

2000年三宅島噴火活動でみられた長周期地震波パルスについて

大湊隆雄¹⁾・熊谷博之²⁾

¹⁾ 東京大学地震研究所火山噴火予知研究推進センター

²⁾ 防災科学技術研究所

On the very-long-period seismic pulses observed
during the 2000 Miyake-jima volcanic activity

Takao Ohminato¹⁾ and Hiroyuki Kumagai²⁾

¹⁾Earthquake Research Institute

²⁾National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention

要旨

During volcanic activity started on June 26, 2000 at Miyake-jima island, a caldera of 1.8 km in its diameter was formed and, at the same time, very-long-period(VLP) seismic signals were observed once or twice a day. Source mechanism analyses of the VLP signals show that the moment tensor solution is represented by a smoothed step function over a time scale of 40-50 second with dominant volumetric change. Waveforms observed by the broadband stations in the island show much-detailed characteristics of these impulsive signals. We propose a simple model that a vertical piston representing solid materials in the conduit is intermittently intruded into the magma chamber triggered by the steady magma outflow. This model consistently explains the synchronous occurrence of these two phenomena, formation of the summit crater and the occurrence of the VLP pulses, as well as other observations.

1 はじめに

三宅島は、伊豆諸島北部に位置する火山島であり、最近では1940年、1962年、1983年とほぼ20年の間隔で側噴火を繰り返してきた(宮崎, 1984)。最近3回の活動では、噴火直前の地震発生、側噴火によるマグマ流出、短期間での終息というパターンを繰り返しており、活動の推移が予測しやすい火山と考えられていた。しかし、これらの山腹噴火を主とする比較的穏やかな活動は15世紀以降であり、それ以前は大量の降灰をもたらす山頂噴火を繰り返す時代もあった。特に2500年前の噴火は1.8 × 1.6kmの八丁原カルデラ形成の一因となった大規模な山頂噴火と考えられている(津久井, 1998)。

2000年三宅島の噴火活動は、島内での地震活動が6月26日に活発化したことに始まった。翌27日にはマグマは西方へ移動して三宅島西方での海底噴火へと移行し、そのまま終息に向かうかと思われた。震源が三宅島西方海上へ遠ざかった後、三宅島は収縮を開始し、マグマ溜りに蓄積されたマグマが西方へ抜けたためと解

積された。ところが、7月1日から山頂直下の地震活動が活発化し、7月8日には山頂での大陥没が発生した。その後、断続的に山頂噴火を繰り返すとともに山頂の陥没孔は徐々に拡大し、8月下旬には直径1.6km、深さ500mに達した。

7月8日の山頂陥没の発生後に、長周期の地震波パルスが観測され始めた。この長周期地震パルスは、島内5ヶ所の傾斜計で観測された山側がステップ状に上昇する現象(鵜川・他, 2000)と時間的に対応しており、同一の現象を傾斜計と地震計という異なる測定器で観測したものと考えられる。この地震波パルスに伴うモーメントマグニチュードは 10^{17} Nmに達し、三宅島から100km以上はなれた各地の広帯域地震計観測網でも観測された(菊地・山中, 2000a)。長周期パルスは7月8日から8月18日の間に41回発生した。8月18日には噴煙高14000m以上に達する山頂噴火が発生し、三宅島の広範囲にわたって噴石や火山灰を降らせ、その噴火を境に長周期パルスの発生は完全に止まった。

三宅島の噴火活動そのものはその後も続き、8月29日には8月18日噴火に続く規模の噴火が発生し、三宅島の北東部に大量の降灰をもたらした。この噴火については低温の火砕流を伴ったとの情報もある。それ以降、断続的に灰噴火を繰り返すとともに、大量の SO_2 の放出が始まった。全島民3700名は島外避難を余儀なくされ、以降、3-5万トン/日におよぶ大量の SO_2 放出が継続している(気象庁, 火山観測情報)。

山頂噴火の開始である7月8日と最大規模の噴火の発生した8月18日は、三宅島の活動が大きく転換する節目にあっており、その期間に発生した長周期地震パルスは、一連の三宅島の火山活動において極めて重要な意味を持っていると考えられる。本稿では、その地震波パルスの持つ様々な特徴を説明するモデルを提案し、2000年三宅島噴火活動において、どのような意味があったのかを議論する。

2 噴火の推移

6月26日18時30分から島内での地震活動が活発化した。傾斜計の動きと震源分布からの推定によると、マグマは初め三宅島南東部の坪田地区に貫入した後、三宅島南西部の阿古方面へと移動した(鵜川・他, 2000)。マグマは翌27日朝には西方海上に移動し、海面に変色域が現れた。この変色域は後に海底噴火に伴うものであることが確認された。マグマが西方海上に抜けた後、島内の地震活動は低下し、三宅島は収縮を開始した。三宅島東方海上へ移動した震源域はさらに北西方向に移動し、三宅島の北西約30kmに位置する神津島、新島付近に達した。

震源域の移動先である神津島・新島近海では、群発地震が始まり、マグニチュード4を超える地震も数多く発生した。神津島、新島、式根島におけるGPS観測の結果からは、群発地震の震源域を中心に大規模なマグマの貫入が起きていると解釈された。神津、新島近海の群発地震が続く中、三宅島島内の地震活動は一旦沈静化した。7月1日から山頂直下の地震が活発化し、また山頂での全磁力測定値に大きな変化が見られた(笹井・他, 2001)。山頂下に集中する地震活動はその後も続き、7月8日18時42分、山頂からの噴火が発生した。この噴火に伴って山頂に直径800m、深さ100mの陥没孔が生じた。この噴火を期に地震波パルスの発生が始まった。地震波パルスは、7月中は1日に1、2回のペースで発生したが、8月に入ってから2日に1回程度と発

生回数は低下した。

7月8日の山頂陥没後、断続的に噴火が続いた。主たる噴火の発生日を挙げると、7月14、15日、8月10、18、29日であるが、特に8月18日の噴火は一連の噴火の中では最大規模であり、噴煙高は14000mを超えた。また、8月29日の噴火は8月18日噴火に続く規模であり、弱い火砕流を伴ったとの報告もある。山頂陥没量は8月上旬には直径1.5km、深さ400mを超え、その体積は $4 \times 10^9 \text{m}^3$ に達した。その後、火口底の沈降は停滞したものの火口壁の崩落は続き、陥没体積は $5 \times 10^9 \text{m}^3$ を超えた(中田・他, 2000)。

6月26、27日にかけてのマグマの貫入・移動後に始まった三宅島の収縮は8月下旬まで続いた。8月18日の山頂噴火以降収縮レートが鈍化し、9月下旬には収縮レートはさらに低下した。それまでの三宅島の収縮量は $2 \times 10^9 \text{m}^3$ と見積もられている。マグマ貫入に伴うものと考えられている神津島・新島近海の群発地震は8月18日の三宅島山頂噴火後から沈静化に向かい、三宅島の収縮レートの低下と併に地震数や開口レートも徐々に低下した。9月下旬には群発地震やマグマ貫入によると見られる基線長の伸びもほぼ停滞している。群発地震域におけるマグマ貫入量は $1.4 \times 10^9 \text{m}^3$ と推定されている。島内の地震数も8月18日の噴火以降激減し、9月に入ってからは、数日に1回程度の非常に低い地震活動へと移行した。山頂陥没後、急速に低下していた全磁力の変化も8月下旬から鈍化し、9月上旬からは変化が停滞している。

8月下旬から、噴出物も大きく変化した。8月10日、18日、29日の噴火活動において、HCl/SO₂比などから、マグマの関与が徐々に強まったことが指摘されているが、8月下旬以降の噴出物の化学組成はマグマの直接的な関与があることを示す(中田・他, 2001)。8月の下旬からはSO₂の放出量が急速に増加し始めた。9月上旬にはSO₂放出量は10000t/dを超え、9月下旬以降は平均して30000t/dを超える放出が続いている。この多量の火山性ガスのために、全島民は島外避難を余儀なくされ、2001年3月現在も夜間無人の状態が続いている。このように、8月18日の噴火後、8月下旬から様々な観測量が大きく変化しており、この噴火が一連の三宅島の活動において極めて重要な意味を持つことを示唆している。

3 脱ガスを説明するモデルについて

三宅島山頂から放出されるSO₂量は9月下旬以降平均して $3 \times 10^4 \text{t/d}$ であり、(気象庁, 火山観測情報)。9月中旬から1月末までのSO₂放出量は $4.5 \times 10^6 \text{t}$ にのぼる。含まれる硫黄は $2.3 \times 10^6 \text{t}$ である。山頂からの多量のSO₂を放出するメカニズムについて複数の説が提案されている。一つは、いわゆる火道内マグマ対流モデルである(地質調査所, 三宅島噴火情報)。これは、揮発性成分に富んだマグマがマグマ溜りから火道内を上昇、脱ガス深度に達して揮発性成分を放出し、密度が上昇したマグマは火道内を降下してマグマ溜りにもどるというモデルである。マグマの揮発成分がマグマから効率的に抜けるためには、マグマが浅部まで上昇し圧力が十分に下がっている必要がある。震源分布や地殻変動から推定されるマグマ溜りの深さは海面下3-5km程度であるが、この深度における圧力下ではマグマの効率的脱ガスは起こらない。揮発性成分に富んだマグマが深度1km以浅に大量にかつ継続的に運ばれなければならない。もう一つのモデルは、雄山山体に数千年間に渡り蓄積されてきた硫黄化合物が、火道の崩落とマグマの地下浅部への上昇によって高温に晒されることにより分

