

# 2024 年日向灘の地震に伴う津波の波源分布

——N-net と DONET の水圧計記録の解析から——

国立研究開発法人防災科学技術研究所\*

久保田達矢・久保久彦・三好崇之・鈴木亘・青井真・功刀卓・武田哲也

Tsunami Source Modeling of the Earthquake beneath Hyuganada  
Sea on 8 August 2024 using Ocean-bottom Pressure Gauge  
Records of N-net and DONET

Tatsuya Kubota, Hisahiko Kubo, Takayuki Miyoshi, Wataru Suzuki,  
Shin Aoi, Takashi Kunugi, and Tetsuya Takeda  
National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience  
3-1, Tennodai, Tsukuba, Ibaraki, 305-0006, Japan

E-mail: kubotatsu@bosai.go.jp

(Received November 21, 2024; Accepted February 9, 2025; published online on August 8, 2025)

地震第2輯 第78巻 (2025) 73-86

DOI: 10.4294/zisin.2024-10S

---

(責任著者のメールアドレス) kubotatsu@bosai.go.jp

\* 〒305-0006 茨城県つくば市天王台 3-1

# 2024 年日向灘の地震に伴う津波の波源分布

—N-net と DONET の水圧計記録の解析から—

防災科学技術研究所\* 久保田達矢・久保久彦・三好崇之・鈴木亘・青井真・  
功刀卓・武田哲也

Tsunami Source Modeling of the Earthquake beneath Hyuganada Sea on 8 August  
2024 Using Ocean-bottom Pressure Gauge Records of N-net and DONET

Tatsuya Kubota, Hisahiko Kubo, Takayuki Miyoshi, Wataru Suzuki, Shin Aoi, Takashi Kunugi,  
and Tetsuya Takeda

National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience  
3-1 Tennodai, Tsukuba, Ibaraki 305-0006, Japan

---

(責任著者のメールアドレス) [kubotatsu@bosai.go.jp](mailto:kubotatsu@bosai.go.jp)

\* 〒305-0006 茨城県つくば市天王台 3-1

1 **Abstract**

2 This study reports the tsunami source modeling of an  $M_{JMA}$  7.1 earthquake which occurred  
3 beneath Hyuganada Sea, off Miyazaki, Japan on 8 August 2024, using tsunami waveforms  
4 recorded by the recently-implemented offshore seafloor observation network called Nankai  
5 Trough Seafloor Observation Network for Earthquakes and Tsunamis (N-net) together with  
6 the Dense Oceanfloor Network system for Earthquakes and Tsunamis (DONET) installed in  
7 the Nankai Trough subduction zone, off the Pacific coast of southwestern Japan. We first  
8 processed the ocean-bottom pressure gauge data from the N-net offshore system and DONET  
9 to extract tsunamis, which showed tsunamis up to a few centimeters were recorded. The station  
10 NAE18 of N-net, nearest to the epicenter, observed the pressure offset change corresponding  
11 to the permanent seafloor vertical uplift of approximately 5 cm. We then forwardly simulated  
12 tsunamis based on centroid moment tensor solutions and finite fault models of the previous  
13 studies, indicating the good observation performance of the N-net ocean-bottom pressure  
14 gauges. We finally conducted the inversion analysis of the tsunami waveforms to estimate the  
15 tsunami source distribution, which extends in a dimension of approximately  $40 \text{ km} \times 20 \text{ km}$

16 along the strike and dip directions, respectively. From the comparison with the past studies,  
17 the rupture area of the 2024 earthquake was likely to overlap with the southern half of the  
18 rupture area of the  $M_{JMA}$  7.0 earthquake in 1961, while the rupture areas of the  $M_{JMA}$  6.7 and  
19 6.9 earthquakes in 1996 seemed separated from the 2024 event. This study demonstrates that  
20 the use of the near-field tsunami waveforms from N-net significantly enhanced the constraint  
21 on tsunami source estimation as well as the finite fault modeling off the coast of the western  
22 part of the Nankai Trough subduction zone. N-net also has the potential to improve tsunami  
23 monitoring and prompt evaluation for the "Nankai Trough Earthquake Extra Information."

24

25 Key words: Nankai Trough, Hyuganada Sea, Tsunami, N-net, DONET



26 § 1. はじめに

27 西南日本の南海トラフ沈み込み帯では、1944年昭和東南海地震や1946年昭和南海  
28 地震といった巨大地震がくりかえし発生し [e.g. Ishibashi (2004)], 大きな被害をもた  
29 らしてきた。近い将来においても同様の巨大地震が発生することが危惧されている  
30 [e.g. 地震調査研究推進本部 (2001, 2013)]. こういった背景のもと、これまで南海ト  
31 ラフ沈み込み帯における巨大地震の災害軽減や地震発生メカニズムの理解のために、  
32 熊野灘と紀伊水道沖の海域には DONET (Dense Oceanfloor Network system for  
33 Earthquakes and Tsunamis) が展開されてきた (Fig. 1) [Kaneda *et al.* (2015), Kawaguchi  
34 *et al.* (2015), Aoi *et al.* (2020)]. 一方で、巨大地震の震源域と想定される海域のうち、  
35 高知沖から日向灘にかけての海域には沖合の観測網は展開されていなかった。防災  
36 科学技術研究所は、2019年よりこの観測の空白域に南海トラフ海底地震津波観測網  
37 N-net (Nankai Trough Seafloor Observation Network for Earthquakes and Tsunamis) の構築  
38 を実施してきた [Aoi *et al.* (2023)]. N-net は沖合システムと沿岸システムの二つのシ  
39 ステムからなる観測網で、各システムは海底ケーブルにつながれた18台の観測ノー  
40 ドと2台の分岐装置および終端装置で構成される。各観測ノードの中には複数の地  
41 震計や水圧計などが搭載される。二つのシステムのうち沖合システムの整備が2024  
42 年7月に完了し、3ヶ月間の試験運用ののち、2024年10月に本格運用が開始され、  
43 その観測データが公開された [防災科学技術研究所 (2024a)].

44 2024年8月8日16:43(日本時間)に、宮崎県沖の日向灘を震源とする $M_{JMA}$  7.1の  
45 地震が発生した。この地震では、宮崎県の日南市で震度6弱を観測したほか、東海地  
46 方から奄美群島にかけて震度5強から1の揺れが観測された [気象庁 (2024a)]. この  
47 地震のメカニズム解は西北西—東南東方向に圧力軸を持つ逆断層型で、陸のプレー  
48 トとフィリピン海プレートの境界で発生した地震であった [気象庁 (2024b)]. 九州や  
49 四国の太平洋沿岸地域では津波が観測され、宮崎港では最大で0.5mの津波が観測さ  
50 れた (Fig. 1, 黒四角) [気象庁 (2024b)]. 以後、本稿では、この地震を「2024年日向  
51 灘の地震」あるいは「2024年の地震」と記載する。2024年日向灘の地震の震源域は  
52 N-net が展開されている海域の西端に位置する。また、2024年日向灘の地震は N-net  
53 沖合システムの試験運用期間中に発生したものであり、その津波は DONET と N-net  
54 沖合システムの水圧計でも観測された。この津波は、N-net 沖合システムが顕著な近  
55 地津波を記録した初めての事例である。本論文では、N-net 沖合システムおよび

56 DONET が記録した 2024 年日向灘の地震の津波記録の特徴を整理し、津波の理論計  
57 算をもとに N-net 沖合システムの水圧計が津波を正しく記録できているか評価し、か  
58 つその記録を活用して津波波源分布の推定を試み、それらの結果を踏まえて N-net や  
59 DONETにより震源域のごく近傍で津波記録が得られることの有用性について議論す  
60 る。

61

## 62 § 2. データ

63 初めに、N-net と DONET における水圧計のセンサの仕様を述べる。N-net の水圧計  
64 に搭載されている圧力センサは、N-net への実装に向けて開発された横河電機株式会  
65 社製の MEMS (Micro Electro Mechanical Systems) 技術を用いたシリコン振動子による  
66 ものである [Shinohara *et al.* (2022), Aoi *et al.* (2023), 野田・他 (2023), 篠原・他 (2023)].  
67 DONET の水圧計は、Paroscientific 社により開発された精密水晶振動子を用いた圧力  
68 センサ [e.g. Houston and Paros (1998)] を使用している [Aoi *et al.* (2020)]. これらの振  
69 動子は、外部から加えられた圧力によってその発振周波数が変化するという性質を  
70 持っており、その発振周波数を計測、換算することにより圧力を観測する。

71 次に、水圧記録に含まれる潮汐変動などの長周期成分や地震動や波浪などの短周  
72 期成分を除去し、津波に由来する成分を抽出するためのデータの処理について説明  
73 する。両観測網の記録は、ともにサンプリングレート 10 Hz で保存されているが、本  
74 研究においては 1 Hz にリサンプリングしたのち、下記の処理を実施する。まず、潮  
75 汐解析プログラム Baytap08 [Tamura *et al.* (1991), Tamura and Agnew (2008)] を用いて  
76 潮汐変動成分を推定して除去した。潮汐変動を取り除いた波形を Fig. 2 に示す (左  
77 図, 灰色線)。震央に最も近い観測点 NAE18 では、地震の前後で水圧に有意な水圧オ  
78 フセットの減少 (5 hPa 程度) が記録されていたが、これは海底の上下変位に起因す  
79 る静水圧変動と考えられる [e.g. Tsushima *et al.* (2012)]. それ以外の観測点では、水圧  
80 オフセットに顕著な変化はみられなかったものの、NAE10 や NAE11 などいくつかの  
81 観測点では、発震時刻の前後でステップ状の圧力変動がみられた。このステップは、  
82 地震動の影響により生じたものと考えられる [Kubota *et al.* (2021)]. NAE18 以外の観  
83 測点は震央から十分に離れているため、海底の上下変動に起因する水圧オフセット  
84 の変化がみられないのは妥当である。

85 潮汐を除去した後の波形では、全ての観測点において地震波に由来する高周波な

86 変動成分が含まれる (Fig. 2, 左図, 灰色線). これらを取り除くためにカットオフ周  
87 期 100 s のローパスフィルタを適用したものを Fig. 2 の左図に示す (黒破線). この波  
88 形には潮汐解析で取り除けなかったと思われる長周期なトレンドも残存していたこ  
89 とから, これらの長周期な変動成分も取り除くため, 潮汐を除去した後の波形に通過  
90 帯域 100–2000 s のバンドパスフィルタを適用したものを Fig. 2 の右図に示す. これ  
91 らのフィルタは, 位相にずれが生じないように, 時間の順方向と逆方向から適用した.  
92 1 hPa の海底水圧変化は 1 cm の海面波高変化に等しいと仮定して津波波高に換算す  
93 ると, 観測された津波の振幅は, 観測点近傍の N-net の観測点では最大で 3 cm 程度,  
94 震央から最も離れた DONET の観測点では 1 cm に満たない程度であった. いくつか  
95 の N-net 観測点では発震時刻よりも前から水圧の変動が見られるが, これはフィルタ  
96 を両方向に適用した影響である. 以後の解析では, 顕著なオフセットが記録された観  
97 測点 NAE18 ではローパスフィルタを適用した波形を, それ以外の観測点ではバンド  
98 パスフィルタを適用した波形を用いる. 震央の比較的近傍に位置する観測点 NAE10  
99 と NAE11 では, 後述する津波フォワード計算の結果から, 海底上下変位に起因する  
100 微小な水圧オフセット (最大で 1 hPa 程度) が含まれている可能性があるが, 潮汐の  
101 影響により水圧オフセットの判別が難しかったため, 本解析ではバンドパスフィル  
102 タを適用した波形を用いることとした.

