

64. 東京都内各所における S 波の測定結果 (第 3 報)

地震研究所 { 嶋 悦 三
 { 太 田 裕
 { 柳 沢 馬 住
 { 工 藤 一 嘉
東京大学 河 角 広

(昭和 43 年 9 月 17 日発表—昭和 43 年 9 月 30 日受理)

1. はじめに

表面層の地震波形におよぼす影響を究明することは、その地盤上に建設されるであろう構築物の耐震対策のために欠くことのできない問題である。このためには、表面層および基盤における物理的性質をくわしく知る必要がある。中でも地盤そのものの剛性率に関連して S 波の現場測定法の開発、さらに各種地盤における実測データを集積することの重要性が耐震工学の分野でも次第に認識されつつある。

われわれは、上記のような理由から、東京都内における地震対策の基礎資料をうる目的で、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を実施している。その結果については、その都度報告してきたが^{1,2)}、本報告はその第 3 報である。

2. 調査地

今回調査を行った場所は、Fig. 1 に黒丸で示す 6 カ所である (第 1 表参照)。なお白丸は現在までにわれわれが調査を実施し、すでに報告済みのところである。

調査地点 1, 2 附近では、沖積世以前の堆積物 (洪積世または鮮新世) が地表近くに存在するといわれている。このことを確かめると同時に、それをおおっている沖積層の速度を測定し、沖積層に関するデータをふやすことが、この地点での調査の主目的であつた。調査地点 3 では、今まで一連の調査の中で特にデータの少ない関東ローム層内を伝わる S 波速度を調べることを主眼にした。また調査地点 4, 5, 6 では、鮮新世の地層の露頭がみられるところであり、前報³⁾に引き続き、基盤に関する情報を補うことが主目的であつた。

- 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.
- 2) 嶋 悦三・太田 裕・柳沢馬住・Ahmed ALLAM・河角 広 地震研究所彙報 46 (1968), 759-772.
- 3) *loc. cit.*, 2).



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

第 1 表
Table 1

番号 No.	調 査 地 Location	所 在 地
1	小岩第3中学校 Koiwa 3rd Junior High School	江戸川区北小岩8丁目
2	高砂小学校 Takasago Primary School	葛飾区高砂3丁目
3	杉森中学校 Sugimori Junior High School	杉並区阿佐ヶ谷北5丁目
4	多摩ニュータウン Tama New Town	南多摩郡多摩町
5	浅川河川敷 Asakawa River Beach	八王子市浅川町
6	多摩川河川敷 Tama River Beach	昭島市拜島町

本報告には、さらに港区高樹町で関東ローム層、渋谷粘土層を対象として行つた調査結果もつけ加えてある⁴⁾。

3. 実験方法および使用計器

板叩き法によつて発生した SH 波による well shooting の方法⁵⁾ が場所をとらず容易であり、この種の調査に大変有効であることがわかつたので、調査地点6を除き、すべて

4) E. SHIMA, M. YANAGISAWA and A. ALLAM, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 46 (1968), 517-528.

5) *loc. cit.*, 4).

この方法による調査を行った。すなわち、ボーリング孔底に 3 成分地中地震計⁶⁾を設置し、ボーリング孔から、それぞれ 1.0, 1.5, 2.0 m 離れた地表に設置された板を叩くことにより発生する SH 波を観測する。この際、板の両端を叩いて記録をとるので、1 地中観測点について 6 枚の記録が得られることになる。このような測定を深度を変えながらくりかえすわけである。今回の測定は、深度をほぼ 2 m 毎にかえて行われた。このほか各観測点ごとに板のすぐそばの地面をたたくことにより P 波を発生させ、P 波による探査もあわせ実施した。調査地点 6 では、地震波の発生法は他と同様であつたが、地上展開による観測を行なつた。全調査を通じて、発生した個々の地震波形のちがいを調べる目的で、震源から 30 cm 離れた所 (地表) に 3 成分地中地震計を設置した。これは、地表層内を伝わる地震波走時のみを問題にする場合は必ずしも必要ではないが、生じた波動の減衰を論ずるためには不可欠である。なお、地表層内における波動の減衰の問題に関しては機会を改めて報告する予定である。

3 成分地中地震計は、0.2~50 c/s の周波数範囲で、出力が地動の加速度に比例している。地中の地震計は増幅器を通し、また地表のそれは直接に、三栄測器のビシグラフに接続した。増幅器には積分回路が組み込んであり、記録上では、上記の周波数範囲でほぼ地動の速度に比例することになる。なお多摩川河川敷での実験には 10 c/s の固有周期を持つ地震計を使った (5, e 参照)。