解し、SO₂ を放出したというものである。マグマ対流モデルと異なり、このモデルは巨大なマグマ溜りの存在を必要としない。

観測される大量の SO₂ 放出が、マグマ対流モデルが示すとおりマグマからの脱ガス起源であると考えらば、2000 年 9 月中旬から 2001 年 1 月末までの脱ガスマグマの総量は $4.5 \times 10^9 \text{ m}^3$ と見積もられる。ここに、マグマ中の硫黄含有量を 1000ppm、マグマの密度を 2.3 g/cm^3 と仮定している。三宅島における SO₂ 放出量はイタリアのエトナ山や桜島などの比較的脱ガス量が多いとされる火山における SO₂ 放出量を大きく超える量であり、 $3 \times 10^7 \text{ m}^3/\text{d}$ を超える大量のマグマからの脱ガスが効率的に進行していると考えなければ説明できない。2001 年 3 月時点で脱ガス量に低下傾向は見られず、三宅島直下には、2000 年 9 月から 2001 年 1 月時点までに脱ガスしたと推定されるマグマ量の数倍である 10^{10} m^3 を超える膨大な未脱ガスマグマが蓄積されている可能性も指摘されている。

一方、硫黄化合物の分解モデルで SO₂ の大量放出が定量的に説明できるだろうか？ 山頂陥没量は $5 \times 10^8 \text{ m}^3$ であり、密度を 3.0 g/cm^3 とするとその質量は $1.5 \times 10^9 \text{ t}$ である。陥没量と同程度の体積中に含まれる S が熱分解するとするとこれまでに放出された SO₂ 量を説明するためには、S は 1wt% 程度含まれている必要があるが、この値は十分にあり得る値である。しかし、同位体の分析結果は、放出される SO₂ が硫黄化合物の分解ではなくマグマからの脱ガスであることを指示する (今井・他, 2001)。

本論文では火道内マグマ対流モデルが成り立つものとして議論を進める。以下で提案するピストン降下モデルでは、巨大なマグマ溜りの存在を必要とするため、この意味でも前者の火道内マグマ対流モデルが都合がよい。

4 地震波パルスの特徴と波形解析結果

図 1 は島内で観測された長周期パルスの速度波形 (上下動) の例である。上に原波形を、下に 2 秒のローパスフィルターをかけた波形を示す。波形は正弦波の半周期分であり、パルスの前後に卓越周期 1-2 秒の短周期波を伴う。このような地震波パルスが 7 月中は 1 日に 1 - 2 回、8 月に入ってから 1 - 2 日に 1 回程度のペースで発生した。表 1 に発生したパルスの時刻、振幅、パルス幅を示す。パルス毎に振幅は大きく変化するが、パルス幅は 40-50 秒程度の非常に狭い範囲の値を示す (図 2)。パルス幅と振幅の間に明瞭な関係は見られないが、発生間隔が長ければパルス振幅も大きい。パーティクルモーションは島内の各点で押しとなり、震源で体積膨張が起きていることを示唆する。

4.1 山頂下の地震の特徴

地震波パルスの発生前、数時間から 10 時間前から山頂下の地震数が増加する (図 3)。山頂下の地震の発生頻度は、始めは少しずつ増加するがやがて増加のペースが急増し、地震波パルス発生にいたる。地震はパルス発生後、山頂直下の地震数は急減し、次のパルス発生までの間、静かな状態が続く。

図 4 に活動開始から 8 月末までの震源分布を示す (酒井, 2000)。7 月 1 日より始まった山頂直下の地震は、山頂下から海面下 2.5km までに円筒状に分布する。海水面レベルにやや地震数が多い領域が見られる。これは、帯水層に対応している可能性がある。8 月 10 日以降の震源分布を見ると、震源分布全体が深部に移動したが、下限の深さは海面下 3km と変わらない。海水面レベルの地震の多い領域はそのまま残っている。8 月 18 日以降、深さ 3km 以深の地震発生数が目立って増えている。

4.2 波形解析の結果

島外の広帯域地震観測網で得られた波形データを用いて波形インバージョンを実施した。震源位置を山頂下 4km におき、Ohminato *et al.* (1998) の方法に基づいてメカニズムと震源時間関数を同時決定した結果、北西南東方向に開くクラックモデルが最もよく観測波形を説明する。ただし、島外の観測点配置が三宅島の西から北にかけての方位に限られており、得られた結果の uniqueness はやや低い。

5 地震波パルスの発生モデル

地震波形解析の結果から、地震波パルスは震源域での急激な体積膨張に伴うものである事がわかった。その他の地震波パルスの特徴を挙げると (1) ほぼ相似の波形が繰り返し発生していることから、震源域で起きている物理プロセスは岩石の破壊のような再現性の低いものではなく、非破壊的なものでなければならない。(2) 振幅は個々のイベント毎に異なるにもかかわらず、パルス幅はほぼ一定であることから、このイベントを発生させる物理過程はある決まった時定数を持つ。(3) パルスの発生間隔が長ければパルスの振幅も大きいことから、パルス振幅は時間的に一定の値を示す物理量と関係がある。(4) 速度波形がサインカーブの半周期分であることから、移動量に比例する復元力が働くプロセスであることを示唆する。これらの特徴を説明するモデルとしてどのようなモデルが考えられるのだろうか？ 幾つかの可能性について検討してみる。

5.1 火道内水蒸気爆発モデル

これは、山頂下に地下水溜りが存在し、その地下水溜りがマグマから直接あるいは間接的に加熱され急膨張するというモデルである。そのプロセスは次のように進行すると考えられる。(1) 地下水が徐々に加熱され、過熱状態になる。(2) 何らかのきっかけで過熱水が急速に気化、膨張し圧力が急増する。(3) 気化した蒸気は徐々に震源域から抜け出し、それとともに圧力は徐々に低下する。

過熱水が一旦気化し始めると圧力膨張は非常に短時間で起きる。従って、震源域全体で一様に圧力膨張が起きるとすると、観測された 40 - 50 秒というほぼ一定のパルス幅を説明することは困難である。それでは、震源域の一部で発生した圧力膨張が 40 - 50 秒かけて震源域全体に伝播するというモデルではどうだろう。震源域の大きさは数 km を超えないであろう。大きさを仮に 5km とすると、圧力伝播が 40-50 秒かけて伝わるためには速度が 100m/s 程度でなければならない。震源域が気泡を含む熱水に満たされていると考えると、気泡の

量によって圧力伝播速度は大きく低下し得る ($<20\text{m/s}$, Kieffer, 1977)。従って、気泡を含んだ熱水に満たされた震源域を考えることにより、40-50 秒という時間スケールの現象を説明することも可能である。しかし、このモデルでは、パルス幅がいつもほぼ一定であるにもかかわらず、パルス振幅がパルス毎に大きく異なることを説明することは難しい。この圧力伝播モデルの枠組みでは震源域が常に一定の大きさを保っていると考えなければならないが、一方で、震源域のサイズが一定だとすると気化体積も一定と考えられるから、パルス振幅が毎回大きく変化することは説明しにくい。

5.2 マグマからの急激な脱ガス

次のようなモデルではどうであろう。マグマの上昇による圧力低下によりマグマに溶け込んでいる揮発成分が、マグマに溶け込めなくなり脱ガスしようとする。ところが、脱ガス速度がマグマの圧力低下に追いつかず、マグマ内に過剰圧を持った揮発成分が蓄積される。マグマの過剰圧がある閾値に達した時点で過剰圧が急速に開放され、火道内に急激な圧力上昇をもたらす。このモデルは、雲仙普賢岳の溶岩ドームにおいて過剰圧が溶岩ドームの破砕強度を超えて爆発的に膨張することにより、火砕流の引き金になったというものである (Sato *et al.*, 1992)。しかし、破壊強度を越えるためには数 10 bar の過剰圧を必要とするが、そのためには 10^7Pas 以上の粘性が必要である (Sparks, 1978)。ところが、三宅島の代表的な玄武岩質マグマの粘性は $10^3 - 10^4\text{Pas}$ 程度しかなく、過剰圧を保持することは難しい。

上記のモデルはいずれも、観測事実を十分に説明することができない。一方、以下に説明するピストン降下モデルは観測事実を無理なく説明できる。

6 地震波パルスとピストンモデル

6.1 ピストンモデル

山頂下の震源分布 (図 4) に見られる円柱状の構造をマグマ溜りに向かって落下するピストンと考える。初めこのピストンは、下方にあるマグマ溜りの圧力と火道との摩擦に支えられて止まっている。マグマ溜りからのマグマ流出によりマグマ溜り圧が下がり、やがて、摩擦とマグマ溜り圧ではピストンの質量を支えられなくなり、ピストンの降下が始まる。このピストンが降下し、マグマ溜りに落ち込む際にマグマ溜りが膨張し、地震波パルスを発生する。ピストンがマグマ溜りに落ち込むことにより、マグマ溜りは圧力を回復し、やがてピストン降下は止まる。以上の過程を繰り返す。これがピストンモデルの基本的な考え方である。ピストンの運動方程式は以下のように表される (図 5)。

$$m\ddot{z} = -F + mg - PS \quad (1)$$

ここに、 m はピストン質量、 z はピストン変位、 F は摩擦力、 g は重力加速度、 P はマグマ溜りの圧力、 S はピストン底の断面積である。圧力 P はピストンの降下量 z の関数であり、次式で表される。

$$P = P_0 + \frac{k}{V}(Sz - \alpha t) \quad (2)$$

ここに、 P_0 はマグマ溜りの初期圧力、 k はマグマの体積弾性率、 V はマグマ溜りの体積、 α はマグマ溜りからのマグマ流出率、 t は時間である。ピストンの運動状態に応じて、摩擦力 F は大きさや符号が変わる。以下、静止摩擦力を F_s 、最大静止摩擦力を F_s^{\max} 、動摩擦力を F_d で表す。