103

### 104 § 3. 津波フォワード計算

105 2024 年日向灘の地震による津波の波源のおおよその位置を明らかにするため, 陸  
106 上の観測記録の解析から推定された震源パラメタにもとづいて津波の理論波形を計  
107 算し, 観測波形との比較を実施した.

#### 108 3.1 手法

109 津波フォワード計算は, 地震波の解析により得られたセントロイドモーメントテ  
110 ンソル (CMT) 解またはモーメントテンソル (MT) 解にもとづいて 1 枚矩形断層モ  
111 デルを仮定して実施する. ここでは, 遠地地震波形の解析により得られた Global CMT  
112 (GCMT) による CMT 解 [Ekström *et al.* (2012)], U. S. Geological Survey (USGS) によ  
113 る CMT 解 [USGS (2024)], および近地の地震波形の解析により得られた F-net によ  
114 る MT 解 [福山・他 (1998)] を使用する. 断層の節面 (走向, 傾斜, すべり角) につ  
115 いては, CMT または MT 解の節面のうちプレート境界にそった西傾斜のものを採用

116 し、断層の長さ  $L$ 、幅  $W$ 、すべり量  $D$  については、それぞれのモーメントマグニチュー  
117 ード  $M_w$  をもとに、Wells and Coppersmith (1994) のスケーリングから仮定する。また、  
118 先行研究で得られている断層モデルからも津波を計算する。陸上の GNSS データの  
119 解析により得られた 1 枚矩形断層モデル [国土地理院 (2024)]、遠地地震波形の解析  
120 により得られた USGS の有限断層モデル [USGS (2024)]、気象庁の有限断層モデル  
121 [気象庁 (2024c)]、および近地地震波形の解析により得られた有限断層モデル [気象  
122 庁 (2024d)] を使用する。

123 仮定した各断層モデルからの津波フォワード計算の手順は、Kubota *et al.* (2018) の  
124 ものに準拠する。まず、半無限均質媒質を仮定し、地表 (自由表面) における上下変  
125 位の分布を計算する [Okada (1992)]。次に、計算された地表上下変位が海面上下変位  
126 と一致するとみなし、これを入力として津波の線形長波方程式を用いて津波を理論  
127 計算する。理論計算においては、海面の上下変動は瞬間的に生じると仮定する。津波  
128 の計算では ETOPO2022 の海底地形データ [NOAA National Centers for Environmental  
129 Information (2022)] を格子間隔 1 km に補間したものをを用い、計算の時間ステップ間  
130 隔は 1 s とした。津波計算ののち、各観測点の座標における津波、すなわち海面波高  
131 の時間変化を取り出し、それらを海底水圧の波形に換算する。この換算においては、  
132 1 cm の海面波高変化は 1 hPa の海底水圧変化に等しいと仮定し、かつ、海底永久変位  
133 に由来する水圧オフセット成分の影響を考慮する (Tsushima *et al.* (2012) の手法)。最  
134 後に、これらの波形に対し、観測波形に適用したのと同じフィルタを適用する。

### 135 3.2 結果

136 各モデルから計算した海底面および地表の上下変位の分布を Fig. 3 に示す。これら  
137 の分布はおおむね似通っていたものの、隆起のピーク位置や最大隆起量には違いが  
138 みられた。この違いは、仮定した断層の水平位置や断層深さの差によるものである。  
139 各モデルから計算した津波波形の比較を Fig. 4 に示す。Fig. 4 では、Fig. 1 において  
140 太線の三角で示した代表観測点での計算波形の比較を示している。いずれのモデル  
141 においても、観測された津波の最大振幅や津波の卓越周期を再現した。個別の断層モ  
142 デルごとの計算波形の違いを詳細にみると、津波の初動やピークの到達タイミング  
143 にわずかな違いがみられた (Fig. 4 破線)。とくに、震央近傍の観測点では計算波形の  
144 形状の違いが有意にみられた (たとえば、NAE18 や NAE15)。発震時刻から 1 時間の  
145 時間窓を用いて、観測波形と計算波形の variance reduction (VR) と相関係数

146 (correlation coefficient, CC) を計算したところ, GCMT 解をもとに仮定した断層モデル  
147 ルから計算した波形はいずれも高い値を示し, 観測されたピーク到達タイミングや  
148 振幅の再現度が高かった (Fig. 4). このことは, 2024 年日向灘の地震による津波の波  
149 源がおおよそ GCMT にもとづいて仮定した断層モデルによる上下変位に近いことを  
150 示唆する.

151 震源域から遠方にある DONET の計算波形の形状の断層モデルごとの差異は, N-  
152 net の震源域近傍の観測点の波形 (NAE18 や NAE15) に比べるとさほど顕著ではない  
153 (Fig.4e, 4f). さらに, N-net の観測波形では第 1 波の到達時刻が東側の観測点ほどよ  
154 り遅れているのが明瞭で, かつ後続部分にも波形形状に違いがみられる (Fig. 2b). こ  
155 れに対し, DONET では観測点の東西の広がり大きさに比べて西端 (たとえば  
156 MRG28) と東端 (たとえば KMC21) とで, 第 1 波の到達のタイミングや波形の形状  
157 に N-net ほどの顕著な差異はみられない. この理由として, 伝播する津波の波線経路  
158 が似ていることが関係すると考えられる. 津波の伝播速度  $c$  は水深  $h_0$  に依存するた  
159 め ( $c = (g_0 h_0)^{0.5}$ ,  $g_0$ : 重力加速度), この地震による津波が DONET の観測点に伝播する  
160 際には, その波の大部分は水深の深いトラフ軸に沿って伝播する (Fig. 1). これによ  
161 って各観測点に到達する津波の波線はおおむね一致することとなったため, 波形の  
162 形状が似ていたと解釈される.

163 以上の結果は, N-net の水圧計が津波を正しく記録できていることを示しており,  
164 かつ, 震源域の近傍にある N-net の記録が, 2024 年日向灘の地震による海底の上下  
165 の変位分布の詳細な情報を含んでいることを示している. 次章では, これらの水圧計  
166 の津波記録から, 震源断層運動によって生じた海底の上下変動の分布の推定を試み  
167 る.

168

#### 169 § 4. 津波波源インバージョン

170 本章では, N-net および DONET の水圧計の津波記録のインバージョン解析により,  
171 2024 年日向灘の地震による海底の上下変動 (以後, 津波波源と呼ぶ) の分布を推定す  
172 る. 以後, 本解析のことを津波波源インバージョンと呼ぶ.

##### 173 4.1 手法

174 津波波源インバージョンでは, Tsushima *et al.* (2012) や Kubota *et al.* (2021) の手法  
175 を踏襲する. 本解析では, 解析領域内に多数の海底上下変位の要素 (単位波源要素)

176 を配置し、各単位波源要素から生じた津波波形 (津波グリーン関数) の線形重ね合わ  
177 せにより表現される計算波形と、観測波形との残差二乗和が最小になるように単位  
178 要素の上下変位量を推定する. 本解析では、まず、前章のフォワード計算の結果を踏  
179 まえて、単位波源要素を配置する領域 (解析領域) を設定した (Fig. 5 の四角形の領  
180 域). 続いて、解析領域に、16 km × 16 km の空間広がりをもつ、sin 型の単位波源要  
181 素 [Kubota *et al.* (2021)] を、水平方向に 8 km ずつずらして配置する (Fig. 5 の十字シ  
182 ンボル). それぞれの単位波源要素が単位量 (ここでは、1 cm) だけ隆起したと仮定し  
183 て、津波フォワード計算のときと同様の手順で、海底水圧理論波形を計算する. これ  
184 らの波形に対し、観測記録に適用したものと同一フィルタを適用する. すなわち、観  
185 測点 NAE18 の理論波形にはローパスフィルタを、それ以外の観測点の理論波形には  
186 バンドパスフィルタを適用する. 以上により、津波グリーン関数を得る.

187 本解析においては、津波グリーン関数に対し線形性が成り立つ、すなわち、津波グ  
188 リーン関数の線形重ね合わせによって観測記録が表現されると仮定して、観測記録  
189 を再現するように各波源要素の変動量を逆問題により推定する. 解析においては、解  
190 を安定化させるために、空間スムージングと空間ダンピングの拘束を課す. それらの  
191 重みは、試行錯誤的に決定したものをを用いる (Kubota *et al.* (2021) で定義される観測  
192 方程式において、空間スムージングの重み  $\alpha = 0.5$ 、空間ダンピングの重み  $\beta = 1.0$  と  
193 した).

194 解析に使用するデータは、第 2 章で述べたバンドパスフィルタを適用した波形で  
195 ある. ただし、震央に最も近い観測点 NAE18 では、海底上下変位に由来する水圧オ  
196 フセット変化の情報を残すため、ローパスフィルタを適用した波形とする. ここでは、  
197 将来的なリアルタイムのデータ解析への活用を見越し (5.2 節を参照)、すべての観測  
198 点において一律に地震発生から 1 時間後までの波形をインバージョンに使用する.

## 199 4.2 結果

200 津波波源インバージョン解析の結果を Fig. 5 に示す. 約 20 cm の最大隆起量をもつ  
201 ひとつの大きな隆起域と、隆起域と海岸線の間にながかな沈降域が得られた (Fig. 5a).  
202 CMT 解にもとづくフォワード計算から期待されるように、沈降域はほぼ陸に重なっ  
203 ている. 陸域で生じた上下変位は津波を励起しないことから、陸域に広がっている沈  
204 降域は波源インバージョンでは解像されなかった. 隆起域の長軸方向 (CMT 解の走  
205 向に沿った方向) の広がり約 40 km、短軸方向の広がり約 20 km であった. 観測

206 点 NAE18 における隆起量は約 5 cm となり、観測された水圧オフセット変化を説明  
207 した。この分布から計算された N-net と DONET の水圧波形 (Fig. 5c, 赤色実線) は、  
208 解析に使用した 1 時間以内の波形 (Fig.5c, 黒色実線) を非常によく再現した。地震  
209 発生から 1 時間以降にも、いくつかの後続のフェイズが観測されているが、これらの  
210 後続の波形は沿岸からの反射波によるものである。本解析における津波シミュレー  
211 ションでは、詳細な沿岸の地形を考慮していないため完全には再現できていないも  
212 のの、いくつかのフェイズは対応している。

