反射波を用いた京都盆地東南部の 基盤構造の推定

京都大学理学部地球物理学教室 天池文男

京都大学防災研究所 春日 茂¹⁾

京都大学理学部地球物理学教室 岸本清行²⁾・小林芳正

京都大学防災研究所 岩田知孝・入倉孝次郎

(昭和 58 年 12 月 12 日受理)

Exploration of Base Rock Structure in the Southeastern Kyoto Basin by Means of Reflected Waves

Fumio AMAIKE

Department of Geophysics, Faculty of Science, Kyoto University

Shigeru KASUGA

Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University

Kiyoyuki KISIMOTO and Yoshimasa KOBAYASHI

Department of Geophysics, Faculty of Science, Kyoto University

Tomotaka IWATA and Kojiro IRIKURA

Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University

(Received December 12, 1983)

In a southeastern part of Kyoto basin, we observed the reflected waves from the basement some hundred meter deep by using air gun as a source and signal-enhancement technique by stacking. Both the velocity up to and the depth of the basement were greater than those previously given by KITSUNEZAKI *et al.* (1971). It is useful to use reflected waves for exploring sharp boundary, such as a basement, because it is relatively easy to observe them at far distances where surface waves are not disturbing. Synthetic seismograms also support the prospect to detect reflected phases from a sharp boundary.

§1. はじめに

地震工学の分野では、地震基盤面およびそこまでの地下構造の決定が重要である。近年、構造物が長大化するとともに地震工学で扱われる地震動の周期範囲が広がり、それに伴ってより深い地盤の構成を明らかにする必要性が指摘されている [太田・鏡味 (1976); 小林 (1978)].

昭和 57 年 4 月 10 日発表

1) 現所属: 海上保安庁水路部

2) 現所属: 通産省工業技術院地質調査所

また実際に、比較的深い(数百 m～数 km)地震基盤面までの速度構造を探る種々の試みが成されている。そのうち、比較的精度よく構造を推定できるのは実体波を用いる方法で、主に爆破震源を用いる屈折法とボーリング孔中に受震器を設置して観測する検層による方法とがある。例えば関東平野では、爆破震源を用いた屈折法[嶋・他(1976a, b, 1978a, b, c); 瀬尾・小林(1980)]や、孔井を利用した検層[太田・他(1977, 1978); 山水・他(1981)]が行なわれた結果、基盤構造について多くの成果が得られている。一方、京都盆地においても基盤構造を探る試みがいくつか成されてきた[狐崎・他(1971); 小林・他(1980); 入倉・他(1980); AMAIKE *et al.* (1982)]. 狐崎・他(1971)は爆破震源を用いた屈折法により京都盆地南部の基盤構造を推定した。小林・他(1980)は都市域でも実用可能な震源としてエアガンを採用し、さらに震源の弱さを補うためにスタッキングによる **signal enhancement** の技術を使つて、屈折法により黄檗断層の構造を調査した。入倉・他(1980)は同様の方法を用いて地震基盤面からの反射P波を検出し、基盤からの全反射またはそれに近い反射の生じるところで反射波が顕著に現われることを示した。

深層ボーリング孔を利用して地層構成を調べる探査法はすぐれた方法であるが、深層ボーリング孔や特殊な観測装置を必要とするためこれを実現することは比較的困難である[太田・他(1977)]. したがつて、こうした地下構造を探るためには爆破震源を用いる屈折法探査が行なわれるのが普通である。ところが、こうした爆破実験も今日特に都市域では実施困難になりつつある。これに対し、非爆薬性震源であるエアガン震源は都市域でも使用可能という長所を持つが、ダイナマイトの爆発に比べて威力が弱いため、やや遠方の記録に対しては S/N の悪い記録しかとれない。しかしながら記録の再現性が良いため、同一展開でエアガン発射をくり返し記録をスタッキングしさえすれば、比較的遠方まで容易に良質の記録を得ることができる。

以上の背景のもとに、京都盆地東南部地域において、エアガン震源とスタッキングの技術を用いて基盤からの反射波を観測し、この反射波から従来より詳細な基盤構造を推定したのでその結果を述べる。また基盤からの反射波を利用する探査方法のもつ特徴についても考察する。

