

## 35. 東京都内各所における S 波の測定結果 (第 2 報)

地震研究所 { 嶋 悦 三  
                  { 太 田 裕  
                  { 柳 沢 馬 住  
東京大学・大学院 Ahmed ALLAM  
地球物理専門課程  
東京大学 河 角 広

(昭和 43 年 3 月 26 日発表—昭和 43 年 3 月 30 日受理)

### 1. はじめに

地震波が弾性や密度の異なる地層に入射する時その地層の境界面で反射屈折して振幅にも変化を生ずることはよく知られたことである。ことにいわゆる地盤と呼ばれる表面層はその特異な物性によりその基盤に入射して来た地震波に対して極めて著しい波形や振巾の変化を与える。このことは更に、表面層内における重複反射と相まって特殊な周期の地震波に対しては地表面に非常に大きな振動をもたらす、遂には地盤や構造物に震害を及ぼすことにもなる。したがって表面層の地震波に及ぼす影響を究明することは、その地盤上に建設される工作物の耐震対策上欠くことの出来ない問題である。このためには表面層内及び基盤の物性、特に弾性定数を知る必要がある。なかでも重要なのは剛性率である。この剛性率に関連する S 波速度の測定法を開発すると共に、東京都内の地盤を構成する各種地層内の S 波速度を測定する一連の調査結果の一部を我々は前報において報告した。本報告は同じ目的の調査の第二報である。

前報<sup>1)</sup>において、我々は、板叩き法により、東京都内の軟弱な地盤を構成する沖積粘土、砂層等の媒質中を伝わる S 波速度の測定結果を報告した。しかしながらこの時採用した方法では、地盤に関する情報があまりえられなかった。

さて一口に地盤といっても、それがどういう物理的性質をもち、またどういう地質系統に属するのか必ずしも明確でない。地震学の立場からすれば地盤は空間的にある拵がりをもち、かつそこでの力学的性質が同一であることが望ましい。又地盤層以下の地層では、以浅の地表層内での深さに対するインピーダンスの変化に較べてそれが一段と小さいことが望まれる。このような地盤を知ることが出来れば、震源からの距離があまり違わない区

1) 河角 広・嶋 悦三・太田 裕・柳沢馬住・Ahmed ALLAM・宮川和志 地震研究所彙報  
44 (1966), 731-747.

域にあっては、その基盤に入射するであろう地震波形はどこをとっても同じであることが予想される。このような波形は深さと速度との関係がわかれば理論的に計算することが出来る<sup>2)</sup>。したがってこのような基盤を知ることは、強震地動の一般的性質を知ろうとする場合特に重要である。また逆にこのようにして基盤における強震地動がきまれば、任意の構造をもつ地盤の表面で期待される地震動も又容易に計算することが出来る。したがって、さきのべた震源からの距離があまり遠くない同一基盤上の区域において、表面層内部における速度分布さえわかれば、地震時における地盤の振動性状を予想することが出来る。このような意味でも、地表層のみではなく、地下深部におけるS波速度の実測データを増すとともに、各地における基盤の設定作業が望まれる。

この目的の一つとして、大田区2ヶ所でS波の地震探査を実施した。

我々は、東京地盤図<sup>3)</sup>、東京都地質図集(1)<sup>4)</sup>を参照して、鮮新世(第三紀)の土丹が東京の地下に広く存在することを知り、これを今回の調査の目標とした。この層は、下町では非常に深いところにあるにもかかわらず、都合のよいことに大田区呑川上流では地表近くに存在する。そこで雪ヶ谷小学校及び大森高校の2ヶ所を実験地にえらんだ。なお大森高校は先年も調査を実施したところであるが更に深部を調べるのが目的であった。(地質構造については、Figs. 17, 22を参照)

## 2. 実験方法および使用計器

S波は前回の調査と違い強力であることが望まれたので、あらたに開発された、震源パイプ方式<sup>5)</sup>を採用した。この方式は、ボーリング孔中の任意の深さで、長さ約1mの厚い鉄管中で少量の火薬を爆発させることにより、震源に異方性をあたえ、SV波を発生させるものである。なお大森高校においては、ボーリング孔中に任意の深さに固定出来るように工夫されたパイプを垂直方向に強打して、ボーリング壁との間に強力なズリ応力をおこしSV波を発生させる方式<sup>6)</sup>も試みた。観測には前者にあっては、15c/s以上の周波数で出力が地動の速度に比例するように設計された、自己振動周期0.1秒の上下水平兼用電磁式地震計を、震源に対してradial方向に設置し、これを三栄測器製のビジグラフに直結使用した。後者にあっては、震源孔よりそれぞれ5m、15mはなれたところに、ボーリングして、それぞれの孔でSV波を発生させた深さと同じ深さに、3成分地中地震計<sup>7)</sup>を設置し、増巾器を通してビジグラフに記録した。地中地震計の出力は、0.2~50c/sの周波数範囲で、地動の加速度に比例する。増巾器には積分回路が組込んであり、記録上では上

2) 河角 広・嶋 悦三 *Proc. Japan Nat. Symp. on Earthq. Eng.*, (1962), 13-19.

