

国立研究開発法人海上・港湾・航空技術研究所

港湾空港技術研究所 報告

REPORT OF
THE PORT AND AIRPORT RESEARCH
INSTITUTE

Vol.57 No.1 March 2018

NAGASE, YOKOSUKA, JAPAN

NATIONAL INSTITUTE OF MARITIME,
PORT AND AVIATION TECHNOLOGY

港湾空港技術研究所報告 (REPORT OF PARI)

第 57 巻 第 1 号 (Vol. 57, No. 1) , 2018 年3月 (March 2018)

目 次 (CONTENTS)

1. 2016 年熊本地震の前震と本震の震源過程の推定と特性化震源モデル
..... 野津厚, 長坂陽介 3
(Rupture Process of the Foreshock and Main Shock of the 2016 Kumamoto Earthquake and Simplified Source Models to Explain Damaging Ground Motions
..... Atsushi NOZU, Yosuke NAGASAKA)

2. ジオグリッドを利用した補強土壁式矢板構造の技術開発
高橋秀紀, 森川嘉之, 水谷崇亮, 池野勝哉, 田中智宏, 水谷将, 三好俊康, 林健太郎 36
(Technological Development of Sheet-pile Quaywall Reinforced by Geogrids
..... Hidenori TAKAHASHI, Yoshiyuki MORIKAWA, Takaaki MIZUTANI, Katsuya IKENO,
Tomohiro TANAKA, Suguru MIZUTANI, Toshiyasu MIYOSHI, Kentaro HAYASHI)

2016 年熊本地震の前震と本震の震源過程の推定と 特性化震源モデル

野津 厚*・長坂 陽介**

要 旨

2016 年熊本地震では震源近傍の益城町で前震と本震の 2 回にわたり震度 7 が観測され、木造建物の全壊率が 50%を超える地区もみられた。このような強い地震動がどのような震源過程のもとで生成されたかを明らかにすることは重要である。また、震源付近で強震記録の得られていない港湾や空港での地震動の事後推定に用いることのできる簡便な震源モデルを作成することも必要である。そこで、本研究では、震源近傍で得られた強震記録に対して波形インバージョンを適用し、前震と本震の震源過程の推定を行った。また、震源過程の推定結果に基づき、地震動の事後推定に用いることのできる特性化震源モデルの作成を行った。

まず、本震の震源過程については、破壊開始点よりも 15km ほど北東側にすべり量とすべり速度の大きい領域（アスペリティ）が存在していたと考えられる。破壊はまずは深部に進み、その後、向きを変えて浅部に向かいアスペリティを横切ったと推定される。破壊開始点と益城町を結ぶ線上ではすべり量、すべり速度とも小さかったと推定される。すなわち、forward directivity の影響によって益城町の大振幅地震動が生成されたとは考えにくい。一方、前震については、破壊開始点より 3km ほど北東側の浅い位置にすべり量とすべり速度の大きい箇所があったと推定される。この場合、益城町の大振幅地震動は forward directivity によって生成されたと解釈できる。前震と本震のいずれに対しても、波形インバージョン結果に基づいて特性化震源モデルを構築した。その結果、震源近傍の多くの地点で地震動を精度良く再現できる震源モデルを構築することができた。

2016 年熊本地震では、熊本港と熊本空港において強震記録が得られていない。今回作成された特性化震源モデルは、これらの地点での地震動の事後推定に適していると考えられる。

キーワード：2016 年熊本地震，震源過程，forward directivity，特性化震源モデル

* 地震防災研究領域長

** 地震防災研究領域 地震動研究グループ 研究官
〒239-0826 神奈川県横須賀市長瀬3-1-1 港湾空港技術研究所
電話：046-844-5058 Fax：046-844-0839 E-mail：nozu@pari.go.jp

Rupture Process of the Foreshock and Main Shock of the 2016 Kumamoto Earthquake and Simplified Source Models to Explain Damaging Ground Motions

Atsushi NOZU*, Yosuke NAGASAKA**

Synopsis

In this study, the rupture processes of the foreshock and main shock of the 2016 Kumamoto earthquake were investigated based on the inversion of strong ground motions. Strong motion records in the near-source region were mainly utilized because the authors were interested in the generation mechanism of damaging ground motions in the near-source region. Empirical Green's functions (EGFs) were applied to avoid uncertainty in the subsurface structure model. The results clearly indicate that, for the main shock, a region of significantly large slip and slip velocity existed approximately 15 km northeast of the hypocenter. However, no "asperity" was observed between the hypocenter and Mashiki. Thus, it is not appropriate to conclude that the large-amplitude pulse-like ground motion in Mashiki was generated by the forward-directivity effect associated with the rupture of an asperity. For the foreshock, the result suggested two regions of large slip velocity: one is approximately 3 km northeast of the rupture starting point on the shallower part of the fault; the other is near the hypocenter. The damaging ground motions during the foreshock in Mashiki could be attributed to the forward-directivity effect associated with the rupture of these asperities. Based on the results, simplified source models were developed for the foreshock and main shock for the purpose of estimating strong ground motions at sites of engineering interest.

Key Words: the 2016 Kumamoto earthquake, rupture process, forward directivity, characterized source model

* Director of Earthquake Disaster Prevention Engineering Department

** Researcher, Engineering Seismology Group

3-1-1, Nagase, Yokosuka, Kanagawa 239-0826, Japan Port and Airport Research Institute
Phone : +81-46-844-5058 Fax : +81-46-844-0839 E-mail : nozu@pari.go.jp

目 次

要 旨	3
1. はじめに	7
2. 本震の震源過程の推定	8
2.1 震源過程の推定手法	8
2.2 解析条件	11
2.3 解析結果	14
3. 本震の特性化震源モデル	18
3.1 特性化震源モデルの作成手順	18
3.2 使用したデータ	20
3.3 特性化震源モデルの作成結果	21
4. 前震の震源過程の推定	25
4.1 震源過程の推定手法	25
4.2 解析条件	25
4.3 解析結果	27
5. 前震の特性化震源モデル	28
5.1 特性化震源モデルの作成手順	28
5.2 使用したデータ	28
5.3 特性化震源モデルの作成結果	29
6. 結論	32
7. あとがき	34
謝辞	34
参考文献	34

1. はじめに

2016年4月14日21:26ごろ熊本県熊本地方を震源として気象庁マグニチュード6.5の地震が発生し、熊本県益城町で震度7を観測した。つづいて2016年4月16日1:25ごろ熊本県熊本地方を震源として気象庁マグニチュード7.3の地震が発生し、益城町で再び震度7を観測するとともに、熊本県西原村でも震度7を観測した。この他にも最大震度6弱以上の地震が4月14日から4月16日までに5回発生した。気象庁はこれらを含む一連の地震活動を「平成28年(2016年)熊本地震」と命名している(気象庁, 2016)。本稿では、慣例にならない、特にことわらない限り、4月14日21:26ごろ発生したM6.5の地震を「前震」、4月16日1:25ごろ発生したM7.3の地震を「本震」と呼ぶ。前震と本震の震央を図-1.1に示す。

地震調査研究推進本部(2016)によると、前震のメカニズム(走向、傾斜、すべり角)は北北西-南南東方向に張力軸をもつ横ずれ断層型で、これと余震分布から、北北東-南南西方向に伸びる右横ずれ断層で発生した地震と推定された。一方、本震のメカニズムは南北方向に張力軸をもつ横ずれ断層型で、これと余震分布から、北東-南西方向に伸びる右横ずれ断層で発生した地震(正断層成分を含む)と推定された。

一連の地震活動が生じた範囲内には日奈久断層帯、布田川断層帯、別府-万年山断層帯が存在している。地震調査研究推進本部(2016)は、前震は日奈久断層帯の高野-白旗区間の活動によると考えられるとした。また、本震は主に布田川断層帯の布田川区間の活動によると考えられるとした。布田川断層帯と日奈久断層帯のおよその位置を図-1.1に示す。

現地調査の結果によると、布田川断層沿いの約28km、日奈久断層沿いの約6km、合計約34kmにわたり地表地震断層が確認されている(Shirahama *et al.*, 2016)。特に益城町堂園では約2.2mの右横ずれ変位が確認された(Shirahama *et al.*, 2016)。また、正断層成分をもつ地表地震断層も見つかっている(Toda *et al.*, 2016)。

この地震では特に益城町の中心部において木造家屋に顕著な被害が生じ(高山, 2016)、全壊率が50%を超える地区も見られた(菊地, 2016)。被害集中域から北に数百メートルほど離れた地点には防災科学技術研究所のKiK-net(Aoi *et al.*, 2004)の強震観測地点があり(地点名: KiK-net益城またはKMMH16; 図-1.1の▲)、強震記録が得られている。図-1.2はKiK-net益城の地表で観測された本震の地震動の加速度応答スペクトルを示したものである。成分としてはより振幅の大きいEW成分を示している。また参考

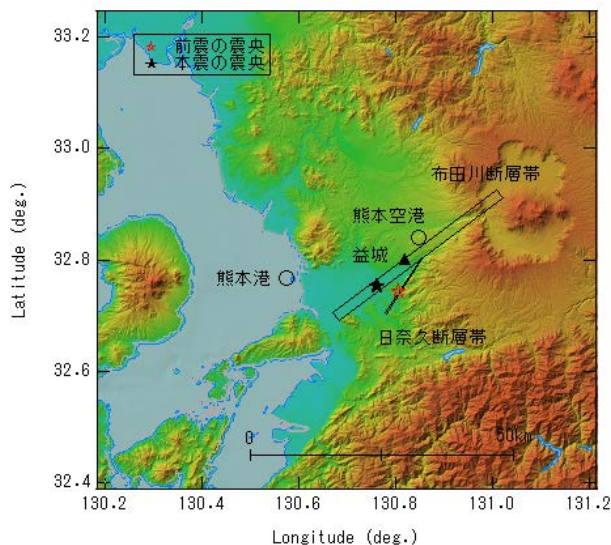


図-1.1 前震と本震の震央および布田川断層帯と日奈久断層帯のおよその位置。熊本港と熊本空港の位置は○で示されている。

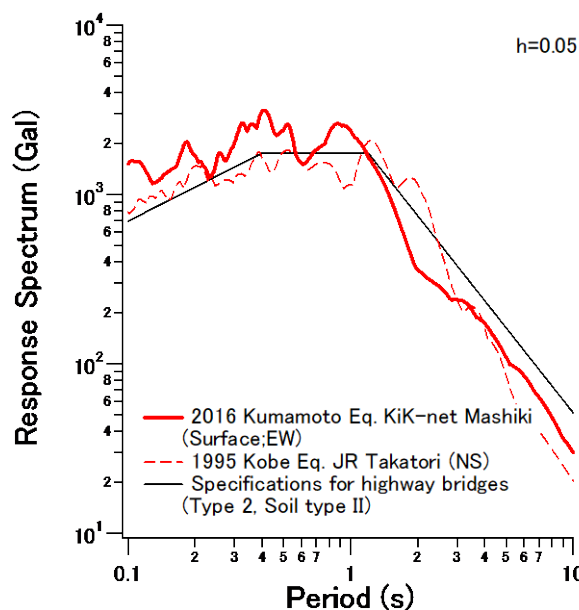


図-1.2 KiK-net 益城で観測された本震の地震動の加速度応答スペクトル(減衰定数5%)、縦軸: 加速度応答スペクトル、横軸: 周期、赤実線: 2016年熊本地震におけるKiK-net 益城の記録、赤破線: 1995年兵庫県南部地震におけるJR鷹取駅の記録、黒実線: 道路橋示方書タイプ2地震動(II種地盤)

のため、1995年兵庫県南部地震の際にJR鷹取駅で観測された地震動のNS成分の加速度応答スペクトルと、道路橋示方書(日本道路協会, 2012)タイプ2地震動(II種地盤)の加速度応答スペクトル(補正係数なし)を同時に示して

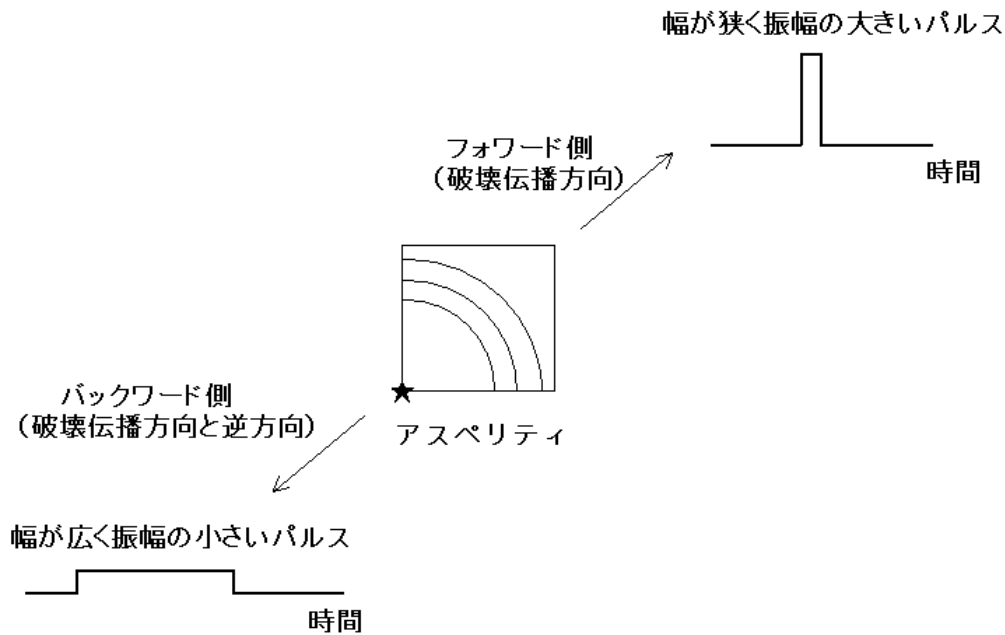


図-1.3 Forward directivity の説明

いる。なお JR 鷹取の記録は、兵庫県南部地震の際に観測された地震動のうち、構造物被害に直結する周期帯での振幅が最大のものである。KiK-net 益城の加速度応答スペクトルは、被害集中域で得られた記録でないにも関わらず、周期 1s 付近で鷹取の記録やタイプ 2 地震動（Ⅱ種地盤）の加速度応答スペクトルを上回っている。従って、被害集中域の地震動は相当強いものであったと推察される。

このような強い地震動がどのような震源断層の破壊過程（以下、震源過程という）のもとで生成されたかを明らかにすることは重要である。1995 年兵庫県南部地震の際の神戸市内の強い地震動に対しては、サイト特性とともに forward directivity の影響があったと考えられている（入倉，1996）。これは、図-1.3 に示すように、アスペリティ（断層面上で特に強い地震波を出す部分）の破壊が進展する際に、進展する先の方向では幅が狭く振幅の大きいパルスが生成され、破壊力の大きい地震動となるというものである。同様の効果が熊本地震の場合にもあったのかどうか注目される。

また、それと同時に、震源付近で強震記録の得られていない地点での地震動の事後推定に用いることのできる簡便な震源モデルを用意することも重要である。特に、熊本地震の場合、熊本港でも熊本空港でも強震記録は得られていない。これらの地点で生じた被害を詳細に分析し、耐震設計法の検証等を行っていくためにも、これらの地点に作用した地震動を推定することが必要である。

これらのことから、本研究では、震源近傍で得られた強

震記録に対して波形インバージョンを適用し、前震と本震の震源過程の推定を行った。また、震源過程の推定結果に基づき、地震動の事後推定に用いることのできる特性化震源モデルの作成を行った。以下、これらの内容について報告する。まず第 2 章では本震の震源断層の破壊過程の推定について述べ、第 3 章では本震の特性化震源モデルについて述べる。つづいて第 4 章では前震の震源断層の破壊過程の推定について述べ、第 5 章では前震の特性化震源モデルについて述べる。第 6 章では本研究の結論を述べる。

2. 本震の震源過程の推定

2.1 震源過程の推定手法

本震の震源断層の破壊過程の推定には経験的グリーン関数を用いた波形インバージョン（野津，2010）を用いている。ここでは同手法の概要を述べる。

一般に地震時の地盤の揺れ（地震動）は震源断層の破壊過程の影響（震源特性）、震源から地震基盤に至る伝播経路の影響（伝播経路特性）、地震基盤から地表に至る堆積層の影響（サイト特性）の三者で決まるとされている（図-2.1）。ここに地震基盤とは一般に花崗岩で S 波速度が 3km/s 以上の地層をいう。大地震の断層面付近で発生した中小地震は伝播経路特性とサイト特性を大地震と共有していると考えられることが多い。このことを利用して、中小地震による観測記録を多数重ね合わせることで、大地震による

地震動を計算する方法は経験的グリーン関数法 (Hartzell, 1978; Irikura, 1983) と呼ばれる。

経験的グリーン関数法では、図-2.2に示すように、大地震の断層面 (図-2.2のlarge event, 長さL, 幅W) を小断層に分割する。このとき、個々の小断層で発生する小破壊による対象地点の地震動 (これをグリーン関数という) を足し合わせれば大地震による地震動が得られる。いま、大地震の断層面付近で発生した中小地震 (図-2.2のsmall event) の観測記録が対象地点で得られているとすると (余震の観測記録が得られているような場合)、これはグリーン関数に近いものであると考えられる。そこで、中小地震の観測記録に対して、以下に述べるような補正を加えた上で、これを多数重ね合わせることで、大地震による地震動を計算する。