4. 解析例 (多摩ニュータウン)

S-Profile

多摩ニュータウンの場合は、約 2 m おきに深度 36 m までの観測を行った。SH 波は、ボーリング孔よりそれぞれ 1.0, 1.5, 2 m はなれたところで発生させた。Fig. 2 は、その中で $l = 1.5$ m の場合の記録例である。今回の調査を通じて、記録波形は非常にはずきりしており初動のよみとりも可能かと思われたが、今までと同様、最初のピークの走時をよみとることとした。Fig. 2 においてよみとりを行つたところには ((・)) 印がつけてある。このようにして読みとつた走時は、vertical travel time に補正する。前にも述べたように、3 カ所で S 波を発生させ、かつ板の両端を叩いているから各深度について、6 コの vertical travel time を得ることになる。Fig. 3 はこの平均値をプロットしたものである。なおこの走時図では、vertical travel time から Depth/200 m/s を引いてある。これは今までに得た結果から、砂礫をのぞけば沖積世の堆積物中を伝わる S 波の速度が 200 m/s 以下であることを学んでいたからである。すなわちこのような図を書けば、走時曲線の傾斜の正負より、地盤が沖積世のものであるか、あるいはそれ以前のものであるかのおおよその区別をすることができるのである。走時図には、さらに各観測点毎に、その点における 6 コのデータより 95% の信頼限界を求めて、しるしてある。S 波の速度を求めるとき、まず何点かを通る直線をひき、これが各々の点において信頼限界の幅をで

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

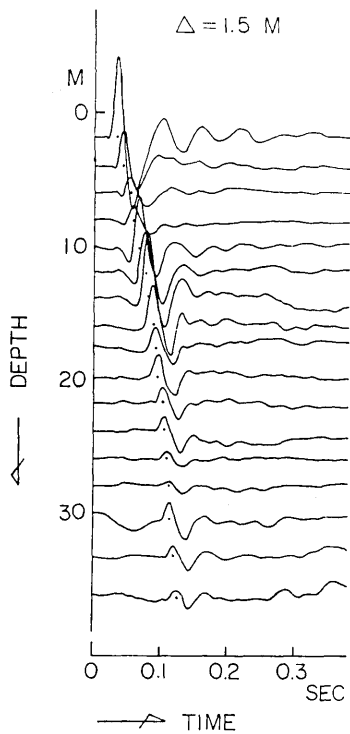


Fig. 2. An example of SH-waves observed at the observation site in Tama New Town.

走時曲線を見るとわかるように、まず表面に、155 m/s の層が数米あり、235 m/s の層が 10 m 程度、335 m/s 程度で、以深に高速度および低速度のはさみ層があり、さらにそれを通過すると 700 m/s の速度層に達する。はさみ層は、前にも述べたように、各々 2 点による interval velocity であるから正確なことはわからないが、その附近での記録が非常によいので（事実信頼限界の幅が狭い）、高速度層が 600 m/s 以上、低速層が 310 m/s 以下になることは動かし難いと思われる。

P-Profile

S波の場合と同様に、vertical travel time に補正した (Fig. 9 参照)。ただし P 波の場合には初動をよみとつている。P-profile の場合、各観測点におけるデータ数が 3 コであるため、特に信頼限界を求めることを行わず、平均値をプロットしてある。それによると、風化している表層の速度は非常に小さく、また 20 m 以深では、2.7 km/s を与え、今までに数多く発表されている P 波速度と地質との関係の統計からもわかるように、通常の岩石に近いことがうかがわれる。事実この深さでのコア・サンプルは非常に硬いものであり、砂岩といつてさしつかえないものであつた。深度 20 m 附近では、S 波の場合に

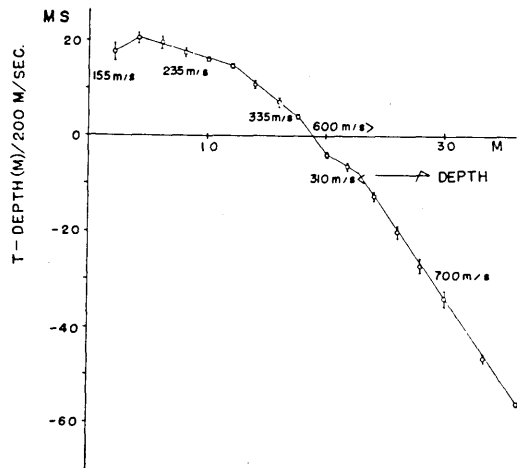


Fig. 3. The reduced vertical travel time graph for SH-waves (Tama New Town). Bars show 95% confidence limits.

