

三宅島 2000 年噴火活動に伴う長周期地震の メカニズムとその解釈

菊 地 正 幸* 山 中 佳 子* 額 額 一 起*

Source Process of the Long-period Seismic Pulses Associated with the 2000 Eruption
of Miyake-jima Volcano, and its Implications

Masayuki KIKUCHI *, Yoshiko YAMANAKA * and Kazuki KOKETSU *

Abstract

A sudden collapse of the summit of Miyake-jima occurred on July 8, 2000, together with intermittent eruptions. This collapse generated long-period seismic waves with a dominant period of about 10s. Following this event, very long-period seismic pulses (VLP pulses) with a duration of about 50s were observed a few times a day until they ceased at the largest summit eruption on August 18. We analyzed these seismic pulses using waveform data recorded at several domestic stations for broadband seismographs and strong motion seismometers on Miyake-jima. The July 8 event is well characterized by a single-force directed initially upward and later downward during 12 sec. The single-force is interpreted as an abrupt collapse of massive rock. The total mass is estimated to be about 5×10^{10} kg with fall of about 300 m. On the other hand, VLP pulses are modeled by moment-tensors with an isotropic component. They are located about 1 km southwest from the summit and 2 to 3 km deep. All three principal values are positive. The largest one is horizontal and the smallest one is near vertical. The total volume change due to 39 VLP pulses is $2.6 \times 10^8 \text{ m}^3$, amounting to nearly one half of the total volume of the summit collapse. Based on the results, we propose a buried geyser model. A large reservoir of hot water was formed just after the summit collapse on July 8. The ground water poured into the reservoir, being rapidly heated by hot rock underneath, and evaporated to form a highly pressurized steam, which pushed a lower conduit piston into the magma reservoir to generate VLP pulses. Non-isotropic expansion of the VLP pulses may be ascribed to the shape of the magma reservoir.

Key words : long-period pulse , seismic waveform analysis , collapse , moment-tensor , single-force
キーワード : 長周期パルス , 地震波解析 , 陥没 , モーメントテンソル , 単力源

* 東京大学地震研究所

* Earthquake Research Institute, University of Tokyo

I. はじめに

7月8日18時40分頃(日本時間, 以下同様) 三宅島雄山の山頂から噴煙が上がった。高さは少なくとも約800 mに達した。およそ200 km離れた筑波観測点のモニター地震記録を見ると, ほぼ数分以内のところに, それまでの群発地震とは違った周期10秒以上の長周期地震波が確認された。気象庁は「島内を震源とするM5程度の低周波地震」があったと発表した(平成12年7月8日23:10 記者会見資料)。この地震について, 大学や気象庁の観測所から成る地震観測網(通称J-array)の記録を図1に示す。当初我々はこれが火山噴火に関連した地震動ではないかと考えたが, 後にそうではないことを知った。

7月14日, 筑波のモニター地震記録の中になりに長い周期のパルス波(時間幅約50秒)のあることを発見した(図2)。記録をさかのぼって見ると, ほぼ類似のパルスが7月11日ごろから1日1, 2回の割合で発生していることがわかった。また, この長周期地震と呼応して, 山腹の傾斜計(防災科学技術研究所設置)が山の跳ね上がるステップを記録していた(Ukawa *et al.*, 2000)。

8月18日, 噴煙が約8000 mに達する噴火が起こった(平成12年8月18日22:45 火山噴火予知連絡会記者会見資料)。2000年の火山活動の中で最大規模の噴火であった。我々は筑波のモニター記録を精査した。しかし有意な地震波は検出できなかった。

一方, 島内には一連の火山活動が活発化した6月末から, 地震研究所火山噴火予知研究推進センターが設置した広帯域地震計や同研究所の強震動グループが設置した強震計が稼働していた(図3a)。8月18日の記録を見ると, 辛うじて噴火に伴ったバースト的震動が観測されるが, その振幅は7月8日の同観測点の記録に比べて3桁も小さい(図3b)。かくして我々は広帯域地震計に記録された7月8日のイベントは「噴火」そのものではなく, 三宅島の地下で起こった「大異変」を表していることを悟った。それはおよそ3千年来とも言われる山頂カルデラの陥没現象(津久井ほか,

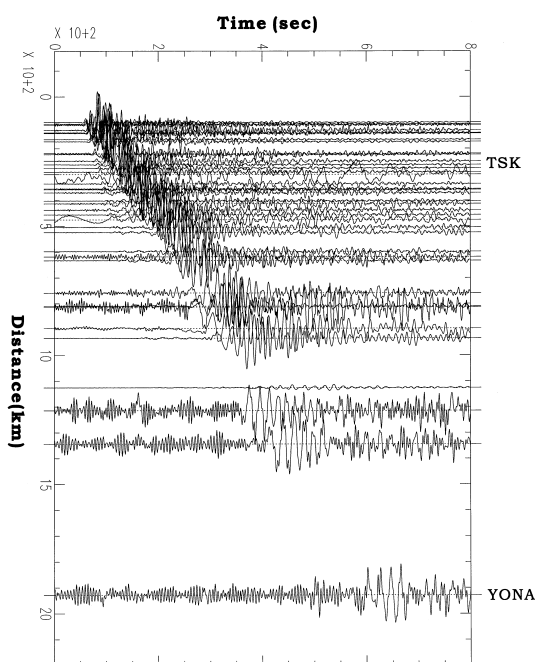


図1 J-arrayによる7月8日のやや長周期地震波の伝播。三宅島を震源とみなして震央距離を計算した。周期約10秒の実体波が近距離で見える。最大振幅で規格化してある。TSK: 筑波, YONA: 与那国島。

Fig. 1 Long-period seismic waves observed at J-array on July 8, 2000.

The epicentral distance is calculated for a possible source location at Miyake-jima. Predominant period of about 10s is observed at nearby stations. The amplitude of each trace is normalized. TSK: Tsukuba, YONA: Yonaguni-jima.

