



文禄五年閏七月九日の伊予・豊後地震に関する 特性化震源モデルを用いた中央構造線活断層帯 の断層パラメータの検証

大熊祐里英・隈元 崇

Parameter study of strong ground motion simulation for the Median Tectonic Line in the case of the Iyo-Bungo Earthquake of September 1st, 1596

OKUMA Yurie and KUMAMOTO Takashi

School of Science, Okayama University, Okayama, 700-8530, Japan

Abstract The purpose of this study is to verify the fault length and earthquake magnitude of the Iyo-Bungo earthquake in 1596 estimated by Ishibashi (2019) using historical documents written in the same period. According to Ishibashi (2019), the length of the source fault was estimated to have been less than 100 km and the earthquake magnitude was roughly estimated to have been around 7.5. In order to attempt to reproduce the interpretation, we conducted two different strong ground motion simulations: the attenuation equation method and the characterized source model method, both used in the Headquarters for Earthquake Research Promotion. We simulated earthquake ground motions based on several source fault models including estimation by Ishibashi (2019). For the length of the fault, a 100 km length corresponding to the Lyonada segment of the Median Tectonic Line active fault system was the first model and 130 km and 160 km models extending onshore to the northeast were taken into account as epistemic uncertainties. Regarding the dip angle of the fault, both 40 and 90 degree models were considered also as epistemic uncertainties. Our calculation with other uncertainties shows that the models with a fault length of 100 km with a dip angle of 90 or 40 degrees are consistent with the seismic intensity and seismogenic fault length of offshore fault estimated by Ishibashi (2019) based on reliable first-grade documents. If low-certainty intensity estimates by Ishibashi (2019) are used to evaluate fault length in our calculation, the possibility of 130 or 160 km length models with additional onshore faults will remain. Our results show that the strong ground motion simulation could reinforce the expert's interpretation of historical documents and propose quantitative source fault models for historical earthquakes.

Keywords Median Tectonic Line, 1596 Iyo-Bungo earthquake, strong ground motion simulation, epistemic uncertainties

1 はじめに

本研究の目的は、専門家による歴史地震の史料の解釈と判断に基づく地震の規模と地震動の推定について、地震動予測手法を用いた定量的な評価により検証を試みる

ことである。具体的には、石橋（2019）が同時代の史料を用いて推定した文禄五年閏七月九日（グレゴリオ暦1596年9月1日）の伊予・豊後地震の震度分布について、国の地震調査研究推進本部（以下、地震本部）が公表している全国地震動予測地図（地震本部，2021）で用い

られている距離減衰式を用いた計算結果、および、「強震動予測のレシピ」(地震本部, 2020) に準じた特性化震源モデルをもとにした地震動の詳細な計算結果との比較から、この地震の震源断層とされている中央構造線活断層帯(以下, MTL: Median Tectonic Line) の活動区間を推定・検証することである。地震動の計算には、本研究で設定する特性化震源モデルを基にして、地震動の簡便な計算手法である司・翠川(1999)の距離減衰式と、久田(2001)が開発し公開している波数積分法および統計的グリーン関数法を併用したより詳細なハイブリッド計算の手法を用いる。その結果を、伊予・豊後地震の推定震度と比較することで、長大なMTLの中で伊予・豊後地震で活動した震源断層の活動区間や地震の規模を議論する。

伊予・豊後地震については、これまで地震学、変動地形学、歴史地震学などさまざまな手法で検討が行われてきた。その中で、同じ年の閏七月十二~十三日の深夜(グレゴリオ暦1596年9月4~5日)に京阪地域で大きな被害が生じたことで知られる通称「伏見地震」(石橋, 2019)と比べると、伊予・豊後地震の発生日については、九日(グレゴリオ暦9月1日)または十二日(グレゴリオ暦9月4日)の2つの説が議論されている(例えば、石橋(1989)、石辺・島崎(2005)、都司ほか(2012)、竹村ほか(2013)、榎原(2020))。さらに、堤ほか(2000)や松岡(2014)は、十二日の豊後の地震とは別に九日に伊予地方を中心とする別の地震の発生を推定するなど、MTLの四国西半部から九州・大分にかけての最新活動

について、その地震像が明確になったとは言い難い。石橋(2019)は、「諸説が並存し、同一著者によっても見解が揺れているのは、史料の検討と地震学的検討の両方が不十分なためであるように思われる」と述べ、「史料批判と地震学的検討の両面から、より合理的な地震像を提案」との見地で検討が進めた。具体的には、伊予・豊後地震に関する69点の史・資料を5区分の史料等級(Rank)に分類し、発生日時・震源域の広がり・地震規模という震源要素を議論するために、主に本地震と同時代に書かれた記録・文書とそれに準じる記録・文書、また、一部で元禄年間(1688-1703)以降に作成された本地震の記録・文書・典籍を選択して、京都・三原・廿日市・厳島・広島・松山・西条・大分(栲原)・鹿児島(毛尻)の震度を推定した(表1)。ここで、西条と松山については、石橋(2019)が、A級史料だけ用いると愛媛県(伊予国)で震度5以上、B級史料も採用するなら震度6と判断されることに留意が必要である。なお、A級・B級は、石橋(2019)の示す史料等級である。表1では、これらの地点の経度・緯度・標高を国土地理院の地理院地図(電子国土Web)より読み取った値を付与し、後述する表層地盤増幅率の取得に用いた。

石橋(2019)は、この推定震度を基に、伊予・豊後地震は九日(グレゴリオ暦9月1日)発生の単独の地震であり、その地震規模は、「大雑把に7.5程度で、震源断層の長さは100km弱程度と推測する」との結論を、伊予灘から豊予海峡にかけて海域に設定した推定活動範囲の図とあわせて示した(図1の赤色楕円の範囲)。ただし、「この推定震

表1 計算対象地点9点(石橋(2019)より選択)

ID	石橋(2019) Fig. 1	石橋(2019) Table 1	石橋(2019) Fig. 3	経度	緯度	標高(m)	表層地盤 増幅率
(a)	京都	京都府京都市六条堀川 本願寺寺内町	震度3(強)	135.752	34.991	30.0	1.27
(b)	三原	広島県三原市高坂町 佛通寺	震度4程度	133.027	34.455	133.0	0.57
(c)	廿日市	広島県廿日市市桜尾本町 桜尾城付近	震度4程度	132.342	34.357	10.0	1.57
(d)	厳島	広島県廿日市 厳島神社	震度4程度	132.320	34.296	0.0	社殿0.57 大鳥居1.44
(e)	広島	広島県広島市 広島城下	震度4程度	132.461	34.401	1.8	1.75
(f)	松山	愛媛県松山市保免西 薬師寺	震度5以上 震度6?	132.745	33.818	10.0	1.37
(g)	西条	愛媛県西条市北条 鶴岡八幡宮	震度5以上 震度6?	133.102	33.928	2.0	1.96
(i)	大分(栲原)	大分県大分市上八幡 栲原八幡宮	震度6	131.552	33.239	189.0	0.99
(m)	鹿児島(毛尻)	鹿児島県霧島市 隼人町小田付近	震度4程度	130.720	31.741	17.0	1.25

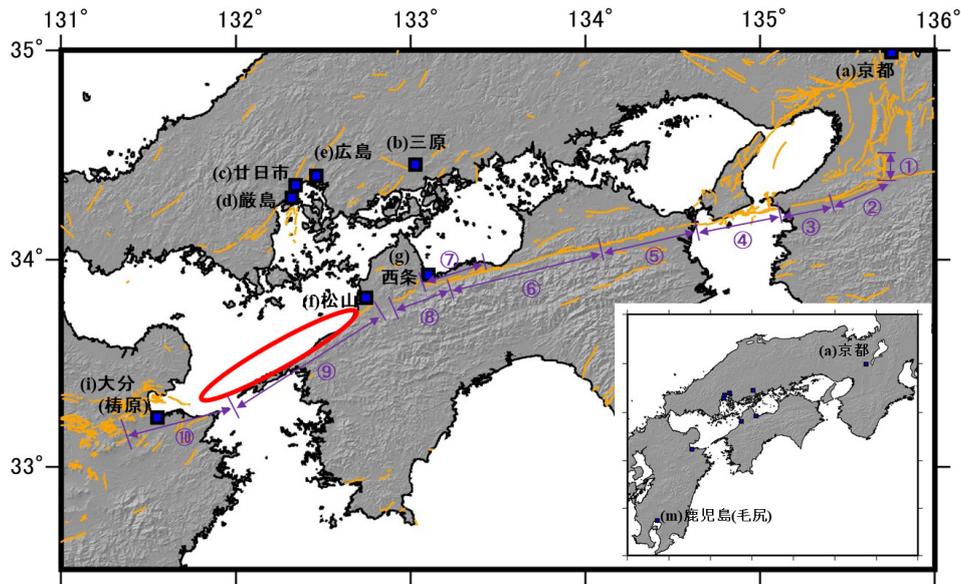


図1 西南日本の活断層の分布(中田・今泉編, 2002)と本研究の強震動の計算対象地点(石橋(2019)より選択, 赤色楕円は石橋(2019)の文禄五年閏七月九日の伊予・豊後地震推定破壊領域), ①から⑩は地震本部(2017)の単位区間

源域の西端と東端の細かい位置に具体的な根拠があるわけではなく、「今回は史料地震学による最初の提案であり、その妥当性を今後検討してゆく必要がある」と述べているように、MTL内での活動範囲は将来の検討課題とされた。

そこで本研究では、震源断層モデルの仮定が計算結果にとって重要となる地震動のシミュレーションについて、石橋(2019)の提案に基づく伊予灘から豊予海峡にかけて主に海域に設定した震源断層を基本とし、その陸域への延長の有無や断層面の傾斜角度の不確かさを認識論的不確定性として考慮した複数の震源断層モデルを設定した。それをもとに、石橋(2019)が推定した表1の9地点(図1の青色四角の9点)での震度と比較することで、伊予・豊後地震のMTLの活動範囲を検討した。

2 中央構造線活断層帯の概要と強震動計算のための震源断層のモデル化

震源断層モデルの長さについて：

伊予・豊後地震に関連したとされるMTLは、日本で一番長大な陸域活断層帯である。地震本部(2017)による中央構造線活断層帯(金剛山地東縁—由布院)の長期評価(第二版)によると、MTLは奈良県香芝市から五條市、和歌山県和歌山市、淡路島の兵庫県南あわじ市の南方海域を経て、

徳島県鳴門市から愛媛県伊予市まで四国北部をほぼ東西に横断し、伊予灘からさらに西へ別府湾を経て大分県由布市に至り、その全長は約444 kmとされる。ただし、これは一続きでひとつの大地震だけを発生させるということではない。これまでの多くの活断層調査から、MTLに沿う調査地点毎の過去の活動時期や断層の形状の相違、平均的なずれの速度の分布をもとに、全体は、①金剛山地東縁区間、②五条谷区間、③根来区間、④紀淡海峡—鳴門海峡区間、⑤讃岐山脈南縁東部区間、⑥讃岐山脈南縁西部区間、⑦石鎚山脈北縁区間、⑧石鎚山脈北縁西部区間、⑨伊予灘区間、および、⑩豊予海峡—由布院区間の10区間に分割されている(図1)。大地震はこれらの区間が個別単独で、あるいは複数の区間が連動して、さらには断層帯全体が同時に活動して発生するものと考えられている。しかし、その連動性の決定論的な評価は困難とされる。

このとき、活断層区間の連動の有無は地震時の断層の長さが異なることを意味する。地震の規模は断層の長さや面積と正の相関があり、それを基にした経験式(例えば、松田(1975)や入倉・三宅(2001), Murotani et al. (2015))を用いて推定された将来の地震の規模が地震のハザードマップに応用されている。例えば、地震本部(2017)によるMTLの長期評価では、断層の長さを説明変数として松田(1975)の経験式を用いることで、⑨伊予灘区間を、「M8.0程度もしくは

