

土質地盤における浅部反射法地震探査

大友秀夫・太田賢治
大石善雄・今井常雄

SHALLOW SEISMIC REFLECTION EXPLORATION IN SOFT SOIL USING SH-WAVES

Hideo OHTOMO, Kenji OHTA,
Yoshio OISHI and Tsuneo IMAI

Abstract

It is known that in soft soil S-wave velocity responds sensitively to physical properties of the ground. The authors have studied the feasibility of exploring the subsurface structure of soft ground with the seismic reflection method, using SH-waves.

Surface SH-wave source records (Fig. 1) obtained within a borehole by geophones with elements responding to horizontal vibrations during PS-logging were subjected to VSP processing (Fig. 2). The state of upgoing (reflected) waves in these records were examined. The borehole pickup used in PS-logging has two geophones for horizontal vibrations placed at right angles to one another and one geophone for vertical vibrations, making it difficult to decide the proper orientation of the pickup. In Fig. 1, the vibration orbit of the record from geophones X and Y, which are at right angles to one another, is calculated. The direction towards which SH-waves are generated was taken as the dominant direction and records of direction of generation of signals were prepared using records of X and Y signals. Fig. 3 is the result of AGC processing of these records. With F-K filter processing, downgoing waves (Fig. 4) and upgoing waves (Fig. 5) are separated. When the depths of the upgoing waves propagated near the surface are compared against a columnar drilling chart, it can be seen that the area is one containing radical changes in N values and geological layer boundaries.

The SH-wave reflection method is seismic exploration of subsurface structure using reflection events detected by surface measurement, arranged in rows. The reflection method using P-waves is very commonly adopted in resource exploration. In this case, the CDP stack method is generally used to improve S/N ratio of the seismic data. Subsurface structural sections of the ground are then made on the basis of this technique. It was also the authors intention to apply CDP stacking to SH-wave seismic data obtained from in situ experiments to develop programs for seismic processing.

Fig. 8 shows the locations of 4 sites in the Kantô area where in situ experiments were carried out. In all of these sites, the ground surface consists of alluvial or diluvial soft soil. The SH-waves were generated by the plank hammering method. The plank was 2~3 m long and about 30 cm wide. It was placed at right angles to the measuring line, a weight of about 150 kg was placed on it and struck laterally. The SH-waves thus produced are detected by pickups that respond to horizontal vibrations aligned with the measuring line.

At Site A, common shot records were obtained (Fig. 9). The experimental site consisted of a grass covered, sandy, dry riverbed. The objective at this site was to obtain reflected waves from subsurface diluvial layers. Fig. 10 shows the results from a drilling investigation and PS-logging conducted approximately 50 m away from the measuring line. The reflection phase at $T_0=0.435$ sec, $V_{rms}=160$ m/s (Fig. 9), was compared to the reflection phase from the upper surface of the diluvial layer.

Common shot records were also obtained at Site B (Fig. 11). The experimental site was covered with diluvial loam. Fig. 12 shows geological information obtained there by drilling approximately 30 m away from the measuring line. The reflection phase at $T_o = 0.105$ sec, $V_{rms} = 220$ m/s (Fig. 11) was determined to be from the boundary between a clayey soil layer and a sand layer at a depth of 10.4 m.

At site C, a 14 channel analog data recording system was used and SH-wave reflection exploration was carried out using end-on spread.

The experimental site was reclaimed land by the sea. The measuring line was located on a road built up with fill soil. The objective was the mapping of the subsurface diluvial layer, which showed a complicated pattern of change from point to point of its depth.

Measuring line length was set at approximately 400 m, minimum offset 4 m, maximum offset 48 m and spacing of receiving points, 4 m. Plank hammering was carried out at 4 m intervals.

Data recorded by the analog data recorder was subjected to A/D conversion and vertical stacking, in which the record obtained from hammering the left side of the plank was subtracted from the record obtained when the right side of the plank was hammered. A seismic reflection profile was prepared from the SH-wave data, using the CDP stacking method, according to the flow chart given as Fig. 7. Fig. 13 is a CDP gather in which the data from CDP No. 61 and No. 62 are arranged together alternately. Fig. 14 is the velocity spectrum of this data. The reflection phase $T_o = 0.5$ sec, $V_{rms} = 135$ m/s, which was taken to be the reflection phase from the upper surface of the diluvial layer. Velocity analysis was carried out approximately every 20 m. The results were used to carry out NMO correction, mute and CDP stacking. In Fig. 15, which is a final time section (migrated section), the event CDP No. 50, $T_o = 0.5$ sec abruptly slopes downward around CDP No. 120. The reflection phase below the event CDP No. 150, which was taken to be a continuation of the former event, $T_o = 0.9$ sec was compared to the upper surface of the diluvial layer.

Interval velocity was calculated from velocity analysis results, and an S-wave velocity model was constructed (Fig. 16). A depth profile was made up in accordance with this velocity model (Fig. 17).

A great many drilling investigations have been carried out at this experimental site. Fig. 18 is a geological profile based only on data from such investigations. Comparing Fig. 17 and Fig. 18, there is a discrepancy at a depth of about 3 m in the upper surface of the diluvial layer. However, clear information was obtained at the location of the sunken valley around CDP No. 150 and the layer boundary in the upper part of the diluvial layer in the left of the seismic section.

Site D was an alluvial lowland consisting of fill soil, that lay along an old, dry rivercourse. Here, too, the objective of exploration was the mapping of the upper surface of the diluvial layer, end-on spread was used to carry out SH-wave seismic reflection exploration. 24 channel observation was carried out with a measuring length of 94 m, minimum offset, 2 m and maximum offset, 48 m. Receiving point spacing was 2 m and the plank was struck every 2 m.

Two 12 channel digital data acquisition systems (OYO's McSEIS 1500) were used. Seismic data was recorded on mini floppy disks. A GP-IB interface transferred this data into a computer, where processing was carried out according to the flow chart shown in Figure 7. At Site D, velocity analysis was carried out at 15 m intervals. Fig. 19 is a CDP gather of CDP No. 40. Fig. 20 is the corresponding velocity spectrum. Fig. 21 is a time profile after migration. Fig. 22 is a velocity model, interpreted from velocity analysis results. A depth profile was prepared in accordance with this velocity model (Fig. 23). Not very much geological information was available at Site D. Fig. 24 shows data obtained by drilling approximately 150 m away from the measuring line. It was interpreted that the event, $T_o = 0.52$ sec, $V_{rms} = 103$ m/s corresponds to the upper surface of a gravel layer.

In situ experiments carried out to the present at the four sites appear to indicate that by using the simple and convenient method of plank hammering in combination with measuring equipment, it is feasible to explore subsurface ground structure to a depth of 60 m using SH-waves with a wavelength of about 3-4 m. Objective frequencies of analysis were 30~70 Hz.

It is clear that the technique of CDP stacking developed in the field of natural resource exploration with P-waves can be applied to exploration by SH-waves, and that the CDP stack technique can be used with SH-waves to make seismic reflection profiles.

Frequently, in soft ground, velocity values obtained by PS-logging increase or decrease by a factor of 2 or more at velocity boundaries. In particular, when there is a necessity to prepare depth profiles, it is desirable to use not only velocity analysis in the reflection method, but to carry out drilling and PS-logging at a number of points along the measuring line in order to increase the accuracy of estimates of velocity values. In addition, if upgoing waves are picked out from PS-logging records such as in Fig. 1 through Fig. 5 and 2 way time transfer such as is shown in Fig. 25 is carried out and a VSP extracted trace is calculated, it is possible to use this trace as a standard for geological information like that shown in Fig. 26 on the seismic reflection profile.

1 まえがき

地震探査法のうち、P波を使った屈折法は、山岳部の岩盤を対象として、トンネル通過地やダムサイトなどの地質調査に盛んに利用され、得られた走時曲線から地下の速度構造モデルを求めるのみならず、その速度値は岩盤の良否の判定指標として用いられている。また、屈折法によって検出される低速度帯は、破碎あるいは変質などによって脆弱化した岩盤である可能性の高い部分として、設計・施工上有益な情報を提供している。

しかしながら、P波の屈折法を軟弱な土質地盤において実施した場合、地下水面だけが速度層境界として現れ、地層境界や土の締めり具合といった情報を得ることが困難な場合が多い。今井・殿内(1982)は、盛土、沖積層、洪積層、第三紀層のP波およびS波の速度について調べ、これらの堆積層のS波速度は、P波速度よりも、その地層の強度情報(たとえばN値)や層相の変化に良く対応していることを指摘している。このようなS波速度の性質に着目し、軟弱地盤においてS波の屈折法を実施する場合もあるが、その成功例は少ない。その理由としては、平野部に発達する軟弱地盤では、都市の開発によって、地盤改良や造成あるいは舗装などの人工的な改良が加えられ、一般的には地表面付近がその下位の自然地盤よりS波速度が大きくなっていること、さらには、自然地盤内でも、粘性土や砂質土あるいは礫質土が互層状をなすなど、屈折法を適用する上で原理的な前提となる深さ方向への速度増加が満されない場合が多いことが考えられる。

従来、反射法探査は、石油、天然ガスなどの資源探査の分野でP波を震源として発展してきたものである。しかしながら、軟弱地盤の地下構造を探査の対象とする浅部反射法探査には、さきに述べたようなS波の特徴を考慮するとき、P波を用いるよりも、SH波を震源とする方が有利であると考えられる。また、軟弱地盤の場合、S波の速度はP波の速度の1/2~1/20程度であり、その波長も短かく、P波を用いるよりも高い分解能が得られることが期待される。