大地震の断層面上の各々の小破壊は時間差をおいて発生する。また、小破壊から対象地点までの距離は異なるので、小破壊から対象地点までの地震波の伝播時間も一様ではない。従って、中小地震の観測記録を重ね合わせる際には、これらのことを考慮して、時間差を与えながら重ね合わせる必要がある。また、中小地震から対象地点までの距離と、小破壊から対象地点までの距離は同じではないので、距離の違いによる振幅の補正も必要である。以上のことを考慮すると、大地震による波形 $V(t)$ は小地震による波形 $v(t)$ を用いて次のように表すことができる。

$$V(t) = \sum_{i=1}^{N_L} \sum_{j=1}^{N_W} \sum_{k=1}^{N_D} w_{ijk} (r_a/r_{ij}) v(t - t_{ijk}) \quad (2.1)$$

ここに r_a は小地震の震源距離、 r_{ij} は小断層 ij から対象地点までの距離、 w_{ijk} は各々の小破壊の相対的な強さ、 t_{ijk} は各々の小破壊の発生時刻の違いと伝播時間の違いを考慮

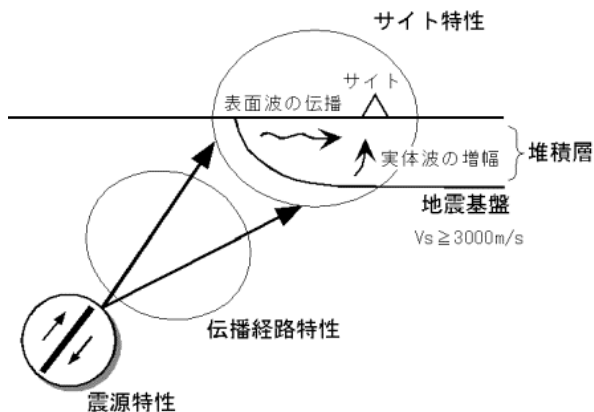


図-2.1 震源特性・伝播経路特性・サイト特性

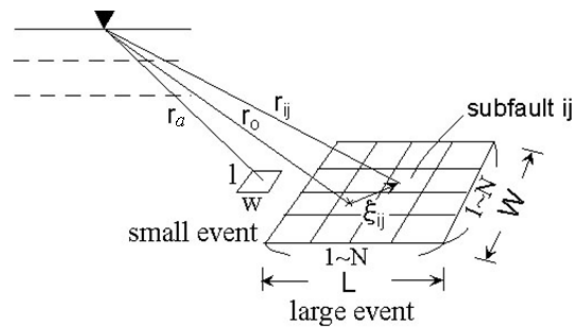


図-2.2 経験的グリーン関数法の概念図

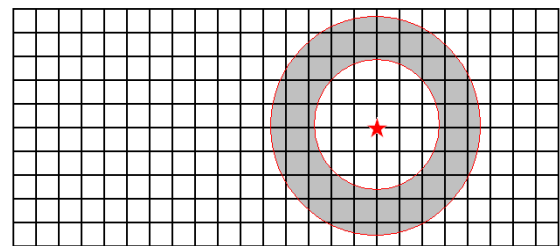


図-2.3 マルチタイムウインドウ法の概念図 (★は破壊開始点を示す)

するために与える時間差である。右辺の一つ目の総和記号は断層長さ方向に関する和を、二つ目の総和記号は断層幅方向に関する和を、三つ目の総和記号は同一の小断層で異なる時刻に生じる小破壊に関する和を、それぞれ意味する。

インバージョンでは、式(2.1)の左辺の $V(t)$ と右辺の $v(t)$ はともに既知であると考えられるので、最小自乗法により t_{ijk} を求めることができる。

ただし、断層面上の任意の場所で任意の時刻に破壊が生じると考えると自由度が多くなりすぎて解析が困難となる。そこで実際には、図-2.3に示すように、破壊開始点から一定速度で同心円状に広がる破壊フロントを考え、各小断層では破壊フロント通過後一定の時間だけ破壊が許されると考える。すなわち、ある与えられた時刻では、図-2.3に示すように、二つの同心円に挟まれたハッチングの部分だけで破壊が許されると考える。こうして未知数を減らし効率的にインバージョンを行う方法をマルチタイムウインドウ法 (Hartzell and Heaton, 1983) と呼ぶ。

以上が手法の概要であるが、より詳しい定式化については野津 (2011) を参照していただきたい。

大地震の震源過程を推定するための波形インバージョンには、水平成層構造を仮定して数値計算で求めたグリーン関数が用いられることも少なくないが、地下構造を水平成層構造で近似できない場合 (不整形性が強い場合) には、

表-2.1 本震と解析に用いた小地震のパラメタ

	時刻*	北緯*	東経*	深さ* (km)	M _J *	走向** (°)	傾斜** (°)	すべり角** (°)
本震	2016/04/16 01:25:5.4	32.753	130.762	12.0	7.3	226	84	-142
EGF1	2016/04/15 00:50:31.4	32.737	130.758	13.0	4.2	209	70	177
EGF2	2016/04/15 15:27:51.7	32.840	130.882	12.0	4.2	58	76	-143
EGF3	2016/04/16 04:51:24.5	32.753	130.752	14.0	4.3	-	-	-
EGF4	2016/04/15 07:29:55.9	32.835	130.887	12.0	4.2	-	-	-

*気象庁による, **F-netによる (www.fnet.bosai.go.jp)

表-2.2 解析ケース

	断層面西側部分 (長さ16km)	断層面東側部分 (長さ24km)
Case1	EGF1	EGF2
Case2	EGF3	EGF2
Case3	EGF1	EGF4
Case4	EGF3	EGF4

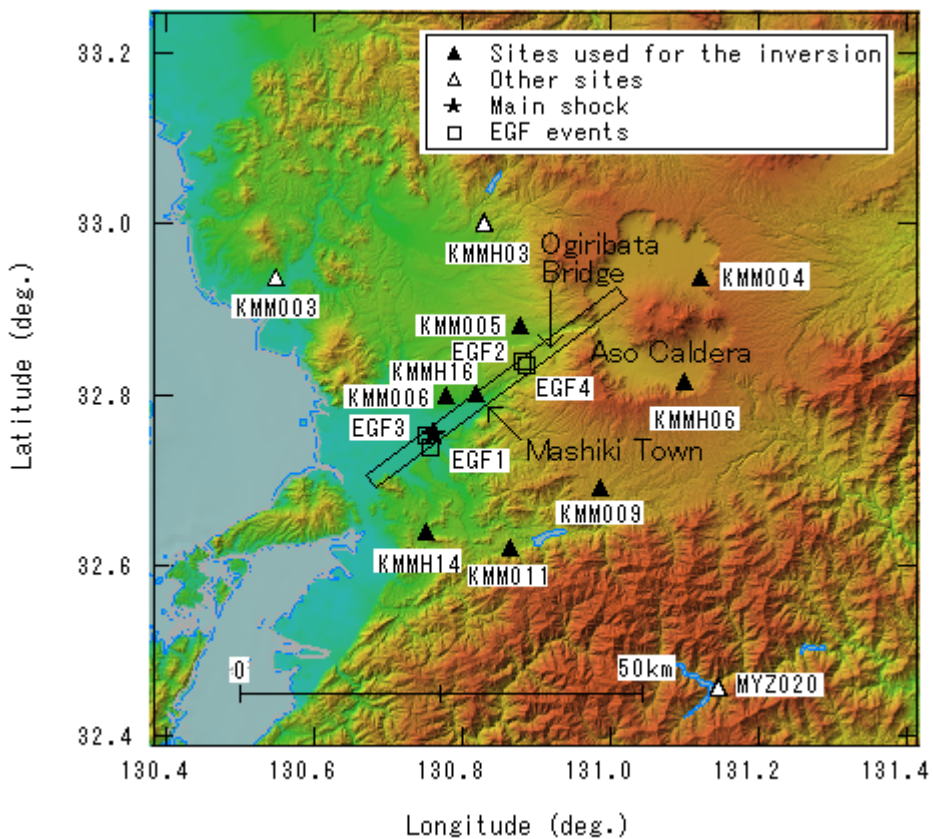


図-2.4 インバージョンで仮定した断層面と観測点の位置. ★は本震の震央 (気象庁), □は小地震の震央 (気象庁), ▲はインバージョンに用いた観測点をそれぞれ示す.

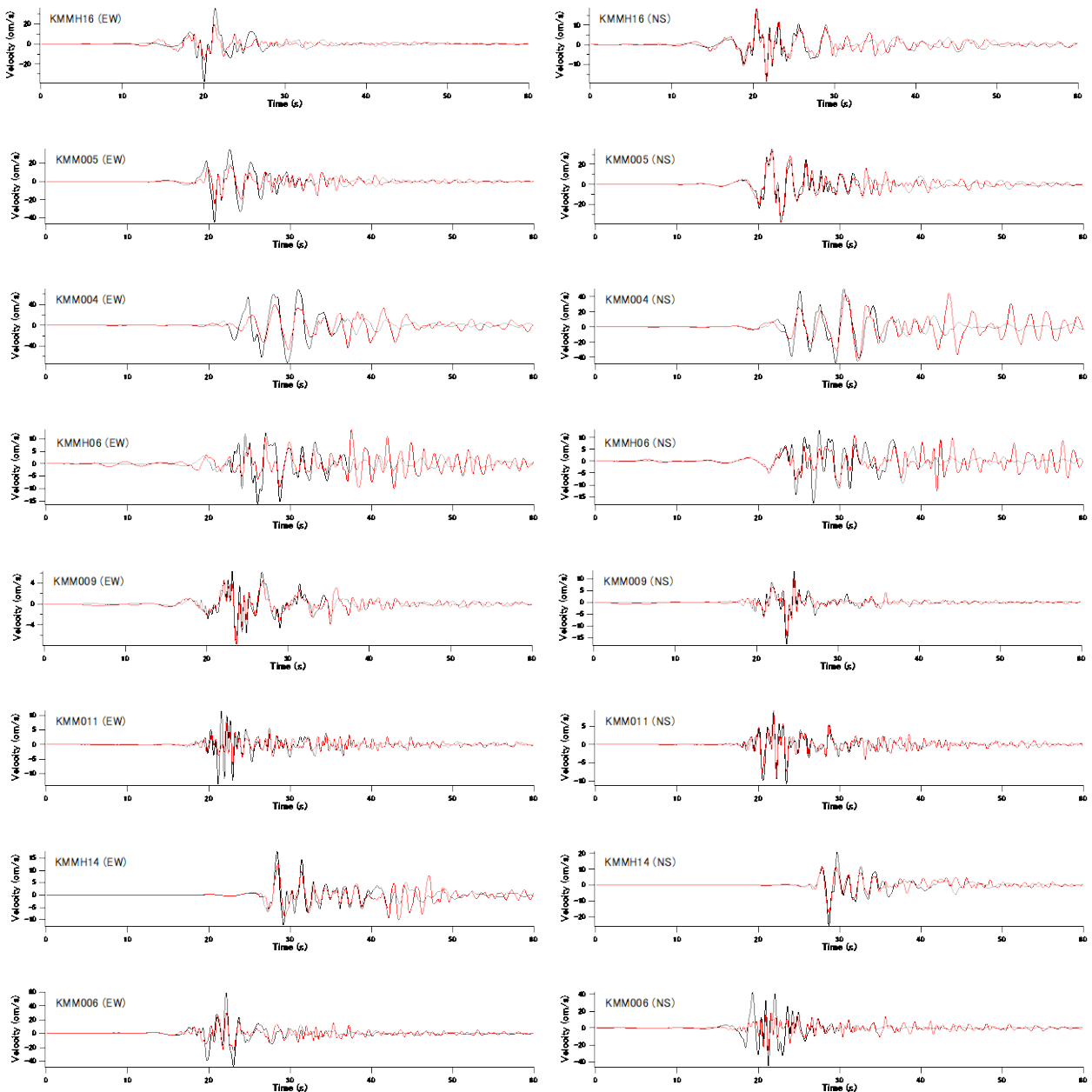


図-2.5 観測波と合成波の比較 (Case1). 縦軸：速度, 横軸：時間, 黒または灰色：観測波, 赤：合成波.

水平成層構造を仮定して推定された震源過程の信頼性は一般には高くないと考えられる。それに対し、本研究で採用している経験的グリーン関数による波形インバージョン手法は、地下構造が水平成層で近似できない場合にも適用可能である。特に本研究で対象としている熊本地震の震源域は、阿蘇カルデラの存在に代表されるように地下構造の不整形性が著しいため、経験的グリーン関数を用いることの利点は大きいと考えられる。

2.2 解析条件

2016年熊本地震(本震)の震源過程を推定するにあたり、対象周波数は0.2-2Hzとした。グリーン関数としては、本震とのメカニズム解(防災科学技術研究所のF-netによるもの; 福山他, 1998)の類似性の他、本震波形とのフーリエ位相特性の類似性を考慮し、表-2.1に示すEGF1とEGF2(前震と本震の間に生じている)の記録を併用するケースを基本とした(これをCase1とする)。しかし、小地震記録の選択が結果に及ぼす影響を調べるため、断層面上に割り当てられる小地震の組み合わせの異なるCase1-Case4の計4ケースを

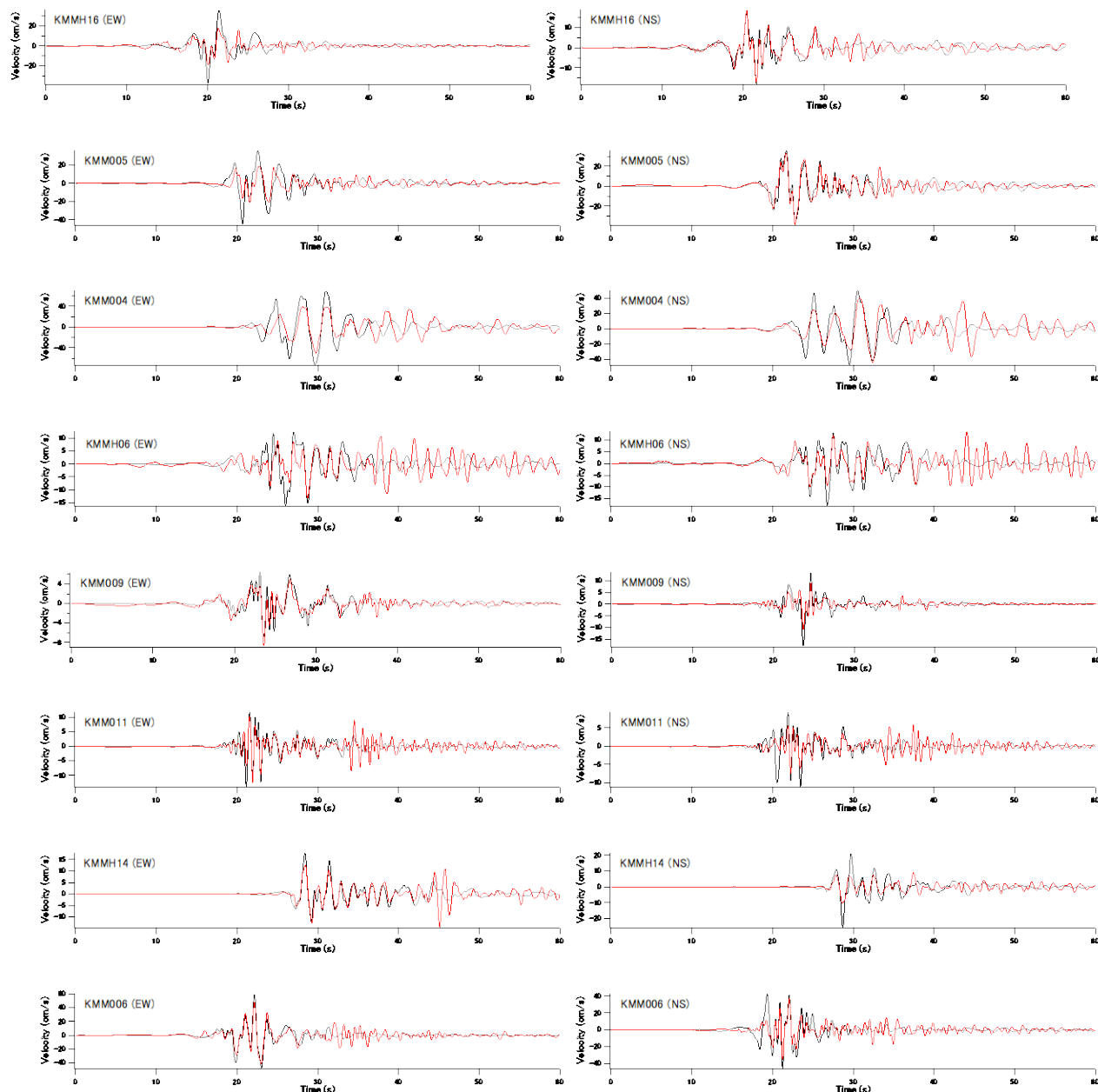


図-2.6 観測波と合成波の比較 (Case2). 縦軸：速度，横軸：時間，黒または灰色：観測波，赤：合成波。

試みた (表-2.2)。EGF3とEGF4についてはF-netによるメカニズム解は与えられていない。

用いるデータとしては，断層面上におけるすべりの時空間分布を効果的に拘束するため，震源断層に近い観測点を積極的に採用し，震源断層を取り囲むK-NET (Kinoshita, 1998) およびKiK-net (Aoi *et al.*, 2004) の8地点 (図-2.4) でのデータを用いた。KiK-net観測点では，表層地盤の非線形挙動の影響が相対的に小さいと考えられる地中の記録を用いることを原則とした。しかし，KMMH06については，地中の記録が0.2-2Hzの帯域で十分な精度を有していないと判断されたため，地表の記録を用いた。これらの地点に