それ以上の地震が発生すると推定され、その際に 8 m 程度もしくはそれ以上の右横ずれが生じる可能性がある」と評価している。なお、⑨伊予灘区間は、石橋 (2019) が提案した震源域(図 1 の赤色楕円)におおよそ相当する。もし、伊予・豊後地震が⑨伊予灘区間だけでなく、それに隣接する区間と連動して地震を発生させたとすれば、断層の長さや面積が増大することから、一般的には単独区間の活動の場合よりも地震規模が大きくなる。この隣接区間との連動については、後藤ほか (2009) が MTL 陸域の活断層の変動地形学的な研究において、「松山市保免の日招山薬師寺 (表 1 の (f)) が倒壊した地震の震源断層を、重信断層としても矛盾はしない」と述べたように、1596 年の伊予・豊後地震で四国西部の陸域の MTL の一部も活動したことを示唆する研究もある。そこで、本研究では、震源断層の長さは石橋 (2019) を参照して⑨伊予灘区間の中の伊予灘断層に該当する 100 km モデルをまず採用する。この他に、後藤ほか (2009) を参照して陸域の伊予断層・重信断層を含む 130 km モデルを検討する。さらに、松岡 (2018) の川上断層の活動の可能性の指摘も参照して、より東方へ⑧石鎚山脈北縁西部区間の川上断層まで延伸した 160 km モデルも考慮して、合計 3 ケースを比較検討の対象とした (図 2)。ただし、本研究では、地震本部 (2017) により別府湾南岸の陸域活断層である志村断層と府内断層の最新活動時期がそれぞれ 7 世紀以前と 6

世紀以前とされていることから、伊予灘断層から南西方向へ大分県の陸域の活断層への延伸は検討しない。

地震の規模の推定手法、および、それに関する断層パラメータの設定について：

本研究での地震動の計算には、全国地震動予測地図 (地震本部, 2021) で用いられている距離減衰式 (司・翠川, 1999) による手法と、「強震動予測のレシピ」(地震本部, 2020) に準じた特性化震源モデルをもとにした手法を採用する。前者はやや簡便な評価手法で、地震の規模を示すモーメントマグニチュード (M_w)、震源深さ、地震のタイプ別係数に計算対象地点までの断層最短距離を与えることで、S 波速度 600 m/s 相当の硬質地盤上の最大速度 (cm/s) の値が得られる。後者は、「震源断層を特定した地震を想定した場合の強震動を高精度に予測するための、「誰がやっても同じ答えが得られる標準的な方法論」を確立すること」(地震本部, 2020) を目指した手法で、震源特性と地下構造モデルをより詳細にモデル化することで、計算対象地点の地震動の時刻歴波形を計算できる。これらの手法で必要となる地震の規模を示す数値については、断層面積をパラメータとする入倉・三宅 (2001) や Murotani et al. (2015) で与えられる地震モーメント (表 2 の M_0 算出方法の (ア)) と、断層長さをパラメータとする松田 (1975)

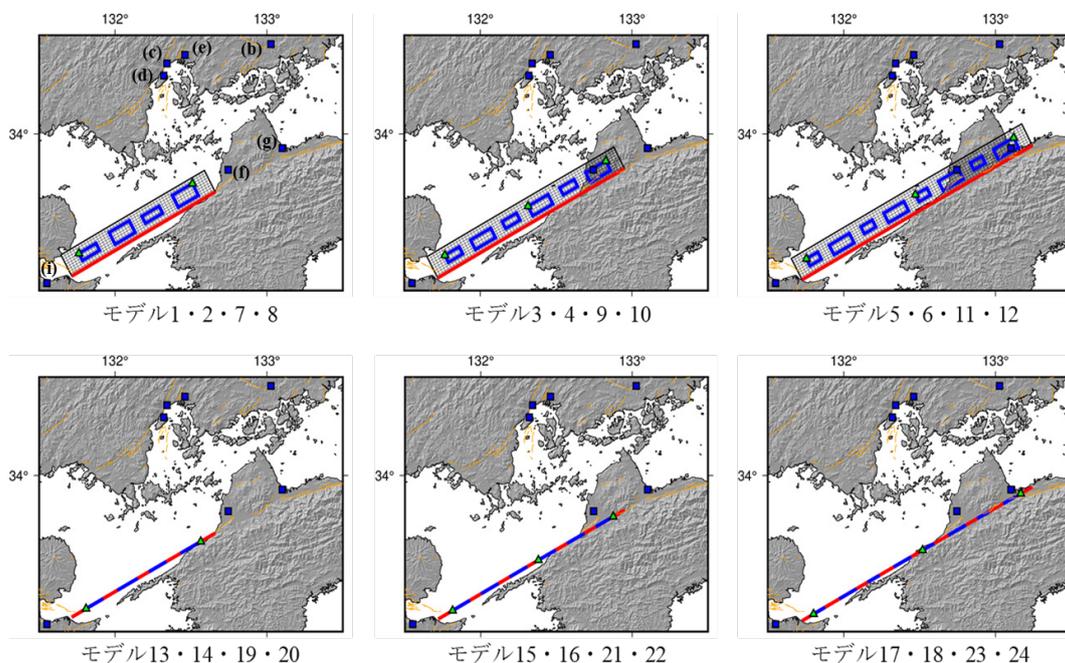


図 2 本研究で設定した断層モデル (左 100km モデル, 中央 130km モデル, 右 160km モデル；
上段は傾斜断層モデル, 下段は鉛直断層モデル；青色四角はアスペリティ位置, 緑色三角は破壊開始地点)

の式で得られる気象庁マグニチュード（表2のMo算出方法の（イ））をそれぞれ計算し、認識論的不確定性として比較した。さらに、距離減衰式（司・翠川，1999）や「強震動予測のレシピ」（地震本部，2020）で必要なモーメントマグニチュードおよび地震モーメント（Mo: Nm）への変換には、武村（1990）の式を適用した。計算された地震モーメントを地殻の剛性率と断層面積で除することで、断層面全体の平均すべり量が算出される。

ここで、断層面積から直接Moを算出する回帰式を地震動の計算に用いる場合には、断層の長さに加えて断層幅の値も与えて面積を算出しなければならない。この断層幅の値を求めるためには、矩形で近似した断層面の傾斜角度に加えて、断層が脆性破壊を起こしうる地震発生層の厚さを、地表からの上端と下端の深さとして推定する必要がある。このとき、MTLの断層面の特に深部の傾斜角度については鉛直なのか、それとも北傾斜の低角度であるのか、これまで多くの調査・

研究がなされているにもかかわらず、いまだ結論は得られていない。地震本部（2017）のMTLの長期評価でも「中央構造線断層帯の傾斜角について、中角度か高角度かの判断根拠がいくつかあるため、現時点では両論を併記することとした」とされている。本研究でも、この点を断層パラメータの認識論的不確定性と考えて、北傾斜40度の傾斜断層モデルと鉛直断層モデルの2ケースで検討する（図2および表2）。

地震発生層の上端および下端の深さについて、地震本部（2020）はIto（1999）を参照して「微小地震の深さ分布から決めることができる」としており、防災科学技術研究所（2020）が公開する地震動予測地図では、MTLの伊予灘区間の上端は4 kmに設定されている。一方、地震本部（2017）では、断層面上端深さについて、「断層による変位が地表に到達していることから0 km」とされている。これらの相違について、2016年熊本地震の事前の評価と実際に観測された地震の規模との比較から、例えばAsano and Iwata（2016、

表2 本研究で設定した断層モデルの断層パラメータ

モデル	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
断層長さL (km)	100		130		160		100		130		160	
傾斜角δ (度)	40		40		40		40		40		40	
断層上端深さDtop (km)	4		4		4		0		0		0	
Mo算出方法	ア	イ	ア	イ	ア	イ	ア	イ	ア	イ	ア	イ
地震モーメントMo (Nm)	1.80×10 ²⁰	1.88×10 ²⁰	2.34×10 ²⁰	3.14×10 ²⁰	2.88×10 ²⁰	4.71×10 ²⁰	2.40×10 ²⁰	1.88×10 ²⁰	3.12×10 ²⁰	3.14×10 ²⁰	3.84×10 ²⁰	4.71×10 ²⁰
平均すべり量D (m)	3.20	3.35	3.20	4.30	3.20	8.51	3.20	2.51	3.20	3.23	3.20	3.93
モーメントマグニチュードMw	7.44	7.45	7.51	7.60	7.57	7.72	7.52	7.45	7.60	7.60	7.66	7.72
走向θ (度)	243	243	243	243	243	243	243	243	243	243	243	243
すべり角λ (度)	180	180	180	180	180	180	180	180	180	180	180	180
断層モデル長さLmodel (km)	100	100	130	130	160	160	100	100	130	130	160	160
断層モデル幅Wmodel (km)	18	18	18	18	18	18	24	24	24	24	24	24
アスぺリティ1面積Sa1 (km ²)	264.0	264.0	343.2	343.2	422.4	422.4	352.0	352.0	457.6	457.6	563.2	563.2
アスぺリティ1実行応力σa1 (MPa)	14.09	14.09	14.09	14.09	14.09	14.09	14.09	14.09	14.09	14.09	14.09	14.09
アスぺリティ1すべり量Da1 (m)	7.10	7.43	7.10	9.53	7.10	11.61	7.10	5.57	7.10	7.15	7.10	8.71
アスぺリティ2面積Sa2 (km ²)	132.0	132.0	171.6	171.6	211.2	211.2	176.0	176.0	228.8	228.8	281.6	281.6
アスぺリティ2実行応力σa2 (MPa)	14.09	14.09	14.09	14.09	14.09	14.09	14.09	14.09	14.09	14.09	14.09	14.09
アスぺリティ2すべり量Da2 (m)	5.02	5.25	5.02	6.74	5.02	8.21	5.02	3.94	5.02	5.06	5.02	6.16
背景領域面積Sb (km ²)	1404.0	1404.0	1825.2	1825.2	2246.4	2246.4	1872.0	1872.0	2433.6	2433.6	2995.2	2995.2
背景領域実行応力σb (MPa)	2.91	2.91	2.71	2.71	2.61	2.61	2.52	2.52	2.35	2.35	2.26	2.26
背景領域すべり量Db (m)	2.30	2.41	2.30	3.09	2.30	3.76	2.30	1.81	2.30	2.32	2.30	2.82

モデル	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
断層長さL (km)	100		130		160		100		130		160	
傾斜角δ (度)	90		90		90		90		90		90	
断層上端深さDtop (km)	4		4		4		0		0		0	
Mo算出方法	ア	イ	ア	イ	ア	イ	ア	イ	ア	イ	ア	イ
地震モーメントMo (Nm)	8.01×10 ¹⁹	1.88×10 ²⁰	1.35×10 ²⁰	3.14×10 ²⁰	1.92×10 ²⁰	4.71×10 ²⁰	1.42×10 ²⁰	1.88×10 ²⁰	2.08×10 ²⁰	3.14×10 ²⁰	2.56×10 ²⁰	4.71×10 ²⁰
平均すべり量D (m)	2.14	5.03	2.78	6.45	3.20	7.86	2.85	3.77	3.20	4.84	3.20	5.90
モーメントマグニチュードMw	7.20	7.45	7.35	7.60	7.46	7.72	7.37	7.45	7.48	7.60	7.54	7.72
走向θ (度)	243	243	243	243	243	243	243	243	243	243	243	243
すべり角λ (度)	180	180	180	180	180	180	180	180	180	180	180	180
断層モデル長さLmodel (km)	100	100	130	130	160	160	100	100	130	130	160	160
断層モデル幅Wmodel (km)	12	12	12	12	12	12	16	16	16	16	16	16
アスぺリティ1面積Sa1 (km ²)	176.0	176.0	228.8	228.8	281.6	281.6	234.7	234.7	305.1	305.1	375.5	375.5
アスぺリティ1実行応力σa1 (MPa)	14.09	14.09	14.09	14.09	14.09	14.09	14.09	14.09	14.09	14.09	14.09	14.09
アスぺリティ1すべり量Da1 (m)	4.74	11.15	6.16	14.30	7.10	17.42	6.32	8.36	7.10	10.73	7.10	13.07
アスぺリティ2面積Sa2 (km ²)	88.0	88.0	114.4	114.4	140.8	140.8	117.3	117.3	152.5	152.5	187.7	187.7
アスぺリティ2実行応力σa2 (MPa)	14.09	14.09	14.09	14.09	14.09	14.09	14.09	14.09	14.09	14.09	14.09	14.09
アスぺリティ2すべり量Da2 (m)	3.35	7.88	4.36	10.11	5.02	12.32	4.47	5.91	5.02	7.58	5.02	9.24
背景領域面積Sb (km ²)	936.0	936.0	1216.8	1216.8	1497.6	1497.6	1248.0	1248.0	1622.4	1622.4	1996.8	1996.8
背景領域実行応力σb (MPa)	3.57	3.57	3.32	3.32	3.19	3.19	3.09	3.09	2.88	2.88	2.76	2.76
背景領域すべり量Db (m)	1.54	3.61	2.00	4.63	2.30	5.64	2.05	2.71	2.30	3.47	2.30	4.23

表3 本研究の計算対象地点9点の地盤情報 (J-SHIS から引用)

