



Title	2006年大分県中部の地震の震源特性
Author(s)	南雲, 秀樹; Nagumo, Hideki
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 73, 23-35
Issue Date	2010-03-19
DOI	https://doi.org/10.14943/gbhu.73.23
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/44454
Type	departmental bulletin paper
File Information	73_04_p23-35.pdf



2006 年大分県中部の地震の震源特性

南雲 秀樹

東電設計(株)

(2009 年 12 月 24 日受理)

Source Characteristics of the 2006 Oita-Chubu Earthquake (M_L 6.2) Occurred in the Philippine Sea Slab

Hideki NAGUMO

Tokyo Electric Power Services Co., Ltd.

(Received December 24, 2009)

A moderate size intraslab earthquake occurred on 12 June, 2006 at the depth of about 145 km in the Philippine Sea Plate beneath central Oita. Focal mechanism solution determined by F-net shows that this event has a down-dip extension focal mechanism and aftershock activity of this event is very low. Observed displacement waveforms indicate rupture propagates on the east-dipping nodal plane. To investigate source process of this event, inversion of strong motion waveforms is carried out. Result shows complex rupture propagation during this earthquake. Largest slip area is located near the hypocenter. Snapshots show rupture propagates to the right upper direction on the fault plane at first and change to the left upper direction after few seconds. Based on inversion result, the characterized source models of 2006 event are constructed. In this study source models with one and two asperities are proposed. Simulations using the empirical Green's function method suggest that the source model with two asperities is preferable but detail rupture process of this event is much more complex.

I. はじめに

スラブ内地震は他のカテゴリの地震と比較すると規模が大きめの地震の観測記録の数が少なく、震源特性については不明な点が多い。しかしながら、近年の K-NET, KiK-net をはじめとする各機関の高密度強震動観測の開始によって、やや規模の小さな地震でも多数の強震記録が得られるようになり、余震記録を用いた検討も行われるようになった(森川・笹谷, 2002; Asano et al., 2005)。近年、スラブ内地震では、強震動予測のためのレシピ作成が行われている(笹谷・他, 2005; 壇・他, 2006; 岩田・浅野, 2009)が、スラブ内地震の予測手法の高度化のためにも、

解析事例を増やすことは重要である。

2006年6月12日に大分県中部で発生したスラブ内地震 ($M_J 6.2$) は規模がやや小さいものの、多数の強震記録が得られている。この地震の余震活動は低調で、震源域で発生した余震による波形記録が観測されていないが、後述するように観測波形のパルス幅がやや長く、波形インバージョン解析を用いて震源過程の検討が可能である。さらに、この地震の発生の半年前に $M_J 4.5$ の地震が隣接した地域で発生している。そこで、本検討ではこれらの地震記録を用いて2006年の地震の特性化震源モデルの作成を試みた。

II. 地震の概要

気象庁の一元化震源カタログによると、この地震の気象庁マグニチュードは6.2、震源深さは145.2 kmである。Fig. 1にこの地震の震源と周辺の微小地震活動を示すが、この地震が発生した深さは、この地域で発生する微小地震も含めた深発面の最深部に位置する。一方、F-netによるとこの地震の地震モーメントは 4.06×10^{18} Nm ($M_w 6.4$) で、震源メカニズムはフィリピン海プレート沈みこむ方向に張力軸を持つ Down dip extension 型である (Fig. 1)。この地震の余震活動はきわめて低調であり、メカニズム解の2つの節面中のどちらの面内を破壊が進行したかを余震活動から推定することはできない。

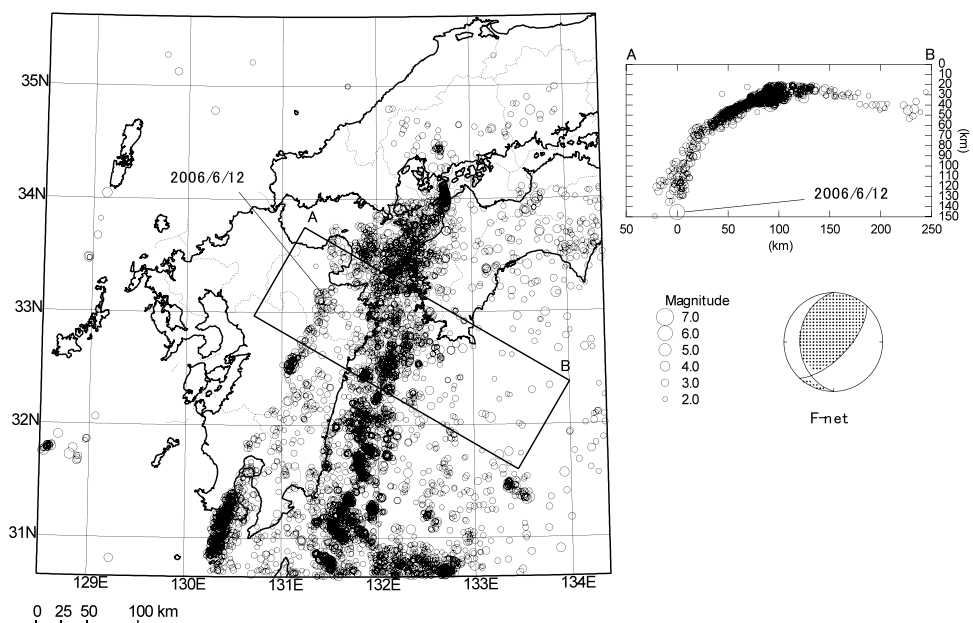


Fig. 1. Seismic activity of earthquakes greater than $M_J 2.0$ in the Kyushu district from 1999 to 2008. Vertical cross section surrounded by a solid box. Plotted hypocenters are in the depth range of 30 to 150 km. Focal mechanism determined by F-net is projected on the lower focal hemisphere.

