2005 年福岡県西方沖地震の破壊初期段階の特徴

京都大学防災研究所* 山口 慎司・川方 裕則†・安達 俊仁・梅田 康弘

Features of Initial Process of Rupture for the 2005 West off Fukuoka Prefecture Earthquake

Shinji YAMAGUCHI, Hironori KAWAKATA†, Toshihito ADACHI and Yasuhiro UMEDA

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

(Received January 31, 2006; Accepted November 24, 2006)

A P-phase with smaller amplitude ($P1$) preceding another P-phase with larger amplitude ($P2$) has often been observed for major seismic events, which indicates a small-scale rupture, occurring around the rupture initiation point, precedes large-scale rupture. These two phases as well as the corresponding two S-phases ($S1$ and $S2$) were observed on seismograms of the 2005 West off Fukuoka Prefecture Earthquake ($M_{JMA}=7.0$) that occurred on March 20, 2005. In order to investigate the initial rupture process, we made the following analyses. We checked whether these double phases were generated from different but adjacent ruptures along the fault. We first picked the four phases ($P1$, $P2$, $S1$ and $S2$) using AIC for AR model fitting from the seismograms recorded by Digital Strong-Motion Seismograph Network and High Sensitivity Seismograph Network that deployed by NIED. We then relocated the corresponding hypocenters by means of the master event hypocenter relocation technique. The distance and time interval between the initial and main ruptures were estimated to be about 3.44 km and 3.38 s, respectively. The relationship between the duration of the initial rupture and the magnitude is consistent with the empirical scaling relation in preceding studies. The estimated apparent “average rupture propagation speed” of this initial rupture was 1.02 km/s, which is lower than the average rupture velocity in usual crustal events. The moment magnitude of the initial rupture portion was estimated to be around 4.7. We estimated the source time functions for the initial rupture of the main shock and two aftershocks of similar size using empirical Green's functions. The moment of the initial rupture of the main shock gradually increased and had long duration, which is quite different from the pulse-shaped source time functions with shorter duration of the two aftershocks. This result, combined with the empirical scaling relation mentioned above, implies that the initial rupture is different from those of earthquakes of the same size and related to the final rupture size of the main shock.

Key words: Initial rupture process, The 2005 West off Fukuoka Prefecture Earthquake, Rupture scaling, Rupture Duration, Rupture Development.

§ 1. はじめに

地震の破壊規模が地震発生前あるいは破壊初期段階で決定されているかどうかを明らかにし、もしも決定されているのであれば、破壊規模の決定要因を明らかにする

という根源的な問題は地震発生物理学における近年の最重要課題のひとつであると同時に、防災学においても地震発生予測の可能性を示す重要な要素のひとつである。このような観点から、大小規模の地震に関して規模の関数として現れる物理的・統計的な特徴を探し、破壊のスケリングに関する研究が様々な手法を用いて展開されてきている。

Ohnaka (2003) は、彼らの一連の岩石試料を用いた摩擦すべり実験の結果 [例えば Ohnaka and Kuwahara (1990), Ohnaka (1992)] から、破壊のスケール依存性を

〒611-0011 宇治市五ヶ庄

† 現所属: 〒525-8577 草津市野路東 1-1-1 立命館大学理工学部

† Department of Science and Engineering, Ritsumeikan University, 1-1-1 Noji-Higashi, Kusatsu 525-8577, Japan

示し、理論的に震源核の地震規模依存性を導いている。また、Shibazaki and Matsu'ura (1998) は、これらの実験によって破壊開始の鍵であることが示唆された震源核の形成から高速破壊に至る過程を数値シミュレーションにより再現し、成長が加速的に進行する過程がゆっくりと立ち上がる初期フェーズに対応することを示し、その継続時間が地震のスケールに依存するという観測事実に基づいて震源核の規模依存性を導いている。一方、観測される地震波形の解析からも初動到達直後に見られる波の特徴に関するスケーリングが与えられている [例えば Umeda (1990, 1992), Iio (1992, 1995), Ellsworth and Beroza (1995)]. Iio (1992, 1995) によって提示された初期フェーズは、初動到達時から速度波形初動 1 周期の中で最大傾斜をとるまでの部分として定義されており、主に小規模地震に対して解析が実施されている。Shibazaki and Matsu'ura (1998) による初期フェーズの定義はこれとほぼ一致している。一方で中大規模地震においては、数周期にわたる小振幅の P 波が観測された後に、大振幅の P 波が観測されることが Umeda (1990) によって示されている。

