

1914 年桜島の地震のマグニチュードの推定

(株)大崎総合研究所* 島津 奈緒未・壇 一男・鳥田 晴彦

九州電力(株)† 一徳 元・本村 一成

Magnitude of the 1914 Sakura-jima Earthquake as Inferred from Seismic Intensity Distribution

Naomi SHIMAZU, Kazuo DAN, Haruihiko TORITA

Ohsaki Research Institute, Inc.

Fukoku Seimei Bldg. 27F, 2-2-2, Uchisaiwai-cho, Chiyoda-ku, Tokyo 100-0011, Japan

Hajime ITTOKU, Kazunari MOTOMURA,

Kyushu Electric Power Co., Inc.

2-1-82, Watanabedori, Chuo-ku, Fukuoka-shi, Fukuoka 810-8720, Japan

We estimated the magnitude of the 1914 Sakura-jima earthquake from a seismic intensity distribution, combining an attenuation relationship while the previous studies had estimated the value from the maximum amplitude of seismograms. The derived magnitude of about MJ 7 seemingly agrees with the estimates in the previous studies, but detailed investigation on the seismic intensity is required for more precise estimation.

Keywords: 1914 Sakura-jima Earthquake, Magnitude, Seismic Intensity Map, Attenuation Relationship.

§ 1. はじめに

1914 年(大正三年)1 月 12 日 18 時 28 分(JST)に発生した桜島の地震は、桜島大正大噴火の最中に起きた地震であり、噴火開始から約 8 時間後に発生した。2008 年度版の『理科年表』(国立天文台編, 2008)によれば、この地震による被害は、鹿児島市内で死者 13 名、住家倒壊 39, 鹿児島郡で死者 22 名余で、小津波が発生した。

この 1914 年桜島の地震のマグニチュードの値については、Central Meteorological Observatory of Japan(1952)(以下、CMO, 1952)および 1979 年度版の『理科年表』(東京天文台編, 1979)により $M 6$ 程度の値が、さらには Gutenberg and Richter (1954), 宇津(1979)および Abe (1979)により $M 7$ 程度の値などが、それぞれ知られている。

これらのうち、CMO(1952)および 1979 年度版の『理科年表』(東京天文台編, 1979)による値は、それぞれの転載の出典は異なるものの、同じ河角マグニチュードより与えられている。河角マグニチュードの詳細な設定条件などはわからないが、ともに震度分布あるいは有感半径により求められた値と考えられる。

他方、Gutenberg and Richter(1954)らによる値は、

外国および国内で観測された時刻歴波形の最大振幅値より求められている。単純に、後者の地震計のデータから求めたマグニチュードの方が、信頼性があると考えられるが、一方で、1914 年桜島の地震は火山性地震であるとの見地から、 $M 7$ は通常火山性地震としては大き過ぎるという指摘(横山・他, 1979)も存在する。

両者のマグニチュードにおける M が 1 の差はかなり大きく、前述の諸研究とは異なるやり方によって、マグニチュードの値の検証を行う必要がある。仮に、 $M = 7$ が過大であるとすれば、当時の地震計が最大振幅値を過大に評価した可能性があり、同様のデータを使っても新たな知見は得られそうにない。しかしながら、地震計によるデータ以外の、震度分布データと近年提案されている地震動の距離減衰式とを組み合わせ、マグニチュードの再評価については、未だ検討の余地が残されている。

そこで本研究では、1914 年桜島の地震の震源位置、マグニチュード、震度分布等に関する文献の調査を行い、1914 年桜島の地震の震度分布から、マグニチュードの推定を行うこととした。

* 〒100-0011 東京都千代田区内幸町 2-2-2 富国生命ビル 27F
電子メール: hatana@ohsaki.co.jp

† 〒810-8720 福岡県福岡市中央区渡辺通 2-1-82

§2. 既往文献の調査および分析の結果

2.1 1914年桜島地震のマグニチュード

1章で挙げた既往研究のマグニチュードの値について、整理を行う。

宇津(1979)では、日本国内の各測候所における最大振幅と坪井の式により、平均で 7.14 ± 0.47 を求め、 $M=7.1$ とした。Abe(1979)では、地震研究所と大阪測候所における最大振幅と表面波マグニチュードの式から、平均で 7.03 ± 0.17 を求め、表面波マグニチュード $M_s=7.0$ とした。Gutenberg and Richter(1954)では、国外で観測された時刻歴波形の最大振幅を用いて $M=7$ と算出した。

CMO(1952)および1979年度版の『理科年表』(東京天文台編, 1979)によるマグニチュードの値は、河角マグニチュードによるもので、それぞれ $M=6.2$ および $M=6.1$ とされている。CMO(1952)の転載元となった資料については、確認できなかった。1979年度版の『理科年表』(東京天文台編, 1979)の M の値は、Kawasumi(1952)からの転載とされているが、算定された詳しい条件などは、Kawasumi(1952)に特に記載されておらず、不明である。また、近年の2008年度版の『理科年表』(国立天文台編, 2008)については、河角マグニチュードの値ではなく、茅野・宇津(1979)による $M7.1$ の値が採用されている。

以上の既往研究について表1にまとめる。不明な点の多い河角マグニチュードの値を、一旦横に置いておけば、1914年桜島の地震のマグニチュードは、 $M7$ 程度とされているといえる。

表1 1914年桜島地震のマグニチュード
Table 1 Magunitude of the 1914 Sakura-jima earthquake.

文献	マグニチュード
CMO(1952)	$M 6.2$
理科年表(1979年度版)	$M 6.1$
宇津(1979)	$M_J 7.1$
Abe(1979)	$M_s 7.0$
Gutenberg and Richter(1954)	$M 7$

表2 1914年桜島地震の震源位置の数値
Table 2 Hypocentral parameters of the 1914 Sakura-jima earthquake.

文献	震央(北緯, 東経)	深さ(km)
Omori(1922)	$31^\circ 35', 130^\circ 35'$	13
宇津(1979)	$31.6^\circ, 130.6^\circ$	0~15
阿部(1981)	$31.5^\circ, 130.6^\circ$	10
Gutenberg and Richter(1954)	$31.5^\circ, 131^\circ$	50

したがって、後のマグニチュード推定のシミュレーションでは、 $M=7$ を中心として、参考値の $M 6$ を下限とし、同じ M が1の差である $M 8$ を上限として、検討を行う。

2.2 1914年桜島地震の震源位置

Omori(1922), Gutenberg and Richter(1954), 宇津(1979), 阿部(1981)の4編により、震源位置が求められている。

Omori(1922)では、国内の観測記録を用いて震央位置を $31^\circ 35' N, 130^\circ 35' E$ (鹿児島地方気象台より南東に4 km)としており、深さは13 kmと見積もっている。Gutenberg and Richter(1954)では、国外の観測記録を用いて震央位置を $31.5^\circ N, 131^\circ E$ とし、深さは50 kmとしている。宇津(1979)では、国内の観測記録を用いて震央位置を $31.6^\circ N, 130.6^\circ E$ と決定し、その決定精度は標準誤差で 0.1° 以内であり、深さについては、決定が困難な浅い地震で0~15 km程度と考えられる、としている。阿部(1981)では、国内外の観測記録を用いて、震源深さを10 kmと固定した場合、震央の値は $31.5^\circ N, 130.6^\circ E$ と求めており、計算誤差は14 km位としている。図1に4つの震源位置の比較を示す。また各文献による震源位置の数値を表2にまとめる。

図1ではOmori(1922), 宇津(1979)はほぼ同一の地点を震源とするが、阿部(1981)は2つよりも南に9 km程度ずれている。Gutenberg and Richter(1954)については、さらに東に40 km程度離れている。また深さについては、Omori(1922), 宇津(1979), 阿部(1981)が浅い地震として0~15 km位を考えているのに対し、Gutenberg and Richter(1954)では50 kmと突出している。