このような見通しのもとに、板叩きによるSH波震源を用いて、いろいろの現場実験を行うとともに、コンピューターによるデータ処理ルーチンの開発を進めた結果、深度60m程度までに存在する反射面を抽出することができるようになった。

2 P S 検層記録内に含まれるSH波反射位相

P S 検層の際に、反射SH波が観測された例については、坂山・殿内ほか(1981)、坂山(1981)、大場(1981)などの発表があり、また、坂山・殿内(1983)は、P S 検層の際の反射SH波の発生条件について述べている。

E. I. Gal'perin(1974)は、ボーリング孔内に地震探査測線を設け、いろいろなオフセット距離の震源によって得られた記録内に現れる head wave, 透過波, 直接波, 反射波, 変換波などの位相の抽出法と、これらの結果を利用した地盤構造の推定法について検討している。この方法は Vertical Seismic Profiling (VSP, 鉛直探査法)と呼ばれており、近年、反射法探査結果とボー

リングによる地質情報との結合を計る手段として、盛んに利用されるようになった (A. H. Balch et al, 1982)。

PS検層においては、ボーリング孔沿いの鉛直測線のほぼ真上に震源を置いているので、板叩き震源でSH波を発生させるS波速度検層の場合、地下構造の水平成層性が仮定できるならば、鉛直測線で得られる地震波は、直接波、透過波および反射波(多重反射も含む)の3種類である。

図-1は、3成分の地震計を内蔵しているボアホールピックアップ(OYO製3320型)を深度2mおきに固定し、孔口から3m離れた位置に設置した板を、孔口に向かって右側から叩いて得たSH波の波形記録(直交するX成分、Y成分)である。ここに使用したボアホールピックアップには、方向制御装置が付いていないため、SH波の加振方向と水平2成分(X成分、Y成分)の地震計の方向との関係は不明である。そこで、X、Yの2つの水平動地震計の記録を用いて、初動となる直接波(透過波)の部分にタイムウィンドウをかけ、水平動の運動軌跡を求め、その卓越方向を加振方向と仮定し、X成分とY成分の2つの記録を合成して、加振方向の波形記録とした。

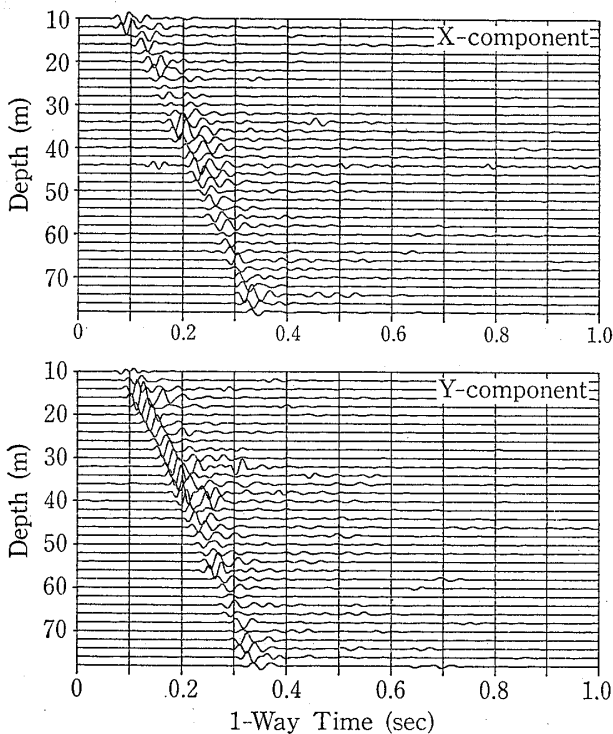


図-1 板叩き震源によるPS検層地中水平動記録
Fig. 1 Records of horizontal (X, Y component) ground motion in the borehole. A wooden plank, placed at the ground surface very near the borehole, was hit to generate SH-wave

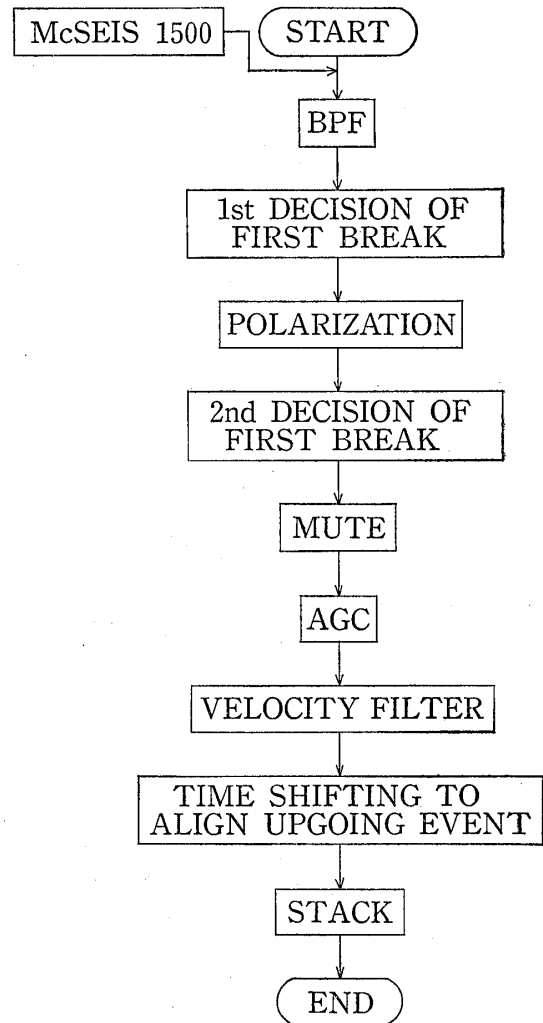


図-2 PS検層のS波記録のVSP処理フローチャート
Fig. 2 VSP processing flowchart for SH-wave data obtained by PS-logging

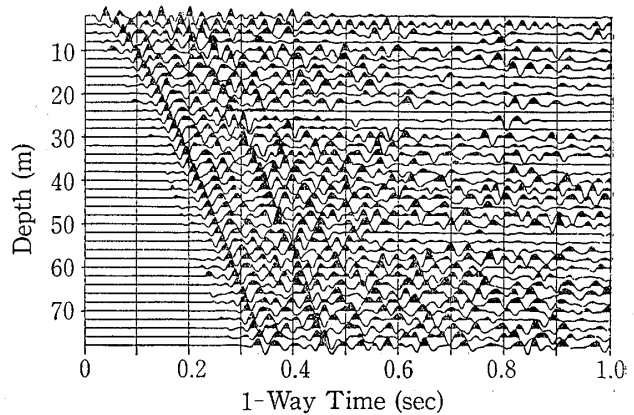


図-3 図-1のデータ(X成分、Y成分)を合成し、AGC、MUTE処理を施した波形
Fig. 3 Waveforms of plank hitting direction were synthesized from waveforms of X, Y component in Fig. 1, and AGC, MUTE processing were applied

この合成波形を用いて、図-2に示すフローチャートに従って、S波検層記録内に存在する反射波位相の抽出を行うと、つぎに示すようになる。

すなわち、さきに述べた合成波形にデジタルAGC処理を施し、アフターフェーズの部分を増幅したものが図-3である。

つぎに、図-3に示す記録波形に速度フィルター処理を施し、下方に伝播する位相だけを抽出すると図-4に示すようになる。この下方伝播波には、直接波（透過波）、ならびに、その直接波が地下の反射面で反射し、その反射波が別の地下反射面あるいは地表面で再び反射し、地中方向に向う多重反射波が含まれているが、比較的明瞭にこれらの反射位相を認めることができる。

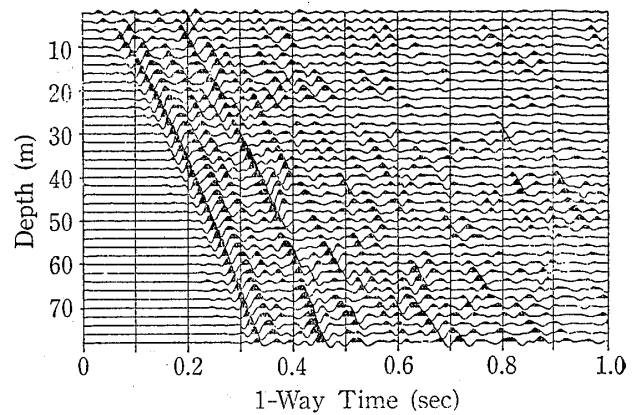


図-4 下方伝播波の波形

Fig. 4 Separated downgoing waves

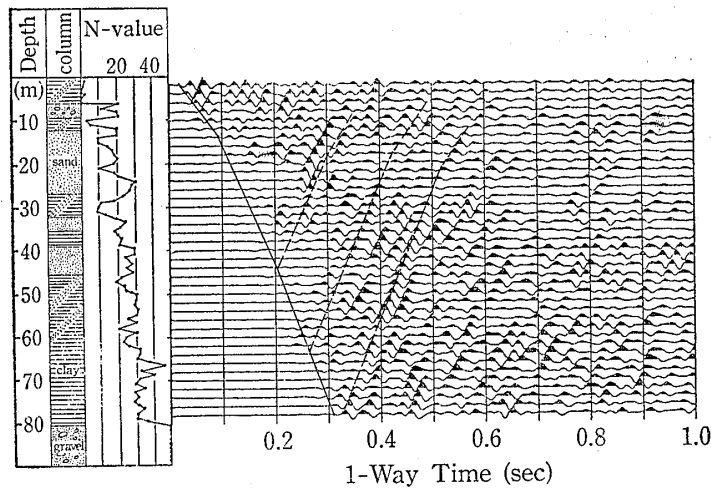


図-5 上方伝播波の波形記録と地質柱状図

Fig. 5 Separated upgoing waves and geological column of the borehole

一方、速度フィルター処理によって、上方伝播波だけを抽出したものが図-5である。図-4に示す下方伝播波ほど明瞭ではないが、初動とほぼ等しい速度勾配を持ち、地表に向って進行する反射位相を認めることができる。そして、これらの反射波の現れる箇所をボーリング掘削時の地質情報と対比すると、地層境界やN値の分布の変化が激しいところであることがわかる。

