

凝集粒子を用いた噴煙高度の推定

— 浅間火山 2004年9月23日噴火に伴う降下火砕物の堆積様式 —

大野 希一*・山川 修治*・大石 雅之**・高橋 康***・
上野 龍之****・井田 貴史*

(2005年3月31日受付, 2005年10月1日受理)

Using Aggregated Particles to Estimate a Cloud Height
— Sedimentation Process of the September 23, 2004,
Pyroclastic Fall at the Asama Volcano Eruption —Marekazu OHNO*, Shuji YAMAKAWA*, Masayuki O'ISHI**, Kou TAKAHASHI***,
Tatsuyuki UENO**** and Takafumi IDA*

A cloud height generated by a volcanic eruption reflects the immensity and/or magnitude of the eruption; thus a measuring of the height's temporal variation during the event is very significant in judging whether the activity will become violent or decline. However, when a volcanic eruption occurs during bad weather, we must take information about the cloud's height by means of the pyroclastic deposits. In general, the total time taken for pyroclastic materials to be ejected and deposited at a given distance from the source vent can be divided into three parts as follows: the time for the eruption cloud to ascend and reach its neutral buoyancy level (T_1); the time for the pyroclastic materials to be transported laterally by the eruption cloud (T_2); and the time for pyroclastic materials to fall and be deposited on the ground (T_3). Since T_3 can be calculated from the settling velocity of pyroclastic materials, if the time that the pyroclastic materials fell at a given locality was observed and a given value for T_1 is assumed, the most suitable wind velocity to explain T_2 can be determined. Thus the height at which pyroclastic materials separate from the eruption cloud can be determined by using the vertical profile of wind velocity around the volcano. These ideas were applied to the eruption occurred at 19:44 (JST) on September 23, 2004, at the Asama volcano, which produced a pyroclastic fall deposit with a minimum weight of 7.2×10^6 kg. Because this eruption occurred in bad weather, the pyroclastic materials fell as mud raindrops that were aggregate particles saturated by the rainwater. Based on the depositional mass, the number of impact marks of the mud raindrops in the unit area, and the apparent density and the equivalent diameter of these drops during their fall was estimated to be 2.2–3.1 mm, which is consistent with the grain-size distribution of pyroclastic materials. According to some experienced accounts, mud raindrops several millimeters in diameter fell at 20:03

* 〒156-8550 世田谷区桜上水 3-25-40
日本大学文理学部地球システム科学科
Department of Geosystem Sciences, College of Humanities and Sciences, Nihon University, 3-25-40, Sakurajosui, Setagayaku, Tokyo 156-8550, Japan.

** 〒192-0397 八王子市南大沢 1-1
東京都立大学大学院理学研究科地理科学専攻
Department of Geography, Tokyo Metropolitan University, 1-1, Minamiosawa, Hachioji 192-0397, Japan.

*** 〒390-8601 松本市旭 3-1-1
信州大学大学院工学系研究科地球環境システム科学専攻
Division of Environmental System Sciences, Graduate School of Science and Technology, Shinshu University, 3-1-1, Asahi, Matsumoto 390-8601, Japan.

**** 〒657-8501 神戸市灘区六甲台町 1-1
神戸大学大学院自然科学研究科地球惑星システム科学専攻
Department of Earth and Planetary System Sciences, Graduate School of Science and Technology, Kobe University, 1-1, Rokkodai-cho Nadaku, Kobe 657-8501, Japan.

現所属: 〒156-8550 世田谷区桜上水 3-25-40
日本大学文理学部自然科学研究所
Present: The Institute of Natural Sciences, College of Humanities and Sciences, Nihon University, 3-25-40, Sakurajosui, Setagayaku, Tokyo 156-8550, Japan.

Corresponding author: Marekazu Ohno
e-mail: mare@chs.nihon-u.ac.jp

in the Kitakaruizawa area (about 9 km north-northeast from the source). Assuming 2–5 minutes for T_1 and 11.5–12.0 m/s of average lateral wind velocity, the height at which the mud raindrops separated from the eruption cloud can be estimated at 3,430–3,860 m (3,610 m on average). From this conclusion, the transportation and depositional process of the pyroclastic materials generated on September 23, 2004, at the Asama volcano can be summarized as follows: the explosion occurred at 19:44 and the eruption cloud rose to 3,610 m while blowing 2.49 km downwind from the source. The cloud moved laterally for 4.51 km with generating raindrops. At 19:54, mud raindrops separated from the cloud 7.0 km north-northeast from the source, then fell to the ground at 20:03 after being blown 2.0 km downwind by a lateral wind.

Key words: cloud height, pyroclastic fall deposit, mud raindrops, sedimentation process, the Asama volcano

1. はじめに

火山噴火によって形成される噴煙柱の火口からの上昇高度は、単位時間あたりのマグマの噴出率を反映する (Wilson *et al.*, 1978; Woods, 1988). よって噴煙柱の上昇高度は、噴火の激しさを定量的に示す尺度になりうる重要な観測値といえる. 特に噴火活動を継続している火山の場合、その噴火の規模や激しさを随時定量化していくことが緊急の防災対策を立てる上で重要な判断材料になるため、たとえ現象が目視できないような状況下で発生した噴火についても、その規模や激しさを何らかの方法で定量化することには重要な意義がある. 噴煙等が目視できない状況下で発生した噴火の場合、その規模や激しさを推定するための唯一の直接的な情報源となるのが、噴火によってもたらされた火砕堆積物である.

Carey and Sparks (1986) は、火砕堆積物の分布面積や粒径の特徴から、噴火の激しさを尺度となる噴煙柱の上昇高度を求めるモデルを提唱した. このモデルは、噴煙と周囲の大気の密度が釣り合った密度中立点付近から側方に拡大する (傘型) 噴煙によって運搬される岩片や粗粒な火砕物が、それぞれの終端速度で降下堆積した事例については適用できる. しかし、悪天候下で噴火が発生した場合、噴火によって供給される火砕物は運搬過程で粒子同士が凝集し、火山豆石や泥雨状で降下堆積することが多い (たとえば鈴木・他, 1982; 寺井, 1993; 大野・他, 1995). そのため、悪天候下で発生した噴火については、Carey and Sparks (1986) の方法を用いて意味のある噴煙の上昇高度を決定することは極めて難しい.

これに対し、噴火の発生時刻と、ある所定の距離に降下した火砕物の粒径と降下時間が分かれば、火砕物の終端速度と噴火当時の火山体周辺の高層の風向・風速の観測データを組み合わせることにより、噴煙から火砕物が分離した高度、すなわち、噴煙の上昇高度に関する情報を得ることができる. そこで本論では、まず凝集粒子 (泥雨) の堆積状況と堆積量から、凝集粒子の降下中の粒径を復元する方法を述べる. 次に、噴火当時の火山体上空の風向・風速に関する高層気象データと凝集粒子の降下中の粒径から算定される終端速度を用いて、凝

集粒子が噴煙によって運搬され、地表に降下堆積するのに要する時間を決定する手法を述べる. さらにこの方法を、浅間火山で 2004 年 9 月 23 日に発生した噴火事例に適用し、現地での火砕堆積物の調査結果、噴火当時の高層気象データ、そして噴火時の目撃情報を総合し、同噴火によってもたらされた噴煙から火砕物が離脱した高度と、同噴火によってもたらされた降下火砕物の堆積プロセスを推定する.

2. 凝集粒子を用いた噴煙高度の推定

Fig. 1 はブルカノ式噴火のような継続時間の短い噴火によってもたらされる火砕物の運搬・堆積様式を模式的に示した図である. 継続時間の短い噴火の場合、形成される噴煙は継続的に熱エネルギーを大気に供給するプリュームではなく、瞬間的に熱エネルギーを大気に供給するサーマル雲 (Sparks *et al.*, 1997; 寺田・他, 2005a) として近似できる. サーマル雲はプリュームに比べて大気に与える熱エネルギーの量が小さいことから、密度中立点まで達したサーマル雲の温度は周囲の大気の温度とほぼ平衡になっていると考えられる. その場合、サーマル雲によって密度中立点付近まで運搬された火砕物は、周囲を流れる高層の風によって、側方に運搬されるとみなすことができる.

このようなサーマル雲によって火砕物が運搬・放出され、地表に降下する場合、噴火開始からある場所に火砕物が降下堆積するまでに要する時間は、

- T_1 : 噴煙が上昇し、密度中立点に達する迄に要する時間.
- T_2 : 噴煙によって密度中立点にまで運搬された火砕物が、局地風によって側方に運搬される時間.
- T_3 : 噴煙から離脱した火砕物が、地表に到達する迄に要する時間.

の総和として表せる (Fig. 1). 火口からある距離離れた地点に、ある粒径の火砕物が降下するのに要した時間が分かっている場合、 T_3 は火砕物の終端速度から計算できるため、実際に観察された火砕物の降下時間を説明するのに最も適切な条件、つまり火砕物を側方に運搬させるのに必要な風速が制約される. 噴火当時の高層の風向・

風速の鉛直分布は高層気象データから求められることから、この風速の鉛直分布と火砕物を運搬するのに必要な風速を組み合わせることにより、火砕物が噴煙から離脱した高度が決定できる。このように T_1 、 T_2 、 T_3 がそれぞれ決定できれば、火砕物が噴火開始から何分後に給源火口からどのくらい離れた場所で噴煙から離脱し、その後何分かけて地表まで到達したのかが決定できる。

しかしながら、上記のアイデアの中には 2 つの問題

点がある。まず、悪天候下で発生した噴火に由来する降下火砕物は、運搬過程で水滴等を降着材として凝集し、泥雨や火山豆石となって降下堆積するケースがほとんどであるため、降下中の凝集粒子の粒径を何らかの方法で復元しなければならない。また、悪天候下で発生した噴火の場合、噴煙が目視できない。よって、噴火に伴って形成された噴煙が密度中立点まで達する時間 (T_1) を独立に決定する事が出来ない。

