

## 南海トラフ沿い巨大地震のシミュレーション

—地震の発生履歴，昭和東南海・南海地震のすべり域，不均一なすべり欠損  
レート分布，長期的スロースリップイベントの再現—

弘瀬冬樹\*・前田憲二\*・藤田健一\*\*・小林昭夫\*

Simulation of great earthquakes along the Nankai Trough: reproduction of event history, slip areas of the Showa Tonankai and Nankai earthquakes, heterogeneous slip-deficit rates, and long-term slow slip events

HIROSE Fuyuki\*, MAEDA Kenji\*, FUJITA Kenichi\*\*, and KOBAYASHI Akio\*

\* Seismology and Tsunami Research Department, Meteorological Research Institute, 1-1  
Nagamine, Tsukuba, Ibaraki, 305-0052, Japan

\*\* Seismology and Volcanology Department, Japan Meteorological Agency, 3-6-9 Toranomon,  
Minato-ku, Tokyo, 105-8431, Japan

---

\* 〒305-0052 茨城県つくば市長峰 1-1 気象研究所地震津波研究部

\*\* 〒105-8431 東京都港区虎ノ門 3-6-9 気象庁地震火山部

1 **Abstract**

2 南海トラフでは大地震が繰り返し発生しているが、詳細な破壊領域や時間差を持つ  
3 発生については最近のイベントについてしかわかっていない。南海トラフ沿いで一  
4 部割れや半割れが発生した場合、その後どのような現象が発生する可能性が高いか  
5 など、あらかじめ知っておくことは防災上意義がある。そこで本研究では、南海ト  
6 ラフ沿いプレート境界における地震性／非地震性すべりの空間的な広がりや発生周  
7 期、近年明らかになった海域での不均一なすべり欠損レート分布をある程度再現す  
8 るシミュレーションモデルを構築した。観測を再現するためには、階層アスペリテ  
9 イモデルを基本としつつ、有効法線応力と摩擦パラメータのひとつである特徴的す  
10 べり量に空間的不均質を与える必要があった。本モデルによれば、潮岬を境とした  
11 東方と西方のイベントがペアで 3 年以内に発生する傾向が強かった。ペア地震（同  
12 時を含む）の破壊域の組み合わせはバリエーションに富んでいる上に、破壊域が同  
13 じでも最大すべり量や規模が異なるケースもあった。また、東南海地域だけを破壊  
14 するイベントも現れた。地震発生域の深部の LSSE も再現した。LSSE は、地震発生  
15 域の未破壊に伴う応力不均一や応力擾乱によって励起された。

16

17 **Keywords:** 南海トラフ, 数値シミュレーション, すべり欠損レート, 長期的スロー  
18 スリップイベント

19

## 20 § 1. はじめに

21 西南日本では、フィリピン海プレートが南海トラフから大陸プレートの下に沈み  
22 込んでおり、過去に何度も  $M_w$  8 を超えるプレート間巨大地震が発生している。地震  
23 調査委員会 [2013]によってまとめられた地震の発生履歴を **Figure 1** に、各地震の規  
24 模を **Table 1** に示す。破壊様式については2つに大別され、全域が一度に破壊する地  
25 震タイプ（887年仁和地震や1707年宝永地震）と潮岬を境に東（東海・東南海）側  
26 と西（南海）側で時間差を持つ地震タイプ（1096年12月17日–1099年2月22日、  
27 1361年8月1日–3日、1854年12月23日–24日、1944年12月7日–1946年12月21  
28 日）がある。しかし、より詳細にみると破壊様式は多様であり、破壊域の走向方向  
29 の広がりも微妙に異なる（**Figures 1, 2**, 第2節参照）。1946年南海地震から70年以上  
30 以上が経過しており、次の南海トラフ沿い巨大地震の満期が近づきつつある。 $M_w$  ~8.5  
31 の超巨大地震である1707年宝永地震（**Figure 2c**, **Table 1**）クラスの再来間隔は400–  
32 600年程度と推定されている [前杢, 1988; 宍倉・他, 2008; 岡村・松岡, 2012]。日向  
33 灘北部域では1707年と1968年に破壊されており、その発生間隔は約260年にもな  
34 る（**Figure 1**）。南海トラフ沿いの地震発生層では、高すべり欠損レートの極大が複  
35 数個存在しており、その間に位置する志摩半島沖、潮岬沖、室戸岬南東沖、足摺岬  
36 沖のすべり欠損レートは相対的に低い（**Figure 2d**） [Yokota et al., 2016; Nishimura et  
37 al., 2018]。

38 地震発生層の浅部縁や深部縁では短期的スロースリップイベント（SSSE）や長期  
39 的スロースリップイベント（LSSE）を含むスロー地震が発生している [Obara &  
40 Kato, 2016]。深部縁に位置する深さ20–30 km付近では、 $M_w$  6–7クラスのLSSEが  
41 繰り返し発生している [例えば, Kobayashi, 2014, 2017; Ozawa, 2017]（**Figures 2b**,  
42 **3**）。メキシコのゲレーロ州直下のプレート境界では、LSSEの開始から二か月後に、  
43 その浅部隣接域で $M_w$  7クラスの地震が発生したという報告 [Radiguet et al., 2016]  
44 があることから、西南日本でもLSSEが巨大地震に与える影響が懸念される。また、  
45 日向灘北部域の $M_w$  7.5のアスペリティ [八木・他, 1998]が、南海トラフ巨大地震  
46 に与える影響も懸念されており、数値シミュレーションモデルを用いて評価された  
47 例もある [例えば, Hyodo et al., 2016]。

48 南海トラフ沿い巨大地震の発生様式の解明のため、速度・状態依存摩擦構成則に  
49 基づいた地震発生シミュレーションに関する研究が行われてきた [例えば, Hori,

Hirose, F., Maeda, K., Fujita, K., and Kobayashi, A. Simulation of great earthquakes along the Nankai Trough. *Earth Planets Space* 74, 131 (2022). <https://doi.org/10.1186/s40623-022-01689-0>の簡易和訳版

50 [2006; Hyodo & Hori, 2013; Hirose & Maeda, 2013; Nakata et al., 2014; Hyodo et al., 2016]

51 (第4節参照)。先行研究のモデルは、それぞれ特定の現象に特化して構築されてお  
52 り、南海トラフ沿いで発生する様々な現象や観測事実を含む包括的な現象の再現に  
53 は至っていない。

54 このため本研究では、以下に列記した多くの観測事実(第2節参照)を再現する、  
55 速度・状態依存摩擦則に基づいたプレート境界面における3次元数値シミュレーシ  
56 ョンモデルの構築を目指し、パラメータ調整を通じて各現象や観測事実に影響を及  
57 ぼすパラメータの特質を明らかにする。

- 58 1. 南海トラフ沿い巨大地震の発生様式の多様性
  - 59 1a. 破壊域の走向方向の広がり
  - 60 1b. 直近3回の地震の発生間隔のばらつき(～150年と90年)
  - 61 1c. 東海・東南海と南海地震の時間差
  - 62 1d. 1707年宝永地震のような超巨大地震( $M_w \sim 8.5$ )の再来間隔(400–600年)
  - 63 1e. 比較的観測データが豊富な昭和東南海・南海地震の震央とすべり分布
- 64 2. 日向灘北部域を破壊する地震の発生間隔(～260年)
- 65 3. 不均一なすべり欠損レート分布
- 66 4. 東海、紀伊水道、四国西部、豊後水道で繰り返すLSSE

67 なお、本研究は、南海トラフ沿いプレート境界のシミュレーション研究[例えば、  
68 Hori, 2006; Hyodo & Hori, 2013; Hirose & Maeda, 2013; Nakata et al., 2014; Hyodo et  
69 al., 2016]で長年使われてきた標準的な準動的シミュレーションの枠組み(第3節参  
70 照)に基づいている。本研究で設定したパラメータは、同様の枠組みで再現モデル  
71 を構築する際の日安となるだろう。

72

## 73 §2. 南海トラフ沿いの再現対象の現象

74 南海トラフ沿い巨大地震の破壊域は大局的には類似しているが、詳細にみると多  
75 様である(Figures 1, 2)。例えば、直近3シリーズの破壊域の東端はお互いに異なっ  
76 ている。1944年昭和東南海地震は浜名湖付近、1854年安政東海地震は駿河湾奥、  
77 1707年宝永地震は御前崎付近が破壊の東端として指摘されている[松浦, 2012; 地震  
78 調査委員会, 2013](Figure 1)。従来、1707年宝永地震の東端は駿河湾奥までと考え  
79 られていた[Ishibashi, 2004]が、駿河湾奥に位置する静岡県富士宮市で書かれたと

Hirose, F., Maeda, K., Fujita, K., and Kobayashi, A. Simulation of great earthquakes along the Nankai Trough. *Earth Planets Space* 74, 131 (2022). <https://doi.org/10.1186/s40623-022-01689-0> の簡易和訳版

80 思われる史料 [例えば, 小林・他, 2018] などによって本震時の揺れが小さいと考  
81 えられることから, 破壊の東は精々御前崎沖付近という指摘 [松浦, 2012] がある。  
82 一方, 南海側に目を転じると, 1946 年昭和南海地震や 1854 年安政南海地震の破壊  
83 域の西端はどちらも足摺岬沖付近までであるが, 1707 年宝永地震はより西側の日向  
84 灘北部域も同時に破壊した可能性が指摘されている [Furumura et al., 2011] (**Figure**  
85 **2c**). 安政東海・南海地震と宝永地震の再現については, 沈み込み方向の広がりより  
86 も走向方向の広がり重視し, **Figure 1** で示す赤線を再現対象とした (再現対象 1a).

87 1944 年昭和東南海地震・1946 年昭和南海地震は比較的観測データが豊富で, 破壊  
88 開始点が潮岬沖であることがわかっている (**Figure 2a**) (再現対象 1e). 一方, それ  
89 らの破壊域については, 解析データ・解析手法によって結果が大きく異なっている  
90 [例えば, 地震調査委員会 [2013]の Figures 3-14-3-17 参照]. Baba & Cummins  
91 [2005]は, より現実に近いプレート形状 (本研究で用いたプレート形状に近い) を  
92 設定し, 津波データを用いて昭和東南海地震及び南海地震の両方の破壊域を推定し  
93 た. 彼らは空間分解能を上げることで, 津波波形データの適合率を先行研究よりも  
94 上げた. 本研究では, 昭和東南海・南海地震のすべり域 (再現対象 1e) については,  
95 Baba & Cummins [2005]の結果 (**Figure 2a**) の再現を目標としつつ, 昭和南海地震の  
96 破壊域の西端については, 地震調査委員会 [2013]がまとめたように足摺岬の東側ま  
97 で (**Figure 1**) とした.

98 1707 年宝永地震より前の巨大地震の震源域や地震の有無については, 史料が少な  
99 く諸説あって判然としない. 1605 年慶長地震については, 地震動が小さいとして津  
100 波地震または遠地地震の可能性が指摘されている [地震調査委員会, 2013]. 一方,  
101 太平洋に面した徳島県最南端の穴喰 (現徳島県海部郡海陽町穴喰浦) に遺る史料  
102 「震潮記」 [田井, 2006] には, “大地震にて, 今まで見聞きしたこともない大異変”  
103 という記述があり, 1605 年慶長地震による四国での地震動は決して小さくないと思  
104 われるため, 津波地震や遠地地震ではなく一般的な南海トラフ地震の可能性も残る。  
105 このように, 1605 年慶長地震の素性はよくわかっていないため, 本モデルでは再現  
106 を目指さなかった. 東海・東南海側と南海側の地震はペアで発生する傾向にあるが,  
107 1498 年明応南海地震の存在については疑問視されており [例えば, 石橋, 1998],  
108 1498 年明応東海地震単独の可能性も残っている.

109 1361 年正平地震より前の地震の再来間隔はそれ以降に比べると約 2 倍である

110 (Figure 1) が、史料の抜けによる見掛け上のものである可能性は否定できない。  
111 前空 [1988]は、室戸岬の隆起生物遺骸群集を調査し、特に大きな隆起と対応する超  
112 巨大地震として、887 年仁和地震と 1361 年正平地震（再来間隔 474 年）を挙げたが、  
113 1707 年宝永地震に対応する隆起はみられないとした。一方、宍倉・他 [2008]は、紀  
114 伊半島南部沿岸の隆起生物遺骸群集の調査から、1707 年宝永地震と 1361 年正平地  
115 震が連動型超巨大地震であり、層状に厚く発達した群集の成長速度から同規模の超  
116 巨大地震の再来間隔を 400–600 年と推定した。四国～九州沿岸部の湖沼における津  
117 波堆積物調査によれば、1707 年宝永地震が最大クラスであり、それと同程度の超巨  
118 大地震は 1361 年正平地震と 684 年白鳳地震、再来間隔は 346–677 年と推定されてい  
119 る [岡村・松岡, 2012]。ただし、今から約 2000 年前には宝永地震よりも大きなイベ  
120 ントがあった可能性も指摘されている [岡村・松岡, 2012]。このように、必ずしも  
121 最大クラスのイベントの時期については整合していないが、超巨大地震の再来間隔  
122 が 400–600 年程度である点については共通している（再現対象 1d）。

123 各地震の規模については、解析手法によってばらつきがみられる [地震調査委員  
124 会, 2013]。そのため、本研究の再現対象地震の規模は、各種  $M$  の最小値～最大値の  
125 範囲とした (Table 1)。1707 年宝永地震より前のイベントの広がりや発生間隔につ  
126 いては誤差がより大きいと考えられるため参考程度に留めた。

127 日向灘北部域については、1707 年宝永地震以降、1968 年に  $M_w$  7.5 の地震 (Figure  
128 2a の青線) [八木・他, 1998] が発生するまで、同規模の地震は知られていない。な  
129 お、1662 年に日向灘南部で発生したイベント (Figure 1 の白星) は、1968 年日向灘  
130 北部のイベントとは地域が異なるため、再現対象としなかった。こうして、日向灘  
131 北部アスペリティは、~260 年間 (1707–1968 年) に 1 度も破壊されなかった可能性  
132 がある (Figure 1) (再現対象 2)。

133 プレート間の固着状況 (再現対象 3) については、近年、陸上 GNSS データだけ  
134 でなく海底 GNSS/A データも併用して、南海トラフ沿いのプレート境界面における  
135 すべり欠損レートが推定され、これまで考えられていたよりも不均一な分布をして  
136 いることが明らかとなった [Yokota et al., 2016; Nishimura et al., 2018]。南海トラフ  
137 沿いには、高すべり欠損レートの極大が複数個存在しており、その間に位置する志  
138 摩半島沖、潮岬沖、室戸岬南東沖、足摺岬沖のすべり欠損レートは相対的に低い  
139 (Figure 2d)。

140 再現対象 4 の LSSE については、比較的周期的に発生している東海、紀伊水道、  
141 四国西部、豊後水道の LSSE [Kobayashi, 2014, 2017; Ozawa, 2017] (Figures 2b, 3)  
142 を再現対象とした。LSSE の発生間隔の平均は、東海地方及び紀伊水道では約 10 年、  
143 四国西部及び豊後水道では約 6 年である。LSSE の平均継続期間は、東海地方では約  
144 5 年、紀伊水道及び四国西部では 2–3 年、豊後水道では約 1 年である。LSSE の規模  
145 は、東海地方では  $M_w$  6 後半– $M_w$  7 前半、紀伊水道では  $M_w$  6.5 程度、四国西部では  
146  $M_w$  6 前半、豊後水道では  $M_w$  6 前半– $M_w$  7 前半である。四国西部の LSSE は広がり  
147 ややばらつきがみられるため、本研究では 2004 年 10 月–2005 年 10 月に推定された  
148 ほぼ正方形の LSSE [Takagi et al., 2016] を再現対象とした。九州中部の LSSE  
149 [Ozawa, 2017] は発生間隔のばらつきが大きく、経験上シミュレーションで再現し  
150 づらいと考えられたため再現対象から外した。

151

### 152 § 3. 解析手法

153 均質半無限弾性体中に 3 次元の曲面プレート境界面を設定し、プレート境界面を  
154 三角形のセルで離散化 (Fig. 4a) してシミュレーションを行った。弾性体の食い違  
155 い理論によるプレート境界面上のせん断応力は、

$$156 \tau_i^s(t) = \sum_{j=1}^N K_{ij} \left( V_j^{\text{pl}} t - u_j(t) \right) - \frac{G}{2\beta\eta} \frac{du_i(t)}{dt} \quad (1)$$

157 で表される。ここで、 $i$  および  $j$  はセル番号を表し、 $\tau_i^s$  はせん断応力、 $K_{ij}$  は  $j$  番目のセ  
158 ルの単位すべりによる  $i$  番目のセルのすべり応答関数、 $V_j^{\text{pl}}$  はプレートの相対速度、 $t$   
159 は時間、 $u_j$  はすべり量、 $G$  は剛性率、 $\beta$  は S 波速度を表す。 $\eta$  は地震波放射の補正値  
160 を表し、我々は一般的な 1 [例えば, Hori, 2006; Hyodo & Hori, 2013; Hirose & Maeda,  
161 2013; Nakata et al., 2014; Hyodo et al., 2016] を用いた。すべり応答関数  $K_{ij}$  は、グリ  
162 ーン関数に基づいて表現された転位の応力方程式を用いて得られる [Mura, 1987;  
163 Kuroki et al., 2002]。式(1)の右辺第 2 項は、地震 (高速すべり) 時の地震波放射によ  
164 るせん断応力の減衰を表しており、地震時の準動的なすべりの振る舞いを表現する  
165 ために Rice [1993] によって導入された。

166 一方、プレート境界面上の摩擦応力は、岩石実験で得られた速度–状態依存摩擦  
167 構成則 [Dieterich, 1979, 1981; Ruina, 1983]

$$168 \quad \frac{\tau_i^f(t)}{\sigma_i^{\text{eff}}} = \mu_i(t) = \mu_0 + \Theta_i(t) + a_i \ln\left(\frac{V_i(t)}{V_0}\right) \quad (2)$$

169 と、Composite law [Kato & Tullis, 2001] と呼ばれる状態発展則

$$170 \quad \frac{d\Theta_i(t)}{dt} = \frac{V_0}{L_i} b_i \exp\left[-\left(\frac{V_i(t)}{V_c} + \frac{\Theta_i(t)}{b_i}\right)\right] - \frac{V_i(t)}{L_i} \left(\Theta_i(t) + b_i \ln \frac{V_i(t)}{V_0}\right) \quad (3)$$

171 で表される。ここで $\tau_i^f$ は摩擦応力、 $\mu_i$ は摩擦係数、 $\sigma_i^{\text{eff}}$ は有効法線応力、 $\Theta_i$ は状態変  
 172 数 [Nakatani, 2001]、 $V_i$ はすべり速度である。 $V_0$ は基準すべり速度で $1.0 \times 10^{-6}$  m/s、  
 173  $\mu_0$ は $V = V_0$ に対応した基準摩擦係数で0.6とした。 $V_c$ は摩擦変化のすべり速度依存性  
 174 の性質が変わるカットオフ速度で、Kato & Tullis [2001]に倣って $1.0 \times 10^{-8}$  m/sとし  
 175 た。 $a_i$ 及び $b_i$ は摩擦パラメータ、 $L_i$ は特徴的すべり量で、これらは断層すべりの振  
 176 舞いを制御する定数である。 $a - b < 0$ の場合は速度弱化（すべり速度の増加とともに  
 177 に強度が低下）の性質を持ち、不安定すべりを引き起こすため、stick-slip 域（アス  
 178 ペリティ）を表現できる。一方、 $a - b > 0$ の場合は速度強化（強い応力擾乱によっ  
 179 て駆動されない限り、不安定すべりは発生ない）の性質を持ち、安定すべり域を表  
 180 現できる。

181 せん断応力 $\tau_i^s$ と摩擦応力 $\tau_i^f$ が準動的に釣り合うと仮定し（ $\tau_i^s = \tau_i^f = \tau_i$ ）、式(1)–(3)  
 182 を連立すると応力と速度に関する微分方程式が導出される。

$$183 \quad \frac{d\tau_i(t)}{dt} = \left\{ \frac{a_i}{V_i(t)} \sum_{j=1}^N K_{ij} (V_j^{\text{pl}} - V_j(t)) - \frac{V_0}{L_i} b_i \frac{G}{2\beta} \exp\left[-\left(\frac{V_i(t)}{V_c} + \frac{\Theta_i(t)}{b_i}\right)\right] - \frac{V_i(t)}{L_i} \frac{G}{2\beta} \left(\Theta_i(t) + b_i \ln \frac{V_i(t)}{V_0}\right) \right\} / \left( \frac{a_i}{V_i(t)} + \frac{G/\sigma_i^{\text{eff}}}{2\beta} \right) \quad (4)$$

$$184 \quad \frac{dV_i(t)}{dt} = \left\{ \frac{1}{\sigma_i^{\text{eff}}} \sum_{j=1}^N K_{ij} (V_j^{\text{pl}} - V_j(t)) - \frac{V_0}{L_i} b_i \exp\left[-\left(\frac{V_i(t)}{V_c} + \frac{\Theta_i(t)}{b_i}\right)\right] + \frac{V_i(t)}{L_i} \left(\Theta_i(t) + b_i \ln \frac{V_i(t)}{V_0}\right) \right\} / \left( \frac{a_i}{V_i(t)} + \frac{G/\sigma_i^{\text{eff}}}{2\beta} \right) \quad (5)$$

$$185 \quad \Theta_i(t) = \frac{\tau_i^f(t)}{\sigma_i^{\text{eff}}} - \mu_0 - a_i \ln\left(\frac{V_i(t)}{V_0}\right) \quad (6)$$

186 式(4)–(6)を5次のRunge-Kutta法 [Press et al., 1992] を用いて時間積分する。この  
 187 とき、初期値として全てのセルに $\tau_i(0) = \mu_0 \sigma_i^{\text{eff}} + (a_i - b_i) \sigma_i^{\text{eff}} \ln\left(\frac{V_i(0)}{V_0}\right)$ 、 $V_i(0) =$   
 188  $0.1$  cm/y ( $3.1688 \times 10^{-11}$  m/s)を与えた。各セルのすべり方向はプレートの相対運動  
 189 方向に固定し、せん断応力も同方向のみを考えた。すべりによる法線応力の変動は  
 190 無視した (6.4 節参照)。なお、式(1)から明らかのように、対象領域外のプレート間  
 191 の固着状態は、プレート速度と同じ速さで定常すべりを生じていることを暗黙のう  
 192 ちに仮定している。



Hirose, F., Maeda, K., Fujita, K., and Kobayashi, A. Simulation of great earthquakes along the Nankai Trough. *Earth Planets Space* 74, 131 (2022). <https://doi.org/10.1186/s40623-022-01689-0> の簡易和訳版

193 任意のセルのすべり速度が 0.1 m/s 以上となった瞬間を地震開始、全てのセルです  
194 べり速度が 0.1 m/s 未満となった瞬間を地震終了と定義した。地震時の各セルのすべ  
195 り量から総モーメント  $M_0$  [Nm] を求め、 $\log M_0 = 1.5M_w + 9.1$  [Kanamori, 1977] から  
196 地震の規模  $M_w$  を求めた。

197 計算プログラムには MPI・自動並列化を施し、富士通 PRIMERGY CX2550 M1 の  
198 100 仮想ノード (1.1648 TFLOPS/ノード) を用いた。1 ケース 5500 年分 (100 万ス  
199 テップ) の計算に約 18 時間を要した。パラメータを試行錯誤的に与え、全部で 190  
200 ケースの計算を行った。

