

## 岩石の弾性的および強度的性質(その1)\*

(付. ソ連邦産主要岩石タイプの物理—力学定数表)

B. P. Belikov

大 草 重 康 訳

## 序 論

岩石の弾性的および強度的性質に関する知識は、自然科学および技術の多くの分野において必要不可欠である。ソ連邦の岩石についてはその大部分が建設用材としての岩石の性質を判定するために、測定せられたもので、主として強度定数が知られているにすぎない。一方、弾性定数の系統的研究は、ごくわずかの範囲でしか行なわれていない。

岩石の弾性定数は、理論地球物理学・応用地球物理学あるいは鉱山において最も広く用いられる。

骨材の弾性がコンクリートの弾性に与える影響 (Jochmus-Stöcke, 1940; Graf, 1926) や石の弾性が石ずみ構造物の性質に与える影響 (リフシツツ, 1953; アニシーチク, 1937) 等に関する十分に広く知られた事実によって、建設技師達も岩石の強度的性質だけでなく弾性的性質についての知識を必要とするようになってきた。そのうえまた、地質学にとって、褶曲や断層等の造構造運動による構造の形成の問題の解明に対するアプローチとしても、あるいは鉱床形成の規則性を明らかにするためにも、岩石の物理的性質を研究することが必要不可欠であることは全く明らかである。岩石は、おそらく elascoplastic な状態でのみ存在し得るような深部において数多くの過程を経たので、その研究のためには三軸圧縮による測定が必要ではある (ロザノフ, 1952)。けれども、変形の一部は、疑いもなく弾性にのみ関係している。したがって、側圧が一気圧における弾性の研究も全く必要不可欠である。かつて、M. B. ゴゾフスキーが指摘したように、強度的性質のうちでは剪断強度や引っ張り強度が地質学にとって、特に重要である。しかし、これら2つの定数は、いまのところ岩石については、充分研究されておらず、ソ連内外の文献にも、ごくまれにしかあらわれない。これらの研究がまだ弱い原因は、剪断強度を決定するための理論的根拠づけが不十分なこと、および引っ張り試験に供する試料の作成が困難なことによるものである。

岩石中の割れ目の発生、種々の割れ目の型の頻度や配列に関する問題の解明は、おそらく岩石の弾性的および強度的性質の知識なくしては不可能であろう。しかし、同一の状態にある岩層に対して作用した一回だけの造構造運動によって発生した最も簡単な地質構造の場合にのみ、種々の岩石の物理—力学的性質が、割れ目の形成に及ぼす影響を比較し解析することができる。

岩石の物理—力学的定数を科学上あるいは實際上利用する目的に応じて、それらを決定する方法も異ってくる。特に、弾性定数を決定するには種々の方法がある。地球物理および軍事においては、弾性波の伝播速度に最も関心がもたれるので、動的方法が主要な方法となる；種々の性格の荷重が加えられた際に、岩石の変形性および挙動の法則性がより重要な意義をもつ鉱山、地質学および土木工学においては、主として弾性の静的研究法が利用されている。

\* Б. П. Беликов: Упругие и прочностные свойства горных пород, (с приложением таблиц физико-механических констант главнейших типов горных пород СССР), труды института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии, Выпуск 43, АН, СССР, р. 47~110, 1961

われわれの研究は、基本的には静的方法に基づいており、動的研究法は比較のためにのみ用いられたにすぎない。アメリカ・ソ連・日本あるいはドイツの文献に記載された動的測定法による興味ある結果の概要については、測定方法の項で簡単にふれてある。

坑道の天盤の安定の問題を解決するために、岩石の弾性的性質についてきわめて数多くの研究がなされた(ベライェンコ, 1936; グリシコーバ, 1937; クズネツォフ, 1947, 1950; スレサーレフ, 1948; チンパレビッチ, 1948; ルッペイネイト, 1956; Stöke et al 1947)。しかし、研究されたものは、ほとんどが堆積岩類—砂岩・粘土頁岩、まれに岩塩 (Geller, 1924; クズネツォフ, 1947)—であった。

建設用石材として利用される岩石の弾性的性質は、最近のわが国の文献にはきわめてまれである: B. Л. ベリコフ (1952), З. С. モホフ (1958), H. B. メリニコフ (1958), その他の研究をあげることができる。З. С. モホフは、岩石の破壊に達するまでの変形を研究した。H. B. メリニコフの研究は、「パドモスコビアン」「クリム」の5つの産地の石灰質岩石を全面的に研究し、得られた資料を数学的に解析したものである。

間隙率および密度もまた、地球物理学者のみならず地質学者にとってもきわめて重要な定数であることを指摘しなければならない; 特に、金属鉱床や石油・ガス等の非金属有用鉱床の形成の問題を考える場合には、きわめて重要である。

このようにみえてくると、定数そのものを定めることだけではなく、それら相互の関係を確立することが重要であることがわかる: よく研究された金属に対して、弾性論に基礎をおいて作り上げられた若干の法則性のみが、ある岩石についても(偽似等方性物体として)拡大することができるが、金属に対して確立された関係のほとんどは、岩石の変形の性質に影響を与える著しい間隙率のため、岩石がフックの法則に従わないので、岩石に対しては、適用されない。間隙率の影響(間隙の体積、空隙の性質)は、非常に大きいので、通常、他の要素—鉱物組成、構造その他の影響は、かくれてしまう。

割れ目は岩石の挙動に対して、一層大きな影響を与える(割れ目の性質、頻度および分布)。しかし、この影響は、動的方法を利用して、現地の岩盤中での特殊な野外研究によってのみ明らかにされる。われわれは、しかし、巨視的割れ目を考慮に入れる必要のないような岩石ブロックを室内実験することを課題とした。

われわれは、ある場合には岩石は著しい変化を受け、現在は、褶曲が形成された時や鉱床が形成された時とは異なった状態にあるということを明瞭に理解している。けれども、得られた諸定数はそれ自身として、すなわち、うえに提起した地質上の諸問題の解決に達する道程の基礎として価値あるものであると考えている。とまれ、岩石の物理—力学的性質の知識なくしては、地質学上あるいは地球物理学上のいろんな問題を解決することは、全く困難になるであろう。したがって、たとえばロシア語に翻訳されたベルチ・シェラー・スパイサーの便覧(1949)や Wuerker の表(1956)のような岩石の物理定数に関する便覧や表が多数出版されているのも当然のことである。後者は、定数の詳細な意味と定数相互の関係の説明が附してある。残念なことに、単位はヨーロッパ人には不慣れの  $Pb/in^2$  が用いられている。

より早く発表された日下部の表(1905)は、日本の158個の岩石についての  $E$  と  $\mu$  の値を含んでいる。Reich の資料(1927)は大部分文献からとったものである。

まえにのべた専門の広い領域に対して必要なこのような表は、ロシア語の文献にはまだあらわれていない。われわれの論文(ベリコフ, 1952)では、弾性的性質だけ記載しているし、残念ながらその論文では岩石の産地を明らかにしていない。Ф. А. ベライェンコ(1936), H. Г. グリシコフ(1937), K. B. ルッペイネイト(1956)の論文では、ドンバスの岩石だけを扱っているし、Л. Я. ネストロフおよび M. A. ネストローバのカレリヤおよび沿アゾフに関する論文では、物理的パラメータの個々の値は引用されず、グループの平均値のみが与えられている。したがって、ここにソ連科学アカデミー—鉱床学・岩石学・鉱物学および地球化学研究所の実験室において行なわれた岩石の弾性、強度および間隙率に関する多年にわたる研究結果が発表されること

は、時期を得ていることである。多数の岩石ブロックは、ウクライナ非金属地質鉱山トラストおよびレニングラード非金属地質鉱山トラストとの共同研究によって得たものである。

研究は、ソ連科学アカデミー鉱床学・岩石学・鉱物学および地球化学研究所の実験室において、B. B. ザレスキー教授指導のもとで行なわれた。石灰岩および砂岩のグループについては、Ю. A. ロザノフ および И. Л. チムチェンコから貴重な資料を得た。クラミンスキー山脈の火成岩の分類は、C. B. ニコラエフによった。霞石閃長岩類の岩石の提供および鑑定は、B. M. ゴリュエーノフ（科学アカデミー・コラ支部）によるものである。弾性の測定は、実験助手の A. A. アンドレーエフ、H. П. ローゼン、Ф. К. スパスキーが行なったものである。原稿の校閲の際、多くの貴重な助言を O. И. シラーエフ（ソ連科学アカデミー地球の物理研究所\*）からいただいた。以上の方々に、著者の必からの感謝を申し上げる。

### 研究 方 法

#### 試料採取上の注意

われわれが用いた研究方法の記述に入るまえに、岩石以外の試料の研究者にとつてはとるにたらない問題、すなわち試験に使用される岩石の新鮮さの問題について、どうしてもふれておかなければならない。この特殊な問題は、第一番に重要なので、充分詳細にこの問題にふれてみる。