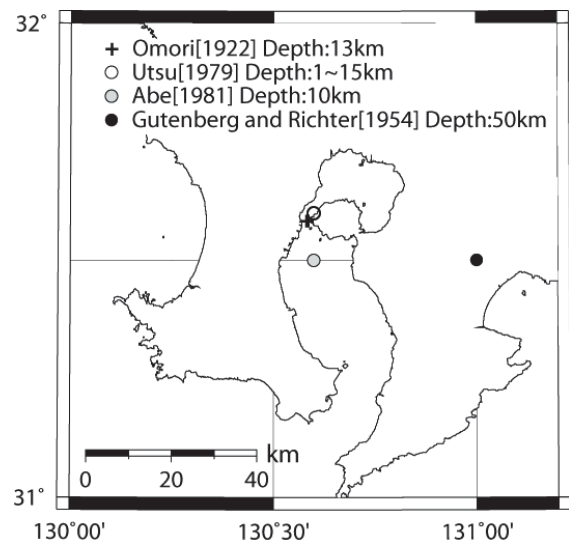
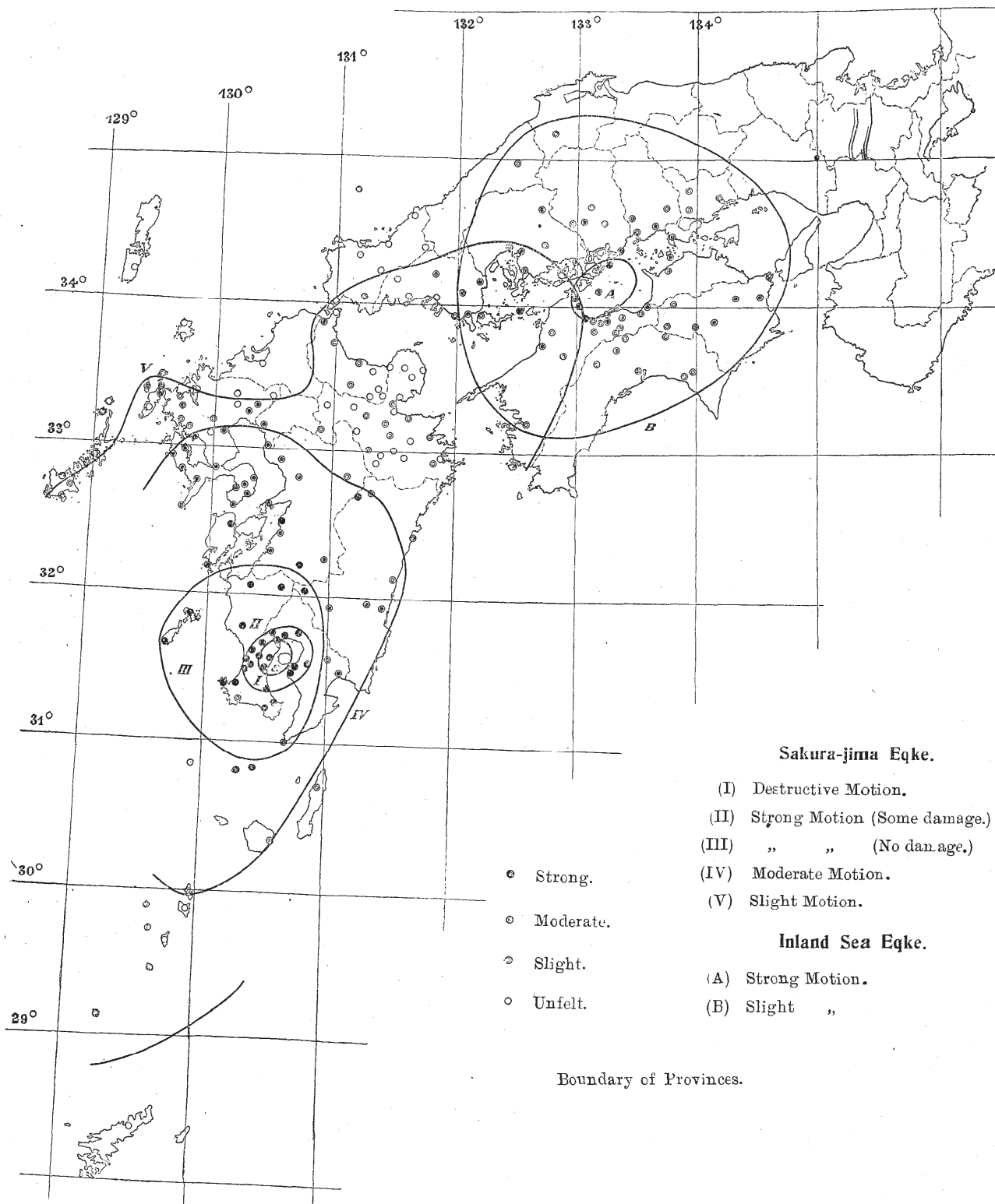


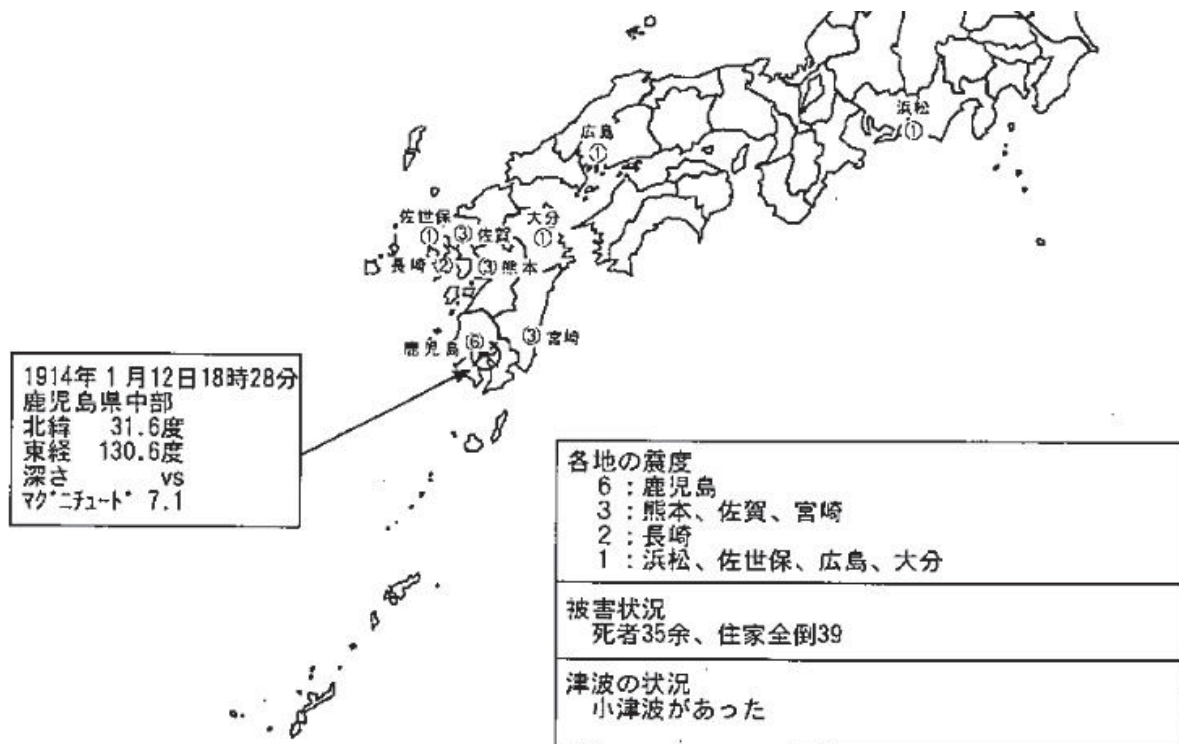
図1 1914年桜島地震の震源位置
Fig. 1 Hypocenters of the 1914 Sakura-jima earthquake.



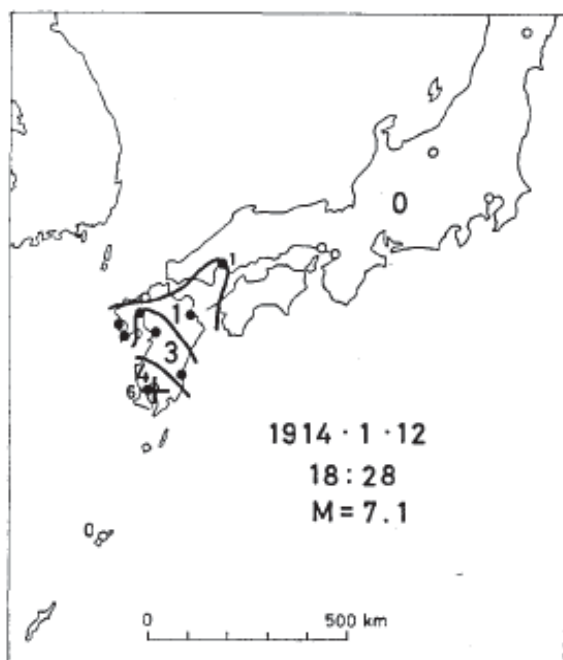
(a) Omori (1922)による震度分布図

図2 1914年桜島の地震の震度分布図

Fig. 2 Seismic intensity maps of the 1914 Sakura-jima earthquake (to be continued).



(b) 気象庁(1996)による震度分布図



(c) 宇津(1979)による震度分布図
(図中の数字について、「0」:無感,「1」:震度 1~2,「3」:震度 3,「4」:震度 4以上,と考えられる.)

図 2 1914 年桜島の地震の震度分布図(続き)

Fig. 2 Seismic intensity maps of the 1914 Sakurajima earthquake

2.3 1914 年桜島地震の震度分布

震度分布図の掲載があったのは Omori(1922), 宇津(1979), 気象庁(1996)の 3 編である. 図 2 でそれぞれを比較する.

