

### 3.1.2 2016年福島県沖の地震 ( $M_{\text{JMA}}7.4$ )

2016年福島県沖の地震は、2016年11月22日5時59分に福島県沖の地殻内で発生した、 $M_j7.4$ の地震である。この地震では、福島県内の複数の観測点で震度5弱以上を観測した。福島県内のKiK-net FKSH14観測点では、K-NET, KiK-net観測点中最大速度及び最大加速度を示し、それぞれ $195\text{ cm/s}^2$ ,  $28\text{ cm/s}$  (NS成分)であった(図3.1.2-1)。

この地震では、地震動のほかに、東北地方の太平洋沿岸から伊豆諸島にかけて津波も観測された。青森県から千葉県にかけて気象庁により津波警報・注意報が発令され、仙台港において最大 $1.4\text{ m}$ の津波が観測された(気象庁, 2016d)。これは2011年以降で最大の津波高である(Suppasri et al., 2017)。

この地震のメカニズム解は、気象庁(気象庁, 2016c)、防災科学技術研究所(防災科学技術研究所, 2016b)、米国地質調査所(USGS) (USGS, 2016b,a)、The Global CMT Project (Dziewonski et al., 1981; Ekström et al., 2012)によって解が求められている(図3.1.2-2)。いずれの解析でも、北西-南東に伸張軸を持つ正断層のメカニズム解が得られている。モーメントは解析者により多少のばらつきがあり、 $1.5\sim 3.5 \times 10^{19}\text{ Nm}$ である。したがって、モーメントマグニチュード $M_w$ は $6.7\sim 7.0$ である。2011年東北地方太平洋沖地震以降、東北地方では内陸地殻内地震が数多く発生しているが、その中で最大の地震は2011年福島県浜通りの地震( $M_w6.6$ )である(Somei et al., 2015)。今回の地震は、それよりも大きい規模である。

この地震については、地震発生後にいくつかの解析者により震源過程が求められている。遠地地震動記録を用いて、気象庁(2016a)や山中(2016)が震源過程を解析している(図3.1.2-3, 3.1.2-4)。また、近地記録をもとに防災科学技術研究所により滑り分布が求められている(防災科学技術研究所, 2016c)。この他、Gusman et al. (2017)が、津波波形を用いて滑り分布モデルを求めている。いずれの震源モデルにおいても、破壊開始点の西南西の浅部に最大滑り量 $4\text{ m}$ 前後のすべり域を持つモデルが求められている。

東北地方の太平洋沿岸には、近年日本海溝海底地震津波観測網(S-net)の整備が進められている(防災科学技術研究所, 2018)。S-netでは、各種の地震計や津波計などを搭載した観測装置を海底に展開し、海底ケーブルで陸上局にデータを送信している。本地震においても、強震計による観測記録などの観測成果が一部発表された(図3.1.2-5)(防災科学技術研究所, 2016a)。ただし、現時点ではS-netは試験運用であり、地震観測データは公開されていない。本検討では、後述するが、このS-netデータを用いて試験的に求めた震源分布を解析に用いる。

本地震の震央域では、1938年塩屋崎沖の地震が発生している。1938年塩屋崎沖の地震は、茨城県北部沖から福島県沖にかけて発生した、マグニチュード7クラスの地震を複数含む群発地震活動である。特に規模の大きな5地震がAbe (1977)により解析され、低角逆断層地震と、ほぼ鉛直な正断層地震に分けられている。それぞれ、プレート間地震およびスラブ内地震であると考えられ、植竹・他(2006)や池田・他(2008)によって震源の滑り分布など

が求められている。今回の地震は、大陸地殻側で発生しており、直接の関係があるわけではないが、1938年塩屋崎沖地震の直上で発生している。

防災科学技術研究所 K-NET, KiK-net による、本地震の観測速度波形の一部を、震源からの方位順に並べたものを図 3.1.2-6 に示す。本震と余震の波形を比較すると、特に南西側にある FKS010～FKS012 の観測点において、本震のほうが余震よりも振幅が相対的に大きい。このことは、少なくとも主要なすべりは、破壊開始点あるいは余震の震源の南西側に位置することが予想される。

本検討では、2016年福島県沖の地震の震源特性について検討する。まず、余震記録を用いて高精度グリーン関数を作成する。次に、本震の滑り分布を求める。さらに、特性化震源モデルを試作し、強震動予測における課題を調べる。

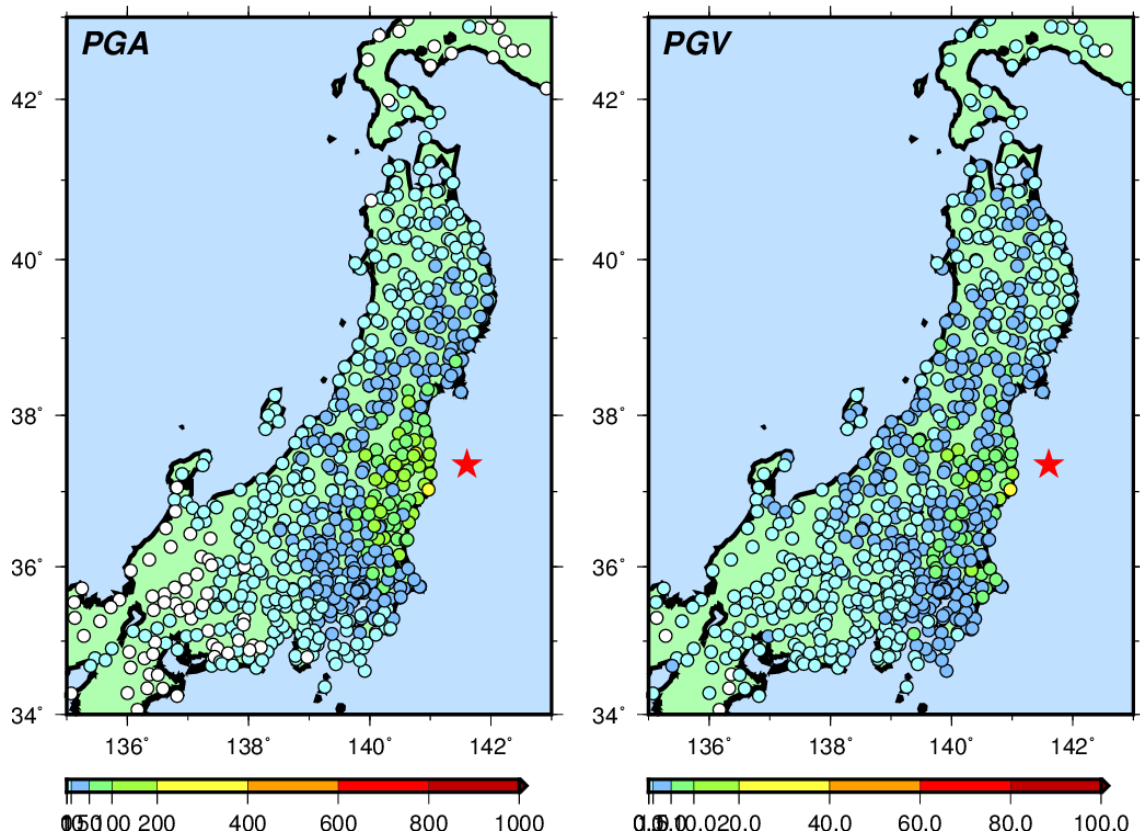
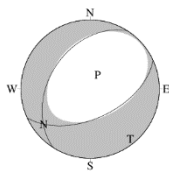


图 3.1.2-1 最大加速度(左)・最大速度(右) 分布

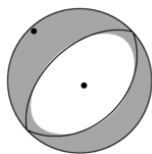
JMA

<http://www.data.jma.go.jp/sv/d/eqev/data/mech/cmt/fig/cmt/20161122055946.html>



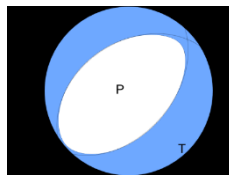
Moment	3.15e19 Nm
Magnitude	6.9 Mw
Depth	12 km
Percent Dc	88 %

F-net



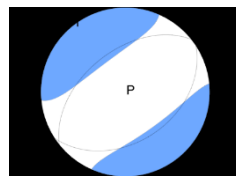
Moment	3.47e+19 Nm
Magnitude	7.0 Mw
Depth	11 km
Percent Dc	81 %

USGS W-phase Moment Tensor



Moment	2.484e+19 N-m
Magnitude	6.9 Mww
Depth	11.5 km
Percent DC	93 %
Half Duration	7.3 s

USGS Body-wave Moment Tensor (Mwb)



Moment	1.541e+19 N-m
Magnitude	6.7 Mwb
Depth	12.0 km
Percent DC	32 %

解析者	Mo
JMA	3.15e19 Nm
F-net	3.47e+19 Nm
USGS W-phase	2.484e+19 Nm
USGS Body-wave	1.541e+19 Nm
Global CMT	3.18e+19 Nm

Global CMT Catalog



Moment	3.18e+19 Nm
Magnitude	6.9 Mww
Depth	12 km
Half Duration	7.2 s

図 3.1.2-2 各機関によるモーメントテンソル解.



## 2016年11月22日 福島県沖の地震 — 遠地実体波による震源過程解析（暫定） —

2016年11月22日05時59分に福島県沖で発生した地震について、米国大学間地震学研究連合（IRIS）のデータ管理センター（DMC）より広帯域地震波形記録を取得し、遠地実体波を用いた震源過程解析（注1）を行った。

破壊開始点は、国立研究開発法人防災科学技術研究所の観測網（S-net）のデータを用いてDD法（Waldhauser and Ellsworth 2000）により決定した震源の位置（37° 19.9′ N、141° 31.7′ E、深さ5 km）とした。断層面は、S-netのデータを用いてDD法により決定した地震分布に整合的な節面（走向50°、傾斜48°）を仮定して解析した。最大破壊伝播速度は2.4 km/sとした。理論波形の計算にはCRUST2.0（Bassin et al., 2000）およびIASP91（Kennett and Engdahl, 1991）の地下構造モデルを用いた。

主な結果は以下のとおり（この結果は暫定であり、今後更新することがある）。

- ・主な破壊域は走向方向に約60km、傾斜方向に約30kmであった。
- ・主なすべりは破壊開始点から南西方向に広がり、最大すべり量は4.0mであった（周辺の構造から剛性率を30GPaとして計算）。
- ・主な破壊継続時間は約15秒であった。
- ・モーメントマグニチュード（ $M_w$ ）は7.2であった。

結果の見方は、[http://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/world/about\\_srcproc.html](http://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/world/about_srcproc.html) を参照。

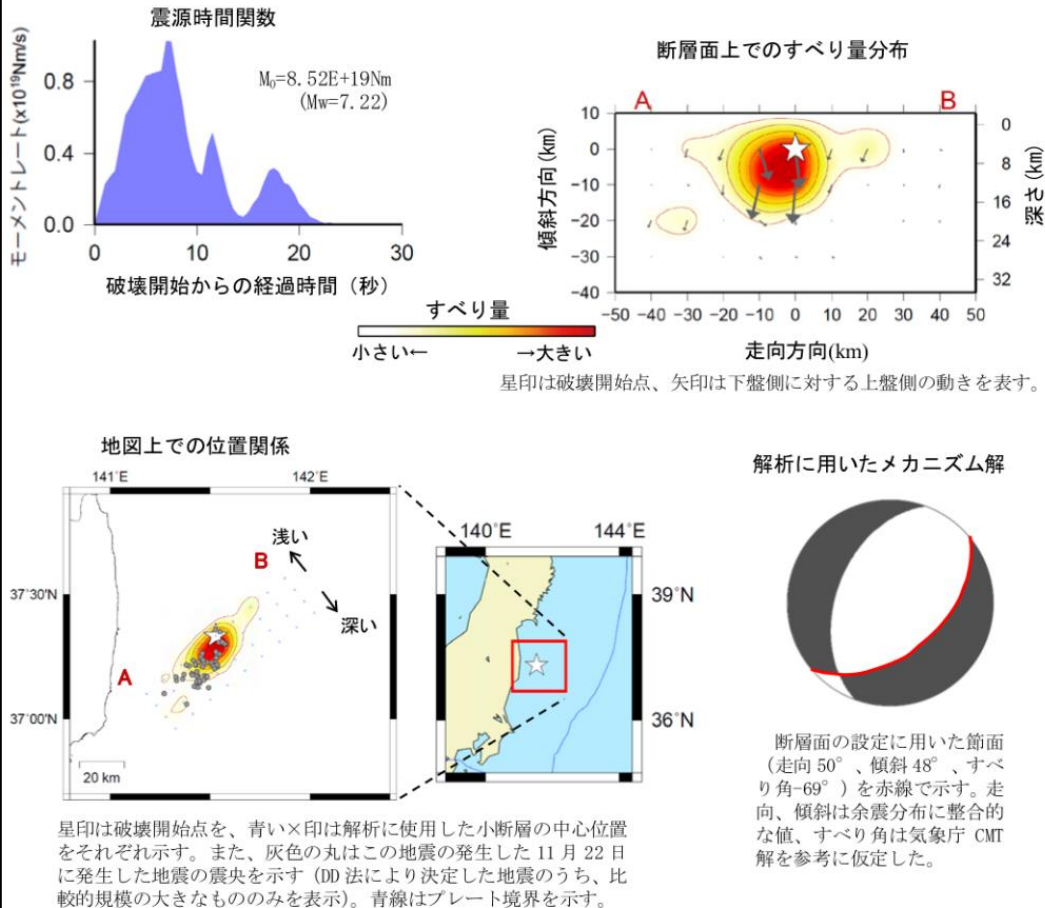


図 3.1.2-3 気象庁による遠地地震記録の解析による震源過程(気象庁, 2016a)の抜粋。

1611212059 FUKUSHIMA  
 Mo = 0.418E+20 Nm Mw = 7.01  
 H = 10.0km T = s var. = 0.3778

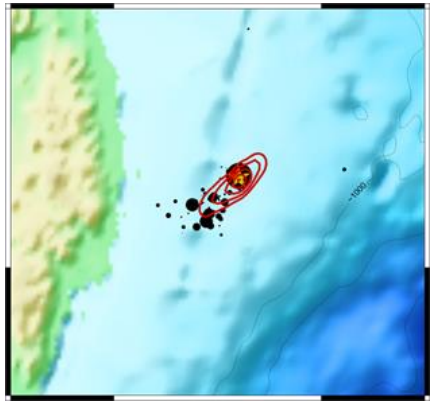
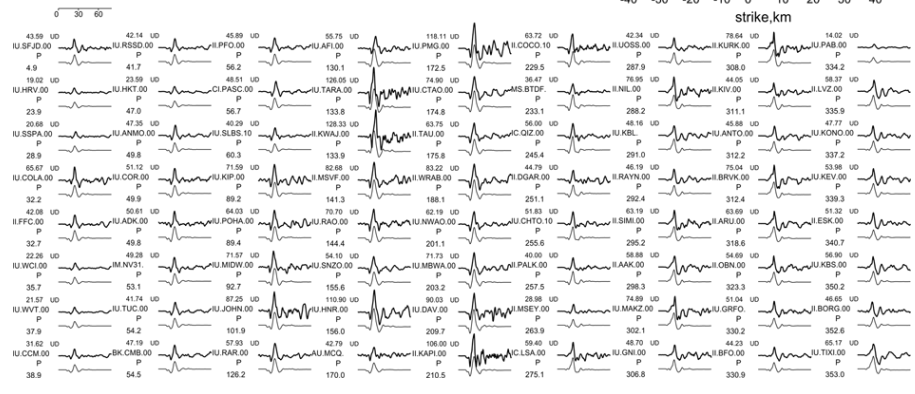
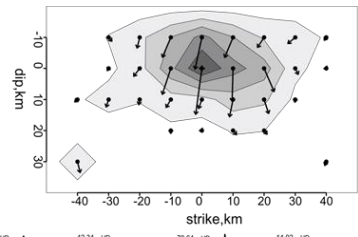
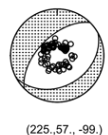
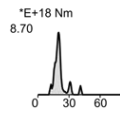

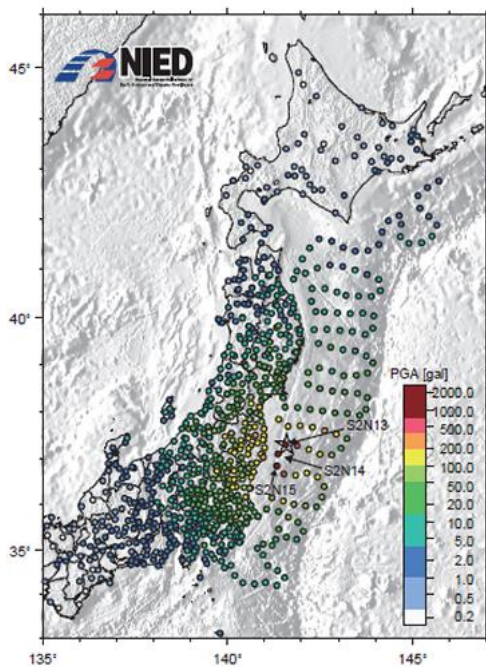


図 3.1.2-4 山中(2016)による遠地震記録の解析による震源過程.

## 2016年11月22日福島県沖の地震による海域・陸域における強震動

防災科学技術研究所 

震源のほぼ直上に位置する S2N13 観測点及びその南南西に位置する 2つの S-net 観測点 (S2N14、S2N15) にて 1,000 gal (10 m/s<sup>2</sup>) 以上の最大加速度を記録し、その加速度波形にはスパイク状のフェイズが見られる。



上図：海域 S-net 125 点と相模湾ケーブル式地震観測施設 (K-NET) 6 点、陸域 K-NET 365 点、KiK-net 346 点で観測された最大加速度分布。灰色星印は震央位置を示す。

右図：震源近傍の S-net 3 観測点における加速度波形。波形の色と縦軸のラベルが対応している。重力加速度によるオフセットは除去していない。

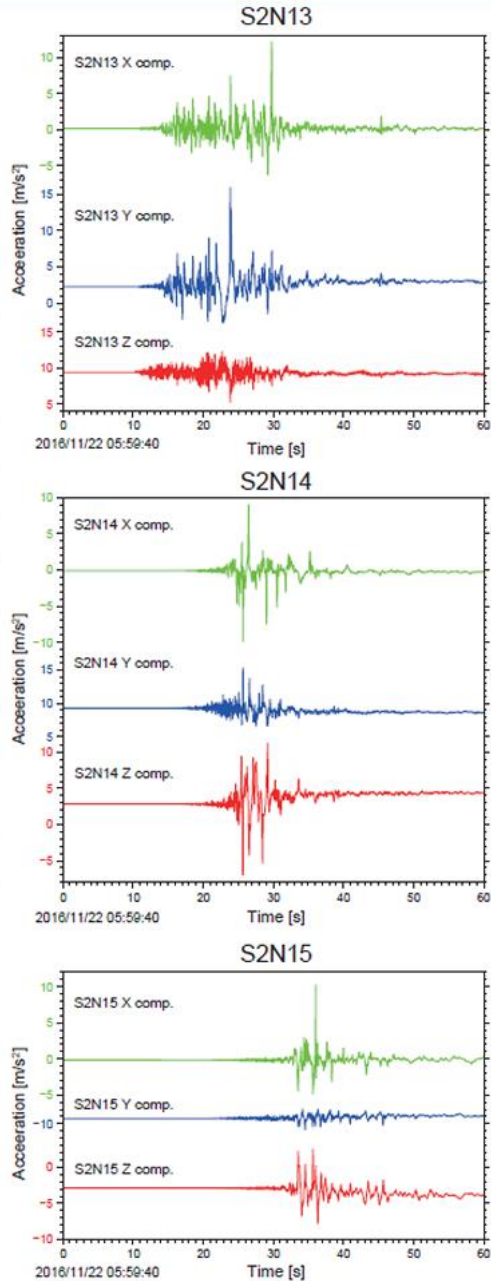


図 3.1.2-5 S-net で観測された、震源域直上における強震記録(防災科学技術研究所, 2016a).  
ただし、この数値データは公開されていない。

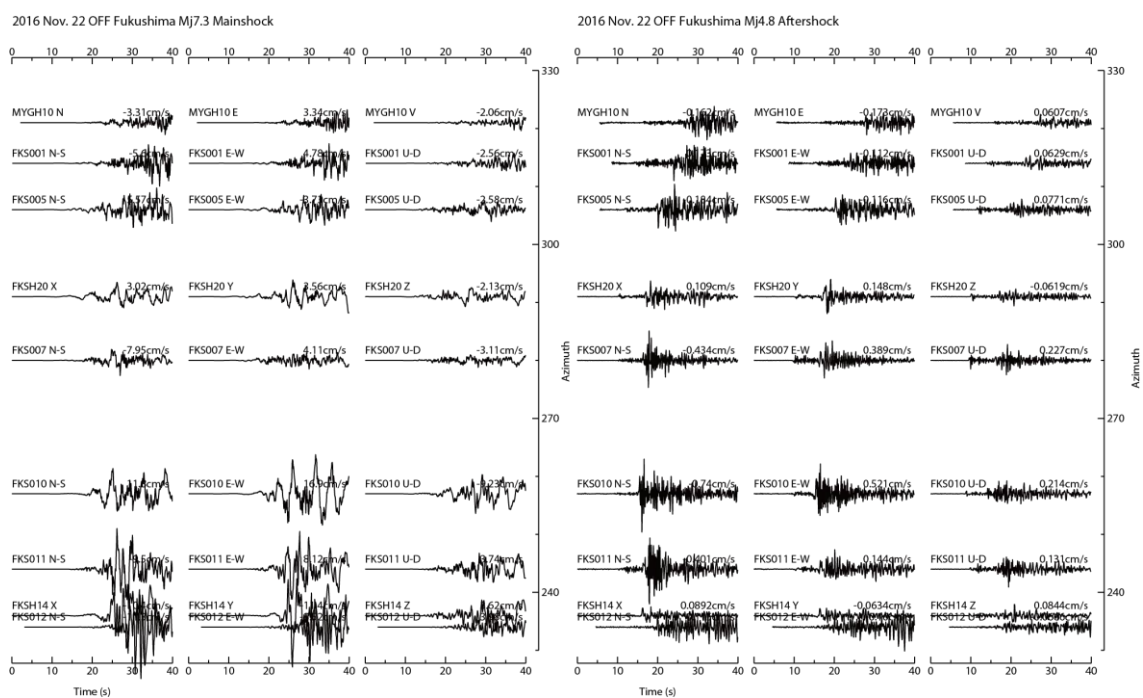


図 3.1.2-6 本震(左) と 2016/11/22 8:40 M4.8 の余震(右) の速度波形の比較. 観測点ごとに振幅のスケールは異なるが, 同一観測点では余震は本震の 30 倍のスケールで固定して描いている. 余震の震源位置は, 図 3.1.2(2)-1 を参照.

### 3.1.2(1) 高精度グリーン関数の作成

震源の逆解析に用いるグリーン関数を精度良く求めるために、観測された小地震の波形を理論計算による波形とのフィッティングにより、観測点ごとに1次元速度構造モデルを推定した。本研究では、基本的にはYoshida et al. (2017) の手法に従うが、計算を安定させるため、より浅部の層よりも速度の遅い層（低速度層）の生成にペナルティを与える改良を施した手法を用いた。

#### ① 手法

本研究では、速度構造モデルを、滑降シンプレックス法(Nelder and Mead, 1965)で、理論波形と観測波形がなるべく一致するように調整した。まず、余震の理論波形を離散化波数法(Bouchon, 1981)と反射透過係数法(Kennett and Kerry, 1979)により点震源の波形を計算する。震源時間関数にはスムーズランプ関数を与えた。パルス幅は地震モーメントなどを参考に、波形と対応が良いような値を適宜設定した。計算した理論波形 $C(i)$ と観測波形 $O(i)$ の一致度 fitness を

$$f = \frac{\sum_{i=1}^M [O(i) - C(i)]^2}{\sum_{i=1}^M O(i)^2} + p_r + p_l \quad (3.1.2-1)$$

として求めた。ここで、 $M$ はサンプル数である。 $p_r, p_l$  はそれぞれ  $V_p/V_s$  比および低速度層に関するペナルティである。この fitness  $f$  がなるべく小さくなるように、地下構造モデルの各層のパラメータ  $V_p$  および  $V_s$  を滑降シンプレックス法を用いて探索した。

この解析では、 $V_p$  と  $V_s$  を独立に探索するために、場合によっては  $V_p/V_s$  比が妥当な値から大きく外れることがある。これを防ぐため、ペナルティを

$$p_r = \gamma_r \sum_{j=1}^L \left( \frac{\alpha_j}{\alpha'_j} - 1 \right)^2 \quad (3.1.2-2)$$

として与えた。ここで、 $\alpha_j$ は層  $j$  の P 波速度、 $\alpha'_j$  は層  $j$  の S 波速度から狐崎・他(1990) の関係式により求めた P 波速度、 $\gamma_r$ は拘束条件の重みである。

低速度層のペナルティは、Yoshida et al. (2017)では導入していなかったが、今回、計算を安定させるために導入した。ここでは、長・他(1999) に従い、層ごとに

$$p_i = \begin{cases} \frac{(V_i - V_{i+1})}{V_{i+1}}, (V_i > V_{i+1}) \\ 0, (V_i \leq V_{i+1}) \end{cases} \quad (3.1.2-3)$$

として求めたものを

$$p_l = \gamma_l \sum_{i=1}^L p_i \quad (3.1.2-4)$$

として和を求めて用いた。ここで、 $V_i$ は表層から  $i$  番目の P 波あるいは S 波速度、また、 $\gamma_l$ は拘束条件の重みである。



## ② 解析

解析には、図 3.1.2(1)-1 に示した地震を用いた。観測点ごとに、解の求まりやすい地震を試行錯誤的に選び出して推定に用いた。結果的には、IBRH06 観測点ではイベント 2 を、それ以外の観測点ではイベント 1 を対象として解析した。発震機構解には F-net のものを用い、震源時間関数にはスムーズドランプ関数を用い、パルス幅を観測記録を説明する様に試行錯誤的に与えた (表 3.1.2(1)-1)。

観測記録には 0.1-1.0 Hz のフィルターを適用し、1 回積分して速度波形とし、理論波形にも同様のフィルターを適用した。理論グリーン関数の計算には、離散化波数法(Bouchon, 1981) と反射・透過係数行列法(Kennett and Kerry, 1979) により点震源の波形を計算して求めた。速度構造モデルの探索では、 $V_p$ ,  $V_s$  を変化させて行った。上述のように、 $V_p$  と  $V_s$  の関係には狐崎・他(1990) から大きく離れないような拘束条件与えた。また、一部の観測点では低速度をなるべく作らないようにペナルティを与えた。

初期構造モデルは、まず解析領域全体に対する基本のモデルを一つ設定し、それを観測点ごとに既存の情報をもとに調整して観測点ごとの初期モデルを作成した。基本のモデルの作成では、上部地殻～上部マントルの深部構造としては、屈折法による探査(Miura et al., 2003; Shinohara et al., 2012) を参照した (図 3.1.2(1)-2)。震源近傍では、天然ガス探査の調査結果の一部が公表されており(岩田・他, 2002), それを参考に上部地殻～地表(海底)の構造を設定した。このモデルを基本のモデルとする。観測点近傍の構造モデルの調整には、J-SHIS のモデルの各観測点直下の速度構造モデル、各観測点で行われている検層や、微動探査(染井・他, 2014, 2017) を参考にしながら設定した。これらの情報を参照して、逆解析に用いる初期構造モデルを設定した。

波形モデリング解析では、P 波到達時刻から 15～22 秒間の 3 成分速度波形をフィッティング対象とした。設定した初期構造モデルから探索を始め、探索の途中で、極端に  $V_p/V_s$  比が経験的な値から外れないことや、なるべく低速度層が生成されないように試行錯誤的にパラメータを調整しながら行った。結局、 $\gamma_r$  は 0.01 を、 $\gamma_l$  は 0, 0.001 または 0.002 を設定値として用いた。理論波形と観測波形の比較結果および探索した速度構造モデル、そして最終的に得られた速度構造モデルを観測点ごとに図 3.1.2(1)-3 に示す。なお、得られた速度構造モデルでは、一部でわずかに低速度層が見られるものもあるが、極端なものであれば特に対処はしなかった。

### ③ 結果の検証

推定した速度構造モデルの妥当性を確認するため、2つの余震について余震の再現計算を行い、理論波形と観測波形を比較した。地震の震源位置は、気象庁(2016b)のものを用い、発震機構解には F-net のものを用いた。震源モデルの解析には、0.05-0.3 Hz のバンドパスフィルターを適用するが、余震では低周波数帯域の S/N 比が不足しているため、ここでは観測記録に、0.1-0.3 Hz のフィルターを適用し、1回積分して速度波形とした。理論波形にも同様のフィルターを適用した。

計算した理論波形と観測波形を比較したものを図 3.1.2(1)-4, 3.1.2(1)-5 に示す。モデルの推定に用いた地震が、主にイベント 1 であるため、イベント 2 の計算波形はイベント 1 と比べ振幅が過大評価になっている傾向にあるが、P 波、S 波の到達走時は、どちらのイベントでも観測と理論の差が小さい。総じて理論波形と観測波形の一致は良好で、グリーン関数は解析に必要な精度が一定程度確保できたと考えられる。ただし、イベント 2 で振幅が過大評価になっているため、震源過程の解析では、モーメントが多少過小評価される可能性は考えられることに注意が必要である。



表 3.1.2(1)-1 解析に用いた地震. 震源要素は気象庁(2016b)による. Tr は, 理論波形の計算に用いたスムーズドランプ関数のライズタイム.

#	Origin time	Latitude (° )	Longitude (° )	Depth (km)	Mj	Tr (s)
1	2016/11/22 08:39:53.97	37.1692	141.4810	19.09	4.5	0.6
2	2016/11/22 23:03:58.82	37.1612	141.3635	9.99	5.0	0.76

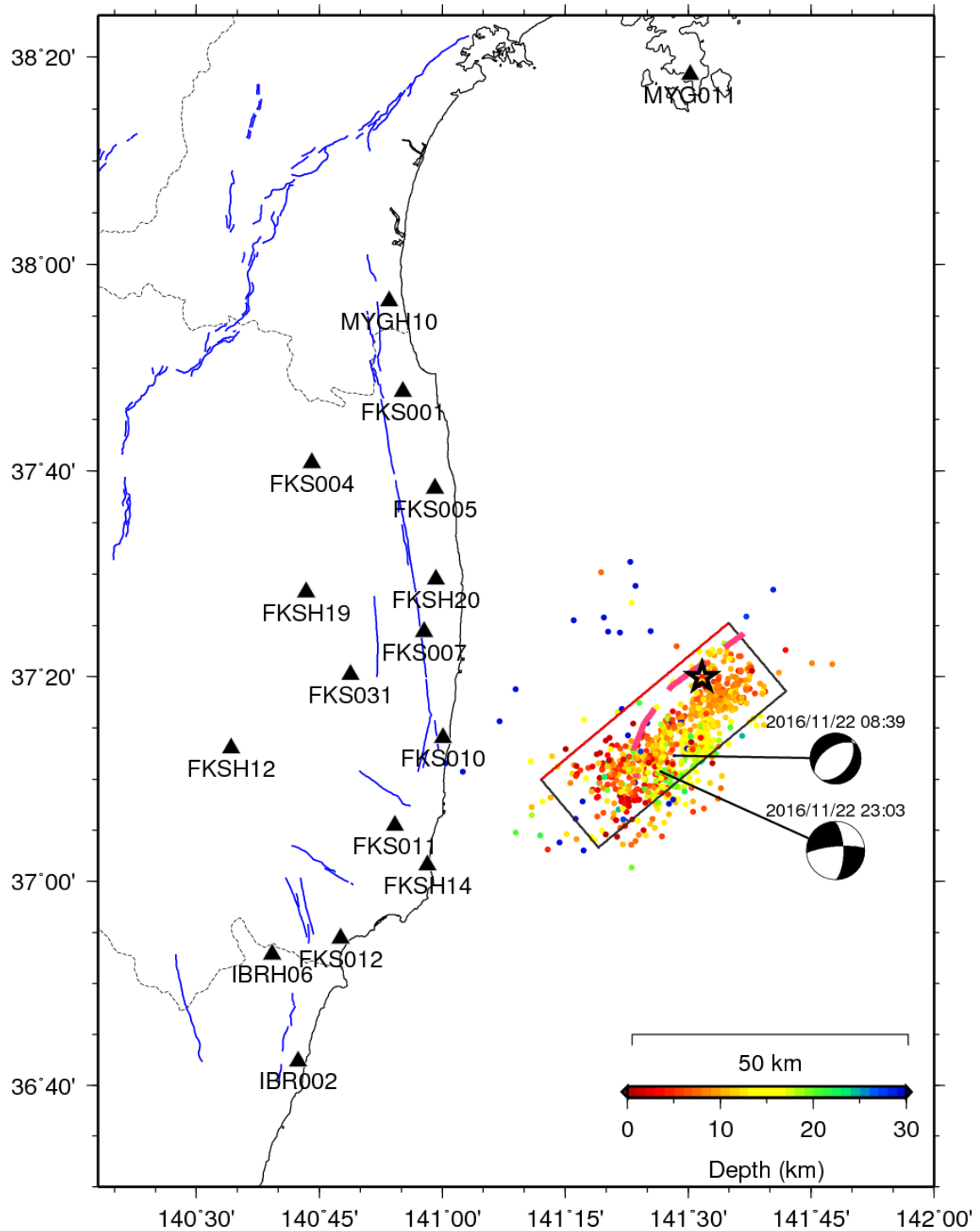


図 3.1.2(1)-1 速度構造モデルを求めた観測点（三角）と，解析に用いた地震の震源位置とメカニズム解．メカニズム解は F-net カタログによる．星印は本震の破壊開始点．

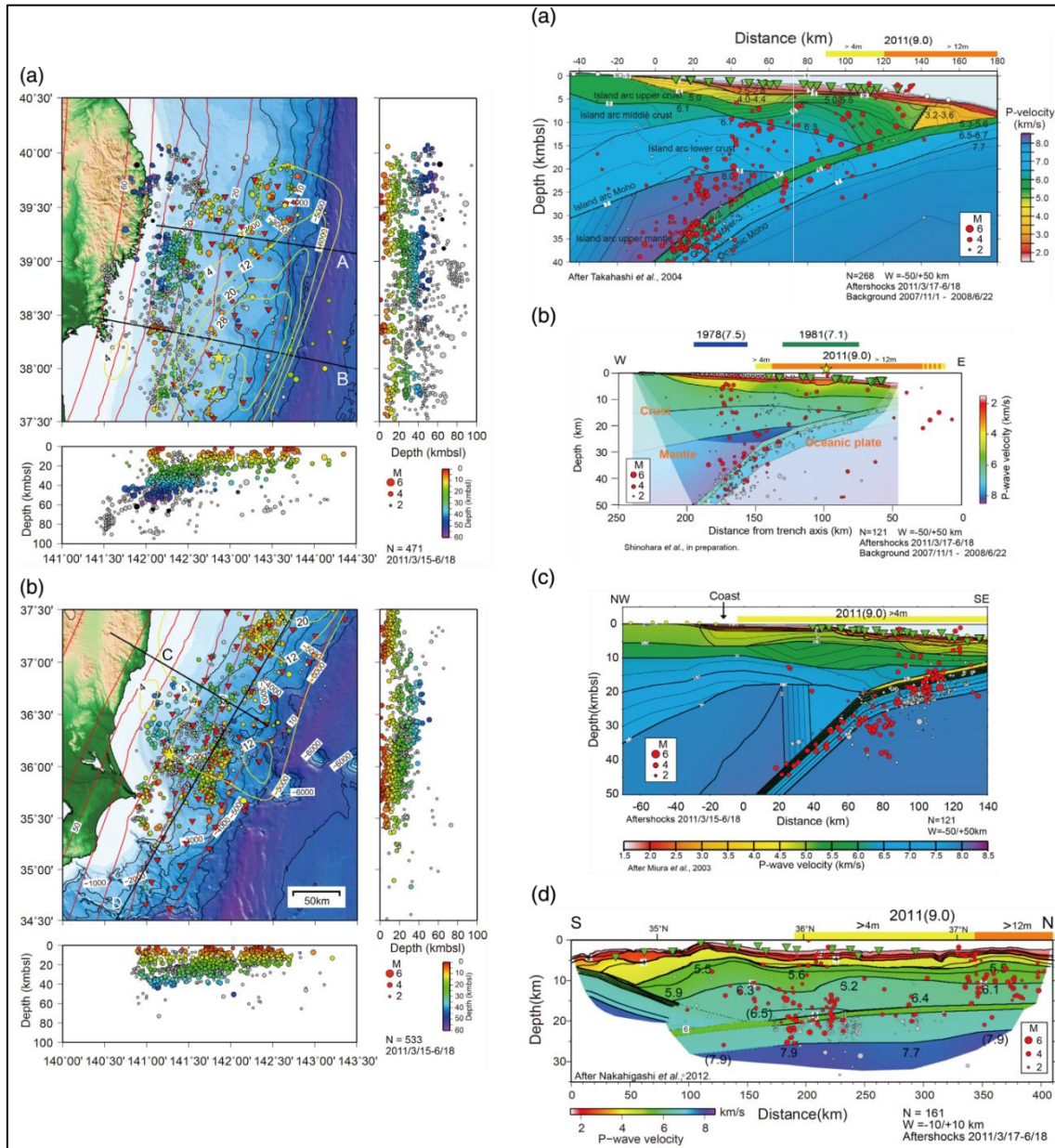


図 3.1.2(1)-2 屈折法探査の情報の例(Miura et al., 2003; Shinohara et al., 2012).

### Model 6

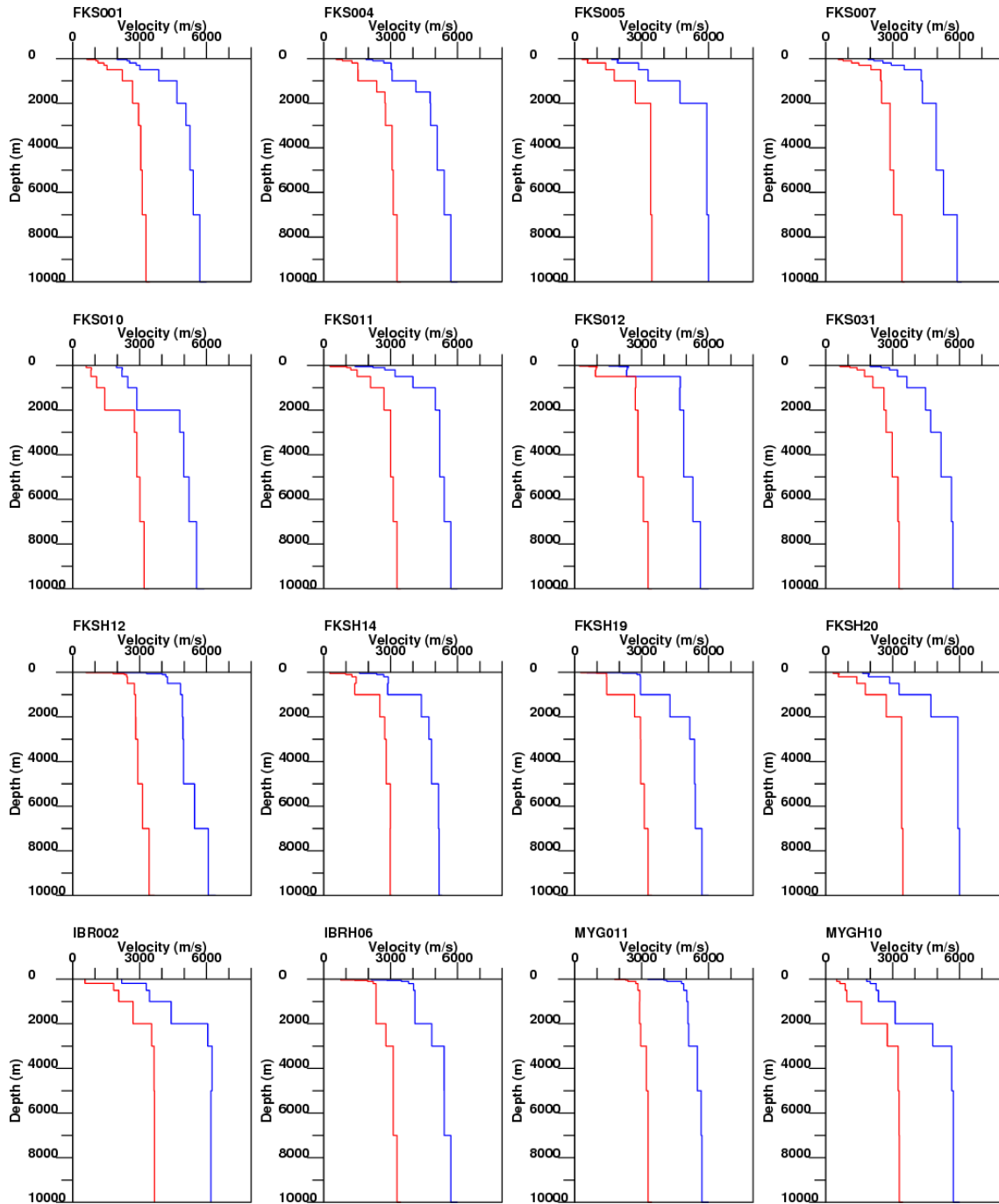


図 3.1.2(1)-3 推定した速度構造モデル。青は P 波速度，赤は S 波速度を表す。

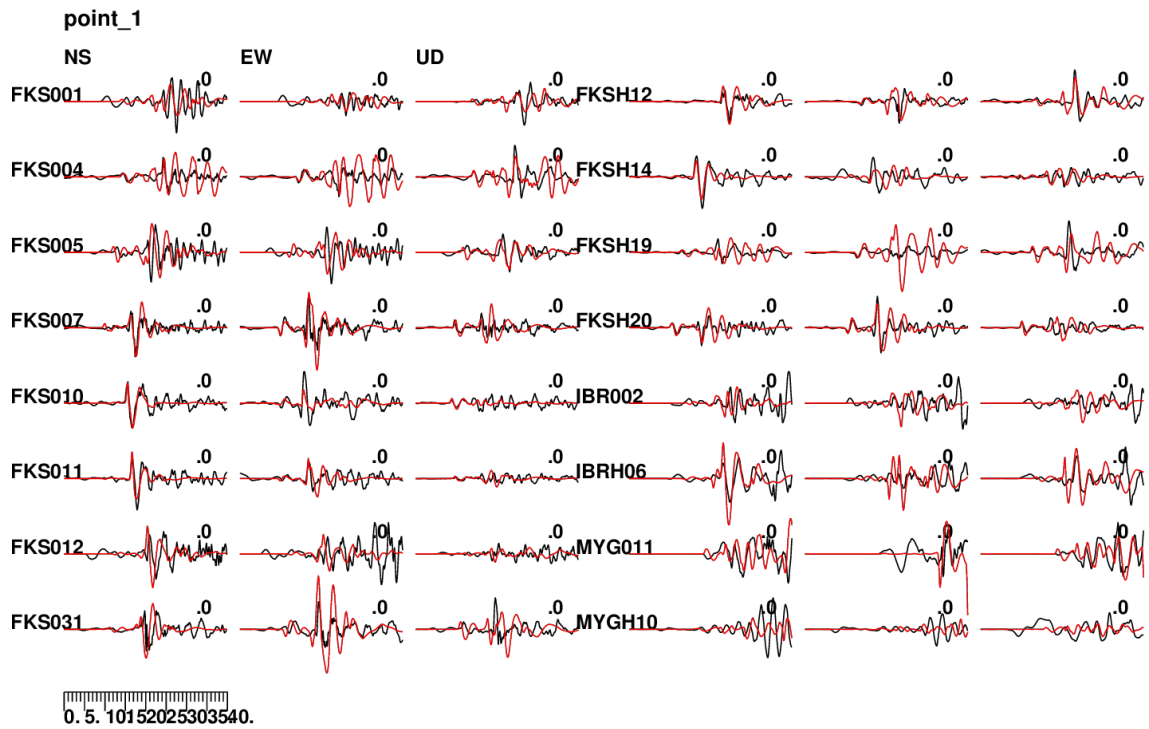


図 3.1.2(1)-4 イベント 1 (11/22 08:39) の観測(黒)と理論(赤)の速度波形(0.1-0.3 Hz). 観測の最大振幅 (cm/s) を各波形の右上に示す.

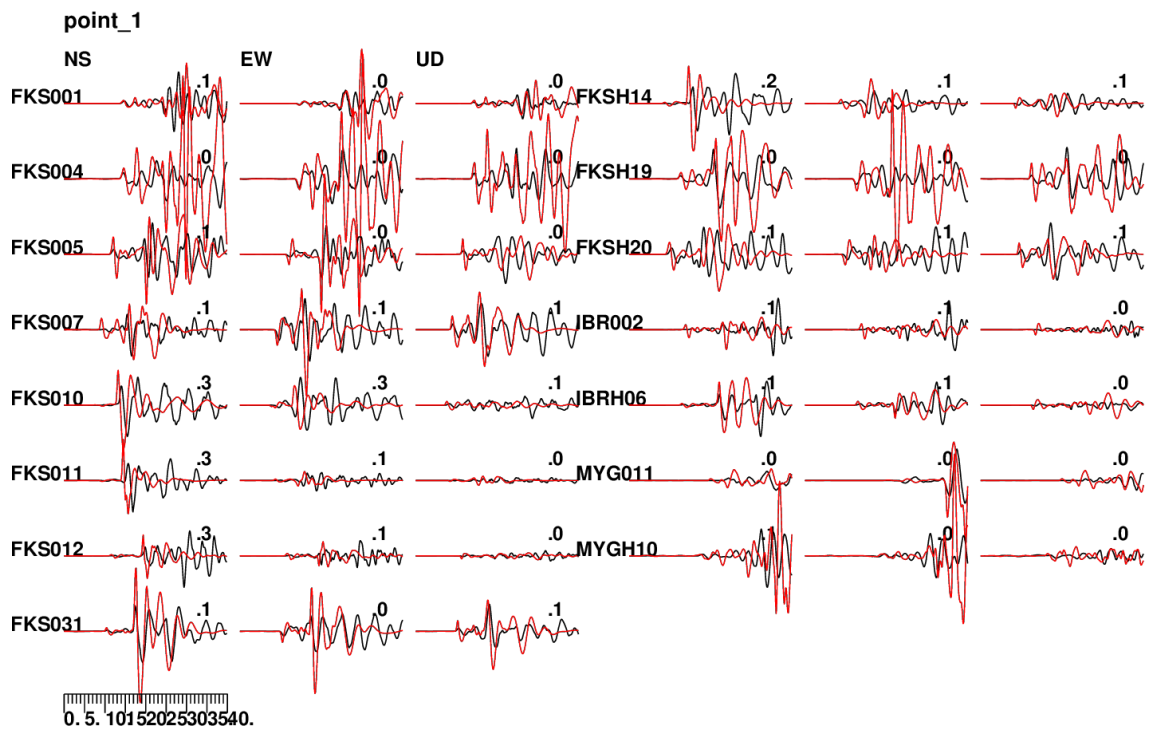


図 3.1.2(1)-5 イベント 2 (11/22 23:03) の観測(黒)と理論(赤)の速度波形(0.1-0.3 Hz). 観測の最大振幅 (cm/s) を各波形の右上に示す.

### 3.1.2(2) 震源インバージョン

#### ① 断層面の設定

2016年福島県沖の地震では、気象庁により、日本海溝海底地震津波観測網(S-net)で得られた地震動記録を用いて、DD法により余震の震源分布が再決定されている(気象庁, 2016b)。S-netの観測点は、今回の震源域の直上にも位置しており、これを用いて解析された震源位置は、P相だけを用いたものとはいえ、高精度に推定されていると考えられる。気象庁の解析では、本震発生直前の2016/11/22 5:50 (JST)から24:00 (JST)の地震を対象に解析している。本震の破壊開始点を通る断面(C断面)においては、余震分布は明瞭に南東傾斜の配列を示しており、断層面がこの余震分布に沿ったものであると考えられる(図3.1.2(2)-1)。

また、気象庁(2016a)では、遠地地震記録を用いて震源過程を解析している。この解析では、上述のS-netデータを用いて解析した震源分布をもとに、走向 $50^\circ$ 、傾斜 $48^\circ$ の断層面を設定している。断層面の大きさは、走向方向に60 km、傾斜方向に30 kmとしているが、トリミング等の操作は行われていない。そのため、断層面の大きさというよりも、解析領域の大きさと捉えるべきであろう。

この地震の震源域には常磐沖ガス田があり、このガス田の調査において地表に断層が存在していることが知られている(岩田・他, 2002)。この断層の位置と、余震分布を重ねて書いた(図3.1.2(2)-1)。地表断層は余震分布のほぼ延長上にあり、この断層が今回の地震の断層面と対応することが示唆される。

傾斜方向の断層面幅を設定するため、まずは地震発生層の厚さを検討する。再決定された余震を震源深さの順に並べ、D10およびD90を求めた(図3.1.2(2)-2)。求められたD90は約18.8 kmであり、これと震源域近傍での構造探査の結果(図3.1.2(2)-3)と比較すると、概ねモホ面深度に対応している。

我々の解析では、断層の基準点をS-netデータを用いたDD法による震源位置とし、走向、傾斜は気象庁(2016a)による値を用いることにする。傾斜方向の断層幅は、下端が概ねD90やモホ面の深さに対応するように設定する。インバージョンでは、観測点分布などを考慮して、4 km四方のメッシュで断層面を離散化するので、これで表現しやすいように幅24 kmとした。この地震では、津波が発生するなど(例えば、Gusman et al., 2017)のことを考えてごく浅部まで断層面が到達していると考えられることから、断層面上端は地表面とする。これと、設定した傾斜角 $48^\circ$ から、断層の下端深度は約17.8 kmである。走向方向の断層長さは、余震分布を概ね囲むように44 kmとした。設定した断層面を図3.1.2(2)-4に示す。

設定した断層面は、上端が地表面、下端はモホ面に接する。内陸地殻内地震の地震動予測レシピなどでは、断層面は、地震発生層に収めるように設定するところであるが、この地震発生層は上部地殻と対応すると想定されている。しかし、今回設定した断層面の領域では、内陸とは異なり、地殻の厚さは20 km程度と薄い。余震はこの薄い地殻の下端のモ

水面にまで及び、上部地殻には収まらないようである。

一般的に、東北地方の沿岸域では、D90 が 20 km 前後と深いことが知られている（図 3.1.2(2)-5）。また、Shinohara et al. (2012)の断面などでも明らかなように、一般的にアイソスタシーとして、陸地と比べ海では地殻は薄いことが知られているから、地殻内地震と言っても、海では地震発生層が上部地殻に留まらない領域がかなりあるように考えられる。海の地震を対象とする場合には、地殻内の地震でも、地震動予測レシピの断層幅の設定について十分に検討する必要があるかもしれない。

気象庁によるDouble-Difference法  
で推定した余震の震源位置

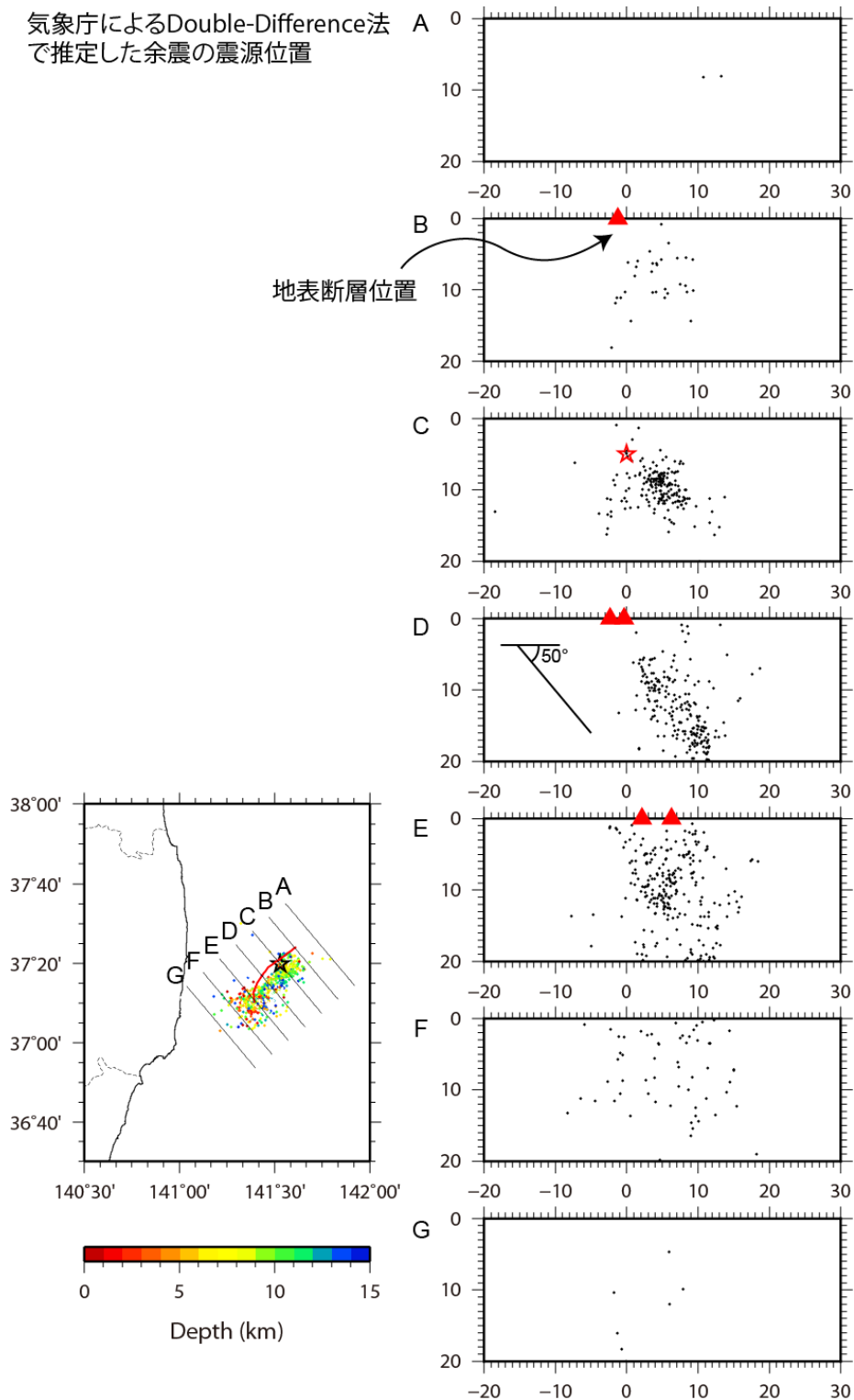


図 3.1.2(2)-1 気象庁による S-net データを用いた DD 法による震源分布 (点) と、岩田・他 (2002)による断層位置 (赤線).



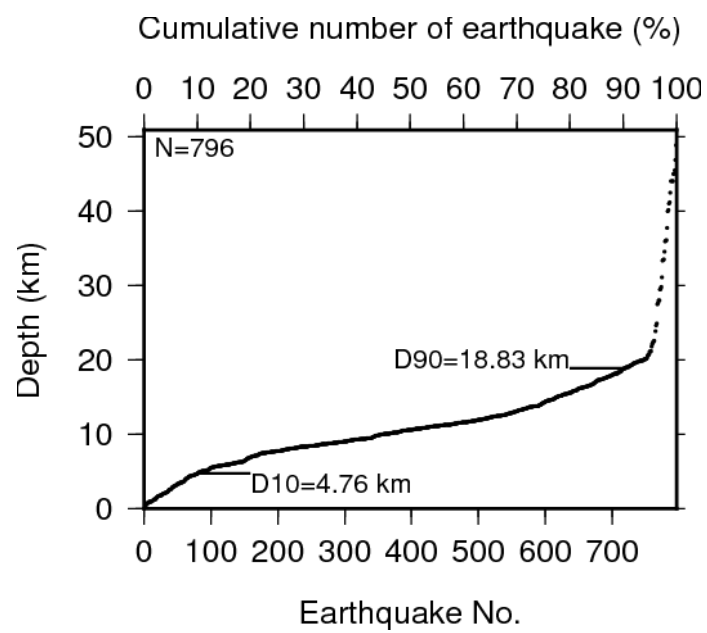


図 3.1.2(2)-2 再決定された余震分布に基づく D10 および D90.

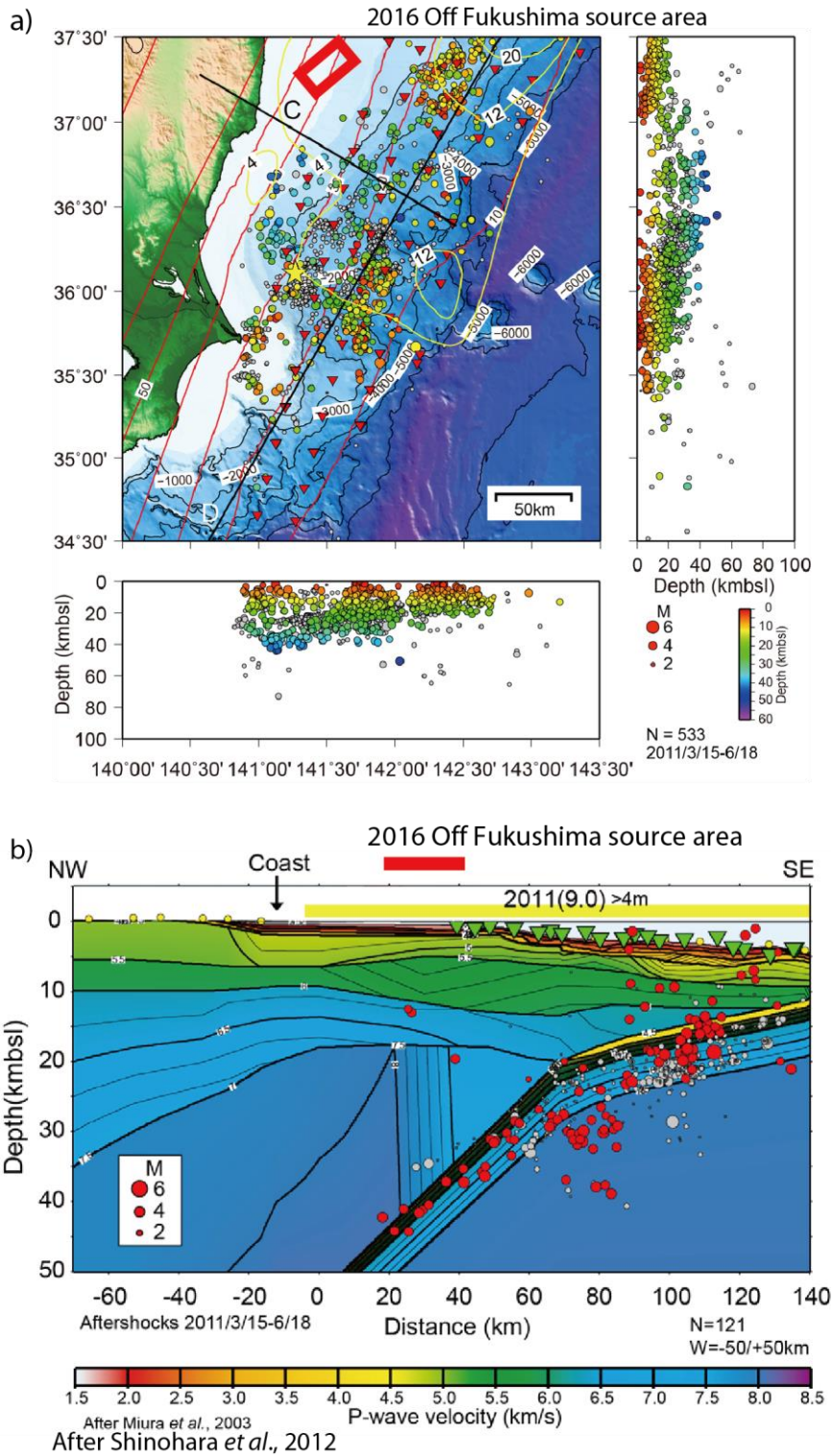


図 3.1.2(2)-3 反射法などにより得られた P 波速度構造モデルの断面(Miura *et al.*, 2003; Shinohara *et al.*, 2012). 震源域の概略を赤枠・赤線で示す。 a) 測線位置(C の断面)。 b) 断面。

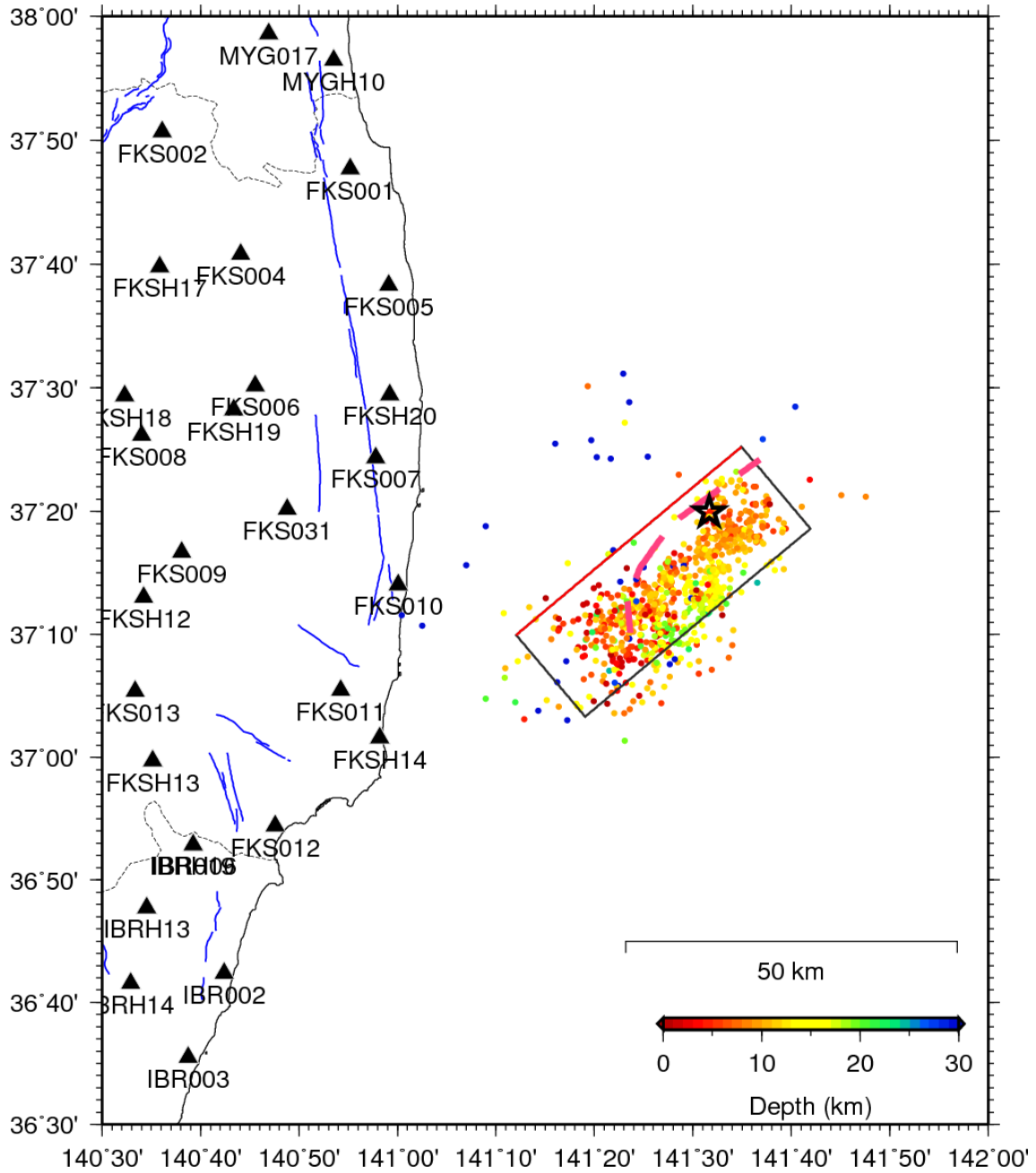


図 3.1.2(2)-4 設定した断層面 (矩形) および余震分布 (点). 矩形の赤線は地表側を表す. 星印は本震の震源を示す. 赤破線は岩田・他(2002)による断層の位置.

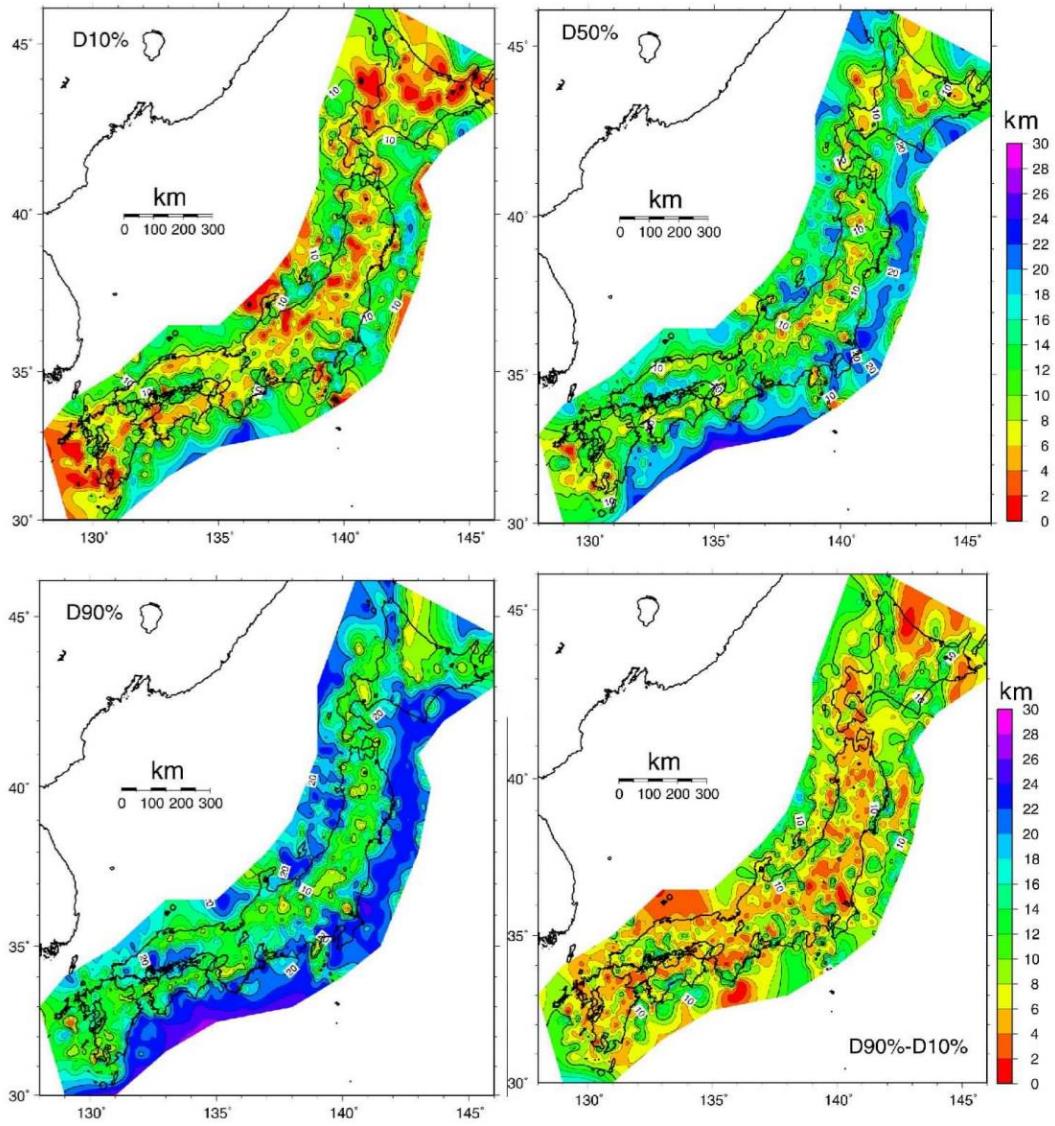


図3.1.2(2)-5 気象庁一元化震源をもとに求めた, D10, D50, D90およびD90-D10(伊藤, 2008).

## ② 震源過程の推定

前節で設定した断層面をもとに、断層面上のすべりの時空間分布を推定する。断層面には、本震発生当日（約 18 時間）の余震分布を参考に  $44 \text{ km} \times 24 \text{ km}$  の断層面を設定した。断層面を空間方向に  $4 \text{ km} \times 4 \text{ km}$  の小断層に、時間方向には破壊開始時刻から一定の速度  $V_{FT}$  で広がる同心円が到達した時刻から 1.25 秒間隔にパルス幅 2.5 秒のスムーズドランプ関数を 5 個並べ、時空間的に離散化して、理論波形を計算した。これから、各小断層では最長 7.5 秒のすべりが表現される。理論グリーン関数の計算には、離散化波数法(Bouchon, 1981)と反射・透過係数行列法(Kennett and Kerry, 1979)により点震源の波形を計算して求めた。逆解析にはマルチタイムウィンドウインバージョン法(Hartzell and Heaton, 1983)を用いた。

観測記録には 0.05-0.3 Hz のバンドパスフィルターを適用し、1 回積分して速度波形を作成した。P 波到達から 40 秒間を切り出し、解析に用いた。なお、KiK-net 観測点では地中波形を逆解析の対象とした。

第 1 タイムウィンドウ伝播速度  $V_{FT}$  は、1.8~2.6 km/s の範囲で探索し、それぞれの  $V_{FT}$  において平滑化係数  $\lambda$  を変化させて ABIC 最小となった解のうち、残差最小となった  $V_{FT}$  の解を最終的な解とした。 $V_{FT}$  は、0.1 km/s 間隔で探索し、最終的に 2.2 km/s が最小値を示した。

逆解析の結果得られた最終すべり量分布を図 3.1.2(2)-6 に、モーメントレート関数の最大値分布を図 3.1.2(2)-7 に示す。断層面全体の平均滑り量は 0.77 m、最大滑り量は 2.1 m で、断層面上端で最大値を示している。求めた震源モデルの諸元を表 3.1.2(2)-1 にまとめた。アスペリティを Somerville et al. (1999)の基準により決定すると、最大すべり量を示す小断層の周辺の領域に求まる。この領域は断層面上端に接し、それにつられて地表での地殻変動も大きかったことが予想される。これは、この地震では、比較的大きな津波が観測されていることと整合的である。地図上に投影した滑り分布（図 3.1.2(2)-8）では、破壊開始点の南西側に大きなすべり量を示す領域があり、FKS011 など、福島県南部の観測点で本震の振幅が大きいことと整合的である。

モーメントレート最大値をもとに、HRA (High moment Rate Area) も同定した。HRA の同定では、最終タイムウィンドウは除外した。その結果、深部に HRA が求められている。ただし、後述するように、この領域は波形に与える影響は小さいことから、適切に求められているとは考えにくい。また、モーメントレート関数の最大値が議論の対象となるのは、多くの場合短周期成分であるが、この解析では周期 3 秒以上を対象としたため、議論の対象となるような帯域のモーメントレート関数が求まっていなかったと考えられる。

観測速度波形と合成速度波形の比較を図 3.1.2(2)-9 に示す。解析結果の合成波形を検討すると、どの観測点においても、おおむね良好なフィッティングを見せている。時間ごとの破壊の進展（図 3.1.2(2)-10）を見ると、破壊開始後、9-18 秒にかけて、破壊開始点の南西側浅部にあるアスペリティが破壊していることがわかる。

最終滑り量をもとに、Somerville et al. (1999) の基準をもとにトリミングを試みたが、断

層面はトリミングされなかった。ただし、海域の地震であるため、観測点配置が理想的ではないことから、トリミングを行えるほど十分な精度が確保できてはいなさそうである。試みに、上端を除く断層端部 3 方を 1 列 (4 km) ぶんすべり量を 0 とおき、断層面を削ったモデルで波形を作成し、断層面全体からの波形と比較した (図 3.1.2(2)-11)。当然、断層面を削ったほうがほとんどの観測点で振幅は小さくなるものの、波形の変化は小さい。破壊の進行方向に当たる、FKS010, IBRH06, IBR002 などでは、むしろ振幅が大きくなり、観測記録との整合が良くなるほどであり、少なくともインバージョンによる断層面のうち、西端 1 列はあまり適切に滑りが求められてはいないようである。

アスペリティからの波形への寄与 (図 3.1.2(2)-12) を見ると、特に断層の南西方向の観測点 (例えば FKS011, FKS012, FKSH14) での主要な波群が、アスペリティからの波で構成されていることがわかる。後続波群の一致はそれほど良くないが、グリーン関数を 1 次元モデルで求めていることによる限界と考えられる。また、比較的長周期の地震動を見ているため、背景領域が影響しているとも考えられる。

はじめに述べたように、本地震の震源域の水平面投影は、1938 年塩屋崎地震の震源域と重なっている。得られたすべり量分布を、1938 年塩屋崎地震のすべり分布(植竹・他, 2006) と重ね書きした (図 3.1.2(2)-13)。1938 年塩屋崎地震は、プレート境界型、あるいはスラブ内地震であるが、2016 年福島県沖の地震は地殻内地震であり、3 次的には重なっていないことに注意する必要がある。両者の断層面の大きさは、規模を反映してかなり異なっており、今回の地震はかなり小さい。今回の地震では、津波が大きかったが、それは震源が浅いためと考えられる。

表 3.1.2(2)-1 推定された震源モデルの諸元

項目	値
$M_0$	$2.35 \times 10^{19}$ Nm (ベクトル和)
	$2.45 \times 10^{19}$ Nm (スカラー和)
$M_w$	6.85 (Vector sum)
	6.89 (Scalar sum)
Maximum slip	2.1 m
Average slip	0.77 m
$V_{FT}$	2.2 km/s
Fault area	1056 km <sup>2</sup>
Asperity area	144 km <sup>2</sup>
HRA area	80 km <sup>2</sup>

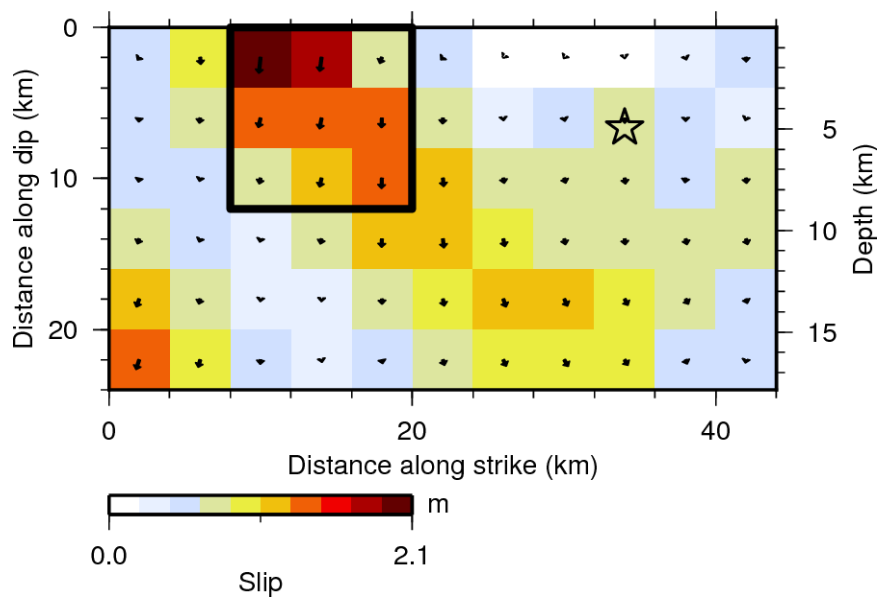


図 3.1.2(2)-6 推定された最終すべり分布. ベクトルは上盤のすべり方向とすべり量を示している. また, 黒枠はアスペリティを示す.



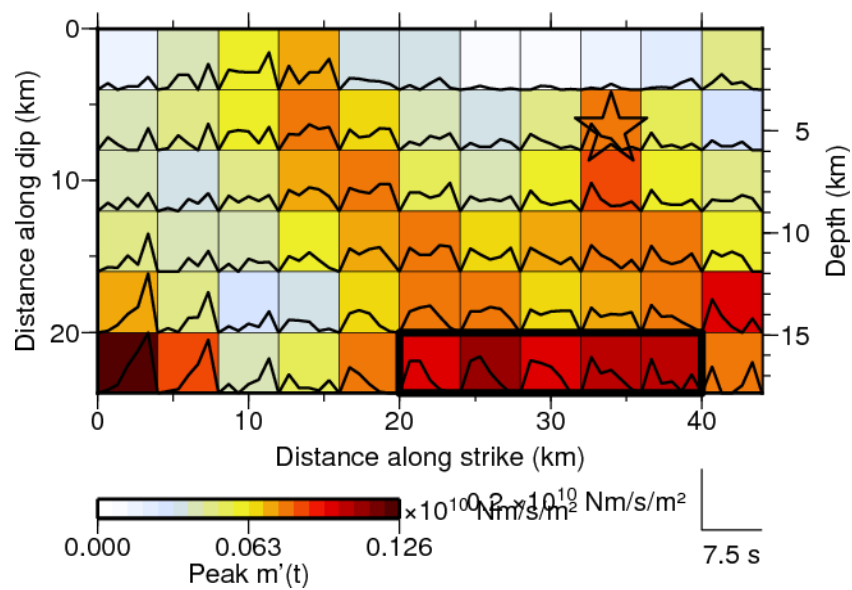


図 3.1.2(2)-7 推定された小断層ごとのモーメントレート関数の最大値の分布. ただし, 最終タイムウィンドウは除外している. 小断層ごとのモーメントレートを折れ線で示している. 黒枠は HRA を示す.

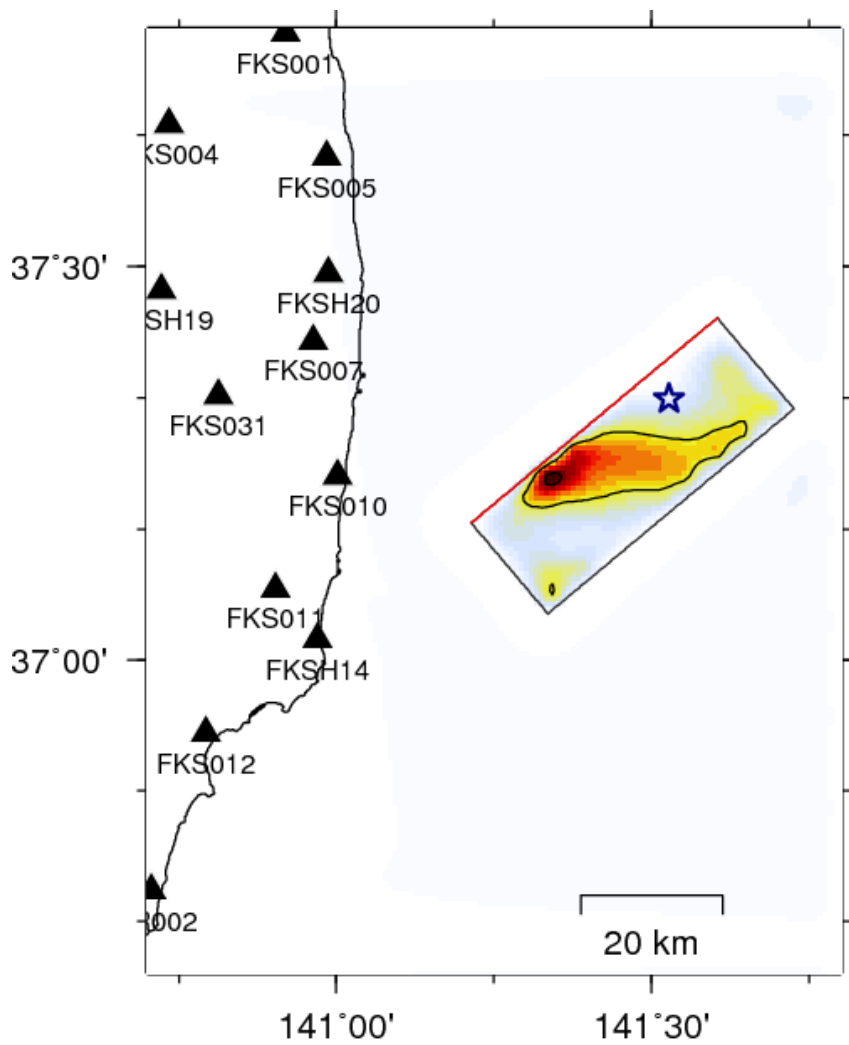


図 3.1.2(2)-8 地図上への滑り分布の投影.

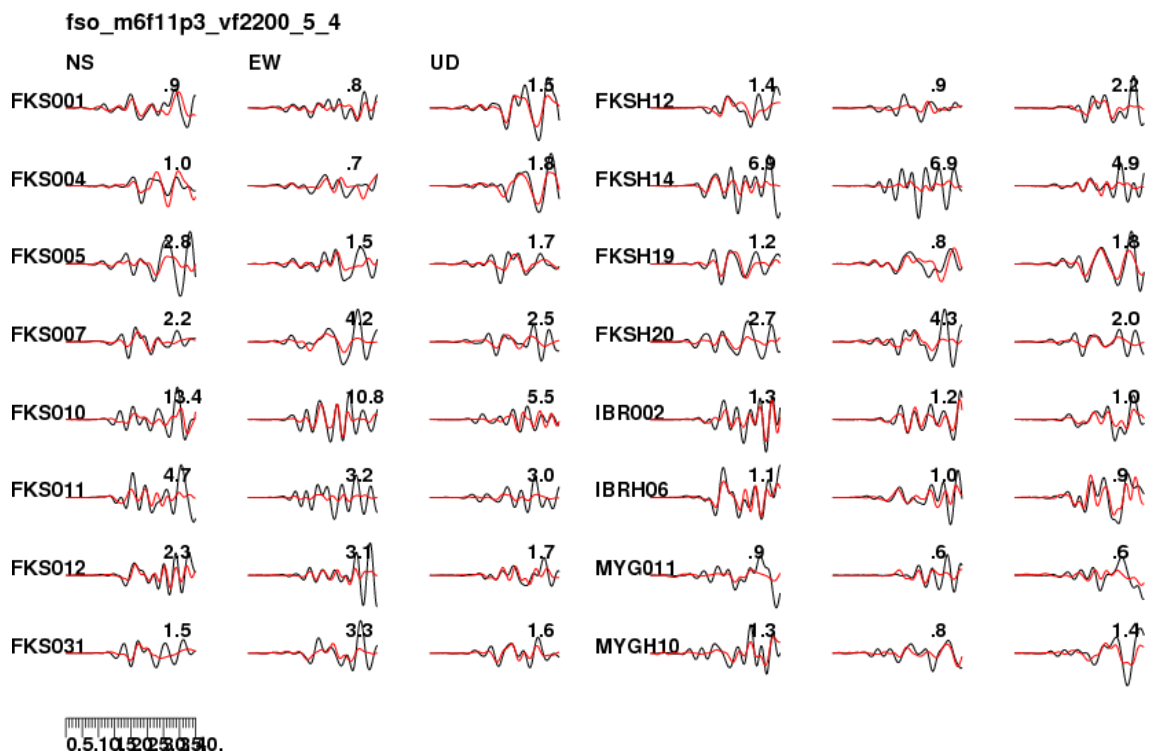


図 3.1.2(2)-9 観測波形(黒線)と合成波形(赤線)の比較.

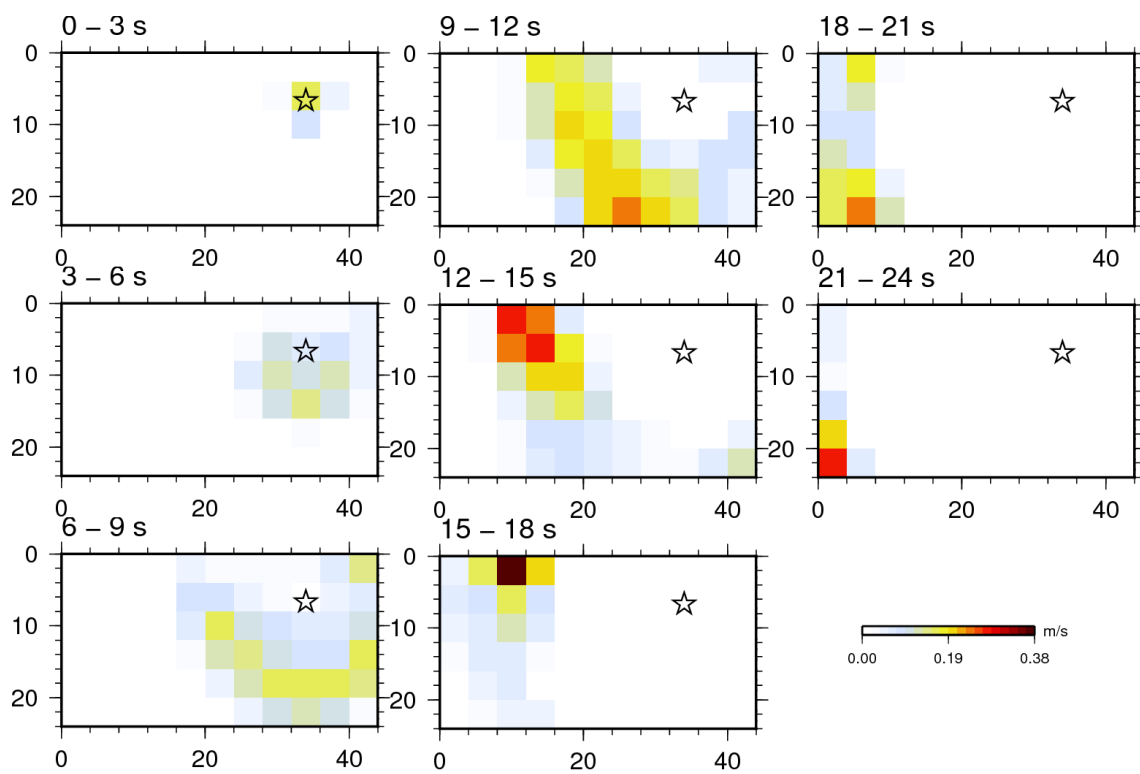


図 3.1.2(2)-10 破壊の進展.

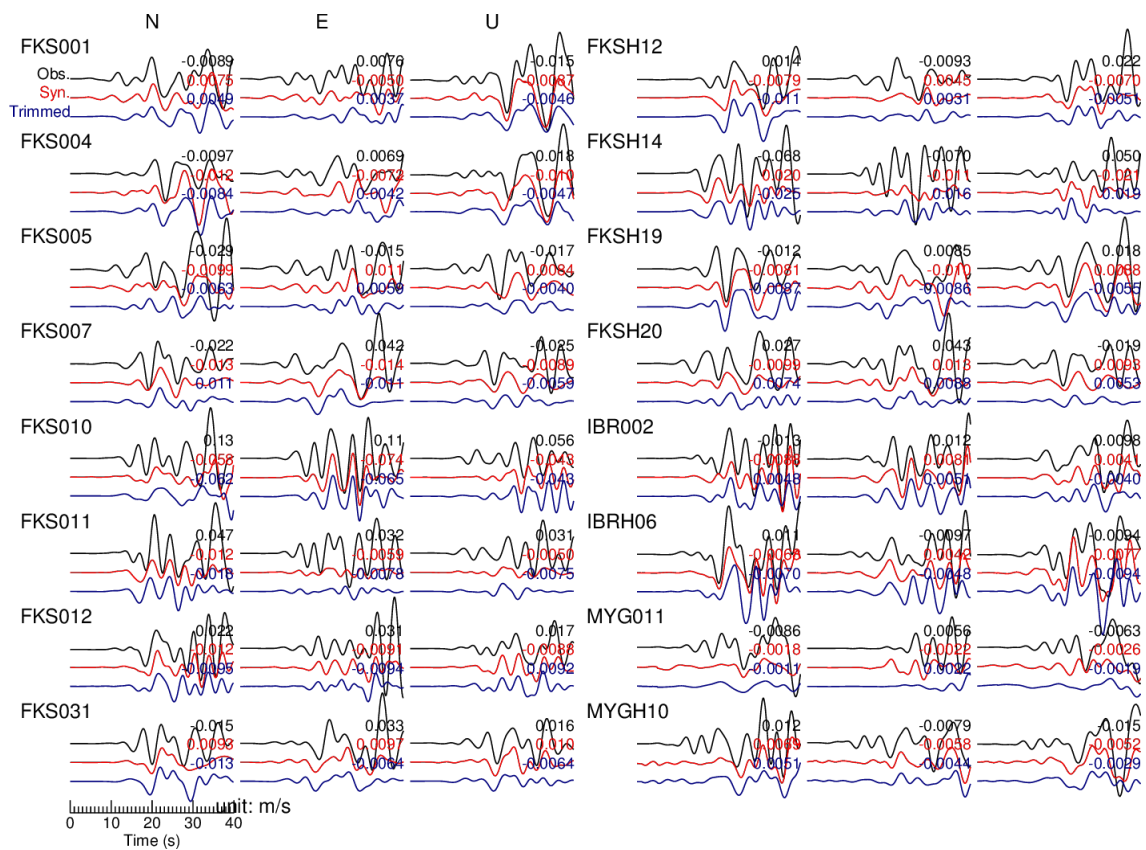


図 3.1.2(2)-11 観測波形 (黒), 断層面全体 (赤) と断層端部 3 方を削ったもの (青) からの合成波形の比較.

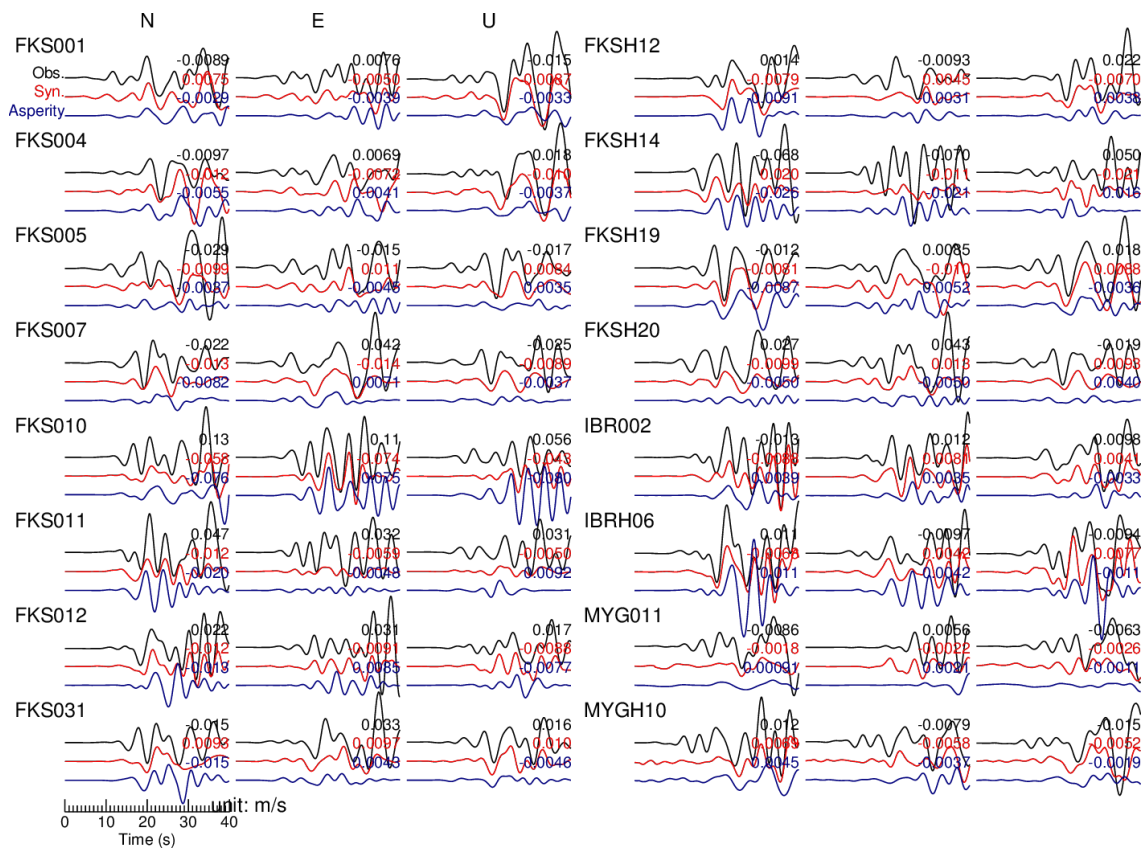


図 3.1.2(2)-12 アスペリティからの理論波形への寄与.

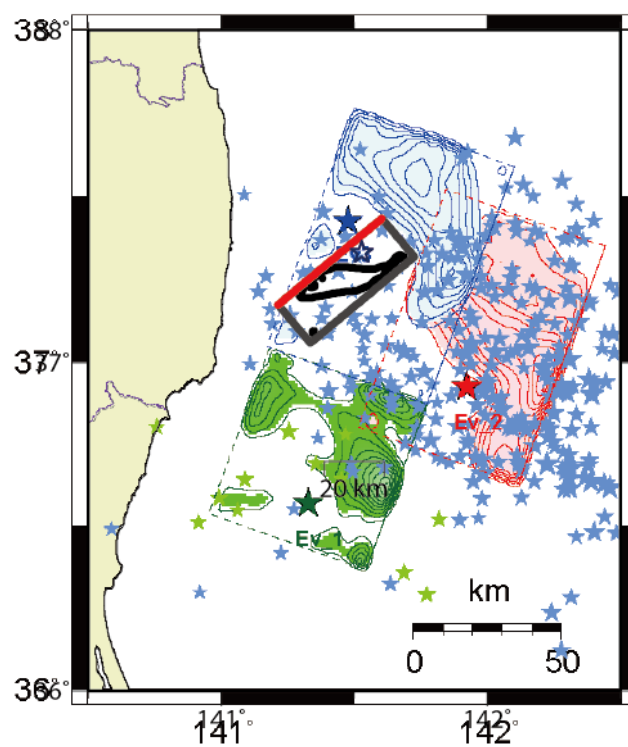


図 3.1.2(2)-13 解析で得られたすべり量分布（黒コンター）を，植竹・他(2006)によるすべり量分布と重ね書きしたもの。

### ③ 特性化震源モデル

逆解析で求めた震源モデルをもとに、特性化震源モデルによる合成波形の作成を試みた。ここでは、逆解析による震源モデルをもとに設定する。予測問題の場合であれば、各種の経験式や理論式をもとに設定するが、ここではすべり時間関数のパラメータ等を震源モデルのすべり時間関数から取り出す。

断層面設定 (図 3.1.2(2)-4)・巨視的パラメータ (表 3.1.2(2)-2) は、インバージョンの設定をそのまま引き継ぐこととした。したがって、断層面上端は地表に接する設定としている。微視的パラメータには、インバージョンで求められたアスペリティをもとに、1つのアスペリティを設定した (図 3.1.2(2)-15)。

小断層で設定する震源時間関数には Yoffe 関数(Tinti et al., 2005) に  $\cos$  関数をコンボリューションして特異点を除いた修正 Yoffe 関数(Schmedes et al., 2010) を用いた (図 3.1.2(2)-16)。アスペリティ領域ごとに、インバージョンで得られている震源時間関数から平均ライズタイムを求めたものを  $t_r$  として設定した。ピークタイム  $t_p$  は、アスペリティの平均ピークモーメントレートとライズタイム、最終モーメント解放量から求める式(吉田, 2017) を用いて設定した (図 3.1.2(2)-17)。設定したモーメント分布を図 3.1.2(2)-18 に、震源時間関数の分布を図 3.1.2(2)-19 に示す。また、パラメータを表 3.1.2(2)-3 にまとめる。

インバージョンでは、周期約 3 秒以上を解析の対象としている。このため、ここで求められた  $T_p$  は解析の帯域の限界により、3 秒以上の長い値を示している。実際の滑り時間関数の  $T_p$  は、経験的に 1 秒以下(例えば、吉田, 2017) であることが予想され、ここで設定した  $T_p$  は見かけのものであると考えるべきである。また、この解析帯域の制限により、ここで設定したモーメントレート (モーメント解放速度) の最大値は、アスペリティと背景領域であり差はないことに注意する必要がある (最終モーメントには差がある)。

破壊伝播の設定は、4 通りを試みた。1 目(Case 1) は、破壊開始点から同心円状に一定速度で破壊が進展するものである (図 3.1.2(2)-20)。2 目(Case 2) は、背景領域では震源 (破壊開始点) より同心円状で進み、アスペリティの破壊開始点に到達したところから、アスペリティ内部の破壊が始まるようにした、マルチハイポセンター破壊である (図 3.1.2(2)-21)。アスペリティ内部では同心円状破壊とした。3 目(Case 3) は、2 目のものに、乱数によって揺らぎを与えたものである。 (図 3.1.2(2)-22)。小断層  $i$  において、もととなる 2 目の破壊伝播での破壊開始時刻  $T_{i0}$  に、乱数で揺らぎを与え、最終的な破壊開始時刻

$$T_i = T_{i0} - pr \quad (3.1.2-5)$$

を与えた。ここで、 $p$  は揺らぎの大きさ、 $r$  は 0~1 の一様乱数である。ここでは、 $p=0.5$  とした。すなわち、基本の破壊伝播に対し、0~0.5 秒の破壊の遅れを各点に与えている。4 目(Case 4)には、アスペリティの中央下端にアスペリティの破壊開始点を設定した。破壊



伝播の各パラメータは、表 3.1.2(2)-4 にまとめた。

グリーン関数は、小断層を 1 km × 1 km, すなわちインバージョンで表示されている 4 km × 4 km の小断層を 4 × 4 に分割して計算した。したがって、44 km × 24 km の断層面を 44 × 24 の点震源で表現している。また、最も浅い (1 列目の) 点震源の深さは、380 m となっている。ここでは、観測波形及び合成波形の両方に、インバージョンと同じく 0.05-0.3 Hz のバンドパスフィルターを適用した。

上記の条件で計算した速度波形を図 3.1.2(2)-24, 26, 28, 40 に示す。また、疑似速度応答スペクトル (減衰定数 5%) を図 3.1.2(2)-25, 27, 29, 31 に示す。合成波形と観測波形を比較すると、S 波付近の振幅は、観測波形をある程度再現している。図 3.1.2(2)-24 では、各観測点での P 波到達時刻から 40 秒間をプロットしている。この内、概ね 30 秒以降では、表面波と思われる波が卓越し、必ずしも波形は一致しないが、主に S 波が卓越している 10~30 秒付近の振幅は、観測波形をある程度再現している。

アスペリティの破壊伝播様式を 4 通り試した。4 通りの特性化震源モデルと、逆解析によるモデルのアスペリティからの波だけを比較したものを図 3.1.2(2)-32 に示す。断層の西側に当たる、FKS011 では、同心円破壊が最も逆解析による波形の振幅に近い。4 通りの破壊伝播による波形全体の議事速度応答スペクトルを図 3.1.2(2)-33 に示す。

仮定した断層面に最も近い、FKS010 観測点では、観測波形では 20~30 秒付近の波群にアスペリティの影響が見られる (30 秒以降は、アスペリティからの波形ではあるものの、ごく浅部の表面波の影響が大きく、1 次元構造モデルでは適切な評価は困難)。この観測点の 10-30 秒の波群は、NS 成分では同心円状破壊 (Case 1) が最大振幅となるが、EW 成分では、アスペリティの東下端からの破壊 (Case 2 あるいは Case 3) が最大となる。また、FKSH19 では、Case 1~Case 4 で波形がかなり異なる。ただし、どの破壊様式でも、逆解析の記録を位相まで再現するものではない。とはいえ、やや離れている観測点にも関わらず、破壊伝播様式の影響がかなり見られることは重要である。

なお、ここでは Case 2 と Case 3 で、破壊伝播に揺らぎを導入したが、波形の差は僅かであった。実際に計算して確かめる必要があるが、今回の計算条件では、揺らぎの影響は周期 3 秒以上では余り影響せず、もう少し短周期側において揺らぎの影響が見られるのかもしれない。結局、総合的には今回の特性化震源モデルの作成では同心円状破壊が妥当と考えられる。

また、Somerville et al. (1999) の式 (CGS 系)

$$T_R = 2.03 \times 10^{-9} \times M_0^{1/3} \quad (3.1.2-6)$$

による  $T_R$  (ライズタイム) の値は、前節での震源過程の解析で求められたモーメント  $M_0=2.4 \times 10^{19} \text{ Nm}=2.4 \times 10^{26} \text{ dyne} \cdot \text{cm}$  を代入すると 1.26 s である。これと比較して、震源過程の解析結果から求めたライズタイムは、明らかに大きい値である。震源モデルの構築に用いた

地震動記録が、周期 3 秒以上の波を用いているため、1.26 秒のライズタイムは、この条件では求められない。

表 3.1.2(2)-2 断層面の位置と大きさ. Longitude, Latitude, Depth はセグメントの基準点位置を示す. 断層面座標上での基準点位置を X, Y で示す (図 3.1.2(2)-14).

Longitude (°)	Latitude (°)	Depth (km)	X (km)	Y (km)	Length (km)	Width (km)	Strike (°)	Dip (°)	Bottom (km)
141.528	37.332	4.94	34	6.636	44	24	50	48	17.8

表 3.1.2(2)-3 震源時間関数のパラメータ

	Asp. 1	Off Asp.	Entire	根拠
Area (km <sup>2</sup> )	144	912	1056	インバージョン
M <sub>0</sub> (Nm)	4.514e18	1.995e19	2.45e19	インバージョン
tr (s)	5.040	3.676	-	インバージョンの平均 m <sub>0</sub> /PMR
ts (s)	4.08	2.98	-	吉田(2017)
rake (°)	260	271	270	インバージョン

表 3.1.2(2)-4 破壊伝播の設定.

Area	Off Asp.	Asp. 1
Rupture starting point	(34, 7.636)	(21, 13)
Rupture velocity (km/s)	2.2 (=V <sub>FT</sub> )	2.7 (=V <sub>EGF</sub> )

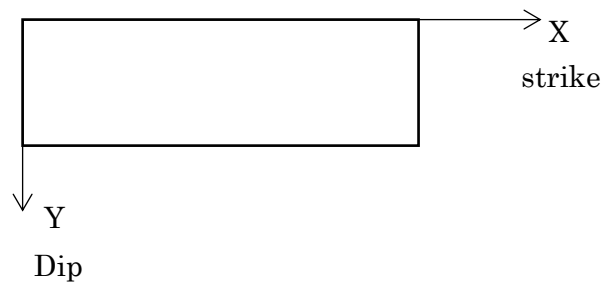


図 3.1.2(2)-14 断層面座標系の説明. 断層面上での座標の取り方を示す.

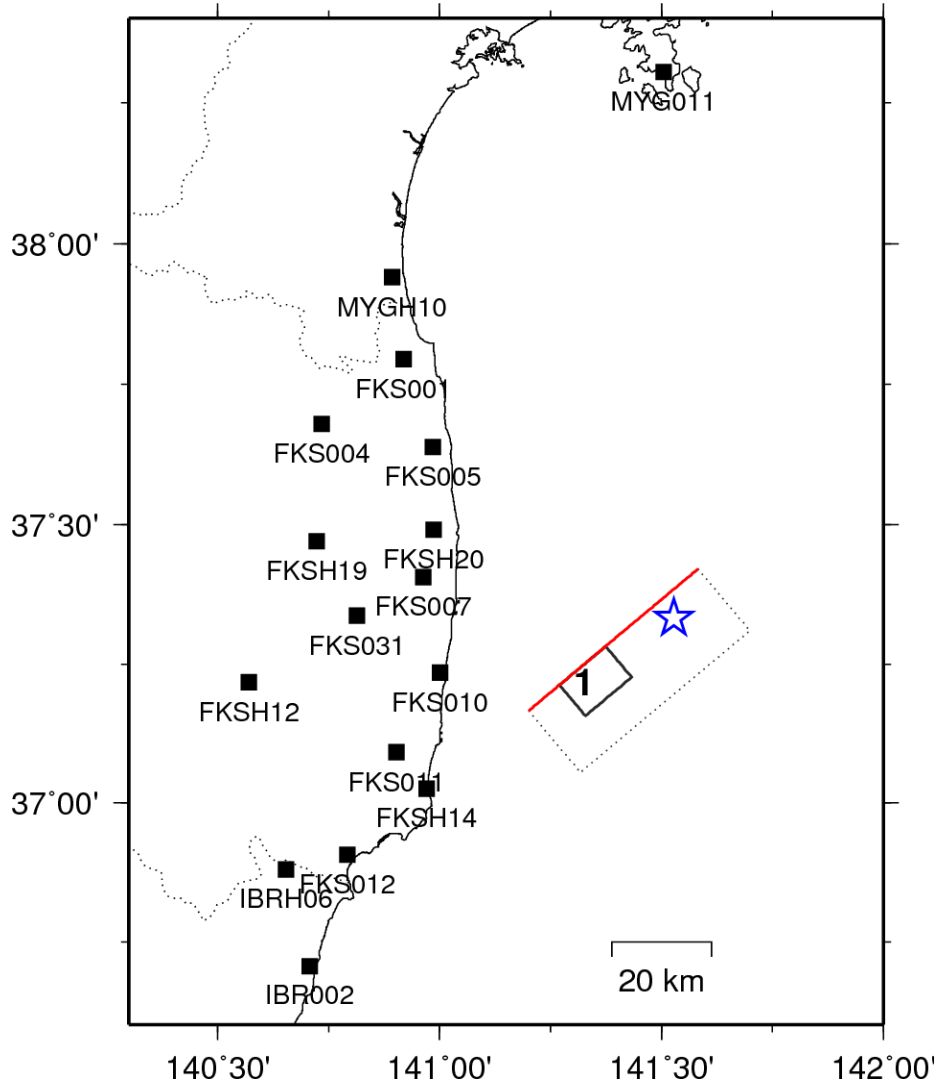


図 3.1.2(2)-15 断層面とアスペリティの位置.

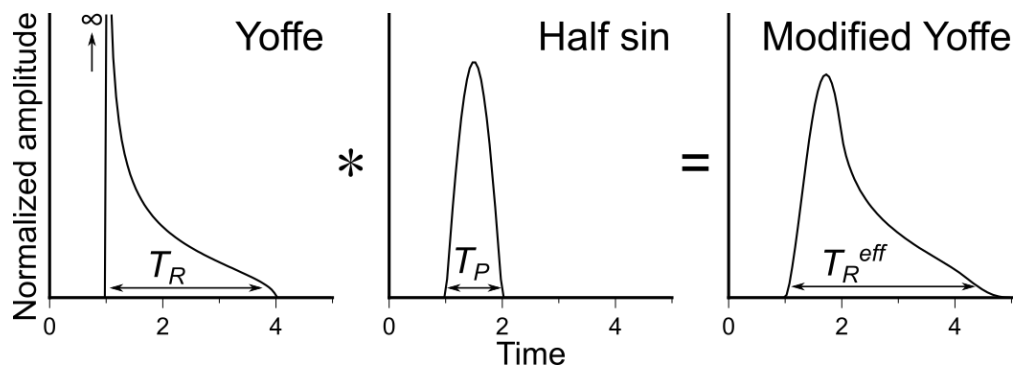


図 3.1.2(2)-16 修正 Yoffe 関数(Schmedes et al., 2010).

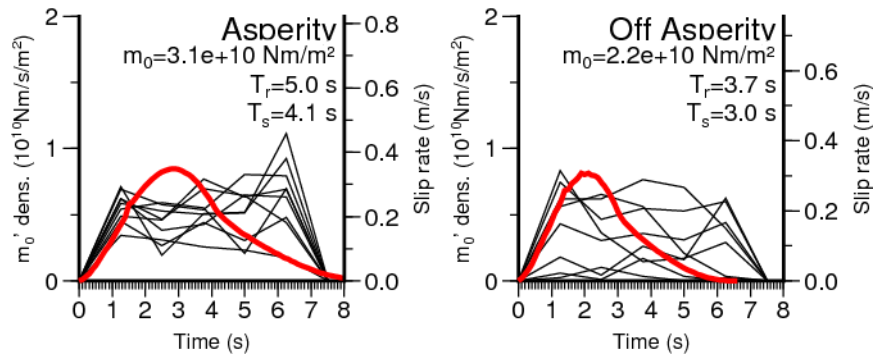


図 3.1.2(2)-17 インバージョン（黒）で得られたものと特性化震源モデル（赤）のモーメントレート関数の比較.

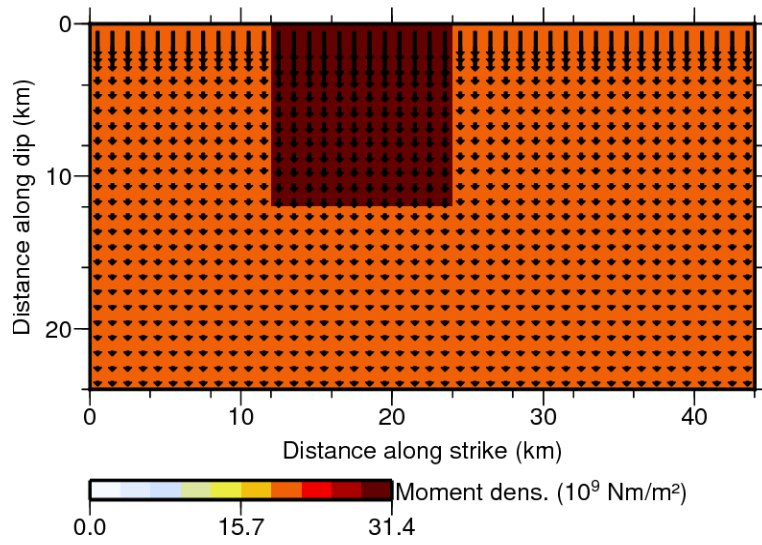


図 3.1.2(2)-18 設定したモーメントの分布. 矢印はすべり角及び相対的なすべり量を示す.

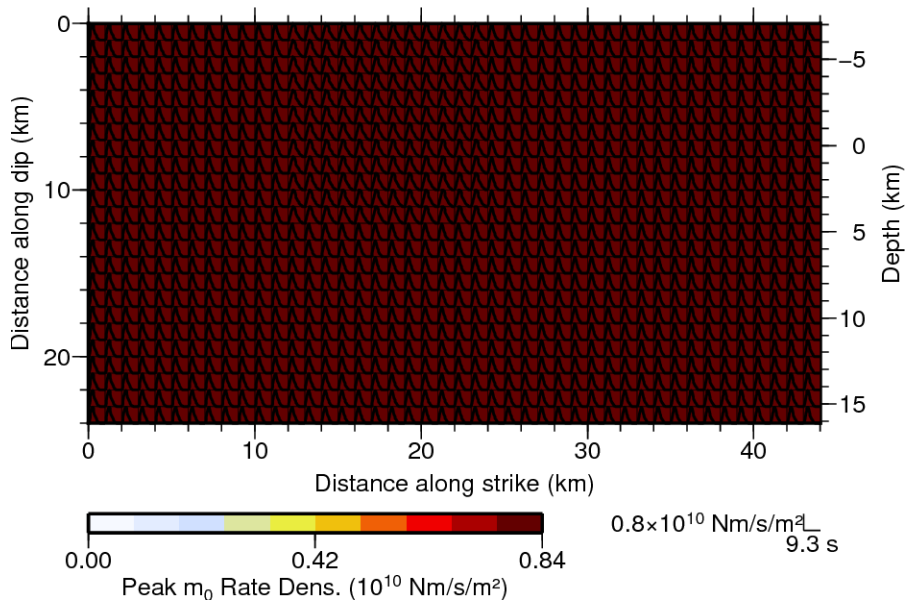


図 3.1.2(2)-19 モーメントレート関数の分布.



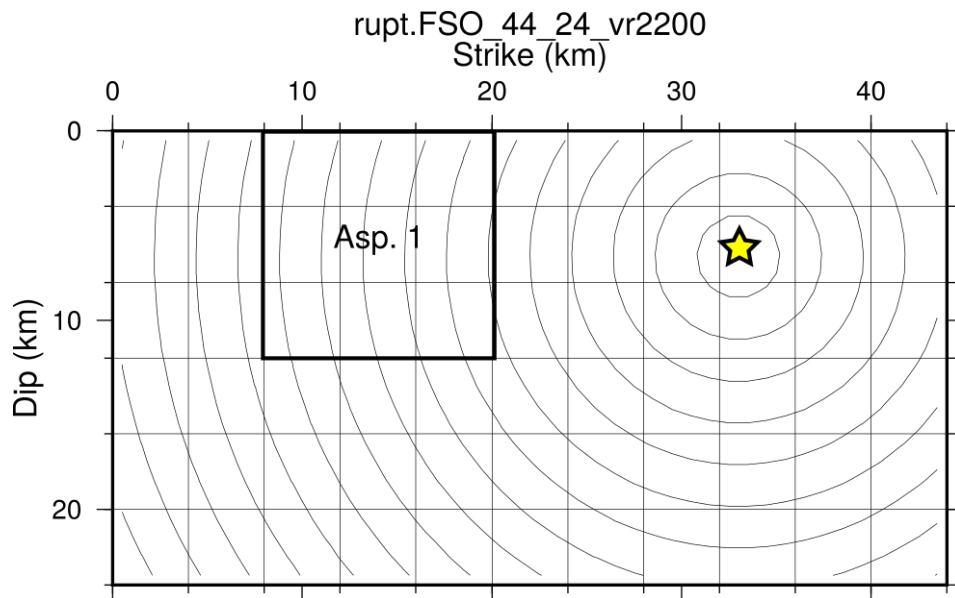


図 3.1.2(2)-20 アスペリティパッチの配置と、破壊の伝播(Case 1). コンターは 1 秒間隔の破壊フロントを示す.

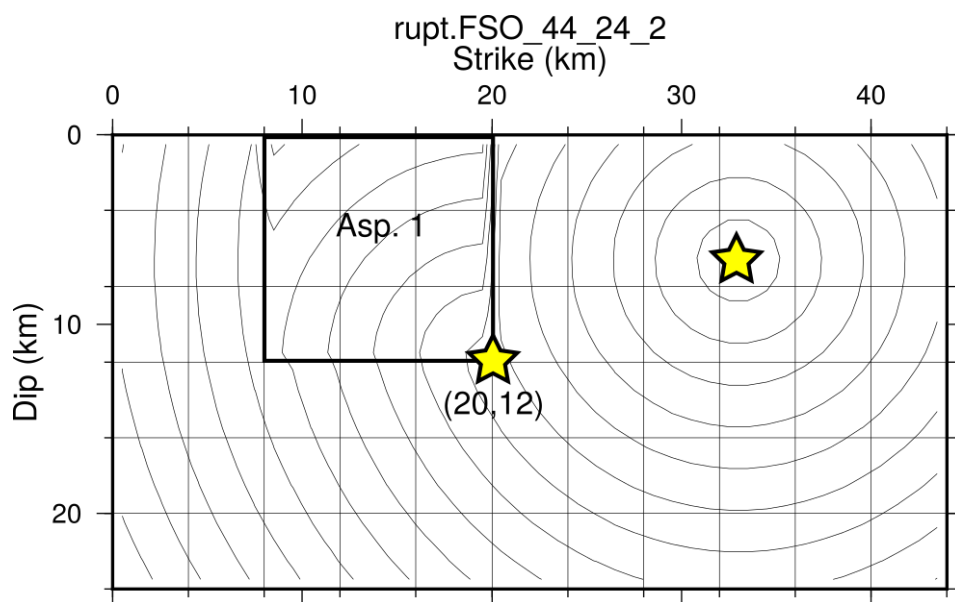


図 3.1.2(2)-21 アスペリティパッチの配置と、マルチハイポセンターにもとづく破壊伝播 (Case 2). コンターは 1 秒間隔の破壊フロントを示す.

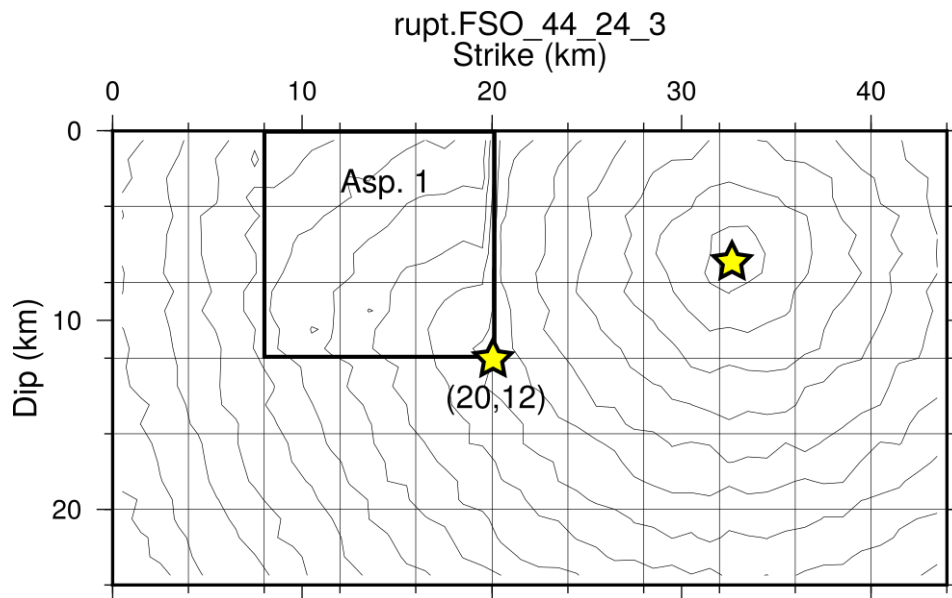


図 3.1.2(2)-22 アスペリティパッチの配置と、揺らぎを与えた破壊の伝播(Case 3). コンターは 1 秒間隔の破壊フロントを示す.

