

地盤調査における 2, 3 の問題 (続)

吉川 宗治・島 通保・後藤 典俊・入倉孝次郎

SOME PROBLEMS ON THE GROUND EXPLORATION (CONTINUED)

By Soji YOSHIKAWA, Michiyasu SHIMA, Noritoshi GOTO and Kojiro IRIKURA

Synopsis

The methods of seismic prospecting were investigated for the ground which contains a thin layer with a high velocity as a intermediate layer or a surface layer. Pickups were installed horizontally on the surface and three components in boreholes. For the former medium, the characteristics of a interfering head waves in the thin layer and usefulness of reflected waves from the lower boundary of the thin layer and the floor of the basin were discussed. In the latter, continuous (degenerate) head waves were recorded and used to estimate the velocity of the lower medium. The results were consistent with the geological structure of the ground obtained by the borehole observations.

1. 序 論

前報においては、都市の軟弱な土質の地盤の力学的性質を調べるのに弾性波探査の方法を適用し、得られたいくつかの結果と、ボーリング試験によって得られる土質や、標準貫入試験結果(N値)との関係調べることによって、弾性波速度その他の動力学的特性によって、構造物の基盤としての地盤をどのように評価できるかについて報告した。その際対象にした地盤は、東大阪地区の 20m 以上の厚い非常に軟弱な表層のものから、山麓地帯の比較的よい地盤にわたっていた。このような土質の地盤の力学的強度を表わす力学的パラメーターとして、S波の伝播速度、吸収係数などが重要であって、砂礫の基盤層では、上層のシルト質の値とは、はっきりと異なった値をとることが示された。それに対してP波の伝播速度は剛性率によるよりむしろ、体積弾性率によって決まるため、水によって飽和された状態では、上層のシルト質でも、基盤の砂礫でも、ほぼ同一の 1000 m/sec が得られ、基盤を表わすパラメーターにならないことが確認された。

かように、力学的強度の観点からみた地盤の構造の探査には、S波による方法の重要であることが明らかにされたが、前回の弾性波探査による測定では、地表での測定結果の解析の容易である、深くなるにしたがって速度の大きくなるような地盤を対象にし、表層や中間のハサミ層に硬い土質のあるような地盤は、調査対象からはぶいた。しかしながら、現実には調査対象になる都市地盤では、上記のような地盤も多いから、これらを対象にする機会も多い。このような地盤構造に対して、震源が地表で、受震点地表の場合、通常の屈折法による探査結果の解析のみでは、原理的に、地層構造を求めることはできない。また反射法を利用するにも、不連続の境界面が数mのごく浅い所にあると、上記の観測条件では反射波を明瞭に観測することは困難である。

このような探査のやりにくい地盤に対して、SH波利用による探査を実施しようとするれば、震源か受震点のどちらかを地中にすることが、まず考えられるが、SH的な震源を地中にもっていくのは困難であるので、先ず受震点を地中にし、震源はこれまで通り、地表での板たたきによってSH波を発生させることにし

た。

また地表での屈折波は解析においても、伝播速度だけでなく、その波形の変化にも注目して、薄層による影響を調べた。さらに ray theory から予想されるような波のみでなく、薄い硬層の存在する条件では、波動論から予想される別の head wave の存在も理論的に指適されているので、その利用も考えた。

2. 対象とした地盤の構造および測定方法

上記のような通常の屈折法利用の弾性波探査の困難な地盤中を伝播する波の性質を調べるには、予め層の境界面の深さがわかっている必要がある。それには今回はボーリング孔利用のN値などの土質試験の他に、コーンテストによる土質試験も行った。この方法はコーンを油圧によって一定速度で土の中に押し込んだ際の、土よりの抵抗を圧力で測り、その値の大きさによって土の強度を示そうとするもので、今回使用されたものではN値30程度までの土質ならば試験可能であった。

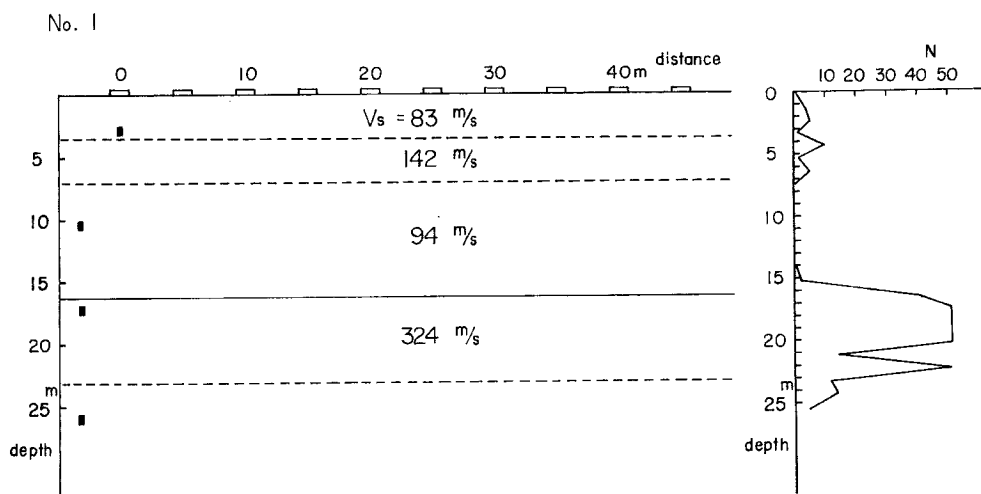


Fig. 1 Ground structure at No. 1

対象地盤の構造は2種類で、Fig. 1とFig. 2に示されているように、第1のものは地下数mの所に、厚さ3~4mの薄い、周囲よりやや硬質の層が、厚さ16~17mの上層の中に存在する case である。(以下地盤 No.1と略称する) もう1つは埋立によって作られた土地造成の際によく見られる例で、薄い硬い(S波速度 200 m/sec) 表層がかぶっている case である。(地盤 No. 2)

地表にピックアップを設置して測定する場合は、前報と全く同様にして SH 波探査を実施した。地中にピックアップを設置するには、鉄またはビニールのロッドの先に3成分ピックアップを結合し、ボーリング孔に入れて、その底にさし込む。ロッドに印を付けることによって、水平2成分の方向を定めた。設置の深さはFig. 1, 2に示されているように3mから25mにわたり、3~4個所の深さに設置した。1ヶ所の震源からの波を、測線上の4ヶ~12ヶのピックで、記録することが望ましいが、今回は、1つの地盤で1本しか掘れなかったため、地表の震源を5mごとに移動させて、一つ一つ記録をとり、あとで全部を合わせた。これは相反性の定理から震源が地中で観測点が地表に5m毎にある状況に相当する記録になる。上層の軟かい層には、比較的浅い深さなら、コーンテスト用の機械によって割合容易にピックアップを押込んで設置できるので、今後そのようにしてやってみる計画もたてている。

