

常時微動観測に基づく福井平野の 深部地盤構造の推定

小嶋 啓介*・安井 譲**

Estimation of S-Wave Velocity Structure Down to the Seismic Bedrock of Fukui Plain Based on Microtremor Observation

Keisuke KOJIMA * and Yuzuru YASUI **

Abstract

Accurate estimation of subsurface structure is indispensable in order to accurately predict the seismic damage of the region. However, deep borehole, PS-logging and elastic wave exploration have been conducted only on limited points in the Fukui region. In this study, S-wave velocity structure down to the seismic bedrock was explored in the Fukui Plain based on microtremor observation. The three-components microtremor observations were carried out at every 1km-by-1km mesh throughout the plain. We could evaluate two kinds of predominant period from the H/V spectra. The H/V spectral ratios at each site were inverted to a 1D S-wave profile using genetic inversion technique. In this inversion procedure, the existing back-analyzed S-wave velocity structures from the microtremor array observations were used as prior information. The 3D subsurface model of the Fukui plain has been evaluated by using geo-statistical procedure. The validity of the estimated structure from the microtremor observation was confirmed by comparing with the density structure and with the existing inverted structure from microtremor large array observations.

キーワード：福井平野，常時微動観測，H/V スペクトル，S 波速度構造，地震学的基盤

Key words：Fukui Plain, microtremor observation, H/V-spectrum, S-wave velocity structure, seismic-bedrock

* 福井大学工学研究科
Faculty of Engineering, The University of Fukui

** 早稲田大学理工学研究所
Waseda Research Institute for Science and Engineering

本論文に対する討論は平成27年8月末日まで受け付ける。

1. 序論

1948年福井地震 ($M_j = 7.1$) で壊滅的な被害を経験した福井県は、1970年以降ほぼ10年ごとに地震被害予測調査 (福井県: 1989, 1997)^{1,2)} を実施している。この地震被害予測で使用されている地盤モデルは、地形・地質区分や浅層ボーリング情報などから設定された百余りの典型的な地盤モデルを、解析メッシュに割り当てるものである。解析メッシュの間隔は、当初の $1\text{ km} \times 1\text{ km}$ から $250\text{ m} \times 250\text{ m}$ まで細分化されてきたが、以下に示す弾性波探査や微動観測に基づく知見の反映度は小さく、地盤モデル自体の改善度は小さい。

福井平野の地盤構造の解明を目的とした調査研究は以下のように蓄積されつつある。弾性波探査として、天池ら (1984)³⁾ は JR 丸岡駅東側の約 1.8 km の東西測線を設定し、エアガン震源を用いた弾性波探査を行い、想定される福井地震断層を境界として、基盤深度が西側で $50 \sim 200\text{ m}$ 程度深いことなどを見いだしている。また、井上ら (1996)⁴⁾ は九頭竜川の左岸の河川敷の東西約 2 km の測線で反射法弾性波探査を実施している。福井県 (1998)⁵⁾ は、福井平野東縁断層帯の活動履歴の解明を目的とし、JR 春江駅から北陸自動車道の丸岡 IC に至る全長約 6 km の測線での P 波探査を行い、深さ 300 m 程度までの第四紀層の P 波速度構造を求めている。さらに、北陸自動車道丸岡 IC 付近で、S 波弾性波探査を行い深さ 50 m までの S 波速度構造を求め、P 波探査と併せて福井地震断層の活動を示唆する食い違い構造を見いだしている。

筆者らは、強震および常時微動観測情報に基づいて、福井平野の地盤構造の解明を目的とした一連の研究を継続している。小嶋・山中 (2003)⁶⁾ では、福井平野での観測地震動による地盤増幅率と、重複反射法による増幅率の誤差を最小化することにより、観測点直下の層厚および Q 値を推定する逆解析手法の適用を試みている。また小嶋・鈴木 (2005)⁷⁾ では福井平野周辺を 1 分間隔のグリッドに分割し、常時微動の 1 点 3 成分観測を行い、以下のようにして福井平野全体の第四紀層厚を求めている。収集された 3 成分観測のフーリエ

および H/V スペクトルから、福井平野の常時微動には、沖積層最下面に起因する $0.3 \sim 1.5$ 秒程度の卓越周期 T_a と、第四紀層最下面に起因すると思われる $0.5 \sim 2.5$ 秒程度の卓越周期 T_q が存在することを確認し、判読された卓越周期に 4 分の 1 波長則を適用し、観測点ごとの沖積層および洪積層厚を求めるとともに、求められた深度構造をサンプルとするクリギングおよびコクリギングを行うことにより、福井平野周辺の 15 秒メッシュの第四紀層構造モデルを求めている。しかしながら、このモデルで使用した沖積層および洪積層の S 波速度は、福井県の地震被害予測^{1,2)} で用いられた微地形区分等から想定されたやや曖昧な値であること、微地形区分ごとに一定と仮定していることなどの課題を有していた。また小嶋・本 (2012)⁸⁾ では、福井平野から鯖武盆地に至る領域の 75 個所で常時微動のアレイ観測を実施し、Rayleigh 波位相速度を求めるとともに、その逆解析から第四紀層の S 波速度構造を推定し、その空間補間により、対象領域全体の S 波速度構造の推定を行っている。

以上のように、福井平野の新第三紀層までの地下構造についての知見は蓄積されつつあるが、地震学的基盤までの深部構造を明らかにしようとした研究は比較的少ない。山中ら (2000)⁹⁾ は、地震学的基盤までの S 波速度構造の解明を目的とし、福井平野周辺の 5 個所で半径 1 km におよぶ大半径アレイ観測を行っている。周期 $0.4 \sim 2$ 秒程度の Rayleigh 波分散曲線から、 4 層構造を仮定した S 波速度構造を推定し、新第三紀層および基盤の深さとして、それぞれ 200 m および 1 km 程度という値を得ている。安井ら (2009)¹⁰⁾ は、福井平野の南北断面を対象とし、常時微動の 1 点 3 成分観測を行い、観測 H/V スペクトルと Rayleigh 波の理論 H/V スペクトルの誤差を最少化することにより、第四紀および新第三紀層の厚さを推定し、重力異常構造との比較を行っている。さらに安井ら (2012)¹¹⁾ は、山中らのアレイ観測データを追補すべく福井平野の 5 個所において最大半径 500 m のアレイ観測を行うとともに、得られた分散曲線を上記の H/V スペクトルに基づくモデルで照査する

ことにより第四紀および新第三紀層の厚さを推定し、地震学的基盤の深さは、重力異常によるものと調和的で、山中らの結果に比べて500m程度深いと報告している。一方小林ら(2001)¹²⁾は、福井平野北部を対象とした高密度重力異常測定に基づき、3層構造を仮定した密度構造を推定し、福井地震断層の活動を示唆する谷構造を指摘している。

本研究では、地震被害予測の精度と信頼性の向上に資する、福井平野の地震学的基盤までの3次元のS波速度構造を明らかにすることを目的とし、以下の手順で研究を実施した。

固有周期5秒の3成分速度計を用い、福井平野の標準地域メッシュ第3次メッシュごとに常時微動の1点3成分観測を行った。収録データからH/Vスペクトルを算出し、卓越周期を判読した。さらに小嶋・本(2012)⁸⁾による福井平野周辺のアレイ観測から推定した地盤構造を事前情報として活用し、観測H/Vスペクトルと理論値の誤差を最小化する速度構造を推定した。観測地点ごとの推定構造の空間補間により、福井平野の地震学的基盤までの構造を求めるとともに、既存の弾性波探査結果、強震観測および微動アレイ観測に基づく推定構造、ならびに重力異常解析などとの比較を行い、その妥当性を検討した。