3 SH波による地表における反射法探査

VSPによって、SH波の反射波位相を地中方向に追跡した結果、地層の境界や物理的性質の変化が著しいところで、反射波が発生していることが確かめられた。

反射法探査は、このような反射波を地表において観測し、反射波位相の検出によって地下構造を推定するもの

であり、そのためには、アフターフェーズ中にうずもれている反射波位相を忠実に抽出することが必要となる。

石油、天然ガスなどの地下資源探査の分野において発展してきたP波に関する反射法は、地下5~6kmの深さを対象にしており、微弱な反射波シグナルを並びの良好な位相として確実につかまえるために、各種の技法がとられている。これらの中で、現在最も広く用いられている手法に、CDPスタック法 (Common Depth Point Stack) がある。

この手法は、起震点と受震点の中心が地表の同一地点となる地震探査記録を集め、CDPグループとして、結果的には、グループ内の記録波形をスタックし、中点位置における記録波形とする方法である。ただし、スタック前の各波形は、オフセット距離 (起震点~受震点距離) が異なるので、地下の速度情報を使用して、ゼロオ

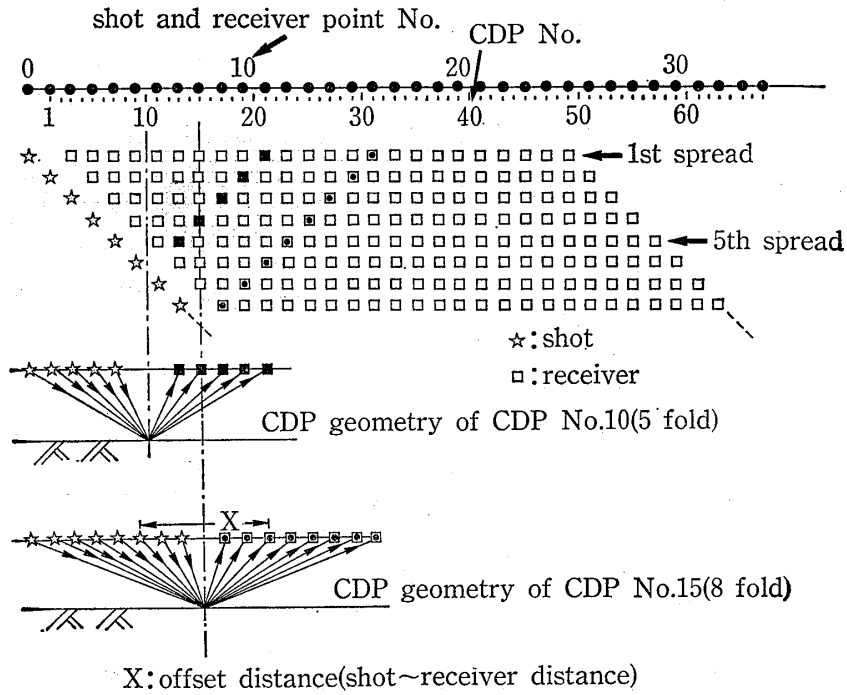


図-6 エンドオンオフセット展開とCDPスタック法の概要
Fig. 6 Outline of end-on spread and the concept of CDP

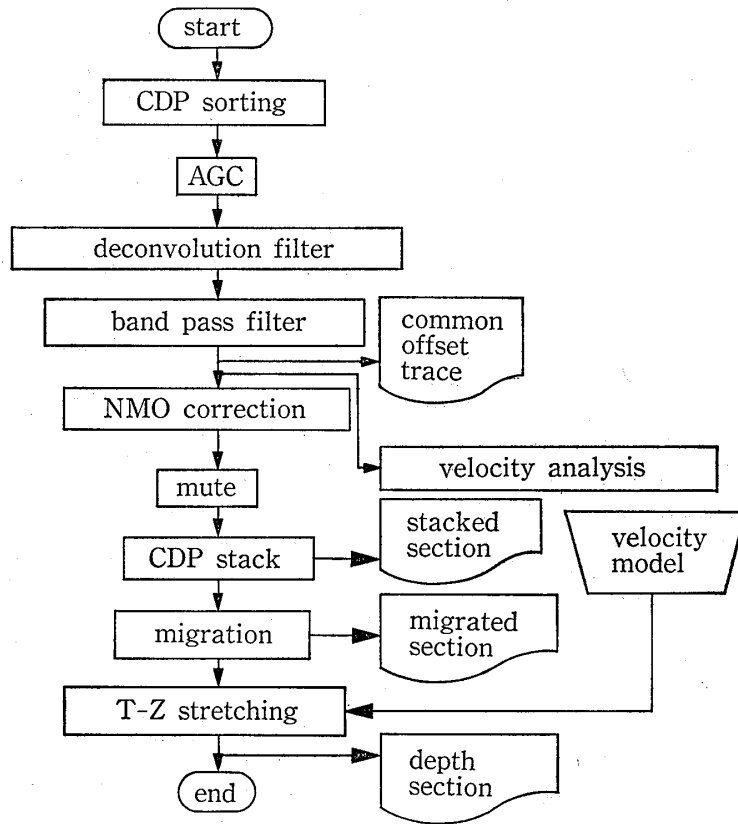


図-7 浅部反射法探査データ処理フローチャート
Fig. 7 Flowchart of data processing for shallow seismic reflection exploration

フセット (CDPの midpoint 位置で起震し, midpoint に戻る) 波形に変更する必要がある。これは NMO 補正 (Normal Move Out Correction) と呼ばれる。図-6 は CDP スタック法の概念図であり, 図-7 は CDP スタック波形を得るまでのデータ処理およびその後において深度断面を得るまでのデータ処理の流れ図を示している。

このような CDP スタック法の SH 波反射法に対する適用性を検討するため, 現場実験を行い, データ処理プログラムの作成を進めてきた。

4 SH 波反射法の現場実験

図-8 に示す関東平野の 4 箇所において現場実験を行った。これらのサイトは, いずれも軟弱な地盤が分布しているところである。

A および B のサイトにおいては, 一点起震, 多点受震の SH 波反射法探査を実施し, 記録上の反射位相の確認および SH 波の波長についての検討を行った。

C および D のサイトにおいては, 12ch あるいは 24ch のエンドオンオフセット展開法による SH 波反射法探査を実施し, 地下断面の作成を試みた。

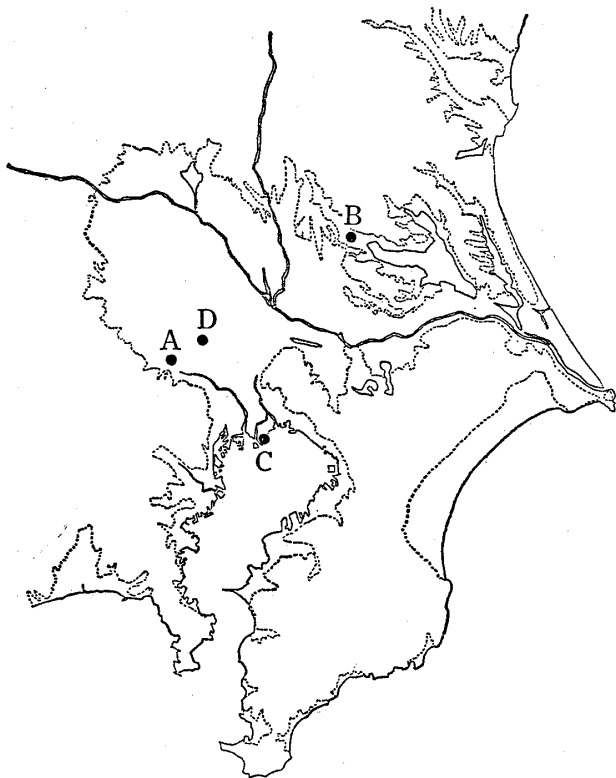


図-8 実験地の位置
Fig. 8 Locations of field experiments

なお, いずれのサイトにおいても, 板叩き法によって SH 波の起震を行った。板の大きさは, 長さ 2~3 m, 幅 35cm 程度であり, 板の上にライトバンなどの前輪を乗り上げる形で荷重をかけている。

4-1 A サイトにおける実験結果

実験を行ったところは, 芝生に覆われた砂地盤の河川敷である。プリアンプ内蔵の加速度型ピッツアップを 1.5m 間隔に並べ, SH 波反射法探査記録を 14ch アナログデータレコーダーに収録した。