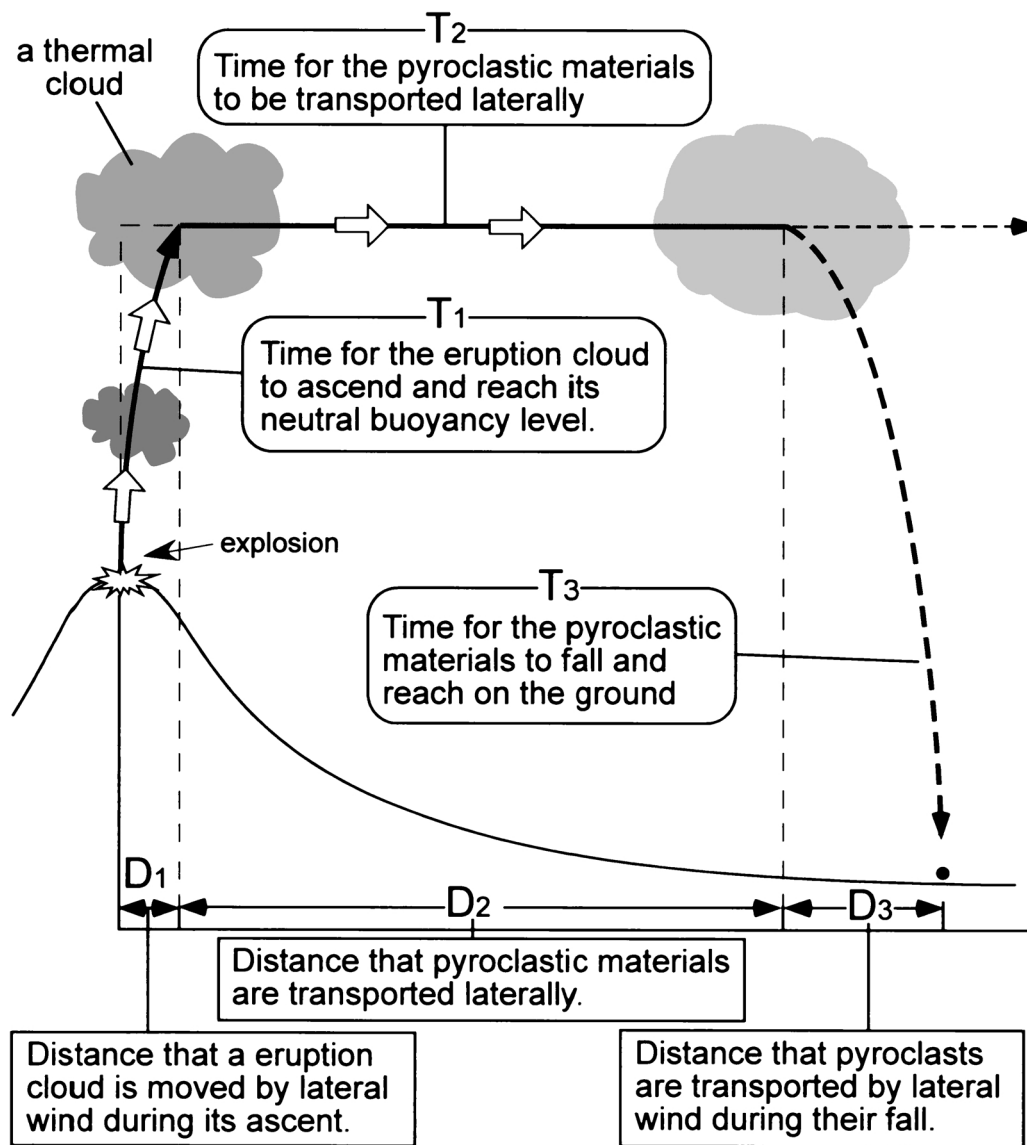


Fig. 1. Schematic illustration showing the transportation process of the eruption cloud resulting from the short-lived eruption (i.e., vulcanian explosion). The total time for the pyroclastic materials to deposit from the start of the eruption is the summation of T_1 , T_2 , and T_3 . When the adequate range of T_1 has been assumed, we can obtain information about the eruption cloud's height. For detailed explanations, see the text.

噴煙が目視できない以上、 T_1 を独立に決定することは不可能であるため、本論では、まず T_1 が一連の噴火現象の中で有意に短い(すなわち0)と仮定する。そしてこの条件の下で、降下中の凝集粒子の推定粒径から導かれるその終端速度、高層の風向・風速、および所定の地点に降下した火砕物の噴火開始からの経過時間を組み合わせ、噴煙から火砕物が離脱した高度を決定する。最後に、本来有限の時間を持つ T_1 を妥当な範囲で変化させた時、火砕物の噴煙からの離脱高度がどの程度変化するかを検討し、より現実に近い噴煙からの火砕物の離脱高度の範囲を決定する。

2-1 降下中の凝集粒子(泥雨)の粒径の推定

ここでは泥雨(Mud raindrops)を対象に、降下中におけるその粒径を推定する方法を示す。泥雨は水に飽和した状態で降下堆積する凝集体(Sparks et al., 1997)であり、地表に降下した際の衝撃によって降下中の形状が破壊されてしまうため、堆積産状のみから降下中の粒径を求めることは難しい。そこでここでは(1)泥雨の形状は球形、(2)ある地点に降下した泥雨の直径は均一、という2つの仮定をおき、単位面積あたりに降下した火砕物の堆積量と、単位面積あたりの泥雨の衝突痕の個数を用いて、降下中におけるその直径を決定する。

火砕物の単位面積あたりの堆積量(乾燥重量)を S , 単

位面積あたりの泥雨の衝突痕の個数を n , そして乾燥した泥雨単体の重量を W とすると、それらの間には以下の関係が成り立つ;

$$S = n \cdot W \tag{1}$$

泥雨の重量含水率を ω とおくと、(1)式は泥雨の見かけ密度 σ と泥雨の降下中の仮想直径 d を用いて、以下の様に書き直せる;

$$\frac{1}{1-\omega} S = \frac{1}{6} \pi d^3 \cdot n \cdot \sigma \tag{2}$$

ゆえに、降下中における泥雨の仮想直径 d は以下の式から得られる;

$$d = \left\{ \frac{6S}{(1-\omega)\pi\sigma n} \right\}^{\frac{1}{3}} \tag{3}$$

単位面積あたりに降下した泥雨の個数は、現地調査時に撮影した降下火砕堆積物の産状の写真から定量できるため、泥雨の重量含水率と見かけ密度を決定することにより、泥雨の降下中の仮想直径が算定できる。

2-2 終端速度を用いた泥雨の落下高度と落下時間の決定

降下中の泥雨の粒径が決まると、この粒径と見かけ密

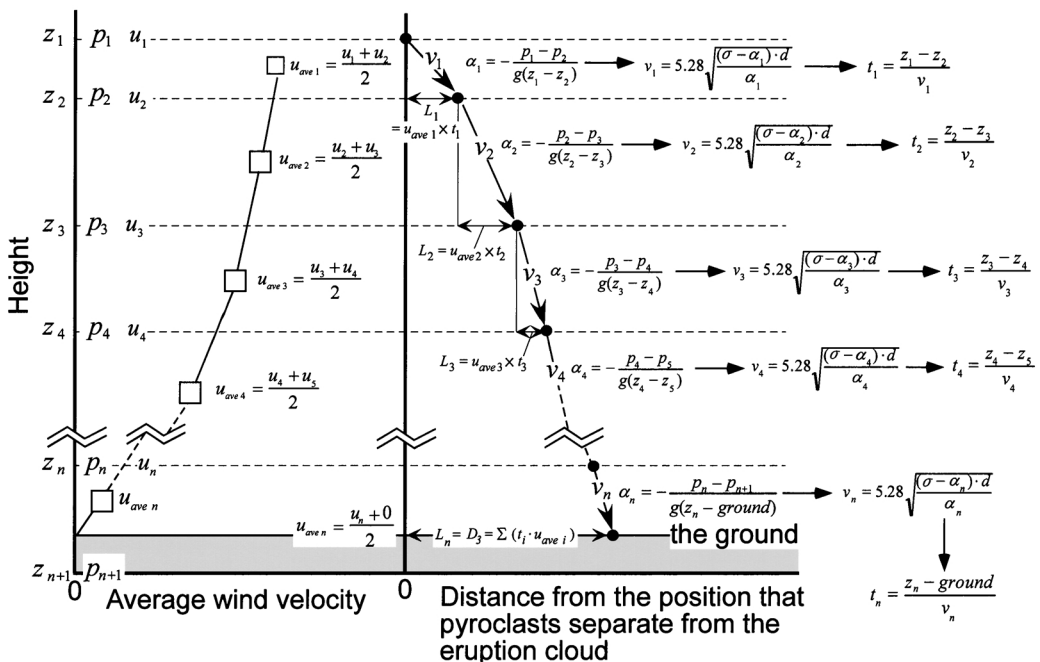


Fig. 2. Schematic illustration showing how to estimate the time for the pyroclastic material to fall from a given height.

度から泥雨の終端速度が算定できる。この終端速度は周囲の大気密度によって変化するため、各高度ごとに空気密度の変化を考慮した終端速度を算定すれば、凝集粒子が所定の高度から地表まで落下するのに要する時間、つまり T_3 が得られる。

Fig. 2 は泥雨の落下開始高度と、そこから得られる降下時間との関係を模式的に示した図である。2つの異なる高度の気圧と気温が分かっている場合、静水圧平衡を仮定すれば、両高度間における空気の平均密度 ρ は以下の式で算定できる (小倉, 1984);

$$\rho = -\frac{\Delta p_i}{g \Delta z_i} = -\frac{p_i - p_{i+1}}{g(z_i - z_{i+1})} \quad (4)$$

ここで Δp_i は高度の異なる 2 点間の気圧差、 Δz_i はその高度差である。2つの観測点の高度差が十分に小さい場合、各高度間では泥雨はほぼ一定の終端速度で降下すると見なすことができる。この場合、ある粒径の泥雨が所定の高度から地表に降下するまでに要する時間 T_3 は以下の式で得られる;

$$T_3 = \sum_{i=0}^H t_i = \sum_{i=0}^H \frac{\Delta z_i}{v_i} \quad (5)$$

ここで H は泥雨が噴煙から離脱した高度、 t_i は各高度間における泥雨の降下時間、そして v_i は各高度間における泥雨の終端速度である。

泥雨は空気中を降下する間に、横風によって側方に運搬される。各高度間は泥雨が一定の風速で側方に移動すると仮定すると、ある終端速度の泥雨が噴煙から離脱した後、地表に到達するまでの間に側方に移動する距離 D_3 (Fig. 1) は以下の式で得られる;

$$D_3 = \sum_{i=0}^H (t_i \cdot u_{ave i}) \quad (6)$$

ここで $u_{ave i}$ は各高度間の平均風速である。この D_3 を火口からの距離から差し引いた値が、泥雨が噴煙から離脱した地点となる。

さらに泥雨を形成する元となる火砕物は、噴煙から離脱するまでは風によって噴煙と共に移動する。その移動距離 D_2 (Fig. 1) は、噴煙が移動する高度の平均風速 $u_{ave H}$ を用いて以下のように書ける;

$$D_2 = T_2 \cdot u_{ave H} \quad (7a)$$

噴煙が密度中立点まで上昇するのに要する時間 (T_1) を 0 と考えると、(7a) 式は次の様に書き直せる;

$$D_2 = (T_{total} - T_3) \cdot u_{ave H} \quad (7b)$$

噴煙の密度中立点まで運搬された火砕物が地表に降下堆

積するのに要する時間 ($T_2 + T_3$) と、その間に火砕物が運搬される距離 ($D_2 + D_3$) は、所定の場所に火砕物が降下した時刻が分かれば実測できることから、この観察事実を説明するのに最も適した横風の風速 $u_{ave i}$ ($=u_{ave H}$) が決まる。よって、噴火当時の風速の鉛直分布を用いて風速が $u_{ave i}$ ($=u_{ave H}$) となる高度を検討すれば、噴煙から火砕物が離脱した高度が決定できる。

3. 浅間火山 2004 年 9 月 23 日噴火への応用

3-1 2004 年 9 月 23 日 19 時 44 分噴火の推移

2004 年 9 月 23 日 19 時 44 分頃、浅間火山で有感地震と空振を伴う噴火が発生した。この噴火は 2005 年 8 月現在、2004 年 9 月 1 日から始まった浅間火山 2004 年噴火の中では中規模の爆発的噴火 (“中爆発”) とされ、2004 年 9 月 1 日 20 時 02 分、同 29 日 12 時 17 分、そして 11 月 14 日 20 時 59 分の事例と同様、規模の大きな爆発の一つとされている (気象庁, 2004a, 2004b)。しかしながらこの噴火は夜間で、かつ降雨中に発生したため、噴煙の目撃情報は全くといって良いほどない。付近住民から得られた噴火当時の状況をまとめると、噴火発生から約 7 分後の 19 時 51 分頃に、火口から北東約 4 km の鬼押出し園駐車場 (Fig. 4 中の On) 付近に直径数センチに達する火山レキが降下し、さらに噴火発生から約 19 分後の 20 時 03 分頃に、火口から北北東約 9 km に位置する吾妻郡長野原町北軽井沢 (Fig. 4 中の Kk) 付近に直径 2~3 mm の凝集粒子が降下した。この凝集粒子は、後述するように細粒火山灰が凝集することによって生じた泥雨である。この噴火による降灰は、浅間火山の北北東約 38 km に位置する群馬県吾妻郡中之条町の四万温泉 (Fig. 4 中の Sm) で確認されたほか、火口から北北東に約 91 km 離れた新潟県南魚沼市大和町 (Fig. 4 中の Ym)、約 260 km 離れた山形県山形市 (Fig. 4 中の Yg)、さらに約 290 km 離れた山形県東根市 (Fig. 4 中の Hg) でも確認された (気象庁, 2004a; 吉本・他, 2005)。

3-2 降下火砕物堆積物の産状

筆者らは噴火からおよそ 8 時間後の 9 月 24 日午前 5 時 30 分頃から同日 16 時過ぎまでのおよそ 11 時間、現地調査を行った。調査は浅間火山の北~北東麓地域を対象に火口からの距離約 5.4~25 km の範囲で行い、42 箇所の地点で降灰状況を観察した。そして降灰量の多い地点や、降下時の堆積状況がほぼ保存されていると判断した地点については、一定面積あたりに降下した火砕物を採取し、単位面積あたりの降下量を求めた。全ての観察地点において、火山豆石のように降下中の粒径をほぼ保持したまま堆積している粒子は認められなかった。

