

阿多カルデラ地方1967年8月の群発地震について

(附) 余震域の LINEAR DIMENSION と、本震と
最大余震の MAGNITUDE の差, との関係について

西 潔

ON THE EARTHQUAKE SWARM IN THE ATA CALDERA
DISTRICT ON AUGUST, 1967; AND A NOTE ON THE
RELATION BETWEEN THE LINEAR DIMENSION OF
THE AFTERSHOCK REGION AND THE DEFERENCE
IN MAGNITUDE BETWEEN A MAINSHOCK AND THE
LARGEST AFTER SHOCK

by *Kiyoshi* NISHI

Synopsis

The earthquake swarm occurred in the Ata caldera district, 5—8 August 1967. This earthquake swarm was observed by the routine seismic observation net at Sakurajima. Analysing these data the next results were obtained.

Maximum one of magnitude among these earthquakes was about 3.9. From the difference of S—P time at the tripartite net, the epicentral region of the swarm was estimated to be around the Chiringashima and in its westward, where corresponds to the rim of the Ata caldera. The ratio of maximum amplitude of S wave part to that of P wave was not the same through the earthquake sequence, but varied conspicuously when the initial motions of the earthquakes change from “push” to “pull”, or “push” to “pull”. Assuming a quadrant type forcal mechanism, this fact may be explained by making the nodal line across the observation station at Sakurajima. The linear dimension of the forcal region estimated from S—P time interval is 6 km, but this value is large than the expected value from T. Utsu's empirical formula. This difference may be attributed to the difference of natures between aftershocks and earthquake swarm.

Analysing other seismological data in reference to this problem, if we take $M_0 - M_1$ as an index on the degree of earthquake swarm, the next tendency is found that, as the earthquake sequence partakes of the nature of earthquake swarm, the linear dimension of the forcal region becomes large in comparison with the seismic magnitude in the sequence.

1. 序

1967年8月5日、指宿市に於いて震度Ⅲの有感地震を含む群発地震が発生した。この地域は1934年に T. Matumoto によって提唱された阿多カルデラ¹⁾の縁に近い。この地域は近くに海拔 924 m の火山、開聞岳を

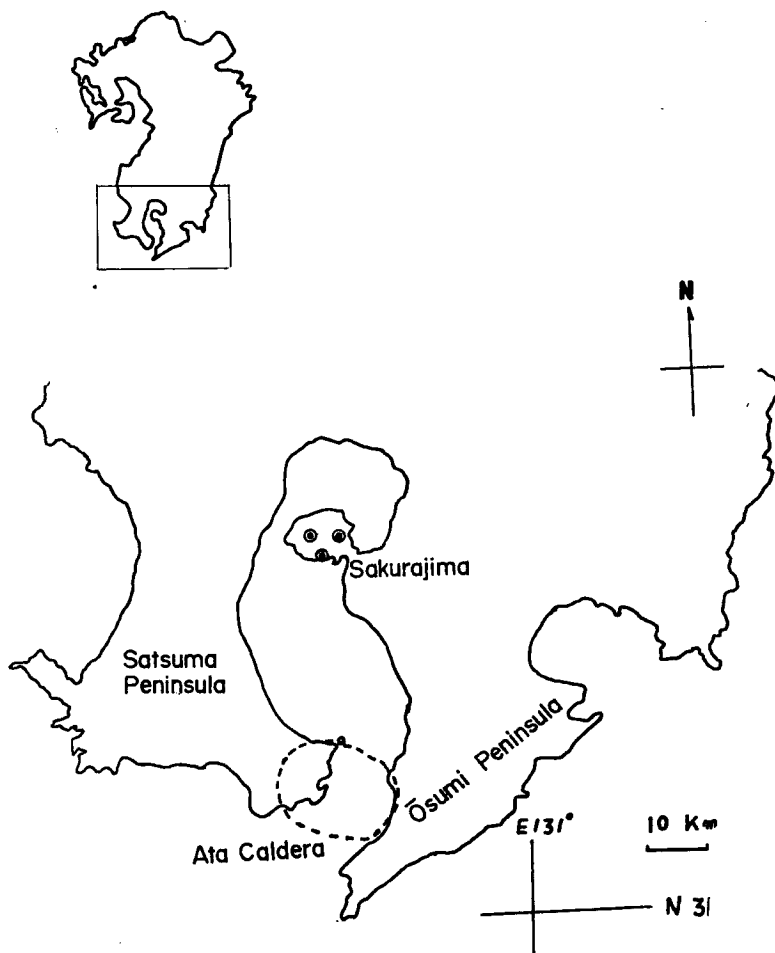


Fig. 1 Map of southern part of Kyūshū. Broken line indicates the Ata caldera and double circles indicate observation points.

はじめいくつかの火口湖等があり、かつての火山活動を反映してかなり複雑な地形である。このような地域に発生した群発地震が桜島の常時地震観測網に S-P 時間 5~6 sec. で観測されたので、若干の解析を行なった。又 magnitude から予想された震源域の linear dimension より観測結果から推定された方が、はるかに大きかったので、これについて簡単に述べる。次にこれと関連して、一般の地震について群発度を示すひとつの目安として、本震と最大余震の magnitude の差 $M_0 - M_1$ をとり、これと余震域の linear dimension との関係について述べることにする。Fig. 1 に阿多カルデラの位置と観測点を示した。

2. 用いたデータ

ここで用いたデータは、桜島の島内にあるルーチン地震観測網のうち、引の平観測点、春田山観測所、及び黒神観測分室に於いて得られたものである。ただ、S-P 時間による triplicate method の際、1点の値は鹿児島地方気象台の桜島にある Station C の記録を copy させていただき、筆者が読んだものを用いた。

この論文の終りの方で述べた、一般の地震についての、 $M_0 - M_1$ と余震域の linear dimension との関

Table 1 The list of earthquakes whose seismic magnitude are large than 2.2.