2001)と密接に関係したイベントであった。

本論文では, この7月8日のやや長周期地震と, 7月14日のイベントに代表されるような長周期パルスの地震について, 広帯域地震計記録と強震計記録を用いた解析結果について述べる。さらに, 得られた震源モデルの意味するところを, マグマの移動やそれに伴う大陥没現象, 熱水系の形成と関連づけて検討する。

II. 7月8日の陥没イベント

7月8日18時40分あたりに, 三宅島雄山の山

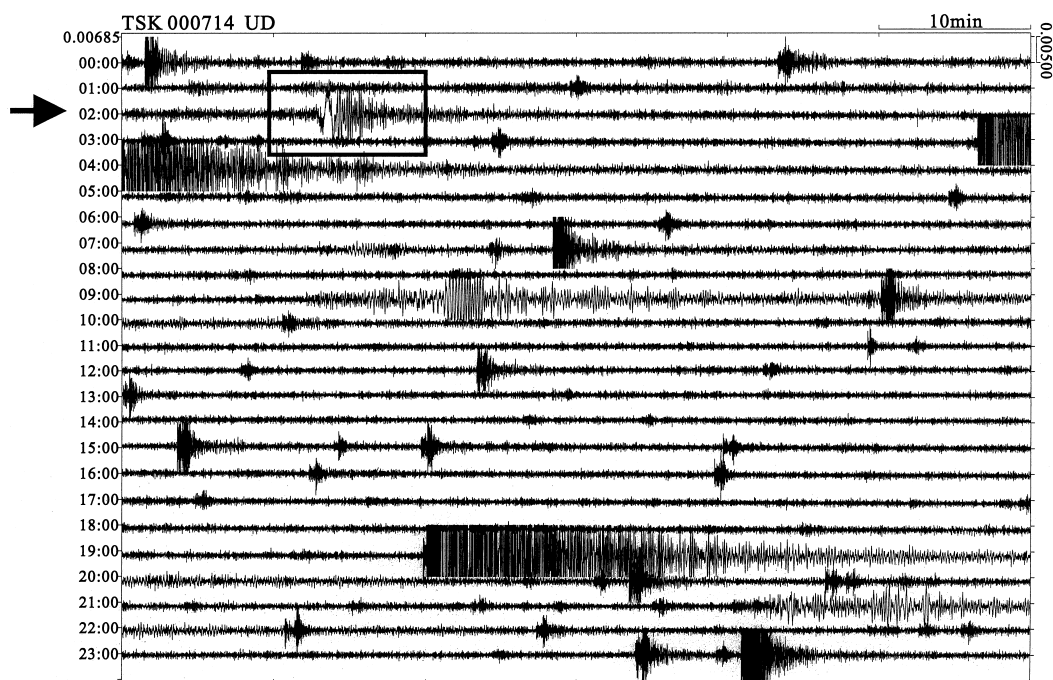


図 2 地震研究所筑波観測所 (TSK) の広帯域地震計 (STS-1) のモニター記録 (上下成分).
7 月 14 日 02:10 頃に数十秒の時間幅を持ったパルスが見える.

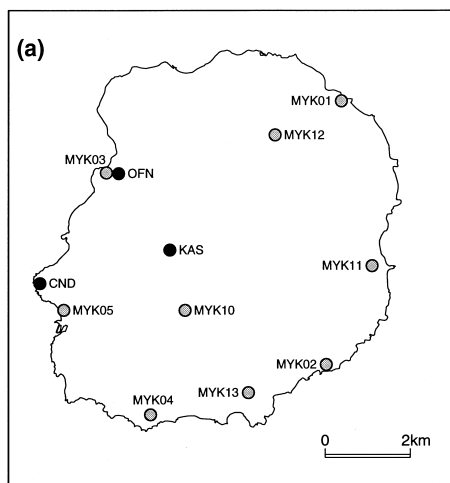
Fig. 2 Monitor record (vertical component) by a broadband seismograph (STS-1) at Tsukuba station (ERI, University of Tokyo)
A very long-period seismic pulse with a duration of several tens sec can be seen around 02:10, July 14, 2000 (JST)

頂から噴気が確認された。噴火時刻は「微気圧計」の記録から 18 時 41 分頃と推定された。噴煙の高さは約 800 m, 火口の東側の三池浜 (図 3a の MYK11 の近く) で数 mm の火山灰が積もった。この噴火とほぼ同じ頃にやや大きい地震があった。長周期の卓越した揺れのため震度は小さかったものの、変位振幅でみると規模は $M5$ クラスであった。J-array の記録 (図 1) を見ると表面波が卓越し、2000 km 離れた与那国島でも明瞭に観測されていた。震源の深さは 2, 3 km 程度がそれより浅いと思われる。

島内の広帯域地震計はほとんどの観測点で振り切れているが、加速度強震計は十分余裕を持って記録していた。図 3b の波形は、地震計の特性を考慮して地動速度に変換したものである。これを見ると、緩やかな立ち上がりの後約 6 秒間上向きに

動き、その後逆向きに、より大きな速度で動いたことがわかる。このことから、震源では初め上向きの力が働き、その後急激に逆向きの力が働いたことが示唆される。実際、7 月 8 日の噴火前後で山頂が大きく陥没したことを考えあわせると、これは地下での「大陥没」(岩塊の落下)によって励起された地震波の可能性が高い。

ここで陥没に関係した物理量をざっぱに見積もるために、以下のような単純化したモデルを考える。いま山体の中の空洞で、天盤から質量 M の岩塊が急に落下し床面に完全非弾性衝突をする (図 4a) としよう。まず、岩塊が山体から切り離されると、山体はそれまでと比べて上向きの力 Mg を受ける。次いで、岩塊が空洞の床面に衝突するとき運動量変化 Mv に等しい力積を下向きに受ける。ただし v は衝突直前の岩塊の速さである。



(b) Ground Velocity, Up-Down

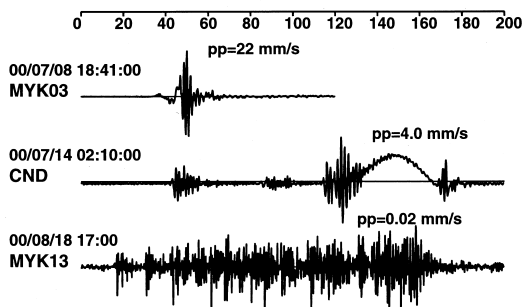


図 3 島内の臨時地震観測点と地震記録。
(a) 加速度強震計(灰色丸)と広帯域地震計(黒色丸)の配置。(b) 7月8日, 7月14日, 8月18日の記録。地動速度に換算してある。

Fig. 3 Temporal seismic observation stations at Miyake-jima, and their records.
(a) Location of broadband seismograph stations (black circles) and strong-motion seismograph stations (gray circles) (b) Examples of the observed seismic records on July 8, July 14, and August 18, 2000, converted to ground velocity.