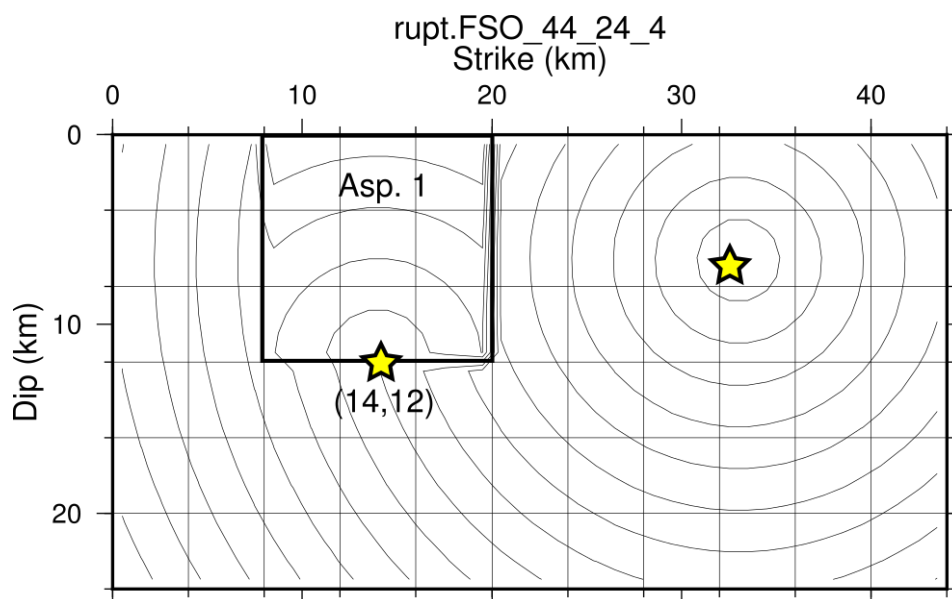


図 3.1.2(2)-23 アスペリティパッチの配置と、揺らぎを与えた破壊の伝播(Case 4). コンターは 1 秒間隔の破壊フロントを示す.

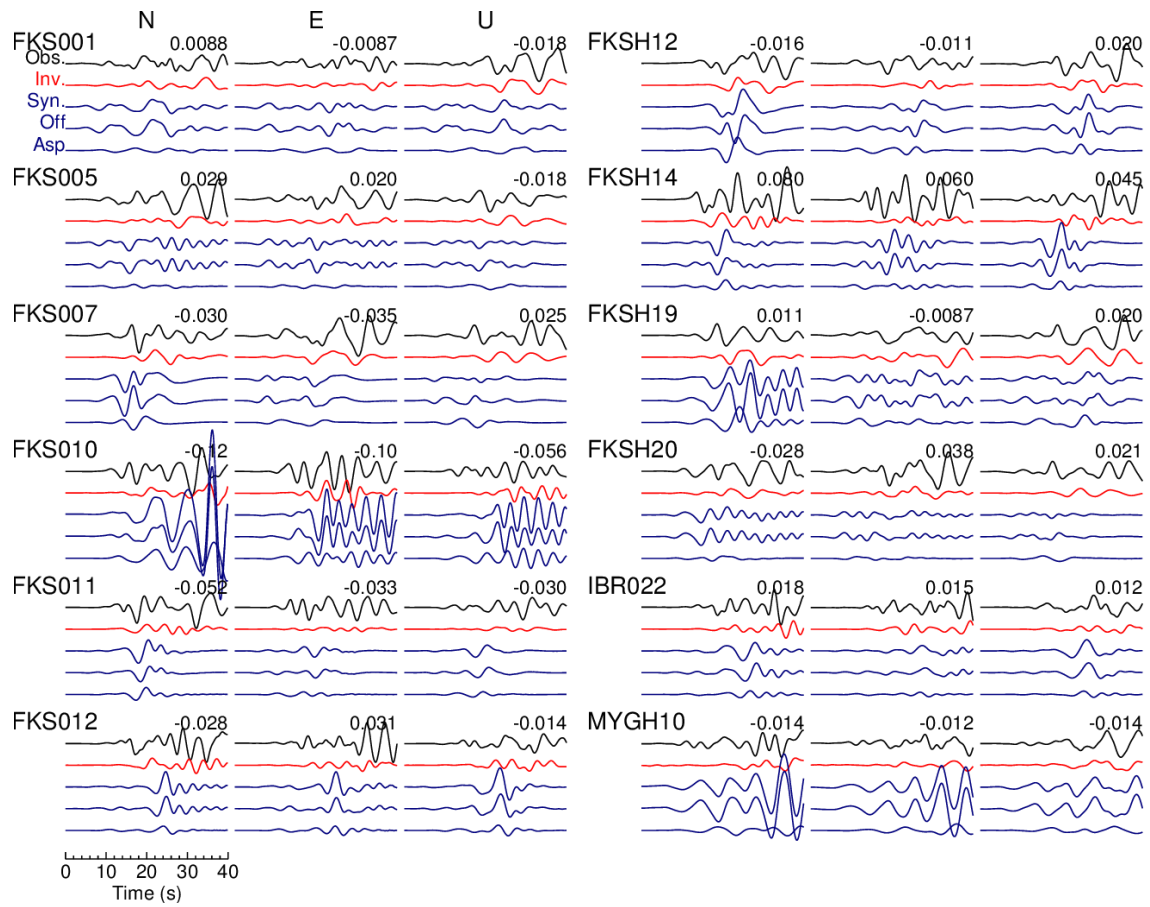


図 3.1.2(2)-24 同心円状破壊(Case 1) による合成波形と観測波形の比較.

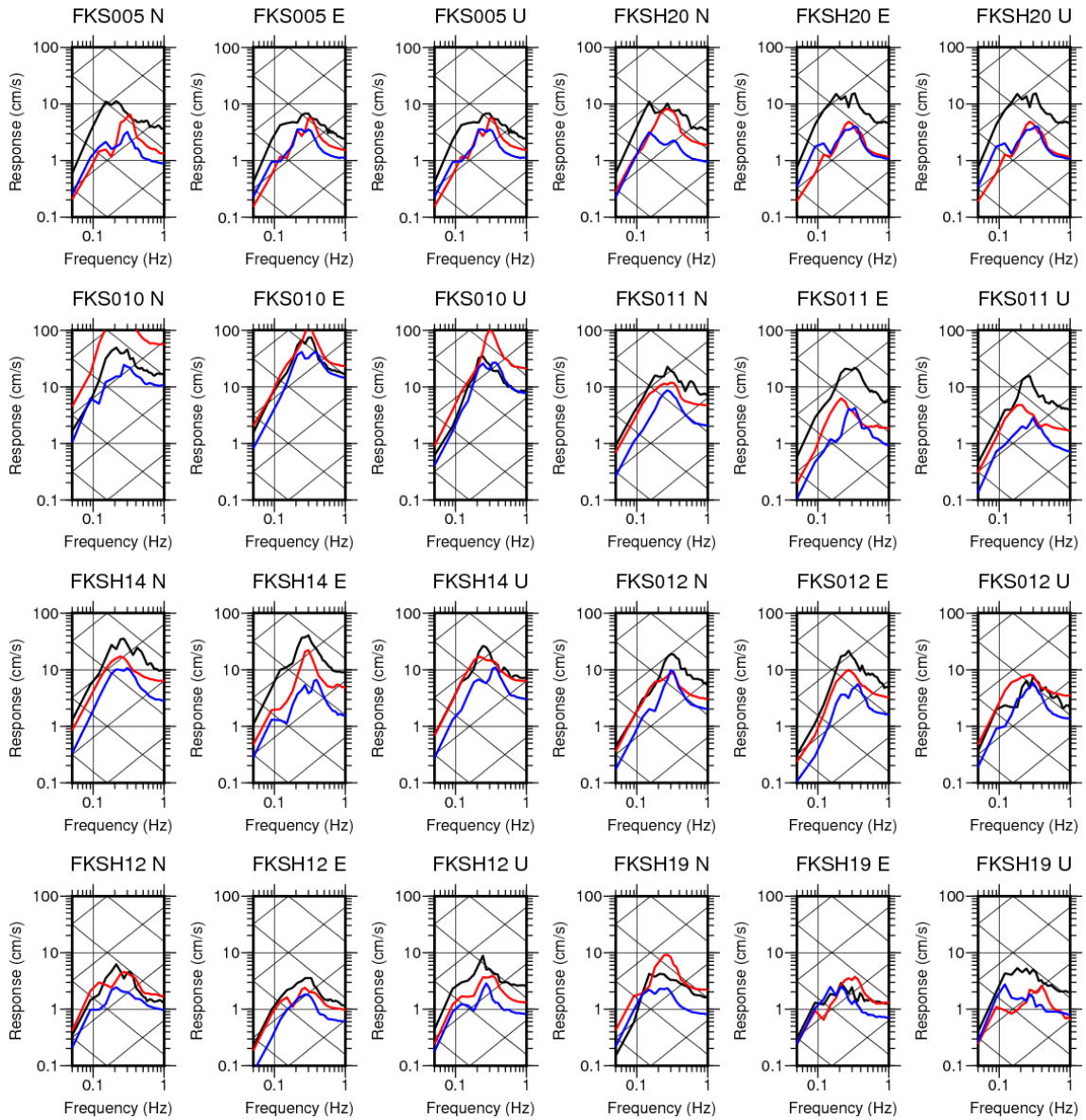


図 3.1.2(2)-25 Case 1 の疑似速度応答スペクトル ( $h=5\%$ ). (黒) 観測, (赤) 特性化震源モデルによる合成波形, (青) インバージョンによる合成波形のもの.

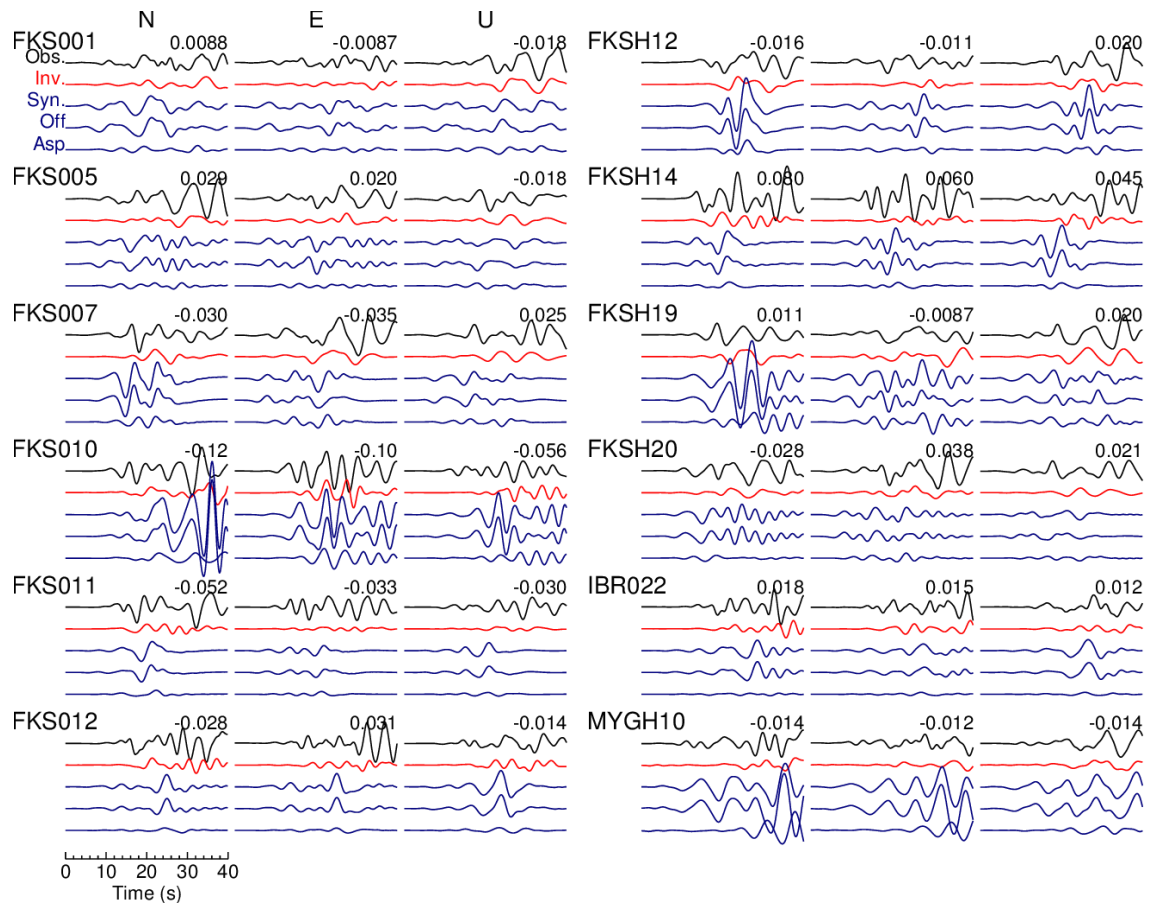


図 3.1.2(2)-26 マルチハイポセンター破壊(Case 2) による合成波形と観測波形の比較.

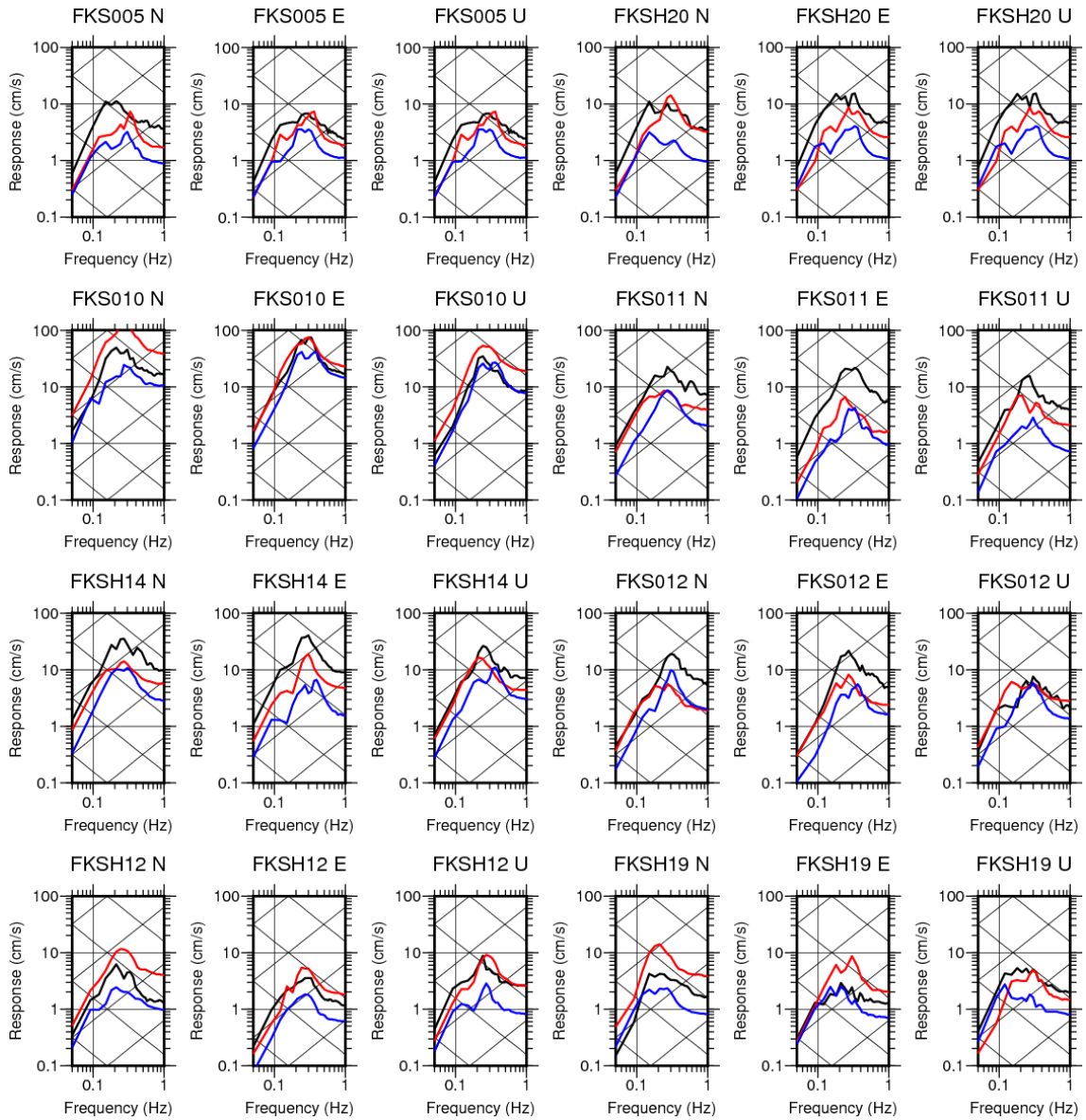


図 3.1.2(2)-27 マルチハイポセンター破壊(Case 2) による合成波形の疑似速度応答スペクトル ( $h=5\%$ ). (黒) 観測, (赤) 特性化震源モデルによる合成波形, (青) インバージョンによる合成波形のもの.

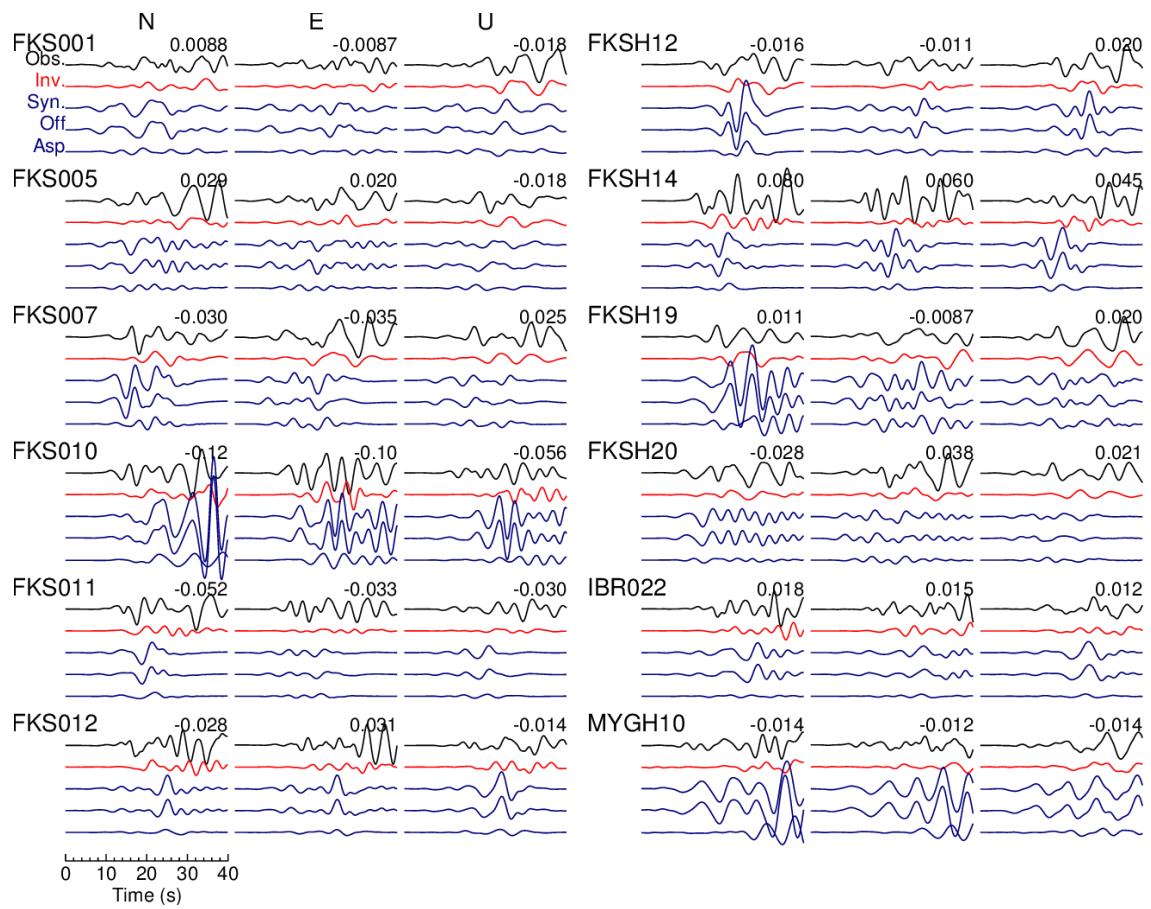


図 3.1.2(2)-28 マルチハイポセンター破壊に揺らぎを与えた破壊伝播形式(Case 3) による合成波形と観測波形の比較.



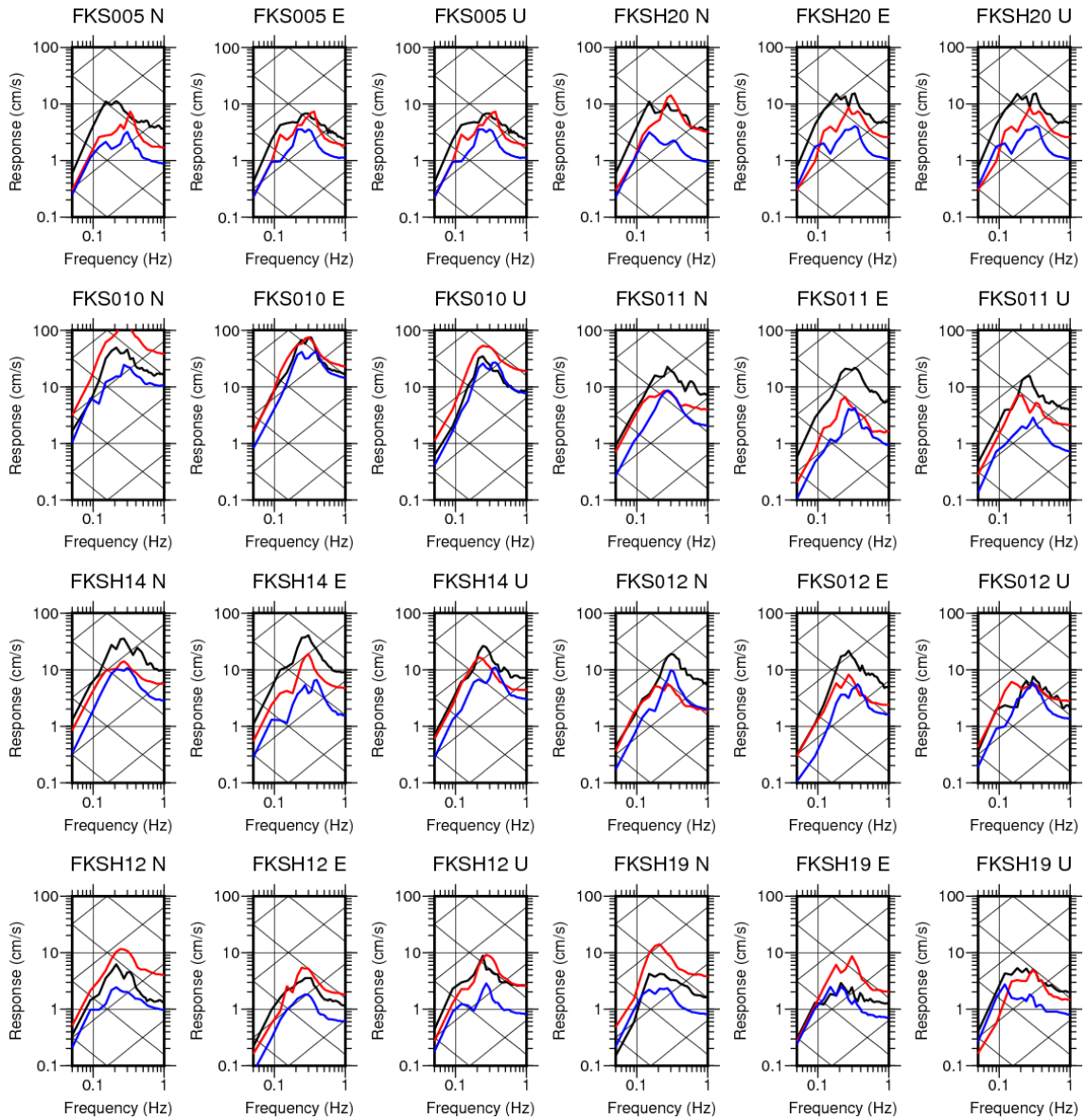


図 3.1.2(2)-29 マルチハイポセンター破壊に揺らぎを与えたもの(Case 3)による合成波形の疑似速度応答スペクトル ( $h=5\%$ ). (黒) 観測, (赤) 特性化震源モデルによる合成波形, (青) インバージョンによる合成波形のもの.



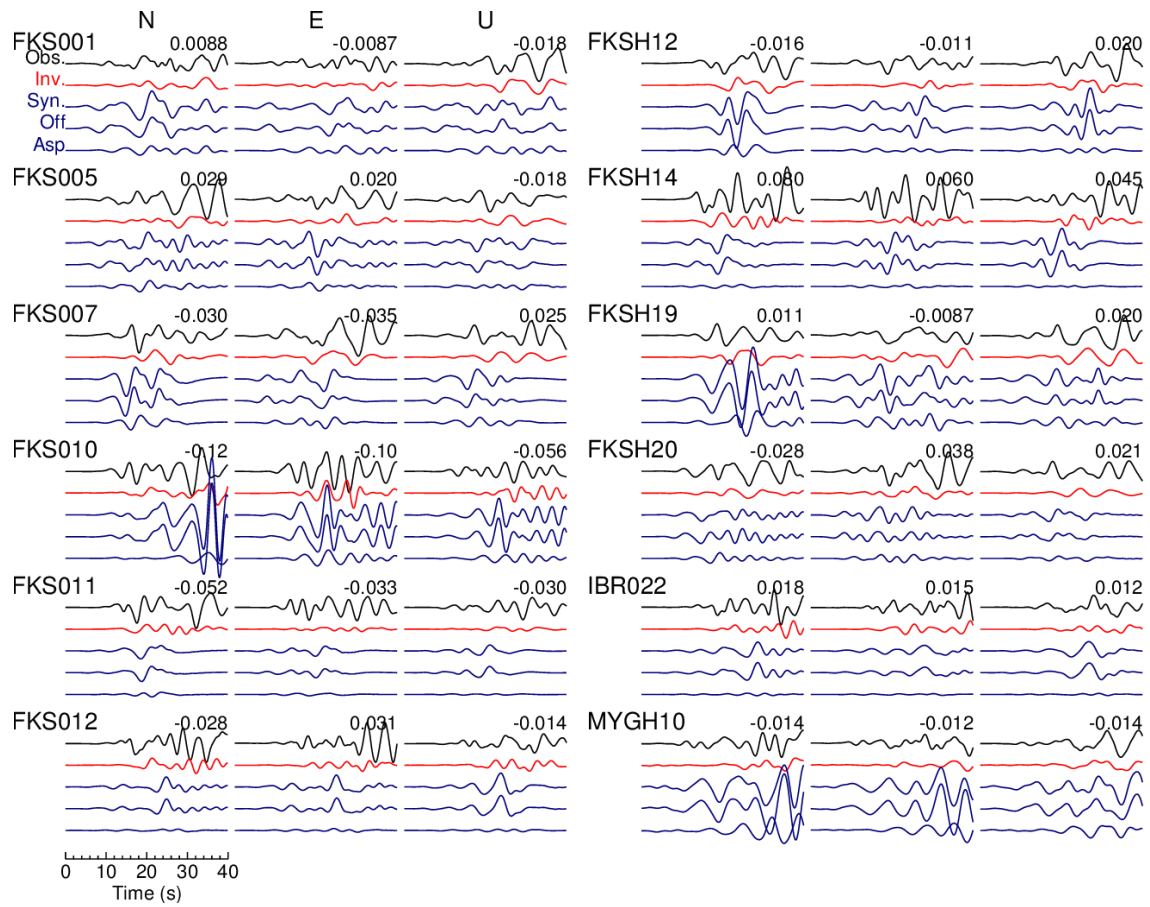


図 3.1.2(2)-30 アスペリティの中央下端に破壊開始点を設定したマルチハイポセンター破壊 (Case 4) による合成波形と観測波形の比較.

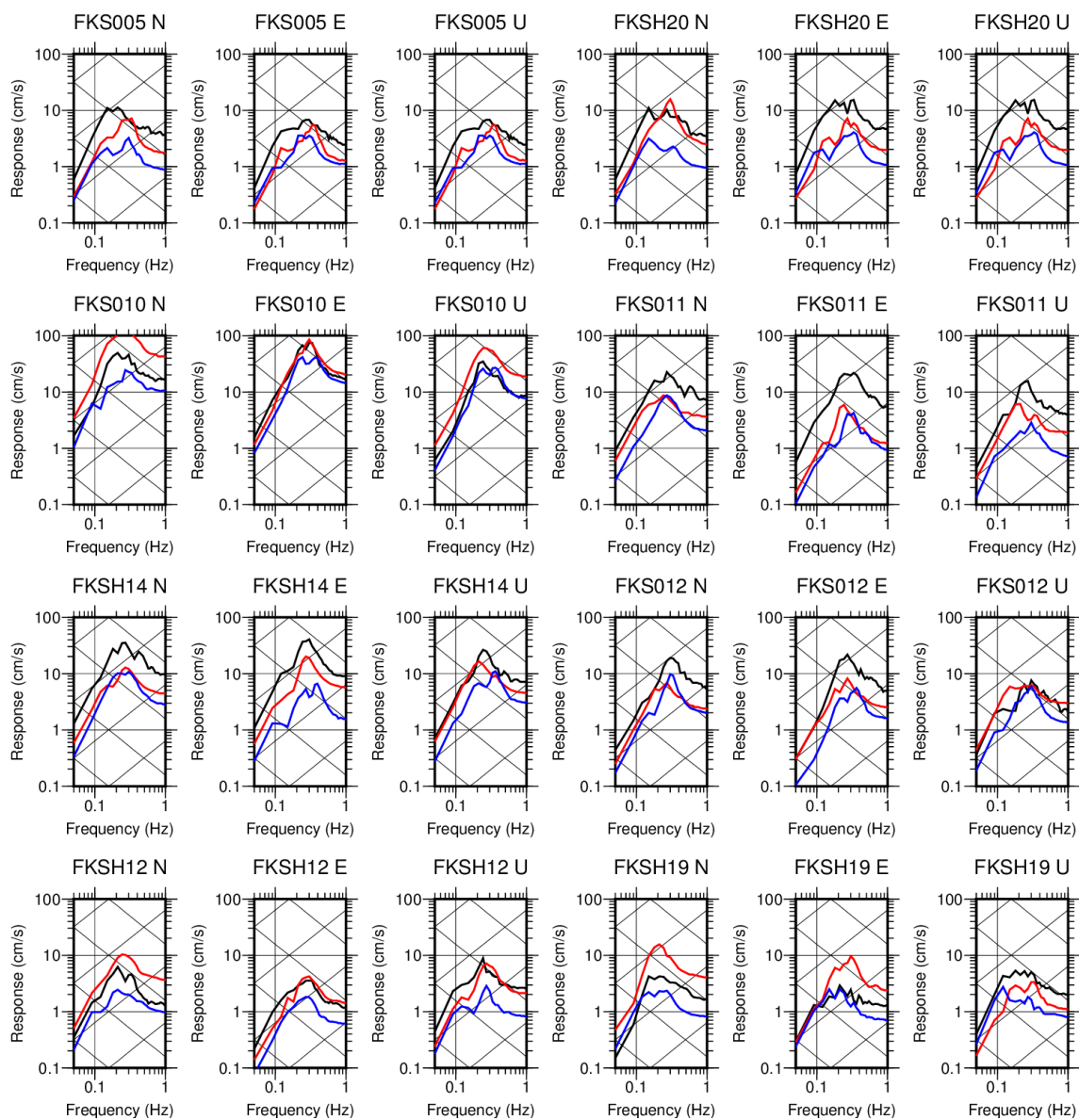


図 3.1.2(2)-31 アスペリティの中央下端に破壊開始点を設定したマルチハイポセンター破壊 (Case 4) による合成波形の疑似速度応答スペクトル ( $h=5\%$ ). (黒) 観測, (赤) 特性化震源モデルによる合成波形, (青) インバージョンによる合成波形のもの.

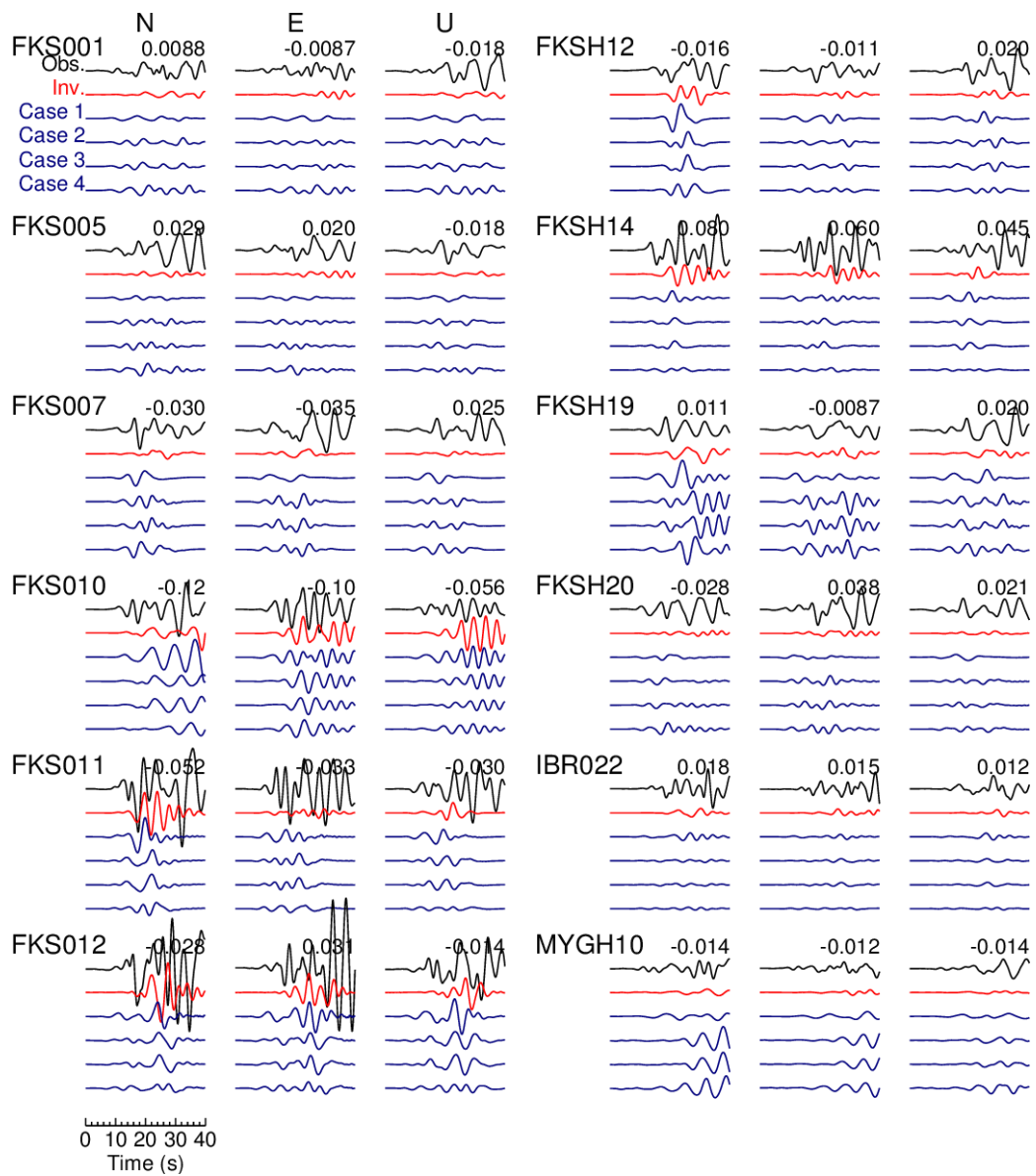


図 3.1.2(2)-32 Case 1~4 の破壊伝播形式によるアスペリティからの合成波形の比較.

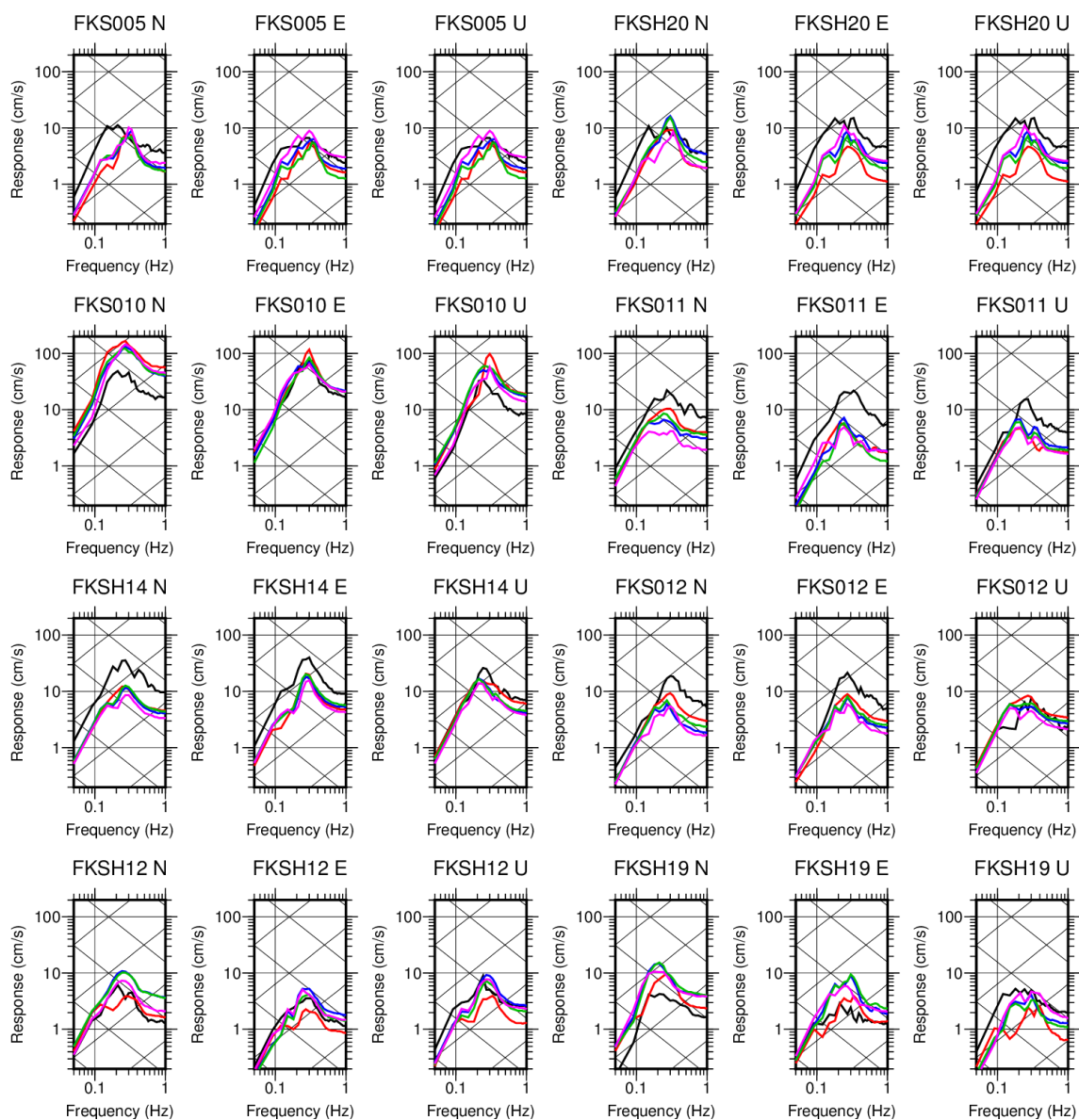


図 3.1.2(2)-33 破壊伝搬を変えた波形の疑似速度応答スペクトル ( $h=5\%$ ) の比較。(黒) 観測, (赤) 同心円状破壊(Case 1), (青) マルチハイポセンター破壊(Case 2), (緑) マルチハイポセンター破壊に揺らぎを与えたもの(Case 3), (紫) アスペリティ中央下端から破壊開始したものの(Case 4).

■参考文献 3.1.2–3.1.2(2)

- Abe, K., 1977, Tectonic implications of the large shioya-oki earthquakes of 1938, *Tectonophysics*, 41, 269-289.
- Bouchon, M., 1981, A simple method to calculate Green's functions for elastic layered media, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 71, 959-971.
- 防災科学技術研究所, 2016a, 2016年11月22日福島県沖の地震, <http://www.hinet.bosai.go.jp/topics/off-fukushima161122/?LANG=ja>. 最終アクセス日 2018年2月9日.
- 防災科学技術研究所, 2016b, F-net 地震のメカニズム情報【詳細】, <http://www.fnet.bosai.go.jp/event/tdmt.php?id=20161121205800.NO1&LANG=ja>, 最終アクセス日 2018年2月9日.
- 防災科学技術研究所, 2016c, 2016年11月22日福島県沖の地震の震源過程(暫定), 2016年11月の地震活動の評価, 平成28年12月9日地震調査研究推進本部.
- 防災科学技術研究所, 2018, 日本海溝海底地震津波観測網(S-net)整備事業, <http://www.bosai.go.jp/inline/>. 最終アクセス日 2018年2月9日.
- 長 郁夫・中西一郎・凌 甦群・岡田 広, 1999, 微動探査法への個体群探索分岐型遺伝的アルゴリズム fGA の適用, *物理探査*, 52, 227-246.
- Dziewonski, A. M., Chou, T.-A., and Woodhouse, J. H., 1981, Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity, *J. Geophys. Res.*, 86, 2825-2852.
- Ekstrom, G., Nettles, M., and Dziewonski, A., 2012, The global CMT project 2004-2010: Centroid-moment tensors for 13,017 earthquakes, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 200-201, 1-9.
- Gusman, A. R., Satake, K., Shinohara, M., Sakai, S., and Tanioka, Y., 2017, Fault slip distribution of the 2016 Fukushima earthquake estimated from tsunami waveforms, *Pure Appl. Geophys.*, 174, 2925-2943.
- 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, 1553-1583.
- 池田 孝・加藤研一・植竹富一・敦賀隆史, 2008, 1938年塩屋崎沖地震群の震源モデルの特性化と地震動評価, *日本建築学会構造系論文集*, 73, 1951-1958.
- 伊藤 潔, 2008, 大地震に学ぶ内陸地震の発生機構と不均質構造, *京都大学防災研究所年報*, 51, 95-110.
- 岩田尊夫・平井明夫・稲場土誌典・平野真史, 2002, 常磐沖堆積盆における石油システム, *石油技術協会誌*, 67, 62-71.
- Kennett, B. L. N. and Kerry, N. J., 1979, Seismic waves in a stratified half space, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 57, 557-583.

- 気象庁, 2016a, 2016 年 11 月 22 日福島県沖の地震—遠地実体波による震源過程解析(暫定)—, <http://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/sourceprocess/event/20161122far.pdf>, 最終アクセス日 2017 年 4 月 9 日.
- 気象庁, 2016b, S-net 観測点データを用いた自動震源 (観測点補正 + DD 法), [http://www.static.jishin.go.jp/resource/monthly/2016/2016\\_11.pdf](http://www.static.jishin.go.jp/resource/monthly/2016/2016_11.pdf), 最終アクセス日 2017 年 8 月 3 日.
- 気象庁, 2016c, 2016 年 11 月 22 日 05 時 59 分福島県沖 M 7.4, <http://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/mech/cmt/fig/cmt20161122055946.html>, 最終アクセス日 2018 年 2 月 9 日.
- 気象庁, 2016d, 「平成 23 年 (2011 年) 東北地方太平洋沖地震」について (第 79 報) -平成 28 年 11 月 22 日 05 時 59 分頃の福島県沖の地震 -, <http://www.jma.go.jp/jma/press/1611/22b/kaisetsu201611221100.pdf>
- 狐崎長琅・後藤典俊・小林芳正・井川 猛・堀家正則・斉藤徳美・黒田 徹・山根一修・奥住宏一, 1990, 地震動予測のための深層地盤 P・S 波速度の推定, 自然災害科学, 9-3, 1-17.
- Miura, S., Kodaira, S., Nakanishi, A., Tsuru, T., Takahashi, N., Hirata, N., and Kaneda, Y., 2003, Structural characteristics controlling the seismicity crustal structure of southern Japan Trench fore-arc region, revealed by ocean bottom seismographic data, *Tectonophysics*, 363, 79-102.
- Nelder, J. A. and Mead, R., 1965, A simplex method for function minimization, *Comput. J.*, 7, 308-313.
- Schmedes, J., Archuleta, R. J., and Lavalle, D., 2010, Correlation of earthquake source parameters inferred from dynamic rupture simulations, *J. Geophys. Res.*, 115, B03304.
- Shinohara, M., Machida, Y., Yamada, T., Nakahigashi, K., Shinbo, T., Mochizuki, K., Murai, Y., Hino, R., Ito, Y., Sato, T., Shiobara, H., Uehira, K., Yakiwara, H., Obana, K., Takahashi, N., Kodaira, S., Hirata, K., Tsushima, H., and Iwasaki, T., 2012, Precise aftershock distribution of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake revealed by an ocean-bottom seismometer network, *Earth, Planets and Space*, 64, 1137-1148.
- 染井一寛・宮腰 研・凌 甦群, 2014, 強震記録から推定した 2011 年 4 月 11 日福島県浜通りの地震の震源過程, 日本地震学会 2014 年度秋季大会講演予稿集, S15-P21.
- Somei, K., Miyakoshi, K., Yoshida, K., Matsumoto, Y., Takahama, T., Kurahashi, S., and Irikura, K., 2015, Source modelling and characterization toward the strong ground motion prediction for inland crustal earthquakes in Japan, in *Best Practices in Physics-based Fault Rupture Models for Seismic Hazard Assessment of Nuclear Installations*, Vienna, November. P34.
- 染井一寛・凌 甦群・宮腰 研・郭 雨佳, 2017, 微動アレイ観測に基づく 2016 年茨城県北部の地震 (Mw5.9) の震源周辺の強震観測点における地下速度構造モデルの推定, 物理探査学会第 137 回学術講演会論文集, 25-28.



- Somerville, P., Irikura, K., Graves, R., Sawada, S., Wald, D., Abrahamson, N., Iwasaki, Y., Kagawa, T., Smith, N., and Kowada, A., 1999, Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, *Seism. Res. Lett.*, 70, 59-80.
- Suppasri, A., Leelawat, N., Latcharote, P., Roeber, V., Yamashita, K., Hayashi, A., Ohira, H., Fukui, K., Hisamatsu, A., Nguyen, D., and Imamura, F., 2017, The 2016 Fukushima earthquake and tsunami: Local tsunami behavior and recommendations for tsunami disaster risk reduction, *Int. J. Disaster Risk Reduct.*, 21, 323-330.
- Tinti, E., Fukuyama, E., Piatanesi, A., and Cocco, M., 2005, A kinematic source-time function compatible with earthquake dynamics, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 95, 1211-1223.
- 植竹富一・金谷淳二・土方勝一郎・加藤研一・中村 操, 2006, 波形インバージョン解析で得られた福島県東方沖のアスペリティ分布, 第12回日本地震工学シンポジウム, 69.
- USGS, 2016a, Body-wave Moment Tensor (Mwb), [https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/us10007b88#moment-tensor?source=us&code=us\\_10007b88\\_mwb](https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/us10007b88#moment-tensor?source=us&code=us_10007b88_mwb), 最終アクセス日 2018年2月9日.
- USGS, 2016b, W-phase Moment Tensor (Mww), [https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/us10007b88#moment-tensor?source=us&code=us\\_10007b88\\_mww](https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/us10007b88#moment-tensor?source=us&code=us_10007b88_mww), 最終アクセス日 2018年2月9日.
- 吉田邦一, 2017, 強震記録のインバージョンによる震源モデルをもとにしたすべり時間関数の設定, 日本地震学会 2017年度秋季大会講演予稿集, S15-P17.
- Yoshida, K., Miyakoshi, K., Somei, K., and Irikura, K., 2017, Source process of the 2016 Kumamoto earthquake (Mj7.3) inferred from kinematic inversion of strong-motion records, *Earth, Planets and Space*, 69, 64.
- 山中佳子, 2016, NGY地震学ノート No.64, [http://www.seis.nagoya-u.ac.jp/sanchu/Seismo\\_Note/2016/NGY64.html](http://www.seis.nagoya-u.ac.jp/sanchu/Seismo_Note/2016/NGY64.html), Nov. 27, 2016版.

### 3.1.2(3) 経験的グリーン関数による震源モデリング

#### ① はじめに

ここでは、2016年福島県沖地震 ( $M_{JMA}7.4$ ) の短周期地震動を生成する強震動生成域 (Strong Motion Generation Area : SMGA) の震源モデルの構築を行う。前項 (3.1.2.(2)項) では、震源インバージョンにより推定されたすべり量とピークモーメントレートからアスペリティと HRA の領域を抽出した。本項では、そのアスペリティや HRA を参照して、フォワードモデリングにより 2016年福島県沖の地震の強震動の再現を試み、SMGA 震源モデルの構築を行った。なお SMGA 震源モデルの構築には、経験的グリーン関数法 (Irikura, 1986) を使用した。

#### ② 経験的グリーン関数の選定と震源パラメータ (面積と応力降下量) の算出

経験的グリーン関数法による大地震の波形の再現を行う場合、使用する経験的グリーン関数 (以下、要素地震と呼ぶ) の選定が重要となる。要素地震の選定条件は、1) 対象となる SMGA 付近で発生し、2) 大地震と震源メカニズムが近似し、3) 波形合成に適した規模の地震である。本研究でもこの条件を満たす要素地震を選定する。

要素地震の候補となる小地震の選定方法を以下に示す。

まず、F-net (福山・他, 1998) にて震源メカニズム解が公表され、かつ、気象庁 (気象庁, 2016) による DD 法による震源再決定された結果が存在する地震を抽出する。その中で、前述の条件に合う小地震を要素地震として選定する。図 3.1.2(3)-1 に抽出した 8 個の要素地震の候補となる小地震の震央分布を示す。なお No.1 の地震は本震である。この要素地震の候補の中で、さらに、防災科学技術研究所強震観測網 K-NET (Kinoshita, 1998) と KiK-net (Aoi et al., 2000) のデータの存在確認や地震規模の検討を行い、最終的に表 3.1.2(3)-1 の No.8 の地震を採用した。表 3.1.2(3)-2 に採用した要素地震の諸元を示す。

次に、経験的グリーン関数法 (Irikura, 1986) により、SMGA 震源モデルを構築する。以下に SMGA 震源モデルを構築する手順を示す。

はじめに、要素地震の面積と応力降下量を計算する。次に、経験的グリーン関数法による合成波形と観測波形が近似する小断層の足し合わせ数や破壊開始点などを探索し、観測波形と合成波形の一致度がよいモデルを SMGA 震源モデルとする。本研究では、SMGA を構築する際のパラメータを、要素地震の足し合わせ数、破壊開始点、小地震のライズタイム、応力降下量比、破壊伝播速度とした。

要素地震の面積と応力降下量は以下の方法で算出する。コーナー周波数をあらかじめ算出しておき、Brune (1970) の円形クラックモデルの (式 3.1.2(3)-1) により面積を算出し、さらに、地震モーメントと面積の関係式 (式 3.1.2(3)-2) から応力降下量を算出する。



$$f_c = 0.37 \frac{\beta}{r} \quad (3.1.2(3)-1)$$

ここで、 $\beta$ ：地震発生層の S 波速度、  
 $r$ ：断層面積を円形と仮定した場合の半径  
 $f_c$ ：コーナー周波数

を表す。

$$\Delta\sigma = \frac{7}{16} M_0 \left( \frac{f_c}{0.37\beta} \right)^3 \quad (3.1.2(3)-2)$$

ここで、 $\Delta\sigma$ ：応力降下量  
 $M_0$ ：地震モーメント

を表す。

コーナー周波数を求める方法は、三宅・他 (1999)によるスペクトル比法 (SSRF 法) を利用した。この手法は、大地震 (本震などを利用) と要素地震との観測波形のスペクトル比 (観測スペクトル比) と、 $\omega^{-2}$ 則を仮定した理論震源スペクトル比とをフィッティングする方法で、観測スペクトル比に近似する理論震源スペクトル比から、コーナー周波数を算出することができる。この手法に必要なパラメータは、大地震と要素地震の地震モーメント、 $Q$  値、地震発生層の S 波速度、密度である。これらのパラメータは既存に得られている値を参照することで固定して、観測スペクトル比と理論震源スペクトル比との残差が最小となるコーナー周波数を検索する。

本検討では、震央距離 90km 以内の KiK-net の地中観測点 (Aoi et al., 2000) の 6 観測点 (FKSH09 (郡山), FKSH12 (平田), FKSH14 (いわき東), FKSH18 (三春), FKSH19 (都路), IBRH13 (高萩)) の観測記録を対象に観測スペクトル比を算出した。なお、震源に最も近い FKSH20 (浪江) 観測点は、地中観測点の S 波速度が 610m/s と遅く、サイト特性の影響が少なくない可能性があるためと判断し解析から除外した。観測スペクトル比の対象周波数は 0.1~10.0Hz とし、 $Q$  値は佐藤 (2013) による式(3.1.2(3)-3)の値を用いた。

$$Q_s = 135f^{0.65} \quad (3.1.2(3)-3)$$

図 3.1.2(3)-2 に本震と要素地震の観測スペクトル比と理論震源スペクトル比のフィッティング結果を示す。表 3.1.2(3)-3 には、上述の方法で求めた要素地震の諸元を示す。解析の結果、要素地震のコーナー周波数は 1.0 Hz となり、円形面積を矩形に置き換えて場合の 1 辺の長さは 2.3 km、応力降下量は 2.36 MPa となった。

### ③ SMGA モデルの構築方法

SMGA のモデル決定には、三宅・他 (1999) の評価関数を利用した。この評価関数は、加速度エンベロープと変位波形の残差を計算するものである。式(3.1.2(3)-4)にその評価関数を示す。

Residual values

$$\begin{aligned} &= \sum_{\text{station component}} \sum_t [\sum_t (u_{\text{obs}} - u_{\text{syn}})^2 / \{(\sum_t u_{\text{obs}}^2)(\sum_t u_{\text{syn}}^2)\}^{1/2} \\ &+ \sum_t (a_{\text{env, obs}} - a_{\text{env, syn}})^2 / (\sum_t a_{\text{env, obs}})(\sum_t a_{\text{env, syn}})] \quad (22) \end{aligned} \quad (3.1.2(3)-4)$$

モデル化手法は、焼きなまし法を利用した。SMGA モデルの構築に使用した観測点は、震源断層を囲むように K-NET および KiK-net の 14 観測点 (FKSH12 (平田), FKSH14 (いわき東), FKSH19 (都路), FKSH20 (浪江), FKS005 (原町), FKS007 (大熊), FKS009 (小野), FKS010 (広野), FKS011 (いわき), FKS012 (勿来), FKS013 (古殿), FKS014 (矢祭), FKS031 (川内), IBRH06 (北茨城 2)) を用いた。K-NET は地表記録を、KiK-net は地中記録を使用した。

### ④ 解析結果

③の手法により構築された SMGA 震源モデルを図 3.1.2(3)-3 に示す。また、SMGA 震源モデルの諸元を表 3.1.2(3)-4 に示す。SMGA の小断層の足し合わせ数は、長さ方向 (NL) は 7 個、幅方向 (NW) は 5 個となり、SMGA の大きさは 16.1km×11.5km となった。破壊開始点の位置は、SMGA の左上を基点として長さ方向に 5 番目 (NSL), 幅方向に 3 番目 (NSW) の小断層に位置する場所となった (図 3.1.2(3)-3 の SMGA 内の星印の位置)。応力降下量、地震モーメント、ライズタイムは、それぞれ 10.6MPa,  $1.11 \times 10^{19}$ Nm, 0.84 秒となった。3.1.2(3)-4～3.1.2(3)-12 には、EW 成分、NS 成分、UD 成分における加速度、速度、変位波形の観測記録と合成波形の比較を、図 3.1.2(3)-13～図 3.1.2(3)-21 には観測波形と合成波形のスペクトルを示す。なお、本解析では、SMGA のみから強震動が生成されると仮定し、SMGA 以外の背景領域は考慮していない。加速度、速度、変位ともに観測波形は、本震の破壊開始点付近に存在する一つの SMGA だけでよく再現できている。特に、対象とした観測点の中では震源に近い FKSH14 や FKS010, FKSH20 観測点の主要動のパルスもよく再現できている。

最後に、既往のスケーリング則と本研究で構築した SMGA 震源モデルとの比較を行う。

図 3.1.2(3)-22 に Asano and Iwata (2011) による応力降下量と震源深さとのスケーリング則と

の比較を示す。本研究で構築した SMGA 震源モデルの平均震源深さ (SMGA の中心の深さ) と応力降下量はそれぞれ 6.4 km と 10.6 MPa であり、スケーリング則でほぼ一致した。

図 3.1.2(3)-23 に、本研究で構築した SMGA 震源モデルと地震モーメントと SMGA 面積とのスケーリング則との比較を示す。地震モーメントは F-net ( $3.74E+19Nm$ ) の結果を、SMGA 面積を 185.2 km<sup>2</sup> として比較した。その結果、スケーリング則よりも若干過小評価であるが、ばらつきの範囲内に収まっていることが読み取れる。以上から本地震の SMGA は、応力降下量や面積については、既往の研究の平均像と同程度の地震であったことがわかった。

#### ⑤ すべり量およびピークモーメントレート分布と SMGA との比較

2016 年福島県沖地震について、3.1.2(2)項で求められている震源インバージョンから得られた最終すべり量分布とモーメントレート分布と、経験的グリーン関数法により得られた SMGA との関係性を比較する。

図 3.1.2(3)-24 に、3.1.2(2)項で得られた空間的なすべり量分布と SMGA の位置の比較図を示す。背景図は、3.1.2(2)のすべり量分布を示し、赤矩形は SMGA を示す。SMGA の位置はすべり量の大きな場所とほぼ一致していることがわかる。

図 3.1.2(3)-25 に、最終すべり量分布上に SMGA を併記する。両者を比較すると、主破壊部分と考えられる領域を含むすべりの大きい場所と SMGA の位置はよく一致していることが確認できる。

図 3.1.2(3)-26 には、モーメントレート分布と SMGA との比較を示す。両者を比較すると、破壊開始点よりも陸側でかつ浅い部分についてはよく一致することが確認できる。一方で、モーメントレート分布をみると、破壊開始点より深い部分について、モーメントレートの形状が浅い部分のモーメントレートと同じような形状で、かつ、モーメントレートの振幅が大きい場所が存在している。そして、この領域には SMGA は存在していない。すなわち、本地震については、モーメントレートが大きい場所と SMGA が、一致している場所もあればそうでない場所もある結果となった。この点については、波形インバージョン結果におけるこの領域の波形への寄与等をみながら、SMGA との関連を分析する必要があると考えられる。

■参考文献 3.1.2(3)

- Aoi, S., Obara, K., Hori, S., Kasahara, K., and Okada, Y. (2000), New Japanese uphole/downhole strong-motion observation network: KiK-net, *Seism. Res. Lett.* 72, 239.
- Asano, K. and Iwata, T. (2011), Characterization of stress drops on asperities estimated from the heterogeneous kinematic slip model for strong motion prediction for inland crustal earthquakes in Japan, *Pure Appl. Geophys.* 168, 105-116.
- Brune, J.N. (1970), Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, *J. Geophys. Res.*, 75, 4997-5009.
- 福山英一・石田瑞穂・D. S. Dreger・川井啓廉 (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, 149-156.
- 藤原広行・河合伸一・青井真・森川信之・先名重樹・東宏樹・大井昌弘・はお憲生・長谷川信介・前田宜浩・岩城麻子・若松加寿江・井元政二郎・奥村俊彦・松山尚典・成田章 (2012), 東日本大震災を踏まえた地震ハザード評価の改良に向けた検討, *防災科学技術研究所研究資料* 第 379 号
- Irikura, K. (1986), Prediction of strong acceleration motions using empirical Green's function, *Proc. 7th Japan Earthq. Eng. Symp.*, 151-156.
- 気象庁(2016), S-net 観測点データを用いた自動震源(観測点補正+DD法), 平成28年度12月9日地震調査研究推進本部地震調査委員会
- Kinoshita, S. (1998), Kyoshin-net (K-NET), *Seism. Res. Lett.* 69, 309-332.
- Matsubara, M. and K. Obara (2011), The 2011 Off the Pacific Coast of Tohoku earthquake related to a strong velocity gradient with the Pacific plate, *Earth Planets Space*, 63, 663-667.
- 三宅弘恵・岩田知孝・入倉孝次郎 (1999), 経験的グリーン関数法を用いた1997年3月26日(M<sub>JMA</sub>6.5)及び5月13日(M<sub>JMA</sub>6.3)鹿児島県北西部地震の強震動シミュレーションと震源モデル, *地震*第2輯, 51, 431-442.
- 佐藤智美 (2013), 東北地方のアウトターら伊豆地震, スラブ内地震, プレート境界地震の短周期レベルと f<sub>max</sub> および距離減衰特性, *日本建築学会構造系論文集*, 第78巻, 第689号, 1227-1236.

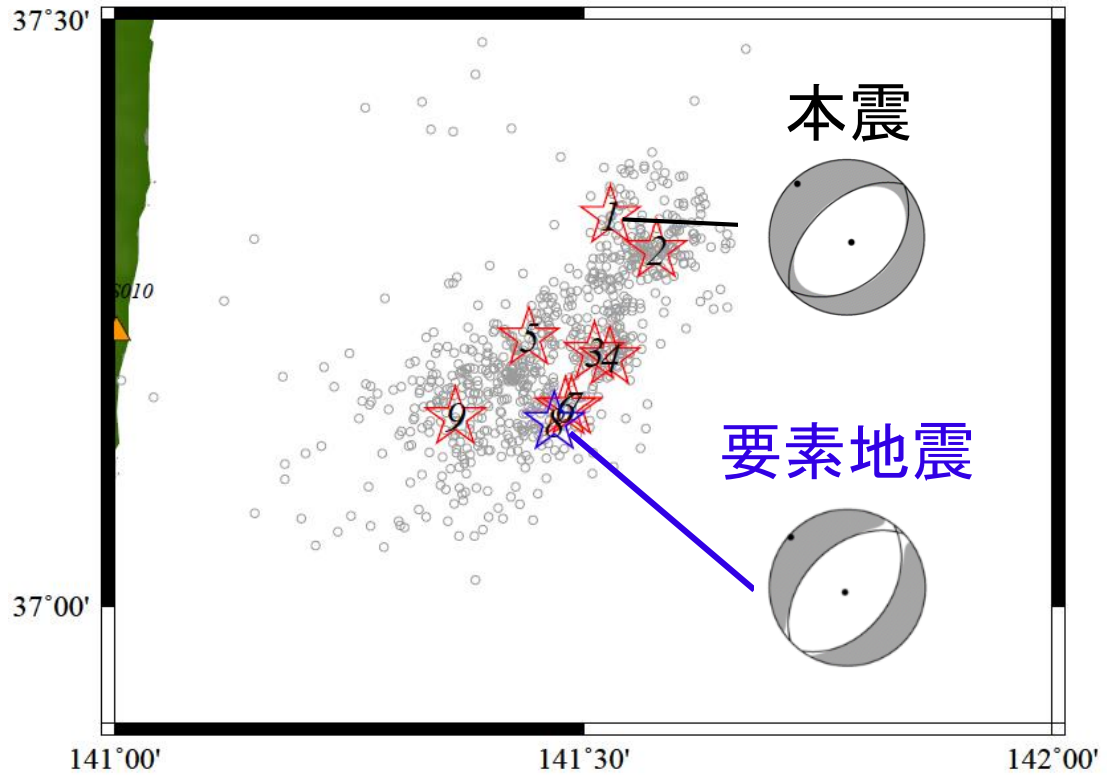


図 3.1.2(3)-1 本震と要素地震の候補の震央分布. 赤星は本震および要素地震の候補の地震を示し, 青星は採用した要素地震を示す. 灰丸は DD 法により震源再決定された地震 (気象庁, 2016) の震央分布を示す.

表 3.1.2(3)-1 要素地震の候補

No.	発震時間	緯度	経度	深さ	規模		強震データ
1	J2016112205594889	37.3327	141.5288	4.94	7.4	本震	○
2	J2016112206022794	37.3035	141.578	8	4.8		△
3	J2016112206043519	37.2165	141.5122	12.39	4.5		×
4	J2016112206102255	37.2123	141.5282	13.76	4.8		○
5	J2016112206282460	37.2290	141.4418	5.69	4.5		×
6	J2016112208395397	37.1692	141.481	19.09	4.5		○
7	J2016112210315500	37.1697	141.4875	18.17	4.5		×
8	J2016112210380170	37.1572	141.4692	19.73	4.7		○
9	J2016112223035882	37.1612	141.3635	9.99	5	最大余震	○

表 3.1.2(3)-2 要素地震として採用した小地震の諸元

地震発生時間※1	16/11/22 10:38
地震モーメント※2	1.17E+16
M <sub>w</sub> ※2	4.7
走向 (°)※2	36;227
傾斜 (°)※2	44;47
すべり角 (°)※2	-98;-83
震源球※2	

※1 : 気象庁 (2016), ※2 : 福山他 (1998)

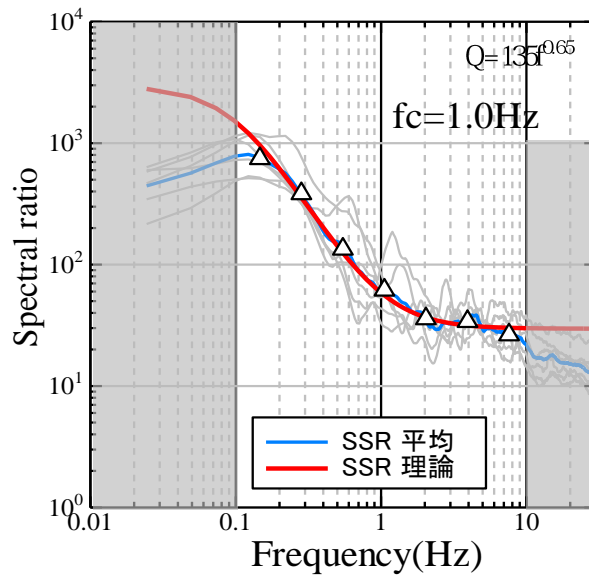


図 3.1.2(3)-2 スペクトル比法 (三宅・他, 1999)による観測スペクトル比と理論震源スペクトル比のフィッティング結果. 灰色線は 6 観測点の観測スペクトル比, 青線は 6 観測点の観測スペクトル比の平均を示す. 赤線は観測スペクトル比と理論震源スペクトル比の残差が最小となった理論震源スペクトル比を示す. 三角点是对数軸上を均等に分割する点を示す.

表 3.1.2(3)-3 要素地震の諸元

	EGF
発生日 <sup>※1</sup>	16/11/22
発生時間 <sup>※1</sup>	10:38
深さ (km) <sup>※1</sup>	19.73
$M_0$ (Nm) <sup>※2</sup>	1.17E+16
$M_w$ <sup>※2</sup>	4.7
走向 (°) <sup>※2</sup>	36;227
傾斜 (°) <sup>※2</sup>	44;47
すべり角 (°) <sup>※2</sup>	-98;-83
基盤相当層の $V_s$ (km/s) <sup>※3</sup>	3.5
コーナー周波数 (Hz)	1.0
断層長さ (km)	2.3
応力降下量 (MPa)	2.36

※1:気象庁 ※2:F-net ※3:藤原・他 (2012)

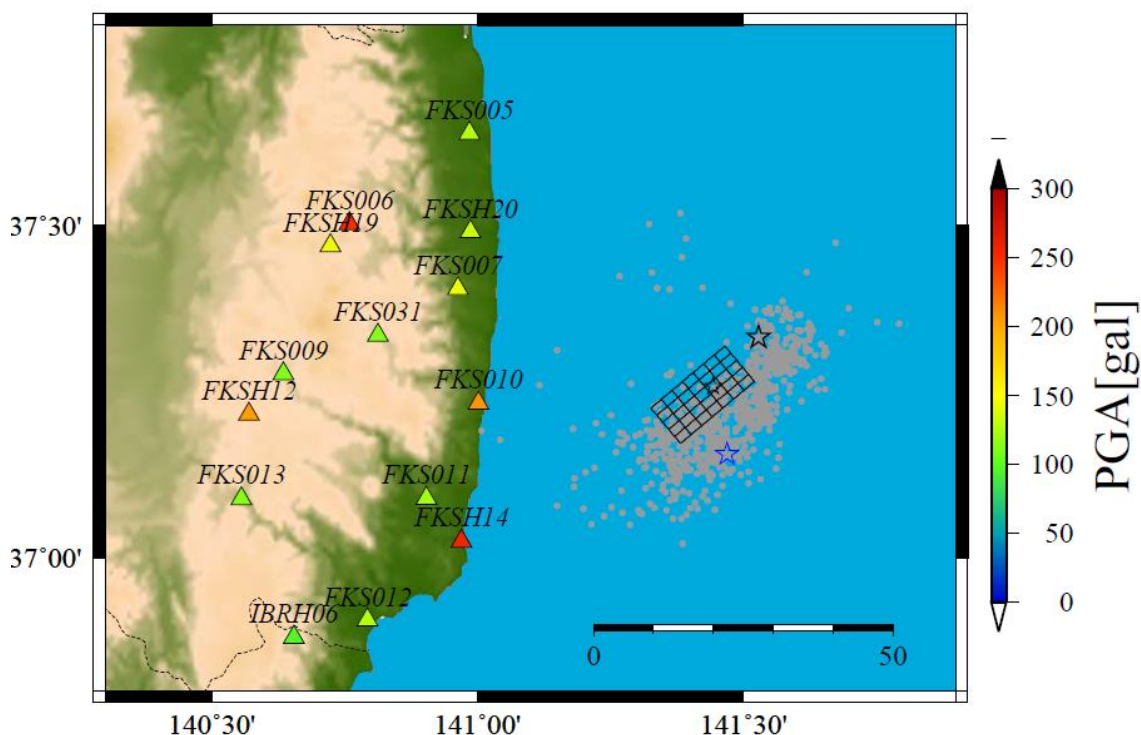


図 3.1.2(3)-3 構築された SMGA 震源モデル (黒矩形)。黒星は本震の破壊開始点，SMGA 内の小星印は SMGA の破壊開始点を示す。青星は要素地震の震央を，三角は観測点し，三角内の色は最大加速度 (PGA) を示す。

表 3.1.2(3)-4 SMGA モデルの諸元

SMGA サイズ		面積 S (km <sup>2</sup> )	足し合わせ数		
長さ L (km)	幅 W (km)		長さ方向 NL	幅方向 NW	時間方向 NT
16.1	11.5	185.15	7	5	6
破壊開始点の位置		応力降下 量比 C	応力降下量 $\Delta\sigma$ (MPa)	地震 モーメント M <sub>0</sub> (Nm)	ライズ タイム Tr (sec)
長さ方向 の小断層 の位置 NSL	幅方向の 小断層の 位置 NSW				
5	3	4.5	10.6	$1.11 \times 10^{19}$	0.84



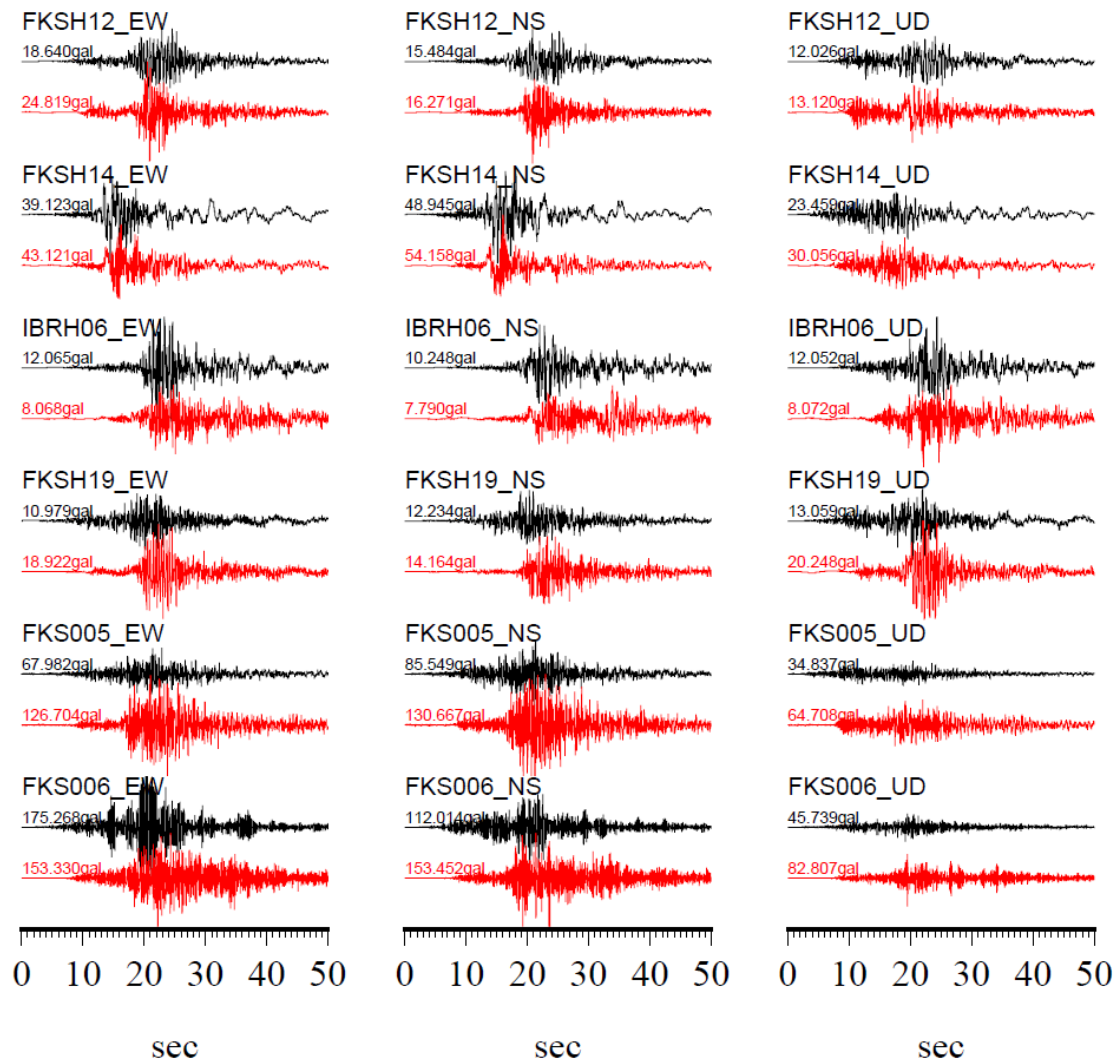


図 3.1.2(3)-4 加速度観測記録（黒）と合成波形（赤）の比較。  
左から EW, NS, UD 成分を示す。

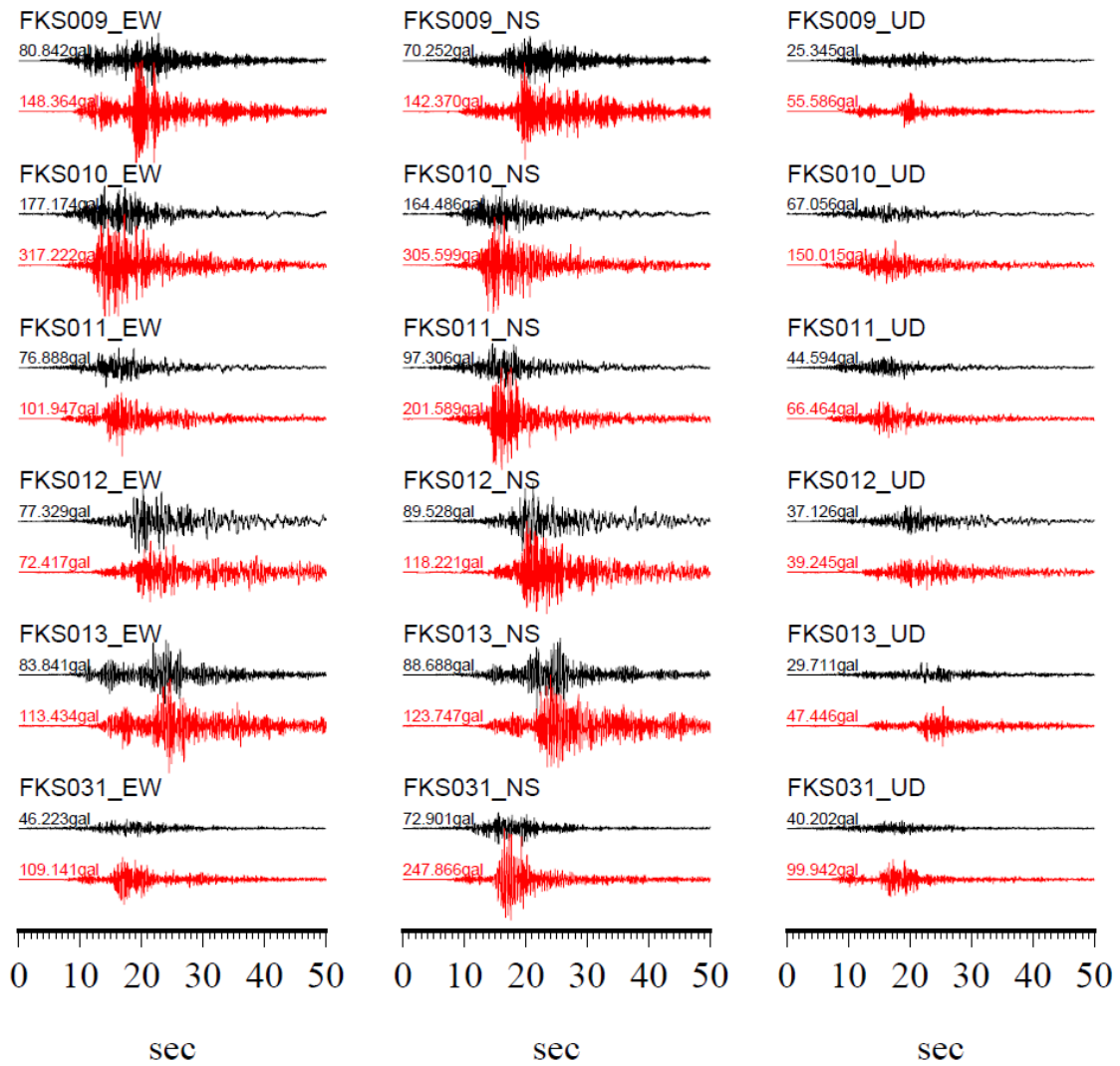


図 3.1.2(3)-5 加速度観測記録（黒）と合成波形（赤）の比較。  
左から EW, NS, UD 成分を示す。

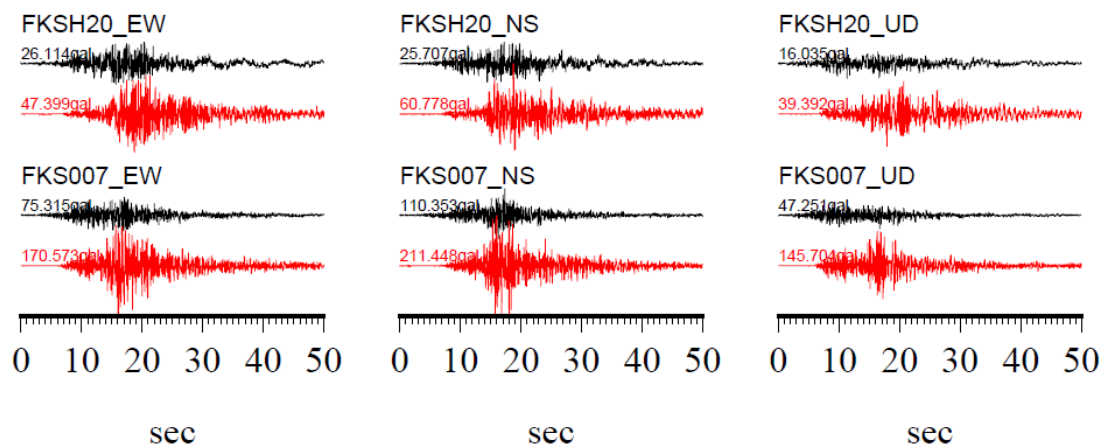


図 3.1.2(3)-6 加速度観測記録（黒）と合成波形（赤）の比較.  
左から EW, NS, UD 成分を示す.

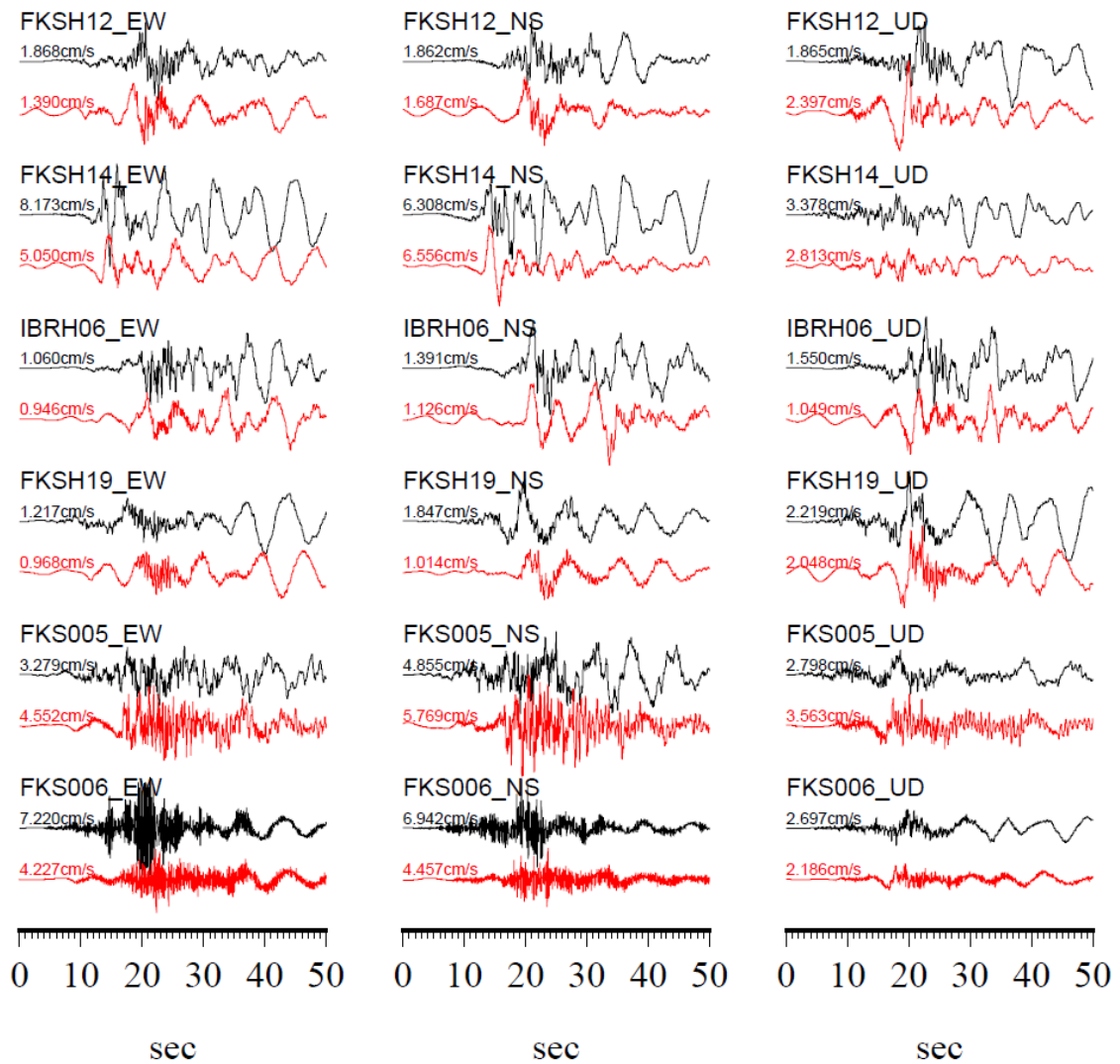


図 3.1.2(3)-7 速度観測記録（黒）と合成波形（赤）の比較。  
左から EW, NS, UD 成分を示す。

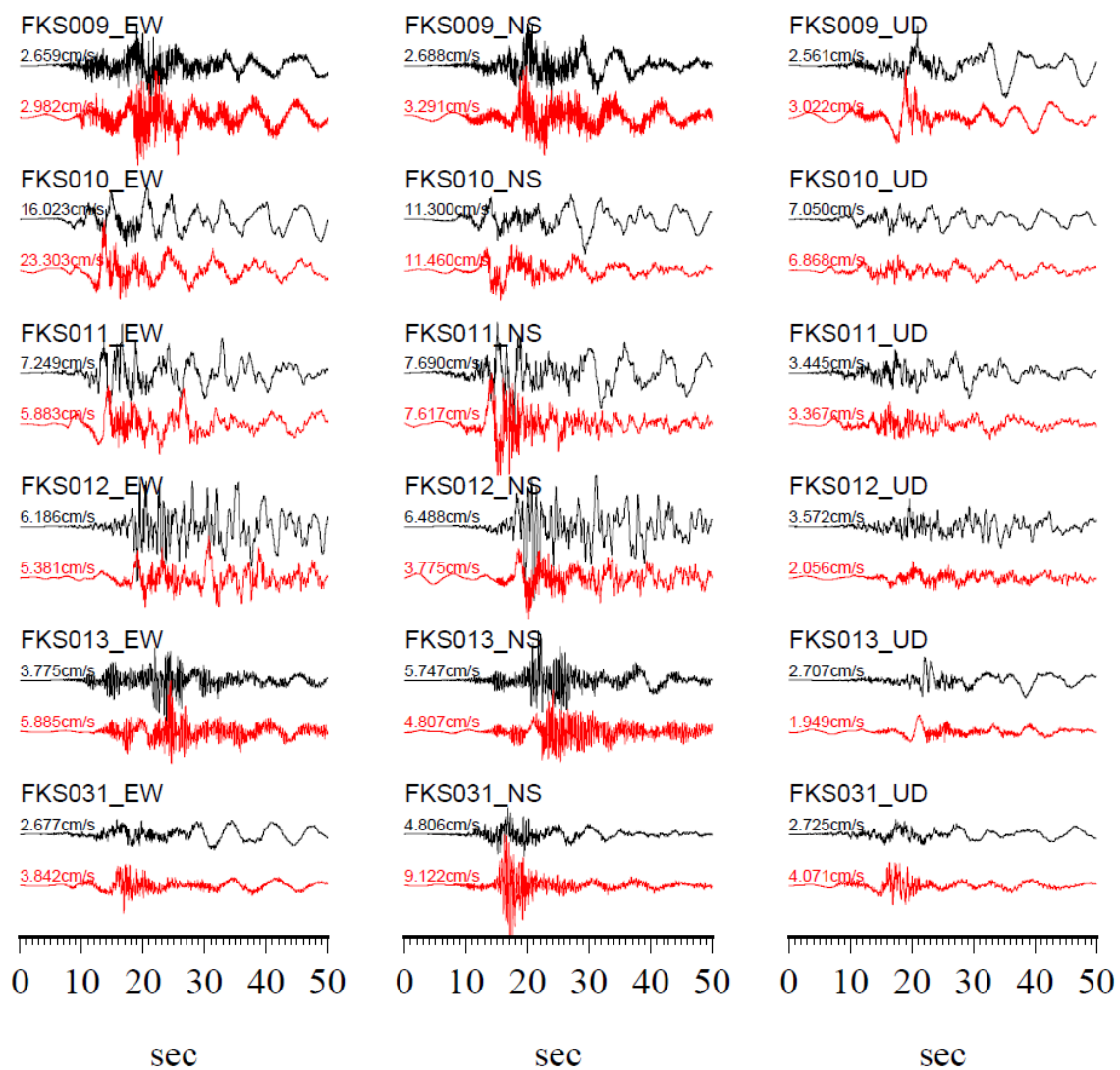


図 3.1.2(3)-8 速度観測記録（黒）と合成波形（赤）の比較.

左から EW, NS, UD 成分を示す.

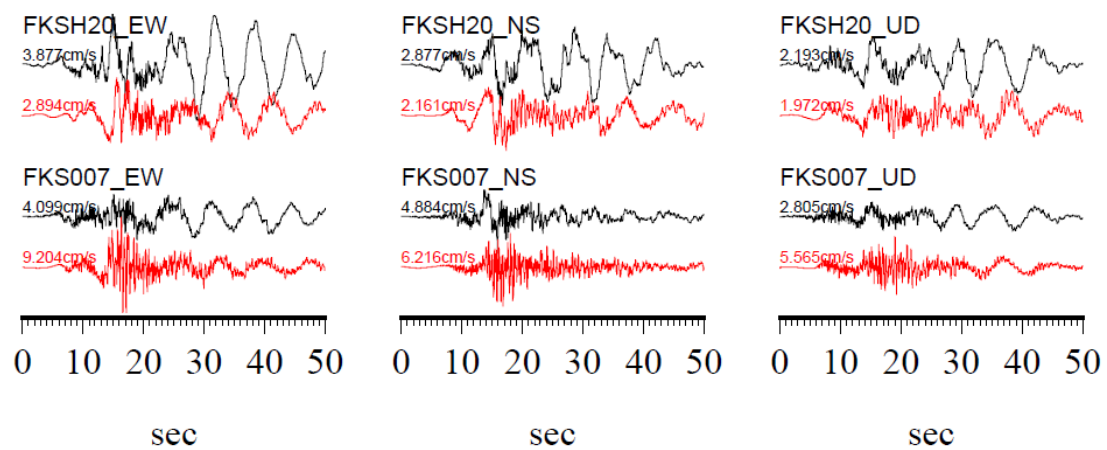


図 3.1.2(3)-9 速度観測記録（黒）と合成波形（赤）の比較。  
左から EW, NS, UD 成分を示す。

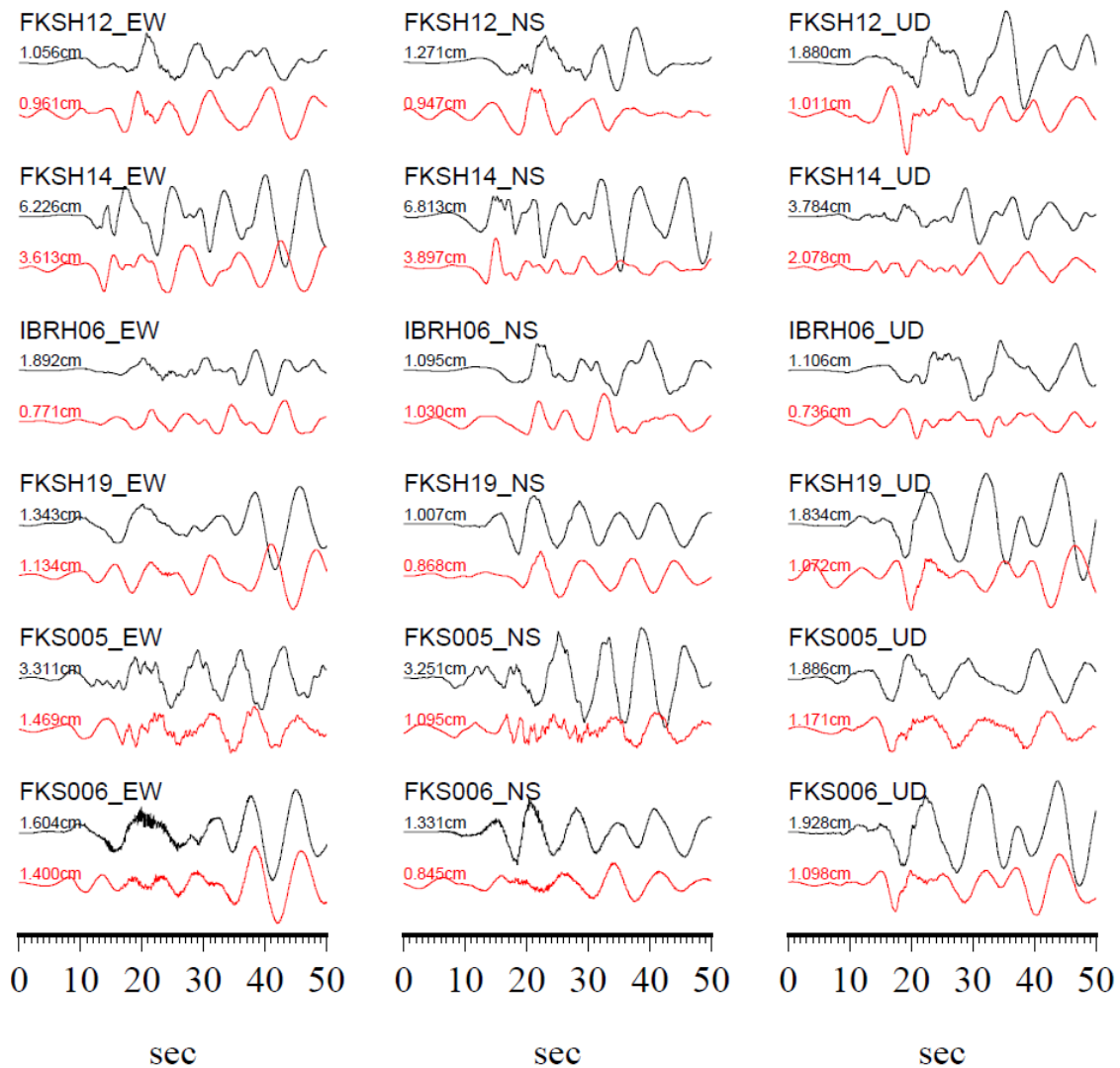


図 3.1.2(3)-10 変位観測記録（黒）と合成波形（赤）の比較。

左から EW, NS, UD 成分を示す。

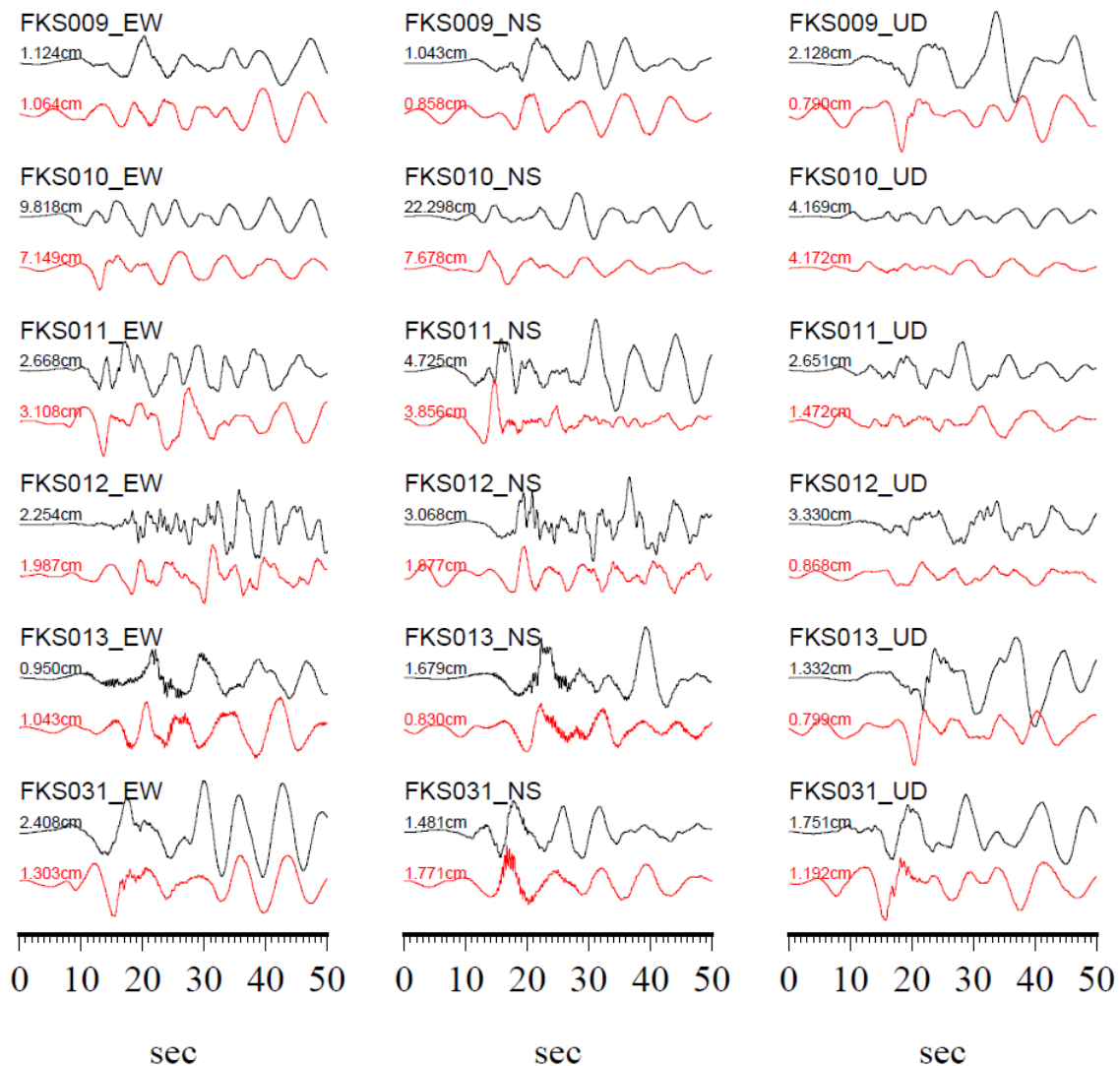


図 3.1.2(3)-11 変位観測記録（黒）と合成波形（赤）の比較.

左から EW, NS, UD 成分を示す.



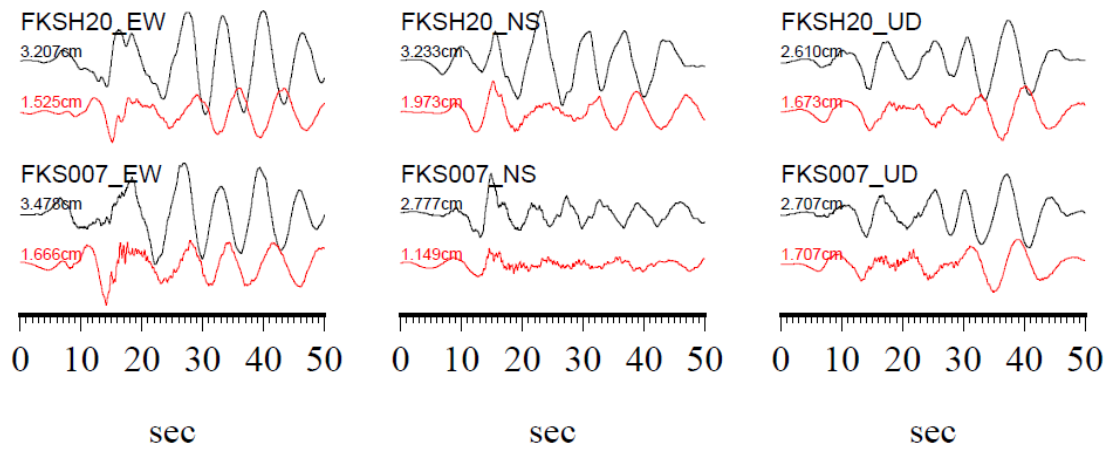


図 3.1.2(3)-12 変位観測記録（黒）と合成波形（赤）の比較。  
左から EW, NS, UD 成分を示す。

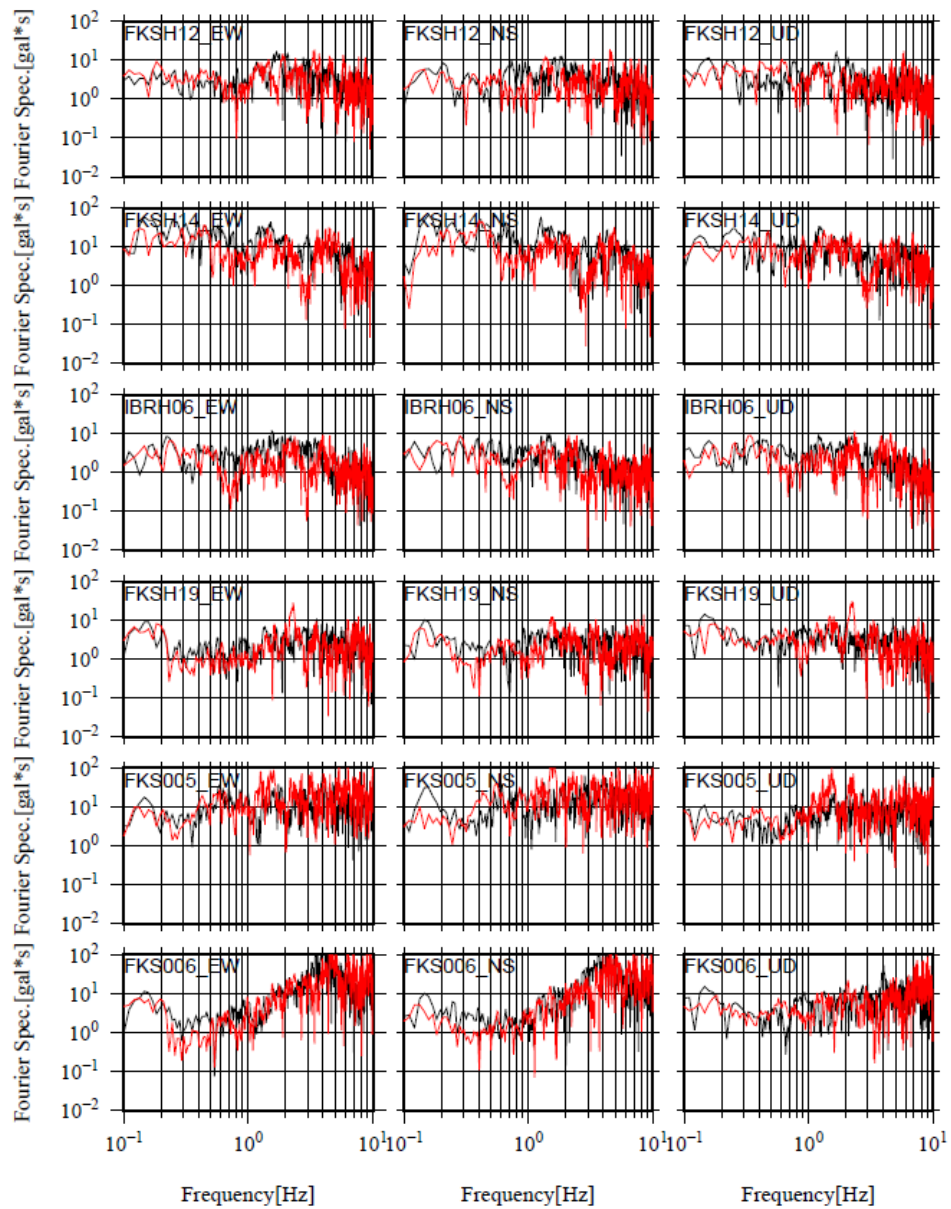


図 3.1.2(3)-13 加速度観測スペクトル（黒）と加速度合成波形のスペクトル（赤）の比較。  
左から EW, NS, UD 成分を示す。

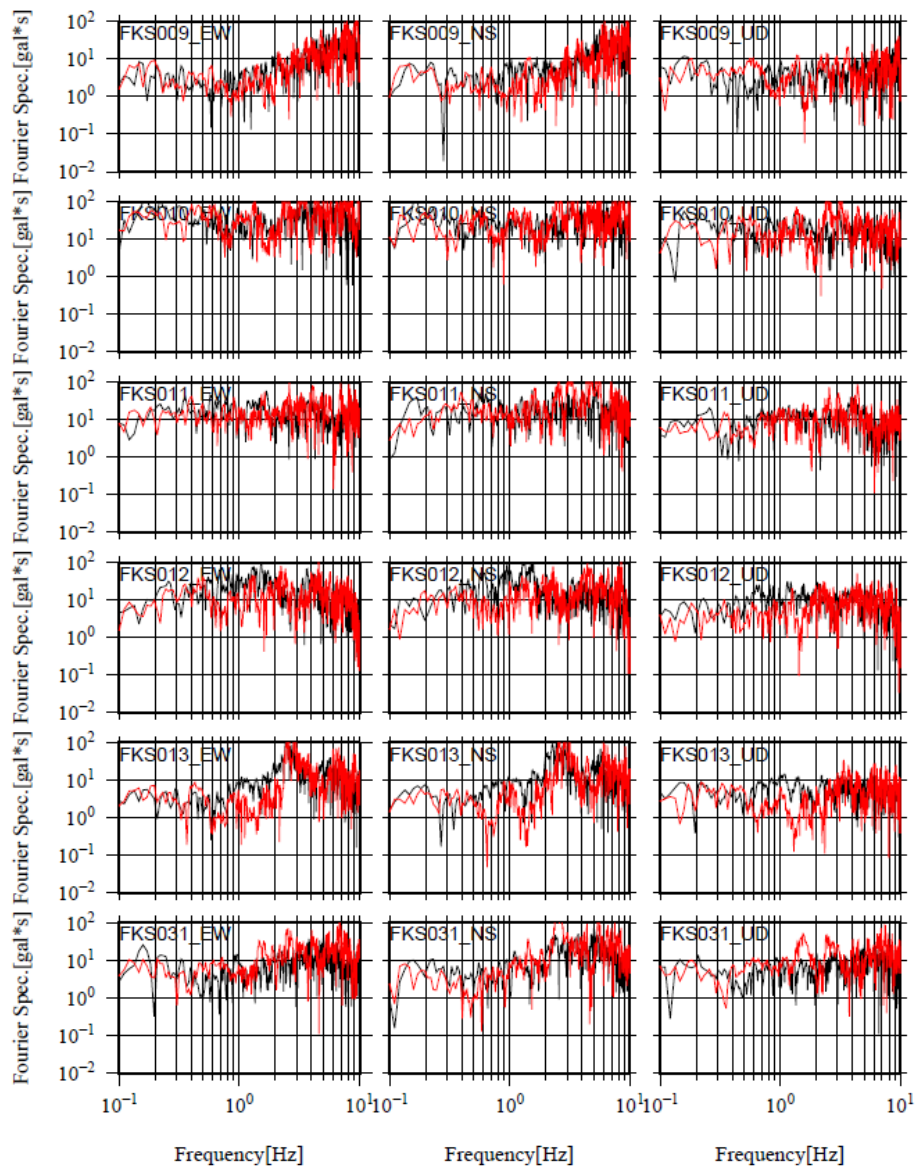


図 3.1.2(3)-14 加速度観測スペクトル（黒）と加速度合成波形のスペクトル（赤）の比較.  
左から EW, NS, UD 成分を示す.

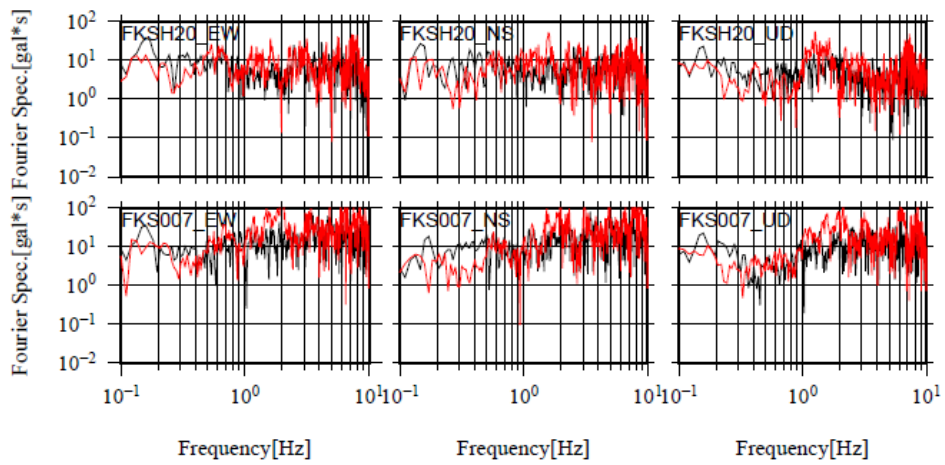


図 3.1.2(3)-15 加速度観測スペクトル（黒）と加速度合成波形のスペクトル（赤）の比較.  
左から EW, NS, UD 成分を示す.

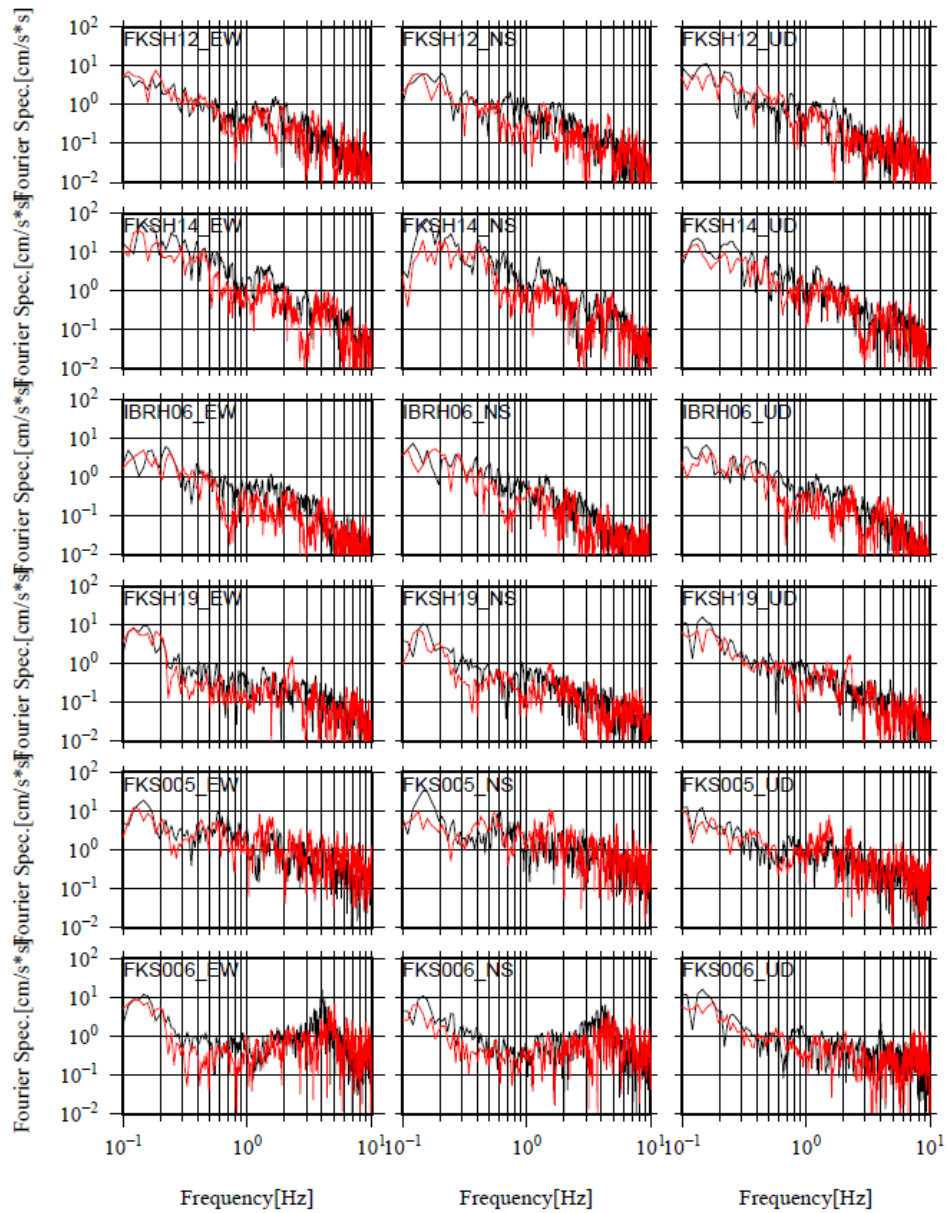


図 3.1.2(3)-16 速度観測スペクトル（黒）と速度合成波形のスペクトル（赤）の比較. 左から EW, NS, UD 成分を示す.

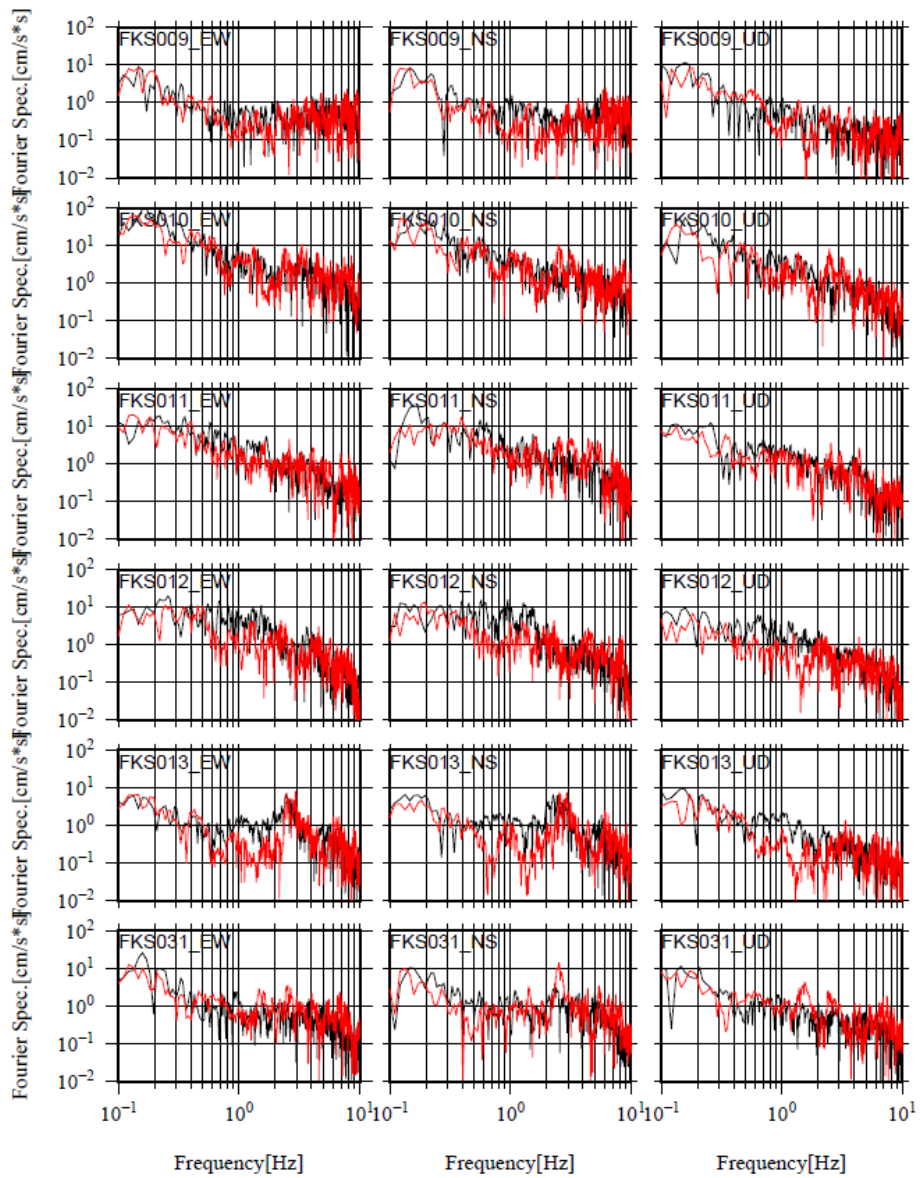


図 3.1.2(3)-17 速度観測スペクトル（黒）と速度合成波形のスペクトル（赤）の比較。左から EW, NS, UD 成分を示す。

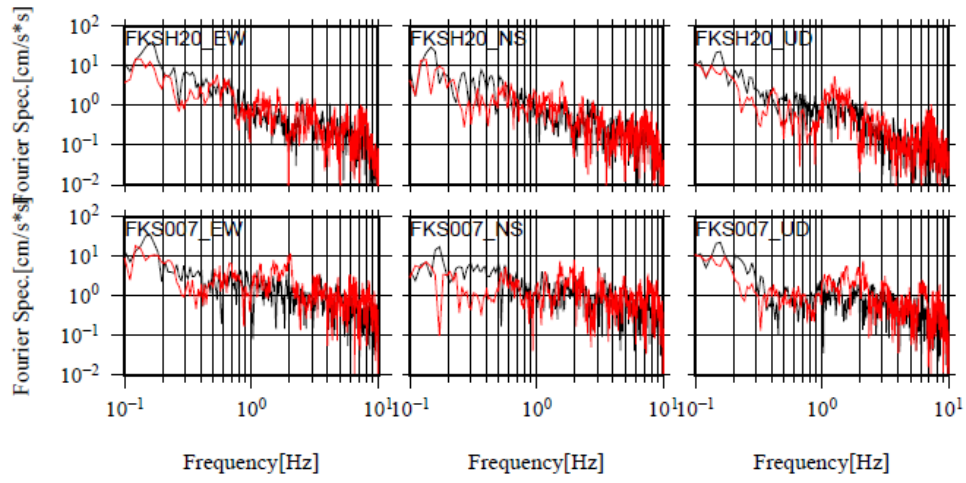


図 3.1.2(3)-18 速度観測スペクトル（黒）と速度合成波形のスペクトル（赤）の比較. 左から EW, NS, UD 成分を示す.

