

## 3次元模型地盤を用いた上下振動の伝播特性シミュレーション

吉村正義・大友秀夫  
佐藤信一・五十嵐亭

### Simulation of Surface Wave Propagation with a 3-Dimensional Ground Model

Masayoshi YOSHIMURA  
Hideo OHTOMO  
Shinichi SATO  
Toru IGARASHI

#### Abstract

In order to carry out model experiment of the propagation of elastic waves in soft ground, some new techniques for the construction of ground models were developed. A solidified solution whose main component is acrylic amide monomer was used to make a ground model of the desired elastic moduli. By varying the concentration or the quantities of additives to the solution (bentonite, diatomaceous earth, etc.), the elastic moduli of the model could be controlled. By this method, P-wave velocity can be controlled independently of S-wave within a range of 80 to 1700 m/s, while S-wave can be similarly controlled within a range of 3 to 40 m/s.

The author participated in the construction of a 2-layer soft ground model using these materials. Vertical impact was applied to the top layer, and the resulting waves were measured. The waves produced were basically dispersive Rayleigh type waves, while other body waves were so small as to be hardly detectable. Both the phase velocity and group velocity of these waves agreed very well with the dispersion curve of  $M_{11}$  wave.

Usually, the amplitude of surface waves is given as:  $A_0 \exp(-\alpha x)/\sqrt{x}$ , where  $\alpha$  is the attenuation coefficient and  $x$  is distance, when the value for  $\alpha$  at different frequencies is found by Fourier analysis, we see that instead of the generally accepted  $\alpha = p/2cQ$ ,  $\alpha = p/2UQ$  is much more appropriate ( $p$  is angular frequency,  $c$  is phase velocity,  $U$  is group velocity and  $Q$  refers to the degree of attenuation, and is dimensionless). In this case,  $Q$ -value does not depend on the frequency, but has a fixed value of 33.

With this kind of surface wave, the spectral-ratio  $G(p, x)$  (or transfer function) of waves at points A and B, may be expressed thusly:  $\exp(i\phi) \cdot \exp(-\alpha x)/\sqrt{x}$ , where  $\exp(i\phi)$  refers to phase delay, and  $\phi = x/c$ .

If the inverse Fourier transformation of  $G(p, x)$  is used, impulsive response is obtainable, but for the sake of convenience, we have introduced the approximate formulas, eqs. (6) and (7). Thus, vibration wave forms at point A may be calculated by using the convolution of the wave forms at point B and the impulsive response that we have determined.

In the model experiment, vertical vibrations were measured at 1 cm intervals starting at a point 3 cm from the vibration source, up to 41 cm away. Wave form at the 5 cm position was used as input and was convoluted with the impulsive responses. In this way, we calculated the wave forms of other measuring points. The calculated wave forms matched very closely those that were actually measured.

Thus, it can be said that wave forms can be simulated with quite satisfactory precision using the impulsive response mentioned above if input waves can be determined. Furthermore, because simulated wave forms closely agree with actual them, we see that the various wavelength components of the surface waves observed at a position well removed from the vibration source are already part of wave forms at a mere 5 cm from the vibration source. In this experiment, the wavelength is from 3 to 25 cm, and the thickness of the surface layer is 4.4 cm.

## 1 まえがき

建設工事、工場あるいは交通機関等から発生する振動がよく公害として問題になる。この種の振動はレーリータイプの表面波とする説<sup>(1)(2)</sup>や実体波で説明できるとする説<sup>(3)</sup>等があり、振動波形そのものが複雑なせいもあってまだ確定されてないようである。

したがって、振動がどのように伝わっていくかという問題も解析的に検討された例はあまりなく、現状は多数の測定例から統計的に伝播距離による減衰の度合を評価<sup>(4)(5)</sup>する程度に終わっている。

本論文は、軟弱な地盤を振動がどのように伝播するかを明らかにすることを目的として、先ずその基礎的な研究として模型地盤を用いて波動伝播の実験を行なったものである。

波動伝播に関する模型実験が古くから行なわれているが、その多くはプラスチック板やアルミニウム板を用いた2次元模型であり、まれに大きな岩石のブロックを用いた3次元模型実験も行なわれるが、これらの材料はいずれもポアソン比が0.25~0.3程度とみなされ、軟弱地盤の模型にはあまり適切でない(軟弱な土ではポアソン比は大部分が0.45以上で0.5に近い値を示すことが多い)<sup>(9)(10)</sup>。寒天を使った実験<sup>(9)</sup>やゼラチンを使った実験<sup>(10)</sup>の例もあるが、これらはポアソン比が0.5に近いけれども変質し易いうえに所望のS波速度とP波速度を持たせることが困難である。それ故、先ず軟弱な地盤の模型を作ることから研究を始めた。

## 2 模型の材料

筆者等はこれまで多数の速度検層を実施してきた。<sup>(11)</sup>その結果を代表的な土質毎に分類するとそれぞれのP波速度、S波速度および密度は表-1のようになる。

ここで問題にしているのは、波動伝播の模型実験である。衆知の通り波動方程式に関係する媒質の物性を表わす量としては異方性のものでなければ2つの弾性定数と密度それに波動の吸収に関する量 $Q$ だけである。

いま、2つの弾性定数の代わりにP波速度 $V_P$ とS波速度 $V_S$ を選ぶものとする。表-1にみられるごとく、実際の土では $V_S=80\sim 500\text{m/s}$ と約6倍まで変化する。 $V_P$ は $500\sim 2,000\text{m/s}$ の範囲で4倍まで変わり得る。また $V_P/V_S>4$ となっていることがわかる。したがって種々の土質条件に対応する模型地盤を作ろうとするなら $V_S$ が6倍、 $V_P$ が4倍まで独立に変え得るよう材料が必要とされる。さらに密度は表-1からわかるように1.5倍まで変え得ることが必要となる。

また、 $Q$ は通常周波数によらないとされており、土についての実測例はあまり多くないが5~40程度と想像される<sup>(12)</sup>。この $Q$ は無次元量であり、したがって模型の地盤も同程度の $Q$ 値となることが望ましい。