Umeda (1990) はこの大規模地震の際に観測される P 波のうち小振幅の波を $P1$ 、後続の大振幅の波を $P2$ と呼び、 $P1$ 到達の $P2$ 到達に対する先行時間と最終的な地震のマグニチュードとの間に片対数的な相関があることを経験的に示した。しかし、Umeda (1990) では利用できる観測点が少なく、使用した観測点の震源距離が小さくなかったために小振幅波の放射源を求めることができず、一観測点もしくは少数の観測点における両波の到達時刻差の平均値を使用せざるを得ない状況であった。そのため、 $P1$ が、Umeda (1990, 1992) や梅田・伊藤 (1998) によって推察されたような、後続の大規模破壊の震源近傍から放射された小規模破壊によるものか否か必ずしも明らかにされておらず、また一連の破壊によるものであったとしても両震源位置が異なることを考えると、両波の到達時刻差は震源における先行破壊と大規模破壊の相対時間差と、必ずしも一致しているとは言えないという問題が残された。佐藤 (1998) は南アフリカ金鉱山で観測される微小地震の速度波形初期段階において、Umeda (1990) と同様の $P1, P2$ 相が同定されることを確認し、その相対到達時刻差のスケール依存性について、Umeda (1990) によって与えられたスケーリングを外挿したものと調和的であることを示した。

平田・他 (2002) および Hirata (2003) は 2000 年鳥取県西部地震において、各観測点での $P1$ の $P2$ に対する先行時間と観測点方位との間に極小値と極大値を 1 つずつもつような関係が見られることを示し、これら 2 つ

の波が近接した異なる破壊によって放射されたものであることを示した。Hirata (2003) は初期段階に見られた波を放射したと考えられる先行する小規模破壊を $E1$ 、後続の大規模破壊を $E2$ と呼び、マスターイベント法を使用してこれら 2 つの破壊の相対震源再決定を行った。その結果、 $E2$ が $E1$ に対し約 5 km 程度離れた場所で、約 2.5 秒遅れて発生したことが明らかにされた。この際に、 $P1, P2$ それぞれに対応する S 波を $S1, S2$ と呼んだ。波形の読み取りに関しては、 $P1$ 相の存在がもっとも明瞭に確認できる速度波形記録を用い、パーティクル・モーションを併用しながら行われた。 $P2$ の到達時には $P1$ のコーダ減衰が十分でない場合が多く、そのような場合には $P2$ の到達時刻を精度よく読み取ることは困難となる。また、同様に $P2$ のコーダ部分の影響で $S1$ の読み取りは困難であるため、読み取り方法の改善が必要であると考えられる。しかしながら、Hirata (2003) の結果は、Umeda (1990) によって提示された $P1$ 相が震源近傍の小規模破壊によるものであることが示された点において大いなる前進であった。

2005 年 3 月 20 日 10 時 53 分 (JST) に福岡県西方沖地震 ($M_{JMA}=7.0$) が発生した。Asano and Iwata (2006) によって求められたこの地震の破壊過程によると、断層面の下端付近で開始した破壊は、3 秒程度の間は顕著なモーメント解放が見られず、その後南東側の浅い部分で大きなモーメント解放の開始がみられている。この特徴は岩田・関口 (2002) によって推定された 2000 年鳥取県西部地震の破壊開始点と大きなモーメント解放のあった領域との位置関係と類似性が認められる。すなわち 2005 年福岡県西方沖地震では、モーメント解放の小さかった当初 3 秒程度の間に、2000 年鳥取県西部地震と同様の後続破壊とは区別されうる小規模破壊が発生していたことが示唆される。2005 年福岡県西方沖地震における先行する小規模破壊の存在は、Horikawa (2006) や Takenaka *et al.* (2006) によっても指摘されている。

そこで本研究では、2005 年福岡県西方沖地震の初期段階の波形記録に対し、2000 年鳥取県西部地震などの過去の大規模地震の初期段階に見られたような $P1$ 相の検出および同定を試みる。次に初期段階に小規模な破壊が先行し、これによって放射された P 波が $P1$ 相であることを検証し、初期段階に見られる小規模破壊の後続の大規模破壊に対する相対震源や地震規模などを推定する。また、本震といくつかの余震について波形記録から推定される震源時間関数を比較することによって、本震初期段階の破壊過程の特徴を調べる。

Table 1. List of used earthquakes. Hypocenter and magnitude information by JMA and moment magnitude by F-net (NIED) are also shown.

	Origin Time (JST)	Latitude, °	Longitude, °	Depth, km	M_{JMA}	M_W
MS (JMA)	2005/3/20 10:53,40.32	33.739	130.176	9.2	7.0	6.6
AS1 (JMA)	2005/3/22 15:55,33.45	33.725	130.177	10.5	5.4	5.0
AS2 (JMA)	2005/4/20 09:09,42.90	33.679	130.101	13.3	4.8	4.5
AS3 (JMA)	2005/4/20 06:11,26.83	33.678	130.288	13.5	5.8	5.4
AS4 (JMA)	2005/4/05 05:21,04.43	33.744	130.161	8.7	3.5	-
AS5 (JMA)	2005/3/20 12:46,40.87	33.688	130.287	14.9	3.1	-

