

ELEMENTOS DE FÍSICA DE LAS ROCAS

ING. JOSÉ OTAÑO NOGUEL

 Editorial
Pueblo y Educación

Este libro,
en tus manos de estudiante,
es instrumento de trabajo
para construir tu educación.
Cúdaló,
para que sirva también
a los compañeros que te sigan.

Edición: Prof. Vivian Concepción Amate

Diseño: Gilberto Díaz Fernández

Ilustraciones: Martha Rodríguez Núñez
Alberto Mirabal Chaple

Realización: Zelaida Rodríguez Peña

Emplante: Asia Esponda Alvarez

Corrección: Hortensia Chang Rivero

PRÓLOGO

La industria minera es una de las ramas más importantes de la economía de muchos países, pues produce materias primas para las industrias metalúrgica y química, así como los distintos materiales de construcción.

Una parte considerable de los minerales útiles se laboran con mullido previo, utilizando trabajos de perforación y explosivos.

El peso específico de los trabajos de perforación y explosivos en el costo total de la unidad de masa de mineral extraída varía desde 25,30 hasta 60%. Por eso, el nivel técnico con que se realicen estos trabajos, determina en muchos casos la efectividad del trabajo de las unidades mineras.

Para aumentar la efectividad de los trabajos de fragmentación con explosivos, se requiere conocer las propiedades físicas de las rocas entre las cuales son determinantes las mecánicas. Asimismo las propiedades eléctricas, térmicas y magnéticas de las rocas tienen gran significación en el perfeccionamiento de los procesos de fragmentación.

En este libro, destinado a los estudiantes de Ingeniería de minas, se recogen los elementos básicos acerca de las propiedades físicas de las rocas, necesarios para el estudio y aplicación de los distintos métodos de fragmentación de las rocas.

Este texto está organizado de acuerdo con el programa de la asignatura Fragmentación de rocas, de forma que pueda ser utilizado como libro básico para el estudio de la primera parte de esta. Al redactarlo hemos consultado los libros que se utilizan en la Escuela Superior Soviética en esta especialidad y aportado la experiencia adquirida durante varios años como profesor de esta asignatura en la Universidad de Oriente y en el Instituto Superior Minero Metalúrgico de Moa.

Esperamos que sea sometido a la crítica de los especialistas de esta ciencia, para tener en los próximos años un valioso aporte de sugerencias para su revisión y ampliación.

El autor

© Ministerio de Educación Superior, 1981

EDITORIAL PUEBLO Y EDUCACIÓN
Calle 15 No. 604, entre B y C,
Plaza de la Revolución, Ciudad de La Habana.

CAPÍTULO 1 GENERALIDADES

NOCIONES ACERCA DE LAS PROPIEDADES FÍSICAS DE LAS ROCAS

Propiedades físicas de las rocas son tanto las mecánicas, hidráulicas, acústicas, ópticas, térmicas, eléctricas, magnéticas y electromagnéticas, como los fenómenos que ocurren en ellas por la acción de las radiaciones.

La física de las rocas, por una u otra propiedad comprende el comportamiento específico de las rocas a causa de la acción sobre ellas de factores mecánicos, hidráulicos, electromagnéticos, etcétera. Así por ejemplo, las propiedades mecánicas se manifiestan por la interacción de dos cuerpos sólidos, uno de los cuales es la roca; las hidráulicas, por la acción de un líquido sobre la roca; las acústicas por la acción de ondas sonoras; las radiactivas, por la reacción de las rocas ante las radiaciones con flujos de partículas microscópicas o con ondas electromagnéticas.

Las propiedades físicas de las rocas más utilizadas actualmente en los procesos de producción minera son las mecánicas, las térmicas y las eléctricas, ya que corresponden a los tres métodos básicos de accionar sobre las rocas y a los tres tipos de energía predominantes en la producción contemporánea.

Entre las propiedades mecánicas de las rocas sólidas, la más importante es el límite de resistencia a la compresión, que se toma como base para clasificarlas según la solidez. El límite de resistencia a la compresión es el máximo valor de las tensiones resistidas por las rocas; los restantes índices de resistencia son menores que σ_c , y el menor entre ellos es el límite de resistencia a la tracción σ_t , que también se considera como uno de los principales índices de las rocas.

La energía gastada en la fragmentación de las rocas es directamente proporcional a los índices elásticos de estas, por lo cual se pueden citar entre los principales el módulo de Young E y el coeficiente de Poisson μ .

De las propiedades térmicas de las rocas, las más características son la conductividad térmica específica, el calor específico y el coeficiente de dilatación lineal. La conductividad térmica específica y el calor específico caracterizan el proceso de difusión y acumulación del calor en las rocas, y el coeficiente de dilatación lineal, la variación de las dimensiones del volumen de roca calentado.

Las propiedades eléctricas básicas de las rocas comprenden: la resistencia eléctrica específica, la permeabilidad dieléctrica relativa y la tangente del ángulo de pérdidas dieléctricas. Estos índices determinan el comportamiento de las rocas en los campos eléctricos de corriente directa y alterna, y el carácter de la difusión de la energía electromagnética en ellas.

Entre las propiedades hidráulicas se distinguen dos grupos, en primer lugar las que caracterizan la permeabilidad de las rocas y su capacidad de absorber y retener líquidos, como: la permeabilidad, el coeficiente de filtración, la higroscopicidad y el drenaje; en segundo lugar, las que determinan el grado de variación del estado de las rocas bajo la acción del agua, como: la mojabilidad, la solubilidad y el reblandecimiento e hinchazón por la humedad.

Las rocas son muy diversas tanto por su constitución como por su composición, por ello el estudio de sus propiedades se basa en los principios de la teoría de las probabilidades y la estadística matemática.

El estudio de las propiedades físicas de las rocas es necesario realizarlo en conjunto, considerando la relación existente entre ellas.

SIGNIFICADO DE LAS PROPIEDADES FÍSICAS DE LAS ROCAS EN LOS PROCESOS DE LA PRODUCCIÓN MINERA

Las propiedades físicas de las rocas se utilizan desde el momento que comienzan los trabajos de exploración de un yacimiento, como por ejemplo, al aplicar métodos geofísicos de exploración basados en distintas propiedades físicas del yacimiento buscado y de las rocas encajantes, hasta la fase final del proceso de extracción, es decir, en el beneficio de los minerales.

El método clásico de laboreo de yacimientos se compone de un conjunto de operaciones básicas (mullido, carga y transporte, almacenamiento de mineral y escombros, etcétera) y auxiliares.

La elección del método de mullido de las rocas se determina básicamente por las propiedades físicas de estas, ya que de acuerdo con su solidez se determina cuando una máquina puede o no laborar una roca sin mullido previo.

En los trabajos de perforación y explosión tiene un gran significado la correcta valoración de la anisotropía, la resistencia, el clivaje, el agrietamiento y la estratificación del macizo, ya que la fragmentación de las rocas con explosivos ocurre siempre por las superficies de debilitamiento.

Al cargar las rocas desempeñan un papel fundamental su coeficiente de fricción, la adhesión, la humedad y la plasticidad. La efectividad de la perforación térmica está determinada por un conjunto de propiedades de la roca: conductividad térmica, elasticidad, resistencia a la tracción, coeficiente de dilatación lineal, constitución, diferencia en la composición mineralógica y propensión a las modificaciones y transformaciones.

La fragmentación electromagnética ocurre con más facilidad en las rocas que por su constitución se acerquen a los semiconductores y que a la vez sean no uniformes, de modo que haya una buena distribución de la alteración del cuerpo que posibilite un calentamiento no uniforme y un reforzamiento de las tensiones térmicas.

Las propiedades de las rocas influyen también en la elección de los métodos de transporte. El transporte con banda transportadora en la forma existente, no puede utilizarse en el laboreo de rocas plásticas húmedas, ni en el de materiales abrasivos en pedazos grandes. El transporte por gravedad, basado en la caída libre, el deslizamiento o rodamiento del material, se emplea solo en el traslado de rocas duras, secas y gruesas, no propensas a pegarse ni a meterse en los orificios, etcétera.

El transporte hidráulico se utiliza solo en el caso de suficiente trituración y homogeneidad, abrasividad no muy grande, estabilidad en relación con la interacción con el agua (insolubilidad) y gran drenaje.

El régimen de trabajo, los contornos de las canteras y campos de minas, etc., se determinan sobre la base de las propiedades de las rocas; los índices físicos de estas se consideran en los cálculos de la estabilidad de los ángulos de inclinación de las terrazas y los bordes de las canteras, y de la presión minera. Existen métodos especiales de laboreo basados en las propiedades físicas de los yacimientos, como la fuerte solubilidad, la baja temperatura de fusión, etcétera.

Sin embargo, hasta ahora no existe una característica cuantitativa clara de la dependencia de las propiedades físicas, en los procesos de producción. Las propiedades de las rocas se consideran en la construcción de las máquinas y en los cálculos para utilizarlas, de forma puramente cualitativa o por medio de coeficientes empíricos obtenidos por la elaboración estadística de los datos de la práctica.

Como ejemplo de los cálculos más utilizados en las operaciones mineras, considerando las propiedades de las rocas, podemos mencionar los siguientes:

- En el cálculo de la productividad por turno de una instalación de perforación, se incluyen todas las propiedades mecánicas de las rocas en un índice minero-técnico especial: el trabajo específico de la perforación.
- En la determinación del peso de la carga de sustancia explosiva en un taladro, se utiliza el gasto específico, que es un índice relacionado con las propiedades de las rocas.
- La determinación del ancho del montón después de la explosión se realiza sobre la base de índices físico-técnicos de las rocas (coeficiente de esponjamiento, ángulo de talud natural, etcétera).
- En el cálculo de la productividad de las excavadoras se utiliza una serie de coeficientes que en una u otra medida, tienen en cuenta las propiedades mecánicas de las rocas.

El conocimiento profundo de las propiedades físicas de las rocas permite crear nuevas y más efectivas máquinas de extracción.

BASE MINERALÓGICO-PETROGRÁFICA DE LA FÍSICA DE LAS ROCAS

Minerales

Por mineral se comprende cualquier combinación química formada naturalmente y que integra la corteza terrestre. Minerales se consideran también todos los elementos químicos que se encuentran en la corteza terrestre en estado libre. Pueden ser gaseosos (gas natural), líquidos (petróleo, mercurio, agua) y sólidos.

Como todas las combinaciones no son estables, la cantidad natural de ellas es limitada en las condiciones existentes en la corteza terrestre; en total se conocen cerca de 3 000 minerales diferentes. La mayoría son combinaciones químicas cristalinas sólidas. Los minerales amorfos conocidos son muy pocos.

La distribución de los minerales en la corteza terrestre es muy irregular, y en la formación de las rocas solo desempeñan un papel principal cerca de 20, llamados minerales formadores de rocas. La mayoría de los restantes, denominados minerales accesorios, están presentes en las rocas, en cantidades no considerables; sin embargo, los accesorios tienen gran significación económica, ya que entre ellos están todas las menas de los minerales no ferrosos y además, ejercen gran influencia sobre distintas propiedades de las rocas.

En la naturaleza, los minerales pueden encontrarse en forma de cristales y granos aislados, diseminados en las rocas, en forma de masas policristalinas y terrosas, en concreciones, en sedimentos, así como en incrustaciones y nódulos. Algunos cristales de cuarzo, feldespato y espodumena pueden tener grandes dimensiones,

pero la mayoría de los minerales se encuentran en forma de cristales pequeños.

Cada sustancia tiene su propia red espacial, la cual da la ley de su distribución dentro del cristal.

Las propiedades físicas de los cristales independientes están determinadas por su composición química y por las fuerzas entre las partículas de la red espacial. Los enlaces entre las partículas pueden ser iónicos, covalentes, metálicos y moleculares (fuerzas de Van der Waals). En los agregados policristalinos, las propiedades dependen no solo de los enlaces internos de cada cristal, sino también de las fuerzas de cohesión entre los cristales que forman el agregado. Estas fuerzas son más débiles que las interiores de los cristales y tienen una magnitud cercana a las moleculares.

Las propiedades de los monocristales dependen de la dirección en que se realiza la medición, es decir, los cristales son anisótropos. En los agregados, los cristales habitualmente no están orientados, sino que se distribuyen sin orden, por lo cual los minerales policristalinos son, por lo general, isotropos.

Los agregados cristalinos tienen distintas macroestructuras, las cuales determinan sus propiedades, en grado considerable. La estructura se caracteriza por las dimensiones de los cristales y por su disposición mutua.

La exfoliación o propiedad de separarse por planos de superficie pulida es un signo característico de una serie de minerales. La aparición de la exfoliación se debe a la presencia de direcciones de debilitamiento de la adhesión de las partículas.

Rocas

Las rocas son agregados de minerales con una composición más o menos constante, que forma un cuerpo geológico independiente. Si los minerales son combinaciones químicas de elementos, las rocas son combinaciones mecánicas de minerales.

Como ya explicamos, las propiedades de los minerales son una función de su composición química y de la constitución de la red cristalina. Las propiedades de las rocas dependen, en primer lugar, de su composición mineralógica y de su macroconstitución (signos estructurales-texturales).

De acuerdo con el carácter del enlace de los granos entre sí, se diferencian los siguientes tipos de rocas:

Rocas sueltas. Simples mezclas de distintos minerales o granos de un mineral, sin ningún enlace entre ellos (arena, grava, etcétera).

Rocas viscosas (arcillosas). Con enlaces acuocoloidales entre las partículas, se caracterizan por la alta plasticidad al saturarse de agua. Forman este grupo, principalmente, productos de la erosión química (arcilla, terrenos arcillosos y bauxitas).

Rocas duras. Con enlaces elásticos entre las partículas minerales (areniscas, granitos, diabasas, neises); por el enlace entre los granos minerales, estas rocas duras son las más resistentes.

Los signos más importantes de la constitución de las rocas son su *estructura* y *textura*.

La estructura comprende la constitución amorfa o cristalina, las dimensiones y formas de los granos minerales, y el carácter del enlace entre ellos. Los principales

tipos de estructuras son los siguientes: *cristalina de grano grueso, de grano medio, de grano fino y afanítica, microcristalina, vidriosa, porfírica y detrítica*.

La *textura* es la disposición mutua de las partículas estructurales de un tipo en las rocas. Los tipos más importantes de *textura* son los siguientes: *masiva, porosa y estratificada*.

En petrografía se considera un número mayor de estructuras y texturas, pero las que tienen una influencia determinante sobre las propiedades físicas de las rocas, en relación con su extracción y elaboración, son las enumeradas aquí.

Tanto la composición mineralógica como la constitución de las rocas, están determinadas por la génesis de estas y la interacción de distintos factores externos (movimientos de la corteza terrestre, acción del viento y el agua, presión y cambios de temperatura) durante todo el período de su existencia.

Por su origen, las rocas se clasifican en tres grandes grupos: *magmáticas, sedimentarias y metamórficas*.

El origen de las rocas no determina su composición mineralógica y constitución de una forma fija, por lo cual la génesis no puede ser tomada como base para clasificarlas por sus propiedades físicas. Las clasificaciones que consideran la composición mineralógica y la constitución permiten juzgar, con más precisión, sus propiedades físicas. Como los factores básicos: composición mineralógica y constitución, determinan las propiedades de las rocas, por estar indisolublemente ligados a estas y ser inherentes a ellas, se llaman *internos*.

Sobre las propiedades de las rocas también influyen el grado de calentamiento, la presión, el humedecimiento, los campos eléctricos y magnéticos, etc.; factores que por estar relacionados con acciones del medio exterior sobre la roca se llaman *externos*.

No todas las rocas tienen la misma sensibilidad al cambio de su constitución y composición mineralógica. Las propiedades que aparecen en los procesos dinámicos transmisores de energía de una parte de la roca a otra, son más sensibles al cambio de constitución, por ejemplo, la elasticidad y la resistencia.

Los índices estáticos de carácter acumulativo, como el peso específico, la conductividad eléctrica y magnética, etcétera, combinan considerablemente con la variación de la composición mineralógica.

INFLUENCIA DE LOS FACTORES INTERNOS Y EXTERNOS SOBRE LAS PROPIEDADES DE LAS ROCAS

Influencia de los factores internos

Con la finalidad de investigar y usar en la práctica las propiedades de las rocas, es importante conocer su dependencia cuantitativa de la composición mineralógica. A causa de la falta de una característica cuantitativa, única de la composición mineralógica, no se ha establecido, hasta ahora, esta dependencia en la mayoría de las rocas.

La influencia de la composición mineralógica sobre las propiedades de las rocas, se ha estudiado en detalle en las rocas densas poco porosas.

En este caso, las propiedades físicas pueden ser consideradas, aproximadamente, como propiedades de la mezcla de minerales que entran en ella:

$$X_0 = \sum_1^n X_i V_i \quad (1)$$

donde:

X_0 — índice físico de las rocas

X_i — índice físico de los minerales que componen la roca

V_i — contenido relativo del mineral dado.

No todos los minerales modifican en igual grado las propiedades de las rocas. Si a la roca la integran una serie de minerales que se diferencian poco unos de otros por sus propiedades, la diferencia de su contenido en la roca, prácticamente, no se manifiesta en la variación de sus propiedades. Si al contrario, uno de los minerales que forma la roca, se distingue mucho de los otros, por sus propiedades, su contenido influirá de manera considerable sobre las propiedades de la roca.

Por consiguiente, algunos minerales se pueden unir en grupos, por sus propiedades más o menos iguales. La combinación de estos minerales, con límite de precisión suficiente, determina las propiedades de las rocas de un grupo específico teniendo en cuenta todas las correcciones por las particularidades de su constitución. Las propiedades eléctricas o térmicas de algunos minerales, pueden ser aproximadamente iguales, por eso, los minerales que determinan la magnitud de la conductividad eléctrica, por ejemplo, no siempre determinan la resistencia de las rocas. Esto hay que tenerlo en cuenta al agrupar los minerales.

La composición mineralógica de las rocas no determina por sí sola la mayoría de sus propiedades, por ello es necesario estudiarla junto con los índices de la constitución de estas. En minería no es necesario diferenciar un número grande de rocas por su constitución, ya que solo tienen significación aquellos tipos de estructuras que, dentro de límites prácticamente importantes, pueden variar las propiedades físicas de las rocas. En estos índices figuran: tamaño, forma, orientación y homogeneidad de los granos, amorfismo, laminación y porosidad.

Las propiedades de las rocas también dependen de su estado mecánico (erosión, agrietamiento, separación, clivaje). La erosión de las rocas provoca la variación de su composición mineralógica o el aumento de la porosidad, el agrietamiento, etc.

Las propiedades de la constitución enumeradas, se valoran por índices cuantitativos; por ejemplo, la laminación se determina por la cantidad de capas por unidad de volumen. Una excepción la constituyen características, como la forma de los granos, las capas y los poros, así como el carácter de la fuerza de enlace entre las partículas de las rocas.

Las propiedades de las rocas dependen de las dimensiones de los granos porque la variación de las dimensiones modifica el área de los contactos entre ellos por unidad de volumen, además de que estos, casi siempre, tienen propiedades distintas que las de la sustancia del interior de los granos.

La constitución laminar de las rocas sedimentarias y metamórficas causa su anisotropía. Las propiedades determinadas, a lo largo de las capas, se diferencian

de las determinadas perpendicularmente a estas, porque las propiedades de las capas son distintas y la fuerza de enlace entre las partículas en cada sección de la capa y en el contacto entre las capas, también es diferente.

La anisotropía de las rocas laminares se caracteriza por el coeficiente de anisotropía:

$$k_a = \frac{X_{\parallel}}{X_{\perp}} \quad (2)$$

donde:

X_{\parallel} — valor de la propiedad determinada según las capas

X_{\perp} — valor de la propiedad determinada perpendicularmente a la estratificación.

Anisótropos pueden ser también minerales y rocas que no se diferencian por la composición mineralógica de sus capas; pero que poseen exfoliación, clivaje, esquistosidad y agrietamiento. En todos estos casos, en la roca se manifiestan planos de debilitamiento orientados. Los índices de las propiedades determinadas a lo largo de los planos son menores que los índices determinados en la dirección transversal.

La porosidad de las rocas ejerce gran influencia sobre sus propiedades físicas. Una roca porosa se compone del esqueleto mineral y el aire que rellena los poros. Los valores de los valores físicos del aire son cero o cerca de cero, con excepción del calor específico, que es igual a $1 \text{ kJ/kg} \cdot \text{grado}$.

El aire en las rocas transmite muy mal cualquier tipo de energía, por eso en ellas la transmisión de energía ocurre solo a través del esqueleto mineral. El aumento de la porosidad reduce el área relativa de los canales transmisores de energía y, por consiguiente, los valores de los índices relacionados con la transmisión de energía. Sin embargo, la porosidad, especialmente la grande y abierta, incrementa el número de canales por los cuales puede haber transferencia de masa (líquidos y gases). En esos casos la porosidad es importante en las distintas formas de constitución de las rocas. Solo en el caso de las propiedades relacionadas con la acumulación de energía (por ejemplo, el calor específico), los poros rellenos con gases o líquidos devienen un índice de la composición de las rocas.

Una relación simple entre cualquier índice de las propiedades que disminuyen con la porosidad y la porosidad P puede ser expresada por la fórmula:

$$X = X_0 (1 - P)^2 \quad (3)$$

donde:

X_0 — índice de las propiedades de las rocas, para porosidad $P = 0$

X — índice de la propiedad de la roca, para $0 < P < 1$ (fig. 1).

Esta fórmula muestra que:

— El índice que tiene un gran valor inicial X_0 depende fuertemente de la porosidad.

- Con el aumento de la porosidad, los valores de los índices de las rocas se aproximan independientemente del grado de diferencia de los valores iniciales, es decir, el aumento de la porosidad disminuye la influencia de la composición mineralógica sobre las propiedades de las rocas.
- Para valores de P cerca de 1, la influencia de la porosidad sobre la propiedad casi desaparece.

Como las propiedades dependen no solo del volumen relativo de poros en la roca, sino también de la forma y el carácter de la distribución, no se ha establecido una dependencia funcional directa entre las propiedades de las rocas y su porosidad.

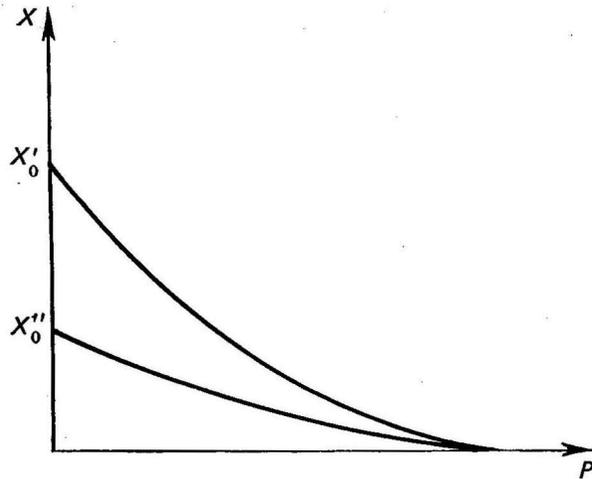


Fig. 1. Dependencia de distintos índices de las rocas, de la porosidad.

Si la roca tiene una composición de matriz, es decir, cualquier mineral compone la armazón de la roca y los restantes la integran en forma de inclusiones, sus propiedades estarán condicionadas, básicamente, por las propiedades de los minerales que integran la matriz, pues esta última recibe las cargas y transmite las tensiones o la energía. La matriz puede estar representada por minerales homogéneos, armazones poliminerales densas, masas vítreas y distintos cementos.

influencia de los factores externos

El campo sustancial con frecuencia está representado en forma de distintos líquidos (agua, petróleo) y gases que rellenan los poros, grietas y cavidades de las rocas; ejerce su influencia sobre las propiedades en dos direcciones: como parte componente de las rocas y como medio físico-químico activo que acciona sobre el esqueleto mineral.

En el primer caso, las propiedades de las rocas se determinan como índices sumarios de las propiedades del esqueleto mineral y de los líquidos y gases que las saturan. En el segundo caso, además, devienen una función del grado de interac-

ción entre el campo sustancial y la roca, por lo cual cuando estas se saturan se pueden observar distintas formas de variación de sus propiedades.

El campo mecánico (presión) también varía las propiedades de las rocas a causa de la condensación de estas bajo la acción de cargas, el aplastamiento de los poros, el aumento del área de contacto de los granos y por consiguiente, de los canales transmisores de las tensiones y la energía. Comúnmente, el aumento de la presión provoca el incremento de todos los índices dinámicos (resistencia, propiedades elásticas, conductividad térmica, etcétera).

La presión puede tener distintas formas: monoaxial, biaxial, volumétrica homogénea, volumétrica no homogénea, etc. En dependencia del carácter de la presión, las propiedades también cambian, ya que ocurren distintas redistribuciones de los granos minerales en el volumen de roca comprimida.

La presión hidrostática ejerce la acción más condensadora sobre las rocas; precisamente en estas condiciones se encuentran las rocas a profundidad.

Con presiones muy altas ocurre no solo la reorganización de la macroestructura de las rocas (condensación), sino el aumento del potencial interno de los átomos e iones, que a su vez también influye sobre las propiedades de estas. El campo térmico provoca variaciones en las propiedades de las rocas a causa de los distintos procesos termodinámicos que ocurren en ellas a altas temperaturas.

Las temperaturas altas refuerzan la amplitud de las oscilaciones de las partículas en la red cristalina y, en correspondencia, debilitan los enlaces entre ellas, facilitan la extracción de los iones de los nudos de la red, provocan la reorganización de las redes cristalinas de algunos minerales (transformación polimórfica), conducen a la aparición de termotensiones internas a causa de una dilatación térmica diferente de los distintos minerales y origina aglomeración, descomposición, fundición, sublimación y evaporación de los minerales y las rocas.

Las bajas temperaturas también varían la constitución interna de las rocas y las fuerzas de enlace entre las partículas.

La tensión y frecuencia de los campos eléctricos, magnéticos y electromagnéticos ejercen gran influencia sobre las propiedades electromagnéticas de las rocas. Esto se explica por la acción energética sobre las partículas de las rocas, por lo cual se produce su orientación eléctrica y magnética (polarización y magnetización), la excitación de los electrones e iones, etcétera. La reorganización de las partículas en las rocas, bajo la acción de los campos eléctricos y magnéticos, conduce también a la variación de otros índices (térmicos y mecánicos).

Cualquier roca que se encuentre en condiciones naturales, puede experimentar cualquiera de los campos externos mencionados, por las razones siguientes:

- Todas las rocas tienen humedad en uno u otro grado.
- En el macizo de rocas existe la presión minera, a causa del peso de las capas superiores y la presión de las rocas laterales.
- A grandes profundidades existen temperaturas elevadas.
- En la corteza terrestre se producen campos eléctricos y magnéticos.

La acción de los factores externos se manifiesta no solo en la variación cuantitativa de las propiedades, sino también en la variación cualitativa de la misma roca. A causa de los movimientos de la corteza terrestre, la acción del agua y el viento, las variaciones de temperatura, etcétera, las rocas se erosionan y se vuelven porosas y sueltas, o se condensan.

CAPÍTULO 2 PROPIEDADES MECÁNICAS DE LAS ROCAS

Entre las propiedades mecánicas figuran los índices que enlazan las tensiones mecánicas con las deformaciones en las rocas:

- Propiedades elásticas que caracterizan la relación entre las tensiones y las deformaciones reversibles.
- Propiedades de resistencia que caracterizan la relación entre las tensiones y las deformaciones irreversibles destructoras.
- Propiedades geológicas que relacionan las tensiones con las deformaciones plásticas irreversibles en el tiempo.
- Índices tecnológicos especiales que relacionan las tensiones surgidas en las rocas bajo la acción de determinado instrumento o proceso tecnológico con las deformaciones destructoras.

