

軟弱地盤におけるSH波の反射

後 藤 典 俊

REFLECTION OF SH-WAVES ON THE UNSETTLED GROUND

By Noritoshi GOTO

Synopsis

It is confirmed that the propagation velocity of SH-waves is closely connected with the earthquake-proof of the unsettled ground.

A few seismic explorations by the refraction method of SH-waves have been carried out. One of the available methods to generate SH-waves is to strike a wooden plate, being pressed down on the ground surface, but SH-waves do not propagate for a long distance by this method. Regarding the refraction method, it is difficult to catch refraction waves from deep layers. Using the reflection method, it is possible to get informations from deeper layers.

Some records containing reflection waves were successfully obtained on the unsettled ground in East Osaka.

1. 緒 言

大阪平野は、北は六甲山地、東は生駒山地、南は和泉山脈によって囲まれた堆積平野である。西から武庫川、猪名川、淀川、南方の大和川、石津川などの河川によって運搬された物質が平野を構成し、沖積層は造盆地運動によって形成された凹地を埋積したものである。また平野周辺には造盆地運動によって隆起した鮮新な洪積層がみられ扇状地性あるいは台地性の丘陵がみられる。大阪平野北部には千里山丘陵、中部には南北に長い上町台地、大和川以南には広く丘陵が発達している。

実験の行われた門真市、布施市一帯は大阪平野東部に位置し、北から発達する淀川のデルタと南から発達する大和川のデルタにはさまれる扇状地性低地または後背低地である。海拔2m程度で周囲よりいちじるしく低く、湖底の陸化により生じた土地のため、表層は粘土層が発達し、支持層にいたる深さが15m~20mのところが多い¹⁾。近年都市活動が盛んになるにしたがって、このような軟弱な土地を埋めたてた造成地が増えている。このような地域では耐震工学上問題の残る所であり、新潟市の被害などの例から²⁾、地盤の局所的性質を十分考慮する必要がある。筆者の研究室では地盤の耐震性の見地から、大阪東部の弾性波探査による綿密な地盤調査を行った¹⁾。

S波による屈折法探査を行った際に、特定の場所で明瞭な反射波が記録される事がわかった。従来の反射法探査は、ほとんどが石油探査のように大規模なもので、探査の対象となる反射層の深さも数百米以上におよび反射法独自の方法がとられてきた^{3) 4)}。しかし浅層からの反射を求める際にも表面波、屈折波の振巾が小さくなるような地下構造を持つ測点を選ぶことによって比較的明瞭な反射波の記録を得る事が出来る。この事から反射法探査の軟弱地盤における工学的な利用への可能性が出て来た。

2. 方 法

S 波の震源としては、木の板を地面に置き、その上にジープの前輪をのせて約 1 ton の荷重をかけ、地面と板との摩擦を大きくする工夫をして、板の端を測線と直角方向に水平にたたき、ずれの力を作用させて SH 波を出す方法を用いた。この S 波発生の方法は波の伝播距離に限度はあるが、 P 波およびレイレイ波が出にくいいため S 波の Phase が読みやすい。



Photo 1 The method to generate SH-waves

使用した地震計は、NEC 製地震探鉱用受振器 VP202 (25 サイクル)、アンプは E. T. L. 製 PRA-2 型。Recorder は三栄測器製電磁オシログラフ MR-102A 型、ガルバノメーターは三栄測器製 G 500 (500 サイクル)、地震計は 2 m 間隔または 5 m 間隔に 12 個設置された。地震計の設置に際しては水平方向の振動を受振する様にしてある。

3. 測 定 場 所

測定に選んだ場所は、もともと軟弱な地盤の上に敷設された道路、または盛土して固められた宅地予定地などである。この様な所では、下層よりも上層の方が地盤が固い場合が多く、上層を伝播する S 波速度は下層の伝播速度より大きい。したがって地表の震源から出た波は二層目からは屈折波として地表にかえって来ないし、また三層目がある程度深ければそれからの屈折波の phase が減衰して記録の上には微弱にしかあらわれない。また後述のごとく Love 波が出にくい地下構造になっているので記録上では later phase に表面波による noise が少い。反射波の phase を検出する時、最も障害になるのは later phase の noise である。このような地下構造の測点を選ぶことにより、later phase の noise を消すことが出来るので、比較的容易に SN 比の高い反射波の記録を得る事が出来る。