6.2 マグマ流出以前

運動方程式は

$$0 = -F_s^0 + mg - P_0S \quad (3)$$

となる。 $F_s^0 = mg - P_0S$ は初期静止摩擦力である。マグマ溜りは lithostatic、即ち、ピストン質量がマグマ溜りの初期圧力とほぼ釣り合っていると考えられるから、 F_s^0 は非常に小さいであろう。

6.3 マグマ流出開始後からピストン降下開始以前まで

ピストンはまだ降下を開始しないが、マグマ溜りの圧力は低下しはじめる。この状態での運動方程式及びマグマ溜りの圧力は、

$$0 = -F_s + mg - PS \quad (4)$$

$$P = P_0 - \frac{\alpha k}{V}t \quad (5)$$

である。これら 2 式から、静止摩擦力 F_s は、

$$F_s = F_s^0 + \frac{\alpha kS}{V}t \quad (6)$$

となる。静止摩擦力は時間とともに増大し、やがて最大静止摩擦力に達し、ピストンの降下が始まる。このときの時間を T_0 とすると、

$$T_0 = \frac{V(F_s^{\max} - F_s^0)}{\alpha kS} \quad (7)$$

7 ピストン降下開始後

ピストンが降下し始めることにより、摩擦力は動摩擦力 F_d に切り替わり、絶対値は大きく低下する。ピストン降下に伴いマグマ溜りに落ち込むピストンの体積は、マグマ溜りからの定常的なマグマ流出量より十分大きいと、ピストン降下中の圧力変化に対するマグマ流出の寄与は無視できる。即ち、(5) 式においては $t = T_0$

と見なすことができる。このときの運動方程式およびマグマ溜りの圧力は

$$m\ddot{z} = -F_d + mg - PS \quad (8)$$

$$P = P_0 + \frac{k}{V} \left(Sz - \frac{V(F_s^{\max} - F_s^0)}{kS} \right) \quad (9)$$

となる。P を代入することにより、運動方程式は次のように書ける。

$$m\ddot{z} = -\frac{kS^2}{V} \left(z - \frac{V(F_s^{\max} - F_d)}{kS^2} \right) \quad (10)$$

これは、単振動の運動方程式である。初期条件 $z = \dot{z} = 0 (t = T_0)$ を用いると、

$$z = A(1 - \cos \omega(t - T_0)) \quad (11)$$

ただし、

$$A = \frac{V(F_s^{\max} - F_d)}{kS^2}, \quad \omega = \sqrt{\frac{kS^2}{mV}} \quad (12)$$

である。

8 ピストン降下の停止

ピストンがマグマ溜りに落ち込むことにより、マグマ溜りの圧力が上がる。マグマ溜りの圧力増加とともにピストンを上向きに押し上げる力が増加するため、ピストンの降下速度は徐々に低下し、やがて、ピストンの降下が止まる。このとき、仮に摩擦力が動摩擦力の大きさを保つのであれば、マグマ溜りの圧力に押し上げられてピストンの動きは上昇に転ずるはずである。ところが実際は、ピストンの速度がゼロになる瞬間に摩擦力は静止摩擦力に変わる。マグマ溜りの圧力はピストンが降下したことによって上昇しているとはいえ、静止摩擦に打ち勝ってピストンを押し上げるには足りず、ピストンは停止する。停止するまでのピストン降下量は

$$\Delta z = 2A \quad (13)$$

である。また、ピストンが降下を開始してから停止するまでの時間 τ は

$$\tau = \frac{\pi}{\omega} = \pi \sqrt{\frac{mV}{kS^2}} \quad (14)$$

となる。 τ はピストンが動き出すまでの時間 T_0 に比べて十分に小さい。このときの運動方程式は

$$0 = -F_s^{\text{stop}} + mg - PS \quad (15)$$

ここに、 F_s^{stop} はピストンが動きを停止したときの静止摩擦力である。式 (15) にマグマ溜りの圧力

$$P = P_0 + \frac{k}{V}(S\Delta z - \alpha T_0) \quad (16)$$

を代入すると、 $F_s^{\text{stop}} = 2F_d - F_s^{\max}$ となる。 $F_s^{\max} \gg F_d$ であるから、静止摩擦力は負の値、即ちピストンの上昇を抑止する方向に働く。

8.1 ピストン降下の再開、繰り返し

ピストンが動きを止めたときから、次のピストン降下への準備が始まる。このときの静止摩擦力 F_{ss} が、ピストンが再び降下を開始するときの初期静止摩擦力 F_{s0} となる。ピストンが降下を再開するまでの時間は、

$$T_1 = \frac{V(F_s^{\max} - F_s^{\text{stop}})}{\alpha k S} = \frac{2V(F_s^{\max} - F_d)}{\alpha k S} \quad (17)$$

となり、時間の起点を $t = T_0$ に取り直せば、ピストンの変位は

$$z = A(1 - \cos \omega(t - T_1)) \quad (18)$$

で表される。長周期地震パルスの発生はこのサイクルを反復することにより説明される。2 回目以降のパルスについては、 $A = \alpha T_1 / S$ が成り立つ。これは、ピストン降下の発生する間隔に流出したマグマの量に体積が見合うようにピストンが降下するということである。ピストンと周囲の岩との接触状態の変化により最大静止摩擦力や動摩擦が変化すれば、地震波パルスの発生間隔もそれに応じて変化し、ピストンの降下量がパルスの発生間隔に比例して変化する。

8.2 数値計算例

運動方程式を数値的に解くことにより、ピストンの動きを求めてみよう。計算に用いるパラメタは以下の考察により決定した。

陥没孔はすり鉢上になっており、7 月 8 日の陥没初期の底部の直径は 300m 程度であるから、これをピストンの直径とする。ピストン長は震源分布が山頂 (標高 700m) から海面下 2.5km まで分布していることから 3.5km とする。円筒状・均質のピストン形状を仮定し、ピストンの密度を 2.5g/cm^3 とすると、上記のピストン半径とピストン長よりピストン断面積とピストン質量はそれぞれ $7.1 \times 10^4\text{m}^2$ 、 $6.2 \times 10^{11}\text{kg}$ となる。図 4 の震源分布に見られる直径約 3km の空白域をマグマ溜りと見なすと、その体積は $1.4 \times 10^{10}\text{m}^3$ となる。先の議論で、脱ガス量からはオーダーとして 10^{10}m^3 の大きさを持つマグマ溜りが期待されたが、これと調和的である。ここでは $3 \times 10^{10}\text{m}^3$ という値を採用する。これは十分にあり得る値である。マグマの体積弾性率は玄武岩の値である $1.3 \times 10^{10}\text{Pa}$ を用いた (井田, 1998)。マグマ溜りからのマグマ流出率は、三宅島の収縮率である $2.8 \times 10^6\text{m}^3/\text{d} = 30\text{m}^3/\text{s}$ を用いた。これらの値を式 (13) に代入すると、パルス幅は $\tau = 53\text{s}$ となり、観測されるパルス幅を説明する。1 パルス当たりのピストンの降下量と発生間隔は最大静止摩擦力と動摩擦力を与えることにより決まる。ここで、ピストンと壁との間の最大静止摩擦力 $5 \times 10^{10}\text{N}$ 、動摩擦力 $1 \times 10^{10}\text{N}$ を仮定すると、降下量は $\Delta z = 36\text{m}$ 、発生間隔は $T_1 = 24\text{h}$ となり、7 月下旬に観測された発生間隔を説明する。最大静止摩擦力を $1 \times 10^{11}\text{N}$ とすれば $\Delta z = 82\text{m}$ 、発生間隔は $T_1 = 54\text{h}$ となり、8 月に入ってから発生間隔も説明できる。

図 6 に数値計算例をしめす。上から、マグマ溜りの圧力変化、一回のパルスにおけるピストンの降下量、ピストンの降下速度、摩擦力を示す。また、図 7 に防災科学技術研究所の傾斜計記録を示す。傾斜計の変化量は

マグマ溜りの圧力変化に比例しているが、図 6 のマグマ溜りの圧力変化と図 7 を比較すれば、数値計算の結果はこれを良く説明していることがわかる。なお、マグマ溜りの圧力低下は傾斜計では NE 下がりに対応するので、符号が逆になっていることに注意。ピストンの降下量はマグマ溜りの体積変化に比例し、さらに地震モーメントに比例する。従って、ピストン降下速度は地震モーメントレートに比例し、近地の観測点では速度変化に比例する。これは、図 1 の波形と図 6 のピストン降下速度を比較してわかるように、島内の広帯域地震計で観測された速度波形を非常に良く説明する。最後に、地震波パルス発生前後の摩擦力の変化であるが、これは上向きのシングルフォースとして観測されるはずである。長周期パルスの前後の短周期成分については菊地・山中 (2000b) により上向きシングルフォースに調和的な解が得られている。摩擦力の変化が大きいほど、パルスの発生間隔は長く、振幅は大きくなる。8 月に入ってから、パルスの発生間隔が伸びると共にパルス前後のイベントの振幅が増加したこともこのモデルで説明できる。

