伊豆大島の地震計測学的研究 (III)

——噴火微動・前駆地震・A型地震——

田 中 康 裕

A Seismometrical Study of Izu-Oshima (III)

—On the Eruption Tremor, Pre-eruption Earthquake and A-type Volcanic Earthquake—

by

Yasuhiro Tanaka

*Japan Meteorological Agency, Tokyo
and Meteorological Research Institute, Tokyo*

(Received February 9, 1970)

Abstract

1. Introduction

For the purpose of making predictions of volcanic eruption, it is a very important matter to know the rule of volcanic activities.

In Part I and Part II of this paper, the writer deduced one of the rules of eruption activity of the Volcano Mihara-yama: the kinds and property of the volcanic tremors and volcanic earthquakes vary with the volcanic activities.

In this paper, the writer investigates whether the above rule applies or not to all former cases of eruption activities of the Volcano Mihara-yama.

In connection with this, the writer investigates the following points:

- 1) Origin of the eruption tremors, pre-eruption earthquakes and A-type volcanic earthquakes.
- 2) Relation between the origin of volcanic tremors or volcanic earthquakes and volcanic activities.
- 3) Mechanism of eruptions of the Volcano Mihara-yama.

Seismographs used for the purpose of these studies are the JMA-62 A type electromagnetic seismographs with a wire telerecording

system set on the flank of the volcano (observation station A, B, C), and the Wiechert seismographs set in the Oshima Weather Station (observation station O). Distribution of the observation stations is shown in Fig. 1.

2. Form of eruption tremors

Three types are detected in the eruption tremors of this volcano. An example of them is shown in Fig. 2.

The 1st type generally maintains the same amplitude vibration for a long time. It is named "continuous eruption tremor".

The 2nd type shows concurrently vibrations of large and small amplitudes for a long time. It is named "humming eruption tremor".

The 3rd type is a shock vibration of isolated eruption, and this type of tremors generally swarm for a long time. It is named "isolated eruption tremor".

All the eruption tremors are followed by eruption activities, so that the type of eruption tremor seems to depend on the form of eruption. When a great number of eruptions occur continuously, the form of eruption tremors is the continuous eruption tremor type; when a great number of eruptions occur intermittently, the form of eruption tremors is the humming eruption tremor type, and when a great number of eruptions occur isolated, the form of eruption tremors is the isolated eruption tremor type.

For example, the records of isolated eruption tremors are shown in Figs. 3 and 4. Vibration of the seismic wave of the eruption tremors is the isolated eruption tremor type.

3. Initial motion of P wave and origin of the isolated eruption tremor

A great number of isolated eruption tremors were recorded by the JMA-62 A type electromagnetic seismographs during the eruption activity of January in 1969.

The initial motion of P wave of those isolated eruption tremors was a pull wave observed at the observation station A, 800 m NNW from the crater. And the direction of the horizontal initial motion of P wave appears towards the center of the crater (Table 1). The depth of the origin of isolated eruption tremors is calculated to be about 300 m from the crater rim.

4. Initial motion of P wave and origin of pre-eruption earthquakes

The initial motion of P wave of the several pre-eruption earthquakes recorded by the JMA-62 A type electromagnetic seismo-

graphs during the period from 1965 to 1969 was a push wave observed at the observation station A. And the direction of the horizontal initial motion of *P* wave appears towards near the crater (Table 2). The depth of the origin of these pre-eruption earthquakes are calculated to be about 500 m from the crater rim.

The direction of the initial motion of *P* wave of the isolated eruption tremor and pre-eruption earthquake at the observation station A is in the opposite direction and is shown in Fig. 5.

5. Mechanism of eruption

According to observations of the pre-eruption earthquakes, the direction of the initial motion of *P* wave is a push wave at the observation station A, and a pull wave at the observation stations B, C and O. From this distribution of forces at the earth surface, and the depth of origin mentioned in section 4, it is proposed that the distribution of the initial motion of *P* wave at the origin of the pre-eruption earthquakes is the push cone type. And a nodal line of *P* wave is found by calculation to lie at a distance of about 1.1 km from the crater (Fig. 6).

On the other hand, the distribution of the initial motion of *P* wave of isolated eruption tremors seems to be a pull wave at all the observation stations. The depth of origin of those tremors was mentioned in section 3. The force of seismic wave at the origin, therefore, is the push cone type and a nodal line of *P* wave is found by calculation to lie at a distance of about 300 or 800 m from the crater.

The models of force at the earthquake origin apply to Dr. S. Takagi's models as is shown in Fig. 7.

The initial force at the origin of the pre-eruption earthquakes works in the up direction only, but that of the isolated eruption tremors works either in the up or in the up and down directions from the origin.

As for the rule of the forerunning stage of eruption at the Volcano Mihara-yama, the usual tremor, pre-eruption earthquake, premonitory tremor and eruption tremor occur successively in that order. The origin of the usual tremors seems to be deeper than that of the other tremors or earthquake, and that of the eruption tremors is shallower than those of the others.

6. Maximum amplitude of the eruption tremor

The relation between maximum amplitudes and frequency distribution of isolated eruption tremors are examined by Ishimoto-Iida's method.

In the case of large amplitude tremors, the maximum amplitude and frequency relationship is not expressed by a straight line on a diagram with both logarithmic scales, but by an upward convex curve. But, in the case of small amplitude tremors, it is expressed by a straight line.

These phenomena are explained by assuming that explosive destructions occur only in a narrow vent which is replenishing energy of eruption.

Relationship between maximum amplitudes and frequency distribution of isolated eruption tremors is shown in Table 3, Figs. 8 and 9.

7. Observation by the Wiechert seismograph

Since November, 1938, Wiechert seismographs are being used for seismometrical observation at the Oshima Weather Station, 4.7 km NNW from the crater.

The magnification of those seismographs are 80~100 times and its instrumental friction is 0.2~0.3 mm. So they cannot record vibrations whose amplitudes are less than $2\sim 3\mu$.

On the other hand, the attenuation coefficient of seismic waves is calculated to be $10^{-6}/\text{cm}$ (from Part I of this paper), and the maximum amplitudes of the usual tremor, premonitory tremor, eruption tremor, later tremor, pre-eruption earthquake and A-type volcanic earthquake are $1\sim 2\mu$, less than 0.5μ , more than 5μ , $1\sim 2\mu$, more than 5μ and more than 5μ , respectively, at the observation station A, 800 m NNW from the crater. So the Wiechert seismograph can record only vibrations of the eruption tremor, pre-eruption earthquake and A-type volcanic earthquake.

8. Pre-eruption earthquake follows with the eruption activity during the period from 1938 to 1969

Twenty-seven eruptions were recorded at the Volcano Miharayama from November in 1938 to December in 1969, during which time the Wiechert seismographs have been working. And a pre-eruption earthquake was found 3 hours to 3 days before almost all the eruption periods (Fig 11, Table 4).

When the crater bottom was deep, the time lag between the pre-eruption earthquake and eruption had tendency to become long.

Examples of records of the pre-eruption earthquakes observed by the Wiechert seismographs are shown in Fig. 10.

9. A-type volcanic earthquake

The form of the A-type volcanic earthquakes at the volcanic

island of Izu-Oshima is shown in Fig. 13.

The $S-P$ time of those earthquakes is observed to be 1 to 3 sec. at the Oshima Weather Station (Fig. 12).

The monthly number of A-type volcanic earthquakes and the distribution of epicentres are shown in Table 6 and Fig. 15, respectively.

The relation between maximum amplitude (A) and frequency distribution (N) of A-type volcanic earthquakes is expressed by a straight line, and Ishimoto-Iida's coefficient (m) is calculated to be 1.8 (Fig. 16).

10. Swarm of A-type volcanic earthquakes

Swarm periods of A-type volcanic earthquakes are detected statistically, and are shown in Table 7.

Examples of the distribution of epicentres at the swarm period are shown in Fig. 17.

Putting all epicentres in Figs. 15 and 17, the A-type volcanic earthquakes are distributed from the north to the south-east area (anti-clock-wise) off the coast of Izu-Oshima Island, and no earthquakes occur from the north to the south-east area (clock-wise) off the coast of the island.

For statistical analysis, the swarm period of A-type volcanic earthquakes and the period of eruptions, have little relation between them.

11. Deviation of seismic ray and underground structure near the volcanic island of Izu-Oshima

The direction of the initial motion of a seismic wave deviates abnormally as is shown in Table 8, Figs. 19 and 20. Such results seem to be caused by the heterogeneous effect of the volcanic structure.

In Fig. 19, the wave path from the N-E-S region, that is, the region where no A-type volcanic earthquake occurs, deviates remarkably. One of the reasons for this phenomenon is that the underground structure of the east part of the Oshima Island consists of low velocity mass.

The mean value of the deviation angle is positive at the NNE-E-SSW region and negative at the other regions. One of the reason for this phenomenon is that the upper layer structure near the volcanic island becomes to thick in the NNE direction, and thin in the SSW direction.

In the case of the seismic ray by the Chigasaki explosion (Fig. 20), the seismic wave traveled some part of several kilometers shallow layer, and underground structure of the central part of the is-

land seems to consist of low velocity mass.

12. Summary

The main points of this paper are as follows:

- 1) The origin and mechanism of the pre-eruption earthquakes and eruption tremors are discussed.
- 2) The relation between maximum amplitude and frequency distribution of isolated eruption tremors and A-type volcanic earthquakes are discussed.
- 3) The pre-eruption earthquake have occurred at many former eruptions. The occurrence time of the pre-eruption earthquake and of the eruption are discussed.
- 4) The origin of the A-type volcanic earthquakes and the relation between the swarm period of those earthquakes and the period of eruptions are discussed.
- 5) The deviation of seismic ray at Izu-Oshima Island and the reason for it are discussed.

目 次

1. ま え が き	249
2. 噴火微動の形	251
3. 孤立型噴火微動の初動と震源	253
4. 前駆地震の初動と震源	256
5. 初動分布からみた噴火の発生機構についての一つの解釈	258
6. 噴火微動の最大振幅の統計	260
7. 伊豆大島における Wiechert 地震計による火山性微動と火山性地震の観測	263
8. 1938~1969年における三原山の噴火活動に伴った前駆地震	264
9. A 型 地 震	269
10. 群発性のA型地震	274
11. P波初動の異常と地下構造	278
12. む す び	285
13. 謝 辞	285
参 考 文 献	286

1. ま え が き

筆者は、伊豆大島の地震計測学的研究を進めてきたが、この火山には、4種類の火山性微動と、2種類の火山性地震が発生していることを見出し、各々に次のように命名して第1報（田中，1968 a）および第2報（田中，1969 a）で述べてきた。

火山性微動

- 1) 火山性常時微動（以下単に、常時微動と略記することもある。Usual tremor）
- 2) 前駆微動（Premonitory tremor）
- 3) 噴火微動（Eruption tremor）
- 4) 末期微動（Later tremor）

火山性地震

- 1) 前駆地震（Pre-eruption earthquake）
- 2) A型地震（伊豆大島周辺で発生する震源がやや深い火山性地震で、この論文の段階で、このように命名する。A-type volcanic earthquake）

これらの微動や地震の性格が十分に究明されるならば、三原山、ないし、三原山のように Stromboli 式噴火をする火山活動の機構は、現在の、ほとんどわかっていない状態とくらべ

て、はるかに明らかになるものと思われる。

上記4種類の火山性微動と2種類の火山性地震のうち、噴火微動の一部、前駆地震およびA型地震は、弧立型の震動(Shock type)をするものであり、今回は、それら弧立型震動について、さらに研究を進めることにした。

また、1965~1969年に行なった電磁地震計の多点観測の結果によれば、上記の火山性微動や火山性地震は、三原山の火山活動の変遷に伴って規則的に変化し、

火山性常時微動→前駆地震→前駆微動→噴火微動→末期微動→火山性常時微動
のように、矢印の順序に進行することが見出されたので、この規則性が、1964年以前の火山活動についても存在していたかどうかを調べてみる必要があった。

そこで、今回は、大島測候所設立(1938年)以来の噴火と器械式地震計(主として、Wiechert地震計)の観測資料についても再検討し、噴火の前に、はたして前駆地震や前駆微動などの前兆現象があったかどうか、さらに、火山活動の進行順序に上述のような規則性が存在していたかどうかを調べた。

また、三原山周辺で発生するA型地震と火山活動との関係についても検討を進めた。

一般に、火山地帯は複雑な地下構造をしているので、地震波動の観測には、地層などの影響を考慮する必要があるが、その一つの調査として、大島測候所で観測した一般地震の初動の性質についても研究を進めた。

Fig. 1. Points of observation at the Volcano Mihara-yama, Izu Oshima.

