

## 微動アレー観測による岡崎平野北部の地下構造探査

Geological Structure Survey in the Northern part of the Okazaki Plain by Microtremor Array Observation

富田玄武† 倉橋奨†† 正木和明†††

Genbu TOMITA, Susumu KURAHASHI, Kazuaki MASAKI

**Abstract:** The Okazaki Plain located in the Aichi Prefecture is one of most industrial area eminent Japan, and also the region where severe damages are predicted by the future large earthquakes such as Tokai / Tohankai earthquakes. An geological structure survey was performed by the Aichi Prefecture in 2001-2004. However, the detail structure of the northern part of the Plain does not have understood yet by poor data of surveys. Therefore, the microtremor array observations were performed to obtain detail structure in this area. In this study, the SPAC method was used for obtaining dispersion curve of Rayleigh wave. S-wave velocity structures at 11 sites were estimated by inversion technique GA. The surveyed results obtained in this study were similar to the results by Aichi Prefecture. Three dimensional structure including basement rock was estimated by integrated the data by the conventional findings (Borehole data and Aichi Prefecture, 2001-2004) and microtremor array survey (Hibi *et al.*, 2005). The depth of basement rock is shallow in south-eastern area and deep in north-western area, that is, the basement inclines toward north-western direction. Earthquake records were estimated by using the structure obtained in this study and compared with ones recorded. The structures obtained in this study can explain the observed records.

### 1. 序論

#### 1.1 背景

1995 年の兵庫県南部地震以降、地震動の特性は表層地盤だけでなく、岩盤に至る深部地盤の構造も強く関与していることが明らかになった(釜江・入倉：1997)<sup>1)</sup>。また文科省によると、基盤形状によっても振動が喚起され、地震波増幅に影響をもたらすことも明らかになっている。そして、人口が集中する我が国の都市部は大部分が堆積地盤上に位置していることから、その地震防災対策は重要となっている。

こうしたことから、文科省は関東平野を初めとする全国の大規模堆積平野において地下構造探査を実施した。愛知県では、平成 11 年～16 年にかけて濃尾平野や三河地域堆積平野で反射法探査、重力探査、微動アレー探査

などによる地下構造探査が行われた(愛知県：2000)<sup>2)</sup>。

地下構造を推定する手法として微動アレー探査法があるが、この探査法は反射法や屈折法などの弾性波探査と比べ、比較的容易に行えることから近年注目されており、関東平野(山中ほか：1999、松岡ほか 2002)<sup>3)4)</sup>や大阪平野(香川ほか：1998)<sup>5)</sup>を初め、各堆積平野で盛んに実施されている。

#### 1.2 研究の目的

三河地域は日本有数の産業地域であると同時に、長周期成分が卓越すると考えられる東海・東南海型地震で大きな被害が危惧される。そのため、この地域の強震動特性を明らかにすることは重要である。岡崎平野では平成 13 年～16 年にかけて愛知県による地下構造探査が行われたが、平野の北部の方では詳細なデータが少なく、不明な点が多い。

そこで本研究では、岡崎平野の北部において微動アレー観測を実施し、基盤を含む地盤構造を推定することを目的とする。

† 愛知工業大学大学院 建設システム工学専攻  
†† 愛知工業大学大学院 生産・建設専攻(豊田市)  
††† 愛知工業大学工学部都市環境学科(豊田市)

## 2. 微動アレー観測

### 2.1 微動アレー探査の概要

微動アレー探査とは、地表面を伝播する微小な振動(微動)を多点に配置した地震計(アレー配列)で観測し、微動に含まれる表面波の分散曲線(位相速度と周波数の関数)を求め、逆解析によって地盤構造(S波速度構造)を推定する探査法である。

この探査法は反射法探査やボーリング探査に比べ、比較的簡便に行え、環境に与える影響が少ないのが特徴である。しかし、一方では一次元的な構造にとどまり、また物理探査ハンドブック(1998)<sup>6)</sup>によれば、地盤構造を並行成層構造として推定することから、精度が劣るといふ問題点もある。図1に微動アレー探査の概略図を示す。

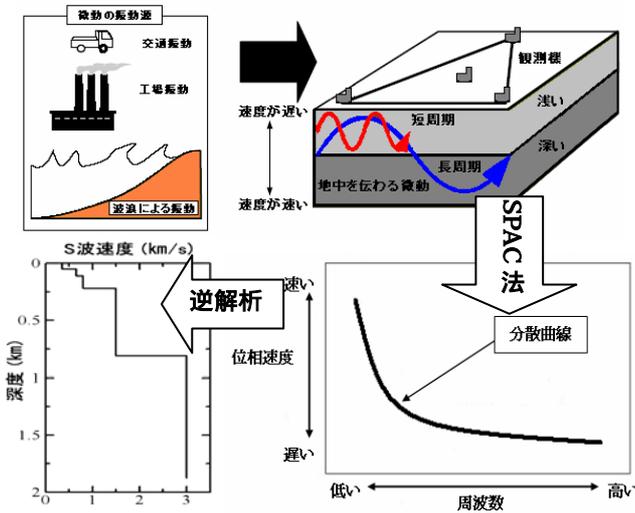


図1 微動アレー探査の概略

### 2.2 表面波の分散

微動アレー探査では、微動の発生源は地表面が主であることから、微動の主成分は表面波と仮定している。また表面波には、水平成分のラブ波と上下成分のレイリー波が存在する。

