

雲仙火山付近の地震活動*

気象庁 地震課**

551. 21

1. まえがき

雲仙火山の活動は1792年(寛政4年)の普賢岳の溶岩流出を伴う噴火活動以後、1836年を最後に噴火現象は起こっていない。1922年(大正11年)島原半島中部および南部にわたって被害を伴った地震(マグニチュード=6.5)の発生を除いては雲仙・小浜地域における温泉活動があるだけで、とくに顕著な火山性の異常現象はない。しかし、島原半島およびその周辺における地震活動はかなり活発であり、1924年から温泉岳測候所(現在雲仙岳測候所)において観測されている、この付近に震源を持つ地震の有感地震回数は1970年までの間に604回に達している。この地域の特徴として地震の起こり方は集中的であって本邦の群発地震発生地域としても注目されている。とくに1968年8月以降、全般的に地震が増加し、1970年に入ってさらに急増している傾向にあった。

雲仙岳は火山監視の目的で第一次火山観測施設整備により、1966年4月から62A型直視式電磁地震計が新しく設置され、高感度の地震計による震動観測が実施されている。しかし、観測点が1点のため精度のよい震源分布状態がつかめず、どのような地域にどのような起こり方をしているかについては判然としなかった。

本庁火山機動観測班はこれらの点を明らかにするため、1970年5月27日から6月19日までの24日間、この地域に臨時観測点4点を設け、さらに既設の観測点を合わせて精密震動観測を行なった。たまたまこの期間中に前後4回にわたって地震が群発し、予期以上の観測資料を得ることができ、この結果、この期間中の地震活動に関してはその全容をほぼは握ることができた。観測資料については気象庁刊の「火山報告」第10巻、第2号に掲載してある。

2. 地形・地質の概要

島原半島の地形を大別すれば、雲仙火山群を構成して

いる部分と、その南西部の丘陵性山地とに分けられる。雲仙火山群の基盤は新第三紀以降の地層よりなり、その最下底部は浅海性粘土層があるが、その後の活動により、じよじよに現在の地形が生成されたもので、第四紀以降における地殻変動量としては200mの隆起とされている。その後、複雑石安山岩の集塊岩および溶岩の噴出があった。雲仙火山群は網笠火山地域、九千部火山地域と、最も新しい普賢火山地域とに大別されて半島の東・北・南東側にそれらの噴出物が分布し、なだらかな扇状地形を形成している。

第1図に示すごとく、地形上特に顕著なのは千々石湾(橋湾)北辺から東方へ延び普賢岳北側付近まで達している千々石断層であり、これは更に東方に延び島原城付近を通過しているといわれている。しかも、この断層は半島北部の扇状地形生成後、国見岳、普賢岳生成前にできたものと考えられている。この断層の南側は北側に比較して数100mの陥没となっている。さらに、小浜の南西、金浜より東に入り高岩山西側から雲仙温泉郷にいたる金浜断層が顕著で、南東側の扇状地形と北西側の放射状谷の地形とを明瞭にわけており、北西側の落ち込みを示している。また、千々石湾にのぞむ海岸すなわち、千々石から小浜を経て高浜に至る海岸線は、東部や北部の海岸線と異なり弧状の断層らしき地形が見られ外、海岸線に直角方向の断層の存在もある。南島原地域とその北部との間の地域については、島原半島生成の過程、すなわち、南側が先に隆起し、その後北側が隆起したということを考慮すれば、この境界部分に構造上の弱線が存在するという見方もある。今回の地震活動地域は上記の地質構造における断層で囲まれた内側で発生していることは興味深いことである。普賢岳(雲仙岳)は雲仙火山地域の最高峰(1360m)であり、黒雲母角閃石安山岩からなり、急峻な傾斜面を持つ溶岩丘である。有史来、数度の爆発記録を有する、この地域で最も新しいもので、とくに、1657年(明暦3年)、1792年(寛政4年)の活動は顕著で各々東方山腹にかけて溶岩流出があった。また、1792年の火山活動に伴って地震が群発し、半島東側の眉山(黒雲母角閃石石英安山岩)の大崩壊のため有明

* Seismological Section, J.M.A.: Seismic Activity near Unzen Volcanoes. (Received March 31, 1971)

** 大野 譲 編集

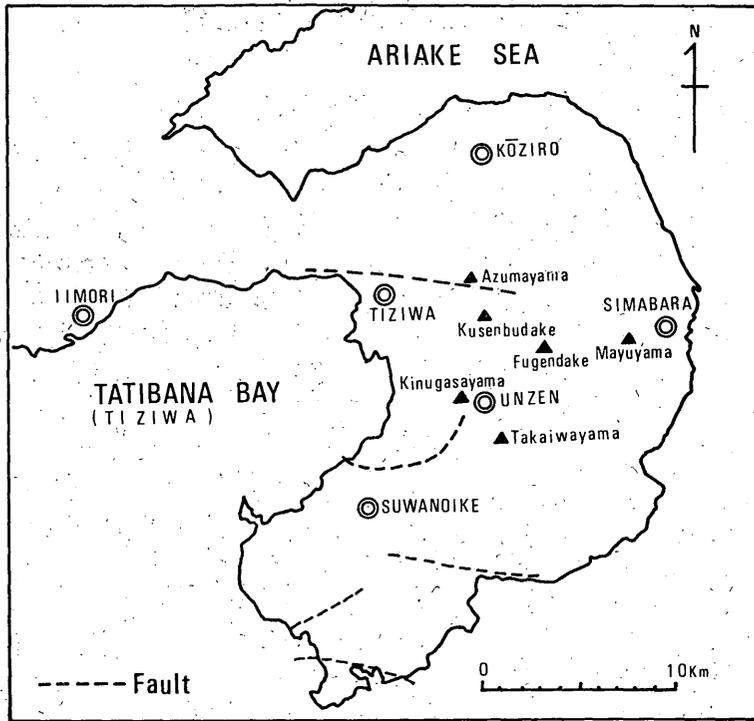


Fig. 1. Distribution of the seismological observation points (double circle) and location of volcanoes (triangle).

湾に大津波を起こし沿岸に大災害をもたらした。眉山は現在も豪雨・地震動等により局部的な崩壊を続けており土石流による山ろく扇状地を形成している。

3. 地震計および観測点

雲仙岳測候所（旧名称 温泉岳測候所）において地震計による地震観測が開始されたのは1923年1月1日である。1930～1964年までの間は主としてウィーヘルト式上下動地震計により、1967年4月からは高感度の62A型直視式電磁地震計が設置され現在に至っている。

島原半島およびその周辺地域における地震活動の過去の状況については、概略を把握することは可能であるが、観測点が少ないごと地震計の感度が低い点で、微小地震まで含めた、地震活動の全ぼうは現在まで詳しくは知られていなかった。今回の地震観測の目的は、雲仙火山付近および千々石湾一帯にかけて分布していると考えられる地震群を捕捉し、それらの震源を精度よく決定できるよう、観測点の配置を考えた。雲仙岳測候所（以

下雲仙）・長崎海洋気象台（以下長崎）・島原温泉火山研究所（九州大学所属）等の既設の観測点を有効に利用することにして、第1図に示すよう飯盛・神代・訪訪の池・千々石に臨時観測点を設置し、とくに交通機関による雑微動の障害を極力避けることに努めた。

第1表に各観測点の位置、地盤状況、地震計の種類・常数、観測期間を示した。島原を除いて変換器の振り子の周期はいずれも1secで、雲仙および臨時観測点に設置した地震計の特性は第2図に示すように、地動の周期0.1～1.0secの間でほぼ均一な変位倍率を持っている。長崎を除いて記録方式は全て、すす書き記録で、記象紙上の1分間の長さは60mmである。観測用時計は各地点ともに水晶時計を使用し、1日1回以上JJY時報で耳目法により時計の時刻規正を0.1secまで行なった。

観測期間の前半は晴天に恵まれ観測状態も良好であったが、後半は雨季の状態にあって、とくに、1月1～3日、13～15日、の間は脈動が大きく地震記録の観測にやや困難を生じた。

Table 1. Location of observation points and nature of seismograph.