3) 東京地盤調査研究会 東京地盤図 昭和34年 技報堂.

4) 東京都土木技術研究所 東京都地質図集(I) 昭和37年.

5) Y. OHTA and E. SHIMA, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 45 (1967), 33-42.

Y. OHTA, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 45 (1967), 727-738.

6) 河角 広 未発表.

7) E. SHIMA, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 40 (1962), 187-259.

記の周波数範囲ではほぼ地動の速度に比例することになる。

なお、パイプ方式では震源として火薬を使用しているので、当然 P 波も発生するので、P 波の探査も同時におこなうことができる。

### 3. 解析例 (大森高校)

#### S-Profile

大森高校では、深度 60 m のボーリング孔をほり、2.5~25 m の間では、2.5 m 間隔、30~55 m までは 5 m 間隔の深度で、震源パイプ方式により SV 波を発生させた。使用した薬量は、深度 2.5~15 m までは、ダイナマイト 10 g、15 m 以深では 20 g を使用した。

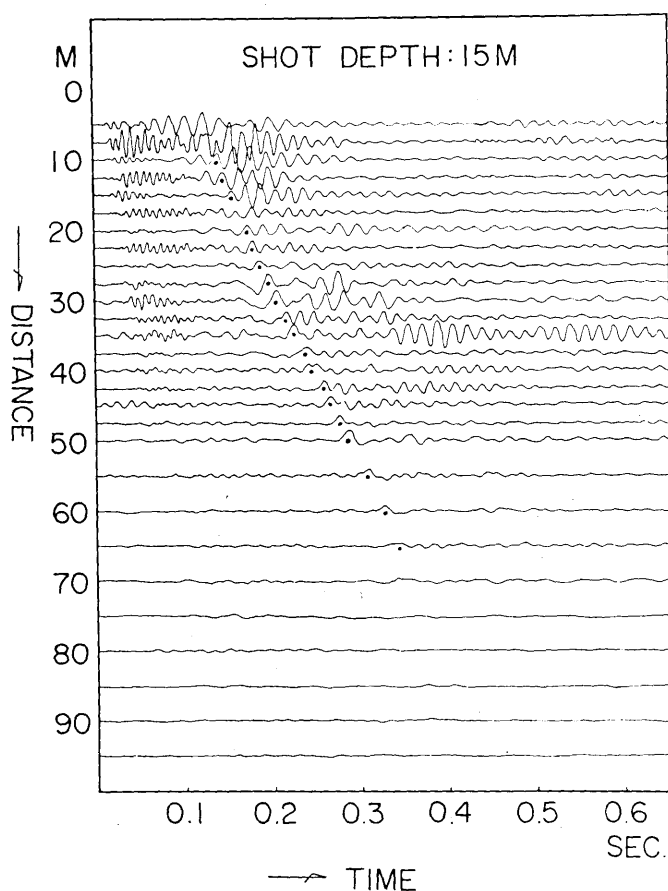


Fig. 1. An example of seismograms obtained at Omori Senior High School. S-arrivals are marked by “.”. Radial component.

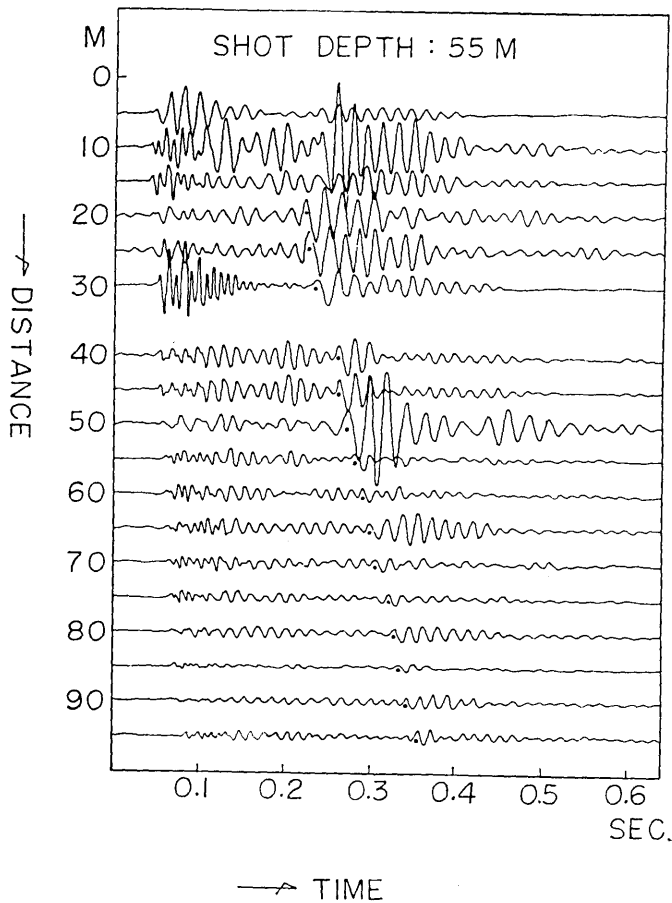


Fig. 2. An example of seismograms obtained at Omori Senior High School. S-arrivals are marked by “.”. Radial component.

