HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	桜島地震の震源とマグニチュード
Author(s)	阿部, 勝征
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 39, 57-62
Issue Date	1981-01-31
DOI	https://doi.org/10.14943/gbhu.39.57
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/14087
Type	departmental bulletin paper
File Information	39_p57-62.pdf

Hokkaido University Collection of Scholarly and Academic Papers : HUSCAP

北海道大学地球物理学研究報告
Geophysical Bulletin of Hokkaido University, Sapporo, Japan
Vol. 39. January, 1981, p. 57−62.

桜島地震の震源とマグニチュード

阿　部　勝　征
北海道大学理学部地球物理学教室
（昭和 55 年 5 月 27 日受理）

Seismometrical Re-Evaluation of the Sakurajima Earthquake of January 12, 1914

By Katsuyuki ABE
Department of Geophysics, Faculty of Science, Hokkaido University
(Received on May 27, 1980)

By using old seismological data from all over the world, the hypocenter and magnitude are re-evaluated for the large volcanic earthquake of January 12, 1914, near Sakurajima, Japan. On the basis of reported P times, the hypocenter parameters are determined as : latitude, 31.5°N ; longitude, 130.6°E ; focal depth is found to be shallow and is restrained here at 10 km. The surface-wave magnitude is re-evaluated as 7.0 from the Japanese and world data. The broad-band body wave magnitude is also determined to be 7.0.

I. はじめに

ここでいう桜島地震とは 1914 年（大正 3 年）1 月 12 日に桜島付近でおきた被害地震である．「理科年表」所載の被害摘要によれば，この地震による被害は，鹿児島市で家屋全壊 39，半壊破損 1,100 余，死者 13 人，鹿児島郡で死者 22 人余である．

桜島地震の震源は OMORI（1922）と GUTENBERG and RICHTER（1954）によって決められている．OMORI の位置（31° 35′ N，130° 35′ E，深さ 13 km）は鹿児島測候所における P 波初動の方向と余震などの初期微動継続時間から求められたものであり，精度の高いものではない．GUTENBERG らの震源（31 ½°N，131°E，深さ 50 km）は世界の観測所における P 波到達時刻から決められたものである．この方法は今日普及しているものと基本的に同じであるが，図式解法（RICHTER, 1958, p.693）によっているために再検討の必要がある．

桜島地震のマグニチュードについては，震度分布などから求められた CMO（1952）の値 6.2 もしくは「理科年表」の値 6.1 が日本でしばしば引用されている．最近になって日本の古い地震記録の再検討がなされ，この地震の規模は M 7 程度であると結論された（宇津，1979；阿部，1979）．国際的には GUTENBERG and RICHTER（1954）の値 M 7 がよく知られている．この値は不完全ながらも外国の観測にもとづいて決められたという点で重要であり，決定の内容について検討が望

まれる.

本論文の目的は，火山性地震として有名な桜島地震の震源要素を国際的な地震観測資料にもとづいて近代的手法で再評価することにある.

II. 震　　源

震源決定にはいくつかの方法があるが，ここでは1910年代の資料の質を考慮して P 波到達時刻にもとづく方法を採用した.観測資料はBritish Associationの報告やGutenberg収集の当時の観測報告，大阪測候所年報地震之部所載の各国地震観測所報告である．大正時代初期における日本の観測所の刻時精度は悪く，多くは精密な震源決定に適さない．ここでは比較的良いと思われるものだけを採用した．また，外国ではMilneの地震計が当時広く普及していたが，この地震計によるものは記録方式の性質上低い読み取り精度をもつために極力採用しなかった．このようにして得た観測点の総数は26である.

震源決定の計算はJeffreys-Bullenの標準走時表を用いた最小二乗法プログラムによった．この方法はU. S. Geological SurveyやInternational Seismological Centerなどで使用されているものと基本的に同一である．観測点の座標はBULLEN（1933）にもとづいた.

全観測点に対して得られた結果は非常に悪い．今回の方法において各観測値の全体からのずれ

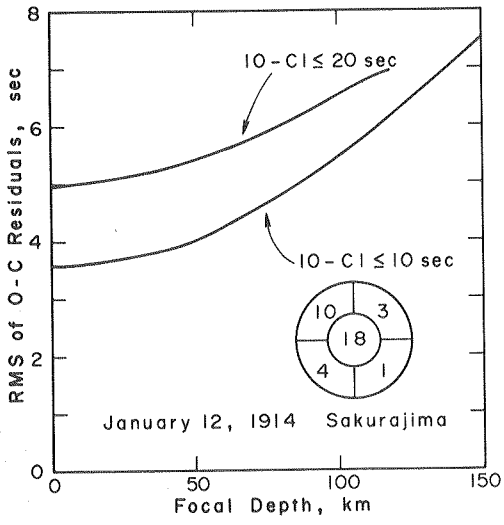

Fig. 1. Root-mean-square of *O-C* residuals as a function of focal depth. Results for two cases are shown. Total number of stations for $|O-C| \leqq 10$ sec is shown in the inset, where the number of stations in NE, SE, SW and NW quadrants is given.

