes: el origen del choque reside en una falla tangencial relacionada con un par de fuerzas («dipolo»). El vector de la fuerza está inclinado hacia el sur, según un ángulo de 60° respecto de la horizontal. La dirección del movimiento del flanco meridional es de sur a norte y hacia arriba, con ángulo de unos 60°, o sea, que concuerda con el desplazamiento que caracteriza la falla principal de Kopet Dag junto a la superficie de la Tierra.

En cuanto a las deformaciones originadas en la superficie terrestre y relacionadas directamente con el sismo, se pueden citar los ejemplos siguientes. Durante el terremoto de California (1906), el desplazamiento horizontal, o sea, la fractura según la cual se produjo el desplazamiento de distintas partes de la corteza terrestre en sentido horizontal, alcanzaba una longitud de varias decenas de kilómetros, con un rechazo máximo de 6 m (la denominada «escarpa de falla»). Esta falla era conocida ya de antes con el nombre de «falla de San Andreas»; durante el terremoto, se reanudaron los desplazamientos a lo largo de esta falla.

En la región de Tokio, durante el terremoto catastrófico de 1923, la superficie de la Tierra experimentó en todas partes un desplazamiento a la vez horizontal y vertical. Daba la impresión como si en ese lugar, la superficie terrestre se hubiera contraído instantáneamente hacia el punto en que se situaba el epicentro del terremoto, o sea, el centro de la bahía de Sagami (fig. 239).

Durante el sumamente curioso e intenso terremoto de Yakutat (Alaska, 1899), el desplazamiento vertical repentino de bloques rocosos aislados alcanzó 10 a 15 m, de modo que algunas porciones del fondo marino emergieron, al tiempo que quedaron sumergidas porciones de tierra firme.

Ejemplos como éstos se podían citar muchos.

Lo que se acaba de exponer indica una conexión estrecha entre los sismos y las estructuras tectónicas jóvenes. Por lo tanto, *los procesos tectónicos se deben considerar como la causa fundamental de la actividad sísmica cortical*, es decir, los procesos de movimiento de la sustancia en las partes exteriores del globo terrestre. Los terremotos están asociados al proceso de formación de las estructuras tectónicas recientes, o sea, los movimientos tectónicos actuales. Esto fue formulado acertadamente ya en 1887, por el primer sismólogo ruso A. Orlov: «No cabe duda alguna de que... los terremotos... se hallan... íntima y directamente ligados ante todo, con el tipo de configuración exterior en la superficie de la corteza terrestre, con la dirección de los alzamientos principales, con los desgarramientos y quebraduras de las estratificaciones superiores, etc.».

Ahora bien, el *origen* inmediato de las oscilaciones que surgen en el foco durante los sismos tectónicos, es el proceso mecánico de

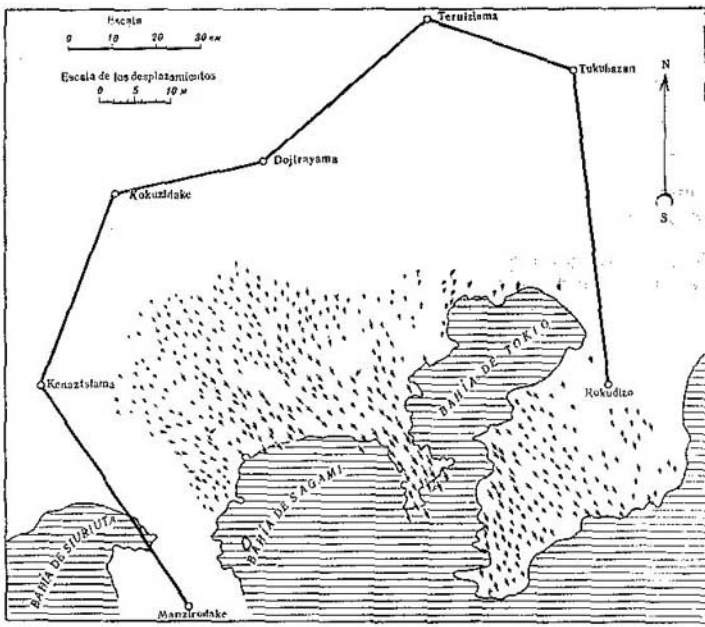


Fig. 239. Terremoto de Tokío de 1923, Japón. Desplazamiento de las partículas del suelo en dirección al epicentro (según materiales del Departamento Topográfico Militar del Japón)