Omori(1922)では, 有感の範囲は, 筑前を除く九州全域と, 北東側では広島(安芸地方)や今治(伊予地方, 四国)を含む最大距離 360km にまで及ぶとしている. ただし, Omori(1922)による震度分布図では, 同日に瀬戸内海で発生した地震の震度分布も合わせて示されており, 震度分布を読み取る際には注意が必要である. また, Omori(1922)による震度分布図は, 最も詳細な震度分布図ではあるが, 図 2(b)気象庁(1996)による震度分布図および図 2(c)宇津(1979)による震度分布図のような, 気象庁による震度階級とは異なった尺度を用いている.

図 2(b)気象庁(1996)では, 9 地点での震度が記録されており, 丸数字は, 各地点での震度を表している. 震度 5, 震度 4 といった比較的大きな震度の情報がなく, マグニチュードを推定するのに利用できそうにない.

図 2(c)宇津(1979)では, 8 地点が図中に記載されているが, 各地点の地名および震度の値ははっきりとしない. 宇津(1979)による他の震度分布図と比べると, 図 2(c)中の大きな数字は, それぞれ「0:無感」, 「1:震

度 1~2, 「3:震度 3」, 「4:震度 4 以上」を表していると考えられる. 同図についても震度 5 の情報がなく, 震度 4 についても観測された場所の見当がつかないため, マグニチュードの推定には用いることができない.

したがって, 気象庁による震度階級とは異なった尺度を用いているが Omori(1922)による震度分布図を, 本検討のシミュレーションで用いることとする. 次節では, Omori(1922)による震度の尺度を分析して, 気象庁による震度階級への読み替えを行う.

2.4 震度分布図の読み替え

まず, 図 2(a)における Omori(1922)の震度域 I ~ V の揺れの階級について, 表 3 における旧震度階級の観測方法に照らし合わせると, 以下のような対応が考えられる.

Omori(1922)による尺度	: 気象庁による旧震度階級
(I) Destructive Motion	: 「六 烈震」
(II) Strong Motion (Some damage)	: 「五 強震」
(III) Strong Motion (No damage)	: 「四 強震(震度弱キ方)」
(IV) Moderate Motion	: 「三 弱震」あるいは「二 弱震(震度弱キ方)」
(V) Slight Motion	: 「一 微震」

また, 図 2(a)の Omori(1922)の震度分布図に示される各観測地点での揺れの 4 階級については, 以下のような対応が考えられる.

Omori(1922)による尺度	: 気象庁による旧震度階級
● Strong.	: 烈震 (震度六) または 強震 (震度四, 震度五)
⊙ Moderate.	: 弱震 (震度三, 震度二)
⊙ Slight.	: 微震 (震度一)
○ Unfelt.	: 無感

図 2(a)の各観測地点での揺れを旧震度階級に置き換える際に, 上記の震度域 I ~ V と旧震度階級との対応および揺れの 4 階級と旧震度階級との対応, さらに, 図 2(b)の気象庁(1996)の震度分布図および図 2(c)の宇津(1979)の震度分布図との整合性も考慮すると, Omori(1922)による尺度は, 気象庁による旧震度階級と次のように対応づけられる.

Omori(1922)による尺度	: 旧震度階級
震度域 I における ● Strong.	: 震度 6
〃 II における ● Strong.	: 震度 5
〃 III における ● Strong.	: 震度 4

表 3 1914 年における旧震度階級の震度判定表 (気象庁, 1996)

Table 3 Explanation of seismic intensity scale in 1914 (JMA, 1996).

1908 年(明治 41 年)~1935 年(昭和 10 年)中央気象台年報, 地震ノ部(明治 41 年)による	
0 無感覚地震	地震計ニノミ感シタル地震
一 微震	静止セル人若シクハ地震ニ注意深キ人ノ感シタル極メテ輕微ナル地震ナリ
二 弱震(震度弱キ方)	一般人ニ感セシ程度ノ地震ニシテ僅カニ戸障子ノ動ク音ヲ聞ク程度ノモノナリ
三 弱震	家屋動揺戸障子鳴リ振子時計止リ垂下物動揺, 液体ノ動揺等ヲ目撃セシ程度ノモノナリ
四 強震(震度弱キ方)	家屋烈シク動揺シ座リ悪キ器物ノ倒伏液体ノ溢出等ヲ目撃シタルモノ或ハ之レニ相当スルモノナリ
五 強震	壁ニ亀裂石碑石燈籠ノ顛倒煙突ノ破損等ヲ目撃シタルモノ又ハ之レニ相当スルモノナリ
六 烈震	屋宇ヲ倒シ山嶽ヲ崩壊シ地割レヲ生シ断層ヲ生スル等地震盤ニ大變動ヲ生シタルモノ

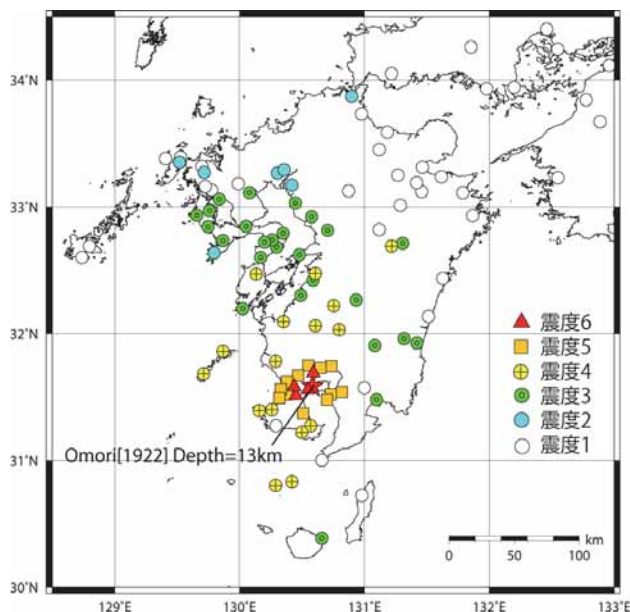


図 3 Omori(1922)を読み替えた震度分布
Fig. 3 Map showing the distribution of seismic intensity by interpreting Omori (1922).

- Ⅲにおける◎Slight. :震度 1
- Ⅳにおける●Strong. :震度 4
- Ⅳにおける◐Moderate. :震度 3
- Ⅳにおける◎Slight. :震度 1
- Ⅴにおける◐Moderate. :震度 2
- Ⅴにおける◎Slight. :震度 1

図 2(a)の Omori(1922)による震度分布図の、各観測地点での揺れの記号を目視で読み取った後、上記のような尺度の対応を踏まえて、震度分布図の読み替えを行った。その際、図 2(b)の気象庁(1996)の震度分布図における「長崎:震度 2」も考慮した。

その結果、図 2(a)の Omori(1922)の震度分布図は、図 3 に示すような震度分布となった。各観測地点の位置(緯度・経度)は、図 2(a)の Omori(1922)の震度分布図を目算で小数点第二位まで読み取り、現在の気象庁による震度観測点とほぼ一致する地点については、その緯度・経度の値へ修正を行った。

§ 3. マグニチュードの推定手法

3.1 マグニチュード推定のための震度分布の計算手法

1914 年桜島の地震のマグニチュードを推定する手法として、図 4 に示すような検討フローを考えた。フローでは、まずマグニチュードの値を仮定し、距離減衰式を用いて震度分布を計算する。その後、観測による震度分布と計算による震度分布を比較し、計算による震度分布が観測を再現したと認められる場合、仮定したマグニチュードの値を推定値とする。

距離減衰式には、司・翠川(1999)による断層最短距離による(1)式を用いる。本検討における計算では、断層モデルとして点震源モデルを用いるため、(1)式の断層最短距離は、震源距離で与えられる。

司・翠川(1999)による距離減衰式には、断層最短距離と等価震源距離の 2 種類があるが、距離が十分に離れていれば、距離の定義によらず両者の結果が一致するよう拘束条件が付けられているため、点震源モデルの場合、どちらを用いても結果に影響はないと考えられる。

距離減衰式を用いた震度分布の計算方法は、以下の通りである。まず(1)式により、S波速度 600m/s 相当層上での最大速度振幅を計算した。

$$\log PGV_{b600} = 0.58M_W + 0.0038D_{ep} - 1.29 - \log(X + 0.0028 \times 10^{0.50M_W}) - 0.002X \quad (1)$$

PGV_{b600} : S波速度 600m/s 相当の硬質地盤上における最大速度振幅(cm/s)

M_W : モーメントマグニチュード

D_{ep} : 震源深さ(km)

X : 断層最短距離(km)

