

# 濃尾平野の地盤調査 とそのモデル化

福 和 伸 夫  
佐 藤 俊 明  
早 川 崇  
池 田 善 考  
野 崎 京 三

濃尾平野の地盤調査状況をレビューすると共に、強震動予測用の地盤速度構造モデルの構築事例を示している。既存の地質構造資料を拘束条件として、重力データに基づいて地盤層構造をモデル化し、速度構造の深度（間隙比）依存性を導入することにより、強震・微動観測で得られた地盤周期特性を模擬できる速度構造を構築している。

## 1. はじめに

本論では、濃尾平野における広帯域強震動予測用の3次元地盤速度構造モデルの構築事例を示す。これまで、関東平野や大阪平野では詳細な3次元地盤速度構造モデルが構築され、強震動予測に供されてきているが、濃尾平野においては、既往の地盤調査資料が十分ではないこともあり、本格的な速度構造モデルが作成されてこなかった。ここでは、最新の反射法・屈折法調査やPS検層結果を基礎としつつ、重力データや強震動・微動観測データを活用して面的に展開し、現状のデータの質・量に応じた最良の3次元地盤速度構造のモデル化を試みる。

濃尾平野は木曾三川により形成されたわが国有数の堆積平野であり、沖積低地では過去に多くの地震災害・風水害を経験してきた。濃尾平野は西を養老山地、東を尾張丘陵が境し、東高西低の濃尾傾動地塊運動により形成された。このため、平野西部では沖積層・洪積層が厚く堆積し、西に向かって基盤深度が増加して最深部では2000mを超える。濃尾平野内の東部では美濃帯と領家帯が接しており、濃尾平野北部の基盤岩は中生層（美濃帯のチャートや砂岩・泥岩）、南部の基盤岩は領家帯の花崗岩（白亜紀後期に貫入）となっていると推定される。基盤岩の上には、第一期瀬戸内海海進期に堆積した中新統や、第三紀鮮新世東海湖時代に堆積した東海層群（矢田川累層）、第四紀更新世に繰返した氷河期・間氷期の海面変動で形成された互層堆積物（弥富累層・第三礫層・海部累層・第二礫層・熱田層・第一礫層・濃尾層）、第四紀完新世の縄文海進以降に堆積した沖積層（南陽層）等が存在する。濃尾平野・伊勢

---

ふくわのぶお : 名古屋大学大学院環境学研究科  
さとうとしあき : (株)大崎総合研究所  
はやかわたかし : (株)大崎総合研究所  
いけだよしたか : 応用地質(株)中部支社  
のざききょうぞう : 応用地質(株)つくば技術開発センター

湾域は、断層活動による地塊の沈降域に相当しており、濃尾平野西部と伊勢湾東部に高角の縦ずれ断層（養老断層系と伊勢湾断層）が存在し、大きな基盤段差がある。

## 2. 既往の地盤調査

地形・地質的に特徴の多い濃尾平野であるが、平野の堆積構造に関する既存資料は十分ではない。既存の地盤調査の状況を、各調査方法の特徴と合わせて表1に、反射・屈折調査測線と深層ボーリング調査位置、微動アレイ調査位置を地質図と共に図1に示す。

屈折法探査としては、鍋田及び田原での人工爆破による3測線での結果があり大局的な構造が得られている<sup>1)</sup>。また、反射法探査としては、長良川河口部での水資源開発公団による調査<sup>2)</sup>、「尾張西部活断層調査」<sup>3)</sup>の際に実施された一宮・木曽川町での調査、地質調査所による養老断層周辺での調査<sup>4)</sup>などがあるが、何れも調査長が短い。1999～2000年度に実施された「濃尾平野地下構造調査」<sup>5)</sup>では、パイプロサイズを用いて、東西27km及び南北21kmの2測線でP波反射法探査を実施すると共に、同測線上で屈折法探査、及び一部地域でS波反射法探査を実施している。さらに、清洲での深層ボーリング及びPS検層調査、12地点での微動アレイ調査を実施している。

図2に反射法探査結果を示す。図より西や南に行くに従って基盤深度が増加すること、同一層内でも深度の増加と共にP波速度が増加していることが分かる。濃尾平野地下構造調査により、濃尾平野の主要断面でのP波速度構造が概略把握されたが、平野北部・南部や名古屋市域の調査は不十分である。このため、2001年度後半から2002年度にかけて、名古屋市を含む平野南部の東西測線で反射法探査が追加実施される予定である。

