1948 年福井地震の震源パラメーター

—1 倍強震計記録の解析—

東京大学地震研究所*	菊 地 正 幸
防災情報サービス**	中 村 操
早稲田大学理工学総合研究センター***	山 田 眞
関西電力土木建築室****	伏 見 実・巽 誉 樹
気象庁地震予知情報課*****	吉 川 一 光

Source Parameters of the 1948 Fukui Earthquake Inferred from Low-gain Strong-motion Records

Masayuki KIKUCHI

Earthquake Research Institute, University of Tokyo, Yayoi 1-1-1,
Bunkyo-ku, Tokyo 113-0032, Japan

Misao NAKAMURA

Information Service for Disaster Prevention, Miroku-cho 230-7, Sakura, Chiba 285-0038, Japan

Makoto YAMADA

Advanced Research Institute for Science and Engineering, Waseda University,
Kikui-cho 17, Shinjuku-ku Tokyo 162-0044, Japan

Minoru FUSHIMI and Yoshiki TATSUMI

The Kansai Electric Power Co., Inc., Nakanoshima 3-3-22, Kita-ku, Osaka 530-8270, Japan

Kazumitsu YOSHIKAWA

Seismological and Volcanological Department, Japan Meteorological Agency,
Otemachi 1-3-4, Chiyoda-ku, Tokyo 100-0004, Japan

(Received March 15, 1999; Accepted June 21, 1999)

Seismograms in 1940's are usually recorded on smoked paper. Owing to the recent development of photocopy and image processing techniques, we can reconstruct feasible waveform data by tracing, digitizing, and correcting the arc effect due to inclined lever. Using low gain strong motion data at several observatories of Japan Meteorological Agency and Kyoto University, we investigate the source process of the 1948 Fukui earthquake. In the waveform inversion we consider the uncertainty of instrumental constants (pendulum period, magnification and damping constant), timing, and chart speed. The rupture process is then modeled by moment-rate functions at grid points on a fault plane with a spacing of 10 km. It is shown that a rupture initiated at a depth of about 10 km, moved upward, and then propagated mainly to the south. The rupture front velocity was about 2.5 km/s. The largest moment release occurred around 10 km south of the epicenter. The main source parameters are: strike = $170 \pm 5^\circ$, dip = $70 \pm 5^\circ$, rake = $-10 \pm 10^\circ$, seismic moment = 2.1×10^{19} Nm, $M_w = 6.8$, fault area = 30×10 km², average dislocation = 2.3 m, stress drop = 10 MPa.

Key words: Source parameter, Historical seismogram, Fukui earthquake, Strong motion record.

* 〒113-0032 東京都文京区弥生 1-1-1

** 〒285-0038 千葉県佐倉市弥勒町 230-7

*** 〒162-0044 東京都新宿区喜久井町 17

**** 〒530-8270 大阪市北区中之島 3-3-22

***** 〒100-0004 東京都千代田区大手町 1-3-4

§1. はじめに

近代的な地震観測が行われてから百年余が経過した。この間、日本の内陸では $M7$ クラスの大地震が数回起こっており、気象庁や大学などにその地震記録が残されている。それらのほとんどは煤書きのアナログ記録であり、今日の高性能デジタル地震計記録に比べて質が悪く、また、使い勝手もよくない。しかし画像処理技術の進歩により、解析可能な状態まで記録を復元することができる場合もある。言うまでもなく、地震記象は地震時の断層運動を直接的に反映する観測データであり、個々の地震の震源過程を調べる上では欠くことのできない存在である。このような観点から、我々は過去の大地震の記録を掘り起こし、系統的な解析を試みようとしている。

福井地震の地震記象を扱った研究は KANAMORI (1973) によって行われている。彼は京都大学阿武山観測所のやや長周期の強震計記録を用い、フォワードモデリングによっていくつかの震源パラメーターを推定した。今回我々はこの阿武山観測所の記録に加えて、気象庁の地震観測点の強震記録をデジタル化し、波形インバージョン法によって震源過程を調べた。

§2. 地震記象のデジタル化

気象庁の古い地震記象はマイクロ写真として整理保存されつつある。このマイクロ写真から再現された煤書きの記録（場合によっては原記録）をスキャナーでラスタデータに変換した後、波形をマウスで追跡し、ベクトルデータとしてファイルに保存した。ベクトルデータの忠実度を確認するため、波形を再現し、解像度を何段階かに変えてラスタデータと重ね合わせてみた。波形をうまく再現できていない部分では読取点を移動したり、点を補間あるいは間引いたりした。

Fig. 1. Schematic illustration of seismogram drawn with a finite length of pen lever. α denotes the biased inclination, θ the actual oscillation, and V the chart speed of recording paper. Correction is made for the seismogram so that the coordinate (x, y) is transformed into θ as a function of time t .