2. 福井平野周辺の地形・地質概要

図1は福井平野の地形図であり、国土地理院の数値地図50mメッシュ(標高)¹³⁾と地図表示ソフトウェアカシミール¹⁴⁾を用いて作成した。同図の太枠は、国土地理院の1/25000地形図の範囲を示している。対象図幅の範囲は福井(FKI)と越前森田(EMT)のすべてと、三国(MKN)、越前中川(ENG)、丸岡(MRK)、永平寺(EHJ)および鮎川(AYK)の一部である。点線は、3次メッシュ(緯度30秒、経度45秒の約1km間隔)を示している。

図2は平野周辺の微地形区分を、3次メッシュを4分割した2分の1地域メッシュ(約500m間隔)¹⁵⁻¹⁷⁾で示している。図3は福井平野周辺の地質分布図¹⁸⁾である。福井平野は、東西に流れる九

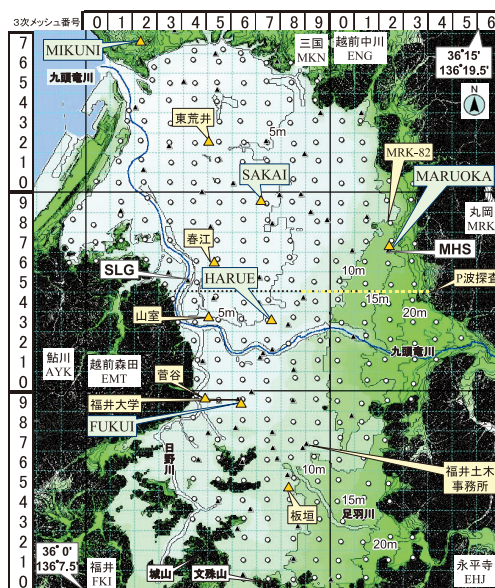


図1 福井平野の地形図と微動観測地点
○：3成分観測点、▲：アレイ観測点⁹⁾
HARUEなどは山中ら⁹⁾、東荒井などは安井ら¹¹⁾による大アレイ観測点

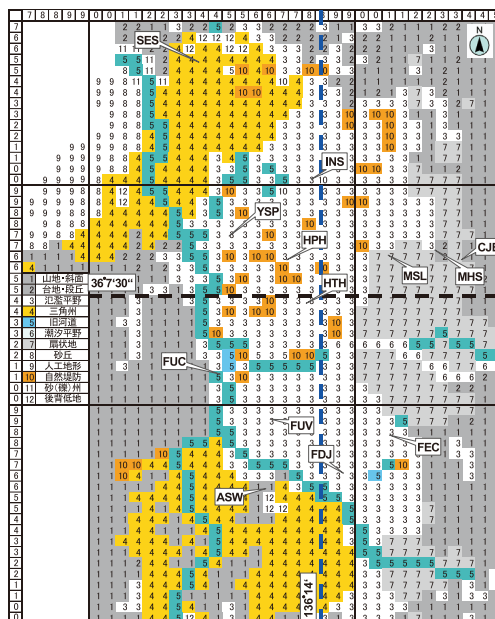


図2 福井平野の微地形区分と強震観測点
FUVなどは強震観測地点⁶⁾

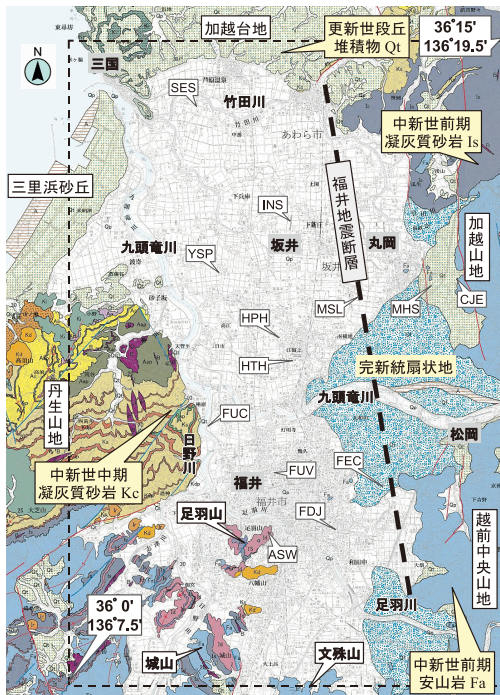


図3 福井平野周辺の地質区分
福井県地質図2010年版¹⁸⁾に加筆

頭竜川を境に、北部を坂井平野、南部を狭義の福井平野と呼ぶ場合があるが、本論文では、福井市南部の文殊山から城山を結ぶ北緯36度付近より北に広がる東西約12km、南北約25kmの広義の福井平野を対象とする。図2の微地形分布図から、福井平野は九頭竜川の上流から下流に向かい、扇状地、氾濫平野・自然堤防、三角州という典型的な沖積平野の微地形分布を呈していることが読みとれる。

福井県地質図説明書(2010)¹⁸⁾および三浦(1992)¹⁹⁾よれば、福井平野周辺の地形・地質は以下のように概観できる。九頭竜川水系によって形成された福井平野は、北側を加越台地、東西および南部は、加越山地、越前中央山地および丹生山地により区切られている。加越台地は、更新世の砂礫質の海成段丘・河成段丘堆積物で構成されている。周辺の山地は大域的には飛騨帯に含まれるが、岩体表層は新第三紀中新世中期の安山岩 Fa や凝灰質砂岩 Is が優勢であり、福井市街地に孤立

丘状に存在する足羽山も、主に中新世の火山凝灰岩で形成されている。

図1に示した福井大学と福井土木事務所ではPS検層が行われている。両地点の沖積層厚さは29mおよび26mである。洪積層の最上面はS波速度が500~590m/sの礫層が現れており、この層は第一礫層と呼ばれ、福井平野に広く分布していることが確認されている¹⁹⁾。第四紀層厚は上記PS検層地点で175mと150m、であるが、図1に点線で示した福井県によるP波反射探査⁵⁾からは、平野中央で300mを超えることが確認されている。PS検層地点および平野周辺に散在する温泉ボーリングから、第四紀層の下部には、中新世中期の安山岩 Fa および凝灰質砂岩 Is が確認されている。

3. 福井平野における単点微動観測

3.1 単点常時微動観測

図1の○印は単点3成分観測を実施した地点である。対象領域の南西および北東端の緯度経度は、それぞれ(36°0', 136°7.5')と(36°15', 136°19.5')である。単点3成分観測は、3次メッシュごとに行い、平野域にあたる284個所で観測を行った。微動観測地点は図幅名に3次メッシュ番号(図1の各図幅の左端と上端に示す番号で、南西端が00、北東端が99)を付加し、例えばFKI-64のように呼称する。

常時微動観測には、Lennartz社製の固有周期5秒のサーボ型速度計LE-3D/5sと白山工業製データロガーLS-8000SHを用いた。観測地点は、3次メッシュの中心付近のグラウンド、公園、神社などを選定したが、適当な広場がない場合には、人工振動源から遠い農道などでも行った。微動観測は昼間に行い、サンプリング周波数を100Hz、収録時間は約20分に設定した。収録データからノイズの少ない40.96秒の区間20組を目標に選定し、フーリエ解析を行い、周期1秒以下で0.1Hz、1秒以上で0.4Hzのバンド幅のParzenウィンド処理を行い、H/Vスペクトルを算出した。

