

浅間火山で頻発した小噴火の噴煙運動の特徴

—2004年9月15-18日噴火—

寺田 暁彦*・井田 喜明**・飯島 聖***・
吉本 充宏****・嶋野 岳人*****

(2005年4月11日受付, 2005年10月19日受理)

The Kinematic Features of Volcanic Clouds: A Series of Small Eruptions
from 15 to 18, September 2004, at Asama Volcano, JapanAkihiko TERADA*, Yoshiaki IDA**, Sei IJIMA***, Mitsuhiro YOSHIMOTO****
and Taketo SHIMANO*****

Some fundamental features of ascending volcanic clouds have been revealed using images of the clouds that were automatically recorded by video cameras for some eruptions at Asama volcano on 15 to 18 September, 2004. According to the analysis of 17 volcanic clouds that are nearly isolated and of a symmetrical shape, the radius of a cloud increases linearly with increasing height, meeting self-similarity of ascending motion nearly up to its maximum height. If the height is measured from a suitable virtual origin, the ratio of the radius to the height can be a constant that is identified with the entrainment constant. The entrainment constants determined in this way have a mean value of about 0.24 in good agreement with those obtained from previous laboratory experiments, even if the values are greater than 0.25 or less than 0.20 for 35% of the analyzed volcanic clouds. During the ascent of a cloud the height squared is nearly proportional to the time and the product of the radius and the ascent velocity is almost constant. These empirical relations are consistent with well-known characters of a thermal that moves in incompressible uniform surroundings. Coupling these kinematic features of the volcanic clouds with the Scorer's relation and the equation of state, we evaluate the total buoyancy, the total mass, the density and the mean temperature of the clouds that are regarded as thermals. The total buoyancy of most volcanic clouds did not change significantly during their ascent process. The cloud on 17 September has a relatively great density contrast and small total buoyancy, probably reflecting hot ash particles in it supplied by a Strombolian eruption at that time. The volcanic cloud discharged at 11: 54, September 15 contained ash of 2,500-3,700 tons or less with the mean temperature of 310-360 K or higher, and the volcanic cloud discharged at 8: 38, September 18 contained ash less than 8,300-9,100 tons with the mean temperature higher than 310 K or higher.

Key words: Asama volcano, thermal, volcanic cloud, buoyancy, entrainment

* 〒060-0810 北海道札幌市北区北10条西8丁目
北海道大学大学院理学研究科附属地震火山研究観測
センター

Institute of Seismology and Volcanology, Graduate
School of Science, Hokkaido University, North 10
West 8, Kita-ku, Sapporo 060-0810, Japan.

** 〒671-2201 兵庫県姫路市書写 2167
兵庫県立大学大学院生命科学研究科
Graduate School of Life and Science, University of
Hyogo, 2167 Syosya, Himeji 671-2201, Japan.

*** 〒389-0115 長野県北佐久郡軽井沢町追分 1151-2
気象庁軽井沢測候所
Karuizawa Weather Station, Japan Meteorological
Agency, 1151-2 Oiwake, Karuizawa, Kitasaku, Nagano

389-0115, Japan.

**** 〒113-0032 東京都文京区弥生 1-1-1
東京大学地震研究所

Earthquake Research Institute, University of Tokyo,
1-1-1 Yayoi, Bunkyo-ku, Tokyo 113-0032, Japan.

***** 〒980-8576 宮城県仙台市青葉区川内 41
東北大学東北アジア研究センター
The Center of Northeast Asian Studies, Tohoku
University, 41 Kawachi, Aoba-ku, Sendai 980-8567,
Japan.

Corresponding author: Akihiko Terada
e-mail: terada@eos.hokudai.ac.jp

1. はじめに

ブルカノ式噴火に代表される、大気への噴出物供給が短時間で終了する噴火では、しばしば外形が塊状をなす噴煙が形成され、噴出物の温度や噴出量を反映した上昇運動を行なう。このような噴煙運動は、山麓から撮影された映像資料を用いて検討することが容易であり、運動の解析を通じて火山学的に興味ある物理量を得ることが期待される。

塊状噴煙については、初期に与えられた全浮力すなわち熱エネルギーの1/4乗に、最高到達高度が比例するというシンプルな解析解 (Morton *et al.*, 1956) がしばしば適用され、その火山灰噴出量が見積もられてきた (例えば、Wilson *et al.*, 1978; Sparks *et al.*, 1986)。また、Woods and Kienle (1994) は、エンタルピー保存則を用いて熱力学的効果を考慮したモデルを構築し、Redoubt 火山 1990 年噴火で発生した co-ignimbrite ash cloud の上昇運動の特徴を説明し、いくつかの仮定のもとで噴煙の平均温度を推定した。しかし、これらモデルでは、噴煙と大気との混合過程について、エントレインメントの仮定 (Morton *et al.*, 1956) が用いられており、現実の火山噴煙に対してエントレインメントの仮定を適用する妥当性や、エントレインメント定数の値について、十分な検討がなされていない。

このような噴煙高度計測の他に、現在の噴煙映像の主な利用方法は現象の観察などに限られており、Plume Rise 法 (例えば、Briggs, 1969; 鍵山, 1978)、噴石の軌跡解析 (井口・他, 1983) など一部の例を除き、映像の定量的な解析はあまり行われていない。近年、カメラを用いた噴煙観測が誰にでも容易に行なえる環境が整ってきており (例えば、寺田・他, 2003)、映像資料を有効活用する意味からも、火山噴火映像の解析手法を確立することには意義がある。

このような背景のもとで、寺田・他 (2005) は塊状噴煙の上昇速度や半径の拡大過程など基本的な特徴を明らかにするため、浅間火山 2003 年 2 月 6 日噴火の噴煙上昇過程と、密度様の周辺流体と乱流混合しながら浮力を駆動力として上昇する Thermal の運動 (Scorer, 1957) と比較した。Scorer (1957) の Thermal モデルは、周辺流体の密度成層の影響や熱力学的な効果が無視されているなど、火山で見られる噴煙現象に比べて大変シンプルなものである。その一方で、モデルに現れるパラメータが少ないため、観測可能な量が限られている火山噴煙運動を検討する目的には都合がよい。ところが、寺田・他 (2005) では解析した噴煙が一例だったこと、噴煙が小規模でデータの質が高くなかったことから、詳細な検討は困難であった。

浅間火山の 2004 年 9 月 14 日から 18 日の活動では、晴天下で約 2,000 回に達する小噴火が起き (例えば、気象庁, 2004)、多くの映像資料が残された。噴煙は、強風であれば風で乱され、無風であれば多数の噴煙が視線上で重なってしまい、いずれの場合も上昇運動を検討することが難しい。これに対して、本期間に記録された映像は、適度な風が吹く大気中を上昇する多数の塊状噴煙が鮮明に捉えられたという意味で、大変貴重である。

