

# 人工地震・微動・重力観測による 鳥取平野の地盤構造の推定

野口竜也<sup>1</sup>・西田良平<sup>2</sup>・岡本拓夫<sup>3</sup>・平澤孝規<sup>4</sup>

<sup>1</sup>京都大学防災研究所 地震予知研究センター COE研究員 (〒611-0011 京都府宇治市五ヶ庄)

E-mail:tnoguchi@rcep.dpri.kyoto-u.ac.jp

<sup>2</sup>鳥取大学工学部土木工学科教授 (〒680-8552 鳥取県鳥取市湖山町南4-101)

E-mail:nishidar@cv.tottori-u.ac.jp

<sup>3</sup>鳥取大学大学院工学研究科社会開発工学専攻 (〒680-8552 鳥取県鳥取市湖山町南4-101)

E-mail:okamoto@fukui-nct.ac.jp

<sup>4</sup>福江市役所 (〒853-8501 長崎県福江市福江町1-1)

これまで鳥取平野では、地震動予測のための地盤構造調査として、微動及び重力探査が実施されている。本研究ではさらに高密度、高精度な情報を得るために、新たに人工地震探査、微動アレイ観測を実施し、これまでのデータを含めて地盤構造の推定を試みた。人工地震観測記録を用いた走時解析からは、3測線のP波速度による基盤構造が推定できた。この推定結果を考慮に入れ、微動アレイ観測、重力測定記録の再解析を行い、基盤構造およびS波速度構造を推定した。その結果、アレイ観測点19地点のS波速度構造モデルを推定し、そのモデルから $V_s=2.5\text{km/s}$ の基盤層の深度は約100~400mであることがわかった。また、重力異常から3次元の基盤構造モデルが推定できた。

**Key Words :** seismic exploration, microtremors, gravity anomalies, subsurface structure, Tottori Plain

## 1. はじめに

鳥取市では1943年鳥取地震により甚大な被害が発生しており、特に鳥取平野において被害の集中がみられた。この被害の要因を検討することは、今後の地震防災に重要である。しかし、そのための基礎資料となる地盤構造の情報については、十分に整備されておらず、地震基盤(S波速度 $3\text{km/s}$ )に相当する基盤構造、およびその深度に至る地盤構造の情報についてはほとんど存在していなかった。

このような背景のもと、鳥取平野では微動及び重力異常を用いた総合的な解析により、S波速度構造および基盤構造が推定されている<sup>1)</sup>。しかし、鳥取地震の被害を詳細に検討するためには、さらに高密度、高精度な推定結果が必要である。

そこで本研究では、新たに人工地震探査を実施しP波速度構造を求めた。この基盤構造の推定結果を利用して、重力による3次元の基盤構造の推定を試みた。また、今後詳細な地震動予測を念頭に入れ、鳥取市街地において、より稠密な微動アレイ観測を実施した。

## 2. 観測

鳥取平野は鳥取県の東部に位置し、およそ $10\text{km} \times 10\text{km}$ の範囲で、北側に日本海を臨む。東域および西域には花崗岩、流紋岩などの火山岩類の山地が存在する。平野の中央部には千代川が北流している。海岸域には海岸砂丘が南北に $2\text{km}$ 、東西に $16\text{km}$ にわたり細長く帯状に分布している。南域は南北に細長くなり、周辺山地の地質は北域とは異なり、新第三紀の地層が広がる。

人工地震観測は、西南日本地殻構造研究グループ<sup>2)</sup>による人工地震探査震源(J1, T2)を利用して、鳥取平野内を東西2側線(A, B-Line)、南北方向1側線(C-Line)で観測を実施した。観測点の配置は、約500m間隔でほぼ等間隔にそれぞれの側線上に沿うように、A-Line(a-a')11点、B-Line(b-b')7点、C-Line(c-c')19点とした。地震計は、A-Lineでは固有周期2Hzの速度計L-22D(マークプロダクツ)、B-Lineでは加速度計GPL-6A-3PおよびSMAR-6A-3P(アカシ)、C-Lineではこれら全てを使用した。データロガーはL-22Dの使用ではLS-8000SH(白山工業)