§ 2. 解析データ

波形データは防災科学技術研究所によって運営されている高感度地震観測網 (Hi-net), 基盤強震観測網 (KiK-net), 強震観測網 (K-NET) のものを使用した。KiK-net のデータに関しては地中観測点のものを使用した。サンプリング周波数はそれぞれ 100 Hz, 200 Hz, 100 Hz である。気象庁一元化震源による震源距離が約 200 km 以内の観測点あわせて 74 点を選び出し、強震加速度記録・高感度速度記録に対し計器補正を行ったのち、必要に応じて速度波形、変位波形に変換したものに 0.1 Hz の 2 次のバターワース型ハイパス・フィルタを通して用いた。観測点が分布する範囲は KiK-net のみで約 180°, KiK-net および K-NET をあわせると約 270° になる。

Table 1 には使用した地震の気象庁一元化震源情報および防災科学技術研究所 F-net によるモーメント・マグニチュードが、Fig. 1 には各々の震源位置と各解析に使用した観測点位置が示されている。

§ 3. P 波初動後に観測された大振幅相の同定

2005 年福岡県西方沖地震 (MS) およびその余震 (AS1) の際に KiK-net 観測点 FKO09 (Fig. 1) において記録された波形例を Fig. 2 に示す。MS 波形 (Fig. 2b) には、AS1 の波形 (Fig. 2c) の際には見られない大振幅の波が P 波到達と S 波到達の間に見られることがわかる。本震観測記録についてはどの観測点でもこの小振幅波と後続の大振幅波が S 波の理論到達時刻の前に確認されている。この大振幅の波を X 相と呼ぶことにし、この相が P2 であるか否か、あるいは初動が屈折波で X 相が直達 P 波であるか否かについて以下で検討する。

3.1. P 波初動 (P1) と X 相の到達時刻の読み取り

X 相の到達を読み取る際に P1 のコード減衰が十分でない場合が多く、そのような場合には X 相の到達時刻を精度よく読み取ることは困難となる。北川 (1993) では、同定の難しい波の到来を客観的かつ精度よく検出する手法として、局所定常 AR モデルによる波形フィッティングの評価を AIC (赤池情報基準量) を用いて行う

Fig. 1. Locations of earthquakes and seismic stations used in this study. An open diamond, a solid circle, a gray circle, a solid square, a gray hexagon, and an open hexagon show the epicenters of main shock (MS) and aftershocks (AS1, AS2, AS3, AS4, and AS5), respectively. Open triangles represent the used K-NET stations. Solid and gray triangles, and gray diamonds represent the KiK-net/Hi-net stations used in this study. Stations represented by solid triangles are used for hypocenter relocation. Stations represented by gray diamonds (WKM and TKK) are used for estimating duration of moment release. A right bottom sub-panel represents the enlarged map of the thick open square around the epicentral area.

手法が提案されている。本研究ではこれに従い、波の到達を客観性を持たせて読み取ることを試みた。同定を試みる相の到達が切り出し区間の初めから 1 秒以上になるように波形を切り出し、分割する 2 つの小区間のうち

Fig. 2. Three components velocity seismograms recorded at KiK-net station FKOH09. (a) Seismograms for MS. Solid and open triangles, and solid and open inverted triangles represent the onsets of P_1 , P_2 , S_1 , and S_2 , respectively (The way we identify the onsets of these phases are described in Chapter 3). (b) Seismograms of initial portion for MS. The onsets of P_1 and P_2 are shown in the same manner as (a). (c) Seismograms of initial portion for ASI. The onsets of P are represented by solid triangles.

1 つ目の最小タイムウィンドウ幅は 1 秒とした。比較的単純な波形記録の初動到達にこの手法を適用し、適用可能性を確認した後、X 相の到達の同定に使用した。

Fig. 3a に ASI の観測波形に本手法を適用した場合の結果を示す。AIC が P 波の到達時刻にはっきりとした極小値を取っていることがわかる。明瞭な相が間違いなく同定できたため、X 相が確認された本震 (MS) への適用を試みた。Fig. 3b にその結果を示す。解析対象区間を初動到達前から初動到達後からに分けて推定している。Fig. 3b に示すとおり、P 波初動 (P_1)、X 相の見かけ上の到達時刻付近で AIC が極小値をとっているのがわかる。K-NET, KiK-net で得られた全 65 点の波形に対して本手法を適用し、 P_1 と X の到達時刻の読み取りを行い、 P_1 相と X 相の到達時刻差 $X-P_1$ 時間を求めた。

3.2. X 相は P_2 相か？

X 相がもしも P_2 相であれば、 $X-P_1$ 時間は震源距離に対する依存性を示さず、観測点方位に対してほぼ 180 度離れた方位に極大と極小を 1 つずつとる依存性を示す [Hirata (2003)]. P_2 相以外の可能性として、S 波、反

射波、散乱波が考えられる。また、 P_1 相が屈折波であり、X 相が直達 P 波である可能性も考えられる。X 相は全ての観測点において S 波の理論到達時よりも十分に早く到達しており、X 相のパーティクル・モーションは後続の明瞭な S 波部分よりも P_1 相に近い、S 波ではない可能性が高いが、もしも X 相が S 波であれば、 $X-P_1$ 時間は震源距離に対して正の相関をもたずである。また、X 相が反射波である場合、 P_1 相が屈折波であり X 相が直達 P 波である場合は、 $X-P_1$ 時間は震源距離に対して負の相関をもたずである。X 相が震源近傍で散乱された波であった場合は、 P_2 相であった場合と同様に観測点方位に対して $X-P_1$ 時間が依存性を示すと考えられるが、観測点全点で X 相の振幅が P_1 相の振幅に比べて大きいことからこの可能性は考えにくい。また、散乱波のような構造によって生み出された波であれば、近傍で発生した余震の際にも観測されるはずであるが、余震時には観測されていない (Figs. 2, 3).