観測点	位置			地盤状況	地震計				観測期間
	λ	ϕ	高さ		種類	成分	T_0, T_1	倍率	
飯盛	130°2.4'	30°46.4'	110 m	変朽複輝石安山岩	62B型直視式電磁地震計	H×2 V×1	$T_0=1.0\text{sec}$ $T_1=15\text{Hz}$ $h=0.5$	6000(H) 10000(V)	1970 27 May—19 June
神代	15.8'	50.9'	95	九千部火山扇状地層	同上	同上		6000	28 May—18 June
諏訪の池	11.9'	41.0'	230	表輝石安山岩	同上	同上		6000	29 May—19 June
千々石	12.6'	47.1'	60	九千部火山噴出物	62P型直視式電磁地震計	V×1		5200	12 June—18 June
雲仙	15.9'	43.9'	769	絹笠火山岩	62A型直視式電磁地震計	H×2 V×1		2000(H) 10000(V)	常時観測
長崎	52.4'	44.0'	133	岩盤角礫	磁気テープ式記録地震計	同上	$T_0=1.0\text{sec}$	1000	同上
島原	21.5'	46.2'	50	眉崩壊堆積層	直視式電磁地震計	同上	$T_0=1.0\text{sec}$ $T_1=15\text{Hz}$	約300	同上

(注) H: 水平動, V: 上下動, T_0 : 変換器の固有周期, T_1 : 検流計の周期, h : 減衰定数

Table 2. Daily numbers of earthquakes at each observation point.

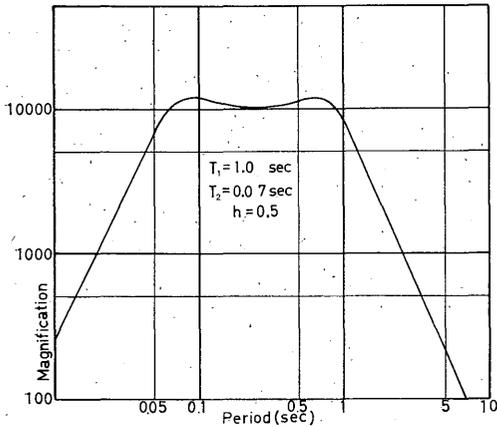


Fig. 2. Characteristic curve of seismograph.

4. 地震の発現状況

5月30日～6月19日の21日間において観測捕捉された地震の総回数は664回であり、各観測点における地震回数を第2表に示す。

各点における地震の捕捉率は雲仙54%、諏訪の池63%、神代37%、飯盛37%となっており、地震発生域は、雲仙、諏訪の池に近いことを示している。地震の起こり方は極めて不規則な群発型で、第3図からもわかるように平常のレベルは1日当たり約10回程度であるのに対し、5月30～31日、6月2～4日、6月13日、6月16日に集

観測点 月日	飯盛	神代	諏訪の池	雲仙	千々石
5 30	13(1)	6	9	8(1)	7(1)
31	31(2)	18(1)	10	20(2)	15(2)
6 1	4	3	2	2	3
2	29(1)	10	10	14(1)	28(1)
3	139(4)	64(3)	56(3)	107(4)	91(4)
4	85(1)	9	19	72(1)	54(1)
5	14	3	4	10	5
6	25	7	6	9	18
7	21	10	8	9	6
8	11	3	8	2	5
9	14	5	4	5	10
10	11	2	6	6	5
11	10	3	3	7	5
12	9(1)	5	2(1)	4	2
13	38(1)	21	21	32	25(1)
14	25	7	15	12	6
15	5	1	2	2	4
16	118(2)	83	43	75(1)	36(2)
17	32	9	10	12	17
18	15	8	5	6	8
19	15	1	1	3	11
合計	664(13)	278(4)	244(4)	417(10)	361(12)

() は有感地震回数

中的に発生している。今後、これらを第1~4期の四つの活動期として取扱う。活動の最も活発であったのは第2期および第4期で、6月3日には最高震度3を含む有感地震4回が起きている。この期間中で最大規模の地震は6月3日20時11分頃のもので、マグニチュードは3.8であった。観測期間の後半において、とくに、臨時観測点を設置したが、この地点での地震の状況は雲仙とほぼ同様の傾向を示した。

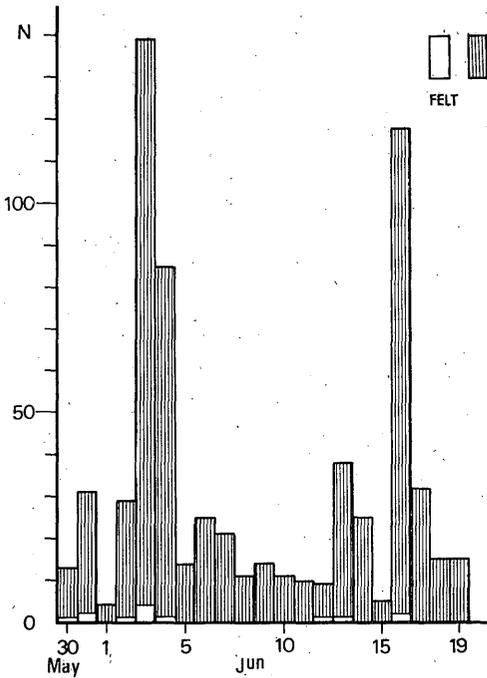


Fig. 3. Daily frequency of earthquakes.

(1) 振幅別地震発現状況

地震の起こり方を知るために、振幅別の発生度数分布を各観測点について作ると第4図のようになる。これから、次式の石本・飯田の関係式

$$N(A)dA = kA^{-m}dA$$

(A : 振幅, N : 振幅 A の回数, $k \cdot m$: 常数) が成立つとして、常数 m の値を求めてみると第3表のごとくなる。 m の値は各点とも、ほぼ1.8が得られたが、これは従来、全国各地域の自然地震の観測結果から得られている標準的なものである。また、火山地域に発生するやや震源の深いA型地震の場合にもこのような値を得ることがしばしばある。火山活動に伴って比較的浅い所で発生するB型地震の場合は $m > 3$ となり、今回はこのような大きな値は得ることはなかった。各観測点によって m の値に多少の差異があるのは、観測点と震源分布との相対位置関係により、捕捉されている地震の数に差異があるためである。しかし、各点の m の値は誤差の範囲内ではほぼ同一と考えてもよいであろう。このことは、各点とも同一地域内に発生している、地震を捕捉しているといえる。

(2) 規模別地震発現状況

地震の発生状況を調べるにあたって、地震の規模別の発現回数(累積)を図にすれば第5図のようになる。地震の規模の決定は現在気象庁で使用している次式(坪井の公式)によった。

$$M = 1.73 \log A + \log A - 0.83$$

(M : マグニチュード, A : 震央距離(km), A : 振幅(μ))
規模別の分布に関して、一般地震については、次の型の分布関数がよくあてはまることが広く知られている。

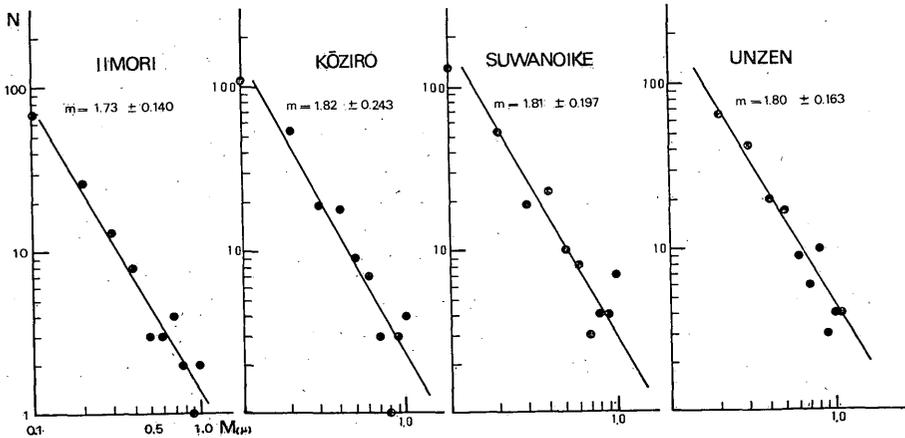


Fig. 4. Frequency distribution of maximum amplitude.

Table 3. Ishimoto-Iida's coefficient m and b -value.