そこで本研究では、9 月 15 日昼から 18 日朝にかけて発生した噴煙映像から、複数の噴煙の半径拡大率や高さの時間発展を定量化し、運動の特徴を Scorer (1957) のモデルに基づいて検討する。この結果に基づき、火山噴煙のエントレインメント定数を見積もるほか、上昇にともなう噴煙の浮力変化の様子を明らかにする。さらに、噴煙に含まれる火山灰質量や噴煙平均温度について制約を与え、噴煙運動の特徴と噴火様式の変化との関係を議論する。

なお、噴煙高度は火口や山頂から計測した相対的な高さで表現されることがあるが (例えば、気象庁, 2004)、本論文では、特に断らない限り海拔高度を用いる。

2. データ

Fig. 1 に、本研究で使用する 2 つの観測カメラの位置を示す。OWK は、火口から南南東へ約 7.7 km 離れた追分に位置する気象庁軽井沢測候所に設置された高感度カメラ (東芝 TC3810) である。映像は、同測候所や気象庁地震火山部火山監視・情報センター (東京) に設置されているモニタに映し出されるほか、2-16 秒に 1 コマずつタイムラプスビデオなどへ保存されている。本研究では、4 秒に 1 コマの間隔で保存された映像を、サイズ 640 × 480 pixel の JPEG 形式の静止画像へ変換して使用する。Table 1 に、画像を表すパラメータを示す。ここで、OWK は噴煙活動に応じて画角や視線方向が何度か変更されたため、興味ある時間帯に対応して 3 つ挙げた。これら各映像の画角や視線方向は正確に記録されていない。このため、画面上に映し出された浅間火山山頂平坦部の長さや特徴的な地形の位置を、地形図と比較することで推定した。画像右下部に、日本標準時 (JST) で撮影時刻が表示されているが、この時刻は 2004 年 9 月 17 日 18 時の調整時点で JST から約 13 秒遅れていた。本研究で絶対的な時刻は重要でないから、本論文では遅れた時刻をそのまま用いる。

AVO は、火口から東へ約 4.4 km に位置する東京大学浅間火山観測所の敷地内に設置していたデジタルビデオカメラで、映像は DV テープへ 1 秒間に約 30 コマ記録されている。本研究では、噴煙運動の時間スケールと、

OWK の画像との整合性を考慮して、4秒に1コマずつ、サイズ 640×480 pixel の JPEG 形式の静止画へ変換した。画面右下部に表示される時刻と JST とのずれは、約1秒以内と考えられる。

これら映像データに加えて、館野、輪島および浜松 (Fig. 1 の TTN, WJM および HMT) において、毎日9時および21時に実施されているレーウィンゾンデを用いた高層気象観測データと、熊谷 (Fig. 1 の KMG) で行なわれているウインドプロファイラを用いた風向風速観測データを引用する。

3. 解析する噴煙

Fig. 2 に、2004年9月14-18日における噴火回数を0-6時、6-12時、12-18時、18-翌0時の6時間ごとに示す (気象庁地震火山部火山課火山監視・情報センター、私信)。ここで噴火回数は、OWK カメラ (Fig. 1 の OWK)

により有色噴煙を確認した回数のほか、気象庁 A 点および D 点 (Fig. 1 の ◆) に設置された空振計で、ともに振幅 0.4 Pa 以上の空振が記録された回数に対応する。

14日3時30分に9月1日以来の噴火が起きた後、15日昼前後から噴火が頻発するようになった。噴火回数は16日に入って急増し、16日15-16時の1時間には84回を数えた。17日夜以降、噴火回数は顕著に減少して、18日21時3分の噴火を最後に一連の噴火活動は終息した。これら噴煙の多くは、山頂から1,000-1,500 m すなわち海拔3,600-4,100 m 程度以下の高さに達した (気象庁, 2004)。

3-1 噴煙と火口周辺の状況

本期間を通じて、噴火の形態や色に変化が見られた。15日の噴火の典型例を Fig. 3a に示す。14-15日の噴火は、白色噴煙を連続的に放出するなか、短時間で終了する明瞭な火山灰の噴出で特徴づけられる。白色噴煙とは

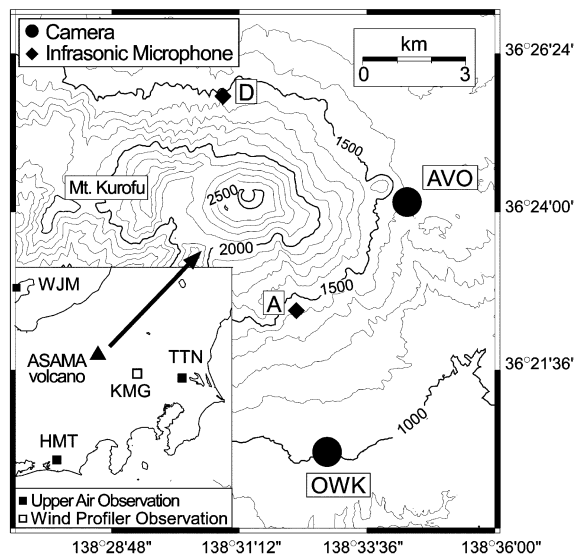


Fig. 1. Map of the area around Asama volcano, showing locations of the cameras, infrasonic microphones and upper air observation stations.

Table 1. Parameters of the cameras at OWK and AVO stations.

Station	Distance to the vent [km]	Angle of elevation [deg]	Angle of view (horizontal × vertical) [deg]	Image size (horizontal × vertical) [pixel]	Resolution Around the top of Asama Volcano (horizontal × vertical)
AVO	4.4	41	49 × 63	480 × 640	7.9 × 6.7
OWK	7.7	14	25 × 19	640 × 480	4.9 × 5.1
OWK (9/16 12-19h)	7.7	19	47 × 36	640 × 480	11 × 11
OWK (9/18 08h-)	7.7	16	29 × 22	640 × 480	6.3 × 6.4

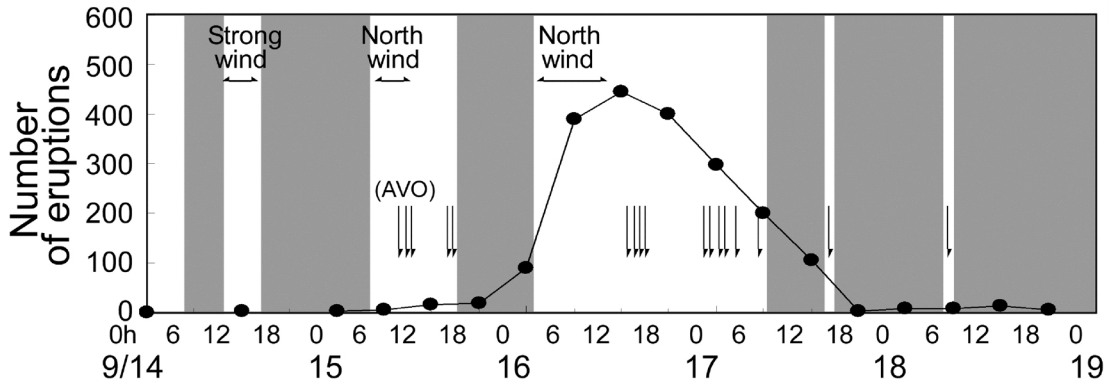


Fig. 2. Time sequences of number of eruptions in each six hours after Seismological and Volcanological Department, Japan Meteorological Agency (pers. comm.). Downward arrows indicate the times at which volcanic clouds analyzed in this study were discharged. Stippled bands represent the periods in which the data are invalid due to cloudy weather.

