アレー微動観測に基づく仙台市とその周辺地域での
地下深部 S 波速度構造の推定ESTIMATION OF S-WAVE VELOCITY STRUCTURES OF DEEP UNDERGROUND
IN THE SENDAI REGION BASED ON ARRAY MEASUREMENTS
OF MICROTREMORS佐藤 智美*¹, 川瀬 博*², 松島 信一*³, 杉村 義広*⁴
Toshimi SATOH, Hiroshi KAWASE, Shinichi MATSUSHIMA
and Yoshihiro SUGIMURA

Array measurements of microtremors were performed at six sites in the Sendai region. Using the microtremors we calculate phase velocities of Rayleigh wave by F-K spectral analysis in the frequency range from 0.5 to 3.0 Hz. Then we invert S-wave velocity structures from the seismological bedrock to the engineering bedrock by fixing the surface ground structures which are already known. As a result, well-controlled thicknesses of two layers are obtained at four sites. The thicknesses at the other two sites are estimated by using the microtremors together with the site responses derived from strong motion records.

Keywords: *microtremor, array measurement, underground structure, F-K spectral analysis, Sendai, site response*

微動, アレー観測, 地下構造, F-Kスペクトル解析, 仙台, サイト増幅率

1. はじめに

人口約100万人を有する仙台市とその周辺地域は、過去には1978年宮城県沖地震(M7.4)をはじめとする海洋型の大地震の被害を被っており¹⁾、また、その中心部を縦断する活断層(長町-利府線²⁾)に対してはその断層長さからマグニチュード7.2の地震が想定され³⁾、地震危険度解析により再現期間2900年で600Gal以上の最大加速度が推定されるなど⁴⁾、地震防災上の観点から定量的地震動予測が重要な地域のひとつである。

これまで筆者らは、仙台市を中心とした20×20km²内にある12地点でのボアホール強震記録を用いて、震源特性、伝播特性、地震基盤から工学的基盤までの増幅特性の分離を行い、これらの特性の平均値と標準偏差を考慮した工学的基盤での統計的な強震動予測モデルを提案してきた⁵⁾。この際得られた12地点での地震基盤から工学的基盤までの増幅特性は地点毎に少しずつ異なっており、地震基盤から工学的基盤までの深い地下構造の違いを反映しているものと考えられる⁶⁾。より精度よい強震動予測のためには、このような深い地下構造の違いを考慮した地盤応答解析が必要である。しかし、仙台ではこれまで反射法や屈折法といった大規模な地下構造探査が行われておらず、その深い地下構造はほとんどわかっていない。

強震記録を用いて深い地下構造を推定する試みもなされているが^{7),8)}、これらの研究成果には以下のような問題がある。渋谷⁷⁾は岩盤上の観測点に対する堆積地盤上での観測点のスペクトル比から仙台市内8箇所でのS波速度830m/secの層の層厚を推定しているが、それ以深の地下構造は推定されていない。竹沢ら⁸⁾はボアホール強震観測点でのスペクトルをKobayashi and Midorikawa⁹⁾の地震基盤スペクトルで除して得られるものとP波の走時解析とを併せて、S波速度700m/secの層の層厚は仮定してその下のS波速度1500m/secの層の層厚の推定を試みている。しかし、Kobayashi and Midorikawa⁹⁾の地震基盤スペクトルは統計的に得られた平均的なものであり、このスペクトルで除したものが地盤の増幅率という仮定は個々の地震の震源特性の違いや、伝播特性の地域性を無視しており、それはすべて増幅率におしつけられてしまうという問題がある。また、P波走時解析を併用しているが、筆者らが同じ観測点での記録を吟味した結果、時間の精度が十分でないことが確認されており、得られた結果の精度に疑問がある。

一方、反射法や屈折法といった地下構造探査と比較して簡便・安価で振動による環境問題がなく、かつ、地盤解析に重要なS波速度が推定できるアレー微動探査が、各地で実施され成果を収めている

*¹ 大崎総合研究所 主任研究員・工博*² 大崎総合研究所 主席研究員・工博*³ 大崎総合研究所 研究員・工修*⁴ 東北大学大学院工学研究科都市・建築学専攻 教授・工博

Chief Researcher, Ohsaki Research Institute, Inc., Dr. Eng.

Senior Researcher, Ohsaki Research Institute, Inc., Dr. Eng.

Researcher, Ohsaki Research Institute, Inc., M. Eng.

Prof., Urban Planning and Building Engineering, Graduate School of Engineering, Tohoku Univ., Dr. Eng.