その後山体に働く力は岩塊がぶら下がっていたときと同じ状態に戻る。したがってこの間の力の時間変化は図 4b のようになるであろう。実際の強震記録を用いて、この鉛直方向の力(上向きを正)を定量的に調べてみる。まず島内 2 カ所の臨時観測点(図 3a の MYK03 と MYK05) で得られた加

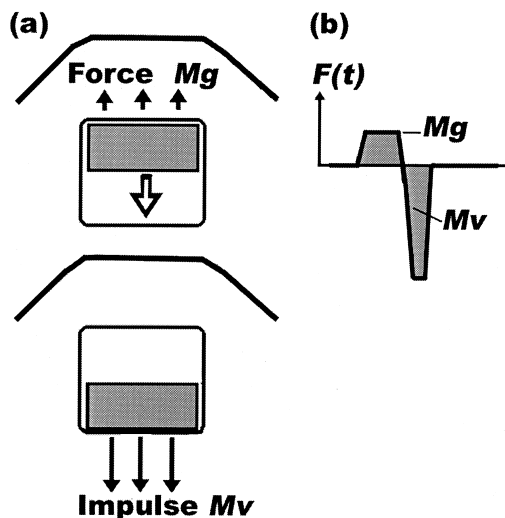


図 4 落盤に伴う力のモデル。
(a) イラスト, (b) 時間変化

Fig. 4 A model of applied force due to a sudden collapse of rock mass.
(a) Schematic illustration, (b) Time history

速度強震計記録を地震計の特性を考慮して地動速度に変換し、バンドパスフィルター(0.05–0.5 Hz)をかけた。使える観測点が 2 点のみであるので震央の精度は余り良くない。そこで、後に繰り返し発生した長周期パルスの震源と同じ位置を震源と仮定した。震源の深さは 2 km である。ここに鉛直方向に働く点震源を置き、力の時間変化を未知数として、波形インバージョンを行った。その際、5 層から成る水平成層構造(表 1)を用い、武尾(1985)の離散的波数積分法による理論波形計算と Kikuchi *et al.* (1993) による最小自乗法を適用した。

結果を図 5 に示す。図 5a は力の時間変化を示す。初めの 6 秒間で鉛直上向き、次の 6 秒間で下向きに働く。下向きの力が大きいのは運動量を持った岩体の衝撃のためと解釈される。図 5b は観測波形(上側)と理論波形(下側)の比較を示す。上下動に比べると、水平成分の波形の一致は良くない。これは加わった力が完全には鉛直でなく水平成分も持っていたためと考えられる。

地震波解析から推定される「落盤」の開始時刻

は 18 : 41 : 33 である。その約 6 秒後に下向きの大きな衝撃力が現れる。力積は

$$F \Delta t = 2.8 \times 10^{12} [\text{Ns}]$$

である。ここで自由落下を仮定すると、岩塊の衝突直前の速さ v と落下距離 D は

$$v = gt \quad 60 [\text{m/s}] \quad D = 0.5 gt^2 \quad 180 [\text{m}]$$

となる。さらに完全非弾性衝突を仮定すると、力

積は落下する岩塊が失った運動量に等しいから、落下した岩塊の総質量 M は次のように見積もられる。

$$Mv = F \Delta t \text{ より}$$

$$M = F \Delta t / v = 4.7 \times 10^{10} [\text{kg}] \quad (1)$$

ここで岩塊の密度を $\rho = 2.4 \times 10^3 [\text{kg/m}^3]$ とおくと、体積 V は

$$V = M/\rho = 2.0 \times 10^7 [\text{m}^3] \quad (2)$$

となる。

一方、最初の 6 秒間における上向きの力の最大値は $F = 3.6 \times 10^{11} [\text{N}]$ である。これは Mg に等しいはずであるから

$$M = F/g = 3.6 \times 10^{10} [\text{kg}] \quad (3)$$

となり、力積から見積もった値(1)と調和的である。多少の食い違いの理由としては、例えば岩塊内部の破壊などで、天盤から物体が完全に切り離されるのに時間がかかるといったことがあげられよう。

ここで落下する岩塊として半径 $r = 150 \text{ m}$ 程度の円柱物体を想定すると、高さ H は

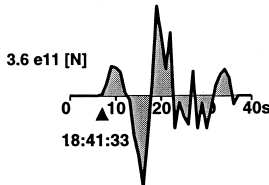
表 1 波形計算に用いた地下構造 .

Table 1 Underground structure for synthetic waveforms.

h km	α km/s	β km/s	ρ ton/m ³	Q_p	Q_s
0.0	2.20	1.20	2.0	100	50
0.5	3.60	2.08	2.4	100	50
3.0	6.00	3.46	2.7	300	150
12.5	6.70	3.86	2.8	300	150
22.5	8.00	4.60	3.3	1000	500

h :上面の深さ α :P波速度 β :S波速度 ρ :密度
 h :depth of upper surface ; α :P-wave velocity ;
 β :S-wave velocity ; ρ :density

(a) Force $F(t)$



(b)

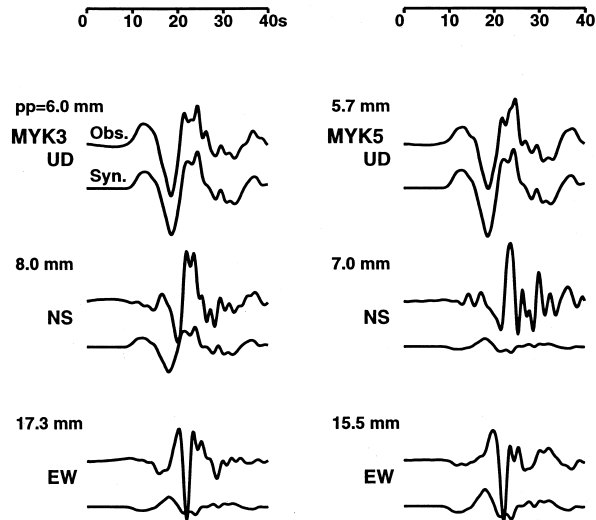


図 5 7月8日のイベントの解析結果 .
 (a) 力の時間変化 , (b) 観測波形と理論波形の比較

Fig. 5 Derived source process of the July 8 event.

(a) Time history of the applied force, (b) Comparison between observed and synthetic waveforms.