ここで Love 波の伝播する地下構造を調べてみる。

Fig. 1 に示すとおり、上層の下面に座標の原点をとり、 z 軸を鉛直下向きにとり、 x 軸を水平方向にとる。上層および下層の密度、剛性率および S 波の速度をそれぞれ ρ_1, μ_1, v_{S1} および ρ_2, μ_2, v_{S2} とし、単振動的な平面波が x 軸の正方向に伝わり、各質点は y 方向にだけ運動するものとする。 y 方向の変位を v とすると運動方程式は

$$\rho \frac{\partial^2 v}{\partial t^2} = \mu \Delta v$$

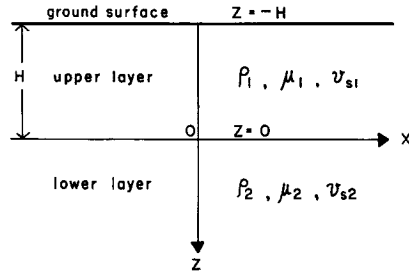


Fig. 1 A model of ground structure.

波の周期を T , 波長を L とし, $T=2\pi/p$, $L=2\pi/f$ とする。假定により $v \propto \cos(pt-fx)$ とすると,

上層では

$$(\Delta + k_1^2)v=0, \quad k_1^2 = \frac{\rho_1}{\mu_1} p^2$$

下層では

$$(\Delta + k_2^2)v=0, \quad k_2^2 = \frac{\rho_2}{\mu_2} p^2 \quad \text{となる。}$$

$k_1 > f$ の場合

上層では $v = (A \cos s_1 z + B \sin s_1 z) \cos(pt - fx)$ A, B : 定数

$$s_1^2 = k_1^2 - f^2$$

下層では z の大きい所では運動の振巾がきわめて小さくなる事を考慮し, $s_2 > 0$ として $e s_2 z$ の項を除くと

$$v = C e s_2 z \cos(pt - fx) \quad s_2 > 0 \quad C: \text{定数}$$

$$s_2^2 = f^2 - k_2^2$$

このとき $k_1 > f, f > k_2$ すなわち $V_{s1} < V_{s2}$ を条件としていることになる。

$k_1 > f$ の場合 同様に

上層では $v = (A \cosh s_1 z + B \sinh s_1 z) \cos(pt - fx)$ A, B : 定数

$$s_1^2 = f^2 - k_1^2$$

下層では $v = C e^{-s_2 z} \cos(pt - fx), \quad s_2 > 0 \quad C: \text{定数}$

$$s_2^2 = f^2 - k_2^2$$

このとき上層と下層の境界面 $z=0$ で変位 v および垂力 Yz が連続であり, 上層の表面 $z=-H$ において垂力 $Yz=0$ である事から

$$A=C$$

$$\mu_1 s_1 B = -\mu_2 s_2 C$$

$$-A \sinh s_1 H + B \cosh s_1 H = 0$$

これから

$$\mu_1 s_1 \tanh s_1 H + \mu_2 s_2 = 0$$

しかるに S_1 および S_2 は常に正数でなければならないのでこの方程式を満足する適当な根はない。これらの事情から Love 波の伝わり得るのは, $V_{s1} < V_{s2}$ すなわち上層の S 波速度が下層の速度より小さい場合に限るのである⁵⁾。

(a) 門 真

レンコン畑の中央に自動車のすれ違える程度の幅の道路が走っており, 測線はその道路上にとられた。道路上に直径 5 cm の鉄の棒くいを打ってみると, 深さ約 1 m までは碌まじりで, くいがなかなか貫入しない程度に固まっており, 直接波から速度を求めると P 波では 1 km/s, S 波では 0.2 km/s 程度である。この道路に近接している軟弱な地盤のところに測線をとって測定してみると, P 波速度で 0.5 km/s, S 波速度で深さ 2 m までは 0.05 km/s 深さ 2 m ~ 5 m では 0.1 km/s 程度である。この層が道路上の測線での二層目に

相当するものと考えられるので、低速度層になる。測線の長さは 55m で地震計が 5 m 間隔に12個、および測線の長さ22mで地震計が 2 m 間隔に12個の二通りがあり、Fig. 2 にその記録例が示されている。震源はいずれも測線の両端である。