岩石を研究する場合、残念なことに、研究者が採取した全試料の完全な新鮮さに注意をはらわないため、岩石の試験結果をお互いに比較しても無意味な場合がきわめてしばしばおこる。肉眼では、ごくささいな表面の風化でさえ、岩石の物理的性質、特に弾性を非常に変化させるので、それらを比較しそれらの間の規則性を確立することは不可能になる。

Э. A. ビレンベルグとわれわれとで共同で行なったノボウクライナマシフ（オレフスキー村鉱山）からの粗粒粗面完品質微斜長石—黒雲母花崗岩についての研究を例にとつて、風化が岩石の物理—力学性に与える影響を第 1 表にしめす。第 1 表において、岩石は地表から深部へ順に並べてある。

第 1 表から明らかのように、地表から採取したブロックの間隙率は 3.07% にも達するのに、新鮮な花崗岩では 0.63% にすぎない。

第 1 表 ノボウクライナ型粗粒微斜長石花崗岩（オレフスキー村鉱山）の物理—力学性に対する風化の影響

試料番号	岩石および採取位置	密度 (g/cm <sup>3</sup> )	有効間隙率 (%)	圧縮破壊強度 (kg/cm <sup>2</sup> )	弾性常数 (kg/cm <sup>2</sup> )	
					E <sub>1</sub> × 10 <sup>-5</sup>	E × 10 <sup>-5</sup>
1155	風化花崗岩, 地表から	2.54	3.07	1130	0.90	1.61
1239	花崗岩 風化している 深度 1.5m	2.61	1.33	1450	2.34	2.94
840	花崗岩 割れ目多い 石切場より 深度 3m	2.69	1.07	1800	4.39	4.70
830	花崗岩 石切場より 深度 17m	2.67	0.98	2390	4.92	5.14
1156	花崗岩 深度 47m (ボーリングコア)	2.61	0.63	2400	5.97	5.97

鏡下で、風化花崗岩は長石類のカオリン化がみられ、空隙および粒子と粒子の結合面が拡大している。これは、全体として間隙率の増大をもたらしている。

風化はまた、圧縮破壊強度を減少させ、弾性常数を規則的に低下させる（この場合、6~7 倍）。第 1 表によると、深度 17 m においても花崗岩は、まだ充分新鮮にはならない。というのは、この種のタイプの新鮮な花崗岩の平均間隙率は 0.85%、平均弾性常数は 5.5 × 10<sup>5</sup> g/cm<sup>2</sup> だか

\* Institute of the Physics of Earth named O. Yu. Schmidt.

らである。

第1表には、2つの弾性定数が与えられている： $E_1$ は最初の荷重による弾性変形と残留変形の和から計算したものであり、 $E$ はその後の荷重、すなわち純粋な弾性変形から計算したものである。残留変形の値に関係している両者の差は、風化の程度によって変化する；新鮮な岩石の場合、その差の値は著しくないが、風化岩の場合には、ほとんど全変形の半分にも達する。

このようにして、自然の岩石露出から採取したブロックは、岩石の真の性質をあらわさないもので、物理一力学試験を行なうためには役に立たない。

鉱山の掘削からの試料は、新鮮ではあるが、しばしば発破によってその構造が乱されるので、実験には役に立たないことがある。

多分、爆発性のものを使用しない充分深い石切場からのブロックや、切割露出（道路開削、溝渠、石切場等の）からのブロックは、最も目的にかなっている。実験には、ボーリングコアも用いられるが、岩石の組成および構造が、ボーリングの軸方向に変化しない、すなわち層理あるいは片理が発達しない場合だけである。ある場合には、ブロックを採取するために、新鮮な切り割りを作る、すなわち風化した層をとりはらうことが行なわれる。

新鮮な岩石のみが、岩石の重要な性質をしめすので、新鮮なブロックを採取するのに力と時間を惜しんではならない。ほんのわずかに風化した試料の実験結果も、若干の例を除いて役に立たない；若干の例とは、このような実験は、特殊な目的—風化の程度による岩石の性質の変化の測定などに適合していることである。後者の場合は、より簡単に、飽和性や、特に弾性—風化に最も敏感な定数—が利用される。

岩石の風化の程度は、造岩鉱物の新鮮さについての顕微鏡観察によって調べることができる。用意した試料を染料中にひたして、色反応法によっても、若干の情報を得ることができる。これによって、肉眼的にはささいな、毛状亀裂も明らかになる。特に、着色には、ニグロシンの4%アルコール溶液が使用される。

#### 弾性的性質の測定

強度および間隙率を測定する方法については、よく知られているので、ここでは基本にわたって詳述しない。この研究に用いた方法に関する簡単な説明は、実験結果の付録（第1表）中で行なった。一層くわしく知りたい人は、われわれが発表した岩石試験法入門（ベリコフ他、1960）などを参照されたい。

岩石の弾性的性質を測定する方法については、室内作業としてはルーチンのものになっていないので、若干くわしく述べることにする。

等方な物体の弾性的性質を解析するためには、4つの弾性定数：弾性定数（ヤング率）— $E$ 、剛性率— $G$ 、ポアソン比— $\mu$ 、および体積圧縮率— $\beta$ のうちの2つが知れば充分である。

これらの定数のすべては、対応する等式によってお互いに結びつけられている。したがって、得られた2つの定数から、容易に3番目の定数は計算できる。特に、実験的に $E$ と $\mu$ が測定せられた場合には、 $G$ は次式によって計算される：

$$G = \frac{E}{2(1+\mu)}$$

圧縮率（ $\beta$ ）とともに、しばしばその逆数である体積弾性率が用いられる。この定数は、弾性率およびポアソン比と関数関係で結びつけられており、等方な物体では、次の等式から計算できる。

$$K = \frac{E}{3(1-2\mu)}$$

岩石の弾性的性質の室内測定は、通常静的な方法および動的な方法によって行なわれている。

静的な方法は、圧縮、引っ張りあるいは曲げの際の、試料の変形の測定が基本である。岩石に対

しては、圧縮が、鉱物に対しては、曲げが最も頻りに用いられる。変形の測定法は種々ある：光学的方法（マルテンスの機械）、電気的方法（ワイヤー抵抗歪測定器）、力学的方法（歪ゲージ、弦その他の機械）。マルテンスの機械と抵抗歪計が最も正確である。

動的方法は、試料に何らかの方法で、波動を伝え、弾性波の伝播速度を測定することに基礎をおいている。

弾性定数の測定は、弾性の範囲内で行なわれるが、岩石については、絶対的弾性変形はほとんど観察され得ないので、仮定的なものである：ある岩石では変形に著しく残留変形や弾性余効が常に入るので、応力と変形間の比例関係はなくなる； $E$  の値は、また、加えられる荷重の範囲にも関係している。この関係は、通常直線でない変形曲線によくあらわされている。普通、変形曲線は凹であり、これは荷重の増加に伴って、 $E$  の値が増加することをしめしている。

岩石について得られた  $E$  の値は、このように、定数と呼べるようなものではない——それらは、むしろ荷重を加える速度と大きさによって条件づけられる関数値である。そのうえ、この関数関係の程度は、異なる岩石について同一ではない。荷重を加える速度の違いによる影響をさけるために、その速度をほぼ  $10 \text{ kg/cm}^2/\text{sec}$  に規格化した。得られた値  $E$  を、現在のいろいろの文献にみられる習慣に従って、弾性定数というよび名を用いた。

片理あるいは層理の発達した岩石では、弾性率の値は、これらの面に対する加圧の方向によって影響を受ける。通常、片理または層理面に平行（ $\parallel$ ）な場合の値の方が、垂直（ $\perp$ ）な場合より大きい。しかし、これは片理または層理の発達の著しい岩石の場合だけ関係のあることである。

ポアソン比（ $\mu$ —縦変形の横変形に対する比）は、圧縮力あるいは引っ張り力が働いた場合の体積変化を非常によく表わすが、これも荷重が変化すると変化する：通常、圧力が小さい場合は、大きい場合よりポアソン比の値は低い。

静的方法によって弾性率を測定するために、通常、専門家によって規格に合わせて研磨された厳密に平行な小面をもつ断面積  $5 \times 5 \text{ cm}^2$ 、長さ  $12 \text{ cm}$  より小さくない試料を用いた。試料の縦と横の長さの比がこれだと変形の一様な部分で、すなわち加圧円錐からはなれた部分で測定ができる。HP4-2 による  $E$  の動的測定の場合には、試料（プリズム）の長さは、横の長さの 4 倍なくてはいけない。

弾性パラメータの測定に関する研究を行なう場合には、次のような条件を守ることがきわめて大切である：

- 1) 試料の表面の正確な研磨と相対する面の正確な平行性に留意しなければならない。
- 2) 最初の加圧による曲線からでも計算できるように、加圧盤下に試料を綿密にすえつけなければならない。なぜなら、最初の荷重による変形は、実際上きわめて重要なパラメータであるからである。岩石では、最初の加圧の際、弾性変形のほかに、非可逆的な開口亀裂や空隙のために著しく残留変形が発達するので、常にその後の加圧や減圧の場合より変形は大きい。最初の荷重によって得られる弾性率  $E$  は、その後得られるものより小さく、このことは間隙に富んだ岩石について著しい。この最初の弾性率 ( $E_1$ ) は、弾性変形および残留変形の和から計算されたことになるので、語の本来の意味からいえば弾性率ではないが、自然状態における圧縮されたことのない岩石の特性として実際上の意義を有している。正確には、この値は応力—変形比例係数あるいは変形係数と呼ぶべきものである。