ない場合にのみその値を採用することとした。したがって Fig. 3 にも見られるように 2 点間の interval velocity しかわからないものもあらわれる。この場合は区間内の堆積物中を伝わる波の速度が interval velocity より大きいか小さいかを記号で示すこととして、図には interval velocity を書いてある。

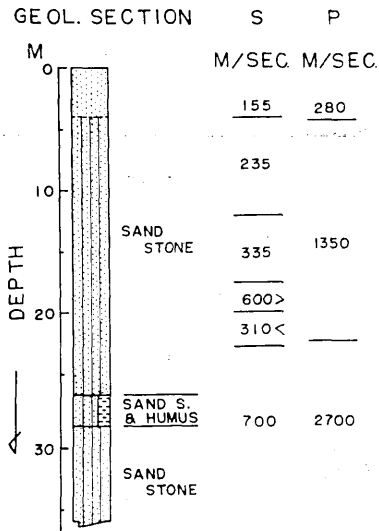


Fig. 4. The geological section and the underground structures for P-and SH-waves (Tama New Town).

も速度が大きく変わる所があり、P波のそれとよい一致を示している。

Fig. 4 にこのようにして推定された、S-profile, P-profile と柱状図が比較されている。なお、この地質は鮮新世のものとされている。

5. 観測結果

上記のような方法で得られた各地でのSH波の reduced travel time graphs を Fig. 5~Fig. 8 にしめす。また Fig. 9 には同様にP波の vertical travel time graphs をまとめてしめしてある。

Fig. 10 は、多摩川河川敷におけるS波、P波の測定結果であり、この場合の観測は、地上展開のみによつた。

Fig. 11~Fig. 14 には、上の走時図から推定された地下構造と、ボーリングの結果明らかとなつた地質構造との対比が示してある。

以下各々の場所について、簡単な説明をつけ加える。

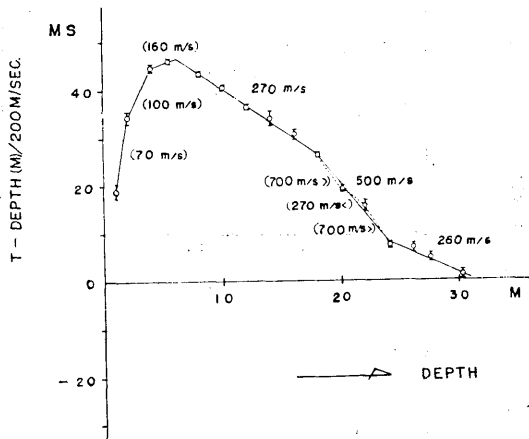


Fig. 5. The reduced vertical travel time graph for SH-waves (Koiwa 3rd Junior High School). Bars show 95% confidence limits.

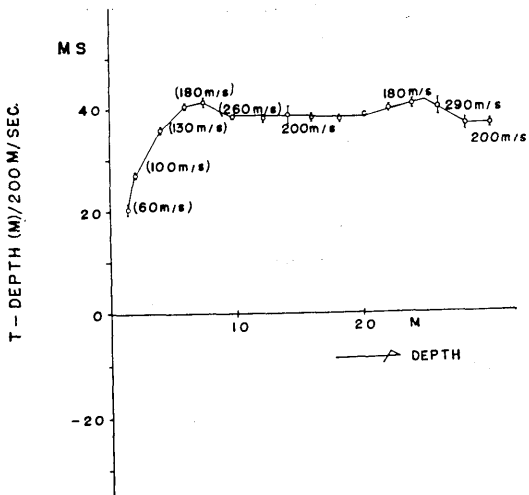


Fig. 6. The reduced vertical travel time graph for SH-waves (Takasago Primary School). Bars show 95% confidence limits.