No	密度 (t/m ³)	Vp (m/s)	Qp0	Vs (m/s)	Qs0	層厚(m)								
						(a)京都	(b)三原	(c)廿日市	(d)厳島	(e)広島	(f)松山	(g)西条	(i)大分 (橋原)	(m)鹿児島 (毛尻)
1	1.85	1600	60	350	60	3.8	0	0	0	0	0	0	0	0
2	1.85	1600	60	400	60	16.6	0	0	0	0	0	0	0	0
3	1.9	2000	100	600	100	96.9	4	4	4	4	3.4	84.9	274.2	74.7
4	1.95	2000	100	650	100	26.1	0	0	0	0	0	0	0	0
5	2.05	2300	100	850	100	16.1	0	0	0	0	0	0	0	0
6	2.05	2400	100	900	100	71.4	0	0	0	0	0	0	0	0
7	2.15	2500	150	1100	150	0	6	6	6	6	1.1	94.7	885.7	415
8	2.25	3000	150	1400	150	0	8.5	10	10	10	385.5	162	0	0
9	2.3	3500	150	1700	150	0	10.4	10	10	10	10.2	82.3	1026.8	0
10	2.4	4000	200	2100	200	0	71.3	70	70	70	276.1	595.6	0	298.3
11	2.5	5000	200	2700	200	500	51.8	49.6	50	50	2	2.4	0	0
12	2.6	5500	300	3100	300	1295.2	1995.7	1928.3	1872.7	1922.7	1331.7	955.2	0	1277
13	2.65	5500	300	3200	300	0	0	0	0	0	0	0	0	0

2021) の上端深さの設定が更新された事例のように、微小地震の深さ分布から断層面上端の深さを設定しても良いものか否か、議論が継続中である。そこで、本研究では断層面上端深さを 0 km と 4 km の 2 ケースで計算することとした(表 2)。これら傾斜角度と地震発生層の上端および下端の深さの組み合わせで、表 2 の断層モデル幅が算出されることとなる。断層面積から Mo を算出する表 2 の Mo 算出方法の (ア) の場合には、地震本部 (2020) に従って、閾値 1800 km² と断層面積の大小関係に応じて入倉・三宅 (2001) と Murotani et al. (2015) の式を適宜使い分けた。断層長さから Mo を算出する表 2 の方法 (イ) の場合には、経験式の適用範囲について、松田 (1975) の Fig.1 と Table1 より 100 km を超す範囲も想定されているものと判断して適用した。

震源断層のアスペリティの個数・位置および破壊開始地点について：

「強震動予測のレシピ」(地震本部, 2020) をもとにした詳細な地震動の計算においては、上記で設定した震源断層面の中に、地震時のずれ量が断層面全体の平均ずれ量の 2 倍となるアスペリティと呼ばれる領域を全体の約 20% の面積となるように個数と位置を決めること、また、震源断層面の中で最初にずれ破壊が始まる破壊開始地点を指定することが必要となる。

本研究でのアスペリティの個数は、地震本部 (2020) の「想定する地震規模が大きくなるにつれて、一般的に同時に動くセグメントが多くなり、アスペリティの数も多くなる傾向にある」と「状況に応じて 1 セグメントあたり 1 個か 2 個に設定する」との記述に準拠した。アスペリティの配置についても、地震本部 (2020) の「情報に基づき設定できない場合には、やや簡便化したパラメータ設定として、アスペリティが 1 個の場合には中央付近、アスペリ

ティが複数ある場合にはバランス良く配分し、設定するケースを基本ケースとする」の記述に従って図 2 のように配置した。アスペリティと断層面内でそれ以外の背景領域の面積、すべり量、実効応力については地震本部 (2020) に示されている手順で計算した結果を与えた(表 2)。

破壊開始地点の設定は、1995 年の兵庫県南部地震 (M7.3) や 2016 年熊本地震 (M7.3) で観測された指向性パルスと呼ばれる特徴的な地震波の生成に重要である。本研究では、地震本部 (2020) の「やや簡便化したパラメータ設定として、横ずれ成分が卓越する場合にはアスペリティ下端の左右端を基本ケースとする。この場合にも、必要に応じ複数ケースを設定することが望ましい。」を踏襲して、図 2 のように断層長さの相違に応じて両端の 2 ケース、または中央を加えた 3 ケースを設定した。

本研究で設定した震源断層モデルの断層パラメータと強震動の計算：

ここまで、伊予・豊後地震の推定震度との比較のために、MTL の伊予灘区間を基本として、断層長さ 3 ケース、断層面の傾斜角度 2 ケース、断層面上端深さ 2 ケース、地震規模予測式の説明変数の選択 2 ケースの計 24 ケース(表 2) と、破壊開始地点の断層長さの相違に応じた 2 または 3 ケース(図 2) の組み合わせから、合計 64 ケースの震源断層をモデル化した。同じ断層長さであっても断層面傾斜角度と地震規模予測式の説明変数の選択を組み合わせた地震モーメントの相違は、例えば断層長さが 100 km の場合にはモデル 13 が最小で 8.01×10^{19} (Nm)、一方、最大はモデル 7 の 2.40×10^{20} (Nm) でありその比は約 3.0 倍となる。また、長さが 160 km の場合にはモデル 17 が最小で 1.92×10^{20} (Nm)、モデル 6・12・18・24 が最大で 4.71×10^{20} (Nm) となりその比は約 2.5 倍となる。

このような断層パラメータ設定に対して、地震本部の確

率論的地震動予測地図で用いられている簡便な距離減衰式(司・翠川, 1999)による計算では, 図2の断層面の位置からみた計算対象地点までの最短距離と地震規模の推定値の2つのパラメータを用いて, 計算対象地点の地震動の最大値が算出される. 一方, 表2のパラメータをすべて用いる詳細な手法では, 図3に松山と西条での計算結果を例として示すように, 南北・東西・上下の3成分の地震動が時刻歴で算出される. 地震本部では震源断層を特定した地震動予測地図で用いられている. ここでは詳細な計算手法として, 日本地震学会の強震動講習会で紹介された久田(2001)の波数積分法および統計的グリーン関数法を併用したハイブリッド計算手法を用いた. ハイブリッド合成では, マッチングフィルタの中心周期を0.8秒とし, 周期0.5秒と2.0秒でロールオフ・カットオフした. この計算手法では, 計算対象地点の深部地盤として1次元平行成層モデルを与えることが必要となる. そこで, 表1の9地点について, 防災科学技術研究所がJ-SHISで公開している深部地盤データより, 地震波のS

波速度が3 km/s程度を示す地震基盤の上面から地震波のS波速度が300~700 m/sの工学的基盤を示す地層上面までの間の密度, P波速度, S波速度, それぞれの減衰係数と層厚に関する地盤情報を取得した(表3). これらを用いることで, 工学的基盤上での速度波形をハイブリッド計算手法で求めることができる.

このハイブリッド計算手法では, 同じ地震規模であっても破壊開始地点と計算対象地点の相対的な位置関係で指向性パルス生成の有無が生じ, 地震波形の形状やその最大値に影響を及ぼす. 例えば, 図3の松山では, 同じ断層面の設定となる各モデル間で, 破壊開始地点が松山に近い北東と, 破壊開始地点までの距離が遠くなり指向性パルスがより顕著に表れると想定される南西の場合の波形では, その振幅や継続時間に相違が生じている. 同様の傾向は, 西条の計算結果にも表れている. この地震波形の最大振幅についてモデルごとの相違を比で示すと, 松山ではモデル7で最小値27.5 cm/s, 最大値190.4 cm/sでその比は約7倍, 西条でもモデル7で最小値7.3 cm/s,

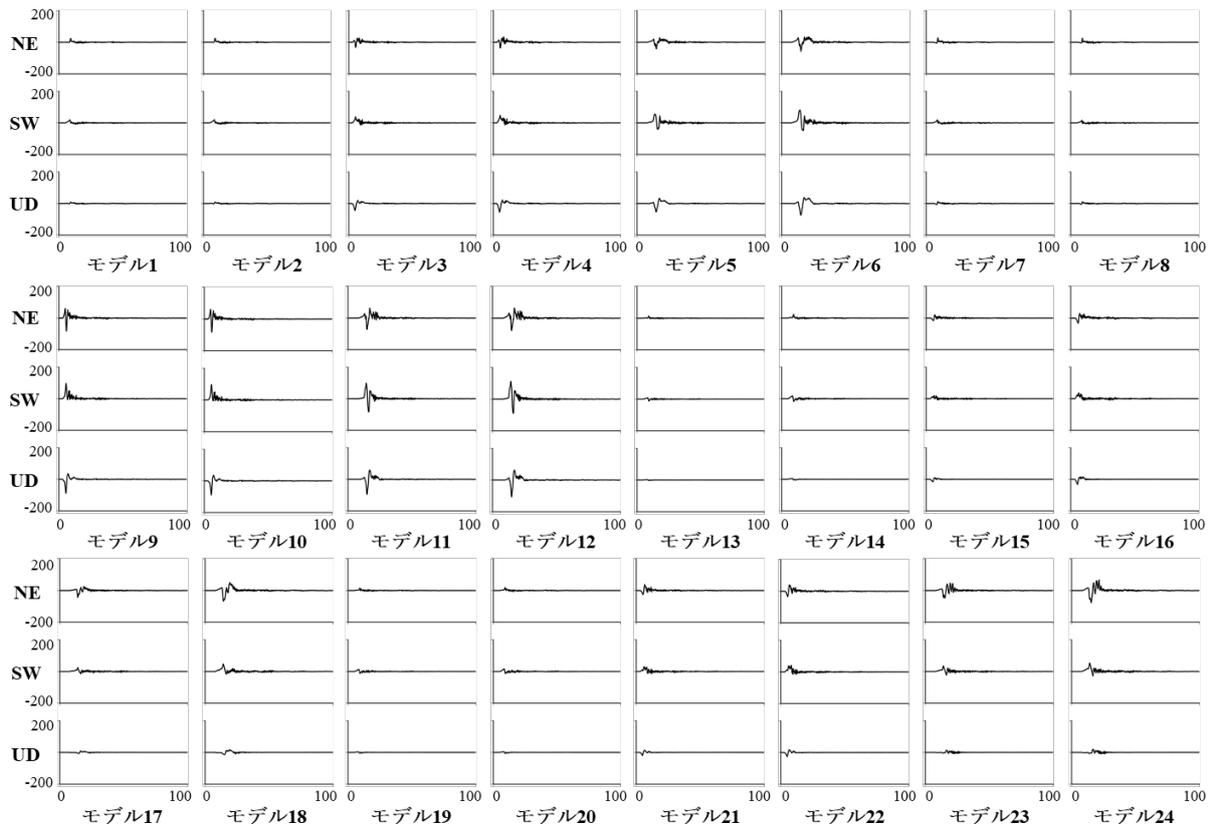


図3 ハイブリッド合成法(久田, 2001)による工学的基盤上面での速度波形3成分の事例(抜粋)

計算対象地点: 松山, 破壊開始地点: 北東(横軸: 時間(sec), 縦軸: 速度(cm/s))