9 ピストン降下モデルに基づく噴火の推移

9.1 山頂陥没以前から地震波パルスの発生まで

山頂陥没前の期間は、マグマ溜りからのマグマ流出が進みピストンを下から支える圧力が下がりつつあるが、ピストンと周囲の岩盤とのカップリングが強くピストンが降下できない時期と考えられる。7 月 1 日から始まった山頂下の地震は、ピストンと岩盤とのカップリングが壊れていったことに対応し、7 月 8 日の山頂陥没は、ピストンと岩盤のカップリングが完全に壊れ、ピストンが自由に動ける状態になったことを示すのであろう。これ以降、前節で説明したピストン降下モデルに従い、ピストンが間欠的に降下し、周期 40-50 秒の地震はパルスを発生する (図 8)。ピストンの下降と共に山頂のクレーターはその深さと広がり徐徐に拡大する。7 月中旬から 8 月中旬にかけて山頂で灰噴火が発生しているが、これはマグマがピストン中を上昇し、帯水層で水蒸気爆発を起こしたためと考えることができる。

9.2 8 月 18 日噴火および地震波パルスの停止

ピストンは間欠的にマグマ溜りに向かって落ち込んでいくが、やがて、ピストン自体が破壊する、あるいはピストン全体がマグマ溜りに落ち込む、等の理由により、システム全体が壊れる。マグマ溜りからマグマが自由に上昇できるようになり、帯水層で規模の比較的大きいマグマ水蒸気爆発を起こす。このシステムの崩壊とそれに続くマグマの上昇が 8 月 18 日の山頂噴火を引き起こしたと考えられる (図 9)。このイベント以降、地震波パルスは発生せず、また、マグマが直接関与する火山活動が続くことになる。

9.3 脱ガス期

8月18日の噴火で、地震波パルスが発生させてきたシステムが壊れたため、以降、地震波パルスの発生はない。SO₂の大量放出が始まったが、これはマグマ溜りの蓋の役割をしていたピストンが崩壊し、マグマがスムーズに浅部に上昇できる通路が確保されたためと考えられる(図10)。ガスを含み、比較的密度が低い新鮮なマグマがマグマ溜りから上昇し、海面下1km程度で、脱ガスする。脱ガスしたマグマは密度が増加し、火道内を降下して再びマグマ溜りに戻る。これがいわゆる火道内マグマ対流である(Kazahaya *et al.*, 1994)。

10 おわりに

三宅島の初期に見られた特異な現象である長周期地震波パルスの発生に注目し、その発生メカニズムと、三宅島の一連の活動における意義について考察した。近年、活動的な火山の近傍において広帯域地震計を設置することが比較的容易にできるようになり、広帯域地震波形データのもたらす多くの情報が、火山内部で起きる物理プロセスの新たな描象を可能にすることが広く知られることとなっている。三宅島においても、島内に設置した広帯域地震計の記録がモデルを作成する上で不可欠な情報をもたらした。今後も、火山近傍における広帯域地震観測がますますその重要性を増すであろう。

謝辞

本稿を作成する機会を与えて下さった、京都大学防災研究所火山活動研究センターに深く感謝いたします。

参考文献

- 井田喜明, 火山の辞典(下鶴大輔・荒牧重雄・井田喜明編), 25–26, 1998.
- 今井亮・下司信夫・嶋野岳人・中田節也, 三宅島火山2000年噴火における噴出物付着硫黄同位体比の変動, 第780回地震研究所談話会, 2001.
- 鵜川元雄・藤田英輔・山本英二, 2000年三宅島噴火 傾斜観測網によるマグマ上昇過程の検出, 日本地震学界ニュースレター, 20, 25–26, 2000.
- Kazahaya, K., Shinohara, H., and Saito, G., Excessive degassing of Izu-Oshima volcano: magma convection in a conduit, *Bull. Volcanol.*, 56, 207–216, 1994.
- Kieffer, S., Sound speed in liquid-gas mixtures: water-air and water-steam, *J. Geophys. Res.*, 82, 2895–2904, 1977.
- 菊地正幸・山中佳子, EIC 地震学ノート No.84, 85, 2000a.
- 菊地正幸・山中佳子, 2000年三宅島火山活動に伴う様々な地震のメカニズムとその解釈, 日本地震学会2000年度秋季大会, A19, 2000b.
- 宮崎務, 歴史時代における三宅島噴火の特徴, 火山, 29, S1–S15, 1984.
- 酒井慎一, 三宅島・神津島近海の地震活動, 地震研究所広報, 30, 5–7, 2000.
- 笹井洋一・上嶋誠・歌田久司・鍵山恒臣・Zlontnicki, J., 地磁気・地電位観測から推定される三宅島噴火の2000年活動, 地学雑誌, 2001 (submitted).

Sato, H., Fujii, T., and Nakada, S., Crumbling of dacite dome lava and generation of pyroclastic flows at Unzen volcano, *Nature*, **360**, 664–666, 1992.

Sparks, R.S.J., The dynamics of bubbling formation and growth in magmas, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **3**, 1–37, 1978.

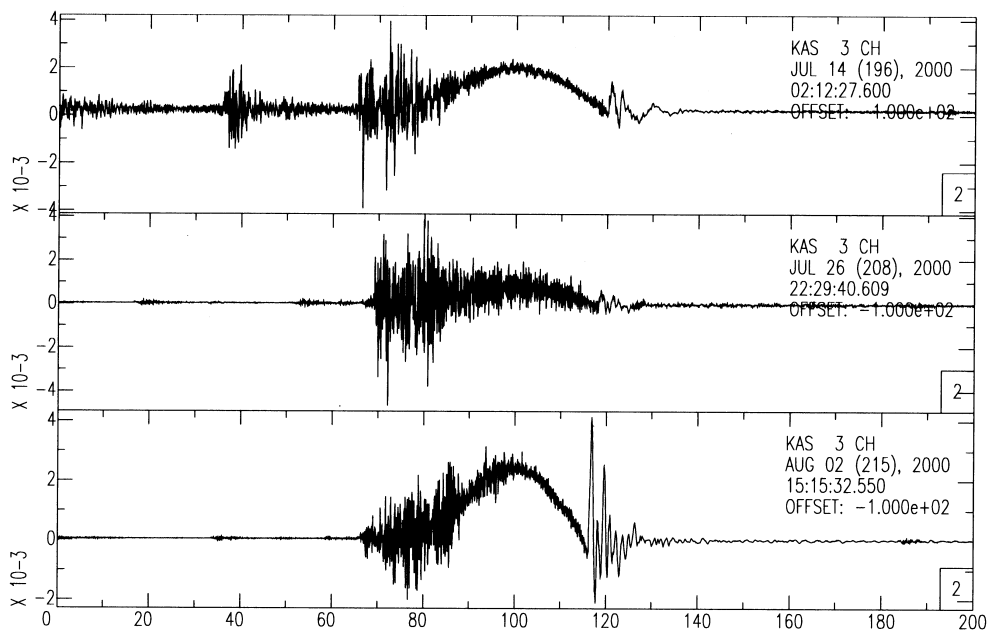
津久井雅志・鈴木裕一, 三宅島最近 7000 年間の噴火史, *火山*, **43**, 149–166, 1998.

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, 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*, 2000 (submitted).

Ohminato, T., Chouet, B. A., Dawson, P., and Kedar, S., Waveform inversion of very-long-period impulsive signals associated with magmatic injection beneath Kilauea volcano, Hawaii, *J. Geophys. Res.*, **103**, 23839–23862, 1998.

表1: 地震波パルスの発生日時、時刻と変位振幅、パルス幅。観測された地震波パルス41個のうち、振幅の小さい2つを除いた39個を示す。[Date and time of VLP pulses occurrence. Amplitude and pulse width of each pulse is also show. Among all 41 events, two small events are eliminated from the table.]