Figs. 1, 2 は、えられた記録の例である。S 波に関連して読みとりを行ったところには、“.”で印がつけてある。Fig. 3 には各深度においてえられた走時曲線をあつめてある。これをみると、深度 17.5m までのものには、255 m/sec の位相速度をもつ位相がみられる。この位相は、Fig. 1 でもわかるように、P 波のあとに続くもっとも顕著なものである。そこで実際にこの速度をもつ速度層が存在すると仮定しよう。そうすれば、この層より上にある速度層の速度は、Fig. 4 に示すように、震源から充分はなれたある観測点で深さが  $\Delta Z$  ちがう爆破を観測したとき、対応する位相の時間差を  $t$  とすれば、 $d$  から先は共通であるから、 $t = t_{ad} - (t_{ef} + t_{fd}) = t_{ad} - (t_{bc} + t_{cd}) = t_{ab} = \Delta Z \cos i / V_0$  となる。ここに  $i$  は、critical angle である。よってこれから未知数  $V_0$  をとくことが出来る筈である。

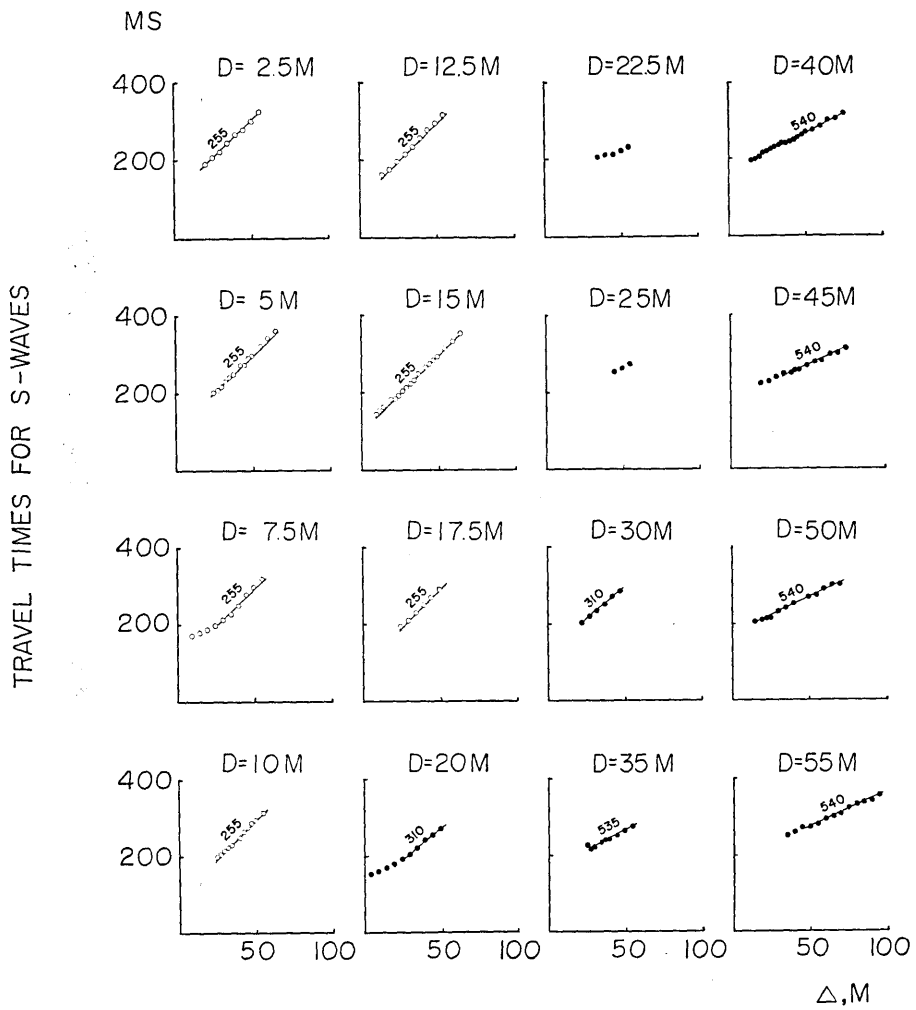


Fig. 3. The summary of the travel-time graphs for S-waves.

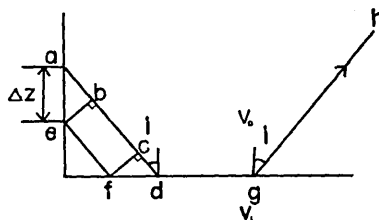


Fig. 4. The time difference of the travel-times between two shots fixing the seismometer.