その後の荷重から計算された  $E$  の値は、多孔質の岩石では通常、より大きい値を有し、弾性変形から計算される弾性率に近い。間隙の少ない岩石（斑縞岩・珪岩・密な大理石）は、通常最初の荷重でも残留変形は発達しない： $E_1$  は、このような岩石では  $E$  と異なる。

加圧および減圧の際の試料の全変形は、弾性変形と残留変形にわけることができる [Voigt, Stöcke (1936); Breyer (1929); 3. C. モホフ (1955), H. B. メリニコワ (1958) その他]。これに対応して、変形の弾性部分から弾性率およびわれわれの  $E_1$  に当る全変形係数が計算される。しかし、この両者が本質的に異なるのは弱い岩石（多孔質石灰岩・砂岩・石膏）であり、強い岩石——間隙率の少ない——では、最初の荷重の場合でさえ残留変形はごく小さなものである。

われわれの研究では、主として最初の係数  $E_1$  に興味をもった。なんとなれば、地質過程 (褶曲形成、割れ目の形成等) や土木構造物の基礎において、岩石の挙動を決定するのは  $E_1$  だからである。

3) 荷重をいくつもの段階にわけ、できるだけ頻りに各段階における変形量を算定し、変形曲線を描くことが望ましい。こうすることによって実験中における一定の荷重段階の正確さをチェックすることができる。岩石の強度によって、荷重の段階は、10, 25, 50 および  $100 \text{ kg/cm}^2$  とした。

4) 荷重は岩石強度の  $1/2$  を超えないことが望ましい。したがって、弾性的性質を測定する場合には、圧縮強度の範囲を知っておく必要がある。

5) 引っ張りの方法によって弾性的性質を測定する場合には、引っ張り荷重の段階を  $2 \sim 5 \text{ kg/cm}^2$  まで減少させる必要がある。

測定は、主として静的方法で行なった (時々チェックするために動的方法を用いた)。

### 弾性パラメータの静的測定法

静的方法としては、次のようなものが利用される: a) 以前にわれわれの論文 (ペリコフ 1952) で紹介したことのあるマルテンスの光学的な方法、および b) 電気歪計。後者については、岩石の研究に対してわれわれが最初に (ペリコフ, 1958) 利用したので、ここで少しくわしく説明しよう。

### 電気歪計法

岩石角柱について鏡を利用したマルテンス機械では、縦の変形の測定は容易であるが横の変形の測定は著しく困難である。フーゲンベルジャーの指針装置では、横の変形の測定も可能ではあるけれども、正確さは不充分である。電気歪計はこのような欠点をもっていない——これによって、任意の点および任意の方向について充分な精度と早さで測定を行なうことができる。

ワイヤー歪計は、断面が約  $0.03 \text{ mm}$  の細い特殊な合金 (ニクロム・銅とニッケルの合金) からなる高抵抗の針金からできている。これを、試料と絶縁する紙の上に特殊なかわで十字状にはりつける。

ワイヤー歪計の働きの原理は次のようなものである。ワイヤーが試料に強固にはりつけられているので、それは試料の変形、すなわち試料が伸びても縮んでも、正確にそれに従うので、ワイヤーの抵抗は変化し対応する電流計に記録される。

電気歪計の基本的特性は、ワイヤーの材料および送信機の配線に関係している変形に対する鋭敏性である。感度 ( $\gamma$ ) は、抵抗の相対変化の相対変形に対する比であらわされる。

$$\gamma = \frac{\frac{\Delta R}{R}}{\frac{\Delta l}{l}} = \frac{\frac{\Delta R}{R}}{\epsilon} = \frac{\Delta R}{R\epsilon}$$

これから、 $\Delta R = R\gamma\epsilon$

ここに  $\Delta R/R$  —— 抵抗の相対変化

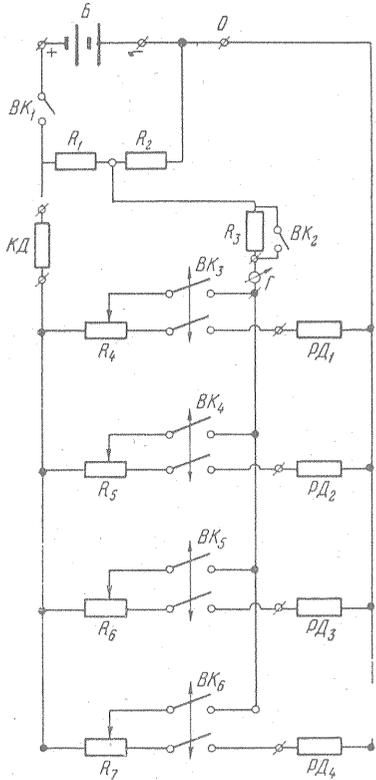
$\Delta l/l$  —— 相対変形

ワイヤー歪計の抵抗と変形との間の関係は、弾性の限界内においては、伸びの場合でも縮みの場合でも直線的である。歪計の鋭敏度は、測定に入る前に検討し、各測定の際にしめされなければならない。

ワイヤーの抵抗の変化は、試料が著しく変形した場合でさえ、絶対抵抗値の数 % のオーダーというきわめて小さなものである。したがって、これを研究に使用する場合には、きわめて小さい抵抗の変化を正確に測定する機械が必要である。きわめて小さい抵抗の変化を記録するためには、抵抗そのものの絶対値ではなく、ホイーストンブリッジ系の中に送信器を含んだ抵抗の変化を測定することが必要である。歪計として研究用に組立てられたすべての器械は、必要性に応じた種

々のホイーストブリッジの組合せからできている。

どのような工場でも試作できる最も簡単な器械の例として、初期の段階でソ連科学アカデミー 鉱床学・岩石学・鉱物学および地球化学研究所の実験室で使用したものを第 1 図にしめす。構成



第 1 図 電気抵抗歪計配置図  
 BK<sub>1</sub>: 測定回路送信スイッチ  
 R<sub>1</sub>, R<sub>2</sub>: 測定ブリッジ定抵抗 (200Ω)  
 BK<sub>2</sub>: ガルバー回路の補助抵抗スイッチ  
 R<sub>3</sub>: ガルバー回路の補助抵抗 (10Ω)  
 KД: 補償計 (気温)  
 Г: ガルバー (10<sup>-6</sup>A)  
 PД<sub>1</sub>, PД<sub>2</sub>, PД<sub>3</sub>, PД<sub>4</sub>: 作動送信器  
 R<sub>4</sub>, R<sub>5</sub>, R<sub>6</sub>, R<sub>7</sub>: バランスブリッジの抵抗  
 BK<sub>3</sub>, BK<sub>4</sub>, BK<sub>5</sub>, BK<sub>6</sub>: 送信器スイッチ  
 b: 蓄電バッテリー (1.2V)

は、一つのパネルに組立てられた4つのホイーストブリッジ、感度が1目盛  $1 \times 10^{-6} A$  のガルバー、普通 1.2V のものをつないで 6V にしたアルカリ性蓄電池のバッテリーからなっている。このような設計によって、測定は直接の読み、すなわち歪計の変形によるガルバーの針の偏りの値によって行なうことができる。

約 0.5 Ω の可変抵抗によって、変形が起こらない時に、あらわれる変形に無関係の抵抗の偏りを相殺することができる。

補償計は、実験結果に与える温度変化の影響を除去するためのものである。これは、試験される試料と同じ温度条件にある荷重を加えられない試料にはりつけられる歪計である。調整歪計はホイーストブリッジの4つの腕の1つとして測定回路につながる。

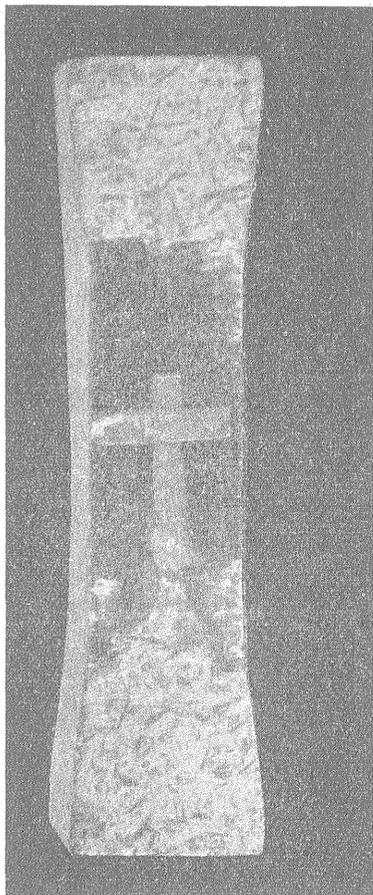
ブリッジのバランスが保たれるには、 $R_1 \cdot R_3 = R_2 \cdot R_4$ 、すなわち向かいあった肩どうしの抵抗の積が等しくなければならない。圧力によって試料が変形するために歪計の抵抗は変化し、ブリッジのバランスは破れ、ガルバーが数目盛りれる。一目盛の値は、まえて正確に標準化された補助抵抗によって定められる。