201

#### 202 §4. これまでの南海トラフ沿い巨大地震のシミュレーション

203 ここでは、南海トラフ沿い巨大地震の発生様式の解明のために行われた、速度・  
204 状態依存摩擦構成則に基づいた地震発生シミュレーションに関する先行研究 [例え  
205 ば, Hori, 2006; Hyodo & Hori, 2013; Hirose & Maeda, 2013; Nakata et al., 2014; Hyodo  
206 et al., 2016] のレビューを行う。

207 Hori [2006] は、エアガン探査等の結果から解釈される摩擦パラメータを疑似 3 次  
208 元プレート形状に与え、再来間隔のバリエーション、そして東海・東南海地震と南  
209 海地震の時間差の再現に焦点を絞って直近 3 回の地震サイクルをモデル化した。定  
210 性的には再現したが、定量的には史実とシミュレーション結果との間にはまだギャ  
211 ップがある。

212 Hyodo & Hori [2013] は、Hori [2006] のモデル領域をトラフ軸にまで拡張し、大き  
213 な破壊エネルギーに相当する大きな  $L$  をプレート境界浅部に設定することにより、  
214 約 370 年周期で浅部も含めて地震発生層全域を破壊する  $M_w$  9 クラスの超巨大地震と  
215 約 200 年周期でプレート境界の深さ 10–30 km を破壊する  $M_w$  8.6 の巨大地震をモデ  
216 ル化した。

217 Hirose & Maeda [2013] は、東海沖に沈み込む海山を想定したパラメータを 3 次元  
218 プレート形状に与えることによって、昭和東南海地震時に東海地域が割れ残る様子  
219 を再現するとともに、相転移による流体の存在を考慮したパラメータを東海地方直  
220 下に与えることで、東海地方で LSSE が繰り返し発生するモデルを構築した。ただ  
221 し、地震サイクルは非常に単純化されたもので、東海・東南海地震と南海地震に時  
222 間差はなく、史実 (約 2 年) とは整合していない。

223 Nakata et al. [2014] は、潮岬から九州南部を解析領域に設定し、日向灘地震や豊後  
224 水道 LSSE を概ね再現し、それらが南海地震に与える影響を評価した。ただし、地  
225 震発生シミュレーションは一般的に、対象領域外のプレート間の固着状態は、プレ  
226 ート収束速度と同じ速さで定常すべりを生じていることを暗黙のうちに仮定してい  
227 るため、特に潮岬から東方に位置する東南海地震の想定震源域での固着状態  
228 [Nishimura et al., 2018] を過小評価していると考えられる。

229 そこで、Hyodo et al. [2016] は、潮岬から東側の応力状態をより正確に反映させる  
230 ために領域を東海地方まで拡張し、Hori [2006] や Nakata et al. [2014] のパラメータに  
231 基づき、日向灘北部地震が南海トラフ沿い巨大地震に与える影響評価に焦点を当て  
232 てモデル化した。その結果、日向灘北部地震の発生タイミングによっては、巨大地  
233 震がトリガーされる可能性があることを示した。彼らはこのモデルで 1498 年明応南  
234 海地震が明応日向灘地震にトリガーされた可能性を示唆したが、明応日向灘地震の  
235 存在については疑問視されている [石橋, 1998; 原田・他, 2017]。また、東海地域に  
236 おける割れ残りは再現できていない。

237 このように、先行研究のモデルは、ある特定の現象に特化して構築されており、  
238 包括的な現象の再現には至っていない。

239

## 240 § 5. パラメータ設定

241 本節ではパラメータチューニングを通して辿り着いたベストモデルのパラメータ  
242 分布 (Figure 4, Table 2) について述べる。Point 1–12 は Figure 4f で色分けされた各  
243 エリアの中心や代表点であり、各 Point を含むエリア内のすべりの挙動は基本的に同  
244 じである。詳細なパラメータチューニングについては補遺 S2 節を参照のこと。

### 245 § 5.1. プレート形状

246 本研究では、Hirose & Maeda [2013] のモデル領域を九州南部まで拡張して南海ト  
247 ラフ沿いの東海地域から九州南部までとし、一辺がおよそ 5 km の二等辺三角形セル  
248 13604 個で 3 次元プレート境界面形状を表現した (Figure 4a)。

249 南海トラフ軸における水深はおよそ 4–5 km である。均質半無限弾性体の自由表面  
250 を海水面に設定した場合、プレート境界面上端は弾性体内に埋まった状態となる。  
251 このモデルの場合では、陸上の GNSS 観測点とプレート境界との相対位置関係が現  
252 実的であるが、プレート境界上端が自由表面に突き抜けていないために、上端部で

Hirose, F., Maeda, K., Fujita, K., and Kobayashi, A. Simulation of great earthquakes along the Nankai Trough. *Earth Planets Space* 74, 131 (2022). <https://doi.org/10.1186/s40623-022-01689-0>の簡易和訳版

253 非現実的な応力集中が生じると指摘されている [Hyodo & Hori, 2013]. 一方, トラ  
254 フ軸の海底面より上を剥ぎ取り, 自由表面をトラフ軸の海底面深度に設定した場合  
255 では, 陸上 GNSS や陸側プレートの海底面に設置された GPS/A 観測点は空中になり  
256 地殻変動を求められないため, シミュレーション結果との比較が行えない. また,  
257 浅部のすべりが大き過ぎて破壊が止まりづらいと指摘されている [Hyodo et al.,  
258 2016]. このようにどちらのモデルも一長一短がある. 各モデルのデメリットを極  
259 力解消するべく, 本研究では, Hirose & Maeda [2013]と同様に, 深さ 10 km 以深に  
260 ついては Hirose et al. [2008]のプレート境界の形状を用い, 深さ 10 km 以浅について  
261 はトラフ軸の深さを 0 km として線形に繋いだ (Figure 4b). 深さ 10 km 以浅では現  
262 実のプレート境界面の傾斜角 (~6 度) よりもやや急 (~8 度) であることに注意が必要  
263 である.

264 ここで, プレート形状に沿うセルの配置について補足する. まず, Nishimura et al.  
265 [2018]の平均的なプレート収束方向 (Figure 4c の赤矢印) である N60° W 方向に y  
266 軸, y 軸に直交する N150° W 方向に x 軸, 深さ方向に z 軸を設定する. y 軸に平行  
267 な幅 5 km の短冊を x 軸方向に 138 枚配置する. 短冊は等深線 0, 10, 20, 30, 40 km 間  
268 は線形で繋がれる. そして, 短冊内を dip 方向に一辺の長さが約 5 km となる三角形  
269 で敷き詰める. このとき, 隣の短冊内の三角形の頂点と重なるように調整される.  
270 このようにして, 13,604 個の三角形セルからなるプレート 3 次元形状が形成される.

271 プレート収束速度  $V^{pl}$  は, Nishimura et al. [2018]の平均的な沈み込み方向である  
272 N60°W (Figure 4c の赤矢印) に一律固定し, 解析領域の西端で 5.5 cm/y, 東端で 1.0  
273 cm/y を与えた (Figure 4c). 一般的に剛性率と S 波速度は深さに依存し, 浅部で小  
274 さく, 深部で大きい. ただし, 本研究では先行研究 [Hori, 2006; Hyodo & Hori,  
275 2013; Hirose & Maeda, 2013; Nakata et al., 2014; Hyodo et al., 2016] に倣って, モデ  
276 ル内全域の剛性率と S 波速度をそれぞれ 30 GPa と 3.75 km/s に設定した. S 波速度  
277 3.75 km/s は, 一次元速度構造 JMA2001 [上野・他, 2002] の深さ 20 km に相当する.

278

## 279 § 5.2. セルサイズに起因する計算上の不安定性

280 セルサイズに起因する計算上の不安定性の影響を小さくするためには, セルサイ  
281 ズ  $h$  は臨界核サイズ  $h^* = GL/(b-a)\sigma^{eff}$  よりも十分小さくしなければならない [Rice,  
282 1993]. 臨界はアスペリティのアスペクト比によって変わる [Kato, 2003] 本モデル

Hirose, F., Maeda, K., Fujita, K., and Kobayashi, A. Simulation of great earthquakes along the Nankai Trough. *Earth Planets Space* 74, 131 (2022). <https://doi.org/10.1186/s40623-022-01689-0>の簡易和訳版

283 は 3次元形状のため単純な円形・矩形パッチのアスペリティではないことから、を  
284  $h^*$ と近似して話を進める。  $i$ 番目のセルにおける  $h/h^*$ は、  $(b_i - a_i)\sigma_i^{\text{eff}}/L_i K_{ii}$ で解析的  
285 に得られる [Hori et al., 2004]。本研究で用いたパラメータによると、最大の  $h/h^*$ は  
286 (Figure 4f の point 3 を含む) 東南海領域で 0.12 である。 Liu & Rice [2005]は、平面  
287 モデルにおいて  $h/h^*$ が 0.25 と 0.125 のそれぞれについてシミュレーションを行い、  
288 両者のすべり量やすべり速度に本質的な違いがないことを確かめている。なお、3  
289 次元形状では、 Shibazaki et al. [2019]が  $L_b \approx GD_c/b\sigma_n^{\text{eff}}$  [Dieterich, 1992; Rubin &  
290 Ampuero, 2005] = 4.7 km を半径とする領域内に平均して 15 点の計算グリッドがあ  
291 るシミュレーションを行い、解像度は十分であると述べている。本研究では、最小  
292 の  $L_b = 10.0$  km (場所は Figure 4f の point 3 を含む東南海地域) であり、半径 10.0  
293 km の領域内に平均 25 点の計算グリッドがある。したがって、本研究のシミュレー  
294 ションにおけるセルサイズに起因する不安定性の影響は小さいと判断できる。臨界  
295 断層長  $l_c$ はアスペリティのアスペクト比によって変わる (例えば, [Kato, 2003] の  
296 式(6)で表されるすべりと応力の関係から推測される) が、本モデルは 3次元形状の  
297 ため単純な円形・矩形パッチのアスペリティではないことから、臨界断層長を  $h^*$ で  
298 近似して話を進める。

299

### 300 § 5.3. 摩擦パラメータ $a - b$ のチューニング

301 南海トラフ沿いのプレート境界面の地震発生層は深さ 10–30 km と推定されている  
302 [Hyndman et al., 1995]。しかし、潮岬沖のトラフ軸付近でも、地震性すべりが生じ  
303 た可能性が指摘されているため [Sakaguchi et al., 2011]、トラフ軸から深さ 30 km ま  
304 でを地震発生層として  $a - b < 0$ 、それ以深を安定すべり域として  $a - b > 0$  と設定し  
305 た (Figure 4d)。トラフ軸から深さ 10 km まで  $a - b > 0$  とした Hirose & Maeda [2013]  
306 とはこの点が異なる。

307 摩擦パラメータ  $a$  や  $b$  は深さに依存する [Blanpied et al., 1998]。一度に多くのパラ  
308 メータを変えてしまうと、パラメータ依存性の把握が困難になる。ここで、 $a$  は  
309 0.005 一定値とし、 $b$  の空間分布は深さ 30 km で単純にステップ的に変化させた  
310 (Figure 4d, Table 2)。摩擦パラメータ  $a$  は Sawai et al. [2016] による岩石実験の結果  
311 と同程度である。Shibazaki et al. [2011] のように地震アスペリティに  $a - b < 0$ 、それ  
312 以外の領域に  $a - b > 0$  を設定する流儀 (アプローチ) と、Nakata et al. [2016] のよう

313 に  $a - b$  の正負を深さに依存させる流儀がある。我々の先の研究 [Hirose & Maeda,  
314 2013] で後者を採用していたこともあり、本研究もそれに倣った。地震の再来間隔  
315 は地震発生層の  $(b - a)\sigma^{\text{eff}}$  に概ね比例する [例えば, Stuart, 1988] ため、 $a - b$  の値  
316 は過去の再来間隔を再現するよう試行錯誤的に決定し、 $a - b = -0.003$  を採用した。  
317 パラメータ  $V^{\text{pl}}$  と  $a - b$  の空間分布 (Figure 4c, d) は固定し、以下に示す有効法線  
318 応力  $\sigma^{\text{eff}}$  と特徴的すべり量  $L$  の空間分布についてチューニングを行った。できるだけ  
319 空間的にシンプルなパラメータ分布を採用するよう心掛けたが、結果的に再現対象  
320 としての現象を概ね説明し得るパラメータ分布は複雑になった (Figure 4e, f) (補遺  
321 S2 参照)。東海地域以外にもパラメータ分布に不均質性を持たせた点が Hirose &  
322 Maeda [2013] とは異なる。深さ 0–30 km の  $a - b$  は一定であるが、 $\sigma^{\text{eff}}$  に不均質性を持  
323 たせたため、すべりの挙動を特徴付ける  $(b - a)\sigma^{\text{eff}}$  に不均質性を与えたことになる。  
324

#### 325 § 5.4. 有効法線応力 $\sigma^{\text{eff}}$ のチューニング

326 有効法線応力は  $\sigma^{\text{eff}} = \sigma_r - \sigma_p$  と表せる。ここで、 $\sigma_r$  は静岩圧、 $\sigma_p$  は間隙水圧で  
327 ある。岩石密度  $\rho_r$  を  $2.8 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$  と仮定すると、 $\sigma_r = \rho_r g z$  から、深さ 10–30 km  
328 における静岩圧は 274–823 MPa となる。ここで、 $g$  は重力加速度で  $9.8 \text{ m/s}^2$ 、 $z$  は深  
329 さである。トラフから沈み込むスラブ地殻の含水鉱物は、温度・圧力条件に従って  
330 相転移する際に大量の水を放出することが指摘されている [Hacker et al., 2003]。こ  
331 の脱水反応により供給された水の存在は、プレート境界の間隙水圧を上昇させ、そ  
332 れは同時に有効法線応力を低下させる。南海トラフ沿いのプレート境界の間隙水圧  
333 比  $\sigma_p/\sigma_r$  は 0.92–0.98 の範囲 [Seno, 2009; 岡本・他, 2016; Suenaga et al., 2016] で推  
334 定されていることから、高間隙水圧下にあると考えられている。この間隙水圧比  
335 によれば、深さ 10–30 km における  $\sigma^{\text{eff}}$  は 5–66 MPa の範囲にある。有効法線応力が  
336 深さ方向にどのように変化するかわからないため、ここでは 5–66 MPa のほぼ中間の  
337 30 MPa 一定を基本値 (Figure 4e の黄領域) として採用した。なお、Hirose & Maeda  
338 [2013] では、サンアンドレアス断層で採用された Rice (1992) の高間隙水圧モデルに  
339 倣い、100 MPa 一定に設定していた点が異なる。

340 ただし、 $\sigma^{\text{eff}}$  が一律 30 MPa では、東海・東南海地震の東端の多様性 (再現対象  
341 1a)、超巨大地震の再来間隔 400–600 年 (再現対象 1d)、日向灘北部地域の地震ギャ  
342 ップ (再現対象 2) を再現できなかったため、 $\sigma^{\text{eff}}$  (や  $L$ ) に不均質性を持たせる必

Hirose, F., Maeda, K., Fujita, K., and Kobayashi, A. Simulation of great earthquakes along the Nankai Trough. *Earth Planets Space* 74, 131 (2022). <https://doi.org/10.1186/s40623-022-01689-0>の簡易和訳版

343 要があった。沈み込む前のフィリピン海プレート上には地形の高まり（海山）があ  
344 り、高重力異常（**Figure 2e**の白矢印）と対応している。東海沖ではトラフから沈み  
345 込んだフィリピン海プレート上にも同様の海山の存在が指摘されている [Park et al.,  
346 2003; Kodaira et al., 2004] (**Figure 2e**の太線（深部古銭洲）と囲まれた領域（古銭  
347 洲)). 室戸岬南東沖に沈み込む海山（土佐碇）[Kodaira et al., 2000] も高重力異常  
348 と空間的に対応している (**Figure 2e**の楕円). また、海山の存在は不明であるが、  
349 四国沖のトラフ軸寄り (**Figure 2e**の白破線域) や四国沿岸にも土佐碇と同様の高重  
350 力異常がある。沈み込む海山によって法線応力の増加が期待され [Scholz & Small,  
351 1997], 局所的に固着が強くなるために海山がバリアやアスペリティとして振る舞  
352 うと考えられる [Yang et al., 2012]. 一方、海山そのものはアスペリティにならず、  
353 その通り道は寧ろ安定的にすべっているという指摘 [Tsuru et al. 2002; Mochizuki et  
354 al., 2008] もある。Yokota et al. [2015]は、GNSS/A の観測から、東海沖については  
355 古銭洲によって固着が強化し、室戸岬沖については土佐碇によって固着が低下して  
356 いる可能性を指摘した。**Figure 2d**で示されるように、室戸岬南東沖の土佐碇には浅  
357 部超低周波地震 (VLFE) [Takemura et al., 2019] が重なっており、流体の存在が示  
358 唆されることから、海山であっても有効法線応力が高くないのかもしれない。この  
359 ように、海山の効果については論争中である。本研究では、これらのことを考慮し  
360 て東海沖に、基本値より大きな値 (40, 35 MPa) を与えた (**Figure 4e**の Point 1 と  
361 2). これは再現対象 1a の一部「東海・東南海地震の東端の多様性」を再現すること  
362 に繋がる (6.1.1, 6.1.2, S2 節参照). 四国沖の正の重力異常と海山との関係は明確で  
363 はないが、四国沿岸領域 (1946 年南海地震のすべり域) は巨大地震で毎回破壊して  
364 いることから (**Figs. 1, 2**), 短い発生間隔を再現するために $\sigma^{\text{eff}}$ は基本値 (30 MPa)  
365 のままとし、四国はるか沖 (**Figure 4f**の Point 5) の領域は低頻度で破壊するように、  
366  $\sigma^{\text{eff}}$ の大きさに差をつけて 40MPa を与えた。室戸岬南東沖の土佐碇は前述の議論を  
367 考慮して基本値 (30 MPa) のままとした。これらの設定は、再現対象 1d「超巨大地  
368 震の再来間隔 400–600 年」や再現対象 3 の一部「室戸岬南東沖の低すべり欠損レー  
369 ト」の再現に都合が良い。再現対象 2「日向灘北部で地震ギャップ~260 年」(**Figure**  
370 **1**) を再現するために、周囲よりも大きな値 (60 MPa) を与えた (**Figure 4e**の Point  
371 6).

372 LSSE 域は特に多くの流体の存在が示唆され [Hirose et al., 2008], 周囲よりも高

Hirose, F., Maeda, K., Fujita, K., and Kobayashi, A. Simulation of great earthquakes along the Nankai Trough. *Earth Planets Space* 74, 131 (2022). <https://doi.org/10.1186/s40623-022-01689-0>の簡易和訳版

373 間隙水圧状態と考えられることから、LSSE 域の $\sigma^{\text{eff}}$ は周囲よりも小さいと考えられ  
374 る。本研究では実際の LSSE の発生周期（再現対象 4）に合うよう、東西方向の $V^{\text{pl}}$   
375 の違いも考慮し、東海 LSSE 域では 5 MPa, その他の LSSE 域では 10 MPa を与えた  
376 (**Figure 4e**)。同時に、LSSE の振幅は $L$ でチューニングした。

377

### 378 § 5.5. 特徴的すべり量 $L$ のチューニング

379 特徴的すべり量 $L$ は岩石実験では数  $\mu\text{m}$  のオーダーと推定される [例えば,  
380 Dieterich, 1979] が、実際の断層系では数 cm–数 m のオーダーと推定されている [例  
381 えば, Guatteri et al., 2001; Hirose & Bystricky, 2007]。また、 $L$ はすべり面の粗さとと  
382 もに大きくなることが知られている [例えば, Dieterich, 1979] ため、沈み込んだ海  
383 山によってプレート境界の起伏が大きいと考えられるエリアでは大きな $L$ が期待さ  
384 れる。大きな $L$ はバリアとして働く性質がある [例えば, Hirose & Maeda, 2013]。

385 1944/1946 年昭和東南海・南海地震時のすべり域 [Baba & Cummins, 2005]  
386 (**Figure 2a**) は 1854 年安政地震 (**Figure 2b**) や 1707 年宝永地震 (**Figure 2c**) でも  
387 破壊したと考えられ、再来間隔が短いことから、昭和東南海・南海地震時のすべり  
388 域 (**Figure 4f** の Point 3, 4) には小さめの $L$ を与えること [Stuart, 1988] が妥当と考  
389 えた。さらに、東南海側が南海側に先行して発生する傾向にある (**Figure 1**) こと  
390 から、潮岬沖を境にして東南海側 (Point 3) の $L$ を南海側 (Point 4) よりも小さく与  
391 えた。東西に $L$ の差を付けただけでは、再現対象 1c が現れなかったため、潮岬沖に  
392 帯状にバリア効果を期待して大きな $L$ を与えた。地震探査 [Mochizuki et al., 1998]  
393 によって潮岬沖に沈み込むフィリピン海スラブ地殻の構造境界が明らかになった。  
394 本研究で設定した帯状の大きな  $L$  エリアはこの構造境界と関係しているのかもしれ  
395 ない。大きな $L$ により臨界核サイズ $h^*$ が十分大きいと $a-b < 0$ の領域であっても震  
396 源核を形成せずに安定すべりとなること [Kato, 2003] から、この設定は同時に安  
397 定すべりの効果を生むため、潮岬沖の低すべり欠損レート (再現対象 3, **Figure 2d**)  
398 を再現するためにも都合がよい。同様に低すべり欠損レート域の志摩半島沖  
399 (**Figure 4f** の points 2 と 3 の間)、室戸岬南東沖 (points 4 と 5 の間)、足摺岬沖  
400 (points 4 と 6 の間) にも大きな $L$ を与えた。 $\sigma^{\text{eff}} \neq 30$  MPa の領域 (**Figure 4e**) のう  
401 ち、東端のバリエーション (再現対象 1a)、超巨大地震の再来間隔 400–600 年 (再  
402 現対象 1d)、日向灘北部域の地震ギャップ (再現対象 2) を再現するために、Point 1,

Hirose, F., Maeda, K., Fujita, K., and Kobayashi, A. Simulation of great earthquakes along the Nankai Trough. *Earth Planets Space* 74, 131 (2022). <https://doi.org/10.1186/s40623-022-01689-0>の簡易和訳版

403 2, 5, 6には Point 3, 4よりも大きな $L$ を, Points 8–11には繰り返す LSSE (再現対象 4)  
404 を再現するために小さな $L$ を設定した. それから, 階層アスペリティモデル [Hori et  
405 al., 2009; Hyodo & Hori, 2013] を参考に, 小さな $L$ の領域を大きな $L$  (7.5 m) で囲ん  
406 だ. 階層アスペリティモデルは, 大きな $L$ の領域がバリアになったりアスペリティ  
407 になったりと多様な破壊様式を示すことが知られており, Hyodo & Hori [2013]は,  $L$   
408 と破碎エネルギーを関連付けている. 日向灘南部 (Point 7) のカップリング率は北  
409 部に比べて低い [Yamashita et al., 2012] ため,  $a - b < 0$ 域でも震源核を形成せずに  
410 安定すべりとなるように大きな $L$ を与えた.

411 Yokota & Ishikawa [2020]は, GNSS-A サイトの周辺で継続時間 1 年程度の LSSE の  
412 存在を複数発見した. このうち特に紀伊半島沖の東経 134.5~136 度のトラフ軸付近  
413 では 2017-2018 年に発生した  $M_w$  6.6 の LSSE 域が分布しており, VLFE との空間的  
414 な対応もよい (Figure 2d). この領域以外にもプレート境界浅部の VLFE 活動域付  
415 近の GNSS-A サイトで LSSE が観測されており, トラフ軸付近の固着はその深部に  
416 比べて弱いと考えられる. 本研究では, 浅部 LSSE は再現対象としていないが, ト  
417 ラフ軸に沿った大きな  $L$  (Figure 4f) は, プレート間の固着を弱める効果をもたら  
418 すと考えられる.