また、表面波がどれだけ深い地盤に影響されているかは波長の波長に影響される。地震波の波長  $(m)$  を波動の伝播速度  $C(m/s)$  に周期  $T(s)$  を乗じたもので、次式のように表すことができる。

$$= C \times T$$

表面波が地盤を伝播する際、長周期成分の波ほど深い地盤構造の影響を受ける。そして深い地層ほど波の伝播速度(位相速度)が速い。つまり長周期の波ほど速度が速く、短周期の波ほど速度が遅い。この様子を図2に示す。このように表面波には周波数によって伝播速度が異なる「分散」と呼ばれる性質があり、この分散性はその場所の地盤構造の影響を受けていると考えられる。そのため、

この分散性を満足するような層構造を求めることにより、その地点の地盤構造を推定することが出来る。

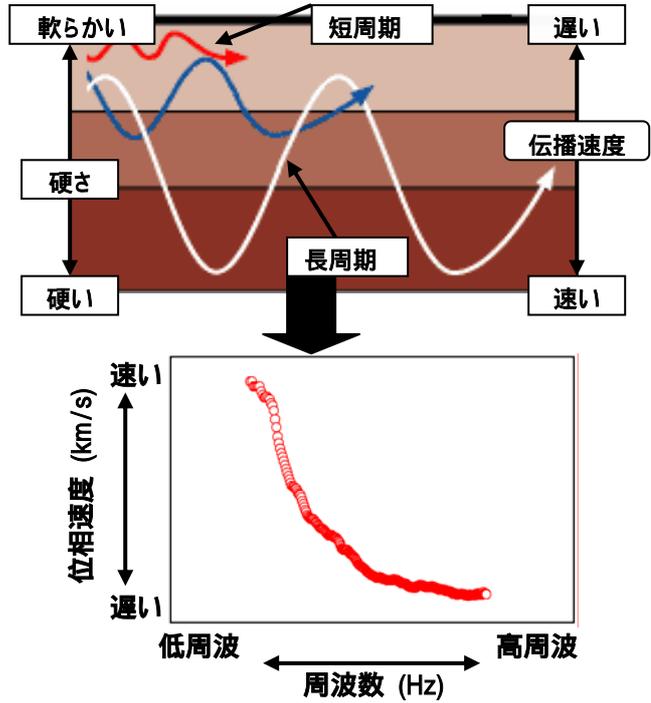


図2 表面波の分散性

### 2.3 地盤構造の推定方法

アレー観測で得られたレイリー波の分散曲線からS波速度構造を直接求める方法は現在ない。

そこで、アレー直下の構造は並行成層からなるものと仮定し、地盤モデルをいくつか作成する。そして仮定した地盤モデルから理論分散曲線を作成し、観測分散曲線と比較して最も近似しているものをその地点の地盤構造とする。

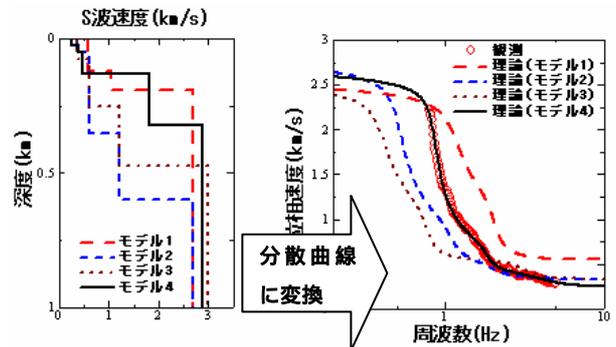


図3 地盤モデル推定の流れ

### 2.4 観測地点

図4に本大学が行ったアレー観測地点を示す。印が本年度、印が2005年度に観測を行った地点である。当該地域では愛知県による反射法地震探査、微動アレー観測による地盤調査が行われており、本研究ではそれらの観測点を補間する地点で観測を行った。

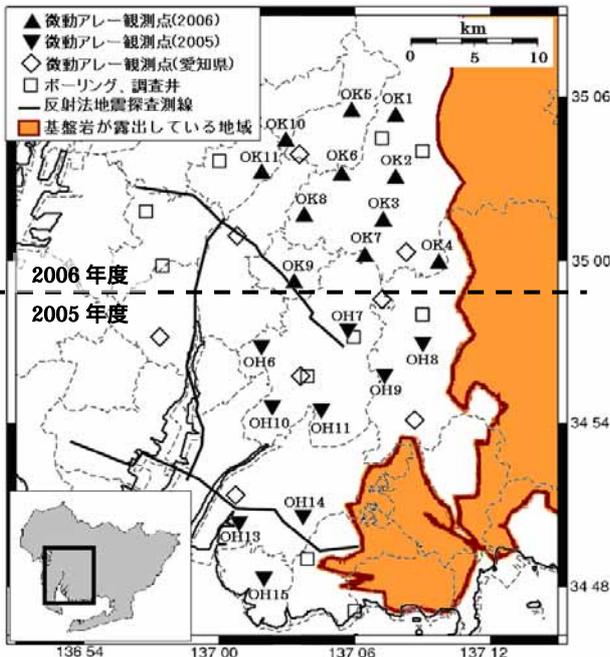


図4 観測地点(▲:本年度、▼:2005年度)