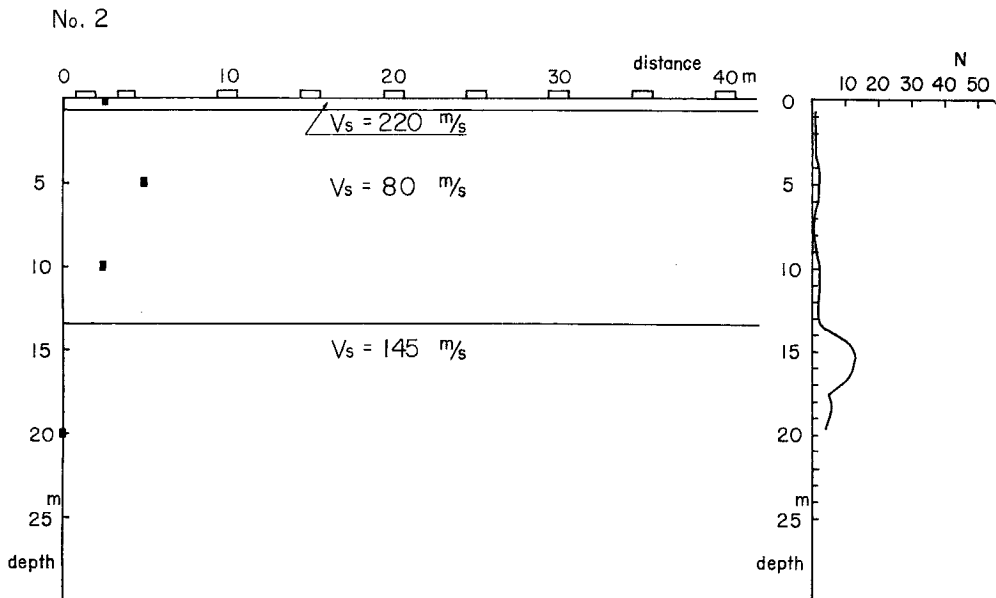


Fig. 2 Ground structure at No. 2

地層の境界面の傾斜の程度は地表での測定の解析からわかるが、対象とした地盤ではほぼ地表に平行であったので、観測される各種の波の解析には、一応平行層によって誘発され、伝播した波として取扱った。この事は波の走時については厳密な扱いではないけれども、各種の波の性質自体の議論には一応差支えない。

3. 地盤 No. 1 の解析

上層にハサミ層のあるこの地盤（東大阪地区）に対する地表での測定結果であるが、構造図からもわかるように、このハサミ層の硬さは小さく、薄層であるため、地表での観測においては、明瞭な phase としては現れないことが予想される。この地点における波形記録は Fig. 3 に示されており、測点 0～15m までは 80 m/sec の表層を伝播した直接波が first arrival であるが、測点 20～30 m に弱い first arrival の phase として現れているのが、上記の薄層よりの refraction arrival (head wave) である。この波は深さ 3～5 m 程度からの屈折波であるにもかかわらず基盤（深さ 16.5 m）からの屈折波より弱く、震源から 30 m 程度までしか現れず、弱いビート状にて、2, 3 波の波形が続いているにすぎない。このような実例として、さらに他のほぼ同じハサミ層の存在する地点の地盤に対する記録を示したものが Fig. 4～6 にあげてあるが、その波形の特徴は同じである。それに対して、このハサミ層の存在しない同じ東大阪の地盤（厚さ 15 m の上層、基盤の力学的性質はハサミ層を除いてほぼ同じである）に対する地表での記録を示したものが Fig. 7 にあるが、基盤からの head wave が first arrival として現れるまで、表層（80 m/sec）からの直接波が明瞭な phase として現れており、ハサミ層からの head wave のようなビート状の弱い phase とは異なる波形を示す。このように弱い、やや干渉的なビート状の波で、その現われる震源からの距離の短いことは、ハサミ層的な周囲よりやや硬質の薄層の存在に対応するように思われる。この事を更にはっきりさせるため、このハサミ層の上の境界面に近い、深さ 3 m に、上記の 3 成分ピックアップを設置し、震源の板を徐々に 5 m ずつ移動させて測定した。とれた記録をトレースして、一枚にしたものが Fig. 8 に示されている。ピックの位置が薄層のすぐ近くにあることから、震源のすぐ近くのピックにおける first arrival は薄