419

## 420 § 6. 結果と議論

421 本節では, 試行錯誤的に設定した中で, 第 1 節で挙げた観測事実をなるべく多く  
422 再現するパラメータ (Figure 4, Table 2) によるシミュレーション結果について示し,  
423 議論する. シミュレーションでは最初の数サイクルは初期値に依存するため, それ  
424 が十分無視できると思われる経過時間 600 年以降 (16 イベント目から) について示  
425 す. 以下, 西暦年との混同を避けるため, シミュレーション内の経過時間について  
426 は年の前に S を付ける. S600–S5000 年間に  $M_w$  6~8.5 の地震性イベントが 106 回発  
427 生し, その合間に深部側では LSSE が繰り返し発生した (Figs. S2, S3). 106 個の地  
428 震性イベントのうち,  $M_w$  ~8 以上の巨大地震・超巨大地震 (Figures 6, S3 の赤太線)  
429 は 66 個, その他は日向灘 (Z 域の細赤線) の  $M_w$  ~7.5 地震の 31 個, LSSE 域 (E, Z  
430 域の緑線) の  $M_w$  6 クラス地震 9 個であった.

431



432 § 6.1. 地震

433 § 6.1.1. 代表的なすべり分布の分類

434 **Figure 5** は、シミュレーションで得られた巨大地震・超巨大地震の代表的なすべり分布のスナップショットである。破壊様式によって以下の 6 つに分類した。代表的なタイプのどれにも分類できない破壊パターン（66 個中 9 個）もあることに注意されたい (**Figure S2**)。

- 438 1. 昭和タイプ：潮岬沖を破壊開始点とし、領域 C–D を破壊する  $M_w$  7.9–8.1 の地震  
439 と、その後 3 年以内に、領域 A–B の深部側を破壊する  $M_w$  8.0–8.1 の地震との組み合わせ  
440
- 441 2. 安政タイプ：領域 C–F を破壊する  $M_w$  8.3–8.4 の地震と、その後 0.1 年以内に、  
442 領域 A–B を破壊する  $M_w$  8.3–8.4 の地震との組み合わせ
- 443 3. 宝永タイプ：領域 A–E を破壊する  $M_w$  8.4–8.6 の地震と、ほぼ同時（0.03 年以内）  
444 に領域 Z を破壊する  $M_w \sim 7.5$  の地震との組み合わせ
- 445 4. 準昭和タイプ：昭和タイプと同様であるが、領域 A の浅部まで破壊
- 446 5. 準宝永タイプ：宝永タイプと同様であるが、領域 A–E の破壊に時間差 0.03–1 年  
447 を持つ
- 448 6. 東南海単独タイプ：領域 C–D を破壊した  $M_w$  8 クラスの地震後に数十年以上領域  
449 B 以西で  $M_w$  8 クラスの地震が発生しない

450 以下は我々の定義に関するいくつかの考えである。史実では、安政東海地震と安  
451 政南海地震の時間差は 32 時間であるが、0.1 年差まで許容した。第 1 節で触れたよ  
452 うに、本研究の再現対象 1e は、津波データに基づく [Baba & Cummins \[2005\]](#) の結果  
453 であり、1946 年昭和南海地震の主なすべり域は沿岸域に推定されている。一方、地  
454 震波と測地データをジョイントした解析によれば、大すべり域が沖合に分布し、規  
455 模は  $M_w$  8.4 という指摘 [[Murotani et al., 2015](#)] もある。そのため、南海地震につ  
456 ては、沖合も含めて破壊された  $M_w$  8.4 以下のものを準昭和タイプと呼ぶこととした。  
457 1707 年宝永地震の破壊域の東端が領域 F に達していない可能性 [[松浦, 2012](#)] につ  
458 いては第 2 節で述べた通りであるが、東端の分解能は低いと考えられるため、宝永  
459 タイプの条件に領域 E が未破壊であるケースを含めてもよいかもしれない。宝永タ  
460 イプは東海・東南海と南海の時間差がほぼない [[今井・他, 2011](#)] ため、時間差を持  
461 つものは宝永タイプの条件には当てはまらないが、時間差の条件を 1 年未満と緩め、

462 破壊域が領域 Z-D または Z-E であり、規模が  $M_w$  8.5 以上であることを満たすもの  
463 を準宝永タイプと呼ぶこととした。

464 **Figure 6** はシミュレーションによる地震発生履歴の一部 (S2000–S3400 年) を示  
465 し、全期間 (S600–S5000 年) については **Figures S2, S3** に示す。紀伊半島の東側と  
466 西側のイベントはペアで発生する傾向にあったが、ペア地震の破壊域の組み合わせ  
467 はバリエーションに富んでいる (再現対象 1a) 上に、破壊の広がりと同じでも最大  
468 すべり量や規模が異なるケース (例えば、**Figure S2** のイベント 23–24 と 32–33) も  
469 あった。

470

### 471 § 6.1.2. 巨大地震

472 本モデルでは、昭和タイプの地震は 6 回発生しており、破壊開始点の位置や津波  
473 データから推定された 1944 年昭和東南海・1946 年南海地震のすべりの広がり  
474 [**Baba & Cummins, 2005**] を概ね再現できた (再現対象 1e) (**Figure 5** の昭和タイプ  
475 と **Figure 2a** を比較)。準昭和タイプの地震は 8 回発生している。安政タイプの地震  
476 は 6 回発生しており、1854 年安政東海・南海地震のすべりの広がり [**相田, 1981a, b**]  
477 を概ね再現できた (**Figure 5** の安政タイプと **Figure 2b** を比較)。宝永タイプの地震  
478 は 2 回発生しており、1707 年宝永地震のすべりの広がり [**Furumura et al., 2011; 松**  
479 **浦, 2012; 小林・他, 2018**] を概ね再現できた (**Figure 5** の宝永タイプと **Figure 2c** を  
480 比較)。準宝永タイプは 3 回発生した。

481 史実の宝永地震–安政地震–昭和地震の発生順やすべり分布に近いシーケンスは、  
482 準宝永タイプを考慮すれば、イベント 95–103 (S4572–S4799 年) である (**Figures**  
483 **S2, S3** 参照)。この場合の巨大地震の発生間隔は 137 年と 86 年で史実の~150 年と 90  
484 年に概ね整合する (再現対象 1b)。東海・東南海と南海地震の時間差については、  
485 イベント 102–103 の昭和タイプは 2.6 年で史実の 2 年と同程度である (再現対象 1c)。  
486 イベント 99–100 の安政タイプは 0.1 年で史実の 32 時間に比べると 1 桁異なるが、安  
487 政タイプの時間差が昭和タイプより短い傾向は定性的には合っている (再現対象  
488 1c)。しかし、イベント 95–96 の準宝永タイプの時間差は 0.7 年で、安政タイプより  
489 長くなっている。

490 巨大地震 66 個のうち紀伊半島の東側と西側で分かれつつ両方を 4.5 年以内に破壊  
491 する巨大ペア地震は 31 ペアあり、そのうち 28 ペアは東海・東南海側が先行、残り

Hirose, F., Maeda, K., Fujita, K., and Kobayashi, A. Simulation of great earthquakes along the Nankai Trough. *Earth Planets Space* 74, 131 (2022). <https://doi.org/10.1186/s40623-022-01689-0> の簡易和訳版

492 3 ペアは南海側が先行した (イベント 12, 13 ペア (S1148), 40, 41 ペア (S2252),  
493 44, 45 ペア (S2410), **Figure S2** 参照). 一方, 時間差を持たず紀伊半島の東側と西  
494 側両方を一度に破壊するケースは 3 回 (イベント 10 (S1010), 15 (S1297), 48  
495 (S2548), **Figure S2** 参照) あり, 破壊開始点はいずれも南海側 (領域 B) で, そこ  
496 から破壊がバイラテラルに進み, 規模は  $M_w$  8.5–8.6 であった. これらのほかに, 領  
497 域 C–D 単独イベント (イベント 39 (S2169), **Figure S2** 参照) が 1 回だけ S2169 年  
498 に発生し, 規模は  $M_w$  8.1 であった. この単独イベントは, ペア地震が疑問視されて  
499 いる 1498 年明応東海地震と類似のイベントと見做せるかもしれない.

500 地震調査委員会 [2013] は, 時間予測モデル (Time predictable モデル) [Shimazaki  
501 & Nakata, 1980] を用いて南海トラフ巨大地震の発生ポテンシャルを評価している.  
502 Hashimoto [2022] は, 地震調査委員会 [2013] による南海トラフ沿い巨大地震の長期評  
503 価と関連資料について再検討し, Time-predictable モデルの採用に関する問題点 (例  
504 えば, 地震時の隆起量の測定誤差の無視や, 仮定された隆起速度と測地学的・地形  
505 学的証拠の不一致) を発見した. そして, 次の地震の発生確率を算出するためには  
506 Time-predictable モデルではなく, 再来間隔の単純平均を採用することを推奨してい  
507 る. Hori et al. [2012] は, 小パッチ 2 個からなるシンプルな階層アスペリティモデル  
508 で time-predictable model 的な振る舞いを示したが, その振る舞いが必ずしも一般的  
509 とは限らないとも指摘している. **Figure 7** に, **Figure 4e,f** の Points 1–5 における累積  
510 すべり量の時間変化を示す. 先に破壊しやすい東南海アスペリティ (Point 3 を含む  
511 エリア) は, Time-predictable モデルとも Slip-predictable モデルともいえない. この  
512 ことから, アスペリティ内外の応力状態の局所的な違いによって発生間隔が変化する  
513 可能性があると考えられる. 一方, 隣接アスペリティの破壊の影響を受けてすべ  
514 る傾向にあるアスペリティ (Points 1, 2, 4, 5) は Slip-predictable モデルが優勢といえ  
515 る (Point 1 はモデルの甲乙がつけられないが). これらのことから, 次の巨大地震  
516 の発生確率について議論する際には, Time-predictable モデルに固執することなく評  
517 価することが重要であろう.

518

### 519 § 6.1.3. 超巨大地震

520 宝永地震は南海トラフでは最大級の地震と考えられている. シミュレーション上  
521 の最大級 ( $M_w$  8.5 以上, **Figures 6, S3** の赤マスク) の超巨大地震は 8 回発生し

522 (Figure S2 のイベント 2, 10, 15, 26, 36, 48, 88, 96), その発生間隔は 287–1654 年と  
523 ばらつきは大きい, 平均は 560 年で, 地質調査から推測された 400–600 年 [前杵,  
524 1988; 宍倉・他, 2008; 岡村・松岡, 2012] と同程度であった (再現対象 1d). すべり  
525 欠損レートが小さい室戸岬南東沖の海山やトラフ軸付近で安定すべりとなるように  
526 大きな  $L$  を与えたが, そのような領域でも最大級の地震の際には大きくすべった.

527 トラフ軸付近ですべり量が 5 m に達するイベント (Figure 5, Figure 6 の青線) に  
528 ついてみると, 東海・東南海側については, 領域 F を破壊するイベントの半数でト  
529 ラフ軸付近も大すべりとなった. 南海側については, 大きな  $\sigma^{eff}$  域 (Figure 4e の  
530 Point 5) が破壊することが前提であるが, 室戸岬南東沖の海山 (土佐礬) 付近も破  
531 壊した時に, 大すべりがトラフ軸付近でも生じやすい (例えば, Figure S2 のイベン  
532 ト 85, 88, 90 を比較. イベント 85 は領域破壊せず, 88 は両域を破壊, 90 は Point 5  
533 を破壊するが土佐礬を破壊せず).

534 我々の結果は, 深部の固着域の役割についての洞察も提供する. Okamura &  
535 Shishikura [2020] は, 前弧ウェッジの地殻変動に関する地質学的データに基づいて,  
536 1854 年安政東海地震では赤石山脈 (東海地方) 下の深さ 20 km の深部固着が破壊さ  
537 れ, 1944 年昭和東南海地震・1946 年昭和南海地震では破壊しなかったと主張した.  
538 これに関連して, 本研究では, 東海地域の Points 1, 2 を含む領域 (Figure 4e, f) に  
539 大きめの  $\sigma^{eff}$  と  $h^*$  を持つバリア的なアスペリティを設定することにより 1707 年,  
540 1854 年, 1944 年地震の東端の多様性を再現した. 彼らはまた, 1707 年宝永地震の  
541 ような再来間隔 400 年~600 年の超巨大地震が紀伊山地 (紀伊半島) 直下の深さ 20–  
542 30 km のプレート境界面における固着によって制御されるシナリオを提案した. 一  
543 方, 本シミュレーションでは, 四国沖の Point 5 を含む領域にバリア的なアスペリテ  
544 ィを設定することにより再来間隔 400 年~600 年の超巨大地震を再現した. 紀伊山  
545 地 (紀伊半島) 直下に強固着域を設定することは今後の課題としたい.

546

#### 547 § 6.1.4. 東海・東南海地震と南海地震の時間差

548 南海トラフ沿いの地震観測・評価に基づく防災対応検討ワーキンググループ  
549 [2017] は, 南海トラフで想定される典型的な異常現象として 4 つのケースを示した.  
550 その中の一つのケースとして,  $M_w$  8 クラスの東海・東南海地震が起きた後に, 割れ  
551 残った南海地震が起きるようなケース (東西の順序が逆の場合も含む) を取り上げ

552 た．同報告は全世界で 1900 年以降に発生した  $M_w$  8.0 以上の地震 96 事例を調査し、  
553 3 日以内に 10 事例で隣接領域において同程度の地震が発生することを確認した．さ  
554 らに、時間差の頻度分布が大森・宇津式 [Utsu, 1961] で近似できることも示した．  
555 一方、本モデルでは、ペア地震 34 個（時間差あり 31 回、時間差なし 3 回）で、  
556 片方が割れ残った後に 3 年以内に残りのイベントが起こる割合は 97% (= 30/31)であ  
557 った．本モデルでは、地震ペア間の時間差は数日、0.1, 0.4, 0.7, 2.6 年にピークを持  
558 っており（**Figure S3** の Time lag 参照）、その頻度分布は大森・宇津式 [Utsu, 1961]  
559 とは異なる．この点に関して、本モデルは大森・宇津式との乖離があるかもしれな  
560 いが、この地域固有の時間差を持つ可能性も残っている．事例自体が少ないが、過  
561 去に南海トラフ沿いで発生したペア地震の時間差は数日と数年にピークを持つ  
562 （**Figure 1, Table 1**, 1096 年 12 月 17 日–1099 年 2 月 22 日, 1361 年 8 月 1 日–3 日,  
563 1854 年 12 月 23 日–翌 24 日, 1944 年 12 月 7 日–1946 年 12 月 21 日）．

564

#### 565 § 6.1.5. 日向灘地震

566 日向灘では  $M_w$  7.4–7.6 のイベントが発生し、その発生間隔は 81–292 年（**Figures**  
567 **6, S3**）で、史実の~260 年（**Figure 1**）はその範囲内である（再現対象 2）．**Figure S1**  
568 の Point 6 で示すように、日向灘北部のアスペリティ域では非地震性すべりが時折生  
569 じることで応力を解放していると考えられる．

570 Hyodo et al. [2016] は、日向灘北部地震の発生タイミングによっては、巨大地震が  
571 トリガーされる可能性があることを示した．彼らが設定した南海地震と日向灘北部  
572 地震のアスペリティ領域の距離は本モデルよりも近い（彼らの南海アスペリティの  
573 西端は足摺岬（CA）に掛かるが、本モデルでは掛からない（**Figure 4f**））ため、日  
574 向灘北部地震の影響を南海地震のアスペリティが受けやすいことによると思われる．  
575 試行錯誤的にモデルを作成する際に、両アスペリティ（**Figure 4f** の Points 4 と 6 を  
576 含む領域）の距離を近づけたところ、南海地震の発生に伴い日向灘北部のアスペリ  
577 ティも破壊する宝永タイプの地震が発生しやすくなり、巨大地震の史実と異なる結  
578 果となった（ここに示してはいない）．史実を再現するために両アスペリティ間の距  
579 離を調整した結果、**Figure 4f** で示す程度は間隔を空ける必要があった．そしてその  
580 結果、日向灘北部アスペリティを破壊開始点とする巨大地震は発生しなかった．  
581 Hyodo et al. [2016] のモデルでは 1498 年明応南海地震が明応日向灘地震にトリガーさ

582 れた可能性を示唆したが、明応南海地震も明応日向灘地震も存在が疑問視されてい  
583 る [石橋, 1998; 原田・他, 2017]。本研究の結果からは、日向灘北部地震は南海トラ  
584 フ地震をトリガーしづらいいといえる。ただし、再来間隔が~260年という地震ギャッ  
585 プは地震史料の抜けによる見掛け上のものである可能性もある (6.2節参照)。

586

#### 587 § 6.1.6. LSSE 域で発生する $M_w \sim 6$ 地震

588 領域 E や Z の深部延長部の LSSE 域で  $M_w$  6 クラスの地震性すべりが稀に現れた  
589 (Figure S2 のイベント 17, 21, 28, 42, 43, 46, 50, 63, 98, Figures 6, S3 の緑線)。古文  
590 書から推定された地震も含めた長期間の地震カタログ (-1884年 [宇佐美, 2003],  
591 1885-1922年 [宇津, 1982], 1923年- [気象庁, 2017]) によれば、東海地方及び豊  
592 後水道 LSSE 域付近で 1600-2015年に発生した  $M$  6 クラスの地震は、過去に 7回発  
593 生している (Figure 8)。これらの地震のうち、1884年以前のイベントは古文書から  
594 推定した震度分布によるため、震源決定精度は低いと思われる。そのため、Figure  
595 8 に示すイベントが LSSE 域の深さで発生したかどうかは確認ができないが、LSSE  
596 域で  $M_w$  6 クラスの地震が発生した可能性は否定できない。

597 豊後水道については、LSSE 域の  $M_w \sim 6$  地震やすべりの加速が日向灘地震  $M_w \sim 7.5$   
598 を時々誘発した。例えば (Figure S2)、豊後水道 LSSE 域での  $M_w$  6 クラス地震は  
599 4400年間に 7回 (イベント 17, 28, 43, 46, 50, 63, 98) しか現れず、そのうち 4ペア  
600 (イベント 17-18, 28-29, 46-47, 50-51) については、 $M_w \sim 6$  地震と  $M_w \sim 7.5$  地震の時  
601 間差は 0.04年以内である。また、 $M_w \sim 7.5$  の日向灘地震は 4400年間に 31回発生し  
602 ており、そのうち、5回 (イベント 22, 54, 66, 77, 94) は、豊後水道 LSSE 域が (星  
603 で示された) 破壊開始点となっている。東海については、(最大傾斜方向の) up-dip  
604 の地震発生層付近に (1944年昭和東南海地震時に破壊伝播を抑制するバリアとして  
605 働いた可能性が推察される) 沈み込む海嶺として大きめの  $\sigma^{\text{eff}}$  (5.4節) と  $L$  (5.5節)  
606 を設定したこと (Figure 4 の Point 1, 2) により、LSSE 域の加速的すべりに対して  
607 もバリアとして振る舞い、LSSE 域内のみでの  $M_w$  6 クラス地震 (イベント 21, 42)  
608 の発生に留まった。

609 本モデルでは、 $M_w$  8 地震の破壊開始点は潮岬沖になりやすい (補遺 S1 節の  
610 Figures S2, S3 参照)。これはスラブ形状の効果 [高山・他, 2008] に加えて、潮岬沖  
611 に大きな  $L$  を設定することによって、1944年昭和東南海・1946年昭和南海地震の破

612 壊開始点 (S2.1 節) や低すべり欠損レート分布 (S2.4 節) を再現したことによる。  
613 東海及び豊後水道 LSSE 域は  $M_w$  8 地震の破壊開始点から距離があるため、両 LSSE  
614 域の  $M_w \sim 6$  地震が  $M_w$  8 地震を誘発するケースが現れなかったのだろう。

615

## 616 § 6.2. すべり欠損レート分布

617 近年、海域の観測網が充実してきたことにより、海域におけるすべり欠損レート  
618 の不均一な分布が明らかになってきた [Yokota et al., 2016; Nishimura et al., 2018].  
619 ここでは、1854 年安政東南海・南海地震、1944 年昭和東南海地震、1946 年昭和南  
620 海地震、1968 年日向灘地震という史実に比較的近い発生順やすべり分布を示すシー  
621 ケンス (S4338–S4491 年) に注目し、すべり欠損レートについて本モデルと  
622 Nishimura et al. [2018] による推定結果 (Fig. 2d) とを比較する。Nishimura et al.  
623 [2018] は、2005–2009 年の陸上 GNSS データと 2004–2016 年の海底 GNSS-A データ  
624 に対してブロック断層モデル (ブロック間の剛体運動とブロック間 (プレート間)  
625 のすべり欠損による弾性変形の重ね合わせで表現する) を適用し、すべり欠損レー  
626 トを推定した。昭和南海地震から既に 70 年以上が経過している。Figure 9 は、  
627 S4428 年の昭和南海地震タイプ (イベント 93) を起点として、その後 70, 100, 130 年  
628 時点でのすべり欠損レート分布を示したものである。すべり欠損レートは、各セル  
629 で設定したプレート収束速度 (Figure 4c) とすべり速度の差である。日向灘北部で  
630 は起点から 63 年後の S4491 年に  $M_{7.5}$  の地震が発生しているため、その震源域では  
631 再固着により 70 年時点ではすべり欠損レートが高いが、震源域周辺は余効すべりに  
632 よって一時的に足摺岬沖のすべり欠損レートが低くなる (Figure 9a)。その後、震  
633 源域では固着の剥がれとともにすべり欠損レートが下がり、その周辺では固着の回  
634 復とともにすべり欠損レートがやや上昇する (Figure 9b, c)。ただし、本モデルの  
635 昭和南海地震タイプと日向灘北部を破壊する地震の時間差は史実の 22 年よりも長い  
636 63 年であることに注意されたい。すべり欠損レートの不均一な分布の全体的なパタ  
637 ーンは 3 つの時期で共通しており、時間の経過とともに、すべり欠損レートが全体  
638 的に小さくなる様子がみてとれる。本モデルのすべり欠損レートは観測よりも全体  
639 的に大きめであり (大きめのすべり欠損レートは深さ 10 km 以浅へ広がっている)、  
640 どのタイミングが現在の観測に最も近いかを判断できるほどの違いはない。

641 本モデルでは、昭和タイプ (Figure S2 で示す赤枠イベント) が発生した後に発生

642 する地震は 2 パターンあり，その破壊域は領域 A–D（準昭和タイプ）または Z–D  
643 （準宝永タイプ）であった．この場合，どちらのパターンでも東南海地震は  $M_w$  8.0  
644 程度，南海地震は  $M_w$  8.3 以上で，時間差は約半年である．**Figure 10** に昭和タイプ  
645 地震（イベント番号 92, 93）後の準宝永タイプの大地震（イベント番号 95–97）前後  
646 のすべり欠損レート分布とすべり速度分布を示す．東南海地震（イベント番号 95）  
647 前のすべり欠損レートは，全体的には若干下がる程度であるが，破壊開始点近傍で  
648 は大きく変化している（潮岬沖では東南海地震の約 20 年間で  $3 \text{ cm/y}$ →ほぼゼロ  
649 （**Figure 10b, d**））．東南海地震後は東南海地域と紀伊水道 LSSE 域の固着が回復しつ  
650 つある一方，南海地震（イベント番号 96）の破壊開始点近傍では固着の剥がれが  
651 up-dip に進展し，震源核を形成する（**Figure 10g–i**）．準昭和タイプの大地震（例え  
652 ば，イベント番号 78, 79）前後のプレート間の固着状況も同様である．現在の潮岬  
653 沖におけるすべり欠損レートはほぼゼロと推定されている [Nishimura et al., 2018]  
654 （**Figure 2d**）．東南海セグメントの高すべり欠損レート域の広がり，シミュレー  
655 ション結果（**Figure 10f**）よりも観測（**Figure 2d**）の方が小さいにも関わらず，現  
656 時点では地震に至っていない．このことから，実際の震源核形成サイズは本モデル  
657 の約 27 km（**Table 2** の point 3）よりも大きいことが示唆される．

