



Title	噴煙画像からの水蒸気放出量の推定 : 2000年三宅島噴火活動への適用
Author(s)	松島, 喜雄; MATSUSHIMA, Nobuo
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 67, 53-68
Issue Date	2004-03-15
DOI	<a href="https://doi.org/10.14943/gbhu.67.53">https://doi.org/10.14943/gbhu.67.53</a>
Doc URL	<a href="https://hdl.handle.net/2115/14333">https://hdl.handle.net/2115/14333</a>
Type	departmental bulletin paper
File Information	67_p53-68.pdf



## 噴煙画像からの水蒸気放出量の推定 —2000年三宅島噴火活動への適用—

松島 喜雄

産業技術総合研究所 地質調査総合センター

(2004年1月15日受理)

### **H<sub>2</sub>O Emission Rate of Volcanic Plume during the 2000–2001 Miyakejima Volcanic Activity**

Nobuo MATSUSHIMA

Geological survey of Japan, AIST

(Received January 15, 2004)

Immediately after the onset of the 2000 eruption, Miyakejima has effused a large amount of volcanic gas from its summit crater. In order to obtain the basic data about the volcano-hydrothermal system, we observed the volcanic plume and H<sub>2</sub>O emission rate from the summit crater.

A temporally observation was made from a patrol ship on September 19, 2000 and continuous observation has been performed at Ako district of Miyakejima since October 25, 2000. Infrared thermal image of the plume was recorded in digital tape at 2 seconds intervals in minimum. At the same station, air-temperature, humidity and atmospheric pressure were recorded at 30 minutes intervals. Using the infrared thermal images, we measured the rising velocity of the plume and, the width and mean temperature of the plume at an arbitrary height. From these data and meteorological conditions, H<sub>2</sub>O emission rate of the plume was estimated using the conservation law of mass and energy (Fukui, 1995).

The average H<sub>2</sub>O emission rate was 400 kton/day in October 2000, then it was decreased to 100 kton/day in April 2002. These values were one order of magnitude smaller than that observed on September 19, 2000 (1000kton/day). The average sulfur dioxide emission rate during the same period had decreased from 40 kttons/day to 10 kton/day (Kazahaya et al, 2002). The glass inclusion analysis indicated that the melt in the magma had 1–2 wt% H<sub>2</sub>O and 0.1–0.25 wt% SO<sub>2</sub> content (Saito et al, 2002). The ratio of the H<sub>2</sub>O and SO<sub>2</sub> emission rate is corresponding to the ratio of the H<sub>2</sub>O and SO<sub>2</sub> content in the magma except the early period showing high H<sub>2</sub>O emission rate. This temporal variation suggests that the ground water surrounding the intruded magma had been exhausted by the progress of the volcanic activity.

## I. はじめに

火山活動によって大量の火山ガスが大気へ放出される。噴火時には火口からの噴煙として、非噴火時には噴気孔からの噴気として放出される。この火山ガスは、マグマからの脱ガスや過熱された地下水をその起源とする。したがって、脱ガスのメカニズムやマグマ-熱水系の理解を深めるためには、火山ガス放出量を定量的に評価することが重要である (Stevenson, 1993; Harris and Stevenson, 1997; Matsushima et al., 2003)。火山ガス放出量の測定として紫外線散乱光の吸収を利用した  $\text{SO}_2$  量の遠隔測定が実用化されている (例えば Stoiber et al., 1986)。また、センサを直接噴煙中に挿入する方法で  $\text{CO}_2$  の測定も行われている (Harris et al., 1981; Shinohara et al., 2003)。 $\text{SO}_2$  と  $\text{CO}_2$  の量比は脱ガスの圧力条件や、マグマ中のガス成分を考察するための貴重なデータになる。一方、火山ガスの主成分は  $\text{H}_2\text{O}$  であり、総量を議論する場合には水蒸気の放出量をもって火山ガスそのものの放出量と近似することができる。また、 $\text{H}_2\text{O}$  と他の成分との量比も脱ガスの条件を考察する際の有用なデータとなりうる。しかしながら、水蒸気放出量の推定は今まであまり行なわれていない。噴煙、噴気の流量は、ビデオ画像から得られる形状、上昇速度と、仮定した密度から求められる。そして、その値から、大気からとりこまれた水蒸気を取り除くことによって火口の出口からの水蒸気放出量となる。火口から大気へ放出された水蒸気は、大気と混合し急速に冷却するとともに凝結した水滴を含むようになる。噴煙は上昇とともにさらに周囲の大気と混合し、水蒸気分圧の減少により水滴は再び蒸発して白色の噴煙は消滅する。この過程で、理想的には、噴煙の径は最初増加し、最大に達した後、減少しやがて消滅することになる。Kazahaya et al. (1994) はこの噴煙が消滅するところでは、噴煙が水滴を含まず、水蒸気は飽和水蒸気密度であることに着目して、ビデオ画像から噴煙の流量を求め、さらに大気の湿度から取り込まれた大気の水蒸気の評価することによって水蒸気放出量を求めた。神宮寺・江原 (1996) は、噴煙が最も膨らむところに着目し、その場所の径と密度には相関があることを利用して同じように噴煙の水蒸気放出量を求めた。Kazahaya および神宮寺の方法とも、噴煙の特徴ある場所に着目しているため、定点での連続観測を行う場合、気象条件によって形状が大きく変わる噴煙に適用することは難しい。一方、福井 (1995) は噴煙の任意の位置での温度と、周囲の大気気象要素から密度を推定して水蒸気放出量を求める方法を提案し、阿蘇山からのパフ状の噴気に適用した。この方法を用いれば、赤外カメラで噴煙の任意の場所を連続観測することにより、水蒸気放出量の時間変動を観測することが可能になる。そこで、福井の開発した手法を応用し、三宅島の 2000 年噴火に伴うプルーム状の噴煙による水蒸気放出量を長期間にわたって観測し、その経時変化を求めた。本論では、この手法による水蒸気放出量観測の有用性を示すとともに、水蒸気放出量のデータから火山の熱水活動を考察することを目的とする。なお、寺田 (2002) も本研究とほぼ同時期に、三宅島の白色噴煙を御蔵島から遠望撮影し、噴煙の到達高度を用いた手法を開発して水蒸気放出量を求めている。

## II. 観 測

### 1. 概要

2000年6月の海底噴火を皮切りに三宅島では17年ぶりに活発な噴火活動を開始した(中田他, 2001)。7月8日以降, 山頂火口から小規模噴火が繰り返し発生し, 同時に山頂火口がステップ状に陥没した。8月中旬までに山頂部は直径1.6kmの大きさになり, 約500m陥没した(中田他, 2001)。8月18日に噴煙が上空約15000mに達する噴火をし, 8月29日には低温の火砕流が生じた。8月初旬までは山頂火口内からの火山ガスの放出はほとんどみられなかったが, 8月中旬以降になって, 噴煙が絶え間なく観測され始めた(風早他, 2001)。8月18日の規模の大きな噴火以降, 山頂からの噴煙はその量的規模を増し連続的になった。8月下旬からCOSPECによる $\text{SO}_2$ 放出量の観測が, 気象庁と産業技術総合研究所の共同で開始されている。それによると, 9月から12月の平均は48kton/dayである(風早他, 2001)。この $\text{SO}_2$ 放出量は世界的に見ても例がないほど大きい。たとえばイタリアのエトナ火山で4kton/day, 桜島で2kton/dayである。このように, 2000年三宅島の火山活動は, 顕著な火山ガス放出量を示すことが特徴である。