例えば10)~14)。筆者らも、表層地盤構造がPS検層により既知であり深い地下構造も近傍の深層ボーリングや発破探査などによりほぼわかっている江東区越中島においてアレー微動探査を行いその有効性を実証し15),16)、ノースリッジ地震や兵庫県南部地震の被害地域での適用を行ってきている17)~19)。

そこで、本研究では、仙台市とその周辺地域においてアレー微動探査を行い地下深部S波速度構造の推定を行った。また、筆者ら5),6)がポアホール強震記録から推定している地震基盤から工学的基盤までの増幅特性と得られた地下構造との対応関係についても検討した。

なお、本研究の一部は1997年地球惑星科学関連学会合同大会で発表している20)。

2. 観測点及び観測システムの概要

アレー微動観測点は筆者ら5),6)がポアホール強震記録から推定している地震基盤から工学的基盤までの増幅特性を参考に、以下に示

図1 筆者ら5),6)が地震基盤から工学的基盤までの増幅特性を推定しているポアホール強震観測点位置 (白丸で表示)

図2 地震基盤から工学的基盤までの増幅特性5),6)

すような判断に基づき選択した。ここで、工学的基盤とは仙台周辺に共通に存在する新第三紀層上面でS波速度 $V_s > 500 \text{ m/sec}$ かつN値 > 50 の地盤である5)。図1にはその12観測点の位置21),22)を活断層とともに示す。仙台市中心部には長町-利府線と呼ばれる北西上がり(ただし、北東方延長部では逆に南東上がり)の逆断層が存在し、その北西側に大年寺山断層と鹿落坂断層という副断層をともない、現在も活動的であるとされている23),24)。12観測点の表層地盤は、長町-利府線を境として西側では洪積層あるいは新第三紀の岩、東側では沖積層から成っているが最北のTAMAの極表層下は新第三紀前期中新世の岩となっている21),24)。

図2には筆者ら5),6)が推定している地震基盤から工学的基盤までの増幅特性を示す。これは上述の定義に基づく工学的基盤から地表までの増幅特性の影響を1次元波動理論により取り除いた、工学的基盤が露頭している場合の増幅特性である。いずれも、ある周波数までは周波数が高くなるほど増幅率が増大し、その周波数より高周波数ではほぼ平坦な増幅特性をもつ。この周波数は深い地下構造の違いを反映した地盤の1次卓越周波数に対応しているものと考えられ

図3 6つの地域のLアレーの微動観測点のうち解析に用いた観測点位置(外側の3点を結んで表示)

図4 アレー微動観測を実施したOKIN,ARAH,TRMA,TAMAで推定されている地震基盤から工学的基盤までの増幅特性5),6)

る。(a)の長町-利府線の東側の3つの観測点OKIN,NAGA,SHIRの増幅特性は類似しており、0.3~0.4Hz付近に1次卓越周波数がある。OKIN,NAGA,SHIRより東のARAHでは、1次卓越周波数がこれら3つの観測点より高くなり、(b)に示したようにARAHからNAKA,TAMAと北上するにつれより高周波数側に移行する。また、(c)に示した東側の観測点のうち北側のMIYA,TRMA,NAKAでは南側のOKIN,NAGA,SHIRと比較して1次卓越周波数が高く、東にいくほど高周波数側に移行する。これに対して(d)に示した長町-利府線の西側の4つの観測点ORID,THUV,TSUT,TRGAでは1次卓越周波数は顕著ではないものの、東側のOKIN,NAGA,SHIRと比較して1次卓越周波数は高周波数側にある。平均的S波速度を同じと仮定すると1次卓越周波数は基盤深さに対応する。このような仮定に立つと、長町-利府線の東側では海岸側の方が基盤深さが浅く、また北にいくほど浅くなること、長町-利府線の南よりの地域では長町-利府線をはさんだ西側の方が東側より基盤深さが浅いことが推測される。

アレー微動観測は仙台市とその周辺地域にある6つの地域で、それぞれ2つの異なるサイズのアレーにより観測を行った。以後小さい方のアレーをSアレー、大きいほうのアレーをLアレーと呼ぶものとする。図3には6つの地域のLアレーの観測点のうち解析に用いた

図5 OKINのSアレーの観測点配置

表1 アレー微動観測点とデータの概要

観測点	観測開始 時間 (月/日, 時:分)	観測 点数	最小観 測点間 距離(m)	最大観 測点間 距離(m)	インバージョ ンに用いた 周波数(Hz)	解析対象 時間区間 数
KATA	S 8/26, 21:53	10	64	508	1.0~2.4	62
	L 9/ 1, 11:25	8	478	3778	0.5~0.7	83
OKIN	S 8/27, 21:47	10	65	618	0.6~3.0	73
	L 8/27, 23:55	10	609	4100	0.5~0.6	84
ARAH	S 8/28, 22:16	9	48	662	0.6~2.0	45
	L 8/29, 0:19	6	759	2993	0.5~0.6	61
TRMA	S 8/29, 22:33	7	57	631	0.9~1.8	83
	L 8/30, 0:44	6	634	3495	-	71
TAMA	S 8/30, 21:17	8	101	960	-	-
	L 8/30, 23:15	8	571	3036	-	83
IWAN	S 8/31, 18: 8	7	74	806	0.5~2.0	83
	L 8/31, 21:13	8	652	4405	0.35~0.5	83