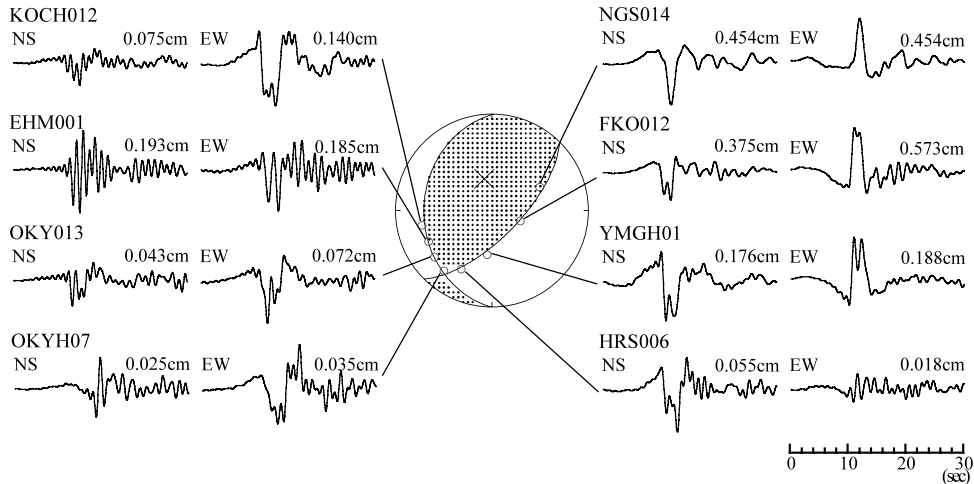


Fig. 2. Displacement waveforms of S wave portion observed at strong motion site located near the two nodal planes. Each trace is low-pass filtered at 1.0 Hz cutoff. Peak amplitudes are shown above each trace.

しかしながら、K-NET、KiK-net など、近年整備された強震観測網の非常に多くの観測点で良質な強震記録が得られている。そこで、K-NET、KiK-net 観測網による観測波形の比較から破壊面を推定した。Fig. 2 にこの地震のメカニズム解の 2 つの節面の地表延長上付近に位置する観測点の変位波形を並べて示す。いずれの観測点でも S 波部分のパルスが明瞭であるが、パルス幅に注目すると東落ちの節面の延長上に位置する観測点の S 波パルスは、もう一つの節面のそれよりもパルス幅の変化が大きい。特に、NGS014 ではパルス幅が最も短くなる。これが断層破壊の進行に伴った波形の重なりの結果であると考え、全体的に破壊がこの観測点の方向に伝播したと推測できる。

III. 震源過程の検討

1. 解析方法

Fig. 2 の変位波形では S 波部分のパルス幅は 5 秒程度であり、また、観測点間の波形の相違が明瞭であったことから、観測された波形記録を用いて震源過程を検討することが可能である。そこで、観測されている波形記録に Multi-time window analysis (Hartzell and Heaton, 1983) を適用して、震源過程の解析を行った。解析には、KiK-net 観測点のボーリング最深点の S 波速度が 2.0 km/s 以上の 20 観測点に、メカニズム解の東落ちの節面の地表延長付近に位置する 4 地点を加えた合計 24 観測点の地中記録を使用する (Fig. 3)。波形は、速度波形の水平 2 成分の S 波部分を使用する。使用する区間は S 波到達の 2 秒前より 12 秒間とした。波形は各地点で速度に積分された後に 1 Hz のローパスフィルターが掛けられた。なお、積分時には 0.1 Hz のハイパスフ

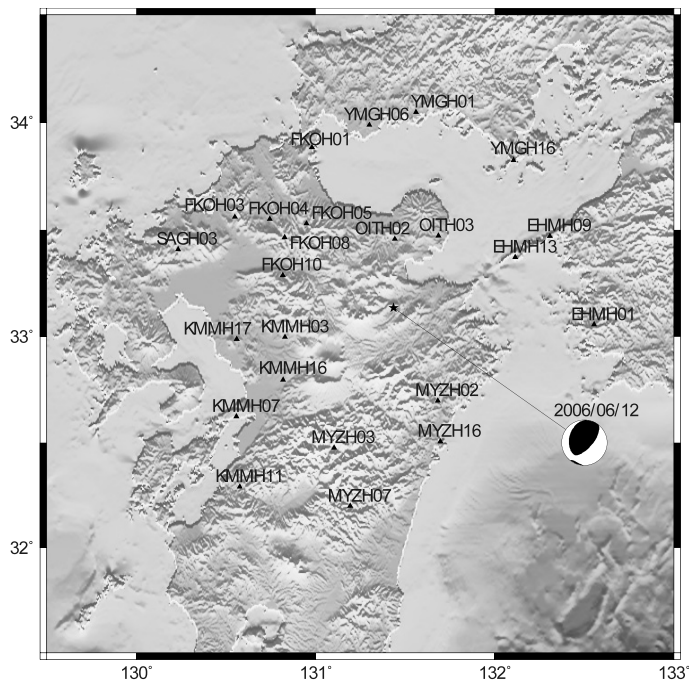


Fig. 3. Source and site locations used in the source process inversion.