También aquí se analizan las propiedades hidrodinámicas y gasodinámicas que caracterizan el fenómeno de la interacción de los líquidos y los gases con las rocas, y las propiedades relacionadas con la densidad de estas.

PROPIEDADES RELACIONADAS CON LA DENSIDAD DE LAS ROCAS

En las propiedades relacionadas con la densidad de las rocas figuran su peso específico y volumétrico, su densidad y porosidad. Estos indicadores tienen un carácter general, no están relacionados con ninguna acción externa sobre las rocas por lo cual no son específicamente mecánicos; sin embargo, su estudio precede al de todas las restantes propiedades de las rocas.

Peso específico (γ_0). Peso de la unidad de volumen de la fase sólida (esqueleto mineral) de la roca completamente seca.

Peso volumétrico (γ). Peso de la unidad de volumen de la roca completamente seca, con una porosidad dada. Siempre es menor que el peso específico de los minerales que la componen y puede ser calculado por la fórmula:

$$\gamma_0 = \sum_1^n \gamma_i V_i \quad (4)$$

donde:

n – número de minerales que componen la roca

V_i – fracción del volumen ocupado por cada mineral.

La composición mineralógica de las rocas determina la magnitud de su peso específico. La importancia de los pesos específico y volumétrico radica en que estos índices determinan la cantidad de masa minera y se utilizan en todos los cálculos donde es necesario conocer la cantidad de rocas, como en el cálculo: de reservas, de la productividad de las unidades mineras y los equipos, de la capacidad de los medios de transporte, del gasto de sustancia explosiva, del volumen de las escombreras, etcétera. La diferencia entre el peso específico y volumétrico de las

rocas y minerales, se utiliza para separarlos por métodos gravimétricos y en la exploración geofísica, para descubrir yacimientos minerales por el método de exploración gravimétrica.

Porosidad total (P). Índice cuantitativo que caracteriza el volumen de todos los poros, en fracciones de la unidad o en porcentaje del volumen total de la roca:

$$P = \frac{V_p}{V_t} \quad (5)$$

V_p – volumen de los poros

V_t – volumen total de la roca.

La porosidad depende de la forma y las dimensiones de los granos que forman las rocas y del grado de su clasificación, cementación y condensación.

La porosidad determina el peso volumétrico de las rocas, así como la mayoría de las propiedades hidrodinámicas y gasodinámicas. Este índice se utiliza en todos los cálculos para la desecación de los yacimientos, el almacenamiento y formación de escombreras, en los trabajos con explosivos, etcétera.

De la porosidad de los colectores de petróleo y gas, depende la cantidad que yace en ellos, así como el gasto y la salida desde los estratos y, por consiguiente, la explotación correcta de los yacimientos de petróleo y gas.

La porosidad del macizo de rocas determina la posibilidad de lixiviar y fundir el componente útil directamente en el yacimiento, gasificar el carbón, etc., de manera directa o indirecta influye en la productividad de todos los métodos de fragmentación de las rocas. La porosidad debilita los agregados de rocas y, por consiguiente, ejerce gran influencia sobre todas las demás propiedades. El macizo de rocas se caracteriza por la presencia más o menos uniforme de microgrietas situadas en el volumen de roca o formando filas y sistemas. Las grietas tienen gran importancia en el macizo de rocas, pues la fragmentación de estas en el macizo casi siempre ocurre por las grietas, las cuales aumentan la permeabilidad del macizo y provocan su anisotropía, etcétera.

CARACTERÍSTICAS DE LAS ROCAS MULLIDAS

En el laboreo de las rocas siempre ocurre la violación de su estructura inicial por el mullido; como resultado, los índices del peso volumétrico y la porosidad se utilizan solo para los pedazos independientes. Para caracterizar la masa de rocas mullidas se emplean los índices: peso volumétrico mullido y coeficiente de esponjamiento, los cuales sirven para calcular la cantidad de roca en las cucharas de las excavadoras, en la banda de los transportadores, en los medios de transporte, en los almacenes, en las escombreras, en las tolvas, etcétera.

Peso volumétrico mullido (γ_m). Peso de la unidad de volumen de las rocas mullidas en su estado natural (en el montón). Está determinado por el coeficiente de esponjamiento K_m que es igual a la relación entre el volumen de las rocas mullidas V_m y su volumen antes del mullido V

$$K_m = \frac{V_m}{V} \quad (6)$$

El coeficiente de esponjamiento siempre es mayor que la unidad, ya que el volumen mullido siempre es mayor que el anterior a causa del volumen adicional de las grietas y cavidades. El peso volumétrico mullido se puede calcular por la relación:

$$\gamma_m = \frac{\gamma}{K_m} \quad (7)$$

El coeficiente de esponjamiento, a su vez, depende de la composición granulométrica de la roca mullida, así como de la forma y disposición mutua de los pedazos.

El coeficiente de esponjamiento, prácticamente, está relacionado solo con el carácter y la calidad del mullido de las rocas y no con sus propiedades físicas.

El coeficiente de esponjamiento y, por consiguiente, el peso volumétrico mullido dependen también de una serie de condiciones externas, como el tiempo de permanencia en estado mullido (autocondensación), la presión, la humedad y capacidad, y la forma de los recipientes donde se deposita la roca. Este último factor puede ser expresado por la relación entre la longitud de la arista menor del recipiente L y el grueso medio del material D_m ; al disminuir la relación L/D_m se observa un aumento de K_m particularmente brusco, para $L/D_m < 10$. El carácter y la calidad de la trituración de las rocas se determina con mucha más claridad por su *composición granulométrica*, que caracteriza el mullido según el porcentaje de partículas de distintos gruesos. La composición granulométrica se puede representar mediante una curva en un gráfico, donde en el eje de las abscisas se sitúa el logaritmo del diámetro y en el eje de las ordenadas el porcentaje acumulado de partículas con diámetro menor que el dado (fig. 2).

Para caracterizar la heterogeneidad de las rocas mullidas se utiliza la relación d_{60}/d_{10} llamada coeficiente de heterogeneidad, donde d_{60} es el diámetro máximo de las partículas que forman el 60 % del total de roca mullida y d_{10} , el diámetro máximo de las partículas que forman el 10 % del total de roca mullida.

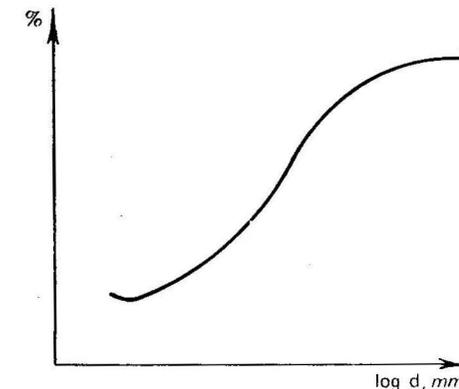


Fig. 2. Gráfica de la composición granulométrica de las rocas.

En los métodos mecánicos de fragmentación de las rocas, toda la energía de destrucción, descontando las pérdidas por el calentamiento inevitable y otras formas de diseminación, conduce a la formación de nuevas superficies, a aumentar la energía de las superficies libres de las rocas. El trabajo útil W para la fragmentación puede ser calculado por la fórmula:

$$W = \Delta S W_0 \quad (8)$$

donde:

ΔS — área de la nueva superficie formada

W_0 — energía superficial específica.

La composición granulométrica determina ΔS y por eso se utiliza para calcular la capacidad energética de la fragmentación. La composición granulométrica desempeña un papel esencial en los procesos de hidromecanización: determinación del gasto específico de agua, laboreo y transporte, inclinación mínima permisible del piso del frente y de los canalones, velocidad crítica, etc.; es necesario conocer la composición granulométrica en los procesos de transporte con el transportador de banda, en el tamizado, trituración, beneficio y elaboración de las rocas.

El mullido de las rocas se caracteriza también por el *ángulo de talud natural*, o sea, el ángulo formado por la superficie libre de la masa de roca mullida con la superficie horizontal. Las partículas de roca que se encuentran en esta superficie están en estado de equilibrio crítico (límite). El ángulo del talud natural está relacionado con el coeficiente de fricción y depende de la aspereza de los granos, del grado de humedad, de la granulometría, de la forma y del peso específico del material. Por el ángulo del talud natural se determinan los ángulos permisibles de los taludes de las terrazas y los bordes de las canteras, de los terraplenes, las escombreras, etcétera.

TENSIONES Y DEFORMACIONES EN LAS ROCAS

Las rocas, como todos los cuerpos, reaccionan al actuar sobre ellas fuerzas externas y generan fuerzas internas que tienden a conservar la forma. Estas fuerzas internas o tensiones, surgidas en cada elemento de la roca, son magnitudes vectoriales que dependen tanto de las propiedades internas de las rocas (forma y carácter de enlace entre las partículas) como de la acción de las fuerzas externas y forma de la muestra.

La muestra sobre la cual se aplican las fuerzas externas puede experimentar un estado tensional lineal, plano o volumétrico. Las tensiones en las rocas dependen también de su macroconstitución y su porosidad. En una roca absolutamente continua las tensiones se calculan por la fórmula:

$$\sigma = \frac{F}{S} \quad (9)$$

donde:

S — área sobre la que actúa la fuerza F .

En la realidad, el área de acción de las fuerzas sobre la roca consta del área de contacto con los granos minerales S_0 y el área ocupada por los poros S_p , de modo que:

$$S = S_0 + S_p \quad (10)$$

En el área ocupada por los poros no surgen tensiones, como resultado de lo cual estas se concentran solo en la región de contacto con los granos minerales y las verdaderas tensiones actuantes serán:

$$\sigma' = \frac{F}{S_0} \quad (11)$$

Como $S_0 < S$, con el aumento de la porosidad en las mismas condiciones las tensiones en las rocas aumentan y se producen grietas y desagregaciones de ellas.

En cualquier cuerpo cúbico que se encuentra en estado tensional se pueden diferenciar nueve componentes de las tensiones, una normal y dos tangenciales en cada par de caras paralelas del cubo (fig. 3). Estos nueve componentes forman el llamado tensor de tensiones:

$$T_t = \begin{bmatrix} \sigma_x & \tau_{xy} & \tau_{xz} \\ \tau_{yx} & \sigma_y & \tau_{yz} \\ \tau_{zx} & \tau_{zy} & \sigma_z \end{bmatrix} \quad (12)$$

Al encontrarse el cuerpo en equilibrio, cualquier par de tensiones tangenciales de este tensor situadas sobre una cara, deben ser iguales a las tensiones situadas sobre las caras adyacentes y dirigidas en sentido contrario, es decir: $\tau_{xy} = \tau_{yx}$; $\tau_{xz} = \tau_{zx}$; $\tau_{yz} = \tau_{zy}$; este tensor se llama simétrico.

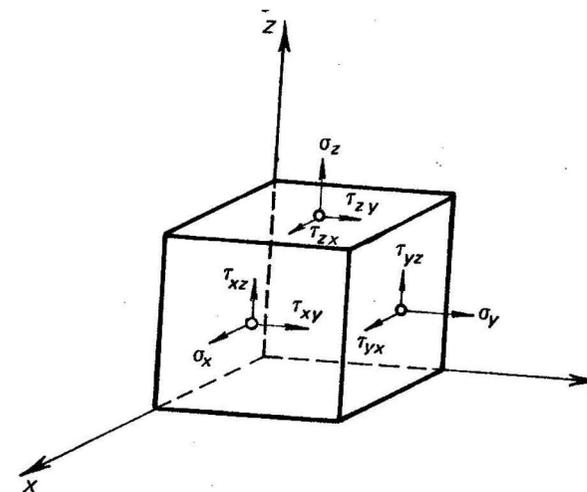


Fig. 3. Componentes de las tensiones en un cubo elemental sometido a un estado tensional complejo.

El estado tensional de la roca, en cualquier plano, se puede caracterizar por las tensiones normales y tangenciales que actúan en él y se puede representar gráficamente por medio de los círculos de Mohr (fig. 4).

El valor de las tensiones normales y tangenciales, en cualquier punto de la muestra, puede ser encontrado si se da el ángulo del plano donde se determinan las tensiones.

Con este ángulo, desde el punto de intersección del círculo con el eje de las abscisas, se traza una recta hasta intersectar el círculo. Las coordenadas del punto de intersección de la recta y el círculo, son las tensiones buscadas. Las tensiones en las rocas pueden surgir no solo por la acción de fuerzas externas, sino también de distintos campos físicos.

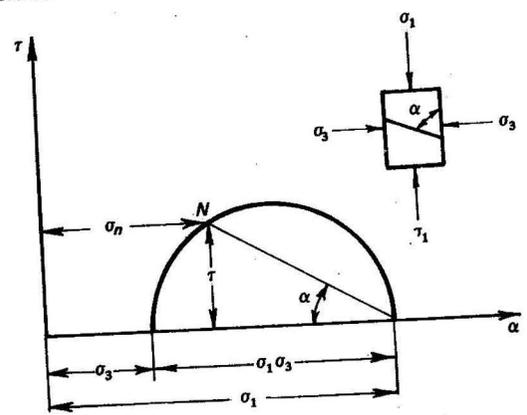


Fig. 4. Círculos de tensión de Mohr.

La distribución de las tensiones, en una serie de muestras homogéneas de formas simples (vigas, láminas, discos, etc.) con determinadas cargas, puede ser calculada por las leyes de la teoría de la elasticidad; pero en muestras y campos de fuerzas complejas el cuadro de distribución de las tensiones se establece con las correspondientes mediciones en la naturaleza o en modelos (métodos ópticos, de descarga, de recubrimiento frágil, etcétera). Bajo la acción de las fuerzas externas, las rocas experimentan variaciones de las dimensiones lineales, del volumen o de la forma; todas estas variaciones reciben el nombre de *deformaciones*.

Las deformaciones correspondientes a las tensiones normales se expresan por la variación relativa de las dimensiones lineales de la muestra:

$$\epsilon = \frac{l' - l}{l} = \frac{\Delta l}{l} \quad (13)$$

Donde l' es la longitud de la arista deformada.

Las deformaciones correspondientes a las tensiones tangenciales se expresan por el ángulo α de desplazamiento de las caras de la muestra; la magnitud de las deformaciones de desplazamiento se expresan como:

$$\delta' = \tan \alpha \quad (14)$$

Las deformaciones pueden ser con ruptura y sin ruptura.

Las deformaciones con ruptura provocan la división de las rocas en pedazos, mientras que las deformaciones sin ruptura solo varían las dimensiones y la forma de la roca sin violar su continuidad.

El carácter y la magnitud de las deformaciones dependen de la magnitud y el tipo de las tensiones aplicadas. La dependencia de las deformaciones sin ruptura, de las tensiones en las rocas pueden ser muy diversas; se destacan dos grupos básicos de dependencia: elástica y plástica. En el caso elástico se observa una proporcionalidad directa entre las tensiones y las correspondientes deformaciones. Con el aumento de la deformación elástica, se acumula energía potencial en la muestra, la cual regresa a su estado inicial después de cesar la acción de las fuerzas exteriores.

En el caso plástico, la relación entre tensiones y deformaciones viene dada por dependencias considerablemente más complejas y diversas. Un rasgo característico de las deformaciones plásticas es que la forma y las dimensiones de la muestra no se restablecen por completo al cesar la carga (irreversibilidad). Cuando la carga alcanza determinado límite, es posible el crecimiento de las deformaciones, incluso con carga constante o disminuida. De las deformaciones elásticas se puede pasar a las plásticas, aumentando las tensiones o alargando el tiempo de su acción, así por ejemplo, en un gráfico tensión-deformación (fig. 5), al aumentar las tensiones se pueden observar tres regiones de deformación de las rocas: *elástica, plástica y de ruptura*.

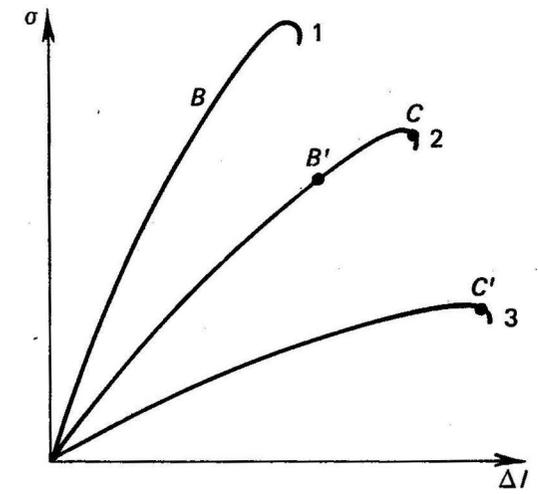


Fig. 5. Gráfico típico de deformación de las rocas: 1, elástica; 2, elástico-plástica; 3, plástica.

Con una acción prolongada de cualquier tensión constante sobre la roca, también se pueden observar en el gráfico los tres tipos de deformaciones. En dependencia de la correlación de estas deformaciones, las rocas pueden ser divididas en *elásticas o frágiles* (prácticamente no se observa la zona de las deformaciones plásticas), *elástico-plásticas* (las deformaciones de ruptura están precedidas por defor-

maciones plásticas) y *plásticas* (las deformaciones elásticas no son considerables). La deformación total en las rocas sólidas se compone de dos partes:

$$\Delta l = f_1(\sigma_1) + f_2(\sigma_2 t) \quad (15)$$

donde:

$f_1(\sigma_1)$ — parte de las deformaciones elásticas (instantáneas)

$f_2(\sigma_2 t)$ — parte de las deformaciones plásticas que ocurren en un lapso de tiempo.

El factor inicial que determina las deformaciones en las rocas es el carácter de los enlaces internos entre las partículas de las rocas; por eso, cualquier campo exterior que accione sobre las fuerzas de enlace entre las partículas, varía la magnitud y el tipo de las deformaciones.

PROPIEDADES ELÁSTICAS DE LAS ROCAS

El carácter de la proporcionalidad entre las deformaciones elásticas y las tensiones, depende de los enlaces entre las partículas y se valora por las propiedades elásticas de las rocas.

Para cada forma de carga aplicada, existe un coeficiente de proporcionalidad entre tensiones y deformaciones elásticas, que es el índice elástico de las rocas. El coeficiente de proporcionalidad entre las tensiones normales (de compresión o tracción) y su correspondiente deformación relativa se llama *módulo de elasticidad* o módulo de Young E :

$$\sigma = \epsilon E \quad (16)$$

El coeficiente de proporcionalidad entre las tensiones tangenciales y la correspondiente deformación de desplazamiento δ' , recibe el nombre de *módulo de distorsión* G :

$$\tau = G\delta' \quad (17)$$

El módulo de Young E y el módulo de distorsión G corresponden a las formas básicas de tensiones y deformaciones, y por eso se consideran como las características elásticas básicas de las rocas. Existen otros índices elásticos de las rocas; por ejemplo, en el caso del estado tensional volumétrico, la relación entre la magnitud de la compresión y la variación relativa de volumen se llama *módulo de elasticidad volumétrico* K . En el caso de un cuerpo elástico ideal, basta conocer el módulo de Young y el módulo de distorsión, ya que los otros índices elásticos pueden ser calculados por determinadas relaciones dadas por la teoría de la elasticidad, por ejemplo:

$$K = \frac{EG}{3(3G - E)} \quad (18)$$

En la práctica se utiliza con frecuencia, además, otro índice elástico de las rocas, el *coeficiente de Poisson* μ ; a diferencia de todos los índices elásticos prece-

des, este es un coeficiente de proporcionalidad solo entre deformaciones. El coeficiente de Poisson se relaciona con las magnitudes E y G por la ecuación:

$$\mu = \frac{E - 2G}{2G} \quad (19)$$

Como las características elásticas están relacionadas entre sí, para caracterizar las rocas es suficiente conocer dos de ellas; las más usadas para esto son el módulo de Young y el coeficiente de Poisson. Si la roca está sometida a un estado tensional volumétrico, es necesario tener en cuenta las deformaciones y tensiones en todas las direcciones; este estado de las rocas se expresa por la ley generalizada de Hooke:

$$\begin{aligned} \epsilon_x &= \frac{1}{E} [\sigma_x - \mu(\sigma_y + \sigma_z)] \\ \epsilon_y &= \frac{1}{E} [\sigma_y - \mu(\sigma_z + \sigma_x)] \\ \epsilon_z &= \frac{1}{E} [\sigma_z - \mu(\sigma_x + \sigma_y)] \end{aligned} \quad (20)$$

Igualmente se puede expresar el estado de las rocas, si en todas las caras actúan tensiones tangenciales:

$$\begin{aligned} \epsilon'_{xy} &= \frac{1}{G} \tau_{xy} \\ \delta'_{yz} &= \frac{1}{G} \tau_{yz} \\ \delta'_{zx} &= \frac{1}{G} \tau_{zx} \end{aligned} \quad (21)$$

Sobre las propiedades elásticas de las rocas ejerce una gran influencia su porosidad. Es evidente que el módulo de Young del esqueleto mineral de una roca, E_0 , es igual para cualquier porosidad:

$$E_0 = \frac{F}{S_0 \epsilon}$$

El módulo de Young real de las rocas será:

$$E = \frac{F}{(S_0 + S_p) \epsilon}$$

Partiendo de estas ecuaciones podemos decir que:

$$\frac{E}{E_0} = \frac{S_0}{(S_0 + S_p)}$$

de modo que si:

$$S_0 + S_p = 1$$

$$E = S_0 E_0$$

para la unidad de volumen:

$$P = V_p = S_p l_p$$

donde:

V_p – volumen de poros

l_p – longitud de los poros en la dirección perpendicular a S_p .

de modo que:

$$S_p = 1 - S_0$$

$$l_p = 1 - l_0$$

$$S_0 = 1 - \frac{l}{1 - l_0}$$

Como:

$$1 - P_0 < 1, \text{ la relación } \frac{1}{1 - l_0} = A > 1$$

A es el índice de la forma de los poros y tiene en cuenta la influencia de la configuración de estos. En los casos más simples, la relación entre el módulo de Young y la porosidad, se expresa por la dependencia lineal:

$$E = E_0 (1 - AP)$$

A también depende de la porosidad. La investigación en modelos de la relación entre el área de contacto de los granos y la porosidad, demuestra que esta dependencia la representa con más precisión una curva de segundo grado:

$$S_0 = (1 - AP)^2$$

Por consiguiente, la dependencia generalizada del módulo de Young, de la porosidad puede ser expresada por la fórmula:

$$E = E_0 (1 - AP)^2 \quad (22)$$

Las rocas se pueden considerar, solo aproximadamente, como cuerpos elásticos, sobre todo a causa de su porosidad. Esto se traduce en inestabilidad de los índices elásticos, en dependencia del área de los granos y, por consiguiente, de las causas que influyen en la magnitud de esta área; así, las curvas de deformación en la carga

y descarga de las rocas porosas forman un lazo histerésico, lo que indica la presencia de algunas deformaciones residuales (fig. 6). Sin embargo, si las deformaciones residuales no son grandes, las rocas se pueden considerar prácticamente elásticas y utilizar en ellas las leyes de la teoría de la elasticidad.

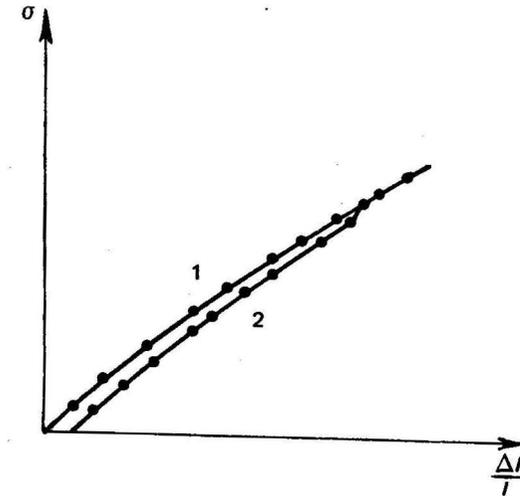


Fig. 6. Curvas de deformación de una arenisca cuarcítica: 1, carga; 2, descarga.

Como el módulo de distorsión G caracteriza, al igual que el módulo de Young, la dependencia entre tensiones y deformaciones, la influencia de la porosidad sobre su magnitud obedece a las mismas leyes:

$$G = G_0 (1 - A''P)^2 \quad (23)$$

Conociendo la dependencia de E y G de P , se puede encontrar la dependencia del coeficiente de Poisson, de la porosidad:

$$\mu = \frac{E - 2G}{2G}$$

$$\mu = \mu_0 f(P) + f(P) - 1 \quad (24)$$

En dependencia de la magnitud de $f(P)$, el coeficiente de Poisson puede aumentar o disminuir con el aumento de la porosidad. De esta forma no existe una relación determinada entre μ y P .

La mayoría de los datos experimentales también indican la ausencia de una relación determinada entre el coeficiente de Poisson y la porosidad. La influencia de los restantes índices de la constitución sobre las propiedades elásticas de las rocas, es considerablemente menor.

En las rocas porosas es posible la presencia de una cantidad considerable de humedad que provoca la variación de sus propiedades elásticas. En caso de una acción activa del agua sobre los minerales que componen la roca (disolución, reblandecimiento, etcétera), la saturación de ella con agua lleva a la disminución de sus módulos de Young E y de distorsión G ; por eso, las rocas viscosas (arcillosas) siempre presentan una fuerte disminución de los índices elásticos al saturarse de agua. Si el agua solo llena los poros y no actúa sobre el esqueleto mineral en presencia de vías libres para el movimiento, las propiedades elásticas de las rocas saturadas pueden no variar o disminuir en comparación con las secas, porque ocurre alguna destrucción mecánica de la roca por el agua en movimiento.

En ausencia de vías libres para el movimiento, al cargar las rocas en sus poros se comprime el agua, lo que impide la deformación posterior de la muestra y aumenta el módulo de Young, en comparación con la roca porosa seca. Las propiedades elásticas dependen también de las magnitudes y del tipo de las cargas aplicadas; al aumentar la carga a la tracción, el módulo de Young disminuye y a la compresión, este aumenta. La causa de la variación de las propiedades elásticas con el aumento de la carga es la variación, en uno u otro sentido, del área de contacto de los granos de la muestra. El módulo de elasticidad determinado a compresión E_c , habitualmente es de 1,5 a 4 veces mayor que el de elasticidad determinado a tracción E_t ; el módulo de elasticidad a flexión es a veces menor y a veces mayor que la magnitud media. El módulo de Young, determinado con cargas estáticas, habitualmente es menor que el determinado con cargas dinámicas. La máxima diferencia se registra en las rocas porosas. El coeficiente de Poisson varía en forma diversa en las distintas cargas y rocas.

En la mayoría de las rocas, el módulo de elasticidad volumétrico K aumenta con el incremento de la presión; sin embargo, pruebas realizadas han demostrado que, en algunas sustancias, K disminuye con la presión. Las variaciones de las propiedades elásticas se observan también con el aumento de la temperatura. El módulo de Young, en la mayoría de las rocas cristalinas, disminuye constantemente con el aumento de la temperatura (fig. 7).

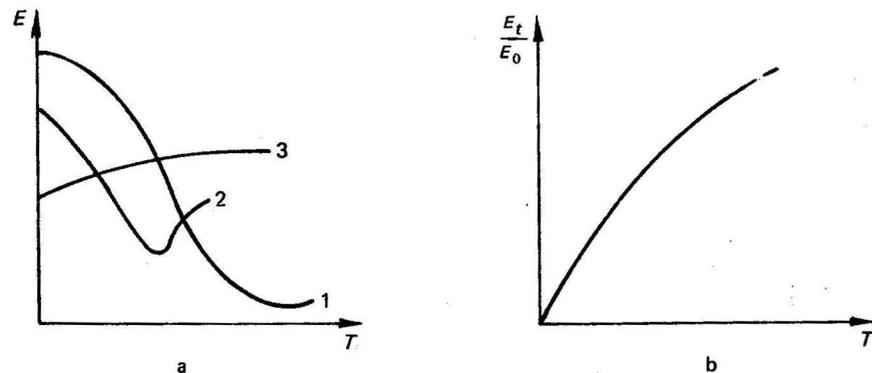


Fig. 7. Dependencia del Módulo de Young de la temperatura. a, distintas rocas: 1, gabro; 2, cuarcita; 3, skarn. b, cuarzo fundido.