この論文に出てくる観測点の位置は Fig. 1 に示してある。各観測点の緯度、経度、高さ、地勢、地震計の状態、観測期間などは、第1報（田中、1968a）および第2報（田中、1969a）に記してあるので、ここでは省略する。また、観測点名は、それぞれ、*St. A*, *St. B*, *St. C*, *St. O* と略記する。*St. O* は大島測候所である。

2. 噴火微動の形

三原山の火山性微動は、どの種類の微動でも、普通、長時間にわたって連続して震動する波形を示す。

このうち、噴火微動の形は最も変化に富んでいて、その形は、経験的に、Fig. 2 に示した3つの種類に分けられる。

Fig. 2 の1は、噴火微動の中では最も一般的な型で、振幅の大きさには急激な変動がなく、同程度の大きさの振幅が、長時間続く「連続型噴火微動 Continuous eruption tremor」である。

Fig. 2 の2は、振幅が大きくなったり小さくなったりして、唸り状をしながら、長時間続く「唸り型噴火微動, Humming eruption tremor」である。

Fig. 2 の1, 2とも、一つ微動が1分ないし数時間続くのが普通である。

Fig. 2 の3は、ごくまれに現われる型で、孤立した短時間で終る震動が、長時間にわたって群発するもので、その一つ一つの震動は「孤立型噴火微動, Isolated eruption tremor」である。この場合の1個の微動の震動継続時間は、せいぜい10秒程度しかない。

以上3種類の噴火微動には、必ず、噴火活動を伴っていることが共通している。したがって、噴火微動の型は、噴火がどのくらいの時間連続して起こったかによって形が変化するものと思われる。

Fig. 2. Examples of 3 types of eruption tremor at the Volcano Mihara-yama.

1. Continuous eruption tremor.
2. Humming eruption tremor.
3. Isolated eruption tremor.

もとより、三原山の噴火は Stromboli 式であって、これまでも、長短様々な噴火が観測されてきたが、弧立型噴火微動 1 個は、1 回の噴火による震動である。それは、弧立型噴火微動が群発している時には、噴煙のあがり方が連続しないで、継続的であることから推定できる。

Fig. 3. Isolated eruption tremors on Jan. 23, recorded by the JMA-62 A type electromagnetic seismograph at the observation station A.

Fig. 4. An example of record of the isolated eruption tremor on Jan. 23, recorded by the JMA-62 A type electromagnetic seismograph at the observation station A.

したがって、噴火が続いて起こる度合によって孤立型噴火微動が続いたり、重なって記録されるために、孤立型噴火微動は、連続型や唸り型の微動に移行すると考えるのが妥当である。いずれにしても、噴火微動の成因は、噴火の衝撃による震動であって、孤立型噴火微動の特性は、他の型の噴火微動の性質につながるものと考えられる。

1969年1月の三原山の噴火に伴って、多数の孤立型噴火微動が発生した。その時の記録の一部は Figs. 3, 4, に示してある。この噴火微動には活発な噴煙活動が断続し、鳴動は、しばしば、山ろくからも聞えた。

個々の孤立型噴火微動の震動波形は、細部に到るまでよく似ているので、各々の噴火が、同じ位置で、同じ機構で起こったものと考えられる。また、火口の北北西 800 m にある St. A で、同じ倍率に揃えた3成分の JMA-62 A型電磁地震計で、同じ噴火微動の記象をくらべると (Fig. 4), 振幅の大きさは全般的に南北動成分が最も大きく、次いで東西動成分, 上下動成分の順になっている。これは、第2報 (田中, 1969a) でも述べたとおり、噴火微動の大勢が Rayleigh 波型であるために、火口から発生する波動が、火口の北に偏している St. A の南北動成分に卓越するためである。なお、多くの微動の尾部には、やや大きく3~4回震動している波動が見あたる。この波動は St. A では、微動の振幅の大小にかかわらず、微動の初動部から測って、規則正しく、7秒後に現われている。ことに、南北動成分には顕著に現われているので、やはり Rayleigh 波型の震動であるが、その生成機構については今のところわからない。

3. 孤立型噴火微動の初動と震源

1969年1月20~26日に群発した多数の孤立型噴火微動の中から、random に10個を選び、St. A の地震計で観測した初動方向を Table 1 に示した。初動方向は、すべて、火口を向く「引き波」であった。

Table 1. Direction and displacement of initial motion of eruption-tremors, observed at the observation station A (St. A) of the Volcano Mihara-yama.

N, E, Z: Component of seismogram

θ : Angle between south and horizontal initial motion

$\bar{i}$: Apparent incident angle

N (μ)	E (μ)	Z (μ)	θ	$\bar{i}$
-0.59	+0.19	-0.19	S 17°51' E	72°57'
-0.69	+0.56	-0.19	S 39°04' E	77°56'
-0.69	+0.09	-0.17	S 07°26' E	77°10'
-0.24	+0.19	-0.10	S 38°22' E	71°54'
-0.49	+0.37	-0.15	S 37°03' E	76°16'
-0.33	+0.28	-0.12	S 31°23' E	74°30'
-0.49	+0.15	-0.12	S 17°01' E	76°49'
-0.93	+0.37	-0.36	S 21°42' E	70°13'
-0.70	+0.41	-0.16	S 30°22' E	78°50'
-0.56	+0.29	-0.14	S 27°23' E	77°30'
Mean			S 26°46' E	75°25'

また、水平成分の偏位角 θ の平均値は $S\ 26^\circ\ 46'E$ を向いており、これは、 $St. A$ と火口の中心を結ぶ直線が、真南となす角 $S27^\circ E$ にほぼ等しい。

これらのことから、噴火微動の初動は、火口内で起こった噴火の衝撃による P 波であると断定される。また、Fig. 4 でわかるように、東西動成分では、 P 波のすぐ後（約 0.2 秒）の震動が急激に大きくなっているの、この部分では震央方向に対して直角方向の成分が卓越していることになり、この波動が S 波であると判定される。

なお、 $St. B$ （火口の北々東 4.6 km）、 $St. C$ （火口の北々西 4.0 km）などでは、地震波動の減衰が大きくて、噴火微動の初動は検測できなかった。

次に、Table 1 の初動の検測結果に基づいて、震源の深さを推定してみよう。もとより、1 点観測によるものであるから、相当な誤差はまぬがれないので、ここでは、多くの資料の平均的傾向をもとにして、定性的に近い議論を進めていくことにする。

いま、平面波が入射するとして、地表に P 波が突き当ると、反射 P 波および S 波が生ずるので、3 成分の地震記象の初動の振幅を測って求めた入射角は、地表における見かけの入射角（Table 1 の $\bar{i}$ ）しか与えていない。

質点の振動の成分を u, w とし、 P 波の入射角 i 、振幅 A_0 に対する S 波の反射角を j 、反射 P 波および反射 S 波の振幅をそれぞれ A_p, A_s とすると、表面においては歪力が 0 であるから

$$\left. \begin{aligned} u &= A_0 \sin i + A_p \sin i + A_s \cos j \\ w &= A_0 \cos i - A_p \cos i + A_s \sin j \end{aligned} \right\} \quad (1)$$

これから

$$\frac{u}{A_0} = \frac{A_s}{A_0} \frac{\cos j}{\cos 2j} \quad \frac{w}{A_0} = \frac{A_s}{A_0} \frac{1}{2 \sin j} \quad (2)$$

となる。したがって、

$$\frac{u}{w} = \tan 2j = \tan \bar{i} \quad (3)$$

故に

$$\bar{i} = 2j \quad (4)$$

一方、その所における P 波、 S 波の速度をそれぞれ V_p, V_s とすると

$$\frac{V_p}{V_s} = \frac{\sin i}{\sin j} \quad (5)$$

であるから、(4) および (5) 式から、 i と $\bar{i}$ の関係は

$$\sin^2 \bar{i} = \left(\frac{V_p}{V_s} \right)^2 \frac{1 - \cos \bar{i}}{2} \quad (6)$$

で求められる。

また、震源の深さ h は、震央距離を Δ （火口と $St. A$ との距離 ≈ 800 m）とし、均質な地下構造であるとする

$$h = 4 \cot i = 800 \cot i \quad (7)$$

である。なお、St. A は火口縁より約 100 m 低い所にあるので、火口縁から震源までの深さ H は近似的に

$$H = h + 100 \quad (8)$$

として求まる。

さて、 V_p/V_s の値であるが、一般の地殻の場合には、 $V_p/V_s = \sqrt{3}$ (すなわち Poisson 比 $\sigma = 1/4$) が用いられている。この場合の i と $\bar{i}$ の状態は、松沢 (1932) によって既に求められたものがある。しかし、伊豆大島のように、新鮮な火山噴出物が推積している所では、 V_p/V_s がどのくらいの値になるかを検討してみる必要がある。

筆者 (田中、清野、田沢、赤羽、1969) は、人工地震を用いて、伊豆大島北側山ろくの地震波速度を求め、約 400 m 以浅の地層の地震波速度として、 $V_p = 2.0$ km/sec, $V_s = 1.1$ km/sec, $V_p/V_s = 1.8$ を得た。しかし、測定場所が火口から遠いので、この値をそのまま火口付近の St. A にあてはめることはできない。

一色等 (一色・中村・早川・平沢・行武・荒井・岩崎、1963) は、伊豆大島の caldera 床のボーリング (最深は 368.7 m) で得た core について、自然放置状態、強制乾燥状態、湿潤状態において地震波の速度を測り、それぞれ $V_p = 2.13 \sim 6.01$ km/sec, $V_p = 1.80 \sim 5.78$ km/sec, $V_p = 4.08 \sim 5.70$ km/sec を得た。深度約 110~140 m にある凝灰岩層より上位の溶岩では、乾燥

Fig. 5. Direction of the initial motion of P wave of isolated eruption tremors and pre-eruption earthquakes at the observation station A.

状態におけるより湿潤状態における方が地震波が早く、また、上位の溶岩中を伝わる V_p の速度の平均は 4.5 km/sec, $V_p/V_s=2.72\sim2.08$, 下位のそれは 5.5 km/sec, $V_p/V_s=1.72\sim1.23$ であった。これらの値は、かなり幅広く分散しているので、caldera 内の地層構造はかなり複雑であると考えられる。

一方、NAKAMURA (1961) によれば、伊豆大島には、中央火口丘三原山を中心として、その北西から南東に並ぶ多数の寄生火山や dike が存在している。その一つが、丁度 St. A の場所にもある。したがって、火口に近い St. A で、火口から発生する噴火微動などを観測する際には、dike の地質的構造が地震波に影響を及ぼしていると考えなければならない。dike は緻密な構造をしているので、地震波速度に関して、St. A 付近では地表付近まで caldera の下部の構造に近いと判断される。

そこで、caldera 下部の V_p/V_s の平均値 1.5 と一般の地殻が持つ平均値 1.7 との中間値、すなわち、 $V_p/V_s=1.6$ を使って、(6) 式から真の入射角 i を求めた。

Table 1 で $\bar{i}$ の平均値 75° 付近では $\bar{i}=77^\circ$ 程度になる。したがって、(7), (8) 式から噴火微動の震源の深さは、火口縁から約 300 m と算出される。

なお、St. A と火口との関係位置、St. A で観測した噴火微動の初動方向を Fig. 5 に示しておく、また、この図には、次章で述べる前駆地震の初動方向も合せて記入してある。

4. 前駆地震の初動と震源

噴火の前に発生する前駆地震と、噴火中に発生する噴火微動とは、どちらも、火口または火口付近に震源を持つ震動で、波動の減衰係数や周期は似ているが (田中 1968 a), 前者には噴火を伴わないことが違っている。

St. A, St. B, St. C において、これまでに、JMA-62A型電磁地震計で初動が観測できた前駆地震は、Table 2 に示したものがある。St. A の初動方向は、すべて、火口に対して「押し波」で、これは、噴火微動とは反対になっている。また、St. B, St. C では、すべて、火口を向く「引き波」であると判定される。(Fig. 6)

Table 2. Direction and displacement of initial motion of pre-eruption earthquakes, observed at the St. A, St. B and St. C of the Volcano Mihara-yama.

