

南海トラフ沿いの沈み込むスラブ内で発生した歴史地震の 震度による地震規模推定

小堀鐸二研究所* 神田 克久

名古屋大学減災連携研究センター† 武村 雅之

Magnitude of Intra-slab Historical Earthquakes in Subduction Zone along Nankai Trough, Southwest Japan,
Inferred from Seismic Intensity Data

Katsuhisa KANDA

Kobori Research Complex Inc.,
6-5-30, Akasaka, Minato-ku, Tokyo, 107-8502, Japan

Masayuki TAKEMURA

Disaster Mitigation Research Center, Nagoya University,
Furocho, Chikusa-ku, Nagoya, 464-8601, Japan

The intra-slab historical earthquakes (original $M \geq 6.5$) since 1589 in the subduction zone along Nankai trough, southeast Japan, were studied to reevaluate those magnitudes related to high frequency seismic waves. At first, we evaluated an attenuation relationship and site correction factors of JMA seismic intensity based on recent intra-slab earthquake data of Tokai, Tonankai, Nankai, Geiyo, Bungo-Channel and Hyuga-nada areas along Nankai trough. A constant term of attenuation relationship of each earthquake is related to the strength of radiated high frequency seismic energy. We found it was not dependent on source area but focal depth. The fault plane of each historical earthquake was assumed to be a rectangular model near the upper surface of Philippine Sea plate referred to the fault mechanism of a recent earthquake in the neighborhood. The equivalent hypocentral distance to each seismic intensity observation site was calculated assuming that high-frequency energy radiates from a rectangular fault plane homogeneously. The magnitude of intra-slab historical earthquakes tends to be overestimated due to the difference of high frequency radiation characteristics compared to inland shallow and plate boundary earthquakes. We estimated that magnitude of the 1855/11/7 event was the largest with $M_f=7.0$ among intra-slab earthquakes in Tokai, Tonankai, and Nankai. Meanwhile, the magnitude of the 1769/8/29 earthquake was the largest with $M_f=7.4$ in Hyuga-nada area assuming an intra-slab event, though it held the potential for a plate boundary earthquake considering recent seismicity.

Keywords: Seismic Intensity, Intra-slab Earthquake, Magnitude, Nankai Trough, High Frequency, Attenuation.

§1. はじめに

フィリピン海プレートは南方から毎年約 5cm の速度で大陸プレートの下に南海トラフで沈み込む。これによって両プレートの境界面では 100 年から 200 年の間隔で蓄積したひずみが急激なすべりによって解放され、巨大地震が繰り返し発生してきた。南海トラフ沿いではプレート境界面は固着度が高く、日常的にはプレート境界地震は発生していない。しかし、沈み込

む海洋プレート内部のスラブ内地震については、 $M6$ クラスの被害地震がしばしば発生している。例えば最近では、2009 年 8 月 11 日の駿河湾の地震($M_J 6.5$)が発生し、最大震度 6 弱を記録した。静岡県を中心に、死者 1 名、負傷者 319 名の人的被害や、半壊 6 棟、一部損壊 8,672 棟の住宅被害が生じ、東名高速道路では路面崩壊する被害も発生した。また、2001 年 3 月 24 日の芸予地震($M_J 6.7$)もフィリピン海プレー

* 〒107-8502 東京都港区赤坂 6-5-30
電子メール: kandak@kobori-takken.co.jp

† 〒464-8601 名古屋市千種区不老町

ト内部のスラブ内地震で、死者2名、住家の全壊 70 棟の被害が発生した[消防庁(2002, 2010)].

スラブ内地震の特徴は、同じマグニチュードの地震であれば、内陸地殻内地震やプレート境界地震に比べて短周期地震動の励起が大きい[池田・他(2003, 2004)]. スラブ内地震は震源深さが比較的深いため内陸地殻内地震のように断層近傍で大きな被害が局所的に起きることはないが、被害が発生する領域が広範囲に亘ることが多く、震度分布にもその特徴が現れる[神田・他(2008)]. そのため、主に内陸地殻内地震の地震規模を推定するためによく用いられてきたある震度以上の地域面積に基づく手法[例えば、村松(1969)]をスラブ内地震に適用すると、マグニチュードは過大に評価される可能性がある。これが一つの原因と考えられるが、スラブ内地震と考えられる歴史地震のマグニチュードは過大になっている傾向にあった。高橋・他(2008)は 1649 年以降の芸予地域のスラブ内地震について、2001 年芸予地震など最近のスラブ内地震を基準とした震度インバージョン解析によって検討し、最大で $M7.4$ だった宇津(1982)や宇佐美(2003)によるマグニチュードを $M6.9$ 以下と見直した。同様にして豊後水道のスラブ内地震[神田・他(2008)]や九州・南西諸島のスラブ内地震[武村・他(2009)]もマグニチュードの見直しが行われている。

本論文では、最近の震度データの分析に基づいて地域的な距離減衰特性や観測地点の揺れ易さを考慮したスラブ内地震の特性を把握し、フィリピン海プレート内部で発生した可能性のある今までに検討が行われていない歴史地震について検討を行い、スラブ内地震としてのマグニチュードを再評価する。

§2. 解析方法ならびにデータ

2.1 解析概要

最初に、気象庁のデータ[気象庁(2011~2012, 2012)]に基づいて、南海トラフ沿いの地域で発生し、スラブ内地震と考えられる 1997 年以降の地震の計測震度分布および 1996 年以前の地震の体感震度データを収集分析し、震度の距離減衰式および局所地盤の揺れやすさを表す指標である相対震度を評価する。解析対象とする歴史地震の震度分布は、被害から推定された宇佐美(2010)などの既存のデータを相対震度で補正し、揺れ易さの影響を除いたものを用いる。

震源断層を仮定し距離減衰式から評価した震度分布と歴史地震の実震度との残差が最小となるマグニチュードを評価する。なお、スラブ内地震の場合、断層は内陸地殻内地震に比べて深く、断層面の大きさはプレート境界地震に比べて小さいため、震度インバージョン解析によって断層面の放出エネルギー分布の不均質性を考慮しても、等価震源距離への影響は小さく、結果として評価されるマグニチュードはほとんどのケースで変わらない[高橋・他(2008), 神田・他

(2008)]. そこでここでは、震度インバージョン解析を用いず、仮定した震源断層面の放出エネルギー分布を均質として仮定し等価震源距離を求めることによって断層面の広がりのみ考慮し、震度の評価残差が最小となるマグニチュードを探す手順で評価を行う。

2.2 解析対象地震と震度データ

解析対象とするフィリピン海プレート上面付近のスラブ内地震としては、南海トラフ沿いで発生した歴史地震で、最近の地震を参考にある程度の被害が発生する可能性のある宇佐美(2003)および宇津(1979, 1982)において元のマグニチュードが $M6.5$ 以上と評価されている地震とする。選定した地震の諸元をまとめて表 1 に示す。なお、プレート境界地震と考えられる慶長、宝永、安政および昭和の東海・東南海・南海地震、太平洋プレート内部の深い地震や内陸の浅い地震と考えられているもの[宇佐美(2003)], さらに被害記録から推定された震度データが少なく地震規模の推定が難しい 1589 年より古い地震については対象から除いた。また、芸予(安芸灘、伊予灘)付近については高橋・他(2008)、豊後水道付近については神田・他(2008)、さらに九州から南西諸島の深い地震については武村・他(2009)で、表 2 に示すように既に検討が行われているのでそれらの文献の結果を参照する。図 1 に解析対象の地震および既検討の地震をまとめて震央分布を示す。実線は地震調査研究推進本部(2009)による震源断層を予め特定しにくい地震の地域区分で、この地域ごとに距離減衰式などの評価を行う。

震度データは、1899 年の地震を除き宇佐美(2010)を用いるが、1769 年の地震は異なる震央と震度分布を示している松浦・他(2003)も用いる。表 1 および図 1 には両方を示している。1899 年の地震は、中央気象台からの情報をまとめている濱松・宇佐美(1985)の震度データに被害から評価したものを加えた Kanda and Takemura(2005)を用いる。解析には地点としてデータ処理する必要があるため、それぞれの市町村の役場の位置など町の中心と考えられる地点の座標を用いる。図 2~8 に解析対象とする地震の震央と震度分布を示す。

表 1 解析対象のスラブ内地震の地震諸元
Table 1 Hypocentral parameters of intra-slab earthquakes considered in this study.

日付	東経	北緯	元の M	地震名称	震央地域
1589/3/21	138.2	34.8	6.7	駿河・遠江	東海
1686/10/3	137.6	34.7	7.0 ± 0.25	遠江・三河	東海
1769/8/29	① 132.1	33.0	7.75 ± 0.25	日向・豊後	豊後水道
	② 132.03	32.25	7.2		日向灘
1802/11/18	136.5	35.2	$6.5 \sim 7.0$	畿内・名古屋	東海
1819/8/2	136.3	35.2	7.25	伊勢・美濃・近江	東海
1855/11/7	137.75	34.5	$7.0 \sim 7.5$	遠州灘	東海
1899/3/7	136.1	34.1	7.0	三重県	東南海

*) 地震諸元は宇佐美(2003)による。ただし、1899 年の地震は宇津(1979)、1769 年の地震の②は松浦・他(2003)による。

表 2 既検討のスラブ内地震の地震諸元と見直し M
 Table 2 Hypocentral parameters of intra-slab earthquakes analyzed previously.

日付	東経	北緯	元の M	震央	地域	見直し M	参考文献
1649/3/17	132.5	33.7	7.0	伊予灘	芸予	6.9	(a)
1686/1/4	132.6	34.0	7.0~7.4	安芸灘	芸予	6.8~6.9	(a)
1749/5/25	132.6	33.2	6.8	伊予宇和島	南海	6.6~6.7	(b)
1854/12/26	132.0	33.25	7.4	豊後水道	豊後水道	7.0	(b)
1857/10/12	132.75	34.0	7.25	安芸灘	芸予	6.8	(a)
1905/6/2	132.5	34.1	7.25	安芸灘	芸予	6.7	(a)
1909/11/10	131.1	32.3	7.6	宮崎県西部	九州	7.3	(c)
1911/6/15	130.0	28.0	8.0	喜界島	南西諸島	7.9	(c)

*参考文献は、(a)高橋・他(2008), (b)神田・他(2008), (c)武村・他(2009). 元の M は宇佐美(2003)による. ただし, 1905 年以降の地震は宇津(1979)による

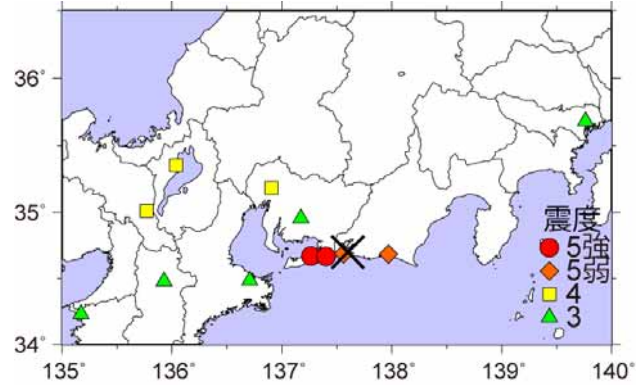


図 3 1686 年 10 月 3 日遠江・三河の地震の震度分布[宇佐美(2010)], ×は表1に示す震央

Fig. 3 Seismic intensity distribution of the 1686 event [Usami(2010)]. A cross shows the epicenter.