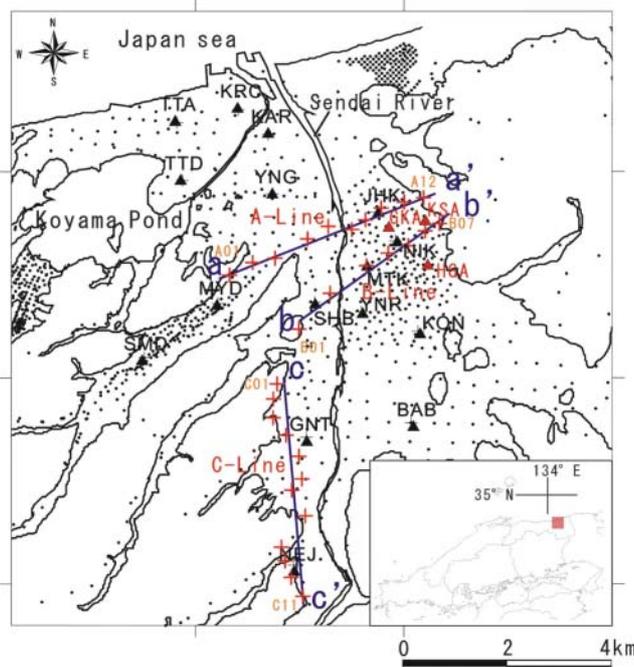


図-1 観測点位置

GPL-6A-3Pでは内蔵のもの、SMAR-6A-3PではLS-8000WD（白山工業）を用いた。なお、サンプリング周波数は100Hzとし、全システムの時刻はGPSクロックによって同期させている。

微動アレイ観測は鳥取市街地において、半径125m～250m（Lアレイ）、および半径3～30m（Sアレイ）のアレイ観測を3地点（GKA、KSA、HGA；図-1の▲）で実施した。地震計はLアレイでは、GPL-6A-3Pを4台、SアレイではPK-110V（勝島製作所）を用いて、いずれも上下動成分の観測を行った。

観測点の位置を図-1に示す。図中の+は人工地震観測の測点、▲は微動アレイ観測点、●は重力観測点を示す。

### 3. 人工地震による基盤構造の推定

#### (1) 初動読み取りによる走時解析

3測線の波形を各観測点ごとに、距離と見かけ速度の比による時間を差し引いて図-2に示す。縦軸は震源からの距離、横軸は時間、見かけ速度はA-Lineで5.6km/s、B-Lineで5.3km/s、C-Lineで5.2km/sである。まずこれら人工地震記録からP波初動を読み取った。図-2の●は読み取った位相の位置である。どの測線とも震源による位相が十分に確認でき、ほとんどの地点で読み取りが可能であった。図-3は3測線での読み取り値を縦軸に時間、横軸に震源距離にとり示したものである。なお、この図の読み取り値は、A-Line、B-Lineについては最も東側の点（A12、B07）、C-Lineについては最も南側の点（C19）までの時間を差し引いている。

A-LineおよびB-Lineでの堆積層の影響と考えられる走時の遅れは、東側の山地から平野にかけて徐々に大きくなり、平野の中心で最大で、西側の山地にかけて徐々に小さくなっている。よって、平野の東西断面の基盤構造の形状は腕状になっていることが予測される。C-lineにおいては、変動が大きい、平野南部域では走時が遅れており、基盤が深くなることを示唆する結果となった。

#### (2) レイトレーシングによる断面解析

レイトレーシングの計算にはプログラムコード Seis83<sup>3)</sup>を用いている。この方法は、地下構造を様々にモデリングし、波線の始点（震源）での出射角を変化させ、終点（観測点）に入射する波線を求める方法である。解析の手順は以下のとおりである。

地盤モデルは層の上面から下面にかけて速度が一次関数的に増加するものと仮定した。このとき、モデルは堆積層と基盤層の2層とし、これまでの微動による推定結果<sup>1)</sup>、鳥取平野近辺のKik-Net点のPS検層結果を参考にして、堆積層はP波速度1.5km/s（地表）からP波速度3.0km/s（基底面）、基盤層はP波速度4.4km/s～5.15km/s（上層の境界）からP波速度6.0km/s（基底面）に増加するものとした。各層の速度値を上記のように決め、それらの深さを変化させて観測値に計算値の走時が一致するよう試行錯誤でモデルを決定した。解析例を図-4に示す。上図は計算による波線の終点（●）と観測値（●）の走時で、下図は波線と推定モデルである。

最終モデルを図-5に示す。A-Lineは腕上の形状で最深部は中央付近で約250mである。B-Lineは東縁で基盤が落ち込んでおり、最深部は約150mである。C-Lineは起伏が激しく最深部は約250mである。

