首都圏西部におけるやや長周期微動のアレイ観測と S 波速度構造の推定

鹿島・小堀研究室* 山中 浩 明・武 村 雅 之
鹿島・技術研究所** 石 田 寛・池 浦 友 則・野 澤 貴
佐々木 透・丹羽 正 徳

Array Measurements of Long-Period Microtremors and Estimation of S-Wave Velocity Structure in the Western Part of the Tokyo Metropolitan Area

Hiroaki YAMANAKA and Masayuki TAKEMURA

Kobori Research Complex, Kajima Corp., 6-5-30, Akasaka, Minato-ku, Tokyo 107, Japan

Hiroshi ISHIDA, Tomonori IKEURA, Takashi NOZAWA,

Tohru SASAKI and Masanori NIWA

Kajima Technical Research Institute, Kajima Corp., 2-19-1, Tobitakyu, Chofu-shi, Tokyo 182, Japan

(Received January 26, 1994; Accepted May 18, 1994)

An array measurement of long-period microtremors was done in the western part of the Kanto plain, Japan, in order to extract subsurface structure down to the top of the Earth's crust. The area studied is characterized by the existence of deep sediments with thicknesses of around 2 km. The subsurface structure near the array is well-investigated by seismic surveys as well as velocity loggings. We, therefore, can examine the applicability of the array technique of microtremors to the exploration of deep sedimentary layers.

Ten sites with station spacings of 0.3 to 2 km were used for the array measurement, and a vertical seismometer with a natural period of 10 s was set at each site. From the $f-k$ spectral analysis, the phase velocities of microtremors in a period range from 0.7 to 5 s are found to be in normal dispersion, indicating the large contribution of Rayleigh waves to microtremors. We, then, deduced the 1-D subsurface structure by an inversion of phase velocity dispersion curve of the Rayleigh wave. A reasonable structure for the deep sediments could be obtained, when the thicknesses of the sediments with fixed velocities were parametrized in the inversion. The resultant structure is in good agreement with the results of a seismic reflection survey.

From these results, we concluded that the array technique of microtremors can be used for the extrapolation of well-investigated structural data at a site to other sites in a basin. Furthermore, we can estimate S-wave velocities of deep sediments at any site by using the microtremor array technique with P-wave data from seismic refraction survey.

Key words: Microtremors, Array measurement, Phase velocity inversion, Shear wave exploration, Kanto basin.

§1. はじめに

1970 年代よりやや長周期地震動の評価が工学上の課題のひとつとなり、研究が進められている。その結果、やや長周期地震動の特性は震源から対象地点までの地下

* 〒107 東京都港区赤坂 6-5-30

** 〒182 調布市飛田給 2-19-1

構造に大きく左右されることが明らかとなっている．とくに，S波速度約3km/sを有する地殻の最上層までの厚い堆積層の構造の影響を著しく受けていることが観測や数値モデリングを通じて明らかにされている〔例えば，KUDO (1980), SEO and KOBAYASHI (1980), YAMANAKA *et al.* (1989)〕．したがって，やや長周期地震動の予測では厚い堆積層の構造を明らかにし，その影響を評価することが大切となる．

地震工学的な目的としての地震基盤に至るまでの堆積層の構造探査は1960年代後半に八戸で初めて行われ〔岡田(1971)〕，それ以来いくつかの地域で調査が行われている〔例えば，嶋(1990)〕．さらに比較的密に調査が行われている関東平野などでは3次元的にP波速度構造も得られ，やや長周期地震動の評価に貴重な資料となっている．地震動の評価ではP波速度とともにS波速度も知る必要がある．しかし，地震基盤に至るまでの厚い堆積層のS波速度構造はあまり調査されていない．板叩きによるS波構造の探査がよく行われているが，有効な探査深度は数十メートル以浅である．また，S波の到達距離を延ばすためにいくつかの大型のS波震源も開発されているが〔例えば，黒田・他(1992)〕，現状では効果的な地震探査手法はまだ開発段階に留まっている．