明らかに異なる灰～黒色の噴煙が上昇したので、それぞれの噴火は画像上で容易に識別できる。

一方、16日朝から17日にかけて、噴煙の色に基づいて個々の噴火を画像から認識することは難しくなった。軽井沢測候所からの観察によれば、このときの噴煙は常に薄い桃色に見えた。また、同測候所方向が火口の風下にあった15日22時ごろから16日3時ごろ、および16日8時ごろから16日16時ごろまで、測候所で弱い降灰が続いていた。このことから、当時の噴煙はほとんど常に少量の火山灰を含む状態だったと思われる。空振の発生状況から、火口からの火山灰噴出が短い時間間隔で繰り返されていたと想像される。噴煙の形状はほぼ連続的なPlume状を呈したが、Fig. 3bに示すように、しばしば塊状の噴煙が上昇する様子が見られた。

16日3時ごろ、長野県土木部佐久建設事務所が管理するカメラ映像（黒斑山，Fig. 1）で赤熱噴石の火口外飛散が観察されるようになった（佐久建設事務所，私信）。大木・他（2005）によれば、16日10時ごろには火口底に直径140mの溶岩ドームの形成が確認されており、火口底では16日未明から溶岩噴出が続いていたと考えられる。16日15時ごろに陸上自衛隊が実施した機上観測によれば、同様の噴石の火口外飛散が観察された（浅間火山2004年火山観測情報第29号）。そして、16日夜から17日早朝にかけて、赤熱噴石の火口外飛散が軽井沢測候所などから望見されたほか、肉眼や高感度カメラで顕著な火映現象が確認された（Fig. 3c）。すなわち、ストロンボリ式類似の噴火が、16日未明から24時間以上にわたり継続していたと考えられる。

17日の夜明けになり、赤熱噴石はOWKのカメラで

確認できなくなった。火口周辺が雲に隠される17日9時までの数時間、噴煙運動の外見的特徴は16日と同様であった（Fig. 3d）。

17日夕方から18日にかけて噴火回数は減少し、連続的な白色噴煙の放出と短時間の火山灰噴出という、15日以前の形態に戻った。18日8時37分には、14-18日の小噴火で最も大きな空振振幅を伴う噴火が発生した（Fig. 3e）。

3-2 解析する噴煙の選定

曇天で噴煙が見えなかった時間を、Fig. 2に網掛けで示す。各日とも、数時間以上にわたり浅間火山およびその上空が目視できない時間があったが、噴火活動の主要部分の広い時間範囲にわたり晴天が続き、多数の噴煙運動を捉えることができた。

本研究で興味があるのは、球形に近い単純な形をした塊状の噴煙である。解析対象を選ぶにあたり、同程度の大きさの噴煙塊が距離的に近接しているものは除き、なるべく孤立した形状の噴煙を選んだ（Fig. 3）。このように抽出した17個の大きな噴煙出現時刻を、Fig. 2に↓で示す。OWKは高感度カメラのため、夜間の噴煙も含まれている。ただし、夜間映像は昼間よりも不鮮明なので、明瞭に運動を追跡できる噴煙のみを選んだ（Fig. 3c）。

これらの塊状噴煙の表面においては、水平風による噴煙全体の流れとは別に、球形渦（例えば、Hill, 1894）のような、噴煙上部から下部方向へ向かう流れが認識できた。同様の流れは、密度の異なる流体をごく短時間投入する水槽実験（Scorer, 1957; Woodward, 1959; Turner, 1964a）等で普遍的に認められており、4-2節で述べるThermalに特徴的に観察される。球形渦的な流れは、浅間火山

2003年2月6日噴火の噴煙でも観察された(寺田・他, 2005).

一方, 晴天で明瞭に撮影できたものの, 本研究では解析しない噴煙がある. 例えば14日午後, 上空の風によって噴煙の形状が大きく乱されていた. また, 16日午前中は, 噴煙がOWKの方向に相当する南南東へ流れてOWKの上を覆っていた. これらの映像は上昇運動の定量化に適さず, 本研究では対象としない. 15日12時前

後の噴煙流向もOWK方面だったが, この方向にはほぼ直向するAVOから撮影した映像を利用する(Fig.3a).

4. 噴煙運動の解析

4-1 運動の定量化方法

本研究で計測する物理量は, 噴煙頂部の海拔高度 h (以下では噴煙高度と呼ぶ), 噴煙半径 r および噴煙頂部の鉛直移動速度 w (以下では上昇速度と呼ぶ)である.

