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——

京都大学防災研究所* 入 倉 孝次郎
京都大学原子炉実験所** 釜 江 克 宏

Strong Ground Motions during the 1948 Fukui Earthquake

—Estimation of Broad-band Ground Motion Using
a Hybrid Simulation Technique—

Kojiro IRIKURA

Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, Gokasho, Uji,
Kyoto 611-0011, Japan

Katsuhiro KAMAE

Research Reactor Institute, Kyoto University, Kumatori, Sennan,
Osaka 590-0494, Japan

(Received March 30, 1999; Accepted June 7, 1999)

We simulate strong ground motions during the 1948 Fukui earthquake with the JMA magnitude 7.1 based on a heterogeneous source model and the hybrid simulation technique. So far there are no existing source models available for simulating strong ground motions from the 1948 Fukui earthquake. Most of the source models have been assumed to have uniform slip distribution on rectangular fault plane. Such models could generate ground motions only available longer than several seconds, underestimating shorter period motions (< 1 sec) of engineering interest. The objective of this paper is to construct a heterogeneous source model for simulating strong ground motions in a broad period band during the 1948 Fukui earthquake. We assume two source models to examine: Model 1 is a reverse fault model determined from the analysis of geodetic data by YOSHIOKA (1974) and Model 2 is a normal fault model from strong motion displacement data by KIKUCHI *et al.* (1999). Heterogeneous slip distribution on fault plane is estimated based on the self-similar scaling relationships of seismic moment versus asperity areas and slips by Somerville *et al.* (1999). Then we obtained the standardized source model consisting of two asperities to have the average characteristics of asperities for the seismic moment of the Fukui earthquake. Relative locations and rupture times of the asperities on the fault plane are determined following the source model by KIKUCHI *et al.* (1999). The maximum asperity corresponding to the second event in their model has an area of 12×12 km² and slip of 1.7 m and is located under the most heavily damaged area along the buried fault, known as the Fukui earthquake fault. The smaller asperity corresponding to the first event is located north of the maximum asperity. Rupture was initiated at the northern edge of the smaller asperity, propagated toward south, then broke to start the maximum asperity 7 seconds after the initial rupture. Large ground motions from both models, Model 1 and 2, are spread over the Fukui basin, although peak velocity distributions are rather different between the two models. Areas over 30% collapse ratio during the Fukui earthquake correspond to those with peak velocity over 60 cm/s for Model 1 and over 80 cm/s for Model 2. The level of the peak velocity in the areas with more than 30% collapse ratio are estimated to be over 80 cm/s connected with both results by MOROI *et al.* (1998) and MIYAKOSHI and HAYASHI (1998). Pseudo velocity response spectra in the center of the Fukui basin for

* 〒611-0011 京都府宇治市五ヶ庄

** 〒590-0494 大阪府泉南郡熊取町野田

Model 2 have almost the same level of the observed ones at Takatori (TKT) and the simulated ones at Fukuike (FKI) within the damage belt during the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake. We conclude that the damage distribution during the Fukui earthquake is well explained by strong ground motions simulated for Model 2 combined with the normal fault model by Kikuchi *et al.* (1999) and a standardized heterogeneous source model developed by Somerville *et al.* (1999).

Key words: the 1948 Fukui earthquake, strong ground motion, heterogeneous source model, asperity, collapse ratio.

§1. はじめに

50 年前に福井市およびその周辺地域に大災害をもたらした 1948 年福井地震は福井市近郊を走る活断層に起因する内陸地震で、いわゆる都市直下地震の 1 つであった。この地震の規模は気象庁マグニチュード (M_J) 7.1 で、兵庫県南部地震 (M_J 7.2) とほぼ同じであった。この地震は戦後の混乱期に起こったにもかかわらず、全国の地震学、地震工学の研究者により、発生直後から余震観測、断層・地盤調査、被害調査がなされ、詳細な報告書が出版されている [北陸震災特別委員会 (1951)]。この時はじめて高感度の微小地震観測がなされ貴重な余震記録が得られたり [Asada and Suzuki (1949)], 被害地での地震波探査による地盤調査がなされる [吉川 (1950)]

など地震学的にも記念碑的地震の 1 つである。

最近福井県が出版した「よみがえる福井震災」, [谷口 (1998)] は生々しい被害の実態および困難な中の調査の様子を教えてくれる。GHQ による緊急調査 (Fig. 1) に示されるように、震源近傍域では家屋倒壊率 90% 以上の地域が 2 つに別れて存在し、1 つは盆地中心部の長さ約 15 km 幅約 8 km の広い領域、もう 1 つはその北側の海岸部沿いに長さ 5 km と幅 2 km の小さな領域である。家屋全壊率が 50% 以上の地域は長さ約 30 km 幅約 12 km に広がっている。死亡率の分布 (Fig. 1 右図) が家屋全壊率に対応していることがよく分かる。この被害率のマップ自体は必ずしも正確ではないが、被害の広がりには 1995 年兵庫県南部地震に比べてはるかに大きく、

Fig. 1. Map showing the percentage of houses collapsed (left) and human dead including missing [GHQ's Report].

被害の元となった破壊力のある強震動が広い領域に生じていたのではないかと想像される。

1995 年兵庫県南部地震では日本ではじめて大被害が生じた地域で強震動が記録された。それにより断層破壊の前方伝播による指向性効果により生成される長周期パルスの存在と盆地端部効果による増幅が大きな衝撃的な震動を生じ、構造物を破壊に至らしめたことがわかってきた [例えば, IRIKURA *et al.* (1996); KAWASE (1996)]. 福井地震のとき被害を引き起こした強震動がどのようなものであったかに関する研究は殆どなされていない。その理由は震源域近傍で地震動が全く記録されていないことにある。日本の多くの都市が福井市同様に活断層に囲まれていることを考えると福井地震の強震動の検討は重要である。

先にあげた調査委員会のレポートでは震源近傍域での倒壊した記念碑や橋げたなどから最大加速度が $0.6 G$ 以上あったと推定している。災害地での地震動周期は、根拠は明確でないが、約 1.5 秒と推定している。この周期は兵庫県南部地震のパルスの周期とはほぼ同じである。地表断層は現れなかったが、地震直後ほぼ南北方向の線の上にエシュロン状の地割れが見られたことから伏在断層の存在が推定されている。KANAMORI (1973) は余震分布、断層地殻変動データ、および近距離での強震変位記録を用いて単純な長方形の震源断層モデルを推定している。

その後も吉岡 (1974) と長谷川 (1986) らにより、水平および上下の地殻変動データなどの詳細な解析により、震源断層モデルの再検討がなされている。しかしながら、これらのモデルはいずれも極めて長周期の波動或いは静的な変動に対しては有効であっても震源域の強震動の評価にそのまま適用するのは困難である。

将来発生する地震に対する強震動を予測するには、断層震源域のみならず、地震モーメントや断層すべりの不均質分布などの震源のモデル化が必要とされる。我々は米国の研究者と共同で、強震動記録や遠地地震記録を用いた同一手法でなされた震源インバージョン結果を集め、その統計的解析に基いた震源モデルの経験的モデル化について研究を行ってきた [SOMERVILLE *et al.* (1999)]. 本研究ではこの経験的モデル化の手法を福井地震に適用して断層破壊を想定した強震動の評価を試み、その有効性を震源近傍域の被害分布と比較することにより検証する。

§2. 手 法

2.1 ハイブリッド法による強震動評価

最近数値シミュレーション手法の発達により、震源断層モデルを仮定し、震源域から対象地域に到る地下構造を考慮して、震源で生成され地層中を伝播する地震動を理論的に求める方法が開発されてきた。この方法は、強

Fig. 2. Flow chart of simulation procedure of strong ground motions using a hybrid scheme. The long period motions for the hypothetical large-earthquake are simulated using the 3-D Finite Difference Method considering the 3-D structure. The short period motions for the large earthquake are calculated following the empirical Green's function method by IRIKURA (1986) in which small event motions calculated with the stochastic simulation method by BOORE (1983) are summed.