658 Nishimura et al. [2018] は豊後水道に大すべり欠損レート域を推定しているが，推  
659 定に用いられたデータには  $M_w$  7 クラスの豊後水道 LSSE が含まれておらず，長期的  
660 に見ればこの地域のすべり欠損レートはより小さくなる可能性がある．本モデルで  
661 は，日向灘北部（**Figure 4e** の Point 6）に ~260 年間の地震ギャップを再現するため  
662 に大きな  $\sigma^{\text{eff}}$  を与えたが，そのためにすべり欠損レートは観測よりも大きくなった．  
663 この地域については，モデルと観測の差異が大きいため，地震ギャップは地震史料  
664 の抜けによる見掛け上のものである可能性が示唆される．

665 ここで，本研究で比較対象とした Nishimura et al. [2018] と同時期に報告された南  
666 海トラフ沿いのプレート境界面のすべり欠損レートを推定した研究 [Noda et al.,  
667 2018; Kimura et al., 2019] について触れておく．両論文とも走向方向のすべり欠損レ  
668 ートの大局的な不均質性は Nishimura et al. [2018] と類似している．Kimura et al.  
669 [2019] も Nishimura et al. [2018] と同様にブロック運動モデルを用いて，陸上 GNSS・  
670 海底 GNSS/A データからすべり欠損レートを推定した．このとき，名大が管理する  
671 駿河湾，熊野盆地，トラフ軸付近の海底 GNSS/A 観測データ 5 点を追加した．推定



Hirose, F., Maeda, K., Fujita, K., and Kobayashi, A. Simulation of great earthquakes along the Nankai Trough. *Earth Planets Space* 74, 131 (2022). <https://doi.org/10.1186/s40623-022-01689-0> の簡易和訳版

672 値の空間的な不確実性を一律にするために、観測点密度を考慮して海域の空間分解  
673 能を下げたサブフォールトを設定した。解析の結果、空間分解能は下がったが、ト  
674 ラフ軸付近のすべり欠損も推定できるようになった。足摺岬南方沖、紀伊水道南方  
675 沖、志摩半島南方沖で大きなすべり欠損レートが推定されている。しかしながら、  
676 その領域ではプレート間固着が弱いと考えられる浅部 LSSE [Yokota & Ishikawa,  
677 2020] や浅部 VLFE [Takemura et al., 2019] が分布しているという矛盾点がある。  
678 Noda et al. [2018]は、粘弾性応答を考慮したインバージョン解析を行い、陸上  
679 GNSS・海底GNSS/A データからすべり欠損レートを推定した。その結果、すべり欠  
680 損レートのピークが全体的に Nishimura et al. [2018]よりもトラフ軸方向へ移動した。  
681 Nishimura et al. [2018]や Kimura et al. [2019]が用いたプレート形状モデルは本研究と  
682 同一であるが、Noda et al. [2019]が用いたプレート形状モデルは主にフィリピン海ス  
683 ラブ内の地震活動に基づいて推定された CAMP モデル [Hashimoto et al., 2004] で  
684 ある。プレート形状モデルの違いがすべり欠損レートの推定結果に一定の影響を与  
685 えると指摘されていること [Watanabe et al., 2018] から、本研究のシミュレーショ  
686 ン結果との比較対象としては Nishimura et al. [2018]が適していると考えられる。

687 本モデルでは、低すべり欠損レートを再現するために大きな $L$ を与え、一定の効  
688 果があることは確認できた。しかし実際の観測では、室戸岬南東沖のすべり欠損レ  
689 ートはもっと小さい。それを再現するためには、その領域の $\sigma^{\text{eff}}$ を局所的に下げて  
690  $(a-b)\sigma^{\text{eff}}$ をゼロに近づけるか、 $(a-b)$ を正にするべきかもしれない。そこでは流  
691 体の存在が示唆される浅部 VLFE が発生している [Takemura et al. 2019] (**Figure 2d**)  
692 ため、 $\sigma^{\text{eff}}$ を周囲より下げてもよさそうである。Hori [2006]や Kodaira et al. [2006]は、  
693 応力解放を示唆する横ずれ断層系によってフィリピン海スラブ地殻が非常に破碎さ  
694 れた領域ではプレート間が非固着しているとして、潮岬沖に楔状の $a-b > 0$ を与え  
695 た。同様に非固着を示唆する横ずれ断層系が他の低すべり欠損レート域でもみつか  
696 れば、 $a-b > 0$ を与える方がよいのかもしれない。

697

### 698 § 6.3. LSSE

699 **Figure 11** は、LSSE 域におけるすべり速度の変化であり、飽和していない低速度  
700 の揺らぎは LSSE を表す。東海 LSSE 域 (**Figure 4e** の Point 8) では LSSE は地震間  
701 の後半に現れた。紀伊水道 LSSE 域 (Point 9) では S2169 年に東南海地域を破壊し

702 た単独イベント（イベント 39）後にはのみ LSSE が現れ、その他の期間の値は極めて  
703 小さい。四国西部 LSSE 域（Point 10）では日向灘北部の  $M_w \sim 7.5$  地震または豊後水  
704 道 LSSE 域の  $M_w \sim 6$  地震に伴い LSSE が励起される傾向にある（**Figure 11** の青・緑  
705 線を参照）。GNSS による観測 [Kobayashi, 2017; Takagi et al., 2019] では、豊後水道  
706 LSSE の 1 年以内に四国西部で LSSE が発生した事例が報告されている。本研究の結  
707 果は、（観測では LSSE、モデルでは地震という違いはあるが）四国西部 LSSE が周  
708 囲の応力擾乱に影響を受けやすい場であることを再現できていると考えられる。豊  
709 後水道 LSSE 域（Point 11）はほぼ定常的に発生しているが、地震間に LSSE が全く  
710 発生しないケースもあった。

711 東海と豊後水道 LSSE については、（最大傾斜方向の）up-dip 側の地震発生層が破  
712 壊（**Figure 11** 中の R）された後は LSSE が出現しない傾向にあった。これは東海  
713 LSSE について Hirose & Maeda [2013] が示したように、up-dip の未破壊域によって生  
714 じる応力不均一が、その深部 LSSE の発生要因となっていると考えられる。実際、  
715 1944 年東南海地震では東海 LSSE の up-dip の東海セグメントが未破壊であるし、  
716 1946 年南海地震では破壊の西端が足摺岬付近であるため、豊後水道 LSSE の up-dip  
717 は未破壊である。

718 **Figure 12** は、**Figure 11** で灰マスクした各 100 年間を拡大したものである。東海  
719 LSSE（Point 8）の発生周期は 11.3–11.8 年でほとんど変化がないが、振幅は S1484  
720 年の LSSE 域での  $M_w 6$  クラス地震（イベント 21）発生まで時間とともに大きくなる  
721 傾向にあった。紀伊水道 LSSE（Point 9）の発生周期は 8.8–14.4 年で周期と振幅にバ  
722 リエーションがあった。イベント 40 は南海アスペリティの下端で全体的に固着の剥  
723 がれが加速し（**Figure 12b** の青線）、プレスリップが浅部に進展してトラフ軸付近か  
724 ら破壊が開始した（震央については **Figure S2** を参照）。イベント 40 の数年前の  
725 LSSE の振幅の加速は、そのアスペリティ下端の全体的な固着の剥がれに起因してい  
726 るだけであって、イベント 40 を直接トリガーしたわけではなさそうである。四国西  
727 部 LSSE（Point 10）の発生周期は 2.9–7.7 年で周期と振幅は時間とともに長く・小さ  
728 くなる傾向にあった。豊後水道 LSSE（Point 11）については、S4711 年の日向灘北  
729 部の地震前後で LSSE の様子が異なった。日向灘北部の地震前は周期（6.0–6.1 年）  
730 で振幅のバリエーションは小さい。一方、日向灘北部の地震直後の LSSE の振幅は  
731 大きく、時間とともに振幅は減少してプレート収束速度よりも小さくなった。また、

732 発生周期は最初短く、時間とともに長くなった。

733 GNSS よりも観測期間の長い水準測量や潮位による解析でも 1980 年より前の豊後  
734 水道 LSSE の同定はできていない [Kobayashi & Yamamoto, 2011] ため、1968 年日  
735 向灘地震前に四国西部 LSSE が発生していなかったかどうかや、1968 年日向灘地震  
736 前後で豊後水道 LSSE に変化があったかどうかについては確認できない。東海、四  
737 国西部、豊後水道の LSSE の周期に関しては観測 [Ozawa, 2017] と概ね整合してい  
738 る。なお、いずれの LSSE もその後の巨大地震の破壊開始点からは離れており、  
739 LSSE が直接的に大地震をトリガーしてはいない。

740 東海地方 (Point 8) の震源核形成サイズ  $h^*$  は残り 3 エリア (Point 9–11) のそれら  
741 よりも少し小さい (Table 2)。震源核形成サイズに対するアスペリティサイズの比  
742 率が大きいと、不安定すべりになりやすい [Kato, 2003]。これにより、東海  
743 LSSE のすべり速度の振幅が徐々に大きくなる傾向を示したり、場合によって地震性  
744 すべりが生じたりしたのかもしれない (Figure 12a)。一般的に、再来間隔は主に摩  
745 擦パラメータ  $(b-a)\sigma^{\text{eff}}$  とプレート収束速度によって規定される [例えば, Stuart,  
746 1988; Hirose & Maeda, 2013]。プレート収束速度は西に比べて東の方が遅い  
747 [Nishimura et al., 2018] (Figure 4c) ため、摩擦パラメータが同じであれば再来間  
748 隔は東の方が長くなる。同じ摩擦パラメータを持つ紀伊水道 (Point 9)、四国西部  
749 (Point 10)、豊後水道 (Point 11) について比較すると (Figure 12)、再来間隔は東  
750 方にある紀伊水道でやや長めであることが確認できる。なお、震源核形成サイズは  
751 矩形アスペリティのアスペクト比によっても変わり、断層長  $l$  に対する断層幅  $w$  の割  
752 合  $\alpha = w/l$  が大きいと震源核形成サイズは小さくなる [Kato, 2003]。LSSE パッチの  
753 形状が単純な矩形パッチではないため定性的な考察であるが、同じパラメータを持  
754 つ LSSE パッチでは、豊後水道よりは紀伊水道の方が不安定すべりになりやすいは  
755 ずである。しかしながら、地震性すべりが生じたのは豊後水道の方である。上述の  
756 通り、いずれの LSSE も基本的にはプレート収束速度で安定すべりに落ち着く傾向  
757 にあり、周囲の応力不均一や応力擾乱によって LSSE が励起することから、LSSE パ  
758 ッチの震源核形成サイズの違いだけが LSSE の特徴を規定するのではないのだろう。  
759 これら諸々の違いが各エリアにおける振幅や再来間隔の変化パターンの違いとして  
760 現れていると考えられる。

761 Figure 13 は、Figure 12 の各パネルの丸印で示す LSSE のすべり分布である。各

762 LSSE は各代表点 (Point 8–11) においてプレート収束速度を超えた期間で評価した。  
763 LSSE の規模は **Figure 4e, f** で小 $\sigma^{eff}$  と小 $L$ を与えた領域内でのすべりから算出した。  
764 紀伊水道と四国西部の LSSE の規模は観測値 [Ozawa, 2017 の Figure 6] と同程度で  
765 ある。一方、東海と豊後水道 LSSE の規模は観測値よりやや過小である。先行研究  
766 [Hirose & Maeda, 2013] によれば、LSSE の規模を大きくするには、大きな  
767  $(b-a)\sigma^{eff}$ を与えるか、小さな $L$ を与えればよい。しかし、 $(b-a)\sigma^{eff}$ を大きくする  
768 と LSSE の周期が長くなってしまい観測と合わないため、不適である。一方、 $L$ を小  
769 さくすると振幅は大きくなるが、セルサイズに起因する計算上の不安定性の影響が  
770 現れてくる (5.2 節参照)。本モデルの解像度ではこれ以上 $L$ を小さくすることは好ま  
771 しくない。解像度を上げると計算コストが膨大になるため、東海と豊後水道 LSSE  
772 の規模の再現については今後の課題としたい。なお、プレート沈み込みに伴う定常  
773 変動を除去しない解析 [Ochi & Kato, 2013] によると、2000–2005 年の東海 LSSE 域  
774 の規模は  $M_w$  6.6 程度とされ、本研究の値に近い。本研究の LSSE の規模は単に期間  
775 中のすべり量から推定しており、比較対象としては定常変動を除去しない解析の方  
776 が適切である。しかし、豊後水道 LSSE についての定常変動を除去しない解析  
777 [Ochi, 2015] では、定常変動を除去した解析と同じ規模とされている。LSSE の継  
778 続期間 (**Figure 13**) は、いずれの地域も 1–2 年程度であり、豊後水道以外は観測値  
779 (**Figure 3**) よりも短めである。

780 **Figure 14** は、各 LSSE 域の代表点(9–11)におけるすべり速度とせん断応力の関係  
781 を示したものである。東海 LSSE 域 (**Figure 14a**) については、up-dip が未破壊の場  
782 合 (イベント 19 後。図はイベント 19 直前から示す) は、せん断応力は速度急落  
783 中もほぼ一定のままで、一度しっかり固着する。その後、周囲からの応力蓄積を解  
784 放するために LSSE が時折発生する (図中の渦巻き)。一方、up-dip を破壊した地震  
785 (イベント 13) 後の LSSE 域では、せん断応力が速度の低下とともに上昇し、速度  
786 はプレート収束速度付近で停滞し、安定すべりとなって安定的に応力が解放され、  
787 LSSE が現れない。

788 紀伊水道 (**Figure 14b**) については、東南海単独地震 (イベント 39) 後の挙動は  
789 東海 LSSE 域で LSSE が発生するケースと類似している。up-dip に隣接する未破壊の  
790 南海アスペリティ (point 4 を含むエリア) の固着の影響を受けて、一度しっかり固  
791 着し、その後 LSSE によって応力を時折解放する。一方、東南海と南海が連動破壊

792 したケースでは、東南海地震（イベント 52）後は up-dip 未破壊のケースと同様にせ  
793 ん断応力がほぼ一定のまま速度が一気に低下して一度しっかり固着する。しかし、  
794 LSSE が出現する前に、南海地震（イベント 53）が発生し、その後の速度はプレー  
795 ト収束速度付近で停滞し、安定すべりとなって安定的に応力が解放され、LSSE が現  
796 れない。

797 四国西部（**Figure 14c**）については、南海地震（イベント 53）後はプレート収束  
798 速度付近で停滞し、安定すべりとなるサイクルにある（**Figs. 11, 12**）。基本的に南海  
799 地震の度に up-dip 側の南海アスペリティ（point 4 を含むエリア）が破壊されること  
800 に起因すると考えられる（Fig. 11c のすべり速度の飽和（ $> 25$  cm/y）は、全て南海  
801 アスペリティの破壊のタイミングと同じ）。ただし、日向灘の  $M_w \sim 7.5$  地震（イベン  
802 ト 54, **Fig. 12c**）や豊後 LSSE 域の  $M_w \sim 6$  地震（**Fig. 11c** の橙破線）による応力擾乱  
803 によって LSSE が出現する。時間の経過とともに振幅は落ちる傾向にある。

804 豊後水道（**Figure 14d**）についても、東海 LSSE 域と同様に up-dip が未破壊の場合  
805 合（イベント 103 後）に LSSE が時折発生し、up-dip を破壊した地震（イベント 96,  
806 97）後では LSSE が現れない。LSSE 域で発生した  $M_w \sim 6$  地震（イベント 98）後  
807 （**Figure 14d** の緑線）は、up-dip が未破壊の場合（赤線）と同様の挙動をする。つ  
808 まり、東海 LSSE 域のように up-dip の未破壊の効果（**Figure 14a**）と、四国西部  
809 LSSE 域のように中規模地震による応力擾乱の効果（**Figure 14c**）の複合により、  
810 LSSE の発生ポテンシャルが高い（**Figure 11**）と考えられる。他の LSSE 域に比べて  
811 LSSE の活動度が高い点は観測（**Figure 3**）と整合する。以上のことから、本シミュ  
812 レーションによれば、LSSE は周辺の応力不均一や応力擾乱に依存しており、条件付  
813 き不安定な場（ $a - b < 0$  で、パッチサイズが  $h^*$  程度のエリア）で一度しっかり固着  
814 することが重要と考えられる。

815 本モデル上では、紀伊水道 LSSE（Point 9）は S2169 年の東南海地震が単独発生し  
816 た場合にのみ現れる稀な現象であり、東海や豊後水道 LSSE のように up-dip に隣接  
817 した南海アスペリティの未破壊によって応力不均一が生じた場合である。しかしな  
818 がら、直近の 1946 年南海地震では紀伊水道 LSSE の up-dip も地震性すべりが推定さ  
819 れている [Baba & Cummins, 2005; Murotani et al., 2015]（**Figure 2a**）にも関わらず、  
820 少なくとも 1996 年以降現在も紀伊水道 LSSE は発生している [例えば, Kobayashi,  
821 2014, 2017; Ozawa, 2017]。そのため、本モデルはこの LSSE を再現できていない。

Hirose, F., Maeda, K., Fujita, K., and Kobayashi, A. Simulation of great earthquakes along the Nankai Trough. *Earth Planets Space* 74, 131 (2022). <https://doi.org/10.1186/s40623-022-01689-0>の簡易和訳版

822 この理由について現時点では不明であるが、1946年南海地震時にアスペリティの未  
823 破壊と同等な未知の応力不均一分布を生じていた可能性がひとつ考えられる。

824 フィリピン海スラブの形状は起伏に富んでいる。Mitsui & Hirahara [2006]は、傾  
825 斜角の走向方向の違いがLSSEの要因と指摘しているが、その後、プレート形状や  
826 LSSEの知見が増えたことにより、(Fig.4e, fの等深線からわかるように)四国西部  
827 や豊後水道のように形状に変化がなくてもLSSEは発生している [Ozawa, 2017]。  
828 このことから、傾斜角の走向方向の違いはLSSEの必要条件ではないだろう。

829 スラブの形状と流体の関係に注目した解析として、Morishige & van Keken [2017]  
830 は、3次元流体モデルを用いて、スラブから脱水した流体がスラブ形状に依存して  
831 局在化することを示し、紀伊水道に流体が集まりづらいことを示した。地震波トモ  
832 グラフィ解析からも、紀伊水道LSSE域は東海や豊後水道LSSE域よりも流体の存在  
833 が弱い [Hirose et al., 2008のFigure 6の断面10参照]。本研究では、紀伊水道、四  
834 国西部、豊後水道LSSE域に同じ有効法線応力 $\sigma^{\text{eff}}$ を与えたが、紀伊水道にはより大  
835 きな $\sigma^{\text{eff}}$ を与えるべきかもしれない。ただし、 $\sigma^{\text{eff}}$ はLSSEの再来間隔を規定する  
836 [Hirose & Maeda, 2013]ため、観測値 (Figure 3)を説明できる範囲は限られてい  
837 ると考えられる。

838 LSSE域の深さはほぼ一定であるが、トラフ軸方向に満遍なく発生しているのでは  
839 なく点在しているため、トラフ軸方向に $(b-a)\sigma^{\text{eff}}$ が大きく変化していると考えら  
840 れる。摩擦パラメータ $a$ や $b$ は深さに依存し [Blanpied et al., 1998]、同じ深さであれ  
841 ばトラフ軸方向の $(b-a)$ の変化は小さいため、本研究のように $\sigma^{\text{eff}}$ に不均一性を持  
842 たせることは妥当であろう。一方、摩擦パラメータ $a-b$ は有効法線応力 [Sawai et  
843 al., 2016] やすべり速度 [Boulton et al., 2019]にも依存するという指摘もある。こ  
844 の場合、同じ深さであっても流体の存在次第でトラフ軸方向に $\sigma^{\text{eff}}$ だけでなく $(b-$   
845  $a)$ も変わり得る。より現実的なモデルを作成するためには、このことを考慮したパ  
846 ラメータ設定が求められるだろう。

847

#### 848 § 6.4. 今後の課題

849 非平面断層は法線応力変化を引き起こし、静的・動的ローディング下で断層強度  
850 を変え得る [例えば, Dieterich & Smith, 2009]。また, Linker & Dieterich [1992]は、  
851 法線応力変化に対して異なる状態発展則を持つ速度・状態依存摩擦則について記述

852 している。本研究では、プレート境界の 3 次元形状を考慮して三角形セルを配置し  
853 たが、以下の理由により法線応力の時間変化を考慮しなかった。高山・他 [2008]は、  
854 本研究と同じ 3 次元プレート形状について、せん断すべりによる法線方向のすべり  
855 応答関数値が、せん断方向のすべり応答関数値に比べて 1-3 桁小さいことを示した。  
856 すなわち、せん断すべりによる法線応力の時間変化はせん断応力の時間変化に比べ  
857 て相対的に小さい。また仮に、法線応力の時間変化を導入した場合、計算コストが  
858 倍増してしまい、我々のようなトライ&エラーによるパラメータチューニングに対  
859 しては現実的ではない。これらを踏まえ、法線応力の時間変化の影響の導入を見送  
860 った。なお、3 次元形状を導入した南海トラフ沿いの地震発生シミュレーションに  
861 関する先行研究 [Hyodo & Hori, 2013; Hirose & Maeda, 2013; Nakata et al., 2014;  
862 Hyodo et al., 2016] においても有効法線応力の時間変化は考慮されていない。法線  
863 応力の時間変化を導入するモデルの構築は今後の課題である。

864 本研究で用いた準動的 (QD) シミュレーションは、放射減衰項 (式(1)の右辺第 2  
865 項) の効果により、地震波の放出に伴う応力変化を近似する。一方、完全動的 (FD)  
866 シミュレーション [例えば, Lapusta et al., 2000; Kaneko et al., 2010] には、地震波  
867 の伝播に伴う応力変化が完全に組み込まれている。FD は計算コストが非常に高い  
868 [Thomas et al., 2014] ため、南海トラフ全域の 3 次元モデルに適用するのは現実的  
869 ではないと考えられる。QD と FD は、地震時のすべり速度、破壊伝播速度、および  
870 速度強化領域における破壊停止の度合いなどが定量的には異なるが、定性的には類  
871 似のすべりパターンを生成することが報告されている [Thomas et al., 2014]。  
872 Lapusta & Liu [2009]は、式(1)の地震波放射の補正値 $\eta = 4$ に設定した QD は FD との  
873 類似性が高いことを示した。ただし、細かく見ると、地震時のすべり速度、破壊伝  
874 播速度、すべり量は異なるし、QD の破壊パターンは FD に比べると単調化するよう  
875 である。本研究では、一般的な $\eta = 1$  [例えば, Hori, 2006; Hyodo & Hori, 2013;  
876 Hirose & Maeda, 2013; Nakata et al., 2014; Hyodo et al., 2016] を用いた。 $\eta$ でリスケー  
877 ルすると、 $\eta = 1$ と $\eta = 4$ の地震時の挙動はよく一致すること [Lapusta & Liu, 2009]  
878 から、本研究で仮に $\eta = 4$ を設定したとしても破壊パターンは定性的には大きく変わ  
879 らないと予想される。なお、東北沖について、 $\eta = 3$ に設定した QD シミュレーショ  
880 ンを行った例 [Nakata et al., 2016] もある。

881 地震性すべり時 (高速すべり時) では、速度・状態依存摩擦則の予測よりも摩擦

882 がかかなり低いという証拠が増えつつある [例えば, Di Toro et al., 2004; Rice, 2006].  
883 摩擦構成則にこの地震時弱化メカニズムを導入した場合, FD と QD では挙動が大きく  
884 変わり, FD よりも QD の破壊パターンは複雑になる [Thomas et al., 2014]. 速度  
885 強化域に 2 つの速度弱化域を埋め込んだ単純な 2 次元モデルの場合, FD では 2 つの  
886 速度弱化域を一度に破壊する地震が繰り返されるのに対して, QD ではどちらかの  
887 速度弱化域の一部を破壊する小地震が頻発し, 稀に全域を破壊する大地震が発生す  
888 る. このことを考慮すると, 仮に本研究 (QD) に地震時弱化を組み込んだ場合,  
889 **Figure 4f** で設定した Point 1–3 領域や Point 4–5 領域に同一のパラメータを与えたと  
890 しても複雑な破壊パターン (**Figure 1**) を再現できるのかもしれない. 一方, FD に  
891 地震時弱化を組み込んだモデルでは破壊パターンが非常に単純化するため, 複雑な  
892 破壊パターンを再現するためには, 本研究で設定したパラメータ分布よりも複雑に  
893 しなければならないと考えられる. 今後の課題である.