本研究では水蒸気( $\text{H}_2\text{O}$ )放出量に着目し, その値を求めることを試みた。なお, 水蒸気は火山ガスの約95mol%を占めるため(Shinohara et al., 2003), 以下では, 噴煙は水蒸気だけからなると一次近似し, その放出量を求めている。使用するデータは赤外カメラによって得られた噴煙の温度分布および地表の気温, 湿度である。温度分布からは, 噴煙の幅, 温度および上昇速度が求められ, 水蒸気放出量算定のデータとなる。噴火開始直後の2000年9月19日に海上保安庁の巡視船上から機動観測を行う機会を得た(Fig. 1 A)。揺れる船上での観測であるため条件は悪かったが, 三宅島上陸もままならない状況であったため, 貴重なデータを得ることができた。そ

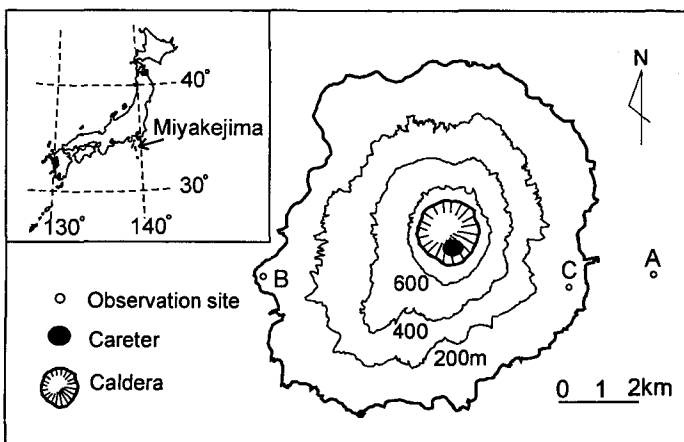


Fig. 1. Topographic map of Miyakejima volcano. Contour interval is 200m. Open circles indicate the observation points of infrared thermal camera measurement.

の後、一部規制が緩やかとなり、10月より三宅島島内の阿古地区と (Fig. 1 B), 一時的ではあるが三宅島空港 (Fig. 1 C) の2地点に赤外カメラを設置し、デジタルレコーダーにて定点観測を行った。噴火直後から島内は、全島避難状態にあり、商用電源は使えないため、気象庁の協力を得て発電機にて電源供給をまかなった。記録は、日射による影響を避けるため、夜間の定時に2秒間隔の画像を数十分記録した。また、観測点の温湿度、気圧を同時に測定した。赤外カメラは、アビオニクス社製のTVS-650を用いた。検出波長帯は8–14  $\mu\text{m}$ 、温度分解能は0.1 $^{\circ}\text{C}$ 、視野25.8 $\times$ 19.5で検出画素数は320 $\times$ 240である。観測点から噴煙までの距離は、巡視船上および阿古定点での観測ともに約5000 mである。この場合、画像上の一点の温度は、約7 m四方の平均温度を表していることになる。なお、放射率は1.0として計算している。

## 2. 噴煙の幅・温度

噴煙画像の一例として2000年9月19日に海上 (Fig. 1 A) から撮影したビデオ画像と赤外画像を Fig. 2 a), b) に示す。ただし、これらは同時刻に撮影したものではない。噴煙の出口付近 (矢印で示す位置) での温度プロファイルを図. 2 c) に示す。同じ高度における気温 (点線) もあわせて示した。この気温は、観測地点で測定した気温と標準大気の気温減率から求めたものである。噴煙の外では気温より温度が低くなっているが、これは、より上空の水滴の温度を反映しているためであろう。噴煙の大部分は周囲より温度が高いが、縁で温度は低くなり、やがて周囲の温度と等しくなっている。雲の放射率は水滴の密度と厚さによる

(Paltridge, 1974)。後述するように赤外カメラによって噴煙の縁から数10 m程度の深度までの厚さの平均温度を測っているが、噴煙の縁ではこの厚さが数10 mをきり、放射率は1より小さくなる。放射率が1より小さい場合には、見かけ上温度が低くなる。噴煙の温度が縁で小さくなっているのは、このよ

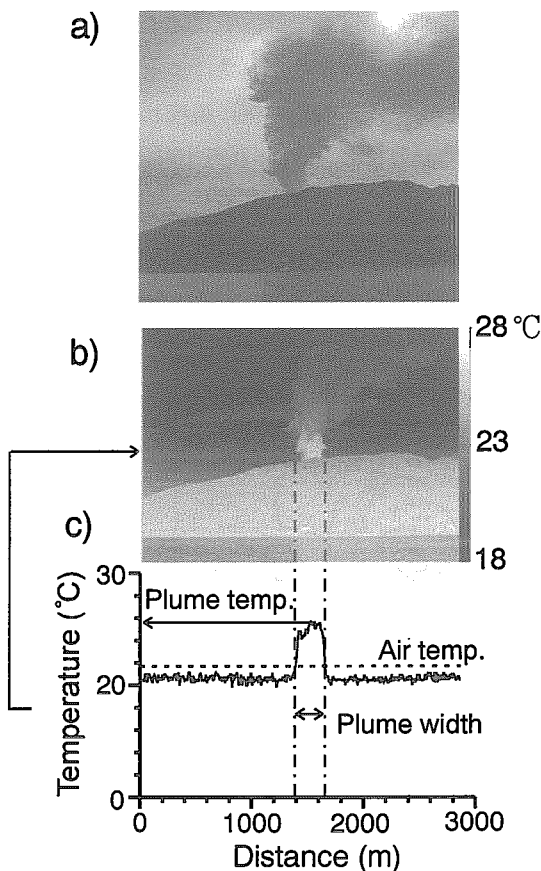


Fig. 2. a) Photo of the plume discharging from the summit crater of Miyakejima volcano taken from the point A in Fig. 1. b) Plume temperature by infrared thermal camera taken from the same point. c) Temperature distribution along the horizontal line indicated by the array.