$X-P_1$ 時間の震源距離との関係 (Fig. 4) と $X-P_1$ 時間の観測点方位との関係 (Fig. 5) を調べた結果、 $X-P_1$ 時

Fig. 3. Velocity seismograms and time series of AIC for AR model fitting for (a) ASI and (b) MS. Black and gray time series are the seismograms and AIC, respectively. (b) AIC for estimating the onsets of P_1 - and X-phases are indicated by AIC1 and AIC2, respectively. The hypocentral distances (R) are also shown.

Fig. 4. Dependence of X-P1 time on hypocentral distance.

間は震源距離依存性を示さず、ほぼ 180 度離れた方位に極大と極小を 1 つずつとる観測点方位依存性を示したため、X 相は P_2 相であると結論づけられた。得られた

Fig. 5. Dependence of X-P1 time on azimuth.

観測点方位依存性は、極小値が北から時計回りを正として $N110^{\circ}E$ - $N130^{\circ}E$ 方向に推定された。つまり、本震時には少なくとも 2 つの顕著な破壊過程が存在し、その破壊の震源は $N110^{\circ}E$ - $N130^{\circ}E$ の方向に並んでおり、後続の大破壊 E_2 は先行する小規模の破壊 E_1 の南東側に位置していたことが推定される。この地震の推定断層面の走向は Hi-net による初動メカニズム解で $N109^{\circ}E$ 、F-net による CMT 解で $N122^{\circ}E$ であり調和的である。また Asano and Iwata (2006) によって与えられている破壊開始点とアスペリティの相対的な位置関係と E_1 と E_2 の位置関係も調和的である。また、初期段階の破壊 E_1 と後続の大規模破壊 E_2 の発震時刻差は約 2~5 秒の範囲内であることが Fig. 5 から推定される。発震時刻差と震源間距離をより正確に推定するために、両破壊に関する相対震源再決定を実施した。

§ 4. 相対震源再決定

E_1 と E_2 の相対関係をより詳細に調べるためにマスターイベント法 [伊藤・黒磯 (1988)] を用いて相対震源再決定を行った。相対震源再決定には、読み取りの精度を上げるためサンプリング周波数の高い KiK-net (9 観測点の上下動成分) の波形を用いた。使用した観測点は Fig. 1 に黒い三角形の指標で示されている。震源決定プログラムは、hypomh [Hirata and Matu'ura (1987)] を使用し、速度構造は中道・川瀬 (2002) が警固断層を震源とする仮想福岡地震の強震動予測で用いている地下構造モデルを使用した。

Fig. 2a に示すように MS に関して P_2 の読み取りと S_1 の読み取りは困難である。そこで MS の震源に比較的近く、同一断層上にあると考えられ、かつ波形の読み取りがしやすい地震として ASI もマスターイベントの

Table 2. Hypocenters of *E1*, *E2*, and *AS1* relocated using a master event technique. Event names, such as *E2* and *AS1*, in the parenthesis represent the master events. For reference, the results of absolute hypocenter relocation are also shown in the lines where master event names are labelled as 'ABS'.

	Origin Time (JST)	Latitude, °	Longitude, °	Depth, km	<i>P</i> Residual (RMS), s
<i>E1</i> (ABS)	10:53,40.441	33.73335	130.18379	13.469	0.232
<i>E1</i> (<i>E2</i>)	10:53,40.461	33.73450	130.18531	14.097	0.086
<i>E1</i> (<i>AS1</i>)	10:53,40.433	33.73382	130.18290	13.300	0.110
<i>E2</i> (ABS)	10:53,43.841	33.71802	130.21507	13.143	0.232
<i>E2</i> (<i>AS1</i>)	10:53,43.828	33.71889	130.21352	12.923	0.083
<i>AS1</i> (ABS)	15:55,33.476	33.72273	130.17632	11.091	0.197
<i>AS1</i> (<i>E2</i>)	15:55,33.516	33.72162	130.18148	13.154	0.119

Fig. 6. Relocated hypocenters using a master event technique with *AS1* and *E2* as the master events. Open, solid, and gray diamonds represent hypocenters of *E1* relocated using *E2* and *AS1* as master events, and those absolutely relocated, respectively. Solid and open squares represent hypocenters of *E2* relocated using *AS1* as a master event and those absolutely relocated, respectively. Open and Solid circles represent hypocenters of *AS1*, relocated using *E2* as a master event and those absolutely relocated, respectively.