Hikinohira Station						M	ΣE $\times 10^{17}$ erg.
Arrival Time. 1967, VIII				Initial Motion Push: + Pull: -	S-P Time Interval in sec.		
d	h	m	s				
05	04	08	19	+	5.8	2.4	0.03
		40	19	+	5.1	3.5	1.43
	05	14	02	+	5.5	3.9	5.93
		56	36	+	5.8	2.4	5.96
	06	49	23	-	5.8	2.4	5.99
		07	02	18	-	—	2.5
	51		49	+	5.5	2.5	6.07
		56	01	-	5.8	2.5	6.11
		08	22	50	-	—	2.8
	10		50	03	-	5.4	2.7
	12	51	01	+	5.5	2.6	6.36
		13	20	27	+	5.5	3.6
	23		27	+	5.7	2.9	8.43
		43	22	+	5.7	2.4	8.46
		14	25	29	-	5.4	2.3
	30		46	-	5.8	3.1	8.85
		43	13	-	5.2	2.7	8.93
			47	—	5.2	3.0	9.19
		44	43	-	—	2.4	9.21
		18	34	52	-	5.0	2.5
	48		06	-	—	2.7	9.32
		39	—	—	—	3.5	10.72
		20	16	04	+	5.2	2.9
	17		19	+	5.5	3.8	14.20
		19	12	-	5.6	2.5	14.24
			21	05	+	5.5	2.9
06	12	47	22	not clear	—	2.2	14.42
		17	42	14	+	5.4	3.6
08	02	17	50	+	5.2	3.1	16.75
		32	33	-	5.3	3.3	17.57
		35	56	+	5.8	3.7	19.07
		04	27	05	-	5.3	3.1

係のところでは、全て T. Utsu の論文²⁾の Table に出ているものによった。

Table 1 に magnitude が 2.2 以上の地震について、積算 energy, magnitude, 及び引の平に於ける S-P 時間, 初動の push, pull 等を載せた。

3. 解析結果及び考察

1) 地震の発生頻度の消長, 放出 energy, 石本—飯田の係数

常時観測網の一つである引の平観測点に於いて記録された 6 時間毎の地震の回数を Fig. 2 に示した。

Fig. 2 によれば、最盛期は8月5日であり以後減少し、8日にやや増加したが、その後は観測されていない。結局4日間程で収まったものと思われる。しかしこれは引の平に於ける記録による結果であるから、更に震源に近い地点でより高感度で観測を行なへば各々の日の回数は増加し、又9日以後も地震を記録したかも知れない。

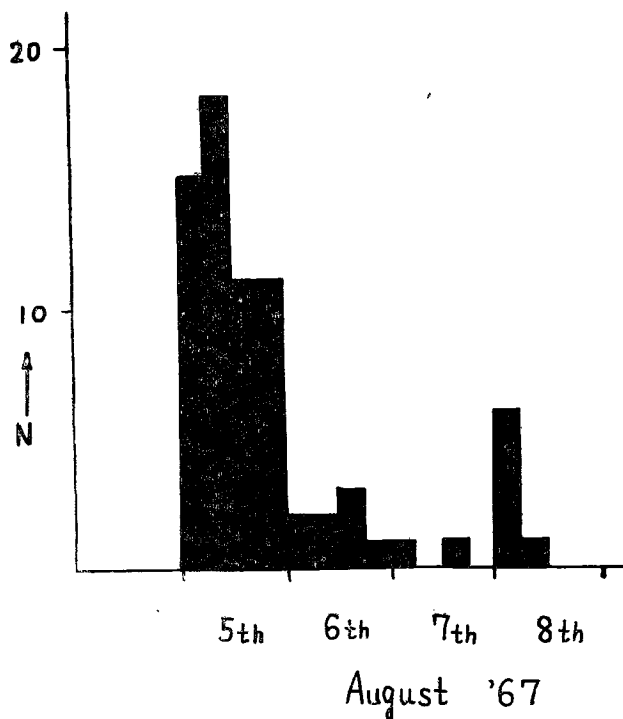


Fig. 2 Six hourly frequency distribution of the earthquakes observed at Hikinohiro Station in Sakurajima.

Fig. 3 に seismic energy の積算と頻度の積算を実線と点線でそれぞれ示した。 seismic energy は、春田山観測所の S-1000 型地震計 ($T_0=0.7\text{sec}$, $V=400$) の水平動最大振幅から坪井の式³⁾ によって M を求め、次にこの M から Gutenberg Richter の式⁴⁾ によって求めた。

この地震群の中で最大のもは $M=3.9$ と推定されたが、Fig. 3 から分るように、特に大きな本震に相当するものはなかった。この事は、群発地震の1つの性質と考えられる⁵⁾。

Fig. 4 は引の平観測点に於ける振巾別の頻度分布を示したものである。石本一飯田の係数を求めてみると $m=1.5$ となり、通常の tectonic な地震の値としては小さい値であるが、データの数の不足の為あまり確かな事は云へない。しかし、火山性のB型や、爆発に伴う地震の m の値3~4 とは大いに異なる。

2) S-P 時間による tripatite 観測結果

桜島で現在動いている常時地震観測網は、観測の主な対象が当然のことながら桜島に発生した火山性地震であるため桜島から数十 km 以上離れた地点に於いて発生した地震に対しては、ほぼ一点観測と同様な結果となり震源を精度よく決めることは困難であるが、ともかく適当な3点を用いて tripatite method で震源を推定することにした。そこで、引の平観測点、黒神観測室及び鹿児島地方気象台の Station C の記録を使用することにした。これ等の記録はそれぞれ異なった時計から time mark が入っており、黒神分室の時