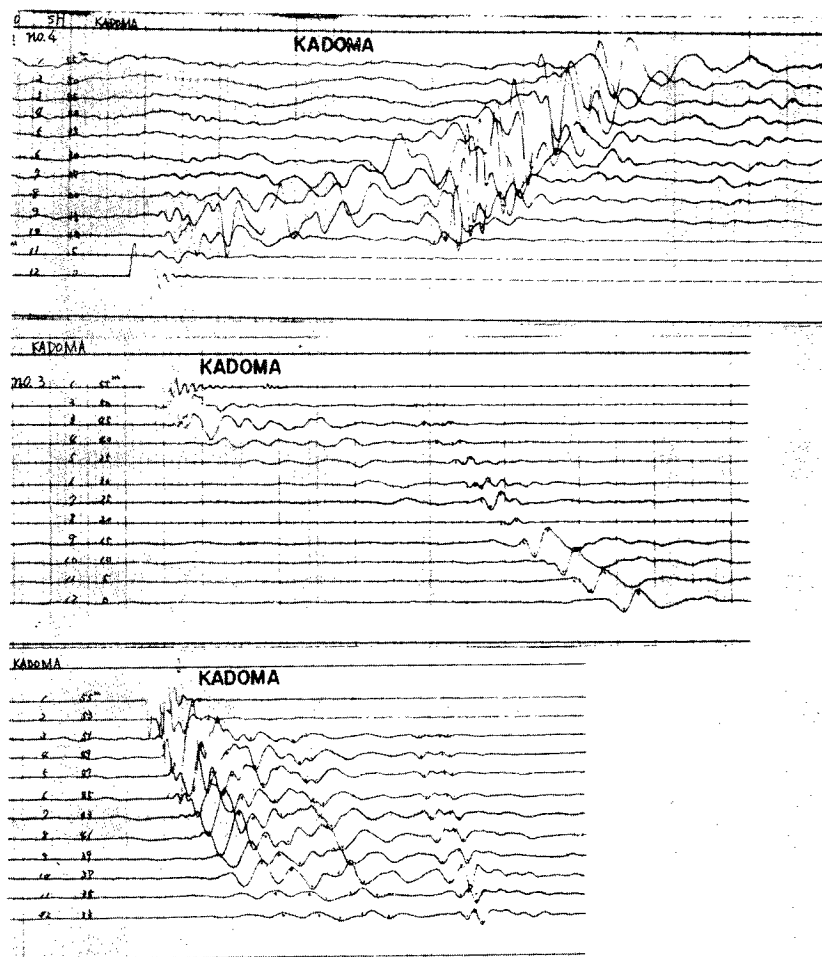


Fig. 2 Sample records of reflection waves.

(b) 金物団地

周囲は水田で、金物団地敷地予定地として一區画だけ整地されてある。ここでくい打ちをしたり、スコップで掘りおこしてみると礫まじり表層はよく固まっている。P波の速度で 1 km/s, S波の速度で 0.2 km/s 程度である。二層目に相当する所では P波速度 0.5 km/s, S波速度は深さ 2 m までは 0.09 km/s, 2 m から 10 m までは 0.14 km/s である。測線の長さは 55 m で地震計が 5 m 間隔に置かれてあり、震源は測線の両端および測線の一端から 55 m はなれた所にある。また地震計間隔 2 m で長さ 22 m の測線もある。Fig. 3 に記録例が示されている。

