

39. 東京都内各所におけるS波の測定結果

(第一報)

東京大学	河角	廣
地震研究所	}	嶋悦三
		太田裕
		柳沢馬住
東京大学大学院 地球物理専門課程	Ahmed ALLAM	
応用地質調査事務所	宮川和志	

(昭和40年12月21日発表—昭和41年3月19日受理)

1. はじめに

地盤の振動性状の解明に、P波およびS波に関する情報が同時に必要であることは言うまでもない。しかるに、現在広く行なわれている地盤調査方法は、火薬爆発を利用したいわゆる弾性波探査、起振機による振動試験、常時微動観測、あるいはボーリング調査などであり、これらの方法からは、間接的にはS波に関する情報が得られる場合もあるが、それも、いろいろな仮定なしには不可能であり、原理的にも、結果の精度にも多くの不満がある。このため地盤中のS波に関する資料の少ないのが現状である。そのような訳で、何とか現場で直接S波を測定する方法を確立することが、工学の分野からのみでなく、地震学の分野からも要望されてきたのである。

最近、小林など¹⁾地震探鉱実験グループの人々が、板叩きによるS波の発生法を開発し、小規模な地下探査が可能になって来た。今回機会を得たので^{*)}われわれはこの方法を採用し、昭和40年8月に延べ2週間にわたり、都内12カ所において、S波の地下探査を実施し、あわせて、この方法の適応性を調べた。

2. 調査地

地盤の構成と地震災害を考える場合、よく知られているように東京都内で最も重要な地層は全域に普遍的に広がる東京層の砂・礫およびこの基盤上に堆積した関東ローム層・沖積砂・礫・粘土層などである。

そこでわれわれの目的の1つであるこれら代表的な地層内を伝わるS波の速度をきめるために、東京地盤図²⁾を参照しつつ、なるべくそのような望みの地層が厚くかつ地表近く

1) 小林直太 Zisin 12 (1959), 19~24.

小牧昭三 地震探鉱実験グループ会報 18 (1959), 91~100.

*) 東京都より震災対策研究の一つとして都内各種地盤の性質調査を要請された。

2) 東京地盤調査研究会 東京地盤図 昭和34年 技報堂。

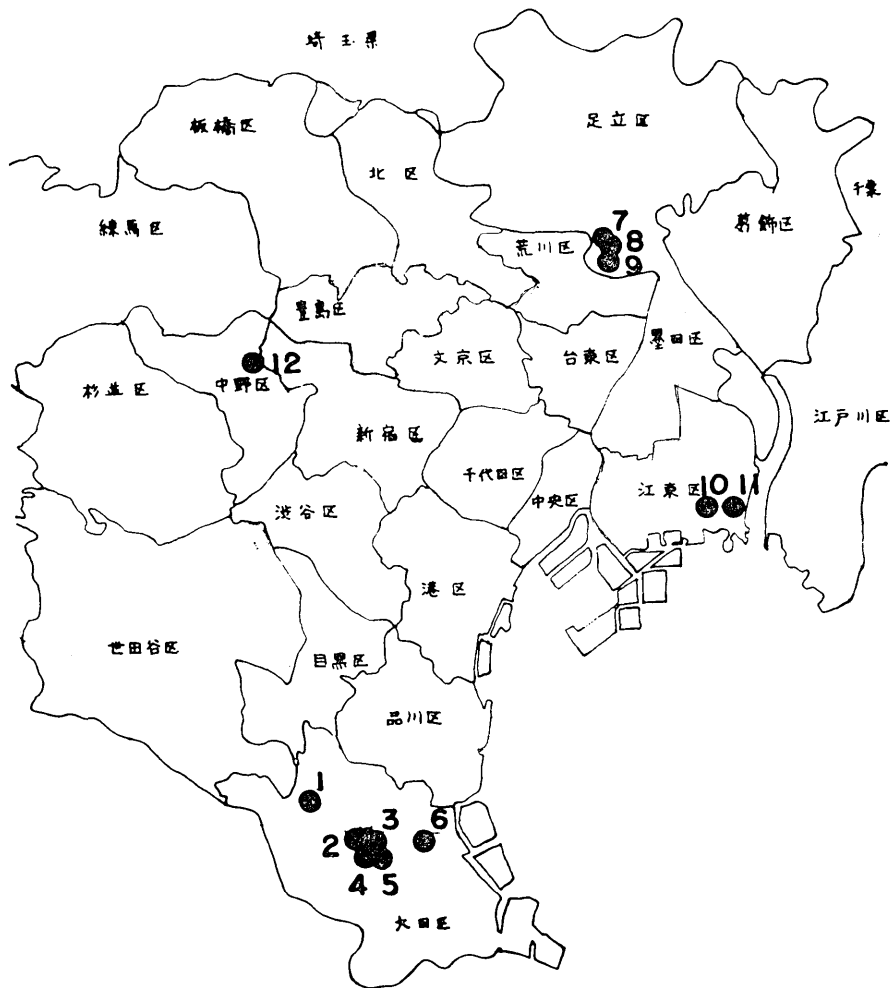


Fig. 1. The map of Tokyo Metropolis showing the locations of the observation sites.

に存在するところをえらぶこととした。しかし東京層のように、第2あるいは第3層になつてゐるものの速度を確認するためには、その深さから見てどうしても最低 50m 程度の測線を必要とする。このため、Table 1 に示すように主として、学校の運動場を利用することとした。Table 1 の地点 1~6 までは大田区呑川流域、地点 7~8 は足立区千住附近、地点 10~11 は江東区南砂町であり (Fig. 1 参照)、いずれも、昭和 40 年度に、東京都防災会議において、軟弱地盤研究のモデル地区にえらばれたところである。なお、地点 12 は、関東ロームが厚く堆積しているところであり、ローム層のおおよその速度を知るためにつけ加えたものである。

第 1 表
Table 1

番号 No.	調査地 Location	所在地
1	雪ヶ谷中学校 Yukigaya Junior High School	大田区雪ヶ谷町
2	池上小学校 Ikegami Primary School	" 池上本町
3	池上第2小学校 Ikegami 2nd Primary School	" 堤方町
4	大森高校 Omori Senior High School	" 蓮沼町
5	女塚小学校 Onnazuka Primary School	" 女塚町
6	大森第3小学校 Omori 3rd Primary School	" 大森四丁目
7	足立第15中学校 Adachi 15th Junior High School	足立区千住宮元町
8	千寿第2小学校 Senju 2nd Primary School	" "
9	足立第1中学校 Adachi 1st Junior High School	" 千住河原町
10	砂町第3中学校 Sunamachi 3rd Junior High School	江東区南砂町五丁目
11	砂町第2中学校 Sunamachi 2nd Junior High School	" " 八丁目
12	江古田統制無線中継所 Ekota Controlling Radio Relay Station	中野区上高田町