El módulo de distorsión de las rocas disminuye paulatinamente con el aumento de la temperatura, y a la temperatura de fusión es igual a cero, ya que los cuerpos en estado líquido no ofrecen resistencia al corte (fig. 8). El coeficiente de Poisson aumenta con la elevación de la temperatura. En las rocas húmedas y mullidas al enfriarse por debajo de cero grado, ocurre un brusco aumento del módulo de Young a causa de la congelación del agua que rellena los poros y el reforzamiento de los enlaces entre las partículas,

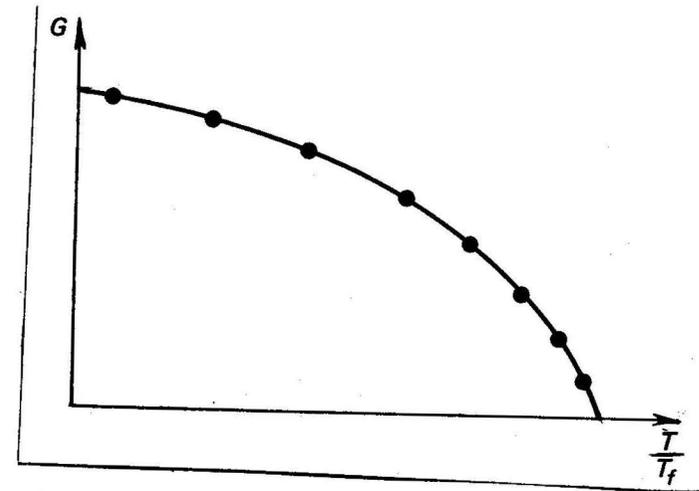


Fig. 8. Dependencia del módulo de torsión, de la temperatura.

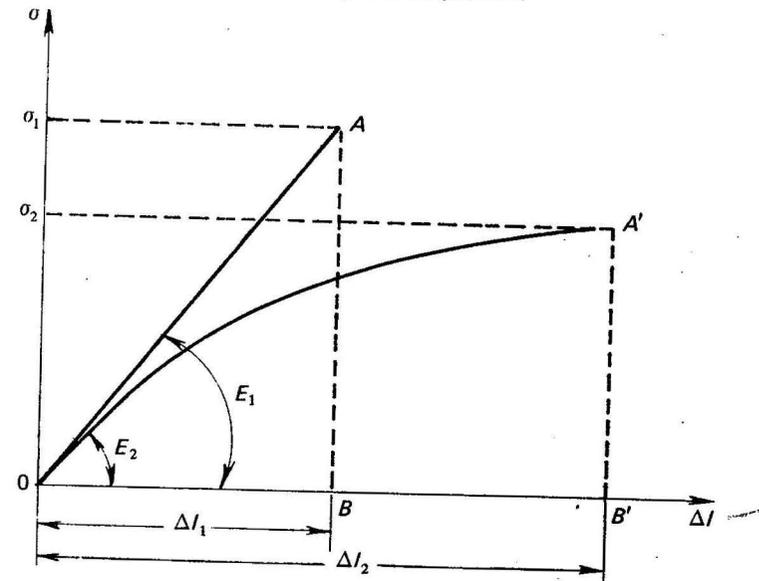


Fig. 9. Relación entre el límite de resistencia a compresión y el módulo de Young: OAB, trabajo de fragmentación de una roca con módulo de Young alto; $OA'B'$, trabajo de fragmentación de una roca con E no grande.

Los índices elásticos de las rocas relacionan las deformaciones reversibles con las tensiones, y por eso son necesarios en todos los cálculos de la presión minera, estabilidad de las excavaciones, bordes de canteras, etc. Además, las propiedades elásticas muestran el almacenamiento de energía potencial en la roca por acciones externas, lo que a su vez permite juzgar su destructibilidad.

Las rocas que poseen un valor alto del módulo de Young, por lo general, tienen una zona pequeña de deformaciones plásticas o lo que es igual, su destrucción ocurre frágilmente (fig. 9) y, por consiguiente, el trabajo de destrucción es menor que en las rocas con E pequeño y alta plasticidad.

El módulo de Young determina la magnitud de las tensiones térmicas en las rocas, y por eso entra en todos los cálculos de destrucción con medios térmicos y eléctricos.

RESISTENCIA DE LAS ROCAS

El aumento de las tensiones en la roca conduce a su fragmentación. La magnitud de las tensiones con que ocurre la fragmentación de las rocas determina su resistencia. El valor crítico de las tensiones que producen la fragmentación no solo depende de las propiedades de las rocas, sino también del carácter de las mismas tensiones, por lo cual se diferencian los límites de resistencia a la compresión σ_c , a la tracción σ_t , a la flexión σ_f , etcétera.

Si sobre las rocas actúan tensiones monoaxiales, los límites de resistencia correspondientes a estas tensiones se caracterizan por la capacidad de soportar la carga; así por ejemplo el límite de resistencia a la tracción o a compresión monoaxial será:

$$\sigma = \frac{F}{S} \quad (25)$$

Y el límite de resistencia a flexión:

$$\sigma_f = \frac{M}{W} \quad (26)$$

Pero en el caso de un estado tensional complejo, es necesario establecer algún criterio por el cual se pueda juzgar la resistencia de la roca.

Existen algunas teorías de resistencia, cada una de las cuales establece un criterio distinto. Así, de acuerdo con la primera teoría de resistencia o teoría de las tensiones normales, la fragmentación de la roca ocurre cuando la mayor tensión normal $\sigma_{m\acute{a}x}$ alcanza un valor límite σ_0 (límite de resistencia a tracción o compresión):

$$\sigma_{m\acute{a}x} = \sigma_0$$

Esta teoría no concuerda con muchos datos experimentales, por ejemplo, en las deformaciones donde se desarrollan grandes tensiones tangenciales, la fragmentación ocurre con tensiones normales considerablemente menores que el límite de resistencia a la compresión.

La segunda teoría de resistencia o teoría de las deformaciones máximas, plantea que la fragmentación ocurre cuando la mayor deformación relativa $\epsilon_{m\acute{a}x}$ se iguala a algún valor límite ϵ_0 :

$$\epsilon_{m\acute{a}x} = \epsilon_0$$

Esta teoría, al igual que la anterior, se acerca mucho al mecanismo de fragmentación de las rocas frágiles, pero tampoco tiene en cuenta el papel de las tensiones tangenciales; por eso, en una serie de casos no concuerda con los datos experimentales.

La tercera teoría de resistencia o teoría de las tensiones tangenciales máximas, toma como criterio de fragmentación las tensiones tangenciales máximas. Como $\tau_{m\acute{a}x} = \frac{1}{2} (\sigma_{m\acute{a}x} - \sigma_{m\acute{i}n})$, la condición de fragmentación de acuerdo con esta teoría será:

$$\sigma_{m\acute{a}x} - \sigma_{m\acute{i}n} = 2\tau_0$$

Esta teoría concuerda con los datos experimentales para los materiales cuya fragmentación ocurre en la zona de las deformaciones plásticas.

Ninguna de las teorías enunciadas considera en conjunto la influencia de todas las formas de tensiones en el proceso de fragmentación, por lo cual surgió la teoría de tomar la magnitud del trabajo para el cambio de forma como criterio de resistencia (sin cambiar el volumen); sobre esta base se enunció la teoría energética, cuya condición de destrucción se expresa a través de las tensiones normales:

$$\sigma_c = \frac{1}{\sqrt{2}} \sqrt{(\sigma_1 - \sigma_2)^2 + (\sigma_2 - \sigma_3)^2 + (\sigma_3 - \sigma_1)^2} \quad (27)$$

Esta teoría es más aplicable a la destrucción frágil de los cuerpos. En minería se utiliza más ampliamente la teoría de resistencia de Mohr, basada en la relación entre tensiones tangenciales y normales en cada punto del cuerpo sometido a un estado tensional complejo. Esta relación en el sistema de coordenadas (σ, τ) , se expresa por una curva que envuelve la familia de circunferencias construidas para distintos casos de estados límites $(\sigma_c, \sigma_t, \sigma_f)$ de una muestra de roca (fig. 10).

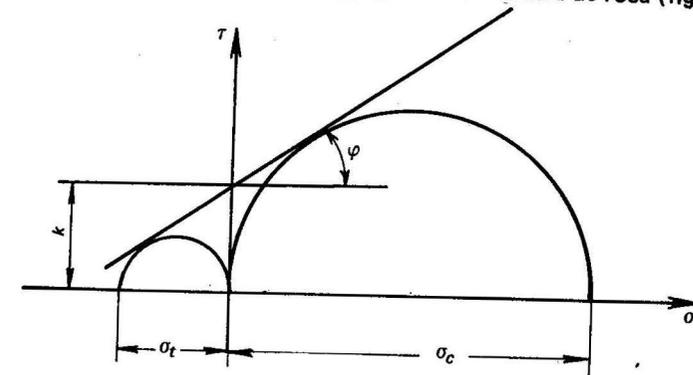


Fig. 10. Envolvente de los círculos de tensión.

La curva envolvente caracteriza el estado tensional límite de la roca en el momento de su fragmentación. De acuerdo con la teoría de Mohr, la fragmentación de la roca ocurre cuando las tensiones tangenciales superan la magnitud limitada por la envolvente o las tensiones normales de tracción superan determinado límite para $\tau = 0$.

La teoría de Mohr, es la que mejor concuerda con los datos experimentales.

La envolvente de los círculos de tensiones principales puede ser representada analíticamente, donde la expresión analítica más sencilla de la dependencia de las tensiones tangenciales τ , de las normales σ_n , es la línea recta:

$$\tau = \sigma_n \tan \varphi + \tau_1 \quad (28)$$

donde:

φ — ángulo de inclinación de la recta con el eje de las abscisas (fig. 10)

τ_1 — tensión tangencial límite en la roca en ausencia de tensiones normales.

El ángulo φ recibe el nombre de *ángulo de fricción interna* y $\tan \varphi$ *coeficiente de fricción interna*, de modo que el coeficiente de fricción es un coeficiente de proporcionalidad entre las tensiones tangenciales y normales en la fragmentación de las rocas:

$$\varphi = 2 \tan^{-1} \frac{\sigma_c}{\sigma_t} - 90^\circ \quad (29)$$

El índice τ_1 se llama *cohesión (k)* de la roca, y cuantitativamente es igual al límite de resistencia de la roca a cortante puro:

$$k = \frac{\sigma_c \sigma_t}{\sigma_c - \sigma_t} \quad (30)$$

La envolvente de los círculos de tensión puede ser expresada también en forma de parábola de segundo orden:

$$\tau = \sqrt{(\sigma_0 - \sigma) [2\sigma_t - 2\sqrt{\sigma_t(\sigma_t + \sigma_c)} + \sigma_c]} \quad (31)$$

Ninguna de las teorías enumeradas utiliza la esencia física de la resistencia de los cuerpos sólidos. Sobre la base de las fuerzas de enlace entre las partículas de la red cristalina y las moléculas, se puede calcular teóricamente la tensión requerida para la fragmentación de la roca; sin embargo, resulta que las tensiones obtenidas experimentalmente son menores en cientos y miles de veces (por ejemplo, para el cobre 1 500 veces); la causa de estas diferencias consiste en que los cristales reales poseen una variedad de defectos, que disminuyen bastante las fuerzas de enlace entre las partículas de la red cristalina.

La influencia de la composición mineralógica sobre la resistencia de las rocas es considerable; las rocas que contienen cuarzo como principal componente son las que poseen la mayor resistencia y, al contrario, las compuestas por minerales débiles (calcita, mica) tienen una resistencia mucho más baja. En las rocas cementadas, la resistencia está determinada, en primer lugar, por la resistencia del cemento. Las

rocas soportan muy bien las tensiones de compresión y muy mal las de tracción. El límite de resistencia a la tracción raras veces sobrepasa el 10 % de la resistencia a la compresión lo cual se explica por la fragilidad de las rocas, la gran cantidad de violaciones y heterogeneidades, y porque las fuerzas de cohesión entre las partículas son débiles. El límite de resistencia a la flexión y a otros tipos de deformaciones siempre es menor que σ_c y mayor que σ_t , aunque por su magnitud están más cerca de σ_t .

Todas las características de resistencia de las rocas disminuyen bruscamente con el aumento de su porosidad. La relación entre σ_c y P tiene el mismo carácter que en el caso de las propiedades elásticas:

$$\sigma_c = \sigma_c^1 (1 - A'P)^2 \quad (32)$$

La influencia del agrietamiento sobre la resistencia depende de las dimensiones del volumen fragmentado. Las grietas ejercen una influencia mayor en los trabajos con explosivos, menor en el arranque y casi ninguna en la perforación.

En las investigaciones de la resistencia de las rocas (particularmente rocas mu-llidas, macizos agrietados y arcillas) se utilizan, con frecuencia los índices ángulo de fricción interna y cohesión. En las rocas se diferencian la cohesión determinada por las fuerzas de adhesión entre las partículas y la cohesión determinada por la tensión del agua contenida en los poros de la roca.

La primera forma de cohesión es característica de las rocas estables y la segunda de las arcillosas húmedas.

La estabilidad de las rocas trituradas, en pendiente, se caracteriza por el ángulo de fricción interna, el cual depende, en este caso, de la rugosidad de la superficie de los pedazos y de la composición granulométrica de las rocas. El ángulo de fricción interna disminuye con el aumento del contenido de fracciones finas y de partículas arcillosas y con la humedad.

Las fórmulas para determinar el ángulo de fricción interna y la fuerza de cohesión sobre la base de los límites de resistencia a la compresión y a la tracción, son precisas solo en rocas monolíticas no agrietadas. Habitualmente φ crece con el aumento de la relación $\frac{\sigma_c}{\sigma_t}$, y k en la mayoría de las rocas es de $(1 - 1,06) \sigma_t$.

La forma de aplicar la carga a la roca influye sobre la resistencia; los límites de resistencia estático σ_{est} y dinámico σ_{din} se diferencian; normalmente σ_{est} es menor. La saturación de las rocas con agua posibilita su fragmentación con tensiones mucho menores que en el caso de la roca seca. La disminución de la resistencia de la roca por la saturación de agua se caracteriza por el *coeficiente de humedecimiento*, que expresa la relación de los límites de resistencia de la roca después y antes de su saturación con agua.

$$\eta = \frac{\sigma_c}{\sigma_c^0} \quad (33)$$

Las rocas que tienen un coeficiente de humedecimiento menor que 0,75, se consideran poco estables. Muchos métodos físicos de accionar sobre las rocas están relacionados con el aumento de la temperatura. La influencia de las altas tempera-

turas sobre las propiedades de resistencia de las rocas depende del carácter del comportamiento de los minerales que componen la roca. Cuando ocurre fusión, combustión o separación de los minerales con las altas temperaturas, la resistencia de las rocas disminuye; cuando no ocurre la destrucción de los minerales con las altas temperaturas, son posibles distintos caracteres de variación de la resistencia con la temperatura, en dependencia de la magnitud de las termotensiones internas que surgen. Las altas temperaturas también varían el carácter de la fragmentación de las rocas y, en gran medida, ocurre fragmentación plástica. Todos los índices de resistencia de las rocas en condiciones de compresión volumétrica son mayores que a la presión atmosférica; esto se explica porque la presión volumétrica condensa las rocas, aumentando el área de contacto de los granos. La resistencia de las rocas desempeña un papel decisivo en todos los procesos de la producción minera.

En primer lugar, la resistencia de las rocas determina la posibilidad de fragmentarla por cualquier medio mecánico, y es necesario tenerla en cuenta en la construcción, elección y explotación de los mecanismos de extracción (máquinas de perforación, combinadas de laboreo, excavadoras, etcétera), en los cálculos de los trituradores en las plantas de beneficio, en los trabajos con explosivos para componer el pasaporte de los trabajos de perforación y explosivos, y calcular el gasto de SE, etcétera. Como se sabe, la resistencia de las rocas a la tracción es mucho menor que a la compresión, por lo cual es necesario crear mecanismos destructores que provoquen tensiones de tracción en las rocas. El índice de resistencia máxima de las rocas o el límite de resistencia a la compresión es la base de la clasificación de las rocas según su estabilidad f (escala de Protodiaconov), que se usa ampliamente.

De la resistencia de las rocas dependen: la magnitud de la presión minera, la estabilidad de las excavaciones subterráneas, los bordes de las canteras, etcétera.

PROPIEDADES PLÁSTICAS Y REOLÓGICAS DE LAS ROCAS

La fragmentación de las rocas ocurre, frecuentemente, fuera de los límites de la zona de deformaciones elásticas, en la zona del estado plástico caracterizado por la aparición de deformaciones residuales considerables en las rocas.

Las deformaciones plásticas se deben a la traslación de las dislocaciones que surgen en los lugares de violación de la estructura de los cristales, que se difunden gradualmente por los planos de deslizamiento, sin destruir la estructura cristalina de la sustancia. En las rocas, se observa, junto con esto, una mutua traslación de volúmenes, compresión, aplastamiento, etcétera; de esta forma el fenómeno de la plasticidad, observado en las rocas, a menudo, no coincide con el concepto de plasticidad que existe en la física del cuerpo sólido ya que, la serie de fenómenos que surgen en las rocas con deformaciones residuales, pueden considerarse dentro de las deformaciones de destrucción (seudoplasticidad).

En el caso de un cuerpo plástico ideal, el flujo plástico comienza después del límite elástico, es decir, la deformación aumenta con las tensiones constantes. La mayoría de las rocas forman parte de los cuerpos que se consolidan; en ellos, es necesario aumentar las tensiones para mantener las deformaciones plásticas. Sin embargo, este aumento de las tensiones ocurre con una velocidad menor que en la zona

de las deformaciones elásticas (fig. 11). Si se expresa la relación entre tensiones y deformaciones relativas en la zona de las deformaciones plásticas por medio de algún coeficiente E , el valor del llamado módulo de deformación secante E' , estará en los límites:

$$E \geq E' > 0$$

Una diferencia clara entre las deformaciones plásticas y destructivas es que las primeras ocurren sin la violación de la continuidad de la roca. Como resultado de esto, en una deformación adicional de las rocas plásticas hasta su total destrucción, se gasta mayor cantidad de energía que en la destrucción de las rocas elásticas (frágiles) con el mismo límite de resistencia. Esto se ve claramente en la figura 12, donde el área OCD es igual al trabajo W_p gastado para la destrucción de una roca frágil deal con la misma σ_c . La relación entre estos dos trabajos recibe el nombre de *coeficiente de plasticidad* k_p .

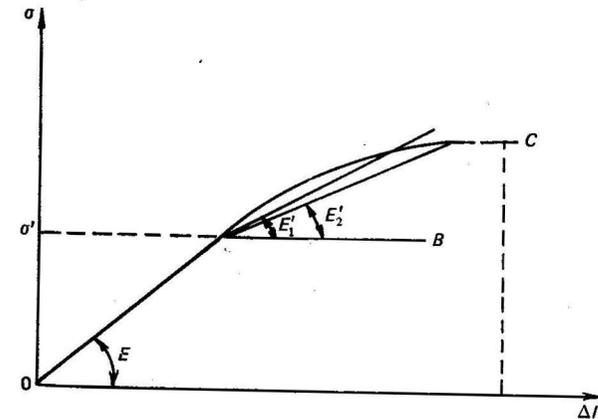


Fig. 11. Gráfico de deformación de las rocas: OA, zona de deformación elástica; AB, zona de flujo plástico en el caso de un cuerpo plástico ideal; AC, zona de la deformación plástica de una roca real; σ' , límite elástico; E'_1 y E'_2 , módulos de deformación secantes.

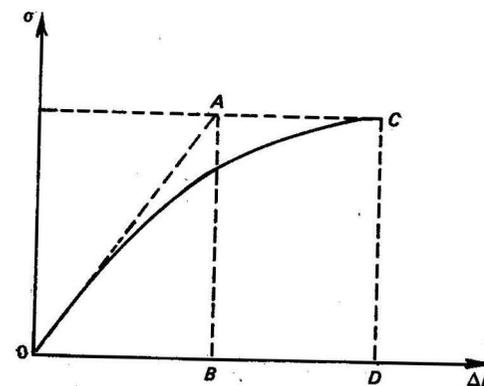


Fig. 12. Gráfico para calcular el coeficiente de plasticidad.

Habitualmente con el aumento del límite de resistencia a la compresión monoaxial, el coeficiente de plasticidad disminuye, por lo cual se puede considerar que el aumento del límite de resistencia de las rocas no siempre dificulta su laboreo.

Las rocas muy resistentes, pero frágiles, se someten a la destrucción dinámica (por ejemplo, a la explosión) mucho más fácilmente que las rocas más débiles, pero de alta plasticidad. Para caracterizar estas últimas existe el concepto de viscosidad.

Viscosidad. Propiedad de la roca de oponer resistencia (fricción interna) a la traslación de una de sus partículas con relación a otra. La plasticidad depende de la composición mineralógica de las rocas.

Las propiedades plásticas de las rocas son susceptibles a las acciones externas; habitualmente, la plasticidad de las rocas aumenta al humedecerse. En las rocas arcillosas, donde la plasticidad depende, en primer lugar, del grado de humedecimiento, es muy alta.

La dependencia de la plasticidad de las rocas arcillosas, de la humedad se caracteriza por sus límites de plasticidad. El límite de plasticidad es el valor de la humedad (en tanto por ciento), en el cual ocurre el paso de las rocas del estado frágil al plástico y del plástico al fluido. En el primer caso tenemos el *límite inferior de plasticidad* y el segundo, el *límite superior de plasticidad*. El *número de plasticidad* es igual a la diferencia entre los límites de plasticidad superior e inferior, y caracteriza el intervalo de humedad, entre cuyos límites la roca se encuentra en estado plástico. Las propiedades plásticas de las rocas entran en el grupo de las reológicas, pero es necesario señalar con claridad su diferencia. Las propiedades plásticas caracterizan el estado y el comportamiento de las rocas con tensiones que superan el límite de elasticidad, mientras que por propiedades reológicas se entienden las que caracterizan la variación de todas las características mecánicas de las rocas con la prolongación de la acción de las cargas sobre ellas sin superar el límite elástico. Una de las propiedades reológicas básicas de las rocas es el *escurrimiento* o fenómeno del aumento gradual de las deformaciones con las tensiones constantes.

El fenómeno externo del escurrimiento elástico se parece al flujo plástico, pero el último ocurre solo fuera de los límites de la zona de elasticidad y con el aumento de las tensiones, mientras que el primero aparece con tensiones que no superan el límite de elasticidad al prolongarse suficientemente la acción de la carga, de modo que el escurrimiento elástico es un caso particular de la plasticidad para:

$$\frac{d\sigma}{dt} = 0$$

La curva ideal de variación de las deformaciones de las rocas, cuando la carga actúa sobre ellas un lapso de tiempo prolongado, se compone de tres partes (fig. 13):

- I. Proceso normal de deformación instantánea en el momento de cargar las rocas.
- II. Escurrimiento elástico.
- III. Crecimiento de la velocidad de deformación y momento de la ruptura.

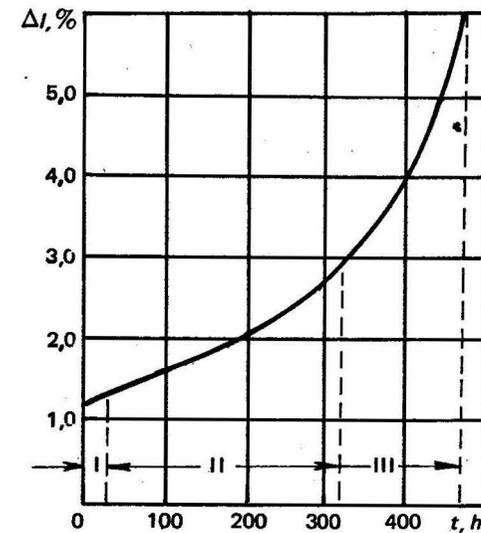


Fig. 13. Gráfico del proceso de escurrimiento. Ejemplo del safiro a $T = 1\ 300^{\circ}\text{C}$.

Si no se sobrepasa el límite elástico, la deformación total de la roca en cualquier momento se compone de dos integrantes: la deformación elástica y el escurrimiento elástico.

$$\epsilon = \epsilon_e + \epsilon_{ee}$$

La velocidad de variación será:

$$\frac{d\epsilon}{dt} = \frac{d\epsilon_e}{dt} + \frac{d\epsilon_{ee}}{dt}$$

Como $\epsilon_e = \frac{\sigma}{E}$ y la componente del escurrimiento elástico es una función de la tensión σ , entonces $\frac{d\epsilon_{ee}}{dt} = B(t) \sigma^m$, donde $B(t)$ es alguna función monótonica del tiempo y $m \approx 2$ de esta forma:

$$\frac{d\epsilon}{dt} = \frac{1}{E} \frac{d\sigma}{dt} + B(t) \sigma^m \quad (34)$$

Esta igualdad se llama ecuación del escurrimiento elástico, cuando la tensión es constante.

El fenómeno inverso al flujo (disminución gradual de las tensiones en la roca al permanecer constante su deformación), recibe el nombre de relajamiento de las tensiones.

El relajamiento es en sí un escurrimiento elástico de las tensiones, que disminuye proporcionalmente con el aumento de las deformaciones plásticas. En este caso, las deformaciones elásticas que aparecen en la roca por la carga inicial pasan

paulatinamente a plásticas. Como resultado de esto, después de disminuir la carga, la muestra no recupera su forma inicial a pesar de que las tensiones iniciales no sobrepasan el límite de resistencia de la roca. El escurrimiento y el relajamiento vistos, demuestran que existe una ley general de la variación de las propiedades de las rocas con el tiempo de acción de las cargas; según sea mayor el tiempo de acción de las cargas menores serán las propiedades elásticas (módulo de Young, límite de elasticidad) y sus propiedades plásticas se revelarán en mayor grado. Esta ley tiene un significado especial en el laboreo de yacimientos minerales, ya que los procesos mineros pueden ser muy diversos, por la duración de la acción de las cargas sobre las rocas; comienzan con los instantáneos y terminan con los que actúan durante años.

HIDRODINÁMICA Y GASODINÁMICA DE LAS ROCAS

En las rocas siempre hay una u otra cantidad de agua que se clasifica en los siguientes tipos: *agua ligada químicamente, agua ligada físicamente y agua libre.*

El agua ligada químicamente, a la par con otras moléculas, entra en la composición de la red cristalina de los minerales. La separación de esta agua provoca la destrucción del mineral, transformándolo en otra composición sin agua.

Si el agua en la red cristalina está en forma de moléculas se llama de *crystalización* y, como regla, se separa a temperaturas de 200-600 °C. El agua que se forma de los iones hidroxílicos (OH⁻ y H⁺) que entran en la red cristalina se llama de *constitución*. La temperatura de separación de esta agua es mayor que en la de *crystalización* y alcanza hasta 1 300 °C.

El agua ligada físicamente está estrechamente unida, por fuerzas moleculares de atracción, a las partículas de las rocas sólidas, cubriéndolas en forma de película. Su cantidad depende de la mojabilidad de la roca.