候補として採用した。また、震源決定の際、*S1*, *S2* の読み取り値については比較的読み取りやすい観測点 FKO09 のデータのみを用いた。*E2* をマスターイベントとして再決定を行った場合と、*AS1* をマスターイベントとした場合の2通りの相対震源再決定結果を Table 2 と Fig. 6 に示すが、ほとんど結果に差が見られなかったため、以下では *E2* をマスターイベントとした結果を用いることにする。

相対震源再決定で得られた *E1* と *E2* の震源を Asano and Iwata (2006) によって推定された 2005 年福岡県西方沖地震のすべり時空間分布に重ねると、*E2* の震源はアスベリティ領域と周辺領域の境界付近に位置し、アス

ベリティ領域の破壊開始に対応していることがわかる。また、その破壊開始時刻も調和的である (Fig. 7)。

E1 の破壊開始点と *E2* の破壊開始点の相対的な距離、相対発震時刻差、および単純にそれらの比から求めた見かけの「平均破壊伝播速度」を計算した結果はそれぞれ、3.44 km, 3.38 s, 1.02 km/s となった。絶対震源決定の結果と併せて Table 3 に示す。

§ 5. *E1* のスケーリングと巨視的破壊過程

相対発震時刻差とマグニチュードの関係を Umeda (1990) によって与えられた初期破壊相継続時間とマグニチュードの関係に重ね、Hirata (2003) による 2000

Table 3. Distance and time difference between $E1$ and $E2$, and apparent "averaged rupture velocity" of $E1$.

	Distance between $E1$ and $E2$, km	Time difference between $E1$ and $E2$, s	Apparent "averaged rupture velocity", km/s
Absolute relocation	3.384	3.400	1.00
Relative relocation	3.442	3.379	1.02

Fig. 7. Relocated hypocenters of $E1$ (open diamonds overlapping open stars) and $E2$ (open squares) on the spatio-temporal slip distribution estimated by Asano and Iwata (2006). Fig. 8. The relationship between the magnitude and the initial rupture duration by Umeda (1990), Hirata (2003), and this study. Gray diamonds show $P2-P1$ time (phase interval) with their error bars by Umeda (1990), and a solid triangle and a solid circle show $E2-E1$ time (rupture interval) for the 2000 Western Tottori Earthquake by Hirata (2003) and for the 2005 West off Fukuoka Prefecture Earthquake in this study, respectively.

いくことが、今後の重要な課題である。

年鳥取県西部地震の結果と併せて Fig. 8 に示す。2000 年鳥取県西部地震 [Hirata (2003)] と本研究による 2005 年福岡県西方沖地震については相対震源再決定後に得られた発震時刻差 ($E2-E1$) が示されているが、Umeda (1990) では到達時刻差 ($P2-P1$) が示されている。そのため、Umeda (1990) による結果は方位依存性などの問題により、若干精度に劣る部分はあるが、Umeda (1990) および梅田・伊藤 (1998) によって与えられたスケーリング則は 2000 年鳥取県西部地震、2005 年福岡県西方沖地震の結果を当てはめても矛盾は生じなかった。なお、地震観測網の拡充により近年日本国内で発生した中・大規模地震については、 $E1$ と $E2$ の発震時刻差の推定が可能になってきており、今後蓄積されていくデータを用いて、Umeda (1990) によるスケーリング則を最終マグニチュード対発震時刻差の関係として再構築して

再決定された $E1$ と $E2$ の震央、気象庁一元化震源リストによる余震の震央分布と Hi-net による本震の初動押し引き解 (N109°E)、防災科学技術研究所 F-net による本震の CMT 解 (N122°E) を Fig. 9 に示す。初動押し引き解は $E1$ の破壊開始時の走向を表しており、CMT 解は全モーメント解放の重心、すなわち $E2$ 中のモーメント解放の大きかった部分の走向にほぼ対応していると考えられるが、これらは互いに約 13°異なっており、 $E1$ と $E2$ の破壊方向が異なっていた可能性が示唆される。メカニズム解の相違については、Ito *et al.* (2006) でも指摘されている。彼らは $E1$ 断層の延長上に走向の異なる $E2$ 断層が存在するという屈曲構造で説明づけようとしているが、再決定された震源によると、 $E1$ の走向延長上に $E2$ の破壊開始点が存在するわけではなく、むしろ $E2$ の走向延長に近い方向 (N124°E) 上に $E1$ の破壊開始点は存在している。つまり、 $E1$ から $E2$ に至る過程で断層がステップ・オーバーした可能性 (Fig. 9)、もしくは $E1$ の破壊そのものが開始時から走向を変え、 $E2$ の

Fig. 9. (a) Epicenter of *E1* (an open diamond) and *E2* (an open square) with epicenters of aftershocks (gray dots). Solid lines represent the fault traces of *E1* and *E2* indicated from the focal mechanisms. (b) The focal mechanism with the polarity of *P*-wave initial motion determined by Hi-net (NIED). (c) The focal mechanism with CMT solution determined by F-net (NIED).