以上述べたような条件を満たすことを目標として筆者等は模型地盤を作るための材料の選択を行なった。石膏、寒天、ゼラチン、シリコンゴム等種々検討した結果、最終的にアクリルアミド( $\text{CH}_2=\text{CHCONH}_2$ )を主成分としたグラウト材が目的に合うことがわかった。このグ

Table-1 Typical elastic wave velocity and density of soil

Soil	N-value	P-wave velocity (m/s)	S-wave velocity (m/s)	density (gr/cm <sup>3</sup> )
alluvial clay	1~3	500~1000	80~150	1.4~1.6
alluvial sand delluvial clay	5~20	1000~2000	150~300	1.6~1.8
delluvial sand gravel	40~	1500~2000	300~500	1.8~2.1

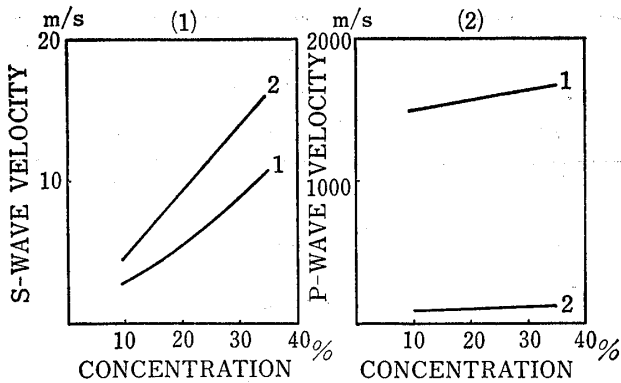


Fig. 1 Relation between the concentration of acrylic amide monomer and S-wave velocity  
 1 Case of only acrylic amide monomer solution  
 2 Case of mixing the solution with bentonite (10%) and diatomaceous earth(10%)

ラウト材は液状のものと結晶粉末のもの2種類がある。取り扱いの容易さの点から筆者等は液状のものを採用した。

このグラウト材を水で薄め一定量の酸化剤 ( $K_2S_2O_8$ ) を加えると重合反応を起こし、弾性に富んだゲル化物になる。グラウト材の濃度を増せばそのS波速度も次第に増加する性質があり、これにベントナイト、ケイソウ土等を加えるとさらに  $V_s$  の大きなものになる。このような性質についてはすでに一部発表されているが、ここでは少し詳しく特徴について述べる。

図-1はグラウト材水溶液の濃度と  $V_P$ ,  $V_S$  の関係を調べたものである。水溶液に何も混ぜないときは図の曲線①のような関係が得られる。図に示したようにグラウト材の濃度を10%から35%まで変えると  $V_s$  は3 m/sから11m/sまで3倍以上に増加する。一方、 $V_P$  は同じように増加する傾向をみせるが、その増加の割合はわずかで1,500m/sから1,700m/sに変わる程度である。この水溶液にベントナイトとケイソウ土をそれぞれ重量比で10%ずつ加えたときは、濃度と  $V_P$ ,  $V_S$  の関係が曲線①から②に変わる。すなわち  $V_P$  は約1/14に減少し  $V_s$  は約1.5倍に増加する。この場合も、グラウト材の濃度を10%から35%まで変えたとき、 $V_s$  が4 m/sから16m/sと4倍まで増加するのに対し、 $V_P$  は100m/sから140m/sとあまり大きな増加はしない。

また、ベントナイト、ケイソウ土を加えた濃度35%の水溶液に、重量比で40%の細砂を加えると、 $V_s$  が16m/sから40m/sに、 $V_P$  が140m/sから200m/sに増加する。

さらに重合反応を起こさせる際に、促進剤と呼ばれる触媒を用いて反応終了までの時間をコントロールす

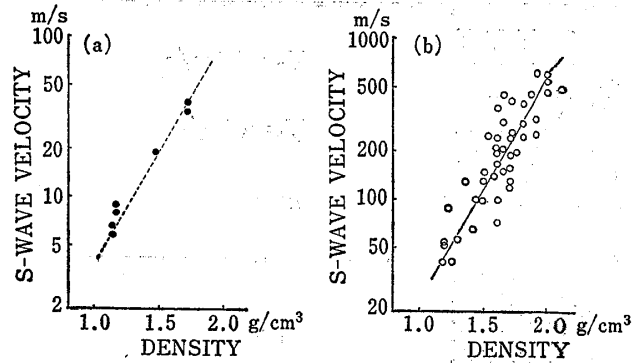


Fig. 2 Relation between S-wave velocity and density  
 (a) Material of ground model (b) Soil

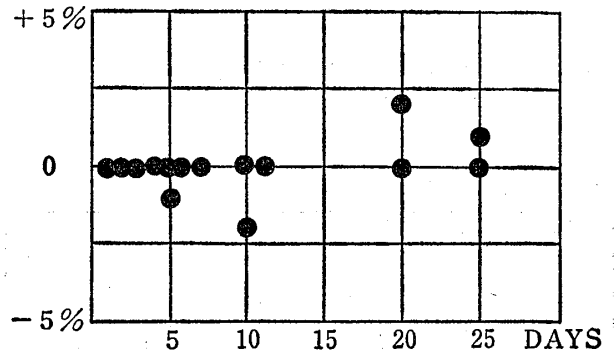


Fig. 3 Transition of elastic wave velocities of model ground with time

ることができ、これによって  $V_P$  は20~40%程度変わる。この場合は  $V_s$  はほとんど変わらない。

以上述べたような性質を利用することによって実際に  $V_P$  が80m/s~1,700m/s、 $V_s$  が3 m/s~40m/sの範囲の模型地盤を作ることが可能である。この場合、 $V_P/V_S > 5$  という制限を材料の性質上受けるが、それ以外は上記の速度の範囲内では独立に  $V_P$  と  $V_S$  をコントロールできる。

