

36. 東京都内各所における S 波の測定結果

(第 4 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 44 年 4 月 22 日発表—昭和 44 年 5 月 29 日受理)

1. はじめに

地震時における災害を僅小にくいとめるためには、構築物およびそのたてられている地盤を含めての振動性状をくわしく吟味しておく必要がある。この目的の一つとして筆者等は、まず地盤そのものの振動性状、いいかえれば、地表層および基盤の物理的性質を解明することが先決であるという観点から、地盤の強度に関連して、S 波による地下探査を都内各所で実施し、都内の地表層および基盤を構成する代表的地層中をつたわる S 波速度を決めていくという一連の調査を行なっている。結果に関してはその都度報告¹⁾²⁾³⁾してきたが、この報告はその第 4 報である。

2. 調査地

今回調査を行なった場所は第 1 表に示す 2 地点である。両地点とも荒川、墨田川によって形成された東京低地に位置している。今までの調査では、主として、目的とする地層がなるべく地表に近いところをえらんで行なってきた。これはデータを集積するためには、容易さまた費用の点から考えて有効な手段であつた。しかしながら、地質学的には、ほぼ一様と思われる地層が厚く堆積しているようなところでは、えられた S 波の速度が、地層のどの部分を代表しているのか、必ずしも明確ではない。前報⁴⁾で報告したように、well-shooting の方法により、深さに対する S 波の速度の変化の有様が非常に精度よく決められることが解つて来たので、上記 2 地点のように、地質学的には、ほぼ一様な沖積層が厚

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) 嶋 悦三・太田 裕・柳沢馬住・工藤一嘉・河角 広 地震研究所彙報 46 (1968), 1301~1312.

4) *loc. cit.*, 3)

第 1 表
Table 1.

番号 No.	調 査 地 Location	所 在 地
1.	第 4 砂 町 中 学 校 Sunamachi 4th Junior High School	江 東 区 北 砂 5 丁 目
2.	足 立 第 6 中 学 校 Adachi 6th Junior High School	足 立 区 本 木 西 町

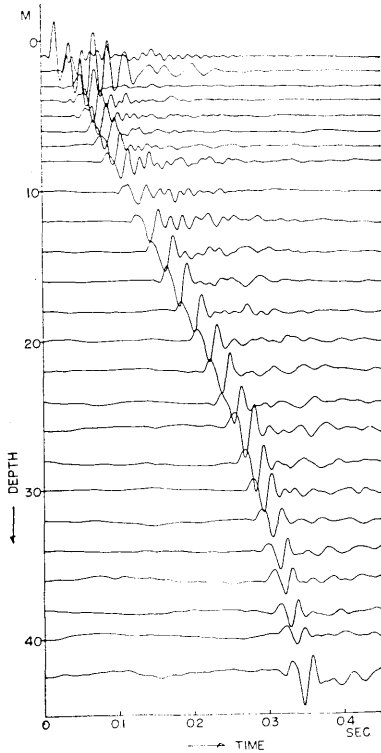


Fig. 1. Sample seismograms showing the *SH*-arrivals.
 $\Delta = 1$ m. Transverse components.
Sunamachi 4th Junior High School.

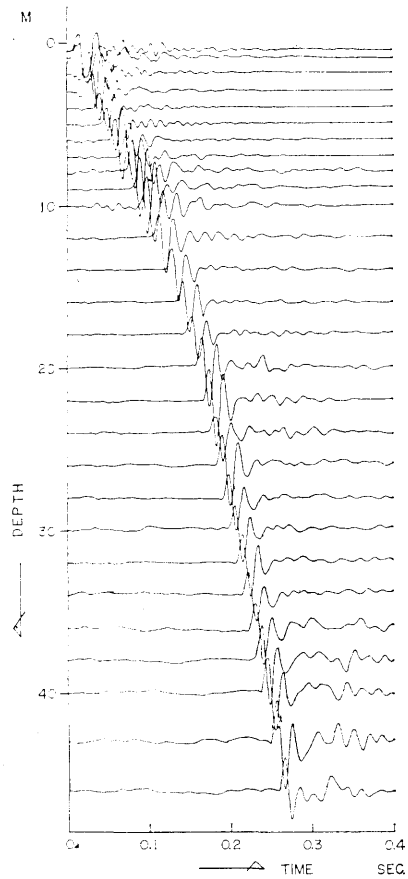


Fig. 2. Sample seismograms showing the *SH*-arrivals.
 $\Delta = 1$ m. Transverse components.
Adachi 6th Junior High School.