N, E, Z: Component of seismogram

θ : Angle between north and horizontal initial motion

$\bar{i}$: Apparent initial angle

Time					St. A					St. B	St. C
					N	E	Z	θ	$\bar{i}$	Z	Z
Year	Month	d	h	m							
1965	XI	24	17	49	(+) ^{μ}	-0.75 ^{μ}	(+) ^{μ}			(-)	(-)
1965	XII	23	20	27	(+)	-1.45	(+)			(-)	(-)
1966	II	7	10	30	+3.8	-1.2	(+)	N17°32'W		(-)	(-)
1966	VI	10	12	10						(-)	(-)
1969	I	19	11	13	+0.59	-0.19	+0.29	N17°51'W	64°56'		(-)
1969	I	19	11	26	+1.18	-0.56	+0.48	N25°23'W	68°28'		(-)
Mean					(+)	(-)	(+)	N20°15'W	66°15'	(-)	(-)

St. A の初動の験測結果から、水平成分の偏位角 θ と、見かけの入射角 $\bar{i}$ を求めて Table 2 に示した。この表の地震は、1965~1969 年の 5 年間に発生した前駆地震であるが、この期間を通じて、初動方向が余り大きく変っていないので、これらの地震は、同じような場所で起こったものと考えられる。

Table 1 の噴火微動と Table 2 の前駆地震をくらべて、 θ の値は前者が後者よりやや大きいので、前駆地震の震央は、火口の中心部から若干西ないし南に寄っているものと思われる。また、噴火微動の $\bar{i}$ は、前駆地震のものより大きいことから、前者は後者より浅い所で起こっていることにある。

前駆地震の $\bar{i}$ の平均値 67° に対する i は、前章と同様にして求めると、約 62° となり、これから震源の深さは、火口縁から約 500 m となる。

Fig. 6. Direction of the initial motion of P wave of pre-eruption earthquake.
Dotted circle: Nodal line of P wave
X: Epicentre

5. 初動分布からみた噴火の発生機構についての一つの解釈

Fig. 5 および Fig. 6 の初動分布を説明するために、震源において、どのような力が作用したかについて考察する。

震央（火口）をとりまく観測点の数は余りにも粗であるが、Fig. 5, 6 とともに、引き波の観測点があるので、火山爆発の地震は、すべて押し波で現われる火薬を使った人工地震の震動とは大変違っていることがわかる。ことに、Fig. 6 の *St. A* と *St. C* との関係位置において、両者の初動方向が反対であるためには、地下構造を均質なものと仮定すれば、*P* 波に関して、象限型の nodal line は引けそうにない。しかし、一つの考え方として、初動分布が円錐型であれば、この初動分布でも説明が付く。

ここでは、高木 (1943, 1950, 1952, 1953 a, 1953 b,) によって導かれた初動分布が円錐型になるためのいくつかの model をあてはめてみよう。火山の噴火時には、力が急激に作用するものと考えて、内部球窩に aperiodic な力が作用する場合を考える。このような場合の震源の model が 3 つあげられている。

第 1 の model は、内部球窩の両極のみに外向の力が作用し、他には全然力がないとしたものである。第 2 の model は、内部球窩の両極のみに外向の力が作用したものである。また第 3 の model は、内部球窩の赤道部分のみに、帯状に外向の力が作用して、他には全然力が存在しないとしたものである。高木は、これらの model から理論的に初動の nodal line と押し引きの状態を求められたが、これを基にした model の概要を Fig. 7 に示す。第 1, 2 の model の場合は初動分布は押円錐型になり、第 3 の model の場合は引円錐型になる。そして、2 つの

Fig. 7. Models of force distribution of the earthquake origin. (after Dr. S. Takagi).

nodal line のなす角度は、第1の model では 140° と 100° 、第2の model では 120° と 120° 、第3の model では 90° と 90° である。

さて、三原山の前駆地震および噴火微動は、それらの震源が火口底下の浅い所にあるので、震源における力の作用方向は、火口せん、火道、火口壁などの影響を受けると考えられる。そして、火道が垂直に地中に延びているので、力の作用方向も、火口壁に沿った垂直方向か、火口壁に直角な方向で、model としては、Fig. 7 の3種類のうちのいずれかがあてはまるように考えられる。この場合の円錐軸は火道であると思われる。

また、第4章で述べたように、前駆地震の震源の深さ H は、火口縁から約 500 m (St. A の level からだと約 400 m の深さ) と推定されるので、震央 (火口の中心とする) から地表の nodal line までの距離 A は

第1の model では $A = H \tan 70^\circ \approx 1100$ m 以内が押し波、以外は引き波、

第2の model では $A = H \tan 60^\circ \approx 700$ m 以内が押し波、以外は引き波、

第3の model では $A = H \tan 45^\circ \approx 400$ m 以内が引き波、以外は押し波、

となるはずである。

一方、Fig. 6 の前駆地震の P 波の初動分布において、火口から 800 m 離れた St. A では押し波、4.6 km および 4.0 km 離れた St. B および St. C では引き波であるから、これと上で述べた A との関係が矛盾しないためには、第1の model が最もよくあてはまる。

すなわち、最近数年間の前駆地震の平均的な傾向として、これらは、押し円錐型の初動分布を示し、震源において、上向の力が作用したと考えられる。nodal line は火口から約 1100 m (これは、ほぼ外輪山の内側にあたる) の所にある。

また、噴火微動では震源の深さは第3章で述べたように、火口縁から約 400 m (St. A の level からだと約 300 m の深さ) と推定されるから、震央から nodal line までの距離は、上に述べたと同じ計算法で

第1の model では $A \approx 800$ m 以内が押し波、以外は引き波、

第2の model では $A \approx 500$ m 以内が押し波、以外は引き波、

第3の model では $A \approx 300$ m 以内が引き波、以外は押し波、

となるはずである。

噴火微動の初動は、St. A で明瞭な引き波として観測できたが、他の観測点 (St. B, St. C, St. O) では、初動が小さ過ぎてわからない。しかし、浅間山 (高木, 1943) や桜島 (気象庁, 1968) の爆発地震において、 A が数 km 以上もある所で、初動が引き波として観測されているものがあるので、三原山でも、火口からやや遠い St. B, St. C では、噴火微動の初動は引き波であったと考えられる。

そこで、噴火微動も前駆地震と同様に、円錐型の初動分布を示すものとすれば、上に述べた第1または第2の model の発生機構が最も近似していることになる。すなわち、噴火微動では、震源で上方または上下の両極に外向の力が作用したと考えられる。

これらの事柄によって、前駆地震発生前後から、噴火発生までのからくりを推定すれば次のようになる。

火山性常時微動の波動の減衰は、前駆地震、前駆微動および噴火微動などより小さいことか

ら (田中, 1968 a), 常時微動はやや深い所で発生していると考えられるが, その微動源より浅い所で, 上向の力が作用する前駆地震が起こる。この時, おそらく岩砕でふさがれていた火道内に, 下方から上方に破壊が起こり, 火道に割れ目を通す。そして, 噴火の準備が始まるのである。

次に, 前駆地震によって破壊された通路に沿って, ガスや溶岩が上昇すると思われる。この時期の火山性微動は, 振幅の小さな前駆微動であって, その勢力が小さいことから, ガスや溶岩の移動は静かに起こるに違いない。

続いて, 火口下の浅い所 (火口底付近) で噴火が始まる。その衝撃は噴火微動として観測される。噴火の際, 爆発力は火道に沿って上方または上下方向に作用する。

以上は, 三原山で噴火が始まるときのからくりについて, いくつかの仮定を置いた上で成り立つ一つの考え方である。

6. 噴火微動の最大振幅の統計

1969年1月の噴火では, 多数の孤立型噴火微動が発生した。その数は, 最大振幅 5μ 以上のものだけで, 1月20日から26日までの7日間に約7000個を数えることができた。この微動は噴火活動が激しかった一時期に, 連続型または唸り型噴火微動に形をかえたことがあったが, 大勢は孤立型噴火微動でしめられていた。その記象の一部は, すでに, Fig. 3 に示してある。

孤立型噴火微動の最大振幅の発生頻度を12時間づつにくぎって, 石本・飯田の方法で統計し, Fig. 8 に示した。統計の方法として, 最大振幅 A と頻度 N との関係は

$$\sum N = \int_A^{\infty} N(A) dA = \frac{K}{m-1} A^{-(m-1)} \quad (9)$$

で表わした。

Fig. 8 の統計図で, 最大振幅 5μ 以下の小さな部分については, 観測できないものが多いので, 統計の計算から除くことにする。 5μ 以上の最大振幅に対しては, おおかたの図が上方に凸に折れ曲った2つの直線で表わされた。

最大振幅の小さな部分に対する m を m_1 とし, 大きな部分に対するものを m_2 とし, 2つの直線が交わる部分の最大振幅を A_x で表わす。 m_1, m_2, A_x の12時間づつの変化の状態を Fig. 9, Table 3 に示した。これでわかるように, m_1 は2~4, m_2 は3~7程度の値を持ち, A_x は, 大きな振幅の噴火微動が発生した時期ほど大きな値を示す傾向がみられる。また, 全体として小さな振幅の噴火微動だけが発生した時期には, 統計図は折れ曲りができなくて, 一つの直線で表わされる。この場合の m は3~4である。

次は, 石本・飯田の統計図が, 上に凸に折れ曲ることについて若干考察する。

地殻にたくわえられるひずみ energy には限界があることは, たとえば, 茂木 (1956), 坪井 (1967) 等によって述べられている。そして, 蓄積されたひずみ energy が限界度に達して地殻を破壊するのが地震だとされている。一般の地殻の場合では, この限界値は 10^{13}erg/cm^3 程度である。これと同じように, 噴火は, magma の上昇その他によって, 火道内の物質に蓄積されたひずみ energy が balance を失ったときに起こると思われる。ところが, 火道の壁は一般に堅牢であるから, 破壊は火道壁の外までは進みにくく, かつ, energy の蓄積領域も火道壁の外までは及びにくいと考えると, energy の蓄積領域は火道につまった溶岩の内だけ

Fig. 8. Log amplitude (A) and log frequency (N) relationship of isolated eruption tremors, observed at the observation station A.

に限られる。

そこで、火道につまった物質が単位体積内に貯えうる energy を e 、火道の体積を V とすれば、起こりうる噴火微動の大きさの上限 E は

$$E = eV \quad (10)$$

となる。

V が一定していて、 E 以下の大きさの噴火だけが発生している時期には、石本・飯田の統計は一つの直線として表わされるであろう。しかし、 V が一定していても、 E 以上の energy を持つ大きな噴火力の補給があったような場合には、火道壁が破壊されることもあろうし、 E 付

Table 3. Statistical value of m and A_x . Relation between maximum amplitude and frequency of them are shown two streight lines by Ishimoto-Iida's method.

m_1, m_2 : Ishimoto-Iida's coefficient

A_x : Junction of two lines

Analysis of eruption tremors of Jan. 20~26, 1969

Period				m_1	m_2	A_x
d	h	d	h			μ
20	08	20	20	—	3.40 ± 0.10	—
20	20	21	08	—	4.29 ± 0.08	—
21	08	21	20	—	2.93 ± 0.06	—
21	20	22	08	3.05 ± 0.14	7.03 ± 0.02	10.4
22	08	22	20	2.35 ± 0.06	5.43 ± 0.05	11.2
22	20	23	08	1.89 ± 0.11	4.49 ± 0.10	14.0
23	08	23	20	1.95 ± 0.09	4.54 ± 0.09	15.6
23	20	24	08	2.84 ± 0.15	4.62 ± 0.10	15.3
24	08	24	20	3.28 ± 0.10	5.17 ± 0.03	11.4
24	20	25	08	3.62 ± 0.20	6.75 ± 0.15	7.5
25	08	25	20	3.25 ± 0.20	5.60 ± 0.01	7.2
25	20	26	08	3.13 ± 0.09	6.23 ± 0.03	10.4

Fig. 9. Changes of A_x , m_1 and m_2 . They are shown in Table 3 and Fig. 8.

A_x : Junction of two lines for log amplitude and log frequency relationship of isolated eruption tremors.

m_1, m_2 : Ishimoto-Iida's coefficient.

近にあたる大きな噴火を何回もくり返すことによって、その energy を消耗させると考えられる。こうしたことから、 E 付近の噴火の発生率は多くなるはずであり、その付近の噴火微動の最大振幅は、石本・飯田の統計で期待される頻度より多くなる。 A_s にあたる部分がすなわちそれであり、統計図は上に凸に折れ曲ることになる。

また、噴火その他によって、火口底や火口の大きさ、形などが変動することにより、 V も変化するので、時間の経過と共に E (すなわち A_s) も変化すると考えられる。したがって、Figs. 8, 9 および Table 3 のように、 m_1 , m_2 , A_s は何時も一定しているものではなく、時期によって、値が若干変っていくと考えられる。

爆発地震の最大振幅の頻度が、上に凸に折れる曲った例として、筆者は以前、桜島の爆発地震について述べたことがある (田中, 1967, 1968 b, 1969 b)。また、三原山の1939年9月, 1957年4~7月の噴火微動についても、石本・飯田の統計が、単純な一つの直線にならなかったことを述べた (田中, 1958)。また、YOKOYAMA (1956) も同様なことを、三原山の1953年12月6日および1954年2月6日の火山性微動について記している。このようなことから、三原山の噴火微動に関して、石本・飯田の統計は、上に述べた1969年1月に発生したものに限らず、一つの時期のものについても同じ性質を持っていると考えられる。

なお、爆発地震 (噴火微動) 以外で、石本・飯田の統計図が上に凸の折れ曲りを生じたものに、吉川・西 (1966) が行なった桜島の B 型地震、木沢 (1965) の行なった New Zealand の Wairakei-Taupo の群発地震などが報告されている。また、MOGI (1962, 1963) によれば、岩石の破壊実験で elastic shocks の大きさ別頻度分布が、石本・飯田の式からはずれる場合があることを述べている。これらはすべて、三原山の噴火微動の性質と類似点を持っていることになる。

7. 伊豆大島における Wiechert 地震計による火山性微動と火山性地震の観測

第1報 (田中, 1968 a), 第2報 (田中, 1969 b) および本報で述べてきた三原山の噴火活動に関連した前駆地震は、すべて、JMA-62 A型電磁地震計の隔測多点観測によってもたらされた成果であった。この地震計は1964年に伊豆大島に設置され、約1年間の test 観測期間を経て、1965年6月から、正式に routine 観測に加ったものである。