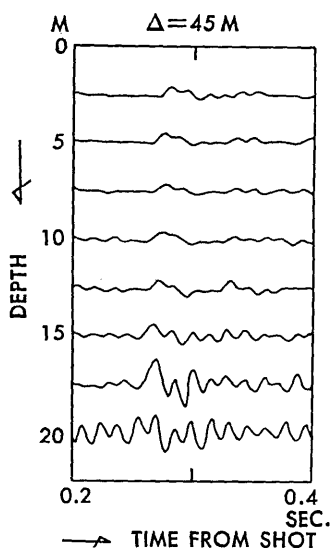


Fig. 5. Seismograms from the shots of different depths obtained at  $\Delta=45$  m.

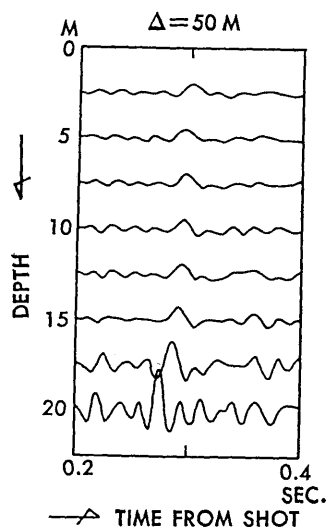


Fig. 6. Seismograms from the shots of different depths obtained at  $\Delta=50$  m.

そこで  $\Delta=45$  m, 50 m に固定した深度別の記録をつくった (Figs. 5, 6). これをみると、共に 17.5 m, 20 m では記録がすこしくずれるが、それより浅いところでは非常によくしており、しかも浅いものほど時間がかかっていることがわかる。すなわち、この位相がすくなくとも 15 m よりは下から上へ伝播していることをおしえてくれる。さて、相となる記録の位相の時間差を客観的に出すために、主な位相を中心とした 80 ms の区間を 2 ms ごとによりとり相互相関係数を求め、図上で相関係数が極大になる点をもとめ時間差とした (Figs. 7, 8 左)。Figs. 7, 8 右には、爆破深度 2.5 m の記録と他の記録との係数が示してある。これは時間差と深さの関係を図示するときに、となりあう記録同志の相関は非常によいが(多くの場合 0.9 以上であった)、時間差をつぎつぎと加えた場合に予想される誤差をおそれたためである。これをまとめてしめしたのが Fig. 9 である。なお  $\Delta=45$  m の場合、Fig. 7 をみるとわかるように、深さ 12.5 m でつないである。Fig. 9 を一見してわかることは、深さ 5 m をのぞけば、16.5 m まではほぼ一様な速度をもち、その下で速度が急変しており不連続面のあることがわかる。そこで同様の目的で更に深いところの相関係数をもとめてみたが (Figs. 9, 11) Fig. 10 の記録からも予想されるようにこの場合は、相関係数の値が一段と小さく、又深さに較べて距離もちかいたため、誤差も大きいものと予想されこの目的には適さないと思われる。

さて Fig. 9 から  $V_0$  をとくと 250 m/sec に近い値となり、 $\Delta=50$  m で観測されるものは屈折波ではあり得ないということになる。これを直接波とする考えもあるが、震源が浅い程走時が遅れて観測されており、やはり充分でない。そこで残された一つの可能性は、

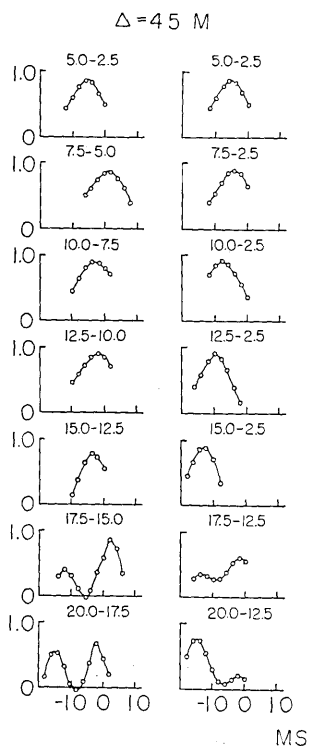


Fig. 7. Cross-correlation coefficients between the seismograms.

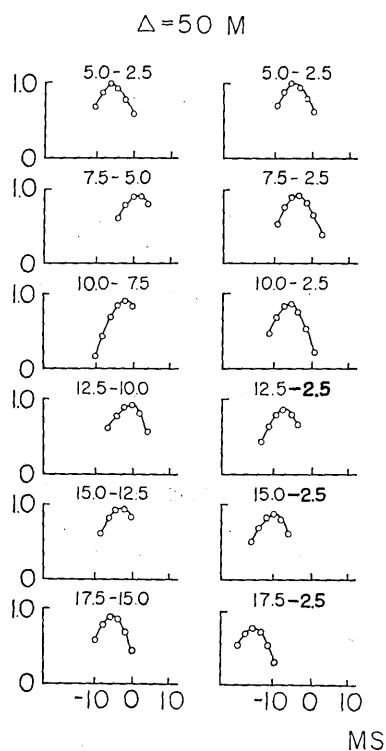


Fig. 8. Cross-correlation coefficients between the seismograms.