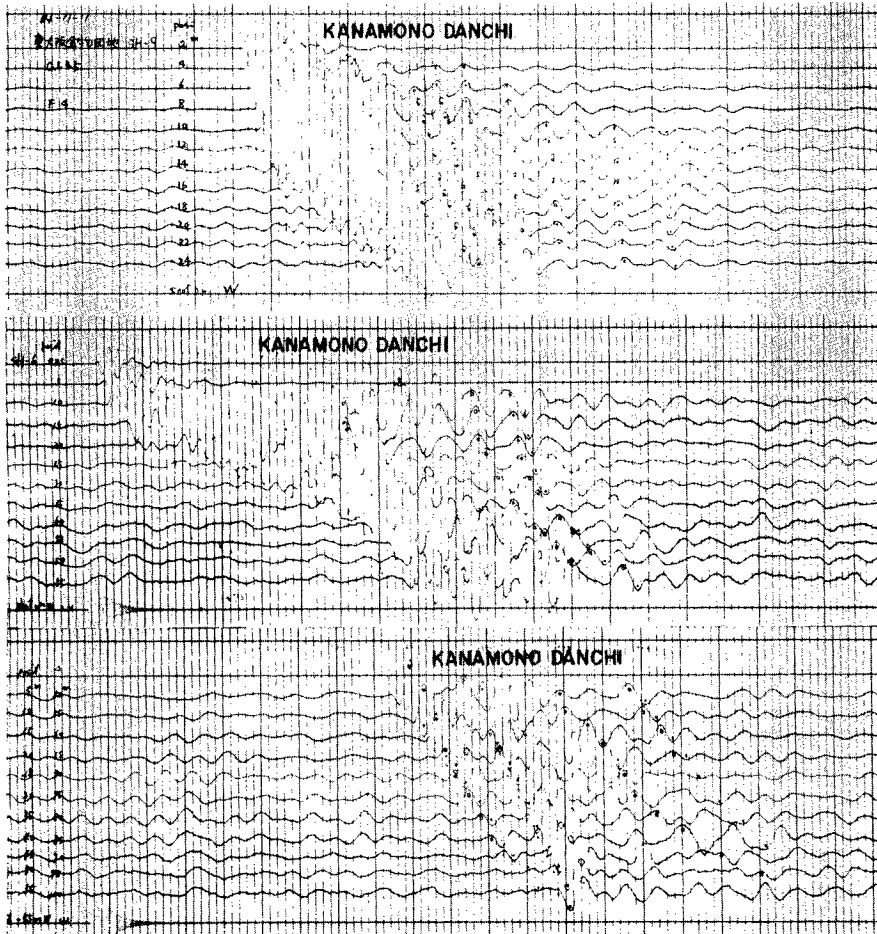


Fig. 3 Sample records of reflection waves.

4. 解 析

地下構造を求めるにあたって屈折法で求められる範囲は屈折法の探査を行った方が精度もよく、より信頼すべき解析結果を得る事が出来るであろう。反射波からも直接地下構造を求める事は出来るが反射波の初動を読む事がむずかしい事、および反射面の凹凸の問題等不確定な要素が多い。

いま深さ H の平行層からの反射を考える。(Fig. 4) 震源からの距離 x にある地震計の走時を t_x とする。上層の平均伝播速度を V 、原点走時を t_0 とすると、

$$\begin{aligned} (Vt_x)^2 &= x^2 + (2H)^2 \\ Vt_0 &= 2H \\ \therefore \begin{cases} V = x(t_x - t_0)^{-\frac{1}{2}} \\ H = \frac{1}{2}xt_0(t_x - t_0)^{-\frac{1}{2}} \end{cases} &\text{である}^{4)}. \end{aligned}$$

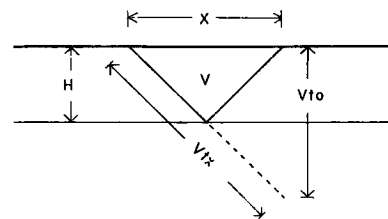


Fig. 4 reflection path.

これにしたがって簡単に地下構造を求めてみると門真では Fig. 5, Fig. 6, 金物団地では Fig. 7 のようになる。

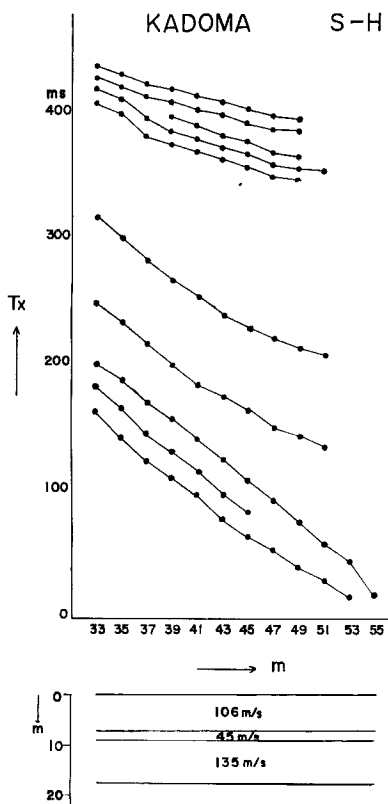


Fig. 5 example of travel-distance curve.

いま $\rho_1 = \rho_2$ とし, $V_1 = 100$, $V_2 = 150$ とすると $K = 1/5$ である。

屈折法により求めた $\alpha = 0.03 \text{ m}^{-1}$ を用い, $H = 20 \text{ m}$ として振巾の比を計算すると $A_2/A_1 = 1/30$ となる。実際, 門真の記録から振巾を読みとると, 振巾の比は震源に近い観測点では $1/20$ 程度である。この計算には多少の仮定はあるが, 両者を比較すると, 二回反射と思われる振巾は計算から求めた二回反射の振巾に近い値をとる事がわかる。

Fig. 4 の地下構造の中に 45 m/s のはさみ層が出現しているが, これをうらずける他の資料もなく, 誤差および片測線である事を考慮すればあまり信頼しない方がよい。金物団地の記録は Fig. 3 に見るとおり門真の記録と比較すると短周期で複雑な phase が入りまじっているが, 後の方に反射の phase がたくさんあらわ

