

岩石試料の軸差応力下における変形特性と 縦波伝播速度との関係について

谷口 敬一郎*・楠見 晴重*・森本 耕司**
寺岡 克己***

Relations between Deformation Characteristics and P-Wave Velocities of Rock Specimens Under Biaxial Stress Loading—By Keiichiro TANIGUCHI, Harushige KUSUMI, Koji MORIMOTO and Katumi TERAOKA

It is known that the propagation velocities of elastic waves through rocks under compressive stress conditions increase as compared with stress free conditions. Some papers has been reported on the characteristics of velocity variation under axial-stress conditions or under static-water pressure. It seems that some essential different tendencies of P-wave variations between the above stress conditions and the biaxial-stress conditions.

We remodeled the pressure cell of triaxial-compression testing machine capable of measuring P-wave velocity by means of super-sonic wave, and carried out a series of experiments to examine the characters of velocity change under biaxial-stress conditions. The rock specimens tested are of sandstone, granite, graphite-schist and marble as are typical ones of structures and origins of rocks.

The mode of velocity change under the biaxial stresses coincides with that of strain, therefore the relation between velocity and dilation shows the linearer figure than the curve of velocity vs. stress. The increase of velocities ranges from a few percent to 50 percent. The initial velocity under free stress and the gradient of increasing velocity are considered to be related with the rock structure and the composition.

1. はじめに

岩石供試体の超音波伝播速度を測定することにより、岩石の力学的性質を求めようとする試験法は現今広く普及して、岩石の物理試験法における主要なルーチン・ワークとなっている。また、野外における弾性波探査の結果と比較して、割れ目指数やひび割れ係数等を求め、岩盤のきれつ状態を評価しようとする方法にも広く利用されている。これらの室内試験に供される岩石試料はボーリング・コアの一部、もしくはそれに準じて成形された円柱状の供試体が一般的である。また弾性波伝播速度の測定は通常応力解放下の状態で行われているのが普通である。

一方、建設工事等によって上部速度層が除去されたような場合、新たに露出した地層の弾性波速度が元の実測値に比べて大幅に低下しているという事実を経験することがある。また、弾性波探査によるP波速度の方が室内

試験のそれよりも大きい値を示すということも珍しいことではない。このような現象の原因としては、原位置における岩盤が地山応力下にあるのに対して、室内試験の供試体や被覆層が取り除かれた地層は本来在るべき応力が解放された状態にある、という差異に基づくためと考えられる。

本論文は岩石供試体に圧縮応力を加えた場合のP波速度の変化を定量的に把握する目的で、高圧3軸試験機を用いて行った実験的研究について報告するもので、岩石の圧縮変形とP波速度との関係を吟味し、岩種による変化特性の傾向について考察を加えている。この結果、応力による弾性波伝播速度の増加は極めて著しく、岩種によってかなり差異のあることが明らかにされた。

2. 従来の研究

岩石に応力が作用した状態での弾性波伝播速度の変化に関しては、岩石の組織構造的特性や力学的性質に関連づけられた研究が多い。

M.S. KING¹⁾, N.I. CHRISTENSEN, H.F. WONG²⁾ は多孔質砂岩の静水圧下における弾性波伝播速度の変化を

昭和61年5月20日受理

* 関西大学工学部

** サンコーコンサルタント株式会社

** 関西大学大学院

*

検討し、間隙水圧が大きな影響を与えることを指摘している。

田中、遠藤、種田³⁾は各種岩石の1軸圧縮応力下におけるP波速度を測定し、速度変化の割合は岩石の構造的特徴が支配的であるとしている。

佐々、伊藤等⁴⁾は岩盤の破壊の進展に伴うP波速度の変化、振幅の減衰、周波数の影響を調べ、それ等は载荷の増大によって発生する微小クラックと密接な関係にあると説明している。ただし、加圧方向は供試体の軸方向で、P波速度の測定は測面方向である。

小田、鈴木等⁵⁾、杉田、牛田等⁶⁾は静水圧下におけるP波速度の変化について測定し、潜在クラックの影響について論じている。

3. 岩石のぜい性破壊機構

応力下における弾性波伝播速度の変化について論ずる前に、岩石が応力を受けた場合の変形、およびそれに続いて生ずる破壊の機構について明らかにしておく必要があるように思われる。

岩石のぜい性破壊については古くから多くの研究がなされている。それ等の中で、一般材料のぜい性破壊に関する GRIFFITH⁷⁾ の理論、岩石の成因と関係づけた BRACE⁸⁾ の実験的研究、さらにこれらを普遍化して岩石の特質を考慮した BIENIAWSKI⁹⁾ の理論的研究が著名である。これらを総合すれば、3軸圧縮試験による岩石の変形・破壊様式は図-1に示されるように、4つの段階を経過するとしている。図において、縦軸は垂直応力 σ_1 と側応力 σ_3 との差すなわち軸差応力 ($\sigma_1 - \sigma_3$) を、横軸はひずみ量をその比率 ε で表している。

(第I段階)

まず加圧初期の軸差応力が $0 \sim a$ の段階で軸差応力を増加していくと、縦ひずみ ε_L の変化は最初大きい、しだいに小さくなる。すなわち、接線弾性係数 E が一定でない。しかし、横ひずみ ε_T の増加は ε_L のそれに比べると小さく、したがってポアソン比 ν の値はしだいに減少する。これは軸差応力の増加によって体積が減少していることの現れであり、第1段階では岩石を構成している粒子の間隙が軸圧並びに側圧によって閉じるプロセスといえることができる。

(第II段階)

軸差応力 $a \sim b$ の区間では、軸差応力に対する各ひずみ成分 ε_L 、 ε_T 、 ε_V はいずれも直線関係となる。すなわち、フックの法則が成立する段階であり、第1段階で粒子間隙が閉じ、岩石はそれを構成する鉱物粒子の密な固相集合体となり、全体として完全弾性体に近い性質を示