破壊開始点につながった可能性などが示唆される。同様の初動押し引き解とCMT解の相違は2000年鳥取県西部地震でも報告されている[Hirata (2003)]。

対震源再決定から得られた相対震源距離と発震時刻差の比として求めた見かけの「平均破壊伝播速度」は1.02 km/sであり、この値はAsano and Iwata (2006)によって示されているMS全体の破壊伝播に最適な第一タイムウィンドウ速度(2.1 km/s)よりもかなり遅いものであり、一般的な地殻内地震の平均破壊伝播速度よりもかなり遅い。しかし、彼らによる破壊伝播を示すスナップ・ショットとは調和的であり(Fig. 7)、破壊伝播が局所的に遅かったことを示唆している。つまり、破壊初期段階においては、破壊の伝播速度自体が遅かった可能性、間欠的に破壊が伝播した可能性、後続の大規模破壊開始点まで破壊が断層面(帯)内を回り込みながら伝播した可能性などが考えられる。この問題については震源決定の解析だけからは明らかにすることはできないが、破壊過程に関する重要な問題であり、時空間軸に高い分解能を備えた解析によって明らかにすることが必要である。

*E1*のモーメント・マグニチュードを*P1*相部分の変位スペクトルからスカラー・モーメントを通して推定した。震源決定に用いたKiK-netの9観測点と同じ孔に設置されているHi-netの速度波形記録3成分を使用し、Keilis-Borok (1960)による式から求められる3成分の地震モーメントのベクトル和を計算した。媒質の平均P波速度、密度は各々5.5 km/s, 2600 kg/m³とし、全波線平均の Q_p は ω^{-2} モデルに当てはめて各々推定し、P波の放射特性はHi-netによる初動押し引き解を参考にして補正した。9点で推定された値にはそれほどばらつきがなくそれらを平均した結果、*E1*のモーメント・マグニチュードは約4.7と推定された。

§ 6. 破壊の時間発展

本震の際に確認された小規模な破壊(*E1*)が、単に同規模の地震に相当する破壊なのか、それとも同規模の地震とは異なる特別な破壊なのかを検討しておくことは、破壊の成長を論じる上で貴重な材料となる。そのために、*E1*と以下に述べる2つの余震について、破壊の時間発展に関する比較を行った。経験的グリーン関数を用い、伝播経路の影響を取り除き、本震初期段階の小規模破壊(*E1*)とそれと同程度の規模を有する2つの余震の震源時間関数を推定した。比較した地震は、*E1* ($M_w = 4.7$)、*E1*と同程度の規模を有し破壊過程が単純であると考えられるAS2 ($M_w = 4.5$)、および若干規模が大きくなるが一連の余震活動中で唯一小規模破壊が先行した[安達(2006)]と考えられるAS3 ($M_w = 5.4$)とした。各々の地震に対し、気象庁一元化震源データにおいて震源間距離が1.5 km以内で発生した $M_{JMA} = 3$ 程度の小規模余震(*E1*に対してはAS4, AS2に対してはAS5)による波形を経験的グリーン関数として用いた。AS2, AS3, AS4, AS5の震央位置、震源情報はFig. 1, Table 1に示すとおりである。なお、小地震(AS4, AS5)の震源メカニズムは不明であり、*E1*に対するS波(*S1*)の分離が困難であるため、P波部分のみを初動到達前約0.5秒から4秒間切り出し、0.1~30 Hzの2次のバターワース型バンドパス・フィルタをかけたものを用いた。使用する観測点は、高感度であるHi-net観測点のうち、*E1*, AS2, AS3のいずれに対してもP波節面から離れており、かつ比較的S/N比の高いWKM, TKKHの2点(震源距離30~100 km, Fig. 1)とし、上下動成分のみを使用した。要素震源時間関数を0.02秒ごとに設定し、非負の条件と平滑化の条件を加えた最小2乗法により、震源時間関数を推定した。破壊伝播の影響(directivity effect)により、本手法によって求められる見かけの震源時間関数は観測点ごとに異なりうるため、震源時間関数

Fig. 10. Vertical component velocity seismograms at Hi-net stations (a) WKM and (b) TKK for *E1* of the main shock (Top panels), *AS2* (Middle panels), and *AS3* (Bottom panels). Thick and thin black lines represent seismograms of observed seismograms for *P* phases (*OBS*), and synthetic ones (*SYN*), respectively. Gray lines represent seismograms of smaller aftershocks (empirical Green's functions; *EGF*). The onsets of *EGFs*, *OBSs*, and *SYNs* are set around 0.5 s.