ルターが使用されている。

断層面の設定については、気象庁の震源位置を破壊開始点として、F-netによって求められたメカニズム解の東落ちの節面上に2 km 四方の小断層を走向方向に9個、傾斜方向に10個配置した。

グリーン関数は、水平成層モデルを仮定して武尾（1985）の方法で非弾性の影響を組み込み込んだ反射透過係数法（Kennett and Kerry, 1979）と分散化波数積分法（Bouchon, 1981）を用いて計算した。地盤構造モデルは深部構造については、Table 1 に示すような九州地方西部、九州地方中部～中国地方、四国地方に位置する観測点について、それぞれプレートの深さを考慮したモデル

Table 1. One-dimensional underground structure model used in the source process inversion.

V_P (km/s)	V_S (km/s)	Rho (g/cm ³)	Q_P	Q_S	Dep* (km)
5.00	2.89	2.5	500	250	Variable
6.10	3.52	2.7	700	350	3
6.70	3.87	2.8	800	400	16
7.80	4.50	3.2	900	450	30
8.00	4.62	3.3	900	450	Variable

* Depth of upper boundary

を仮定する。また、これより浅い部分については、各 KiK-net 観測点のボーリングデータをそのまま用い、2つのモデルの接続深度はボーリング最深点の深さの2倍の深さとした。なお、この解析では、 Q 値については前弧側と背弧側に位置する観測点で特に区別をしていない。

インバージョンでは、タイムウィンドウの数を10個とし、1秒のパルス幅を持つ三角波を0.5秒ずつ遅らせて設置した。なお、ここではタイムウィンドウのトリガ伝播速度は3.5 km/s と仮定した。

2. 震源過程

解析によって得られたすべり分布を Fig. 4 (a) に示す。すべりの大きな領域は、破壊開始点近くの右上の部分に見られる。この部分の最大すべり量は約 0.8 m であった。また、断層面上の上部の部分にもすべりのやや大きな部分が見られる。この解析によって得られた断層モデルによる地震モーメントは 4.44×10^{18} Nm (M_w 6.4) で、F-net による解析結果とほぼ調和的な値であった。

Fig. 4 (b) に破壊伝播のスナップショットを示す。破壊はまず断層面上を右上に向かって進み、やがて3秒を超えるあたりから左上に向きを変え進んでいる様子が分かる。このことは Fig. 2 による変位波形の変化から推測される破壊の向きと調和的である。また、速度波形のS波部分に

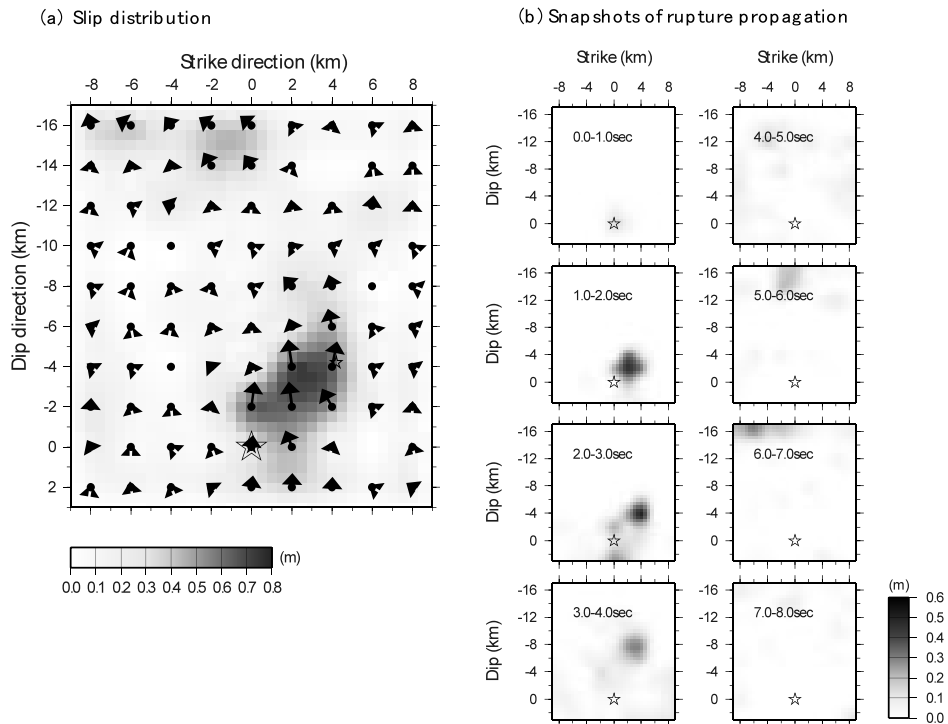


Fig. 4 (a) Slip distribution and slip vectors on the fault plane obtained from the inversion. (b) Snapshots of the rupture propagation on the fault. Slip for every 1.0 s is shown in each panel. The star is the rupture starting point.