un desplazamiento repentino de masas rocosas bajo el influjo de las fuerzas elásticas superiores al límite de resistencia de las rocas. Las tensiones tectónicas se van acumulando lenta y paulatinamente, de un modo continuo y uniforme, siendo interrumpidos por cambios repentinos en la distribución de las fuerzas en el momento de la liberación de la energía, es decir, durante un sismo.

Aparte de los sismos tectónicos se distinguen los sismos *volcánicos*, relacionados con la actividad de los volcanes, y los de *hundimiento*, originados por desplomes de cavidades subterráneas, por ejemplo, las cársticas. Ni los primeros ni los segundos alcanzan gran intensidad y sólo afectan áreas reducidas.

§ 9. EL PROBLEMA DEL PRONOSTICO DE LOS SISMOS

Para poder *pronosticar* un terremoto, es preciso señalar el lugar en que se producirán las sacudidas, luego predecir la intensidad del sismo a ocurrir, y finalmente, el momento en que ocurrirá.

Las dos primeras cuestiones tienen una respuesta bastante satisfactoria en los mapas de zonificación sísmica (ver § 10).

En cambio, la cuestión de cuándo se producirá un terremoto es muy difícil de responder. Las investigaciones se realizan en varios sentidos.

Uno de los posibles medios consiste en lo siguiente: en las regiones afectadas por movimientos tectónicos, la superficie de la Tierra experimenta continuamente pequeñas deformaciones, se inclina, se curva. Antes de producirse un sismo, se altera el ritmo de estos movimientos, cambia su régimen. Si estos movimientos se van midiendo y observando y se advierte el momento en que alcanzan cierto valor crítico, éste será el momento en que cabe esperar el choque. Las investigaciones de esta clase se realizan con ayuda de instrumentos llamados *inclinómetros*.

Ahora bien, ¿proporcionan dichas investigaciones resultados seguros? V. Bonchkovski, quien ha estudiado recientemente esta cuestión, llega a las conclusiones siguientes:

1. Las tempestades inclinométricas (es decir, las variaciones bruscas y frecuentes en la dirección y velocidad de las inclinaciones) se originan, probablemente, en un período de actividad sísmica, que se manifiesta por sismos perceptibles. Las tempestades de inclinaciones se producen con frecuencia poco tiempo antes de producirse un sismo perceptible.

2. A un período de calma sísmica corresponde también una ausencia de tempestades inclinométricas.

3. No se advierte una relación entre el sentido de las inclinaciones durante las tempestades inclinométricas y la dirección hacia el epicentro del sismo.

4. Los materiales proporcionados por las observaciones no suministran por ahora datos precisos sobre las inclinaciones en tanto indicios valederos para el pronóstico de un sismo, pero es posible que más adelante, al perfeccionarse el método, se logren resultados positivos en este sentido (fig. 240).

La cuestión se puede afrontar también de otro modo.

Como se ha dicho ya, en el período de preparación de un sismo, en la porción de corteza terrestre considerada, se va acumulando gradualmente tensión, debido a lo cual irán alterándose las propiedades elásticas de las rocas. Consecuentemente, variará también la velocidad con que las ondas sísmicas atravesarán estas rocas. ¿No sería posible medir esas alteraciones en la velocidad de las ondas

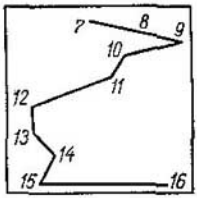


Fig. 240. Curso de las inclinaciones de la corteza terrestre y los terremotos, según las observaciones de la estación inclinométrica de Dushanbé, 1950. Las cifras 12 y 13 señalan los momentos del sismo ocurrido el 12 (I = 6) y el 13 de enero (I = 4) de 1950 (V. Bonchkovski)

sísmicas y advertir el momento en que la velocidad alcance cierto valor crítico, indicador de una acumulación de tensiones peligrosas? Para medir la velocidad de las oscilaciones elásticas que nos interesa y observar sus variaciones, se pueden utilizar métodos conocidos en la prospección sísmica: producir en un mismo punto y en forma periódica, pequeñas explosiones reiteradas, registrando en otro punto las oscilaciones originadas por las explosiones, que llegan desde el primer punto. Este método ha sido propuesto por el destacado sismólogo soviético G. Gamburtsev y actualmente se está estudiando y perfeccionando. Sería prematuro aún juzgar de su eficacia, pero tal vez aporte algo sustancial al problema del pronóstico.