894 本研究では, 地震調査委員会 [2013] のまとめに基づき, 先行研究 [Furumura et al.,  
895 2011; 松浦, 2012] を考慮した破壊域 (**Figure 1**) を再現対象としたが, 異なる解釈  
896 をしている報告もある. 瀬野 [2012] は, 南海トラフ沿いの巨大地震の性質を地震,  
897 津波, 地殻変動の 3 つに基づいて分類し, 安政地震タイプと宝永地震タイプの 2 つ  
898 が繰り返し発生しているという簡単なモデルを提案した. 瀬野の安政地震タイプは,  
899 **Figure 1** の領域 C が破壊せず, 領域 A–B と D–F が破壊するイベントで, 発生間隔は  
900 356–412 年である. 一方, 瀬野の宝永地震タイプは, **Figure 1** の領域 E–F が破壊せ  
901 ず, 領域 A–D が破壊するイベントで, 発生間隔は 237–474 年である. 彼はこの再来  
902 間隔を勘案し, 今後 200 年は南海トラフ沿い巨大地震が発生しないと予測している.  
903 瀬野の宝永地震タイプは, 我々の昭和・準昭和地震タイプに相当し, 本モデル上で  
904 は何度も現れた. 一方, 領域 C が破壊せずに領域 A–B と D–F が破壊する瀬野の安政  
905 地震タイプは, 再現を目指さなかったこともあり現れなかった. 仮に再現しようと  
906 すると, 瀬野 [2012] も言及しているように, 有効法線応力に時間変化を与える必要  
907 があるかもしれない.

908 本モデルでは, S3000 年以降にリミットサイクルのような発生パターンを示した  
909 (**Figure S3**). イベント番号 88 と 96 の南海地震を除けば, 東海・東南海地震の東端  
910 のバリエーションがやや乏しくなり, 準昭和タイプ, 安政タイプ, 昭和タイプの系  
911 列が基本的に繰り返されている. これが南海トラフ沿いの基本的な場であるかもし



912 れない。そして、本モデルに取り込んでいない現象による擾乱を加味することで、  
913 より複雑な現象が出現する可能性はある。日向灘を除けば、南海トラフ沿いのプレ  
914 ート境界における普段の地震活動は非常に低調であるため、本研究では  $M_w$  8 クラス  
915 に相当するアスペリティを設定した。2016 年 4 月 1 日に潮岬沖で発生した  $M$  6.5  
916 ( $M_w$  5.8) の地震はプレート境界で発生した可能性が高く、1944 年昭和東南海地震  
917 の破壊開始点に近いため、 $M_w$  6 クラスのアスペリティの挙動も含めて今後シミュレ  
918 ーションをする必要がある。また、1891 年に内陸で発生した濃尾地震 ( $M_w$  8.0)  
919 が東海地震の発生を少なくとも 20 年遅らせる影響を持つという試算 [Pollitz &  
920 Sacks, 1995] がある。これら周辺の大小様々な地震による応力擾乱を取り込むこと  
921 [例えば, Kuroki et al., 2004] によって、リミットサイクルの挙動から現実をより  
922 再現するモデルに近づくと考えられる。

923 5.1 節で述べたように、南海トラフ軸の水深は 4~5 km であるが、Figure 4b の青  
924 線で示したトラフ軸に近い浅いプレート形状と平坦な自由表面モデルを使用した。  
925 これは赤線で示した実際のプレート形状を改変したものである。この問題に関連し  
926 て、地球の表面地形の影響を組み込んだモデルが提案されている [Ohtani &  
927 Hirahara, 2015] が、浅部の計算誤差は大きくなりやすい。浅部に安定すべりの性質  
928 を持つ  $a - b > 0$  を設定すれば、モデル全体のすべりの振る舞いに与える誤差の影響  
929 は小さいかもしれない [Ohtani & Hirahara, 2015]。しかし、潮岬沖のトラフ軸付近  
930 では、地震性すべりが生じた可能性が指摘されているため [Sakaguchi et al., 2011],  
931 本研究のようにトラフ軸まで  $a - b < 0$  を与える必要があり、この場合の誤差の影響  
932 は小さくないだろう。誤差を小さくするためには非常に小さなセルサイズが要求さ  
933 れるが、計算コストが膨大になるため、我々のようなトライ&エラーによるパラメ  
934 ータチューニングに対しては現実的ではないとして採用しなかった。

935 解析領域の東端にあたる東海地域の東経 138 度より東、北緯 35 度より北の領域に  
936 沈み込んでいるフィリピン海プレート形状が本研究で用いた形状よりも浅いという  
937 指摘がある [Matsubara et al., 2021]。プレート形状の違いがシミュレーション結果  
938 に影響を与えることは知られている [例えば, 高山・他, 2008] が、解析領域の中  
939 でこの地域のプレート収束速度が最も小さい (Figure 4c) ため、この地域のプレ  
940 ート形状の違いが結果に与える影響は小さいと考えられる。

941 本モデルでは、摩擦パラメータ  $a$  や  $a - b$  の値は地震発生層内で一定とし、有効法

942 線応力や特徴的すべり量 $L$ を空間的に不均一に与えることで、地震性すべりから  
943 LSSEまで多様な活動様式をある程度再現した。本文には設定した中でベストモデル  
944 についての結果を示したが、他にも多くのパラメータについての結果が存在する  
945 (S2 節参照)。例えば、東海沖の Point 2 の $L$ については、ベストモデルとして示し  
946 た 0.22 m を 0.25 m (震源核形成サイズは 62.9 km から 71.4 km) に変更すると、東  
947 海・東南海側の東端の破壊のバリエーションが乏しくなり、地震の発生様式が変わ  
948 った。また、例えば、紀伊水道や四国西部の LSSE 域のパラメータを周囲と同じに  
949 しただけでも地震の発生様式が変わった。そのため、(今回再現対象から外した九州  
950 の LSSE を含めて) LSSE の正確な再現は巨大地震の正確なモデル化には必要不可欠  
951 であるし、LSSE のモニタリング技術の高度化も並行して進める必要がある。

952 本論文ではプレート境界面上での様々な現象の再現に焦点をあてた。一方、測地  
953 学的観測点は基本的に陸上にあり、プレート境界面の固着状態の変化を実際に陸上  
954 観測点で捉えられ得るのかの検証が必要である。今世紀中の発生が懸念される南海  
955 トラフ沿い巨大地震の予測に資するためには、これら陸上の地殻変動の再現も含め  
956 た包括的なモデルを構築することが必要不可欠であろう。

957 近年漸く海域のデータが得られるようになってきたものの、陸上観測網に比べると  
958 とまだまだ粗い。南海トラフ沿いの海底に設置された地震・津波観測監視システム  
959 (DONET) [Kaneda et al., 2015; Kawaguchi et al., 2015] に加えて地殻変動監視のた  
960 めのリアルタイム海底監視システムが高密度で広域に展開されることを切望する。  
961 観測点密度の上昇により、プレート間固着に関する解像度がアップし、モデルの精  
962 度向上に繋がるだろう。

963

## 964 §7. まとめ

965 本研究では、南海トラフ沿いのプレート境界で発生している諸現象を数値シミュ  
966 レーションで再現することを目指し、パラメータ調整を通じて各現象や観測事実に  
967 影響を及ぼすパラメータの特質を明らかにした。

968 再現対象とした現象を概ね説明し得るベストモデルでは、巨大地震の発生様式の  
969 時空間的多様性を示した。特に直近 3 回でみられる東端のバリエーションや発生間  
970 隔は概ね再現できた。昭和東南海・南海地震の時間差や宝永地震のような特に巨大  
971 な地震の再来間隔については、史実と同程度である。比較的観測データが豊富な昭

972 和東南海・南海地震のすべり域についても概ね整合している。すべり欠損レートは  
973 観測よりも大きめであるが、不均一な空間分布の大まかなパターンは再現できた。  
974 日向灘北部の地震の再来間隔が~260年と成り得る可能性も示した。その結果、日向  
975 灘北部地震が南海地震をトリガーするケースは現れなかった。ただし、日向灘北部  
976 のすべり欠損レート分布をより再現するためには、有効法線応力を下げる必要があ  
977 る。その場合、日向灘北部の地震の再来間隔は短くなることから、地震ギャップは  
978 史料の抜けによる見掛け上の可能性も示唆される。東海、紀伊水道、四国西部、豊  
979 後水道のプレート境界深部で繰り返すLSSEは概ね再現できた。いずれのLSSEも基  
980 本的にはプレート収束速度で安定すべりに落ち着く傾向にあり、周囲の応力不均一  
981 や応力擾乱によってLSSEが励起された。

982 東南海地域だけを破壊するイベントも発生したが、ほとんどの場合ペア地震（3  
983 年以内、同時を含む）として発生し、その破壊域の組み合わせはバリエーションに  
984 富んでいる上に、破壊域が同じでも最大すべり量や規模が異なるケースもあった。  
985 本モデルでは、昭和タイプが発生した後に発生する地震は2パターンあり、その破  
986 壊域は領域A-DまたはZ-Dであった。この場合、どちらのパターンでも東南海地震  
987 は $M_w$  8.0程度、南海地震は $M_w$  8.3以上で、時間差は約半年である。

988 先に破壊しやすい東南海アスペリティ（Point 3を含むエリア）は、Time-  
989 predictableモデルともSlip-predictableモデルともいえない。一方、隣接したアスペ  
990 リティの破壊の影響を受けてすべる傾向にあるアスペリティ（Points 2, 4, 5）はSlip-  
991 predictableモデルが優勢といえる。このことは、次の巨大地震の発生ポテンシャル  
992 を評価する上で重要なポイントの1つである。

993 ただし、地震発生シミュレーションはパラメータや摩擦構成則に大きく依存する  
994 ため、それら次第で異なる結果になり得ることも忘れてはいけない。モデルの精度  
995 向上のためには、 $M_w$  6クラスの地震のアスペリティや短期的SSEの発生様式をも取  
996 り入れたり周辺地震による応力擾乱を考慮したりすることは勿論、海域で発生する  
997 現象や固着状況の詳細な把握も必要である。

998

## 999 謝辞

1000 数値シミュレーション解析には、元気象庁の伊藤秀美氏のプログラムを使用しま  
1001 した。保坂征宏氏には計算コードの高速化にご協力いただきました。西村卓也博士

Hirose, F., Maeda, K., Fujita, K., and Kobayashi, A. Simulation of great earthquakes along the Nankai Trough. *Earth Planets Space* 74, 131 (2022). <https://doi.org/10.1186/s40623-022-01689-0>の簡易和訳版

1002 からすべり欠損データをいただきました。平原和朗博士と匿名の査読者からは、本  
1003 論文を改訂するにあたり有益なコメントをいただきました。国際重力局の重力異常  
1004 データ [<http://bgi.omp.obs-mip.fr/data-products/Grids-and-models/wgm2012>] を使用  
1005 しました。また、図の作成には GMT [[Wessel et al., 2013](#)] を使用しました。ここに  
1006 記して感謝します。  
1007

Hirose, F., Maeda, K., Fujita, K., and Kobayashi, A. Simulation of great earthquakes along the Nankai Trough. *Earth Planets Space* 74, 131 (2022). <https://doi.org/10.1186/s40623-022-01689-0> の簡易和訳版

1008 文献

1009 相田勇 (1981a), 東海道沖におこった歴史津波の数値実験, *東京大学地震研究所彙報*,  
1010 56, 367-390, <https://repository.dl.itc.u-tokyo.ac.jp/records/33029#.YOfP4jNxeUk>.

1011 ~~Aida, I. (1981a), Numerical experiments of historical tsunamis generated off the coast of~~  
1012 ~~the Tokaido district (in Japanese with English abstract), *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 56,~~  
1013 ~~367-390, <https://repository.dl.itc.u-tokyo.ac.jp/records/33029#.YOfP4jNxeUk>.~~

1014 相田勇 (1981b), 南海道沖の津波の数値実験, *東京大学地震研究所彙報*, 56, 713-730,  
1015 <https://repository.dl.itc.u-tokyo.ac.jp/records/33010#.YOfQMDNxeUk>.

1016 ~~Aida, I. (1981b), Numerical experiments for the tsunamis generated off the coast of the~~  
1017 ~~Nankaido district (in Japanese with English abstract), *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 56, 713-~~  
1018 ~~730, <https://repository.dl.itc.u-tokyo.ac.jp/records/33010#.YOfQMDNxeUk>.~~

1019 Baba, T. and P. R. Cummins (2005), Contiguous rupture areas of two Nankai Trough  
1020 earthquakes revealed by high-resolution tsunami waveform inversion, *Geophys. Res.*  
1021 *Lett.*, 32, L08305, doi:10.1029/2004GL022320.

1022 Blanpied, M. L., C. J. Marone, D. A. Lockner, J. D. Byerlee, and D. P. King (1998),  
1023 Quantitative measure of the variation in fault rheology due to fluid-rock interactions,  
1024 *J. Geophys. Res.*, 103, 9691-9712.

1025 Boulton C, Barth NC, Moore DE, Lockner DA, Townend J, Faulkner DR (2018) Frictional  
1026 properties and 3-D stress analysis of the southern Alpine Fault, New Zealand. *J Struct*  
1027 *Geol* 114:43-54. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2018.06.003>

1028 中央防災会議 (2001), 東海地震に関する専門調査会報告,  
1029 <<http://www.bousai.go.jp/jishin/tokai/senmon/pdf/siryou2-2.pdf>>, (2017-07-07).

1030 ~~Central Disaster Management Council (2001), Report of the specialized investigation~~  
1031 ~~committee about Tokai earthquake (in Japanese),~~  
1032 ~~<<http://www.bousai.go.jp/jishin/tokai/senmon/pdf/siryou2-2.pdf>>, (2017-07-07).~~

1033 Dieterich, J. H. (1979), Modeling of rock friction, *J. Geophys. Res.*, 84, 2161-2175.

1034 Dieterich JH (1981) Constitutive properties of faults with simulated gouge. Mechanical  
1035 Behavior of Crustal Rocks, *Geophys. Monogr* 24:103-120.  
1036 <https://doi.org/10.1029/GM024p0103>

1037 Dieterich JH (1992) Earthquake nucleation on faults with rate- and state-dependent

Hirose, F., Maeda, K., Fujita, K., and Kobayashi, A. Simulation of great earthquakes along the Nankai Trough. *Earth Planets Space* 74, 131 (2022). <https://doi.org/10.1186/s40623-022-01689-0> の簡易和訳版

- 1038 strength. *Tectonophysics* 211:115–134. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90055-B](https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90055-B)
- 1039 Dieterich, J. H. and D. E. Smith, 2009, Nonplanar faults: Mechanics of slip and off-fault  
1040 damage, *Pure and Applied Geophysics*, **166**, 1799-1815,  
1041 <https://doi.org/10.1007/s00024-009-0517-y>.
- 1042 Di Toro, G., D. L. Goldsby, and T. E. Tullis, 2004, Friction falls towards zero in quartz  
1043 rock as slip velocity approaches seismic rates, *Nature*, 427, 436-439, [https://doi.org/](https://doi.org/10.1038/nature02249)  
1044 [10.1038/nature02249](https://doi.org/10.1038/nature02249).
- 1045 地震調査委員会 (2001), 南海トラフの地震の長期評価について,  
1046 <[http://www.jishin.go.jp/main/chousa/kaikou\\_pdf/nankai.pdf](http://www.jishin.go.jp/main/chousa/kaikou_pdf/nankai.pdf)>, (2017-06-28).
- 1047 ~~Earthquake Research Committee (2001), Long term evaluation of earthquakes in the~~  
1048 ~~Nankai trough (in Japanese),~~  
1049 ~~<[http://www.jishin.go.jp/main/chousa/kaikou\\_pdf/nankai.pdf](http://www.jishin.go.jp/main/chousa/kaikou_pdf/nankai.pdf)>, (2017-06-28).~~
- 1050 地震調査委員会 (2013), 南海トラフの地震活動の長期評価 (第二版) について,  
1051 <[http://www.jishin.go.jp/main/chousa/kaikou\\_pdf/nankai\\_2.pdf](http://www.jishin.go.jp/main/chousa/kaikou_pdf/nankai_2.pdf)>, (2017-06-28).
- 1052 ~~Earthquake Research Committee (2013), Long term evaluation of earthquakes in the~~  
1053 ~~Nankai trough, 2nd ed. (in Japanese),~~  
1054 ~~<[http://www.jishin.go.jp/main/chousa/kaikou\\_pdf/nankai\\_2.pdf](http://www.jishin.go.jp/main/chousa/kaikou_pdf/nankai_2.pdf)>, (2017-06-28).~~
- 1055 Furumura, T., K. Imai, and T. Maeda (2011), A revised tsunami source model for the 1707  
1056 Hoi earthquake and simulation of tsunami inundation of Ryujin Lake, Kyushu, Japan,  
1057 *J. Geophys. Res.*, **116**, B02308, doi:10.1029/2010JB007918.
- 1058 藤田健一・弘瀬冬樹・前田憲二 (2018), 三陸沖北部から房総沖にかけての地震発生シ  
1059 ミュレーション, 地震学会秋季大会予稿集, S08-P09.
- 1060 Fujita, K., Hirose, F., and Maeda, K., (2018), Simulation of recurring earthquakes along  
1061 the Japan trench (in Japanese), Fall meeting of Seismological Society of Japan, S08-  
1062 P09.
- 1063 国土地理院 (2015), 中国・四国地方の地殻変動, 予知連会報, **93**, 336-343.
- 1064 ~~Geospatial Information Authority of Japan (2015), Crustal movements in the Chugoku and~~  
1065 ~~Shikoku districts (in Japanese), *Proceeding of the Coordinating Committee for*~~  
1066 ~~*Earthquake Prediction, Japan*, **93**, 336-343.~~
- 1067 Guatteri, M., P. Spudich, and G. C. Beroza (2001), Inferring rate and state friction

Hirose, F., Maeda, K., Fujita, K., and Kobayashi, A. Simulation of great earthquakes along the Nankai Trough. *Earth Planets Space* 74, 131 (2022). <https://doi.org/10.1186/s40623-022-01689-0> の簡易和訳版

- 1068 parameters from a rupture model of the 1995 Hyogo-ken Nanbu (Kobe) Japan  
1069 earthquake, *J. Geophys. Res.*, **106**, 26511-26521.
- 1070 Hacker, B. R., G. A. Abers, and S. M. Peacock (2003), Subduction factory 1. Theoretical  
1071 mineralogy, densities, seismic wave speeds, and H<sub>2</sub>O contents, *J. Geophys. Res.*, **108**,  
1072 B1, 2029, doi:10.1029/2001JB001127.
- 1073 原田智也・西山昭仁・佐竹健治・古村孝志 (2017), 明応七年六月十一日 (1498年6月  
1074 30日) の日向灘大地震は存在しなかった—『九州軍記』の被害記述の検討—,  
1075 *地震* 2, **70**, 89-107, doi:10.4294/zisin.2016-13.
- 1076 ~~Harada, T., A. Nishiyama, K. Satake, and T. Furumura (2017), The Hyuga-nada Earthquake  
1077 on June 30th, 1498 is a fake earthquake: Examination of the damage descriptions in  
1078 the war chronicle Kyushu-gunki (in Japanese with English abstract), *J. Seism. Soc.  
1079 Jpn.*, 2, **70**, 89-107, doi:10.4294/zisin.2016-13.~~
- 1080 Hashimoto C, Fukui K, Matsu'ura M (2004) 3-D modelling of plate interfaces and  
1081 numerical simulation of long-term crustal deformation in and around Japan. *Pure and  
1082 Applied Geophysics* 161:2053-2068. <https://doi.org/10.1007/s00024-004-2548-8>
- 1083 Hashimoto M (2022) Is the long-term probability of the occurrence of large earthquakes  
1084 along the Nankai Trough inflated?—Scientific Review. *Seismol Res Lett* 93(4):2311-  
1085 2319. <https://doi.org/10.1785/0220210152>
- 1086 Hirose, F. and K. Maeda (2013), Simulation of recurring earthquakes along the Nankai  
1087 trough and their relationship to the Tokai long-term slow slip events taking into  
1088 account the effect of locally elevated pore pressure and subducting ridges, *J. Geophys.  
1089 Res.*, **118**, 4127-4144, doi:10.1002/jgrb.50287.
- 1090 Hirose, F., J. Nakajima, and A. Hasegawa (2008), Three-dimensional seismic velocity  
1091 structure and configuration of the Philippine Sea slab in southwestern Japan estimated  
1092 by double-difference tomography, *J. Geophys. Res.*, **113**, B09315,  
1093 doi:10.1029/2007JB005274.
- 1094 Hirose T, Bystricky M (2007) Extreme dynamic weakening of faults during dehydration by  
1095 coseismic shear heating. *Geophys Res Lett* 34:L14311.  
1096 <https://doi.org/10.1029/2007GL030049>
- 1097 Hori, T. (2006), Mechanisms of separation of rupture area and variation in time interval

Hirose, F., Maeda, K., Fujita, K., and Kobayashi, A. Simulation of great earthquakes along the Nankai Trough. *Earth Planets Space* 74, 131 (2022). <https://doi.org/10.1186/s40623-022-01689-0> の簡易和訳版

- 1098 and size of great earthquakes along the Nankai Trough, southwest Japan, *J. Earth*  
1099 *Simul.*, **5**, 8-19.
- 1100 Hori, T., N. Kato, K. Hirahara, T. Baba, and Y. Kaneda (2004), A numerical simulation of  
1101 earthquake cycles along the Nankai Trough in southwest Japan: lateral variation in  
1102 frictional property due to the slab geometry controls the nucleation position, *Earth*  
1103 *Planet. Sci. Lett.*, **228**, 215-226.
- 1104 Hori, T., S. Miyazaki, and N. Mitsui (2009), A model of earthquake-generation cycle with  
1105 scale-dependent frictional property: Preliminary results and research plan for a project  
1106 of evaluation for coming Tokai, Tonankai, and Nankai earthquakes, *J. Disaster Res.*,  
1107 **4**, 111-117.
- 1108 Hori T, Hyodo M, Miyazaki S (2012) Generation mechanism of giant earthquakes in  
1109 subduction zones with smaller-size interplate earthquakes during interseismic period.  
1110 Earthquake Research and Analysis - Seismology, Seismotectonic and Earthquake  
1111 Geology. <https://doi.org/10.5772/29249>
- 1112 Hyndman, R. D., K. Wang, and M. Yamano (1995), Thermal constraints on the seismogenic  
1113 portion of the southwestern Japan subduction thrust, *J. Geophys. Res.*, **100**, 15373-  
1114 15392.
- 1115 Hyodo, M. and T. Hori (2013), Re-examination of possible great interplate earthquake  
1116 scenarios in the Nankai Trough, southwest Japan, based on recent findings and  
1117 numerical simulations, *Tectonophys.*, **600**, 175-186, doi:10.1016/j.tecto.2013.02.038.
- 1118 Hyodo, M., T. Hori, and Y. Kaneda (2016), A possible scenario for earlier occurrence of  
1119 the next Nankai earthquake due to triggering by an earthquake at Hyuga-nada, off  
1120 southwest Japan, *Earth Planets Space*, **68**, doi:10.1186/s40623-016-0384-6.
- 1121 今井健太郎・西山昭仁・前田拓人・石辺岳男・佐竹健治・古村孝志 (2011), 史料に基  
1122 づく 1707 年宝永地震の発震時刻に関する統計的解釈, *歴史地震*, **26**, 99.
- 1123 ~~Imai, K., A. Nishiyama, T. Maeda, T. Ishibe, K. Satake, and T. Furumura (2011), Statistical~~  
1124 ~~interpretation of the occurrence time of the 1707 Hoei earthquake by historical~~  
1125 ~~documents (in Japanese), *Historical Earthquake*, **26**, 99.~~
- 1126 石橋克彦 (1998), 1498 年 7 月 9 日の西日本の地震は本当に明応南海巨大地震か?, *地*  
1127 *球惑星科学関連学会 1998 年合同大会予稿集*, Sf-005, 313.



