微動アレイ観測による福井平野の S 波速度構造の推定

東京工業大学大学院総合理工学研究科* 山中浩明・栗田勝実・瀬尾和大
福井大学工学部** 小嶋啓介
電力中央研究所*** 佐藤浩章
地域地盤環境研究所**** 宮腰 研・赤澤隆士

Estimation of S-Wave Velocity Structure in Fukui Plain from Microtremor Array Measurements

Hiroaki YAMANAKA, Katsumi KURITA and Kazuoh SEO

Interdisciplinary Graduate School of Science and Engineering, Tokyo Institute of Technology,
4259 Nagatsuta, Midori-ku, Yokohama, Kanagawa 226-8502, Japan

Keisuke KOJIMA

Department of Architecture and Civil Eng., Fukui University,
3-9-1, Bunkyo, Fukui city, Fukui 910-0017, Japan

Hiroaki SATO

Central Research Institute of Electric Power Industry,
1646 Abiko, Abiko city, Chiba 270-1166, Japan

Ken MIYAKOSHI and Takashi AKAZAWA

Geo-Research Institute, 4-3-2, Itachibori, Nishi-ku, Osaka 550-0012, Japan

(Received November 29, 1999; Accepted March 23, 2000)

During the 1948 Fukui earthquake, heavy damage was experienced in and around the Fukui City. Most of the heavily damaged areas concentrated in the Fukui plain covered with sediments. This suggests that the sedimentary layers can be one of the most important factors to elucidate the damage distribution. In this study, S-wave structures were explored in the Fukui plain from microtremor array measurements. Vertical microtremors were observed in two arrays with station spacing from 0.1 to 2 km at 5 sites in and around the Fukui plain. The Rayleigh wave phase velocities in a period range from 0.4 to 2 seconds were estimated from a frequency-wavenumber spectral analysis. The phase velocities at each site were inverted to a 1D S-wave profile using a genetic inversion. The profiles are characterized by 4 layers with S-wave velocities of 0.4, 0.67, 1.8 and 3.2 km/s, respectively. The top layer is absent in the profiles at the sites in the margin and out of the plain. The depth to the third layer is about 0.2 km at all the sites. However, the basement depth is 1 km in the center of the basin and shallow at the marginal part.

Key words: Site amplification, Fukui plain, Microtremors, Phase velocity, Genetic inversion.

§ 1. はじめに

日本では、過去において 1891 年濃尾地震など内陸で

発生した地震はいくつかあり、大きな被害が生じている。しかし、これらの多くの地震では強震記録がほとんど

* 〒226-8502 横浜市緑区長津田町 4259

** 〒910-0017 福井市文京 3-9-1

*** 〒270-1166 我孫子市我孫子 1646

**** 〒550-0012 大阪市西区立売堀 4-3-2

ど得られておらず、強震動特性については不明な点が多く残されている。1995年兵庫県南部地震では、震源域でいくつかの強震記録が得られ、それらに関する研究から [例えば、PITARKA *et al.* (1998)], 震源や地下構造に関するパラメータを適切に設定することができれば、長周期帯域での強震動の再現が可能であると考えられる。したがって、現在の知見に基づいて、過去に発生した内陸の地震による強震動について検討し、兵庫県南部地震の際に観測された強震動特性と比較することは、地震工学上重要であると考えられる。

内陸の被害地震のうち、1948年福井地震は兵庫県南部地震と同程度の規模の類似した地震であり、福井地震の強震動を評価することによって兵庫県南部地震の強震動に関する研究を経て得た強震動評価手法の妥当性を検証することができると考えられ、最近、入倉・釜江 (1999) や宮武 (1999) により福井地震による福井平野での強震動の評価が行われている。しかしながら、福井平野では、S波速度約3 km/sを有する地震基盤に至るまでのS波速度構造は十分に明らかではなく、上記の強震動評価において用いられている地盤モデルについては仮定された部分もある。しかも、福井平野での最近の地震観測記録の分析から、平野内で発生する表面波の存在および、その伝播速度が約0.8 km/sと小さいことが指摘されている [小嶋・鳥海 (1998)]。こうした2次の

表面波も含めて強震動の評価を行うためには、平野全体での地表から基盤までの地盤構造を知る必要がある。

ここでは、福井地震による福井平野での強震動を評価するための基礎的資料を得ることを目的として行った福井平野での微動のアレイ観測によるS波速度構造探査の結果について述べる。