### 2・5 観測概要

アレー観測では一般にアレーサイズの4~5倍の深度まで推定出来ると言われている。愛知県調査によると、岡崎平野における基盤深度は東部から西部にかけて深くなっていることを考慮して、今回は表1に示すように、アレーの半径を山地に近い東部は小さく、西部に向かうほど大きくした。

表1 各地点のアレー半径

観測地点	OK1	OK2	OK3	OK4
Lアレー(m)				
Mアレー(m)	250	250	350	250
Sアレー(m)				
観測地点	OK5	OK6	OK7	OK8
Lアレー(m)		500	500	700
Mアレー(m)	350			
Sアレー(m)		150	150	200
観測地点	OK9	OK10	OK11	
Lアレー(m)	700	700	700	
Mアレー(m)				
Sアレー(m)	200	200	200	

観測に用いた観測機器とアレー形状を図5に示す。アレー形状は大きさの異なる2つの正三角形を重ねた形を基本形とし、その頂点と中心点の計7点に上下動地震計を設置して同時観測を行った。

観測に使用した地震計は、振動技研(株)製速度計(固有周期5秒)、記録器は白山工業(株)製 DATA-MARK LS-800SHで、観測に先立ってハドルテストを行い各地震計の特性の一致を確認している。各アレーについてサ

ンプリング周波数は100Hzで、観測時間は60分、7台の地震計の時刻はGPSによって同期した。観測日時は2006年9月13~22日であり、観測時刻は昼間とした。

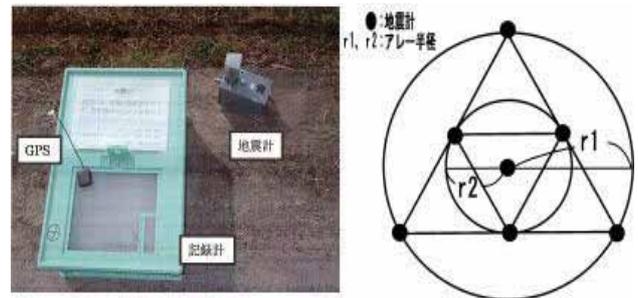


図5 観測機器(左)とアレー形状(右)

### 3. 解析の概要

#### 3・1 位相速度の検出

微動から表面波の位相速度を求める方法には、現在、周波数-波数法(以下F-K法(Capon *et al*: 1960)<sup>7)</sup>)と空間自己相関法(以下SPAC法(AKI *et al*: 1957)<sup>8)</sup>)の2つがある。どちらも微動を一種の確率過程論に基づいて扱っているが、今回の観測地点は基盤が傾斜していることも考え、広範囲に観測点を必要とするF-K法では「並行な成層構造」が崩れる恐れもあるので、本研究ではSPAC法を用いた解析を行い位相速度を求めた。

#### 3・2 空間自己相関法(SPAC法)

SPAC法は、以下に示すように

- (1)微動は水平方向に伝わる平面波から構成され、時間的にも空間的にもスペクトルが一定
  - (2)微動は表面波(レイリー波)で構成されており、その中の基本モードが卓越している
- という2つの仮定から成り立っている。この仮定が満たされれば、距離rだけ離れた2つの地震計で観測された微動の空間自己相関係数  $(f, r)$  は、ベッセル関数と式の関係が成立する。

$$(f, r) = J_0(x) = J_0(2 \pi fr / C_0(f))$$

式の関係から

$$C_0 = 2 \pi fr / x$$

となり、位相速度を計算することが出来る。

#### 3・3 地盤構造の推定

観測によって得られた位相速度から速度構造を求める逆解析に簡便な方法は無い。よって既往の地盤構造を参考にして理論分散曲線を計算し、観測分散曲線と近似するまで計算を繰り返し、一番フィッティングする最適なモデルを推定地盤構造とする。本研究では遺伝的アルゴリズム(以下GA(山中ほか: 1995)<sup>9)</sup>)を用いた。

### 3・4 遺伝的アルゴリズム(GA)

GA は、自然淘汰に基づく生物の進化過程を模擬した数理的なモデルであり、組み合わせ最適化問題の解法として用いられている。

本研究では、逆解析を行うためのS波速度はPS検層の値を、層厚は観測地点付近の既往のデータから推定した。解析方法としてS波速度、層厚を固定してパラメータに制約を加える神野ほか(2001)<sup>10)</sup>の方法を参考に

- (1)PS 検層によって与えられた各層ごとのS波速度の値を初期値として固定し、層厚のみをパラメータとして解が安定するまで繰り返した。
- (2)手順(1)で得られた層厚の値を初期値として固定し、今度は S 波速度をパラメータとして解が安定するまで繰り返した。

という方法で地盤構造を推定した。GA の探索範囲は、堆積層での S 波速度は±50%、基盤での S 波速度は±1.0%、層厚は±50%とした。また、解析の結果が良く分散曲線とフィッティングしていても、地盤構造が想定した地盤構造モデルである表 2 の範囲内に入らない構造は不適切と判断して解析を行った。

表 2 想定した地盤構造モデル

	層厚(km)	S波速度構造(km/s)
1 層目	0.02 ~ 0.10	0.15 ~ 0.45
2 層目	0.05 ~ 0.35	0.48 ~ 0.65
3 層目	0.05 ~ 0.25	0.80 ~ 1.80
4 層目		2.70 ~ 3.30