おけるEW成分とNS成分の速度波形 (0.2-2Hzの帯域通過フィルタを適用した波形)，計16成分をインバージョンのターゲットとした。インバージョンには本震波形のS波を含む15秒間を用いた。

インバージョンで仮定した断層面の位置を図-2.4に示す。断層面は，気象庁による本震の震源 (北緯33.753°，東経130.762°，深さ12.0km) を含むように設定した。走向と傾斜のうち，傾斜についてはF-netによる本震のメカニズム解 (表-2.1) と一致するように84°とした。走向については，メカニズム解では226°であるが，本解析では地表地震断層の走向とより整合するように232°とした。長さは

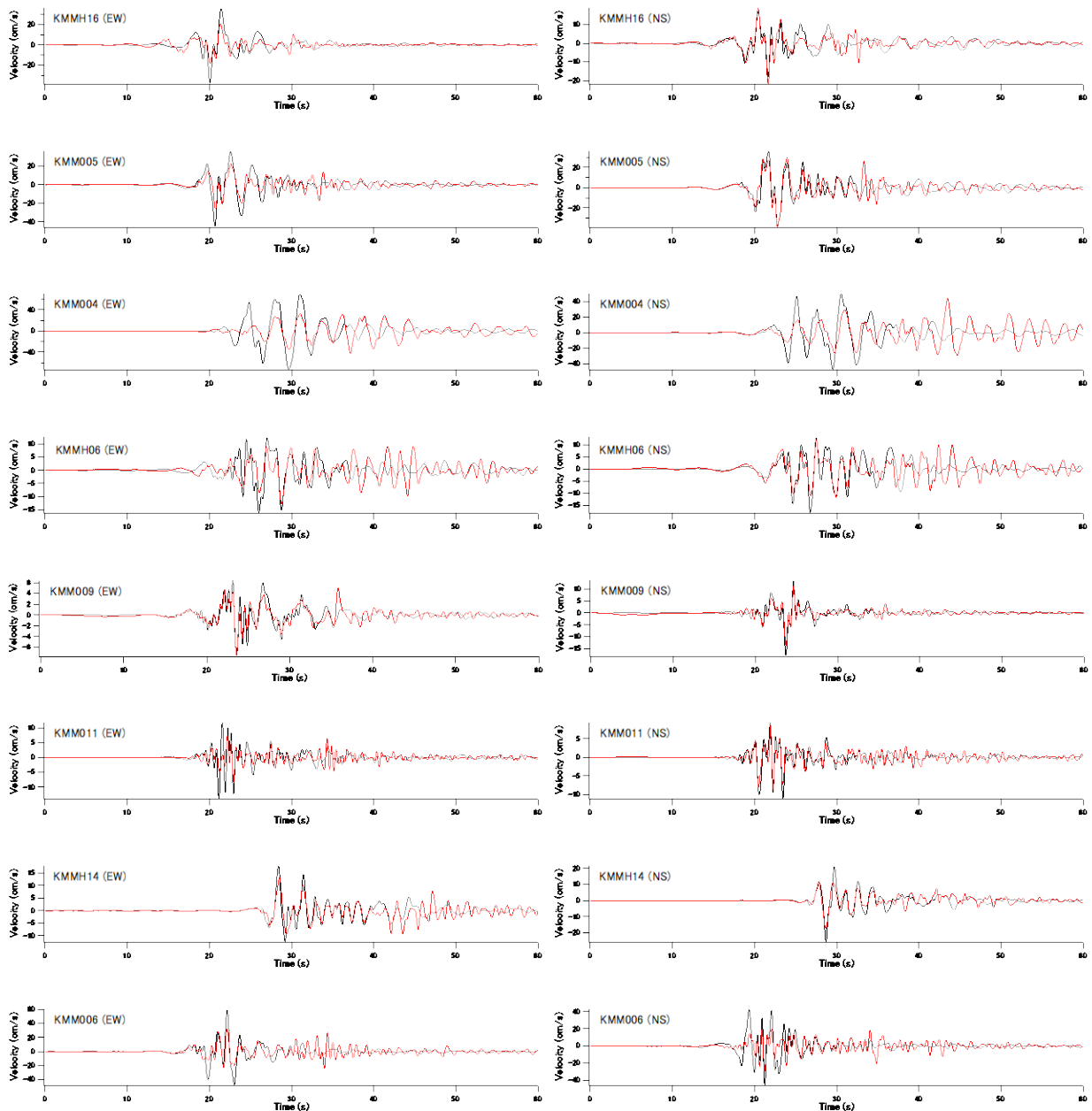


図-2.7 観測波と合成波の比較 (Case3). 縦軸：速度，横軸：時間，黒または灰色：観測波，赤：合成波。

40km，幅は20kmとした．断層面を西側部分（長さ16km）と東側部分（長さ24km）に分け，それぞれ別の小地震を割り当てた（表-2.2）．

インバージョンでは40km×20kmの断層を20×10の小断層に分割した．破壊フロントは，気象庁の破壊開始点から同心円状に拡大するものとした．その拡大速度については，Case1で様々な値を変えて解析を試みたところ，2.1km/sのときに最も残差が小さくなったため，以降の解析では2.1km/sに固定した．それぞれの小断層では破壊フロント通過後3.0秒間にモーメントの解放が生じると仮定し，0.25秒

毎のモーメント解放量を小地震のモーメントで除したものをインバージョンの未知数とした．この0.25秒の区間をタイムウインドウとよぶ．3.0秒間をカバーするため12のタイムウインドウを用いて解析を行った．

基盤のS波速度は3.55km/sとした．インバージョンには非負の最小自乗解を求めるためのサブルーチン（Lawson and Hanson, 1974）を用いた．また，すべりの時空間分布を滑らかにするための拘束条件を設けた．観測波と合成波を比較する際には記録のヘッダに記載された絶対時刻の情報を用いている．

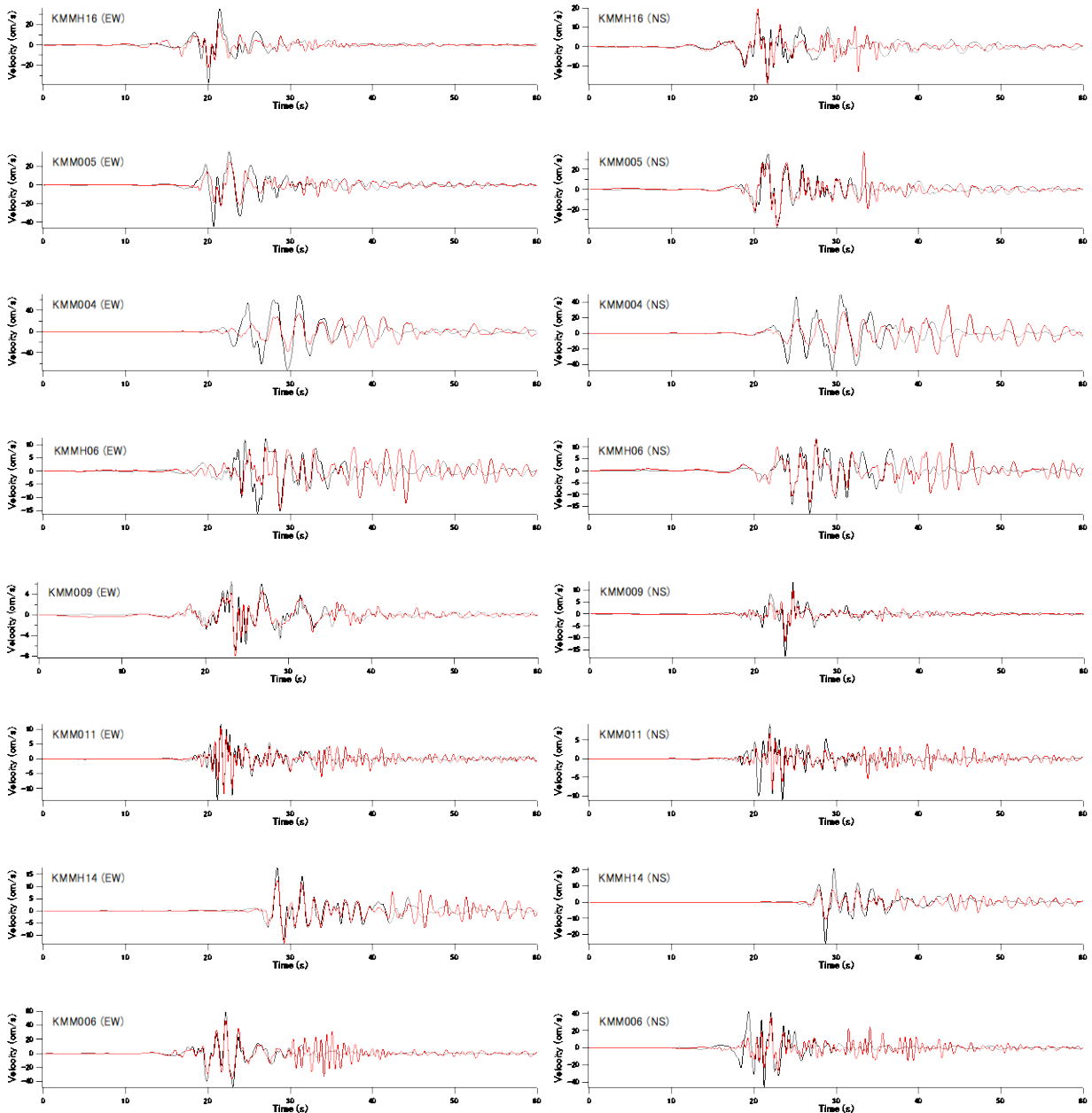


図-2.8 観測波と合成波の比較 (Case4). 縦軸：速度，横軸：時間，黒または灰色：観測波，赤：合成波。

2.3 解析結果

Case1について、インバージョンに用いた観測点(図-2.4の▲)における観測波(黒または灰色)と合成波(赤)の比較(0.2-2Hzの速度波形)を図-2.5に示す。これらの図において観測波を黒で示した部分がインバージョンに用いた区間(15秒間)である。多くの地点で観測波と合成波は良く一致している。KMMH16では、NS成分については20s付近のパルスも含めほぼ完全に再現されているが、EW成分は合成波の振幅が不足している。これは大地震と小地震との間のメカニズムの一致が完全ではないためと考えられる。同様にKMM011ではNS成分はほぼ完全に再現されて

いるがEW成分は過小評価されている。KMM006ではEW成分の波形の特徴は良く再現されているがNS成分は過小評価されている。

Case2, 3, 4について、観測波(黒または灰色)と合成波(赤)の比較(0.2-2Hzの速度波形)を図-2.6, 図-2.7, 図-2.8に示す。Case1と同様に基本的には多くの地点で観測波と合成波は良く一致している。断層面の西側部分にEGF3を用いたCase2とCase4では、KMM011のEW成分の結果は改善されたが、NS成分の結果はかえって悪くなった。このことは、EGF1とEGF3のいずれも、本震の断層面の西側部分とメカニズムが完全には一致していないことを示