Hace poco, ha sido propuesto un tercer método, con posibilidades al parecer, muy interesantes. Se trata de que el proceso de surgimiento y preparación de un sismo es acompañado por la aparición en el seno de la Tierra de vibraciones elásticas de diverso carácter, entre ellas, las *acústicas*. Es notorio que los terremotos son acompañados con frecuencia de un ruido subterráneo, percibido por las personas pero que no se registra por los instrumentos corrientes de las estaciones sismográficas. Este ruido representa un «proceso de irradiación acústica, concomitante a la coalescencia de la multitud de pequeñas grietas aisladas en una sola línea de fractura» (M. Antsíferov). ¿No se podría, acaso, detectar esos ruidos subterráneos con ayuda de micrófonos sensibles, colocados a profundidad, y captar aquellos que presagian un terremoto inminente? Investigaciones preliminares han demostrado que, según afirma M. Antsíferov, «los métodos geoacústicos, desarrollados hasta un grado de perfección suficiente, podrán utilizarse para pronosticar a breve plazo sismos locales». La dificultad reside, por ahora, en que el micrófono capta una multitud de ruidos, y no es nada fácil discernir entre ellos aquellos que nos interesan en este caso particular.

Se están investigando también varios otros procedimientos. Desde hace mucho se conoce la relación existente entre los sismos y las variaciones del campo magnético. A. Kaláshnikov, que ha estudiado la cuestión, destaca: «Es muy probable que la causa de los procesos mecánicos relacionados con los sismos y observados en la superficie de la Tierra, resida en los procesos térmicos que se verifican en la profundidad de la corteza terrestre, y los procesos electromagnéticos asociados con aquéllos, que se anticipan a la mecánica de los fenómenos sísmicos». De ser así, estos procesos «no mecánicos» pueden presentarse como «verdaderos presagios de los terremotos». Cierto es que las observaciones realizadas recientemente en el Asia Central han evidenciado que sólo en uno de cada tres casos las sacudidas sísmicas fueron precedidas de perturbaciones del campo magnético; no obstante, una vez perfeccionados el aparellaje y las técnicas de la observación, tal vez llegue a ser posible detectar esos presagios con mayor frecuencia y seguridad.

A. Tíjonov, que ha investigado el problema de las relaciones entre los sismos y las corrientes eléctricas inducidas en el seno de la Tierra bajo el influjo de la onda elástica que se propaga en las rocas durante un sismo, considera que dicha relación puede ser perfectamente real sobre la base del llamado efecto piezoeléctrico: al ser comprimidas las rocas, surge en ellas una corriente eléctrica, cierto que es muy débil. Y de ser así, existe la esperanza de poder utilizar las observaciones sobre las corrientes telúricas para el pronóstico de los sismos. En relación con lo expuesto, podemos recordar que A. Orlov decía ya en 1887, que el galvanómetro sería el pronosticador más probable de los sismos.

También se están llevando a cabo investigaciones tendientes a aclarar la relación entre los sismos y las variaciones del «gradiente del potencial eléctrico de la atmósfera», esto es, las variaciones del estado eléctrico del aire. Para los sismos perceptibles, o sea, de fuerza superior a 4, los datos obtenidos son, según V. Bonchkovski, «prometedores».

En la X Asamblea General de la Unión Geodésica y Geofísica (septiembre de 1954, Roma), fueron escuchados informes sobre el pronóstico de los sismos. El científico japonés Hudiwara informó sobre niveles de agua y varillas-inclinómetros de cuarzo instalados por él, capaces de detectar las deformaciones locales del terreno, que preceden a los sismos. Los sismólogos Sassa y Nishipura informaron sobre sus investigaciones realizadas con «tiltógrafos» (inclinómetros) de un sistema nuevo, que señalan las variaciones en el régimen de las inclinaciones, que preceden a los fuertes sismos; dichas variaciones se evidenciarían varios meses antes del sismo, aun unas horas antes a veces, y serían tanto más notables cuanto más cerca del epicentro fueran detectadas.