図-9 は, 板の右叩き記録から左叩き記録を差し引いて反転重合した波形記録に AGC 処理を施したものである。この図中には, 双曲線状に並ぶいくつかの反射位相を確認することができる。特に $T_0 = 0.435 \text{ sec}$, $V_{rms} = 160 \text{ m/s}$ を持つ反射位相が明瞭である。そこで, この V_{rms} の値をこの反射位相までの平均速度と仮定すると, 深度約 35m のところに反射面の存在が推定できる。この反射面を測線から約 50m 離れたところで行われたボ

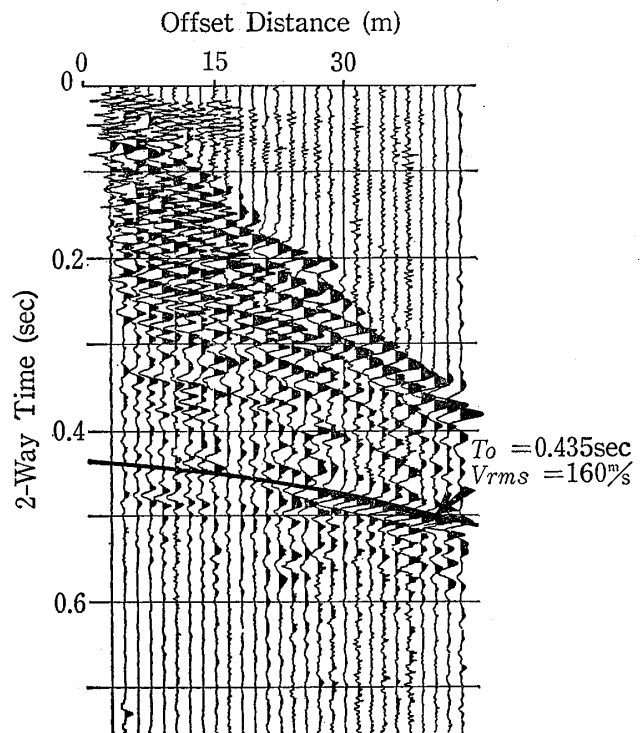


図-9 A サイトの共通震源記録
Fig. 9 Common shot records (site A)

注1) 往復垂直走時。地表の一点で発生した地震波が地下の反射面で反射し, 地表の同一地点に戻るに要する時間。

注2) *r. m. s.* 速度。重合速度と同一とみなして扱う。

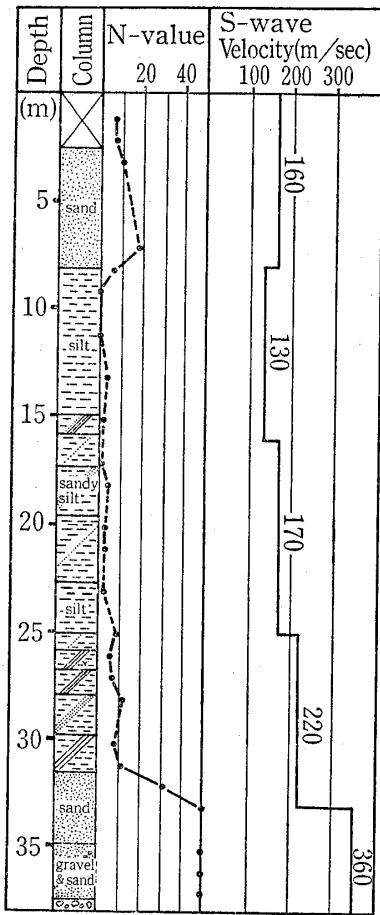


図-10 Aサイトの地質柱状図とS波速度
Fig. 10 Geological column and S-wave velocity determined by PS-logging (site A)

ーリング調査およびPS検層の結果(図-10)と対比すると、深度31.5mの洪積世砂層上面あるいはその下の深度35mの砂礫層上面からの反射位相と判断される。

一方、図-10に示すPS検層結果において、地表から深度33mの速度境界までの平均S波速度は170m/sである。さきに示したように、*r. m. s.* 速度は約160m/sであり、平均S波速度とほぼ一致している。この点からみても、洪積世上面の反射位相がとらえられたものと考えることができる。

さらに、この反射位相のウェーブレットの卓越周波数は、45Hz前後である。したがって、このサイトの浅層部の探査にSH波反射法を適用した場合には、約4mの波長での探査が可能であることを示している。

4-2 Bサイトにおける実験結果

実験地の地盤はローム層であり、Aサイトで使用したものと同一データ収録システムを用いて実験を行った。

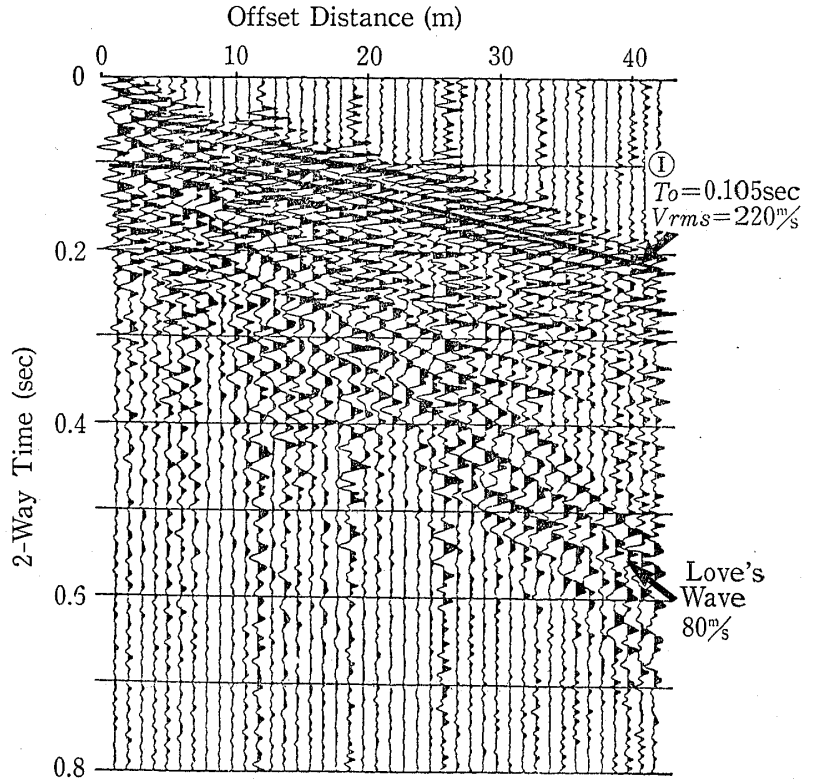


図-11 Bサイトの共通震源記録
Fig. 11 Common shot records (site B)

1m間隔に受震点を配置し、1点起震、多点受震のSH波反射法探査による記録を収録した。この現場収録記録にAGC処理を行い、さらにデコンボリューション処理を行った結果は、図-11に示すようになる。

この記録波形によれば、約80m/sの伝播速度を示す波(Love波と推定される)が、オフセット距離の短い部分の反射位相を覆いかくしているが、オフセット距離が15m以上のところでは、明瞭な反射位相をとらえることができる。 $T_o=0.105\text{sec}$, $V_{rms}=220\text{m/s}$ を持っている反射位相(図中のIのところ)は、*r. m. s.* 速度を地表から反射面までの地盤の平均速度と仮定すると、深度11m付近に反射面が存在することを示すものである。

この実験を実施した測線から約30m離れた位置で行われたボーリングによる地質情報は図-12に示す通りであり、この地質情報と比較するとき、Iの反射位相は、深度10.4mの洪積世粘性土層と砂層との境界からの反射位相と判断することができる。

当実験地における地盤のS波速度分布は不明であるが、今井・殿内(1982)の提案した関係式を用いて、図-12に示されているN値(地表から深度10.4mまでの平均N値は9.4である)からS波速度を推定すると、地表からこの地層境界までの平均速度は、およそ200m/s程度

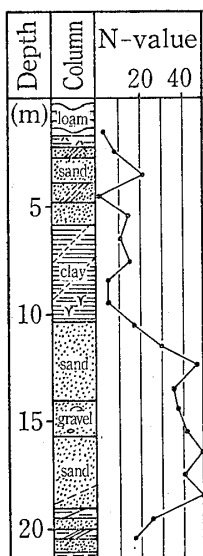


図-12 Bサイトの地質柱状図
Fig. 12 Geological information obtained by drilling about 30m away from the measuring line(site B)

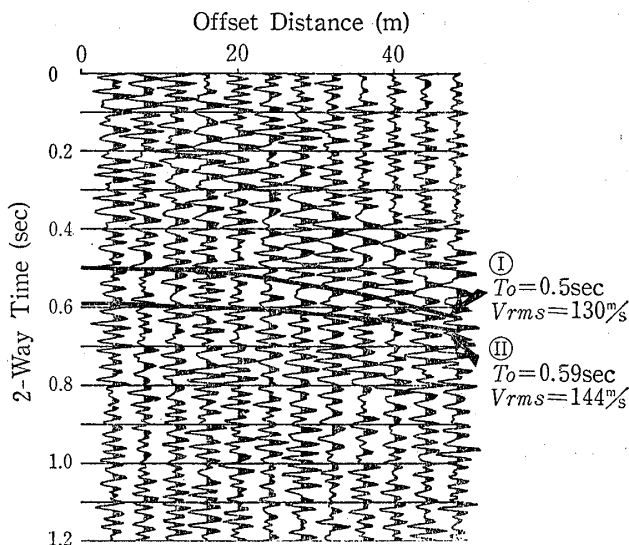


図-13 CサイトのCDP No. 61とNo. 62を重ね合わせたCDPギャザー
Fig. 13 An example of CDP gather. The data from CDP NO. 61 and CDP NO. 62 of site C were alternately arrayed