### 4. 解析結果

図 6 に今回観測を行った地点に対して A-A' ~ D-D' の 4 つの測線を示す。また、図中の は愛知工業大学による強震観測ネット(AI-net)の設置点である

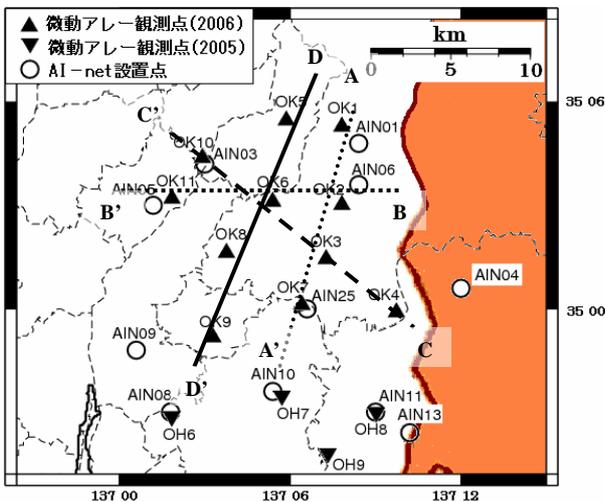


図 6 本年度観測点の測線

図 7 ~ 図 10 に A - A' ~ D - D' 測線近傍における観測地点の分散曲線と S 波速度構造図を示す。

A - A' 測線 ~ D - D' 測線に沿って得られた S 波速度構造モデル(モデル内にある数字は S 波速度を示す(単位は km/s))を図 11 ~ 図 14 に示す。A - A' 測線の基盤深度は北(OK1)から南(OK7)にかけて傾斜しており、B - B' 測線は東(OK2)から西(OK11)に、C - C' 測線は南東(OK4)から北西(OK10)に、D - D' 測線は OK5 の地点で基盤深度が深く推定され、OK6 の地点で上がってから OK9 に向けて傾斜する構造となった。なお、OK4 地点と OK7 地点は表層構造を得ることができなかったため、OK3 地点から並行成層構造が続いているとし、同じ層厚とした。

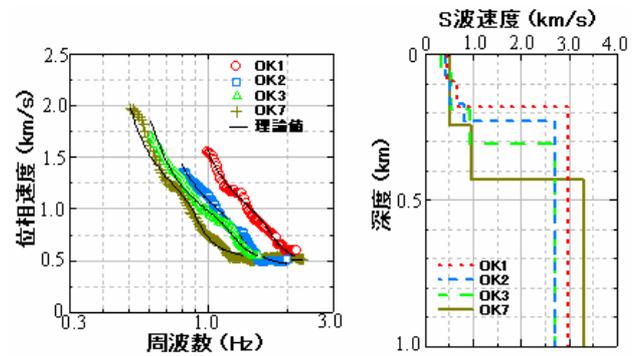


図 7 A - A' 測線上の分散曲線(左)と S 波速度構造(右)

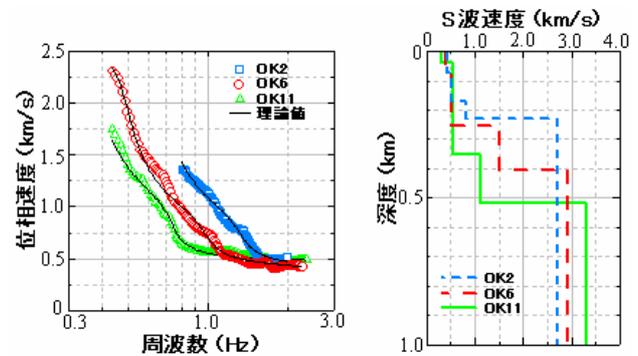


図 8 B - B' 測線上の分散曲線(左)と S 波速度構造(右)

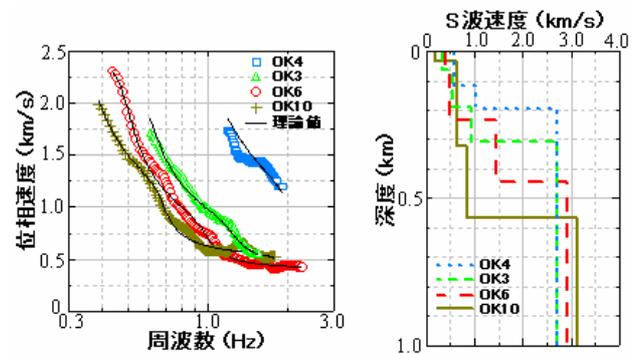


図 9 C - C' 測線上の分散曲線(左)と S 波速度構造(右)

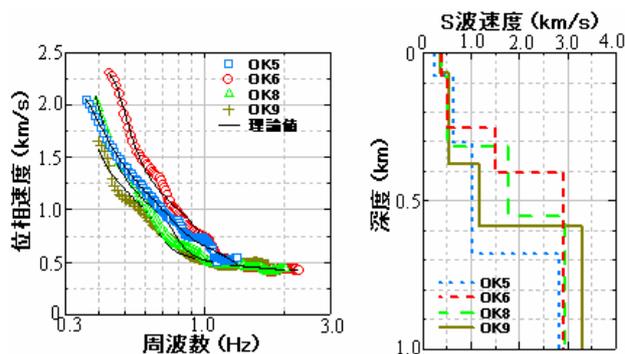


図 10 D - D'測線上の分散曲線(左)とS波速度構造(右)