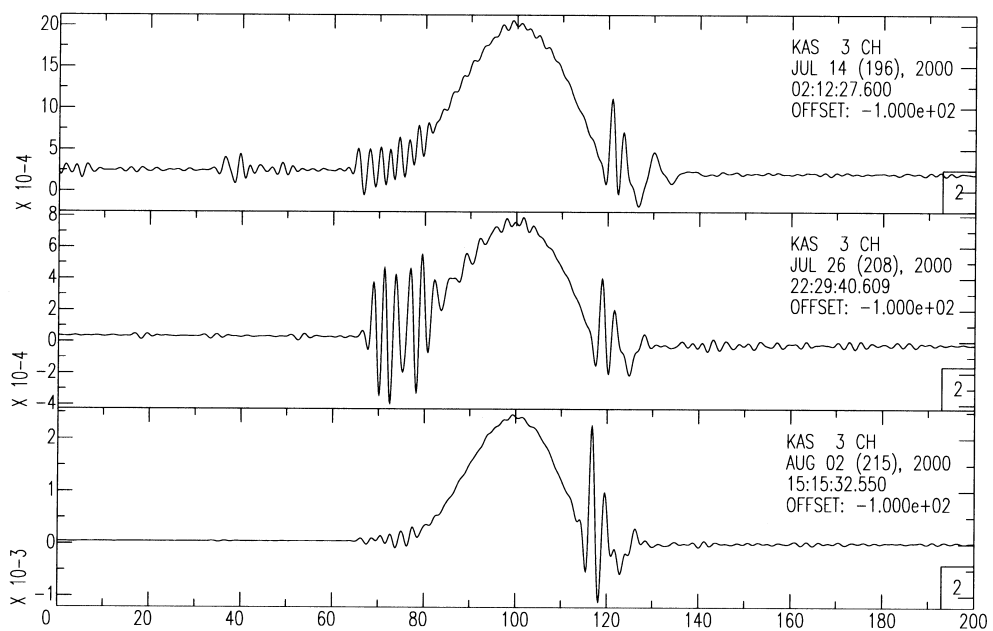
Date	Amplitude(cm)	Pulse width(sec)
2000/7/11 2:09	4.5	66
2000/7/12 0:34	2.8	64
2000/7/12 13:04	2.1	63
2000/7/13 3:43	2.5	55
2000/7/14 2:12	4.2	45
2000/7/15 23:32	2.5	51
2000/7/16 10:35	2.1	61
2000/7/17 2:09	1.6	59
2000/7/17 17:25	1.6	49
2000/7/18 6:35	1.7	48
2000/7/19 5:32	2.7	45
2000/7/20 1:14	1.4	58
2000/7/20 17:23	1.7	44
2000/7/21 9:27	1.7	50
2000/7/22 0:07	1.3	49
2000/7/22 14:01	1.8	49
2000/7/23 2:20	0.9	50
2000/7/24 1:36	1.6	46
2000/7/24 14:25	1.2	44
2000/7/25 4:55	1.8	41
2000/7/25 18:55	1.1	46
2000/7/26 5:10	1.3	47
2000/7/26 12:57	1.1	49
2000/7/26 22:29	1.7	41
2000/7/27 16:22	2.2	36
2000/7/28 16:07	2	38
2000/7/29 16:51	3.2	36
2000/8/1 7:45	2.7	40
2000/8/2 15:15	4.7	36
2000/8/4 4:16	2.8	35
2000/8/5 1:10	2.1	35
2000/8/6 9:23	3.4	33
2000/8/8 9:03	1.4	49
2000/8/9 2:11	2.7	36
2000/8/11 7:02	3.9	32
2000/8/13 15:40	3	36
2000/8/16 9:07	1.8	40
2000/8/17 0:56	2	43
2000/8/18 4:07	2.3	41



0714 2:12

0726 22:29

0802 15:15



0714 2:12

0726 22:29

0802 15:15

図1: 長周期パルスの波形例。(上段) 生波形、(下段) 2Hz のローパスをかけた波形。
 [Examples of very-long-period pulses. (Top) Unfiltered waveform. (Bottom) Low pass filtered at 2Hz.]

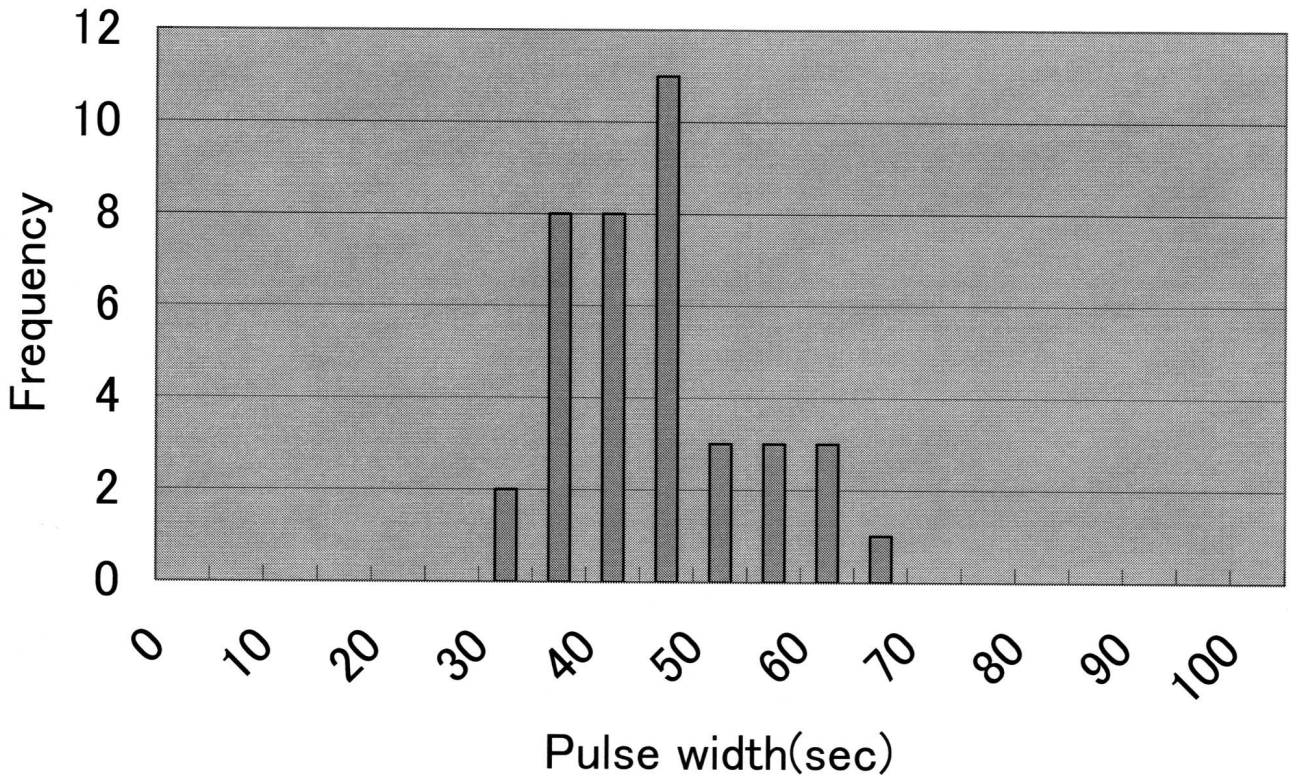


図2: パルス幅と、その発生頻度。40-50 秒のパルス幅を持つイベントが大半を占める。極端に幅の狭いパルスや広いパルスは見られない。 [Pulse width of seismic signals and their frequency. Majority of them fall into 40-50 sec range.]

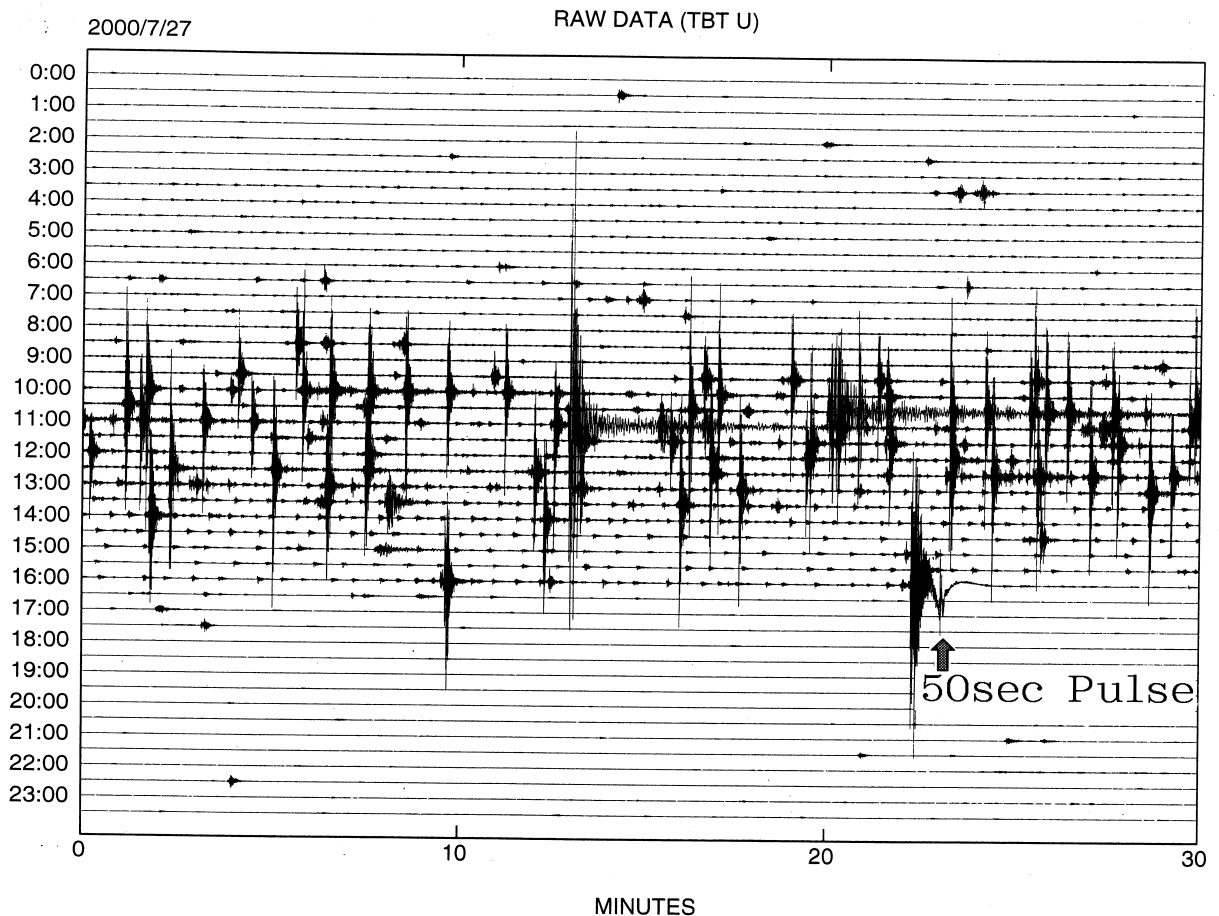


図3: 50秒パルス発生前後の上下動記録。1トレースが30分に相当する。パルス発生の7-8時間前から地震活動が活発になり、パルスの発生と共に地震活動がパタリと止む。 [UD component several hours before and after the occurrence of a VLP pulse. The horizontal axis corresponds to 30 minutes. Seismicity activated 7-8 hours before the VLP pulse and the seismicity ceases suddenly just after the VLP.]