3. 実験方法および使用計器

S波は次のようにして発生させた。すなわち、滑らかにした地上に、充分に石灰をまき、水でこねた上に、長さ 3 m、幅 50 cm、厚さ 5 cm の一枚板(なら材)を置き、その上に小型トラックの前輪をのせて重量をかけ、板の一端をかけやで水平にたたいた。このようにすれば理論的には主として SH 波を発生すると考えられる。なお石灰をまいたのは、板と地面との接触を更によくするためであり、効果があつたようである。観測には、0.3 ~ 30 c/s の間の地動に対し出力電圧が地動の加速度に比例するように作られた。自己振動周期 0.3 秒の上下水平兼用電磁式地震計を、三栄測器製の電磁オッシュログラフに直結して使用した。

前半の実験 (Table 1~6) では、Fig. 2 に示すように、地震計を固定し、震源板を動かしたが、後半では、逆に震源板を固定し、地震計を動かした (Fig. 8 参照)。すなわち前半では、見かけの速度を重視し、後半では、測線全部にわたる走時曲線を作ることを主眼にしたのである。

なお、上記S波による地下探査と平行して、かけやで地面を垂直にたたきP波による探査も行なった。

4. 整理の方針

このようにして得られた data からのS波に関する地下構造決定は、多くの場合、次のような手順で行なわれた。

- a. Paste up を作り (Fig. 3, Fig. 5 参照) 全測線にわたる波の伝播状況をしらべ、波の対応をつける。
- b. Particle orbits を書き (Fig. 4, Fig. 6 参照), 波の性質を調べ、波の種類を確認

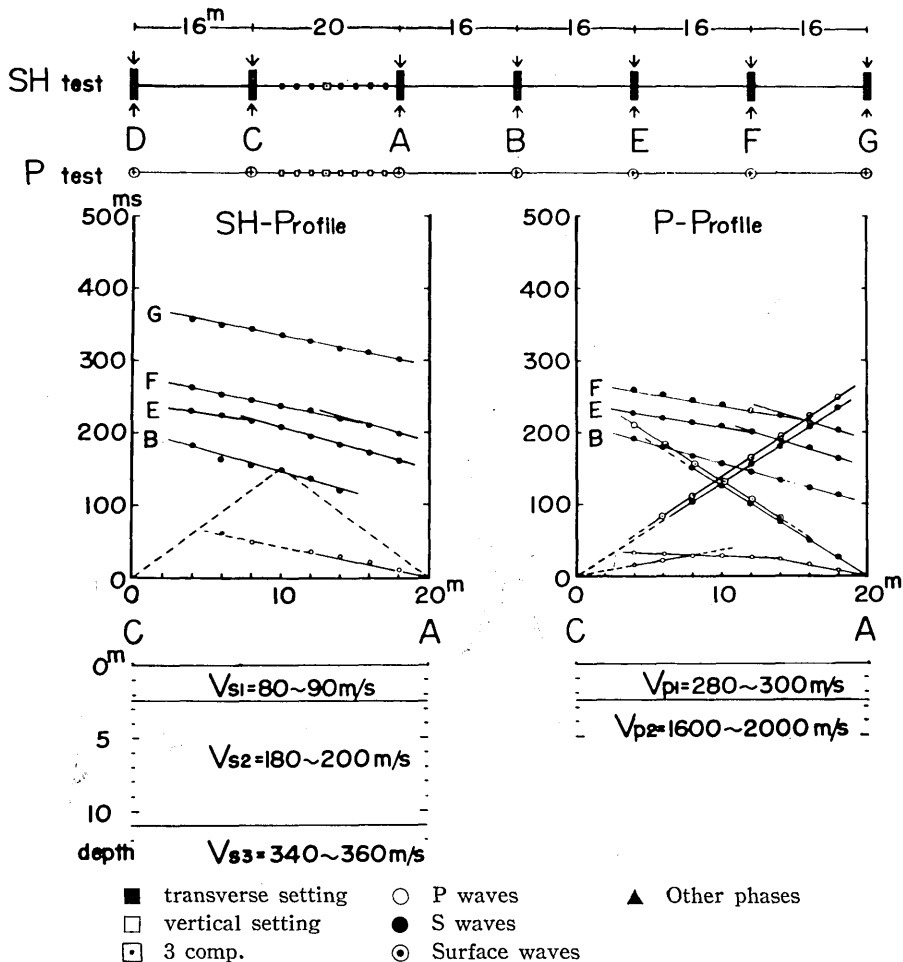


Fig. 2. Experimental procedures and examples of seismic profile (Omori 3rd primary School).