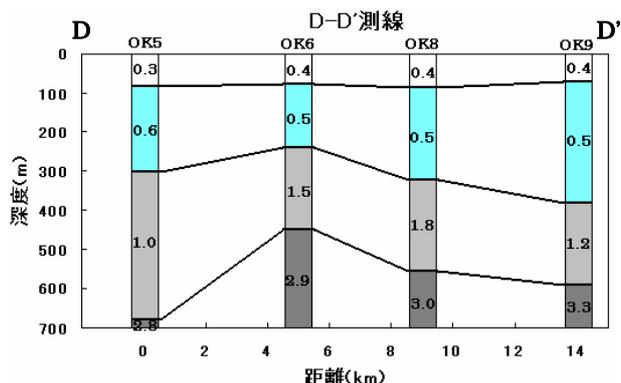


図 14 D - D'測線の S 波速度構造(数字は S 波速度)

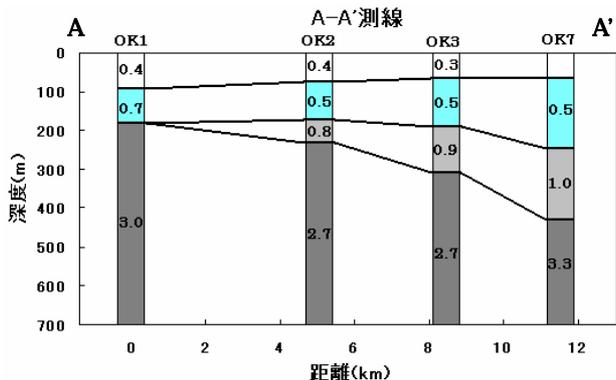


図 11 A - A'測線の S 波速度構造(数字は S 波速度)

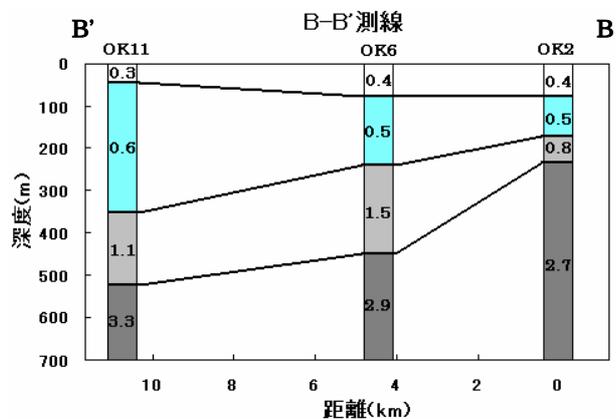


図 12 B - B'測線の S 波速度構造(数字は S 波速度)

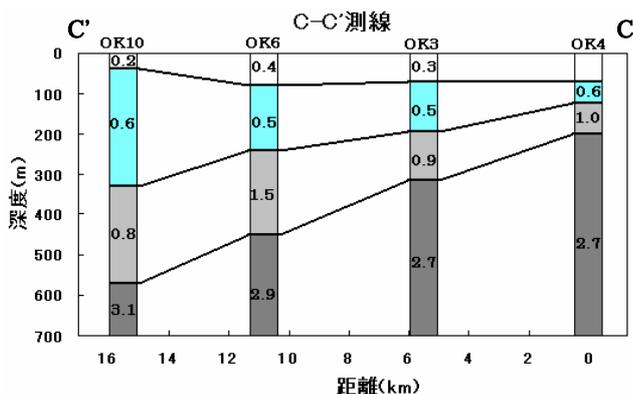


図 13 C - C'測線の S 波速度構造(数字は S 波速度)

## 5. 解析結果の検証

### 5.1 検証方法

得られた地盤構造の検証を試みた。岡崎平野北部では深層ボーリング等の資料が少なく直接的な検証は難しい。今回のアレー観測点のうち OK1、OK2、OK7、OK10、OK11 の 5 地点の近辺には地震計が設置されている。そこでアレー観測から得られた地盤構造を用いて地震動シミュレーションを実行し、計算地震波形を求め、観測地震波形比較することにより検証を試みた。

### 5.2 2次元地震動シミュレーション

シミュレーションの方法として、まず 2 次元地下断面モデルを作成する。次に岩盤上の観測点で得られた観測波形を断面モデルに平面波として入力させ、地表波形を計算する。そして観測点における地表波形と観測波形を比較する。シミュレーションの概略を図 15 に示す。

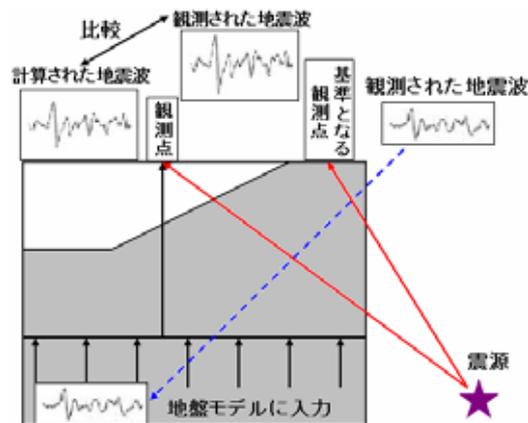


図 15 2次元地震動シミュレーションの概略図

地震動シミュレーションを行う断面は図 6 に示す A - A'測線、B - B'測線とし、観測点(OK1、OK2、OK7、OK11)での波形を計算した。解析に使用する各層のパラメータは測線上の観測点で得られた結果の平均値を使用する。各層のパラメータを表 3、表 4 に示す。