うに光の入射方向に対して噴煙の厚さが縁では小さくなるためであろう。その場合、噴煙の幅として、周囲の温度と等しくなるまでの区間を計測するのが妥当である。また、測定しているのは、縁から数10 mの厚さの平均温度なので噴煙中心部の温度はより高くなっている。よって、噴煙温度は過小評価されていることになる。

### 3. 噴煙の上昇速度

噴煙の上昇速度は、任意の特徴ある点を追跡し、移動量と経過時間から求めた。同様に、噴煙の濃淡分布から噴煙全体にわたって速度を求めた例をFig. 3に示す。ほとんどの場合、対象としている領域においては、速度が高度によって異なるという傾向は見られなかった。そこで、解析された上向き方向の速度のうち最も頻度が高いものを噴煙の上昇速度として採用した。

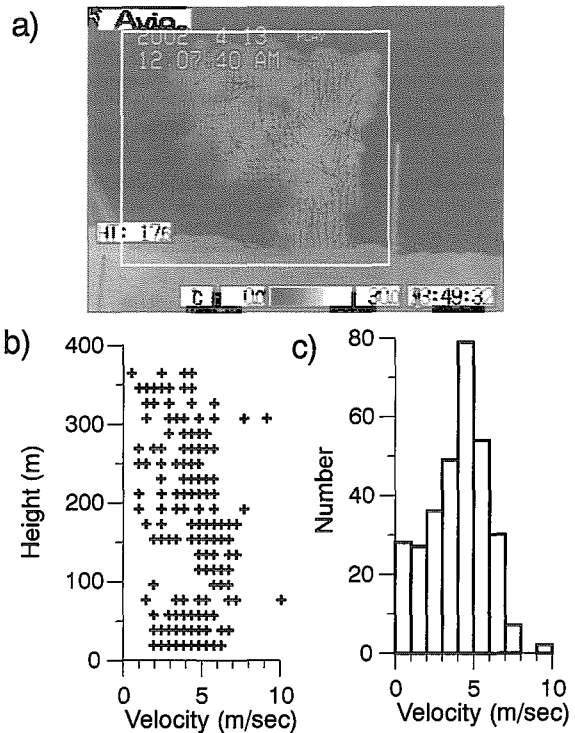


Fig. 3. a) Vector diagram of the plume velocity. b) Upward velocity distribution along the height. c) Frequency distribution of the upward velocity.

## III. 解析方法

ここで注目している噴煙は、水蒸気、乾燥空気と水滴からなる。さらに水は、火山ガス起源のもの、大気中から取り込まれたものに分かれる。限られた観測値から、火口からの水蒸気放出量を求めるために噴煙の運動を単純なモデルで表す (Fig. 4)。噴煙の運動は鉛直方向の一次元とし、定常状態であると仮定する。まず過程1では、火口から出た水蒸気が、直上で周囲の大気と混合し、水蒸気と乾燥空気からなる無色の噴煙になる。噴煙中の水蒸気はすぐに飽和状態になるとする。その高度(近

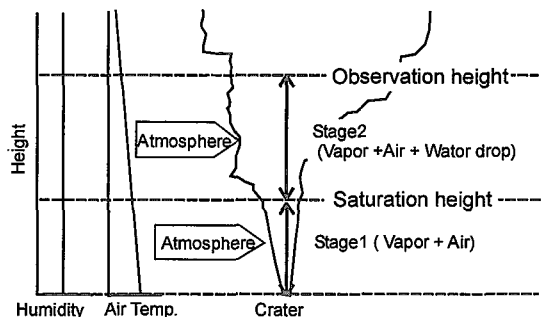


Fig. 4. Conceptual plume model of the mass flux estimation.

似的に火口の高度とする)を単位時間に上昇する噴煙の質量 ( $m1_{plume}$ ) は, 単位時間に火口から出た水蒸気 (本論の水蒸気放出量), 大気から取り込まれた水蒸気と乾燥空気それぞれの質量を  $m_{gas}$ ,  $m1_{vapor}$ ,  $m1_{air}$  として

$$m1_{plume} = m_{gas} + m1_{vapor} + m1_{air} \quad (1)$$

また, 噴煙の温度を  $t1_{plume}$ , 水蒸気の火口での温度を  $t_{gas}$ , 取り込まれる大気温度を  $t1_{atm}$  として, 熱量の保存から,

$$\begin{aligned} (C_{gas} m_{gas} + C_{vapor} m1_{vapor} + C_{air} m1_{air}) t1_{plume} \\ = C_{gas} t_{gas} m_{gas} + (C_{vapor} m1_{vapor} + C_{air} m1_{air}) t1_{atm} \end{aligned} \quad (2)$$

ただし,  $C_{gas}$ ,  $C_{vapor}$ ,  $C_{air}$  はそれぞれ火山ガス, 水蒸気, 空気の定圧比熱である. ここで,  $m1_{vapor}$  と  $m1_{air}$  の比  $q1_{atm}$  は, 水蒸気, 空気の比気体定数 (それぞれ,  $R_{vapor}$ ,  $R_{air}$ ), 水蒸気分圧  $e$ , 大気圧  $P$  を用いて,

$$q1_{atm} = m1_{vapor}/m1_{air} = R_{air}/R_{vapor} \times e/(P - e) \quad (3)$$

と表せる. 取り込まれる高度での気圧, 相対湿度からこの値は求められる. 仮に, 水蒸気が飽和している場合には, 気圧と気温から求められる.

次に過程 2 では, 過程 1 で形成された噴煙 (飽和水蒸気, 乾燥空気からなる) がさらに上昇し周囲の大気と混合することによって, 飽和水蒸気, 乾燥空気, 水滴からなる噴煙になる. 任意の高度で単位時間に上昇する噴煙の質量 ( $m2_{plume}$ ) は, 単位時間に噴煙へ取り込まれる大気中の水蒸気および乾燥空気の質量をそれぞれ  $m2_{vapor}$ ,  $m2_{air}$  として

$$m2_{plume} = m1_{plume} + m2_{vapor} + m2_{air} \quad (4)$$

上と同様に,  $m2_{vapor}$  と  $m2_{air}$  の比  $q2_{atm}$  は, 取り込まれる高度での気圧, 相対湿度から求められる. 過程 2 での大気流入は実際には連続的であるが, 単純にするためある高度ですべて取り込まれるとする. その高度 ( $h_e$ ) は, 赤外カメラで撮影している高度 ( $h_{obs}$ ) と火口の高度 ( $h_{vent}$ ) の中間とする. 過程 1, 2 で空気を取り込まれる高度での気圧, 相対湿度は, 観測点での地上の値と, 標準大気高度減率 (相対湿度は一定と仮定) を用いて与えた.

水滴の体積を無視すると, 赤外カメラで撮影した高度での単位時間に上昇する噴煙の飽和水蒸気と乾燥空気の質量の和  $m2'_{plume}$  は, 上昇速度を  $v$ , 噴煙の径を  $r$ , 密度を  $\rho$  として,

$$m2'_{plume} = \rho \cdot v \cdot \pi r^2 \quad (5)$$

となる.  $v$ ,  $r$  は赤外画像から得られる.  $\rho$  は赤外画像から得られる温度  $t2_{plume}$  を用いて,

$$\rho = e_s/(R_{vapor} t2_{plume}) + (P - e_s)/(R_{air} t2_{plume}) \quad (6)$$

で与えられる。ここで  $e_s$  は飽和水蒸気圧、 $P$  は大気圧、 $R_{vapor}$ 、 $R_{air}$  はそれぞれ水蒸気、空気の比気体定数である。つまり  $m2'_{plume}$  は観測から得られる値である。この場合、単位時間に上昇する水滴の質量を  $m_{liquid}$  として

$$m2_{plume} = m2'_{plume} + m_{liquid} \quad (7)$$

となる。

単位時間当たりのエネルギー保存を考える場合には、水蒸気の凝結があるのでまず噴煙はある高度 ( $h_e$  と仮定) で過飽和温度 ( $t_{over}$ ) に達し、その後、赤外カメラで撮影している高度 ( $h_{obs}$ ) までに凝結熱を放出して温度 ( $t2_{plume}$ ) になると考える。取り込まれる大気のを  $t2_{atm}$  として、高度  $h_e$  では、

$$\begin{aligned} & C_{vapor} t_{over} (m2_{plume} - m2_{air} - m2_{air}) + C_{air} t_{over} (m1_{air} + m2_{air}) + m1_{plume} g (h_e - h_{vent}) \\ & C_{gas} t_{gas} m_{gas} + (C_{vapor} m1_{vapor} + C_{air} m1_{air}) t1_{atm} + (C_{vapor} m2_{vapor} + C_{air} m2_{air}) t1_{atm} \end{aligned} \quad (8)$$