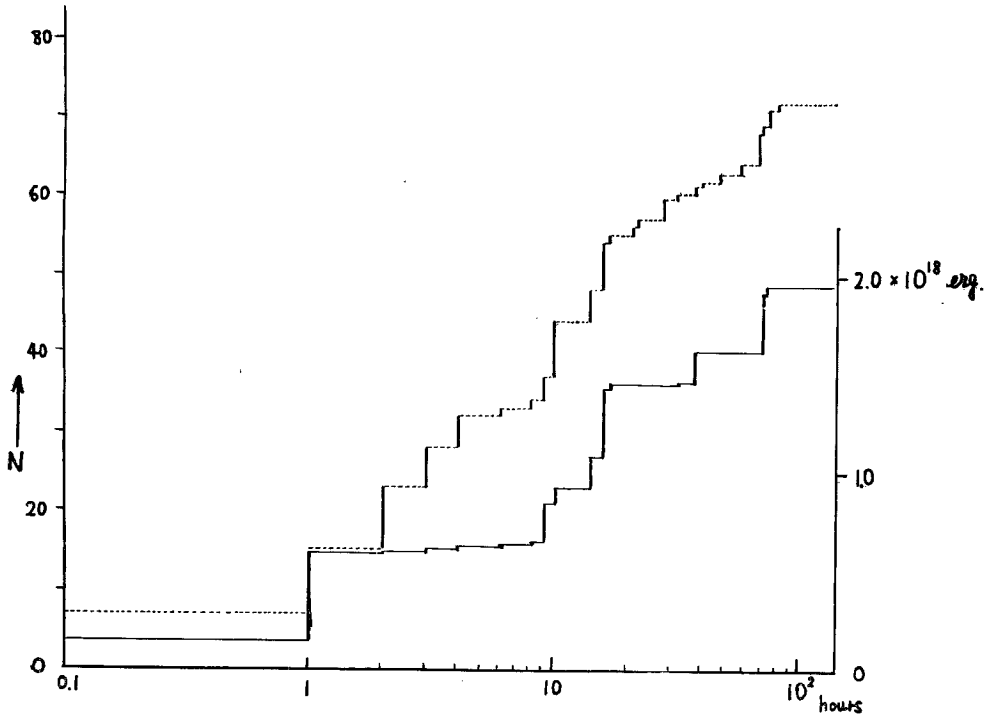


Fig. 3 Cumulative sum of frequency of the earthquakes observed at Hikinohira Station in Sakurajima and cumulative sum of released seismic energy.

— : Cumulative sum of energy
 : " frequency

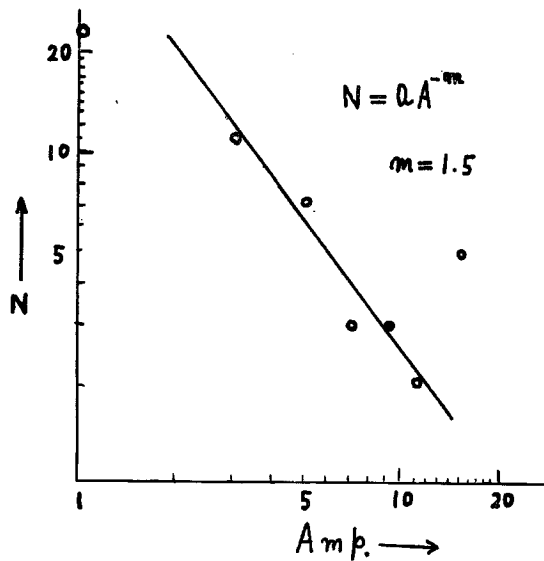


Fig. 4 Relation between the maximum trace amplitude and frequencies observed at Hikinohira Station in Sakurajima.

計は当時精度がよくなかったため、三つの時計の correction を行って初動の時間差を求める方法からは、必ずしも良い結果が期待できなかった。そこで次に述べるように、S-P 時間による tripatite method によって震源を推定することにした。この方法によれば、三地点に於ける地震気象の対応が付き、それぞれの記録紙の送り速度が判っているなら、原理的に time mark は不要である。

tripatite method は普通 wave front が平面であることを仮定し、 t を波動が距離 r に要した時間、 v を波の速度とすると次の (1) 式が基本になる。

$$t = \frac{r}{v} \dots\dots\dots (1)$$

一方 S-P 時間については、よく知られているように

$$t_s - t_p = \frac{r}{v_s} - \frac{r}{v_p} = \frac{r}{k}, \left(k = \frac{v_p \cdot v_s}{v_p - v_s} : \text{Ömori's constant} \right) \dots\dots\dots (2)$$

となる。ここで (1) と (2) を比べてみると、(2) は (1) の v を Ömori's constant の k で置き換えたものにすぎない。従って S-P 時間による tripatite method が可能であり、その結果求まる量は、Ömori's constant の見掛けの値及び Ömori's constant の速度で伝播する波の到来方向であることがわかる。(2) 式から判るように Ömori's constant はもともと速度の dimension をもっているので、 k の値で伝播する波と云っても別にかまわない訳であるが、この波が実在しないことは云う迄もない。

以上に述べた方法によって得られた結果を Fig. 5 に示した。見掛けの Ömori's constant は6.0以上であったので、 $k=6.0$ として S-P 時間から震源距離を求め、これと波の伝播方向から震源を求めると、知林島附近及びその西側となる。この結果は鹿児島地方気象台の現地聞き込み調査の結果ともほぼ一致する。