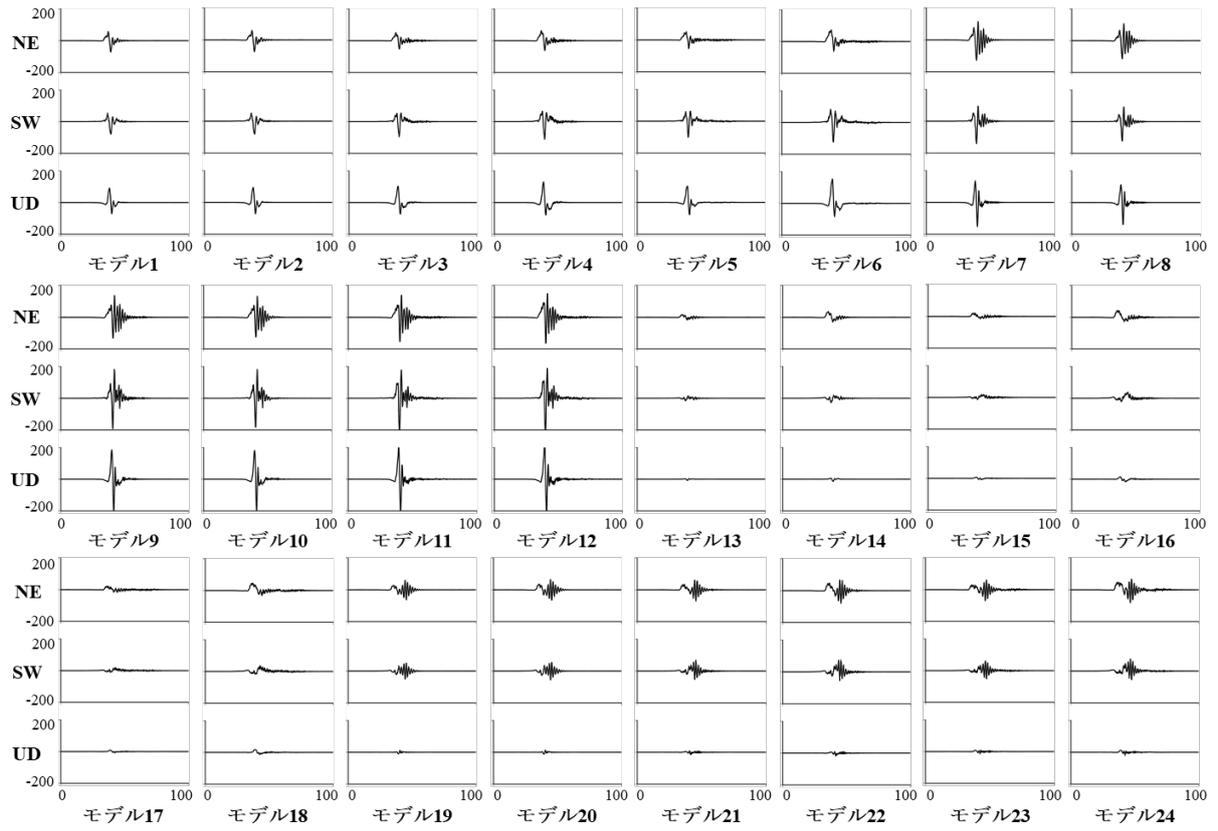


図3 続き (計算対象地点：松山, 破壊開始地点：南西)

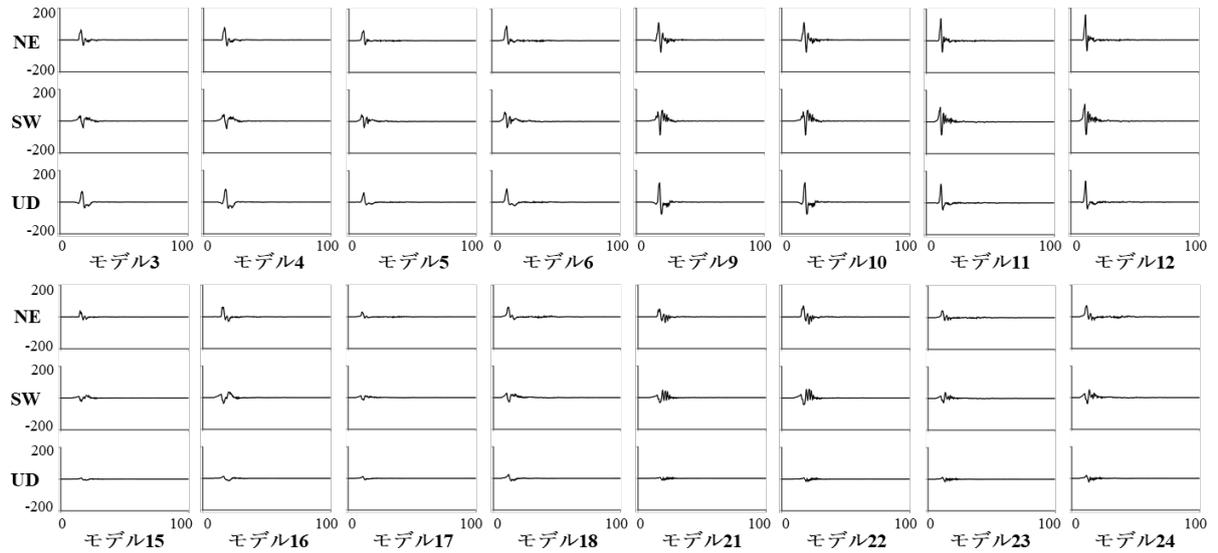


図3 続き (計算対象地点：松山, 破壊開始地点：中央)

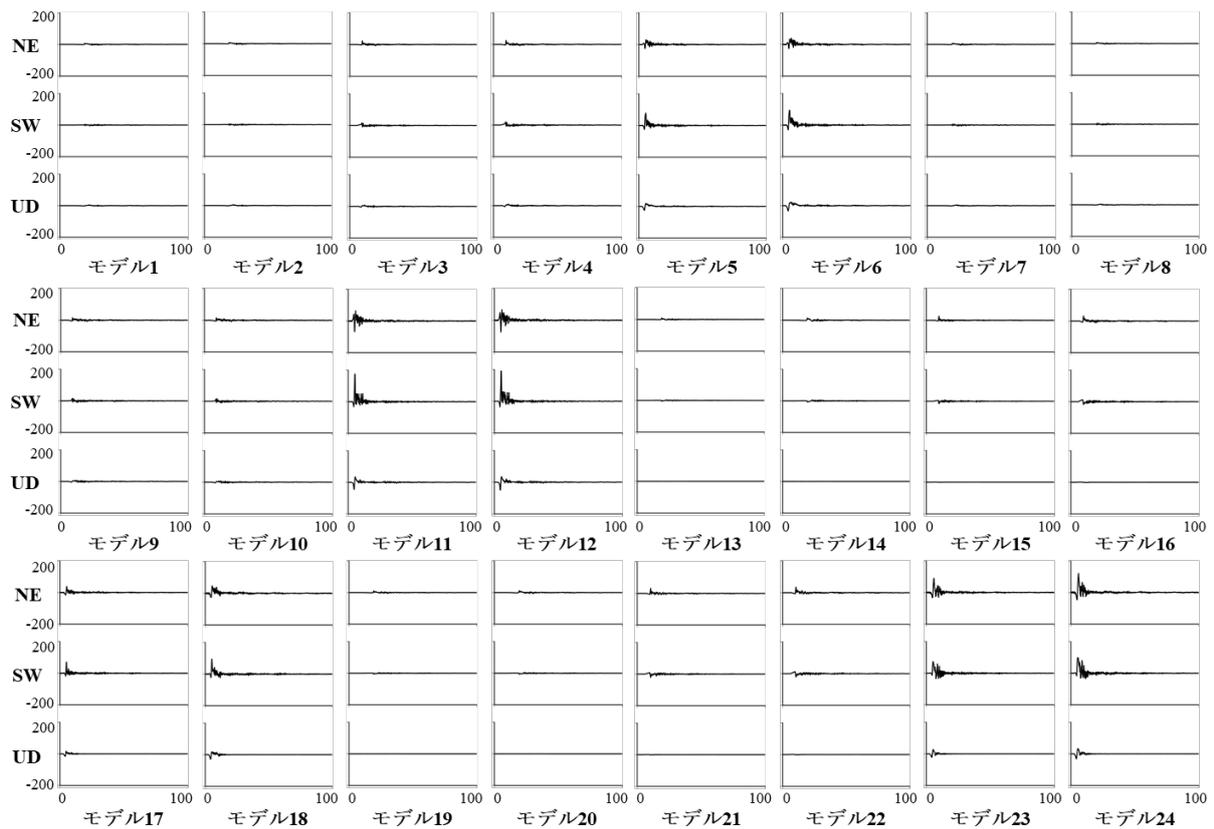


図3 続き (計算対象地点：西条, 破壊開始地点：北東)

最大値 111.0 cm/s でその比は約 15 倍となる。

こうした詳細な計算手法による時刻歴波形と簡便な手法による地震波形の最大値の 2 つの計算結果を比較する場合には、前者の結果である図 3 の S 波速度 600 m/s の工学的基盤上での速度波形の水平 2 成分からその最大値を取得し、後者を用いた同じ工学的基盤上での距離減衰を示すグラフに重ね描く手法が一般的である。本研究でも、図 4 において前者を三角マークで、後者を距離減衰の中央値の実線とばらつき 1 σ を示す破線を用いて両手法の計算結果を重ね描いている。このような計算結果同士の比較に対して、さらに、石橋 (2019) が計算対象地点で史料より求めた伊予・豊後地震の推定震度を重ね描くためには、史料の地震被害状況が地表での揺れに伴うものであることに留意し、工学的基盤上面から地表面までの表層地盤による地震波形の増幅効果を取り除いて、史料の推定震度を工学的基盤上面での最大速度の値に変換する必要がある。このために、まず表 1 の 9 地点について、石橋 (2019) の推定震度を地表での最大速度の値に変換する。このとき、特に石橋 (2019) の推定震度の 5 と

6 には「強弱」の区別がないため、例えば推定震度が 5 ならば計測震度は 4.5 以上 5.5 未満と考え、その幅を推定誤差とした。地表における計測震度と最大速度の変換には、この研究分野で広く用いられている翠川ほか(1999)の式を用いた。その際には、藤原ほか (2004) の水平動合成の有無による厳密さの記述や、変換の適用条件が震度 4 から 7 の範囲であることに留意した。こうして得られた伊予・豊後地震の地表での推定最大速度の最大値と最小値を、J-SHIS の表層地盤データ (図 5) より表 1 の 9 地点それぞれで得た表層地盤増幅率で除することで、工学的基盤上面での最大速度の推定幅へ換算した。図 4 では、この幅の中央値をダイヤモンドマークで、最大・最小の範囲をバーとして示した。

3 石橋 (2019) の推定震度と強震動の計算結果との比較

石橋 (2019) による伊予・豊後地震の表 1 の 9 地点における推定震度と本研究で地震動予測手法を用いて計

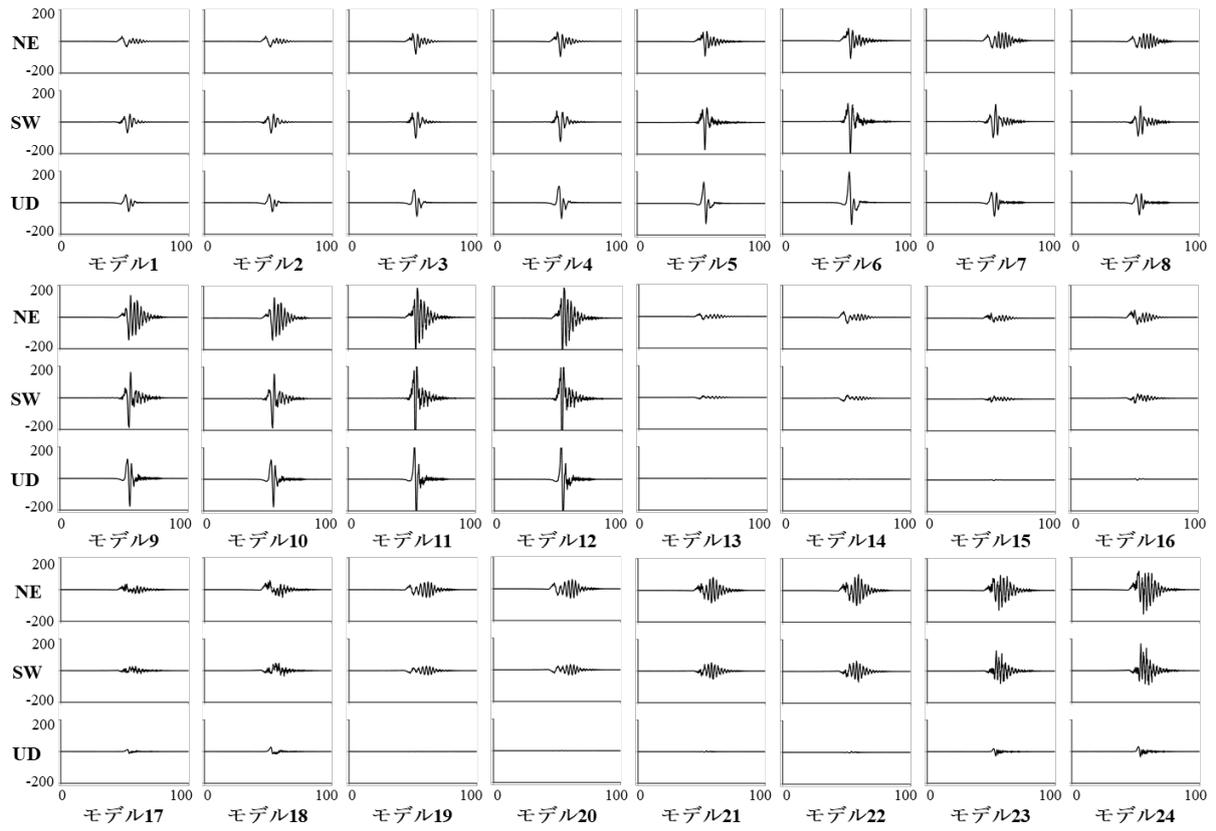


図3 続き (計算対象地点：西条, 破壊開始地点：南西)