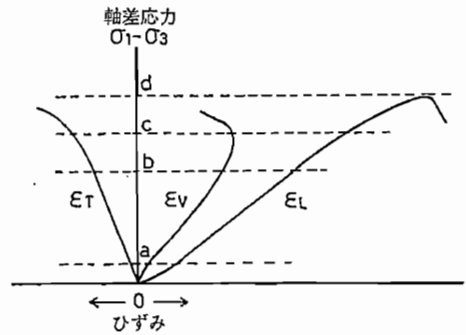


図-1 3軸圧縮による岩石のぜい性破壊機構 ε_L : 縦ひずみ, ε_T : 横ひずみ, ε_V : 体積ひずみ

すことになる。

(第III段階)

軸差応力が b を超すと、 ε_L との関係はなお直線性を保っているが、 ε_T の増加率が大きくなり、これにしたがってポアソン比 ν の値も大となる。このことは ε_V の減少率が小さくなることを意味するが、その原因は供試体内にグリフィス・クラックが発生するためと説明される。このクラックはこの段階において極めて微小であり、軸方向以外のクラックは再び閉塞して安定化するので ε_T の変化率のみが増加することになる。

(第IV段階)

軸差応力が c を超すと、 ε_L 、 ε_T とともにこれまでより大きくなり、応力-ひずみ間の直線性が失われて接線弾性係数は小となる。この段階では先の微小クラックが発展して岩石構成粒子を破碎し、その間に間隙が生ずる。したがって、これまで減少傾向にあった ε_V は c 点を境にして増加方向に転ずることになる。さらに軸差応力が増すと、クラックは一層進展して、ついに供試体を貫通し破断にいたる。

以上のことをまとめれば、岩石の3軸圧縮試験における変形破壊様式は図-1に示される軸差応力の特異点 a 、 b 、 c 、 d によって4つの段階に分けられ、それぞれ次のように説明することができる。

- 軸差応力 $0 \sim a$ 潜在する微小クラックや間隙が閉塞する領域
- 軸差応力 $a \sim b$ 弾性的変形をする領域
- 軸差応力 $b \sim c$ 安定クラックが発達する領域
- 軸差応力 $c \sim d$ 不安定クラックが供試体を分断する領域

4. 岩石供試体の物理特性

実験に供した岩石は砂岩、花崗岩、大理石、石墨片岩にわたる6種で、以下にその概要を記す。

表-1 各供試体の物理特性

	P波速度 (km/sec)	S波速度 (km/sec)	動ポアソン比	動弾性係数 $\times 10^9$ (kgf/cm ²)	密度 (g/cm ³)	比重	吸水率 (%)	有効空隙率 (%)
和泉砂岩	4.37	2.31	0.31	3.64	2.56	2.75	1.79	4.69
伊那川砂岩	5.15	2.99	0.25	6.11	2.69	2.87	0.34	0.96
六甲花崗岩	5.32	2.86	0.30	5.80	2.68	2.80	0.53	1.45
黒部花崗岩	4.00	2.44	0.20	3.44	2.40	2.64	0.32	0.84
イタリア大理石	5.49	3.01	0.29	6.46	2.72	2.89	0.60	1.74
石墨片岩 (吉野)	〔平行〕	5.40	0.30	6.02	2.73	2.91	0.59	1.68
	〔垂直〕	3.51	1.71	2.19				

- ① 和泉砂岩：中央構造線の北側，大阪府・和歌山県境に分布する中世代白亜紀後期に属する和泉層群中の砂岩で，青緑色を呈し均質である。
- ② 伊那川砂岩：長野県木曾川水系伊那川河岸のボーリング・コアより供試体を作成した。この砂岩は古生層の細粒砂岩が珪化作用を受けた珪質砂岩で，軸方向に珪化の縞模様が見られる。
- ③ 六甲花崗岩：京都府亀岡産の六甲花崗岩に属するもので，中粒の黒雲母花崗岩である。供試体は岩塊より同一方向に採取したもので，風化，節理等は見られず，新鮮な状態である。
- ④ 黒部花崗岩：糸魚川—静岡構造線西部の黒部産花崗閃緑岩である。この岩石は飛騨変成帯中の船津花崗岩に属し，岩盤からのボーリング・コアより供試体を作成した。一般にこの岩盤は飛騨変成岩類に貫入し，著しいミロナイト化作用を受けており，顕著な圧砕構造を示すことが知られている。
- ⑤ 大理石：イタリア産の白色・均質な岩塊より同一方向に供試体を採取した。
- ⑥ 石墨片岩：奈良県吉野産，三波川帯の泥質片岩で黒色を呈している。これは中央構造線沿いのよく知られた変成岩で，片理構造が顕著にみられ，表-1に示されるように弾性波伝播速度の異方性が著しい。

表-1 は以上 6 種類の岩石について，応力解放時の P・S 波伝播速度と，それ等から求めた諸動弾性係数ならびに物理特性を示したものである。

5. 応力による変形と P 波速度の変化

5.1 実験方法

実験装置には 図-2 に示されるように，高圧 3 軸試験機の一部を改造して，加圧状態の下で P 波の伝播速度を測定できるようにしたものを用いた。この試験機の最大載荷軸荷重能力は，100ton，側圧能力は 500kgf/cm² であり，載荷方法は油圧サーボシステムにより，応力制御

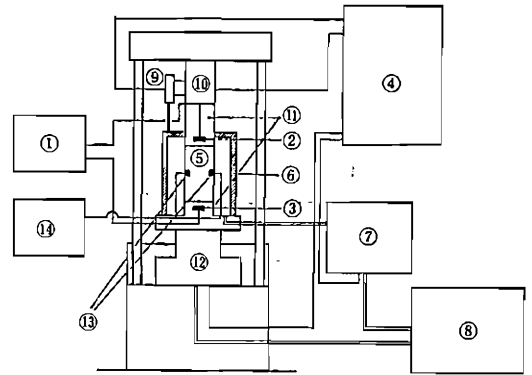


図-2 高圧 3 軸圧縮試験機概略図

- ① 超音波測定器
- ② 発振子
- ③ 受振子
- ④ 制御：測定表示：自記記録装置
- ⑤ 供試体
- ⑥ 三軸セル
- ⑦ サーボ式油圧ポンプ
- ⑧ 油圧ポンプ
- ⑨ 差動トランス式変位計
- ⑩ 100tonロードセル
- ⑪ 加圧板
- ⑫ サーボ式加圧板
- ⑬ ひずみゲージ
- ⑭ ひずみ測定器