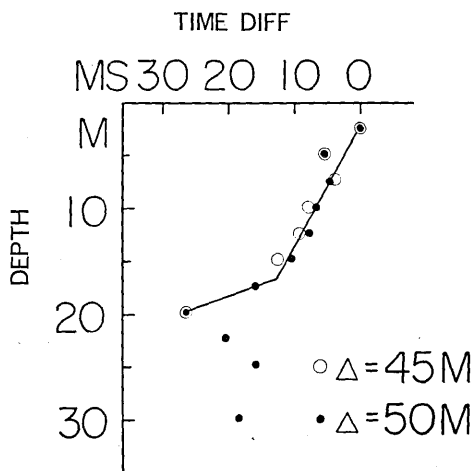


Fig. 9. The time difference with respect to the depth.

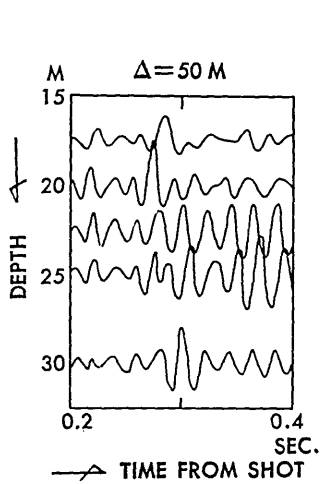


Fig. 10. Seismograms from the shots of different depths obtained at  $\Delta=50$  m.

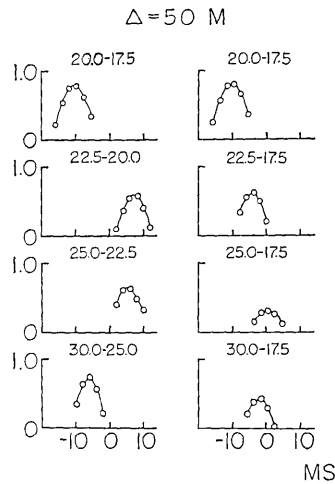


Fig. 11. Cross-correlation coefficients between the seismograms.

255 m/sec の位相が反射波ではないかということである。これを知るために、反射法で平均速度を求める目的でよくなされる  $\Delta^2 \sim T^2$  の図を shot depth=2.5 m の場合についてこころみたところ一直線上にのることがわかり (Fig. 12), これらは反射波であることが明らかとなった。この関係は shot depth 15 m 以浅でほぼ成り立っている。直線の傾斜

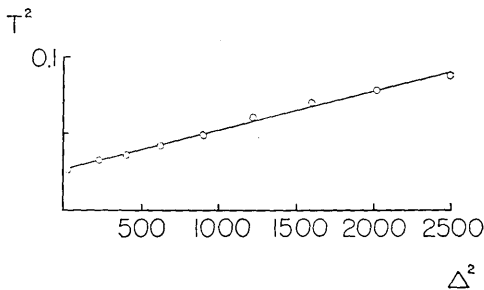


Fig. 12. Cross-correlation coefficients between the seismograms.

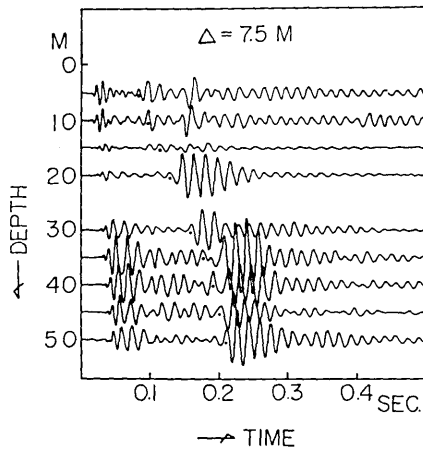


Fig. 13. Seismograms from the shots of different depths obtained at  $\Delta=7.5$  m. S-arrivals are marked by “.”.



から平均速度は 200 m/sec であることが得られ、又 Intercept から平均速度を使って反射面までの深さを推定すると 16.4 m が得られる。Fig. 9 の図から直接推定した不連続面は、我々のあつかった波が、屈折波であろうと反射波であろうと成立する筈のものであり、いま得た結果とよくあっているといえる。そこで 16.5 m の深さまで 200 m/sec の層がありその下には、shot depth=20 m の記録にみられる 310 m/sec の層があると考えた。但

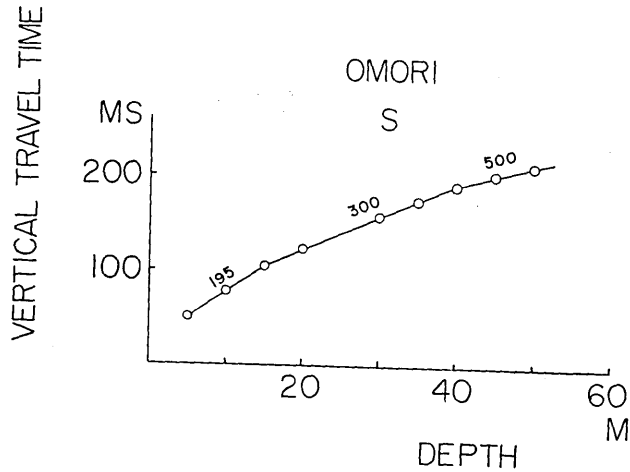


Fig. 14. The vertical travel-time graph for S-waves.