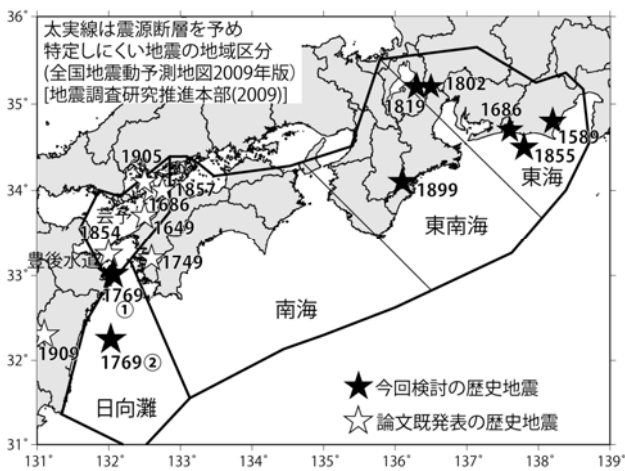


図 1 分析に用いた歴史地震の震央分布
 Fig. 1 Epicenter distribution of historical earthquakes.

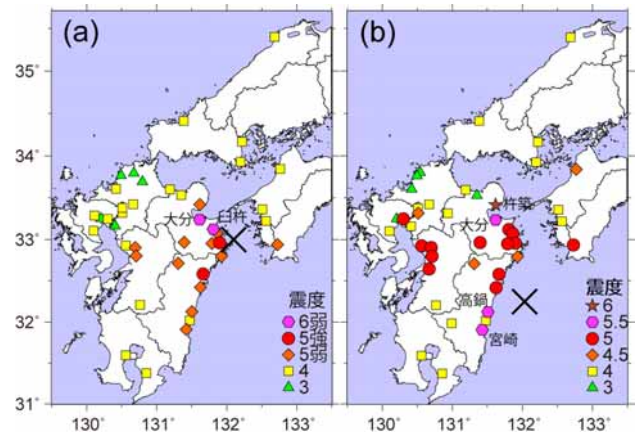


図 4 1769 年 8 月 29 日日向・豊後の地震の震度分布. 震度 5.5 以上は地点名を表示. ×は表1に示す震央. (a)宇佐美(2010), (b)松浦・他(2003)

Fig. 4 Seismic intensity distribution of the 1769 event. A cross shows the epicenter. (a) Usami(2010), (b) Matsu'ura et al. (2003).

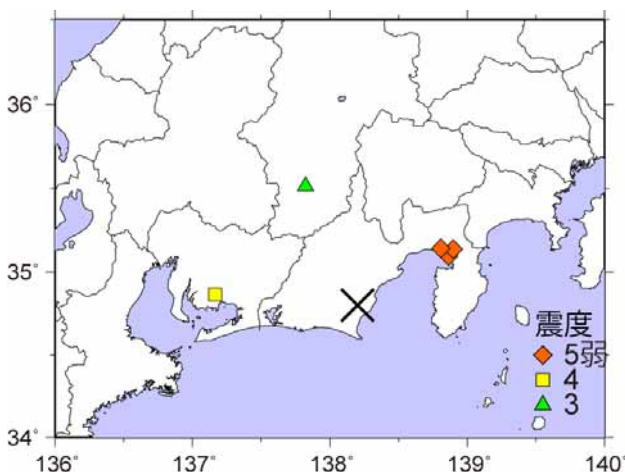


図 2 1589 年 3 月 21 日駿河・遠江の地震の震度分布[宇佐美(2010)], ×は表1に示す震央
 Fig. 2 Seismic intensity distribution of the 1589 event [Usami(2010)]. A cross shows the epicenter.

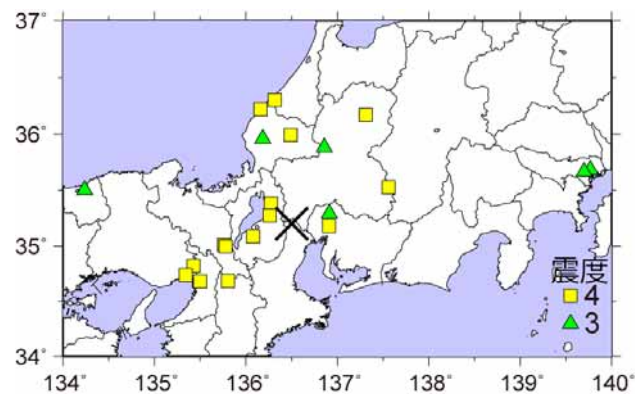


図 5 1802 年 11 月 18 日畿内・名古屋の地震の震度分布[宇佐美(2010)], ×は表1に示す震央

Fig. 5 Seismic intensity distribution of the 1802 event. A cross shows the epicenter.

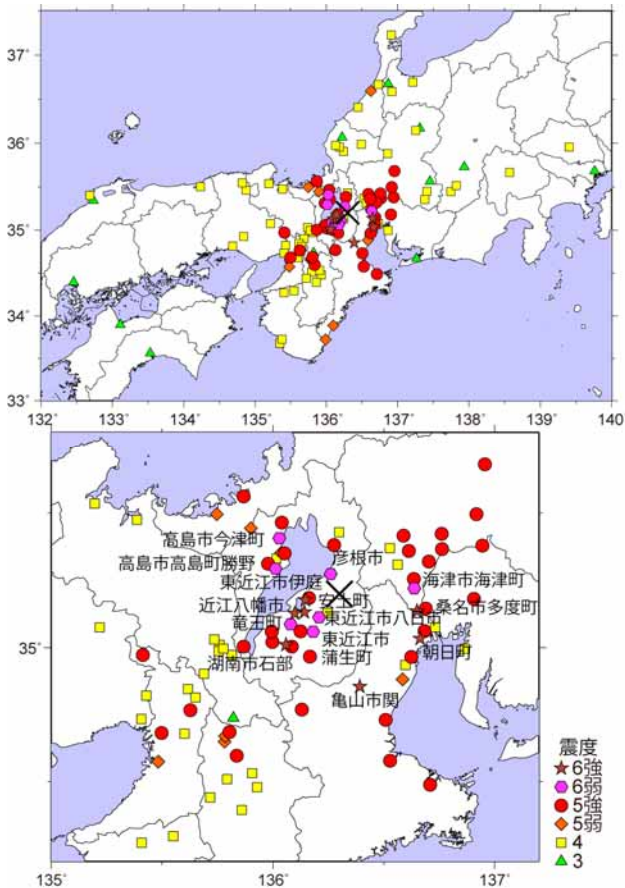


図 6 1819 年 8 月 2 日伊勢・美濃・近江の地震の震度分布[宇佐美(2010)]. 下図は震央近傍の拡大図で震度6弱以上は地名表示, ×は表1に示す震央
 Fig. 6 Seismic intensity distribution of the 1819 event. A cross shows the epicenter. Lower figure shows a detail map with names of major places near the epicenter.

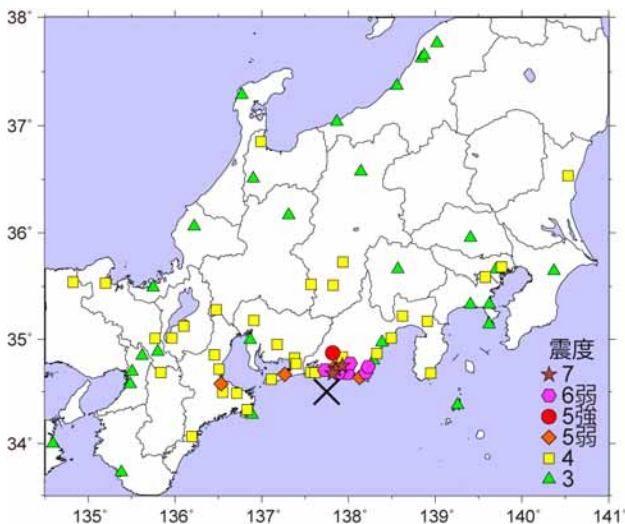


図 7 1855 年 11 月 7 日遠州灘の地震の震度分布[宇佐美(2010)], ×は表1に示す震央
 Fig. 7 Seismic intensity distribution of the 1855 event. A cross shows the epicenter.

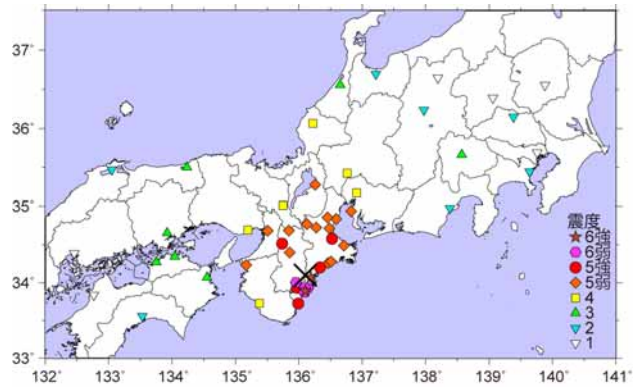


図 8 1899 年 3 月 7 日三重県の地震の震度分布 [Kanda and Takemura(2005)], ×は表1に示す震央
 Fig. 8 Seismic intensity distribution of the 1899 event. A cross shows the epicenter.

§3. 距離減衰式および相対震度の評価

3.1 評価に用いた地震

距離減衰式および相対震度の評価には, 計測震度データのある 1997 年から 2012 年 6 月までの地震で, 気象庁マグニチュードが $M_J \geq 4.0$ かつ最大震度が 2.5 以上の地震とする[気象庁(2011~2012, 2012)]. しかし, 規模の大きな地震が少ないため距離減衰式の評価には 1996 年以前の $M_J \geq 6.0$ の地震の体感震度のデータも用いる. これらの地震の震央分布を図 9 に示す. 地域区分は, 地震調査研究推進本部(2009)による震源断層を特定しにくい地震のものをさらに細分した東海, 東南海, 南海, 芸予, 豊後水道を細実線で示すように定義する. 東海, 東南海, 南海, 芸予および豊後水道の地域では, プレート間の固着が強い, もしくはゆっくりすべりおよび深部低周波地震などの発生する領域で, プレート境界地震はほとんど発生していないと考えられる. そこで, 深さ 20~80km のプレート境界[弘瀬・他(2007)]より深い地震で, 1944 年昭和東南海および 1946 年昭和南海地震とその余震を除いたものをスラブ内地震と仮定して用いる.