ところで、伊豆大島火山では、1965年以前にも、三原火口の北々西 4.7 km の大島測候所 (St. O) に設置した Wiechert 地震計による地震観測が行なわれていたので、この記録を再観測し、1965年以前の三原山の噴火活動の際にも、前駆地震や前駆微動が発現していたかどうかを検討してみることにした。

大島測候所で Wiechert 地震計の1点観測を始めたのは1938年11月である。これ以来、三原山から発生する火山性微動や火山性地震の大体の情報は連続して得られるようになったのであるが、これには次のような問題があった。

1) Wiechert 地震計は、倍率 80~100 倍程度であり、かつ、0.2~0.3 mm の摩擦値を持っているので、2~3 μ 以下の微動や地震は記録することができなかった。

2) 表面波の性質を持つ地震波の距離による減衰は

$$M = M_0 A^{-1/2} e^{-Kd} \quad (11)$$

(M : 振幅, d : 距離, K : 減衰係数)

で表わされる。三原山の火山性微動、火山性地震の K は $10^{-6}/\text{cm}$ 程度あるため (MINAKAMI, MIYAZAKI and TAKAHASHI, 1951; 水上, 1951; 田中, 1968 a), 火口で発生した微小な勢力の火山性微動は, *St. O* までの距離 4.7 km を伝わってくる間に減衰してしまい, Wiechert 地震計には感じなくなる。各種火山性微動の平均的振幅は, 火口の北々西 800 m の *St. A* で観測して, 火山性常時微動では $1 \sim 2 \mu$ 程度, 前駆微動では 0.5μ 以下, 噴火微動では 5μ 以上, 末期微動では $1 \sim 2 \mu$ 程度 (いずれも第 2 報, 田中, 1969 a による) であることを考慮すると, *St. O* の Wiechert 地震計で観測できた火山性微動は, 噴火微動だけだったということになる。

Wiechert 地震計で観測した 1938~1965 年の噴火微動の発生状況については, 第 1 報 (田中, 1968 a) の Fig. 12 および Fig. 15 に示しておいた。

3) 前駆地震の最大振幅は, *St. A* で観測して, 噴火微動か, それ以上の大きさがあるので, *St. O* の Wiechert 地震計でも観測されたはずである。しかし, 何ぶんにも, 1 点観測であったので, この地震が, はたして火口付近で起こったものかどうかの判定はむずかしい。前駆地震の特徴の一つは, 第 1 報でも述べたように, 震源が, 火口か火口付近にあることである。

8. 1938~1969 年における三原山の噴火活動に伴った前駆地震

さて, 1965 年 6 月から 1969 年 6 月の期間に起こった 4 回の顕著な噴火活動には, すべて, 前駆地震が発生したことは既に第 1 報 (田中, 1968 a) および第 2 報 (田中, 1969 a) で述べた。この 4 例によれば, 前駆地震発生から噴火発生までの時間差は 3~10 時間であって, 余り長い時間差ではなく, 過去の Wiechert 地震計の記録から前駆地震を見出すための一つのよりどころになる。また, 前駆地震は, 震源が浅いので, その記象型は, P 波, S 波などは判別しにくいとしても, 表面波がよく卓越しているのが一つの特徴である。

これらのことを考慮しながら, 1938 年 11 月から 1965 年 5 月の Wiechert 地震計の記録から, 前駆地震と思われるものを拾い上げた。これと, 1965~1969 年の既にわかっている前駆地震も合せて Table 4 および Table 5 に記載した。また, Wiechert 地震計が記録した前駆地震の若干例を Fig. 10 に示した。

三原山の噴火活動中は, 噴火微動が連続または断続して観測される。ある噴火活動期と次の噴火活動期との境を判定することはむづかしいが, ここでは, 便宜上, 1 か月以上にわたって, 噴火微動が現われなかった時期を以て, 噴火活動期の境とみなすことにした。それは, 1965~1969 年の噴火活動について調べた結果, 1 か月以上噴火活動を休止した後に起こった噴火活動には, 必ず, 前駆地震, または前駆微動が見出され, かつ, 噴火活動末期に現われていた末期微動は, 噴火の 1 か月後には, 完全に火山性常時微動になっていたことなどが経験的にわかったからである。

このようにして, 1938 年 11 月~1969 年 12 月の三原山の噴火活動期を細分すると, Table 4 に示した 27 回のものになる。この表では, 噴火微動の発現時刻を以て, 噴火活動を開始したものとしてあつかうが, 噴火微動が小さくて, Wiechert 地震計では検出できなかったような場合も若干含まれていると考えなければならない。そのような場合は, 表中の噴火開始時刻は若干早くなる。

Table 4 の中で, 太字で記してあるものが前駆地震と考えられる記象の発現時刻である。また, 噴火開始時刻からほぼ 10 日間前にさかのぼって, その間に起こった火山性地震 (A 型地震)

Table 4. Eruption activities of the Volcano Mihara-yama, during the period from Nov. 1938 to Dec. 1969.

Gothic letters: Pre-eruption earthquake

Roman numerals: Month

 T_E : Time of 1st eruption T_P : Time of 1st pre-eruption earthquake

No.	Period of eruption activity			Volcanic earthquake, during 10 days before the 1st eruption	$T_E - T_P$
	Year	Month			Hours
1	1939	IX	2 ^d 05 ^h 35 ^m –17 ^d	VIII 30 ^d 16 ^h 29 ^m , 30 ^d 16 ^h 39 ^m (felt), 30 ^d 16 ^h 40 ^m , 31 ^d 03 ^h 59 ^m , 31 ^d 04 ^h 05 ^m , 31 ^d 04 ^h 19 ^m , IX 2 ^d 03 ^h 33 ^m , 2 ^d 04 ^h 41 ^m (felt)	2
2	1940	VIII	19 ^d 02 ^h ca.–19 ^d 06 ^h ca.	VIII 9 ^d 09 ^h 44 ^m , 11 ^d 03 ^h 03 ^h 17 ^m	?
3	1950	VII	16 ^d 09 ^h 06 ^m –IX 30 ^d	VII 14 ^d 04 ^h 12 ^m	53
4	1951	II	4 ^d 12 ^h 30 ^m –VI 27 ^d	I 26 ^d 20 ^h 34 ^m , II 1 ^d 13 ^h 17 ^m	71
5	1953	X	4 ^d 20 ^h ca.–1954 VIII 14 ^d	IX 30 ^d 12 ^h 24 ^m , X 4 ^d 00 ^h 04 ^m , 4 ^d 00 ^h 37 ^m	20
6	1954	IX	25 ^d 14 ^h 12 ^m –25 ^d 16 ^h ca.	IX 23 ^d 16 ^h 26 ^m , 23 ^d 16 ^h 39 ^m , 23 ^d 17 ^h 29 ^m , 24 ^d 16 ^h 25 ^m , 24 ^d 16 ^h 57 ^m , 24 ^d 18 ^h 01 ^m	22
7	1954	XI	1 ^d 10 ^h 17 ^m –8 ^d	X 23 ^d 17 ^h 34 ^m , 23 ^d 17 ^h 51 ^m , 23 ^d 17 ^h 59 ^m , 31 ^d 00 ^h 57 ^m	33
8	1955	XII	11 ^d 15 ^h 27 ^m –1956 I 29 ^d	XII 3 ^d 19 ^h 15 ^m	?
9	1956	VIII	19 ^d 06 ^h ca.–27 ^d	VIII 15 ^d 04 ^h 47 ^m , 15 ^d 05 ^h 37 ^m (felt), 15 ^d 05 ^h 38 ^m , 15 ^d 05 ^h 45 ^m , 15 ^d 05 ^h 47 ^m (felt), 15 ^d 08 ^h 11 ^m	?
10	1956	XI	11 ^d 09 ^h ca.–XII 20 ^d	XI 9 ^d 12 ^h 17 ^m , 9 ^d 23 ^h 46 ^m	45
11	1957	I	21 ^d 09 ^h ca.–II 19 ^d	I 13 ^d –21 ^d : Volcanic earthquakes swarmd. Daily numbers of them are shown in Table 5	—
12	1957	III	31 ^d 16 ^h ca.–VII 11 ^d	III 29 ^d 20 ^h 25 ^m	44
13	1958	IV	5 ^d 09 ^h 06 ^m –1959 XII 20 ^d	III 27 ^d 00 ^h 04 ^m , 28 ^d 14 ^h 06 ^m , 28 ^d 14 ^h 10 ^m , IV 2 ^d 11 ^h 57 ^m , 2 ^d 23 ^h 08 ^m , 3 ^d 08 ^h 00 ^m	49
14	1960	XI	8 ^d 10 ^h ca.–XII 15 ^d	XI 3 ^d 19 ^h 35 ^m , 6 ^d 08 ^h 59 ^m , 7 ^d 22 ^h 24 ^m	10
15	1961	I	24 ^d 14 ^h 20 ^m –29 ^d	I 15 ^d 01 ^h 34 ^m , 15 ^d 05 ^h 11 ^m , 21 ^d 22 ^h 30 ^m , 23 ^d 14 ^h 34 ^m , 24 ^d 10 ^h 23 ^m (felt), 24 ^d 10 ^h 39 ^m , 24 ^d 11 ^h 06 ^m , 24 ^d 11 ^h 52 ^m (felt, rumbling), 24 ^d 11 ^h 53 ^m , 24 ^d 12 ^h 00 ^m , 24 ^d 12 ^h 02 ^m , 24 ^d 14 ^h 12 ^m	4
16	1961	II	21 ^d 09 ^h 24 ^m –21 ^d 18 ^h ca.	II 14 ^d 08 ^h 21 ^m , 14 ^d 14 ^h 53 ^m , 14 ^d 21 ^h 06 ^m , 21 ^d 06 ^h 58 ^m	3
17	1961	IV	6 ^d 23 ^h 24 ^m – 8 ^d	IV 5 ^d 12 ^h 03 ^m	?
18	1961	VII	10 ^d 12 ^h 41 ^m –VIII 28 ^d	VII 2 ^d – 9 ^d : Volcanic earthquakes swarmd. Daily numbers of them are shown in Table 5	—
19	1961	XI	25 ^d 13 ^h ca.–1962 III 21 ^d	None	?
20	1962	V	2 ^d 02 ^h 28 ^m –1963 I 10 ^d	IV 28 ^d 14 ^h 55 ^m , 28 ^d 15 ^h 30 ^m , 28 ^d 20 ^h 45 ^m , V 2 ^d 16 ^h 01 ^m	10
21	1963	III	13 ^d 15 ^h 10 ^m –14 ^d	None	?
22	1964	XII	27 ^d 23 ^h 44 ^m –1965 I 6 ^d	XII 24 ^d –31 ^d : Volcanic earthquakes swarmd. Daily numbers of them are shown in Table 5	—

No.	Period of eruption activity			Volcanic earthquake, during 10 days before the 1st eruption	T _E -T _P
23	Year	Month			Hours
1965	XI	24 ^d 23 ^h 32 ^m -XII 4 ^d		XI 24 ^d 17 ^h 49 ^m	6
1966	II	7 ^d 13 ^h 29 ^m -III 30 ^d		I 30 ^d 10 ^h 07 ^m , II 7 ^d 10 ^h 30 ^m	3
1966	VI	10 ^d 22 ^h 13 ^m -12 ^d		VI 3 ^d 09 ^h 58 ^m , 5 ^d 01 ^h 15 ^m , 10 ^d 12 ^h 10 ^m (2 times)	10
1969	I	19 ^d 15 ^h 20 ^m -V 14 ^d		I 19 ^d 11 ^h 13 ^m , 19 ^d 11 ^h 13 ^m , 19 ^d 11 ^h 14 ^m , 19 ^d 11 ^h 17 ^m , 19 ^d 11 ^h 21 ^m , 19 ^d 11 ^h 26 ^m (felt), 19 ^d 11 ^h 27 ^m , 19 ^d 11 ^h 42 ^m	4
1969	VII	3 ^d 03 ^h 15 ^m -16 ^d		VII 2 ^d 11 ^h 52 ^m (after 3 ^d 00 ^h ca., premonitory) (tremors were recorded)	?

Table 5. Swarm of volcanic earthquakes, occurred before and after eruptions.

△: First day of eruption activity

(): Number of felt shock

January 1957

Day	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
Number	0	1	1	0	0	0	0	0	42 (8)	2	
Day	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	
Number	0	0	3	2	3	18 (3)	72 (7)	7	4 (2)	10 (1)	
Day	21△	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31
Number	1	0	0	1	0	1	0	0	0	5	0

July 1961

Day	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10△	
Number	0	3	1	2	0	0	2	4	2	0	
Day	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	
Number	1	0	3	3	0	0	0	1	0	2	
Day	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31
Number	3	68 (9)	21 (4)	14 (1)	5	2	1	0	0	0	1

December 1964

Day	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
Number	0	0	1	0	0	10 (1)	1	0	65 (5)	7	
Day	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	
Number	4	6	7 (2)	0	0	0	2	1	1	0	
Day	21	22	23	24	25	26	27△	28	29	30	31
Number	0	0	0	2 (2)	148 (41)	225 (66)	38 (3)	11	13 (3)	19 (5)	14 (1)

Fig. 10. Examples of records of pre-eruption earthquakes, recorded by the Wiechert seismograph, observed at the observation station O.