Mojabilidad. Es la capacidad de las rocas de recubrirse con una película líquida. La magnitud de la mojadura de una superficie sólida con un líquido se caracteriza por el ángulo entre la superficie del cuerpo y la tangente a la superficie de la gota que pasa por el punto de tangencia de esta con el cuerpo. La mayoría de las rocas tienen buena mojabilidad, la cual está acondicionada por su capacidad de adsorción, es decir, la capacidad de concentrar (adsorber) sobre su superficie moléculas de líquido por la atracción electrostática.

La capacidad de adsorción de las rocas aumenta al encontrarse en ellas sales disueltas, minerales arcillosos y también con el aumento de la superficie específica de la fase sólida. El agua ligada físicamente no se traslada en las rocas, tiene una alta densidad (hasta 1,74 g/cm³), baja temperatura de congelación (-78 °C), bajo calor específico, baja permeabilidad dieléctrica, baja conductividad eléctrica, no es disolvente, se separa de la roca por calentamiento hasta 105-110 °C. La presencia de esta agua cambia considerablemente las propiedades físicas de las rocas.

La cantidad de agua ligada físicamente se valora por los índices de *máxima higroscopicidad y máxima capacidad de humedad molecular.*

La máxima higroscopicidad ω_h es la mayor cantidad de humedad que es capaz de absorber la roca desde el aire con una humedad relativa de 94 %.

La higroscopicidad máxima caracteriza la capacidad de adsorción de las rocas, por eso depende de los mismos factores que esta. La humedad molecular o pelicular

es el agua retenida por las fuerzas moleculares de atracción sobre la superficie de las partículas de roca, y se determina por la fórmula:

$$\omega_n = \frac{G_m - G_s}{G_s} \quad (35)$$

donde:

G_m — peso de la muestra de roca que contiene agua pelicular

G_s — peso de la muestra de la roca secada a la temperatura de 105-110 °C.

El agua libre puede encontrarse en forma de agua capilar retenida en los poros pequeños, por las fuerzas de suspensión capilar y en forma de agua gravitacional relleno los poros grandes, la cual se traslada en las rocas por la acción de la gravedad o de la presión. La cantidad de agua capilar se valora por los índices de la capacidad de humedad capilar; esta última depende de la dimensión media de los canales porosos perpendiculares al espejo de agua del suelo en el volumen estudiado. La máxima cantidad de agua ligada, capilar y gravitacional que es capaz de contener una roca se caracteriza por su humedad total:

$$\omega_t = \frac{G_t - G_s}{G_s} \quad (36)$$

donde:

G_t — peso de la roca saturada de agua.

Para caracterizar las rocas en estado natural se utilizan los índices humedad natural ω_n , igual a la cantidad de agua que contiene la roca en condiciones naturales, y el coeficiente de saturación que muestra el grado de saturación de las rocas con agua:

$$k_\varphi = \frac{\omega_n}{\omega_t} \quad (37)$$

La capacidad de las rocas de entregar agua bajo las acciones mecánicas se caracteriza por el coeficiente de drenaje ξ , que es la diferencia entre la humedad total y la humedad molecular máxima:

$$\xi = \omega_t - \omega_n \quad (38)$$

De modo que, según sea mayor la humedad molecular de las rocas menor será su coeficiente de drenaje. El movimiento del agua en las rocas provoca su disolución, su derrubio mecánico, su cementación y otros fenómenos. La capacidad de las rocas de dejar pasar el agua a través de ellas se caracteriza por el *coeficiente de permeabilidad* k_p , determinado por la ecuación de Darcy:

$$v_f = k_p \frac{\Delta F}{\Delta L} \cdot \frac{1}{\eta} \quad (39)$$

$$k_p = \frac{Q}{S} \cdot \frac{\Delta L}{\Delta F} \eta \quad (40)$$

donde:

Q — gasto de agua a través de la sección S en la unidad de tiempo
 $v_f = \frac{Q}{S}$ — velocidad de filtración
 ΔF — caída de la presión en la longitud de filtración del líquido
 η — viscosidad del líquido (pois).

En minería se usa mucho el coeficiente de filtración:

$$k_f = k_p \frac{\gamma_0}{\eta} \quad (41)$$

γ_0 — peso específico de la roca.

En los cálculos prácticos se puede tomar, con bastante aproximación:

$$\frac{\gamma_0}{2} = 1 \quad \text{y} \quad k_f = k_p$$

La acción de los líquidos sobre las rocas puede ser dinámica o estática. La acción dinámica, como regla, conduce a la destrucción mecánica y al traslado de las rocas; la estática, a resultados específicos: hinchazón, reblandecimiento y disolución.

Hinchazón. Es la propiedad de las rocas de aumentar su volumen al saturarse de agua. Habitualmente se representa por el coeficiente de hinchazón igual a la relación del volumen hinchado V_h al volumen inicial V_0 , es decir:

$$k_h = \frac{V_h}{V_0} \geq 1 \quad (42)$$

La hinchazón de las rocas influye negativamente, tanto en las excavaciones mineras subterráneas como a cielo abierto.

Si en las rocas circula petróleo, los procesos de acumulación y difusión de este se caracterizan correspondientemente por la capacidad y la permeabilidad petrolíferas, y en el caso de encontrarse gases en las rocas, por la capacidad y la permeabilidad gasíferas, la entrega de gases, etcétera, índices que en su esencia no se diferencian de los hidráulicos. Estos últimos y los gasodinámicos también dependen de los factores externos, como presión, temperatura, etcétera.

ÍNDICES TECNOLÓGICOS ESPECIALES DE LAS ROCAS

En la práctica de la producción minera, con mucha frecuencia no se utilizan los índices físicos de las rocas, condicionados por la acción de uno u otro campo físico, sino algunos índices experimentales que caracterizan el comportamiento de las rocas al actuar sobre ellas determinados instrumentos o procesos tecnológicos. El índice minerotécnico más utilizado es la estabilidad de las rocas.

Estabilidad

Índice que caracteriza aproximadamente la resistencia relativa de las distintas rocas a la fragmentación durante la extracción.

El profesor M. M. Protodiaconov confeccionó una clasificación de las rocas, según el coeficiente de estabilidad. En esta escala todas las rocas fueron divididas en 10 categorías. El valor máximo del coeficiente f (para las rocas más estables) en esta escala, es igual a 20. El coeficiente de estabilidad de una roca cualquiera caracteriza, aproximadamente, la estabilidad relativa de esta en todas las diversas relaciones que tienen significado en minería, es decir, en relación con la resistencia a la perforación, a la explosión, al corte, etcétera.

La magnitud del coeficiente de estabilidad se puede determinar por distintos métodos: resistencia de las rocas a las deformaciones elementales (por ejemplo, compresión monoaxial), magnitud del trabajo gastado para la trituración, resistencia a la perforación, desgaste de los dientes en las rozaduras, gasto de sustancia explosiva para el arranque, etcétera. Si la diferencia entre los valores de f , determinados según los distintos métodos, no es muy grande, se puede tomar la media aritmética; y si la diferencia es notable, es necesario considerarlo distinto en cada caso, tomando el valor conveniente para el proceso considerado.

De todos los métodos mencionados para hallar el valor de f , el más usado es el de determinación en muestras tanto regulares como irregulares; los mejores resultados se obtienen por el valor promedio de ambos.

Protodiaconov al confeccionar su escala, tomó como unidad del coeficiente de estabilidad la resistencia a la compresión monoaxial de muestras regulares, igual a 100 kg/cm^2 . De acuerdo con esto, el cálculo de la magnitud del coeficiente por los resultados de las pruebas a compresión, se realiza por la fórmula:

$$f = \frac{\sigma_c}{100} \quad (43)$$

Los materiales acumulados en los últimos años han demostrado que existe un grupo de rocas que tiene una resistencia a la compresión superior a los 2000 kg/cm^2 , que de acuerdo con la fórmula (43) sería necesario tomar una f igual a 25 o 30; sin embargo, en los cálculos técnicos se obtienen resultados positivos tomando el coeficiente f igual a 20, que es el valor máximo que aparece en la escala de Protodiaconov. En las rocas relativamente débiles se ha demostrado que, para los cálculos técnicos, es suficiente tomar $f = 3-5$ aunque la resistencia a compresión no pase de $100-200 \text{ kg/cm}^2$. Sobre la base de los resultados de las pruebas realizadas con testigos de $22-32 \text{ mm}$ de diámetro e igual altura, y la comparación de estos resultados con los de la práctica, se ha propuesto calcular la magnitud de f por la fórmula:

$$f = \frac{\sigma_c}{300} + \sqrt{\frac{\sigma_c}{30}} \quad (44)$$

Para calcular la magnitud del coeficiente por los resultados de las pruebas con muestras irregulares se utiliza la fórmula:

$$f = \frac{\sigma'_c}{19} \quad (45)$$

Dureza

Es la resistencia que oponen las rocas a la penetración, en ellas, de un instrumento duro. Caracteriza el comportamiento de las rocas en el caso de un estado tensional complejo. La dureza de los minerales se valora según la escala de Mohs, pero como las rocas se componen de muchos minerales y su dureza es una combinación del complejo de minerales que la forman, para ellas no se utiliza la escala de Mohs.

En dependencia de que el instrumento se hunda en la roca por un aumento gradual de la carga o por un golpe, se diferencian la *dureza estática* y la *dureza dinámica*.

La dureza estática de las rocas más plásticas se puede determinar por los métodos usados para los metales (métodos de Brinell, Rockwell, Vickers).

En las rocas, en general, se utilizan los métodos de determinación de la dureza basados en la punción de hoyos en la superficie de las rocas, mediante la acción de cargas aplicadas en estampas especiales. Este método tiene la desventaja de que necesita que la muestra se prepare con dos superficies paralelas, para lo cual se requiere mucho cuidado al elaborar la muestra.

Esta desventaja se elimina con el método de determinación llamado resistencia de contacto, en el cual se realiza el hincado de una estampa cilíndrica con base plana y diámetro de 2-3 mm, en la superficie no pulida de la muestra. La magnitud de la resistencia de contacto se determina por la magnitud de la carga en el momento de la destrucción frágil y el área de la estampa.

La dureza dinámica se puede determinar por el método de Shore, que consiste en tirar sobre la superficie de la roca, desde una altura determinada, un percutor con una punta esférica de diamante. Como índice de dureza se toma la altura de rebote del percutor. La dureza de las rocas influye en su resistencia a la fragmentación por el instrumento de perforación; por eso, determina la productividad de las máquinas de perforación, la necesidad de armar la cabeza de las barrenas con aleaciones duras, etcétera.

Abrasividad

Este índice se utiliza para caracterizar la capacidad de las rocas de desgastar, por fricción, los instrumentos. Se valora por el material desgastado en contacto con la roca.

Existen varios métodos para calcular la abrasividad, basados en diferentes índices: el método que relaciona la pérdida de peso de la corona con la longitud recorrida, el que relaciona la pérdida de peso de una varilla de acero con el número de pruebas realizadas, y el que relaciona el desgaste de un anillo del material probado, por unidad de longitud recorrida, con la fuerza aplicada, cuya fórmula es la siguiente:

$$k_a = \frac{\Delta V_c}{F} \quad (46)$$

donde:

k_a – coeficiente de abrasividad

ΔV_c – desgaste por unidad de longitud recorrida (cm^3/m)

F – fuerza aplicada (kg).

En la práctica de la minería existen índices de fragmentación de las rocas bajo la acción de unos u otros procesos; el índice más general de la destructibilidad, no relacionado con determinado proceso, es la triturabilidad de las rocas. Este es un índice generalizado de muchas propiedades mecánicas de las rocas, entre ellas las elásticas, las de resistencia y las plásticas.

Triturabilidad

Expresa la capacidad energética del proceso de fraccionamiento de las rocas por la aplicación de cargas dinámicas que, como demuestran las investigaciones, se corresponde mejor con los métodos dinámicos de fragmentación de las rocas.

Los métodos de laboratorio para determinar la triturabilidad, habitualmente, se basan en la valoración del gasto específico de energía para la trituración de un determinado volumen de rocas.

La triturabilidad desempeña el mismo papel que la estabilidad de las rocas, pues ambas son índices generalizados de la destructibilidad. La triturabilidad se ha establecido sobre la base de la capacidad energética de la fragmentación, mientras que la estabilidad se relaciona solo con la resistencia de la roca; sin embargo, hasta ahora no se ha creado un índice energético de destructibilidad de las rocas que por su sencillez y universalidad, pueda sustituir al coeficiente de estabilidad.

En la mayoría de los cálculos no se emplean mucho los índices generalizados de triturabilidad, sino aquellos que se relacionan con formas concretas de destrucción (perforabilidad, explosionabilidad, resistencia al corte y al rompimiento).

Perforabilidad

Es el grado de resistencia de las rocas a su fragmentación por el instrumento de perforación. Incluye las características mecánicas de las rocas, como propiedades elásticas, resistencia, plasticidad y, también, los índices tecnológicos de dureza y abrasividad.

La perforabilidad es un índice que muestra la longitud de barreno perforado por minuto de tiempo de perforación en condiciones estándares, o al contrario la cantidad de tiempo de perforación neto para 1 m de barreno en las mismas condiciones.

La perforabilidad depende de las particularidades constructivas de los equipos de perforación y de su régimen de trabajo, por ello en las escalas tecnológicas de las rocas, confeccionadas según su perforabilidad, se requiere observar estrictamente las condiciones estándares (determinado instrumento, armadura con aleaciones duras estándares, determinado diámetro del barreno y régimen de trabajo).

Es evidente que se pueden utilizar las escalas de las rocas por su perforabilidad, utilizando solo determinados instrumentos de perforación.

Las escalas de perforabilidad de las rocas se utilizan para calcular la cantidad de máquinas perforadoras necesarias, para determinar su productividad y normar los procesos de perforación.

Explosionabilidad

Caracteriza el grado de resistencia de las rocas a la explosión y, cuantitativamente, se expresa por el gasto de sustancias explosivas para la trituration de $1 m^3$ de rocas en el macizo (gasto específico de SE). La explosionabilidad incluye en sí las propiedades elásticas (módulo de Young dinámico), de resistencia (límite de resistencia a la tracción) y plásticas de las rocas, y se utiliza para establecer el gasto de sustancias explosivas en el laboreo de yacimientos, confeccionar el pasaporte de los trabajos de perforación y explosión y normar el trabajo de los artilleros. A veces la explosionabilidad se expresa por el gasto necesario de barrenos (en metros lineales), para la trituration de $1 m^3$ de roca (gasto de perforación).

Los índices cuantitativos de la explosionabilidad dependen no solo de las propiedades de las rocas, sino también del tipo de SE utilizada y del método de situación de las cargas en las rocas, por lo cual en las escalas de explosionabilidad creadas, todas estas condiciones deben ser cuidadosamente reglamentadas

Resistencia de las rocas al corte, al rompimiento, etcétera

Habitualmente se determinan imitando el trabajo de los mecanismos y estableciendo el gasto de trabajo, la cantidad de roca fragmentada y el grado de trituration. Sobre la base de estas pruebas, se crean también las correspondientes escalas de las rocas que permiten elegir el mecanismo necesario para el laboreo de ellas, determinar la potencia y la productividad de estos mecanismos, y normar el trabajo de los obreros.

CAPÍTULO 3 ACÚSTICA DE LAS ROCAS

Las propiedades acústicas de las rocas se caracterizan por la relación entre las tensiones alternantes y las deformaciones (oscilaciones elásticas). Las oscilaciones elásticas son a la mecánica de las rocas como las oscilaciones electromagnéticas a la electrodinámica; sin embargo, a causa de una serie de particularidades específicas de la acción de las oscilaciones elásticas, es necesario examinar las propiedades acústicas de las rocas independientemente de sus propiedades mecánicas.

DIFUSIÓN DE LAS OSCILACIONES ELÁSTICAS EN LAS ROCAS

Si en un pedazo de roca se aplica una carga que provoca tensiones que no sobrepasan el límite de elasticidad, este pedazo de roca experimenta una deformación, es decir, la traslación de sus partículas en la dirección de la fuerza actuante a una distancia U . Como las partículas de las rocas están enlazadas, la deformación de una provoca la traslación de las otras más alejadas, ocurriendo la difusión de la deformación elástica (con una velocidad determinada).

Si se considera que no hay pérdidas de energía por la fricción de las partículas, la perturbación elástica debe difundirse por toda la roca.

Si tenemos en cuenta que la fuerza normal actúa a lo largo del eje X y que la muestra de roca es una varilla larga y fina (fig. 14), de modo que se puedan despreciar las deformaciones transversales sin error apreciable, podemos deducir con facilidad la ecuación diferencial de las oscilaciones longitudinales correspondientes.

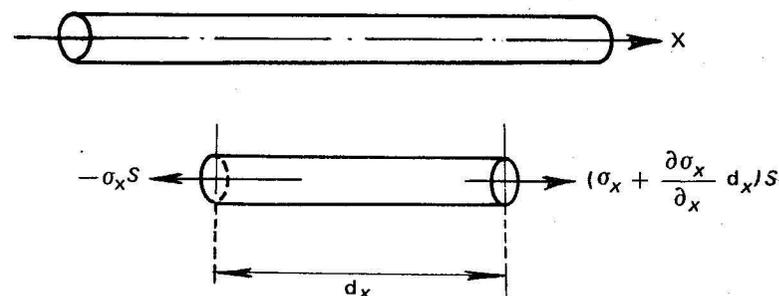


Fig. 14. Gráfico para deducir la ecuación de ondas en una varilla.

Separemos de la varilla un elemento de longitud dx y reemplacemos la acción de las partes suprimidas por fuerzas:

$$\sigma_x E \text{ y } (\sigma_x + \frac{\partial \sigma_x}{\partial x} dx) F$$

donde:

F — área de la sección de la varilla.

La masa del elemento separado es δF y la ecuación del movimiento es:

$$\delta F dx \frac{\partial^2}{\partial t^2} = \frac{\partial \sigma_x}{\partial x} dx F$$

$$\delta \frac{\partial^2 U}{\partial t^2} = \frac{\partial \sigma_x}{\partial x} \quad (47)$$

Como suponemos solo la existencia de tracción o compresión simple en la varilla, tendremos, según la ley de Hooke:

$$\sigma_x = E \epsilon_x = E \frac{\partial u}{\partial x}$$

y, por consiguiente:

$$\frac{\partial \sigma_x}{\partial x} = E \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} \quad (48)$$

Introduciendo esta expresión en la ecuación (47), resulta:

$$\frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = \frac{E}{\delta} \frac{\partial^2 u}{\partial x^2}$$

y como $\delta = \frac{\gamma}{g}$, tenemos finalmente que:

$$\frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = \frac{E}{\gamma} g \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} \quad (49)$$

es la ecuación de ondas sin pérdidas de energía.

Esta ecuación caracteriza la difusión de las ondas planas longitudinales a lo largo del eje X , su resolución nos da la velocidad de difusión de las ondas elásticas de compresión en una varilla de roca:

$$v_l = \sqrt{\frac{E}{\gamma} g} \quad (50)$$

Consideremos ahora el caso de una roca de grandes dimensiones, el macizo, que podamos considerar ilimitada. Para ello, recurramos a las ecuaciones fundamentales de la teoría de la elasticidad, a fin de determinar los corrimientos que se expresan como sigue:

$$\delta \frac{\partial^2 U}{\partial t^2} = (\lambda + G) \frac{\partial \theta}{\partial x} + G \nabla^2 U$$

$$\delta \frac{\partial^2 V}{\partial t^2} = (\lambda + G) \frac{\partial \theta}{\partial y} + G \nabla^2 V \quad (51)$$

$$\delta \frac{\partial^2 W}{\partial t^2} = (\lambda + G) \frac{\partial \theta}{\partial z} + G \nabla^2 W$$

donde:

$$\theta = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \quad \text{— dilatación volumétrica}$$

$$\nabla = \frac{\partial}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z} \quad \text{— operador de Laplace}$$

$$\lambda = \frac{2\mu G}{1-2\mu} \quad \text{— índice de Lamé.}$$

Elijamos las siguientes expresiones de los corrimientos:

$$u = U(XT)$$

$$v = 0$$

$$w = 0 \quad (52)$$

Dado que $v = w = 0$, los corrimientos de todos los puntos se producen paralelamente al eje OX ; además el corrimiento no depende de Y, Z ; por consiguiente, si consideramos (fig. 15) los puntos situados en el plano P normal al eje OX cuando el movimiento es nulo, estos puntos se desplazarán todos igual y simultáneamente, vale decir que el plano P se desplazará en la dirección del eje OX sin deformarse.

La ecuación del plano P en estado de reposo será $x = x_0$ y durante el movimiento, en cualquier instante, $x_c = x_0 + U(x_0 T)$. Es un plano, como el anterior, paralelo al YOZ pero dispuesto a una distancia variable de YOZ , y que depende del tiempo.

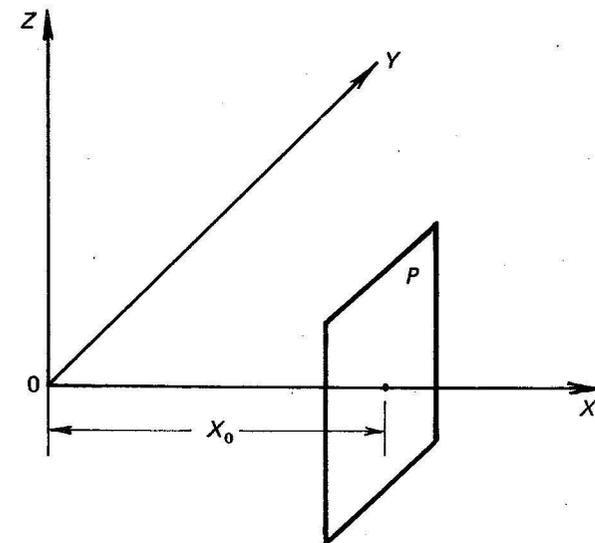


Fig. 15. Gráfico para deducir las ecuaciones de las ondas en el macizo.

Si elegimos en nuestro medio elástico una serie de planos similares: P, P_1, P_2, \dots , todos ellos se desplazarán normalmente a OX aproximándose o alejándose entre sí. En ese caso el movimiento expresado por las expresiones (52), se denomina oscilación longitudinal a lo largo del eje OX .

Para encontrar la ecuación diferencial de estas oscilaciones, llevemos las expresiones (52) que las expresan a las ecuaciones (51). Previamente calculamos:

$$\theta = \frac{\partial u}{\partial x}; \quad \frac{\partial^2 \theta}{\partial x^2} = \frac{\partial^2 u}{\partial x^2}; \quad \frac{\partial \theta}{\partial y} = \frac{\partial^2 u}{\partial y \partial y} = 0; \quad \frac{\partial \theta}{\partial z} = \frac{\partial^2 u}{\partial x \partial z} = 0$$

$$\nabla^2 u = \frac{\partial^2 u}{\partial x^2}; \quad \nabla^2 v = 0; \quad \nabla^2 w = 0; \quad \frac{\partial^2 v}{\partial t^2} = \frac{\partial^2 w}{\partial t^2} = 0$$

Hecho esto, observamos que la segunda y tercera ecuaciones se anulan y la primera se transforma así:

$$\frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = (2 + G) \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + G \frac{\partial^2 u}{\partial x^2}$$

$$\frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = \frac{E}{\gamma} g \frac{(1 - \mu)}{(1 + \mu)(1 - 2\mu)} \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} \quad (53)$$

que es la ecuación de las oscilaciones longitudinales homogéneas en un medio ilimitado.

Tomemos ahora los siguientes corrimientos:

$$\begin{aligned} u &= 0 \\ v &= 0 \\ w &= w(x,t) \end{aligned} \quad (54)$$

Todos los corrimientos se realizan paralelamente al eje OZ .

Razonando igual que en el caso anterior, comprobamos que todos los puntos de un plano cualquiera P (fig. 15) se desplazan igual y simultáneamente, manteniéndose a la misma distancia del plano ZOY . Considerando varios planos paralelos similares, veremos que se desplazan verticalmente. En el caso de un movimiento periódico se tratará de una oscilación transversal homogénea a lo largo del eje OZ .

Para encontrar la ecuación diferencial de estas oscilaciones llevemos las expresiones (54) a las ecuaciones (51).

Previamente calculamos:

$$\theta = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial x}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0; \quad \frac{\partial \theta}{\partial x} = \frac{\partial \theta}{\partial y} = \frac{\partial \theta}{\partial z} = 0$$

$$\nabla^2 u = \nabla^2 v = 0; \quad \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = \frac{\partial^2 v}{\partial t^2} = 0; \quad \nabla^2 w = \frac{\partial^2 w}{\partial x^2}$$

La primera y la segunda ecuaciones se anulan y la tercera se transforma así:

$$\delta \frac{\partial^2 w}{\partial t^2} = G \frac{\partial^2 w}{\partial x^2} \quad (55)$$

$$\frac{\partial^2 w}{\partial t^2} = \frac{Eg}{2\gamma(1 + \mu)} \frac{\partial^2 w}{\partial x^2}$$

que es la ecuación de las oscilaciones transversales homogéneas en un medio ilimitado.

Consideremos el caso particular de oscilaciones armónicas, propongamos la función $u(x,t)$ de la oscilación longitudinal:

$$U = A \sin 2\pi \left(\frac{x}{l} - \frac{t}{T} \right) \quad (56)$$

Llevando esta expresión a la ecuación (53) y simplificando, resulta:

$$\begin{aligned} \frac{1}{T} &= \frac{\left[\frac{E}{\gamma} g \frac{(1 - \mu)}{(1 + \mu)(1 - 2\mu)} \right]^2}{l^2} \\ \frac{l}{T} &= \pm \sqrt{\frac{E}{\gamma} g \frac{(1 - \mu)}{(1 + \mu)(1 - 2\mu)}} \end{aligned} \quad (57)$$

A (amplitud de oscilación) permanece arbitrario y T es el período de oscilación; en efecto, si mantenemos constante x es decir, si consideramos siempre el mismo plano P (fig. 15) y damos un incremento T al tiempo t , la elongación u no varía conforme a la ecuación (56).

l es la longitud de onda. El sentido geométrico de esto se puede esclarecer, sencillamente, considerando el alargamiento específico:

$$\epsilon_x = \frac{\partial u}{\partial x} = A \frac{2\pi}{l} \cos 2\pi \left(\frac{x}{l} - \frac{t}{T} \right) \quad (58)$$

Mantengamos constante el tiempo t , considerando todos los planos posibles P (fig. 15), en un momento determinado. Como ϵ_x está expresado en forma de una función de x , la fórmula (58) muestra que si se da a x un incremento de l , se tendrá un nuevo plano P en cuyos puntos, ϵ_x tiene la misma magnitud. Tomemos, por ejemplo, ϵ_x mín esto se producirá en aquellos sitios donde, en el instante dado t , se tiene una mayor concentración de planos P (fig. 16). La distancia entre esos puntos, como se acaba de indicar, es igual a l ; por esto, l se denomina longitud de onda. La magnitud de la contracción (dilatación) máxima se tendrá, de acuerdo con la ecuación (58):

$$\cos 2\pi \left(\frac{x}{l} - \frac{t}{T} \right) = \pm 1 \quad (59)$$

$$\frac{x}{l} - \frac{t}{T} = \frac{m}{2}$$

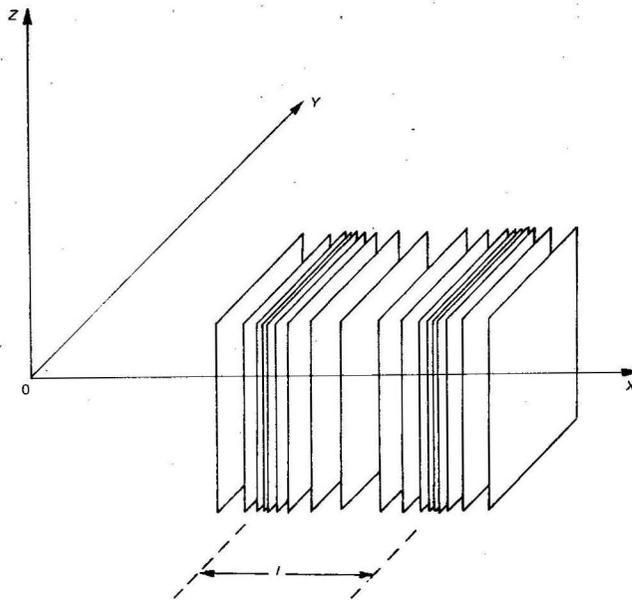


Fig. 16. Gráfico de la longitud de onda.

donde:

m – un número entero.