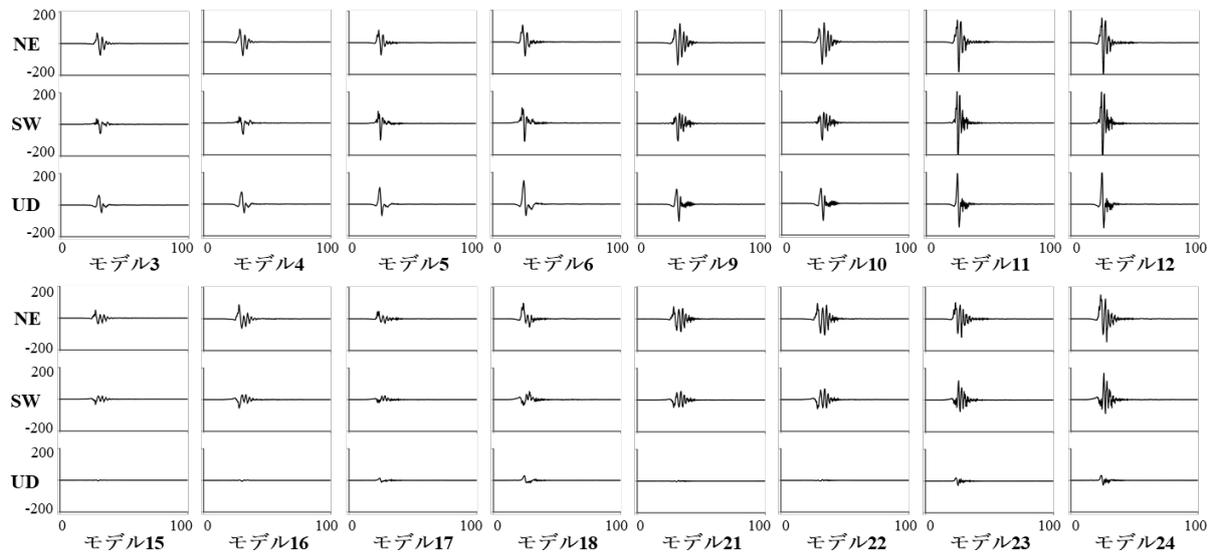


図3 続き (計算対象地点：西条, 破壊開始地点：中央)

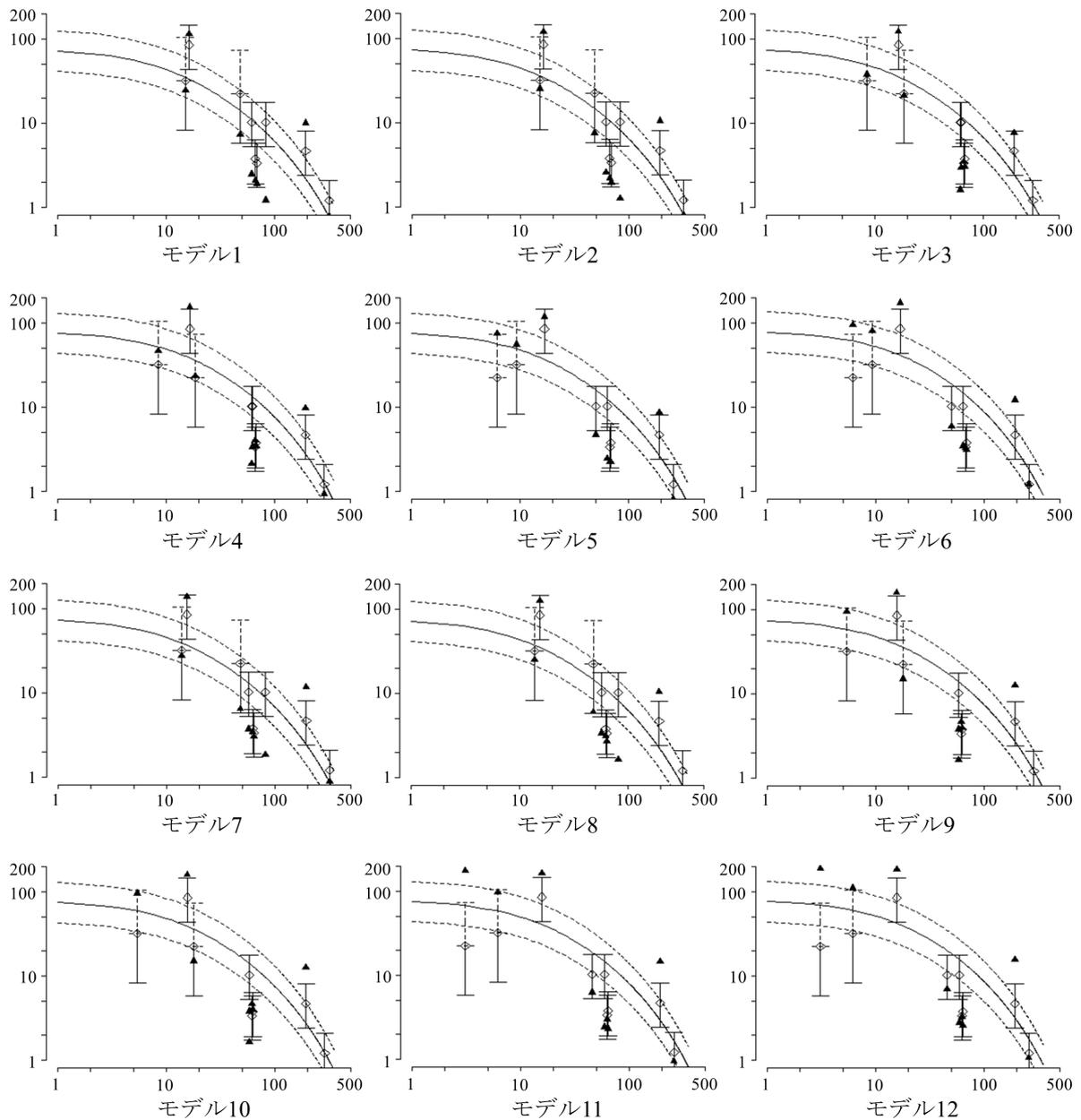
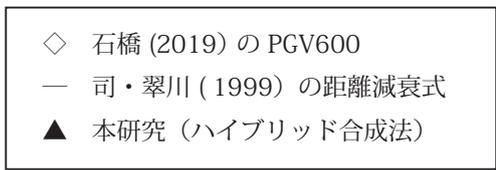


図4 距離減衰式(司・翠川, 1999)に対する石橋(2019)の推定地震動とハイブリッド合成法の地震動
(破壊開始地点: 北東)
(横軸: 断層最短距離 (km), 縦軸 PGV600(cm/s))



算した地震動の比較のために、図4では表2のモデルごとに司・翠川(1999)の距離減衰式でもとめたカーブを描き、そこへ、観測値として石橋(2019)の地表の推定震度を工学的基盤上面での最大速度に換算した推定幅として示した。このとき、陸域MTLの近傍に位置する愛媛県の松山と西条で推定震度について、石橋(2019)の解

釈で松山と西条の推定震度6の確実度は低いとされていることに留意して、図4では松山と西条の両地点の震度6の範囲を示すバーを破線とした。次いで、表2の地震規模以外のパラメータも用いたハイブリッド計算手法の結果を三角マークで示した。この手法では、図2中に示した破壊開始地点の相違が指向性パルスの有無として各地点

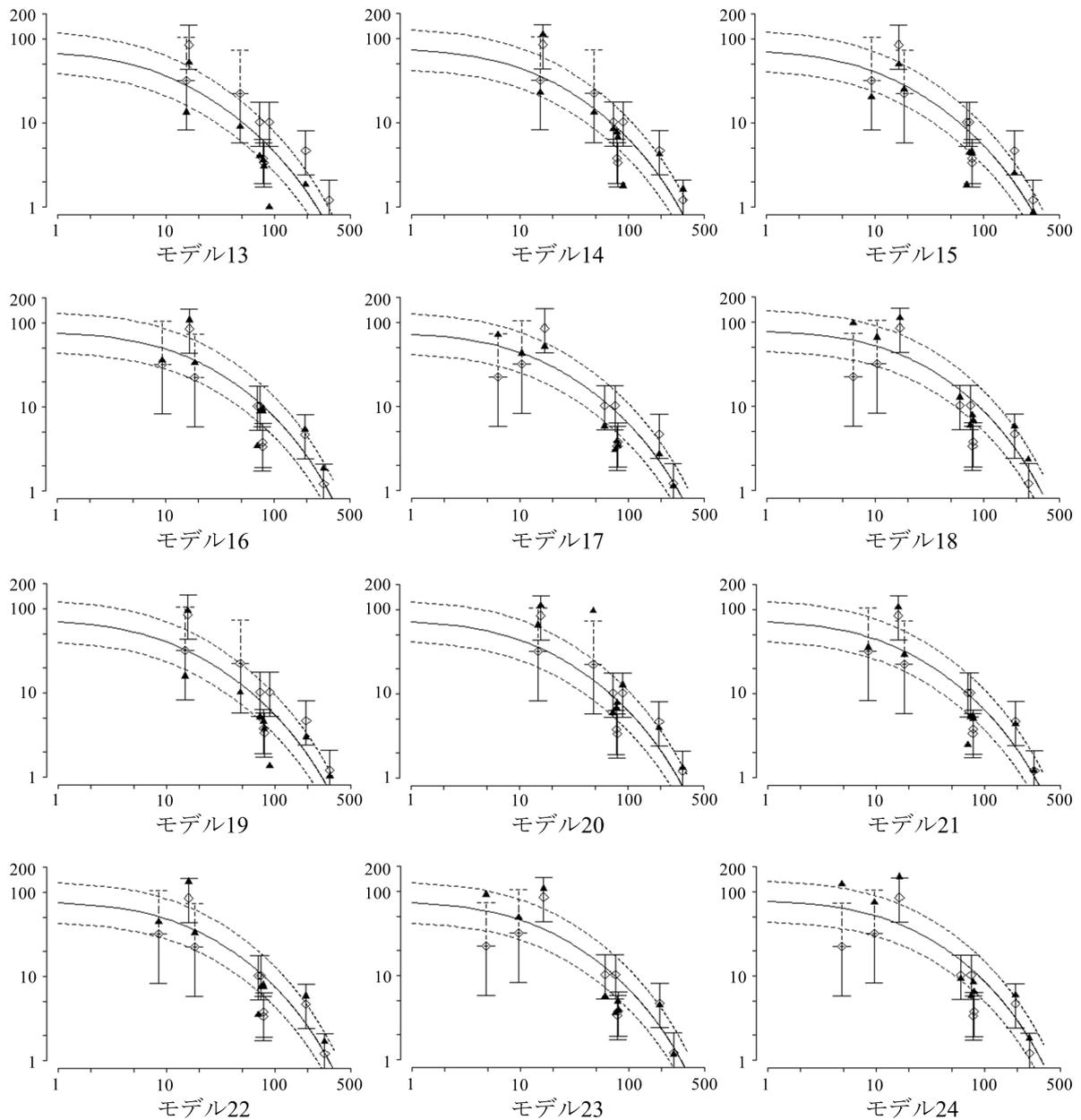
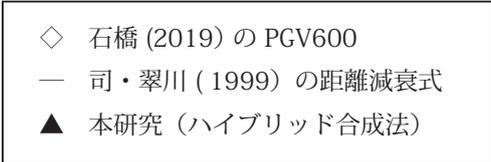


図4 続き (破壊開始地点:北東)



での地震波形に影響を及ぼすので、図4では、破壊開始地点が北東の場合、南西の場合、そして断層長さ130kmと160kmのモデルで採用した中央の場合の3通りに分けて図示している。

この図を見ると、石橋(2019)が表1の9地点で推定した震度は、その誤差範囲が司・翠川(1999)の距離

減衰式の1σの範囲にはほぼ含まれており整合的といえる。ただし、横軸の断層最短距離がおよそ50km程度の広島県の廿日市、広島市の2地点の推定震度は、断層長さや地震規模に関わらず誤差範囲の上限が距離減衰式の1σの範囲の下限に届かず、一般的な地震動の距離減衰の傾向よりも小さな評価となるモデルが多い。この点について久