最近，やや長周期微動を多くの観測点で同時観測することによって微動の位相速度を求め，表面波として逆解析することで堆積層のS波1次元速度構造を求める研究が行われている〔例えば，HORIKE (1985), MATSUSHIMA and OKADA (1990)〕．この方法は他の微動観測に比べて観測に手間がかかるが，従来の卓越周期やスペクトル比による解析では難しかったより定量的な地盤構造探査を行うことができる．しかし，地下構造，とくにS波速度構造が精度よくわかっている地点は少なく，手法の妥当性に関する検討を行うことが難しい状況にある．

本研究では地下構造が精度よく求められている首都圏西部でやや長周期微動のアレイ観測を行い，位相速度の逆解析からS波速度構造を推定し，既往の探査結果と比較することにより，この手法の妥当性の検討を行うことを目的としている．また，この地域では地震動観測も盛んに行われ，やや長周期地震動に関する研究も進められており〔例えば，YAMAZAKI *et al.* (1992), KINOSHITA *et al.* (1992)〕，やや長周期地震動特性の評価のための基礎的な資料を実際に得ることもこの研究の目的のひとつである．

§2. 首都圏西部の地下構造

アレイ観測はFig. 1に示すように東京都調布市飛田給付近で行われた．アレイの数キロ西の府中市に防災科

Fig. 1. Locations of observation sites.

学技術研究所により深井戸（以下，府中深井戸と呼ぶ）が設けられ，S波速度3km/s程度の層まで速度構造が以下に述べるように精度よく調査されており，微動アレイ観測による地下構造の推定結果の妥当性を検討するために適している．ここでは，微動のアレイ観測結果を解釈するために府中深井戸周辺での構造探査結果を概観する．

山水・他(1981)は府中深井戸でダウンホール法による走時解析からP,S波速度構造を求め，基盤の深さを約2kmと推定している．また，浅野・他(1992)はVSP探査からより詳細なP,S波速度構造を得ている．山水・他(1981)の結果と比べると，堆積層全体の厚さはほぼ同じであるが，VSP探査の結果のほうがより細かい速度分布となっている．これは，測定データや解析方法の違いにより生じる差異であり，探査方法に起因してある程度避けられないものであると考えられる．さらに，府中深井戸付近の多摩川の河川敷に沿った約5kmの測線で反射法地震探査が行われ，P波速度構造が得られている〔奥田・他(1992)〕．今回微動観測に使用されたアレイの一部はこの反射法探査の測線の東端とほぼ重なっている．この反射法探査によれば，基盤層までの深さが府中深井戸付近から東へ向かって徐々に深くなっている．

府中深井戸での探査以外には，府中深井戸の南約5km付近をほぼ東西方向に横切る夢の島から高尾に至る測線で屈折法地震探査が行われ，P波速度構造が得られている〔山中・他(1988)〕．府中深井戸付近では基盤層までの深さは約2.3kmであり，府中深井戸のそれより若干深めになっている．一般に，屈折法地震探査では基盤構造を知ることが目的として観測点配置が行われるので，堆積層内の速度分布を詳しく知ることは難しい．この場合にも，堆積層の構成はVSPや反射法探査の結果

に比べ単純なものである。

§3. 観測点および観測方法

アレイ観測において観測点の配置は極めて重要となる。一般に、アレイ内の観測点の最小間隔は空間的なエリアジングを防ぐために考慮する波動の最小波長の1/2以下にする必要がある。また、観測機器系での位相差の誤差が影響しない程度に波動伝播による位相差が得られるような最大観測点間隔を維持する必要もある。しかし、地震計間隔が大きすぎると、微動の振幅特性も異なることもあり、大きすぎても問題となる場合がある。松島・岡田(1989)は最大観測点間隔を考慮する波動の最大波長の1/2から1/3に設定することをいくつかの観測事例から指摘している。そこで、実際に観測点配置を決める際には、上に述べた浅野・他(1992)によるPおよびS波速度構造から期待される基本モードのレイリー波の位相速度を参考にし、測定波長範囲をおよそ0.6 km から6 km と考えて、最小および最大観測点間隔が約0.3 km, 2 km となるようにした。そのようにして観測点を Fig. 1 に示す10地点とした。