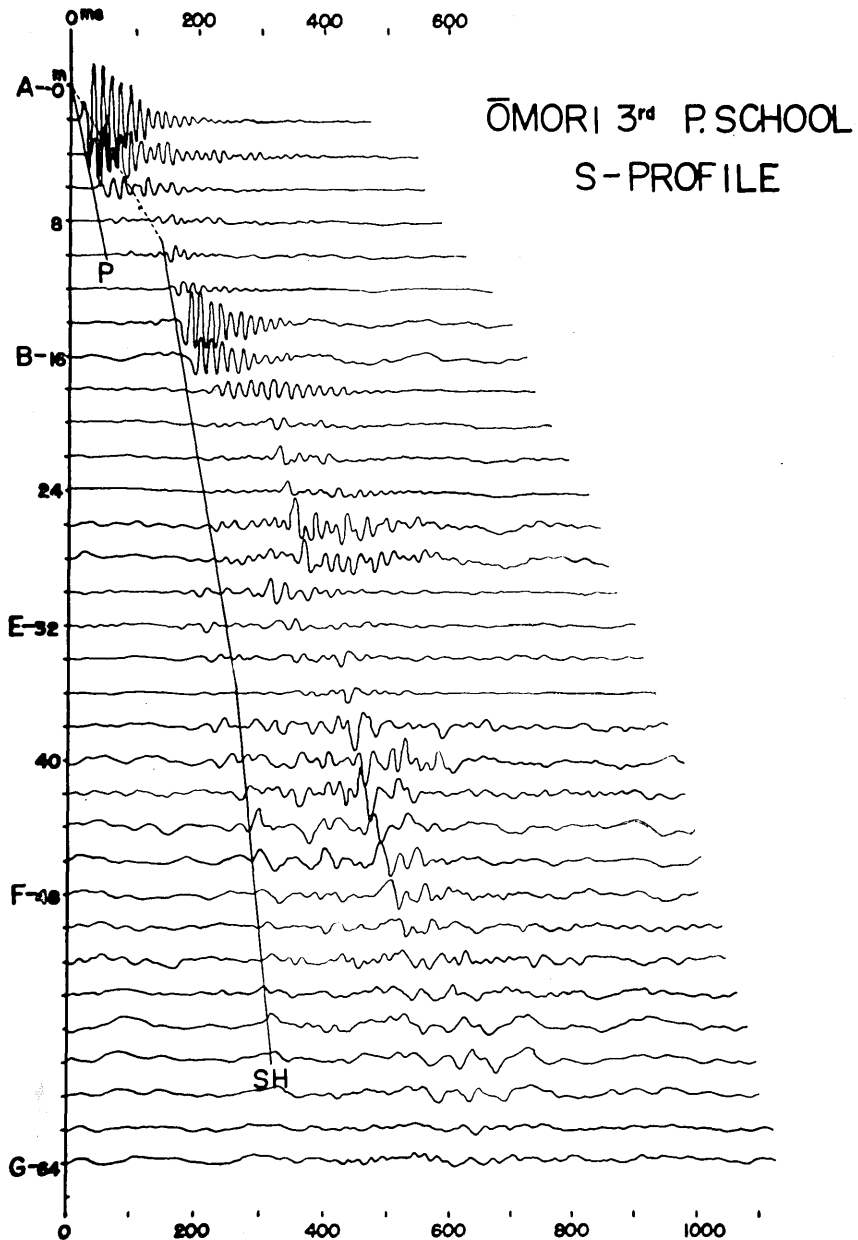


Fig. 3. The paste-up of seismograms of the S-Test at different distances at the Ōmori 3rd Primary School.

する。

c. Phases の山谷を読んで、それぞれの走時曲線群をつくり、速度を確かめる。

d. Noise として P 波が出て、最上層の S 波の速度がわからない場合は、Rayleigh 波の速度を参照する。

e. Data が少ない時には、平行層の仮定をする。

今までよく言われていたことで、板をたたくのに交互に両端をたたき、観測される波の位相が反転するのを見て、S 波である 1 つの証拠にしていたが、われわれの観測結果では、P 波にもこのことが認められた。すなわち衝撃方向の反転に対応する位相反転は、S 波確認のための必要条件ではあるが、充分条件とはいえない。しかしながら、noises としての P 波は、S 波に比べてはるかに再現性が悪いのが目立ち、このことが逆に対応をつけることにも役立つ場合もある。このように S 波の確認が必ずしも簡単にいかない場合もあるので、以下 2, 3 の解析例をあげることにする。

5. 解析例

解析例として大森第 3 小学校、千寿第 2 小学校の場合を簡単に示す。

I. 大森第 3 小学校 (測線展開は Fig. 2 参照)

Omori 3rd Primary School (Location 6)

(i) SH-Test

First arrivals

板叩きによる記録 (Fig. 3) には明瞭な 3 つの phases が現われている。このうちどの phase が SH 波であるかを知ることが先決問題である。このための簡便な方法は各波群の Particle orbits を調べることであり、transverse 成分の優勢な phase を SH 波と

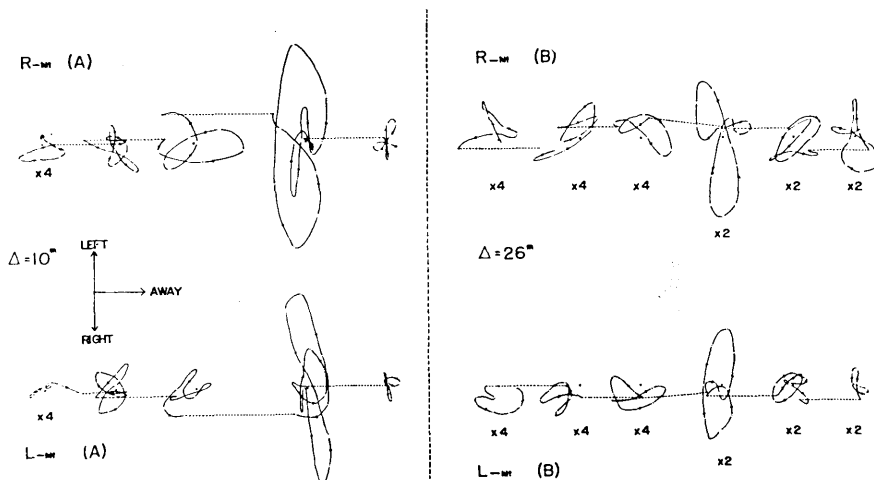


Fig. 4. Particle orbits of the surface ground motions at two different positions showing the characteristics of the SH waves (Omori 3rd Primary School).

する考えである。そこで $\Delta=10, 24$ m の点で三成分観測のうち radial, transverse 成分を取り出し, orbits を描いたのが Fig. 4 である。これと Paste-up (Fig. 3) を比べると, $\Delta=10$ m では transverse 成分の卓越する波 (SH 波) の出現に先行して radial 成分も大きな phase のあることが判る。波形, 振動数および後述の速度などを考慮すると,