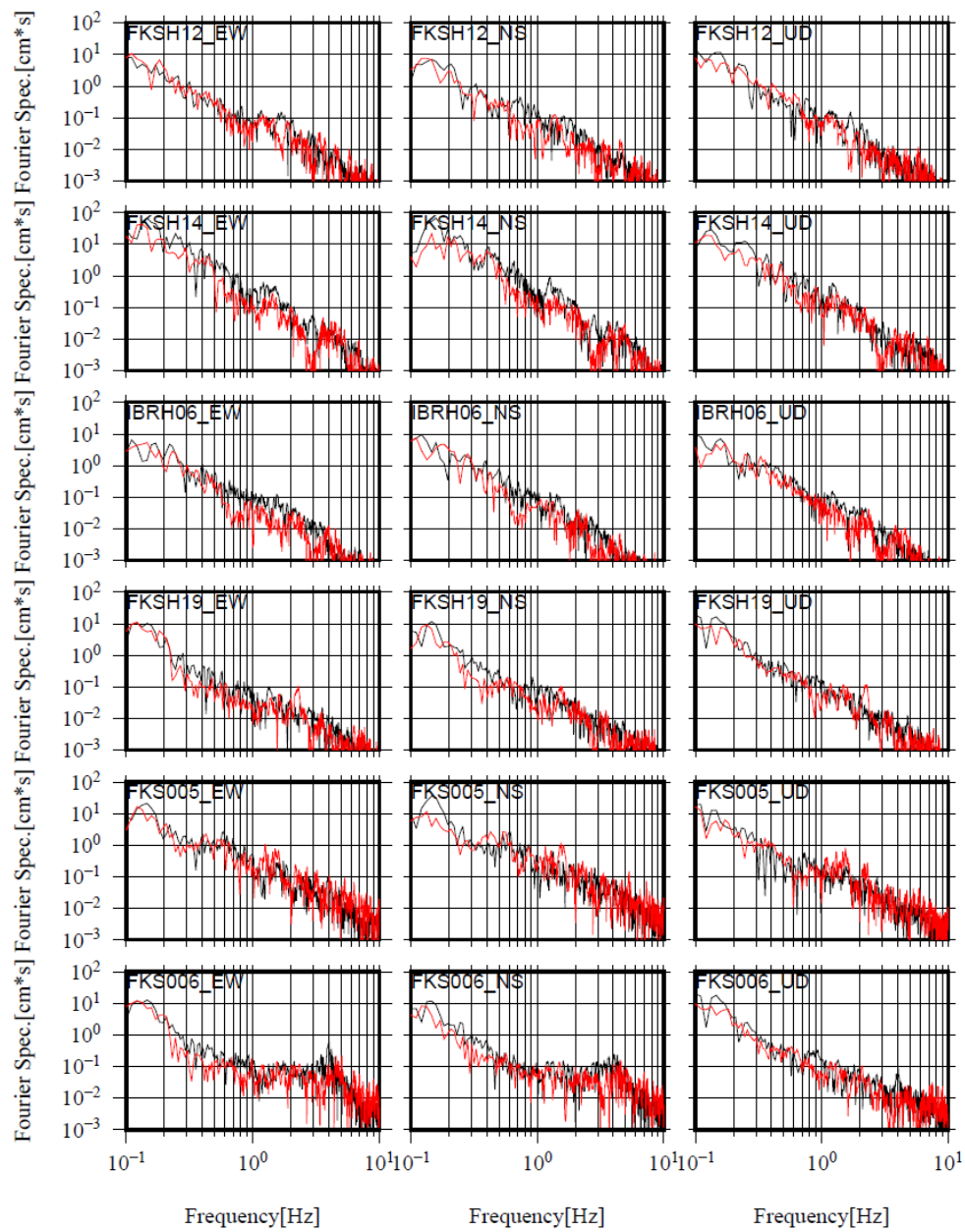


図 3.1.2(3)-19 変位観測スペクトル（黒）と変位合成波形のスペクトル（赤）の比較. 左から EW, NS, UD 成分を示す.



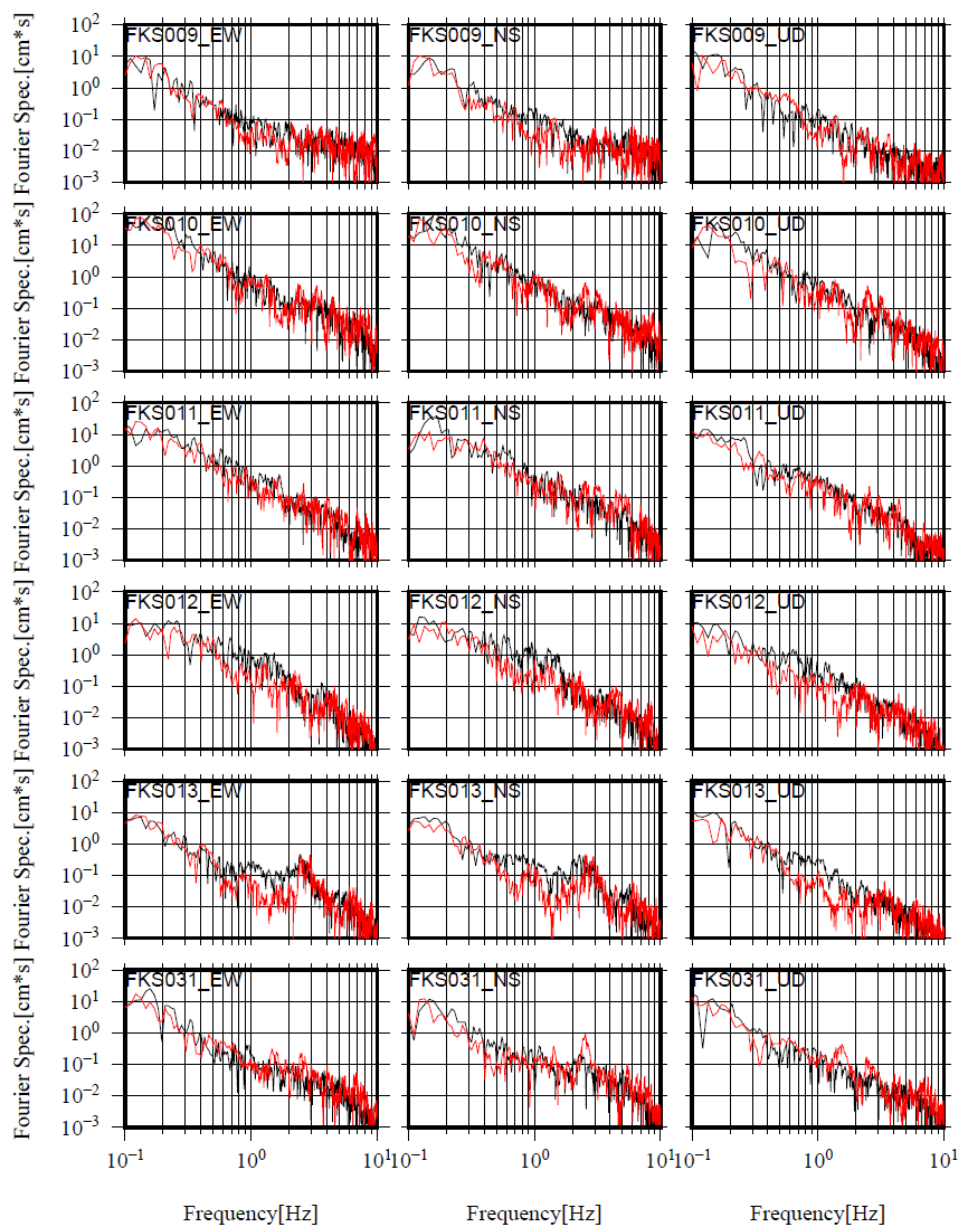


図 3.1.2(3)-20 変位観測スペクトル（黒）と変位合成波形のスペクトル（赤）の比較。左から EW, NS, UD 成分を示す。

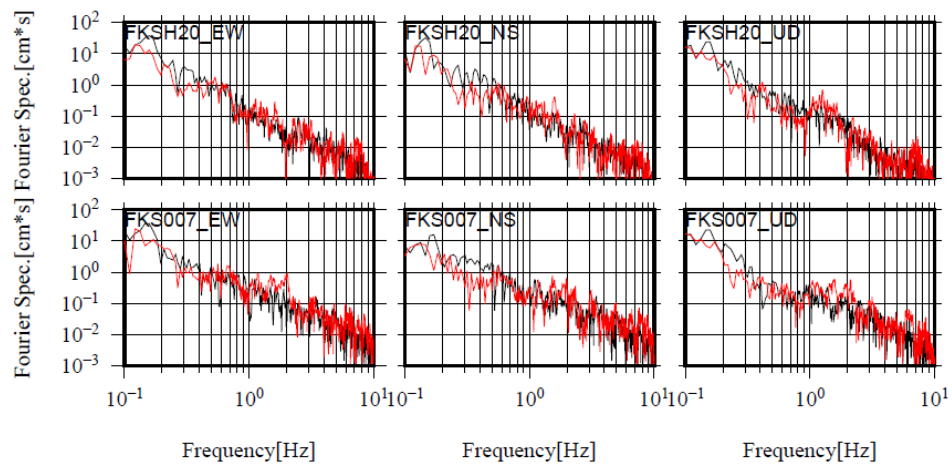


図 3.1.2(3)-21 変位観測スペクトル（黒）と変位合成波形のスペクトル（赤）の比較. 左から EW, NS, UD 成分を示す.

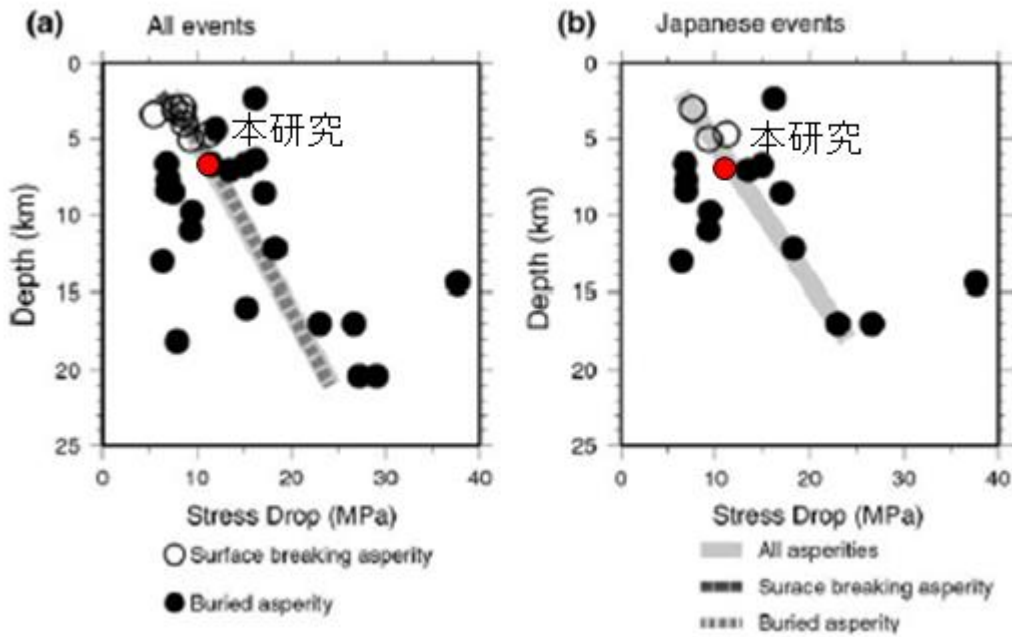


図 3.1.2(3)-22 SMGA の応力降下量と震源深さと既往のスケーリング則との関係 (Asano and Iwata (2011)に加筆). 赤丸は, 本研究における結果を示す. (a)Asano and Iwata (2011) で対象としたすべての地震記録から抽出された応力降下量と震源深さとの関係, (b) Asano and Iwata (2011) で対象とした日本の記録のみから抽出された応力降下量と震源深さとのスケーリング則を示す.

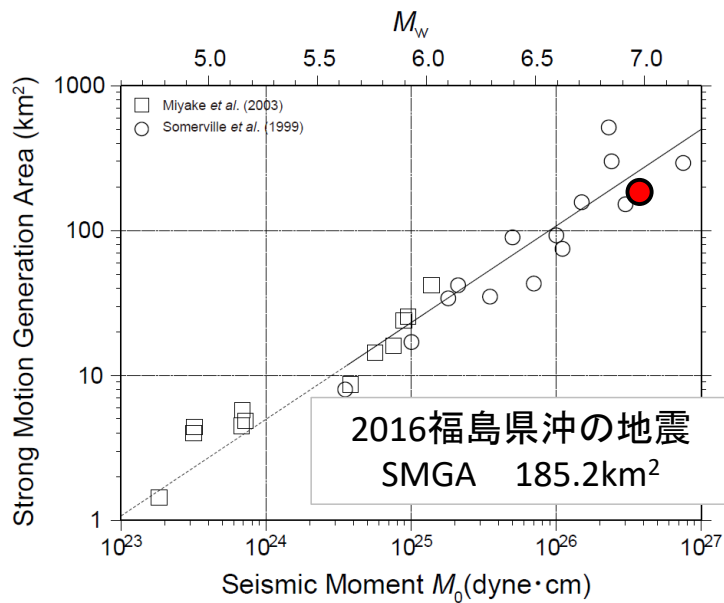


図 3.1.2(3)-23 SMGA 震源モデル結果と地震モーメントと SMGA 面積とのスケーリング則との比較.

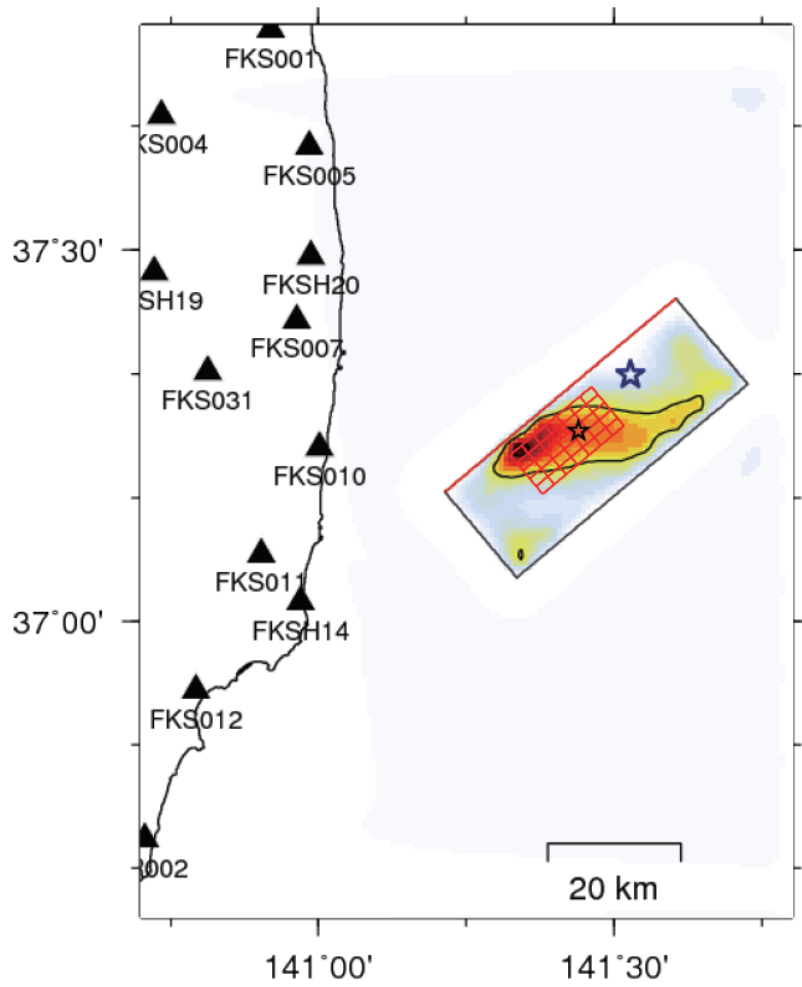


図 3.1.2(3)-24 空間的なすべり量分布と SMGA 震源モデル (赤矩形) との比較. 背景は、波形インバージョンで得られた最終すべり量分布を示す. 青星印は本震の破壊開始点を、黒星印は SMGA の破壊開始点を示す.

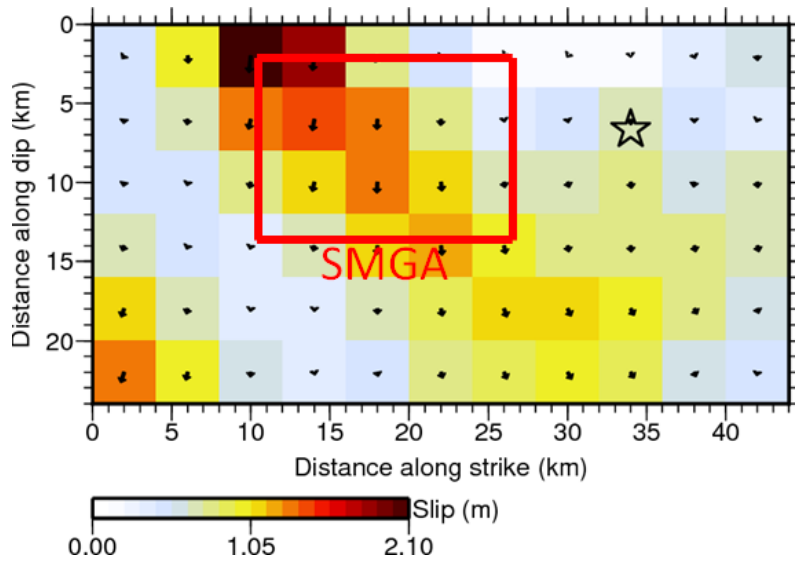


図 3.1.2(3)-25 最終すべり量分布と SMGA 震源モデル (黒矩形) との比較. 背景は, 波形インバージョンで得られた最終すべり量分布を示す. 星印は破壊開始点を示す.

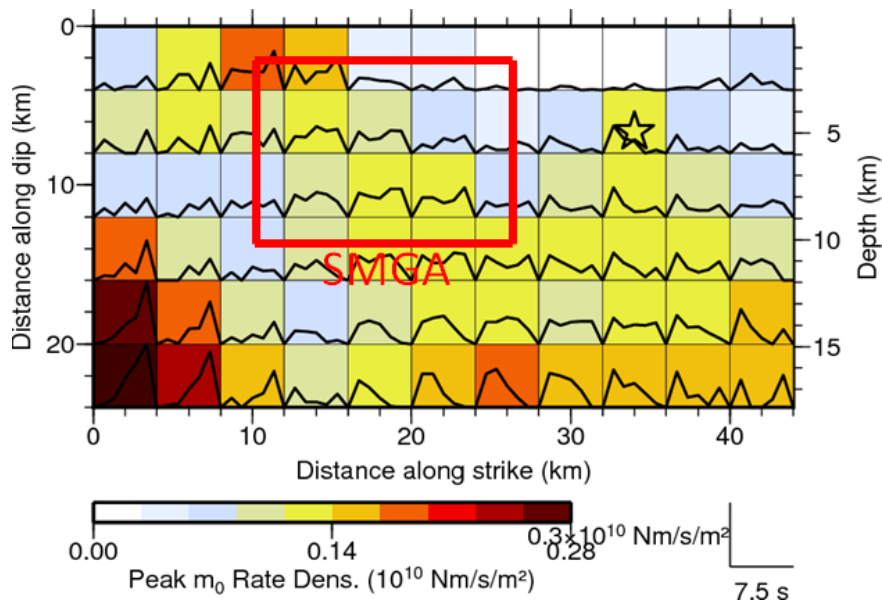


図 3.1.2(3)-26 モーメントレート分布と SMGA 震源モデル (黒矩形) との比較. 背景は, 波形インバージョンで得られたモーメントレート分布を示す. 星印は破壊開始点を示す.

### 3.1.3 2016年鳥取県中部の地震 ( $M_{\text{JMA}}6.6$ )

#### 3.1.3(1) 高精度グリーン関数の作成

##### ① はじめに

震源インバージョンで用いるグリーン関数の高精度化のため、小地震記録を用いた地盤構造の同定を実施する。地盤構造同定における最適な地盤構造の決定は、以下のように実施する。地盤構造モデルを用いて計算される理論地震動と観測波形とを比較し、地盤構造の変更に伴い計算される理論地震動の中で、最も観測波形と一致度のよい理論地震動となる地盤構造を、最適な地盤構造として採用する。

ここでは、はじめに地盤構造の同定に用いる小地震の選定について述べ、次に最適な地盤構造モデルの選定方法について述べる。最後に高精度グリーン関数の結果を示す。

##### ② 地盤構造の同定に用いる小地震の選定

地盤構造の同定が必要となる、震源インバージョン解析のターゲットとなる観測点を選定する。本研究では、震央距離約 30km 以内の防災科学技術研究所強震観測網 K-NET (Kinoshita, 1998) と KiK-net 地中観測点 (Aoi et al., 2000) と、近地の気象庁の震度観測点を対象観測点とした。図 3.1.3(1)-1 に解析対象とした観測点地図を示す。また、表 3.1.3(1)-1 にターゲットとした観測点の一覧を示す。

地盤構造の同定の用いる小地震については、本震の近傍で発生した 2016 年 10 月 21 日 12 時 12 分に発生した地震を使用した。この小地震は、メカニズム解も本震と近似していることを確認している。表 3.1.3(1)-2 に本震と対象とした小地震の諸元を示す。

##### ③ 最適な地盤構造モデルの選定方法

地盤構造同定における最適な地盤構造の決定は以下のように実施する。地盤構造モデルを用いて計算される理論地震動と観測波形とを比較し、地盤構造の変更に伴い変わる理論地震動の中で、観測波形と一致度のよい理論地震動となる地盤構造を最適な地盤構造として採用する。

理論地震動は、離散化波数法 (Bouchone, 1981) および反射・透過係数行列法 (Kennett and Lerry, 1979) により点震源として計算した。

初期地盤構造モデルは以下のように設定した。地盤深さに応じて参照した地盤構造を変えており、極表層地盤 (およそ 100m 以浅) では K-NET, KiK-net の PS 検層データを使用した。それより深い表層地盤 (およそ 100m ~ およそ 10km) では藤原・他 (2012) のデータ

を使用した。さらに深い深部地盤（約 10km 以深）では福山・他 (1998)の地盤構造データを利用した。なお、TTR003, TTR004, TTR005, TTR007 観測点では、野口・他 (2016) により微動アレイ探査や単点微動観測などの物理探査から地盤構造の推定が行われている。そこで、この観測点については野口・他 (2016) で示されている地盤構造を初期モデルとして採用した。各層の結合方法は、浅部地盤（藤原・他, 2012）をベースにして、極表層地盤および深部地盤を藤原・他 (2012)から置き換える形で構築した。なお K-NET, KiK-net の PS 検層で求められていない密度は、Gardner et.al.(1974)による 3.1.3(1)-1 式により計算した。また、P 波および S 波の減衰値 ( $Q_s$ ,  $Q_p$ ) は、それぞれ式 3.1.3(1)-2, 式 3.1.3(1)-3 を利用した。

$$\rho = 0.31\alpha^{0.25} \quad (3.1.3(1)-1)$$

$\rho$  : 密度,  $\alpha$  : P 波速度 (m/s)

$$Q_s = V_s/15 \quad (3.1.3(1)-2)$$

$Q_s$  : S 波の減衰値,  $V_s$  : S 波速度

$$Q_p = Q_s \quad (3.1.3(1)-3)$$

$Q_p$  : P 波の減衰値

同定パラメータと探索範囲, 探索方法は以下の通りである。地盤同定で探索対象とするパラメータは各層の深さのみとし, 検索範囲は初期地盤構造モデルの±100%とした。なお, 震源である 10km 以深層について, 今回対象としているターゲットサイトでは大きな変動はないと考え, 探索対象として除外した。

探索には, 焼きなまし法を利用し, 式 3.1.3(1)-4 の評価関数の残差  $Em(\text{misfit})$ が最小となるモデルを最適モデルとした。**component** は波形の成分を示しており, 本検討では NS 成分, EW 成分, UD 成分の 3 成分を用いた。 $u_{\text{obs}}$ ,  $u_{\text{syn}}$  は観測波形と計算波形を示している。解析対象とする波形は速度波形, 対象周波数は 0.1~1.0Hz とした。また, 観測波形と理論波形とのフィッティングを行う時間範囲は, S 波立ち上がり 1 秒前から 4~8 秒間とした。なお, 対象地点により対象時間範囲は変動させている。

$$Em(\text{misfit}) = \sum_{\text{component}} \left\{ \frac{\sum_t (u_{\text{obs}} - u_{\text{syn}})^2}{\sqrt{\sum_t u_{\text{obs}}^2 \times \sum_t u_{\text{syn}}^2}} \right\} \quad (3.1.3(1)-4)$$

図 3.1.3(1)-2, 図 3.1.3(1)-3 に観測波形（黒）と同定された最適地盤構造モデルから計算された理論地震動（赤）との比較を示す。震源に近い観測点, 例えば TTR005（倉吉）, TTRH07（関金）, OKY015（上斎原）に関しては, 観測波形がシンプルなこともあり, 理論地震動は観測波形とよく一致している。ただし, TTR005（倉吉）観測点については, 位相時間を一致させることはできていない。S 波速度 3.4km/s の層を地表まで到達させる地盤構造モデルを仮定すると, 位相自体も一致することを確認しているが, 実際にはそのような地盤構

造は現実的でなく、また野口・他（2016）による地盤構造とも異なる。したがって、ここでは、極表層については野口・他（2016）を採用することを念頭に、その中で最も残差の小さい地盤構造モデルを採用することとした。なお、位相の相違の原因については、震源から対象地点までの3次元構造の複雑さによる影響、震源決定、発震時間の精度などの可能性も考えられるが、ここでは原因究明まで至っていない。図3.1.3(1)-4～図3.1.3(1)-7には、同定された各観測点の地盤構造を示す。

#### ■参考文献 3.1.3(1)

- Aoi, S., Obara, K., Hori, S., Kasahara, K., and Okada, Y. (2000), New Japanese uphole/downhole strong-motion observation network: KiK-net, *Seism. Res. Lett.* 72, 239.
- Bouchon, M. (1981), A simple method to calculate Green's function for elastic layered media, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 71, 959-971.
- Kennett, B. L. and N. J. Kerry (1983), Seismic waves in a stratified half space, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 57, 557-583.
- Kinoshita, S. (1998), Kyoshin-net (K-NET), *Seism. Res. Lett.* 69, 309-332.
- 藤原広行・河合伸一・青井真・森川信之・先名重樹・東宏樹・大井昌弘・はお憲生・長谷川信介・前田宜浩・岩城麻子・若松加寿江・井元政二郎・奥村俊彦・松山尚典・成田章 (2012), 東日本大震災を踏まえた地震ハザード評価の改良に向けた検討, 防災科学技術研究所研究資料 第 379 号
- 福山英一・石田瑞穂・D.S. Dreger・川井啓廉, 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*, 第2輯, 51, 149-156.
- Gardner, G.H.G., Gardner, L.W. and Gregory, A.R. (1974), Formation velocity and density -the diagnostic basics for stratigraphic traps-, *Geophysics*, Vol. 39, No6, 770-780.
- 野口竜也・西川隼人・吉田昌平・香川敬生(2016), 鳥取県内の地震観測点における地盤構造の把握とサイト特性の評価, *土木学会論文集 A1(構造・地震工学)*, Vol.72 No.4 (地震工学論文集第 36 巻), I\_646-668.



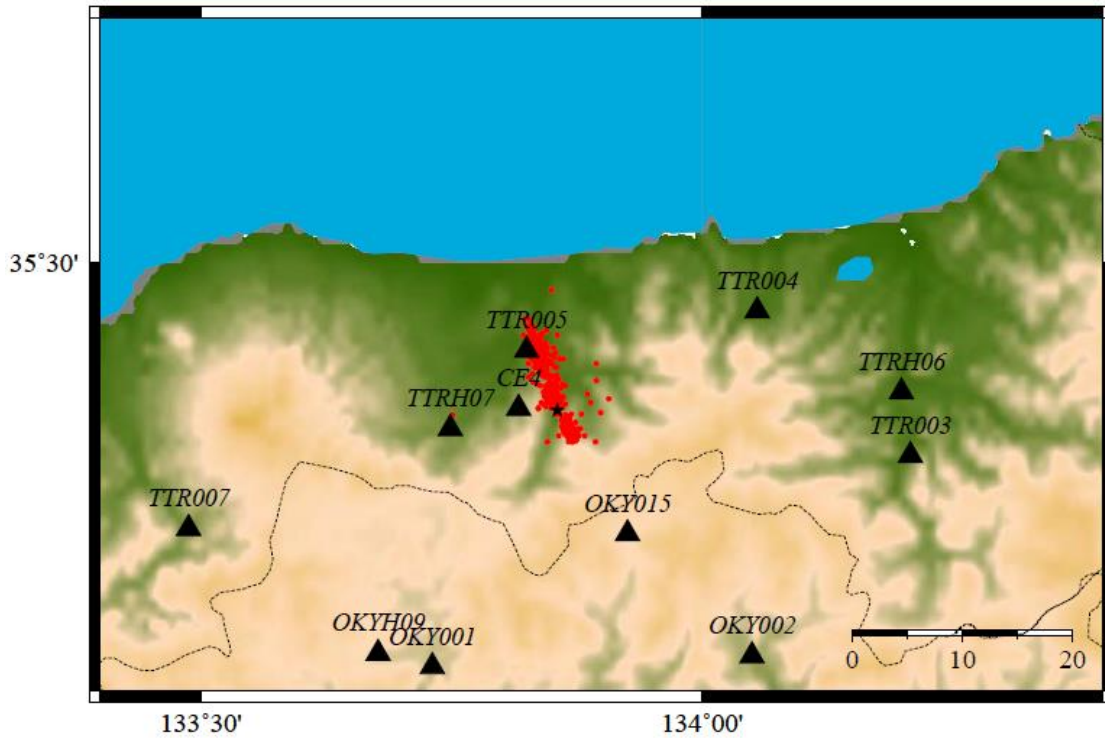
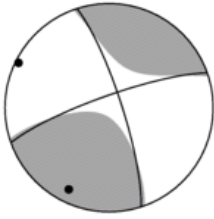
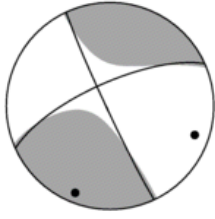


図 3.1.3(1)-1 震源域周辺の観測点と、解析対象とした観測点。三角は解析対象観測点を示す。黒星は本震の破壊開始点を示し、赤丸は本震後 3 時間の余震分布を示す。

表 3.1.3(1)-1 解析対象とした観測点のコード名と観測網名と緯度経度

コード名	観測網	緯度	経度
TTR003	K-NET	35.3432	134.2075
TTR004	K-NET	35.4606	134.0548
TTR005	K-NET	35.4290	133.8253
TTR007	K-NET	35.2826	133.4876
TTRH06	KiK-net	35.3946	134.1988
TTRH07	KiK-net	35.3649	133.7486
OKY001	K-NET	35.1945	133.7314
OKY002	K-NET	35.1787	134.0500
OKY015	K-NET	35.2793	133.9256
OKYH09	KiK-net	35.1809	133.6765
CE4	JMA	35.3815	133.8172

表 3.1.3(1)-2 本震と対象とした小地震の諸元

	本震	対象とした小地震
発生時間	2016/10/21 14:07	2016/10/21 12:12
緯度	35.3805	35.3807
経度	133.8562	133.8548
深さ	10.61	10.26
Mw	6.2	4.1
走向	252;162	246;155
傾斜	79;88	72;87
すべり角	-178;-11	-177;-18
震源球		

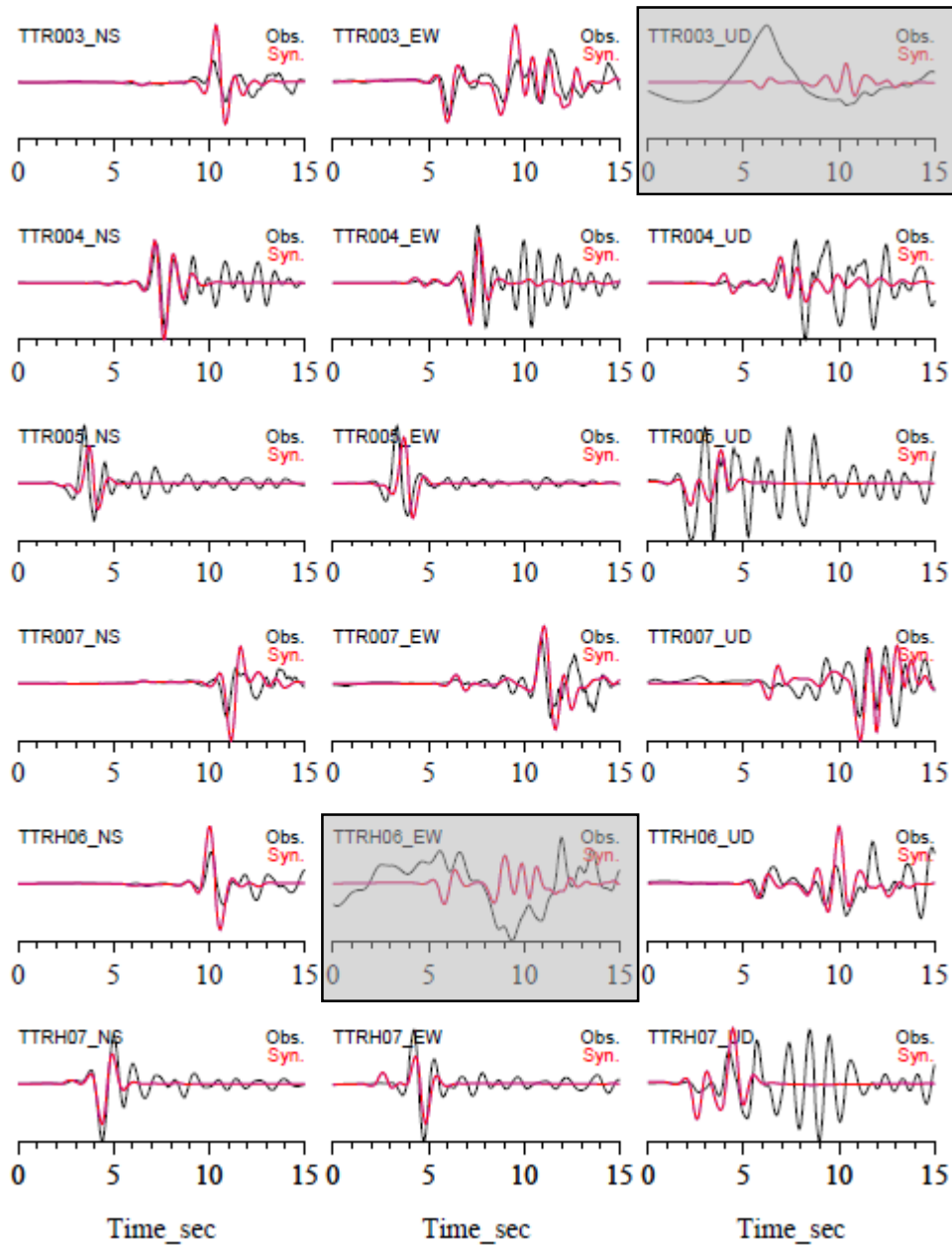


図 3.1.3(1)-2 観測波形（黒）と同定結果から計算される理論波形（赤）の比較。なお、灰色のハッチがかかった成分（具体的には TTR003UD 成分，TTRH06EW 成分）については、安定した観測記録が得られていないことから、地盤構造の同定解析には使用していない。

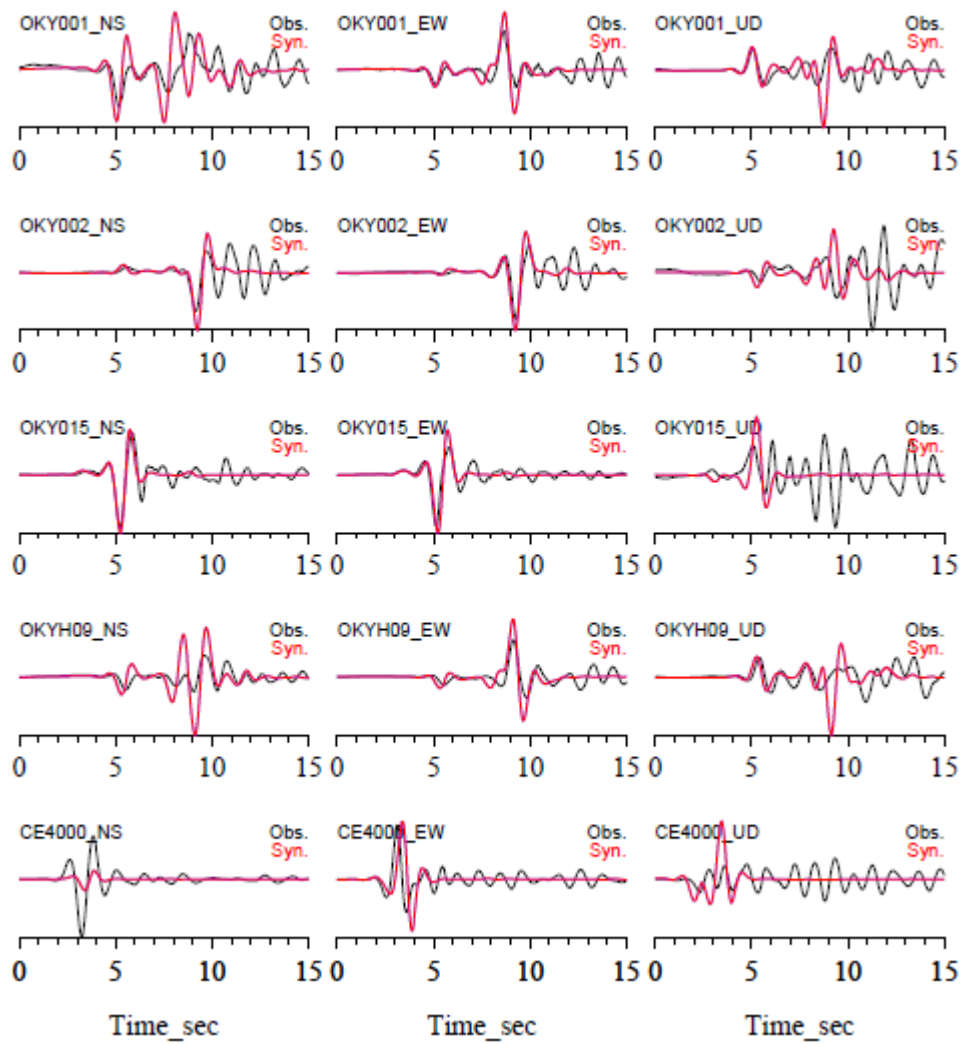


図 3.1.3(1)-3 観測波形（黒）と同定結果から計算される理論波形（赤）の比較.

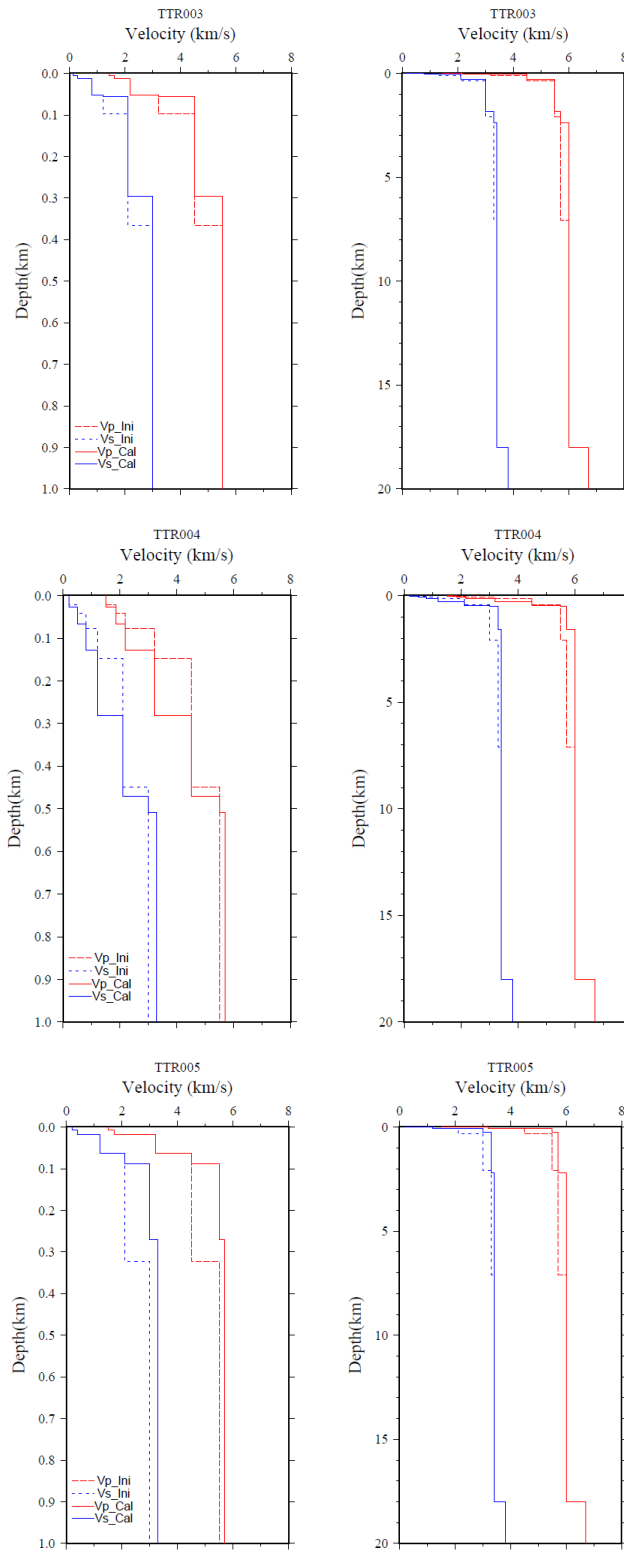


図 3.1.3(1)-4 初期地盤構造モデル（点線）と同定された地盤構造モデル（実線）. 赤線はP波速度, 青線はS波速度を示す.

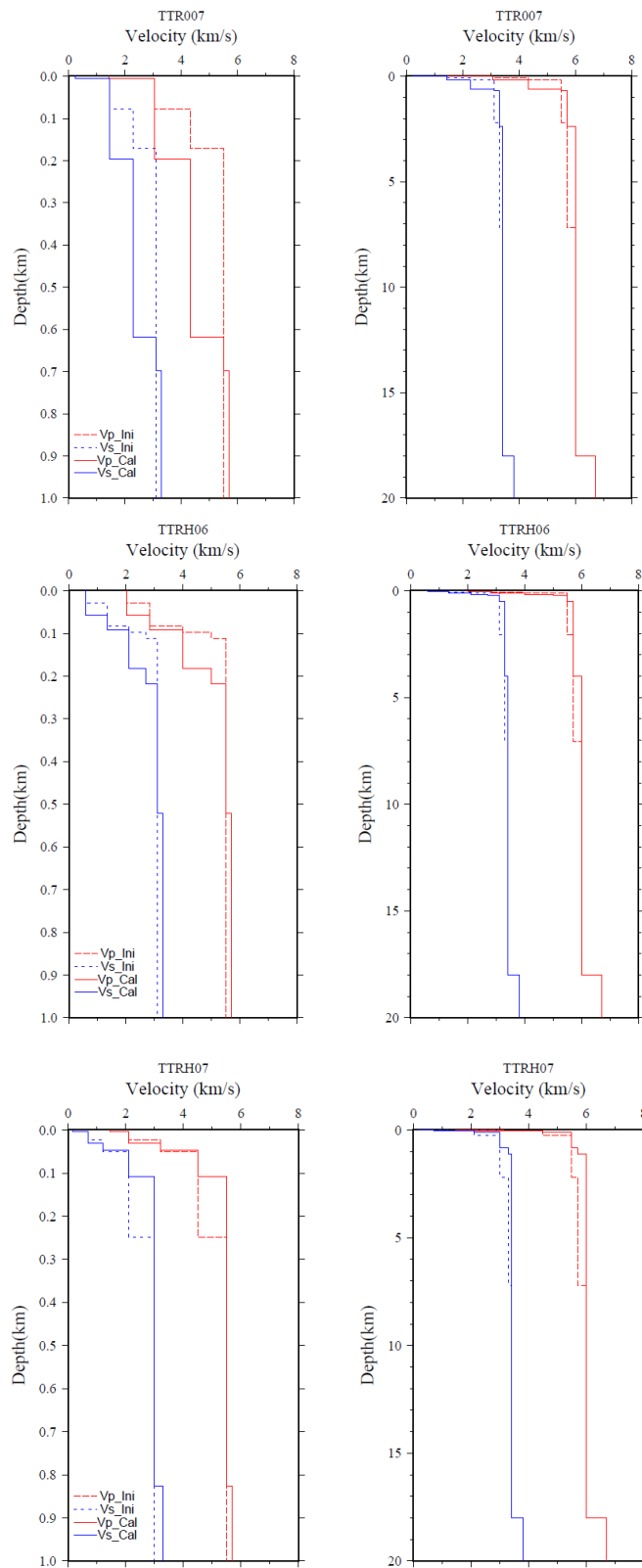


図 3.1.3(1)-5 初期地盤構造モデル（点線）と同定された地盤構造モデル（実線）. 赤線はP波速度，青線はS波速度を示す.

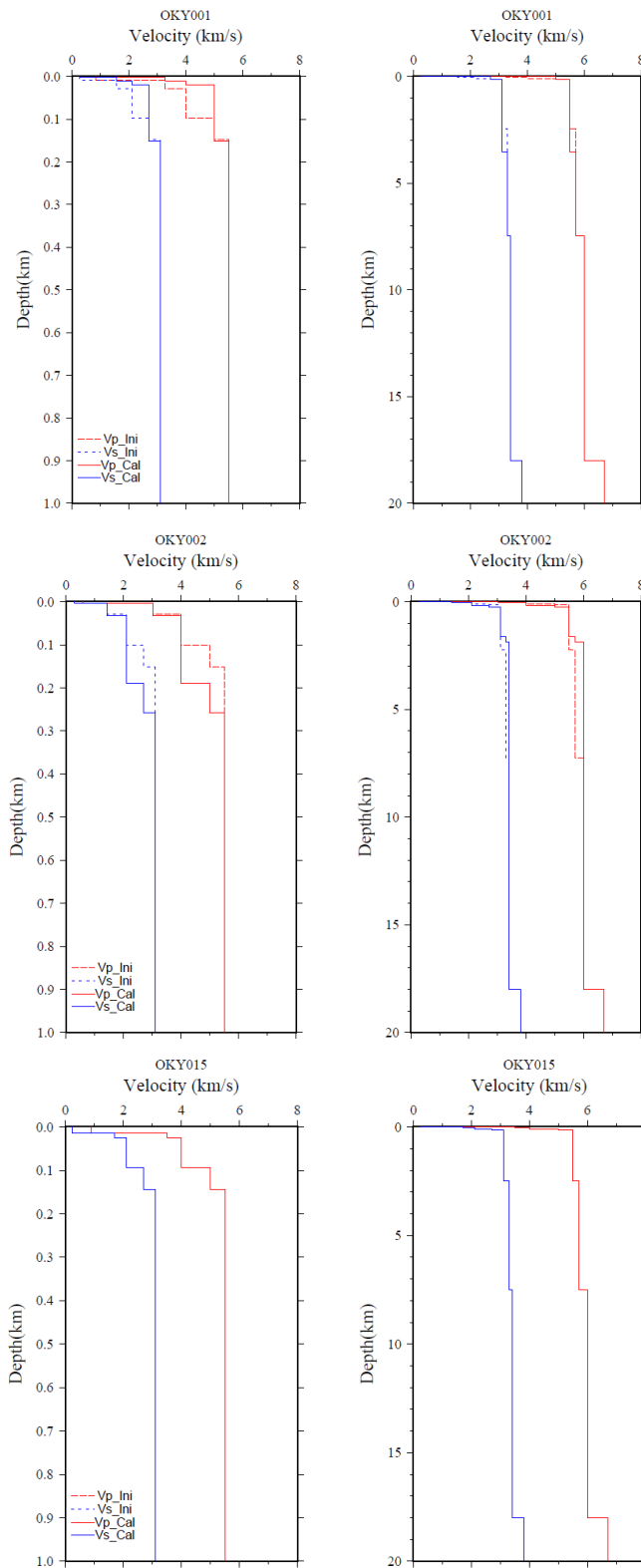


図 3.1.3(1)-6 初期地盤構造モデル (点線) と同定された地盤構造モデル (実線). 赤線は P 波速度, 青線は S 波速度を示す.

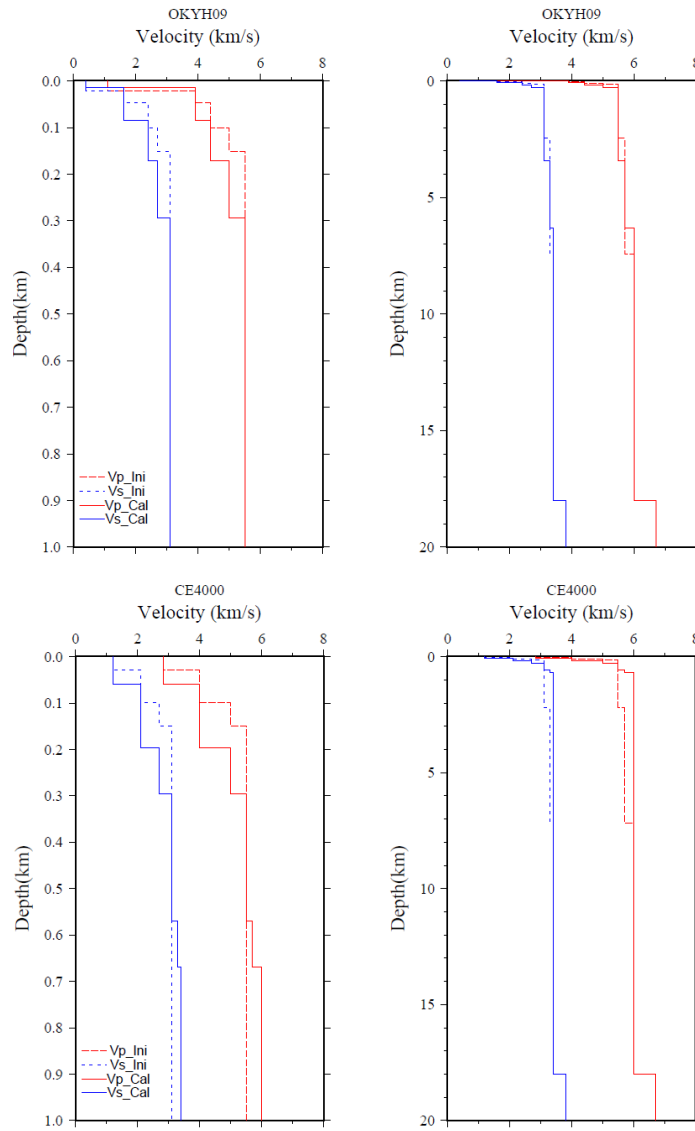


図 3.1.3(1)-7 初期地盤構造モデル（点線）と同定された地盤構造モデル（実線）. 赤線はP波速度，青線はS波速度を示す.



### 3.1.3(2) 震源インバージョン

#### ① はじめに

本地震での震源インバージョン解析結果について記述する．ここでは，震源インバージョン解析で利用する断層面の設定，設定パラメータ，解析結果について述べる．

#### ② 断層面の設定

震源インバージョン解析を実施するにあたり，断層面を決定する必要がある．一般的に断層面は，予め得られている震源メカニズム解や余震分布を参考に設定される．本地震の震源メカニズム解は防災科学技術研究所広帯域地震観測網 F-net（福山・他，1998）により求められているが，速報版（<http://www.hinet.bosai.go.jp/topics/tottori161021/?LANG=ja&m=mecha>）と，詳細版（[http://www.fnet.bosai.go.jp/event/tdmt.php?\\_id=20161021050600&LANG=ja](http://www.fnet.bosai.go.jp/event/tdmt.php?_id=20161021050600&LANG=ja)）が掲載されており，それぞれのメカニズム解は表 3.1.3(2)-1 に示すように異なる．そこで，気象庁一元化震源による余震分布から断層面を確認する．図 3.1.3(2)-1 に気象庁一元化震源による本震（2016 年 10 月 21 日 14 時 7 分の地震）発震以後から 3 時間に発生した地震の余震分布図を示す．上図の A-AA 断面は走向方向の余震分布，下図左の B-BB 断面は断層南部（破壊開始点付近）の断層直交方向の断面図，下図右の C-CC 断面は，断層北部の断層直交方向の断面図である．なお，走向は，速報版の  $162^\circ$  と詳細版の  $342^\circ$  であるが，どちらも北から西に  $18^\circ$  傾いた方向のため，結果的に北からの傾きは同じである．

この結果，余震が発生している面はほぼ  $90^\circ$  であるが，若干西傾斜のように見える．図 3.1.3(2)-1 の下図（B-BB 断面と C-CC 断面）の赤線は，速報版のメカニズム解である傾斜  $88^\circ$  を示しており，余震分布と概ね一致していることが確認できる．そこで，本研究ではこの余震分布を参考に，速報版のメカニズムである走向  $162^\circ$ ，傾斜角は  $88^\circ$  と設定した．また，断層長さおよび断層幅は，余震分布よりも十分長い  $21\text{ km} \times 21\text{ km}$  と設定した．

#### ③ 震源インバージョンにおける設定パラメータ

震源インバージョンで用いた観測波形データは，図 3.1.3(2)-2 に示す 11 観測点で得られた NS, EW, UD 成分の観測記録とした．11 観測点のうち，防災科学技術研究所強震観測網 K-NET（Kinoshita, 1998）が 7 地点，KiK-net（Aoi et al., 2000）の地中観測点が 3 地点，気象庁の震度観測点が 1 地点である．解析対象時間は，S 波到達時間の 1 秒前から 8 秒間とした．S 波到達時間は，観測点のペーストアップにより，S 波走時から大きくはずれないことに注意しながら，各観測点の加速度波形，速度波形から目視により読み取った．震源インバー

ジョンの解析対象は速度波形とし、加速度波形を数値積分して求めた速度波形を 0.05 秒間隔でリサンプリングした。また、グリーン関数の計算に必要な地下構造モデルは、3.1.3(1)の項で求められたものを利用した。

震源インバージョン解析では、空間的には、仮定した断層面を長さ 1.5 km 幅 1.5 km の小断層で、長さ方向 14 個、幅方向 14 個に分割した。時間方向には破壊開始時刻から同心円状に一定破壊伝播速度で広がる破壊が到達した時刻から 0.4 s 間隔にパルス幅 0.8s のスムーズドランプ関数を 5 個並べ、時空間的に離散化して理論波形を計算した。1st タイムウィンドウの開始時間は、破壊開始点から同心円上に一定破壊伝播速度で到達した時間とした。すべり角は、F-net で推定されている $-11^{\circ}$  から $\pm 45^{\circ}$  を適用範囲とし、破壊伝播速度は 2.5 km/s $\sim$ 3.3 km/s までのケースのうち、観測波形と計算波形との残差が最小なものを採用した。

解析では、はじめに、解析対象周波数を 0.1 $\sim$ 0.5 Hz (周期 2 $\sim$ 10 秒) として実施し、断層面のトリミングを行う。次に、トリミングした断層面に対して、解析対象周波数を 0.1 $\sim$ 1.0 Hz (周期 1 $\sim$ 10 秒) と対象周波数を短周期側まで広げて再度解析を行った。

#### ④ 震源インバージョンの解析結果

はじめに、対象周波数 0.1 $\sim$ 0.5Hz (周期 2 $\sim$ 10 秒) に対して、震源インバージョンを実施した。図 3.1.3(2)-3 に震源インバージョン解析により推定された最終すべり量分布を示す。図より、すべり量の大きかった領域は、破壊開始点付近から浅部にかけての場所に推定された。また、破壊開始点よりも北部にも若干大きなすべり量の領域がみられる。なお、これらの領域のすべり角はほぼ 0 度で、左横ずれ型を示している。

図 3.1.3(2)-4 に、モーメントレート分布を示す。背景色はすべり量分布を示し、小断層内の図形は各小断層のモーメントレートを表している。すべりの大きい場所のモーメントレートは、Kostrov 型関数となっており、これまでに発生した地震の一般的なモーメントレート関数と大きな違いはみられない。

震源インバージョン解析から得られた地震モーメント、最大すべり量、平均すべり量、破壊伝播速度 (1st タイムウィンドウの破壊伝播速度) を表 3.1.3(2)-2 に示す。地震モーメントは  $2.54 \times 10^{18}$  Nm, 最大すべり量は 0.57 m, 平均すべり量は 0.23 m, 破壊伝播速度は 3.3 km/s となった。なお、地震モーメントについては、F-net の結果  $2.24 \times 10^{18}$  Nm (最終版) と比較してほぼ一致している。図 3.1.3(2)-5, 図 3.1.3(2)-6 に震源インバージョンにより得られた合成波形 (赤) と観測波形 (黒) の比較を示す。ほとんどの観測点では、概ね観測波形が再現できている。

この断層面からトリミングを実施する。トリミングは、Somerville et al. (1999)の規範と同様に実施した。図 3.1.3(2)-7 にトリミング結果を示す。その結果、断層南部の領域 2 メッシュ分がトリミング対象領域となった。

次に、対象周波数 0.1 $\sim$ 1.0Hz (1 $\sim$ 10 秒) に対して震源インバージョンを実施した。解析

方法は、先の 0.1~0.5Hz を対象に行った方法と同じである。ただし、破壊伝播速度については 3.3km/s で固定した。図 3.1.3(2)-8 に震源インバージョン解析により推定された最終すべり量分布を示す。図 3.1.3(2)-9 にモーメントレート分布を示す。背景はすべり量分布を示し、小断層内の図形は各小断層のモーメントレートを表している。すべりの大きい場所のモーメントレートは、Kostrov 型関数となっており、これまでに発生した地震の一般的なモーメントレート関数と大きな違いはみられない。震源インバージョン解析結果から得られた地震モーメント、最大すべり量、平均すべり量を表 3.1.3(2)-3 に示す。地震モーメントは  $2.54 \times 10^{18}$  Nm, 最大すべり量は 0.52m, 平均すべり量は 0.22 m となった。図 3.1.3(2)-10, 図 3.1.3(2)-11 に震源インバージョンにより得られた合成波形（赤）と観測波形（黒）の比較を示す。ほとんどの観測点では、概ね観測波形が再現できている。

図 3.1.3(2)-12 に、震源インバージョンから得られた震源破壊域の結果と、既往の研究結果がコンパイルされた地震モーメントと震源破壊域のスケーリング則との比較図(Irikura et al., 2017)を示す。震源破壊域は、Somerville et al. (1999)の規範に基づいてトリミングを行った後の領域を利用している。また、図 3.1.3(2)-13 には、地震モーメントと平均すべり量のスケーリング則との比較図(Irikura et al., 2017)を示す。地震モーメントと震源破壊域については、スケーリング則より大きい値を示しているが、既往の地震のばらつきの範囲内には収まっている。一方で、地震モーメントと平均すべり量の関係は、既往の地震のばらつき範囲内ではあるが、スケーリング則よりも小さい結果となった。

#### ⑤ アスペリティおよび High Rate Area(HRA)の抽出

次に、アスペリティの抽出を行う。図 3.1.3(2)-14 は、Somerville et al. (1999)によるアスペリティ領域を規定する規範に基づいて抽出したアスペリティ領域（面積：54km<sup>2</sup>）を示す。背景図は、震源インバージョンによる最終すべり分布である。結果的にアスペリティは 1 つ抽出された。ここで便宜的にアスペリティの名前を ASP とする。ASP は破壊開始点を含む浅い場所に抽出された。アスペリティからの波の寄与を見るため、図 3.1.3(2)-15, 図 3.1.3(2)-16 に観測波形(Obs.), インバージョン結果(Inv.), ASP(Asp.)および背景領域(Back)からの波形を示す。

次に、吉田・他 (2015)にて提案されているピークモーメントレートに基づいて抽出されるハイレートエリア (High Rate Area:HRA) を抽出する。図 3.1.3(2)-17, 吉田・他 (2015)におけるピークモーメントレートに基づいて抽出した HRA を併記したモーメントレート分布を示す。結果的に、HRA (面積：63km<sup>2</sup>) は 1 つ抽出され、その場所はアスペリティとほぼ一致した結果となった。HRA からの波の寄与を見るため、図 3.1.3(2)-18, 図 3.1.3(2)-19 に観測波形 (Obs.), インバージョン結果 (Inv.), HRA (HRA) および背景領域 (Back) からの波形を示す。

表 3.1.3(2)-4 には、断層全体とアスペリティと HRA の震源パラメータの諸元を示す。ア

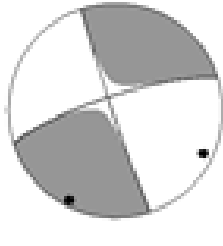
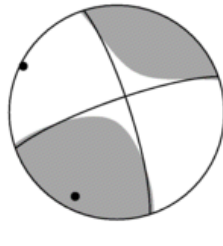
スペリティの地震モーメントは断層全体の地震モーメントの 26%となった。また、断層全体の面積  $S$  とアスペリティの面積  $S_a$  の面積比( $S_a/S$ )は 0.14 となった。この値は、入倉(2004)による地殻内地震を対象としたアスペリティ総面積と破壊域(断層面積)の経験的關係で示されている  $S_a=0.215S$  よりも小さい値となった。この原因として、本研究での断層面積  $S$  が大きく求められたことに依存していると考えられる。

最後に、アスペリティ面積と地震モーメントとの関係について、既往のスケーリング則と比較を行った。図 3.1.3(2)-20 に既往の研究成果がコンパイルされた地震モーメントとアスペリティ面積のスケーリング則との比較図(Irikura et al., 2017)を示す。既往のスケーリング則よりも若干過大評価であるが、ばらつきの範囲内の結果といえる。

#### ■参考文献 3.1.3(2)

- Aoi, S., Obara, K., Hori, S., Kasahara, K., and Okada, Y. (2000), New Japanese uphole/downhole strong-motion observation network: KiK-net, *Seism. Res. Lett.* 72, 239.
- 福山英一・石田瑞穂・D. S. Dreger・川井啓廉 (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, 149-156.
- 入倉孝次郎(2004), 強震動予測レシピ -大地震による強震動の予測手法-, 京都大学防災研究所年報,第 47 号 A,pp.25-45.
- Irikura, K., Miyakoshi, K., Kamae, K., Yoshida, K., Somei, K., Kurahashi, S., and Miyake, H. (2017), Applicability of source scaling relations for crustal earthquakes to estimation of the ground motions of the 2016 Kumamoto earthquake, *Earth, Planets and Space*, 69:10, <http://link.springer.com/article/10.1186/s40623-016-0586-y>.
- Kinoshita, S. (1998), Kyoshin-net (K-NET), *Seism. Res. Lett.* 69, 309-332.
- Somerville, P., Irikura, K., Graves, R., Sawada, S., Wald, D., Abrahamson, N., Iwasaki, Y., Kagawa, T., Smith, N., and Kowada A. (1999), Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strongground motion, *Seism Res. Lett.*, 70:1, 59-80.
- 吉田邦一・宮腰 研・倉橋 奨・入倉孝次郎 (2015), 強震動記録から検討した 2008 年岩手・宮城内陸地震の共役断層の可能性, 日本地震学会講演予稿集 2015 年度秋季大会, 205.

表 3.1.3(2)-1 本震における速報版と詳細版のメカニズム解

	速報版	詳細版
走向	252;162	342;250
傾斜	79;88	80;81
すべり角	-178;-11	9;170
震源球		

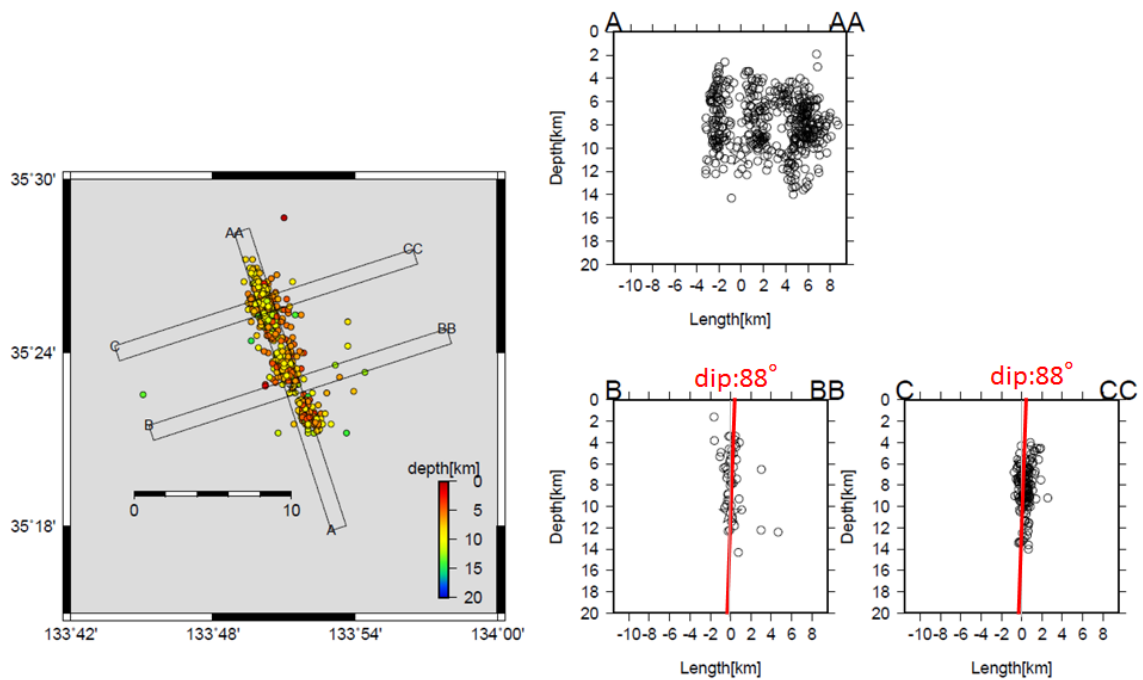


図 3.1.3(2)-1 余震分布 (左図) と走向方向 (F-net の走向 ( $162^{\circ}$  /  $342^{\circ}$  )) に直交する断面における余震の深度分布 (右図)。A-AA 断面は走向方向の断面を、B-BB 断面は断層南部の断層直交方向の断面を、C-CC 断面は断層北部の断層直行方向の断面を示す。なお、余震データは、気象庁一元化震源による本震 (2016 年 10 月 21 日 14 時 7 分の地震) 発震以後 3 時間以内に発生した地震を使用した。左図および右図 B-BB 断面図の星印は本震の震央を、丸印は余震の震源分布を示す。

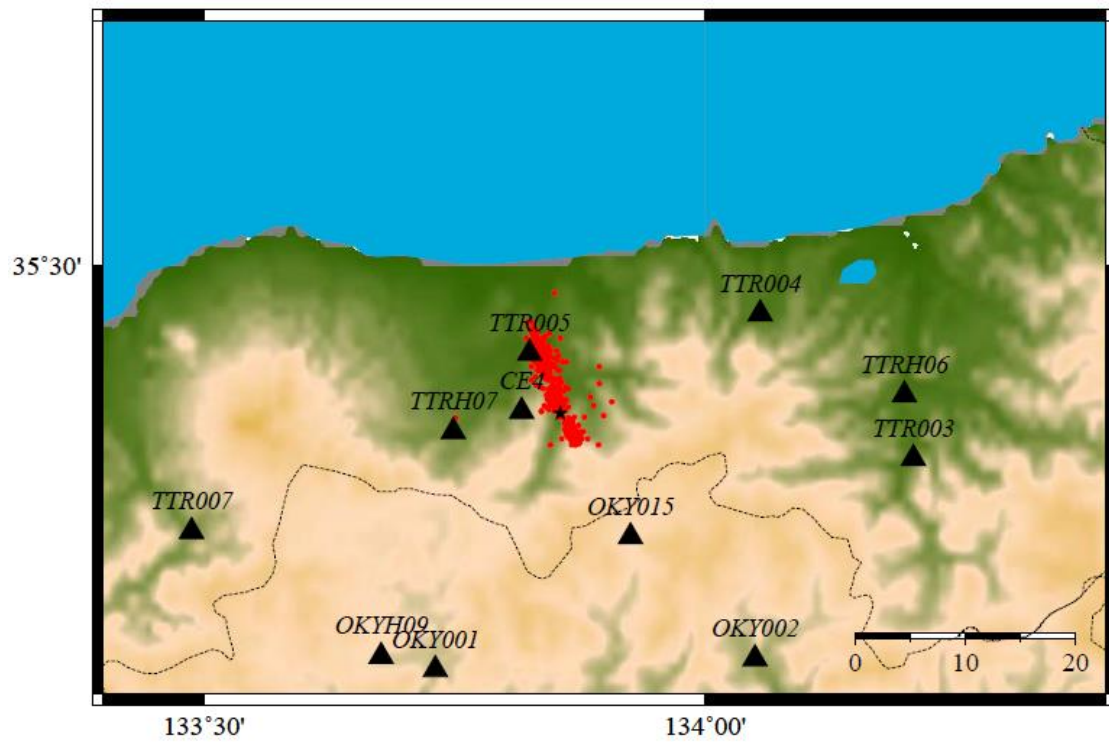


図 3.1.3(2)-2 解析に使用した観測点 (三角). 星は本震の震央, 赤丸は本震発生後 3 時間以内の震央分布を示す.

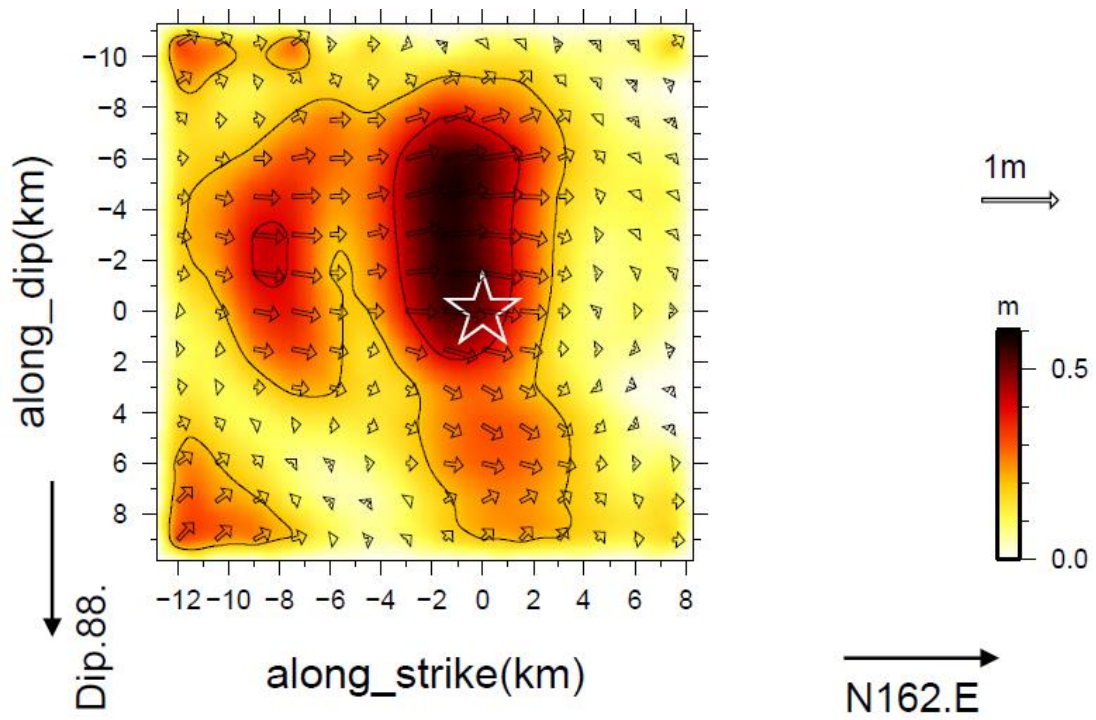


図 3.1.3(2)-3 震源インバージョンによる最終すべり量分布. 背景色はすべり量を示す. また, 小断層内の矢印の方向はすべり角を, 長さはすべり量を示している. 星印は, 破壊開始点を示す.

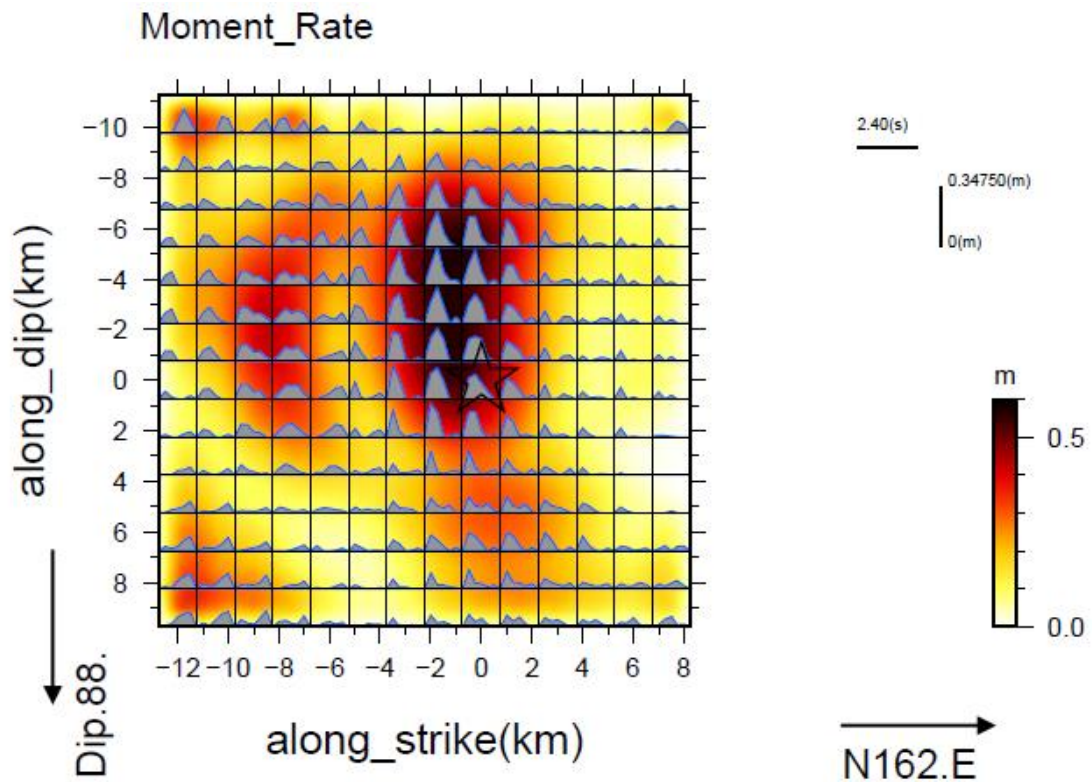


図 3.1.3(2)-4 震源インバージョンによるモーメントレート分布. 背景色はすべり量を示す. また, 小断層内の形状は, モーメントレートを示している. 星印は, 破壊開始点を示す.

表 3.1.3(2)-2 震源インバージョン結果 (解析周波数 : 0.1~0.5Hz) の諸元

対象周波数	0.1~0.5Hz
解析長さ	21km
解析幅	21km
走向	162°
傾斜	88°
地震モーメント	$2.54 \times 10^{18}$ Nm
最大すべり量	0.57m
平均すべり量	0.23m
破壊伝播速度	3.3km/s



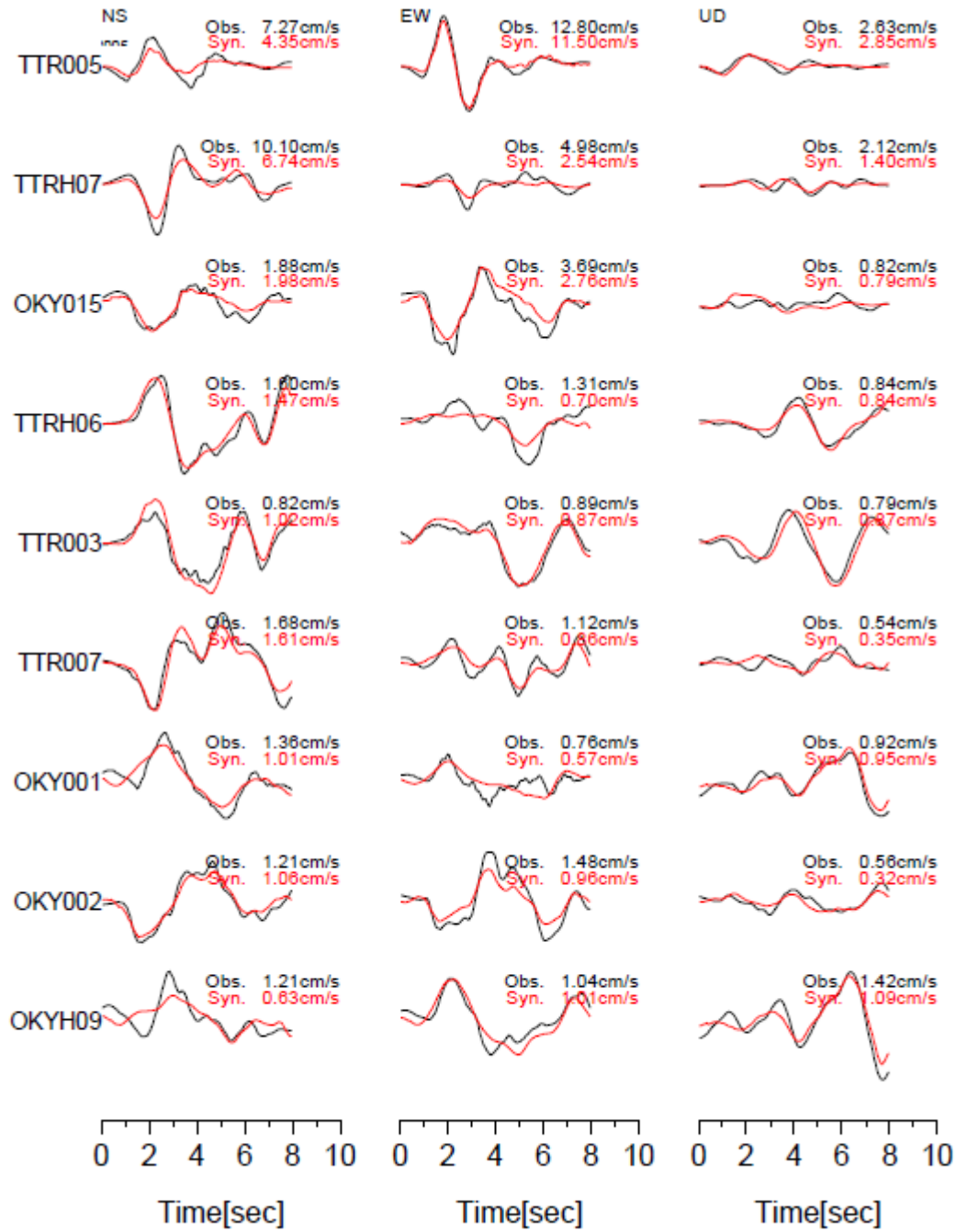


図 3.1.3(2)-5 観測波形（黒線）と計算波形（赤線）の比較。両波形は速度波形でバンドパスフィルターは、0.1~0.5Hzである。

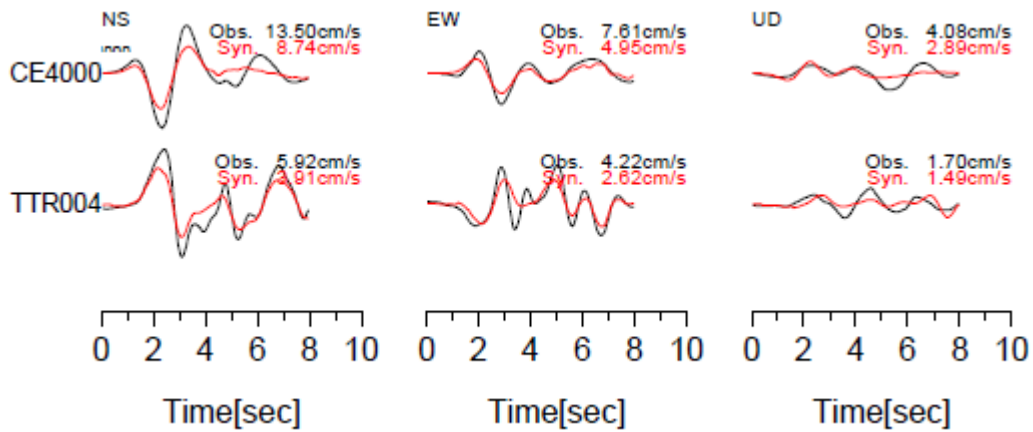


図 3.1.3(2)-6 観測波形（黒線）と計算波形（赤線）の比較．両波形は速度波形でバンドパスフィルターは、0.1~0.5Hz である．

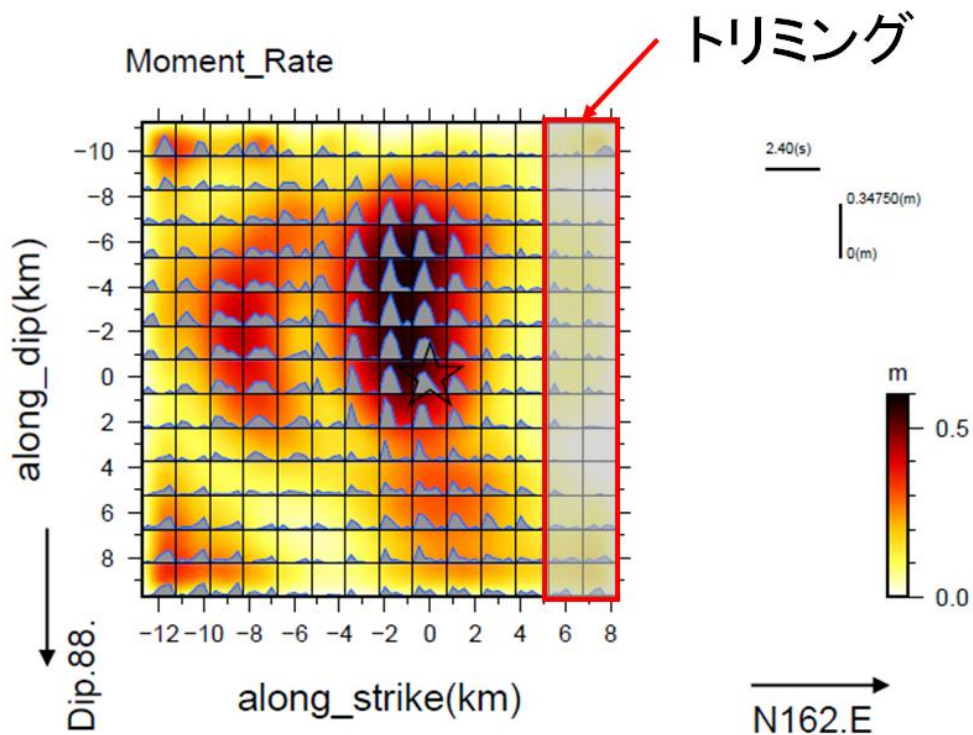


図 3.1.3(2)-7 震源インバージョンによるモーメントレート分布．背景色はすべり量を示す．また、小断層内の形状は、モーメントレートを示している．星印は、破壊開始点を示す．

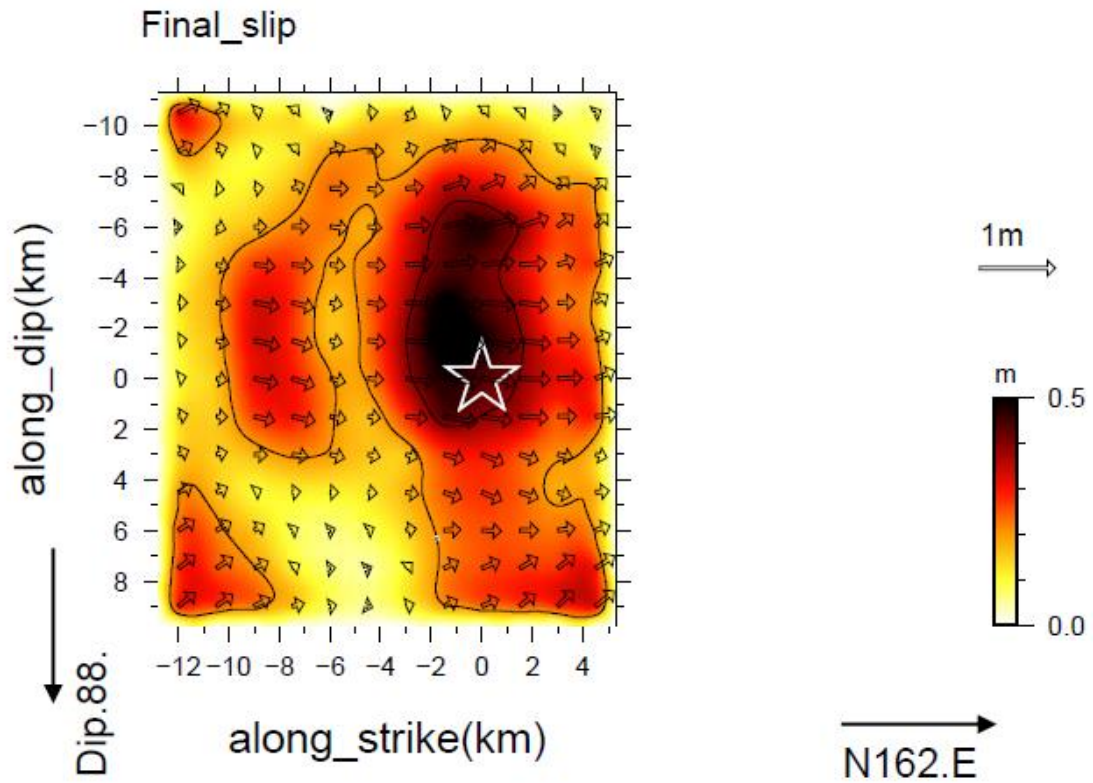


図 3.1.3(2)-8 震源インバージョンによる最終すべり量分布. 背景色はすべり量を示す. また, 小断層内の矢印の方向はすべり角を, 長さはすべり量を示している. 星印は, 破壊開始点を示す.

表 3.1.3(2)-3 震源インバージョン結果 (解析周波数: 0.1~1.0Hz) の諸元

対象周波数	0.1~1.0Hz
解析長さ	18km
解析幅	21km
走向	162°
傾斜	88°
地震モーメント	$2.54 \times 10^{18}$ Nm
最大すべり量	0.52m
平均すべり量	0.22m
破壊伝播速度	3.3km/s

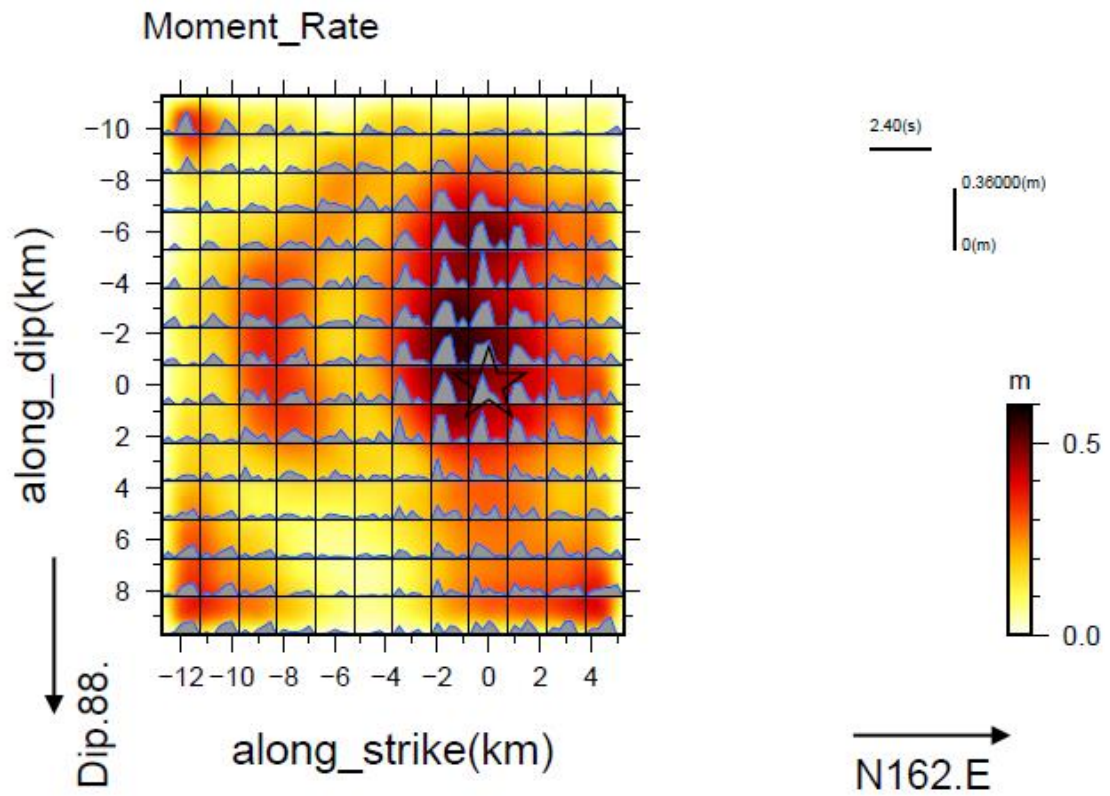


図 3.1.3(2)-9 震源インバージョンによるモーメントレート分布. 背景色はすべり量を示す. また, 小断層内の形状はモーメントレートを, 星印は破壊開始点を示す.

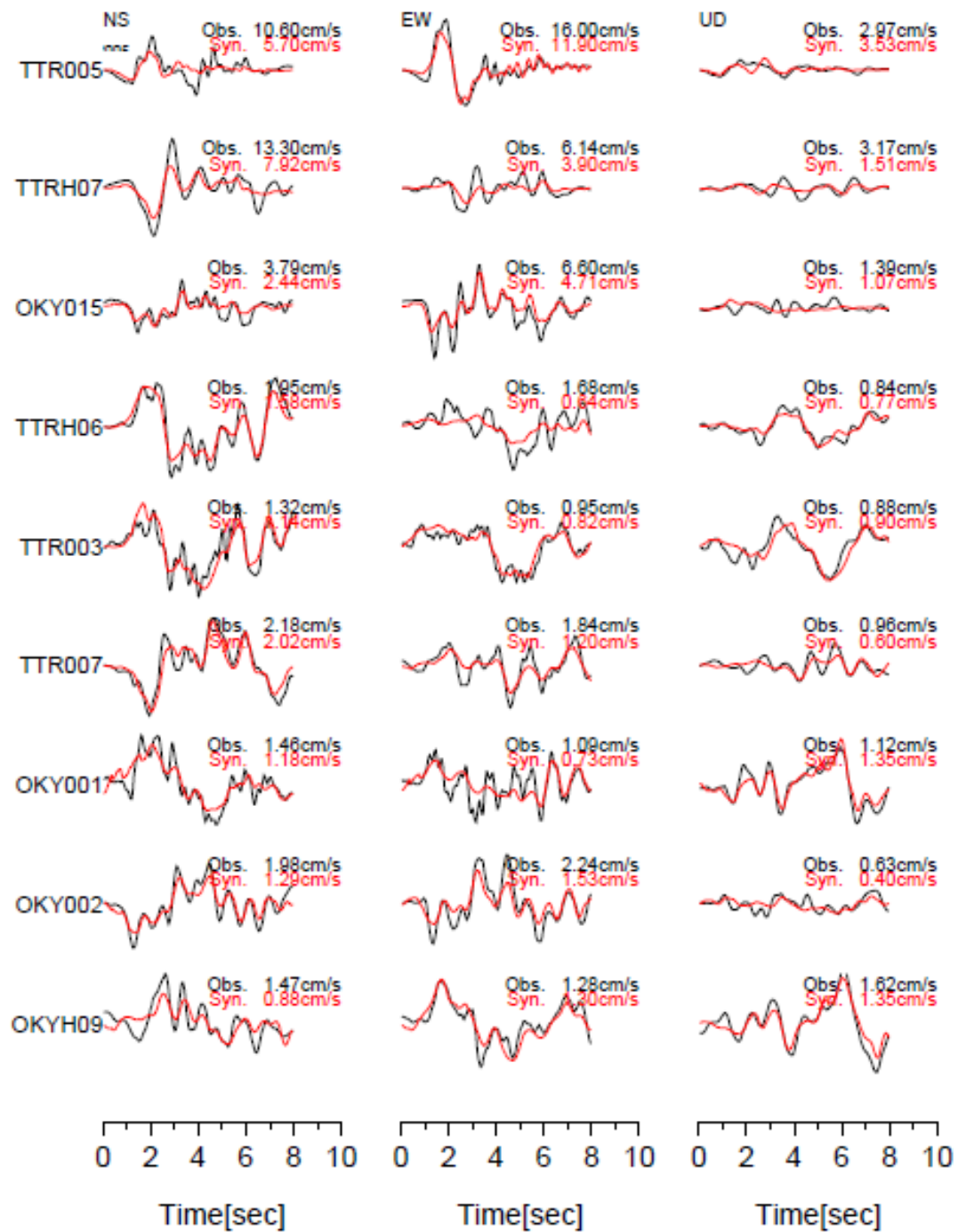


図 3.1.3(2)-10 観測波形（黒線）と計算波形（赤線）の比較。両波形は速度波形でバンドパスフィルターは、0.1~1.0Hz である。

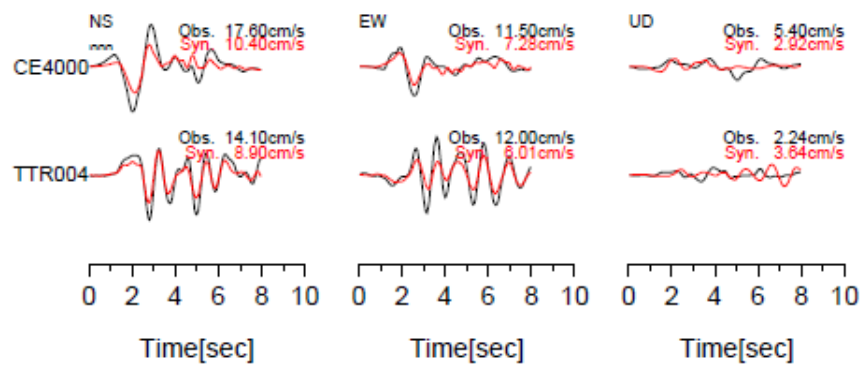


図 3.1.3(2)-11 観測波形（黒線）と計算波形（赤線）の比較. 両波形は速度波形でバンドパスフィルターは, 0.1~1.0Hz である.

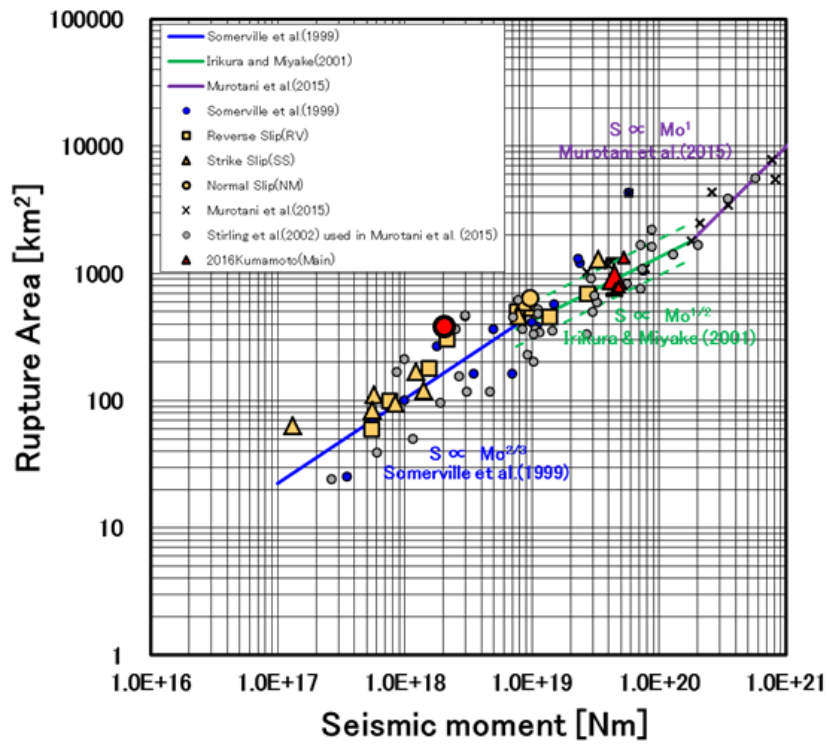


図 3.1.3(2)-12 震源インバージョン結果 (赤丸) と地震モーメントと震源破壊域のスケール則の比較 (Irikura et al., 2017 に加筆).



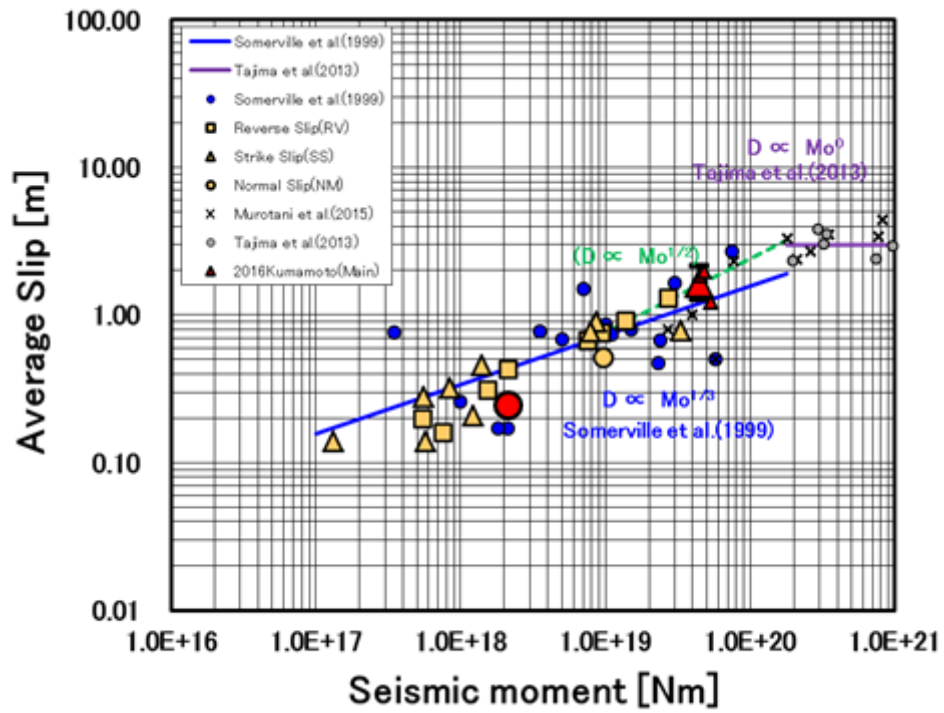


図 3.1.3(2)-13 震源インバージョン結果 (赤丸) と地震モーメントと平均すべり量のスケールリング則の比較 (Irikura et al., 2017 に加筆).



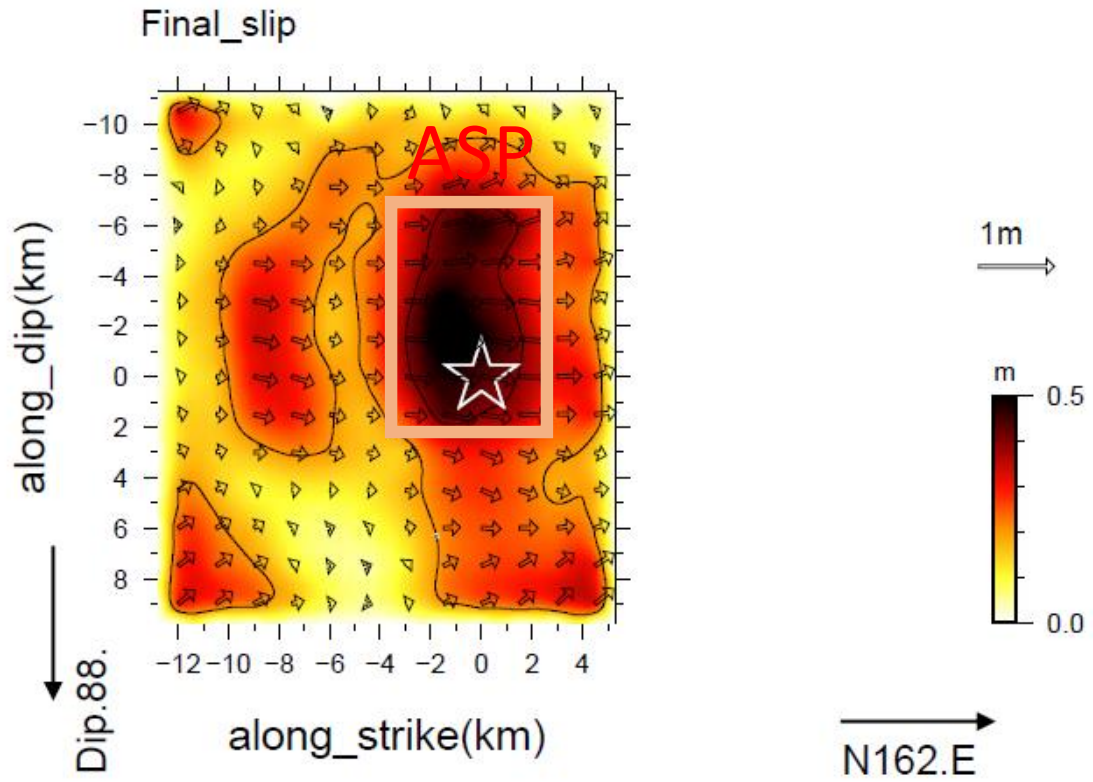


図 3.1.3(2)-14 アスペリティ領域の抽出. 赤矩形は Somerville et al. (1999)の規範に基づいたアスペリティ領域を示す.

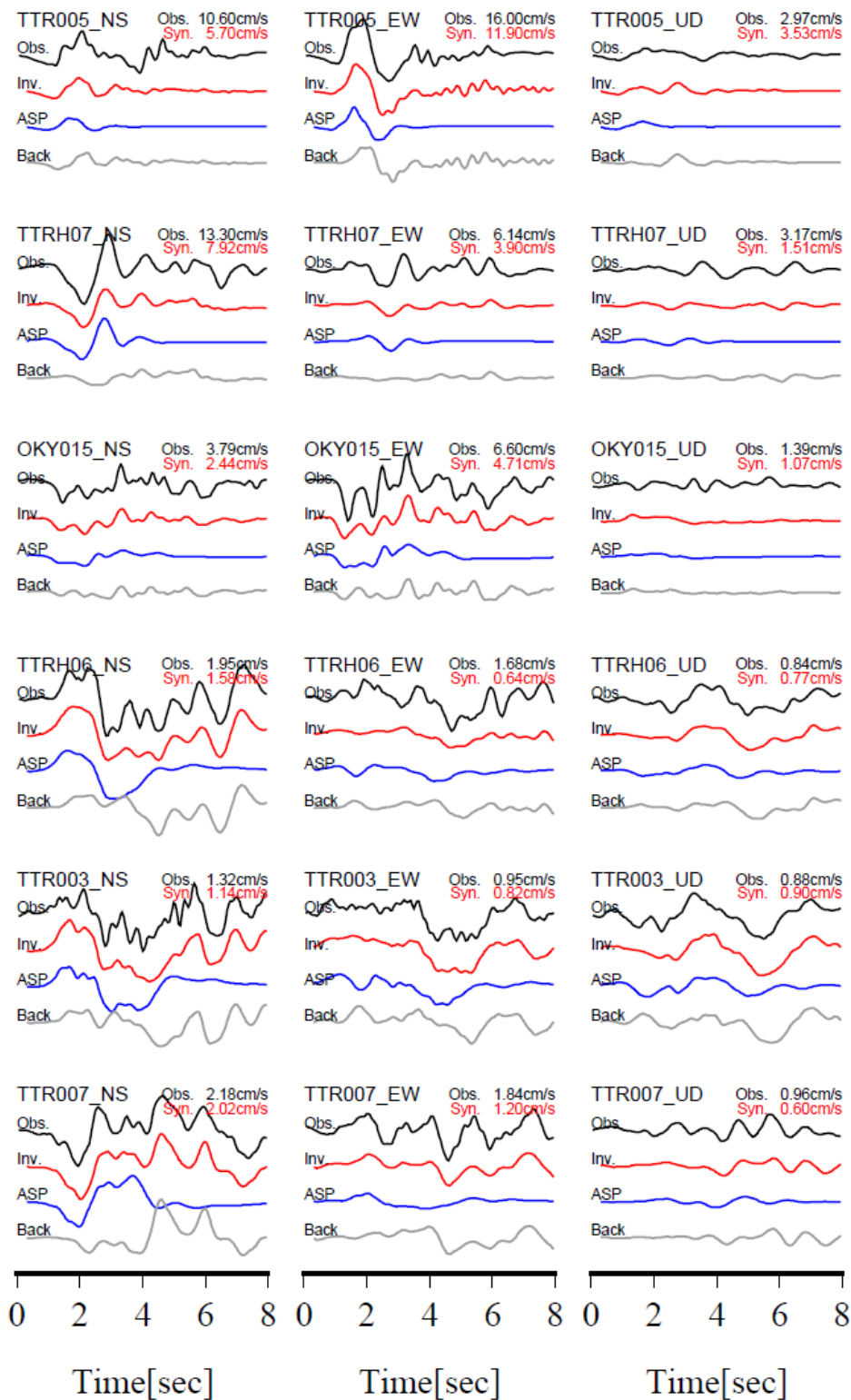


図 3.1.3(2)-15 観測波形 (Obs., 黒), インバージョンの結果による計算波形 (Inv., 赤線), アスペリティ (ASP, 青線) と背景領域 (Back, 灰色線) の波形への寄与.

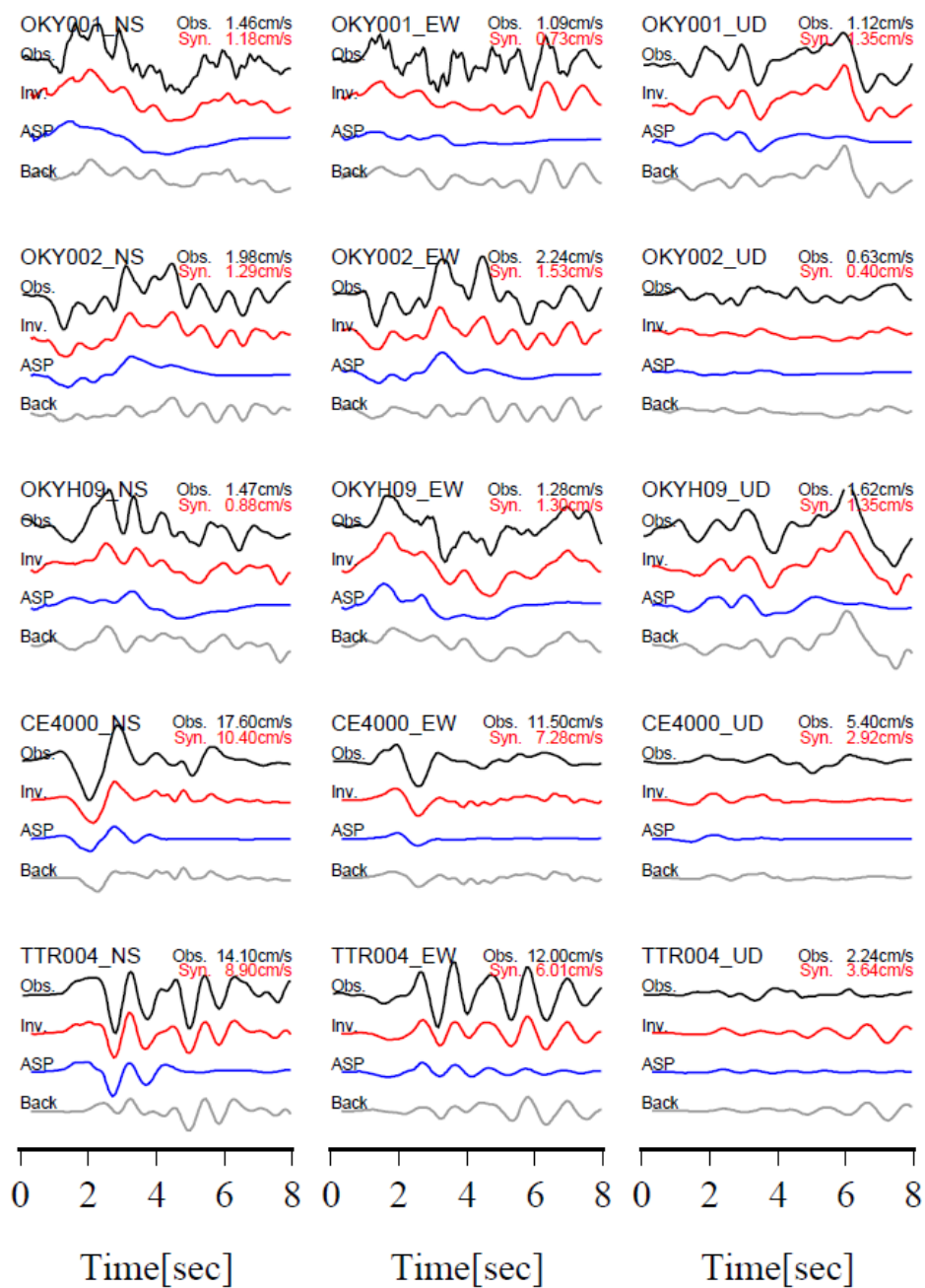


図 3.1.3(2)-16 観測波形 (Obs., 黒), インバージョンの結果による計算波形 (Inv., 赤線), アスペリティ (ASP, 青線) と背景領域 (Back, 灰色線) の波形への寄与.

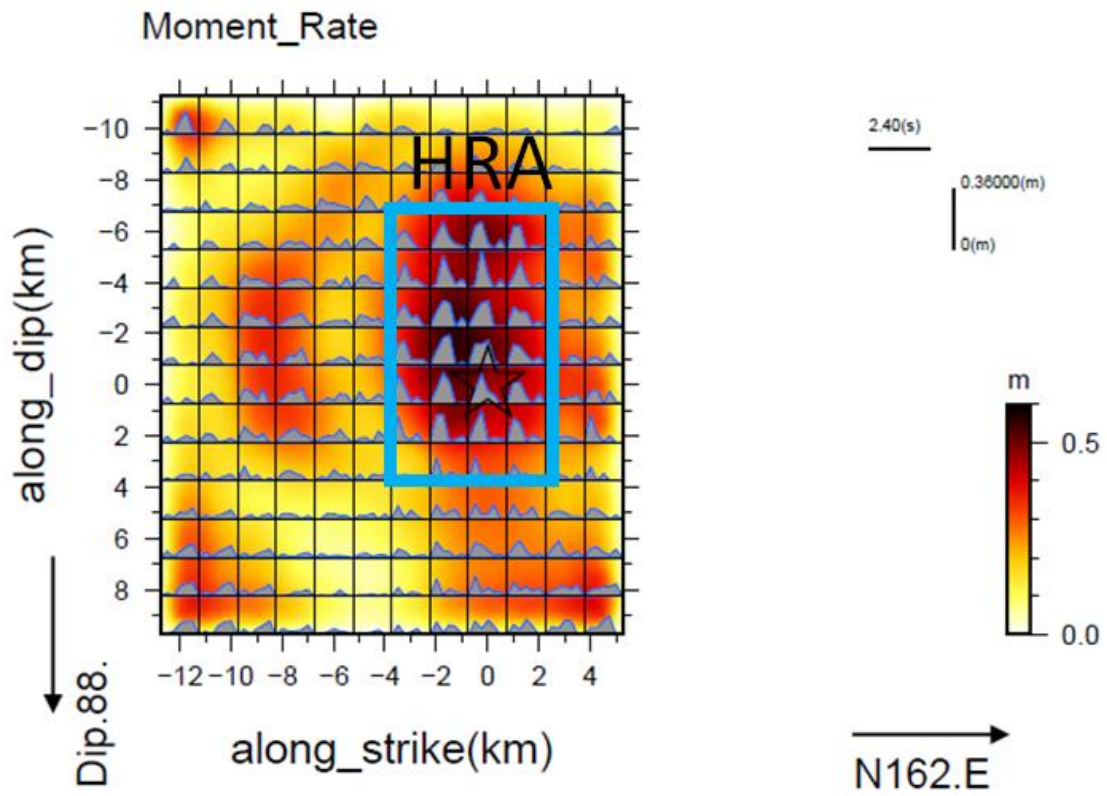


図 3.1.3(2)-17 HRA 領域の抽出. 青矩形は吉田・他(2015)の規範に基づいた HRA 領域を示す.

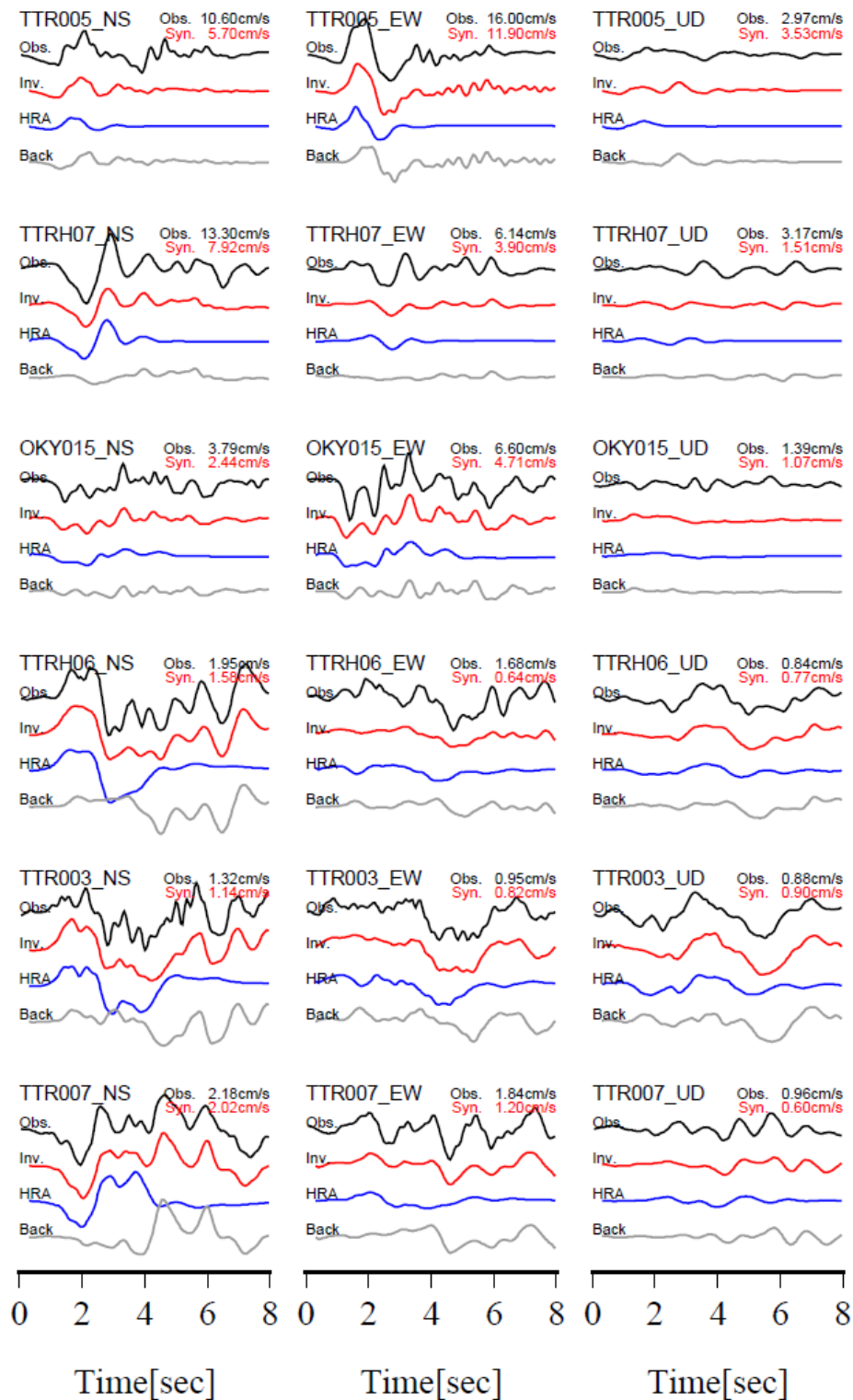


図 3.1.3(2)-18 観測波形 (Obs., 黒), インバージョンの結果による計算波形 (Inv., 赤線), HRA (HRA, 青線) と背景領域 (Back, 灰色線) の波形への寄与.