観測システムは1点独立方式であり、Fig. 2のような機器から構成されている。地震計として小型長周期上下動地震計(PELS)が用いられた。地震計の固有周期を10秒に調整した。地震計からの速度出力は直流アンプで増

幅され、カットオフ周波数1 Hzのハイカットフィルターを通した後、分解能14ビットのデジタルレコーダーにサンプリング周波数を100 Hzとして収録した。各観測点では水晶時計の出力も記録した。各時計は観測の前後にJJYで較正され、観測後にJJYとのズレを線形補間により補正した。なお、すべての水晶時計の時間ズレの観測の前後での差は0.01秒以内であった。こうした観測システム10組を用いた。

観測は1993年7月12日に実施した。この地域は鉄道の沿線であるために交通機関などによるノイズをできるだけ少なくするように深夜0:30から観測を開始した。記録の収録はデジタルレコーダーの内蔵タイマーにより自動的に始められ、約45分間記録を継続した。

Fig. 2. Block diagram for observational system.

Fig. 3. Example of microtremor records observed. Each trace indicates vertical ground velocity.

Fig. 4. Example of observed power spectra.

Fig. 5. Examples of frequency-wavenumber spectra. Solid circle indicates a location of the maximum peak.

§4. 観測結果

4.1 観測記録

各観測点での記録について絶対時刻と水晶時計のズレを補正した後、約45分間の記録の中から外乱の少ない327.68秒間のデータから成る6個のデータセットを作成した。得られた速度記録の例がFig. 3に示されている。近接した観測点（例えば、観測点1～4）では、記録のコヒーレンスが高く、距離が離れると（観測点8～10）、位相の対応が難しくなっている。各点での記録のパワースペクトルの例はFig. 4に示すごとくであり、どの観測点のスペクトルも非常に似た形状であり、振幅の卓越する周期帯域は周期2秒から6秒程度となっている。このように、アレイ観測点内でのやや長周期微動は同一の周期特性を有していると考えられる。

4.2 周波数-波数スペクトル解析

それぞれのデータファイルについて周波数-波数スペクトル解析を行った。ここでは、CAPON (1969) による最尤法に基づく方法を用いた。周波数-波数スペクトルの計算は東西、南北方向それぞれ128個の波数に対して行った。また、スペクトルの最大を示す波数ベクトルを求める際には最大値付近の25個の周波数-波数スペクトル値を用いて最小2乗法によって2次関数

$$S(f, k_x, k_y) = A_0 + A_1 k_x + A_2 k_y + A_3 k_x^2 + A_4 k_x k_y + A_5 k_y^2 \quad (1)$$

にフィッティングし、この関数の最大値を示す波数ベクトルを A_1 から A_5 の係数を使って求めている。この最大値を示す波数の位置 (k_{xm}, k_{ym}) からその周波数 f の微動の到来方向 θ と伝播速度 v は

$$\theta = \tan^{-1}(k_{xm}/k_{ym}) \quad (2)$$

$$v = (2\pi f)/(k_{xm}^2 + k_{ym}^2)^{1/2} \quad (3)$$

から求めることができる。

Fig. 4に示したスペクトルからわかるように、周期2秒以下では微動の振幅が小さくなっているため、周期2秒以下の成分に対してはそれより長周期成分を除くフィルター処理を行った後、周波数-波数スペクトル解析を行った。

いくつかの周期に対して計算された周波数-波数スペクトルの例がFig. 5に示されている。図中の・印は上記のように決められた最大値を示す波数ベクトルの位置を示している。周期1.46秒のスペクトルは起伏の多いスペクトルであるが、それ以外のスペクトルには2, 3のピークがあるだけの比較的単純な形状である。それらの周波数-波数スペクトルにみられる第2, 3のピークを示す波動の到来方向は異なっているが、伝播速度はほぼ同程度であることがわかる。つまり、伝播速度に方位依存性がないことであり、アレイ直下の地下構造がほぼ水平

Fig. 6. Estimated phase velocities as a function of period. Standard deviations are shown by bars.