・ひずみ制御両方の選択が自由である。

超音波による P 波速度の測定には固有振動数 300kHz のチタン酸バリウム圧電素子を発振子・受振子として用い，3 軸試験機の加圧盤内に埋め込んだ。図-3 はその詳細図である。このような装置では，P 波の伝播方向は軸方向の主応力と一致することになる。P 波速度の測定には，スタッキング機能を有する超音波測定器を用いて波形の立ち上がりを明確にし，伝播時間の読みとりはマニュアル方式とした。

加圧時には，P 波速度の測定と同時に供試体側面 2 箇所にひずみゲージを張り付け，縦ひずみ ϵ_L と横ひずみ ϵ_T とを測定し，体積ひずみ ϵ_v を次式により算出した。

$$\epsilon_v = \epsilon_L + 2\epsilon_T \dots\dots\dots (1)$$

ひずみゲージは長さ 10 mm，2 軸型で，耐熱のものである。

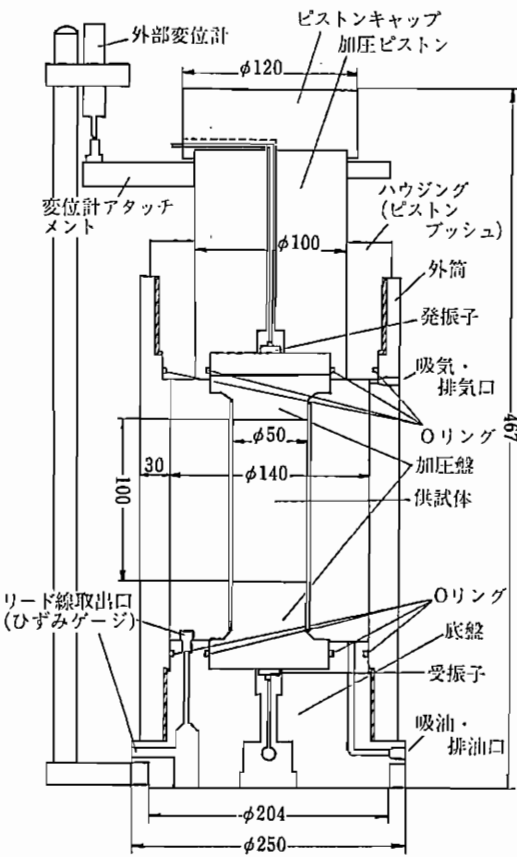


図-3 セル部詳細図 (単位 mm)

供試体寸法は直径 50 mm, 高さ 100 mm の円柱とし, 端面の平行度 1/100, 平面度 0.02 mm 以内に仕上げたものを使用した。

P 波速度の測定は側圧を 0, 25, 75, 100 kgf/cm² に変えて, 各測圧ごとに供試体が破断にいたるまで軸荷重を加えながら行った。載荷方法は, まず静水圧によって側圧を作用させ, 軸荷重は軸差荷重が 4 ton までは応力制御とし, その後はひずみ制御とした。測定は軸差荷重が 0~1.6 ton 間は, 0.2 ton ごとに, 2~4 ton 間は 0.5 ton ごとに, 4 ton 以上においては 1 ton ごととした。

5.2 実験結果

(1) 和泉砂岩

図-4 は 3 軸圧縮試験結果の 1 例として, 側圧を 0.50 kgf/cm² とした場合の軸差応力-ひずみ曲線を示したものである。また, 図-5 は測定結果から接線弾性係数 E 並びに接線体積弾性係数 K を求めて図示している。図から明らかなように, E は軸差応力の低い領域でいったん減少するが, 軸差応力が増すと増加の傾向を示す。これ

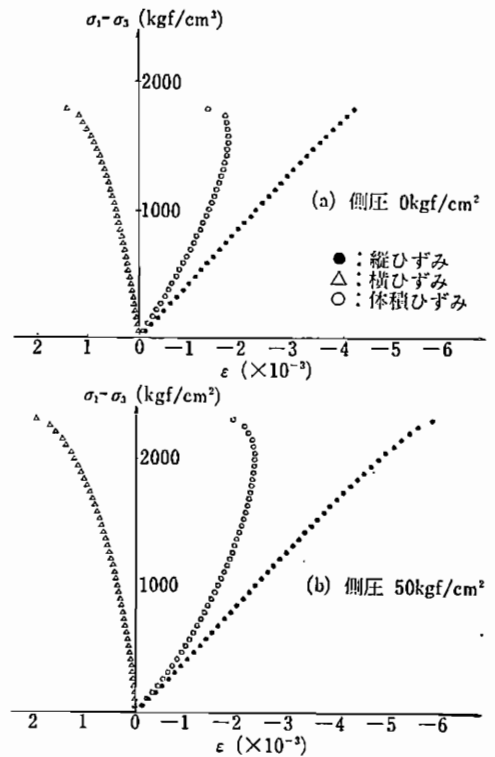


図-4 軸差応力-ひずみ曲線 (和泉砂岩)

は 3 で述べた第 I 段階に相当していることになる。軸差応力が a を超すと E は一定値に近づき (第 II 段階, 第 III 段階), さらに応力が c 以上になると E は減少し始め, 破断点 d の直前では急減する (第 IV 段階), 一方, K は E と同様に軸差応力の初期においてやや減少の傾向がみられるが, その後は応力の増加にしたがって値が大きくなる。これらの挙動はどの側圧下においてもほぼ同様である。