観測点	N	m	b
飯盛	130	1.73 ± 0.14	$N=300$ 0.87 ± 0.06
諏訪の池	258	1.81 ± 0.19	
神代	229	1.82 ± 0.24	
雲仙	180	1.80 ± 0.16	

(注) N : 資料数

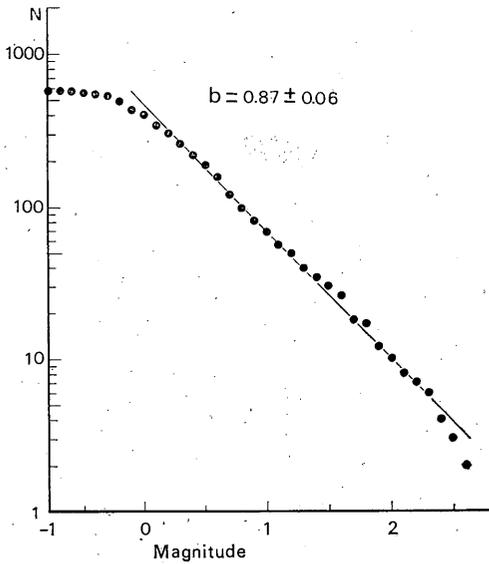


Fig. 5. Acumulation frequency diagrams of magnitude.

$$\log N(M) = a - bM$$

$N(M)$: 規模 M の回数, $a \cdot b$: 常数

第5図でわかるように M が 0.1 以下の地震については直線からはずれており, これは, 今回の観測網では完全に捕捉し得なかったという理由によるものと考えられる. M が 0.2 以上のものについては, ほぼ直線にのり, 宇津 (1965) の決定法である次式よりの値を求めた.

$$b = \frac{0.4343m}{\sum_{i=1}^m M_i - m M_m}$$

m : 地震の個数 (300), M_i : i 番目の地震の規模,

M_m : 一番小さい地震の規模 (0.2)

この結果, 次の値を得た.

$$b = 0.87 \pm 0.06$$

b の値については過去に多くの研究者によって求めら

れており, 日本付近の地震については, $b=0.8 \sim 1.2$ になり, 群発地震の代表的な松代地震では $b=0.8 \sim 0.95$ 「えびの」地震では $b=0.81$ が得られている. 一般に石本・飯田の係数 m と上記の b との間には $b=m-1$ が成立するものであるが, 今回の場合もよい一致をみせている. 一般に b の値は地域によって異なる値をとるものとされているが, マグニチュードの決定法, b の値の精度という点でも問題があり, 値そのものの比較に関しては今後さらに検討されなければならない.

(3) $P \sim S$ 分布について

各観測点ごとの $P \sim S$ 時間別の度数分布を第6図に示す. 雲仙・千々石・諏訪の池はほぼ同じ傾向にあって, 1.4~1.6 sec 付近に集中している. また, 飯盛・神代が同じ傾向で 1.9~3.0 sec の間に割り合いなだらかなピークを示している. これらは, 観測点の配置から考えて, 雲仙から千々石湾にかけて発現している一連の地震群によるものである. しかし, 各観測点に共通して 4.0 sec 付近に小さな極大が現われているが, これは恐らく有明海北部 (金峰山沖) の地震に該当するものである.

震源の簡易決定を行なう場合によく使われる, 震源距

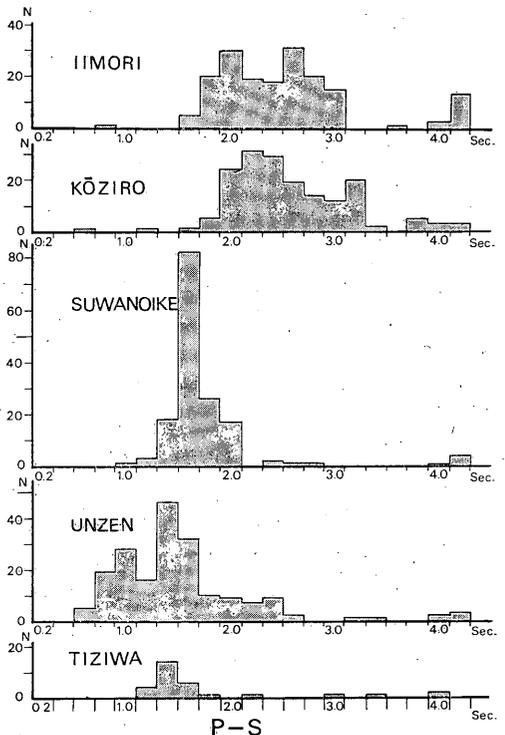


Fig. 6. Frequency distribution of $P \sim S$ intervals.

離 $=k$ (大森常数) $\times(P\sim S)$ において、あとで述べる震源決定法によって求めた震源を正しいものとして、 k と $P\sim S$ の関係を調べてみたが、 $P\sim S$ が1.5~2.5 sec間では、7ぐらいで、 $P\sim S$ が0.5~1.5 secの間では5~7程度となっている。また、 k の値と震源の深さとの関係については第7図に示すとおりであり、次の関係式が成立っている。この

$$k=0.16D+5.6$$

(k :大森常数, D :深さ(km))

関係は従来、火山地域で得られているをもに比較して一般に k の値は大きい傾向を示している。

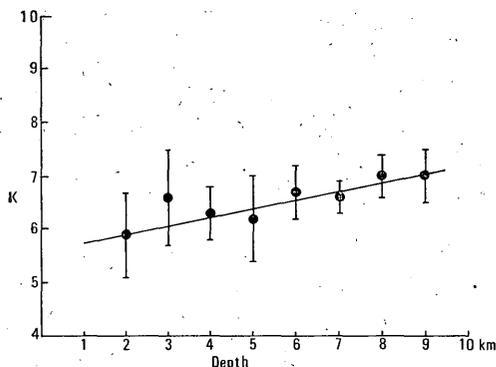


Fig. 7. Relation between Omori's coefficient and focal depth.

5. 震源について

(1) 震源決定とその精度

今回の観測の目的の一つとして震源位置をできるだけ正確に決定するために、この地域における地下構造を解析し、これを基準にして地震波速度を算出したうえで作業を行なった。

まず、過去に島原半島付近に発現した震源の極めて浅い地震(第4表)4個の走時曲線を作成し、これらを重ね合わせたものが第8図である。この図から3層構造を推定するために、観測値をできるだけ満足させるよう新たに3本の走時を当てはめた。これらの走時(直線)は各々、第1層 3.6 km/sec, 第2層 5.8 km/sec, 第3層 6.3 km/sec の速度に当るもので、この直線の折れ曲がり点の震央距離は 17 km, 65 km, となった。この結果から、次式により

$$d_1 = \frac{1}{2} A_1 \sqrt{\frac{v_2 - v_1}{v_2 + v_1}}$$

$$d_2 = \frac{1}{2} \sqrt{\frac{v_3 - v_2}{v_3 + v_2}} - d_1 \frac{v_2 \sqrt{v_3^2 - v_1^2} - v_3 \sqrt{v_2^2 - v_1^2}}{v_1 \sqrt{v_3^2 - v_2^2}}$$

$d_1 \cdot d_2$: 第1, 第2層の厚さ(km)

$v_1 \cdot v_2 \cdot v_3$: 第1, 第2, 第3層のP波の速度(km/sec)

$A_1 \cdot A_2$: 走時の折れ曲がり点の震央距離(km)

第1, 第2層の厚さを算定した。また、各層のS波の速度は、ポアソン比を0.25として決定した。このようにして3層構造および各層の地震波速度について第5表のようなものを推定した。

このような地下構造を元にして深さと距離に関するP波ノモグラム(第9図)およびP~Sノモグラム(第10

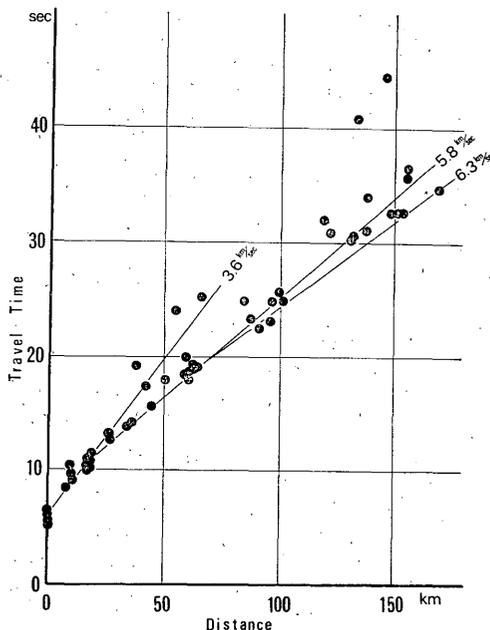


Fig. 8. Time-distance curve.

Table 4. Distribution of earthquakes in and near Shimabara Peninsula.

年月日	発源時	位置		深さ	M
		ϕ	λ		
1968 Aug. 23	h m s s 12 22 58.0 \pm 0.2	$32^{\circ} 48' \pm 1$	$130^{\circ} 14' \pm 1$	0	4.1
1968 Aug. 23	13 13 56.3 \pm 1.1	$32^{\circ} 29' \pm 3$	$130^{\circ} 14' \pm 3$	0	3.5
1969 Feb. 27	4 47 38.7 \pm 0.2	$32^{\circ} 49' \pm 0$	$130^{\circ} 16' \pm 1$	0	3.5
1970 Jan. 22	18 6 9.0 \pm 0.5	$32^{\circ} 48' \pm 2$	$130^{\circ} 10' \pm 1$	0	3.8

M: マグニチュード

Table 5. Under ground structure and seismic wave velocity in each layer.