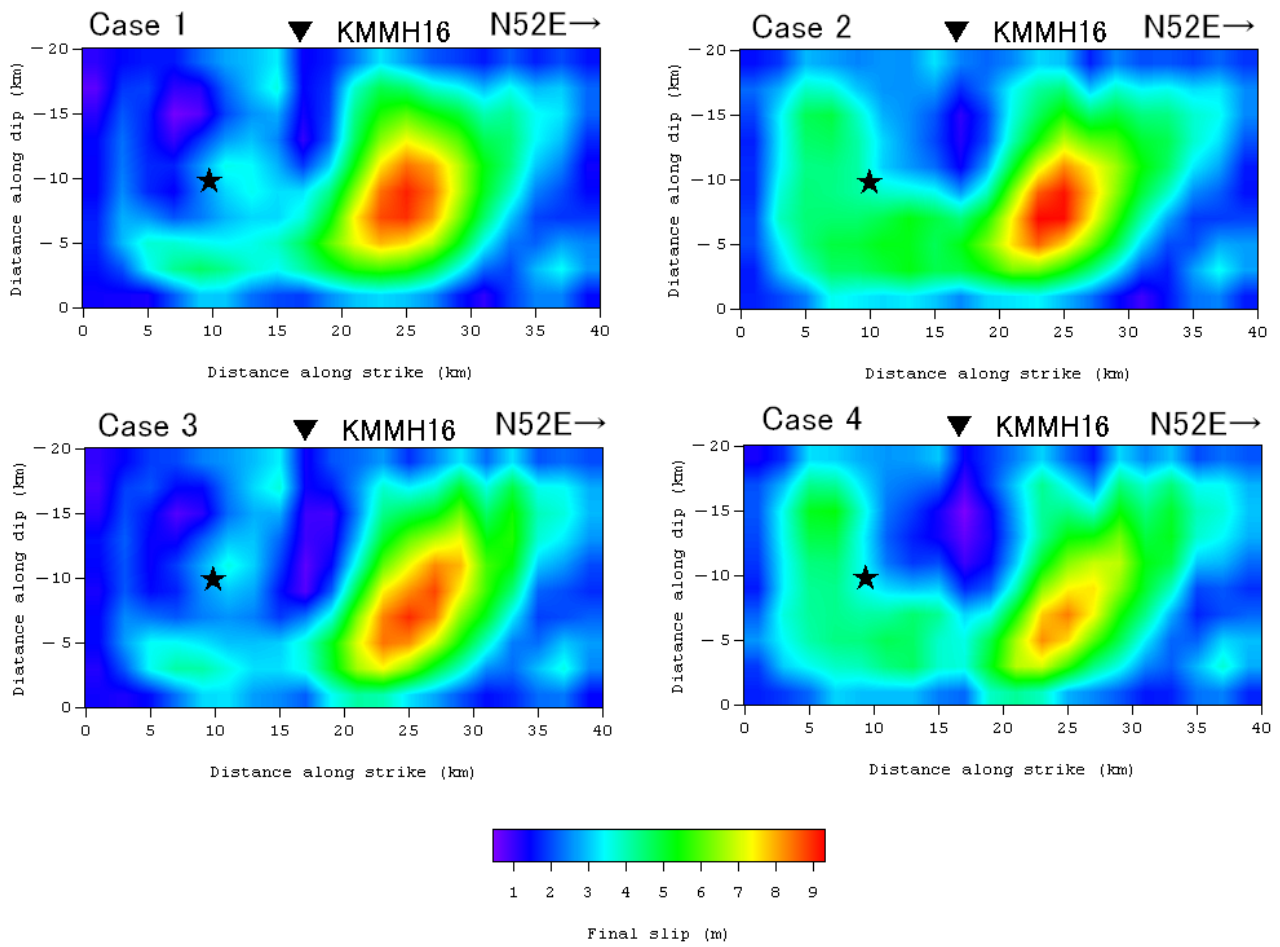


図-2.9 インバージョンの結果として得られた最終すべり量の分布

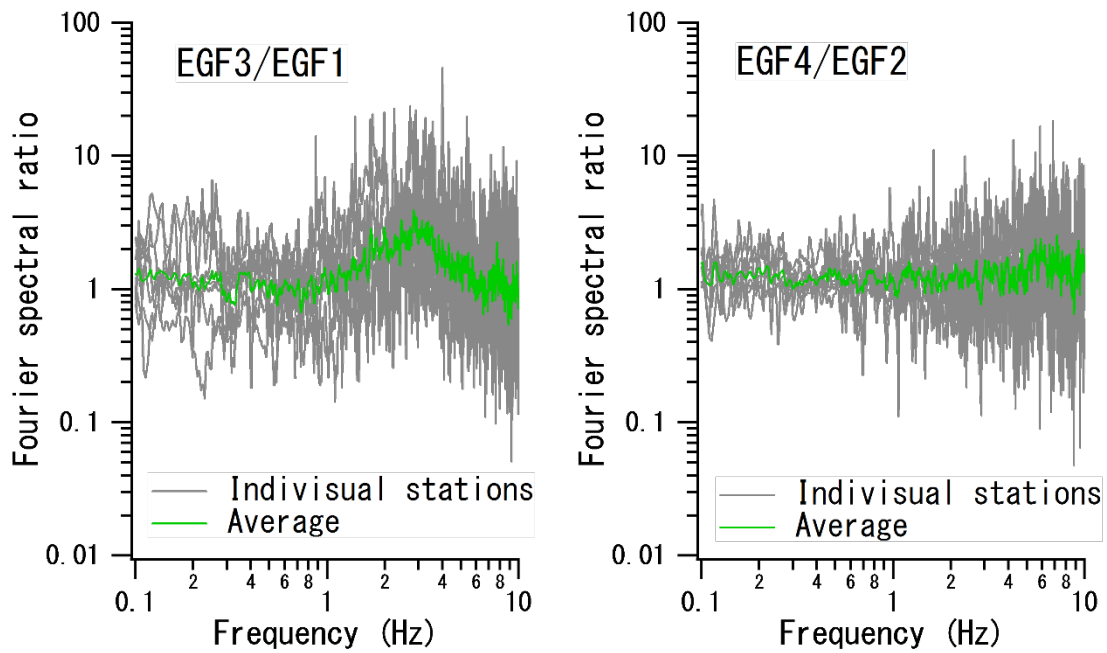


図-2.10 小地震間のスペクトル比

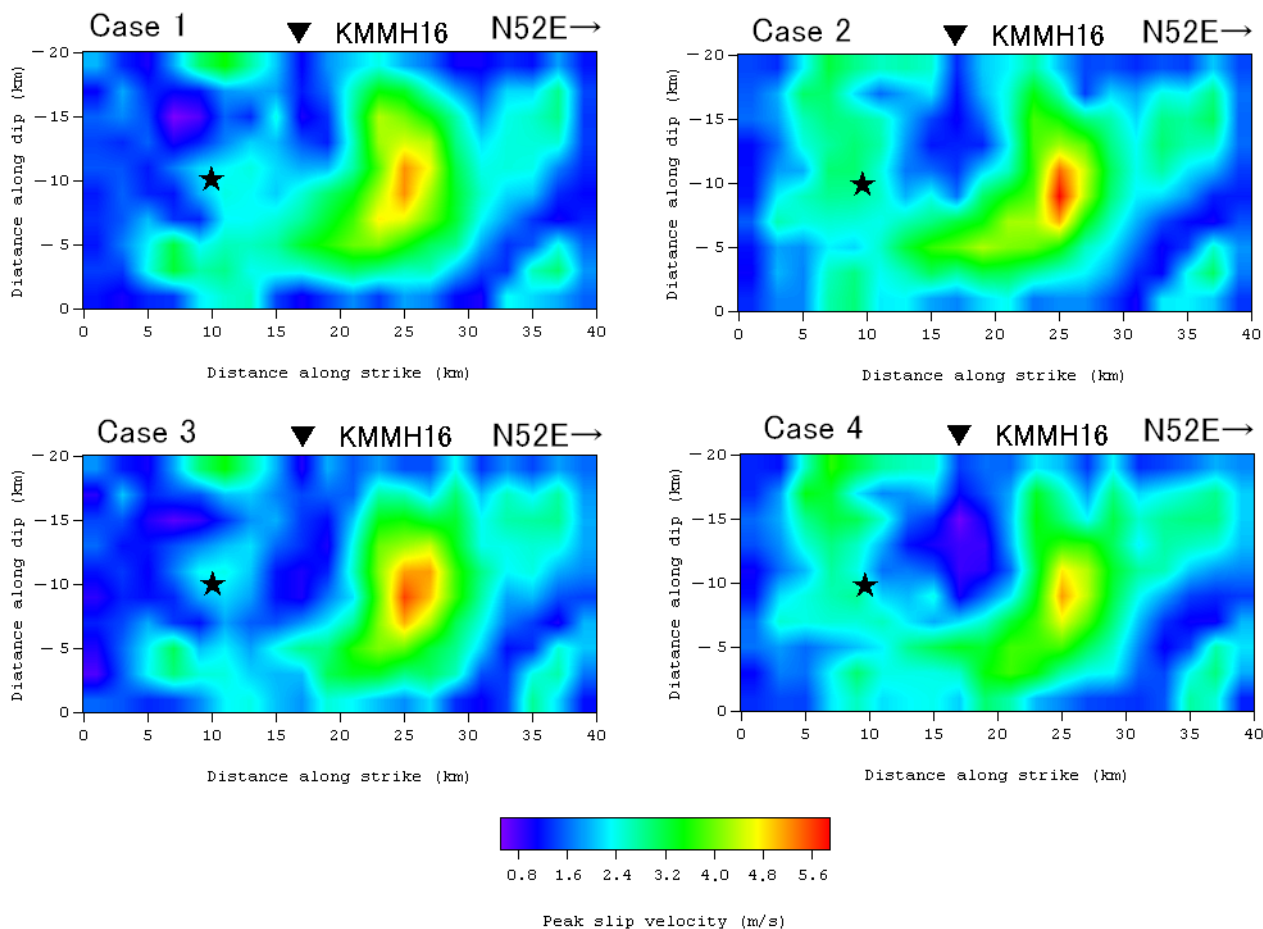


図-2.11 インバージョンの結果として得られた最大すべり速度の分布

すと考えられる。断層面の東側部分にEGF4を用いたCase3とCase4では、KMM004での結果は悪くなったが、KMMH06での結果は改善された。

観測波と合成波の一致度を示す指標として、式(2.2)で定義されるVRを求めたところ、VRの全観測点に対する平均値は、Case1, Case2, Case3, Case4のそれぞれに対し、62.4%, 65.8%, 61.4%, 63.9%となった。これらの数字は2Hzまでを対象とした波形インバージョンの結果としては良好であると考えられる。

$$VR(\%) = \left\{ 1 - \frac{\int (s(t) - o(t))^2}{\int |o(t)|^2} \right\} \times 100 \quad (2.2)$$

ここに $s(t)$ は合成波、 $o(t)$ は観測波である。積分区間はインバージョンに用いた区間と一致させた。

図-2.9にインバージョンの結果として得られた最終すべり量の分布を示す(南東側から見た図を示している)。★は破壊開始点を示す。すべり量の絶対値は、小地震の地震

モーメントを利用して求めた。EGF1とEGF2についてはF-netによる値を用いた(EGF1が 3.86×10^{15} Nm, EGF2が 1.92×10^{15} Nm)。EGF3については、F-netによる地震モーメントは得られていないが、解析に用いた8地点においてEGF1に対するフーリエスペクトル比を求めたところ、その対数平均が低周波側でほぼ1となったため(図-2.10左)、EGF3とEGF1の地震モーメントは等しいとした。同様に、EGF4については、F-netによる地震モーメントは得られていないが、解析に用いた8地点においてEGF2に対するフーリエスペクトル比を求めたところ、その対数平均が低周波側でほぼ1となったため(図-2.10右)、EGF4とEGF2の地震モーメントは等しいとした。図-2.9に示すように、小地震記録の選択が最終すべり量分布の推定結果に及ぼす影響は基本的に小さいと言える。いずれの結果においても、破壊開始点より15kmほど北東側に著しくすべり量の大きい箇所があり、その位置はケース間でほとんど変わらない。

図-2.11にインバージョンの結果として得られた最大すべり速度の分布を示す(南東側から見た図を示している)。★は破壊開始点を示す。各小断層における最大すべり速度

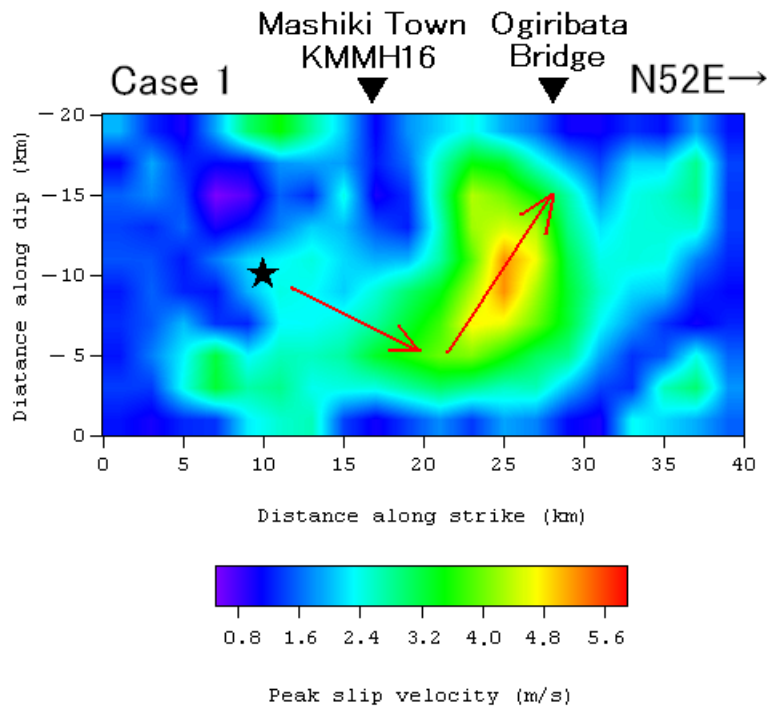


図-2.12 破壊の進展を示す図

は、各タイムウインドウにおけるすべり量を時間幅で割り、12のタイムウインドウに対する最大値を求めたものである。したがってこの値はタイムウインドウの時間幅（0.25秒）における平均値であり、真の最大すべり速度には対応しない。図-2.11に示すように、小地震記録の選択が最大すべり速度分布の推定結果に及ぼす影響は基本的に小さいと言える。いずれの結果においても、破壊開始点より15kmほど北東側に最大すべり速度の大きい箇所があり、その位置はケース間でほとんど変わらない。

ここで得られた結果をもとに、震源断層の破壊過程と震源近傍の強震動の関係を議論してみると、まず、インバージョン結果は明らかに破壊開始点よりも15kmほど北東側にすべり量とすべり速度の大きい領域が存在していたことを示している。この領域を仮に「アスペリティ」と呼ぶ。いずれの解析ケースにおいても、破壊は図-2.12に矢印で示すようにまずは深部に進み、その後、破壊は向きを変えて浅部に向かいアスペリティを横切ったと推定される。断層面の西側のすべり分布は小地震の選択に依存する部分もあるが、いずれにしても、破壊開始点とKMMH16(益城)を結ぶ線上ではすべり量、すべり速度とも小さかったと推定される。すなわち破壊開始点とKMMH16(益城)を結ぶ線上にはアスペリティは無かったと推定される。よって、益城町におけるパルス状の大振幅地震動は、アスペリティの破壊のフォワード側で生じたと解釈することには無理

がある。すなわち、兵庫県南部地震の際に神戸市内で観測されたパルス状の大振幅地震動と同じように解釈することはできないと考えられる。震源断層の破壊過程に関して言えば、益城の地震動は”worst case scenario”とは言えないものである。一方、破壊開始点の15kmほど北東側の「アスペリティ」の破壊はフォワード側に大振幅地震動をもたらしたはずである。この地域における道路橋の大被害(国土技術政策総合研究所・国立研究開発法人土木研究所, 2017)は「アスペリティ」の破壊と無関係ではないであろう。

本研究の結果を、同じ地震を対象とした別の波形インバージョン結果と比較すると、整合する部分と整合しない部分があるが、例えばAsano and Iwata (2016)の結果と比較すると、大きなすべりが生じている箇所などの点で、両者の結果は互いに類似している。使用したグリーン関数は、本研究は経験的グリーン関数で、Asano and Iwata (2016)の解析は水平成層構造の理論的グリーン関数である。また、使用した観測点も両者で全く異なる。それにも関わらず、両者が類似した結果に至っていることから、これらの震源モデルにより震源過程の重要な部分は捉えられていると考えている。

3. 本震の特性化震源モデル

3.1 特性化震源モデルの作成手順

2. で求めた波形インバージョンによるすべり量分布を参考に、地震動の事後推定に適した特性化震源モデルを作成する。

特性化震源モデルとは、断層面上に一つまたは複数の長方形のアスペリティを置いたモデルである。ここで、2. の波形インバージョンで得られた震源モデルよりも特性化震源モデルの方が地震動の事後推定に適しているのは次の二つの理由による。

- ①波形インバージョンによって得られた震源モデルによる計算結果は、波形インバージョンの対象とした周波数帯域の外側では急激に精度が低下することが一般的である。
- ②波形インバージョンによって得られた震源モデルは特定の小地震に対して特化しており、別の小地震を用いる場合は震源モデルを作り直さなければいけないため、任意の地点での地震動の事後推定には不向きである。

特性化震源モデルの具体的な作成手順としては、すべり量が大きいと考えられる部分に長方形のアスペリティを配置し、構造物に対して影響の大きい周波数帯域における速度波形の再現性に特に注意しながら、アスペリティのサイズと地震モーメントを調整することにより、特性化震源モデルの作成を行う。その際、高周波成分を含むフーリエスペクトルの再現性にも注意する。

上記の作業を行うにあたり、与えられた震源モデルに対して、強震観測地点における波形を計算することが必要である。本研究ではそのために経験的サイト増幅・位相特性を考慮した強震波形計算手法（古和田他，1998；野津・菅野，2008；野津他，2009）を用いる。ここではこの方法を修正経験的グリーン関数法という。この方法では、まず、小規模な地震による対象地点での地震動（グリーン関数と呼ぶ）を計算し、これを経験的グリーン関数法と同様の方法（入倉他，1997）で重ね合わせることにより、大地震による揺れを計算する。統計的グリーン関数法の一種とみなすことのできる方法であるが、グリーン関数のフーリエ振幅を決める際に経験的サイト増幅特性を考慮し、さらに、対象地点で観測されている中小地震のフーリエ位相をグリーン関数のフーリエ位相として用いる点が特徴である。

手法の詳細は以下の通りである。まず、地震基盤位置における小地震の振幅スペクトル $A(f)$ は次式で与えられる。

$$A(f) = CM_0 S(f, f_c) \frac{\exp(-\pi f R / Q_s \beta)}{R} \quad (3.1)$$

ここで、 M_0 は小地震の地震モーメント、 R は小地震から対象地点までの距離(km)、 Q_s は地震基盤におけるS波のQ値、 β はS波速度である。定数 C は次式で与えられる。

$$C = \frac{R_{\theta\phi} \cdot FS \cdot PRITIN}{4\pi\rho\beta^3} \quad (3.2)$$

ここに $R_{\theta\phi}$ はラディエーションパターン係数、 FS は自由表面の影響による増幅(=2)、 $PRITIN$ は水平2成分の振幅比を表す係数(水平2成分の自乗和は1)、 ρ は地震基盤の密度である。熊本地震を対象とした以下の解析では $\rho=2.7\text{t/m}^3$ 、 $\beta=3.5\text{km/s}$ とした。また $R_{\theta\phi}$ は全方位の平均値である0.63を用い、 $PRITIN$ については、本研究では観測記録を説明するような震源モデルの構築を目的としているため、水平2成分の自乗和が1であるという拘束条件の下、できるだけ観測記録を説明するような値を設定した。なお、 Q_s 値は既往の研究（加藤，2001）に基づき $Q_s=104 \times f^{0.63}$ とした。

式(3.1)の震源スペクトル S は次式で与えられる。

$$S(f, f_c) = \frac{(2\pi f)^2}{1 + (f/f_c)^2} \quad (3.3)$$

ここに f_c は小地震のコーナー周波数でBrune（1970，1971）の式により推定される。

以上の手続きにより、震源特性、伝播経路特性を考慮した地震基盤位置でのグリーン関数のフーリエ振幅が推定されるので、これにサイト増幅特性を掛け合わせることで、対象地点の地表におけるグリーン関数のフーリエ振幅が得られる。グリーン関数のフーリエ位相としては、対象地点において観測されている中小地震のフーリエ位相を用いる。これにより対象地点におけるサイト増幅特性・位相特性を反映したグリーン関数の時刻歴波形が得られる。このとき、対象地点において複数の中小地震記録が利用できる場合は、できるだけ対象としている大地震（さらには大地震の断層面上で観測点に対して影響の大きい部分）の付近で発生した中小地震の位相特性を用いることが望ましい。最後に、これを経験的グリーン関数法と同様の方法（入倉他，1997）で重ね合わせることにより、大地震に対応した時刻歴波形が得られる。

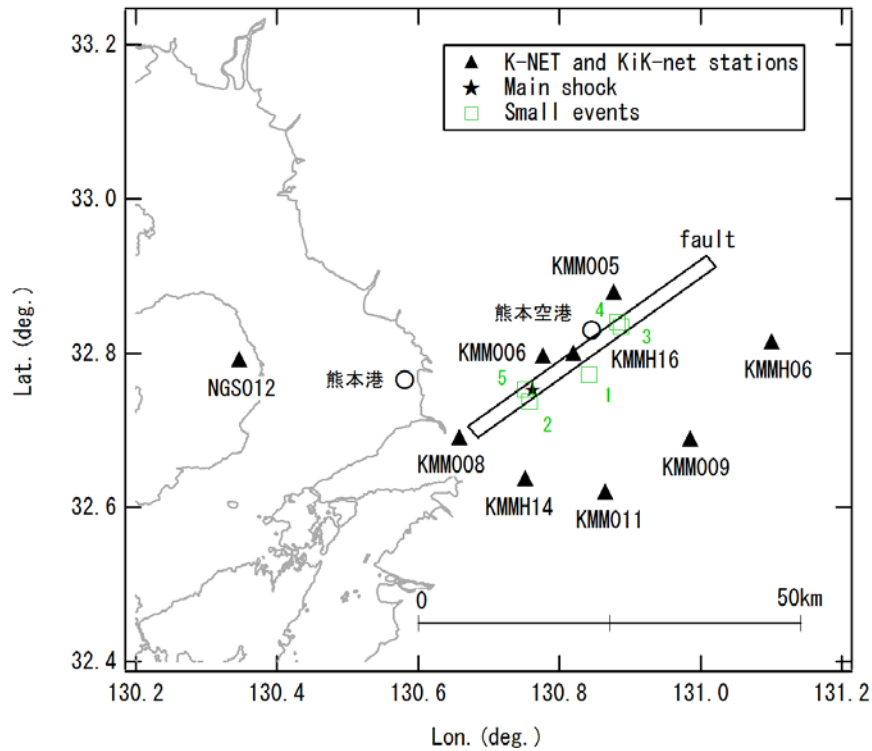


図-3.1 震源断層と解析対象地点の位置関係。★は本震の震央（気象庁）、□は小地震の震央（気象庁）、▲は解析対象地点をそれぞれ示す。

表-3.1 位相特性の評価に用いた中小地震

	中小地震	選定理由
KMMH16	2016/04/15 00:50	アスペリティ 1,2 の付近で発生した地震
KMM005	2016/04/15 15:27	アスペリティ 3 の付近で発生した地震
KMMH06	2016/04/15 07:29	アスペリティ 3 の付近で発生した地震
KMM009	2016/04/15 15:27	アスペリティ 3 の付近で発生した地震
KMM011	2016/04/14 22:19	位相特性の良い記録
KMMH14	2016/04/15 00:50	アスペリティ 1,2 の付近で発生した地震
KMM006	2016/04/16 04:51	アスペリティ 1,2 の付近で発生した地震
KMM008	2016/04/15 00:50	アスペリティ 1,2 の付近で発生した地震
NGS012	2016/04/16 04:51	アスペリティ 1,2 の付近で発生した地震