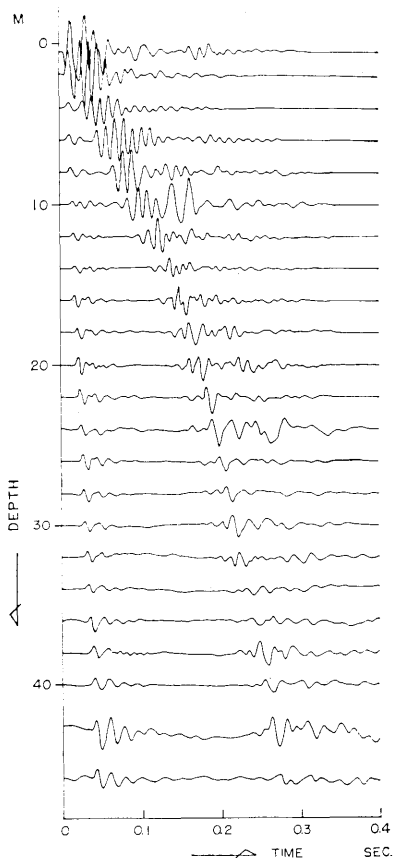


Fig. 3. Sample seismograms showing the P-arrivals.

$\Delta = 1$ m. Vertical components.
Note the clear later phases which show almost the same phase velocity with that of the SH phases.

む増幅器を使用することによるゲインのロスを防ぐためである。記録器は三栄測器のビシグラフを使用した。

4. 観測結果

Fig. 1, Fig. 2 はそれぞれ砂町4中および足立6中ではとられた Transverse 成分 (SH 波) のペースト・アップの例である。これ等の場合震源となる板は共にボーリング孔から

く堆積する場所をえらび、深さに対して、S波の速度がどのように変化するかを調べることを今回の調査の主目的とした。このようにして、同一地層内でのS波速度の変化の有様を調べることは、将来このような地盤内での地震波形の変化を理論的に予想する場合に、重要な情報を提供するものである⁵⁾。

3. 実験方法および使用計器

前にものべたように、well-shooting による方法を採用した。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, 2.0, 3.0 m はな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。この際各々の板の両端を叩くことにより、SH波確認の条件の一つである位相の逆転をたしかめている。したがって一地中観測点について6ケの記録がえられることになる。このような測定をつぎつぎと地中地震計の深度を変えながら目的とする深度までの調査を実行するわけである。このほか、各観測点ごとに、板のすぐ近くの地面をハンマーで強打することによりP波を発生させ、P波による探査も併行して行なった。

3成分地中地震計は、今回の調査の目的のため、 $h \approx 1$ 程度に改良した。これは、板叩きによつて生ずるSH波の周波数が40 c/s 程度であること、前報⁷⁾の場合のように積分回路を含

5) 嶋悦三 地震研究所彙報 47 (1969), 145~163.

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

7) loc. cit., 3)

1 m の地点に設置されている。また Fig. 3 は足立 6 中において、ハンマーで地面を強打した際 ($d=1$ m) にえられた P 波のペースト・アップの例である。成分は上下動である。この例では SH 波の走時とほぼ同じところに SH 波の位相速度とほぼ同じそれをもつ、はつきりした位相が見られる。これ等の位相が何であるか現時点でははつきりしたことがわかっていないが、発震の機構とも考えあわせて、このような位相が観測されるのは面白いことであると思う。

Fig. 4, Fig. 6 は砂町 4 中, Fig. 5, Fig. 7 は足立 6 中におけるそれぞれ SH 波, P 波の vertical travel-time graphs である。 SH 波の graphs は便宜上実際の走時から Depth (m)/200 m/s を引いてかいてある。図中の bars は、6 ケの観測値から得られた走時の 95% の信頼限界を示している。地下構造を決定するには、まず何点かを通る直線を

