地 震 第 2 輯
第 25 卷 (1972) 265-266 頁

岩石の弾性波の減衰測定 について

東北大学工学部資源工学科

阿 部 司

(昭和 47 年 4 月 21 日受理)

Measurement of the Attenuation of
Elastic Waves in Rocks

Mamoru ABE

Department of Mining and Mineral
Engineering, Faculty of Engineering
Tohoku University

(Received April 21, 1972)

岩石の減衰係数を求める方法およびその結果については、WHITE (1965) が詳しくまとめている。減衰係数を求める方法は、共振法とパルス法とに大別できる。パルス法についても、多重反射法および透過法とに分けられ、前者は主に金属材料に用いられているが、VOLAROVICH et al. (1960) のように、岩石にも適用した例はある。岩石コアについては、後者が主として採用される。その際に、減衰係数 α を求める式として次の 2 つの式がある。

$$A = A_0 \cdot \exp(-\alpha x) \cdots \cdots \cdots (1)$$

$$A = A_0 \cdot f(x) \cdot \exp(-\alpha x) \cdots \cdots \cdots (2)$$

A は x なる距離で観測される振幅である。(1) 式は、理想的平面波についてのものであり、(2) 式は RIZNICHENKO (1956) の提案によるものである。

(2) 式には、divergence function $f(x)$ が含まれている。両式とも、振幅 A は第 1 図に示されるようなものである。

AUBERGER and RINEHART (1961) は (1) 式を仮定し、 α を次式によつて求めた。

$$\alpha = [20 \text{ Log}_{10} (A_j/A_i)] / (x_i - x_j) \text{ (dB/cm)} \cdots (3)$$

この式からも明らかなように、一つの試料を 2 つに切断して、長さを変えてやれば α を求めることができる。実際は、0.498, 0.810, 1.181 cm の 3 つの長さに切つた花崗岩について α を求めている。

これに対して、VANEK et al. (1962) は (2) 式を用いた。試料は直径 5.37 cm の花崗岩で、30 cm から 0.9 cm まで適当に切断された。 $f(x)$ として、 x^{-n} とおき、 n と α とを最小 2 乗法で決めた。そのとき、 n は距離によつて変わらないとしている。なお、直径 2 cm、共振周波数 600 KHz の水晶振動子を使用している。この結果は、 $\alpha = 0.0117 \text{ cm}^{-1}$ 、 $n = 0.625$ となり、 $f(x)$ を考慮しない α の値は 0.0805 cm^{-1} と大きくなる。このようなことから、KLIMA et al. (1962) は、 α を求めるには (2) 式を使用すべきであると主張しており、AUBERGER 等の求めた値は大きすぎると例をあげて指摘している。

岩石コアの減衰係数を求めるにあたり、(2) 式あ

Fig. 1. Amplitude curve obtained in granite specimens at frequency of 200 KHz. Curve 1 is determined by expression (2). Straight line 2 is obtained without taking account of the divergence function.

るいは (3) 式を用いるべきかを調べた。振動子 (直径 3 cm, 共振周波数 200 KHz) と岩石コアの直径 (3.2 cm) とはほぼ等しい。試料は花崗岩で、19.5 cm の長さから 0.5 cm の長さまで適当に切断しながら同一条件下で振幅測定を行なった。その結果を第 1 図に示す。同図で、点線は divergence function を考慮しないとき、実線は式をあてはめたときの曲線である。

各式は次のようになる。

$$A = 5.7 \cdot \exp(-0.131 x) \text{ (cm}^{-1}\text{)} \cdots \cdots (4)$$

$$A = 5.9 \cdot x^{-0.280} \cdot \exp(-0.074 x) \text{ (cm}^{-1}\text{)} \cdots (5)$$

観測値は (4) 式よりも (5) 式の方と良く一致している。α の値に大きな差があることから、VANEK 等のいわれるように、 $f(x)$ を考慮すべきであると思われる。

なお、(3) 式を使つて、2~3つの長さの試料から α を求めようとするときは、図からもわかるように、試料の長さが問題となる。すなわち、第 1 図で曲線部分に相当する長さ、あるいは直線部分にあたる長さを用いるかによつて α の値が変わるからである。さらに、振動子の直径と試料のそれとの比、あるいは試料の長さとの比によつても同一試料についての振幅は変化するものと思われる。このような観点からも、divergence function を考慮し、種々な長さの試料で測定し、(2) 式をあてはめることによつて、α を求めることの方が適当である。

文 献

- AUBERGER, M. and J.S. RINEHART, 1961, Ultrasonic Velocity and Attenuation of Longitudinal Waves in Rocks, *J. Geophys. Res.*, **66**, 191-199.
- KLIMA, K., Z. PROS and I. VANEK, 1962, Ultrasonic Attenuation of Longitudinal Waves in Solids, *J. Geophys. Res.*, **67**, 2078-2080.
- RIZNICHENKO, YU. V., 1956, Divergence and Absorption of Seismic Waves, *Trans. (Trudy) Inst. Geophys. Acad., USSR*, **35**.
- VANEK, I., K. KLIMA and Z. PROS, 1962, Features of the Procedure for Measuring Elastic Waves Absorption in Rock Specimens, *Izvestiya, Geophys. Ser.*, 395-398.
- VOLAROVICH, M.P., A. I. LEVYKIN and V.P. SIZOV, 1960, Investigation of the Attenuation of Elastic Waves in Rock Specimens, *Izvestiya, Geophys. Ser.*, 793-797.

WHITE, J. E., 1965, *Seismic Waves; Radiation, Transmission and Attenuation*, McGraw-Hill, New York, U. Y., 79-141.

地 震 第 2 輯
第 25 卷 (1972) 266-268 頁

マグマ上昇のからくり

東京大学理学部地球物理学教室

竹 内 均

藤 井 直 之

菊 地 正 幸

(昭和 47 年 6 月 1 日受理)

How Magma Goes up?

Hitoshi TAKEUCHI, Naoyuki FUJII,

and

Masayuki KIKUCHI

Geophysical Institute, Faculty of Science,
University of Tokyo

(Received June 1, 1972)

火山のマグマがどういうからくりで地表へあがつてくるかという問題は、火山学における重要な問題である。これが一種の浮力によるものであろうということについては、多くの人の意見が一致しているように思われる。しかしもう少し具体的なかからくりについては何もわかつていないと言つてよい。

有名な EATON と MURATA の論文 (1960) によれば、ハワイではおよそ 50 km の深さで地震がおこり始め、震源の深さがだんだんと浅くなり、最初から数週間たつた頃にマグマが溢れ出すという。この数週間を仮に 30 日とすれば、マグマの平均上昇速度は 1.5 km/日 = 2 cm/秒 である。これは弾性波の速度にくらべては遅く、地質学的な変化速度にくらべては速い。

このようないわば中間的な速度を支配しているからくりが何であるかということは、地球物理学的に見て興味深い問題である。たとえば RAMBERG は彼の愛すべき本 (1967, 127 ページ) の中で、マグマ上昇の模型実験をしている。RAMBERG の実験を理論的に抽象化すれば次のようになるだろう。半径 α,