ここに、(1)式の断層最短距離の適用範囲は、

$M_W \geq 7$ のとき、 X が 300 km 以内、

$7 \geq M_W \geq 6.6$ のとき、 X が 200 km 以内、

$6.5 \geq M_W \geq 6.3$ のとき、 X が 150 km 以内、

$6.2 \geq M_W$ のとき、 X が 100 km 以内、

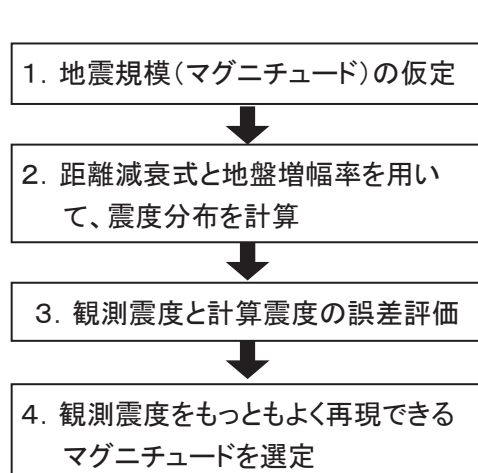
である。

ここで、気象庁マグニチュード M_J から地震モーメントをもとめる際には、武村(1990)による(2)式を用い、さらに地震モーメントからモーメントマグニチュードへの変換には、Kanamori(1977) による(3)式を用いる。

$$\log M_0 = 1.17M_J + 17.72 \quad (2)$$

M_0 : 地震モーメント (dyne·cm)

M_J : 気象庁マグニチュード



※左の段階については、マグニチュードの値が、既にわかっている 1997 年鹿児島県北西部地震(3 月、5 月)を用いてマグニチュード推定手法の検証を行う。

図 4 マグニチュードの推定手法のフロー
Fig. 4 Flowchart of the method for magnitude estimation.

$$\log M_0 = 1.5 M_W + 16.1 \quad (3)$$

M_0 :地震モーメント (dyne-cm)

M_W :モーメントマグニチュード

その後、松岡・翠川(1994)による(4)式を用いて、 S 波速度 400 m/s 相当層上での最大速度振幅に換算した。

$$\log_{10} AVR = 1.83 - 0.66 \log_{10} AVS \quad (4)$$

(100 m/s < AVS < 1500 m/s)

AVR :基準地盤(S 波速度 600m/s 相当層)上面に対する地表の速度増幅度

AVS :地表から地下 30 m までの推定平均 S 波速度(m/s)

(4)式において、基準となっている S 波速度が 600m/s のときの速度増幅度は $AVR=0.99$ ($\cong 1.0$) である。仮に、 S 波速度 400m/s 相当層に対する地表の速度増幅度 AVR_{400} を計算すると、 $AVR_{400}=1.30$ となる。(4)式を S 波速度 400m/s 相当層で用いるには、 $AVR_{400}/AVR=1.30/0.99 \cong 1.31$ で割って基準化すればよい。

このことから、 S 波速度 600m/s 相当層での最大速度振幅 PGV_{b600} から S 波速度 400m/s 相当層での最大速度振幅 PGV_{b400} に換算する式として、(5)式が得られる。

$$PGV_{b400} = 1.31 \cdot PGV_{b600} \quad (5)$$

PGV_{b400} : S 波速度 400m/s 相当の硬質地盤上における最大速度振幅(cm/s)

本検討における計算では、各観測地点において一律に、(5)式における 1.31 の値を用いることとした。

最後に、図 5 に示すような防災科学技術研究所の「地震ハザードステーション (J-SHIS)」(<http://www.j-shis.bosai.go.jp/>) による地盤増幅率をかけて、地表における最大速度振幅 PGV_{sur} を計算した。

$$PGV_{sur} = \alpha \cdot PGV_{b400} \quad (6)$$

PGV_{sur} : 地表における最大速度振幅(cm/s)

α : 地盤増幅率

続いて、翠川・他(1999)による(7)式を用いて、地表における最大速度と計測震度との関係式により計測震度分布を計算した。

$$I = 2.68 + 1.72 \log PGV_{sur} \quad (7 \geq I \geq 4)$$

$$I = 2.54 + 1.82 \log PGV_{sur} \quad (4 > I \geq 0)$$

I : 計測震度

震度分布の計算は、250 m \times 250 m ごと(標準地域

メッシュ・コードにおける4分の1地域メッシュごと)に計算を行った。

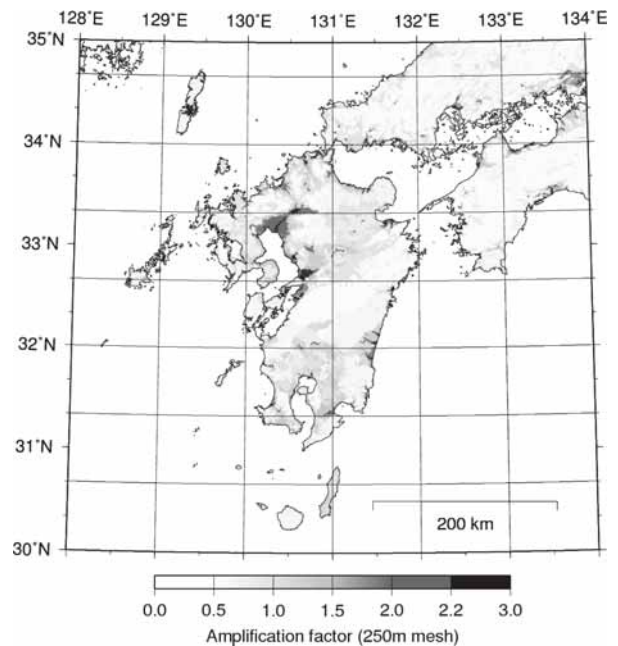


図 5 J-SHIS による地盤増幅率
Fig. 5 Ground amplification factor of J-SHIS.

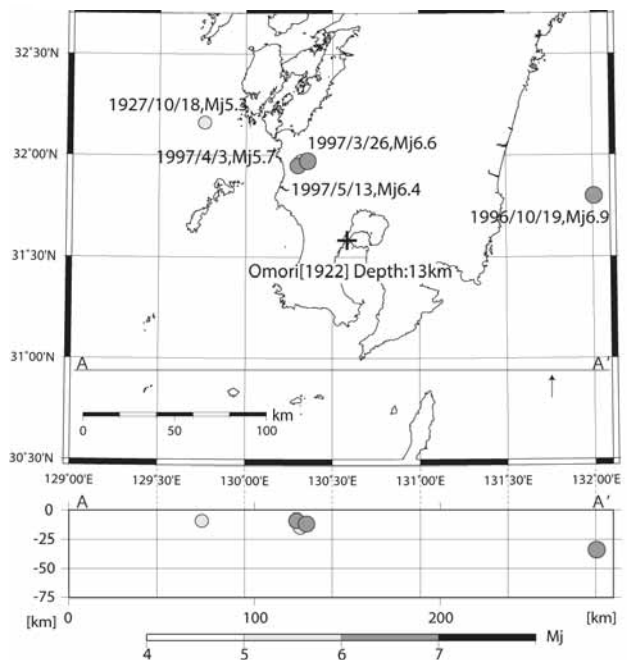


図 6 1926 年～2011 年までに鹿児島県内で震度 5 以上を観測した地震の震源分布
Fig. 6 Hypocenter distribution of the earthquakes that caused seismic intensity 4 or more in Kagoshima between 1926 and 2011.

3.2 マグニチュード推定のための誤差評価手法

各地震における誤差は、データの散らばり具合を表す2乗平均平方根誤差で求めることとした。2乗平均平方根誤差は、個々の観測点における誤差を、一旦2乗してから、観測点間で平均して平方根をとったものであり、次式であらわされる。

$$I_{rms} = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (I_{obs,i} - I_{cal,i})^2} \quad (8)$$

$I_{obs,j}$: 地点 i における観測による震度

$I_{cal,i}$: 地点 i における計算による震度

観測による震度分布と計算による震度分布との比較の際には、観測点が4分の1地域メッシュに含まれる場合、同一の点とみなして比較を行った。

3.3 推定手法検証のための地震の選定

次章では、上記の手法を用いてマグニチュード推定手法の検証を行う。ここでは、検証に用いる地震の選定を行う。図6に1926年～2011年まで、鹿児島県内において震度5以上を観測した地震の震源位置分布を示す。

地震の震源情報は、気象庁の震度データベース検索 (<http://www.data.jma.go.jp/svd/eqdb/data/shindo>)より、鹿児島県内で震度5弱以上を観測していること、深さが100km未満であることを条件にして得た。図6における1914年桜島の地震の震源位置には、参考として、Omori(1922)の値を用いた。

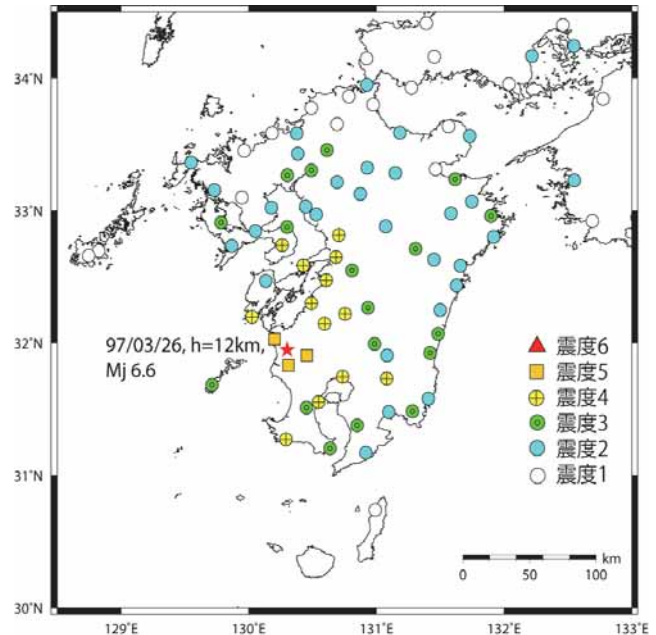
図6より、1914年桜島地震の震源位置に近くM7クラスと同程度の内陸で発生した地震は、1997年3月26日に鹿児島県北西部で発生したMj6.6であることがわかる。それに次ぐ、地震規模の内陸地震としては、1997年5月13日に鹿児島県北西部で発生したMj6.4の地震がある。

