やや長周期微動の群列観測による 福井地震断層探査

京都大学防災研究所 古川 信雄・春日 茂*
京都大学防災研究所附属北陸微小地震観測所 竹 内 文 朗
京都大学理学部地球物理学教室 天 池 文 男

(昭和 58 年 12 月 26 日受理)

Investigation of the Fukui-Earthquake Fault in the Fukui Plain by Means of Array Observation of Microtremors

Nobuo HURUKAWA and Shigeru KASUGA*

Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University

Fumiaki TAKEUCHI

Hokuriku Microearthquake Observatory, Disaster Prevention
Research Institute, Kyoto University

Fumio AMAIKE

Department of Geophysics, Faculty of Science, Kyoto University

(Received December 26, 1983)

The Fukui-earthquake fault which generated the Fukui earthquake in 1948 has been investigated by measuring microtremors with periods of a few seconds to determine its accurate position and vertical offset. The fault cannot be observed in geological surface survey, being masked by thick sedimentary layers. Eight horizontal-component seismographs with a proper period of 2 sec have been set up at intervals of 200 m along a profile which may cross the fault.

The amplitudes of microtremors with a period of 2 sec change rapidly around the fissure zone generated during the 1948 Fukui earthquake. The amplitudes at the western side of the fissure zone are twice as large as those at its eastern side. The predominant periods also change around the fissure zone, being 0.6 sec at its eastern side and 1.5-2.0 sec at its western side. Therefore the position of the Fukui-earthquake fault can be determined within an accuracy of 200 m. The depth to the basement estimated from the predominant periods of microtremors are about 100 m at the eastern side of the fissure zone and about 300 m at its western side. From this difference it can be concluded that the Fukui-earthquake fault is an 'active fault' which has moved repeatedly.

§1. はじめに

1948 年の福井地震 (マグニチュード 7.3) を発生させた福井地震断層は、福井平野の厚い

1983 年 4 月 26 日発表

* 現在、海上保安庁水路部

堆積層のために地表にまでは達しなかった。この断層の位置は地震時に生じた地割れ帯の位置と地震による地殻変動のデータから Fig. 1 に示すように推定されている [TSUYA (1950)]。しかしこの断層が過去に繰り返し活動しつづけているかどうかは、地表での地形・地質学的観察からはわからない。そこで、福井地震断層の正確な位置と基盤の上下変動量を知るために、重力・全磁力・地震等の物理探査が福井県丸岡町と坂井町周辺で行なわれた [竹内・他 (1983); TAKEUCHI *et al.* (1983)]。その結果、地下数百 m の深さに存在する基盤には 100 m 以上の段差があることが明らかになった。

我々はこの調査の一環として周期数秒のやや長周期微動の観測を行なった。前論文 [古川・他 (1983)] ではやや長周期微動の上下動成分の観測結果を報告した。それによると、福井地震断層と推定される地割れ帯周辺で卓越周期・振幅とも特に大きな変化はなかつた。しかし前回の観測方法は移動観測方式であり、観測中のやや長周期微動の時間変化が大きかったために厳密な議論ができなかつた。このように移動観測では限界があるので、今回我々はやや長周期微動の水平動成分を多点で同時に観測した。ここではその結果を報告する。

§ 2. 観 測

観測場所は福井市の 10 km 北方の福井県坂井郡丸岡町と坂井町である (Fig. 1)。この測線は重力・やや長周期微動上下成分等の物理探査を実施した測線と同じ場所である。固有周期 2 秒の水平動地震計 8 台を用いて、A・C の 2 測線で 8 点同時観測を行なった。両測線とも水平動東西・南北の 2 成分を短周期微動の振幅が小さい深夜に 1 成分ずつ観測した。

2.1. A 測 線

広域での変化をみるために約 1 km 間隔に 8 点展開した。観測点 A1 から A8 までの位置を Fig. 1 に示す。A8 は上下動成分観測時に固定点として連続観測した山際の基盤上の点 (前論文における FP) と同一点である。他は福井平野内の地盤上の点で、A1 と A2 は平野の中央部に位置する。観測時間は東西成分が 1982 年 11 月 12 日 1 時 50 分から 2 時 30 分

Fig. 1. Observation points of microtremors. Position of faults by TSUYA (1950) is also shown. Map is represented by X (eastward) and Y (northward) in km, taking a geographical point (36.0°N, 136.0°E) as the origin.