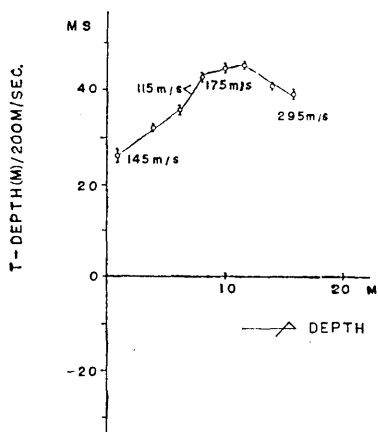


Fig. 7. The reduced vertical travel time graph for SH-waves (Sugimori Junior High School). Bars show 95% confidence limits.

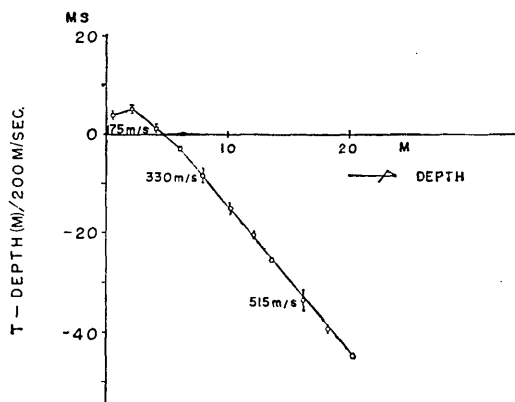


Fig. 8. The reduced vertical travel time graph for SH-waves (Asakawa River Beach). Bars show 95% confidence limits.

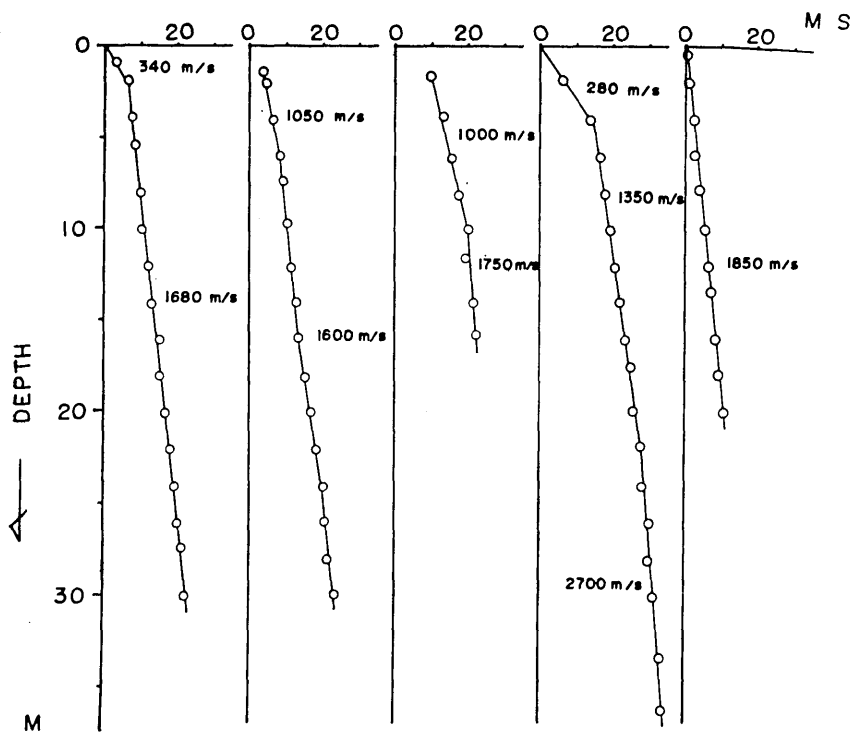


Fig. 9. The summary of observed vertical travel time graph for P-waves. Left to right, Koiwa 3rd Junior High School, Takasago Primary School, Sugimori Junior High School, Tama New Town and Asakawa River Beach respectively.

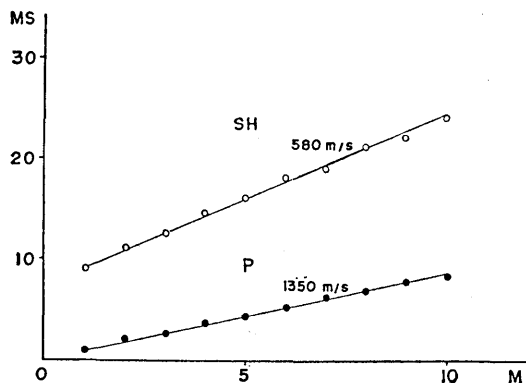


Fig. 10. The travel time graph obtained at the Tama River Beach.