震動記録を用いて波形インバージョンにより断層破壊過程推定のために利用され、断層面上のすべり分布が精度よく求められるようになった。しかしながら、この場合理論波形の計算には簡単化された平行多層構造が仮定され、解析に有効な地震記録の周期範囲は1秒以上の長周期帯域のみである。構造物被害には一般に0.1~10秒の広い周期帯域の強震動が関係していると考えられる。そのため、震源インバージョンに用いられる地震動推定方法をそのまま強震動の予測に適用することはできない。

現実的な強震動の推定でこれまでもっとも成功している手法は、想定する断層近傍に発生した小地震の記録を用いて大地震の強震動を推定する、いわゆる経験的グリーン関数法〔例えば、IRIKURA (1986)〕と考えられる。しかしながら、この方法も、一般には適切な小地震記録がない場合が多くいつでも使えるわけではない。

最近震源断層モデルと震源域を含む3次元構造が与えられたとき、3次元有限差分法(3D-F.D.M.)を用いて1秒より長周期の地震動の計算が可能になってきた〔例えば、GRAVES (1996), PITARKA *et al.* (1998)〕。しかしながら、周期1秒より短周期の地震動を理論的に計算するに十分な詳細地下構造を広域にわたって決定するのはいまだ困難であり、さらにその数値シミュレーション手法も確立しているとはいえない。

そこで本研究ではFig. 2に示されるハイブリッド法を用いて震源近傍の強震動合成を試みる。長周期(1秒以上)は、3D-F.D.M.を用い、対象とする大地震の断層面を適当な小断層に分割し、各小断層にベル型関数であらわされるすべり速度時間関数を想定し、3次元の地下構造を考慮して直接的に大地震の地震動のシミュレーションを行う。一方、短周期(1秒以下)については、はじめに小地震からの地震動を、震源特性として ω^2 モデルを仮定し、伝播経路特性とサイト特性を考慮して確率的手法でシミュレーションを行い〔BOORE (1983)〕、次に、経験的グリーン関数法と同様の手続きで小地震記録を足しあわせて断層面全体からの地震動合成を行う、いわゆる統計的波形合成法〔釜江・他 (1991)〕を用いる。長周期地震動と短周期地震動は、両者の震源関数の足し合わせが ω^2 モデルに対応するようにフィルター処理をした後、時間領域で足しあわされて、広周期帯域の強震動が合成される。

KAMAE *et al.* (1998)のハイブリッド・グリーン関数法は、経験的グリーン関数法に準じて本震の断層面内に発生する数個の小地震に対応する地震動の計算を行い、本震断層面からサイトまでのグリーン関数として代用させている。本研究の方法は長周期地震動については厳密に理論的方法で計算を行っている点が彼らの方法と異なる。

る。断層近傍の地震動は断層面上のすべり方向による放射特性の影響が大きいため、本手法はより精度の高い強震動評価手法と考えられる。

2.2 強震動予測のための震源のモデル化

活断層に起因する地震を想定して強震動予測を行うには、はじめに震源断層のモデル化が必要となる。これまでは、地質・地形・地球物理学的調査に基づき、断層走向や傾斜角などの断層面の幾何学形状と断層の長さ(L)から地震規模をあらわすマグニチュードが推定され、地震マグニチュードを基に経験的關係式にしたがって断層すべり、ライズタイムなどの震源パラメータを推定するという方法が多く行われてきた。しかし、断層パラメータ・ハンドブックに掲載されたパラメータは地殻変動や津波のデータ解析により決められたものが多い。このような方法による震源モデルは数秒から数十秒の長周期の地震動には有効と思われるが、10秒から0.1秒の短周期帯域の卓越する強震動推定は一般に困難と考えられる〔例えば、KAMAE and IRIKURA (1998)〕。

最近20年ほどの間に、マグニチュード6以上の内陸地震に対して線形波形インバージョンを用いて信頼性のある断層すべりが少しずつ明らかになってきた。これらの結果は断層すべりは決して断層面上に一様ではなく不均質であることを示すものであった。SOMERVILLE *et al.* (1999)はこれらの震源モデルの体系的な特性を見出すための統計的解析をおこなった。

解析により求められた全断層面積 S 、最大アスペリティーの面積 S_m 、およびアスペリティーの面積の総和 S_a 、と地震モーメントの関係は

$$S \text{ (km}^2\text{)} = 2.23 \times 10^{-15} \times Mo^{2/3} \text{ (dyne} \cdot \text{cm)} \quad (1)$$

$$S_m \text{ (km}^2\text{)} = 3.64 \times 10^{-16} \times Mo^{2/3} \text{ (dyne} \cdot \text{cm)} \quad (2)$$

$$S_a \text{ (km}^2\text{)} = 5.00 \times 10^{-16} \times Mo^{2/3} \text{ (dyne} \cdot \text{cm)} \quad (3)$$

のようにあらわされる。全断層面積 S とアスペリティーの面積 S_m と S_a とも地震モーメント Mo に対して両対数座標上で傾きは $2/3$ となっている。このことは、全断層面積、最大アスペリティーの面積、およびアスペリティーの面積の総和が地震モーメントをパラメータとして自己相似型のモデルを仮定していることに対応する。

震源インバージョンで得られた断層上の平均すべり継続時間 Tr と地震モーメントの関係は傾きが $1/3$ の直線にのっている。

$$Tr \text{ (s)} = 2.03 \times 10^{-9} \times Mo^{1/3} \text{ (dyne} \cdot \text{cm)} \quad (4)$$

このことはすべり速度(Tr に対するすべり量 D の比)が平均的にはほぼ一定であることに対応する。しかしながら、震源インバージョン解析を行うとき一般に1秒よりも短周期を遮断フィルターで落とした長周期成分のみの記録を用いるため、結果として信頼性のあるライズタ

イムは1秒よりも長周期に限られることに注意を要する。

ここで定義されたアスペリティの領域やすべり量が強震動評価に有効かどうかは、認定したアスペリティの分布を想定してフォワード・モデリングで強震動を合成して観測と比較することにより吟味する必要がある[例えば, KAMAE and IRIKURA (1998)]. 上のようなアスペリティの定義の有効性の検証は SOMERVILLE *et al.* (1999) ではなされていない。その検証も本研究の目的の1つである。