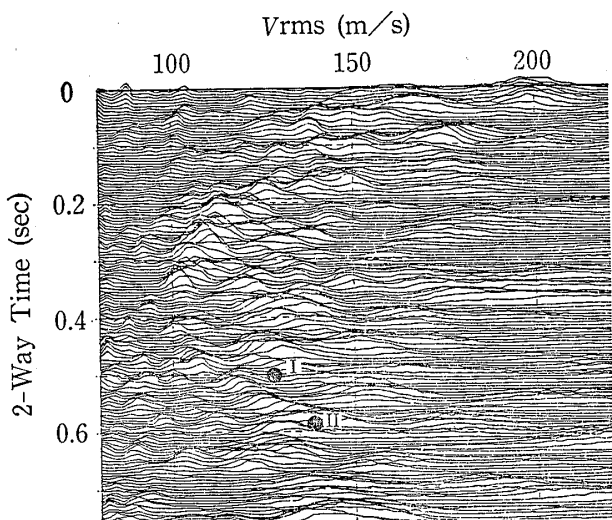


図-14 図-13に示すCDPギャザーの速度スペクトラム
Fig. 14 Velocity spectrum of Fig. 13

と考えられ、Iの反射位相の *r. m. s.* 速度 (220m/s) とほぼ一致する。

また、Iの反射位相のウェーブレットの卓越周波数は60Hz程度であり、このサイトにおいて、SH波反射法探査を実施すれば、3m程度の波長で地下浅部の探査ができるかと判断される。

4-3 Cサイトにおける実験結果

実験地は海岸の埋立地盤の道路盛土のところであり、上面深度が複雑に変化する洪積層のマッピングを目的と

して、エンドオンオフセット展開のSH波反射法の実験を実施した。測線長は約400mで、最小オフセット4m、最大オフセット48mである。また、受震点間隔は4mとし、12chの測定系でデータを収録した。したがって、最大フォールド数は6になる。

使用した地震計は28Hzの速度型で、4個の地震計をグルーピングしたものである。記録は14chのアナログデータレコーダーに収録した。これらのデータはA/D変換されて、右叩き記録から左叩き記録を差し引いて反転重合を行った。そして図-7に示したフローに従って、SH波反射法地下断面を作成した。

この実験における最大フォールド数は6であるが、この実験地の場合、隣り合うCDP間では水平成層性が満たされると仮定しても差支えないと考えられるので、隣り合ったCDPの記録を重ね合せ、みかけのフォールド数を12にして、CDPギャザー内の反射位相の確認および速度解析を行った。図-13は、AGC、デコンボリューションフィルターおよびバンドパスフィルター処理を行った後に、CDP No.61とNo.62とを重ね合わせたCDPギャザーである。そして、図-14は、図-13のCDPギャザーに対する速度スペクトラムである。

CDPギャザーの位相の並び、ニャトレス断面内の

注3) CDPグループを構成する記録群の波形表示。

注4) オフセット距離の小さい共通オフセットレース。CDPスタックに先立ち、概略の地下構造を推定するなどの目的で作成する。

位相の連続性、あるいは周辺地盤の地質情報やN値の情報などを参考にして、基準となる反射位相を抽出した。

図-13および図-14中に示す反射位相Iは、この実験において探査目的とした洪積層上面からの反射位相と判断された。この反射位相の往復走時 T_0 は0.5sec, *r.m.s.* 速度は130m/s であり、そのウェーブレットの卓越周波数は35Hz 前後である。このことから、この実験では、SH波の波長が4 m程度の探査を実施したものと考えられる。なお図中の反射位相IIは洪積層内からの反射位相と考えられる。

上に述べたような速度解析を約20mごとに実施し、抽出した T_0 および V_{rms} を用いて、図-7に示すフロ

ーに従って、全てのCDPグループについて、NMO補正、ミュート、CDPスタックおよびマイグレーションを行って得られた時間断面を図-15に示す。この図によれば、CDP No.50付近で $T_0=0.5$ sec程度の位置に、CDP No.120付近で急激に深くなり、CDP No.150付近以降では $T_0=0.9$ sec程度の位置に一連の反射位相が認められ、この面を洪積層上面に対比した。

つぎに、深度断面の作成に当たっては、速度解析地点ごとに、基準反射面間の区間速度をDIXの公式を用いて算出し、その平均値をもって反射面間の地盤速度と仮定して地盤の速度モデルを作成した(図-16)。この速度モデルに準拠して、T-Zストレッチング法を用いて深度

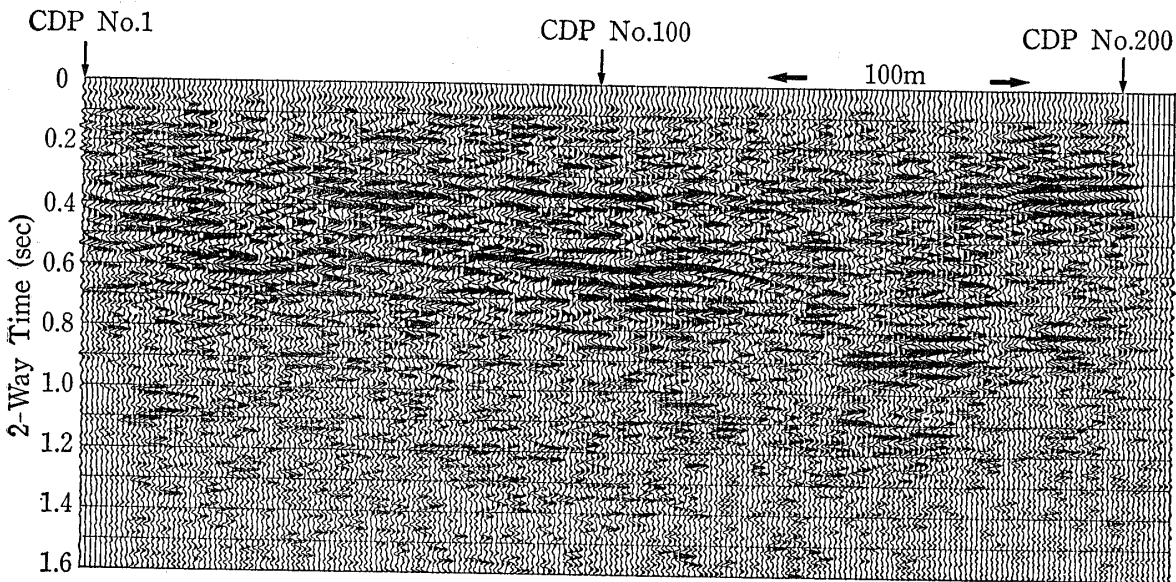


図-15 最終時間断面 (Cサイト)

Fig. 15 Seismic reflection profile using SH-wave of site C (migrated section)

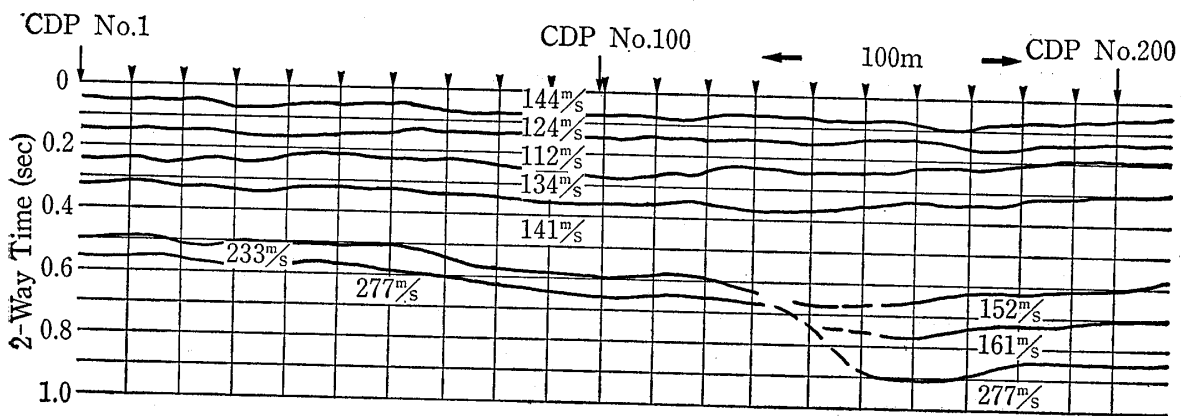


図-16 速度モデル (Cサイト)