までの 40 分間, 南北成分が同 2 時 50 分から 3 時 35 分までの 45 分間である。A4 のみ 200 Hz サンプリングのデジタル記録で, 他はアナログ記録である。なお, この測線では各点個別の記録器で記録するので, あらかじめ同一点に 8 台の地震計を並べて, それぞれの観測システムで同時に記録をとり, 記録器・増幅器の倍率を補正した。

2.2. C 測 線

福井地震断層近傍での微動の変化をみるために, 地割れ帯をはさみ約 200 m 間隔で 8 点同時観測し, 一台のデジタル記録器(ティアック社 DR 1000)に同時記録した。サンプリング周波数は 200 Hz である。観測は 1982 年 11 月 13 日から 14 日にかけての深夜に, 東西成分 25 分間, 南北成分 50 分間行なつた。Fig. 1 に観測点 C1 から C8 までの位置を示す。地割れ帯の位置は C4 から C7 あたりであり, 田島川の位置は地割れ帯のほぼ中央部にあたるので, 本文では基準点として参照する。また C2・C7 はおのおの A3・A4 と同一点である。

§3. 結 果

前論文と同じく FFT 法によるフーリエ振幅スペクトルを計算した。1 つのスペクトルの解析区間は A 測線では約 5.5 分間, C 測線では約 2.7 分間である。サンプリング周波数はともに 25 Hz である。また図に示すスペクトルはハニング・ウィンドウを 20 回かけて平滑化したスペクトルである。

3.1. A 測 線

計器の特性を調べるために同一地点で観測した微動の振幅スペクトルを Fig. 2 に示す。1 から 8 までの数字により A1 から A8 で観測するシステムによるスペクトルを示す。第 1 点を除き各点のスペクトルはよく一致している。それに対し第 1 点は短周期側が相対的にもちあがつている。これは地震計設置時に第 1 点の地震計の固有周期が 1.2 秒になったためである。以下これらの結果を使い, 周期 2 秒における振幅が一致するように総合倍率を決定した。周波数特性は補正しないので周期 2 秒以外の波の振幅をみるときは Fig. 2 から補正する必要がある。Fig. 3 に 0.1~1.2 Hz のバンドパス・フィルターを通した南北成分の波形と, フィルターを通していない波形のスペクトルの例を示す。ただし時刻は完全にはそろっていないので波形の対応をみることはできない。先に述べたように周期 2 秒の波に対して紙上の感度を一定に

Fig. 2. Fourier amplitude spectra of microtremors observed at the same point for calibration. Spectra of microtremors measured by observation systems which operate at A1-A8 are denoted by number 1-8.

Fig. 3. Examples of waveforms on which 0.1–1.2 Hz band-pass filter was imposed and their unfiltered Fourier amplitude spectra of NS-component microtremors on A-line.

Fig. 4. Amplitude spectral ratios of microtremors at observation points on A-line with respect to A8 for NS component (a) and to A7 for EW component (b).

してあるので、A1 については2秒より短周期の成分が強調されている。

基盤上の観測点 A8 に対する他点の振幅スペクトルの比を Fig. 4 に示す。解析区間の異なる 3～6 ケ所のスペクトル比を重ねて描いた。A8 でのスペクトルを基盤への入力波のスペ

Fig. 5. Examples of waveforms and their unfiltered Fourier amplitude spectra of NS-component microtremors on C-line. Band-pass filter (0.1–1.2 Hz) was imposed on waveforms.