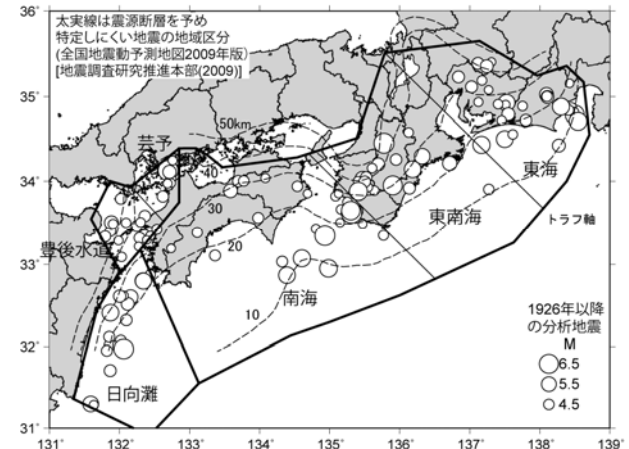


図 9 分析に用いた近年のスラブ内地震の震央分布 破線はフィリピン海プレート深さ[弘瀬・他(2007)]
 Fig. 9 Epicenter distribution of recent intra-slab earthquakes. Broken lines show the depth of Philippine Sea plate [Hirose et al. (2007)].

表 3 日向灘を震源とし、 $M_J \geq 6.5$ で体感震度3以上を観測した地震の諸元[気象庁(2012)]

Table 3 Hypocentral parameters of earthquakes ($M_J \geq 6.5$, $I_{max} \geq 3$) in Hyuga-nada [JMA(2012)].

番号	年	月日	時刻	経度	緯度	M_J	深さ (km)	震源 ^{a)}
①	1929	522	1:35	131.888	31.748	6.9	59	—
②	1931	1102	19:02	132.002	31.790	7.1	28	—
③	1939	320	12:22	131.747	32.083	6.5	57	LT型
④	1941	1119	1:46	132.133	32.118	7.2	33	LT型
⑤	1961	227	3:10	131.887	31.645	7.0	37	LT型
⑥	1968	401	9:42	132.533	32.283	7.5	30	LT型
⑦	1969	421	16:19	132.117	32.150	6.5	10	LT型
⑧	1970	726	7:41	132.033	32.067	6.7	10	LT型
⑨	1984	807	4:06	132.153	32.383	7.1	33	LT型
⑩	1987	318	12:36	132.062	31.973	6.6	48	スラブ内
⑪	1996	1019	23:44	132.008	31.798	6.9	34	LT型
⑫	1996	1203	7:17	131.680	31.768	6.7	38	LT型

^{a)} Shiono(1977), Shiono et al. (1980), 角田・後藤(2002)

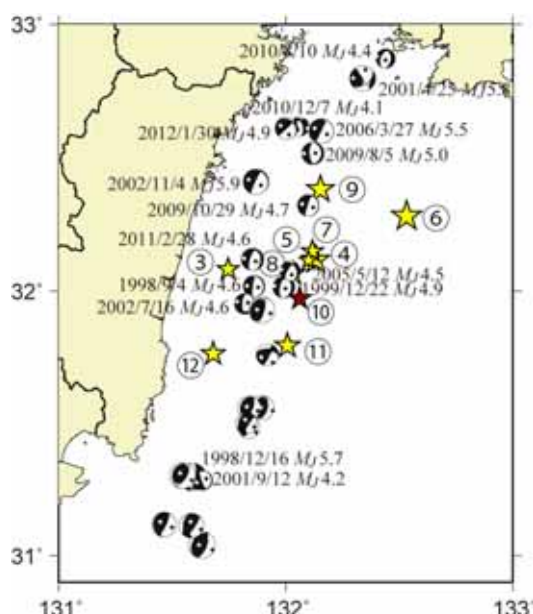


図 10 最大震度3以上を観測した日向灘の海洋プレートの境界付近で1997年以降に発生した地震の震源メカニズム[防災科学技術研究所 F-net]. スラブ内地震のみ日付, マグニチュード表示. 星印と丸数字は表3に示す地震と対応

Fig. 10 Map showing source mechanism of earthquakes after 1997 from F-net by NEID in Hyuga-nada, Southwest Japan. Captions of occurrence date and magnitude are attached for intra-slab events. Numbers in circles with stars showing their epicenters correspond to events listed in table 3.

一方、日向灘についてはプレート境界と考えられる低角逆断層 (LT 型) の地震がスラブ内の地震と同様に多く発生している。そこで、Shiono(1977), Shiono et al. (1980), 角田・後藤(2002)および F-net の震源メカニズム解を参考に LT 型の地震を除く。表3に地震年報[気象庁(2012)]から検索した1926年～1996年に日向灘で発生した主な地震を示す。ほとんどの地震が LT 型で、スラブ内地震と確認できたものは1987/3/18の地震 ($M_J 6.6$) のみであった。1996年以前

の地震としては1987/3/18の地震のみを評価に用いる。1997年以降については図10に示す F-net の震源メカニズム解に基づいて LT 型を除き、図10に日付を示した地震のみを評価に用いる。

最終的に分析に用いた地震の数は、東海 30, 東南海 22, 南海 28, 芸予 17, 豊後水道 12, 日向灘 16 となり、震度データ総数は、東海 10111, 東南海 6700, 南海 4097, 芸予 5360, 豊後水道 1845, 日向灘 2896 であった。

3.2 震度の距離減衰式

3.2.1 回帰分析

震度 I の距離減衰式については、震度インバージョン解析に用いたもの[例えば神田・他(2003)]と同じで、震源距離 X , 気象庁マグニチュード M_J および相対震度 I_r を用いて(1)式で表す。相対震度 I_r は3.3節で述べるが地点ごとの震度の揺れ易さを表す。

$$I = -a \log X + b M_J + c + I_r \quad (1)$$

ここで、 a, b, c は回帰分析によって得られる係数であり、神田・他(2003)に示した手順で評価する。すなわち、まず、図9で震央を示した東海・東南海・南海域および日向灘のそれぞれの領域で発生した地震を分析に用いて、地震ごとに $\log X$ の傾き a を求め、その平均を採用する。次に全ての地震から M_J に関する傾き b と切片である定数項 c を求める。最終的に距離減衰式として(2)式と(3)式を得た。

東海・東南海・南海:

$$I = -4.37 \log X + 1.36 M_J + 3.59 \quad (2)$$

日向灘:

$$I = -4.32 \log X + 1.31 M_J + 3.77 \quad (3)$$

ここで、震源距離 X は面震源の場合は均質のエネルギー分布を仮定した(4)式から算定される等価震源距離 X_{eq} を用いる。

$$X_{eq,k}^{-2} = \sum_i (1/X_{i,k}^2) / n \quad (4)$$

ここで、 $X_{i,k}$ は観測点 k から小断層 i の中心までの距離で、 n は小断層の総数とする。歴史地震の断層面の大きさは、フィリピン海プレート境界付近のスラブ内地震である芸予地震[高橋・他(2008)]での設定を参照し、M7クラスの標準的な断層面として $32 \times 16 \text{ km}^2$ とし、 $2 \times 2 \text{ km}^2$ の小断層 $n=128$ に分けて(4)式で等価震源距離を求める。

M_J に関する傾き b と切片 c の適合性を示すために、地震ごとに $I - a \log X$ の全観測震度データの平均値をマグニチュード M_J に対してプロットして示す。東海・東南海・南海の(2)式に対するものを図11(a)に、日向灘の(3)式に対するものを図11(b)に示す。概ね線上

にプロットされ、(2)式および(3)式に対する地震によるばらつきは小さく、分析に用いた地震はほぼ線上にあり、マグニチュードと震度が線形の関係にある。日向灘のプレート境界地震と考えられる図 11(b)に参考のためにひし形で示した LT 型の地震は実線で示した(3)式に比べて小さい傾向が見られ、スラブ内地震に比べて短周期地震動の励起は小さいことが分かる。気象庁マグニチュードに対する非線形特性は見られなかった。表 1 に示したスラブ内の歴史地震に対して、(2)式および(3)式が適用できるものとして今後の検討を行う。

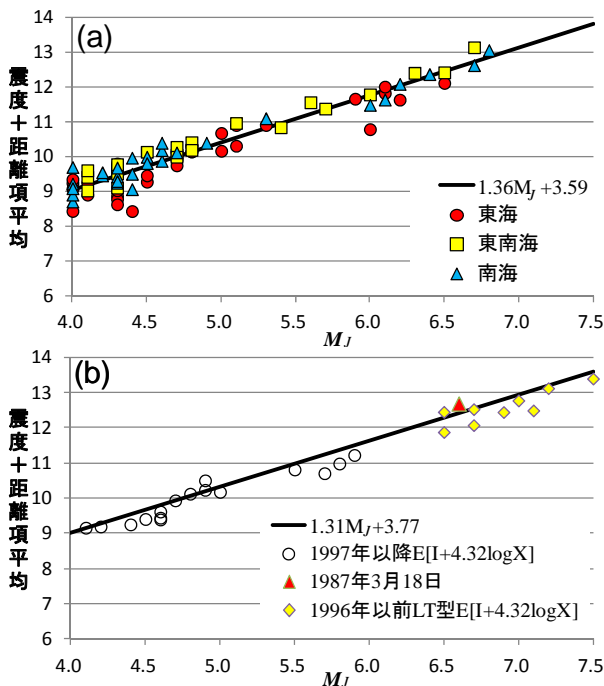


図 11 マグニチュードに対する距離で補正した震度。(a)東海・東南海・南海、(b)日向灘
Fig. 11 Relationship between JMA magnitude and average intensity level without distance attenuation effect. (a)Tokai, Tonankai, and Nankai, (b) Hyuga-nada.