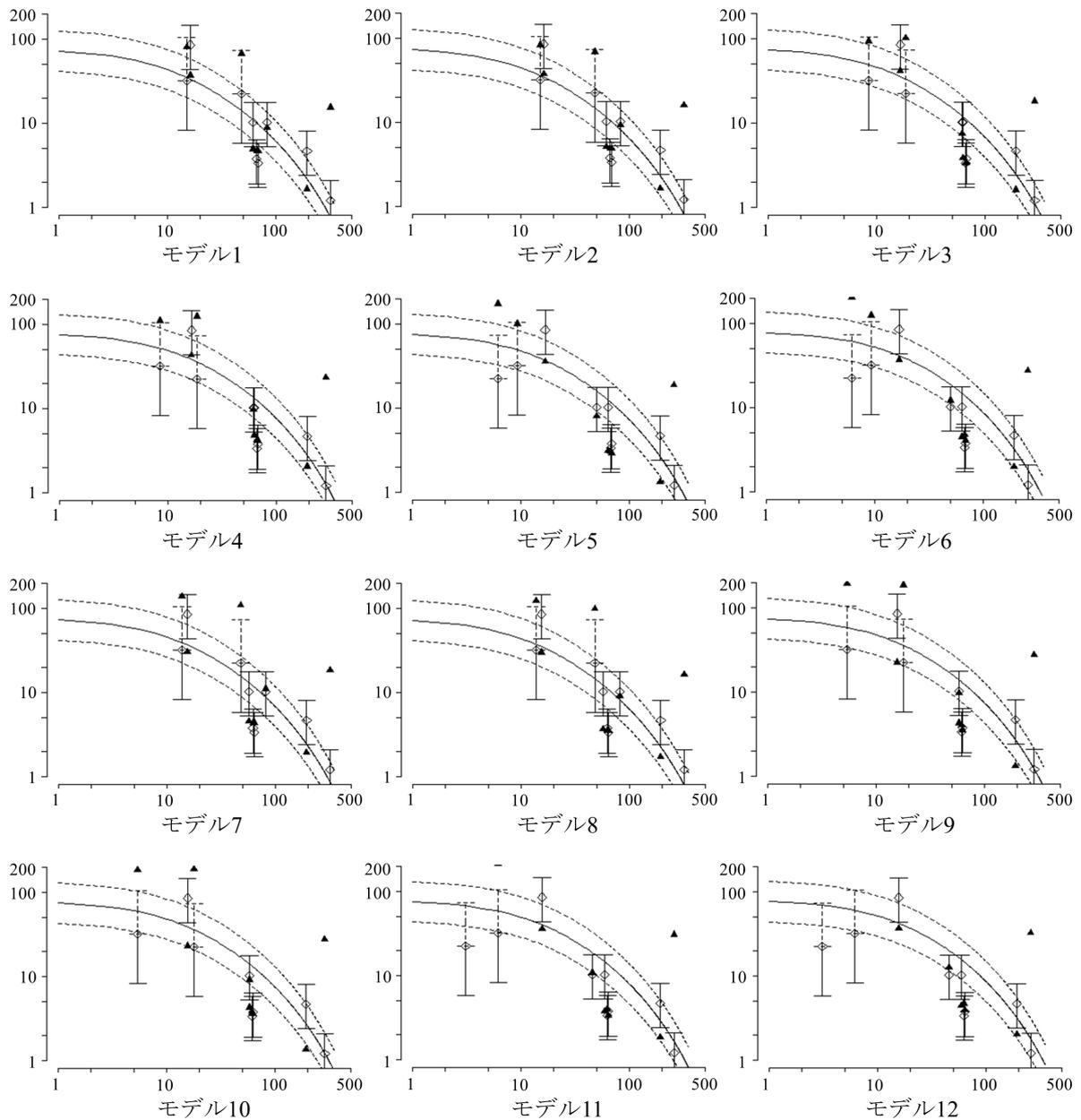
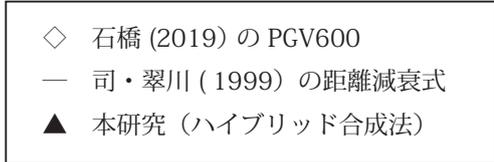


図4 続き (破壊開始地点: 南西)



田 (2001) をもとにしたハイブリッド合成法の結果を見ると、こちらもほとんどのモデルの計算結果が距離減衰式のばらつき 1σ の下限以下となっている。この違いは、距離減衰式の評価では考慮されない断层面からの地震動の放射特性が影響している可能性がある。もしそうであれば、歴史史料に基づく推定震度が、強震動評価手法の中で簡

便な手法よりも詳細な手法の結果と整合的となったという点は、歴史地震史料の検討結果が、断層の長さや幅などの巨視的なパラメータ以外に、破壊開始地点など微視的なパラメータの推定でも有用となる可能性を示唆するものと考えられ、観測データの少ない活断層から発生する内陸地殻内地震の予測の高度化に有用である。

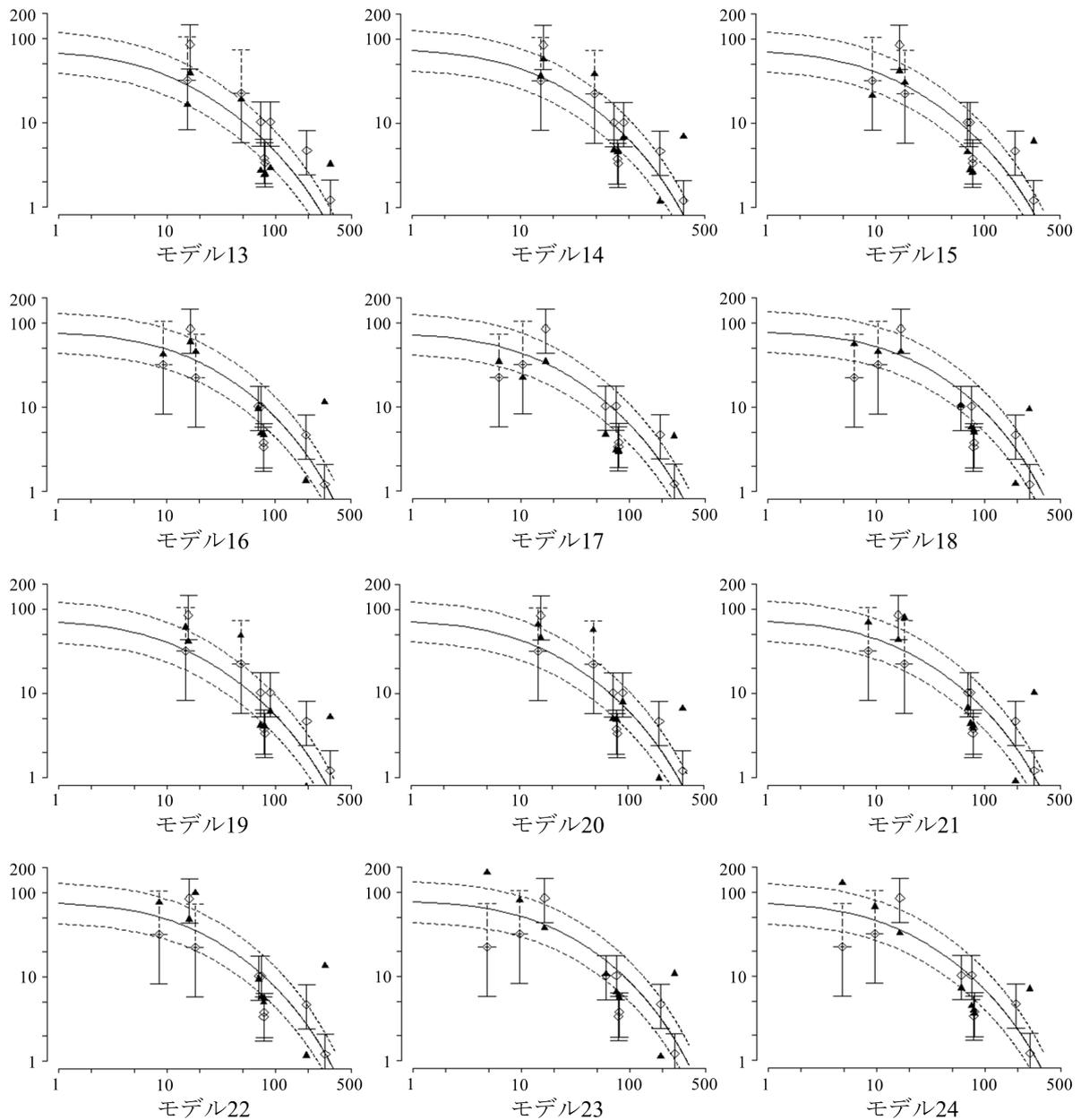


図4 続き (破壊開始地点:南西)

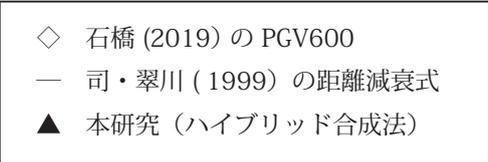


図4で、横軸の断層最短距離が20 km未滿の断層近地の松山、西条、大分(梶原)の3地点と、京都および鹿児島(毛尻)の遠地2地点では、石橋(2019)の推定震度は距離減衰式にほぼ含まれる。しかし、これらの地点のハイブリッド合成法の結果は、破壊開始地点の相違により、石橋(2019)の推定震度や距離減衰式のばらつき

の範囲を上下に大きく超えるケースが見られる。特に近地の3地点については、図2の破壊開始地点の相違と計算対象地点の相対的な位置関係の中で、距離減衰式では考量されない指向性パルスの影響が表現されていることも一因と考えた。そのため、ハイブリッド合成法の計算結果との比較では、各モデルにおいて破壊開始地点を違えた場

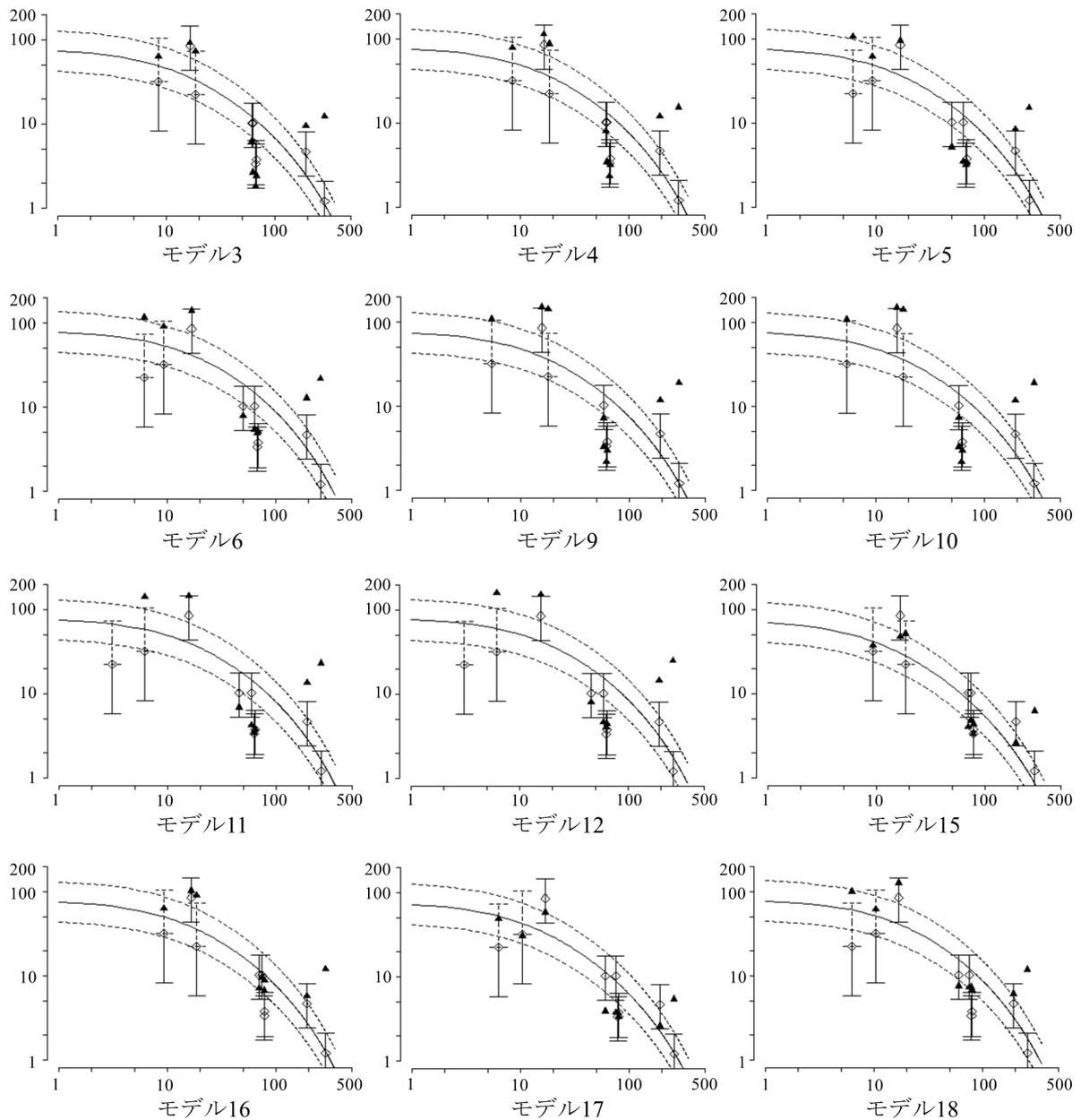
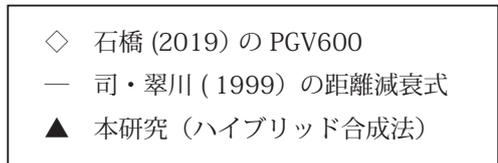