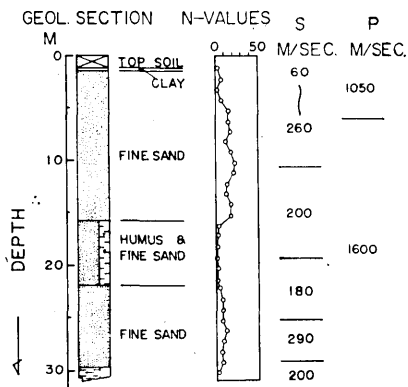


Fig. 12. The geological section and the underground structures for P- and S-waves (Takasago Primary School).

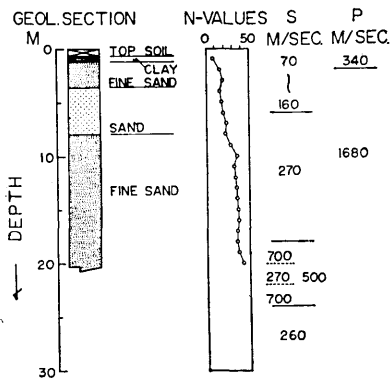


Fig. 11. The geological section and the underground structures for P- and S-waves (Koiwa 3rd Junior High School).

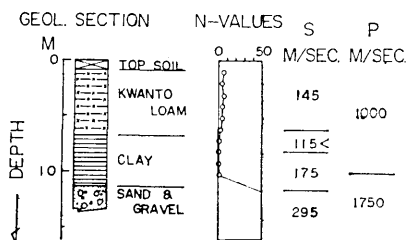


Fig. 13. The geological section and the underground structures for P- and S-waves (Sugimori Junior High School).

a. 小岩第3中学校 (Fig. 5, Fig. 11 参照)

深さ 6m までは、S 波速度が連続的に増加しているようである。以下 270 m/s の層が 12m 程あり、さらに 500 m/s の層が続いている。ただしこの層は Fig. 5, Fig. 11 からわかるように、700 m/s 以上の 2 層間に、270 m/s 以下の低速層が存在するとも考えられる。以深は 260 m/s である。P 波に関しては、地表ごくわずかだけ非常に速度の遅い層 (340 m/s) があり、以下では 1680 m/s を与え、深さについてはほとんど速度の変化が認められないことは大変興味深いことである。P 波の速度は水分の含有量に支配されやすい。特に軟弱地盤にあつては、特にその影響が著しく、水中を伝わる音波に近い速度を与えることが多い。それゆえ、水分の影響を受けにくい、S 波による地盤調査がよりくわしい地下構造を与えることを教えてくれる。Fig. 5 から判定すれば、6m 以深では走時曲線の傾斜が負になつており、これ以下が沖積以前の堆積物であると考えられる。

b. 高砂小学校 (Fig. 6, Fig. 12 参照)

前と同じく、深さ 10 m 程度までは連続的に速度が増加している。以深では多少の変化はあるが、ほぼ 200 m/s の層がかなり深くまで存在しているようである。P波に関しては、やはり数米以深ではあまり速度の変化が認められない。Fig. 6 から解るように、少なくとも、調査した深さまでの堆積物は沖積層のそれを想定させる。

c. 杉森中学 (Fig. 7, Fig. 13 参照)

関東ローム層中を伝わる S 波は予想された速度より小さいものであつた。第 1 報⁷⁾ 調査地点 12 の結果から見てもあるいは、風化されていると考えるのが至当かも知れない。なお約 300 m/s を与える砂礫層は、山手砂礫層と呼ばれるものである。P 波についていえば、S 波の場合と同様礫層のところに速度の大きな不連続が見られる。

d. 浅川河川敷 (Fig. 8, Fig. 14 参照)

ごく浅いところから泥岩が露出しているところで、表層が 175 m/s、第 2 層が 330 m/s、第 3 層が 515 m/s となる。これは鮮新世、三浦層群の土丹に相当すると考えられるもので、未風化と思われる第 3 層速度は、前に得た結果⁹⁾ とよい一致を示している。深さにたいして P 波の速度はほとんど変つていない。

e. 多摩川河川敷 (Fig. 10 参照)

前にも述べたとおり、ここでは観測は地上展開のみによつた。使用した地震計は 10 c/s の上下水平兼用で、15 c/s 以上の周波数で地動速度に比例する出力をうるように設計されたものである。これを三栄測器のビジグラフに直結使用した。S 波、P 波の発生法は他と同じである。S 波で 500 m/s、P 波で 1350 m/s の層のみが走時曲線にあらわれている。これは、地震波の減衰が大きく、長い測線をとれなかつたためである。この地質は、浅川河川敷と同じであると思われる。