表 3 A - A'測線のパラメータ

層	P 波速度 (km/s)	S 波速度 (km/s)	密度 (g/cm <sup>3</sup> )	Q 値
A	1.80	0.40	1.84	20
B	1.94	0.56	1.91	28
C	2.29	0.88	2.04	100
D	5.09	2.92	2.56	400

表 4 B - B'測線のパラメータ

層	P 波速度 (km/s)	S 波速度 (km/s)	密度 (g/cm <sup>3</sup> )	Q 値
A	1.78	0.38	1.82	19
B	1.90	0.51	1.89	26
C	2.55	1.14	2.11	100
D	5.19	2.97	2.57	400

5・3 入力波の選定

入力波として扱う地震波は地下深部の岩盤内で取れた記録が理想的であるが、今回の地震計は地表面のみに展開されているので、地表記録を用いるしか方法はない。そこで、堆積層の影響をできるだけ受けていない波形、つまり岩盤上の観測点AIN04 地点<sup>11)</sup>(図 6)で観測された波形を用いる。

使用する地震は、2006 年 3 月 16 日 6 時 24 分に発生した岐阜県美濃東部を震源とする地震を入力波とした。図 16 と表 5 に入力地震動の震央位置とデータを示す。

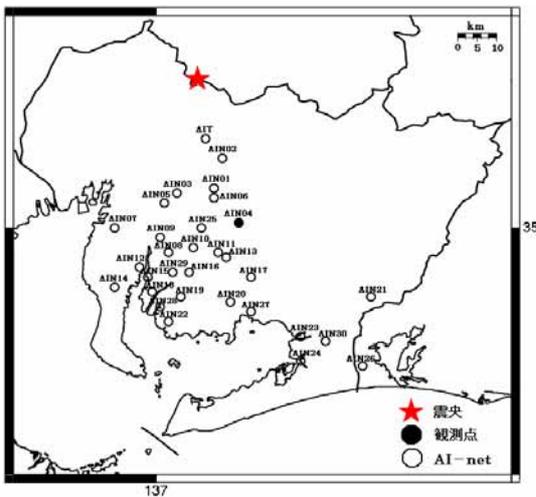


図 16 入力波の震央位置

表 5 入力地震動のデータ

発生年月日	2006/3/16	Mj	3.9
時間	6 時 24 分	震度	2
震源深さ	40km	北緯	35.30
震央位置	岐阜県美濃東部	東経	137.10

5・4 観測地震波との比較検討

得られた波形の結果の比較を図 17 に示す。本研究では深部地盤構造モデルの検証という点から、解析される周波数範囲を 0.1Hz ~ 2Hz までの帯域とした、なお、今回は地震波の平面入力による計算のため、表面波が計算されていないので S 波部分で比較を行う。

OK1 地点、OK2 地点においては第 1 波の振幅は位相とも良く合っているが後半の部分にずれがみられる。OK7 地点は振幅、位相とも良く一致している。OK11 地点は振幅に差があるものの全体として良く一致している。