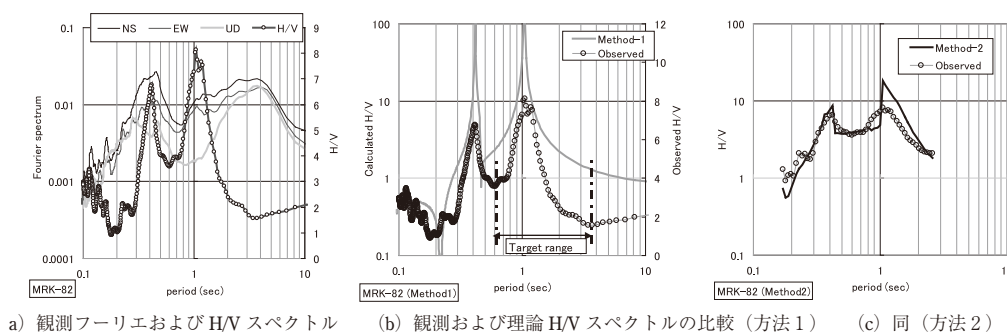


図4 MRK-82地点の観測および理論 H/V スペクトル

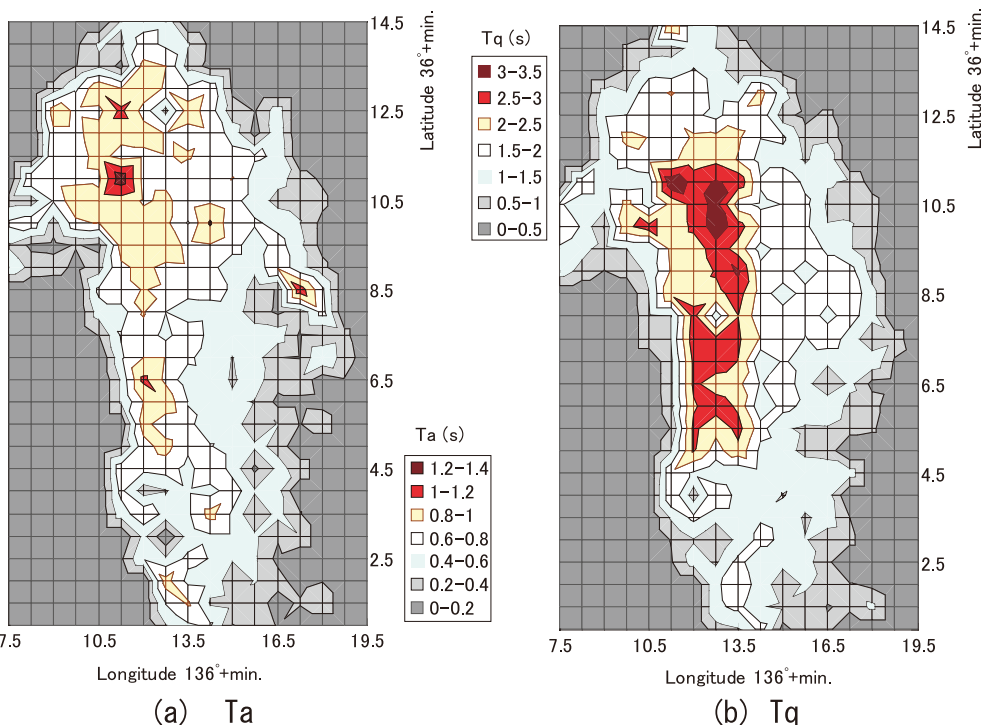


図5 H/V スペクトルから判読された卓越周期分布

3.2 H/V スペクトル

図4 (a)に単点微動観測から得られたフーリエスペクトルと H/V スペクトルの例として、MRK-82地点の結果を示す。○で示す H/V スペクトルには、2つの明瞭な卓越周期が読みとれる。福井平野におけるほとんどの微動観測点では、この例のように H/V スペクトルに2つの卓越周期が判読でき、短周期側と長周期側の卓越周期を、それぞれ

Ta と Tq と呼ぶ。

図5はすべての観測地点の H/V スペクトル比から判読された卓越周期の空間分布を示している。左図の Ta の分布特性からは、山麓および扇状地を除いて、卓越周期は0.4秒以上であり、九頭竜川水系の下流に向かって大きくなり、平野の中央から北西側では0.6秒以上、最大で1.2秒以上の値を有することが確認できる。一方右の Tq の分布

では、平野の中央部で1.5秒以上となり、2.5秒を超える地域が平野中央西よりの南北方向に帯状に広がっていることが特徴的である。図6は1948年福井地震による建築棟当たりの全壊率分布を示している²⁰⁾。全壊率60%の範囲に注目すると、平野の北部および南部で、断層から遠い西方に広がっている。この全壊率が断層から遠方に偏って拡大

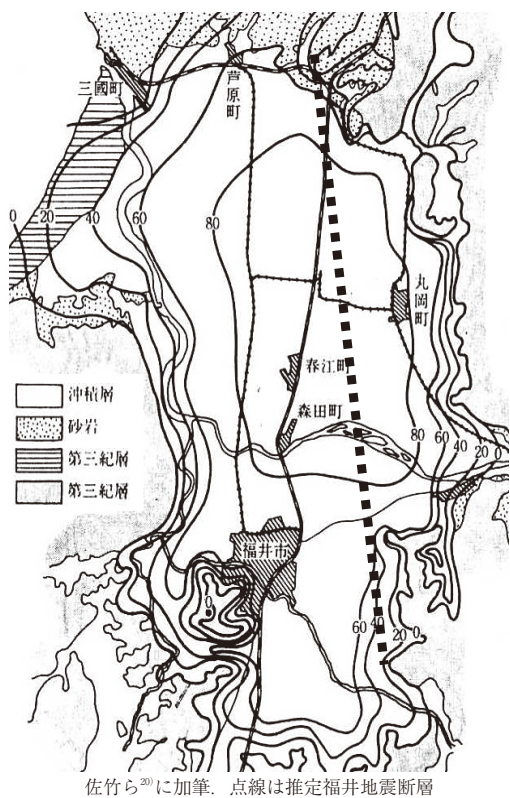
している範囲は、 T_a が0.8秒以上ならびに T_q で1.5秒以上の範囲に対応しており、地盤の卓越周期すなわち地盤構造が、福井地震の被害分布と密接に関連しているように受け取れる。

4. 常時微動のH/Vスペクトルに基づく地下構造の推定

4.1 方法1

福井平野の地下構造の推定は表1に示す2つの方法を用い、2段階で行った。方法1は、観測H/Vスペクトルが、Rayleigh波基本モードによるものと仮定し、地震学的基盤までの概略構造を明らかにすることを目的としている。はじめに、初期地盤モデルの設定方法について説明する。福井平野の地盤を沖積層、洪積層、新第三紀層および地震学的基盤からなる4層構造に仮定する。各層のS波速度 V_s および密度は、アレイ観測^{8,9)}およびPS検層¹⁾の結果などを参考に、表に示す値に固定した。P波速度は狐崎ら(1990)²¹⁾による経験式 $V_p = 1.11 V_s + 1290$ によって決定した。沖積層厚 H_a および洪積層厚 H_d の初期値は、微動H/Vスペクトルから判読された卓越周期 T_a および T_q が、沖積層および第四紀層(沖積層+洪積層)によるS波増幅特性の1次固有周期の近似値であるとし、4分の1波長則に表1のS波速度を代入することによって設定する。これは、若松・安井(1995)²²⁾が示した、微動H/Vスペクトルの卓越周期は、コントラストの大きな境界から上位のS波増幅特性の一次固有周期に調和的である、との検討結果を援用したものである。

ついで、図4(b)の矢印で示すように、長周期



佐竹ら²⁰⁾に加筆。点線は推定福井地震断層

図6 福井地震の全壊率分布

表1 S波速度構造推定モデルの設定法および最適化法

方法1			方法2			共通	
層区分	S波速度 (m/s)	層厚初期値設定法 / 最適化法	層区分	S波速度 (m/s)	層厚初期設定法 / 最適化法	P波速度 (m/s)	密度 (t/m ³)
沖積層	170	4分の1波長則 / フォワード	沖積層1	アレイ	方法1+アレイ/GA	Vp = 1.11 Vs + 1290	1.7
			沖積層2	アレイ	方法1+アレイ/GA		
洪積層	580	4分の1波長則 / GA	洪積層1	アレイ	方法1+アレイ/GA		1.8
			洪積層2	アレイ	方法1+アレイ/GA		
新第三紀層	1800	/ GA	第三紀層	1800	方法1+アレイ/GA	2	
地震基盤	3200	∞ / 固定	地震基盤	3200	∞ / 固定	2.5	