3.2.2 地域間の比較

得られた距離減衰式(2)式および(3)式と隣接する地域の距離減衰式を比較する。芸予地域および豊後水道に関する既存の距離減衰式をそれぞれ(5)式、および(6)式に示す。

芸予[高橋・他(2008)]:

$$I = -4.2 \log X + 1.29 M_j + 3.88 \quad (5)$$

豊後水道[神田・他(2008)]:

$$I = -4.2 \log X + 1.33 M_j + 3.71 \quad (6)$$

スラブ内地震としてはこの地域の歴史地震で最大級の $M_j=7.0$ を代入して距離減衰式の地域間の比較を図 12 に示す。同じ地震規模で震度の値は、東海・東南海・南海および日向灘はほぼ同じであるが、芸予と豊後水道近傍はそれよりは若干大きい。これは、

震度に関した短周期地震動の励起の大小関係を示しており、地域差が震度で最大 0.3 程度あることが分かる。

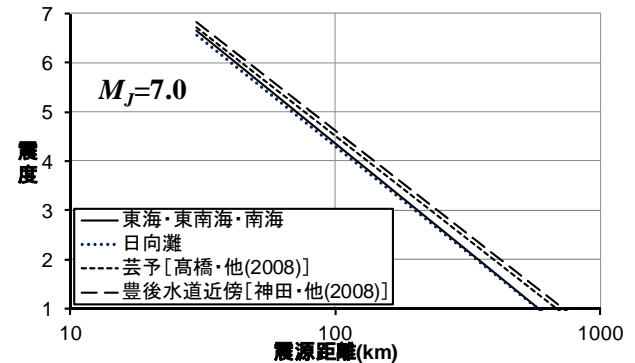


図 12 距離減衰式の地域の比較 ($M_j=7.0$)
Fig. 12 Comparison of attenuation relationship among source areas.

3.2.3 定数項と短周期地震動の励起

震度の距離減衰の(1)式の右辺の第 3 項の定数項 c は、震源距離やマグニチュードの影響を除いた残差を表している。地震ごとにみると、この項は震度に関した短周期地震動の励起の大小を示している。図 9 に震央を示した地震について震源深さに対するこの項の値を、地域ごとに凡例を変えて図 13 に示す。距離減衰式の a および b が異なると定数項 c の比較ができないので、芸予、豊後水道、日向灘については(2)式に当てはめて、各地震で残差が最小になるように定数項 c を求め直した。バラツキは大きい、震源深さが深くなるほど定数項は大きくなる傾向が見られる。同じ震源深さでは地域の有意な差は見られない。東海、南海および日向灘の地震は他の地域に比べて浅い地震が多いため定数項は小さめであることが分かる。このような地域による震源深さの差が距離減衰式の差を生じさせており、図 12 に示した地域の差はこれが主な原因と考えられる。

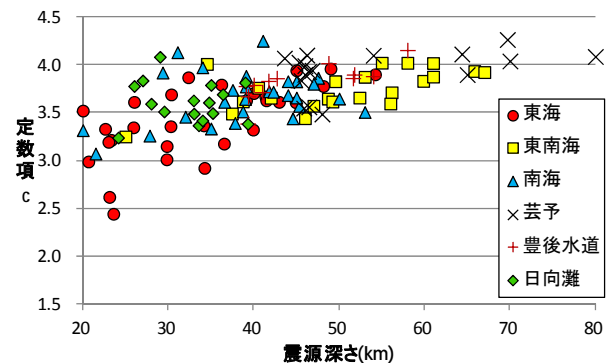


図 13 (2)式の場合の震源深さと定数項 c の関係
Fig.13 Relationship between focal depth and constant term c of intensity attenuation equation (2).

3.3 相対震度

相対震度 I_r は、(1)式に示すように実際に観測される震度と距離減衰式から評価される震度の差として

定義し、その観測地点の揺れやすさを表す。相対震度は大きいほど揺れやすいことを示し、東海・東南海・南海では(2)式、日向灘では(3)式によるそれぞれの評価震度を観測震度から除いた値で、伝播経路と表層地盤増幅の影響が含まれる。観測震度から相対震度を除くことによって、震源特性の影響だけを明らかにすることができる。相対震度は震度観測点に対してそれぞれの最近の地震の震央地域ごとに平均して求める。図 14 に東海地域を震央とする地震を例に震度観測点の相対震度分布を示す。歴史地震の震度データのある地点は、必ずしもこの震度観測点近傍にない場合もあり、揺れやすさは、隣接した地点でも表層微地形の差によって大きく異なることがあるので、相対震度の精度を高めるために以下に示す手法によって補間することにする。

補間は、単純に線形補間するのではなく神田・武村(2010)で示した手法により、表層地盤増幅率で空間的に重みをかけて補間することにする。用いる表層地盤増幅率 α_i は、図 15 に示す $V_s=400\text{m/s}$ 相当の地盤を基盤とする J-SHIS による 250m メッシュのデータ [若松・松岡(2008),防災科学技術研究所(2012)]とする。震度観測点の相対震度は、図9で示した地震ごとに求め、震央地域ごとの地震で平均して評価する。

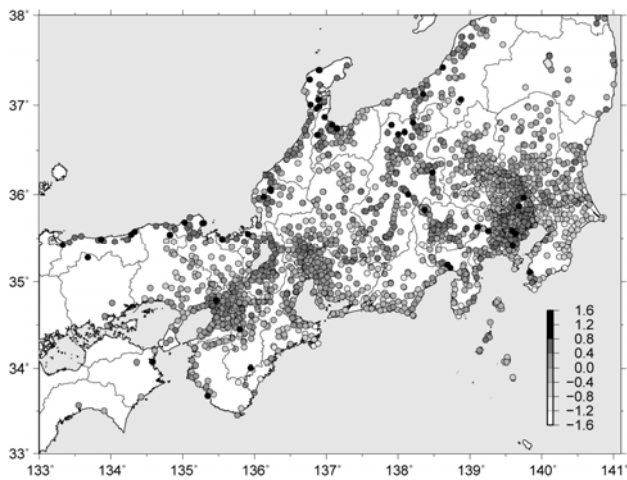


図 14 東海地域の震度観測点の相対震度 I_r
Fig. 14 Site correction factor I_r at observation stations for Tokai region earthquakes.

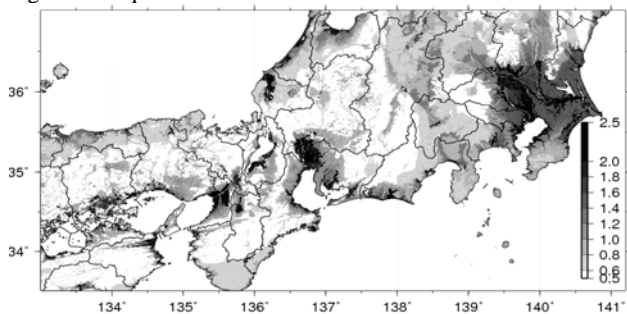


図 15 $V_s=400\text{m/s}$ 相当を基盤とした地盤増幅率 [J-SHIS に基づいて算定]
Fig. 15 Distribution map of soil amplification factor from base layer of 400m/s in shear velocity.

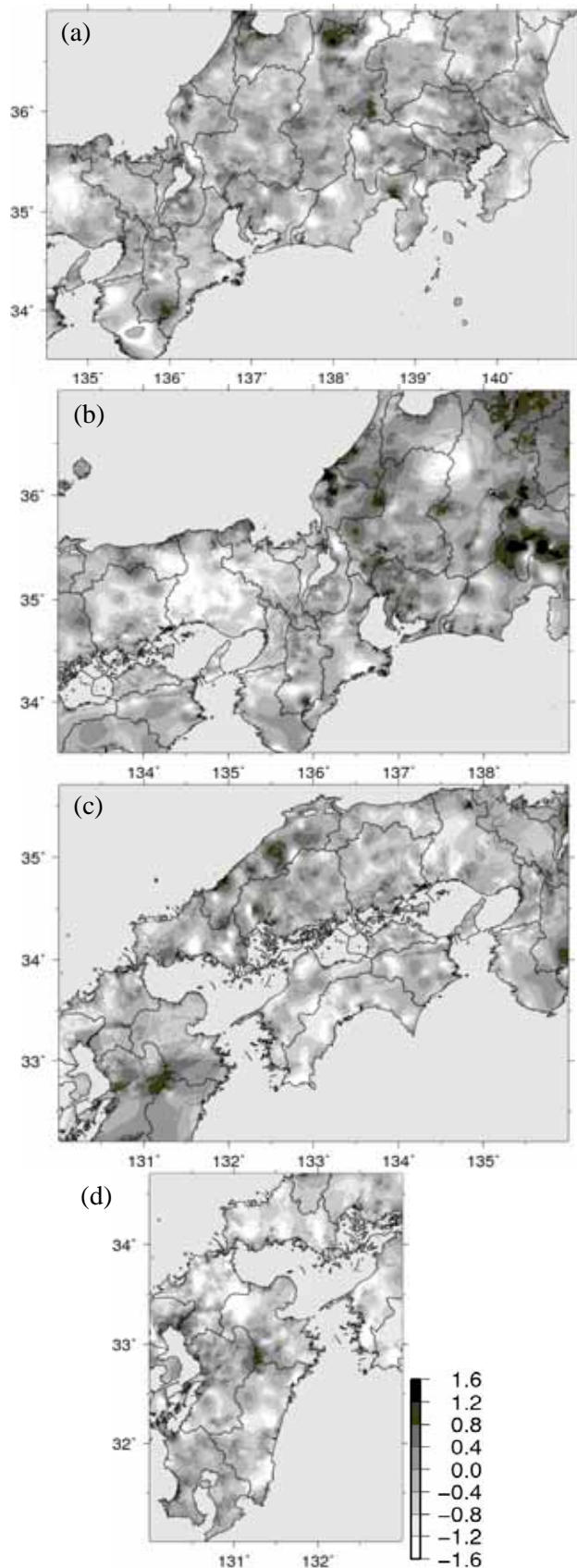


図 16 地盤増幅率により補間した相対震度 I_r 分布。
(a)東海, (b)東南海, (c)南海, (d)日向灘
Fig. 16 Distribution map of site correction factor I_r estimated with soil amplification factors. (a) Tokai, (b)Tonankai, (c)Nankai and (d) Hyuga-nada areas.