Fig. 3 は 2004 年 9 月 23 日 19 時 44 分頃の噴火でもた

らされた火砕物の堆積状況である。火口から北北東に約 5.4~7 km の地域に降下堆積した火砕物は、赤褐色~明茶褐色を呈する細粒火山灰層の上に、直径約 1 cm の角張った黒色岩片を主体としたレキが点在する、といった産状を示す (Fig. 3a)。これらのレキの中には茶褐色を呈する軽石も含まれる (Fig. 3a の矢印) が、その割合は低い。火口から離れるにつれこれらのレキの粒径は小さくなり、火口から 7 km 以遠ではほとんど認められなくなる。火口から 7 km 以上離れると、火砕堆積物は細粒火山灰の上に直径 2 mm 程度の極粗粒砂~細レキが複数個集まった集合粒子が点在するといった産状になる (Fig. 3b, 3c)。直径 2 mm 程度の極粗粒砂~細レキの周囲は、例外なく同心円状に細粒火山灰に囲まれている (Fig. 3b, 3c)。さらに火口から離れると、集合体の周囲を取り巻く細粒火

山灰の粒径はあまり変化せず、集合体の中心にある極粗粒砂~細レキの粒径のみが系統的に小さくなる。しかしながら、一部の地点では火砕堆積物は上述のような産状を示さず、極粗粒砂~細レキサイズの粒子が、直径 1 cm 程度の同心円状に配列している地点もあった (Fig. 3d)。このような産状は、おそらく火砕物の堆積後に降った雨滴が、堆積物の表面に露出している極粗粒砂~細レキサイズの粒子を再配列させたために生じた構造と推定される。降灰域では火砕物が木の葉の表面や看板、ガードレールといった垂直な壁に付着していた。さらに、浅間火山の南南東約 7.6 km に位置する軽井沢測候所 (標高 999 m) や、北北西約 8.4 km に位置する田代アメダス (標高 1,230 m) では、共に噴火時刻に最も近い 9 月 23 日 20 時に降雨が観測された。上記の火砕物の産状や気象デー

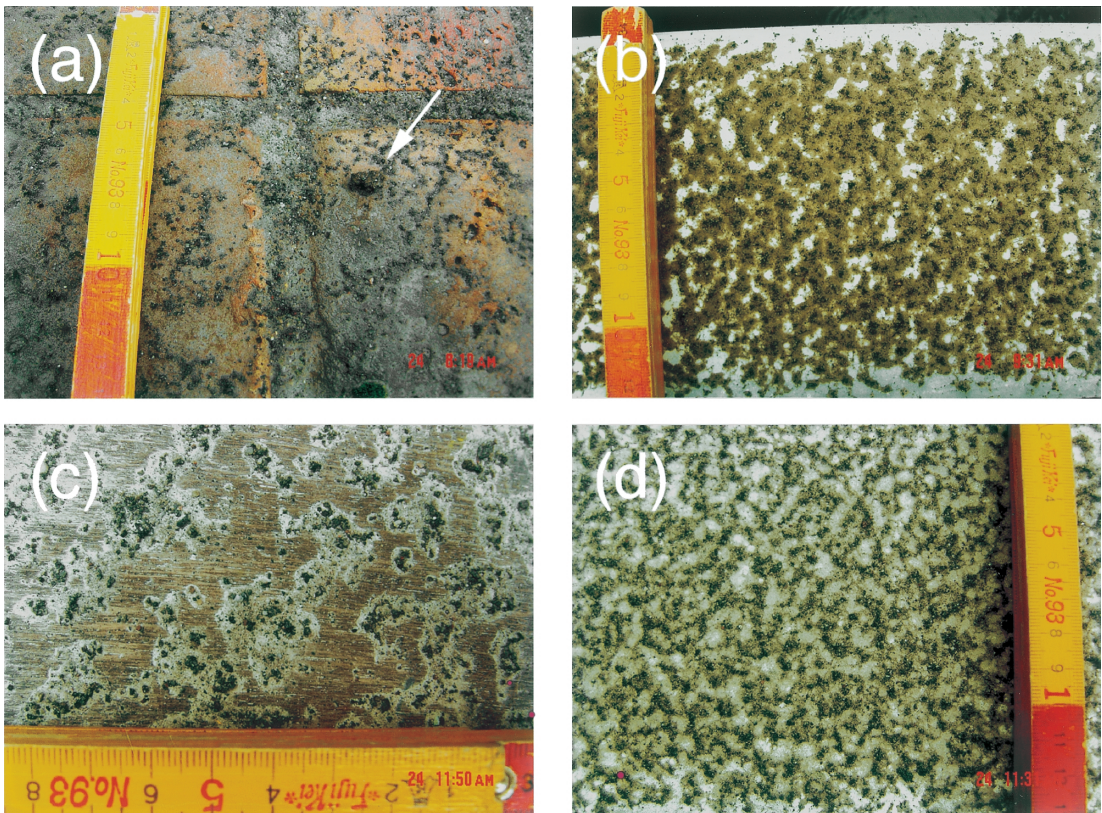


Fig. 3. Occurrence of the pyroclastic fall deposits derived from the eruptions at 19: 44, September 23, 2004, at the Asama volcano. The distance of each locality from the source is shown as follows: a, 6.2 km; b, 11.0 km (locality of "III" in Fig. 4 and Table 1); c, 8.6 km (locality of "I" in Fig. 4 and Table 1); and d, 10.3 km. By 7 km from the source, the pyroclastic fall deposit included lapilli, some several cm in diameter, which overlay fine ash particles (a). These lapilli contained a few amounts of pumice grains. Beyond 7 km from the source, the deposit showed black angular conglomerates (<2 mm) surrounded by finer grains (<100 μ m) with a light brown color (b, c). The grain size of these conglomerates systematically decreased as the distance from the source increased. In some localities, raindrop marks were observed on the surface of the deposit (d).

夕、そして火砕物の降下時、浅間火山周辺域は広い範囲で雨が降っていたという付近住民からの情報を総合すると、火砕物は水に飽和した泥雨の様な状態で降下し、地表に降下した際の衝撃によって、もともとの形状が破壊されたと推定される。

3-3 分布と降灰量

Fig. 4 は 9 月 23 日 19 時 44 分頃の噴火に伴う降下火砕物堆積物の等重量線図である。同噴火による降灰は北北東方向に分布軸を持つ。一方、火山レキは火砕物の分布域の西域ではあまり認められなかったことから、火山レキの等粒径線の軸は降灰の分布軸とは一致せず、多少東よりにシフトすると予想される。西側の降灰の分布限界は比較的精度よく追跡できたが、東側の降灰の分布限界付近には 2004 年 9 月 1 日 20 時 02 分の中爆発に由来する火山灰が残存していたため、厳密にその分布限界を決定することは出来なかった。

降下火砕物の堆積量は、火口から約 6 km 北北東に位置する吾妻郡嬭恋村藤原 (Fig. 4 中の Fj) 付近から、7.2 km 北北東に位置する六里ヶ原のすずらん坂交差点 (Fig. 4 中の Sz) 付近までは距離とともに減少する。降下火砕物の堆積量は、火口からおおよそ 9.4 km 北北東に位置する吾妻郡嬭恋村立野 (Fig. 4 中の Tt) 付近で一度増大した後、火口からの距離が離れるにつれ再び減少に転じる。この堆積量の極大域が存在する地点は、噴火から 19 分後に直径 2~3 mm の凝集粒子が降下堆積した地点の距離 (9 km) とほぼ同じであることから、この堆積量の極大域も噴火からおおよそ 19 分後に形成されたと推定できる。

Fig. 4 の等重量線図から、火砕物の堆積量 M を (8) 式 (大野・他, 2002 の式を一部改変) を用いて算定した;

$$M = \frac{1}{2} \left[\sum_{i=1}^{n-1} \{S_i \cdot (m_i + m_{i+1})\} + \{S_n \cdot (m_n + m_{max})\} \right] \quad (8)$$

ここで S は 2 本の等重量線に挟まれる範囲の面積、 m は各等重量線の示す単位面積あたりの火砕物の堆積重量、 m_{max} は確認された火砕物堆積物の最大堆積重量、そして n は 8 g/m^2 の等重量線から 256 g/m^2 の等重量線までを数えた本数である。(8) 式を Fig. 4 の等重量線図に適用するにあたり、等重量線が閉じていない 8 および 16 g/m^2 のコンターは、コンターラインをなめらかに外挿することによってその分布面積を推定した。火口から 6 km より近傍域は堆積量に関する情報が得られなかったため、 128 g/m^2 のコンターをそのままなめらかに火口付近まで外挿した。また、 8 g/m^2 未満のコンターは遠方域での自由度があまりにも大きくなるため、堆積量の算定からは除外した。さらに最内郭の等重量線に相当する 256 g/m^2

の範囲 ((8) 式の S_n) 内に堆積した火砕物量は、 256 g/m^2 の等重量線が示す堆積量と最大堆積量 m_{max} (292 g/m^2) の平均値に 256 g/m^2 のコンターが囲む面積を掛け合わせることによって見積もった。上記の手法によって得られた火砕物の堆積量は、約 $7.2 \times 10^6 \text{ kg}$ (7,200 トン) となる。この値は火口近傍域に堆積した粗粒粒子や、遠方域に飛来した細粒粒子を含んでいないことから、あくまで最小値である。また、この堆積量は吉本・他 (2005) の推定値 (約 8,500 トン) に比べて小さい値を示すが、この差異は吉本・他 (2005) が本論より広い範囲の等重量線図を用いて火砕物の堆積量を算定していることと、宝田・他 (2002) の手法を用いてより遠方域に降下堆積した火砕物量を堆積量の算定に加えていることに起因すると考えられる。

3-4 火砕物の粒径分布

Fig. 5 は 2004 年 9 月 23 日 19 時 44 分頃の噴火でもたらされた火砕物の粒径分布である。粒径分布は、 4.5ϕ (直径 $44 \mu\text{m}$) までは乾式ふるいを、 4.5ϕ より細粒な領域については、分散剤としてヘキサメタリル酸ナトリウムを $0.2 \text{ wt.}\%$ 溶かし込んだ溶液中に試料を投入し、超音波洗浄機を用いて数分間粒子を分散させた後、レーザー回折・散乱法を用いた粒径分布測定装置 (島津製作所製 SALD-3000S) を用いて約 14ϕ ($0.06 \mu\text{m}$) の粒径まで測定した。 4.5ϕ 付近は 2 つの異なる分析方法を用いて決定した粒径分布をそれぞれが全体に占める割合を用いて接合しているため、測定誤差が大きい。火砕物堆積物の粒径分布は、大局的には $0 \sim 2 \phi$ ($1 \sim 0.25 \text{ mm}$) 付近の粗粒側と、 $3 \sim 5 \phi$ ($128 \sim 32 \mu\text{m}$) 付近の細粒側に 2 つのモードを持つバイモーダルな分布を示す。Fig. 5 に示した粒径分布のうちで最も給源火口に近い 6.0 km で採取された試料は、細粒粒子の中に直径 1 cm 程度のレキが点在する地域 (Fig. 3a) で採取されたものである。よって、この試料の本来の粒径分布は、さらに粗粒側に大きなモードをもつと予想される。以上の事柄を踏まえて Fig. 5 をみると、 $0 \sim 2 \phi$ もしくはさらに粗粒側に位置するモードは、火口からの距離が離れるにつれて系統的に細粒側にシフトし、かつそのモードの全体に占める割合が減少するが、 $3 \sim 5 \phi$ 付近に位置する細粒側のモードは距離が変化してもその位置はほとんど変化しない。火砕物の堆積状況から、粗粒側のモードは細粒火山灰の上に乗っているレキもしくは凝集体の中心にある極粗粒砂~細レキに、また細粒側のモードはこの極粗粒砂~細レキを取り巻くように分布する赤褐色~明茶褐色を呈する細粒火山灰にそれぞれ対応すると判断される。