表-3.2 本震と解析に用いた中小地震のパラメタ（*気象庁による）

	時刻*	北緯*	東経*	深さ*(km)	M _J *
本震	2016/04/16 01:25	32.753	130.762	12.0	7.3
中小地震1	2016/04/14 22:19	32.772	130.842	9.0	3.6
中小地震2	2016/04/15 00:50	32.737	130.758	13.0	4.2
中小地震3	2016/04/15 07:29	32.835	130.887	12.0	4.2
中小地震4	2016/04/15 15:27	32.840	130.882	12.0	4.2
中小地震5	2016/04/16 04:51	32.753	130.752	14.0	4.3

3.2 使用したデータ

この地震の震源域周辺を概略的に図-3.1に示す。図-3.1に示す長方形は波形インバージョンで用いられた断層面（長さ40km，幅20km，走向232°，傾斜角84°）を地表面

に投影したものである。波形インバージョンの結果によると，気象庁発表の震源（破壊開始点，図-3.1の★印）よりも15kmほど北東側に特にすべりとすべり速度の大きい領域（本章ではアスペリティ3と呼ぶ）が存在していたと考

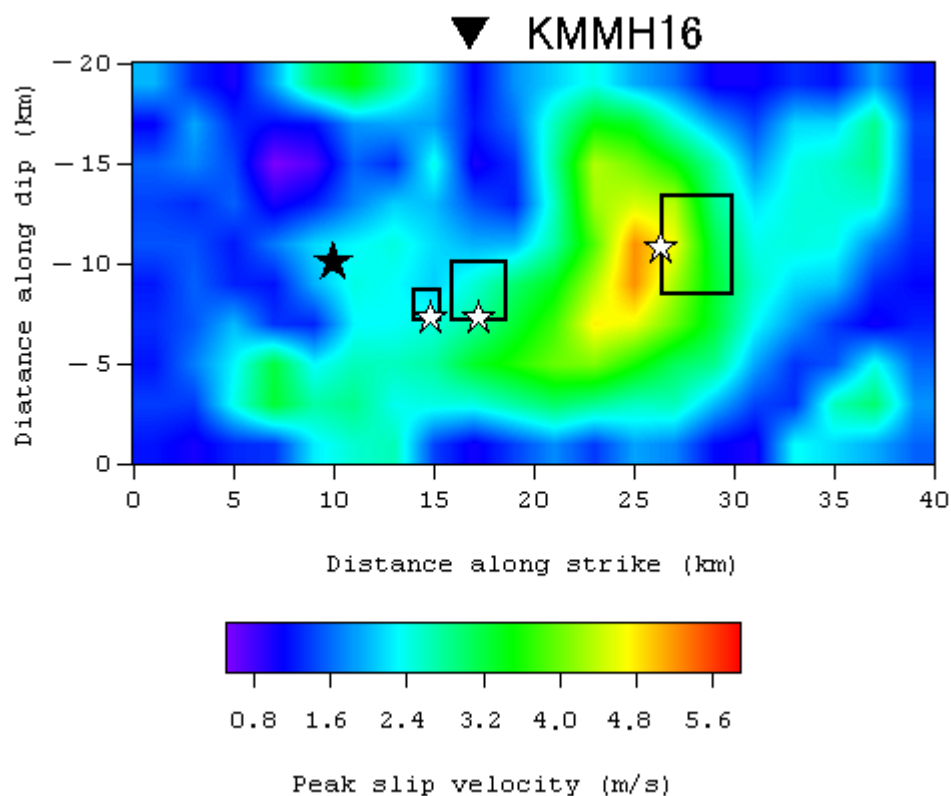


図-3.2 2016年熊本地震の本震の特性化震源モデル

表-3.3 2016年熊本地震の本震の特性化震源モデルのパラメタ

	アスペリティ1	アスペリティ2	アスペリティ3
破壊開始点東経 (deg)	130.802	130.823	130.898
破壊開始点北緯 (deg)	32.783	32.797	32.841
破壊開始点深さ (km)	15.0	15.0	11.0
長さ (km) × 幅 (km)	1.5×1.5	3.0×3.0	4.0×5.0
M ₀ (Nm)	0.10E+18	0.25E+18	2.5E+18
相対破壊開始時刻 (s)	0.0	0.9	4.1
破壊伝播速度 (km/s)	2.8	2.8	2.8
ライズタイム (s)	0.13	0.27	1.00
分割数	5×5×5	5×5×5	10×10×10

表-3.4 各地点で用いた非線形パラメタ（—は非線形パラメタを使用していないことを示す）

	v_1	v_2	備考
KMMH16	1.00	0.010	
KMM005	—	—	
KMMH06	0.95	0.030	
KMM009	0.75	0.010	アスペリティ1, 2からの地震動のみに適用
KMM011	—	—	
KMMH14	0.85	0.050	
KMM006	1.00	0.010	
KMM008	0.92	0.005	
NGS012	—	—	

えられる。この地震の際、震源近傍の益城町（図-3.1のKMMH16など）では、周期1秒程度の成分の著しく卓越した地震動が観測され（図-1.1）、この地震動が甚大な被害をもたらしたと考えられる。しかしながら、破壊開始点と益城町および上記のアスペリティ3との位置関係から判断すると、益城町での地震動に対して最も支配的となったのがアスペリティ3の破壊であるとは考えられない。一方、震源断層周辺にはアスペリティ3の破壊の影響を受けた地点も多く存在していたと考えられる。すなわち、震源付近の地震動は震源断層との位置関係に応じて大きく異なっていたと考えられるため、強震記録の得られていない地点の地震動を事後推定するためには、震源断層との位置関係、とりわけアスペリティとの位置関係を考慮することが重要と考えられる。

そこで、震源周辺で強震記録の得られている地点での地震動を説明できるような特性化震源モデルを構築することをここでは試みた。着目した地点は、図-3.1に示す9地点である。ここで、熊本空港はKMMH16とKMM005に挟まれるような位置にあるため、これらの地点における地震動の再現性には特に注意を払った。また、NGS012（K-NET島原）を対象としたのは、震源から見て熊本港とほぼ同一の方向にあるためである。

本検討の対象地域においては、既往の研究（野津・長尾，2005）でスペクトルインバージョンによるサイト増幅特性の評価が行われており、今回はこれを用いた。ただし、KMM006については、サイト増幅特性の評価が行われた時期の後に移設されているため、再評価を行ったサイト増幅特性（Nagasaka and Nozu, 2017）を用いた。また、KMMH16についても、新しいデータに基づいて再評価を行ったサイト増幅特性（Nagasaka and Nozu, 2017）を用いた。ただし、いずれの場合も新旧のサイト増幅特性には決定的な違いは見られなかった。

位相特性の評価に用いた中小地震を表-3.1に示す。また選定理由を表-3.1に示している。基本的には、対象地点に対して最も影響を与えたと考えられるアスペリティ（例えばKMM005に対してはアスペリティ3）の近くで発生した中小地震を選択し、その位相特性が本震の位相特性と類似していることを確認した上で用いている。これらの中小地震の震源パラメタを本震の震源パラメタとともに表-3.2に示す。また、これらの中小地震の震央を本震の震央とともに図-3.1に示す。

3.3 特性化震源モデルの作成結果

作成した特性化震源モデルを図-3.2に示す。アスペリティは、波形インバージョンの結果を参考に、破壊開始点よりも5kmほど北東側にアスペリティ1とアスペリティ2を、破壊開始点よりも15kmほど北東側にアスペリティ3をそれぞれ置いた。各アスペリティのパラメタを表-3.3に示す。各アスペリティの破壊は図-3.2に示すアスペリティ毎の破壊開始点（☆）から同心円状に拡大するものとした。レイズタイムについては、基本的にアスペリティの幅と破壊伝播速度から片岡他（2003）の式で算定される値としたが、アスペリティ3についてはそれよりも大きい値とした。

地震動を計算するにあたり、多重非線形効果を考慮する方法（野津・盛川，2003；野津・菅野，2008）を用いた。その際必要となるパラメタである v_1 と v_2 は表-3.4のように設定した。 v_1 はサイト増幅特性のピーク周波数と観測スペクトルのピーク周波数とのずれに基づいて設定し、 v_2 は地震動の振幅、特に後続位相の振幅が妥当なものとなるように設定した。図-3.3に各地点での速度波形（0.2-2Hz）の再現結果を示す。図-3.4に各地点でのフーリエスペクトル（水平2成分の自乗平方根、バンド幅0.05HzのParzenウィンドウを適用）の再現結果を示す。各地点における速度波形とフーリエスペクトルは概ね良好に再現さ

れている。

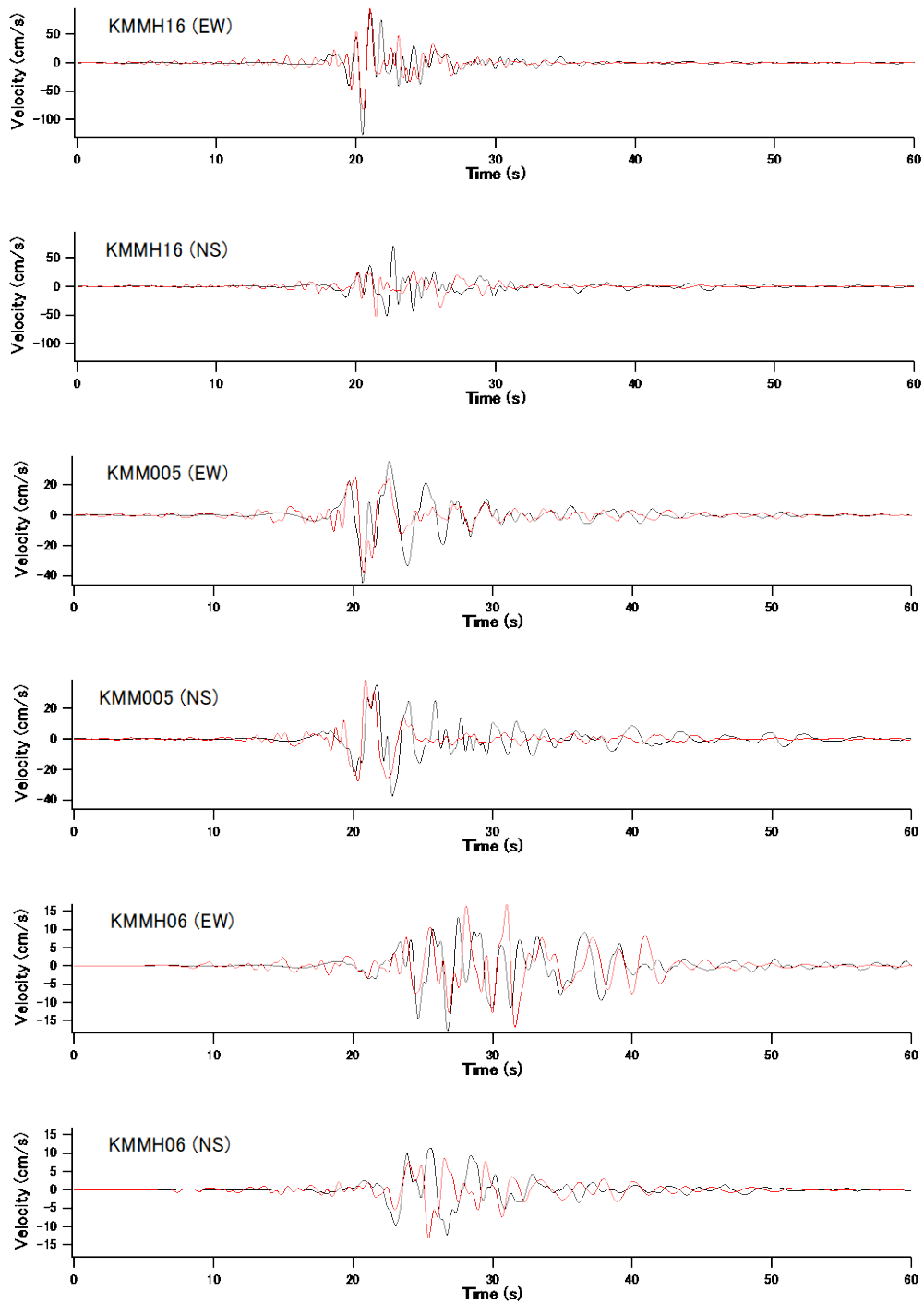


図-3.3 各地点での速度波形 (0.2-2Hz) の再現結果. 縦軸: 速度, 横軸: 時間, 黒: 観測結果, 灰色: 計算結果.

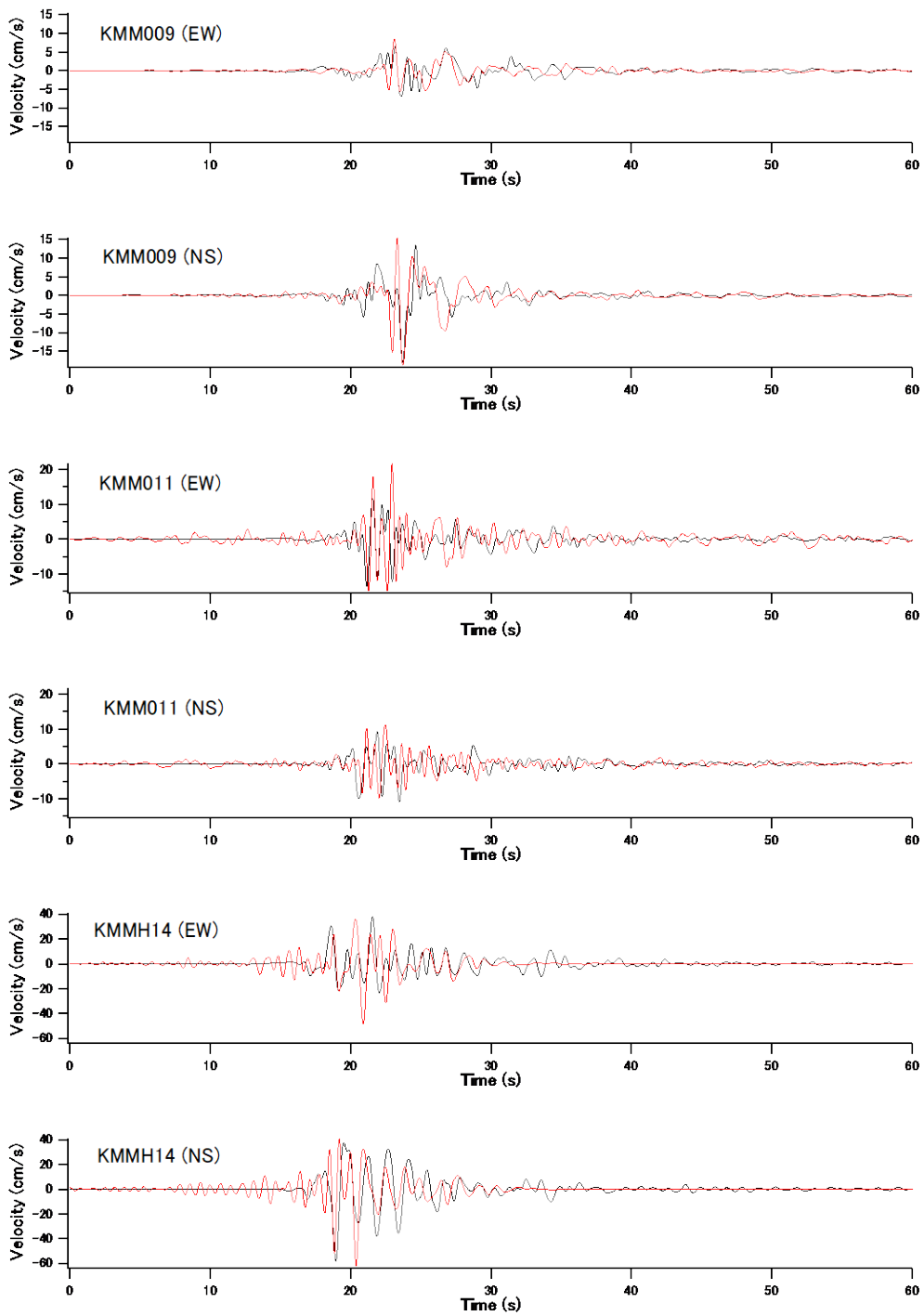


図-3.3 (つづき)