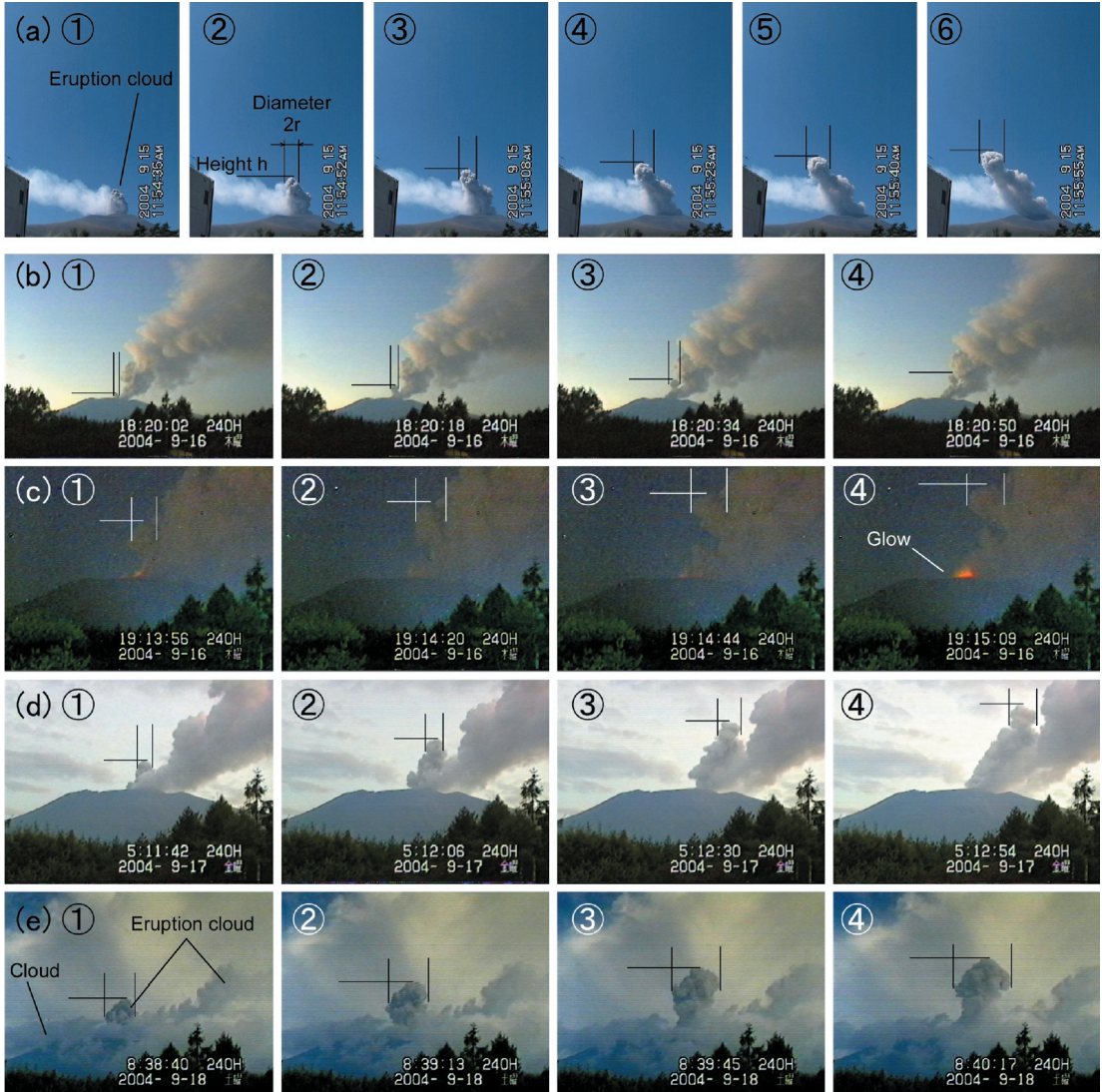


Fig. 3. Sequential photographs of analyzed volcanic clouds that were discharged between 15 and 18 September 2004. (a) The eruption at 11:54, September 15, 2004. The photos were taken at AVO. (b) 18:20, September 16. (c) 19:13, September 16. (d) 5:11, September 17. (e) 8:38, September 18. The photos were taken at OWK. The times shown in (a) follows JST, while those in other photographs obtained at OWK are of 13 seconds' delay relative to JST.

以下では、時間に対して添字 i を用いて表現する。噴煙高度の読み取り例を、Fig. 3 の各写真に横線で示す。このように読み取った pixel 値を、寺田・他 (2003) の方法を用いてカメラの仰角 θ_0 から測った噴煙の見込み角度 θ_i へ変換し、 i 番目の噴煙高度 h_i を以下の正接関数を用いて計算する：

$$h_i = d_i \tan(\theta_i + \theta_0) + h_0 \quad (1)$$

ここで、 d_i はカメラから噴煙までの水平距離、 h_0 は既存のカメラ設置標高である (Fig. 4a)。

噴煙は風により水平方向にも移動する。このような 3 次元的運動を 1 箇所映像から定量化するため、噴煙は山頂火口中心部から噴出したこと、噴煙は大気の水平風に従い水平方向へ直線的に移動したことを仮定して、 d_i の変化を考慮した (Fig. 4b)。風向は、映像に映し出された噴煙の様子や、降灰分布 (吉本・他, 2005) および KMG (Fig. 1 の KMG) におけるウインドプロファイラデータを参考に与えた。

噴煙半径 r_i すなわち直径 $2r_i$ は、Fig. 3 に 2 本の縦線で示した塊部の最大直径を pixel 単位で読み取り、噴煙高度と同様の方法で実際の長さへ変換して求めた。

このようにして得られる値の精度を検討する。空間解像度は観測点、画角 (時間帯, Table 1) および画像上の位置で異なり、浅間火山山頂部分で 4.9–11 m である (Table 1)。一方、読み取り値には 2–3 pixel 程度の不確定が含まれるため、実際の噴煙高度および噴煙半径の不確定の大きさは、最大で 10–30 m 程度である。

上昇速度 w_i は、時間 i に対して噴煙高度 h_i の中央差分を取ることで求めた。時間は映像に秒単位で表示された数値を利用するので、相対的には 1 秒程度の不確定が見込まれる。高さの計測時間間隔が 4–10 秒であることから、中央差分から求められる上昇速度には 1–3 m/s の不確定がある。

4-2 Thermal の運動的特徴

本研究で解析対象とするのは、周辺大気と密度の異なる塊すなわち Thermal が、浮力のみを駆動力として周辺大気と混合しながら上昇する現象である。流れが自己相似性を持つならば、Thermal の半径 r' と高さ z の関係は

$$r' = kz \quad (2)$$

と書ける。ここで、 z は r' が 0 となる仮想噴出源 z_0 (Scorer, 1957) から計測した高さ、 k は定数である。 r' は Thermal の最大半径を表すので、4-1 節で観測した噴煙半径 r に一致する。

Thermal の上昇速度は、次元解析から次のように書ける (Scorer, 1957)：

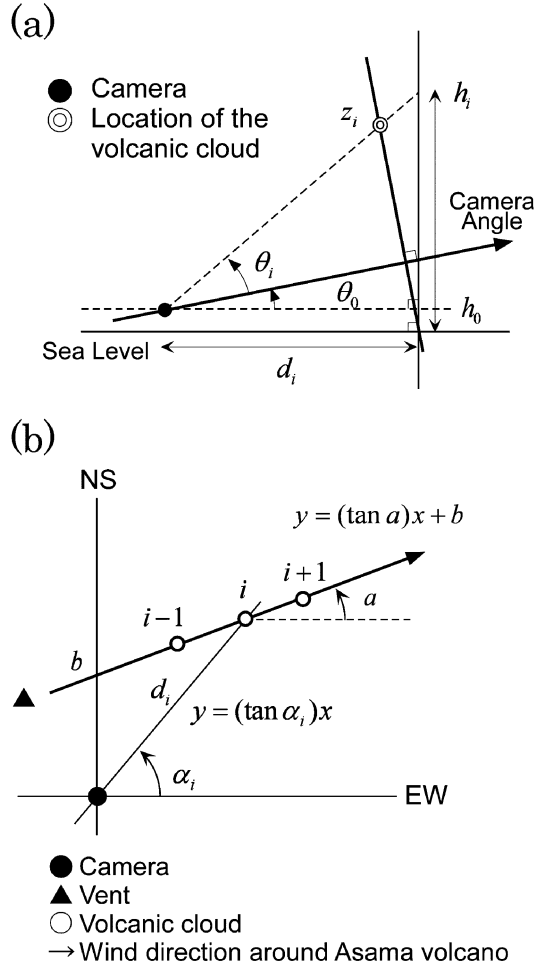


Fig. 4. Method for estimating the locations of volcanic clouds from camera recordings. (a) Heights above sea level. (b) Horizontal locations.