側のピーク周期 T_q を含む範囲について、次の評価関数を最小化する洪積層の層厚 H_d と新第三紀層の層厚 H_n を推定する。

$$J_1 = \frac{1}{N_f} \sum_{i=1}^{N_f} \left[H/V_i^O - \alpha \log_{10} H/V_i^C \right]^2 \quad (1)$$

ここに、 H/V_i^O : 観測 H/V スペクトル, H/V_i^C : Rayleigh 波基本モードの理論 H/V 振幅比, N_f : 周波数成分数である。また、 α は H/V スペクトルの理論値と観測値のピーク振幅を調整する係数で次式によって算出した。

$$\alpha = \max[H/V_i^O] / \log_{10} 100 \quad (2)$$

なお、洪積層厚 H_d は 4 分の 1 波長則から求まる値の 0.5~1.5 倍の範囲、新第三紀層厚 H_n は、50~2000m の範囲を探索範囲とした。式 (1) を最小化する洪積層及び新第三紀層厚の探索には遺伝的アルゴリズム (GA) を用いた。GA にはグレイコードを用い、個体数は 30、ビット数は 6、世代数は 40 とし、交叉確率 0.7、突然変異確率を 0.01 とし、動的突然変異とエリート選択を考慮した。表 1 中の GA という表記は、GA による最適化対象パラメータであることを示すものである。最適化された地盤モデルによる Rayleigh 波理論 H/V スペクトルのピーク周期と T_a がずれている場合には、 H_a を微調整し再度最適化計算を行った。

図 4 (b) の○は MRK-82 地点の観測 H/V スペクトルであり、実線は最適化された構造による理論 H/V スペクトルである。探索された地下構造により、観測値に見られる 2 つの明瞭なピーク周期が良好に再現されており、観測結果が Rayleigh 波基本モードであるとする仮定の下では、妥当な構造が探索できたものと判断できる。同様の解析をすべての観測地点で行い、沖積層、洪積層および新第三紀層厚を推定した。なお、方法 1 による 3 次元地盤モデルの概要と詳細については安井ら (2012)^{23,24} を参照して頂きたい。

4.2 方法 2

方法 1 の結果と小嶋・本 (2012)⁸ によるアレイ観

測点の推定 S 波速度構造を事前情報として利用し、地震防災および工学的に重要な第四紀層を細分化した S 波速度構造を推定する。小嶋・本は、広義の福井平野の深さ 300m 程度までの第四紀層の S 速度構造を明らかにすることを目的とし、75 個所のアレイ観測を行っている。図 1 の▲印はそのアレイ観測点であり、正三角形アレイの半径が 3~50m の 3 組を用いた比較的小規模なものである。観測された鉛直成分に空間自己相関法 (SPAC 法) を適用し、Rayleigh 波位相速度を算出するとともに、その逆解析から S 波速度構造を推定している。S 波速度構造の推定に当たり、福井平野を S 波速度 1800m/s の新第三紀層基盤上に、沖積層 2 層および洪積層 2 層からなる地盤モデルを持つと仮定し、その層厚と S 波速度を、遺伝的アルゴリズムを用いて推定している。なお、一部のアレイ観測点については、観測位相速度の再現性が不十分であったため、本研究の実施に先立ち、最適化計算の見直しを行った。このアレイ観測に基づく推定 S 波速度構造を、以下では小アレイ地盤モデルと称する。

方法 2 では福井平野の地盤を、表 1 に示すように、沖積層 2 層、洪積層 2 層、新第三紀層および地震学的基盤からなる 6 層構造でモデル化する。本方法では、理論 H/V スペクトルを、時松・新井 (1998)²⁵ に従って算定した。彼らは、観測される常時微動には、Rayleigh 波および Love 波の高次モードまでの影響が含まれ、それらを考慮することにより、 H/V スペクトルの周期特性のみならず、振幅特性まで再現できることを示している。観測 H/V スペクトルは、3 次モードまで考慮した Rayleigh 波および Love 波からなるものと仮定し、Love のパワー比は、周波数に関わらず 0.7 に固定した。

方法 2 の評価関数 J_2 として、 H/V スペクトルの振幅値に加え、極大・極小値を示す周波数の再現性を考慮し、 H/V スペクトルの勾配についての情報も取り入れた次式を設定した。

$$J_2 = J_A + J_G \quad (3)$$

$$J_A = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^{N_f} \left[\log_{10} H/V_i^O - \log_{10} H/V_i^C \right]^2 \quad (4)$$

$$J_G = \sum_{j=1}^{N_f-1} \left[\frac{G_j^O - G_j^C}{2(N_f-1)} \right]^2 \quad (5)$$

ここに、 J_A 、 J_G : H/V スペクトルの振幅および勾配に関する評価関数、 G_j^O 、 G_j^C : 観測および理論 H/V スペクトルの周波数に関する傾きに関する項であり、 $\partial(H/V)/\partial f$ が負かゼロ以上かにより、 -1 と 1 に 2 値化した傾斜項である。 J_A と J_G は、H/V スペクトルの振幅と変動という異なる量を評価するものであり、重み付けを行うべきとの考え方もある。しかしながら、両者がともに無次元量の関数であること、重みを変えた予備解析の結果から、重みを等しくした場合に観測値の再現性の高い最適値が得られたことから、ここでは等しい重み 1 を設定した。

本法における地盤モデルパラメータの取り扱いを表 1 および以下に示す。まず、P 波速度と密度については方法 1 と同様に処理する。沖積層厚 (沖積層 1 と 2 の合計)、洪積層厚 (洪積層 1 と 2 の合計) および新第三紀層厚の初期値は、方法 1 の結果に設定した。沖積層厚 1 と 2 および洪積層厚 1 と 2 の層厚の比、ならびに沖積層と洪積層の S 波速度は、小アレイ地盤モデルの空間補間値から設定した。この補間では、推定対象地点である単点観測点から、2.5 分以内にあるアレイ観測点の推定 S 波速度をサンプルとし、距離の二乗に反比例する重みを用いた重み付き平均により各層の S 波速度を決定した。以上より、推定対象は、沖積層 2 層、洪積層 2 層および新第三紀層の層厚の 5 個となる。これら 5 個のパラメータの初期値からの修正率を推定対象とし、方法 1 と同様の GA を用いて探索した。

図 4 (c) は、MRK-82 地点の観測 H/V スペクトルと、方法 2 による最適モデルによる理論 H/V スペクトルの比較である。1 秒付近を除いて、周期 0.15~5 秒の広い範囲で、両者の傾向は良好に対応している。最適モデルによる理論 H/V スペクトル

は、観測値のピーク周期に加え、谷周期も良く対応しており、方法 1 に比べて振幅の一致度も向上していると判断できる。

上記の MRK-82 地点と同様に、方法 1 と方法 2 による H/V スペクトルに基づく S 波速度構造の最適化を、すべての微動観測点で実施し、284 個所の S 波速度構造を推定し、データベースとした。

5. 福井平野の 3 次元 S 波速度構造モデル

5.1 Kriging による空間補間

前節で示した方法 1 と 2 による、約 1 km 間隔で推定された 3 成分観測点ごとの地盤構造をサンプルデータとし、Kriging による空間補間を行うことにより、福井平野の 250 m メッシュの地下構造を推定する。Kriging では⁷⁾、ある空間内の未知点の推定量を、既知データの最適な重み付け加重平均として推定し、あわせてその分散などの信頼度を与える方法である。Kriging では、はじめにサンプルデータの空間分布特性を表す実験セミバリオグラム $\gamma^*_{DD}(h)$ を次式を用いて作成する。

$$\gamma^*_{DD}(h) = \frac{1}{2N(h)} \sum_{k=1}^{N(h)} \left[D(x_k) - D(x_k+h) \right]^2 \quad (6)$$