観測点を表示した。6つの地域のうちOKIN,ARAH,TRMA,TAMAの4地域では筆者らが地震基盤から工学的基盤までの地盤増幅率を推定している地点を中心観測点とした。図4にはこの4地点での地震基盤から工学的基盤までの増幅特性を改めて示す。長町-利府線の町線の西側の観測点としては地下230mまでPS検層がなされている^{7,25)} KATA(東北大学片平地区)を中心観測点として選んだ。KATAのLアレーのほぼ東端にTSUTが位置している。ARAH,OKIN,KATAは長町-利府線にほぼ直交方向に並ぶ。長町-利府線にほぼ平行するラインとして、TAMA,TRMA,OKINの他、その南に位置するK-net観測点であるIWAN(K-net観測点MYG015、岩沼市役所駐車場)を中心観測点とした観測も行った。以上の6つの地域は、アレー微動観測の中心点の表層地盤構造が既知であるという共通点がある。

図5にはOKINでのSアレーの観測点配置を示す。中心点の周りに3つの異なるサイズの三角形を配置した10点での同時観測を行っている。表1に6つの地域でのアレー観測点の概要を示す。6つの地域のLアレー、Sアレーともこのようなアレー配置を計画していたが、ARAHのSアレー観測途中からの豪雨のため一部の器材が不調となりそれ以降の観測では表1、図3に示すように解析に使用できる観測点数が少なくなった。計画よりもやや不規則な配置となったため、表1の最大観測点間隔は外側のアレーの最大と次に最大の観測点間の平均値、最小観測点間隔は最小と次に最小の観測点間の平均値を示した。Sアレーではサンプリング周波数100Hzで29分の速度波形の連続観測、Lアレーはサンプリング周波数50Hzで58分の変位波形の連続観測を行った。観測点位置はSアレーではディファレンシャルGPSにより測定し、Lアレーでは1万分の1の地図から読み取った。

使用したシステムは、コントロール局からの無線指令により各観測点に配置した収録装置(東京測振製CR-650)が収録を開始する無線制御システムである。刻時信号も5分おきに無線で発信されるため、たとえ無線によるトリガーがかからなかったとしても記録の同時性を確保できる。収録装置による各地点での収録には内蔵水銀電池でバックアップされたICカードを用いている。センサーは3成分のフィードバック型速度計(東京測振製VSE-11C,12C,40秒型)であり、0.025~70Hzでフラットな振幅特性をもつ。

3. 観測記録の概要とF-K解析

Sアレーでは40.98秒、Lアレーでは81.96秒の時間区間で半幅をオーバーラップさせながら波形を切り出し、それぞれの区間の波形

図6 6つの地域のSアレーで観測された波形の速度フーリエスペクトル(40.96秒の時間区間で切り出されたSアレーの全区間・全観測点のスペクトルの平均値)

ごとにCapon²⁶⁾の最尤法に基づきF-K解析を行い、位相速度を推定した。本研究では、解析には上下成分のみを用いている。表1には、F-K解析を行った各観測点での時間区間関数を示す。図6には、Sアレーの全観測点での時間区分した全データの数値フーリエスペクトルの平均値を6つの地域毎に示す。地下33mでS波速度1400m/secの岩が存在するTAMA²¹⁾では高周波数領域でのレベルが他の観測点と比較して1/3~1/50と小さいという特徴が見られる。一方、0.3Hz以下では観測点による差は非常に少なくなっている。図7にはOKINのSアレーの0.5~3Hzの速度フィルター波を例として示す。10観測点において波形形状が類似していることが確認できる。