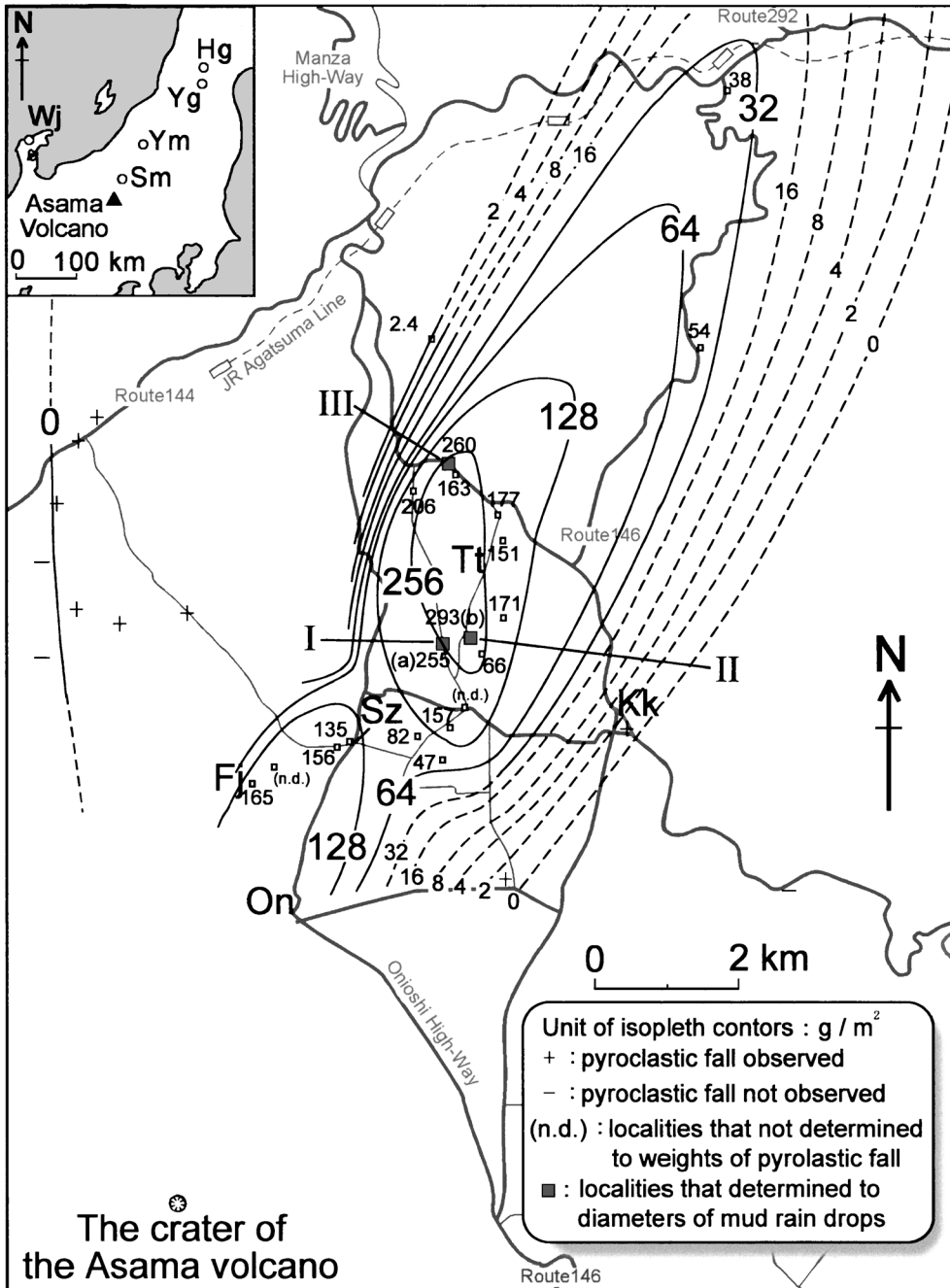


Fig. 4. An isopleth map of the pyroclastic fall deposit that accompanied with the eruption which occurred in September 23, 2004 at the Asama volcano. This map also shows localities where the diameters of mud raindrops were estimated (I, II, and III on this map). The pyroclastic fall deposit distributes in a north to northeast direction and has a *secondary thickening* at about 9 km away from the source. The amount of the deposit within the isopleth contour of $8 \text{ g}/\text{m}^2$ is estimated to about $7.2 \times 10^6 \text{ kg}$. The meanings of the abbreviations in this map are as follows, Hg: Higashine city (Yamagata Prefecture), Yg: Yamagata city (Yamagata Pref.), Ym: Yamato town (Niigata Pref.), Sm: Shima Hot Spring (Gunma Pref.), Wj: Wajima weather station (Ishikawa Pref.), Tt: Tateno, Kk: Kitakaruizawa, Sz: Suzuranzaka crossroad, Fj: Fujiwara, On: Onioshidashien park.

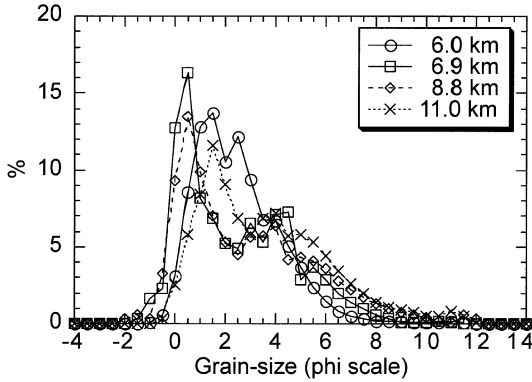


Fig. 5. Grain-size distribution of pyroclastic deposits derived from the eruptions that occurred on September 23, 2004 at the Asama volcano. The distribution is bimodal, showing one grain size that is of a coarse mode, 0–2 phi (1–0.25 mm in diameter), and another of a finer mode, 3–5 phi (128–32 μ m in diameter). With increasing distance from the source, the coarser mode migrates toward finer fractions, whereas the finer one is fixed.

3-5 噴火当時の気象条件

3-5-1 地上気象

Fig. 6 は 2004 年 9 月 23 日 21 時の地上天気図である (引用元については付録を参照)。9 月 23 日 21 時の時点では、日本の南岸には秋雨前線が存在し、ゆっくりと北上傾向にあった。また、北海道の南東沖には移動性高気圧があり、この高気圧の中心から南西方向にのびる気圧の尾根が存在した。この尾根は弱いながらも同日 9 時の地上天気図でも認められたことから、浅間火山を含む関東地域の地表付近は、この高気圧とそこから延びる気圧の尾根から秋雨前線に向かって吹き込む弱い北東風が卓越していたと推定される。噴火時刻に最も近い 9 月 23 日 20 時における軽井沢測候所の風向・風速は北北東・1.3 m/s、また田代アメダスのそれは静穏・0 m/s であり、地上天気図から読みとれる風向の傾向と矛盾しない。しかしながら、この風向分布は北北東方向に主軸を持つ火砕物の分布 (Fig. 4) と対応しないことから、この噴火に伴う火砕物は、主として高層の風によって運搬されたといえる。

3-5-2 高層気象

本論で用いる高層気象データ (引用元については付録を参照) は、石川県輪島市にある気象庁輪島測候所 (Fig. 4) にて観測されたデータを用いた。これは高層気象観測を行っている地点としては輪島測候所が最も浅間火山に

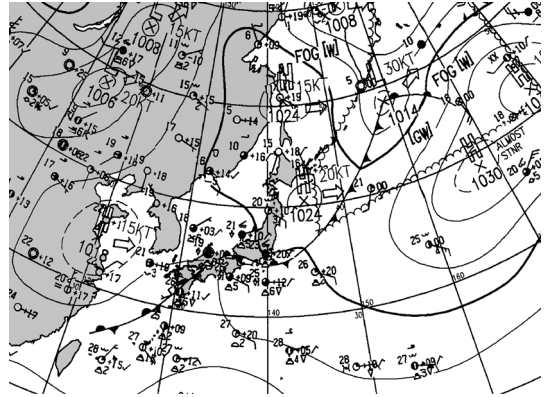


Fig. 6. A surface synoptic chart at 21:00 (JST) on September 23, 2004. A stationary front was stagnating south of Japan, and an atmospheric ridge expanded to the Kanto area from a high atmospheric pressure existing southeast of Hokkaido. This atmospheric pattern indicated that, in the Kanto area, the surface wind direction was north-northeast and its velocity was weak.

近いことに加え、観測地点が 9 月 23 日噴火の噴煙の流下方向に位置しており、噴煙の移動高度を推定する上で最適であると考えられるためである。

Fig. 7 は 2004 年 9 月 23 日 21 時に輪島測候所で観測された高層気象データから抜粋した、気温、露点気温、風向、そして風速の鉛直分布である。風向は北を起点に 0° から時計回りに数えた角度を、高度ごとに添字で示してある。輪島測候所上空では、850 hPa 面は高度 1,545 m、700 hPa 面は高度 3,160 m、500 hPa 面は高度 5,840 m、そして 300 hPa 面は高度 9,610 m に相当する。これらは同時刻の高層天気図から判読した浅間火山上空の高度とほぼ一致することから、浅間火山上空の気象条件は、輪島測候所で得られた観測値と大きく異なることはないと考えられる。Fig. 7 をみると、気温と露点気温が高度にかかわらずほとんど等しい。このことから、噴火当時の大気は地表から高度 10 km 付近までほとんど水に飽和していたことが分かる。風速は地表付近では無風だが、高層ほど強くなる傾向を示す。一方風向は、地表から高度 167 m までは弱い北西～北東風で、地上天気図 (Fig. 6) から読みとれる情報と矛盾しない。高度 827 m の地点までは、風向は高度が増すごとに風速を強めながら時計回りに南西方向にシフトする。高度 1,545 m から 7,540 m までは、風向は北から見て 190°～225° の位置、つまり南南西から南西の範囲にあり、ほぼ一定である。浅間火山の山頂 (標高 2,560 m) に最も近い海拔 3,160 m の地点の風

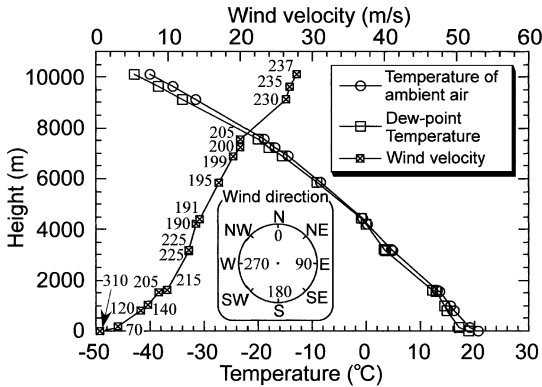


Fig. 7. A vertical profile of wind velocity, temperature, and dew-point temperature obtained at the Wajima weather station at 21:00 (JST) on September 23, 2004. The additional number beside the wind velocity is the wind direction. The temperature and dew-point temperature show no significant difference regardless of changing height, indicating that the air was saturated with water at the time of the eruption.

向・風速は南西・約 13 m/s である。この風速の実測値と Fig. 7 の風速の鉛直分布から、浅間山の山頂付近の風向・風速は、南西・約 10 m/s 程度と推定される。7,540 m より高所は偏西風の影響によって西よりの風が卓越するため、火砕物の分布の特徴が説明できなくなることを考慮すると、9月23日の噴火による噴煙は、少なくとも標高 2,560 m から 7,540 m の範囲を流れる南南西～南西風によって移動したと推定される。

3-6 泥雨の仮想粒径の推定

3-2 で述べた降下火砕物の堆積状況から、火砕物は水に飽和した泥雨として降下堆積したと推定される。そこで 2-1 に示した手法を用いて、堆積量の極大値の範囲内で降雨の影響を受けていないと判断される 3 地点 (Fig. 4 中の I 点, II 点, III 点) を選定し、泥雨の降下中の仮想粒径を求めた。

火砕物は、Fig. 3b, 3c に示したように、極粗粒砂～細レキの周囲を赤褐色～明茶褐色の細粒火山灰が取り囲むという産状を示す。一方、火口から 8.8 km の地点で採取された試料は、細レキから粘土に至る幅広い粒径の粒子を含む (Fig. 5)。つまり、この粒径分布は、泥雨がもつ平均的な粒径分布を反映すると考えられる。このような粒径分布を持つ泥雨が地表に降下堆積した場合、細粒粒子は堆積時の衝撃によって泥雨中の水と共に広く分散するが、粗粒粒子は相対的に広く分散しないと予想される。つまり、極粗粒砂～細レキの周囲を細粒火山灰が取り囲

Table 1. The results of the equivalent diameter of mud raindrops estimated by equation (3). On the assumption of 20–25 wt.% of water content and 2,200–2,280 kg/m³ of apparent density, the mud raindrops ranged from 2.2 to 3.1 mm in diameter.