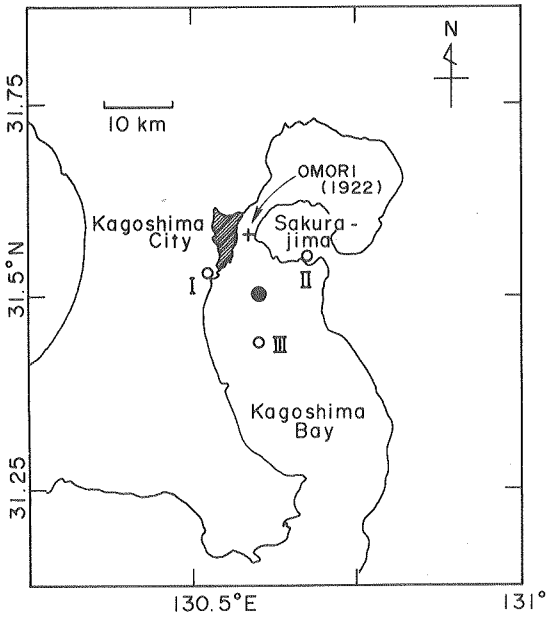

Fig. 2. Epicenters determined for three different sets of data. The hypocentral parameters are given in Table 1. The cross shows the epicenter determined by OMORI (1922). The epicenter adopted finally are shown by the closed circle.

は $O-C$ 残差（観測時刻から計算時刻を差し引いた残差）であらわされる．全観測点を用いた場合に数10秒の $|O-C|$ 残差を示す観測点は少なくなく，残差の二乗平均値は16秒におよぶ．全般に質の悪い資料を用いたときに $|O-C|$ が大きいことは必ずしもその観測値の精度が非常に低いということにはならない．しかし，観測値の取捨選択や加重のかけ方に一般的な基準がないので，ここでは大きな $|O-C|$ の観測値を除去しながら震源要素が収束するまで計算を繰り返すことにした．

このように計算を繰り返しても震源の深さだけは求まらなかった．その理由としては，当時の観測精度の低さだけでなく震央近くに観測値が得られていないことがあげられる．用いた観測点のなかで最も震央に近いところは長崎（震央距離約150 km）である．Fig.1に深さを変えた場合

Table 1. Hypocentral parameters for three different cases.
Cases **I** and **II** are calculated for $|O-C| \leqq 10$ sec and $|O-C| \leqq 5$ sec, respectively. Case **III** is for the intermediate case. Standard errors are given to each determination.

Case	Origin time (JST, GMT+9h)	Latitude	Longitude	RMS of $O-C$ (sec)
I	18:28:09 ±1 sec	31.53°N ±17 km	130.52°E ±16 km	3.6
II	18:28:10 ±1 sec	31.55°N ±12 km	130.67°E ±11 km	2.2
III	18:28:09 ±1 sec	31.44°N ±14 km	130.60°E ±14 km	2.9

Note: The average values of 18:28:09, 31.5°N and 130.6°E are adopted in the text as the hypocentral parameters of the Sakurajima earthquake of January 12, 1914.

Table 2. Station data used for the calculation of hypocenters. The hypocentral parameters of cases **I**, **II** and **III** are given in Table. 1. Distances and azimuths are calculated for case **I.**