De esta suerte, se esbozan varios caminos que tal vez conduzcan algún día a la solución del problema que representa el pronóstico de los terremotos. El problema es muy arduo. Hasta ahora nadie ha podido predecir un terremoto, y el problema tardará mucho en resolverse. Pero un terremoto no es fenómeno casual, sino que es un efecto regular y natural de los procesos tectónicos que se verifican en el seno de la Tierra durante largos períodos de tiempo; un terremoto se viene preparando y por lo tanto, tiene sus presagios que, tarde o temprano, han de ser revelados por el hombre.

§ 10. ZONIFICACION SISMICA Y CONSTRUCCION DE OBRAS Y EDIFICIOS A PRUEBA DE TERREMOTOS

La zonificación sísmica tiene por objeto principal la obtención de informaciones sobre la intensidad máxima que pueden alcanzar eventualmente los sismos en una región determinada. Un pronóstico de esta clase puede obtenerse sólo mediante un análisis sumamente prolijo de todas las peculiaridades del régimen sísmico del territorio considerado, un estudio muy detallado de los sismos durante un largo período y su relación con la geología.

Con este objeto, y ante todo, es preciso estudiar en todos sus detalles el régimen sísmico de la región considerada, vale decir, estudiar los sismos ocurridos allí anteriormente; las deducciones serán tanto más exactas cuanto más largo sea el período estudiado. A continuación, se deben determinar las condiciones geológicas en que se producen los sismos, y las estructuras con que están relacionadas. Una vez establecidas dichas relaciones, resulta posible aplicar las deducciones obtenidas en unas regiones, también a otras, si su ambiente geológico es similar a las primeras. De esta forma se elaboran los mapas de zonificación sísmica, en que viene expresada con signos convencionales la posible intensidad de los sismos eventuales para cada punto, en unidades de la escala sísmica.

Al estudiar el régimen sísmico de los distintos lugares del territorio de la URSS, observamos que en las llanuras de la parte europea no hubo sismos fuertes, ni los habrá, probablemente, durante largo tiempo. En algunas regiones del Cáucaso, Turkmenia, Asia Central, Baikal, Kamchatka, son posibles sismos de hasta 8-9 y más de intensidad. En las regiones de Kopet Dag, Tian Shan, Pamir, en ciertos lugares de la región peribaikálica meridional y en la costa oriental de Kamchatka, son posibles terremotos de intensidad aún mayor. Datos de esta naturaleza constituyen el contenido de los *mapas de zonificación sísmica.*

El primer mapa sísmico para el territorio de la URSS fue confeccionado en 1936. El mapa, reeditado con correcciones y adiciones en 1957, es utilizado actualmente como documento oficial, con