ところで、この模型の密度  $\rho$  は  $V_s$  と対応関係にあり、独立にコントロールすることはできない。図-2(a)は  $\rho$  と  $V_s$  の関係を示したもので、でき上がった模型地盤の密度はS波速度が大になる程やはり増大する。図-2(b)は実際の土(粘土、シルト、砂、腐植土等)について同様に  $\rho$  と  $V_s$  の関係を示したものである。 $\rho$  と  $V_s$  には大略一定の関係が認められ、次のような実験式で表わすことができる。

$$V_s = 0.94 \times 10^{1.4\rho}$$

図-2(a)に示した直線は上式と並行な直線をデータに合うように引いたもので、式で表わすと

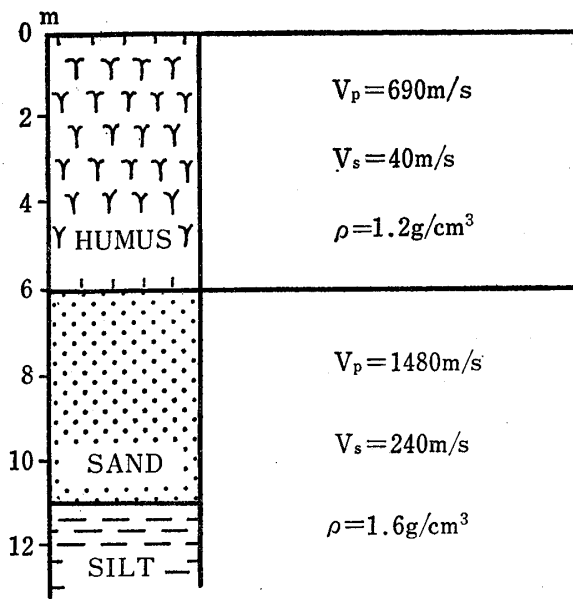


Fig. 4 Actual elastic wave velocity distribution by depth

Table-2 Reduced scale of Model

quantitum	dimension	scale
velocity	V	1/7
time	T	1/20
density	$\rho$	1/1
length	VT	1/140

$$V_s=0.145 \times 10^{1.4p}$$

となる。これら2つの式からわかるように、密度を1:1の縮尺でモデル化しようとすれば必然的に速度は1:6.5の縮尺となる。しかし、このような性質はいくつかの層から成る模型地盤を作ろうとするときは速度の縮尺を合わせておけば密度は自動的に一定の縮尺で相似されることになり、かえって好都合である。

このようにして作った模型地盤は長期にわたってその性質が安定している。図-3は25日間にわたっての $V_p$ ,  $V_s$ の速度の経時変化を示したものである。 $V_p$ と $V_s$ を特に区別しないでプロットしてあるが、いずれもその変動は±2%以下に収まっている。2%という値は速度を測定する上での誤差であり、事実上この程度の期間内では速度はまったく変化しないと言ってよい。

ところでこの25日間にわたる測定では、特に室温を一定に保つ等の工夫をしていない。測定も午前午後と様々の時間帯で行なっている。このようなことを考えるなら、模型の性質は室温の影響をほとんど受けないということが言えよう。

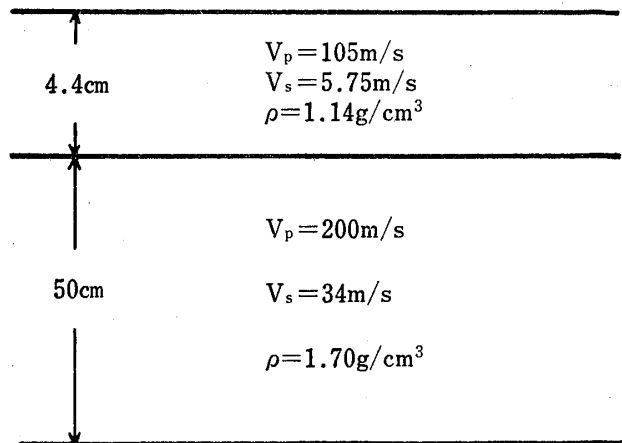


Fig. 5 Scale model of the ground illustrated in Fig. 4

Table-3 Comparison between the planned and realized values of the model

		planned	actual
surface layer	P-wave velocity (m/s)	99	105
	S-wave velocity (m/s)	5.7	5.75
	density (gr/cm <sup>3</sup> )	1.2	1.14
	thickness (cm)	4.3	4.4
lower layer	P-wave velocity (m/s)	210	200
	S-wave velocity (m/s)	34	34
	density (gr/cm <sup>3</sup> )	1.6	1.70

なお、この模型地盤は乾燥すると表面に亀裂が入る。したがって、常に表面を湿った状態に保つよう注意が必要である。

### 3 実験方法

作成した模型は図-4に示す地盤を相似させたものである。模型の縮尺は、測定に使用する加速度計の寸法や測定器全体の周波数特性あるいは模型の製作の容易さ等を考慮して表-2のように定めた。なお、重力は無視している。この縮尺にそって作った模型が図-5に示したもので、全体の大きさは160cm×110cm高さ54cmである。

表-3に縮尺率から要求される $V_p$ ,  $V_s$ ,  $\rho$ と層厚 $H$ と実際にでき上がった模型のそれらの値を対比して示した。

振動の検出には寸法9mm×6mm×3mm重量0.5grの電歪型の加速度計を用いた。これを電荷増幅器に接続したときの周波数特性は5~1,000Hzの範囲で平坦(±1.5%)である。実験時には20~500Hzの範囲の信号を記録するためにバンドパスフィルターを介してデータ-

レコーダーに収録するようにした。

オシログラムに内蔵のガルバノメーターは200Hz以上では平坦でないため、データーレコーダーのテープ送り速度を1/2あるいは1/4に変換して再生した。したがって測定システム全体として20~500Hzの範囲で平坦な周波数特性が保障されている。表-2に示した縮尺率に従えば、この周波数範囲は実物に換算すると1~25Hzになる。環境問題としての地盤振動は大体この程度の周波数範囲を考えておけば充分なことが多い。