213 震源域近傍の N-net の記録を使うことで津波の波源の推定の精度がどの程度向上  
214 するかを検討するために、DONET の観測波形のみを用いて津波の波源分布の推定を  
215 試みた。この解析では、観測点数が変わったことを踏まえて拘束条件の重みをあらた  
216 めて決定しなおした ( $\alpha = 0.1$ ,  $\beta = 0.1$ ) が、その他の設定はオリジナルのインバージ  
217 ヨンと同様である。解析の結果を Fig.5b に示す。得られた分布のうち、最大隆起量は  
218 9 cm 程度となり、近傍の観測点を使用した結果 (Fig. 5a) に比べて半分以下となった。  
219 全体的な波源域の広がりも、全ての観測点を用いて得られた波源分布に対して空間  
220 的に滑らかにしたような分布となった。この分布から計算される津波波形 (Fig. 5c,  
221 水色破線) は DONET の波形 (Fig. 5c, 黒色実線) をよく再現するが、N-net の再現度  
222 は低い (Fig. 5c, 灰色破線)。とくに、震央の周辺の観測点における津波のピークが説  
223 明できていない。観測点が震源域から遠く離れており、また、観測点の包囲性が低か  
224 ったために、波源の分布を精度良く推定できなかつたと解釈される。この解析結果は、  
225 震源域周辺に展開された N-net の水圧記録が、津波の波源の水平位置に加えてその変  
226 動量、すなわち震源断層の水平位置とすべり量の推定の信頼度の向上に貢献しうる  
227 ことを意味する。

#### 228 4.3 フォワード計算との比較

229 インバージョンにより得られた隆起の位置や最大隆起量は、前節でのフォワード  
230 計算において仮定した各モデルの海底上下変位分布とおおむね整合する。そのなか  
231 でも、GCMT 解にもとづいて計算した上下変位分布が、津波波源分布の隆起のピー  
232 クの位置とよく一致した (Fig. 6a)。これは、観測波形の再現度が GCMT にもとづく  
233 フォワード計算がもっとも良かったとする前章の結果と整合的である。

234 陸上の GNSS 観測記録にもとづいて推定された矩形断層モデル [国土地理院  
235 (2024)] から期待される上下変位 (Fig. 3d) と本津波波源分布を比較すると、その隆

236 起のピークは、本モデルのほう約 10 km 陸側に位置する。陸上 GNSS を用いて推  
237 定した矩形断層モデルから期待される海底上下変位では、震源のごく近傍の観測点  
238 の津波のピークの到達タイミングが 5–10 分ほど合わないことから、この水平位置の  
239 違いは有意なものであると解釈される。

240 一般に、陸から離れた沖合の遠くで断層すべりが生じた場合、陸上では地表変位は  
241 あまり生じない。このため、陸上の GNSS の記録から沖合の地震の震源断層モデルを  
242 推定する場合には、沖合のすべりの推定誤差が大きくなってしまふことが知られて  
243 いる [Loveless and Meade (2010, 2011), Kubo and Kakehi (2013)]. 国土地理院 (2024) の  
244 モデルによる上下変位分布が津波波源分布とずれていることや、このモデルから計  
245 算された津波の到達時刻が観測と合わないことから、陸上の GNSS 記録だけでは断  
246 層の水平位置を精度よく拘束するのが難しいことが示唆される。とくに、断層の沖合  
247 側、すなわち up-dip 側の広がりやの推定精度が高くないと考えられることから、沖合  
248 で発生した 2024 年日向灘の地震の断層の up-dip 側の端の位置を精度良く推定するに  
249 は沖合の津波データを用いる必要があることを示している。

250

## 251 § 5. 議論

### 252 5.1 過去の地震との対応関係

253 2024 年日向灘の地震の震源域のごく近傍では、過去にいくつか M7 前後の地震が  
254 発生している。顕著なものに、1961 年に発生した地震 (Fig. 6b), および 1996 年に発  
255 生した 2 つの地震 (Fig. 6c) がある。ここでは、本解析により得られた結果を先行研  
256 究による過去の地震の解析結果と比較する。

257 1961 年 2 月 27 日 3:10 (日本時間) に発生した  $M_{JMA}$  7.0 の地震では、宮崎で最大震  
258 度「V 強震」(現在の震度 5 弱から 5 強に相当) が記録され、また、九州、四国地方か  
259 ら中部地方の太平洋沿岸の検潮所で津波が記録された [気象庁 (1961)]. Fig. 1 に津  
260 波が記録された地点を示している。気象庁 (1961) によると、宮崎県日南市油津の検  
261 潮所では地震発生から 2 分後に津波の第一波が到達し、押し波の最大波高は 34 cm で  
262 あった。また、日向市細島では地震発生から 13 分後に第一波が到達、最大波高は 45  
263 cm, 高知県土佐清水では 33 分後に第一波が到達、最大波高は 30 cm であった。これ  
264 に対し、2024 年日向灘の地震では、油津では初動到達時刻は不明で最大波高は 40 cm,  
265 細島では、初動到達は地震発生から 23 分後で最大波高は 17 cm, 土佐清水では初動



266 到達は地震発生の 33 分後、最大波高 25 cm であったことが報告されており [気象庁  
267 (2024b), 地震調査研究推進本部 (2024)], 両者の初動の到達時刻や最大波高はほぼ一  
268 致する. さらに Hatori (1969) は, 沿岸の検潮記録の初動の到達時刻をもとに津波逆  
269 伝播図を求め, 1961 年の地震の津波の波源領域を推定した (Fig. 6b, 破線の領域).  
270 N-net と DONET の津波記録から推定された 2024 年日向灘の地震の津波波源は, 1961  
271 年の地震の津波波源領域の南側の一部と重なる. このことから, 2024 年日向灘の地  
272 震では, 1961 年の地震の際に破壊したプレート境界断層の南側の一部が破壊した可  
273 能性がある.

274 Hatori (1969) による 1961 年の地震の津波波源域は, 本研究による 2024 年日向灘  
275 の地震の津波波源域よりも北に広く分布するが, この解釈として, 1961 年の地震で  
276 破壊した領域が実際に 2024 年の地震よりも北に広がった可能性があげられる. また,  
277 他の可能性として, 1961 年当時は沿岸検潮記録しか存在しなかった点や Hatori (1969)  
278 の解析の不確実性さに由来して, 実際よりも津波波源域が北側に広く推定されてし  
279 まった可能性もあげられる. より詳細に両者の地震の破壊域の違いを評価するには,  
280 2 つの地震の検潮所の波形記録を比較することが必要であろう.

281 1996 年 10 月 19 日 23:44 および 12 月 3 日 7:17 (ともに日本時間) には, それぞれ  
282  $M_{\text{JMA}}$  6.9 と 6.7 の地震が発生した (Fig. 6c). 前者の地震では宮崎市と鹿児島県鹿屋市  
283 で最大震度 5 弱が記録された (気象庁, 1996). 沿岸では, 高知県の土佐清水と室戸  
284 の検潮所で最大 14 cm の津波が観測された [気象庁 (1996), 羽鳥 (1998)]. 後者の地  
285 震では, 宮崎市で最大震度 5 弱が記録され [気象庁 (1997)], 油津の検潮所で最大振  
286 幅 15 cm の津波が記録された [気象庁 (1997), 羽鳥 (1998)]. 近地の強震波形と測地  
287 データのインバージョン解析から推定されたこれらの地震のすべり分布 [Yagi *et al.*  
288 (1999)] と, GCMT 解にもとづいて仮定した矩形断層モデルの位置関係を Fig. 6c に示  
289 す. 比較のため, 本研究が推定した 2024 年日向灘の地震の津波波源分布も薄い灰色  
290 で示した. 1996 年 10 月の地震は, 2024 年の地震の断層の北東に位置し, その破壊域  
291 は重なっていない. 1996 年 12 月の地震は, 2024 年の地震の津波波源域のうち北西側  
292 の沈降域の近傍に位置し, 主な破壊が生じた場所は棲み分けている. GCMT 解から  
293 仮定した矩形断層が 1996 年 12 月の地震の破壊域と一部重なっているようにみえる  
294 が, これは仮定した断層が単純な矩形断層の形をしていることが理由と考えられる.  
295 陸上の GNSS データの解析から, 2024 年の地震やその余効すべりについて, 九州・

296 パラオ海嶺の沈み込みに伴うプレート境界の固着状態の空間不均質性 [e.g.  
297 Yamamoto *et al.* (2013)] が、その発生様式と関係していると指摘する研究もある [Itoh  
298 (2024), Zhang *et al.* (2024)]. 海嶺の沈み込みと地震発生の関係や破壊域の位置関係に  
299 ついてより詳細に議論するには、津波の波源分布や CMT 解にもとづく単純な矩形断  
300 層ではなく、断層面上での不均質すべり分布を推定して議論することが必要であり、  
301 そのうえで直上で得られた N-net の津波データは非常に有用なものとなるであろう。

## 302 5.2 N-net による津波観測の有効性とその限界

303 津波は、その伝播速度が地震波に比べてはるかに遅く、断層面上での破壊は瞬間的  
304 に生じたと仮定することが可能である。これにより、地震波を用いたインバージョン  
305 解析で問題となる断層面上の破壊フロントの伝播速度の仮定と最終すべり領域のト  
306 レードオフの影響を受けない [Kubota *et al.* (2021)]. また、津波の伝播速度は海底の  
307 水深によってほぼ規定され、海底の水深のデータは地下の地震波速度構造よりも高  
308 い精度で得られている。以上の利点から、津波の観測データや津波の波源分布は、そ  
309 の直下で破壊した断層の空間の水平位置や空間広がりを抑えるのに有効である。こ  
310 こまでの解析から、震源域の近傍の N-net の津波観測記録を用いることで、2024 年  
311 日向灘の地震の津波波源の分布を詳細に推定できること、とくに、陸上の GNSS から  
312 では拘束が難しい断層の沖合側、すなわち up-dip 側の広がりやの推定精度の向上に有  
313 効であることがわかった。津波のデータがどの程度推定精度の向上に貢献するかを  
314 評価するため、2024 年日向灘の地震の矩形断層モデルの推定を試みて、その推定の  
315 精度について議論を行う。

316 ここでは、Kubo *et al.* (2023) の手法にもとづいて断層モデルを推定する。この手法  
317 は、波源インバージョンにより推定された津波の波源分布を海域にある上下動測地  
318 データとみなし、測地データを説明する 1 枚の矩形断層をマルコフ連鎖モンテカル  
319 ロ法 (MCMC 法) にもとづいて推定するものである。MCMC 法に基づく断層モデル  
320 の推定において、(a) 陸上の GNSS のみを用いた場合 (Fig. 7a), (b) 沖合の津波波源  
321 のみを用いた場合 (Fig. 7b), および (c) 陸上の GNSS と沖合の津波波源の両者を用  
322 いた場合 (Fig. 7c) の 3 種類のデータセットについて解析を行い、推定される最適解  
323 の違いを評価した。陸上の GNSS データにおいては、米国の Nevada Geodetic Laboratory  
324 (<http://geodesy.unr.edu>) により公開されている、国土地理院の GEONET の九州地方と  
325 四国・中国地方西部の 283 観測点における変位データを使用する [Nevada Geodetic

326 Laboratory (2024)]. 解析では、水平および上下変動成分を使用した。解析の設定の詳細は Kubo *et al.* (2023) を踏襲する。防災科学技術研究所の F-net の MT 解をもとに初期条件を設定し、データ間の重みは試行錯誤的に決定した。MCMC 法による解の探索を 100,000 回行い、後ろの 80,000 試行から 10 おきに 8,000 アンサンブルを取り出し、その中で事後確率最大の解を最適解として得た。