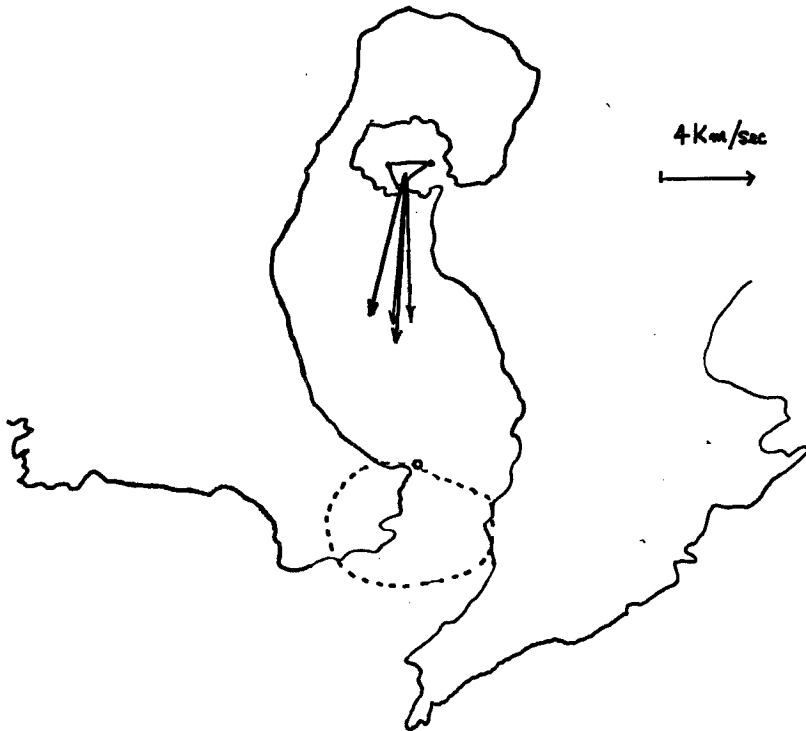


Fig. 5 Apparent value and approaching directions of Ömori's constant observed at Sakurajima.

この知林島附近は、阿多カルデラの縁に当たっているが、重力測定の結果では噴出中心に近い⁷⁾とも云われ、²⁾おり火山学上興味深い地域である。

3) 初動の push, pull に関連した事柄及び発生の時間的性質

この地震群は初動の明瞭なものが多く、onset が不明なものは全体の約5%にすぎなかった。桜島に於ける初動の push, pull の時間的変化を見るため、Fig. 6 に6時間毎のそれぞれの回数を示した。Fig. 6 で黒い部分が push, 空白が pull を表わしている。この図からわかることは、地震が発生し始めてから数時間は pull に比べて push が圧倒的に多く、次に pull がやや多くなりそれ以後はあまり差がないことである。

次に初動の push, pull と振巾及び発生の時間的性質を調べるために push を白丸, pull を点, 不明のものを×印として、横軸に時間を取り縦軸に振巾をとって記入したものが Fig. 7 である。◎印は scale out した地震を示す。

Fig. 7 によれば、それぞれの地震は時間的に見ていくつかの“かたまり”をなして発生しており、その“か

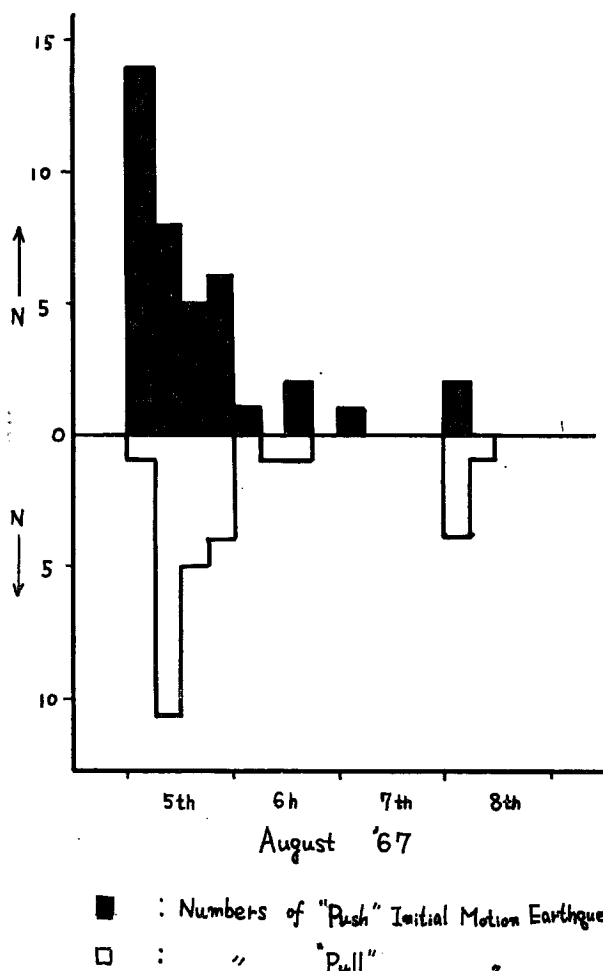


Fig. 6 Six hourly frequency distributions of earthquakes observed at Hikinohira Station in Sakurajima.