したがって、マグニチュード推定手法の検証には、上記の鹿児島県北西部で発生した2地震を用いることとする。

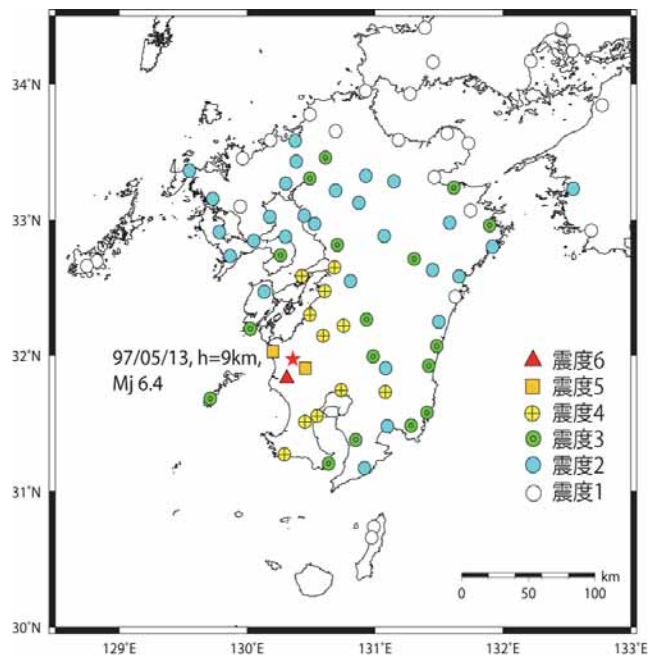
§ 4. 1997年鹿児島県北西部地震による検証

4.1 1997年鹿児島県北西部地震の震度分布

3.3節で選定された1997年鹿児島県北西部の2地震について、それらの諸元を表4に示す。図7には、1997年鹿児島県北西部の2地震の観測された震度分布を示す。2地震の震源情報および観測による震度分布の値には、気象庁の震度データベースによる値を用いた。気象庁の震度データベースにおいて、観測震度は1, 2, 3, 4, 5弱, 5強, 6弱, 6強, 7で示されている。図7において、最大震度は図7(b)における震度6弱である。計算の際、図7における5弱, 5強, 6弱の観測震度は、それに対応する計測震度の値の



(a) 1997年3月鹿児島県北西部地震



(b) 1997年5月鹿児島県北西部地震

図7 1997年鹿児島県北西部地震において観測された震度分布

Fig. 7 The observed seismic intensity distributions in the Kagoshima-ken-hokuseibu earthquakes.

ほぼ中央値で、次のようにそれぞれ置き換えた。

5 弱:4.5 以上 5.0 未満 → 4.75

5 強:5.0 以上 5.5 未満 → 5.25

6 弱:5.5 以上 6.0 未満 → 5.75

3章の方法によって、表4における2地震について点震源を仮定し、震度分布を計算した。モーメントマグニチュード M_w の値は、気象庁マグニチュード M_j からではなく、防災科学技術研究所の「広帯域地震観測網(F-net)」(<http://www.fnet.bosai.go.jp/>)による地震モーメント M_0 の値より(3)式を用いて算出した。

結果を、それぞれ図8に示す。さらに、震度分布と震源距離の関係について、観測による震度と計算による震度との比較を行った。その結果を図9に示す。

図9における点線は、距離減衰式の適用範囲を示している。図9より、1997年鹿児島県北西部の2地震に関して、中震度(2.5~4.5)においては、観測による震度と計算による震度の関係は大体合っている。

ただし、高震度(4.5~6.5)では、計算の方が過小評価となっており、また低震度(0.5~2.5)においては、震源距離が適用範囲外となっている。

4.2 1997年鹿児島県北西部地震のマグニチュードの推定

マグニチュード推定手法の検証を行うため、1997年鹿児島県北西部地震のマグニチュードを0.1刻みでずらしてシミュレーションを行った。

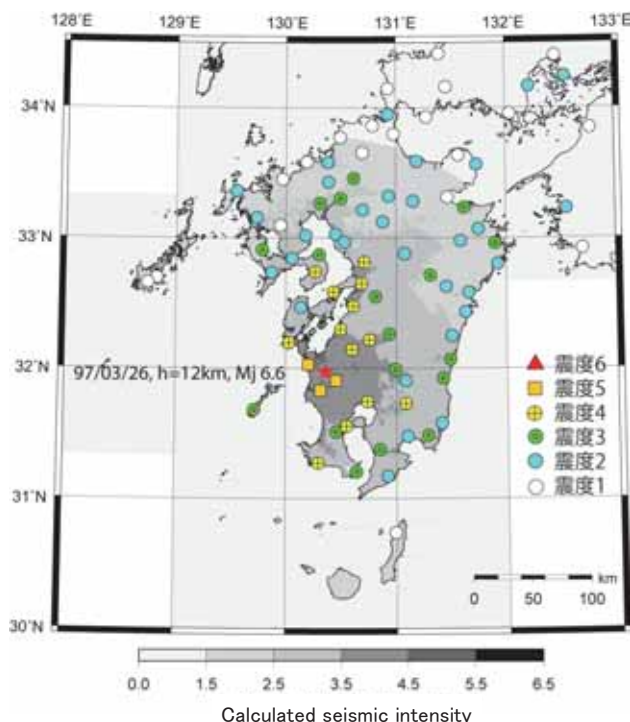
1997年3月の鹿児島県北西部の地震は表4より、 M_j 6.6であるから、 M_j 6.0, 6.1, 6.2, 6.3, 6.4, 6.5, 6.6, 6.7, 6.8, 6.9, 7.0, 7.1の値を検討に用いることとした。また、1997年5月の鹿児島県北西部の地震は表4より、 M_j 6.4であるから、 M_j 5.8, 5.9, 6.0, 6.1, 6.2, 6.3, 6.4, 6.5, 6.6, 6.7, 6.8, 6.9の値を検討に用いることとした。

表4 検討に用いる地震の諸元(気象庁)

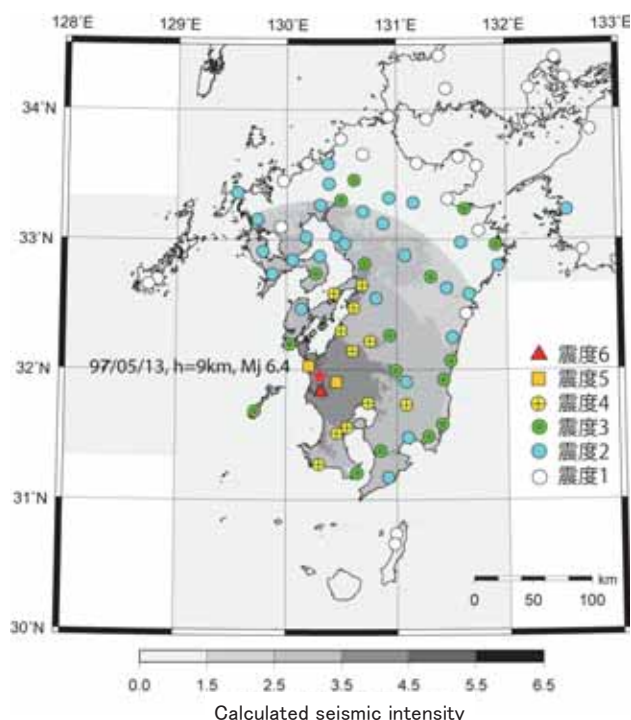
Table 4 Source parameters of the earthquakes for the verification of the calculation of seismic

地震名	1997年3月鹿児島県北西部地震	1997年5月鹿児島県北西部地震
発震日時	1997/3/26, 7:31	1997/5/13, 4:38
M_j	6.6	6.4
M_0^* (Nm)	1.40×10^{18}	1.22×10^{18}
震源位置	31° 58' 22", 130° 21' 32"	31° 56' 54", 130° 18' 10"
深さ(km)	11.9	9.2