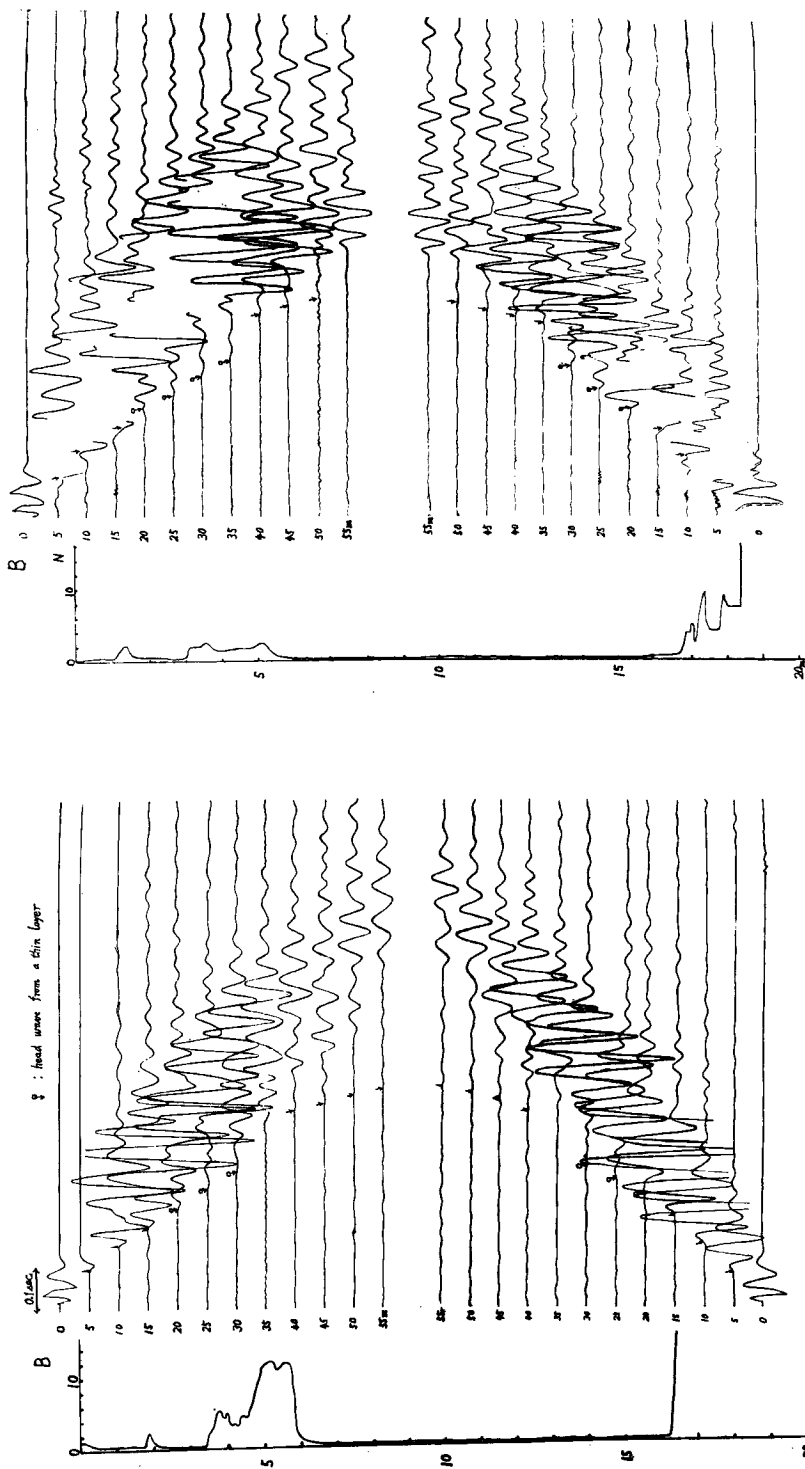


Fig. 3 Examples of seismogram of SH-wave recorded at No. 1

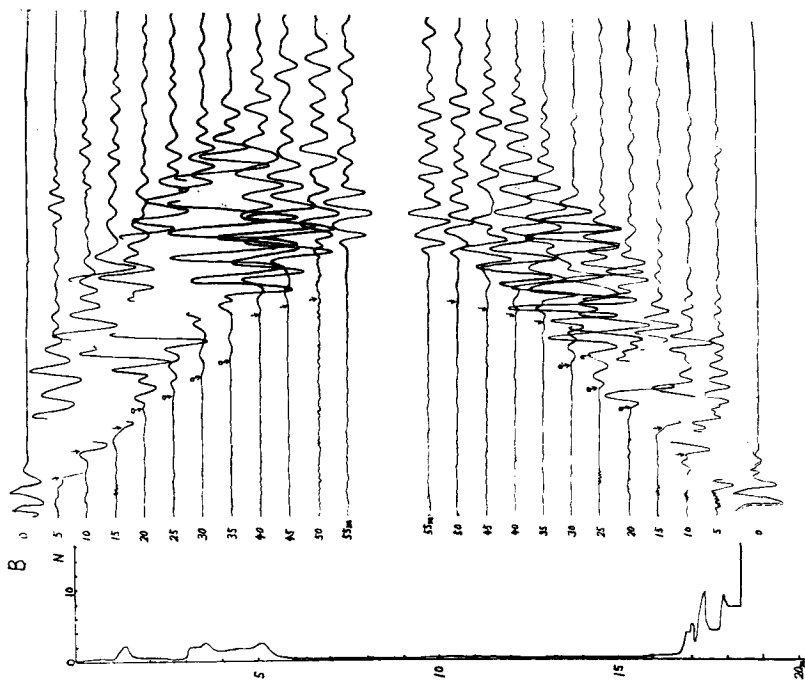


Fig. 4 Examples of seismogram of SH-wave recorded at a ground structure similar to No. 1

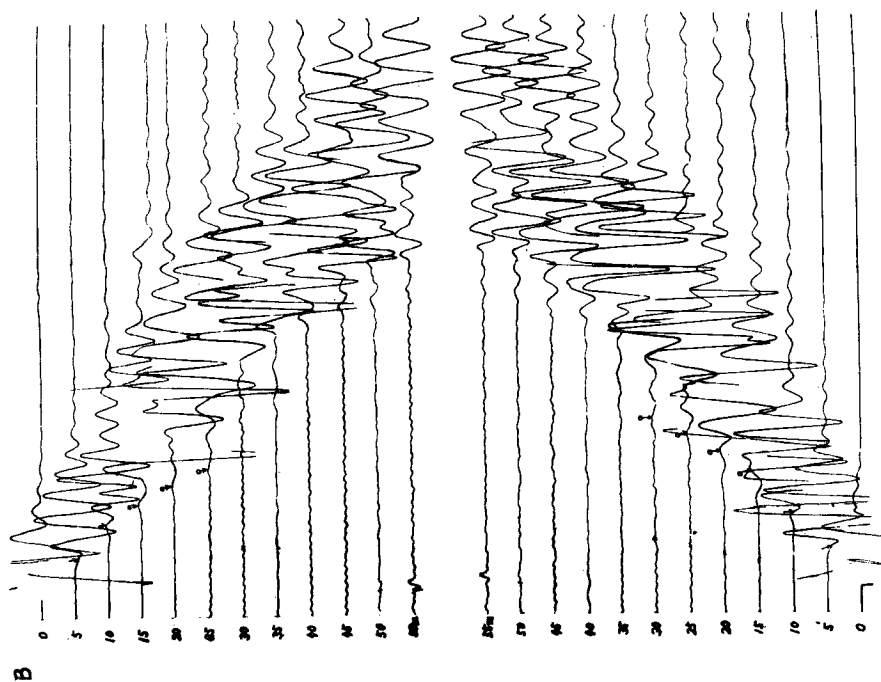


Fig. 6 Examples of seismogram of SH-wave recorded at a ground structure similar to No. 1

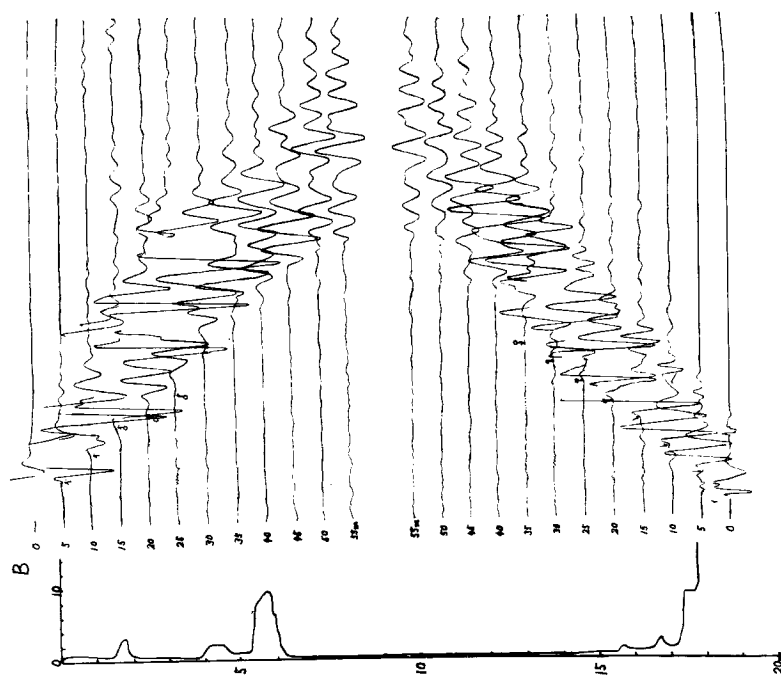


Fig. 5 Examples of seismogram of SH-wave recorded at a ground structure similar to No. 1