構造	層の厚さ	P波の速度	S波の速度
第1層	4.1 km	3.6 km/sec	2.1 km/sec
第2層	6.0	5.8	3.4
第3層	10.2 km 以深	6.3	3.6

図)を作成し、これを使用して作図法で観測値を最も満足させるよう震源を trial and error で決定した。震央に関しては $\pm 0.5'$ 、深さは $\pm 0.5\text{km}$ の精度を得ることができた。このようにして決定できた最小規模の地震は $M=0.2$ であり、これより小さな規模のものは精度が極めて悪くなった。上記の精度で決定した地震は観測された全地震の約6分の1程度のものである。

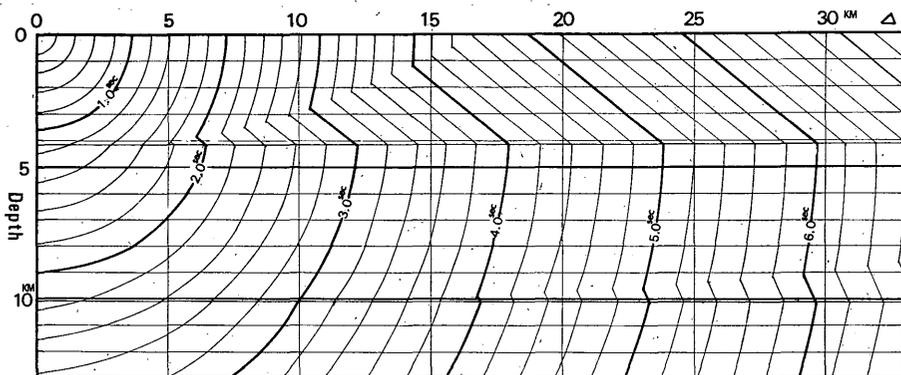


Fig. 9. Nomogram of P wave.

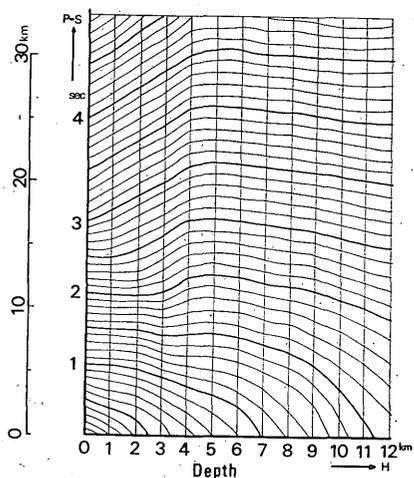


Fig. 10. Nomogram for P-S intervals

(2) 震源分布

震源分布の水平、垂直分布を、第11図、第12図に示す。これによれば、震源は雲山火山群の西側から千々石湾の中央部にかけて、東西約13km、南北約6 km、面積82 km² の範囲内に集中的に起こっている。北側は千々石断層の南2 km付近、東側は雲山温泉地域を境界としてそれより以東にはおよんでいない。特に顕著なのは、南側の

金沢断層付近において確然と発現地域が区切られていることである。また雲山から小浜付近にかけての地域は網笠火山噴出物に覆われ、放射状の谷や東西方向に走る小断層の発達の見られる複雑な地形の地域であるが、このような地域に地震もまた多発しており、地表の地形地質がかなり深い部分まで影響をおよぼしているようにも考えられる。さらに垂直分布については、東側から西側に向って $\phi=16^\circ$ の傾斜で深くなり、また北側から南側に向っては $\phi=50^\circ$ の傾斜ではいり込んでいる状態となっている。最深のものは12kmで、これより深い地震は観測資料からは決定されなかった、大体深さ5 kmより深いものが多発しており、決定された震源のうちの86%を占めている。(第13図)

この期間中に観測された地震の震源が上記のように、かなり明確に区切られた地域で発生していることや、雲山火山群の地域よりもかなり西に寄っており、地形地質構造に関係を持つような起こり方をしていることは興味がある。

先に述べたように、今回の観測期間中4回の活動期があるとしたが、これらの各活動期に発生した一群の地震の震源分布を調べると、第14図のようになった。各活動期の震源はほぼ定まった地域にあって、また、これらの長軸の方向が千々石湾の湾奥を向いていることは極めて

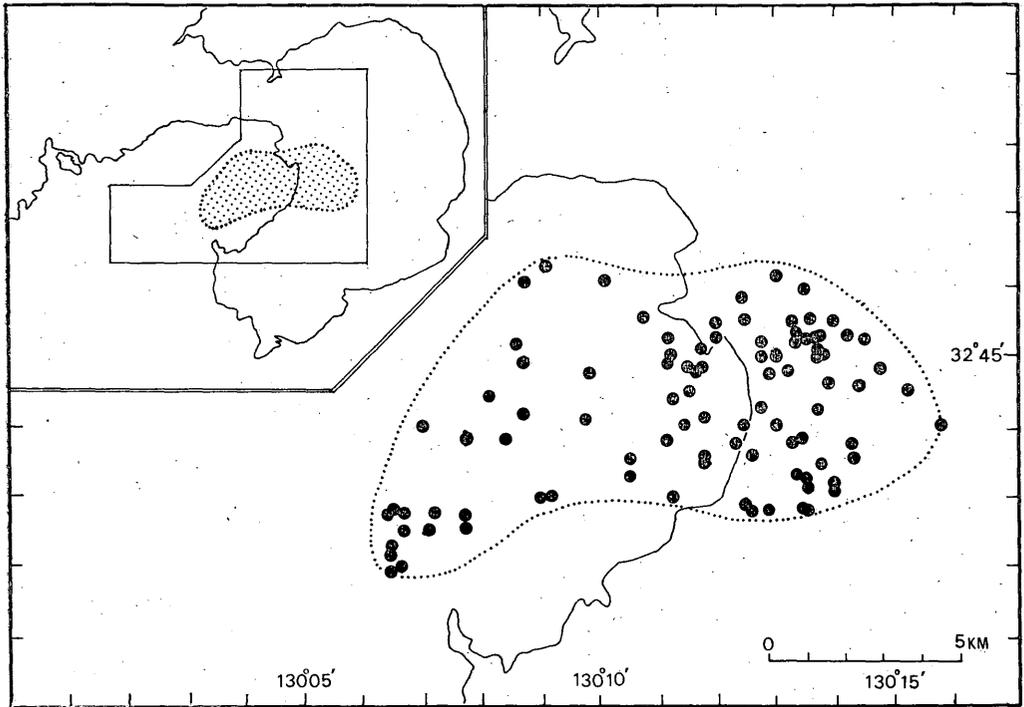


Fig. 11. Horizontal distribution of epicenters.

特徴的である。さらに、活動域は第1期から第3期にかけ各期ごとに、じよじよに東方に移動し、第4期に至って急に西の方千々石湾中央部に移っている。

一般に群発地震に際しての震源域の移動は、松代地震においても明らかにされており、不安定状態下にある地殻中の破壊の進行という見方も可能である。しかし、これらの原因となるべき不均衡な応力分布はさらに大きな地殻の動きに左右されているもので、これについては地震の発震機構および測地の面からも説明が必要である。今回の地震についてもこのような面での考察をあとに述べてみる。

各活動期における最大規模の地震の発現位置は各群発地域の中心部よりもむしろ周辺部にある。これは、一般の地震の際の本震および余震域との関係とよく類似している。すなわち、各活動期には各々 trigger event となるような地震が存在し、これらの地震の規模は $M=2\sim 3$ の間にあって、ほぼ同じ値をとっている。宇津・関(1955)による本震規模と余震面積の関係式 ($\log A=1.02M-4.0$) によって今回の地震の発生全域 (82.4km^2) から期待される地震の規模は $M=5.8$ となり、また各活動期別の地域から期待される地震規模は $M=4.9\sim 5.5$ となった。これらはいずれも実際の地震より遙かに大き

なものである。

6. 初動のかたより

地下構造の複雑な影響によって観測点で観測された地震波の初動方向が、必ずしも震源方向に一致することはないということは古くから知られている。今回の地震についても、この点について調べた結果では、震源位置の誤差および記録読取りの誤差を考慮しても、かなりのかたよがりがあることがわかった。震央およびそれらに対応した各観測点における初動方向の相対関係を第15図に示した。この図でわかることは、いずれの観測点においても平均的には震央に対して時計廻りの方(右寄り)にかたよっていることである。さらに、震央方向に対して左右 10° きざみに発現度数を調べると、第6表ようになる。ここで雲仙を除いては明らかに右にかたよりの傾向を示して、しかも $10\sim 90^\circ$ まで広く分布している。雲仙のみは左右にかたよりが現われている。このような大きな初動のかたよりは、通常の地下構造においては発現の可能性は薄く、複雑な構造のため地震波の急激な屈折にもとづくものとしか考えられない。一般に近い範囲に起こっている地震には短周期の震動が卓越しているの、構造に原因があるとすれば地震発生地域および観測点付