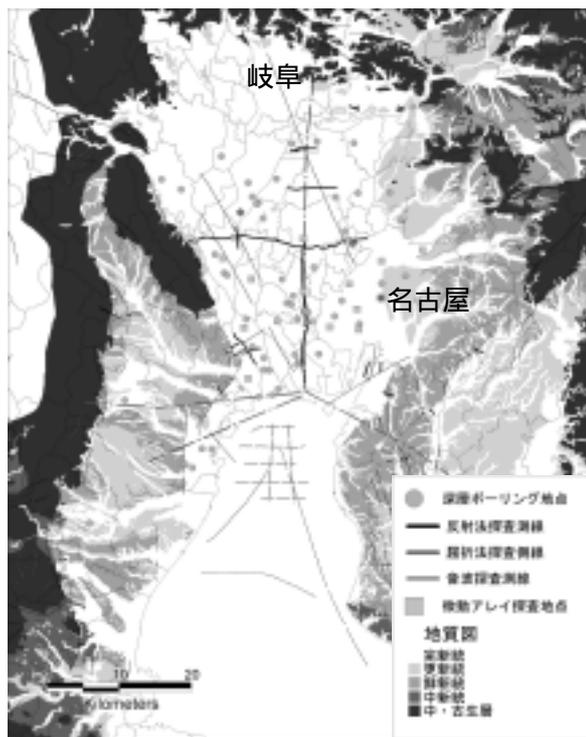


図1 濃尾平野の地質と既存調査位置

表1 地盤調査手法の特徴と既存調査状況

手法	特徴	調査数量
屈折法	P波速度推定の精度が高い。基盤のP波速度が把握できる。	爆破探査による3測線と、パイプロサイズによる2測線。
反射法	詳細な2次元P波速度構造が得られ、断層等の形状が把握しやすく、地層区分が容易。S波震源の反射法もあるが、震源のパワーが不足がち。	測線長20～30kmの2測線と、活断層調査用の短い約10測線。
深層ボーリングのPS検層	深さ方向の高精度のP波・S波速度分布が得られるが、コストがかかる。	清洲・羽島・山王の3箇所。何れも基盤深度は1000m以下。
重力探査	単独調査では分解能が低い。面的データとして基盤深さの補間などに利用できる。	濃尾伊勢湾域には約2万のデータがある。
微動アレイ探査	都市部での調査が容易。低コストで簡便にS波速度が得られる。拘束条件が少ないと結果に任意性が入る。また平行成層でない精度が落ちる。	平野南部の約20箇所を実施。
微動H/V	容易に測定ができ、地盤の周期特性を把握するのに適する。	平野内に300～400点のデータがある。
地震動	H/Vスペクトルやレシーバー関数の分析から周期特性やP-PS時間の把握ができる。シミュレーション解析の対象にもなる。地中観測点があれば、層構造の同定に利用ができる。	平野内に約200観測点。ポアホールは約10点。清洲・羽島・山王では基盤岩の観測も実施。
表層のPS検層	深さ方向の高精度のP波・S波速度分布が得られる。調査深度はVs400m/s程度の工学的基盤までの場合が殆ど。	平野内に100程度の調査データがあるが、名古屋市内中心部に偏在。
表層の標準貫入試験	N値50程度の建築基礎用の基盤位置までのデータ。N値や層序、土質種別などの情報が得られる。S波速度推定には経験式が必要。	平野内に約30000の調査データがあるが、公開されているのは約5000。