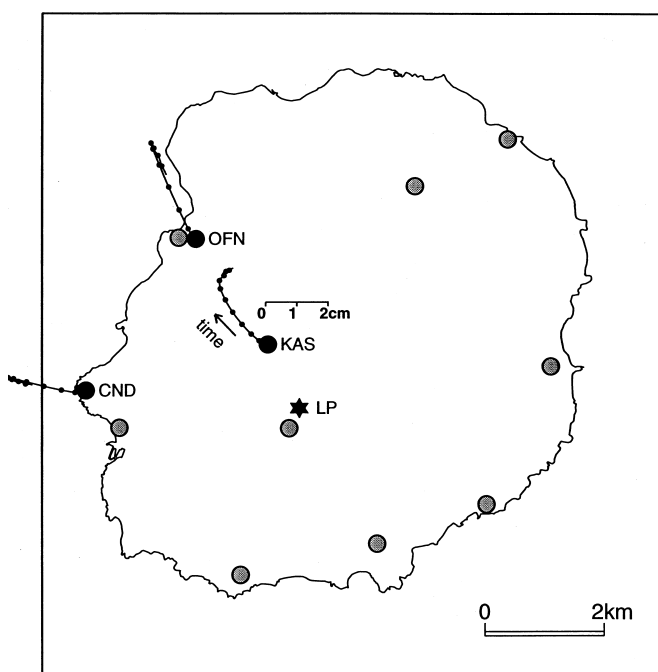


図 6 7 月 14 日のイベントにおける各観測点の地動の軌跡。
雄山山頂の南西 1 km 付近（星印）を中心に放射状に広がるパターンを示す。

Fig. 6 Particle motion at three observation sites for the July 14 event.
It reveals a radial expansion from the center (denoted by a closed star) located about 1km southwest to the summit of the volcano.

$$H = V/\pi r^2 = 280 \text{ [m]}$$

と推定される。

以上を要約すると、7 月 8 日の長周期イベントは「直径約 300 m、高さ約 300 m の円柱形の岩塊が火道に沿って約 200 m 落下した」現象であると解釈される。この落下距離は次の日に観察された約 200 m の山頂カルデラの陥没（中田ほか，2001）と量的に一致する。しかしこの山頂陥没が 10 秒周期地震波の震源であったかどうかは不明である。古屋ほか（2001）によると、重力変化から推定される山頂直下の陥没（空洞）量は地表で見られるものよりずっと多く、およそ 1 億 m³ に達しているという。したがって、地表の陥没現象は遅れて起こることも考えられる。実際、広帯域地震計の記録をみると 10 秒周期の震動の後に周期 1，2 秒の波が見える（図 3b）。これが地表の陥没を表している可能性がある。この短周期の波は 7 月 11 日以

降に繰り返し発生した 50 秒パルスの最後の段階で観測される波形と類似している。

III. 7 月 14 日の膨張イベント

7 月 14 日午前 4 時頃に山頂から噴煙が上がった。これに先立つこと約 2 時間の、2 時 12 分に三宅島近傍を震源とする長周期（約 50 秒）のパルス波が広帯域地震計によって捉えられた。島内の地震計で得られた波形記録は極めて特徴的である。図 6 は水平 2 成分の変位記録から作った長周期パルスの地動を示す。5 秒ごとの軌道の位置を丸印で表している。これを見ると各点が山頂の南西約 1 km 付近（図 6 の星印）を中心に広がっているように見える。また、7 月 8 日の場合とは違って、反対の向きには動かず、最も広がったところで動きが止まっている。

もう一つの特徴は、長周期パルスが発生する数

時間前から微小地震の活動が急速に増え、長周期パルスの最後の段階で比較的大きな短周期波が励起されていることである。長周期パルスの初動の向きと短周期波の振動方向はほぼ同じであるが、観測点によってはやや異なる。このことは両者の震源の位置とメカニズムが異なることを示唆している。以下、長周期成分と短周期成分を分けて解析する。

1) 長周期パルスの解析

島内臨時観測点の広帯域地震計の記録、および、防災科学技術研究所 (FREESIA) の常設観測点3点：館山 (TYM)、中伊豆 (JIZ)、都留 (SGN) の広帯域地震計記録を用いた。それぞれの地震計の特性を考慮して地動速度に変換し、周期 10–100 秒のバンドパスフィルターをかけた。

島内地震計の記録では P-S 時間がほぼ 1 秒以内であり、数秒より長い周期成分は準静的な変動とみなすことができる。これらの記録が明瞭な体積膨張を示すことから、震源モデルとして等方成分を含むモーメントテンソル源を仮定し、波形インバージョンを行った。理論波形の計算に用いたプログラムは前と同じである。ただし FREESIA の3観測点に対しては、表 1 に与えられる構造から第 1 層分を除いた 4 層構造を用いた。

得られたモーメントテンソルの成分、主値、主軸を表 2 に示す。震源時間関数および観測波形と理論波形の比較を図 7 に示す。モーメントテンソル M_{ij} において、 $i, j = 1, 2, 3$ 軸はそれぞれ北、東、鉛直下向きに対応する。メカニズム解 (P 波初動表示) は全方位押し (体積膨張) であるが、完全に等方ではない。最大張力軸はほぼ水平で N24° W の方向、最小張力軸はやや鉛直方向に傾いている (鉛直軸から 38°)。

モーメントテンソル源は「ある体積 (震源体積) 中の応力変化」とみなされ、その主値は震源体積 V 内の塑性歪みの主値 $\varepsilon_1, \varepsilon_2, \varepsilon_3$ によって形式的に次のように表される。

$$M_i = \{ \lambda (\varepsilon_1 + \varepsilon_2 + \varepsilon_3) + 2\mu\varepsilon_i \} V \quad (i = 1, 2, 3) \quad (4)$$

ただし、 λ, μ はラメの定数 (弾性率) である。 M_i から逆に ε_i を求める式は

表 2 00/07/14 長周期パルスの震源諸元。

Table 2 Source parameters obtained for the VLP pulse on 00/07/14.

$$\begin{array}{cc} \text{モーメントテンソル} & \text{Moment-tensor} \\ [M_{ij}] = & \begin{pmatrix} 4.0 & -0.6 & 0.4 \\ -0.6 & 3.2 & 0.6 \\ 0.4 & 0.6 & 2.6 \end{pmatrix} [10^{17}\text{Nm}] \end{array}$$

	主値 Principal values [10^{17}Nm]	主軸 Principal axes (North, East, Down)
M_1	4.4	(0.90, - 0.42, 0.08)
M_2	3.4	(0.28, 0.72, 0.63)
M_3	2.0	(- 0.33, - 0.55, 0.77)

$$2\mu V \varepsilon_i = M_i - \lambda I / (3\lambda + 2\mu) \quad (i = 1, 2, 3) \quad (5)$$