Locality name in Fig. 4	Distance from the source (km)	Deposition mass of pyroclastic materials in a unit area (kg/m ²)	Number of mud raindrops deposited in a unit area (x 10 ⁴)	^{1*} Maximum diameter of mud raindrops (mm)	^{2*} Minimum diameter of mud raindrops (mm)
I	8.6	0.255	2.66	2.2	2.2
II	8.8	0.293	1.13	3.1	3.1
III	11.0	0.260	2.02	2.5	2.4

1*: assumes 25 wt.% of water content (2200kg/m³ of apparent density).

2*: assumes 20 wt.% of water content (2280kg/m³ of apparent density).

むという産状は、単一の泥雨が地表に堆積した際に形成されたものである可能性が高い。よってここでは、極粗粒砂～細レキとそれを取り巻く細粒火山灰のセットを単体の泥雨が形成した衝突痕と見なし、10 cm² の範囲内に降下堆積したその個数を計測した。そして、その計測個数を単位面積あたりの泥雨の降下個数に換算した。

降下直後の泥雨の重量含水率を実測した事例では、泥雨は 20～25 wt.% の重量含水率を持つ (大野・他, 1995)。この値は乾燥した火砕物に水を添加し、人工的に火山豆石や泥雨を作り出した実験例から導かれた値 (22～25 wt.%; Schumacher and Schmincke, 1995, および 31 wt.%; 新川・他, 1993) にほぼ対応する。そこで本論では、水に飽和した泥雨の重量含水率 ω を 20～25 wt.%、水の密度を 1,000 kg/m³、そして泥雨を構成する火砕物の真密度を 2,600 kg/m³ と仮定して、泥雨の見かけ密度 σ を以下の式を用いて計算した;

$$\sigma = \omega \cdot \rho_w + W_p \cdot \rho_p \quad (9)$$

ここで ρ_w は水の密度、 W_p は泥雨中に含まれる火砕物の重量分率、そして ρ_p は火砕物の真密度である。(9) 式から、泥雨の見かけ密度は 2,200～2,280 kg/m³ と見積もられる。この含水率と泥雨の見かけ密度を (3) 式に代入し、泥雨の降下時の直径の範囲を求めた。

Table 1 は Fig. 4 中に示した 3 地点で採取された試料に対し、式 (3) を用いて求めた泥雨の仮想直径である。2-1 の手法を用いて求めた泥雨の仮想直径は 2.2～3.1 mm の範囲と算定される。これは火砕物の粒径分布 (Fig. 5) の最も粗粒な粒径フラクションとはほぼ同じかそれより大きいことから、火砕物の粒径分布の特徴や堆積状況の特徴と矛盾しない。

3-7 高層気象データの決定

3-5-2 で示したように、輪島測候所で観測された 2004

年 9 月 23 日 21 時の高層気象データから導かれる気圧の鉛直分布は、同時刻の高層天気図から推定される浅間火山上空の気圧と高度の関係とはほぼ一致する。そこでここでは、噴火当時における浅間火山上空の高層気象データを輪島測候所における観測値で代表させる。ただし、火砕物が降下した北軽井沢の標高は約 1,100 m であるため、北軽井沢の空気密度は、輪島測候所で観測された 850 hPa 面 (高度 1,545 m) と 905 hPa 面 (高度 1,013 m) のデータを (4) 式に代入することによって推定した。

Table 2 は本論で用いた噴火当時の浅間火山上空の高層気象データを取りまとめたものである。静水圧平衡を仮定すると、(4) 式から北軽井沢付近の空気密度は 1.054 kg/m³ となり、さらにこの空気密度から算定される北軽井沢の仮想気圧は 896 hPa となる。この値は北軽井沢より標高が低い軽井沢測候所の同日 21 時の観測結果 (908.3 hPa) と矛盾しないため、今回見積もった北軽井沢の空気密度の推定値は、実際の値と大きく異なる事とはないと考える。一方、地表付近の風速については、地表面に当たる標高 1,100 m の風速を境界条件によって 0 m/s とし、850 hPa 面における風速の観測結果との平均値をとった。さらに地上天気図 (Fig. 6) や軽井沢測候所の気

象観測結果から、地上から 850 hPa 面までの風向は、上層とは反対向きの北北東とした。

3-8 泥雨の地表への降下時間 (T_s) の算定

3-6 において、火口から約 9 km の地点に堆積した泥雨の降下中の直径を 2.2~3.1 mm と推定した。この粒径範囲にある粒子は乱流状態 (レイノルズ数 $R_e > 500$; Bonadonna *et al.*, 1998) を形成しながら空気中を降下するため、粒子の直径と終端速度との間に次のような関係が成り立つ (たとえば Sparks *et al.*, 1997);

$$V_t = \left\{ \frac{4}{3} \cdot \frac{(\sigma - \alpha)gd}{C_D \cdot \alpha} \right\}^{\frac{1}{2}} \quad (10a)$$

ここで α は空気の密度、 g は重力加速度、そして C_D は抵抗係数である。乱流状態を形成しながら落下する球形粒子の場合、 C_D は粒径や粒子および空気の密度の変化に関わりなくおおよそ 0.47 程度の値をとる (たとえば高木, 1988)。よって重力加速度を 9.81 m/s とすれば、(10 a) 式は以下のようにまとめることができる;

$$V_t = 5.28 \left\{ \frac{(\sigma - \alpha)}{\alpha} \cdot d \right\}^{\frac{1}{2}} \quad (10b)$$

Table 2. The upper meteorological air data around the Asama volcano and the settling velocities of the mud raindrops calculated from these data.

^{1*} Range of atmospheric pressure (hPa)	Range of height (m)	Average height (m)	Average wind velocity (m/s)	Air density (kg/m ³)	Settling velocity of mud raindrops (m/s) (d=3.1 mm, $\rho=2280$ kg/m ³)	Settling velocity of mud rainsrops (m/s) (d=2.2 mm, $\rho=2200$ kg/m ³)
280-300	10085-9610	9847.5	27.30	0.429	21.41	17.71
300-322	9610-9101	9355.5	26.52	0.441	21.13	17.48
322-400	9101-7540	8320.5	23.18	0.509	19.65	16.26
400-416	7540-7245	7392.5	20.09	0.553	18.86	15.61
416-436	7245-6892	7068.5	19.57	0.578	18.45	15.27
436-500	6892-5840	6366	18.03	0.620	17.81	14.74
500-599	5840-4418	5129	15.71	0.710	16.65	13.77
599-615	4418-4205	4311.5	14.16	0.766	16.02	13.26
615-696	4205-3206	3705.5	13.39	0.827	15.42	12.76
696-700	3206-3160	3183	12.88	0.886	14.89	12.32
700-842	3160-1624	2392	11.33	0.942	14.44	11.95
842-850	1624-1545	1584.5	9.27	1.032	13.80	11.42
850-896 ^{*3}	1545-1100 ^{*2}	1322.5	4.38	1.054 ^{*4}	13.66	11.30

*1: for upper 850 hPa region, observation data obtained at the Wajima weather station used.

*2: It assumes that the height of Kitakaruizawa is 1100 m.

*3: It is an equivalent value estimated from above condition.

*4: estimated from pressures and temperatures at 850 hPa and 805 hPa planes obtained at the Wajima weather station.

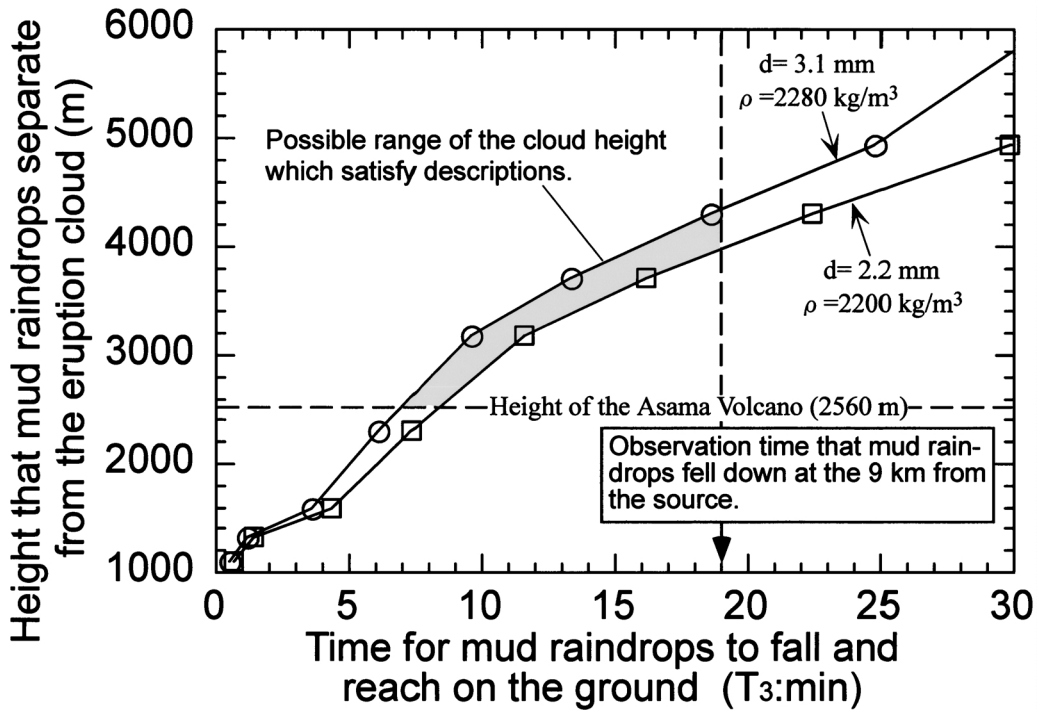


Fig. 8. The relationship between the height at which the mud raindrops separated from the eruption cloud and the time at which they fell on to the ground (T_3 ; Fig. 1). In consideration of the height of the Asama volcano summit and some experienced accounts, the estimated range of heights at which the mud raindrops separated is represented as the gray area in this diagram.