図8に得られたF-Kスペクトルの例を示す。2.0Hz、1.2Hz、0.9Hzは図7に示した時間区間(OKINのSアレー)でのF-Kスペクトルであり、0.55HzはOKINのLアレーで得られたF-Kスペクトルである。F-Kスペクトルが最大ピークとなる波数から位相速度を算出している。最大ピークとなる波数は0から図6に示したようなあらかじめ指定した波数の範囲で探索されるため、位相速度の最小値は指定した波数により規定されるが、最大値は無限大まで求まる可能性がある。実際、Lアレーの低周波数領域では、レイリー波の位相速度としては物理的に考えられない大きな位相速度が推定されるケースがあった。上部地殻のS波速度は3500m/sec程度と考えられており²⁷⁾、レイリー波の基本モードの位相速度がこれより大きいことは物理的に考えられないこと、最大観測点間隔が最大波長のほぼ1/2以下となることから、位相速度4500m/sec以上のデータは除いた。周波数が低くなるほど除かれるデータは増大する傾向にあるが、インバージョンに用いた周波数範囲(表1)では、除かれたデータはほとんどの場合数%以下である。

F-K解析により得られた各時間区間毎の位相速度分布をヒストグラムにしたものをOKINを例に図9に示す。横軸は位相速度(m/sec)

図7 OKINのSアレーで観測された速度波形の例(0.5~3.0Hzのフィルター波)

の対数の値である。2.0Hz、1.2Hz、0.9HzはSアレー、0.55HzはLアレーから推定された位相速度である。なお、Lアレーの0.55Hzのケースでは、位相速度4500m/sec以上のデータはない。位相速度の対数を横軸にするとほぼ対称形となるが、ややとび離れたデータがいくつかみられる。そこで、対数で位相速度の平均値と標準偏差を求め、これを用いて有為水準0.05のトンプソン棄却検定²⁸⁾によりとび離れたデータが母集団本来のばらつきの範囲内であるか否かの検定を行った。そして、ばらつきの範囲外と検定されたデータを除いて再び対数で平均値と標準偏差を求めこれを観測値とした。図9のヒストグラムにおいて黒塗のデータが検定により除かれたデータである。表1に示したインバージョンに用いた周波数範囲内では、各周波数毎に数%のデータが除かれている。

以上のようにして推定された位相速度の平均値と標準偏差をOKINのSアレーとLアレーについて図10に示す。図10には両アレー

図8 OKINで観測された微動のF-Kスペクトルの例

図9 OKINで推定された位相速度のヒストグラム(黒塗の部分はトンプソン棄却検定により除かれたデータ)

のナイキスト周波数から決まる高周波数側の検知限界¹⁰⁾も示した。Sアレーの最大周波数、Lアレーの最小周波数は、両者の位相速度がほぼ一致する周波数範囲をとった。Sアレーの最小観測点間隔の5～6倍の波長まで推定位相速度はLアレーのものとはほぼ一致している。ARAHとIWANでもSアレーの最小観測点間隔の5～6倍の波長でLアレーとはほぼ同じ位相速度が得られている。なお、KATAとTRMAでは、SアレーとLアレーで共通する周波数で安定した位相速度が得られていない。

図11には6つの地域で得られた位相速度の平均値を示す。TAMAのSアレーでは安定したF-Kスペクトルのピークがみられなかったため、1Hz以上の高周波数領域での位相速度が推定されていない。この原因として、上述のように(図6)、岩盤上の観測点であるTAMAの高周波数領域のスペクトルレベルが小さく、アレー内をコヒーレントに伝播する波動が少なかった可能性が考えられる。

4. 地下構造の推定

位相速度の平均値とレイリー波の基本モードがあうように修正準ニュートン法²⁹⁾によりS波速度構造のインバージョンを行った。表層地盤構造はPS検層結果²¹⁾とボアホール強震記録から同定されたS波速度^{7,22)}で固定し、これより深い地下構造を推定した。インバージョンの対象としたパラメータは、既往の文献に基づき仙台地域に広く分布していると仮定した共通の2つの層の層厚である。ただし、

図10 OKINのSアレーとLアレーで推定された位相速度の平均値と標準偏差

図11 6つの地域でのF-K解析により推定された位相速度の平均値

K-net観測点であるIWANでのPS検層は地下20mまでであり、共通の層まで達していないため、地下17～20mに存在するS波速度410m/secの層の層厚もインバージョンの対象としている。

2層のうち上層のS波速度は850m/secと仮定したが、これはKATAで地下230mまでS波速度850m/sec程度の層が連続しているというPS検層結果に基づいている^{7,25)}。下層のS波速度は1700m/secと仮定した。これは、IWANの南西約10kmの地点においてS波速度1600m/sec～2000m/secの層が地下約150mから400mまで存在しているというPS検層結果³⁰⁾と、TAMAの地下33mにS波速度1400m/secの層が存在しているというPS検層結果²¹⁾に基づいている。S波速度850m/secの層は新第三紀鮮新世の仙台層群の下部

表2 地下構造(アンダーラインは推定したパラメータである層厚、括弧内は強震記録に基づく推定値)