※F-netの値



(a) 1997年3月鹿児島県北西部地震



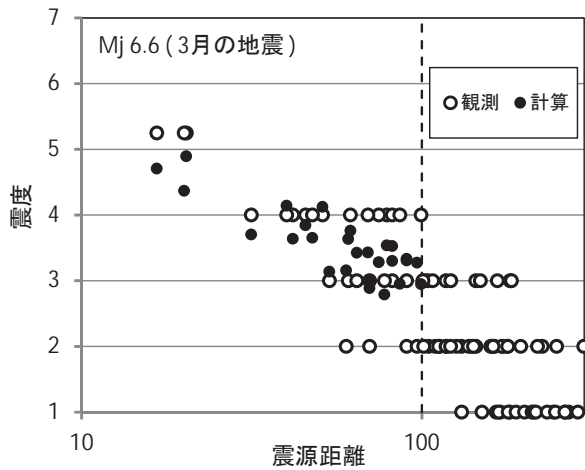
(b) 1997年5月鹿児島県北西部地震

図8 計算による震度分布図(シンボルは図7の観測による震度分布, 白抜きは非計算領域を示す)

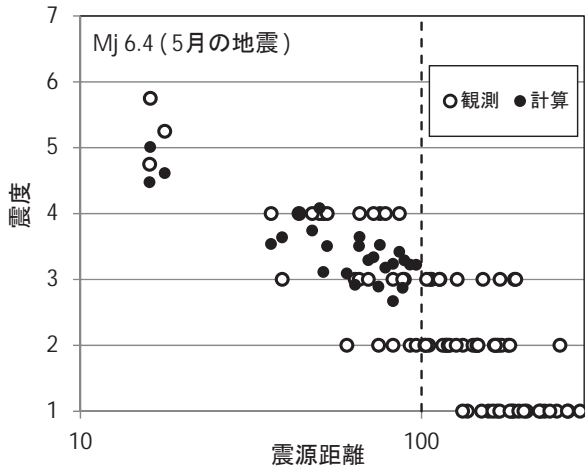
Fig. 8 Seismic intensity distributions by the calculation (the symbol shows seismic intensity by the observation).

モーメントマグニチュード M_w の値は, (2)式によって気象庁マグニチュード M_j から地震モーメント M_0 を算出し, さらに(3)式を用いて地震モーメントより算出した. したがって, シミュレーションにおいては表 4 と同じ M_j 6.6(3月)および M_j 6.4(5月)でも F-net による地震モーメントとは値が異なるため, 計算結果にもズレが生じる. そのずれを含めて誤差評価を行う.

まず, 3章の方法を用いて, 1997年鹿児島県北西部の2地震を, それぞれの検討対象とするマグニチュ



(a) 1997年3月鹿児島県北西部地震



(b) 1997年5月鹿児島県北西部地震

図9 1997年5月鹿児島県北西部地震における観測と計算による震度分布の比較

Fig. 9 Comparison of the seismic intensity distributions between the observation and the calculation for the Kagoshima-ken-hokuseibu earthquakes in March and May, 1997.

ードについて計算を行い, 図8と同様の震度分布を作成した.

次に, 2地震を用いて, 誤差評価の対象とする震度についての検討を行った. 観測による震度を低震度(0.5~2.5), 中震度(2.5~4.5), 高震度(4.5~6.5)に区分してから, それぞれの地震について震度の区分ごとに(8)式を用いて誤差評価を行い, 各震度域における誤差の大小を確認した. 結果を表5に示す.

表5(a)より, 3月の地震に関して, 平均的に中震度域の誤差が最小となっていることがわかる. また, 高震度域では, マグニチュードが大きくなるほど, 誤差が小さくなる傾向にあるが, これは用いた距離減衰式が1997年鹿児島県北西部地震について, 高震度域をうまく再現できていないことに起因する. しかしながら, 1997年鹿児島県北西部地震の実際のマグニチュード周辺における誤差の程度は中震度域とほぼ同じになっている. 一方, 低震度域では, 実際のマグニチュード周辺において, 中・高震度に対して平均で約2倍の誤差となっている.

表5(b)より, 5月の地震に関して, 平均的に中震度域の誤差が最小となっていることがわかる. また, 5月の地震についても, 高震度域における距離減衰式の影響が見られる. 低震度域では, 3月の地震と同様に実際のマグニチュード周辺においては, 中・高震度域に対して, 平均で約2倍の誤差となっている.

低震度域の誤差による全体の誤差への影響を見るため, 誤差を算出するのに対象とした震度域を, 低・中・高にした場合と, 中・高にした場合について, それぞれのマグニチュードと誤差の関係を図10および表6に示す. 図10および表6より, 低震度域を考慮した場合, 全体の誤差が1.5倍程度大きくなっている. また, 図10における低・中・高震度および中・高震度を, それぞれ誤差評価の対象としたグラフを比較すると, 誤差の分布形状が, 異なっていることがわかる.

低・中・高震度を対象にした場合, 底の方が比較的平らで, かつ距離減衰式の適用範囲が変わる M 6.6~ M 6.7 の値を境にいびつな形状になっている. 一方で, 中・高震度を誤差評価の対象とした場合, 図10の(b)または(d)における誤差の分布は, 滑らかに変化している.

以上を総合的に判断して, 5章の1914年桜島の地震のマグニチュードの推定においては, 中・高震度域を誤差評価の対象として検討することとした. さらに, 図10あるいは表6の(b)および(d)より, 誤差分布の最小値は, どちらも実値よりは大きな M の値をとっており, 3月の地震では M 0.1~0.2, 5月の地震では M 0.3 大きくなっている. この傾向を, 今回の手法における地域性であると考えて, 5章における1914年桜島の地震のマグニチュードの推定に反映させる.

表 5 各地震の震度域区分ごとの誤差評価結果

Table 5 Misfits in each division of seismic intensity for the 1997 Kagoshima-ken-hokuseibu earthquakes.

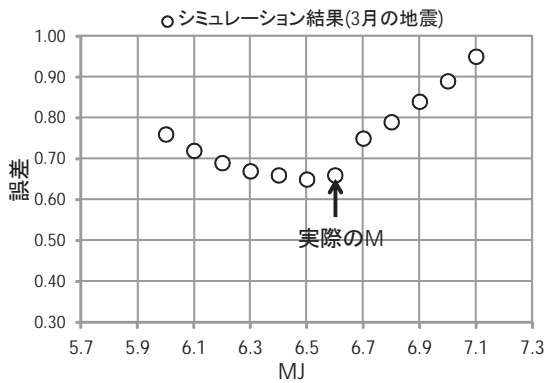
(a) 1997年3月鹿児島県北西部地震(M6.6)

M_J	低震度域		中震度域		高震度域	
	誤差	N*	誤差	N*	誤差	N*
6.0	0.81	4	0.73	20	0.86	3
6.1	0.89	4	0.67	20	0.8	3
6.2	0.97	4	0.61	20	0.73	3
6.3	1.05	4	0.56	20	0.66	3
6.4	1.12	4	0.52	20	0.60	3
6.5	1.20	4	0.49	20	0.53	3
6.6	1.28	4	0.47	20	0.47	3
6.7	1.09	19	0.43	28	0.42	3
6.8	1.16	19	0.44	28	0.36	3
6.9	1.23	19	0.47	28	0.31	3
7.0	1.31	19	0.51	28	0.27	3
7.1	1.38	19	0.56	28	0.24	3

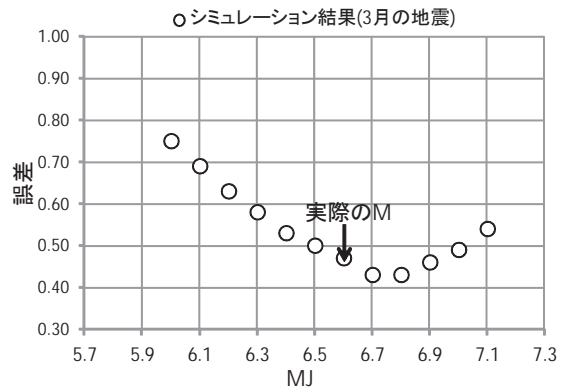
(b) 1997年5月鹿児島県北西部地震(M6.4)

M_J	低震度域		中震度域		高震度域	
	誤差	N*	誤差	N*	誤差	N*
5.8	0.55	5	0.80	18	0.92	3
5.9	0.62	5	0.74	18	0.85	3
6.0	0.70	5	0.67	18	0.78	3
6.1	0.78	5	0.62	18	0.71	3
6.2	0.85	5	0.56	18	0.65	3
6.3	0.93	5	0.52	18	0.58	3
6.4	1.01	5	0.48	18	0.52	3
6.5	1.09	5	0.46	18	0.46	3
6.6	1.16	5	0.45	18	0.40	3
6.7	1.14	23	0.42	24	0.35	3
6.8	1.21	23	0.45	24	0.30	3
6.9	1.28	23	0.48	24	0.25	3

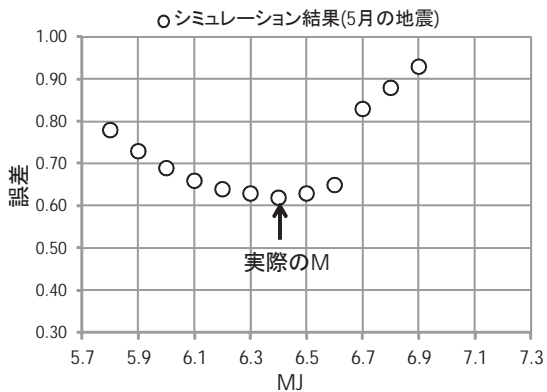
※Nは誤差評価の対象となった震度のデータ数.