振動源としては重錘を一定の高さから落下させることによって表面の微小な面積に上下方向の衝撃力を作用させる方法を用いた。発生する振動の周波数が前記の20~500Hzの範囲に入るようにするために、重錘の重量・材質等について比較実験を行ない、その結果直径3.8cm、重量40grのゴム球を高さ8cmから自由落下させることとした。なお落下高さは振動の波形にはほとんど関係なく、その振幅が変化するのみである。

測定は振動源から3~41cmの範囲で1cm間隔で行なった。使用した加速度計が8箇所であったため、測定を数

回に分けて行なった。ただし、8箇のうち2箇所は3cmと18cmの位置に常に固定し、残り6箇の加速度計を移動させた。

なお、測定したのはすべて上下動成分である。

#### 4 実験結果

測定された加速度波形を図-6に示す。また図-7は初動付近の振幅を約3倍に拡大してトレースしたもので、この図に示す破線は図-5のモデルについて計算で求めたP波およびS波の走時である。

H. M. Mooney は土のような軟らかい媒質を想定して、ポアソン比が0.4の場合における一様な半無限弾性体<sup>(7)(14)</sup>の表面を伝わる波形を計算している。その結果によるとP波の振幅はポアソン比が0.15の場合にくらべて大きくなるが、それでもレーリー波の振幅の数10分の1程度であり、S波も同様にほとんど認め難いほどの振幅ではない。図-7に示す実験結果は2層構造の場合であるが、Mooneyの計算結果と同じくP波S波の直接波の振幅は later phase に比して非常に小さくほとんど認め難