KATA					TRMA				
層厚(m)		S波速度 (m/sec)	P波速度 (m/sec)	密度 (t/m³)	層厚(m)		S波速度 (m/sec)	P波速度 (m/sec)	密度 (t/m³)
初期値	推定値				初期値	推定値			
8.0		370.0	1200.0	1.70	1.3		87.4	290.0	1.60
92.0		500.0	2000.0	2.00	0.7		87.4	290.0	1.75
100.0	200.1	850.0	2000.0	2.10	2.3		87.4	690.0	1.75
800.0	597.7	1700.0	3300.0	2.34	12.0		184.1	1630.0	1.75
-	-	3500.0	6100.0	2.70	3.0		243.6	1630.0	1.70
OKIN					5.2		186.4	1630.0	1.70
層厚(m)		S波速度 (m/sec)	P波速度 (m/sec)	密度 (t/m³)	21.5		398.1	1870.0	1.90
初期値	推定値				初期値	推定値			
2.7		110.7	640.0	1.60	12.8		604.4	1870.0	2.00
3.3		110.7	1770.0	1.60	2.7		363.3	1870.0	1.80
2.0		250.1	2150.0	1.95	4.4		563.8	1870.0	2.00
3.8		467.2	2150.0	2.00	5.4		394.2	1870.0	1.85
2.1		227.0	2100.0	1.65	7.7		416.0	1870.0	1.90
2.8		227.0	2100.0	1.80	150.0	158.1	850.0	2000.0	2.10
5.3		415.5	2000.0	2.00	400.0	203.0 (300)	1700.0	3300.0	2.34
19.8		530.1	2000.0	2.10	-	-	3500.0	6100.0	2.70
7.8		653.3	2000.0	2.10	TAMA				
12.4		562.8	1600.0	2.00	層厚(m)		S波速度 (m/sec)	P波速度 (m/sec)	密度 (t/m³)
100.0	351.1	850.0	2000.0	2.10	初期値	推定値			
800.0	677.4	1700.0	3300.0	2.34	1.6		240.0	430.0	1.70
-	-	3500.0	6100.0	2.70	1.2		570.0	1200.0	1.85
ARAH					2.9		570.0	1200.0	2.00
層厚(m)		S波速度 (m/sec)	P波速度 (m/sec)	密度 (t/m³)	4.8		870.0	1600.0	2.10
初期値	推定値				14.5		870.0	2000.0	2.20
2.0		122.8	290.0	1.70	7.5		1100.0	2500.0	2.25
4.0		161.0	1570.0	1.80	-	(200)	1700.0	3300.0	2.34
8.0		261.4	1570.0	1.80	-	-	3500.0	6100.0	2.70
6.9		192.1	1570.0	1.75	IWAN				
4.9		192.1	1150.0	1.75	層厚(m)		S波速度 (m/sec)	P波速度 (m/sec)	密度 (t/m³)
5.3		105.5	1150.0	1.75	初期値	推定値			
3.9		397.4	1660.0	1.95	2.0		100.0	370.0	1.56
14.7		570.0	1660.0	1.90	2.0		100.0	1600.0	1.62
25.9		610.0	1880.0	1.85	4.0		180.0	1600.0	1.74
200.0	180.2	850.0	2000.0	2.10	9.0		250.0	1600.0	1.85
400.0	294.4	1700.0	3300.0	2.34	3.0	79.1	410.0	1600.0	1.97
-	-	3500.0	6100.0	2.70	100.0	266.0	850.0	2000.0	2.10
					800.0	565.9	1700.0	3300.0	2.34
					-	-	3500.0	6100.0	2.70

工学的基盤位置22)

▶ 工学的基盤位置²²⁾

図12 F-K解析により推定された位相速度の平均値と地下構造の初期値及び推定値を用いたレイリー波基本モードの理論分散曲線との対応関係

(竜の口層、亀岡層)、後期中新世の秋保層群、志田層群に相当し、S波速度1700m/secの層は中期・前期中新世の名取層群、松島湾層群に相当するものと考えられる^{24),31)}。基盤速度は、地震の走時異常のインバージョンから推定されている東北地方の上部地殻のP波速度のコンターマップ³²⁾と、北上山地での屈折法探索から推定されている上部地殻のP波速度とS波速度²⁷⁾を参考に、P波速度6.1km/sec、S波速度3.5km/secとした。

パラメータとする層の層厚の初期値は、S波速度850m/secの層厚については渋谷⁷⁾が推定した仙台市内8箇所でのS波速度830m/secの層の層厚を参考にした。S波速度1700m/secの層の層厚については、図4に示したボアホール強震記録から推定している地震基盤から工学的基盤までの増幅特性^{5),6)}を参考にした。表2に初期モデルを推定した層厚とともに示す。