の list も参考のため記載してある。

次に, Table 4 に示した 27 回の噴火活動と前駆地震の現われ方とを整頓してみよう。

1) 噴火活動前に, 少数の前駆地震が起こった例が 17 回あった (Nos. 1, 3, 4, 5, 6, 7, 10, 12, 13, 14, 15, 16, 20, 23, 24, 25, 26)。

2) 噴火活動の直前に火山性地震 (主として, A 型地震であるが, 前駆地震型のものも若干含まれているようである) が顕著に群発した例が 4 回あった (Nos. 11, 15, 18, 22) (Table 5)。

3) 噴火活動開始の後に, 火山性地震 (A 型地震) が顕著に群発した例が 2 回あった。 (Nos. 18, 22)。

4) 噴火活動前に前駆地震があったかどうかわからない例が 6 回あった (Nos. 2, 8, 9, 19, 21, 27) ただし, No. 27 では, 噴火の 3 時間前から JMA-62A 型電磁地震計に前駆微動が認められた。

このように, 1965 年以前の Wiechert 地震計だけで観測していた時期においても, その後の状態と同じように, 噴火活動の前には, 少数の前駆地震が発生していた多くの事実をつぎとめ

ることができた。これらのことから、三原山の噴火の前駆地震は、Vulcano 式噴火や Pelé 式噴火の火山でみられるように、多数の地震が群発するものではないことが特徴といえる。

また、Table 4 から、前駆地震発生時と噴火活動開始時との時間差は、時期によって多少違い、次のような傾向がみあたる。

- 1) 1939年ごろの噴火活動では、噴火の約2時間前に前駆地震が発生した（時間差は短い）。
- 2) 1950～1951年の噴火活動では、噴火の2～3日前に前駆地震が発生した（時間差は長い）。
- 3) 1953～1954年の噴火活動では、噴火の20～33時間前に前駆地震が発生した（時間差はやや短い）。
- 4) 1955～1959年の噴火活動では、噴火の約2日前に前駆地震が発生した（時間差はやや長い）。
- 5) 1960～1969年の噴火活動では、噴火の3時間～10時間前に前駆地震が発生した（時間差は短い）。

全体として、三原山の噴火の前駆地震は、噴火発生のおよそ3時間ないし3日前から始まることがほぼ見当付けられた。

次に、上記の時間差によって分けた各噴火活動期の特徴をくらべる。

1939年ごろ：

三原火口の中央に、火口縁から約200mの深さに達する火口があって、火口底から溶岩片を噴きあげる Stromboli 式噴火を行なった時期である。

1950～1951年：

この噴火では、溶岩を流出して、当時火口縁から深さ約150mあった火口を完全に埋めつくし、さらに、溶岩を火口外にも流し出した大噴火活動期であった。中央火口内には、多数の火孔を生じた。

1953～1954年、1955～1959年、1960～1969年、（現在）の各噴火活動期については、筆者が第1報（田中，1958a）で、1953年以降の三原山の火山活動の概要を説明するために、それぞれ、第1期、第2期、第3期の活動として分けた期間と一致している。すなわち、

1953～1954年：

この期間の噴火では、1950～1951年に流出した溶岩で埋められた火口内に、次々と新火孔を生じ、ときには、少量の溶岩を流し出す噴火が起こった。

1955～1959年：

この期間の噴火は、火口の拡張期で、噴火の度に火孔の口径、深さを増した時期である。火口の拡大状態は、大島測候所の観測によれば次のようである（気象庁地震月報，1956，1958）。

1956年8月における火口の大きさは、直径約40mであった。（火口縁からの測深、火口底には直径約4mの赤熱溶岩が露出していた）。その後の火口の拡張は目ざましく、1958年1月には、火口の直径約80m、同年6月には約150m、同年11月には約200m、同年12月には約250mになった。これらの拡張は、単に、噴火によって放出された溶岩片の容積だけでは説明がつかぬもので、この期間に、火口底の顕著な沈降が進行したのである。

1960～1969年（現在）：

この期間には、ほぼ完全に形成された三原火口内で、ときどき、Stromboli 式噴火を行なうようになった。火口の大きさは、顕著に沈降した部分を含めて直径約300m、火道の部分の直

Fig. 11. Time lag between pre-eruption earthquake and 1st eruption.

径が約 150 m, 深さ約 300 m と推測される。この状態は, 1939年当時の三原火口の形にほぼもどったように思われる。そして, 前駆地震の起こり方も, また, 1939年当時の状態にもどってきたように思われる。

前駆地震発生時と噴火発生時の時間差の変化状態を Fig. 11 にまとめて示した。

9. A 型地震

1961~1963年に大島測候所で観測した $S-P$ が60秒以内の地震の頻度は Fig. 12 のようになった。この図で見られる地震の起こり方の傾向は, 年代によって余り変るものではないと思われる。

$S-P$ の頻度には, 3つの明瞭な極大がある。

第1の極大は最も大きく, $S-P$ が1~3秒付近のものである。この地震は, 三原山頂から, おおむね 20 km 以内の近距離で発生しているもので, 伊豆大島火山と何らかの関係を持っている地震と考えられる。そこで, この一群の地震を, 伊豆大島の火山性地震としてあつかい, 特に, A型地震と呼ぶことにする。伊豆大島は, 山頂から西ないし南西に約 20 km, 北東ないし東に約 10 km のすそ野を引く火山島であって, その大部分は海面下にかくれている。A型地震は, 伊豆大島の山体下で発生する地震である。

第2の極大は, $S-P$ が8~9秒の所にあり, 頻度は, 第1の極大よりやや小さいとはいえ, かなり多数の地震が発生している。この地震は, 主として, 伊豆大島南西の, 新島, 式根島, 神津島, 大島南方の三宅島方面および大島南東の房総沖の地震である。

また, 第3の極大は, $S-P$ が11~16秒付近のもので, 地震が常時多発している関東地方南東部(茨城県や千葉県)の地震がおもな原因になっている。

A型地震の記象型は, 一般の近地々震と余り変っていない。P相, S相は判別しやすく, 全体として三角形をした地震である (Fig. 13)。群発することが多く, また, ときには被害を発生させるような大きなものもある。 $S-P$ から推定されるA型地震の発生域は, おおむね Fig. 14 の斜線を入れた地域である。

Fig. 12. Frequency of $S-P$ time of earthquakes, observed at the observation station O.

1939～1969年の伊豆大島の火山性地震（主としてA型地震）の月別発生状況は Table 6 のとおりであった。このうち、Magnitude 4 以上の大きさの地震の震央は Fig. 15 のとおりである。震源の深さは、いずれも、0～20 km の間にある。なお、震央位置には $\pm 1'$ 程度の誤差がある。この図から、A型地震は、伊豆大島の北西～西～南西～南～南東の海域に多く分布し、北～北東～東の海域には、ほとんど起こっていないことがわかる。

有史時代に、伊豆大島近海で発生したA型地震で、被害を伴ったものは次のとおりである（大森, 1915; 岸上1936; 気象庁, 1952, 1958, 1966, 1968; 理科年表, 1969）。

1) 1905年6月7日（明治38年）の地震

震央： $\lambda=139.2^\circ E$, $\varphi=34.8^\circ E$, Magnitude : 7.0

この地震は、有史時代の伊豆大島付近のA型地震のうち最大である。1905年5月28日ごろから6月15日ごろまで群発したものうちの最大地震である。石垣の崩壊、地面に亀裂などが発生した。被害度は大島の元村が最も大きく、次いで野増村、泉津村の順であった。岡田、差木地、波浮の3村では被害がなかった。

2) 1909年1月16日（明治42年）の地震

震央： $\lambda=139.5^\circ E$, $\varphi=34.8^\circ N$, Magnitude : 6.8

差木地村、波浮港で地面に亀裂を生じた。

3) 1961年7月22日（昭和36年）の地震

震源： $\lambda=139^\circ 20' \pm 1' E$, $\varphi=34^\circ 51' \pm 1' N$, $h=20$ km, Magnitude : 4.6

島の北西部で山崩れ、地面に亀裂などを生じた。

4) 1964年12月9日(昭和39年)の地震

震源: $\lambda=139^{\circ}13'\pm 1'E$, $\varphi=34^{\circ}35'\pm 1'N$, $h=0$ km, Magnitude: 5.8
波浮港付近で小規模なけ崩れがあった。利島, 新島でも若干の被害があった。

5) 1964年12月26日(昭和39年)の地震

震源: $\lambda=139^{\circ}17'\pm 1'E$, $\varphi=34^{\circ}40'\pm 1'N$, $h=0$ km, Magnitude: 5.5
12月25~26日に, Magnitude 5 を越えるA型地震が3回あり, その中の最大地震である。これらの地震により, 島の南西部で小規模なけ崩れ, 道路に亀裂を生じた。

6) なお, 1703年7月31日(元禄16年6月23日)の房総半島沖の地震($\lambda: 139.8^{\circ}E$, $\varphi: 34.7^{\circ}N$, Magnitude: 8.2)は, A型地震には属さないが, 伊豆大島東方で発生し, 大島に大

Fig. 13. Examples of record of A-type volcanic earthquakes.
Upper figure: Record by the JMA-62 A type electro-magnetic seismograph.
Lower figure: Record by the Wiechert seismograph.

Fig. 14. Position of Izu-Oshima Volcano. The hatched area shows the area of Fig. 15 and Fig. 17.

Fig. 15. Distribution of epicentres of A-type volcanic earthquakes with magnitude 4 or more.

Table 6. Number of volcanic earthquakes at the Volcano Izu-Oshima, observed at the Oshima Weather Station, by the Wiechert seismograph.

Month Year	Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	May	Jun.	Jul.	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Total
1939	1	3	2	2	5	4	15	6	66	24	0	217	345
1940	7	4	36	27	5	0	13	2	4	1	22	4	125
1941	4	9	5	1	9	2	3	0	22	82	0	0	137
1942	0	1	2	40	8	2	4	43	18	26	283	13	440
1943	12	0	0	6	1	3	0	0	8	2	14	28	74
1944	3	175	17	40	42	3	1	0	0	0	0	190	471
1945	} No observation, owing to the 2nd World War.												
1946													
1947	0	2	2	0	2	1	10	17	19	3	4	5	65
1948	0	0	3	13	13	0	8	2	35	1	0	268	343
1949	2	20	6	48	24	4	3	9	10	6	7	4	143
1950	7	6	2	2	7	6	22	141	68	17	13	5	296
1951	2	0	0	0	1	0	2	3	1	3	1	5	18
1952	3	2	2	0	10	3	6	2	3	28	3	138	199
1953	30	21	2	4	25	6	7	5	17	5	2	1	125
1954	0	0	0	2	1	10	2	8	11	8	5	6	53
1955	9	14	5	6	1	1	21	4	90	6	17	6	180
1956	9	6	3	236	32	6	10	8	4	4	13	22	353
1957	173	4	3	6	8	23	6	1	7	7	3	3	244
1958	1	3	8	3	7	2	3	1	5	7	3	3	47
1959	3	4	2	4	21	49	3	18	19	30	12	220	385
1960	76	54	32	118	77	22	12	14	18	9	4	14	450
1961	27	9	8	13	35	32	139	30	20	4	3	3	323
1962	1	2	1	7	11	0	7	2	0	12	6	2	51
1963	27	1	0	3	10	8	1	2	4	1	3	23	83
1964	1	0	0	0	1	47	0	17	5	0	13	607	691
1965	0	0	13	30	20	61	28	13	16	4	3	6	194
1966	9	3	1	1	14	4	1	5	0	0	0	0	38
1967	3	0	2	2	3	1	0	1	3	0	3	1	19
1968	0	37	0	0	3	0	0	2	4	4	0	0	50
1969	3	1	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	5

被害をもたらせたので有名である。大島における被害は、岡田村回船漁船18隻，男女 56 人，人家58軒流失，波浮池は決潰して海と連なった。

A型地震の最大振幅の頻度を，石本・飯田の方法で統計すると，計数 $m=1.77\pm0.09$ となった (Fig. 16.)。この値は，他の火山で，一般に火山性のA型地震といわれているものの値（たとえば，久保寺，1965）と同じである。なお，伊豆大島のA型地震の石本・飯田の m については，これまでに，横山（1958）および筆者（1957，1958）の統計があり，それぞれ1.8ぐらいの値が得られている。

Fig. 16. Log amplitude (A) and log frequency (N) relationship of A-type volcanic earthquakes, observed at the observation station O.