§3. 福井地震の震源断層モデルの設定

3.1 福井地震の断層モデルのまとめ

日本の地震断層パラメータ・ハンドブック [佐藤 (1989)] によると福井地震の震源モデルについて前述の KANAMORI (1973), 吉岡 (1974) および長谷川 (1986) によるものが載せられている。KANAMORI (1973) は地割れ線分布と余震域の広がりから震源断層を、 $L=30$ km, $W=13$ km と推定し、三角点の水平変動データと震源から約 155 km 離れた京大阿武山地震観測所での佐々式強震計による変位記録を用いて、震源メカニズムは垂直左横ずれ断層、地震モーメント (M_0) は 3.3×10^{26} dyne·cm と推定している。震源は2つのサブイベントからなる多重震源で、はじめのイベントの約9秒後に4倍の大きさの第2イベントが生じたとしている。主たる被害はこの第2イベントによると考えられる。しかし、均質等方の完全無限媒質を仮定した単純な長方形震源断層モデルを用いた計算のため波形の一致は必ずしもよくない。その後、吉岡 (1974) は余震分布が地割れ線の東側に偏在すること、上下の地殻変動が東側隆起を示すこと、等から、垂直断層面ではなく傾斜角約 80° の逆断層を仮定して、理論地殻変動と観測データの比較から断層モデルの最適解としてすべり角 26° で地震モーメント 3.2×10^{26} dyne·cm と推定した。長谷川 (1986) は断層面を8枚の小断層に分けそれぞれ断層パラメータを未知数として地殻変動データの非線形インバージョン解析を行った。彼のモデルは仮定された断層面積が小さいため地震モーメント ($M_0=1.8 \times 10^{26}$ dyne·cm) がやや小さいが、平均的な傾斜角やすべり角は吉岡の結果とほぼ一致する結果を得ている。

1998年秋の地震学会で福井地震50周年を記念して行われた特別セッションでは、震源モデルの再検討結果が発表された。菊地・他 (1999) は、阿武山に加えて、豊岡、亀山、岐阜の低倍率変位計の記録を用いて波形インバージョンを行い、走向 170° 、傾斜角 70° 、すべり角 -10° 、地震モーメント 2.0×10^{19} Nm の解を得ている。こ

れは西落ちの正断層成分を持つもので先に述べた吉岡や長谷川の結果とは異なっている。彼らの解は、主要なずれは2つのイベントからなり、はじめのイベントが小さく、2番目のイベントが最大のずれを生じたとし、2つのイベントのモーメント比が約1:3、破壊はおおむね北から南へ伝播したと報告した。鷺谷 (1999) は、水平および上下地殻変動データのインバージョン解析を地割れ分布に対応する福井地震断層 (長さ約30 km) だけが動いたと仮定したとき地震モーメントが 2.37×10^{19} Nm、左横ずれが卓越して最大すべりは6 m と推定した。彼はこの主断層から3 km 離れて平行する副断層 (長さ約7 km) も動いた可能性を指摘し、その場合地震モーメントは 2.89×10^{19} Nm となるとしている。

3.2 不均質断層モデル (アスペリティ・モデル) の構築

1948年福井地震は伏在断層のため地表踏査では地表断層は確認されていない。地表の割れ目の分布からのみではおそらく震源域は過小評価となる。KANAMORI

Fig. 3. Aftershocks of the 1948 Fukui earthquake (□ and ○) by HAMADA (1987). The dotted lines indicate surface fissures appeared just after the 1948 Fukui earthquake. Aftershocks of the Daishojioki earthquake (▲ and ◆) are also plotted on the map.

(1973) は余震分布から震源断層の長さを陸域に約 30 km としているが、浜田 (1987) による震源の再決定 (Fig. 3) では、余震域は内陸部だけにとどまらず、本震直後から北の沖合いにも発生しており、本震の破壊域は 30 km よりも長かった可能性を示唆している。近距離の地震記録を解析した KANAMORI (1973) も菊地・他 (1999) もこの地震は 2 つの主要な 2 つのイベント、すなわちアスペリティー、からなる多重震源モデルで説明されるとし、各イベントを等価な点震源と考えてそれぞれの地震モーメントを推定している。前章で述べたように震源近傍域の強震動を推定するには、断層の長さ、幅、平均すべり量などの巨視的パラメーターのみならず、アスペリティーの大きさやその分布形状などの震源のモデル化が必要とされる。しかしながら、この地震についてこれまで報告された観測データからこれらの震源パラメーター

を全て決めることは困難である。本研究では、震源をあらわす基本的パラメーターである地震モーメントと震源断層面の幾何形状はこれまでの震源断層モデルの研究結果を参考にして設定する。震源断層面積や断層面内のすべり分布はこれまでの震源インバージョンの統計解析で得られた平均的な震源特性を想定して強震動の評価を試みる。震源の不均質性を示すアスペリティーの面積やそこでのすべり量は SOMERVILLE *et al.* (1999) に基いて地震モーメントに関する自己相似を仮定した関係式から推定する。しかしながら、断層面内でのアスペリティーの位置は彼らの結果から直接的には決められず断層の幾何形状や地球物理学的環境から推定する必要がある。

この地震の震源断層メカニズムに関しては大きく分けると 2 つの異なったモデルが報告されている。1 つは地殻変動データを基にした吉岡 (1974) による東落ちの逆

Table 1. Source parameters for simulating strong ground motions during the 1948 Fukui earthquake. The parameters correspond to the main causative fault and two asperities in the fault plane in Fig. 4 and the inhomogeneous source model with two asperities in Fig. 5. The references for estimating the parameters are shown in the right-most column (comments).

Parameters	Estimates	Comments
Strike · Dip · Rake	(1) $345^{\circ} \cdot 80^{\circ} \cdot 26^{\circ}$	Yoshioka (1974)
	(2) $170^{\circ} \cdot 70^{\circ} \cdot -10^{\circ}$	Kikuchi et al. (1999)
Seismic Moment (M_0)	2.6×10^{19} (N*m)	* 1
Number of Asperities	2	Kikuchi et al. (1998)
Rupture Area (S)	908 km ²	Somerville et al. (1999)
Combined Area of Asperities (S_a)	204 km ²	Somerville et al. (1999)
Area of Largest Asperity (S_{a2}) (No.2 Asperity)	148 km ² (12km × 12km)	Somerville et al. (1999)
Area of Another Asperity (S_{a1}) (No.1 Asperity)	56 km ² (7km × 8km)	$S_{a1} = S_a - S_{a2}$
Seismic Moment of No.2 Asperity (M_{02})	8.3×10^{18} (N*m)	$M_{02} = M_0 \times S_{a2} / S \times 2.0$
Seismic Moment of No.1 Asperity (M_{01})	3.2×10^{18} (N*m)	$M_{01} = M_0 \times S_{a1} / S \times 2.0$
Stress Drop of No.2 Asperity	113 (bars)	$\Delta\sigma = 7/16 \times M_{0x} / r^3$
Stress Drop of No.1 Asperity	186 (bars)	
Average Slip of No.2 Asperity	1.7 (m)	$\mu = 3.3 \times 10^{11}$ (dyne/cm ²)
Average Slip of No.1 Asperity	1.7 (m)	
Rise Time	0.6 (sec)	Kamae and Irikura (1998)

* 1: Average of M_0 estimated by Kanamori (1973) and Kikuchi et al. (1998)

断層モデル, もう1つは近距離での低倍率地震計記録に基く菊地・他(1999)による西下がりの正断層モデルである。そこでここでは強震動の計算のため上記2つのモデルを想定する(Table 1)。モデル1は逆断層モデルで, 吉岡(1974)に従い走向 ϕ 345°, 傾斜角 δ 80°, すべり角26°を想定する。モデル2は菊地・他(1999)に従い, 走向 ϕ 170°, 傾斜角 δ 70°, すべり角 -10° を想定する。