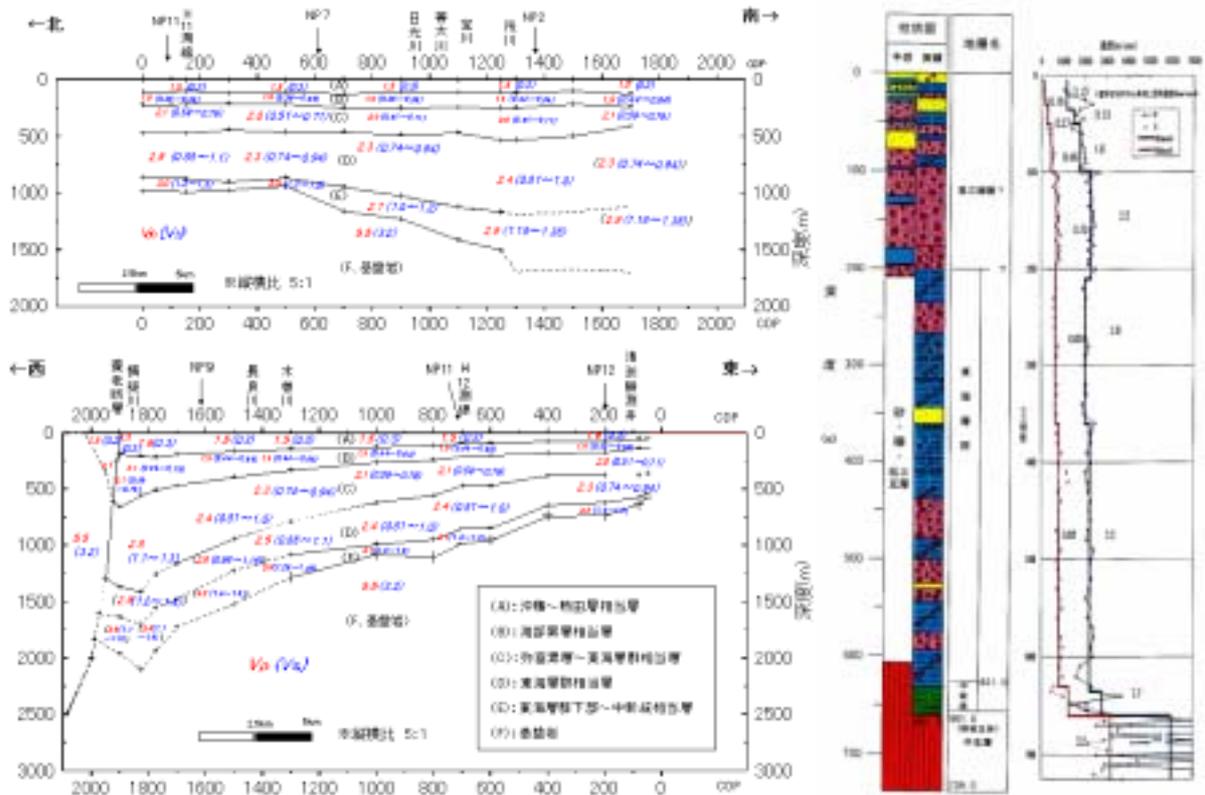


図2 東西・南北の反射断面

図3 清洲観測井でのPS検層結果

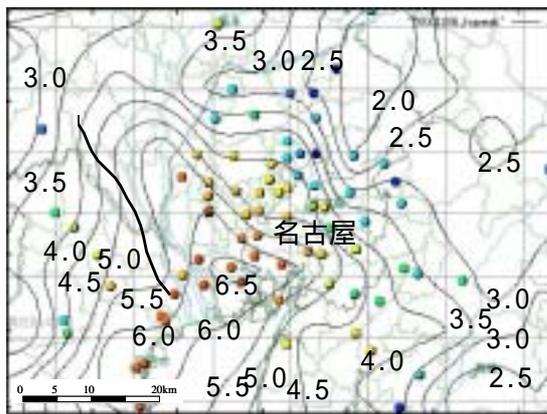


図4 強震観測点とH/Vスペクトル周期

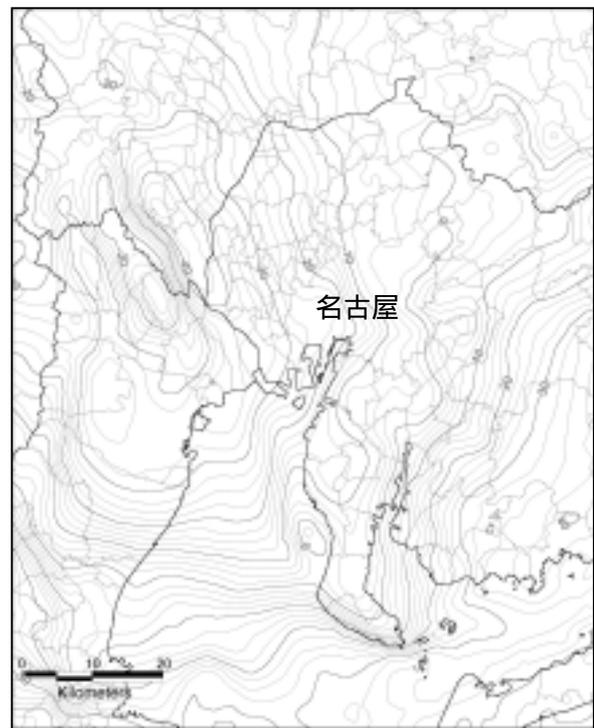


図5 濃尾平野のブーゲー異常

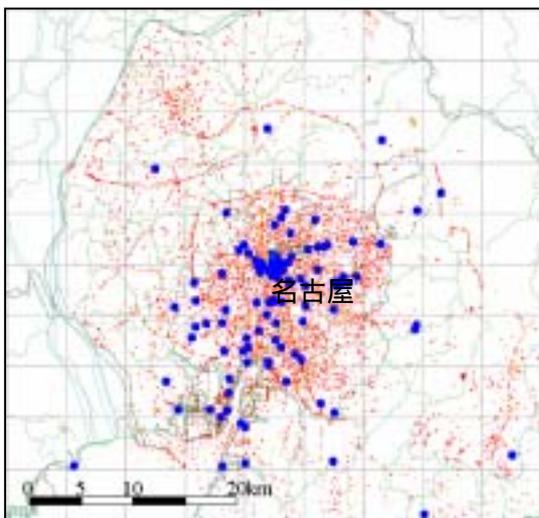


図6 浅層ボーリングとPS検層位置

深層ポーリングは 38 井が報告されているが、その殆どは温泉井戸でありデータの質は低い。基盤岩に達するのは 15 井であり、山王<sup>6)</sup>・清洲<sup>5)</sup>・羽島<sup>7)</sup>では速度検層と地震観測が実施されている。清洲と羽島については防災科学技術研究所の基盤強震観測網 (KiK-net)<sup>7)</sup>に組み込まれ、データが公開されている。ただし、三者とも基盤深度は 1000m 以下であり、基盤深度が 2000m を超える濃尾平野西部・南部のデータは欠落している。図 3 に清洲で得られた総合柱状図と PS 検層結果を示す。

微動データに関しては、フーリエスペクトルの分析<sup>8)</sup>や H/V スペクトル分析<sup>9)</sup>が行われ、何れも数百点の多地点の記録からやや長周期域の周期特性と基盤深度との関係を検討している。また、微動アレイ調査<sup>5)10)11)</sup>は平野内約 20 か所で実施され、S 波速度構造が推定されている。これらは平野南西部や名古屋市域の速度データとしては唯一のものである。但し、層厚と S 波速度の推定には任意性が有り、また長周期域では微動源のパワーが不足がちであることから、特に基盤深度の大きい場所では十分な吟味が必要である。

強震観測は、濃尾平野内約 200 箇所で実施されており、基本的な震動性状の分析や<sup>12)</sup>、H/V スペクトルやレシーバー関数を用いた基盤構造との関係の分析<sup>13)</sup>が行われている。図 4 は、2000 年鳥取県西部地震の観測記録の H/V スペクトルから求めた、やや長周期域の卓越周期分布である。図 5 に示すブーゲ - 異常分布とも良い対応を示している。現在、様々な観測機関のネットワーク化が図られており、今後利用価値が高い<sup>14)</sup>。

重力データに関しては、古くからブーゲー異常に基づく基盤深度の推定が行われており<sup>15)</sup>、濃尾平野・伊勢湾域には約 2 万のデータが存在する。最近では、平野端部の基盤段差を拘束条件として、3 層モデルで堆積構造を推定する試みも行われている<sup>16)</sup>。図 5 は志知ら<sup>17-18)</sup>により得られたブーゲー異常を示したものである。東海湖盆を反映し、濃尾平野西部から伊勢湾、四日市・桑名地区に低重力地域が認められる。

一方、浅層地盤に関しては、平野内で 100 本程度の PS 検層データが存在し、標準貫入試験データは名古屋市内で約 4000 本<sup>19)</sup>がデータベース化されており、GIS を利用した活用が行われている<sup>20)</sup>。この他に、愛知県建設部が約 13000 本の、名古屋市環境局が約 25000 本のデータベースを保有している。図 6 は愛知県の保有するポーリングデータと第一著者の収集した PS 検層(大きな丸)の位置を示したものである。名古屋市域を中心に浅層データが充実していることが分かる。

### 3 . 地盤モデル作成の基本方針

周期 0.1 秒から 10 秒を含む広帯域強震動予測用<sup>21)</sup>の濃尾平野 3 次元地盤モデル構築のため、地震基盤とその上位にある堆積層の速度構造の空間分布をできるだけ精度よくモデル化する。このためには、前節に示したデータを、各々の特徴を活かして有効に組み合わせることが基本になる。数は少ないが精度のよい点(深層ポーリング)や線(反射法断面)の情報を尊重し、他の情報(地形・地質情報など)に基づいて拘束をかけながら、多点の情報(重力)を用いて面の情報を作成する。作成されたモデルの検証は、微動や地震観測記録を用いて行う。原則として、既存地盤資料を以下のように利用する。