331 それぞれの解析により得られた最適な断層を、Fig. 7 上段に示す。Fig. 7 中段には、  
332 解の不確実性を評価するため、8,000 アンサンブルにおける矩形断層の水平位置の空間  
333 間頻度分布を示すとともに、同アンサンブル中の 40 個の解も灰色で示した。Fig. 7 下  
334 段には、GNSS 観測点での変位と各モデルから計算した変位の比較を示した。GNSS  
335 のみを用いて推定された断層は、国土地理院 (2024) とほぼ同様の水平位置に推定され  
336 たが、その幾何や深さに違いがみられた (Fig. 7a)。これは、それぞれの解析における  
337 事前情報の与え方などの解析設定の違いに起因すると考えられる。また、本研究で  
338 GNSS のみを用いて推定された断層の走向は実際の沈み込むプレートの走向と整合  
339 せず、断層上端の広がりや推定の不確実性が大きい。また、推定された断層中央の深  
340 さ (13 km) はプレート境界深さ (約 25 km [e.g. Hirose *et al.* (2008)]) および CMT 解  
341 のセントロイドの深さ (24 km, GCMT) よりも顕著に浅い。

342 津波のみ用いた場合には、推定された断層の走向は CMT 解やプレート形状から期  
343 待されるものに近い値が得られたがその不確実性は大きく、断層長さ  $L$  に対して幅  
344  $W$  が非常に小さく推定された (Fig. 7b)。この断層モデルから計算した GNSS 観測点  
345 での変位は、実際の観測よりもかなり過小な値となった。2024 年の地震のケースに  
346 おいては、断層は陸に近い沖合に位置し、その沈降域が陸に一部重なっている (Fig.  
347 3)。このような場合には、陸に重なっている領域の上下変位は津波を生成しないため、  
348 津波波源インバージョンにより推定された津波波源には陸域の沈降の分布の情報が  
349 含まれない。震源域近傍の GNSS 観測点では沈降が記録されていたが、津波波源デー  
350 タのみを用いた解析 (Fig. 7b) では陸域の沈降の情報がなかったために断層の down-  
351 dip 側の広がりを正しく拘束できず、幅  $W$  が小さい解が得られてしまったと考えられ  
352 る。沖合で発生した地震の断層が比較的陸に近く、上下変動域の一部が陸と重なる場  
353 合には、津波の記録からでは断層の down-dip 側の広がりを拘束するのが困難である  
354 と指摘されている [e.g. Kim *et al.* (2023)]. 2024 年日向灘の地震もこれにあてはまり、  
355 津波データは断層の up-dip 側の広がりを拘束するのに有用であるが、down-dip 側の

356 広がり拘束するのは困難であると言える。

357 最後に、両者のデータを用いて推定された矩形断層モデルを Fig. 7c に示す。得ら  
358 れた走向、傾斜、すべり角や断層の広がり、おおむね GCMT 解をもとに仮定した  
359 断層モデル (Fig. 3a) と調和的であった。また、この周辺のプレート境界の形状 [e.g.  
360 Hirose *et al.* (2008)] とよく対応する。津波の波源分布と陸上の GNSS をともによく  
361 説明するモデルが得られた。以上の解析の結果は、2024 年日向灘の地震において、  
362 N-net の震源域周辺の津波記録が津波の波源分布の推定には非常に有用であり、なお  
363 かつ、その直下のプレート境界で起こったすべり域の東側、すなわち断層の up-dip 側  
364 の広がりを拘束するのに非常に効果的であることを意味する一方で、断層の down-  
365 dip 側の広がりも含めて信頼度の高い震源断層モデルを求めるためには、津波記録の  
366 みでは不十分であり、陸上の GNSS データとのジョイント解析が重要であることを  
367 意味している。

368 本解析における津波波源インバージョンでは地震発生から 1 時間の津波波形を使用  
369 した。本稿における解析は、解析上の拘束条件や初期条件の設定に関する調整など  
370 の試行錯誤も含めて事後的に実施されたものであるが、津波の観測データの処理や  
371 津波波源インバージョン解析、MCMC 法による断層モデルの推定のみには絞れば、実  
372 際にかかった時間は、すべて合わせても 30 分に満たない。仮に、解析上の条件が事  
373 前に設定されたうえでこれらの解析がリアルタイムに実施されていれば、地震発生  
374 から 1 時間半程度で Fig. 7c のような矩形断層モデルを得ることができたと考えられ  
375 る。南海トラフ沿いで南海トラフ地震の想定震源域内の領域の一部を破壊する地震  
376 や短い期間にプレート境界の固着状態が明らかに変化しているような通常と異なる  
377 ゆっくりすべりといった異常な現象を観測した場合等には、気象庁が「南海トラフ地  
378 震臨時情報」を発表することとされている [気象庁 (2024e)]. 南海トラフ沿いで異常  
379 な現象が観測された場合、5~30 分後に「南海トラフ地震臨時情報 (調査中)」が発表  
380 され、「南海トラフ沿いの地震に関する評価検討会」の臨時会合が招集される。その  
381 後、評価検討会の調査結果を受けて、数時間以内に情報が発表される。2024 年日向  
382 灘の地震においても、地震発生から約 2 時間 30 分後に「南海トラフ地震臨時情報 (巨  
383 大地震注意)」が発表された [気象庁 (2024f)]. 本研究で実施したデータ解析がリア  
384 ルタイムに実施できれば、地震発生から臨時情報の発表までの時間内に解析が完了  
385 することになる。このことから、N-net や DONET の津波データあるいはその解析に

386 よって得られた津波波源や矩形断層が、南海トラフ地震臨時情報の発表のための調  
387 査に資する潜在的な可能性を有していると言える。

388

## 389 § 6. まとめ

390 本研究では、2024年8月8日に発生した日向灘の地震について、N-net 沖合システ  
391 ムおよび DONET の水圧計が記録した津波の波形の解析を実施した。津波のフォー  
392 ド計算の解析からは、観測網が整備されて以降初めて顕著な近地津波が観測され、N-  
393 net の水圧計が津波を正しく記録できていることが確認できた。さらに、それらの津  
394 波記録を用いて津波の波源分布を推定した結果、CMT 解から期待されるものと調和  
395 的な津波の波源分布が得られ、陸上の GNSS 記録にもとづく解析結果との比較から  
396 は、沖合の津波記録が断層の沖側の広がり、すなわち断層の上端の推定精度向上に有  
397 効であることが示された。過去の地震との比較からは、2024年日向灘の地震は1961  
398 年の地震の破壊域の一部が再び破壊したことが示唆され、1996年に起こった地震と  
399 は破壊域が棲み分けていることが示唆される結果となった。今後、N-net と DONET  
400 の沖合津波データのリアルタイム解析が実現すれば、地震や津波の観測や監視とあ  
401 わせて、防災対策の向上に資することが期待される。

402

## 403 謝辞

404 本研究では、国土地理院の GEONET の GNSS のデータを使用した。GNSS データ  
405 は、Nevada Geodetic Laboratory (<http://geodesy.unr.edu>) により処理されたもの [Blewitt  
406 *et al.* (2018)] を利用し、GNSS データは Nevada Geodetic Laboratory (2024) よりダウ  
407 ンロードした。CMT 解のデータは各研究機関のウェブサイトよりダウンロードした  
408 (Global CMT: <https://www.globalcmt.org>, USGS: <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/>,  
409 F-net: <https://www.fnet.bosai.go.jp/top.php?LANG=ja>). 国土地理院の矩形断層モデル [国  
410 土地理院 (2024)] の断層のパラメタは地震調査研究推進本部 (2024) より取得した。  
411 潮汐解析プログラム Baytap08 [Tamura and Agnew (2008)] は  
412 <https://igppweb.ucsd.edu/~agnew/Baytap/baytap.html> よりダウンロードした。波形処理  
413 には、Seismic Analysis Code (SAC) software [Goldstein *et al.* (2003)] を使用した。津波  
414 の計算においては、アメリカ海洋大気庁 (National Oceanic and Atmospheric  
415 Administration, NOAA) による ETOPO2022 海底地形データ [NOAA National Centers

416 for Environmental Information (2022)] を使用した。図の作成には Generic Mapping Tools  
417 (GMT) version 6 [Wessel *et al.* (2019)] を使用した。以上、関係各位に記して感謝申し  
418 上げる。

419 また、本研究では、防災科学技術研究所の DONET と N-net の記録 [防災科学技術  
420 研究所 (2019, 2024b)] を、観測網データの利用要領  
421 (<https://www.mowlas.bosai.go.jp/policy/data/>) に従って使用した。なお、N-net 沖合シス  
422 テムの 2024 年 7 月 1 日以降の観測データは、2024 年 10 月の本格運用の開始ととも  
423 に公開されている (<https://www.seafloor.bosai.go.jp>) [防災科学技術研究所 (2024a)]. 本  
424 解析により推定された津波波源分布 (Fig. 5a) のデータは、  
425 <https://doi.org/10.5281/zenodo.14020781> で公開している [Kubota (2024)].

426 2 名の匿名査読者ならびに三反畑修編集委員のコメントは、本論文の改善に非常に有  
427 益でした。深く感謝申し上げます。

428

文献

- 429
- 430 Aoi, S., Y. Asano, T. Kunugi, T. Kimura, K. Uehira, N. Takahashi, H. Ueda, K. Shiomi, T.  
431 Matsumoto, and H. Fujiwara, 2020, MOWLAS: NIED observation network for  
432 earthquake, tsunami and volcano, *Earth Planets Space* **72**, 126, doi:10.1186/s40623-  
433 020-01250-x.
- 434 Aoi, S., T. Takeda, T. Kunugi, M. Shinohara, T. Miyoshi, K. Uehira, M. Mochizuki, and N.  
435 Takahashi, 2023, Development and construction of Nankai trough seafloor observation  
436 network for earthquakes and tsunami: N-net, 2023 IEEE Underwater Technology,  
437 doi:10.1109/UT49729.2023.10103206.
- 438 Blewitt G., W. C. Hammond, and C. Kreemer, 2018, Harnessing the GPS data explosion for  
439 interdisciplinary science, *Eos*, **99**, doi:10.1029/2018EO104623.
- 440 防災科学技術研究所, 2019, 防災科研 DONET, 防災科研機関リポジトリ,  
441 doi:10.17598/nied.0008.
- 442 防災科学技術研究所, 2024a, 南海トラフ海底地震津波観測網 (N-net) 沖合システム  
443 のデータ公開について,  
444 <[https://www.seafloor.bosai.go.jp/notice/notice\\_241015.pdf](https://www.seafloor.bosai.go.jp/notice/notice_241015.pdf)>, (参照 2025-02-01).
- 445 防災科学技術研究所, 2024b, 防災科研 N-net, 防災科研機関リポジトリ,  
446 doi:10.17598/nied.0029.
- 447 Ekström G., M. Nettles, and A. M. Dziewoński, 2012, The global CMT project 2004-2010:  
448 Centroid-moment tensors for 13,017 earthquakes, *Phys. Earth. Planet. Inter.* **200–**  
449 **201**,1–9, doi:10.1016/j.pepi.2012.04.002.
- 450 福山英一・石田瑞穂・Douglas S. Dreger・川井啓廉, 1998, オンライン広帯域地震デ  
451 ータを用いた完全自動メカニズム決定, *地震* **2**, **51**, 149–156,  
452 doi:10.4294/zisin1948.51.1\_149.
- 453 Goldstein P., D. Dodge, M. Firpo, and L. Minner, 2003, SAC2000: Signal processing and  
454 analysis tools for seismologists and engineers, in “International Handbook of  
455 Earthquake and Engineering Seismology”, ed. by W. H. K. Lee, H. Kanamori, P. C.  
456 Jennings, and C. Kisslinger, Academic Press, **81**, 1613–1614, doi:10.1016/S0074-  
457 6142(03)80284-X.
- 458 Hatori, T., 1969, A study of the wave sources of the Hiuganada tsunamis. *Bull. Earthq. Res.*

459 Inst., **47**, 55–63, doi:10.15083/0000033387.

460 羽鳥徳太郎, 1998, 1996年日向灘津波と九州東部域の放出津波エネルギー分布, 津波  
461 工学研究報告, **15**, 43–50.