En la ecuación (59) vemos que la abscisa x de ese punto se desplaza uniformemente con el tiempo t ; su velocidad es:

$$v = \frac{dx}{dt} = \frac{l}{T}$$

Esta es la velocidad de propagación de la onda. Por la ecuación (57) tenemos:

$$v = \pm \sqrt{\frac{E}{\gamma} g \frac{(1-\mu)}{(1+\mu)(1-2\mu)}} \quad (60)$$

La amplitud A es arbitraria; la longitud de la onda l y el período de oscilación T pueden ser también diferentes, pero la *velocidad de propagación de la onda longitudinal* $v = \frac{l}{T}$ es, según la ecuación (60), una magnitud constante que depende de los coeficientes de elasticidad E y μ , así como también de la densidad del medio.

Las oscilaciones longitudinales que estamos considerando son las vibraciones sonoras, pues para:

$$\frac{1}{16} s > T > \frac{1}{50\,000} s$$

estas oscilaciones son percibidas por el oído en forma de sonido.

La fórmula (13) tiene importancia porque nos da la velocidad de propagación del sonido en un cuerpo sólido de dimensiones indefinidas. Como al mismo tiempo

la fórmula (13) da la velocidad de propagación de la deformación longitudinal ϵ_x resulta que las *deformaciones longitudinales se propagan en un medio elástico con una velocidad perfectamente definida que es la velocidad del sonido.*

La frecuencia de las oscilaciones elásticas puede ser muy diversa en dependencia de la frecuencia del generador. Según la frecuencia, las ondas elásticas se dividen en: infrasonoras, con frecuencia de hasta 20 H; sonoras, desde 20 hasta 20 000 H; ultrasonoras, con más de 20 000 H e hipersonoras, con más de 10^{10} H. La frecuencia de las oscilaciones hipersonoras se aproximan a las oscilaciones térmicas de las moléculas (10^{13} H).

En dependencia del tipo de deformación, pueden surgir ondas de diversos tipos. Las deformaciones volumétricas variables de compresión o tracción determinan la difusión en la sustancia, de oscilaciones elásticas longitudinales. Las ondas longitudinales se difunden en cualquier medio: gaseoso, sólido y líquido, ya que todas las sustancias poseen resistencia a la compresión volumétrica. Las ondas longitudinales, como se expresó antes, provocar el fenómeno acústico.

El segundo tipo de ondas determinadas por la difusión de deformaciones variables recibe el nombre de ondas transversales. Estas ondas están presentes sólo en los cuerpos sólidos, ya que los líquidos y gases no ofrecen resistencia al corte. Estos dos tipos de ondas se difunden por el volumen de rocas y por eso se llaman volumétricas.

Las partículas del cuerpo que se encuentran en la superficie experimentan un estado especial porque encuentran menor resistencia a su traslación, por lo cual en la superficie surge una onda que se caracteriza por los movimientos de las partículas que siguen una trayectoria en forma de elipse con el eje mayor dirigido perpendicularmente a la traslación de las ondas. En este caso, cada partícula realiza dos oscilaciones: longitudinal y transversal.

Las ondas superficiales también están presentes solo en los cuerpos sólidos.

En las muestras de rocas tipo varilla se distinguen además las ondas torsoras y flexoras.

PROPIEDADES ACÚSTICAS DE LAS ROCAS

El carácter de la difusión de las oscilaciones elásticas en las rocas está determinado por los índices acústicos de las rocas, entre los cuales figuran la velocidad de difusión de las ondas elásticas, el coeficiente de absorción y la resistencia de onda. Las rocas se caracterizan también por distintos coeficientes de reflexión y refracción de las ondas elásticas. Comúnmente por velocidad de las ondas se comprende la velocidad de difusión de algunas fases de las oscilaciones elásticas.

La velocidad de difusión de las ondas elásticas en un medio ilimitado absolutamente elástico e isótropo puede determinarse por fórmulas derivadas de las ecuaciones de onda. Así, la velocidad de las ondas longitudinales en el macizo es:

$$v_l = \sqrt{\frac{E}{\gamma} g \frac{(1-\mu)}{(1+\mu)(1-2\mu)}} \text{ m/s} \quad (61)$$

La velocidad de difusión de las ondas transversales es:

$$v_t = \sqrt{\frac{E}{\gamma} g \frac{1}{2(1+\mu)}} \text{ m/s} \quad (62)$$

La velocidad de las ondas superficiales v_s se puede expresar por medio de la velocidad de las ondas transversales.

$$v_s = 0,919 v_t \text{ m/s} \quad (63)$$

Siempre se observa la siguiente correlación de las velocidades de las ondas:

$$v_l > v_t > v_s$$

La relación entre la velocidad de las ondas longitudinales y la de las ondas transversales es una función solo del coeficiente de Poisson de las rocas, y por eso puede servir como característica de estas:

$$\frac{v_l}{v_t} = \sqrt{2 \frac{1-\mu}{1-2\mu}} \quad (64)$$

La difusión de las ondas elásticas en las rocas, lo mismo que en cualquier cuerpo, va acompañada de una disminución gradual de su intensidad a medida que se aleja de la fuente de emisión.

Las causas de esta disminución de la intensidad de las oscilaciones en la mayoría de los casos son dos:

- Absorción de parte de la energía de las oscilaciones elásticas por las rocas y su transformación en calor, a causa de la fricción entre las partículas de la roca que realizan el movimiento oscilatorio.
- Dispersión de la energía acústica por las heterogeneidades de las rocas (poros, grietas, etcétera), en distintas direcciones.

La amplitud de las oscilaciones elásticas U se relaciona con la distancia X recorrida por la onda, exponencialmente:

$$U = U_0 e^{-\nu x} \quad (65)$$

donde:

ν - coeficiente de absorción.

El coeficiente de absorción de las oscilaciones elásticas depende tanto de las propiedades de las rocas (propiedades elásticas y coeficiente de fricción interna) como de la frecuencia de oscilación.

En los cuerpos homogéneos y los monocristales, la absorción de las ondas acústicas no es grande y está determinada por la densidad y conductividad térmica de los cuerpos. En este caso, igual que en los líquidos, la dependencia del coeficiente de absorción, de la frecuencia f es cuadrática (fórmula de Stokes - Kirchoff):

$$\nu = \frac{2\pi^2 f^2}{v^3 \delta} \left(\frac{4}{3} \eta + \lambda \frac{C_p - C_v}{C_p C_v} \right) \quad (66)$$

donde:

ν - velocidad de las oscilaciones elásticas

δ - densidad de las rocas

λ - conductividad térmica específica de las rocas

η - coeficiente de viscosidad (fricción interna)

C_p y C_v - calor específico de las rocas a presión y volumen constantes.

La función de la conductividad térmica en la absorción de las oscilaciones elásticas, está relacionada con el cambio de energía en el momento del surgimiento de las ondas entre las partes de la roca sometidas a compresión (temperatura alta) y las partes de la roca sometidas a tracción (temperatura baja).

Sin embargo, la magnitud de la parte del coeficiente de absorción determinado por la conductividad térmica es esencial solo en los metales, en las rocas es relativamente pequeña y se puede despreciar, por lo cual:

$$\nu = \frac{8}{3} \cdot \frac{\pi^2}{v^3} \frac{f^2}{\delta} \eta \quad (67)$$

Los experimentos para determinar la absorción de las oscilaciones elásticas en las rocas, demuestran que la dependencia de ν , de la frecuencia, en la mayoría de las rocas, no es cuadrática sino más bien lineal, lo cual permite considerar que la absorción en las rocas no está determinada básicamente por la dispersión por difusión.

El coeficiente de absorción siempre es mayor en aquellas rocas donde la velocidad de las oscilaciones elásticas es menor.

En los cálculos se utiliza con frecuencia el producto del peso volumétrico de la roca por la velocidad de las ondas elásticas en ellas; este índice recibe el nombre de *resistencia de onda*:

$$R_0 = C\gamma \quad (68)$$

La magnitud de la resistencia de onda varía entre amplios límites. Sobre la base de la resistencia de ondas se ha elaborado una clasificación de las rocas.

CLASIFICACIÓN DE LAS ROCAS POR SU RESISTENCIA DE ONDA

Grupo	Resistencia de onda	Magnitud	gr/cm ² · s
I	Pequeña	0,2 · 10 ⁵	5 · 10 ⁵
II	Media	1,5 · 10 ⁵	25 · 10 ⁵
III	Grande	15 · 10 ⁵	25 · 10 ⁵

La resistencia de onda de las rocas determina su capacidad de reflejar y refractar las ondas elásticas.

La reflexión y refracción de las ondas elásticas ocurren en los límites entre rocas que poseen distintas propiedades acústicas o al pasar las ondas elásticas del medio exterior a las rocas y a la inversa. En la reflexión y refracción de las ondas elásticas se pueden utilizar en primera aproximación las leyes de la óptica geométrica.

El coeficiente de reflexión según la energía k_e es la relación entre la energía de la onda reflejada W_r y la de la onda incidente W_0 .

$$k_e = \frac{W_r}{W_0} \quad (69)$$

Los ángulos de reflexión δ y de incidencia δ_1 de las ondas sonoras en los límites de separación son iguales (fig. 17).

El coeficiente de reflexión de ondas; mientras mayor sea la diferencia entre las resistencias de onda de los medios, mayor será la energía reflejada:

$$h_e = \left(\frac{R_{01} - R_{02}}{R_{01} + R_{02}} \right) \quad (70)$$

Al pasar de un medio con poca resistencia de onda a uno con mayor resistencia de onda, se refleja la mayor parte de la energía sonora.

El ángulo de incidencia δ y el de refracción ψ (fig. 17) de las ondas elásticas en las rocas, se someten a la ley de Snellius, de acuerdo con la cual estos ángulos guardan determinada correlación con las velocidades de las ondas elásticas en el primero y segundo medios:

$$\frac{\text{sen } \delta}{\text{sen } \psi} = \frac{v_1}{v_2} \quad (71)$$

La relación $\frac{v_1}{v_2} = n$ se llama coeficiente de refracción de las ondas elásticas relativo al primer medio.

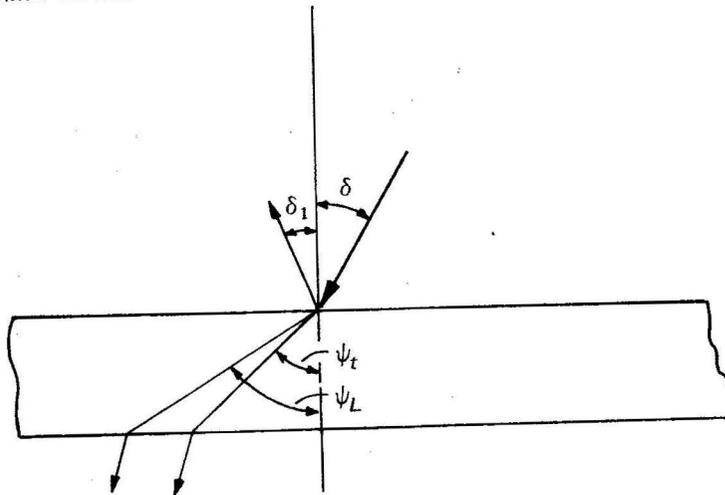


Fig. 17. Reflexión y refracción de las ondas ultrasonoras en los límites de dos medios.

Todas las propiedades acústicas de las rocas están determinadas por sus características elásticas.

La velocidad de las ondas longitudinales aumenta con el incremento del módulo de Young y el coeficiente de Poisson de las rocas; la velocidad de las ondas transversales también aumenta con el incremento de E , pero disminuye con el de μ .

Sobre la velocidad del sonido influye también la magnitud de los granos que forman la roca. Como regla, la velocidad de las oscilaciones elásticas en las rocas de grano fino es mayor que en las de grano grueso.

Los factores externos también ejercen su influencia sobre las propiedades acústicas de las rocas. La humedad en las rocas porosas varía la velocidad de las ondas elásticas en ellas; con el aumento de la presión sobre las rocas (particularmente la volumétrica) aumentan sus índices elásticos y, por eso, en las rocas que se encuentran en estado tensional se observa un incremento de la velocidad de difusión de las ondas elásticas; el aumento de la temperatura varía la velocidad de las ondas elásticas, ya que varían los índices elásticos.

UTILIZACIÓN DE LOS FENÓMENOS ACÚSTICOS EN MINERÍA

Las oscilaciones elásticas en las rocas se pueden provocar por explosiones, golpes, vibraciones mecánicas, por generadores piezoeléctricos o por magnetoestricción.

El método de explosiones se utiliza para obtener oscilaciones sísmicas, el mecánico, básicamente, para lograr oscilaciones con frecuencias infrasonoras y sonoras, el piezoeléctrico y por magnetoestricción para producir oscilaciones ultrasonoras.

En los generadores piezoeléctricos se utiliza el piezoelecto, que es la propiedad de algunos cristales de estirarse y encogerse en un campo eléctrico alterno, por las variaciones del campo (cristales de cuarzo, titanato de bario, etcétera).

Los generadores por magnetoestricción se basan en el efecto de variar las dimensiones de algunos cuerpos ferromagnéticos por magnetización y desmagnetización. Estos generadores crean una emisión de potencia considerablemente mayor que los piezoeléctricos.

En minería se utilizan mucho los métodos acústicos, en primer lugar para obtener información sobre las rocas y los macizos. Estos métodos se basan en la dependencia entre las distintas propiedades acústicas, de las rocas: velocidad de las oscilaciones elásticas, coeficientes de absorción, refracción y reflexión, y sus propiedades más simples (por ejemplo, elásticas, composición mineral, constitución y estado externo).

Los aparatos de ultrasonido son los más usados para las investigaciones acústicas. La generación de ultrasonido evita la aparición en el macizo de ondas estacionarias que alteran los resultados de las investigaciones.

En las condiciones de laboratorio, los métodos ultrasonoros se utilizan, básicamente, para obtener las propiedades elásticas dinámicas de las rocas (módulo de Young y coeficiente de Poisson), para lo cual es suficiente medir solo la velocidad con que las ondas atraviesan las muestras.

El módulo de Young se puede calcular por la velocidad de las ondas longitudinales en una varilla fina de roca:

$$E = v^2 \frac{\gamma}{g} \quad (72)$$

En el caso de muestras de grandes dimensiones, los índices elásticos se determinan por las dos velocidades:

$$E = \frac{v_l^2 \gamma (1 + \mu) (1 - 2\mu)}{(1 - \mu)} \quad (73)$$

$$\mu = \frac{v_l^2 - 2v_t^2}{2(v_l^2 - v_t^2)} \quad (74)$$

Existe también el método de resonancia para medir E , que consiste en determinar la frecuencia de las oscilaciones propias de la muestra de roca f_0 . Esta frecuencia guarda una relación determinada con el módulo de Young. Así, para una varilla fina de longitud l , en el caso en que en ella se difundan ondas longitudinales:

$$f_0 = \frac{1}{2l} \sqrt{\frac{E}{\delta}} \quad (75)$$

o

$$E = 4(f_0 l)^2 \delta \quad (76)$$

Con ayuda de los métodos acústicos, en las condiciones de producción, se establecen los estados de los macizos de rocas.

El ultrasonido se puede utilizar en todos los casos donde se ha establecido determinada relación entre los índices acústicos de la roca y cualquier otro cuyo valor es importante conocer en los procesos de laboreo de las rocas.

CAPÍTULO 4 TERMODINÁMICA DE LAS ROCAS

DIFUSIÓN Y ACUMULACIÓN DEL CALOR EN LAS ROCAS

La absorción de calor por las rocas siempre va acompañada de un aumento de la energía cinética de sus moléculas y átomos, y se registra un aumento de la temperatura de ellas.

La frecuencia y amplitud de las oscilaciones de las moléculas y átomos aumentan con la elevación de la temperatura.

Entre la cantidad de calor absorbido por la roca y su temperatura, existe una relación directa.

De acuerdo con la primera ley de la termodinámica:

$$dQ = dQ_1 + dQ_2 \quad (77)$$

donde:

dQ_1 – parte del calor que pasa a energía interna del cuerpo calentado

dQ_2 – parte del calor gastado en trabajo externo (dilatación térmica, transformaciones polimórficas, etcétera).

$$dQ_1 = CdT \quad (78)$$

C – calor específico molecular a volumen constante.

La magnitud C , referida a la unidad de masa del volumen calentado, se llama **calor específico**:

$$c = \frac{C}{M}$$

Considerando dQ_2 muy pequeño en comparación con dQ_1 , podemos decir que:

$$c = \frac{\Delta Q}{\Delta TM} \text{ kJ/kg} \quad (79)$$

Es decir, que *el calor específico es la cantidad de calor requerida para elevar la temperatura de la unidad de masa de la roca un grado.*

Como se sabe, la transmisión del calor en los cuerpos sólidos homogéneos ocurre por la traslación de una nube de electrones (semejante a la electricidad) o por la transmisión gradual de las oscilaciones de la red cristalina de una partícula a otra, ya que entre ellas existen fuerzas de enlace considerables.

El primer tipo de conducción del calor recibe el nombre de electrónico y es característico de los cuerpos conductores de la corriente, o sea, metales y semiconductores.

El segundo tipo de conducción del calor, se puede identificar con una forma especial de oscilación elástica de las partículas de la red cristalina.

Semejante a como en la teoría del campo electromagnético se usa el concepto de fotón, en el caso de la conductividad térmica se utiliza el de fonones, que son

portadores de energía térmica. Por eso, la última forma de conductividad térmica, habitualmente, se llama fonónica.

Cada fonón, semejante al fotón, posee una energía igual a hf , donde: h es una constante y f la frecuencia de las oscilaciones elásticas de las rocas en hertz.

La transmisión del calor en las rocas es básicamente fonónica; sin embargo, en las rocas formadas por metales la conductividad térmica electrónica tiene un significado esencial.

Si tenemos una muestra de roca rectangular aislada (fig. 18) con dos superficies opuestas, con temperaturas T_1 y T_2 , donde: $T_1 > T_2$, la cantidad de calor dQ que pasa de una superficie a la otra a través del área ΔS en un tiempo dt , será:

$$dQ = \lambda \frac{\Delta T}{\Delta X} \Delta S dt \quad (80)$$

donde:

λ – conductividad térmica específica del material

$\Delta T = T_1 - T_2$ – diferencia de temperatura de las superficies

ΔX – distancia entre las superficies del volumen de roca limitado.

El índice $\frac{\Delta T}{\Delta X}$ expresa la máxima velocidad de caída de la temperatura, y se llama gradiente de temperatura.

El índice $\frac{dQ}{\Delta S dt} = q$ es el flujo térmico específico y expresa la cantidad de calor que pasa por el área ΔS en la unidad de tiempo.

La conductividad térmica específica de las rocas λ determina la cantidad de calor que pasa a través de la unidad de área en la unidad de tiempo, con un gradiente de temperatura igual a la unidad:

$$\lambda = \frac{dQ \Delta X}{dt \Delta S \Delta T} = \frac{q}{\text{grad. } T} \quad (81)$$

Para calcular el flujo térmico a través de un área cualquiera dentro de un volumen de roca, es necesario conocer la distribución de la temperatura en ese volumen, la cual se expresa por la ecuación diferencial de la conductividad térmica propuesta por Fourier, que puede ser obtenida de un volumen rectangular de roca (fig. 18).

Si T es la temperatura en el centro del volumen dado, la temperatura en cualquier parte de la superficie se puede expresar por medio del gradiente de temperatura $\frac{\partial T}{\partial x}$:

$$T_1 = T + \frac{1}{2} \frac{\partial T}{\partial x} \Delta x$$

$$T_2 = T - \frac{1}{2} \frac{\partial T}{\partial x} \Delta x$$

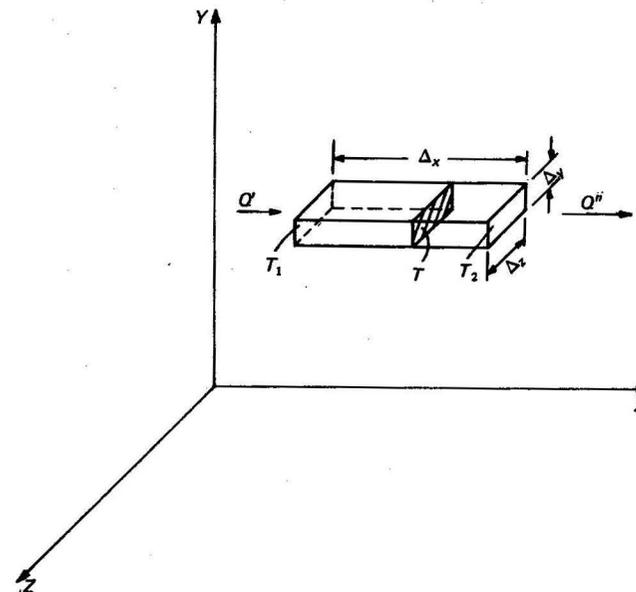


Fig. 18. Gráfico para calcular la ecuación de la conductividad térmica.

El flujo de calor a través de la primera y segunda superficies en la unidad de tiempo será:

$$\begin{aligned} Q' &= \lambda \Delta y \Delta z \frac{\partial}{\partial x} \left(T + \frac{1}{2} \frac{\partial T}{\partial x} \Delta x \right) \\ Q'' &= \lambda \Delta y \Delta z \frac{\partial}{\partial x} \left(T - \frac{1}{2} \frac{\partial T}{\partial x} \Delta x \right) \end{aligned} \quad (82)$$

Si todos los demás límites del elemento analizado no experimentan intercambio térmico con el medio exterior (completamente aislado), la diferencia $Q' - Q''$ representará la cantidad de calor absorbido por la roca:

$$Q' - Q'' = \lambda \Delta y \Delta z \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} \Delta x \quad (83)$$

Esta diferencia se puede expresar por medio del calor específico:

$$Q' - Q'' = cd \Delta X \Delta y \Delta z \frac{\partial T}{\partial t} \quad (84)$$

Igualando (83) y (84), obtenemos la ecuación diferencial de Fourier para una dimensión:

$$\frac{\lambda}{cd} \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} = \frac{\partial T}{\partial t} \quad (85)$$

llevándola a volumétrica, la ecuación de Fourier queda en la forma siguiente:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = a \nabla^2 T \quad (86)$$

donde:

∇ – operador de Laplace

$a = \frac{\lambda}{c\delta}$ – conductividad de la temperatura por las rocas, (m^2/s), o difusividad.

La velocidad de calentamiento de las rocas no está relacionada simplemente con la velocidad de transmisión del calor en ellas, por lo cual, según la conductividad térmica no se puede juzgar el calor específico de estas.

La conductividad de la temperatura caracteriza la velocidad de variación de la temperatura en la roca.

Si en el volumen de roca investigado no hay absorción de calor (es decir, $Q' = Q''$), la ecuación de Fourier toma la forma:

$$\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} = 0 \quad (87)$$

y en forma general:

$$\nabla^2 T = 0 \quad (88)$$

que recibe el nombre de ecuación de Laplace.

En este caso, el proceso descrito es estacionario, no varía con el tiempo y, correspondientemente, su flujo térmico se llama estacionario. El flujo térmico en las rocas, como regla; no es estacionario y estas no solo transmiten el calor de punto a punto, sino que se acumula (o se pierde) en ellas con el cambio de temperatura de la misma roca.

Es muy frecuente tropezar en minería, con flujos térmicos no estacionarios que complican considerablemente la representación del cuadro de distribución de la temperatura de las rocas.

En minería es necesario resolver las ecuaciones diferenciales de la conductividad térmica para:

- Determinar las propiedades térmicas de las rocas.
- Las investigaciones de los procesos de fragmentación y perforación térmicas.
- La representación de la distribución de la temperatura en las rocas de las paredes de las excavaciones y frentes de arranque con vistas a su ventilación y a la prevención de incendios, etcétera.

Sin embargo, la resolución de la ecuación de la conductividad térmica se dificulta a causa de la complejidad del cuadro de distribución de los campos térmicos y las propiedades de las rocas, por lo cual se usan ampliamente, para estos fines, los métodos aproximados de resolución mediante la modelación, en particular la modelación eléctrica y la hidrodinámica, basadas en la identidad de las ecuaciones

básicas del flujo térmico con las ecuaciones del campo eléctrico y del flujo de líquidos.

En estos casos, la conductividad térmica corresponde a la conductividad eléctrica y a la permeabilidad, y la capacidad calorífica a la capacidad eléctrica y de humedad, respectivamente.

Combinando resistencias y condensadores en la modelación eléctrica, y materiales de distinta permeabilidad en la modelación hidrodinámica, se puede representar con bastante precisión el cuadro de distribución de la temperatura en la roca investigada.

Si el calor pasa a través de cualquier superficie límite, de una roca a otra que tiene distintas propiedades, a este proceso se le llama **termotransferencia**.

La cantidad de calor que pasa de un cuerpo a otro se determina por la fórmula:

$$\Delta Q = k \frac{\Delta T}{\Delta x} \Delta S \Delta t \quad (89)$$

donde:

k – coeficiente de termotransferencia, que depende de los cuerpos en contacto.

Al pasar el calor de un medio a otro, siempre se observa alguna caída de la temperatura (brusca disminución en la zona de contacto (fig. 19).

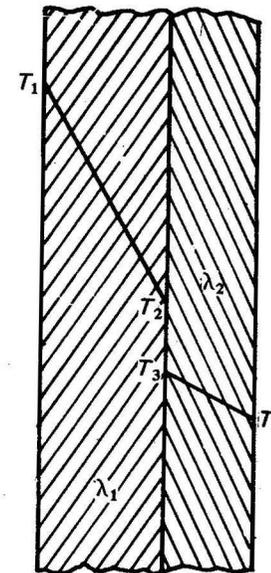


Fig. 19. Caída de la temperatura al cruzar el flujo térmico el contacto entre dos rocas.

La termotransferencia ocurre al difundirse el flujo térmico perpendicularmente a la estratificación y al agrietamiento de las rocas, en los contactos de las rocas con el mineral, etcétera.

La termotransferencia no solo ocurre de roca a roca, sino también entre líquidos, gases y rocas.

Si la roca posee una temperatura mucho más alta que el medio exterior que la rodea el fenómeno de la termotransferencia se le llama irradiación y k , correspondientemente, coeficiente de irradiación.

La irradiación es importante conocerla, por ejemplo, para los cálculos de ventilación, establecer el régimen térmico de las minas profundas y en los procesos de fundición por contacto de los yacimientos minerales.

El coeficiente de irradiación es una función, no solo de las propiedades de las sustancias en contacto, sino también de su estado (velocidad relativa de traslación, etcétera).

Como dijimos antes, el calor absorbido por las rocas se gasta, además de para su calentamiento, en trabajo externo relacionado básicamente con la dilatación térmica de ellas.