ここに、 N : 区間に含まれるサンプルの組数、 $D(x_k)$: 地点 x_k のサンプル値 (推定層厚および S 波速度)、 h : 区間幅である。

図 7 の○印は、H/V スペクトルに基づいて推定された沖積層、洪積層および新第三紀層の実験セミバリオグラムである。H/V スペクトル比から推定された各層の推定層厚のセミバリオグラムは、観測点間の距離とともに線形的に大きくなる傾向が明確に認められる。このことは観測点間の距離が近いほど推定層厚の類似性が高いという、自然な結果であるといえる。同図の実線は、実験セミバリオグラムを線形近似した理論セミバリオグラムを示している。

5.2 S 波速度構造モデル

福井平野の S 波速度構造モデルの算定範囲は、南西端 (36°0', 136°7.5') から北東端 (36°15', 136°19.5') の範囲に設定した。また補間間隔は、

1/25000の地形図の範囲を東西、南北とも40等分する250mメッシュとした。これは、国土地理院の250mメッシュ標高に対応している。S波速度構造の補間は平野域のみを対象とし、標高30m以上は補間対象から除外した。

Krigingでは、補間地点 x_0 の推定値 $D(x_0)$ は、周辺の観測地点 x_k のサンプル値 $D(x_k)$ の重み付き平均として次式で算出される。

$$D(x_0) = \sum_{k=1}^N \lambda_k D(x_k) \quad (7)$$

ここに、 λ_k :重み、 N :補間点から一定の距離内にある観測地点の個数である。重みについては、補間点とサンプル点の距離および理論セミバリオグラムを用いて算出される不偏条件と、推定量の分散の最小条件から算出されるがその詳細は小嶋・鈴木(2005)⁷⁾を参照されたい。補間対象は、各層

の層厚およびS波速度である。

図8は方法2による沖積層、第四紀層および新第三紀層底面深度分布を示している。沖積層厚さを見ると、平野の大部分で20m以上であり、九頭竜川の流下に従って厚くなる傾向が認められ、平野北西部で30~50mの厚い領域が分布していることが読みとれる。同図(b)の第四紀層厚さについては、沖積層厚分布とは異なり、平野の中央部で150m以上の深い領域が存在し、最深部では300mを超えることが確認できる。また同図(c)の地震学的基盤の深度分布をみると、福井平野の大部分で750m以上であり、平野の中央やや西よりに南北に連なる深い谷状の構造が判読でき、その最深部は2000mに迫る値となっている。図6に示した福井地震の全壊率分布と図8の深度分布図を比較すると、全壊率40%以上の範囲が、沖積層厚が10m以上で第四紀層厚さが100m以上の範囲

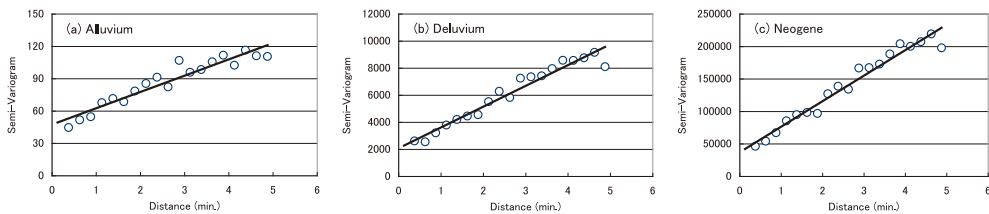


図7 H/V スペクトルから推定された(a)沖積層、(b)洪積層および(c)新第三紀層厚のセミバリオグラム

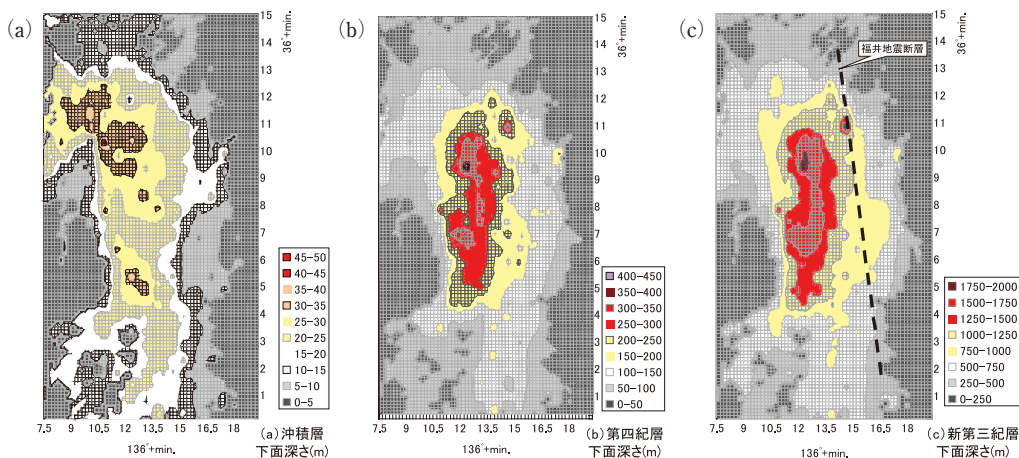


図8 福井平野の沖積層(a)・第四紀層(b)・新第三紀層(c)底面深度分布図

に対応していること、福井地震の震源断層から離れた平野の北西側で全壊率が拡大している範囲は、沖積層が30m以上堆積した範囲と対応しているように見受けられる。

図(c)の点線は福井地震断層の位置を示しており、福井地震後の水準測量から、断層の西側が東側に対し相対的に1m程度沈降したことが確認されている²⁶⁾。本研究で推定された第四紀層および地震学的基盤の深度分布を見ると、沈降側である断層の西側に南北に連なる急峻な谷状の構造が認められ、断層運動の結果として形成されたようにも受け取れ興味深い。

図9は、方法2によって推定されたS波速度から算出した深さ30mまでの平均S波速度Vs30の分布である。平野の大半で200m/s以下であり、175m/s以下の領域が南北に広がっていることが見て取れる。図2に示した微地形分布を参照すると、九頭竜川および足羽川が平野に入って形成した扇状地では、250~300m/sという比較的大きなVs30が対応していることが明らかである。

6. 推定構造の検証

6.1 アレイ観測に基づく推定構造

図10は、方法1および2の空間補間によって得られた福井平野の地盤モデルの、南北および東西断面構造と、小アレイ地盤モデルとの比較である。なお、南北(東経135°14')および東西(北緯36°7'30")断面の位置を図2に示した。同図の灰色曲線および○丸印は方法1および2によって推定

した沖積層および第四紀層深さを表している。また棒グラフは選定断面周辺のアレイ観測点で求められた沖積層2層および洪積層2層の厚さを表している。沖積層深さに注目すると、H/Vに基づく推定値は、東西断面の136°16.5'付近を除いて、小アレイ地盤モデルに全体的には良好に対応していることが確認できる。また、方法1と2の推定構