附. 渋谷区高樹町⁹⁾

ここでは、関東ローム層および、渋谷粘土層を対象として実験を行つた。この場合の実験方法は、前とほとんど同様で、well-shooting の方法を主とし、地上展開による観測も行つた。くわしいことは上記の論文に述べられているので、ここでは、得られた結果のみを示す。Fig. 15 は、得られた P 波、S 波の地下構造、Fig. 16 は、地質断面図である。これによると、関東ローム層内の S 波速度は 210 m/s、渋谷粘土層のそれは 200 m/s が得られた。なお、地表の 145 m/s を示すものは関東ローム層の風化されたものと考えら

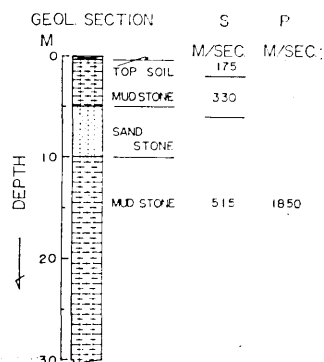


Fig. 14. The geological section and the underground structures for P- and S-waves (Asakawa River Beach).

7) *loc. cit.*, 1).8) *loc. cit.*, 2).9) *loc. cit.*, 4).

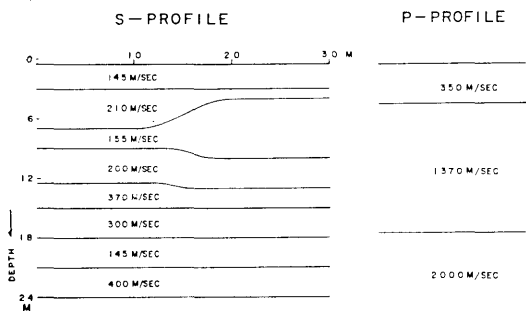


Fig. 15. The underground structures for P- and S-wave (Takagi-cho).

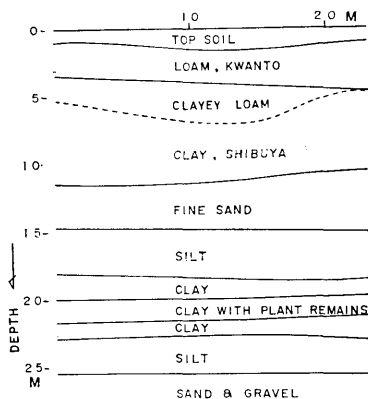


Fig. 16. The geological section (Takagi-cho).

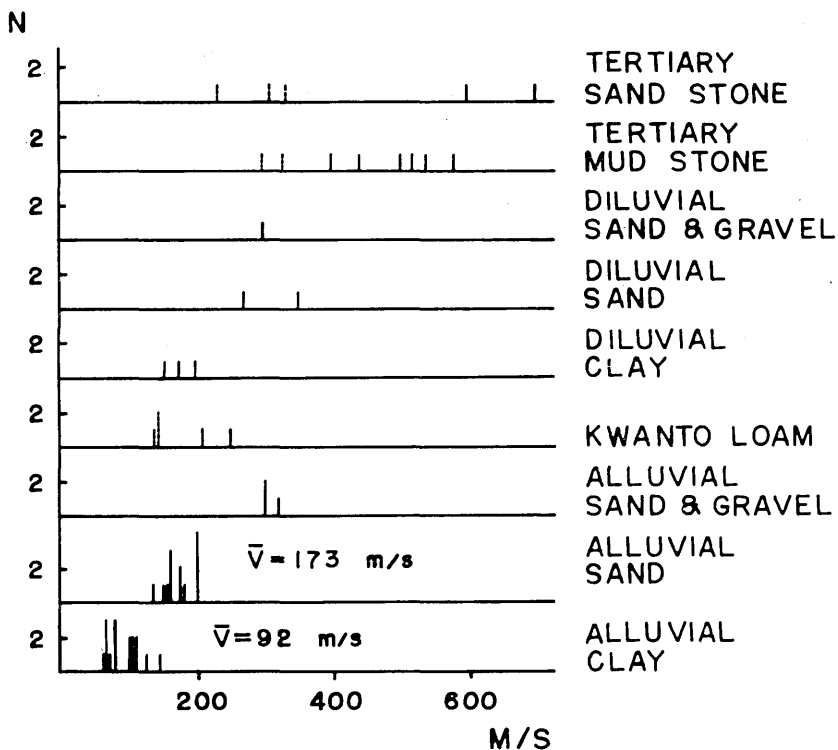


Fig. 17. The number of observations vs. observed S-wave velocities for various formations.