地震モーメントは, これまでの解析結果で 1.8×10^{19} Nm から 3.3×10^{19} Nm に広がっている。ここでは, モデル1とモデル2とも, 地震モーメントとしてそれらの値の中間に近い 2.6×10^{19} N·m を仮定する。全断層面積(S), 最大アスペリティの面積(S_m), アスペリティ面積総和(S_a)は震源インバージョン結果の解析により求められた地震モーメントとの関係式から与えられる。すなわち, 全断層面積 S は(1)から908 km², アスペリティ面積総和(S_a)は(3)から204 km², 最大アスペリティの面積(S_m)は(2)から148 km²となる。第2イベントが最大アスペリティに対応するとし, 第1イベントの面積は

アスペリティの総面積が一致するように決められる。各アスペリティにおける地震モーメント密度(単位面積当たりのモーメント解放量)は, SOMERVILLE *et al.* (1999)の定義に従うと, 全断層域での地震モーメント密度の2倍に設定される。これによると, 最大アスペリティからの地震モーメントは, $2 \cdot (M_0/S) \cdot S_m$ (ここで M_0 : 全地震モーメント, S : 全断層面積, S_m : 最大アスペリティの面積), で求められる。従って, 第2イベントの地震モーメント 8.3×10^{18} N·m, 応力降下量113 bars が計算される。第1イベントに対しても同様の手続きで与えると地震モーメントが 3.2×10^{18} N·m, 応力降下量が186 bars となる。この時, 第2イベントと第1イベントのモーメント比が2.6:1で菊地・他(1999)の結果にほぼ対応している。ライズタイムは(4)から1.2秒と与えられるが, 先に述べたようにこの式から決まる値は過大評価の可能性が高い。ここでのアスペリティのサイズは1995年兵庫県南部地震とほぼ同じなので, ライズタイムも同じ0.6秒を採用する。

Fig. 4. Map of the Fukui basin and analyzed area. Large solid rectangle in (a) shows the analyzed area corresponding to the rectangles in the right 2 panels, (b) and (c). The broken rectangle in (a) corresponds to areas where peak velocity, acceleration, and measured seismic intensity are shown in later figures. The locations of two asperities, No. 1 and No. 2, in (a) correspond to those for Model 1. O's, (1, 1) to (14, 8) in (b) and (c) show grid points where ground motions are simulated. The two strips indicated with broken X mark in (b) and (c) show the locations of the two asperities for Model 1 and Model 2, respectively, in the study area.

Fig. 5. Source model for simulating the 1948 Fukui earthquake. Smaller asperity corresponds to No. 1 Asperity with an area of $7 \times 8 \text{ km}^2$ and the largest one to No. 2 Asperity with $12 \times 12 \text{ km}^2$. Rupture starts from the left bottom at each asperity marked by $\star$. No. 2 Asperity is assumed to break 7 seconds after No. 1.

Fig. 6. Map of the Fukui basin (left) and cross sections of underground structures (right). The location of the surface fault trace is shown by a solid line in the map. a-a' and b-b' show cross sections in east-northeast to west-southwest direction and c-c' and d-d' show those in south-southeast to north-northwest. S wave's velocity (V_s), P wave velocity (V_p), density (ρ), and Q factor of S wave in each layer, A, B, C, and D, are shown in the right bottom.

上記のように SOMERVILLE *et al.* (1999) の経験的關係式に基くと、与えられた地震モーメントに対する平均的震源モデルとして、全断層面積、アスペリティの面積、そこでのモーメント解放量、などが与えられるが、断層の長さや幅、断層面内の各アスペリティの位置は与えられない。

内陸の活断層に起因する地震はマグニチュードが7以上になるとその断層幅は地震発生層の厚さにほぼ等しくなることが知られている [例えば, Ito (1990)]. ここでは断層の幅 W は微小地震の震源分布から推定される地震発生層の厚さとし、断層長さ L は全断層面積 $S (= LW)$ に一致するように決めることとする。平野 (1998) の福井地震断層周辺の微小地震の震源分布についての詳細な研究を参照すると、地震発生層の深さ限界は約17 km、一方 Ito (1998) による浅さ限界は約2 kmと想定されるので、ここでは断層幅は深さ2 kmから17 kmと仮定する。全震源断層域に対応する長さは約60 kmとなる。断層面内の各アスペリティの位置は、菊地・他 (1999) のイベント A と B のほぼ重心 (Centroid) 位置に対応させて Fig. 4 および Fig. 5 のように定める。すなわち、第2イベント ($12 \times 12 \text{ km}^2$) が福井地震でもっとも被害の集中した地域の直下 (深さ3~15 km)、第1イベント ($7 \times 8 \text{ km}^2$) は北側の深いところ (深さ7~15 km) に存在した (Fig. 5) と仮定する。破壊は北から南へ進行し、第1イベントと第2イベントの発震時刻の差も菊地・他 (1999) を参考に7秒とする。

破壊の開始点はこれまでの研究結果を参考に地震発生層の最下部 (例えば Ito (1990) 参照)、破壊速度は一定 ($V_r = 2.8 \text{ km/s}$) を仮定する。このようにして想定された震源モデルの有効性が計算された強震動と被害分布の比較から検証される。

3.3 地下構造のモデル化

福井県により平成9年度から福井平野の地下構造が福井県地域の活断層調査の一環として主として山地と平野部の境界付近で反射法やボーリングなどの探査手法を組み合わせて調べられている [荒井 (1998)]. 山中・他 (1998) は福井平野の沖積および洪積層を含む地震基盤にいたる深層堆積層の構造を微動アレイ観測を用いて推定している。これらの深層堆積層構造をコンパイルして、表層地形を考慮して福井平野の3次元地下構造の推定を行った。Fig. 6の左図に示される西南西-東北東の測線 a-a' と b-b', 北北西-南南東の測線 c-c' と d-d' における速度構造断面が Fig. 6の右図に示される。A層が深部堆積層に対応し、S波速度600 m/s, P波速度2,000 m/s, 堆積層の最深部の深さは240mで、基盤部はB, C, Dの3つの層を考え、S波速度はそれぞれ

2.0 km/s, 3.2 km/s, 3.5 km/s とする。長周期地震動 (1秒以上) を求めるための3次元地下構造はこのモデルを用いた。

短周期の地震動を評価するときには各サイトで直下の地盤構造を平行多層構造と仮定してサイト増幅特性の計算を行う。地盤構造としては Fig. 6に示された A, B, C, Dの深層堆積層の上に沖積層に対応するより低速度の表層が考慮された。各サイトの表層厚さの空間分布は若松・野畑 (1998) が微動の H/V の特性から推定したものをを用いた。公表されたボーリング資料を参考に、表層の S 波速度, P 波速度, 密度, および Q 値はそれぞれ 300 m/s, 1,600 m/s, 1.8 g/cm^3 , 30 と仮定された。

8.4. 結 果

1948年福井地震の福井平野における強震動を、3.2で述べた震源断層モデルに基づき3.3での地下構造を考慮しハイブリッド法 (§2参照) により計算する。長周期成分のシミュレーションは3次元差分法を用いて、グリッド間隔0.1 km, 周波数分解限界1.2 Hz でなされた。震源断層は $1 \text{ km} \times 1 \text{ km}$ の小断層に分割され (Fig. 5), 各小断層は1つの等価な点震源として、断層面内の破壊伝播による適当な遅れ時間で地震動を生成するとして、シミュレーションがなされる [例えば, PITARKA (1998)]. 短周期のシミュレーションは、各アスペリティに1つずつ $1 \text{ km} \times 1 \text{ km}$ の断層面積と適当な応力降下をもつ小地震を考え、伝播媒質の Q による減衰、サイト直下の1次元地盤構造による増幅特性を考慮した統計的グリーン関数を計算し、その足しあわせにより評価される。 Q 値は近畿地方のJMA87強震計のデータを用いて決められた $Q = 150f$ (f : 周波数) を用いた (川瀬・他, 1999)。