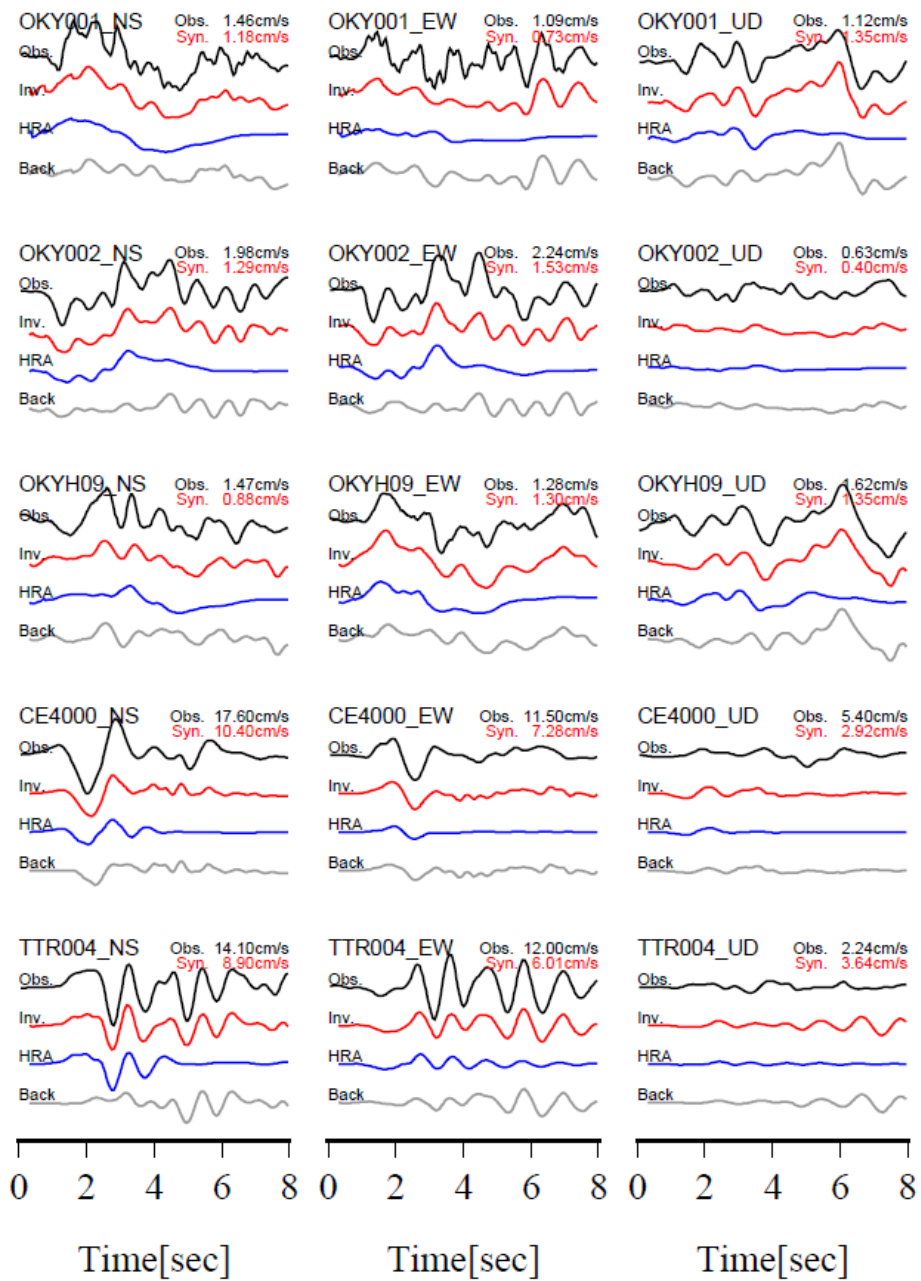


図 3.1.3(2)-19 観測波形 (Obs., 黒), インバージョンの結果による計算波形 (Inv., 赤線), HRA (HRA, 青線) と背景領域 (Back, 灰色線) の波形への寄与。



表 3.1.3(2)-4 断層全体、アスペリティ、HRA の震源パラメータの諸元

	断層全体	アスペリティ	HRA
対象周波数	0.1~1.0Hz		
地震モーメント (F-net 最終版)	$2.24 \times 10^{18} \text{Nm}$		
地震モーメント (本研究)	$2.54 \times 10^{18} \text{Nm}$	$6.72 \times 10^{17} \text{Nm}$	$7.6 \times 10^{17} \text{Nm}$
長さ	18km	6km	6km
幅	21km	9km	10.5km
面積	$378 \text{km}^2$	$54 \text{km}^2$	$63 \text{km}^2$
最大すべり量	0.52m	0.52m	-
平均すべり量	0.22m	0.41m	-

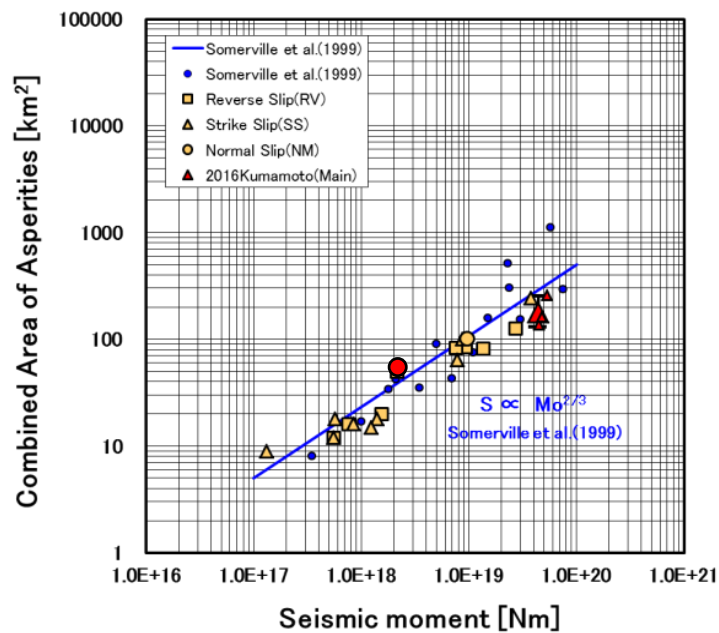


図 3.1.3(2)-20 本研究で算出されたアスペリティ面積と、既往の地震モーメントとアスペリティ面積とのスケーリング則の比較 (Irikura et al., 2017 に加筆).

### 3.1.3(3) 経験的グリーン関数による震源モデリング

#### ① 概要

釜江・入倉 (1998) に代表される経験的グリーン関数法 (Irikura, 1986, 入倉・他, 1998) によるフォワードモデリング手法による 2016 年鳥取県中部の地震の震源モデルを構築する。この方法は波形インバージョン結果を参考に断層面上のすべりの大きい場所に強震動生成域 (Strong Motion Generation Area, 以下 SMGA と呼ぶ) を一つもしくは複数配置し、経験的グリーン関数法により本震時の地震動が観測されている地点の地震動を合成し、観測地震動と合成地震動との一致度から SMGA の面積、地震モーメント、応力降下量、破壊開始点などのパラメータを定量化するものである。SMGA の形状を矩形とし、SMGA 内のすべり量も均一にした単純なモデルであるが、1995 年兵庫県南部地震を含む複数の M6-7 クラスの内陸地殻内地震に適用され、その有効性が確認されている (池田・他, 2002, Kamae *et al.*, 2005, 池田・他, 2011)。

観測地震動と合成地震動の比較には震源に近い KiK-net 溝口 (TTRH03), KiK-net 河原 (TTRH06), KiK-net 関金 (TTRH07), KiK-net 勝央 (OKYH11), K-NET 倉吉 (TTR005), K-NET 上斎原 (OKY015) の 6 地点を選定し、KiK-net 観測地点では表層地盤の非線形特性の影響を受けにくい地中観測記録を対象とした。図 3.1.3(3)-1 に 2016 年鳥取県中部の地震の震央と想定断層面および観測地震動と合成地震動の比較を行う KiK-net, K-NET 観測地点を示す。経験的グリーン関数法では表層地盤の非線形特性を考慮することができないため、表層地盤の非線形特性の影響を受けやすい K-NET の記録を要素地震動として用いた場合、合成地震動は観測地震動を大きめに評価する事が知られている。そのため、TTR005 と OKY015 の地点では振幅の比較は行わず、継続時間の評価を目的とする。

#### ② 震源の破壊過程

図 3.1.3(3)-2(a) に 3.1.3(2) における波形インバージョンによる 2016 年鳥取県中部の地震の最終すべり分布を示す。これ以外にも、2016 年鳥取県中部の地震を対象とした波形インバージョン解析は複数行われており、図 3.1.3(3)-2(b) に震源周辺の K-NET, KiK-net により観測された近地地震記録を用いた Kubo *et al.* (2017) による最終すべり分布を本研究成果と比較して示す。いずれも地震動には 0.1Hz~1.0Hz のバンドパスフィルターを作用させている。また断層面の走向 (162 度) と傾斜 (88 度) も同じ値を使用している。

二つの結果ともに破壊開始点周辺に大きなすべりが広範囲に得られていること、さらにその北側にもすべり量が大きい領域が得られている等の共通点が見られる。震源破壊のスナップショットより、破壊開始点付近で始まった破壊は北側に進行したと考えられる。



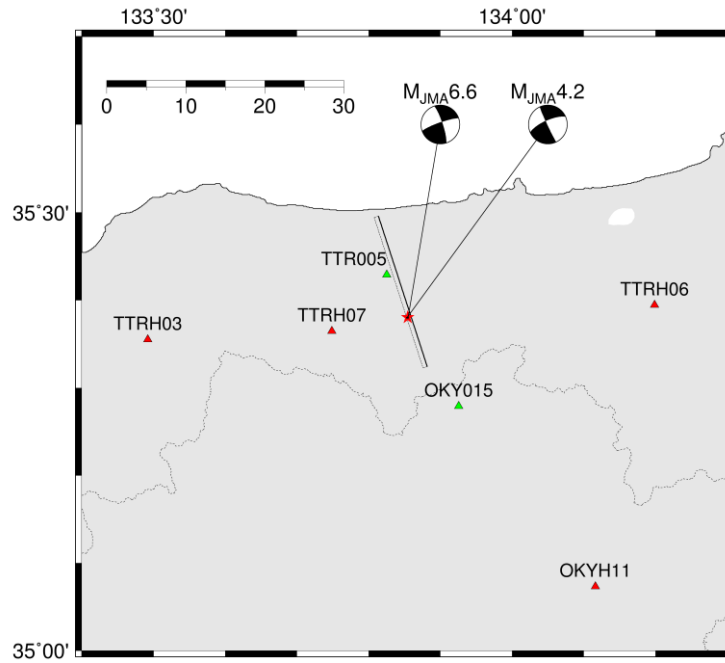


図 3.1.3(3)-1 2016 年鳥取県中部の地震の震央と想定断層面，経験的グリーン関数イベントに用いた要素地震の震央（星印）および震源周辺の地震観測地点（赤三角：KiK-net，緑三角：K-NET）。

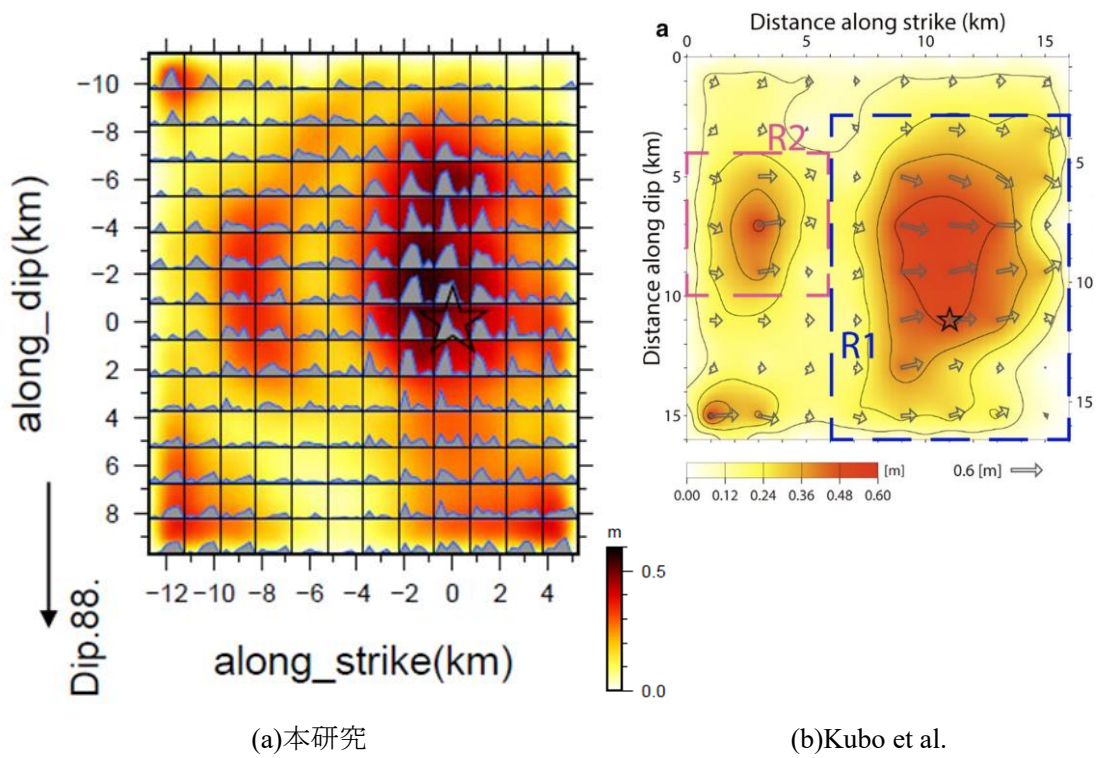


図 3.1.3(3)-2 2016 年鳥取県中部の地震の最終すべり分布

③ 経験的グリーン関数イベントに用いる要素地震の選定

経験的グリーン関数法は、予測対象の大地震と経験的グリーン関数イベントに用いる要素地震の相似則と震源スペクトルの相似則に基づき、大地震の地震動を経験的グリーン関数イベントの地震動の線形合成で算出する。そのため、経験的グリーン関数イベントに用いる要素地震の選定、震源パラメータの設定精度は予測地震動の精度に大きく影響を与える。そのため、大地震と断層面を共有し、震源メカニズムも大地震と同じ地震を要素地震として選定することが望ましい。

図 3.1.3(2)-3 に想定断層面が含まれる北緯 35.3 度～35.5 度、東経 133.75 度～133.95 度の範囲に震央を有した地震のうち、マグニチュードが  $M_{JMA}3.5 \sim M_{JMA}4.5$  の範囲にあり、観測地震動と合成地震動の比較を行う 6 つの地震観測地点での地震動記録が得られており、かつ F-net のメカニズム解が求められている 24 地震の震源分布と F-net のメカニズム解を示す。

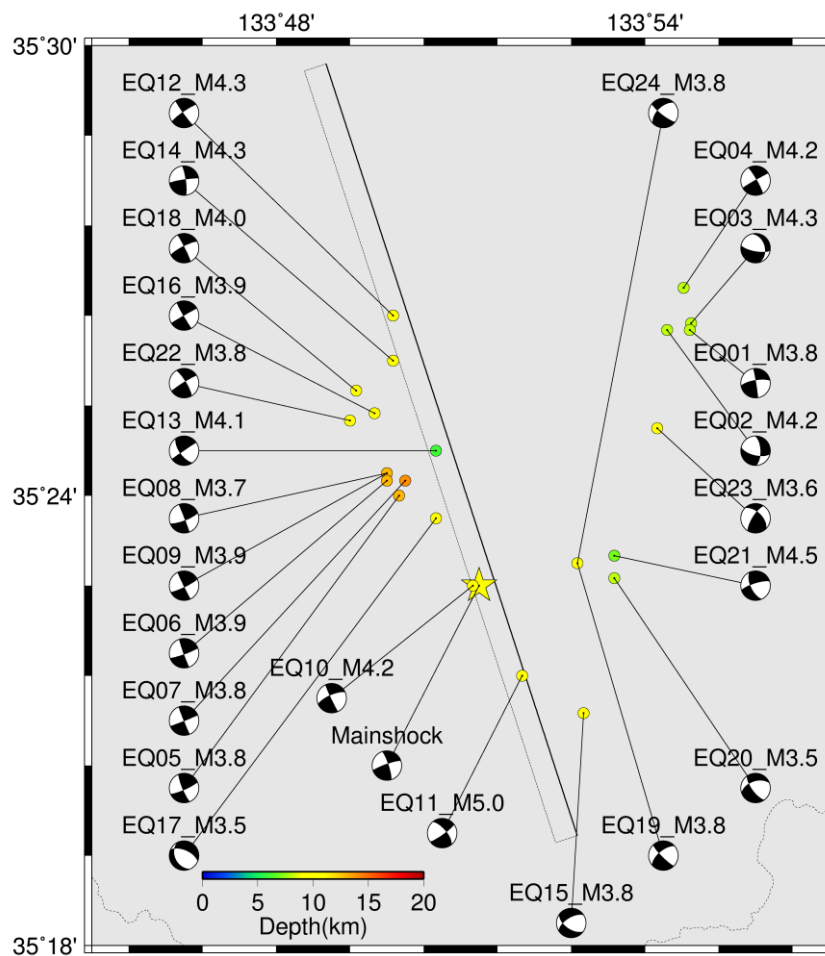
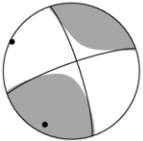
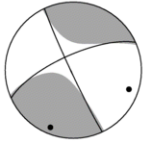


図 3.1.3(3)-3 2016 年鳥取県中部の震源近傍で発生した  $M_{JMA}3.5 \sim M_{JMA}4.5$  の地震の震源分布および F-net のメカニズム解

Mainshock と記載されている地震が本震である。メカニズム解の上にな書かれている EQ は地震番号を示す。EQ10 以前が本震の発生前に発生した地震で、EQ11 以降が本震発生後に発生した地震である。図 3.1.3(3)-3 から分かるように、EQ10 の地震 ( $M_{JMA}4.2$ ) は本震の震源のごく近傍で発生しており震源深さもほぼ同じである。また、メカニズム解も類似している。そのため、本検討では EQ10 を要素地震として使用する。表 3.1.3(3)-1 に要素地震の諸元および F-net のメカニズム解を本震と比較して示す。

表 3.1.3(3)-1 2016 年鳥取県中部の地震の本震と経験的グリーン関数イベントに用いる要素地震の諸元

	本震	要素地震
発生日時	2016 年 10 月 21 日 14 時 07 分 22.5 秒	2016 年 10 月 21 日 12 時 12 分 23.02 秒
震央	35° 22.83'N, 135° 51.37'E	35° 22.84'N, 135° 51.29'E
深さ	10.61km	10.26km
マグニチュード	$M_{JMA}6.6, M_w6.2$	$M_{JMA}4.2, M_w4.1$
地震モーメント	$2.24 \times 10^{18} \text{Nm}$	$1.81 \times 10^{15} \text{Nm}$
STR/DIP/RAK	342;250/80;81/9;-170	246;155/72;87/-177;-18
メカニズム解		

#### ④ 要素地震の震源パラメータの設定方法

要素地震の震源パラメータとして面積および応力降下量を設定する。二つのパラメータは要素地震のコーナー振動数 ( $f_{ca}$ ) より 3.1.3(3)-1 式および 3.1.3(3)-2 式から求める (Brune, 1970, Brune, 1971, Eshelby, 1957)。ここで  $r_a$  は要素地震を円形とみなした場合の見かけの半径 (km),  $\beta$  は当該地点の岩盤のせん断波速度 (km/s),  $\Delta\sigma_a$  は要素地震の応力降下量 (MPa),  $M_{0a}$  は要素地震の地震モーメント (Nm) である。

$$r_a = \frac{2.34 \cdot \beta}{2 \cdot \pi \cdot f_{ca}} \dots\dots\dots(3.1.3(3)-1)$$

$$\Delta\sigma_a = \frac{7 M_{0a}}{16 r_a^3} \dots\dots\dots(3.1.3(3)-2)$$

要素地震の  $f_{ca}$  は三宅・他 (1999)による Source Spectral Ratio Fitting Method (以下, SSRF 法と呼ぶ)から評価する. この方法は同一地点における大地震と小地震の観測震源スペクトル比に Brune (1970)の  $\omega^{-2}$  スペクトルに基づく大地震と小地震の震源スペクトル比関数をフィッティングさせ, 震源スペクトル比関数のフラットレベルから波形合成に必要な大地震と小地震の断層面の長さの比  $N$  と大地震と小地震の応力降下量の比  $C$  を評価するものである. 本検討ではこの方法を用いて要素地震のコーナー振動数  $f_{ca}$  を以下の手順で評価する.

Brune の  $\omega^{-2}$  に基づく震源スペクトル  $S(f)$  は 3.1.3(3)-3 式で表わされる.  $f_c$  はコーナー振動数である.

$$S(f) = \frac{M_0}{1 + \left(\frac{f}{f_c}\right)^2} \dots\dots\dots(3.1.3(3)-3)$$

(3.1.3(3)-3)式を用いて大地震と小地震の震源スペクトル比関数  $SSRF(f)$  は 3.1.3(3)-4 式のように示される.  $f_{cm}$  は大地震のコーナー振動数,  $M_0$  と  $m_0$  は大地震と小地震の地震モーメントを示す.

$$SSRF(f) = \frac{M_0}{m_0} \frac{1 + \left(\frac{f}{f_{ca}}\right)^2}{1 + \left(\frac{f}{f_{cm}}\right)^2} \dots\dots\dots(3.1.3(3)-4)$$

複数の観測地点を対象に観測震源スペクトル比を算出し, 有効な振動数範囲において  $M$  分割し, 中心振動数が  $f_i$  ( $i=1\sim M$ )で幅  $2\Delta f_i$ の振動数帯毎ごとに全観測地点を対象とした  $M$  個の対数平均値  $\log(S(f)/s(f),_i)$ と対数標準偏差  $\log(S.D.(f),_i)$ を求める. この  $M$  個の観測震源スペクトル比をターゲットとし, (3.1.3(3)-4)で示す震源スペクトル比関数をフィッティングさせる. 具体的には 3.1.3(3)-5 式で示す  $SSRF(f)$ 式を用いた重みつき残差二乗和  $R_{ERROR}$  が最小となるように  $f_{cm}$ ,  $f_{ca}$  をパラメータとしたグリッドサーチを行う. この際  $M_0/m_0$  は F-net 等で得られた地震モーメントにより拘束する. なお,  $M_0/m_0$ ,  $f_{cm}$ ,  $f_{ca}$  と  $N$ ,  $C$  との関係は 3.1.3(3)-6 式, 3.1.3(3)-7 式, 3.1.3(3)-8 式で示される.

$$R_{ERROR} = \sum_{i=1}^M \left( \frac{\log(SSRF(f),_i) - \log\left(\left(\frac{S(f)}{s(f)}\right),_i\right)}{\log(S.D.(f),_i)} \right)^2 = \min \dots\dots\dots(3.1.3(3)-5)$$

$$\frac{M_0}{m_0} = CN^3 \dots\dots\dots(3.1.3(3)-6)$$

$$\left(\frac{M_0}{m_0}\right)\left(\frac{f_{cm}}{f_{ca}}\right)^2 = CN \dots\dots\dots(3.1.3(3)-7)$$

$$C = \left(\frac{M_0}{m_0}\right)\left(\frac{f_{cm}}{f_{ca}}\right)^3 \dots\dots\dots(3.1.3(3)-8)$$

⑤ 要素地震の震源パラメータの設定

大地震を本震，小地震を要素地震として SSRF 法により要素地震のコーナー振動数  $f_{ca}$  を評価する．観測地震動は長周期側の精度を確保するため広帯域地震計で得られた 3 成分の速度波形とし，震源を囲むように SAG (西郷)，YSI (吉田)，NRW (成羽)，YZK (山崎)，ISI (徳島) の 5 地点の記録を使用する．図 3.1.3(3)-4 に震源と観測地点の位置関係を示す．

図 3.1.3(3)-5 に各地点の時刻歴波形を示す．地震動は S 波部分を対象とし継続時間は本震と要素地震では同じとした．図中の青枠の範囲が解析対象地震動である．

伝播経路の補正は幾何減衰と媒質の  $Q$  値による減衰を考慮し，本検討では佐藤 (2002) の  $Q$  値特性 ( $Q(f)=131.0f^{0.68}$ ) を使用した．なお，伝播経路の補正に用いる  $Q$  値特性の違いが観測震源スペクトル比に与える影響は小さいことがわかっている．観測震源スペクトル比には中心振動数の 20% の幅の平滑化を行っている．観測震源スペクトル比と震源スペクトル比関数とのフィッティングは 0.1Hz~10.0Hz の範囲を対象とし，分割数は  $M=11$  とし，対数平均値をとるための幅を規定する  $a$  は  $a=0.5$  とした．また震源スペクトル比関数の長周期側は地震モーメントの比 ( $M_0/m_0=1215.5$ ) で拘束している．

震源スペクトル比関数を観測震源スペクトル比にフィッティングさせた結果，要素地震のコーナー振動数は  $f_{ca}=1.87$  と推定された．図 3.1.3(3)-6 に観測震源スペクトル比および震源スペクトル比関数とのフィッティング結果を，表 3.1.3(3)-2 に要素地震の震源パラメータを示す．3.1.3(3)-1 式で使用する岩盤のせん断波速度  $\beta$  は本地震の近傍で発生した 2000 年鳥取県西部地震の震源のモデル化 (池田・他, 2002) で用いられた値と同一の  $\beta=3.5\text{km/s}$  とした．

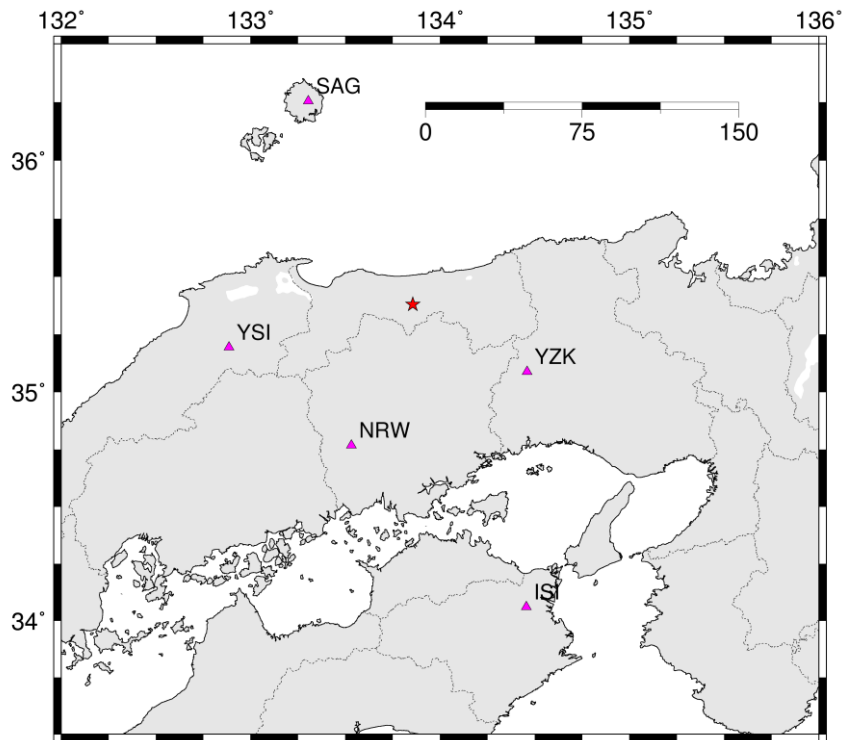
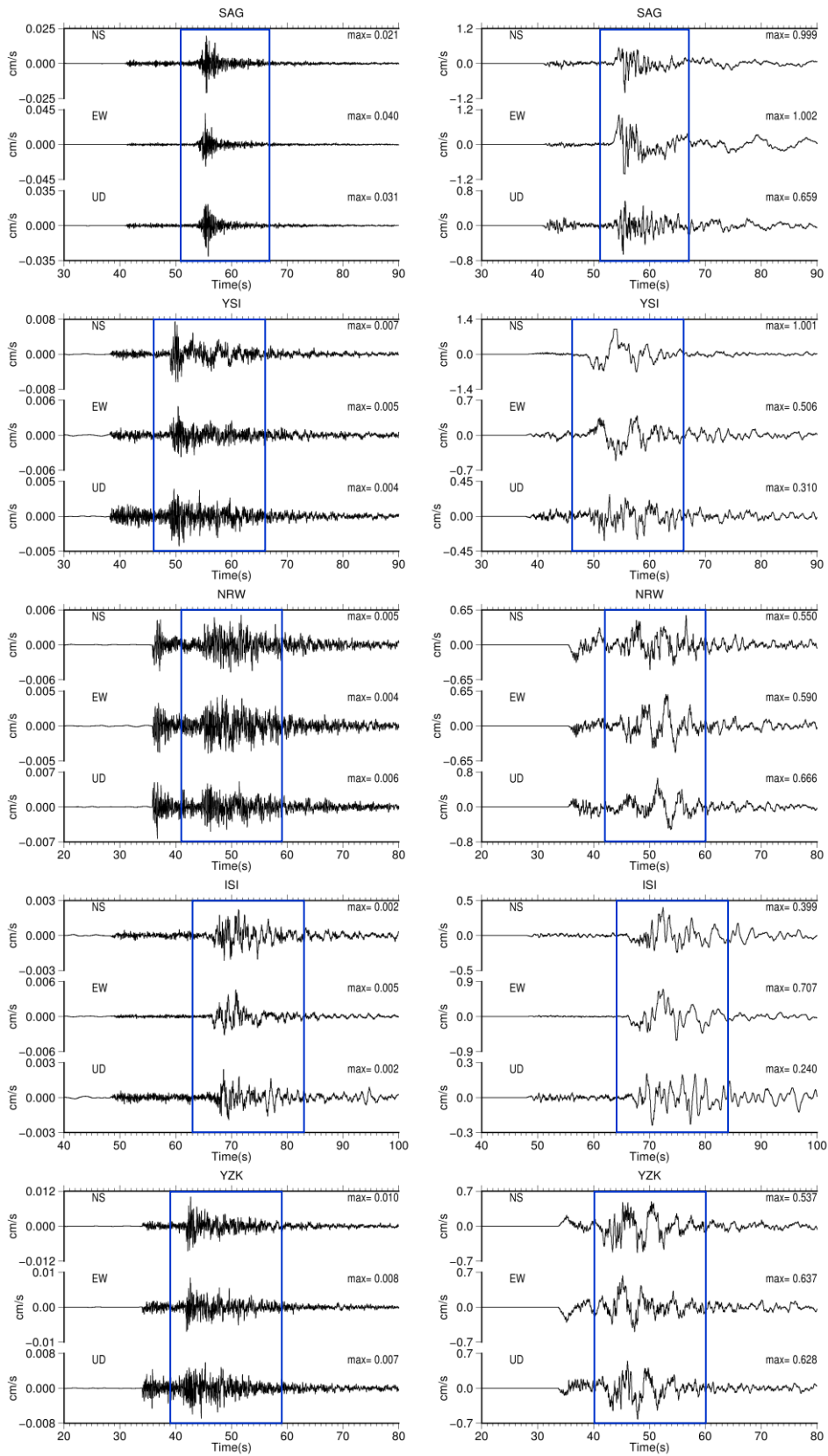


図 3.1.3(3)-4 要素地震の震源パラメータ評価を行うために使用する広帯域地震観測記録の地震観測地点



(a)要素地震 (b)本震  
 図 3.1.3(3)-5 観測震源スペクトル比の算出に用いる地震動記録

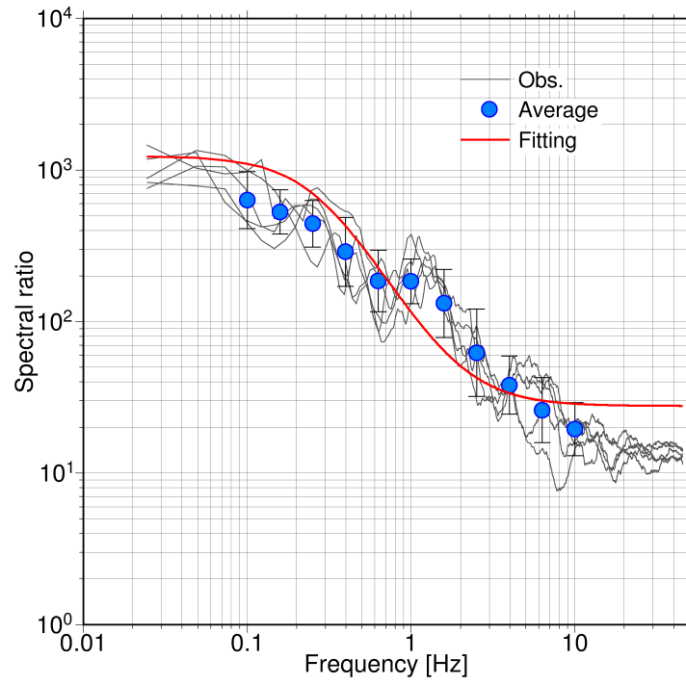


図 3.1.3(3)-6 観測震源スペクトル比と震源スペクトル比関数とのフィッティング状況

表 3.1.3(3)-2 要素地震の震源パラメータ

コーナー振動数	1.87Hz
面積	1.53km <sup>2</sup>
応力低下量	2.34MPa

※β=3.5km/s

#### ⑥ 震源のモデル化

波形インバージョン解析の結果を参考に、破壊開始地点周辺とその北側のすべり量の大きい範囲にそれぞれ 1 個の SMGA を配置した初期モデルを作成し、観測地震動と経験的グリーン関数法による合成地震動との一致度から SMGA のサイズ、位置、破壊開始点等を変更し、最終的には 3.1.3(3)-9 式に示す残差  $R$  が最小になるようにそれらを決定する。  $ns$  は観測地震動と合成地震動を比較する地震観測点の数で本検討では図 3.1.3(3)-1 に示す KiK-net の地震観測地点の 4 地点 (TTRH03, TTRH06, TTRH07, OKYH11) となる。  $nc$  は成分数であり  $nc=3$  となる。

$$R = \sum_{i=1}^{ns} \sum_{j=1}^{nc} \frac{\sum_t (Obs - Syn)^2}{\left( \sum_t Obs^2 \times \sum_t Syn^2 \right)^{0.5}} \dots\dots\dots(3.1.3(3)-9)$$



図 3.1.3(3)-7 に設定した震源モデルを示す。SMGA は破壊開始点の周辺とその北側に設定された。破壊開始点周辺の SMGA を SMGA1, もう一つの SMGA を SMGA2 とする。SMGA の破壊は SMGA1 の下方にある SMGA の破壊開始点から同心円状に伝播し、破壊フロントが SMGA2 に達した際に、そこから SMGA2 が再び同心円状に破壊するとした。表 3.1.3(3)-3 に SMGA の諸元を示す。SMGA 全体の地震モーメントは  $1.30 \times 10^{18} \text{Nm}$  であり、地震モーメント全体の約 58%となる。

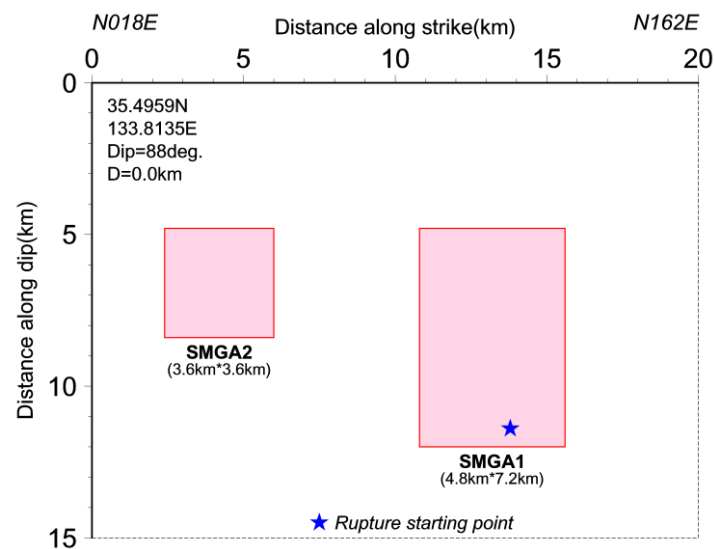


図 3.1.3(3)-7 経験的グリーン関数法によるフォワードモデリングにより構築された 2016 年鳥取県中部の地震の震源モデル

表 3.1.3(3)-3 強震動生成域 (SMGA) のパラメータ

		SMGA1	SMGA2
面積	km <sup>2</sup>	34.56	12.96
重ね合わせ数		4×6×4.9	3×3×3.0
地震モーメント	Nm	1.06×10 <sup>18</sup>	2.44×10 <sup>17</sup>
		(1.30×10 <sup>18</sup> )	
上端深さ	km	4.8	4.8
応力降下量	MPa	11.70	11.70
破壊伝播速度	km/s	2.7	2.7
ライズタイム	s	0.4	0.24

図 3.1.3(3)-8 に観測地震動と合成地震動の比較を行う 6 地点での観測地震動と合成地震動の時刻歴波形(NS 成分)を比較して示す. また図 3.1.3(3)-9 に擬似速度応答スペクトル( $h=0.05$ , 以下, 応答スペクトルと呼ぶ)と加速度フーリエスペクトル (以下, フーリエスペクトルと呼ぶ)を比較して示す. 合成地震動の有効振動数帯域は要素地震の地震動の長周期側有効周期を考慮して 0.2Hz~10Hz (0.1 秒~5 秒) としている.

TTRH07 では観測地震動に見られるパルス状の波形が再現できている. このパルス状の波形は SMGA2 を考慮しなくとも再現できるため, SMGA1 から生成される地震動が支配的であると考えられる. また, 応答スペクトル, フーリエスペクトルとも広い帯域において再現できており, 合成地震動は観測地震動の振動数特性についても再現できていると考えられる.

TTRH03 と TTRH06 は断層走向方向に対して概ね直角方向に位置する観測地点である. 断層からの距離も約 30km と比較的離れていることから TTRH07 で見られたようなパルス状の波形は観測されていない. 合成地震動は観測地震動の継続時間や速度波形に見られる周期 1 秒程度の波形を再現できている.

OKYH11 は走向方向に位置する観測点である. しかし, 本地震では断層破壊が破壊開始点から北側に進行したと考えられるため, OKYH11 はバックワード側となることから観測地震動にはパルス状の波形は見られない. 合成地震動は観測地震動の継続時間を再現できしており, かつ応答スペクトルとフーリエスペクトルについてもほぼ再現できている.

TTR005, OKY015 は地表の地震観測地点であり, 前述の理由から観測地震動に比べ振幅を大きめに評価しているが, 継続時間についてはほぼ再現できている. 震源に最も近い TTR005 では SMGA2 を考慮しないと合成地震動の継続時間は約 3 秒と観測地震動に比べて短くなり, 破壊開始点よりも北側の地震動を再現するためには SMGA2 が必要であると考えられる.

図 3.1.3(3)-10 に本地震の地震モーメントと加速度震源スペクトルの短周期レベル(以下, 短周期レベルと呼ぶ) の関係を 3.1.3(3)-10 式で示されるスケーリング則 (壇・他, 2001) と比較して示す. 細い破線はスケーリング則の 0.5 倍と 2.0 倍を示す. 本地震の短周期レベルは 3.1.3(3)-11 式により算出した.

$$A = 2.46 \times 10^{10} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3} \dots\dots\dots(3.1.3(3)-10)$$

$$A = 4\pi r \Delta \sigma_a \beta^2 \dots\dots\dots(3.1.3(3)-11)$$

ここで A は短周期レベル(Nm/s<sup>2</sup>), r は SMGA を円形としたときの半径(km),  $\Delta \sigma_a$  は SMGA の応力降下量(MPa),  $\beta$  は岩盤の S 波速度(km/s)である. 図には他の内陸地殻内地震に対するフォワードモデリングによる結果(池田・他, 2002, 池田・他 2011, 池田・他, 2016, Kamae *et al.*, 2005, 釜江・川辺, 2007, 釜江, 2008, 壇・他, 2001, 壇・他, 2010, )を併せて示

す. 構築した震源モデルの地震モーメントと短周期レベルの関係は既往のスケーリング則で表現できることが分かる.

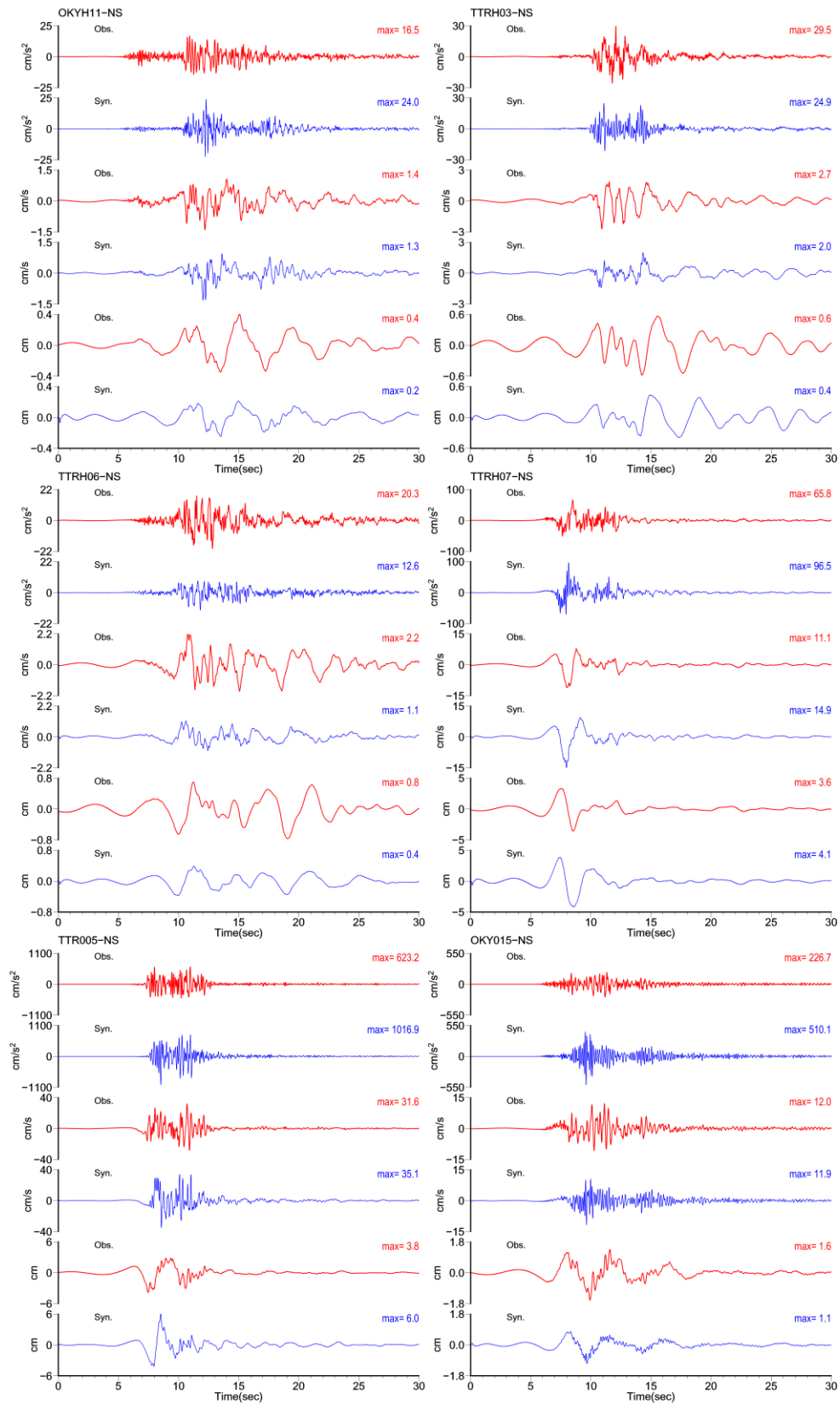


図 3.1.3(3)-8 観測地震動と合成地震動との比較(赤線：観測，青線：合成)

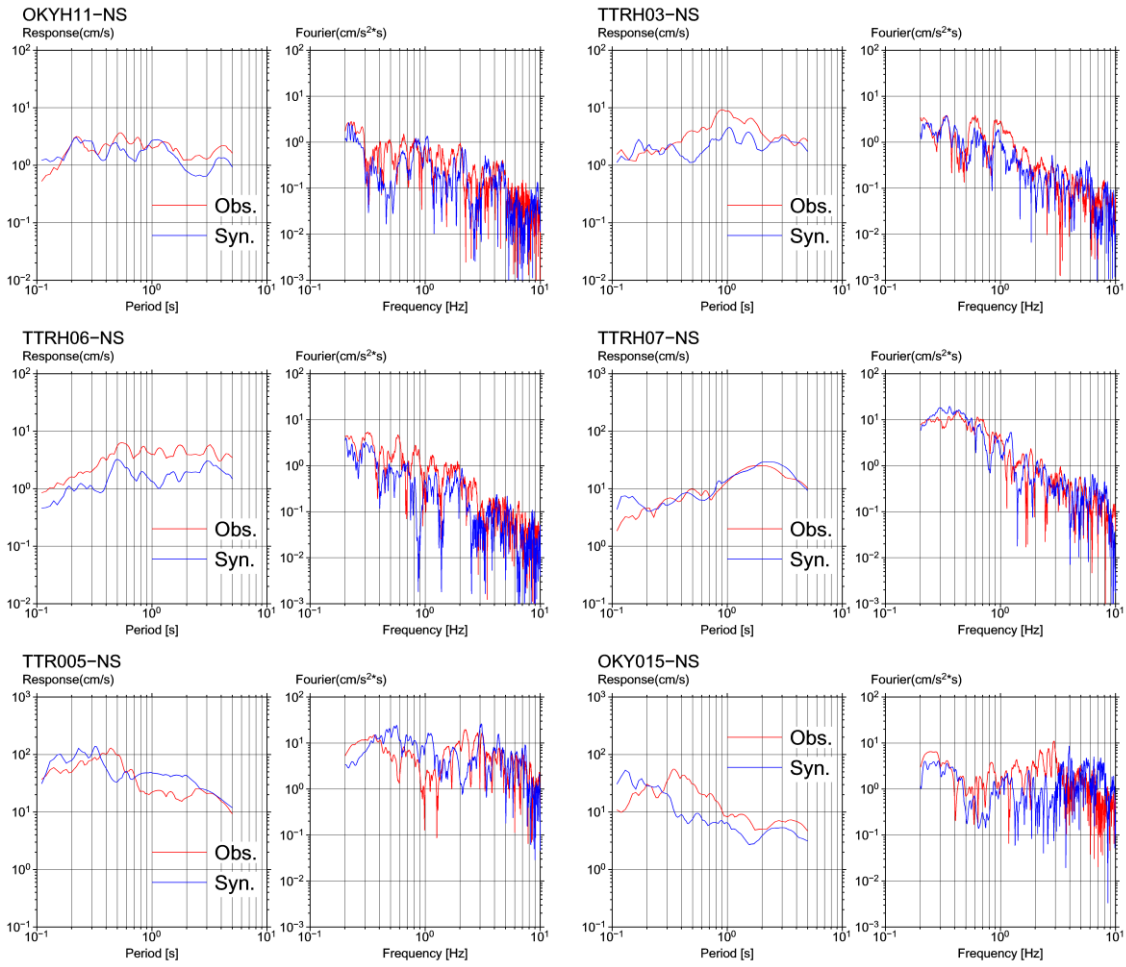


図 3.1.3(3)-9 観測地震動と合成地震動の擬似速度応答スペクトル( $h=0.05$ )と加速度フーリエスペクトルとの比較(赤線：観測，青線：合成)

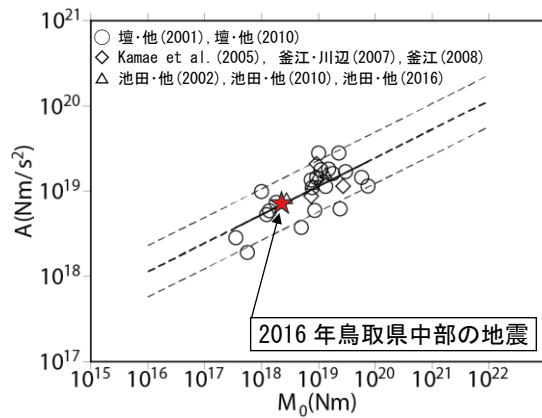


図 3.1.3(3)-10 地殻内地震の地震モーメント( $M_0$ )と加速度震源スペクトルの短周期レベル( $A$ )との関係

■参考文献 3.1.3(3)

- Brune, J.N. (1970), Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, *Journal of Geophysics Research*, 75, 4997-5009.
- Brune, J.N. (1971), Tectonic stress and seismic shear waves from earthquakes, Correction, *Journal of Geophysics Research*, 76, 5002.
- 壇一男・渡辺基史・佐藤俊明・石井透 (2001), 断層の非一様すべり破壊モデルから算定される短周期レベルと半経験的波形合成法による強震動予測のための震源断層のモデル化, *日本建築学会構造系論文集*, 545, 51-62.
- 壇一男・武藤真菜美・石井やよい・阿比留哲生 (2010), 内陸地震の断層タイプ別にみた各種マグニチュードの関係とそれに基づく断層モデルの設定と強震動の試算, *日本建築学会構造系論文集*, 650, 741-750.
- Eshelby, J. D. (1957), The determination of the elastic field of an ellipsoidal inclusion, and related problems, *Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 241, 1226, 376-396.
- 池田隆明・釜江克宏・三輪滋・入倉孝次郎 (2002), 経験的グリーン関数法を用いた 2000 年鳥取県西部地震の震源のモデル化と強震動シミュレーション, *日本建築学会構造系論文集*, 561, 37-45.
- 池田隆明・釜江克宏・入倉孝次郎 (2011), 経験的グリーン関数法を用いた震源のモデル化と地盤の非線形性を考慮した地震動評価, 2005 年福岡県西方沖の地震と 2007 年能登半島地震への適用, *日本建築学会構造系論文集*, 665, 1253-1261.
- 池田隆明・小長井一男・釜江克宏・佐藤京・高瀬裕也 (2016), 2014 年長野県北部の地震の被害調査と震源のモデル化, *土木学会論文集 A1 (構造地震工学)*, 72, 4, I\_975-I\_983.
- Irikura, K. (1986), Prediction of strong acceleration motions using empirical Green's function, *Proceedings of the 7th Japan Earthquake Engineering Symposium*, 151-156.
- 入倉孝次郎・関口春子・香川敬生 (1998), 経験的グリーン関数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*, B71.
- 釜江克宏・入倉孝次郎 (1998), 1995 年兵庫県南部地震の断層モデルと震源近傍における強震動シミュレーション, *日本建築学会構造系論文集*, 500, 29-36.
- Kamae, K., Ikeda, T. and Miwa, S. (2005), Source model composed of asperities for the 2004 Mid Niigata Prefecture, Japan, earthquake ( $M_{JMA}=6.8$ ) by the forward modeling using the empirical Green's function method, *Earth Planets Space*, 57, 533-538.
- 釜江克宏・川辺秀憲 (2007), 2007 年新潟県中越沖地震( $M_j6.8$ )の震源のモデル化と強震動シミュレーション, <http://www.rri.kyoto-u.ac.jp/jishin/kenkyunaiyou.html> (2018.2.1 閲覧) .
- 釜江克宏 (2008), 2008 年岩手・宮城内陸地震( $M_j7.2$ )の震源のモデル化 (暫定版) , <http://www.rri.kyoto-u.ac.jp/jishin/kenkyunaiyou.html> (2018.2.1 閲覧)

Kubo, H., Suzuki, W., Aoi, S. and Sekiguchi, H. (2017), Source rupture process of the 2016 central Tottori, Japan, earthquake ( $M_{JMA}$  6.6) inferred from strong motion waveforms, *Earth, Planets and Space*, DOI 10.1186/s40623-017-0714-3.

三宅弘恵・岩田知孝・入倉孝次郎 (1999), 経験的グリーン関数法を用いた 1997 年 3 月 26 日 ( $M_{JMA}$ 6.5) 及び 5 月 13 日 ( $M_{JMA}$ 6.3) 鹿児島県北西部地震の強震動シミュレーションと震源モデル, *地震* 2, 51, 4, 431-442.

佐藤智美 (2002), KiK-net 強震記録に基づく鳥取県西部地震とその余震のラディエーションパターン及び  $f_{max}$  の評価, *日本建築学会構造系論文集*, 556, 25-34.

### 3.1.4 経験的グリーン関数法を用いた評価手法の検討

#### ① はじめに

Irikura (1986)に代表される経験的グリーン関数法は、小地震での地震動を経験的グリーン関数イベントとして用い地震の相似則と震源スペクトルの相似則に従い大地震時の地震動を合成する方法である。大地震を引き起こす断層面上で発生した小地震を使用することにより、伝播経路特性とサイト特性を適切に考慮できるという特徴を有する。また、破壊開始点の設定により複雑な震源破壊過程を考慮することが可能であり、震源破壊の指向性効果等も再現することができる。

前述のように波形合成は地震の相似則と震源スペクトルの相似則に従うことから、波形合成に用いる重ね合わせ数  $N$  や大地震と小地震の応力降下量の比  $C$  は小地震の震源パラメータに影響を受ける。そのため、合成地震動の精度向上のためには小地震（以後、要素地震と呼ぶ）の震源パラメータを高精度かつ安定的に求める必要がある。

3.1.3(3)で検討した2016年鳥取県中部の地震の震源のモデル化では三宅・他(1999)によるSSRF法を用いて要素地震のコーナー振動数を求め、コーナー振動数から3.1.3(3)-1式および3.1.3(3)-2式を用いて要素地震の面積と応力降下量を評価した。SSRF法は要素地震のコーナー振動数を評価するために有効な方法であるが、具体的な方法については標準化に至っていないのが現状である。そこで経験的グリーン関数法の高度化を目的にSSRF法の標準化を目指す。本検討では、観測震源スペクトル比に震源スペクトル比関数をフィッティングする際の振動数範囲について検討を行う。

経験的グリーン関数法には、釜江・入倉(1998)に代表される要素地震の面積を固定してSMGAの位置やサイズを評価する方法と、既往地震の強震動シミュレーションに限定されるが浅野・他(2004)に代表されるSSRF法から求められた $N$ と $C$ を拘束パラメータとして、要素地震の面積をフリーパラメータとしてグリッドサーチを行う方法がある。本検討は前者の高度化を目指すものである。

#### ② SSRF(Source Spectral Ratio Function)法の概要

三宅・他(1999)によるSSRF法を概説する。波形合成の重ね合わせ数 $N$ と大地震と小地震の応力降下量の比 $C$ は、同一地点で観測された大地震動と小地震動の変位および加速度振幅スペクトルのフラットレベルから評価できる。大地震動と小地震動の変位振幅のフラットレベルを $U_0$ と $u_0$ 、加速度振幅のフラットレベルを $A_0$ 、 $a_0$ とすると、各パラメータと $N$ と $C$ の関係は(3.1.4-1)式で示される。



$$\frac{U_0}{u_0} = \frac{M_0}{m_0} = CN^3 \dots\dots\dots(3.1.4-1a)$$

$$\frac{A_0}{a_0} = CN \dots\dots\dots(3.1.4-1b)$$

(3.1.4-1)式より  $C$  と  $N$  は(3.1.4-2)式のように表わされる.

$$N = \left(\frac{U_0}{u_0}\right)^{1/2} \left(\frac{a_0}{A_0}\right)^{1/2} \dots\dots\dots(3.1.4-2b)$$

$$C = \left(\frac{u_0}{U_0}\right)^{1/2} \left(\frac{A_0}{a_0}\right)^{3/2} \dots\dots\dots(3.1.4-2b)$$

本手法では観測記録から得られた大地震と小地震の観測震源スペクトル比に **Brune (1970)**, **Brune (1971)**の  $\omega^{-2}$  スペクトルに基づく大地震と小地震の震源スペクトル比関数をフィッティングさせ、震源スペクトル比関数のフラットレベルから  $N$  と  $C$  を客観的に評価する. 振動数領域において、大地震の観測地震動  $O(f)$ , 震源特性  $S(f)$ , 伝播経路特性  $P(f)$ , サイト特性  $G(f)$ は(3.1.4-3)式で表わされる.

$$O(f) = S(f) \cdot P(f) \cdot G(f) \dots\dots\dots(3.1.4-3)$$

(3.1.4-3)式より同一地点における大地震と小地震の観測震源スペクトル比はサイト特性がキャンセルされ(3.1.4-4)式で表わされる. ここで、小文字は小地震を意味する.

$$\frac{S(f)}{s(f)} = \frac{O(f)/P(f)}{o(f)/p(f)} \dots\dots\dots(3.1.4-4)$$

伝播経路特性  $P(f)$ は(3.1.4-5)式に従うとする.

$$P(f) = \frac{1}{R} \exp\left(\frac{-\pi \cdot f \cdot R}{Q(f) \cdot V_s}\right) \dots\dots\dots(3.1.4-5)$$

$R$  は震源距離、 $Q(f)$ は振動数に依存する  $Q$  値特性である. (3.1.4-4)式, (3.1.4-5)式を用いて複数の観測地点で観測震源スペクトル比を算出し、有効な振動数範囲において  $M$  分割し、

中心振動数が  $f_i$  ( $i=1\sim M$ ) で幅  $2af_i$  の振動数帯毎ごとに全観測点を対象に対数平均値  $\log(S(f)/s(f),i)$  と対数標準偏差  $\log(S.D.(f),i)$  を求める。

一方, Brune の  $\omega^{-2}$  則に基づく震源スペクトルは(3.1.4-6)式で表わされる

$$S(f) = \frac{M_0}{1 + \left(\frac{f}{f_c}\right)^2} \dots\dots\dots(3.1.4-6)$$

ここで  $f_c$  はコーナー振動数を示す. (3.1.4-6)式を用いて大地震と小地震の震源スペクトル比関数  $SSRF(f)$  は(3.1.4-7)のように示される.

$$SSRF(f) = \frac{M_0}{m_0} \frac{1 + \left(\frac{f}{f_{ca}}\right)^2}{1 + \left(\frac{f}{f_{cm}}\right)^2} \dots\dots\dots(3.1.4-7)$$

$f_{cm}$  と  $f_{ca}$  は大地震と小地震のコーナー振動数を,  $m_0$  は小地震の地震モーメントを示す.

前述の手順を用いて算出した  $M$  個の観測震源スペクトル比をターゲットとし, 震源スペクトル比関数をフィッティングさせる. 具体的には(3.1.4-8)式で示す  $SSRF(f)$  式を用いた重みつき残差二乗和  $R_{ERROR}$  が最小となるようなフィッティングを  $M_0/m_0$ ,  $f_{cm}$ ,  $f_{ca}$  をパラメータとしたグリッドサーチにより行う.

$$R_{ERROR} = \sum_{i=1}^M \left( \frac{\log(SSRF(f),i) - \log\left(\left(\frac{S(f)}{s(f)}\right)_i\right)}{\log(S.D.(f),i)} \right)^2 = \min \dots\dots(3.1.4-8)$$

得られた  $M_0/m_0$ ,  $f_{cm}$ ,  $f_{ca}$  と  $N$ ,  $C$  との関係は(3.1.4-9)式で示される.

$$\frac{M_0}{m_0} = CN^3 \dots\dots\dots(3.1.4-9a)$$

$$\left(\frac{M_0}{m_0}\right) \left(\frac{f_{cm}}{f_{ca}}\right)^2 = CN \dots\dots\dots(3.1.4-9b)$$

$$C = \left( \frac{M_0}{m_0} \right) \left( \frac{f_{cm}}{f_{ca}} \right)^3 \dots\dots\dots(3.1.4-9c)$$

小地震の面積  $S_a$  と応力降下量  $\Delta\sigma_a$  は  $f_{ca}$  を用いて(3.1.4-10)式から算出する.  $r_a$  は小地震の断層面を円形と仮定した時の半径(km),  $\beta$  は岩盤のせん断波速度(km/s)である. なお,  $\Delta\sigma_a$  の算出においては, 別途  $m_0$  を与える必要がある.

$$r_a = \frac{2.34\beta}{2\pi f_{ca}} \dots\dots\dots(3.1.4-10a)$$

$$S_a = \pi r_a^2 \dots\dots\dots(3.1.4-10b)$$

$$\Delta\sigma_a = \frac{7}{16} \frac{m_0}{r_a^3} \dots\dots\dots(3.1.4-10c)$$

この方法は, 同一地点の地震観測記録を使用することからサイト特性を評価する必要がないという特徴を有する. また, 伝播経路特性についても, 震源距離が異なるため完全にはキャンセルされないが, 大地震の震源と近い場所で発生した小地震を選択することにより影響を抑えることができる.

釜江・入倉(1998)の手順に従う経験的グリーン関数法に必要な要素地震の震源パラメータは要素地震の面積と応力降下量となる. そのため, SSRF 法により  $f_{ca}$  を評価することになる.

### ③ 観測震源スペクトル比の算出

同一地点で観測された大地震と要素地震の地震動を用いて観測震源スペクトル比を算出する. 震源放射特性の影響等を考慮するため, 使用する地震動は要素地震の震源を空間平面的に囲む複数の地震観測点での記録を使用することが望ましい.

前述のように要素地震の  $f_{ca}$  を評価するため, 大地震は要素地震よりもある程度規模(地震モーメント)が大きい地震を選定する. 既往地震の強震動シミュレーションでは評価対象の大地震の地震動が得られているが, 本手法では本震以外の地震を使用しても問題ない. 大地震と要素地震の応力降下量が等しい場合 ( $C=1$ ), 震源スペクトル比の低振動数側は  $N^3=M_0/m_0$ , 高振動数側は  $N$  となる(図 3.1.4-1). 震源スペクトル比関数のフィッティングは対数軸で行うため, 大地震と要素地震の地震モーメントの差が小さい場合は低振動数側のフラットレベルと高振動数側のフラットレベルの差が小さくなり  $f_{ca}$  の評価が難しくなる. 一方, 地震モーメントの差がはるかに大きくなると大地震の地震動レベルが大きくなり, 地盤の非線形性等の問題により大地震動と小地震動に含まれるサイト特性がキャンセルされ

にくくなるという課題がある。そのため、地震観測地点の条件にも依るが大地震と要素地震の地震モーメントの差は  $10^2 \sim 10^3$  程度が目安と考えられる。

観測震源スペクトルの算出に用いる地震動の継続時間を  $T$  とすると、観測震源スペクトルの最低振動数  $f_L$  は(3.1.4-11)式で示される。

$$f_L = \frac{1}{T} \dots\dots\dots(3.1.4-11)$$

大地震動と要素地震動の継続時間が異なると最低振動数が異なることになるため、観測震源スペクトルの算出に用いる地震動の継続時間は等しくする必要がある。なお、SSRF法では実体波を対象としているため、観測震源スペクトルの算出に用いる地震動を設定する際には表面波が含まれないように注意する。

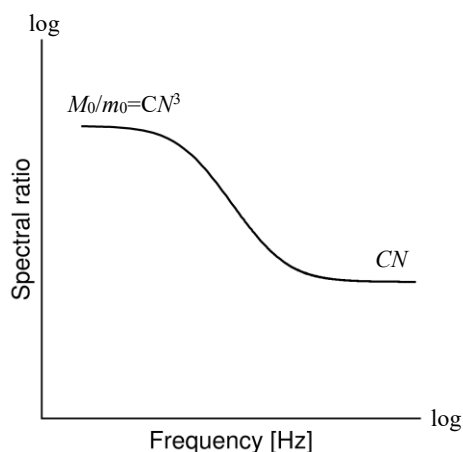


図 3.1.4-1 震源スペクトル比の概念図

④ 震源スペクトル関数のフィッティング範囲

図 3.1.4-2(a)に図 3.1.3(3)-6 で示した 2016 年鳥取県中部の地震の評価に用いた要素地震に対する震源スペクトル比関数のフィッティング状況を再掲する。フィッティングを行う振動数範囲（以下、フィッティング範囲と呼ぶ）は 0.1Hz～10.0Hz である。また、図 3.1.4-2(b), 図 3.1.4-2(c)にフィッティング範囲を 0.1Hz～20.0Hz, 0.1Hz～30.0Hz とした場合の結果を示す。また、表 3.1.4-1 にフィッティング範囲と要素地震のコーナー振動数  $f_{ca}$ , 重みつき残差二乗和  $R_{ERROR}$  の関係を示す。

フィッティング範囲が 0.1Hz～10.0Hz の場合に評価されるコーナー振動数は  $f_{ca}=1.87\text{Hz}$  であるが、フィッティング範囲を 0.1Hz～20.0Hz とするとコーナー振動数は  $f_{ca}=2.89\text{Hz}$  になり、さらにフィッティング範囲の高振動数側を 30.0Hz とすると  $f_{ca}=3.33\text{Hz}$  になる。この

ように SSRF 法から得られるコーナー振動数はフィッティング範囲が影響を受けることから、フィッティング範囲の標準化が必要である。

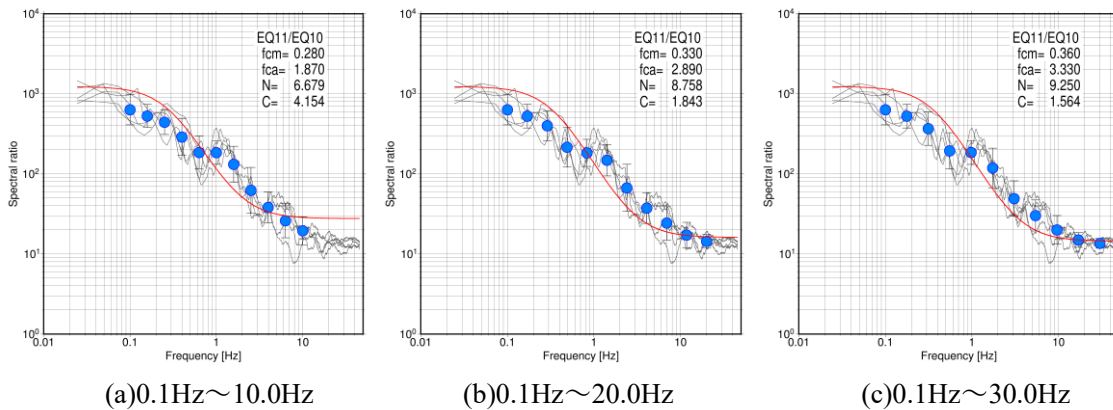


図 3.1.4-2 フィッティング範囲による震源スペクトル比関数のフィッティング状況

表 3.1.4-1 フィッティング範囲と要素地震のコーナー振動数の関係

フィッティング範囲	$f_{ca}$	$R_{ERROR}$
0.1Hz~10.0Hz	1.87Hz	12.308
0.1Hz~20.0Hz	2.89Hz	12.385
0.1Hz~30.0Hz	3.33Hz	12.515

### 1)高振動数側の有効振動数

地震動の震源スペクトルが Brune の  $\omega^{-2}$  則に従うと仮定した場合、(3.1.4-6)式に示すように加速度震源スペクトルの形状はコーナー振動数以上の高振動数帯域ではフラットとなる。一方、観測地震動から震源スペクトルを評価すると、ある振動数より高振動数帯域では低減傾向を示すことが指摘されている (Hanks, 1982)。低減傾向に遷移する振動数は高域遮断振動数  $f_{max}$  と呼ばれ、国内の観測地震動を用いて  $f_{max}$  の値を評価する研究が行われてきた (例えば佐藤, 2002)。また、 $f_{max}$  を用いて高振動数帯域における震源スペクトルの低減特性を表現する研究がおこなわれてきた (香川・他, 2003, 鶴来・他, 2006, 鶴来・他, 2009, 鶴来・他, 2017)。  $f_{max}$  による震源スペクトルの低減特性 (高域遮断フィルター) は 3.1.4-12 式で示される (鶴来・他, 2006)。  $P_{LS}(f)$  は高域遮断フィルター、  $s$  は地震に依存する係数である。

$$P_{LS}(f) = \frac{1}{\sqrt{1 + \left(\frac{f}{f_{max}}\right)^{2xs}}} \dots\dots\dots(3.1.4-12)$$

図 3.1.4-3 に  $f_{\max}$  による震源スペクトルの低減特性を考慮した場合の 2016 年鳥取県中部の地震の本震と要素地震との震源スペクトル比関数を示す. 本震と要素地震の  $f_{\max}$  と  $s$  は 2016 年熊本地震の最大前震 (4 月 14 日 21 時 26 分,  $M_{\text{JMA}}6.5$ ) と熊本県付近を震源とする中小地震の値 (鶴来・他, 2017) を用いて 9.9Hz と 13.7Hz, および 1.43 と 1.58 を使用した.

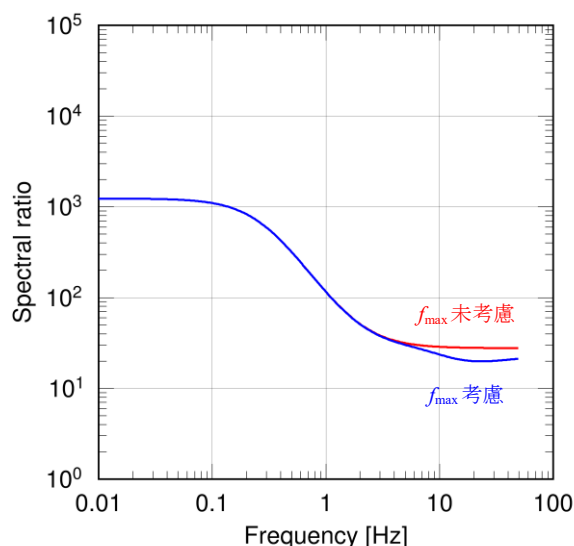


図 3.1.4-3  $f_{\max}$  を考慮しない場合とした場合の震源スペクトル比関数の違い

震源スペクトルの低減特性を考慮した場合, 高振動数領域のフラットレベルは大地震と要素地震の  $f_{\max}$  の違いによりさらに低下し, 10Hz 以上では 7 割程度となる. そのため観測震源スペクトルに  $f_{\max}$  の影響が含まれていると観測震源スペクトル比にもその影響が含まれるため,  $f_{\max}$  を考慮しない震源スペクトル比関数で 10Hz を超えるような高振動数領域までフィッティングすることは不適切であると考えられる.

鶴来・他(2017)は前述の 2016 年熊本地震の最大前震の他, 2003 年宮城県北部地震( $M_{\text{JMA}}6.4$ ), 2008 年岩手・宮城内陸地震( $M_{\text{JMA}}7.2$ ), 2011 年福島県浜通りの地震( $M_{\text{JMA}}7.0$ ), 2011 年静岡県東部の地震( $M_{\text{JMA}}6.4$ ), 2016 年熊本地震の本震( $M_{\text{JMA}}7.3$ )とそれらの余震を中心とした中小地震を対象に高振動数帯域におけるスペクトル低減特性の検討を行っている. 本検討ではこのデータを用いて SSRF 法が適用できる高振動数側の有効振動数を検討する.

大地震と小地震の  $f_{\max}$  の違いを考慮した場合の震源スペクトル比関数  $SSRF_{f_{\max}}(f)$  は(3.1.4-13)式のように示される.  $P_L(f)$  と  $P_s(f)$  は(3.1.4-11)式で表される大地震と小地震の高域遮断フィルターである.

$$SSRF_{f_{\max}}(f) = \frac{M_0}{m_0} \frac{1 + \left(\frac{f}{f_{ca}}\right)^2}{1 + \left(\frac{f}{f_{cm}}\right)^2} \frac{P_L(f)}{P_S(f)} \dots\dots\dots(3.1.4-13)$$

$SSRF_{f_{\max}}(f)$ と  $SSRF(f)$ の比は(3.1.4-14)式で表される。

$$\frac{SSRF_{f_{\max}}(f)}{SSRF(f)} = \frac{P_S(f)}{P_L(f)} \dots\dots\dots(3.1.4-14)$$

$P_L(f)/P_S(f)$ が高振動数領域のフラットレベルの低下を表すことになる、なおこの関数は鶴来・他(2006)が提案した大地震と小地震のスペクトル低減特性の違いを補正するためのフィルター $P_C(f)$ と同じである。(3.1.4-15)式に  $P_C(f)$ を示す。

$$P_C(f) = \frac{P_L(f)}{P_S(f)} \dots\dots\dots(3.1.4-15)$$

図 3.1.4-4 に各地震における  $P_C(f)$ を示す。小地震には中小地震の  $f_{\max}$  と  $s$  を使用した。表 3.1.4-2 に使用した  $f_{\max}$  と  $s$  を示す(鶴来・他, 2017)。図 3.1.4-4 からわかるように 10Hz 以上の  $P_C(f)$ は 1.0 を大きく下回ることがわかる。

表 3.1.4-2 検討に用いる大地震と中小地震の  $f_{\max}$  と  $s$  (鶴来・他, 2017)

地震	大地震		余震を含む中小地震	
	$f_{\max}$ (Hz)	$s$	$f_{\max}$ (Hz)	$s$
2003 年宮城県北部の地震 ( $M_{JMA}6.4$ )	8.0	0.93	16.7	1.12
2008 年岩手・宮城内陸地震 ( $M_{JMA}7.2$ )	9.4	0.84		
2011 年福島県浜通りの地震 ( $M_{JMA}7.0$ )	8.0	0.78	13.6	1.01
2011 年静岡県東部の地震 ( $M_{JMA}6.4$ )	8.6	1.60	14.4	1.83
2016 年熊本地震・本震 ( $M_{JMA}7.3$ )	7.1	1.37	13.7	1.58
2016 年熊本地震・最大前震 ( $M_{JMA}6.5$ )	9.9	1.43		

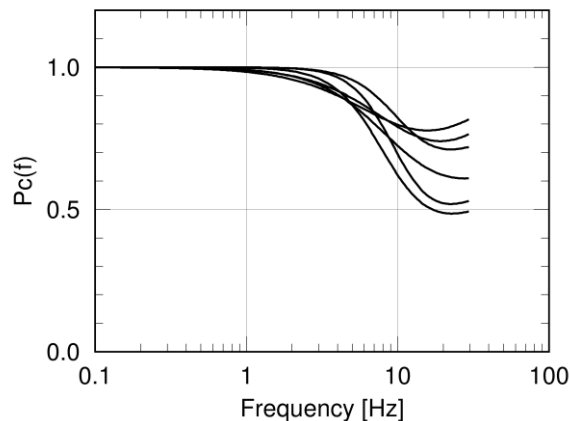


図 3.1.4-4 検討地震における  $P_c(f)$

以上より、SSRF 法において震源スペクトル比関数を観測震源スペクトル比にフィッティングする場合の高振動数側の有効振動数は大地震と要素地震の  $f_{\max}$  と  $s$  から評価する必要があるが、M6.5 以上の地震を大地震として M4 クラスの中小地震の  $f_c$  を評価する場合には最大でも 10Hz 程度までと考えられる。そのため、3.1.3(3)で実施した要素地震の  $f_c$  の評価ではフィッティング範囲の上限を 10.0Hz とした。なお、図 3.1.4-2、表 3.1.4-1 からわかるように、フィッティングの高振動数側有効振動数を高くすると震源スペクトル比関数と観測震源スペクトル比との一致度は向上しているように見えるが、重みつき残差二乗和  $R_{\text{ERROR}}$  の値はほぼ同じである。なお、 $f_{\max}$  に関する影響の検討は使用する観測地震動の高振動数側の S/N 比が十分大きいことを前提に行われている。そのため、検討に用いる観測地震動の高振動数側の S/N 比が低い場合には、S/N 比によって上限振動数を設定することになる。

## 2)低振動数側の有効振動数

観測震源スペクトルの最低振動数  $f_l$  は(3.1.4-11)式で算出されるが、地震動の低振動数成分（長周期成分）を高精度で観測するのは難しく、 $f_l$  までを有効振動数として取り扱えない場合がある。そのため、低振動数側の地震動の S/N 比の状況、観測震源変位スペクトルのフラットベルの状況等を確認し低振動数側の有効振動数を評価する。

図 3.1.4-5 に 2016 年鳥取県中部の地震の評価に用いた要素地震の観測震源変位スペクトルと観測震源スペクトル比を地震観測地点別に示す。YSI 地点や ISI 地点では 0.06~0.07Hz よりも低振動数側で観測震源変位スペクトルが低下していることがわかる。この状況を考慮して、当該検討では低振動数側の有効振動数は 0.1Hz とした。



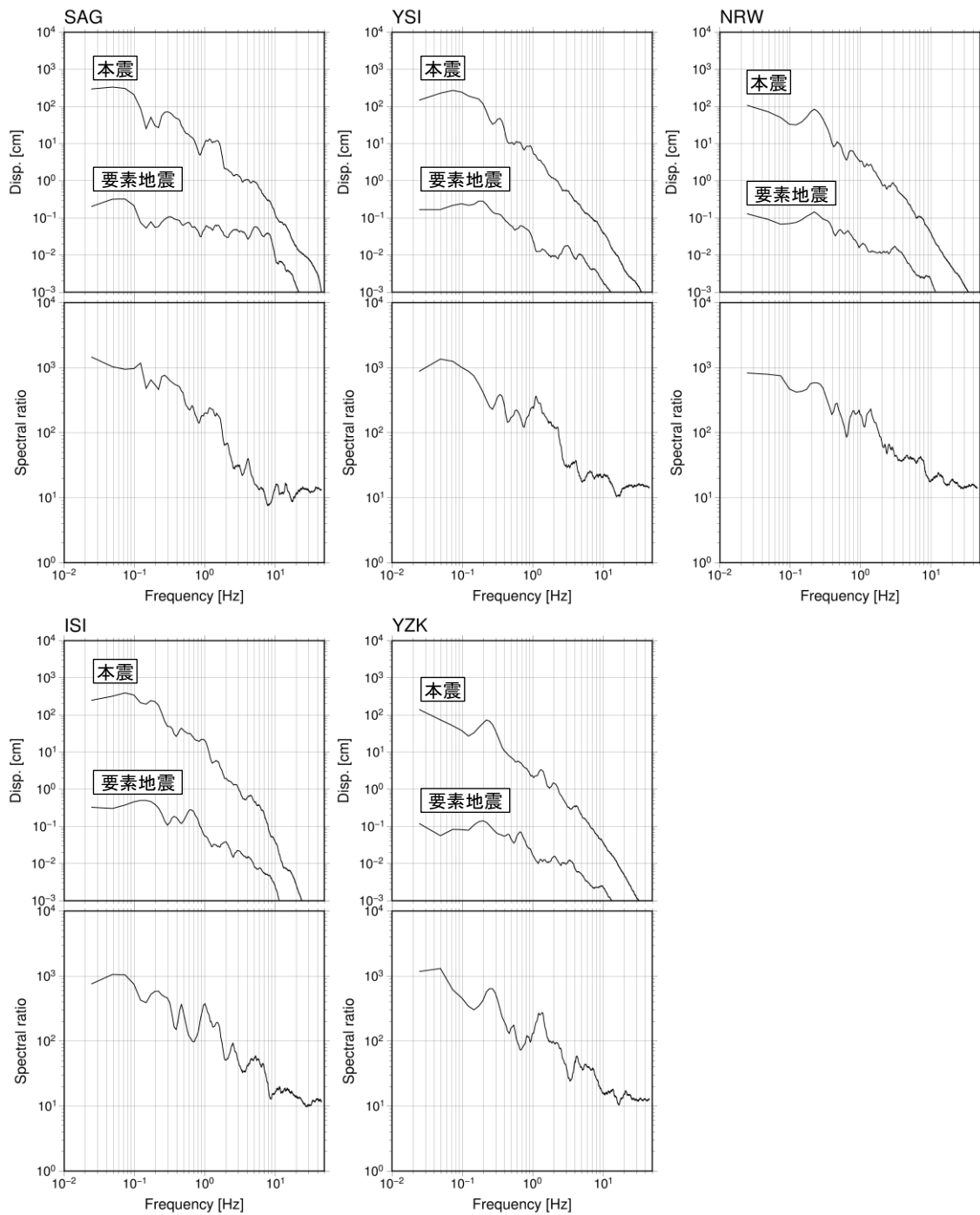


図 3.1.4-5 2016 年鳥取県中の地震の評価に用いた本震と要素地震 (2016 年 10 月 21 日 12 時 12 分,  $M_{JMA}4.2$ ) の各観測地点における観測震源変位スペクトル (上段) と観測震源スペクトル比 (下段)

#### ■参考文献 3.1.4

- 浅野公之・岩田知孝・入倉孝次郎 (2004), 2003年5月26日に宮城県沖で発生したスラブ内地震の震源モデルと強震動シミュレーション, 地震第2輯, 57, 171-185.
- Brune, J.N. (1970), Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, *Journal of Geophysics Research*, 75, 4997-5009.
- Brune, J.N. (1971), Tectonic stress and seismic shear waves from earthquakes, Correction, *Journal of Geophysics Research*, 76, 5002.
- Hanks, T. C. (1982),  $f_{max}$ , *Bulletin of the Seismological Society of America*, 72, 1867-1879.
- Irikura, K. (1986), Prediction of strong acceleration motions using empirical Green's function, *Proceedings of the 7th Japan Earthquake Engineering Symposium*, 151-156.
- 香川敬生・鶴来雅人・佐藤信光 (2003), 硬質サイトの強震観測記録に見られる高周波低減特性の検討, 第27回地震工学研究発表会, 315.
- 釜江克宏・入倉孝次郎 (1998), 1995年兵庫県南部地震の断層モデルと震源近傍における強震動シミュレーション, *日本建築学会構造系論文集*, 500, 29-36.
- 三宅弘恵・岩田知孝・入倉孝次郎 (1999), 経験的グリーン関数法を用いた1997年3月26日 ( $M_{JMA}6.5$ ) 及び5月13日 ( $M_{JMA}6.3$ ) 鹿児島県北西部地震の強震動シミュレーションと震源モデル, *地震* 2, 51, 4, 431-442.
- 佐藤智美 (2002), KiK-net 強震記録に基づく鳥取県西部地震とその余震のラディエーションパターンおよび  $f_{max}$  の評価, *日本建築学会構造系論文集*, 556, 25-34.
- 鶴来雅人・香川敬生・岡崎敦・羽田浩二・入倉孝次郎 (2006), 強震動予測のための高域遮断フィルターに関する研究, -1995年兵庫県南部地震の観測記録に基づく検討-, *日本地震工学会論文集*, 6, 4, 94-112.
- 鶴来雅人・香川敬生・入倉孝次郎 (2009), 強震動予測のための高域遮断フィルターに関する研究 (その2), -2005年福岡県西方沖地震の観測記録に基づく検討-, *日本地震工学会論文集*, 9, 1, 1-18.
- 鶴来雅人・田中礼司・香川敬生・入倉孝次郎 (2017), 強震動予測のための高域遮断フィルターに関する研究 (その3), -国内で発生した地殻内地震の観測記録に基づく検討-, *日本地震工学会論文集*, 17, 5, 109-132.

## 3.2 震源スケーリング則の改良

### 3.2.1 巨視的・微視的スケーリング則の検討

米国のカリフォルニアでは 1970 年代から強震観測網が整備され、強震動記録を用いた震源インバージョン解析がなされてきた。Somerville *et al.* (1999) は、1971 年～1995 年に発生した地震 ( $M_w 5.7 \sim 7.2$ ) の 15 個の震源インバージョン解析から得られた断層面の不均質すべり分布に対して、一定の規範に基づいて震源パラメータ (断層面積、すべり量、アスペリティ面積など) を推定した。さらに、彼らは得られた震源パラメータの統計的解析を実施し、それらのパラメータが一定のスケーリング則に従うことを明らかにした。その結果、巨視的震源パラメータである震源断層面積 ( $S$ ) と地震モーメント ( $M_o$ ) の関係において、 $M_w 5.7 \sim 7.2$  の範囲で自己相似則 ( $S \propto M_o^{2/3}$ ) が成り立つとしている。なお、Somerville *et al.* (1999) が収集した地震は、1995 年兵庫県南部地震と 1978 年 Tabas 地震 (イラン) を除くと、ほとんどが米国カリフォルニアの地震であり、これらの地震は地震活動が非常に活発な地域におけるプレート境界型地震 (主に横ずれのトランスフォーム断層) に分類できる。

1995 年兵庫県南部地震以降、日本国内では強震観測網 (K-NET, KiK-net 等) が整備され、強震動記録を用いた震源インバージョン解析による断層面の不均質すべり分布の結果が数多く蓄積されてきた。そして、得られた不均質すべり分布に対して、一定の規範に基づいて震源パラメータが推定され、それらのパラメータと地震規模の関係の回帰分析により、震源スケーリング則の評価がなされるようになった。入倉・三宅 (2001) は、 $M_w 6.5$  以上の地震については地震発生層の厚さ限界に伴う断層幅の飽和によって、自己相似の関係から乖離して  $S \propto M_o^{1/2}$  の関係になることを示している。さらに田島・他 (2013) や Murotani *et al.* (2015) は海外の内陸地殻内の長大断層による巨大地震の解析結果を収集し、 $M_w 7.4$  以上の地震については断層面上でのすべり量の飽和に伴い  $S \propto M_o^1$  の関係になることを明らかにした。これらの結果をまとめて、(i)  $M_w 5 \sim 6.5$  程度の規模の地震は自己相似 ( $S \propto M_o^{2/3}$ )、(ii)  $M_w 6.5 \sim 7.4$  程度は地震発生層厚内に基づく断層幅の飽和によって  $S \propto M_o^{1/2}$  (入倉・三宅<sup>2)</sup>)、(iii)  $M_w 7.4$  以上では断層面上でのすべり量の飽和によって  $S \propto M_o^1$  となる「3 stage scaling model」が提唱されている。宮腰・他 (2015) は、1995 年～2013 年に国内の内陸地殻内で発生した地震の震源インバージョン解析結果に対し、Somerville *et al.* (1999) の規範に従って震源パラメータの抽出を行い、それらが 3 stage scaling model と一致することを確認している。これらの地震は、地震活動が非常に活発な地域における内陸地殻内地震 (横ずれ断層、逆断層、正断層) に分類できる。地震調査研究推進本部 (地震本部、2017) の強震動予測手法では、このような震源スケーリング則 ( $S$ - $M_o$ ) に基づき、断

層面積(S)から地震モーメント(M<sub>0</sub>)を設定している。

なお、巨視的・微視的震源パラメータのスケーリング則は、用いる地震データのテクトニクス環境や震源インバージョン解析に依存している可能性が考えられる。このため、データベースにおける地震のカテゴリ（あるいは地震タイプ）や震源インバージョン解析結果に対して物理的な意味がある断層破壊領域の抽出方法を選択することが必要である。そこで本研究では、これまで提案されているスケーリング則の研究で用いられた地震データベースの地震カテゴリを整理するとともに、スケーリング則の研究で用いられている断層破壊領域の抽出（トリミング）手法について整理・比較を行った。なお、断層破壊領域の抽出（トリミング）手法の検討では、具体的に Somerville et al. (1999)と Thingbaijam et al. (2017) を対象としている。

## (1) 地震カテゴリ

海外の震源スケーリング則の検討では、地震のデータセットを震源メカニズムや地震が発生したテクトニクス環境を考慮したカテゴリに分けて議論している論文が多い。しかしながら、地震活動が活発な日本や米国カリフォルニアで発生した内陸地殻内地震については、必ずしも共通の概念で分類されている訳ではない。例えば、IAEA (2016)では表 3.2.1(1)-1 に示すように地震カテゴリを以下のように整理している(図 3.2.1(1)-1 参照)。この場合、カテゴリ 1 は後述する Wells and Coppersmith (1994)の SCR(Stable Continental Region)の地震、カテゴリ 2 は日本の内陸地殻内地震、また、カテゴリ 3 は米国カリフォルニアの地震に分類される。

本検討では、日本や米国カリフォルニアで発生した内陸地殻内地震を対象に、それらの地震データが震源スケーリング則の論文において、どのような地震カテゴリとなっているかに着目して図 3.2.1(1)-2 に示すように整理を行った。まず、震源の深さ依存性を考慮し、Subduction Zone と non-Subduction Zone に分けた。この場合、日本や米国カリフォルニアで発生した内陸地殻内地震は non-Subduction Zone に分類される。次に、non-Subduction Zone で発生する地震を Continental crust 内と Ocean crust 内で発生する地震に分けた。なお、Ocean crust では Ridge, Interplate (Transform), Outer rise の 3 つのタイプの地震に分けられる。さらに、Continental crust の地震は、地震活動度が低い Stable Region (SCR; Stable Continental Region)と地震活動度が高い Active Region (non-SCR)に分けられる。以上から、日本や米国カリフォルニアで発生した内陸地殻内地震は Active Region の地震となる。なお、Active Region の地震は Intraplate (地殻内)型と Interplate (Transform: トランスフォーム)型の地震に分けられる。Intraplate の地震の震源メカニズムはテクトニックな環境の影響で strike-slip, reverse-slip, normal-slip が卓越する一方、Interplate (Transform)の地震は strike-slip が卓越する。

表 3.2.1(1)-1 地震のカテゴリ (IAEA Safety Reports, 2016)

Category No.	EQ. Category
1	Crustal intra-plate earthquakes in tectonically stable continental regions
2	Crustal intra-plate earthquakes in tectonically active plate boundary regions
3	Crustal plate boundary earthquakes
4	Subduction interface earthquakes
5	Intra-slab Wadati-Benioff zone earthquakes
6	Intra-slab outer rise earthquakes

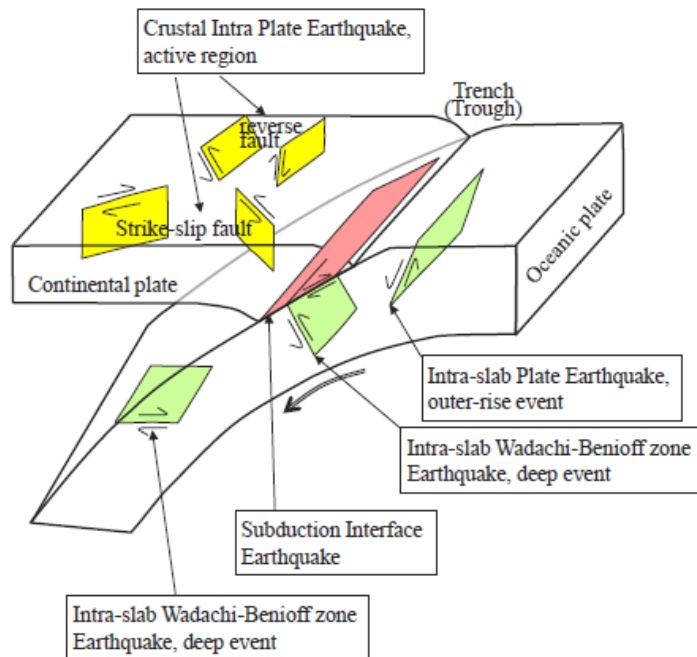


FIG. 2. Schematic diagram of types of large earthquakes occurring in a subduction zone (reproduced from Headquarters for Earthquake Research Promotion (HERP) [5] with permission).

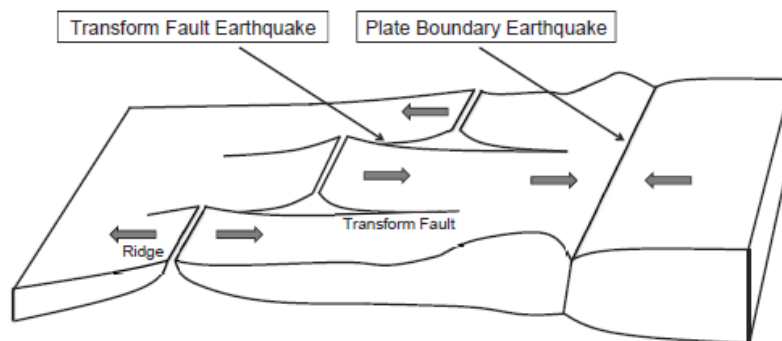


FIG. 3. Schematic diagram of large crustal plate boundary earthquakes in transform zones with strike-slip faulting and rifts with normal faulting (left) and in a plate collision zone with reverse faulting (right).

図 3.2.1(1)-1 地震カテゴリの概念図(IAEA Safety Reports, 2016)

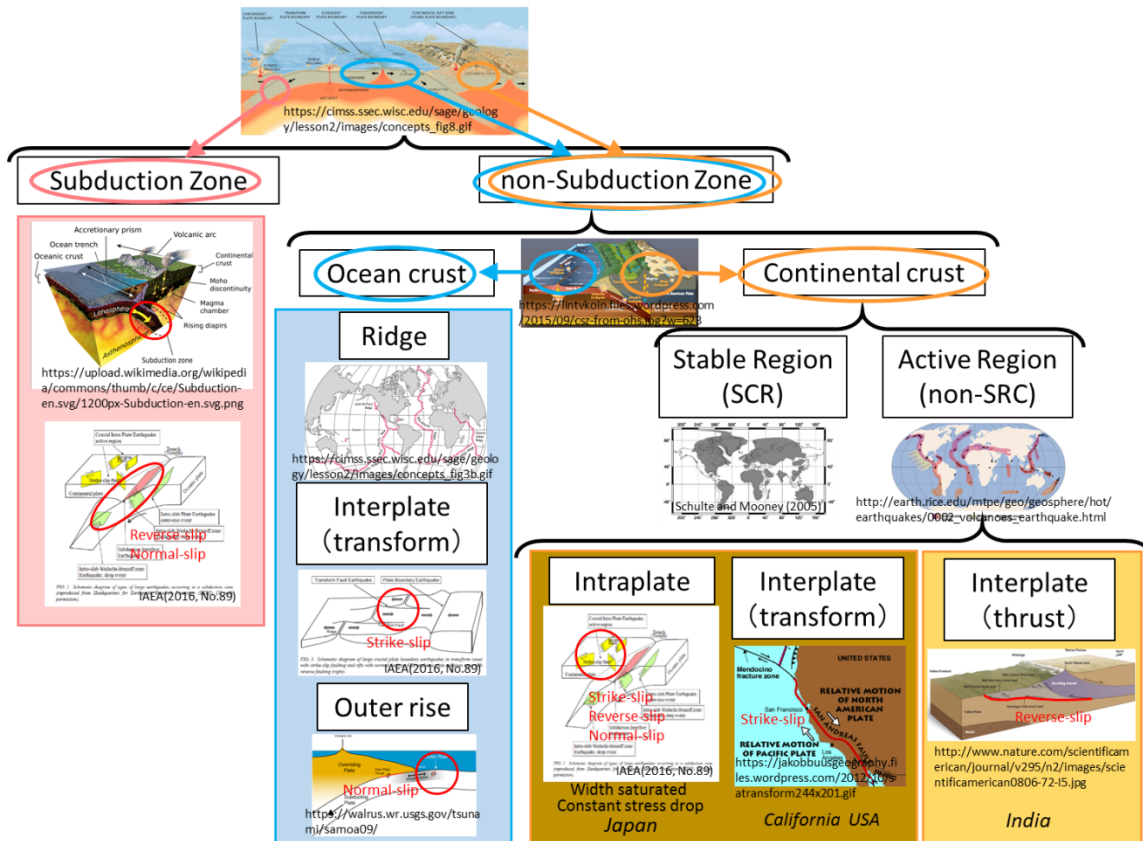


図 3.2.1(1)-2 本研究による地震のカテゴリ

Somerville et al. (1999) は、震源スケーリング則 ( $M_w 5.7 \sim 7.2$ ) を議論する際、彼らが収集した地震は 1995 年兵庫県南部地震と 1978 年 Tabas 地震を除くと、ほとんどが米国カリフォルニアで発生した地震であり、その対象地震のカテゴリは“crustal earthquakes”としている。Somerville et al. (1999) に基づいた地震カテゴリを 図 3.2.1 (1)-3 に示す。この場合、Somerville et al. (1999) の対象地震は Active Region のカテゴリに分類される。彼らは、震源インバージョン解析から得られた断層面上での不均質すべり分布に対して、ある一定の規範を適用し、各種震源パラメータの抽出を行った。その結果、例として図 3.2.1(1)-4 で示すように、地震タイプ別（震源メカニズム別）によらず自己相似則に基づいた震源スケーリング則が成り立つとしている。一方、入倉・三宅(2001)及び Murotani et al. (2015)は、Somerville et al. (1999)のスケーリング則に対して  $M_w 6.5$  以上の地震データを対象にスケーリング則を再検討した結果、地震発生層厚による断層幅の頭打ち及び長大断層による最終すべり量の飽和から  $M_w 6.5$  以上では自己相似則が崩れ、震源スケーリング則が変わる 3 stage scaling model を提唱している（図 3.2.1(1)-5 参照）。なお、宮腰・他(2015)は日本国内の内陸地殻内地震を対象にした波形インバージョン解析結果を整理・収集し、入倉・三宅(2001)のスケーリング則が国内の内陸地殻内地震でも成り立つことを示した。なお、入倉・三宅(2001)では、second-, third-stage では Fujii and Matsu'ura(2000)を参照し、応力降下量は一定(3.1MPa)という仮定をしている。

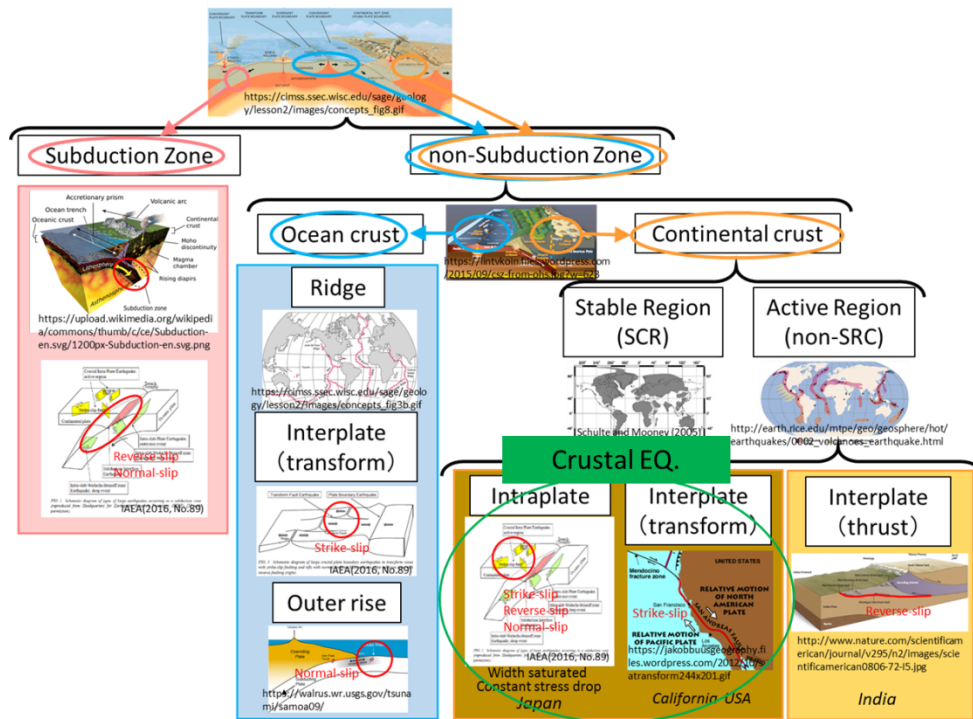
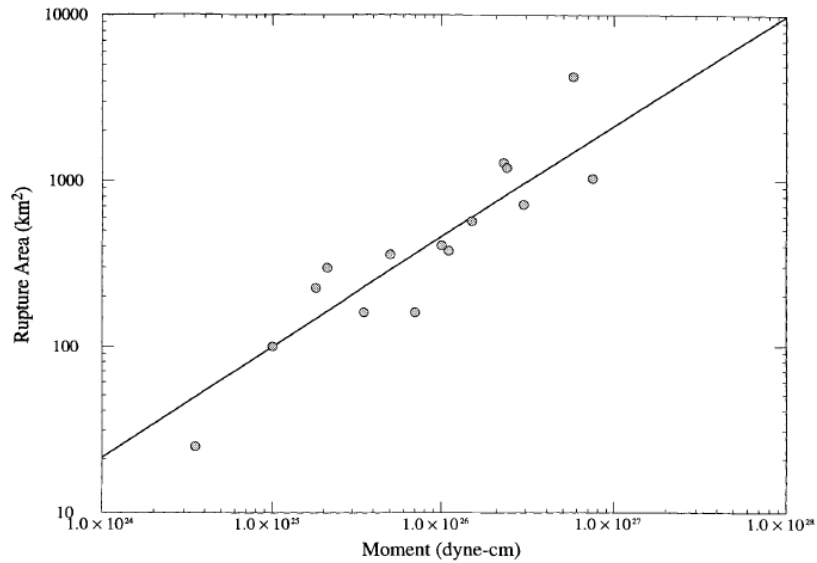


図 3.2.1(1)-3 地震カテゴリにおける Somerville et al. (1999)の対象地震（図中の楕円内）





▲ **Figure 6.** Relation between rupture area and seismic moment. Dots represent individual events, and the line is a least-squares fit under the constraint of self-similarity (slope = 2/3).

図 3.2.1(1)-4 断層破壊領域と地震モーメントの関係 (Somerville et al., 1999)

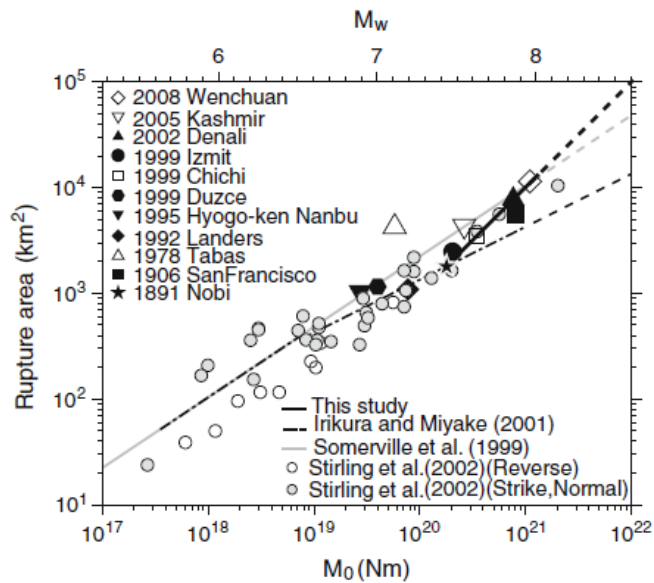


Figure 6

New scaling relation between seismic moment ( $M_0$ ) and rupture area ( $S$ ) proposed by this study. A *solid line* denotes the newly obtained third-stage scaling. A *dashed line* is an extrapolation of the new scaling relation

図 3.2.1(1)-5 断層破壊領域と地震モーメントの関係 (Murotani et al., 2015)

Scholz et al. (1986)は、表 3.2.1(1)-2 に示すように地震カテゴリを *interplate earthquakes*(Class I ; プレート境界地震)と *intraplate earthquakes* (プレート内地震) の2つに分類している。さらに、*intraplate earthquakes* を *slip rate (cm/yr)*や *recurrence time(yr)*の観点から *plate boundary-related earthquakes* (Class II)と *mid-plate earthquakes* (Class III)に分けている。なお、彼らの定義によれば、*mid-plate earthquakes* (Class III)は *plate boundary* から充分離れた場所で発生する地震であり、これは後述する Wells and Coppersmith (1994)の *Stable Continental Region (SCR)* に対応すると考える。ただし、論文において *mid-plate earthquakes* (Class III)に分類される地震は少なく、スケーリング則については詳細な議論はされていない。このため、Somerville et al. (1999)の“*crustal earthquakes*”に対応する地震カテゴリは、図 3.2.1(1)-6 に示すように *interplate earthquakes*(Class I ; プレート境界地震)と *plate boundary-related earthquakes* (Class II)に対応する。なお、彼らの分類によれば、*interplate earthquakes*(Class I ; プレート境界地震)として、日本の海溝付近で発生する地震以外に、1966 年 Parkfield 地震, 1979 年 Imperial Valley 地震のような米国カリフォルニアの San Andreas 断層で発生する主に横ずれ断層 (トランスフォーム型) の地震(Scholz, 1982)も含まれていることに注意が必要である。これらの地震は、Somerville et al. (1999)の地震カテゴリでは *crustal earthquakes* に分類されている。一方、*intraplate earthquakes* (プレート内地震)としては、彼らは主に日本の内陸地殻で発生した地震のデータ (Wesnousky et al., 1982) を用いている。彼らは断層長さ(L)と地震モーメント(Mo)に着目し、その震源スケーリング則 (Mw5.8~6.6 程度) について議論しているが、震源メカニズムによる震源スケーリング則の違いはあまり見られず、むしろ、*interplate earthquakes* (プレート境界地震) と *intraplate earthquakes* (プレート内地震) のカテゴリで震源スケーリング則が異なることを指摘している (図 3.2.1(1)-7 参照)。

ところで、図 3.2.1(1)-7 で示されている *interplate earthquakes* は、先述したように *strike-slip* タイプ (トランスフォーム型) の米国カリフォルニアで発生した地震も含まれている。すなわち、彼らの結果は、米国カリフォルニアで発生した地震 (*interplate earthquakes*) と日本国内で発生した内陸地殻内地震 (*intraplate earthquakes*) の震源スケーリング則が異なることを示している。これは、Somerville et al. (1999)の結果と矛盾する。図 3.2.1(1)-7 には、参考のため、入倉・三宅 (2001)による震源断層長さ $L$ と地震モーメント $M_0$ の関係も示している。Scholz et al. (1986)が用いている地震は 1979 年 Imperial 地震より古い地震であることから、震源パラメータの精度の問題が考えられる。

表 3.2.1(1)-2 Scholz et al. (1986)による地震カテゴリ

**TABLE 1**  
**CLASSIFICATION OF TECTONIC EARTHQUAKES**

Type	Description	Slip Rate of Causative Fault (cm yr <sup>-1</sup> )	Recurrence Time (yr)
I	Interplate	$v > 1$	$\approx 10^2$
II	Intraplate (plate boundary-related)	$0.01 < v < 1$	$\approx 10^3-10^4$
III	Intraplate (mid-plate)	$v < 0.01$	$> 10^4$

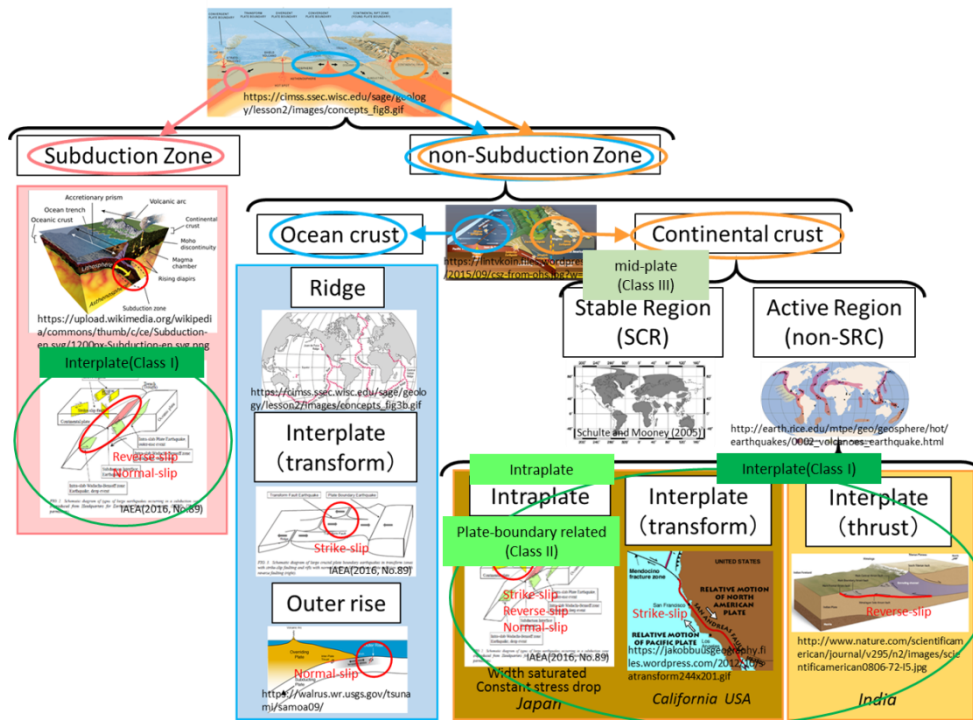


図 3.2.1(1)-6 地震カテゴリにおける Scholz et al. (1986)の対象地震 (図中の楕円内)

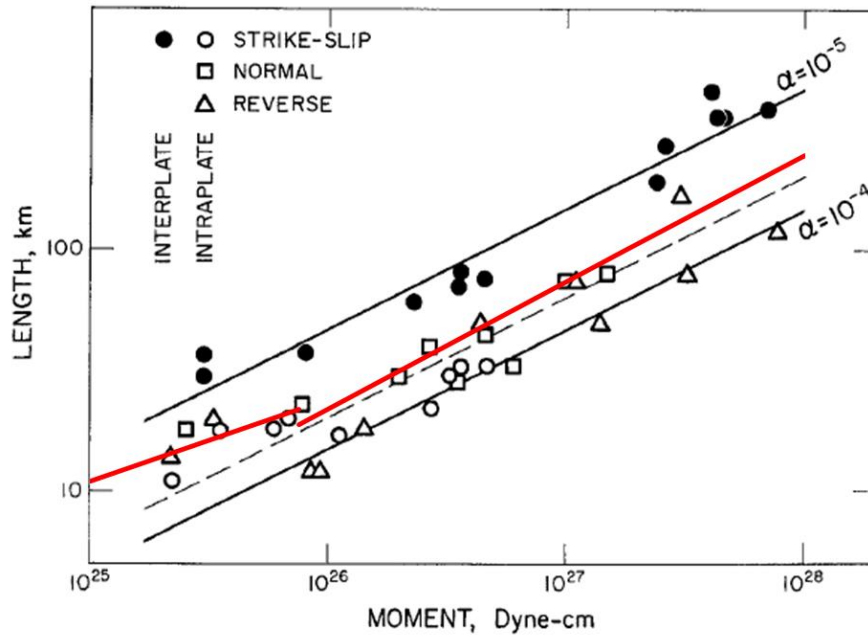


FIG. 1. Log fault length versus log moment for large interplate and intraplate earthquakes.

図 3.2.1(1)-7 Scholz et al. (1986)による断層長さ地震モーメントの関係。  
 図中の赤線は入倉・三宅(2001)による震源スケール則を示す。

Wells and Coppersmith (1994; 以下 WC94)は、地震データを地震タイプ別(発生メカニズム別)に分類するとともに、地震カテゴリを *stable continental region* (SCR; 安定大陸地域) と *non-stable continental region* (non-SCR; 非安定大陸地域(地震活動が活発な地域))に分けてスケーリング則(Mw4.7~8程度)を議論している(図 3.2.1(1)-8 参照)。参考のため、図 3.2.1(1)-9 に Schulte and Mooney(2005)によって示された SCR の地域を示す。なお、WC94 では明確な説明はないが、WC94 で用いられている日本国内で発生した地震データや米国カリフォルニアで発生した地震データは non-SCR に分類されると考える。地震タイプ別(SS:横ずれ、R:逆断層、N:正断層)によるスケーリング則の検討では、彼らは震源メカニズムによる震源スケーリング則の相違は明瞭ではないとしている(図 3.2.1(1)-10 参照)。また、彼らは、断層破壊領域(S)と地震モーメント(Mo)の関係のスケーリング則についても、SCR と non-SCR の地震カテゴリで異ならず、どちらの自己相似則( $S \propto Mo^{1/3}$ )も成り立つとしている(図 3.2.1(1)-11 参照)。なお、図 3.2.1(1)-10 と図 3.2.1(1)-11 には、参考のため、地震本部(2017)による震源スケーリング則を赤線で示す。

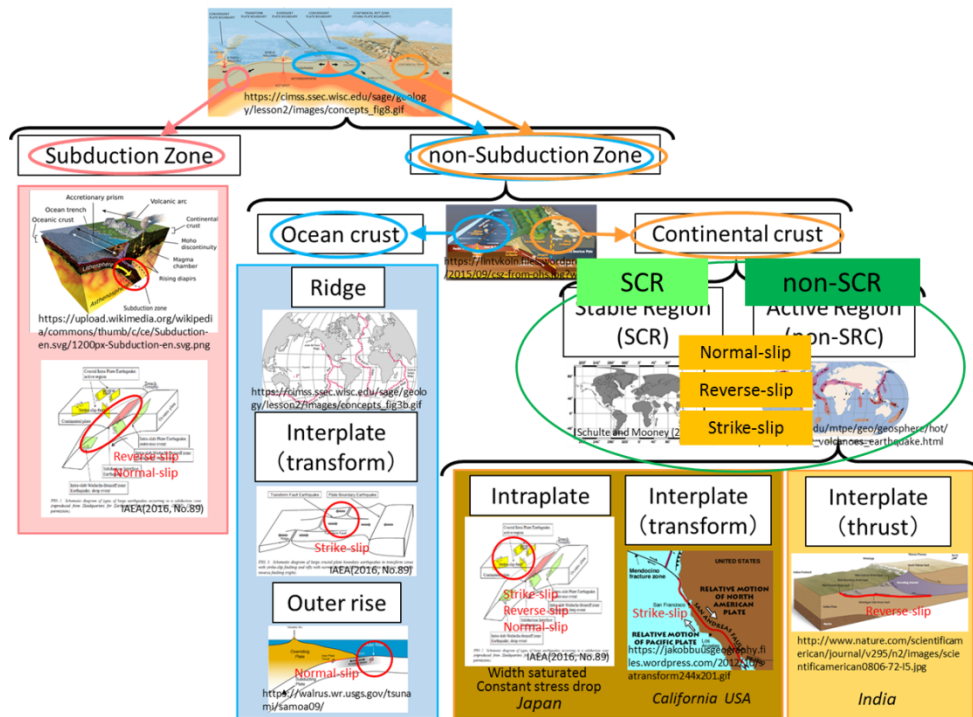


図 3.2.1(1)-8 地震カテゴリにおける Wells and Coppersmith (1994)の対象地震 (図中の楕円内)

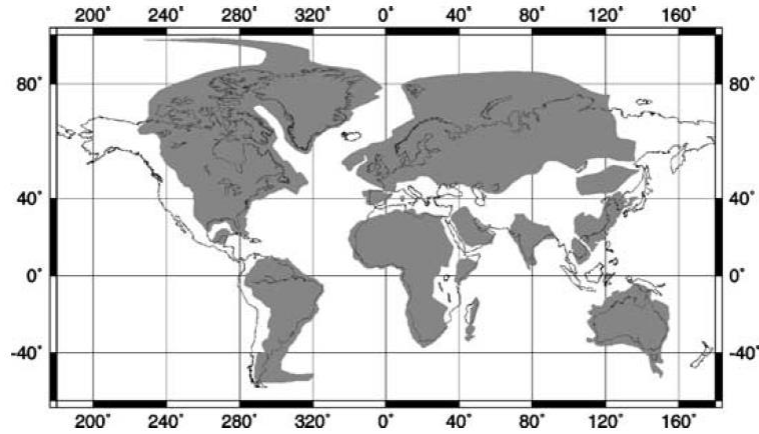


Figure 1. Stable continental regions (SCRs: light grey). We consider seven large SCRs in this study: North America, South America, Eurasia (subdivided into Europe, west of 20°E, and Russia, east of 20°E), Africa (including the Arabian peninsula), India, China (consisting of three separate SCRs) and Australia. Antarctica is not included.

図 3.2.1(1)-9 Schulte and Mooney(2005)による Stable Continental Region(SCR ; 網掛け部分)。

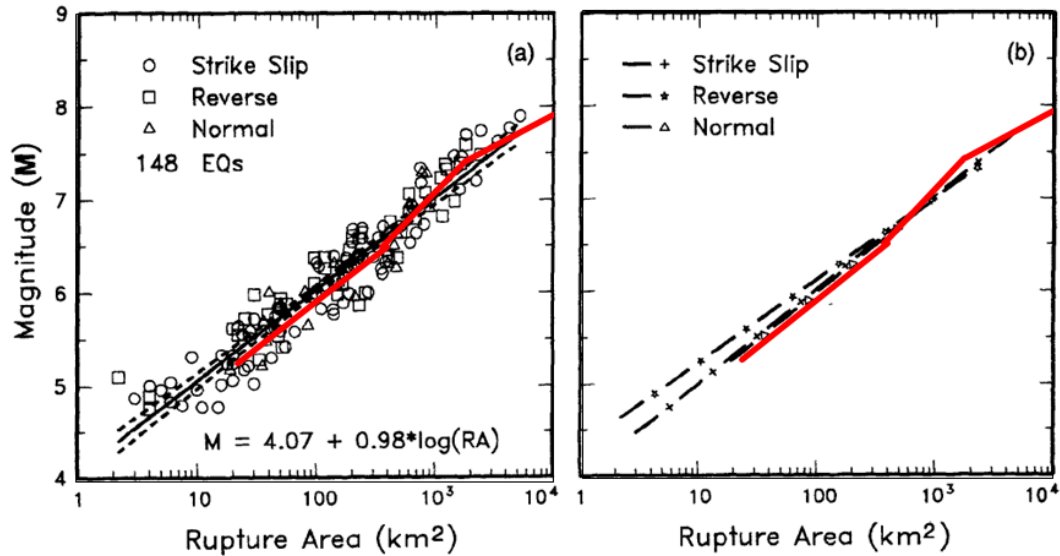


Figure 16. (a) Regression of rupture area on magnitude ( $M$ ). Regression line shown for all-slip-type relationship. Short dashed line indicates 95% confidence interval. (b) Regression lines for strike-slip, reverse, and normal-slip relationships. See Table 2 for regression coefficients. Length of regression lines shows the range of data for each relationship.

図 3.2.1(1)-10 断層タイプによる断層破壊領域とモーメントマグニチュードの震源スケールリング (Wells and Coppersmith,1994)。図中の赤線は地震本部(2017)による震源スケールリング則を示す。

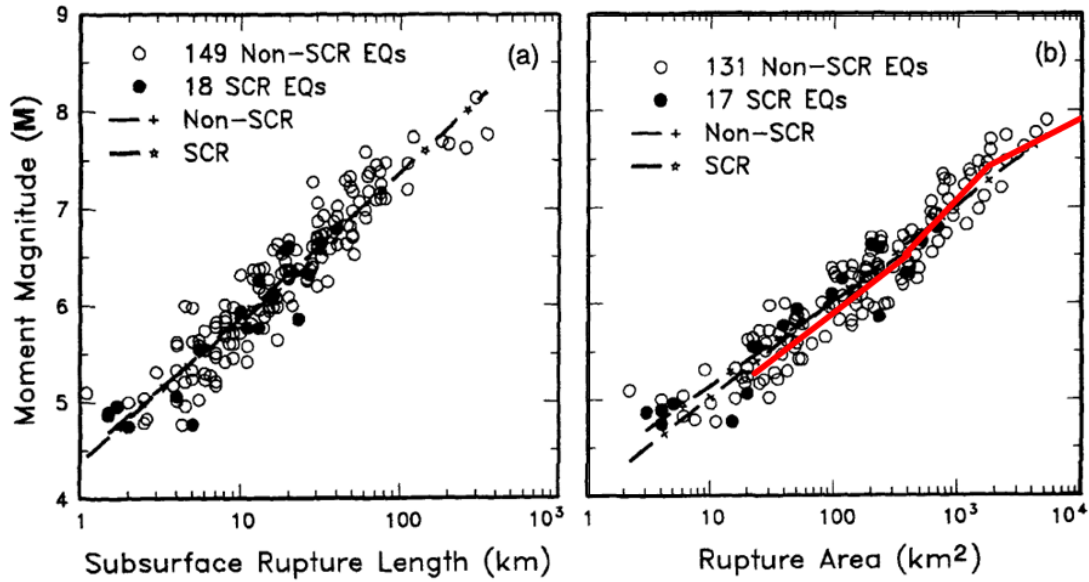


Figure 17. Regression lines for stable continental region (SCR) earthquakes and non-SCR continental earthquakes. (a) Regression of surface rupture length on magnitude ( $M$ ). (b) Regression of rupture area on magnitude ( $M$ ).