れる。この値は杉森中学での結果とよくあつている。P波に関しては、地表近くに 350 m/s の遅いものがあり、以下 1370 m/s が続いている。S波ほどはつきりした速度の境界が認められない。

このようにしていままでに得られたS波速度と地質との関係をまとめたのが Fig. 17 である。縦軸は測定数、横軸は速度である。第1報¹⁰⁾にも同様の図を示したが、沖積粘土および沖積砂の平均値がデータが増したため僅かばかり変つた。なお第1報の図で、東京層の砂礫とされていたものが、その後の調査で、鮮新世の土丹であることが確かめられたので、本図で訂正してある。図で点線で示したものは、すべて地表近くでの値であるので風化されたものであると考えられる。

この図を見てすぐ気が付くことは、どの地質時代でも、得られたデータに関する限り、粘土、砂、砂礫の順に速度が増しているということである。なお図で洪積世の粘土、砂とあるが、現在までのデータはすべて上部東京層に関するものである。また洪積砂礫は立川累層下部の山手砂礫層のみである。当然予想されることであるが、地質時代が古くなるにつれて速度が次第に増していく傾向にあることがこの一連の調査の結果明らかにされたといえよう。面白いことは、沖積の砂礫層を除けば、沖積層と洪積層がほぼ 200 m/s で、また洪積層と第3紀層（一現在までのところすべて鮮新世の堆積物であるが）とが、ほぼ 400 m/s を境としてわかれてしまうことである。このようないいかたをすれば、第3紀層の風化されたものは、洪積層のS波速度に近く、洪積層の風化されたものは、沖積層のそれに近いといえるであろう。

東京の下町では、第3紀層の深さが 200 m をこえるといわれている¹¹⁾¹²⁾。このような深さでのS波の速度は、上の堆積物による強大な圧力を考えれば、あるいは、第3紀層に関してわれわれの得た値より幾分大きな値を考えなければいけないかもしれない。しかしながら、ともかくこのような深さでのS波の速度の大よその見当がつけられたことは、重要なことである。天然の地震観測からきめられた、地殻内を伝わるS波の速度は、最上層で 3 km/s 程度とされ、これはしばしば granitic layer と呼ばれている。東京の地下でこのような層の深さがどの位であるかは不明であり、今後の研究によらなければならないが、都下、小河内、青梅等に露頭として見られる砂岩で 2 km/s という実験室での報告¹³⁾があり、これに相当する地層は、地下 1000 m 以上であると思われる¹⁴⁾。したがって、深さに対するS波の速度比（したがって、またインピーダンス比）のかわりかたは、第3紀層より上でとくにいちじるしいといえよう。地震波が第1の媒質から第2の媒質に入射する場合、屈折波の振幅は、各々の媒質のインピーダンス比によつてきまり、そのインピーダンス比が大きければ大きいほど、屈折波の振幅は大きくなるから、いわゆる地震波の

10) *loc. cit.*, 1).

11) 東京都地盤調査研究会 東京地盤図 昭和 34 年、技報堂。

12) 東京都土木技術研究所 東京都地質図集 (I) 昭和 37 年。

13) 飯田波事 地震 [i] 13 (1941), 297-314.

14) 貝塚爽平 東京の自然史 昭和 39 年、紀伊国屋書店。

増幅作用は、東京の場合大部分、第3紀層より新しい地層に起因していると考えてよからう。

6. おわりに

東京都内の地盤を構成する代表的な地層内を伝わるS波の速度を決める一連の調査の結果、Fig. 17に示すように、かなりデータが集つてきた。この結果、S波の速度は、粘土、砂、砂礫の順に、また年代が古くなるに従つて早くなる傾向があること、また沖積砂礫層を除けば、沖積世と洪積世の堆積物が、ほぼ200 m/sで、洪積世と鮮新世の堆積物が、ほぼ400 m/sでわけられてしまうことがわかつてきた。