震源断層として想定されたモデル1とモデル2は、地震モーメント、全断層面積、断層面内アスペリティの相対位置などの断層パラメータは同じで、地表断層 (Surface fault trace) の位置も一致するが、断層メカニズムが異なる。モデル1は東落ちの逆断層であるのに対し、モデル2は西落ちの正断層である。震源パラメータの詳細は Table 1 に示される。

これらの震源モデルでストレス・ドロップは2つのアスペリティでそれぞれ186と113 bars であるが、アスペリティ以外での断層面でのストレス・ドロップは約19 bar である。2つのアスペリティのみのモーメント解放による強震動とアスペリティ以外でのモーメント解放も加えたときの強震動を比較すると、最大加速度や最大速度の値はほとんど変わらない。これらのモデルの違いによる強震動の比較は付録に示される。ここ

Fig. 7. (a) Distribution of simulated velocity ground motions (fault-normal component) at the grids [(1, 1) to (14, 8) shown in the right of Fig. 4] for Model 1 (Reverse fault model). (b) Distribution of simulated velocity ground motions (fault-parallel component). The grid coordinates are indicated by parenthesis at the left-hand of each waveform. Site conditions are classified by ● for rock and ○ for sediment. Amplitude level of each waveform is shown at right-upper with a bar indicating 150 cm/s.

ではアスペリティー部分のみのモーメント解放を仮定したときの強震動の大きさとその空間分布について述べる。1995年兵庫県南部地震の震源近傍の強震動はアス

ペリティーのみのすべりを想定して計算される合成波形でよく説明できることが示されている [KAMAE and IRI-KURA (1998)].

東下がりの逆断層を想定したモデル 1 に対して計算された速度波形の断層直交成分および断層平行成分が Fig. 7 の (a) および (b) に示される。各波形は Fig. 4(b) に示される地表点座標 (1, 1) から (14, 8) に対応している。2つのアスペリティーの位置は図中×印で示される長方形で示される。各座標点の地盤条件は黒丸：岩盤上および白丸：堆積層上で示される。

断層直交成分では 100 cm/s を越える大きな速度のパルス的な震動が最大アスペリティーの南端付近からその南側に広がっている。これは破壊が北から南に進んだことによる指向性効果による。最大速度振幅は最大アスペリティーの南端付近で 148 cm/s となっている。最大アスペリティーの南方で大きな速度振幅が断層の西側にのみ現れているのは断層東側は第 3 紀層の軟岩 [Fig. 4(a) 参照] となっているからである。一方、断層平行成分の速度振幅は震源断層直上付近域では断層直交成分に比して一般に小さいが、やや離れると断層直交成分よりも大きくなる。最大アスペリティーの横方向では 100 cm/s を越える大振幅となる。岩盤上での地震動の最大速度は両成

分とも約 35 cm/s である。

モデル 1 に対して計算された断層直交成分および断層平行成分の最大速度の空間分布が Fig. 8 の (a) と (b) に示される。これらのコンター図の領域は Fig. 4 の (a) に示した破線領域に対応する。今後示される地震動の空間分布は全て同じ領域に対して示される。断層直交成分は最大アスペリティーの南端付近が最大で、大振幅域はその南方に広がり、一方断層平行成分は最大アスペリティーの両側で大振幅となる様子が視覚的に読み取れる。1995 年の兵庫県南部地震に対する強震動のシミュレーション結果 [例えば、PITARKA *et al.* (1998)] は最大振幅域が震源断層と地表との交線から 1~2 km 堆積層側に寄ったところであった。一方ここでの結果は、最も大きな速度振幅は断層直上に位置している。これは兵庫県南部地震のときは震源断層が盆地と山地の境界に位置していたのに対して、ここでは震源断層は堆積層の直下の伏在断層を仮定しているからである。

断層直交成分と断層平行成分からベクトル合成された速度の最大値の空間分布が Fig. 9(a) に示される。また

Fig. 8. Map showing contours of simulated velocity motions for Model 1 (Reverse fault model). (a) Peak velocity (cm/s) of fault-normal horizontal-motions. (b) Peak velocity of fault-parallel horizontal-motions.

Fig. 9. Map showing contours of peak horizontal-velocity (vectorial summation of two horizontal-motions) and instrumental seismic-intensity for Model 1 (Reversal fault model). (a) Peak horizontal-velocity. (b) Measured seismic-intensity.

水平 2 成分の波形記録から計算された計測震度が Fig. 9(b) に示される。気象庁の定義によると計測震度は 3 成分（水平 2 成分と垂直成分）の記録を用いて計算されるが、ここでは水平成分 2 成分記録のみから推定している。實際上、横ずれの卓越する震源メカニズムを想定しているので垂直成分の影響は小さいと考えられる。計測震度 7 は殆ど現れず、福井平野の全壊率 30% の地域 (Fig. 4(a) には全壊率 30% のコンターはないので 20% と 40% の中間を 30% と考える) は最大速度 60 cm/s にはほぼ対応し、そしてそこでの計測震度は震度 6 弱と評価される。

宮腰・林 (1998) は、1995 年兵庫県南部地震の建物被害から推定された地震動の最大速度に関する林・他 (1997) の関係式から震度 7 地域は最大速度 100 cm/s 以上であるという結果を報告している。一方諸井・他 (1998) は 1948 年福井地震の全壊率 30% を与える地震動強さは 1995 年兵庫県南部地震の全壊率 10% に相当するとしている。兵庫県南部地震の全壊率 10% の地域の最大速度は宮腰・林 (1998) によると約 80 cm/s となる。これらの結果が正しいとすると、ここでのモデル 1

による強震動は若干過小評価と考えられる。

西落ちの正断層を想定したモデル 2 に対する合成速度波形の断層直交成分および断層平行成分が Fig. 10 の (a) と (b) に示される。図中で示される記号の意味は Fig. 7(a), (b) と同じである。断層直交成分および断層平行成分の最大速度の分布は Fig. 11 の (a) および (b) に示される。

モデル 2 では震源断層の上盤側に福井平野中心部が位置することになるため、平野全体に大きな速度振幅の強震動が広がっている。またモデル 2 はモデル 1 よりも傾斜角が緩やかですべり角が小さいため、全体として断層直交成分が小さく断層平行成分が大きい傾向が見られる。断層直交成分は破壊伝播の前方指向性効果のため最大アスペリティーの先端付近で最大速度振幅 170 cm/s [Fig. 10(a) で座標点 (4,6)] となる。断層平行成分は断層面上盤側に大きな速度振幅の震動が広がり、最大で約 227 cm/s [Fig. 10(b) で座標点 (9,4)] となる。岩盤上の地震動の最大速度はモデル 1 と同様約 35 cm/s である。

断層直交成分と断層平行成分のベクトル合成の最大値を最大速度値としてその空間分布が Fig. 12(a) に示さ

Fig. 10. (a) Distribution of simulated velocity ground motions (fault-normal component) at the grids [(1,1) to (14,8)] shown in the right of Fig. 4] for Model 2 (Normal-fault model). (b) Distribution of simulated velocity ground motions (fault-parallel component). The grid coordinates are indicated by parenthesis at the left-hand of each waveform. Site conditions are classified by ● for rock and ○ for sediment. Amplitude level of each waveform is shown at right-upper with a bar indicating 150 cm/s.