煤書きの記録は腕の長さ約 30 cm のペンで描かれている。このため大振幅の波形は円弧状になっており、紙送り方向の座標をそのまま時間軸に比例させると時刻が前後してしまう。また、急激な大振動が作用すると、ペンの平衡位置がずれて歪んだ波形を描くこともある。こ

Fig. 2. Procedure for waveform digitization. Upper: original seismogram (WE component) at Kameyama station. Intermediate: discretization with uneven spacings. Lower: corrected data with an equal spacing.

のような状況を Fig. 1 に模式的に示す。腕の長さを L 、記録紙の進行（速さ V ）と腕の平衡位置のなす角を α 、そこからの振れ角を θ とおく。ペン先の位置座標 (x, y) と時刻 t における振れ角 θ の関係は

$$x = Vt - L \cos(\theta + \alpha) + L \cos \alpha,$$

$$y = L \sin(\theta + \alpha) - L \sin \alpha$$

と与えられる。ただし、原点を $\theta = 0, t = 0$ に対応させている。この式を用いて座標 (x, y) を (θ, t) に変換し、変位の時間関数を

$$A(t) = L\theta(t)$$

によって求める。この補正において、腕の長さ L や軸の

傾き α が実際の値と異なると、記録線に沿った座標値からの変換が時間の逆転を起こしたりする。見方を変えれば、時間の逆転を起こさないように、 L と α の値をある程度絞ることができる。

古い地震記録では記録紙の送り速度が問題になる場合が多いが、これについては波形記録そのものからは評価ができない。記録紙に書かれている場合はその値を、書かれていない場合は文献値〔浜松(1966)]を用いた。

デジタル化の例として、Fig. 2 に亀山の記録の処理経過を示す。上段は原記録（WE 成分）、中段はベクトル化（不等間隔）した波形、下段は補正をした後の等間隔（サ

Fig. 3. Digitized waveforms of low-gain strong-motion seismograph. Epicenter of the 1948 Fukui earthquake re-determined by JMA is shown by an open circle. AA' is a grid scheme for source location used in our waveform inversion.

Table 1. List of stations and instrumental constants.

Station	Distance km	Azimuth degree	Seismograph (*) Components
Abuyama	156.0	202	NS & EW: $T_0=25, h=0.35, A=1.1, V=40$
Kameyama	147.6	171	NS & WE: $T_0=5, h=0.1, A=1, V=25$
Toyooka	143.2	241	DU: $T_0=3.8, h=0.2$; NS: $T_0=5.8, h=0.33$ EW: $T_0=6.4, h=0.33, A=2, V=25$
Gifu	99.5	149	NS & WE: $T_0=5.0, h=0.1, A=2, V=37.5$
Wajima	141.4	27	DU: $T_0=3.5, h=0.2$; SN: $T_0=7.7, h=0.2$ EW: $T_0=7.7, h=0.33, A=2, V=25$

(*) T_0 =period of pendulum [s], h =damping constant, A =magnification, V =chart speed [mm/min]

ンプリング間隔 0.05 s) のデジタル波形である。Fig. 3 には、今回デジタル化した全ての強震計記録を示す。振幅と時間のスケールは共通である。また、倍率はすべて 1 倍に補正してある。固有周期の異なる阿武山の記録は同等には比較できないが、その他は概ね固有周期 5 秒の地震計記録である (Table 1)。図からわかるように、震源の南側観測点で振幅が大きい。これは破壊伝播による指向性を示しているものと考えられる。

§ 3. 波形インバージョン

3.1 グリーン関数の計算とインバージョン法

観測点の方位分布や記録の質を考慮して、5 地点 (阿武山、亀山、豊岡、岐阜、輪島) の記録を選んだ。上で得られた 0.05 s サンプルの記録に 1 Hz のハイカットフィルターをかけ、0.5 s サンプルの記録に変換した。これを観測データとしてインバージョンを行う。

そこでまず、震源をモデルパラメーターで記述し、その基になる要素震源に対して理論記象 (グリーン関数) を計算する。以下に、理論記象の計算に必要な震源の配置、地下構造、地震計特性などについて述べる。