見られるパルス的な波は、この破壊開始点に近いすべりの大きな部分で発生したと考えられる。しかしながら、観測波形に見られる個々のパルス波の生成に関する詳細を検討するには、小断層のサイズが大きく分解能が不十分である。ところで、断層面上端の部分のすべりは、主に破壊開始後6秒以降で生じている。このことから、断層上端で生成される波は、主に観測波形の後半部分に寄与し、前半部の主要なパルス波の生成には寄与していないことがわかる。観測波形の後半部分には、ここで仮定した一次元構造以外の構造の影響を受けた波が入っていることなどが考えられ、この部分のすべりに関する信頼性は他の部分よりも低い。

Fig. 5 に得られたすべり分布を用いて計算した理論波形と観測波形を示すが、観測記録に見られる特徴がよく再現されている。特に、九州西部に位置する熊本県や佐賀県に位置する観測点では、断層面の各部分から発せられた波が重なって一個のパルス的なS波波形になっている様子や、それより東側に位置する観測点で、それぞれのパルス波が分離する様子が全体的によく再現されている。

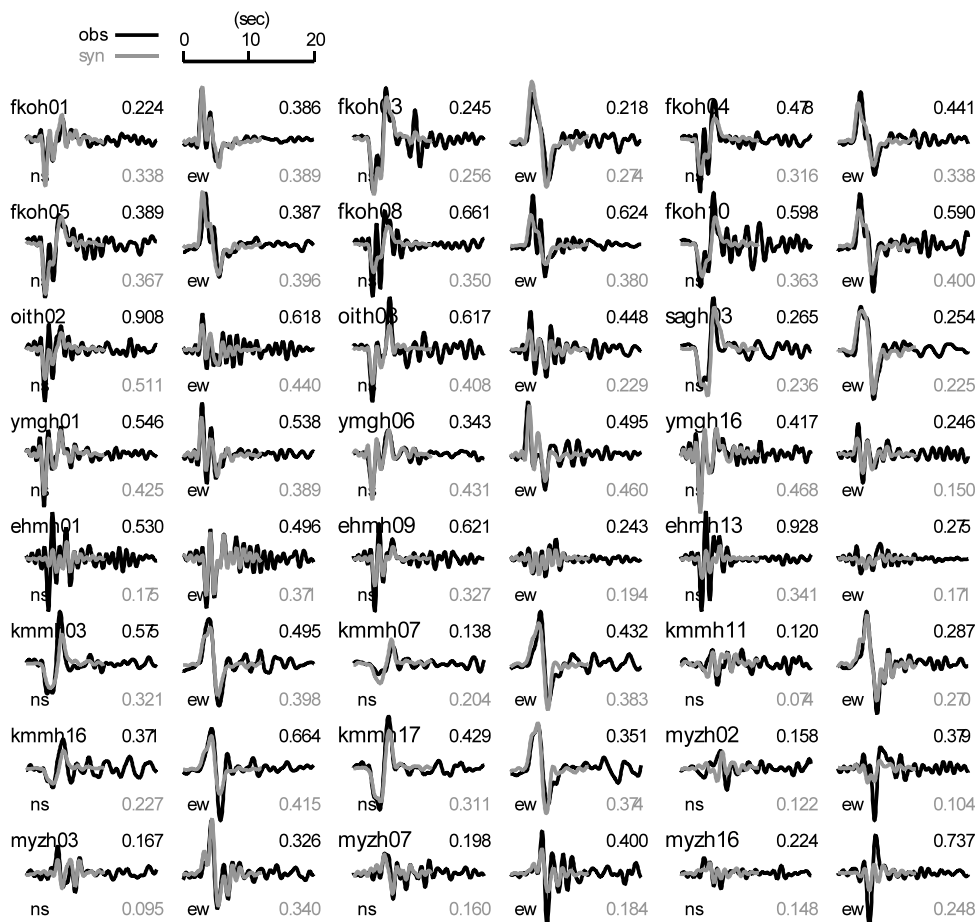


Fig. 5. Comparison of the observed waveforms (black line) with the synthetic waveforms obtained from the inversion (gray line).

IV. 震源の特性化

この地震では、余震による波形記録は得られていないが、ほぼ半年前に隣接する地点で M_J 4.5 の地震が発生している (Fig. 6). この地震の深さは、2006 年の地震のそれよりも若干浅く (123 km), メカニズム解も若干異なるが、各観測点へ伝播する地震波の伝播経路は 2006 年の地震とほぼ同様と考えられる. そこで、この地震を要素地震として、経験的グリーン関数法 (Irikura, 1986 ; 入倉・他, 1997) を用いて 2006 年の地震による観測波形に見られる S 波波形を説明するような震源モデルの特性化を試みた.

1. 要素地震の特性

経験的グリーン関数法による計算に必要な要素地震のパラメータは以下の手順で決定した. まず、前弧側に位置する観測点の地表の S 波加速度スペクトルから、観測点近傍の応答特性と伝播経路特性を除去して震源スペクトルを求め、得られた震源スペクトルに ω^{-2} モデルをあてはめてコーナー周波数を求める. ここで、観測点近傍の応答特性として KiK-net 観測点におけるボーリングデータに次元重複反射理論を適用して求めた S 波の増幅特性を用い、伝播経路特性の計算には川瀬・松尾 (2004) による九州東部～近畿地方にかけての Q_S 値 ($=114f^{0.69}$) を使用した.