- 1) PS 検層記録から得られている清洲・山王・羽島の各層の境界深度及び S 波・P 波速度から、各層の速度の基準値を設定すると共に、S 波速度と P 波速度の関係を利用する。また、他の深層ポーリングデータについては基準断面作成時の基盤深度設定の際に参考にする。
- 2) 反射断面位置の P 波速度と地層境界深度を用いて、基準断面や平野端部の基盤形状を設定する。また、図 2 に見られる P 波速度の深度依存性を利用する。
- 3) 重力データを用いて地震基盤ならびに堆積層内層境界の 3 次元幾何学的形状を作成する。但し、地形の急変部については、地質・地形・反射データなどを参考に層境界位置を拘束する。

4) 微動及び強震観測記録の H/V スペクトル分析から求めたやや長周期域の卓越周期を、速度構造モデルの検証に用いる。また、微動アレイにより得られた速度構造については、各層の速度の基準値設定時に参考にする。

5) 浅層地盤データについては、PS 検層データに基づいて N 値等の指標と S 波速度との回帰式を作成し、任意場所での浅層速度構造モデルを構築する。

これらを踏まえて、図 7 に示すフローに基づき、濃尾平野の S 波速度構造モデルを策定する。具体的には、4 節で重力データに基づいて 3 次元密度構造を作成し、5 節で速度構造モデルを作成する。本論の特徴は、密度構造作成に際して 3 層地盤モデルを用いたことと、速度構造作成に際して弾性波速度の深度依存性を導入したことにある。これらにより、強震動・微動観測記録の周期特性を模擬できる 3 次元速度構造モデルを策定する。

#### 4 . 地質構造と重力によるモデル化

点や線の情報である深層ボーリングや屈折法・反射法探査の結果を平野全体に拡張するために、面的な物理探査データとして充実している重力データを地質構造との相関を考慮して最大限活用し、3次元密度構造を作成する<sup>22)</sup>。その際、新しい試みを2つ行っている。一つは、絶対深度や基盤急変部のモデル化に曖昧さがある重力基盤深度を拘束するために、深層ボーリングや反射法探査結果、地質構造情報を積極的に用いたこと、もう一つは、従来は単一層としてモデル化していた堆積層を、基準断面における地質構造と重力データとの相関性を考慮し3層でモデル化したことである。

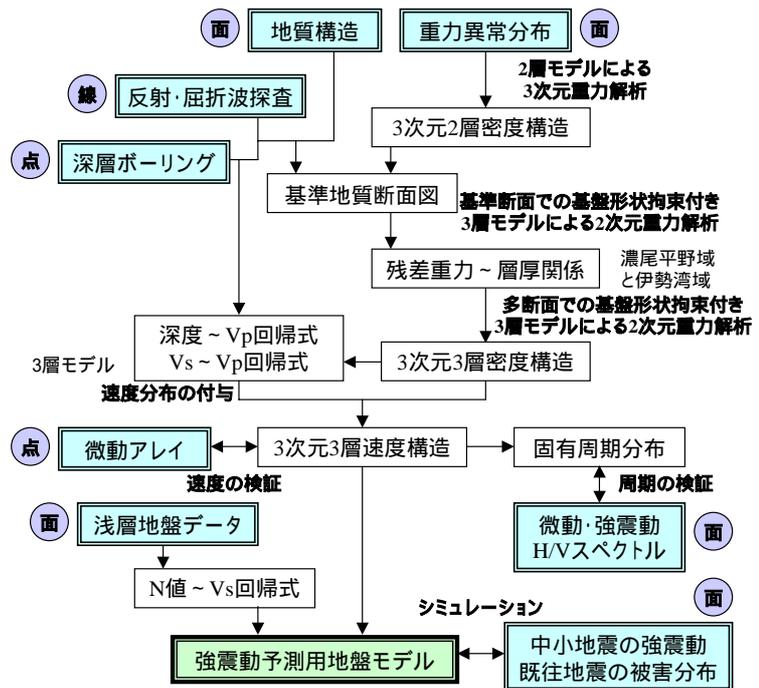


図 7 3次元速度構造モデル策定フロー

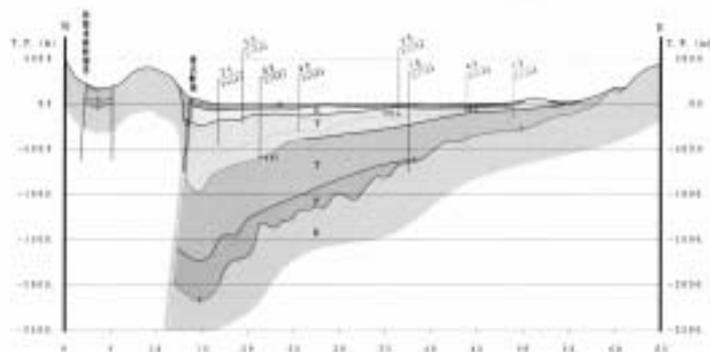


図 8 基準地質断面図の例

まず、濃尾平野周辺で過去に実施された様々な調査資料を基に、基盤密度を  $2.68\text{g/cm}^3$ 、堆積層密度を単一層として  $2.28\text{g/cm}^3$  と仮定し、2層3次元密度モデルと残差重力値から基盤深度(中・古生層上面)を仮設定した。次に、求めた基盤深度の平面的広がりを考慮しながら、既往の深層ボーリング調査や反射波・屈折波探査測線が多く存在する測線で基準地質断面図を作成した。基準断面としては、東西6断面、南北2断面を作成した。一例として、養老断層を東西に横切る断面の一つを図8に示す。

つぎに、堆積層を第四紀層 ( $1.88\text{g/cm}^3$ ) と第三紀層 ( $2.35\text{g/cm}^3$ ) の2層に分割し、基準地質断面の各層厚と残差重力値との相関関係を1次

式で回帰した。ここでは、「ひと塊りの堆積盆地では堆積環境は概ね同じであり、残差重力値と各堆積層の層厚とは比例関係にある」と仮定し、濃尾平野域と伊勢湾域とでは、堆積環境が異なると判断して、各々について図9のように回帰式を求めた。回帰結果は、濃尾平野域では、

$$y = -30.6x + 343 \quad \text{： 第三紀層} \quad (1)$$

$$y = -18.2x + 124 \quad \text{： 第四紀層}$$

伊勢湾域では、

$$y = -45.4x + 726 \quad \text{： 第三紀層} \quad (2)$$

$$y = -1.05x + 41 \quad \text{： 第四紀層}$$

となる。ここに、 $y$  は層厚(m)、 $x$  は残差重力値(mGal)である。平野端部の基盤形状を拘束条件として、上式を用いて二次元密度構造解析を東西・南北断面について多数行ない、濃尾平野・伊勢湾域の3次元密度構造モデルを設定した。