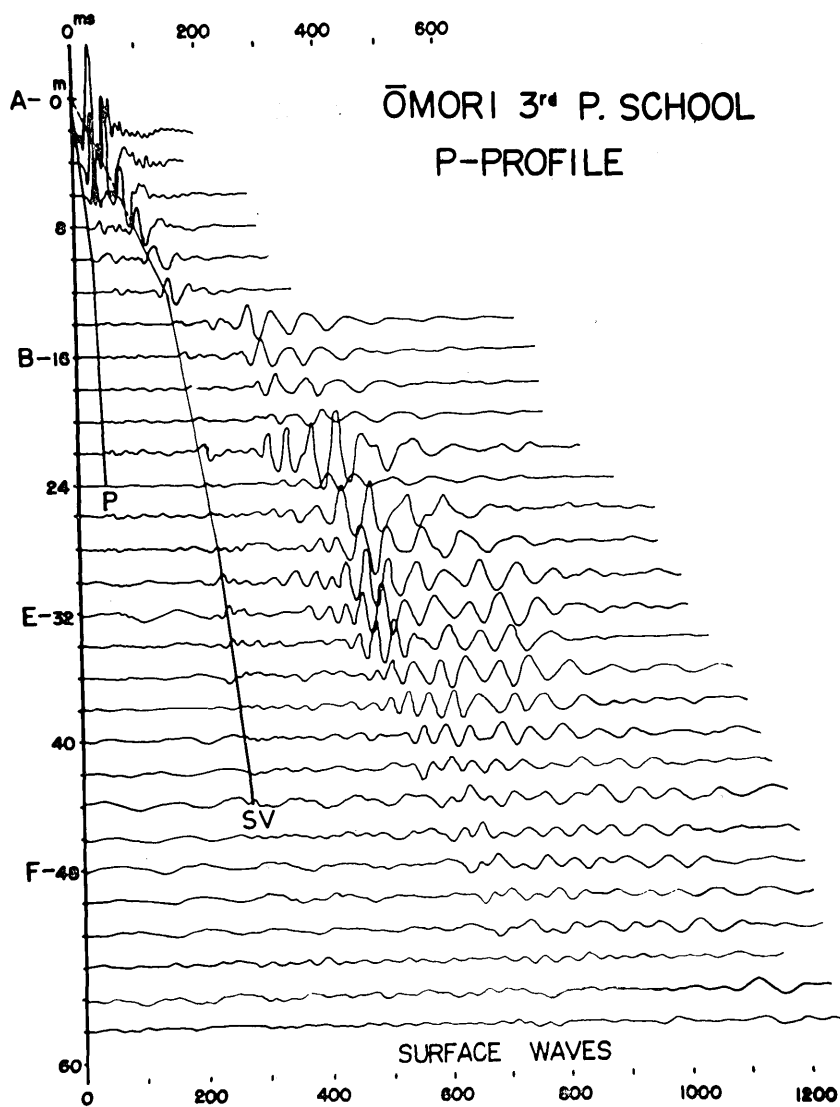


Fig. 5. The paste-up of the seismograms of the P-Test at Ōmori 3rd Primary School. Note the arrivals of SV phases.

この波はP波以外には考えられない。これは $\Delta < 10$ m で特に大きな振幅をもっている。このため SH 直接波の大部分が上述のP波によつて mask されたことが大森3小の場合に限らず他の多くの観測点でもみられた。

$\Delta = 10$ m で transverse 成分の大きい phase を SH 波とした場合、この初動として

$$V_{S2} = (200 \pm 20) \text{ m/s}$$

$$V_{S3} = (350 \pm 30) \text{ m/s}$$

を伝播速度に持つ波群が D, B, E, F に震源をおいたとき特に明瞭である。 V_{S2} の走時曲線が原点を通らないことから SH 直接波を欠いていることが明らかあり、震源 B, E と F, G とではそれぞれの intercept time に若干の相違のあることから、(B, E), (F, G) 間に僅かながら地層に構造の違いのあることが判る。

ところで問題は V_{S1} を知ることで、これが決らなると測線下の構造を明らかにし得ない。 $\Delta = 10$ m では、P 波成分が卓越するため記録から V_{S1} を直接に読むのは一般に困難である(しかし、足立1中、千寿2小、江古田無線中継所では直接波の読み取りが出来た)。このような場合 P-Test に伴つて発生する SV 波、Rayleigh 波を利用して V_{S1} を推定する方法がある。これはまた得られた V_{S1} を check するためにも利用できる。

幸いなことに大森3小では P-Test の際に SV 波がはつきりと観測され (Fig. 5 参照),

$$V_{S1} = (80 \pm 5) \text{ m/s}$$

$$V_{S2} = (170 \pm 20) \text{ m/s}$$

$$V_{S3} = (340 \pm 30) \text{ m/s}$$

が得られた。また P-Test で発生した Rayleigh 波は一様に 80~90 m/s の速度であつた。

ここで簡単に Rayleigh 波によつて V_{S1} を推定する方法を述べよう。まず Fig. 6 のごとく Particle orbits を調べて観測された Rayleigh 波の種類を決定する。次に V_{S1} の第1近似として Rayleigh 波の位相速度 V_R を採用し、これと既知の V_{S2} とから表層

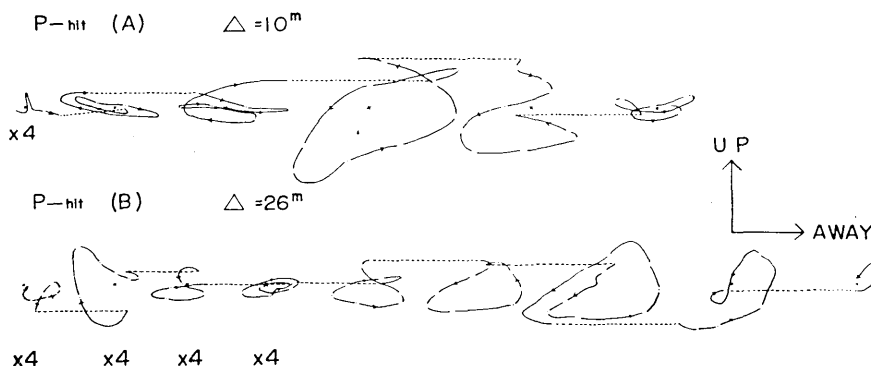


Fig. 6. Particle orbits of the surface ground motions showing the characteristics of the Rayleigh waves (Omori 3rd Primary School).

の厚さ $z_1 (=H)$ を推定する。一方 Rayleigh 波の波長 L は判つているから、厚さ H 、速度 V_{S1} の表層と、速度 V_{S2} を持つ第2層よりなる成層構造での Rayleigh 波分散曲線 $V_R/V_{S1} \sim L/H$ を使つて、観測値 L/H に該当する V_R/V_{S1} を決め、これから第2近似の V_{S1} を求める。この操作を繰り返して行なえば、正確な V_{S1} 、 z_1 を得ることができる。われわれの対象とした地盤は一般に軟弱層で、多くは Poisson's ratio は 0.5 に近いと予想されている。 V_{S2}/V_{S1} の速度比も経験的には 3~5 を越えない。また観測値 L/H も 3 以下の場合が多い。このように限定された条件下では、この方法はかなり有用と考えられる。 Fig. 7 は実際に用いた分散曲線の 1 例³⁾ である。しかし、結果的には、多くの地点で得た Rayleigh 波は $L/H=1\sim 2$ であり、ほぼ $V_R \approx V_{S1}$ と見做し得る程度であつた。