クトルとみなせば、これらのスペクトル比は各点の地盤構造を反映したものと考えられる。ただし東西成分については A2 と A8 が欠測なので A7 に対する比を示す。周期 1~2 秒の波が大きく変化しており、平野中央部へいくほど振幅が増大していることがわかる。特に周期 2 秒付近の波の振幅変化がはげしい。

3.2. C 測 線

Fig. 5 に南北成分の波形とその振幅スペクトルの例を示す。Fig. 3 と同様、波形は 0.1~1.2 Hz のバンドパス・フィルターを通したものを示してある。この測線では 1 つの記録器で観測したので各観測点の時刻は完全に一致している。波形は互によく似ており、特に隣り合う数点では特徴的な相がよく対応する。また C6 から C8 の振幅は C1 から C5 に比べて著しく小さい。Fig. 6 は C7 に対する他点の振幅スペクトル比である。この図により福井地震断層近傍でのスペクトルの変化がよくわかる。図には解析区間の異なるスペクトル比を重ねて書いてある。C1 から C5 では周期 1.5~2.0 秒の波の振幅が C7 に比べて 2~3 倍になっていることがわかる。また東西成分は南北成分よりも長周期側の波まで振幅が変化している。

§ 4. やや長周期微動の振幅と卓越周期

周期数秒のやや長周期微動は深さ数百 m の地下構造を反映していると考えられており、厚い堆積層でおおわれた平野部の地盤構造を調べるのに適している。坂尻・他 (1974) と成瀬・他 (1976) は青森県八戸市での観測の結果、やや長周期微動の卓越周期 T (秒) と堆積層の S 波速度 V (m/秒) から 4 分の 1 波長則 $H=VT/4$ を使って計算した堆積層の厚さ H (m) が

Fig. 6. Amplitude spectral ratios of microtremors at observation points on C-line with respect to C7.

傾向は平野中央部ほど堆積層が厚いことを反映していると思われる。前論文の上下動成分では基盤上の点に対する平野中央部での振幅比は2~3倍であり、水平動成分に比べかなり小さい。これは濃尾平野での正木・他(1982)と同様の結果である。

次にC測線の結果をFig. 8に示す。各観測点の南北・東西成分の周期2秒における振幅を図示する。ただしこの図ではC7の南北成分の振幅を1とした。田島川を境に振幅が急変していることがわかる。田島川の西側のC1~C5の振幅は東側のC6~C8の振幅の約2倍である。南北・東西両成分の振幅の絶対値は等しく、変化のしかたも非常によく似ている。

地震探査から得られたものとよく一致することを示した。振幅については正木・他(1982)が濃尾平野において堆積層が厚いほど振幅が大きくなることを示している。断層探査を目的としたやや長周期微動の観測例はないが、IRIKURA and KAWANAKA (1980)は京都府宇治市の黄檗断層において断層を境に短周期微動の振幅が急変することを報告している。以下ここでは、やや長周期微動の振幅と卓越周期を調べ、地下構造について考える。

4.1. 振 幅

両測線とも周期2秒付近の波の振幅がもつとも大きく変化している。そこで周期2秒付近における平均のフーリエ振幅を観測点のX座標に対して図示する。まずA測線での結果をA8の南北成分の振幅に対する比としてFig. 7に示す。南北・東西両成分とも山際の基盤上の点(A8)から平野中央部へ徐々に振幅が増えており、A3で最大7倍になっている。A3より西ではほぼ一定である。地震時に地割れ帯が生じ、地震断層が推定されている場所はA3とA4の間であり、ちょうど振幅がもつとも大きく変化する位置である。また見方をかえて、A8からA1へほぼ一定の割合(1.3倍/1 km)で振幅が増加しているが、A3のみ更に1.7倍増幅されているとみることもできる。いずれにしても、全体の

Fig. 7. Spatial variation of amplitude ratios of microtremors on A-line at a period of 2 sec with respect to NS component at A8.