となる。ここで I はモーメントテンソルの等方成分

$$I = (M_1 + M_2 + M_3)/3 \quad (6)$$

である。表 2 の M_i の値および $\lambda = \mu$ を仮定して歪みの主値とモーメントテンソルの等方成分を求めると

$$2\mu V (\varepsilon_1, \varepsilon_2, \varepsilon_3) = (2.4, 1.4, 0.0) \times 10^{17} [\text{Nm}] \quad (7)$$

$$I = 3.2 \times 10^{17} [\text{Nm}]$$

が得られる。鉛直方向に偏りをもつ最小主歪み ε_3 はほぼ 0 である。震源の深さ 2 km における体積弾性率は $k (= \lambda + 2/3 \mu) = 17 [\text{GPa}]$ であるから体積膨張は

$$\Delta V = V (\varepsilon_1 + \varepsilon_2 + \varepsilon_3) = I/k = 1.9 \times 10^7 [\text{m}^3] \quad (8)$$

となる。

モーメントテンソルの継続時間は $T = 50 [\text{s}]$ である。仮に脆性破壊によるものとする、震源継続時間 T に弾性波速度をかけた値が震源の大きさ (長さ) の目安になる。今の場合 S 波速度は 2 km/s であるから、推定される震源の大きさは 100 km にもなる。これは現実と全く合わない。したがって、震源は脆性破壊ではなく流体の動きや状態変化に起因するものであると考えられる。しかるに、流体そのものは等方的であるから、モーメ

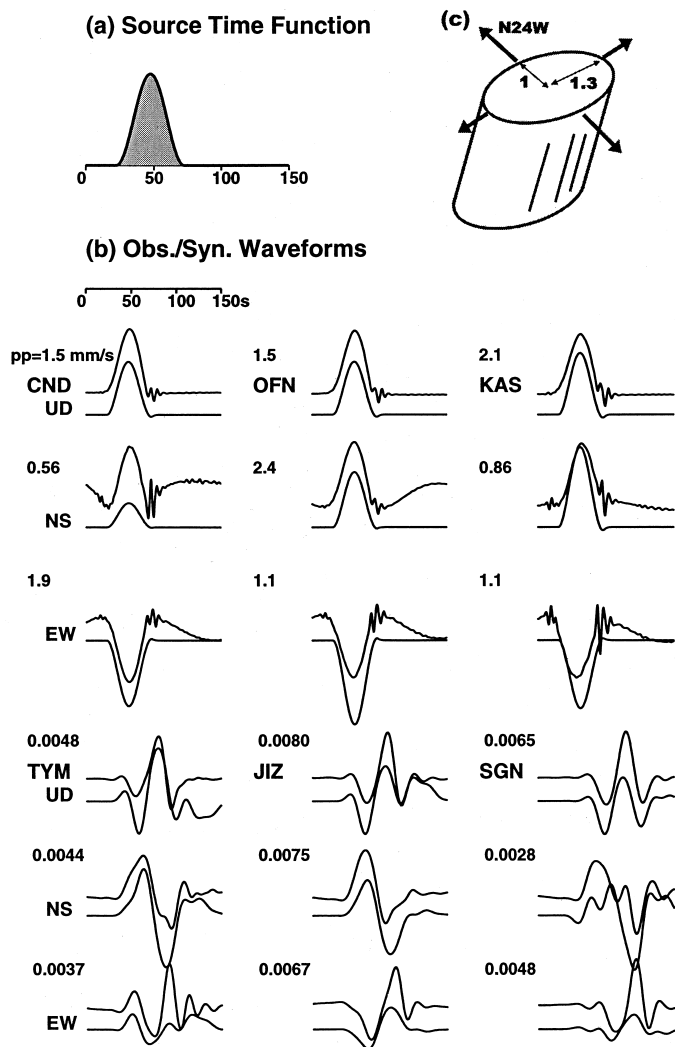


図 7 7月14日の長周期パルスの解析結果。
(a) 震源時間関数。パルス幅は50秒, (b) 観測波形と理論波形の比較, (c) モーメントテンソル解から推定される圧力源の器の形

Fig. 7 Source process of the July 14 event.

(a) Source time function. The pulse width (process time) is 50 sec.
(b) Comparison between observed and synthetic waveforms. (c) Geometry of the pressure source vessel induced from the anisotropic moment-tensor solution.