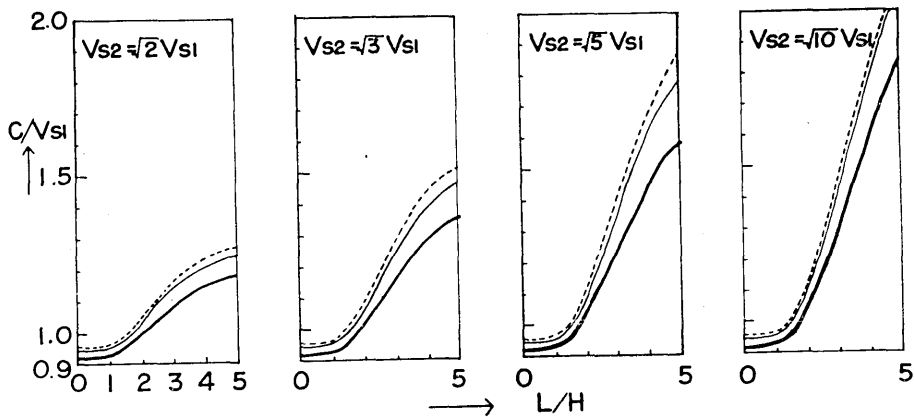


Fig. 7. Theoretical phase velocity vs. wave length curves for Rayleigh waves (M_{11} waves) propagated along stratified media with common Poisson's ratios in the layer and substratum. Thick, thin and dotted curves in each figure denote the cases in which Poisson's ratios are $\sigma_1 = \sigma_2 = 0.25$, $\sigma_1 = \sigma_2 = 0.40$, $\sigma_1 = \sigma_2 = 0.48$ respectively. (Calculated by Y. Ohta.)

大森 3 小の場合、この方法は check のために用いられた。そして

$$V_{S1} = 85 \text{ m/s}$$

$$V_{S2} = 200 \text{ m/s}$$

$$V_{S3} = 350 \text{ m/s}$$

と決定した。

次に震源 B, E, F, G 直下で平行層を仮定して層厚を求めると B, E では $z_1 = 3.0 \text{ m}$, F, G で $z_1 = 2.0 \text{ m}$, 平均 2.5 m となる。同様に B, E では $z_2 = 7.6 \text{ m}$, F, G では $z_2 = 10 \text{ m}$ が得られる。

3) 太田 裕 地震探鉱実験グループ会報 31 (1963), 39~56.

Later phases

SH-Test の場合、特に顕著なものとして速度 150 m/s, Intercept time 150 ms をもつ transverse 成分の卓越した phase がある。これを表層に関する Love 波とみて層厚を求めると $z_1=14\text{m}$ となり、さきに得た $z_1=2.5\text{m}$ とは全然合わない。そこで (第1層+第2層) に関する Love 波と考えると厚さは 11.3 m となる。一方 SH 波初動からの計算では $z_1+z_2=10.6\sim 12.0\text{m}$ となり両者はよく合っている。

(ii) P-Test

First arrivals

かけや打ちの方法によつて、P波到達距離はきわめて短かく、かつ振幅も小さい。震源 A, C の記録から直接P波、屈折P波を読むと

$$V_{P1} = 250 \sim 300 \text{ m/s}$$

$$V_{P2} = 1500 \sim 1800 \text{ m/s}$$

が得られる。層厚は $z_1=2.5\text{m}\sim 3.0\text{m}$ となり、この場合は SH 波からの構造と一致する。第2層の厚さは判らない。

Later phase

Later phase の中で振幅の最も大きいのは前述の Rayleigh 波であり、Particle orbits の解析から、Rayleigh 型分散波の中で最低次の波 (M_{11} 波) と考えられる。速度は 80~90 m/s, また周期は、0.03~0.05 sec で、分散は明らかでない。波長が 2~3 m と短いこ

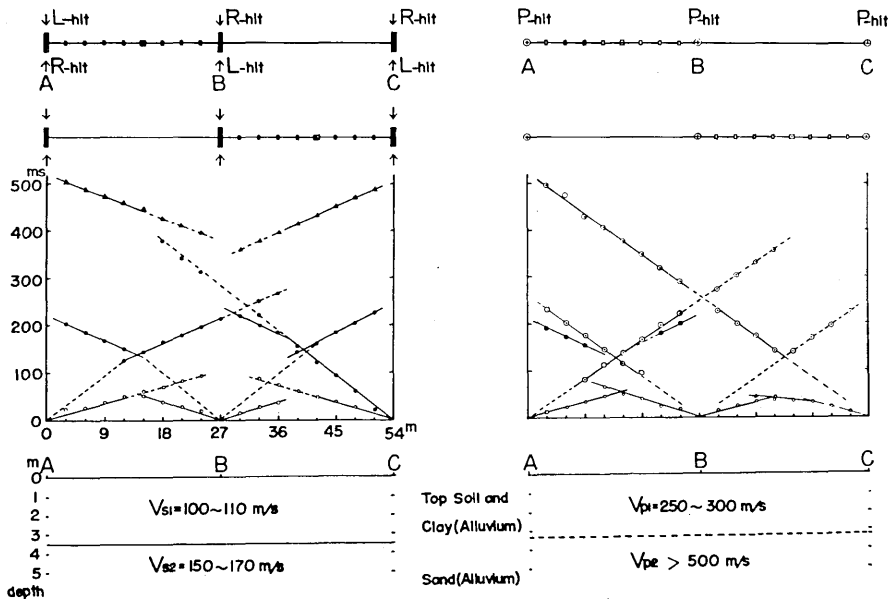


Fig. 8. Experimental procedures and examples of seismic profile. (Senju 2nd Primary School). See Fig. 2 for signs.

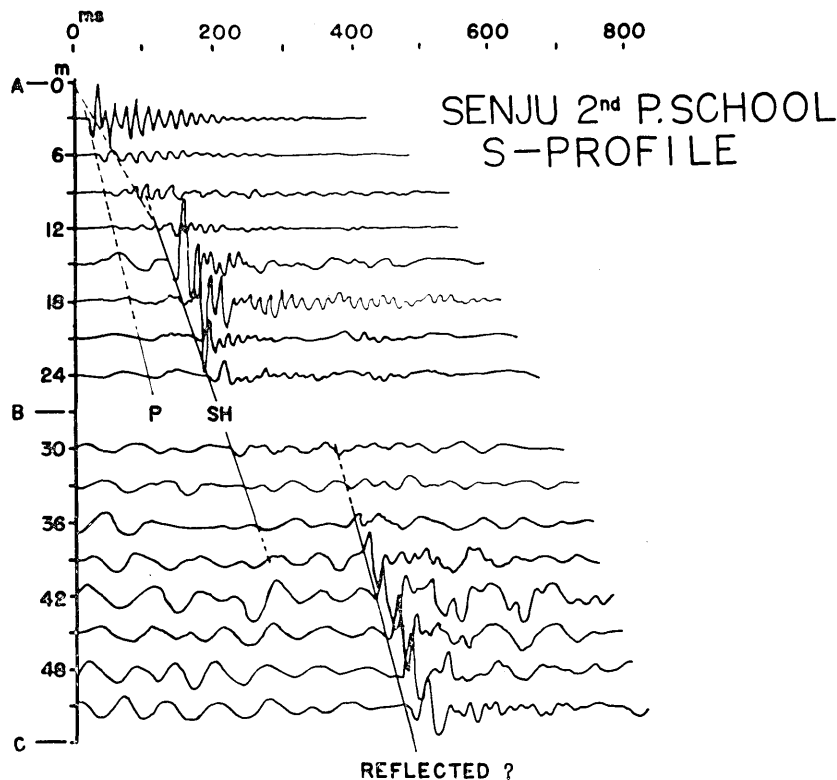


Fig. 9. The paste-up of the S-Test at Senju 2nd Primary School.