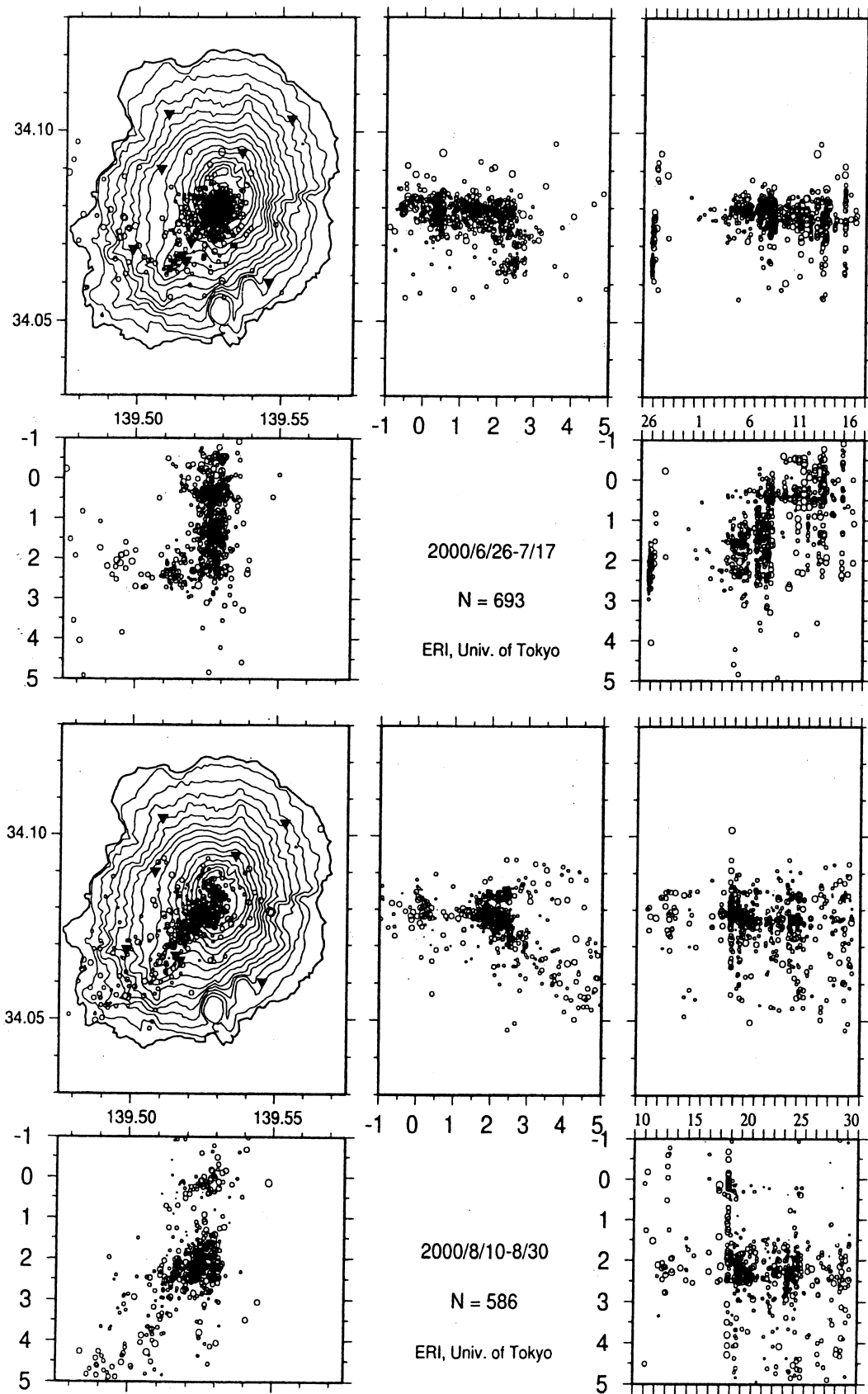


図4: 酒井(2000)による震源分布。(上) 6/26-7/17 の震源分布。左上: 平面図、中: 南北断面、左下: 東西断面、右上: 南北分布の時間変化、右下: 深さ分布の時間変化。(下) 8/10-8/30 の震源分布。[Hypocentral distribution by Sakai(2000). (Top) Hypocenter distribution during 6/26-7/17. upperleft: plan view, upper middle: NS-section, lower-left: EW-section, upper right: temporal change in NS-distribution, lower right: temporal change in vertical distribution.]

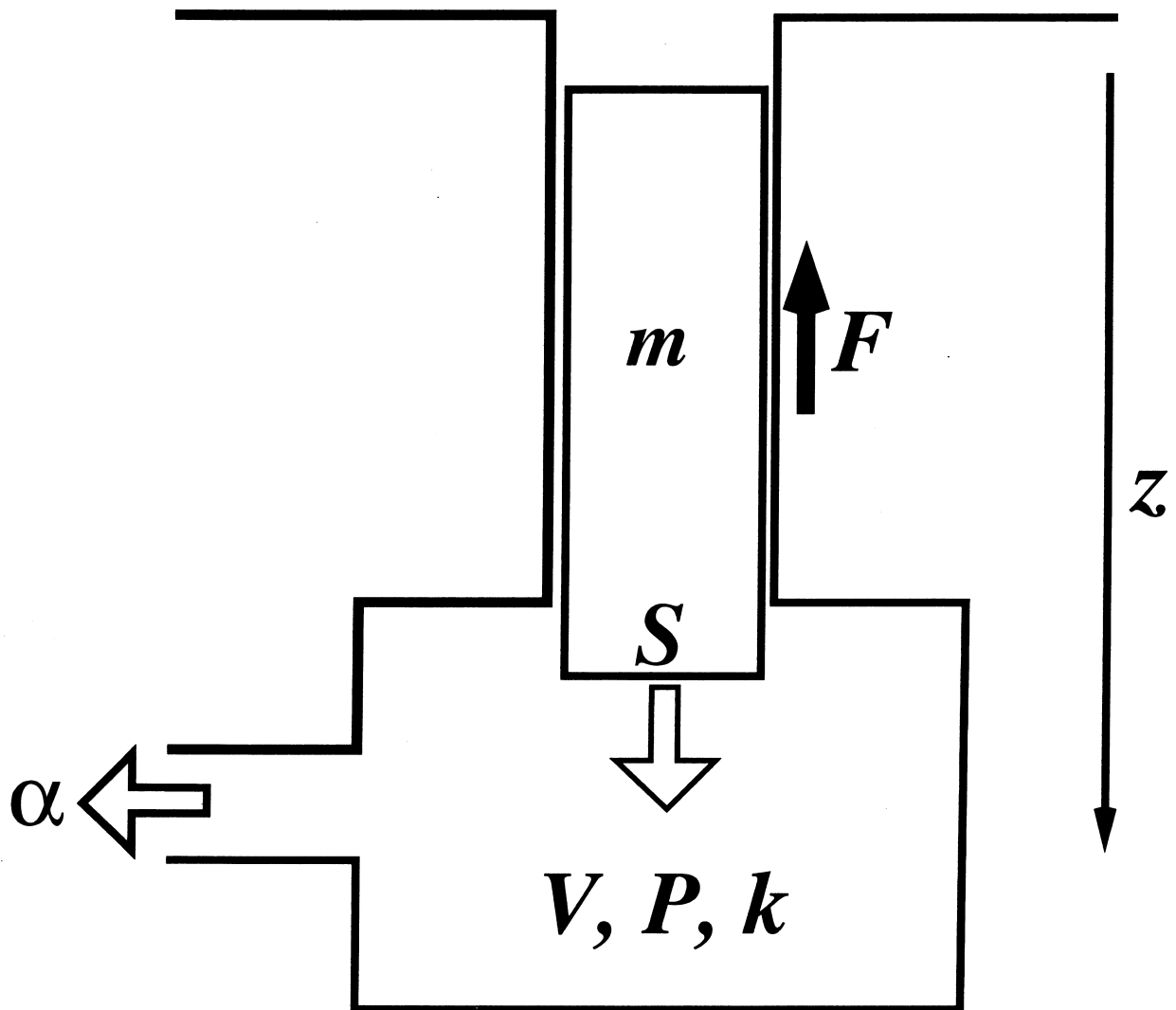


図5: ピストンモデル。m: ピストン質量、S: ピストン断面積、V: マグマ溜り体積、P: マグマ溜り圧力、k: マグマの体積弾性率、F: 火道とピストンの間に働く摩擦力、 α : マグマ溜りからのマグマ流出率。[Piston model. m: piston mass, S: piston section, V: volume of magma chamber, P: pressure of the magma chamber, k: bulk modulus of magma, F: frictional force between the piston and the conduit, α : magma flow rate from the magma chamber.]