試験を行なう場合には、荷重は段階ごとに読みとられる。各段階ごとに、4つの歪計 (2 つは縦の、他の 2 つは横の) 全部を順番に切りかえ対応するガルバーの読みは記録される。

引っ張りおよび圧縮された状態の試料のようすを第 2 図にしめした。第 3 図には、装置の全体の様子をしめした。

対応する式から  $E$  と  $\mu$  は計算できる。

ここに記載した装置は、最も簡単なものである。現在では、わが国の工業は、完全に自動的な構造の電気歪計を作っている：一度に数点を自動的に記録することができる電子自己記録ブリッ

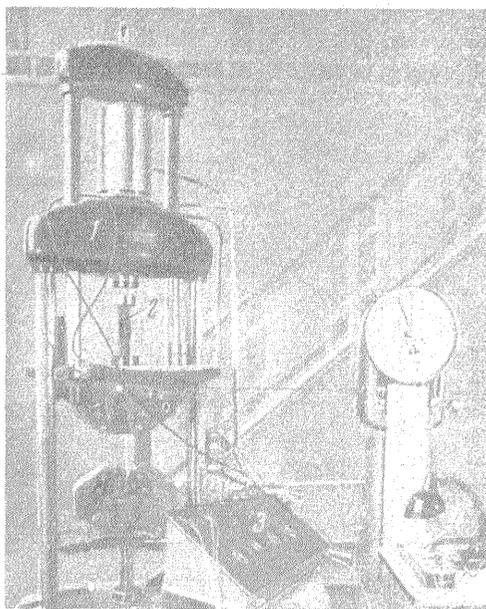


第2図 圧縮や引つ張りの際の岩の変形を測定するために試料にはりつけた電気歪計

ジおよび多回路歪計である。

この方法の精度。得られた数値の精度は、測定の正確さ、および不均質性という岩石そのものの性質のゆらぎに依存している。

電気歪計による  $E$  の測定法の精度の問題を解明するために、いくつかの産地からの花崗岩および石灰岩について実験を行なってみた。この測定結果は、第2



第3図 圧縮の際の変形を電気歪形で測定する装置の全像

表に示すとおりである。これによると、圧力スケールの読みの正確さに起因するもの、およびガルバーの読みの正確さに起因するものを合わせた測定誤差は、1つの岩石試料については、平均  $\pm 0.5\%$ 、まれに  $1\%$  を超えるだけできわめて小さいことがわかる。

一方同一のブロックからとった数個の試料、あるいは同一産地からの種々のブロックからとった数個の試料の試験結果をみると、測定値の変動は急激に増大する。第3表には、各産地ごとの岩石の弾性的変化を示した。各産地から、その産地を代表するような外見の異なる数個の岩石を選び試験した。 $E$  の値の変動は、花崗岩のような均質な岩石についてさえ  $14\%$  にも達する。層理または片理の発達した岩石では、明らかに著しく大きな値となる。試験の際、われわれは全く新鮮な試料を利用したことを考えれば、採取したブロックに対する風化の影響は除去してあり、岩石の力学的性質の変動の原因は、その不均質性に基づくものである。層理または片理の方向性は、弾性的性質に対してさして影響を与えていない：あるブロックの試料では、ある面に対する値が高く、他のブロックの試料では、同じ面に対する値が低くなっている。おそらく、方向性の影響は、非常に小さいので岩石の不均質性にかくされてしまうものであろう——方向性の影響は、より層理あるいは片理の完全に発達した、たとえば片岩や砂岩にのみあらわれる。

弾性的性質の測定の精度を岩石の最もよく知られた定数である圧縮強度の測定の精度と比較するために、第4表に同一のブロックから切り取った3個の直方体についての同一方位の圧縮強度のちらばり具合を示した。また、第5表には、同一産地の各ブロックからの試料の平均値を互いに比較した。測定誤差は  $1\%$  を超えない（というのは、測定誤差が  $0.5\sim 1\%$  であった弾性的の

岩石の弾性的および強度的性質 (その 1) (大草重康訳)

第 2 表 1 つのプリズムについての  $E \times 10^{-5} (\text{kg} \cdot \text{cm}^{-2})$  の値の変化

岩石および産地	プロック 番号	方位	圧力 (P) ( $\text{kg} \cdot \text{cm}^{-2}$ )	$E_1$	$E_2$	$E_3$	$E_4$	$E_5$	$E_6$	$E_{mn}^{**}$	実験 誤差 ( $\pm$ ) (%)		
花崗岩, バンジョ湖 (カレリア)	222	⊥	0~1,000	5.35	5.95	5.88	5.88	—	—	5.90	0.5		
		∥		6.34	6.72	6.72	6.72	—	—	6.72	0.0		
	223	⊥		6.43	6.67	6.67	6.77	—	—	6.70	0.6		
		∥		6.90	7.10	7.05	7.15	—	—	7.10	0.7		
	1134	⊥		6.14	6.54	6.54	6.54	—	—	6.54	0.0		
		∥		5.05	5.18	5.21	5.21	—	—	5.20	0.2		
	片麻状花崗岩, バラアム島 (カレリア)	1268		⊥	0~1,000	5.79	6.43	6.10	6.34	6.10	6.34	6.26	0.1
				∥		6.85	7.09	7.09	7.15	—	—	7.11	0.3
1269		⊥	6.86	7.15		7.15	7.09	—	—	7.13	0.4		
		∥	6.37	6.67		6.67	6.67	—	—	6.67	0.0		
1270		⊥	7.15	7.36		7.36	7.36	—	—	7.36	0.0		
		∥	7.30	7.30		7.36	7.36	—	—	7.36	0.5		
1271		⊥	5.28	5.56		5.50	5.50	—	—	5.54	0.5		
		∥	5.65	6.02		5.99	5.99	—	—	6.00	0.2		
1272	⊥	6.67	6.90	6.90	6.90	—	—	6.90	0.0				
	∥	7.04	7.58	7.46	7.46	—	—	7.50	0.7				
花崗岩, アントレア (カレリア)	1352	⊥	0~1,000	5.35	5.78	5.78	5.89	5.89	5.89	5.85	0.8		
		∥		5.53	6.14	6.06	6.21	—	—	6.14	0.8		
	1353	⊥		5.21	5.95	5.88	5.99	—	—	5.94	0.7		
		∥		6.14	6.49	6.43	6.49	—	—	6.47	0.5		
	1354	⊥		5.44	5.99	5.99	6.03	—	—	6.00	0.3		
		∥		5.92	6.37	6.33	6.33	—	—	6.34	0.3		
	1355	⊥		5.79	6.21	6.17	6.21	—	—	6.20	0.3		
		∥		6.41	9.01	9.01	8.93	8.85	8.93	8.95	0.6		
1356	⊥	6.33	6.85	6.81	6.85	—	—	6.82	0.3				
	∥	7.05	7.21	7.25	7.25	—	—	7.25	0.0				
1357	⊥	7.36	7.58	7.58	7.58	—	—	7.58	0.0				
	∥	—	—	—	—	—	—	—	—				
花崗岩, カララフチ (レニングラード地方)	764	⊥	0~1,000	7.00	7.46	7.46	7.46	7.46	7.46	7.46	0.0		
		∥		7.20	7.68	7.61	7.68	7.55	7.55	7.61	0.6		
	791	⊥		6.67	6.78	7.01	6.78	—	—	6.86	1.5		
		∥		7.70	8.34	8.24	8.24	—	—	8.27	0.5		
	792	⊥		7.00	7.53	7.46	8.06	8.06	8.06	7.83	3.4		
		∥		7.77	8.09	8.09	8.43	—	—	8.20	1.8		
	793	⊥		7.00	7.12	7.05	7.12	—	—	7.10	0.4		
		∥		6.72	6.99	6.99	7.06	—	—	7.01	0.4		
794	⊥	6.42	6.61	6.67	6.67	—	—	6.65	0.4				
	∥	7.34	7.70	7.70	7.85	—	—	7.75	0.9				
795	⊥	7.59	7.43	7.35	7.67	—	—	7.48	1.6				
	∥	—	—	—	—	—	—	—	—				
石灰岩, シチウローヴォ (モスクワ盆地)	807	⊥	0~250	2.25	2.46	2.43	2.43	—	—	2.44	0.4		
		∥		2.23	2.42	2.38	2.38	—	—	2.39	0.8		
	808	⊥		3.10	3.23	3.23	3.23	—	—	3.23	0.0		
		∥		2.07	2.56	2.56	2.56	—	—	2.56	0.0		
816	⊥	2.14	2.44	2.41	2.41	—	—	2.42	0.4				
	∥	—	—	—	—	—	—	—	—				
石灰岩, シチウローヴォ (モスクワ盆地)	816	⊥	0~250	2.41	2.60	2.60	2.60	—	—	2.60	0.0		
		∥		3.42	3.47	3.40	3.40	—	—	3.42	0.9		
	899	⊥		3.11	3.18	3.12	3.11	—	—	3.14	0.9		
石灰岩, コロブチエーボ (モスクワ盆地)	879	⊥	0~300	2.18	2.22	2.22	2.22	—	—	2.22	0.0		
		∥		2.07	2.36	2.36	2.36	—	—	2.36	0.0		
	880	⊥	0~200	2.88	3.21	3.18	3.18	—	—	3.19	0.3		
		∥		3.16	3.33	3.30	3.30	—	—	3.31	0.3		
	881	⊥	0~300	2.14	2.54	2.48	2.48	—	—	2.50	1.0		
∥		3.58		3.85	3.85	3.85	—	—	3.85	0.0			
882	⊥	0~200	1.76	1.96	1.94	1.94	—	—	1.95	0.5			