また、図 18 に各地点における観測波と計算波形のスペクトルの比較を示す。どの地点も振幅に差が見られるが、全体のレベルとしては良く一致している。

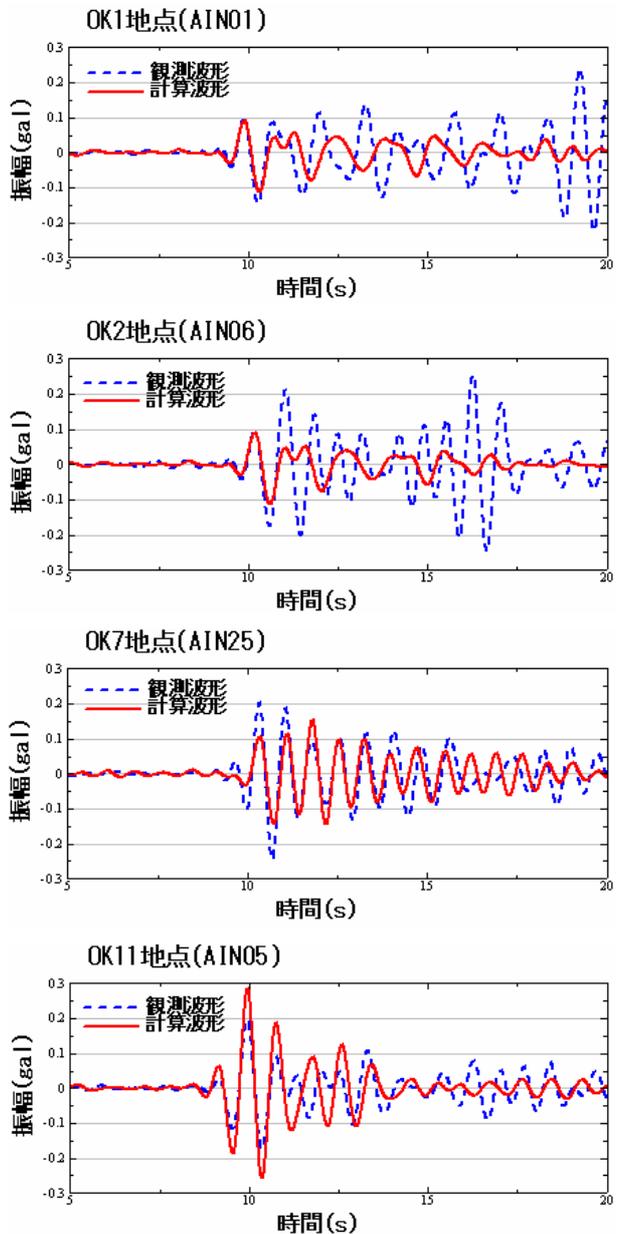


図 17 各地点の観測波形と計算波形の比較

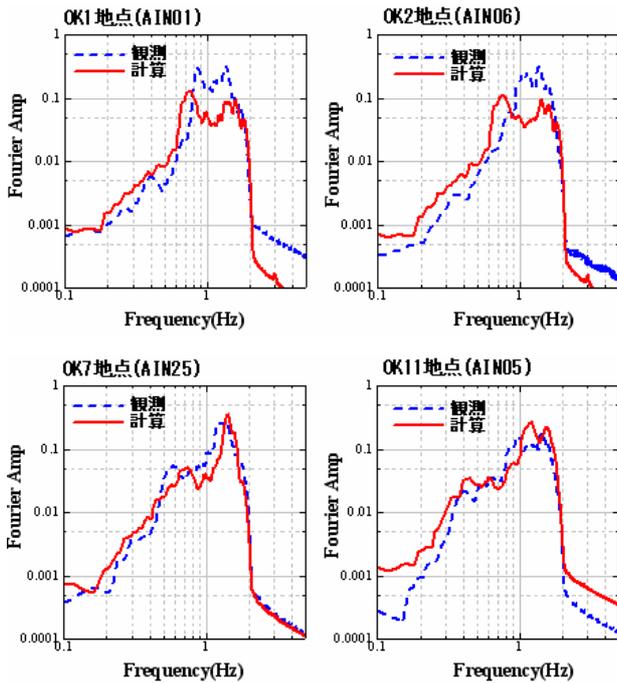


図 18 各地点のスペクトルの比較

### 5・5 地震動シミュレーションの結論

地震動シミュレーションで出力された計算波形と計算スペクトルを観測波形と観測スペクトルと比較した結果、波形の方は観測波形の後続波である表面波部分は計算することが出来なかったが、S波部分の波形計算は良く一致している。スペクトルも観測波のスペクトルの方が大きくでているが、全体のレベルとしては良く一致していることから、本研究で推定した地盤モデルは表層部分の方はまだ不明確だが、深部構造部分に関しては妥当であると考えられる。今回のアレー観測で得られた地盤構造を表6に示す。

表6 アレー観測より求められた地盤構造(Vs : S波速度、H : 層厚)

	OK1		OK2		OK3		OK4	
	Vs(km/s)	H(km)	Vs(km/s)	H(km)	Vs(km/s)	H(km)	Vs(km/s)	H(km)
1層目	0.443	0.090	0.421	0.072	0.351	0.064	0.581	0.118
2層目	0.669	0.090	0.509	0.097	0.534	0.124		
3層目	2.960	—	0.818	0.060	0.924	0.120	1.038	0.075
4層目		—	2.700	—	2.700	—	2.700	—
	OK5		OK6		OK7		OK8	
	Vs(km/s)	H(km)	Vs(km/s)	H(km)	Vs(km/s)	H(km)	Vs(km/s)	H(km)
1層目	0.245	0.076	0.412	0.073	0.533	0.242	0.391	0.081
2層目	0.624	0.225	0.480	0.160			0.508	0.238
3層目	1.023	0.375	1.461	0.212	0.982	0.185	1.781	0.233
4層目	2.822	—	2.921	—	3.300	—	2.952	—
	OK9		OK10		OK11			
	Vs(km/s)	H(km)	Vs(km/s)	H(km)	Vs(km/s)	H(km)		
1層目	0.367	0.067	0.187	0.033	0.306	0.040		
2層目	0.540	0.310	0.625	0.291	0.555	0.309		
3層目	1.188	0.210	0.861	0.243	1.127	0.170		
4層目	3.300	—	3.001	—	3.300	—		

### 5・6 岡崎平野基盤深度分布図

地震動シミュレーションの結果から、得られた地盤構造は適切であると判断した。各観測地点における基盤の深さに昨年度のアレー観測結果(日比:2005)<sup>12)</sup>、愛知県の調査結果、ボーリング資料を加えて岡崎平野全域の基盤深度の分布を求めた結果を図19に示す。全体的に山地部である東部から北西部に向かって傾斜している構造であることが分かる。また、平野の北部と南部に急傾斜構造も見られる。