Fig. 16 Velocity model of site C

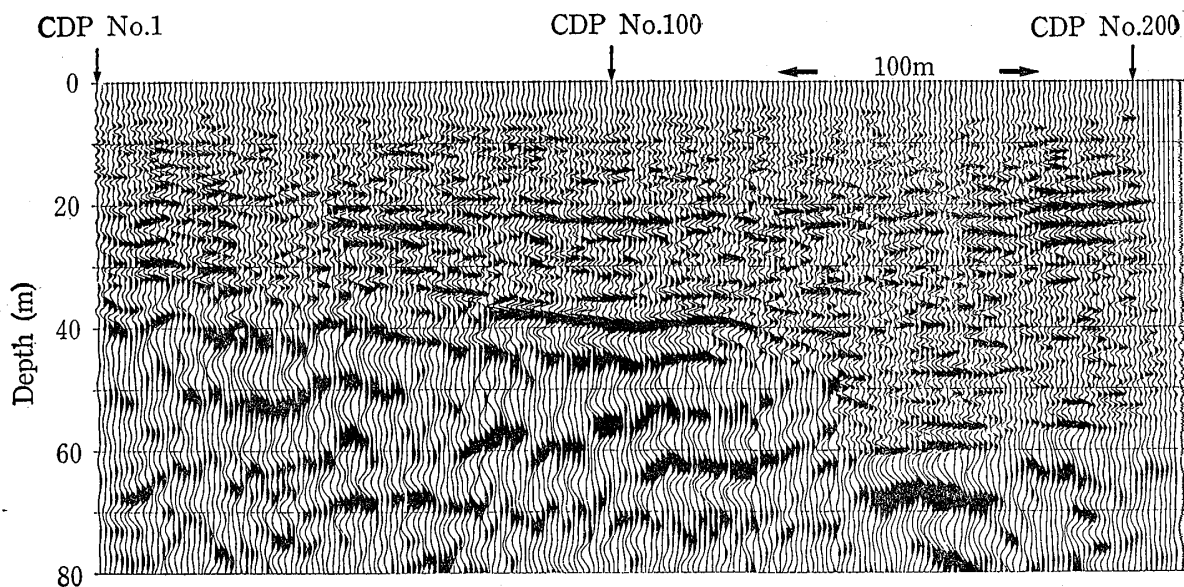


図-17 深度断面 (Cサイト)
Fig. 17 Seismic depth section of site C

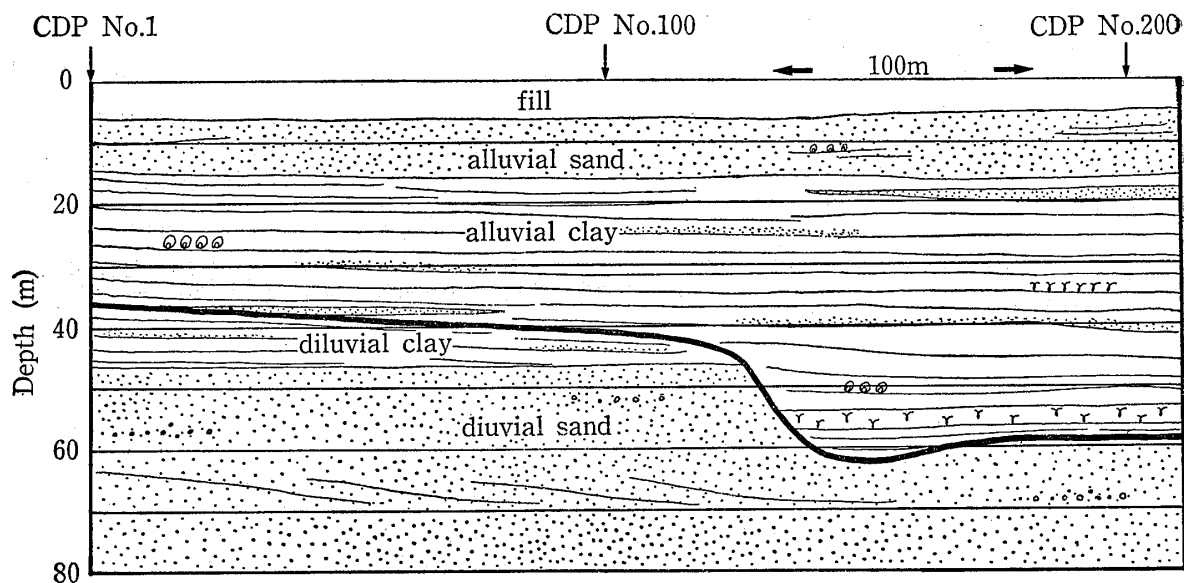


図-18 ボーリングデータから推定した測線沿いの地質断面図 (Cサイト)
Fig. 18 Geological profile along the measuring line, based only on drilling investigations (site C)

断面を作成すると、図-17のようになる。

この実験地においては、かなり多くのボーリング調査が実施されており、これらの資料に基づいて作成された測線沿いの地質断面を図-18に示す。反射法の記録だけから求めた地盤の速度値は、検層や屈折法によって得られる速度値と比べると、精度の上で劣っている。このため、図-17の深度断面と図-18の地質断面とを比較するとき、洪積層上面の深度に3m前後のズレを生じている。しかしながら、SH波反射法によって、CDP No.150付

近の埋没谷の形状や、図面左側の洪積層内の上部の地層境界を明瞭にとらえることができた。

4-4 Dサイトにおける実験結果

この実験地は、沖積低地の旧河道沿いの埋土地盤であり、ここでも、洪積層上面のマッピングを探査目的として、エンドオンオフセット展開によるSH波反射法地震探査を実施した。測線長は94mで、最小オフセットは2m、最大オフセットは48mである。使用した地震計は28Hz

の速度型のもので、4個をグルーピングしたものである。データ収録装置は、12chデジタルデータ収録装置（OYO製 McSEIS-1500）2式を用いた。1ショットあたり、24chの記録をとり、起震点間隔を受震点間隔と同一にしているため、最大フォルド数は12である。このデジタルデータ収録装置によれば、探査記録はすべてミニフロッピーディスクに収録され、これらはGP-IBバスを介してデータ処理用のコンピューターに導かれ、ソーティングを行いつつ、CDPグループごとに磁気テ

ープにファイルされる。そして、図-7に示すフローに従ってデータ処理を行った。

この実験においては、15m間隔で速度解析を行った。

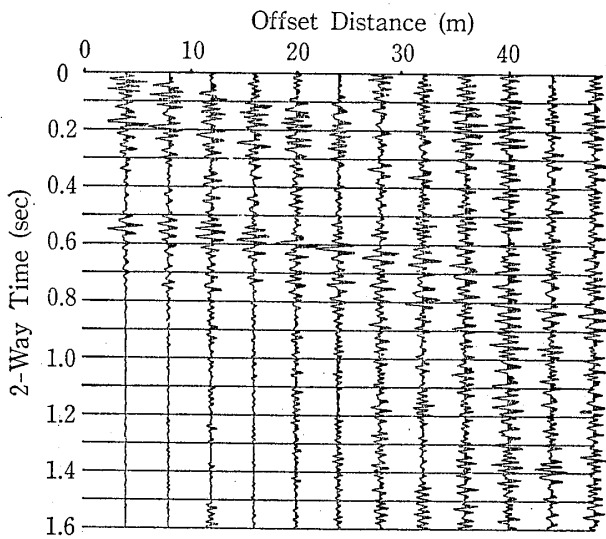


図-19 CDPギャザー (Dサイト, CDPNo.40)

Fig. 19 An example of CDP gather (CDP NO. 40, site D)

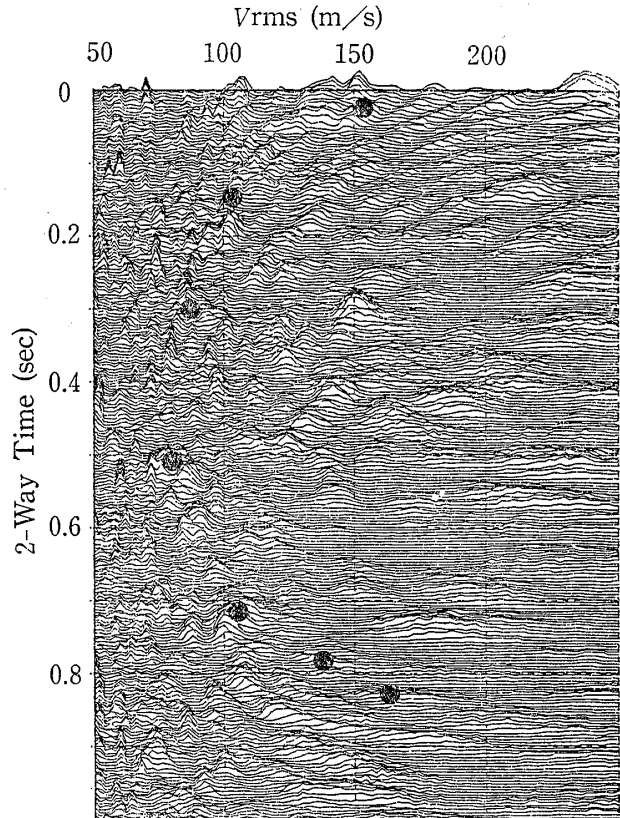


図-20 速度スペクトラム (Dサイト, CDPNo.40)

Fig. 20 Velocity spectrum (CDP NO. 40, site D)

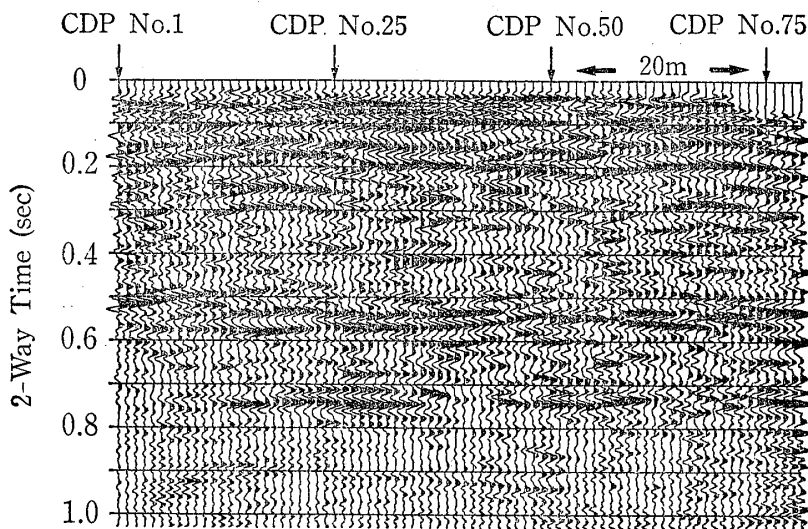


図-21 最終時間断面 (Dサイト)