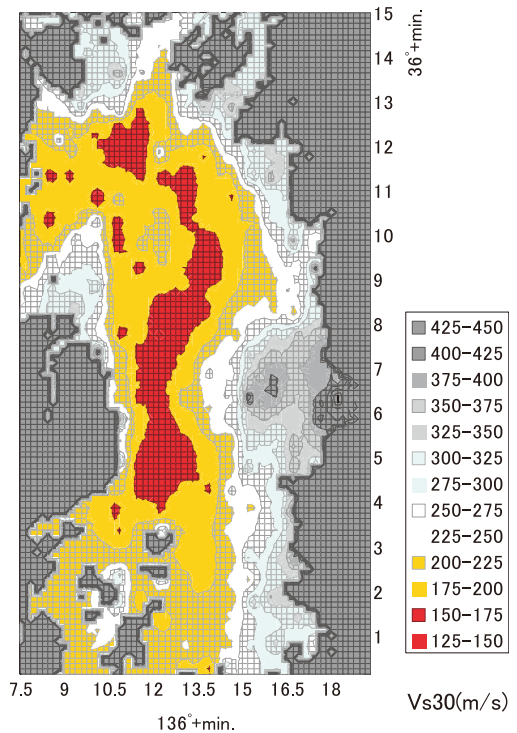


図9 福井平野の Vs30の分布

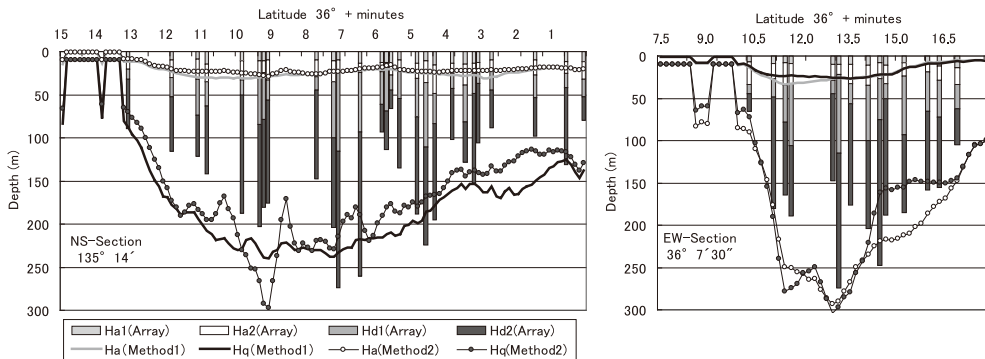


図10 福井平野の第四紀層の南北および東西断面構造

造の差は比較的少ない。

次に第四紀層深さ分布を検討する。南北断面では、全体的に方法1による推定値が、方法2に比べて大きく、平野中央部に向かって深くなる単調な傾向を有していることがわかる。本論文の推定第四紀層厚は、北緯36°4.5' および7' 付近を除いて、小アレイ地盤モデルより大きく、その隔たりは方法1の方が大きい。東西断面でも南北断面と同様の傾向が認められる。しかしながら、南北、東西両断面ともに、H/V スペクトルに基づく推定深度の変化傾向は、小アレイ地盤モデルの深度分布と調和していると判断できる。方法1では、全体的に洪積層厚が大きく推定されている要因の一つとして、洪積層のS波速度を一律に580m/s という値に固定したことがあげられ、この点については今後の課題としたい。

図11の横軸は、小アレイ地盤モデルの第四紀層厚を表し、縦軸は本研究の推定層厚に Kriging 補間を適用して求めた小アレイ観測地点の第四紀層厚を示している。本研究の3成分観測点は、3次メッシュの中央付近に選定しているのに対し、アレイ観測点は校庭やグラウンドで実施しており、両者の位置はほとんどの点で一致していない。このことを考慮すれば、H/V スペクトルから推定した構造の補間値は、ややばらつきは認められるも

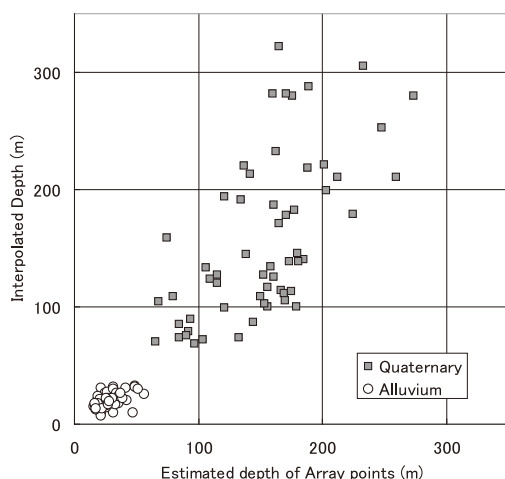


図11 小アレイ地盤モデルの推定層厚（横軸）と方法2による推定層厚との相関

の、アレイ観測点の構造を近似していると判断できるように思われる。

6.2 強震観測に基づく推定構造

福井平野周辺には新第三紀層以上深の構造に関する情報が少ないが、以下で強震観測と重力異常観測に基づいて推定された地下構造との比較検証を試みる。小嶋・山中 (2003)⁶⁾ および松島ら (2007)²⁷⁾ は、図2のアルファベット3文字で示す地点での強震観測に基づき、地震学的基盤までの構造を次のように求めている。強震観測点の概要は付録の表-A1に示した。まず、新第三紀層上面と地表での観測記録に重複反射法を適用し、観測および理論伝達関数の誤差を最小にするようにして、表層から新第三紀層上面までの、S波速度および減衰特性を推定した。ついで、小林ら (2008)²⁸⁾ の方法でレシーバ関数を求め、直達P波とPS変換波の到着時間差から、新第三紀層上面から地震学的基盤までの厚さを推定した。以上の方法で強震観測情報に基づいて推定した各観測点の推定層厚を図12の棒グラフで示す。同図の折れ線は、本論文による推定地下構造を空間補間した、強震観測点位置の推定層厚である。本論文による地震学的基盤は、強震観測情報に基づく推定値に比べて、SESでは過大であり、MHSではやや小さいが、全体的な傾向は対応しているといえる。また図12の下図の折れ線グラフは、推定地盤

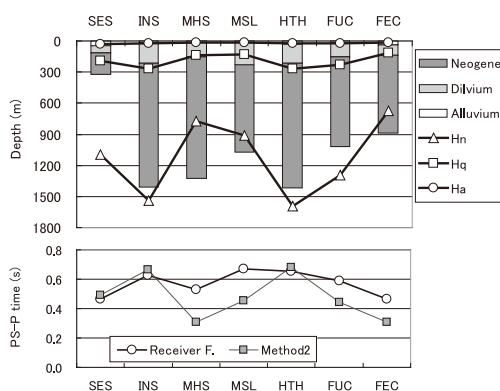


図12 強震観測と方法2に基づく推定層厚およびPS-P時間の比較

構造から算出された PS-P 時間と、レシーバ関数から求められた値との比較である。以上の比較から、本論文の推定構造は、強震観測に基づく構造と、矛盾のない結果であると判断できる。

6.3 密度差構造

本節では、重力異常に基づく密度差構造との比較を行う。重力異常データは、日本重力 CD-ROM 第 2 版²⁹⁾および Gravity Database of Southwest Japan CD-ROM³⁰⁾を利用し、地形補正には国土地理院発行の数値地図¹³⁾を用いた。密度差構造の算出には Komazawa の方法³¹⁾を用いた。福井平野周辺の密度差構造としては、第四紀層、新第三紀層および地震学的基盤からなる 3 層モデルと仮定した。各層の密度は、小林ら (2001) の研究¹²⁾および PS 検層¹⁾などを参考に、上層から 1.7、2.0、2.5 g/cm³と仮定した。

密度差構造の算出に際し、新第三紀層と地震学的基盤深度の制約条件は次のように設定した。図 3 に示すように、福井平野を取り囲む山地は、中新世の安山岩 Fa および凝灰質砂岩 Is が優勢であり、福井市街地南部に位置する足羽山も中新世の

火山礫凝灰岩で形成されている。本論文では、これらの新第三紀層に区分される岩塊が、平野の下部から山地部に続いているものと仮定し、山地部の標高を、新第三紀層の上面深さに設定した。また図 1 に示した平野端部付近の SLG と MHS アレイ観測点の、Rayleigh 波位相速度から推定した新第三紀層深さも制約条件に加えた。地震学的基盤については、前節に示した強震観測のレシーバ関数に基づく推定結果を利用した。これら強震観測点で、密度差構造を求める東西断面に隣接したものの深度を、地震学的基盤の上面深さの拘束条件に設定した。

図 13 は、北緯 36°7'30" と 8'30" を通る東西断面における観測 Bouguer 重力異常と対応する理論重力異常の比較である。推定密度差構造による理論重力異常は、観測値をほぼ正確に再現していることが確認できる。図 14 の太い実線は、重力異常から算定された第 1 層 (第四紀層) の底面深度分布である。重力異常からの密度差構造では、平野中央に向かって厚くなり、最深部で 390 m という推定結果が得られた。同図のプロットは、方法 1 と 2 に Kriging を適用した第四紀層底面深度を示して