成層に近いものであることを示している。前述の反射法探査の結果〔奥田・他(1992)〕から府中深井戸付近では堆積層の変化がゆるやかであることがわかっており、アレイ観測の結果と調和的である。また、周期が長いほど、伝播速度が大きくなっていることがわかる。

このような処理を各データファイルについて行い、周波数-波数スペクトルが最大となる微動について周期毎の伝播速度と到来方向を求めた。得られた6個の伝播速度の平均値と標準偏差がFig. 6に示されている。アレイサイズで決まる測定波長範囲を考慮すると、0.3 km/s以下および5 km/s以上のデータは精度が低いと考えられるので、平均値を求める際には除いた。Fig. 6の伝播速度は周期が長くなるにつれて大きくなり、正分散していることがわかる。したがって、この地域でのやや長周期微動の上下動成分は主にレイリー波であり、観測によって得られた伝播速度はレイリー波の基本モードの位相速度であると考えられる。推定された位相速度に対するばらつきは周期4.5秒以下では小さく、精度よく推定できている。また、周期4.5秒より長周期では位相速度の値のばらつきが大きくなっている。周期5秒より長周期成分のみをフィルターで取り出して、解析を行ったが、得られた位相速度はほぼ同程度にばらついていて、周期4.5秒以上では波長がおおよそ10 kmとなり、アレイの最大観測点間隔が約2 kmであることを考慮すれば、測定可能波長の範囲を越えており、信頼性は低いと考えられる。

位相速度とともに到来方向もそれぞれの周期成分に対して得られている。Fig. 7には例としていくつかの周期成分に対する到来方向が示されている。図中の○印がひとつのデータに対する推定値であり、円の半径の大きさ

Fig. 7. Estimated propagation directions. Radius of each circle indicates propagation velocity. V is an average velocity and N is number of data.

が位相速度を示し、その方向が微動の伝播してくる方向をそれぞれ示している。周期3秒以下の成分は主に南および南東方向から伝播している。一方、それより長周期成分にはあまり卓越した到来方向が認められない。微動の発生源の位置や平野規模の伝播経路と関係した興味深い現象であると考えられるが、その原因に関する検討は別の機会に譲ることにする。

§ 5. 位相速度の逆解析

5.1 既往の地下構造モデルと分散特性

観測された位相速度の逆解析を行う際には、初期モデルを与える必要がある。そこで、前述した府中深井戸付近での3つの探査結果から期待されるレイリー波の位相速度を比較し、初期モデル作成の参考にする。府中深井戸での2つの探査の結果〔浅野・他(1992), 山水・他(1981)〕では、Table 1, 2のようなP波およびS波の速度が求められており、それらを直接用いることにする。また、屈折法探査の結果〔山中・他(1988)〕ではP波速度構造のみが得られているので、この屈折法探査の測線上で観測されたやや長周期表面波のシミュレーション〔YAMANAKA *et al.* (1989)〕で使われている地下構造モデルのS波速度を用いた。このモデルはTable 3に示されている。各モデルの密度については、山水・他(1981)による値を参考にして決めた。

これら3つのモデルに対する基本モードのレイリー波の位相速度が微動観測による位相速度と合わせてFig. 8に示されている。浅野・他(1992)と山中・他

Table 1. Subsurface structural model for the Fuchu deep borehole by YAMAMIZU *et al.* (1981).