$$w = C \left(g \frac{\rho_a - \rho}{\rho_a} r' \right)^{\frac{1}{2}} \quad (3)$$

ここで、 w は Thermal 頂部の鉛直方向の移動速度、 ρ と ρ_a は Thermal の内部および周辺大気平均密度、 g は重力加速度である。 C は実験的に求められる 1 前後の定数で、それぞれの Thermal について一定の値をとることが知られているが、個々の Thermal でやや異なる (例えば、Scorer, 1957; Saunders, 1961; Turner, 1964b)。このため、本研究では C を 1 として計算し、別に C の不確定が解析結果に与える影響を議論する。

周辺大気密度が一樣な場合、(3) 式と浮力保存則を用いて時間について積分すると

$$z^2 \propto t \quad (4a)$$

すなわち

$$z \propto t^{\frac{1}{2}} \quad (4b)$$

を得る (Scorer, 1957). これらの関係と、4-1節で定量化した結果とを比較することで、噴煙運動の特徴を検討する。

5. 噴煙運動の検討

5-1 概要

4章の方法を用いて、風による水平方向への移動を考慮した噴煙運動の定量化を行なった。ほとんどの噴煙の水平方向への移動速度は、KMG (Fig. 1) で同時刻に得られた風速に矛盾しない。但し、17日5時頃の2例については、噴煙移動速度の方が数 m/s 程度速かった。

本研究では、噴煙運動のできるだけ広い範囲を定量化することを目指したが、運動を定量化できた高さの下限は、浅間火山火口底標高 (約 2,400 m)、山頂標高 (2,568 m) に対して、平均 3,000 m 前後である。この時期の噴煙の到達高度は 3,600–4,100 m であるから (気象庁, 2004)、本研究では、噴出してから停止するまでの上部 2/3~1/2 の範囲を定量化したことに相当する。

また、Fig. 5e のケース以外は、噴煙が上昇する途中で画面の外へ出てしまったため、上昇停止前後の様子は定量化できなかった。

5-2 上昇過程の検討

Fig. 5①に、各噴煙について計測した噴煙半径と高度の関係を、Fig. 5②に、時間に対する噴煙高度の変化を示す。ここで、エラーバーは画面からの読み取りに見込まれる不確定 3 pixel から計算した計測誤差を表す。

Fig. 5e を除き、いずれの噴煙も半径は高さに対してほぼ線形に拡大していることがわかる。解析した 17 個の噴煙における k の平均値は 0.24 と、水槽実験から知られている値 0.20–0.25 (例えば、Scorer, 1957; Woodward, 1959; Turner, 1964b) によく一致している。また、Fig. 5①の半径と噴煙高度の関係を下方へ外挿し、半径が 0 を取る高さに対応する仮想噴煙源 z_0 (Scorer, 1957) の平均値は 2,400 m で、火口底高度約 2,400 m によく一致した。

Fig. 5③に、時間に対する仮想噴煙源 z_0 からの高さ z の 2 乗の値を示す。Fig. 5e を除くいずれのケースにも直線関係が見られる。すなわち、多くの噴煙上昇運動について、(4a) 式の関係が成立していることが示唆される。

さらに、(4b) 式との関係を調べるために、Fig. 5②に、各噴煙について時間と高さの関係に以下の関数

$$z = A(t - t_0)^n \quad (5)$$

をあてはめた結果を示す。ここで、 t_0 は仮想噴煙源からの噴出時刻、 A は定数である。本研究では観測量を z, t として、 $n=3/4, 1/2$ および $1/4$ について、非線形最小二乗法を用いて最適パラメータ A と t_0 を計算した。

Fig. 5a, b, d において、浮力を駆動力とする Thermal の特徴である $n=1/2$ の曲線は噴煙運動をよく説明しており、 $n=1/2$ としてパラメータを求めた際に得られる分散 (Fig. 5②の var.) は、非成層流体中を上昇する純粋 Plume に関する $n=3/4$ (Turner, 1979) などとした際に得られる分散と比較して顕著に小さい。一方、Fig. 5c の例では、 $n=1/2$ とした際に得られる分散は最小ではない。これは、Fig. 5c が夜間の不鮮明な映像であったため、(5) 式の n を拘束する、より高度の低い領域での運動を観測できなかったためであろう。

一方、噴煙の上昇停止までの運動を定量化できた Fig. 5e の③では、噴煙がその最高高度に達する 3,800 m 前後から、直線関係から顕著に外れている。半径と高さの関係も、同様に噴煙高度 3,800 m に達した以降は直線関係から著しく外れ (Fig. 5e①)、高度 3,800 m 前後で運動機構が変化したことが示唆される。このため、噴煙が 3,800 m に達した時刻に対応する 150 sec 以降のデータは白丸として区別し、(2) 式や (5) 式のフィッティング対象から除いた。このように得られた結果は、他の例と同様により直線性が見られ (Fig. 5e①, ③)、曲線 $n=1/2$ は運動を最もよく説明できた (Fig. 5e②)。Fig. 5e に見られた上昇停止前後の運動の特徴は、浅間火山 2003 年 2 月 6 日に発生した噴煙と同様である (寺田・他, 2005)。

以上の解析から、浅間火山の噴煙は、その運動の大部分において、噴出口で与えられた浮力を駆動力として運動する Thermal と同様の特徴を有していたと考えられる。

6. 議論

前章で得られた結果から、浅間火山で観測された塊状噴煙は、運動の広い範囲にわたり自己相似性をもち、Scorer (1957) が定式化した Thermal の運動の特徴を有することがわかった。本章では、これら観測結果について火山学的意義をまとめる。

6-1 火山噴煙のエントレインメント定数

Thermal の形状を球とみなせるならば、5章で求めた k はエントレインメント定数に一致する (Turner, 1964 b)。エントレインメント定数 k は、噴煙と大気の乱流混合について定式化を容易にする有用な数である (Morton et al., 1956; Woods, 1988)。その一方で、 k の値を決める物理背景が明確でないほか、各々の Thermal についてある範囲で異なる値を取ることが、水槽実験から指摘されている (例えば、Scorer, 1957; Woodward, 1959; Turner,