図10は、養老断層を東西に横切る断面において、拘束条件の付与の有無による残差重力の適合度と推定断面結果の差異を比べている。結果は、地質情報や反射法探査など既往の知見ともよく調和しており、残差重力値も観測値と計算値とでよい対応を示している。得られた第三紀層上面深度と基盤深度の分布を図11に示す。

## 5 . 速度構造のモデル化

3次元密度構造モデルで得られた層境界面深度を固定して各層に弾性波速度を付与し、微動または鳥取県西部地震の地震動後続波群から算定したH/Vスペクトルのピーク周期(図4、以後、観測ピーク周期)を面的に説明可能な3次元速度構造を作成する<sup>23)</sup>。ここでは、図12に示す測線を中心モデルの検証を行う。

最も単純な速度構造の付与は各層に単一の弾性波速度を付与することであり、その際には、点や線の情報である深層ボーリングのPS検層結果や反射法や屈折法で得られたP波速度を基本とする。しかし、密度モデルの第四紀層、第三紀層に、深層ボーリングのPS検層(図3)による単一速度を付与した結果は、表-2や図13に示すとおりであり、基盤深度が700m程度以下の場所では、Rayleigh波基本モードの理論H/V曲線のピーク周期(以後、理論ピーク周期)と観測ピーク周期がほぼ一致するが、地震基盤が1500mとなる濃尾平野西部の観測点では観測ピーク周期4~6秒に対して理論ピーク周期は約10秒と大きく異なる結果となった。平野全体の周期マップ