図12には、TAMAを除く5つの観測点でのF-K解析に基づく位相速度の平均値と標準偏差、初期モデルとインバージョンモデルに基づくレイリー波の基本モードの分散曲線を示す。表1にはインバージョンの対象とした周波数範囲を示す。SアレーとLアレーの最小周波数は、最小観測点間隔から決まるナイキスト周波数、及びF-Kスペクトルに異なる速度を示す多数のピークがみられないことを考慮して決定した。低周波数側の検知可能な周波数限界は最大観測点間隔の1/2～1/6の波長となる周波数といわれており例えば^{10),13),14),16)}、本研究では安全側の1/2をLアレーの検知限界とした。表1において、SアレーとLアレーで共通する周波数では両者で得られた位相速度がほぼ一致しており、両者の平均値を解析に用いた。TRMAではS波

図13 OKINとARAHでの地震基盤から工学的基盤までの増幅率

図14 KATAでの地震基盤から工学的基盤までの増幅率(強震記録に基づくものKATAに一番近いTSUTでのもの)

図15 TRMAでの地震基盤から工学的基盤までの増幅率(理論増幅率ではS波速度1700m/secの層厚Dを変化させた)

図16 TAMAでの地震基盤から工学的基盤までの増幅率(理論増幅率ではS波速度1700m/secの層厚Dを変化させた)

速度1700m/secの層の層厚推定に重要な周波数において、F-K解析により安定した位相速度が得られていないため、インバージョンはSアレーで位相速度が求められている周波数帯域のみで行った。OKINの高周波数領域を除いて、インバージョンモデルにより、F-K解析に基づく位相速度がよく説明されていることが確認できる。OKINの高周波数領域は、固定している表層S波構造を変化させないと合わせることができない。これは強震計が設置されているOKINの表層構造が、OKINのSアレー領域の平均的な表層構造を代表していない可能性を示唆している。

図13には、インバージョンに基づく地下構造を用いたS波の1次元地盤増幅率と強震記録から推定されている増幅率との比較をOKINとARAHについて示す。両者とも地震基盤(S波速度3500m/secの基盤)から工学的基盤までの増幅率であり、前述の定義に基づく工学的基盤の位置は表2に示した。なお、いずれも表2に示した位置で工学的基盤が露頭している場合の増幅率である。OKINとARAHの強震記録から推定された増幅率にみられた1次卓越周波数の違いが、理論の増幅特性でほぼ説明できる。理論増幅率の1次卓越周波数の方がやや小さい傾向があるが、これは鉛直入射の場合の計算であるから理論的に考えられるピーク周波数の最小値を意味しており、入射

角の変動により高周波数側にシフトすることが期待される。増幅率のレベルの差の原因として、理論に用いた地下構造の層数が少ないこと、理論計算で仮定した $Q=110f^{0.69}$ が地震基盤から工学的基盤までの地盤に対するものでないこと⁵⁾、強震記録から増幅率推定の際の継続時間がJennings型包絡形にフィッティングするように定義されているため純粋な直達S波部分より長いこと^{5),22)}などが考えられる。図14にはKATAでインバージョンされた地下構造を用いたS波の1次元地盤増幅率と、TSUT(図1)での強震記録に基づく地震基盤から工学的基盤までの増幅率の比較を示す。この場合も、両者の増幅率の1次卓越周波数にはよい対応がみられる。

同様の増幅率の比較をTRMAについて図15に示す。太点線がインバージョンされた地下構造を用いた理論増幅率であり、ARAHやOKINと比較して強震記録から推定された増幅率との一致度が悪い。上述のようにTRMAでは微動データによりS波速度850m/secの層の層厚は拘束がきいて求められているが、S波速度1700m/secの層の層厚の分解能が小さいためこの層の層厚をインバージョン結果の203mの他、300m、400mにした場合の理論増幅率も示した。S波速度1700m/sの層を300mとした場合に強震記録に基づく増幅率と整合する。TAMAでも、強震記録に基づく増幅率を用いてS波速度1700m/secの層の層厚の推定を試みた。1700m/secの層の層厚を200、250mとした場合の理論増幅率と強震記録に基づく増幅率を図16に示す。200mの層厚で強震記録に基づく増幅率の1次卓越周波数をほぼ説明できる。なお、このように強震記録に基づく増幅率を利用して推定した層厚は表2に括弧内に表示した。また、このような層厚を用いて計算されるRayleigh波基本モードの位相速度は、TRMAのSアレー、TAMAのLアレーで得られた位相速度をほぼ説明できることを確認している。