§2. 既往の地下構造探査

福井平野のほとんどの地域は沖積層で覆われ、地下水調査などによって沖積層基底の深さ分布は、比較的良好に調べられている [福井県 (1965)]。Fig. 1 に示すように沖積層基底深さは平野北西部に向かって深くなる傾向がある。その下の洪積層は春江から坂井の間で厚さ250 m程度と最も厚くなり、さらに加越台地では地表近くに存在していると考えられている [福井県 (1965), 三浦 (1992), 井上・中川 (1999)]。その下の新第三紀層は凝灰岩質の地層であり、福井市南西部に位置する足羽山付近で地表付近に存在している。この新第三紀層は、天池・他 (1984) や福井県 (1998) が丸岡町付近で推定しているP波速度3.0~3.7 km/sを有する地層に対応するものであると考えられる。新第三紀層の下に存在する基盤までの深さについてはよく知られていない。鳥海・大場 (1993) による人工地震の観測によれば、基盤のP波速度は5.7 km/sであり、福井平野中央部では基盤まで

Fig. 1. Locations of microtremor arrays (open circles) with surface geological classifications. Contours indicate thickness of Quaternary layers [Fukui Pref. (1965)]. A solid circle shows the location of the bore hole where earthquake observation is conducted in a vertical array [KOJIMA *et al.* (1997)]. A solid square means the location of V_s logging site [Fukui Pref. (1997)]

の深さは最大 400 m となっている。

強震動評価に最も重要となるS波速度構造のデータはあまりない。しかし、福井平野南部の福井県土木事務所において、深さ 170 m の孔井でPS 検層が行われ、S波速度構造が明らかにされている [福井県 (1997)]。それによれば、深さ 55 m までの表層のS波速度は 0.08 から 0.59 km/s に分布し、平均的には 0.3 km/s 程度であり、その下の層のS波速度は 0.67 km/s である。ボーリングで認められる最下層はS波速度 1.8 km/s の新第三紀層であり、その上面までの深さは約 150 m である。

§3. 微動アレイ観測

微動のアレイ観測は福井平野の4地点および加越台地の1地点において実施された。Fig. 1 には各アレイの位置が示されている。各地点では半径 0.3~1.0 km 程度の円形に近い2つのアレイが展開され、それぞれのアレイでは7ヶ所に機器が設置された。例として、坂井でのアレイにおける観測点の位置が Fig. 2 に示されている。各アレイのそれぞれの地点には、上下成分加速度計（アカシ製、JPE6A3）とデータロガー（白山工業製、LS 8000SH）が設置された。記録は 0.01 秒間隔でサンプリングされ、30~60 分間収録された。各地点での記録の同時性はデータロガーの内部時計を校正することにより

確保され、時刻の精度は1サンプリング以下であった。

観測されたアレイ記録を約 330 秒間ごとのデータに分割して、それぞれに対してCAPON (1969) による方法により周波数-波数スペクトル解析を行った。次に、周期ごとに得られた周波数-波数スペクトルのピークに対応する波数ベクトルから位相速度を求めた。こうして、各

Fig. 2. Example of station configuration of the microtremor array at Sakai. Circles and crosses indicate the locations of the stations in small and large arrays.

Fig. 3. Phase velocities obtained from frequency-wavenumber spectral analysis of microtremor array data (open circles). Solid lines show the theoretical phase velocities for fundamental mode of Rayleigh wave in the inverted subsurface structures in Fig. 4. Bars indicate standard deviations of the observed phase velocities.

データに対して得られる位相速度を平均して、最終的な位相速度とした。大きさの異なる2つのアレイから得られた位相速度はほぼ連続しており、最終的な位相速度を求める際には、周期1秒弱を両者の境界とした。また、解析周期範囲の上限は、安定して位相速度が得られる範囲とした。これは、結果として最大地震計間隔の2~3倍に対応している。

得られた位相速度がFig. 3に示されている。郊外の観測点が多く、日中に観測を計画したが、一部の各地点で位相速度のばらつきが大きくなっている。得られた位相速度はどの地点でも周期0.4~2秒の帯域で分散性が認められ、レイリー波の位相速度であると解釈できる。丸岡と三国でのアレイから得られた位相速度は、同じ周期でみれば、他の3地点より大きな値であり、表層のS波速度が相対的に大きく、また、堆積層が薄くなっていることを示唆している。このことは、定性的には上述した既往の調査結果と矛盾しない。その他の平野内の3地点での位相速度には、見かけ上は特に大きな差異は認めら