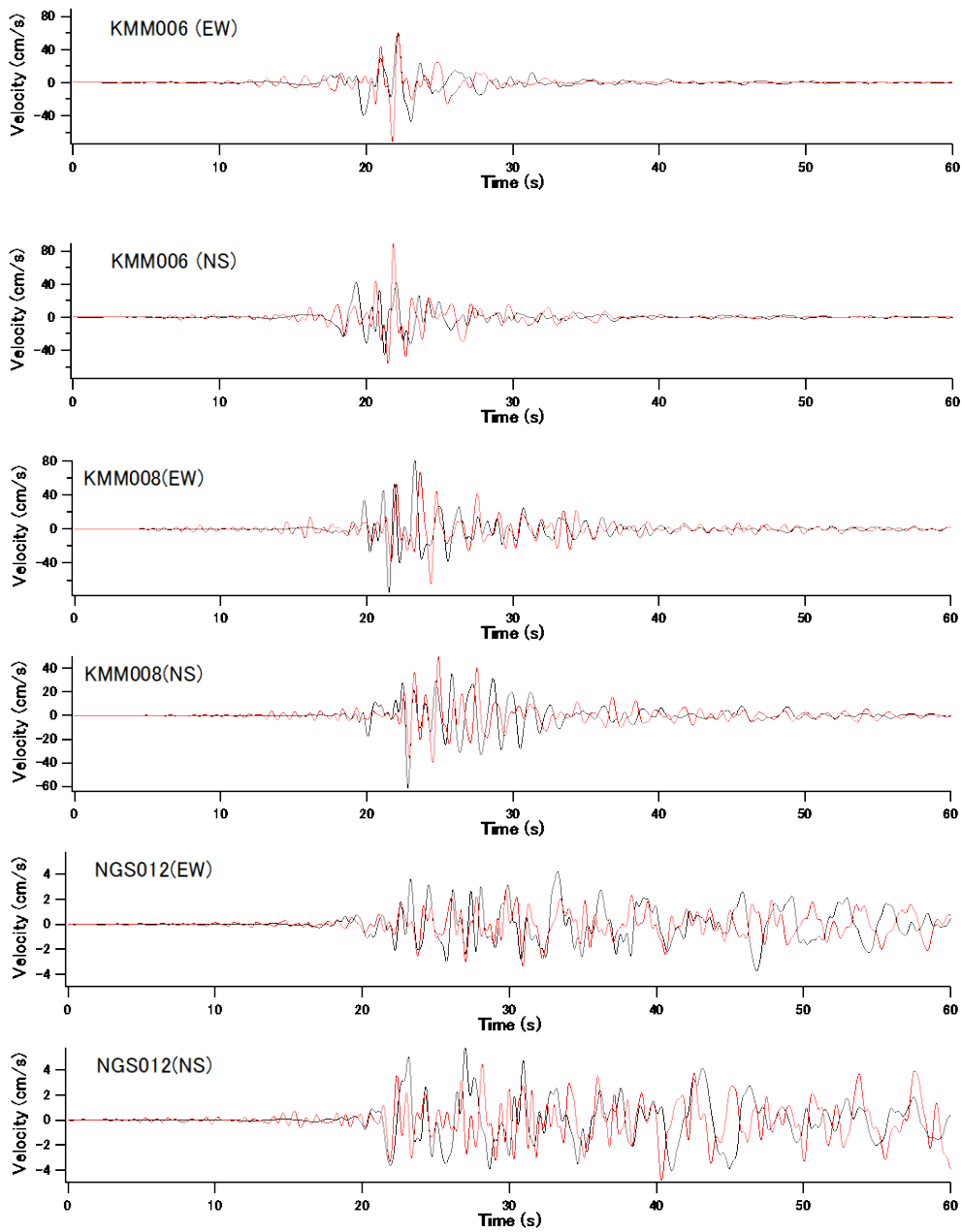


図-3.3 (つづき)

特に、熊本空港を挟む位置にある KMMH16 と KMM005 では、KMMH16 における水平 2 成分の小さい方である NS 成分を除けば、波形の振幅や経時特性がうまく再現されている。また、熊本港と同一の方向にあたる NGS012 においても、波形の振幅や経時特性はうまく再現されている。したがって、ここで作成された震源モデルは熊本港と熊本空港における地震動の事後推定に適していると考えられる。

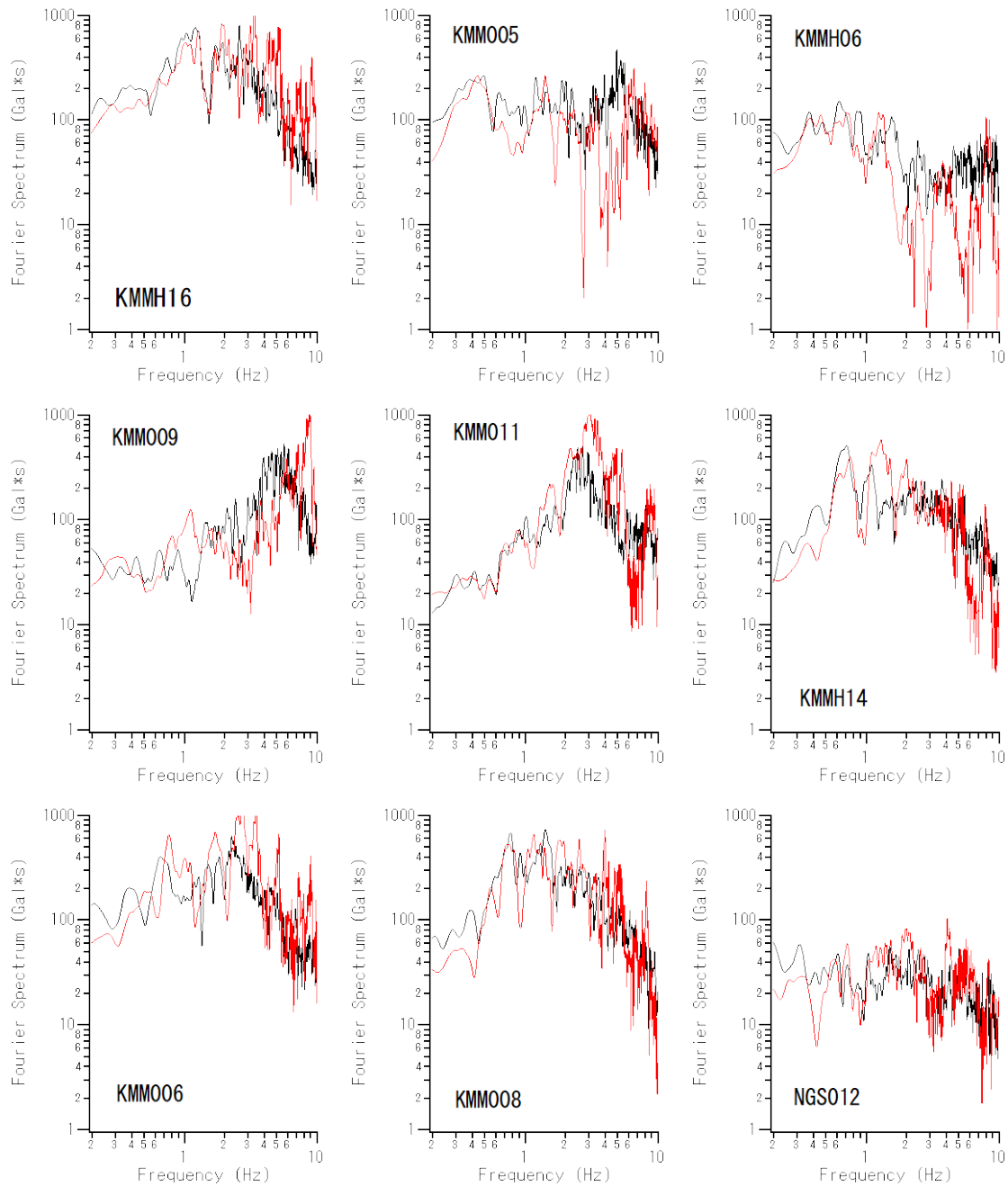


図-3.4 各地点でのフーリエスペクトル（水平2成分の自乗和平方根、バンド幅0.05HzのParzenウィンドウを適用）の再現結果。縦軸：フーリエスペクトル，横軸：周波数，黒：観測結果，灰色：計算結果。

4. 前震の震源過程の推定

4.1 震源過程の推定手法

前震の震源過程の推定に用いた手法は本震の震源過程の推定に用いた手法（2.1参照）と同様である。

4.2 解析条件

2016年熊本地震（前震）の震源過程を推定するにあたり、対象周波数は0.2-2Hzとした。グリーン関数としては、前震

とのメカニズム（防災科学技術研究所のF-netによるもの）の類似性の他、前震波形とのフーリエ位相特性の類似性を考慮し、表-4.1に示すEGF1の記録を用いた。

本震の震源過程の推定（2.）に用いたのと同じ図-4.1に示す8地点でのデータを用いた。これらの地点は、断層面上におけるすべりの時空間分布を効果的に拘束するため、震源断層に近い観測点を積極的に採用したものである。KiK-net観測点では、表層地盤の非線形挙動の影響が相対的に小さいと考えられる地中の記録を用いることを原則とした。

表-4.1 前震と解析に用いた小地震のパラメタ

	時刻*	北緯*	東経*	深さ* (km)	M_J *	走向** (°)	傾斜** (°)	すべり角** (°)
前震	2016/04/14 21:26:34.4	32.742	130.808	11	6.5	212	89	-164
EGF1	2016/04/15 00:50:31.4	32.737	130.758	13	4.2	209	70	177

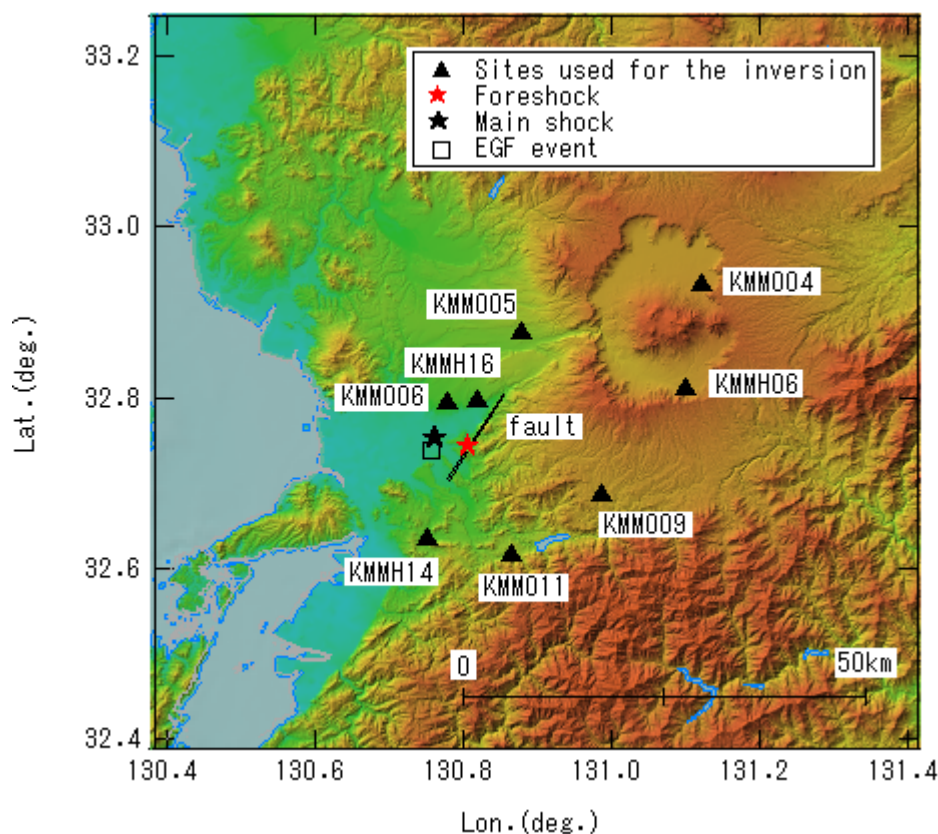


図-4.1 インバージョンで仮定した断層面と観測点の位置. ★は前震の震央 (気象庁), ★は本震の震央 (気象庁), □は小地震の震央 (気象庁), ▲はインバージョンに用いた観測点をそれぞれ示す.

しかし、KKMH06については、EGF1の地中の記録が0.2-2Hzの帯域で十分な精度を有していないと判断されたため、地表の記録を用いた。これらの地点におけるEW成分とNS成分の速度波形（0.2-2Hzの帯域通過フィルタを適用した波形）、計16成分をインバージョンのターゲットとした。インバージョンには前震波形のS波を含む10秒間を用いた。

インバージョンで仮定した断層面の位置を図-4.1に示す。断層面は、気象庁による前震の震源（北緯33.742°，東経130.808°，深さ11km）を含むように設定した。走向と傾斜は、F-netによる前震のメカニズム解（表-4.1）と一致するように212°と89°とした。長さについて、すでに公表されている既往研究に合わせることを考え、Asano and Iwata (2016)と同様、長さ13km、幅12kmとした。インバージョンでは13km×12kmの断層を13×12の小断層

に分割した。破壊フロントは、気象庁の破壊開始点から同心円状に拡大するものとした。その拡大速度については、2.1km～3.0kmの範囲で0.1km刻みで値を変えて解析を試みるところ、2.1km/sのときに最も残差が小さくなったため、最終的に2.1km/sの場合の結果を採用した。なお、拡大速度が2.1km/sより小さいケースは、S波速度との比が一般的な値よりかなり小さくなるため試みなかった。それぞれの小断層では破壊フロント通過後3.0秒間にモーメントの解放が生じると仮定し、0.25秒毎のモーメント解放量を小地震のモーメントで除したものをインバージョンの未知数とした。この場合も12のタイムウインドウを用いて解析を行ったことになる。

基盤のS波速度は3.55km/sとした。インバージョンには非負の最小自乗解を求めるためのサブルーチン（Lawson and

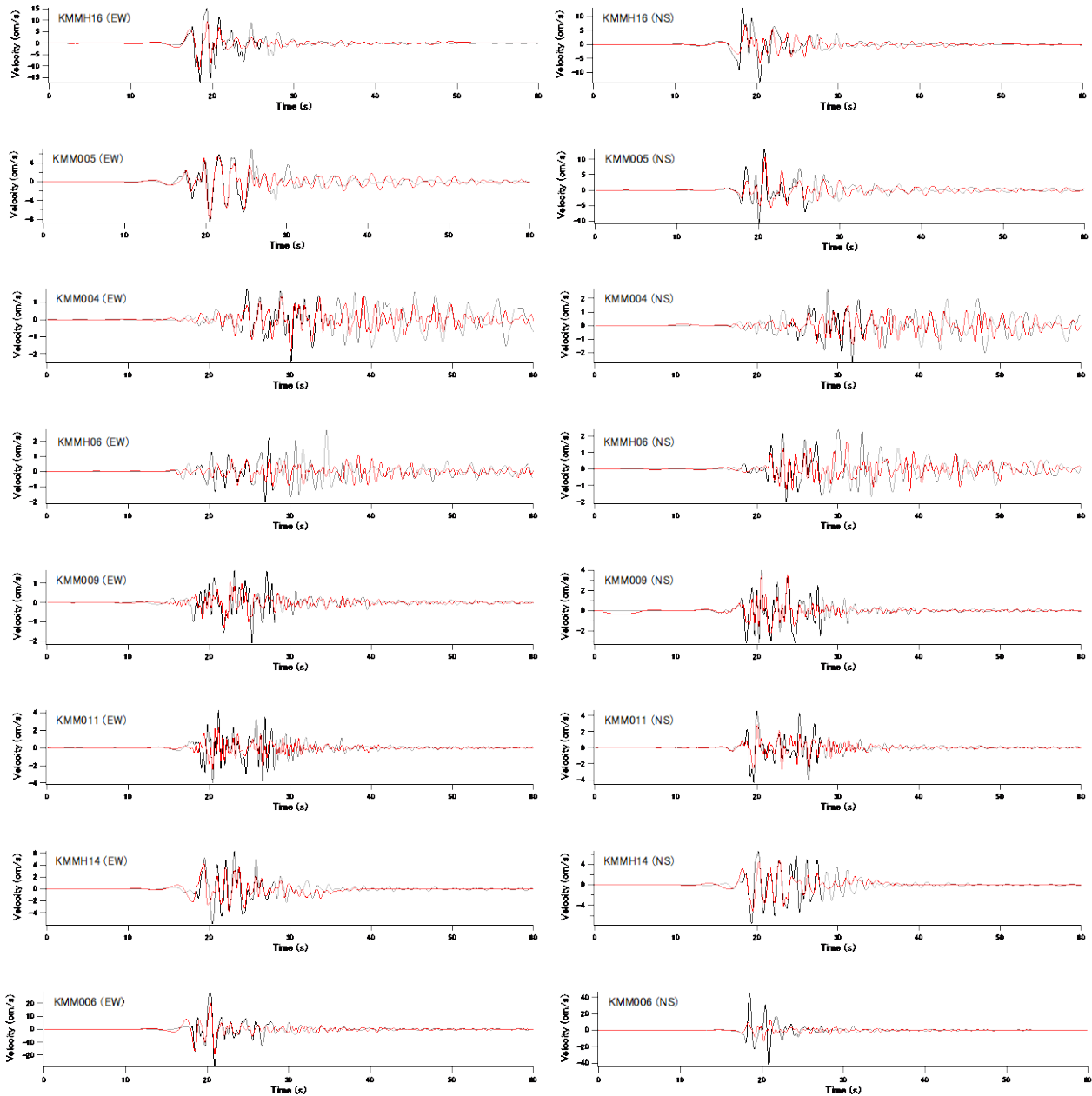


図-4.2 観測波と合成波の比較. 縦軸：速度，横軸：時間，黒または灰色：観測波，赤：合成波.