図 3.2.1(1)-11 地震カテゴリによる断層破壊領域とモーメントマグニチュードの震源スケーリング (Wells and Coppersmith, 1994)。図中の赤線は地震本部(2017)による震源スケーリング則を示す。

Mai and Beroza (2000)は、前述の Somerville et al.,(1999)と同様に震源インバージョン解析で得られた不均質すべり分布のデータセットに対して震源スケーリング則 ( $M_w 5.6 \sim 8$  程度) を議論している。その際、不均質すべり分布の strike 方向及び dip 方向の平均すべり量に対して、自己相関関数を用いて有効断層長さ( $L_{eff}$ )と有効断層幅( $W_{eff}$ )を求めている (図 3.2.1(1)-12 参照)。彼らは地震タイプ別でスケーリング則を検討しているが、用いた地震のデータセットは、1923 年関東地震、1978 年 Tabas 地震、1985 年 Michoacan 地震、1995 年兵庫県南部地震を除いて、ほとんどが米国カリフォルニアで発生した地震である。このため、用いた地震データの地震カテゴリとしては Somerville et al.,(1999)とほぼ同じと考える (図 3.2.1(1)-13 参照)。ただし、彼らは WC94 や Somerville et al. (1999)とは異なり、図 3.2.1(1)-14 に示すように横ずれ断層(strike-slip events)と逆断層(dip-slip events)においてスケーリング則の相違を指摘している。なお、図 3.2.1(1)-14 には、参考のため、地震本部(2017)によるスケーリング則を赤線で示す。WC94 や Somerville et al. (1999)の震源スケーリング則と Mai and Beroza (2000)による震源スケーリング則の相違については、現時点で未解決であり、今後、Mai and Beroza (2000)が用いたデータセットを精査する必要があるだろう。



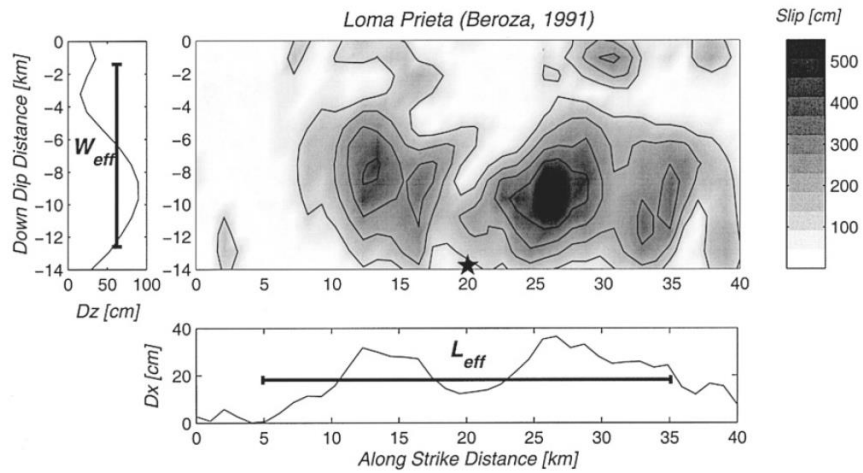


Figure 1. Rupture model for the 1989, Loma Prieta earthquake ( $M_w = 6.9$ ), calculated by Beroza (1991) from strong-motion data (sum of strike-slip and reverse motion). The star marks the hypocenter, slip values in each subfault are shown in gray scale, contoured at 100-cm intervals. Side boxes show effective length  $L_{eff}$  and effective width  $W_{eff}$  from the auto correlation function of the summed slip contributions of all subfaults in down-dip ( $D_x$ ) and along-strike direction ( $D_z$ ), respectively. Effective average displacement,  $D_{eff}$ , is scaled to match seismic moment.

図 3.2.1(1)-12 自己相関関数を用いた有効断層長さ( $L_{eff}$ )と有効断層幅( $W_{eff}$ )の推定 (Mai and Beroza, 2000)

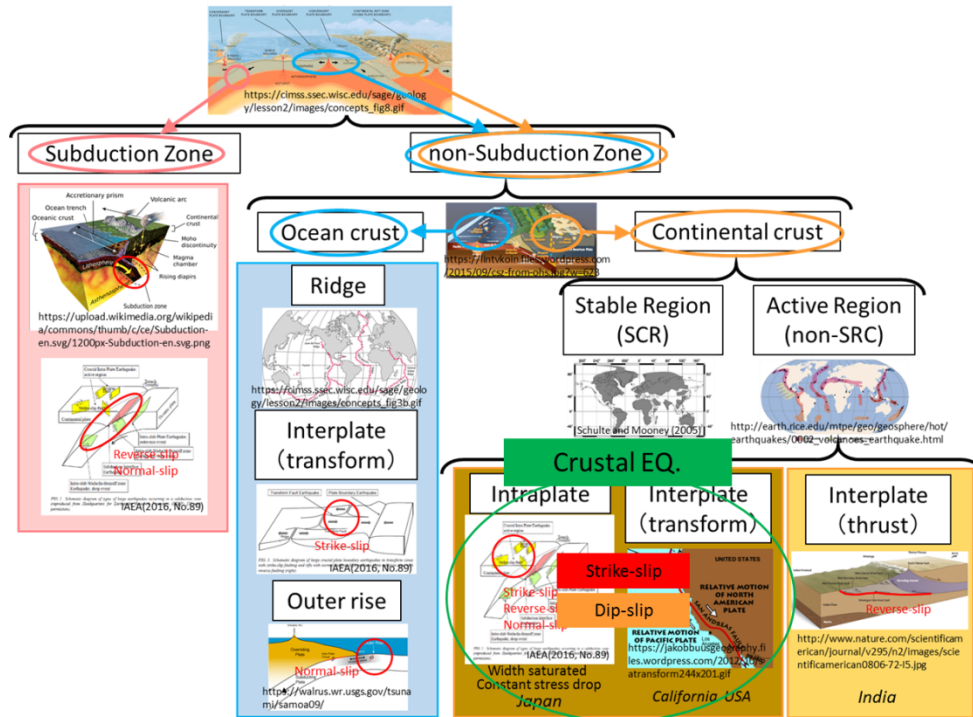


図 3.2.1(1)-13 地震カテゴリにおける Mai and Beroza (2000)の対象地震 (図中の楕円内)

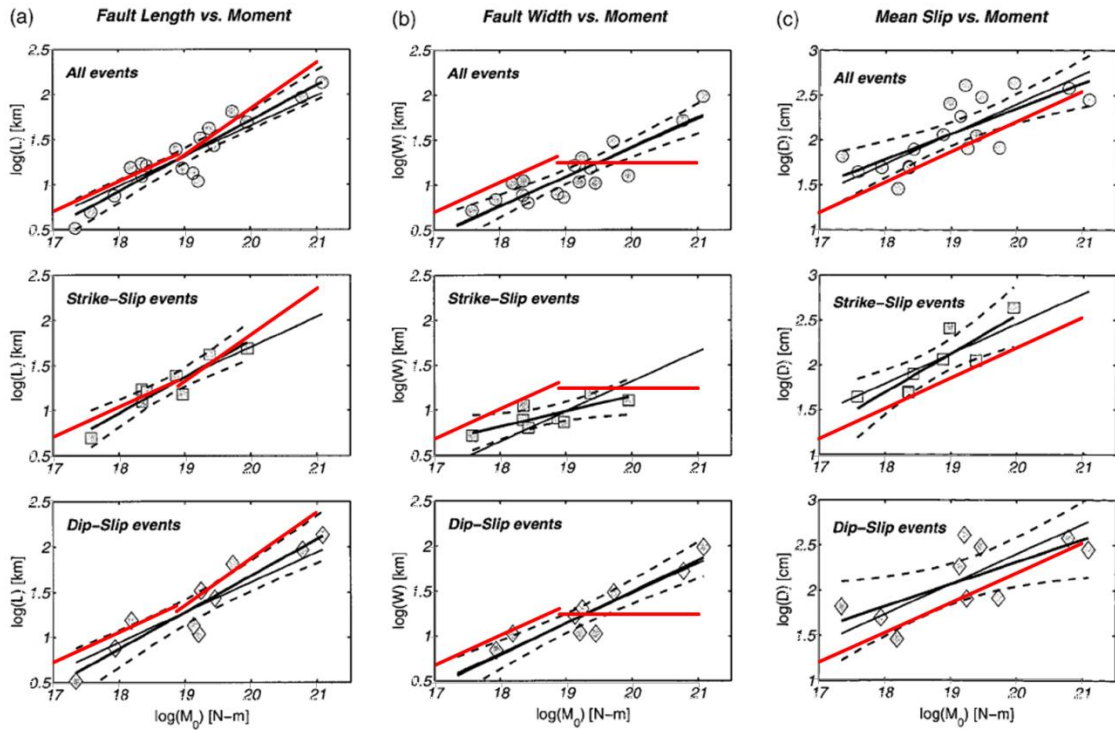


図 3.2.1(1)-14 断層タイプによる(a)有効断層長さ、(b)有効断層幅、(c)平均すべり量と地震モーメントの震源スケーリング (Mai and Beroza, 2000)。図中の赤線は地震本部(2017)による震源スケーリング則を示す。

Hanks and Bakun(2002, 2008)は、WC94 で用いられた地震データの内、横ずれ断層を抽出すると共に、Mw7.5 以上の地震データ (Hanks and Bakun, 2002)、また、1995 年以降に発生した Mw7 以上の地震データ (Hanks and Bakun, 2008) を追加して震源スケーリング則 (Mw5~8 程度) を議論している。なお、彼らは地震のデータセットを“continental earthquakes”としているが、それは WC94 に従えば、continental crust の interplate あるいは intraplate を意味し、subduction zone や SCR ではないことを意味すると考える (図 3.2.1(1)-15 参照)。彼らは横ずれ断層の断層破壊領域と地震モーメント(S-Mo) 関係において、2 段階の震源スケーリング則(Bilinear Source-Scaling) を提案している。すなわち、彼らの解析によれば、断層面積(S)が 537km<sup>2</sup> 以下の地震では WC94 の提案する自己相似則に従った震源スケーリング則、一方、537km<sup>2</sup> より大きな地震になると S-Mo 関係の震源スケーリング則は  $S \propto Mo^{1/2}$  ( $S \propto Mo^{3/4}$ ) になるとしている (図 3.2.1(1)-16 参照)。S-Mo 関係において震源スケーリング則が変わる要因として、彼らは断層幅(W)の頭打ち (15km 程度) を示唆している。断層幅(W)の頭打ちは、入倉・三宅(2001)の 3 stage scaling model において、第 2 ステージ~第 3 ステージに対応する。なお、図 3.2.1(1)-16 には、参考のため、地震本部(2017)によるスケーリング則を赤線で示す。

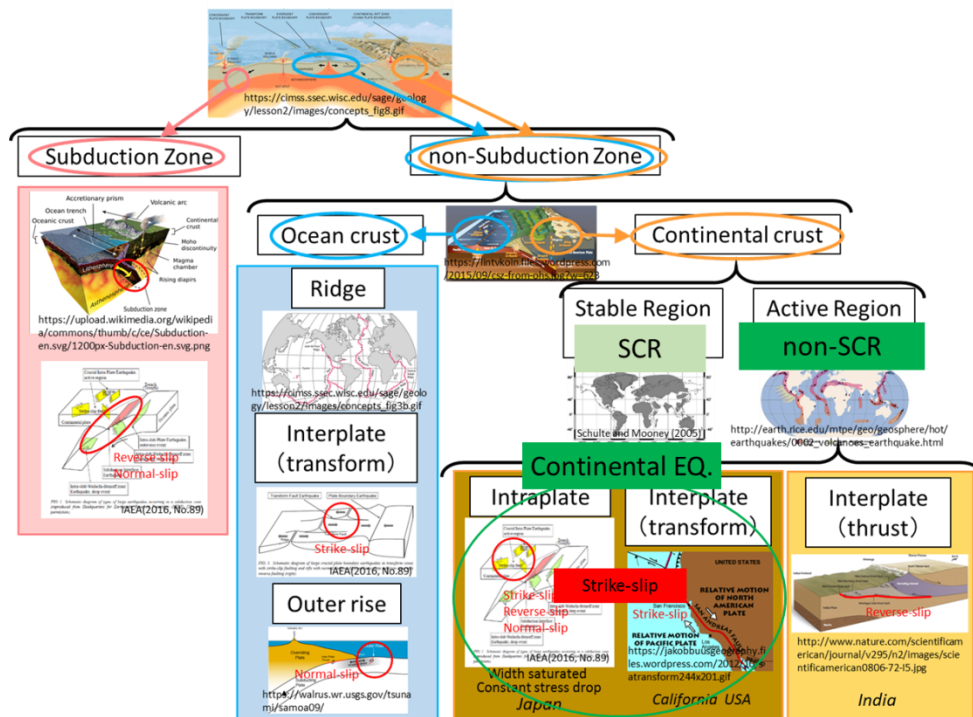


図 3.2.1(1)-15 地震カテゴリにおける Hanks and Bakun(2002, 2008)の対象地震 (図中の楕円内)

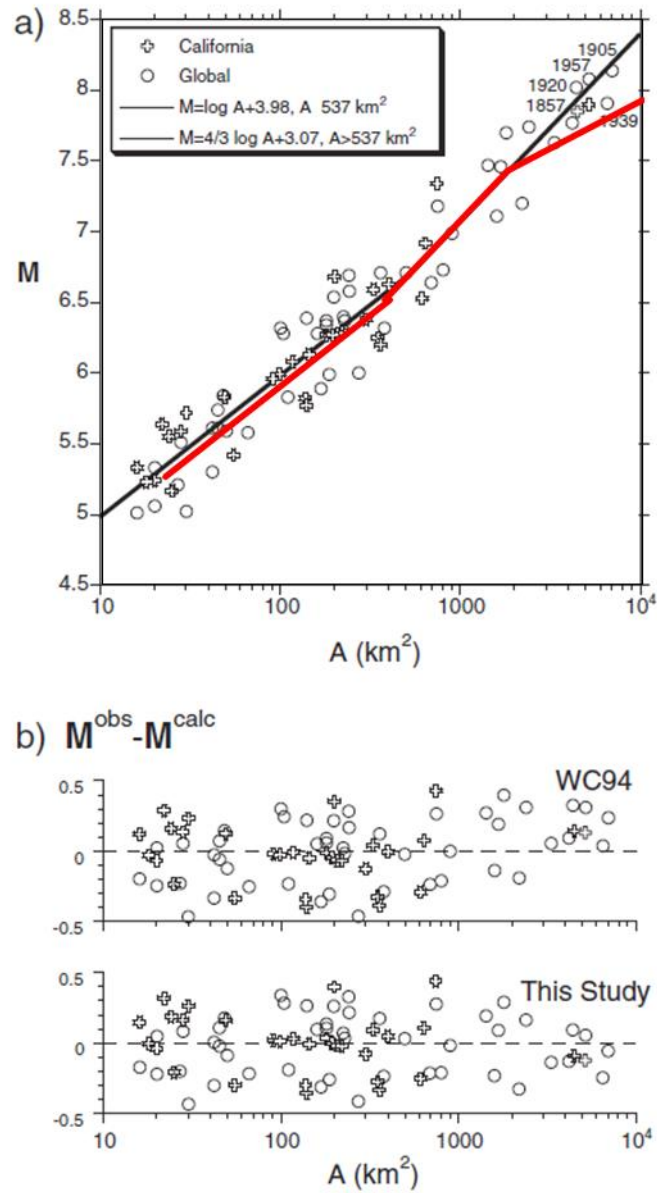


Figure 2. (a) Prediction equations (7a) and (13a), with data as in Fig. 1. (b) Magnitude residuals for the Wells and Coppersmith (1994) relation (equation 2) and the bilinear prediction equations proposed in this study (equations 7a and 13a).

図 3.2.1(1)-16 横ずれ断層タイプによる断層破壊領域とモーメントマグニチュードの震源スケーリング (Hanks and Bakun, 2002)。図中の赤線は地震本部(2017)による震源スケーリング則を示す。

Leonard (2010, 2012, 2014)は、地震のデータセットを Scholz et al. (1986)に従って plate boundary (interplate earthquakes(Class I) と plate boundary-related earthquakes(Class II))及び stable continental region (mid continental earthquakes (Class III) ) の2つのカテゴリに分けて震源スケーリング則 (Mw5.8~6.6 程度) を検討している (図 3.2.1(1)-17 参照)。なお、前述の Somerville et al. (1999) の地震データ (主に米国カリフォルニアの地震) は、ここでは地震カテゴリの plate boundary に分類されている。彼らは plate boundary に分類される地震で正断層あるいは逆断層タイプにおいて、断層長さ(L)と断層幅(W)関係で線形の震源スケーリング則が成り立つとしている (図 3.2.1(1)-18 参照)。一方、横ずれ断層タイプでは L-W の震源スケーリング則において、断層長さが約 45km を超えると断層幅(W)が約 17km に頭打ちする現象が見られるとしている (図 3.2.1(1)-19 参照)。この結果は、横ずれ断層タイプにおいて断層面積 765 km<sup>2</sup> 以上で震源スケーリング則が変わることを意味しており、これは Hanks and Bakun(2002, 2008)の2段階のスケーリング則 (Bilinear Source-Scaling) や入倉・三宅(2001)の 3stage scaling model における第1~第2段階の震源スケーリング則と調和的である。図 3.2.1(1)-20 に正断層及び逆断層タイプ、横ずれ断層タイプにおける断層破壊領域(S)と地震モーメント(M<sub>0</sub>)の S-M<sub>0</sub> 関係の震源スケーリング則を示す。ただし、入倉・三宅(2001)や宮腰・他(2015)は、断層幅(W)の頭打ち現象において横ずれ断層と正断層・逆断層で明瞭な差異は認められないとしている。図 3.2.1(1)-18、図 3.2.1(1)-19、図 3.2.1(1)-20 には、参考のため、地震本部(2017)によるスケーリング則を赤線で示す。なお、Leonard (2014)は Leonard (2010)のデータセットに対して SCR の strike slip タイプの地震データを追加検討した結果である。

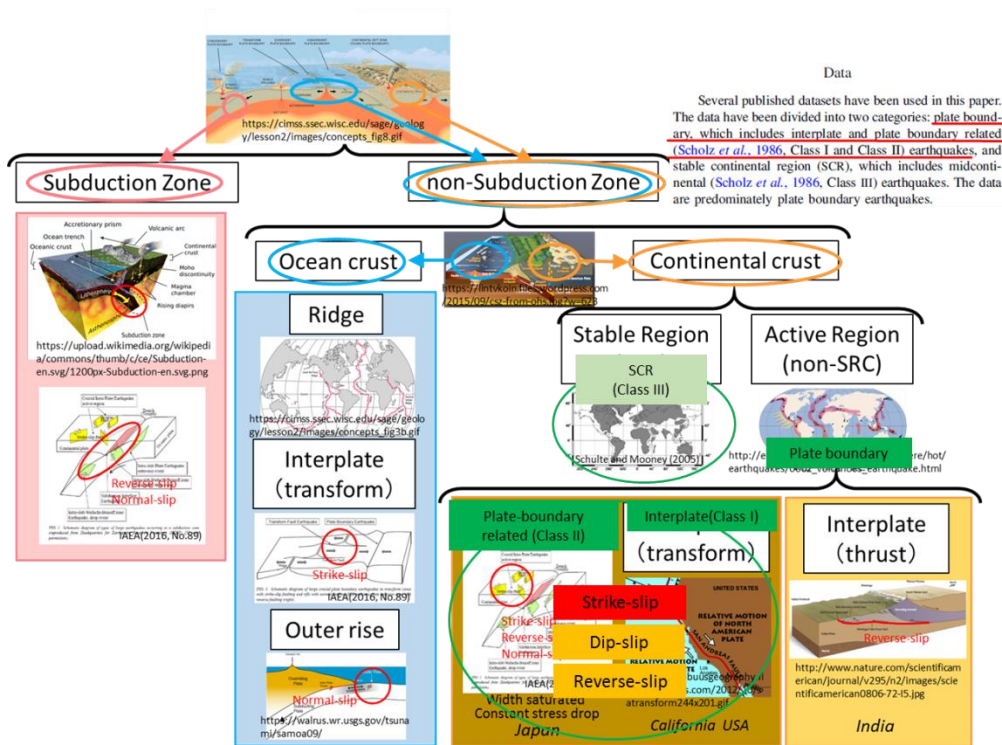
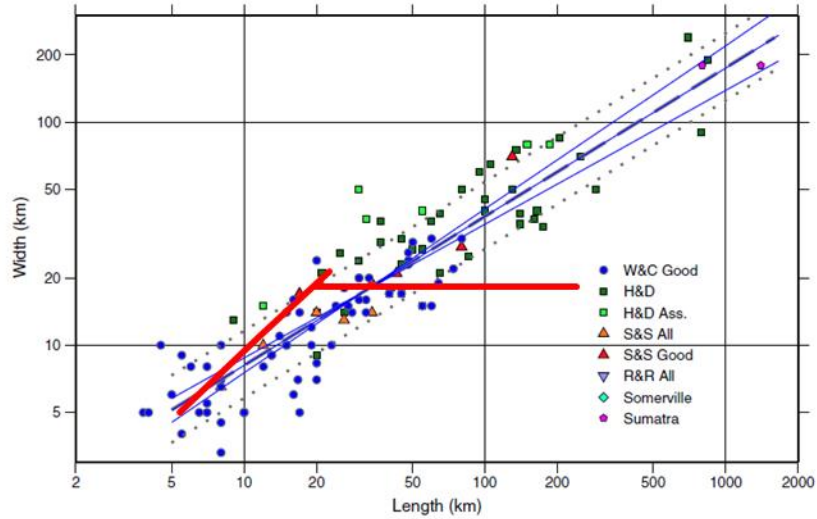


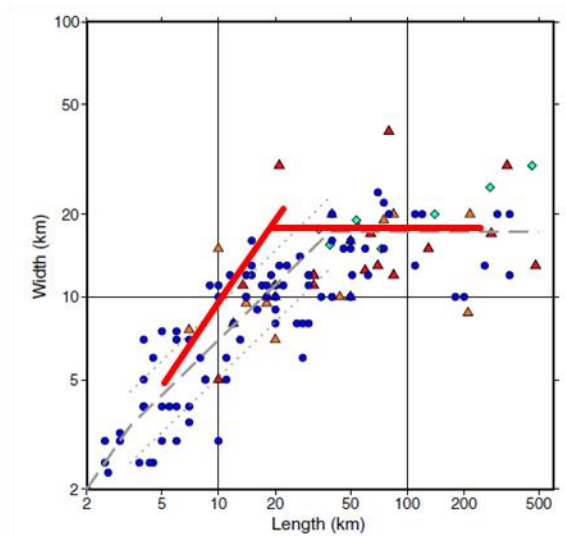
図 3.2.1(1)-17 地震カテゴリにおける Leonard (2010, 2012, 2014)の対象地震 (図中の楕円内)





**Figure 1.** Width versus length for normal and reverse dip-slip interplate faults. The least-squares estimate has a slope of 0.668. The three solid thin lines have slopes of 0.57, 0.67 and 0.73 with a common value at the point of smallest least-squares error. They encompass the range of slopes allowed within the  $\pm 1\sigma$  confidence interval. The gray dashed line is defined by  $W = C_1 L^\beta$ , where  $\beta = 2/3$  with  $C_1 = 1.7$ ; it has a slope of  $2/3$  for  $5.5 < L < 1500$  km. The gray dotted lines show the 67% confidence interval. The catalogs referred to are W&C for Wells and Coppersmith (1994), H&D for Henry and Das (2001), S&S for the Shaw and Scholz (2001) catalog published in Manighetti *et al.* (2007), R&R for Romanowicz and Ruff (2002), and Somerville is Somerville *et al.* (1999). See text for details on the two values shown for the 2004  $M$  9.3 Sumatra–Andaman earthquake. This color coding is used in all figures. The color version of this figure is available only in the electronic edition.

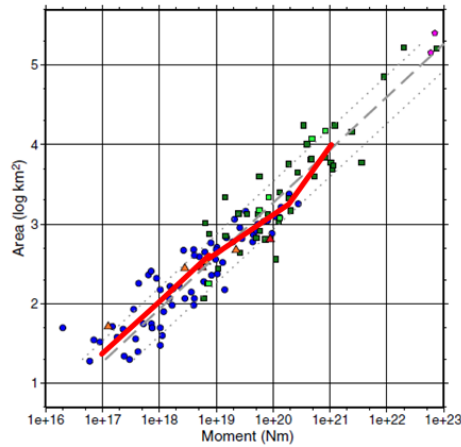
図 3.2.1(1)-18 正断層及び逆断層タイプの地震の断層長さ(L)と断層幅(W)の震源スケーリング (Leonard, 2010)。図中の赤線は地震本部(2017)による震源スケーリング則を示す。



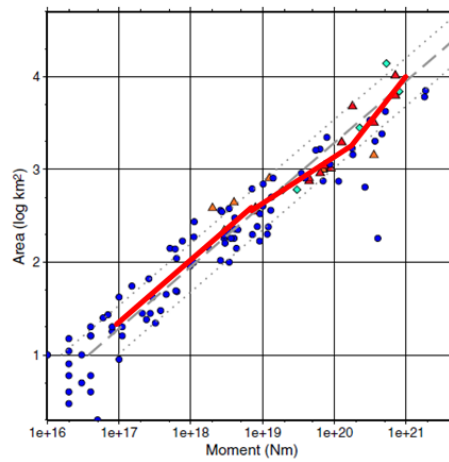
**Figure 2.** The length versus width data for strike-slip interplate earthquakes. As these faults become width-limited there is a narrow (5–50 km) range of the data that allows a large number of equally valid relations to fit the data. In the 5–50 km range a slope of 2/3 is assumed from the findings of the dip-slip data. The three gray dashed lines are from 0.5 km to 4 km with a slope of 1, from 4 km to 45 km length with a slope of 2/3, and a constant width of 17 km at lengths above 45 km. The catalogs are described in Figure 1. The gray dotted lines are the  $\pm 1\sigma$  uncertainties. The color version of this figure is available only in the electronic edition.

図 3.2.1(1)-19 横ずれ断層タイプの地震の断層長さ(L)と断層幅(W)の震源スケーリング (Leonard, 2010)。図中の赤線は地震本部(2017)による震源スケーリング則を示す。





**Figure 4.** The  $M_0$  versus area data for dip-slip earthquakes. The gray dashed line is the constrained least squares (CLS), with a fixed slope of  $2/3$ , best fit to the data and the gray dotted lines are  $\pm 1\sigma$  uncertainties. The color version of this figure is available only in the electronic edition.



**Figure 6.** The  $M_0$  versus area data for strike-slip interplate earthquakes. The gray dashed line is the CLS best-fit to the data for areas between  $20 \text{ km}^2$  and  $800 \text{ km}^2$ . Above  $800 \text{ km}^2$  the slope is assumed to be  $2/3$  for a  $\sqrt{A}$  displacement model. The color version of this figure is available only in the electronic edition.

図 3.2.1(1)-20 (左) 正断層及び逆断層タイプの地震の断層破壊領域(S)と地震モーメント( $M_0$ )の震源スケーリング (Leonard, 2010)。(右) 横ずれ断層タイプの地震の断層破壊領域(S)と地震モーメント( $M_0$ )の震源スケーリング (Leonard, 2010)。図中の赤線は地震本部(2017)による震源スケーリング則を示す。

Stirling et al. (2013)は、表 3.2.1(1)-3 に示すように(A)plate boundary crustal, (B)stable continental, (C)subduction, (D)volcanic の4つカテゴリに地震を分類して震源スケーリング則 (Mw5.7~8 程度) を検討している (図 3.2.1(1)-21 参照)。彼らは (A)plate boundary crustal の地震を slip rate (cm/yr) の観点から、さらに(A1)fast plate boundary faults と(A2) slow plate boundary faults の2つに分けている。例えば、Hanks and Bakun (2008)の地震データは主に WC94 のデータであるが、A11(plate boundary crustal, fast plate boundary faults, strike-slip)と A22(plate boundary crustal, slow plate boundary faults, strike-slip)に分類されている。また、Leonard (2010)の地震データは A11(plate boundary crustal, fast plate boundary faults, strike-slip)に分類される。一方、Mai and Beroza (2000)及び Somerville et al. (1999)の地震データはどちらも主に米国カリフォルニアで発生した地震のデータであるが、彼らによれば、前者は plate boundary environments、後者は crustal earthquakes worldwide となっている。図 3.2.1(1)-22 に Stirling et al. (2013)による断層長さ(L)とモーメントマグニチュード(Mw)における震源スケーリング則を示す。なお、図 3.2.1(1)-22 には、参考のため、地震本部(2017)によるスケーリング則を黄線で示す。

表 3.2.1(1)-3 Stirling et al. (2013)による地震カテゴリ

Table 1  
Tectonic Regime Classification Scheme, Comprising Plate  
Tectonic Settings, Subclasses, and Slip Types

Plate Tectonic Setting	Subclass	Slip Type*
A. Plate boundary crustal	A1: Fast plate boundary faults (> 10 mm/yr)	Strike-slip dominated (A11)
	A2: Slow plate boundary faults (< 10 mm/yr)	All faults (A21) Strike-slip (A22) Normal (A23) Reverse (A24)
B. Stable continental		Reverse (B1) Strike-slip (B2)
C. Subduction	Continental megathrust	Thrust (C1)
	Marine	Thrust (C2)
	Intraslab	Normal (C3)
D. Volcanic	Thin crust (< 10 km)	Normal (D1)
	Thick crust (> 10 km)	Normal (D2)

\*The identifiers in parentheses allow cross referencing to Table 2 and have the following derivation: first character (A–D), primary tectonic regime; second character (1–2), tectonic subregime; and third character (1–4), mechanism or slip-type. For example, A11 indicates a plate boundary crustal setting (A), fast subclass (1), and strike-slip mechanism (1).

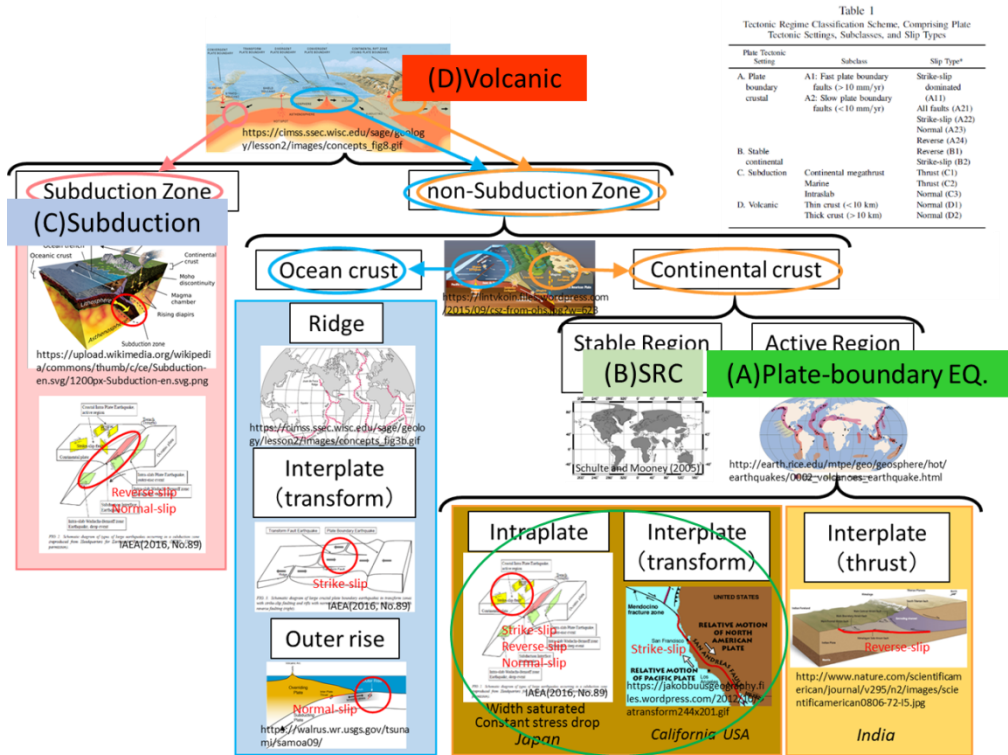
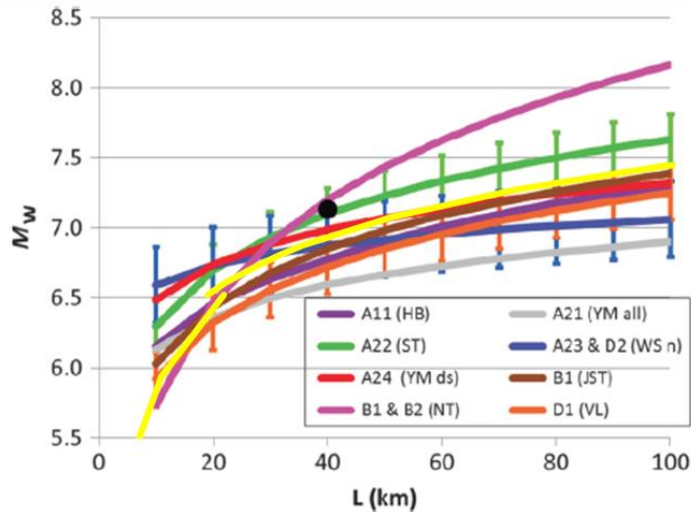


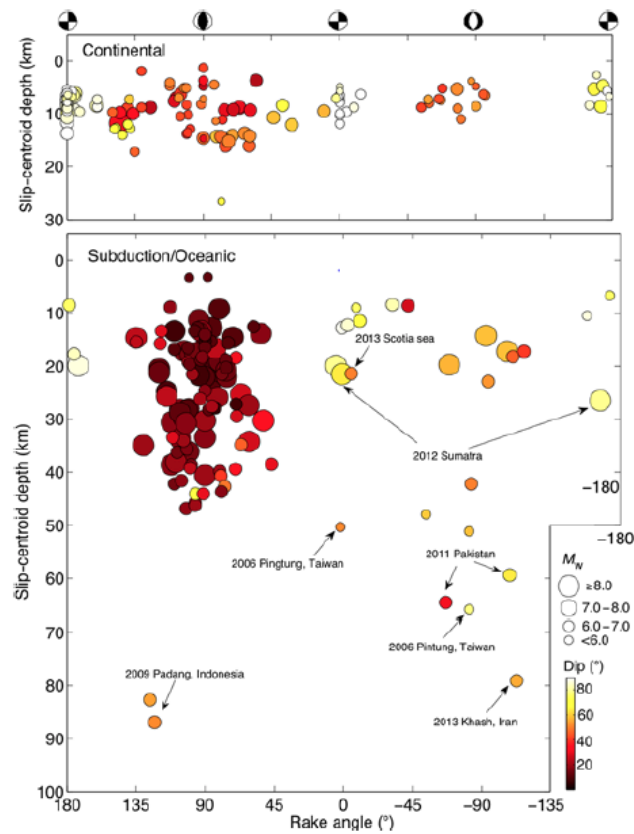
図 3.2.1(1)-21 地震カテゴリにおける Stirling et al. (2013)の対象地震 (図中の楕円内)



**Figure 1** Moment magnitude on rupture length for the short-listed regressions for crustal earthquakes (underlined in Table 2). For regressions involving seismic moment and rupture area, moment magnitude is derived from the equation  $M_0 = 16.05 + 1.5M_w$  (Hanks and Kanamori, 1979), in which  $M_0$  is seismic moment and  $M_w$  is moment magnitude. Rupture length is derived from area, assuming a constant fault width of 15 km. The exception is the width of 8 km used for the Villamor *et al.* (2001) regression (VL), which is developed from earthquakes within the thin crust of the Taupo volcanic zone backarc rift zone. The use of length for all regressions allows them to be plotted on one graph. We limit our length to 100 km for simplicity and because most faults are less than 100 km (i.e., a meaningful comparison). Where possible, one-standard-deviation error bounds are shown on the regression curves (i.e., if standard deviations are provided in the relevant documentation). Subduction zone regressions (class C in Tables 1 and 2) are not shown on this figure, as the assumption of a constant width for a range of lengths is inappropriate for subduction sources. Identifiers in the legend correspond to the tectonic regime classifications in Table 1; for example, A11(HB) signifies plate boundary crustal (“A”), fast slip rate (“1”), and strike-slip dominated (“1”). Abbreviations in parentheses refer to authors of the regressions: HB, Hanks and Bakun (2008); YM, Yen and Ma (2011); ST, Stirling *et al.* (2008); WS, Wesnousky (2008); NT, Nuttli (1983); JST, Johnston (1994); and VL, Villamor *et al.* (2001). Slip types: all, all slip types; n, normal; ds, dip-slip. The solid black circle on the graph shows the position of the magnitude and source length of the 2 September 2010  $M_w$  7.1 Darfield, New Zealand, earthquake.

図 3.2.1(1)-22 断層長さ(L)とモーメントマグニチュード( $M_w$ )の震源スケーリング (Stirling *et al.*, 2013)。図中の黄線は地震本部(2017)による震源スケーリング則を示す。

Thingbaijam et al. (2017) は、図 3.2.1(1)-23 に示すように地震を continental, oceanic, subduction zone で発生する地震に分類しているが、結局、彼らは地震カテゴリと地震タイプで(1)shallow crustal reverse-faulting events, (2)subduction-interface events, (3)strike-slip events, (4)normal-faulting events の 4 つのカテゴリ分けで震源スケーリング則 ( $M_w$ 5.5~9 程度) を検討している (図 3.2.1(1)-24 参照)。これまでの地震カテゴリは、主に地震が発生するテクトニックな環境で分類していたが、彼らは、地震タイプ (震源メカニズム) で分類していることに注意が必要である。例えば、(3)strike-slip events はほとんどが日本の内陸地殻内地震や米国カリフォルニアの crustal earthquakes であるが、 $M_w$ 7 以上では、一部、海洋プレートで発生する地震も含まれている。図 3.2.1(1)-25、図 3.2.1(1)-26 に、それぞれ Thingbaijam et al. (2017)による断層幅(W)とモーメントマグニチュード( $M_w$ )、断層破壊領域(S)とモーメントマグニチュード( $M_w$ )における震源スケーリング則を示す。図 3.2.1(1)-25、図 3.2.1(1)-26 には、参考のため、地震本部(2017)によるスケーリング則を黄線で示す。



**Figure 1.** The distribution of slip-centroid depth, average rake angles, average fault dip, and magnitudes in the present dataset. The plots include, if available, multiple models for the same event. Two models for the 2013 Okhotsk Sea earthquake, a shallow-dip normal-faulting event with slip-centroid depth > 600 km are not depicted. A few exceptional events are annotated. These include the 2009 Padang, Indonesia, earthquake (reverse-faulting event that occurred at considerable depth > 80 km), the 2008 Pingtung, Taiwan, earthquake (strike-slip event at depth > 50 km), and the 2012  $M_w \sim 8.7$  Sumatra earthquake. The color version of this figure is available only in the electronic edition.

図 3.2.1(1)-23 Thingbajam et al. (2017)による地震カテゴリ

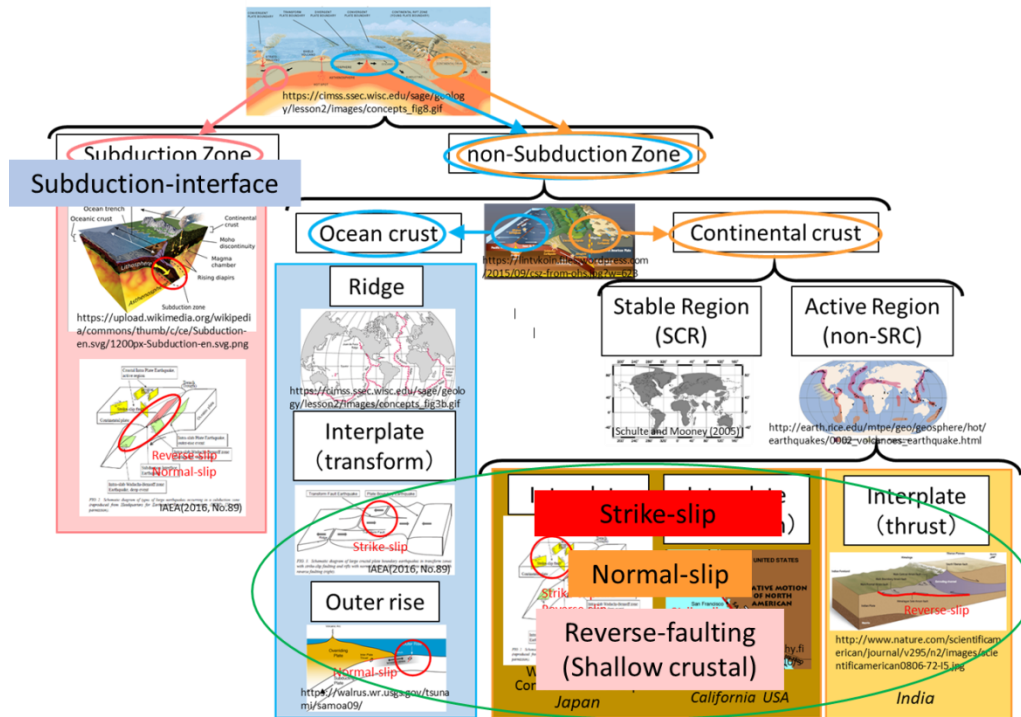
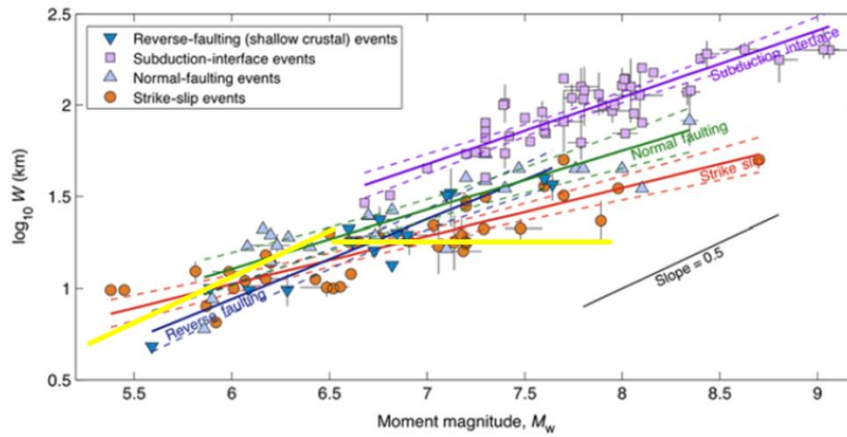


図 3.2.1(1)-24 地震カテゴリにおける Thingbaijam et al. (2017)の対象地震 (図中の楕円内)

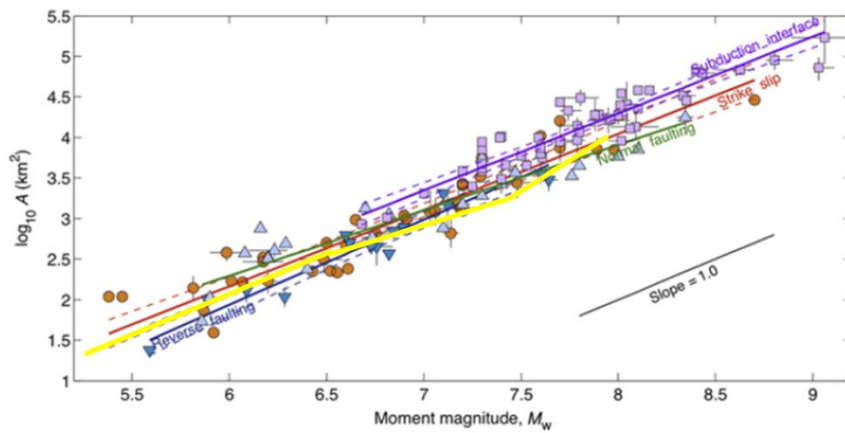




**Figure 4.** The regressions between moment magnitude  $M_w$  and rupture width  $W$ ; solid and dashed lines correspond to the linear fits given by GORs and the 95% confidence intervals, respectively. If multiple-rupture models for the same event exist, the data point corresponds to the mean of the logarithm-transformed data, whereas the bars indicate the corresponding ranges. The scaling coefficients are listed in Table 1. The growth of  $W$  with increasing  $M_w$  is different for the different faulting regimes. We also observe that  $W$  for strike-slip events does not saturate but grows very slowly with  $M_w$ . Detailed plots for each faulting regime and the analysis of the residuals can be found in © Figures S1 and S2 (available in the electronic supplement to this article). The color version of this figure is available only in the electronic edition.

図 3.2.1(1)-25 断層幅 ( $W$ ) とモーメントマグニチュード ( $M_w$ ) の震源スケーリング (Thingbaijam et al., 2017)。図中の黄線は地震本部(2017)による震源スケーリング則を示す。





**Figure 6.** Same as Figure 4 but for the regressions between moment magnitude  $M_w$  and rupture area  $A$ . Except for normal-faulting events, the scaling behavior is statistically consistent with self-similar scaling. Subduction-interface events have the largest rupture area for a given magnitude. At the lower magnitude range ( $M_w < 6.5$ ), reverse-faulting (shallow crustal) events have the smallest rupture area for a given magnitude. The scaling coefficients are listed in Table 1. Detailed plots for each faulting regime and the analysis of the residuals can be found in © Figures S5 and S6. The color version of this figure is available only in the electronic edition.

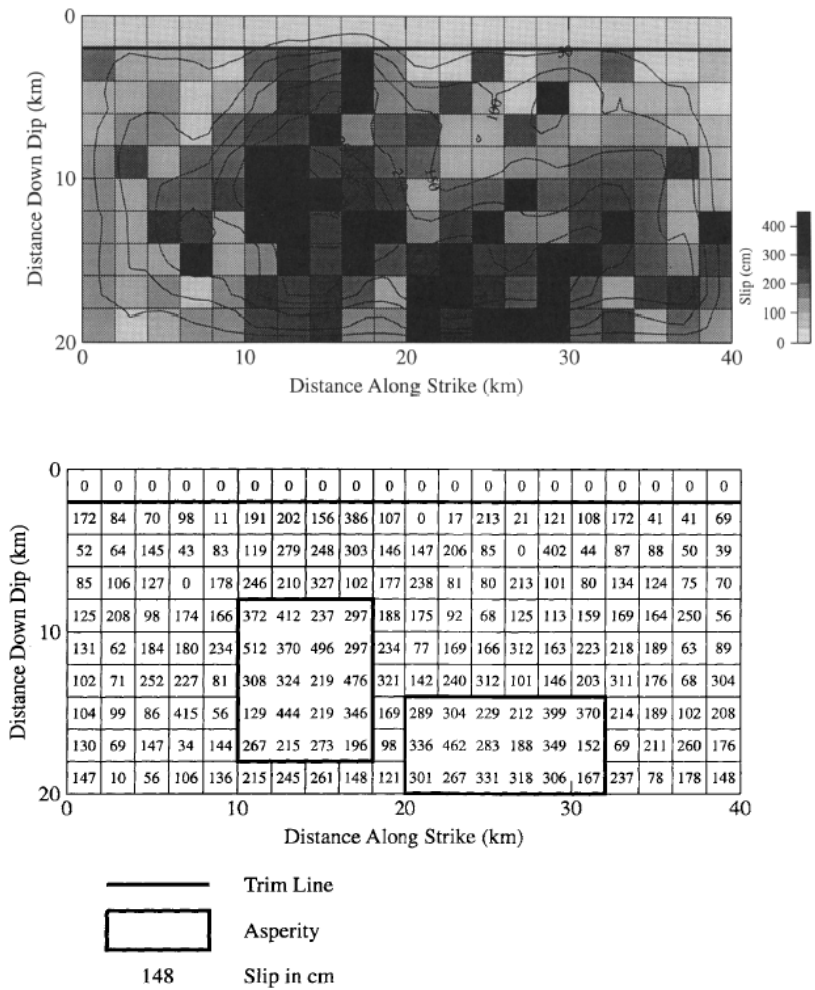
図 3.2.1(1)-26 断層破壊領域(S)とモーメントマグニチュード( $M_w$ )の震源スケーリング (Thingbaijam et al., 2017)。図中の黄線は地震本部(2017)による震源スケーリング則を示す。

## (2) 断層破壊領域の推定

Somerville et al.,(1999)は、震源インバージョン解析で設定した断層面に対して断層破壊領域の大きさを客観的に推定するため、図 3.2.1(2)-1 で示すように震源インバージョン解析で得られた設定断層面上での不均質すべり分布に基づき、平均すべり量の 0.3 倍以上となる領域を断層破壊領域（以下、トリミング）と定義した。入倉・三宅(2001)では、Somerville et al.,(1999)のトリミングの規範の合理性を検証するに当たり、Wells and Coppersmith (1994)のデータベースにおいて“信頼できる(reliable)”とされるデータを抽出し、それらの断層面積と Somerville et al.,(1999)の規範に従ってトリミングされた断層破壊領域の比較を行った。その結果、入倉・三宅(2001)の図 2(e)において両者は良く一致しており（図 3.2.1(2)-2 参照）、彼らは Somerville et al.,(1999)のトリミングの規範は合理的であるとしている。宮腰・他(2015)も、Somerville et al.,(1999)の規範に従って国内の内陸地殻内地震の震源インバージョン解析結果に対して断層破壊領域を抽出し、震源スケールリング則を検討している。一方、Thingbaijam et al. (2017)は、図 3.2.1(2)-3 で示すように設定断層面上での不均質すべり分布に対してすべり分布の自己相関関数（Thingbaijam and Mai, 2016）に基づいて断層破壊領域を抽出している。このため、同じ震源インバージョン解析結果に対して、両者の異なる抽出方法による断層破壊領域の相違の有無を検討することは重要である。

そこで本検討では、Somerville et al.,(1999)と宮腰・他(2015)が用いた地震データと Thingbaijam et al. (2017)が用いた地震データ(SRCMOD ; Mai and Thingbaijam, 2014)において、両者が共通する地震を選択し、断層破壊領域や断層長さ、断層幅、平均すべり量の比較を行った。表 3.2.1(2)-1 に Thingbaijam et al. (2017)の Table S1 に基づいて選択した地震リスト(赤字)を示す。図 3.2.1(2)-4 ~図 3.2.1(2)-7 に断層長さ、断層幅、断層破壊領域、平均すべり量の比較を示す。一部の地震データを除き、Somerville et al.,(1999)と Thingbaijam et al. (2017)の震源パラメータはよく一致している。以上から、異なる規範に従って得られる震源パラメータが共通であることから、Somerville et al.,(1999)及び Thingbaijam et al. (2017)の震源パラメータの抽出方法は合理的であることが示された。なお、一部の地震において断層破壊領域や断層長さ等の不一致が見られたが、これらのデータは Somerville et al.,(1999)の規範に基づいた断層破壊領域に比べて Thingbaijam et al. (2017)の方が大きいことが確認できる。例として、Somerville et al.,(1999)の規範に基づいた断層破壊領域を Thingbaijam et al. (2017)と比較して図 3.2.1(2)-8 に示す。すなわち、断層破壊領域を抽出する規範において Somerville et al.,(1999)の規範の方が、より精度良く断層破壊領域を抽出していることが示唆される。なお、これらの地震の断層面上での平均すべり量が Thingbaijam et al. (2017)に比べて Somerville et al.,(1999)の方が大きいのは、断層破壊領域の面積に対して

Thingbaijam et al. (2017)に比べて Somerville et al.,(1999)が小さいため、相対的に平均すべり量が大きくなったと推察する。



▲ Figure 1. Slip model of the 1989 Loma Prieta, California earthquake (Somerville *et al.*, 1994, based on Wald *et al.*, 1991) and identification of asperities on it.

図 3.2.1(2)-1 断層面での不均質すべり分布に基づいた断層トリミング手法 (Somerville *et al.*, 1999)

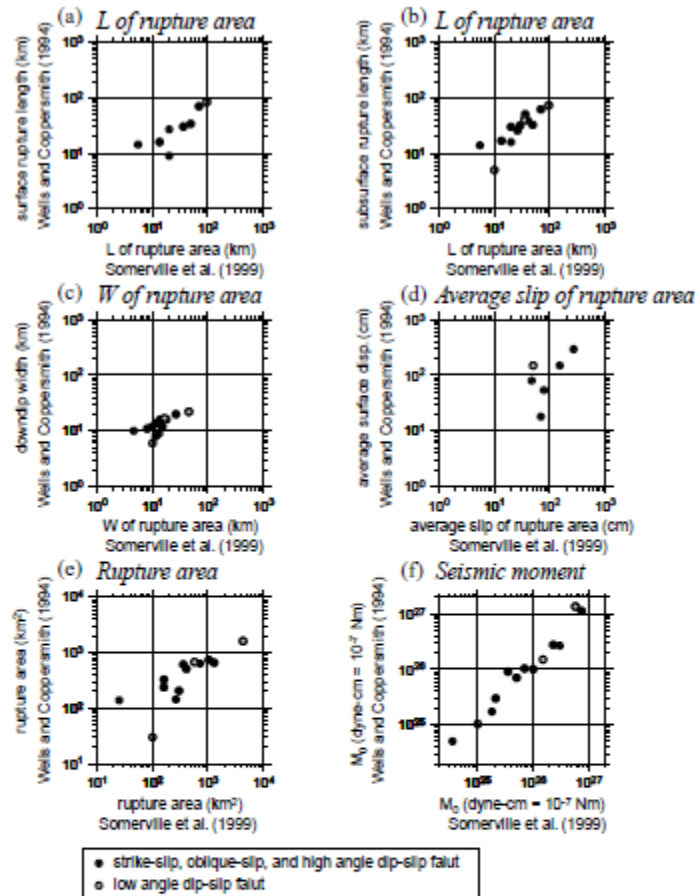
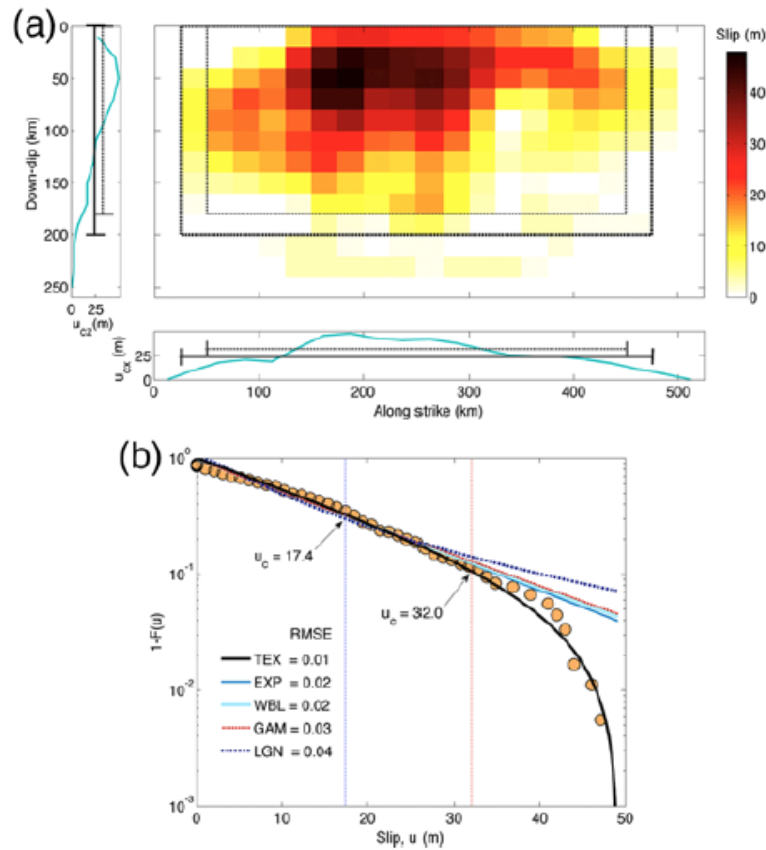


図 2 震源インバージョンの結果から決められた断層パラメータ (Somerville *et al.*, 1999) と余震分布や地表断層調査に基づき推定された断層パラメータ (Wells and Coppersmith, 1994) の関係。(a) 地表地震断層の長さ、(b) 伏在断層の長さ、(c) 断層幅、(d) 平均すべり量、(e) 断層面積、(f) 地震モーメントの比較

Fig. 2 Comparison between fault parameters estimated from the waveform inversion results (Somerville *et al.*, 1999) and those from field investigations of surface faulting and seismologic investigations of aftershock distribution, geodetic modeling, or teleseismic inversion (Wells and Coppersmith, 1994). (a) rupture length of a surface fault earthquake, (b) rupture length of a subsurface fault earthquake, (c) rupture width, (d) average displacement, (e) rupture area, and (f) seismic moment.

図 3.2.1(2)-2 入倉・三宅(2001)による震源インバージョン結果から決められた断層パラメータ (Somerville *et al.*, 1999) と余震分布や地表断層調査に基づいて推定された断層パラメータ (Wells and Coppersmith, 1994) の関係



**Figure 1.** (a) Rupture model for the 2011 Tohoku earthquake (Wei *et al.*, 2012). Effective source dimensions (thick lines) are estimated by adjusting the autocorrelation width of slip summed along dip  $u_{cz}$  and strike  $u_{cx}$  (lighter lines). (b) Complementary cumulative distribution function (CCDF) of the slip map in (a), with fits of the assumed statistical distributions: truncated exponential (TEX), exponential (EXP), Weibull (WBL), Gamma (GAM), and lognormal (LGN) and their indicated root mean square error (rmse).  $u_c$  is the scale parameter of the TEX distribution, and  $u_t$  is the largest slip at which the probabilities start deviating from an exponential trend. The color version of this figure is available only in the electronic edition.

図 3.2.1(2)-3 断層面での不均質すべり分布に基づいた断層トリミング手法 (Thingbaijam and Mai, 2016)

表 3.2.1(2)-1(a) Thingbajam et al. (2017)が用いた地震及び震源パラメータ

(赤字：Somerville et al.,(1999)及び宮腰・他(2015)の用いた地震と共通の地震)

Each rupture model is associated with unique identifier evTAG, which can be used to access the model online on the SRCMOD database (for details, see Mai and Thingbajam, 2014). USGS, CALTECH, and UCSB refer to the online models from the respective organizations/institutes, namely, U.S. Geological Survey, California Institute of Technology, and University of California Santa Barbara.  $M_w$  corresponds to moment magnitude of each event. FT stands for faulting type, which can be RS (reverse), NS (normal), SS (strike slip), or OS (oblique slip). The subduction-interface events are indicated with asterisks listed under the heading denoted by S. The notations  $L$ ,  $W$ , and  $D$  stand for rupture length, rupture width, and average slip.

evTAG	$M_w$	FT	S	$L$ (km)	$W$ (km)	$D$ (m)	References
s1923KANTOJ01KOB	8.08	RS	*	130	70	4.1	Kobayashi and Koketsu (2005)
s1923KANTOJ01WALD	7.95	RS	*	130	70	2.53	Wald and Somerville (1995)
s1944TONANK01ICHI	8.04	RS	*	220	140	1.05	Ichinose <i>et al.</i> (2003)
s1944TONANK01KIKU	7.99	RS	*	140	80	2.36	Kikuchi <i>et al.</i> (2003)
s1944TONANK01TANI	8.1	RS	*	270	180	0.82	Tanioka and Satake (2001a)
s1946NANKAI01BABA	8.4	RS	*	360	180	1.54	Baba <i>et al.</i> (2002)
s1946NANKAI01TANI	8.4	RS	*	360	180	1.64	Tanioka and Satake (2001b)
s1979IMPERI01ARCH	6.53	SS		35	11	0.63	Archuleta (1984)
<b>s1979IMPERI01HART</b>	<b>6.58</b>	<b>SS</b>		<b>36</b>	<b>10.4</b>	<b>0.69</b>	<b>Hartzell and Heaton (1983)</b>
s1979IMPERI01ZENG	6.35	SS		23	9	0.84	Zeng and Anderson (2000)
s1984MORGAN01BERO	6.28	SS		25.5	11	0.32	Beroza and Spudich (1988)
<b>s1984MORGAN01HART</b>	<b>6.07</b>	<b>SS</b>		<b>27</b>	<b>11.5</b>	<b>0.16</b>	<b>Hartzell and Heaton (1986)</b>
<b>s1986NORTH01HART</b>	<b>6.21</b>	<b>SS</b>		<b>22</b>	<b>15.2</b>	<b>0.15</b>	<b>Hartzell (1989)</b>
s1986NORTH01MEND	6.14	SS		22	15.2	0.13	Mendoza and Hartzell (1988)
s1987SUPERS01LARS	6.6	SS		25	10	1.12	Larsen <i>et al.</i> (1992)
<b>s1987SUPERS01WALD</b>	<b>6.51</b>	<b>SS</b>		<b>18</b>	<b>10.4</b>	<b>1.02</b>	<b>Wald <i>et al.</i> (1990)</b>
s1989LOMAPR01BERO	6.95	OS		32	15	1.66	Beroza (1991)
s1989LOMAPR01EMOL	6.91	OS		35	14	1.46	Emolo and Zollo (2005)
s1989LOMAPR01STEI	6.99	OS		38	17	1.38	Steidl <i>et al.</i> (1991)
<b>s1989LOMAPR01WALD</b>	<b>6.94</b>	<b>OS</b>		<b>40</b>	<b>17.5</b>	<b>1.24</b>	<b>Wald <i>et al.</i> (1991)</b>
s1989LOMAPR01ZENG	6.98	OS		32	13	2.43	Zeng and Anderson (2000)
s1992JOSHUA01BENN	6.25	SS		15	16	0.33	Bennet <i>et al.</i> (1995)
s1992JOSHUA01HOUG	6.15	SS		10	12	0.46	Hough and Dreger (1995)

表 3.2.1(2)-1(b)

s1992LANDER01COHE	7.08	SS		84	18	1.32	Cohee and Beroza (1994)
<b>s1992LANDER01WALD</b>	<b>7.28</b>	<b>SS</b>		<b>93</b>	<b>15</b>	<b>2.02</b>	<b>Wald and Heaton (1994)</b>
s1992LANDER01ZENG	7.2	SS		73	15	2.2	Zeng and Anderson (2000)
s1994NORTHR01DREG	6.66	RS		17	25	0.76	Dreger (1994)
s1994NORTHR01HART	6.73	RS		20	24.9	0.71	Hartzell <i>et al.</i> (1996)
s1994NORTHR01HUDN	6.81	RS		20	24	1.13	Hudnut <i>et al.</i> (1996)
s1994NORTHR01SHEN	6.84	RS		25.7	27.9	0.81	Shen <i>et al.</i> (1996)
<b>s1994NORTHR01WALD</b>	<b>6.8</b>	<b>RS</b>		<b>18</b>	<b>24</b>	<b>1.03</b>	<b>Wald <i>et al.</i> (1996)</b>
s1994NORTHR01ZENG	6.71	RS		15	17.5	1.2	Zeng and Anderson (2000)
s1994SANRIK01NAGA	7.7	RS	*	110	100	0.99	Nagai <i>et al.</i> (2001)
s1994SANRIK01NAKA	7.88	RS	*	110	160	0.63	Nakayama and Takeo (1997)
s1995KOBEDA01CHOx	6.8	SS		48	20	0.54	Cho and Nakanishi (2000)
s1995KOBEDA01HORI	7.01	SS		52	15.2	1.3	Horikawa <i>et al.</i> (1996)
s1995KOBEDA01IDEx	6.89	SS		44	19	0.82	Ide <i>et al.</i> (1996)
s1995KOBEDA01KOKE	6.87	SS		60	16	0.91	Koketsu <i>et al.</i> (1998)
<b>s1995KOBEDA01WALD</b>	<b>6.92</b>	<b>SS</b>		<b>60</b>	<b>20</b>	<b>0.73</b>	<b>Wald (1996)</b>
s1995KOBEDA01YOSH	6.86	SS		56	16	0.84	Yoshida <i>et al.</i> (1996)
s1995KOBEDA01ZENG	6.9	SS		53.5	19.5	0.76	Zeng and Anderson (2000)
<b>s1995KOBEDA02SEKI</b>	<b>7.02</b>	<b>SS</b>		<b>63.6</b>	<b>20.5</b>	<b>0.79</b>	<b>Sekiguchi <i>et al.</i> (2002)</b>
s1996NAZCAR01SALI	7.84	RS	*	140	80	0.95	Salichon <i>et al.</i> (2003)
s1996NAZCAR01SPEN	8.06	RS	*	216	108	1.18	Spence <i>et al.</i> (1999)
<b>s1997KAGOSH01HORI</b>	<b>6.1</b>	<b>SS</b>		<b>14</b>	<b>10</b>	<b>0.36</b>	<b>Horikawa (2001)</b>
<b>s1997KAGOSH01MIYA</b>	<b>6.04</b>	<b>SS</b>		<b>16</b>	<b>12</b>	<b>0.2</b>	<b>Miyakoshi <i>et al.</i> (2000)</b>
s1997YAMAGU01IDEx	5.81	SS		9	11	0.21	Ide (1999)
<b>s1997YAMAGU01MIYA</b>	<b>5.82</b>	<b>SS</b>		<b>14</b>	<b>14</b>	<b>0.09</b>	<b>Miyakoshi <i>et al.</i> (2000)</b>
<b>s1998IWATEJ01MIYA</b>	<b>6.27</b>	<b>RS</b>		<b>12</b>	<b>12</b>	<b>0.12</b>	<b>Miyakoshi <i>et al.</i> (2000)</b>
s1998IWATEJ01NAKA	6.3	RS		10	8	0.49	Nakahara <i>et al.</i> (2002)
s1999CHICHI01CHIx	7.68	RS		98	35	4.08	Chi <i>et al.</i> (2001)
s1999CHICHI01JOHN	7.58	RS		90.1	30	3.86	Johnson <i>et al.</i> (2001)
s1999CHICHI01SEKI	7.63	RS		78	39	3.75	H. Sekiguchi (personal comm., 2002)
s1999CHICHI01WUxx	7.67	RS		62	35	5.88	Wu <i>et al.</i> (2001)



表 3.2.1(2)-1(c)

s1999CHICHI01ZENG	7.61	RS		84	42	3.02	Zeng and Chen (2001)
s1999CHICHI02MAxx	7.69	RS		80	40	4.74	Ma <i>et al.</i> (2001)
s1999DUZCET01BIRG	7.1	SS		34.7	12.6	1.1	Birgoren <i>et al.</i> (2004)
s1999DUZCET01DELO	7.18	SS		40	25	2.02	Delouis <i>et al.</i> (2004)
s1999HECTOR01Jlxx	7.17	SS		72	16.2	1.87	Ji <i>et al.</i> (2002)
s1999HECTOR01JONS	7.16	SS		73.5	21	1.52	Jonsson <i>et al.</i> (2002)
s1999HECTOR01KAVE	7.24	SS		98	24	0.97	Kaverina <i>et al.</i> (2002)
s1999HECTOR01SALI	7.14	SS		69	18	1.61	Salichon <i>et al.</i> (2004)
s1999IZMITT01BOUC	7.59	SS		141	18	3.13	Bouchon <i>et al.</i> (2002)
s1999IZMITT01CAKI	7.47	SS		140	24	1.74	Cakir <i>et al.</i> (2003)
s1999IZMITT01DELO	7.56	SS		165	22.5	1.91	Delouis <i>et al.</i> (2002)
s1999IZMITT01REIL	7.42	SS		145.6	18.2	1.9	Reilinger <i>et al.</i> (2000)
s1999IZMITT01SEKI	7.44	SS		126	23.3	1.63	Sekiguchi and Iwata (2002)
s1999IZMITT01YAGI	7.4	SS		81.9	21.6	2.57	Yagi and Kikuchi (2000)
<b>s2000TOTTOR01IWAT</b>	<b>6.86</b>	<b>SS</b>		<b>33</b>	<b>21</b>	<b>0.85</b>	<b>Iwata <i>et al.</i> (2000)</b>
s2000TOTTOR01PIAT	6.6	SS		38	18	1.33	Piatanesi <i>et al.</i> (2007)
<b>s2000TOTTOR01SEKI</b>	<b>6.83</b>	<b>SS</b>		<b>34</b>	<b>17.6</b>	<b>0.57</b>	<b>H. Sekiguchi (personal comm., 2003)</b>
s2000TOTTOR01SEMM	6.73	SS		32	20	0.62	Semmane, Cotton, <i>et al.</i> (2005)
s2001GEIYOJ01KAKE	6.68	NS		30	18	0.67	Takehi (2004)
s2001GEIYOJ01SEKI	6.79	NS		30	21	0.83	Sekiguchi and Iwata (2001)
s2002DENALI01ASAN	7.87	SS		288	18	4.32	Asano <i>et al.</i> (2005)
s2002DENALI01OGLE	7.91	SS		330	30	2.32	Oglesby <i>et al.</i> (2004)
<b>s2003MIYAGI01HIKI</b>	<b>6.1</b>	<b>RS</b>		<b>18</b>	<b>10</b>	<b>0.31</b>	<b>Hikima and Koketsu (2004)</b>
s2003MIYAGI01MIUR	6.08	RS		9.6	9.6	0.59	Miura <i>et al.</i> (2004)
s2003TOKACH01KOKE	8.21	RS	*	120	100	3.11	Koketsu <i>et al.</i> (2004)
s2003TOKACH01TANI	7.96	RS	*	120	120	1.06	Tanioka <i>et al.</i> (2004)
s2003TOKACH01YAGI	8.16	RS	*	120	170	1.58	Yagi (2004)
s2003TOKACH01YAMA	8.03	RS	*	120	80	1.92	Yamanaka and Kikuchi (2003)
s2004PARKFI01CUST	6.06	SS		36.1	11.9	0.1	Custodio <i>et al.</i> (2005)
s2004PARKFI01DREG	6	SS		24.6	12.1	0.15	Dreger <i>et al.</i> (2005)
s2004PARKFI01Jlxx	5.9	SS		34	13.1	0.08	CALTECH

表 3.2.1(2)-1(d)

s2004SUMATR01AMMO	9.1	RS	*	1420	224	3.55	Ammon <i>et al.</i> (2005)
s2004SUMATR01Jlxx	8.89	RS	*	450	180	6.77	UCSB
s2004SUMATR02RHIE	9.19	RS	*	970.5	199.6	11.43	Rhie <i>et al.</i> (2007)
s2005KASHMI01KONC	7.6	RS		76	35	2.94	CALTECH
s2005KASHMI01SHAO	7.6	RS		108	45	2.45	UCSB
s2005SUMATR01Jlxx	8.7	RS	*	380	192	3.5	CALTECH
s2005SUMATR01KONC	8.5	RS	*	304	192	2.72	Konca <i>et al.</i> (2007)
s2005SUMATR01SHAO	8.68	RS	*	340	220	3.38	UCSB
s2006JAVAIN01YAGI	7.82	RS	*	220	140	0.75	Yagi and Fukahata (2011a)
s2006SOUTHE01Jlxx	7.7	RS	*	315	77	0.46	UCSB
s2006SOUTHE01KONC	7.9	RS	*	240	162.5	1.53	CALTECH
s2006KURILI01Jlxx	8.3	RS	*	280	125	2.66	UCSB
s2006KURILI01LAYx	8.4	RS	*	240	100	4.58	Lay <i>et al.</i> (2009)
s2006KURILI01SLAD	8.3	RS	*	315	132	1.74	CALTECH
s2007BENKUL01Jlxx	8.4	RS	*	460	159.5	1.1	UCSB
s2007BENKUL02GUSM	8.5	RS	*	300	225	1.72	Gusman <i>et al.</i> (2010)
s2007BENKUL02KONC	8.4	RS	*	256	192	1.68	Konca <i>et al.</i> (2008)
s2007KURILI01Jlxx	8.1	NS		192	35	7.31	UCSB
s2007KURILI01SLAD	8.1	NS		216	35	4.22	CALTECH
s2007PAGAI01Jlxx	7.9	RS	*	225	90	0.76	USGS
s2007PAGAI01KONC	7.9	RS	*	192	110	0.8	Konca <i>et al.</i> (2008)
s2007PAGAI01SLAD	7.9	RS	*	168	100	0.99	CALTECH
s2007PISCOP01Jlxx	8	RS	*	156	108	2.01	USGS
s2007PISCOP01KONC	8	RS	*	168	160	0.75	CALTECH
s2007PISCOP01SLAD	8	RS	*	120	120	1.63	Sladen <i>et al.</i> (2010)
s2007TOCOPI01Jlxx	7.81	RS	*	195	120	0.7	UCSB
s2007TOCOPI01MOTA	7.8	RS	*	233.3	102.9	0.7	Motagh <i>et al.</i> (2010)
s2007TOCOPI01SLAD	7.7	RS	*	162	99	1.12	CALTECH
s2007TOCOPI01ZENG	7.7	RS	*	180	130	0.66	USGS
s2007TOCOPI03BEJA	7.7	RS	*	210	98	0.51	Bejar-Pizarro <i>et al.</i> (2010)
s2008HONSHU01HAYE	6.8	RS		36	22	0.98	USGS

表 3.2.1(2)-1(e)

<b>s2008IWATEx01ASAN</b>	<b>6.89</b>	<b>RS</b>		<b>34</b>	<b>18</b>	<b>1.35</b>	<b>Asano and Iwata (2011b)</b>
s2008IWATEx01CULT	7	RS		42.7	17.4	1.82	Cultrera <i>et al.</i> (2013)
s2008IWATEx01HAYE	6.8	RS		36	22	0.98	USGS
s2008SIMEUL01HAYE	7.4	RS	*	90	130	0.22	USGS
s2008SIMEUL01SLAD	7.4	RS	*	112	80	0.29	CALTECH
s2008WENCHU01Jlxx	7.9	OS		315	40	2.79	USGS
s2008WENCHU01SLAD	7.9	OS		220	28	4.45	CALTECH
s2008WENCHU01YAGI	8.03	OS		310	60	3.32	Yagi <i>et al.</i> (2012)
s2008WENCHU03FIEL	7.92	OS		270	28	3.62	Fielding <i>et al.</i> (2013)
s2009LAQUIL01GUAL	6.3	NS		26	20	0.24	A. Gualandi <i>et al.</i> (personal comm., 2013)
s2009LAQUIL01POIA	6.3	NS		24	16	0.27	Poiata, Koketsu, <i>et al.</i> (2012)
s2009LAQUIL02CIRE	6.1	NS		21	15.8	0.44	Cirella <i>et al.</i> (2012)
s2009VANUAT01HAYE	7.8	RS	*	130	120	0.44	USGS
s2009VANUAT01SLAD	7.6	RS	*	91	55	0.95	CALTECH
s2010DARFIE01ATZO	7.1	SS		68	12	2.77	Atzori <i>et al.</i> (2012)
s2010DARFIE01HAYE	7.02	SS		75	24	0.7	USGS
s2010HAITix01CALA	7.1	SS		38	24	1.84	Calais <i>et al.</i> (2010)
s2010HAITix01HAYE	7	SS		99	22.5	0.68	Hayes <i>et al.</i> (2010)
s2010HAITix01SLAD	7	SS		42	20	1.75	CALTECH
s2010MAULEC01DELO	8.8	RS	*	560	200	3.5	Delouis <i>et al.</i> (2010)
s2010MAULEC01HAYE	8.77	RS	*	450	200	4.64	USGS
s2010MAULEC01LUTT	8.8	RS	*	520	177.3	5.08	Luttrell <i>et al.</i> (2011)
s2010MAULEC01POLL	8.8	RS	*	510.7	132.9	6.89	Pollitz <i>et al.</i> (2011)
s2010MAULEC01SHAO	8.9	RS	*	450	187	5.41	USGS
s2010MAULEC01SLAD	8.76	RS	*	540	180	2.42	CALTECH
s2010MAULEC02LORI	8.8	RS	*	550	175	5.21	Lorito <i>et al.</i> (2011)
s2011PAKIST01HAYE	7.2	NS		35	40	0.84	USGS
s2011PAKIST02HAYE	7.2	NS		40	40	0.74	USGS
s2011TOHOKU01AMMO	9	RS	*	330	180	17.69	Ammon <i>et al.</i> (2011)
s2011TOHOKU01HAYE	9.05	RS	*	375	260	9.4	Hayes (2011)
s2011TOHOKU01IDEx	9	RS	*	420	225.4	11.31	Ide <i>et al.</i> (2011)

表 3.2.1(2)-1(f)

s2011TOHOKU01LAYx	9	RS	*	320	200	18.87	Lay <i>et al.</i> (2011)
s2011TOHOKU01YAGI	9.11	RS	*	380	200	16.56	Yagi and Fukahata (2011b)
s2011TOHOKU01YAMA	9	RS	*	280	180	19.2	Yamazaki <i>et al.</i> (2011)
s2011TOHOKU01YUEx	9	RS	*	300	210	22.6	Yue and Lay (2013)
s2011TOHOKU02FUJI	9	RS	*	350	200	10.72	Fujii <i>et al.</i> (2011)
s2011TOHOKU02GUSM	9	RS	*	350	200	13.28	Gusman <i>et al.</i> (2012)
s2011TOHOKU03SATA	9	RS	*	450	200	11.6	Satake <i>et al.</i> (2013)
s2011TOHOKU03WEIx	9.09	RS	*	450	200	14.49	Wei <i>et al.</i> (2012)
s2011TOHOKU04SHAO	9.1	RS	*	325	180	20.37	Shao <i>et al.</i> (2011)
s2011VANTUR01ALTI	7.2	RS		53.3	41.2	0.78	Altiner <i>et al.</i> (2013)
s2011VANTUR01ELLI	7.1	RS		31	21.6	2.7	Elliott <i>et al.</i> (2013)
s2011VANTUR01HAYE	7.1	RS		55	41.2	0.75	USGS
s2011VANTUR01KONC	7.1	RS		55	27.5	1.26	Konca (2015)
s2011VANTUR01SHAO	7.13	RS		40	45	1.02	UCSB
s2011VANTUR01UTKU	7.1	RS		42	28	1.17	Utkucu (2013)
s2012COSTAR01HAYE	7.57	RS	*	110	88	0.54	USGS
s2012COSTAR01LIUx	7.6	RS	*	120	84	0.8	Liu <i>et al.</i> (2015)
s2012COSTAR01YUEx	7.6	RS	*	97.5	105	0.92	Yue <i>et al.</i> (2013)
s2012MASSET01LAYx	7.82	RS	*	144	54	2.88	Lay, Ye, Kanamori, Yamazaki, Cheung, Kwong, <i>et al.</i> (2013)
s2012MASSET01SHAO	7.72	RS	*	120	50	2.26	UCSB
s2012MASSET01WEIx	7.83	RS	*	190	90	0.66	CALTECH
s2012OAXACA01HAYE	7.4	RS	*	72	66	0.79	USGS
s2012OAXACA01WEIx	7.4	RS	*	45	45	1.52	CALTECH
s2012SUMATR01YUEx	8.7	SS		580	50	8.09	Yue <i>et al.</i> (2012)
s2013OKHOTS01WEIx	8.39	NS		262.5	112.5	1.45	Wei, Helmberger, Zhan, <i>et al.</i> (2013)
s2013OKHOTS01YEEx	8.3	NS		180	60	4.14	Ye <i>et al.</i> (2013)
s2015GORKHA01HAYE	7.86	RS	*	200	150	0.79	USGS
s2015GORKHA01YAGI	7.9	RS	*	136	88	2.91	Yagi and Okuwaki (2015)
s1948FUKUIJ01ICHI	6.65	SS		54	18	0.33	Ichinose <i>et al.</i> (2005)
s1968HYUGAx01YAGI	7.53	RS	*	72	63	1.32	Yagi <i>et al.</i> (1998)

表 3.2.1(2)-1(g)

s1968TOKACH01NAGA	8.35	RS	*	240	120	2.41	Nagai <i>et al.</i> (2001)
s1969GIFUxK01TAKE	6.43	SS		20	11.2	0.68	Takeo (1990)
<b>s1971SANFER01HEAT</b>	<b>6.82</b>	<b>RS</b>		<b>27.8</b>	<b>13.3</b>	<b>1.46</b>	<b>Heaton (1982)</b>
s1974PERUCE01HART	8.01	RS	*	250	140	1.02	Hartzell and Langer (1993)
s1978MIYAGI01YAMA	7.61	RS	*	80	70	0.78	Yamanaka and Kikuchi (2004)
<b>s1978TABASI01HART</b>	<b>7.09</b>	<b>OS</b>		<b>95</b>	<b>45</b>	<b>0.34</b>	<b>Hartzell and Mendoza (1991)</b>
<b>s1979COYOTE01LIUx</b>	<b>5.92</b>	<b>SS</b>		<b>6</b>	<b>6.5</b>	<b>0.67</b>	<b>Liu and Helmberger (1983)</b>
s1979PETATL01MEND	7.39	RS	*	100	100	0.42	Mendoza (1995)
s1980IZUxHA01TAKE	6.61	SS		20	12	1.06	Takeo (1988)
s1981PLAYAA01MEND	7.25	RS	*	45	55	0.83	Mendoza (1993)
<b>s1983BORAHP01MEND</b>	<b>6.82</b>	<b>NS</b>		<b>42.3</b>	<b>26.6</b>	<b>0.44</b>	<b>Mendoza and Hartzell (1988)</b>
s1985CENTRA01MEND	8.16	RS	*	255	150	0.87	Mendoza <i>et al.</i> (1994)
s1985MICHOA01MEND	8.01	RS	*	180	139	1.39	Mendoza and Hartzell (1989)
s1985ZIHUAT01MEND	7.42	RS	*	67.5	67.5	0.76	Mendoza (1993)
s1987ELMORE01LARS	6.52	SS		22.5	10	0.97	Larsen <i>et al.</i> (1992)
<b>s1987WHITTI01HART</b>	<b>5.89</b>	<b>RS</b>		<b>10</b>	<b>10</b>	<b>0.26</b>	<b>Hartzell and Iida (1990)</b>
s1991SIERRA01WALD	5.59	RS		4.9	4.8	0.31	Wald (1992)
s1993PUMQUx01WANG	6.29	NS		26	19	0.19	Wang <i>et al.</i> (2014)
s1995COLIMA01MEND	7.96	RS	*	170	100	1.39	Mendoza and Hartzell (1999)
s1995COPALA01COUR	7.3	RS	*	70	55	0.52	Courboulex <i>et al.</i> (1997)
s1996HYUGAx01YAGI	6.81	RS	*	32.1	32.1	0.54	Yagi <i>et al.</i> (1999)
s1996HYUGAx02YAGI	6.68	RS	*	29.2	29.2	0.42	Yagi <i>et al.</i> (1999)
s1996PUMQUx01WANG	6.08	NS		22	17	0.12	Wang <i>et al.</i> (2014)
s1997COLFIO03HERN	5.86	NS		9	6	0.45	Hernandez <i>et al.</i> (2004)
<b>s1997KAGOSH02HORI</b>	<b>6.01</b>	<b>SS</b>		<b>17</b>	<b>10</b>	<b>0.21</b>	<b>Horikawa (2001)</b>
s1997ZIRKUH01SUDH	7.2	SS		149.4	18	1.14	Sudhaus and Jonsson (2011)
s1998ANTARC01ANTO	7.98	SS		200	35	4.55	Antolik <i>et al.</i> (2000)
s1998ANTARC02ANTO	7.76	NS		75	45	4.52	Antolik <i>et al.</i> (2000)
s1998PUMQUx01WANG	6.16	NS		36	21	0.08	Wang <i>et al.</i> (2014)
s1999OAXACA01HERN	7.47	NS		82.5	45	0.7	Hernandez <i>et al.</i> (2001)
s2000KLEIFA01SUDH	5.87	SS		9	8	0.31	Sudhaus and Jonsson (2009)

表 3.2.1(2)-1(h)

s2003BAMIRA01POIA	6.5	SS		25	20	0.48	Poiata, Miyake, <i>et al.</i> (2012)
s2003BOUMER01SEMM	7.1	RS		64	32	1.24	Semmane, Campillo, <i>et al.</i> (2005)
s2003CARLSB01WEIx	7.6	SS		290	36	0.61	CALTECH
s2003COLIMA01YAGI	7.5	RS	*	70	85	0.61	Yagi <i>et al.</i> (2004)
s2004IRIANx01WEIx	7.2	SS		92	28	1.12	CALTECH
<b>s2004NIIGAT01ASAN</b>	<b>6.62</b>	<b>RS</b>		<b>28</b>	<b>18</b>	<b>0.67</b>	<b>Asano and Iwata (2009)</b>
s2004ZHONGB01ELLI	6.2	NS		17	19.6	0.21	Elliott <i>et al.</i> (2010)
<b>s2005FUKUOK01ASAN</b>	<b>6.6</b>	<b>SS</b>		<b>26</b>	<b>18</b>	<b>0.68</b>	<b>Asano and Iwata (2006)</b>
s2005NORTHE01SHAO	7.2	SS		90	30	0.89	UCSB
s2005ZHONGB01ELLI	6.2	NS		23	14	0.3	Elliott <i>et al.</i> (2010)
s2007NIIGAT01CIRE	6.6	RS		29.8	21	0.5	Cirella <i>et al.</i> (2008)
<b>s2007NOTOHA01ASAN</b>	<b>6.73</b>	<b>RS</b>		<b>28</b>	<b>16</b>	<b>1.16</b>	<b>Asano and Iwata (2011a)</b>
s2007SOLOMO01JIxx	8.1	RS	*	285	80	1.55	UCSB
s2008GERZET01ELLI	6.4	NS		14	17	0.61	Elliott <i>et al.</i> (2010)
s2008GERZET02ELLI	5.9	NS		12	8.8	0.29	Elliott <i>et al.</i> (2010)
s2008KERMED01HAYE	7	RS	*	45	45	0.33	USGS
s2008SULAWE01SLAD	7.3	RS	*	104	40	0.73	CALTECH
s2008YUTIAN01ELLI	7.1	NS		46.6	16.5	2.26	Elliott <i>et al.</i> (2010)
s2008ZHONGB01ELLI	6.7	NS		54	24.9	0.31	Elliott <i>et al.</i> (2010)
s2009FIORDL01HAYE	7.6	RS	*	88	72	1.53	USGS
s2009GULFOF01HAYE	6.9	SS		60	18.2	0.64	USGS
s2009OFFSHO01HAYE	7.3	SS		180	31.5	0.66	USGS
s2009PAPUAx01HAYE	7.6	RS	*	96	78	0.91	USGS
s2009SAMOAx01HAYE	8	NS		130	45	5.02	USGS
s2010BONINI01HAYE	7.4	NS		75	35	0.93	USGS
s2010ELMAYO01WEIx	7.29	SS		156	21	1.13	Wei <i>et al.</i> (2011)
s2010NORTHE01HAYE	7.8	RS	*	108	108	0.99	USGS
s2010NORTHE02HAYE	7.2	RS	*	72	54	0.37	USGS
s2010SUMATR01HAYE	7.7	RS	*	195	140	0.33	USGS
s2010VANUAT01HAYE	7.3	NS		50	38.5	0.86	USGS
s2011KERMAD01HAYE	7.3	NS		104	54	0.95	USGS

表 3.2.1(2)-1(i)

s2011OFFSHO01HAYE	7.3	RS	*	99	72	0.41	USGS
s2011VANUAT01HAYE	7.3	RS	*	72	66	0.23	USGS
s2012BRAWLE01WEIx	5.45	SS		11.3	9.8	0.1	Wei, Helmberger, Owen, <i>et al.</i> (2013)
s2012BRAWLE02WEIx	5.38	SS		11.3	9.8	0.07	Wei, Helmberger, Owen, <i>et al.</i> (2013)
s2012OFFSHO01HAYE	7.3	RS	*	110	80	0.28	USGS
s2012SUMATR03HAYE	7.2	SS		72	17.5	1.93	USGS
s2013BALOCH01AVOU	7.7	SS		232	32	2.82	Avouac <i>et al.</i> (2014)
s2013KHASHI01WEIx	7.8	NS		100	45	1.57	CALTECH
s2013SANTAC01LAYx	8.06	RS	*	144	90	2.86	Lay, Ye, Kanamori, Yamazaki, Cheung, and Ammon (2013)
s2013SCOTIA01HAYE	7.7	SS		322	50	1.01	USGS
s2014IQUIQU01WEIx	8.1	RS	*	240	160	0.79	CALTECH

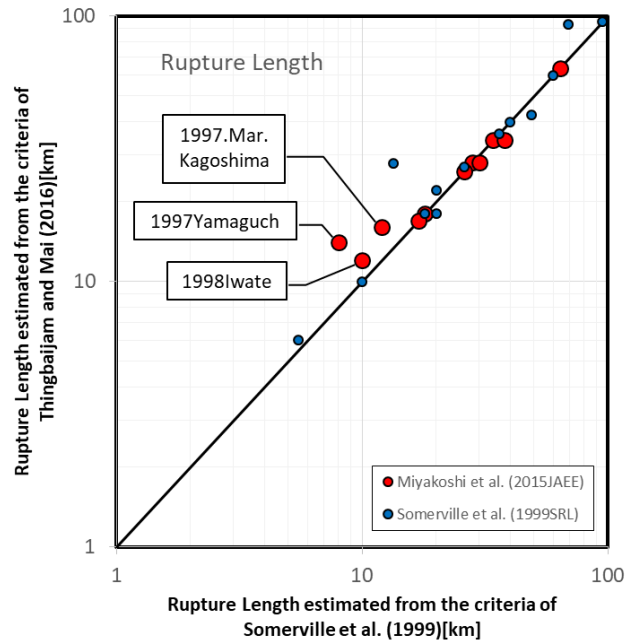


図 3.2.1(2)-4 Somerville et al. (1999)の規範に基づいて得られた断層長さと Thingbaijam and Mai (2016)の規範に基づいて得られた断層長さの比較

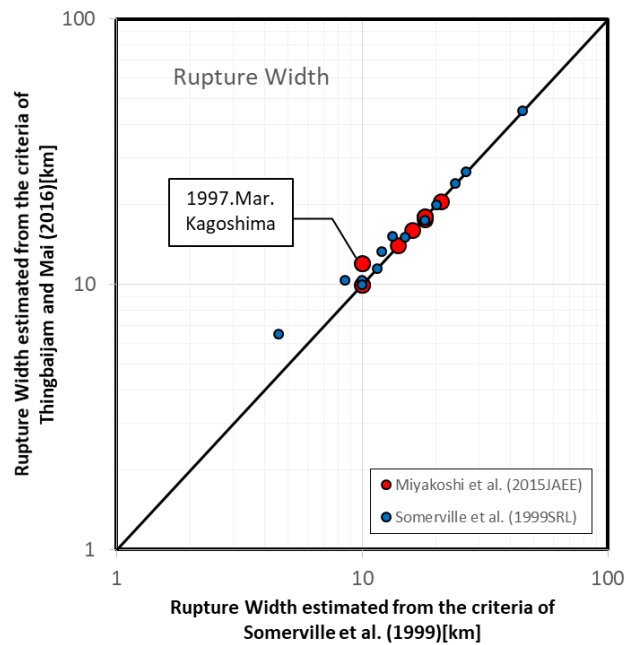


図 3.2.1(2)-5 Somerville et al. (1999)の規範に基づいて得られた断層幅と Thingbaijam and Mai (2016)の規範に基づいて得られた断層幅の比較



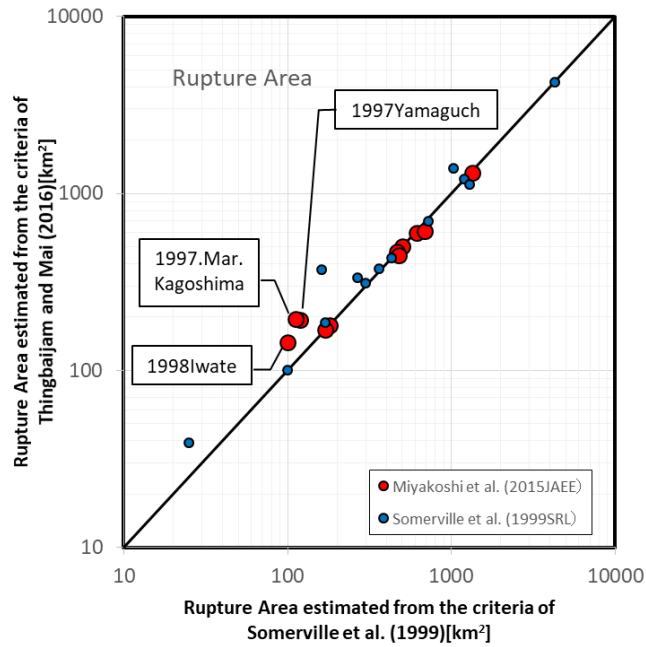


図 3.2.1(2)-6 Somerville et al. (1999)の規範に基づいて得られた断層破壊領域と Thingbaijam and Mai (2016)の規範に基づいて得られた断層破壊領域の比較

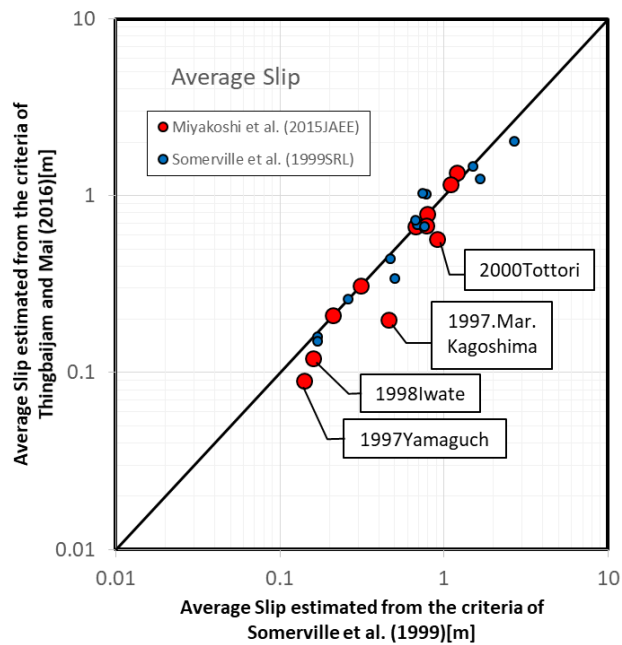
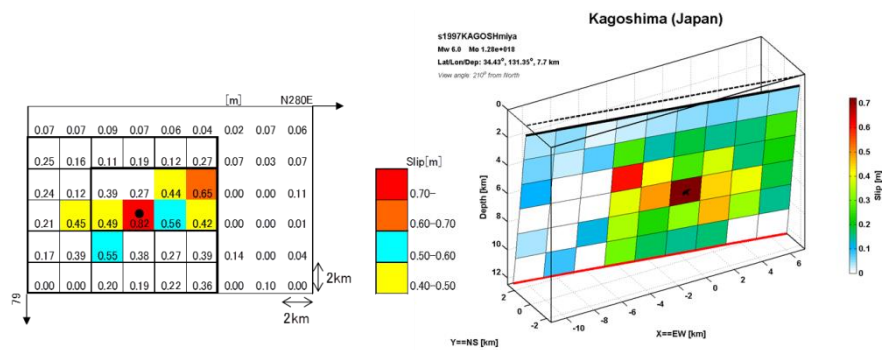
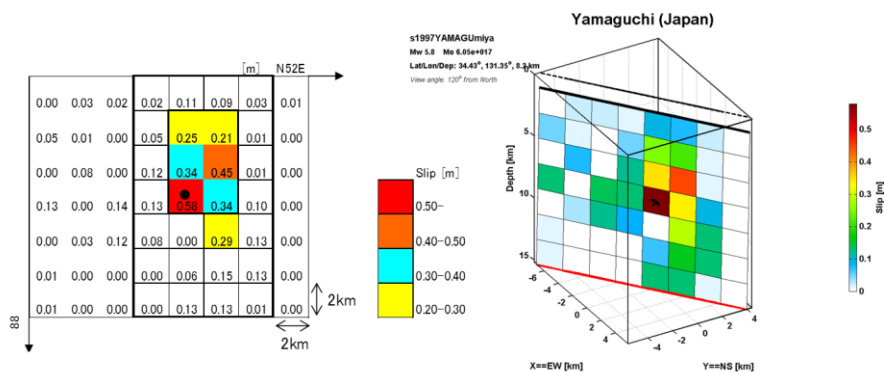


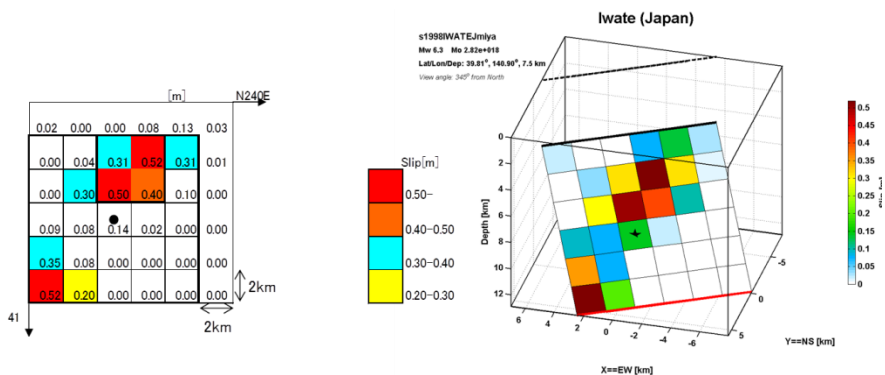
図 3.2.1(2)-7 Somerville et al. (1999)の規範に基づいて得られた平均すべり量と Thingbaijam and Mai (2016)の規範に基づいて得られた平均すべり量の比較



(a) 1997年3月鹿児島県西部の地震



(b)1997年山口県北部の地震



(c)1998年岩手県内陸北部の地震

図 3.2.1(2)-8 Somerville et al.(1999)の規範に基づいた断層破壊領域 (左) と Thingbaijam et al. (2017) の断層破壊領域 (右)

### (3) 地震本部(2017)と Thingbaijam et al.(2017)の震源スケーリング則

地震本部(2017)の提案する 3 stage の震源スケーリング則 は、前述したように Somerville et al. (1999), 入倉・三宅(2001), Murotani et al. (2015) の 3 つの研究成果から成り立っている。これらの地震データベースは主に米国カルフォルニアで発生した地震と日本の内陸地殻内地震であった。これらの地震データベースは、強震動波形を用いた震源インバージョン解析の研究がほとんどである。さらに、宮腰・他(2015)は 1995 年～2013 年に国内で発生した内陸地殻内地震(Mw5.4～6.9)の震源インバージョン結果、Irikura et al. (2016)は 2016 年熊本地震の本震(Mw7.1)の震源インバージョン結果を地震本部(2017)の震源スケーリング則と比較しており、その結果、両者はよく整合することを報告している。一方、Thingbaijam et al.(2017)の地震データベースは SRCMOD (Mai and Thingbaijam, 2014) に基づいており、これらも震源インバージョン解析結果が含まれている。断層破壊領域を抽出するトリミング手法も両者ほぼ同じ結果であるにもかかわらず、前述したよう両者の提案する震源スケーリング則 (特に横ずれ断層) は異なる (図 3.2.1(3)-1, 2 参照)。このため、改めて両者の震源スケーリング則が異なる要因について分析を行った。

Thingbaijam et al.(2017)では地震カテゴリーの一つである strike-slip events (横ずれ断層) の地震データに基づいて、下記の震源断層長さ(L)と震源断層幅(W)のスケーリング則を提案している。

$$\log_{10}L = -2.943 + 0.681M_w \text{ (L: 断層長さ)}$$

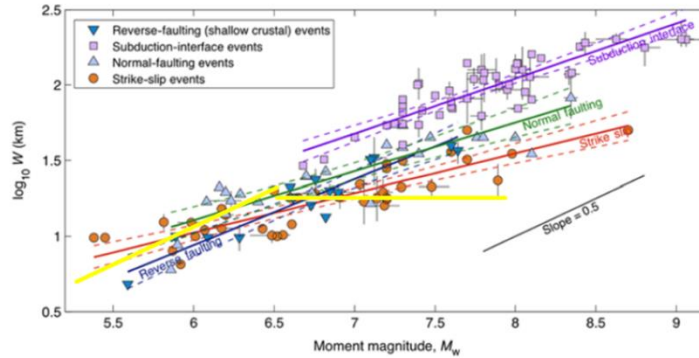
$$\log_{10}W = -0.543 + 0.261M_w \text{ (W: 断層幅)}$$

彼らの用いたデータセットを精査した結果、Mw7.2 以上の 13 個の地震データセットのうち 7 個が海域で発生した地震であった。参考のため、図 3.2.1(3)-3 に SRCMOD に掲載されている断層モデルを示す。先述したように、地震本部(2017)の提案する 3 stage の震源スケーリング則は地震活動が活発な米国カルフォルニアで発生した地震と日本の内陸地殻内地震の地震データベースに基づいており、海域で発生した地震は含まれていない。このため、Thingbaijam et al.(2017)の strike-slip events (横ずれ断層) については、海域で発生した 7 個の地震を除外した。海域の地震を除外した震源断層幅(W)とモーメントマグニチュード(Mw)の関係を図 3.2.1(3)-4 に示す。図から明らかなように、海域で発生した 7 個の地震を除外した場合、横ずれ断層において Mw6.5-7 で震源断層幅(W)の飽和が認められ、入倉・三宅(2001)や Leonard(2010)が提案するスケーリング則と一致する。

なお、reverse-slip events を追加した結果を図 3.2.1(3)-5 に示す。Thingbaijam et al.(2017)の reverse-slip events には、海域で発生した地震は含まれていなかった。strike-slip events では震源断層幅(W)の飽和が認められたが、reverse-slip events では Mw7 以上でも源断層幅(W)は増加する傾向が認められた。これは地震本部(2017)でも述べられているように、地震発生層厚(Ts)に対して震源断層幅の最大(W<sub>max</sub>)は

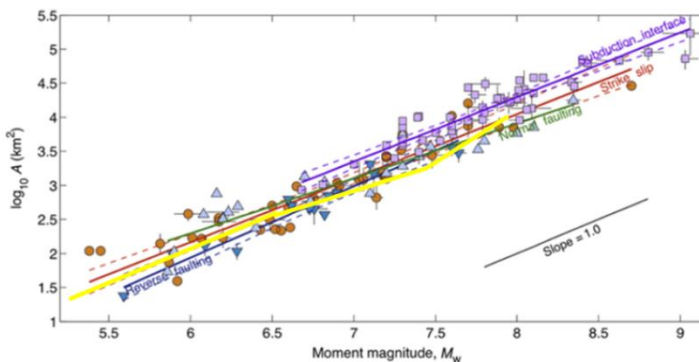
$$W_{\max} = Ts / \sin \delta \quad (\delta : \text{断層傾斜角})$$

で表され (図 3.2.1(3)-6 参照)、断層傾斜角( $\delta$ )で決まる。すなわち、断層傾斜角がほぼ  $90^\circ$  に近い strike-slip events では、地震規模が大きくなると震源断層幅(W)の最大は地震発生層厚(Ts)とはほぼ一致するのに対し、断層傾斜角が小さい reverse-slip events では、見かけ上、震源断層幅(W)は地震発生層厚(Ts)に比べて長くなる。このため、図 3.2.1(3)-5 で示すようにモーメントマグニチュード(Mw)に対して震源断層幅(W)は、見かけ上、増加傾向となる。なお、reverse-slip events における Mw7 以上の地震は、2003 年アルジェリア Boumerdes 地震(Mw7.1 ;  $\delta=47^\circ$  )、2011 年トルコ Van 地震(Mw7.12 ;  $\delta=43^\circ \sim 51^\circ$  )、2005 年パキスタン Kashmir 地震(Mw7.6 ;  $\delta=29^\circ$  )、1999 年台湾 Chichi 地震(Mw7.64 ;  $\delta=23^\circ \sim 30^\circ$  )である。



**Figure 4.** The regressions between moment magnitude  $M_w$  and rupture width  $W$ ; solid and dashed lines correspond to the linear fits given by GORs and the 95% confidence intervals, respectively. If multiple-rupture models for the same event exist, the data point corresponds to the mean of the logarithm-transformed data, whereas the bars indicate the corresponding ranges. The scaling coefficients are listed in Table 1. The growth of  $W$  with increasing  $M_w$  is different for the different faulting regimes. We also observe that  $W$  for strike-slip events does not saturate but grows very slowly with  $M_w$ . Detailed plots for each faulting regime and the analysis of the residuals can be found in © Figures S1 and S2 (available in the electronic supplement to this article). The color version of this figure is available only in the electronic edition.

図 3.2.1(3)-1 断層幅( $W$ )とモーメントマグニチュード( $M_w$ )の震源スケーリング (Thingbaijam et al., 2017)。図中の黄線は地震本部(2017)による震源スケーリング則を示す。



**Figure 6.** Same as Figure 4 but for the regressions between moment magnitude  $M_w$  and rupture area  $A$ . Except for normal-faulting events, the scaling behavior is statistically consistent with self-similar scaling. Subduction-interface events have the largest rupture area for a given magnitude. At the lower magnitude range ( $M_w < 6.5$ ), reverse-faulting (shallow crustal) events have the smallest rupture area for a given magnitude. The scaling coefficients are listed in Table 1. Detailed plots for each faulting regime and the analysis of the residuals can be found in © Figures S5 and S6. The color version of this figure is available only in the electronic edition.