(10b) 式に 3-6 で決定した泥雨の見かけ密度と各高度間の空気密度を代入し、各高度間における粒径 2.2~3.1 mm の泥雨の終端速度を求めた。そしてこれらの終端速度の計算結果から、(5) 式を用いて上記の粒径の泥雨が地表に降下するのに要する時間 (Fig. 1 の T_3) を算定した。なお、噴火から 7 分後に火口から約 4 km の地点にもたらされた噴石については、その分布軸が火砕堆積物全体の分布の軸からずれていることから、泥雨とは異なる挙動をしている可能性が高い。よって、今回の考察対象からは外す。

噴火当時の高層の風向は北から見て $190^\circ \sim 225^\circ$ の範囲で安定している (Fig. 7)。よって、泥雨が空气中を降下する際に運搬される距離 D_3 は、地表付近を除く高層は泥雨が降下中に南南西 (約 205°) 方向からの風に流されたと仮定して、(6) 式を用いて計算した。また、今回想定される範囲内で最も終端速度が大ききものは密度 $2,280 \text{ kg/m}^3$ 、直径 3.1 mm の泥雨、そして最も終端速度が小さいものは密度 $2,200 \text{ kg/m}^3$ 、直径 2.2 mm の泥雨であることから、実際に地表に降下した泥雨はこの範囲を満足するものとみなして T_3 の範囲を決定した。

Fig. 8 は直径 2.2~3.1 mm の泥雨が噴煙から地表に達するまでの降下時間 (T_3) と、泥雨が落下を開始した高度との関係を示した図である。泥雨が噴煙から離脱する高度が高いほど、地表まで到達するのに時間がかかるため、Fig. 8 の縦軸と横軸の間には正の相関が成り立つ。噴煙が密度中立点に達するのに要する時間を 0 と仮定して図中に実際の火砕物の降下時間 (19 分) と浅間火山の山頂の標高 (2,560 m) の情報を加えると、実際の観測事実を満足する高度は Fig. 8 中のグレーで囲まれた領域、すなわち 2,560~4,350 m の範囲となる。

3-9 降下時間と高層気象観測データから推定される泥雨の噴煙からの離脱高度

3-8 において、算定された泥雨の終端速度と観測事実を用いて噴煙からの火砕物の離脱高度の範囲を推定した。ここではさらに噴煙が火砕物を運搬するのに要した時間 (T_2 ; Fig. 1) を各高度間ごとに求め、それを各々の条件で算定された泥雨の地表までの降下時間 (T_3 ; Fig. 1) と積算することにより、泥雨の噴煙からの離脱高度を更に制約した。なお、ここでも噴煙が密度中立点に達するのに要する時間 (T_1 ; Fig. 1) は 0 と仮定する。

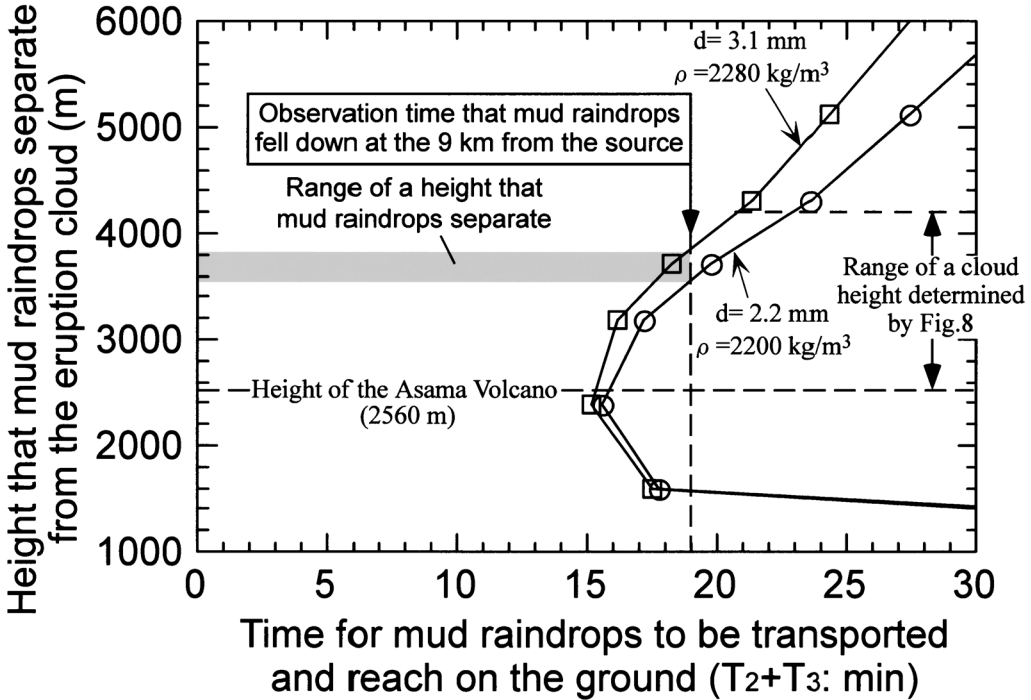


Fig. 9. The relationship between the height at which the mud raindrops separated from the eruption cloud and the time at which they hit the ground. Combining some experienced accounts and results obtained from Fig. 8, we estimate the range of heights at which the mud raindrops separated to have been 3,550–3,850 m.

Fig. 9 は縦軸に泥雨が噴煙から離脱する高度を、横軸に火砕物が密度中立点から噴煙と共に側方に移動し、泥雨となって地表に降下堆積するまでの時間、すなわち T_2 と T_3 の合計をとったものである。Fig. 9 も Fig. 8 同様、泥雨が噴煙から離脱する高度が高くなるほど泥雨が地表に達するのに要する時間が長くなるため、高所では両者の間に正の相関が成り立つ。しかしながら、地表付近は上層とは反対向きの北北東風を想定しているため、標高の低い領域 (<2,400 m) では負の相関となる。Fig. 8 と同様、Fig. 9 の中に実際の泥雨の降下時間に関する情報と、Fig. 8 から制約された泥雨の離脱高度の範囲に関する情報を加えると、Fig. 8 と実際の泥雨の降下時間を充たす条件は離脱高度が約 1,600 m と約 3,550~3,850 m の範囲となる。しかし前者は浅間火山の山頂高度より低いことから、実際の条件と合わない。よって、火砕物の堆積量の極大値を作り出した泥雨は標高 3,550~3,850 m の範囲から降下したと考えれば、その降下時刻や噴火当時の気象条件が矛盾なく説明できる。

4. 議 論

4-1 噴煙の上昇時間が泥雨の噴煙からの離脱高度に与える影響の評価

上記の結果は上昇を開始した噴煙が密度中立点に達するまでに要する時間 (T_1) を 0 と仮定している。しかしながら、噴火開始から泥雨が地表に降下堆積するのに要する時間全体が 19 分しか要さない場合、上昇を始めた噴煙が停止するまでに要した時間がたとえ 1 分であったとしても、その間に噴煙は上昇しつつ横風によって流され、風下側に移動する (Fig. 1 の D_1)。したがって、噴煙の上昇時間を加味した場合、3-9 で推定した泥雨の噴煙からの離脱高度は大きく変化する可能性がある。よってここでは、上昇を開始した噴煙が停止するまでに要する時間 (T_1) を適切な範囲で変化させた時に、泥雨の離脱高度がどのように変化するのかを検討し、より現実に近い火砕物の離脱高度の範囲を推定する。

4-1-1 上昇を始めた噴煙が停止するまでの所要時間とその間に噴煙が受ける横風の風速の決定

寺田・他 (2005a, 2005b) は、気象庁および東京大学地震研究所が浅間火山周辺に設置している監視カメラに記録された 2003 年 2 月 6 日、および 2004 年 9 月 15~18

日の噴火に伴う噴煙の上昇様式を観測した。そしてこの観測結果にサーマル雲のダイナミクスモデル (Scorer, 1957) を適用し、同噴火でもたらされた噴煙の上昇速度が、経過時間の 1/2 乗に比例して単調減少することを示した。寺田・他 (2005a, 2005b) は、さらにこの観測結果と上記のモデルを組み合わせ、横風に流されつつ上昇する噴煙が上昇を止めるのに要する時間を、2003 年 2 月 6 日の噴火の場合は約 25 秒、2004 年 9 月 15~18 日に観測された 5 つの噴火の場合は 50 秒~120 秒の範囲とそれぞれ算定した。

上記の事例のうち、2003 年 2 月 6 日の噴火は火砕物の総量が 400 トン以下 (寺田・他, 2005a) と推定されており、今回の事例 (7,200 トン) に比べてはるかに小さいことから、2004 年 9 月 23 日の噴火に伴う噴煙が 2003 年 2 月 6 日の噴火に比べてより高所まで上昇したことは間違いない。また、2004 年 9 月 14 日~18 日に断続した噴火に伴う火砕物の堆積量が約 59,000 トン (吉本・他, 2005) と推定されているが、これは同期間に発生した多数の噴火 (少なくとも 2,010 回; 気象庁, 2004a) に伴って降下した火砕物を合計した値である。2004 年 9 月 14 日~18 日には突出して規模の大きな噴火が確認されていない (気象庁, 2004a) ことから判断すると、2004 年 9 月 23 日の噴火は、寺田・他 (2005b) が採り上げた 5 つの事例を含む 2004 年 9 月 14 日~18 日に生じた個々の噴火に比べて、噴煙がより高所まで到達した可能性が高い。以上から、本論では噴煙が上昇してから停止するのに要する時間 (T_1) の下限を、2004 年 9 月 15~18 日の噴火の中の最長である 2 分とする。一方、噴火から 19 分後には火砕物が降下していること、後述するように、泥雨が噴煙から離脱し、地表に降下するのに要する時間 (T_3) は、(5) 式より 10 分程度と算定される (Fig. 11a) ことから、噴火が開始してから火砕物が噴煙から離脱するまでに要する時間 ($T_1 + T_2$) は長くても 10 分程度と考えられる。 T_2 より T_1 の方が長くなることは考えにくいから、ここでは T_1 の上限を 5 分と仮定する。以上から、噴煙によって火砕物が側方に運搬され、地表に降下するまでの時間 ($T_2 + T_3$) は 14~17 分となる。

T_1 を 2~5 分の範囲で設定した場合、噴煙が上昇中に横風によって風下側にたなびく距離 (D_1 : Fig. 1) も有限の値を持つ。その値は以下の式によって算定される;

$$D_1 = T_1 \cdot u_{ave} v \quad (11)$$

ここで $u_{ave} v$ は、噴煙が火口直上から密度中立点に達するまでに受ける横風の風速を平均した値である (以下、この風速を単に“平均風速”と呼ぶ)。Fig. 7 をみると、浅間山山頂付近における風速は約 10 m/s、また火砕物の分

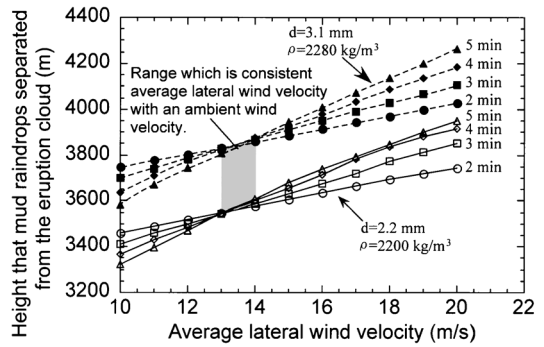


Fig. 10. The relationship between an average lateral wind velocity and the height at which the mud raindrops separated from the eruption cloud. Assuming 2–5 minutes of T_1 and 10–20 m/s of average lateral wind velocity, we find that an average lateral wind velocity of 13–14 m/s corresponds to the real wind velocity described in Fig. 7 (the gray area in this diagram). Considering 10 m/s of wind velocity near the Asama volcano summit, we find that the actual lateral wind velocity should average a value ranging from the average lateral wind velocity (13–14 m/s) to the wind velocity near the summit (10 m/s), or 11.5–12 m/s. The height at which the mud raindrops separated from the eruption cloud is therefore estimated to range from 3,430 to 3,800 m. See the text for a detailed discussion.