得られた相対震度分布を震央地域ごとに図 16 に示す。相対震度は、表層地盤での増幅の影響で沖積平野や盆地で大きく、山地で小さくなる傾向が見えるが、深い地盤での減衰構造の影響も見られる。例えば、東南海では海洋プレートが沈み込む方向である大阪、兵庫方面は小さく、平行方向の愛知方面は大きくなる傾向がある。大阪、兵庫方面は伝播経路にあるマントルウェッジでの大きな減衰構造、および愛知方面は海洋プレート内部や付加体での減衰の小さい層の存在[瀬瀬・古村(2002), 中村・植竹(2012)]によるそれぞれの影響と考えられる。

§4. 震度によるマグニチュード評価

4.1 東海・東南海域の歴史地震

4.1.1 断層面の仮定

表 1 に示した東海および東南海の地域で発生した 6 つの歴史地震を対象としてマグニチュードを再評価する。図 17(a)に表 1 に示した地震の震央とその近傍の最近の地震の F-net による震源メカニズムを示す。横ずれと逆断層が多いことがわかる。この参照したメカニズムから図 17(b)に示す二つの断層面を仮定する。ただし、1589 年の地震が参照している 2009/8/11 駿河湾の地震は、Hi-net の観測による余震分布などから静岡県の陸地寄りには概ね北東傾斜が卓越することが指摘されているので、北東傾斜の断層面だけを選択した[例えば、川辺・他(2010)]。また、震源深さは、弘瀬・他(2007)のプレート境界深さを参照し、断層面上端がプレート境界深さより浅くならないように設定した。以上のような仮定のもと設定した断層面のパラメータをまとめて表 4 に示す。

4.1.2 マグニチュードの推定

各歴史地震について、図 17 に示した仮定断層面を用いて(4)式から震度データ地点の等価震源距離を求める。次にマグニチュードをパラメータにして(2)式を用いて震度分布を求め、相対震度で補正した観測震度との残差を求める。残差が最小となるマグニチュードを最適 M として得る。この最適 M は震度から推定したマグニチュードなので以後 M_I と表記する。

地震ごとに図のキャプションに示す M_I の場合の等価震源距離と相対震度で補正した震度の関係を図 18~28 に示す。仮定した断層面が 2 つある地震は、両方の結果を示す。図中の点線は震度で ± 1.2 の範囲を示す。1.2 は震度の距離減衰式の誤差の RMS 値の約 2 倍で、この点線の範囲に震度データはほぼ収まる。

得られた M_I は、1686 年の地震だけが断層モデルの違いによって $M_I=6.7$ と $M_I=6.6$ となり異なったが、他の地震は断層モデルによる差はなかった。 M_I の最大は 1855 年の地震で $M_I=7.0$ となった。これは、表 2 に

示したように芸予や豊後水道の地域の最大値と同じである。

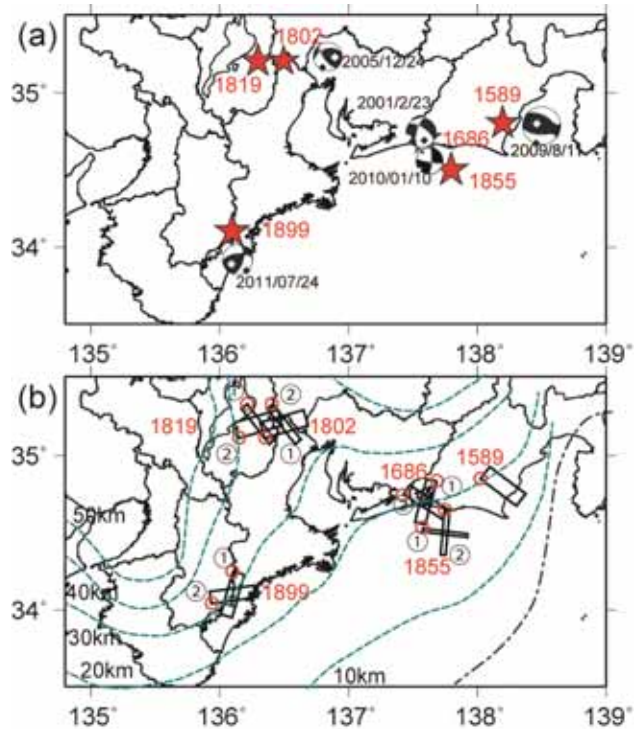


図 17 歴史地震の震源断層面のモデル化. (a)歴史地震の震央(星印)と参照した最近の地震の震源メカニズム. (b)仮定断層面. 赤丸はプレート境界に一番近い最浅点. 破線はフィリピン海プレート深さ, 一点鎖線は南海トラフ[弘瀬・他(2007)].

Fig. 17 Fault model of historical intra-slab earthquakes; (a) Epicenter and referred fault mechanism of recent earthquake and (b) assumed corresponding fault models with red circles showing the shallowest angle proximate to the plate boundary. Broken lines show the depth of Philippine Sea plate and a chain line shows the Nankai Trough [Hirose et al. (2007)].

表 4 スラブ内の歴史地震の仮定断層パラメータ

Table 4 Fault model parameters for historical intra-slab earthquakes.

歴史地震 日付	断層	震央 (断層中央)		走向	傾斜	最浅点 深さ (km)	震源深さ (断層中 央) (km)
		東経	北緯				
1589/3/21		138.2	34.8	307	47	21	26.9
1686/10/3	①	137.6	34.7	195	62	24	31.1
	②			303	60	23	29.9
1802/11/18	①	136.5	35.2	142	71	36	43.6
	②			254	44	36	41.6
1819/8/2	①	136.3	35.2	142	71	38	45.6
	②			254	44	40	45.6
1855/11/7	①	137.75	34.5	97	81	18	25.9
	②			5	77	19	26.8
1899/3/7	①	136.1	34.1	16	58	33	39.8
	②			262	57	32	38.7

最浅点は図 17 に赤丸で示す

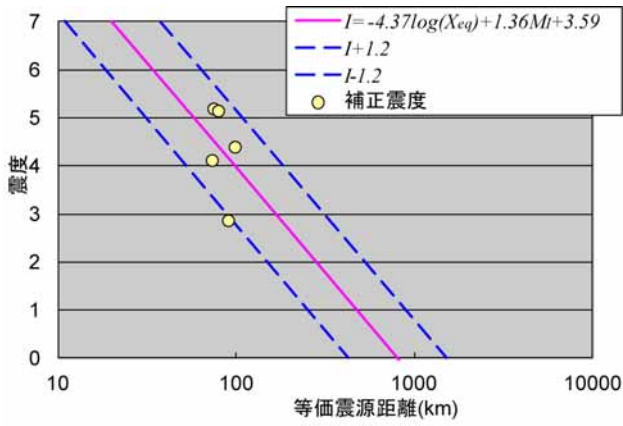


図 18 1589 年地震の震度距離減衰($M_f=6.7$)
Fig.18 Intensity attenuation relationship of the 1589 earthquake.
The solid line shows Eq. (2) of $M_f=6.7$.

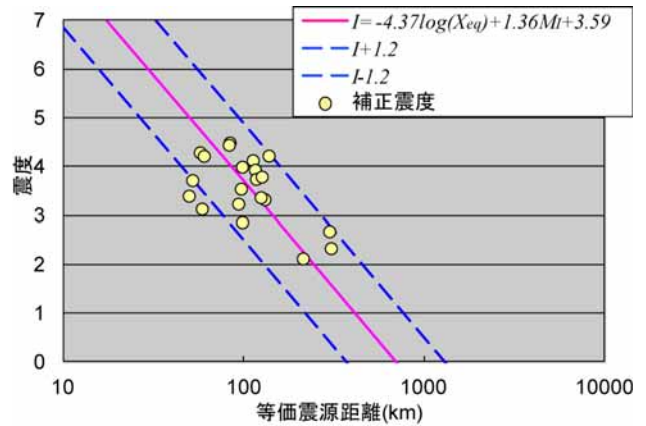


図 21 1802 年地震の震度距離減衰($M_f=6.5$) (断層①)
Fig.21 Intensity attenuation relationship of the 1802 earthquake
for fault model No.1. The solid line shows Eq. (2) of $M_f=6.5$.

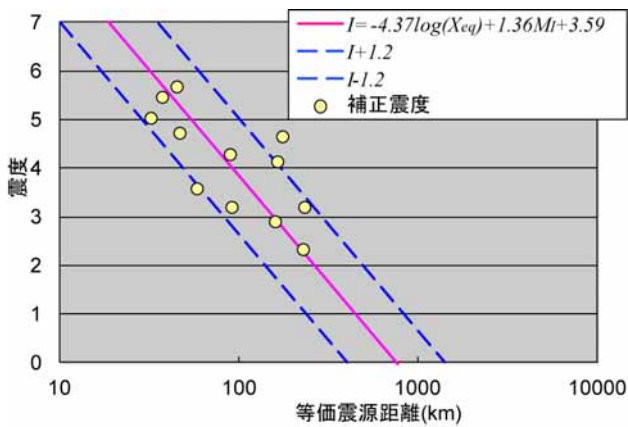


図 19 1686 年地震の震度距離減衰($M_f=6.7$) (断層①)
Fig.19 Intensity attenuation relationship of the 1686 earthquake
for fault model No.1. The solid line shows Eq. (2) of $M_f=6.7$.

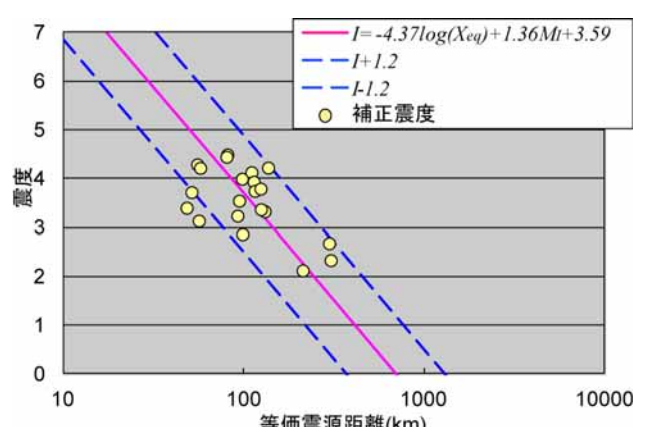


図 22 1802 年地震の震度距離減衰($M_f=6.5$) (断層②)
Fig.22 Intensity attenuation relationship of the 1802 earthquake
for fault model No.2. The solid line shows Eq. (2) of $M_f=6.5$.

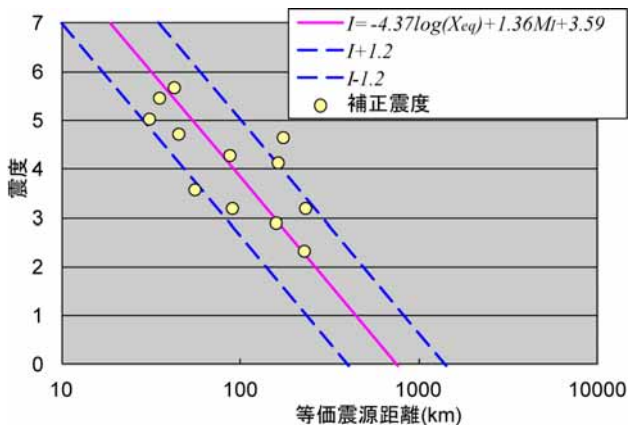


図 20 1686 年地震の震度距離減衰($M_f=6.6$) (断層②)
Fig.20 Intensity attenuation relationship of the 1686 earthquake
for fault model No.2. The solid line shows Eq. (2) of $M_f=6.6$.