Hirose, F., Maeda, K., Fujita, K., and Kobayashi, A. Simulation of great earthquakes along the Nankai Trough. *Earth Planets Space* 74, 131 (2022). <https://doi.org/10.1186/s40623-022-01689-0> の簡易和訳版

- 1128 ~~Ishibashi, K. (1998), Was the earthquake of July 9, 1498 in southwest Japan really the great~~  
1129 ~~Nankai earthquake? (in Japanese), *Abstract 1998 Japan Earth and Planetary Science*~~  
1130 ~~*Joint Meeting*, Sf-005, 313.~~
- 1131 Ishibashi, K. (2004), Status of historical seismology in Japan, *Ann. Geophys.*, **47**, 339-368.
- 1132 Kanamori, H. (1977), The energy release in great earthquakes, *J. Geophys. Res.*, **82**, 2981-  
1133 2987.
- 1134 Kaneda, Y., K. Kawaguchi, E. Araki, H. Matsumoto, T. Nakamura, S. Kamiya, K. Ariyoshi,  
1135 T. Hori, T. Baba, and N. Takahashi (2015), Development and application of an  
1136 advanced ocean floor network system for megathrust earthquakes and tsunamis,  
1137 Seafloor Observatories, P. Favali et al., Springer Praxis Books, doi 10.1007/978-3-  
1138 642-11374-1\_25, pp. 643-662.
- 1139 Kaneko, Y., J.-P. Avouac, and N. Lapusta, 2010, Towards inferring earthquake patterns  
1140 from geodetic observations of interseismic coupling, *Nature Geoscience*, **3**, 363-369,  
1141 <https://doi.org/10.1038/NGEO843>.
- 1142 Kato, N. (2003), Repeating slip events at a circular asperity: Numerical simulation with a  
1143 rate-and state-dependent friction law, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **78**, 151-166.
- 1144 Kato, N. and T. E. Tullis (2001), A composite rate- and state-dependent law for rock friction,  
1145 *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 1103-1106.
- 1146 Kawaguchi, K., S. Kaneko, T. Nishida, and T. Komine (2015), Construction of the DONET  
1147 real-time seafloor observatory for earthquakes and tsunami monitoring, Seafloor  
1148 Observatories, P. Favali et al., Springer Praxis Books, doi 10.1007/978-3-642-11374-  
1149 1\_10, pp. 211-228.
- 1150 Kimura H, Tadokoro K, Ito T (2019) Interplate coupling distribution along the Nankai  
1151 Trough in southwest Japan estimated from the block motion model based on onshore  
1152 GNSS and seafloor GNSS/A observations. *J Geophys Res* 124:6140-6164.  
1153 <https://doi.org/10.1029/2018JB016159>
- 1154 気象庁 (2017), 地震月報(カタログ編),  
1155 <<http://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/bulletin/index.html>>, (2017-12-01).
- 1156 Japan Meteorological Agency (2017), The seismological bulletin of Japan, (in Japanese),  
1157 <[http://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/bulletin/index\\_e.html](http://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/bulletin/index_e.html)>, (2017-12-01).

Hirose, F., Maeda, K., Fujita, K., and Kobayashi, A. Simulation of great earthquakes along the Nankai Trough. *Earth Planets Space* 74, 131 (2022). <https://doi.org/10.1186/s40623-022-01689-0> の簡易和訳版

- 1158 Kobayashi, A. (2014), A long-term slow slip event from 1996 to 1997 in the Kii Channel,  
1159 Japan, *Earth Planets Space*, **66**, doi:10.1186/1880-5981-66-9.
- 1160 Kobayashi, A. (2017), Objective detection of long-term slow slip events along the Nankai  
1161 Trough using GNSS data (1996-2016), *Earth Planets Space*, **69**, doi: 10.1186/s40623-  
1162 017-0755-7.
- 1163 Kobayashi, A. and T. Yamamoto (2011), Repetitive long-term slow slip events beneath the  
1164 Bungo Channel, southwestern Japan, identified from leveling and sea level data from  
1165 1979 to 2008, *J. Geophys. Res.*, **116**, B04406, doi:10.1029/2010JB007822.
- 1166 小林昭夫・弘瀬冬樹・堀川晴央・平田賢治・中西一郎 (2018), 1707 年宝永地震と富  
1167 士山宝永噴火に関する一史料—飯作家「大地震富士山焼之事覚書」の調査と翻  
1168 刻—, *地震* 2, **70**, 221-231.
- 1169 ~~Kobayashi, A., F. Hirose, H. Horikawa, K. Hirata, and I. Nakanishi (2018), A Historical~~  
1170 ~~Record on the 1707 Hiei Earthquake and Hiei Eruption of Mt. Fuji: Investigation and~~  
1171 ~~Reprint of the “Memorandum of a Large Earthquake and an Eruption of Mt. Fuji” in~~  
1172 ~~the Documents of Iisaku Family (in Japanese), *J. Seism. Soc. Jpn.*, 2, **70**, 221-231.~~
- 1173 Kodaira, S., N. Takahashi, A. Nakanishi, S. Miura, and Y. Kaneda (2000), Subducted  
1174 seamount imaged in the rupture zone of the 1946 Nankaido earthquake, *Science*, **289**,  
1175 104-106, doi:10.1126/science.289.5476.104.
- 1176 Kodaira, S., T. Iidake, A. Kato, J. Park, T. Iwasaki, and Y. Kaneda (2004), High pore fluid  
1177 pressure may cause silent slip in the Nankai Trough, *Science*, **304**, 1295-1298,  
1178 doi:10.1126/science.1096535.
- 1179 Kodaira, S., Hori, T., Ito, A., Miura, S., Fujie, G., Park, J.-O., et al. (2006). A cause of  
1180 rupture segmentation and synchronization in the Nankai trough revealed by seismic  
1181 imaging and numerical simulation. *J. Geophys. Res.*, 111, B09301.  
1182 <https://doi.org/10.1029/2005JB004030>
- 1183 Kuroki, H., H. M. Ito, and A. Yoshida (2002), A three-dimensional simulation of crustal  
1184 deformation accompanied by subduction in the Tokai region, central Japan, *Phys.*  
1185 *Earth Planet. Interiors*, **132**, 39-58, doi:10.1016/S0031-9201(02)00043-2.
- 1186 Kuroki, H., H. M. Ito, and A. Yoshida (2004), Effects of nearby large earthquakes on the  
1187 occurrence time of the Tokai earthquake—An estimation based on a 3-D simulation

Hirose, F., Maeda, K., Fujita, K., and Kobayashi, A. Simulation of great earthquakes along the Nankai Trough. *Earth Planets Space* 74, 131 (2022). <https://doi.org/10.1186/s40623-022-01689-0> の簡易和訳版

- 1188 of plate subduction—, *Earth Planets Space*, **56**, 169-178.
- 1189 Lapusta, N. and Y. Liu, 2009, Three-dimensional boundary integral modeling of  
1190 spontaneous earthquake sequences and aseismic slip, *J. Geophys. Res.*, **114**, B09303,  
1191 <https://doi.org/10.1029/2008JB005934>.
- 1192 Lapusta, N. J. R. Rice, Y. Ben-Zion, and G. Zheng, 2000, Elastodynamic analysis for slow  
1193 tectonic loading with spontaneous rupture episodes on faults with rate- and state-  
1194 dependent friction, *J. Geophys. Res.*, **105**, 23765-23789,  
1195 <https://doi.org/10.1029/2000JB900250>.
- 1196 Linker MF, Dieterich JH (1992) Effects of variable normal stress on rock friction:  
1197 Observations and constitutive equations. *J Geophys Res* 97:4923-4940.  
1198 <https://doi.org/10.1029/92JB00017>
- 1199 Liu, Y. and J. R. Rice (2005), Aseismic slip transients emerge spontaneously in three-  
1200 dimensional rate and state modeling of subduction earthquake sequences, *J. Geophys.*  
1201 *Res.*, **110**, B08307, doi:10.1029/2004JB003424.
- 1202 前杵英明 (1988), 室戸半島の完新世地殻変動, *地理学評論*, **61**, 747-769.
- 1203 ~~Maemoku, H. (1988), Holocene crustal movement in Muroto peninsula, southwest Japan~~  
1204 ~~(in Japanese with English abstract), *Geograph. Rev. Jpn.*, **61**, 747-769.~~
- 1205 Matsubara, M., K. Shiomi, H. Baba, H. Sato, and T. Nishimiya (2021), Improved geometry  
1206 of the subducting Philippine Sea plate beneath the Suruga Trough, *Global Planet.*  
1207 *Change*, **204**, 103562, <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2021.103562>.
- 1208 松浦律子 (2012), 1707 宝永地震 (宝永 4 年 10 月 28 日), 北原糸子・松浦律子・木村  
1209 玲欧 (編)「日本歴史災害事典」, 吉川弘文館, 217-222.
- 1210 ~~Matsu'ura, R. (2012), 1707 Hiei earthquake (on 28 October Hiei 4) (in Japanese),~~  
1211 ~~*Japanese Historical Disaster Encyclopedia edited by I. Kitahara, R. Matsu'ura, and*~~  
1212 ~~*R. Kimura, Yoshikawa koubunkan, 217-222.*~~
- 1213 Mitsui, N. and K. Hirahara (2006), Slow slip events controlled by the slab dip and its lateral  
1214 change along a trench, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **245**, 344-358.
- 1215 Mochizuki K, Fujie G, Sato T, Kasahara J, Hino R, Shinohara M, Suyehiro K (1998)  
1216 Heterogeneous crustal structure across a seismic block boundary along the Nankai  
1217 Trough. *Geophys Res Lett* 25:2301-2304. <https://doi.org/10.1029/98GL51867>

Hirose, F., Maeda, K., Fujita, K., and Kobayashi, A. Simulation of great earthquakes along the Nankai Trough. *Earth Planets Space* 74, 131 (2022). <https://doi.org/10.1186/s40623-022-01689-0> の簡易和訳版

- 1218 Mochizuki, K., T. Yamada, M. Shinohara, Y. Yamanaka, and T. Kanazawa (2008), Weak  
1219 interplate coupling by seamounts and repeating M~7 earthquakes, *Science*, **321**, 1194-  
1220 1197, doi: 10.1126/science.1160250.
- 1221 Morishige, M. and P. E. van Keken (2017), Along-arc variation in short-term slow slip  
1222 events caused by 3-D fluid migration in subduction zones, *J. Geophys. Res.*, **122**,  
1223 1434-1448, doi:10.1002/2016JB013091.
- 1224 Mura, T. (1987), *Micromechanics of defects in solids*, Martinus Nijhoff Publishers,  
1225 Dordrecht, The Netherlands, 2nd edition, 587 pp.
- 1226 Murotani, S., K. Shimazaki, and K. Koketsu (2015), Rupture process of the 1946 Nankai  
1227 earthquake estimated using seismic waveforms and geodetic data, *J. Geophys. Res.*,  
1228 **120**, 5677-5692, doi:10.1002/2014JB011676.
- 1229 Nakata, R., M. Hyodo, and T. Hori (2014), Possible slip history scenarios for the Hyuga-  
1230 nada region and Bungo Channel and their relationship with Nankai earthquakes in  
1231 southwest Japan based on numerical simulations, *J. Geophys. Res.*, **119**, 4787-4801,  
1232 doi:10.1002/2014JB010942.
- 1233 Nakata, R., T. Hori, M. Hyodo, and K. Ariyoshi, 2016, Possible scenarios for occurrence  
1234 of M~7 interplate earthquake prior to and following the 2011 Tohoku-Oki earthquake  
1235 based on numerical simulation, *Scientific Reports*, **6**, 25704, doi:10.1038/srep25704.
- 1236 Nakatani, M. (2001), Conceptual and physical clarification of rate and state friction:  
1237 Frictional sliding as a thermally activated rheology, *J. Geophys. Res.*, **106**, 13347-  
1238 13380.
- 1239 南海トラフ沿いの地震観測・評価に基づく防災対策検討ワーキンググループ (2017),  
1240 南海トラフ沿いの地震観測・評価に基づく防災対応のあり方について (報告) ,  
1241 <[http://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/taio\\_wg/pdf/h290926honbun.pdf](http://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/taio_wg/pdf/h290926honbun.pdf) >, (2017-  
1242 12-01).
- 1243 ~~Working Group to Investigate Disaster Prevention Based on Monitoring and Assessment~~  
1244 ~~of Seismicity along the Nankai Trough (2017), Guidance for disaster prevention based~~  
1245 ~~on monitoring and assessment of seismicity along the Nankai trough (report), (in~~  
1246 ~~Japanese), <[http://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/taio\\_wg/pdf/h290926honbun.pdf](http://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/taio_wg/pdf/h290926honbun.pdf)>,~~  
1247 ~~(2017-12-01).~~

Hirose, F., Maeda, K., Fujita, K., and Kobayashi, A. Simulation of great earthquakes along the Nankai Trough. *Earth Planets Space* 74, 131 (2022). <https://doi.org/10.1186/s40623-022-01689-0> の簡易和訳版

- 1248 Nishimura, T., Y. Yokota, K. Tadokoro, and T. Ochi (2018), Strain partitioning and  
1249 interplate coupling along the northern margin of the Philippine Sea plate, estimated  
1250 from GNSS and GPS-A data, *Geosphere*, **14**, doi:10.1130/GES01529.1.
- 1251 Noda A, Saito T, Fukuyama E (2018) Slip-deficit rate distribution along the Nankai trough,  
1252 southwest Japan, with elastic lithosphere and viscoelastic asthenosphere. *J Geophys*  
1253 *Res* 123:8125-8142. <https://doi.org/10.1029/2018JB015515>
- 1254 Obara K, Kato A (2016) Connecting slow earthquakes to huge earthquakes. *Science*  
1255 353:253-257. <https://doi.org/10.1126/science.aaf1512>
- 1256 Ochi, T., 2015, Temporal change in plate coupling and long-term slow slip events in  
1257 southwestern Japan, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **431**, 8-14,  
1258 <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.09.012>.
- 1259 Ochi, T. and T. Kato (2013), Depth extent of the long-term slow slip event in the Tokai  
1260 district, central Japan: A new insight, *J. Geophys. Res.*, **118**, 4847-4860,  
1261 doi:10.1002/jgrb.50355.
- 1262 Ohtani, M. and K. Hirahara (2015), Effect of the Earth's surface topography on the quasi-  
1263 dynamic earthquake cycles, *Geophys. J. Int.*, **203**, 384-398, doi:10.1093/gji/ggv187.
- 1264 岡本あゆみ・A. R. Niemeijer・C. J. Spier・竹下徹 (2016), 苦鉄質変成ガウジの摩擦特  
1265 性：南海トラフのスロー地震における意味, *日本地球惑星科学連合 2016 大会予*  
1266 *稿集*, SSS27-19.
- 1267 ~~Okamoto, A. S., A. R. Niemeijer, C. J. Spier, and T. Takeshita (2016), Frictional properties~~  
1268 ~~of mafic metamorphic gouges: Implication for slow earthquakes along the Nankai~~  
1269 ~~Trough, *JpGU meeting*, SSS27-19.~~
- 1270 岡村眞・松岡裕美 (2012), 津波堆積物からわかる南海地震の繰り返し, *科学*, **82**, 182-  
1271 191.
- 1272 ~~Okamura, M. and H. Matsuoka (2012), Nankai earthquake recurrences from tsunami~~  
1273 ~~sediment (in Japanese), *Kagaku*, **82**, 182-191.~~
- 1274 Okamura Y, Shishikura M (2020) New hypothesis to explain Quaternary forearc  
1275 deformation and the variety of plate boundary earthquakes along the Suruga-Nankai  
1276 Trough by oblique subduction of undulations on the Philippine Sea Plate. *Earth*  
1277 *Planets Space* 72(55). <https://doi.org/10.1186/s40623-020-01183-5>

Hirose, F., Maeda, K., Fujita, K., and Kobayashi, A. Simulation of great earthquakes along the Nankai Trough. *Earth Planets Space* 74, 131 (2022). <https://doi.org/10.1186/s40623-022-01689-0> の簡易和訳版

- 1278 Ozawa, S. (2017), Long-term slow slip events along the Nankai trough subduction zone  
1279 after the 2011 Tohoku earthquake in Japan, *Earth Planets Space*, **69**:56,  
1280 doi:10.1186/s40623-017-0640-4.
- 1281 Ozawa, S., M. Tobita, and H. Yara (2016), A possible restart of an interplate slow slip  
1282 adjacent to the Tokai seismic gap in Japan, *Earth Planets Space*, **68**:54,  
1283 doi:10.1186/s40623-016-0430-4.
- 1284 Park, J.-O., G. F. Moore, T. Tsuru, S. Kodaira, and Y. Kaneda (2003), A subducted oceanic  
1285 ridge influencing the Nankai megathrust earthquake rupture, *Earth Planet. Sci. Lett.*,  
1286 **217**, 77-84, doi:10.1016/S0012-821X(03)00553-3.
- 1287 Pollitz, F. F. and I. S. Sacks (1995), Consequences of stress changes following the 1891  
1288 Nobi Earthquake, Japan, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **85**, 796-807.
- 1289 Press, W. H., S. A. Teukolsky, W. T. Vetterling, and B. P. Flannery (1992), Numerical  
1290 recipes in fortran, 2nd ed., Cambridge Univ. Press, Cambridge, England, 963 pp.
- 1291 Radiguet, M., H. Perfettini, N. Cotte, A. Gualandi, B. Valette, V. Kostoglodov, T. Lhomme,  
1292 A. Walpersdorf, E. Cabral Cano, and M. Campillo (2016), Triggering of the 2014  $M_w$   
1293 7.3 Papanao earthquake by a slow slip event in Guerrero, Mexico, *Nature Geo.*, **9**,  
1294 doi:10.1038/NGEO2817.
- 1295 Rice, J. R. (1992), Fault stress states, pore pressure distributions, and the weakness of the  
1296 San Andreas Fault, in *Fault Mechanics and Transport Properties of Rocks*, edited by  
1297 B. Evans and T.-F. Wong, Academic Press, 475-503, [https://doi.org/10.1016/S0074-](https://doi.org/10.1016/S0074-6142(08)62835-1)  
1298 [6142\(08\)62835-1](https://doi.org/10.1016/S0074-6142(08)62835-1).
- 1299 Rice, J. R. (1993), Spatio-temporal complexity of slip on a fault, *J. Geophys. Res.*, **98**,  
1300 9885-9907, <https://doi.org/10.1029/93JB00191>.
- 1301 Rice, J. R., 2006, Heating and weakening of faults during earthquake slip, *J. Geophys. Res.*,  
1302 **111**, B05311, <https://doi.org/10.1029/2005JB004006>.
- 1303 Rubin AM, Ampuero JP (2005) Earthquake nucleation on (aging) rate and state faults. *J*  
1304 *Geophys Res* 110:B11312. <https://doi.org/10.1029/2005JB003686>
- 1305 Ruina A (1983) Slip instability and state variable friction laws. *J Geophys Res* 88:10359-  
1306 10370. <https://doi.org/10.1029/JB088iB12p10359>
- 1307 Sakaguchi, A., F. Chester, D. Curewitz, O. Fabbri, D. Goldsby, G. Kimura, C. Li, Y. Masaki,

Hirose, F., Maeda, K., Fujita, K., and Kobayashi, A. Simulation of great earthquakes along the Nankai Trough. *Earth Planets Space* 74, 131 (2022). <https://doi.org/10.1186/s40623-022-01689-0> の簡易和訳版

- 1308 E J. Screaton, A. Tsutsumi, K. Ujiie, and A. Yamaguchi (2011), Seismic slip  
1309 propagation to the updip end of plate boundary subduction interface faults: Vitrinite  
1310 reflectance geothermometry on Integrated Ocean Drilling Program NanTro SEIZE  
1311 cores, *Geology*, **39**, 395-398, doi:10.1130/G31642.1.
- 1312 Sawai, M., A. R. Niemeijer, O. Plümpner, T. Hirose, and C. J. Spiers (2016), Nucleation of  
1313 frictional instability caused by fluid pressurization in subducted blueschist, *Geophys.*  
1314 *Res. Lett.*, **43**, 2543-2551, doi:10.1002/2015GL067569.
- 1315 Scholz, C. H. and C. Small (1997), The effect of seamount subduction on seismic coupling,  
1316 *Geology*, **25**, 487-490.
- 1317 Seno, T. (2009), Determination of the pore fluid pressure ratio at seismogenic megathrusts  
1318 in subduction zones: Implications for strength of asperities and Andean-type mountain  
1319 building, *J. Geophys. Res.*, **114**, B05405, doi:10.1029/2008JB005889.
- 1320 瀬野徹三 (2012), 南海トラフ巨大地震—その破壊の様態とシリーズについての新たな  
1321 考え—, *地震* **2**, **64**, 97-116.
- 1322 ~~Seno, T. (2012), Great earthquakes along the Nankai Trough: A new idea for their rupture~~  
1323 ~~mode and time series (in Japanese with English abstract), *J. Seism. Soc. Jpn.*, **2**, **64**,~~  
1324 ~~97-116.~~
- 1325 Shibazaki B, Matsuzawa T, Tsutsumi A, Ujiie K, Hasegawa A, Ito A (2011) 3D modeling  
1326 of the cycle of a great Tohoku-oki earthquake, considering frictional behavior at low  
1327 to high slip velocities. *Geophys Res Lett* 38:L21305.  
1328 <https://doi.org/10.1029/2011GL049308>
- 1329 Shibazaki B, Wallace LM, Kaneko Y, Hamling I, Ito Y, Matsuzawa T (2019) Three -  
1330 dimensional modeling of spontaneous and triggered slow-slip events at the Hikurangi  
1331 subduction zone, New Zealand. *J Geophys Res* 124:13250-13268.  
1332 <https://doi.org/10.1029/2019JB018190>
- 1333 Shimazaki K, Nakata T (1980) Time-predictable recurrence model for large earthquakes.  
1334 *Geophys Res Lett* 7:279-282. <https://doi.org/10.1029/GL007i004p00279>
- 1335 穴倉正展・越後智雄・前杵英明・石山達也 (2008), 紀伊半島南部沿岸に分布する隆起  
1336 生物遺骸群集の高度と年代—南海トラフ沿いの連動型地震の履歴復元—, *活断*  
1337 *層・古地震研究報告*, **8**, 267-280.