布が説明可能な上限の高度 (7,540 m) の風速は約 20 m/s 程度となる。そこでここでは、上昇する噴煙が受ける横風の平均風速の範囲を 10 m/s から 20 m/s と仮定し、この平均風速と火砕物の離脱高度の関係を検討した。

4-1-2 噴煙の上昇時間を考慮した泥雨の噴煙からの離脱高度

Fig. 10 は横軸に噴煙が上昇中に受ける横風の平均風速を、縦軸にはこの平均風速を変化させた時に算定される噴煙からの泥雨の離脱高度をとり、これらの関係を T_1 を 2~5 分、泥雨の粒径を 2.2~3.1 mm、そしてその見かけ密度を 2,200~2,280 kg/m³ の範囲で計算した結果を示してある。 T_1 が長くなるほど、泥雨を運搬・堆積させるのに要する時間は短くなるため、泥雨が噴煙から離脱する高度は低くなるはずである。Fig. 10 を見ると、横風の平均風速が 13.5 m/s 未満の領域では予想通りの傾向を示す。しかし、横風の平均風速が 13.5 m/s 以上になると、 T_1 と泥雨の噴煙からの離脱高度の関係は逆転する。これは、 T_1 の増加に伴って D_1 が長くなる分、 D_2 と D_3 の合計距離が短くなるため、高所から火砕物を降下させな

ければ移動・降下に要する時間 (14~17 分) が説明できなくなるためである。

今回想定した条件下では、Fig. 10 から推定される泥雨の噴煙からの離脱高度は 3,370~4,210 m となる。しかし、Fig. 7 に示した高層の風速と、噴煙が上昇中に受ける平均風速があまり大きく食い違っては現実的ではない。サーマル雲の上昇速度は、大局的には火口直上が最も速く、上昇を止める高度付近まで連続的に減衰するといった、浮力型の速度プロファイルを持つ (寺田・他, 2005a; 2005b)。これに対し、風速は高層ほど強い (Fig. 7)。よって、上昇する噴煙が横風によって側方に移動する距離 (D_1) は、噴煙の密度中立点付近の風速によってほぼ決まる。すなわち、泥雨が噴煙から離脱した高度は、噴煙が上昇中に最も影響を受けた風速に近いはずである。このような視点で Fig. 7 と Fig. 10 を見ると、噴煙からの火砕物の離脱高度の範囲である高度 3,370~4,210 m の範囲で高層の風速と平均風速がほぼ一致するのは、風速約 13~14 m/s の範囲となる。この値は噴煙が上昇中に影響を受ける風速の上限に相当するが、浅間火山山頂付近の風速が約 10 m/s (Fig. 7) であることから、実際の平均風速がこの風速の範囲から大きく減じる可能性は低い。よって本論では、浅間火山山頂付近の風速 (10 m/s) と上空の風速と平均風速がほぼ一致する風速 (13~14 m/s) との平均をとった風速 11.5~12 m/s が、噴煙が上昇中に受けた平均的な横風の範囲をほぼ反映すると結論づける。この平均風速の範囲と Fig. 10 から、噴煙の上昇時間を 2~5 分と仮定した場合、泥雨の噴煙からの離脱高度の範囲は 3,430~3,800 m となる。以上から、泥雨が噴煙から離脱した高度、つまり側方に移動する噴煙底部の正味の高度は、この見積もり結果から浅間火山の山頂の標高 (2,560 m) を差し引いた高度、すなわち 870~1,240 m と推定することができる。

T_1 を 2~5 分と仮定して見積もった泥雨の噴煙からの離脱高度は、 T_1 を 0 と仮定した場合の推定値 (3,550~3,850 m) とほぼ同じ値となった。これは、上昇中に噴煙が風下に流される効果が、火砕物の噴煙からの離脱高度を下げる影響を相殺したためと考えられる。噴煙が上昇中に受ける横風の平均風速を 11.5~12 m/s とした場合、(11) 式から得られる D_1 の範囲は 1,380~3,600 m となる。これに対し、噴煙の正味の上昇高度は 870~1,240 m であることから、噴煙は 20° 強の角度で横倒しになりながら上昇した事になる。上昇に要する時間がほんの数分であっても、その間に噴煙が風によって流される距離は決して小さくはない。本論では T_1 の上限を 5 分と設定したが、この値は更に長くなる可能性もある。もし T_1 を 5 分以上に設定した場合、Fig. 10 に示したダイヤグラム

の中にさらに傾きの急な線がプロットされることになるため、結果的に火砕物の噴煙からの離脱高度はさらに低下すると予想される。

Fig. 10 をみると、泥雨の粒径や密度をある条件 (たとえば、直径 2.2 mm, 見かけ密度 2,200 kg/m³) で仮定した場合、 T_1 やその間に受ける横風の平均風速を変化させても、見積もられる泥雨の噴煙からの離脱高度の格差は大きくても 250 m 程度となる。しかしながら、泥雨の粒径が 0.9 mm 異なるだけでも、それらの噴煙からの離脱高度の格差は、大きい所では 500 m に達する。つまり泥雨が噴煙から離脱する高度は、 T_1 や横風の強さの違いより、むしろ泥雨の見かけ密度やその降下中の粒径の変化に強く影響を受けるといえる。

4-1-3 噴煙の上昇時間 (T_1) を考慮した場合の泥雨の運搬時間 (T_2) と噴煙から降下する火砕物の運搬距離 (D_3)

噴煙が上昇中に受ける横風の平均風速を 11.5~12 m/s と想定すると、Fig. 10 から推定される泥雨の離脱高度の上限は、直径 3.1 mm, 見かけ密度 2,280 kg/m³ の泥雨が風速 12 m/s の条件下で 2 分かけて密度中立点まで上昇した噴煙から降下した場合に、またその下限は、直径 2.2 mm, 見かけ密度 2,200 kg/m³ の泥雨が風速 11.5 m/s の条件下で 5 分かけて密度中立点まで上昇した噴煙から降下した場合となる。よって、噴煙が側方に移動するのに要する時間 T_2 は上記の条件の範囲内にあるはずである。

Fig. 11a は上記の条件で推定される T_2 と T_3 の関係を示したものである。 T_1 を 2~5 分とした場合、 T_2 と T_3 の和は 14~17 分となる。よって、実際の降下時間 (19 分) を考慮した場合、 T_2 の上限値は、 T_1 を 2 分として算定した実線が T_2 と T_3 の和が 17 分となる線との交点に、また T_2 の下限値は、 T_1 を 5 分として算定した破線が、 T_2 と T_3 の和が 14 分となる線との交点になるはずである。この条件を充たす場所は、 T_3 が約 1 分の場所と約 10 分の場所となるが、泥雨の終端速度を考慮すると、前者は妥当ではない。よって Fig. 11a から、 T_3 の範囲は 9.2~10.2 分、そして T_2 の範囲は 4.8~6.8 分とそれぞれ推定することができる。

T_3 の範囲が決まると、その範囲内で火砕物が降下中にどの程度風下側に流されるのかが算定できる。Fig. 11b に、上記の条件下で算定される T_3 と D_3 の関係を示す。上述の議論で決定した T_3 の範囲 (9.2~10.2 分) から推定される D_3 、すなわち火砕物が降下中に風下側に流される距離は、Fig. 11b の中のグレーで示した範囲、つまり 1,920~2,100 m と推定される。

4-1-4 噴煙の最高到達高度の推定

泥雨が噴煙から離脱する高度は、いわば噴煙の底部に

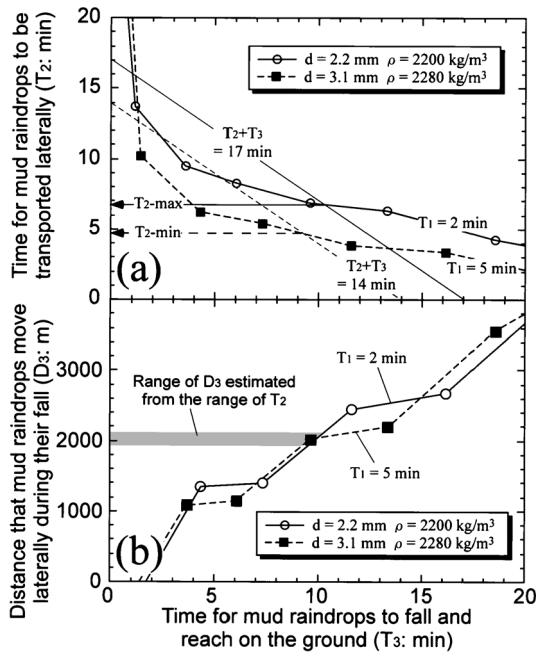


Fig. 11. The relationship among T_2 , D_3 and T_3 under the conditions of average lateral wind velocity estimated from Fig. 10. Considering the range of cloud height estimated from Fig. 10, we estimated T_2 as the intersection of the line showing a relation between T_1 and the line of the sum of T_2 and T_3 . The range of T_2 can therefore be estimated at 4.8 to 6.8 minutes (a). Furthermore, the range of D_3 , which transported the pyroclasts, can be determined as 1,900–2,000 m (b).

相当するため、これに噴煙の厚さを加味すれば噴煙の上昇高度に相当する値が得られるはずである。プリニー式噴火に伴う噴煙の最高上昇高度 H_t と噴煙の基底部の高度 H_b との間には、以下のような関係がある (Sparks, 1986);

$$H_t = 1.32(H_b + 8b_0) \quad (12)$$

ここで b_0 は火口の半径である。3-10-2 で得た結果を踏まえ、噴煙の基底部の火口からの比高を 870~1,240 m、浅間火山の火口の半径を 150 m とすると、火口からの噴煙の最高上昇高度の範囲は 2,730~3,220 m (最大到達高度は標高 5,290~5,780 m) と見積もることができる。ただし (12) 式はプリニー式噴火のブルーム状の噴煙柱に対してモデル化されているため、ブルカノ式噴火のようなサーマル雲にこのモデルを適用した場合、噴煙の最大上昇高度を過大に評価してしまう可能性が高いが、そ

の点を考慮しても、9月23日の噴火は、火口からの噴煙の上昇高度が 3,500~5,500 m と推定されている9月1日および11月14日の噴火 (気象庁, 2004a, 2004b) に比べて規模が小さかったといえる。

5. 浅間火山 2004年9月23日噴火によってもたらされた火砕物の降下プロセス

火口から離れた地点に局部的に火砕物が多く降下堆積した事例には、Hekla 1970年噴火の降下火砕物 (Thorarinnson and Sigvaldasson, 1972), Mount St. Helens 1980年噴火の降下火砕物 (Carey and Sigurdsson, 1982), 雲仙岳 1991年噴火の降下火砕物 (寺井, 1993; 宮原・他, 1992), そして Hudson 1991年噴火の降下火砕物 (Scasso *et al.*, 1994) などがこれまでに報告されている。遠方域における堆積量の局地的な増加の原因について Carey and Sigurdsson (1982) は、Mount St. Helens 1980年噴火の事例については、火口から離れた地点で細粒粒子が静電的の力によって凝集し、大きな終端速度を獲得したためと解釈した。しかしながら、本論で取り上げた2004年9月23日の噴火イベントは水に飽和した大気中で発生しているため、静電気による粒子の凝集は考えにくい。また、雲仙岳 1991年噴火の降下火砕物に認められた堆積量の局地的な増大について寺井 (1993) および宮原・他 (1992) は、堆積量が増大している地域に火山豆石が大量に認められたことから、堆積量の局地的な増加の原因を火山豆石の集中的な降下によるものと考えた。しかし、雲仙岳の事例では、火砕物の凝集のタイミングやそのメカニズムに関する定性的な検討は行われている (寺井, 1993) もの、その運搬・堆積プロセスに関してはほとんど議論されていないという難点がある。そこで本論では、考慮した浅間火山において2004年9月23日の噴火でもたらされた火砕物を事例として、降下時間や降下場所、噴煙高度、そして、火砕物の凝集のタイミングを考慮した、より定量的な火砕物の降下プロセスを議論する。

今回観察した中で最も火口に近い地点 (火口から北北東に 5.4 km の地点) でも、垂直な看板に付着した火砕物や泥雨が観察できたことから、火砕物の凝集は火口からあらゆる地点で発生していたことは間違いない。しかし、特に火砕物の堆積量が増大している地域に大量の泥雨が認められたことを考慮すると、Fig. 3 や Fig. 4 に示した火砕堆積物の産状や分布の特徴を説明するためには、運搬過程において火砕物が噴煙内部で一気に凝集し、かつそれらが一度に噴煙から取り去られたと考えなければならない。

人工的に凝集粒子を作り出した室内実験によると、乾燥した火砕物に水を添加して平皿上で振ると、条件に応じた

凝集体を短時間で形成することができる (Schumacher and Schmincke, 1995; 新川・他, 1993). このことは、火砕物の凝集は、火砕物の濃度や雲粒の個数密度、およびそれらのサイズに関する条件が整えば、容易に生じる事を示唆する。2004 年 9 月 23 日 20 時における軽井沢測候所の相対湿度は 95% で、このような湿度の高い条件は高層まで同様であった (Fig. 7). よって、2004 年 9 月 23 日の噴火当時の浅間火山周辺は、大気中に火砕物が供給されれば、短時間で凝集粒子が生成しうる環境下にあったと判断できる。

火砕物が凝集し、水に飽和した泥雨を形成する為には、大気中に存在する雲粒もしくは雨滴に火砕物粒子が付着するというメカニズムが最も考えやすい (大野・他, 1995). しかしながら、噴煙も雲も噴火当時の局地風に乗って移動するため、既存の雲の中に噴煙が入り込むことによって雲粒に火砕物が付着するというプロセスは考えにくい。さらに、噴火当時の浅間火山周辺は、軽井沢測候所や田代アメダスを含めて広い範囲で降雨が観測されていることから、噴煙よりも高層に位置する雨雲からの局地的な降雨が噴煙を通過する際に火砕物を付着させ、泥雨を降下させるというプロセスも考えにくい。こ