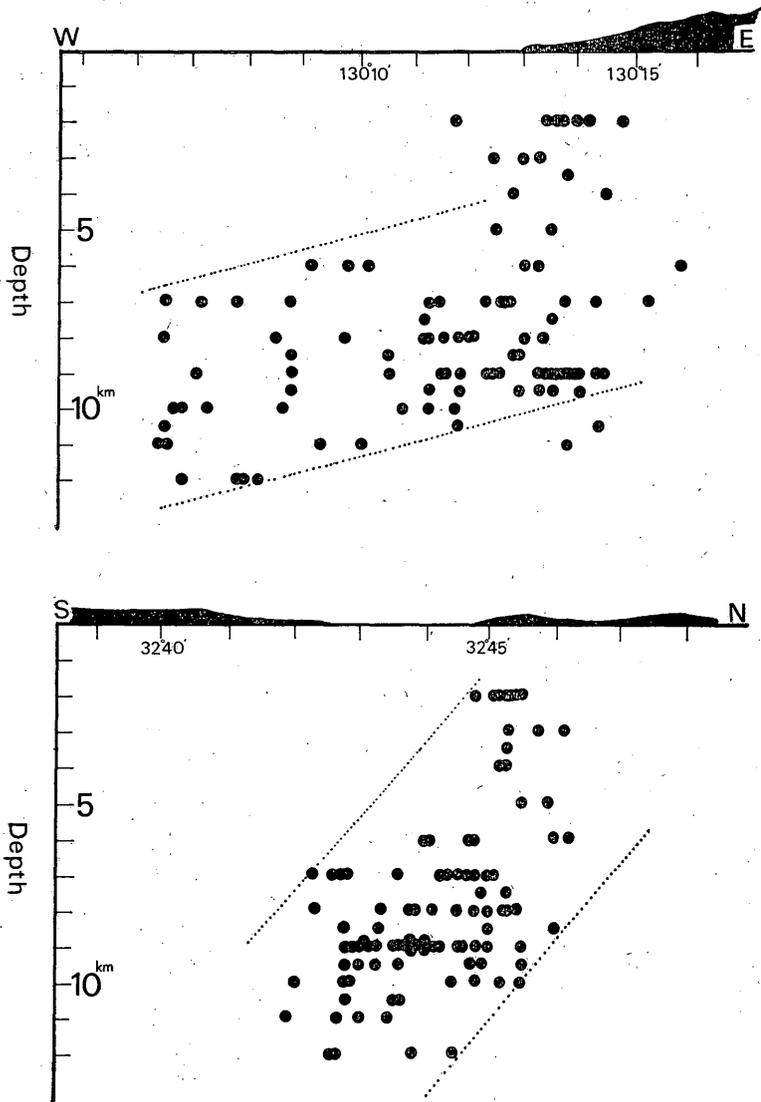


Fig. 12. Vertical distribution of hypocenters.

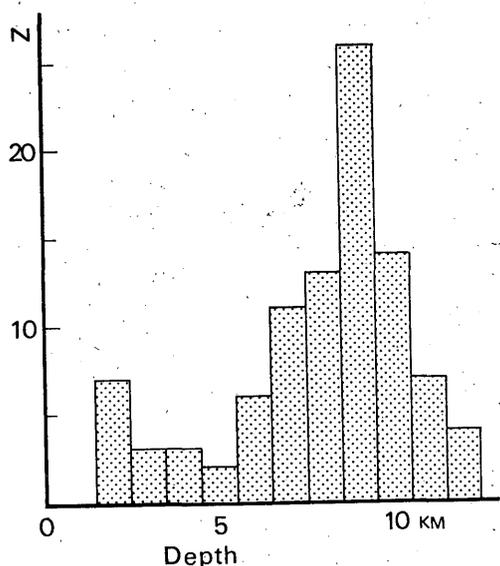


Fig. 13. Histogram of focal depth.

近の小規模な構造によってもその地震波の経路に与える影響は大きいことが予想される。また、火山地域のように、特に破砕度が大きく、構造の複雑な所でのかたよりは予想以上の場合がある。神代、飯盛、諏訪の池の各観測点は、推定される断層の外側にあって、震源から射出された波がいずれも一つ以上の断層を通過することになり地震波がかなりの影響を受けるのではないかと推定される。しかし、いずれの観測点にしても、かたよりが 20° を越えるような結果に対して、地下構造をどのように仮定すればよいかは、いまのところ困難である。

7. 発震機構

この地域に発生した地震について各観測点における初動の押し引きの分布を調べ、発震機構を推定してみると、多少観測点の不足はあるが、ほぼ象限型の発震機構が適用できた。

各地震について2本の節線を描き主圧力の水平成分の方向を求め、これを各々の震央ごとに図示したものが第16図である。これによれば、地域的な異常よりもむしろ時間的な差異が認められる。しかし、今回の活動期を通して概観すれば、震源域においては、ほぼ東西方向に主圧縮軸があるとみなされる。さらに詳しく調べると、6月3日20時11分頃の地震（観測期間中の最大規模の地震、 $M=3.8$ ）を境としては主圧力の方向が若干変わっている。すなわち、この地震前はほぼ東西および東北東

—西南西方向にあったが、地震後は2~3の地震を除いては東南東—西北西方向に、時計廻りに反転している結果を得た。

このように、ほぼ主圧力の方向が一定した発震機構をもつことは、この地域に定常的な潜在応力があるという考えもできる。島原半島および天草地方は日本における中央構造線の西端部に位置しており、また、構造線に近い部分にあるために地殻変動の影響を受けやすいであろう。近年におけるこの地方の一等三角点の辺長測量の結果では、第17図に示すように、東西方向に関しては縮まる傾向に、また南北方向には伸びる傾向を持った長期の変動がうかがえる。

このことは、地震の発震機構から求められた、主圧力および主張力の方向とよく一致している。このように地殻の伸縮と発震機構がよく一致した例は、最近では松代地震（1965~67年）においても明らかである。

8. 過去の地震活動と放出エネルギー

1922年12月8日にこの地方を襲った被害地震を契機として温泉岳測候所が設置され地震観測が開始された。1924年から1970年までの間、当該測候所で観測された、島原半島およびその周辺部に震源を持つと考えられる有感地震の震度別の発生状況を第7表に示した。また、それらの年別の発生状況を第18図に示した。これにより、雲仙、島原周辺地域の地震活動状況の概要は知ることができる。すなわち、1930年頃に第1の活動期があり、その後は徐々に活動が衰微してゆき、1951年に第2の活動期が現われ総回数は85回に達した。この年には始めて震度4が観測されたが、その後、再び1965年まで漸減の傾向をたどり、1966年以降活発な第3の活動期に転じ、1970年現在もおその衰退は見られない。

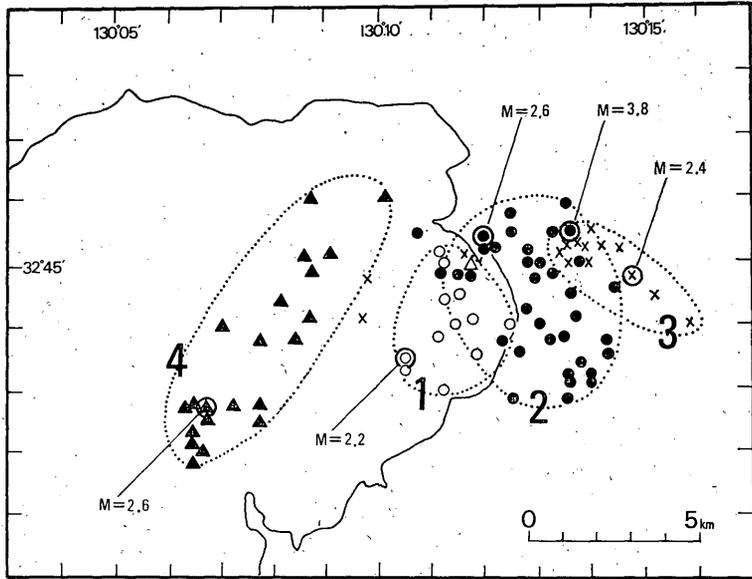
地震活動度を知るための方法は種々あるが、ここでは震度 (I) とその発生回数 (N) との関係について調べる。資料は1924~70年の47年間のものを使った。震度別の度数分布を第19図に示す。

これより次の関係式が成り立つとすれば

$$\log N(I) = \alpha - \beta I$$

($N(I)$: 震度 I の発生回数, I : 震度, α, β : 常数)