とから主として表層に関係する波動と考えられる。

なお、P-Test の場合、他のほとんど全ての調査地点において Rayleigh 波が最も優勢な phase として観測されているが、波動特性はたがいによく似たものであつた。

以上の結果、Fig. 2 に示した構造を得た。

II. 千寿第2小学校 (測線展開は Fig. 8 参照)

Senju 2nd Primary School (Location 8)

(i) SH-Test (Fig. 9)

First arrivals

震源 A, B, C の場合に得られる走時から各点毎に見掛け速度を決めると次のようになる。

$$\begin{array}{l}
 A \quad \left. \begin{array}{l} V_0 = (290 \pm 20) \text{ m/s} \\ V_{S_2} = (170 \pm 10) \text{ m/s} \end{array} \right\} \text{PU 展開 : AB 間} \\
 B \quad \left. \begin{array}{l} V_0 = (300 \pm 20) \text{ m/s} \\ V_{S_2} = (165 \pm 10) \text{ m/s} \end{array} \right\} \text{PU 展開 : AB 間}
 \end{array}$$

$$\begin{array}{l}
 \left. \begin{array}{l} V_0 = (270 \pm 30) \text{ m/s} \\ V_{S_2} = (150 \pm 10) \text{ m/s} \end{array} \right\} \text{PU 展開 : BC 間} \\
 \text{C} \quad \left. \begin{array}{l} V_0 = (300 \pm 20) \text{ m/s} \\ V_{S_1} = (90 \pm 10) \text{ m/s} \\ V_{S_2} = (150 \pm 20) \text{ m/s} \end{array} \right\} \text{PU 展開 : BC 間}
 \end{array}$$

ここに V_0 , V_{S_1} は Intercept time が 5ms 以内で、ほぼ原点を通る phases である。 V_{S_2} , V_{S_1} は Particle orbits の解析により SH 波と考えられるが、 V_0 はさきの大森 3 小でもみたように radial, transverse 成分共に優勢であり、記録の再現性も悪いことから直接 P 波と判断される。こころみに表層の厚さを平行層近似で求めると、

$$\begin{array}{l}
 \left. \begin{array}{l} \text{A} \quad z_1 = 3.3 \text{ m} \\ \text{B} \quad z_1 = 3.2 \text{ m} \end{array} \right\} \text{PU 展開 : AB 間} \\
 \left. \begin{array}{l} z_1 = 3.8 \text{ m} \\ \text{C} \quad z_1 = 3.8 \text{ m} \end{array} \right\} \text{PU 展開 : BC 間}
 \end{array}$$

となり、ほぼ 3~4 m の平行層と考えられる。

Later phases

明瞭な phases として震源 A のとき 160 m/s, C で 220 m/s をもつ transverse 成分の大きい波がある。特徴として出現時間のきわめて遅いこと、また $\Delta < 30 \text{ m}$ ではほとんどみられず $\Delta > 30 \text{ m}$ 以遠で距離と共に振幅を徐々に増す波動論的には興味深い点あげられる。しかし今回の調査では深くは立ち入らなかつた。

(ii) P-Test (Fig. 10)

大森 3 小におけると同様に遠方での P 波初動の読み取りは難かしい。ほぼ原点を通る走時として

$$\begin{array}{l}
 \left. \begin{array}{l} \text{震源 A: } V_{P_1} = 260 \text{ m/s} \\ \text{" B: } V_{P_2} = 250 \text{ m/s} \end{array} \right\} \text{PU 展開 : AB 間} \\
 \left. \begin{array}{l} \text{" B: } V_{P_2} = 340 \text{ m/s} \\ \text{" C: } V_{P_1} = 320 \text{ m/s} \end{array} \right\} \text{PU 展開 : BC 間}
 \end{array}$$

が得られるが、引き続き屈折波は観測にはかかりにくい。ただ震源 C で $V_{P_2} > 500 \text{ m/s}$ の走時が読み取れた。AB, BC 間で表層の速度に若干の違いがあるが、これは土地の局所的差異を真に示しているのか、あるいは BC 間では音波を把えてしまったのか今のところよく判らない。事実ここでの波の振動数は一段と高くなっている。なお、これらが SH-Test で SH 波に先行して現われていた P 波とほぼ同一速度を持つことに留意すべきであろう。

Later phases

非常にはつきりした phases としては

$$\begin{array}{l}
 \text{震源 A: } V_R = 80 \sim 100 \text{ m/s} \\
 \text{" C: } V_R = 110 \sim 200 \text{ m/s}
 \end{array}$$