	Vp m/s	Vs m/s	ρ t/m ³	H m
1	1740	540	1.8	430
2	2140	780	1.9	900
3	3240	1190	2.2	630
4	4760	2530	2.5	∞

Table 2. Subsurface structural model for the Fuchu deep borehole by ASANO *et al.* (1992).

	Vp m/s	Vs m/s	ρ t/m ³	H m
1	1400	330	1.7	100
2	1740	570	1.8	100
3	1910	700	1.8	120
4	2010	860	1.9	320
5	2140	960	1.9	360
6	2390	1150	2.0	470
7	2990	1400	2.2	550
8	4910	2920	2.5	∞

Table 3. Subsurface structural model near the Fuchu deep borehole by seismic refraction survey [YAMANAKA *et al.* (1988)]. Shear wave velocities are assumed according to YAMANAKA *et al.* (1989).

	Vp m/s	Vs m/s	ρ t/m ³	H m
1	1700	700	1.8	200
2	2000	800	1.9	800
3	2700	1500	2.2	1300
4	5350	3000	2.5	∞

(1988)によるモデルは共に周期2.5～4秒の間ではほぼ同程度の位相速度となり、微動観測の結果とも比較的良好に対応している。一方、山水・他(1981)によるモデルでは全体的に微動観測による値を大きく下回っていることがわかる。3つのモデルとも基盤層までの深さは2 km程度であるが、山水・他(1981)によるモデルでは堆積層の平均的なS波速度が他のモデルに比して小さいために、位相速度も小さくなっている。

5.2 逆解析結果

微動観測から得られた位相速度と計算された位相速度との差が最小になるように逆解析を行い、地下構造モデルを求める。逆解析は高次の項を無視して、観測方程式を線形化し、マルカート法に基づくダンピングを入れた非線形最小2乗法に基づいて行った〔中川・小柳

Fig. 8. Phase velocities for fundamental Rayleigh wave for the models shown in Tables 1 to 3 by previous studies. The phase velocities derived from microtremor measurements are also shown.

(1982)]. また、観測方程式は特異値分解を用いて解いた。

逆解析にはばらつきの少ない周期 0.8 秒から 4.6 秒までの範囲のデータを用いた。逆解析に用いるパラメータとして、S 波速度や層厚などが考えられるが、ここでは以下の理由のために層厚をパラメータとして逆解析を行った。

前述したように府中深井戸では反射法および VSP 探査によって精度良く地下構造が求められている。府中深井戸と同じ P, S 波速度を有する地層は微動アレイ観測が行われた地域でも存在すると期待できる。そこで、P および S 波速度と密度を固定し、各層の厚さを変数として逆解析を行った。厚さを変数とする場合には、厚さが負にならないように制約条件を課す必要がある。いくつかの方法があるが、ここでは取り扱いが容易な勾配射影法を用いた [今野・山下 (1978)]。これは新しく更新された厚さが負となった場合、修正ベクトルの方向は変えず、厚さが負にならない範囲に修正ベクトルの大きさのみを小さくし、その修正ベクトルによって厚さを修正する方法である。この方法では修正ベクトルの方向は変えていないので、収束経路からのズレは少ないが、収束は遅くなると考えられる。この逆解析では、厚さの最小値が 1 m を下回らないという制約条件にした。

初期モデルとしては、Table 1 に示した VSP 探査 [浅野・他 (1992)] による府中深井戸での P 波、S 波速度、層厚をそのまま用いた。また、密度については山水・他 (1981) による値を参考にした。すべての層厚に対する修

Fig. 9. Comparison of the observed phase velocities (solid circles) with those calculated for the inverted model H shown in Table 4 (solid line). Through the inversion procedure, thicknesses are varied. The calculated Rayleigh wave phase velocities for the initial model are also shown by a broken line. σ is standard deviation of difference between the observed and inverted phase velocities.

Table 4. Initial model and inverted thicknesses for model H.