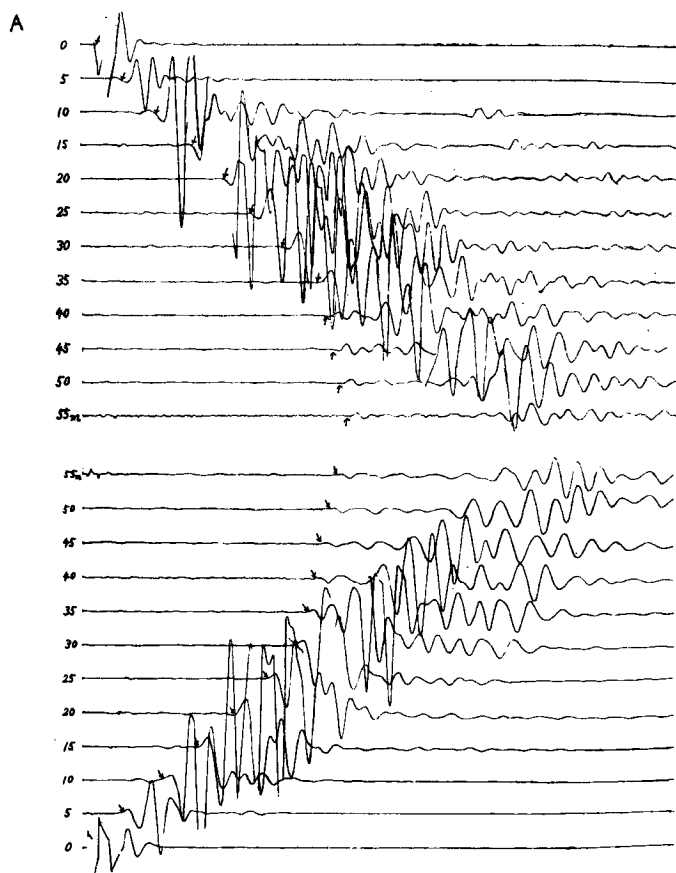


Fig. 7 Examples of SH-wave recorded at a ground structure which does not contain a thin layer.

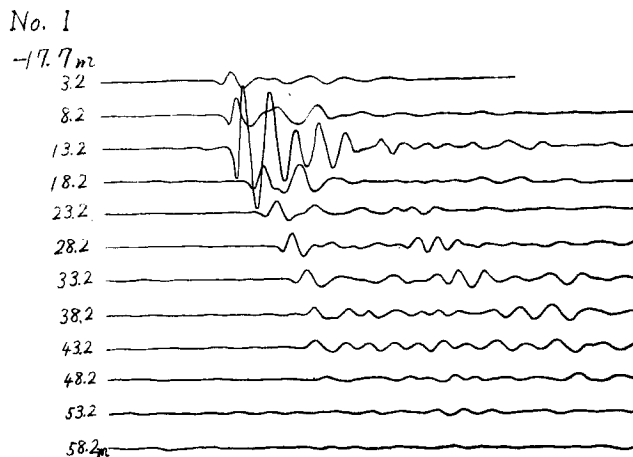
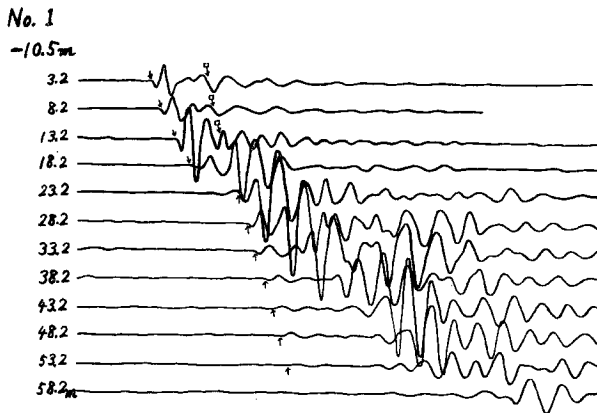
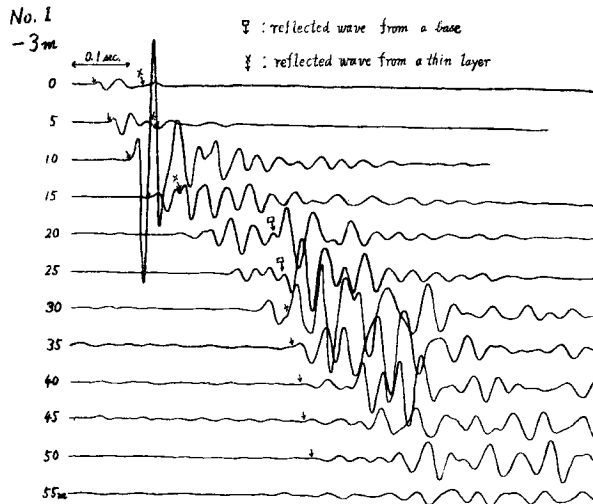


Fig. 8 Examples of SH-wave recorded at the depth of 3m, 10.5m, 17.7m by pick-ups in boreholes at No. 1

層よりの head wave であることが予想されるが、事実その速度をとってみると、前の地表のピックから得られた、この層に対応する伝播速度 142 m/sec が得られ、地表のピックで得られた phase は、この薄層からの head wave に間違いがないことが確認される。地表での観測において、この head wave は余り遠くにとどかないことが1つの特徴であったが、この層のすぐ上にピックを設置して、この層よりの head wave を最も明瞭にとらえられる条件での測定においても、薄層よりの head wave は 25 m 程度までしか到達しておらず、薄層を伝播した波の attenuation の大きいことは確かである。このような硬い薄層を伝播する波については、最近理論的にも、モデル実験でも調べられてきている^{2), 3)}。すなわち薄層の境界面の結合がしっかりしている場合には、硬い薄層を伝播する波動エネルギーは、軟かい周囲に逃げやすく、比較的速かに減衰することが示されている。この現象は波長 λ が薄層の厚さ h より大きくなれば、顕著で、例えばその関係は Shamina によると、Fig. 9 に示されるように attenuation の程度は、 λ/h の増大とともに大きくなっている。

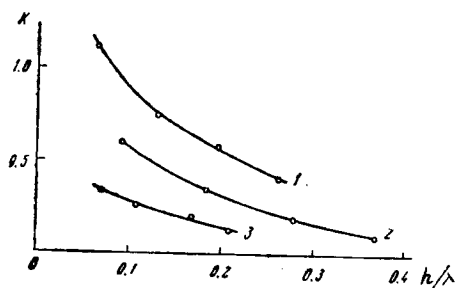


Fig. 9 Attenuation factor versus h/λ :
1—Duralumin; 2—bress; 3—iron

このようにして、この head wave の波長と減衰の程度の関係、その波形の特徴によって、薄層の厚さについての情報が得られるが、今回の測定では head wave の解析からは、一応定性的な知見しか得られなかった。今後の実施において、発生させる SH 波の波形を整えること、測点を細かく地中にとることなど、更に進めていくことにより定量的なこともわかると思われる。

次に地表の測点ではわかりにくい、反射波について、深さ 3 m, 10.5 m 地点の 3 成分ピックアップによる記録をみてみる。Fig. 8 の深さ 3 m の記録において ∇ の印をつけたのが、薄層下部よりの反射波と思われる phase で ∇ の印のものが 16~17 m の基盤よりの反射の phase で、余り明瞭ではないが、新しい phase として始っている。これを走時曲線としてプロットしたのが Fig. 10 である。細線はプロットした点に最適の直線、太線は地層から予想される計算された走時曲線である。(地層構造の境界面や弾性波速度はボーリング試験、地表での SH 探査、地表から鉛直方向伝播の波などから求めたものである。) 基盤よりの反射波の走時は理論値とよく一致しているが薄層の下境界面よりの反射波は余りよくなく、ボーリング試験より出された面より 1.5 m 以上深い、深さ約 8 m の面からの計算値にはほぼ一致する。しかしこの phase が表層を伝播した直接波の phase でないことは、Fig. 10 の直接波の理論走時とは全く離れていることから明らかである。いづれにしても、薄層の厚さ決定にこの phase を利用するためには、更に多くの事例について調べる必要がある。この -3 m 点の記録では反射波の phase を測点 0~10 m の鉛直に近い ray path でとらえることができなかったが、これはやや硬質の薄層によって、さまたげられたことが原因と思われる。しかしこの層の下 -10.5 m の測点では、震源に近い測点でもほぼ明瞭にとられている。この走時から推定される基盤の深さは 15.5 m で、ボーリング値とは 1 m の喰違いに過ぎない。