がある。 $V_{S_1} = 90 \text{ m/s}$ 層に起因する Rayleigh 波である。波長は 3~5 m である。他に

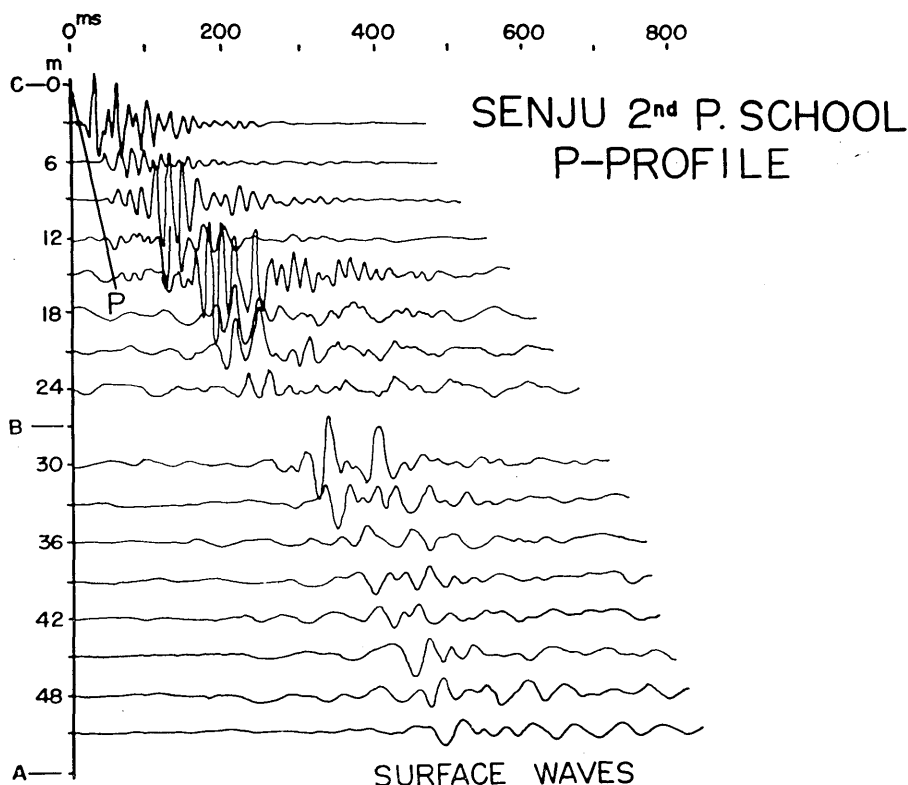


Fig. 10. The paste-up of seismograms of the P-Test at Senju 2nd Primary School.

やや不明瞭であるが 150 m/s の速度をもち、Intercept time 40 ms の phase がある。これの最終的解釈はまだついていない。

以上を総合して、Fig. 8 に示す構造を得た。

6. 観測結果

このよにして得られた走時曲線群をモデル的にしたものを Fig. 11 に示す。またP波、S波からそれぞれ独立に決められた地下構造をまとめたものを Fig. 12 に示す。図を見ればわかるように、P波とS波に関する一定速度層の境界は必ずしも一致していない。なお、P波による地下探査の場合、震源のエネルギー不足のため、最下層の速度が確認できなかった場合が多かった。Fig. 12 には更に、対応する地盤の種別が書きこまれている。これは、各測定地点で知られたものではなく、これらに近接するボーリングの結果から推定されたものであり、このため速度層と地層構成との対応には多少の誤りはあるかも知れない。しかし少なくとも、これらの層序には間違いはないであろう。これをもとにして、

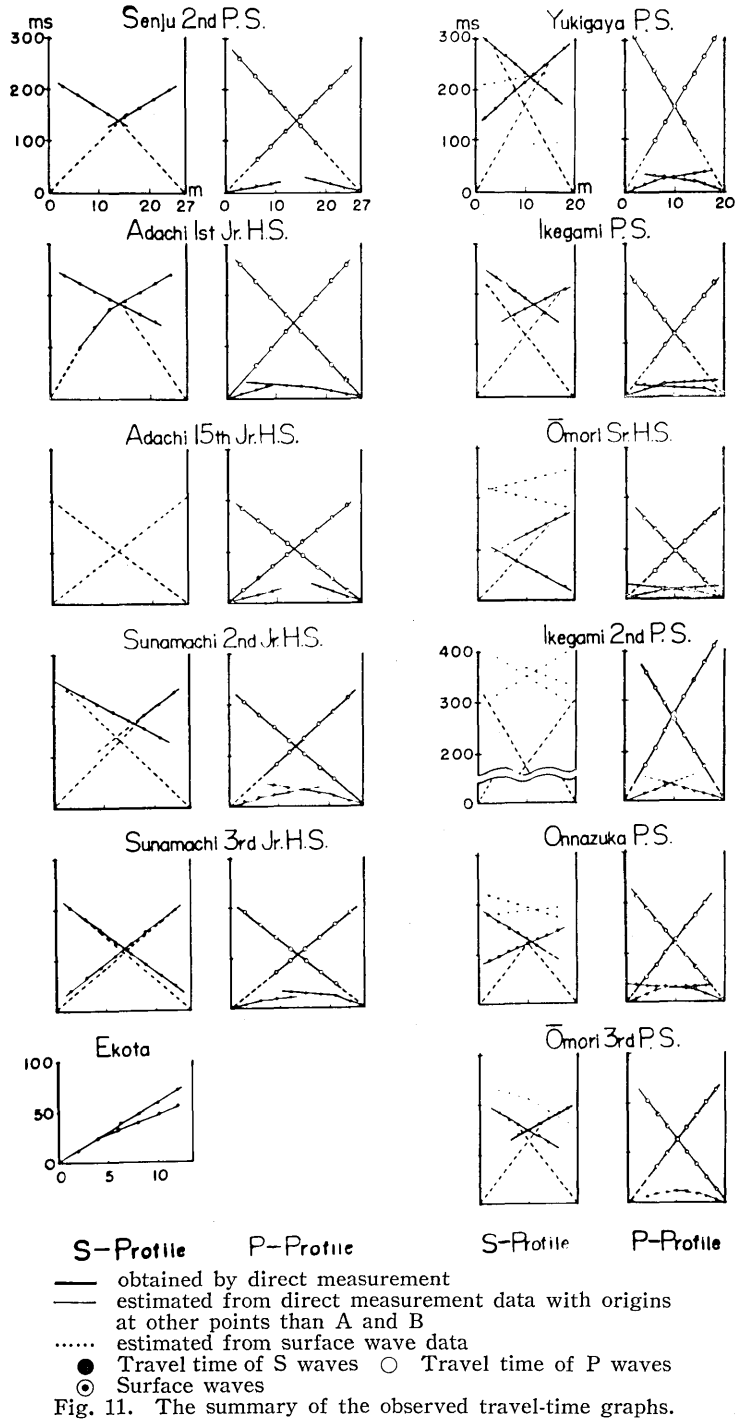


Fig. 11. The summary of the observed travel-time graphs.

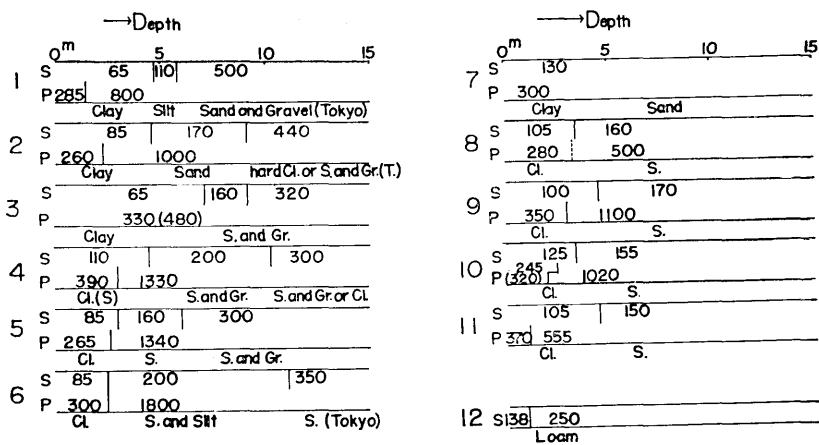


Fig. 12. The summary of the derived underground structures for S-profiles. Corresponding geological formations are also shown.