462 Hirose, F., J. Nakajima, and A. Hasegawa, 2008, Three-dimensional seismic velocity  
463 structure and configuration of the Philippine Sea slab in southwestern Japan estimated  
464 by double-difference tomography, *J. Geophys. Res.*, **113**, B09315,  
465 doi:10.1029/2007JB005274.

466 Houston, M. H., and J. M. Paros, 1998, High accuracy pressure instrumentation for  
467 underwater applications, *Proc. 1998 Int. Symp. Underwater Technol.*, 307–311,  
468 doi:10.1109/UT.1998.670113.

469 Ishibashi, K., 2004, Status of historical seismology in Japan, *Ann. Geophys.*, **47**, 339–368,  
470 doi:10.4401/ag-3305.

471 Itoh, Y., 2024, Coseismic slip and early afterslip of the 2024 Hyuganada earthquake  
472 modulated by subducted seamount, *Geophysical Research Letters*, **52**, e2024GL112826,  
473 doi:10.31223/X5Z11T.

474 地震調査研究推進本部, 2001, 南海トラフの地震の長期評価について,  
475 <[https://www.jishin.go.jp/main/chousa/kaikou\\_pdf/nankai.pdf](https://www.jishin.go.jp/main/chousa/kaikou_pdf/nankai.pdf)>, (参照 2025-02-01).

476 地震調査研究推進本部, 2013, 南海トラフの地震活動の長期評価 (第二版) につい  
477 て, <[https://www.jishin.go.jp/main/chousa/kaikou\\_pdf/nankai\\_2.pdf](https://www.jishin.go.jp/main/chousa/kaikou_pdf/nankai_2.pdf)>, (参照 2025-02-  
478 01).

479 地震調査研究推進本部, 2024, 2024年8月8日 日向灘の地震の評価,  
480 <[https://www.static.jishin.go.jp/resource/monthly/2024/20240808\\_hyuganada\\_2.pdf](https://www.static.jishin.go.jp/resource/monthly/2024/20240808_hyuganada_2.pdf)>,  
481 (参照 2025-02-01).

482 Kaneda, Y., K. Kawaguchi, E. Araki, H. Matsumoto, T. Nakamura, S. Kamiya, K. Ariyoshi,  
483 T. Hori, T. Baba, and N. Takahashi, 2015, Development and application of an advanced  
484 ocean floor network system for megathrust earthquakes and tsunamis, in “Seafloor  
485 Observatories: A new vision of the Earth from the Abyss”, ed. by P. Favali, L.  
486 Beranzoli, and A. De Santis, Springer, 643–662, doi:10.1007/978-3-642-11374-1\_25.

487 Kawaguchi, K., S. Kaneko, T. Nishida, and T. Komine, 2015, Construction of the DONET  
488 real-time seafloor observatory for earthquakes and tsunami monitoring, in “Seafloor



489 Observatories: A new vision of the Earth from the Abyss”, ed. by P. Favali, L.  
490 Beranzoli, and A. De Santis, Springer, 211–228, doi:10.1007/978-3-642-11374-1\_10.  
491 Kim, S.B., T. Saito, T. Kubota, and S.-J. Chang, 2023, Joint inversion of ocean-bottom  
492 pressure and GNSS data from the 2003 Tokachi-oki earthquake, *Earth Planets Space*,  
493 **75**, 113, doi:10.1186/s40623-023-01864-x.

494 気象庁, 1961, 日向灘地震調査報告, 験震時報, **26**, 81–107.  
495 気象庁, 1996, 1996 年 10 月 19 日の日向灘の地震 (M6.6) , 地震予知連絡会会報, **57**,  
496 644–659, <<https://cais.gsi.go.jp/YOCHIREN/report/kaihou57/09-07.pdf>>, (参照 2025-  
497 02-01).

498 気象庁, 1997, 1996 年 12 月 3 日の日向灘の地震 (M6.6) , 地震予知連絡会会報, **58**,  
499 619–622, <<https://cais.gsi.go.jp/YOCHIREN/report/kaihou58/09-08.pdf>>, (参照 2025-  
500 02-01).

501 気象庁, 2024a, 令和 6 年 8 月 8 日 16 時 43 分頃の日向灘の地震について,  
502 <<https://www.jma.go.jp/jma/press/2408/08b/202408081745.html>>, (参照 2025-02-01).

503 気象庁, 2024b, 令和 6 年 8 月 8 日 16 時 43 分頃の日向灘の地震について (第 2 報)  
504 及び南海トラフ地震関連解説情報 (第 1 号) について,  
505 <<https://www.jma.go.jp/jma/press/2408/09a/202408091530.html>>, (参照 2025-02-01).

506 気象庁, 2024c, 2024 年 8 月 8 日日向灘の地震–遠地実体波による震源過程解析 (暫  
507 定) –,  
508 <<https://www.data.jma.go.jp/eqev/data/sourceprocess/event/2024080816425559far.pdf>>  
509 , (参照 2025-02-01).

510 気象庁, 2024d, 2024 年 8 月 8 日日向灘の地震–近地強震波形による震源過程解析 (暫  
511 定) –,  
512 <<https://www.data.jma.go.jp/eqev/data/sourceprocess/event/2024080816425559near.pdf>  
513 f>, (参照 2025-02-01).

514 気象庁, 2024e, 「南海トラフ地震に関連する情報」について,  
515 <[https://www.jma.go.jp/jma/kishou/known/jishin/nteq/info\\_criterion.html](https://www.jma.go.jp/jma/kishou/known/jishin/nteq/info_criterion.html)>, (参照 2025-  
516 02-01).

517 気象庁, 2024f, 南海トラフ地震臨時情報 (巨大地震注意) について,  
518 <<https://www.jma.go.jp/jma/press/2408/08e/202408081945.html>>, (参照 2025-02-01).

519 国土地理院, 2024, 令和 6 年(2024 年)宮崎県日向灘を震源とする地震に関する情報,  
520 <[https://www.gsi.go.jp/BOUSAI/20240808\\_hyuganada\\_earthquake\\_00001.html#6](https://www.gsi.go.jp/BOUSAI/20240808_hyuganada_earthquake_00001.html#6)>,  
521 (参照 2025-02-01).

522 Kubo, H. and Y. Kakehi, 2013, Source process of the 2011 Tohoku earthquake estimated  
523 from the joint inversion of teleseismic body waves and geodetic data including seafloor  
524 observation data: source model with enhanced reliability by using objectively  
525 determined inversion settings, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **103**, 2B, 1195–1220,  
526 doi:10.1785/0120120113.

527 Kubo, H., T. Kubota, W. Suzuki, and T. Nakamura, 2023, On the use of tsunami-source data  
528 for high-resolution fault imaging of offshore earthquakes. *Earth Planets Space* **75**, 125,  
529 doi:10.1186/s40623-023-01878-5.

530 Kubota, T., T. Saito, Y. Ito, Y. Kaneko, L. M. Wallace, S. Suzuki, R. Hino, and S. Henrys,  
531 2018, Using tsunami waves reflected at the coast to improve offshore earthquake source  
532 parameters: Application to the 2016 Mw 7.1 Te Araroa earthquake, New Zealand, *J.*  
533 *Geophys. Res. Solid Earth*, **123**, 8767–8779, doi:10.1029/2018JB015832.

534 Kubota, T., H. Kubo, K. Yoshida, N. Y. Chikasada, W. Suzuki, T. Nakamura, and H.  
535 Tsushima, 2021, Improving the constraint on the  $M_w$  7.1 2016 off-Fukushima shallow  
536 normal-faulting earthquake with the high azimuthal coverage tsunami data from the S-  
537 net wide and dense network: Implication for the stress regime in the Tohoku overriding  
538 plate. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **126**, e2021JB022223, doi:10.1029/2021JB02223.

539 Kubota, T., 2024, Tsunami source model of the earthquake beneath Hyuganada Sea on 8  
540 August 2024 estimated using ocean-bottom pressure gauge records of N-net and  
541 DONET, Zenodo, doi:10.5281/zenodo.14020781

542 Loveless, J.P. and B. J. Meade, 2010, Geodetic imaging of plate motions, slip rates, and  
543 partitioning of deformation in Japan, *J. Geophys. Res.*, **115**, B02410,  
544 doi:10.1029/2008JB006248.

545 Loveless, J. P. and B. J. Meade, 2011, Spatial correlation of interseismic coupling and  
546 coseismic rupture extent of the 2011  $M_w = 9.0$  Tohoku-oki earthquake, *Geophys. Res.*  
547 *Let.*, **38**, L17306, doi:10.1029/2011GL048561.

548 Nevada Geodetic Laboratory, 2024, [April 12, 2024] M 7.1 Earthquake Hits Southern Japan,

549 <[http://geodesy.unr.edu/news\\_items/20240812/us6000nith\\_forweb.txt](http://geodesy.unr.edu/news_items/20240812/us6000nith_forweb.txt)>, (参照 2025-  
550 02-01).

551 NOAA National Centers for Environmental Information, 2022, ETOPO 2022 15 arc-second  
552 global relief model, NOAA National Centers for Environmental Information,  
553 doi:10.25921/fd45-gt74.

554 野田隆一郎・大町敏彦・吉田隆司・岩井滋人・篠原雅尚・青井真・功刀卓・武田哲  
555 也, 2023, 高精度な海底圧力観測におけるシリコン振動式圧力センサの有効性,  
556 SSS12-P06, 日本地球惑星科学連合 2023 年大会,  
557 <<https://confit.atlas.jp/guide/event/jpgu2023/subject/SSS12-P06/detail>>, (参照 2025-  
558 02-01).

559 Okada, Y., 1992, Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull.*  
560 *Seismol. Soc. Am.*, **82**, 1018–1040, doi:10.1785/BSSA0820021018.

561 Shinohara, M., S. Aoi, M. Mochizuki, K. Uehira, T. Yamada, T. Kunugi, T. Takeda, R. Noda,  
562 and S. Iwai, 2022, Field evaluation of new silicon resonant sensor using MEMS  
563 technology for ocean bottom pressure observation, NH22C-0432, AGU Fall Meeting  
564 2022, <<https://agu.confex.com/agu/fm22/meetingapp.cgi/Paper/1086215>>, (参照 2025-  
565 02-01).