以上地上ではとらえられなかった SH 反射波もピックアップを地中に設置すれば、とらえられる可能性が明らかにされた。もちろんその深さは深ければ深い程よいが、容易に設置できる深さとして軟弱な表層に地表より 2~4 m であれば、先に述べた油圧式のコーンの先端にピックを付けて押込むことにより、比較的容易に測線上に設置でき、地表での板たたきによって、薄層、基盤よりの反射波もとらえることができよう。一方、上述の屈折波の利用とあわせるならば、薄層の弾性波速度、厚さもほぼ確実に得られるであろう。そうするとその下の軟弱層の弾性波速度、厚さも基盤よりの反射波の走時曲線の解析によって求まる。

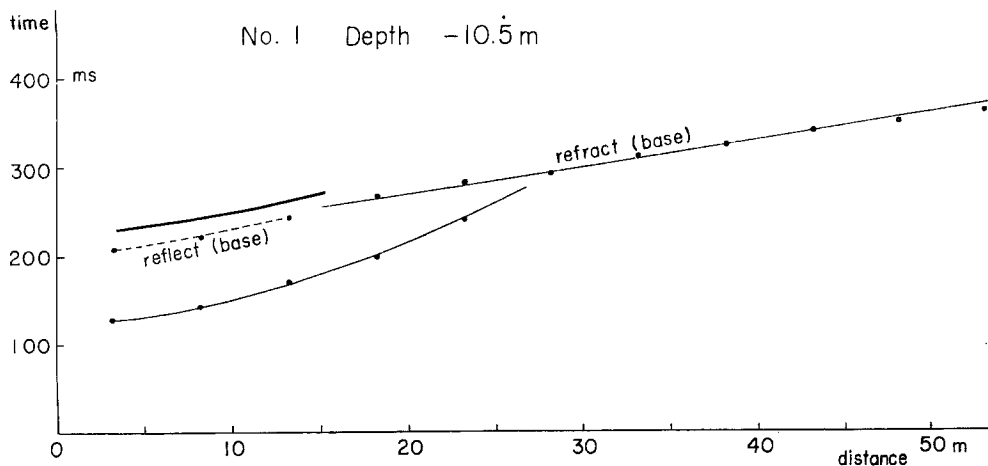
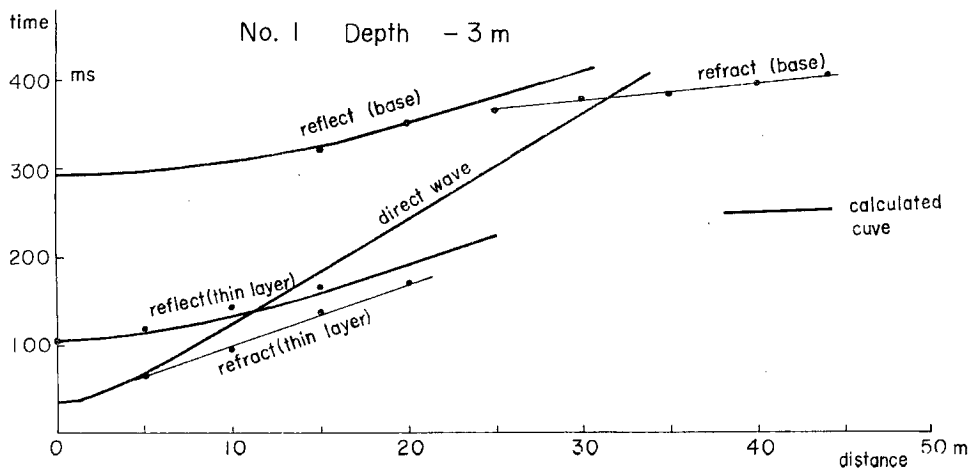


Fig. 10 Traveltime versus distance at No. 1

4. 地盤 No. 2 の解析

この地盤は先にも述べたように、地表に厚さ 1 m 程度の硬質層が存在し、その下には軟弱な層が続いている。このような地盤において、地表での板たたきによる SH 波の地表測定記録では、Fig. 11 に示されているように地表の薄い硬質層に対応するやや高周波の波が first arrival として現われているが、振巾の減衰が大きいため、余り遠くまで届かない。それに対して、その下の層に対応する波は、この層が表層より軟弱であるため、普通、head wave として表面にもどって来ない。したがって、この層の弾性波速度も、その厚さも求めることができなかった。

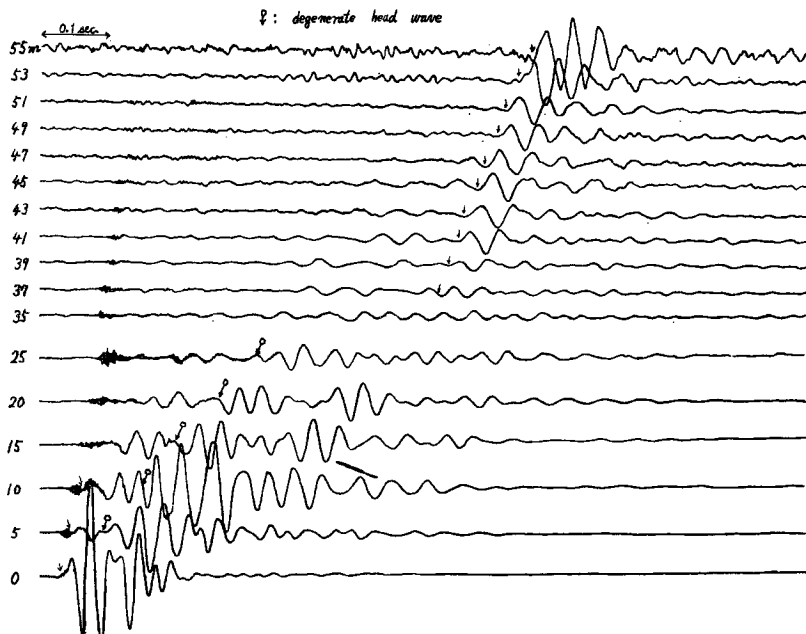


Fig. 11 Examples of seismogram recorded on the surface at No. 2

ところが最近 Zaitzev⁴⁾ によって、明瞭な wave front はもたないが、低速度の下層に対応する head wave が degenerate head wave として、理論的に示された。この波は境界面から遠ざかると減衰が急であるが、調査地盤のように、地表の薄層として高速度層が存在する場合には、この層の厚さに対応する共振作用によって、特定の周波数の成分のみ励起され、かなりの強さで伝播することも示された。その波の周波数、層の厚さと、振巾との関係は Fig. 12 に示されるようなものであって、その存在する周波数範囲は狭いので、震源から出た波が強くても、観測にかかるとは限らない。振巾最大の波長 λ は

$$\lambda \cong \frac{2\pi}{0.8} h \quad \dots\dots\dots (1)$$

であって、層の厚さ h として 0.7~0.8m をとれば、波長は 6~7m となる。この層の S 波速度は 220 m/sec で、Fig. 11 の記録の周波数は 30 サイクル程度で、したがって波長は 7 m 程度であり、上の条件に一致する。この記録の矢印の所に表われている phase をプロットしたのが、Fig. 13 に示されているが、その伝播速度 80 m/sec が degenerate head wave に相当すると思われる。別の Fig. 14 の記録では周波数がやや高く 45 サイクル程度で波長で 4.5 m であり、(1) 式の値からはずれているためか、この degenerate head wave の phase は現れていないように見える。このように degenerate head wave は特定の波長に対してのみ現われ観測されるから、それに対応する波を発生させねばならない。したがって、この方法を一