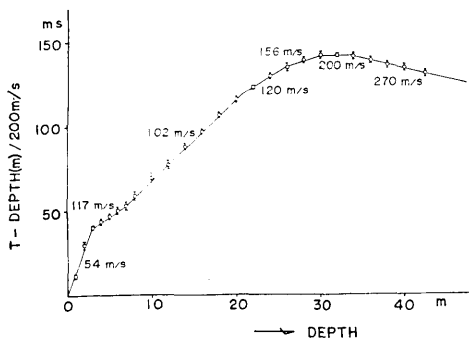


Fig. 4. Reduced vertical travel time graph for SH -waves. Sunamachi 4th Junior High School. Bars show 95% confidence limits.

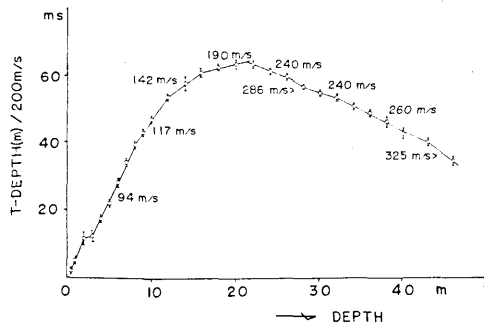


Fig. 5. Reduced vertical travel time graph for SH -waves. Adachi 6th Junior High School. Bars show 95% confidence limits.

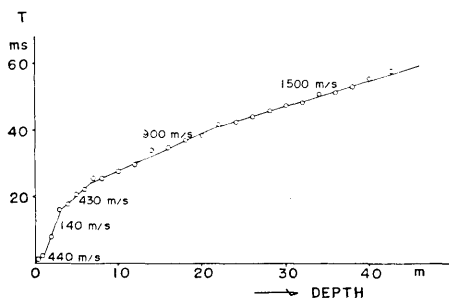


Fig. 6. Vertical travel time graph for P -waves. Sunamachi 4th Junior High School.

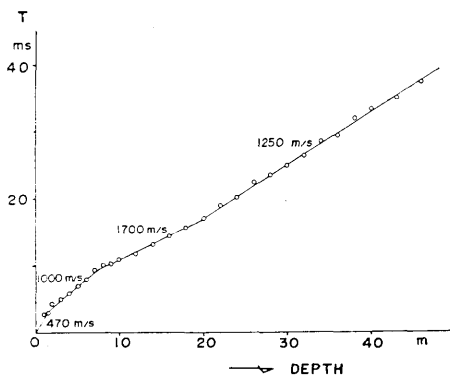


Fig. 7. Vertical travel time graph for P -waves. Adachi 6th Junior High School.

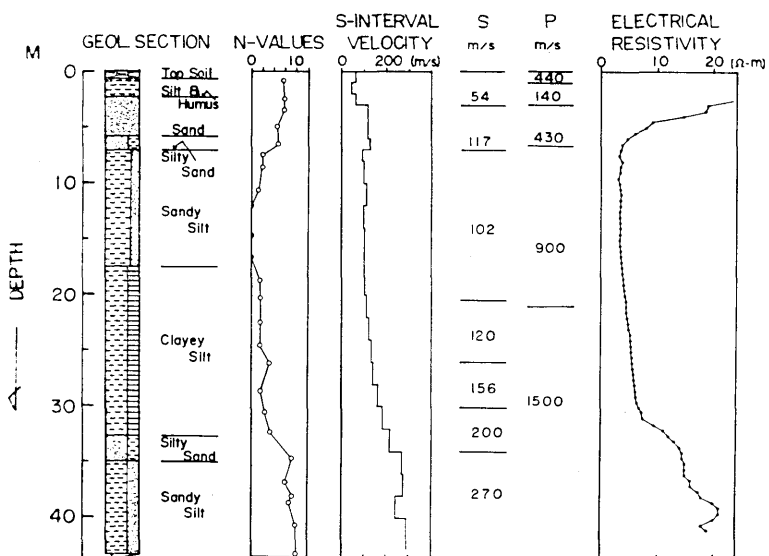


Fig. 8. Underground structure at Sunamachi 4th Junior High School.