	Vp m/s	Vs m/s	ρ t/m ³	H m	inv.H m
1	1400	330	1.7	100	72
2	1740	570	1.8	100	119
3	1910	700	1.8	120	160
4	2010	860	1.9	320	2
5	2140	960	1.9	360	656
6	2390	1150	2.0	470	634
7	2990	1400	2.2	550	552
8	4910	2920	2.5	∞	∞

正ベクトルの大きさが 1 m 以下になった場合に極小値に達したと判断し、繰り返し計算を終了した。

初期モデル、逆解析結果および位相速度の比較が Table 4 および Fig. 9 に示されている。観測された位相速度がよく理論値と一致していることがわかる。逆解析から得られた構造には S 波速度 860 m/s 層はほとんど存在しないものと考えられる。逆に、S 波速度 960 m/s、1150 m/s および 1400 m/s 層がかなり厚くなっている。堆積層の全体の厚さは約 2.2 km となり、府中深井戸での基盤深さより約 200 m ほど深くなっている。反射法探査 [奥田・他 (1992)] の結果では、基盤上面と思

われる反射面が東に向かって緩く傾斜しており、測線の東端では基盤深さは約 2.3 km となっている。これは逆解析結果とほぼ等しくなっており、得られた構造モデルは妥当であると考えられる。

§ 6. 議 論

以上のように、精度の高い P, S 波速度構造のデータを用いて、アレイ観測点直下の妥当な地下構造を求めることができた。しかし、反射法や VSP 探査を多くの地点で行うことは難しく、一般的には対象地点付近での精度の高いデータは期待できない。一方、屈折法地震探査は比較的少ない経費で実施することができる。さらに、関東平野などのいくつかの地域では屈折法探査が行われ、実際に大局的な P 波速度構造が得られている。したがって、微動アレイ観測結果の解釈にこれらのデータを利用すれば、広域の S 波速度構造調査が可能であると考えられる。そこで、屈折法による構造データを初期モデルとして逆解析を試みる。

この逆解析では堆積層の層厚は屈折法探査の結果 [山中・他 (1988)] から既知として、S 波速度のみを変数として扱うこととする。また、一般的に P 波速度と S 波速度は相関があることが知られているので、両者の関係式から初期モデルの S 波速度を推定した。ここでは、狐崎・他 (1990) によって深い地盤について求められている P 波速度と S 波速度の関係式

$$V_p = 1290 + 1.11 V_s \text{ (m/s)} \quad (4)$$

を用いた。この関係式による P 波速度は浅野・他 (1992) による P 波速度と若干異なるが、ここではより多くの速度データに基づいて決められている (4) 式を用いることにした。逆解析では S 波速度のみを変数としているが、各ステップでは P 波速度を修正された S 波速度に応じて (4) 式によって変化させた。密度については位相速度への寄与は少ないと考えられ [HORIKE (1985)], 初期値に固定した。なお、密度の値を変えて、逆解析を行ったが、得られる S 波速度は大きく変わらないことを確認した。繰り返し計算は各層に対する修正ベクトルがそれぞれの層の S 波速度の 1% 以下になる条件で終了した。

Table 5 および Fig. 10 には初期モデル、逆解析モデルおよび位相速度の比較が示されている。観測された位相速度がよく理論値と一致しており、両者の一致の程度は Fig. 9 に示した層厚を変数とした逆解析結果と同程度であることが図に示された誤差の標準偏差からわかる。得られた S 波速度構造は深さ 200 m にコントラストの大きい境界を持っている。基盤層の S 波速度が 4 km/s 以上と大きく求められた。周期 5 秒より長周期帯

Table 5. Initial model and inverted P- and S-wave velocities for model S.

	Vp m/s	Vs m/s	ρ t/m ³	H m	inv.Vp m/s	inv.Vs m/s
1	1700	375	1.8	200	1818	476
2	2000	645	1.9	800	2277	889
3	2700	1270	2.2	1300	2650	1225
4	5350	3660	2.5	∞	6002	4245

Fig. 10. Comparison of the observed phase velocities (solid circles) with those calculated for the inverted model S shown in Table 5 (solid line). Through the inversion procedure, S-wave velocities are varied. The calculated Rayleigh wave phase velocities for the initial model are also shown by a broken line. σ is standard deviation of difference between the observed and inverted phase velocities.