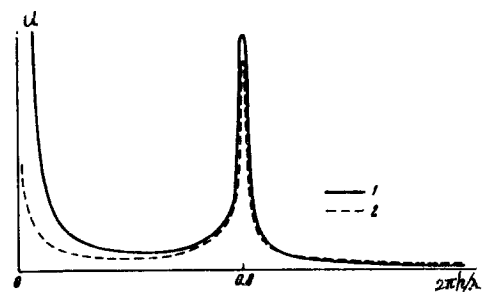


Fig. 12 The dependence of the amplitude of degenerate head waves on the ratio of thickness to wavelength: 1—for the three dimensional case, 2—for the two dimensional case.

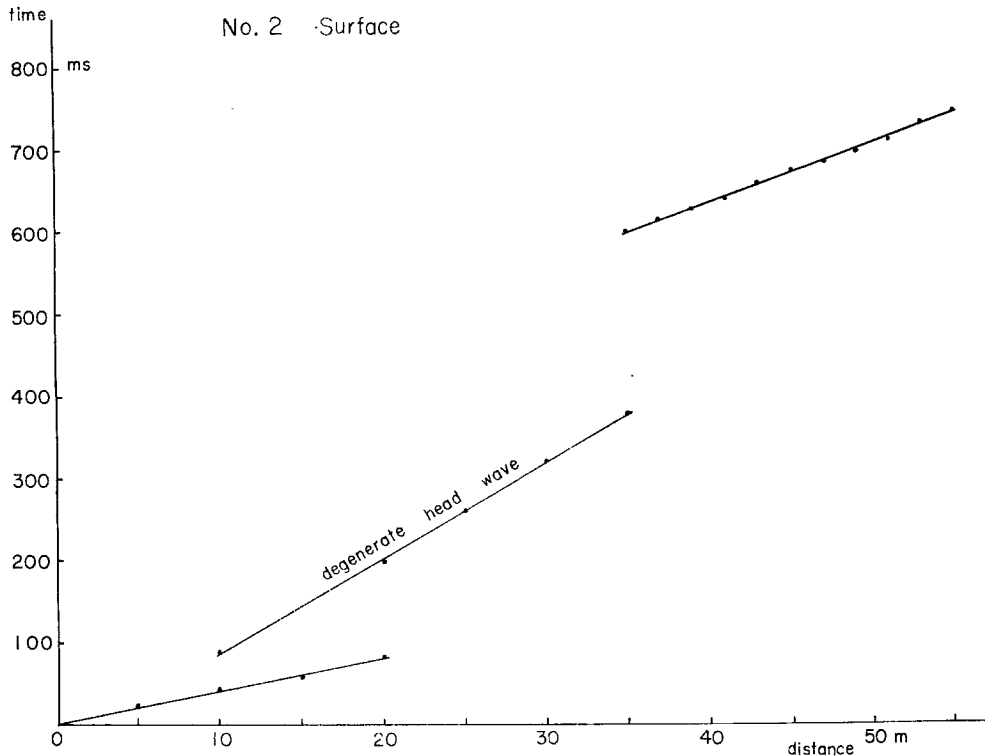


Fig. 13 Traveltime versus distance curves at No. 2

一般的に適用しようとするためには、種々の周波数の SH 波発生の方法を開発する必要があり、今後この問題を更に進める予定である。

地盤 No. 1 と同様、地中にも (−5m, −10m, −20m) ピックアップを設置して SH 波の記録を求めたのが、Fig. 14 に示されている。−5m, −10m 点の測定記録での first arrival は、表層に沿ってほとんど測点真上まで伝ってから屈折して到達した波であることは、Fig. 15 の走時曲線より明らかである。この波の波長は 4m 以下で、薄層の厚さの $\frac{1}{4}$ の程度であるから、前節の議論にもあったように、比較的減衰が早く、余り遠くには伝播しないのは、震源から 25m 地点までの記録にのみ現れていることに対応するものと思われる。しかしこの波の記録上の波形は地表の測点のものよりかなり明瞭で、地中ピックアップの記録の解析において、この程度の厚さの硬い表層を無視してしまうことのできないことは明らかである。また第 2 の phase が、深さ 14~15m (S 波速 150m/度程) からの反射波および head wave であるとすれば、地表、−5m, −10m の 3 点での走時曲線とともに説明できる。

地盤 No. 1 においては、地表の測点では SH 反射波を検出できなかったが、地盤 No. 2 においては、Fig. 14 で見られるように地表の測点でも −14.5m の境界面からの反射波を認めることができる。このような現象については、我々の一人が昨年報告した²⁾。すなわち、その下よりも S 波速度の大きい層が表層として存在する場合には、表層にはラブ波の発生の条件が成立たず、したがって、S 波の初動につづいて、ラブ波タイプの表面波が現われない。そのため初動の後に当然到達する下層よりの反射波を 1 つの独立の phase として検出し易い。この例として昨年は東大阪における埋立地地盤における測定をあげたが、その際にも今回の地盤 No. 2 と同じく、地面に薄い硬層が存在していた。このような表層は反射波の検出という