β の値が0.67となった。やや点のばらつきが大きく、また、震度4以上の発生回数が不足しているように思われる。 β の値については全国的な調査があり、これによると全国平均は0.62であり、当地のものはこれよりやや大きい値となる。一般に β の値は群発地震などにおいては大きい値をとる傾向を示すもので、和歌山地方について



○ 30-31 MAY × 13-14 JUN
 ● 2-4 JUN ▲ 16-17 JUN

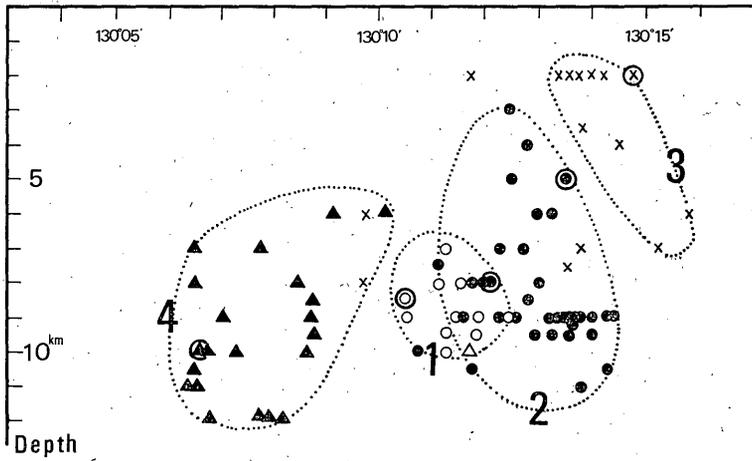


Fig. 14. Fig. Distribution of epicenters in four groups of earthquake swarm.

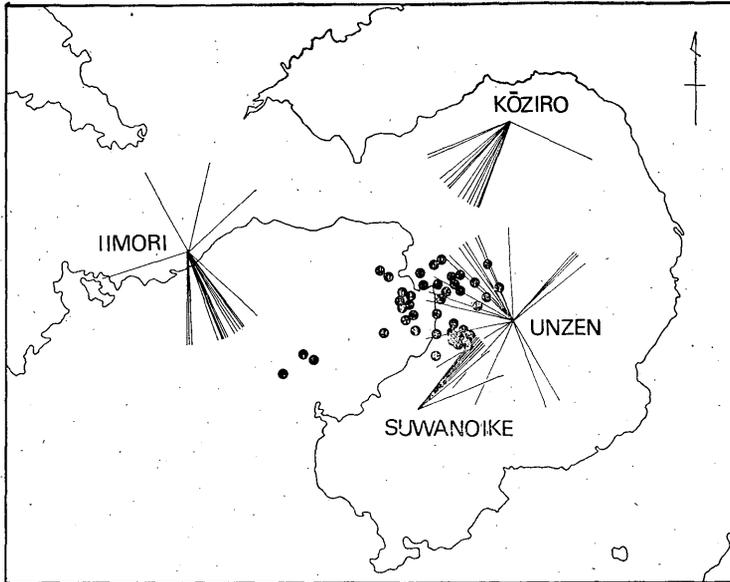


Fig. 15. Deviation from normal direction of the initial motion.

Table 6. Numbers of angle deviated from normal direction of the initial motion.

観測点	方向 θ°	反時計廻り									時計廻り								
		80 90	70 80	60 70	50 60	40 50	30 40	20 30	10 20	0 10	0 10	10 20	20 30	30 40	40 50	50 60	60 70	70 80	80 90
神代		—	—	—	—	—	—	—	1	—	5	1	5	1	1	—	—	—	—
諏訪の池		—	1	—	—	—	—	—	—	—	2	3	3	1	2	5	1	1	—
飯盛		—	—	—	1	—	1	—	2	—	—	—	2	2	4	3	—	—	1
雲仙		3	3	1	1	3	—	—	—	—	2	1	1	2	2	1	1	—	2

(注) θ : 震央方向からのかたよりの角度

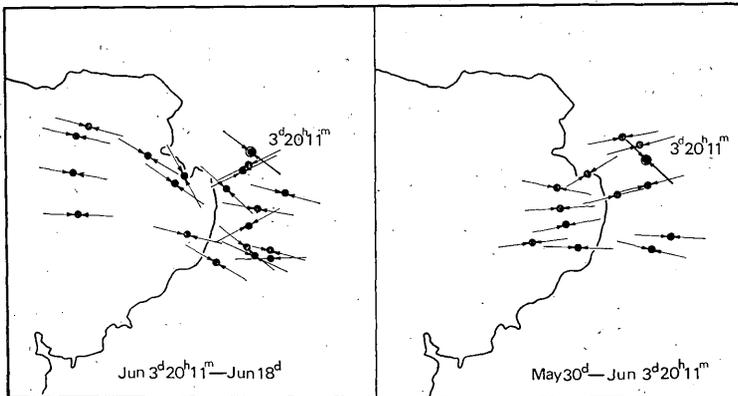


Fig. 16. Horizontal direction of main compressional forces.

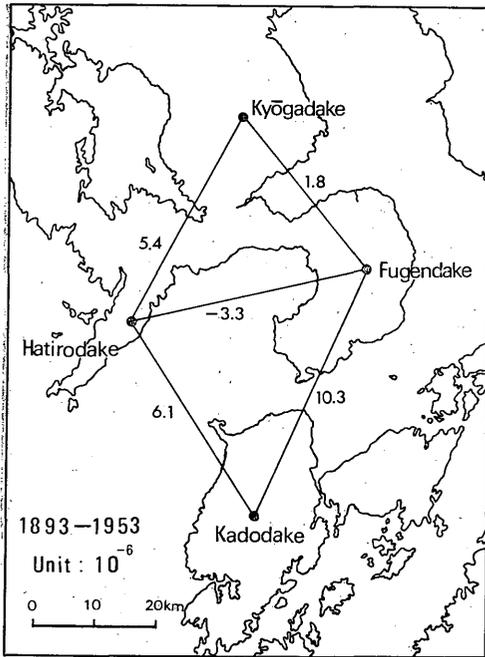


Fig. 17. Horizontal movement of the crust near Unzen volcanoes during the period from 1893 to 1958. (by the Geographical Survey Institution) Unit is the rate of expansion and contraction.

は0.93, また, 松代地震においても1.0に近い値を得ている。

上記の有感地震の資料を使ってこの地域から放出される震動による放出エネルギーについて調べてみた。まづ, 震度 (I) と加速度 (a), 加速度 (a) と変位振幅 (A) の間には次のような関係がある。

$$a = k \cdot 10^{0.5I} \quad \log a = k'I$$

$$a = \frac{4\pi^2 A}{T^2} \quad (A: \text{変位振幅}, T: \text{地動周期})$$

ここで, 地動の周期を一定とすれば,

$$a = k''A$$

ただし, k, k', k'' は各々常数とする。上記の式から, 次の関係式が成り立つ

$$\log A = mI + n - (m, n: \text{常数})$$

これを従来, 気象庁において地震の規模 (M) の決定に使用している坪井の式に代入し,

$$M = mI + n + 1.73 \log A - 0.83$$

を得た。過去にこの地域に発生した M 値のわかっている地震を使って, 平均的な値としての常数 m, n を決定すると, $m=0.75, n=0.60$ となり上式は,

$$M = 0.75I - 1.73 \log A - 0.23$$

となる。震央距離 (D) を平均的な値として 15km とすれば, 震度 (I) と規模 (M) の関係は次式で与えられる。さらに M からエネルギーを計算するために Gutenberg

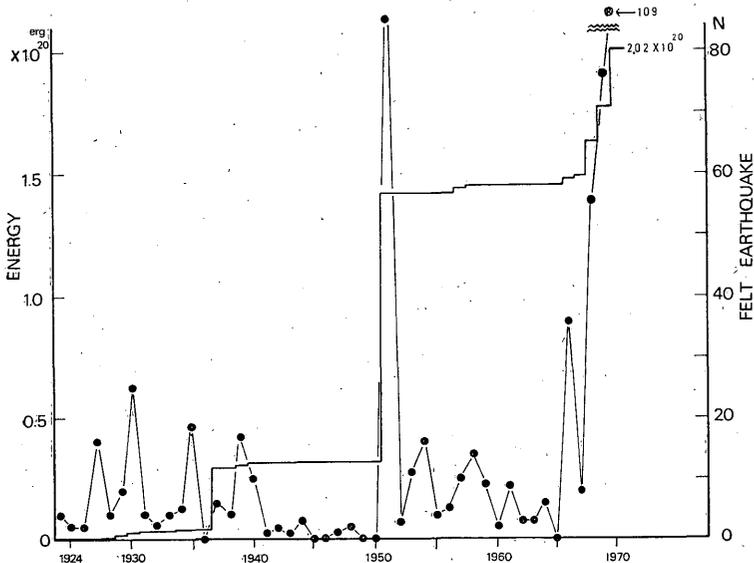


Fig. 18. Yearly frequency distribution of felt earthquakes and diagram of cumulative energy released by earthquakes.