§ 2. 観 測

2.1. 観 測 機 器

震源にはエアガン (BOLT 600B, 20 inch³) を用いた。エアガンの圧力源には窒素を用い、圧力はほぼ 70～90 kgW/cm² で使用した。窒素は初期圧力 150 kgW/cm²、容積 47 l の市販の窒素(ボンベ入り)を利用した。実験は 10 月、11 月の夜間に行なわれたが、気温の特に低い夜には窒素がスムーズに供給されず、しばしば実験を中断しなければならないことがあつた。これはボンベ中の高圧ガスが短時間のうちに低圧のエアガンに供給されるため、断熱膨張によりガスの温度が急激に低下するためらしい。このようなときには温度の上昇を気長に待つか、ボンベに直接湯をかけて実験を続行した。高圧ガスを急速に開放する場合にはしばしばヒーターが用いられるとのことである。なお夏期にこのような理由で実験が中断されたことはない。

観測計器としては、速度型換振器(上下動、水平動、固有周波数 8 Hz)、直流増幅器(手製)、デジタルレコーダ (TEAC DR1000, 12 ビット, 16 チャンネル)を用い、記録は 2 ミリ秒毎にサンプリングしデジタルデータとして磁気テープに採録した。

2.2. 観測方法

観測場所は京都盆地東南部にあり、Fig. 1 に示すように京都大学・宇治構内を通る東西方向に約 1.6 km の長さの測線を設けた。

震源 (×) は SP1~SP3 の 3 か所である。大学構内にはエアガン用の 2 つの震源孔が用意されており、SP1, SP2 がその場所である。これらは電柱用縦穴掘削重機で掘られた円孔中に直径約 90 cm、深さ約 2 m の既製のコンクリ

ートリングをはめこんだものである。これに水をたたえてエアガンを使用した。また用いたエアガンは海洋観測用であるため、震源孔の内部を砂泥混入防止用のビニールシートで覆った [安藤・他 (1980) 参照]。なお SP1, SP2 の震源孔は、地球潮汐や気圧変化に伴う地震波速度変化を検出するために行なわれた安藤・他 (1980)、橋田・他 (1981) の研究の際、協同で設けられたものである。SP3 は当地を流れる宇治川を利用しており、小さいかたからエアガンをつるして震源とした。震源の深さはいずれも地表 (水面) 下 1.0~1.5 m である。

Fig. 1 の (●) は観測点であり、約 25 m おきに 60 か所設置した。観測においては測線を 5 つに分け、一度に 12 成分の上下動記録、3 地点で水平動記録 (東西方向)、1 成分の shot mark (上下動、震源から 2 m 以内に設置) を採録した。また夜間の観測でもあり、測線の移動は容易でないため、測線を固定して震源を移動する方式で観測を行なった。観測は 1981 年 10 月から 11 月の間の数日間をかけて行なった。測線を宇治川の西にまで設けたのは、後述するように、理論波形の計算により SP1 からこの距離まで顕著な反射波が期待されたからである。

Fig. 1. Location of experiments with shot points (×) and observation points (●).

§3. 観測記録

得られた原記録は、S/N 比を改善するために、10~60 回のスタッキングを行なった。スタ

Fig. 2 Effects of stacking and contamination with traffic noise. (a) Example of an original record for a shot-geophone distance 1,271 meters. (b) Trace 62-times stacked but including traffic noise. (c) Stacked trace from which records contaminated with noisy records due to traffic were excluded, hence only 51-times stacked. (d) Final trace stacked by only 43 severely selected records.

ッキングの際には、まず **shot mark** が正常な記録の発震時を読みとり、次に良好な記録を選び出すという作業を行なった。良好な記録とは、観測点の近くを走る自動車等による大きなノイズを含まない記録のことである。当実験場は京都市近郊に位置するため、夜間でも自動車通過によるノイズが避けられないが、記録を選んでからスタックすることにより Fig. 2 のように良好な結果が得られる。(a) はスタック前の記録である。これは $\Delta=1.271$ km と比較的遠方の記録例であるが、信号とノイズの大きさが同程度であるため、観測中は信号の到達をほとんど確認できない。(b) は 62 回スタックした記録であるが、自動車のノイズが含まれているためスタッキングの効果がそれほど上っていない。(c) はノイズの大きい記録を除いてスタックした例、(d) はさらに記録を厳選して 43 回スタックした例である。このように固有周波数 8 Hz 程度の換振器を用い、数十回程度のスタッキングしか行なわない場合には、特に自動車等による大きなノイズを含む記録を除くことが有効な方法である。

Fig. 3. Effect of Notch filter. (a) Large stationary noises are contaminated in some traces. (b) After being applied digital notch filters (18 Hz and 36 Hz) to remove such noises.