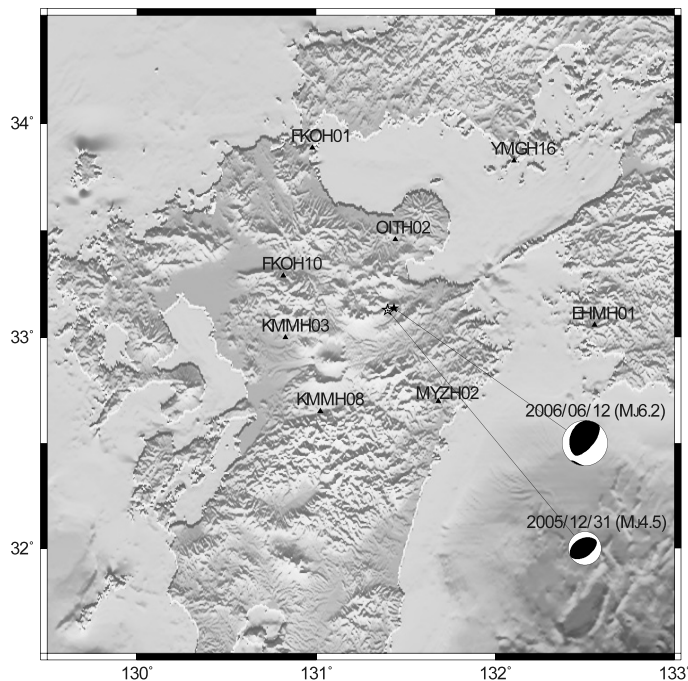


Fig. 6. Source and site locations used in the EGF modeling.

要素地震のサイズは、得られたコーナー周波数を破壊伝播速度とS波速度を考慮した Sato and Hirasawa (1973) による円形断層の式に代入して求める。ここで、破壊伝播速度とS波速度の比を約0.75と仮定した。また、応力降下量は、Brune (1970, 1971) による式を用いて求めた。この解析で得られた要素地震の諸パラメータを Table 2 に示す。ここでは、小断層については一辺の長さが1.4 kmの正方形とした。経験的グリーン関数法による検討では、Fig. 6 に示される8観測点の水平2成分の地中の波形記録を用いる。また、波形計算は0.3~10 Hzの周波数帯域で行う。

Table 2. Source parameters of the element event used in this study. H indicates the focal depth after Japan Meteorological Agency. M_{0e} , S_e and $\Delta\sigma_e$ indicates the seismic moment, fault area and stress drop, respectively.

H (km)	M_{0e} (Nm)	S_e (km ²)	$\Delta\sigma_e$ (MPa)
122.9	1.39×10^{16}	1.82	6.99

2. 特性化震源モデル

震源過程の解析を参考にして、Fig. 4 (a)のすべりの大きな部分が単純な破壊によって生じたと仮定して、Fig. 7 に示すような1個のアスペリティからなるモデルを作成した。ここでは、破壊は図中の星印から3.5 km/sの速度で同心円状に伝播することを仮定する。また、それ以外の計算に必要なパラメータは試行錯誤で決定している。Fig. 8 にこのモデルによって合成された速度波形と

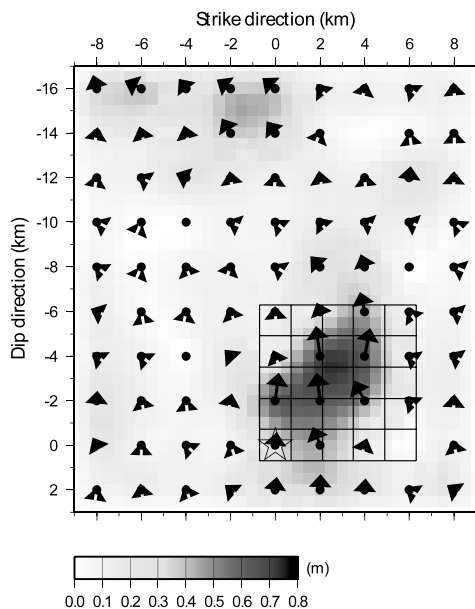


Fig. 7. Simple source model of the 2006 Oita event based on the inversion results. Star is the rupture starting point.