Station	P time (JST, GMT+9h)	Distance (°)	Azimuth (°)	$O-C$ (sec) Case **I**	Case **II**	Case **III**
Nagasaki	18:28:37	1.3	336	4.4	3.0	2.6
Osaka	18:29:28	5.2	52	0.2	1.0	0.0
Zi-ka-wei	18:30:04	7.8	270	−0.6	−3.2	−1.6
Tokyo	18:30:13	8.7	59	−4.9	−4.1	−4.9
Taihoku	18:30:32	10.2	233	−6.6	−	−6.8
Mizusawa	18:30:57	11.5	46	1.1	1.7	0.7
Manila	18:32:33	19.0	210	0.3	−1.5	0.6
Irkutsk	18:33:54	28.2	325	−9.1	−	−
Batavia	18:36:22	43.8	215	5.6	4.0	5.7
Tashkent	18:37:03	49.3	299	3.4	1.8	2.4
Tiflis	18:39:02	66.9	306	−1.0	−2.4	−1.8
Pulkovo	18:39:09	68.2	328	−1.6	−2.7	−2.4
Riverview	18:39:12	67.9	162	2.8	2.0	3.2
Czernowitz	18:39:58	75.9	318	1.2	0.0	0.4
Vienna	18:40:27	81.2	322	1.4	0.3	0.7
Eskdalemuir	18:40:45	84.9	335	0.7	−0.3	0.0
Uccle	18:40:47	85.3	329	0.5	−0.6	−0.2
Paris	18:41:00	87.6	329	2.3	1.2	1.6

の残差二乗平均値を示す．$|O-C|$ の最大値を10秒以下もしくは20秒以下に限っても，震源の深さが浅くなるとともに残差の二乗平均値は一様に減少する．これは非常に浅い震源を示唆する．

震源の深さを10 km とした場合の3通りの計算結果をTable 1, Table 2 およびFig. 2に示す．IおよびIIは $|O-C|$ の最大値をそれぞれ10秒以下および5秒以下にした場合に対応し，IIIはそれらの中間に対応する．震源の深さを10 km としたが，深さを0から33 km の範囲で変える限り大きな変化はなく，震央の移動は3 km 以内におさまる．したがって，深さを浅いとする限りその値に拘泥する必要はない．

発震時の収束性は良く，結果はいずれもGutenberg らの18時28.1分（日本時間）に大変近い．震央の収束性はあまり良くない．Fig. 2に示されているように，計算結果を10 km 以内に収束させることはできず，各震央は31.5°N, 130.6°E 付近を中心とした半経約10 km の円内にちらばる．Iの震央は鹿児島市の南にあるが，計算結果をみるとIrkutsk の値が全体よりかけはなれている（Table 2）．この値を除去した結果がIIIであり，震央は桜島の南方へ移動する．3通りの計算のなかでは当然IIの場合に残差の二乗平均値がもっとも小さい．震央は桜島南部へうつる．IIの場合に結果の精度はみかけの上で良いが，観測値が少ない上に誤差を相当に含んでいることから，この結果が他にくらべ必ずしも良いとはいえない．いずれの結果が最良であるかを判定することは難しい．

観測点の分布をみると遠方における観測点はヨーロッパに多い．方位分布のかたよりによる影響をみる目的で，Iにおける $\Delta \leqq 70°$ の観測点について計算を行なってみた．得られた震源要素（深さ10 km に固定）は18時28分8秒，31.55°N, 130.51°E である．これらの値はIの結果とほぼ同じである．

以上述べたように，日本および世界各地の P 波到達時刻にもとづいて桜島地震の震源位置を近代的な方法で再評価することは可能である．しかし，1910年代の観測精度の低さや観測点分布のかたよりから，結果は精度高いと言い難い．低い精度および計算結果の収束状況からみて，発震時と震央の妥当な値はそれぞれ18時28分9秒，31.5°N, 130.6°E である．計算誤差はそれぞれ1秒位および14 km 位である．この震央はOMORI の位置より9 km ほど南方に，またGUTENBERG らの位置より40 km ほど西方にある．

III．マグニチュード

桜島地震のマグニチュードは近年宇津（1979）と阿部（1979）により見直しされた．宇津は各測候所における最大振幅と坪井公式から，長崎6.4，福岡7.1，神戸7.1，大阪7.7，東京7.3，長野7.6，銚子7.0，新潟7.6，水沢6.5と求め，平均で 7.14 ± 0.47 を得た．一方，阿部は大森式地動計の最大振幅，周期および表面波マグニチュードの国際公式から，大阪7.1（東西動）と7.2（南北動），東京7.0（東西動）と6,8（南北動）を求め，平均で 7.03 ± 0.17 を得た．両者のスケールは基本的に表面波マグニチュード Ms に準じるものであり，ほぼ同じ値をもつ．両者の結果はこれまで普及していたCMO や「理科年表」の値よりはるかに大きい．