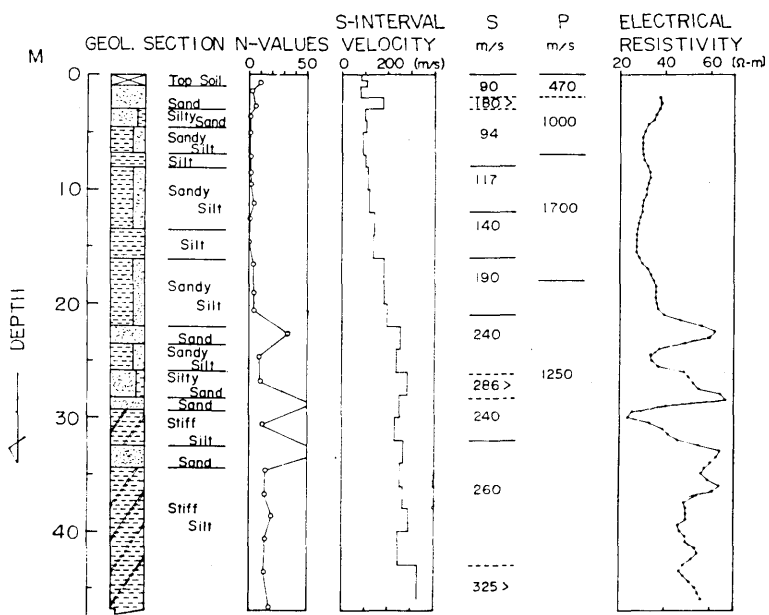


Fig. 9. Underground structure at Adachi 6th Junior High School.

ひき、これが各々の点において信頼限界の幅を出ない場合にのみその値を採用することにした。この場合の考え方としては、各地層の中では速度が一樣と仮定しているわけである。

一方観点をかえれば、 S 波速度は同じ地層内では深さとともに漸増しているとも考えられる。そのような傾向を見る意味で Fig. 8, Fig. 9 に示す両地点で得られた結果の Summary には S 波の interval velocity もあわせ示してある。たとえば砂町4中の場合、深さ約 7~20 m 位までの間は、走時図 (Fig. 4 参照) からも、また interval velocity (Fig. 8 参照) からも、約 100 m/s の速度をもつ一樣な層があるようにみられるが、この深さのところより 35 m 附近までは、interval velocity が漸増しているように見られる。このことを更によくたしかめるために、interval velocity の精度を調べておこう。

Fig. 10 は、Fig. 8 の interval velocity の図をよりわかりやすく示したものである。この図には、さらに、測定値の 95% の信頼限界の幅が示されている。たとえば深度 3~7 m の区間では、各々の interval velocity の平均をとった場合、この値は、各々の信頼限界の幅の中にはいつてしまう。このような場合は、95% の信頼度で、この区間の地層が一樣な S 波速度をもつているといえることができる。この観点にたてば、深度約 7~20 m の区間でも、ほぼ一樣である (図にみられるように例外はあるが、その差は僅かである) といつてよいであろう。しかしながら、20 m 以深 35 m 位までは、もはや前の場合のような関係はなくなり、interval velocity の精度を考えても、これが深さとともに漸増している

有様がはつきりとうかがわれるであろう。したがって各速度層内では一樣な速度をもつという仮定のもとにきめられた地下構造 (上記の漸増区間をそれぞれ、120, 156, 200 m/s の 3 層で近似している) には、やや無理があるといえよう。

地質学的には、砂町4中においては、約 7 m までが墨田砂層 (下町累層上部) それ以深が墨田泥層 (下町累層下部) とされ、今回調査を行なった深さでは、地層の構成から考えて洪積世の上部東京層がみられないとする意見がある。しかしながら S 波の速度のみから考えると、約 35 m 以深では、明らかに洪積層である⁸⁾⁹⁾。足立6中では、地層は大別