Hanson, 1974) を用いた. また, すべりの時空間分布を滑らかにするための拘束条件を設けた. 観測波と合成波を比較するには記録のヘッダに記載された絶対時刻の情報を用いている.

4.3 解析結果

インバージョンに用いた観測点 (図-4.1の▲) における観測波 (黒または灰色) と合成波 (赤) の比較 (0.2-2Hzの速度波形) を図-4.2に示す. これらの図において観測波を黒で示した部分がインバージョンに用いた区間 (10秒間) である. 多くの地点で観測波と合成波は良く一致している.

図-4.3にインバージョンの結果として得られた最終すべり量の分布を示す (北西側から見た図を示している). ★は破壊開始点を示す. すべり量の絶対値は, EGF1の地震モーメント ($F\text{-net}$ による $3.86 \times 10^{15} \text{Nm}$) を利用して求めた. 図-4.3に示すように, 破壊開始点より3kmほど北東側の浅い位置に最終すべり量の大きい箇所がある. 図-4.4にインバージョンの結果として得られた最大すべり速度の分布を示す (北西側から見た図を示している). ★は破壊開始点を示す. 各小断層における最大すべり速度は, 各タイムウインドウにおけるすべり量を時間幅で割り, 12のタイムウインドウに対する最大値を求めたものである. したがって

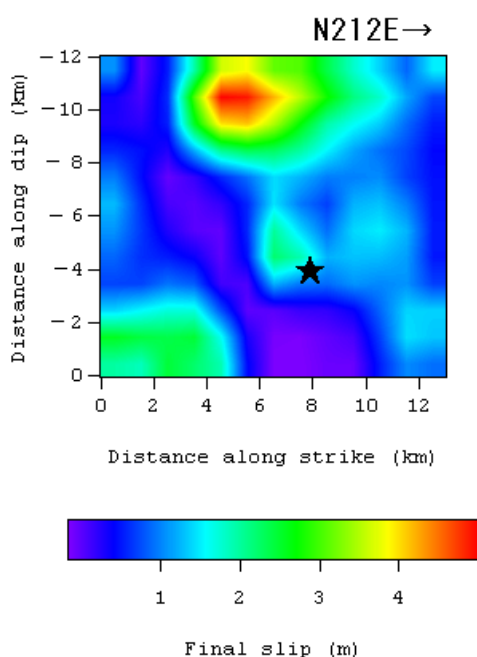


図-4.3 推定された最終すべり量の分布

この値はタイムウインドウの時間幅（0.25秒）における平均値であり、真の最大すべり速度には対応しない。図-4.4に示すように、最終すべり量の大きい箇所でも最大すべり速度も大きくなっている。この他に破壊開始点付近にも最大すべり速度のやや大きい箇所が見られる。本研究において最大すべり速度の大きい2箇所は、同じ地震を対象とした既往の研究(Asano and Iwata, 2016; Kubo et al., 2016)において最終すべり量の大きい2箇所に対応しているように見える。これらの「アスペリティ」に対して益城はフォワード側に位置しているため、前震による益城の大振幅地震動はforward directivityによって生成されたと解釈できる。

5. 前震の特性化震源モデル

5.1 特性化震源モデルの作成手順

4. で求めた波形インバージョンによるすべり量分布を参考に、強震記録を再現できるような特性化震源モデルを作成する。その具体的な作成手順は本震の場合（3.）と同様である。

5.2 使用したデータ

この地震の震源域周辺を概略的に図-5.1に示す。図-5.1に示す長方形は波形インバージョンで用いられた断層面（長さ13km、幅12km、走向212°、傾斜角89°）を地表面

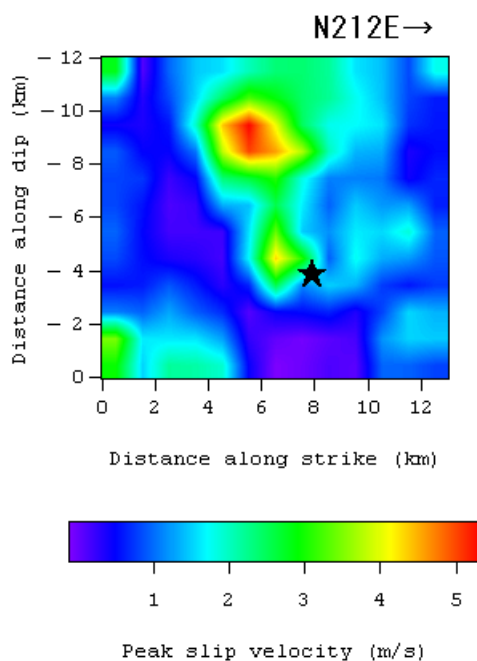


図-4.4 推定された最大すべり速度の分布

に投影したものである。インバージョンの結果（4.）によると、破壊開始点付近と、破壊開始点より3kmほど北東側の浅い位置に最大すべり速度の大きい箇所（アスペリティ）があったと推定される。これらのアスペリティの破壊により震源近傍の益城町（図-5.1のKMMH16など）に震度7の地震動がもたらされたと考えられる。

ここで着目した地点は図-5.1に示す7地点である。設定された特性化震源モデルの熊本港（図-5.1）への適用性を確認するため、震源から見て熊本港と同一の方位に存在するNGS012（K-NET島原）を解析対象に加えた。熊本空港はKMMH16とKMM005に挟まれるような位置にあるため、これらの地点における地震動の再現性には3.と同様特に注意を払った。波形の計算には経験的サイト増幅・位相特性を考慮した強震動評価手法（古和田他, 1998; 野津・菅野, 2008; 野津他, 2009）を用いた。

本検討の対象地域においては、既往の研究（野津・長尾, 2005）でスペクトルインバージョンによるサイト増幅特性の評価が行われており、今回はこれを用いた。ただし、KMM006とKMMH16について再評価されたサイト増幅特性を用いた点は3.と同様である。

位相特性の評価にはすべての地点で4月15日0:50の地震（M4.2）を用いた。この地震の震源パラメータを前震の震源パラメータとともに表-5.1に示す。また、震央を前震の震央とともに図-5.1に示す。

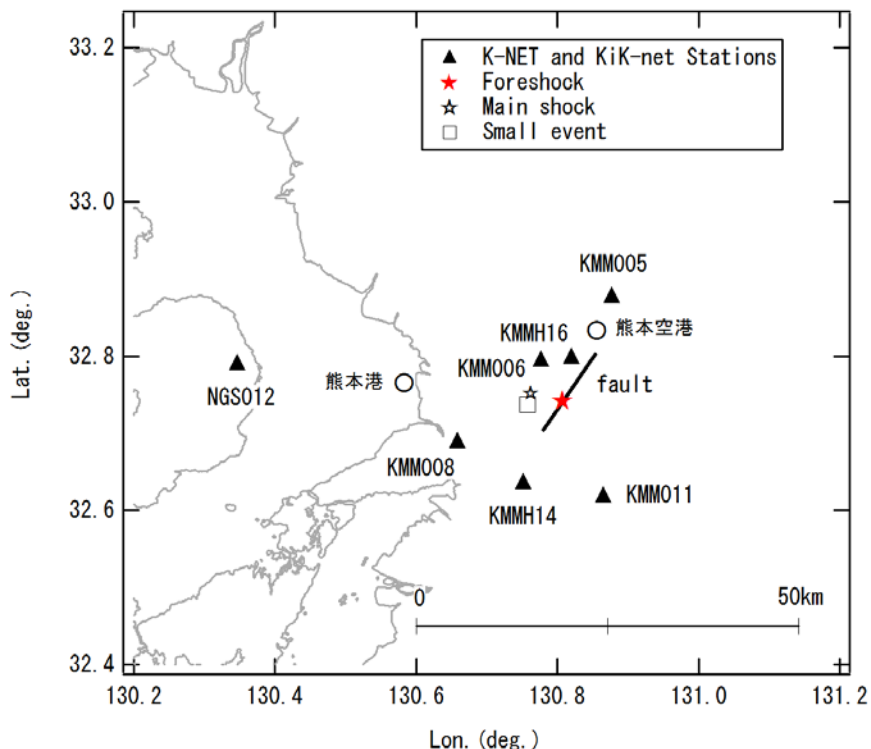


図-5.1 震源断層と解析対象地点の位置関係. ★は前震の震央 (気象庁), ☆は本震の震央 (気象庁), □は小地震の震央 (気象庁), ▲は解析対象地点をそれぞれ示す.

表-5.1 前震と解析に用いた中小地震のパラメタ

	時刻*	北緯*	東経*	深さ* (km)	M _J *
前震	2016/04/14 21:26	32.742	130.808	11	6.5
中小地震1	2016/04/15 00:50	32.737	130.758	13	4.2

*気象庁による

5.3 特性化震源モデルの作成結果

作成した特性化震源モデルを図-5.2に示す. アスペリティは、波形インバージョンの結果を参考に、最大すべり速度が大きいと推定された2箇所にあスペリティ1とアスペリティ2を置いた. 各アスペリティのパラメタを表-5.2に示す. 各アスペリティの破壊は図-5.2に示すアスペリティ毎の破壊開始点 (★または☆) から同心円状に拡大するものとした. ライズタイムについては、アスペリティの幅と破壊伝播速度から片岡他 (2003) の式で算定される値の1.5倍とした.

地震動を計算するにあたり、KMM008では多重非線形効果を考慮する方法 (野津・盛川, 2003; 野津・菅野, 2008) を用いた. その際必要となるパラメタのうち、 v_1 についてはサイト増幅特性のピーク周波数と観測スペクトルのピーク周波数とのずれに基づいて0.95とし、 v_2 については地

震動の後続位相の振幅ができるだけ妥当なものとなるよう0.01とした. 図-5.3に各地点での速度波形 (0.2-2Hz) の再現結果を示す. 図-5.4に各地点でのフーリエスペクトル (水平2成分の自乗和平方根、バンド幅0.05HzのParzenウィンドウを適用) の再現結果を示す. 各地点における速度波形とフーリエスペクトルは概ね良好に再現されている. 速度波形の計算結果と観測結果の差が大きいのはKMM011である. この地点の計算結果の振幅が観測結果に近づくように (小さくなるように) 震源モデルをチューニングすることは可能であるが、その場合、その副作用として、NGS012の振幅が過小評価となる. これは、断層面がほぼ鉛直な横ずれ断層であり、かつ、断層面から見てKMM011とNGS012がほぼ対象な方位にあるためである. KMM011とNGS012の両方の振幅を満足させることは困難であった. ここではNGS012での振幅の再現性を重視し、最終的に上

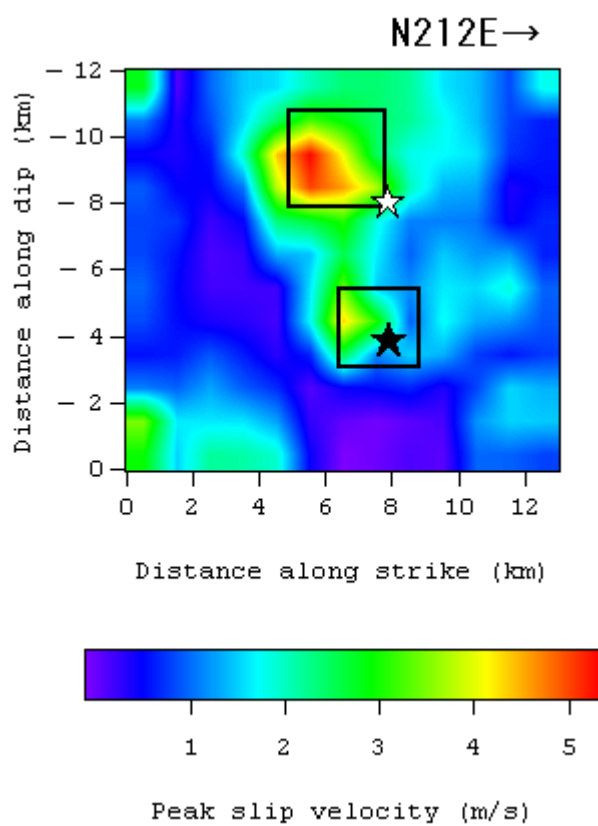


図-5.2 2016年熊本地震の前震の特性化震源モデル

表-5.2 2016年熊本地震の前震の特性化震源モデルのパラメタ

	アスペリティ1	アスペリティ2
破壊開始点東経 (deg)	130.808	130.809
破壊開始点北緯 (deg)	32.742	32.742
破壊開始点深さ (km)	11.0	7.0
長さ (km) ×幅 (km)	2.5×2.5	3.0×3.0
M_0 (Nm)	1.50E+24	1.30E+24
相対破壊開始時刻 (s)	0.0	2.7
破壊伝播速度 (km/s)	2.8	2.8
ライズタイム (s)	0.33	0.40
分割数	5×5×5	5×5×5

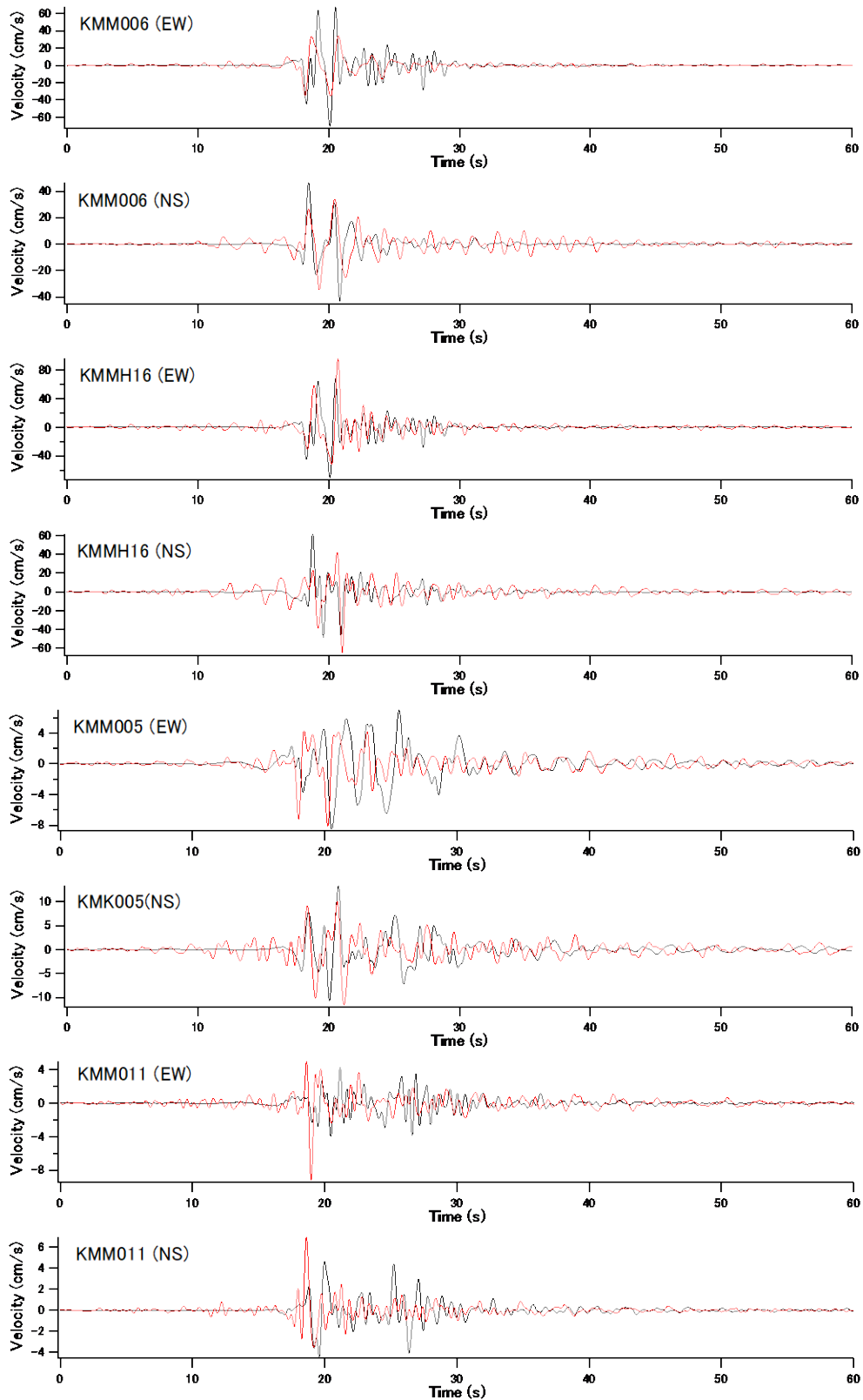


図-5.3 各地点での速度波形 (0.2-2Hz) の再現結果. 縦軸: 速度, 横軸: 時間, 黒: 観測結果, 灰色: 計算結果.