図4 続き (破壊開始地点: 中央)



合のそれぞれの結果に挟まれる範囲を推定誤差と考えるのが妥当である。

そこで、こうした断層モデルごとの計算結果の比較を容易とするために、計算対象地点ごとにまとめたものが図6である。ここでは、各地点で断層モデル24通りに対して、石橋(2019)の推定震度からもとめた最大速度の中央値

を赤線で、またその不確かさをピンク色の帯で示した。松山と西条の両地点の确实度の低い震度6の範囲は、震度5と6の境界を赤破線としてその上下を濃淡で区別した。次に、司・翠川(1999)の距離減衰式の最大速度とそのばらつき1σの範囲を青線と青色帯で重ね描いた。さらに、ハイブリッド合成法による地震動の計算結果を、破

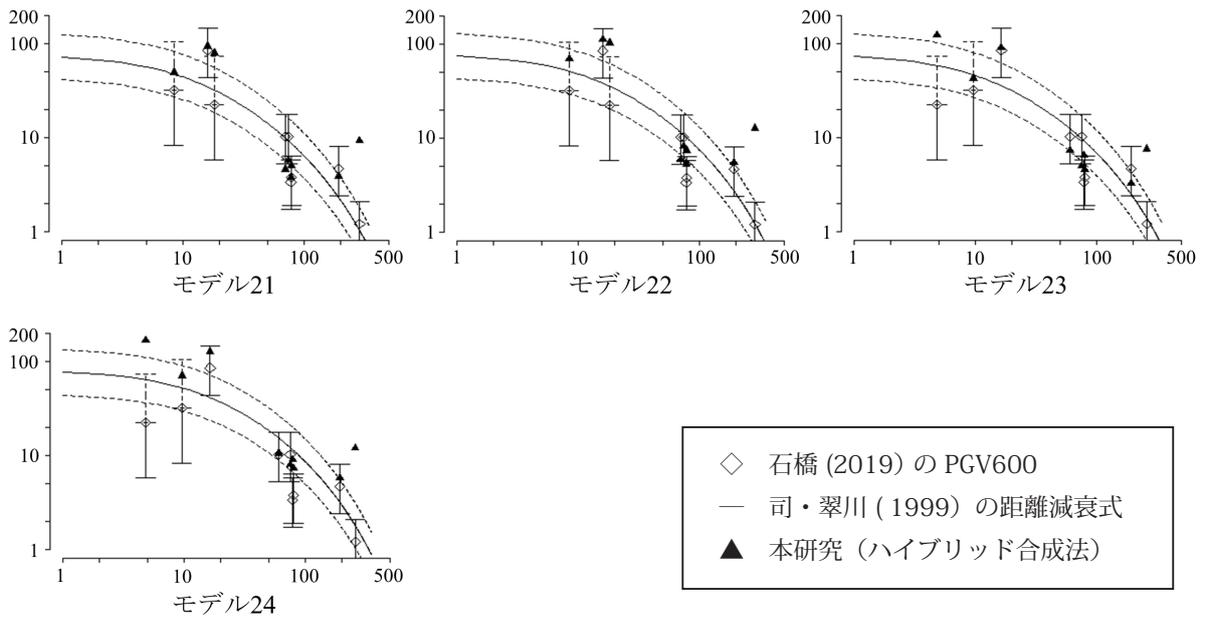


図4 続き (破壊開始地点:中央)

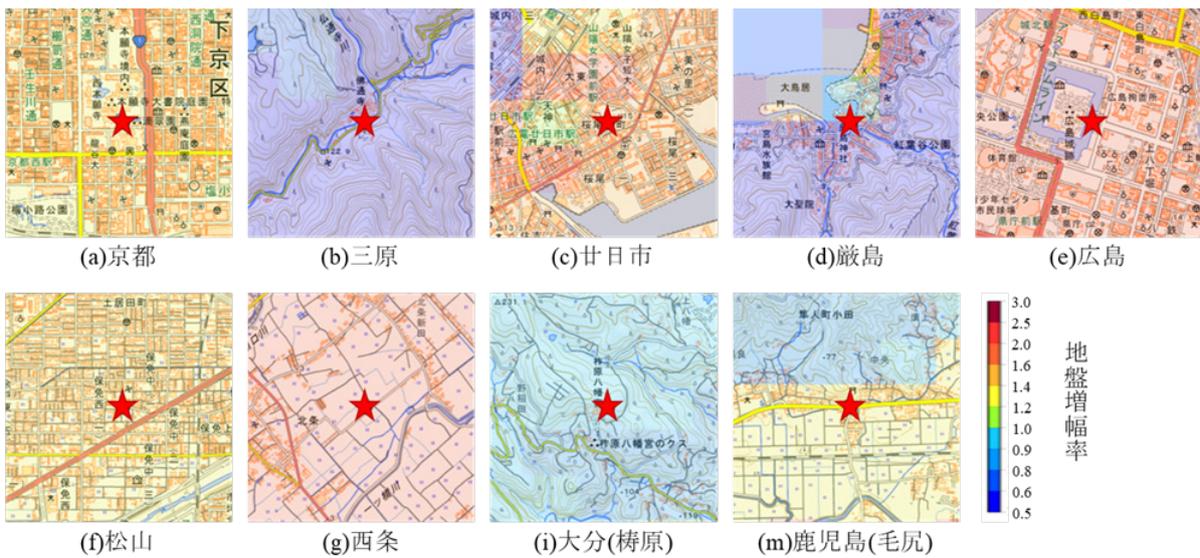


図5 計算対象地点9点周辺の地盤増幅率 (J-SHIS から引用)

壊開始地点の相違について断層長さ 100 km モデルでは北東と南西の 2 通り、断層長さ 130 km と 160 km のモデルでは中央を加えた 3 通りのマーク別に示した。

まず、石橋 (2019) の推定した MTL の活動範囲である伊予灘区間 100 km モデルと、活動範囲についての認識論的不確実性として与えた 130 km および 160 km モデルの影響が顕著と考えられる松山と西条の結果を見ると、これら両地点の推定震度が A 級史料のみに基づく確実度の高い 5 で取まった場合には、断層長さが 100 km であれば断層面傾斜角度が 40 度もしくは 90 度のいずれでも両地点で整合的となっ

た。しかし、断層長さが 130 km または 160 km の場合には、断層面傾斜角度が 40 度もしくは 90 度のいずれでも両地点を共に満足するケースは得られなかった。これに対して、西条と松山の震度の推定に確実度の低い震度 6 までを含めた場合には、断層長さ 100 km と 130 km のケースは断層面傾斜角度に抛らず整合的となる。また、断層長さ 160 km の一部のケースでは、推定震度に当てはまる可能性が残る。一方、今回の断層モデルの南西端から約 16 km の距離に位置する大分 (栲原) では、破壊開始地点が南西の場合にやや小さめの地震動となるものの、断層長さの相違の影響は小さい。

【論文】文禄五年閏七月九日の伊予・豊後地震に関する特性化震源モデルを用いた
中央構造線活断層帯の断層パラメータの検証

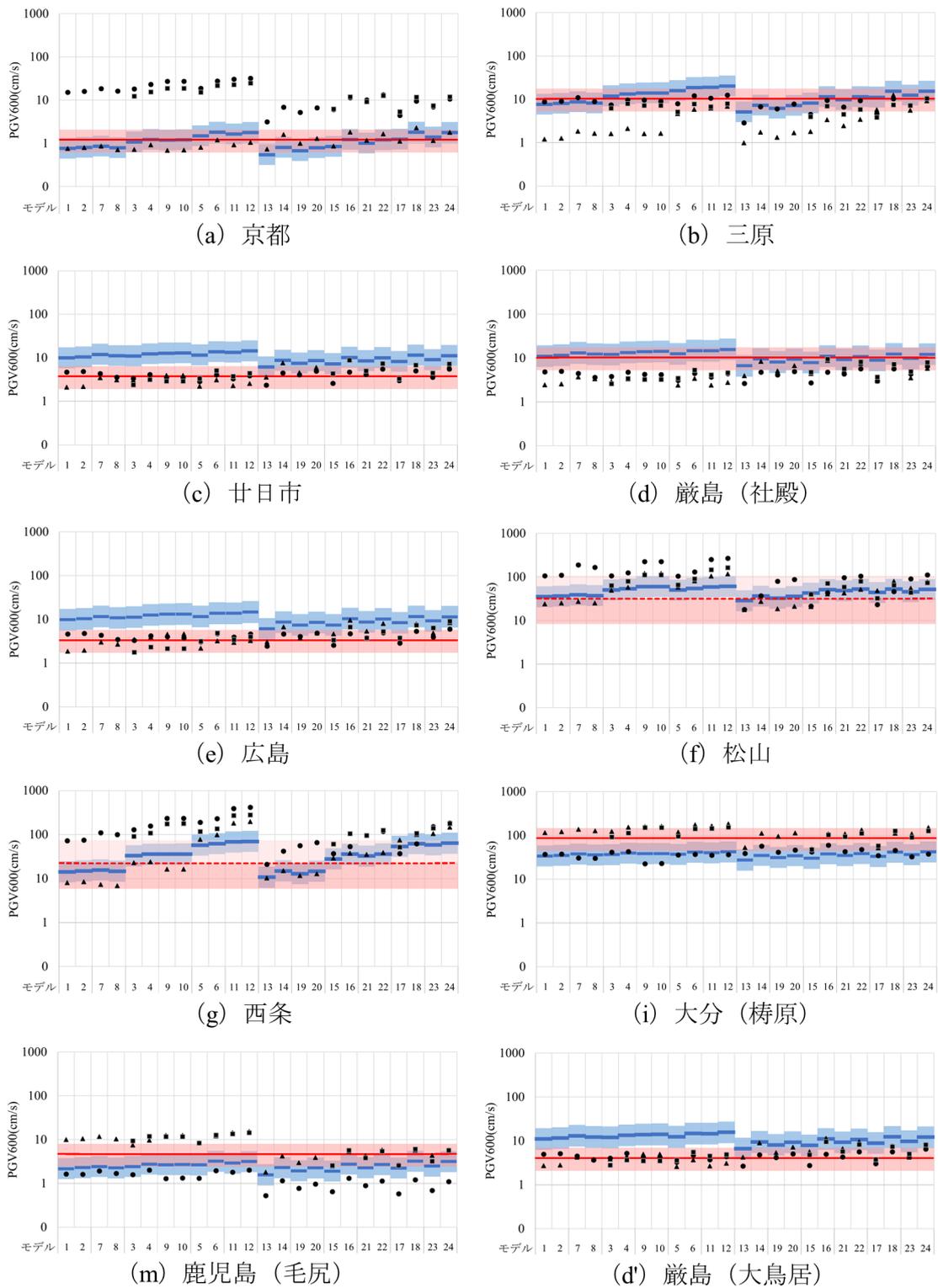
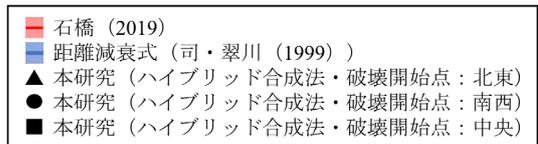