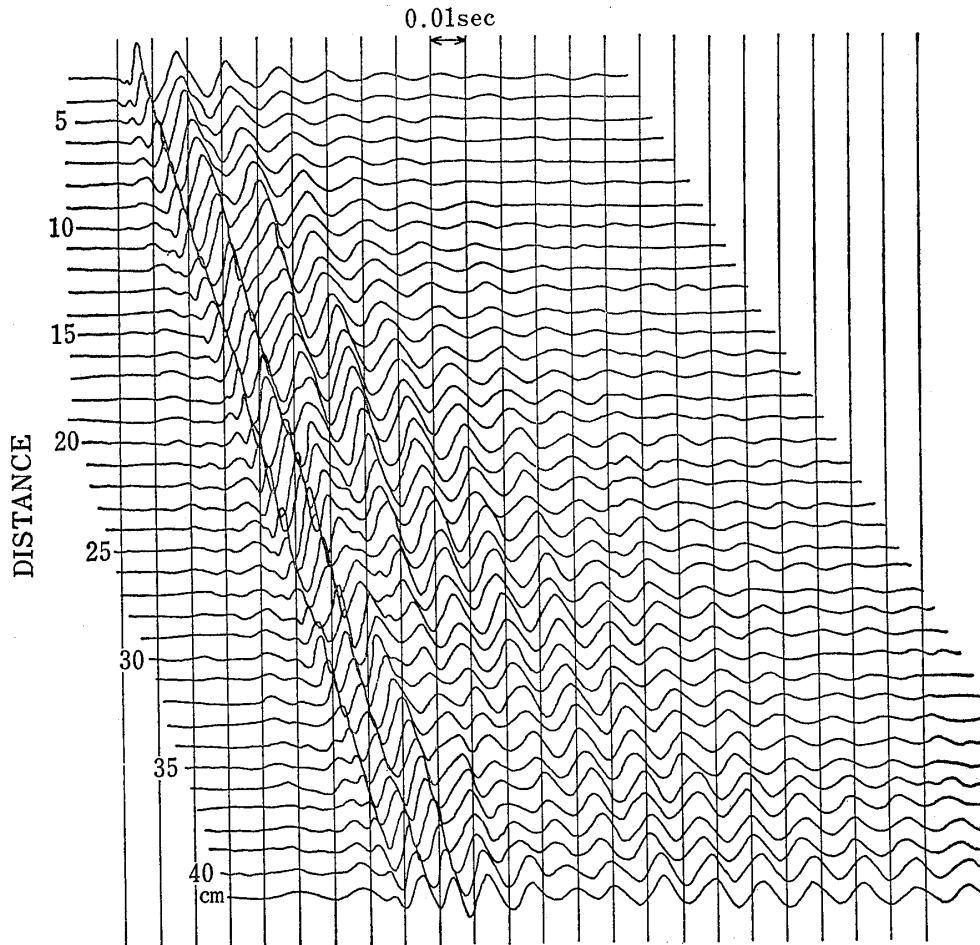


Fig. 6 Record of propagated waves measured by means of model experiment

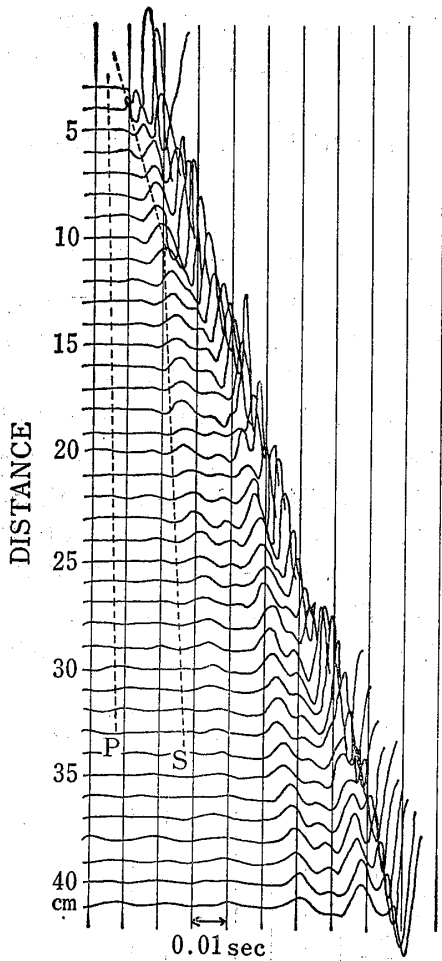


Fig. 7 Same record as Fig. 6, but the amplitude is magnified about three times

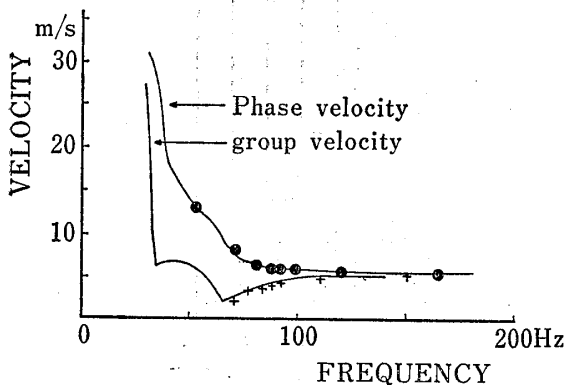


Fig. 8 Dispersion curves  
●; Phase velocity. +; group velocity, full lines are theoretical curves of M<sub>11</sub>

い。また、屈折波についても上下動が優勢なP波でもやはりほとんど認められず、上下動が劣性なS波は当然ながら認められない。この実験は上下動成分のみの結果ではあるが、多層構造についても Mooney の計算した結果が同様に成立することを示しているものと思われる。

いま、地盤を伝わる波動を環境問題の観点から検討す

るに当たって、さし当たり問題になるのは上下動である。その限りではこの実験結果でわかるように、P波S波は直接波屈折波のいずれであってもほとんど考慮しなくともよいと言える。

さて、図一6にみられる振幅の優勢な波群は分散性の波であり、図一8に示すように位相速度、群速度とも M<sub>11</sub> 波の分散曲線に一致する。質点の運動軌跡や地中方向の振幅分布等も合わせて検討すべき問題ではあるが、分散曲線でみる限り振幅の優勢な波群をすべて M<sub>11</sub> 波とみなして良い。この場合、角周波数  $p$  の正弦振動は伝播距離を  $x$ 、時間を  $t$  とすると

$$A_0 e^{-\alpha x} e^{j p(t - x/c)}$$

と表現できる。A<sub>0</sub> は基準点での振幅、 $c$  は位相速度である。また、 $\alpha$  は粘性その他により波動が媒質に吸収される程度を表わす量で、一般に  $p$  の関数である (例えば J. E. White)。図一6に示した距離 5 cm から 40 cm までの 5 cm ごとの記録についてスペクトル分析を行ない、距離による振幅の減衰から各周波数別の  $\alpha$  を求めると図一9に黒丸で示したようになる。 $\alpha$  の値は約 70 Hz のとき極大値を示し、それより周波数が増加すると減少し 100 Hz 付近で極小値を示す傾向がみられる。

一般に  $\alpha$  は無次元量  $Q$  を用いて

$$\alpha = \frac{p}{2cQ} \tag{1}$$

と表わされることが多い。

平沢・佐藤は剛性率が深さの1次関数として増加する場合のレーリー波のみかけの  $Q$  について検討しているが、この場合の  $Q$  は周期に依存すると述べている。また、R. Sato も、P波S波に対する  $Q$  が等しくかつ深さにも周波数にもよらないときはレーリー波の  $Q$  は周波数によらず一定であるが、一般には周波数の関数であると述べている。つまり、表層と下層の  $Q$  が違えば(1)式で定義した  $Q$  は分散性レーリー波の場合周波数に依存することになる。前川はこのような考え方に立って分散性レーリー波の減衰から各層の  $Q$  を求めている。

いま、 $Q$  が周波数によらず一定であるとして  $Q=20$  とおき、周波数とそれに対応する位相速度  $c$  から  $\alpha$  を計算すると、図一9の破線のようなになる。この破線は実測値を大まかに説明しているが、極大極小の現われることの説明はできない。あえてこの極大極小を説明しようとするなら  $Q$  を周波数の関数とせねばならない。

一方、Dziewonski & Hales は(1)式において位相速度  $c$  の代りに群速度  $U$  を用いるべきだと述べている。図一9の実線はこの考えに従って、 $c$  の代りに  $U$  を用いた下式によって、計算したものである。

$$\alpha = \frac{p}{2UQ} \quad (2)$$

なお、この場合  $Q=33$  (一定) とした。

図をみてわかるように(2)式で求めた曲線は(1)式で求めた場合に比較して、非常に良く実測値を説明している。このように、筆者等の作った模型地盤を伝わる分散性レーリー波の伝播による減衰は位相速度  $c$  の代りに群速度  $U$  を用いたとき  $Q$  = 一定としたモデルで説明できる。この場合、 $Q=33$  という値をとる。また  $c$  を使ったときは平均的な値として  $Q=20$  となった。これらの値は実際の土の (5~40) 値と同程度であり、模型としてはより望ましい結果となっている。

今回の模型実験結果で判明したことを整理すると

- ① 2層構造地盤の表面に垂直に衝撃力を作用させたとき、分散性レーリー波 ( $M_{11}$ ) が優勢に伝わる。
- ② P波S波の振幅は小さく、環境問題として地盤振動を考えるなら無視しても構わない。
- ③ (1)式を用いて  $Q$  = 一定とした場合、 $Q=20$  となった。
- ④ しかし、位相速度の代りに群速度  $U$  を用いた方が実験結果とより一致し、この場合  $Q=33$  (一定) となった。