以上のようにして得られたS波速度構造を長町-利府線に直交する断面と平行する断面について図17に示す。TRMA、TAMAでの1700m/secの層厚は、強震記録から推定された増幅率をほぼ説明する層厚(TAMAで200m、TRMAで300m)を示した。長町-利府線の西にあるKATAでの基盤深さは約900m、東にあるOKINでは1100mでありその差は約200mと推定された。OKINから5.5km東のARAHでは基盤深さが540mも浅くなるという急激な変化がみられる。長

図17 6つの地域において推定された地下構造(太点線=S波速度850m/secの層、太実線=S波速度1700m/secの層)

町-利府線に平行する断面では、北側のTAMAからTRMA, OKINと南下するにしたがってS波速度850m/secの層、1700m/secの層とも層厚が厚くなり基盤深さが深くなるのがわかる。TRMAの地下構造はARAHと類似しており、6km離れているOKINとの基盤深さの差が大きい。OKINから水平距離で13.6km離れているIWANでは基盤深さが920mとOKINと比較してやや浅いもののその差は同程度離れたTAMAとOKINの差と比べるとずっと小さい。

5. まとめ

本研究では、深い地下構造がほとんど未知といってよい仙台市とその周辺の6地域でアレー微動観測を行い、地震基盤に至る深い地下構造の推定を試みた。その結果、4地域における地下深部S波速度構造がアレー微動観測記録により推定できた。そして、得られた地下構造を用いたS波の1次元理論増幅率と筆者らがボアホール強震記録から推定している地盤増幅率とはその周波数特性がよく対応することが確認された。この結果から、逆に、アレー微動記録のみからは拘束のきいた地下深部S波速度構造を推定することが困難であった残りの2つの地域でも、ボアホール強震記録から推定している地盤増幅率の情報と併せることにより、その地下深部S波速度構造の推定を行うことができた。以上のようにして、仙台市中心部を南北に縦断する長町-利府線をまたがる直交方向と東側の平行方向の地下深部S波速度構造が推定された。

アレー微動観測後の1996年9月～1997年4月にかけてOKIN周辺でアレー地震観測を実施しており、今後このデータをもとに今回得られた基盤深さ及び基盤上面のS波速度の検証を行う予定である。

謝辞

微動観測に際しては、清水建設の佐藤俊明・早川崇・渡辺基史・片岡俊一の各氏、東北大学工学部の三辻和弥・渡慶次ファンカルロス・井上尚大・徳光亮一・丸山倫幸の各氏の御協力を得ました。東北大学の栗田哲助教授には、観測点選定に際して有意義なご助言を頂きました。建設省建築研究所の大川出氏、鹿嶋俊英氏、小山信氏、東北大学の佐々木達夫技官には、観測点の観測許可等に関して便宜をはかっていただきました。また、小・中学校の関係者をはじめ多数の市民の方々に観測場所を提供して頂きました。この研究は、このような多くの方々のお力添えがあつてはじめて可能となったものであり、心より感謝致します。また、建設省建築研究所と(社)建築研究振興協会の共同研究として実施されている仙台高密度強震観測事業のボアホール観測点と防災科学技術研究所のK-net観測点(MYG015)の表層地盤情報を使用させて頂きました。

参考文献

- 1) 宇佐美龍夫：新編日本被害地震総覧、東京大学出版会、1991。
- 2) 活断層研究会編：新編日本の活断層-分布図と資料、東京大学出版会、1991。
- 3) 松田時彦：活断層から発生する地震の規模と周期について、地震、第28巻、pp.269-283、1975。
- 4) 石川裕、奥村俊彦：活断層を考慮した主要都市の地震危険度評価、清水建設研究報告、第64号、pp.33-40、1996。
- 5) 佐藤智美、川瀬博、佐藤俊明：表層地盤の影響を取り除いた工学的基盤波の統計的スペクトル特性、仙台地域のボアホールで観測された多数の中小地震記録を用いた解析、日本建築学会構造系論文集、No.462、pp.79-89、1994。
- 6) 佐藤智美、川瀬博、佐藤俊明：観測記録から同定した地震動の統計的特性と地盤の非線形性を考慮した強震動予測、日本建築学会構造系論文集、No.463、pp.27-37、1994。
- 7) 渋谷純一：地盤構造と強震動の破壊力特性に関する研究、東北大学博士論文、1985。
- 8) 竹沢要一、小林啓美、斉藤芳人、島田三朗：仙台地域における地震基盤