図 3.2.1(3)-2 断層破壊領域( $S$ )とモーメントマグニチュード( $M_w$ )の震源スケーリング (Thingbaijam et al., 2017)。図中の黄線は地震本部(2017)による震源スケーリング則を示す。

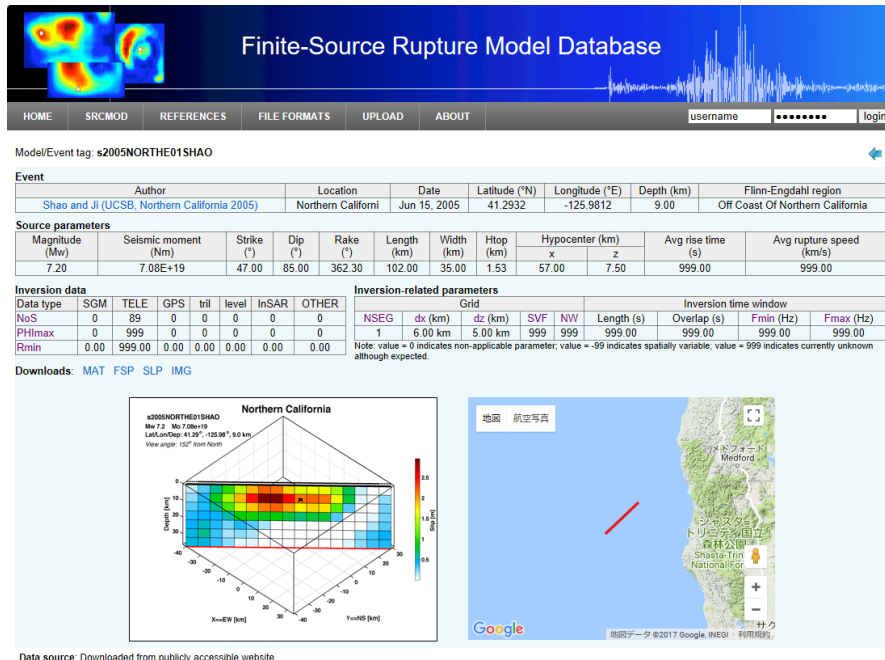


図 3.2.1(3)-3 (a)2005 年 Off Coast of Northern California の地震(Mw7.2)

(<http://equake-rc.info/SRCMOD/searchmodels/viewmodel/s2005NORTHE01SHAO/>)

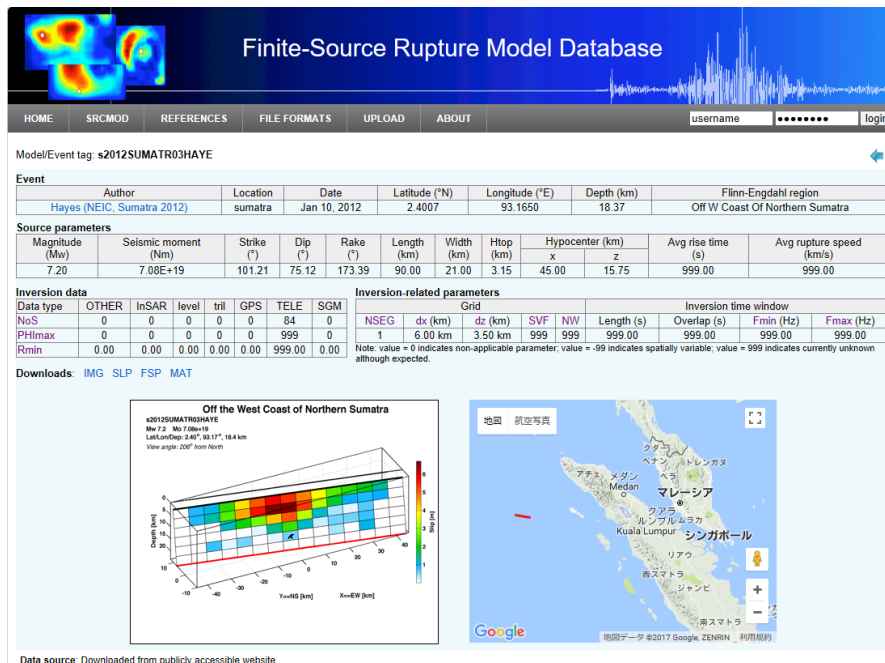


図 3.2.1(3)-3 (b)2012 年 Off W Coast of Northern Sumatra の地震(Mw7.2)

(<http://equake-rc.info/SRCMOD/searchmodels/viewmodel/s2012SUMATR03HAYE/>)

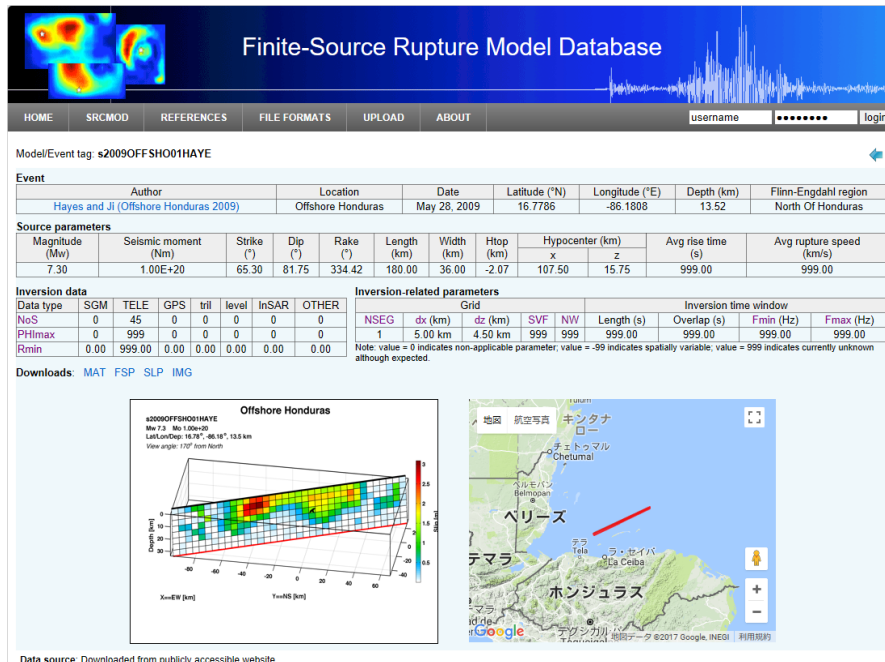


図 3.2.1(3)-3 (c)2009 年 North of Honduras の地震(Mw7.3)  
 (<http://equake-rc.info/SRCMOD/searchmodels/viewmodel/s2009OFFSHO01HAYE/>)

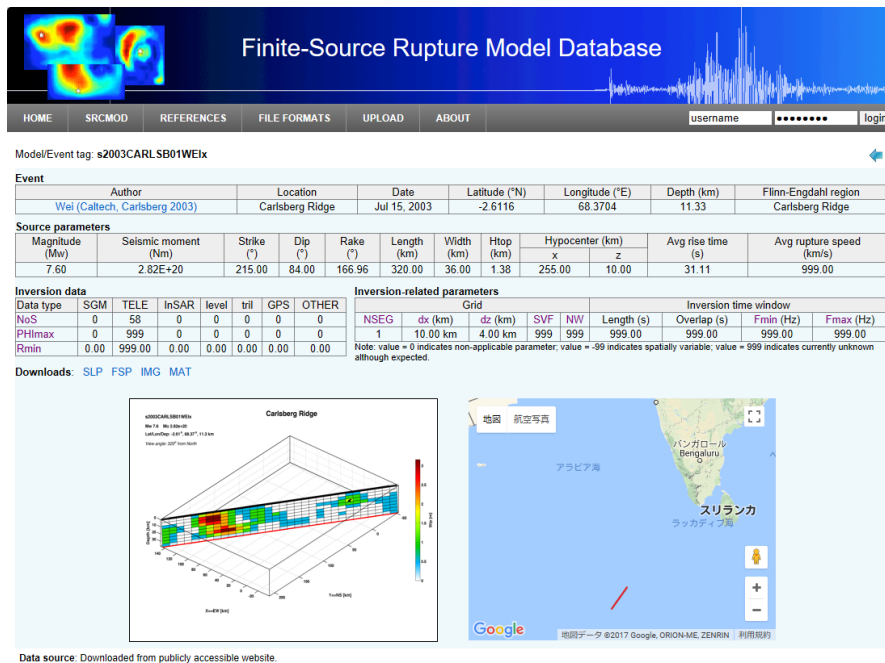


図 3.2.1(3)-3 (d)2003 年 Carlsberg Ridge の地震(Mw7.6)  
 (<http://equake-rc.info/SRCMOD/searchmodels/viewmodel/s2003CARLSB01WEIx/>)



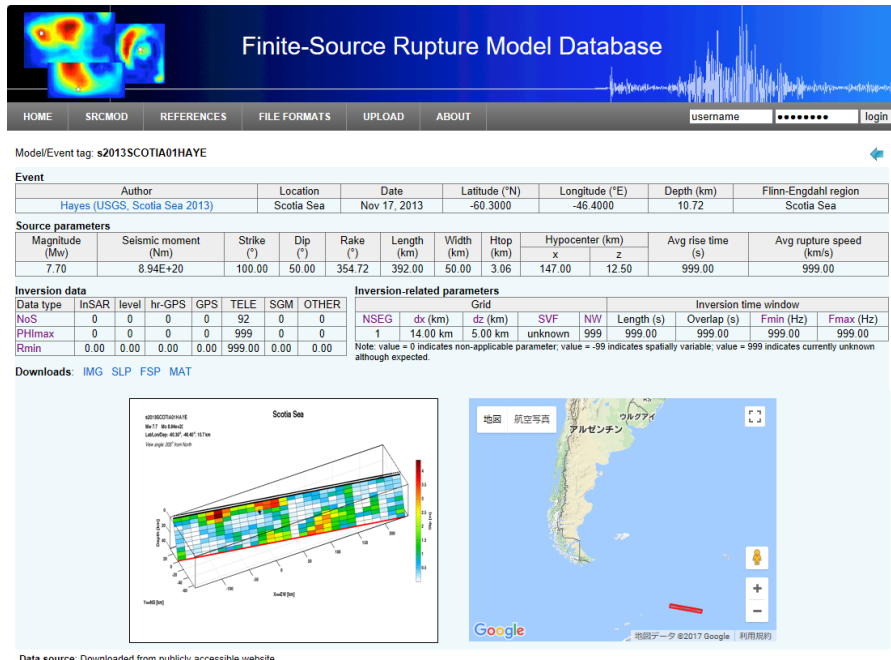


図 3.2.1(3)-3 (e)2013 年 Scotia Sea の地震(Mw7.7)

(<http://equake-rc.info/SRCMOD/searchmodels/viewmodel/s2013SCOTIA01HAYE/>)

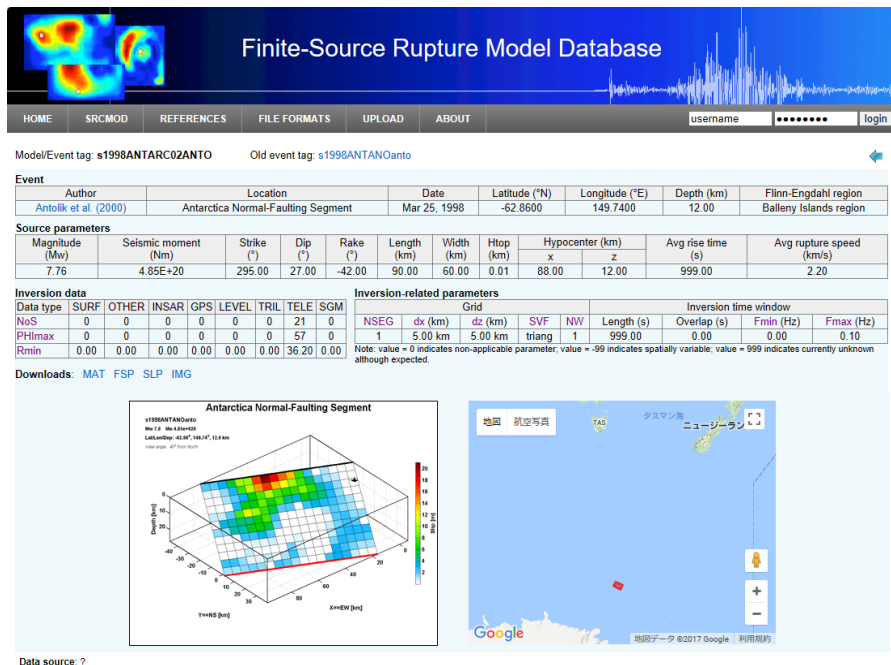
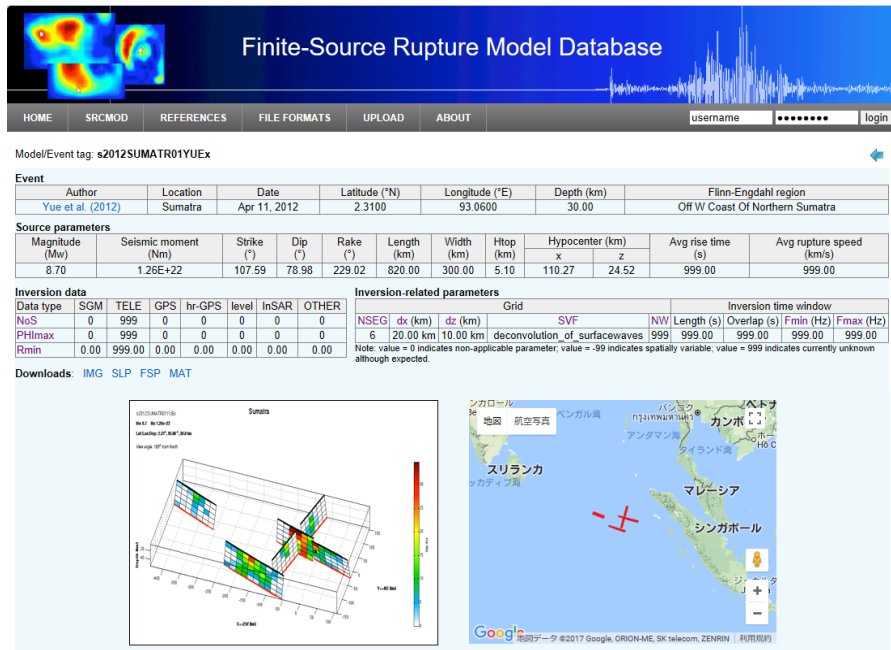


図 3.2.1(3)-3 (f)1998 年 Ballyen Island region の地震(Mw7.98)

(<http://equake-rc.info/SRCMOD/searchmodels/viewmodel/s1998ANTARC02ANTO/>)





☒ 3.2.1(3)-3 (e)2012 年 Off Coast of Northern Sumatra の地震(Mw8.7)  
 (http://equake-rc.info/SRCMOD/searchmodels/viewmodel/s2012SUMATR01YUEx/)

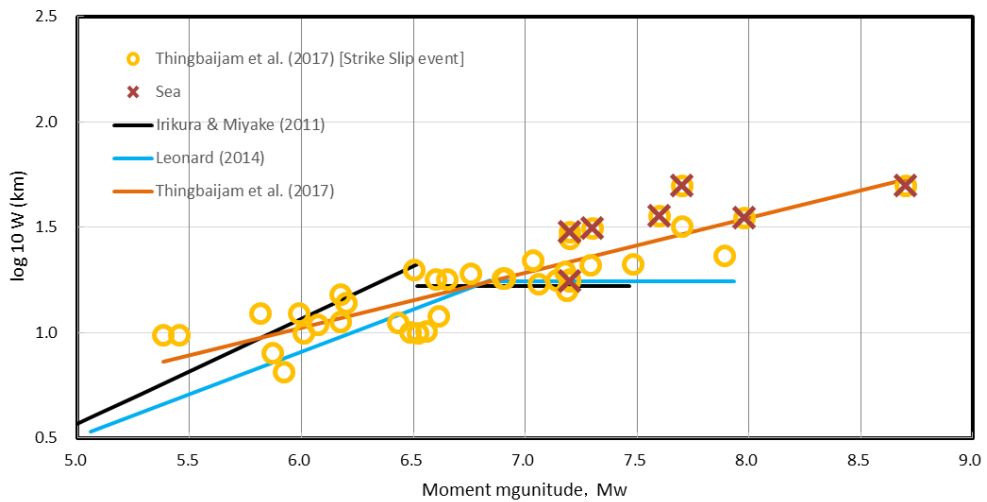


図 3.2.1(3)-4 海域の地震データを除外 (×) した場合の断層幅(W)とモーメントマグニチュード(Mw)の震源スケーリング。図中には地震本部(2017)及び Leonard(2014)による震源スケーリング則を示す。

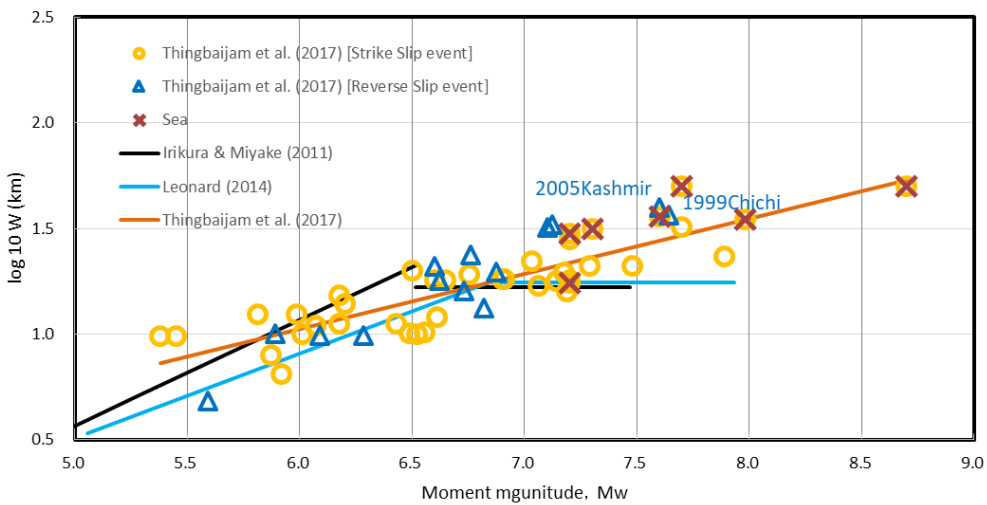


図 3.2.1(3)-5 海域の地震データを除外 (×) した場合の断層幅(W)とモーメントマグニチュード(Mw)の震源スケーリング (逆断層タイプの地震を含む)。図中には地震本部(2017)及び Leonard(2014)による震源スケーリング則を示す。

地震発生層の厚さ $T_s$ と断層モデル幅 $W$ の関係

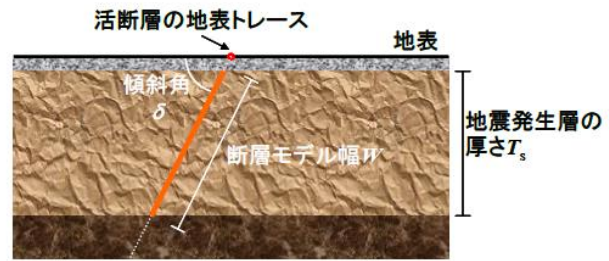


図 3.2.1(3)-6 地震発生層厚( $T_s$ )に対する震源断層幅の最大( $W_{\max}$ )の関係の概念図

#### (4) 国内で発生した内陸地殻内地震の震源スケーリング則

本検討では、これまで収集・整理された国内の内陸地殻内地震の震源パラメータに加え、2016年茨城県北部地震(Mj6.3)、2016年鳥取県中部の地震(Mj6.6)、2016年福島沖の地震(Mj7.4)の震源パラメータを追加し、地震本部(2017)による震源スケーリング則を検討した。表 3.2.1(4)-1 に各地震の震源パラメータ、図 3.2.1(4)-1~4 及び図 3.2.1(4)-7 にそれぞれ断層破壊領域、平均すべり量、震源断層長さ、震源断層幅、アスペリティ面積と地震モーメントの関係を示す。なお、これまで収集・整理した震源パラメータを表 3.2.1(4)-2 に示す。

##### ① 断層破壊領域と地震モーメント

断層破壊領域と地震モーメントの関係について、地震本部(2017)とともに Hanks and Bakun(2008)及び Leonard (2014)[ Interplate SS ]による震源スケーリング則を図 3.2.1(4)-1 に示す。Hanks and Bakun(2008) は Strike-slip (横ずれ断層) の地震に対して断層幅 (W=15km 程度) の飽和を仮定しており、地震本部(2017)の震源スケーリング則 ( $S \propto Mo^{1/2}$ ) と整合する。ただし、Mw7.4 以上の地震では、地震本部(2017)はすべり量の飽和から  $S \propto Mo^1$  となる 3rd stage を仮定しているのに対して、Hanks and Bakun(2008) は 2nd stage の震源スケーリング則 ( $S \propto Mo^{1/2}$ ) が延長される。一方、Leonard (2014)は、Strike-slip (横ずれ断層) の地震に対して、後述するように断層幅 (W=15km 程度) の飽和 (図 3.2.1(4)-4 参照) を考慮しているが、地震本部(2017)や Hanks and Bakun(2008)とは異なり、断層破壊領域は地震モーメントの 2/3 乗に比例する、所謂、自己相似則 ( $S \propto Mo^{2/3}$ ) を仮定している。

##### ② 平均すべり量と地震モーメント

平均すべり量と地震モーメントの関係について、地震本部(2017)とともに Leonard (2014)[ Interplate SS ]による震源スケーリング則を図 3.2.1(4)-2 に示す。平均すべり量の震源スケーリング則において Somerville et al. (1999)は  $D \propto Mo^{1/3}$  を仮定している。しかしながら、地震本部(2017)の強震動予測レシピに従えば、断層面での平均すべり量(D)は地震モーメント(Mo)と震源域における剛性率( $\mu$ )及び震源断層面積から求まる。すなわち、3 stage の震源スケーリング則を仮定していることから、2nd stage においては Somerville et al. (1999)の  $D \propto Mo^{1/3}$  ではなく、 $D \propto Mo^{1/2}$  となる。図 3.2.1(4)-2 に地震本部(2017)の強震動予測レシピに従った D-Mo 関係 (2nd stage) を赤線で示す。なお、この場合、J-SHIS による深部地盤構造モデルの Layer 33 を震源域の物性値 ( $V_s=3.4\text{km/s}$ ,  $\rho=2.75\text{g/cm}^3$ ) を仮定して、剛性率  $\mu=3.18\text{E}+10$  [N/m<sup>2</sup>]を用いている。このように、 $D \propto Mo^{1/2}$  を仮定した場合、2016年熊本地震の本震(Mw7.1)の平均すべり量、あるいは Murotani et al. (2015)による Mw7.4 程度以上のすべり量の飽和(3.3m)と整合する震源スケー

リング則となる。本検討で得られた 3 つの地震の震源パラメータは地震本部(2017)による震源スケーリング則とよく一致することが確認できる。また、Leonard (2014)[ Interplate SS ]は断層長さ 45km 以上 (Mw6.9 程度以上に対応) の 2nd stage の震源スケーリング則において、地震モーメントの 1/2 乗を仮定しており、これは地震本部(2017)による震源スケーリング則と同じである。

### ③ 震源断層長さ及び震源断層幅と地震モーメント

震源断層長さ(L)及び震源断層幅(W)と地震モーメントの関係について、地震本部(2017)とともに Leonard (2014)[ Interplate SS ]による震源スケーリング則をそれぞれ図 3.2.1(4)-3、図 3.2.1(4)-4 に示す。図 3.2.1(4)-5 で示すように地震本部(2017)では震源断層長さ(L)及び震源断層幅(W)は地震モーメントの 1/3 乗に比例することを仮定している。一方、Leonard (2014)[ Interplate SS ]は図 3.2.1(4)-6 で示すように 1st stage の震源スケーリング則(Mw<6.9 程度)において、震源断層長さ(L)は地震モーメントの 2/5 乗、震源断層幅(W)は地震モーメントの 4/15 乗に比例することを仮定している。さらに、震源断層長さが 45km 以上となる 2nd stage の震源スケーリング則(Mw>6.9 程度)において、震源断層長さ(L)は地震モーメントの 2/3 乗、震源断層幅(W)は一定を仮定している。彼は収集・整理した震源パラメータを説明できるように、かつ、断層破壊領域(S)と地震モーメントが自己相似則 ( $S=LW \propto Mo^{2/3}$ ) を満たすような震源スケーリング則のモデル化を行っていることに注意が必要であろう。

なお、震源スケーリング則が 1st stage から 2nd stage に変わる要因として、図 3.2.1(4)-4 で示すように地震発生層厚による震源断層幅(W)の頭打ちが考えられている。橋本(2007)によれば震源断層幅の頭打ちは約 18km とされており、一方、Leonard (2014)[ Interplate SS ]は約 17km であり、両者はよく一致している。しかしながら、Leonard (2014)[ Interplate SS ]による 1st stage から 2nd stage の震源スケーリング則に変わる震源断層長さは 45km で、その Mw は約 6.9 である。これは、地震本部(2017)が仮定している Mw 約 6.5 と一致しない。この原因としては、地震本部(2017)では 1st stage の震源スケーリング則において、震源断層幅(W)と震源断層長さ(L)がほぼ一対一を仮定しているのに対し、Leonard (2014)[ Interplate SS ]は震源断層長さ(L)が 4-45km の範囲において、震源断層幅(W)は震源断層長さ(L)の 2/3 乗に比例することを仮定しているためである。すなわち、Leonard (2014)[ Interplate SS ]による 1st stage の震源スケーリング則では、地震規模が小さい場合、震源断層幅(W)と震源断層長さ(L)がほぼ一対一であるが、規模が大きくなるに従い、その比は一対二に近づくことを意味している。震源スケーリング則が 1st stage から 2nd stage に変わるモーメントマグニチュードとして、地震本部(2017)では Mw6.5 程度を仮定しているが、バラツキを考えると Mw6.5 - 6.9 程度の範囲である可能性が、今回の検討から示唆される。

#### ④アスペリティ領域の面積

アスペリティ領域の面積と地震モーメントの関係について、図 3.2.1(4)-7 に示す。得られた地震のアスペリティ領域の面積は、Somerville et al. (1999)の経験式とほぼ一致することが確認できた。

#### ⑤SMGA での応力降下量

表 3.2.1(4)-3 に EGF フォワードモデリング (Irikura, 1984) による SMGA モデルの震源パラメータを示す。図 3.2.1(4)-8 は SMGA 領域の総面積に対する地震モーメントの関係を示している。なお、図中には参考のため、Somerville et al.(1999)によるアスペリティ領域の面積と地震モーメントの経験的關係も示している。SMGA 領域の総面積は Somerville et al.(1999)によるアスペリティ領域の面積の経験的關係と非常に良く一致している。

地震本部(2017)の強震動予測レシピにおいて、アスペリティ領域の静的応力降下量( $\Delta\sigma_a$ )は断層破壊領域(S)に対するアスペリティ領域の面積( $S_a$ )の比( $S_a/S$ )、及び断層面全体の静的応力降下量( $\Delta\sigma$ )による Madariaga(1979)の式から決まる。

$$\Delta\sigma_a = (S/S_a) \cdot \Delta\sigma$$

円形破壊面が仮定できる規模の震源断層 (Mw6.5 程度以下) では、断層面全体の静的応力降下量( $\Delta\sigma$ )は 2-3MPa 程度である。しかしながら、Mw6.5 程度以上の長大な断層に対しては円形破壊が仮定できないため、地震本部(2017)では、Fujii and Matsu'ura (2000)に基づき、便宜的に、 $\Delta\sigma=3.1\text{MPa}$  を仮定している。ただし、Fujii and Matsu'ura (2000) による 3.1MPa は横ずれ断層を対象とし、上述したようにいくつかの条件下で導出された値であり、その適用範囲等については今後十分に検討していく必要がある (入倉, 2004)。図 3.2.1(4)-9 には、EGF フォワードモデリングによって得られた SMGA における平均応力降下量を示している。なお、図中の黒実線は、円形破壊面が仮定できる規模 (Mw6.5 程度以下) の地震に対して Madariaga(1979)の式を用いて得られるアスペリティ領域の応力降下量を示す。SMGA の平均応力降下量はバラツキがあるが、Madariaga(1979)の式を用いて得られるアスペリティ領域の応力降下量と調和的である。また、図中の灰色破線は、Mw6.5 以上の規模の地震に対して Fujii and Matsu'ura (2000) による 3.1MPa の平均応力降下量と Somerville et al.,(1999)による断層破壊領域に対するアスペリティ面積の経験的關係( $S_a/S=0.22$ )を仮定して得られるアスペリティ領域の応力降下量を示す。Mw6.5 以上において、SMGA の平均応力降下量は灰色破線と整合的であり、Fujii and Matsu'ura (2000) に

よる 3.1MPa の平均応力降下量と Somerville et al.,(1999)の仮定が有効であることが示唆される。なお、SMGA における平均応力降下量のバラツキは、次に示すように各 SMGA における応力降下量の深さ依存性の影響を受けている可能性が考えられる。

最後に、各 SMGA における応力降下量の深さ依存性の検討を図 3.2.1(4)-10 に示す。応力降下量については深さ依存性が指摘されているが（例えば、Asano and Iwata, 2011）、本検討において応力降下量のバラツキが大きく、その深さ依存性は示唆されるものの、明瞭な深さ依存性は確認できなかった。応力降下量の深さ依存性については今後の検討課題と考える。

表 3.2.1(4)-1 H29 年度検討地震の震源モデルの巨視的・微視的震源パラメータ

Earthquake	Mo(F-net)	Mo(inv)	Length	Width	Rupture area	Av. Slip	Total asperity	
	[Nm]	[Nm]	[km]	[km]	[km <sup>2</sup> ]	[m]	[km <sup>2</sup> ]	/area
2016 年茨城県北部	9.00×10 <sup>17</sup>	1.72×10 <sup>18</sup>	20	14	280	0.21	32	0.11
2016 年鳥取県中部	2.24×10 <sup>18</sup>	2.54×10 <sup>18</sup>	18	21	378	0.22	54	0.14
2016 年福島沖	3.47×10 <sup>19</sup>	2.45×10 <sup>19</sup>	44	24	1056	0.77	144	0.14



表 3.2.1(4)-2 震源モデルの巨視的・微視的震源パラメータ

No.	地震名	Reference	Mo(F-net) Nm	Length km	Width km	Rupture Area km <sup>2</sup>	Avg. Slip m	Max. Slip m	Total Asperity Area km <sup>2</sup>	Av. Asp. Slip m		
										/Area	/Av.Slip	
1	2016年4月16日01時25分熊本地震(本震)	Kubo et al. (2016)		56	24	1344	1.23	4.55	260	0.1935	2.6	2.11
		Asano and Iwata(2016)		42	18	756	1.87	5.13	136	0.1799	3.6	1.95
		引開(2016)		44	20	864	1.69	3.44	120	0.1364	2.9	1.72
		Kobayashi et al. (2017)	4.42E+19	46	19	864	1.75	5.12	171	0.20	3.3	2.11
		吉田・他(2016b, 北西傾斜)		45	17	742.5	2.02	8.28	153	0.2061	4.3	2.11
		Yoshida et al. (2017, 南西傾斜)		44	18	792	1.98	5.18	160	0.20	3.6	1.81
2	2016年福島県沖の地震	H29年度(2017年)研究成果	3.47E+19	44	24	1056	0.77	2.10	144	0.30	3.2	1.74
3	1995年兵庫県南部地震	Sekiguchi et al.(2002)	3.30E+19	64	21	1303	0.79	4.01	244	0.19	1.74	2.20
4	2008年岩手・宮城内陸地震	Asano and Iwata(2011b)		38	18	684	1.20	5.94	104	0.15	2.81	2.34
		Suzuki et al.(2010)	2.72E+19	41	17	698	1.23	4.91	128	0.17	2.66	2.20
		Somei et al. (2015)		46	15	690	1.08	3.22	170	0.25	1.83	1.69
		Asano and Iwata(2011a)	1.36E+19	26	16	460	0.92	3.73	84	0.18	1.96	2.13
5	2007年能登半島地震	Horikawa(2008a)		22	20	440	0.77	2.75	81	0.18	1.65	2.14
		引開(2012)	9.58E+18	40	16	640	0.60	2.58	102	0.17	1.32	2.20
		Somei et al. (2015)		40	16	640	0.70	2.65	72	0.11	1.40	2.00
		Aoi et al.(2008)		30	24	720	0.91	2.68	64	0.09	2.13	2.34
7	2007年新潟県中越沖地震	引開・細瀬(2008)	9.30E+18	28	18	540	0.56	2.66	92	0.16	1.44	2.57
		Horikawa(2008b)		25	17	537	0.76	2.65	81	0.24	1.70	2.26
		Miyakoshi et al.(2008)		28	18	504	1.22	3.28	72	0.14	2.16	2.35
		岩田・関口(2002)	8.62E+18	34	18	598	0.91	4.44	101	0.17	2.34	2.57
8	2000年鳥取県西部地震	Asano and Iwata(2006)	7.80E+18	26	18	468	0.78	3.17	64	0.14	1.97	2.53
9	2004年新潟県中越地震	Asano and Iwata(2009)	7.53E+18	28	18	504	0.67	3.08	84	0.17	1.38	2.06
10	2014年長野県北部地震	倉橋・他(2016b)	2.76E+18	20	14	263	0.45	1.10	43	0.16	0.73	1.62
11	2016年鳥取県中部地震	H29年度(2017年)研究成果	2.24E+18	18	21	378	0.22	0.52	54	0.14	0.41	1.86
12	2011年長野県・新潟県境付近の地震	JMA(2012a)	2.13E+18	20	12	254	0.43	1.63	50	0.23	0.88	2.05
13	2011年長野県・新潟県境付近の地震	Somei et al. (2015)		19	11	209	0.46	0.49	35	0.20	0.95	2.10
14	2016年4月14日21時26分熊本地震(前震)	Asano and Iwata(2016)	1.74E+18	14	13	189	0.34	1.03	27	0.14	0.67	1.92
15	2003年宮城県北部地震	吉田・他(2016a)	1.53E+18	14	14	196	0.32	0.91	24	0.12	0.65	2.03
16	1997年3月鹿児島県北部地震	Hikima and Koketsu(2004)	1.40E+18	18	10	180	0.31	1.04	20	0.11	0.78	2.52
17	1997年5月鹿児島県北西部の地震	宮藤・他(2004)	1.22E+18	12	10	120	0.46	1.20	18	0.15	0.88	1.91
18	2016年4月15日00時03分熊本地震(前震)	Horikawa(2001)	1.06E+18	14	14	170	0.21	0.41	15	0.09	0.36	1.71
19	2016年茨城県北部の地震	倉橋・他(2016a)	9.00E+17	20	14	280	0.23	0.70	34	0.19	0.44	1.91
20	2011年静岡県東部の地震	H29年度(2017年)研究成果	8.38E+17	8	12	96	0.21	0.75	32	0.11	0.46	2.19
21	1998年岩手県内陸北部の地震	JMA(2012b)	7.53E+17	10	10	100	0.32	1.10	16	0.17	0.80	2.50
22	1997年山口県北部の地震	Miyakoshi et al.(2000)	5.66E+17	8	14	112	0.16	0.52	16	0.16	0.43	2.69
23	2013年栃木県北部の地震	宮藤・他(2004)	5.54E+17	12	7	84	0.14	0.83	18	0.16	0.41	2.93
24	2013年淡路島付近の地震	柴井・他(2014)	5.47E+17	10	8	85	0.28	0.98	12	0.14	0.66	2.36
25	2004年留萌地方南部の地震	JMA(2013)	4.44E+17	10	11	121	0.18	0.72	10	0.13	0.46	2.30
26	2005年福岡県西部の地震	Somei et al. (2015)	4.44E+17	8	8	64	0.16	0.51	9	0.07	0.48	2.95
26	2005年福岡県西部の地震	Asano and Iwata(2006)	1.31E+17	8	8	64	0.14	0.51	9	0.14	0.33	2.36

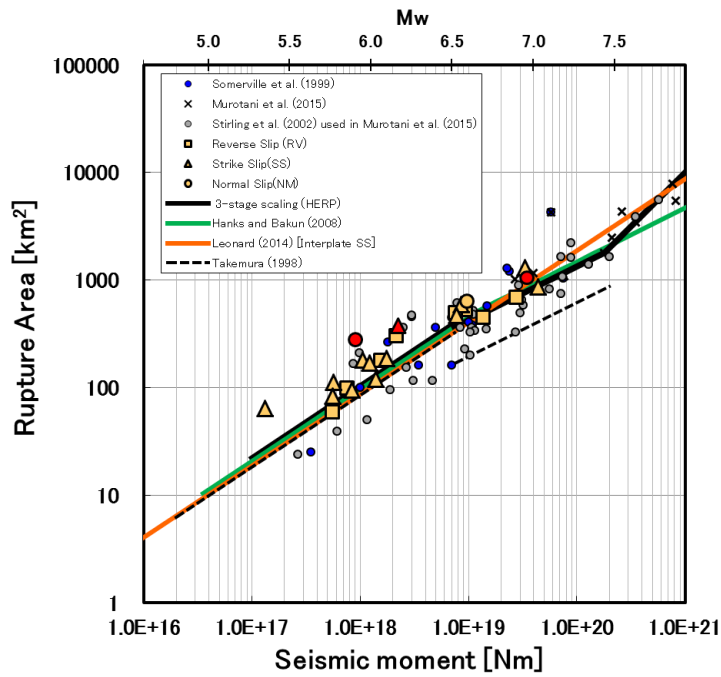


図 3.2.1(4)-1 断層破壊領域と地震モーメントの関係 (赤：H29 年度検討地震)

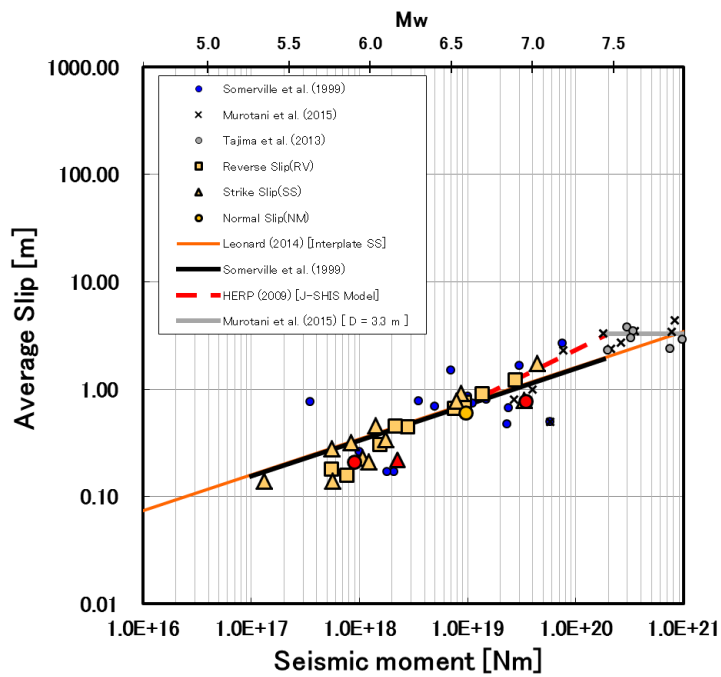


図 3.2.1(4)-2 平均すべり量と地震モーメントの関係 (赤：H29 年度検討地震)

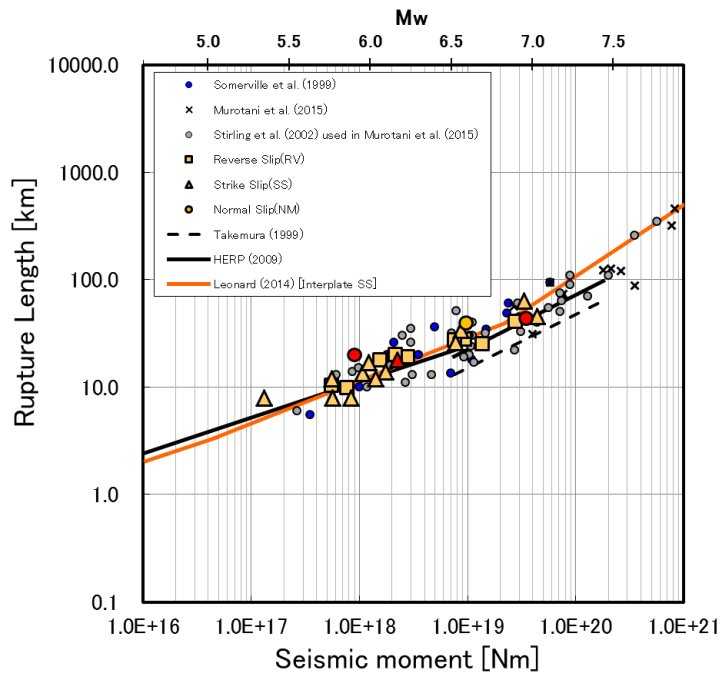


図 3.2.1(4)-3 震源断層長さ と地震モーメントの関係 (赤：H29 年度検討地震)

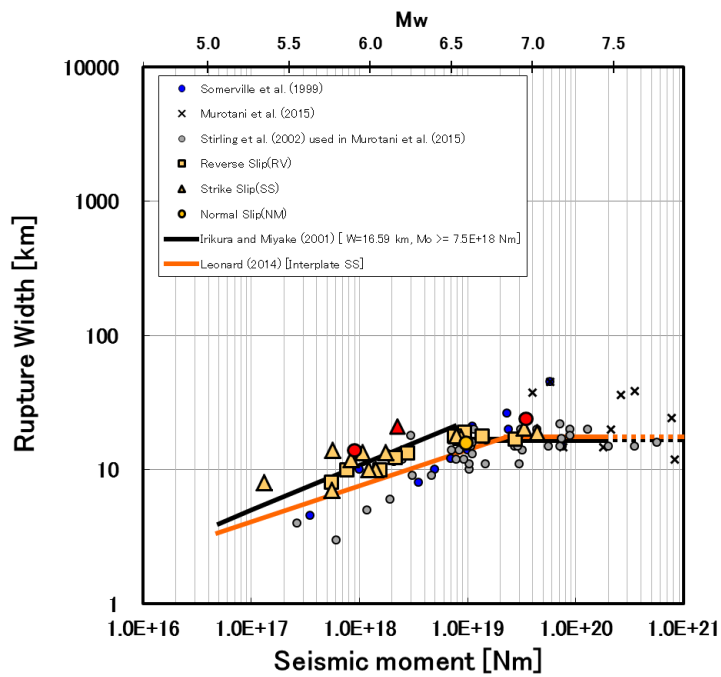


図 3.2.1(4)-4 震源断層幅 と地震モーメントの関係 (赤：H29 年度検討地震)

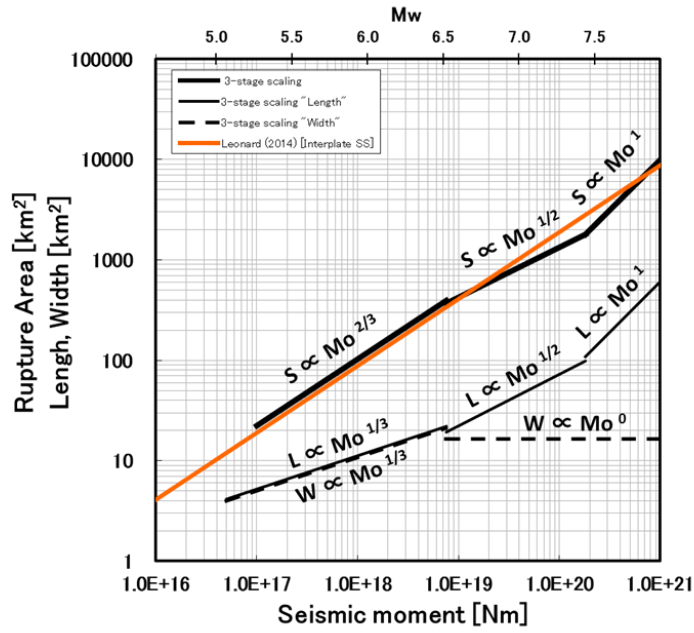


図 3.2.1(4)-5 地震本部(2017)における断層破壊領域、震源断層長さ、震源断層幅と地震モーメントの関係

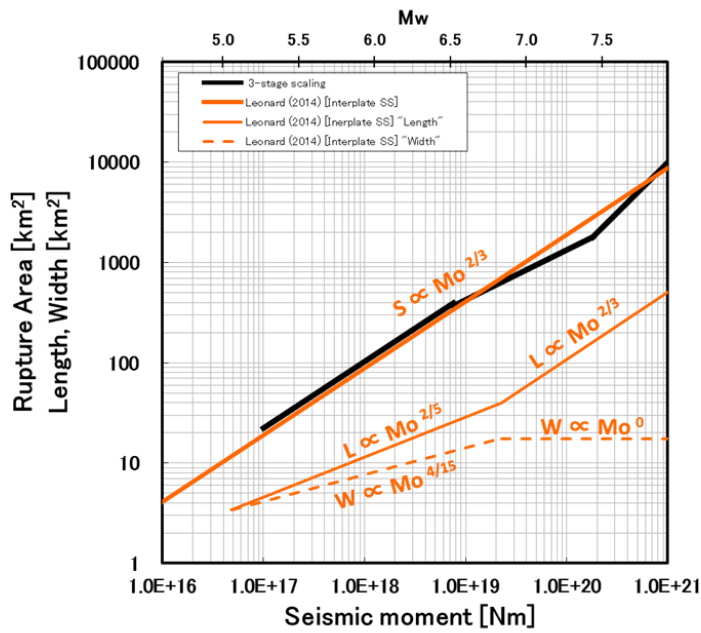


図 3.2.1(4)-6 Leonard(2014)における断層破壊領域、震源断層長さ、震源断層幅と地震モーメントの関係

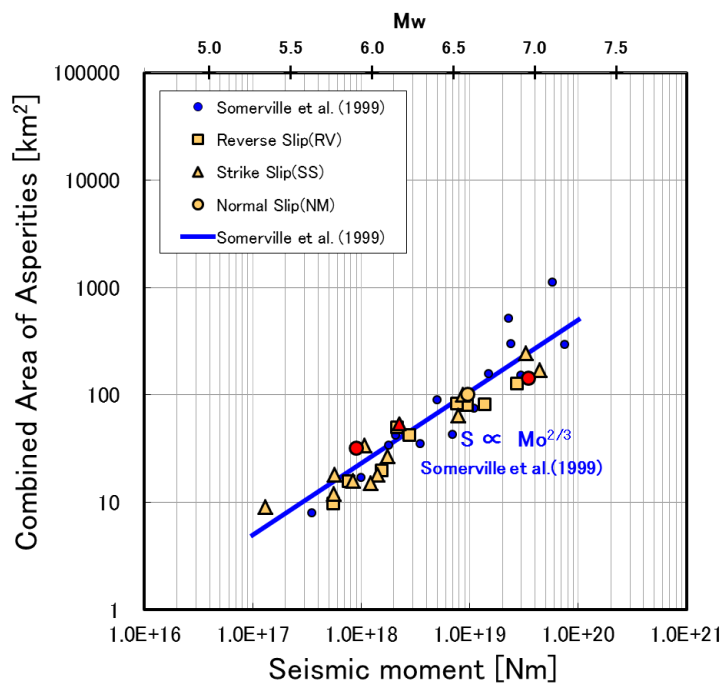


図 3.2.1(4)-7 アスぺリティ領域の面積と地震モーメントの関係 (赤：H29 年度検討地震)

表 3.2.1(4)-3 SMGA モデルの震源パラメータ

No.	EQ. NAME	Reference	Mo (F-net) (Nm)	Total SMGA km <sup>2</sup>	Num. of SMGA	$\beta$ (km/s)	Vr (km/s)	Vr / $\beta$	SMGA (km <sup>2</sup> )			SMGA width (km)			Centroid Depth (km)			Stress drop (MPa)		
									SMGA1	SMGA2	SMGA3	SMGA1	SMGA2	SMGA3	SMGA1	SMGA2	SMGA3	SMGA1	SMGA2	SMGA3
1	2016年4月16日01時25分熊本地震(本震)	桑井・他(2016)	4.42E+19	214.0	3	3.40	2.80	0.82	51.8	51.8	100	7.2	7.2	10	9.8	7.8	9.1	13.6	13.6	13.4
2	2016年福島県沖の地震	Irikura et al. (2017)	203.9	224.9	1	3.40	2.80	0.82	224.9	224.9	13.6	11.5	11.5	6.4	6.4	13.9	10.6	13.9	10.6	13.9
3	1995年兵庫県南部地震	釜江・入倉(1997)	3.30E+19	304.0	3	3.50	2.70	0.77	64	64	64	16.0	8.0	8.0	7.92	12.00	8.99	8.6	16.3	8.6
4	2008年岩手・宮城内陸地震	釜江(2008)	2.72E+19	102.2	2	3.50	2.70	0.77	46.24	46.24	46.24	6.8	6.8	6.8	5.70	12.30	13.8	13.8	13.8	13.8
		Somei et al. (2015)	113.0	224.9	2	3.40	2.80	0.82	91.13	21.87	11.3	6.8	5.4	3.13	5.99	12.8	16.7	12.8	16.7	16.7
		Kurahashi et al. (2008)	52.7	224.9	2	3.40	3.10	0.91	39.69	12.96	6.3	6.3	3.6	8.66	4.33	25.8	10.3	8.66	4.33	25.8
5	2007年熊半島地震	Maeda et al. (2008)	1.36E+19	85.0	3	3.50	2.80	0.80	27.0	27.0	15.2	5.2	5.2	3.9	9.83	13.30	12.43	46.9	37.5	46.9
		Yoshimi and Yoshida (2008)	146.0	85.0	2	3.50	2.80	0.80	98.01	48.00	9.9	9.9	12.0	8.72	12.68	9.4	15.6	8.72	12.68	9.4
		荒田・他(2011)	97.9	85.0	3	3.50	2.50	0.71	51.84	23.04	23.04	7.2	4.8	4.8	7.67	4.39	5.48	20.0	20.0	10.0
6	2011年福島県浜通り地震	Somei et al. (2015)	9.58E+18	86.0	2	3.40	2.90	0.85	39.5	39.5	6.3	6.3	6.3	6.02	5.73	14.6	14.6	14.6	14.6	14.6
		桑井・他(2016)	83.6	86.0	2	3.30	2.80	0.85	54.7	38.9	6.8	6.8	7.2	4.87	10.86	10.0	15.8	4.87	10.86	10.0
7	2007年新潟県中越沖地震	倉橋・他(2008)	9.30E+18	89.0	3	3.40	2.70	0.79	30.25	30.25	25.40	5.5	5.5	5.0	10.01	8.86	11.30	23.7	23.7	19.8
		山本・竹中(2008)	89.3	89.0	3	3.40	2.80	0.82	36.00	36.00	20.25	6.0	6.0	4.5	6.30	5.36	6.87	19.5	14.8	19.5
8	2000年鳥取県西部地震	荒田・他(2002)	8.62E+18	57.6	2	3.50	2.65	0.76	28.8	28.8	6.0	6.0	4.8	8.60	3.20	28.0	14.0	8.60	3.20	28.0
9	2004年新潟県中越地震	Suzuki and Iwata (2006)	7.80E+18	41.8	1	3.50	3.15	0.90	41.82	41.82	10.2	10.2	10.0	4.0	10.74	7.0	20.0	4.0	10.74	7.0
10	2014年長野県北部地震	Kamae et al. (2005)	2.76E+18	59.9	1	3.30	2.30	0.70	59.9	59.9	6.9	6.9	4.6	4.46	9.4	9.4	9.4	4.46	9.4	9.4
11	2016年長野県中部地震	倉橋・他(2016)	2.24E+18	47.5	2	3.50	2.70	0.77	13.0	34.6	3.6	3.6	7.2	6.80	8.40	11.7	11.7	6.80	8.40	11.7
12	2011年長野県中部地震	H29年度(2017年)研究成果	2.13E+18	38.0	2	3.50	2.50	0.71	20	18	18	5.0	6.0	7.50	7.21	12.6	16.2	7.50	7.21	12.6
13	2011年長野県・新潟県境付近の地震	Somei et al. (2015)	1.74E+18	32.0	2	3.40	2.80	0.82	16	16	16	4.0	4.0	4.0	9.90	5.90	15.3	15.3	15.3	15.3
14	2016年4月14日21時25分熊本地震(前震)	None	1.53E+18	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
15	1997年3月鹿角島北部地震	Miyake et al. (2003)	1.40E+18	42.0	1	3.10	2.50	0.81	42	42	6.0	6.0	6.0	5.80	17.0	17.0	17.0	5.80	17.0	17.0
16	1997年5月鹿角島北西部地震	Miyake et al. (2003)	1.22E+18	24.0	2	3.10	2.30	0.74	12	12	12	4.0	4.0	6.20	6.20	23.9	23.9	6.20	6.20	23.9
17	2016年4月15日0時03分熊本地震(前震)	Somei et al. (2017)	9.00E+17	22.1	1	3.50	2.00	0.57	34	34	5.8	5.8	5.0	5.30	7.8	7.8	7.8	5.30	7.8	7.8
18	2011年岩手県東部の地震	H29年度(2017年)研究成果	8.28E+17	26.6	2	3.44	2.80	0.81	26.63	26.63	2.1	2.1	4.2	9.65	5.29	15.1	15.1	9.65	5.29	15.1
19	2011年岩手県東部の地震	Somei et al. (2017)	8.28E+17	26.6	1	3.44	2.80	0.81	26.63	26.63	5.2	5.2	12.50	12.50	16.9	16.9	16.9	5.2	12.50	16.9
20	1998年岩手県内陸北部の地震	Miyake et al. (2003)	7.53E+17	16.0	1	3.50	3.15	0.90	16	16	4.0	4.0	4.0	8.60	20.3	20.3	20.3	8.60	20.3	20.3
21	1997年山口県北部の地震	Miyake et al. (2003)	5.54E+17	14.4	1	3.10	2.79	0.90	14.4	14.4	4.0	4.0	4.0	6.80	7.21	7.21	7.21	6.80	7.21	7.21
22	2013年岩手県北部の地震	桑井・他(2014)	5.47E+17	10.0	1	3.44	2.40	0.70	17.6	17.6	4.2	4.2	3.13	3.13	16.4	16.4	16.4	3.13	16.4	16.4
23	2013年岩手県北部の地震	倉橋私慮(2014)	5.47E+17	10.0	1	3.40	2.64	0.78	8.12	8.12	2.9	2.9	2.9	14.80	14.80	14.80	14.80	14.80	14.80	14.80
24	2013年岩手県北部の地震	桑井・他(2015)	5.47E+17	10.0	1	3.40	2.40	0.71	12.25	12.25	3.5	3.5	3.5	12.13	12.13	12.13	12.13	12.13	12.13	12.13
25	2004年岩手県地方前部の地震	Maeda and Sasatani(2009)	4.44E+17	9.8	2	3.00	2.70	0.90	7.84	1.96	2.8	2.8	1.4	4.20	5.30	12.9	27.9	4.20	5.30	12.9
26	2006年福岡県西部の地震 最大余震	Suzuki and Iwata (2006)	1.31E+17	15.8	1	3.50	2.45	0.70	15.75	15.75	4.5	4.5	4.5	12.00	12.00	12.00	12.00	12.00	12.00	12.00

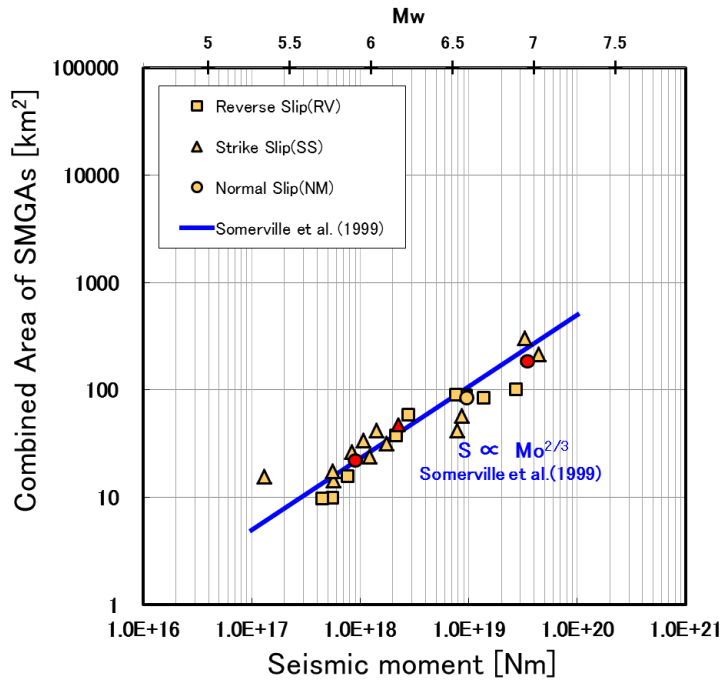


図 3.2.1(4)-8 各地震の SMGA の総面積 (赤 : H29 年度検討地震)

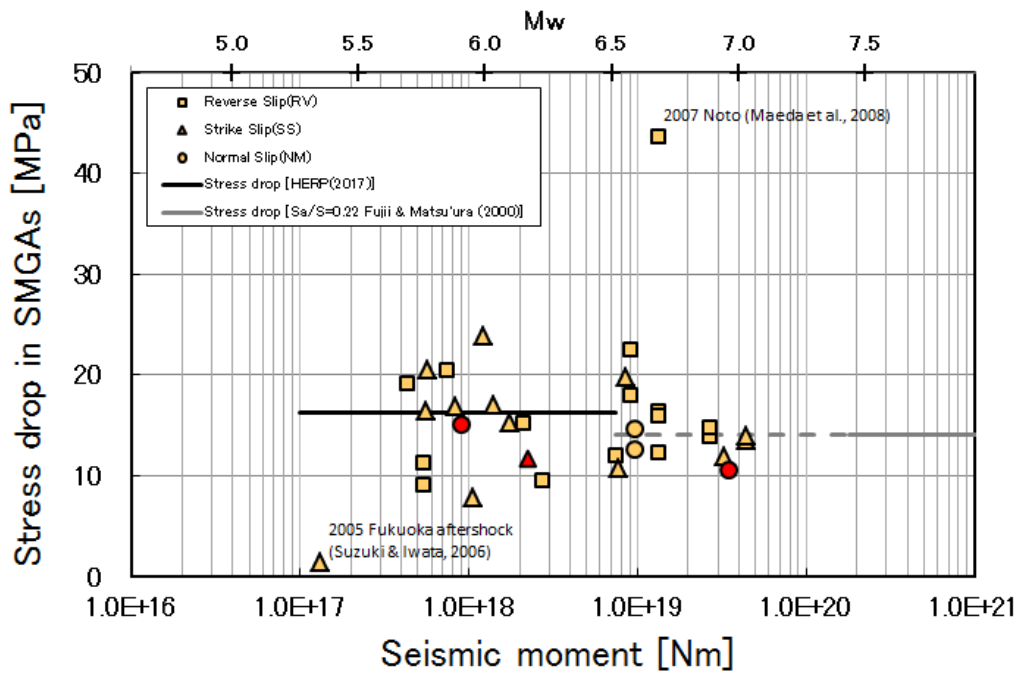


図 3.2.1(4)-9 各地震の SMGA での平均応力降下量 (赤 : H29 年度検討地震)

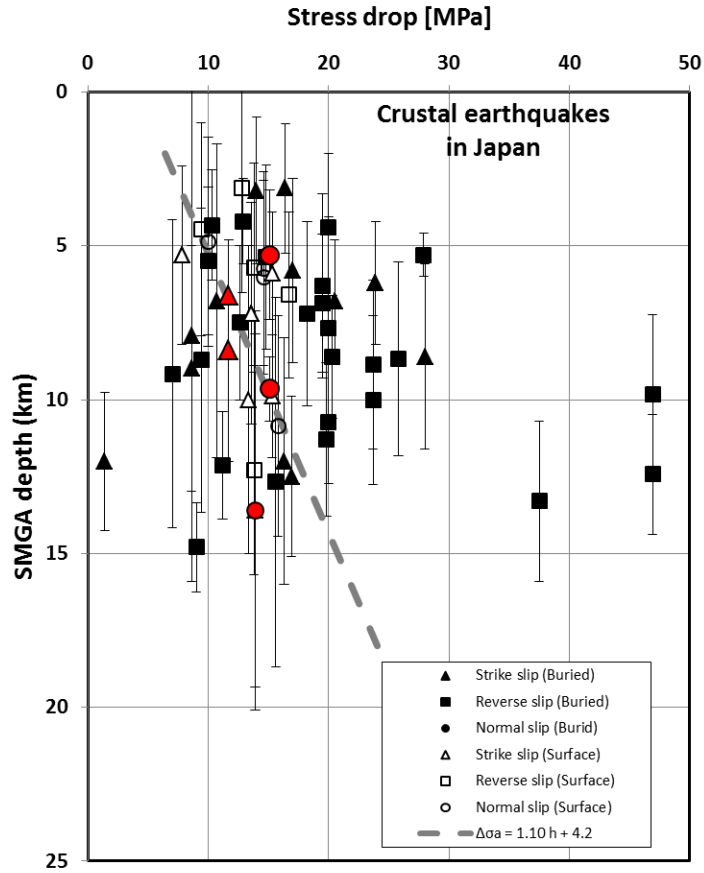


図 3.2.1(4)-10 各地震の SMGA 領域での応力降下量の深さ依存性 (赤：H29 年度検討地震)



### ■参考文献 3.2.1

<震源インバージョン解析>※EGF フォワードモデリングとの重複も含む

- Aoi, S., H. Sekiguchi, N. Morikawa, and T. Kunugi (2008): Source process of the 2007 Niigata-ken Chuetsu-oki earthquake derived from near-fault strong motion data, *Earth Planets Space*, 60, 1-5.
- 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.
- Asano, K. and T. Iwata (2009): Source rupture process of the 2004 Chuetsu, Mid-Niigata Prefecture, Japan, earthquake inferred from waveform inversion with dense strong-motion data, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 99, 123-140.
- Asano, K. and T. Iwata (2011a): Source-rupture process of the 2007 Noto Hanto, Japan, earthquake estimated by the joint inversion of strong motion and GPS data, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 101, 2467-2480.
- Asano, K. and T. Iwata (2011b): Characterization of stress drops on asperities estimated from the heterogeneous kinematic slip model for strong motion prediction for inland crustal earthquakes in Japan, *Pure and Applied Geophys.*, 168, 2011b, pp.105-116.
- Asano, K. and T. Iwata (2016): Source rupture processes of the foreshock and mainshock in the 2016 Kumamoto earthquake sequence estimated from kinematic waveform inversion of strong motion data, *Earth Planets Space*, 68:147 DOI 10.1186/s40623-016-0519-9.
- Hikima, K. and K. Koketsu (2004): Source processes of the foreshock, mainshock and largest aftershock in the 2003 Miyagi-ken Hokubu, Japan, earthquake sequence, *Earth Planets Space*, 56, 87-93.
- 引間和人、瀬藤一起(2008) : 波形記録と測地データを用いた 2007 年新潟県中越沖地震の震源過程解析、日本地球惑星科学連合大会 2008 年予稿集、S146-015.
- 引間和人(2012) : 2011 年 4 月 11 日福島県浜通りの地震(MJ7.0)の震源過程、地震 2、64、243-256.
- 引間和人(2016) : 強震波形を用いた 2016 年熊本地震の本震・前震の震源過程解析、日本地震工学会・大会—2016 梗概集.
- Horikawa, H. (2001): Earthquake doublet in Kagoshima, Japan: rupture of asperities in a stress shadow, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 91, 112-127.
- Horikawa, H. (2008a): Characterization of the 2007 Noto Hanto, Japan, earthquake, *Earth Planets Space*, 60, 1017-1022.
- Horikawa, H. (2008b): The 2007 Chuetsu-oki, Japan, Earthquake: rupture over a complicated fault system 日本地球惑星科学連合大会 2008 年予稿集、S142-P0025.

- 倉橋 奨、宮腰 研、入倉孝次郎 (2016a) : 2016 年熊本地震前震 (Mw6.0) の特性化震源モデルの構築、日本地球惑星科学連合大会 2016 年予稿集、SCG70-P02.
- 倉橋 奨、入倉孝次郎、宮腰 研 (2016b) : 2014 年長野県北部の地震(Mj6.7)における広帯域地震動評価のための特性化震源モデル、日本地震学会秋季大会講演予稿集、S15-P04.
- 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 回日本工学シンポジウム、125-128.
- Kobayashi, H. K. Koketsu, and H. Miyake (2017): Rupture processes of the 2016 Kumamoto earthquake sequence: Causes for extreme ground motions, *Geophysical Research Letters*, DOI: 1.1002/2017GL073857.
- 気象庁(2012a) : 3 月 12 日 長野県北部の地震—近地強震波形による震源過程解析 (暫定) —、<http://www.seisvol.kishou.go.jp/eq/sourceprocess/event/201103120359near.pdf>. (2013 年 4 月 9 日参照) .
- 気象庁(2012b) : 3 月 15 日 静岡県東部の地震—近地強震波形による震源過程解析 (暫定) —、<http://www.seisvol.kishou.go.jp/eq/sourceprocess/event/20110315near.pdf>. (2013 年 4 月 9 日参照).
- 気象庁(2013) : 2013 年 4 月 13 日 淡路島付近の地震—近地強震波形による震源過程解析 (暫定) —、<http://www.seisvol.kishou.go.jp/eq/sourceprocess/event/20130413near.pdf>. (2014 年 7 月 18 日参照) .
- Kubo, H., W. Suzuki, S. Aoi and H. Sekiguchi (2016): Rupture process of the Mj7.3, April 16, mainshock of the 2016 Kumamoto earthquake obtained from strong-motion data  
[http://www.kyoshin.bosai.go.jp/kyoshin/topics/Kumamoto\\_20160416/inversion/index\\_en.html](http://www.kyoshin.bosai.go.jp/kyoshin/topics/Kumamoto_20160416/inversion/index_en.html)
- Miyakoshi, K., T. Kagawa, H. Sekiguchi, T. Iwata, and K. Irikura (2000): Source characterization of inland earthquakes in Japan using source inversion results, 12th World Conference on Earthquake Engineering, 1850(CD-ROM).
- 宮腰研・Petuhkhin, A・香川敬生 (2004) : 地殻内地震のやや短周期まで精度のある震源モデルの推定—1997 年 3 月鹿児島県北西部地震と 1997 年山口県北部地震—、日本地震学会秋季大会講演予稿集、P065.
- Miyakoshi, K., S. Kurahashi, K. Irikura, and A. Okazaki (2008): Source modeling of the 2007 Niigata-ken Chuetsu-oki earthquake, 7th General Assembly of Asian Seismological Commission and Seismological Society of Japan, X4-059.
- Sekiguchi, H., K. Irikura, and T. Iwata (2002): Source inversion for estimating the continuous slip distribution on a fault—introduction of Green's functions convolved with a correction function to give moving dislocation effects in subfaults, *Geophys. J. Int.*, 150, 377-391.

- 染井一寛、宮腰研、入倉孝次郎(2014) : 2013年2月25日栃木県北部の地震の震源モデルと強震動シミュレーション、日本地球惑星科学連合大会2014年予稿集、SSS23-P19.
- 染井一寛、宮腰研、倉橋奨 (2015): 強震記録に基づく2013年4月13日淡路島付近の地震(Mw5.8)の震源モデルの推定、日本地震学会秋季大会講演予稿集, S15-P05.
- Somei, K., K. Miyakoshi, K. Yoshida, Y. Matsumoto, T. Takahama, S. Kurahashi, and K. Irikura (2015): Source modeling and characterization toward the strong ground motion prediction for inland crustal earthquakes in Japan, Best Practices in Physics-based Fault Rupture Models for Seismic Hazard Assessment of Nuclear Installations, Vienna, Austria.
- Suzuki, W., S. Aoi, and H. Sekiguchi (2010): Rupture process of the 2008 Iwate–Miyagi Nairiku, Japan, earthquake derived from near-source strong-motion records, Bull. Seism. Soc. Am., 100, 256-266.
- 吉田邦一・染井一寛・宮腰研(2016a) : 近地強震動記録の逆解析による2016年熊本地震の3つの地震の震源過程、日本地球惑星科学連合大会2016年予稿集、MIS34-P64.
- 吉田邦一・染井一寛・宮腰研(2016b) : 強震記録から求めた2016年熊本地震(Mj7.3)の運動学的震源モデル(その2)、日本地震学会秋季大会講演予稿集, S15-P02.

<EGF フォワードモデリング> ※震源インバージョン解析との重複も含む

池田隆明、釜江克宏、三輪滋、入倉孝次郎(2002): : 経験的グリーン関数法を用いた 2000 年鳥取県西部地震の震源のモデル化と強震動シミュレーション、日本建築学会構造系論文集、561 号、37-45.

池田隆明、釜江克宏、入倉孝次郎(2011): : 経験的グリーン関数法を用いた震源のモデル化と地盤の非線形性を考慮した地震動評価 2005 年福岡県西方沖の地震と 2007 年能登半島地震への適用、日本建築学会構造系論文集、第 76 巻、665 号、1253-1261.

Irikura, K. K. Miyakoshi, K. Kamae, Y. Yoshida, K. Somei, S. Kurahashi, and H. Miyake (2017): Applicability of source scaling relations for crustal earthquakes to estimate of the ground motions of the 2016 Kumaoto earthquake, Earth, Planets and Space, 69:10 DOI 10.1186/s40623-016-0586-y.

Kurahashi, S., K. Masaki, and K. Irikura (2008) : Source model of the 2007 Noto-Hanto earthquake(MW 6.7) for estimating broad-band strong ground motion, Earth Planets Space, 60, 89-94.

倉橋 奨、入倉孝次郎、宮腰 研 (2016b) : 2014 年長野県北部の地震(Mj6.7)における広帯域地震動評価のための特性化震源モデル、日本地震学会秋季大会講演予稿集、S15-P04.

釜江克宏、入倉孝次郎 (1997) : 1995 年兵庫県南部地震の断層モデルと震源近傍における強震動シミュレーション、日本建築学会構造系論文集、500 号、29-36.

Kamae, K., T. Ikeda, and S. Miwa (2005): Source model composed of asperities for the 2004 Mid Niigata Prefecture, Japan, earthquake ( $M_{JMA}=6.8$ ) by the forward modeling using the empirical Green's function method, Earth Planets Space, 57, 533-538.

釜江克宏 (2008): 2008 年岩手・宮城内陸地震 (Mj7.2) の震源のモデル化 (暫定版), [http://www.rri.kyoto-u.ac.jp/jishin/iwate\\_miyagi\\_1.html](http://www.rri.kyoto-u.ac.jp/jishin/iwate_miyagi_1.html) (2013 年 4 月 9 日参照)

倉橋奨、正木和明、宮腰研、入倉孝次郎(2008) : 経験的グリーン関数法を用いた 2007 年新潟県中越沖地震の震源モデルの構築 (南東傾斜モデル)、日本地球惑星科学連合 2008 年大会予稿集、S146-P017.

倉橋奨(2014):経験的グリーン関数法を用いた 2013 年淡路島付近の地震の震源モデル (私信)

Maeda, T., M. Ichiyanagi, H. Takahashi, R. Honda, T. Yamaguchi, M. Kasahara, and T. Sasatani (2008): Source parameters of the 2007 Noto Hanto earthquake sequence derived from strong motion records at temporary and permanent stations, Earth Planets Space, 60, 1011-1016.

Maeda, T. and S. Sasatani (2009): Strong ground motions from an Mj 6.1 inland crustal earthquake in Hokkaido, Japan: the 2004 Rumoi earthquake, Earth Planets Space, 61, 689-701.

- Miyake, H., T. Iwata, and K. Irikura (2003): Source characterization for broadband ground-motion simulation: kinematic heterogeneous source model and strong motion generation area, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 93, 2531–2545.
- 染井一寛、宮腰研、入倉孝次郎 (2011) : 経験的グリーン関数法を用いた 2011 年 4 月 11 日福島県浜通りの地震( $M_{JMA}7.0$ )の震源モデルの構築と強震動シミュレーション, 日本地震学会秋季大会講演予稿集, P2-29.
- 染井一寛、宮腰研、釜江克宏 (2012) : 2011 年 3 月 15 日静岡県東部の地震による強震動と経験的グリーン関数法に基づく震源モデルの推定, 日本地球惑星科学連合 2012 年大会予稿集, SSS26-P27.
- 染井一寛、宮腰研、入倉孝次郎(2014) : 2013 年 2 月 25 日栃木県北部の地震の震源モデルと強震動シミュレーション、日本地球惑星科学連合大会 2014 年予稿集、SSS23-P19.
- 染井一寛、宮腰研、倉橋奨 (2015): 強震記録に基づく 2013 年 4 月 13 日淡路島付近の地震( $M_w5.8$ )の震源モデルの推定、日本地震学会秋季大会講演予稿集, S15-P05.
- Somei, K., K. Miyakoshi, K. Yoshida, Y. Matsumoto, T. Takahama, S. Kurahashi, and K. Irikura (2015): Source modeling and characterization toward the strong ground motion prediction for inland crustal earthquakes in Japan, *Best Practices in Physics-based Fault Rupture Models for Seismic Hazard Assessment of Nuclear Installations*, Vienna, Austria.
- 染井一寛、宮腰研、吉田邦一、西村利光 (2016) : 経験的グリーン関数法に基づく 2016 年熊本地震の震源モデルの推定—4 月 14 日  $M_{JMA}6.5$  の地震と 4 月 16 日  $M_{JMA}7.3$  の地震—、日本地球惑星科学連合大会 2016 年予稿集、MIS34-P67.
- Somei, K. (2017): Strong motion simulations of the 2016 Kumamoto earthquake sequences, *Post-SMiRT 24 Conference*, Tokyo Univ.
- Suzuki, W. and T. Iwata(2006): Source model of the 2005 west off Fukuoka prefecture earthquake estimated from the empirical Green's function simulation of broadband strong motions, *Earth Planets Space*, 58, 99-104.
- 山本容維、竹中博士(2009) : 経験的グリーン関数法を用いた 2007 年新潟県中越沖地震の震源のモデル化, *地震* 2, 62, 47-59.
- Yoshimi, M. and K. Yoshida (2008): Site amplification and strong ground motion of the 2007 Noto Hanto, Japan, earthquake estimated from aftershock observation, *Earth Planets Space*, 60, 161-167.

<その他>

- Fujii, Y. and M. Matsu'ura (2000): Regional difference in scaling laws for large earthquakes and its tectonic implication, *Pure Appl. Geophys.*, 157, 2283-2302.
- 藤原広行・河合伸一・青井 真・森川信之・先名重樹・工藤暢章・大井昌弘・はお憲生・早川 譲・遠山信彦・松山尚典・岩本鋼司・鈴木晴彦・劉瑛 (2009), 強震動評価のための全国深部地盤構造モデル作成手法の検討, No.337.
- Hanks, T. H. And W. H. Bakun (2002): A bilinear source-scaling model for M-log A observation of continental earthquakes, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 92, 1841-1846.
- Hanks, T. H. And W. H. Bakun (2008): Short Note, M-log A observation for recent large earthquakes, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 98, 490-494.
- IAEA (2016): Diffuse seismicity in seismic hazard assesment for site evaluation of nuclear installations, *Safety Reports Series*, No.89,  
<https://www-pub.iaea.org/MTCD/publications/PDF/Pub1727web-33787836.pdf>
- Irikura, K.(1984): Prediction of strong acceleration motion using empirical Green's function, 7th Jpn. Earthq. Eng. Symp., 151-156.
- Irikura, K. and H. Miyake (2011): Recipe for predicting strong ground motion from crustal earthquake scenarios, *Pure Appl. Geophys*, 168, 85-104.
- 入倉孝次郎、三宅弘恵(2001) : シナリオ地震の強震動予測、地学雑誌、110、849-875.
- Koketsu, K. Miyake, H. and Suzuki, H. (2012): Japan integrated velocity structure model version 1. In: *Proceedings of the 15th world conference on earthquake engineering*, Lisbon, 24-28, September.
- Leonard, M. (2010): Earthquake fault scaling: Self-consistent relating of rupture length, width, average displacement, and moment release, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 100, 1971-1988.
- Leonard, M. (2012): Erratum to earthquake fault scaling: Self-consistent relating of rupture length, width, average displacement, and moment release, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 102, 2797-2797.
- Leonard, M. (2014): Self-consistent earthquake faulting-scaling relations: Update and extension to stable continental strike-slip faults, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 104, 2953-2965.
- Madariaga, R. (1979): On the relation between seismic moment and stress drop in the presence of stress and strength heterogeneity, *Journal of Geophysical Research*, 84, 2243-2250.
- Mai, P. M., and G. C. Beroza (2000): Source scaling properties from finite-fault-rupture models, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 90, 604-615.
- Mai, P. M. and K. K. S. Thingmaijam (2014): SRCMOD: An online database of finite-fault rupture models, *Seismological Research Letters*, 85, 1348-1357.

- 宮腰研、釜江克宏、入倉孝次郎(2015)：強震動記録を用いた震源インバージョンに基づく国内の内陸地殻内地震の震源パラメータのスケーリング則の再検討、日本地震工学会論文集、第15巻、141-156.
- Murotani, S., S. Matsushima, T. Azuma, K. Irikura, and S. Kitagawa (2015): Scaling relation of source parameters of earthquakes on inland crustal mega-fault systems, *PAGEOPH*, doi:10.1007/s00024-014-1010-9.
- Scholz, C. H. (1982): Scaling laws for large earthquakes: consequences for physical models, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 72, 1-14.
- Scholz, C. H., C. A. Aviles, and S.G. Wesnousky (1986): Scaling differences between large interpolate and intraplate earthquakes, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 76, 65-70.
- Schulte, S. M. And W. D. Mooney (2005): An updated global earthquake catalogue for stable continental regions: reassessing the correlation with ancient rifts, *Geophys. J. Int.* 161. 707-721.
- 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.
- Stirling, M., T. Goded, K. Berryman, and N. Litchfield (2013): Selection of earthquakes scaling relationships for seismic-hazard analysis, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 103, 1-19.
- 田島礼子、松元康宏、司宏俊・入倉孝次郎(2013)：内陸地殻内および沈み込み境界で発生する巨大地震の震源パラメータに関するスケーリング則の比較研究、地震2、66、pp.31-45.
- Thingbaijam, K. K. S. and P. M. Mai (2016): Evidence for truncated exponential probability distribution of earthquake slip, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 106, 1802-1816.
- Thingbaijam, K. K. S., P. M. Mai, and K. Goda (2017): New empirical earthquake source-scaling laws, *Bull. Seism. Soc. Am.*, doi: 10.1785/0120170017.
- 吉田昌平・香川敬生・野口竜也(2016)：日本内陸における地表および潜在断層地震による地震動特性に関する研究、日本地球惑星科学連合大会 2016 年予稿集、SCG61-P03.
- Wells, D.L., and K.J. Coppersmith (1994): New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 84, 974-1002.
- Wesnousky S. G., C. H. Scholz, and K. Shimazaki (1982): Deformation of an inland arc: rate of moment release and crustal shortening in intraplate Japan determined from seismicity and quaternary fault data, *Journal of Geophysical Research*, 87, 6829-6852.
- 地震調査研究推進本部(2017)：震源断層を特定した地震の強震動予測手法（「レシピ」）、(平成29年4月27日).

## 3.2.2 浅部の大すべり域における震源スケーリング則の検討

### 3.2.2(1) 2016年熊本地震（4月16日1時25分 $M_{JMA}7.3$ ）の検討

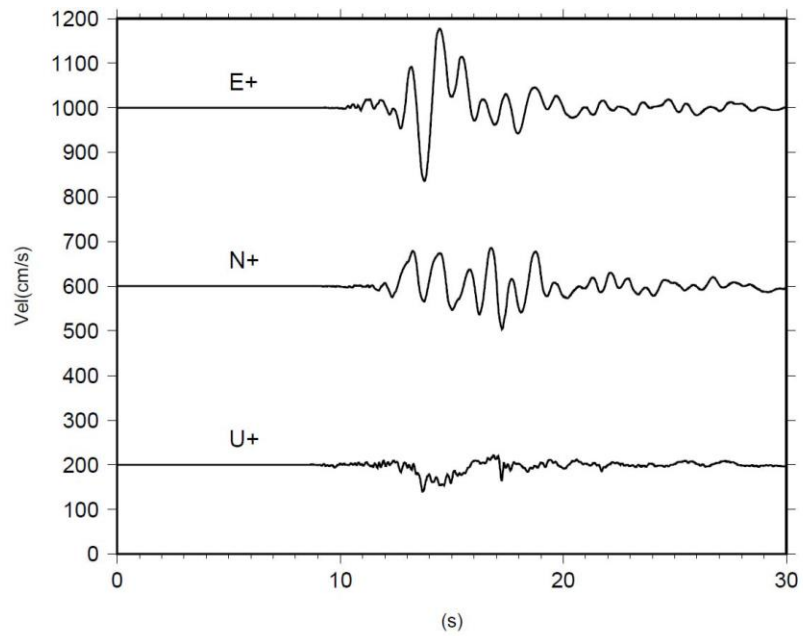
#### ① はじめに

2016年4月16日1時25分に発生した熊本地震（ $M_{JMA}7.3$ ）では、断層近傍の観測点において正断層成分を含む右横ずれの断層運動に伴う大きな永久変位が観測された。図 3.2.2(1)-1 に岩田 (2016)による自治体震度観測点の益城町宮園 (93051) と西原村小森 (93048) の加速度記録を積分して得られた速度波形を示し、図 3.2.2(1)-2 に変位波形を示す。速度波形より、断層の走向方向にはほぼ平行な EW 成分に周期 1~2 秒、あるいはそれより長周期のパルスが見られる。変位波形より、益城町宮園では数秒の間で東方向、北方向、下方向に大きく動いたことが分かり、EW 成分で東側に約 100 cm、UD 成分で約 70 cm の沈降が見られる。西原村小森では、2 秒程度の間で東方向、北方向、下方向に大きく動いていることが分かり、EW 成分で東側に約 150 cm、UD 成分で約 200 cm の沈降が見られる。

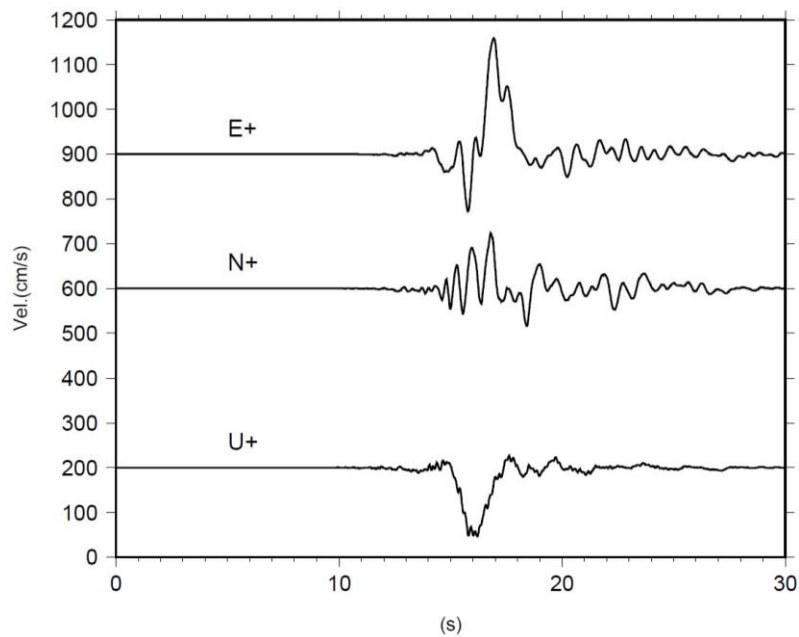
一方、Irikura and Kurahashi (2017)は、特性化震源モデルを用いて観測された永久変位を含む長周期地震動を説明するためには、断層浅部に長周期地震動生成領域 (Long-period Motion Generation Area, LMGA) が必要であるとしている。

そこで、本検討では断層近傍の観測点の永久変位を含む周期 2 秒以上の長周期地震動評価のための LMGA を考慮した特性化震源モデルの構築を試みる。地震動評価の対象とした観測点は、自治体震度観測点の西原村小森 (93048) と益城町宮園 (93051)、KiK-net 益城 (KMMH16) の地表の 3 点とする。これらの評価対象地点の位置情報を表 3.2.2(1)-1 に、地表踏査で地表地震断層の変位量が確認された位置 (Shirahama *et al.*, 2016) と評価対象地点の位置関係を図 3.2.2(1)-3 に示す。いずれの観測点も地表地震断層が現れた近傍に位置することが分かる。地震動評価手法は波数積分法 (Hisada and Bielik, 2003) を用いる。



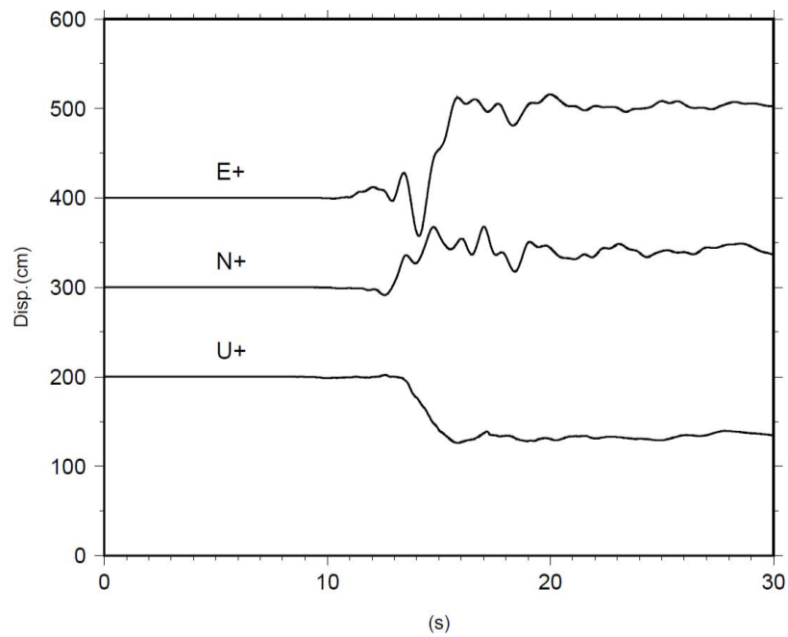


(a) 益城町宮園 (93051)

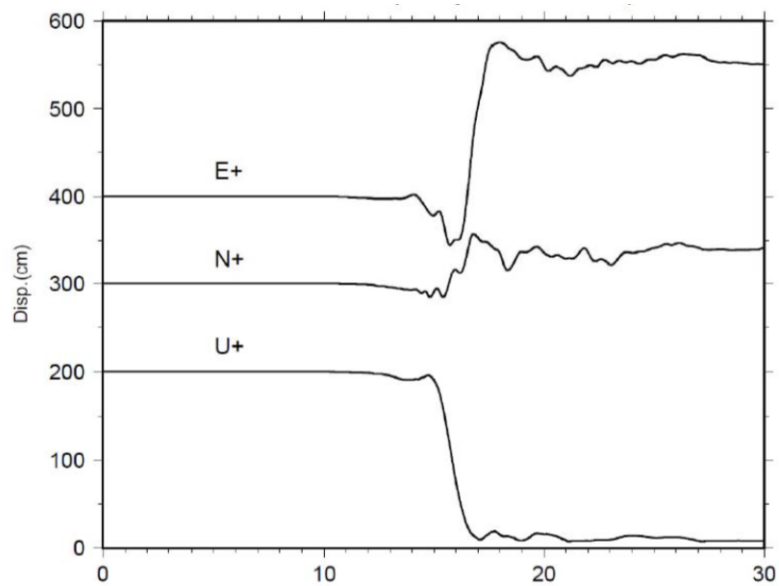


(b) 西原村小森 (93048)

図 3.2.2(1)-1 断層近傍の観測点における速度波形(岩田, 2016). 上段は益城町宮園 (93051), 下段は西原村小森 (93048) を表す.



(a) 益城町宮園 (93051)



(b) 西原村小森 (93048)

図 3.2.2(1)-2 断層近傍の観測点における変位波形(岩田, 2016). 上段は益城町宮園 (93051), 下段は西原村小森 (93048) を表す.

表 3.2.2(1)-1 評価対象地点 (世界測地系)

Station Code	Latitude (°N)	Longitude (°E)	Network
93048	32.8345	130.9030	自治体震度観測点
KMMH16	32.7967	130.8199	KiK-net
93051	32.7914	130.8167	自治体震度観測点

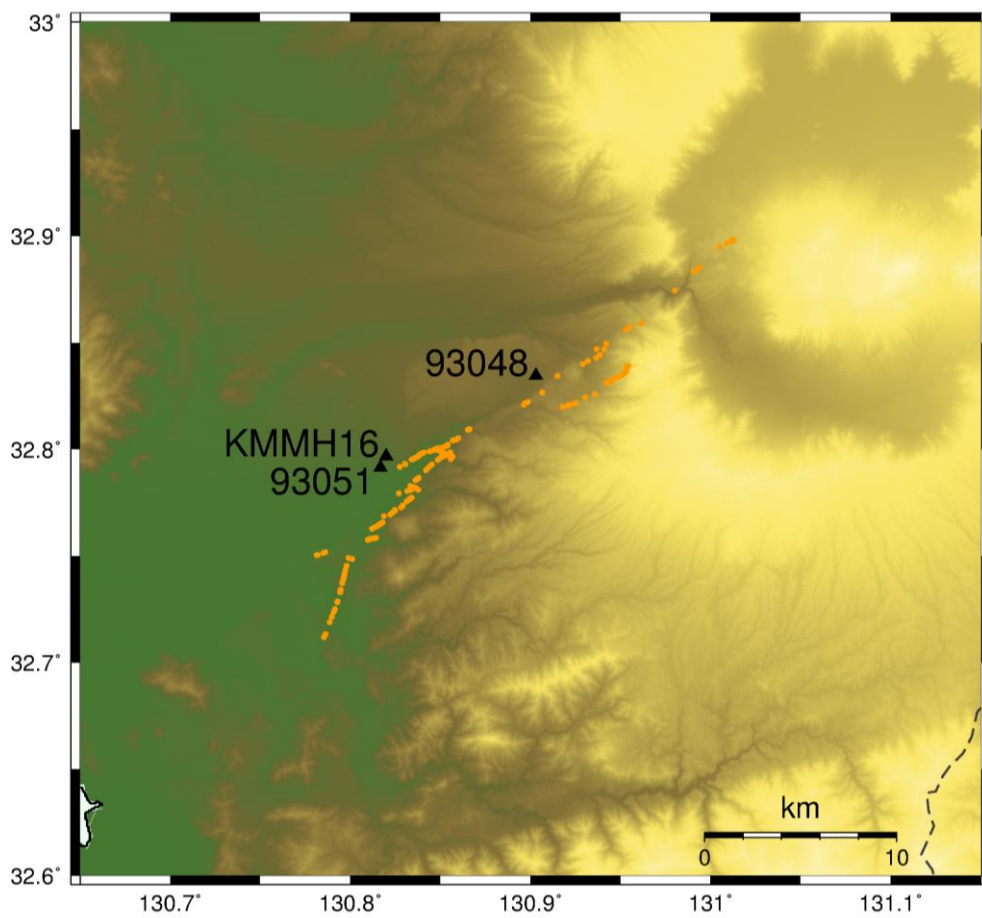


図 3.2.2(1)-3 地表踏査で地表地震断層の変位量が確認された位置（橙）（Shirahama *et al.*, 2016）と本検討で対象にした地震動評価地点（黒三角）

## ② 特性化震源モデル

ここでは特性化震源モデルの構築を行う。図 3.2.2(1)-4 に構築した特性化震源モデルの地表投影，図 3.2.2(1)-5 に断層モデル図，表 3.2.2(1)-2(a)に断層パラメータを示す。以下に，特性化震源モデルの構築方針を示す。

断層モデルの幾何形状は *Yoshida et al. (2017)* を参考に，日奈久断層は 1 個のセグメント (H)，布田川断層は 3 個のセグメント (西側から F2, F3, F4) とした。その位置は，断層モデルの断層線が *Shirahama et al. (2016)* による地表地震断層位置と概ね整合するようにモデル化を行った。その際，本検討では益城町付近については，布田川断層が西側と南西側の 2 条に分かれる断層のうち，益城町の観測点 (93051 と KMMH16) に近い木山断層に沿ってモデル化を行った。

対象観測点の永久変位を含む長周期地震動を評価するために，本検討で対象にした観測点直下に LMGA を設定した。LMGA のすべり量は図 3.2.2(1)-2 で示した断層近傍の強震動記録の 2 回積分に基づく永久変位量 (岩田, 2016)，震源インバージョン結果 (例えば, *Yoshida et al. (2017)*, *Fukahata and Hashimoto (2016)*) を参考にした。図 3.2.2(1)-6 に *Yoshida et al. (2017)* による震源インバージョン結果を示す。*Yoshida et al. (2017)* では断層面上の上端深さ 0.5 km を仮定し，周期 1~20 秒の速度波形を対象に断層面上のすべり分布を求めている。この結果によると，西原村付近の断層面浅部 (図中の F2 セグメントの浅部) に大きなすべりがあり，そのすべり量は 4~5 m 程度であることが確認できる。図 3.2.2(1)-7 に *Fukahata and Hashimoto (2016)* の震源インバージョン結果を示す。*Fukahata and Hashimoto (2016)* は InSAR データを用いて，断層面上のすべり分布を求めている。この結果によると，西原村付近 (図中の Futagawa 断層のほぼ中央) の断層面浅部に大きなすべりがあり，そのすべり量は 4 m 程度であることが確認できる。これらのことから，西原村直下の LMGA3 のすべり量は 4 m とした。益城町直下の LMGA2 のすべり量は観測記録の再現性から 1.5 m とした。LMGA の長さは後述する LMGA 直下の SMGA と同じ長さを仮定し，深さ方向には地表から深さ 3 km までを仮定した。従って，幅は傾斜角を考慮すると 3.3 km になる。ライズタイムは観測波形の再現性を踏まえて，試行錯誤的に LMGA3 が 2 秒，LMGA2 が後述する背景領域と同じ 2.9 秒とし，すべり速度時間関数は Smoothed Ramp 関数とした。すべり角も観測波形の再現性を踏まえて 230° とした。

SMGA の配置は *染井・他 (2016)* を参考にした。但し，SMGA の直上に LMGA を設定した SMGA2 と SMGA3 については，LMGA と SMGA が接続するように，SMGA の上端深さを 3 km とした。これにより，LMGA と SMGA の間に背景領域は生じず，すべりが大きな領域が連続して分布することになる。各 SMGA の地震モーメントとすべり量は次の手順で評価した。まず，F-net の地震モーメント ( $M_0 = 4.42 \times 10^{19}$  Nm) と *Yoshida et al. (2016)* の震源インバージョン結果を基に抽出された rupture area ( $S = 442 \text{ km}^2 = 44 \text{ km} \times 18 \text{ km}$ )，仮定した剛性率 ( $\mu = 3.12 \times 10^{10}$  N/m<sup>2</sup>，S 波速度 ( $\beta$ ) は 3.4 km/s，密度 ( $\rho$ ) は 2.7 g/cm<sup>3</sup>) より，断層面

全体の平均すべり量 ( $D = M_0/\mu S$ ) を求め、この2倍の値を SMGA の平均すべり量 ( $D_{SMGA}$ ) と仮定する。個々の SMGA の平均すべり量 ( $D_{SMGA_i}$ ) は、3.2.2(1)-1 式により算出する。ここで、 $\gamma_i = r_i/r$  であり、 $r_i$  は SMGA $_i$  の等価半径、 $r$  は SMGA の総面積の等価半径を表す。なお、この時の SMGA の面積は染井・他 (2016) の値を用いた。

$$D_{SMGA_i} = \left( \gamma_i / \sum \gamma_i^3 \right) \cdot D_{SMGA} \quad (3.2.2(1)-1)$$

各 SMGA の地震モーメントは、3.2.2(1)-1 式で評価された各 SMGA のすべり量、染井・他 (2016) の面積、仮定した剛性率より SMGA1 と SMGA2 は  $4.86 \times 10^{18}$  Nm, SMGA3 は  $1.30 \times 10^{19}$  Nm となる。全ての SMGA の地震モーメントの総和は  $2.27 \times 10^{19}$  Nm となり、F-net の地震モーメントの約半分となっている (表 3.2.2(1)-2(b))。ところで、本検討で設定する SMGA の面積は地震動評価に用いる小断層サイズを考慮して、SMGA1 と SMGA2 は染井・他 (2016) の SMGA の面積から若干変更した。具体的には、染井・他 (2016) の SMGA1 と SMGA2 の面積は  $7.2 \text{ km} \times 7.2 \text{ km}$  であるが、本検討での SMGA1 と SMGA2 は  $6 \text{ km} \times 8 \text{ km}$  とした。なお、SMGA3 は染井・他 (2016) と同じ  $10 \text{ km} \times 10 \text{ km}$  である。本検討で設定したすべり量は、本検討での SMGA の面積と先に求めた地震モーメントから SMGA1 と SMGA2 が 3.2 m, SMGA3 が 3.0 m となる。ライズタイムは、レシピ (地震調査研究推進本部, 2016) の  $0.5 \times W/V_r$  と染井・他 (2016) の破壊伝播速度 ( $V_r$ ) 2.8 km/s より、SMGA1 と SMGA2 は 1.4 秒, SMGA3 は 1.8 秒とし、すべり速度時間関数は中村・宮武 (2000) を用いた。

背景領域については、地震モーメントは F-net の地震モーメントから LMGA と SMGA の総和を引いた  $1.64 \times 10^{19}$  Nm, 面積は深さ 3 km 以深で設定した断層モデル面積 ( $44 \text{ km} \times 16 \text{ km}$ ) の領域から SMGA 部分を引いた  $508 \text{ km}^2$  とした。これらの値からすべり量は 1.0 m となる。ライズタイムはレシピの  $0.5 \times W/V_r$  より 2.9 秒とし、すべり速度時間関数は中村・宮武 (2000) を用いた。

図 3.2.2(1)-8 に KMMH16 と 93051 の直下の F2 セグメントの断面図とこれらの評価地点の位置関係、93048 の直下の F3 セグメントと評価地点の位置関係を示す。KMMH16 は断層モデルの断層線から 800 m 程度、93051 は 400 m 程度、93048 は 700 m 程度の位置にあり、これらの観測点は LMGA の極近傍に位置していることが分かる。

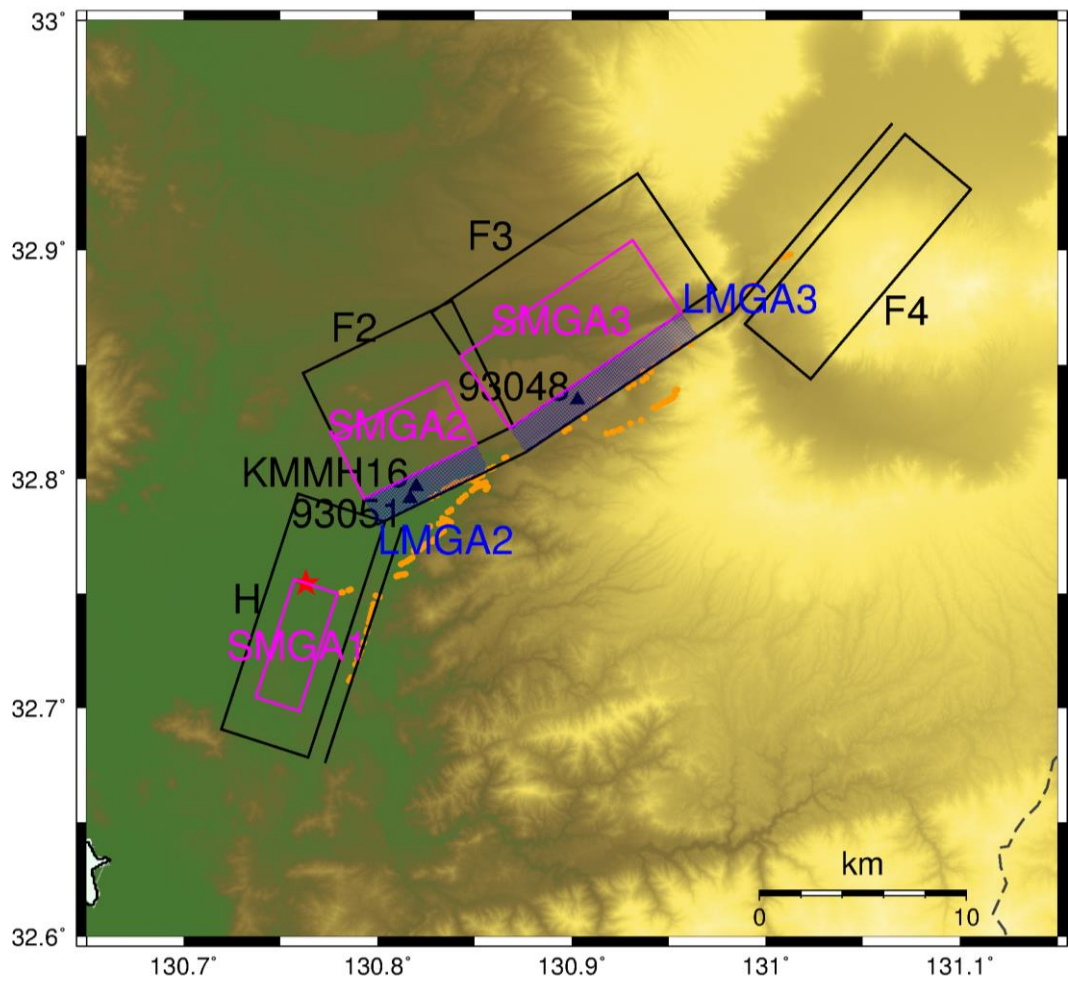


図 3.2.2(1)-4 構築した特性化震源モデルの地表投影。黒色の矩形は背景領域，桃色の矩形は SMGA，青色の矩形は LMGA の地表投影，黒色の線分は断層モデルの断層線，赤色の星印は破壊開始点，黒色の三角印は評価対象地点を表す。

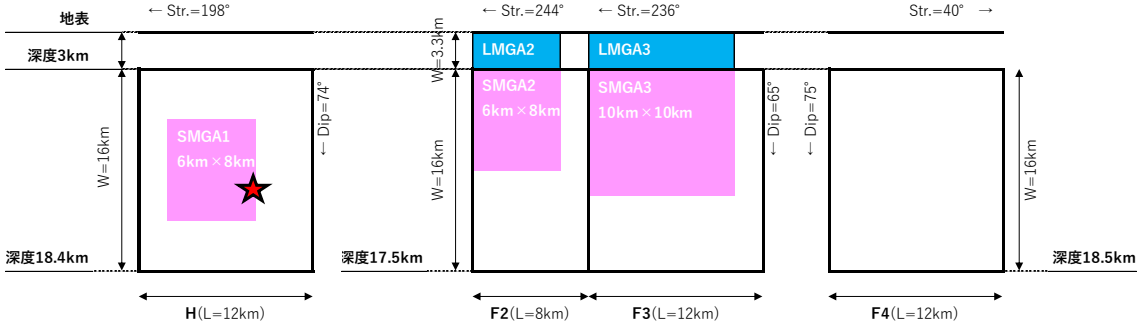


図 3.2.2(1)-5 構築した特性化震源モデルの断層モデル図。

表 3.2.2(1)-2 特性化震源モデルの断層パラメータ

## (a) 断層パラメータ

	単位	H		F2			F3		F4	
断層基準点	°	32.7788		32.8117			32.8723		32.8723	
(地表)	°	130.8124		130.8764			130.9826		130.9826	
走向	°	198		244			236		40	
傾斜角	°	74		65			65		75	
すべり角	°	200		230			230		230	
	単位	背景領域	SMGA1	背景領域	SMGA2	LMGA2	背景領域	SMGA3	LMGA3	背景領域
長さ	km	12	6	8	6	6	12	10	10	12
幅	km	16	8	16	8	3.3	16	10	3.3	16
面積	km <sup>2</sup>	144	48	80	48	19.8	92	100	33	192
上端深さ	km	3.0	6.8	3.0	3.0	0.0	3.0	3.0	0.0	3.0
下端深さ	km	18.4	14.5	17.5	10.3	3.0	17.5	12.1	3.0	18.5
地震モーメント	Nm	4.65E+18	4.86E+18	2.59E+18	4.86E+18	9.27E+17	2.97E+18	1.30E+19	4.12E+18	6.21E+18
すべり量	m	1.0	3.2	1.0	3.2	1.5	1.0	4.2	4.0	1.0
応力降下量	MPa	2.1	13.6	2.1	13.6	-	2.1	13.4	-	2.1
破壊伝播速度	km/s	2.8	2.8	2.8	2.8	2.8	2.8	2.8	2.8	2.8
ライズタイム	s	2.9	1.4	2.9	1.4	2.9	2.9	1.8	2.0	2.9
破壊遅延時間	s	0.0	0.0	2.7	3.6	※	5.2	5.4	※	12.2
すべり速度 時間関数	-	中村・宮武 (2000)	中村・宮武 (2000)	中村・宮武 (2000)	中村・宮武 (2000)	Smoothed Ramp	中村・宮武 (2000)	中村・宮武 (2000)	Smoothed Ramp	中村・宮武 (2000)

(※) LMGA の破壊は、背景領域の破壊遅延時間と破壊開始点から破壊が同心円状に広がるものに対応するものとした。

## (b) 全 SMGA, 全背景領域, 全 LMGA の面積と地震モーメント

	単位	全SMGA	全背景領域	全LMGA	合計
面積	km <sup>2</sup>	196	508	53	757
地震モーメント	Nm	2.27E+19	1.64E+19	5.05E+18	4.42E+19
地震モーメント比	-	0.51	0.37	0.11	1.00



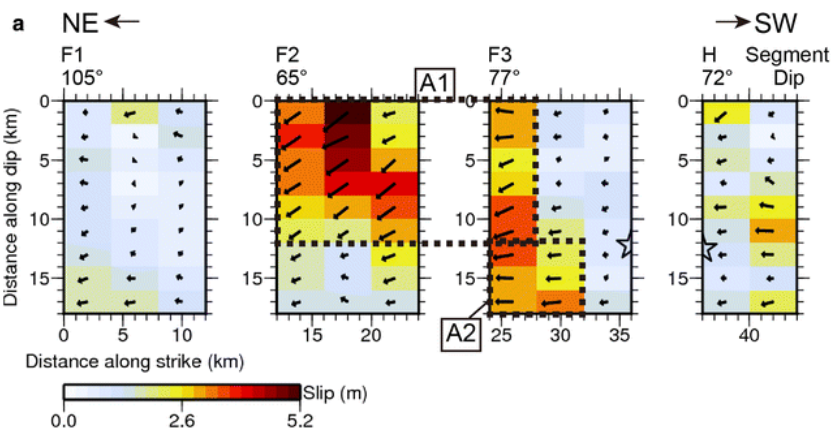
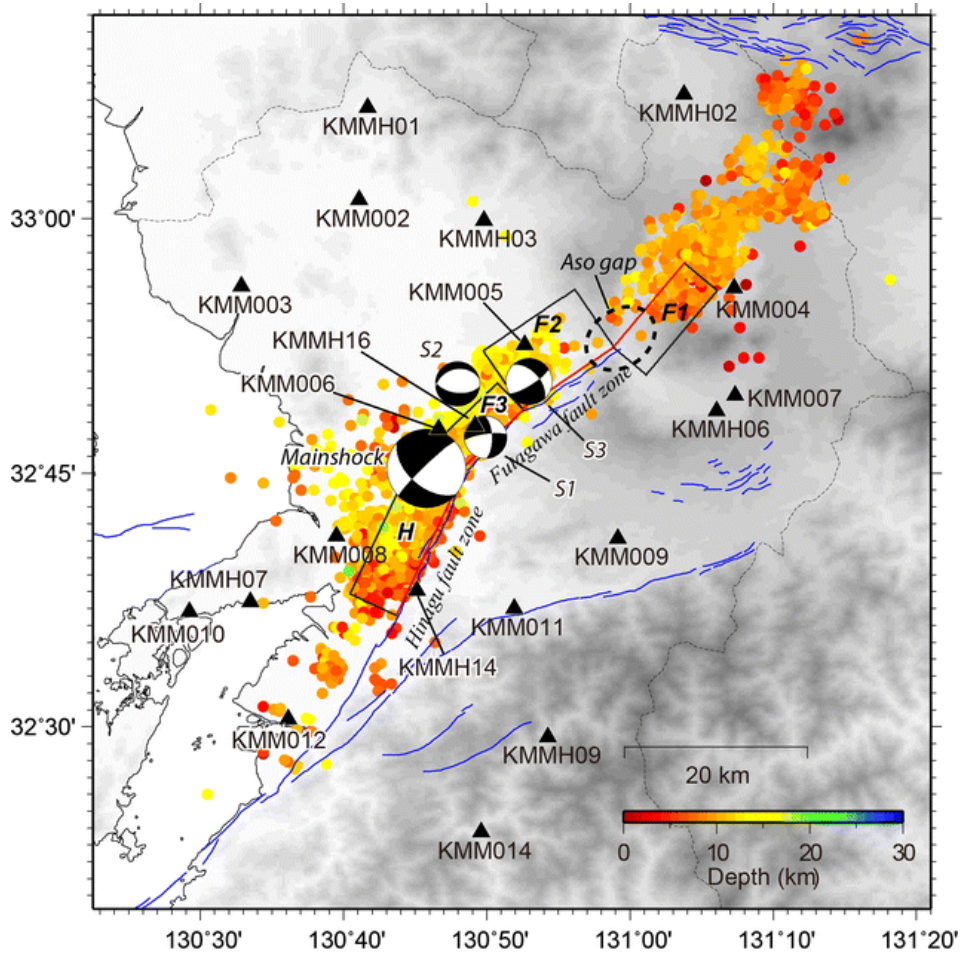


図 3.2.2(1)-6 強震記録を用いた震源インバージョン結果 (Yoshida *et al.*, 2017).

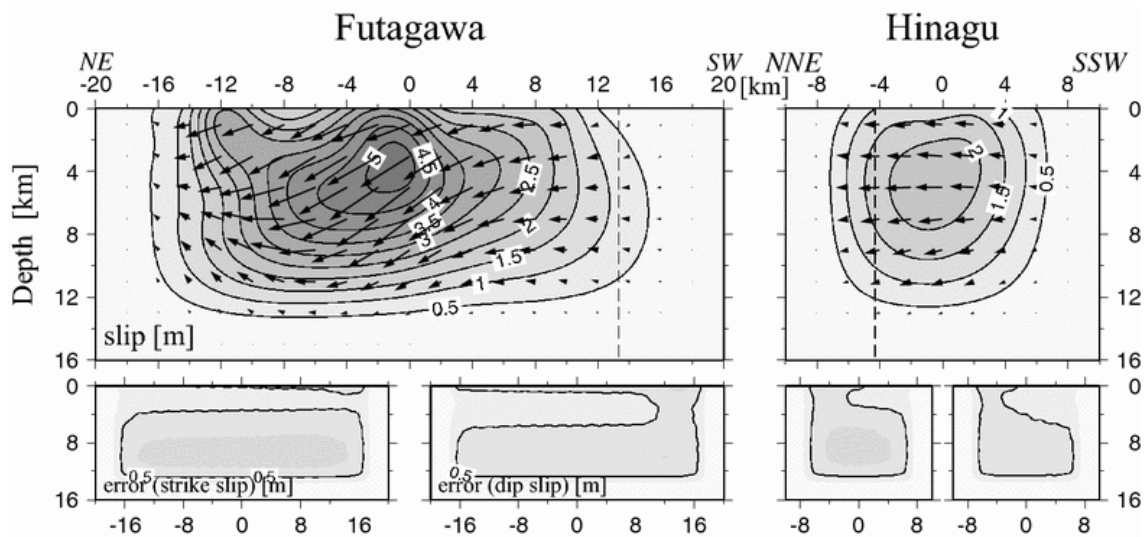
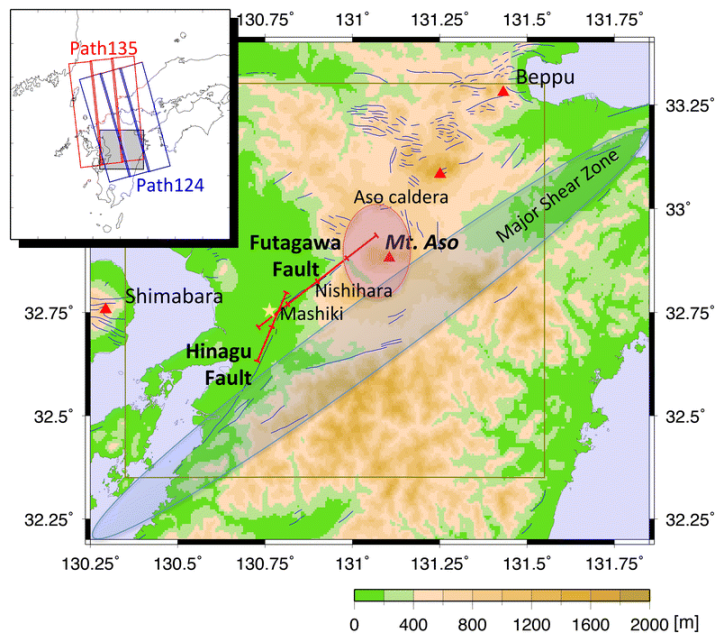


図 3.2.2(1)-7 InSAR データを用いた震源インバージョン結果 (Fukahata and Hashimoto, 2016).

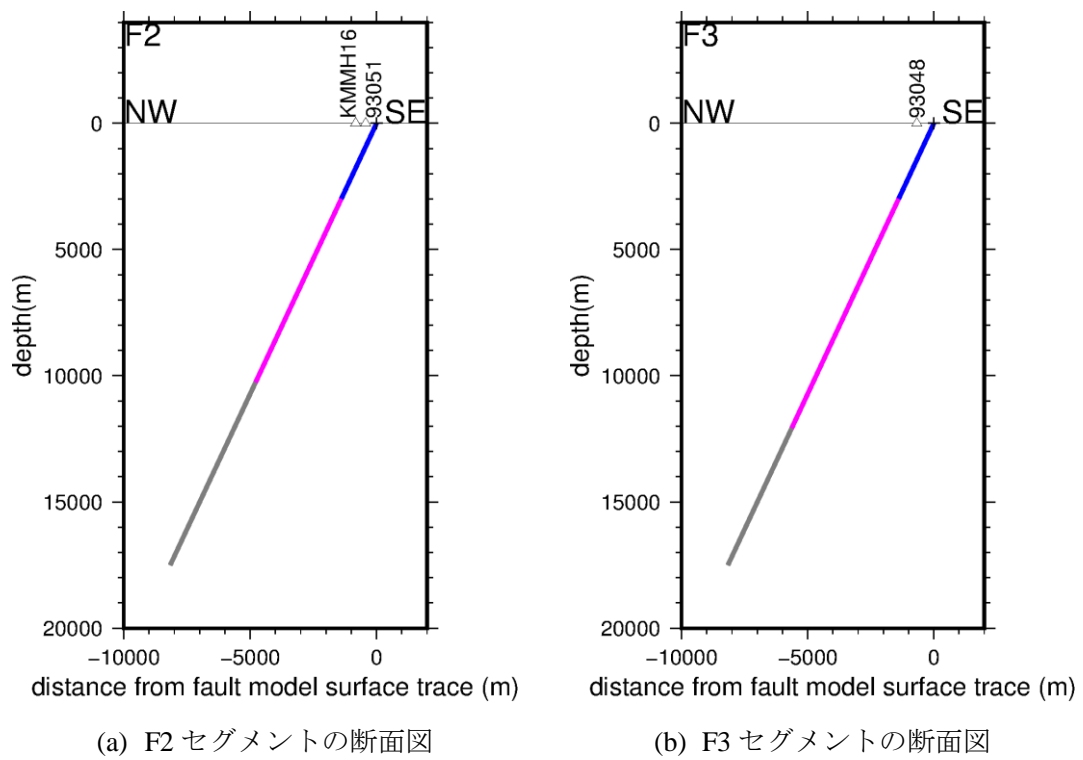


図 3.2.2(1)-8 F2 セグメントと F3 セグメントの断面図と評価地点の関係．青色は LMGA，桃色は SMGA，灰色は背景領域を示す．+印は断層モデルの地表位置，三角印は評価地点である．

### ③ 地下構造モデル

地震動評価に用いる地下構造モデルは次の通りである。

93048 は防災科学技術研究所の地震ハザードステーション (J-SHIS) の深部地下構造モデル (メッシュ番号: 49301792N) を用いる。用いる地下構造モデルを表 3.2.2(1)-3, 図 3.2.2(1)-9 に示す。

KMMH16 は Yoshida *et al.* (2017)により推定された地下構造モデルを用いる。93051 は KMMH16 の南西方向に約 660 m と比較的近い位置にあることから、本検討では KMMH16 と同じ地下構造モデルを用いる。KMMH16 と 93051 で用いる地下構造モデルを表 3.2.2(1)-4, 図 3.2.2(1)-10 に示す。

表 3.2.2(1)-3 93048 の地震動評価に用いる地下構造モデル

93048

	Depth (m)		Thickness (m)	Vs (m/s)	Vp (m/s)	$\rho$ (g/cm <sup>3</sup> )	Qs	Qp
0	-	3	3	600	2000	1.90	100	100
3	-	150	147	1100	2500	2.15	150	150
150	-	637	487	2100	4000	2.40	200	200
637	-	2149	1512	3100	5500	2.60	300	300
2149	-	7149	5000	3300	5700	2.70	300	300
7149	-		-	3400	6000	2.75	300	300

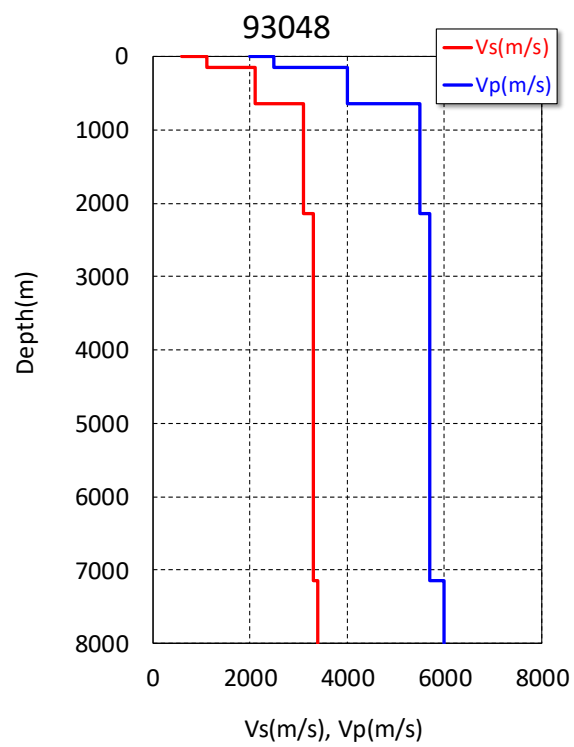


図 3.2.2(1)-9 93048 の地震動評価で用いる地下構造モデル。赤線が S 波速度，青線が P 波速度を表す。

表 3.2.2(1)-4 KMMH16 と 93051 の地震動評価に用いる地下構造モデル

KMMH16, 93051

	Depth (m)		Thickness (m)	Vs (m/s)	Vp (m/s)	$\rho$ (g/cm <sup>3</sup> )	Qs	Qp
0	-	70	70	750	1500	2.40	200	200
70	-	234	164	1000	2300	2.10	200	200
234	-	500	266	2458.1	4227.7	2.40	200	200
500	-	1000	500	1209.3	2633.6	2.40	200	200
1000	-	2000	1000	3000	5300	2.40	200	200
2000	-	5000	3000	3350	5800	2.70	200	400
5000	-	10000	5000	3460	6000	2.73	200	400
10000	-	15000	5000	3520	6100	2.74	200	400
15000	-	20000	5000	3690	6400	2.76	400	800
20000	-	25000	5000	3750	6500	2.78	400	800
25000	-	30000	5000	3900	6800	2.80	500	1000
30000	-	-	-	4600	8000	3.45	1000	2000

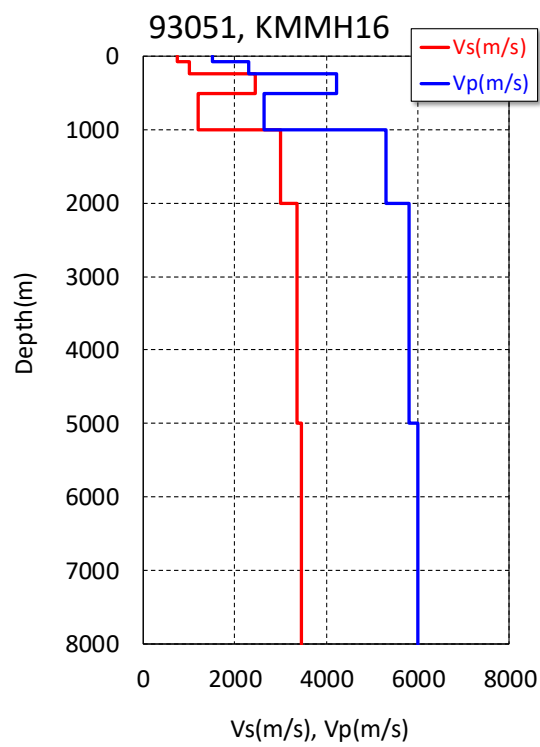


図 3.2.2(1)-10 KMMH16 と 93051 の地震動評価で用いる地下構造モデル. 赤線が S 波速度, 青線が P 波速度を表す.



#### ④ 地震動評価手法

地震動評価手法には波数積分法 (Hisada and Bielak, 2003) を用いる。Hisada and Bielak (2003)による波数積分法はグリーン関数の静的項を厳密に評価することにより、地表断層近傍の大きな永久変位を評価することが可能である。

波数積分法で地震動評価を行う際は断層面を小断層に分割する。本検討では、SMGA と背景領域は小断層サイズを  $1 \text{ km} \times 1 \text{ km}$  に分割し、その中にガウス点を 1 点配置した。LMGA は小断層サイズをおおよそ  $330 \text{ m} \times 330 \text{ m}$  に分割し、その中にガウス点を 1 点配置した。

### ⑤ 観測波形と合成波形の比較

観測波形と本検討で構築した特性化震源モデルによる合成波形の比較を、変位波形については図 3.2.2(1)-11 に、速度波形については図 3.2.2(1)-12 に示す。これらの図で、黒色が観測、赤色が合成である。変位波形の右上の数値は永久変位量を示す。なお、ここでの永久変位量は便宜的に波形の後半部分の振幅の平均値を用いている。速度波形の右上の数値は最大値である。観測速度波形は、基線補正済の観測加速度記録から積分により速度波形を求めた後に、その速度波形に周期 2 秒以上のローパスフィルターを施した。観測変位波形はフィルター済の速度波形に積分を施したものである。合成速度波形は波数積分法の出力である速度波形に周期 2 秒以上のローパスフィルターを施し、合成変位波形はフィルター済の速度波形に積分を施したものである。

93048 は永久変位を含む変位波形、速度波形ともに概ね再現できている。KMMH16 も永久変位を含む変位波形は概ね再現でき、速度波形については大きな振幅を持つパルスが観測された EW 成分、および UD 成分は概ね再現できている。93051 も永久変位を含む変位波形は概ね再現できているが、速度波形の再現性は振幅の大きな EW 成分で芳しくない。ところで、93051 は KMMH16 の南西方向に約 660 m と比較的近い位置にあるため、両観測点の合成速度波形の最大速度に顕著な差がないが、観測速度波形の EW 成分の最大値は両観測点で顕著な違いが見られる。今後はこれらの観測記録の精査が必要と考えられる。

図 3.2.2(1)-13 に変位波形の各セグメントからの寄与を示す。なお、93048 は直下の F3 セグメントを SMGA3, LMGA3, 背景領域に分けている。同様に、KMMH16 と 93051 は直下の F2 セグメントを SMGA2, LMGA2, 背景領域に分けている。永久変位を含む変位波形はいずれの観測点でも観測点直下の LMGA の寄与が大きいことが分かる。このことから、永久変位を含む周期 2 秒以上の変位波形の再現には LMGA の設定が必要であると言える。図 3.2.2(1)-14 に 3 観測点の速度波形の各セグメントからの寄与を示す。93048 は直下の LMGA3 の寄与が非常に大きいことが分かる。KMMH16 と 93051 は直下の LMGA2 に加えて SMGA2 の寄与も大きいことが分かる。速度波形に対する LMGA の寄与が 93048 と、KMMH16 や 93051 で異なる理由として、すべり量は LMGA3 の方が LMGA2 よりも大きく、さらにライズタイムは LMGA3 の方が LMGA2 よりも短いためと考えられる。

ところで、93048 直下の LMGA3 に与えたすべり量 (4 m) は図 3.2.2(1)-15 に示す Shirahama *et al.* (2016) による地表での観測変位量 (水平方向で最大約 2 m) に比べると明らかに大きい。そこで、LMGA3 に地表での観測量に整合するように 2 m のすべり量を便宜的に深さ 0.3 km 以浅に与え、深さ 0.3 km 以深のすべり量は 4 m のままとしたモデル (図 3.2.2(1)-16) で地震動評価を試みた。その時の 3 観測点の観測波形と合成波形の比較を、変位波形については図 3.2.2(1)-17 に、速度波形については図 3.2.2(1)-18 に示す。このようなモデルを用いても、LMGA3 の寄与が高い 93048 は観測波形を概ね再現できていることが分かる。図

3.2.2(1)-19 と図 3.2.2(1)-20 に 93048 の各セグメントからの寄与を示す。変位波形，速度波形ともに LMGA3 の寄与が大きいことが分かる。

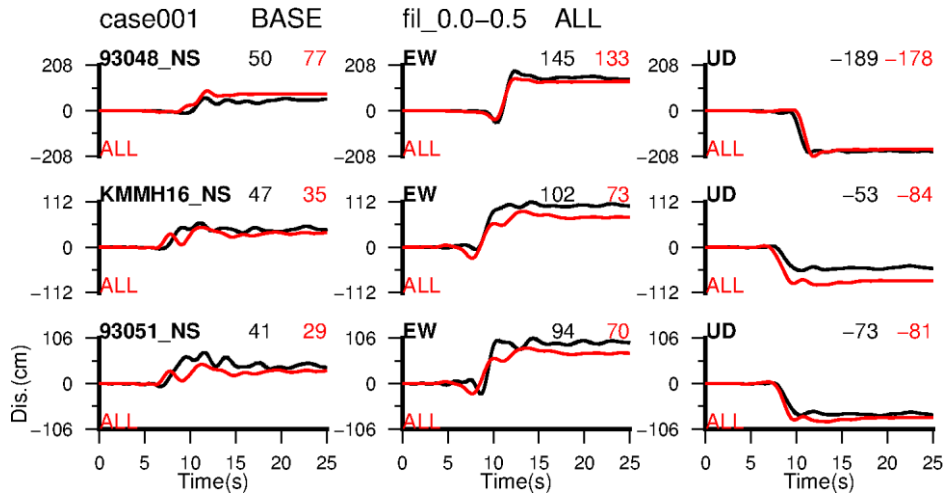


図 3.2.2(1)-11 変位波形の比較（上から順番に 93048, KMMH16, 93051）. 黒線が観測, 赤線が合成を表す. 波形右上の数値は永久変位量 (cm) を示し, 黒字が観測, 赤字が合成を表す.

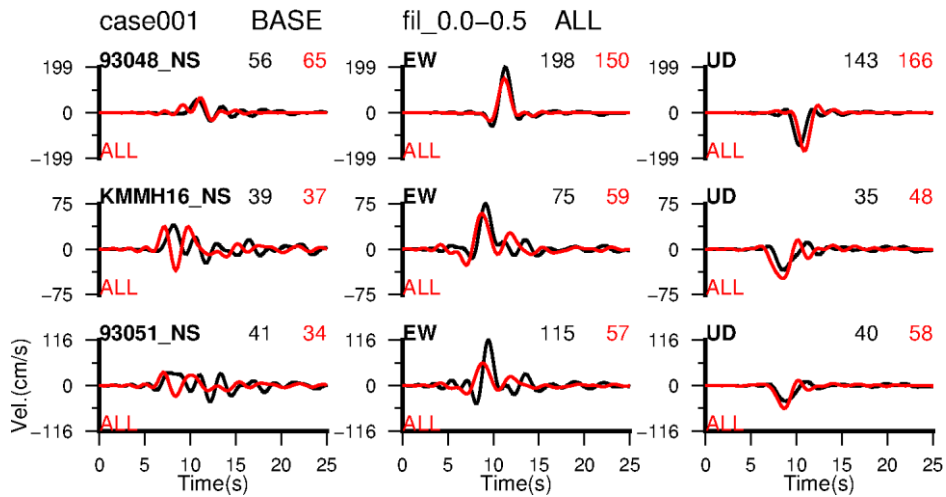


図 3.2.2(1)-12 速度波形の比較（上から順番に 93048, KMMH16, 93051）. 黒線が観測, 赤線が合成を表す. 波形右上の数値は最大値 (cm/s) を示し, 黒字が観測, 赤字が合成を表す.