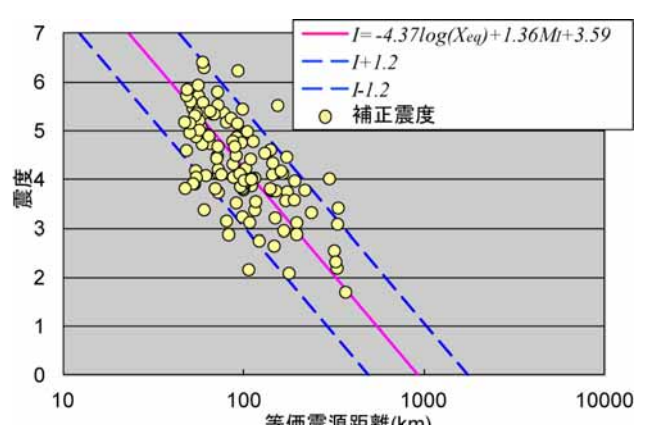


図 23 1819 年地震の震度距離減衰($M_f=6.9$) (断層①)
Fig.23 Intensity attenuation relationship of the 1819 earthquake
for fault model No.1. The solid line shows Eq. (2) of $M_f=6.9$.

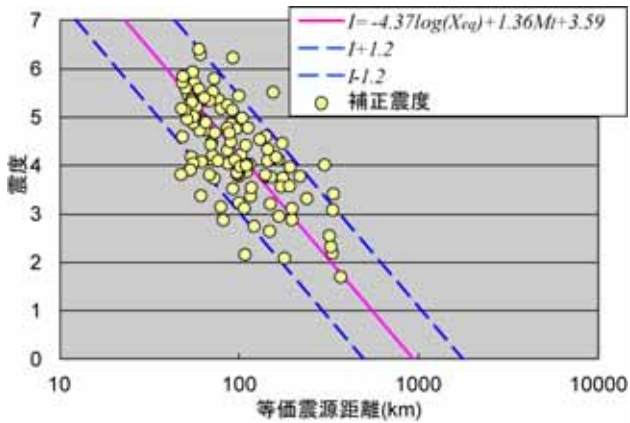


図24 1819年地震の震度距離減衰($M_l=6.9$) (断層②)
Fig.24 Intensity attenuation relationship of the 1819 earthquake for fault model No.2. The solid line shows Eq. (2) of $M_l=6.9$.

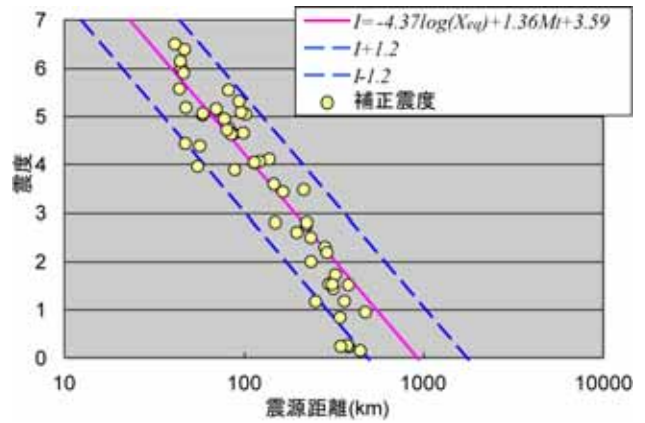


図27 1899年地震の震度距離減衰($M_l=6.9$) (断層①)
Fig.27 Intensity attenuation relationship of the 1899 earthquake for fault model No.1. The solid line shows Eq. (2) of $M_l=6.9$.

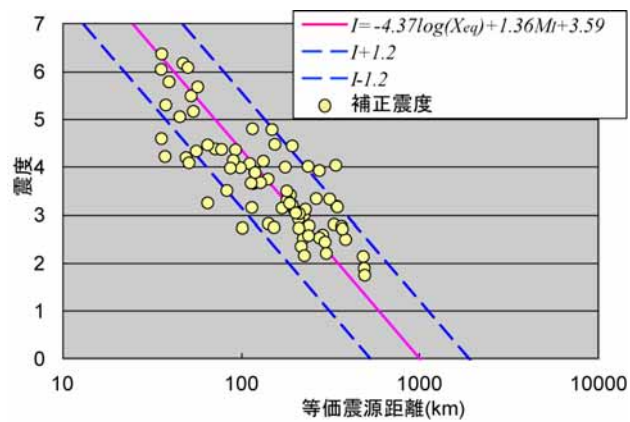


図25 1855年地震の震度距離減衰($M_l=7.0$) (断層①)
Fig.25 Intensity attenuation relationship of the 1855 earthquake for fault model No.1. The solid line shows Eq. (2) of $M_l=7.0$.

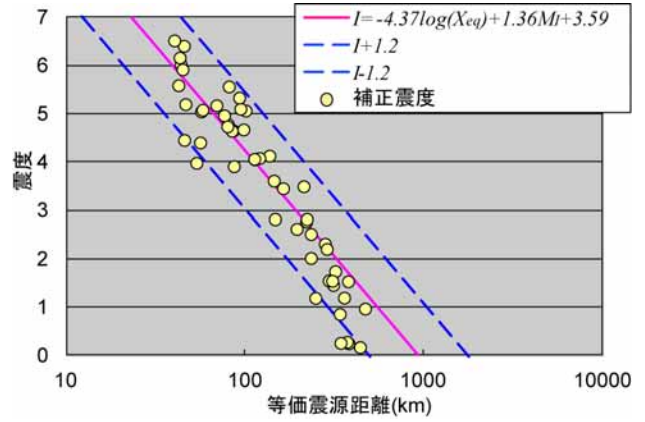


図28 1899年地震の震度距離減衰($M_l=6.9$) (断層②)
Fig.28 Intensity attenuation relationship of the 1899 earthquake for fault model No.2. The solid line shows Eq. (2) of $M_l=6.9$.

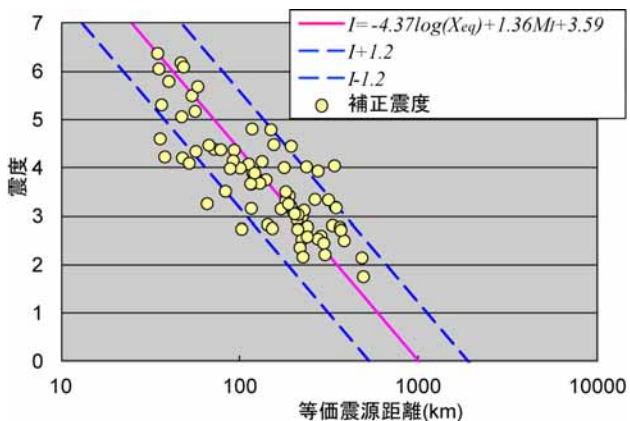


図26 1855年地震の震度距離減衰($M_l=7.0$) (断層②)
Fig.26 Intensity attenuation relationship of the 1855 earthquake for fault model No.2. The solid line shows Eq. (2) of $M_l=7.0$.

4.2 1769年8月29日日向・豊後の地震

4.2.1 検討概要

1769年8月29日日向・豊後の地震については、図4に示した宇佐美(2010)および松浦・他(2003)に基づいて二通りの検討を行う。震度評価に用いる距離減衰式および相対震度は、それぞれ震央に対応したものとす。東海・東南海・南海地震と同様に、エネルギー均質の断層面を仮定し、震度の評価残差が最小となるマグニチュードを M_l として求める。

4.2.2 宇佐美(2010)に基づく評価

宇佐美(2010)に示された図4(a)に示した震度分布および震源位置を用いて最適マグニチュード M_l を求める。震央が豊後水道に位置するので、神田・他(2008)で用いた距離減衰式(6)式および相対震度を用いる。断層面については、図29に示すように、神田・他(2008)の他の歴史地震と同様に走向は海洋プレートの沈み込み方向に垂直の 203° にし、傾斜は 75° とする。丸で示した断層の最浅点が地震発生層上面の深さになるようにした。この仮定断層面を用いて(4)式から震度データ地点の等価震源距離を求め、

(6)式を用いて M をパラメータにして震度分布を求め、相対震度で補正した観測震度との残差を求める。残差が最小となるマグニチュードは $M_I=6.9$ となり、その場合の震度の距離減衰の関係を図 30 に示す。

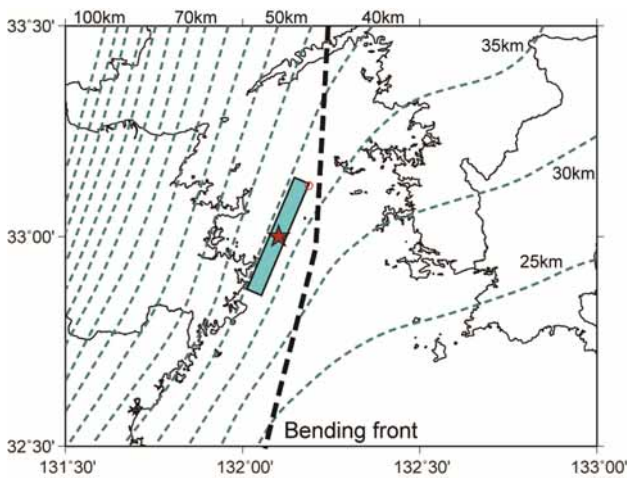


図 29 1769 年地震の宇佐美(2010)の震央(星印)と仮定断層面。細点線は地震発生層上面の等深線、太点線はスラブ内地震の発生帯である曲げフロント(プレートの変曲線) [松崎・他(2003)]。

Fig. 29 Epicenter of the 1769 event after Usami (2010) and its fault model referred to the depth of upper surface of seismogenic zone in the Philippine Sea plate and its so-called bending front [Matsuzaki et al. (2003)].

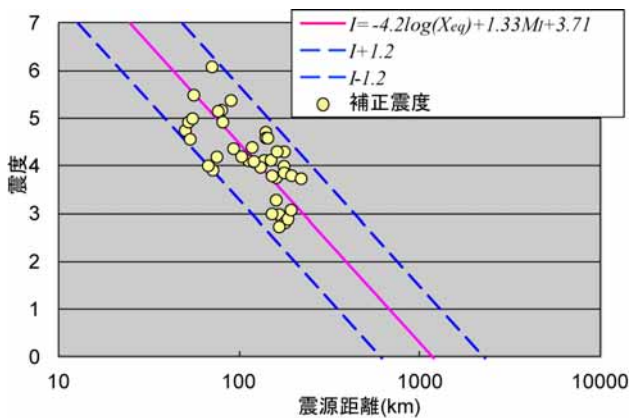


図 30 1769 年の地震の宇佐美(2010)データによる震度距離減衰 ($M_I=6.9$)

Fig.30 Intensity attenuation relationship of the 1769 earthquake [Usami(2010)]. The solid line shows Eq. (6) of $M_I=6.9$.