震源: 震源の位置については研究者・機関によって 10 km 程度のばらつきがある。ここでは気象庁 (1982) による再決定震源 (震央: 36.17°N, 136.20°E, 深さ 0 km) を用いた。Fig. 3 の白丸が震央である。この震源に対する観測点の震央距離と方位を Table 1 に示す。

地震計特性: 地震計の特性 (固有周期、倍率、減衰定数) については、文献の数値を基にしつつ、波形の特徴を見ながら、ある程度の範囲内で調整した。Table 1 には最終的にインバージョンで用いた地震計特性が示されている。

地下構造: 用いた地下構造を Table 2 に示す。これは、YOSHII *et al.* (1974) による倉吉・花房間の P 波速度構造をベースに、市川・望月 (1971) の V_p/V_s などを参考に決めてものである。

Table 2. Underground structure.

V_p	V_s	ρ	D
5.50	2.80	2.30	4.7
6.10	3.42	2.70	20
6.65	3.89	2.88	14
7.79	4.50	3.27	∞

V_p, V_s =P- and S-wave velocity [km/s],

ρ =density [10^3 kg/m³],

D =layer thickness [km]

インバージョン法: グリーン関数の計算には武尾 (1985) の波数積分法を用い、これに KIKUCHI *et al.* (1993) のインバージョンアルゴリズムを結びつけた。その際、波形記録に含まれる多くの不確定要素を考慮し、未知数の数を減らすために、拘束条件のきついメカニズム固定のインバージョン法を適用した。

3.2 1 点ごとのインバージョン

複数の近地観測点の記録を同時に用いてインバージョンを行うためには、各記録の相対時刻がわかっていなければならない。しかるに、今回の強震記録では絶対時刻が不明であるのみならず、P 波初動の同定が困難である。そこで、ここではまず各観測点ごとに波形インバージョンを行い、得られたモーメント速度関数の対応関係から相対時刻を調整する方法をとった。

気象庁 (1982) による再決定震源の深さは 0 km とごく浅い。このことを念頭に、震央 (Fig. 3 の白丸) を固定し、深さ 5 km と 10 km に点震源を置き、それぞれのモーメント速度関数を未知として波形インバージョンを行った。断層メカニズムとして P 波初動解 (走向 N170°E の左横ずれ断層) [廣野 (1948)] を用いた。モーメント速度関数は幅 4 秒の三角形関数を 2 秒ごとに並べた時系列として展開し、その高さをモデルパラメーターとした。その際、“非負”の拘束条件を付けた。

この段階で、地震計の固有周期と減衰定数に対して、

Fig. 4. Result of waveform inversion at 4 individual stations. Upper: Number 1 indicates the moment-rate function for a deeper (10 km) source, and number 2 the one for a shallower (5 km) source. Total moment is given in unit of 10^{19} Nm. Lower: comparison of observed data (upper trace) and theoretical data (lower trace).

記録の特徴と理論波形を比較しながら微修正を施した。上下水平各成分の相対的時刻にも不確定要素があるので、これについても数秒の範囲で調整した。

阿武山 (ABY)、亀山 (KMY)、岐阜 (GIF)、豊岡 (TYK) の観測点記録の解析例を Fig. 4 に示す。上段はそれぞれの観測点で得られるモーメント速度関数である。番号 1 は深さ 10 km の、番号 2 は深さ 5 km のモーメント速度関数である。下段は観測波形 (上側) と理論波形 (下側) の比較である。番号 1 のモーメント解放量が全点で概ね一致することなどから、これは同じ震源 (サブイベント 1) に対応していると考えられる。岐阜観測点では S 波の到達後 10 s ほどで記録が振り切れてしまうため、後続のサブイベントの震源過程は再現されない。しかし振り切れたという事実は亀山と阿武山で得られた番号 2 のモーメント速度 (サブイベント 2) の大きさと調和的である。また、阿武山や亀山の記録から得られるモーメント速度関数に比べて、豊岡の時間関数の継続時間がやや長いことから、破壊が主として南方へ進んだことが示唆される。このようにして、モーメント速度関数の対応

関係を基に、異なる観測点の記録の相対的な時刻を調整し、次の段階へ進んだ。

3.3 一斉波形インバージョン

5 つの観測点 (12 成分) の記録を同時に使った波形インバージョンにより、ずれ破壊の空間的な広がりを調べる。断層面上の走向方向 (x 軸) に 10 km ごとに 4 点 ($x = -10, 0, 10, 20$ [km]), 深さ方向 (y 軸) に 5 km ごとに 2 点 ($y = 5, 10$ [km]), 計 $2 \times 4 = 8$ 個の格子点に点震源を置き、それぞれのモーメント速度関数を未知として、波形インバージョンを行った。その際、一点ごとのインバージョンの場合と同様に、各格子点でのモーメント速度関数に「非負」の拘束条件を付けた。Fig. 3 で AA' 間の黒丸が格子点の震央である。福井市は $x = 13$ km 周辺に位置する。