れない。

§4. S波速度構造の推定

得られた位相速度の逆解析からS波速度構造を推定した。既往の地質学的知見 [例えば、三浦(1992)] を考慮して、平野内の観測点 (福井, 春江, 坂井) での位相速度の逆解析では、4層モデルを仮定した。また、観測された位相速度が大きい三国と丸岡に対する逆解析では、3層モデルを仮定した。ここでは、十分に長周期まで位相速度が得られていないので、深部の地層については既往の検層結果 [福井県(1997)] によるS波速度を既知量とした。すなわち、変動の大きいと考えられる第1層目については、S波速度と層厚を未知数として、それより深い部分については、4層モデルに対してはS波速度を0.67, 1.8, 3.2 km/sと仮定し、各層厚のみを未知数とした。また、3層モデルの場合には、深い部分のS波速度を1.8と3.2 km/sと仮定した。なお、基盤のS波速度については、既存の情報がないので、大阪平野で考

Table 1. Search areas during inversion of phase velocity.

No.	V_s (km/s)	V_s (km/s)	Thickness (km)	ρ (g/cm ³)
	Mikuni, Maruoka	Fukui, Harue, Sakai		
1	—	0.3–0.6	0.01–0.3	1.7
2	0.4–1.0	0.67	0.01–0.5	1.8
3	1.8	1.8	0.01–0.8	2.0
4	3.2	3.2	∞	2.5

Fig. 4. S-wave velocity profiles from genetic inversions of the observed phase velocities in Fig. 3. Number with parenthesis indicates thickness of each layer in kilometer.

えられている基盤のS波速度[香川・他(1998)]を参考にした。各変数の探索範囲はTable 1に示すとおりである。P波速度は狐崎・他(1990)による経験式によりS波速度と連動し、密度は一定であると仮定した。最小とすべき目的関数を、位相速度の観測値と基本モードのレイリー波の位相速度の理論値との差の L_1 ノルムとして定義して、山中・石田(1995)による遺伝的アルゴリズムにより最適モデルを探索した。遺伝的アルゴリズムで用いる個体数や交叉確率などのパラメータは、山中・他(1999)と同様の値にした。計算に際しては、乱数の初期値を変えて、10回の試行を行った。そして、すべての試行で調べられたすべてのモデルの中から、ある一定値以下の目的関数値を有する地盤モデルをすべて求め、それらの平均値を最終的な最適モデルとした[山中・他(1999)]。

得られたS波速度構造がFig. 4にまとめられている。福井平野内の観測点である福井、春江、および坂井では、表層のS波速度は約0.4 km/sであり、類似した表層構造である。S波速度3.2 km/sを有する基盤までの深さは平野中央部の春江や坂井で最も深くなっている。一方、平野東縁部の丸岡での表層のS波速度は、平野中央部で認められる第2層のS波速度に近い値と求められた。また、加越台地に位置している三国では、さらにS波速度の大きい表層があり、基盤までの深さも最も浅くなっている。Fig. 3には、観測された位相速度と逆解析された地下構造モデルに対する基本モードのレイリー波の理論位相速度が比較されている。いくつかの層のS波速度を拘束条件として与えたにもかかわらず、比較的良好な観測値が説明できている。

今回の位相速度の逆解析では、周期2秒以上の長周期帯域での位相速度が得られていないので、基盤のS波速度を精度よく推定できない。そこで、基盤のS波速度を仮定している。一般的には、基盤のS波速度とその上にある層の厚さにはトレードオフの関係があると考えられ、実際に基盤のS波速度がより大きい場合には、厚さは大きくなる可能性がある。北陸地方の地殻最上層のP波速度は5.5~5.8 km/sである[平野・他(1994)、鳥海・大場(1993)、赤松(1992)]。赤松(1992)によれば、この地域の地殻のP波とS波の速度比は約1.7であるので、基盤のS波速度は3.2から3.4 km/sの範囲であると考えられる。この程度の基盤のS波速度の変動は、周期2秒以下の位相速度の逆解析結果には大きく影響しないと考えられる。

§ 5. 議 論

5.1 既往の研究結果との比較

地下構造に関する既往の調査研究の結果との比較を行う。福井での微動観測アレイ内には、ボーリング孔が設けられている。そこでの第三紀層上面までの深さは約170 mであり[小嶋・他(1997)]、今回の逆解析結果はやや深く求められている。一方、平野中央部の春江や坂井では、第三紀層上面までの深さは約250 mであり[三浦(1992)]、今回の結果はほぼ一致する。平野東縁部の丸岡から春江の間では、いくつかの地震探査が行われている。屈折法探査[天池・他(1984)]の結果によれば、丸岡と春江の間では、S波速度2 km/sを有する層までの深さは約300 mであり、今回の結果はやや浅くなっている。また、丸岡でのアレイ付近でのP波およびS波反射法探査[衣笠・他(1999)、福井県(1998)]によれば、P波速度3.0 km/sの第三紀層上面までの深さは150 mであり、今回の結果とほぼ一致している。S波反射法探査では浅部の地下構造の解明が主目的であり、S波速度0.4~0.6 km/sを有する層の上面が深さ10 m程度にあることまでしか明らかにされていないので、今回の結果と直接比較することはできない。