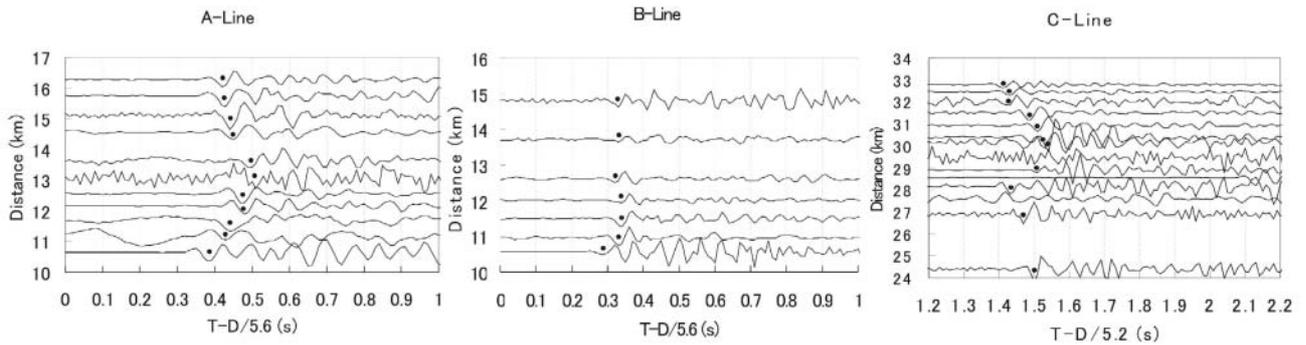


図-2 人工地震観測記録

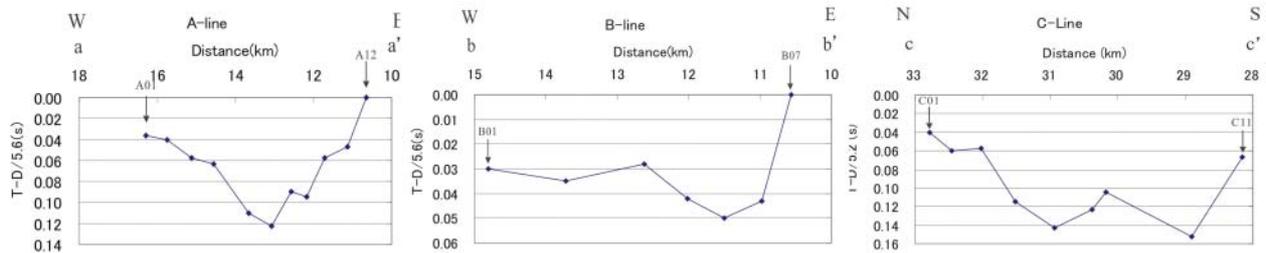


図-3 人工地震記録の初動走時の読み取り

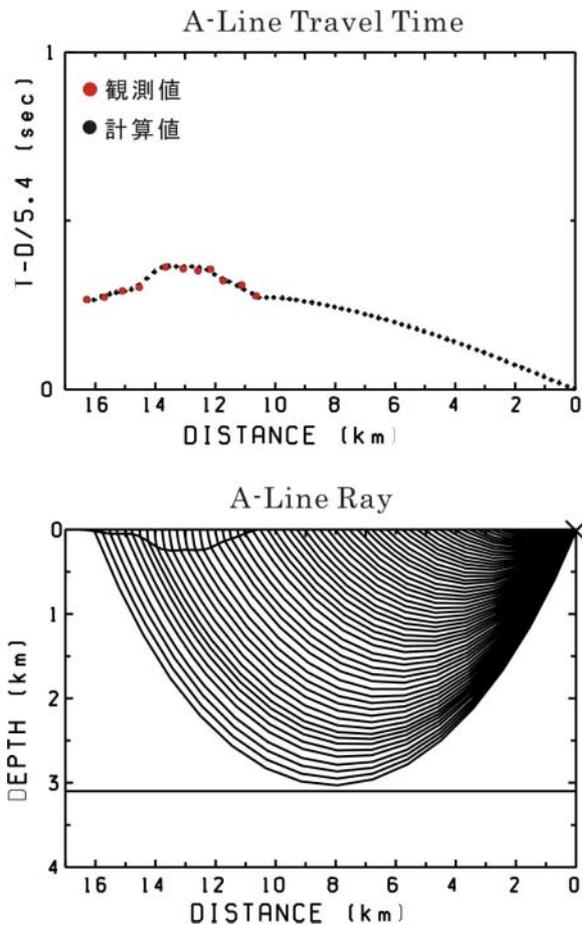


図-4 レイトレーシングの解析例

#### 4. 重力による基盤構造の推定

##### (1) 2次元解析

重力測定記録から人工地震の3測線と同じラインで断面解析<sup>4)</sup>を行った。この解析では、測定によって得られた重力異常を基に、2層あるいは多層の断面密度構造モデルを推定する。具体的には、まず密度差を持った2層あるいは多層構造を仮定し、あとは理論(計算)の重力異常値が観測の重力異常値に最も良く一致するように、逐次基盤(層の境界)の深さを推定していく。また解析の際、基盤露頭点、基盤深度など、構造の既知点の情報を与えて、実際の地盤構造と矛盾がないように操作する必要がある。なお、用いた重力異常のグリッド(測点)間隔は250m、仮定密度は $2.4 \text{ t/m}^3$ 、密度差 $0.4 \text{ t/m}^3$ の2層モデルを仮定した。断面の両端は基盤層が露頭するものとして、基盤深度0mの拘束条件を入れた。