10. 群発性のA型地震

伊豆大島付近は、地震が常にたくさん発生している場所であり、ときどき、群発することもある。このことは、Table 6 から大体わかる。そこで、常時地震活動とくらべて、どの程度地震活動があったとき、それを異常な群発地震活動とみなすことができるかを、統計的に確かめることにする。

ここでは、THOMPSON (1935) の棄却検定法を用いて、群発地震活動期を取り出すことにする。この方法は、村内 (1949)、山川等 (山川・帆前・小林, 1965; YAMAKAWA, 1966, 1968) によって使用されたことがあり、良い結果が得られているものである。

Table 6 の資料により、1 か月ごとの地震の頻度の系列を $x_1, x_2, \dots, x_N$ として、この系列の中で x_N を $x_1, x_2, \dots, x_{N-1}$ の系列と同種のものであるかどうかを検定するのである。

ここで、系列の単位を1 か月とするのが適当か、あるいは、さらに短くすべきかについては問題があるが、顕著な群発地震だけを選び出すことを目的とし、便宜上、1 か月を単位とした。

標本平均を $\bar{x}$ 、標準偏差を S とすると

$$\bar{x} = \sum_{i=1}^N x_i / N \quad (12)$$

$$S^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^2 \quad (13)$$

いま、危険率 α で、 x_N なる観測値が、始めの一群の観測値と同一の母集団に属しないと判定して棄却してよいかどうかを判定するのに、常時地震活動より活発な時期については

$$Q = \bar{x} + \sqrt{\frac{N+1}{N-1}} F'_{N-1}(\alpha) \cdot S < x_N \quad (14)$$

が成り立つので、これによって、地震の異常群発活動期を見出すことにする。 $F'_{N-1}(\alpha)$ は、自由度 1, $N-1$, 危険率 α での F 分布の値である。

Table 6 の資料を (12), (13) 式で計算すると、

$$\bar{x}=17, \quad S=49$$

となる。また、 $\alpha=0.05$ とすると (14) 式から、

$$Q=110$$

と求められる。すなわち、地震の発生頻度を月単位にとった場合、1 か月につき 110 回以上の地震が発生した時は、異常的な群発地震活動とみなすことができる。

また、群発地震が 2 か月にまたがって起きたような場合で、その発生期間が 30 日以内 (1 か月分にあたる) の発生回数が 110 回を越えるような場合には、上記に準じて、地震の異常群発活動期とみなすことにする。

こうして 1939~1969 年の伊豆大島付近の地震から群発地震発生期を選び出し、さらに、その中でも、地震が続発した部分を Table 7 に示した。また Table 7 には、地震が特に顕著に群発した時間とその状態を示すと共に、 $\bar{x}+S=17+49=66 < x_N$ の地震が起こった期間も参考のため括弧を付けて記入してある。

次に、A 型地震が群発する時期に、噴火が起こるかどうかを検討する。

Table 4 の噴火活動期と、Table 7 の群発地震活動期とをくらべると、両者とも全く周期性

Table 7. Swarm of A-type volcanic earthquakes observed at the Oshima Weather Station, during the period from 1939 to 1969.

No.	Period			Number of felt shocks	Number of unfelt shocks	Total
	Year	Month	Day			
(1)	1939	IX	29-X 3	9	60	69
2	1939	XII	15-22	18	172	190
(3)	1941	IX	19-21, X 30	8	91	99
4	1942	XI	4-30	69	240	309
5	1944	II	15-16	59	115	174
6	1944	XII	7-13	30	125	155
7	1948	XII	15-24	52	214	266
8	1950	VIII	1- 9, IX 7-9, 20	26	161	187
9	1952	XII	10-26	2	135	137
(10)	1955	IX	7- 8	14	67	81
11	1956	IV	24-V 12	42	219	261
12	1957	I	9-10, 13-21, 30	21	152	173
(13)	1959	V	2- 3, VI 7-26	5	61	66
14	1959	XII	3-1960 VI 27	1	598	599
15	1961	VI	16-VIII 2	14	149	163
16	1964	XII	6-31	128	478	606
(17)	1965	V	30-VI 28	0	66	66

がなく、かつ、すべての噴火と群発地震とを対応させることは、たとえ、両者の発生期を数か月以上ずらせたとしても、非常に困難である。

しかし、たまたま噴火活動期と群発地震活動期とが一致している場合もあるので、両者の関係度を統計してみることにする。

いま、噴火は、同時期（便宜上1か月を単位とする）に発生した群発地震と関係が深いとして、全観測期間 q （=29年=348 か月）中に噴火があった月数を a 回、群発地震があった月数を b 回、噴火と群発地震が共にあった月数を c 回とすると、Table 4~7 から、 a, b, c はそれぞれ 98, 31, 9 回と算えられる。そこで、

噴火が起こった確率は

$$P(A) = \frac{a}{q} = \frac{98}{348} \quad (15)$$

群発地震が起こった確率は

$$P(B) = \frac{b}{q} = \frac{31}{348} \quad (16)$$

噴火と群発地震が共に起こった確率は

$$P(C) = \frac{c}{q} = \frac{9}{348} = 0.026 \quad (17)$$

である。

ところが、噴火と群発地震が共に起こるべき確率は、(15), (16) から

$$P(C') = P(A) \times P(B) = \frac{98}{348} \times \frac{31}{348} = 0.025 \quad (18)$$

となる。

(17), (18) 式をくらべると、 $P(C)/P(C')=1.04$ となり、 $P(C)$ と $P(C')$ とはほとんど等しいので、噴火と地震とは、全く random に起こっていることがわかる。したがって、両者が偶然に、同じ時期に活動することもあると考えるのが妥当である。

また、仮りに、噴火は、その3か月前後以内の群発地震に関係が深いとすると、上記の c は、Table 4~7 から 13 回と算えられ、 $P(C)=0.037$ で、これから $P(C)/P(C')=1.48$ となる。したがって、噴火の3か月前後以内に起こった群発地震まで含めれば、噴火と群発地震が同じ月に起こったものとくらべて、約1.4倍ぐらい関係度が高まることになる。しかし、いずれにしても、A型地震の群発期と噴火との関係は、余り大きなものでないことが結論される。

群発したA型地震の震央分布のいくつかの例を Fig. 17 に示す。この例にあげた群発地震は、いずれも、噴火活動の前に起こった地震であるが、これらの発生域については、一般のA型地震のもの (Fig. 15) とくらべて変ったところがない。

A型地震の発生域については、Figs. 15, 17 以外にも、これまでに調べられたものがいくつかある。

Fig. 17-1. Distribution of epicentres of a swarm of A-type volcanic earthquakes .

Fig. 17-2. Distribution of epicentres of a swarm of A-type volcanic earthquakes.

Fig. 17-3. Distribution of epicentres of a swarm of A-type volcanic earthquakes.

すなわち、1938年6月の群発地震（永田, 1938; 高橋・永田, 1939）、1939年12月の群発地震（竹花, 1940）、1948年12月および1950年8月の群発地震（木沢, 1951）、1940~1957年のA型地震（田沢, 1957）、1957年1月の群発地震（横山, 1958）、1938~1957年間に群発したA型地震（田中, 1958）などの研究が残されている。これらの地震の発生域を総合すると、いずれも、Fig. 15 および Fig. 17 に示したA型地震の発生域とはほぼ一致している。

また、伊豆大島付近の地下には、深さ100~200 m程度の深発地震が発生する所がある。この深発地震発生域とA型地震発生域の間には、地震の起こらない所がある。これらの地震の空間的分布を調べたものに、田中（1960）、下鶴・堀米（1967）などの研究がある。A型地震は、大島火山に関係があることは勿論であるが、伊豆諸島下の深発地震帯や、その東側を通っている日本海溝などを含めた広範囲な構造的関係において発生しているものと考えられる。

11. P波初動の異常と地下構造

地下構造が均質であれば、縦波の性質を持って伝わってくる波は、観測点においても、その初動方向は震央を向くように振動するはずである。しかし、多くの場合、震央方向から若干ずれて観測される。これには、震源位置や検測による誤差がいくらか影響しているが、おもな原因は、地震波が不均質な構造をした地中を通ってくるためだと考えられる。すなわち、地震波速度の異なる地塊や地層が重なっていたり、または、厚さがだんだん薄くなっているような傾斜した地層が重なっている場合には、初動方向は、震央方向から若干かたよるはずである。

初動がかたよる原理については、松沢 (1935)、宇津 (1956) などの研究がある。その原理を、例えば宇津 (1956) は次のように説明している。

地表面に x , y 軸をとり、 x 方向に P 波の速度が

$$v = A + Bx \quad (19)$$

のように、だんだん速くなっていく場合には、初動方向は震波速度の速い方に凸に角 θ だけかたより、

$$\theta = \sin^{-1} \left(\frac{dB}{2A} \sin i \right) \quad (20)$$

で表わされる。ここで、 A は震央距離、 i は x 軸と初動方向のなす角である。

また、速度 V_1 の層が、速度 V_2 ($V_1 < V_2$) の層の上に重なっていて、その層の厚さ h が x 方向に、

$$h = C - Dx \quad (21)$$

のように、だんだん薄くなっている場合には、初動方向は上層の薄い方に角 θ だけかたより

$$\theta = \frac{\sigma}{2} - \tan^{-1} \left(\frac{r-d}{r+d} \tan \frac{\sigma}{2} \right) - \sin^{-1} \left(\frac{d}{A} \sin \sigma \right) \quad (22)$$

で表わされる。ここで、 σ は震波線の xy 面への投影と x 軸のなす角、 r , d は

$$r = \frac{C \cos^2 \varphi \tan \alpha}{\sqrt{1 - \sin^2 \varphi \sin^2 \sigma}}, \quad d = C \sin \varphi \cos \varphi, \\ \alpha = \sin^{-1}(V_1/V_2), \quad \varphi = \tan^{-1} C$$

である。

実際に、一般地震について、初動のかたよりを調べた例をいくつかあげるならば、岸上 (1932) の関東地方の地震、国富 (1932) の西埼玉地震、宇津 (1956) の関東・中部・東北地方の地震などがある。

また、初動方向のかたよりを、火山の構造と結び付けて研究されたものに、十勝岳における中村 (1929; NAKAMURA, 1929)、阿蘇山および別府における SASSA (1936) などの例がある。

一般に、火山地帯の地下構造は複雑だから、火山地帯で観測する地震の初動方向は、火山の構造の影響を受けて、震央を向くものが少ない。そこで、初動方向のかたよりを調べることによって、火山の地下構造を、ある程度知ることができるはずである。

筆者は、伊豆大島で観測した地震の P 波初動のかたよりについて、若干の研究を進めた。

Fig. 18 は、この目的に使用した地震の震央分布図である。St. O (大島測候所) を中心として、震央距離 50~300 km 以内、深さ 20~80 km で起こった 1951~1969 年の地震 77 個を選んだ。また、Fig. 19 で、横軸は震央方向を示し、縦軸は北から東廻りに測った震央方位から初動方位を引いた差である。

Plot した点が、かなり幅広く散乱しているのは、震央位置および初動の検測誤差に起因しているものと思われる。震央位置には ± 10 km 以内程度の、また、初動方向の検測には $\pm 10\%$ 以内程度の誤差があるとして、これらが総合された初動のかたよりの誤差の範囲は、震央距離 50

100, 200, 300 km の地震に対して, それぞれ $\pm 25^\circ$ 以下, $\pm 13^\circ$ 以下, $\pm 7^\circ$ 以下, $\pm 1^\circ$ 以下程度であると考えられる。しかし, Fig. 19 でわかるとおり, 初動のかたよりは, 最大 45° もあって, これは, 上記の誤差の範囲をはるかに越えた大きな値である。

さて, 日本付近の地殻の構造については, 多くの人々による多数の研究がある。また, Mohorovicic layer についても種々議論がなされているところである。たとえば, 地震波によ

Fig. 18. Distribution of epicentres of earthquakes which are used for analysis of the deviation of seismic ray in Fig. 19.

●: Focal depth=80 km~20 km.
○: Focal depth=20 km~0 km.

Fig. 19. Deviation of the seismic ray for the earthquakes in Fig. 18, observed at the observation station O.

り、地殻構造を調べたものの成果をまとめた柴田 (1960 a, 1960 b), 浅野・浅田 (1967), 田 (1967) などの研究を総括すると、地殻は陸地で厚く、海洋では薄い傾向があるが、平均して、おおよそ地下 20~30 km の所に顕著な不連続面があり、伊豆大島付近についても、この傾向は成り立っている。(YOKOYAMA, 1969)。

そこで、Fig. 19 で使った地震は、震源付近における浅い層の影響を除くため、深さ 20 km より浅い地震は除いてある。また、震央距離は 50~300 km だから (Fig. 18, Table 8), 地震波線は、大部分が地殻の下部または mantle 上部を通過したことになる。このような場所では、地震波は余り大きくかたよらず、伊豆大島付近で、上層に屈折した後、地層構造の影響を大きく受けて、P 波の初動方向がかたよったと考えられる。

Fig. 19 で顕著な現象は、St. O の北から東の方位で起こる地震の初動方向のかたより方は (－) から (＋) に、また、南東から南西にかけて起こる地震では (＋) から (－) に変わっていることである。ことに、St. O の東北東ないし南南東で発生する地震の初動方向は、すべて、(＋) 側 (反時計廻り) にかたより、その最大値は 45° にも及んでいる。たまたま、この方位は、A 型地震が発生しない地域であり (第 9, 10 章), 地震の起こらないような地下構造が、

Fig. 20. Deviation of the seismic ray for the Chigasaki explosion.
X: Shot point.