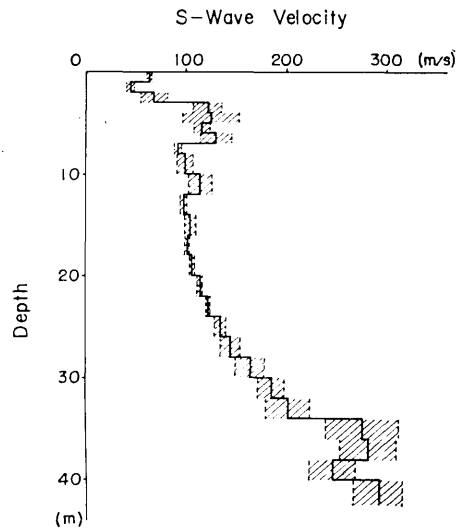


Fig. 10. Interval velocities with 95% confidence intervals obtained at Sunamachi 4th Junior High School showing the gradual increment of SH -wave velocity with respect to the depth.

8) *loc. cit.*, 3)

9) 青木等によりまとめられた地盤地質にも上記の境界がはっきり出ている。しかしながらこれを洪積層とするか沖積層とするかは地質学者の間でまだまとまった見解は出されていないようである。(東京都土木技術研究所 東京都地盤地質図 昭和 44 年)。

第 2 表
Table 2.

サソブル No.	S-1	S-2	S-3	S-4	S-5	S-6	S-7
採取深度 (m)	4.0~4.8	11.0~11.8	19.0~19.8	25.0~25.6	31.0~31.8	37.0~37.5	42.0~42.6
見掛分類	細砂	砂混りシルト	粘土質シルト	粘土質シルト	粘土質シルト	砂質シルト	砂質シルト
三角座標分類	砂質ローム	シルト質粘土ローム	シルト質ローム	シルト質粘土	粘土	シルト質ローム	粘土
密度 ρ (g/cm ³)	1.84	1.62	1.40	1.49	1.53	1.91	1.88
真比重 G_s	2.71	2.69	2.62	2.66	2.63	2.70	2.72
含水比 W (%)	34.8	63.4	85.2	78.8	74.1	33.2	31.3
間隙比 e	0.99	1.71	2.46	2.19	2.00	0.89	0.90
粘着力 C (kg/cm ²)	—	0.20	0.44	0.60	1.42	1.05	1.80
内部摩擦角 ϕ (°)	—	0	1.5	1.0	0	4.5	0
一軸圧縮強度 q_u (kg/cm ²)	0.43	0.56	1.00	1.41	3.02	3.01	3.11
S 波速度 (m/s)	120	125	106	134	186	282	294
P 波速度 (m/s)	430	900	1500	1500	1500	1500	1500
剛性率 μ (kg/cm ²)	265	253	158	268	531	1510	1623
ヤング率 E (kg/cm ²)	773	762	470	800	1580	4300	4590
ポアソン比 σ	0.458	0.490	0.497	0.496	0.492	0.482	0.480

第 3 表
Table 3.

サンプル No.	A-1	A-2	A-3	A-4	A-5	A-6	A-7	A-8	A-9
採取深度 (m)	2.0~2.5	4.0~4.7	6.0~6.7	10.0~10.8	18.0~18.6	26.0~28.4	32.0~32.3	40.3~40.6	46.3~46.6
見掛分類	中 砂	砂混り シルト質 ローム	砂混り シルト シルト質 ローム	砂混り シルト質 ローム	砂質シルト シルト質 ローム	シルト質 細 砂 砂質ローム	固結シルト シルト質 ローム	固結シルト シルト質 粘土ローム	固結シルト 粘土質 ローム
三角座標分類	砂	シルト質 ローム	シルト質 ローム	シルト質 ローム	シルト質 ローム	砂質ローム	シルト質 ローム	粘土質 ローム	粘土質 ローム
密度 ρ (g/cm ³)	—	1.72	1.66	1.74	1.74	2.03	1.72	—	—
真 比 重 G_s	2.78	2.71	2.67	2.69	2.68	2.72	2.68	2.66	2.64
含 水 比 W (%)	23.1	45.9	50.9	45.4	41.6	27.2	40.2	35.7	28.7
間 隙 比 e	—	1.30	1.43	1.25	1.18	0.71	1.18	—	—
粘 着 力 C (kg/cm ²)	—	0.16	0.31	0.04	0.47	—	—	—	—
内 部 摩 擦 角 ϕ (°)	—	12.5	3.0	16.0	8.3	—	—	—	—
一軸圧縮強度 q_u (kg/cm ²)	—	0.38	0.55	0.84	0.91	0.87	2.08	—	—
S 波 速 度 (m/s)	180	94	94	120	190	290	240	260	330
P 波 速 度 (m/s)	1000	1000	1000	1700	1250	1250	1250	1250	1250
剛 性 率 μ (kg/cm ²)	—	152	147	250	630	1700	990	—	—
ヤ ン グ 率 E (kg/cm ²)	—	460	443	750	1860	5000	2920	—	—
ポアソン比 σ	0.483	0.496	0.496	0.497	0.488	0.472	0.481	0.477	0.463