2次元解析による密度構造モデルを図-6に示す。下図は推定された断面モデルで縦軸を標高、横軸を距離、上図は重力異常で、測定値(赤線)とモデルでの計算値(青線)を重ねて示しており、縦軸を重力異常値、横軸を距離としている。上図からどの断面とも観測値と計算値に大きな違いはなく、モデルが最適に求められていることがわかる。図-6の下図から、密度による基盤深度の最深部の深さはa-a'で約230m、b-b'で約130m、c-c'で約130mであることがわかる。

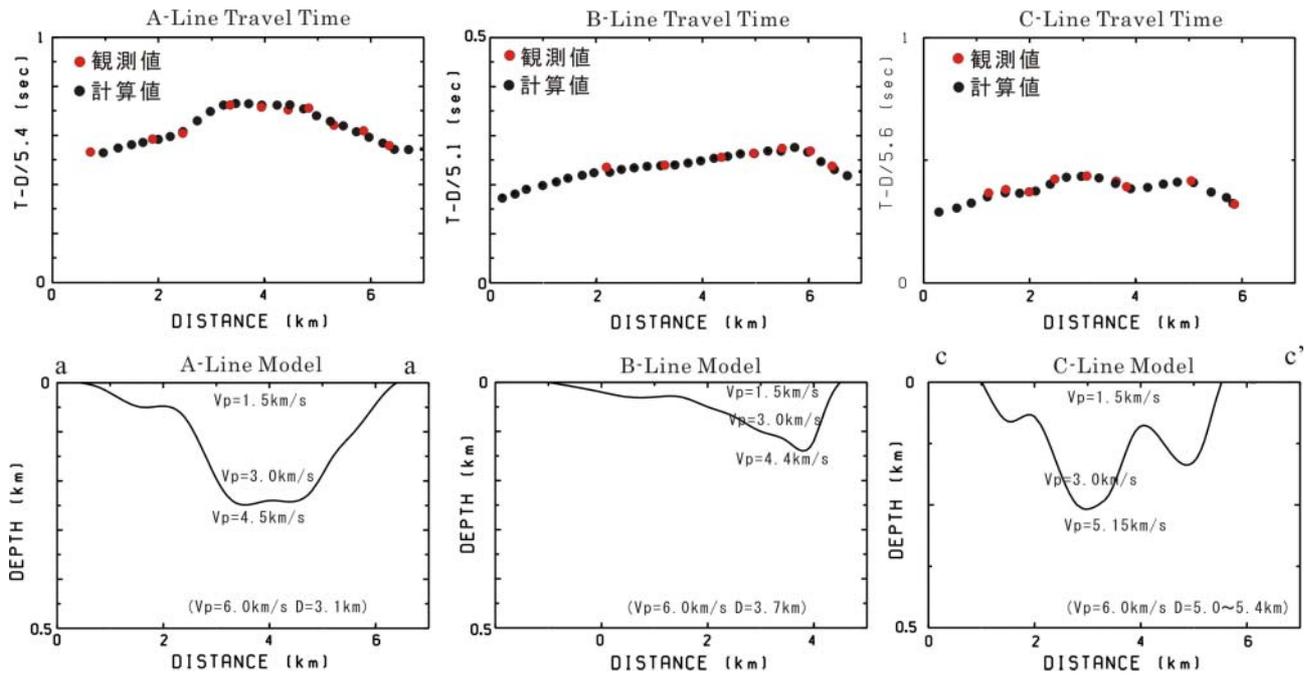


図-5 レイトレーシングによるP波速度構造

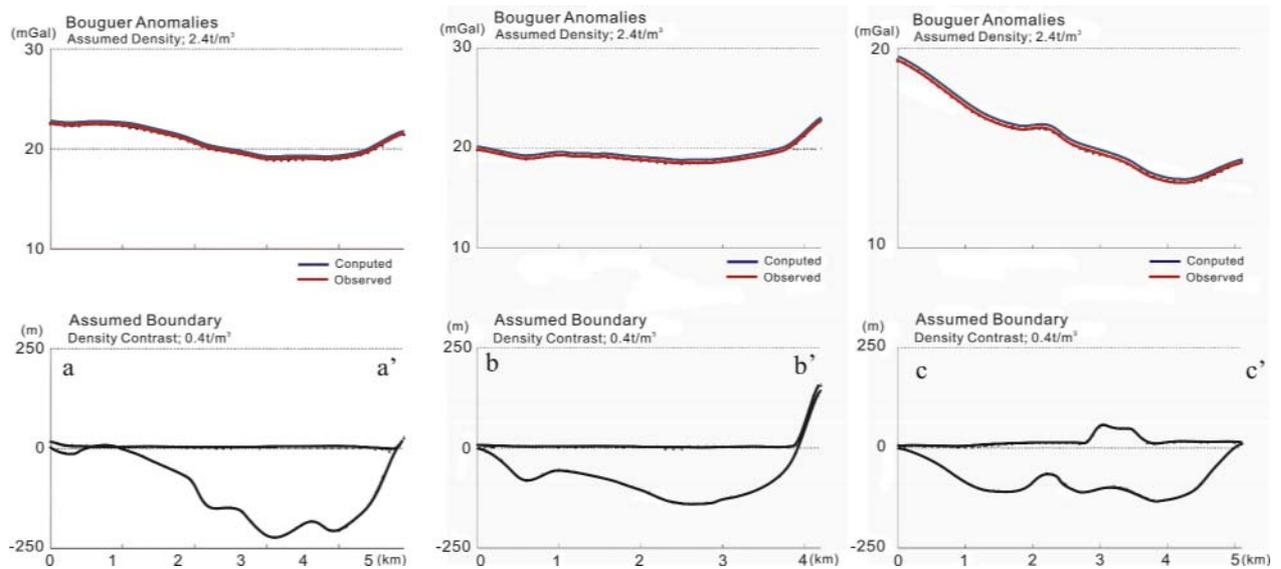


図-6 重力の2次元自動解析による密度構造

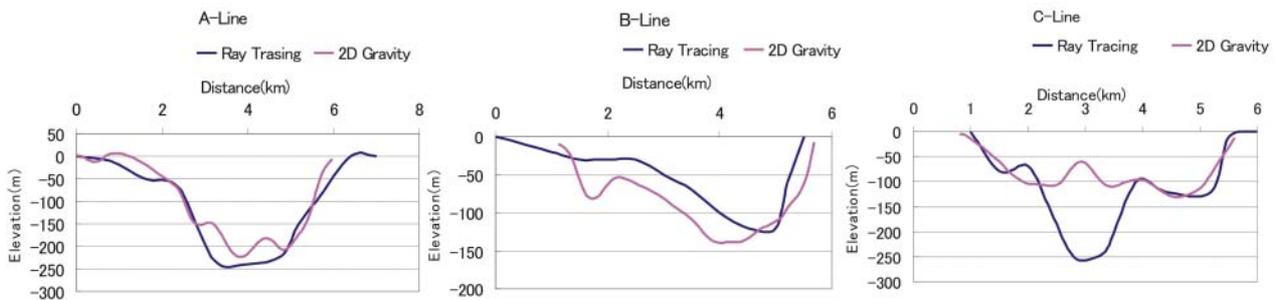


図-7 レイトレーシングと重力解析結果の比較

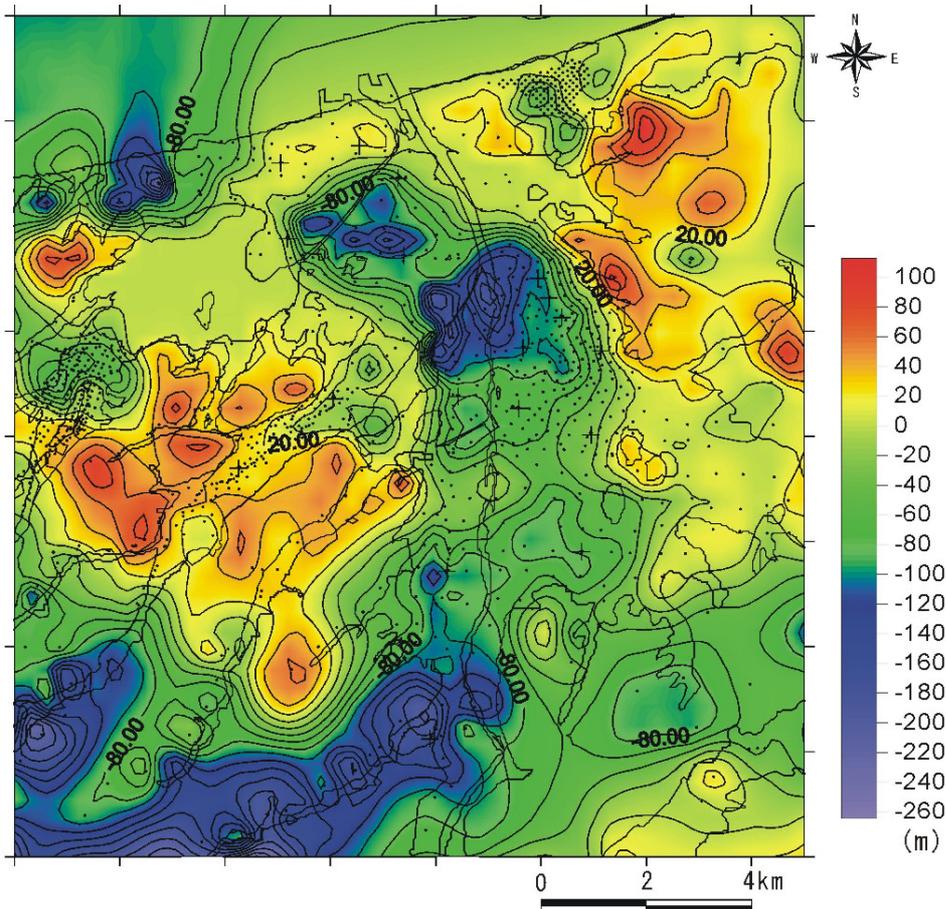


図-8 重力による3次元基盤構造のコンターマップ

### (2) レイトレーシングの解析結果との比較

本研究では、重力異常による密度構造とレイトレーシングによる速度構造は、同じ基盤（地震基盤S波速度3km/s相当）面を想定している。そこで、両者の一致度合いを調べるために、それぞれの推定結果を重ねて図-7に示す。青線がレイトレーシングによる基盤面、赤線が重力の断面解析による基盤面を示す。