図-6 は側圧を 0, 25, 50, 75, 100 kgf/cm² の 5 段階として, それぞれの側圧における軸差応力と P 波速度 V_P の関係を示したものである。いずれの側圧においても P 波速度は軸差応力の初期段階で急激に増加し, その後は緩やかな増加曲線を示すが, 破断直前において急減する。ただし, 側圧が低い場合の減少は明瞭でない。このような破壊過程における P 波速度の変化状態は上述した, 軸差応力-ひずみ曲線における各領域とかなりよく一致している。すなわち, 和泉砂岩の変形特性における第 I 段階では, 間隙が閉塞するので P 波速度は著しく増加する。第 II, 第 III 段階では弾性変形の領域で, P 波速度はほぼ一様に増加し, 第 IV 段階では不安定クラックが発生するので減少する, ということができよう。

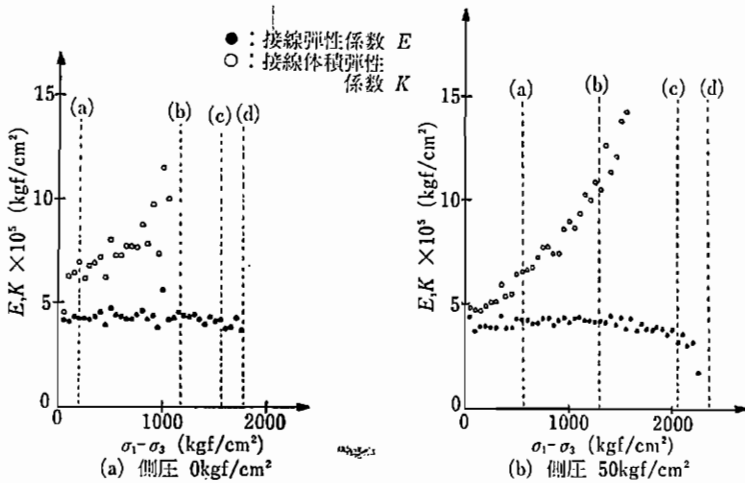


図-5 接線弾性係数，接線体積弾性係数と軸差応力との関係（和泉砂岩）

次に P 波速度が最大体積圧縮点 c 付近から減少していることに注目して、P 波速度と体積ひずみとの関係を各側圧ごとに測定し、それらの結果を図-7 に示した。図から明らかなように、 V_p の増加曲線は軸差応力との関係よりも体積ひずみ ϵ_v との関係のほうがより直線的であると言える。

そこで、 V_p が急増する初期の第 I 段階を除けば、側圧のいかんにかかわらず V_p と ϵ_v との関係は 1 つの直線

$$V_p = C + D \times \epsilon_v \dots\dots\dots (2)$$

線で近似させることができる。最小二乗法によって切片 C と傾斜 D を求めてみると、

$$C = 4.77 \text{ km/sec}, D = 2.18 \times 10^2 \text{ km/sec}$$

が得られ、このときの相関係数が 0.98 であることから、非常に良い相関関係を示すといえることができる。

(2) 伊那川砂岩

図-8 は伊那川砂岩の側圧 0, 25, 50, 100 kgf/cm² における軸差応力と P 波速度の関係を、図-9 は同じく体積ひずみと P 波速度の関係を示したものである。この砂岩は軸荷重載荷前の P 波速度 V_{p0} が側圧によってかなり異なっており、その傾向は軸圧が高くなって P 波速度が一定となる値においても同様な関係を示している。これはこの砂岩が 2 次的な珪化作用を受けて、粗い石英の結晶粒子が不規則な縞状に分布しているためと考えられる。側圧 100 kgf/cm² に用いた供試体はこの石英脈が軸方向を横切っていたために、P 波速度が低い値を示したものである。

伊那川砂岩は和泉砂岩に比べて外見上構成粒子が細かく、また表-1 から明らかなように、密度が高く有効間

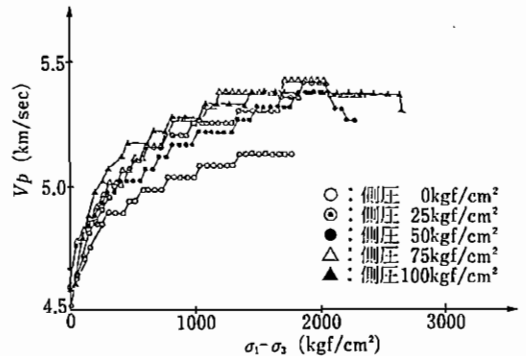


図-6 軸差応力—P 波速度曲線（和泉砂岩）

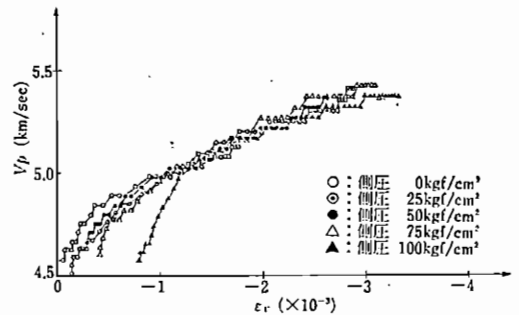


図-7 体積ひずみ—P 波速度曲線（和泉砂岩）

隙率が小さいので、諸弾性係数の値が高く、その結果として初期の P 波速度が高く現れると考えられる。このことは変形特性において、軸応力の載荷頭初から弾性的挙動を示すこととも合致する。

図-9 から各側圧における体積ひずみと P 波速度との

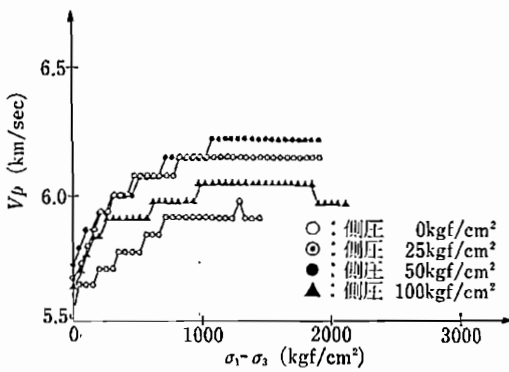


図-8 軸差応力—P波速度曲線 (伊那川砂岩)