ントテンソルの非等方性については流体を蓄える「器の形状」にその原因が求められる。

まず「容器」の大きさ V について考えてみよう。上で得られた体積膨張が周辺媒質の破壊限界内で起こるためには、「容器」はある程度大きくなけれ

ばならない。地殻上部での岩石の限界歪みはせいぜい0.1%程度であるから

$$\Delta V/V < 0.1\% \text{より}$$

$$V > 1000 \Delta V = 1.9 \times 10^{10} \text{ [m}^3\text{]}$$

となり, 器の容積は約 20 km^3 より大きいと推測さ

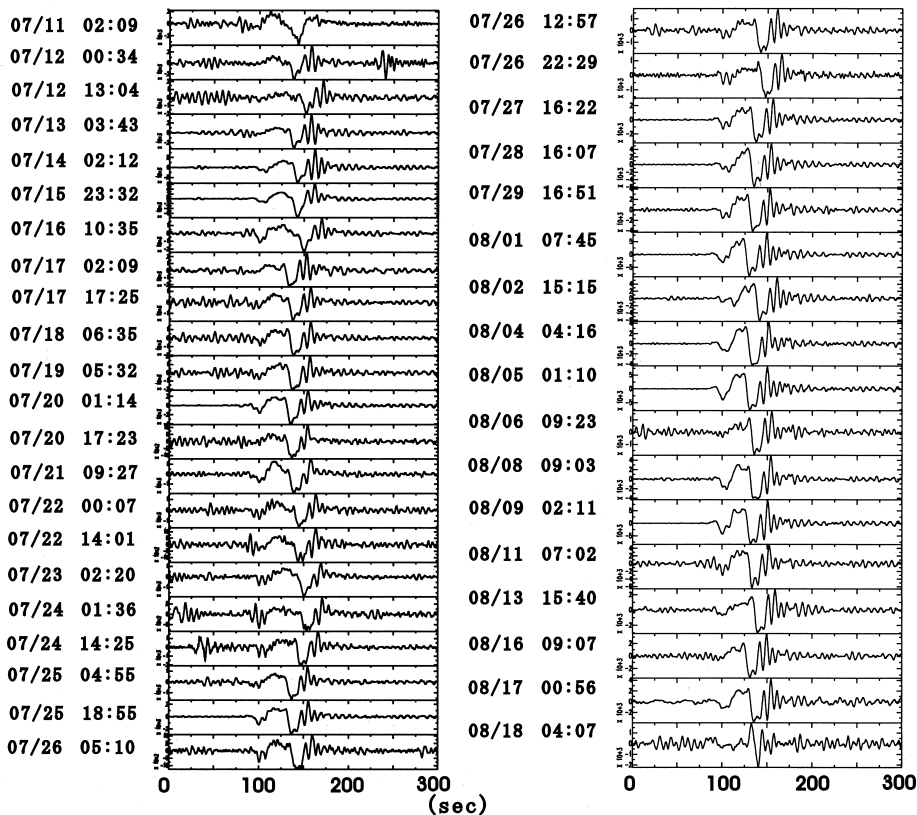


図 8 本論文で解析した長周期パルス波の例。
JIZ 観測点 (防災科学技術研究所 FREESIA) の上下動記録。高周波成分をカットしてある。

Fig. 8 VLP pulses analyzed in the present paper.
Vertical component recorded at JIZ (FREESIA, NIED) High-frequency component is cut off. Pulse shape is nearly the same regardless of the amplitude.

れる。

次に形状について考えてみよう。得られた塑性歪みの主値の最小値がほぼ 0 で鉛直方向を向いていることから、変形場を「平面歪み」の問題として近似することができる。そこで最小伸長軸方向に伸びる楕円柱を考え、その内部に静水圧を加えた場合と同じ効果をもたらす楕円柱内の仮想的な塑性歪みを求める。Eshelby (1957) の理論に基づいて、主歪み ε_1 , ε_2 と楕円形の短軸 a_1 , 長軸 a_2 の関係を求めると、次のような式が得られる。

$$\varepsilon_1 / \varepsilon_2 = (a_2 / a_1)^2 \quad (9)$$

(6) の値を用いて計算すると楕円形の縦横比 (a_2 / a_1) として約 1.3 という値が得られる。図 7(c)

に、得られた容器の模式図を示す。流体圧の急上昇の原因が何かということについては後で考察する。

上述のような長周期パルスの発生は 7 月 11 日からほぼ 1 日 1, 2 回の頻度で起こり、8 月 18 日に起こった最大規模の山頂噴火を契機に完全に消滅した。記録上の主な特徴は以下の通りである。振幅はパルス毎に異なるもののパルス幅は 40 ~ 50 秒とほぼ一定していること (図 8), 地動の向きから、震源位置は山頂火口の南 ~ 南西方向約 1 km, 深さは 2 ~ 3 km 程度であること, パルス発生の前 2 時間ぐらいから微小地震が活発になり, パルスの最終段階でやや大きめの短周期波を発生するこ

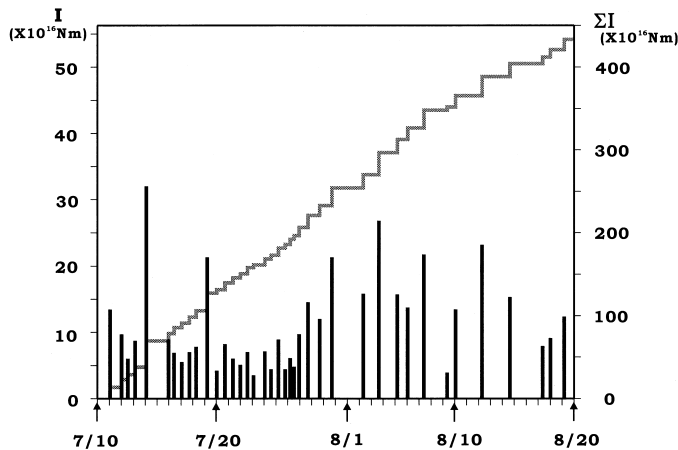


図 9 長周期パルスのモーメントテンソル源の等方成分 . 個々の値 (棒グラフ) と累積値 (折れ線) を示す .

Fig. 9 Isotropic component of the moment-tensors obtained for VLP pulses. Individual values as well as the accumulated values are shown.

と、また、パルスの発生が三宅島島内の傾斜ステップ状の変化と完全に同期していることである。

モーメントテンソルの等方成分の大きさは 10^{17} Nm のオーダーで、概ね Mw 5 クラスに相当する。これら一連の長周期パルスを前述の FREESIA 観測網の広帯域地震計記録を用いて解析した。解析したイベントは 7 月 11 日から 8 月 18 日までの 39 個であり、主なものはほとんど含まれている。得られたモーメントテンソルの等方成分を図 9 に示す。累積値も示してある。これを見てわかるように、等方モーメントの積算は時間に対してほぼ直線になる。このことは、発生間隔が短いときは 1 回あたりのモーメント解放は小さく、間隔が長いところでは大きくなることを示す。等方成分の合計は

$$\Sigma I = 4.3 \times 10^{18} [\text{Nm}]$$

である。これを体積弾性率 k で割ると、体積膨張の積算値として

$$\Sigma V = 2.6 \times 10^8 [\text{m}^3]$$

が得られる。この値は雄山山頂の総陥没量 5 億 m^3 (中田ほか, 2001) のちょうど半分 に匹敵する。

2) 短周期地震動の解析

すべての長周期パルスに共通して、最後の段階で 2, 3 秒周期の波が放出されている。走時から推定される震源の深さはかなり浅い。1 km 未満である。またどの観測点でも初動は上向きである。ここで 20 秒より長周期の成分をカットした速度波形を観測データとした。震源は初動の読みとりから推定された山頂火口東縁とし、深さは 1 km に固定した。地下構造と波形計算のプログラムは上と同じである。単力源 (鉛直方向) とモーメントテンソル源のモデルを立ててインバージョンを試みたが、モーメントテンソルについては満足のいく波形の一致がみられなかった。単力源モデルの結果を図 10 に示す。図 10a が力の時間変化、b が観測波形と理論波形の比較である。初めに上向きの力が 1, 2 秒間加わる。力の最大値は $F_s = 1.7 \times 10^{11} [\text{N}]$ である。これが 2 回繰り返した。