Table 8. Data of earthquakes, used in Figs. 18, 19.

 θ : True azimuth of epicentre, measured from the north in clock-wise sense Θ : Azimuth of initial motion of seismic ray, measured from the north in clack-wise sense Δ : Epicentral distance

Time (J.S.T.)				Origin			Initial motion			θ	Θ	$\theta^\perp\Theta$	Δ
				φ	λ	h	P_N	P_E	P_Z				
Month	d	h	m	°	°	km	μ	μ	μ	°	°	°	km
1951													
I	9	03	32	35.4	140.1	40	+ 77	+ 71	-115	41	42	- 1	100
III	9	16	11	35.5	140.2	40	- 22	- 12	(+)	40	29	+11	110
XI	3	22	43	35.8	140.8	60	+ 3	+ 8	(-)	46	67	-21	180
1952													
V	2	20	13	35.6	140.8	50	+ 3	+ 3	(-)	55	45	+10	160
	8	09	58	35.5	140.2	60	+ 22	+ 21	- 21	42	44	- 2	105
	9	13	02	35.8	140.4	65	+ 3	+ 2	- 4	38	35	+ 3	155
	20	19	59	34.2	140.3	80	+ 6	- 15	+ 56	126	113	+13	110
	31	14	37	34.1	139.2	20	+ 18	- 3	+ 35	192	171	+21	80
VIII	13	17	59	35.5	139.9	60	+ 1	+ 3	- 8	32	72	-40	95
X	15	09	10	35.9	141.4	40	- 7	- 2	+ 8	55	16	+39	225
XI	2	10	42	36.2	140.6	50	- 7	- 8	+ 17	35	49	-14	195
1953													
I	17	15	11	35.5	140.2	60	+ 7	+ 6	- 22	40	40	± 0	110
II	3	10	19	35.5	140.3	50	+ 9	+ 7	- 28	44	37	+ 7	115
V	21	08	06	36.2	139.9	60	+ 2	+ 2	- 3	16	45	-29	165
VII	28	00	11	35.3	140.4	40	+ 2	+ 4	(-)	54	65	-11	110
XI	26	10	47	34.2	141.8	50	+ 1	- 40	+ 18	105	90	+15	230
	26	17	14	34.3	141.6	40	+ 1	- 16	+ 13	103	90	+13	210
1954													
I	17	20	46	36.1	140.1	70	+ 4	+ 3	- 14	24	37	- 7	165
II	25	02	28	36.0	139.9	40	+ 12	+ 8	- 38	19	34	-15	145
VI	5	22	14	36.0	139.9	60	+ 10	+ 7	- 33	19	35	-16	145
VII	18	18	07	35.5	141.1	40	+ 51	+ 78	- 22	62	57	+ 5	180
VIII	28	19	01	36.7	141.1	40	+ 4	+ 2	(-)	36	27	+ 9	265
IX	2	15	18	35.8	140.2	70	+ 4	+ 2	- 4	30	27	+ 3	140
1955													
I	17	11	21	35.5	140.4	80	- 24	- 14	+ 60	42	30	+12	125
III	2	07	17	35.5	138.9	20	+ 12	- 8	- 56	334	327	+ 7	95
	2	07	20	35.5	138.9	(10)	+ 10	- 2	- 15	334	348	-14	95
VII	24	20	02	35.7	140.7	70	+ 20	+ 21	- 50	48	47	+ 1	155
X	6	14	46	35.6	140.5	40	+ 4	+ 5	- 14	48	51	- 3	140
1956													
II	14	09	52	35.7	139.9	50	+ 12	+ 3	- 39	22	15	+ 7	110
VIII	13	01	59	33.8	138.8	50	- 60	- 59	-169	207	224	-17	120
IX	30	09	03	35.5	140.3	60	+ 3	+ 2	- 9	44	33	+11	120

Time (J.S.T.)				Origin			Initial motion			θ	Θ	$\theta-\Theta$	Δ
				φ	λ	h	P_N	P_E	P_Z				
Month	d	h	m	°	°	km	μ	μ	μ	°	°	°	km
1956													
XII	21	19	31	33.7	139.9	20	- 10	+ 1	- 10	175	180	- 5	120
	22	05	10	33.8	140.0	20	- 64	+ 1	- 53	172	180	- 8	120
	23	08	12	33.7	139.5	20	- 95	+ 16	- 85	175	170	+ 5	125
1957													
III	17	16	50	35.6	140.0	80	- 2	- 4	(+)	32	64	-32	110
IX	16	09	07	35.0	140.5	80	+ 17	+ 12	- 79	71	35	+36	105
1958													
1959													
I	30	22	40	35.6	140.0	80	+ 5	+ 5	- 31	22	45	-23	105
III	16	07	18	35.5	140.2	80	+ 10	+ 11	- 43	41	49	- 8	115
	18	16	26	36.7	141.1	80	- 5	+ 11	+ 11	35	38	- 3	265
IV	29	07	00	34.9	140.7	70	+ 26	- 88	- 88	82	43	+39	120
IX	24	07	23	35.7	138.4	(10)	+ 24	- 69	- 66	317	325	- 8	135
1960													
I	14	19	25	36.0	140.1	80	+ 20	+ 13	- 50	25	34	- 9	150
II	1	11	41	35.3	140.2	70	- 8	- 5	+ 21	48	32	+16	90
	23	18	23	35.6	140.1	80	+ 6	+ 5	- 21	36	40	- 4	110
VI	21	07	56	36.3	140.1	60	+ 2	+ 2	(-)	20	45	-25	190
	26	09	00	35.6	140.1	80	+ 2	+ 1	(-)	35	27	+ 8	110
VII	14	05	27	34.3	139.1	(10)	- 64	- 47	- 49	210	217	- 7	55
1961													
I	16	21	12	36°13'	141°59'	20	- 4	- 5	(+)	54	51	+ 3	295
	17	00	41	36 09	142 08	40	- 12	- 13	(+)	57	48	+ 9	300
VI	23	20	04	35 43	140 09	80	+ 4	+ 5	(-)	31	52	-21	130
VIII	19	14	33	36 01	136 46	(0)	+109	-270	(-)	301	292	+ 9	280
IX	2	03	59	35 26	139 12	20	+ 8	- 2	(-)	347	346	+ 1	75
XII	15	02	24	35 18	139 18	20	+ 12	+ 2	(-)	348	9	-21	60
1962													
IV	23	12	54	36°13'	139°48'	60	+ 5	+ 3	(-)	12	31	- 9	165
VIII	28	20	16	33 56	139 29	20	+ 6	- 3	(+)	176	154	+22	90
	30	05	20	34 05	139 25	40	+ 28	- 10	(+)	178	141	+37	80
XI	14	16	48	35 44	141 08	40	- 11	- 8	(+)	55	36	+19	190
1963													
V	8	19	22	36°24'	141°11'	40	- 6	- 4	(+)	40	34	+ 6	245
	25	11	37	33 48	138 44	40	- 20	- 16	- 73	210	219	- 9	125
	29	06	58	35 20	141 08	40	- 2	- 2	(+)	68	45	+23	175
XII	24	21	55	36 05	140 00	60	+ 5	+ 5	- 19	21	45	-24	155
1964													
III	1	00	20	34°41'	142°11'	60	- 3	- 4	(+)	91	54	+37	255
IV	5	10	44	36 07	140 04	60	+ 2	+ 2	- 9	22	45	-23	160

Time (J.S.T.)				Origin			Initial motion			θ	Θ	$\theta - \Theta$	Δ
				ϕ	λ	h	P_N	P_E	P_Z				
Month	d	h	m	°	°	km	μ	μ	μ	°	°	°	km
1964													
XI	3	20	09	34°38'	138°48'	(0)	- 13	+ 70	+282	253	281	- 28	55
1965													
IV	6	14	31	36°03'	139°55'	60	+ 9	+ 8	- 20	19	41	- 22	150
XI	1	16	02	34 09	139 07	20	- 10	+ 1	- 3	202	175	+ 27	75
	23	07	08	36 24	141 24	40	- 12	- 13	+ 20	44	48	- 4	260
X	14	17	02	34 15	139 03	(0)	- 9	- 8	- 10	210	221	- 11	65
XI	6	17	57	34 03	139 01	20	- 74	- 57	- 62	205	218	- 13	85
1966													
V	15	01	59	34°05'	139°00'	20	- 22	- 30	-25	207	234	- 27	85
VIII	3	03	48	36 28	138 12	(0)	- 9	+ 2	+16	331	348	- 17	220
	29	05	03	35 25	139 54	80	+ 3	+ 6	- 6	35	64	- 29	85
X	25	19	08	35 33	139 02	(0)	- 3	+ 2	+ 6	339	327	+ 12	95
	26	03	04	36 33	138 22	(0)	- 7	+ 2	+ 10	334	344	- 10	220
1967													
I	21	21	40	34°23'	140°20'	50	- 1	+ 7	- 66	123	97	+ 26	100
II	22	17	47	35 05	140 16	40	- 2	- 2	+ 10	63	45	+ 18	90
III	2	17	17	35 32	140 07	80	+ 6	+ 4	- 23	35	34	+ 1	110
	19	02	49	36 16	140 04	80	- 2	- 2	+ 10	20	45	- 25	180
V	16	14	21	34 53	139 59	50	- 7	- 7	+121	77	45	+ 32	60
VI	6	07	27	34 43	140 54	20	+ 4	+ 4	- 11	90	45	+ 45	140
XI	10	03	19	35 30	140 13	80	+ 20	+ 5	- 47	41	14	+ 27	110
	19	21	06	36 26	141 13	50	- 5	- 5	+ 7	40	45	- 5	250
1968													
VII	1	19	45	35°59'	139°26'	50	+137	+ 26	-148	1	11	- 10	135
X	8	09	50	35 31	140 09	70	+ 68	+ 37	- 74	38	29	+ 9	105
XII	9	01	43	35 28	138 57	(0)	+ 12	- 7	- 31	330	330	± 0	85
1969													
X	3	21	03	35°18'	140°03'	40	+ 6	+ 8	- 21	45	53	- 8	90
XI	13	03	23	35 24	141 10	50	- 3	- 2	+ 8	63	33	+ 30	180

地震波初動をかたよらせる原因をなしているものと考えられる。これと反対に、*St. O* の南西ないし北西側では、A型地震がよく発生する地域であるが、初動方向は余り大きなかたよりがないか、やや（-）側にかたよる傾向がある。（この方位で発生する地震は、深さ 20 km 以上のものが少ないので、参考までに 10 km 以浅の地震資料を若干追加し、Fig. 18, 19 には白丸で記入して区別した）。Fig. 19 からわかるとおり、大島の東側から入射する地震波は、特に異常なかたよりを示すが、この形から推定される地下構造は、大島の東側に地震波が低速を示すような所があれば説明が付く。そして、このことは、飯塚等（1969）が行なった爆破地震動の観測結果とも一致する。

Fig. 16 の初動のかたよりが示す平均的な傾向によれば、*St. O* から北北東と南南西の方位で

起こる地震は、初動のかたよりが少ない。この方位から東側で起こる地震の初動は、反時計廻りに曲って入射してくるような傾向があり、西側で起こる地震では、時計廻りに曲って入射してくるような傾向がある。たまたま、伊豆大島の南南西には、利島、鵜利根島、新島、式根島、神津島、銭洲などを形成する海嶺が直線状に並んでいるので、この地形ないし地下構造が、初動方向に影響を与えていると考えることもできる。そして、その地下構造が、北北東で深く、南南西で浅くなっているように傾斜しておれば、上記の初動のかたよりの原因は一応の説明が付き、これは大島付近の Mohorovicic layer の状態の影響であろう。

自然地震とは別に、筆者（田中・清野・田沢・赤羽、1969）は、伊豆大島北端の乳ヶ崎で行なわれた人工地震を使って、伊豆大島島内で初動方向を調べたことがある（Fig. 20）。この時の地震波は、深さ数 km より浅い地層を通ってきたものであるが、*P*波の初動方向は、島の中央部へ向ってかたよる傾向を示した。この原因は、成層火山として形成される地層の形（山頂部で厚く山ろくで薄い）では説明が付かず、島の中央部に地震波速度の遅い所が存在すると考えれば説明できる。

12. む す び

この論文は、第1報（田中、1968 a）、第2報（田中、1969 a）の続きとして、伊豆大島に設置した地震計で観測される地震、微動について研究したものである。第3報では、特に、孤立型の震動として現われる現象をあつかった。すなわち、弧立型噴火微動、前駆地震、A型地震および一般地震についての地震計測学的研究を進めたものである。

おもな成果は次のとおりである。

1) 前駆地震および弧立型噴火微動の初動方向から、震源の深さが推定でき、発生機構を考察した。

2) 弧立型噴火微動の最大振幅の頻度を、石本・飯田の方法で統計すると、多くの場合、単純な直線で現わされないことがわかった。しかし、A型地震の統計では直線で現わされた。