A-Lineは両者の差が最大で約50mであるが（A-No.11）形状は類似しており、傾向としては大きな隔たりはない。逆に更に詳細なデータが得られれば、この差は小さくなるものと思われる。B-Lineでは最大約40mほどであるが、A-Line同様形状は類似している。C-Lineは2~4kmでレイトレーシングの基盤面が大きく沈み込むのに対し、重力の基盤面では変化がなくむしろ3km付近では若干浅くなっており、約200mの差があるが、その他の領域では差はみられない。いずれの解析においても、単純な2層モデルを仮定し、さらに観測点間隔が約200~500mと推定深度に対して十分に密ではないにもかかわらず、両結果は調和的であると考えられる。

C-Lineで一部の領域で著しく異なる理由の一つとして、人工地震の波動伝播において、もし伝播経路に局所的な低速度層があるとすると、波線の先で到達が極端に遅くなることが考えられる。今回のレイ

トレーシングの解析では、前述のように途中伝播経路となる基盤層には局所的な変化を仮定していないために、結果的に基盤深度が深く推定されてしまった可能性がある。このことに関しては、多層モデルによる解析、さらに詳細に調査するなど、今後の課題としたい。

### (3) 3次元解析

この3次元解析は、(1)で説明した2次元解析と同じ要領で、観測値の重力異常を満足するような密度構造モデルを面的に推定する。なお、用いた重力異常のグリッドサイズは250mである。また、実際の地盤構造と矛盾しないように、基盤露頭点30点と、基盤深度を拘束条件に与えた。(2)での比較により、重力の結果はレイトレーシングの結果と調和することがわかった。そこで、基盤深度の情報として、レイトレーシングにより求められた基盤深度を与えて解析を行った。ただし用いる測線はA、B-Lineとし、C-Lineは含めなかった。また、平野と山地の境界30点を基盤深度0mとして拘束条件に与えた。なお、この解析では仮定密度 $2.4 \text{ t/m}^3$ の重力異常を用い、密度差 $0.4 \text{ t/m}^3$ の2層を仮定、さらに深部構造の影響を取り除くために50mと1000mのバンドパスフィルターを施した。

3次元の基盤構造を図-8に示す。平野北部の海岸

表-1 微動の再解析前後の地盤構造モデル

(a)修正前の地盤構造モデル

$\rho$ (g/cm <sup>3</sup> )	Vp (m/s)	Vs (m/s)	地質年代	地質
1.6	1460	150	第四紀	完新統 更新統
1.7	1510	200		
1.8	1730	300		
2.0	1840	500		
2.1	2060	700	新第三紀	固結度・小
2.2	2390	1000		固結度・中
2.2	2940	1500		固結度・大
2.4	5180	3500	古第三紀 中生代	花崗岩 火山岩