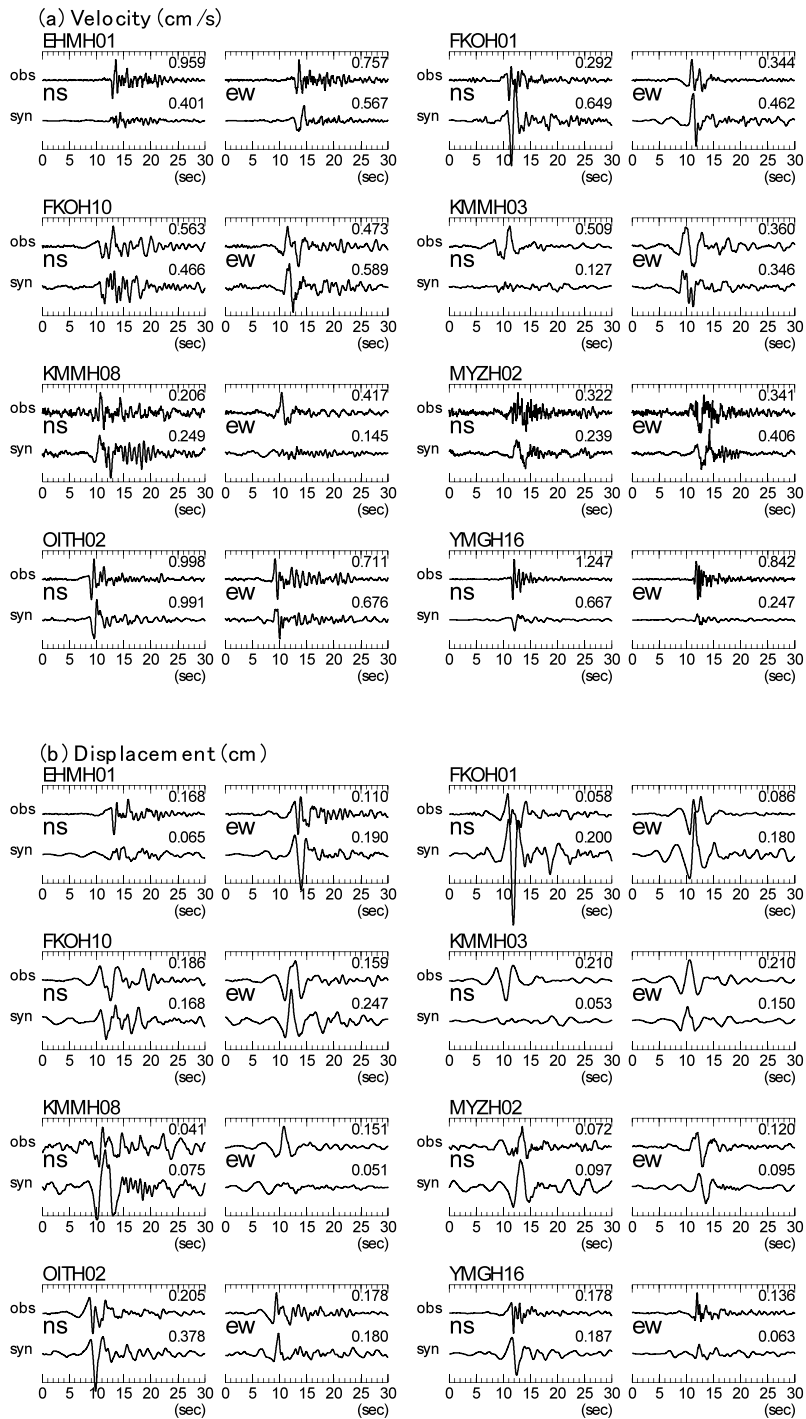


Fig. 8. Comparison of the observed waveforms with the synthetic waveforms. (a) Velocity waveforms and (b) displacement waveforms. Maximum amplitudes are indicated above each trace.

変位波形を示す。観測点によって水平2成分の振幅比が異なる地点が見られるが、これは放射特性の違いによる影響と考えられる。また、ここでは破壊を1方向に進ませているため、破壊の進行方向に位置するFKOH01では振幅が水平2成分で過大評価になっている。しかしながら、S波部分の波形に注目すると、全体的にS波部分の波形や継続時間は変位波形のみならず速度波形でも観測記録を概ね再現されている。これらのことは、今回の震源過程の解析結果が概ね妥当なものであることを示唆している。しかしながら、細かい部分を見るとFKOH01やFKOH10で見られるような2つのパルス波が重なったような波形が再現できていない。ところで、FKOH10やKMMH03では、速度波形のS波初動パルスの中にリップルが見られるが、これは経験的グリーン関数の計算で小断層サイズと破壊伝播速度により生じる周期性を避けるために与えた破壊の揺らぎによる影響である。このことは、単純なモデルを考慮した際でも、破壊の揺らぎを考慮すれば、多少複雑なS波パルス波形を作り出せることを示している。しかしながら、この地震では、破壊伝播に少々の揺らぎを与えただけでは、観測されたS波部分の特徴は再現しきれない。

次に、Fig. 9に示すようなインバージョン結果のすべりの大きな領域を2個のアスペリティで置き換えたモデルを作成した。アスペリティ大きさおよび破壊の時間差はFKOH01の観測波形を参考にして決定し、アスペリティは互いに重ならないように配置した。破壊は各アスペリティで星印から3.5km/sの速度で同心円状に伝播するとことを仮定する。なお、このモデルでは各アスペリティでの破壊の伝播方向が異なるようにしている。

このモデルによる合成波形をFig. 10に示す。S波初動部分の波形は1個のアスペリティを仮定した場合よりもより複雑になっており、各観測点で観測結果との対応はよくなっている。しかし

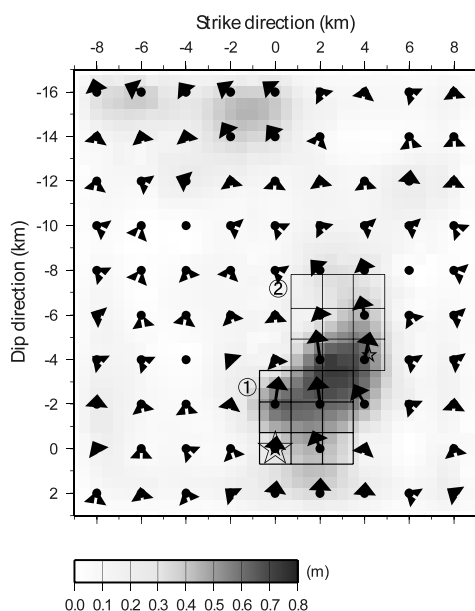


Fig. 9. Source model of the 2006 Oita event with two asperities. Stars are the rupture starting points at each asperity.