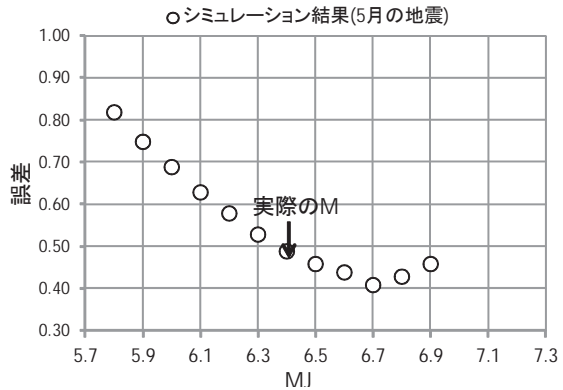
(a) 3月の地震(対象震度:低・中・高震度)



(b) 3月の地震(対象震度:中・高震度)



(c) 5月の地震(対象震度:低・中・高震度)



(d) 5月の地震(対象震度:中・高震度)

図 10 1997年鹿児島県北西部地震の誤差評価

Fig. 10 Misfits of seismic intensities against the assumed magnitudes. Circles are for the calculative 1997 Kagoshima-ken-hokuseibu earthquakes, and triangle for the actual 1997 Kagoshima-ken-hokuseibu earthquakes.

表 6 1997 年鹿児島県北西部の地震の誤差評価

Table 6 Misfits of seismic intensities against the assumed magnitudes for the 1997 Kagoshima-ken-hokuseibu earthquakes.

(a) 3月の地震(対象震度:低・中・高震度)

3月の地震の M_J	震度(0.5~6.5) の誤差	N*
6.6(実値)	0.66	27
6.0	0.76	27
6.1	0.72	27
6.2	0.69	27
6.3	0.67	27
6.4	0.66	27
6.5	0.65	27
6.6	0.66	27
6.7	0.75	50
6.8	0.79	50
6.9	0.84	50
7.0	0.89	50
7.1	0.95	50

(b) 3月の地震(対象震度:中・高震度)

3月の地震の M_J	震度(2.5~6.5) の誤差	N*
6.6(実値)	0.51	23
6.0	0.75	23
6.1	0.69	23
6.2	0.63	23
6.3	0.58	23
6.4	0.53	23
6.5	0.50	23
6.6	0.47	23
6.7	0.43	31
6.8	0.43	31
6.9	0.46	31
7.0	0.49	31
7.1	0.54	31

(c) 5月の地震(対象震度:低・中・高震度)

5月の地震の M_J	震度(0.5~6.5) の誤差	N*
6.4(実値)	0.64	26
5.8	0.78	26
5.9	0.73	26
6.0	0.69	26
6.1	0.66	26
6.2	0.64	26
6.3	0.63	26
6.4	0.62	26
6.5	0.63	26
6.6	0.65	26
6.7	0.83	50
6.8	0.88	50
6.9	0.93	50

(d) 5月の地震(対象震度:中・高震度)

5月の地震の M_J	震度(2.5~6.5) の誤差	N*
6.4(実値)	0.49	21
5.8	0.82	21
5.9	0.75	21
6.0	0.69	21
6.1	0.63	21
6.2	0.58	21
6.3	0.53	21
6.4	0.49	21
6.5	0.46	21
6.6	0.44	21
6.7	0.41	27
6.8	0.43	27
6.9	0.46	27

※Nは誤差評価の対象となった震度のデータ数.

§ 5. 1914 年桜島の地震の震度分布の計算

1914 年桜島の地震のマグニチュードを推定するために、距離減衰式による震度分布を計算した。§ 2より、1914 年桜島の地震のマグニチュードは、 M_J 7 程度と予想されるので、 M_J 7 の前後± M_J 1 を検討範囲とする。すなわち、 M_J 6.0, 6.5, 6.6, 6.7, 6.8, 6.9, 7.0, 7.1, 7.2, 7.3, 7.4, 7.5, 8.0 の値を検討に用いることとした。

震源位置には表 2 における宇津(1979)の 31.6° N, 130.6° E の値を設定した。1914 年桜島の地震の震源位置に関する、近年の研究結果のうち、Abe(1981)ではなく、宇津(1979)による震源位置を採用した理由に以下のことが挙げられる。まず一つ目には、宇津(1979)自身において、震源位置が「精度良し」とされているということ、二つ目には、図 11 に示す諸々の震源位置と Omori(1922)による高震度の分布を重ね描いた図において、宇津(1979)が Omori(1922)とほぼ同じ震源に位置しており、したがって、Omori(1922)による高震度の震度分布と震源位置との対応が良いということが挙げられる。

震源深さについて、宇津(1979)では、表 2 おいて震源深さを $0 \sim 15\text{km}$ としているが、本検討では Abe(1981) を参考に、深さを 10km と仮定して計算を行った。

モーメントマグニチュード M_W の値は、(2)式によって気象庁マグニチュード M_J から地震モーメント M_0 を算出し、さらに(3)式を用いて地震モーメントより算出した。図 3 に示した 1914 年桜島の地震の観測による震度分布の中震度および高震度(2.5~6.5)を対象に(8)式を用いて誤差評価を行った。その結果を図 12 および表 7 に示す。図 12 より、1997 年鹿児島県北西部の 2 地震に比べて、誤差の分布はいびつな形状となり、さらに平らな底部も見られる。表 7 による誤差についても、表 6 に比べて 3 倍以上大きくなっており、1914 年桜島地震の M 6.5~ M 7.5 における誤差分布の変化も、1997 年鹿児島県北西部の 2 地震に比べて小さくなった。

しかしながら、図 12 より、1914 年桜島の地震の誤差分布は下に凸の形状をなしており、誤差が最小となるのは、 M_J 7.2 のときであることがわかる。

4 章の 1997 年鹿児島県北西部の 2 地震の誤差結果を踏まえると、今回のシミュレーションにおいては、実際のマグニチュードより平均して 0.2 程度大きく見積もる傾向にあるから、 M_J 7.0 が 1914 年桜島の地震のマグニチュードの値として考えられる。

§ 6. 震度分布データの信頼性に関する議論

武村(2005)において、震度の「1900 年問題」が指摘されている。

「1900 年問題」とは、1898 年から 1907 年までの震度の定義が大きく変わる過渡期における、震度データ

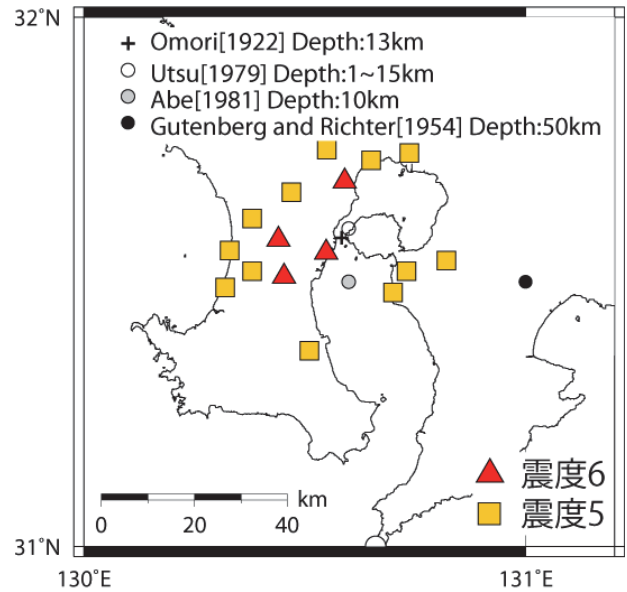


図 11 1914 年桜島地震の震源位置と高震度分布
Fig. 11 Hypocenters with high seismic intensity distributions of the 1914 Sakurajima earthquake.

表 7 1914 年桜島の地震の誤差評価結果
Table 7 Misfits of seismic intensities against the assumed magnitudes for the 1914 Sakurajima earthquake.