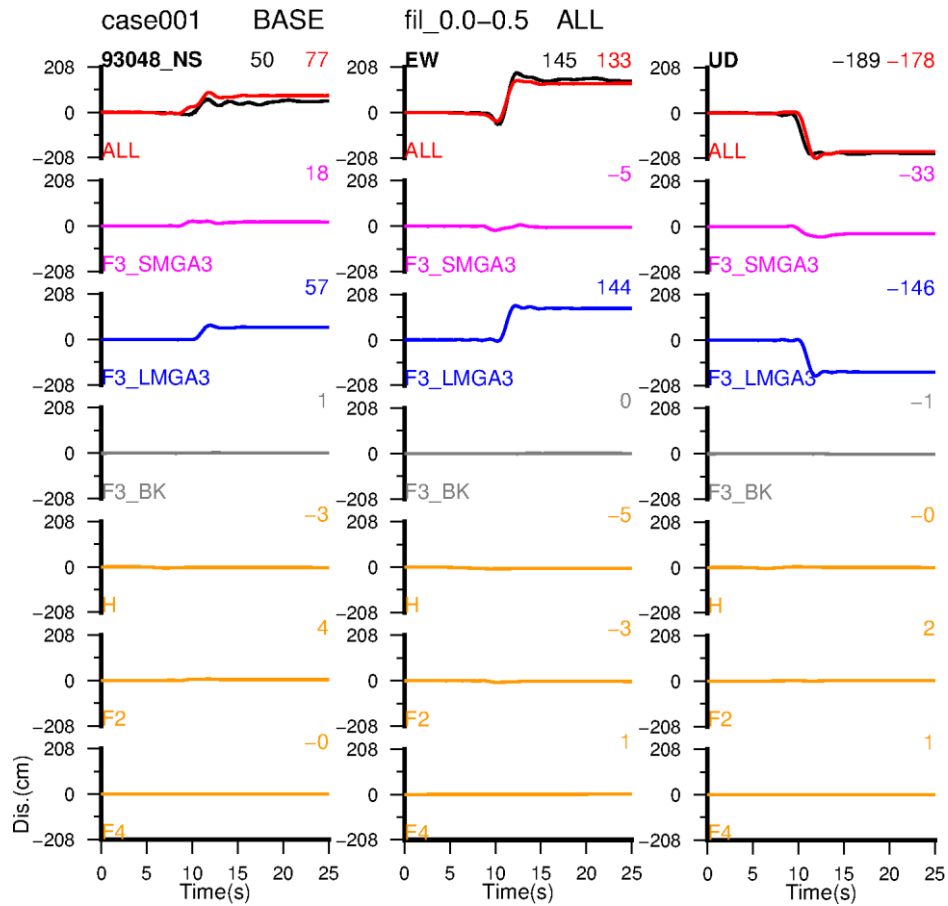


図 3.2.2(1)-13(1) 93048 の合成変位波形の各セグメントの寄与. 最上段は観測波形 (黒色) と断層面全体の合成波形 (赤色), 2 段目から順番に SMGA3 (桃色), LMGA3 (青色), F3 セグメントの背景領域 (灰色), H セグメント全体 (橙色), F2 セグメント全体 (橙色), F4 セグメント全体 (橙色) の合成波形を示す. 波形右上の数値は永久変位量 (cm) を表す.

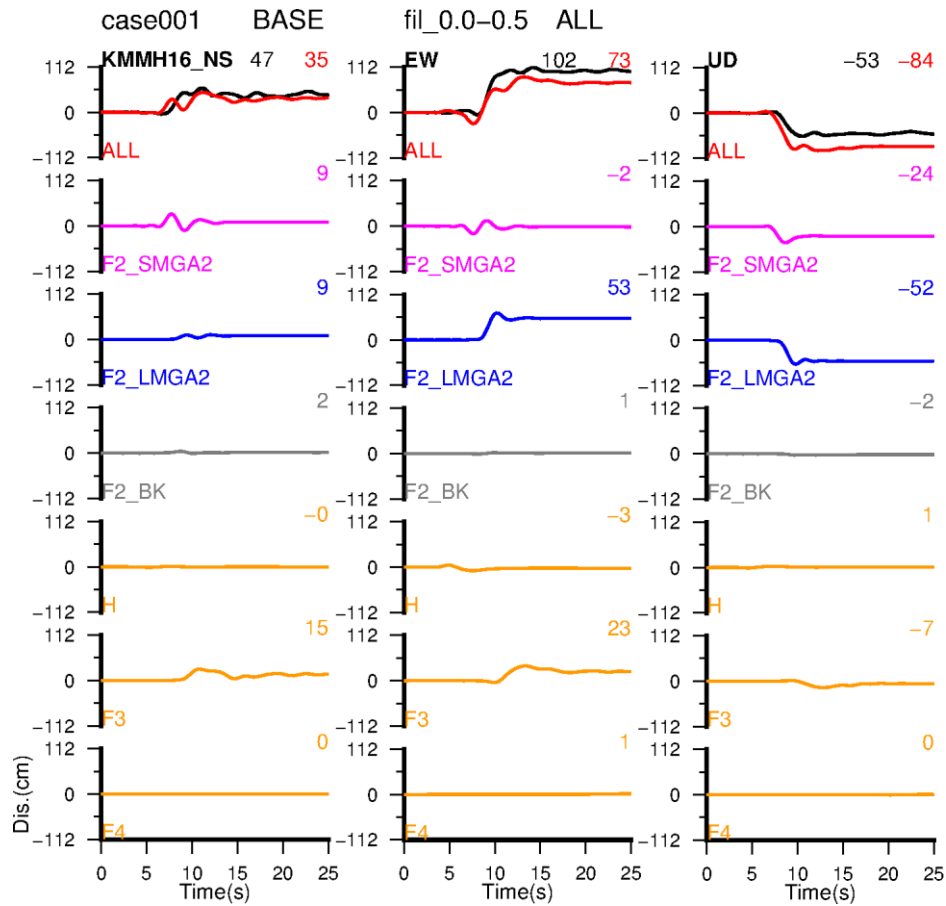


図 3.2.2(1)-13(2) KMMH16 の合成変位波形の各セグメントの寄与. 最上段は観測波形（黒色）と断層面全体の合成波形（赤色），2 段目から順番に SMGA2（桃色），LMGA2（青色），F2 セグメントの背景領域（灰色），H セグメント全体（橙色），F3 セグメント全体（橙色），F4 セグメント全体（橙色）の合成波形を示す. 波形右上の数値は永久変位量（cm）を表す.

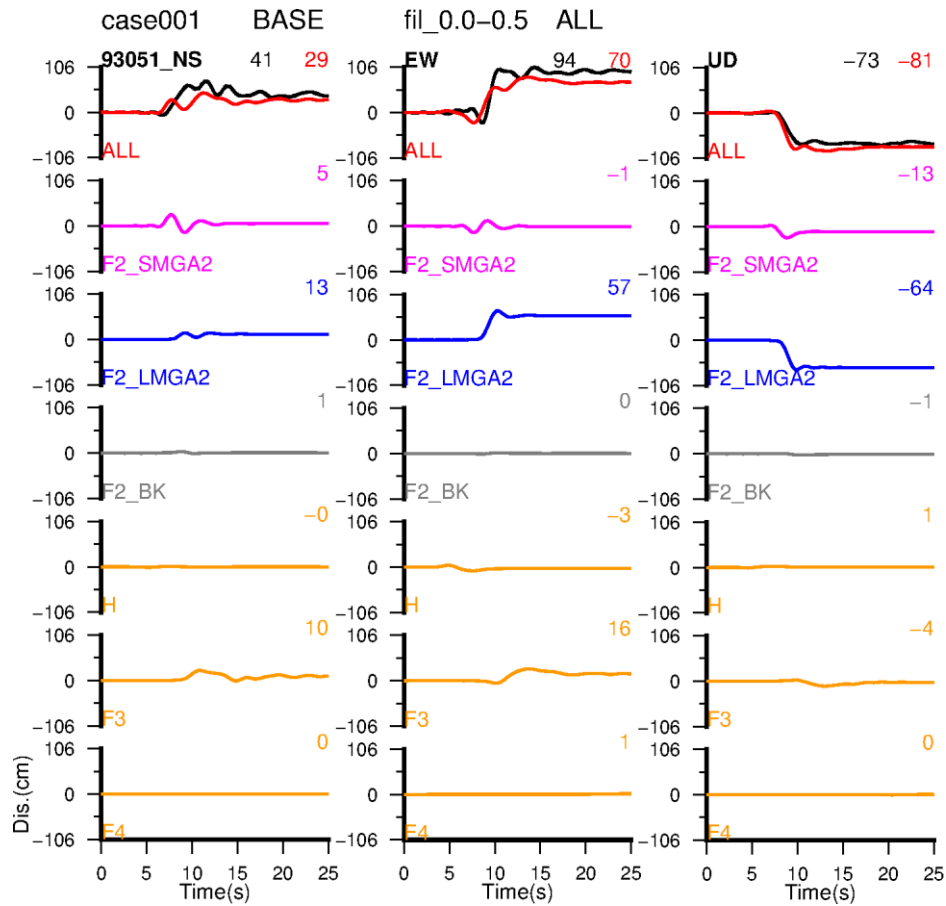


図 3.2.2(1)-13(3) 93051 の合成変位波形の各セグメントの寄与. 最上段は観測波形 (黒色) と断層面全体の合成波形 (赤色), 2 段目から順番に SMGA2 (桃色), LMGA2 (青色), F2 セグメントの背景領域 (灰色), H セグメント全体 (橙色), F3 セグメント全体 (橙色), F4 セグメント全体 (橙色) の合成波形を示す. 波形右上の数値は永久変位量 (cm) を表す.

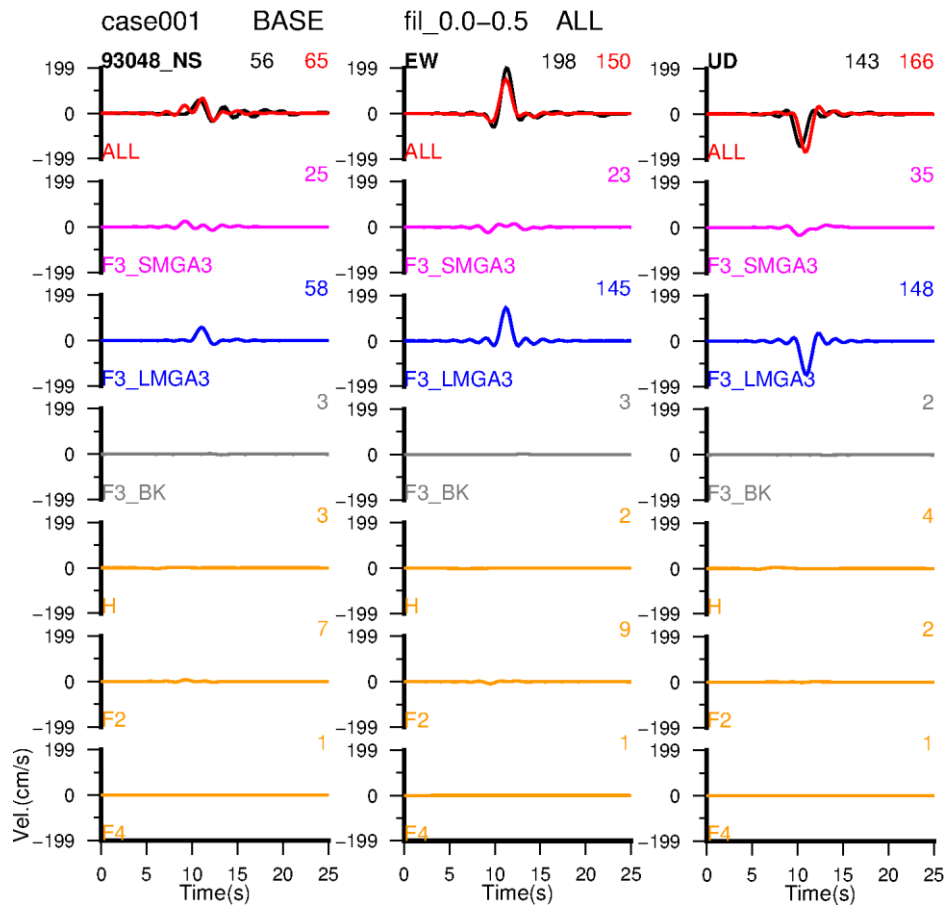


図 3.2.2(1)-14(1) 93048 の合成速度波形の各セグメントの寄与. 最上段に観測波形 (黒色) と断層面全体の合成波形 (赤色) を示す. 2 段目から順番に SMGA3 (桃色), LMG3 (青色), F3 セグメントの背景領域 (灰色), H セグメント全体 (橙色), F2 セグメント全体 (橙色), F4 セグメント全体 (橙色) の合成波形を示す. 波形右上の数値は最大値 (cm/s) を示す.



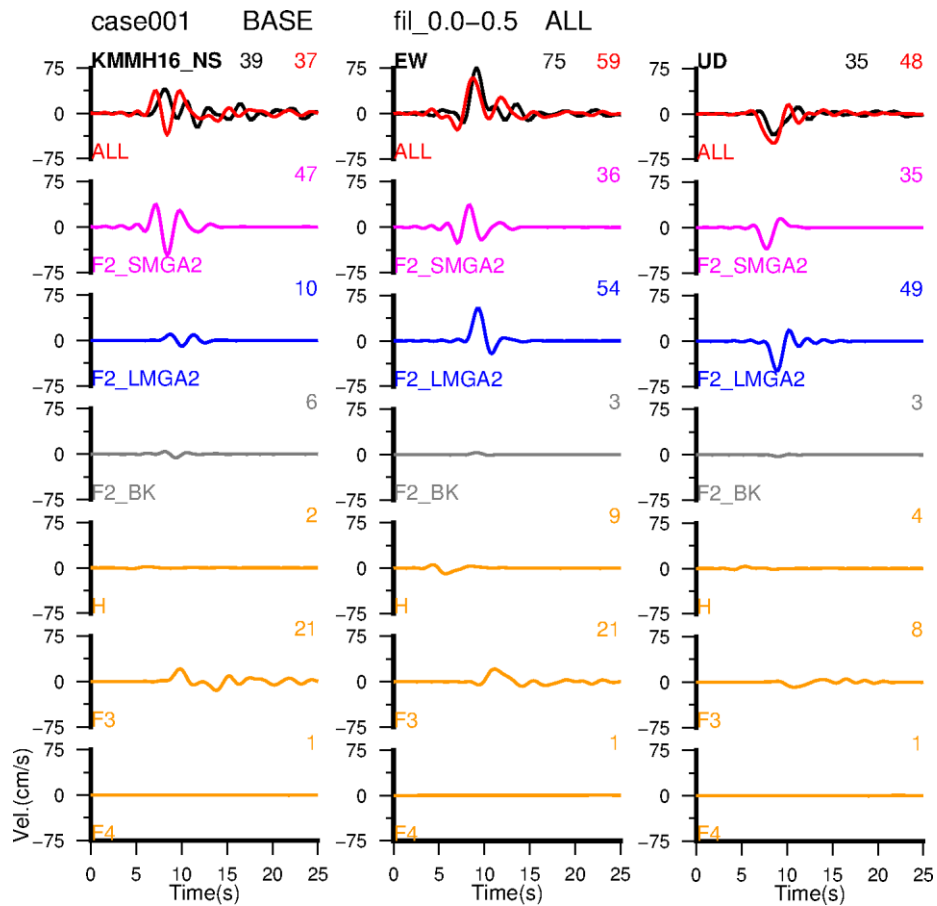


図 3.2.2(1)-14(2) KMMH16 の合成速度波形の各セグメントの寄与. 最上段に観測波形（黒色）と断層面全体の合成波形（赤色）を示す. 2 段目から順番に SMGA2（桃色）, LMGA2（青色）, F2 セグメントの背景領域（灰色）, H セグメント全体（橙色）, F3 セグメント全体（橙色）, F4 セグメント全体（橙色）の合成波形を示す. 波形右上の数値は最大値（cm/s）を示す.

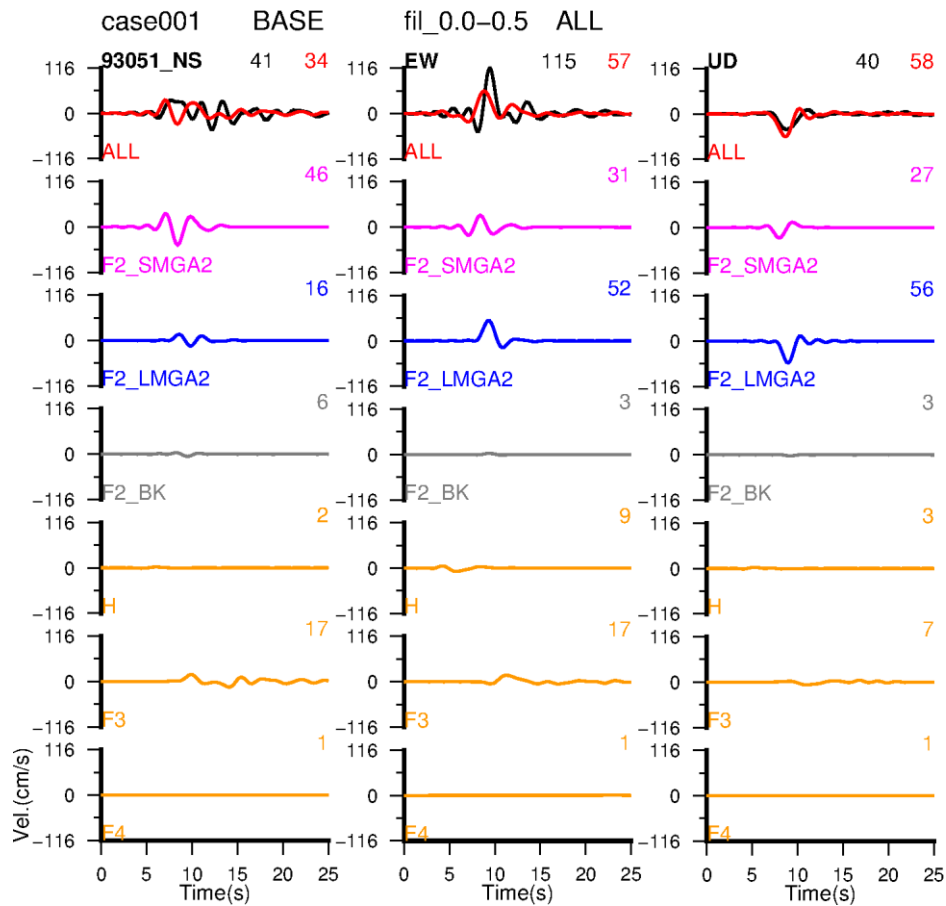


図 3.2.2(1)-14(3) 93051 の合成速度波形の各セグメントの寄与. 最上段に観測波形 (黒色) と断層面全体の合成波形 (赤色) を示す. 2 段目から順番に SMGA2 (桃色), LMGA2 (青色), F2 セグメントの背景領域 (灰色), H セグメント全体 (橙色), F3 セグメント全体 (橙色), F4 セグメント全体 (橙色) の合成波形を示す. 波形右上の数値は最大値 (cm/s) を示す.

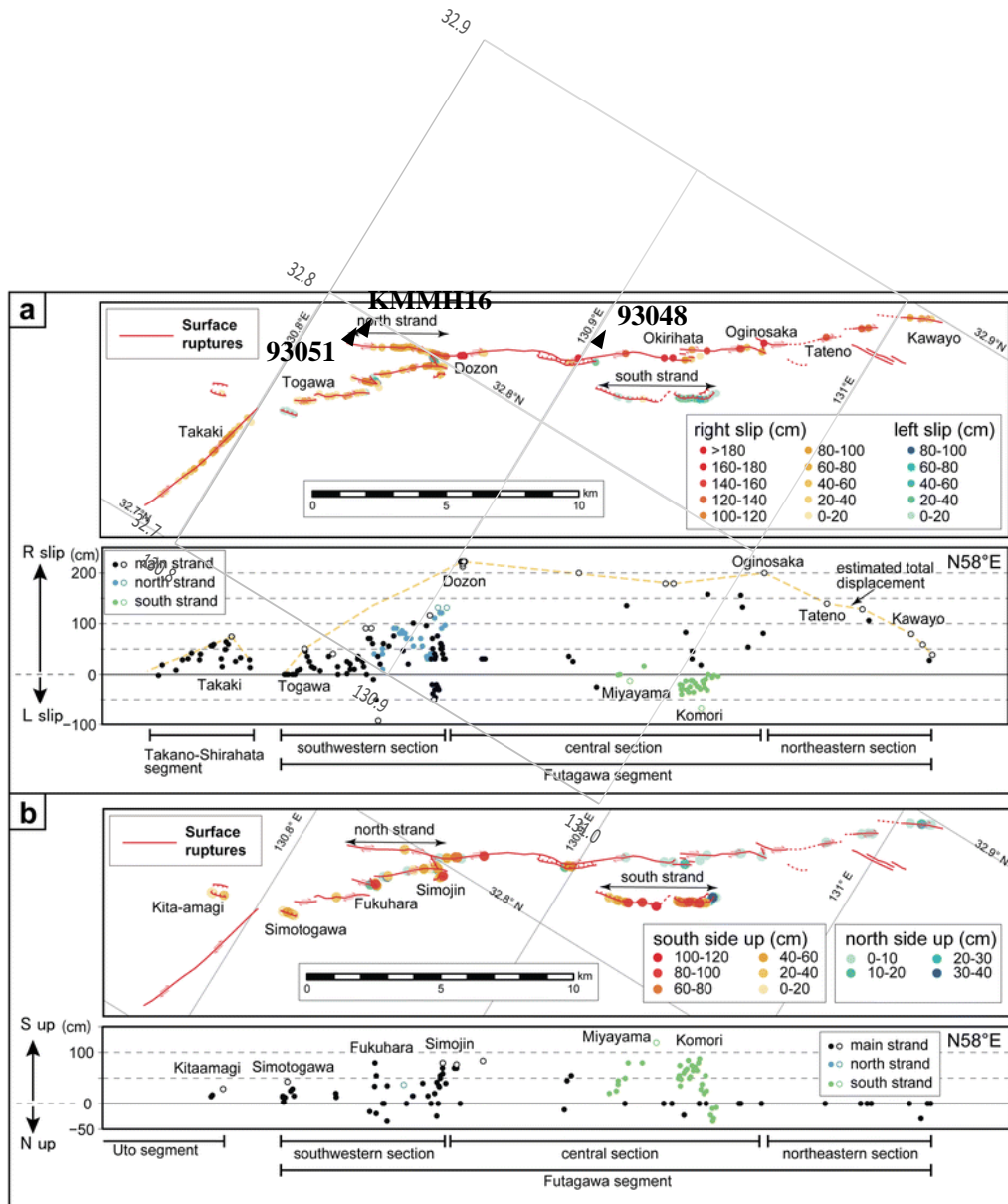


図 3.2.2(1)-15 地表面地震断層の変位量分布と評価地点（黒三角）（Shirahama *et al.* (2016) に加筆）。

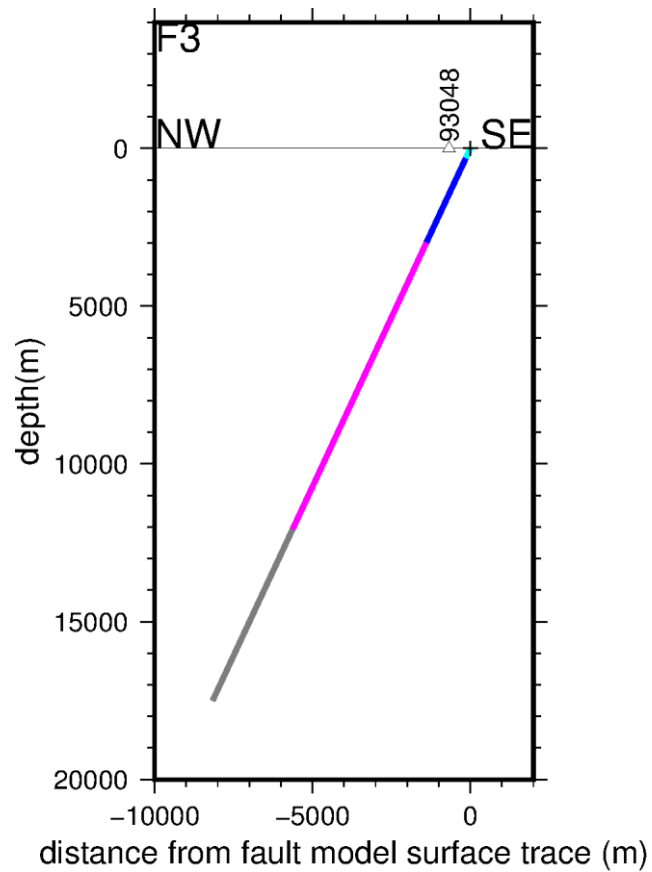


図 3.2.2(1)-16 LMGA3 の深さ 0.3 km 以浅のすべり量を 2 m, 深さ 0.3 km 以深のすべり量を 4 m の時の F3 セグメントの断面図. 青色は LMGA3 (すべり量 4 m), 水色は LMGA3 (すべり量 2 m), 桃色は SMGA3, 灰色は背景領域. +印は断層モデルの地表位置, 三角印は評価地点である.

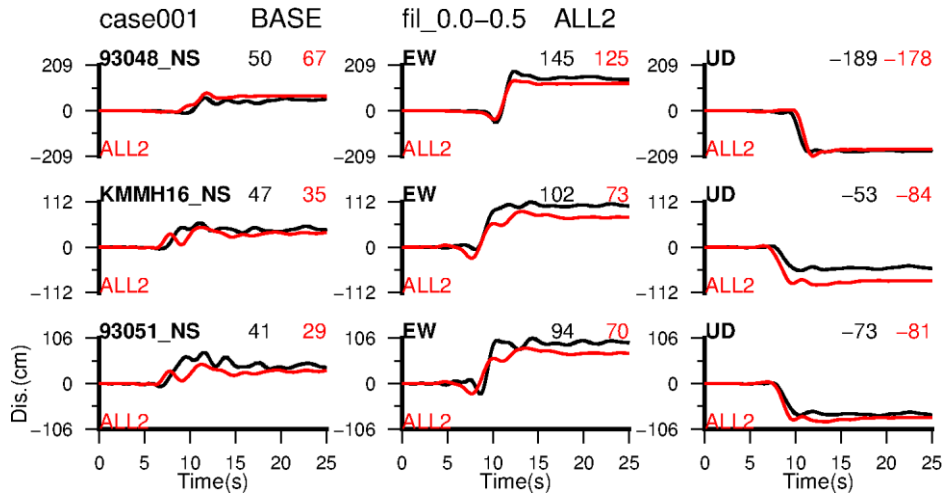


図 3.2.2(1)-17 LMG3 の深さ 0.3 km 以浅のすべり量を 2 m, 深さ 0.3 km 以深のすべり量を 4 m とした時の変位波形の比較 (上から順番に 93048, KMMH16, 93051). 黒線が観測, 赤線が合成を表す. 波形右上の数値は永久変位量 (cm) を示し, 黒字が観測, 赤字が合成を表す.

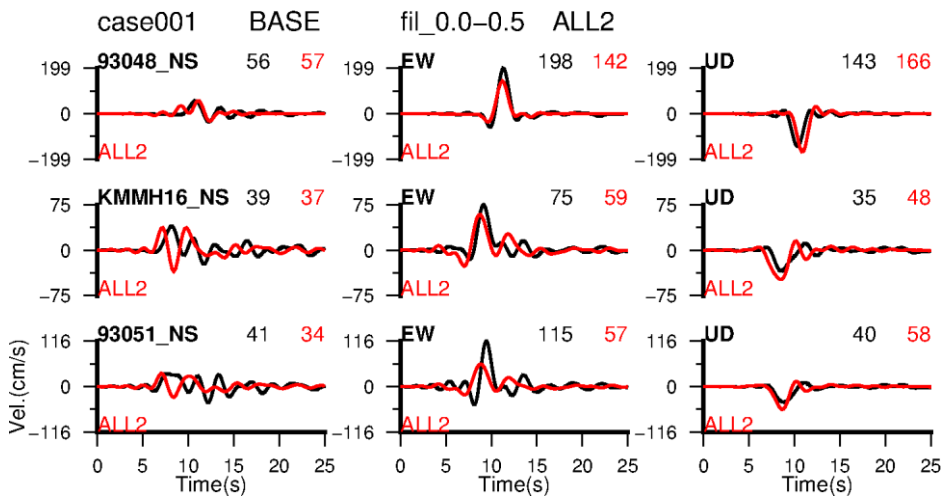


図 3.2.2(1)-18 LMG3 の深さ 0.3 km 以浅のすべり量を 2 m, 深さ 0.3 km 以深のすべり量を 4 m とした時の速度波形の比較 (上から順番に 93048, KMMH16, 93051). 黒線が観測, 赤線が合成を表す. 波形右上の数値は最大値 (cm/s) を示し, 黒字が観測, 赤字が合成を表す.

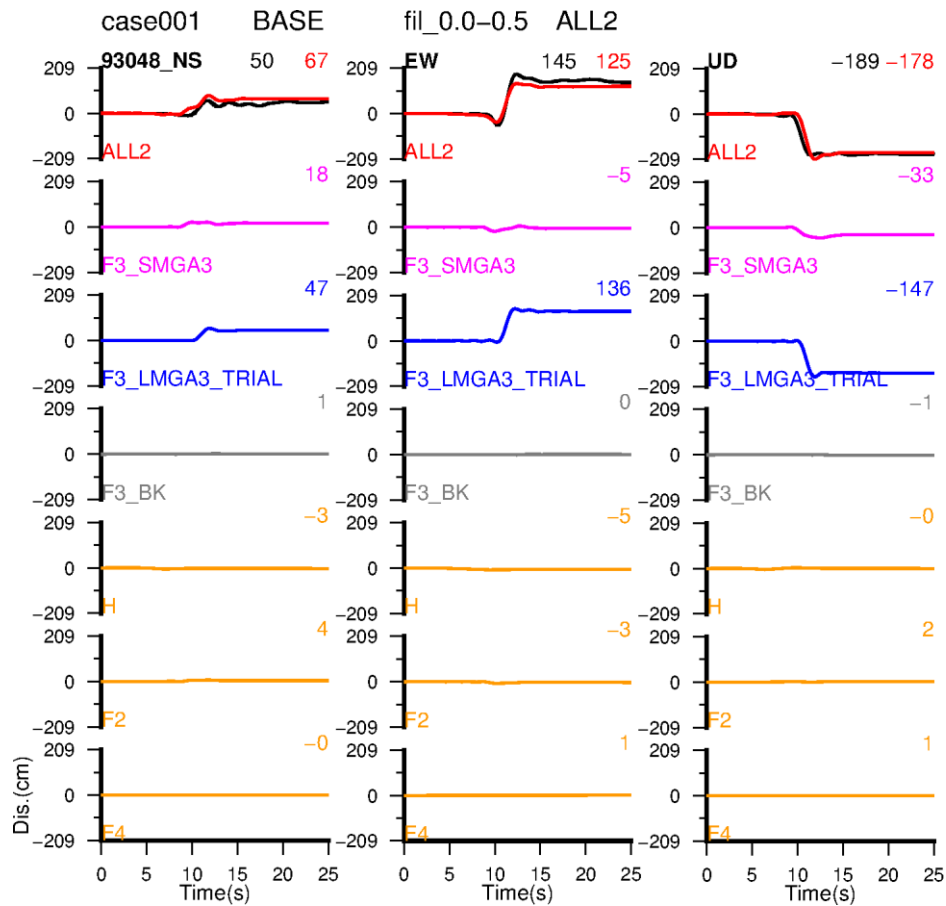


図 3.2.2(1)-19 LMGGA3 の深さ 0.3 km 以浅のすべり量を 2 m, 深さ 0.3 km 以深のすべり量を 4 m とした時の 93048 の合成変位波形の各セグメントの寄与. 最上段は観測波形 (黒色) と断層面全体の合成波形 (赤色), 2 段目から順番に SMGA3 (桃色), LMGA3 (青色), F3 セグメントの背景領域 (灰色), H セグメント全体 (橙色), F2 セグメント全体 (橙色), F4 セグメント全体 (橙色) の合成波形を示す. 波形右上の数値は永久変位量 (cm) を表す.

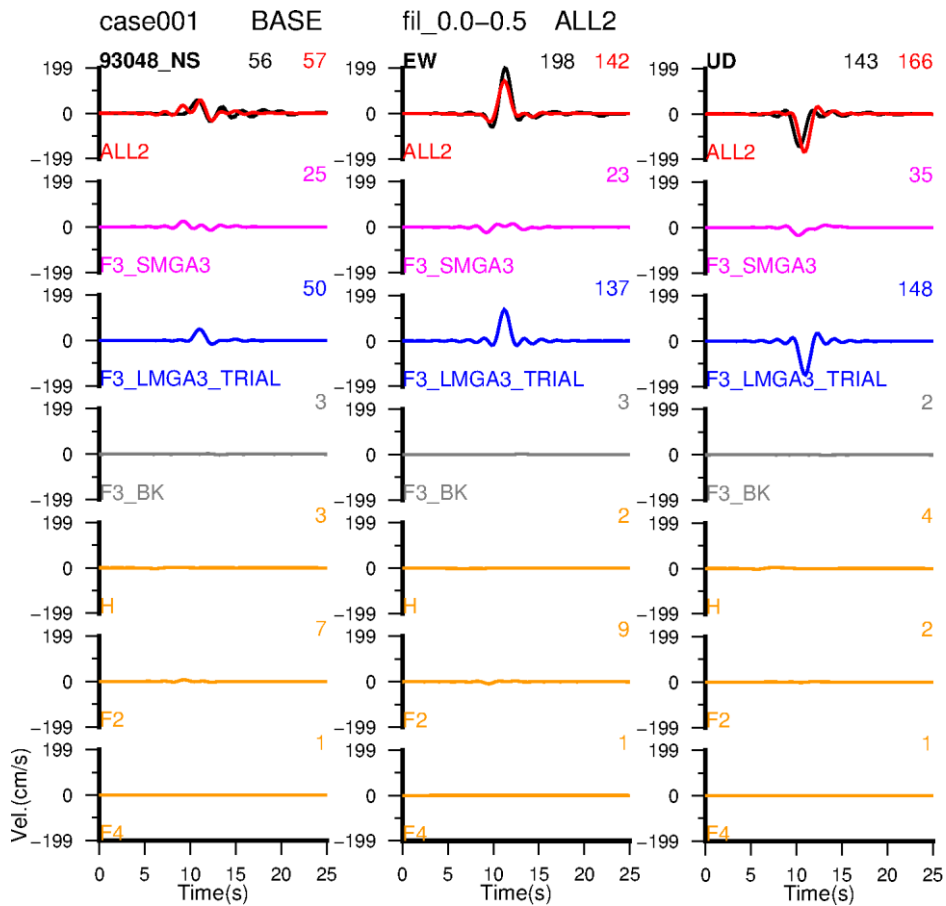


図 3.2.2(1)-20 LMGGA3 の深さ 0.3 km 以浅のすべり量を 2 m, 深さ 0.3 km 以深のすべり量を 4 m とした時の 93048 の合成速度波形の各セグメントの寄与. 最上段は観測波形 (黒色) と断層面全体の合成波形 (赤色), 2 段目から順番に SMGA3 (桃色), LMGA3 (青色), F3 セグメントの背景領域 (灰色), H セグメントの総和 (橙色), F2 セグメントの総和 (橙色), F4 セグメントの総和 (橙色) の合成波形を示す. 波形右上の数値は最大値 (cm/s) を表す.

## ⑥ まとめと今後の課題

本検討では、断層近傍の観測点の永久変位を含む周期 2 秒以上の地震動評価のための LMGA を含む特性化震源モデルの構築を行った。その結果、断層近傍の観測点の永久変位を含む周期 2 秒以上の長周期地震動は、断層浅部に LMGA を設定した特性化震源モデルで観測記録を概ね再現可能であることを示した。また、LMGA の地表付近のすべり量を地表での観測量に整合するようなモデルを用いても観測記録を概ね再現可能であることを示した。

ところで、本検討では、断層近傍の観測点の観測記録を対象としたため、新たに設定した LMGA が影響を及ぼす空間的な範囲の議論はできていない。そこで、例えば、断層面に直交するように疑似観測点を設定した上で、シミュレーションにより LMGA の影響範囲を把握できるかもしれない。

本検討の LMGA の長さは直下の SMGA と同じ長さを仮定したが、これだけの長さが必要か否かを検討する必要がある。長さの妥当性を検証するためには、長さ方向の延長線上に位置する観測記録が有益な情報になると考えられる。LMGA3 の北東側には自治体震度観測点の南阿蘇村河陽 (93011) (図 3.2.2(1)-21) がある。このような観測点を対象に、本検討で提案した LMGA を含む特性化震源モデルで地震動評価を行い、観測記録と比較をすることで、長さの検証ができる可能性がある。

本検討では益城町付近の断層面 (F2 セグメント) を図 3.2.2(1)-15 の north strand 部分に対応する木山断層に沿うようにモデル化し、益城町内の 2 観測点 (KMMH16 と 93051) の観測された永久変位は木山断層に沿う LMGA2 でほぼ再現できるとした。しかし、木山断層の数 km 南側にも地表地震断層が出現している (図 3.2.2(1)-15 の a 図の Dozono から Togawa のかけての領域)。一方、図 3.2.2(1)-15 や図 3.2.2(1)-22 のように、木山断層に対応する地表地震断層は西側に向かって変位量が減少し、消滅している。このことから、益城町付近の永久変位を含む周期 2 秒以上の地震動に寄与する断層面は木山断層のみで良いのか、木山断層と南側の断層面の両方が必要なのか、あるいは南側の断層面のみで良いのかを検討していく必要があると考えられる。その際の断層面の設定は余震分布などを用いて、精緻に設定する必要があると思われる。



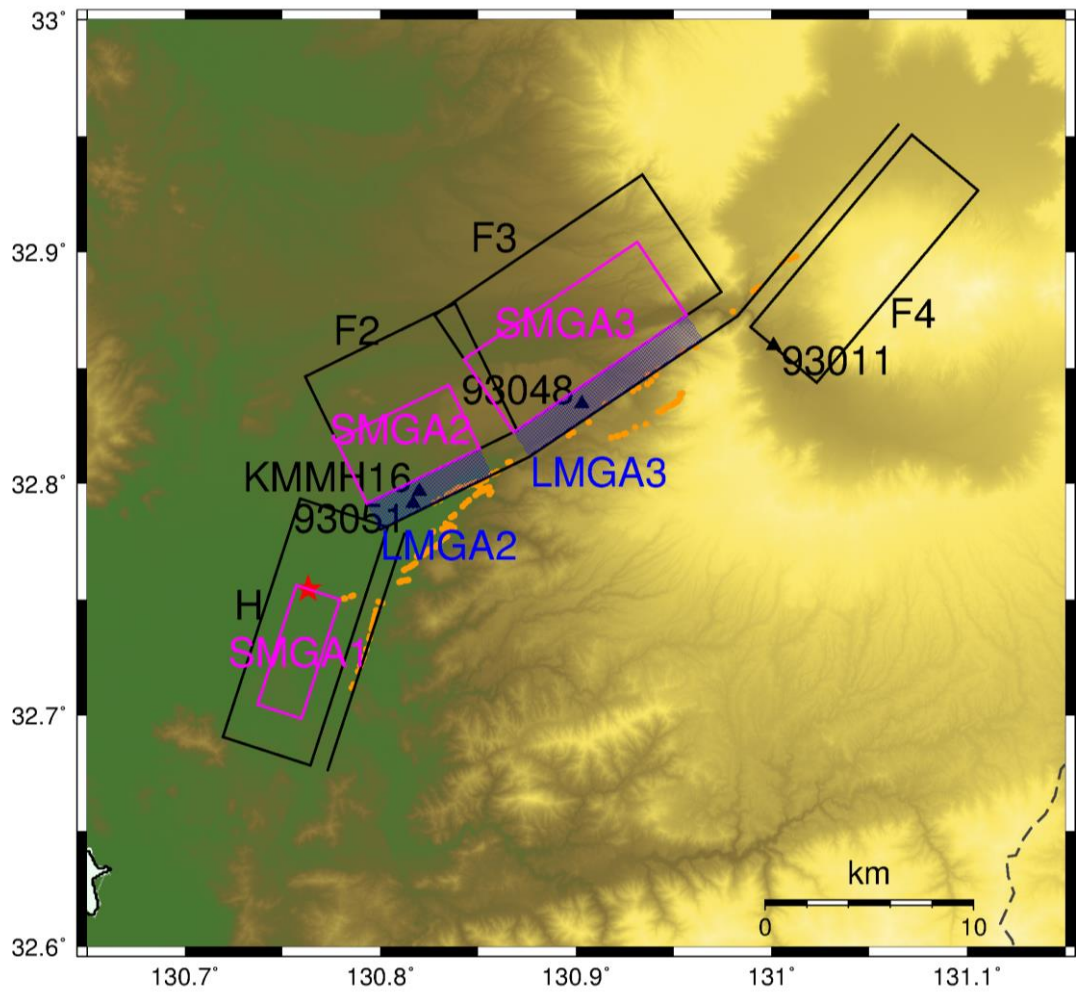


図 3.2.2(1)-21 本検討で構築した特性化震源モデルの地表投影図と南阿蘇村河陽 (93011), の位置関係.



図 3.2.2(1)-22 益城町における地表地震断層の位置と変位量 (産業総合技術研究所, 2016)

図中の「益城町役場」が本検討の 93051 に対応している。

■参考文献 3.2.2(1)

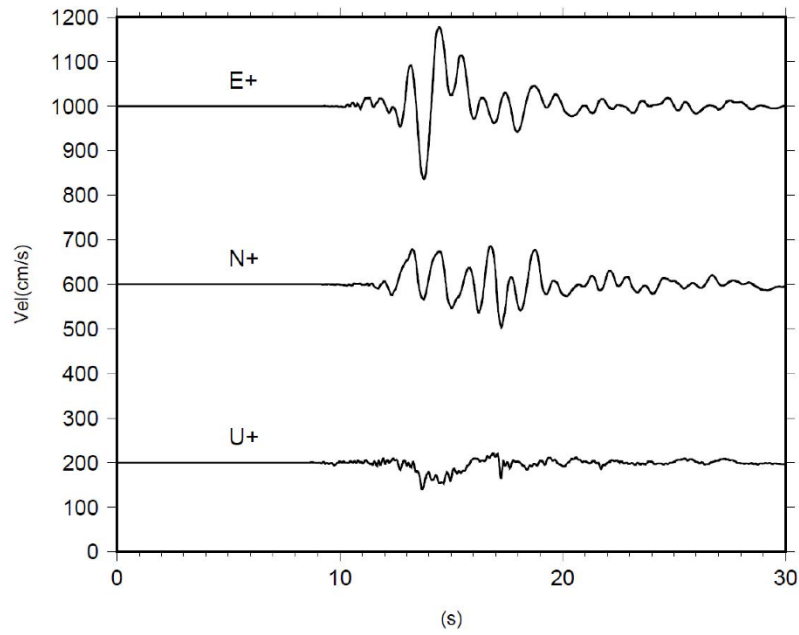
- 防災科学技術研究所, 地震ハザードステーション (J-SHIS) ,  
<http://www.j-shis.bosai.go.jp/> (平成 30 年 1 月 29 日確認)
- Fukahata Y, Hashimoto M (2016), Simultaneous estimation of the dip angles and slip distribution on the faults of the 2016 Kumamoto earthquake through a weak nonlinear inversion of InSAR data, *Earth, Planets and Space*, 68:204.
- Hisada Y, Bielak J (2003), A Theoretical Method for Computing Near-Fault Strong Motions in Layered Half-Space Considering Static Offset due to Surface Faulting, with a Physical Interpretation of Fling Step and Rupture Directivity, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 93, 1154-1168.
- Irikura K, Kurahashi S (2017), Near-field long-period strong ground motions during the 2016 Kumamoto earthquake, *IAG-IASPEI*, S07.
- 岩田知孝 (2016), 益城町宮園・西原村小森本震記録の解析,  
<http://sms.dpri.kyoto-u.ac.jp/topics/masiki-nishihara0428ver2.pdf> (平成 30 年 1 月 29 日確認)
- 地震調査研究推進本部 (2016), 震源断層を特定した地震の強震動予測手法 (「レシピ」) 平成 28 年 (2016 年) 6 月 (12 月修正版) ,  
[http://www.jishin.go.jp/main/chousa/16\\_yosokuchizu/recipe.pdf](http://www.jishin.go.jp/main/chousa/16_yosokuchizu/recipe.pdf) (平成 30 年 1 月 30 日確認)
- 中村洋光・宮武 隆 (2000), 断層近傍強震動シミュレーションのための滑り速度時間関数の近似式, *地震* 2, 53, 1-9.
- 産業総合技術研究所 (2016), 12-19 2016 年熊本地震に伴って出現した地表地震断層, *地震予知連絡会会報*, 96, 631-636.
- Shirahama Y, Yoshimi M, Awata Y, Maruyama T, Azuma T, Miyashita Y, Mori H, Imanishi K, Takeda N, Ochi T, Otsubo M, Asahina D, Miyakawa A (2016), Characteristics of the surface ruptures associated with the 2016 Kumamoto earthquake sequence, central Kyushu, Japan. *Earth, Planets and Space*, 68:191.
- 染井一寛・宮腰 研・吉田邦一 (2016), 経験的グリーン関数法を用いた 2016 年熊本地震の地震動シミュレーション, *日本地震学会秋季大会*, S15-P02.
- Yoshida K, Miyakoshi K, Somei K, Irikura K (2017), Source process of the 2016 Kumamoto earthquake(Mj7.3) inferred from kinematic inversion of strong-motion records, *Earth, Planets and Space*, 69:64.

### 3.2.2(2) 浅部の大すべり域における震源スケーリング則

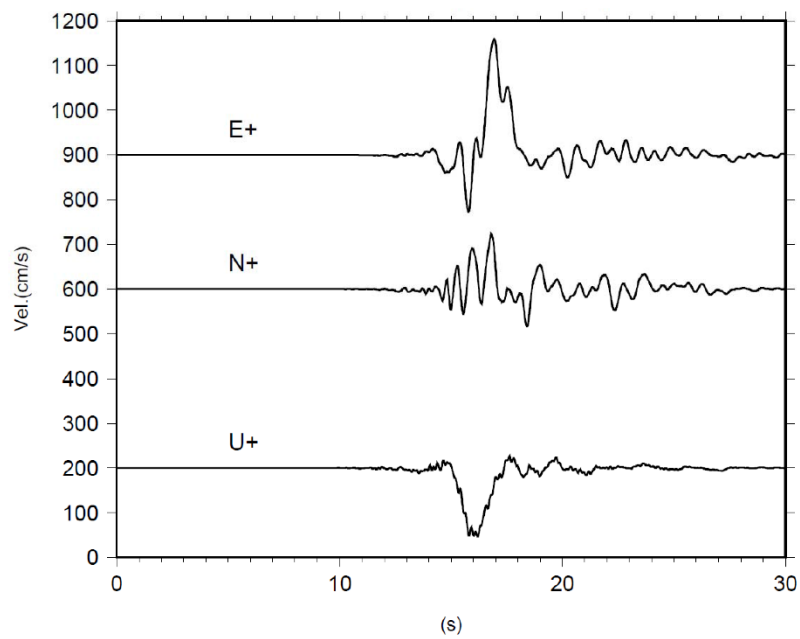
#### 1. はじめに

1995年兵庫県南部地震以降、日本国内では強震観測網（K-NET, KiK-net等）や自治体の震度計ネットワークが整備され、これまでほとんど観測されなかった震源極近傍の地震動データが得られるようになってきた。2016年熊本地震の本震（4月26日1時25分）では、図3.2.2(2)-1で示すように西原小森で約2m、益城町宮園で約1mの水平変位が観測されている（岩田、2016）。これらの変位は永久変位であることから、地表近くまで震源断層運動があったと推定される。前章では、西原小森や益城町宮園の観測点直下の地表近くにすべり量が約2m～4mの大すべり域（LMGA; Long Motion Generation Area）を設定することで、観測された永久変位を説明できることを示した。

地表地震断層が原子力サイトに極めて近い場合の地震動評価については、原子力規制委員会の「基準地震動及び耐震設計方針に係わる審査ガイド（原子力規制委員会、2013）において、地表面まで含めて震源のモデル化を検討し、特に永久変位について実現象を説明できることを求めている。一方、強震動評価を行うための手法である強震動予測レシピ（地震本部、2017）は、永久変位を説明する目的で策定されておらず、震源断層上端より浅い部分のモデル化は示されていない。このため、本検討では震源断層上端より浅い部分のLMGAのモデル化手法を検討する。



(a) 益城町宮園 (93051)



(b) 西原村小森 (93048)

図 3.2.2(2)-1 断層近傍の観測点における速度波形 (岩田、2016)

## 2. 地表の断層変位(fault displacement)のスケーリング則

地表に現れる断層変位(Ds)は松田(1975)によって次式で示されている (図 3.2.2(2)-2 参照)。

$$\log Ds [m] = 0.6 \times Mj - 4.0$$

なお、松田(1975)の式は地表の断層変位(Ds)と気象庁マグニチュード(Mj)の関係であるため、ここでは武村(1990)の次式を利用して、

$$\log Mo [Nm] = 1.17 \times Mj - 4.0$$

地表の断層変位(Ds)と地震モーメント(Mo)の関係に直した。

$$\log Ds [m] = 0.5123 \times Mo [Nm] - 9.4974$$

なお、松田(1975)が用いたデータセットの断層変位は、主に地表に現れた最大変位と考えられる。それらは 1891 年から 1970 年までに国内で発生した  $Mj6.2 \sim 8.4$  の地震が対象であることから、本検討では近年、国内外で発生した地震も含まれている Wesnousky (2008)及び Murotani et al. (2015)の地震データセットを追加した (表 3.2.2(2)-1 及び表 3.2.2(2)-2 参照)。なお、Murotani et al. (2015)の地震データセットは、地表に現れる最大変位( $D_{surf}$ ; maximum surface displacement)である。Wesnousky (2008)のデータセットと Murotani et al. (2015)のデータセットは、図 3.2.2(2)-3 で示すように一部の地震を除いて両者はほぼ整合的であることから、Wesnousky (2008)のデータセットも地表に現れる最大変位であることが示唆される。図中には Shirahama et al.(2016)による 2016 年熊本地震の最大の断層変位 (図 3.2.2(2)-4 参照)、石村・他(2015)による 2014 年長野県北部地震の最大の断層変位 (図 3.2.2(2)-5 参照) も示している。図 3.2.2(2)-6 に、松田(1975)と武村(1990)による地表の断層変位(Ds)と地震モーメント(Mo)の関係式を示す。地表の断層変位データは  $Mw6.5$  以下でバラツキが大きい、 $Mw6.5$  以上になるとバラツキは小さくなっている。松田(1975)と武村(1990)による地表の断層変位(Ds)と地震モーメント(Mo)の関係式は、地表の断層の変位データと調和的である。なお、断層タイプ別 (横ずれ断層と逆・正断層タイプ) で断層の最大変位(Ds)を図示したが、両者に大きな差異は認められなかった。

表 3.2.2(2)-1 Wesnousky (2008)のデータセット  
(Wesnousky(2008)の Table 2 で” Mo<sup>long period</sup>”の記載がある地震を選択)

No.	EQ. name	Type	Mo <sup>long period</sup> [Nm]	Ds [m]
8	1940 Imperial	SSR	4.80E+19	3.3
16	1959 Hebgen Lake	N/50	1.50E+20	5.4
17	1967 Mudurnu	SSR	7.50E+19	2
18	1968 Borrego Mtn	SSR	1.10E+19	0.4
19	1971 San Fernando	R/45	1.90E+19	2.5
20	1979 Cadoux	R/35	1.75E+18	1.2
21	1979 Imperial Valley	SSR	7.00E+18	0.78
23	1981 Sirch	SS/69	9.00E+19	0.5
24	1983 Borah Peak	N/45	3.50E+19	2.8
26	1987 Edgecumbe	N/60	9.00E+18	2.6
27	1987 Super Hills	SSR	1.00E+19	1.1
28	1988 Tennant	R/45	1.50E+19	1.8
29	1990 Luzon	SSL	3.90E+20	6.2
30	1992 Landers	SSR	8.00E+19	6.7
31	1998 Fandoqa	SSN/54	9.50E+18	3.1
32	1999 Izmit	SSR	2.88E+20	5.1
33	1999 Chi-chi	R/70	3.40E+20	12.7
34	1999 Hector Mine	SSR	6.00E+19	5.2
35	1999 Duzce	SSR	6.70E+19	5
36	2001 Kunlun	SSL	5.90E+20	8.7
37	2002 Denali	SSR	7.50E+20	8.9

Type of earthquake mechanism and dip. Right- and left- lateral strike slip are SSR and SSL, respectively. Reverse and normal events are R and N, respectively. Right-lateral normal oblique motion is NSSR.

表 3.2.2(2)-2(a) Murotani et al. (2015)のデータセット  
(Murotani et al., (2015)の Table 2, Table3)

EQ. name	Type	Mo [Nm]	Ds [m]
2008 Wenchuan	R	1.10E+21	9.9
2005 Kashmir	R	2.60E+20	8.7
2002 Denali	S	7.70E+20	8.8
1999 Chi-chi	R	3.50E+20	10.7
1999 Izmit (Kocaeli)	S	2.10E+20	5.3
1999 Duzce	S	4.00E+19	4.8
1995 Hyogo-ken Nanbu	S	2.70E+19	2.5
1992 Landers	S	7.70E+19	6
1978 Tabas	R	5.80E+19	3
1906 San Francisco	S	8.20E+20	8.6
1981 Nobi	S	1.80E+20	7.7
1915 Avezzano	N	1.07E+19	2
1930 North-Izu	SR	2.72E+19	3.8
1940 Imperial-Valley	SR	3.02E+19	5
1954 Rainbow-Mountain	N	2.69E+18	0.9
1954 Stillwater	N	8.41E+18	0.81
1954 Fairview-Peak	SN	7.16E+19	5.5
1954 Dixie-Valley	SN	3.24E+19	3.8
1957 Gobi-Altai	S	2.04E+21	9.5
1958 Lituya-Bay	S	5.69E+20	6.6
1966 Parkfield	S	2.99E+18	0.2
1967 Mogod	S	4.42E+19	3.5
1967 Mudurna-Valley	S	1.29E+20	2.6
1968 Borrego-Mountain	S	1.11E+19	0.39
1968 Dashi-e-Bayaz	S	8.81E+19	5.2
1968 Meckering	RS	1.04E+19	3.6
1969 Alasehir-Valley	N	1.46E+19	0.82
1970 Gediz	N	7.41E+19	2.8



1971 San-Fernando	RS	1.15E+19	2.5
1973 Luhuo	S	2.02E+20	3.65
1976 Motagua	S	3.51E+20	3.4
1976 Caldiran	S	8.81E+19	3.7
1977 Bob-Tangol	S	8.61E+17	0.3
1979 Homestead-Valley	S	2.66E+17	0.1
1979 Cadoux	R	1.91E+18	1.5
1979 El-Centro	S	7.85E+18	0.35
1979 Koli	SR	7.16E+19	4.1
1980 El-Asnam	R	5.62E+19	6.6
1980 South-Apennines	N	2.92E+19	1.15
1981 Feb. Corinth	N	1.11E+19	1.5
1981 Mar. Corinth	N	2.99E+18	1.1
1983 Borah-Peak	NS	3.13E+19	2.7
1986 Marryal-Creak	RS	6.10E+17	1.3
1986 Kakamata	N	9.89E+17	0.16
1987 Edgecumbe	N	7.08E+18	2.9
1987 Elmore-Ranch	S	2.51E+18	0.28
1987 Superstition-Hills	S	1.04E+19	0.92
1988 Tennant-Creek	RS	4.68E+18	1.1
1988 Tennant-Creek	R	3.09E+18	1.3
1988 Tennant-Creek	R	9.33E+18	1.9
1989 Ungava	R	1.17E+18	2

ST slip type, S strike, R reverse, N normal

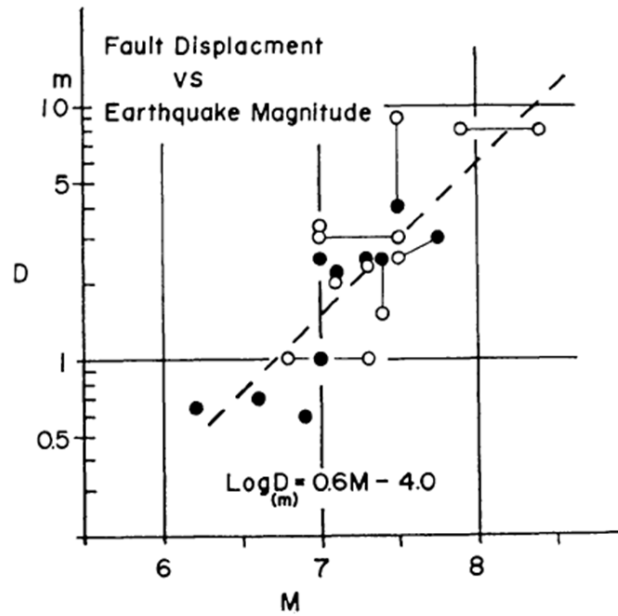


図 3.2.2(2)-2 地震規模(Mj; 気象庁マグニチュード)と地表の断層変位(Ds)の関係 (松田、1975)

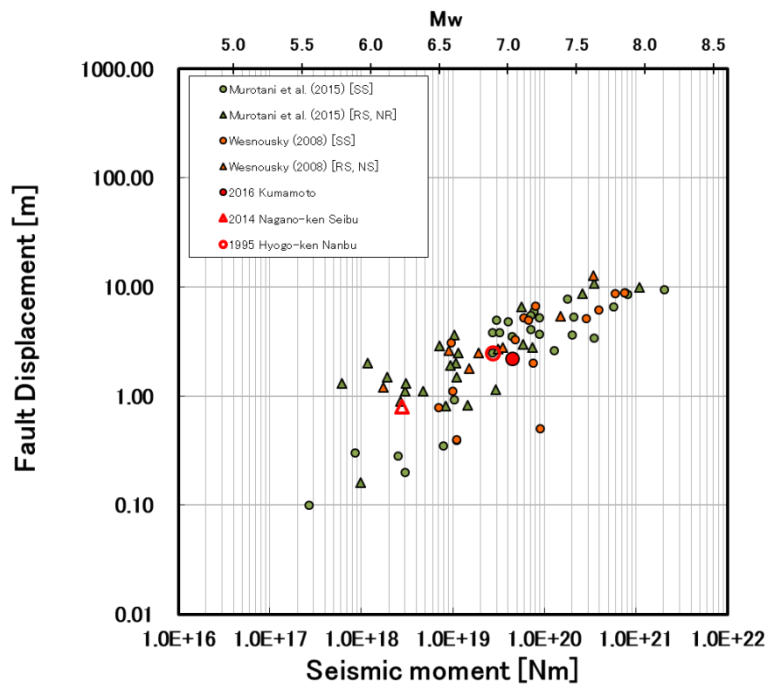
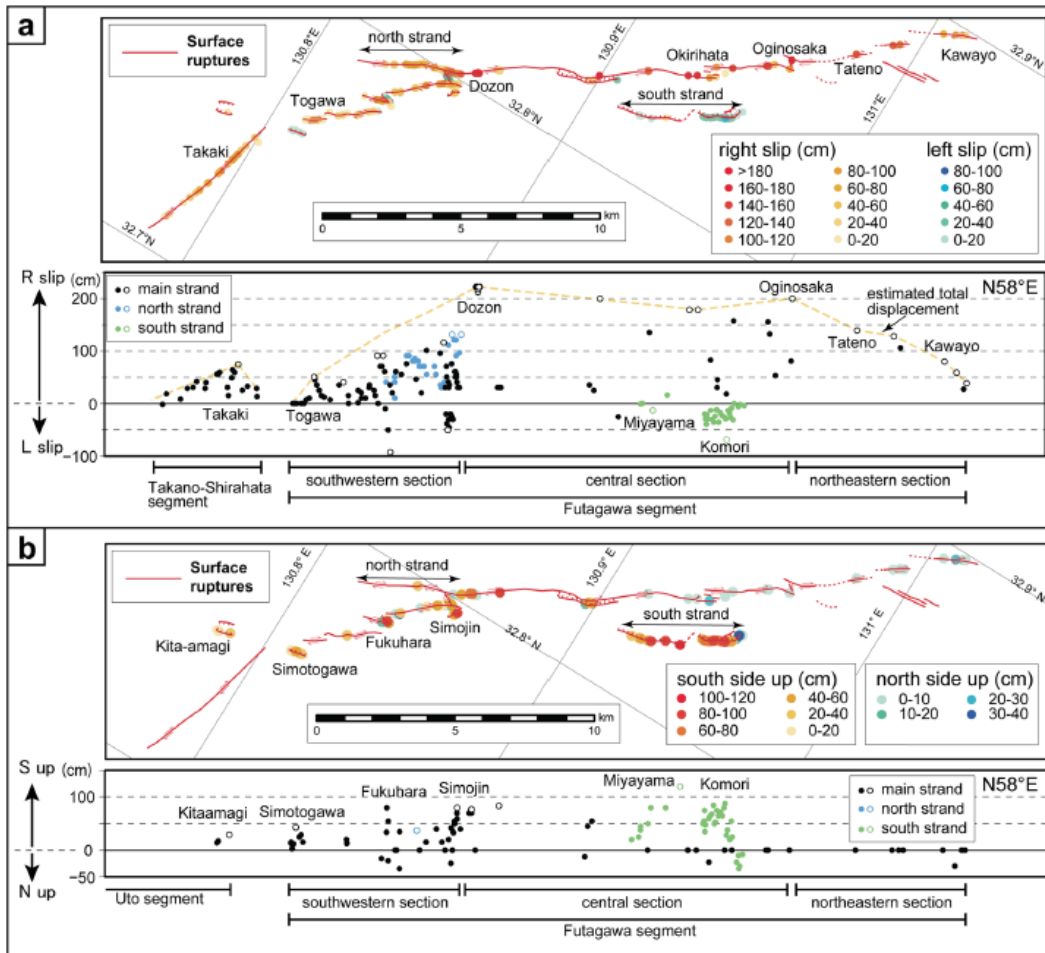
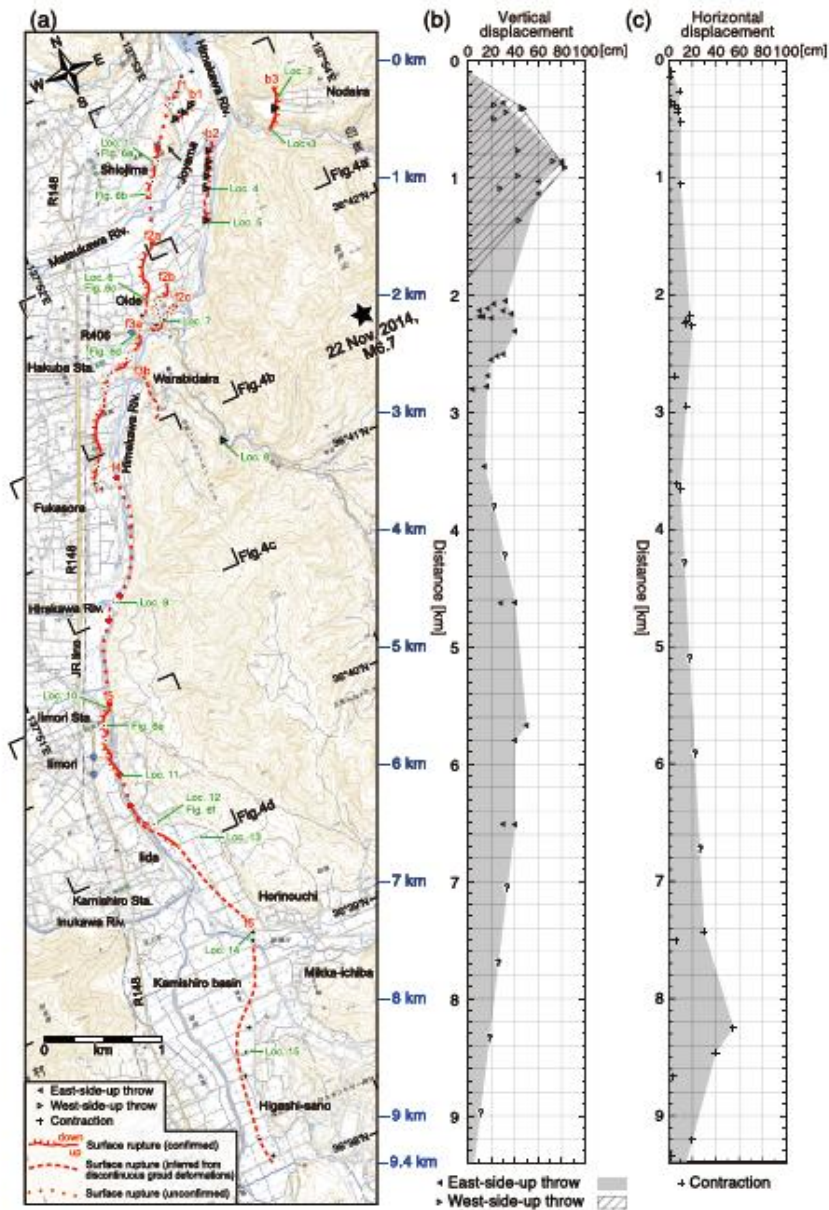


図 3.2.2(2)-3 地震モーメント(Mo)と地表の断層変位(Ds)の関係



**Fig. 6** a Distribution of the strike-slip component of surface ruptures (red lines) at measured locations (colored dots with the amount of displacement represented by their shade) along the Futagawa and Hinagu fault zones (top); explanation of surface ruptures in Fig. 1C. Diagram of slip distribution along the fault zone (bottom). Open dots show the representative displacement at each sub-strand. Dashed yellow line shows the estimated total displacement. b Distribution of the vertical component of surface ruptures along the Futagawa fault zone

図 3.2.2(2)-4 2016 年熊本地震の断層変位(Shirahama et al., 2016)



第2図 (a) 2014年長野県北部の地震に伴う地震断層の分布, (b) 地震断層に沿った上下変位量の分布, および (c) 水平変位量の分布.

Okada et al. (2015) を一部改変した. (b) および (c) の変位量は, 地震断層の一般走向である北東-南西方向に投影してプロットした. 各地点における変位量および位置座標等の詳細は, 表1にまとめた. 基図には国土地理院発行の1/25,000地形図「白馬町」, 「塩島」, 「神城」, 「高府」を用いた.

Fig. 2 (a) Distribution of surface ruptures, (b) vertical displacement, and (c) horizontal displacement associated with the 2014 Nagano-ken-hokubu earthquake, modified after Okada et al. (2015).

Base map in (a) is the 1/25,000 topographic maps Hakuba-cho, Shiojima, Kamishiro, and Takafu published by Geospatial Information Authority of Japan. Vertical and horizontal displacements in (b) and (c) are plotted by projecting to NE-SW direction line. Detailed information at each location is shown in Table 1.

図 3.2.2(2)-5 2014年長野県北部地震の断層変位(石村・他、2015)

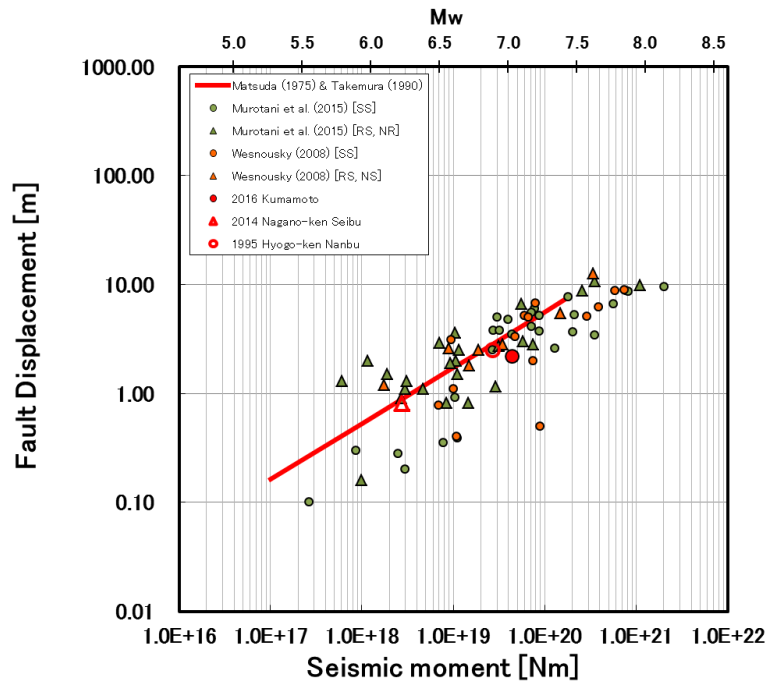


図 3.2.2(2)-6 地震モーメント( $M_0$ )と地表の断層変位( $D_s$ )の関係

赤線：松田(1975)と武村(1990)による地表の断層変位( $D_s$ )と地震モーメント( $M_0$ )の関係式

### 3. 地表の断層変位(fault displacement)と地震計の永久変位(particle displacement)

前章では、地表の断層変位(Ds)が松田(1975)と武村(1990)による関係式でほぼ説明できることを示した。ここでは、地表の断層変位(Ds)と断層近傍に設置された地震計の永久変位(Dp; particle displacement)の関係について検討する。断層近傍に設置された地震計の永久変位(Dp)は図 3.2.2(2)-7 で示すように断層を挟んだ片側の振幅(永久変位)を示す一方、活断層調査等で得られる地表の断層変位(Ds)は断層を挟んだ両側の振幅となる。このため、地表の断層変位(Ds)と断層近傍に設置された地震計の永久変位(Dp)の関係は

$$D_s [\text{m}] = 2 \times D_p [\text{m}]$$

となることが推察される。すなわち、地震計の永久変位(Dp)は、断層の片側の振幅であることから、その2倍は浅部の震源断層の平均的なすべり量と同じと考えることができる。また、永久変位(Dp)の2倍は観測点直下の断層すべりでもある。そこで、断層近傍で得られた地震計の永久変位(Dp)を2倍した結果と地表の断層変位(Ds)の関係を検討した。

地震計の永久変位(Dp)のデータとして、ここでは Xiao et al. (2010)、Boore (2010)等を参照している。表 3.2.2(2)-3 に Xiao et al. (2010)による永久変位(Dp)を示す。表 3.2.2(2)-4 に用いたデータセットに基づいた地震計の永久変位(Dp)を水平動成分と上下動成分に分けて示す。参考のため、用いた観測点配置例を図 3.2.2(2)-8 に示す。図 3.2.2(2)-9 に地震計の永久変位(Dp)の2倍(2Dp)を、松田(1975)と武村(1990)による関係式及び地表の断層変位(Ds)とともに示す。なお、図中には1978年イラン Tabas 地震をプロットしているが、これは Murotani et al. (2015)の Table 2 を参照しており、地表変位が3mとなっている。一方、Xiao et al. (2010)の Table 2 では1978年イラン Tabas 地震は地表に断層が現れない地中地震 (Buried-Fault Earthquake) に分類されており、1978年イラン Tabas 地震の地表変位データについては取り扱いには注意が必要と考える。図中には横ずれ断層タイプによる水平動成分(SS[2Dp\_h])と上下動成分(SS[2Dp\_v])、また、逆断層タイプによる水平動成分(RV[2Dp\_h])と上下動成分(RV[2Dp\_v])を分けて示している。図から横ずれ断層タイプの場合、明らかに、上下動成分(SS[2Dp\_v])に比べて水平動成分(SS[2Dp\_h])の方が大きい。一方、逆断層タイプの場合、上下動成分(RV[2Dp\_v])と水平動成分(RV[2Dp\_h])において系統的な差異は認められなかった。例えば、逆断層タイプである1991年 Chi-chi 地震では、上下動成分に比べて水平動成分が卓越する(表 3.2.2(2)-4 参照)。さらに、2008年 Wenchuan 地震は、最も断層に近い SFB 観測点を除いた観測点でも水平動成分が卓越していた(表 3.2.2(2)-4 参照)。

このため、各地震の断層近傍で得られた地震計の永久変位( $D_p$ )のデータセットを取り扱う際、横ずれ断層タイプでは水平動成分における永久変位( $SS[2D_p_h]$ )の最大値、一方、逆断層タイプでは、便宜的に、水平動成分あるいは上下動成分の永久変位( $RV[2D_p_v]$ )で最大値を用いることとする(図 3.2.2(2)-10 参照)。図から一部地震を除き、地震計の永久変位( $D_p$ )の2倍( $2D_p$ )の最大値は地表の断層変位( $D_s$ )とほぼ一致するとともに、松田(1975)と武村(1990)による関係式と調和的であることが確認できる。なお、一致がよくない地震のデータは1978年イラン Tabas 地震、1999 トルコ Izmit 地震、2014年長野県西部地震であり、それらの観測点は断層から2km以上離れていることから、永久変位の距離減衰の影響を受けていると考えられる。

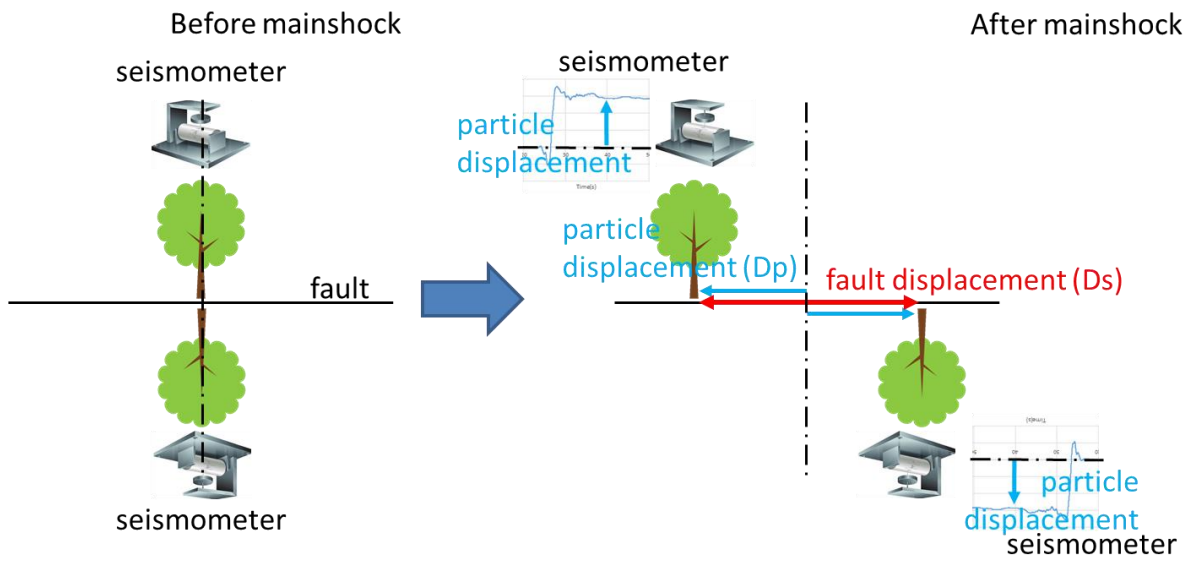


図 3.2.2(2)-7 地表の断層変位(Ds)と地震計の永久変位(Dp ; particle displacement)の関係



表 3.2.2(2)-3 Xiao et al. (2010)による永久変位(Dp: GPD)

Table 2  
Information of Large Near-Source Records from NGA Strong-Motion Dataset

Earthquake Name, Year	$M_w$	Focal Mechanism	Depth (km)*	Station Name	Distance (km)	Site Class	First Horizontal			Second Horizontal			Vertical		
							PGA (g)	PGV (cm/s)	PGD (cm)	PGA (g)	PGV (cm/s)	PGD (cm)	PGA (g)	PGV (cm/s)	PGD (cm)
<b>SURFACE-RUPTURE EARTHQUAKES</b>															
Chi-Chi, Taiwan, 1999	7.62	Reverse Faulting	0	CHY080 <sup>†</sup>	2.7	C	0.81	109	48	0.86	94	59	0.34	31	23
				TCU052 <sup>‡</sup>	0.7	C	0.36	182	502	0.45	221	722	0.20	169	409
				TCU065 <sup>‡</sup>	0.6	D	0.79	132	184	0.58	90	134	0.26	69	64
				TCU068 <sup>‡</sup>	0.3	C	0.51	281	710	0.37	291	856	0.53	229	451
				TCU102 <sup>‡</sup>	1.5	C	0.30	87	161	0.17	72	116	0.18	68	46
Denali, Alaska, 2002	7.90	Strike-Slip Faulting	0	TAPS Pump Station 10 <sup>§</sup>	2.7	D	0.31	135	103	0.32	76	78			
Landers, California, 1992	7.28	Strike-Slip Faulting	0	Lucerne <sup>‡</sup>	2.2	C	0.73	159	324	0.70	119	285	0.74	37	70
<b>BURIED-FAULT EARTHQUAKES</b>															
Tabas, Iran, 1978	7.35	Reverse Faulting	1	Tabas <sup>†</sup>	2.1	B	0.84	98	39	0.85	121	95	0.69	44	16
Loma Prieta, California, 1989	6.93	Oblique Faulting	9	Los Gatos Presentation Center <sup>†</sup>	3.9	C	0.97	109	66	0.59	47	24	0.89	69	65
Northridge-01, 1994	6.69	Reverse Faulting	9.4	Sylmar Converter Station <sup>†</sup>	5.4	D	0.83	117	34	0.49	75	29	0.38	24	7.5
				Sylmar Olive View Hospital <sup>†</sup>	5.3	C	0.60	78	17	0.84	129	32	0.54	19	9.3
				Rinaldi Receiver Station <sup>†</sup>	6.5	D	0.83	160	30	0.49	75	27	0.83	44	10

\*Depth to the top of fault rupture.

<sup>†</sup>From NGA dataset.

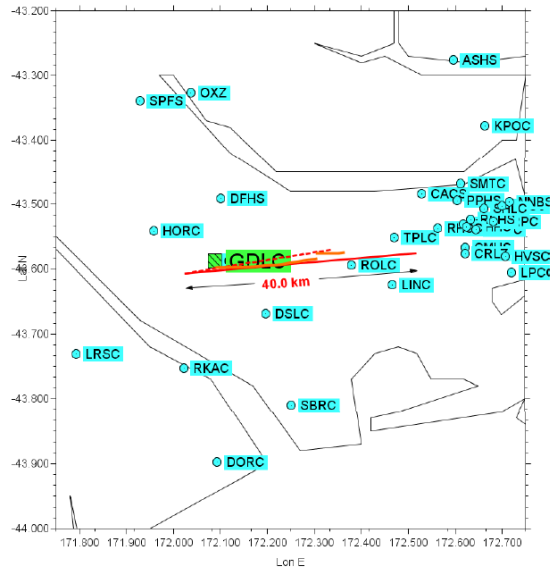
<sup>‡</sup>Processed by using the Boore (2001) method.

表 3.2.2(2)-4(a) 本研究で収集・整理した永久変位(Dp)。S:横ずれ断層

EQ	Type	Mo [Nm]	Dp,h [m]	2Dp,h [m]	Max.	Dp,v [m]	2Dp,v [m]	Max.	観測点	論文	参考
2016 Kumamoto	S	4.40E+19	1.5	3.1	3.1	-	-	-	西原村小森	This study	
			2.4	4.7		0.7	1.4				
2010 Darfield	S	4.16E+19	1.3	2.7	4.7	0.4	0.8	-	HORC	Boore (2010)	<a href="http://www.cosmos-eq.org/technicalsession/TS2010/presentations/2010%20Boore.pdf">http://www.cosmos-eq.org/technicalsession/TS2010/presentations/2010 Boore.pdf</a>
			1.3	2.6		0.4	0.9		LINK		
			3.1	6.2		-	-		MEN, GPSdata		
2002 Denali	S	7.70E+20	1.0	2.1	6.2	-	-	TAPS	Asano and Iwata (2005)	GPS data	
1999 Izmit (Kocaeli)	S	2.10E+20	1.5	3.0	3.0	-	-	Sakarva	Xiao et al. (2010)		
1992 Landers	S	7.70E+19	3.2	6.5	6.5	0.7	1.4	Lucerne	太田・アイダン(2007)	断層から5km程度離れている	
									Xiao et al. (2010)		

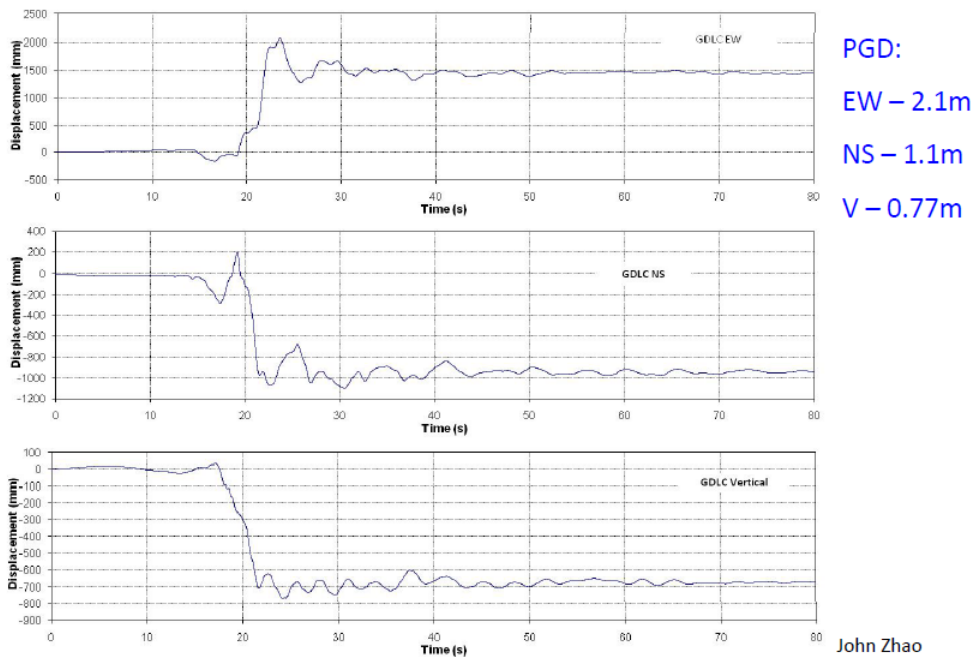
表 3.2.2(2)-4(b) 本研究で収集・整理した永久変位(Dp)。R:逆断層

EQ	Type	Mo [Nm]	Dp,h [m]	2Dp,h [m]	Max.	Dp,v [m]	2Dp,v [m]	Max.	観測点	参照	参考
2014 Nagano-ken Seibu	R	2.76E+18	-	-	-	0.2	0.3	0.3	K-NET白馬	<a href="http://www.niim.go.jp/lab/bbg/saigai/h26/141126nagano_kenchiku.pdf">http://www.niim.go.jp/lab/bbg/saigai/h26/141126nagano_kenchiku.pdf</a>	
			1.1	2.2		3.8	7.5				
2008 Wenchuan	R	1.10E+21	2.6	5.3	7.5	0.8	1.5	-	SFB	Xiao et al. (2010)	
			0.2	0.4		0.2	0.3		MZQ		
			5.5	11.0		-	-		Welong		
1999 Chi- chi	R	3.50E+20	7.1	14.2	9.0	4.5	9.0	-	TCU068	太田・アイダン(2007)	
			1.8	3.7		0.6	1.3		TCU065		
			5.0	10.0		4.1	8.2		TCU052		
			1.6	3.2		0.5	0.9		TCU102		
			0.5	1.0		0.2	0.5		GHY080		
1978 Tabas	R	5.80E+19	0.4	0.8	0.3	0.2	0.3	0.3	NGA dataset	Xiao et al. (2010)	



(a)GDLC 観測点

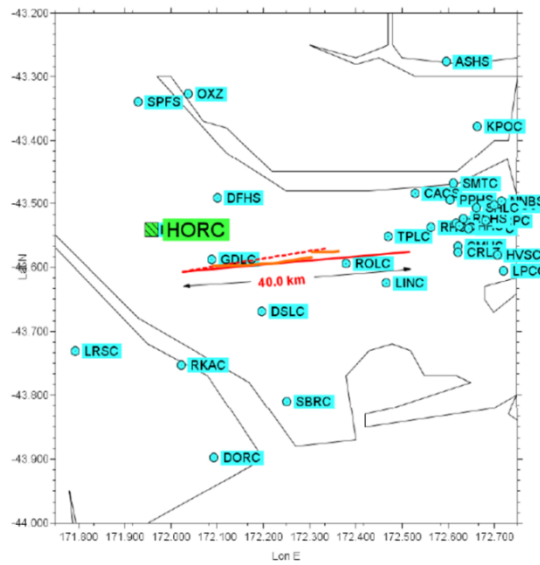
GDLC station- Corrected displacement time histories



John Zhao

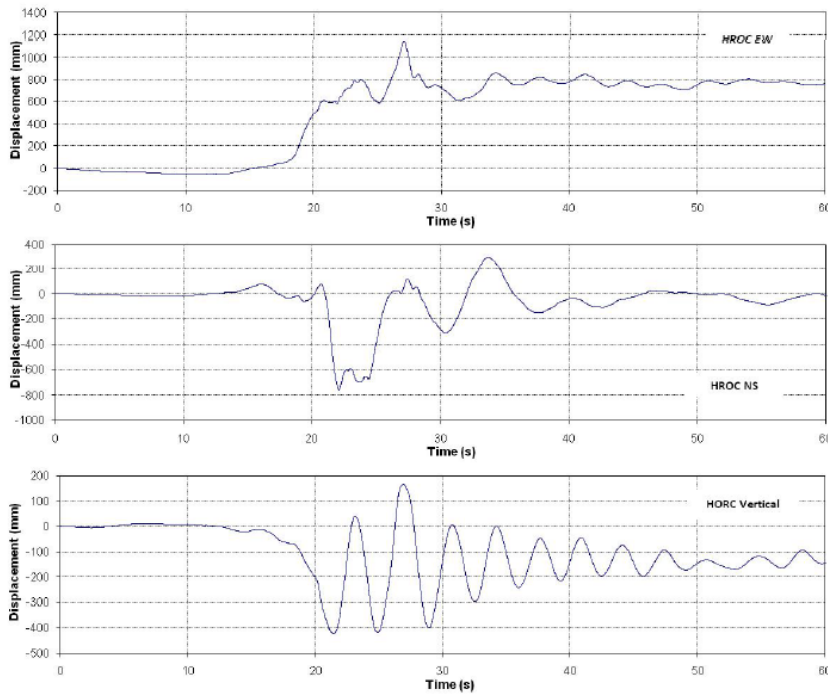
(b)GDLC 観測点の変位波形

図 3.2.2(2)-8(1) 2010 年 Darfield 地震(GDLC) (Boore, 2010)



(a)HARC 観測点

**HARC station: 2-3 km from the fault**

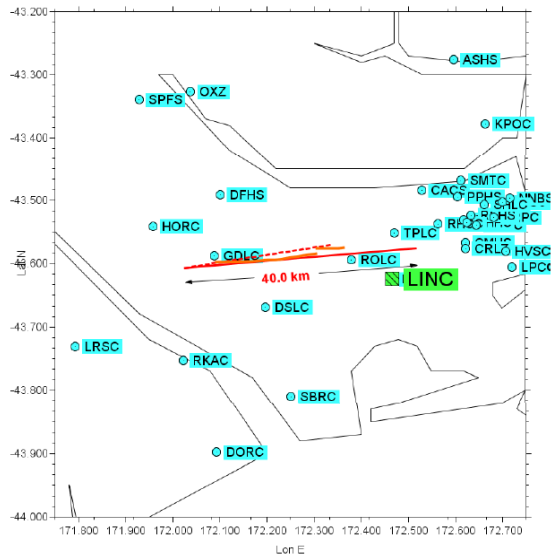


PGD:  
 EW – 1.1m  
 NS – 0.75m  
 V – 0.4m

John Zhao

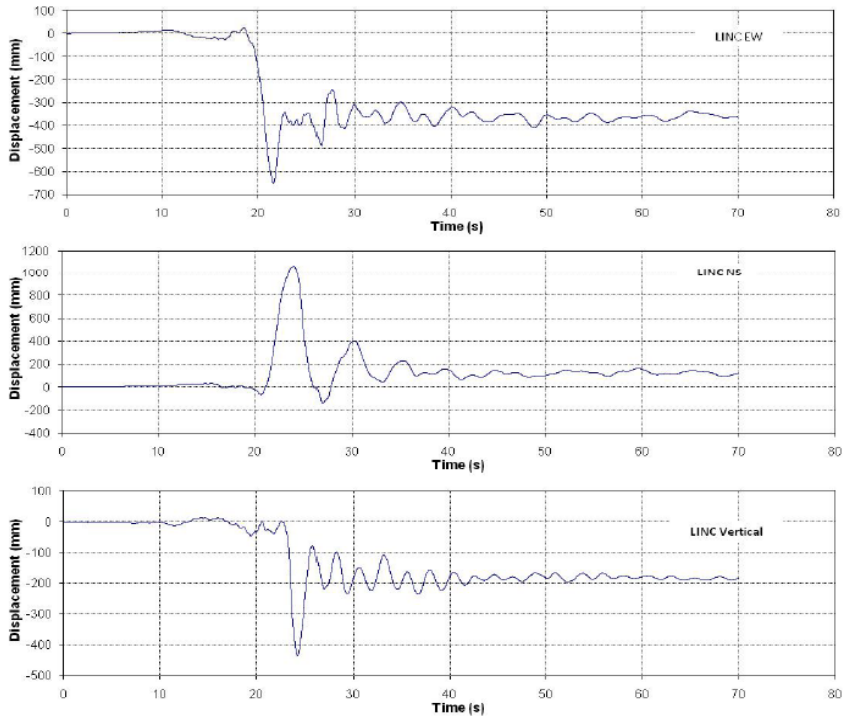
(b)HARC 観測点の変位波形

図 3.2.2(2)-8(2) 2010 年 Darfield 地震(HARC) (Boore, 2010)



(a)LINC 観測点

LINC station



PGD:  
 EW – 0.65m  
 NS – 1.1m  
 V – 0.44m

John Zhao

(b)LINC 観測点の変位波形

図 3.2.2(2)-8(3) 2010 年 Darfield 地震(LINC) (Boore, 2010)

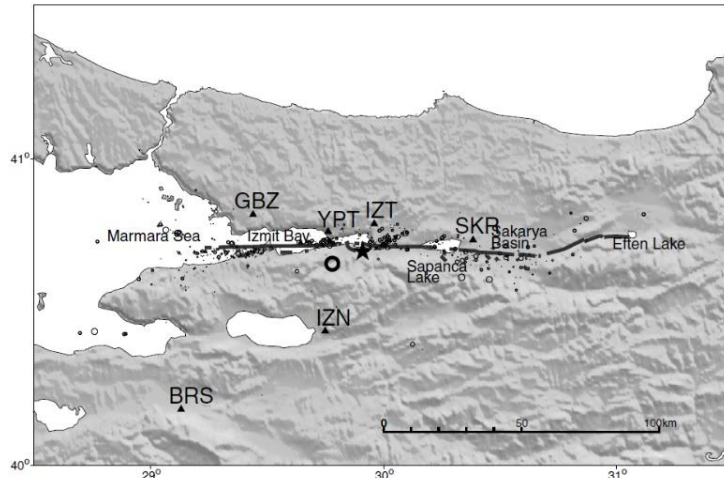


Figure 1. Observed surface rupture (data read from figure by GSI, CNRS-INSU, and ITU) is drawn by light green lines and first day aftershock distribution (Honkura *et al.*, 2000; Ito *et al.*, 2002) shown by small circles. The star indicates the epicenter located by the Earthquake Research Department of the Ministry of Public Works. Large open circle indicates the epicenter of the small event (Fig. 2).

(a)SKR(Sakariya)観測点(Sekiguchi and Iwata, 2002)

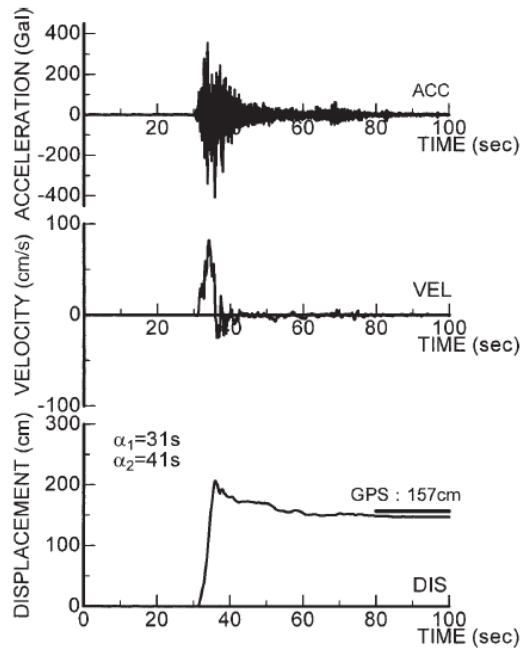


Fig. 12 The displacement response of the EW direction in Sakariya (EPS method)

(b)SKR(Sakariya)観測点の変位波形 (太田・アイダン, 2017)

図 3.2.2(2)-8(4) 1999 年 Izmit 地震(SKR)

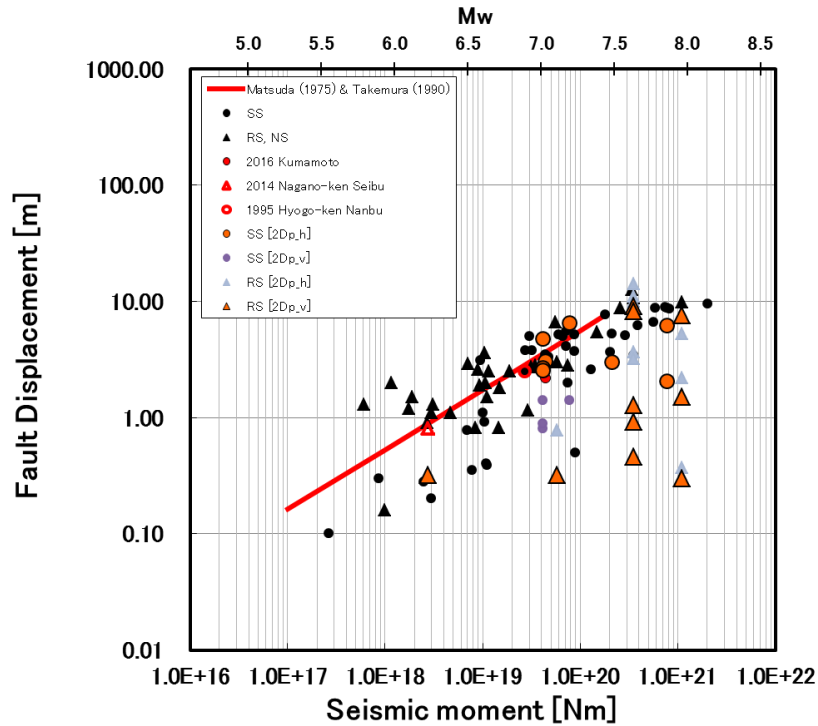


図 3.2.2(2)-9 地震モーメント( $M_0$ )と永久変位の 2 倍( $2D_p$ )の関係

SS[2Dp\_h] : 横ずれ断層における永久変位 (水平方向) の 2 倍

SS[2Dp\_v] : 横ずれ断層における永久変位 (鉛直方向) の 2 倍

RS[2Dp\_h] : 逆層における永久変位 (水平方向) の 2 倍

RS[2Dp\_v] : 逆層における永久変位 (鉛直方向) の 2 倍

赤線 : 松田(1975)と武村(1990)による地表の断層変位( $D_s$ )と地震モーメント( $M_0$ )の関係式

黒丸 : 地表の断層変位 (横ずれ断層)、黒三角 : 地表の断層変位 (逆断層)

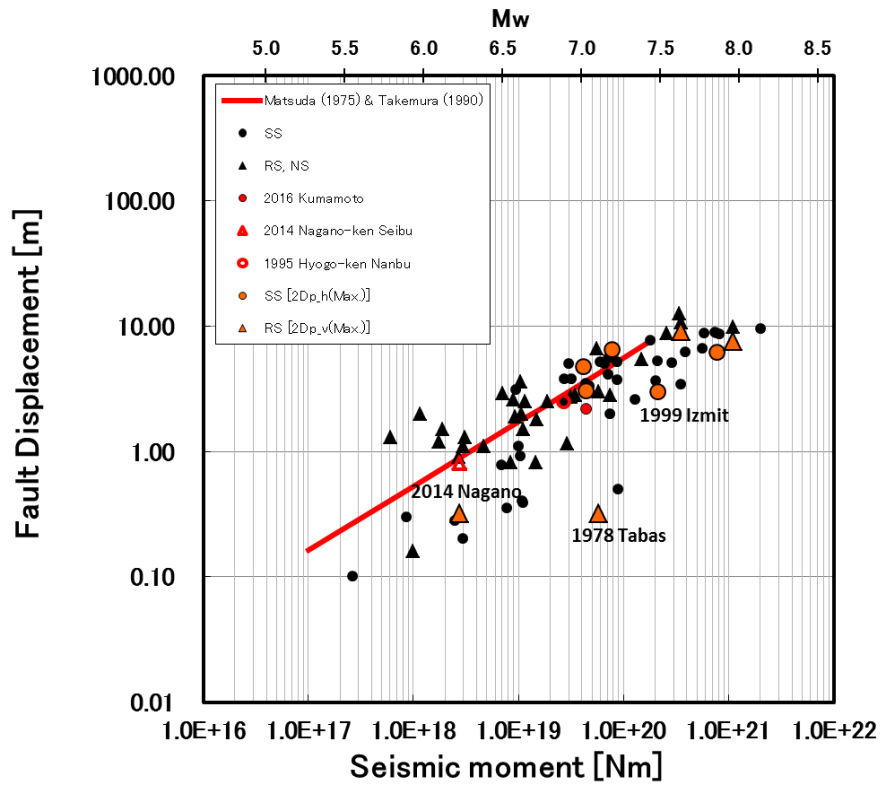


図 3.2.2(2)-10 地震モーメント( $M_0$ )と永久変位の2倍( $2D_p$ )の関係

赤線：松田(1975)と武村(1990)による地表の断層変位( $D_s$ )と地震モーメント( $M_0$ )の関係式

黒丸：地表の断層変位（横ずれ断層）、黒三角：地表の断層変位（逆断層）



#### 4. 断層における平均すべり量と地表の最大変位の関係

最後に、強震動予測レシピにおける断層での平均すべり量(D)と地表の最大変位(Ds)の関係について検討する。断層での平均すべり量(D)のスケーリング則は、Somerville et al. (1999)によって下記のスケーリング則が提案されているが、この場合、断層での平均すべり量 (D) は地震モーメント (Mo) の 1/3 乗に比例する。一方、強震動予測レシピ (地震本部, 2017) において、断層破壊領域 (S) と地震モーメント (Mo) では 3-stage の震源スケーリング則が提唱されており、(i)Mw6.5 相当以下では、断層破壊領域 (S) は地震モーメント (Mo) の 2/3 乗、(ii)Mw6.5 ~7.4 相当では地震モーメント (Mo) の 1/2 乗、(iii)Mw7.4 相当以上では地震モーメント (Mo) の 1 乗となっている。地震本部のレシピにおいては、断層面上の平均すべり量を求める際、3-stage の震源スケーリング則である S-Mo 関係に基づいている。すなわち、図 3.2.2(2)-11 に示す 3 段階の平均すべり量を仮定していることになる。なお、図中の平均すべり量は J-SHIS (防災科学技術研究所, 2017) の地下構造モデルを参照し、Layer 33 の物性値 (S 波速度、 $V_s=3.4[\text{km/s}]$ ; 密度、 $\rho=2.75[\text{g/cm}^3]$ ; 剛性率、 $\mu=3.18 \times 10^{10}[\text{N/m}^2]$ ) を用いて得られる。以上から、第 2 ステージにおける D-Mo 関係は下記の式で表される。

$$D[\text{m}] = 2.346 \times 10^{-10} \times \text{Mo}^{1/2}$$
$$(\log D[\text{m}] = 0.5 \times \log \text{Mo}[\text{Nm}] - 9.6297)$$

これは、先に示した松田(1975)と武村(1990)による地表の断層変位(Ds)と地震モーメント(Mo)の関係式である

$$\log D_s [\text{m}] = 0.5123 \times \log \text{Mo} [\text{Nm}] - 9.4974$$

で、両者はほぼ同じ傾き (地震モーメント (Mo) の 1/2 乗) となる。すなわち、図 3.2.2(2)-12 に示すように第 2 ステージにおける平均すべり量の約 2 倍が LMGA のすべり量であることが示唆される。この結果は、図 3.2.2(2)-13 に示す Murotani et al. (2015)の結果と整合する。さらに、Mw7.4 相当以上の第 3 ステージにおいて Murotani et al. (2015)は断層での平均すべり量の頭打ち (約 3.3m) を指摘しているが、これを約 2 倍すると 7.6m 程度となり、地表に現れる最大の断層変位と整合的である。

本研究では、地震発生層以浅のすべり量について検討したが、これは観測点直下の浅部のすべり量である。今後は、活断層調査等による地表地震断層の変位データなどを参照して浅部す

べり域のすべり量のスケーリング則を検証するとともに、浅部すべり域のすべり量の深さ依存性やその領域がどの程度の広がり（面積）をもつのかを検討する必要がある。

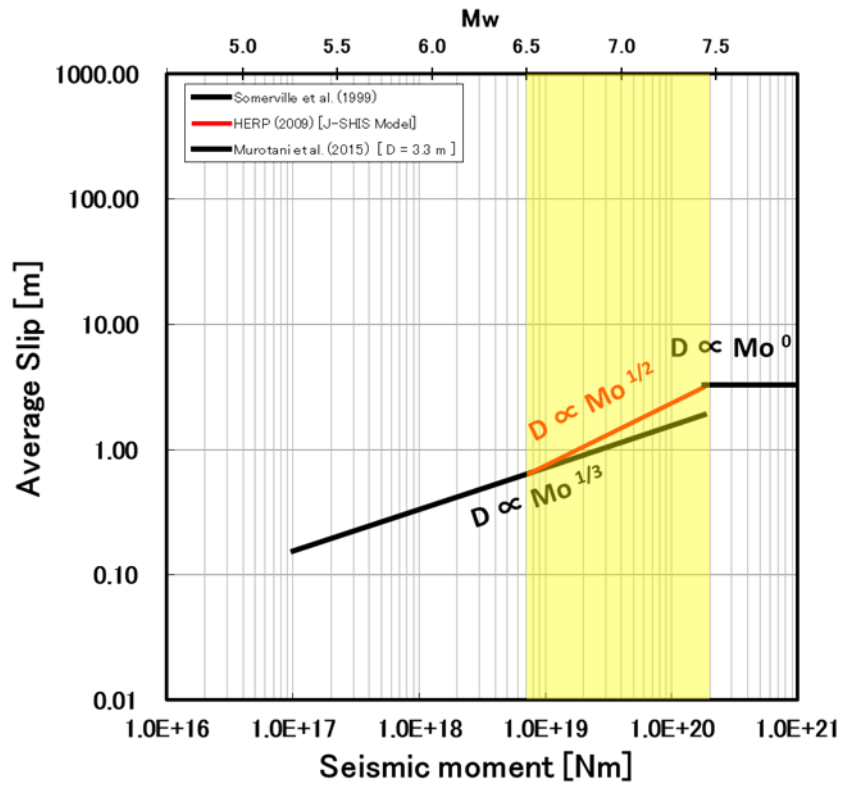


図 3.2.2(2)-11 地震本部(2017)の強震動予測レシピに従った平均すべり量と地震モーメントの関係。Layer 33 の物性値 (S 波速度、 $V_s=3.4[\text{km/s}]$ ；密度、 $\rho=2.75[\text{g/cm}^3]$ ；剛性率、 $\mu=3.18 \times 10^{10}[\text{N/m}^2]$ ) を仮定。

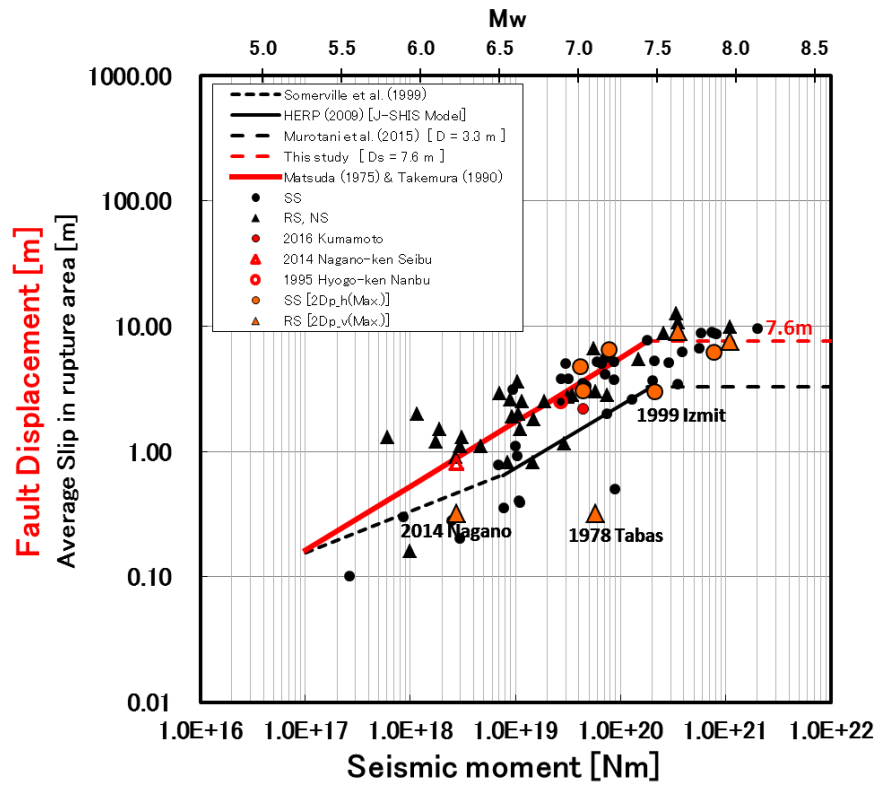


図 3.2.2(2)-12 地表の断層変位と地中の平均すべり量の関係

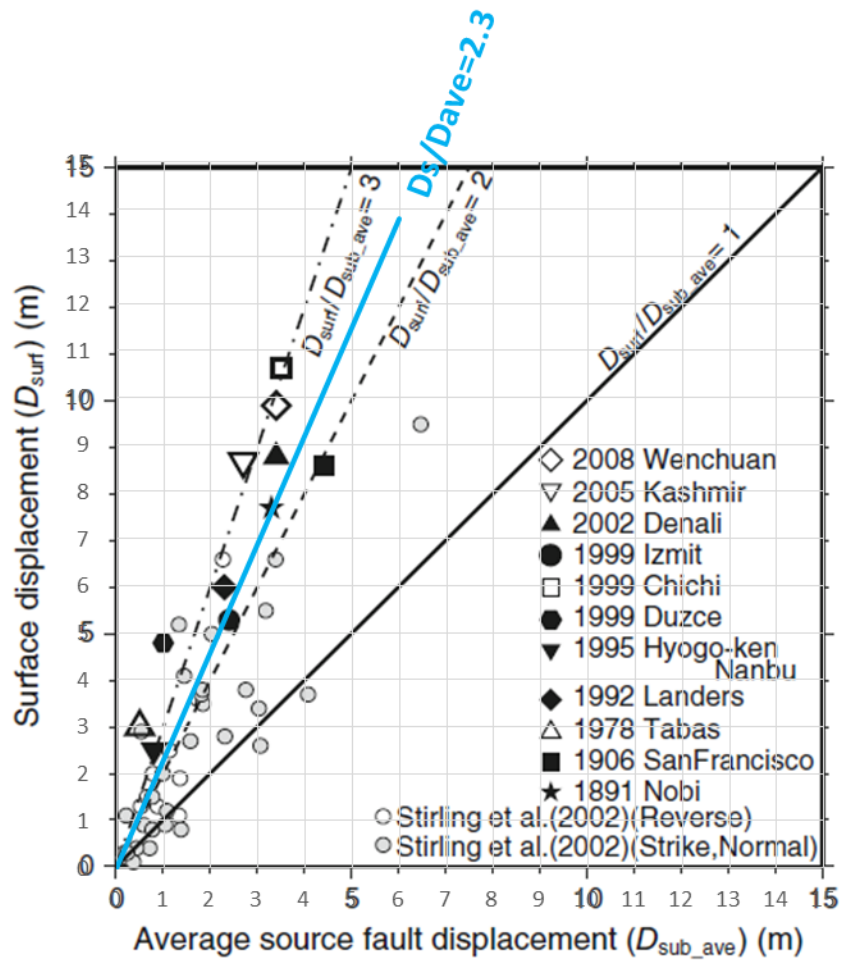


図 3.2.2(2)-13 地表の断層変位と地中の平均すべり量の関係  
(Murotani et al. (2015)に加筆)

■参考文献 3.2.2(2)

- 原子力規制委員(2013) : 基準地震動及び耐震設計方針に係る審査ガイド、  
<https://www.nsr.go.jp/data/000050755.pdf>
- 地震調査研究推進本部(2017) : 震源断層を特定した地震の強震動予測手法 (「レシピ」)、(平成  
29年4月27日).
- 岩田知孝 (2016), 益城町宮園・西原村小森本震記録の解析、  
<http://sms.dpri.kyoto-u.ac.jp/topics/masiki-nishihara0428ver2.pdf> (2018年1月29日確認)
- 松田時彦(1975) : 活断層から発生する地震の規模と周期について、地震2、28、269-283.
- 武村雅之(1990) : 日本列島およびその周辺地域に起こる浅発地震のマグニチュードと地震モー  
メントの関係、地震2、43、257-265.
- Wesnousky (2008) : Displacement and geometrical characteristics of earthquake surface rupture: Issues  
and implications for seismic-hazard analysis and the process of earthquake rupture, Bull.  
Seismol. Soc. Am, 98, 1609-1632..
- Murotani, S., S. Matsushima, T. Azuma, K. Irikura, and S. Kitagawa (2015): Scaling relations of source  
parameters of earthquakes occurring on inland crustal mega-fault systems, Pure Appl. Geophys.,  
172, 2015, 1371-1381.
- Shirahama Y, M. Yoshimi , Y. Awata, T. Maruyama, T. Azuma, Y. Miyashita, H. Mori, K. Imanishi, N.  
Takeda, T. Ochi, M. Otsubo, D. Asahina, A. Miyakawa (2016): Characteristics of the surface  
ruptures associated with the 2016 Kumamoto earthquake sequence, central Kyushu, Japan. Earth,  
Planets and Space, DOI 10.1186/s40623-016-0559-1.
- 石村大輔、岡田真介、丹羽雄一、遠田晋次 (2015) : 2014年11月22日長野県北部の地震(Mw6.2)  
によって出現した神城断層沿いの地表地震断層の分布と性状、活断層研究、43、95-108.
- Xiao, M. L., J. L. Xiao, W. An, and J. X. Zhao (2010): A preliminary study on the near-source  
strong-motion characteristics of the great 2008 Wenchuan earthquake in China, Bull. Seismol.  
Soc. Am, 100, 2491-2507.
- Boore, D. M. (2010): Ground Motions from the 03 September, M7.0 Darfield, NZ Earthquake,  
[http://www.cosmos-eq.org/technicalsession/TS2010/presentations/2010\\_Boore.pdf](http://www.cosmos-eq.org/technicalsession/TS2010/presentations/2010_Boore.pdf)
- 太田良巳、アイダン・オメル (2007) : 加速度から変位を求める積分手法と実地震記録への適用、  
「海—自然と文化」東海大学紀要海洋学部 第5巻2号、1-12.
- Asano, K. and T. Iwata (2005) : Estimation of source rupture process and strong ground motion  
simulation of the 2002 Denali, Alaska, earthquake, Bull. Seismol. Soc. Am, 95, 1701-1715.
- 防災科学技術研究所 (2017) : 深部地盤、<http://www.j-shis.bosai.go.jp/map/>

### 3.3 2016年熊本地震系列の震源特性の検討

#### ① はじめに

震源スケーリングは地震の震源物理を理解するために重要な問題である。Aki (1967) によって震源スペクトルのスケーリング則が提案されて以降、応力降下量は地震規模に依らず一定であるという事が広く受け入れられてきた。これは、地震モーメント  $M_0$  がコーナー周波数  $f_c$  の3乗に反比例するという  $M_0 \sim f_c^{-3}$  のスケーリング則の上に立脚している（例えば、Kanamori and Anderson, 1975）。このような震源スケーリングの相似則は多くの研究成果によって支持されている（例えば、Ide *et al.*, 2003, Imanishi *et al.*, 2004, Oth *et al.*, 2010, Baltay *et al.*, 2011）一方で、近年、非相似則（相似則の崩れ）を示す報告も増えてきている（例えば、Mayeda and Walter, 1996, Tajima and Tajima, 2007, Yoo *et al.*, 2010, Somei *et al.*, 2014）。また一方で、相似則の崩れは、観測可能な周波数帯域の制限によるものや減衰とコーナー周波数との間のトレードオフによる見かけのものであるという報告もある（例えば、Viegas *et al.*, 2010, Abercrombie, 2013, 2014, 2015, Kwiatek *et al.*, 2014）。

また、応力降下量のばらつきが地震発生環境と関係があるかどうかという別の問題もある。応力降下量に関する多くの研究から、応力降下量は地震モーメントに依らず約 0.1-100 MPa の3桁のばらつきがある（図 3.3-1）ことが示されている（例えば、Kanamori and Anderson, 1975, Allmann and Shearer, 2009, Boyd *et al.*, 2017）。このようなばらつきの中で、Allmann and Shearer (2009) は  $M_w$  5.2-8.3 の世界中の地震を対象として、プレート内地震はプレート間地震よりも2倍大きな応力降下量を持つことを報告している。また、日本国内で1995年以降に発生した内陸地殻内地震の本震、余震の地震系列 ( $M_w$  3.2-7.0) を対象とした Somei *et al.* (2014) は、図 3.3-2 に示すように、ほとんどの余震の応力降下量は、その系列の本震の応力降下量よりは小さくなることを報告している。このような本震とその余震の応力降下量の関係は Lindley (1994) による1992年 Joshua Tree 地震系列 ( $M_w$  3.3-6.1) でも示されている。Shearer *et al.* (2006) は、南 California で発生した  $M_L$  1.5-3.1 の小さな地震の応力降下量を推定し、応力降下量の中央値は、地表で 0.6 MPa、深さ 8 km で 2.2 MPa として、応力降下量の深さ依存性を指摘している。

このように、震源スケーリングや応力降下量のばらつきを調べることは、震源物理の理解のためだけでなく、将来起こり得る地震の強震動予測の高度化のためにも重要である。予測地震動の大きさ、特に高周波数側の地震動振幅を決めるパラメータとして、応力降下量は本質的に重要なパラメータであり（例えば、Cotton *et al.*, 2013, Baltay *et al.*, 2017）、震源スケーリングの相似則の崩れや地震発生環境（例えば、地域性、メカニズム、震源深さ等）による応力降下量のばらつきを見出すことができれば、それは強震動予測に用いる震源モデル作成手法の高度化につながる。例えば、Asano and Iwata (2011) は、震源インバージョン結果からアスペリティ領域での静的応力降下量を計算し、応力降下量のアスペリティ深さ

に対する経験式を提案している。また、Somei *et al.* (2014)も、日本国内の内陸地殻内地震系列の余震の応力降下量はその震源深さに応じて大きくなる深さ依存性を示している。

日本国内では、2016年4月14日21時26分（日本時間）の $M_w$  6.1を発端として、熊本県、大分県の内陸地殻内において地震活動が著しく活発化し（例えば、Kato *et al.*, 2016）、 $M_w$  7.1（2016年4月16日1時25分）の最大規模の地震を含めて、数多くの地震が布田川断層帯、日奈久断層帯に沿って発生している（図3.3-3）（ここでは熊本県、及びその周辺で起きた一連の地震を‘2016年熊本地震系列’と称する）。上述した震源スケーリングや応力降下量のばらつきの要因を、広い地震規模でかつ多くのイベントを対象に議論することは本質的に重要な問題であるとともに、このような規模の大きな地殻内地震の本震、或いは余震の震源特性を網羅的に調べ、過去の地殻内地震の特徴と比較することは、2016年熊本地震系列の特性を把握する上でも必要不可欠な課題である。そこで、本報では、2016年熊本地震系列のコーナー周波数をSomei *et al.* (2014)のS波コーダスペクトル比法に基づいて推定し、過去の国内の内陸地殻内地震系列の結果と比較しながら、震源スケーリングや応力降下量のばらつきについて検討を行う。



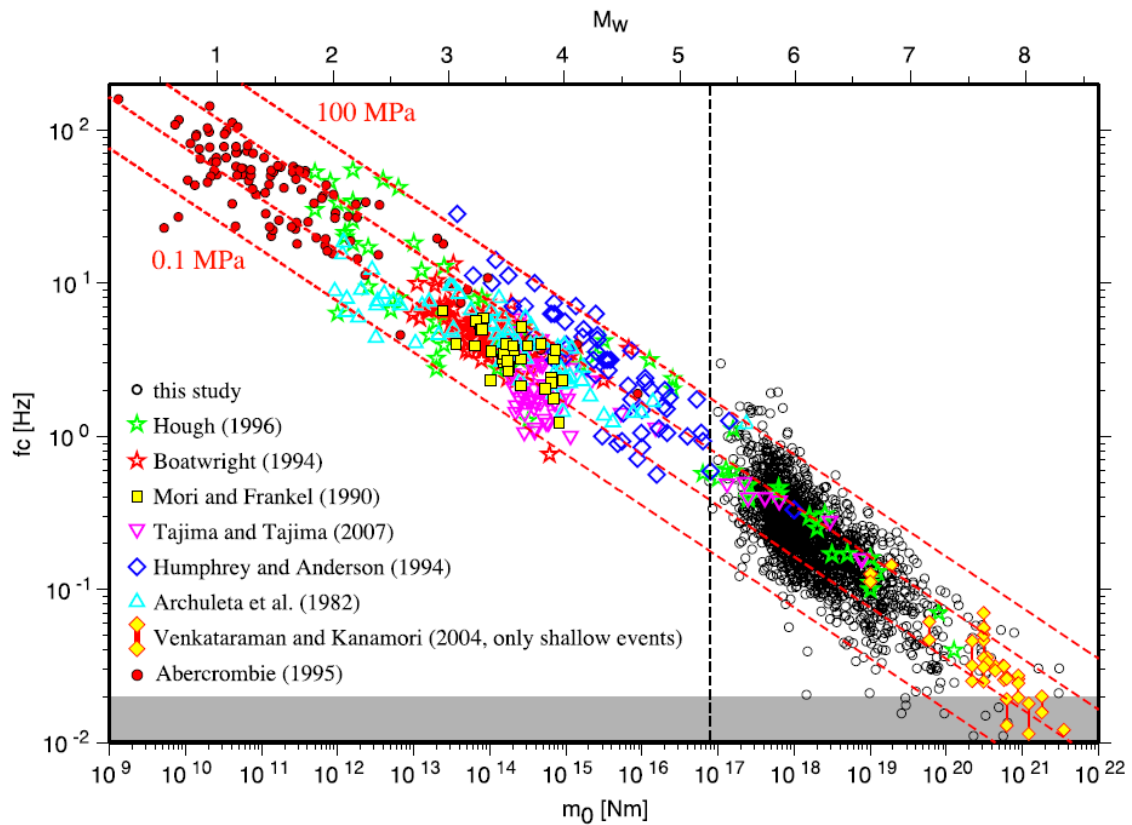


図3.3-1 世界中のコーナー周波数と地震モーメントの関係. 赤色破線は応力降下量一定(0.1, 1, 10, 100 MPa) の線を表す. 灰色領域は Allmann and Shearer (2009) (黒色丸印) のコーナー周波数の解析分解能の限界, また鉛直に入る破線は, Allmann and Shearer (2009)のデータセットの地震規模の下限を表す. その他のシンボルは, 図中に示す文献の結果である.