域では精度の高い位相速度が得られず、逆解析に用いられていないことが原因であろう。基盤の S 波速度を精度良く求めるためには、より観測点間隔の大きいアレイ観測を行う必要があると考えられる。

Fig. 11 は上記の 2 つの逆解析されたモデルと VSP 探査 [浅野・他 (1992)] によるモデルでの S 波速度分布の比較を示している。VSP 探査の結果と比べると、層厚を変数とした逆解析によるモデル (Inv. model H) は基盤層の深さ以外は似たものとなっている。一方、屈折法データに基づき S 波速度を変数とした逆解析モデル (Inv. model S) では浅い部分で速度コントラストが大きくなっている。しかし、VSP 探査によるモデルで見ると速度が徐々に大きくなっている深さ 600 m までの区間を除けば、層厚を変数とした逆解析モデルとほぼ整合している。一般に、屈折法探査の解析において屈折波

Fig. 11. Comparison among the model obtained by the inversion with varying thickness (inv model H), the model from the inversion with varying S-wave velocity (inv. model S), and the model from VSP survey by ASANO *et al.* (1992).

走時を用いているために、速度コントラストが大きい境界の深さに関する情報が得られることが多い。したがって、屈折法探査による層構造を初期モデルとして用いることは顕著な速度コントラストを有する境界にのみ着目したことに対応しており、VSP探査によるモデルにある速度コントラストが小さい境界については無視されることが考えられる。したがって、Fig. 11に示した浅い部分での違いはある程度避けられないものである。

上記の2つの逆解析では変動パラメータや初期モデルが異なっている。これらは先駆的な情報の量や質によって選ぶべきものである。対象とする地点付近でボーリングなどによって速度構造が既知の場合には、その地点の速度構造を固定し、層厚をパラメータにすることによって、微動アレイ観測から対象地点の地下構造を精度よく推定することができる。例えば、関東平野では今回検討を行った府中深井戸のほかには地下構造が調査されている深い井戸がいくつかあり、それらのデータを用いて、微動アレイ観測により層厚をパラメータとした位相速度の逆解析を行えば、深い構造の推定が可能である。しかし、そうしたボーリングなどが周囲にない場合には、屈折法探査などから得られるP波速度および層厚を用いて、S波速度をパラメータとした逆解析を行うことが可能である。関東平野などいくつかの平野では、広域

にわたって屈折法探査が行われており、それらのデータを微動アレイ観測結果の解釈に用いれば、現実に近い3次元S波速度構造を求めることができると考えられる。

§7. ま と め

調布市飛田給周辺においてやや長周期微動のアレイ観測を行い、府中深井戸のVSP探査の速度データを初期モデルに用い、層厚をパラメータとした位相速度の逆解析を行い、アレイ直下での堆積層の構造を推定した。得られた地下構造はアレイ付近で行われた反射法探査の結果と整合しており、妥当な地下構造モデルであると考えられ、やや長周期微動のアレイ観測による地下構造の推定手法の妥当性を確認することができた。さらに、精度は低いですが、比較的容易に得られる屈折法探査による堆積層の層厚のデータを固定して、S波速度を変数とする逆解析を行い、大局的には同様の地下構造モデルを求めることができた。このことは屈折法探査と微動アレイ観測結果を組み合わせることによって効果的に3次元P、S波速度構造を求めることができる可能性を示している。

謝 辞

本研究を行うに際して、嶋悦三東京大学名誉教授にはご助言を頂きました。また、観測場所の借用に関しては鹿島技術研究所宮沢啓氏にご協力頂きました。さらに、大阪工業大学堀家正則博士、九州大学松島健博士からは貴重なご意見を頂きました。記して感謝いたします。