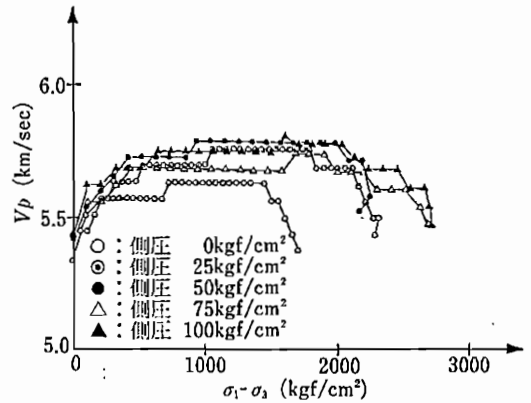


図-10 軸差応力—P波速度曲線 (六甲花崗岩)

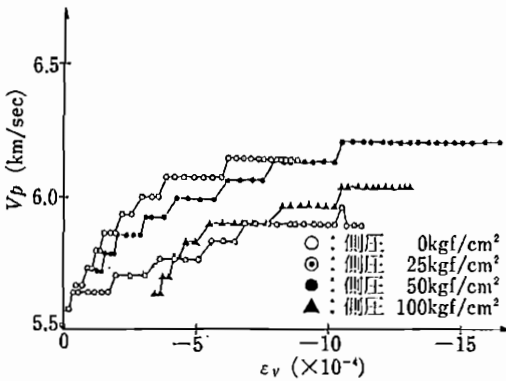


図-9 体積ひずみ—P波速度曲線 (伊那川砂岩)

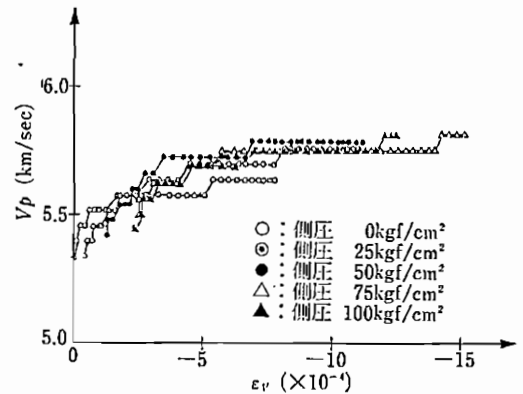


図-11 体積ひずみ—P波速度曲線 (六甲花崗岩)

関係を式(2)によって求め、その平均をとると、

$$C=5.64 \text{ km/sec}, D=5.60 \times 10^3 \text{ km/sec}$$

となり、相関係数は0.93である。V_pの増加率を表すDの値は和泉砂岩の2.18×10³に比べるとかなり大きい、これは伊那川砂岩の構成粒子が細かく、初期密度が高いために、同一ひずみ量に対して粒子の変形が多く、弾性係数の値が増加することによるためと考えられる。

このように、同じく砂岩という名称で呼ばれる岩石であっても、構造組織の差異によってかなり傾向を異にする伝播特性を示すので、岩石学的な範ちゅうによって同一視するのは危険であるといえよう。

(3) 六甲花崗岩

図-10は六甲花崗岩の各側圧における軸差応力とP波速度の関係を、図-11は同じく体積ひずみとP波速度の関係を示したものである。軸差応力—P波速度の関係において特徴的な事象は、側圧0のときを除いて軸差応力0のときのV_{p0}の値に側圧による差がなく、ほぼ一定値5.43km/secを示していることである。また応力の増加によりV_pが大となり、その後一定値に達するが、この値は側圧に関係なく、5.7~5.8km/secとはほぼ等しい

値を示している。しかし、いずれの側圧においても破断直前にV_pは著しく減少している。

体積ひずみ—P波速度の関係についても上と同様な傾向で、側圧に関係なくひずみの初期段階でV_pは約5.3km/secから5.7km/secにまで直線的に上昇し、ε_vが約5×10⁻⁴以上になると一定値5.7~5.8km/secを示している。ひずみ量の小さな領域におけるV_pの直線的増加の割合を式(2)によって求めてみると、

$$C=5.35 \text{ km/sec}, D=10.36 \times 10^3 \text{ km/sec}$$

となり、和泉砂岩に比べてかなり大きな値を示している。しかしながら、和泉砂岩の方は破断直前にいたるまでV_pの増加が続いているので、全体的には20%の増分があるのに対して、六甲花崗岩は8%の増分にしかすぎない。

以上の差異は両岩石の組成・構造の相違によるためと考えられる。すなわち、この六甲花崗岩は新鮮で結晶がよく発達しているが、一般にこのような構造の火成岩には、生成時の熱収縮により鉱物結晶の間に潜在的な微小

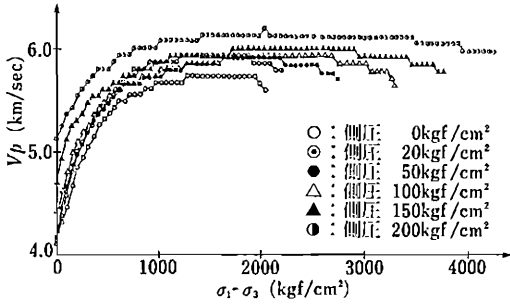


図-12 軸差応力-P波速度曲線 (黒部花崗岩)

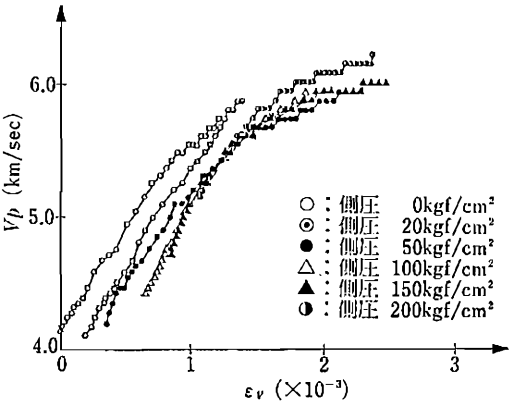


図-13 体積ひずみ-P波速度曲線 (黒部花崗岩)