(b)修正後の地盤構造モデル

$\rho$ (g/cm <sup>3</sup> )	Vp (m/s)	Vs (m/s)	地質年代	地質
1.6	1460	150	第四紀	完新統 更新統
1.7	1510	200		
1.8	1730	300		
2.0	1840	500		
2.1	2060	700	新第三紀	固結度・小
2.2	2940	1500		固結度・大
2.4	4070	2500	古第三紀 中生代	花崗岩 火山岩

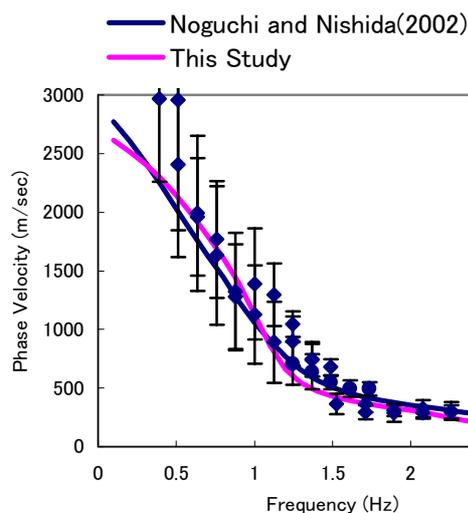


図-9 NIKにおける位相速度と修正前後のモデルでのレイリー波基本モード理論曲線の比較

域では基盤深度の浅い領域が東西に細長く分布しており、これは海岸砂丘の位置とほぼ一致する。基盤の深い領域は海岸域、湖山池、東域、西域山地に囲まれるように広がっている。基盤深度の最深部は中央部の千代川付近で深さ約250mである。平野南部にも基盤の深い領域がみられ、同じく最深部で深さ約250mに達する。ただし、この領域の山地（岩盤）の表層地質は堆積岩などの新第三紀で比較的新しい地層となっており、基盤岩の密度が小さくなっている可能性があるため注意が必要である。

表-2 微動の再解析によって推定された最終モデル

$\rho$ (t/m <sup>3</sup> )	Vp (m/s)	Vs (m/s)	Thickness (m)			
			JHK	NIK	MTA	YNR
1.6-1.8	1400-1620	100-300	30	26	16	27
1.9	1850	500	50	40	40	50
2.1	2070	700	100	90	90	100
2.2	2960	1500	150	150	150	150
2.4	4070	2500	$\infty$	$\infty$	$\infty$	$\infty$

Thickness (m)						
KON	KSA	HGA	GKA	KRC	TTA	TTD
12	19	22	28	47	29	58
55	30	80	40	15	20	20
100	100	120	100	80	50	40
150	150	150	150	100	100	100
$\infty$	$\infty$	$\infty$	$\infty$	$\infty$	$\infty$	$\infty$

Thickness (m)							
KAR	YNG	SHB	GNT	BAB	SMD	MYD	NEJ
60	33	37	20	10	37	20	-
50	20	20	10	30	20	10	50
80	100	80	80	80	80	70	-
150	150	100	100	100	100	100	25
$\infty$	$\infty$	$\infty$	$\infty$	$\infty$	$\infty$	$\infty$	$\infty$

## 5. 微動によるS波速度構造の推定

3. 4. で基盤深度が最深部で深さ約250mと推定されている。しかし、既往の微動アレイ観測によるS波速度構造の推定モデル<sup>1)</sup>によれば、S波速度3km/sに相当する基盤深度は最深部で約800mに達し、地震基盤を想定したレイトレーシング、重力による2次元、3次元基盤モデルとあまりに違いが大きい。そのため、微動アレイ観測の再解析が必要であると判断した。そこで、今回新しく得られた3点の微動アレイ観測データとともに、既存のデータの再解析も同時に行った。

修正するための資料として、鳥取平野近辺のKik-Net 3点 (TTRH01, 05, 06) におけるPS検層のデータを参考にして、基盤岩層のモデルを再構築した。表-1に修正前後のモデルを示す。変更点は基盤岩層のS波速度1km/sの層を取り除き、さらに最下層をS波速度2.5km/sとしたことである。この変更の理由は3点のKik-net点でS波速度1km/sに相当する層が存在せず、また2点 (TTRH01, 05) において地下100mの花崗岩層のS波速度が約2.3km/sであったためである。このモデルの速度、密度値は固定して層厚のみを変化させて観測値の位相速度に構造モデルより得られる計算値の位相速度が最も一致するようにモデルを決定した。なお、先に実施した16点の位相速度は既往の結果<sup>1)</sup>をそのまま利用した。