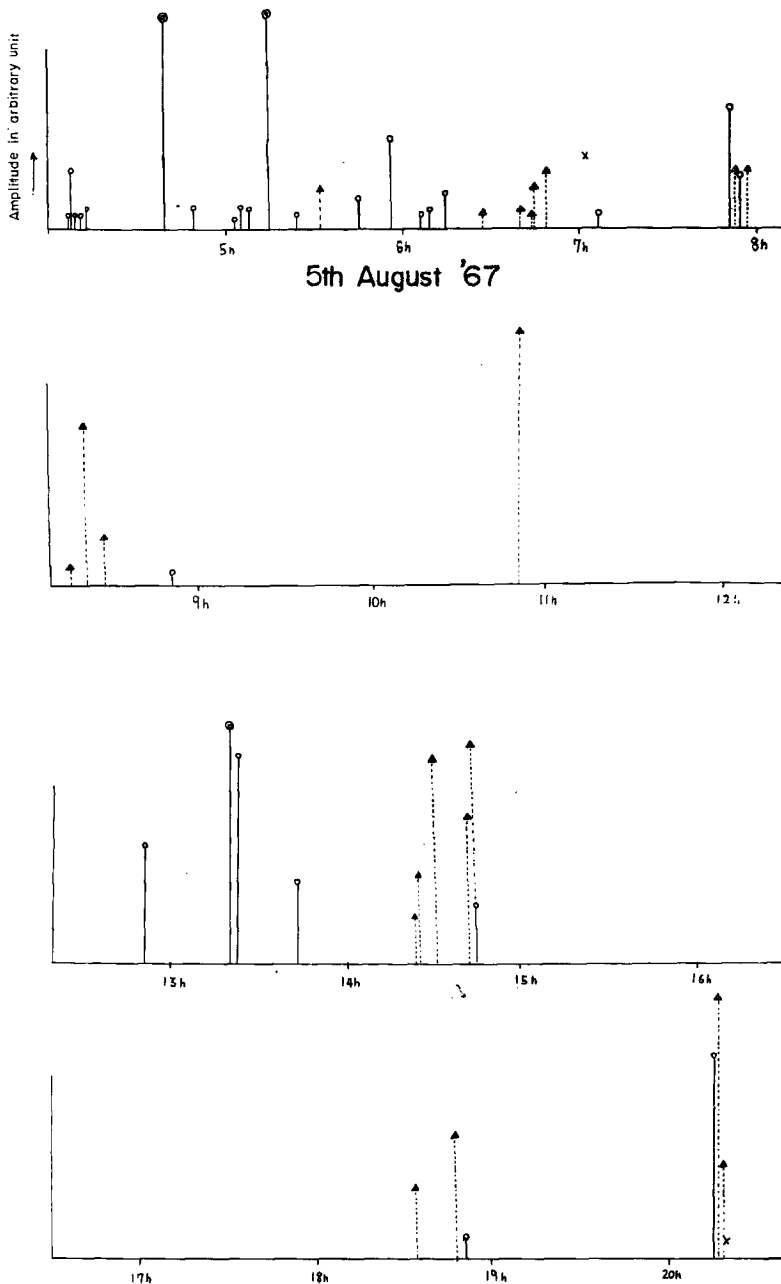


Fig. 7 Distributions of push and pull initial motion earthquakes observed at Hikinohira Station in Sakurajima.
 ○ : push initial motion, ⊙ : indicates scale out earthquake
 ▲ : pull initial motion.
 × : not clear initial motion.

たまり”の初動は push 又は pull のどちらか一方のものから成り立っている場合が多いことがわかる。このように一様に地震が発生しているのではなく、時間的に見ていくつかの“かたまり”からこの群発地震が構成されていると見られることは興味深い。

振巾の大小による初動の変化，例えば大きな地震の後では初動が pull のものが増加するとか減少すると云った傾向，は見られなかった。次に地震気象については，どれも wave form が同じと云う訳けではなかった。Photo. 1 にその1例を示した。

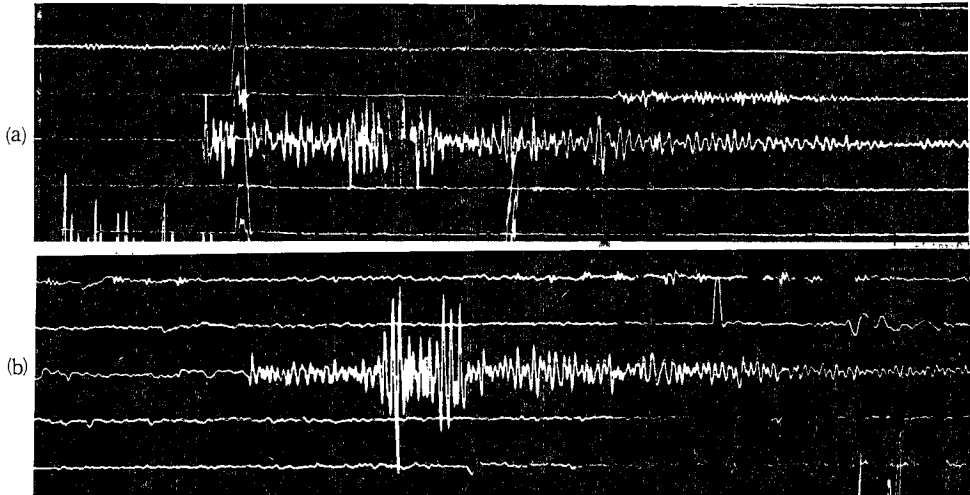


Photo. 1 Examples of seismograms observed at Hikinohira Station in Sakurajima.

- (a) An example of seismogram that shows maximum amplitude ratio of S wave to P wave is not large.
 (b) An example of seismogram that shows maximum amplitude ratio of S wave to P wave is large.