La relación entre el aumento de la temperatura dT y la dilatación de las rocas dL , se puede expresar por la ecuación:

$$dL = \beta L dT \quad (90)$$

donde:

β — coeficiente de dilatación lineal

L — longitud inicial de la muestra.

Una ecuación análoga existe para la dilatación cúbica:

$$dV = \omega V dT \quad (91)$$

donde:

ω — coeficiente de dilatación cúbica.

Los coeficientes de dilatación se establecen experimentalmente para cada roca.

ÍNDICES TÉRMICOS DE LAS ROCAS

Los índices térmicos de las rocas caracterizan su capacidad para acumular y conducir calor, y también sus variaciones por la acción del calor; entre ellas se encuentran la conductividad térmica, el calor específico, la conductividad de la temperatura, el coeficiente de dilatación y el calor de fundición. En los trabajos mineros de producción también se consideran los índices tecnológicos, termoestabilidad, termoperforabilidad, etcétera.

Conductividad térmica de las rocas

La conductividad térmica de los cuerpos sólidos es muy diversa. Las rocas, como regla, son malas conductoras del calor y se encuentran entre los cuerpos sólidos con una gama de valores de la conductividad térmica relativamente estrecha (0,1-7 $k/m \cdot s$ grado).

La conductividad térmica de las rocas es menor que la de los metales, ya que estos tienen conductividad electrónica y las rocas, conductividad fonónica.

Entre los minerales formadores de rocas el mayor valor de la conductividad lo posee el cuarzo (7-12), por lo cual en las poco porosas sin menas, se observa un incremento de λ al aumentar el contenido de cuarzo.

La conductividad térmica de las rocas está determinada por la capacidad de los minerales que las forman de conducir el calor. Si los minerales están situados consecutivamente, la conductividad térmica media será:

$$\lambda_m = \sum_{i=1}^n \frac{\lambda_i}{V_i} \quad (92)$$

Y si se considera que los minerales se sitúan paralelamente:

$$\lambda_m = \sum_{i=1}^n \lambda_i V_i \quad (93)$$

donde:

λ_i — conductividad térmica de los minerales, cuyo contenido relativo en la roca es V_i .

En la práctica estas fórmulas indican los posibles límites máximo y mínimo de la variación de la conductividad térmica de las rocas, en dependencia de λ de los minerales componentes.

Existe una diferencia considerable entre la conductividad térmica de los minerales cristalinos y los amorfos ($\lambda_c > \lambda_a$).

La conductividad térmica depende del tamaño de los granos que componen la roca. La disminución de la conductividad térmica con la reducción de los granos, se debe al aumento de la cantidad de contactos entre los granos por unidad de recorrido del flujo térmico, ya que los contactos poseen una resistencia térmica mayor que los cristales.

La conductividad térmica de las rocas estratificadas depende de la dirección del flujo térmico. De acuerdo con los cálculos teóricos y los datos prácticos, la conductividad térmica de las rocas a lo largo de las capas siempre es mayor que perpendicularmente a las capas.

La conductividad térmica de las rocas porosas es una función compleja de todas sus fases componentes.

La transmisión de la energía térmica en las rocas porosas puede ocurrir por la vía de la termoconductividad o por convección; sin embargo, si las dimensiones de los poros son pequeñas en comparación con el volumen de roca estudiado, el fenómeno de la convección puede despreciarse.

Al variar la temperatura del medio circundante también varía la conductividad térmica de las rocas. El aumento de temperatura disminuye la conductividad térmica de casi todos los minerales y rocas cristalinas, y la aumenta en los minerales y rocas amorfas.

La presión mecánica a veces aumenta un poco la conductividad térmica de las rocas porosas.

Calor específico de las rocas

Los límites de variación del calor específico de los cuerpos sólidos, en general, y entre ellos las rocas son menos considerables que en la conductividad térmica, y varían desde 0,4 hasta 2 kJ/kg · grado, y son por lo regular mayores que los de los metales.

En los minerales, con la disminución de su densidad se observa un aumento de su calor específico.

En las rocas densas, el calor específico depende por completo de su composición mineralógica, y puede ser calculado por la fórmula:

$$c_m = \sum_{i=1}^n c_i V_i \quad (94)$$

donde:

V_i — contenido relativo en peso de cada mineral.

El calor específico no depende de que la roca se encuentre en estado cristalino o amorfo.

Como el calentamiento de las rocas no está relacionado solo con el aumento de la energía interna, sino también con la realización de trabajo externo, el calor específico determinado a presión constante c_p , generalmente, es algo mayor que el determinado a volumen constante c_v . La diferencia $c_p - c_v$ en las rocas no es considerable (5-15% a temperaturas no muy altas), y puede ser calculado por la fórmula:

$$c_p - c_v = T \omega^2 V_0 K \quad (95)$$

donde:

T — temperatura

ω — coeficiente de dilatación volumétrica

V_0 — volumen a 0°C

K — módulo de compresión volumétrica.

El calor específico de las rocas continuas, generalmente, disminuye a grandes presiones volumétricas; como regla, aumenta con el incremento de la temperatura.

La dependencia del calor específico de la porosidad está condicionada por la magnitud de c del aire y de los minerales.

Conductividad de la temperatura por las rocas

Este índice depende de los valores de λ , c y γ de la roca. Sobre su magnitud influyen todos aquellos factores que varían estas propiedades de las rocas.

Dilatación térmica de las rocas

Los coeficientes de dilatación lineal y volumétrico de las rocas son características termofísicas importantes que condicionan la capacidad de estas para transformar la energía térmica en mecánica, o sea, en el trabajo externo, que está relacionado con la fragmentación de las rocas.

El coeficiente de dilatación lineal β disminuye con el aumento de la energía de la red cristalina; por eso, con el aumento de la densidad de los minerales, en general, se observa una disminución de la magnitud de β .

El coeficiente de dilatación volumétrica ω_m de las rocas polimineraleas se determina por las magnitudes de ω y K de sus minerales componentes. Si la roca al calentarse no se fragmenta:

$$\omega_m = \frac{\sum_{i=1}^n \omega_i K_i V_i}{\sum_{i=1}^n K_i V_i}$$

Si suponemos que los coeficientes de Poisson de todos los minerales componentes son aproximadamente iguales y $\omega = 3\beta$

$$\beta_m = \frac{\sum_{i=1}^n \beta_i E_i V_i}{\sum_{i=1}^n E_i V_i} \quad (97)$$

De esta forma, la relación entre los coeficientes de dilatación térmica y la composición mineralógica no se realiza directamente, sino a través de la multiplicación de los índices βE .

La magnitud verdadera del coeficiente de dilatación lineal no depende de la porosidad, ya que la magnitud de β está relacionada solo con el esqueleto mineral de las rocas.

En la realidad, en las mediciones, se observa una disminución de β con el aumento de la porosidad a causa de que la dilatación de las partículas minerales ocurre hacia el espacio poroso y en correspondencia hay un aumento relativamente menor de las dimensiones externas. El índice βE disminuye también con el aumento de la porosidad, a causa de la disminución de E .

Los cristales y las rocas estratificadas tienen diferente dilatación térmica en las distintas direcciones, por lo cual para ellos $\omega \neq 3\beta$.

Sobre la dilatación de las rocas también influyen los factores externos. Las variaciones más considerables de β ocurren en las distintas condiciones de temperatura.

Con el aumento de la presión volumétrica, los coeficientes de dilatación térmica disminuyen.

La humedad, en las rocas porosas, aumenta un poco sus coeficientes de dilatación térmica.

Otras propiedades térmicas de las rocas

Todos los índices térmicos de las rocas analizados, no están relacionados con las variaciones faciales de estas, mientras que el aumento de la temperatura de las

rocas provoca transformaciones polimórficas de los minerales, fusión, evaporación, etcétera.

Las transformaciones polimórficas se presentan en muchos minerales; las más conocidas son las del cuarzo a altas temperaturas que van acompañadas de un considerable aumento de su volumen.

Lo más importante es que las transformaciones polimórficas de las rocas van acompañadas de variaciones bruscas de una serie de sus propiedades, lo cual permite utilizar las transformaciones polimórficas de los minerales para dirigir las propiedades de las rocas.

La fusión de las rocas se caracteriza por su temperatura y calor de fusión, este índice muestra la cantidad de calor necesario para fundir la unidad de peso de roca a temperatura y presión constantes.

Estas propiedades adquirieron significado solo en los últimos tiempos, al comenzar los trabajos de fragmentación térmica y también con el desarrollo de los métodos geotécnicos de extracción de los yacimientos minerales por fundición.

Existen también todos los otros efectos térmicos de las rocas que aparecen al calentarlas, como la temperatura de descomposición de unos y otros minerales, la temperatura de aglomeración de la arcilla, la capacidad de sublimación y reconstitución, etcétera.

Un índice tecnológico es también la termoestabilidad, o sea, la resistencia de las rocas a su fragmentación por termotensiones durante su calentamiento.

La termoestabilidad se caracteriza por un coeficiente especial:

$$K_T = \frac{\sigma_t \lambda}{E \beta} (1 - \mu) \quad (98)$$

UTILIZACIÓN DE LOS FENÓMENOS TERMODINÁMICOS EN LA PRODUCCIÓN MINERA

En la producción minera se pueden diferenciar dos direcciones en la utilización de los fenómenos termodinámicos: primero en la obtención de información sobre las rocas y segundo accionando sobre estas, para perfeccionar los métodos de extracción de los yacimientos.

Obtención de información sobre las rocas

El método básico de las investigaciones térmicas de los macizos son las mediciones de temperatura tanto en profundidad como en extensión.

La temperatura de las rocas, en determinada forma, depende de las propiedades de las rocas y del estado del macizo.

En las investigaciones geofísicas se utilizan tanto las temperaturas naturales de la Tierra como las artificiales creadas en los taladros por la compresión de lodos calientes en ellos.

En la zona donde se determinan las temperaturas (profundidades por debajo de 20-30 m), la de las rocas es una función de factores internos de la Tierra (calor de las grandes profundidades y de los procesos de descomposición radiactiva, reacciones químicas de las rocas, etcétera).

Con la profundidad, como regla, ocurre el aumento de la temperatura. El gradiente de las temperaturas naturales, determinado por el macizo, recibe el nombre de gradiente geotérmico. Como $\lambda = \frac{q}{\text{grad. } T}$, para flujos caloríficos constantes, se puede considerar que $\lambda \text{ grad. } T = \text{const.}$

Por consiguiente, como resultado del termocarotaje de los taladros, se puede establecer el gradiente geotérmico y separar el macizo en rocas con distintas propiedades térmicas. Al variar la conductividad térmica de las rocas varía la inclinación del termograma (fig. 20).

Del termocarotaje se determinan directamente los lugares de afluencia de agua en los taladros y se valoran las velocidades de filtración de las aguas en el macizo.

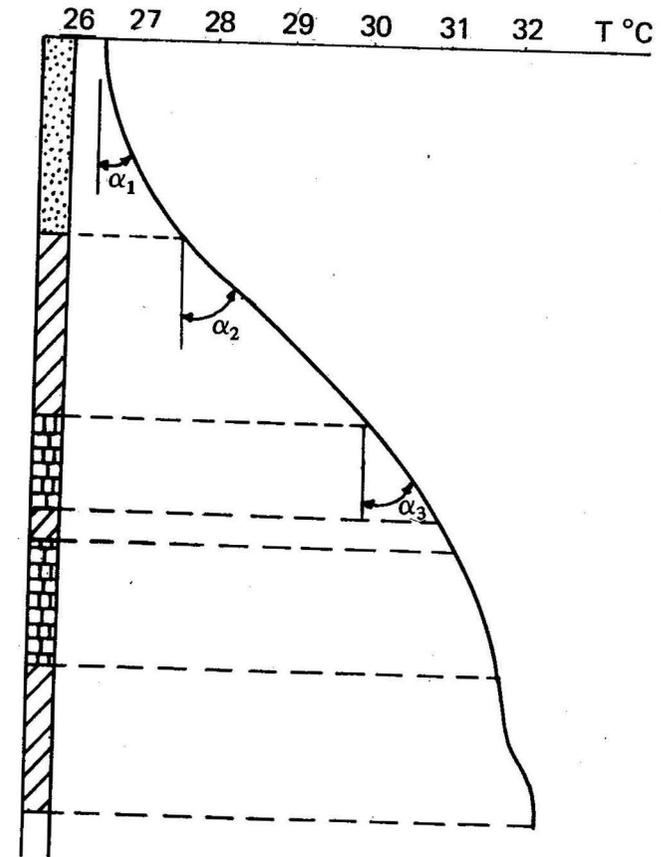


Fig. 20. Termograma de un taladro.

Algunos yacimientos minerales provocan anomalías de la temperatura, por lo cual el conocimiento de estas anomalías en los termogramas, permite descubrir el yacimiento.

Las observaciones geotérmicas a través de barrenos adelantados se realizan también en la ejecución de excavaciones y trabajos de arranque, para revelar las anomalías térmicas existentes. La interpretación de estas anomalías permite juzgar lo que puede encontrarse en el camino del avance (presencia de aguas subterráneas, acumulación de gases, inclusiones minerales, etcétera).

Las investigaciones geotérmicas permiten a los mineros calcular correctamente los regímenes de ventilación, asegurar condiciones normales de trabajo para las personas y los equipos, y evitar desastres, en especial, en las minas peligrosas por gas y polvo.

Las investigaciones térmicas se utilizan en mineralogía y petrografía, para diagnosticar los minerales y determinar la composición mineralógica de las rocas.

Acción térmica sobre las rocas

La acción térmica sobre las rocas se emplea mucho porque las altas temperaturas cambian bruscamente las propiedades físicas de estas. Se pueden separar dos direcciones prácticas de acción térmica sobre las rocas: la *capacidad termodinámica* de estas de transformar la energía térmica en mecánica y en correspondencia cambiar las propiedades mecánicas y el estado de las rocas, y los *efectos termoquímicos* de la acción del calor sobre las rocas (descomposición, combustión, fusión, etcétera).

Termotensiones. La capacidad de las rocas de transformar la energía térmica en mecánica se valora por sus coeficientes de dilatación térmica y los índices elásticos.

Como se sabe, la dilatación lineal de una varilla de roca puede ser calculada por la fórmula:

$$\Delta L = \beta \Delta T L \quad (99)$$

Si esa misma varilla se fija fuertemente al calentarla, en ella surgen *termotensiones*, cuya magnitud es igual a las tensiones necesarias para comprimir la varilla alargada hasta las dimensiones iniciales, es decir:

$$\sigma_{ter} = \frac{\Delta L}{L} E = E \beta \Delta T \quad (100)$$

Exactamente igual pueden calcularse las termotensiones en cualquier volumen de roca que se encuentra en el interior del macizo sin posibilidad de dilatarse:

$$\sigma'_{ter} = \omega K \Delta T \quad (101)$$

El volumen de roca calentado experimenta tensiones de compresión mientras que las partes de roca circundante, en dependencia de su situación, sufren tensiones de tracción o compresión. Si consideramos el volumen de roca calentado en forma de varilla fijada en sus dos extremos (fig. 21 a), sin posibilidad de trasladarse, este experimentará tensiones de compresión. Aquí es evidente que la magnitud de la

tensión no es igual a la calculada por la fórmula anterior, por cuanto cualquier roca es capaz de deformarse elásticamente en determinado grado, es decir:

$$\sigma_{ter} = E_{cal} \beta \Delta T - E_{cal} \epsilon \quad (102)$$

dónde:

E_{cal} — módulo de Young de la parte calentada

ϵ — deformación relativa de la varilla calentada a causa de la elasticidad del medio circundante.

$$\epsilon = \frac{\sigma_{ter}}{E_0}$$

donde:

E_0 — módulo de Young de la parte no calentada

$$E_0 > E_{cal}$$

Después de introducir esta expresión en la fórmula y hacer algunas transformaciones tenemos:

$$\sigma_{ter} = \beta \Delta T \frac{E_0 E_{cal}}{E_0 + E_{cal}} \quad (103)$$

Si consideramos que la varilla de roca calentada está unida por su superficie lateral a rocas no calentadas, estas últimas experimentarán tensiones de tracción (fig. 21 b). Considerando que hasta el momento de la fragmentación las deformaciones de todas las varillas deben ser iguales, podemos escribir:

$$\epsilon = \frac{\sigma_0}{E_0} = \frac{\sigma_{cal}}{E_{cal}}$$

$$\sigma_{cal} = (\beta \Delta T \frac{\sigma_0}{E_0}) E_{cal}$$

$$\sigma_0 = \frac{\sigma_{cal}}{1 - S}$$

donde:

S — área de la varilla calentada perpendicular a la acción de las tensiones;

por tanto, las tensiones de compresión en la varilla calentada serán:

$$\sigma_{cal} = \beta \Delta T \frac{E_{cal} E_0 (1 - S)}{(1 - S) E_0 + S E_{cal}} \quad (104)$$

Las tensiones de tracción en las varillas no calentadas, serán:

$$\sigma_0 = \sigma_{cal} \frac{S}{1 - S}$$

$$\sigma_0 = \beta \Delta T E_{cal} \frac{E_0 S}{(1-S)E + SE_{cal}} \quad (105)$$

Las ecuaciones obtenidas se utilizan en los cálculos de las termotensiones en las rocas calentadas irregularmente.

La magnitud de las tensiones térmicas dependen, además, del gradiente de temperatura que no se ha considerado en las fórmulas anteriores.

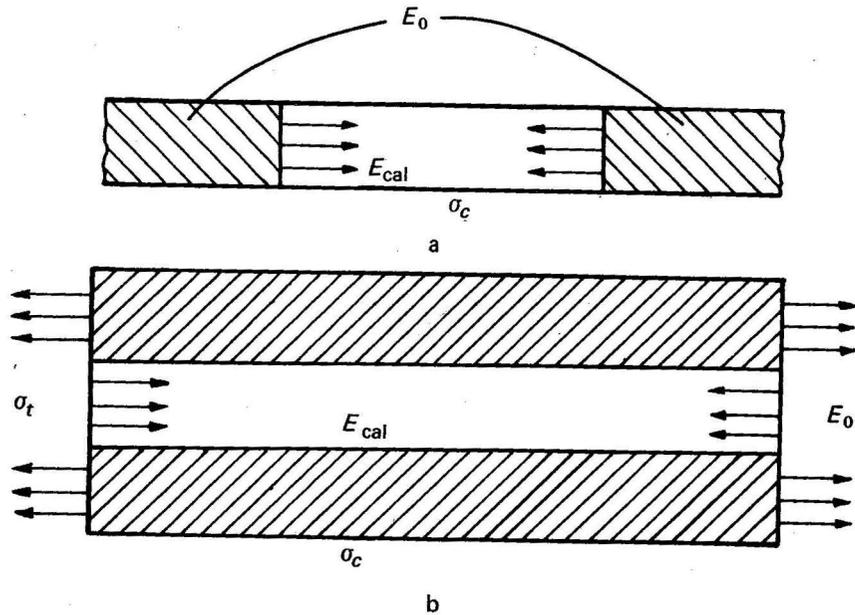


Fig. 21. Termotensiones: a, disposición sucesiva de los volúmenes; b, disposición paralela de los volúmenes.

Como se sabe, $\text{grad. } T = \frac{q}{\lambda}$ lo cual significa que el aumento del gradiente ocurre en grandes flujos térmicos y pequeñas termoconductividades de la roca.

El análisis de las ecuaciones anteriores muestra que las termotensiones dependen de la magnitud de β , de la correlación de las magnitudes E_{cal} y E_0 , y de la magnitud del volumen calentado.

Como las tensiones térmicas están determinadas por el producto $E\beta$, su dependencia de los factores internos y externos está condicionada por la dependencia del módulo de elasticidad y el coeficiente de dilatación lineal de estos factores.

En el momento cuando las tensiones térmicas en las rocas sobrepasan su límite de resistencia, ocurre la fragmentación, por consiguiente, la condición de fragmentación de las rocas es:

$$\sigma_{ter} \geq \sigma_{fr}$$

La utilización de las termotensiones para la fragmentación de las rocas, es el primer gran campo de aplicación de la acción térmica en la producción minera.

Fragmentación térmica de las rocas

Uno de los métodos más antiguos de fragmentación de rocas es el de su calentamiento con cualquier fuente de calor en la superficie o en la profundidad. En la actualidad, el calentamiento se puede realizar por un arco eléctrico o por un generador de gases.

En el primer caso se puede realizar la fragmentación de pedazos grandes de rocas y en el segundo, además, la fragmentación dirigida, es decir, perforar taladros, cortar la piedra en bloques, tratar la superficie de las piedras, etcétera.

En la perforación térmica sobre la roca actúa un chorro de gas con alta temperatura y velocidad supersónica, que calienta intensamente capas finas de la superficie de la roca y provoca en ellas termotensiones que causan la separación de pequeñas escamas de la superficie.

La separación de las partículas de roca ocurre a causa de las tensiones de tracción y tangenciales.

Una alta conductividad térmica de las rocas y un bajo gradiente, actúan negativamente sobre la efectividad de la perforación térmica.

Las rocas que con mayor efectividad se destruyen son las compuestas por minerales con distintos coeficientes de dilatación térmica, con muy poca plasticidad, coeficiente de conductividad térmica no grande y valores altos del producto $E\beta$.

En las rocas suaves y mullidas, las tensiones térmicas que surgen no son muy grandes.

Las rocas ferrosas tienen tendencia a la fusión y poseen gran termoconductividad, las rocas agrietadas se calientan fácilmente con el chorro gaseoso a gran profundidad, lo cual nivela el grado de calentamiento de las distintas capas y disminuye las tensiones térmicas; estas rocas son muy difíciles de someter a la fragmentación térmica.

Los criterios de termoperforabilidad conocidos, se basan en la comparación de las tensiones térmicas que surgen con las propiedades de resistencia de las rocas. Esta se puede valorar por el índice:

$$T = \frac{\beta E}{\sigma_t c \gamma \nu'}$$

donde:

ν' — es un índice que caracteriza la plasticidad relativa de las rocas al calentarlas.

Según sea menor el valor de T , más difícil es de realizar la fragmentación térmica de las rocas, la cual tiene una gran perspectiva.

La perforación térmica se utiliza, hasta ahora, solo en los trabajos a cielo abierto; sin embargo, es realizable también en los subterráneos. También es posible la creación de máquinas para el laboreo de excavaciones basadas en la combinación de la acción térmica con la mecánica.

Muchos métodos geotecnológicos de extracción de yacimientos se basan en la utilización de los procesos térmicos. Los más interesantes actualmente son: la gasificación subterránea del carbón, la destilación subterránea de los esquistos, la extracción de yacimientos por fusión, sublimación, reconstitución, etcétera.

CAPÍTULO 5 PROPIEDADES ELECTROMAGNÉTICAS DE LAS ROCAS

POLARIZACIÓN DE LAS ROCAS

Al aplicar a una roca un campo eléctrico, en ella ocurre la traslación de las cargas internas, o sea, un desplazamiento de los centros de las cargas positivas y negativas, de tal forma que en la superficie de la roca aparecen cargas desequilibradas η' . Estas cargas crean un campo eléctrico dirigido en sentido opuesto al externo y que lo disminuye. Se produce la *polarización* de la roca, que se valora por el vector de polarización \vec{P} , que es el momento eléctrico de la unidad de volumen del dieléctrico. La polarización es igual a la diferencia entre la inducción eléctrica verdadera del campo y la de este mismo campo en el vacío (para $\vec{E} = \text{constante}$).

$$\vec{P} = \vec{D} - \vec{D}_0$$

o

$$\vec{P} = \epsilon_0 \epsilon \vec{E} - \epsilon_0 E = \epsilon_0 \vec{E} (\epsilon - 1) \quad (107)$$

donde:

\vec{E} – intensidad del campo

ϵ_0 – constante eléctrica del vacío, $\epsilon_0 = 8,83 \cdot 10^{-12} \text{ F/m}$

ϵ – constante dieléctrica relativa de la roca investigada.

De esta forma se establece el concepto de permeabilidad dieléctrica ϵ , que es una medida de la polarización de la roca. En realidad si $\vec{P} = 0$, $\epsilon = 1$, es decir, no ocurre variación del campo eléctrico en tal dieléctrico, en comparación con el vacío

$$\epsilon = \frac{\vec{P}}{\epsilon_0 \vec{E}} + 1 \quad (108)$$

Como el vector de polarización \vec{P} , siempre está dirigido en sentido contrario al campo exterior, el campo eléctrico resultante en la roca E_r es siempre menor que el campo eléctrico en el vacío E_v , es decir:

$$\frac{E_v}{E_r} = \epsilon > 1 \quad \text{y} \quad P > 1$$

Es necesario subrayar que la polarización ocurre solo a causa de la traslación de las cargas fijas, las cargas libres pueden provocar solo conductividad de la corriente.

La función de cargas fijas la pueden realizar los átomos, las redes cristalinas son enlaces homopolares y heteropolares, así como todo el volumen de roca en condiciones estructurales especiales.

En dependencia de qué partículas provocan la polarización de la roca, se diferencian cuatro formas de ella:

Polarización electrónica (\bar{P}_e). Surge en los átomos por la acción de un campo externo con el resultado de la traslación de las órbitas electrónicas con relación a los núcleos cargados positivamente (fig. 22).

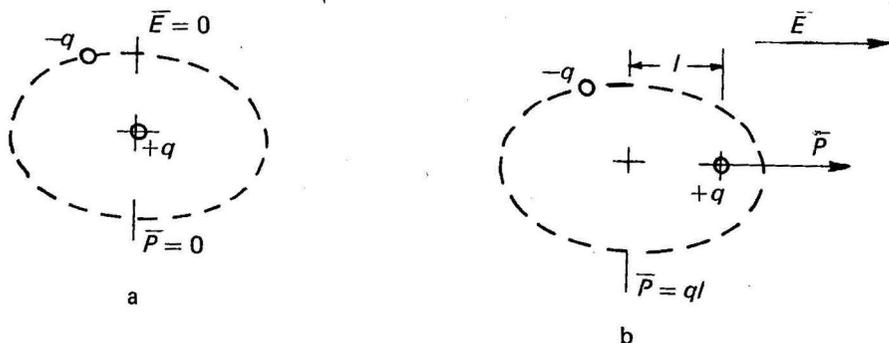


Fig. 22. Polarización electrónica de las rocas.

Con el aumento de la intensidad del campo, la traslación de las órbitas aumenta, por lo cual la magnitud de \bar{P}_e es directamente proporcional a la magnitud \bar{E} (polarización elástica):

$$\bar{P}_e = \alpha \bar{E} \epsilon_0 n \quad (109)$$

donde:

α — coeficiente que caracteriza la capacidad del átomo de deformarse por acción del campo eléctrico exterior, o sea, su polarización

n — número de átomos polarizados por unidad de volumen.

El dipolo eléctrico obtenido como resultado de la traslación de las cargas, puede ser caracterizado por el momento dipolo, que es un vector dirigido de la carga negativa a la positiva del dipolo y numéricamente igual al producto de la carga del polo e por la distancia entre polos l :

$$\bar{P} = el$$

El momento dipolo total de la unidad de volumen de roca es el vector de polarización \bar{P}_e .

La polarización electrónica se presenta en todos los átomos y moléculas y es la forma más rápida de polarización (surge en un tiempo de $10^{-6} - 10^{-14}$ s).

Polarización atómica (iónica) (\bar{P}_a). Surge como consecuencia de la traslación de los iones en el campo eléctrico o también de las partículas de la red cristalina con enlaces homopolares (covalentes). En este caso, se desplazan por acción de la tensión no sólo los electrones, sino también los iones positivos y negativos. La magnitud de la polarización atómica es también directamente proporcional a la magnitud del campo externo:

$$\bar{P}_a = \alpha' \bar{E} \epsilon_0 n \quad (110)$$

donde:

α' — polarización de las moléculas.