### 5 コンピューターによるシミュレーション

模型実験の結果では軟弱な2層構造地盤を伝わる波動は分散性レーリー波 ( $M_{11}$ ) であった。それ以外の種類の波動は考慮する必要がほとんどない。

このように異種の波が混在しなければ、点Aから点Bまで伝播するときの波形の変形は振幅の減衰と伝播に要する時間遅れのための位相のずれによるものだけである。したがってAからBに伝わる波動は次のように表わすことができる。

$$F_b(p) = F_a(p) \cdot G(p, x) \quad (3)$$

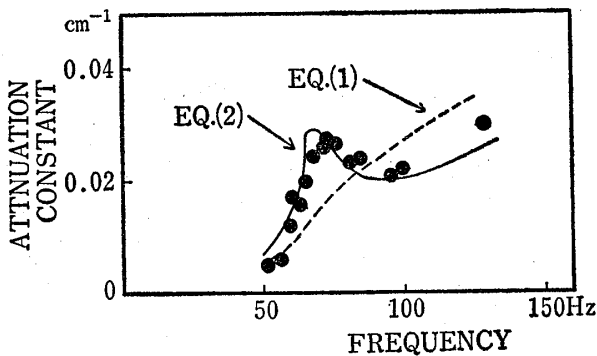


Fig. 9 Attenuation constant of wave

$$G(p, x) = e^{-\frac{|p|}{2cQ} x} \cdot \sqrt{\frac{x_a}{x_b}} \cdot e^{-j\phi} \quad (4)$$

$$\phi = \frac{px}{c} \quad (5)$$

ここで、

$x_a, x_b$  = 振動源から点A, Bまでの距離

$$x = x_b - x_a$$

$F_a(p), F_b(p)$  = A および B 点における波形のフーリエ変換

である。 $G(p, x)$  がいわゆるインプットとアウトプットの間をつなぐ伝達関数と称されるもので、2点A, B間での波形の変形を表わすものである。

したがって、 $G(p, x)$  を決めれば(3)式によりA点の波形からB点の波形が計算できる。ところで、この  $G(p, x)$  を決めるに際して、このままでは  $p$  を細かく分割してそれに対応する  $c$  および  $Q$  を与えねばならず煩雑なので、K. Aki<sup>(20)</sup>の方法にならってコンピューターを使ううえで都合のよい形に変形してみる。

いま、インパルス応答を  $g(t, x)$  とする。すなわち、

$$g(t, x) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} G(p, x) e^{jpt} dp$$

とする。ここで  $g(t, x)$  を中心周波数  $p_i$ 、幅  $2B$  の位相遅れのないバンドパスフィルターに通したものを  $g_i(t, x)$  とすると

$$\begin{aligned} g_i(t, x) &= \frac{1}{2\pi} \int_{-p_i-B}^{-p_i+B} G(p, x) e^{jpt} dp + \\ &\quad \frac{1}{2\pi} \int_{p_i-B}^{p_i+B} G(p, x) e^{jpt} dp \\ &= \frac{1}{\pi} \sqrt{\frac{x_a}{x_b}} \int_{p_i-B}^{p_i+B} e^{-\frac{px}{2cQ}} \cos(pt - \phi) dp \end{aligned}$$

となる。 $e^{-px/(2cQ)}$  の項の変化が帯域幅  $2B$  の範囲内でゆるやかとすれば

$$g_i(t, x) = \frac{1}{\pi} \sqrt{\frac{x_a}{x_b}} e^{-\frac{p_i x}{2c_i Q_i}} \int_{p_i-B}^{p_i+B} \cos(pt - \phi) dp$$

となる。ところで

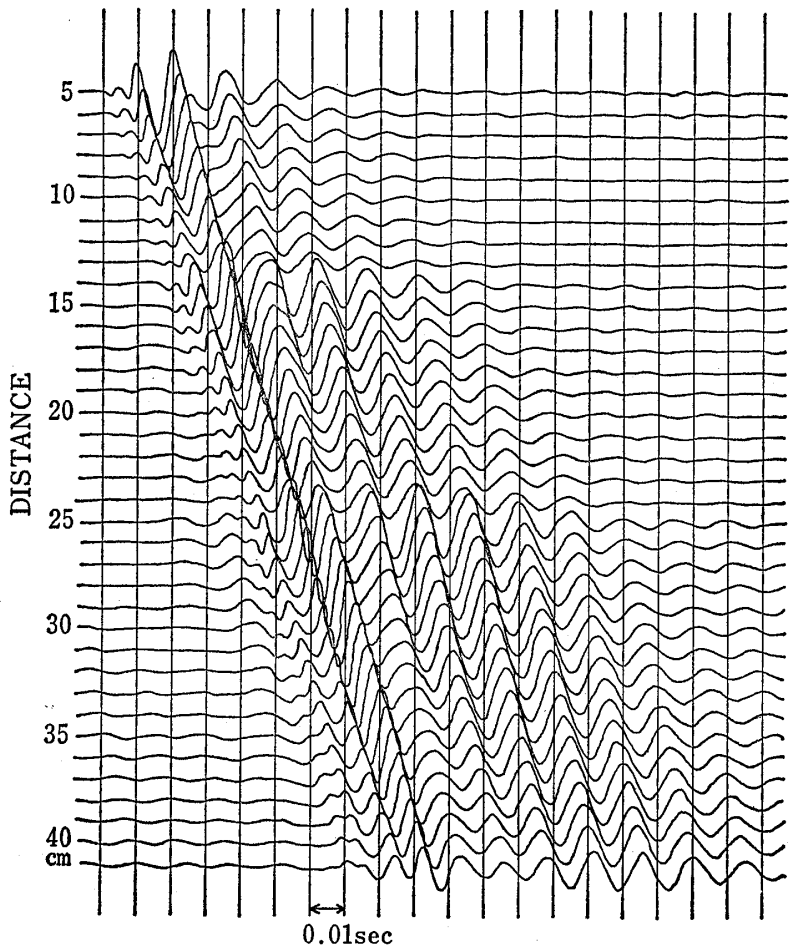
$$\phi = \phi(p_i) + \phi'(p_i)(p - p_i) + \frac{1}{2} \phi''(p_i)(p - p_i)^2 + \dots$$

として2階以上の項を無視すると

$$\begin{aligned} \phi &= \frac{p_i x}{c_i} + \left( \frac{1}{c} - \frac{p_i}{c^2} \frac{dc}{dp} \right) (p - p_i) x \\ &= \frac{p_i x}{c_i} + \frac{p - p_i}{U_i} x \end{aligned}$$

とできるから

$$\int_{p_i-B}^{p_i+B} \cos(pt - \phi) dp = 2B \frac{\sin B(t - \tau_i)}{B(t - \tau_i)} \cos p_i(t - \tau_i)$$