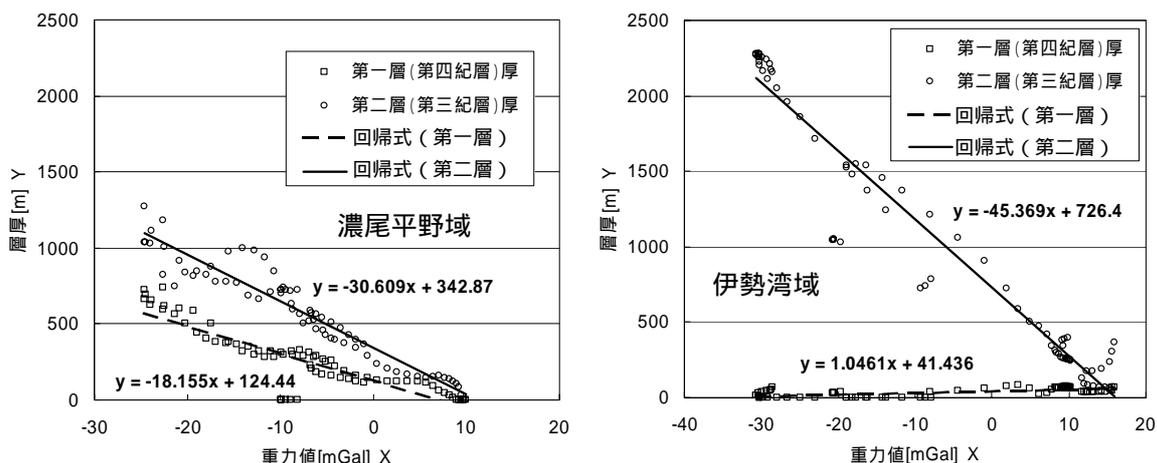


図9 残差重力値と各地層の層厚の相関性

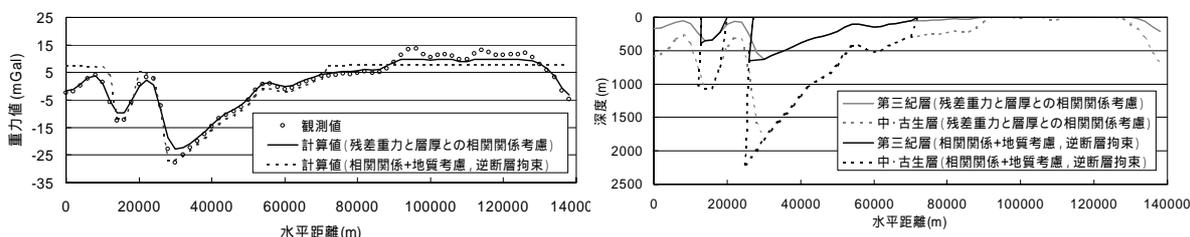


図10 重力解析により求めた地盤構造例

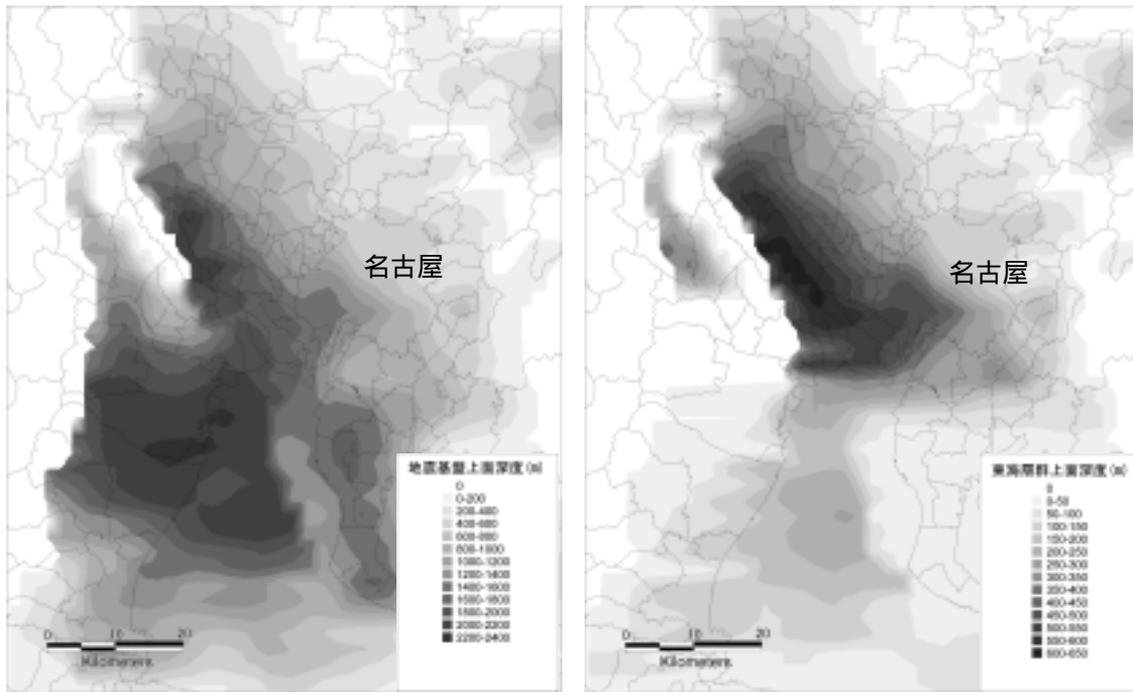


図 11 重力解析により得られた濃尾平野の基盤深度

(図 13)も各層に単一の速度を与える方式では、基盤が深い平野西部の観測ピーク周期(図 4)を説明できていない。また、強震観測記録のレシーバー関数から求めた P - PS 時間差と比較した P-S 時間差も、平野西部の観測地点で大きく見積もっており観測値との差異が大きい。

一方、図 2 に示した反射法断面をみると、同一地層内でも P 波速度が深度と共に増大する傾向が認められる。深度による速度増大は地震基盤が

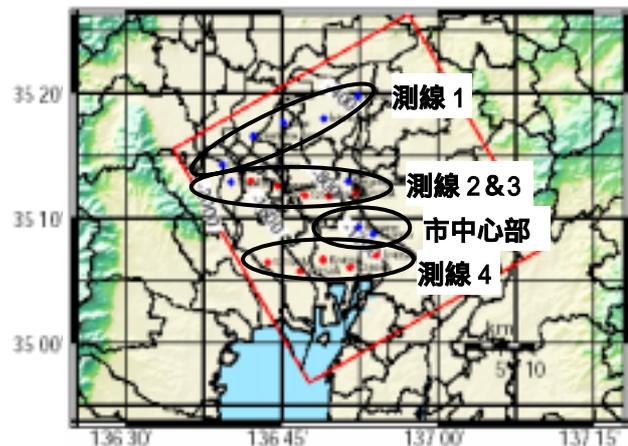


図 12 微動と強震観測のモデル検証測線

表 2 代表的観測点における H/V ピーク周期と P-S 時間差の観測とモデルの比較

	測線	観測点	東海層群 上面深度 (m)	基盤 上面深度 (m)	H/Vピーク周期(s)			P-S時間差(s)		
					観測	一定速度	回帰速度	観測	一定速度	回帰速度
微動	測線1	Hirata_nishijima	563	2008	5.1	11.0	6.8			
		Hashima_hinet	326	975	4.1	5.7	4.2			
		Bisai	279	893	3.7	5.0	4.1			
		Ichinomiya	198	659	2.9	3.7	3.3			
		Konan	57	290	-	1.5	1.7			
	測線2	Tokai_Ohasi	558	1852	4.7	10.4	6.5			
		Heiwa	409	1242	4.6	7.2	5.0			
		Kaigarayama	188	623	3.3	3.5	3.2			
	名古屋 中心部	Kogane	329	1023	4.4	5.8	4.3			
		Sannou	304	954	4.1	5.5	4.2			
鳥取 西部地 震	測線3	12157A	480	1449	5.5	8.4	5.6	1.20	1.89	1.23
		12146A	409	1242	4.6	7.2	5.0	1.18	1.61	1.10
		12148A	358	1088	4.8	6.3	4.5	1.01	1.41	0.99
		12149A	299	927	4.3	5.3	4.2		1.19	0.91
		12135A	219	723	4.3	4.1	3.6		0.91	0.77
	測線4	12154A	586	1765	5.5	10.3	6.5		2.30	1.43
		12152A	542	1655	6.8	9.6	6.2	1.43	2.14	1.35
		K2403A	467	1453	5.5	8.3	5.6		1.87	1.23
		K2404A	518	1518	5.9	8.9	5.9		2.00	1.28
		I2405A	414	1230	5.1	7.2	5.0		1.61	1.09

深い地点の平均速度を増大させるため、平野西部の観測ピーク周期を説明できる可能性が高い。既往の研究には、弾性波速度が深度の 1/6 乗程度に比例すると指摘したものも多い。速度が深度の 1/6 乗になるとした間隙比を用いた理論式<sup>24)</sup>、速度が深度と比抵抗の積の 1/6 乗になるとした堆積岩に対する経験式<sup>25)</sup>、浅層ボーリングに対して得られた速度推定の経験式における深度依存性<sup>26)</sup>、<sup>20)</sup> などである。

そこで、第四紀層と第三紀層に対して個別に深度～P波速度の回帰式を設定し、反射法による区間速度(図2)の回帰により係数を求めた。その結果、下式が得られた。

$$\begin{aligned} V_p &= 0.818 z^{0.156} && \text{： 第四紀層} \\ V_p &= 0.143 z^{1/6} \psi + 0.771 z^{1/6} && \text{： 第三紀層} \end{aligned} \quad (3)$$

ここに、 $V_p$  は P 波速度 (km/s)、 $z$  は地表からの深度 (m) であり、 $\psi$  は第三紀層上面からの深度を第三紀層の層厚で基準化した値である。後者は、第三紀層内の年代効果的なものを考慮したことに相当する。

S 波速度  $V_s$  (km/s) は深層ボーリングの PS 検層結果から得られた以下の S 波速度～P 波速度の一次式<sup>5)</sup>から算定する。

$$\begin{aligned} V_s &= 0.546V_p - 0.491 && \text{： 第四紀層} \\ V_s &= 0.745V_p - 0.873 && \text{： 第三紀層} \end{aligned} \quad (4)$$