図-9にNIKにおける観測値、および修正前と修正

後のモデルによるレイリー波基本モードの位相速度分散曲線を重ねて示す。図中のプロットは観測値である。修正前とは大きな相違はなく、修正後の理論値は観測値と良く一致している。よって、今回の解析による構造モデルは、十分に観測値を満足しているとみなせる。その他の点についても同様であった。また本研究では、市街地について新たに3地点のアレイ観測を実施しており、解析方法は既往の研究に倣い、修正した構造モデルから構造の推定を行った。

表-2に推定した地盤構造モデルを示す。赤字は新規に求められた地点のモデルである。S波速度2.5km/s層まで基盤深度は平野全体で約100~350mである。これは、2層モデルを仮定した他の解析結果の基盤深度に近い値を示す。ただし、平野南部では最も基盤深度の浅いNEJ付近で3次元基盤モデルでは深さ約250mであり、この付近一帯が基盤の深い領域になっている。これについては、前章で前述したように基盤岩層の構造が平野北部とは異なり、水平方向に一定ではなく、かなり複雑になっていることが考えられる。この地域については、レイトレーシングと重力の解析結果の比較においても、両者の相違がみられた地域であり、その問題も含めて今後の課題としたい。

## 6. 結論

鳥取平野において、人工地震観測および市街地において微動アレイ観測を実施し、基盤構造ならびにS波速度構造を推定した。その結果次のような事実が判明した。

- (1) 人工地震観測記録からレイトレーシングにより、3測線のP波速度構造の基盤構造断面が得られた。
- (2) 人工地震の解析と同じ断面について重力の2次元解析を行い比較したところ、一部相違が

みられたものの、両者の結果は、基盤深度、形状ともに調和的であることがわかった。

- (3) 人工地震解析の結果を利用して、重力による3次元解析を行い、平野全域とその周辺域の3次元基盤モデルが得られた。基盤深度は最深部で約250mであることがわかった。
- (4) 微動アレイ観測16点の再解析、新たに3点の解析を行い、S波速度構造を求めた。S波速度2.5km/s層までの深度は約100~300mであることがわかった。

謝辞：微動の解析にはKiK-net (TTRH01, 05, 06)のPS検層データを参考にしました。人工地震観測の観測機材は、京都大学防災研究所の森健彦博士、地域地盤環境研究所の宮腰研博士より借用致しました。人工地震、微動アレイ観測の実施にあたり、鳥取大学工学部土木工学科地圏環境工学研究室の学生の皆様にご協力頂きました。ここに記して感謝致します。

## 参考文献

- 1) Noguchi, T. and Nishida, R.: Determination of subsurface structure of Tottori plain using microtremors and gravity anomaly, *J. Natural Disaster Science*, Vol. 24, No.1, pp1-13, 2002.
- 2) 西南日本地殻構造研究グループ: 西南日本横断地殻構造探査, 日本地震学会2002年度秋季大会講演予稿集, 2002.
- 3) Cerveny, V. and L. Psencik, SEIS83-Numerical modeling of seismic wave fields in 2D laterally varying layered structures by the ray method, *Documentation of Earthquake Algorithms*, E. R. Engdahl (ed.), World Data Center (A), Boulder, 1984.
- 4) Komazawa, M.: Gravimetric analysis of volcano and its interpretation, *J. Geod. Soc. Japan*, 41-1, pp17-45, 1995.

(2003. 6. 30 受付)

## DETERMINATION OF THE SUBSURFACE STRUCTURE OF TOTTORI PLAIN USING SEISMIC EXPLOSION, MICROTREMOR AND GRAVITY EXPLORATION

Tatsuya NOGUCHI, Ryohei NISHIDA, Takuo OKAMOTO and Takanori HIRAZAWA

Seismic explosion survey, microtremor observations and gravity surveys were made to determine the subsurface structures of the Tottori Plain. The subsurface structures were determined by 1) S-wave velocity structure models obtained at the array observation 3 sites and 16 sites as new and revised models, 2) the 2D bedrock configuration of 3 sections based on the ray-tracing and residual gravity anomaly, 3) the 3D bedrock configuration based on the residual gravity anomaly using the ray-tracing results of bedrock depth for control points. The depth to the  $V_s=2500\text{m/s}$  layer ranges from a 50m minimum to a 300m maximum.