\*  $E_1$  を除き全部の平均

第3表 産地全域にわたっての  $E \cdot 10^{-5}$  ( $\text{kg} \cdot \text{cm}^{-2}$ ) の値の変化  
(弾性的性質の不均一性, %)

岩石および産地	ブロック 番号	片(層)理に対して I			片(層)理に対して II		
		$E_{mn}$	偏差		$E_{mn}$	偏差	
			絶対値	%		絶対値	%
花崗岩, バンジョ湖	222	5.90	-0.48		6.72	+0.38	
	223	6.70	+0.32		7.10	+0.76	
	1134	6.54	+0.16		5.20	-1.14	
	平均	6.38	±0.32	±5	6.34	±0.76	±12
片麻状花崗岩 バラアム島	1268	6.26	-0.38		7.11	+0.18	
	1269	7.13	+0.49		6.67	-0.26	
	1270	7.36	+0.72		7.36	+0.43	
	1271	5.54	-1.10		6.00	-0.93	
	1272	6.90	+0.26		7.50	+0.57	
平均	6.64	±0.59	±11		±0.47	±7	
花崗岩, アントレア	1352	5.85	-1.02		6.14	-0.40	
	1353	5.94	-0.93		6.47	-0.07	
	1354	—	—		6.00	-0.54	
	1355	6.34	-0.53		6.20	-0.34	
	1356	8.85	+2.08		6.82	+0.28	
	1357	7.25	+0.38		7.58	+1.04	
平均		±0.99	±14	6.54	±0.44	±7	
花崗岩, カルラフチ	764	7.46	+0.06		7.61	+0.11	
	791	6.86	-0.54		8.27	+0.77	
	792	7.83	+0.43		8.20	+0.70	
	793	7.10	-0.30		6.82	-0.68	
	794	—	—		6.65	-0.85	
	795	7.75	+0.35		7.48	-0.02	
平均	7.40	±0.34	±5	7.50	±0.52	±7	
石灰岩, シチウローヴォ	807	2.44	-0.44		2.39	-0.28	
	808	3.23	+0.35		2.56	-0.11	
	816	2.42	-0.46		2.60	-0.07	
	899	3.42	+0.54		3.14	+0.47	
平均	2.88	±0.45	±16	2.67	±0.23	±9	
石灰岩, コロブチェーボ	879	2.22	-0.42		2.36	-0.51	
	880	3.19	+0.55		3.31	+0.44	
	881	2.50	-0.14		3.85	+0.98	
	882	—	—		1.95	-0.92	
平均	2.64	±0.37	±14	2.87	+0.71	±25	

第4表 1つのブロックについての圧縮強度限界値の変化  
(不均一性の影響)

岩石および産地	ブロック 番号	方位	強度限界 ( $\sigma$ ) $\text{kg} \cdot \text{cm}^{-2}$				偏差 (±)%
			1	2	3	平均	
			片麻状花崗岩バラアム	1268	⊥	2840	
∥	2710	2230			2420	2450	6.9
1269	⊥	2450		2610	2190	2420	6.2
	∥	2010		2530	2740	2430	11.4
1270	⊥	2480		2730	2490	2570	4.3
	∥	2820		2990	2730	2850	3.4
1271	⊥	2620		2110	2840	2520	11.0
	∥	2020		2400	1870	2100	9.6
1272	⊥	2410		1950	1930	2100	10.0

岩石の弾性的および強度的性質 (その 1) (大草重康訳)

岩石および産地	ブロック 番 号	方位	強度限界 ( $\sigma$ ) $\text{kg}\cdot\text{cm}^{-2}$				偏差 ( $\pm$ )%
			1	2	3	平均	
花崗岩, アントレア	1352	⊥	2120	2200	2050	2120	2.4
		∥	2290	2060	2530	2290	6.9
	1353	⊥	2130	2300	2340	2260	3.7
		∥	2350	2410	—	2380	1.3
	1354	⊥	1990	2130	2020	2050	2.8
		∥	2050	2310	2210	2190	4.2
	1355	⊥	2070	1620	2040	1910	10.0
		∥	2220	2170	2250	2210	1.4
	1356	⊥	2060	2120	2400	2190	6.3
		∥	2470	2350	2600	2470	3.4
	1357	⊥	2650	2760	2650	2690	1.8
		∥	2590	2590	2780	2650	3.1
花崗岩, カルラフチ	764	⊥	2350	2050	1450	1950	17.3
		∥	2340	2530	2350	2410	3.4
	791	⊥	2580	2290	2440	2440	3.9
		∥	2520	2330	2030	2290	7.7
	792	⊥	2310	2450	2230	2330	3.4
		∥	2240	2600	2390	2410	5.3
	793	⊥	2230	2210	2320	2250	1.9
		∥	2430	2540	2500	2490	1.6
	794	⊥	2720	2530	2640	2630	2.5
		∥	2530	2340	2550	2470	3.6
	795	⊥	2500	2240	2480	2410	4.6
		∥	—	—	—	—	—
石灰岩, シチウローヴォ	807	⊥	700	760	750	740	3.1
		∥	700	520	560	590	12.1
	808	⊥	550	410	430	460	12.4
		∥	390	380	510	430	13.3
	816	⊥	490	610	580~640	580	7.8
		∥	540	510	440	500	7.4
899	⊥	910	910	830	880	4.2	
石灰岩, コロブチエーボ	879	⊥	420	470	430	440	4.6
		∥	1010	980	870	950	6.0
	881	⊥	1200	1180	1130	1170	2.3
		∥	430	490	460	460	4.4

第5表 1つの産地内における数個のブロックの圧縮破壊強度値の変化

岩石および産地	ブロック 番 号	強度限界 ( $\sigma$ ) の偏差 $\text{kg}\cdot\text{cm}^{-2}$					
		片(層)理面に対して ⊥			片(層)理面に対して ∥		
		強度平均	偏 差 絶 対 値	%	強度平均	偏 差 絶 対 値	%
片麻状花崗岩, バラアム	1268	2540	+110		2450	- 10	
	1269	2420	- 10		2430	- 30	
	1270	2570	+140		2850	+390	
	1271	2520	+ 90		—	—	
	1272	2100	-330		2100		
平 均		2430	±136	±6	2460	-360	±8
花崗岩, アントレア	1352	2120	- 80		2290	- 70	
	1353	2260	+ 60		2380	+ 20	
	1354	2050	-150		2190	-170	
	1355	1910	-290		2210	-150	
	1356	2190	- 10		2470	+110	
	1357	2690	+490		2650	+290	
平 均		2200	±180	±8	2360	±135	±6

岩石および産地	ブロック 番号	強度限界 ( $\sigma$ ) の偏差 $\text{kg}\cdot\text{cm}^{-2}$					
		片(層)理面に対して $\perp$			片(層)理面に対して $\parallel$		
		強度平均	偏 差 絶対値	%	強度平均	偏 差 絶対値	%
花崗岩, カルラフチ	764	1950	-390		-	-	
	791	2410	+ 70		2440	+ 30	
	792	2290	- 50		2330	- 80	
	793	2410	+ 70		2250	-160	
	794	2490	+150		2630	+220	
	795	2470	+130		2410	- 0	
平均		2340	$\pm 145$	$\pm 6$	2410	$\pm 98$	$\pm 4$
石灰岩, シチウローヴォ	807	740	+ 80		590	+ 80	
	808	460	-200		430	- 80	
	816	580	- 80		500	- 10	
	899	880	+220		-	-	
平均		660	$\pm 145$	$\pm 22$	510	$\pm 57$	$\pm 11$
石灰岩, コロブチエーボ	879	440	-320				
	880	950	+190				
	881	1170	+410				
	882	460	-300				
平均		760	$\pm 305$	$\pm 40$			