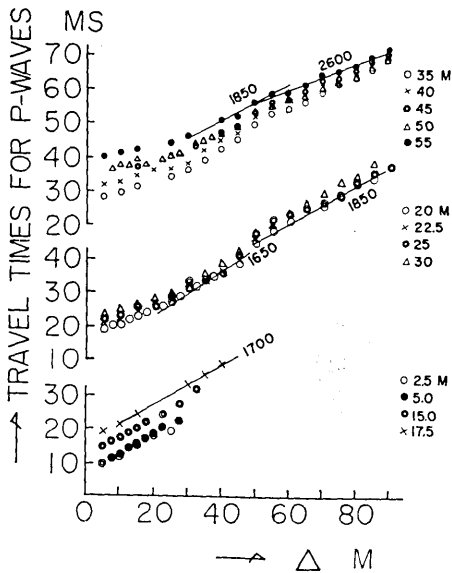


Fig. 15. The summary of the travel-time graphs for P-waves.

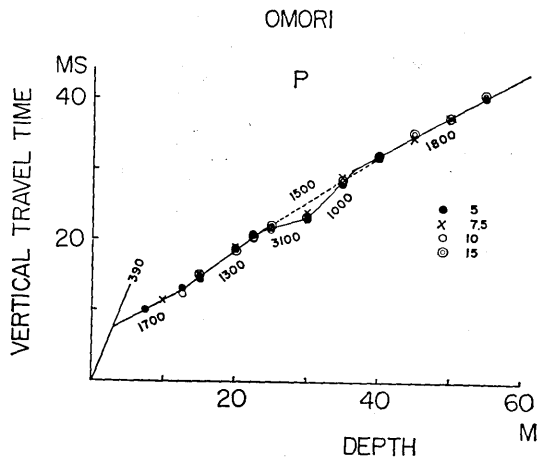


Fig. 16. Vertical travel-time graph for P-waves.

しこの場合 shot depth=17.5 m の場合、やはり 255 m/sec の位相がみとめられるのは不可解である。更に Fig. 3 から 540 m/sec と 310 m/sec の境界は 40 m にあることがわかる。

以上のようにして推定された地下構造をたしかめるために、 $\Delta=7.5$  m で観測された S 波 (Fig. 13) の走時から、vertical travel time を計算し、Fig. 14 に示してある。これによれば、195 m/sec と 300 m/sec の交点は 16 m、又 300 m/sec と 500 m/sec とのそれは、40 m をあたえ、前記の結果を支持している。

#### P-Profile

Fig. 15 は、P 波の走時曲線をまとめたものである。この結果からみると、低速度のはさみ層の存在が予測される。

Fig. 16 は、 $\Delta=5$  m, 7.5 m, 10 m, 15 m のデータを使って vertical travel time になおした図である。同じ深さでのそれぞれの観測点への走時は、vertical travel time への補正の結果お互いに非常に一致をしめしている。これから P 波の地下構造を推定した。

### 4. 観 測 結 果

Fig. 17 に、ボーリングによって明らかにされた地質構成、そして以上のようにして得られた結果をまとめてある。P 波に関しては予測通り、低速度はさみ層の存在が確認された。なお 22.5 m~40 m は 30 m のデータ (非常にはっきりしているが) をのぞけばあるいは単一の層とも考えられるので、両方の場合を示してある。

地質学的には、表面から 15.5 m までが沖積、15.5~18.0 m は細砂の下部に小礫を交え

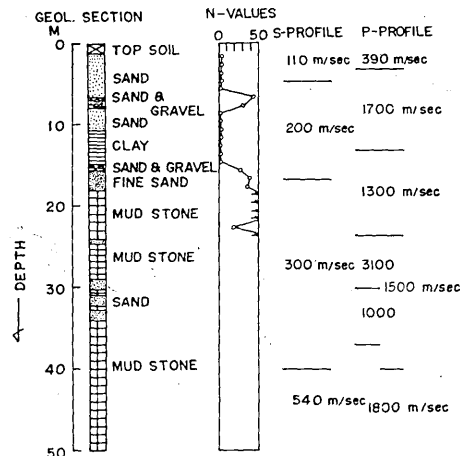


Fig. 17. The underground structure at Omori Senior High School.