Fig. 4. Paste-up for shots at SP1.

Fig. 5. Paste-up for shots at SP1, enlarged for better recognition of reflection (L) and refraction (R) phases. All traces are on an equal amplitude scale.

Fig. 6. Paste-up for shots at SP2. All traces are on an equal amplitude scale.

Fig. 7. Paste-up for shots at SP3. All traces are on an equal amplitude scale.

さらに必要に応じて各種のデジタル・フィルタを用いた。バンドパス、ローパス、ハイパス・フィルタの設計は齊藤 (1978) によった。また定常振動を除くためにノッチ・フィルタ [SHANKS (1967)] を用いた。その適用例を Fig. 3 に示す。(a) には強い定常振動 (見かけ周波数 18 Hz) が含まれているが、この振動は完全な $\sin$ 波形ではない。それはこの定常振動が高調波を含んでいるためである。そこで 18 Hz とその倍振動にあたる 36 Hz のノッチ・フィルタをかけた結果、(b) のようにそれを取り除くことができた。反射波 (L) は定常振動の基本振動数と同程度の卓越振動数をもっているが、目で見える限りでは、このフィルタ操作によって反射波を含む信号成分は大きな影響をうけていないようである。なお、(a), (b) のいずれにも 50 Hz のローパス・フィルタがかけてある。今回の観測ではこのような定常振動が数か所の記録に含まれていたため、同様の処理を行なった。

以上のような処理を行なつて得られた SP1 の記録が Fig. 4 である。本論文では、震源名 (SP1, SP2, SP3) を用いて、その震源に対する記録という意味で「SP1 の記録」というような呼び方をする。 Δ は震源からの水平距離であるが、正符号は震源から東方向、負符号は西方向であることを示している。Fig. 4 では初動が非常に小さくほとんど識別できない。 $\Delta \sim 350$ m 以遠では、初動の後に顕著な反射波が見える。P 波群の後にはより長周期の S 波群あるいは表面波が到着するが、 $\Delta \sim 1.2$ km 付近にある宇治川を渡るとこの波群の振幅は著しく小さくなっている。

SP1~SP3 の P 波群部分を拡大した図が Fig. 5~Fig. 7 である。SP1~SP3 のどの記録についても初動のみかけ速度は $2.0 \sim 2.2$ km/s であり、狐崎・他 (1971) の言う 2.0 km/s 層がこの地域で厚いことがわかる。またいずれの記録にも、初動である屈折波 (R) の後に顕著な反射波 (L) が存在し、これが基盤上面からの反射波と考えられる。この反射波は 3 つの記録のうち SP1 で最も顕著である。SP2 の反射波は東側では 500 m 以内で顕著であるが、西側ではもう少し遠方の 1 km 前後で顕著である。SP3 の記録でも特に遠方での反射波が明瞭である。 $\Delta \sim 1$ km 以遠で S/N 比がやや劣るのは、記録のスタック回数が 20 回とやや少ないためである。なお表面波の振幅はたいへん大きいため、Fig. 5~7 ではそれらをカットしてある。またそれら各図においてはトレース間の相対振幅が保存されている。

§4. 基盤構造

当地の地下構造については既に狐崎・他 (1971), 狐崎 (1970) の結果がある。狐崎・他 (1971) は京都盆地南部で東西方向に約 11.7 km の測線を設け、5 か所の爆破震源を用いた屈折法により基盤構造を推定した。それによると、本測線下の基盤はほぼ水平で約 370 m の深さにあり、基盤の P 波速度は 4.4 km/s である。また地表から深さ約 10 m までは P 波速度 0.9 km/s の層があるが、そこから基盤までは P 波速度 2 km/s のような層が存在するとされている。さらに狐崎 (1970), 狐崎・他 (1971) は、本測線の東部に位置する京都大学宇治構内では、深さ 10 m 程度までを洪積層のごく上部か沖積層下部とみられる堆積物、そこから基盤までの 2 km/s 層を洪積層、その下の基盤を古生層 (または花崗岩層) と想定している。