Fig. 21 Seismic reflection profile using SH-wave of site D (migrated section)

図-19はCDP No.40のCDPギャザーであり、図-20はその速度スペクトラムである。さらに、図-21はマイグレーション後の時間断面である。

つぎに、速度解析を行った各地点ごとに、基準反射面の往復走時 (T_0) と $r. m. s.$ 速度 (V_{rms}) から Dix の公式によって区間速度を求め、その平均値を地盤の速度値と仮定して、図-22に示すような区間速度モデルを作成した。このモデルに従って、T-Zストレッチング法によって作成した深度断面を図-23に示す。

この実験地における地質情報は少なく、図-24は測線から約 150m 離れたところのボーリングの結果である。

この結果によれば、深度14m付近までは沖積世の粘性土層が分布し、その下位に厚さ 3 m 程度の砂層があり、深度 17m 前後からは洪積世の粘性土層が厚く分布している。

測線は旧河道の中央部に位置しており、洪積世の地層は旧河道に向って傾斜し、測線付近においては沖積層が厚く堆積していることが考えられる。したがって、図-21に示す時間断面において、 $T_0=0.52 \text{ sec}$, $V_{rms}=85 \text{ m/s}$ の反射位相を洪積世粘性土層の上面に対応するものとし、また、 $T_0=0.73 \text{ sec}$, $V_{rms}=108 \text{ m/s}$ の反射位相を砂礫層上面に対応するものと解釈した。そして、これらの反射位相は、図-23の深度断面では、それぞれ

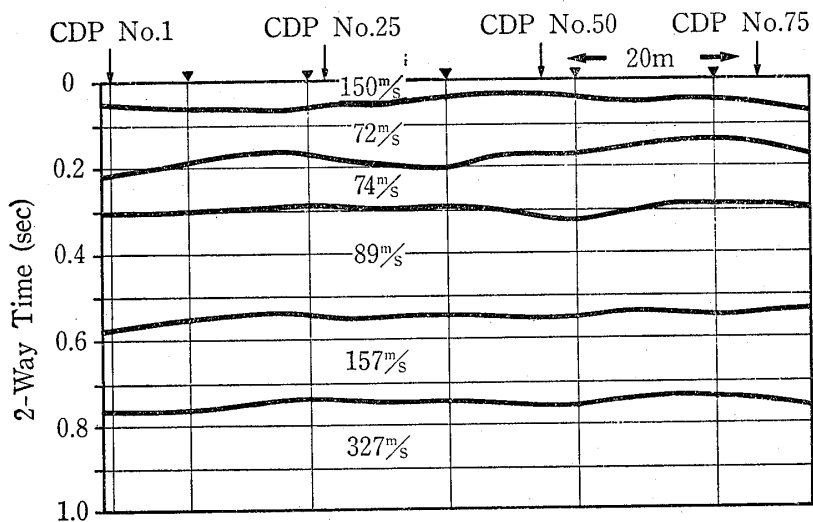


図-22 速度モデル (Dサイト)
Fig. 22 Velocity model of site D

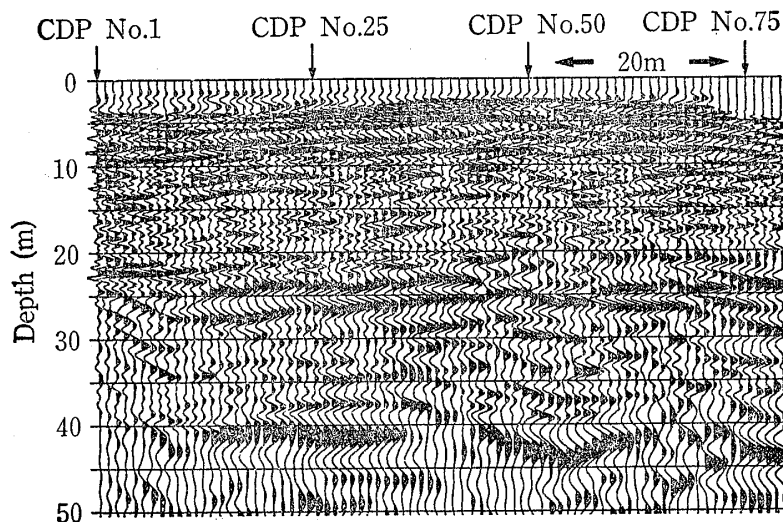


図-23 深度断面 (Dサイト)
Fig. 23 Seismic depth section of site D

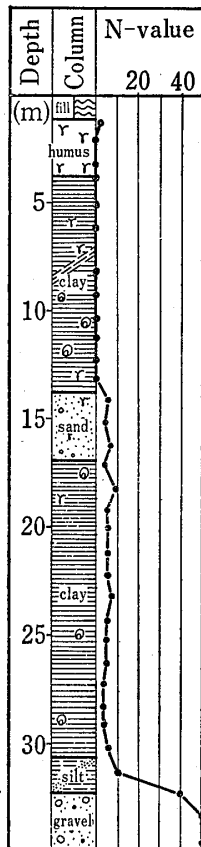


図-24 Dサイトの地質柱状図
Fig. 24 Geological information, site D

およそ25mおよび42mの深度の反射面として示されている。

なお、 $T_0=0.73$ sec, $V_{rms}=108$ m/s の洪積世砂礫層上面境界の反射位相のウェーブレットの卓越周波数は25 Hz 前後であり、波長4 m 程度の探査ができたものと考えられる。

5 VSP処理による合成反射記録

図-5に示したように、S波検層の記録内には、地層境界などからの反射位相が含まれており、反射波が上方に伝播する状況を追跡することができる。このデータを使用して、合成反射記録を作成することを試みた。

上方伝播波だけを抽出した図-5のデータに、2-way time 変換処理を実施すると、図-25が得られる。2-way time 変換処理後には、上方伝播波は深度軸にほぼ平行に並ぶ。図中に示されているそれぞれの深度の波形を重ね合わせたものが合成反射記録であり、図-25の上部に示してある。往復走時 (T_0) が小さい0.12sec付近までは振幅が強調されているが、これは、加算前の波形のミュート部分を考慮して、加算後の波形に振幅の重み関

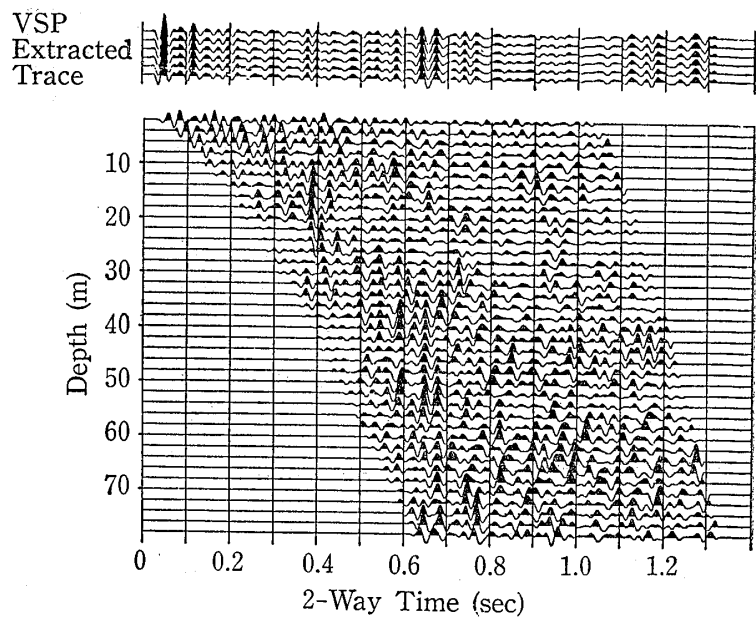


図-25 上方伝播波の 2-way time 変換と合成反射記録
Fig. 25 2-way time transformed data of upgoing waves (Fig. 5), and VSP extracted trace

数を乗算したことによっている。

図-26は、合成反射記録とボーリング柱状図を対比したものである。合成反射記録を見ると、深度81mの砂礫層の上面および深度39mの砂層の上面に対応した反射波が、それぞれ $T_0=0.66$ sec および 0.39 sec に現れていることがわかる。また、 $T_0=0.75$ sec 付近にも明瞭な反射位相が現れており、孔底付近の砂礫層(速度:450m/s)が孔底より深い部分に続くものと仮定すると、深度100 m 付近に地層境界あるいは地盤の物理的性質が変化する部分のあることが予想される。

以上に述べたように、S波検層記録に対して上方伝播波の抽出を行い、さらにVSP処理を試みた結果、つぎのことが確認することができた。

1. ノイズの少ない地中観測により、質の良い地震探査記録が得られ、したがって、詳細な地下の速度構造を知ることができる。
2. 直接波(透過波)、反射波、多重反射波を追跡することができる。
3. 孔底より深い位置に存在する反射面を検出することができる。