この短周期震動は山頂付近での陥没現象に伴う地震であると考えられる。いま頂上のブロックが急に周りから切り離されて自由落下を開始したとすると、そのブロックの質量 M_s と体積 V_s は

$$M_s = F_s / g = \text{約 } 2 \times 10^{10} [\text{kg}]$$

$$V_s = M_s / \rho = 8 \times 10^6 [\text{m}^3]$$

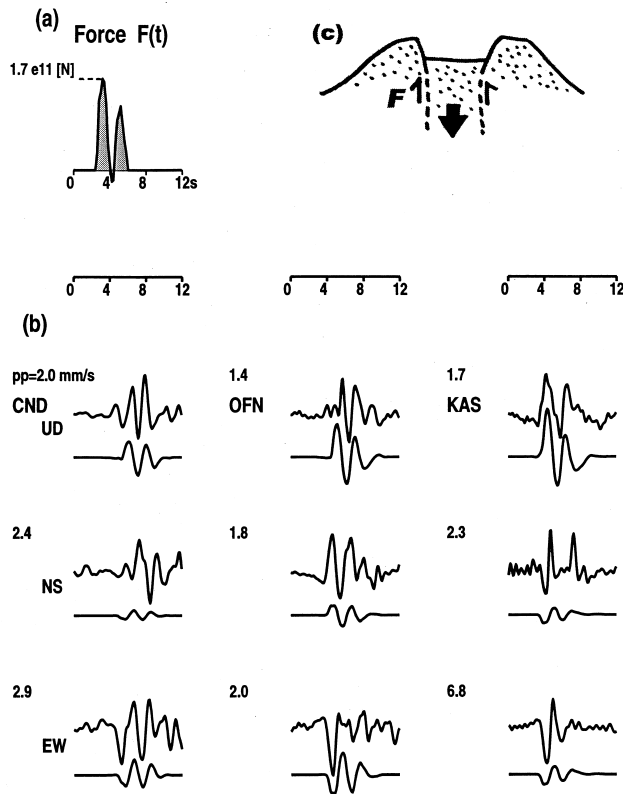


図 10 7 月 14 日長周期パルスの最後の段階における短周期震動の解析結果．
(a) 力の時間変化，(b) 観測波形と理論波形の比較，
(c) 単力源の解釈

Fig. 10 Analysis of short-period motion appeared at the end of VLP pulse on July 14.
(a) Inferred time history of applied force.
(b) Waveform comparison.
(c) Interpretation of the shallow single-force.

と見積もられる。半径 r_s を 150 m とすると、円柱ブロックの高さは

$$h_s = V_s / \pi r_s^2 = \text{約 } 100 \text{ [m]}$$

となる。1 回の落下継続時間は高々 1, 2 秒であり、この間の落下距離は $0.5 g t^2 = \text{約 } 5 \text{ [m]}$ となる。図 10 からは概ね 2 回の落下があったことが示唆される。したがって、長周期パルスの最後の段階において山頂付近で高さ 100 m の円柱ブロックが約 10 m の落下を繰り返したと解釈される。

IV. 長周期パルス源は何か

川勝らは阿蘇山の火山活動に伴う長周期地震の発生にいち早く注目し、広帯域地震計による計画的な観測を行った。彼らは周期約 10 秒から 100 秒の様々な地震波を捉えるとともに、震源が等方成分を含むモーメントテンソルで表されることを示し、それを火道に沿った割れ目の開閉運動や固液混合層の固有振動によって解釈した（例えば、Yamamoto *et al.*, 1999 ; Kawakatsu *et al.*, 2000 ）。

2000 年三宅島の火山活動に伴う長周期地震波パルスの源も等方（膨張）成分を含むモーメントテンソルによって表される。その膨張量を積算すると、総陥没量の約半分に匹敵することはすでに述べたとおりである。では一体この膨張源の実体は何であろうか。これについて我々は、7 月 8 日の大陥没イベントによって火道の途中に大きな「熱水溜まり」ができ、それが地下の「間欠泉システム」を形成したのではないかと考えている。図 11 にその概念図を示す。

第 1 段階で、地下水が亀裂群を通して地下の大きな熱水溜まりに流れ込む。熱水溜まりの真下には灼熱の岩塊があり、水は急激に熱せられ水蒸気となる。蒸気圧の上昇で火道上部に微小地震が発生する。長周期パルスを出す前に増加する微小地震が発生するのはこの段階である。第 2 段階で、水蒸気の圧力がある敷居値を越え、急激に膨張する。熱水溜まりの下部ピストンはマグマ溜まりに押し込められ、マグマ溜まりの圧力が増加し周囲の岩体を押し広げる。これが長周期パルスを発生させる。一方、熱水溜まり上方の円柱ブロックを支えていた火道も押し広げられ、膨張が最大に達したところでブロックが落下し、単力源の短周期パルスが発生する。続く第 3 段階はこの緩和過程である。水蒸気は割れ目を伝わって外部へ抜けたり、液化して地下の熱水溜まりに戻ってくる。そのため体積は減少し雄山は収縮する。

熱水溜まりへの地下水の流入・流出移動は山頂周辺の自然電位や磁場の变化をもたらす。実際、笹井ほか（2001）は長周期地震動パルスや傾斜ステップと同期した電場变化を観測している。彼らはこのような電磁気的变化が水蒸気や水の急激な注入拡散によって説明できることを示している。

上述のモデルでは熱源の近くに地下水が流入してくることを想定しているが、逆に地下水層に熱源（マグマ）が移動し非断層性地震を発生させるというモデルがある。Kanamori *et al.* (1993) は鳥島近海の海底浅部で起こった非断層性の地震を発見し、そのモデルとしてマグマ貫入による地下水の急激な膨張源を提案した。

今回の長周期パルス源について別のモデルも提

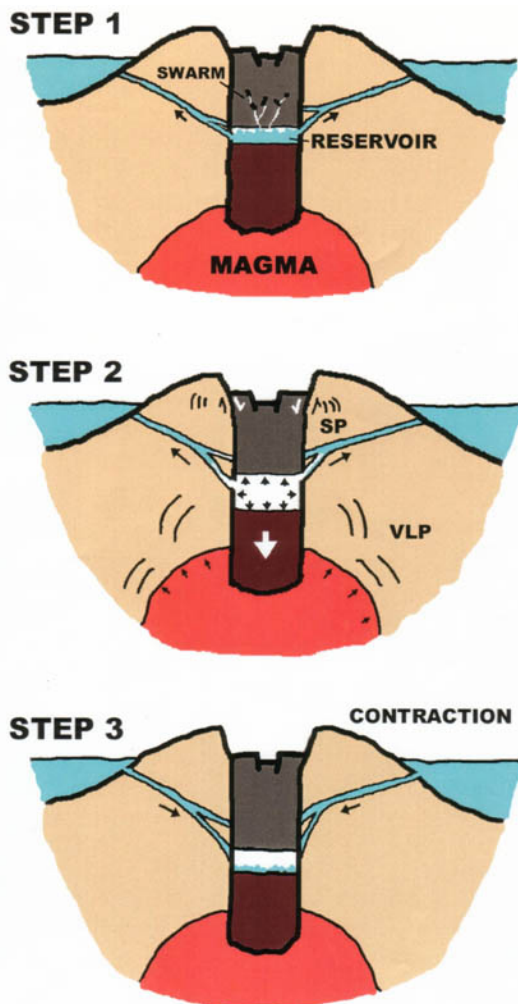


図 11 地下に閉じこめられた間欠泉モデル。

- 第 1 段階：地下水が「熱水溜まり」に流れ込み、灼熱岩塊に触れて水蒸気となる。蒸気圧の上昇で火道上部に微小地震が発生する。
- 第 2 段階：蒸気圧がある敷居値を越え急激に膨張して周囲の岩体を押し広げ、「長周期パルス」を発生する。膨張が最大に達したところで上部岩塊が落下し単力源の「短周期パルス」を発生する。
- 第 3 段階：水蒸気は徐々に液化して体積は減少し雄山は収縮する。