Hirose, F., Maeda, K., Fujita, K., and Kobayashi, A. Simulation of great earthquakes along the Nankai Trough. *Earth Planets Space* 74, 131 (2022). <https://doi.org/10.1186/s40623-022-01689-0> の簡易和訳版

- 1338 ~~Shishikura, M., T. Echigo, H. Maemoku, and T. Ishiyama (2008), Height and ages of~~  
1339 ~~uplifted sessile assemblage distributed along the southern coast of the Kii Peninsula,~~  
1340 ~~south-central Japan: Reconstruction of multi-segment earthquake history along the~~  
1341 ~~Nankai Trough (in Japanese with English abstract), *Annual Report on Active Fault*~~  
1342 ~~*and Paleoseismic Researches*, **8**, 267–280.~~
- 1343 Stuart, W. D. (1988), Forecast model for great earthquakes at the Nankai trough subduction  
1344 zone, *Pure and Applied Geophysics*, **126**, 619-641,  
1345 <https://doi.org/10.1007/BF00879012>.
- 1346 Suenaga, N., S. Yoshioka, and T. Matsumoto (2016), Relationships among temperature,  
1347 dehydration of the subducting Philippine Sea plate, and the occurrence of a megathrust  
1348 earthquake, low-frequency earthquake, and a slow slip event in the Tokai district,  
1349 central Japan, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **260**, 44-52, doi:10.1016/j.pepi.2016.09.004.
- 1350 田井静代訳 (2006), 阿波国穴喰浦地震・津波の記録 震潮記, 原田印刷出版株式会社,  
1351 113 pp.
- 1352 ~~Tai, S. (2006), “Shinchoki” recorded about earthquakes and tsunami in Shishikui,~~  
1353 ~~Tokushima (in Japanese), Harada print publishing co. Ltd., 113 pp.~~
- 1354 Takagi, R., K. Obara, and T. Maeda (2016), Slow slip event within a gap between tremor  
1355 and locked zones in the Nankai subduction zone, *Geophys. Res. Lett.*, **43**, 1066-1074,  
1356 doi: 10.1002/2015GL066987.
- 1357 Takagi R, Uchida N, Obara K (2019) Along-strike variation and migration of long-term  
1358 slow slip events in the western Nankai subduction zone, Japan. *J Geophys Res*  
1359 124:3853-3880. <https://doi.org/10.1029/2018JB016738>.
- 1360 高山博之・前田憲二・弘瀬冬樹, 2008, 南海トラフ沿い大地震の開始位置に与えるプ  
1361 レート境界の形状の効果, *地震* 2, 60, 279-284, <https://doi.org/10.4294/zisin.60.279>.
- 1362 ~~Takayama, H., Kenji Maeda, and Fuyuki Hirose, 2008, Effect of the plate boundary~~  
1363 ~~configuration on the initiation point of great earthquakes along the Nankai trough, (in~~  
1364 ~~Japanese), *J. Seism. Soc. Jpn.*, 2, **60**, 279–284, <https://doi.org/10.4294/zisin.60.279>.~~
- 1365 Takemura S, Noda A, Kubota T, Asano Y, Matsuzawa T, Shiomi K (2019) Migrations and  
1366 clusters of shallow very low frequency earthquakes in the regions surrounding shear  
1367 stress accumulation peaks along the Nankai Trough. *Geophys Res Lett* 46:11830-



Hirose, F., Maeda, K., Fujita, K., and Kobayashi, A. Simulation of great earthquakes along the Nankai Trough. *Earth Planets Space* 74, 131 (2022). <https://doi.org/10.1186/s40623-022-01689-0> の簡易和訳版

- 1368 11840. <https://doi.org/10.1029/2019GL084666>
- 1369 Thomas, M. Y., N. Lapusta, H. Noda, and J.-P. Avouac, 2014, Quasi-dynamic versus fully  
1370 dynamic simulations of earthquakes and aseismic slip with and without enhanced  
1371 coseismic weakening, *J. Geophys. Res.*, **119**, 1986-2004,  
1372 <https://doi.org/10.1002/2013JB010615>.
- 1373 Tsuru, T. J-O Park, S. Miura, S. Kodaira, Y. Kido, and T. Hayashi (2002), A long-arc  
1374 structural variation of the plate boundary at the Japan Trench margin: Implication of  
1375 interplate coupling, *J. Geophys. Res.*, **107**, 2357, doi:10.1029/2001JB001664.
- 1376 上野寛・畠山信一・明田川保・舟崎淳・浜田信生, 2002, 気象庁の震源決定方法の改  
1377 善－浅部速度構造と重み関数の改良－, *験震時報*, **65**, 123-134.
- 1378 Ueno, H., S. Hatakeyama, T. Aketagawa, J. Funasaki, and N. Hamada (2002), Improvement  
1379 of hypocenter determination procedures in the Japan Meteorological Agency (in  
1380 Japanese with English abstract), *Quart. J. Seism.*, **65**, 123-134.
- 1381 宇佐美龍夫 (2003), 最新版日本被害地震総覧 [416]-2001, 東京大学出版会, 605 pp.
- 1382 Usami, T. (2003), Materials for comprehensive list of destructive earthquakes in Japan,  
1383 [416]-2001 [Latest edition] (in Japanese), *Univ. Tokyo Press*, 605 pp.
- 1384 Utsu, T. (1961), A statistical study on the occurrence of aftershocks, *Geophys. Mag.*, **30**,  
1385 521-601.
- 1386 宇津徳治 (1982), 日本付近のM6.0以上の地震および被害地震の表: 1885年～1980年,  
1387 *震研彙報*, **57**, 401-463.
- 1388 Utsu, T. (1982), Catalog of large earthquakes in the region of Japan from 1885 through  
1389 1980 (in Japanese with English abstract), *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **57**, 401-463.
- 1390 Watanabe S, Bock Y, Melgar D, Tadokoro K (2018) Tsunami scenarios based on  
1391 interseismic models along the Nankai trough, Japan, from seafloor and onshore  
1392 geodesy. *J Geophys Res* 123:2448-2461. <https://doi.org/10.1002/2017JB014799>
- 1393 Wessel, P., W. H. F. Smith, R. Scharroo, J. Luis, and F. Wobbe (2013), Generic Mapping  
1394 Tools: Improved Version Released, *Eos, trans. AGU*, **94**, 409-410, doi:  
1395 10.1002/2013EO450001.
- 1396 八木勇治・菊地正幸・吉田真吾・山中佳子 (1998), 1968年4月1日, 日向灘地震  
1397 (M<sub>JMA</sub> 7.5) の震源過程とその後の地震活動との比較, *地震*, **51**, 139-148.

Hirose, F., Maeda, K., Fujita, K., and Kobayashi, A. Simulation of great earthquakes along the Nankai Trough. *Earth Planets Space* 74, 131 (2022). <https://doi.org/10.1186/s40623-022-01689-0> の簡易和訳版

- 1398 ~~Yagi, Y., M. Kikuchi, S. Yoshida, and Y. Yamanaka (1998), Source process of the Hyuga-~~  
1399 ~~nada Earthquake of April 1, 1968 (M<sub>JMA</sub> 7.5), and its relationship to the subsequent~~  
1400 ~~seismicity (in Japanese with English abstract), *J. Seism. Soc. Jpn.*, 2, 51, 139-148.~~
- 1401 Yamamoto, Y., K. Obana, T. Takahashi, A. Nakanishi, S. Kodaira, and Y. Kaneda (2013),  
1402 Imaging of the subducted Kyushu-Palau Ridge in the Hyuga-nada region, western  
1403 Nankai Trough subduction zone, *Tectonophys.*, **589**, 90-102,  
1404 doi:10.1016/j.tecto.2012.12.028.
- 1405 Yamashita, Y., H. Shimizu, and K. Goto (2012), Small repeating earthquake activity,  
1406 interplate quasi-static slip, and interplate coupling in the Hyuga-nada, southwestern  
1407 Japan subduction zone, *Geophys. Res. Lett.*, **39**, L08304, doi:10.1029/2012GL051476.
- 1408 Yang, H., Y. Liu, and J. Lin (2012), Effects of subducted seamounts on megathrust  
1409 earthquake nucleation and rupture propagation, *Geophys. Res. Lett.*, **39**, L24302,  
1410 doi:10.1029/2012GL053892.
- 1411 Yokota, Y. and T. Ishikawa, 2020, Shallow slow slip events along the Nankai Trough  
1412 detected by GNSS-A, *Science Advances*, **6**, <https://doi.org/10.1126/sciadv.aay5786>.
- 1413 Yokota, Y., T. Ishikawa, M. Sato, S. Watanabe, H. Saito, N. Ujihara, Y. Matsumoto, S.  
1414 Toyama, M. Fujita, T. Yabuki, M. Mochizuki, and A. Asada (2015), Heterogeneous  
1415 interplate coupling along the Nankai Trough, Japan, detected by GPS-acoustic  
1416 seafloor geodetic observation, *Prog. in Earth and Planet. Sci.* **2**, 10,  
1417 <https://doi.org/10.1186/s40645-015-0040-y>
- 1418 Yokota, Y., T. Ishikawa, S. Watanabe, T. Tashiro, and A. Asada (2016), Seafloor geodetic  
1419 constraints on interplate coupling of the Nankai Trough megathrust zone, *Nature*,  
1420 doi:10.1038/nature17632.
- 1421

1422 **Figure Captions**

1423 **Figure 1.** 南海トラフ沿い巨大地震履歴。(上段) 本研究の対象エリア (Fig. 2f の青  
1424 矩形) と破壊セグメント。大きな星は 1944 年東南海地震 (領域 C) と 1946 年  
1425 南海地震 (領域 B) の震央。領域 Z の星は 1968 年日向灘地震の震央。九州南部  
1426 沖の星は 1662 年日向灘地震の震央で対象外。略記: BC は豊後水道, CA は足摺  
1427 岬, CM は室戸岬, SS は宍喰, KC は紀伊水道, CS は潮岬, SP は志摩半島, LH  
1428 は浜名湖, OZ は御前崎, SB は駿河湾。(下段) 歴史地震の年表。データは地  
1429 震調査委員会 [2013] による。太赤線は表の右側に名前を冠する巨大地震, 細赤  
1430 線は日向灘地震。橙破線は probable, 黄破線は possible な破壊イベント。紫実線  
1431 は津波地震・遠地地震。紫点線は先行研究によって存在が指摘されている。立  
1432 体の数字は発生年, 括弧付きの斜体の数字は連続する地震の発生間隔。鉛直線  
1433 は破壊境界。1605 年慶長地震以前 (灰マスク) の記録は不十分かもしれない。  
1434 表の右側で赤背景に白字のイベントは, 最大クラスの超巨大地震 [前杵, 1988;  
1435 宍倉・他, 2008; 岡村・松岡, 2012]。

1436  
1437 **Figure 2.** 歴史地震のすべり, すべり欠損レート, 重力異常の空間分布。(a) 赤域は  
1438 1944 年昭和東南海地震, 緑域は 1946 年昭和南海地震のすべり量 1 m 以上の領域  
1439 [Baba & Cummins, 2005]。紫点線で囲まれた領域は Murotani et al. [2015] が推  
1440 定した 1946 年南海地震のすべり量 3 m 以上の領域。青域は 1968 年日向灘地震  
1441 のすべり量 0.6 m 以上の領域 [八木・他, 1998]。星は各地震の震央 (色が対応)。  
1442 (b) 紫域は 1854 年安政東海地震, 茶域は 1854 年安政南海地震のすべり域で, 平  
1443 均すべり量は東から 4, 4, 4.6, 6.3 m [相田, 1981a, b]。青枠域は LSSE で, (右か  
1444 ら左へ) 東海地方における 2001–2007 年間のすべり量 20 cm コンター [Ozawa  
1445 et al., 2016], 紀伊水道における 2014 年 1 月–2017 年 1 月間の 4 cm コンター  
1446 [Kobayashi, 2017], 四国西部における 2004 年 10 月–2005 年 10 月間の 6 cm コ  
1447 ンター [Takagi et al., 2016], 豊後水道における 2003 年間の 20 cm コンター [国  
1448 土地理院, 2015]。(c) 1707 年宝永地震の震源域で平均すべり量は東から 5.6, 7.0,  
1449 5.6, 9.2, 9.2 m [Furumura et al., 2011]。ただし, 東端のすべりは疑わしい  
1450 [Matsu'ura 2012; Kobayashi et al. 2018]。灰破線は沈み込むフィリピン海プレー  
1451 ト上面の深さコンター (10 km 間隔) [Hirose et al., 2008]。(d) すべり欠損レー

1452 ト分布（色付き）と大陸プレートに対するフィリピン海プレートの運動方向  
1453 （矢印） [Nishimura et al., 2018]. 青矩形は 2017–2018 年 LSSE [Yokota &  
1454 Ishikawa, 2020]. 緑点は浅部 VLFE [Takemura et al., 2019]. 紫線で囲まれた領  
1455 域は想定震源域で、（右から左へ）東海地震 [中央防災会議, 2001], 東南海・南  
1456 海地震 [地震調査委員会, 2001]. (e) フリーエア重力異常. 太黒線は沈み込む海  
1457 山や海嶺 [深部古銭洲 : Kodaira et al., 2004; 古銭洲 : Kodaira et al., 2004, Park et  
1458 al., 2003; 土佐箸 : Kodaira et al., 2000; 九州・パラオ海嶺 : Yamamoto et al., 2013].  
1459 白矢印は重力異常から確認できる沈み込む前の海嶺の位置. (f) 研究対象領域  
1460 （赤枠）. 青枠は Fig. 1 の上段に対応.

1461

1462 **Figure 3.** 南海トラフ沿いの LSSE ( $M_w$  付き) の年表. 紀伊水道の 2000–2002 年の紀  
1463 伊水道 LSSE [Kobayashi, 2017] 以外は Ozawa [2017] による.

1464

1465 **Figure 4.** パラメータ設定. (a) 13604 個の三角形セルからなる 3 次元プレート境界.  
1466 鉛直方向に拡大. 灰破線は沈み込むフィリピン海プレート上面の深さコンター  
1467 (10 km 間隔) [Hirose et al., 2008]. (b) 図(d)の緑線に沿う断面図. 青線は本モ  
1468 デルで使用したプレート境界, 赤線は実際のプレート境界. (c) プレート収束速  
1469 度, (d) 摩擦パラメータ( $a - b$ ), (e) 有効法線応力, (f) 特徴的すべり量 (カラー  
1470 スケールが線形でないことに注意) のマップビュー. 図(d)–(f)はベストモデル  
1471 のパラメータ設定. 図(c)の赤矢印は本研究で用いた平均的なプレート収束方向.  
1472 図(e, f)の番号は参照点. その他のシンボルは Fig. 2 と同様.

1473

1474 **Figure 5.** 巨大地震時のすべり分布の 6 分類. 星は破壊開始点. 各図の左上の数値は  
1475 イベント番号 (全 106 個については Fig. S2 参照). 右下の数値はシミュレーシ  
1476 ョン内の経過時間 (S600–S5000 年),  $M_w$ , 最大すべり量. 枠の色はイベントタ  
1477 イプに対応.

1478

1479 **Figure 6.** S2000–S3400 年に発生した地震の発生時間とすべり域. 星は破壊開始点.  
1480 青線はトラフ軸付近で 5 m 以上のすべりを示す. 領域 Z の赤線は  $M_w \sim 7.5$  の日  
1481 向灘地震, 領域 E と Z の緑線は  $M_w$  6 クラス地震を示す. 括弧内の斜体数値は連

1482 続する地震の発生間隔。年表の右側には、南海と東海・東南海地震の規模、そ  
1483 の右肩に **Figs. 5, S2** に対応したイベント番号を示す。超巨大地震は赤背景に白  
1484 字。角括弧内の数値は東海・東南海地震と南海地震の時間差（年）：時間差[0.0]  
1485 の右肩 b, c, d はそれぞれ 2 日, 1 日, 2 週間。矢印は巨大地震の発生順（白矢印は  
1486 南海が先行）。右端に示す地震タイプについては本文参照。それらの色は **Fig. 5**  
1487 に対応するが、ハテナマークは **Fig. 5** の 6 タイプに分類できない破壊パターン。

1488

1489 **Figure 7.** **Fig. 4f** の Point 1–5 における累積すべり量の時間変化（太線）。括弧内の数  
1490 値は **Fig. 6, S2** のイベント番号。上側と下側の細線はそれぞれ slip-predictable モ  
1491 デルと time-predictable モデル。

1492

1493 **Figure 8.** 1600–2015 年に発生した東海地方（★）と豊後水道（☆）における  $M 6$  ク  
1494 ラス地震の震央分布図と M-T 図。D は深さ。

1495

1496 **Figure 9.** S4428 年南海地震（イベント番号 93）の(a) ~70, (b) 100, and (c) 130 年後の  
1497 すべり欠損レート分布。黒実線と黒波線はそれぞれ観測されたすべり欠損レ  
1498 ート分布で 3.0 cm/s と 2.4 cm/y コンター（標準誤差 2.0 cm/y 未満）[\[Nishimura et al. 2018\]](#)。  
1499 右下の数値はシミュレーション開始からの経過時間、前の地震から  
1500 の経過時間、次の地震までの時間。

1501

1502 **Figure 10.** 昭和タイプの地震（イベント番号 92, 93）の次の準宝永タイプの大地震  
1503 （イベント番号 95–97）前後の（左）すべり速度分布、（右）すべり欠損レ  
1504 ート分布のスナップショット。速度はプレート収束速度で規格化されている。イ  
1505 ベント 95 の(a, b) 約 20 年前、(c, d) 約 1 年前、(e, f) 破壊開始時、(g, h) 直後、(i, j)  
1506 約 270 日後。(k, l) イベント 96 の開始時。(e, f) の星は東南海地震（イベント 95）  
1507 の震央。(k, l) の星は南海地震（イベント 96）の震央。その他のンボルは **Figure**  
1508 **2** を参照のこと。

1509

1510 **Figure 11.** **Fig. 4e, f** の Points 8–11 におけるすべり速度の時系列。(a) 東海地方、(b) 紀  
1511 伊水道、(c) 四国西部、(d) 豊後水道。飽和していない低速度の揺らぎが LSSE を

1512 表す。飽和 ( $> 25$  cm/y) したすべり速度は、周辺の  $M_w$  8 巨大地震や  $M_w \sim 7.5$  日  
1513 向灘地震によって誘発された地震性すべりを表しており、自発的な地震性すべ  
1514 りは東海・豊後水道 LSSE 域での  $M_w$  6 クラス地震 9 個しかない (**Fig. S2**)。水  
1515 平破線は各点におけるプレート収束速度。図(a)と(d)のレベル R (rupture の意)  
1516 は、LSSE 域の up-dip の地震発生層における巨大地震を示す。図(c)と(d)の間の  
1517 青線と橙破線は、それぞれ領域 Z の  $M_w \sim 7.5$  日向灘地震と豊後水道 LSSE 域の  
1518  $M_w$  6 クラス地震を示す。灰期間は **Fig. 12** に示す。

1519

1520 **Figure 12.** **Fig. 11** の灰期間に対応した 100 年間のすべり速度の時系列。(a) 東海地方、  
1521 (b) 紀伊水道、(c) 四国西部、(d) 豊後水道。赤線は地震(EQ)を示し、括弧内にイベ  
1522 ント番号を付記。丸は **Fig. 13** で示すイベントに対応。図(b)の青線は、**Fig. 13b**  
1523 の点 X におけるすべり速度の時系列。

1524

1525 **Figure 13.** **Fig. 12** の丸に対応した LSSE 時のすべり分布。黒線は LSSE 域の端を示  
1526 す。その他のシンボルについては **Fig. 2** を参照。

1527

1528 **Figure 14.** すべり速度とせん断応力の関係。(a) 東海地方、(b) 紀伊水道、(c) 四国西部、  
1529 (d) 豊後水道。各線は左上のシミュレーション期間に対応し、括弧内の数値は対  
1530 応する地震のイベント番号 (**Fig. S2** 参照)。

1531

1532

### 1533 Table Captions

1534 **Table 1.** 南海トラフ沿い巨大歴史地震の発生日と規模( $M_u$ , 宇津マグニチュード;  $M_t$ ,  
1535 津波マグニチュード) [**地震調査委員会, 2013**] と我々が再現対象とした規模  
1536 ( $M_{\text{target}}$ ).