ており、東京層と思われ、その下は、三浦層群 (第 3 紀) の土丹であると推定されている。

Fig. 18 は、前述の第 2 の方式によって発生した SV 波を、それぞれ  $\Delta=5\text{m}$ ,  $15\text{m}$  のところのボーリング孔中で観測したものであり、共に上下成分である。なお震源、地震計の深さは同一である。図において時間の原点には  $\Delta=5\text{m}$  の P 波の初動の到達時間をとっている。これから 2 点間の interval velocity をもとめると第 1 表のようになる。勿論 2

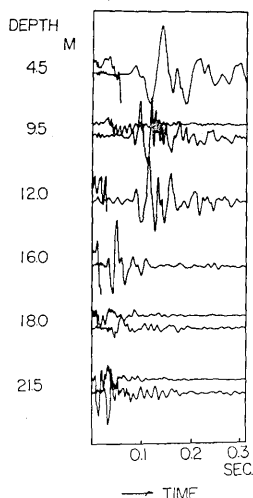


Fig. 18. S-waves observed in the bore-holes at  $\Delta=5\text{m}$  and at  $15\text{m}$  respectively. S-waves were generated at the same depths as those of the seismometers. Vertical components.

点で速度をきめるのであるから特に P 波の場合は時間差がすくないので誤差も大きい筈である。又詳しくよみとれたとしてもそれほど精度がよいとは思えない。厳密に言えばこの見掛け速度は 2 点間の距離、上下の媒質の速度との関係で決まり、実際よりはやい速度をあたえる場合、おそい速度をあたえることもあり注意を要する。ところで上の結果は、前に得た不連続面付近ですでに非常に早い速度層の存在をしめている。しかしながら一方その上では低速層の存在を示している。したがって前に得た結果はあるいはこれらの平均速度を与えているのかもしれない。又地質断面図 (Fig. 17) からわ

第 1 表 2 点間の見掛け速度

深 度 (m)	P (m/sec)	S (m/sec)
4.5	1470	200
9.5	1400	200
12.0	1200	160
16.0	2000	465
18.0	1900	465
21.5	2100	540

かるように 21.5m の深さは土丹層であり、540 m/sec の速度は、前の結果から得られた 40m 以深 (土丹層) の速度と一致する。そこで土丹層内を伝わる S 波の速度を 540 m/sec に対応させれば 21.5m 付近に 540 m/sec の速度をもつ地層が厚く存在することとなり、Fig. 3 に示した走時曲線を完全に説明することが出来なくなる。ゆえに、21.5m でえられた 540 m/sec の層は存在するとしても厚いものではあり得ない。これ等のことをたしかめるためには更にこまかい実験が必要となる。そこで今回は、上記の理由から前に得た結果を採用することとし、第 1 表の結果は参考にするにとどめることにした。

雪ヶ谷小学校の場合は屈折波による解折が行なわれた。雪ヶ谷小学校の場合、P 波と S 波の周期が近接しているため、S 波の位相の追跡には特に注意した。すなわち、まず観測した最遠点で、深さ別の記録をつくり (Fig. 19) 各々の爆発点からの走時曲線をつくる際この記録から同じ位相をよみとっていることを確認した。Figs. 20, 21 は走時曲線の例で

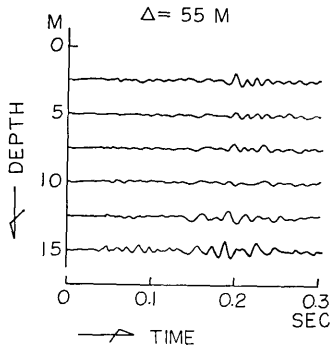


Fig. 19. Seismograms from the shots of different depths obtained at  $\Delta=55$  m. Yukigaya Primary School.

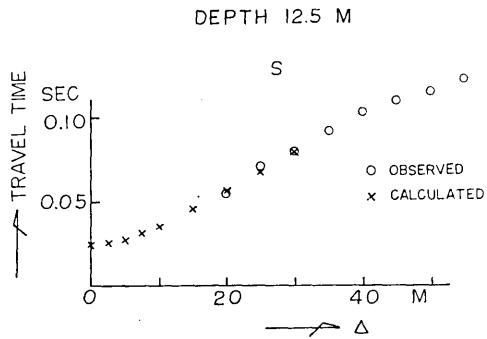


Fig. 20. An example of the travel-time graph for S-waves.

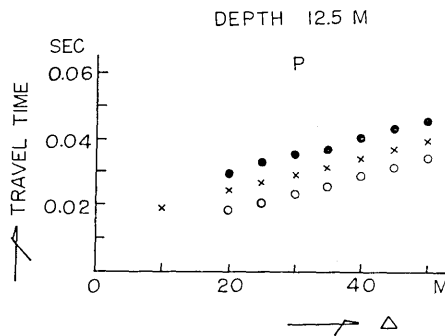


Fig. 21. An example of the travel-time graph for P-waves.