566 篠原雅尚・青井真・望月将志・植平賢司・山田知朗・功刀卓・武田哲也・野田隆一  
567 郎・岩井滋人, 2023, MEMS 技術を用いた新しいシリコン振動式圧力センサの性  
568 能評価海底観測, SSS12-P07, 日本地球惑星科学連合 2023 年大会,  
569 <<https://confit.atlas.jp/guide/event/jpgu2023/subject/SSS12-P07/detail>>, (参照 2025-  
570 02-01).

571 Tamura Y., T. Sato, M. Ooe, and M. Ishiguro, 1991, A procedure for tidal analysis with a  
572 Bayesian information criterion, *Geophys. J. Int.*, **104**, 507–516, doi:10.1111/j.1365-  
573 246X.1991.tb05697.x.

574 Tamura Y., and D. C. Agnew, 2008, Baytap08 user's manual, UC San Diego: Scripps  
575 Institution of Oceanography, <<https://escholarship.org/uc/item/4c27740c>>, (参照  
576 2025-02-01).

577 Tsushima, H., R. Hino, Y. Tanioka, F. Imamura, and H. Fujimoto, 2012, Tsunami waveform  
578 inversion incorporating permanent seafloor deformation and its application to tsunami

579 forecasting, *J. Geophys. Res.*, **117**, B03311, doi:10.1029/2011JB008877.

580 U.S. Geological Survey, 2024, M 7.1 - 2024 Hyuganada Sea, Japan Earthquake,  
581 <<https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/us6000nith/executive>>, (参照  
582 2025-02-01).

583 Wells D. and K. Coppersmith, 1994, New empirical relationships among magnitude, rupture  
584 length, rupture width, rupture area, and surface displacement, *Bull. Seismol. Soc. Am.*,  
585 **84**, 974–1002, doi:10.1785/BSSA0840040974.

586 Wessel, P., J. F. Luis, L. Uieda, R. Scharroo, F. Wobbe, W. H. F. Smith, and D. Tian, 2019,  
587 The generic Mapping tools version 6, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **20**, 5556–5564,  
588 doi:10.1029/2019GC008515.

589 Yagi, Y., M. Kikuchi, S. Yoshida, and T. Sagiya, 1999, Comparison of the coseismic rupture  
590 with the aftershock distribution in the Hyuga-nada earthquake of 1996, *Geophys. Res.*  
591 *Lett.*, **26**, 3161–3164, doi:10.1029/1999GL005340.

592 Yamamoto, Y., K. Obana, T. Takahashi, A. Nakanishi, S. Kodaira, and Y. Kaneda, 2013,  
593 Imaging of the subducted Kyushu-Palau Ridge in the Hyuga-nada region, western  
594 Nankai Trough subduction zone, *Tectonophysics*, **589**, 90-102,  
595 doi:10.1016/j.tecto.2012.12.028.

596 Zhang, X., Li, S., and Chen, L., 2024, Failure of a deep asperity in Hyuga-nada, Japan: The  
597 August 8, 2024 Mw 7.1 subduction zone earthquake [Preprint], ESS Open Archive,  
598 doi:10.22541/essoar.172748272.20491481/v1.

599 Figure Captions

600 Fig. 1. Location map of this study. Red triangles and light blue inverted triangles are the station  
601 locations of the N-net offshore system and DONET, respectively. Black squares are the  
602 locations of the coastal tide gauges mentioned in this study. White star is the epicenter of  
603 the Hyuganada Sea earthquake ( $M_{JMA}$  7.1) on 8 August 2024, determined by Japan  
604 Meteorological Agency (JMA) [JMA (2024)]. CMT solution is taken from the Global  
605 CMT (GCMT). Black line indicates the trough axis. The stations shown in Fig. 4 are  
606 marked by thick lines. The station names referred to in the main text are also shown (see  
607 the website of the National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience  
608 ([https://www.seafloor.bosai.go.jp/st\\_info\\_map/](https://www.seafloor.bosai.go.jp/st_info_map/)) for the other station names). Larger  
609 scale map is also shown in the inset. Rectangular area denotes the area in the main figure.

610

611 Fig. 2. Observed pressure records for (a) N-net offshore system and (b) DONET. In the left  
612 panels, de-tided (gray solid lines) and lowpass-filtered (100 s, black dashed lines)  
613 waveforms are shown. In the right panels, bandpass-filtered (100–2,000 s) waveforms  
614 are shown in black. Station names and installation depths are shown on the right. The  
615 horizontal axis denotes the elapsed time from the origin time of the Hyuganada Sea  
616 earthquake. The names of the stations not working during the earthquake are shown in  
617 gray. Note that the original sampling rate is 10 Hz but the records are decimated to 1 Hz.

618

619 Fig. 3. Distributions of seafloor vertical displacement. The distributions due to the fault  
620 models based on the moment tensor solutions of (a) GCMT, (b) USGS, and (c) F-net, (d)  
621 the rectangular fault model by the Geospatial Information Authority of Japan (GSI), and  
622 the finite fault models of (e) USGS teleseismic, (f) JMA teleseismic, and (g) JMA  
623 regional seismic analyses. Solid and dashed contour lines denote the uplift and  
624 subsidence regions, respectively, drawn with 5 cm intervals. Rectangle with black lines  
625 and are the location of the assumed fault. Star denotes the epicenter determined by JMA.  
626 The parameters of the assumed faults are shown by the moment tensor solutions and texts  
627 in each panel. Note that the longitude, latitude, and depth show the center location of the  
628 rectangular fault.

629

630 Fig. 4. Comparison of the forward tsunami simulations. Stations in (a,b) the western part of  
631 N-net ((a) NAE18 and (b) NAE09), (c,d) the eastern part of N-net ((c) NAE15 and (d)  
632 NAE06), and (e,f) DONET ((e) MRG28 and (f) KMC21) are shown. The locations of the  
633 stations are marked in Fig. 1. The top waveform (black) is the observed data, and the  
634 other gray waveforms are the calculated ones from the models in Fig. 3. Peak timings of  
635 the significant tsunami wave phases are marked by vertical dashed lines. Note that the  
636 vertical scale is different in each panel. Variance reductions (VR) and correlation  
637 coefficients (CC) between the observed waveforms and each of the calculated waveforms  
638 are also shown, which are calculated using a one-hour time window since the origin time.

639

640 Fig. 5. Results of the tsunami source inversion. Tsunami source distributions estimated by (a)  
641 using all stations and (b) using only the DONET data. Analytical area is shown by a  
642 rectangular region and the center locations of the unit source elements are shown by cross  
643 symbols. (c) Comparison of observed (black) and calculated waveforms. Red solid and  
644 light blue dashed lines denote the waveforms calculated from the results with all stations  
645 and only with DONET, respectively. The observed waveforms from 1 hour since the  
646 origin time are used for the inversion analysis.

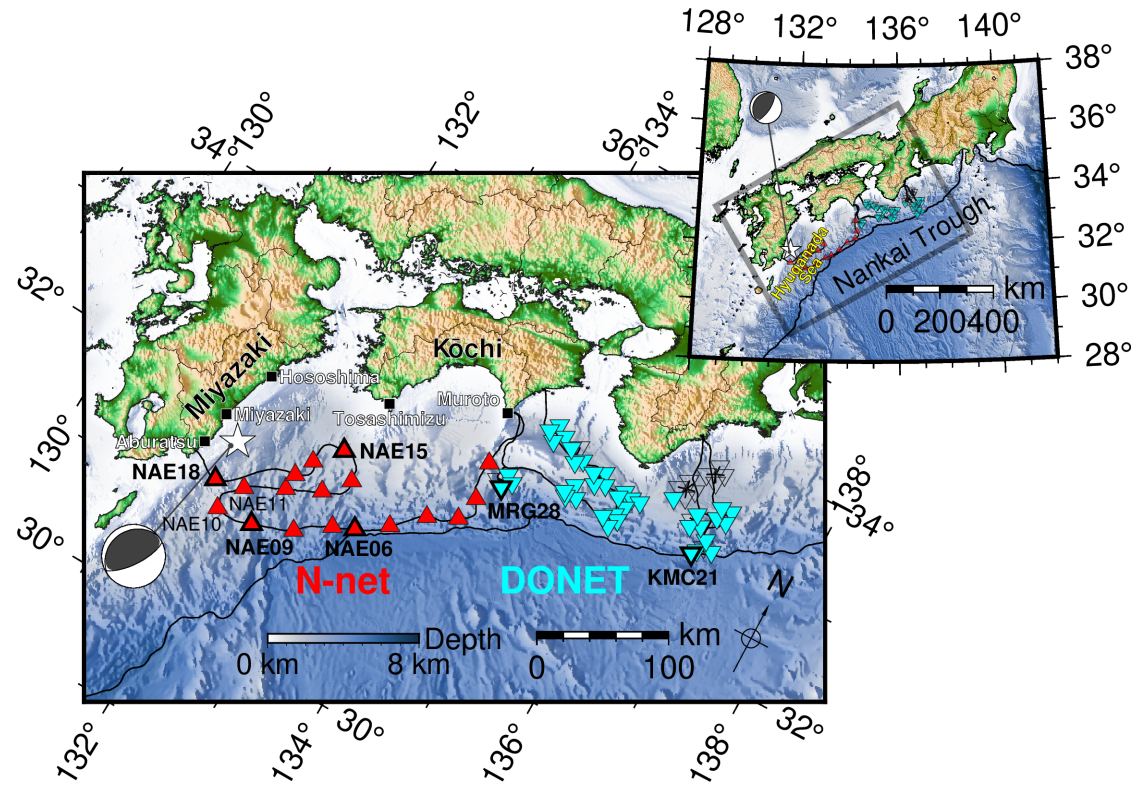
647

648 Fig. 6. Comparisons of the tsunami source with other results. (a) Comparison of the tsunami  
649 source (colored background and gray contour lines) with the vertical displacements  
650 calculated from the GCMT solution (blue contour) and the GSI rectangular fault model  
651 (green contour). The locations of the fault models are also marked by colored rectangles  
652 (blue: GCMT, green: GSI). White star is the epicenter of the earthquake in the Hyuganada  
653 Sea in 2024 determined by JMA. (b) Comparison of the tsunami source (red contour)  
654 with the tsunami source region of the 1961 earthquake (oval region marked by green  
655 dashed line) estimated by the analysis of inverse refraction diagram based on the tsunami  
656 arrival times at the coastal tide gauges [Hatori (1969)]. Green star is the epicenter of the  
657 1961 earthquake determined by JMA. Light blue rectangular region is the rectangular  
658 fault based on the GCMT solution. (c) Comparison of the rectangular fault based on the

659 GCMT solution (red) with the slip models of two earthquakes in the Hyuganada Sea in  
660 1996 (blue contours) [Yagi *et al.* (1999)]. Interval of the slip contours is 0.5 m. The  
661 tsunami source is also shown by color. The magnitudes in this figure are taken from the  
662 JMA catalog.