れる。また水平 2 成分の波形記録から計算された計測震度が Fig. 12(b) に示される。計測震度はモデル 1 の場合と同じ方法で計算された。モデル 1 に対する計測震度マップ [Fig. 9(b)] では震度 7 の領域はほとんど現れなかったが、モデル 2 に対するマップ [Fig. 12(b)] では震度 7、すなわち計測震度 6.5 以上、の領域が福井平野の中心部に現れる。Fig. 12 の (a) で最大速度 160 cm/s 以上の地域が (b) で計測震度 7 と評価される地域にほぼ対応するように見える。しかしながら、計測震度 7 は兵庫県南部地震でも殆ど記録されたわけでもないで、震度 7 と震度 6 強の違いは相対的な大きさの違い以上の意味はないと考える。ここではむしろ全壊率と最大速度の関係に注目する。Fig. 4 の (a) の全壊率 30% の領域は、Fig. 12(a) に示される計算された地震動の最大速度の 80~100 cm/s のコンターにほぼ対応し、Fig. 12(b) で計測震度としてはほぼ震度 6 強と評価された領域に対応する。ここでの最大速度値は先に述べたように宮越・林 (1998) による 1995 年兵庫県南部地震の時の全壊率 10% 以上の地域の最大速度値にほぼ対応する。

モデル 2 に対して計算された福井平野の強震動の擬似速度レスポンス・スペクトルが 1995 年兵庫県南部地震の時の観測値と Fig. 13 で比較される。図中太実線は断層直交成分の中で最大速度値を与える合成波形 [Fig. 10(a) で座標点 (4, 6)] のレスポンス・スペクトル、太破線は断層平行成分の中で最大速度となる合成波形 [Fig. 10(b) で座標点 (9, 4)] のレスポンス・スペクトルを示す。岩盤サイトの合成波形 [断層直交方向, Fig. 10(a) で座標点 (7, 8)] のレスポンス・スペクトルは二点鎖線で示される。

比較のため、1995 年兵庫県南部地震の時「震災の帯」内に位置する鷹取 (TKT) での強震動観測記録および東灘区の福池小学校 (FKI) での再現波形の擬似速度レスポンス・スペクトルが Fig. 13 に細実線と細破線で示される。この結果は 1948 年福井地震のとき福井平野で生じた強震動は 1995 年兵庫県南部地震の「震災の帯」での強震動をやや上回る応答特性を有していたことを示唆している。

モデル 2 に対して計算された加速度波形の断層直交

Fig. 11. Map showing contours of simulated velocity motions for Model 2 (Normal-fault model). (a) Peak velocity (cm/s) of fault-normal horizontal-motions. (b) Peak velocity of fault-parallel horizontal-motions.

Fig. 12. Map showing contours of peak horizontal velocity (vectorial summation of two horizontal-motions) and instrumental seismic-intensity for Model 2 (Normal-fault model). (a) Peak horizontal-velocity. (b) Measured seismic-intensity.

Fig. 13. Pseudo velocity response spectra of simulated ground motions on sediments [thick solid line for the normal component at grid (4,6) and thick broken line for the parallel component at grid (9,4)] and on rock [thick broken line at grid (7,8)] for Model 2. For comparison the pseudo velocity response spectra of the observed motion at Takatori (TKT) and simulated motion at Fukui Junior School (FKI) within the damage belt during the 1995 Hyogo-ken Nanbu Earthquake are shown with thin solid and broken lines.

Fig. 14. (a) Distribution of simulated acceleration ground motions (fault-normal component) at the grids [(1,1) to (14,8) shown in the right of Fig. 4] for Model 2 (Normal-fault model). (b) Distribution of simulated acceleration ground motions (fault-parallel component). The grid coordinates are indicated by parenthesis at the left-hand of each waveform. Site conditions are classified by ● for rock and ○ for sediment. Amplitude level of each waveform is shown at right-upper with a bar indicating 1,200 gals.

成分および断層平行成分が Fig. 14 の (a) および (b) に示される。最大加速度値が大きくなる領域は最大速度値の場合と同様に、一般的に断層直交方向は破壊伝播の指向

性効果により最大アスペリティーの南端からさらにその南方の領域、断層平行方向は上盤側の堆積層の領域となる。一方で、最大加速度値は、短周期での表層による増

Fig. 15. Map showing contours of simulated velocity motions for the pure strike-slip source model (dip=90°, rake=0°). (a) Peak velocity (cm/s) of fault-normal horizontal-motions. (b) Peak velocity of fault-parallel horizontal-motions.

幅度が平野中央部で大きく周辺の岩盤地域で急速に小さくなる、いわゆるサイト特性の影響を強く受けている。そのため、地震動の加速度の最大値は短周期成分に支配され、破壊伝播の指向性の効果は最大速度に比べると相対的に小さくなっている。実際に1995年兵庫県南部地震のときも速度震動は指向性の効果を顕著に示したが、加速度震動は指向性効果を比較的受けにくかった。

ここでの計算では表層による増幅特性は大振幅に対しても線形を仮定しているので軟弱地盤上の最大加速度の値そのものは過大に評価されていると考えられる。加速度の大きさを議論するには非線型効果を考慮した表層の地震動応答の計算が必要とされる。

§5. 議 論

モデル1（逆断層モデル、傾斜角は東に80°）およびモデル2（正断層モデル、傾斜角は西に70°）とも、震源断層面は鉛直から若干傾き、すべりも水平に加えて少しだけ鉛直成分を含むものとなっている。比較のため、震源モデルとして傾斜角が90°、すべり角が0°の純粋な左横

ずれ断層を想定し、その他の震源パラメータはすべて同じと仮定した場合に対する強震動の計算を行う。この震源モデルを以後純横ずれ震源モデルとよぶ。計算された速度波形の最大速度値の空間分布が断層直交成分および断層平行成分についてFig. 15の(a)および(b)にそれぞれ示される。断層直交成分の最大速度の最も大きい領域（約220 cm/s）が最大アスぺリティよりも南方の断層延長上にあらわれる。断層平行成分は断層直交成分に比べて一般に小さいが、最大アスぺリティの直上では小さくやや離れたところ（3~4 km）で少し大きな振幅を持つ目玉が出来る。全体として速度振幅の大きい領域（60 cm/s以上）は最大アスぺリティの南方に集中し、その範囲もモデル1やモデル2に比べて狭くなっている。速度振幅の大きいところを全壊率の最も高い領域 [Fig. 4(a) で80%の領域] に一致させるにはアスぺリティの位置をより北方に約10 km程度移動する必要があるが、そうすると発震点が海岸線を越えて沖あいとなり浜田(1987)による本震の震央位置から大きくずれてしまう。被害分布のパターン [Fig. 4(a)] は、震源断層面が傾

Fig. 16. (a) Direction of fall of simple bodies (short bars) and collapsed wooden houses (long bars), and the latent earthquake faults (broken curves) [after TAKEMURA (1998)]. (b), (c), and (d): Particle motion diagrams of simulated velocity motions for Model 1 (b), Model 2 (c) and for the pure strike-slip source model (d).