本論文では地表から基盤面までを一層構造と仮定し、反射波の走時を用いて基盤までの速度と基盤面を推定する。最初に基盤面までの平均速度 $\bar{V}_P$ を推定する。この平均速度 $\bar{V}_P$ は反

射法で RMS 速度と呼ばれる速度である。いま反射面が水平であり、反射面までの速度が一定とすれば、地表震源による波の反射波走時 T は、震央距離を X として、 $T^2 = aX^2 + b$ の形の双曲線になる。ところで反射面の一部だけが水平であるときには、Fig. 8 に示すような共通の反射面をもつ反射波を用いれば、速度を精度良く求めることができる [Dix (1955)]。このようにして得られた反射波の走時が Fig. 9 に示されている。今回のデータで双曲線で良く近似できるのは、図に示したような狭い範囲に限られた。図中の曲線はこれらの走時を最小二乗法で近似した双曲線であり、この双曲線のパラメータから平均速度 $\bar{V}_P$ が得られる。ただ反射波は初動でないため、その立ちあがり時間を正確に決めるのは困難である。そこで同位相のピークから δt 秒前を立ちあがり時間と考えて、 δt を 0 秒から 0.05 秒 (約 1.5 波長) 変化させると $\bar{V}_P$ はほぼ 2.4 km/s から 2.5 km/s までの値をとる。

次に基盤面を推定する。もし基盤面が傾斜角をもつ平面であると仮定すると、反射波の走時は 3 つのパラメータをもつ双曲線 $T^2 = aX^2 + bX + c$ となる。ただしここでは基盤面までの平均速度を予め与えるので、残る 2 つのパラメータから基盤面の傾き α と深さ H が求められる。実際には基盤全体を一つの平面と考えるのは不自然であるため、走時をいくつかに分割し、それぞれを最小二乗法により双曲線で近似する。これらの双曲線から基盤構造を決めることができる。

Fig. 8. Reflection phases from common reflection plane are used to determine seismic velocities [Dix (1955)].

Fig. 9. Observed reflection travel times from common reflection plane (Basement). A best fitted curve is plotted against distance.

Fig. 10. Estimated basement structures for $\bar{V}_P = 2.0$ and 2.8 km/s. Discrepancies in basement depths among spreads are notable.

Fig. 11. Estimated basement structure for $\bar{V}_P=2.4\sim2.5$ km/s. The explanation for dotted area is given in the text.

平均速度 $\bar{V}_P$ を与えて構造を決める訳であるが、前に得られた速度を適用する前に、 $\bar{V}_P$ を 2.0 km/s から 2.8 km/s まで変えたとき得られる構造を比較してみることにする。まず $\bar{V}_P=2.0$ km/s としたとき得られる構造を検討する。というのは、今回得られた記録の初動の屈折波走時はいずれも見かけ速度 2.0~2.2 km/s を示し、また狐崎・他 (1971) も基盤までの速度を 2.0 km/s としているからである。Fig. 10 にこのとき得られる構造を示すが、この速度では構造が全く収束していないことがわかる。他方、 $\bar{V}_P=2.8$ km/s としたときにも同様の不自然さが生じている (Fig. 10)。このように構造を比較検討した結果、 $\bar{V}_P$ を 2.4~2.5 km/s としたとき得られる構造が最もまとまりが良くまた無理のない構造になっていると判断できる。これらの結果と Fig. 9 の反射波から得られた結果とを総合して、我々は $\bar{V}_P$ を 2.4~2.5 km/s と結論した。

得られた構造を Fig. 11 に示す。 $\bar{V}_P=2.45$ km/s としたとき各走時から得られた境界面が実線で示されている。Fig. 10 と比べると各境界面が良くまとまっていることがわかる。これらの境界面のまわりには影がつけてあるが、これには2つの意味がある。第一は、 $\bar{V}_P=2.4\sim2.5$ km/s 変化させたとき、各境界面がこの範囲内で動くことを示している。第二は、反射波の立ち上がり時間の読みとり誤差による基盤の深さの誤差を示している。この図では反射波の約半波長にあたる 15 ミリ秒 (両側で約1波長にあたる 30 ミリ秒) だけ読みとり値を変化させたとき変動する範囲を示している。つまり、平均速度を多少変えたり、走時を多少読み違えたりすることによつて、上記の方法で得られた構造がどの程度影響を受けるかという目安を与えていると考えてよい。この2つの誤差は全く別のものであるが、上記の場合の変動量が同程度であるため双方を包含する範囲に影をつけた。また基盤面を示す実線の中で中央部の太い実線部分は、 $\bar{V}_P$ を推定するのに用いた反射波 (Fig. 9) がこの部分で反射されたものであることを示している。その際仮定した「水平で共通な反射面からの反射波」という仮定は、この図からもほぼ満たされていることがわかる。