Photo. 1 の(a)はS波とP波の最大振巾の比が1に近いものの例で，(b)は1より大きいものの例である。このS波とP波の最大振巾の比と初動の push, pull との関係を調べるため，発生の間隔は無視し，発生順序だけに着目して，push を白丸，pull を黒として記入してみると Fig. 8 の如くなる。

Fig. 8 をよく見ると，初動が push から pull，又は pull から push へ変る付近で発生した地震の $(A_{max})_s / (A_{max})_p$ の値は，大きく変化している場合が多い。この地震群のうち大きなものは，音を伴っていた⁹⁾ことなどから，余り深い地震ではないと思われる。そこで今，発震機構を四象限型と仮定すると，上に述べた事柄は nodal line が観測点を横切って連続的に変化したと考えるとよく説明がつく。群発地震の nodal line の時間的変化に関連した研究は既に兵庫県浜坂の群発地震について行なわれており⁹⁾最近では松代群発地震の例¹⁰⁾がある。

4) 震源域の linear dimension と magnitude の関係

震源域の大きさを推定するために，引の平観測点に於ける S—P 時間の分布を求め Fig. 9 に示した。Fig. 9 からわかるように S—P time の頻度の peak は 5.4~5.6 sec にあり，分布の巾は 1 sec. である。この S—P time の分布の巾 1 sec. と既に述べた Omori's constant 6.0 から震源域の linear dimension として 6.0 km が得られる。

本震の magnitude と余震域の linear dimension D に関しては次の宇津の式¹¹⁾がある。

$$\log D = 0.5M - 1.8 \dots\dots\dots (3)$$

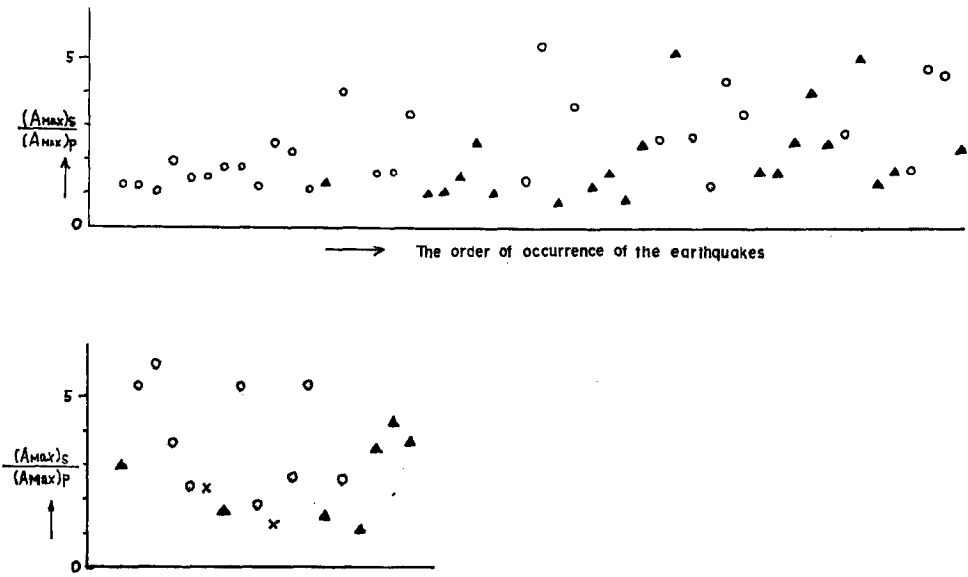


Fig. 8 Relation between maximum amplitude ratio of S wave to P wave and push-pull initial motion observed at Hikinohira Station in Sakurajima.

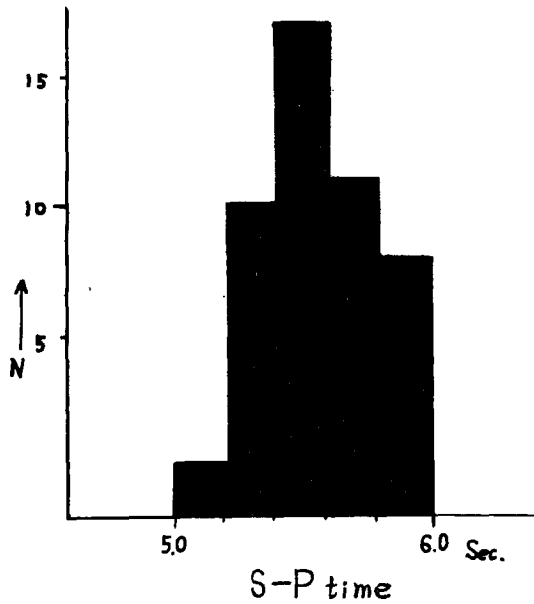


Fig. 9 Frequency distribution of S-P time interval observed at Hikinohira Station in Sakurajima.

この式をそのまま今回の地震群に適用するには後で述べるように若干の考察が必要であるが、ともかく上に得られた linear dimension (以下 linear dimension を $l. d$ とかく) 6.0 km から (3) 式によって magnitude を求めてみると $M=5.1$ となる。これはこの地震群中の最大の地震の magnitude が 3.9 であったことと比較して違いが大きすぎる。そこで既に述べたように、この地震群には他にも大きな地震があるので、地震群全体の seismic energy を求め、その total energy に相当する magnitude で比較してみることとする。これを total magnitude M' とすると、Gutenberg-Richter の式