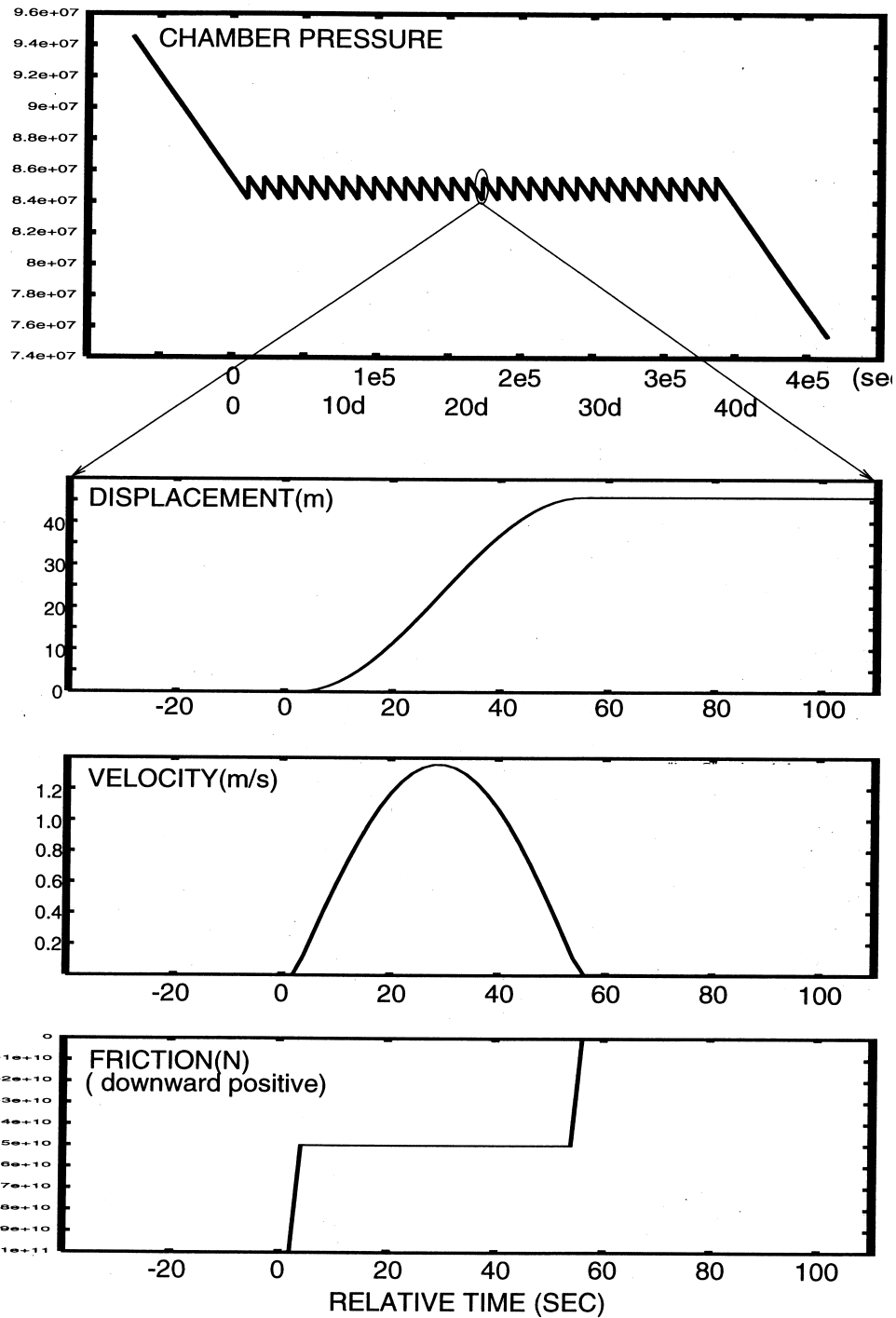


図6: (a): マグマ溜りの圧力変化。時刻0までは、ピストンは動かず、圧力は一定の割合で下がり続ける。ピストンの降下が始まると、マグマ流出による圧力低下とピストン突入による圧力上昇を繰り返す。(b):ピストンの降下開始から停止までのピストンの変位。(c): ピストンの降下開始から停止までのピストンの速度。図1 の速度波形との類似に注目。(d): ピストンの降下開始時と停止時の摩擦力の変化。これが、パルス前後の短周期波を励起すると考えられる。 [(a): Pressure change in the magma chamber. Until $t = 0$, piston does not move and the pressure decreases in a constant rate. Once the piston descend starts, pressure increase and decrease occurs alternately due to magma outflow from the chamber and the piston injection into the chamber. (b): Displacement of the piston. (c): Velocity of the piston. Notice the similarity between the piston velocity and the velocity record of VLP pulses shown in Figure 1. (d): Change in the frictional force when piston starts and stops its movement. This change in the force causes relatively short period events just before and after VLP pulses.]

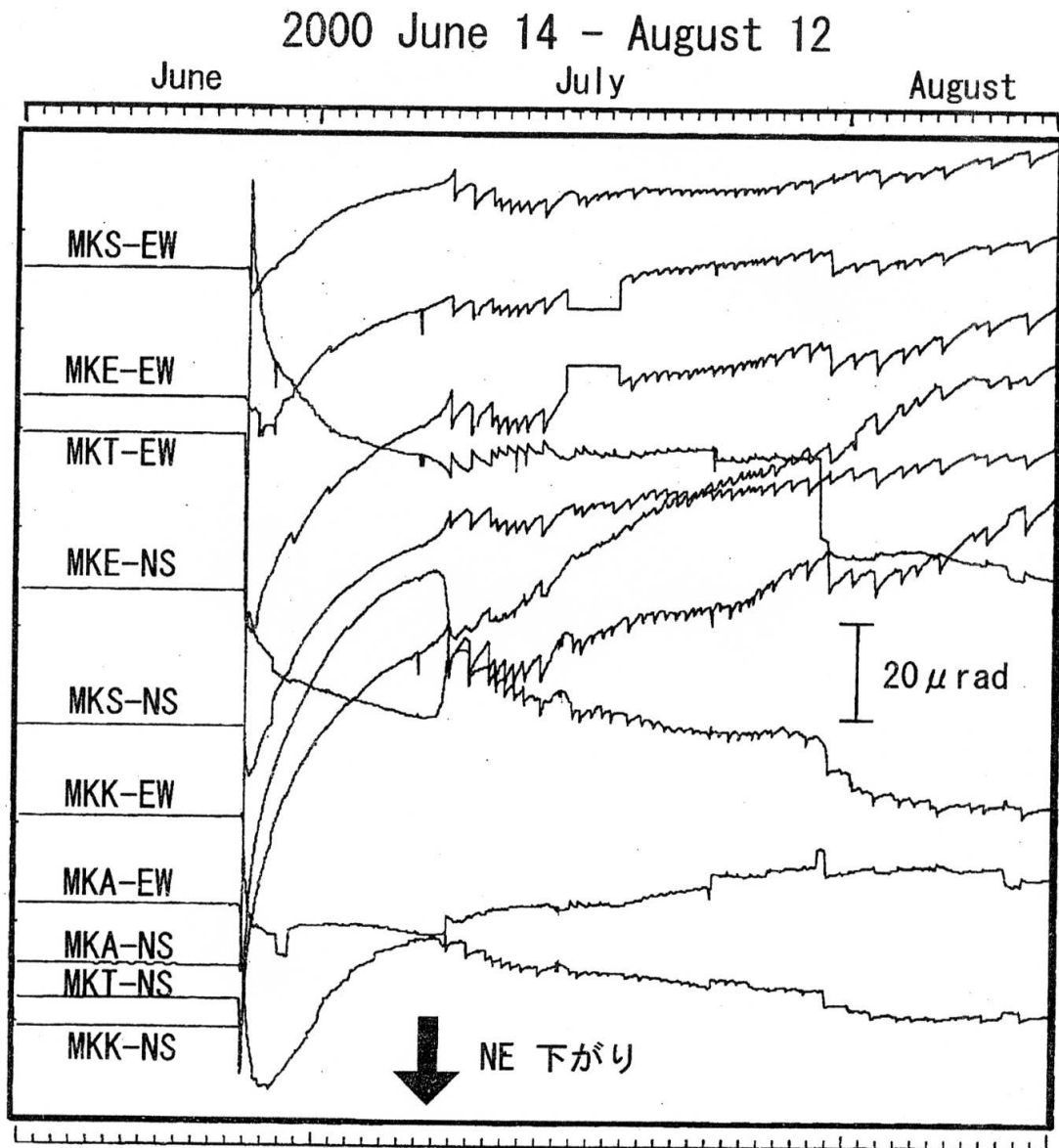


図7: 鷗川・他(2000)による三宅島の傾斜変動。7月8日までは山頂下がりの変化が続いていたが、7月8日の噴火を堺に、ゆっくりした山側の沈降とそれに続く急激な山上がりの動きを繰り返すようになる。上下を反転すれば、図6に示されたマグマ溜りの圧力変化によく似ていることが分かる。
 [Tilt change in Miyake-jima during June 14th to August 12th, 2000 (Ukawa et al., 2000). Before July 8th, the record indicate hillside up change in tiltmeters. After July 8th, gradual hillside down and sudden up occurs alternately. If we make this figure upside down, the similarity between this and the top panel of Figure 6 is clear.]