Fig. 11 の構造を狐崎・他 (1971) の結果と比べてみると、基盤までの速度がやや速くなつており、その分だけ基盤面の深さも深くなつていくことがわかる。また反射波から得られた今回の構造では基盤面の微細構造が表現されていると思われる。この点については後で再び検討する。

§5. 反射波を用いて基盤構造を探る利点

ここでは主に理論波形の振幅を用いて基盤のような明瞭な反射面からの反射波を利用する利点について検討する。

Fig. 12 は平面境界に平面 P 波が入射したときの入射角に対する反射 P 波の反射係数を示す。用いた構造は3つで諸元は Table 1 に示されている。3つのモデルとも下層は一定であるが、上層の P 波速度をそれぞれ 2.0, 2.4, 2.8 km/s とし、それに従つて S 波速度も変えてある。また上層の密度と厚さは一定としてある。Fig. 12 を見ると、どのモデルに対しても臨界角で反射係数が鋭いピークをもち、この臨界角に対応する距離で強い反射波が期待されるように見える。

ところが実際の入射波は平面波でなく球面波であるから、単一の入射角で振幅を論ずることができない。また臨界角以上の入射角では反射係数の位相が変化することも考慮しなければならない。さらに各観測点への入射角が異なるため、自由表面の影響も観測点ごとに異なる。したがつてこうした効果をすべて含む球状震源に対する実体波の波形計算を行なつた。計算には

Fig. 12. Reflection coefficients of PP plane waves for three models in Table 1.

Table 1. Three subsurface structures to calculate synthetic seismograms.

Layer No.	Model	P wave Velocity (km/s)	S wave Velocity (km/s)	Density (g/cm ³)	Thickness (km)
1	M 1	2.0	0.8	2.0	0.5
	M 2	2.4	1.0	2.0	0.5
	M 3	2.8	1.2	2.0	0.5
2	M 1, M 2, M 3	4.4	2.4	2.4	∞

Fig. 13. Synthetic seismograms for model M2 calculated by Reflectivity Method [FUCHS and MÜLLER (1971)]. The source is an explosion type and only vertical motions of P wave-group are shown. Effect of absorption is ignored.

Fig. 14. Amplitudes of reflected waves of synthetic seismograms against distance for three models. Reflected waves have relatively large amplitudes up to large distance.

Fig. 15. Observed reflected wave amplitudes for SP1 and calculated amplitude curve for model M2. Large reflected waves are observed at large distance.

の振幅がピークを持つのは臨界角に対応する距離ではなく、それよりやや遠方においてである。M2, M3 では臨界角のピークに対応するピークが見られるものの、M1 ではピークが形成されるに到っていない。これらのモデルでは第一層の厚さは 500 m と仮定されている。そこでいま参考のため第一層の厚さと等しい距離 $\Delta=500$ m と、 $\Delta=2000$ m での反射波の振幅を比較してみると、どのモデルに対しても、後者は前者の半分以上である。つまり、2000 m の距離で観測される反射波は、500 m の距離での反射波の半分以上の振幅を持つと期待できるのである。今回の観測では宇治川を横断する距離まで測線を長く設定したが、その理由の一つは、以上のような比較的遠方での反射波の検出を一つの目的としたからである。

基盤からの反射波が比較的広範囲で観測された SP1 の記録について、距離に対する反射波の振幅をプロットしてみると Fig. 15 が得られる。反射波の振幅は多少ばらつくため、隣合う 3 点ごとの移動平均を行なつて平滑化してある。実線は Fig. 11 に示された構造の水平層モデルである M2 に対する理論振幅である。こうした単純な水平層モデルの振幅と実際の振幅とを比較することには疑問が全くない訳ではなく、詳細な議論は避けなければならないが、ここでは以下の 2 点を指摘しておきたい。まず反射波が比較的遠方まで大きな振幅を持つことは、理論波形の計算によつてばかりでなく、実際の観測においても実証できたことである。Fig. 5~7 の記録がこのことを直観的に示している。次に、Fig. 15 では $\Delta \sim 0.8$ km 付近の