の式を使用した。

$$M=0.75I+1.80$$

$$\log E=11.8+1.5M$$

以上の手続きにより、雲仙岳測候所における過去の震度観測の資料から、有感地震個々の放出エネルギーを算出した。また震源および規模の知れているものは、そのままエネルギーに換算した。このようにして求められたエネルギーの1年毎の積算値を第18図に示した。

Table 7. Yearly number of felt earthquakes on the each seismic intensity.

年	震度				計	年	震度				計
	I	II	III	IV			I	II	III	IV	
1924	3	1			4	1948	2				0
25	2				2	49					0
26		2			2	50					0
27	14	2			16	51	50	24	10	1	85
28	4				4	52		3			3
29	6	1	1		8	53	11				11
30	20	4	1		25	54	13	3			16
31	3	1			4	55	3	1			4
32	2				2	56	4	1			5
33	2	2			4	57	5	3	2		10
34	5				5	58	11	3			14
35	16	3			19	59	8	1			9
36					0	60	1	1			2
37	5		1		6	61	8	1			9
38	4				4	62	3				3
99	14	2	1		17	63	3				3
40	8	1	1		10	64	5	1			6
41		1			1	65					0
42	2				2	66	26	7	2		35
43	1				1	67	6	1	0		7
44	3				3	68	30	20	5		55
45					0	69	42	26	7	1	76
46					0	70	38	58	12	1	109
47	1				1	合計	384	174	43	3	604

この結果、1924~70年の間で地震波としての放出エネルギーの総量は 2.02×10^{20} ergs となり、これは $M=5.6$ の地震1個分に相当している。放出状況の経過から見れば、1937年、1951年、1937年に各々 $10^{19} \sim 10^{20}$ ergs 程度の放出が見られ、1937年を除いては一般に有感地震が多発しているときである。

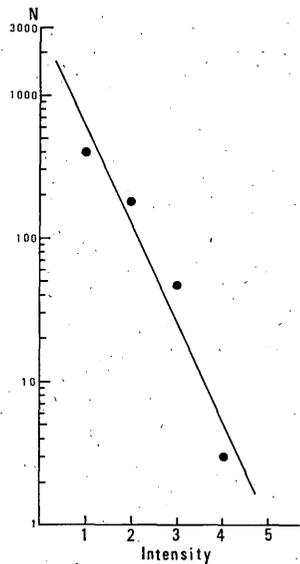


Fig. 19. Frequency distribution of the seismic intensity.

9. 考察

今回実施した機動観測は5月27日~6月19日の23日間であって、この期間で得られた資料のみで島原半島付近に発生する地震の総てを論じることは無理であるが、今回得た資料に関してはできるだけ解析を加え、その結果からの考察を行なった。

(1) この地方においては過去の資料からも判るように、かなり以前から地震が発生しており、特に最近数年間においては、かなり活発である。また、その発生は数ヶ月の間隔であって各々の活動期内でもさらに小活動期としていくつかに区分ができる。すなわち、起こり方が典型的な群発型に属するものであり、今後もこの傾向は続くものと思われる。一般に群発地震は第四紀以降の火山活動地域に集中的に起こる傾向があるが、必ず火山活動と直接的な関係を示さない場合がある。伊東群発地震(1930)などもその良い例であり、この地方に近年発生している地震群についても、同様な見方ができる。

(2) 地震発生域はかなり極限された地域であって、北側は千々石断層、南側は金浜断層でかなり明確に境いざれている。このことは、これら二つの断層の存在がこの地域の地震発生に大きく影響していることは明らかである。また、震源域の東側は絹笠山火山噴出物(雲仙火山群中最も古い活動による)で覆われる地域まで、それよりさらに東にある最も新しい活動部である。

普賢岳付近まではおよんでいない。震源が西から東に次第に浅くなって火山の活動域に近づくような状態を示しているのが特徴である。このことは、火山活動によるものか、また構造的な原因によるものか、または後者の場合のほうが考えやすい。

(3) 地震の起こり方については、石本・飯田の係数の値 ($m=1.8$) にしても、また、地震の規模別回数の度数分布における関係式の $b(=0.8)$ の値にしてもいずれも、一般の自然地震の観測によって求められている値と特に変わるところはない。また、この期間中に4回の活動期があり、その各々の活動期に対応して震源地域が系統的に移動している。これは、松代地震における場合と類似している。かつ、各々の活動期においては、本震に相当するような地震が起こって、それに伴って余震的なものが続発している。このように、活動期に注目すれば偶発的な起こり方であっても、活動期個々においては本震・余震型の統発的な傾向を持っている。

以上のような諸点から見ても、この地域に発生する地震は群発型の地震であり、火山活動に直接的に関連して発生する地震群とは、その様子をかなり異にしている。

(4) 初動の押し引き分布から推定される発震機構は四象限型のものがよく適合される。この場合、その主圧縮軸の方向はほぼ東西にあることがわかった。中央構造線西端に位置しているこの地域としては、構造線の動きに何等かの影響を受ける可能性が強い。構造線を南東に横ぎる辺は縮み、南西は伸びる方向に潜在的な応力分布があることが三角点の辺長測量から求められているが、これに対して、発震機構から推定される応力分布とは大きな矛盾はない。このような観点からすれば、この地域に発生している地震は、地殻の変動にその主原因があると考えられ、いわゆる構造的な地震ではなからうか。

最近20年間の平均海面の永年変化として、長崎半島を中心とする地域で 0.5cm/year の隆起があるといわれているが、このような地域的な地殻変動が、この地方の地震発生誘因となっているかもしれない。

(5) 地震活動としてこの地域から地震波として放出されたエネルギーは1924~70年の間に 2.02×10^{20} ergs と計算されたが、これは僅かに $M=5.6$ の地震1個分にしか相当しない。地震活動域から期待される最大地震の大きさは $M=5.8$ となりこれは放出エネルギーから計算される地震の規模に近い値となっている。さらに震度と回数との関係式 (係数 $\beta=0.67$) で震度Vの起こる確率は約50年間に1回程度となり、前述した、規模 (M)

と震度 (I) の関係式によって地震の規模に換算すれば $M=5.6$ である。いずれの方法によっても $M=5.6 \sim 5.8$ 程度の地震の発生が期待されることになるが、1922年の被害地震 (現行の気象庁規模決定法で計算すると $M=6.0$) の発生などからみて、かなり良い一致を示している。エネルギーの蓄積・放出についての機構には種々問題はあがあるが、一つの地域で一定量の歪エネルギーが蓄積され、それが或る期間の中で地震として消費放出されるものとすれば、1970年現在で約50%のエネルギーが出された計算となる*。火山地域は一般に地質構造上も破壊度が大きく充分な歪エネルギーの蓄積がなされないために、大地震の発生がないとされており、この点では、この地方においてもこの考え方は適用される。

10. むすび

雲仙火山地域および千々石湾にかけての地域に発生した地震活動について、その実体をかなり明らかにすることができた。この地方に発生する地震群はいわゆる群発型を示しており、今後も、この様な傾向は続くものとおもわれる。

地震発生地域は火山地域までもおよんでいるが、直接火山活動に関連する火山性地震とするには充分な理由はない。現在では、むしろ地殻変動的なものに直接原因していると考えたほうがよさそうである。今後、本格的な火山活動が起こる場合に発生する地震は、その発生地域、起こり方等についても特異な状態を示すものと予想される。1792年の普賢岳噴火に関連して起こった一連の地震がそれである。

基礎調査の初期の目的である、地震発生場所、起り方、発震機構等についてはほぼ満足な結果を得ることができた。しかし、このような地震活動と雲仙火山の活動がどのような関係を持つかについては、今のところ明らかでない。また、ダム貯水による地震の誘発という考え方もあるが、それらを含めて、今後さらに調査研究を進めなければならない多くの課題がある。

機動観測の実施にあたって、貴重な地震記録紙を貸出していただいた九州大学島原火山温泉研究所の太田一也氏、臨時観測資料を提供して下さった熊本大学の太田道男氏、観測点の設営にあたって協力していただいた国見町役場、小浜町役場、飯盛町役場の方々々に感謝するとともに観測基地を提供された、朝倉氏、中尾氏、域代氏に対し厚く諸意を表します。