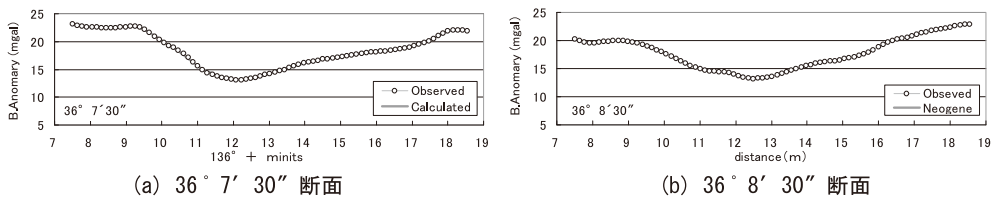


図 13 観測 Bouguer 重力異常と最適密度差構造による理論重力異常との比較

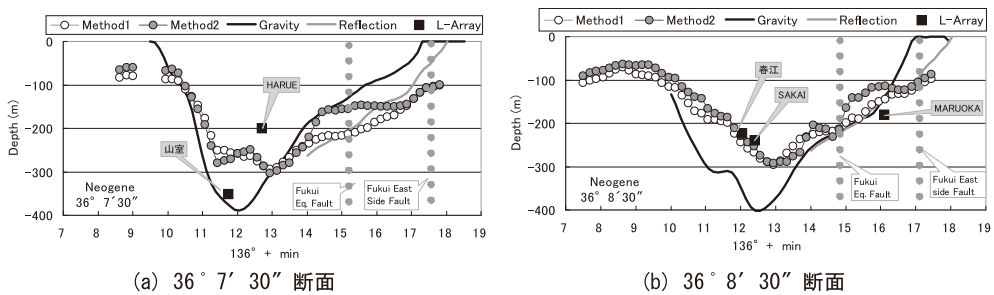


図 14 福井平野の第四紀層底面深度

いる。平野の縁辺部から平坦部を有しながら平野中央に向かって厚くなる傾向は両手法で対応しているが、最深部の厚さは重力異常に基づく構造がやや大きい。ただし、36°7'30" 断面の中央付近に見られる尾根状の高まりについては重力異常では認められない。図14の灰色線は福井県が福井平野東縁断層帯の調査に伴って、図1に点線で示す北緯36°7'30" 付近で実施したP波探査⁵⁾から解釈された新第三紀層上面深度である。P波反射面の傾きは、密度差構造よりも本論文の推定構造に近いといえる。

図15は、重力異常とH/Vスペクトルから推定した地震学的基盤の深度分布の比較である。北緯36°7'30" および8'30" 断面ともに、密度差構造は本論文の推定結果に比べて、最大深度が小さく変動量も小さい。しかしながら、東経136°14' から17' 付近に見られる平坦部の存在や、8°30' 断面の、変曲点を伴いながら、平野中央に向かって深くなるような変動傾向は、密度差構造ならびにH/Vスペクトルに基づく推定構造ともに確認できる。

6.4 その他の既存構造

山中ら (2000)¹⁰⁾ならびに安井ら (2012)¹¹⁾はそれぞれ図1に示すMIKUNI, SAKAI, MARUKA, HARUE, FUKUI および東荒井, 春江, 山室および菅谷で、半径が500~1000m におよぶ大アレイ観測を行い、Rayleigh 波位相速度から、地震学的基盤までの構造を求めている。図14および15の■印 (L-Array) は、山中らおよび安井らの第四紀層底面深度および地震学的基盤の深度である。

36°7'30" 断面では第四紀層底面深度ならびに地震学的基盤とともに本論文の方法および密度差構造に良好に対応しているが、8'30" 断面の HARUE では本論文の推定値よりも小さい。

図15の灰色線は、J-SHIS³²⁾によるS波速度3100m/sの層の上面深度を示している。J-SHISの設定値は平野全域で一様に近く、山中らの推定値に対応している。また、微動および重力異常に基づく構造の平均的な値である1000m 付近に設定しているように見える。

図14と15の縦の点線は、福井地震断層と福井平野東縁断層の概略位置である⁵⁾。これらの断層はともに、左横ずれで東側隆起の逆断層とされているが、すべり角についてはやや不明確であり、ここでは鉛直方向として記入した。本研究で推定された新第三紀層および地震学的基盤は、これら二つの断層位置付近から、西側すなわち平野中央側に向かって深くなる傾向が見受けられる。この西側への傾動開始前後の新第三紀層の食い違い量は、福井地震断層付近で100~200m、福井平野東縁断層付近で50m 程度であり、地震学的基盤のずれはそれぞれ700~1000m および500m 程度として読みとれる。本研究による推定構造は、地表面における微動観測によるH/Vスペクトルを用いて、観測点付近の水平堆積を仮定しているため、断層のような不連続構造を考慮できない。また、推定された新第三紀層および基盤の傾斜は、両断層と逆の傾向である正断層的である。しかしながら、推定構造に現れた断層を境界とする谷構造は、長期にわたる東側隆起の断層運動が、何らか

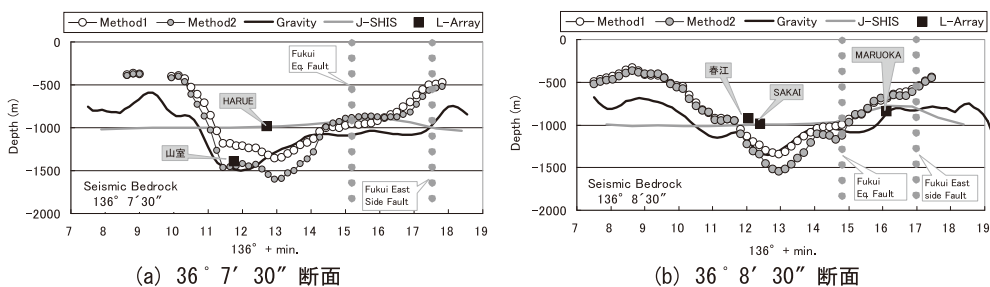


図15 福井平野の地震学的基盤深度

の形で福井平野の地下構造の形成に関わったようにも受け取れ興味深い。

7. 結論

本研究では、福井平野を対象とし、常時微動の1点3成分観測を実施するとともに、H/VスペクトルのインバージョンによりS波速度構造の推定を行った。さらに、観測点ごとに推定された1次元S波速度構造をサンプルとし、Krigingによる空間補間によって、福井平野の大域的な3次元S波速度構造モデルを推定するとともに、既存情報と比較から、その妥当性を検証した。

以下に本研究による観測・解析を通して得られた事項・知見をまとめる。

- 1) 福井平野の3次メッシュ(約1 km 間隔)の284個所で常時微動の1点3成分観測を行った。観測H/Vスペクトルから、沖積層と洪積層以深に起因する二つの明瞭な卓越周期 T_a および T_q が存在することを確認した。
- 2) 観測されたH/Vスペクトルに基づき、二つの方法で1次元S波速度構造の推定を行った。方法1では、観測H/Vスペクトルが基本モードRayleigh波に対応すると仮定し、地震学的基盤までの地下構造の推定を行った。方法2では、観測H/Vスペクトルを、高次モードまで考慮したLove波とRayleigh波で表すとともに、既存のアレイ観測から求められているS波速度を事前情報として利用し、新第三紀層までのS波速度構造の推定を行った。推定構造は、観測H/Vスペクトルを矛盾なく再現できることを確認した。
- 3) 3成分観測点で推定された284個の1次元S波速度構造モデルをサンプルとし、Krigingによる空間補間を行い、福井平野の250mメッシュの3次元S波速度構造モデルを算出した。
- 4) 推定された沖積層および第四紀層の厚い領域は、1948年福井地震の家屋全壊率の高い領域と一致していること、福井地震断層の沈降側で第四紀層底面および地震学的基盤の谷状構造が確認された。

- 5) 本論文で推定された福井平野の地盤断面を、既存の常時微動のアレイ観測および強震観測に基づく推定構造、ならびに重力異常に基づく密度差構造と比較した結果、新第三紀層までの構造は、全体的に矛盾のない結果であることが確認された。