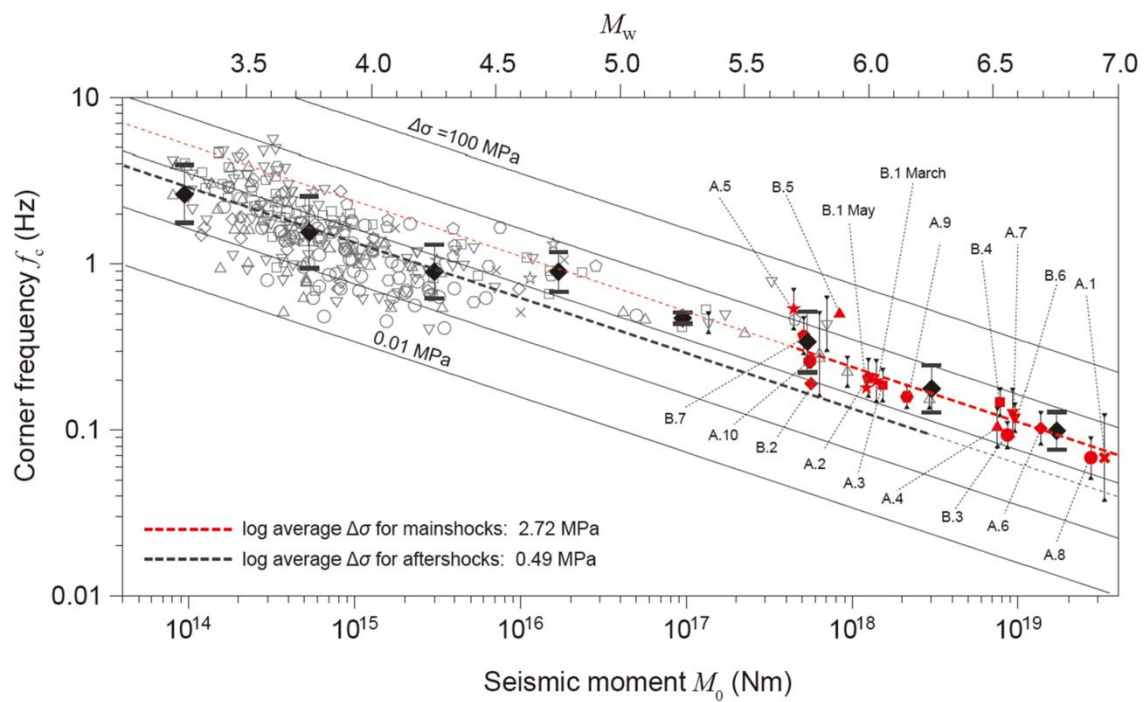


図 3.3-2 日本国内で 1995 年から 2013 年までに発生した内陸地殻内地震系列のコーナー周波数と地震モーメントの関係 (Somei *et al.*, 2014). 黒色実線は応力降下量一定 (0.01, 0.1, 1, 10, 100 MPa) の線を表す. 赤色と灰色のシンボルは各地震系列の本震と余震を表す. 赤色と黒色破線は, 全本震と全余震の応力降下量の対数平均をそれぞれ表す. また,  $M_w$  0.5 間隔のコーナー周波数の対数平均値を対数標準偏差とともに菱形で示す.

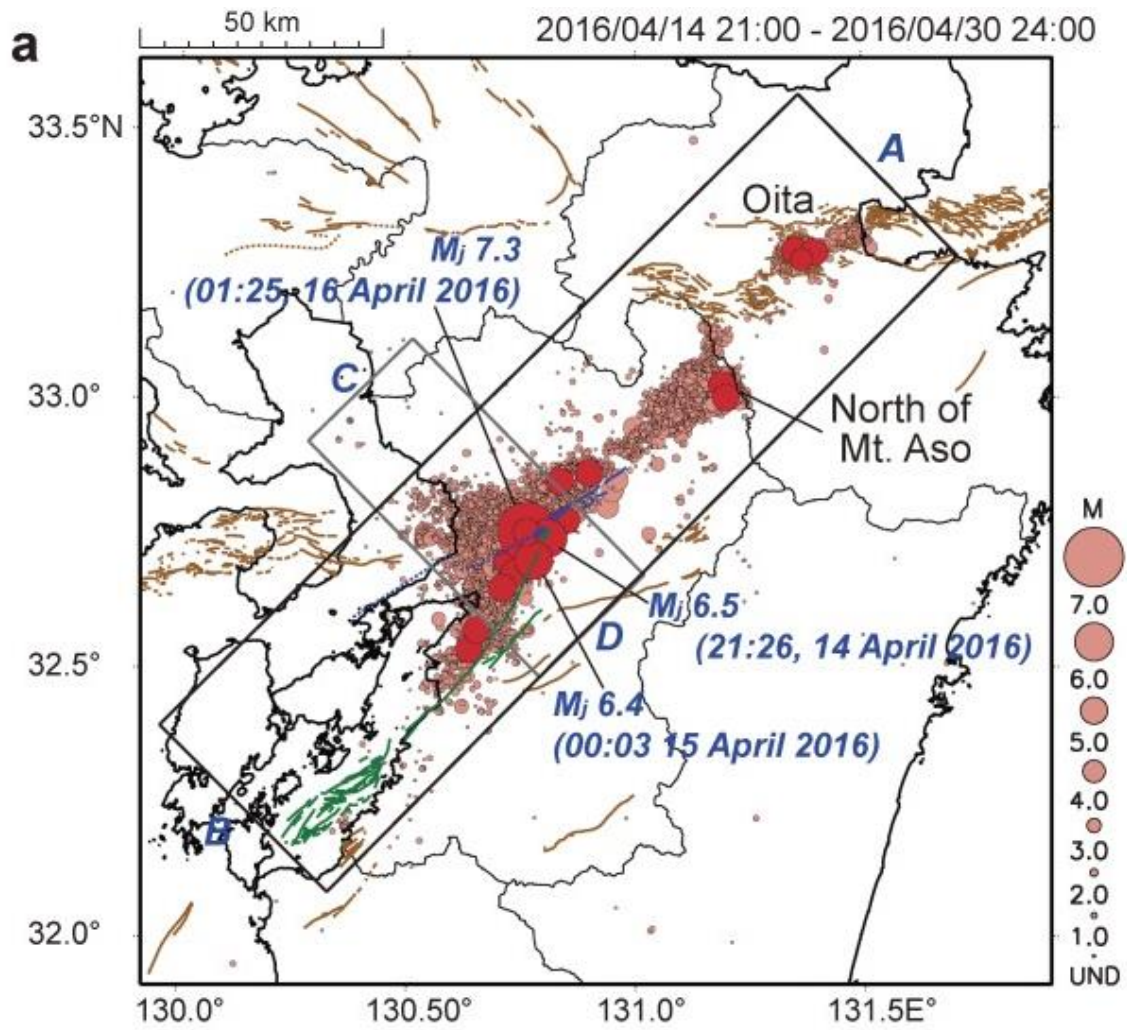


図 3.3-3 2016 年 4 月 14 日から 2016 年 4 月 30 日までの期間の地震活動。赤色丸印は  $M_{JMA} \geq 5.0$  の地震を表す (Kato *et al.*, 2016 より引用)。

② S波コーダスペクトル比法

観測波形 $O(t)$ は、式 3.3-1 に示すように時間領域で震源特性 $S(t)$ と伝播経路特性 $P(t)$ とサイト特性 $G(t)$ のコンボリューションで表現される。

$$O(t) = S(t) * P(t) * G(t) \quad (3.3-1)$$

観測波形から震源特性（震源スペクトル）を分離するには幾つかのアプローチがあり、例えば、時間領域では、経験的グリーン関数（EGF）を用いたデコンボリューション法が古くから使われてきた（例えば、Hartzell, 1978, Mueller, 1985, Hough, 1997）。一方で、周波数領域では式 3.3-1 は、

$$O(f) = S(f) \cdot P(f) \cdot G(f) \quad (3.3-2)$$

のように積で表現され、インバージョンを用いたスペクトル分離法が広く利用されてきた（例えば、Iwata and Irikura, 1988, Oth *et al.*, 2011, Cantore *et al.*, 2017）。また、周波数領域で震源スペクトルを分離する方法としては、スペクトル比法が知られている（例えば、Tajima and Tajima, 2007, Somei *et al.*, 2014, Walter *et al.*, 2017）。

直達 P 波や S 波を用いたスペクトル比法では、観測記録から伝播経路特性とサイト特性を経験的に除去するために、震源位置が同じで、かつメカニズム解も同じ大地震と小地震の地震ペアの観測スペクトルが必要となる。大地震と小地震の観測スペクトルをそれぞれ $O_L(f)$ と $O_S(f)$ とすると、震源スペクトル比 $S_L(f)/S_S(f)$ は、

$$\frac{S_L(f)}{S_S(f)} = \frac{O_L(f) \cdot P_L(f) \cdot G_L(f)}{O_S(f) \cdot P_S(f) \cdot G_S(f)} \quad (3.3-3)$$

と表される。ここでサイト特性は、 $G_L(f) \approx G_S(f)$ であり、伝播経路特性 $P(f)$ は、実体波の幾何減衰を $1/R$ 、S 波の周波数依存減衰項を $Q_S(f)$ 、S 波速度を $V_S$ とすると、

$$P(f) = 1/R \cdot \exp(-\pi f R / Q_S(f) V_S) \quad (3.3-4)$$

で与えることができる。従って、式 3.3-3 は、

$$\frac{S_L(f)}{S_S(f)} = \frac{O_L(f) \cdot 1/R_L \cdot \exp(-\pi f R_L / Q_S(f) V_S)}{O_S(f) \cdot 1/R_S \cdot \exp(-\pi f R_S / Q_S(f) V_S)} \quad (3.3-5)$$

と表現することができる。しかしながら、厳密に同じ場所で発生し、かつ同一の震源メカニズムを持つ地震ペアを実現することは難しいため、式 3.3-5 の震源スペクトル比  $S_L(f)/S_S(f)$  は、しばしば観測点によってばらつく。観測点ごとの震源スペクトル比のばらつきは、有限断層の破壊伝播の指向性効果 (directivity 効果) や震源での放射特性の影響により震源-観測点方位 (Azimuth) や距離に依存した傾向を持つことも指摘されている (例えば, Miyake *et al.*, 2001, Abercrombie, 2015)。このような影響を小さくするために、多くの観測点の記録から平均した震源スペクトル比を使うことが良くある (例えば, Izutani and Kanamori, 2001, Wen *et al.*, 2017)。しかし実際には、地震ペアの震央を取り囲む理想的な観測点配置を得ることはまた簡単ではない。

Mayeda *et al.* (2007) は、実体波を用いた場合に生じる上述の影響を避けるために、S 波コードを用いたスペクトル比法を導入し、1999 年 Hector Mine 地震系列を用いた検証を行い、実体波を用いた場合よりも S 波コードを用いた方が観測点間の震源スペクトル比のばらつきが小さくなっていることを示した。図 3.3-4 はその一例で、互いに近い場所で発生した同規模 ( $M_w$  3.6) の地震の震源スペクトル比を 8 観測点について示したものである。これを見ると、S 波コードを用いた場合は、直達 S 波を用いた場合よりもばらつきが小さく安定していることがわかる。S 波コードを用いた震源スペクトル比解析のばらつきが小さいことは、その後も様々な実地震記録によって示されてきている (1999 年 Chi-Chi, Taiwan, 地震系列: Mayeda and Malagnini, 2009, 2004 年 Parkfield, California, 地震系列等: Baltay *et al.*, 2010, 2008 年 Wells, Nevada, 地震系列: Abercrombie, 2013, 2013 年 栃木県北部地震系列等: Somei *et al.*, 2014, 2011 年 Mineral, Virginia, 地震系列: Wu and Chapman, 2017, 2011 年及び 2016 年 Oklahoma 地震系列: Walter *et al.*, 2017)。

Aki and Chouet (1975) を起源とする S 波コードの研究成果 (例えば, Rautian and Khalturin, 1978, Yoo *et al.*, 2010, Somei *et al.*, 2014, Frankel, 2015) によると、異なる地震の狭帯域 RMS エンベロープは、直達 S 波の振幅は大きく異なるものの、震源からの経過時間が経つに従い、地震規模やメカニズム解に依らず共通の減衰曲線を持つことが示されている (図 3.3-5)。この特徴から、S 波コード部の震源時からの共通の経過時間 ( $t_c$ ) に対しての観測記録 (スペクトル)  $O_L(f; t_c)$  を用いると、震源スペクトル比  $S_L(f)/S_S(f)$  は、

$$\frac{S_L(f)}{S_S(f)} = \frac{O_L(f; t_c) \cdot P_L(f; t_c) \cdot G_L(f)}{O_S(f; t_c) \cdot P_S(f; t_c) \cdot G_S(f)} \quad (3.3-6)$$

と表すことができる。ここで大地震と小地震の伝播経路特性は、S 波コードの時間減衰特性として表すことができ、上述したように S 波コードの時間減衰曲線は地震規模に依らないと考えられるため、 $P_L(f; t_c) \approx P_S(f; t_c)$  となり、サイト特性は同一の観測点を使用すると  $G_L(f) \approx G_S(f)$  であるため、式 3.3-6 は、

$$\frac{S_L(f)}{S_S(f)} = \frac{O_L(f; t_c)}{O_S(f; t_c)} \quad (3.3-7)$$

となる。本報では、式 3.3-7 を利用して、観測波形の S 波コーダ部に対して、大地震と小地震とで震源からの経過時間が等しい区間のスペクトル比をとることで、震源スペクトル比を得る。

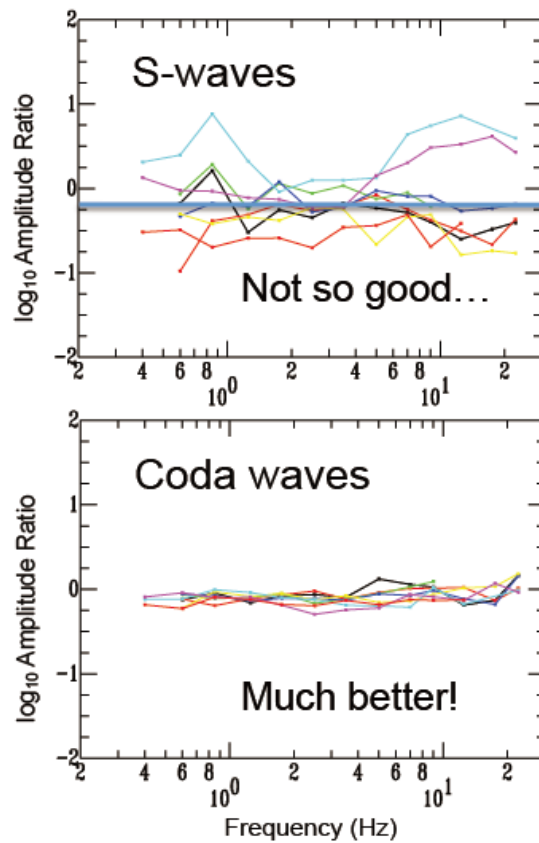


図 3.3-4 1999 年 Hector Mine 地震系列のうち  $M_w$  3.63 と  $M_w$  3.74 の地震ペアの 8 観測点でのスペクトル比 (色付線). 上) 直達 S 波を用いた場合, 下) S 波コーダを用いた場合 (Mayeda *et al.*, 2007 より引用)

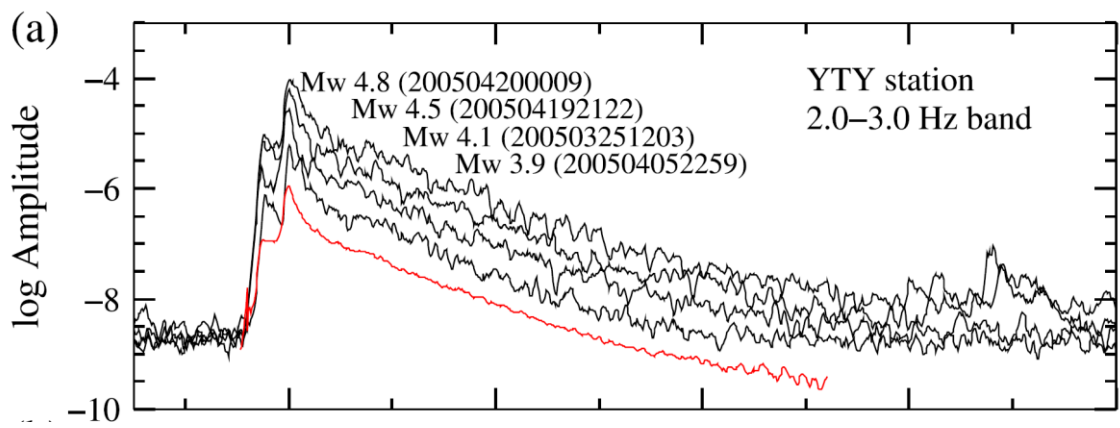


図 3.3-5 2005 年福岡県西方沖の地震の 4 つの余震を F-net YTY で観測した 2.0-3.0 Hz の狭帯域エンベロープの比較 (Yoo *et al.*, 2010 より引用).



### ③ データセット

解析に使用する地震のリストを表 3.3-1 に、震源分布を図 3.3-6 にそれぞれ示す。本報では以下の選択基準で地震を選定した。1) 2016 年熊本地震系列内で発生した地震、2) 2016 年 4 月 14 日–2016 年 9 月 30 日に発生した地震、3) 震源深さ 20 km 以浅の地震、4) 防災科学技術研究所広帯域地震観測網 F-net (福山・他, 1998) による MT 解を有している地震。さらに、後述する S 波コーダの RMS エンベロープの検定基準をクリアした地震とした。その結果、 $M_w$  3.3-7.1 の 60 地震となり、そのうち  $M_w$  6.0 以上の地震は、2016 年 4 月 14 日 21 時 26 分 ( $M_w$  6.1), 2016 年 4 月 15 日 0 時 3 分 ( $M_w$  6.0), 2016 年 4 月 16 日 1 時 25 分 ( $M_w$  7.1) の 3 地震である。ここでは、スペクトル比をとる際の大地震 (スペクトル比の分母) としてこれらの 3 地震を使用し、それ以外の 57 地震を小地震 (スペクトル比の分子) として取り扱う。なお、地震ペアを作成する際の大地震、小地震は、互いの震源が最も近いものを採用する。

次に、解析に使用する観測点の分布を図 3.3-7 に示す。本報では九州地方に展開する防災科学技術研究所基盤強震観測網 KiK-net (Aoi *et al.*, 2011) の地中強震計記録と広帯域地震観測網 F-net の広帯域強震計記録、及び広帯域地震計記録を使用した。

表 3.3-1 解析に使用した地震の諸元

No.	Origin time* JST=UT+9	Longitude* °E WGS	Latitude* °N WGS	Depth* km	$M_0^{**}$ Nm	$M_w^{**}$	$f_c$ Hz	$\Delta\sigma$ MPa
1	2016/04/14/21:26:34.43	130.8087	32.7417	11.39	1.74E+18	6.1	0.204	3.246
2	2016/04/15/00:03:46.45	130.7777	32.7007	6.71	1.06E+18	6.0	0.218	2.413
3	2016/04/16/01:25:05.47	130.7630	32.7545	12.45	4.42E+19	7.1	0.072	3.625
4	2016/04/14/22:38:43.50	130.7352	32.6768	11.10	2.42E+16	4.9	0.970	4.854
5	2016/04/14/23:28:13.65	130.8522	32.7892	13.01	3.62E+15	4.3	1.030	0.869
6	2016/04/14/23:43:41.17	130.8273	32.7670	14.20	2.71E+16	4.9	0.520	0.837
7	2016/04/15/00:34:17.14	130.7473	32.6925	12.52	8.67E+15	4.6	1.050	2.206
8	2016/04/15/13:50:00.52	130.7648	32.7213	11.93	8.49E+14	3.9	1.890	1.260
9	2016/04/15/20:15:13.50	130.7417	32.6972	12.47	4.25E+14	3.7	2.100	0.865
10	2016/04/16/08:08:50.62	130.8515	32.8550	11.11	1.68E+15	4.1	1.350	0.908
11	2016/04/16/21:05:06.26	130.7552	32.7517	17.56	2.74E+15	4.3	1.160	0.940
12	2016/04/17/08:58:42.20	130.9140	32.8518	10.28	3.30E+14	3.6	2.670	1.380
13	2016/04/17/19:23:41.22	130.7207	32.6775	10.58	4.88E+15	4.4	1.240	2.045
14	2016/04/17/22:56:34.72	130.7183	32.6457	7.36	5.94E+14	3.8	1.560	0.496
15	2016/04/18/04:44:27.45	130.7065	32.6837	10.61	1.17E+15	4.0	1.930	1.848
16	2016/04/18/07:53:35.12	130.6805	32.6302	8.16	4.35E+14	3.7	1.960	0.720
17	2016/04/19/01:53:39.57	130.7043	32.7098	14.85	3.34E+14	3.6	2.570	1.246
18	2016/04/19/17:52:13.69	130.6353	32.5352	9.96	1.01E+17	5.3	0.410	1.530
19	2016/04/19/20:47:03.36	130.6532	32.5718	10.79	2.13E+16	4.9	0.600	1.011
20	2016/04/21/21:52:03.39	130.8318	32.7853	10.98	7.14E+14	3.9	1.700	0.771
21	2016/04/25/00:44:07.42	130.6753	32.6588	11.46	4.64E+15	4.4	1.350	2.509
22	2016/04/26/03:42:03.86	130.7120	32.6903	16.97	3.92E+14	3.7	3.240	2.930
23	2016/04/26/21:50:20.83	130.6695	32.5873	9.69	9.05E+14	3.9	1.450	0.606
24	2016/04/28/02:38:05.19	130.6668	32.5877	9.81	1.54E+15	4.1	1.490	1.119
25	2016/04/29/23:27:25.29	130.7417	32.7750	9.70	6.23E+14	3.8	1.470	0.435
26	2016/05/01/02:30:37.63	130.6940	32.7865	5.74	7.61E+14	3.9	1.380	0.439
27	2016/05/02/15:35:05.61	130.6758	32.5637	8.41	1.74E+15	4.1	2.120	3.643
28	2016/05/04/07:52:04.70	130.7203	32.6120	4.52	9.29E+14	3.9	1.480	0.662
29	2016/05/04/19:20:04.36	130.8228	32.8143	8.25	8.52E+14	3.9	1.430	0.547
30	2016/05/05/10:31:30.47	131.1342	33.0003	11.16	8.44E+15	4.6	0.950	1.590
31	2016/05/13/01:03:18.16	130.6670	32.7062	13.10	1.10E+15	4.0	2.360	3.177
32	2016/05/14/22:46:19.15	130.7317	32.6843	13.79	2.07E+14	3.5	2.790	0.988
33	2016/05/15/18:09:15.69	130.7213	32.6717	14.33	5.26E+14	3.8	2.220	1.265
34	2016/06/03/07:58:13.05	130.7778	32.7543	15.77	5.47E+14	3.8	1.640	0.530
35	2016/06/04/00:48:00.84	130.8125	32.9398	12.44	2.67E+14	3.6	1.330	0.138
36	2016/06/05/13:55:07.62	130.6828	32.6185	6.92	3.09E+14	3.6	2.840	1.555
37	2016/06/06/16:47:06.31	131.1083	32.9820	10.05	3.51E+14	3.7	1.560	0.293
38	2016/06/07/02:48:16.00	130.5872	32.5278	6.76	6.73E+14	3.9	0.920	0.115
39	2016/06/12/22:08:15.05	130.6808	32.4493	7.41	2.30E+15	4.2	0.960	0.447
40	2016/06/13/15:54:18.44	130.6817	32.4437	7.13	1.26E+15	4.0	1.300	0.608
41	2016/06/21/17:45:23.11	130.6018	32.7005	9.97	3.90E+14	3.7	1.730	0.444
42	2016/06/22/05:38:37.14	130.7112	32.6933	10.80	6.35E+14	3.8	2.100	1.292
43	2016/06/23/15:15:28.68	130.6268	32.6748	11.23	3.11E+14	3.6	2.380	0.921
44	2016/06/29/23:14:27.65	130.8940	32.8288	8.09	8.57E+14	3.9	0.960	0.167
45	2016/07/02/03:18:15.62	130.6288	32.6488	11.18	3.03E+14	3.6	1.920	0.471
46	2016/07/03/16:51:34.76	130.7913	32.8288	14.56	5.26E+14	3.8	1.630	0.501
47	2016/07/07/20:18:31.63	131.1107	33.0525	11.04	4.27E+14	3.7	1.080	0.118
48	2016/07/09/17:52:09.62	130.5533	32.3648	5.18	6.62E+14	3.8	1.580	0.574
49	2016/07/09/18:05:18.81	130.6028	32.7347	12.03	4.58E+15	4.4	0.630	0.252
50	2016/07/11/19:23:18.11	130.6708	32.5957	11.19	2.10E+14	3.5	3.270	1.614

\*JMA(Japan Meteorological Agency), \*\*F-net

表 3.3-1 解析に使用した地震の諸元 (続き)

No.	Origin time JST=UT+9	Longitude °E WGS	Latitude °N WGS	Depth km	$M_0$ Nm	$M_w$	$f_c$ Hz	$\Delta\sigma$ MPa
51	2016/07/17/11:55:28.20	130.7177	32.5787	7.43	3.45E+14	3.7	2.150	0.753
52	2016/07/23/14:33:36.38	130.8047	32.4550	11.83	8.77E+13	3.3	3.260	0.668
53	2016/08/06/01:57:10.35	130.6028	32.3635	5.90	2.24E+14	3.5	2.060	0.430
54	2016/08/19/11:05:17.19	131.0977	33.0170	9.40	5.30E+15	4.4	0.390	0.069
55	2016/08/30/04:44:36.59	130.5450	32.4720	8.24	1.87E+14	3.5	2.930	1.034
56	2016/09/01/06:33:49.54	130.6172	32.7267	12.45	1.21E+16	4.7	1.060	3.167
57	2016/09/04/06:17:44.33	130.5577	32.5112	5.10	6.73E+14	3.9	1.190	0.249
58	2016/09/07/01:56:01.14	130.6307	32.7373	13.27	4.85E+14	3.8	2.830	2.416
59	2016/09/08/15:15:44.73	130.7495	32.7920	7.31	3.09E+14	3.6	2.570	1.153
60	2016/09/13/17:29:14.58	131.1168	33.0522	11.51	1.09E+15	4.0	0.920	0.187

\*JMA(Japan Meteorological Agency), \*\*F-net

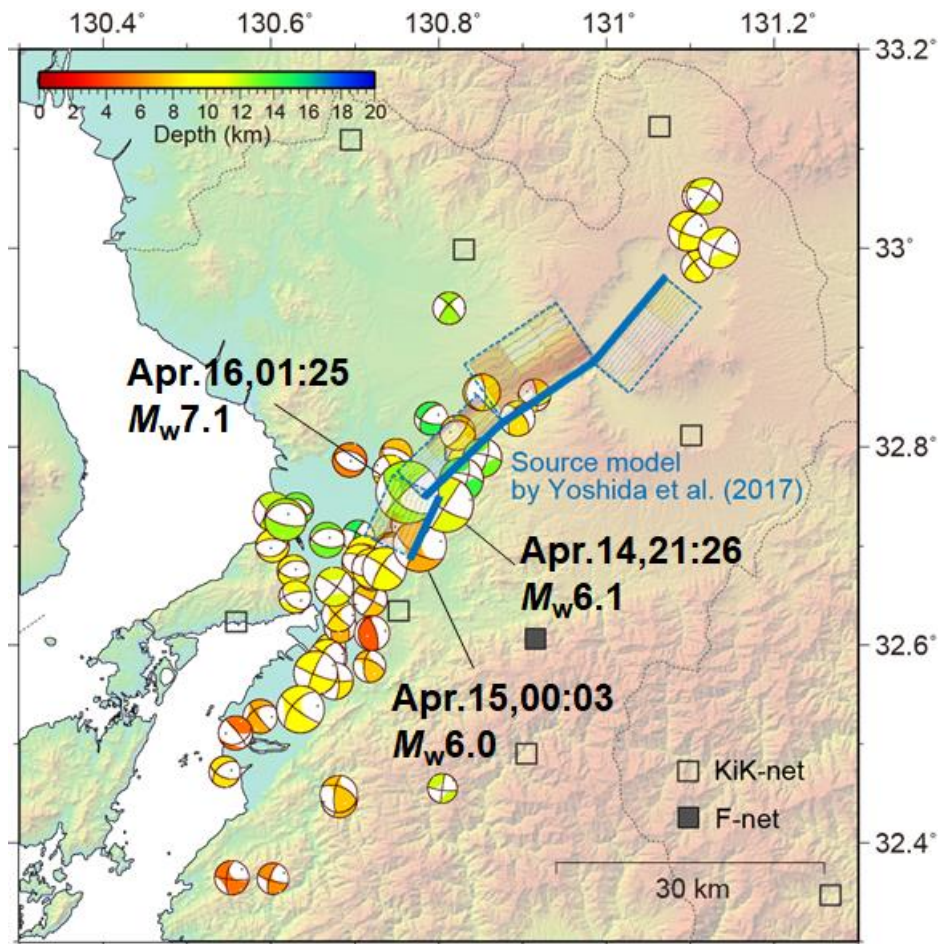


図 3.3-6 解析に使用した地震の震源分布と F-net の MT 解. 四角印は使用した観測点分布. 青色の断層面は, Yoshida *et al.* (2017)の震源インバージョン結果に基づくすべり分布.

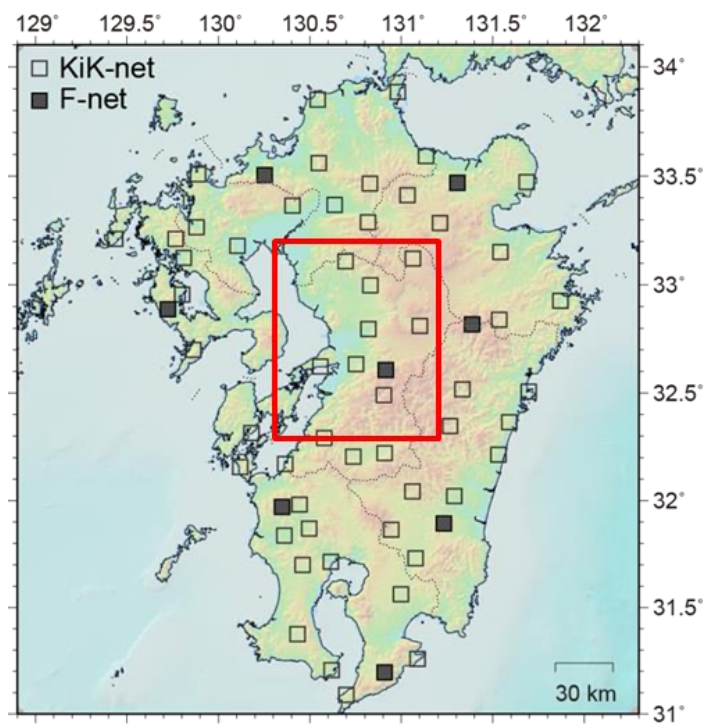


図 3.3-7 解析に使用した観測点の分布. 黒色塗は F-net, 黒色抜は KiK-net 観測点を表す.

#### ④ 解析の手続き

②で述べた通り、本報では、観測波形の S 波コーダ部に対して、大地震と小地震とで震源からの経過時間が等しい区間のスペクトル比をとることで震源スペクトル比を抽出し、コーナー周波数を推定する。解析は基本的に Somei *et al.* (2014)の手順に倣い、観測波形からの S 波コーダ区間の切り出し (STEP1)、解析区間 (S 波コーダ) の RMS エンベロープの検定 (STEP2)、観測スペクトル、スペクトル比、及び全地点平均の観測震源スペクトル比の計算 (STEP3)、 $\omega^2$ 震源スペクトルモデルを用いたコーナー周波数の推定 (STEP4) の大きく分けて 4 段階の手順を踏む。ここでは、実記録を例として、各 STEP の詳細を説明する。

はじめに、STEP1 では、地震波形記録から解析区間の切り出しを行う (図 3.3-8)。解析区間は、S 波コーダ部で、大地震と小地震とで震源時からの経過時間が同じ区間を切り出す必要がある。本報では、Rautian and Khalturin (1978)の定義に従い、S 波コーダ部を観測波形の S 波走時の 2 倍以降とし、さらに、地震の規模に対応した震源での継続時間を考慮するために、Ekström *et al.* (2005) が提案した地震モーメント  $M_0$  と震源継続時間  $T_d$  の関係式、

$$T_d = 2.10 \times 10^{-8} M_0^{1/3} \quad (3.3-7)$$

を踏まえて、 $2T_S + T_d$  をそれぞれの地震の S 波コーダの開始時間と定義した。また、解析区間の長さは、KiK-net の記録に対しては 20.48 秒間、F-net の記録に対しては 40.96 秒間とし、S 波走時の読み取りは目視で行った。

次に STEP2 として、解析区間 (S 波コーダ) の RMS エンベロープの検定を行う。②で前述した通り、S 波コーダスペクトル比法によって、観測記録から震源スペクトル比を抽出する場合、ある同一観測点での S 波コーダ部の時間減衰特性が大地震と小地震とで共通であることが肝要である。しかしながら、実際の地震記録では、S 波コーダ部にノイズが混入する等の要因により、時間減衰曲線の共通性が保証されない場合がある。Somei *et al.* (2014) は、時間減衰曲線の共通性を可能な限り担保するために、解析対象の実記録に対して S 波コーダの狭帯域の 3 成分 RMS エンベロープを計算し、大地震と小地震とで時間減衰曲線が共通であることを客観的に評価し、記録の検定を行っている。ここでの検定は、大地震と小地震のコーダ減衰曲線比 (Coda decay ratio) を利用する。具体的には、大地震と小地震の解析区間 ( $t_i ; i = 1, N$ ) の RMS エンベロープについて、各時間の  $\pm 10$  秒の移動平均をとることで平滑化したものを、それぞれ  $E_L(t_i)$ 、 $E_S(t_i)$  として、その比  $R(t_i)$  をコーダ減衰曲線比として式 3.3-8 のように定義する。

$$R(t_i) = \frac{E_L(t_i)/E_S(t_i)}{E_L(t_1)/E_S(t_1)} \quad (3.3-8)$$

ここで、 $t_1$ は、解析区間の開始時間を表しており、 $E_L(t_1)/E_S(t_1)$ は、すなわち、周波数帯域による大地震と小地震の比の違いを考慮するための規格化係数を意味する。さらに、式 3.3-9 の通り、 $R(t_i)$ の解析区間全体での対数平均 $\bar{R}$ と対数標準偏差 $\sigma$ をとり、コーダ減衰曲線比のばらつきを評価する。

$$\bar{R} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \{\log_{10} R(t_i)\}$$

$$\sigma = \left[ \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \{\bar{R} - \log_{10} R(t_i)\}^2 \right]^{1/2} \quad (3.3-9)$$

もし大地震と小地震の時間減衰曲線が厳密に等しければ、 $\bar{R} = 0$ 、 $\sigma = 0$ となり、解析区間内で時間減衰曲線のばらつきが大きい場合は、 $\sigma$ が大きくなる。Somei *et al.* (2014) は、この減衰曲線比の対数標準偏差  $\sigma < 1.0$  を指標として記録の選定を行い、ある地震－観測点記録のコーダ減衰曲線比の各周波数帯域に 1 つでもこの基準を満たさない場合は、その（地震－観測点）記録を取り除くことで検定を行っている。本報でも、このコーダ減衰曲線比を利用した検定を行った。なお、狭帯域のフィルタ処理は、第 1 種チェビシェフ型帯域通過フィルター（斎藤, 1978）を適用し、0.1-0.5 Hz, 0.5-1.0 Hz, 1.0-2.0 Hz, 2.0-4.0 Hz, 4.0-8.0 Hz, 8.0-16.0 Hz の 6 つの周波数帯域に分けた解析を行った。図 3.3-8 と図 3.3-9 は、それぞれ検定をクリアした記録とクリアしなかった記録の例である。両図ともに、2016 年 4 月 15 日 0 時 3 分 ( $M_w$  6.0) と 2016 年 4 月 15 日 13 時 50 分 ( $M_w$  3.9) の地震ペアで、観測点が前者は KMMH01、後者は FKOH03 の例である。図 3.3-8 では、6 つの全周波数帯域において、コーダ減衰曲線比が  $\sigma < 1.0$  の基準を満たしており、大地震と小地震は共通の時間減衰曲線を有していると判断した。一方で、図 3.3-9 は、5 つの周波数帯域において、 $\sigma < 1.0$  の基準を満たしておらず、大地震と小地震は共通の時間減衰曲線を有していないと判断し、使用記録から除去した。このケースでは、特に高周波数側のエンベロープで顕著であるが、S 波コーダの解析区間内に別の小さな地震の記録がノイズとして混入していることが原因と考えられる。

次に STEP3 として、各観測点の観測スペクトル、スペクトル比、及び全地点平均の観測震源スペクトル比の計算を行う。大地震と小地震の観測スペクトルは、3 成分の Fourier 振幅スペクトルの二乗和平方根とした（図 3.3-10a）。Fourier 振幅スペクトルは、S 波コーダの解析区間の開始、終了の各 1 秒間に余弦関数型のテーパ処理を適用し、周波数軸上で各周波数の $\pm 10\%$ の移動平均によって平滑化処理を施すことで求めた。大地震と小地震の Fourier 振幅スペクトルの比をとることで各観測点の観測スペクトル比とした（図 3.3-10c）。さらに、STEP2 の検定を通過した全地点の記録のうち、 $S/N \geq 5.0$  を満足するものに対して各周波数で対数平均をとり、観測震源スペクトル比とした（図 3.3-11）。ここで、ノイズのスペクトル

は、各記録の P 波到達前の 10.24 秒間を対象として、上述した S 波コーダの計算手順と同じ要領で計算した。なお、本報では後述するように、参考比較のために直達 S 波を用いたスペクトル比解析も併せて実施している（図 3.3-10b）。Fourier 振幅スペクトルの計算は S 波コーダと同じ手順であるが、その後、震源スペクトル比を計算する際は式 3.3-5 に示したように、伝播経路特性  $P(f) = 1/R \cdot \exp(-\pi f R / Q_S(f) V_S)$  の補正を行う必要がある。本報では、 $Q_S(f) = 63.5 f^{0.92}$ （仲野・境, 2016）、 $V_S = 3400$  m/s を使用した。

最後に STEP4 として、STEP3 で得られた観測震源スペクトル比  $S_{obs}(f_i)$  ( $i = 1, m$ ) を以下の式 3.3-10 に示す  $\omega^2$  震源スペクトルモデル（Brune, 1970, 1971）に基づく理論震源スペクトル比  $S_{syn}(f_i)$  によってモデル化することで、大地震と小地震のコーナー周波数  $f_{cL}$ ,  $f_{cS}$  を推定する。

$$S_{syn}(f_i) = \frac{M_0}{m_0} \cdot \frac{1 + (f_i/f_{cS})^2}{1 + (f_i/f_{cL})^2} \quad (3.3-10)$$

ここで、 $M_0/m_0$  は大地震と小地震の地震モーメント比を表し、本報では、F-net MT 解による地震モーメントによって予め固定する。大地震と小地震のコーナー周波数  $f_{cL}$ ,  $f_{cS}$  は、以下の重み付き残差評価関数（式 3.3-11）が最小となるようにグリッドサーチによって推定する。

$$\sum_{i=1}^m \left\{ \frac{\log|S_{obs}(f_i)| - \log|S_{syn}(f_i)|}{\log S.D.(f_i)} \right\}^2 \times \Delta f_i \rightarrow min. \quad (3.3-11)$$

$$\Delta f_i = \frac{\log(f_{i+1}) - \log(f_{i-1})}{2}$$

ここで、 $\log S.D.(f_i)$  は全地点平均の観測震源スペクトル比を計算する際の対数標準偏差を表す。グリッドサーチは、 $f_{cL}$  は、0.01-1.0 Hz を 0.001 Hz 間隔で、 $f_{cS}$  は、0.1-10 Hz を 0.01 Hz 間隔でそれぞれ探索した。 $f_{cL}$  は、各小地震に対して複数の推定値が得られるが、ここではそれらの対数平均値を最終的な  $f_{cL}$  として採用している。図 3.3-11 に観測震源スペクトル比と理論震源スペクトル比の比較、及び推定したコーナー周波数の例を示す。ここで示した地震ペアは、観測震源スペクトル比が  $\omega^2$  の傾きを有しており、 $\omega^2$  震源スペクトルモデルによって説明が可能であり、モデル化が適切に行われているように見える。後述するように、今回対象とした 2016 年熊本地震系列の観測震源スペクトル比は、同様に  $\omega^2$  震源スペクトルモデルに基づく理論震源スペクトル比によって概ね説明が可能であった。



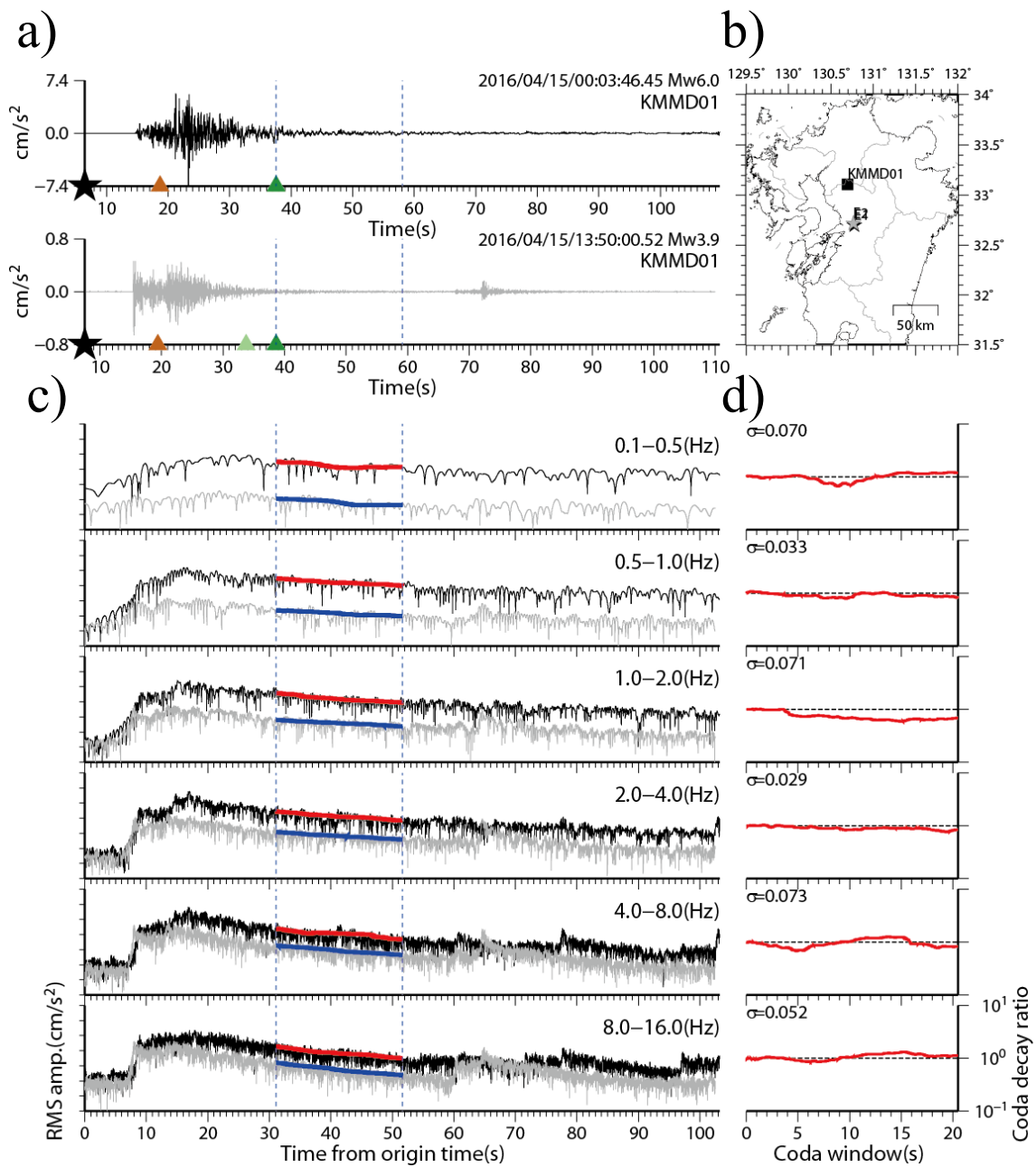


図 3.3-8 2016 年 4 月 15 日 0 時 3 分 ( $M_w$  6.0) (黒色) と 2016 年 4 月 15 日 13 時 50 分 ( $M_w$  3.9) (灰色) の地震ペアの KMMH01 観測点での観測記録の例. a) NS 成分の加速度波形記録. 星印は震源時, 橙色三角印は S 波走時. 薄緑色三角印は  $2T_s + T_d$  で定義される S 波コーダの開始時間. 緑色三角印は解析に使用した区間の開始時間をそれぞれ表す. b) 対象地震の震央位置 (星印) と観測点位置 (四角印). c) a) の加速度波形の 0.1-16 Hz の 6 つの周波数帯域での 3 成分 RMS エンベロープ. 赤色と青色線は解析区間での大地震と小地震の平滑化エンベロープ. d) 6 つの周波数帯域での Coda decay ratio (赤色線). 左上数値  $\sigma$  は解析区間内のコーダ減衰曲線比の対数標準偏差を表す.

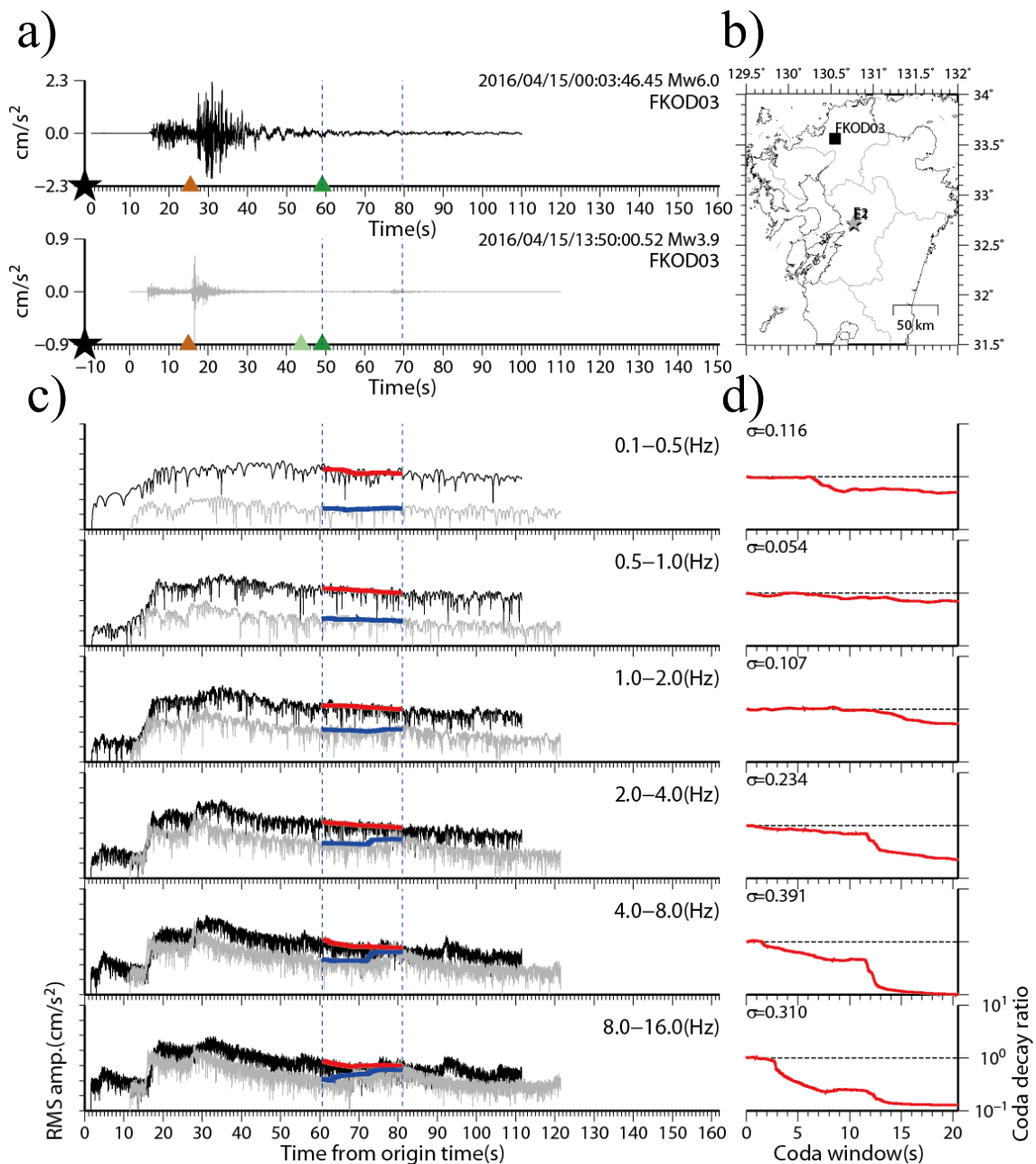


図 3.3-9 2016 年 4 月 15 日 0 時 3 分 ( $M_w$  6.0) (黒色) と 2016 年 4 月 15 日 13 時 50 分 ( $M_w$  3.9) (灰色) の地震ペアの FKOD03 観測点での観測記録の例. a) NS 成分の加速度波形記録. 星印は震源時, 橙色三角印は S 波走時. 薄緑色三角印は  $2T_s + T_d$  で定義される S 波コーダの開始時間. 緑色三角印は解析に使用した区間の開始時間をそれぞれ表す. b) 対象地震の震央位置 (星印) と観測点位置 (四角印). c) a) の加速度波形の 0.1-16 Hz の 6 つの周波数帯域での 3 成分 RMS エンベロープ. 赤色と青色線は解析区間での大地震と小地震の平滑化エンベロープ. d) 6 つの周波数帯域での Coda decay ratio (赤色線). 左上数値  $\sigma$  は解析区間内のコーダ減衰曲線比の対数標準偏差を表す.

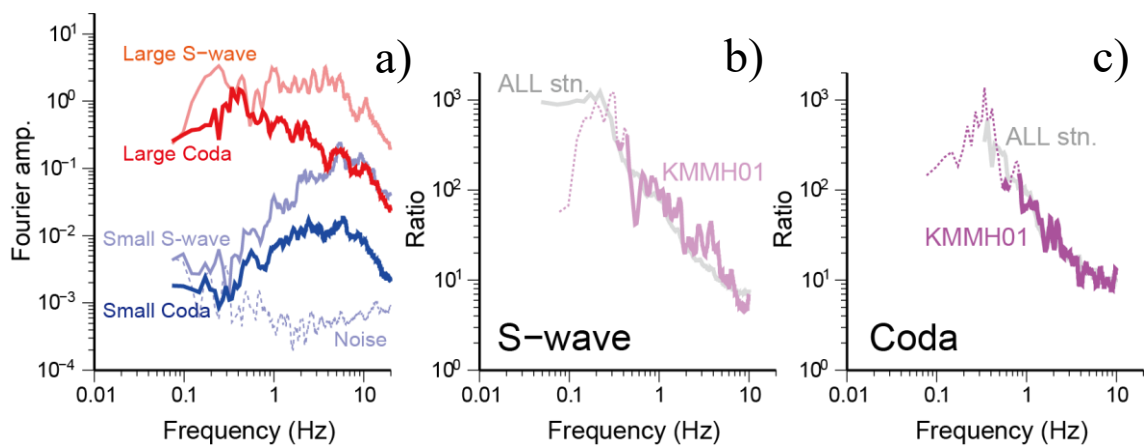


図 3.3-10 2016 年 4 月 15 日 0 時 3 分 ( $M_w$  6.0) と 2016 年 4 月 15 日 13 時 50 分 ( $M_w$  3.9) の地震ペアの KMMH01 観測点での観測記録の例. a) 3 成分ベクトル和した加速度 Fourier 振幅スペクトル. 赤色と青色はそれぞれ大地震と小地震を表す. 濃い実線は S 波コーダ, 薄い実線は直達 S 波, 破線はノイズをそれぞれ表す. b) 直達 S 波の観測スペクトル比. 紫色実線は  $S/N \geq 5.0$  の周波数帯域. 灰色線は全地点平均の観測震源スペクトル比を表す. c) S 波コーダの観測スペクトル比. 凡例は b) に同じ.

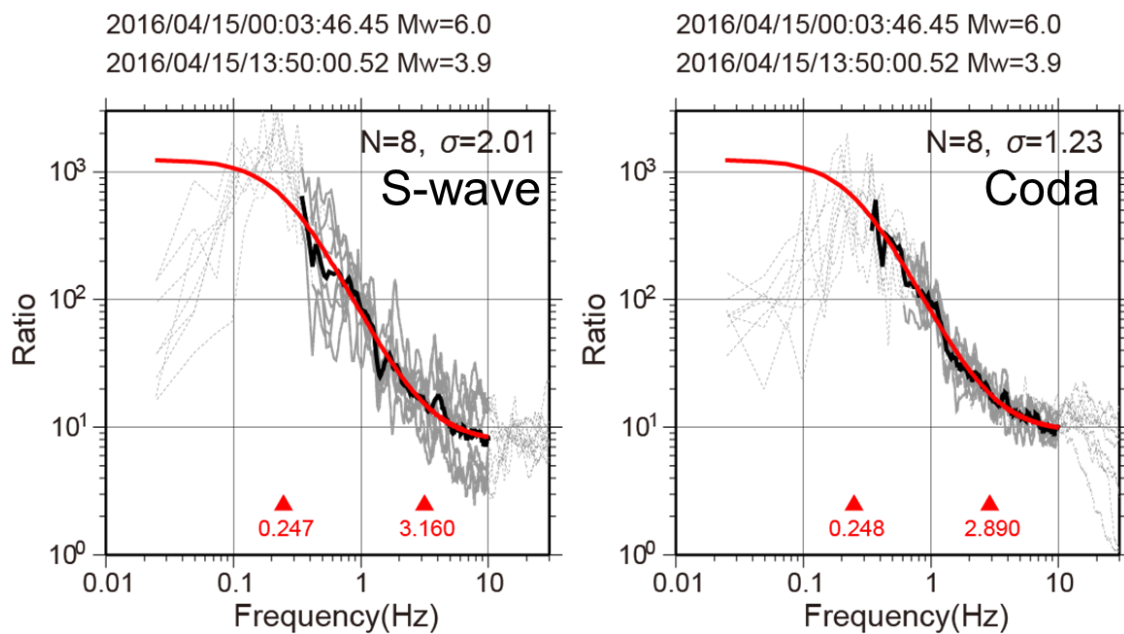


図 3.3-11 2016 年 4 月 15 日 0 時 3 分 ( $M_w$  6.0) と 2016 年 4 月 15 日 13 時 50 分 ( $M_w$  3.9) の地震ペアの観測震源スペクトル比 (黒色実線) と理論震源スペクトル比 (赤色実線) の比較. 灰色線は各観測点の観測スペクトル比 (実線部は  $S/N \geq 5.0$ , 破線部は  $S/N < 5.0$  の周波数帯域をそれぞれ表す), 赤色三角印は推定されたコーナー周波数. 右上の数値  $N$  は使用した観測点数,  $\sigma$  は  $\log S.D. (f_i)$  の実線部の平均値をそれぞれ表す (観測点間の観測スペクトル比のばらつきを表した数値). 左) 直達 S 波, 右) S 波コーダを用いた場合の結果.

### ⑤ S波とS波コーダのスペクトル比の比較

図 3.3-11 に示すように、直達 S 波（以降、S 波）と S 波コーダの観測震源スペクトル比は、いずれも  $\omega^2$  震源スペクトルモデルに基づく理論震源スペクトル比によってモデル化がなされているが、各観測点のばらつきに注目すると、S 波は S 波コーダに比して各観測点のスペクトル比形状の相違が大きく、ばらつきが大きいことがわかる。この観測点ごとのばらつきの大きさは、複数観測点の対数平均をとって観測震源スペクトル比を求める際の対数標準偏差  $\log S.D.(f_i)$  の大きさを各周波数に対して表現することができる。さらに、解析周波数帯域全体での  $\log S.D.(f_i)$  の算術平均を観測点ごとのばらつきを表す指標  $\sigma$  として算出する。例えば、図 3.3-11 の例では、S 波と S 波コーダの  $\sigma$  はそれぞれ 2.01 と 1.23 となり、S 波コーダより S 波の方が観測点間のばらつきが約 1.6 倍大きいことがわかる。

図 3.3-12 には、他の地震ペアの例を示す。いずれの地震ペアでも、観測震源スペクトル比は、 $\omega^2$  震源スペクトル比モデルによって適切にモデル化がなされているが S 波の方が S 波コーダより観測点間のスペクトル比のばらつきが大きく、 $\sigma$  の値も大きいことがわかる。対象とした全地震ペアの  $\sigma$  と地震ペア間の震源距離の関係を図 3.3-13 に示す。S 波と S 波コーダを比較すると系統的に S 波の方が観測点間のばらつきが大きく、全地震ペアでの平均値は S 波が 1.93、S 波コーダは 1.24 となり、全体としては S 波コーダより S 波の方が観測点間のばらつきが約 1.5 倍大きい。また、S 波の場合は、地震ペア間の距離が長くなると  $\sigma$  が大きいものが増える。一方で、S 波コーダはそのような傾向はなく、いずれの地震ペアもばらつきは小さい。このように観測点ごとのスペクトル比は S 波コーダの方が S 波よりばらつきが小さいことは 2016 年熊本地震系列の実地震記録に対しても明らかとなった。スペクトル比の観測点選択依存性が小さい S 波コーダの方が、安定した観測震源スペクトル比を得る上では有利にはなるが、前述したように S 波スペクトル比の場合でも観測点の方位分布（カバレッジ）が十分であれば、それらの観測点の観測スペクトルの平均操作により、S 波コーダスペクトル比の場合と同じ結果が得られると考えられる。

図 3.3-14 は、観測点カバレッジの良い地震ペアについて、S 波と S 波コーダのスペクトル比、及びそれぞれについて推定したコーナー周波数を比較したものである。図 3.3-14a に示すように、観測点ごとのばらつき、或いは  $\sigma$  の値は、やはり S 波の方が S 波コーダよりも大きい。全地点平均の観測震源スペクトル比の形状は両者で大きな違いはない。推定されたコーナー周波数は S 波、S 波コーダの  $f_{CL}$  がそれぞれ 0.254 Hz、0.228 Hz、 $f_{CS}$  がそれぞれ 2.89 Hz、2.10 Hz となり、 $f_{CS}$  に違いがややあるものの、 $f_{CL}$  は比較的近い結果となった。図 3.3-14b には、個々の観測点の観測スペクトル比に対して推定した大地震のコーナー周波数  $f_{CL}$  と観測点方位（大地震震央－観測点）の関係についても示してある。これを見ると、観測点ごとの  $f_{CL}$  も S 波コーダの方が S 波よりも安定していることがわかるとともに、S 波の  $f_{CL}$  は観測点方位依存性が見られ、観測点方位角 180 度、すなわち、震央から南側では  $f_{CL}$  が大きく、反対に 0 度、すなわち震央から北側では  $f_{CL}$  が小さい傾向がみてとれる。図 3.3-14a は、

各観測点の観測スペクトル比を観測点方位に応じて色付けをしている。観測点方位が 180 度付近の観測点の観測スペクトル比をみると、低周波数側の平坦レベルから落ちてくる周波数、すなわち $f_{CL}$ に相当する周波数が高周波数側に寄っていることが明らかである。このようなコーナー周波数の観測点方位依存性は、数値シミュレーションや実記録の解析によって、大地震の有限断層内の破壊伝播指向性効果によって生じていることが報告されている (Miyake *et al.*, 2001, Kane *et al.*, 2013)。図 3.3-14 で示した 2016 年 4 月 15 日 0 時 3 分 ( $M_w$  6.0) の大地震は、近地強震記録を用いた震源インバージョン、或いは経験的グリーン関数法による強震動生成領域のモデリングが行われており (引間, 2016, 倉橋・他, 2017)、それらの震源モデルからは、震源から南側に大きなすべり領域、或いは強震動生成領域が存在しており、破壊は主として南側に進行したことが示されている (図 3.3-15)。従って、上述した S 波観測スペクトル比、及び推定したコーナー周波数の観測点方位依存性は、大地震とした 2016 年 4 月 15 日 0 時 3 分の地震の震源から南側へ向かう破壊伝播指向性効果によるものであることが示唆される。

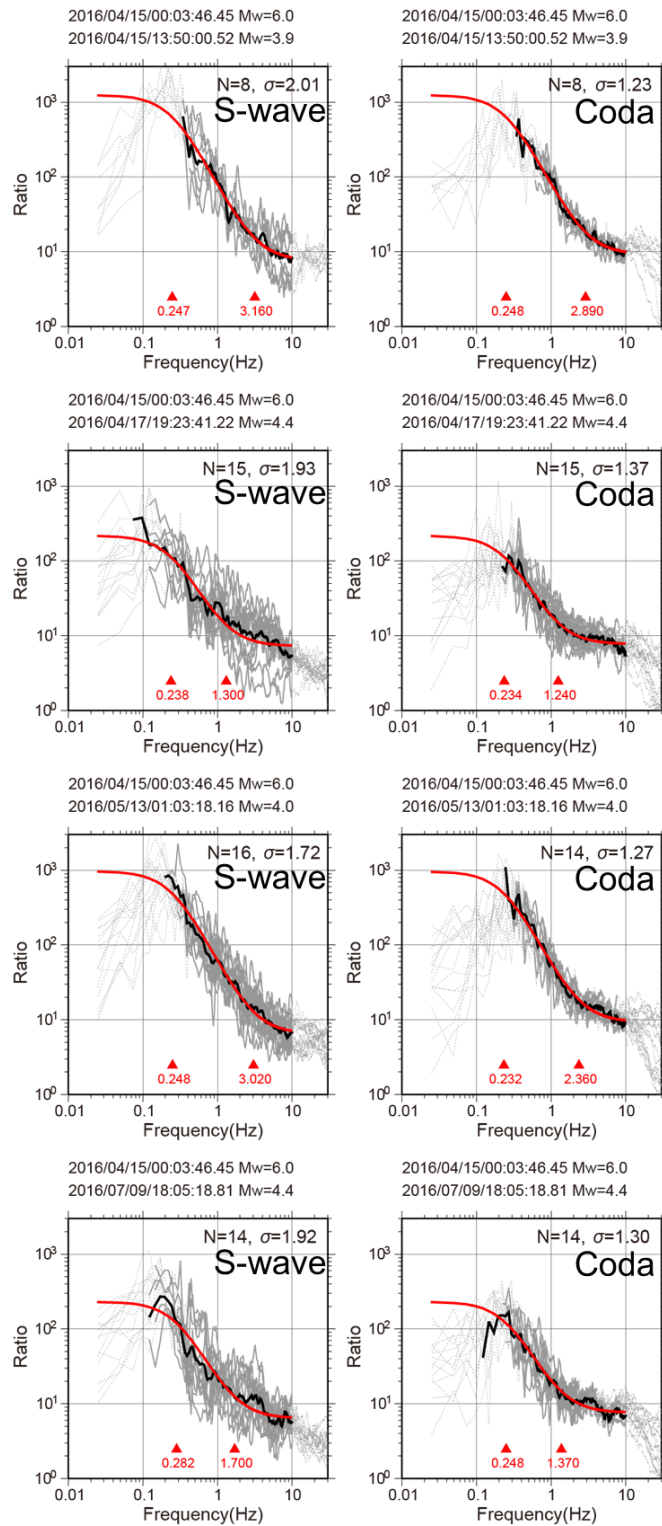


図 3.3-12 観測震源スペクトル比（黒色実線）と理論震源スペクトル比（赤色実線）の比較例。凡例は図 3.3-11 に同じ。

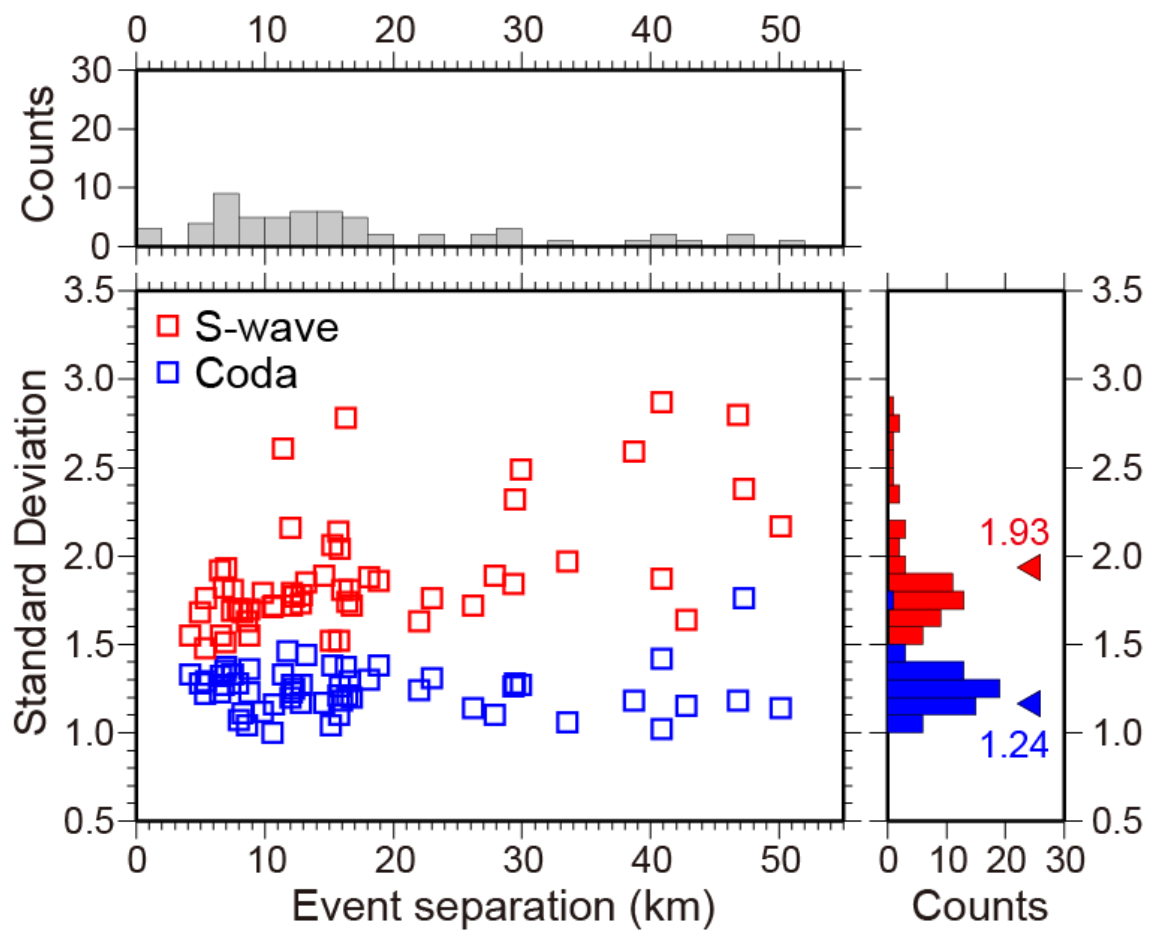
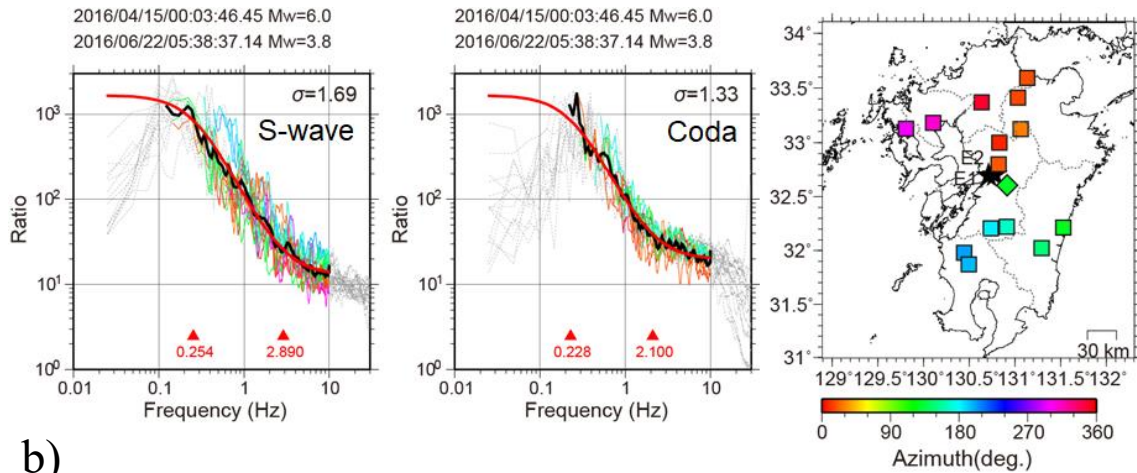


図 3.3-13 全地震ペアの観測震源スペクトル比の観測点ごとのばらつきの指標  $\sigma$  (対数標準偏差) と地震ペア間の震源距離との関係. 赤色, 青色は S 波スペクトル比, S 波コーダスペクトル比の結果.



a)



b)

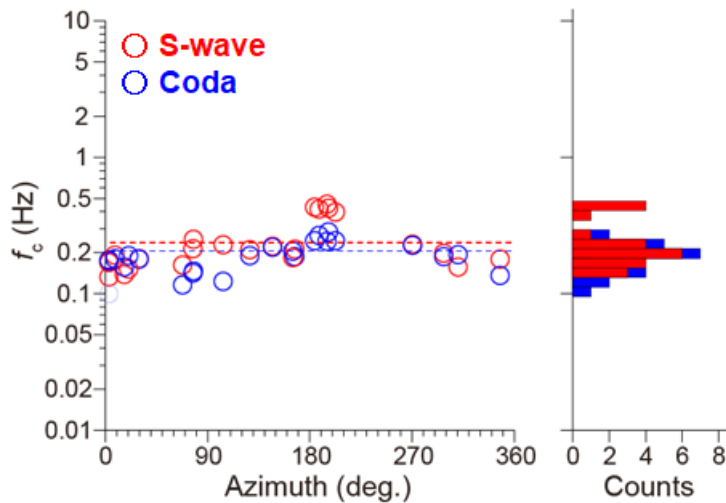
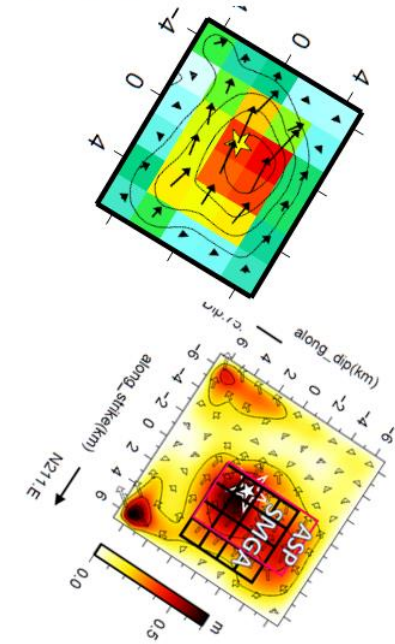


図 3.3-14 2016 年 4 月 15 日 0 時 3 分 ( $M_w$  6.0) と 2016 年 6 月 22 日 5 時 38 分 ( $M_w$  3.8) の例. a) 観測震源スペクトル比と理論震源スペクトル比の比較. 使用した観測点の分布. 観測点方位によって各観測点の観測スペクトル比を色付けしている. b) 各観測点の観測スペクトル比に対して推定した大地震のコーナー周波数と観測点方位の関係. 赤色, 青色丸印はそれぞれ S 波, S 波コーダの結果. 破線は, S 波と S 波コーダの観測震源スペクトル比に対してそれぞれ推定されたコーナー周波数.

After Hikima (2016)



After Kurahashi et al. (2017)

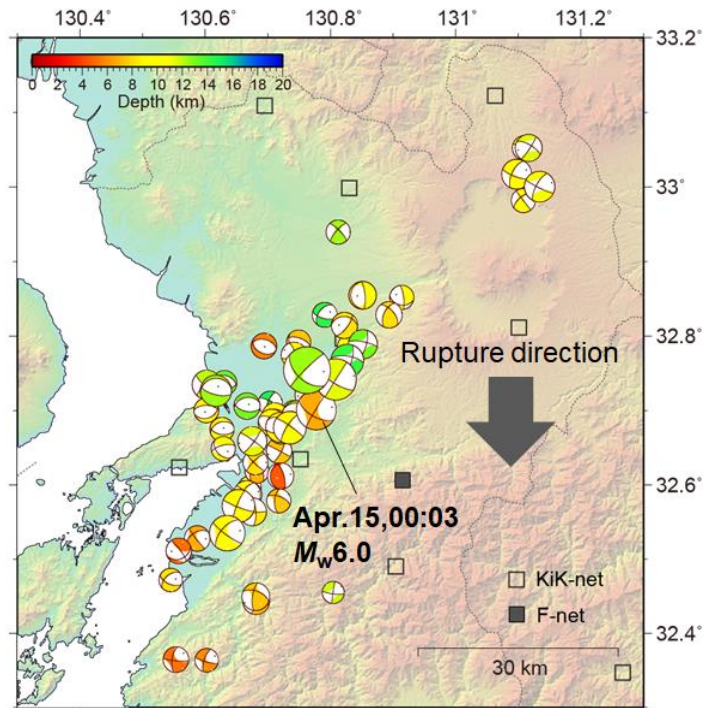


図 3.3-15 2016 年 4 月 15 日 0 時 3 分 ( $M_w$  6.0) の地震の震源インバージョンに基づく断層面上での最終すべり分布 (左上: 引間, 2016, 左下: 倉橋・他, 2017) と解析対象とした 2016 年熊本地震系列の MT 解の分布. 震源インバージョン結果の中の星印は震源を表す. また, 倉橋・他 (2017) の最終すべり分布にある黒色矩形領域はモデル化された強震動生成領域を表す.

## ⑥ 震源スケーリングと応力降下量のばらつき

対象とした 2016 年熊本地震系列の全地震について S 波コーダスペクトル比法によって推定したコーナー周波数を表 3.3-1 に示す。また、コーナー周波数と地震モーメントの関係を図 3.3-16 に示す。図 3.3-16 には、日本国内で発生した過去の内陸地殻内地震系列の結果と比較するために Somei *et al.* (2014) の結果も併せて示してある。また、コーナー周波数  $f_c$  と地震モーメント  $M_0$  から円形クラックモデルを仮定し、以下の関係式 (Eshelby, 1957, Brune, 1970, 1971) を用いることで、Brune の応力降下量 (以降、応力降下量とする)  $\Delta\sigma$  を計算する。

$$\Delta\sigma = \frac{7}{16} \left( \frac{M_0}{r^3} \right), \quad f_c = 0.37 \left( \frac{\beta}{r} \right) \quad (3.3-12)$$

ここで、 $r$  は円形クラック面積に対応する半径、 $\beta$  は震源域の S 波速度で、ここでは防災科学技術研究所地震ハザードステーション J-SHIS の全国深部地盤モデル V2 (藤原・他, 2012) を参考に 3.4 km/s とした。

2016 年熊本地震系列 ( $M_w$  3.3-7.1) の応力降下量は、0.07 MPa から 4.85 MPa の間でばらつきをもち、過去の内陸地殻内地震系列のばらつき (Somei *et al.*, 2014) の範囲内となった (図 3.3-17)。2016 年熊本地震系列内で最大規模の 2016 年 4 月 16 日 1 時 25 分 ( $M_w$  7.1) の地震の応力降下量は 3.63 MPa で、この地震を本震とすると、系列内のそれ以外の地震は本震の応力降下量よりそのほとんどが小さく、平均応力降下量は 0.81 MPa であった。Somei *et al.* (2014) によると、過去の内陸地殻内地震系列の本震の応力降下量の平均は 2.72 MPa、それ以外の地震 (余震) の応力降下量の平均は 0.49 MPa と報告されており、今回の 2016 年熊本地震系列も同様の傾向が得られているといえる。さらに、図 3.3-17 には、強震動予測レシピ (入倉・三宅, 2001, Irikura and Miyake, 2011) に示されている内陸地殻内地震の断層面積と地震モーメントの関係 (Three-stage model) から円形クラックを仮定して計算される断層全体の平均応力降下量を示してある。ただし、3rd stage は円形クラック仮定をせず、一律 3.1 MPa (Fujii and Matsu'ura, 2000) としている。このレシピから期待される断層全体の平均応力降下量と比すると、2016 年熊本地震系列の応力降下量は良い対応を示しており、内陸地殻内地震の震源特性として平均的な断層全体の応力降下量であったことがわかる。

図 3.3-18 は、各地震の応力降下量によって色分けした震央分布図である。これをみると、応力降下量の大小に対して系統的な地域性は確認できない。図 3.3-18 に記した 2 地震 (2016/05/13/01:03,  $M_w$  4.0 と 2016/06/13/15:54,  $M_w$  4.0) について、K-NET, KiK-net で観測された最大加速度と各地震の震源距離の関係を図 3.3-19 に示す。この 2 地震は、地震規模が同じにも関わらず、観測された最大加速度は全体的に 2016 年 5 月 13 日の地震の方が大きいように見える。推定された応力降下量は、2016 年 5 月 13 日の地震が 3.2 MPa、2016 年 6 月 13 日の地震が 0.6 MPa で前者の方が約 5 倍大きい。従って、観測最大加速度は地震の応

力降下量に比例して大きくなる様子（例えば, Cotton *et al.*, 2013, Baltay *et al.*, 2017）を示していると考えられる。

このような応力降下量のばらつきについて地震発生環境による要因あるかどうかを調べるため、本報では、震源の断層タイプ（メカニズム）と震源の深さに注目した。はじめに、断層タイプと応力降下量の関係を図 3.3-20 に示す。ここで断層タイプは、F-net MT 解のすべり角を基に Shearer *et al.* (2006) の定義に従い、-1 から 1 の間の数値（-1 は正断層型、1 は逆断層型、0 は横ずれ型）で指標化する。2016 年熊本地震系列は主として左横ずれ断層型の地震が多いが、正断層型や横ずれと正断層成分の両方を含む斜めずれ型の地震も複数発生しており、逆断層型の地震もわずかに存在する。図 3.3-20 を見ると、2016 年熊本地震系列の応力降下量は、断層タイプによる明瞭な違いは確認できない。また、Somei *et al.* (2014) の結果も同様に示してあるが、過去の内陸地殻内地震系列の応力降下量にも断層タイプとの明瞭な関係は見えていない。次に、震源深さと応力降下量の関係を図 3.3-21 に示す。2016 年熊本地震系列の震源深さは、約 4.5 km から 15.8 km に分布している。規模の大きな地震は有限断層の断層幅を考慮する必要があるが、ここでは震源位置をプロットしてある。図 3.3-21 を見ると、震源の深い地震ほど応力降下量が大きく、浅い地震は応力降下量が小さいものが多いことがわかる。従って、2016 年熊本地震系列の応力降下量は震源深さに応じて応力降下量が大きくなる震源深さ依存性があると考えられる。Somei *et al.* (2014) の過去の内陸地殻内地震系列の応力降下量にも震源深さ依存性が指摘されている他、他の研究成果によっても、応力降下量の深さ依存性は報告されている（例えば、Asano and Iwata, 2011, Boyd *et al.*, 2017）。従って、応力降下量のばらつき（大小）をコントロールする要因の 1 つとして震源深さは重要なパラメタであると考えられる。

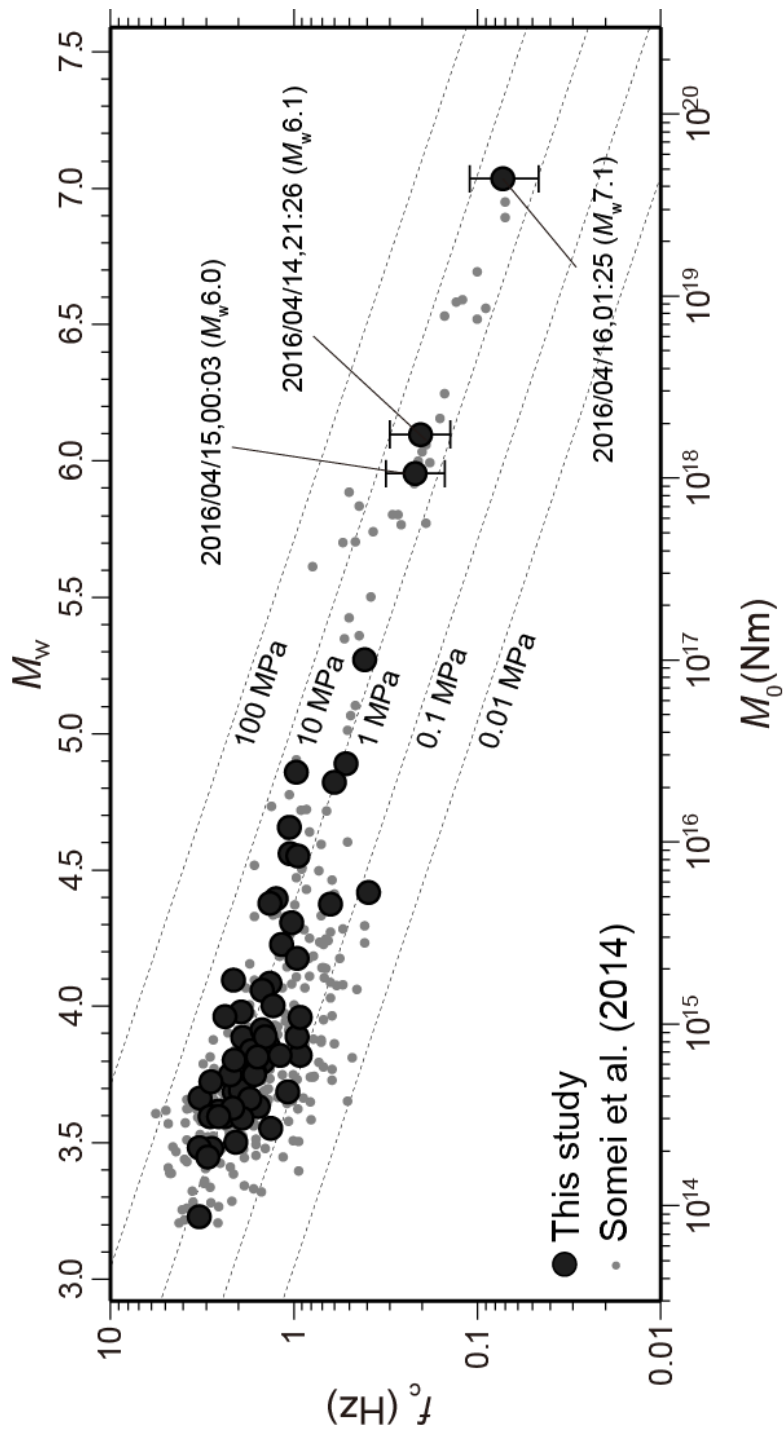


図 3.3-16 コーナー周波数 $f_c$ と地震モーメント $M_0$ の関係。黒色丸印と灰色丸印は本報と Somei *et al.* (2014)の結果。破線は応力降下量一定 (0.01, 0.1, 1, 10, 100 MPa) を表す。大地震とした3地震のもつエラーバーは、複数の小地震から得られた $f_c$ の対数標準偏差を表す。

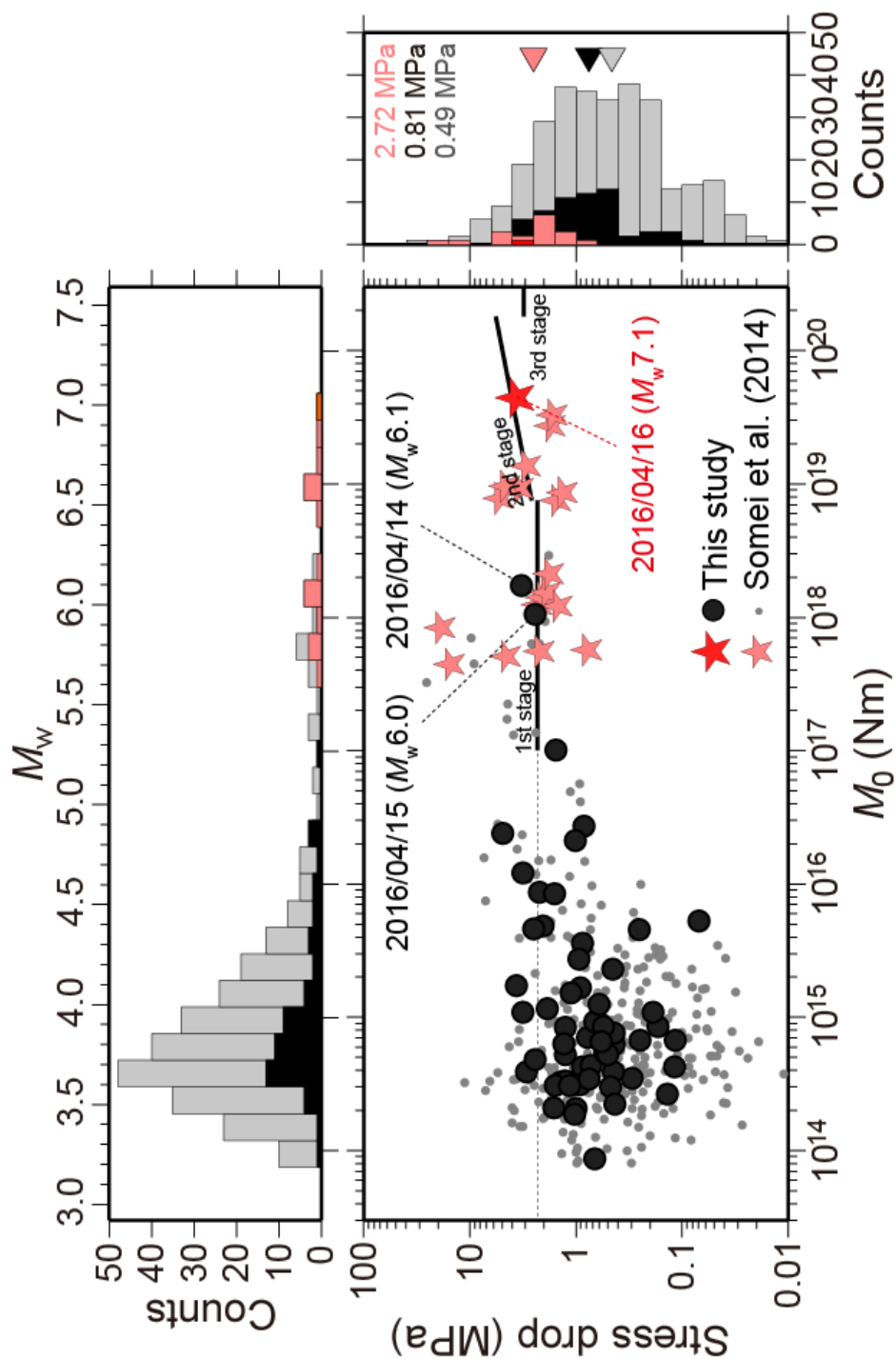


図 3.3-17 応力降下量 $\Delta\sigma$ と地震モーメント $M_0$ の関係。黒色丸印，赤色星印は本報の，灰色丸印，桃色星印 Somei *et al.* (2014)の結果。星印は本震を表す。実線は Irikura and Miyake (2011) の Three-stage model の断層面積—地震モーメントの関係から換算される断層全体の平均応力降下量を表す。ヒストグラム内の数値は，Somei *et al.* (2014)の本震（桃色），余震（灰色），及び本報の余震（黒色）の応力降下量の対数平均値をそれぞれ表す。



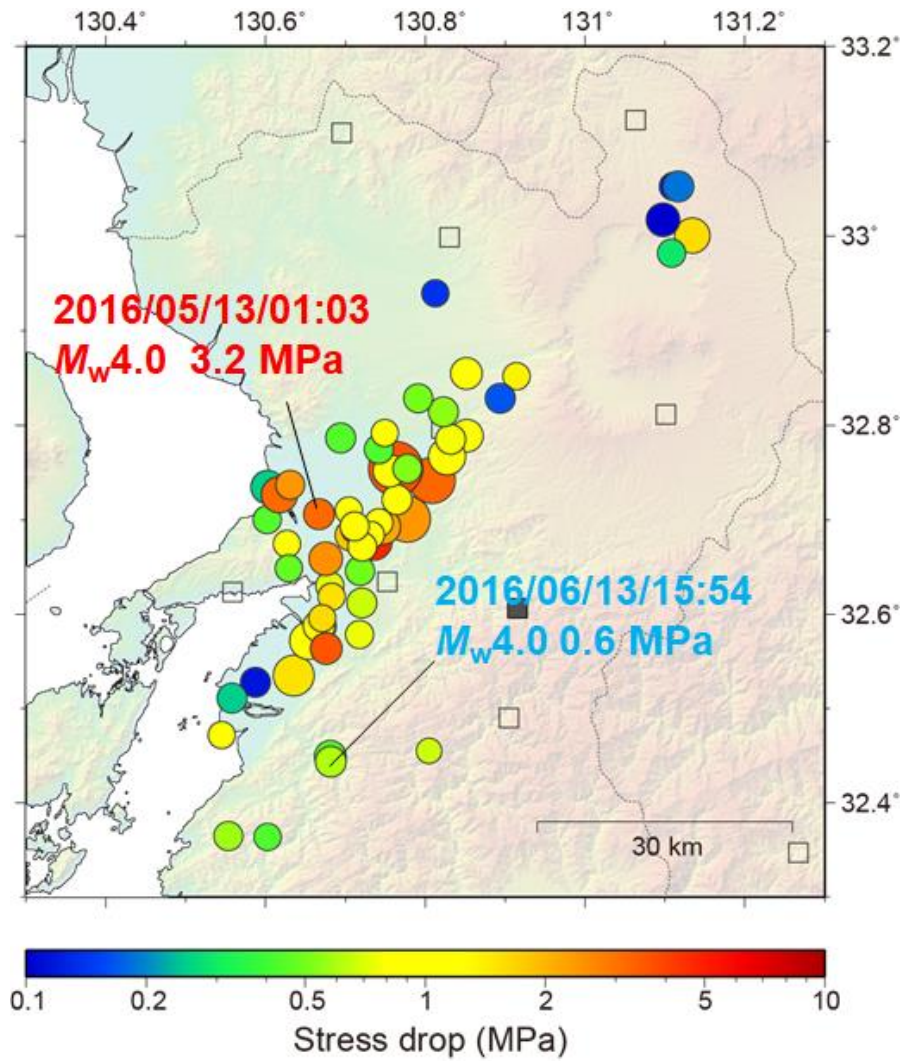


図 3.3-18 応力降下量によって色付けした解析対象地震の震央分布. 暖色系ほど応力降下量が大きく, 寒色系ほど応力降下量小さいことを表す.

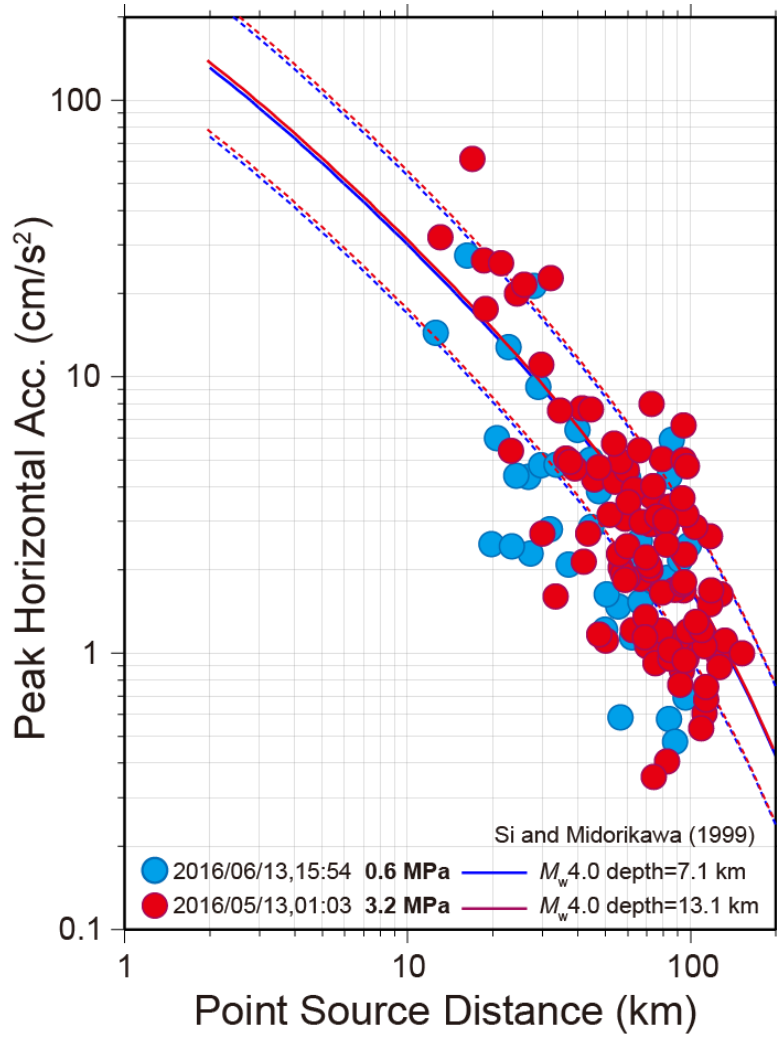


図 3.3-19 図 3.3-18 で発生日時を付した 2 つの地震 (赤色 : 2016/05/13/01:03,  $M_w$  4.0,  $\Delta\sigma=3.2$  MPa, 青色 : 2016/06/13/15:54,  $M_w$  4.0,  $\Delta\sigma=0.6$  MPa) の K-NET, KiK-net 観測点での最大加速度と各地震の震源距離との関係. 赤色と青色の実線はそれぞれの地震の規模と震源深さに対する司・翠川 (1999)による地震動予測式である (破線は標準偏差).



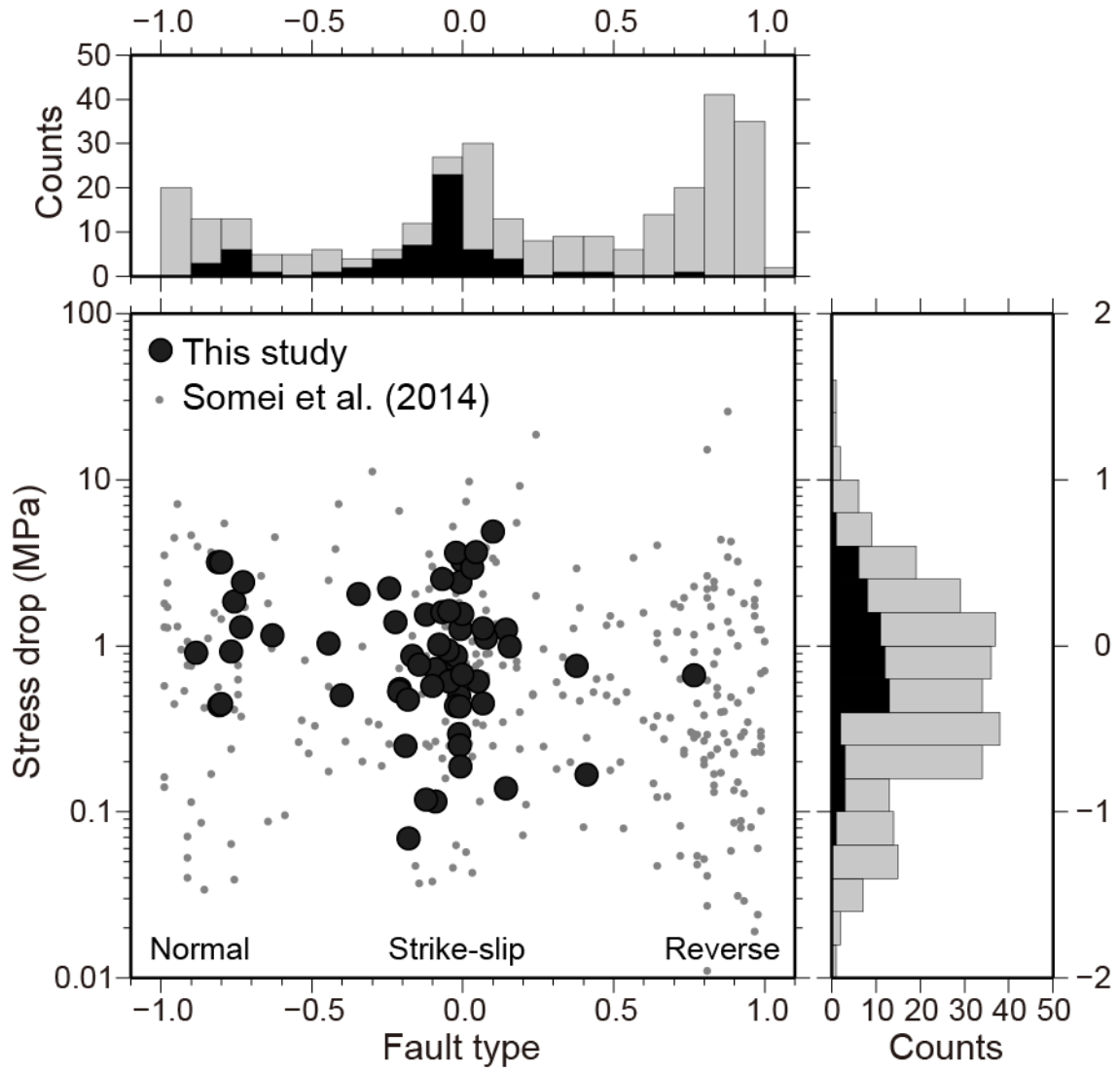


図 3.3-20 応力降下量 $\Delta\sigma$ と断層タイプ (Shearer *et al.* 2006) の関係. 凡例は図 3.3-16 に同じ.

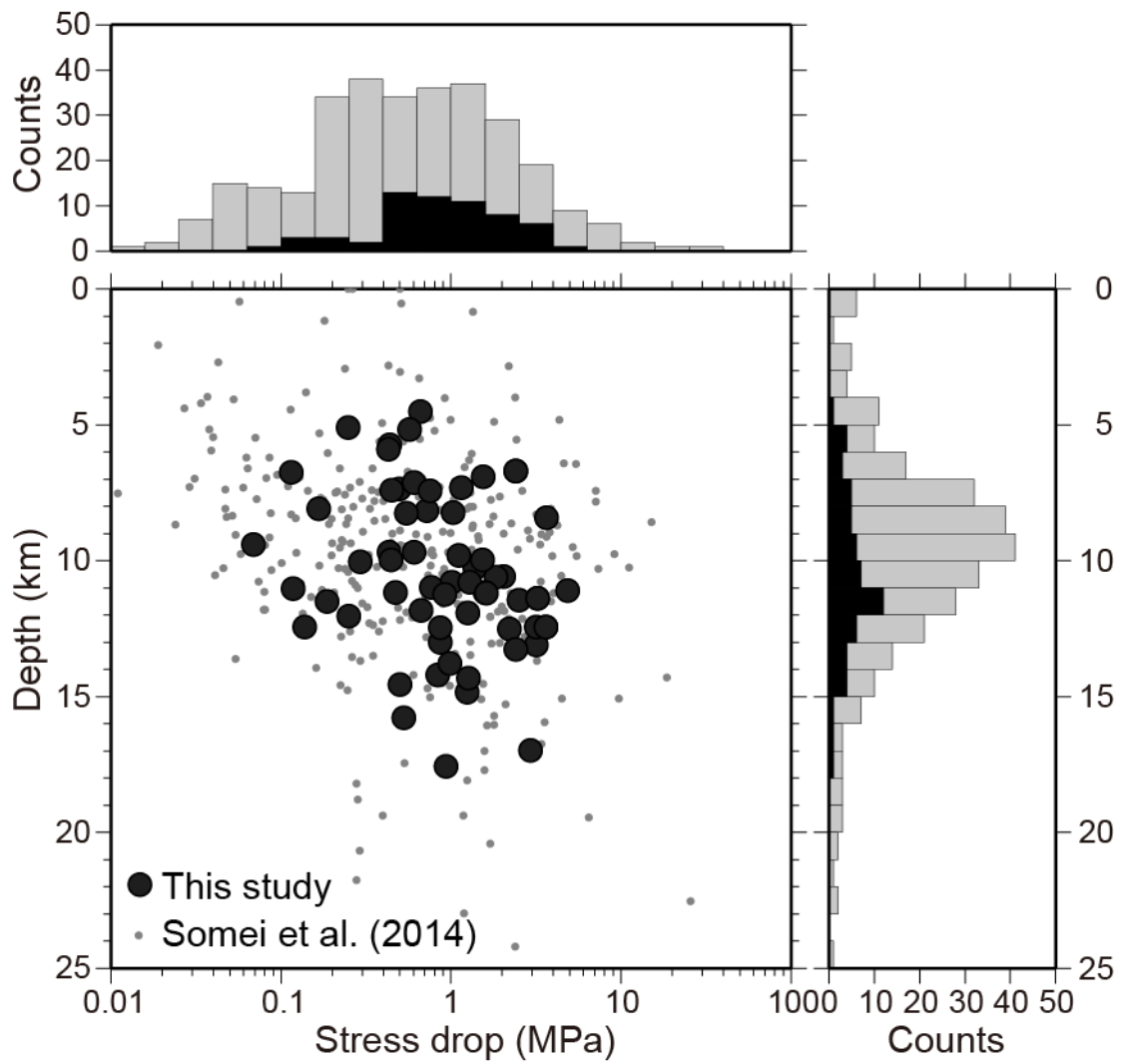


図 3.3-21 応力降下量 $\Delta\sigma$ と震源深さの関係. 凡例は図 3.3-16 に同じ.

## ⑦ おわりに

2016年熊本地震系列のコーナー周波数を *Somei et al. (2014)* の S 波コーダスペクトル比法に基づいて推定し、過去の国内の内陸地殻内地震系列の結果と比較しながら、震源スケールリングや応力降下量のばらつきについて検討を行った。本報では  $M_w$  6.0 以上の 3 地震を含む  $M_w$  3.3-7.1 の 60 地震を解析対象とした。解析においては、RMS エンベロープを評価し、スペクトル比をとる大地震と小地震の記録で S 波コーダの時間減衰曲線の共通性を客観的に評価し、記録の選定を実施した。その結果、S 波に比べて S 波コーダの観測点ごとのスペクトル比のばらつきは小さく、安定してコーナー周波数を推定することが可能となった。一方で、S 波を用いたスペクトル比の場合は、大地震の破壊伝播指向性によってスペクトル比形状、コーナー周波数に観測点方位依存性が確認され、地震ペアをとり囲む観測点による方位平均の必要性が示唆された。S 波コーダスペクトル比法によって抽出された 2016 年熊本地震系列の観測震源スペクトル比は、 $\omega^2$  震源スペクトルモデルに基づく理論震源スペクトル比によって概ね説明することができた。推定されたコーナー周波数と地震モーメントの関係から、応力降下量 0.07 MPa から 4.85 MPa の間でばらつきをもち、過去の内陸地殻内地震系列のばらつき (*Somei et al., 2014*) の範囲内となった。また、地震系列内で規模が最大の 2016 年 4 月 16 日 1 時 25 分 ( $M_w$  7.1) を本震とすると、系列内のそれ以外の地震は本震の応力降下量よりそのほとんどが小さく、*Somei et al. (2014)* と同じ傾向が得られた。また、強震動予測レシピから期待される断層全体の平均応力降下量と比すると、2016 年熊本地震系列の応力降下量は良い対応を示しており、内陸地殻内地震の震源特性として平均的な断層全体の応力降下量であったことがわかる。応力降下量のばらつきの要因を調べると、断層タイプとの関係性は得られなかったが、震源深さに応じて応力降下量が大きくなる傾向が得られた。

### ■参考文献 3.3

- Abercrombie, R.E. (2013), Comparison of direct and coda wave stress drop measurements for the Wells, Nevada, earthquake sequence, *J. Geophys. Res.* 118, no. 4, 1458–1470.
- Abercrombie, R.E. (2014), Stress drops of repeating earthquakes on the San Andreas fault at Parkfield, *Geophys. Res. Lett.* 41, 8784–8791, doi: 10.1002/2014GL062079.
- Abercrombie, R.E. (2015), Investigating uncertainties in empirical Green's function analysis of earthquake source parameters, *J. Geophys. Res.* 120, 4263–4277, doi: 10.1002/2015JB011984.
- Aki, K. (1967), Scaling law of seismic spectrum, *J. Geophys. Res.* 72(4), 1217–1231, doi:10.1029/JZ072i004p01217.
- Aki, K., and Chouet, B. (1975), Origin of coda waves: Source, attenuation, and scattering effects, *J. Geophys. Res.* 80, 3322–3342.
- Allmann, B.P., and Shearer, P.M. (2009), Global Variations of Stress Drop for Moderate to Large Earthquakes, *J. Geophys. Res.* 114, B01310, doi:10.1029/2008JB005821.
- Aoi, S., Kunugi, T., Nakamura, H., and Fujiwara, H. (2011), Deployment of new strong motion seismographs of K-NET and KiK-net, in *Earthquake Data in Engineering Seismology*, 167–186, eds Akkar, S., Gülkan, P. & van Eck, T., Springer.
- Asano, K., and Iwata, T. (2011), Characterization of stress drops on asperities estimated from the heterogeneous kinematic slip model for strong motion prediction for inland crustal earthquakes in Japan, *Pure Appl. Geophys.* 168, 105–116.
- Baltay, A, Prieto, G., and Beroza, G.C. (2010), Radiated seismic energy from coda measurements and no scaling in apparent stress with seismic moment, *J. Geophys. Res.* 115, no. B08314, doi: 10.1029/2009JB006736.
- Baltay, A, Ide, S., Prieto, G., and Beroza, G.C. (2011), Variability in earthquake stress drop and apparent stress, *Geophys. Res. Lett.* 38, L06303, doi:10.1029/2011GL046698.
- Baltay, A.S., Hanks, T.C., Abrahamson, N.A. (2017), Uncertainty, variability, and earthquake physics in Ground-Motion Prediction Equations, *Bull. Seism. Soc. Am.* 107, 1754–1772.
- Boyd, O.S., McNamara, D.E., Hartzell, S., and Choy, G. (2017), Influence of lithostatic stress on earthquake stress drops in North America, *Bull. Seism. Soc. Am.* 107, 856–868.
- Brune, J.N. (1970), Tectonic stress and spectra of seismic shear waves from earthquakes, *J. Geophys. Res.* 75, 4997–5009.
- Brune, J.N. (1971), Tectonic stress and seismic shear waves from earthquakes, Correction, *J. Geophys. Res.* 76, 5002.
- Cantore, L., Rovelli, A., and Calderoni, G. (2017), Separation of source and site effects in ground motions recorded in the village of Onna during aftershocks of the 2009 April 6, Mw 6.1 L'Aquila earthquake, *Geophys. J. Int.*, 210, 73–89.

- Cotton, F., Archuleta, R., and Causse, M. (2013), What is sigma of the stress drop?, *Seism. Res. Lett.* 84, 42-48.
- Ekström, G., Dziewonski, A.M., Maternovskaya, N.N., and Nettles, M. (2005), Global seismicity of 2003: Centroid-moment tensor solutions for 1087 Earthquakes, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 148, 327-351.
- Eshelby, J. (1957), The determination of the elastic field of an ellipsoidal inclusion, and related problems, *Proc. R. Soc. London, Ser. A* 241, 376-396.
- Frankel, A. (2015), Decay of S-wave amplitudes with distance from earthquakes in the Charlevoix, Quebec area: Effects of radiation pattern and directivity, *Bull. Seism. Soc. Am.* 105, 850–857.
- Fujii, Y., and Matsu'ura, M. (2000), Regional difference in scaling laws for large earthquakes and its tectonic implication, *Pure and Applied Geophysics*, 157, 2283-2302.
- 藤原広行・河合伸一・青井 真・森川信之・先名重樹・東 宏樹・大井昌弘・はお憲生・長谷川信介・前田宜浩・岩城麻子・若松加寿江・井元政二郎・奥村俊彦・松山尚典・成田 章 (2012), 東日本大震災を踏まえた地震ハザード評価の改良に向けた検討, 防災科学技術研究所研究資料, 第 379 号.
- 福山英一・石田瑞穂・D. S. Dreger・川井啓廉 (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, 149-156.
- Hartzell, S. (1978), Earthquake aftershocks as Green's functions, *Geophys. Res. Lett.* 5, 1-14.
- Hough, S. (1997), Empirical Green's function analysis: Taking the next step, *J. Geophys. Res.* 102, 5369-5380.
- Ide S., Beroza, G.C., Prejean, S.G., and Ellsworth, W.L. (2003), Apparent break in earthquake scaling due to path and site effects in deep borehole recordings, *J. Geophys. Res.* 108(B5), 2271, doi:10.1029/2001JB001617.
- 引間和人 (2016), 強震波形を用いた 2016 年熊本地震の震源過程解析～M6 以上の 3 地震の解析結果～, 日本地震学会 2016 年度秋季大会講演予稿集, S21-P03.
- Imanishi, K., Takeo, M., Ellsworth, W.L., Ito, H., Matsuzawa, T., Kuwahara, Y., Iio, Y., Horiuchi, S., and Ohmi, S. (2004), Source parameters and rupture velocity of microearthquakes in western Nagano, Japan, determined using stopping phases, *Bull. Seism. Soc. Am.* 94, 1762-1780.
- 入倉孝次郎・三宅弘恵 (2001), シナリオ地震の強震動予測, *地学雑誌*, 110, 849-875.
- Irikura, K., and Miyake, H. (2011), Recipe for predicting strong ground motion from crustal earthquake scenarios, *Pure Appl. Geophys.*, 168(2011), 85-104.
- Iwata, T., and Irikura, K. (1988), Source parameters of the 1983 Japan Sea earthquake sequence, *J. Phys. Earth* 36, 155-184.
- Kanamori, H., and Anderson, D.L. (1975), Theoretical basis of some empirical relations in seismology, *Bull. Seism. Soc. Am.* 65, 1073-1095.
- Kane, D.L., Kilb, D.L., and Vernon, F.L. (2013), Selecting empirical Green's functions in regions of

- fault complexity: A study of data from the San Jacinto fault zone, southern California, *Bull. Seism. Soc. Am.* 103, 641–650.
- Kato, A., Nakamura, K., and Hiyama, Y. (2016), The 2016 Kumamoto earthquake sequence, *Proc Jpn Acad Ser B Phys Biol Sci.*, 92(8): 358–371.
- 倉橋 奨・宮腰 研・入倉孝次郎 (2017), 2016 年熊本地震前震 (Mw6.0) の特性化震源モデルの構築, *Abs. JpGU-AGU Joint meeting*, SCG70-P02.
- Kwiatek, G., Bulut, F., Bohnhoff, M., and Dresen, G. (2014), High-resolution analysis of seismicity induced at Berlin geothermal field, El Salvador, *Geothermics*, 52, 98–111.
- Lindley, G.T. (1994), Source parameters of the 23 April 1992 Joshua Tree, California, earthquake, its largest foreshock, and aftershocks, *Bull. Seism. Soc. Am.* 84, 1051-1057.
- Mayeda, K., and Walter, W.R. (1996), Moment, energy, stress drop, and source spectra of western United States earthquakes from regional coda envelopes, *J. Geophys. Res.* 101(B5), 11,195-11,208, doi:10.1029/96JB00112.
- Mayeda, K., Malagnini, L., and Walter, W.R. (2007), A new spectral ratio method using narrow band coda envelopes: Evidence for non-self-similarity in the Hector Mine sequence, *Geophys. Res. Lett.* 34, L11303, doi:10.1029/2007GL030041.
- Mayeda, K., and Malagnini, L. (2009), Apparent stress and corner frequency variations in the 1999 Taiwan (Chi-Chi) sequence: Evidence for a step-wise increase at Mw-5.5, *Geophys. Res. Lett.* 36, L10308, doi:10.1029/2009GL037421.
- Miyake, H., Iwata, T., and Irikura, K. (2001), Estimation of rupture propagation direction and strong motion generation area from azimuth and distance dependence of source amplitude spectra, *Geophys. Res. Lett.* 28, 2727–2730.
- Miyake, H., Iwata, T., and Irikura, K. (2003), Source characterization for broadband ground-motion simulation: Kinematic heterogeneous source model and strong motion generation Area, *Bull. Seism. Soc. Am.* 93, 2531–2545.
- Mueller, C. (1985), Source pulse enhancement by deconvolution of an empirical Green's function, *Geophys. Res. Lett.* 12, 33-36.
- 仲野健一・境 茂樹 (2016), 九州地方南部における  $Q_s$  の地域性に関する考察, *日本建築学会 2016 年度大会学術講演梗概集*, 21582.
- Oth, A., Bindi, D., Parolai, S., and Di Giacomo, D. (2010), Earthquake scaling characteristics and the scale-(in)dependence of seismic energy-to-moment ratio: insights from KiK-net data in Japan. *Geophys. Res. Lett.* 37, L19304, doi:10.1029/2010GL044572.
- Oth, A., Bindi, D., Parolai, S., and Di Giacomo, D. (2011), Spectral analysis of K-NET and KiK-net data in Japan, part II: On attenuation characteristics, source spectra, and site response of borehole and surface stations, *Bull. Seism. Soc. Am.* 101(2), 667-687.
- Rautian, T.G., and Khalaturin, V.I. (1978), The use of the coda for determination of the earthquake

- source spectrum, *Bull. Seism. Soc. Am.* 68(4), 923-948.
- 斎藤正徳 (1978), 漸化式デジタル・フィルターの自動設計, *物理探鉱*, 31, 112-135.
- Shearer, P., Prieto, G., and Hauksson, E. (2006), Comprehensive analysis of earthquake source spectra in southern California, *J. Geophys. Res.* 111, B06303, doi:10.1029/2005JB003979.
- 司 宏俊・翠川三郎 (1999), 断層タイプ及び地盤条件を考慮した最大加速度・最大速度の距離減衰式, *日本建築学会構造系論文報告集*, 523, 63-70.
- Somei, K., Asano, K., Iwata, T., and Miyakoshi, K. (2014), Source scaling of inland crustal earthquake sequences in Japan using the S-wave coda spectral ratio method, *Pure Appl. Geophys.* 171, 2747–2766.
- Tajima, R., and Tajima, F. (2007), Seismic scaling relations and aftershock activity from the sequences of the 2004 Mid Niigata and the 2005 West Off Fukuoka earthquakes (Mw 6.6) in Japan, *J. Geophys. Res.* 112, B10302, doi:10.1029/2007JB004941.
- Viegas, G., Abercrombie, R., and Kim, W.Y. (2010). The 2002 M5 Au Sable Forks, NY, earthquake sequence: Source scaling relationships and energy budget, *J. Geophys. Res.* 115, no. B07310, doi: 10.1029/2009JB006799.
- Walter, W.R., Yoo, S-H., Mayeda, K., and Gök, R. (2017), Earthquake stress via event ratio levels: Application to the 2011 and 2016 Oklahoma seismic sequences, *Geophys. Res. Lett.* 44, 3147–3155.
- Wen, Y-Y., Chao, S-Y., Yen, Y-T., Wen S. (2017), Source characteristics of moderate-to-strong earthquakes in the Nantou area, Taiwan: insight from strong ground motion simulations, *Earth, Planets and Space*, 69:132, DOI 10.1186/s40623-017-0720-5
- Wu, Q., and Chapman, M. (2017), Stress-drop estimates and source scaling of the 2011 Mineral, Virginia, mainshock and aftershocks, *Bull. Seism. Soc. Am.* 107(6), 2703-2720.
- Yoo S.H., Rhie, J., Choi, H., and Mayeda, K. (2010), Evidence for non-self-similarity and transitional increment of scaled energy in the 2005 west off Fukuoka seismic sequence, *J. Geophys. Res.* 115, B08308, doi:10.1029/2009JB007169.
- Yoshida, K., Miyakoshi, K., Somei, K., Irikura, K. (2017), Source process of the 2016 Kumamoto earthquake (Mj7.3) inferred from kinematic inversion of strong-motion records, *Earth, Planets and Space*, 201769:64, doi.org/10.1186/s40623-017-0649-8.