斜し、すべりも横ずれのみでなく縦ずれもあるとする震源モデルの方がよく説明できると考えられる。

福井地震の被害調査では全壊率に加えて墓石等の単体の転倒方向や家屋・煙突の倒壊方向が Fig. 16(a) のように記載されている [北陸震災調査特別委員会 (1951), 武村他 (1998)]. 武村他 (1998) も指摘しているようにこれらの構造物の倒壊方向はかなりばらつきがあり一定の方向性は見出しがたいが、宮武 (1999) は倒壊方向に規則性があると考え断層近傍地震動のシミュレーションによりアスペリティーの破壊伝播方向から説明可能としている。ここでのモデル 1, モデル 2 および純横ずれ震源モデルによる断層近傍での地震動の粒子軌跡 (particle motion) が Fig. 16 の (b), (c), および (d) に示される。(b), (c), (d) の長方形の計算領域は (a) で断層近傍の長方形で囲まれた領域に一致させている。Fig. 16(a) では震源断層の西側の平野部における構造物の転倒方向は北寄りでは断層直交方向が卓越し、南に行くにしたがって断層に平行となり、さらに南ではばらついているがまた断層に傾いた方向が卓越しているようにみえる。モデル 1 による地震動の粒子軌跡 (b) は平野中央北部寄りでは明瞭でないが、中央付近で断層平行方向、さらに南になると断層直交方向に変化しており、観測事実と似た傾向を示している。モデル 2 のそれ (c) は平野中央部で断層平行方向が卓越し、南よりで傾いている点で観測に一致の

傾向があるが、北よりの領域では一致しない。純横ずれ震源モデルによる地震動は平野中央部北寄りでは断層平行方向を示して観測に一致の傾向もあるが、中央部から南にかけて断層直交方向に震動しており、観測事実と一致しない。断層近傍での地震動の粒子軌跡からどのモデルがベストかの結論は困難である。

§6. ま と め

(1) 1948 年福井地震のときの強震動を推定するために震源のモデル化を行った。地震モーメントは、これまで地殻変動データや近地の強震変位記録などから推定され報告されている値の中間的な値 2.6×10^{26} dyne-cm と考え、SOMERVILLE *et al.* (1999) によるアスペリティーに対するスケリング則を適用して、標準的な不均質断層モデルが想定された。震源断層面として、吉岡 (1974) に基づく逆断層モデル (モデル 1: 走向 345° , 傾斜角 80° , すべり角 26°) と菊地・他 (1999) に基づく正断層モデル (モデル 2: 走向 170° , 傾斜角 70° , すべり角 -10°) が採用された。断層面内の主要なアスペリティーは、菊地・他 (1999) に従い大小 2 つで、はじめに小さいアスペリティーが破壊し、次に最大アスペリティーが破壊したと考える。それぞれのアスペリティーの領域の広がり、およびそこからモーメント解放量は SOMERVILLE *et al.* (1999) にしたがって想定された。最大アスペリティーは面

積 148 km², 平均すべり量 1.7 m, 応力降下量 113 bars となる。

(2) 強震動はハイブリッド法で計算された。(1)で定義されるモデル1(逆断層モデル)に対して, 推定された平野部での強震動の最大速度は約 150 cm/s で, 計測震度7の地域は殆どない。家屋の全壊率が30%以上の地域での最大速度が60 cm/s以上となり, そこでの計測震度として震度6弱と評価される。モデル2(正断層モデル)を想定したとき平野部での強震動の最大速度は200 cm/sを越えるところが現れ, 最大速度160 cm/s以上の地域がほぼ計測震度7に対応する。家屋の全壊率が30%以上の地域での最大速度が80 cm/s以上となり, そこでの計測震度として震度6強と評価される。

(3) 1948年福井地震のときの全壊率30%の地域は1995年兵庫県南部地震の時の木造家屋の全壊率10%の地域に対応する[諸井・他(1998)]という結果を参考にすると, 福井地震のとき全壊率30%の地域の強震動の最大速度は80 cm/s以上[宮越・林(1998)]と考えられる。モデル1に対する福井平野中心部の強震動は若干過小評価と考えられるが, モデル2に対する強震動の最大速度は兵庫県南部地震の観測からの推定値とよく一致する。この結果は, 地震モーメントと震源断層の幾何学的形状が適切に与えられれば, SOMERVILLE *et al.* (1999)による断層すべりの不均質モデルが強震動予測に有効なことを示している。

(4) 傾斜角90°ですべり角0°の左横ずれのみからなる震源モデルを想定し, アスペリティの大きさと位置, 応力降下量を標準化モデルと同じとすると, 強震動の速度の大きい領域は最大アスペリティの直上ではなくその南方に現れる。このモデルは本震の震央と被害分布の幾何学的関係と対応しない。

(5) 想定された福井地震の震源モデルに対して推定された強震動の最大速度の大きい領域(モデル2で例えば80 cm/s以上)は福井平野のほぼ全域に広がっており, 1995年兵庫県南部地震のときの「震災の帯」のような震源断層に平行した帯状の被害集中域は現れない。これは, 福井地震の震源断層は厚い堆積層の下にあったため, 非常に広い領域で振幅の大きい強震動が生成されたためと考えられる。このことは被害予測を行うためには震源のモデル化と同時に想定する震源断層を取り巻く堆積層の3次元構造の把握が重要なことを示している。

謝 辞

本論文をまとめるにあたり, 解析途中の震源パラメーターをお教えいただいた菊地正幸氏, 兵庫県南部地震の全壊率と最大速度の関係についてコメントいただいた林

康裕氏に深く感謝します。本論文は査読者武村雅之氏および宮武 隆氏の適切なコメントにより大きく改善されました。

本研究の一部は文部省科学研究費補助金(課題番号08248111)の補助を受けて実施されたものです。

文 献

- ASADA T. and Z. SUZUKI, 1949, On microearthquakes having accompanied aftershocks of the Hukui earthquake of June 28, 1948, *Geophysical Notes*, Geophys. Inst., Univ. of Tokyo, Japan, 2(16), 1-14.
- 荒井克彦, 1998, 福井平野東縁断層帯調査報告, 日本地震学会講演予稿集, A05.
- BOORE, D. M., 1983, Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **73**, 1865-1894.
- BOUCHON M., 1981, A simple method to calculate Green's function for elastic layered media, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **71**, 959-971.
- GRAVES, R. W., 1996, Simulating seismic wave propagation in 3D elastic media using staggered-grid finite differences, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **86**, 1091-1106.
- 長谷川洋平, 1986, 非線形インバース法を用いた測地データの解析: 内陸型地震の断層モデル, 東京大学理学系研究科地球物理学専門課程修士論文。
- 浜田信生, 1987, 日本列島の内陸部に発生した被害地震に伴う地震活動の再調査とその地震学的意義, 気象研究所研究報告, **38**, 77-156.
- 林 康裕・宮越淳一, 1997, 1995年兵庫県南部地震の建物被害に基く最大地動速度に関する考察, 日本建築学会構造系論文報告集, **502**, 61-68.
- 平野憲雄, 1998, 地震データの高度有効利用のための地震観測・解析システムの構築, 京都大学大学院理学研究科博士論文, 120 pp.
- 北陸震災特別委員会, 1951, 福井地震震害調査報告, II 建築部門, 287 pp.
- Ito, K., 1998, Seismogenic layer, reflective lower crust, surface heat flow and large inland-earthquakes, submitted to *Tectonophysics*.
- 釜江克宏・入倉孝次郎・福知保長, 1991, 地震のスケールリング則に基いた大地震時の強震動予測, 日本建築学会構造系論文報告集, **430**, 1-9.
- KAMAE, K. and K. IRIKURA, 1998, Source model of the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake and simulation of near-source ground motion, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **88**, 400-412.
- KAMAE, K., K. IRIKURA and A. PITARKA, 1996, A Technique for simulating strong ground motion using hybrid Green's function, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **88**, 357-367.
- KANAMORI, H., 1973, Mode of strain release associated with major earthquake in Japan, *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **1**, 213-239.