Polarización con orientación dipolar (\bar{P}_d). Se observa cuando en la roca hay enlaces polares de los iones (fig. 23).

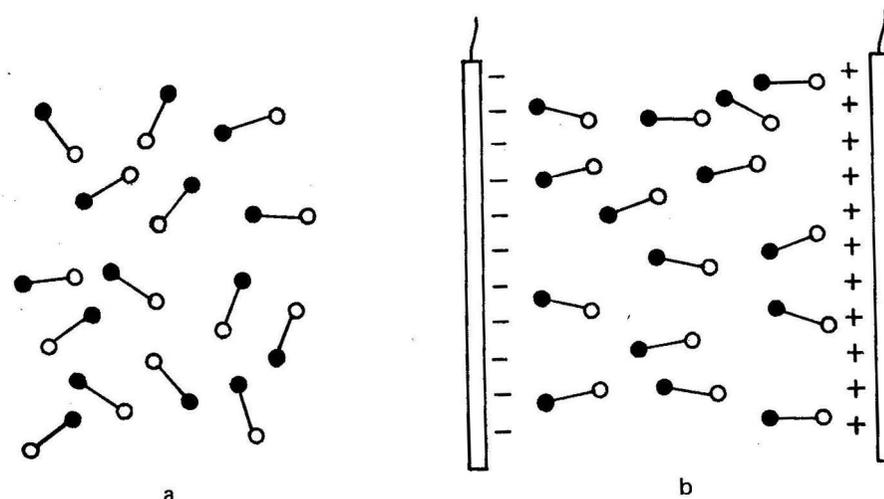


Fig. 23. Polarización con orientación dipolar de las rocas.

Como se sabe, en el caso de enlace polar entre los iones de cada molécula, en el momento de su surgimiento ya tiene algún momento dipolo que no depende de la intensidad del campo externo.

Igualmente en cualquier volumen de roca, compuesto de tales moléculas, a causa de la disposición caótica de estas el momento dipolo total es igual a cero (en ausencia del campo externo). Si esa roca se lleva a un campo eléctrico externo ($\bar{E} \neq 0$) los dipolos se orientan de acuerdo con el campo externo, es decir, surge la polarización de todo el volumen de roca.

En el caso de líquidos, donde los enlaces entre las moléculas son débiles, los dipolos se orientan completamente y no dependen de la tensión del campo eléctrico. En las rocas sólidas, los enlaces entre las partículas no permiten su orientación total según las líneas de fuerza del campo. Los dipolos solo giran algún ángulo que depende de las fuerzas de enlace en la roca dada y la intensidad del campo externo. Es evidente que con el aumento de \bar{E} , el ángulo de giro hasta determinado grado aumenta. Sin embargo, la influencia fundamental sobre \bar{P}_d la ejerce el movimiento térmico de las moléculas. Con el ascenso de la temperatura, aumenta la vibración de las moléculas y disminuye la cantidad de dipolos orientados.

Polarización macroestructural (volumétrica) (\bar{P}_m). Surge en los sistemas polifásicos compuestos de cristales que poseen distintas propiedades y cavidades rellenas de líquido y aire (fig. 24).

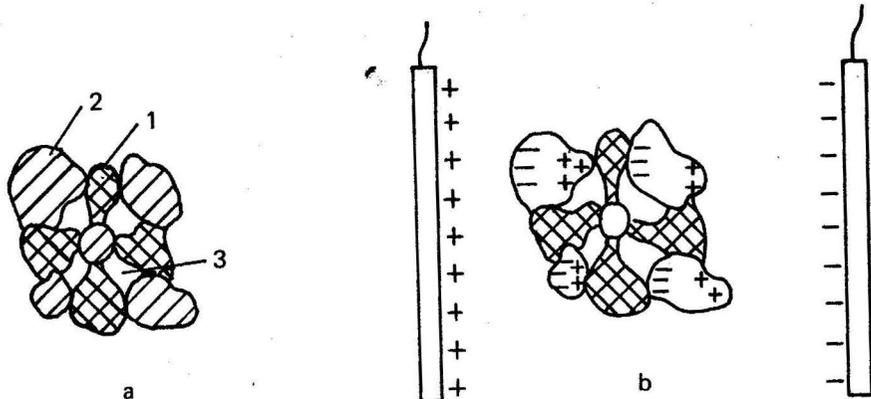


Fig. 24. Polarización macroestructural de las rocas.

Al situar las rocas en el campo eléctrico, los electrones libres y los iones, que se encuentran en las inclusiones conductoras y semiconductoras, comienzan a trasladarse en los límites de cada inclusión. Como resultado, cada inclusión adquiere un momento dipolo y se comporta como una gran molécula.

Este fenómeno está condicionado por la conductividad eléctrica o iónica en los límites de cada inclusión, pero como los movimientos de las partículas están limitados a las dimensiones de las inclusiones, el resultado final es semejante al fenómeno de polarización. En las rocas tiene lugar también la polarización electroquímica, cuya causa son los procesos que surgen al pasar una corriente a través de una roca polifásica húmeda. La polarización electroquímica ocurre mucho más despacio que las otras formas de polarización.

Polarización electroquímica (\bar{P}_{eq}). Se determina por la caída de la corriente en la muestra con el tiempo.

La **polarización total de las rocas** (\bar{P}), que es el momento dipolo medio de la unidad de volumen, se expresa por la suma de todas las formas de polarización:

$$\bar{P} = \bar{P}_e + \bar{P}_a + \bar{P}_d + \bar{P}_m + \bar{P}_{eq}$$

o

$$\bar{P} = \alpha_0 \bar{E}_n \quad (111)$$

donde:

α_0 — coeficiente convencional medio de polarización.

Bajo la acción del campo eléctrico en las rocas, surge el fenómeno de electrostricción que consiste en la deformación de los dieléctricos; este fenómeno se presenta en todas las rocas.

Las causas de la electrostricción son, de un lado, la presión sobre las rocas de las partículas cargadas creadas por el campo y que se atraen unas a otras, y de otro, la traslación de los iones y electrones en la roca, provocada por el campo. De otro modo, la electrostricción es el fenómeno que acompaña la polarización.

Las tensiones mecánicas que surgen como resultado de la electrostricción, son directamente proporcionales al cuadrado de la intensidad del campo eléctrico.

$$\sigma = \frac{\epsilon \bar{E}^2}{8\pi} N/m^2 \quad (112)$$

Para intensidades pequeñas del campo, la magnitud de la electrostricción no es considerable. Es necesario diferenciar la electrostricción del piezoeffecto, que se presenta sólo en algunos minerales cristalinos y provoca deformaciones mucho mayores bajo la acción del campo.

PERMEABILIDAD DIELECTRICA Y PÉRDIDAS DIELECTRICAS EN LAS ROCAS

Permeabilidad

La permeabilidad dieléctrica de las rocas depende del número de partículas que se polarizan por unidad de volumen y de su coeficiente medio de polarizabilidad.

Como $\bar{P} = \alpha_0 \bar{E}_n$ y $\bar{P} = \epsilon_0 \bar{E}(\epsilon - 1)$, se puede obtener la dependencia:

$$\epsilon = \frac{\alpha_0 n}{\epsilon_0} + 1 \quad (113)$$

Si se considera la interacción de los dipolos dentro del volumen polarizado, esta fórmula se complica y toma la forma:

$$\frac{\epsilon - 1}{\epsilon + 2} = \frac{4}{3} \pi \alpha n \quad (114)$$

Al mismo tiempo, el número de los momentos dipolos elementales depende de la frecuencia del campo eléctrico. Por ejemplo, si el campo eléctrico cambia su dirección en aproximadamente 10^{14} veces por segundo, en la roca no puede surgir otra forma de polarización que la electrónica, por cuanto para la terminación de la polarización atómica dipolar y otras, es necesario un tiempo mucho mayor que el de existencia del campo eléctrico en una dirección.

La polarización atómica aparece solo cuando la frecuencia en los campos es menor que $10^{12} H$ y la dipolar solo con frecuencias no mayores que $10^7 - 10^{10} H$.

A causa de esto, con el aumento de la frecuencia del campo eléctrico desde $f = 0$ hasta $f \rightarrow \infty$, la permeabilidad dieléctrica disminuye gradualmente y tiende a la unidad (fig. 25).

Para frecuencias del intervalo de las ondas de radio ($10^7 - 10^{15} H$), se puede suponer que la polarización iónica y la electrónica surgen siempre y no dependen de la frecuencia, y que la electroquímica no surge en absoluto.

La variación de la permeabilidad dieléctrica con la frecuencia está condicionada de esta forma por la polarización por orientación y macroestructural; por consiguiente, para valorar la magnitud de ϵ en las rocas, se pueden utilizar los valores de las permeabilidades dieléctricas para $f = 0$ o para $f = 10^{12} - 10^{14} H$.

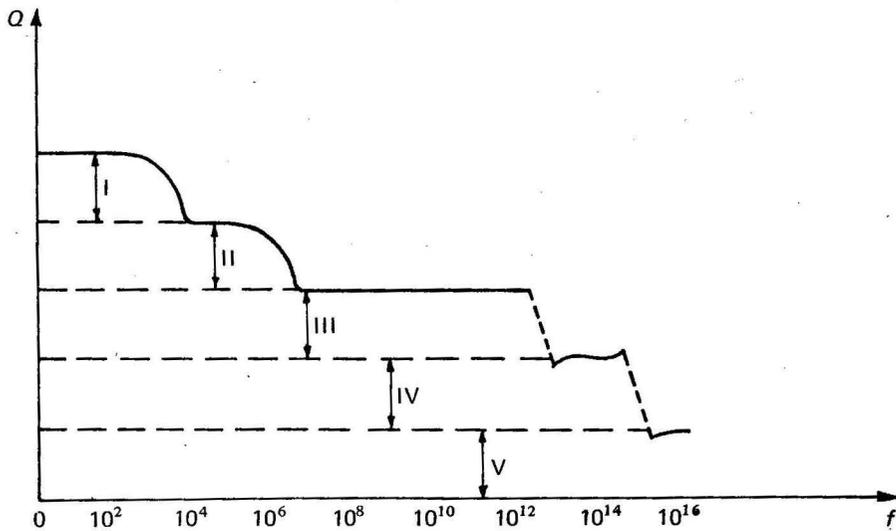


Fig. 25. Dependencia de la polarización de las rocas, de la frecuencia.

En el primer caso, en el concepto de permeabilidad dieléctrica se incluyen todas las formas de polarización y en el segundo, solo la electrónica.

En las investigaciones de las rocas, es más importante caracterizarlas por la curva de su dependencia de la frecuencia y no por un índice de la magnitud de ϵ .

La permeabilidad dieléctrica de las rocas es una función de los valores de ϵ de los minerales que la componen, su concentración y disposición mutuas. Los mayores valores de la permeabilidad dieléctrica son característicos de las rocas que tienen en su composición minerales meníferos.

La permeabilidad dieléctrica a bajas frecuencias siempre aumenta al pasar de microcristales a policristales y de policristales puros a más heterogéneos.

La permeabilidad dieléctrica de las rocas estratificadas a lo largo de la estratificación, siempre es mayor que transversalmente.

En relación con los minerales meníferos que poseen valores de ϵ elevados, se puede establecer en algunos casos una dependencia entre permeabilidad dieléctrica y peso volumétrico. Frecuentemente con el aumento del peso volumétrico, en la misma frecuencia del campo eléctrico, se observa un aumento de ϵ .

La dependencia entre γ y ϵ puede ser condicionada no solo por la presencia de minerales meníferos en las rocas, sino también por la porosidad de estas. Como demuestran las pruebas en las rocas porosas secas, la magnitud de ϵ es mucho menor que en las continuas.

La humedad comúnmente conduce al aumento de la permeabilidad dieléctrica.

El aumento de la presión volumétrica provoca algún incremento de la permeabilidad dieléctrica de las rocas porosas, a causa de la condensación del esqueleto mineral.

El aumento de la frecuencia del campo eléctrico causa la disminución de la permeabilidad dieléctrica.

Las pruebas demuestran que la permeabilidad dieléctrica de las rocas aumenta algo al incrementarse la tensión del campo y más bruscamente según se eleve la temperatura.

Fenómenos eléctricos especiales en las rocas y minerales

Como se sabe, existen 32 clases cristalográficas de minerales, de los cuales 11 tienen centro de simetría.

Estos minerales que tienen centro de simetría no poseen ninguna propiedad eléctrica especial y se someten a las leyes vistas con anterioridad; en ellas, como en todos los cuerpos sólidos, está presente la electrostricción.

Los minerales de las restantes clases cristalográficas son asimétricos y en ellos es característico el efecto piezoeléctrico.

El fenómeno de la piezoelectricidad se resume en que los cristales se polarizan al aplicarles una tensión mecánica.

Así, cargando mecánicamente un monocristal de cuarzo se obtienen cargas de distinto signo en sus caras opuestas; este efecto, a diferencia de la electrostricción es inverso, es decir, aplicando al cuarzo un campo eléctrico se produce una deformación del cristal (mucho mayor que en la electrostricción).

El piezoeffecto depende también, a diferencia de la electrostricción, de la dirección del campo; aplicando en las caras del cristal un campo eléctrico alterno, este vibra.

La mayor amplitud de las oscilaciones del cristal aparecen cuando la frecuencia del campo corresponde a la de resonancia del cristal.

Esta frecuencia f se determina por las dimensiones del cristal. Para las láminas de cuarzo, por ejemplo:

$$f = \frac{1}{2d} \sqrt{\frac{E_{\parallel}}{\delta}} \quad (115)$$

sustituyendo: E_{\parallel} y δ para el cuarzo:

$$f = \frac{2,84 \cdot 10^5}{d} H \quad (116)$$

donde:

d — grueso de la lámina (cm)

E_{\parallel} — módulo de elasticidad a lo largo del eje, perpendicular a la dirección de la radiación (dinas/cm²)

δ — densidad del cuarzo (g/cm³).

Se ha establecido que no solo los monocristales, sino también los minerales policristalinos poseen el efecto piezoeléctrico y también las rocas que contienen minerales piezoeléctricos.

La magnitud de la polarización piezoeléctrica \bar{P} es directamente proporcional a la tensión mecánica:

$$\bar{P} = d' \sigma \quad (117)$$

donde:

d' — coeficiente que caracteriza el efecto piezoeléctrico de las rocas, llamado módulo piezoeléctrico.

Diez clases cristalógraficas del número de los piezoeléctricos, tienen ejes especiales donde las propiedades de las rocas son distintas en sentido positivo y negativo. Estos cristales se polarizan de manera espontánea en dependencia de la magnitud de la polarización de la temperatura y se llaman *piroeléctricos*. Al calentar un cristal piroeléctrico, uno de sus extremos se carga positivamente y el otro negativamente.

El enfriamiento del cristal produce el cambio de signo de la carga. El piroefecto es inverso, es decir, en campos eléctricos dirigidos según el eje del cristal ocurre su calentamiento; en campos opuestos, su enfriamiento.

En algunos de los cristales piroeléctricos, la dirección de la polarización espontánea puede variar el campo eléctrico externo. Este grupo de minerales recibe el nombre de segnetoeléctricos. Las propiedades segnetoeléctricas pueden presentarse en los minerales de las simonías cúbica, tetragonal, rómbica y monoclinica.

En la actualidad, los fenómenos eléctricos especiales se utilizan para obtener información acerca de las rocas, por ejemplo, en los métodos de exploración.

Pérdidas dieléctricas

Una roca que se encuentre en un campo eléctrico alterno se caracteriza, además, por otro indicador, el ángulo de pérdidas dieléctricas δ . Este se puede representar como el ángulo que le falta al ángulo de desplazamiento de las fases entre la corriente alterna total que pasa a través del condensador del dieléctrico cargado y la tensión entre las envolturas del condensador, para valer 90° . La tangente del ángulo δ es igual a la relación de la corriente activa I_a y la corriente reactiva I_r :

$$\tan \delta = \frac{I_a}{I_r} = \frac{1}{2\pi fCR} \quad (118)$$

El índice $\tan \delta$ caracteriza la parte de la energía eléctrica que se separa de la roca en forma de calor.

La cantidad de energía separada en la roca con tensión alterna, puede sobrepasar en muchas veces a la energía separada con tensión continua y es igual al producto de la corriente \bar{I} por la tensión V

$$Q = U\bar{I} = \frac{V^2}{R} \quad (119)$$

En el caso de la corriente alterna poniendo en lugar de R su valor, se puede escribir:

$$Q = 2\pi fC \tan \delta u^2 \quad (120)$$

Por consiguiente, las pérdidas de energía aumentan al incrementarse la frecuencia del campo eléctrico.

CONDUCTIVIDAD ELÉCTRICA DE LAS ROCAS

La conductividad eléctrica de las rocas puede ocurrir con traslado de la sustancia (conductividad iónica e ionicoeléctrica) y sin traslado de esta (conductividad electrónica y por perforación).

Un signo de la conductividad electrónica es el efecto Hall, que consiste en que al someter la muestra a un campo magnético transversal, perpendicular a la dirección de la corriente, surge una diferencia de potenciales E :

$$E = r \frac{\bar{I}B}{l} \quad (121)$$

donde:

\bar{I} — intensidad de la corriente (A)

B — inducción magnética (Veb/m²)

l — grueso de la muestra (m)

r — coeficiente de Hall (m³/kV).

El efecto Hall no se presenta si la roca investigada posee conductividad iónica.

El carácter iónico de la conductividad eléctrica lo tienen todos los minerales amorfos, las combinaciones haloideas, los nitratos, sulfatos, etcétera.

La conductividad electrónica es característica de los óxidos y sulfatos en la mayoría de los metales pesados. Según la magnitud de la conductividad eléctrica, todos los materiales se dividen en conductores, semiconductores y dieléctricos.

La teoría cuántica explica la diferencia de conductividad de las sustancias por la diferencia en el sistema energético de sus cristales (fig. 26).

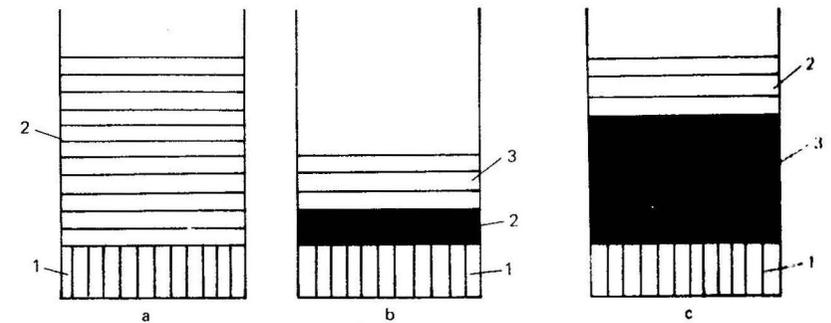


Fig. 26. Esquema energético: a, conductor; b, semiconductor; c, dieléctrico. 1, zona de valencia; 2, zona de conducción; 3, zona prohibida.

Portadores libres de corriente, solo pueden ser los electrones suficientemente alejados del núcleo del átomo y que se encuentran en la zona de conductividad.

Para que el electrón pueda caer en la zona de conductividad, es necesaria alguna acción energética sobre él. La magnitud de esta acción depende del ancho de la llamada zona prohibida que separa la zona de giro de los electrones de la zona de conductividad.

En el caso de los conductores, la zona prohibida no existe y bajo la acción de factores externos (alguna energía cinética adicional), los electrones pasan fácilmente a la zona de conductividad y adquieren la capacidad de transportar cargas.

En el caso de los semiconductores, la zona prohibida tiene un ancho determinado, que se expresa por la cantidad de energía necesaria para que el electrón pase a la zona de conductividad y es del orden de $1,6 \cdot 10^{-20} - 2 \cdot 10^{-19} J$.

En los dieléctricos, la zona prohibida tiene un ancho superior al trabajo necesario para extraer el ion del nudo de la red cristalina (hasta $13 \cdot 10^{-19} J$). Por eso, la conductividad de los dieléctricos y semiconductores es electrónica y la de los dieléctricos iónica.

Las mezclas de átomos en los metales, siempre disminuye su conductividad eléctrica, fenómeno que se explica por la alteración de la red cristalina del metal básico y la dispersión de las ondas electrónicas disminuyendo su movilidad.

Cualesquiera mezclas en los dieléctricos aumentan su conductividad eléctrica, porque las alteraciones de la red cristalina facilitan la extracción de iones en ella.

En los semiconductores que contienen mezclas, la conductividad eléctrica también aumenta; en este caso, crece la concentración de electrones portadores de la corriente.

El aumento de la temperatura disminuye la conductividad eléctrica de los conductores, porque las crecidas oscilaciones térmicas de los iones de la red obstaculizan el movimiento de los electrones.

En los dieléctricos ocurre un fenómeno inverso: con la elevación de la temperatura aumentan la movilidad de los iones, y su energía cinética, y se facilita la extracción de la red: por eso, la conductividad eléctrica de los dieléctricos se incrementa con la temperatura.

La dependencia de la conductividad eléctrica de un dieléctrico puro de la temperatura, se expresa por la fórmula:

$$\zeta = \zeta_0 e^{-\frac{Q}{KT}} \quad (122)$$

donde:

$\zeta_0 e$ — una constante

Q — ancho de la zona prohibida (J)

K — constante de Boltzman ($1,38 \cdot 10^{-23} J/grad$)

T — temperatura absoluta ($^{\circ}K$).

En los semiconductores el aumento de la temperatura conduce al aumento de la concentración de los electrones y, en correspondencia, de la conductividad eléctrica de las rocas.

La dependencia de la conductividad eléctrica de la temperatura, en los semiconductores, se expresa por la fórmula:

$$\zeta = \zeta_0 e^{-\frac{Q}{2KT}} \quad (123)$$

Casi todos los minerales y rocas entran en la clase de los **semiconductores con distinta conductividad eléctrica**.

La capacidad de las rocas de conducir la corriente se caracteriza por su conductividad específica ζ o su resistencia eléctrica específica ρ .

Los principales minerales formadores de rocas (mica, halita, calcita, feldespato, cuarzo) poseen baja conductividad ($\rho = 10^{12} - 10^{20} ohm \cdot m$). En realidad casi toda la conductividad de estos minerales está condicionada por las mezclas de los iones y electrones, y la presencia solo de un número pequeño de electrones libres. La conductividad mezclada se presenta también en otros minerales, ya que los iones y electrones mezclados son las menas enlazadas en las redes cristalinas; por ello, la resistencia específica de los minerales no es una magnitud constante, sino que varía entre amplios límites (fig. 27).

La resistencia específica de las rocas continuas poco porosas, depende de la resistencia de los minerales que la componen, su contenido volumétrico y disposición mutua. Así, con las demás condiciones iguales, la resistencia de las rocas se halla en dependencia inversa de la cantidad de minerales buenos conductores.

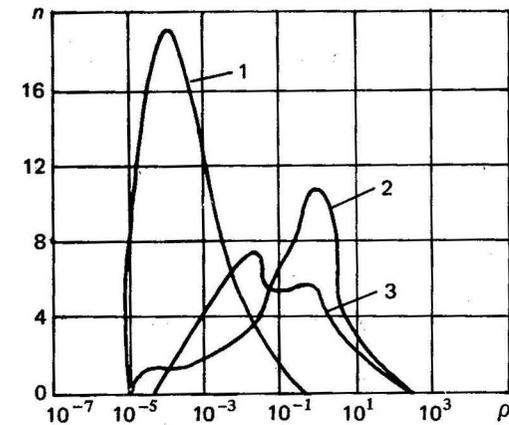


Fig. 27. Curva de variación de la resistencia eléctrica específica de algunos minerales: 1, bornita; 2, galenita; 3, pirita.

Si en la roca hay minerales meníferos distribuidos en forma de vetas que unen entre sí los granos conductores separados por ellos, incluso en una pequeña cantidad de estos minerales, la magnitud ζ de las rocas aumenta bruscamente.

Las investigaciones han demostrado que en las rocas compuestas por inclusiones de distintas formas (esféricas, elipsoidales, cúbicas, etc.), existe una fuerte influencia de la forma de la inclusión sobre la conductividad eléctrica.

La dependencia de la conductividad eléctrica, de las formas de la inclusión, está relacionada con la presencia o ausencia de canales conductores continuos.

La resistencia específica de las rocas de grano fino es mucho menor que en las monocristalinas, a causa de la conductividad mezclada y de las alteraciones de la red cristalina de los agregados.

La conductividad eléctrica a lo largo de los estratos, siempre es mayor que transversalmente.

Las rocas cementadas aumentan mucho su resistencia eléctrica, ya que por lo general los materiales cementantes son minerales poco conductores (cuarzo, yeso, calcita, etcétera).

La erosión de las rocas y la porosidad si no se acompañan de humedad, también aumentan su resistencia.

La conductividad eléctrica de las rocas sueltas, en estado seco, está determinada básicamente por los contactos entre los granos.

La dependencia aproximada de la conductividad eléctrica, de la porosidad orientativamente puede ser expresada por la siguiente fórmula (formas esféricas y aislados entre sí):

$$\zeta = \zeta_m \frac{2(1-P)}{2+P} \quad (124)$$

donde:

ζ_m — conductividad eléctrica específica del esqueleto mineral.

La forma de los poros y las grietas, y su orientación en el espacio es uno de los factores que influyen sobre la resistencia de las rocas.

En las arenas, las areniscas mullidas, arcillas y rocas elásticas, la resistencia específica casi no depende de la forma del espacio poroso.

En las areniscas, calizas, dolomitas, anhidritas, etcétera, con el espacio poroso representado por cavidades, canales y grietas, la resistencia específica depende en grado considerable de la forma del espacio poroso.

La variación de la conductividad eléctrica de las rocas al absorber agua, depende, en primer lugar, de su porosidad. En los buenos conductores en estado seco, aun con gran porosidad, es característico que al absorber agua su conductividad varíe entre límites no considerables, mientras que en los malos conductores varíe fuertemente. Aquí influye la diferencia entre las conductividades del agua y del esqueleto mineral.

Como habitualmente el esqueleto mineral de las rocas porosas posee una resistencia considerable, la resistencia específica de las rocas húmedas porosas es básicamente una función de la conductividad del agua que rellena los poros.

Por eso, para determinar la conductividad eléctrica de las rocas saturadas de agua, se puede utilizar la fórmula:

$$\zeta = \zeta_a \frac{2\omega}{3-\omega} \quad (125)$$

donde:

ζ_a — conductividad del agua.

Como en esta fórmula no se considera la conductividad del esqueleto mineral, es precisa solo en los casos en que:

$$\zeta_a \gg \zeta_m$$

El aumento básico de la conductividad de las rocas con la absorción de agua, ocurre en los primeros porcentajes de humedecimiento. El humedecimiento posterior no aumenta la conductividad de manera tan considerable.

La conductividad eléctrica varía con el aumento de la frecuencia del campo eléctrico. Con el aumento de la temperatura disminuye la resistencia de las rocas y la conductividad se incrementa de 20 a 10⁹ veces.

La influencia de la presión sobre la resistencia eléctrica de las rocas no es igual y depende de la presencia de distintas fases en la roca y su estado.

Habitualmente, se observa bajo carga un incremento de la conductividad de las rocas.

Para determinar la resistencia específica de los conductores sólidos, es necesario conocer su sección transversal S , su longitud l y la resistencia total R :

$$\rho = \frac{1}{\zeta} = \frac{S}{l} R \quad (126)$$

Campos eléctricos naturales en las rocas

Por medio de mediciones se ha establecido que en los macizos de rocas existen campos eléctricos naturales. Según la naturaleza de su formación se dividen en corrientes telúricas y locales.