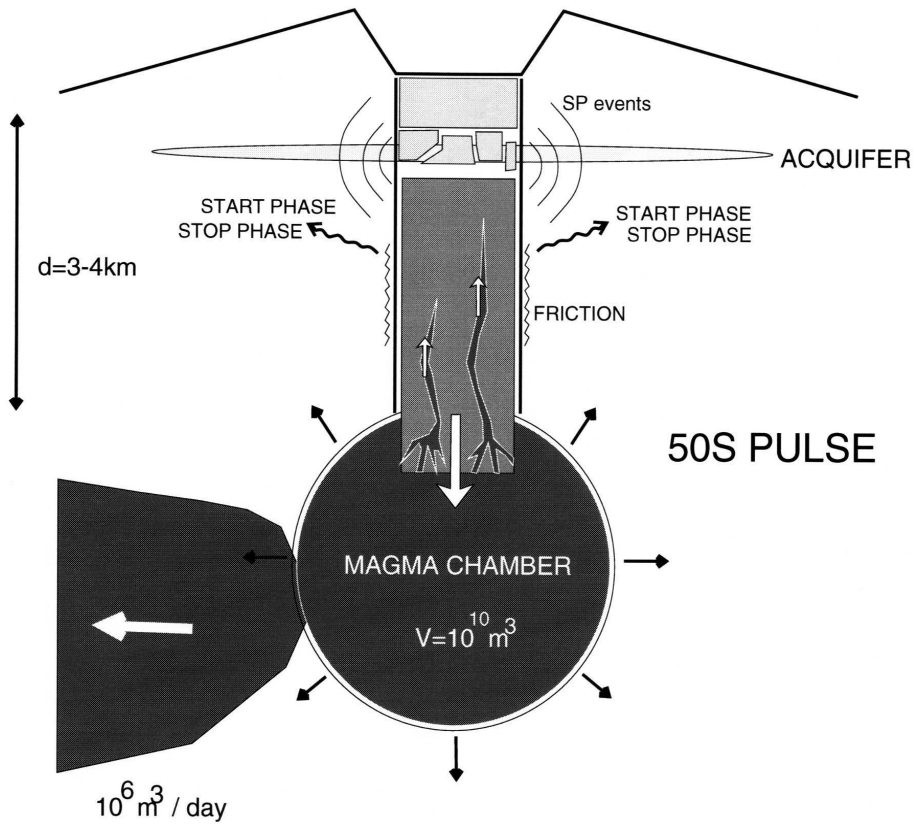


図8: ピストンモデルの概念図。ピストン降下中。
 [Schematic figure of the piston model. During the piston descend.]

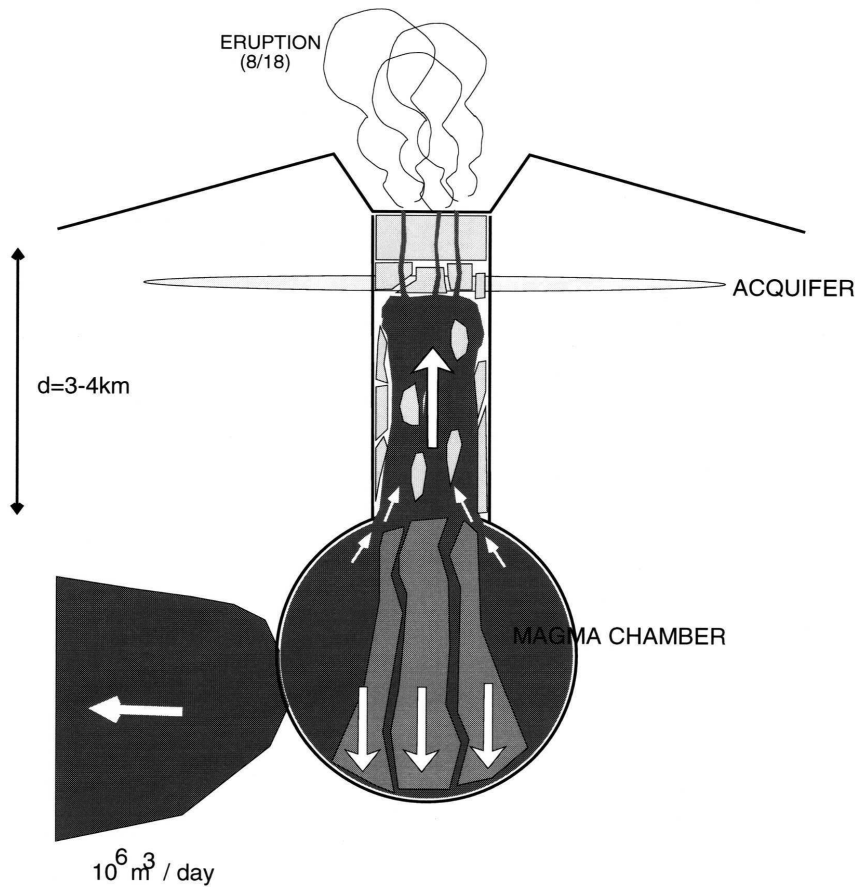


図9: 8月18日山頂噴火とピストンシステムの崩壊の概念図。
 [August 18th summit eruption and the collapse of the piston system.]

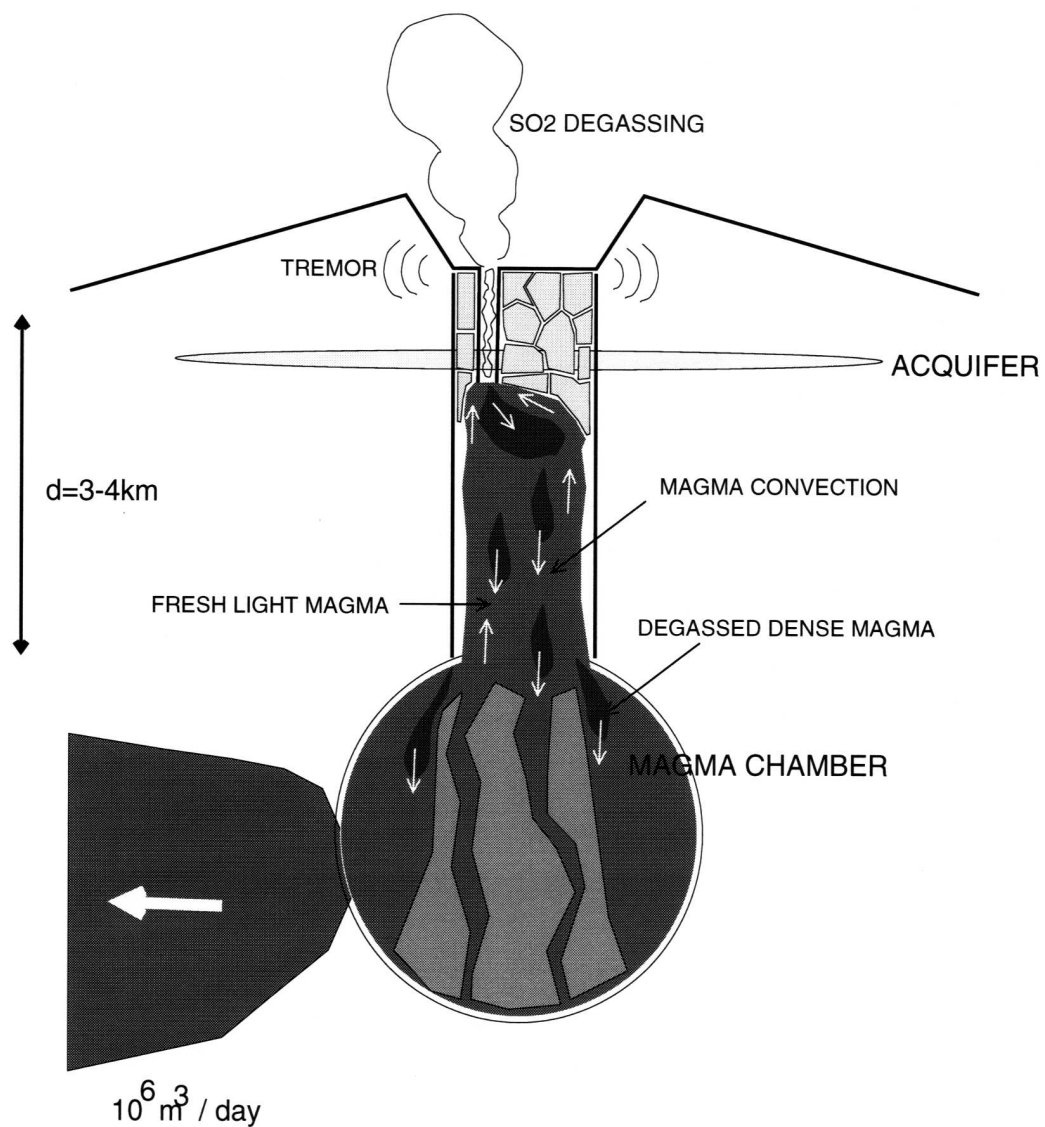


図10: ピストンシステムの崩壊後の、火道内マグマ対流による浅部へのマグマ供給と大量脱ガスの概念図。[Fresh gas-rich magma is supplied from the magma chamber to the shallower region by the magma convection in the volcanic conduit followed by gigantic SO2 degassing.]