- 深さの推定、日本建築学会学術講演梗概集、pp.503-504、1991。
- 9) Kobayashi H. and S. Midorikawa : A semi-empirical method for estimating response spectra of near-field ground motions with regard to fault rupture, Proceedings of the Seventh European Conference on Earthquake Engineering, pp.161-168, 1982.
- 10) Horike, M. : Inversion of phase velocity of long-period microtremors to the S-wave-velocity structure down to the basement in urbanized areas, J. Phys. Earth, Vol.33, pp.59-96, 1985.
- 11) Matsushima, T. and H. Okada : Determination of deep geological structures under urban areas using long-period microtremors, Butsuri-Tansa, Vol.43, No.1, pp.21-33, 1990.
- 12) Sato, T., H. Kawase, M. Matsui, and S. Kataoka : Array measurement of high frequency microtremors for underground structure estimation, Fourth International Conference on Seismic Zonation, Vol.II, pp.409-416, 1991.
- 13) 山中浩明、武村雅之、石田寛、池浦友則、野澤賢、佐々木透、丹羽正徳：首都圏西部におけるやや長周期微動の観測とS波速度構造の推定、地震、第47巻、第2号、pp.163-172、1994。
- 14) 時松孝次、新井洋、浅香美治：微動観測から推定した神戸市住吉地区の深部S波速度構造と地震動特性、日本建築学会構造系論文集、No.491、pp.37-46、1997。
- 15) 川瀬博、佐藤智美、片岡俊一、佐藤俊明、野田静男、真下貢：アレー微動による都市部における地下構造探査法(その1) 測定条件に対する検討、日本建築学会大会学術講演梗概集、pp.493-494、1994。
- 16) 佐藤智美、川瀬博、片岡俊一、早川崇、西村功、中村亮一：アレー微動による都市部における地下構造探査法(その2) 検知限界にに対する検討と地下構造、日本建築学会大会学術講演梗概集、pp.495-496、1994。
- 17) 川瀬博、入倉孝次郎、岩田知孝、佐藤智美、早川崇：1994年ノースリッジ地震被害地域における地盤構造調査、日本地震学会講演予稿集、No.2、C28、1995。
- 18) 佐藤智美、川瀬博、岩田知孝、入倉孝次郎：アレー微動観測による1994年ノースリッジ地震被害地域における地下速度構造の推定、地震学会講演予稿集、No.2、C18、1996。
- 19) 片岡俊一、川瀬博：神戸市東灘区における微動と発破観測記録の表面波解析、地球惑星科学関連学会合同大会予稿集、pp.126、1997。
- 20) 佐藤智美、川瀬博、松島信一、杉村義弘：アレー微動記録に基づく仙台市とその周辺地域における地下構造の推定、地球惑星科学関連学会合同大会予稿集、1997。
- 21) Kitagawa Y., I. Ohkawa, and T. Kashima : Dense array observation and analysis of strong ground motions at sites with different geological conditions in Sendai, BRI Research Paper, No.139, 1994.
- 22) 佐藤智美、川瀬博、佐藤俊明：ボアホール観測記録を用いた表層地盤同定手法による工学的基盤波の推定及びその統計的経時特性、日本建築学会構造系論文集、No.461、pp.19-28、1994。
- 23) 今泉俊明：東北地方南部の活断層、西村嘉助先生退官記念地理論文集、pp.21-26、1980。
- 24) 北村信、石井武政、寒川旭、中川久夫：仙台地域の地質 地域地質研究報告5万分の1地質図幅、地質調査所、1986。
- 25) 平沢朋郎、山本清彦、石井紘、浅田秋江、渋谷純一、鈴木保典：仙台市片平における地盤の弾性波速度測定、日本地震学会講演予稿集、No.2、pp.197, 1981。
- 26) Capon J. : High-resolution frequency-wave-number spectrum analysis, Proc. IEEE, Vol.57, pp.1408-1418, 1969.
- 27) Iwasaki T., T. Yoshii, T. Moriya, A. Kobayashi, M. Nishiwaki, T. Tsutsui, T. Iidaka, A. Ikami, and T. Masuda : Precise P and S wave velocity structures in the Kitakami massif, Northern Honshu, Japan, from a seismic refraction experiment, J. Geophys. Res., Vol.99, No.B11, pp.22187-22204, 1994.
- 28) 石村貞夫：統計解析のはなし、東京図書、1994。
- 29) Fletcher, R. : FORTRAN subroutines for minimization by quasi-Newton methods, Report R7125 AERE, Harwell, England, 1972.
- 30) 清水昭男、阿部健一、嶋田剛、粕田金一：KASSEM設置地点における地盤定数と観測地震波の解析、熊谷技報、第39号、pp.111-122、1986。
- 31) 生出慶司、藤田至則：岩沼地域の地質 地域地質研究報告5万分の1地質図幅、地質調査所、1975。
- 32) Zhao D. : A study on the three-dimensional crustal structure of the Northeastern Japan arc, 東北大学修士論文、1988。

(1997年6月9日原稿受理、1997年8月6日採用決定)