高度  $h_{obs}$  では

$$\begin{aligned} & C_{vapor} (t2_{plume} - t_{over}) (m2'_{plume} - m1_{air} - m2_{air}) + C_{air} (t2_{plume} - t_{over}) (m1_{air} + m2_{air}) \\ & + C_{liquid} (t2_{plume} - t_{over}) m_{liquid} + m2_{plume} g (h_{obs} - h_e) = L \cdot m_{liquid} \end{aligned} \quad (9)$$

ただし、 $g$ 、 $L$  はそれぞれ重力加速度、水の潜熱を表す。以上の式をまとめると、質量保存に関しては、

$$m2'_{plume} + m_{liquid} = m_{gas} + (q1_{atm} + 1) m1_{air} + (q2_{atm} + 1) m2_{air} \quad (10)$$

エネルギー保存に関しては、

$$\begin{aligned} & (C_{gas} m_{gas} + C_{vapor} q1_{atm} m1_{air} + C_{air} m1_{air}) t1_{plume} \\ & = C_{gas} t_{gas} m_{gas} + (C_{vapor} q1_{atm} m1_{air} + C_{air} m1_{air}) t1_{atm} \end{aligned} \quad (11)$$

および

$$\begin{aligned} & C_{vapor} t_{over} (m2'_{plume} + m_{liquid} - m1_{air} - m2_{air}) + C_{air} t_{over} (m1_{air} + m2_{air}) \\ & + \{m_{gas} + (q1_{atm} + 1) m1_{air}\} g (h_e - h_{vent}) \\ & = C_{gas} t_{gas} m_{gas} + (C_{vapor} q1_{atm} m1_{air} + C_{air} m1_{air}) t1_{atm} \\ & \quad (C_{vapor} q1_{atm} m2_{air} + C_{air} m2_{air}) t2_{atm} \end{aligned} \quad (12)$$

および

$$C_{vapor}(t_{2plume} - t_{over})(m_{2'plume} - m_{1air} - m_{2air}) + C_{air}(t_{2plume} - t_{over})(m_{1air} + m_{2air}) + C_{liquid}(t_{2plume} - t_{over})m_{liquid} + (m_{2'plume} + m_{liquid})g(h_{obs} - h_e) = L \cdot m_{liquid} \tag{13}$$

となり、未知数  $m_{gas}$ ,  $m_{1air}$ ,  $m_{2air}$ ,  $m_{liquid}$ ,  $t_{over}$ ,  $t_{gas}$  に対して式 4 つで、このままでは解けない。これらに加えて、過程 1 および過程 2 で形成された噴煙中の水蒸気はいずれも飽和水蒸気であるという条件を加える。つまり、過程 1 に対しては、

$$m_{gas} + q_{1atm} \cdot m_{1air} = q_{1plume} m_{1air} \tag{14}$$

過程 2 に対しては

$$(m_{2'plume} - m_{1air} - m_{2air}) = q_{2plume}(m_{1air} + m_{2air}) \tag{15}$$

ここで、 $q_{1plume}$ ,  $q_{2plume}$  はそれぞれ過程 1, 過程 2 によって形成される噴煙中の飽和水蒸気と乾燥空気の質量比で、大気中のそれと同様に、比気体定数とそれぞれの高度における大気圧、噴煙の温度から与えられる。結局、(10)式から(15)式の 6 つの式によって未知数が求められ、水蒸気放出量  $m_{gas}$  が決定される。実は、過程 1 で形成される噴煙の温度 ( $t_{1plume}$ ) は観測されていないが、大気圧下の空気を含む飽和水蒸気温度なので、0~100℃の値をとりうる。この温度幅に伴う誤差等は次に評価する。

#### IV. 結 果

##### 1. 誤差

測定値のばらつきを見るために、300秒間の連続画像記録に対して、噴煙の温度、径、上昇速度を観測した結果を Fig. 5 a, b, c に示す。温度、径、上昇速度のばらつきは、それぞれ 5%, 20%, 30% 程度であることがわかる。このばらつきの原因は、読み取り誤差や噴煙そのものの変

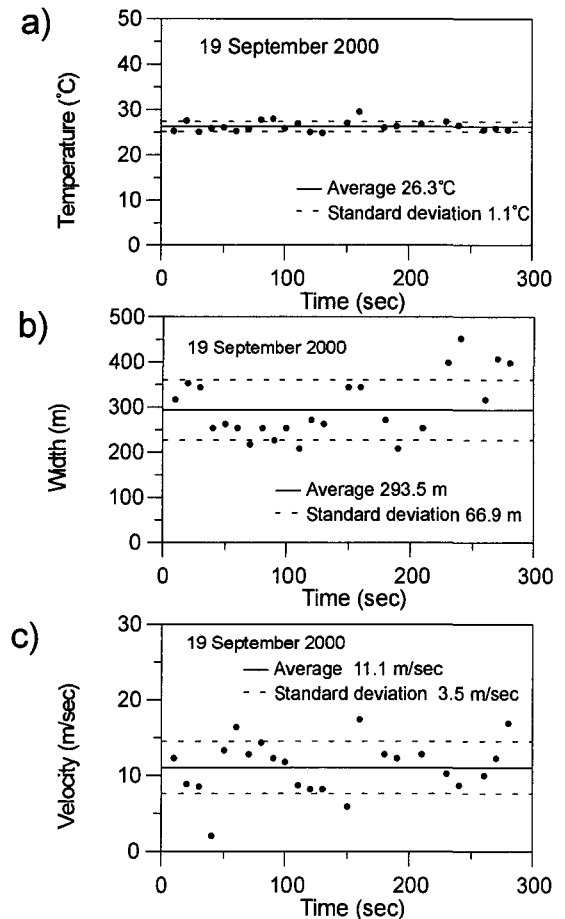


Fig. 5. Continuous records of plume temperature (a), plume diameter (b) and upward velocity(c).