4.2. 卓越周期

Fig. 4a の A8 に対する各点のスペクトル比をみると、全点 1 秒付近にピークがあり、これは平野部に共通のピークと思われる。これ以外では A3 の 1.5 秒付近のピークが顕著だけで、A 測線では卓越周期に系統的な変化はみられない。

C 測線は地盤上の測線なので、各点の地盤構造に起因した卓越周期を直接求めることはできない。そこで C7 に対するスペクトル比をとることにより

地震計の特性を取り除き、C 測線内での微動のスペクトル特性の空間変化を調べることにする。Fig. 6 からわかるように、C7 に対する C1~C5 のスペクトル比は 1.5~2.0 秒付近に大きなピークをもつ。この値は A8 に対する A3 のスペクトル比の卓越周期に一致することから、C1~C5 の地盤構造を直接反映した卓越周期であると思われる。一方、C6~C8 の卓越周期は 1.2~1.6 秒であるが (Fig. 5)、地盤構造に起因した卓越周期は C2 に対するスペクトル比をとることにより約 0.6 秒と求まる。このように C 測線内の地盤構造を反映した微動の卓越周期も振幅と同様、C5 と C6 のわずか 200 m の間で急変している。それゆえ、この地下では基盤の深さが急変していると思われる。

次に堆積層のおおよその厚さをみつもつてみる。最初に述べたように我々はこの測線においていろいろな物理探査を行なつた。そのうちのエアガンによる地震探査により、この付近の堆積層の P 波速度は 2.0 km/秒であることがわかつてい [天池・竹内・他 (1984)]。S 波速度についてはよくわかつていないが、板たたき法による探査の結果、およそ 600 m/秒とわかつてい [天池・阿部・他 (1984)]。そこで、この値を使って 4 分の 1 波長則から堆積層の厚さを推定すると、田島川の西側で約 300 m、東側で約 100 m となる。これらの値は天池・竹内・他 (1984) による地震探査の結果と調和的である。

KASUGA and IRIKURA (1982) は地下の潜在断層に SH 波が入射したときの地表における応答スペクトルを計算した。それによると、基盤が深い側の堆積層の厚さに対応する卓越周期

Fig. 8. Spatial variation of amplitude ratios of microtremors on C-line at a period of 2 sec with respect to NS component at C7.

の振幅は断層の真上でその波の半波長分の距離の間で変化し、それ以上断層から離れると一定になる。この計算結果は卓越周期だけでなく振幅も地下断層を境に急変することを示しており、我々の C 測線における観測結果と一致する。今後、福井地震断層における微動観測の結果と黄檗断層近傍での地震波と微動の観測結果を比較して、潜在断層近傍での微動の振動特性、特に断層構造と振幅の空間分布との関係を詳しく議論する予定である [春日 (1984)]。

§ 5. 福井地震断層の位置と規模

福井地震のとき数多くの地割れが発生し、それらが地割れ帯となつて福井平野を南北に縦断したこと、また地震後の水準測量から地割れ帯の西側が東側に対して数十 cm 沈下したことが TSUYA (1950) により報告されている (Fig. 1 参照)。我々の測線上で個々の地割れの位置がどこにあたるかは明らかではないが、そのおよその位置は C4 から C7 の間である。今回のやや長周期微動の水平動成分の観測により、福井地震断層は 200 m 離れた C5 と C6 の間に存在していると考えられるが、これはちょうど地割れ帯の位置にあたる。この位置はまた、重力と全磁力から推定される断層の位置とよく一致する [竹内・他 (1983); TAKEUCHI *et al.* (1983)]。

本論文でこれまで堆積層とよんできた層は第三紀以降の堆積層であり、基盤は第三紀のものと思われる。第三紀の基盤に 200 m 程度の段差があり、しかもこの段差は西落ちて福井地震時の上下変動の向きに一致することから、この福井地震断層は過去に何度も繰り返し地震を発生させた地震断層であるといえる。

§ 6. ま と め

1948 年の福井地震を発生させた福井地震断層の位置と規模を調べるために、固有周期 2 秒の水平動地震計 8 台を用いてやや長周期微動の測定を行なつた。その結果、以下のことが明らかになった。