Fig. 5 の走時曲線に二重反射と思われる phase が出ている。一回反射と二回反射の振巾の比を計算してみると, 簡単のため波が垂直に反射して来たものとして,

$$\text{一回反射の振巾 } A_1 = K \cdot \frac{A_0}{2H} \cdot e^{-2H\alpha}$$

$$\text{二回反射の振巾 } A_2 = K^2 \cdot \frac{A_0}{4H} \cdot e^{-4H\alpha}$$

ここに, A_0 は定数, K は反射係数, H は層の厚さ, α は地盤の吸収係数である。

K はまた, 上層および下層の速度, 密度をそれぞれ V_1 , ρ_1 および V_2 , ρ_2 とすると

$$K = \frac{\rho_2 V_2 - \rho_1 V_1}{\rho_2 V_2 + \rho_1 V_1} \quad \text{である。}$$

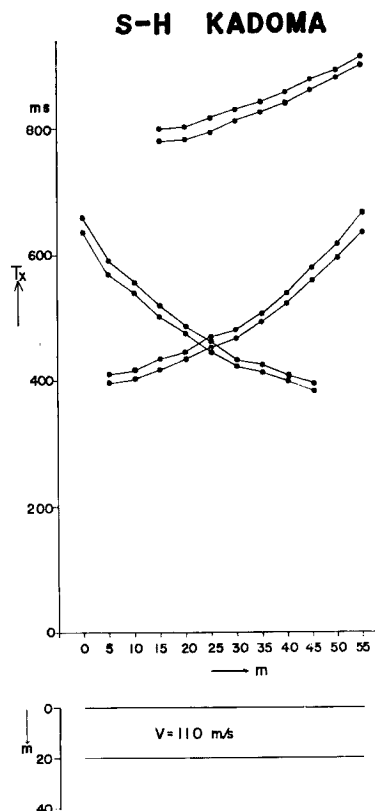


Fig. 6 example of travel-distance curve.

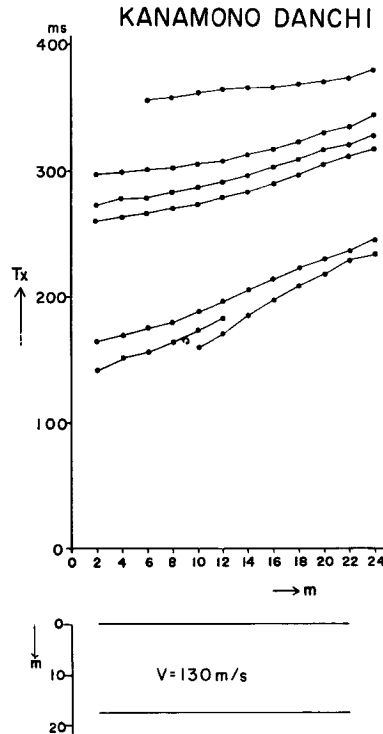


Fig. 7 example of travel-distance curve.

れている。また震源からの距離を50m以上はなすと5m間隔の地震計では反射が読みとりにくい。受振点が震源からはなれるにつれて波の径路が長くなり、それに伴う時差が大きくなるためである。

5. 結 語

新潟地震などの例から、地盤の強度と S 波速度との間に密接な関係がある事が実証されているが、 S 波発生の方法がむずかしく現在のところ S 波探査は広く実用化されていないようである。板たたきによる方法では S 波伝播の距離に限度があり、測線の長さは50m~100m程度とされている。特に軟弱な地盤では振巾の減衰が大きく、測線の長さがさらに制限される。反射法を用いることにより比較的短い測線で、より深い反射をとることが出来る。板たたきによる S 波屈折法弾性波探査の短所を補う意味で反射法探査は有効な手段となるであろう。

おわりに、終始変らぬ御指導を賜った吉川宗治教授に深甚なる謝意を表するとともに、有益なる助言を頂いた鳥通保鈺教授ならびに理学部助手狐崎長良氏に感謝します。また、実験に際して数々の便宜を計っていただいた大阪府土木部計画課の方々に厚くお礼申し上げます。

参 考 文 献

- 1) 吉川宗治他“東大阪地盤調査報告”1965年
- 2) 吉川宗治他“新潟地震被災地の弾性波探査”京大防災研究所年報第8号1965年3月 p. 11~17
- 3) 物理探鉱技術協会“物理探鉱十周年特別号”第11巻4号, 1958年12月 p. 30~41
- 4) Dix, C.H. “Seismic Prospecting for Oil” 1952年
- 5) 本多弘吉“地震波動”1954年 p. 68~76