* なお、残りのエネルギーが一度に地震によって放出されるとした場合の地震の規模は $M=5.6$ に相当するものとなる。

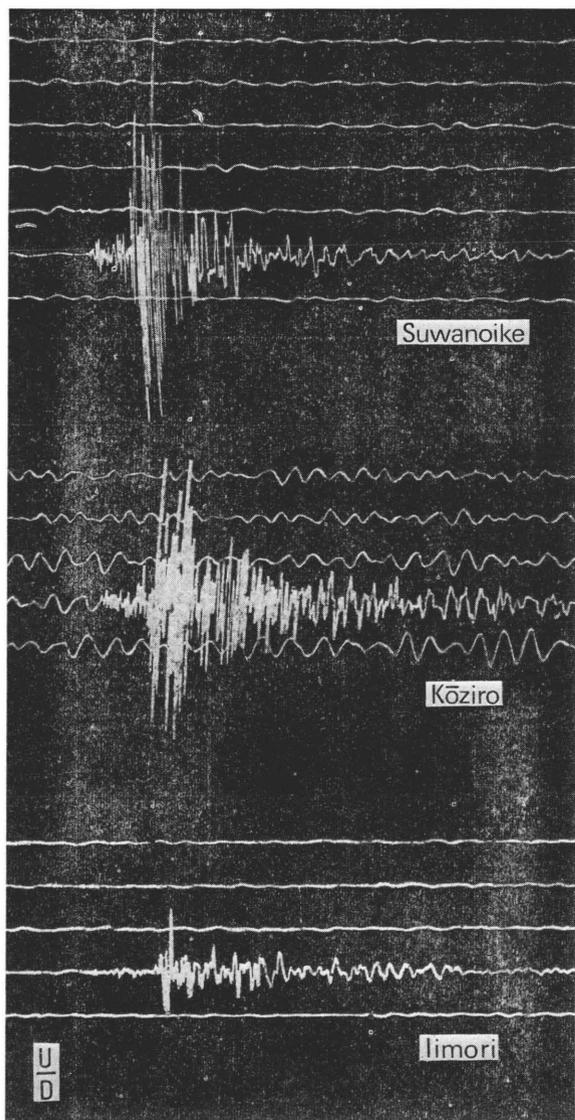
また、長崎海洋気象台の安井台長、田畑測候課長はじめ職員の方々、雲仙岳測候所の志賀所長および職員の方々には、直接観測、設営、撤収等の計画、実施に参加していただき、予期した成果をあげ得たことに深くお礼申し上げます。

この基礎調査の観測ならびに解析には気象庁観測部地震課の大野謙調査官、長宗留男調査官、田中康裕火山係長、金沢茂夫火山調査係長、藤沢格技官、柏原静雄技官、石沢勉技官があたった。

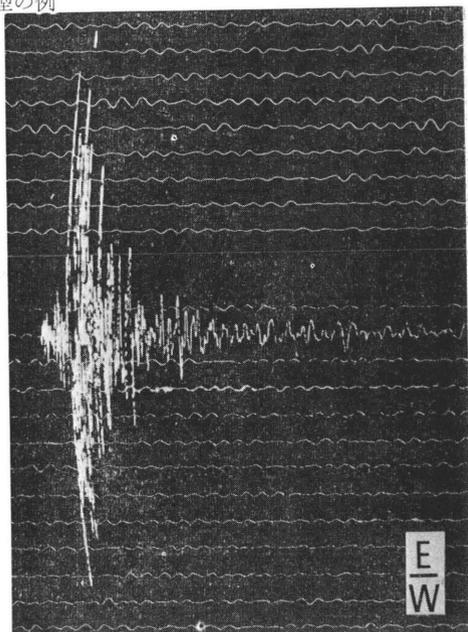
引用文献

- 須田皖次 (1922) : 島原地震の概観, 海と空, **3**, 2~6.
 佐藤伝蔵 (1924) : 地質学上より観たる島原半島の地震, 地学雑誌, **36**, No. 419, 1~22.
 本間不二男 (1936) : 雲仙岳, 火山, **3**, 73~124.
 宇津徳治, 関 彰 (1955) : 余震区域の面積と本震のエネルギーとの関係, 地震, **II**, **7**, 233~240.
 吉村寿一 (1956) : 千々石湾一帯のひん発地震について, 験震時報, **21**, **3**, 27~33.
 宇津徳治 (1956) : 初動のかたよりについて, 験震時報, **21**, **13**~20.
 後藤賢一 (1962) : 余震分布と Magnitude との関係について, 地震 **II**, **15**, 116~121.
 坂本琢磨 (1964) : 長崎付近の地震についての調査, 験震時報, **28**, **4**, 27~33.
 福岡管区気象台 (1965) : 九州の火山噴火史, 福岡管区気象台要報, No. 20.
 下鶴大輔, 中牟田 修, 後藤賢一, 佐藤義子 (1965) : 島原における地震活動度について, 九州大学島原火山温泉研究所報告, 第1号, 19~26.
 宇津徳治 (1965) : 地震の規模別度数の統計式 $\log n = a - bM$ の係数 b を求める一方法, 北大地球物理学研究報告, **13**, 99~103.
 松下久道 (1965) : 雲仙火山地域の水理地質学的研究, 九州大学島原火山温泉研究所報告, No. 1, 11~18.
 KUBOTERA, A. KIKUCHI, S. (1967) : Seismic Observation in Shimabara Peninsula—on the Activity of Volcano Unzen—, Spec. Cont. Geophy. Inst. Kyoto. Univ., No. 7, 161~168.
 気象庁観測部地震課 (1968) : 地震観測業務履歴, 測候時報, **34**, **9**, 300~301.
 太田一也 (1969) : 眉山崩壊の研究, 九州大学島原火山温泉研究所報告, No. 5, 6~35.
 吉武俊太 (1969) : 雲仙岳付近の地震について, 福岡管区気象研究会誌, 第30号, 234~239.
 国土地理院 (1969) : 九州地方の地殻変動, 地震予知連絡会々報, 第1巻, 3~6.
 田中康裕 (1970) : 伊豆大島の地震計測学的研究 (III), 気象研究所研究報告, **21**, 278~285.
 福岡管区気象台 (1970) : 九州および山口県の地震・津波, 福岡管区気象台要報, No. 25, 136~148.
 志賀正信, 吉武俊太 (1970) : 雲仙岳付近の地震について, (第2報), 福岡管区気象台研究会誌, 第31号, 78~80.
 檀原 毅 (1970) : 日本における平均海面の永年変化とそれともなう問題点について, 測地学会誌, **16**, 第1,2号, 1~8.

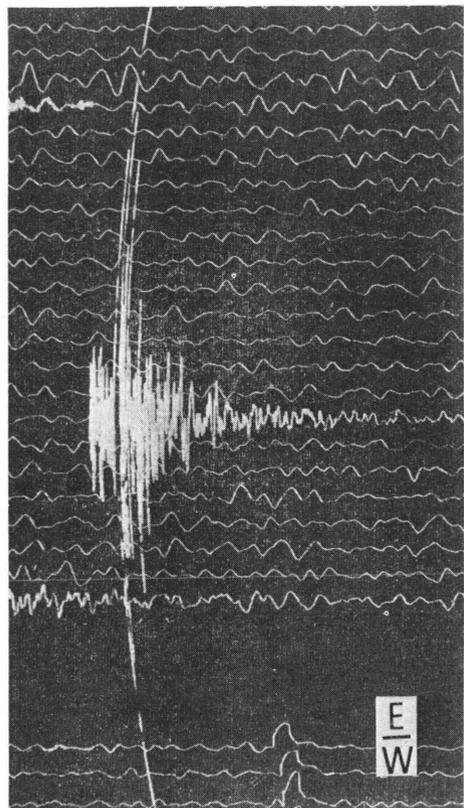
観測点における地震記象型の例



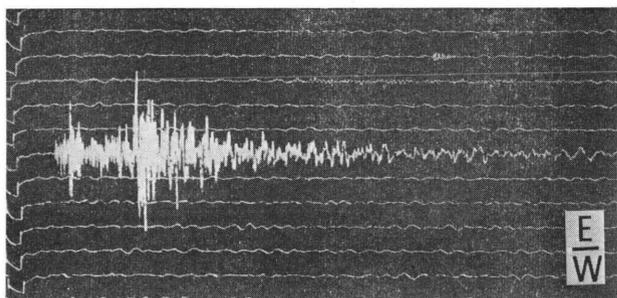
1970 VI 13, 06^h 35^m



1970 V 31, 03^h 23^m (at Suwanoike) (×2)



1970 VI 13, 08^h 35^m (at Suwanoike) (×2)



1970 VII 3, 16^h 24^m (at Suwanoike) (×2)