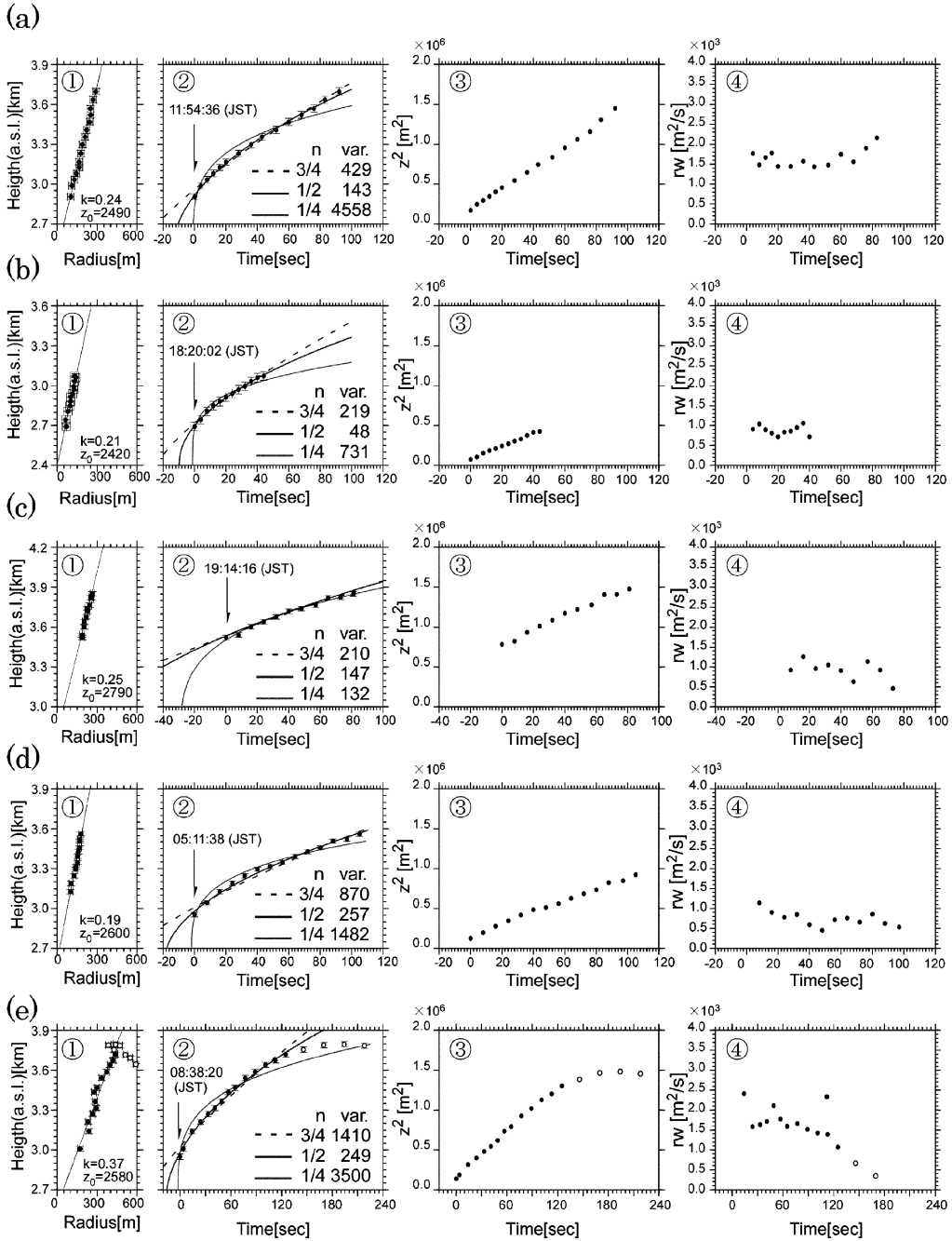


Fig. 5. Details of ascent process of volcanic clouds shown in Fig.3. (a) 11: 54, September 15. (b) 18: 20, September 16. (c) 19: 13, September 16. (d) 5: 11, September 17. (e) 8: 38, September 18. ① Correlation between top heights and radii. ② Heights plotted versus time. Fitted curves for various “ n ” in the equation (5) are also indicated. Variances are shown for each fitted curves. See chapter 5 for detail. ③ Squared heights from the virtual origin plotted versus time. ④ Time-series of variation of rw , which are proportional to the total buoyancy based on the equation (7).

1964b).

15-18日を通じて、噴火の形態に様々な変化が見られるので、 k の値との関連を検討するために、解析した17個の噴煙から得られた k を時系列にして示す(Fig. 6a). エラーバーは、最小二乗法により k を求めた際に得られた標準偏差である。Fig. 6aからは、 k について明瞭な時間変化は見られず、その多くは水槽実験から知られている値0.20-0.25に一致することがわかる。一方、 k が0.20以下、あるいは0.30以上の値を取る噴煙が、17例のうち8例ある。このような k の値の揺らぎをもたらす物理背景は不明であり、実際の火山噴煙に対してMorton *et al.*, (1956)やWoods and Kienle (1994)などエントレインメント定数 k を用いたモデルを適用する場合には、映像から定数の妥当性を検討するべきである。

6-2 噴煙全浮力の保存

今回解析した噴煙の上昇運動は(4)式によく従うことから、これら噴煙の全浮力は保存されていたことが示唆される(Scorer, 1957). 一方、 z を計算する際に与えた仮想噴出源 z_0 の位置には、観測に由来する不確定が含まれている。

このような不確定を除き、浮力の変化をわかりやすく示すため、ここでは、全浮力 F

$$F \equiv mr^3(\rho_a - \rho)g \quad (6)$$

を用いて(3)式を書き換える。ここで、 m は形状を決める因子で、球ならば $4\pi/3$ である。周辺流体が密度一様なら、 F は保存されることが知られている(例えば、Morton *et al.*, 1956). (6)式から、(3)式は次のように書き換えられる:

$$rw = \left(\frac{C^2 F}{m \rho_a} \right)^{\frac{1}{3}} \quad (7)$$

Fig. 5④に、観測された半径と速度の積 rw の時間に対する変化を示す。Fig. 5eを除き、 rw はほぼ一定の値を取ることがわかる。(7)式の右辺に現れる k や m は、それぞれほぼ一定値を取ることが観測から示唆されている。また、 ρ_a の変化は、噴煙運動を定量化した3,000-4,000mの範囲で約5%程度である(TTN, WJM および HMT の高層気象観測結果)。さらに C は、各Thermalについて一定の値を取ることが知られている(例えば、Scorer, 1957). すなわち、 rw が一定値を取る事実は、噴煙の全浮力 F はほぼ保存されていたことを示唆している。

一方で、噴煙の全浮力 F は様々な要因で変化することが知られている。例えば、火山灰が持つ熱が、噴煙内へ取り込まれた大気を膨張させることで浮力を獲得する(例えば、Woods, 1988; Woods and Bursik; 1991). 実際

の観測例として、Redoubt 火山1990年噴火で発生した火砕流上に生成した、初期直径1,000 mに達する cognimbrite ash cloudが、浮力の獲得を示唆する加速運動を行なっている(Woods and Kienle, 1994). このほか、噴煙に含まれる水蒸気が凝結する際に放出される潜熱も、浮力を変化させる要因と考えられている(例えば Woods, 1993).