して、深度 21.8 m までの沖積層と、下位の上部東京層に区分される。沖積層は、4.6 m までが埋土と墨田砂層、21.8 m までの墨田泥層とに細区分される。上部東京層では、S 波速度が 200 m/s をこえている。また墨田泥層下部には S 波速度が漸増する傾向がみられる。なお地質断面が地震波による構造とかなりよく一致しているのも今回の調査の特徴であろう。

Fig. 8, Fig. 9 にはさらに本調査に併行して行なつた電気探査の結果を示してある。これらの変化の有様が、N 値のそれと非常によい一致を示していることは応用面から考えて、非常に興味深いものである。

5. S 波速度と Shearing Strength

砂町 4 中、足立 6 中では、色々な深度の各種地層から、それぞれ 7 ケ、9 ケの乱さないサンプルを採取して、実験室における各種の土質試験を行なつた。実測された S 波速度と土質工學量との比較をすることは、応用面から考えて重要であると考えたからである。これらの結果については、将来データがさらに集つた時点で詳しく報告する予定であるが、本報告では、特に重要と思われる地盤の shearing strength と S 波速度との関係を示すこととする。Table 2, Table 3 は両地点に関するデータの一部である。これらのデータより shearing strength S を Coulomb の実験式により算出した。すなわち、粘着力を C 、破壊面への垂直応力を σ 、内部摩擦角を ϕ とすれば、

$$S = C + \sigma \tan \phi$$

となる。 C および ϕ は三軸圧縮試験により知ることができる。一般に、粘性土では $S = C$ で近似でき、砂質土では主に第二項が関与するとされている。

サンプルは現位置では、有効垂直応力 σ_1 に応じて生ずる側圧 σ_3 の制限をうけている。有効垂直応力は、サンプルの深さ、密度の垂直分布および地下水位がわかればよい。ここでは簡単のため、平均密度として砂町 4 中、足立 6 中でそれぞれ 1.6, 1.7 g/cm³ を仮定した。側圧 σ_3 は

$$\sigma_3 = \frac{\sigma_1 - 2C \tan\left(\frac{\pi}{4} + \frac{\phi}{2}\right)}{\tan^2\left(\frac{\pi}{4} + \frac{\phi}{2}\right)}$$

により計算した。これらの主応力をうける場合に破壊面に垂直な応力 σ は、

$$\sigma = \frac{\sigma_1 + \sigma_3}{2} + \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} \cos 2\alpha$$

により計算される。ここに $\alpha = \pi/4 + \phi/2$ であり破壊面と最大主応力面との傾きである。

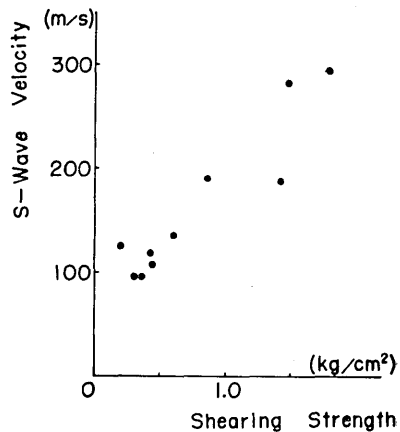


Fig. 11. Relation between the SH-wave velocity vs. shearing strength of soils.