Fig. 11 A buried geyser model.

- Step 1: The ground water is poured into the reservoir, heated by hot rocks underneath, and evaporated to form high pressure steam. Micro-earthquakes are triggered at this stage.
- Step 2: The pressure exceeds a certain threshold to expand the surrounding material and generate VLP pulses.
- Step 3: The expanded steam is gradually cooled, condensing to form water, and Mt. Oyama contracts.

唱されている。熊谷ほか(2000)によるモデルがその1つで、直径数百m、高さ2~3kmのピストン状の岩塊が火道内を固着(摩擦)すべりによって間欠的に滑り落ち、降下時にピストンがマグマ溜りに食い込むことにより長周期パルスが発生するというものである。マグマの側方からの流出と抱き合わせで考えられている。このモデルでは体積膨張がマグマの流出量にほぼ一致することになる。一方、長周期パルスに伴う体積膨張の積算値は山頂の陥没量に匹敵し、ピストン降下モデルと調和的である。しかしピストンを支えていた摩擦力が限界に達し急にピストンが降下を始めるとすると、上向きの力が山体に働き、それが長周期パルスに含まれることになる。我々の解析結果では、モーメントテンソルの最大張力軸はほぼ水平方向にあり、鉛直方向にはむしろ最小張力軸がくる。したがって、摩擦すべりによるピストン降下とマグマ膨張の同時進行は観測からはサポートされないように思われる。我々のモデルでは、下部ピストンと火道との摩擦力は無視できるほど小さく、また、上部ピストンの陥没(=山頂の陥没)は膨張に遅れて起こり、長周期パルスの直後に短周期パルスを発生させるとしている。また、8月18日の大噴火をもって長周期パルスの発生が消えたことについても、熱水溜まりの上部火道が外気につながったためと自然な解釈ができる。

いずれのモデルが妥当か、あるいはそれ以外のモデルが考えられるのか、今後の検討課題である。

謝 辞

東京大学地震研究所火山噴火予知研究推進センターの大湊隆雄氏には三宅島島内の臨時観測点で得られた貴重な広帯域地震計記録を快く使わせて頂きました。島内の強震計設置とデータ回収は同研究所地震火山災害部門の古村孝志氏、坂上 実氏と共同で行われました。また匿名の査読者からのコメントは論点を明確にする上で大変役に立ちました。ここに感謝いたします。なお、2000年三宅島火山活動に対して地震研究所はいち早く「連絡本

部」を設置し、情報収集・提供を行ってきました。本研究はそこでの議論が出発点になりました。

文 献

- Eshelby, J.D. (1957) The determination of the elastic field of an ellipsoidal inclusion, and related problems. *Proc. Roy. Soc. London A*, 241, 376–396.
- 古屋正人・大久保修平・田中愛幸・孫文科・渡辺秀文・及川 純・前川徳光(2001) 重力の時空間変化でとらえた三宅島2000年火山活動におけるカルデラ形成過程. *地学雑誌*, 110, 217–225.
- Kanamori, H., Ekstrom, G., Dziewonski, A., Bayker, J.S. and Sipkin, S.A. (1993) Seismic radiation by magma injection: An anomalous seismic event near Tori Shima, Japan. *J. Geophys. Res.*, 98, 6511–6522.
- Kawakatsu, H., Kaneshima, S., Matsubayashi, H., Ohminato, T., Sudo, Y., Tsutsui, T., Uhira, K., Yamasato, H., Ito, H. and Legrand, D. (2000) Aso94: Aso seismic observation with broadband instruments. *J. Vol. Geoth. Res.*, 101, 129–154.
- Kikuchi, M., Kanamori, H. and Satake, K. (1993) Source complexity of the 1988 Armenian earthquake: Evidence for a slow after-slip event. *J. Geophys. Res.*, 98, 15797–15808.
- 熊谷博之・大湊隆雄・中野 優・大井昌弘・久保篤規・井上 公(2000) 長周期地震波から推定される三宅島火山活動のモデル(1) 50秒パルスの発生プロセス. *日本地震学会講演予稿集2000年度秋季大会*, A21.
- 中田節也・長井雅史・安田 敦・嶋野岳人・下司信夫・大野希一・秋政貴子・金子隆之・藤井敏嗣(2001) 三宅島2000年噴火の経緯—山頂陥没口と噴出物の特徴—. *地学雑誌*, 110, 168–180.
- 笹井洋一・上嶋 誠・歌田久司・鍵山恒臣・ZLOTNICKI, Jacques・橋本武志・高橋優志(2001) 地磁気・地電位観測から推定される三宅島火山の2000年活動. *地学雑誌*, 110, 226–244.
- 武尾 実(1985) 非弾性減衰を考慮した震源近傍での地震波合成. *気象研究所研究報告*, 36, 245–257.
- 津久井雅志・新堀賢志・川辺禎久・鈴木裕一(2001) 三宅島火山の形成史. *地学雑誌*, 110, 156–167.
- Ukawa, M., Fujita, E., Yamamoto, E., Okada, Y. and Kikuchi, M. (2000) The 2000 Miyakejima eruption: Crustal deformation and earthquakes observed by the NIED Miyakejima observation network. *Earth Planets Space*, 52, xix–xxvi.
- Yamamoto, M., Kawakatsu, H., Kaneshima, S., Mori, T., Tsutsui, T., Sudo, Y. and Morita, Y. (1999) Detection of a crack-like conduit beneath the active crater at Aso volcano, Japan. *Geophys. Res., Lett.*, 26, 3677–3680.

(2001年2月14日受付, 2001年3月16日受理)