は観測点ごとに推定した。観測・合成波形、ならびに得られた震源時間関数は、Figs. 10, 11 に示すとおりであり、観測点の違いによる震源時間関数の違いは大きくは認められなかった。Fig. 11 の縦軸に示すモーメント解放速度は、経験的グリーン関数として使用した小地震の

メカニズム解が不明であるために、直接推定することができなかった。そこで、当該破壊の *P* 波部分から推定された全モーメントが、震源時間関数を推定した 3 秒以内にすべて解放されたと仮定して、モーメント解放速度を与えた。両観測点の結果に共通する特徴として、*AS2* で

Fig. 11. Estimated apparent moment release rates of *E1* (Top), *AS2* (Middle), and *AS3* (Bottom). Gray lines, and black lines represent the moment release rates for TKKH and WKMH, respectively.

は継続時間 0.5 秒程度の比較的単純な震源時間関数が得られ、*AS3* では安達 (2006) が示唆したとおり、小さいサブイベントが先行し 0.5 秒程度後に大規模破壊が開始する震源時間関数を有し、全体の継続時間は 1~1.5 秒程度であることがわかった。一方、*E1* では次第に大きくなりながらモーメントが解放され、その継続時間は 2.5 秒以上にわたることが明らかにされた。このように、*E1* と *AS2*, *AS3* は、規模の若干の違いを考慮に入れたとしても、継続時間に明瞭な違いが見られ、その成長の様子も互いに異なっていた。したがって、*E1* と *AS2*, *AS3* は同じような破壊過程であったとは考えにくく、本震初期段階に見られる小規模破壊は、それと同程度の規模の他の地震と比べて特別な破壊であると考えられる。さらに、§ 5 で論じたように小規模破壊と大規模破壊の間に経験的スケールングが成り立つことを考え合わせると、この小規模な破壊が後続の大規模破壊と関係する特別な破壊であることが示唆される。

§ 7. ま と め

2005 年福岡県西方沖地震の速度波形記録に、小振幅の P 波初動の数秒後、S 波到達前に顕著な大振幅の相が観測された。各相の到達時刻を AIC を用いた客観指標を用いて波形記録から精度よく読み取った結果、大振幅相は後続の大規模破壊によって放射された P 波であることがわかり、少なくとも 2 つの特徴的な破壊があったことが明らかにされた。これら 2 つの破壊についてマスターイベント法を用いて相対震源再決定を行い、防災科学技術研究所によって与えられている本震の初動押し引き解や CMT 解、地震時すべり時空間分布 [Asano and Iwata (2006)] などと調和的な結果を得た。また、発震時刻差は、過去の地震から Umeda (1990) が与えた小振幅波の大振幅波に対する位相到達先行時間のスケールングの関係と矛盾しないものであり、先行する小規模破壊のモーメント・マグニチュードは約 4.7 と推定された。相対震源距離と発震時刻差の比から求めた見かけの「平均破壊伝播速度」は、一般的な地殻内地震の平均破壊伝播速度やこの地震全体に対して Asano and Iwata (2006) が推定した破壊伝播に関する最適な第一タイムウィンドウ速度よりもかなり小さくなった。つまり、破壊初期段階においては、破壊全体の平均的な伝播と比べて、破壊の伝播速度自体が遅かった可能性、間欠的に破壊が伝播した可能性、後続の大規模破壊開始点まで破壊が断層面(帯)内を回り込みながら伝播した可能性などが考えられる。この新たに明らかになった問題は、地震規模決定に関する重要な鍵を握ると思われるため、破壊初期段階の破壊過程に着目した詳細な解析によって明らかにする

ことが必要である。その第一歩として、空間的な広がり
は考慮せずに破壊の時間発展のみを検討した。本震初期
段階の小規模破壊と2つの余震に関し、より小規模な余
震記録をグリーン関数として、震源時間関数を推定して
比較した。本震初期段階の破壊と、同程度の規模を有す
る余震との震源時間関数には明瞭な違いが見られた。
2005年福岡県西方沖地震本震の初期段階に見られた小
規模破壊は、持続的にモーメントが解放されるという特
徴をもち、その小規模破壊の継続時間は単純な破壊過程
を示す地震よりも長いことが示された。このことから、
本震初期段階に見られる小規模破壊は、それと同程度の
規模の他の地震と比べて特別な破壊であると考えられ
る。さらに、小規模破壊と大規模破壊の間に経験的ス
ケーリングが成り立つことを考え合わせると、この小規
模な破壊が、後続の大規模破壊と関係する特別な破壊で
あることが示唆される。今後より多くの地震に対して、
破壊初期段階に関する詳細な研究を進め、上記のような
特徴の妥当性、普遍性を検討していくとともに、破壊伝
播の遅さ、破壊初期段階の断層屈曲、断層帯の破壊伝播
の複雑性の可能性についても検討していくことが必要で
ある。

謝 辞

防災科学研究所により運営管理されているK-NET、
KiK-netおよびHi-netの記録、F-netの震源情報、なら
びに気象庁一元化震源データを使用させていただいた。
研究を遂行し、本稿を作成するにあたり、京都大学防災
研究所の岩田知孝教授、立命館大学理工学部の小笠原宏
教授、京都大学大学院理学研究科の浅野公之氏、上野友
岳氏より多数の貴重なコメントをいただいた。また、2
名の匿名の査読者および編集担当の寛楽磨博士からは本
稿を改善するのに役立つ重要な多くの指摘をいただいた。
記して感謝の意を表する。Figs. 1, 6, 9の作成にあたり、
GMT [Wessel and Smith (1991)] を使用させていただいた。