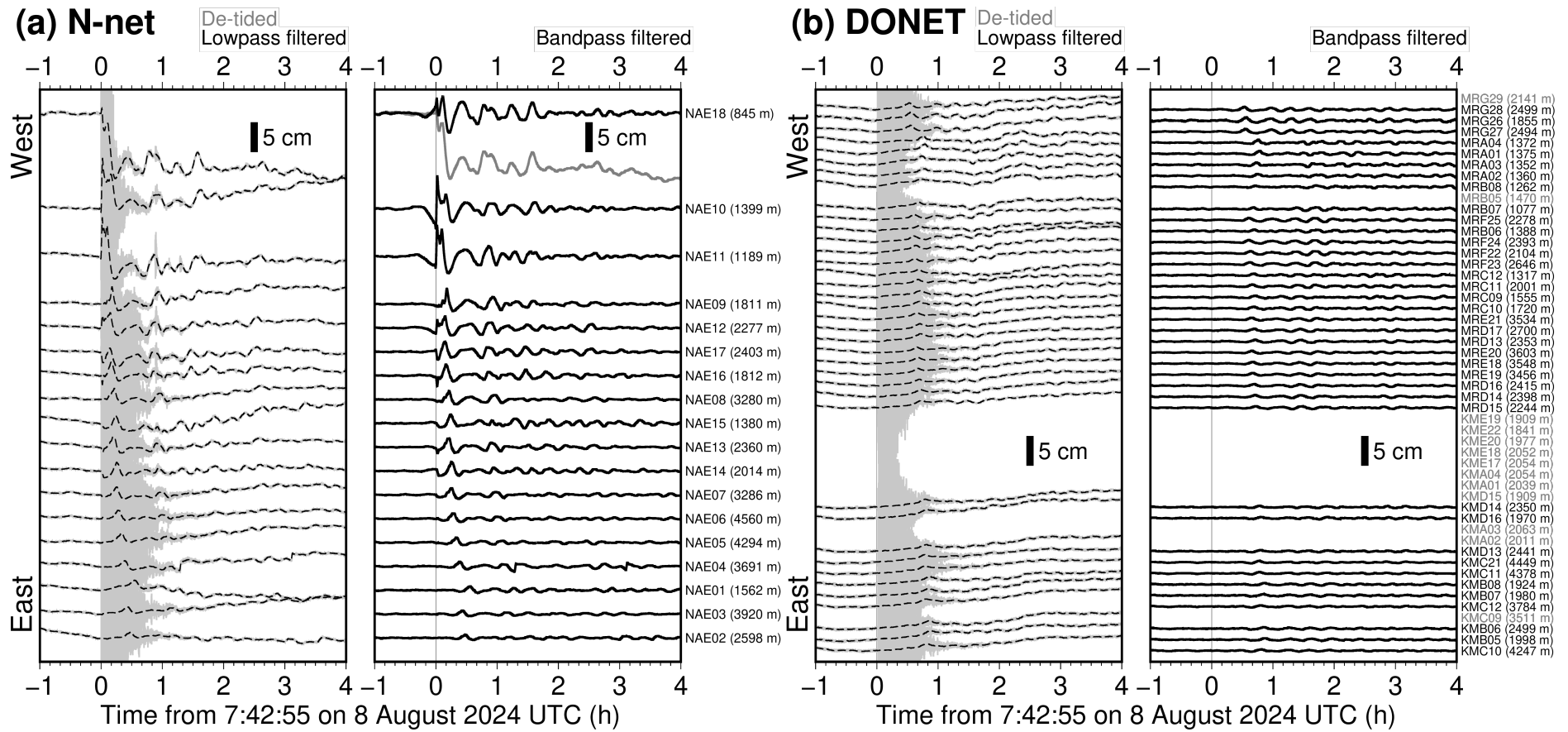
663

664 Fig. 7. Results of the rectangular fault modeling with the Markov chain Monte Carlo (MCMC)  
665 method. The model estimated using (a) the onshore GNSS data alone, (b) the offshore  
666 tsunami source data alone, and (c) the joint analysis of both GNSS and tsunami source  
667 data. The upper panels show the location of the estimated rectangular fault (rectangle  
668 with black lines) and the vertical displacement distribution (black contour lines, 5 cm  
669 intervals). Gray contour lines denote the tsunami source distribution (Fig. 5a). The  
670 middle panel is the spatial distribution of frequency for fault-plane ensembles with the  
671 selected 40 fault models from the ensembles (gray). The geometry of the selected 40 fault  
672 models is also shown by the moment tensor solutions. The lower panels show the  
673 comparison of the displacements at the onshore GNSS stations (black: observation, red:  
674 calculation).