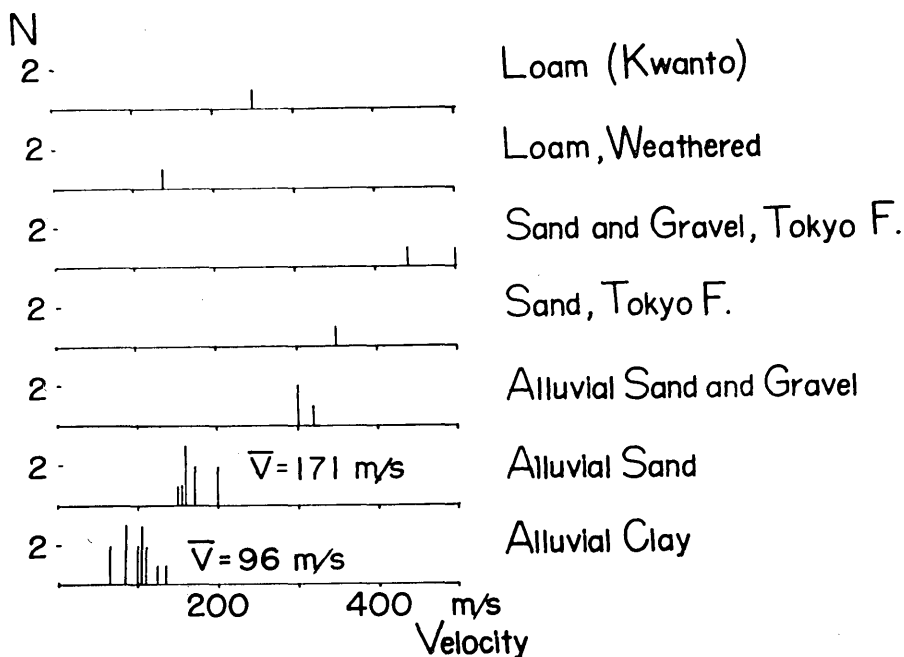


Fig. 13. The number of observation vs. observed S wave velocities for various formations.

各地盤別に速度の頻度をとると、Fig. 13 に示すようになる。沖積粘土層、砂層中を伝わるS波の速度が割合によくまとまっているのは、非常におもしろいことであると思われる。そこでこれらの平均値をとつてみると、沖積粘土層が 96 m/sec (標準偏差 22 m/sec)、沖積砂層が 171 m/sec (標準偏差 19 m/sec) が得られる。このような平均値を、都内全般のそれぞれの地層にあてはめるのは、いささか無理かも知れないが、少なくともわれわれが実験を行なつた地域では、これらの値を標準値と考えても、それほど誤りはなからう。いま1つ注意をひくのは、前半の大田区呑川流域の場合と後半、足立、江東区の場合、両者で得られた構造に著しい違いのあることである。つまり呑川流域では一般に深さ 5~10 m で速度 300 m/s 以上の、われわれの調査範囲では最も大きい値に属する地層が得られている。ところが後者では第2層の速度はせいぜい 200 m/s であり、それより以深 5~10 m 位ではより速い地層の存在を示唆する何らの事実も得られていない。そこでわれわれの推定した砂層がかなりの深度まで単一に存在するようにみえる。同様に、P波、S波の速度から Poisson's ratio を計算してみた。結果は、粘土層の場合、平均値 0.44 (標準偏差 0.04)、砂層の場合 0.49 (標準偏差 0.02) が得られ、非常に大きいことが明らかになった。なお、非常に大ざつばな減衰の目安として、振幅が屈折波の場合 $A = A_0 e^{-\alpha r/r^2}$ なる式にしたがうとして、 α をもとめてみると、砂層の場合 0.056/m となる。ここにAは振幅、 r は震源からの距離、 α は吸収係数である。

7. おわりに

この研究の結果、板叩き法は非常に簡便であるが、実用に供するためには、まだ解決せねばならぬ問題が数多く残されていることが判つた。特にこの方法は、人力にたよるため ground noise が大きいところでは使えない。またP波が noise として現われるのをさける工夫を是非必要とする。また今後の問題として大出力の発生装置の開発も心がけねばならぬことである。

今回の実験では、都内において一般に基盤とされている東京層に関する情報があまり得られなかつた。このような測定を容易にして data を増すこと、特に将来地下に地震計を入れて同様の実験を数多くくり返す必要がある。このことはまた、波動理論上大切な波群の性質確認のためにも多くの情報を提供するであろう。またこの種の調査にP波屈折法を併用する場合、火薬震源を使うことの重要性を改めて痛感した次第である。

最後にこの研究は、東京都防災会議からの委託研究費および東京大学地震研究所の研究費によるものであることを記し、関係各位に謝意を表す。また記録の整理・図面の作製にあたり助力された、日高紀志子・江崎正子・植松英子三嬢に厚く御礼申し上げる。

39. *S Wave Velocities of Subsoil Layers in Tokyo. 1.*

By Hiroshi KAWASUMI, University of Tokyo,
Etsuzo SHIMA, Yutaka OHTA and Masumi YANAGISAWA,
Earthquake Research Institute,
Ahmed ALLAM, Graduate School, University of Tokyo
and Kazushi MIYAKAWA, Oyo Chishitsu Co., Ltd.

It is apparent that the in situ measurements of the S wave velocities will supply a great deal of new information, which could not be obtained from the current analysis of travel time curves of P waves, for the elucidation of vibration characteristics of subsoil layers. In view of this fact, seismic surveys by means of SH waves as well as P waves were carried out at 12 places in Tokyo Metropolitan area where the typical subsoil layers such as the clay, sand and other layers are found near the surface. The SH waves were generated by hitting either end of a wooden plate which was firmly pressed on a thin cover of slacked lime cement on the ground by means of a sufficient weight. The results of the observations are shown in Figs. 11 and 12. It will be perceived from Fig. 12, that no much divergence exists in the velocities in the same kind of layers at different localities. So the mean velocities thus calculated can be used as standard values for such layers. They are 96 m/s in alluvial clay and 171 m/s in alluvial sand respectively. In the same way mean values of the Poisson's ratios are calculated to be 0.44 and 0.49 respectively. Velocities in gravel and other layers obtained are too few to be warranted as typical, and we hope to make similar and other measurements in the near future.