- KAWASE, H., 1996, The cause of the damage belt in Kobe. "The basin-edge effect," constructive interference of the direct S wave with the basin-induced diffracted/Rayleigh waves, *Seism. Res. Lett.*, **67**, 25-35.
- 川瀬 博・松島信一・佐藤智美・伏見 実・巽 誉樹, 1999, JMA87 型強震計の観測記録に基いた震源・伝播経路・サイトの各特性の分離, 日本建築学会大会学術講演梗概集, 1999.
- 菊地正幸・中村 操・山田 真・伏見 実・巽 誉樹・吉川一光, 1999, 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—, *地震* **2**, **52**, 121-128.
- IRIKURA, K., 1986, Prediction of strong acceleration motion using empirical Green's function, *Proc. 7th Japan Earthq. Eng. Symp.*, 151-156.
- IRIKURA, K., T. IWATA, H. SEKIGUCHI, A. PITARKA and K. KAMAE, 1996, Lesson from the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake: why were such destructive motions generated to buildings?, *Journal of Natural Disaster Science*, **18-2**, 99-127.
- 宮越淳一・林 康裕, 1998, 被災データに基づく木造建物群の耐震性能評価, 第 3 回都市直下地震災害総合シンポジウム論文集, 315-318.
- 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.
- 諸井孝文・武村雅之・宮村正光, 1998, 1995 年兵庫県南部地震による住家全壊率と気象庁震度の関係, 地球惑星科学関連学会合同大会予稿集, Sm-034.
- PITARKA, A., K. IRIKURA, T. KWATA 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.
- 鷲谷 威, 1999, 1948 年福井地震 ($M=7.1$) に伴う地殻変動と震源断層モデル, *地震* **2**, **52**, 111-120.
- 佐藤良輔 (編著), 1989, 日本の地震断層パラメーター・ハンドブック, 鹿島出版会, 390 pp.
- SOMERVILLE, P., K. IRIKURA, R. GRAVES, S. SAWADA, D. WALD, N. ABRAHAMSON, Y. IWASAKI, T. KAGAWA, N. SMITH and A. KOWADA, 1999, Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, *Seism. Res. Lett.*, **70**, 59-80.
- 武村雅之・諸井孝文・八代和彦, 明治以後の内陸浅発地震の被害から見た強震動の特徴—震度 VII の発生条件—, *地震* **2**, **50**, 485-505.
- 谷口仁志, 1998, 「よみがえる福井震災」全 2 巻, 福井県.
- 山中浩明・栗田勝実・瀬尾和大・小嶋啓介・佐藤浩章・宮越 研・赤澤隆士・坂上 実・高橋正義, 1998, 福井平野における微動アレイ観測と地震観測, 日本地震学会講演予稿集, A11.
- 吉岡直人, 1974, 地震の発生機構と地殻変動及び津波, 東京大学理学系研究科地球物理学専門課程修士論文.
- 吉川宗治, 1949, 福井地震の震害と地盤, 京都大学防災研究所研究報告, 第 2 号, 12-20.
- 若松邦夫・野畑有秀, 1998, 福井平野の地下構造と 1948 年福井地震の被害—その 1 微動 H/V の特性と推定地下構造—, 日本建築学会大会学術講演梗概集, 227-228.

付 録

不均質断層モデルから生成される強震動

—アスペリティーのみの応力降下を考慮したモデルと断層面全域での応力降下を考慮したモデルの比較—

SOMERVILLE *et al.* (1999) により与えられる平均的な不均質断層モデルは, アスペリティーにおけるすべり比

Fig. A1. Asperity source model with background stress drop for simulating the 1948 Fukui earthquake. Two cases are assumed: one is Case 1, non-zero background stress drop and the other Case 2, background stress drop with 19 bars. Both are taken to be the same reverse fault as Model 1 in the text. The areas and stress drops of the two asperities are assumed to be the same as the source model shown Fig. 5. The rupture starts from the left bottom at Asperity No. 1 marked by ★ and propagate with constant velocity, $V_r = 2.8$ km/s.

Fig. A2. Map showing contours of simulated velocity motions for Cases 1 and 2 (Reverse-fault model). (a) and (b) show peak velocity (cm/s) of fault-normal horizontal-motions and that of fault-parallel horizontal-motions for Case 1. (c) and (d) show peak velocity (cm/s) of fault-normal horizontal-motions and that of fault-parallel horizontal motions for Case 2.

(全断層面での平均すべり量に対するアスぺリティー領域での平均すべり量の比)が1.5~3.0に分布し、その平均値は約2倍である。全アスぺリティーの総面積は断層面積の約22%を占め、よってアスぺリティー領域からのモーメント解放量は全体の44%(2×22%)となる。すなわ

ち、本研究で採用したアスぺリティーのみからなる不均質断層モデルは、44%のモーメントの解放しか考慮していないことになる。そこで、震源断層面のアスぺリティーのみのモーメント解放を想定した場合(ケース1)とアスぺリティー以外でのモーメント解放も想定し

た場合（ケース 2）の強震動を比較する。本論中の計算はケース 1 に相当する。

想定する震源モデルの全断層面積、走行、傾斜角、すべり角は本文中のモデル 1 と同じとしているが、Fig. A1 に示されるように破壊の伝播模様が異なる。破壊の発震点はアスペリティー No. 1 の北端の最深点で、破壊は一定速度 2.8 km/s で広がるとする。本文中のモデルではアスペリティー No. 1 と No. 2 の破壊の始まりに 7 秒の時間差 [菊地・他 (1999)] を置いたがここでは一様な破壊伝播を考える。ケース 1 はアスペリティー No. 1 と No. 2 でそれぞれ応力降下 186 bars と 113 bars でそれ以外の領域で応力降下ゼロと仮定する。一方ケース 2 はアスペリティー No. 1 と No. 2 での応力降下量はケース 1 と同じで、それ以外の領域での応力降下は 19 bars とする。結果としてケース 2 では全断層域からのモー

メントは $2.6 \cdot 10^{19}$ Nm となる。ケース 1 のトータルなモーメント解放量はケース 2 の約 4% 程度である。

ケース 1 に対する強震動の断層直交成分と断層平行成分の最大速度分布が Fig. A2 の (a) と (b) に示される。ケース 2 に対して同様に断層直交成分と断層平行成分の最大速度分布が Fig. A2 の (c) と (d) に示される。(a) と (c), (b) と (d) をそれぞれ比較すると両ケースに対する最大速度分布が詳細にはすこしづつ異なるが傾向がよく似ていることがわかる。特に振幅の大きい断層直交成分はアスペリティー No. 1 の南端付近で破壊の指向性の影響で最大速度が大きくなる傾向など振幅分布は極めてよく似ている。

従って、不均質断層モデルに対する強震動の最大速度分布はアスペリティーのみのモーメント解放を仮定しても近似的には問題ない。