$$\log E = 1.52M + 11.8$$

を仮定して

$$M' = \frac{1}{1.52} (\log \sum 10^{1.52M_i + 11.8}) - 7.76$$

を求めることになる。計算の結果は $M'=4.3$ となり $l. d$ から求めた magnitude の方がやはり大きい。これを $l. d$ に直して比べてみると、観測された $l. d$ 6.0 km に対して、最大の地震の magnitude 3.9 より得られる値が 1.4 km, total magnitude 4.3 より得られる値が 2.2 km, となつてかなりの差があることがわかる。magnitude の推定誤差は ± 0.3 程度と考へられるので、それを考慮しても total magnitude に対して 3.2 km となり、この違いを説明するのに十分ではない。この $l. d$ は一地点の S-P 時間の分布から求めた値であるため、震源の分布の形による影響もある程度は入っているものと考へられる。しかしこれだけの違いを震源域の形だけに帰着させようとする、やはり無理である。いま、震源域が楕円であるとして、その面積が (3) 式が成立する場合の円の面積と等しいとすると、magnitude の誤差を考慮した場合でも、主軸が 6 km と 1.7 km の楕円を考へなければならなくなる。このような傾向はむしろ magnitude の大きな場合に見られるようである^{12), 13)}。

そこで (3) 式について考へてみると、この式はもともと本震の magnitude が 5.5~8.5 の余震域に関して得られたものであることがわかる。従つて上に述べた地震群に対して良い一致が得られなかった理由としては、magnitude の適用範囲外にあったため、と余震群と群発地震の違いのため、を考へるのが適当であろう。まず magnitude の下限の 5.5 は、(3) 式を得る際に用いられた data からくる制限であり、当時の地震観測網の検知能力と云つたものに由来する性質のものであつて、本質的なものではないと思われる。最近 magnitude が 5.5 以下の数個の地震について (3) 式が成立することが示された例がある¹⁴⁾。従つて $l. d$ が大きすぎたのは群発地震固有の性質と考へるのが妥当であろう。これに関連した事柄では統発性の地震の余震域の面積は単発性のものよりも大きくなることが後藤の論文¹⁴⁾に述べられている。ただし、ここで述べられている統発性、単発性とは論文によれば、本震・余震と云つた一つの sequence が同一地域にくり返される程度によって分けられており、数年至10数年でくり返して本震・余震の sequence が起ればそれを統発性と云うようである。従つて普通に用いられている群発地震とはやや異なる。

(附) 余震域の Linear Dimension と M_0-M_1 の関係について

ここで一般の地震についても、群発度と云つたようなものを考へれば、群発度と共に $l. d$ (linear dimension) も増加するのではないかと考へ、群発度を示すひとつの目安として、本震と最大余震の magnitude の差 M_0-M_1 を考へて、これと $l. d$ の関係を調べてみた。尚、 M_0-M_1 は宇津によって余震の活動度を表わすとされている。¹⁵⁾

ここで云う群発度とは、地震の sequence が茂木の研究に示されるように、本震・余震型→前震・本震・余震型→群発地震型と云つたように連続的に遷移する^{16), 17)} ものとして、その度合いを示すためのひとつの index であるとする。

M_0-M_1 をひとつの目安に採つた理由は、群発地震では、特に大きな本震に相当するものがないこと、これに反して本震・余震型では本震がきつだつて大きい場合が多いこと、である。もちろん例外もかなり考へられるが、ここでは平均的な意味で考へる。他にも群発度を示す量として、地震群全体の energy と本震の energy との比とかが考へられるが、ここではひとつの目安として M_0-M_1 をとることとした。

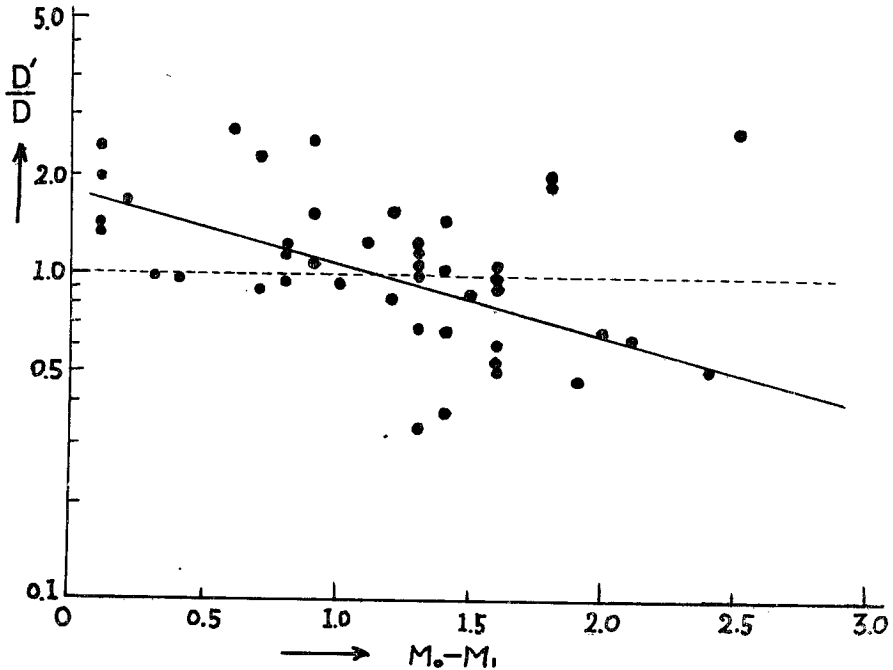


Fig. 10 Relation between D'/D and $M_0 - M_1$, where D' is observed linear dimension and D is calculated one.