4.2.3 松浦・他(2003)に基づく評価

松浦・他(2003)に示された図 4(b)に示した震度分布および震源位置を用いて最適マグニチュード M_I を求める。松浦・他(2003)は震央を日向灘としている。そこで、震源断層は、図 31 で示すように、近傍で発生した 2002/11/4 の地震(M_J 5.9)の F-net の震源メカニズムを参考に走向を海洋プレートの沈み込み方向に垂直の 205° にして傾斜 84° の断層面を仮定し、断層の深さは最浅部で 20km とした。(3)式の距離減衰式と図 16(d)で示した相対震度で補正した震度を用

いて評価残差が最小となる M_I を求める。 $M_I=7.4$ の場合の距離減衰式の関係を図 32 に示す。 M_I が宇佐美(2010)に基づくものより大きくなった主な原因は、日向灘に震央を置く方が平均的には約 10km 震源距離は長くなることとともに、図 12 に示した距離減衰式の差にある。 $M7$ 前後ならば日向灘よりも豊後水道を震源とした方が、短周期の励起が大きく、マグニチュードは小さめの評価となる。

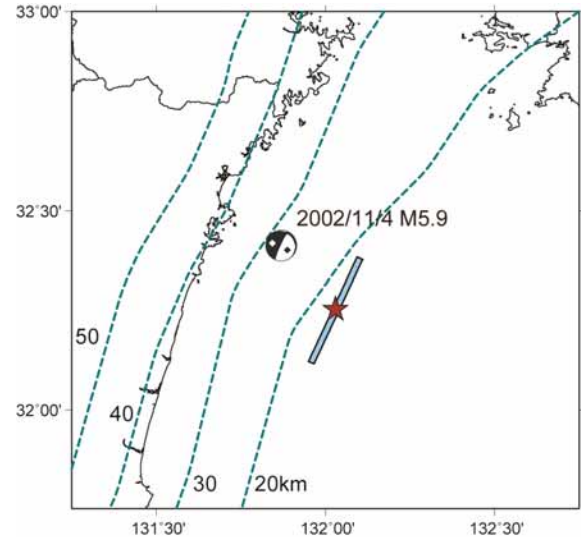


図 31 1769 年地震の松浦・他(2003)の震央(星印)と仮定断層面 [2002/11/4 の地震の震源メカニズム (F-net) を参照]. 破線はフィリピン海プレート深さ [弘瀬・他(2007)]

Fig. 31 Epicenter of the 1769 event after Matsu'ura et al. (2003) and its fault model referred to fault mechanism of the 2002/11/4 earthquake. Broken lines show the depth of Philippine Sea plate [Hirose et al. (2007)].

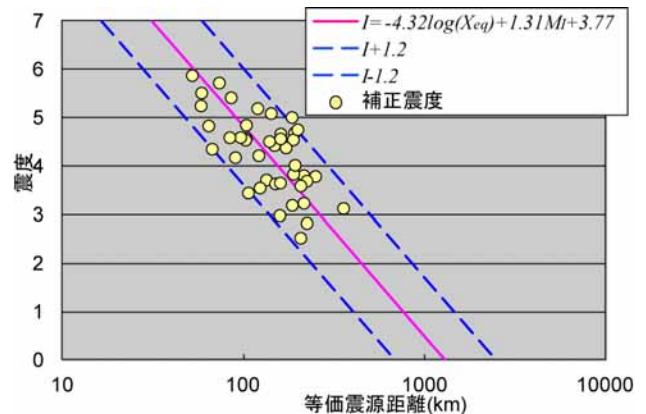


図 32 1769 年の地震の松浦・他(2003)データによる震度距離減衰 ($M_I=7.4$)

Fig.32 Intensity attenuation relationship of the 1769 earthquake [Matsu'ura et al. (2003)]. The solid line shows Eq. (6) of $M_I=7.4$.

4.2.4 プレート境界地震の可能性

1769 年の地震については、松浦・他(2003)は暴風雨の影響による風水害が含まれるため津波の被害が

はっきりしない指摘しているが、羽鳥(1985)は津波の波源域を特定し、津波マグニチュード $m=1$ とみなしている。さらに、LT 型の 1941 年の地震(表 3 の④, $M_f=7.2$, $m=0.5$)は、津波の波源域が 40km 程度南であるが、震度 5 の分布の広がりが 1769 年の地震と似ていることも指摘している。日向灘では 3.1 節で述べたように規模の大きな地震は LT 型の地震が多く発生している。また、震央および震源深さがあまり変わらなければ同じ経路を伝播するため地震動の減衰特性は変わらないと考えられ、ラディエーションなどの震源特性の影響は高振動数域では小さいことを考え合わせると、震度分布からスラブ内地震と区別することは難しい。また、額野・古村(2002)の指摘するように、深さ 34~70km のマントルウェッジに低 Q_s 値の層があるとする、その層を伝播する深い地震では九州側で減衰が大きくなるため、図 4 に示すように九州側で震度が大きい分布が生じるためには 1941 年の地震のように深さ 34km までの浅い地震の可能性が高い。

以上のことから、1769 年の地震は、九州内陸またはその近傍で発生する震源の深いプレート内の地震の可能性は低い。松浦・他(2003)が指摘するようなプレート内地震の場合ならば比較的浅い地震と考えられる。また、1941 年の地震のようなプレート境界地震(LT 型)の可能性もある。ただし、プレート境界地震とすると、図 11(b)で示したように短周期地震動の励起がスラブ内地震よりも小さいためマグニチュードは $M_f=7.4$ より若干大きくなる。例えば、表 3 の⑥に示した LT 型の 1968 年の地震は、 $m=1$ [羽鳥(1985)]で、 $M_f=7.5$ なので、1769 年の地震と同規模の可能性が高い。

4.3 考察

4.3.1 グリッドサーチによる震源位置の検証

ここまでの検討では、既存の研究の震央を中心として断層面を仮定して最適な地震規模を推定してきた。ここでは、この仮定が正しいかどうかを検証するために、震源断層の位置について解析的に検討する。また、1769 年の地震については二つの断層面を仮定したので、どちらが優位なのかも検討する。検討対象は、震度データが比較的多い 1819 年、1855 年、1899 年および 1769 年の地震のみとする。検討方法は、断層面を傾斜、走向、深さを固定し、緯度および経度それぞれ 0.02 度刻みで水平方向に動かすグリッドサーチを行い、観測震度と評価震度の残差を評価する。1819 年、1855 年、1899 年および 1769 年の地震について評価した残差を断層面の中心位置にプロットとしてコンターにしたものを図 33~図 36 にそれぞれ示す。色が濃いほど残差が小さくそこに震源断層がある可能性が高いことを示している。

図 33 に示す 1819 年に地震の結果は、もう少し南

南東に位置する可能性を示している。従来の震央は、琵琶湖周辺の震度が大きかったためその近傍に置かれたと考えられるが、この地域は地盤が軟弱で震度には表層地盤増幅の影響が多分に含まれる。従って、相対震度を考慮すれば震央を琵琶湖から少し離してもこの地域の震度分布を説明できる。

図 34 に示す 1855 年の地震の結果は少し南に位置する可能性を示している。しかし、震度データは陸地側のみで震源より南の海側にはないため南北方向の精度は十分ではない。従って、これだけの情報では、この結果の真偽を判断できない。

図 35 に示す 1899 年の地震の結果は震央がほぼ正しいことを示している。従来の震央で問題ないと考えられる。

図 36 に示す 1769 年の地震については、(b)に示す松浦・他(2003)のデータに基づく結果は松浦・他(2003)の震央とほぼ整合している。しかし、(a)に示す宇佐美(2010)のデータに基づく結果は、震央を豊後水道より南に置いた方が残差が小さい。この残差の小さい領域は、羽鳥(1985)による波源域に重なる。従って、1769 年の地震はどちらの震度データに基づいても豊後水道ではなく日向灘の地震の可能性が高いと考えられる。

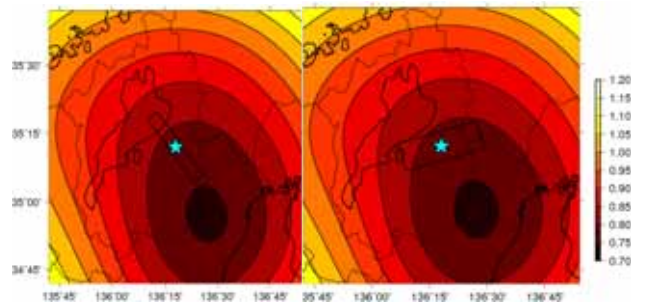


図 33 評価残差分布コンター(1819 年地震, $M_f=6.9$). 星印は表 1 の震央, 矩形は表 4 で示した元の断層面で、図 34~36 の表記も同様である。

Fig. 33 Residual error distribution of intensity of the 1819 event derived by grid search. A star shows the epicenter (See fig.1) and a rectangular solid line shows the original fault model (See table 4). The same notations apply to the following figures 34 ~ 36.

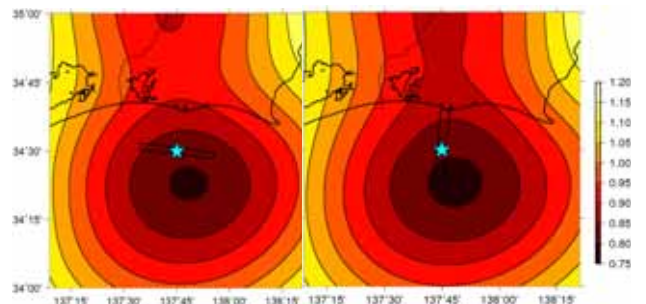


図 34 評価残差分布コンター(1855 年地震, $M_f=7.0$)
Fig. 34 Residual error distribution of intensity of the 1855 event derived by grid search.