ある。Fig. 22 に得られた地下構造の結果を示してある。4 m以深にあらわれる土丹層は、大森高校の際にみられたものと同様な地質学的背景をもつものと思われる。なお、Fig. 22 にみられる S 波にして 800 m/sec, P 波で 2800 m/sec のものは完全に確認されたものではない。将来さらにたしかめられるべきものである。

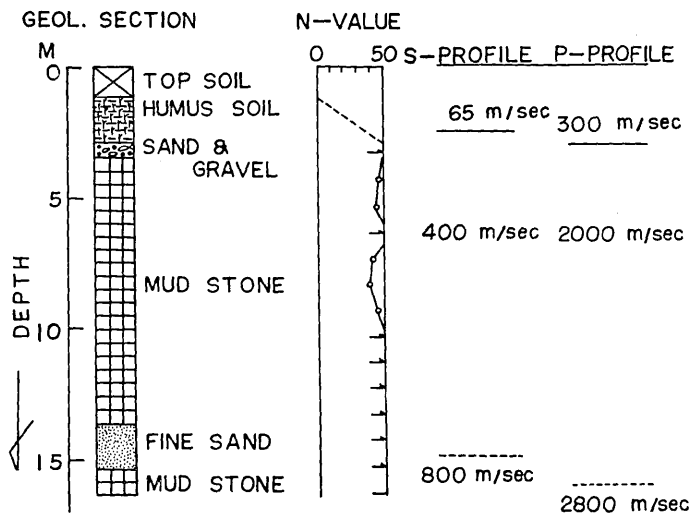


Fig. 22. The underground structure at Yukigaya Primary School.

### 5. おわりに

本調査の結果、土丹層上部での S 波の速度は、300~400 m/sec, P/S にして 5 程度 (ポアソン比にして 0.48 程度) であり、東京層のそれと大差ないこと又その下では S 波の速度 540 m/sec, P/S は 3.5 程度であるからポアソン比は 0.46 となる。したがってポアソン比に関していえば、前回報告した軟弱地盤を構成する地層のそれ<sup>8)</sup> と大差ないことがわかってきた。そのような観測事実は全く予想外であったが、現在川崎市内においても同様な実験が続けられており、さらにこの種実験をくりかえすことにより土丹層の力学的性質を解明してゆきたい。

今回の調査を通じてデーターをふやす意味で色々な場所で数多くの実験が必要であること、そのため S 波の測定法をさらに改良して、簡略化のための努力がなされるべきであることを痛感した。

さいごにこの研究は、東京都防災会議からの委託研究費及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。又現場で実験を手伝われた野口静男氏及び記録の整理、図面の作成にあたり助力された渡辺さゆり嬢に厚く御礼申し上げる。

8) *loc. cit.*, 1).

*35. S Wave Velocities of Subsoil Layers in Tokyo. 2.*

By Etsuzo SHIMA, Yutaka OHTA and Masumi YANAGISAWA,  
Earthquake Research Institute,

Ahmed ALLAM, Graduate School, University of Tokyo  
and Hiroshi KAWASUMI, University of Tokyo.

It is well-known that seismic wave impinging on a boundary of different media suffer reflection and refraction and variation of their amplitudes. Especially, the waves incident on a surface layer, usually called subsoil layer or ground, are modified exceedingly in their amplitudes and waveforms when a large difference of physical property is observed between the ground and the basement. Due to the multiple reflections of the seismic waves in the surface layer the amplitudes of the seismic waves of particular frequency at the surface are sometimes amplified to several times those of the incident waves. And this causes damage to the structure built thereon.

It is therefore necessary to know the physical properties, especially the rigidity in the ground and basement, since we are more concerned with S wave than P wave, because of the superiority of its amplitude.

To cope with this aim, we have engaged in exploiting the method of measuring the S wave velocity which is most directly connected with the rigidity. It was also aimed to know the S wave velocities in different soil-strata found in the Tokyo metropolitan area, and a series of measurements are being conducted.

In the previous paper<sup>1)</sup>, the result of seismic surveys made by means of SH waves as well as P waves at 12 places in the Tokyo metropolitan area were reported. Throughout the study, S wave velocities in the typical subsoil layers, often found near the surface, such as alluvial clay, alluvial sand etc. were clarified. However, information at depth was quite limited. As the continuation of this type of study, S wave velocities in the mud stones were investigated at two places in Ota Ward, Tokyo. The mud stones of the formation of Pliocene series are often found in the Tokyo metropolitan area in depth. From the bore hole data, we know that this formation is very deep in downtown Tokyo, however, in Ota Ward we can detect them near the surface. And this is the reason why we selected the experimental sites in Ota Ward.

The modified explosion source<sup>5)</sup> was employed as the S wave source. Derived underground structures with geological sections and the N-values, that is the number of blows of the standard penetration test, are shown in Figs. 17 and 22.

The S wave velocity in the upper part of the formation, mud stones, was found to be 300-400 m/sec.. The Poisson's ratio was also calculated to be around 0.48 from the velocity ratio between P and S waves. It is worth-while to note that the velocity as well as Poisson's ratio are quite similar to those obtained from the soils of Tokyo-formation. The mud stone having the faster velocity 540 m/sec. (the Poisson's ratio around 0.46) was also found in depth. It is interesting that the Poisson's ratio does not differ much from those reported in the previous paper, in which the weak subsoils were treated.

Accumulating this type of information, we hope in the near future to be able to clarify the vibration characteristics of the subsoil layers during earthquakes.