動が考えられる。読み取り誤差については、温度画像上の1ピクセルあたりの距離が約7 mに相当するので、2秒間隔の画像の特徴ある点の移動距離を計測する際に1ピクセルの誤差を見込めば、速度のばらつきは3-4 m/sec程度になることが予想される。よって速度の平均10 m/secに対しては30-40%のばらつきとなる。径に関しては測定値に40-60 mのばらつきがあるので、読み取り誤差では説明できない。1ピクセルあたりの距離は、赤外カメラの位置から噴煙までの距離に依存している。噴煙は火口直上に上昇しているとして解析を行ったが、仮にカルデラの径1 km程度、噴煙の位置が変動すると上昇速度、径とも20%程度の誤差が見込まれる。ただし、このような短時間に噴煙の上昇方向が大きく変化するとは考えられないかもしれない。温度については、1°C以下の分解能があるので、測定値のばらつきのほうが若干大きい。よって、測定値のばらつきは、読み取り誤差から見込まれるものより大きい傾向にあり、噴煙自体の変動も考えたほうが良いかもしれない。噴煙の径と上昇速度のばらつきの時間軸をあわせてみると、径が大きいときには速度が小さく、径が小さいときには速度が大きいような負の相関が認められる。変動の原因として、噴煙の縁の渦を無視することはできないであろう。観測しているのは、あくまでも噴煙の表層なので、周囲の大気を巻き込みながら変動している渦動拡散の影響を受けている可能性は大きい。

## 2. 感度

各測定値のばらつきが水蒸気放出量の算出に及ぼす影響を見るために、感度解析を行った。Table 1には、各パラメータが平均的な値から10%ずれたときに生じる水蒸気放出量値のずれを表した。観測点で測定した気温にたいして標準大気を仮定して噴煙高度の気温を外挿し、湿度は変化しないと仮定して噴煙高度の湿度としているが、実際の値との差は多くて30%程度であろう。その場合、5-15%程度の水蒸気放出量の誤差が見込まれる。周囲の大気が混合する高さ、火口直上で大気と混合した結果できる飽和水蒸気の温度、それぞれには最大100%の誤差が見込まれる。混合する高さは結果にほとんど影響しないが、飽和水蒸気の温度設定によっては、20%の計算結果の違いが現れる。画像から判読するパラメータの中では、温度と上昇速度の影響が大きい。上で述べたように、温度の測定値のばらつきは小さいが、上昇速度の測定値のばらつきは30%あるので、これによる影響として、水蒸気放出量にも30%程度のばらつきが現れることにな

**Table 1.** Sensitivity of H<sub>2</sub>O emission rate

Model parameter having standard value with 10% deviation	Deviation of H <sub>2</sub> O flux from the standard value (%)
Humidity of atmosphere	4
Temperature of atmosphere( $t_{1atm}, t_{2atm}$ )	2
Mixture height ( $h_{obs}, h_{ven}, h_e$ )	0.1
Plume temp. at vent ( $t_{1plume}$ )	2
Observed plume temp. ( $t_{2plume}$ )	20
Observed plume velocity ( $v$ )	10
Observed plume width ( $r$ )	0.5

る。

### 3. 計算結果

例として2002年4月13日に取得したデータに基づいて計算した結果をTable 2に示す。求められた出口での水蒸気放出量と水蒸気温度はそれぞれ、296 kton/day, 294°Cである。また、取り込まれた大気中の空気と水蒸気は過程1, 過程2でそれぞれ、3663 kton/day, 28 kton/dayと26623 kton/day, 187 kton/dayと計算された。そして、赤外カメラで撮影した高度における噴煙中の水滴の流量は51 kton/dayである。このときの噴煙中の水滴の密度はおよそ $1.83 \times 10^{-3} \text{ kg/m}^3$ と見積もられる。噴煙を灰色体とみなし、水滴の密度と温度が一定と仮定した場合に、その放射率 $\epsilon$ は水滴の密度 $\rho_w$  ( $\text{kg/m}^3$ )と噴煙の厚さ $d$  (m)の関数として $\epsilon = 1 - \exp(-67 \times \rho_w d)$ と表される(Paltridge, 1974)。観測した水滴の密度に対して放射率がほぼ1になるのは、噴煙の厚さが10 mのときである(Fig. 6)。よって、赤外カメラによって測定される温度は、縁からおおよそ10 mの厚さまでの噴煙の平均温度であり、それより内部の温度の情報は含まない。

全期間を通して、解析を行ったのは、晴天で、風が弱く噴煙が真上に上昇している条件のときである。そのため、多くのデータを取得したが、得られた結果は少ない(Table 3)。この表

には、水蒸気放出量と火口での水蒸気温度の解析結果のみ表した。経時変化をみると、水蒸気放出量は2000年9月に1000 kton/dayであったが、11月にかけて急減し、400 kton/dayまで減少した。その後は緩やかに減少し、2002年4月までに100 kton/day程度になっている(Fig. 7 a)。9月から10月にかけての顕著に大きな値を除き、指数関数をあてはめ

(Fig. 7 a 実線)、それからの偏差をFig. 7 bに示す。2000年10月から11月にかけては、標準偏差が大きく200 kton/day, 2000年12

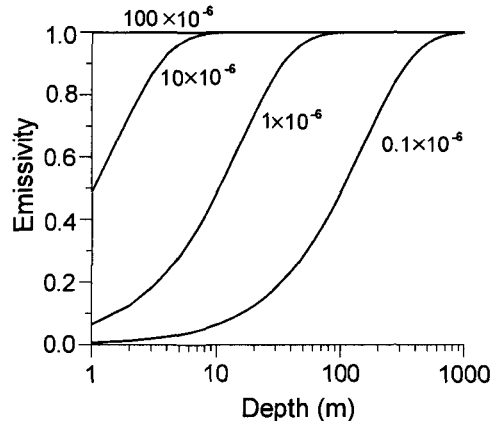


Fig. 6. Emissivity of the plume as a function of optical depth for variable water drop content from  $0.1 \times 10^{-6}$  to  $100.0 \times 10^{-6} \text{ kg/m}^3$ .

Table 2. Typical example of the calculation

Input parameter	Results		
Plume temp. ( $t_{2atm}$ )	19.2°C	H <sub>2</sub> O emission rate ( $m_{gas}$ )	296 kton/day
Plume velocity ( $v$ )	3.7 m/sec	Exit temperature ( $t_{gas}$ )	294°C
Plume width ( $r$ )	333 m	Air inflow at stagel ( $m_{1air}$ )	3663 kton/day
Surface temp.	15.5°C	Vapor inflow at stagel ( $m_{1vapor}$ )	28 kton/day
Surface humidity	73%	Air inflow at stage2 ( $m_{2air}$ )	26623 kton/day
Observation height	670 m	Vapor inflow at stage2 ( $m_{2vapor}$ )	187 kton/day
Vent height ( $h_{ven}$ )	190 m	Water drop content ( $m_{liquid}$ )	51 kton/day