測定の時と同一条件の圧力読みで試験を行なったので) にもかかわらず, 強度値のちらばりは, 花崗岩において 12~14% に達する。したがって, これは岩石の不均質性の影響によるものである。このように, 岩石の不均質性は, 得られる力学的性質の値を著しく変動させる原因となることがわかる。このような変動は弾性についても圧縮強度についても, 概して同じである。岩石の不均質性とその物理・力学的性質に与える影響についての問題は, より詳細に B. B. ザレッキエ他 (1947) の研究で検討されている。

このように, 種々の測定の結果を検討する場合, 同一の岩石についても 10~15% の変動は, その不均質性の結果, 岩石に本質的な——固有な性質であるということ, どうしても考慮に入れなければならない。これとともに, 問題を検討する場合, 試験の精度と比較性についても考慮する必要がある。

#### 他の静的方法

圧縮荷重によって岩石の変形を測定する方法は, 試料の準備が簡単なことおよび試験の実施が簡単なことのために最も広く行なわれている。この方法は, そのうえ, 荷重の著しく広い間隔にわたって測定を行なうことができる。岩石の引っ張り強さは研究しにくい; 引っ張り強度は, 20~40 倍圧縮強度より低い。したがって, 変形を測定する場合の総荷重は  $100 \text{ kg/cm}^2$  を超すことはまれである。試験には, 上面と下面が綿密に研磨された細長いプリズム形の試料が用いられる。この形だと, 同一の試料で, 引っ張り強さと圧縮の両測定を行なうことができる。われわれが行なった若干の試験結果を, 付録第 1 表に示したが, これによると, いまのところ  $E_{cm}$  と  $E_{tm}$  との間の著しい差異はみられない。

鉱物の弾性的性質を研究する場合広く利用されている (Voigt 1928) 曲げによる  $E$  の測定法は, 岩石については, 比較的まれにより利用されない。20 世紀初めに, この方法を日本の長岡が利用して (1906)  $E$  と  $\mu$  を測定した。わが国では, 全ソ鉱物資源研究所において Г. П. エフィモフが曲げ法によって  $E$  を測定した (1932)。残念ながら, 彼の得た  $E_{ba}$  の値は,  $E_{cm}$  と対比していないし, それ自身の値の中でも不備なものがある。たとえば, ウマニスキー花崗岩 (ババン採石場) のような有名な岩石の  $E_{ba}$  が花崗岩や石灰岩の平均値の 2 倍程度低い  $300,000$

kg/cm<sup>2</sup> という値は考えられないことである。

圧縮、引っ張りおよび曲げによる  $E$  の値の興味深い比較が、バウシingerの研究資料をもとにライヒ (Reich, 1927) によって行なわれている: 異なった方法で測定された  $E$  の値は、同一の岩石について、 $E_{cm}$  は  $E_{tn}$  のほぼ 2 倍大きく、 $E_{bd}$  は  $E_{tn}$  より若干大きい。

東シレジアの含炭層粘板岩および砂岩の  $E_{cm}$  と  $E_{bd}$  の比較はシトツケ他の論文 (Stöcke 1934) で行なわれた。彼の資料によると、同一の岩石に対して、 $E_{bd}$  はある場合には  $E_{cm}$  より大きく、ある場合には低くなっている。両者の相違は 7~15% である。砂岩のあるものは、 $E_{bd}$  は  $E_{cm}$  より 34% も大きい。炭質物で飽和している場合、これらの岩石の弾性は著しく低下し、また全変形中の残留変形部分は著しく増大する。

このような資料について、イヨフムス-シトツケ (Jochmus-Stöcke, 1940) が追試を行なっている。

種々の方法の荷重の加え方によるドンバスの炭質岩の弾性パラメータの比較は、H. П. グリニコバによって行なわれた (1937)。彼女の資料によると、 $E_{cm}$  は  $E_{bd}$  より著しく (4 倍まで) 大きく、 $E_{tn}$  は概してほぼ等しい。

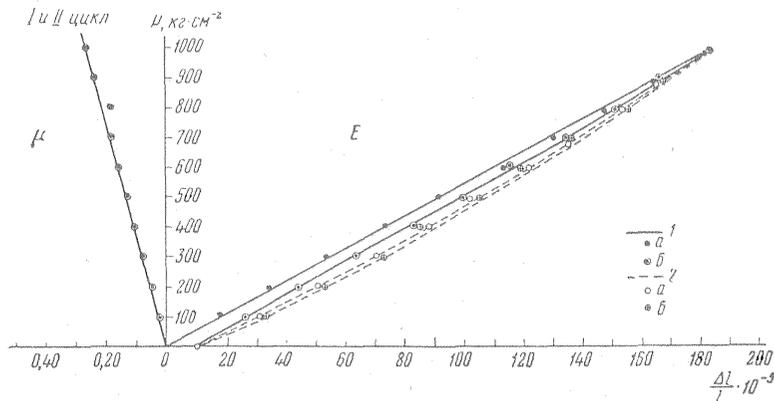
このような不一致は、圧縮、引っ張りおよび曲げの際、全く異なった挙動をとる岩石中の微亀裂の存在によるものであろう。

### 変形曲線

静的方法によって、 $E$  および  $\mu$  が決定できるだけでなく、変形曲線を描いて岩石の変形の経過も研究することができる。変形曲線は通常、凹の形を有し、閉じたり開いたりしたヒステリシスループ線を描く。開いたヒステリシスループ線は、残留変形が存在することを意味している。残留変形は、基本的には、岩石中に多数の空隙、空洞および微亀裂が存在するためであり、鉱物自身の非可逆的変形の影響はごくわずかである。変形曲線の性格は、岩石そのものの性質を特徴づける——空隙の少ない岩石では、変形曲線は直線に近くなる。

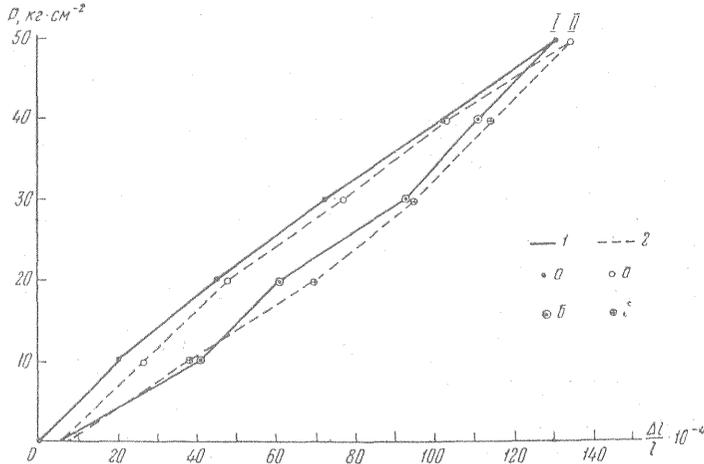
変形曲線のもう一つの特性にも注意する必要がある。空隙率の大きい岩石の大部分においては、縦の変形は、通常通り凹の曲線を描くが、横の変形は、通常直線的である。この場合、岩石の破壊まで試験を行なうと、横の変形は、破壊の直前に増大し始め、 $\mu$  はその理論的極大値である 0.5 を時々超えることがある。

珪質砂岩 (空隙率 1.34%) の圧縮の際の典型的変形曲線を第 4 図に示す。アルチクスク凝灰岩のような特に大きい空隙 (空隙率 54%) をもつ岩石の変形曲線を第 5 図に示す。この岩石は、荷重を加える場合に、曲線が凸になるが、このようなことは硬い岩石では例外的なことである。



第 4 図 ドンバス、ウステ・ヴィストリヤンスキー鉱山の珪質砂岩の変形曲線 (試料 2215)  
 $E_1 = 5.52 \cdot 10^5 \text{ kg} \cdot \text{cm}^{-2}$ ,  $E_2 = 5.78 \cdot 10^5 \text{ kg} \cdot \text{cm}^{-2}$   $\mu_1 = \mu_2 = 0.16$

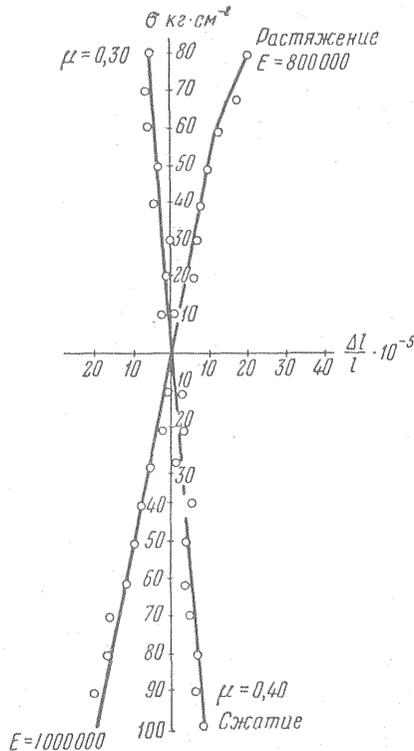
1-I サイクル; a-載荷; b-減荷  
 2-II サイクル; a-載荷; b-減荷