この一斉波形インバージョンを、断層メカニズムを少しずつ変えながら繰り返し、観測波形と理論波形の一致具合をチェックした。それにより走向、傾斜、すべり角の許容範囲を調べた。

§4. 解析結果

得られた結果を Fig. 5 に示す。上段の左は全体のモーメント速度関数、右はメカニズム解である。中段には各格子点上の震源のモーメント速度が示されている。枠の中の数値はモーメント解放量(単位: 10^{17} [Nm])と時間範囲(単位: [s])を示す。たとえば、破壊開始点 $(x, y) = (0, 10)$ [km] では、 $t=0\sim6$ [s] の間に $M_0=28\times 10^{17}$ [Nm] のモーメント解放が起こった。また、 $(x, y)=(10, 5)$ [km] の震源では、 $t=8\sim20$ [s] の間に $M_0=92\times 10^{17}$ [Nm] のモーメント解放があった。ここが最大のずれ破壊の起こった領域である。一方、 $(x, y)=(-10, 10); (20, 10)$ [km] の格子点では正のモーメント解放が得られなかった。図の AA' は Fig. 3 の AA' に対応する。

Fig. 6 に解析に用いた全観測波形(上側)と最終モデ

ルによる理論波形(下側)の比較を示す。振幅と時間のスケールは共通である。主な特徴的位相や観測点間の相対的な振幅はほぼ再現されている。

Fig. 5 に見られる震源過程の特徴は次の通りである。破壊は深さ約 10 km 付近で始まり、そこからまず浅い方へ進んだ。その後、破壊は主として南に向かって進行し、最終的に震央から約 20 km の距離までずれ破壊が及んだ。この間、破壊フロントの速さは約 2.5 km/s であった。最大のずれ破壊は震央から南側へ約 10 km 付近で起こった。震央から北側の領域でもわずかなモーメント解放が得られるが有意な大きさではない。震源過程のイメージを Fig. 5 の下段に示す。A は初期破壊を、B は最大のずれ破壊域を表す。

断層メカニズム解の許容範囲は

Fig. 5. Final solution of simultaneous waveform inversion. (a) Moment-rate function for the total source. (b) Mechanism diagram. (c) Moment-rate function for each grid point. The numbers given above the moment-rate functions denote the seismic moment in unit of 10^{17} [Nm], and the time interval in unit of [s]. (d) Illustration of buried seismic fault. "A" denotes an introductory rupture and "B" an asperity, i.e. the site of a large moment release.

Fig. 6. Waveform comparison of observed data (upper trace) and resultant synthetic data (lower trace).

走向 = $170 \pm 5^\circ$; 傾斜角 = $70 \pm 5^\circ$;

すべり角 = $-10 \pm 10^\circ$

である。概ね北北西-南南東走向の左横ずれ断層であるが、断層面はやや西側に傾斜し、正断層成分（西落ち）を持つ。全体の地震モーメントと M_w は

$$Mo = 2.1 \times 10^{19} [\text{Nm}]; M_w = 6.8$$

である。断層面積は

$$S = 30 \times 10 [\text{km}^2]$$

程度であるので、平均的なくいちがい

$$D = Mo / \mu S = 2.3 [\text{m}] \quad (\text{剛性率 } \mu = 30 [\text{GPa}])$$

と見積もられる。また、応力降下は

$$\Delta\sigma = 2.5 Mo / S^{1.5} = 10 [\text{MPa}]$$

である。これは浅い内陸地震の典型的な値 [KANAMORI and ANDERSON (1975)] である。

§ 5. 考 察

KANAMORI (1973) は阿武山観測所 1 点の強震記録を用いて、この地震の震源が小さな初期破壊と約 9 秒後の

主破壊から成ることを示すとともに、地震モーメント ($Mo = 3.3 \times 10^{19} [\text{Nm}]$), 断層面積 ($S = 33 \times 13 [\text{km}^2]$), ぐいちがい ($D = 2.5 [\text{m}]$) など、主な震源パラメーターを決定した。また、ライズタイムと破壊伝播時間を合わせた破壊継続時間は、初期破壊、主破壊とも約 9 s であり、全体として 20 s 弱であることも示唆されている。今回我々が得た結果は、モーメントがやや異なるものの、概ねこれと一致する。我々はさらに複数の観測点の記録を使うことにより、ずれ破壊の大きな場所（アスぺリティ）が震央から南へ約 10 km ぐらいのところに位置することや破壊パターンがユニラテラルであることなど、ずれ破壊の空間的な分布を得た。