Table 3. Result of the calculation

Date	Time	Observations				Results		
		velocity m/sec	temp °C	width m	air temp. °C	humidity %	emission rate kton/day	gas temp. °C
2000年 9月19日	8:15	12.0	30.0	265	27.1	50	1050	228
10月28日	5:00	7.2	16.9	410	17.0	80	509	289
11月5日	5:00	9.4	21.1	337	16.9	90	753	293
11月6日	5:05	9.9	18.7	337	18.6	83	499	282
11月15日	5:02	5.9	19.6	302	17.9	87	287	287
11月20日	5:01	4.7	19.6	251	19.4	59	191	268
11月25日	5:27	4.8	16.8	386	13.0	85	433	310
11月26日	5:08	5.7	18.9	348	16.9	88	166	293
11月28日	17:34	5.6	13.1	344	12.9	57	328	302
12月2日	22:00	7.6	15.4	314	12.3	53	522	304
12月3日	2:00	3.9	11.5	444	9.2	81	337	328
12月7日	22:00	7.6	11.3	371	9.4	69	499	324
12月9日	22:00	5.7	10.4	356	9.6	71	292	324
12月19日	22:00	7.6	16.0	436	15.9	58	805	286
12月21日	22:00	9.6	14.9	317	12.1	70	567	310
2001年 2月1日	5:00	7.6	13.4	340	10.8	89	404	322
2月6日	5:00	7.6	10.9	283	9.8	81	233	325
2月9日	6:00	5.7	10.9	302	4.9	71	326	349
2月20日	5:00	5.7	6.8	325	4.4	58	270	349
4月26日	22:10	4.1	19.0	321	15.2	50	376	298
5月6日	5:00	6.8	21.0	164	18.0	50	253	294
5月17日	22:00	5.5	17.1	291	18.2	53	264	272
5月25日	22:00	3.5	18.8	333	20.8	81	124	271
6月22日	22:30	4.6	18.5	298	19.0	95	126	286
7月2日	22:00	7.7	28.2	249	25.0	75	489	247
7月9日	23:00	4.6	26.2	275	22.1	84	318	266
7月20日	1:40	2.5	25.5	267	26.2	89	82	250
7月22日	1:00	3.1	30.0	258	26.6	86	203	247
8月2日	1:55	1.4	28.4	355	27.2	89	123	246
8月4日	1:43	2.8	24.6	275	26.2	87	82	249
8月14日	1:30	2.2	26.0	310	25.7	82	134	249
8月25日	1:47	3.3	27.5	264	26.5	85	162	247
8月28日	1:42	3.2	26.0	293	26.5	78	170	242
8月29日	1:16	3.8	27.3	193	25.3	84	112	251
9月18日	1:41	3.3	24.8	225	25.2	88	79	255
11月13日	0:17	4.8	18.5	282	13.1	73	303	306
11月21日	0:41	6.1	18.9	201	13.7	77	192	304
11月23日	0:02	5.7	14.7	261	12.1	72	220	311
11月24日	2:35	4.8	16.2	205	11.1	71	145	316
11月25日	0:13	4.9	15.9	138	13.6	85	47	307
12月3日	2:11	9.9	13.9	126	11.7	70	84	312
12月12日	2:24	4.9	11.7	280	8.8	63	211	326
2002年 3月9日	0:01	5.1	13.9	249	10.2	73	187	321
4月13日	0:07	3.7	19.2	333	15.5	73	296	294

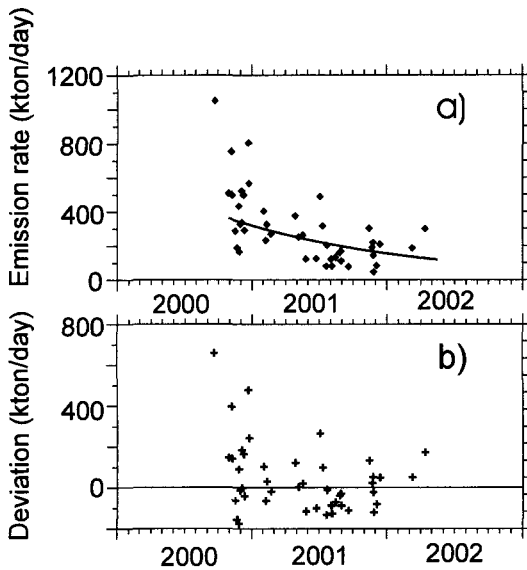


Fig. 7. (a) Temporal variation of H<sub>2</sub>O emission rate. The data were fitted to the exponential curve. (b) The deviation of H<sub>2</sub>O emission rate from the fitted exponential curve.

月以降は以降についてみると、標準偏差は 100 kton/day 程度である。これらのばらつきは、既に述べた短時間の測定値に起因するばらつきよりは大きく、火山活動に関係するような変動を表しているのであろう。その原因は今のところ定かではない。以下では、平均的な値の経時変化を用いて火山活動に伴う熱水系について議論する。

## V. 考 察

### 1. 地下水の混入

水蒸気放出量と同時に出口での温度（大気と混合する前の）が計算された (Table 3)。温度は、観測した全期間を通して 200–400℃ の値を示し大きな変動はない。この値は、ヘリコプターからの火口観測による火口温度の測定値（気象庁地震火山部）と良く一致している。ただし、ヘリコプターから赤外カメラによって観測される温度は、1 m 四方程度の面積における平均温度であること、噴煙によって遮られる場合があること、周囲の岩石より加熱蒸気の放射率が小さいことなどから実際の温度より低めになっている可能性がある。出口での水蒸気の温度が、計算されたとおり 300℃ 程度であるとすると、火道を上昇する過程で火山ガスはマグマに近い温度から 300℃ まで冷却することになる。まず、地下水の混入がない場合を考える。例えば、深部での脱ガスの圧力を 10 MPa、温度を 800℃ とし、これが火道を上昇して 400 kton/day の流量で地表から 0.1 MPa、300℃ の水蒸気として放出されているとすると、火道から周囲の地層へおよそ 4800 MW の熱が流失していることになる。円柱座標系を考え、半径方向の一次元の熱伝導による単位面積あたりの熱流量  $q$  は、中心からの距離  $r_o$ 、 $r_\infty$  でそれぞれ温度  $T_w$ 、 $T_\infty$  のとき、熱伝導率を  $k$  として