なお、図中の枠外の部分はデータが無いため精度が悪い。また、所々に基盤の凸凹が見られるが、データが少ないことから検討する必要がある。

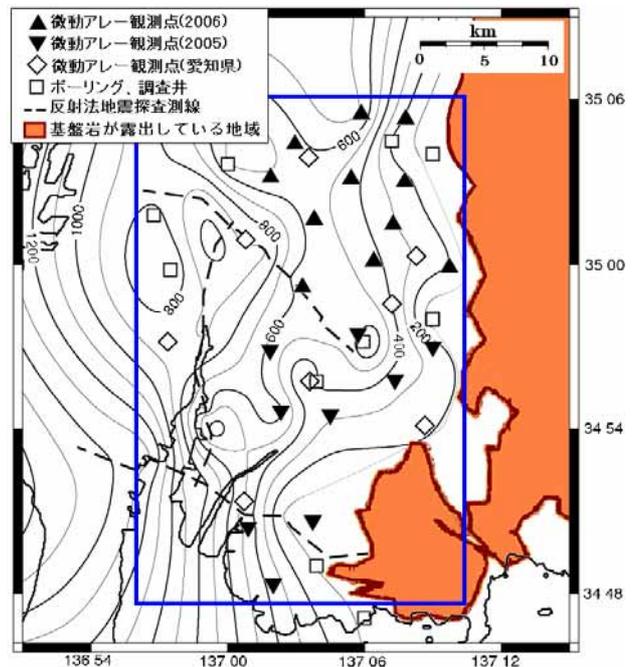


図 19 岡崎平野の基盤深度(m)

## 6. 結論

本研究では、岡崎平野北部の基盤構造を推定するために微動アレー観測を行った。本研究により得られた結論は以下の通りである。

- (1) 岡崎平野の地盤は東部から北西部にかけて傾斜しており、平野の北部と南部で急傾斜している構造となることが分かった。
- (2) 得られた構造モデルを用いて 2 次元地震動シミュレーションを実施し、観測波形との比較を行った。その結果、得られた波形は S 波部分で良く一致し、基盤までの構造は妥当なものであると判断された。
- (3) 今回得られた結果に昨年岡崎平野中心部で行われた微動アレー探査結果と愛知県が行った地下構造調査の結果を統合することによって、岡崎平野の大局的な 3 次元モデルを得た。しかし、局所的な凸凹や岡崎平野から知多半島にかけての地域についてはまだ明らかに出来なかったため、今後さらなる探査が必要であると考えられる。

## 謝辞

本論文の作成にあたって、ご指導とご助言をいただいた愛知工業大学土木工学科 正木和明教授に心よりお礼を申し上げます。

(有)ジオアナリシス研究所 凌甦群氏には、観測機器の借用とアレー観測を手伝っていただき、大変お世話になりました。

愛知工業大学大学院生の倉橋奨さんにはご指導、ご助言、本論文の作成にご協力をいただき、心よりお礼申し上げます。

## 参考文献

- 1) 釜江克宏, 入倉孝次郎: 1995 兵庫県南部地震の断層モデルと震源近傍における地震動シミュレーション, 日本建築学会構造系論文集, 第 500 号, pp. 29-36, 1997.
- 2) 愛知県: 三河地域堆積平野地下構造調査報告書, 2001, 2002, 2003, 2004.
- 3) 山中浩明, 佐藤浩章, 栗田勝実, 瀬尾和大: 関東平野南西部におけるやや長周期微動のアレー観測 川崎市および横浜市の S 波速度構造の推定, 地震, 第 2 輯, 第 51 巻, pp. 355-365, 1999.
- 4) 松岡達郎, 白石英考: 関東平野の深部地下構造の精査を目的とした微動探査法の適用性 埼玉県南部地域の三次元 S 波速度構造の確定, 物理探査, 第 55 巻, 第 2 号, pp. 127-143, 2002.
- 5) 香川敬生, 澤田純男, 岩崎好規, 南荘淳: 常時微動アレー観測による大阪堆積盆地深部 S 波速度構造のモデル化, 地震, 第 2 輯, 第 51 巻, pp. 31-40, 1998.
- 6) 物理探査学会: 物理探査ハンドブック【手法編 1 章~4 章】, pp. 195-204, 1998.
- 7) K. Aki: "Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors", Bull. Earthq. Res. Inst., 35, pp. 415-456, 1957.
- 8) J. CAPON: "High-Resolution Frequency-Wave number Spectrum Analysis", PROCEEDINGS OF THE IEEE., VOL. 57, NO. 8, pp. 1408-1419, 1969.
- 9) 山中浩明, 石田寛: 遺伝的アルゴリズムによる位相速度の逆解析, 日本建築学会構造系論文集, 第 468 号, pp. 9-17, 1995.
- 10) 神野達夫, 先名重樹, 森川信之, 成田章, 藤原広行: 金沢平野における 3 次元地下構造モデル, 物理探査, 第 56 巻, 第 5 号, pp. 313-326, 2003.
- 11) 地域防災センター: <http://dprec.aitech.ac.jp/aisite>
- 12) 日比慎一: 微動アレー観測による岡崎平野の地盤構造探査, 愛知工業大学工学研究科修士論文, 2005.
- 13) 山田伸之, 山中浩明: 地震動シミュレーションのための関東平野南部の 3 次元地下構造モデルの比較 1999.5.22 神奈川県西部の地震 (M<sub>JMA</sub> 4.1) を用いた検討, 地震, 第 2 輯, 第 53 巻, pp. 313-324, 2001.
- 14) 国土交通省: 国土数値情報整備事業(行政界・海岸線(N03-11A)), <http://nlftp.mlit.go.jp/ksj/>  
(受理 平成19年3月19日)