GUTENBERG and RICHTER (1954) は桜島地震を M 7 としている．この値は外国での観測にもとづいているという点で重要なので，決定内容を検討することにした．幸いにも，筆者はカリフォルニア工科大学にて彼らの原簿に触れる機会を得た．それによれば，世界各地の Ms は Tiflis 6.7, Pulkovo 6.8, Paris 6.9, Göttingen 7.1, Budapest 6.7, De Bilt 7.0, Cartuja 7.0, Feldberg 6.9, Uppsala 6.5 であり，平均で 6.84±0.19 となる．この値のスケールは GUTENBERG (1945) の原定義にもとづく．現在国際的に普及している U. S. Geological Survey のスケールに合わせた場合には（たとえば，ABE and KANAMORI (1980) 参照），平均のマグニチュードは 7.0 となる．

Gutenberg らの原簿には実体波マグニチュードも与えられている．その平均値は 7.04±0.50 であるが，このスケールは現行のものではない．現在国際的に普及している定義にもとづいて振幅と周期より再計算を行なうと（方法の詳細は ABE and KANAMORI (1979) 参照），各観測点での値は Cartuja の PP と S よりそれぞれ 7.6 と 6.9, Feldberg の P と S より 7.5 と 6.7, Riverview の S より 6.2 であり，平均値は 6.98±0.58 である．使用した実体波の周期は平均で 7 秒である．新旧いずれのスケールでも長周期実体波マグニチュードは 7.0 である．

GUTENBERG らは桜島地震のマグニチュードを M 7 とし，精度を低くして公表している．他の多くの地震についての筆者の再調査（準備中）から判断すると，その経緯は次のように推定される．GUTENBERG らは桜島地震の震源の深さを 50km とやや深いところに求めている．この深さを重視して，彼らはマグニチュードとして Ms ではなく古い公式からの実体波マグニチュードを採用し，かつ，その決定に用いた観測点が少ないために最終的に M 7 と丸めて公表したようである．

以上の検討および宇津 (1979) や阿部 (1979) の結果を総合すれば，桜島地震は平均で Ms 7.0 の規模をもつものと結論できる．なお，桜島地震発生後や発生の 2 日前より桜島付近に顕著な地震活動がみられ，それらのうち比較的大きな地震の Ms は ABE (1979) により決められている．

Ⅳ. ま と め

1914 年 1 月 12 日の桜島地震の震源とマグニチュードを近代的な方法によって再評価した．震源の決定には日本および外国の観測点における P 波到達時刻を用いた．震源の深さは求まらなかったが，浅いものであることは確かめられた．震源の深さを 10km としたときに妥当な震源要素は発震時として 18 時 28 分 9 秒（日本時間），震央位置として 31.5°N, 130.6°E である．マグニチュードの検討を日本および外国の観測所で得られた地震波最大振幅にもとづいて行なった．桜島地震の表面波マグニチュードと長周期実体波マグニチュードはともに平均で 7.0 である．

本研究に際して横山泉教授より火山性地震の一般的性質に関して御意見を頂いた．震源決定には北海道大学大型計算機センターを利用した．

文　献

阿部勝征，1979．日本付近の地震（1901年－1925年）のマグニチュード．地震，II，**32**，341－353．

ABE, K., 1979. Magnitudes of major volcanic earthquakes of Japan 1901 to 1925. *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser.* II (Geophys.), **6**, 201－212.

ABE, K. and H. KANAMORI, 1979. Temporal variation of the activity of intermediate and deep focus earthquakes. *J. Geophys. Res.*, **84**, 3589－3595.

ABE, K. and H. KANAMORI, 1980. Magnitudes of great shallow earthquakes from 1953 to 1977. *Tectonophys.*, **62**, 191－203.

BULLEN, K. E., 1933. The constants of seismological observatories. *British Assn. Adv. Sci.*, 14 pp.

CENTRAL METEOROLOGICAL OBSERVATORY OF JAPAN, 1952. The catalogue of major earthquakes which occurred in Japan (1885－1950). *Seism. Bull. for the year 1950,* 99－183.

GUTENBERG, B., 1945. Amplitudes of surface waves and magnitudes of shallow earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **35**, 3－12.

GUTENBERG, B. and C. F. RICHTER, 1954. Seismicity of the Earth and Associated Phenomena. Princeton Univ. Press, 310 pp.

OMORI, F., 1922. The Sakurajima eruptions and earthquakes, VI. *Bull. Imperial Earthquake Inv. Comm., Tokyo,* **8**, 467－525.

RICHTER, C. F., 1958. Elementary Seismology. Freeman, San Francisco, 768 pp.

東京天文台編纂，1979．理科年表．丸善，地180．

宇津徳治，1979．1885年～1925年の日本の地震活動．地震研究所彙報，**54**，253－308．