Fig. 11 はこのようにして推定された shearing strength と S 波速度との関係を示す。データの数が少ないのであまりはつきりしたことは言えないが、かなり相関が良いと思われる。

6. おわりに

地質学的には、ほぼ一様な沖積層が厚く堆積している場合、深さに対して、 S 波の速度がどのように変化するかを調べた。この目的のために、砂町4中および足立6中において SH 波の well-shooting 法による地盤調査を実施した。その結果、墨田泥層下部では明らかに S 波速度が漸増していることがわかった (Fig. 8, Fig. 9, Fig. 10 参照)。なおこれより上にある墨田砂層、墨田泥層上部では、ほぼ一様の速度をもつと考えてよからう。足立6中においては、砂町ほどはつきりした速度漸増の傾向はみとめられなかつた。なお、地質断面が、 S 波 P 波による地下構造とかなりよく一致したことも今回の調査の特徴といえる。また N 値と電気検層の結果が非常によい相関をしめていることも工学への応用面からみて面白い問題であると思われる。

今回の調査では、 S 波の工学面への応用を考えて、実測された S 波速度と土質工學量との比較を試みるために、各種の土質試験を実施した (Table 2, Table 3 参照)。その結果 S 波速度と shearing strength との間にはかなりよい相関があることがわかった (Fig. 11 参照)。

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。現場で実験を手伝われた野口静雄氏、また記録の整理ならびに図面の作製にあたり助力された永田滋子、渡辺さゆり両嬢にも厚く御礼申し上げる。

36. *S Wave Velocities of Subsoil Layers in Tokyo.* 4.

By Etsuzo SHIMA, Yutaka OHTA, Masumi YANAGISAWA
and Kazuyoshi KUDO,

Earthquake Research Institute

and

Hiroshi KAWASUMI,

University of Tokyo.

It is well recognized that the in situ measurements of S - and P -wave velocities give us elastic constants of the subsoil layers, since we have ample data on the densities of the formations concerned. These constants, especially the rigidity of each formation, are inevitably necessary in elucidating the vibration characteristics of the ground in the principal portion of an earthquake. In view of the importance of such information in earthquake engineering, measurements of S -wave velocities in the strata near the surface drew the keen interest of seismologists and technologists engaged in the prevention of earthquake

disasters. We have therefore made a series of such surveys in Tokyo Metropolis to develop a more efficient method of survey as well as to accumulate all the data necessary for the calculation of transfer function of the subsoil layers for S -waves (which constitute the principal motions in near earthquakes). The Metropolitan Government is now in urgent need of a map of intensity distribution in an imminent earthquake, for its hazard estimation throughout its jurisdiction.

We have found in the previous surveys that the well-shooting by means of artificial S -wave is a most efficient and convenient method for the above purpose.

In the present fourth survey, the above point was well verified as is evident in the paste-ups (Fig. 1 and 2) of the seismograms obtained. This is also evident from the increase in accuracy of our observations which enabled us to make a detailed examination of such a problem as covering the question whether S -wave velocity varies with the depth continuously or discontinuously. As is usually the case, our former analyses of the travel time curves were made on the assumption of constant velocity within each of the consecutive soil-strata. In the present analysis, the above assumption was examined, and evidence of a continuous increase of velocity with depth was found even in geologically identical facies.

It was thus revealed that the conventional assumption of constant velocity in the same facies leads us sometimes to an erroneous conclusion when the thickness of the same facies increases considerably (See Fig. 8 and 10).

On the other hand, discontinuous increase of interval velocity of S -wave as site A (Kitasunamachi) as seen in Fig. 10 at a depth of 35m seems to indicate the transition from alluvial to diluvial formation so far as the S -wave velocity is concerned. S. Aoki, who has recently compiled a new geological ground map of Tokyo Metropolis, has clearly indicated the same boundary in the geological section of this area at the same depth, although there is a difference of opinion among geologists on the existence of diluvial layers in this depth. It is noteworthy that no evidence of such a discontinuity is found in the velocity log of P -wave.

Sixteen undisturbed core samples were also taken from the various depths to test the dynamical properties of soils (Table 2 and 3). An attempt was made to correlate the in situ SH -wave velocities with the shearing strengths of soils as deduced from Coulomb's empirical formula using the data tabulated in Tables 2 and 3. It is worthwhile to note that an unexpectedly good correlation was found between them (See Fig. 11). We are now planning to accumulate such data and hope, in the near future, to determine the formula relating both quantities.