Reflectivity Method [FUCHS and MÜLLER (1971)] を用いた。Q による減衰の効果は考えず、P 波部分の上下動成分の計算を行なつた。また自由表面による多重反射は計算されていない。この方法では、計算上ベッセル関数の漸近展開による近似式 [FUCHS and MÜLLER (1971)] を用いることが多いが、今回のように近距離での波形を計算する場合にはこの近似は誤差を生じるので注意が必要である。このような場合には、多少計算時間を要するがベッセル関数をそのまま計算した。モデル M2 を用いて計算した例を Fig. 13 に示す。これを見ると屈折波と反射波が観察されるが、屈折波は反射波に比べると振幅が小さく、しかも距離とともに急速に減衰していることがわかる。この反射波の最大振幅を距離に対してプロットすると Fig. 14 が得られる。図中で c と印した点は臨界角で反射した反射波の到達距離を示している。どのモデルにおいても、反射波

振幅が理論から予測される振幅に比べて相当小さいことである。一層構造のモデルを多少変えて波形を計算しても、距離に対するこのように大きな振幅の変化は生じないようである。そこで考えられる原因として次のことが挙げられる。この反射に対応する SP2 のほぼ真下の基盤構造を Fig. 11 で見てみると背斜構造をしているように見える。そのためにこの部分での反射波が特に小さくなっている可能性が考えられる。この立場から見れば、振幅分布も Fig. 11 に示された基盤の微細構造を支持していると言える。

以上見てきたように、反射波は少々遠方でも相当大きな振幅を持つと期待できるようである。近距離では反射波を乱す大振幅の表面波が存在するが、表面波に乱されない遠方で観測すれば容易に反射波を観測できる。基盤のようなコントラストのよい反射面を検出するには、こうした遠方での反射波を利用する方法が有利であると考えられる。

§ 6. 結 果

震源にエアガンを採用し、反射波から京都盆地東南部の基盤構造を推定した。その結果、屈折法に基づく従来の結果 [狐崎・他 (1971)] に比べて、基盤までの速度と深さはともにより大きな値が得られた。基盤までの平均速度 $\bar{V}_p$ が $2.4 \sim 2.5 \text{ km/s}$ と屈折波である初動速度 $2.0 \sim 2.2 \text{ km/s}$ に比べて速いことは、基盤までの速度が下部ほど速くなっていることを示している。この点は今後の研究課題である。なお堆積地盤中では異方性のため、沿直方向に伝わる波の速度は水平方向に伝わる波の速度より小さいとされている [例えば狐崎 (1970); 太田・他 (1977)]。このことは反射波の速度を屈折波の速度より小さくするので、一般に言われている異方性では上記の現象を説明できない。

本研究では表面波に乱されない遠方での反射波を用いることによつて容易に基盤構造を推定できることが、理論的にも実験的にも明らかになった。また震源に非爆薬性震源であるエアガンを用いれば都市域でも観測可能であり、さらに記録のスタッピングさえ行なえば相当深部までの探査を期待できると考えられる。

謝 辞

東大海洋研の五十嵐千秋氏にはエアガンをお借りした。京大工学部の篠崎祐三氏にはデジタルレコーダをお借りした。観測では、京大理学部学生、今住 隆氏、出射隆文氏、古瀬雅己氏、川部喜朗氏、横井俊明氏、および同大学院生前田憲二氏の補助を得た。記して謝意を表します。

なおデータ処理および数値計算には京都大学大型計算機センターの FACOM M 200 および M 382 を用いた。本研究の費用の一部は文部省科学研究費 [自然災害特別研究 (I), 課題番号 00402026, 58020019] によつた。

文 献

AMAIKE, F., S. KASUGA, K. KISIMOTO, T. IWATA, K. IRIKURA and Y. KOBAYASHI, 1982, Estimation of Base Rock Structure using Reflected Waves, Proc. 6th Japan Earthq. Engin. Symp., 57-64.

安藤雅孝・須藤 研・橋田俊彦・入倉孝次郎・五十嵐千秋, 1980, 地震波速度の精密連続観測 (1) —黄 檗断層付近における観測—, 地震 2, 33, 501-515.