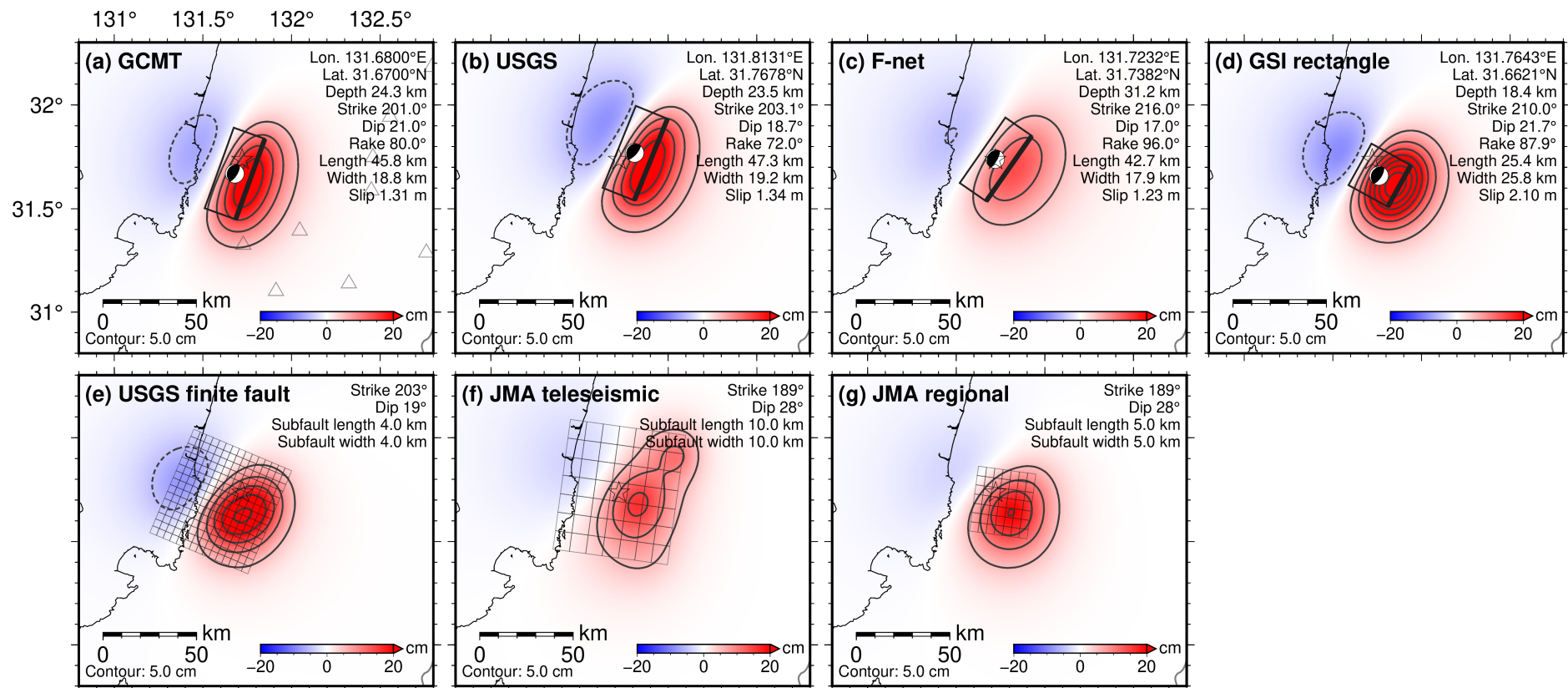


久保田・他 Fig. 1

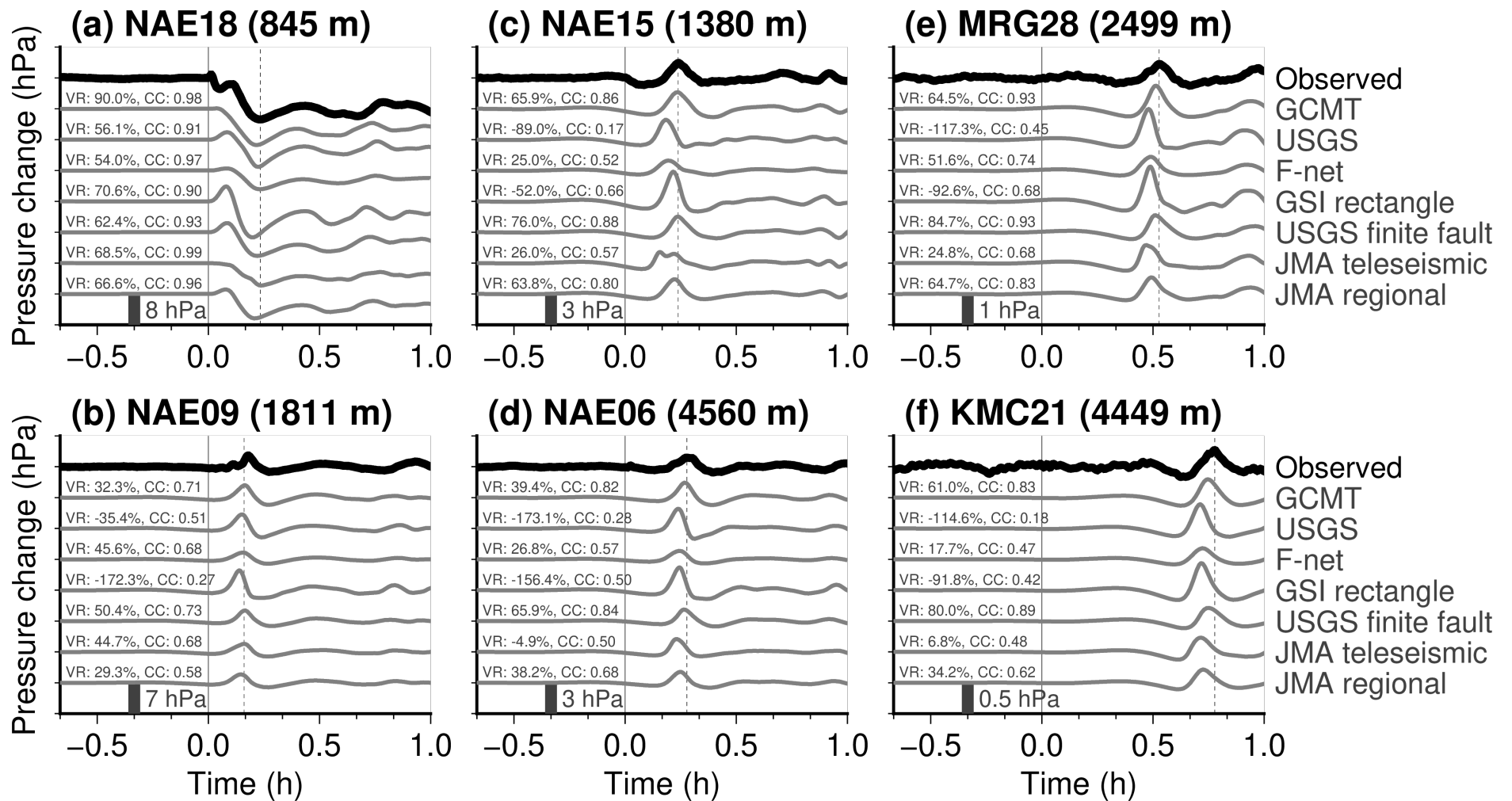




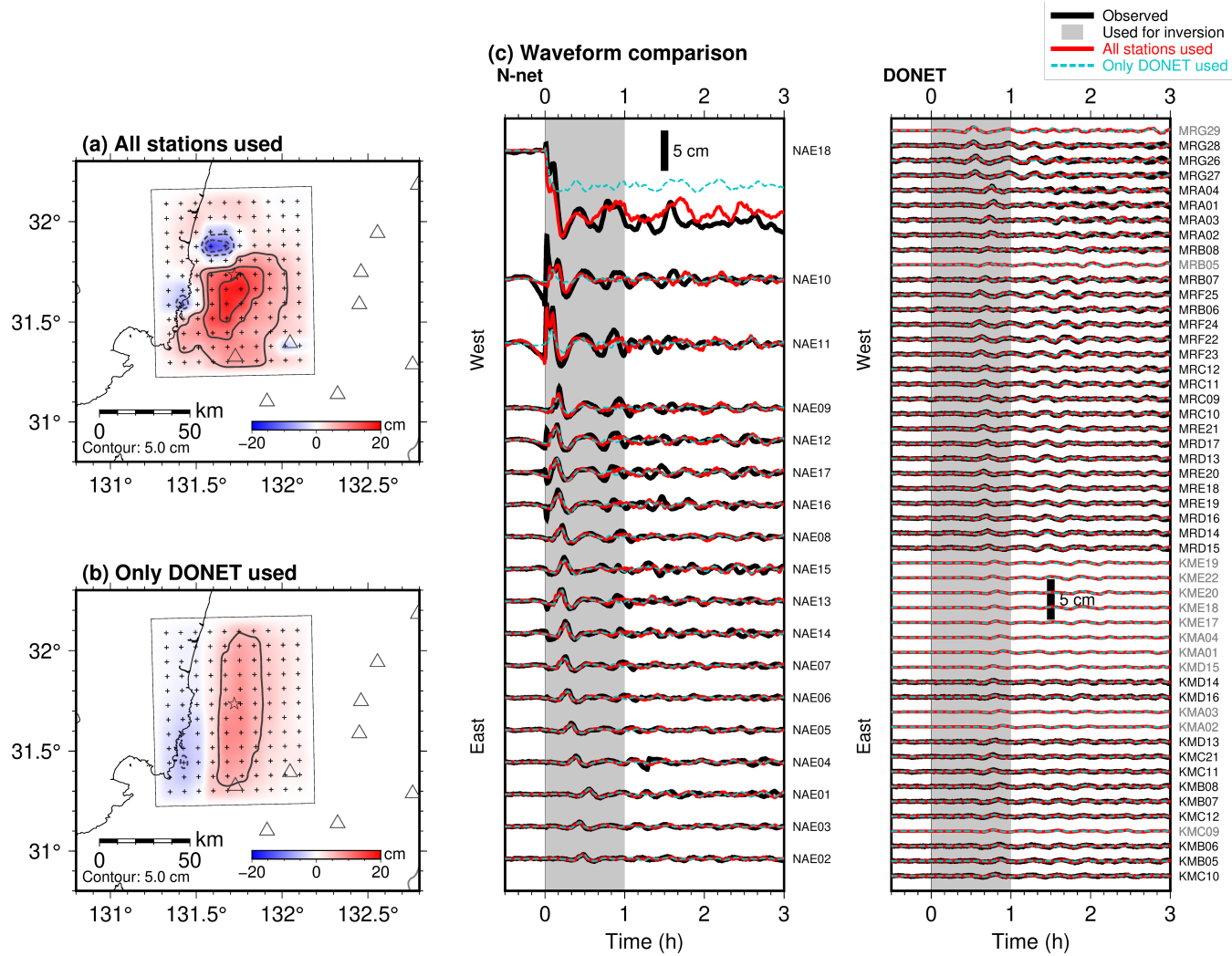
久保田・他 Fig. 2



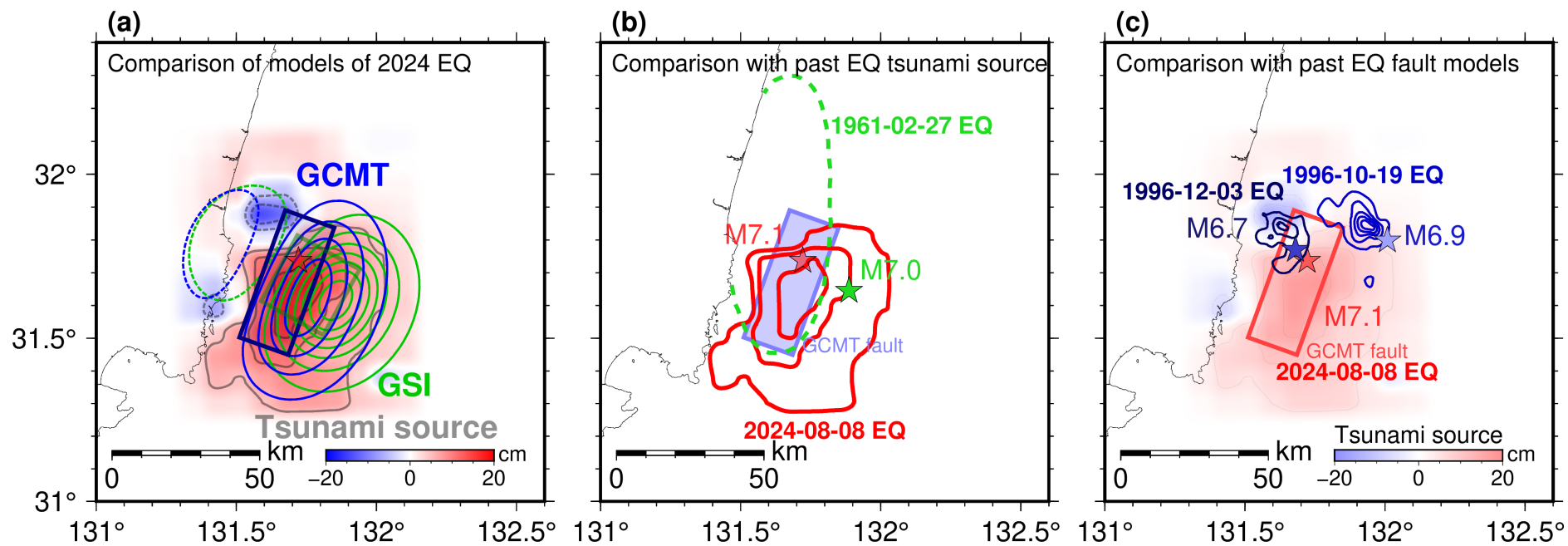
久保田・他 Fig. 3



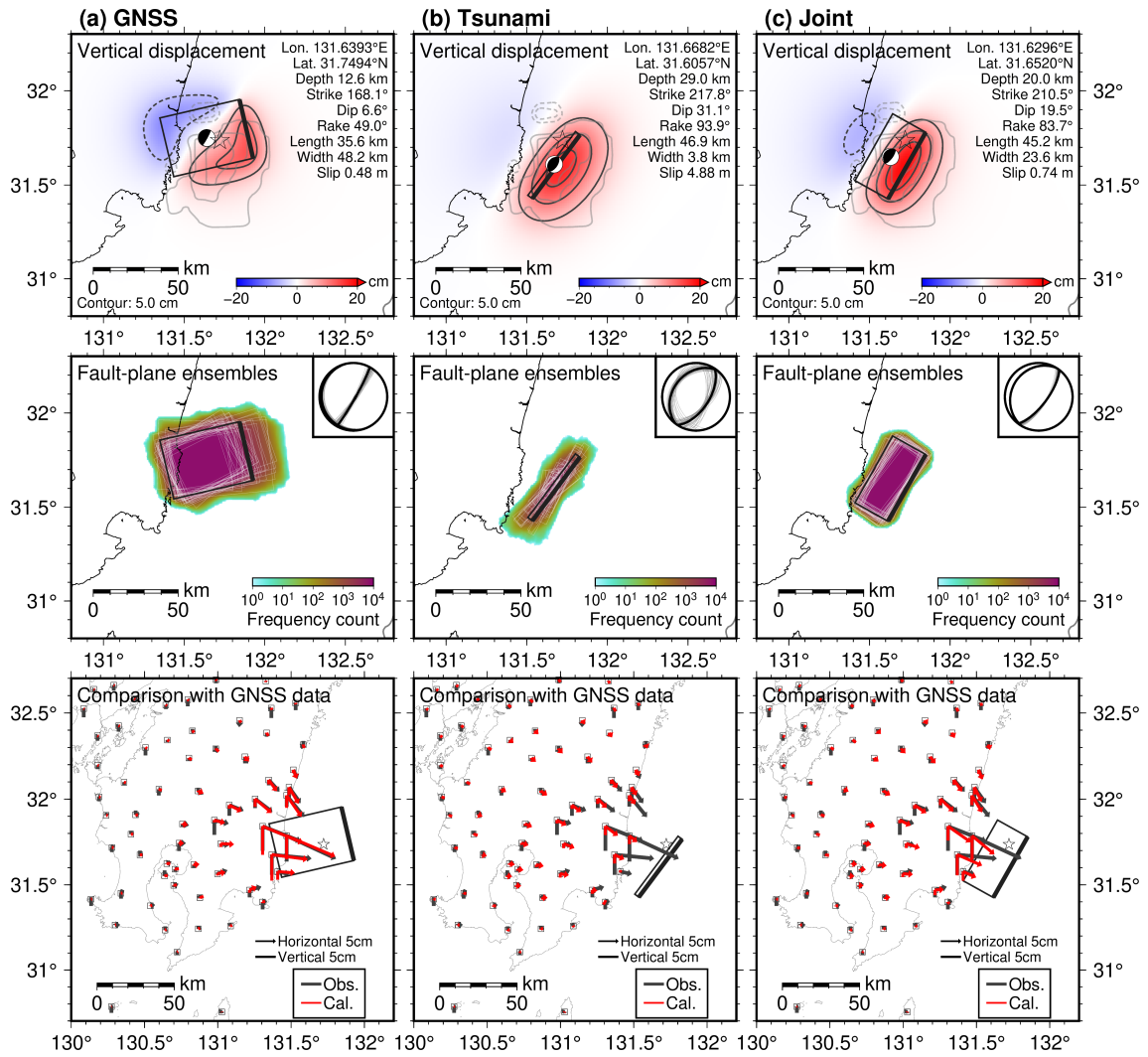
久保田・他 Fig. 4



久保田・他 Fig.5



久保田・他 Fig. 6



久保田・他 Fig. 7