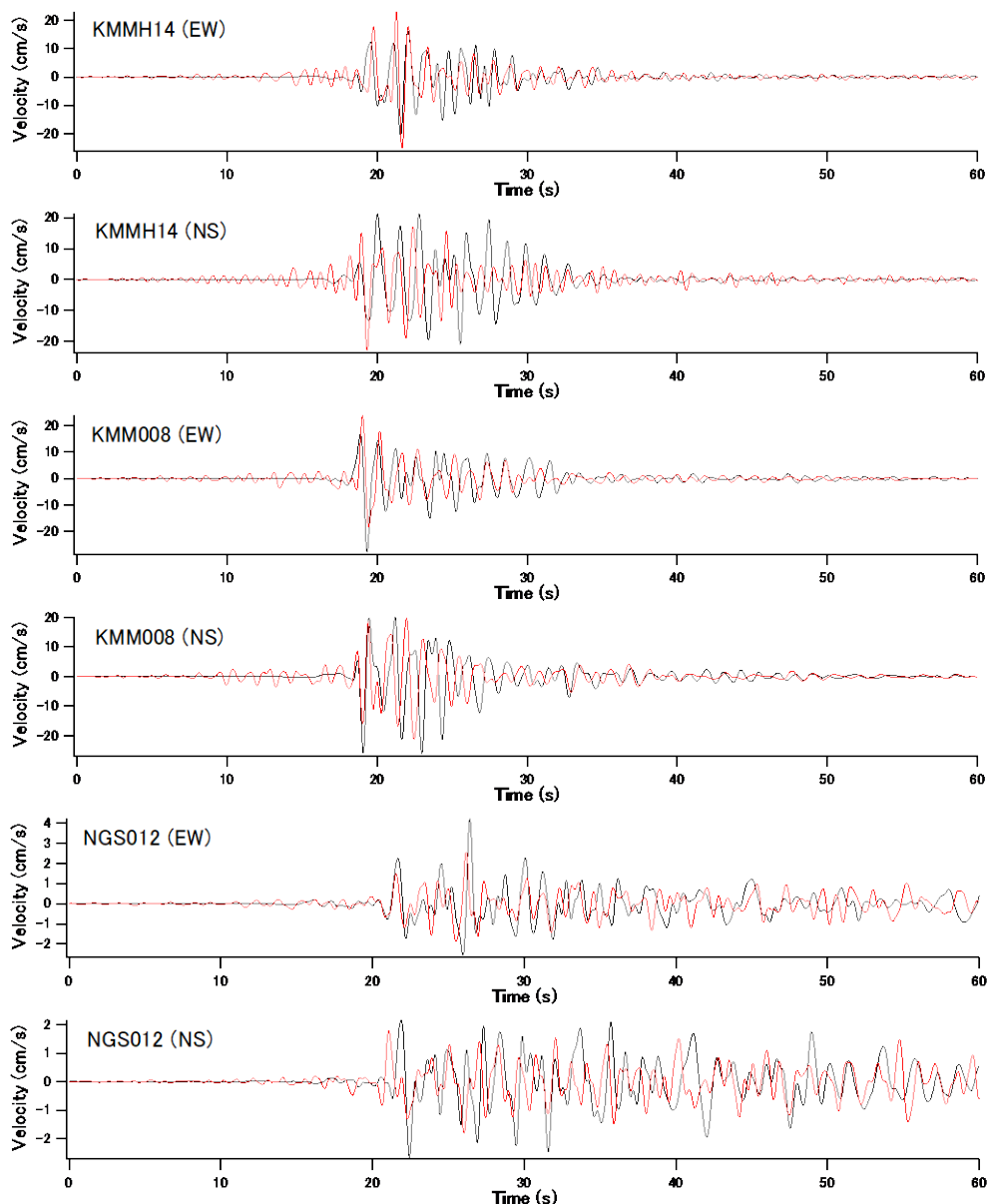


図-5.3 (つづき)

述の震源モデルを設定した。NGS012での振幅の再現性を重視したのは、NIG012と熊本港が同一の方向にあたるためである。

ここで作成された震源モデルにより、熊本空港を挟む位置にあるKMMH16とKMM005では波形の振幅や経時特性がうまく再現されている。また、熊本港と同一の方向にあたるNGS012においても同様である。したがって、ここで作成された震源モデルは熊本港と熊本空港における地震動の事後推定に適していると考えられる。

6. 結論

本研究では、2016年熊本地震の前震と本震を対象とし、震源近傍で得られた強震記録に対して波形インバージョンを適用し、震源断層の破壊過程の推定を行った。また、震源過程の推定結果に基づき、地震動の事後推定に用いることのできる特性化震源モデルの作成を行った。

まず、本震の震源過程については、破壊開始点よりも15kmほど北東側にすべり量とすべり速度の大きい領域(アスペリティ)が存在していたと考えられる。破壊はまずは深部に進み、その後、破壊は向きを変えて浅部に向かいアスペリティを横切ったと推定される。破壊開始点と益城町を結ぶ線上ではすべり量、すべり速度とも小さかったと推

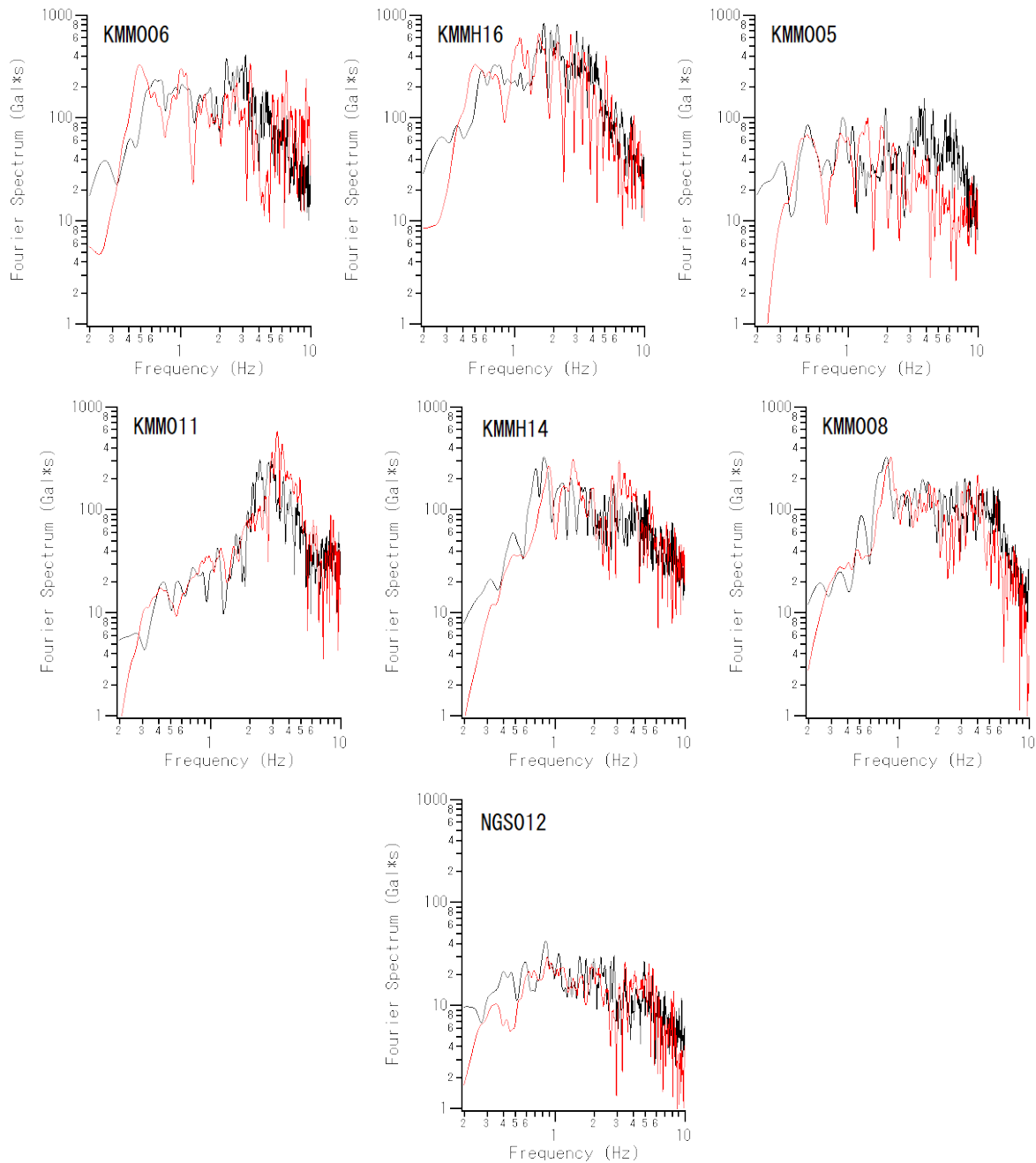


図-5.4 各地点でのフーリエスペクトル（水平2成分の自乗和平方根、バンド幅0.05HzのParzenウィンドウを適用）の再現結果．縦軸：フーリエスペクトル，横軸：周波数，黒：観測結果，灰色：計算結果．

定される．すなわち、forward directivityの影響によって益城町の大振幅地震動が生成されたとは考えにくい．本震における益城の地震動は” worst case scenario” とも言えないものであった．

一方、前震については、破壊開始点より3kmほど北東側の浅い位置にすべり量とすべり速度の大きい箇所があったと推定される．この場合益城町の大振幅地震動はforward directivityによって生成されたと解釈できる．

益城では前震と本震の両方で震度7を観測したが、大振

幅地震動の生成原因は異なっていた．前震は本震より規模が小さかったが、forward directivityの影響で効率的に強震動が生成されてしまったと言える．

前震と本震のいずれに対しても、波形インバージョン結果に基づいて特性化震源モデルを構築した．その結果、震源近傍の多くの地点で地震動を精度良く再現できる震源モデルを構築することができた．

7. あとがき

2016年熊本地震では、熊本港と熊本空港において強震記録が得られていない。今回前震と本震を対象に作成された震源モデルは、熊本港と熊本空港に近い地点での地震動を適切に再現できている。したがって、今回作成された特性化震源モデルは、これらの地点での地震動の事後推定に適していると考えられる。

一方、本研究で用いた震源モデルおよび強震動計算手法には改善の余地があることも熊本地震の解析を通じて明らかになった。特に、本震の際に西原村で観測されたような残留変位を含む地震動に対しては、本研究の震源モデルおよび強震動計算手法は十分に対応できておらず、この点は今後の重要な検討課題である。

(2017年11月2日受付)

謝辞

本研究では国立研究開発法人 防災科学技術研究所の K-NET, KiK-net の強震記録, F-net の CMT 解, 気象庁の震源データ, JR による強震記録を使用しています。ここに記して謝意を表します。なお JR の波形は JR 警報地震計 (FD シリアル番号 R-087) によります。

参考文献

- 入倉孝次郎 (1996) : 阪神大震災を引き起こした強震動, 京都大学防災研究所年報, No.39A, pp.229-245.
- 入倉孝次郎・香川敬生・関口春子 : 経験的グリーン関数を用いた強震動予測方法の改良 (1997), 日本地震学会講演予稿集, No.2, B25.
- 片岡正次郎・日下部毅明・村越潤・田村敬一 (2003) : 想定地震に基づくレベル2地震動の設定手法に関する研究, 国土技術政策総合研究所研究報告, No.15.
- 加藤研一 (2001) : K-NET強震記録に基づく1997年鹿児島県北西部地震群の震源・伝播経路・地盤増幅特性評価, 日本建築学会構造系論文集, Vol.543, pp.61-68.
- 菊地健児・田中圭 (2016) : 益城町の悉皆調査, 2016年熊本地震 災害調査報告会, 2016年度日本建築学会大会 (九州), pp.83-93.
- 気象庁 (2016) : 「平成28年 (2016年) 熊本地震」について (第23報), 報道発表資料.
- 国土技術政策総合研究所・国立研究開発法人土木研究所 (2017) : 平成28年 (2016年) 熊本地震土木施設被害調査報告, 国土技術政策総合研究所資料No.967 (土木研究所資料No.4359).
- 古和田明・田居優・岩崎好規・入倉孝次郎 (1998) : 経験的

サイト増幅・位相特性を用いた水平動および上下動の強震動評価, 日本建築学会構造系論文集, Vol.514, pp.97~104.

地震調査研究推進本部 地震調査委員会 (2016) : 平成28年 (2016年) 熊本地震の評価, http://www.static.jishin.go.jp/resource/monthly/2016/2016_kumamoto_3.pdf.

高山峯夫 (2016) : 調査の概要, 2016年熊本地震 災害調査報告会, 2016年度日本建築学会大会 (九州), pp.2-4.

日本道路協会 (2012) : 道路橋示方書・同解説 IV 耐震設計編, pp.19-22.

野津厚 (2010) : 波形インバージョンにより推定された最近のわが国における内陸地殻内地震の震源過程, 港湾空港技術研究所報告, 第49巻, 第3号, pp.111-155.

野津厚・盛川仁 (2003) : 表層地盤の多重非線形効果を考慮した経験的グリーン関数法, 地震2, 55, pp.361-374.

野津厚・菅野高弘 (2008) : 経験的サイト増幅・位相特性を考慮した強震動評価手法一因果性および多重非線形効果に着目した改良一, 港湾空港技術研究所資料, No.1173.

野津厚・長尾毅・山田雅行 (2009) : 経験的サイト増幅・位相特性を考慮した強震動評価手法の改良一因果性を満足する地震波の生成一, 土木学会論文集A, Vol.65, pp.808-813.

福山英一・石田瑞穂・Douglas S. Dreger・川井啓兼 (1998) : オンライン広帯域地震データを用いた完全自動メカニズム決定, 地震2, 51, pp.149-156.

Aoi, S., Obara, K., Hori, S., Kasahara, K. and Okada, Y. (2000): New strong-motion observation network: KiK-net, *EOS Trans. Am. Geophys. Union*, 329.

Asano, K. and Iwata, T. (2016): Source rupture processes of the foreshock and mainshock in the 2016 Kumamoto earthquake sequence estimated from the kinematic waveform inversion of strong motion data, *Earth Planets Space*, 68, 147, DOI:10.1186/s40623-016-0519-9

Brune, J.N. (1970): Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquake, *J. Geophys. Res.*, Vol.75, pp.4997-5009.

Brune, J.N. (1971): Correction, *J. Geophys. Res.*, Vol.76, pp.5002.

Hartzell, S.H. (1978): Earthquake aftershock as Green's functions, *Geophys. Res. Lett.*, 5, pp.1-4.

Hartzell, S.H. and Heaton, T.H. (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, pp.1553-1583.

- Irikura, K. (1983): Semi-empirical estimation of strong ground motions during large earthquakes, *Bull. Disast. Prev. Res. Inst.*, Kyoto Univ., 32, pp.63-104.
- Kinoshita, S. (1998): Kyoshin-net (K-NET), *Seism. Res. Lett.*, 69, pp.309-332.
- Kubo, H., Suzuki, W., Aoi, S. and Sekiguchi, H. (2016): Source rupture processes of the 2016 Kumamoto, Japan, earthquakes estimated from strong-motion waveforms, *Earth Planets Space*, 68, 161, DOI: 10.1186/s40623-016-0536-8
- Lawson, C.L. and Hanson, R.J. (1974): *Solving least squares problems*, Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, New Jersey, 340p.
- Nagasaka, Y. and Nozu, A. (2017): Strong ground motion simulation of the 2016 Kumamoto earthquake of April 16 using multiple point sources, *Earth Planets Space*, 69:25.
- Shirahama, Y., Yoshimi, M., Awata, Y., Maruyama, T., Azuma, T., Miyashita, Y., Mori, H., Imanishi, K., Takeda, N., Ochi, T., Otsubo, M., Asahina, D. and Miyakawa, A. (2016): Characteristics of the surface ruptures associated with the 2016 Kumamoto earthquake sequence, central Kyushu, Japan, *Earth Planets Space*, 68:191.
- Toda, S., Kaneda, H., Okada, S., Ishimura, D. and Mildon, Z. (2016): Slip-partitioned surface ruptures for the Mw 7.0 16 April 2016 Kumamoto, Japan, earthquake, *Earth Planets Space*, 68:188.

CONTENTS

1. Rupture Process of the Foreshock and Main Shock of the 2016 Kumamoto Earthquake and Simplified Source Models to Explain Damaging Ground Motions	Atsushi NOZU, Yosuke NAGASAKA	3
2. Technological Development of Sheet-pile Quaywall Reinforced by Geogrids Hidenori TAKAHASHI, Yoshiyuki MORIKAWA, Takaaki MIZUTANI, Katsuya IKENO, Tomohiro TANAKA, Suguru MIZUTANI, Toshiyasu MIYOSHI, Kentaro HAYASHI		36