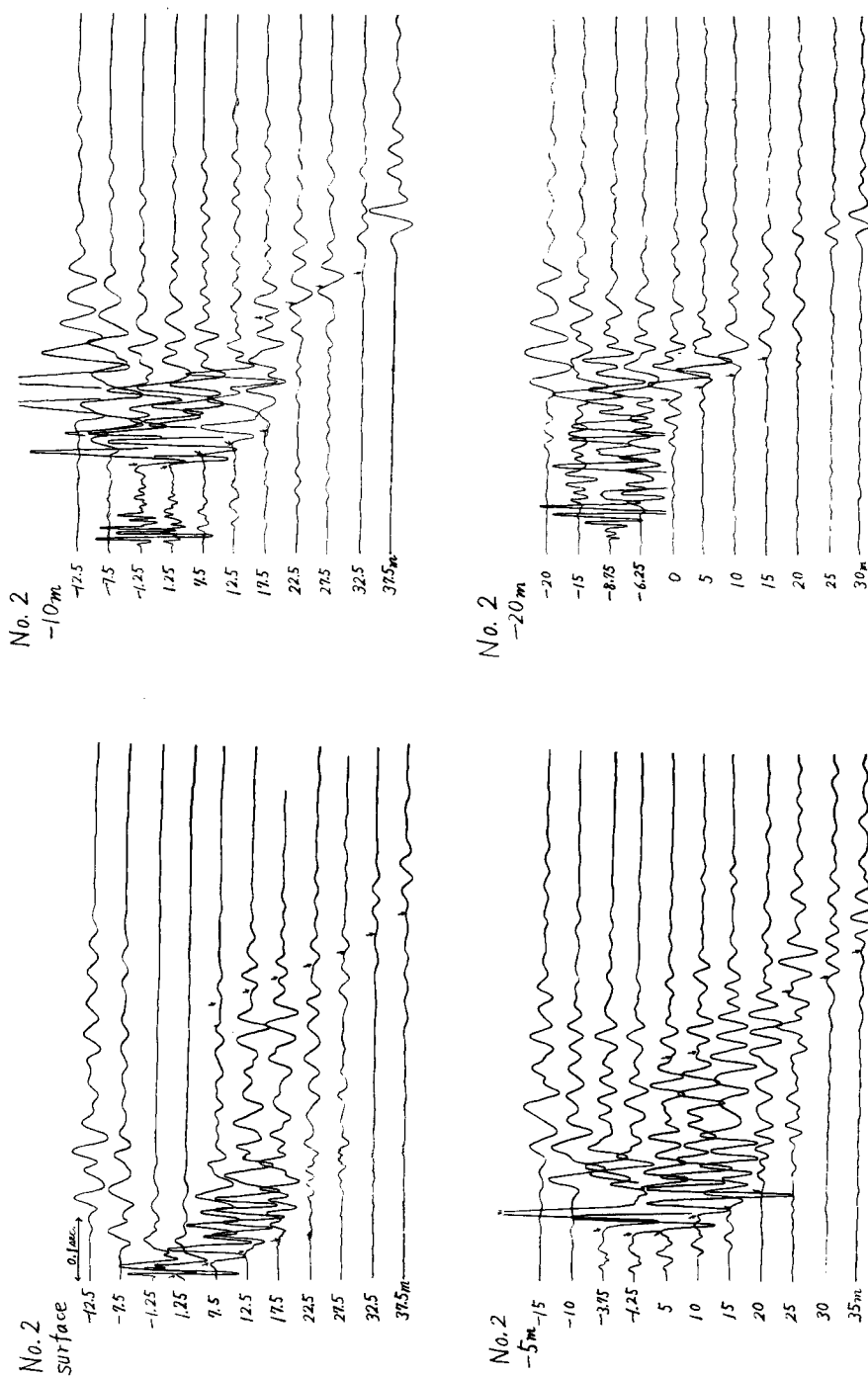


Fig. 14 Examples of seismogram of SH-wave recorded at the depth of 0 m, 5 m, 10 m, 20 m, by pick-ups in boreholes at No. 2

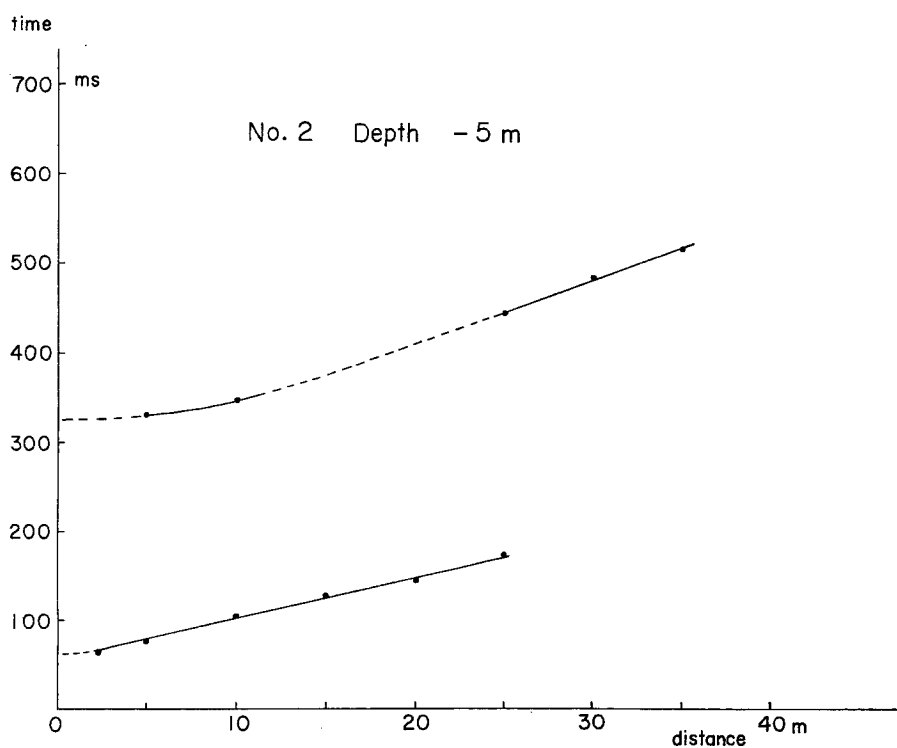
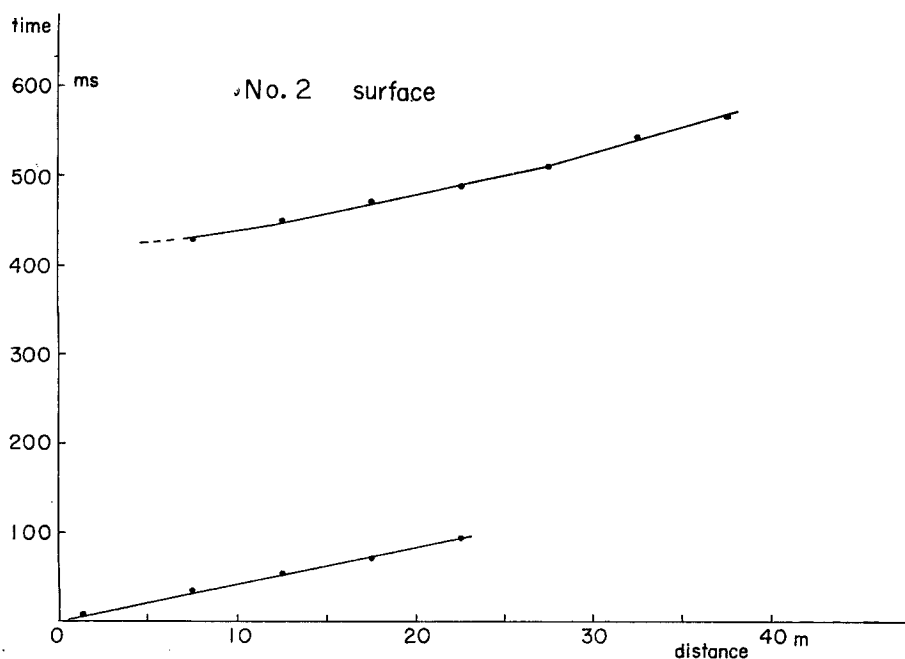