鳥海・大場(1993)は人工地震記録によるP波初動の走時解析を行い、基盤までの深さが平野中央部の春江や坂井で約0.4 kmであることを示している。しかし、今回の結果では、平野中央部での基盤深さは約1.0 kmであり、より深く評価されている。人工地震の観測が片側の発破のみであることを考慮すれば、今回の結果のほうが現実に近いと考えられる。

平野全体での地下構造は重力異常によっても検討されている。河野・他(1981)によれば、坂井や春江には負の重力異常分布の中心があり、福井ではやや負の重力異常値が小さくなっている。さらに、三国や丸岡では、正の重力異常値が得られている。この重力異常値の大小関係の傾向は、今回の結果と一致している。しかし、重力異常から推定されている坂井付近での第三紀層基底の深さは約0.6 kmであり[河野・他(1981)]、今回の結果に比べて浅くなっている。

5.2 地盤増幅特性について

微動アレイ観測によるS波速度構造を用いて、鉛直に重複反射するS波に対する地盤増幅特性を計算した。結果はFig. 5に示すごとく、平野内部の春江、坂井、福井の3地点では、周期1から2秒に卓越するピークが認められる。詳細には、平野中央部の春江や坂井では周期約1.2および2秒が卓越し、福井でのそれは若干短い。福井平野での地震観測によれば[OHBA and TORIUMI(1992)]、福井での微動アレイ付近で観測された地震動

Fig. 5. Amplification of S-waves reverberating vertically in the subsurface structural models shown in Fig. 4. The Q -values are assumed to be $V_s/15$.

の卓越周期は約2秒であり、Fig. 5に示した結果と一致している。一方、平野の周縁部の丸岡や三国に対する増幅特性にも、周期1~2秒で卓越するピークは認められるが、平野中央部に比べると、明瞭ではなく、増幅率は半分程度である。

上記の平野中央部の地点での増幅特性の計算では、4層モデルが用いられている。しかし、入倉・釜江(1999)による福井地震の強震動評価では、堆積層のS波速度として今回の結果の第2層目のS波速度に近い値である0.6 km/sが使われている。そこで、地表に近い層のS波速度を下層のS波速度で置き換えることによる増幅特性の変化を調べた。Fig. 6は坂井での地下構造を用いた場合の結果である。表層のS波速度0.37 km/sを第2層目のS波速度0.67 km/sで置き換えた場合には、もとの地下構造に対する増幅特性に比べて、卓越周期は大きく変わらない。しかし、増幅率は30%程度過少評価になる。また、周期0.6秒付近の増幅特性については、顕著な差異が生じている。さらに、地表に近い2つの層のS波速度を第3層目のS波速度1.8 km/sで置き換えた場合には、もとの増幅特性をほとんど評価できないことがわかる。以上のことから、福井平野での周期約2秒より短い周期帯域での強震動評価には、S波速度約0.4および0.7 km/sを有する表層の影響を適切に考慮することが重要であると考えられる。

§6. ま と め

1948年福井地震による強震動を評価するための基礎

Fig. 6. Variation of amplifications of S-wave due to S-wave velocity. V_t means the S-wave velocity of top layer. The 4-layers model is derived from the microtremor array measurements at Sakai as shown in Fig. 4. This model is modified to the 3-layers model by replacing S-wave velocity in the top layer to that of the second layer. The 2-layers model is also generated similarly by replacing S-wave velocities of the top two layers to that of the third layer.