クラックが発達しているのが普通とされている。したがって、載荷初期における微小クラックの閉塞による弾性波伝播速度の増加が著しく、その結果 V_P が急上昇するものと推定される。また、ある程度クラックの閉塞が進んだ後は、結晶体自身の変形はほとんどなく、 V_P の値に大きな変化が生じないものと解釈される。

(4) 黒部花崗岩

この花崗岩はところどころにミロナイト化がみられ、発達したきれつに石英鉱物が充填されていることから、過去に大きな火成作用を受けたものと推測され、六甲花崗岩とはかなり異なった変形特性を示している。

図-12は各側圧における破壊過程での軸差応力とP波速度の関係を示したもので、最初側圧に相当する静水圧を加えた状態で V_{P0} は側圧の増加とともに4.05 km/secから5.06km/secにわたって上昇している。また、いずれの側圧においてもP波速度の増加率は応力初期において著しく、しだいにその割合を減じながら一定速度に達するが、その値は V_{P0} と同様に側圧の大きさ順に対応している。軸差応力が増大して破断にいたる直前に V_P の低下がみられる。

図-13は体積ひずみとP波速度の関係を示したもので、

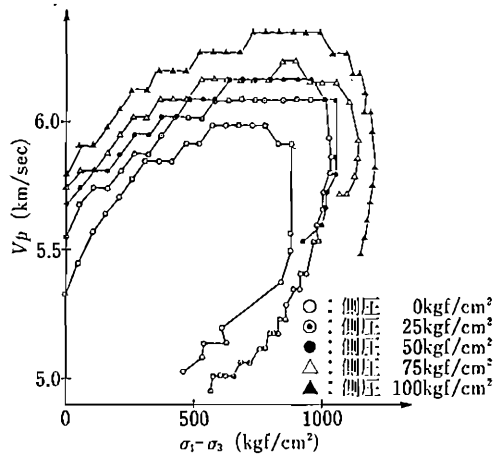


図-14 軸差応力-P波速度曲線 (イタリア大理石)

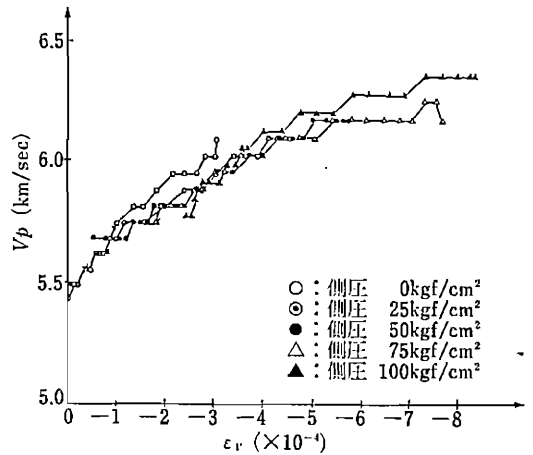


図-15 体積ひずみ-P波速度曲線 (イタリア大理石)

ϵ_v が 1.5×10^{-4} 程度までは各側圧の V_P は直線的に急上昇している。 ϵ_v がそれ以上になると、 V_P の増加の割合はやや低下するが、六甲花崗岩のように一定値に達することなく破断にいたっている。この曲線は六甲花崗岩よりもむしろ和泉砂岩のそれと極めてよく似ているといえるが、和泉砂岩の V_P の増分が0.9km/sec、20%であるのに対して、本供試体では約1.6km/sec、45%とかなり大きな値を示している。

試験結果から初期の直線上昇部について切片Cと傾斜Dを求めてみると、

$$C=3.24\text{km/sec}, D=13.30 \times 10^2 \text{km/sec}$$

が得られ、 V_P の増加率が格段に高い。

以上のことから、黒部花崗岩は過去の応力履歴によって岩石組織に微小クラック等の間隙が発達しているため、

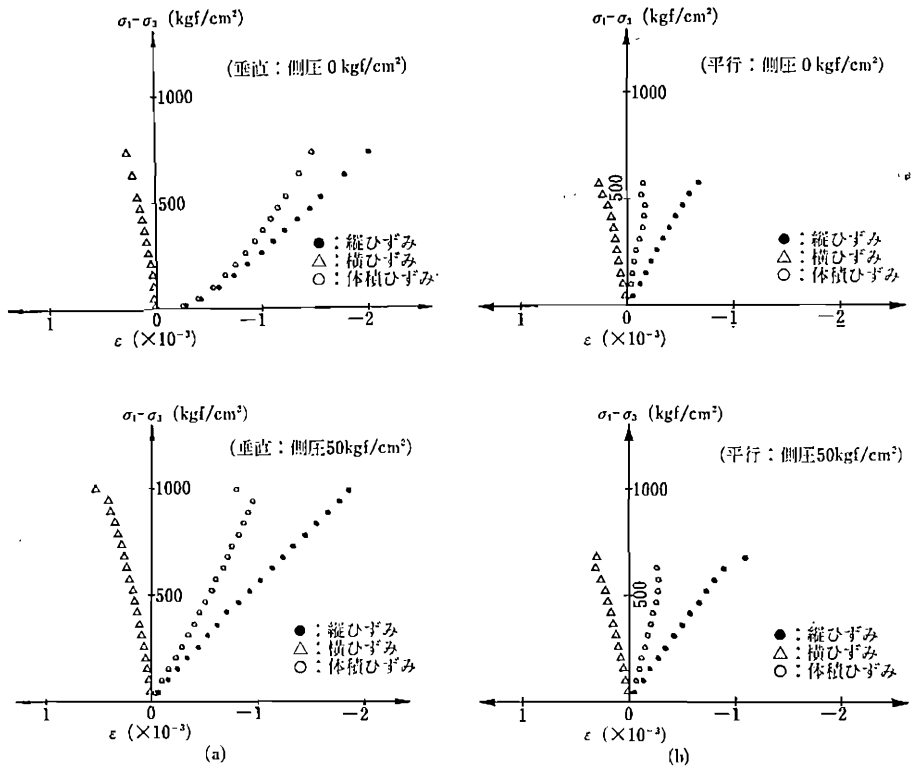


図-16 軸差応力—ひずみ曲線 (石炭片岩 垂直(a))
(" 平行(b))