そこで(3)式から求められた D と観測から求められた値 D' との比と $M_0 - M_1$ の関係をplotするとFig. 10の如くなる。用いたデータは(3)式が導かれた宇津の論文¹⁷⁾で $M_0 - M_1$, M_0 , 及び $l.d$ のわかる地震を用い、 D'/D を計算した。

余震域の $l.d$ が本震のmagnitudeだけによってきまるならば、Fig. 10の点は $D'/D=1$ を通り横軸に平行な点線の囲りに集る筈である。ところがFig. 10によれば、 $M_0 - M_1$ が小さくなるにつれて D'/D が1より大きい傾向、即ち観測から求められた値の方が(3)式から得られる値より大きくなる傾向、が見られる。大まかに云って $M_0 - M_1 \leq 1$ の場合は観測される $l.d$ は(3)式によって得られる値に近いか或いは大きく、 $M_0 - M_1 \geq 2$ の場合は(3)式から得られる値より観測から得られた値の方が小さい場合が多い。

もっとも $M_0 - M_1$ が小さくなる場合は大きな余震が発生したことになり地震群全体のenergyが増加したことになる。従って余震域が拡大するとも考へられるが、Fig. 10はこれだけでは説明がつかない。たとえば、 $M_0 - M_1 = 0$ の場合を考へてみる。簡単のため最大余震以外の余震を無視すると地震群全体のenergyは本震だけのときの2倍となる。energyと $l.d$ の関係は、(3)式と前述のGutenberg-Richterの式より

$$\log E = 3.1 \log D + 17.27$$

となり、energyが2倍になったとき D は $2^{1/3.1} = 1.25$ 倍となる。ところがFig. 10によれば、 $M_0 - M_1 = 0$ のところには点はないが、傾向として、 $D'/D > 1.25$ であると云へる。

ともかく以上に述べてきたことから余震域の $l.d$ は、 $M_0 - M_1$ が小さくなるにつれて増加する傾向があるようである。

従って $M_0 - M_1$ が群発度を示すひとつの目安となり得るのであれば、今回の $M_0 - M_1$ の小さかった阿多カルデラの群発地震に於いて、観測から求められた $l.d$ が大きかったことは、群発度と $l.d$ との関連に

於いて説明がつく。しかし結論を出すためには今後数多くの資料について検討を加へる必要がある。

尚、Fig. 10 より試みに D'/D と M_0-M_1 の関係を求めてみると

$$\log(D'/D) = (-0.22 \pm 0.03)(M_0 - M_1) + (0.26 \pm 0.04) \dots\dots\dots (4)$$

となりこれと(3)式より余震域の D に関して

$$\log D = 0.28M_0 + 0.22M_1 - 1.54 \dots\dots\dots (5)$$

が得られる。この式は、群発度の大きい地震群或いはその逆に群発度の小さい地震群に対して(3)式よりもやや有効であると思われる。(5)に於いて、 M_0 と M_1 の係数が同程度であることは、注目すべきであろう。

最後に記録の copy を許可された鹿児島地方気象台に深く感謝いたします。又この研究に際し有益な助言、御討議を頂いた桜島火山観測所吉川圭三助教授に厚くお礼申し上げます。

参 考 文 献

- 1) Matumoto, T., The Four Gigantic Caldera Volcanoes of Kyushu., Jap. Jour. Geol. Geogr., Vol. 19, 1943, 1-57
- 2) Utsu, T., A Statistical Study on the Occurrence of Aftershocks., Geophys. Mag., 30, 1961, 521-605
- 3) 坪井忠二, 地震動の最大振幅から地震の規模を定めることについて, 地震, 第2輯, 第7巻, 第3号, 昭和29年, 185
- 4) Gutenberg, B and Richter C. F., Earthquake Magnitude, Intensity, Energy and Acceleration (2nd Paper), B. S. S. A., 46, 1956, 5
- 5) Mogi, K., Some Discussions on Aftershocks, Foreshocks and Earthquake Swarms—the Fracture of a Semi-infinite Body Caused by an Inner Stress Origin and Its Relation to the Earthquake Phenomena (Third Paper), B. E. R. I., Vol, 41, 1963, 615
- 6) 鹿児島地方気象台, 指宿沖の群発地震速報(第1号), 昭和42年8月
- 7) 横山泉, カルデラの構造と成因, 火山, 第2集, 第10巻, 10周年特集号, 昭和40年12月, 119
- 8) loc. cit., 6)
- 9) Kishimoto, Y. and M. Hashizume, On the Mechanism of Earthquake Swarm at Hamanaka, Bull. Disas. Prev. Inst., Kyoto Univ., Vol.16, Part 1, 1966, 41
- 10) 市川政治, 松代地震のメカニズム, 地震, 第2輯, 第20巻, 第2号, 昭和42年, 116
- 11) loc. cit., 2)
- 12) 山川宜男, 余震に関する二, 三の調査(第1報)余震エネルギーの地域的集中性と本震に伴う地形変動, 地震, 第2輯, 第18巻, 第1号, 昭和40年, 25
- 13) 茂木清夫, 大地震とその余震について, 地震学会秋季大会, 昭和42年11月
- 14) 後藤賢一, 余震分布と Magnitude との関係について, 地震, 第2輯, 第15巻, 第2号, 昭和37年, 116
- 15) Utsu, T., Proc. U. S. Jap. Confe. Res. Earthq. Predic. Prob., Mar. 1964, 59
- 16) Mogi, K., The Fracture of Semi-infinite Body Caused by an Inner Stress Origin and Its Relation to the Earthquake Phenomena (Second Paper), B. E. R. I., Vol. 41, 1963, 595
- 17) loc. cit., 5)
- 18) loc. cit., 2)

[補] この論文の校正中に、(附)で述べた群発度と M_0-M_1 の関係、及び Eq. (4) に関しては、同様な事柄が詳しく議論されている下記の論文が発行されたことを付記しておく。

Mogi, K., Regional Variation of Aftershock Activity, B. E. R. I., Vol. 45, 1967, 711