- DIX, C. H., 1955, Seismic Velocities from Surface Measurements, *Geophysics*, **20**, 68-86.
- FUCHS, K. and G. MÜLLER, 1971, Computation of Synthetic Seismograms with the Reflectivity Method and Comparison with Observations, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **23**, 417-433.
- 橋田俊彦・安藤雅孝・須藤 研, 1981, 地震波速度の精密連続観測 (2) 一屈折波と反射波を用いた観測一, *地震* **2**, **34**, 365-376.
- 入倉孝次郎・小林芳正・春日 茂・前田憲二・堀家正則・天池文男・岸本清行, 1980, 反射波を用いた地震基盤面推定の試み一陸上でのエアガンによる地盤構造探索一, 昭和55年度地震学会秋季大会講演予稿集, 199.
- 狐崎長琅, 1970, 京大・宇治構内の地下構造と地震波速度分布, 京大防災研究所年報, **13A**, 175-195.
- 狐崎長琅・後藤典俊・岩崎好規, 1971, 地震探索から見た京都盆地南部の地下構造とこれに関連した地震工学上の若干の問題, 京大防災研究所年報, **14A**, 203-215.
- 小林啓美, 1978, 長大構造物の地震動災害とその防止に関する研究, 文部省科学研究費自然災害特別研究研究成果 (研究代表者小林啓美), No. A-53-1.
- 小林芳正・入倉孝次郎・堀家正則・天池文男・岸本清行・春日 茂, 1980, 黄檗断層の地震探索, 京大防災研究所年報, **23B**, 95-106.
- 太田 裕・鏡味洋史, 1976, 耐震工学上考慮すべき地震波の周期の上限と振幅の下限, 建築学会論文報告, **249**, 53-60.
- 太田 裕・後藤典俊・塩野計司・高橋 博・山水史生・栗原重利, 1977, やや深い構造のS波速度一岩槻 3,500 m 地震観測井での測定とその意義一, *地震* **2**, **30**, 415-433.
- 太田 裕・後藤典俊・塩野計司・高橋 博・山水史生・栗原重利, 1978, やや深い構造のS波速度 (II) 一下総 2,300 m 地震観測井における測定一, *地震* **2**, **31**, 299-308.
- 斉藤正徳, 1978, 漸化式デジタル・フィルターの自動設計, *物理探鉱*, **31**, 240-263.
- 瀬尾和大・小林啓美, 1980, 人工地震による首都圏南西部の地下深部探索一夢の島-江の島測線の地下構造一, *地震* **2**, **33**, 23-36.
- SHANKS, J. L., 1967, Recursion Filters for Digital Processing, *Geophysics*, **32**, 33-51.
- 嶋 悦三・柳沢馬住・工藤一嘉・吉井敏尅・一ノ瀬一郎・瀬尾和大・山崎謙介・大保直人・山本喜俊・小口雄康・長能正武, 1976a, 東京の基盤構造. 第1回, 第2回夢の島爆破実験による地下深部探索, *地震研究所彙報*, **51**, 1-11.
- 嶋 悦三・柳沢馬住・工藤一嘉・瀬尾和大・山崎謙介, 1976b, 東京の基盤構造その2. 第3回夢の島, 吉川町爆破実験による地下深部探索, *地震研究所彙報*, **51**, 45-61.
- 嶋 悦三・柳沢馬住・工藤一嘉・吉井敏尅・瀬尾和大・黒羽公明, 1978a, 東京の基盤構造その3. 第4回, 第5回夢の島爆破実験による地下深部探索, *地震研究所彙報*, **53**, 305-318.
- 嶋 悦三・柳沢馬住・工藤一嘉・吉井敏尅・瀬尾和大・大保直人・星野 務・長能正武, 1978b, 東京の基盤構造その4. 第6回, 第7回夢の島爆破実験による地下深部探索, *地震研究所彙報*, **53**, 1245-1255.
- 嶋 悦三・柳沢馬住・座間信作, 1978c, 首都圏の基盤構造, 第5回日本地震工学シンポジウム論文集, 321-328.
- 山水史生・高橋 博・後藤典俊・太田 裕, 1981, やや深い構造のS波速度 (III) 一府中 2,750 m 観測井における測定とまとめ一, *地震* **2**, **34**, 465-479.