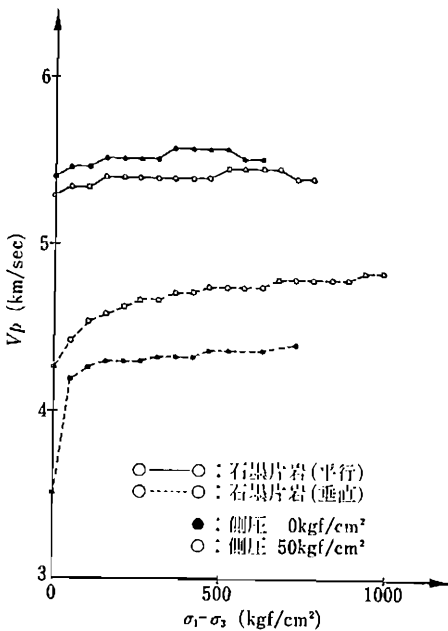


図-17 軸差応力—P波速度曲線 (石炭片岩)

初期P波速度が低いものの、応力が加えられた場合の速度増分が大きいので、結果的には六甲花崗岩の最高値約5.8km/secを上回る6.1km/secにまで上昇すると考えることができる。

(5) イタリア大理石

図-14は各側圧における軸差応力とP波速度の関係を示した図であるが、これまでの曲線とは傾向・形状が異なっている。これはこの大理石が延性的変形挙動を示すため、軸差応力がある程度を超す接線弾性係数が著しく低下し、破断面のかなり早い時期に大きなクラックが発達することが原因と考えられる。すなわち、大理石は比較的大きな方解石の結晶からなり、変成作用を受けているので粒子間の結合は密であるものの、外力による変形が大で、また結晶間の剝離が容易であると推測される。

図-15は体積ひずみ—P波速度曲線で、軸差応力—P波速度曲線に比べるとはるかによい直線性を示している。式(2)によって直線近似すると、

$$C=5.55\text{km/sec}, D=12.40 \times 10^2 \text{km/sec}$$

となり、 V_P の増分は約0.65km/sec、12%である。

表-2 各岩石のP波速度比較表

和泉砂岩

側 圧 (kgf/cm ²)	V_{P0} (km/s)	V_{P0}' (km/s)	$V_{P\max}$ (km/s)	V_{P0}'/V_{P0}	$V_{P\max}/V_{P0}'$	$V_{P\max}/V_{P0}$
0	4.59	4.59	5.13	1.00	1.12	1.12
25	4.47	4.51	5.41	1.01	1.20	1.21
50	4.55	4.67	5.37	1.02	1.15	1.17
75	4.44	4.60	5.42	1.04	1.18	1.22
100	4.38	4.57	5.37	1.04	1.17	1.23

伊那川砂岩

側 圧 (kgf/cm ²)	V_{P0} (km/s)	V_{P0}' (km/s)	$V_{P\max}$ (km/s)	V_{P0}'/V_{P0}	$V_{P\max}/V_{P0}'$	$V_{P\max}/V_{P0}$
0	5.52	5.52	5.97	1.00	1.08	1.08
25	5.61	5.67	6.15	1.01	1.07	1.08
50	5.59	5.72	6.21	1.02	1.09	1.11
100	5.58	5.65	6.05	1.01	1.07	1.08

六甲花崗岩

側 圧 (kgf/cm ²)	V_{P0} (km/s)	V_{P0}' (km/s)	$V_{P\max}$ (km/s)	V_{P0}'/V_{P0}	$V_{P\max}/V_{P0}'$	$V_{P\max}/V_{P0}$
0	5.34	5.34	5.64	1.00	1.06	1.06
25	5.34	5.34	5.76	1.00	1.08	1.08
50	5.37	5.43	5.79	1.01	1.07	1.08
75	5.38	5.50	5.75	1.02	1.05	1.07
100	5.33	5.44	5.75	1.02	1.06	1.08

黒部花崗岩

側 圧 (kgf/cm ²)	V_{P0} (km/s)	V_{P0}' (km/s)	$V_{P\max}$ (km/s)	V_{P0}'/V_{P0}	$V_{P\max}/V_{P0}'$	$V_{P\max}/V_{P0}$
0	4.14	4.14	5.74	1.00	1.39	1.39
20	3.94	4.11	5.95	1.04	1.45	1.51
50	4.00	4.18	5.93	1.05	1.42	1.48
100	4.00	4.43	5.94	1.11	1.34	1.48
150	3.97	4.72	6.01	1.19	1.27	1.51
200	4.04	5.16	6.23	1.28	1.21	1.55

大理石

側 圧 (kgf/cm ²)	V_{P0} (km/s)	V_{P0}' (km/s)	$V_{P\max}$ (km/s)	V_{P0}'/V_{P0}	$V_{P\max}/V_{P0}'$	$V_{P\max}/V_{P0}$
0	5.43	5.43	6.09	1.00	1.12	1.12
25	5.49	5.55	6.09	1.01	1.10	1.11
50	5.56	5.68	6.17	1.02	1.09	1.11
75	5.56	5.75	6.24	1.03	1.09	1.12
100	5.58	5.77	6.35	1.04	1.10	1.14

石 墨 片 岩

側 圧 (kgf/cm ²)	V_{P0} (km/s)	V_{P0}' (km/s)	$V_{P \max}$ (km/s)	V_{P0}'/V_{P0}	$V_{P \max}/V_{P0}'$	$V_{P \max}/V_{P0}$
弾性波伝播方向は片理に対して平行						
0	5.41	5.41	5.58	1.00	1.03	1.03
50	5.23	5.29	5.46	1.01	1.03	1.04
弾性波伝播方向は片理に対して垂直						
0	3.51	3.51	4.40	1.00	1.25	1.25
50	3.93	4.27	4.84	1.09	1.13	1.23

(6) 石墨片岩

実験に用いた吉野産石墨片岩は片理が発達していて異方向性が著しいので、軸方向に片理が発達しているものを石墨片岩(平行)、軸方向に対して垂直に片理が発達しているものを石墨片岩(垂直)として、2種類の供試体を作成し両者を比較検討した。