第5図 アルテクスキー凝炭岩の変形曲線間隙率 45% (試料 2225)  
 $E_1=0.35 \cdot 10^8 \text{ kg} \cdot \text{cm}^{-2}$ ,  $E_2=0.41 \cdot 10^8 \text{ kg} \cdot \text{cm}^{-2}$   
 1-I サイクル; a-載荷, б-減荷  
 2-II サイクル; a-載荷, б-減荷

引用した2つの曲線(第4および5図)には明らかに、ヒステリシスのループ線と残留変形が現われており、その後荷重を加える時には減少している。これは、両岩石とも間隙率が大きいためである。きわめて密な岩石(斑禰岩・珪岩等)では、このようなことはみられないで、荷重を加える時と、取り去る時で曲線はほとんど一致する。荷重を取り去ると、最初の試験の時でも、ゼロまで回復する。

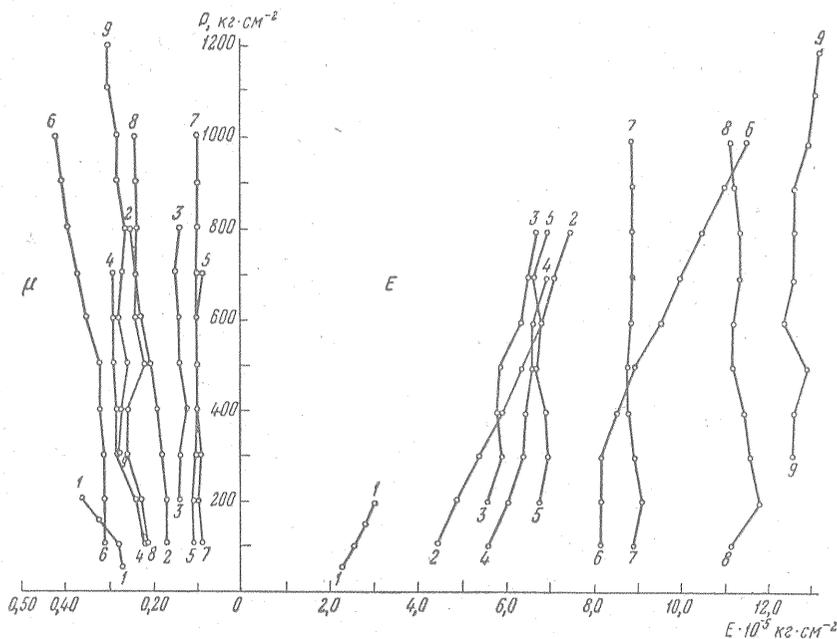
キビック・コルドンスキー大理石の圧縮および引っ張り試験の曲線(第6図)は、小さい荷重



第6図 キビック・コルドンスキー大理石の圧縮および引っ張りの際の変形曲線

の範囲 ( $100 \text{ kg/cm}^2$ ) では、荷重を加える時も、引っ張る時も同一の挙動を示している; 間隙率が小さいので、曲線は直線に近くなる。他の岩石タイプの数多くの変形曲線は、以前の論文に引用したことがある (ベリコフ, 1952)。

いま、変形曲線から、各荷重段階ごとに弾性常数とポアソン比を計算し、グラフを描くと、明らかに両定数とも荷重段階の増加にしたがって増大する傾向が認められる (第 7 図)。2, 3 の



第 7 図 種々のタイプの岩石および鉄鉄の  $E_{cm}$  と  $\mu$  の値に対する応力の大きさの影響  
 1—石炭岩, エストニア 6—斑礫岩, キソリッチ鉱山  
 2—花崗岩, プリアル鉱山 7—珪岩, トルカチ鉱山  
 3—砂岩, ドンバス 8—鉄鉄  
 4—大理石, トルクメニア 9—斑礫岩, スリプチツイ鉱山  
 5—砂岩珪岩, オブルーチ鉱山

きわめて密な岩石 (トルカチ珪岩) や鉄鉄では、この傾向は認められない。曲線の急激な停止も折れ曲がりも同様に認められないが、おそらく空隙がふさがれていく過程と鉱物の弾性変形は、これ位の荷重の範囲では並列的にはほとんど同じ程度に進み、互いにオーバーラップしているものであろう。

### 弾性定数の動的測定法

研究者が変形の研究を目的とせず、弾性的パラメータ ( $E, G, \mu$ ) の値のみを必要とする場合や、圧縮機を利用できないような場合、弾性波の伝播速度の測定に基礎をおいた弾性パラメータの 2 次的測定法である動的方法が用いられる。

地球物理で広く研究されているこの方法は、ある振幅の波動振動を与え、試料をこの波が通過する速さの測定することに基礎をおいている。

最も広く使用されているのは超音波速度測定器地震計 ИКЛ-5 (ソ連科学アカデミー地球の物理研究所で改良されたもの) である。この地震計は、超音波周波数の弾性波をピエゾ電気発振器で発生させる。試料を通過する種々のタイプの弾性波 (縦波, 横波, レーリー波) を読み取るにはブラウン管とこれにとりつけた写真機によって記録する。走時の解読によって決定された速度から 3 つの基本的な弾性定数 ( $E, G, \mu$ ) を計算することができる。通過する波を読み取るには、全面にわたって空洞や割れ目のない一つの多少とも平坦な面をもつ任意の形の試料が望ましい。波を伝播させるには、試料は規則的な形をしていた方が都合よい。この器械は、野外の露出で直

接の測定もできる。

この方法の詳細の説明は、Ю. В. リズニチェンコ他の論文 (1953, 1955) に記述されている。

単軸圧下における弾性的性質の変化を測定する実験 (リズニチェンコおよびシラエバ, 1955, 1959; Birch, Bancroft, 1938, 1940) によると、圧力が増大すると弾性波伝播速度も増大する。静水圧下における同様な実験 (Birch, Bancroft, 1938, 1940; Highes, Cross, 1957) によると、圧力の上昇に従って  $v_s$  および  $G$  は増大する。М. П. ボラロピッチ他によると (1958), 弾性波速度と曲げヤング率は静水圧によって、異なる岩石ごとに種々の特性をもって変化する。残念ながら、彼らの論文には間隙率とか鉱物組成とかいう岩石の他の性質は記載されていない。取り扱いがずっと簡単で測定が精密な電子器械 ИРЧ-2<sup>注1)</sup> (共振周波数測定器) がセメント混合物の弾性常数を手早く測定するためのルーシチクおよびパロチッキー (国立コンクリート工業設計研究所) の考案に従ってレニングラード電子技術研究所において作られた。この測定器では、音波周波数の発振器が、電流変化を機械的变化にかえて、試料の中に音波周波数の曲げ振動を起す。

試料は、振動の節 (node) にくるように支持台の上にする: われわれの場合、端面からの  $0.224l$  ( $l$  は試料の長さ) の間隔でおいた。

試料の振動は感振器で受振され、同一周波数の電気振動に変換される。試料を通過したところで、振動は端点に指示ダイヤルをもつ増幅器に伝えられる。ダイヤルの針は、増幅器の入口における電気振動の圧力に比例した傾きをしめす。

機械的振動の周波数は、音波発信器によって作り出される振動の周波数と同じであろう。電気振動の周波数の変化に伴って、試料の機械的振動の周波数も変化する。試料の曲げ振動の固有周波数と音波発信器の周波数が一致した瞬間、共鳴が始まる——振幅が最大になり、これに応じてダイヤルの針の傾きは最大になるかあるいは、オッシログラフのスクリーン上に直線あるいは楕円のリサージュ形が現われる。この機械の欠点は、測定のために底辺と長さの比が 1:4 程度の直角プリズム形の試料が必要なことである。普通は、 $4 \times 4 \times 16$  cm,  $5 \times 5 \times 20$  cm, あるいは  $10 \times 10 \times 40$  cm (許容誤差 5% 以内) の直角プリズムが用いられる。他の形、たとえば底辺と長さの比がこれと異なると、共鳴は不明瞭になる: 倍数の共鳴が基本のものと間違われる可能性がある。割れ目のある試料は認められない。あらゆる電圧の変動にそなえて、機械には安定装置が含まれている。

この機械は、測定の早さが要求される場合たとえば、飽和した試料あるいは冷凍状態の試料の試験の際などに適している。静的測定法の場合、極端なことをいえば、試料のある部分に明白な欠かんがあっても許されるが動的方法の場合の試料は、すべての部分についての欠かん (割れ目や破損部分) も認められない。

#### 静的、動的方法によって得られた結果の比較

静的方法および動的方法は、物理学的にみると原理的に異なった方法である。前者の方法によって得た定数は等温的 ( $E_T$ ) であり、後者は断熱的 ( $E_S$ ) である。したがって、両者の間に差があるのは当然である。これらの定数を結ぶ式は下式である:

$$\frac{1}{E_T} = \frac{1}{E_S} + \frac{T\alpha^2}{9C_p\rho}$$

ここに、 $T$ —絶対温度、 $\alpha$ —比膨張率、 $C_p$ —比熱、 $\rho$ —密度である。右辺の2項目は、大抵の鉱物について普通大きくはなく、両定数の差は 1~10% である。