以上のように本研究では、比較的容易に計測できる常時微動の3成分観測から、既存情報と矛盾の少ない地盤構造が推定できたように判断できるが、地震学的基盤深度については、既存の大アレイ観測に基づく推定値や、J-SHISの設定値とやや隔たりが認められ、今後、大アレイ観測や強震動のレシーバ関数との結合逆解析などを実施し、基盤深度の検証が必要と思われる。

謝 辞

福井平野における常時微動観測ならびにデータ処理は、福井工業大学の堀川晋吉助手、元福井工業大学の目代智滝氏、元福井大学の清水健博氏、前田聖弘氏および納村漢氏のご協力によるが多く、ここに記して感謝致します。本研究の一部は、科学研究費補助金(課題番号:22560478)の支援を受けて実施しました。

付 録

6.2節で示した、福井平野における強震観測点の概要を表-A1にまとめた⁶⁾。

参考文献

- 1) 福井県県民生活部：福井県地震被害予測調査総合報告書，1989.
- 2) 福井県地震被害予測調査委員会：福井県地震被害予測調査報告書，1997.
- 3) 天池文男・竹内文朗・春日 茂・古川信雄・平野憲雄：地震探査により推定された福井地震断層とその地震学的考察. 地震，第2輯，37，pp.441-452，1984.
- 4) 井上直人・中川康一・宇田英雄・横田 裕：福井地震断層における反射法地震探査と重力探査概要. 日本応用地質学会関西支部平成8年度研究発表会概要集，pp.23-26，1996.
- 5) 福井県：福井平野東縁断層帯に関する調査成果報告書，1998.

表-A1 強震観測点の概要

記号	観測地点場所	緯度・経度 (度)		地震計	設置位置	状態
SES	新郷小学校	36.210	136.179	JEP-6A3	中庭	休止
INS	道の駅いねす	36.171	136.221	JEP-6A3	平屋倉庫	休止
YSP	ゆりの郷	36.150	36.189	JEP-6A3	平屋倉庫	休止
HPH	ハートピア春江	36.129	136.218	JEP-6A3	RC 造1階	休止
HTH	春江工業高校	36.121	136.222	JEP-6A3	RC 造1階	休止
MSL	丸岡スポーツランド	36.139	136.253	KNET95	平屋倉庫	稼働中
MHS	丸岡高校分校	36.156	136.285	KNET95	RC 造1階	稼働中
CHJ	長寿園	36.139	136.300	KNET95	RC 造1階	稼働中
FUC	福井大学野球場	36.075	136.188	KNET95	木造1階	稼働中
FUV	福井大学	36.072	136.211	KNET95	平屋倉庫	稼働中
FDJ	福井土木事務所	36.055	136.244	KNET95	平屋倉庫	稼働中
FFC	福井県環境衛生センター	36.074	136.261	JEP-6A3	RC 造1階	休止
ASW	福井市自然史博物館	36.053	136.212	KNET95	RC 造1階	稼働中

- 6) 小嶋啓介・山中浩明：観測地震動に基づく福井平野の地下構造の推定，応用地質，第44巻，第2号，pp.94-103，2003.
- 7) 小嶋啓介・鈴木大輔：常時微動と地盤統計手法に基づく福井平野の第四紀構造の推定，応用地質，Vol.46，No.1，pp.9-19，2005.
- 8) 小嶋啓介・本 耕大：常時微動アレイ観測に基づく福井平野のS波速度構造の推定，土木学会論文集，A1，68，pp.98-109，2012.
- 9) 山中浩明・栗田勝実・瀬尾和大・小嶋啓介・佐藤浩章・宮腰 研・赤澤隆士：微動アレイ観測による福井平野のS波速度構造の推定，地震，第2輯，第53巻，pp.37-43，2000.
- 10) 安井 譲・野口竜也・橋本勇一・中谷英史・香川敬生：H/Vと重力探査による福井平野の地下構造推定，土木学会地震工学論文集，30号，pp.75-81，2009.
- 11) 安井 譲・橋本勇一・野口竜也・香川敬生：微動H/V探査モデルに依拠した微動アレイモデルの再評価，土木学会論文集A1，Vol.68，No.4，pp.I_305-I_314，2012.
- 12) 小林直哉・平松良浩・河野芳輝・竹内文明：重力異常による福井平野の3次元地盤構造の推定－福井地震およびその周辺の活断層との関係－，地震，第2輯，第54巻，pp.1-8，2001.
- 13) 国土地理院：数値地図5m，50m，250mメッシュ（標高），2001.
- 14) 杉本智彦：カシミール3D入門，実業の日本社，2002.
- 15) 国土地理院，土地条件図・福井，2004.
- 16) 国土庁土地局国土調査課：土地分類図（福井県），1974.
- 17) 経済企画庁：土地分類基本調査（地形・表層地質・土壌），福井，鯖江，丸岡，1971.
- 18) 福井県建設技術公社：福井県地質図2010年版および同説明書，2010.
- 19) 三浦 静：福井平野と若狭地方の平野，アーバンクボタ，No.31，pp.56-59，1992.
- 20) 竹山謙三郎・竹ノ内清次・大崎順彦・木村蔵司：福井平野周辺部における被害率分布について，北陸震災調査特別委員会－昭和23年福井地震震害調査報告Ⅱ－，建築部門，pp.1-12，1951.
- 21) 狐崎長琅・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：地震予測のための深層地盤P・S波速度の推定，自然災害科学，Vol.9，No.3，pp.1-17，1990.
- 22) 若松邦夫・安井 譲：短周期微動による水平上下スペクトル比による地盤増幅特性評価の可能性に関する研究，日本建築学会構造系論文集，471号，pp.61-71，1995.
- 23) 安井 譲・小嶋啓介・野口竜也・香川敬生・目代智滝・清水健博・前田聖拓・堀川晋壱：微動H/V探査に基づく福井平野の3次元地盤構造の推定，土木学会第67回年次学術講演会講演梗概集，I-221，pp.441-442，2012.
- 24) 安井 譲・小嶋啓介・野口竜也・香川敬生・目代智滝・清水健博・前田聖拓・堀川晋壱：微動H/V探査に基づく福井平野の3次元地盤構造の推定，福井工業大学研究紀要，第42号，pp.210-220，2012.
- 25) 時松孝次・新井 洋：レイリー波とラブ波の振

- 幅比が微動の水平鉛直スペクトル比に与える影響, 日本建築学会構造系論文集, 第511号, pp.69-75, 1998.
- 26) Tsuya H. ed. (1950): The Fukui Earthquake of June 28, 1948, Report of the special committee for the Fukui earthquake, pp.93-130, 1950.
- 27) 松島祐介・小嶋啓介・池田一樹：強震観測記録に基づく福井平野の第四紀および第三紀層構造の推定, 土木学会第62回年次学術講演会, 1023-1024, 2007.
- 28) 小林喜久二・植竹富一・真下 貢・小林啓美 (2008): 深い地盤構造評価のための PS 変換波の検出方法に関する検討, 日本建築学会構造系論文集, No.505, 45-52, 1998. 3.
- 29) 駒澤正夫：日本重力異常グリッドデータベース, 日本重力 CD-ROM 第 2 版, 数値地質図 P-2, 地質調査総合センター, 2004.
- 30) The Gravity Research Group in Southwest Japan: Gravity Measurements and Database in Southwest Japan, Gravity database of Southwest Japan (CD-ROM), Bull. Nagoya Univ. Museum Spec. Rept., No. 9, 2001.
- 31) Komazawa M.: Gravimetric Analysis of Aso Volcano and its interpretation, J. Geod. Soc. Japan, Vol.41, 17-45, 1995.
- 32) 防災科学技術研究所：地震ハザードステーション, <http://www.j-shis.bosai.go.jp/map/>, 2013年 5 月閲覧.

(投稿受理：平成26年 3 月 5 日
訂正稿受理：平成26年 8 月14日)