今回得られたような、破壊が深い側で発生し浅い方へ伝播するというパターンは、1994 年 1 月 17 日ノースリッジ地震や 1995 年 1 月 17 日（日本時間）兵庫県南部地震などでも指摘されている [WALD *et al.* (1996), IDE *et al.* (1996), YOSHIDA *et al.* (1996)]. 内陸の浅い大地震に共通に見られる破壊パターンと思われる。

測地データは推定断層を挟んで西側が相対的に落ちていることを示している [NASU (1950)]. 1 つの解釈として、やや東に傾いた断層面で逆断層成分を持つことが考えられる [例えば、松浦・長谷川(1989)]. もう 1 つの解釈は西に傾いた断層面で正断層成分を持つことである。我々の得たメカニズム解は後者の解釈を支持する。

近年、大地震の震源過程を調べることは、地震工学の分野でも重要なことがらとなってきた。設計用入力地震動の予測にも、断層破壊の過程を取り込むことができるようになってきたことが背景となっている。一方、デジタル地震計が全国的に配備されるようになったのは 1980 年代の終わり頃からで、それ以前の大きな被害を及ぼした大地震については、震源過程の定量化にまで至る研究はあまりなされていない。その意味で、今回我々が示したような古い時代の煤書き記録の有効な利用は大いに意義があると考えられる。

謝 辞

本研究の一部は文部省科学研究費補助金（課題番号 10640399）により補助されました。2 人の査読者からの助言は、解析結果の有意性を高める上で大変役に立ちました。

参考文献

- 浜松音蔵, 1966, 気象官署における地震計観測の履歴表, 地震 2, **19**, 286-305.
- 廣野卓蔵, 1948, 福井地震の地震計による検測結果, 検震時報, 14(別冊), 4-9.
- 市川政治・望月英志, 1971, 近地地震用走時表について, 気象研究所研究報告, **22**, 229-290.
- IDE, S., M. TAKEO and Y. YOSHIDA, 1996, Source process of the 1995 Kobe earthquake: determination of spatio-temporal slip distribution by Bayesian modeling, Bull. Seism. Soc. Am., **86**, 547-566.
- KANAMORI, H. 1973, Mode of strain release associated with major earthquakes in Japan, Ann. Rev. Earth Planet. Sci., **1**, 213-239.
- KANAMORI, H. and D. L. ANDERSON, 1975, Theoretical basis of some empirical relations in seismology, Bull. Seism. Soc. Am., **65**, 1073-1095.
- KIKUCHI, M., H. KANAMORI and K. SATAKE, 1993, Source complexity of the 1988 Armenian earthquake: evidence for a slow after-slip event, J. Geophys. Res., **98**, 15797-15808.
- 気象庁, 1982, 改訂日本付近の主要地震の表 (1926 年~1960 年), 地震月報別冊第 6 号.
- 松浦充宏・長谷川洋平, 1989, 測地データから求めた福井地震の断層モデル, 月刊地球, **11**, 42-46.
- NASU, N., 1950, The Fukui earthquake of June 28, 1948, Report of the special Committee for the study of the Fukui earthquake (Ed. H. TSUYA), 112-123.
- 武尾 実, 1985, 非弾性減衰を考慮した震源近傍での地震波合成, 気象研究所研究報告, **36**, 245-257.
- YOSHIDA, S., K. KOKETSU, B. SHIBAZAKI, T. SAGIYA, T. KATO and Y. TOSHIDA, 1996, Joint inversion of near- and far-field waveforms and geodetic data for the rupture process of the 1995 Kobe earthquake, J. Phys. Earth, **44**, 437-454.
- YOSHII, T., Y. SASAKI, T. TADA, H. OKADA, S. ASANO, I. MURAMATSU, M. HASHIZUME and T. MORIYA, 1974, The third Kurayoshi explosion and the crustal structure in the western part of Japan, J. Phys. Earth, **22**, 109-121.
- WALD, D. J., T. H. HEATON and K. W. HUDNUT, 1996, A dislocation model of the 1994 Northridge, California earthquake determined from strong-motion, GPS, and leveling-line data, Bull. Seism. Soc. Am., **86**, S49-S70.