1914 年桜島の地震の M_J	震度(2.5~6.5)の誤差	N*
6.0	1.66	35
6.5	1.50	35
6.6	1.48	35
6.7	1.43	47
6.8	1.42	47
6.9	1.41	47
7.0	1.40	47
7.1	1.40	47
7.2	1.32	53
7.3	1.33	53
7.4	1.34	53
7.5	1.35	53
8.0	1.46	53

※N は誤差評価の対象となった震度のデータ数。

1914年桜島の地震および1977年鹿児島県北西部地震の誤差
(中・高震度)

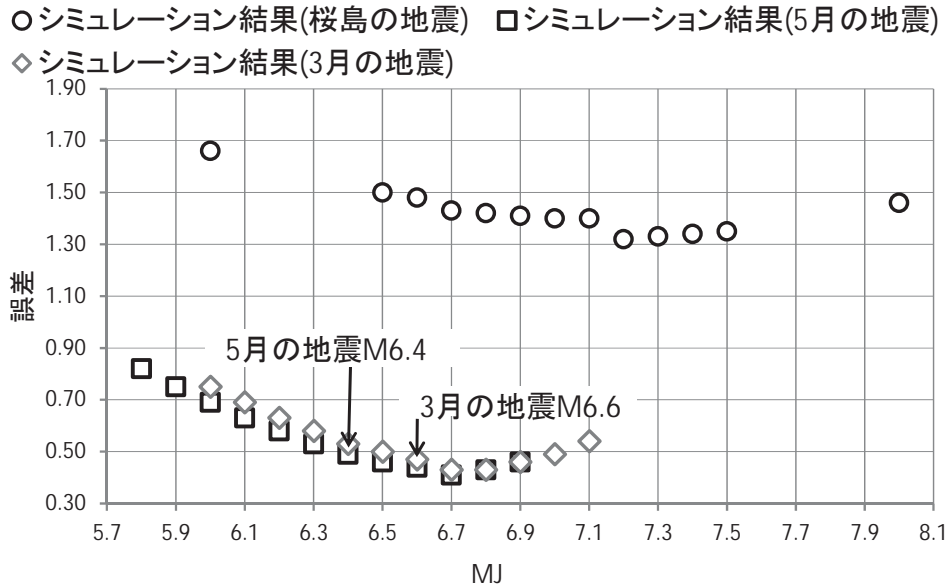


図 12 1914 年桜島の地震の誤差評価結果

Fig. 12 Misfits of seismic intensities against the assumed magnitudes. Circles are for the 1914 Sakura-jima earthquake, and diamonds and squares for the 1997 Kagoshima-ken-hokuseibu earthquakes.

の信頼性の問題のことを意味している。図 13 に、1898 年から 1907 年における気象庁震度階級の変遷を示す。図 13 に無定義と記述されているのは、この時期の震度には対応する被害や人体感覚についての記述がないという意味、とのことである。

武村(2005)によれば、図 13 を見ると 1897 年以前に比べて弱震が震度 3 の弱震と震度 2 の弱震(弱き方)、強震が震度 5 の強震と震度 4 の強震(弱き方)に分かれたように見えるが、実際「日本の地震震度調査表」を見ると、(弱き方)とつくデータが非常に少ないということ指摘している。その事実から、普通に考えれば震度の広がり震源を中心としてほぼ同心円状であるとすると、(弱き方)とつくデータの数の方がつかないものより多くなるはずであり、震度 2 と震度 4 を 1 ランク大きめに評価している可能性があることを指摘している。

1914 年桜島の地震について言えば、武村(2005)で指摘されている 1898 年から 1907 年の過渡期の地震ではないものの、図 2(a)の Omori(1922)による震度分布図では、(I) Destructive Motion, (II) Strong Motion (Some damage), (III) Strong Motion (No damage), (IV) Moderate Motion, (V) Slight Motion といった 5 段階で表示されており、気象庁震度階級における震度 3 と震度 2 は (IV) Moderate Motion に包括されていると考えられる。

図 3 の Omori(1922)を読み替えた震度分布図では、

(IV) Moderate Motion に含まれる観測点を図 2(a)に示されるような、3 種類の記号 (●: Strong., ◎: Moderate., ○: Slight.) によって震度 4, 震度 3 および震度 1 へ分類しており、その結果、震度 2 の範囲は震度 3 の範囲に比べて小さすぎる可能性がある。したがって、震度分布が過大評価になっている可能性は否定できない。

また、図 12 に示されるように、1997 年鹿児島県北西部の地震の観測と計算による震度分布の誤差に比べて、1914 年桜島の地震の観測と計算による震度分布では、平均して 3 倍以上の誤差が見られる。これは、1997 年鹿児島県北西部地震の震度分布の精度に比べて、1914 年桜島の地震の震度分布の精度が、大きく劣ることを示しており、既往文献による震度分布図だけでなく、地震被害データによる検証、あるいは、ほぼ同じ場所で発生した同程度の規模を有する地震の震度分布との比較による検証が必要である。

しかしながら、1914 年桜島の地震に関しては、近代以降、ほぼ同じ場所で発生した同種の地震が存在しないため、最終的に震度分布が過大か適切であるかどうかを判断することは、現段階では困難な作業となっている。

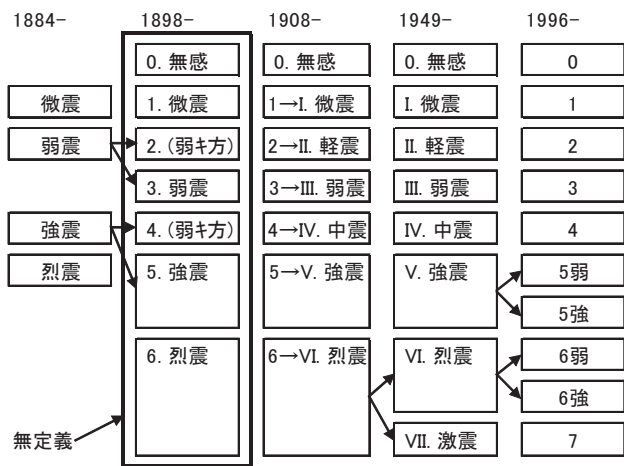


図 13 気象庁震度階級の変遷(武村, 2005)

Fig. 13 History of the seismic intensity scale used by the Japan Meteorological Agency (Takemura, 2005)

§ 7. まとめ

1914 年桜島の地震の震度分布を用いて、マグニチュードの推定を行った。その結果、1914 年桜島の地震の観測と計算による震度分布の誤差は $M_f 7.2$ で最小となるが、本検討における方法ではマグニチュードを 0.1~0.3 過大評価する傾向があるので、 $M_f 7.0$ と推定した。しかしながら、1914 年桜島の地震の誤差の分布の形状に平らな底部があることや、震度分布データの精度に、多少の問題点が指摘されることを考慮して、まるめて $M 7$ 程度と推定される。この値は、観測記録の最大振幅値より算出された既往研究による値とほぼ同じ値である。

ただし、マグニチュードの推定の検討に用いた図 3 の震度分布図は、6 章において議論したような過大評価の可能性もあり、1914 年桜島の地震の震度分布については、地震被害データからの検証が必要である。

謝辞

本稿の作成にあたっては、匿名の査読者の方と編集者の千葉大学大学院、金田平太郎氏から極めて有益なご意見を頂き、本稿を大きく改善することができました。ここに記して、心より感謝の意を表します。

対象地震：1914 年桜島の地震

文献

Abe, K., 1979, Magnitudes of Major Volcanic Earthquakes of Japan 1901-1925, Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser.VII(Geophysics), Vol.6, No.1,

201-212.

阿部勝征, 1981, 桜島地震の震源とマグニチュード, 北海道大学地球物理学研究報告, Vol. 39, 57-62.

Central Meteorological Observatory of Japan, 1952. The catalogue of major earthquakes which occurred in Japan(1885-1950). *Seismological Bulletin of the Central Meteorology Observatory for the Year 1950*, 99-183.

Gutenberg, B. and C. F. Richter, 1954, Seismicity of the earth and associated phenomena, Princeton Univ. Press, 310 pages.

Kanamori, H., 1977, The Energy Release in Great Earthquakes, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 82, No. 20, 2981-2987.

Kawasumi, H., 1952, Measures of Earthquake Danger and Expectancy of Maximum Intensity throughout Japan as Inferred from the Seismic Activity in Historical Times, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 29, 469-482.

茅野一郎・宇津徳治, 2001, 地震の事典, 第 2 版, 朝倉書店.

気象庁, 1996, 震度を知る—基本知識とその活用—, ぎょうせい.

国立天文台編纂, 2008, 理科年表, 丸善.

松岡昌志・翠川三郎, 1994, 国土数値情報とサイスミックマイクロゾーニング, 第 22 回地盤震動シンポジウム資料集, 23-24.

翠川三郎・藤本一雄・村松郁栄, 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, Vol. 1, 51-56.

Omori, F., 1922, The Sakura-jima Eruptions and Earthquakes VI., *Bull. Imp. Earthq. Inv. Comm.*, Vol. 8 No. 6, 467-525.

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, 第 523 号, 63-70.

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, 第43巻, 257-265.

武村雅之, 2005, 近代的強震観測開始以前からある強震データとその活用—変位型強震計記録, 震度観測値, 被害データ, 特集: 日本の強震観測 50 年—歴史と展望, 防災科学技術研究所研究資料, 第 264 号, 161-174.

東京天文台編纂, 1979, 理科年表, 丸善.

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, Vol. 54, 253-308.

横山泉・荒牧重雄・中村一明(1979): 火山、岩波講座, 地球科学7.