図6 各計算対象地点の距離減衰式に対する石橋（2019）の推定
地震動とハイブリッド合成法の地震動の比較



また、断層面から 50 km 程度の距離にある広島県の三原、廿日市、厳島、広島では、厳島の計算結果（図 6(d)）のみ推定震度と乖離したが、その他の 3 地点では断層長さや断層面傾斜角度の組み合わせの中で推定震度から外れるモデルはみられない。厳島の計算結果が推定震度から大きく外れたことについて、図 6(d) では石橋（2019）による厳島神社の被害と揺れの分析の中で地盤の良い社殿付近の表層地盤増幅率 0.57 を使用したことが原因と考えられる。厳島神社周辺の表層地盤増幅率の分布を図 5(d) で見ると、山地が海岸線に迫っているため狭い範囲で大きく変化している。そこで、石橋（2019）が挙げた大鳥居の表層地盤増幅率 1.44 を使用した場合の厳島の結果を図 6(d) として示す。こちらを見ると、断層長さや断層面傾斜角度の組み合わせの中で推定震度から外れるモデルはみられない結果となった。これは、距離減衰式と推定震度が乖離する中でハイブリッド合成法の結果が後者と整合的であるという廿日市と広島の傾向と類似する。

最後に、遠地の京都および鹿児島（毛尻）での比較では、距離減衰式のばらつきの中に推定震度とハイブリッド合成法の推定誤差がそれぞれ包含され、断層パラメータの比較と絞り込みは難しいという結果であった。

本研究では、石橋（2019）の推定震度に整合的な断層モデルを考える際には、断層最短距離に近い地点ほど、地震波の放射特性や伝播特性よりも断層の巨視的パラメータに依拠した地震規模の大小の影響を受けるものと仮定した。この仮定の下で、石橋（2019）の推定震度と本研究での詳細な計算手法の比較から、陸域の MTL に近接する松山と西条の震度を A 級史料に基づく確実度の高い震度 5 と解釈する場合には、石橋（2019）が震源域として推定した海域の伊予灘区間の 100 km モデルのみが整合的である。この区間に加えて四国陸域の伊予断層、重信断層を加えた 130 km モデル、さらに川上断層を連動させた断層長 160 km モデルでは、断層面傾斜角度を含む他のパラメータの組み合わせの全般で、両地点での地震動が過大となり不適当と判断される。ただし、石橋（2019）が「同時代史料にもとづくほどの確実度はない」とした震度 6 までを含めた場合には、上記 130 km モデルと 160 km モデルの一部のケースで推定震度と整合的となる可能性が残る結果となった。

地震の規模について、石橋（2019）は、「本論文では川上断層は伊予・豊後地震の震源断層に含まれなかった

と考える」と述べた上で、その地震規模を示すマグニチュードの数値は、「大雑把に 7.5 程度」と考えた。本研究で石橋（2019）の確実な推定震度と整合的な結果となった断層長さ 100 km モデルでは、傾斜角度が 90 度の場合でその他のパラメータの相違によりモーメントマグニチュードは 7.2 ～ 7.5 程度の幅を持つ。同じく断層長さ 100 km で傾斜角度 40 度の場合には、モーメントマグニチュードは 7.4 ～ 7.5 の幅となる。これらの見積もりは、石橋（2019）の概算したマグニチュード 7.5 とそれほど変わらない。この結果は、専門家による歴史地震の史料の解釈と判断に基づく地震の規模と地震動の推定を、地震動予測手法を用いた定量的な評価により検証した一例になると考える。

4 まとめと今後の展望

本研究では、石橋（2019）が同時代の史料を用いて推定した文禄五年閏七月九日の伊予・豊後地震の震度分布について、震源断層とされている MTL の活動区間に関する従来の異なる推定について、地震本部が公表している全国地震動予測地図（地震本部、2021）で用いられている距離減衰式をもちいた計算結果と「強震動予測のレシピ」（地震本部、2020）に準じた特性化震源モデルをもとにした地震動の計算結果との比較から議論した。その中で、石橋（2019）の「史料批判と地震学的検討の両面から、より合理的な地震像を提案」との見地で検討と議論をすすめた。具体的には、石橋（2019）により京都・三原・廿日市・厳島・広島・松山・西条・大分（栲原）・鹿児島（毛尻）の 9 地点での史料より推定された地表の震度を、表層地盤増幅率を考慮して S 波速度 600 m/s の工学的基盤上での値に変換した。これに対して、地震本部（2017）の MTL の長期評価を参照しながら、石橋（2019）が推定した伊予灘区間の約 100 km のモデルに加えて、陸域でのトレンチ掘削調査結果（後藤ほか（2009）、松岡（2018））を参考に伊予断層・重信断層を含む 130 km モデルと川上断層まで延伸した 160 km モデルの 3 ケースの特性化震源モデルを比較した。断層長さ以外の不確実さについては、断層面の傾斜角度と上端深さ、さらに、破壊開始地点と地震規模の推定手法の相違までを認識論的不確実性として考慮して合計 64 ケースの震源断層をモデル化した。これらのモデルより、地震本部の確率論的地震動予測地図で用いられている距離減衰式（司・翠川、1999）を用いた最大速度の値と、久田（2001）の波数

積分法および統計的グリーン関数法を併用したハイブリッド計算手法で算出した地震波形から求めた最大速度の値をそれぞれ算出して石橋 (2019) の推定震度と比較した。

その結果、石橋 (2019) の同時代史料に基づく推定震度は、簡便な手法による地震動の推定値よりも詳細な計算手法による結果と整合的であり確度は高いと判断した。さらに、特に陸域 MTL の近傍に位置する松山と西条で推定震度と詳細な手法の計算結果の比較より、石橋 (2019) の確実な推定震度と整合的な断層モデルとして、石橋 (2019) が指摘した海域の伊予灘断層の断層長さ 100 km モデルで断層面傾斜角度は 90 度もしくは 40 度の場合との結果を得た。このときのモーメントマグニチュードは 7.2 ~ 7.5 程度と算出され、石橋 (2019) の概算したマグニチュード 7.5 と整合的である。

本研究では、特性化震源モデルの不確定性の中で、すべり量の大きなアスペリティの配置についてはレシピの標準的な考え方のみを設定した。この点について、地表の活断層調査から推定される地震時の変位量分布を参考にした配置の影響は、1995 年兵庫県南部地震や 2016 年熊本地震の観測事例からみて、特に断層近傍で小さくないと考えられる。これに加えて、MTL の活動区間に対して地表の活断層の形状をより詳細に組み入れた震源断層面の設定と複数の区間が連動する場合の地震規模推定手法の選択は、長大活断層の強震動評価として活断層研究の最前線のテーマであり引き続きの課題とされている。これらの検討材料として、国外で最近発生した長大活断層による地震のデータを活用することはもちろん参考となる。しかし、日本のテクトニクス環境との相違が地震の規模評価に与える影響の評価の困難さも伴うので、日本列島で発生した歴史地震の史料に基づく地震像の復元と本研究のような強震動のシミュレーション結果との比較も引き続き重要であると考えられる。

謝辞

工学院大学建築学部久田嘉章教授には、波数積分法と統計的グリーン関数法の計算プログラムについてご教示いただきました。東京大学地震研究所 (現・慶応義塾大学政策・メディア研究科) の瀧川一樹教授からは、強震動シミュレーションについて多数の有益なコメントを頂きました。査読者 2 名と編集委員の有意義なコメントにより論文の内容を適切に改善できました。記して感謝いたします。本稿の内容は、日本活断層学会 2022 年度秋期学術大会と岡山大学文明動態学研究所「災害文化と地域社会形成史・第 21 回研究会」

にて発表した。本研究は JSPS 科研費基盤研究 (B)22H00755 の助成を受けたものです。

引用文献

- Asano, K. and Iwata, T., 2016, Source rupture processes of the foreshock and mainshock in the 2016 Kumamoto earthquake sequence estimated from the kinematic waveform inversion of strong motion data, *Earth, Planets and Space*, 68, 147, <https://doi.org/10.1186/s40623-016-0519-9>.
- Asano, K. and Iwata, T., 2021, Revisiting the Source Rupture Process of the Mainshock of the 2016 Kumamoto Earthquake and Implications for the Generation of Near-Fault Ground Motions and Forward-Directivity Pulse, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 111, 2426-2440, <https://doi.org/10.1785/0120210047>.
- 榎原雅治, 2020, 文禄五年豊後地震に関する文献史学からの検討, *日本歴史*, 865, 18-36.
- 藤原広行・河合伸一・青井真・功刀卓・石井透・早川譲・奥村俊彦・森川信之・本多亮・小林京子・大井昌弘・先名重樹・八十島裕・奥村直子, 2004, 西日本地域を対象とした確率論的地震動予測地図作成手法の検討と試作例, *防災科学技術研究所研究資料*, 第 258 号, https://www.j-map.bosai.go.jp/j-map/result/tm_257/ (参照 2022/07/08).
- 後藤秀昭・中田高・奥村晃史・梅木謙一・水本完児, 2009, 中央構造線活断層帯・重信断層の歴史時代の断層活動, *活断層研究*, 31, 19-25.
- 久田嘉章, 2001, 糸井川-静岡構造線断層系による山梨県庁における入力地震動の作成, <http://kouzou.cc.kogakuin.ac.jp/Open/yamanashi/> (参照 2022/06/02).
- 入倉孝次郎・三宅弘恵, 2001, シナリオ地震の強震動予測, *地学雑誌*, 110, 849-875.
- 石橋克彦, 1989, 1596 年慶長近畿大地震で中央構造線が活動した可能性と 1605 年南海トラフ津波地震への影響, *地震学会講演予稿集 1989 年度春季大会*, 62.
- 石橋克彦, 2019, 同時代史料による文禄五年閏七月九日 (1596.9.1) の伊予・豊後地震, *地震第 2 輯*, 72, 69-89.
- 石辺岳男・島崎邦彦, 2005, 1596 年慶長豊後地震に伴う津波の波源推定, *歴史地震*, 20, 119-131.
- Ito, K., 1999, Seismogenic layer, reflective lower crust, surface heat flow and large inland-earthquakes, *Tectonophysics*, 306, 423-433.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2017, 中央構造線断層帯

- (金剛山地東縁一由布院)の長期評価(第二版), https://www.jishin.go.jp/main/chousa/17dec_chi_shikoku/shikoku_01_mtl.pdf (参照 2023/07/03).
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2020, 震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」), https://www.jishin.go.jp/main/chousa/20_yosokuchizu/recipe.pdf (参照 2023/07/03).
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2021, 全国地震動予測地図2020年版, https://www.jishin.go.jp/evaluation/seismic_hazard_map/shm_report/shm_report_2020/ (参照 2022/07/08).
- 国立研究開発法人防災科学技術研究所, 2020, 地震ハザードステーション(2020年版), <https://www.j-shis.bosai.go.jp/map/JSHIS2/download.html?lang=jp> (参照 2022/06/02).
- 松田時彦, 1975, 活断層から発生する地震の規模と周期について, 地震第2輯, 28, 269-283.
- 松岡祐也, 2014, 文禄五年(1596)地震における瀬戸内海周辺での被害状況, 第31回歴史地震研究会(名古屋大会)講演要旨集, 28.
- 松岡祐也, 2018, 文禄五年の地震による瀬戸内海周辺の状況, 国史談話会雑誌, 59, 1-22.
- 翠川三郎・藤本一雄・松村郁栄, 1999, 計測震度と旧気象庁震度および地震動強さの指標との関係, 地域安全学会論文集, 1, 51-56.
- Murotani, S., Matsushima, S., Azuma, T., Irikura, K. and Kitagawa, S., 2015, Scaling relations of source parameters of earthquakes occurring on inland crustal mega-fault systems, *Pure and Applied Geophysics*, 172, 1371-1381.
- 中田高・今泉俊文編, 2002, 活断層詳細デジタルマップ, 東京大学出版会, 68p+DVD.
- 司宏俊・翠川三郎, 1999, 断層タイプ及び地盤条件を考慮した最大加速度・最大速度の距離減衰式, 日本建築学会構造系論文集, 523, 63-70.
- 竹村恵二・佐竹健治・平井義人・大分県防災対策推進委員会有識者会議メンバー・濱田俊介, 2013, 1596年慶長豊後地震の断層モデル, 日本地球惑星科学連合2013年大会予稿集, SSS32-14.
- 武村雅之, 1990, 日本列島およびその周辺地域に起こる浅発地震のマグニチュードと地震モーメントの関係, 地震第2輯, 43, 257-265.
- 都司嘉宣・松岡祐也・行谷佑一・今井健太郎・岩瀬浩之・原信彦・今村文彦, 2012, 大分県における1596年豊後地震の津波痕跡に関する現地調査報告, 津波工学研究報告, 29, 181-188.
- 堤浩之・岡田篤正・後藤秀昭・松本宏彰, 2000, 中央構造線活断層帯川上断層の完新世後期における活動履歴, 活断層研究, 19, 77-86.

(Received August 30, 2023; accepted December 30, 2023)