3) 大島測候所設立（1938年）以来の地震記象紙および三原山の噴火を再検討することによって、過去の噴火にも、前駆地震が起こっていた多くの事実を確認することができた。前駆地震と噴火発生との時間差は、3時間ないし3日であり、その時間差の長短は、火口の閉塞の度合いと関係が深い。

4) A型地震の発生域をたしかめた。この地震は群発することが多いが、群発期と三原山の噴火期との関係は薄い。

5) 一般地震の初動方向は、伊豆大島周辺の地下構造の影響を受けて、特殊な方向へかたよる。とくに、A型地震が発生しない地域を通過する地震波は、初動方向が顕著なかたよりを示す、三原山の内部には地震波速度の遅い所がある。

13. 謝 辞

この論文をまとめるにあたり、たゆまぬ御鞭撻をたまわった 気象研究所の広野卓蔵地震研究部長、木沢綏第1研究室長、末広重二第2研究室長、高木聖主任研究官および気象大学の山川宜男教授に深く感謝します。また、いろいろ原稿の面倒をみていただいた気象研究所研究業

務課の土屋巖・小山八洲夫の両氏にお礼申し上げます。

気象庁地震課の清野政明、柏原静雄、石沢勉の諸氏には現地観測を手伝っていただいた。ともにお礼申しあげる。

第1～3報を通して、種々有益な御助言を賜った北大の横山泉、東北大の鈴木次郎、東大地震研究所の水上武・下鶴大輔・茂木清夫・中村一明・松田時彦、京大阿蘇火山観測施設の久保寺章、京大防災研究所桜島火山観測所の吉川圭三・西潔の諸先生にお礼申し上げます。

また、大島測候所において、長年にわたり、火山、地震観測を続けてこられた大島測候所設立以来の職員諸氏に敬意を表します。

この論文の要は、1969年5月21日、10月30日の日本火山学会（田中，1969c）および、1969年10月23日の地震火山談話会で発表したものである。

参 考 文 献

- 浅野周三・浅田敏，1967：人工および自然地震実体波による地殻上部マントルの構造。地震（2集），20，（記念特集号），126—131。
- 中央気象台，1952：日本附近におけるおもな地震の規模表（1885年—1950年）。地震観測法。
- 田望，1967：日本周辺海域の地殻構造。地震（2集），20（記念特集号），131—134。
- 一色直記・中村一明・早川正己・平沢清・行武毅・荒井綏・岩崎文嗣，1963：試錐結果からみた伊豆大島火山のカルデラの構造。火山（2集），8，61—106。
- 飯塚進・市川金徳・伊藤公介・長谷川功・細野武男，1969：爆破地震による地震波速度の変化の観測（第2報）—第1回実験結果（主として走時について）。地質調査所月報，20，313—327。
- 大森房吉，1915：震災予防調査会報告，81。
- 気象庁，1956，1958：地震月報。
- ，1958，1966，1968：日本付近の主要地震の表。地震月報別冊。
- ，1968：火山観測指針，p. 75。
- 岸上冬彦，1936：明治38年の伊豆大島地震に就いて。地震（1集），8，116—120。
- 木沢綏，1951：火山活動に現われた地球物理学上の諸現象（2）。研究時報，3，277—291。
- ，1965：松代群発地震（1）。測候時報，32，347—357。
- 久保寺章，1965：火山地震。火山（2集），10，91—99。
- 松沢武雄，1932：平面波の表面反射の一例。地震（1集），4，125—139。
- ，1935：地震の初動方向のかたよりの例。地震（1集），7，179—184。
- 中村左衛門太郎，1929：活火山と地震。地震（1集），1，336—337。
- 水上武，1951：噴火に伴った火山性脈動と新熔岩の温度と粘性について。地学雑誌，60，124—127。
- 村内必典，1949：大地震前後における地震活動性の変化について（第1報）。地震（2集），2，47—51。
- 茂木清夫，1956：火山活動に伴う地震の大きさ。火山，2集，1，p. 67。
- 永田武，1938：伊豆大島三原山最近一ヵ年間の活動状態。火山（1集），4，192—205。
- 柴田勇，1960a：地震波による地殻探査の成果と地殻構造の造構論的解釈——その1。地学雑誌，717，106—118。
- ，1960b：地震波による地殻探査の成果と地殻構造の造構論的解釈——その2。地学雑誌，719，209—223。
- 下鶴大輔・堀米和夫，1967：神津島最近の地震活動について。（附）伊豆諸島の火山活動と地震活動の空間

- 的分布について. 火山 (2集), **12**, 11—25.
- 坪井忠二, 1967: 新・地震の話. 岩波新書.
- 高橋竜太郎・永田武, 1939: 昭和13年6月18日頃大島に頻発した地震群について. 地震 (1集), **11**, 161—167.
- 高木聖, 1943: 震源 (第1報). 驗震時報, **13**, No. 2, 1—11.
- , 1950: 震源 (第2報). 附地下探査への応用. 驗震時報, **14**, Nos. 3—4, 1—17.
- , 1952: 震源 (第3報). 内部球窩に静圧力の作用する場合. 驗震時報, **16**, No. 1, 34—52.
- , 1953 a: 震源 (第4報). 内部球窩に Aperiodic な力が作用する場合. 驗震時報, **17**, No. 3, 1—30.
- , 1953 b: 震源 (第5報). 強制力が作用する場合. 驗震時報, **17**, No. 3, 31—51.
- 竹花峰夫, 1940: 昭和14年12月15日—21日伊豆大島に頻発した地震群について. 驗震時報, **11**, 68—80.
- 田沢堅太郎, 1957: 大島における火山性地震と三原山の噴火 (第2報). 研究時報, **9**, 431—435.
- 田中康裕, 1957: 三原山で起こる火山性地震・微動の性質. 火山 (2集), **2**, 92.
- , 1958: 三原山で起こる火山性地震・微動の性質. 驗震時報, **22**, 187—195.
- , 1960: 鳥島火山の活動性 (鳥島付近の地震). 驗震時報, **25**, 1—8.
- , 1967: 桜島の爆発地震について. 火山 (2集), **12**, 26—40.
- , 1968 a: 伊豆大島の地震計測学的研究 (I). 三原山の火山性微動と火山活動. 気象研究所研究報告, **19**, 627—650.
- , 1968 b: 桜島の安永の大噴火と近年の噴火. 測候時報, **34**, 293—296.
- , 1969 a: 伊豆大島の地震計測学的研究 (II). 三原山で起こる4種類の火山性微動について. 気象研究所研究報告, **20**, 385—416.
- , 1969 b: 噴煙現象の統計 (第2報). 爆発噴煙, 驗震時報, **32**, 79—90.
- , 1969 c: 三原山の噴火微動について. 火山 (2集), **14**, 33—34.
- 田中康裕・清野政明・田沢堅太郎・赤羽俊朗, 1969: 伊豆大島の地震波速度と地下構造について. 火山 (2集), **14**, 84—96.
- 東京天文台編, 1969: 理科年表.
- 宇津徳治, 1956: 初動方向のかたよりについて. 驗震時報, **21**, 13—20.
- 山川宜男・帆前正敏・小林悦夫, 1965: 余震活動と常時地震活動. 地震 (2集), **18**, 68—81.
- 横山泉, 1958: 大島の地球物理学的研究の綜括. 火山 (2集), **3**, 39—69.
- 吉川圭三・西潔, 1966: 桜島火山に於ける地震観測について (第5報). 京都大学防災研究所年報, **9**, 47—54.
- MINAKAMI, T., T. MIYAZAKI and T. TAKAHASHI, 1951: The 1950–1951 eruption of Oo-sima and its seismometrical investigations (I). Bull. Earthq. Res. Inst., **29**, 359–382.
- MOGI, K., 1962: Magnitude-frequency relation for elastic shocks accompanying fractures of various materials and some related problems in earthquakes (2nd paper). Bull. Earthq. Res. Inst., **40**, 831–854.
- , 1963: The fracture of semi-infinite body caused by an inner stress origin and its relation to the earthquake phenomena (second paper). Bull. Earthq. Res. Inst., **41**, 595–614.
- NAKAMURA, S., 1929: Seismological observation made at the base of active volcanoes. SAITO HO-ON KAI (The Saito Gratitude Foundation). Annual Report of the Work, **5**, 22–25.
- NAKAMURA, K., 1961: Stratigraphic studies of Pyroclastics of Ōshima Volcano, Izu. Deposited during the last fifteen centuries II. Activity of parastic volcanoes. Sci. pap.

- Coll. Gen. Education. Uni. Tokyo, **11**, 281-319.
- SASSA, K., 1936: Anomalous deflection of seismic rays in volcanic districts. (Part III of the geophysical studies on the Volcano Aso). Memoirs of the College of Science. Kyoto Univ. Series A, **19**, 65-78.
- THOMPSON, W. R., 1935: On a criterion for the rejection of observations and the distribution of the ration of the deviation to the sample standard deviation. Ann. Math. Stats., **6**, 214-219.
- YAMAKAWA, N., 1966: Foreshocks, aftershocks and earthquake swarms (I). A definition of foreshocks, aftershocks and earthquake swarms and its application to seismicity. Pap. Met. Geophys., **17**, 157-189.
- , 1968: Foreshocks, aftershocks, and earthquake swarms with special reference to normal seismic activity in and near the Japanese Islands. Geophysical Monograph, **12**, 51-59, Amer. Geophys. Union., Washington D.C.
- YOKOYAMA, I., 1956: Energetics in active volcanoes. 1st paper. (Activities of volcano Mihara, Ooshima Island during the period 1953-54). Bull. Earthq. Res. Inst., **34**, 185-195.
- , 1969: The subsurface structure of Ooshima Volcano, Izu. J. Phys. Earth., **17**, 55-68.
-

伊豆大島の地震計測学的研究 (III)

— 噴火微動・前駆地震・A型地震 —

田 中 康 裕

三原山の火山性微動には、火山性常時微動、前駆微動、噴火微動および末期微動の4種類がある。また、火山性地震には、噴火の前駆地震とA型地震の2つの型がある。

噴火活動に際して、これらの微動や地震は規則的な発生順序を示し、およそ、次のように進行する。

火山性常時微動→前駆地震→前駆微動 $\longleftrightarrow$ 噴火微動→末期微動→火山性常時微動

このように、微動と地震の型が分類でき、かつ、火山活動の規則性が見出されたのは、1965年以降、伊豆大島島内に展開したJMA—62A型電磁地震計の多点観測の成果である。

ところで、1964年以前の三原山の火山観測には、器械式地震計（主として Wiechert 地震計）が使用されていたが、この器械は、性能および観測点の位置の関係で、噴火微動、前駆地震の一部およびA型地震しか記録できなかったことが判明した。

そこで、Wiechert 地震計で観測を行なった全期間（1938年11月～1969年）について、噴火の前駆地震を再観測し、それと、噴火との時間関係を調べた。

その結果、大抵の噴火活動の始まる3時間ないし3日前に、前駆地震が発生していたことがわかった。また、前駆地震と噴火開始との時間差は、火口内の閉塞の度合いに関係が深く、溶岩が火口を埋めている時期には時間差が概して長く、火口底が深く開いている時期には短くなる傾向を示した。

噴火微動は、噴火の衝撃による震動であることがたしかめられた。その形は、噴火が連続するか、断続するか、単独で起こるかによって、連続型噴火微動、唸り型噴火微動、孤立型噴火微動などに変形する。

噴火微動と前駆地震は、どちらも押円錐型の発生機構を持っていると考えられる。噴火のからくりは次のように考えられる。

噴火活動は、火口縁から約500mの深さで発生する前駆地震によって火ぶたが切られ、その地震によって生じた火道内の割れ目に沿って溶岩や火山ガスが上昇を始める。この時、前駆微動が発生する。やがて、火口縁から約300mの深さで噴火が起こる。

孤立型噴火微動の最大振幅の頻度を、石本・飯田の方法で統計すると、統計図は多くの場合、上に凸に折れ曲った2つの直線で現わされる。石本・飯田の系数 m は、小さな振幅に対して $m=2\sim4$ 、大きな振幅に対して $m=3\sim7$ となる。また、小さい噴火微動だけが発生した時期の統計では、統計図に折れ曲りができなくて、一つの直線で現わされる。この場合の m は $3\sim4$ である。

A型地震は火山性地震のうちの一種類で、伊豆大島の北西～西～南～南東の広い近海で発生する深さ0～20kmの地震を総称して名付けたものである。最大振幅の頻度について統計した石本・飯田の系数 m は約1.8を示す。群発することが多いが、群発活動期と三原山の噴火活動期との関係は薄い。

伊豆大島で観測される地震波の初動方向は特殊な方向へかたよる。これは、伊豆大島ないしその周辺の地下構造と大きな関係があり、伊豆大島の北北東では深く、南南西では浅くなって傾斜している地下構造が考えられ、また、伊豆大島および大島の東側では、内部に地震波速度を遅くする所があると考えられる。また、A型地震が発生する地域と、発生しない地域とを通過する地震波の初動のかたよる方向には、顕著な相違が認められる。