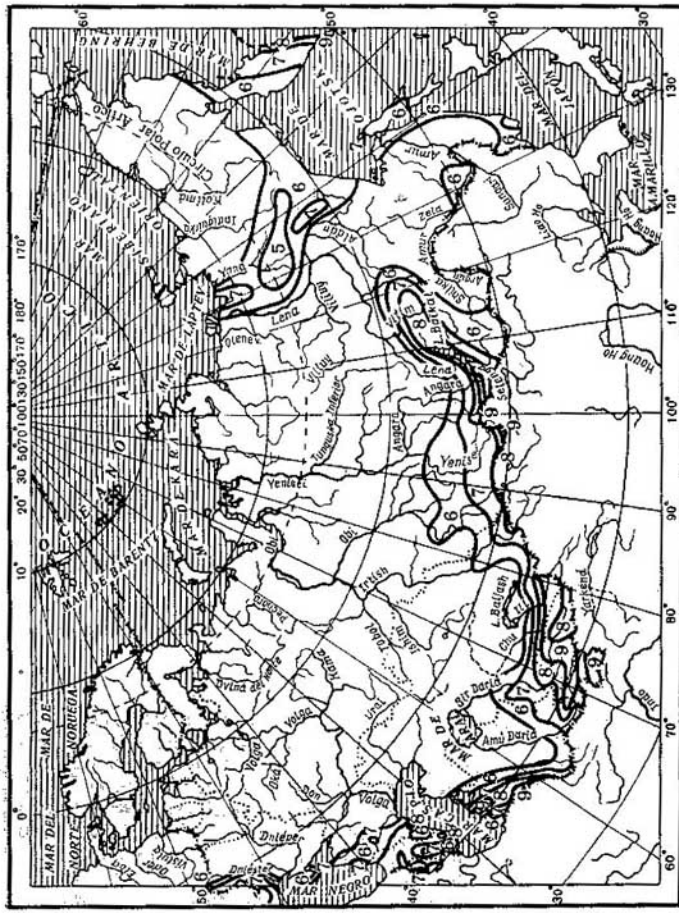


Fig. 241. Mapa de la zonificación sísmica del territorio de la URSS. Instituto de Geofísica de la Academia de Ciencias de la URSS, 1957.

Fig. 242. Un edificio construido en una zona sísmica de valor 8. Entre los pisos se observan las fajas de hormigón armado

cuya ayuda se determina la fuerza de los sismos eventuales en todos los puntos situados dentro de las zonas sísmicas de la URSS (fig. 241).

La necesidad de la zonificación sísmica surge de las necesidades de la economía del pueblo. Las casas de vivienda y las obras industriales se deben edificar de modo que los sismos no alteren su funcionamiento normal.

Al valorar el peligro sísmico, debe tomarse en consideración no sólo el ambiente tectónico general, la intensidad de los movimientos actuales, etc., sino también las condiciones locales del terreno. Las peculiaridades del relieve, las características del suelo, la profundidad de las aguas subterráneas, todos estos factores inciden en el efecto exterior del choque sísmico, reforzándolo o amortiguándolo. El problema del influjo de las condiciones geológicas locales pertenece a la rama de la Sismología, llamada *microzonificación sísmica*.

De acuerdo al peligro sísmico en potencia, en la construcción de edificios y obras se utilizan unas u otras técnicas de *construcción antisísmica*. En base a los mapas de zonificación sísmica y teniendo en cuenta los datos complementarios sobre las peculiaridades geológicas locales (características de los suelos, etc.), se determina la intensidad eventual de los futuros sismos (valor 9, pongamos por caso). Con arreglo a dicho valor se proyectan los edificios y obras. Así, la fábrica textil de Ashjabad fue construida basándose en la

probabilidad de sacudidas sísmicas de hasta 9 de intensidad. Este valor tuvo precisamente, el sismo de 1948, y los edificios fabriles sufrieron daños relativamente escasos. Una construcción similar — sísmicamente correcta — tenían las torres de hormigón del elevador de granos de Ashjabad, que también resistieron al sismo. Los edificios del Museo Regional y del Banco de Estado, excelentes construcciones de ladrillos fuertes y mortero tenaz, casi no sufrieron daños, como se ha dicho ya. En cambio, los edificios mal construidos se desmoronaron. Ejemplos como éstos son numerosos.

Para que las casas puedan resistir las sacudidas sísmicas, se recomienda ante todo, utilizar materiales de construcción de calidad impecable; se recomienda utilizar construcciones antisísmicas especiales, aliviar los techos, suprimir toda clase de adornos pesados (cornisas muy prominentes, balcones y esculturas macizas); se recomienda asimismo limitar la altura de las casas, reforzar la construcción con fajas o cinturas de hormigón armado o ladrillos armados, que ciñen cada uno de los pisos (fig. 242), etc.

Existen instrucciones detalladas sobre la aplicación de las normas de construcción antisísmica, relativas a los distintos valores de la escala de intensidades sísmicas. En la Unión Soviética, *la construcción de edificios a prueba de terremotos es un problema de gran importancia nacional*, y es regulado por organismos estatales. El cumplimiento estricto de las normas dictadas por la teoría de la construcción antisísmica reduce notablemente el peligro de la destrucción de los edificios por las sacudidas sísmicas.