これらの回帰式を用いて S 波速度を推定する。図 14 に濃尾平野の代表位置における推定 S 波速度構造を示す。このようにして求めた S 波速度分布と、図 11 に示した東海層群上面深度・基盤

深度を用いて、平野内各点の水平成層地盤モデルを作成し、理論ピーク周期を算定した。結果を表 2 と図 15 に示す。平野西部の周期が短周期化し、各測線での観測値と理論値との対応が向上している。図 4 に示した観測ピーク周期の分布と良く対応した結果となっており、濃尾平野全体において 1 次固有周期分布を説明できる 3 次元速度構造モデルが作成できている。また、平野西部の 4 地点の強震観測記録 (12157A、12146A、12158A、12110A) を用いて、F-K スペクトル分析により位相速度を求めたところ、周期 5.9 秒の位相速度は 2270m/s となり、各地点のレーリー波基本モードの理論位相速度 (2386、2482、2416、2347m/s) と概ね対応した。

なお、P 波速度の回帰式から経験式を用いて算定した密度は、密度構造モデルの密度と対応しており地下構造全体として矛盾していないこと、作成された S 波速度構造が濃尾平野で複数行われ

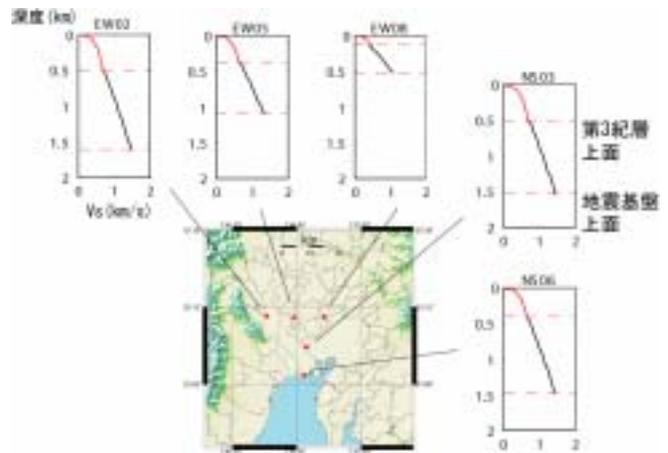


図 14 推定された S 波速度構造の例

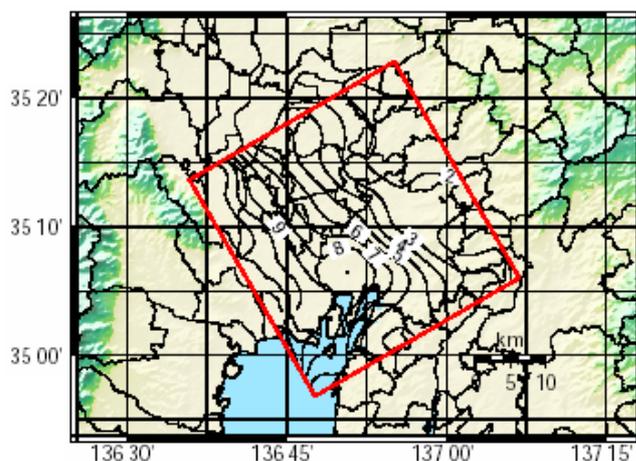


図 13 各層単一速度モデルによる周期分布

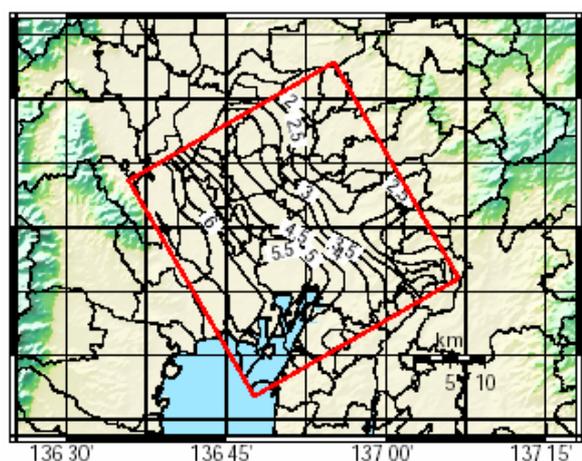


図 15 修正速度モデルによる周期分布

ているアレー微動探査結果と整合することを確認している。

一方、建築基礎用のボーリングデータが充実している第四紀層等の表層に関しては、これらのデータの利用を前提とする。但し、濃尾平野には PS 検層データが少ないこと、標準貫入試験データは相当数存在することから、標準貫入試験データに基づく S 波速度推定式を用いることにした。ここでは、名古屋市市内で行われた PS 検層結果と標準貫入試験結果との関係を回帰して求めた下式<sup>20)</sup>を利用する。

$$V_s = 102.86N^{0.129}H^{0.118} \begin{cases} 1.00 \\ 0.978 \\ 1.015 \\ 1.113 \end{cases}_S \begin{cases} 1.000 \\ 1.345 \\ 1.223 \\ 1.219 \\ 1.157 \\ 1.365 \\ 1.505 \\ 1.543 \end{cases}_A \quad (5)$$

ここに、 $N$  は標準貫入試験による  $N$  値、 $H$  は深度 (m)、ベクトル  $S$  は土質種別で上段から粘土・シルト・砂・砂礫、ベクトル  $A$  は地質年代で上段より南陽層・鳥居松礫層・大曾根層・熱田層上部・熱田層下部・海部弥富累層・八事層・矢田川累層を意味する。なお、軟弱な地盤の場合、強震時には、塑性化や液状化など著しい非線形現象が起こる。これを考慮するには地盤の動的変形特性試験結果や液状化試験結果が必要となる。しかし、これらの情報は極めて少ないのが実状であり、土質種別と拘束圧などにより整理された一般的な動的変形特性を用いたり、 $N$  値から各種液状化特性を推定したりする必要がある<sup>27)</sup>。