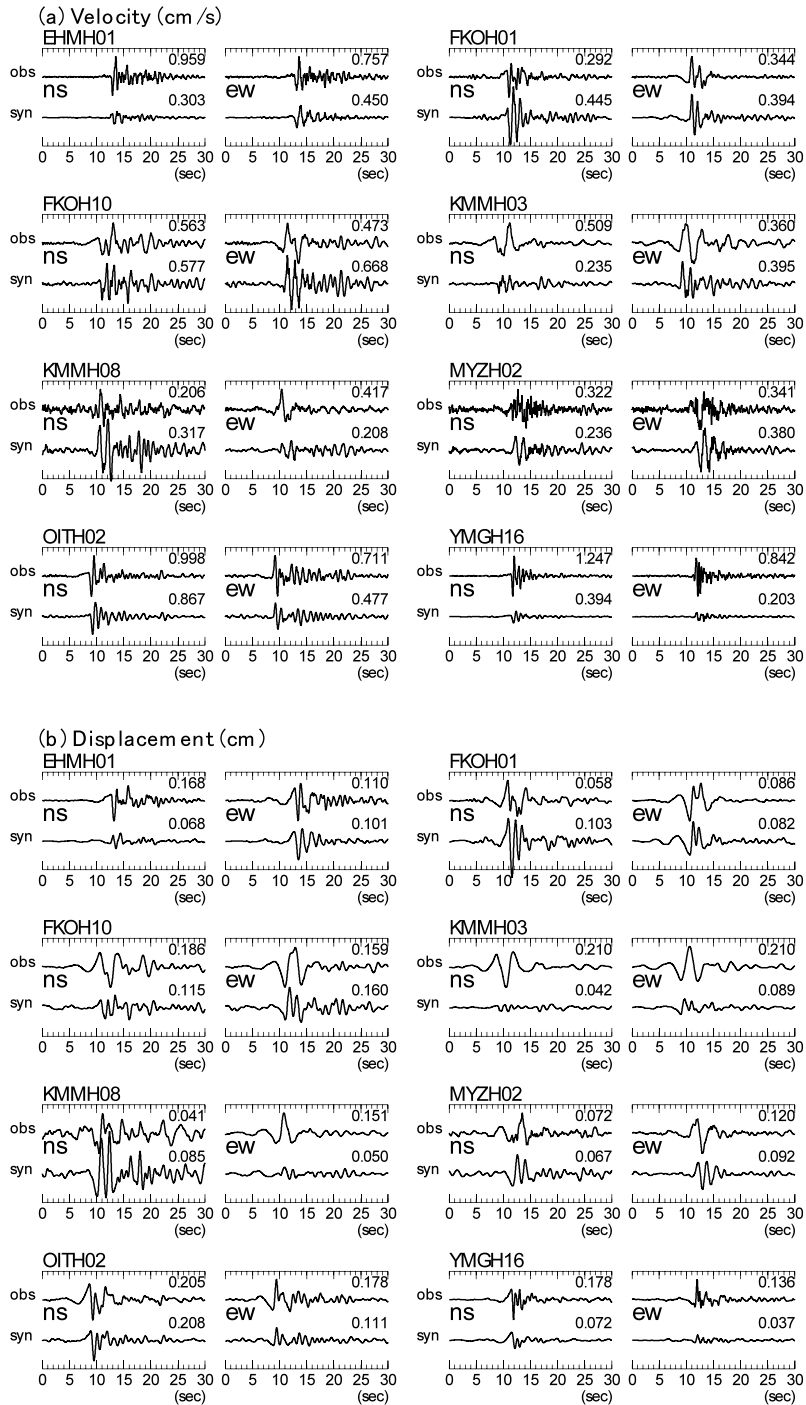


Fig.10. Comparison of the observed waveforms with the synthetic waveforms. (a) Velocity waveforms and (b) displacement waveforms. Maximum amplitudes are indicated above each trace.

ながら、KMMH03 や MYZH02 などの S 波部分が 1 つの幅の長いパルス波となっている地点の波形を説明しきれていない。これらの地点では、むしろアスペリティが 1 個のモデルのほうが、波形の再現性がよいようにも見える。このことは、この地震で観測された S 波波形の再現度を上げるためには、破壊過程をもう少し細かくモデル化する必要があることを示唆する。ここでの検討結果から、この地震は 2 個の単純なアスペリティの破壊があったのではなく、すべりの大きな領域の中での一連の破壊過程の中でアスペリティの破壊があったことが推測できる。主破壊領域が小さいことに加え、アスペリティ周辺の破壊も S 波パルスの形成に寄与していたと考えると個々のパルス波に対応するアスペリティのサイズは今回のモデルのそれよりも小さいと考えられる。