Las corrientes telúricas están condicionadas por las variaciones y perturbaciones del campo magnético terrestre; estas corrientes ocupan un gran espacio en la litosfera.

Los campos eléctricos locales surgen principalmente como resultado de los fenómenos de oxidación-reconstitución, difusión-absorción y de filtración en las rocas. Los fenómenos termoeléctricos biológicos y los procesos de desplazamiento, etcétera, pueden ser también causas de los campos locales.

Los fenómenos de oxidación-reconstitución se presentan en determinadas condiciones hidroquímicas, en los contactos entre rocas que poseen conductividad electrónica o iónica.

Los procesos de difusión-absorción están relacionados con los fenómenos de formación de los potenciales de difusión. Entre soluciones de distinta concentración se crea una diferencia de potencial, cuya magnitud será mayor según sea mayor la relación de las concentraciones de las soluciones en contacto, y según sea mayor la diferencia en la movilidad de los aniones y cationes.

Los campos de filtración con traslado de cargas eléctricas, surgen en los límites de las fases sólidas y líquidas con el movimiento del agua en las rocas. Estos acompañan todas las corrientes de aguas subterráneas.

Los campos eléctricos locales existen en áreas limitadas y habitualmente relacionados con yacimientos de menas de sulfuros de cobalto y de níquel, antracita, grafito, turbas, carbones y esquistos grafitizados.

Las anomalías de los campos eléctricos que surgen como resultado de las corrientes locales, alcanzan algunos cientos de milivolts.

PROPIEDADES MAGNÉTICAS DE LAS ROCAS

En el estudio de las propiedades magnéticas se observan muchas leyes semejantes a las que actúan en el campo eléctrico.

El campo magnético, a semejanza del eléctrico, se caracteriza por dos índices: la intensidad y la inducción.

La intensidad del campo magnético \bar{H} , determina la magnitud y la dirección de las fuerzas magnéticas.

La inducción magnética es una magnitud vectorial que caracteriza la intensidad del campo magnético.

Entre la inducción magnética \bar{B} y la intensidad del campo \bar{H} existe una dependencia directamente proporcional

$$\bar{B} = \mu_a \bar{H} \quad (127)$$

donde:

μ_a — coeficiente que muestra la variación de la intensidad del campo magnético al introducir en él cualquier sustancia. Este coeficiente se llama permeabilidad magnética absoluta.

En el vacío: $\mu_a = \mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7}$

La relación $\mu_a/\mu_0 = \mu$ se llama permeabilidad magnética relativa.

Al igual que la variación del campo eléctrico, al introducir en él una roca, está relacionada con la polarización; la variación del campo magnético está relacionada con la magnetización de las rocas.

Las causas de la magnetización (polarización magnética) son los dipolos magnéticos elementales que existen en las rocas o surgen por acción de un campo externo.

Los dipolos magnéticos están condicionados por las corrientes elementales que existen en las moléculas y átomos de las rocas. Cada corriente elemental se puede representar como un dipolo magnético plano con distinta polaridad en ambas caras.

El producto de la corriente elemental i por el área del dipolo ΔS , se llama momento magnético.

Si la roca experimenta la acción de un campo magnético como resultado de la interacción de este con las corrientes elementales, aparecen fuerzas que tienden a orientar los dipolos magnéticos según la dirección del campo exterior, la roca adquiere un momento magnético resultante, es decir, se magnetiza.

La magnetización (polarización magnética) \bar{T} de las rocas, se valora por el límite de la relación de la suma de los momentos magnéticos en un volumen con la magnitud de ese volumen cuando este tiende a infinito:

$$\bar{T} = \lim_{\Delta V \rightarrow \infty} \frac{\sum i \Delta S}{\Delta V} \quad (128)$$

La magnitud \bar{T} se puede representar como la diferencia entre la inducción magnética en la sustancia y en el vacío (para \bar{H} constante).

$$\bar{T} = \bar{B} - \mu_a \bar{H} = \mu_0 \bar{H} (\mu - 1) \quad (129)$$

La expresión $(\mu - 1)\mu_0 = \frac{I}{H}$ se llama susceptibilidad magnética volumétrica κ , y la relación de la susceptibilidad con la densidad de la roca $\frac{\kappa}{\delta}$, susceptibilidad magnética específica χ .

El momento magnético resultante es la suma de los momentos de las partículas elementales (electrones, neutrones, etcétera), átomos y moléculas.

El momento magnético de los átomos y moléculas de las rocas en ausencia de un campo externo, puede ser cero o distinto de cero. Si el momento magnético de los átomos es igual a cero, para $\bar{H} = 0$, se llaman rocas *diamagnéticas*.

En las diamagnéticas, la envoltura electrónica de los átomos es simétrica y cerrada. Al introducir tal átomo en un campo magnético, su órbita electrónica adquiere una velocidad adicional y cada átomo obtiene un momento magnético dirigido en sentido opuesto al campo.

La magnitud del diamagnetismo se determina por los radios de las órbitas atómicas, y en la mayoría de los casos no depende de la temperatura.

La permeabilidad magnética de los diamagnéticos es menor que la unidad; por eso al situar estas rocas en un campo magnético disminuye la densidad del flujo magnético (su inducción).

Las rocas cuyos átomos poseen momento magnético en ausencia de un campo externo, se llaman *paramagnéticas*, sin embargo las muestras de rocas paramagnéticas no se magnetizan en ausencia del campo externo, a causa de la distribución caótica de los momentos magnéticos en sus distintos átomos.

Solo al introducir el paramagnético en el campo externo, sus dipolos se orientan por completo y, por consiguiente, la muestra se magnetiza; como que esta variación obstaculiza el movimiento térmico de los átomos, la permeabilidad magnética de los paramagnéticos disminuye con el aumento de la temperatura. Su permeabilidad magnética es mayor que la unidad.

La permeabilidad de los diamagnéticos y paramagnéticos, no depende de la intensidad del campo magnético.

Las rocas donde todos los volúmenes poseen momentos magnéticos en ausencia del campo externo, se llaman *ferromagnéticas*. La permeabilidad magnética de los ferromagnéticos es considerablemente mayor que en las rocas paramagnéticas.

La magnetización de los ferromagnéticos se alcanza no solo del campo externo, sino también de la acción magnetizante de los campos moleculares internos adicionales.

Si se comparan con los fenómenos eléctricos, el diamagnetismo se puede identificar con la polarización electrónica y atómica, el paramagnetismo con la polarización por orientación dipolar y el ferromagnetismo con la segnetoelectrificación. La magnetización de los ferromagnéticos depende de la intensidad del campo magnético. Al disminuir la intensidad del campo magnético hasta cero, las rocas no se desmagnetizan por completo; este fenómeno recibe el nombre de magnetización residual.

Para desmagnetizar la roca, es necesario aplicarle un campo magnético dirigido en sentido inverso, cuya magnitud caracteriza la roca y se llama fuerza coercitiva.

Si la curva de magnetización y desmagnetización se dibuja en un gráfico, se obtiene el lazo de histéresis, característico de los ferromagnéticos.

Con el aumento de la temperatura crece la movilidad de los átomos que componen el volumen.

A determinada temperatura llamada punto de Curie, los volúmenes pierden por completo los momentos magnéticos, y los ferromagnéticos pasan a paramagnéticos.

En una serie de minerales, que tienen permeabilidad magnética del mismo orden que los paramagnéticos a determinadas temperaturas, se observa un salto anormal en los valores de la magnitud μ . Tales minerales forman parte del grupo de los antiferromagnéticos.

La mayoría de los minerales pertenecen a los diamagnéticos o a los paramagnéticos.

Las rocas diamagnéticas y paramagnéticas no presentan un interés especial desde el punto de vista de la magnetodinámica; tienen mayor significado las rocas ferromagnéticas, cuyas propiedades están condicionadas por el contenido de minerales ferromagnéticos y, básicamente, magnetita; por ello se observa con mucha frecuencia una proporcionalidad entre el contenido de magnetita en la roca y su susceptibilidad magnética.

Además del contenido de minerales ferromagnéticos, la forma, las dimensiones y la disposición mutua de los granos influyen en las propiedades magnéticas de las rocas.

La magnitud de la permeabilidad magnética de las rocas depende de la del campo magnetizante: aumenta paulatinamente con el crecimiento de \bar{H} hasta un máximo determinado, y después cae.

La temperatura de Curie de las rocas depende de su constitución y composición mineralógica. Si la roca está compuesta de distintos minerales ferromagnéticos, puede tener varios puntos de Curie, correspondientes a cada mineral.

Con el aumento de la presión monoaxial, la permeabilidad magnética en la dirección paralela a la compresión, comúnmente disminuye. En la dirección perpendicular a la compresión, la magnitud aumenta al principio y en la subsiguiente compresión no varía.

Con el aumento de la frecuencia del campo, la permeabilidad disminuye. En los campos magnéticos alternos surgen pérdidas de energía magnética, para cuya valoración se utilizan los coeficientes de pérdida.

Algunos ferromagnéticos poseen propiedades de magnetoestricción, que es un fenómeno muy parecido al piezoelectro. Al magnetizar dichas rocas ocurre su alargamiento o acortamiento.

Semejantes a los campos eléctricos, en la Tierra existen los campos magnéticos naturales.

UTILIZACIÓN DE LA ELECTRODINÁMICA PARA OBTENER INFORMACIÓN ACERCA DE LAS ROCAS

El principio básico de investigación de las rocas y macizos por métodos eléctricos consiste en utilizar las dependencias de las propiedades electromagnéticas, de

su composición mineralógica, constitución, estado natural, humedad, tensión, temperatura, etcétera.

Todos los métodos de investigación electromagnéticos existentes, pueden ser divididos en tres grupos:

Investigaciones regionales. Investigaciones a gran escala de la litosfera tanto en profundidad como en superficie; son objeto de trabajo de la geofísica, como ciencia de la Tierra.

Investigaciones locales. Investigaciones de las rocas limitadas en profundidad y superficie, realizadas por los métodos geofísicos de exploración de yacimientos minerales, los estudios de la ingeniería geológica y para valorar el estado del macizo de rocas que rodea las excavaciones en las unidades mineras.

Investigaciones de laboratorio. Consisten en determinar las propiedades y estado de las muestras de rocas midiendo sus índices eléctricos.

En las investigaciones regionales se utilizan, como regla, los campos eléctricos y magnéticos naturales. Las tareas de estas investigaciones consisten en estudiar la constitución de la Tierra, su historia, los procesos de formación de montañas, etcétera.

Las investigaciones locales se realizan tomando como base los campos naturales locales o campos artificiales creados en las rocas.

Actualmente, la obtención de información sobre las rocas por métodos electrodinámicos se usa mucho en geofísica. Estos métodos tienen grandes perspectivas en la esfera de la producción minera.

En el laboreo de yacimientos pueden surgir en las rocas campos eléctricos condicionados por la corrosión de los mecanismos y equipos que están en contacto con ellas. La investigación de estos campos permite encontrar los lugares donde es más fuerte esta corrosión y, por consiguiente, tomar las medidas preventivas.

La investigación de los campos naturales es esencial para la prevención de averías durante los trabajos con explosivos, si la explosión se realiza por el método eléctrico; si no se tiene en cuenta la diferencia de potencial natural, algunas veces pueden ocurrir explosiones accidentales.

Según la conductividad eléctrica de las rocas se puede juzgar el grado de humedad, determinar la presencia y dirección de las grietas, y encontrar una capa de agua y cavidades cársticas llenas de agua en los macizos que se laborean.

Como la conductividad depende de la presión sobre las rocas, por su variación se puede juzgar el estado tensional de los cortes, bordes, escombreras, etcétera.

Según la conductividad de las menas arrancadas y almacenadas de aproximadamente igual composición, se puede juzgar el grado de trituración y prensación.

En una serie de casos, la conductividad de las rocas se puede utilizar para controlar el contenido de minerales meníferos en el macizo.

La variación de la conductividad permite controlar los procesos de fortificación de las rocas, realizados por cementación, bituminización, etcétera.

Los métodos de laboratorio, de estudio de las rocas por métodos eléctricos, al igual que los de campo, se pueden utilizar en presencia de una manifestación viva de la dependencia entre las propiedades eléctricas y el índice que nos interesa.

PERFORACIÓN DIELECTRICA DE LAS ROCAS

Para tensiones bajas se cumple la ley de Ohm:

$$\frac{dU}{dI} = R \quad (130)$$

Las leyes vistas anteriormente se cumplen en las rocas que se encuentran dentro de los límites de la dureza eléctrica.

Al pasar a mayores tensiones, la ley de Ohm deja de observarse y la corriente empieza a crecer con rapidez, la resistencia del dieléctrico $\frac{dU}{dI}$ desaparece. La tensión para la cual $\frac{dU}{dI}$ se iguala a cero, se llama *tensión de perforación* U_p y la intensidad del campo eléctrico correspondiente a esta tensión, *intensidad de perforación* E_p .

La violación de las propiedades dieléctricas de las rocas puede estar condicionada por varios factores, en dependencia de los cuales se diferencian las distintas formas de la perforación dieléctrica: *térmica, eléctrica y química*.

La violación de las propiedades dieléctricas de las rocas puede estar condicionada por varios factores, en dependencia de los cuales se diferencian las distintas formas de la perforación dieléctrica: *térmica, eléctrica y química*.

Perforación térmica

La corriente que pasa a través de la roca la calienta, y la cantidad de calor que se desprende por unidad de tiempo:

$$Q = C \frac{U^2}{R} \quad (131)$$

donde:

C — coeficiente que depende de las dimensiones geométricas de las muestras.

Como la resistencia de las rocas en la mayoría de los casos es muy grande, con tensiones bajas la cantidad de calor desprendido es pequeña. Si el calor se traslada de las partes calientes a las frías y por el espacio exterior la temperatura de la roca no aumenta, si se aumenta la tensión, ocurre un calentamiento más fuerte de la roca que no puede ser ya compensado por el enfriamiento producido por el medio circundante, como resultado la temperatura aumenta, lo cual provoca una disminución de su resistencia y un incremento de la corriente que fluye a través de la roca, un nuevo calentamiento y un nuevo crecimiento de la corriente, etcétera.

Como resultado, la corriente puede crecer hasta una magnitud grande y ocurrir la perforación. Esta forma de perforación recibe el nombre de *térmica*. El calentamiento de la roca, la relativa prolongación del proceso y la dependencia de la tensión de perforación de la temperatura son rasgos característicos de la perforación térmica.

La perforación térmica se puede expresar matemáticamente mediante las ecuaciones de balance térmico (teoría de Wagner).

Como se sabe, en la roca ingresa una cantidad de calor que se puede determinar por la expresión:

$$Q_1 = U^2 \frac{\pi r^2}{l \rho} \quad (132)$$

donde:

U — tensión aplicada (V)

$\frac{1}{\rho}$ — conductividad específica del canal de perforación

πr^2 — área de la sección transversal del canal (cm²)

l — longitud del canal (cm).

La cantidad de calor entregado cada segundo por los lados del canal:

$$Q_2 = \lambda \text{ grad. } T 2\pi r l \quad (133)$$

para $U = U_p$: $Q_1 = Q_2$. Igualando estas dos ecuaciones y considerando la dependencia de ρ , de la temperatura en las rocas, se puede obtener la expresión que relaciona la tensión de perforación de la roca con sus propiedades y dimensiones:

$$U_p = \sqrt{\frac{2\lambda}{r}} \text{ grad. } T \rho_0 l e \frac{Q}{4KT} \quad (134)$$

Si en lugar de ρ_0 colocamos (en el caso de un campo alterno) la componente activa de la conductividad específica y pasamos a E_{pl} obtenemos:

$$E_p = 1,9 \cdot 10^{-7} \sqrt{\frac{2}{T} \frac{\text{grad. } T}{\epsilon f \tan \delta}} e \frac{Q}{14KT} \quad (135)$$

Con el aumento de la temperatura y de la humedad de las rocas, disminuye la tensión de perforación.

Con el aumento de la frecuencia del campo eléctrico, la tensión de perforación es casi inversamente proporcional a \sqrt{f} (si ϵ y $\tan \delta$, se pueden tomar constantes en algún intervalo de frecuencias).

Es evidente también que la perforación de las rocas a lo largo de la estratificación se realiza con más facilidad que transversalmente a esta.

Perforación eléctrica

Se realiza cuando en la roca se forman y acumulan, bajo la acción directa del campo eléctrico, portadores de corriente libres (iones, electrones).

En el momento cuando el crecimiento en forma de avalancha de los portadores de corriente alcanza el límite, ocurre la violación de las propiedades dieléctricas, la resistencia de la roca cae bruscamente y se produce la perforación. En la perforación eléctrica el factor principal que determina la perforación es la intensidad del campo.

La esencia física de la perforación eléctrica consiste en la ionización de golpe de las moléculas y en una ruptura de la red cristalina.

Para $E < E_p$, se tienen deformaciones elásticas (electroósmosis).

Para $E > E_p$ ocurre la ruptura del cristal.

La perforación eléctrica a diferencia de la térmica, se realiza en la práctica instantáneamente, por lo cual la duración de la acción de la tensión en determinados límites, que depende del grueso de la capa perforada, no es esencial.

La magnitud de la tensión de perforación es muy susceptible a las desigualdades del campo. Cualquier desigualdad del campo, disminuye bruscamente U_p . Para caracterizar el material, habitualmente, se utilizan índices de la estabilidad eléctrica límite, que se determinan en condiciones del campo uniforme, y de estabilidad mínima, determinados en campos eléctricos con desigualdades bruscas:

Para la producción minera la segunda característica es más importante ya que los campos uniformes se encuentran raramente, mientras que para las investigaciones de los procesos de perforación y la revelación de sus leyes se utilizan perforaciones en campos uniformes.

En un campo uniforme el parámetro E_p no depende del grueso de la capa perforada, y es una constante física.

En campo no uniforme se observa una disminución de E_p con el aumento del grueso l de la muestra, a causa del incremento de la cantidad de heterogeneidades de la roca. Con el aumento de l se observa una tendencia de la tensión de perforación U_p a alguna magnitud límite, es decir, el incremento de la desuniformidad del campo disminuye la tensión de perforación hasta determinado valor que permanece constante en la subsiguiente alteración del campo.

La perforación eléctrica depende de la estratificación de las rocas.

La humedad, cualquier inclusión, las heterogeneidades y la porosidad disminuyen la dureza eléctrica de las rocas.

Con el aumento de la presión volumétrica sobre los minerales y las rocas, y con la prolongación de la acción de las tensiones, la dureza eléctrica disminuye.

Perforación química

Si la perforación de las rocas ocurre como resultado de determinados cambios químicos en ellas, a esta forma de perforación se le llama química. Estas variaciones químicas acompañan cualquier perforación térmica y en una serie de casos a la eléctrica, por lo cual la perforación química a veces no se separa como una forma independiente de perforación. Como perforación química se considera, por ejemplo, la separación de las rocas a causa de la electrólisis de la sustancia conductora que se une a los electrodos en forma de canales filiformes.

La perforación química ocurre mejor según sea mayor la temperatura y la duración de la acción de la tensión. Un valor esencial lo tienen también las alteraciones del campo eléctrico.

En todos los casos de perforación, además de las variaciones de las propiedades eléctricas de las rocas ocurre la violación de su continuidad, se forman fundiciones, canales de destrucción y en las condiciones correspondientes ocurre una destrucción total de las rocas, por lo cual la perforación se utiliza en distintos métodos de destrucción electrotérmica y eléctrica de las rocas.

UTILIZACIÓN DE LA ELECTRODINÁMICA PARA ACCIONAR SOBRE LAS ROCAS

Los fenómenos electrodinámicos se utilizan para debilitar las rocas, reforzar las excavaciones y pendientes, el beneficio y en los métodos electroquímicos de la geotecnología.

En los métodos electrodinámicos de destrucción, la transmisión de la energía eléctrica a la roca se realiza directamente sin su conversión previa en mecánica o térmica. Como convertidor de la energía eléctrica, en este caso, sirve la misma roca. En dependencia de si ocurre el paso de la energía eléctrica absorbida por la roca directamente a mecánica o a través de la térmica, se diferencian dos grupos de métodos electrodinámicos de destrucción: *eléctricos o magnéticos y electromagnetotérmicos*.

En el primer grupo de métodos el campo eléctrico o magnético destruye la roca directamente. Aquí la destrucción de la roca está relacionada con la magnetoestricción, el piezo-efecto o la perforación eléctrica.

Para la destrucción por perforación eléctrica se utilizan tensiones directas o alternas. La magnitud de la tensión depende de la dureza eléctrica de las rocas que se destruyen y de sus dimensiones. Aquí lo más importante es aumentar los valores mínimos de las intensidades, lo cual se puede realizar variando las formas de los electrodos y la situación de las rocas en correspondencia con el medio exterior.

La perforación eléctrica se puede utilizar para el hendimiento de los pedazos de roca, el barrenado y el arranque del macizo, cuando existen algunas superficies desnudas.

Sin embargo, la perforación requiere altas tensiones de corriente directa o alterna, que son peligrosas para el personal de servicio.

Los factores que disminuyen la dureza eléctrica de las rocas, influyen favorablemente en su destrucción. Con el aumento de la energía de la red cristalina, el módulo de compresión volumétrica y la microdureza de los minerales eleva su dureza eléctrica. La humedad, la porosidad y la presión disminuyen la dureza eléctrica de las rocas.

Una cualidad positiva de la destrucción eléctrica consiste que en la práctica ocurre instantáneamente, tan pronto la tensión sobrepasa la de perforación.

La perforación eléctrica de los líquidos está condicionada por el llamado efecto electrohidráulico. Este efecto puede ser utilizado para triturar y barrenar las rocas.

Los métodos magnéticos de fragmentación de las rocas ferromagnéticas se basan en la absorción de la energía magnética, como resultado de lo cual en las rocas surgen termotensiones que provocan su destrucción.

Los métodos electromagnéticos de destrucción de rocas son muy diversos y pueden ser utilizados en rocas de distintas propiedades. Las posibilidades de accionar sobre las rocas con energía eléctrica dirigida, concentrada en determinados lugares, etcétera, permiten afirmar que estos métodos son utilizables y tienen perspectivas para emplearlos en la destrucción de los macizos de rocas.

En el beneficio de los minerales se utilizan distintas propiedades eléctricas y magnéticas de las rocas y minerales. Se emplean campos, tanto directos como alternos.

Para desecar las rocas (en particular las arcillosas que poseen un drenaje muy pobre) se utiliza la electroósmosis que consiste en lo siguiente: por la acción de una corriente directa (tensión de cerca de 40 V e intensidad de 20-30 A), las moléculas de agua que se encuentran en las rocas se dirigen hacia el cátodo, desecando la zona del ánodo.

Para fortalecer las rocas disminuyendo su propensión a hincharse y disminuir la afluencia de agua, se utiliza la fundición eléctrica de las paredes de las excavaciones, los bordes de las canteras o escombreras, etcétera.

La electrodinámica puede encontrar utilización también en el transporte hidráulico para desecar el mineral.

Es perspectiva la utilización de la electrodinámica en los métodos geotecnológicos de extracción de los yacimientos, en parte para su intensificación. La acción sobre las rocas de un campo eléctrico de alta frecuencia puede provocar la formación de grietas y la destrucción del macizo; y un campo de determinada configuración puede dirigir el movimiento de las soluciones y fundiciones por las rocas, acelerar la lixiviación, etcétera.

BIBLIOGRAFÍA

BARON, L. I. y G. P. LICHELI: *Treschinovatost gornij porod pri vzrivnoi otboike*. En idioma ruso, Editorial Nedra, Moscú, 1966.

—————: *Jarakteristiki treniia gornij porod*. En idioma ruso, Editorial Nauka, Moscú, 1967.

COLECTIVO DE AUTORES: *Deformatsionnie svoistva gornij porod pri visokij davleniaj i temperaturaj*. En idioma ruso, Editorial Nedra, Moscú, 1968.

EPIFANOV, G. I.: *Fizika Tverdogo tela*. En idioma ruso, Editorial Escuela Superior, Moscú, 1965.

GOLUBINTSEV, O. N.: *Mejanicheskie i abrazivnie svoistva gornij porod i ij burimost*. En idioma ruso, Editorial Nedra, Moscú, 1968.

KOBRANOVA, V. N.: *Fizicheskie svoistva gornij porod*. En idioma ruso, Editorial Gostoptejizdat, Moscú, 1962.

LOMTADZE, V. D.: *Metodi laboratornij issledovanii fiziko-mejaniches kij sovoistv gornij porod*. En idioma ruso, Editorial Nedra, Leningrado, 1972.

PARJOMENKO, E. I.: *Elektricheskie svoistva gornij porod*. En idioma ruso, Editorial Nauka, Moscú, 1965.

RYEVSKII, V. V. y G. YA. NOVIK: *Osnovii fiziki gornij porod*. En idioma ruso, Editorial Nedra, Moscú, 1973.

—————: *Osnovii fiziki gornij porod*. En idioma ruso, Editorial Nedra, Moscú, 1967.

RATS, M. V.: *Neodnorodnost gornij porod i ij fizicheskij svoistv*. En idioma ruso, Editorial Nauka, Moscú, 1968.

SPIVAK, A. I.: *Mejanika gornij porod*. En idioma ruso, Editorial Nedra, Moscú, 1967.

————— y A. N. POPOV: *Mejanika gornij porod*. En idioma ruso, Editorial Nedra, Moscú, 1975.

VOROBIOV, A. A., M. P. TONKOGONOV y Y. A. VEKSLER: *Teoreticheskie voprosiii fiziki gornij porod*. En idioma ruso, Editorial Nedra, Moscú, 1972.

PRÓLOGO 1

Capítulo 1. GENERALIDADES /3

- Nociones acerca de las propiedades físicas de las rocas /3
- Significado de las propiedades físicas de las rocas en los procesos de la producción minera /4
- Base mineralógica-petrográfica de la física de las rocas /5
- Influencia de los factores internos y externos sobre las propiedades de las rocas /7

Capítulo 2. PROPIEDADES MECÁNICAS DE LAS ROCAS /13

- Propiedades relacionadas con la densidad de las rocas /13
- Características de las rocas mullidas /14
- Tensiones y deformaciones en las rocas /16
- Propiedades elásticas de las rocas /20
- Resistencia de las rocas /26
- Propiedades plásticas y reológicas de las rocas /30
- Hidrodinámica y gasodinámica de las rocas /34
- Índices tecnológicos especiales de las rocas /36

Capítulo 3. ACÚSTICA DE LAS ROCAS /41

- Difusión de las oscilaciones elásticas en las rocas /41
- Propiedades acústicas de las rocas /47
- Utilización de los fenómenos acústicos en minería /51

Capítulo 4. TERMODINÁMICA DE LAS ROCAS /53

- Difusión y acumulación del calor en las rocas /53
- Índices térmicos de las rocas /58
- Utilización de los fenómenos termodinámicos en la producción minera /62

Capítulo 5. PROPIEDADES ELECTROMAGNÉTICAS DE LAS ROCAS /69

- Polarización de las rocas /69
- Permeabilidad dieléctrica y pérdidas dieléctricas en las rocas /73

BIBLIOGRAFÍA /91

- Conductividad eléctrica de las rocas /77
- Propiedades magnéticas de las rocas /82
- Utilización de la electrodinámica para obtener información sobre las rocas /84
- Perforación dieléctrica de las rocas /86
- Utilización de la electrodinámica para accionar sobre las rocas /88

Impreso por el Combinado Poligráfico de Guantánamo "Juan Marinello"
en el mes de Noviembre de 1981 "Año del XX Aniversario de Giron"