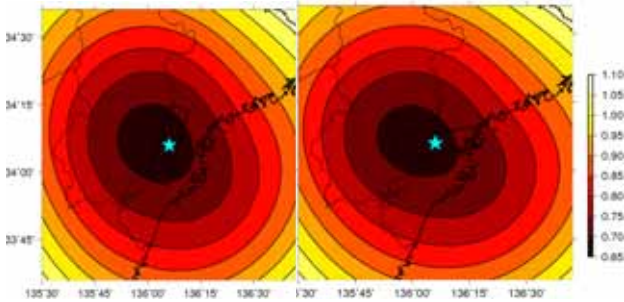
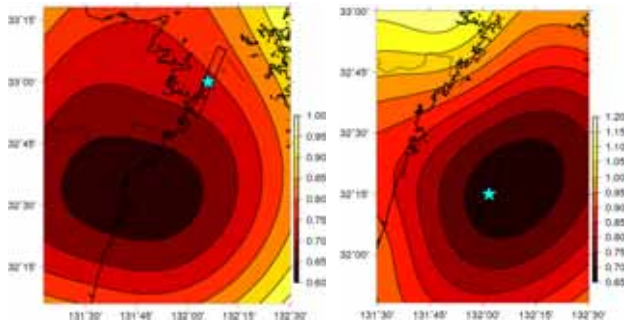


図 35 評価残差分布コンター (1899 年地震, $M_f=6.9$)
Fig. 35 Residual error distribution of intensity of the 1899 event derived by grid search.



(a)宇佐美(2010) $M_f=6.9$ (b)松浦・他(2003) $M_f=7.4$
図 36 評価残差分布コンター (1769 年地震)
Fig. 36 Residual error distribution of intensity of the 1769 event derived by grid search.

4.3.2 歴史地震の地震規模の見直し結果

歴史地震について震度から最適マグニチュードを求めた結果をまとめて表 5 に示す. 表 2 とまとめてフィリピン海プレート内部のスラブ内地震のマグニチュードについて考察すると, 東海, 東南海, 南海の領域では歴史地震の最大規模は $M_f=7.0$ となった. これは, 隣接する芸予, 豊後水道の地域と同じである. 日向灘については, 1769 年の地震が $M_f=7.4$ となった. ただし, この地震はプレート境界地震の可能性がある.

表 5 スラブ内地震としての歴史地震のマグニチュードの見直し結果

Table 5 Reevaluated magnitude of historical intra-slab earthquakes.

日付	元の M	震央	地域	M_f
1589/3/21	6.7	駿河・遠江	東海	6.7
1686/10/3	7.0 ± 0.25	遠江・三河	東海	6.6~6.7
1769/8/29	7.2	日向灘	日向灘	7.4
1802/11/18	6.5~7.0	畿内・名古屋	東海	6.5
1819/8/2	7.25	伊勢・美濃・近江	東海	6.9
1855/11/7	7.0~7.5	遠州灘	東海	7.0
1899/3/7	7.0	三重県	東南海	6.9

§5. まとめ

南海トラフ沿いの東海から日向灘の沈み込み帯で発生したスラブ内の歴史地震を対象に, 被害記録から推定された震度データに基づいてマグニチュードの見直しを行った. 得られた結論をまとめると以下の通りである.

- (1) 近年の地震記録を用いてスラブ内地震の震度の距離減衰式を評価すると, 距離減衰式の定数項は, 震源深さに対して大きくなる依存性が見られた. これは短周期地震動の励起が深くなるほど大きくなる傾向を示している. 場所によって震源深さが異なるため, これが距離減衰式の地域的な差を生じさせていると考えられる.
- (2) 東海域でのスラブ内地震の地震規模は, 1855 年 11 月 7 日遠州灘の地震が最大で, $M_f=7.0$ と評価された.
- (3) 東南海域でのスラブ内地震の地震規模は, 1899 年 3 月 7 日三重県の地震が最大で, $M_f=6.9$ と評価された.
- (4) 1769 年 8 月 29 日日向・豊後の地震は, 日向灘を震央とする地震の可能性が高い. この地震を日向灘のスラブ内地震とすると, $M_f=7.4$ と評価された. ただし, 震度分布からは浅い地震と考えられ, この地域の被害地震としては低角逆断層地震が多く発生していることを考慮すると, プレート境界地震の可能性もある.
- (5) スラブ内地震としての距離減衰式や揺れ易さを厳密に評価して, 南海トラフ沿いのスラブ内の歴史地震のマグニチュードを見直すと, 既存の M より小さくなる地震が多かった.
- (6) 南海トラフ沿いのスラブ内で発生した東海, 東南海, 南海および芸予・豊後水道の歴史地震について 16 世紀末からの歴史地震の範囲でまとめると, 最大マグニチュードは $M_f=7.0$ となった. ただし, 武村・他(2009)などの既存の研究によれば, 九州から南西諸島の深い地震に $M_f=7.0$ を上回るものが発生しており, 対照的である.

謝辞

本稿の作成にあたって, 釜田正毅氏, 匿名の査読者および編集者の行谷佑一氏から極めて有益なご意見を頂き, 本論文の改善に非常に役立ちました. 防災科学技術研究所 F-net の震源メカニズム解を用いています. ここに記して深く感謝の意を表します.

対象地震: 1589 年駿河・遠江, 1686 年遠江・三河, 1769 年日向・豊後, 1802 年畿内・名古屋, 1819 年伊勢・美濃・近江, 1855 年遠州灘, 1899 年三重県の地震

文献

- 防災科学技術研究所, 2012, 地震ハザードステーション J-SHIS, <<http://www.j-shis.bosai.go.jp>>, (参照 2012-12-1).
- 濱松音蔵・宇佐美龍夫, 1985, 日本の地震震度調査表 I-VI(1885-1984), 東京大学地震研究所, 866pp.
- 弘瀬冬樹・中島淳一・長谷川昭, 2007, Double-Difference Tomography法による西南日本の3次元地震波速度構造およびフィリピン海プレートの形状の推定, 地震2, 60, 1-20.
- 羽鳥徳太郎, 1985, 九州東部沿岸における歴史津波の現地調査—1662年寛文・1769年明和日向灘および1707年宝永・1854年安政南海道津波—, 地震研究所彙報, 60, 439-459.
- 池田孝・武村雅之・加藤研一, 2003, 強震記録に基づく東北地方周辺やや深発地震の高振動数成分の励起特性, 日本建築学会構造系論文集, 572, 39-46.
- 池田孝・武村雅之・加藤研一, 2004, 強震記録に基づくフィリピン海プレート内で発生するスラブ内地震の高振動数成分の励起特性—北海道・東北地方のスラブ内地震との比較—, 日本建築学会構造系論文集, 586, 53-61.
- 地震調査研究推進本部, 2009, 全国地震動予測地図, 技術報告書, 3.確率論的地震動予測地図, http://www.jishin.go.jp/main/chousa/09_yosokuchizu/g_kakuritsuron.pdf, (参照 2012-12-1).
- 角田寿喜・後藤和彦, 2002, 九州—南西諸島北部域の地震活動とテクトニクス, 地震2, 55, 317-336.
- 川辺秀憲・釜江克宏・上林宏敏, 2010, 2009年駿河湾の地震(Mj6.5)の震源モデル, 日本建築学会大会学術講演梗概集, 21354.
- Kanda, K. and M. Takemura, 2005, Inversion analysis of the 2004 off the Kii peninsula earthquakes using seismic intensity data, Earth Planets Space, 57, 339-343.
- 神田克久・武村雅之, 2010, 1900年以降の宮城県北部の内陸地震の震度による震源推定, 歴史地震, 25, 63-74.
- 神田克久・武村雅之・宇佐美龍夫, 2003, 震度データを用いた震源断層からのエネルギー放出分布のインバージョン解析, 地震2, 56, 39-58.
- 神田克久・武村雅之・高橋利昌・浅野彰洋・大内康志・川崎真治・宇佐美龍夫, 2008, 豊後水道で発生した歴史的被害地震の地震規模, 地震2, 60, 225-242.
- 気象庁, 2011~2012, 平成23年1月~平成24年4月 地震・火山月報(防災編).
- 気象庁, 2012, 2010年地震年報 DVD-ROM, 一般財団法人気象業務支援センター.
- 瀬藤一起・古村孝志, 2002, 2001年芸予地震の強震動分布と深部地下構造, 地震2, 55, 97-105.
- 松浦律子・中村操・茅野一郎・唐鎌郁夫, 2003, 震度分布にもとづく江戸時代の4地震の震源域と規模の再検討(概報):1662年日向灘・1769年日向・豊後・1847年善光寺地震・1861年宮城の4地震について, 歴史地震, 19, 53-61.
- 松崎伸一・大野裕記・池田倫治・福島美光, 2003, 震源分布からみた伊予灘周辺フィリピン海プレートの形状および地震特性, 地震2, 56, 267-279.
- 村松郁栄, 1969, 震度分布と地震のマグニチュードとの関係, 岐阜大学教育学部研究報告—自然科学, 4, 169-176.
- 中村亮一・植竹富一, 2012, 地殻・上部マントルでの減衰—トモグラフィ手法によるQ値評価とその利用, 物理探査, 65, 1&2, 67-77.
- Shiono, K., 1977, Focal mechanisms of major earthquakes in southwest Japan and their tectonic significance, J. Phys. Earth, 25, 1-26.
- Shiono, K., T. Mikumo, and Y. Ishikawa, 1980, Tectonics of the Kyushu-Ryukyu arc as evidence from seismicity and focal mechanism of shallow to intermediate-depth earthquakes, J. Phys. Earth, 28, 17-43.
- 消防庁, 2002, 平成13年(2001年)芸予地震(確定報), <<http://www.fdma.go.jp/bn/data/010409282212087846.pdf>>, (参照 2012-12-1).
- 消防庁, 2010, 駿河湾を震源とする地震(第23報), <<http://www.fdma.go.jp/bn/data/011002121514107977.pdf>>, (参照 2012-12-1).
- 高橋利昌・浅野彰洋・大内泰志・川崎真治・武村雅之・神田克久・宇佐美龍夫, 2008, 17世紀以降に芸予地域に発生した被害地震の地震規模, 地震2, 60, 193-217.
- 武村雅之・神田克久・阿比留哲生・原弘明, 2009, 20世紀初頭に九州・南西諸島のサブダクション帯で発生した2つの地震の震度分布と地震規模, 歴史地震, 24, 7-31.
- 宇津徳治, 1979, 1885年~1925年の日本の地震活動—M6以上の地震および被害地震の再調査—, 地震研究所彙報, 54, 253-308.
- 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:1885-1980, 地震研究所彙報, 57, 401-463.
- 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, 605pp.
- 宇佐美龍夫(編著), 2010, わが国の歴史地震の震度分布・等震度線図(改訂版), 社団法人日本電気協会, 726pp.
- 若松加寿江・松岡昌志, 2008, 地形・地盤分類250mメッシュマップ全国版の構築, 日本地震工学会大会—2008梗概集, 222-223.