それにも関わらず、ここで解析した運動の範囲では、噴煙の浮力変化を認識できなかった。この原因として、噴煙が小規模だったことが挙げられる。噴煙と周辺大気との混合は噴煙の表面から行われるため、小さな噴煙ほど混合効率がよい。このような小さな噴煙では、本研究で噴煙運動の定量化が可能となる高度3,000 m前後(火口底から600 m前後)に達する以前に大気との混合が進行し、火山灰量比および温度が低下していた。すなわち、火山灰の熱や水蒸気の凝結熱から噴煙が浮力を獲得するプロセスの多くは、運動を定量化した領域よりも下部で起きていたのであろう。

6-3 噴煙運動の特徴と噴火形式との関係

6-3-1 噴煙半径・速度・密度比の変遷

15日から18日にかけて起きた一連の噴火活動の中で、16-17日には赤熱した噴石を飛散させる、ストロンボリ式類似の噴火が観察された。本節では、このような噴火形態の変化と噴煙運動との関係に注目する。

まず、噴煙半径 r や速度 w を検討する。速度や半径は上昇とともに変化するため、同一高度で比較することが望ましい。しかし、画面上で計測が可能となる高さ範囲は各噴煙で異なる。そこで、(2)式や(4b)式を用いて、基準高度3,000 mでの値へ補正した。基準高度3,000 mは、各噴煙について運動が計測可能となる最も低い高度の平均値である。ただし、15日17時17分の噴煙は、高度3,000 m付近において別の噴煙と複合し、この高さより下部における運動は自己相似でないことが画像から明らかである。また、16日19時14分(Fig. 3c, Fig. 5c)の噴煙は、(4)式のフィッティングについて不確定が大きい。以上の2例は、ここで解析対象としない。

Fig. 6b, cに、基準高度へ補正後の半径 r_s と上昇速度 w_s の時間変化を示す。両者とも、ストロンボリ式類似の噴火が見られた16-17日にかけて1-2割程度低下する傾向が見られる。

Fig. 6dに、 r_s と w_s から(3)式を用いて計算した噴煙の密度比を示す。ここで密度比は、噴煙と大気との密度差を大気密度で規格化した値 $(\rho_a - \rho)/\rho_a$ である。本図からは、密度比に明確な変化傾向は見られず、全期間を通じて0.05-0.15程度の範囲にあることがわかる。一方、16-17日の噴煙は薄いピンク色を呈しており、噴煙内の火山

灰量比が比較的少ない状態であったことが示唆される。火山灰量比が少ないことは、火山灰からもたらされる熱エネルギーも少ないことを意味する。それに関わらず、密度比がその前後の噴煙とあまり変わらなかったことは、17日の火山灰の温度が、その前後の噴煙の火山灰に比べて高温だったことを示唆する。この結果は、16-17日の噴火では赤熱した高温噴石を飛散させていたこと、山麓に降下したテフラに発泡の進んだ本質粒子が高い割合で含まれていたことに矛盾しない。

なお、火山灰を多く含むと考えられる15日や18日の噴煙については、寺田・他(2005)の方法により、密度比と半径から、噴煙に含まれる火山灰重量や平均温度に対して制約を与えることができる。例えば、15日11時54分の噴煙(Fig. 3a, Fig. 5a)の例では、高度3,000mにおける噴煙の火山灰質量は2,500-3,700 ton以下、平均温度は310-360 K以上と見積もられる。18日8時38分の噴煙(Fig. 3e, Fig. 5e)では、火山灰質量は8,300-9,100 ton以下、噴煙平均温度 T は約310 K以上と見積もられる。

6-3-2 噴煙全浮力の変遷

Fig. 6eに、 r_s と w_s の積 $r_s w_s$ の2乗について時間変化を示す。 $(r_s w_s)^2$ は、(7)式で示したように噴煙の全浮力、すなわち熱エネルギー量に比例する。16-17日の $(r_s w_s)^2$ には、その前後の期間と比較して3/4-1/4程度小さな値が見られ、噴煙形成に寄与する噴出物量が比較的少なかったことが示唆される。これは、噴出物の多くが噴煙を形成せず火口近傍へ降下する、ストロンボリ式噴火の特徴に矛盾しない。

一方、密度成層流体中を上昇するThermalの到達高度は、全浮力 F の1/4乗に比例し(Morton *et al.*, 1956)、 F は $r w$ の2乗に比例する((7)式)。そこで、Fig. 8fに $(r_s w_s)^{1/2}$ を黒丸で、噴煙最高到達高度(気象庁地震火山部火山課火山監視・情報センター、私信)を白三角で示す。 $(r_s w_s)^{1/2}$ の変化が、期間を通じて平均値に対して2割程度に収まる事実は、同時期の噴煙高度が期間を通じてあまり変わらなかったことと整合的である。

このように、ある高さでの噴煙半径と上昇速度を計測することで、噴煙到達高度と同様の、噴煙の全浮力すなわち熱エネルギー放出量に関係する量が得られる。噴煙が観測カメラの視野からはみ出た場合や、上空の雲などにより噴煙到達高度が観測できない場合には、噴煙半径と上昇速度を計測することで、噴煙高度の同様の情報を得ることが期待される。

7. まとめ

浅間火山で2004年9月15日から18日にかけて頻発した小噴火の塊状噴煙から、条件のよい17個を選んで

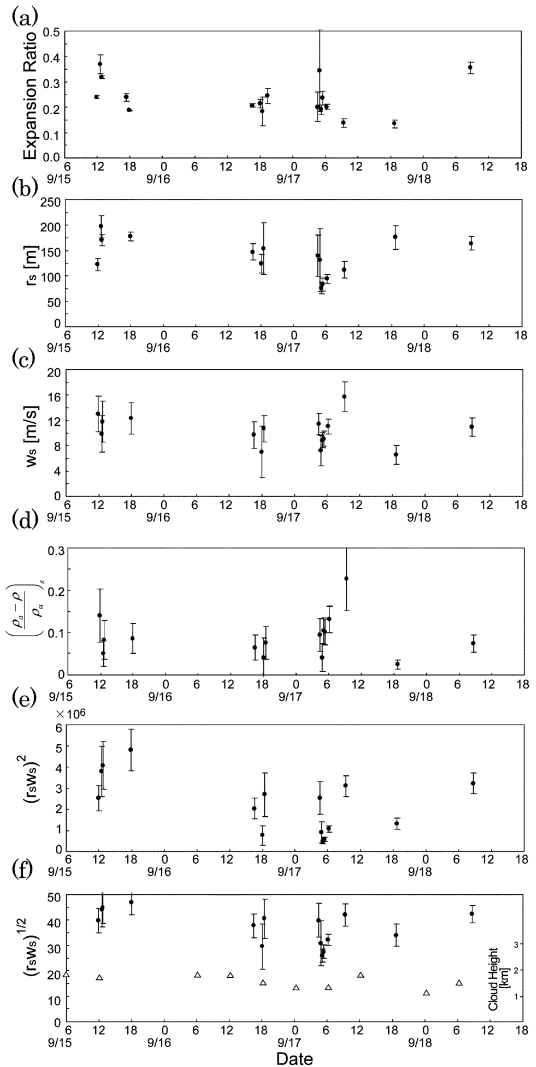


Fig. 6. Time series of parameters associated with ascent processes of the volcanic clouds. (a) Expansion ratio, k (radius/height). (b) Corrected radius r_s using the equation (2) at the standard height of 3,000 m a.s.l. (c) Corrected ascent velocity w_s using the equation (4b) at the standard height of 3,000 m a.s.l. (d) Density ratio, $(\rho_a - \rho) / \rho_a$, obtained from r_s and w_s using the equation (3). (e) $(r_s w_s)^2$ that are proportional to the total buoyancy. (f) $(r_s w_s)^{1/2}$ that are proportional to the maximum cloud height. Triangles show the observed maximum heights of volcanic clouds, measured from the vent bottom by Seismological and Volcanological Department, Japan Meteorological Agency (pers. comm.).