文 献

安達俊仁, 2006, 本震と余震の初期破壊相について, 京
都大学修士論文, 71 pp.
Asano, K. and T. Iwata, 2006, Source process and
near-source ground motions of the 2005 West Off
Fukuoka Prefecture earthquake, *Earth Planets
Space*, **58**, 93–98.
Ellsworth, W. L. and G. C. Beroza, 1995, Seismic evi-
dence for an earthquake nucleation phase, *Sci-
ence*, **268**, 851–855.
Hirata, M., 2003, The Initial Rupture Process of 2000
Western Tottori Earthquake, Master Thesis, Kyoto

University, 28 pp.
平田美佐子・梅田康弘・川方裕則, 2002, 2000年鳥取
県西部地震の初期破壊, 月刊地球, 号外 **38**, 162–166.
Hirata, N. and M. Matsu'ura, 1987, Maximum-
likelihood estimation of hypocenter with origin
time eliminated using nonlinear inversion tech-
nique, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **47**, 50–61.
Horikawa, H., 2006, Rupture process of the 2005
West Off Fukuoka Prefecture, Japan, earthquake,
Earth Planets Space, **58**, 87–92.
Iio, Y., 1992, Slow initial phase of the P-wave velocity
pulse generated by microearthquakes, *Geophys.
Res. Lett.*, **19**, 477–480.
Iio, Y., 1995, Observation of the slow initial phase
generated by microearthquakes: Implications for
earthquake nucleation and propagation, *J. Geo-
phys. Res.*, **100**, 15333–15349.
伊藤 潔・黒磯章夫, 1988, マスターイベント法による
近畿地方北部における微小地震の震源の精密決定と深
さ分布, 地震 **2**, **41**, 179–188.
Ito, Y., K. Obara, T. Takeda, K. Shiomi, T. Matsumoto,
S. Sekiguchi, and S. Hori, 2006, Initial-rupture
fault, main-shock fault, and aftershock faults:
Fault geometry and bends inferred from centroid
moment tensor inversion of the 2005 west off
Fukuoka prefecture earthquake, *Earth Planets
Space*, **58**, 69–74.
岩田知孝・関口春子, 2002, 2000年鳥取県西部地震の
震源過程と震源域強震動, 第11回日本地震工学シ
ンポジウム論文集, 125–128.
Keilis-Borok, V. I., 1960, Investigation of the mecha-
nism of earthquakes, *Sov. Res. Geophys. (English
Transl.)*, **4**, 29.
北川源四郎, 1993, 時系列解析プログラミング, 岩波書
店, 404 pp.
中道 聡・川瀬 博, 2002, 福岡市における三次元地下
構造を考慮したハイブリッド法による広周期帯域強震
動予測, 日本建築学会構造系論文集, **560**, 83–91.
Ohnaka, M., 1992, Earthquake source nucleation: a
physical model for short-term precursors, *Tectono-
physics*, **211**, 149–178.
Ohnaka, M., 2003, A constitutive scaling law and a
unified comprehension for frictional slip failure,
shear fracture of intact rock, and earthquake rup-
ture, *J. Geophys. Res.*, **108**, 2080, doi: 10.1029/
2000JB000123.
Ohnaka, M. and Y. Kuwahara, 1990, Characteristic
features of local breakdown near a crack-tip in the
transition zone from nucleation to unstable rup-
ture during stick-slip shear failure, *Tectonophys-
ics*, **175**, 197–220.
佐藤隆司, 1998, 南アフリカ金鉱山で発生する地震に見
られる初期フェイズ, 月刊地球, **20**, 432–435.
Shibazaki, B. and M. Matsu'ura, 1998, Transition
process from nucleation to highspeed rupture
propagation: Scaling from stick-slip experiments
to natural earthquake, *Geophys. J. Int.*, **132**, 14–30.

- Takenaka, H., T. Nakamura, Y. Yamamoto, G. Toyokuni, and H. Kawase, 2006, Precise location of the fault plane and the onset of the main rupture of the 2005 West Off Fukuoka Prefecture earthquake, *Earth Planets Space*, **58**, 75–80.
- Umeda, Y., 1990, High-amplitude seismic waves radiated from the bright spot of an earthquake, *Tectonophysics*, **175**, 81–92.
- Umeda, Y., 1992, The bright spot of an earthquake, *Tectonophysics*, **211**, 13–22.
- 梅田康弘・伊藤 潔, 1998, 不均質地殻内で成長する大地震予知のためのモデル, *地震*, **50** 別冊, 263–272.
- Wessel, P. and W.H.F. Smith, 1991, Free software helps map and display data, *EOS Trans. Am. Geophys. Union*, **72**, 445–446.