Fig. 10 Computed wave forms ( $M_{11}$ )

(20) となる。ここで、 $\tau_i = x/U_i$ 、 $t_i = x/c_i$ である。

したがって、

$$g_i(t, x) = \frac{2B}{\pi} \sqrt{\frac{x_a}{x_b}} e^{-\frac{\rho x}{2c_i Q_i}} \frac{\sin B(t - \tau_i)}{B(t - \tau_i)} \cos p_i(t - t_i) \quad (6)$$

となる。完全な  $g(t, x)$  は

$$g(t, x) = \sum_i g_i(t, x) \quad (7)$$

と表わせる。このようにして  $g(t, x)$  を決めるときは大体1オクターブを3分割する程度で十分な精度が得られる。したがって、インプットデータの作成も比較的容易である。

B点における波形  $f_b(t)$  は(6)、(7)式で与えられるインパルスレスポンス  $g(t, x)$  とA点での波形  $f_a(t)$  とのコンボリューションで求められる。すなわち、

$$f_b(t) = \int_0^t g(t - \xi, x) f_a(\xi) d\xi \quad (8)$$

である。

図-10は、前節で述べた模型実験のデータのうち振

動源から5 cm離れた位置での波形をインプットとし、6, 7, 8, ……、41 cmにおける波形を計算したものである。なお、この計算では  $Q$  を周波数によらないとして  $Q = 20$  という値を用いた。

計算結果と模型実験の結果を比較するため、5 cm ほどの波形を抜き出して一枚の図に重ねたものが図-11である。これで見ると、両者は非常によく類似している。このことから、 $Q$  をさほど厳密に周波数の関数として考えなくてもよいということが伺えるが、さらに興味を引くのは、表層の厚さが4.4 cmのとき振動源から5 cm離れた地点ではすでに  $M_{11}$  波のすべての波長成分が振動波形の中に含まれているということであろう。実験結果に現われている波長は3~25 cmの範囲にある。

また、計算波形と実測波形の両者の振幅と距離の関係を求めると図-12に示すようになる。横軸が伝播距離、縦軸が相対振幅であり、これは図-11でA、Bと記した2つの位相について振幅を読み取ったものである。計算値と実験値はやはりよく合っている。なお、計算値と実測値のいずれからも言えることであるが、振幅は必ず



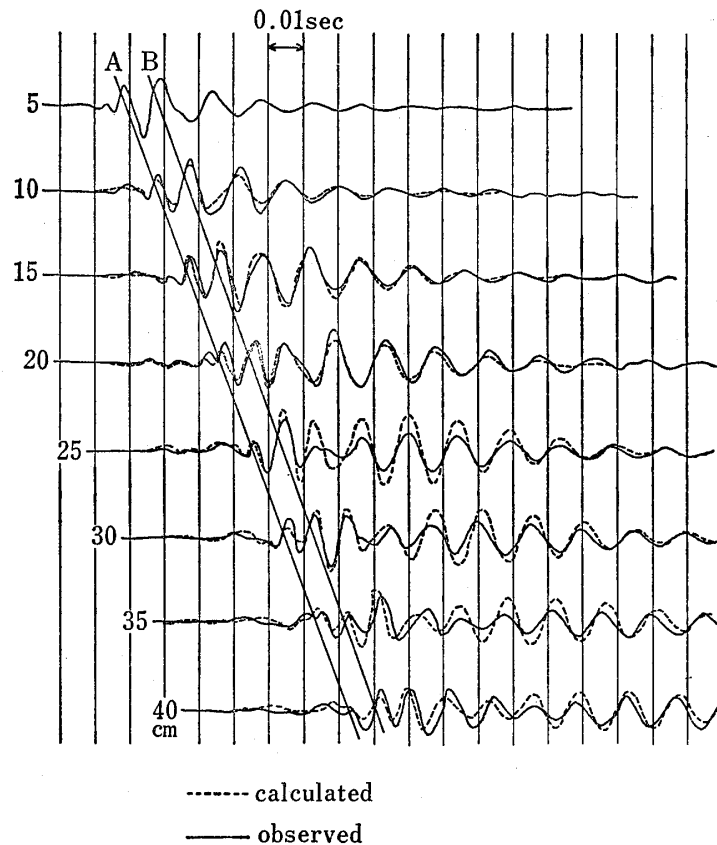


Fig. 11 Comparison between measured and calculated waves, amplitudes of the phase denoted A, B are calculated

しも距離とともに単調に減少するものではないということを指摘しておきたい。

## 6 結論

軟弱な2層構造地盤の模型を作り、その表面に垂直方向の衝撃力を与えたとき、地表面に沿って伝わる波動は分散性ラーリー波( $M_{11}$ )であった。その他の波は実際には無視できる。

分散性ラーリー波の距離による減衰から求めた $Q$ 値は位相速度を使った(1)式を用いると周波数に依存しているようにみえるが、群速度を使った(2)式を用いると $Q=一定$ と解釈できることがわかった。

また、振動源から充分離れた地点でみられる3~25cmの波長の波は、すべて振動源から5cmの位置の波形の中に含まれていることもシミュレーションの結果と比較して明らかになった。

コンピューターによるシミュレーションとして、距離による減衰と周波数によって位相速度が異なるために生ずる位相のずれとを考慮した伝達関数を定め、これと入力との積で様々な距離における振動波形を求める方式を採用した。このようにして計算した波形は実験結果と非常

に良い一致をみた。この際、(1)式において $Q=一定$ としても充分近似できることがわかった。

なお、距離による振幅の減衰は計算上からも実験上からも必ずしも単調ではなく、局所的に振幅が大きくなる地点や、小さくなる地点のあることがわかった。

## 7 あとがき

振動が表面波として伝わっていくとき、伝達関数を用いて、その波形をコンピューターでシミュレーションできる。したがって、残された大きな課題はインプットになる波形をどう評価するかということになる。高架橋の上を列車が走るときは、フーチングやクイを介して地盤に振動が伝えられる。そのため、振動源として単純な垂直方向の衝撃力の積分で近似できないことが考えられる。仮に近似できるものであっても、それを実際に測定してインプットに使うのであればシミュレーションの方法として不十分であり、それを評価する何等かの手法が別途開発されねばならない。さらにクイのある構造物から発生する振動は果して表面波だけに限定できるのかも問題となる。