今回の解析で得たアスペリティの諸パラメータを Table 3 に示す。今回の検討で作成した 2 つのアスペリティからなるモデルのアスペリティ総面積は 35.3 km^2 となり、岩田・浅野 (2009) によるスラブ内地震のアスペリティ面積より若干大きい。この結果には、先に述べた問題が含まれていると考えられる。

V. ま と め

大分県中部で 2006 年 6 月 12 日にフィリピン海プレート内で発生したスラブ内地震の震源特性の特性を行った。この地震は余震活動が低調で、余震活動から破壊が進行した面を決定することができなかったが、強震観測網による S 波変位波形の変化より、破壊が東落ちの節面上を伝播したことが示された。

次に、メカニズム解の東落ちの節面上に断層面を仮定して、過程の解析を行って、多くの地点の観測波形を概ね説明できるようなすべり分布を求めた。この地震の主なすべりは破壊開始点付近で生じていることがわかった。

さらにこの結果をもとにして、この地震の特性化震源モデルについて検討した。震源過程の

Table 3. Summary of source parameters of the asperity estimated in this study. M_{0a} , S_a , $\Delta\sigma_a$ and τ_a indicates the seismic moment, area, stress drop and rise time, respectively. (a) Simple one asperity model and (b) Two asperity model.

(a) One asperity model					
No	M_{0a} (Nm)	M_{0a}/M_0 (%)	S_a (km^2)	$\Delta\sigma_a$ (MPa)	τ_a (sec)
①	2.09×10^{18}	51.4	49	14.8	0.3
(b) Two asperity model					
No	M_{0a} (Nm)	M_{0a}/M_0 (%)	S_a (km^2)	$\Delta\sigma_a$ (MPa)	τ_a (sec)
①	7.51×10^{17}	18.5	17.64	24.7	0.3
②	5.63×10^{17}	13.9	17.64	18.5	0.3

解析に基づいて、大きな1つのアスペリティを設定した場合、S波部分の大雑把な特徴は再現されるが、S波波形の細かい部分までは再現しきれなかった。そこで、すべりの大きな領域に2つの小さなアスペリティを設定した結果、より観測と調和的は波形が合成されたが、今度はそれぞれの領域の破壊によるパルス波の重なり方が不十分な観測点も見られた。ここでの検討を通して、この地震で観測されたS波部分の波形には、単純な2つのアスペリティの破壊だけでなく、アスペリティ周辺の破壊も影響している可能性が示された。

謝辞 本検討において、防災科学技術研究所のK-NET, KiK-netによる観測記録を使用させていただきました。また、気象庁の地震カタログによる震源情報およびF-netによる震源メカニズムを使用させていただきました。一部の図面の作成にGMT (Wessel and Smith, 1998) を使用させていただきました。記して感謝いたします。

文 献

- Asano, K., T. Iwata and K. Irikura, 2004. Characterization of source models of shallow intraslab earthquakes using strong motion data, *Proc. 13th World Conference on Earthquake Engineering*, Vancouver, B.C., Canada, Paper No. 835.
- Bouchon, M. 1981. A simple method to calculate Green's functions for elastic layered media, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **71**, 959-971.
- Brune, J. N., 1970. Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, *J. Geophys. Res.*, **75**, 4997-5009.
- Brune, J. N., 1971. Correction, *J. Geophys. Res.*, **76**, 5002.
- 壇一男・武藤尊彦・宮腰淳一・渡辺基史, 2006. スラブ内地震による強震動を予測するための特性化震源モデルの設定方法, 日本建築学会構造系論文集, **600**, 35-42.
- Hartzell, S. and T. H. Heaton, 1983. Inversion of strong ground motion and teleseismic waveform data for the fault rupture history of the 1979 Imperial Valley, California, Earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **73**, 1553-1583.
- Irikura, K., 1986. Prediction of strong acceleration motion using empirical Green's function, *Proc. 7th Japan Earthquake Engineering Symp.*, 151-156.
- 入倉孝次郎・香川敬生・関口春子, 1997. 経験的グリーン関数法を用いた強震動予測手法の改良, 日本地震学会講演予稿集1997年度秋季大会, B 25.
- 岩田知孝・浅野公之, 2009. 強震動予測のためのスラブ内地震の不均質震源モデルの特性化(3), 地震学会講演予稿集2009年度秋季大会, A12-03.
- 川瀬博・松尾秀典, 2004. K-NET, KiK-net, JMA 震度計観測網による強震波形を用いた震源特性・パス・サイト各特性の分離解析, 日本地震工学論文集, **4**, 33-52.
- Kennett, B. L. N. and N. J. Kerry, 1979. Seismic waves in a stratified half space, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **57**, 557-583.
- 森川信之・笹谷努, 2002. 経験的グリーン関数法によるスラブ内地震の震源モデルの構築, 第11回地震工学シンポジウム論文集, p133-138.
- Sato, T., and T. Hirasawa, 1973. Body wave spectra from propagating shear cracks, *J. Phys. Earth*, **21**, 415-431.
- 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—堆積層での非弾性減衰の効果—, 気象研究所報告, **36**, 245-257.
- Wessel, P. and W. H. F. Smith, 1998. New improved version of the Generic Mapping Tools released. *Eos Trans. AGU*, **79**, 579.