たとえば、常温常圧下において、ほとんどの石英の等温弾性率の値 (dyne/cm<sup>2</sup>) は、A. B. シュブニコフ (1940) によると下記ようになる:

$$C_{11} = 8.51 \times 10^{11}, C_{33} = 10.54 \times 10^{11}, C_{44} = 5.71 \times 10^{11} \text{ 等,}$$

同様にして、対応する断熱弾性率は

$$C_{11} = 8.54 \times 10^{11}, C_{33} = 10.56 \times 10^{11}, C_{44} = 5.71 \times 10^{11} \text{ 等,}$$

注1) 現在では  $E$  および  $\mu$  を測定できる新しいモデルの器械 ИЧМК-3 が試作されている。

第6表 静的および動的方法による弾性定数  $E$ ,  $\mu$ ,  $G$  の測定結果の比較

岩石 番号	岩石および産地	圧縮強度 $\sigma$ ( $\text{kg}\cdot\text{cm}^{-2}$ )	単位体積 重量 $\rho$ (密度) ( $\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$ )	有効 間隙率 $n_{ef}$ 体積 (%)	静 的 方 法					動 的 方 法				小球の はねか えり高 さ (cm)	シヨア の硬度 ( $H_{ch}$ )
					限界荷重 ( $\text{kg}\cdot\text{cm}^{-2}$ )	電気歪計による			マルチエ ンスの機 械による $\left(\frac{E_{st}}{\times 10^5}\right)$ ( $\text{kg}\cdot\text{cm}^{-2}$ )	IRЧ-2 による					
						$E_{st}$ ( $\times 10^5$ ) ( $\text{kg}\cdot\text{cm}^{-2}$ )	$\mu_{st}$	$G_{st}$ ( $\times 10^5$ ) ( $\text{kg}\cdot\text{cm}^{-2}$ )		$E_D$ ( $\times 10^5$ ) ( $\text{kg}\cdot\text{cm}^{-2}$ )	$E_D$ ( $\times 10^5$ ) ( $\text{kg}\cdot\text{cm}^{-2}$ )	$\mu_D$	$G_D$ ( $\times 10^5$ ) ( $\text{kg}\cdot\text{cm}^{-2}$ )		
626	ラバキビ花崗岩, エメリヤノフ カ, ウクライナ	2410	2.65	1.08	1000	6.06	0.20	2.52	6.34	6.71	6.93	0.23	2.65	42	94
1792 <sub>1</sub>	ラバキビ花崗岩, カペイチノ, ウクライナ	2760	2.66	0.64	1000	6.41	0.22	2.63	6.31	5.30	6.19	0.20	2.57	48	98
865	粗粒花崗岩, ジェジュレフ, ウ クライナ	2050	2.80	0.56	1000	6.94	0.20	2.89	6.67	6.66	6.72	0.15	2.94	44	80
1788 <sub>2</sub>	中粒花崗岩, セリシチエ, ウク ライナ	3030	2.73	0.63	1000	6.76	0.18	2.86	6.70	6.04	5.96	0.15	2.60	49	92
1786 <sub>1</sub>	細粒花崗岩, ルサノフツイ, ウ クライナ	3010	2.69	0.43	1000	8.13	0.21	3.36	7.55	7.30	8.15	0.12	3.58	43	90
1786 <sub>2</sub>	同 上				1000	7.19	0.25	3.34	7.68	7.03	7.62	0.15	3.32		90
1777	はんれい岩, 粗粒, キソリチ, ウクライナ	3500	3.13	0.22	1000	12.07	0.40	4.31	11.72	11.32	11.20	0.13	4.97	42	93
2226 <sub>2</sub>	軟玉岩, オノト川	5500	3.00	0.42	1000	11.06	0.25	4.42	11.44	11.43	11.73	0.15	5.16		
321	細粒大理石, ガズガン, ヴスベ キスタン	1900	2.72	0.16	800	9.22	0.33	3.47	10.25	5.93	8.39	0.31	3.13	30	62
1745 <sub>5</sub>	石灰岩, リヤスママエ, エスト ニア	1710	2.65	3.98	1000	4.77	0.22	1.95	4.29	5.77	5.87	0.23	2.39		59
1833	白雲岩, ダガベレ, エストニア	1670	2.55	12.89	800	4.39	0.33	1.65	4.63	4.86	6.09	0.15	2.65	27	51
2047	砂岩, ボグダノフスコエ, ドン バス	2600	2.68		1000	6.33	0.17	2.70	5.39	6.76	5.76	0.03	2.82	43	83
2219 <sub>1</sub>	皿殻状石灰岩, クラスノボーツ カ石切場	240	1.65	33.00	100	1.40	0.34	0.52	0.98	1.29	1.50	0.20	0.62		

\* 超音波速度測定器 ИКЛ-4 による測定は, ソ連科学アカデミー地球物理研究所 O. H. シラーエフおよび鉱床地質・岩石・鉱物地球化学研究所 O. H. コロトコフが行なった。

すなわち両者の差は僅少である。

Voigt (1928) および Sosman (1927) は、上記に近い値を導き出している。これらの引用される係数は鉱物に関するものであるとはいえ、岩石を偽等方体とみるかぎり、上述の関係は岩石に対しても拡大しうるものである：動的定数は、通常いくらか静的定数よりも高い値を示す。したがって、同一の岩石（できうれば均質な）について両方法による測定を行なって、測定の正確さを検定することができる。岩石についてのこのような比較は、日下部 (1905), Zisman (1933), Ide (1936) 等の多くの研究者によって行なわれた。これらの研究の大部分は、 $E_{st}$  と  $E_d$  の一致は不充分である。

3. A. アツェゴルチャンのデータ (1958) によるとアルチクスキー凝灰岩 (アルメニア) について、両者の差は 5.5% を超えない。

Zisman および日下部のデータを利用した Ide のデータによれば、火成岩についてその差は 10~30%；堆積岩および変成岩についてはそれ以上である。Zisman の静的係数は、小圧力のもとで、すなわち動的測定法の条件に近い条件で測定されたことを考慮する必要がある。金属ではようすが若干異なってくる：たとえば、Richards のデータ (1952) によるとベリリウム銅については、静的および動的方法によって得られた数値の差は 2~2.5% を超えない。この実験は、同一の金属の試験を、種々の方法で、2, 3 の研究所において行なうというやり方をとっていることに注意しなければならない。

われわれが試験を行なった岩石についても、このような比較を行なうことは興味あることである。この場合、岩石に固有の不均質性の影響をさけるために、同一の角柱について2つの試験を行なった。すなわち、最初に動的定数を測定し、その後静的定数を測定するために角柱を圧縮機にかけた。測定は O. H. シラーエフ (ソ連科学アカデミー地球物理研究所) と共同で行なった。

得られた結果 (第6表) は、動的定数と静的定数の差が、以前に行なわれた諸研究者のその範囲内にあることを示している。

著しく空隙率の大きい岩石では、このような一致は得られない——ここでは動的定数が静的定数より、一般的に著しく大きい。しかし、走時曲線は不明瞭である。これはおそらく、弾性波が大きい空隙や割れ目から重複反射するためであろう。

定数のうちでもポアソン比は、弾性定数のような一致はみられない。ある岩石については、その差は 70% あるいはそれ以上に達する。おそらく、測定方法の物理的本質が異なるためであろう。普通、動的に得られた  $\mu$  の方が、静的に得られた  $\mu$  より小さいが、便覧に示した全部がそうだというわけではない。

付録 (第1表) のゾーレンホーフエン石灰岩について測定した  $E$  の値を Drude, Foigt (1891) の実験結果と比較してみると、充分によく一致している ( $5.95 \times 10^9$  と  $5.89 \times 10^9 \text{ kg/cm}^2$ )。動的測定 (Ide, 1936) によると  $6.27 \times 10^9 \text{ kg/cm}^2$  である。

水の飽和が  $E$  の値に与える影響についての試験結果は、われわれの以前の研究 (ベリコフ, 1952) によって与えられている。それによると、水で飽和した際、弾性定数は最初の 24 時間は急激に低下し、それ以後は低下はかんまんになる。

上述のような弾性定数の厳密な測定法以外にまだ弾性定数を近似的に測定する方法がある。そのような方法の中には、ショアーの硬度計の原理を基礎とした硬度計法がある。これは、表面を研磨した試料のうえに垂直に弾性物体を落下させて、はねかえり高さを測定する方法である。このような弾性物体として、A. T. タルホフによって提案された鋼鉄の小球が利用されている。はねかえり高さから、岩石タイプによってそれぞれ異なる対応の式により弾性定数を計算する。この方法は、あまり責任のある数字を与えない。というのは、試験中に鉱物の硬度の影響を除くことはできないからである。

いままで述べてきたおのおのの方法は、その長所と短所をそれぞれ持っている。早急な測定、あるいは圧縮機がない場合など、ИЧМК-3 や ИКА-5 タイプのような動的機械が適している。岩石の変形の研究には、電気歪計法が最も適している。(以下次号 第16巻 第1号に掲載)