図-16は側圧0および50kgf/cm²の場合の軸差応力-ひずみ曲線で、(平行)試料の方は側圧によるひずみ量の変化が少ないが、(垂直)試料は側圧が加わるとひずみ量が大幅に少なくなる。また、両供試体を比べると同一側圧に対して(垂直)の方がかなり大きなひずみ量を示している。

図-17は石墨片岩(平行)、(垂直)の側圧0.50kgf/cm²における軸差応力-P波速度の関係を示したものである。図から明らかのように、(平行)のP波速度は(垂直)に比べて全般的に高い値を示している。また、前者はひずみ量と同様に軸差応力の増加に伴う V_P の増加はわずかであるが、後者の V_P の増加は著しく、その増分は約25%に及んでいる。このように吉野石墨片岩の軸差応力-P波速度特性は、伝播方向と片理の方向とによってかなり異なった傾向を呈するので注意が必要である。このような現象は変形特性からも裏づけられるように、片岩には潜在クラックや空隙が片理方向に定方位的に配列しているためと考えられる。

6. 考 察

6種類の岩石供試体について、応力が作用していない状態でのP波伝播速度を V_{P0} 、側圧を与えた状態で軸差応力が0の場合(静水圧)での速度を V_{P0}' 、軸差応力を載荷した場合に達する最大P波速度を $V_{P \max}$ とし、実験結果から求めたそれぞれの比が表-2に示されている。

$V_{P \max}/V_{P0}$ は黒部花崗岩が最も大きく約1.5であり、続いて石墨片岩(垂直)1.25、和泉砂岩1.20、大理石1.12、伊那川砂岩1.09、六甲花崗岩1.07、石墨片岩(平

行)1.03の順になっている。前3者の比が大きいのは、これらの岩石に潜在する微小クラックが軸方向へ閉塞する頻度が高いためであり、後4者は潜在クラックの存在が少ないためと考えられる。したがって、後者は静水圧下における変化 V_{P0}'/V_{P0} についても小さな値を示している。

$V_{P \max}$ はおおよそ石墨片岩(垂直)、和泉砂岩、石墨片岩(平行)、六甲花崗岩、黒部花崗岩、伊那川砂岩、大理石の順に高い値を示しているが、荷重が加えられて粒子間の空隙が十分に閉塞された状態における、構成鉱物自体の固有のP波伝播速度に支配されるものと考えられる。

また、各項で求めた切片Cは岩石の応力解放時の粒子間の空隙や微小クラックの状態に関係する値であり、傾斜Dはそれらの空隙が応力によって閉塞される速度を表す値で、岩石組織と深い関連があるものと思われる。

7. おわりに

高圧3軸圧縮試験機の一部を改造して、3軸応力を載荷した状態下における諸岩石のP波伝播速度を測定したところ、載荷によるP波速度の変化が予想以上に激しい岩種があり、このような岩石に対しては通常の応力解放状態下において測定された結果の意味について再考する必要があるように思われる。しかし一方では破断にいたるまで応力が加えられても、P波速度の変化がわずか数%に過ぎないという岩種もあり、これらの相違は岩石組成と密接な関係があるものと考えられる。

応力の増加に伴うP波速度の変化状態は各供試体ごとにそれぞれ特徴のある形態を示すが、BIENIAWSKIのぜい性破壊理論における4つの変形段階とよく合致することが明らかにされた。したがって、P波速度の変化は応力と関係づけるよりも、むしろ体積ひずみをパラメータとして表した方が直線的で相関関係も高いことがわかった。

以上のように、P波速度の変化は岩石組成ならびに変形特性に関連しているため、岩石分類の上で同一範ちゅうに属するものであっても、同一視するのははなはだ危険である。また、試験に供される岩石が本来どのような応力下におかれているかを顧慮することも重要なことと思われる。

謝 辞

本研究は文部省の私立大学施設整備費補助金により設備された万能3軸圧縮試験装置を用いて行ったものであり、ここに深甚の謝意を表す。また、本試験装置の一部改造に当たっては佛マルイの協力を得たことを付記し謝意を表すのしだいである。

参 考 文 献

- 1) M.S. KING (1966): Wave Velocities in Rock as a function of Charges in Overburden Pressure and Pore Fluid Saturants, *Geophysics*, vol. 31, no. 1, pp. 50-73.
- 2) N.I. CHRISTENSEN and H.F. WONG (1985): The influence of Pore Pressure and Confining Pressure on Dynamic Elastic Properties of BERE Sandstone, *Geophysics*, vol. 50, no. 2, pp. 207-213.
- 3) 田中正男・遠藤源助・種田啓二(1969): 各種岩石の一軸圧縮荷重下における弾性波伝播速度, 日本鉱業会誌, 84(959), pp. 8-9.
- 4) 佐々宏一・伊藤一郎・金子勝比古・井上博之(1977): 岩石の破壊の進展に伴う弾性波伝播速度の変化(第一報), 日本鉱業会誌, 94(1080), pp. 7-11.
- 5) 小田 仁・鈴木 功・斎藤俊明・瀬谷 清(1983): 静水圧下における岩石の弾性定数および応力-歪み曲線について, 地震, vol. 36, pp. 151-167.
- 6) 杉田信隆・牛田 稔・荒川哲一・谷口亜則(1985): 封圧下における片岩類の弾性波伝播特性にみられる異方性について, 日本応用地質学会昭和60年シンポジウム予講集, pp. 52-5.
- 7) A.A. GRIFITH (1924): Theory of Rupture, *Proc. 1st Int. Conf. for Appl. Mech.*
- 8) F. BRACE and D. BANCROFT (1927): The Effect of Pressure on the Rigidity of Rocks, *Jour. Washington Acad. Sci.*, vol. 17.
- 9) E. HOEK and Z.T. BIENIAWSKI (1965): Brittle Fracture Propagation in Rock under Compression, *Journ. of Fracture Mech.*, vol. 1, pp. 137-155.