Fig. 15 Traveltime versus distance curves at No. 2

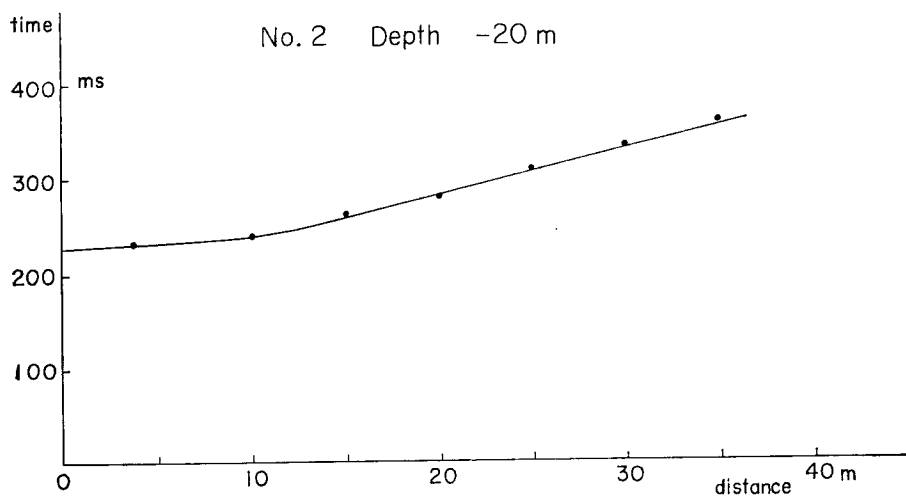
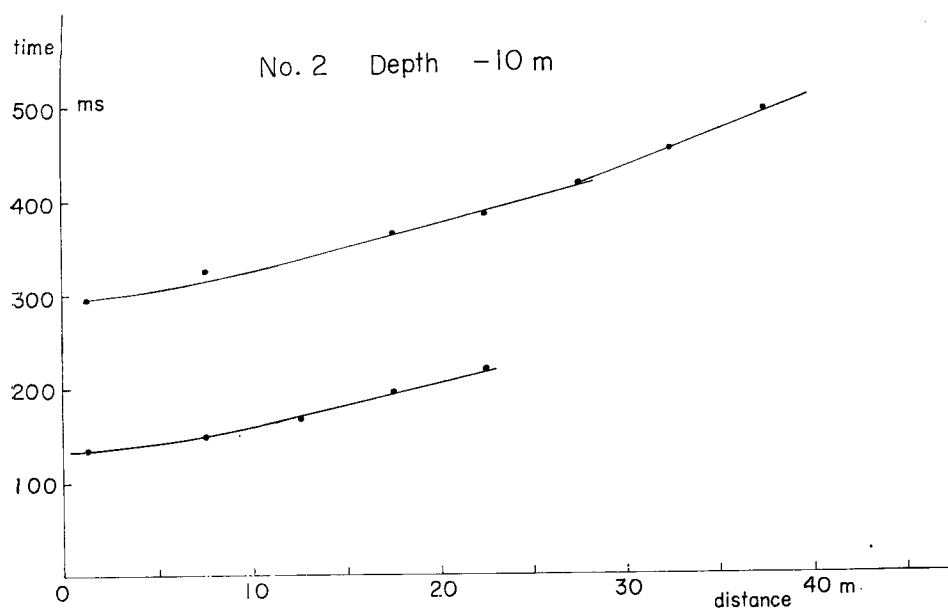


Fig. 15 Traveltime versus distance curves at No. 2

観点からは、有利な条件であるが、しかし一般には地表の測点の実体波の波形を複雑にし、測点相互間の phase の対応の追跡を困難にすることも多い。-20 m 地点では、上記の 2 つの phase の到達時刻が接近しているので、断言できないが、走時曲線の傾斜から経路の始めにおいて表層を伝ったものであろう。

5. 結 論

今回は S 波速度の大きい、いわゆる硬質層が地表あるいは中間に薄層として存在する地盤に対して SH 波弾性波探査を実施する場合の種々の問題について論じてきた。いずれの場合でも、ただ地表での測定結果を ray theory の結論のみによって、解析を進めることには限界がある。筆者らはこれを更に押進める方法の 1 つとして、地表での測定結果を Zaitzev らによって導かれた、波動論的な観点から見なおすことによって、地下構造を推定できることを示した。すなわち地盤 No. 1 のような構造では、薄い弱い硬質層からの屈折波の干渉波的な特徴の波形や、その減衰の大きさなどから、この層の存在を推定できることを示した。もちろん今回は定性的な議論に終わったが、震源よりの波形の発生方法の改良、細いピックアップ間隔によって定量的方法にすることができよう。また地盤 No. 2 では、一種の degenerate head wave の利用により、表層の下地盤の S 波速度の推定の可能なことを示した。

次にもう 1 つの方法として、これまでよく用いられている地中にピックアップを設置して、地中で弾性波を記録する方法を実施した。地中にピックアップを設置するには非常に経費も時間も要するので、実用上、これらをなるべく少なくして、しかもその効果を上げたい。このような観点から、我々はなるべく浅い所に設置したピックによって効果を上げるように努め、上記の地盤の地下構造決定において不可欠の反射波の検出のためには、深さ 3 m 前後の地中ピックアップではぼその目的を達成出来ることが示された。

また今回も地表において反射波検出可能の条件として、表層の薄い硬質層が有利であることが示された。

今回の研究調査にあたり、色々と便宜をはかっていただいた大阪府土木部計画課の方々、また御協力いただいた西正男技官、土質試験所友沢好則氏に対し、厚く感謝の意を表します。

なお本研究に際し、一部文部省科学研究「特定研究」の援助を受けて行なわれた。

訂正

前報¹⁾ の 107 頁 Table 1 の数値の一部を訂正し、次表にかえる。また 109 頁第 3, 4 行を削除する。

Table. 1

	Upper layer			Intermediate layer			Lower layer		
	V_P/V_S	μ	α	V_P/V_S	μ	α	V_P/V_S	μ	α
		$\times 10^3$	1/m		$\times 10^3$	1/m		$\times 10^3$	1/m
A	15.0	0.88	0.17	8.4	3.0	0.11	4.8	9.5	0.007
B	9.4	0.41		6.9	1.9	0.14	7.7	3.2	
C	12.5	0.76	0.15	12.5	1.8		6.2	7.2	0.090
D	8.5	1.2	0.15	7.5	3.9	0.13	3.6	17.0	0.050
E	5.9	1.3		7.9	3.4	0.12	4.5	10.4	0.058
F	12.2	1.5	0.15	8.9	2.8	0.028	4.5	10.0	0.005
G	7.9	1.3	0.15	4.3	9.5	0.064	3.4	29.0	0.029
H	5.2	0.8		6.1	4.5	0.14	7.0	16.0	0.012

μ : rigidity,

α : absorbtion coefficient

参 考 文 献

- 1) 吉川宗治, 島通保, 後藤典俊: 地盤調査における 2, 3 の問題, 防災研究所年報, 第9号, 1966, 99頁。
- 2) L. A. Molotkov and P. V. Krauklis: The Formation of Low-frequency Head Waves in Thin Layer, Bull. Acad. Sci. USSR, Geophys., 1963, pp.580.
- 3) O. G. Shiamina: Attenuation of Head Waves from Thin Beds for Rigid and Sliding Contact, Bull. Acad. Sci. USSR, Geophys. Ser., 1965, pp.148.
- 4) L. P. Zaitsev: Concerning Degenerate Head Waves in an Elastic medium with an Interface, Bull. Acad. Sci. USSR, Geophys. Ser., 1960, pp.744.
L. P. Zaitsev and I. S. Parkhomevko: Continuous Head Waves in the Case of a Thin Layer Lying on a Half-space, Bull. Acad. Sci. USSR, Geophys., 1964, pp. 694.
- 5) 後藤典俊: 軟弱地盤における SH 波の反射, 防災研究所年報, 第9号, 1966, 111頁。