その上昇運動を検討した。その結果、噴煙運動は Scorer (1957) が定式化した Thermal の運動に矛盾しないことがわかった。すなわち、噴煙は上昇とともに形状を大きく変えることなく、半径は高さに対して線形に拡大するなど、噴煙運動は自己相似性を有していた。また、噴煙は時間の 1/2 乗に従って上昇し、半径と速度の積 rw が時間に対してほぼ一定であることから、噴煙の全浮力は運動の広い範囲で保存されていたことが示唆された。この性質に基づいて噴煙運動を解析した結果、15日11時54分ごろの噴煙の火山灰量は最大 2,500-3,700 ton、平均温度は最低 310-360 K 前後、一方、18日8時38分ごろの噴煙の火山灰質量は最大 8,300-9,100 ton、噴煙平均温度は最低 310 K 前後と見積もられた。さらに、16-17日の噴煙の全浮力は、その前後の期間に比較して 1/2 程度であったが、密度比はほとんど変わらなかった。このことは、16-17日に発生した個々の噴煙を形成した噴出物量は少なかったものの、より高温の噴出物が寄与したことを示唆しており、16-17日に赤熱した噴石を飛ばすストロンボリ式類似の噴火が観察されたことと整合的である。

謝 辞

気象庁軽井沢測候所のみなさま、気象庁地震火山部火山課火山監視・情報センターのみなさまには、本研究を進める上で多くの重要な情報を教えて頂きました。長野県土木部佐久建設事務所には、黒斑山カメラの映像について教えていただきました。東京大学地震研究所浅間火山観測所の小山悦郎氏には、現地観測にあたり格別のご配慮を頂いたほか、関係資料についてご教示いただきました。北海道大学理学研究科附属地震火山研究観測センターの神山裕幸氏には、草稿を見ていただき、貴重なご意見を頂きました。査読者の福井敬一氏と木下紀正氏のコメントは、本論文を改善するにあたり大いに役立ちました。

ここに記して深く感謝します。

引用文献

- Briggs, G. A. (1969) **Plume Rise**. Critical Review Series, Rep. TID-25075, At. Energy Comm. Washington, D. C., 81 p.
- 井口正人・石原和弘・加茂幸介 (1983) 火山弾の飛跡の解析—放出速度と爆発圧力について—. 京都大学防災研究所年報, **26**, B-1, 9-21.
- Hill, M. J. M. (1894) On a spherical vortex. *Philos. Trans. Roy. Soc. London.*, **A185**, 213-245.
- 鍵山恒臣 (1978) 火山からの噴気による熱エネルギーと H_2O の放出量—Plume Rise からの推定—. 火山, **23**, 183-197.
- 気象庁 (2004) 日本の主な火山活動. 地震・火山月報 (防災編). 平成 16 年 9 月号, 23-31.
- Morton, B. R., Taylor, G. and Turner, J. S. (1956) Turbulent gravitational convection from maintained and instantaneous source. *Proc. Roy. Soc., Ser. a.*, **234**, 1-23.
- 大木章一・村上 亮・渡辺信之・浦部ぼくろう・宮脇正典 (2005) 航空機搭載型合成開口レーダー (SAR) 観測による浅間火山 2004 年噴火に伴う火口内の地形変化. 火山, **50**, 401-410.
- Saunders, P. M. (1961) An observational study of cumulus. *J. Meteor.*, **18**, 451-467.
- Scorer, R. S. (1957) Experiments of convection of isolated masses of buoyant fluid. *J. Fluid. Mech.*, **2**, 583-594.
- Sparks, R. S. J., Moore, J. G. and Rice, C. J. (1986) The initial giant umbrella cloud of the May 18th, 1980, explosive eruption of Mount. St. Helens. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **28**, 257-274.
- 寺田暁彦・井田喜明・大湊隆雄 (2003) Windows PC を用いた自動撮影システムによる三宅島火山噴煙の観測. 火山, **48**, 445-459.
- 寺田暁彦・嶋野岳人・飯島 聖・及川 純 (2005) 噴煙映像を用いた火山灰噴出量の推定—浅間火山 2003 年 2 月 6 日噴火の噴煙解析—. 火山, **50**, 183-194.
- Turner, J. S. (1964a) The flow into an expanding spherical vortex. *J. Fluid Mech.*, **18**, 195-208.
- Turner, J. S. (1964b) The dynamics of spherical masses of buoyant fluid. *J. Fluid Mech.*, **19**, 481-490.
- Turner, J. S. (1979) **Buoyancy effects in fluids**. Cambridge University Press, pp384.
- Wilson, L., Sparks, R. S. J., Huang, T. C. and Watkins, N. D. (1978) The control of volcanic column heights by eruption energetics and dynamics. *J. Geophys. Res.*, **83**, 1829-1836.
- Woods, A. W. (1988) The fluid dynamics and thermodynamic of eruption columns. *Bull. Volcanol.* **50**, 169-193.
- Woods, A. W. (1993) Moist convection and the injection of volcanic ash into the atmosphere. *J. Geophys. Res.*, **98**, 17627-17636.
- Woods, A. W. and Bursik, M. I. (1991) Particle fallout, thermal disequilibrium and volcanic plumes. *Bull. Volcanol.*, **53**, 559-570.
- Woods, A. W. and Kienle, J. (1994) The dynamics and thermodynamics of volcanic clouds: theory and observation from the April 15 and April 21 1990 eruptions of Redoubt Volcano, Alaska. *J. Volcano. Geotherm. Res.*, **62**, 273-299.
- Woodward, B. (1959) The motion in and around isolated thermals. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **85**, 144-151.
- 吉本充宏・嶋野岳人・中田節也・小山悦郎・辻 浩・飯田晃子・黒川 将・岡山悠子・野中美雪・金子隆之・星住英夫・石塚吉浩・古川竜太・野上健治・鬼沢真也・新堀賢志・杉本 健・長井雅史 (2005) 浅間山 2004 年噴火の噴出物の特徴と降灰量の見積もり. 火山, **50**, 519-533.

(編集担当 小川康雄)