$$q = -k(T_w - T_\infty)/r_o \ln(r_\infty/r_o) \quad (16)$$

となる。火道の半径を  $r_0$ 、全長を  $s$  としたとき、火道から周囲の地層へ熱伝導によって失われる熱量  $Q$  は

$$Q = 2\pi r_0 s q \quad (17)$$

と近似される。いま、 $r_0$ としてカルデラ内の火口の大きさを参考にして 50 m、 $T_w$ をガスの温度として 800℃、 $r_\infty$ として地表で熱兆候の見られない距離を参考に 100 m、 $T_\infty$ をノーマルな地温勾配を仮定して 50℃とすると、 $Q = 4800$  MW のとき  $s = 300$  km となり現実的ではない。仮に  $s$ として、推定されているマグマ頂までの距離 1000 m (宇都他, 2001) と仮定すると、 $Q$ は 16 MW となり、ガスの温度低下から期待される熱量より 2 桁小さくなる。このことから、ガスを冷却するためには地下水の混入が必要であることがわかる。地下深部で 10 MPa の圧力、800℃の温度、地表で 0.1 MPa の圧力、300℃の温度の水蒸気を仮定し、水蒸気が火道を上昇する過程で 50℃の地下水が混入するとする。この場合、観測された水蒸気放出量に対する地下水の混入量と下部からの供給量 (地表からの放出量から地下水の混入量を差し引いた値) のおよその推定値は次のようになる。2000 年 9 月は、放出量 1000 kton/day、混入量 270 kton/day、供給量 730 kton/day、11 月は、放出量 400 kton/day、混入量 107 kton/day、供給量 293 kton/day、2002 年 4 月は、放出量 100 kton/day、混入量 27 kton/day、供給量 73 kton/day である。噴火直後の水蒸気放出量が顕著に大きかった時期には、地下水の混入量も多い。火山ガスの通路が確立する過程においては、既存の地下水を排出しなければならないので、混合する地下水量が多くなると期待される。風早他 (2001) によると、8 月 18 日の規模の大きな噴火を境に地下水等の液相によって除去されやすい塩化物イオンの火山灰への付着量が増え始めたことや、 $SO_2$ 放出量が増加したこと等から、9 月中旬にはマグマと地表を結ぶ火山ガスの通路が確立され、地下水の影響がほとんどなくなったと考えられている。水蒸気放出量にみられる地下水の混入量の減少は火道近傍の既存の地下水の排出過程を示しているのであろう。その後も 2002 年にかけて、少量ではあるが地下水は混入されていることを計算結果は示している。火道内は vaporstatic な圧力勾配に支配され、かつ地表での水蒸気の圧力が大気圧であるとする、hydrostatic な圧力勾配にある周囲の地層より火道内の圧力が小さくなり、周囲の地層から火道へ地下水が流入することになる。逆に、Cap rock 等があり火道内の水蒸気の圧力が高くなれば、高温の水蒸気が周囲の地層へ流出し、火道の周囲は地熱系が形成される。地下水の火道への流入が示されることから、三宅島の場合は前者であると予想される。一般に、マグマ内の各種火山ガスの濃度と、地表で測定される各種火山ガスの濃度から脱ガスの圧力条件が求められる。そこで、脱ガスの深度を推定するためには火道内の圧力を知ることが重要になる。火道内の圧力は、地下水の混入があるか否かによって推定され、火口での火山ガス放出量の精度の高い測定や、火口ガスおよびその周囲の温度分布などの熱的な調査を継続して実施することにより明らかになると思われる。なお、西田他 (1996) は、今回の噴火以前に三宅島にて自然電位測定を行い、今回火口が形成された場所より南西に約 1 km のところに強い負異常を観測し、地下水の吸い込み域が存在すると議論している。笹井他 (2001) は、この領域

で8月18日の噴火に伴って電位の上昇を観測し、噴火が熱水循環系に変化をもたらした可能性を示している。このような自然電位の変動も火山性熱水系や地下水循環を考える上で重要な情報となるであろう。

## 2. SO<sub>2</sub>放出量との比較

本節では、火口から放出される水蒸気のうち、前節で評価した途中で混入する地下水を除いた水蒸気に着目した（より深部から供給される高温の水蒸気）。本研究と同じ期間に、SO<sub>2</sub>放出量の測定が行われている（Kazahaya et al., 2002）。SO<sub>2</sub>放出量は、9月ではおおよそ20 kton/day、10月から12月にかけては平均40 kton/day程度である。その後は細かい変動をとまなしながら徐々に減少し、2002年以降はほぼ一定で10 kton/dayの値を示している。ただし、観測を開始した8月下旬から9月初旬にかけては測定法の問題から過小評価されている可能性がある。水蒸気放出量とSO<sub>2</sub>放出量の関係をFig. 8に示した。2000年9月から10月の期間を除き、水蒸気放出量の時間推移はSO<sub>2</sub>放出量のそれと類似しており、量比にしておよそ7:1の関係にある。Saito et al (2002)は2000年8月18日噴出物中のメルトインクルージョンの分析を行い、SO<sub>2</sub>の濃度が0.1–0.25 wt%、H<sub>2</sub>Oの濃度が1–2 wt%であることを示している。すなわち地上で観測される火山ガスとマグマ中に含まれるガスの濃度比がほぼ一致することになる。このことから、2000年10月以降は、主にマグマ起源のガスが供給されているとみなすことができる。また、マグマに対する溶解度の高いH<sub>2</sub>Oがほとんど脱ガスしているので、脱ガスは地下の浅いところで生じていることになる。マグマは地表から500–1000 m程度の深さ（200気圧以下）まで上昇していると考えられている（風早他, 2001, 宇都他, 2001）。一方、2000年9月から10月にかけては、マグマ中のガスがすべて脱ガスしたとしても、SO<sub>2</sub>量から予想されるのよりは明らかに多量のH<sub>2</sub>Oが深部から供給されていた。すなわち観測を開始した当初は、SO<sub>2</sub>に比較して圧倒的に水蒸気放出量が多く、深部からの高温の水蒸気にも外来水を多く含んでいたと考えられる。しかしながら、すぐに外来水の関与はなくなり、2000年10月以降はほとんどマグマから脱ガスした水蒸気が供給されるようになった。SO<sub>2</sub>の脱ガス量から2001年2月の段階で既に脱ガスしたマグマの総量は約30億トンあるいは約1 km<sup>3</sup>に達すると考えられている。この

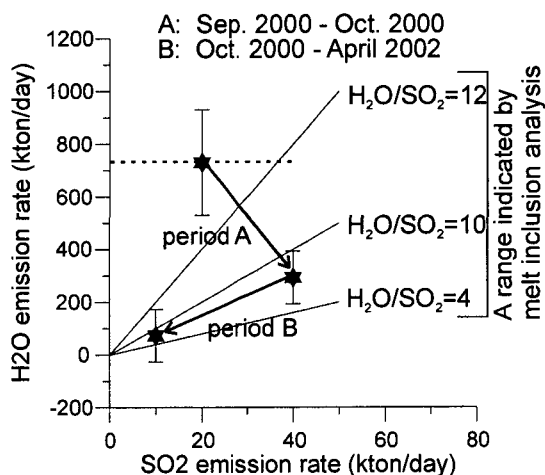


Fig. 8. Comparison between H<sub>2</sub>O and SO<sub>2</sub> emission rate (stars) at three typical stages. The solid straight lines show the relation when the ratio of H<sub>2</sub>O and SO<sub>2</sub> are 4, 10 and 12, respectively. The ratio from 4 to 12 was the estimated value from the melt inclusion analysis by Saito et al (2002).