的資料を得ることを目的として、福井平野での微動アレイ観測によるS波速度構造の探索を行った。周期約0.4秒から2秒の強震動を対象とした場合には、ごく表層の沖積層を除いて、福井平野のS波速度構造は、大局的にはS波速度約0.4, 0.7, 1.8, 3.2 km/sの4層構造で表現できる。ただし、第1層は平野中央部にのみ存在し、三国や丸岡では存在しないかごく薄いと考えられる。基盤までの深さは平野中央部で約1kmであり、周辺部では薄くなっている。得られた地下構造モデルは既存の調査研究の結果と矛盾が少なく、妥当地盤モデルであると考えられる。平野中央部で推定された地下構造モデルに基づいて計算されるS波の増幅特性には、周期1~2秒に卓越するピークが認められ、既往の地震観測結果とよく対応している。

謝 辞

観測場所の提供に関しては、福井県消防防災課の方々をはじめとして、多くの機関の方々にご協力を頂きまし

た。さらに、観測に際しては、東京工業大学総合理工学研究科の大学院生諸君のご協力を頂きました。竹中工務店天池文男博士、匿名査読者、清水建設佐藤俊明博士からは貴重なコメントを頂きました。記して感謝いたします。本研究の一部は文部省科学研究費補助金（課題番号10128211, 08248111, 09358007）を受けて実施されたものです。

文 献

- 赤松純平, 1992, 敦賀半島における地震観測, 京都大学防災研究所年報, **35**, B-1, 245-257.
- 天池文男・竹内文朗・春日 茂・古川信雄・平野憲雄, 1984, 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 **2**, **37**, 441-452.
- Capon, J., 1969, High resolution frequency wavenumber spectrum analysis, Proc. IEEE, **57**, 1408-1418.
- 福井県, 1965, 福井県水理地質図説明書, 46-64.
- 福井県, 1997, 福井県地震被害予測調査報告書, 283 pp.
- 福井県, 1998, 平成9年度地震関係基礎調査交付金「福井平野東縁断層帯に関する調査」成果報告書, 153 pp.
- 平野憲雄・西上欽也・竹内文朗・渡部邦彦・安藤雅孝, 1994, 北陸地方の地震活動の時間変化, 京都大学防災研究所年報, **37**, B-1, 343-363.
- 井上直人・中川康一, 1999, 福井地震断層付近の地下構造探査, 地震 **2**, **52**, 161-169.
- 入倉孝次郎・釜江克宏, 1999, 1948年福井地震の強震動—ハイブリッド法による広周期帯域強震動の再現—, 地震 **2**, **52**, 129-150.
- 香川敬生・澤田純男・岩崎好規・南莊 淳, 1998, 常時微動アレイ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 **2**, **51**, 31-40.
- 衣笠善博・荒井克彦・鳥海 勲・山本博文・安藤雅孝・平野憲雄, 1999, 福井平野下の活断層について（序報）, 地震 **2**, **52**, 171-176.
- 狐崎長琅・後藤典俊・小林秀正・井川 猛・堀家正則・斎藤徳美・黒田 徹・山根一修・奥住宏一, 1990, 地震動予測のための深層地盤P・S波速度の推定, 自然災害科学, **9**(3), 1-17.
- 小嶋啓介・荒井克彦・本多秀夫・鎗 勉, 1997, 兵庫県南部地震の観測加速度記録を用いた地盤の動的物性定数の推定, 第2回阪神・淡路大震災に関する学術講演会論文集, 9-14.
- 小嶋啓介・鳥海 勲, 1998, 福井平野の地下構造と堆積層表面波, 日本地震学会講演予稿集1998年秋季大会, A17.
- 河野芳輝・角南基亮・藤井美智子, 1981, 福井平野における重力異常と福井地震災害との関係, 地震 **2**, **34**, 377-383.
- 三浦 静, 1992, 福井平野と若狭地方の平野, アーバンクボタ, **31**, 56-59.
- 宮武 隆, 1999, 1948年福井地震の強震動—建築物・墓石等の倒壊方向と震源過程—, 地震 **2**, **52**, 151-160.
- OHBA, S. and I. TORIUMI, 1992, Influence of size of plains on earthquake motion characteristics, Proc. Tenth World Conf. Earthq. Eng., **2**, 623-628.
- PITARKA, A., K. IRIKURA, T. IWATA and H. SEKIGUCHI, 1998, Three-dimensional simulation of the near-fault ground motion for the 1995 Hyogo-ken Nanbu (Kobe), Japan, earthquake, Bull. Seism. Soc. Am., **88**, 428-440.
- 鳥海 勲・大場新太郎, 1993, 福井平野の地下構造, 地震 **2**, **46**, 45-47.
- 山中浩明・石田 寛, 1995, 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報告集, **468**, 9-17.
- 山中浩明・佐藤浩章・栗田勝実・瀬尾和大, 1999, 関東平野南西部におけるやや長周期微動のアレイ観測—川崎市および横浜市のS波速度構造の推定, 地震 **2**, **51**, 355-365.