したがって、地表におけるSH波反射法探査に際して、測線上の適当な数個所においてP/S検層を実施し、VSP処理・解析を行い、その結果を利用することは、SH波反射法探査によるデータを解釈する上で、つぎのような効果をもたらすものと考えられる。

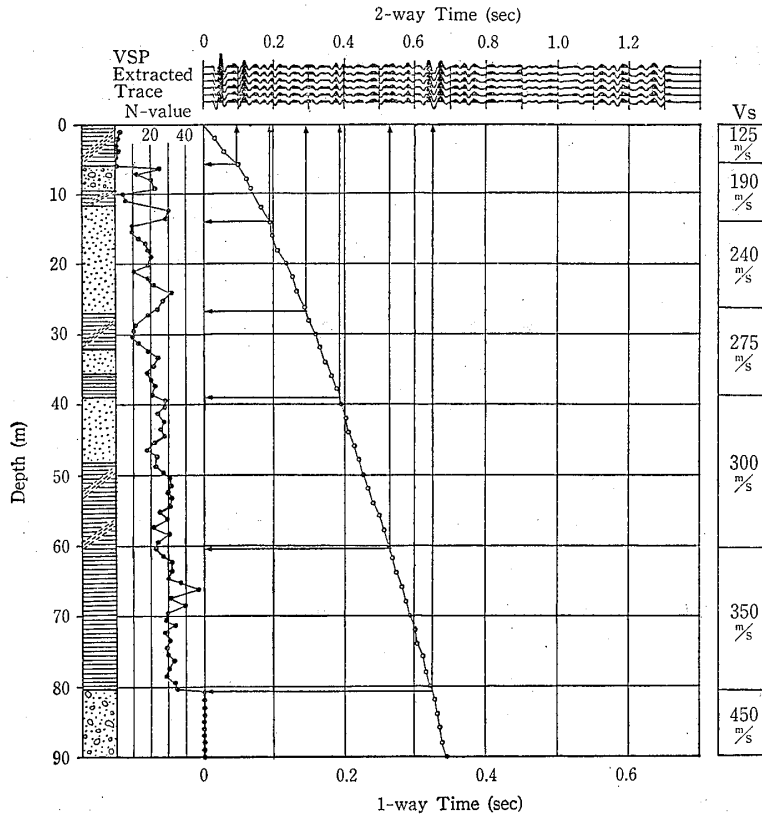


図-26 合成反射記録と地質との対比

Fig. 26 Comparison VSP extracted trace with geological information obtained by drilling investigation

1. PS検層によるS波速度測定は、地下の詳細な速度構造を与え、反射法データの速度解釈を容易にし、したがって、反射法探査の解析結果の深度断面の正確さを期待することができる。
2. 反射法探査による断面に現れた反射位相について、第1次反射波か、多重反射波かの選別をすることができる。
3. VSPによる合成反射記録は、地表反射法探査による断面に、ボーリングによる地質情報を反映させる重要なデータである。

6 結論

図-8に示した4つのサイトにおいて、SH波反射法の実験を行った。SH波震源としては、長さ2~3m、幅35cm程度の板の上に150kg程度の荷重を載せ、掛け矢を使って板を横方向に打つ板叩き法を用いた。また、記録装置としては、50 dBのダイナミックレンジを持つアナログデータレコーダー、あるいは、12ビットのバイナリーゲインを持つデジタルデータ収録装置を用いた。

地盤状況や周辺のノイズ状況によって、測定条件や探査深度などが若干異なっているが、今回実施した4個

所の実験結果を見るかぎり、沖積層や洪積層のいわゆる土質地盤においては、上記のような震源と測定装置の組み合わせによって、波長3~4m前後のSH波で、深度60m程度までの地下構造の探査が可能であるとの見通しを得た。そして、解析の対象となった周波数は30~70 Hzであった。

資源探査の分野で発展してきたP波についてのCDPスタック法の技術が、土質地盤を対象にしたSH波の反射法にも適用できることが明確になり、SH波反射法による地下断面を作成することができた。

反射法探査のデータ処理においては、各地層のS波速度の評価は慎重に行うことが必要である。土質地盤におけるPS検層のデータによれば、SH波の速度変化が2倍以上にもなる速度境界が現れることはしばしば経験することであり、また、そのような地層境界やN値の変化の激しいところで、SH波の反射が起こることは認められていた。そこで、SH波検層のデータに対してVSP処理を試みたところ、SH波反射法探査のデータ処理における速度評価などに有効であることがわかった。

7 あとがき

この報文では、SH波反射法探査の解析において、VSP処理を施したSH波検層データの有効利用の可能性を述べるにとどまったが、精度の良い解析を行うために、反射法探査測線上でPS検層を併用し、そのVSP処理データを利用したSH波反射法探査の結果を整理中であり、つぎの機会に発表するつもりである。

4章に述べたSH波反射法探査の実験のうち、Bサイトの地震探査記録だけに、Love波と思われる表面波によるマスキングが現れた。これに対して、他の3個所では、このようなマスキングはなく、反射位相を追跡しやすい記録が得られている。

菊地・狐崎(1976)は、低速度の自然地盤を覆ってアスファルト舗装(自然地盤にくらべて高速度)がある場合、この表面に震源と受震点を置くときには、表面波は卓越せず、SH波の反射波が明瞭に検出されることを示している。

4箇所の実験地において、表層のS波速度とその下位の地盤のS波速度の関係について、詳細なデータを持っているわけではないが、Bサイト以外の実験地の表層部が、その下層よりも高速度であると考えられる状況が認められた。すなわち、周辺の状況から、地表面が造成や締め固めによって下位の地盤より高速度になっていることが予測された。この状況は、菊地・狐崎のアスファルト舗装がある場合と若干異なるとはいえ、速度構造的には対応するものであり、SH波反射法においては、ノイズとなる表面波の出現を押える好材料といえる。

一方、大友・太田・大石(1983)は、高速度の薄層が地表部に存在する場合について、反射波の走時を計算した。その結果によれば、深部からの反射波の波線は、高速度の表層内で急角度に屈折するために、反射波の走時は、オフセット距離が大きくなるほど、双曲線走時から離れることになる。この場合に、双曲線走時を仮定して速度解釈を行うと、実際よりも大きな速度値を与えることが確かめられている。このことは、深度断面を作成するときには、精度が悪くなるという点で不利である。したがって、速度解析を行うに当っては、PS検層などによって、正確な地盤速度分布を求めることが必要である。

参 考 文 献

- Balch, A. H. et al (1982) : The Use of Vertical Seismic Profiles in Seismic Investigation of the Earth, Geophysics, Vol. 47, No. 6, p 906-918
- Burt, Barry and Judy Farrell (1978) : Today's Processing, Proc. of 48th Annual Int. Meeting of SEG
- Gal'perin, E. I. (1974) : Vertical Seismic Profiling, SEG Special Publication No. 12
- Imai Tsuneo and Keiji Tonouchi (1982) : Correlation of N-value with S-wave Velocity, Proc. of 2nd Europ. Sympo. on Penetration Testing, p. 67-72
- 菊地真一, 狐崎長環 (1976) : 都市地盤のためのSH波反射法, 物理探査学会昭和51年春季講演会講演予稿集, P. 54
- Mari, J. L. (1981) : Estimation of Seismic Correction for Shear Wave Profiling Using the Dispersion Properties of Love Waves, Proc. of 51st Annual Int. Meeting of SEG
- 森谷武男 (1967) : 浅層反射法による地下構造の解析, 地すべり, Vol. 3, No. 3, p. 5-13
- 大場恒彦 (1981) : S波検層に得られた反射S波の測定例について, 物理探査学会昭和56年春季講演会講演予稿集, P. 35-36
- 大石善雄, 大友秀夫, 太田賢治 (1983) : PS検層データを利用したVSPの試み, 物理探査学会昭和58年春季講演会講演予稿集, P. 53-54
- 大友秀夫, 太田賢治, 大石善雄 (1983) : 軟弱地盤における浅層反射法探査(その1)(その2) 物理探査学会昭和58年春季講演会講演予稿集, P. 33-36
- 大友秀夫, 太田賢治, 大石善雄 (1983) : 軟弱地盤における浅層反射法探査(その3), 物理探査学会昭和58年秋季講演会講演予稿集, P. 41-42
- 坂尻直己, 森谷武男, 田望 (1966) : 浅層反射法におけるTVGおよびAGCの使用効果, 北海道大学地球物理学研究報告, 第16号, P. 11-19
- 坂山利彦, 殿内啓司, 兼森孝 (1981) : PS検層記録に現れる反射波の利用に関する一考案, 物理探査学会昭和56年春季講演会講演予稿集, P. 33-34
- 坂山利彦 (1981) : PS検層法による反射波を利用したQ値算出の試み, 物理探査学会昭和56年秋季講演会講演予稿集, P. 38-39
- 坂内利彦, 殿内啓司 (1983) : 孔内S波測定の際の反射SH波の出現とその利用について, 物理探査, Vol. 36, No. 3, P. 8-20
- Suyama, K., T. Imai et al (1983) : Shallow Seismic Reflection Exploration in Soft Ground Using SH Waves, Expanded Abs. of Tech. Program, 53rd Annual Int. Meeting of SEG
- 田治米鏡二, 田望, 森谷武男, 小川逸郎 (1965) : 浅層反射法, 北海道大学地球物理学研究報告, 第14号, P. 81-92