大量のマグマを地下の浅いところで脱ガスさせるために火道内マグマ対流が考えられている（風早他, 2001）。これは、ガスを含んだ軽いマグマがマグマ溜りから火道を浮力によって上昇し、火道の頂部で脱ガスした重いマグマが逆に深部のマグマ溜りへ下降してゆく循環を繰り返すというモデルで、大量のマグマからの効率的な脱ガスを説明するものである（Kazahaya et al. 1994）。このようなマグマ循環系が確立したのは、8月18日のマグマ水蒸気爆発に引き続いてSO<sub>2</sub>が連続的な放出を開始した時期になるであろう。マグマ循環系ができ、火道の上部へ火山ガスが供給されるようになった初期には、マグマの周囲にも地下水があり、これがマグマによって加熱され水蒸気となり、脱ガスとともに火道を上昇したと考えられる。そして、短期間でマグマ周囲の地下水は枯渇し、上昇する火山ガスに対してその寄与はなくなったと考えられる。

## VI. 結 論

三宅島の2000年噴火活動に伴って大量に放出される火山ガスに着目し、水蒸気放出量の測定を試みた。赤外カメラを用いて記録した画像から解析される、噴煙の上昇速度、幅、温度と、観測地点で測定した気温と湿度をデータとした。噴煙の質量保存、エネルギー保存から導かれる式と、噴煙中の水蒸気が飽和状態であるという条件を与える式から、火口での水蒸気放出量とその温度等の値を計算した。測定値のばらつきと水蒸気放出量の各パラメータに対する感度から、計算される放出量のばらつきは30%程度と見積もられた。実際に観測された水蒸気放出量のばらつきはこれより大きく、火山活動に起因した変動をしていると考えられる。このようにばらつきは大きいものの、平均して、水蒸気放出量は2000年9月に1000 kton/day、その後急減し、11月に約400 kton/day、それからは緩やかに減少し2002年4月には100 kton/dayになった。一方、火口での水蒸気の温度は全期間300°C前後で一定である。熱的な条件を考えると、放出される噴煙には地下水の混入が期待される。火道形成における既存の地下水の排出と、火道のガス圧が低いことによる周囲の地層から火道への地下水の流入が示唆される。放出される水蒸気放出量から地下水の混入量を差し引いた、より深部から上昇する高温な水蒸気放出量の変動は、2000年9月から10月を除いて、SO<sub>2</sub>放出量の時間推移と類似しており、この期間の水蒸気とSO<sub>2</sub>の量比は7:1程度である。この比は、マグマ中の濃度比に一致していることから、この期間はほとんどマグマからの脱ガスが主体であると考えられる。また、脱ガスは地下浅いところで起こっていると考えられ、火道内のマグマ循環モデルを支持する。一方、2000年9月から10月にかけては、SO<sub>2</sub>放出量から期待される量より、水蒸気放出量は大きく、深部からの高温の水蒸気にも外来水が含まれていたと考えられる。火山ガスは、火道内のマグマ循環系によって効率よく脱ガスすることによってまかなわれているが、このシステムが形成された初期には、マグマの周囲にも地下水があり、これが加熱され脱ガスとともに火道を上昇していたのであろう。この地下水の加熱は1ヶ月程度の短い期間で、その後は枯渇したと考えられる。

謝辞 三宅島での観測に際しては、気象庁、東京都、三宅村および海上保安庁に多大な便宜を

図っていただいた。観測作業に際しては産業技術総合研究所の伊藤順一氏、篠原宏志氏、佐藤 努氏、高橋 誠氏の協力を賜った。記して謝意を表します。

## 文 献

- 福井敬一, 1995. 阿蘇火山から非噴火時に放出される  $H_2O$  と熱エネルギー, 火山, **40**, 233-248.
- Harris, D. M., M. Sato, T. J. Casadevall, W. I. Rose and T. J. Bornhorst, 1981. Emission rates of  $CO_2$  from Plume measurements, *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper*, **1250**, 201-207.
- Harris, A. J. L. and D. S. Stevenson, 1997. Thermal observations of degassing open conduit and fumaroles at Stromboli and Vulcano using remotely sensed data, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **76**, 175-198.
- 神宮寺元治, 江原幸雄, 1996. 最大噴気直径を利用した火山噴気放出量および放熱量測定法, 火山, **41**, 23-29.
- Kazahaya, K., H. Shinohara and G. Saito, 1994. Excessive degassing of Izu-Oshima volcano: magma convection in a conduit, *Bull. Volcanol.*, **56**, 207-216.
- 風早康平, 平林順一, 森 博一, 尾台正信, 中堀康弘, 野上健治, 中田節也, 篠原宏志, 宇都浩三, 2001. 三宅島火山2000年噴火における火山ガス-火山灰の付着ガス成分および $SO_2$ 放出量から推測される脱ガス環境一, 地学雑誌, **110**, 271-279.
- Kazahaya, K., H. Shinohara, M. Odai, Y. Nakahori, H. Mori, K. Uto and J. Hirabayashi, 2002. Gigantic  $SO_2$  emission from Miyakejima volcano, Japan, caused by caldera collapse. *Geology*, submitted.
- Matsushima, N., K. Kazahaya, G. Saito and H. Shinohara, 2003. Mass and heat flux of volcanic gas discharging from the summit crater of Iwodake volcano, Satsuma-Iwojima, Japan, during 1996-1999. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **126**, 285-301.
- 中田節也, 長井雅史, 安田 敦, 鳴野岳人, 下司信夫, 大野希一, 秋政貴子, 金子隆之, 藤井 敏, 2001. 三宅島2000年噴火の経緯-山頂陥没口と噴出物の特徴一, 地学雑誌, **110**, 168-180.
- 西田泰典, 佐藤秀幸, 宇津木充, 村上英記, 網田和宏, 田中秀文, J. Zlotnicki, P. Yvetot, P. Morat, 笹井洋一, 石川良宣, 1996. 三宅島火山における自然電位分布序報, CA研究会論文集, 248-253.
- 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.
- Paltridge, G. W., 1974. Infrared emissivity, short-wave albedo, and the microphysics of stratiform water clouds, *J. Geophys. Res.*, **79**, 4053-4058.
- Saito, G., K. Uto, K. Kazahaya, H. Satoh and Y. Kawanabe, 2002. Petrological characteristic and volatile content of magma of August 18, 2000 eruption of Miyakejima volcano: Evidence for phreato-magmatic eruption and magma degassing, *Bull. Volcanol.*, submitted.
- Shinohara, H., K. Fukui, K. Kazahaya and G. Saito, 2002. Degassing process of Miyakejima volcano: Implications of gas emission rate and melt inclusion data, *Melt Inclusions in Volcanic Systems*, Edited by B. De Vivo and R. J. Bodnar, Elsevier, 253 pp.
- Shinohara, H., K. Kazahaya, G. Saito, K. Fukui and M. Odai, 2003. Variation of  $CO_2/SO_2$  ratio in volcanic plumes of Miyakejima: Stable degassing deduced from heliborne measurements, *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 1208-1211.
- Stevenson, D. S., 1993. Physical models of fumarolic flow, *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **57**, 139-156.
- Stoiber, R. E., S. N. Williams and B. J. Huebert, 1986. Annual contribution of sulfur dioxide to the atmosphere by volcanoes, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **33**, 1-8.
- 寺田曉彦, 2002. 画像解析による噴煙温度と水放出量の推定-三宅島火山噴煙への応用-, 学位論文(東京大学).
- 宇都浩三, 風早康平, 斎藤元治, 伊藤順一, 高田 亮, 川辺禎久, 星住英夫, 山元孝広, 宮城磯治, 東宮昭彦, 佐藤久夫, 濱崎聡志, 篠原宏志, 2001. 三宅島火山2000年噴火のマグマ上昇モデル-8月18日噴出物および高濃度 $SO_2$ 火山ガスからの考察-, 地学雑誌, **110**, 257-270.