1537

1538 **Table 2.** **Fig. 4e, f** の Points 1–12 におけるベストモデルのパラメータ。

1539

1540

1541 補遺

1542 S1 節では、本ベストモデル内で 4400 年間に発生した全地震の履歴を示している。  
1543 S2 節では、ベストモデルを得るためのパラメータチューニングについて詳しく述べて  
1544 いる (S2.1 節は破壊開始点の再現, S2.2 節は東海・東南海地震と南海地震の発生  
1545 順と時間差, S2.3 節は東端のバリエーション, 昭和東南海・南海地震, 日向灘地震,  
1546 S2.4 節はすべり欠損レート分布を再現するためのパラメータチューニング)。

1547

#### 1548 § S1. シミュレーション地震の発生履歴

1549 **Figure S1** は、**Figure 4e, f** の Point 1–7, 12 のプレート境界面におけるすべり速度と  
1550 積算変位量の時系列である。駿河湾 (Point 1) では、400–600 年周期で地震性イベ  
1551 ントが発生した。その西隣の Point 2 では、Point 1 に比べると地震性イベントの発生  
1552 頻度は高く、100–150 年間隔と 200–400 年間隔のイベントが概ね交互に現れた。東  
1553 南海側 (Point 3) と南海側 (Point 4) はさらに発生頻度が高く、100–200 年間隔で  
1554 同時または東南海側が数年先に現れた。ただし、S2169 年のイベント (**Figure S1** の  
1555 Point 3 の丸印) は東南海側で単独で発生した。四国沖浅部 (Point 5) の発生頻度は  
1556 低く、100–300 年に 1 回のペースで地震性イベントが生じた。日向灘北部 (Point 6)  
1557 は Point 3 や 4 と同程度の頻度・タイミングで発生するが、Point 3 や 4 に先行するこ  
1558 とも後続することもあった。ここでは、地震間の後半に非地震性すべりが発生して  
1559 いることがみてとれる。日向灘南部 (Point 7) は、 $a - b < 0$  域であるが大きな  $L$  を  
1560 与えたためほぼ安定すべりとなった。深部域 (Point 12) は  $a - b > 0$  域であり、地震  
1561 発生層の地震による余効すべりが僅かにみられる程度でほぼ安定すべりとなった。

1562 **Figure S2** は全 106 個の地震時のすべり分布のスナップショット、**Figure S3** は発  
1563 生したイベントの時空間分布である。紀伊半島より東側については、領域 C–D や C–  
1564 E, C–F を破壊する  $M_w$  7.9–8.4 イベントが現れ、破壊域の東端が浜名湖付近 (昭和タ  
1565 イプ)、御前崎付近 (宝永タイプ)、駿河湾奥 (安政タイプ) に対応している。破壊  
1566 開始点 (星印) は領域 C に限定され、南西端の浅部側となることが多いが、プレー  
1567 ト境界深部となることもあった。紀伊半島より西側については、領域 A–B の深部側  
1568 (昭和タイプ) や A–B 全体 (安政タイプ, 準昭和タイプ)、さらに Z もほぼ同時に  
1569 破壊 (宝永タイプ) する  $M_w$  8.1–8.6 イベントが現れた。破壊開始点は領域 B に限定  
1570 され、1946 年昭和南海地震のように南東端となることが多いが、プレート領域深部

1571 となることもあった。

1572

## 1573 § S2. パラメータチューニング

1574 本研究のベストモデルは **Figure 4** 及び **Table 2** に示した通りであるが、それに至  
1575 るまでにパラメータ値を変更したり、アスペリティの位置や大きさを調整したりし  
1576 た。 **Table S1** は **Figure 4e,f** の代表点 1–12 におけるパラメータの範囲である。本節  
1577 ではパラメータチューニングの過程について補足する。

1578

### 1579 § S2.1. 破壊開始点の再現

1580 まず、 $\sigma^{\text{eff}}$  を解析領域全体で 30 MPa に固定し (**5.4 節参照**)、特徴的すべり量  $L$  の  
1581 値をチューニングした。このとき、小さな  $L$  の領域を大きな  $L$  で囲む階層アスペリ  
1582 ティモデル [**Hori et al., 2009; Hyodo & Hori, 2013**] を参考にした。階層アスペリ  
1583 ティモデルは、大きな  $L$  の領域がバリアになったりアスペリティになったりと多様な破  
1584 壊様式を示すことが知られている。周囲を取り巻く大きな  $L$  については、日本海溝  
1585 沿いについても地震発生シミュレーションモデルの構築を進めている [**藤田・他,**  
1586 **2018**] が、そのモデルで、アスペリティ以外の背景領域に  $L = 7.5$  m を与えた場合  
1587 に、2011 年東北地方太平洋沖地震の余効すべりの再現性が高いことを参考にした。

1588 大きな  $L$  に囲まれた東海地方から日向灘北部までの深さ 5–20 km (地震発生層) に  
1589 まず一律の  $L$  (0.05, 0.06, 0.08, 0.10, 0.12, 0.14 m を試みた) を与えた (**Figure S4a,**  
1590 **Table S2** の Cases 1-1-1-6)。しかし地震発生層全域で  $L$  が均一な分布では小さめの  $L$   
1591 を与えても、全域を破壊する  $M_w$  8.5–8.6 の巨大地震が周期的に発生するのみで、再  
1592 現対象 1a, 1b を再現することはできなかった。 **Figure S4a** の破壊開始点や **Table S2**  
1593 の情報は 10 イベント目の情報である。破壊開始点は、 $L$  が比較的小さい (0.05–0.06  
1594 m) と足摺岬沖、 $L$  が比較的大きい (0.08–0.14 m) と潮岬沖だった。本モデル領域の  
1595 プレート収束速度は西に行くほど速くなる (**Figure 4c**)。そのため、固着の剥がれ  
1596 は基本的に西側から進行しやすい場にあると言える。一方、(プレート傾斜角が急な)  
1597 地震発生層幅の狭い潮岬沖も深部と浅部の安定すべりによる応力集中が大きくなり  
1598 やすい地域である (例えば、**高山・他 [2008]**)。  $L$  の大小は震源核形成サイズ  $h^*$  の大  
1599 小を支配する。  $h^*$  が小さいうちはプレート収束速度の速い足摺岬沖 (領域西側) で  
1600 破壊が発生しやすい (**Figure S5**)。  $h^*$  が大きくなると震源核の成長に時間がかかる



1601 ため、応力集中しやすい潮岬で破壊が発生しやすくなる (**Figure S6**) と考えられる。  
1602  $L$ が大きいほど、発生周期 $T_r$ が長い (**Table S2**)。これは震源核形成サイズ $h^*$ が $L$ に比  
1603 例して大きくなるためであろう。実際の 1944 年昭和東南海・1946 年昭和南海地震  
1604 の破壊開始点は潮岬沖であることから、仮に再現対象 1c (東海・東南海と南海地震  
1605 の時間差) を再現対象から外し、潮岬沖を破壊開始点として破壊がバイラテラルに  
1606 進展するような第一次近似モデル [例えば, Hirose & Maeda, 2013] でよいとするな  
1607 らば、 $L$ は 0.08 m 以上を基本として考えればよいであろう。

1608

## 1609 § S2.2. 東海・東南海地震と南海地震の発生順と時間差

1610 東海・東南海地震と南海地震に時間差がある場合、史実では、東海・東南海側が  
1611 南海側に先行して発生する傾向にある (**Figure 1**)。  $(b-a)\sigma^{eff}$  が同じ場合は $L$ が小  
1612 さいほど発生周期が短くなること [Stuart, 1988] を考慮し、再現対象 1c の東海・東  
1613 南海地震と南海地震の時間差を生じさせるために、潮岬沖を境にして東海・東南海  
1614 側の $L$ を南海側よりも小さく与えた。東海・東南海側の $L$ は 0.05 m に固定し、南海側  
1615 の $L$ を 0.1, 0.2, 0.4, 0.6, 0.8 m と変えた (**Figure S4b**, **Table S3** の Cases 2-1-2-5)。そ  
1616 の結果、破壊開始点が解析領域の東端となったり潮岬沖となったりしたが、いずれ  
1617 の場合も時間差は生じなかった。また、 $L$ が 0.4 m の時は東海・東南海 3 回に対して  
1618 南海 1 回の割合で地震が起き、さらに $L$ が 0.6 m 以上では南海側で地震が発生しな  
1619 くなった。南海側で地震が発生しなくなった理由は、震源核形成サイズがアスペリテ  
1620 イサイズを超えたためであろう。南海トラフ沿い巨大地震として設定したアスペリ  
1621 ティは、その幅に対する長さの比が大きく、震源核形成サイズが大きくなる傾向に  
1622 ある [Kato, 2003]。 **Figure S4b** の破壊開始点や **Table S3** の情報は 10–11 イベント目  
1623 の情報である。

1624 東西に $L$ の差を付けただけでは、再現対象 1c が現れなかったため、次に、潮岬沖  
1625 に帯状 (スリット) に大きな $L$ を与えた (**Figure S4c, d**, **Table S4**)。大きな $L$ はバリ  
1626 アとして働く性質があり [例えば, Hirose & Maeda, 2013]、東西の破壊に時間差を  
1627 生じ得ると期待されたためである。地震発生層の $L$ の値は東西で統一し (0.08, 0.10,  
1628 0.12 m)、潮岬沖の $L$ に 1.0, 3.0, 7.5 m を与えた。さらにその際に境界の幅を 15 km と  
1629 25 km の 2 ケースとし、全部で 18 通り (=  $3 \times 3 \times 2$ ) のケースを試した。その結果、  
1630 潮岬沖に大きな $L$ を置けば、東海・東南海と南海で時間差 (再現対象 1c) が生じる

1631 ことがわかった。 **Figure S4c, d** の破壊開始点については、全く同じ発生様式のサイ  
1632 クルが繰り返すケースでは 10 番目のペア地震の情報を抽出したが、異なる周期を持  
1633 つペア地震が交互に現れるケースでは 11 番目のペア地震の破壊開始点も追加し、  
1634 **Table S4** の  $\Delta T$  に時間幅を示した。スリット幅が大きい and/or 地震発生層の  $L$  が小さ  
1635 いほど東西の時間差が大きくなった。

1636 スリットの  $L$  が 1.0 m だと東海・東南海側から破壊しやすく、一方、スリットの  $L$   
1637 が 3.0 m または 7.5 m だと南海側から発生しやすい。スリットの  $L$  が小さく東海・東  
1638 南海側から破壊が開始するケース（例えば、**Table S4** の Case 3-16）では、バリア効  
1639 果が小さいことにより、後行の南海地震の余効すべりが、先行して固着しつつある  
1640 東海・東南海アスペリティの一部を浸食する（**Figure S7a, b**）。その結果、そのフロ  
1641 ントでは周囲よりも応力が高い状態が保たれ（**Figure S7c-f**）、次のサイクルでも東  
1642 海・東南海アスペリティから破壊しやすくなると考えられる。一度この状態になる  
1643 と、東海・東南海側が先行するイベントが繰り返される。おそらくシミュレーショ  
1644 ンの初期段階で南海地震が先行していれば、同様の理屈で逆に南海地震が先行する  
1645 イベントが繰り返されていたと考えられるが、タッチの差で東海・東南海地震が先  
1646 行したことにより、このような結果となった。

1647 一方、スリットの  $L$  が大きく南海側から破壊が開始するケース（例えば、**Table**  
1648 **S4** の Case 3-13）では、東海・東南海、南海両アスペリティも同じように応力集中が  
1649 進み、タッチの差で南海アスペリティが先に破壊する（**Figure S8a-d**）。スリットの  
1650 バリア効果が大きいことにより、余効すべりの隣（東海・東南海）のアスペリティ  
1651 への浸食は Case 3-16 よりも抑えられる（**Figure S8e, f**）。その後、スリットに隣接す  
1652 る東アスペリティの下端から破壊が開始する（**Figure S8g-j**）。一度この状態になる  
1653 と、南海側が先行するイベントが繰り返される。

1654 境界の幅を 15 km、境界の  $L$  を 3.0 m とした Cases 3-4-3-6（**Table S4**）では、東  
1655 海・東南海側からと南海側からの破壊のパターンがどちらも現れた。スリットの  $L$   
1656 が大きいとバリア効果は上昇し、スリット幅が細いとバリア効果が低下する。Cases  
1657 3-4-3-6 はそのようなトレードオフの関係にあり、バリア効果が中程度のケースであ  
1658 る。東西どちらから破壊するサイクルであっても、東アスペリティの西端でのプレ  
1659 スリップがきっかけとなり、その周りでは応力が集中する（**Figure S9b, f, B, F**）。東  
1660 から破壊するサイクルの場合は、東アスペリティのプレスリップがそのまま加速し、

1661 震源核を形成して破壊に至る (**Figure S9e-h, E-H**). 一方, 西から破壊するサイク  
1662 ルの場合は, 西アスペリティの東端の固着が弱まっていることが前提である  
1663 (**Figures S9b** と **Figure S9f** を比較) が, 西アスペリティの東端ですべりが加速し,  
1664 破壊に至る (**Figure S9d, D**). バリア効果が中程度であるため, 東南海側のすべりの  
1665 影響を中程度に受け, ひとつ前の地震時すべり分布やその後の応力分布がその都度  
1666 微妙に異なり, 西アスペリティの東端の応力状態が変化する. このわずかな応力状  
1667 態の違いが, このような発生パターンの違いとなって現れると考えられる.

1668 実際の発生履歴 (**Figure 1**) では, 1498 年明応南海地震 (疑問視されているが)  
1669 と宝永地震 (ほぼ同時だが) を除けば東海側の方が先に発生しているため, 境界の  
1670  $L$  を 1.0 m とした方が史実と整合する. ただし, 西側の地震発生層の  $L$  だけを大きく  
1671 すると, 境界の  $L$  が 7.5 m でも東側が先に発生するため, 境界の  $L$  を小さくすれば東  
1672 海・東南海側から破壊するとは一概には言えない. その例が **Figure S4e** 及び **Table**  
1673 **S5** である (この条件における 9-10 番目のペア地震の場合).

1674 いずれにしても東海・東南海と南海で時間差を持ち, 東海・東南海側から破壊す  
1675 る傾向にあるという史実を再現するためには, 東海・東南海と南海の境界に地震発  
1676 生層の  $L$  より大きな  $L$  を置くことが必要であることがわかる.

1677

### 1678 § S2.3. 東端のバリエーション, 昭和東南海・南海地震, 日向灘地震

1679 **S2.1, S2.2** 節で設定したような  $L$  の空間分布では, 東端のバリエーション (再現対  
1680 象 1a) は現れなかった. 東海地方にバリアとして 1 種類の大きな  $L$  を与えた場合も再  
1681 現不可だった. そこで, バリアとして 2 種類の大きな  $L$  を与えた (**Figure S4f**). その  
1682 結果 (**Figure S10**), **Figure S4f** の Point 2 では 3 回に 1 回はすべり速度が小さく,  
1683 Point 1 では性格の異なる 3 つの変動がおよそ 100 年間隔で現れている. ここで示し  
1684 た例のパラメータチューニングはやや不十分であるが, **Figure S4f** のような  $L$  の分布  
1685 を与えることによって, 東端のバリエーション (再現対象 1a) や昭和東南海地震を  
1686 概ね再現するすべり分布 (再現対象 1e) が現れることがわかった. このときの地震  
1687 の発生周期は約 90, 100, 130 年であった.

1688 1946 年昭和南海地震は, 潮岬沖から破壊開始し, 四国沿岸部で大きくすべった  
1689 [**Baba & Cummins, 2005**] (**Figure 2a**). こちらも前節の結果から, 単純な  $L$  の空間  
1690 分布では四国沿岸部だけが大きくすべるようなすべりは再現できなかったため,  $L$

1691 に不均一を与えた (**Figure S4g**). その結果, ここで示した例のパラメータチューニ  
1692 ングは不十分であるが, 昭和南海地震を概ね再現するすべり (再現対象 1e) の広が  
1693 りが得られた. さらに, 再現対象 1d (宝永地震のような特に巨大な地震の再来間隔  
1694 400–600 年) よりやや短いものの, 四国沖の浅部側 (**Figure S4g** の Point 5) も深部  
1695 側 (Point 4) と同時にすべるような巨大地震は約 300 年に 1 回のペースで発生した  
1696 (**Figure S10**).

1697 日向灘北部域には, 本モデル中最大の有効法線応力 (60 MPa) を与え, アスペリ  
1698 ティサイズ (約 50 km × 50 km) に近い震源核形成サイズとなるよう特徴的すべり量  
1699 を調整した (**Figure 4, Table 2**). その結果, 時折非地震性すべりによる応力解放が  
1700 生じ, 発生間隔 (最長 292 年) の割りに規模が小さい ( $M_w$  7.5 程度) イベントの再  
1701 現ができた.

1702

#### 1703 § S2.4. すべり欠損レート分布を再現するためのパラメータチューニング

1704 再現対象 3 のすべり欠損レート分布 [Nishimura et al., 2018] に関するパラメータ  
1705 設定について述べる. 南海トラフ沿いには, 高すべり欠損レートの極大が複数領域  
1706 に存在しており, 一方で志摩半島沖, 潮岬沖, 室戸岬南東沖 (土佐箸), 足摺岬沖の  
1707 すべり欠損レートは相対的に低い. 室戸岬南東沖の低すべり欠損レート域に大きな  
1708  $L$  (及び小さな  $\sigma^{\text{eff}}$ ) を与えない場合 (**Figure S4h, j; Figure S11a**) と大きな  $L$  (及び  
1709 小さな  $\sigma^{\text{eff}}$ ) を与えた場合 (**Figure S4i, k; Figure S11b**) とを比べると, 後者の方が  
1710 室戸岬南東沖のすべり欠損レートは低くなり, 観測結果に近いことがみてとれる.

1711 同様に, 志摩半島沖の低すべり欠損レート分布を再現するために, 同域に大きな  
1712  $L$ を与えたところ, 地震の発生周期が 90–130 年から 60–105 年と全体的に短くなっ  
1713 た. これでは史実と合わないため, 地震発生層の  $|a - b|$ を上げることとした.  $a -$   
1714  $b = -0.0025$ と  $-0.003$ を試し, 地震の発生周期が 90–190 年となった  $a - b = -0.003$ を  
1715 採用した.

1716

#### 1717 § S2.5. パラメータチューニングのまとめ

1718 観測された現象を再現するためには, **Figure 4e, f**で示したような  $L$ 及び  $\sigma^{\text{eff}}$ の空間  
1719 分布にある程度の複雑性が要求されることがわかる. ただし, 本研究では,  $a$ は一  
1720 定値とし,  $b$ の空間分布は深さ 30 km で単純にステップ的に変化させたのみである.

Hirose, F., Maeda, K., Fujita, K., and Kobayashi, A. Simulation of great earthquakes along the Nankai Trough. *Earth Planets Space* 74, 131 (2022). <https://doi.org/10.1186/s40623-022-01689-0> の簡易和訳版

1721 実際は、 $a$ も $b$ も速度・温度（深さ）・有効法線応力によって変化することが岩石実  
1722 験 [例えば, [Blanpied et al., 1998](#); [Sawai et al., 2016](#)] から示されている。すなわち、  
1723 より現実的なモデルに近づけるためには、 $L$ や $\sigma^{\text{eff}}$ だけでなく、 $a$ や $b$ の空間分布にも  
1724 複雑性を与えたり、さらにパラメータの時間変化を考慮したりするモデルが求めら  
1725 れる。パラメータの制約のためには、プレート境界面の状態に関する情報を高分解  
1726 能で把握する必要があるが、これらは今後の課題である。

1727

1728

### 1729 Figure Captions

1730 **Figure S1.** **Fig. 4e, f** の Points 1–7, 12 におけるすべり速度（細線）と累積すべり量  
1731 （太線）の時系列。水平破線は地震発生の閾値であるすべり速度 0.1 m/s を示す。  
1732 パネル 3 の丸は単独東南海地震（イベント 39）を示す。

1733

1734 **Figure S2.** 本シミュレーション（S600–S5000）の全地震のすべり分布。星は破壊開  
1735 始点。各パネルの左上にイベント番号、右下にシミュレーションの経過年、 $M_w$ 、  
1736 最大すべり量。枠色は地震タイプに対応：赤は昭和、青は安政、濃緑は宝永、  
1737 橙は準昭和、薄緑は準宝永、紫は単独東南海。いくつかのイベントについては  
1738 別のカラースケールであることに注意。

1739

1740 **Figure S3.** 本シミュレーション（S600–S5000）の全地震の年表。表の見方について  
1741 は **Fig. 6** 参照。時間差[0.0]の右肩 a, b, c, d はそれぞれ 1 日, 2 日, 1 日, 2 週間。

1742

1743 **Figure S4.** 特徴的すべり量 $L$ と有効法線応力 $\sigma^{\text{eff}}$ の例。シンボルは地震開始点。図(c–  
1744 e)の線で結ばれた Open と solid のシンボルはそれぞれ先行・後行イベント。東  
1745 海・東南海地震と南海地震の時間差を再現するために試した $L$ の空間分布：(a)  
1746 **Table S2** の Case 1-3, (b) **Table S3** の Case 2-5, (c) **Table S4** の Case 3-7, (d) **Table**  
1747 **S4** の Case 3-15, (e) **Table S5** の Case 4-1. (f) 東海エリアの破壊のバリエーショ  
1748 ンを再現するために試した $L$ の空間分布。(g) 南海エリアの破壊のバリエーショ  
1749 ンを再現するために試した $L$ の空間分布。(h–k) 土佐碧海山（楕円）の低すべり  
1750 欠損レート分布を再現するために試した $L$ と $\sigma^{\text{eff}}$ の例 (**Fig. S11** 参照)。その他の

1751 シンボルについては **Fig. 2** 参照.

1752

1753 **Figure S5 Table S2** の Case 1-2 の (左) すべり速度, (右) せん断応力のスナップシ  
1754 ョット. すべり速度はプレート収束速度, せん断応力は有効法線応力で規格化.  
1755 足摺岬沖を破壊開始点とする地震 (三角) の(a, b) ~70 年前, (c, d) ~30 年前, (e, f)  
1756 ~8 年前, (g, h) 直前, (i, j) 地震時. その他のシンボルについては **Fig. 2** 参照.

1757

1758 **Figure S6 Table S2** の Case 1-3 の (左) すべり速度, (右) せん断応力のスナップシ  
1759 ョット. すべり速度はプレート収束速度, せん断応力は有効法線応力で規格化.  
1760 潮岬沖を破壊開始点とする地震 (星) の(a, b) ~40 年前, (c, d) ~20 年前, (e, f) や  
1761 や前, (g, h) 直前, (i, j) 地震時.

1762

1763 **Figure S7. Table S4** の Case 3-16 の (左) すべり速度, (右) せん断応力のスナップ  
1764 ショット. すべり速度はプレート収束速度, せん断応力は有効法線応力で規格  
1765 化. (a, b) 9 組目の南海地震直後, (c, d) 9 組目と 10 番目の地震の間, (e, f) 10 組目  
1766 の東南海地震 (震央は白八角) の開始時. (g, h) 10 組目の東南海地震直後, (i, j)  
1767 10 組目の南海地震 (震央は黒八角) の開始時.

1768

1769 **Figure S8. Table S4** の Case 3-13 の (左) すべり速度, (右) せん断応力のスナップ  
1770 ショット. すべり速度はプレート収束速度, せん断応力は有効法線応力で規格  
1771 化. (a, b) 9 組目と 10 組目の地震の間, (c, d) 10 組目の南海地震 (震央は白四角)  
1772 の開始時. (e, f) 10 組目の南海地震直後, (g, h) 10 組目の南海地震と東南海地震  
1773 の間, (i, j) 10 組目の東南海地震 (震央は黒四角) の開始時.

1774

1775 **Figure S9. Table S4** の Case 3-4 の (左) すべり速度, (右) せん断応力のスナップシ  
1776 ョット. カラースケールが他の図と異なることに注意. (a-d, A-D) 10 組目の南  
1777 海地震が先行するケース. 南海地震の(a, A) 約 15 年前, (b, B) 少し前, (c, C) 直  
1778 前, (d, D) 開始時. 図(d, D)の白四角形は南海地震の震央. (e-h, E-H) 11 組目の  
1779 東南海地震が先行するケース. 東南海地震の(e, E) 約 15 年前, (f, F) 少し前, (g,  
1780 G) 直前, (h, H) 開始時. 図(h, H)の白四角形は東南海地震の震央. (d, f)の白丸に

1781 ついては本文参照.

1782

1783 **Figure S10. Fig. S4** の Points 1–5 におけるすべり速度（細線）と累積すべり量（太線）  
1784 の時系列. 水平破線は地震発生 の 閾値であるすべり速度 0.1 m/s を示す.

1785

1786 **Figure S11. (a) Fig. S4h, j** と (b) **Fig. S4i, k** のパラメータ分布を持つシミュレーション  
1787 において南海地震の約 70 年後のすべり欠損レート分布. 黒実線と黒波線はそれ  
1788 ぞれ観測されたすべり欠損レート分布で 3.0 cm/s と 2.4 cm/y コンター（標準誤  
1789 差 2.0 cm/y 未満） [Nishimura et al. 2018]. 右下の数値はシミュレーション開始  
1790 からの経過時間, 前の地震からの経過時間, 次の地震までの時間. 緑楕円は土  
1791 佐磐海山 [Kodaira et al., 2000].

1792

### 1793 Table Captions

1794 **Table S1.** シミュレーションで試したパラメータ範囲. Points 1–12 は **Fig. 4e, f** に対  
1795 応. **Table 2** に最適値を示す.

1796

1797 **Table S2.** 地震発生層に与えた  $L$  値. このとき,  $a = 0.005, b = 0.007, \sigma^{\text{eff}} = 30$  MPa で,  
1798 **Fig. S4a** に対応.  $M_w$  は 10 番目の地震の規模.  $T_r$  は 9 番目と 10 番目の地震の発  
1799 生間隔.

1800

1801 **Table S3. Fig. S4b** に対応した  $L$  の分布.  $M_w$  は 10 番目と 11 番目の地震の規模の範囲.  
1802  $T_r$  は 9 番目と 10 番目, 10 番目と 11 番目の地震の発生間隔.  $\Delta T$  は東海・東南海  
1803 地震と南海地震の時間差 (なし).

1804

1805 **Table S4. Fig. S4c, d** に対応した  $L$  の分布.  $\Delta T$  は 10 組目の東海・東南海地震と南海地  
1806 震の時間差.  $\Delta T$  に範囲を持つものは 11 組目の時間差を含む.

1807

1808 **Table S5. Fig. S4e** に対応した  $L$  の分布.  $\Delta T$  は 9 組目と 10 組目の東海・東南海地震と  
1809 南海地震の時間差.

1810