- 1) 全長 8 km の A 測線では、山際の基盤から福井平野中央部へ行くほど振幅が大きくなる。特に周期 2 秒付近の波の振幅変化がはげしい。
- 2) 地震時に地割れが多数生じ地震断層が推定されている位置を中心に展開した全長 1.4 km の C 測線では、地割れ帯の生じた位置で周期 2 秒の波の振幅が急変した。西側の観測点では東側の 2 倍である。
- 3) 地盤構造に起因した卓越周期もまた同じ点で急変した。西側では 1.5~2.0 秒、東側では約 0.6 秒である。
- 4) 卓越周期から第三紀の基盤までの深さを推定すると、田島川の西側で約 300 m、東側で約 100 m となり、地割れ帯の地下に約 200 m の段差をもつ西落ちの断層があると考えられる。それゆえ、福井地震断層は過去に繰り返し活動しつづけている地震断層であると思われる。

以上、やや長周期微動の観測は厚い堆積層でおおわれた潜在断層の位置と規模を調べるのに適していることがわかつた。この方法は地震探査よりも手軽に行なえるので断層の予備探査としての利用価値が高いと思われる。やや長周期微動の観測から、潜在断層のおおよその位置と規模を定めた後、その断層にみあつた手段を用いて地震探査を行なえば、もっとも効率よく潜在断層の詳しい構造を求めることができると思われる。

謝 辞

観測の便宜をはかつて頂いた福井県坂井郡坂井町田島の海道和忠氏と脇田満氏，そして同丸岡町田屋の豊原春雄氏にお礼申し上げます．また観測を手伝つて下さった京都大学理学部地震予知地域センターの村上寛史氏と福井大学の穴田健二氏，金沢大学の今井敏夫氏に，そして議論して頂いた京都大学防災研究所の入倉孝次郎博士に感謝致します．なおデータ処理には京都大学防災研究所附属防災科学資料センターの FACOM M-150 F を用いた．

文 献

- 天池文男・阿部 進・竹内文朗・平野憲雄・古川信雄，1984，板たたき震源を用いた浅層反射法による福井地震断層探査，地震学会講演予稿集 No. 1, 229.
- 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, 投稿中.
- 古川信雄・竹内文朗・春日 茂・平野憲雄・天池文男，1983，福井地震断層周辺でのやや長周期微動観測，京都大学防災研究所年報，26, 123-134.
- IRIKURA, K. and T. KAWANAKA, 1980, Characteristics of Microtremors on Ground with Discontinuous Underground Structure, Bull. Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., 30, 81-96.
- 春日 茂，1984，表層に覆われた断層近傍における微動の振幅変化，準備中.
- KASUGA, S. and K. IRIKURA, 1982, Earthquake Ground Motions Influenced by Horizontally Discontinuous Structures, Bull. Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., 32, 97-114.
- 正木和明・谷口仁士・飯田汲事，1982，濃尾平野とその周辺地域において測定されたやや長周期微動の卓越周期・平均振幅と地盤構造との関係について，物理探鉱，35, 1-12.
- 成瀬聖慈・出原孝示・竹内文朗・太田 裕・鏡味洋史・後藤典俊・塩野計司・工藤一嘉・坂尻直巳，1976，やや長周期の微動観測と地震工学への適用 (2) 一微動の卓越周期と地下構造の関係一，地震 2, 29, 25-32.
- 坂尻直巳・成瀬聖慈・竹内文朗・古川賢一・後藤典俊・太田 裕，1974，やや長周期の微動観測と地震工学への適用 (1) 一八戸市における予備観測一，地震 2, 27, 338-351.
- TAKEUCHI, F., N. HIRANO, M. SATOMURA, and Y. KONO, 1983, Observation of Gravity to Reveal a Buried Fault Associated with the Fukui Earthquake, Bull. Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., 33, 147-162.
- 竹内文朗・古川信雄・春日 茂・平野憲雄・西上欽也・見野和夫・天池文男・川部喜朗・河野芳輝・貞広太郎，1983，福井地震断層の位置と規模を定めるための探査，地震予知連絡会会報，30, 368-375.
- TSUYA, H., 1950, The Fukui Earthquake of June 28, 1948, Report of the Special Committee for the Study of the Fukui Earthquake, 197 pp.