## 5. まとめ

本論では、既存調査資料が十分ではなく、関東・大阪平野と比べ本格的な地盤モデルの策定が遅れていた濃尾平野において、新たに 3 次元地盤速度構造モデルの初期モデルを策定した。ここでは、周期 0.1 秒 ~ 10 秒程度の広帯域強震動予測を可能とするモデルを構築することを目的として、質の高い調査データの不足を、他のデータで

補う方法を示している。すなわち、既存の地質構造資料を拘束条件として、重力に基づいて地盤層構造をモデル化し、速度構造の深度 (間隙比) 依存性を導入することにより、強震・微動観測で得られた周期特性を模擬できる速度構造を構築している。得られた結果は、微動や強震動後続波の H/V スペクトル周期と良い対応を示しており、平野の周期特性を反映したものであると考えられる。今後、作成されたモデルを用いて、地震波シミュレーションを行い、モデルの検証を行うと共に、さらに改良を繰り返していく必要がある。ここで示した方法は、データの充実度が十分ではない地域での初期モデルの策定に有効である。

なお、堆積層内の  $Q$  値については、十分なデータがないため、本論では検討を割愛した。現時点では、平野内にある鉛直アレーの地震観測記録から推定できる場合にはその値を用い、推定できない場合には既往の結果を準用することになる。 $Q$  値の評価については、今後、検討が必要である。また、今回は、中新統のデータが十分ではなかったため第三紀層を 1 層としてモデル化したが、今後、平野内の調査が充実した場合、中新統を独立した層としてモデル化していくことが必要である。

## 参考文献

- [1] 中京圏基盤構造研究グループ (1980): 名古屋地域の基盤構造 (その 1), 地震学会講演予稿集, No.2, 211, 同 (1980): 同題 (その 2), 地震学会講演予稿集, No.1, 229.
- [2] 水資源開発公団, 大阪土質試験所 (1994): 長良川河口部周辺地質構造調査報告書.
- [3] 愛知県 (1998): 尾張西部地域活断層調査報告書.
- [4] 須貝俊彦, 杉山雄一 (1998): 大深度反射法探査による濃尾平野の活構造調査, 地質調査所速報, No.Eq/98/1, 55-65.
- [5] 愛知県 (2000): 濃尾平野の地下構造調査成果報告書, 愛知県 (2001): 濃尾平野に関する地下構造調査 (反射法地震探査・総合解析等), 濃尾平野に関する地下構造調査 (観測井掘削等).
- [6] 澤田義博, 南雲秀樹他 (1999): 名古屋市山王における温泉ボーリングを利用した地震観測, 物理探査学会第 101 回学術講演会論文集, 226-234.
- [7] 防災科学研究所: <http://www.kik.bosai.go.jp/>
- [8] 宮崎正, 多賀直恒他 (1985): 濃尾平野の長周期微動の総括的研究 - 観測と 2 次元定常解析 -, 日本建

築学会構造系論文報告集, No.351, 103-102.

[9] 中村仁, 福和伸夫他(2000): 常時微動計測に基づく名古屋市域の地盤震動特性と基盤深さの推定に関する研究, 構造工学論文集, Vol.46B, 413-421.

[10] 佐口浩一郎, 瀬尾和夫, 正木和明(2000): 濃尾平野における深部地盤構造と強震動特性 - 微動アレイ観測によるS波速度構造の推定と増幅特性 -, 日本建築学会学術講演梗概集, B-2, 271-272.

[11] 馮少孔, 澤田義博, 他(2002), 微動アレイ探査による濃尾平野の基盤構造について, 物理探査, vol.55. (投稿中)

[12] 福和伸夫, 飛田潤他(2000): 名古屋市域の地盤・強震動・微動データのコンパイルと地盤震動性状区分, 日本建築学会技術報告集, 10, 41-46.

[13] 堀啓輔, 大河内靖雄, 福和伸夫他(2001): 多点の強震記録を用いた濃尾平野の面的な深部地盤構造推定 その1 H/V スペクトルとレシーバー関数の適用 その2 各手法の濃尾平野全域への適用, 日本建築学会学術講演梗概集, B-2, 71-74.

[14] 飛田潤, 福和伸夫, 中野優, 山岡耕春(2001): オンライン強震波形データ収集システムの構築と既存強震計・震度計のネットワーク化, 日本建築学会技術報告集 13, 49-52

[15] 飯田汲事, 青木治三(1959): 重力異常と地下構造, 特に濃尾平野の場合について, 測地学会誌, 5, No.3 - 4, 88-91

[16] 馬場干児, 松澤宏, 野崎京三他(2000): 地震防災のための重力データに基づく堆積平野の3次元多層深部地盤構造の把握 - 濃尾平野への適用 -, 応用地質技術年報, 1-41.

[17] 志知龍一・山本明彦(1994): 西南日本における重力データベースの構築, 地質調査所報告第280号, 1-28.

[18] 志知龍一・山本明彦(2001): 名大重力データベースの構築と運用, 日本測地学会第96回講演会要旨, 2001年10月, 169-170.

[19] 土質工学会中部支部(1988): 最新名古屋地盤図

[20] 福和伸夫他(1999): GISを用いた既存地盤資料を活用した都市域の動的な地盤モデル構築, 日本建築学会技術報告集, 9, 249-254

[21] 福和伸夫, 久保哲夫他(2001): 名古屋市を対象とした設計用地震動の策定 その1 全体計画概要, 日本建築学会大会学術講演梗概集, B-2, 81-82.

[22] 野崎京三, 池田善考他(2001): 濃尾平野における強震動予測のための深層地盤のモデル化(その1 地質構造と重力によるモデル化), 地震学会.

[23] 早川崇, 佐藤俊明他(2001): 濃尾平野における強震動予測のための深層地盤のモデル化(その2 速度構造の設定), 地震学会.

[24] Gassman, F. (1951): Elastic waves through a packing of spheres, Geophysics, 16, 673-685.

[25] Faust, L. Y. (1953): A velocity function including lithologic variation, Geophysics, 18, 271-288.

[26] 太田裕, 後藤典俊(1976): S波速度を他の土質的指標から推定する試み, 物理探査, 29, 1, 31-41.

[27] 日本建築学会: 入門・建物と地盤との動的相互作用, 日本建築学会, 1996