われわれの調査は便宜上、目的とする地層が、なるべく地表に近い場合をえらんで行なつてきた。その結果東京の下町では200 mもの地下深くにあるといわれる第3紀層が実際にどのような速度をもつかという大よその見当をつけることはできたが、このことも将来実測によつてたしかめるべきであらう。もちろんこのように深いところを調べるために今までの方法では必ずしも十分とはいいがたい。この方面の基礎的な研究もなされるべきであらう。

さいごにこの研究は、東京都防災会議からの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。また調査地決定については、中野尊正、青木滋、松田磐余の諸氏の御教示に負うところが多かつた。厚く御礼申し上げる。現場で実験を手伝われた、浅田鉄太郎氏および、記録の整理、図面の作製にあたり助力された、渡辺さゆり、永田滋子嬢にも厚く御礼申し上げる。

64. *S Wave Velocities of Subsoil Layers in Tokyo. 3.*

By Etsuzo SHIMA, Yutaka OHTA, Masumi YANAGISAWA, and Kazuyoshi KUDO,
Earthquake Research Institute,
and Hiroshi KAWASUMI,
University of Tokyo.

It has now become possible to calculate the vibration characteristics of ground at any site provided we know the subsoil structure and physical constants down to the basement thereunder.

In connection with the project now under way in Tokyo Metropolis, of its prevention against earthquake disaster, it was demanded to estimate possible earthquake damage to all kinds of constructions and facilities within the metropolitan area. To cope with the demand, intensity distribution throughout the area in a standard earthquake must first be worked out. The work can now be done provided we know boring logs and elastic constants and densities of representative formations in the underground of each site.

Whereas we can in some cases measure such physical constants in a laboratory from boring cores while in others we can never get undisturbed samples by borings, there is no need to say that in-situ measurements of elastic constants are superior to laboratory mea-

surements to say nothing of the ease and accuracy of the field measurements. But we have had no standard field methods of getting velocity logs of S wave although those for P wave have been well developed. In view of this necessity we have been endeavouring to find practicable methods of measuring S wave velocity in the ground, especially in urban areas where it is very difficult to obtain a large open space for ordinary seismic prospecting and ground noises are very great. A series of our attempts and the results obtained have already been reported¹⁾²⁾.

In the present paper, the result of seismic surveys by means of SH waves as well as P waves at 6 places in Tokyo metropolitan area is reported. Two sites in downtown Tokyo (locations 1 and 2 in Fig. 1) were chosen to obtain further information on alluvial deposits. It was also aimed to detect the S wave velocities of the diluvial deposits which were believed to exist near the surface from the geological interpretation. At location 3, the Kwanto loam was investigated. On the other hand, at three sites (locations 4, 5 and 6) located in the suburbs of Tokyo, where the outcrops of the formations of Pliocene series were found, it was aimed to obtain the information associated with the basement formations. The depth of such formations in downtown Tokyo is as deep as 200 meters. Since it is not an easy matter financially and practically to conduct a survey in downtown Tokyo to obtain the S information of such deep formations, we selected the experimental sites in the places where the outcrops of such formations were found.

At location 6, the method outlined in the previous paper was employed¹⁾. At the other sites, well-shooting method by means of SH waves as well as P waves was employed⁴⁾. SH waves were generated by hitting either end of a wooden plate, pressed firmly on the smoothed surface of the ground, with a wooden sledge hammer. P waves were generated by hitting the ground vertically with the same hammer. The results of observations and interpretations are shown in Fig. 3 through Fig. 16. The number of observations versus observed S wave velocities for various formations are summarized in Fig. 17. Dashed lines correspond to the ones we detected near the ground surface, which may be presumed to be weathered to some extent.

The following conclusions can now be drawn from the accumulated data. The S wave velocities in the deposits of the particular geological age increase in the order of clay, sand and sand-and-gravel. And also we can see from Fig. 17 that the older the formations, the higher are the S wave velocities therein. It is interesting to note that, if we exclude the weathered ones, we can classify the S wave velocities in various formations with respect to the geological ages into three groups. That is, S wave velocities in the alluvial layers are less than 200 m/s., and those in Tertiary formations are higher than 400 m/s., while those in diluvial deposits are found between them. Although the S wave velocities in the weathered Tertiary formations are found in the range of velocity in fresh diluvial deposits, and velocities in the diluvial deposits are found in the range for alluvial deposits, we may say that knowing the S wave velocity we can tell roughly the geological age of the particular formation or vice versa.