このように考えるとまだまだ解決せねばならない問題

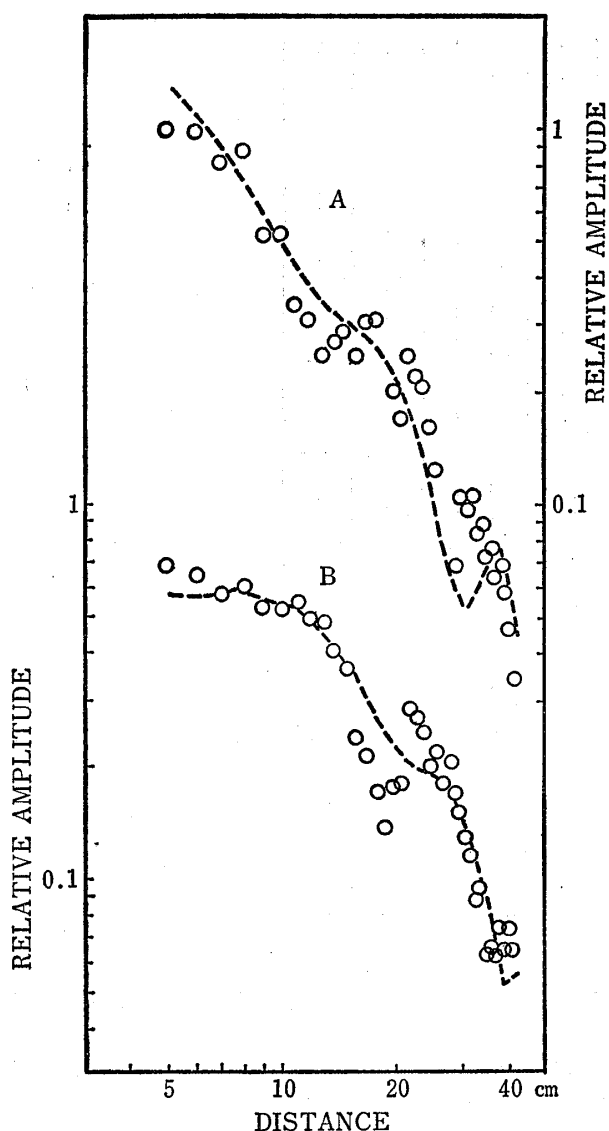


Fig. 12 Amplitudes distribution in accordance with distance  
(A, B are equivalent to the phase A and B in Fig. 11) dashed line: calculated, open circle: measured

が多数残されていることに気がつく。しかし、幸いなことに筆者等の作った模型地盤はこのような問題にも有効な役割を果たすことができる。例えば、前述のクイのある構造物を模型地盤の中に造ることも可能であり、一定の力を加えて地盤にどのような振動が伝わるか実験できる。すでに現在一部については実験を行っており、また野外での測定データも集まりつつあるので、残された課題について順次報告していきたい。

#### 参考文献

- (1) 谷口栄一, 沢田健吉(1978): 道路交通振動の伝播特性 土木学会第33回年次学術講演会講演集Ⅳ
- (2) 畠山直隆(1966): 交通機関・建設工事による振動 土木学会誌 第51巻 第4号
- (3) 山原 浩(1974): 環境保全のための防振設計 彰国社
- (4) 丸田俊文, 谷口栄一, 草原義博(1978): 道路交通振動の距離減衰の要因分析 土木学会第33回年次学術講演会講演集Ⅳ
- (5) 谷口栄一, 佐々木康(1979): 道路交通振動の距離減衰 第14回土質工学研究発表会昭和54年度発表講演集
- (6) 本山満雄(1976): 表面波の模型実験 地震波の生成・伝播に関する実験 地震探鉱実験グループ
- (7) H. M. Mooney(1976): The Seismic Wave System from a Surface Impact, Geophysics, Vol. 41, No. 2
- (8) J. E. White(1965): Seismic Waves, Mc Craw-Hill
- (9) C. Tsuboi(1928): Experimental Studies on Elastic Waves (Part 2), Bull. Earthq. Res. Inst., 4
- (10) 田村重四郎他(1977): シールドトンネルの振動モデル実験 構造物設計資料 No. 49
- (11) 今井常雄, 吉村正義(1972): 地盤の弾性波速度と力学的性質 物理探鉱 第25巻 第6号
- (12) 工藤一嘉(1976): 波動の減衰測定—野外実験— 地震波の生成・伝播に関する実験 地震探鉱実験グループ
- (13) 江島 淳, 吉村正義他(1977): 軟弱地盤の3次元模型化について 物理探鉱協会秋季講演会予稿集
- (14) H. M. Mooney(1974): Some Numerical Solutions for Lamb's Problem, Bull. Seism. Soc. Amer., Vol. 64, No. 2
- (15) K. Kudo, E. Shima (1970): Attenuation of Shear Waves in Soil, Bull. Earthq. Res. Inst., Vol. 48
- (16) 平沢朋郎, 佐藤良輔(1963): 分散性表面波の減衰の定数(Q) 地震 第16巻
- (17) R. Sato (1967): Attenuation of Seismic Waves, Journ. Phys. Earth, Vol. 15, No. 2
- (18) 前川 博(1969): 小爆発による表面波の減衰 北大地球物理学研究報告 第22号
- (19) A. M. Dziewonski, A. L. Hales (1972): Numerical Analysis of Dispersed Seismic Waves, Method in Computational Physics, Academic Press.
- (20) K. Aki (1960): Study of Earthquake Mechanism by a Method of Phase Equalization Applied to Rayleigh and Love Waves, J. Geophys. Res., Vol. 65, No. 2