文 献

- 浅野周三・安井 譲・若松邦夫・鈴木宏芳・山水史生・井川 猛, 1992, 首都圏における地下構造調査 その1. 東京都府中市におけるVSP法探査, 1992年建築学会大会梗概集, B構造I, 413-414.
- CAPON, J., 1969, High-resolution frequency-wave-number spectrum analysis, *Proc. IEEE*, **57**, 1408-1418.
- HORIKE, M., 1985, Inversion of phase velocity of long-period microtremors to the S-wave-velocity structure down to the basement in urbanized areas, *J. Phys. Earth*, **33**, 59-96.
- KINOSHITA, S., H. FUJIWARA, T. MIKOSHIBA and T. HOSHINO, 1992, Secondary Love waves observed by a strong-motion array in the Tokyo lowlands, Japan, *J. Phys. Earth*, **40**, 99-116.
- 狐崎長狼・後藤典俊・小林芳正・井川 猛・堀家正則・斉藤徳美・黒田 徹・山根一修・奥住宏一, 1990, 地震動予測のための深層地盤P-S波速度の推定, *自然災害科学*, **9**-3, 1-17.
- 今野 浩・山下 浩, 1978, 非線形計画法, 日科技連出版社, 354 pp.

- KUDO, K., 1980, A study on the contribution of surface waves to strong ground motion, Proc. 7th World Conf. Earthq. Eng., 2, 499-506.
- 黒田 徹・井川 猛・岩城弓雄・松岡俊文・鈴木宏芳・笠原敬司・山水史生, 1992, 岩槻地殻活動観測井における S 波インパクトによる S 波実験について, 物理探査学会第 86 回学術講演会論文集, 252-255.
- 松島 健・岡田 広, 1989, 長周期微動を用いた地下構造の推定—周波数-波数法による位相速度推定に必要な各種パラメータの検討—, 北海道大学地球物理学研究報告, 52, 1-10.
- MATSUSHIMA, T. and H. OKADA, 1990, Determination of deep geological structures under urban areas using long-period microtremors, Butsuri-tansa, 43, 21-33.
- 中川 徹・小柳義夫, 1982, 最小二乗法による実験データ解析, 東京大学出版会.
- 岡田 広, 1971, 弾性波による八戸の基盤探査, 北海道大学地球物理学研究報告, 26, 147-166.
- 奥田 暁・浅野周三・平間邦興・桑原 徹・笠原敬司・太田陽一, 1992, 首都圏における地下構造調査 その 2. 東京都府中市における深層反射法探査, 1992 年建築学会大会梗概集, B 構造 I, 415-416.
- SEO, K. and H. KOBAYASHI, 1980, On the rather long-period earthquake ground motions due to deep ground structure of Tokyo area, Proc. 7th World Conf. Earthq. Eng., 1, 9-16.
- 嶋 悦三, 1990, 首都圏の三次元地下構造, 第 8 回日本地震工学シンポジウム論文集, 第 1 分冊, 697-702.
- 山水史生・高橋 博・後藤典俊・太田 裕, 1981, やや深い地盤構造の S 波速度 (III)—府中 2,750 m 観測井における測定とまとめ—, 地震 2, 34, 465-479.
- 山中浩明・瀬尾和大・佐間野隆憲・翠川三郎・嶋 悦三・柳沢馬住, 1988, 人工地震による首都圏南西部の地下深部構造 (3), 地震 2, 41, 527-539.
- YAMANAKA, H., K. SEO and T. SAMANO, 1989, Effects of sedimentary layers on surface-wave propagation, Bull. Seism. Soc. Am., 79, 631-644.
- YAMAZAKI, K., M. MINAMISHIMA and K. KUDO, 1992, Propagation characteristics of intermediate-period (1-10 seconds) surface wave in the Kanto plain, Japan, J. Phys. Earth, 40, 117-136.