れに対し、上昇する噴煙に取り込まれた空気に含まれる水蒸気が、噴煙と共に移動していく過程で水滴に成長した後、その水滴に噴煙内部の火砕物が付着すると、火口から離れた地点で火砕物の凝集が生じる。この凝集によって大きな終端速度を獲得することができた泥雨が、一気に噴煙から取り去られたと考えれば、火砕物の分布の特徴がうまく説明できる。

以上から、Fig. 12 に 2004 年 9 月 23 日噴火の火砕物の降下プロセスを示す。ただし 4-1-2 と 4-1-3 で得られた T_2 , T_3 等の各推定値はある範囲を持っているため、ここでは各推定値の範囲の中央値に近い値として、火砕物の噴煙からの離脱高度を 3,610 m (噴煙基底部の正味の上昇高度は 1050 m), T_1 を 4 分, T_2 を 6 分, T_3 を 9 分, D_1 を 2,490 m, そして D_3 を 2,000 m として記述する。

19 時 44 分、噴火が開始し、サーマル雲が 11.5~12 m/s の風速で風下側におよそ 2.49 km 流されながら上昇した。噴火開始から 4 分後の 19 時 48 分には、噴煙の基底部の標高は 3,610 m に達した。噴煙はその後、内部で水滴を成長させつつ、風速 13~14 m/s の横風によって風下側に約 4.51 km 流された。噴煙が流される過程では、噴煙内部で成長した雨滴に随時火砕物が付着することに

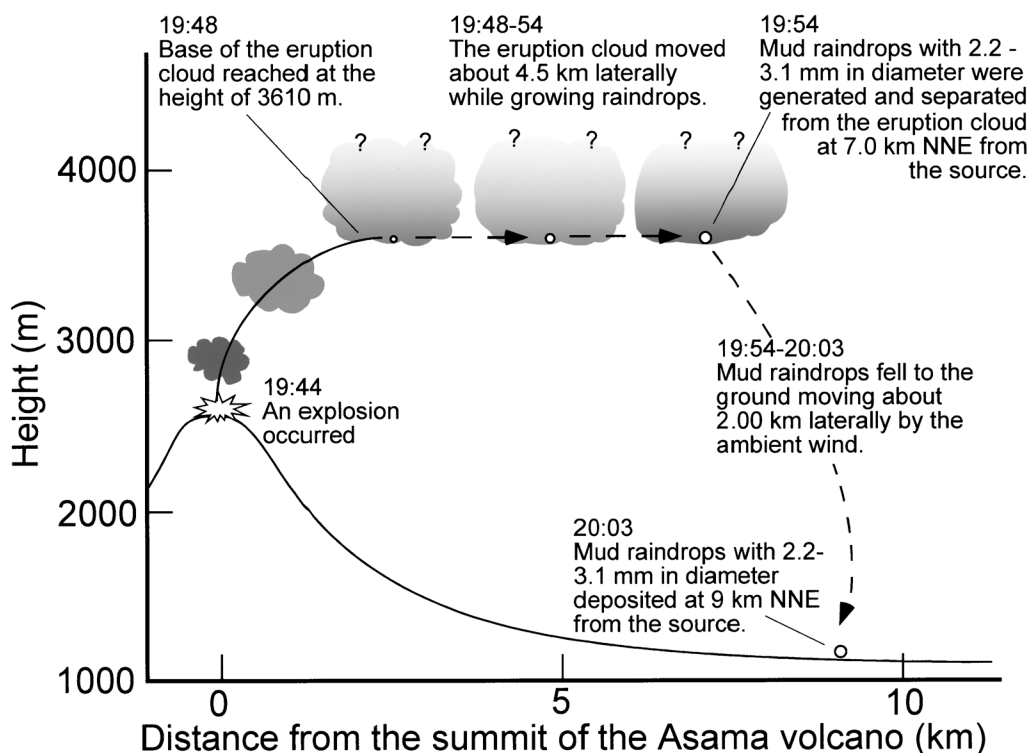


Fig. 12. A schematic illustration showing the transportation and sedimentation process of the pyroclasts derived from the eruption that occurred on September 23, 2004, at the Asama volcano.

よって泥雨が形成され、噴煙の底部から取り去られたが、火口近傍域では雨滴の成長が十分でないため、形成される泥雨の粒径は小さく、ゆえに地表への堆積量もそれほど多くない。噴火開始から約10分後の19時54分、火口からの距離約7kmの地点で充分な大きさに成長した雨滴に火砕物が付着し、直径2.2~3.1mmの泥雨が大量に形成された。それらはほぼ同時に噴煙から離脱し、横風によって約2km側方に流されながら、約9分後の20時03分に標高1,100mの北軽井沢に降下堆積した。しかし、凝集を免れた火砕物や粒径の小さい凝集粒子は、火口からの距離と共に堆積量を減じつつ運搬され、より遠方に降下堆積した。

本モデルでは、火砕物の分布の特徴や堆積時刻を説明するための要因として、火砕物の運搬過程における噴煙内部での雨滴の成長を想定しているが、この雨滴の成長速度についてはまだ問題が残されている。

泥雨の含水率が決まると、(2)式から単体の泥雨を形成するために必要な水の量が求まる。たとえば、重量含水率20wt.%の直径2.2mmの泥雨を作るのに必要となる水の量から導かれる雨滴の仮想直径は約2mmとなる。これは実測された雨滴の平均的な大きさ(小倉, 1984)に相当する。しかしながら、雨滴がこのような大きさにまで成長するのに要する時間は、急速な水滴の成長メカニズムとされている水滴同士の併合を考慮しても、決して短時間とはいえない。今回推定した9月23日噴火に伴う噴煙の移動高度(3,430~3,800m)付近の気温は0°C以上であることから、水滴同士の結合を想定してその雨滴の成長速度を検討すると、直径2mmの雨滴が形成されるのに要する時間は約30分となる(高橋, 1987)。これは、今回の一連の噴火現象を引き起こしたタイムスケールでは、充分な大きさの雲粒が形成されないことを意味している。しかし、実際に噴火から19分後に泥雨が降下堆積していることを考慮すると、このタイムスケールの食い違いの原因は、大気中に火砕物粒子が供給されているような場所が、雲粒や水を凝結核として算定された高橋(1987)の雨滴の成長条件と本質的に異なった環境であることに起因する可能性が高い。経験的に、大気中に火砕物が供給されているような地域で降水に遭遇すると、ほとんど全ての雨滴中に粗粒砂サイズの粒子が含まれている。火砕物粒子は雨滴の成長を効果的に促進させる何らかの役割を果たしているのかもしれない。いずれにせよ、サーマル雲の上昇時間や、側方に移動する噴煙内での雨滴の成長速度と火砕物の凝集との因果関係については、さらに検討を加えていく必要がある。

6. まとめと今後の展望

本論では、少なくとも 7.2×10^6 kgの火砕物を堆積させ

た浅間火山2004年9月23日19時44分の噴火を事例に、泥雨の粒径と実際に観測された火砕物の降下時間を用いて、噴煙から火砕物が離脱する高度を推定した。また、同噴火によってもたらされた火砕物の降下堆積プロセスを示した。観察された火山灰の単位面積あたりの堆積量と泥雨の衝突痕の個数から、空气中を降下する泥雨の仮想直径は2.2~3.1mmと推定された。噴煙が密度中立点まで上昇するのに要する時間を2~5分の範囲と仮定した場合、この粒径の泥雨が持つ終端速度と、噴火開始から19分後に火口から9kmの地点に直径2~3mmの泥雨が降下したという観察事実を組み合わせると、同噴火の火砕物は、19時44分に発生した噴火後、横風によって風下に約2.49km流されながら、およそ4分かけて標高3,430~3,800m(噴煙の基底部の正味の上昇高度は約870~1,240m)まで上昇した後、風によって約4.51km側方に移動した。側方に移動する噴煙内では、その過程で雨滴が形成された。噴火開始から約10分後、火口からの距離約7kmの地点に達した噴煙内部では、十分に成長した雨滴に火砕物粒子が付着し、直径2.2~3.1mmの泥雨が大量に生成した。この泥雨は生成と同時に噴煙から離脱し、横風によって約2km流されつつ約9分かけて火口から約9km北北東に離れた北軽井沢地域に降下堆積し、堆積量の極大値を作り出したが、凝集を免れた火砕物や粒径の小さい凝集粒子は、火口からの距離と共に堆積量を減じつつより遠方に降下堆積した。しかしながら、上記の結論は噴煙が上昇中に受ける横風の影響を正當に評価していないこと、および泥雨の形成後、地表に降下堆積するまでに要した実際のタイムスケールと、雲粒の成長速度との間に食い違いが生じていることから、噴煙の上昇様式や雲粒の成長速度と火砕物の凝集との因果関係については、さらに検討の余地がある。

降下火砕物の分布や堆積量をモデル化する上では、適切な形で運搬途中の風の影響をどのように評価していくかが大きなキーポイントになる。本論では比較的単純な線形近似を用いて、風の影響を含めた降下火砕物の移動様式の復元を試みた。この方法は、晴天下で発生した噴火事例についても適用できるため、噴煙の高度等の目撃例がある別の事例に本手法を適用すれば、その妥当性が評価できる。しかしながら、本手法の妥当性を検証するためには、噴火の開始時刻に加えて、ある地点における火砕物の降下時刻が判明していなければならない。噴煙高度の定量といった本来の目的に加えて、風の影響を考慮した降下火砕物の堆積様式に関する定量的なモデルに強い制約を与えるためにも、今後も上記のような実測データを蓄積していく必要がある。

謝 辞

本論をまとめるにあたり、寺田暁彦博士には、浅間火山で発生した噴火に伴う噴煙のモニタリング結果に関する詳細な情報や、サーマル雲の運動様式について、数多くの重要なコメントを頂きました。長井大輔博士、長井雅史氏、土橋広宣氏には、火砕物試料の粒径分布の測定をお手伝いいただきました。さらに、査読者の宮縁育夫博士、工藤 崇博士、編集委員の川邊禎久博士から頂いた数多くの建設的なご指摘とコメントにより、本論文の内容は飛躍的に改善されました。以上の方々に篤く御礼を申し上げます。

引用文献

- Bonadonna, C., Ernst, G. G. J. and Sparks, R. S. J. (1998) Thickness variations and volume estimates of tephra fall deposits: the importance of particle Reynolds number. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **81**, 173–187.
- Carey, S. N. and Sigurdsson, H. (1982) Influence of particle aggregation on deposition of distal tephra from the May 18, 1980, eruption of Mount St. Helens volcano. *J. Geophys. Res.*, **87**, 7061–7072.
- Carey, S. N. and Sparks, R. S. J. (1986) Quantitative models of the fallout and dispersal of tephra from volcanic eruption columns. *Bull. Volcanol.*, **48**, 109–125.
- 気象庁 (2004a) 火山活動解説資料「浅間山」(平成 16 年 9 月), 1–16.
- 気象庁 (2004b) 火山活動解説資料「浅間山」(平成 16 年 11 月), 1–10.
- 宮原智哉・遠藤邦彦・陶野郁雄・千葉達朗・磯 望・撰田克哉・新川和範・安井真也・小森次郎・大野希一 (1992) 1991 年雲仙岳噴火とその火砕物—第 1 報—. 日本大学文理学部自然科学研究所研究紀要, **27**, 71–80.
- 小倉義光 (1984) 一般気象学. 東京大学出版会, 東京, 314p.
- 大野希一・遠藤邦彦・宮原智哉・陶野郁雄・磯 望 (1995) 火山豆石の生成条件—雲仙岳噴火とその噴出物, 第 2 報—. 火山, **40**, 1–12.
- 大野希一・国方まり・鈴木正章・西村裕一・長井大輔・遠藤邦彦・千葉達朗・諸星真帆 (2002) 有珠山 2000 年噴火でもたらされた火砕物の層序. 火山, **47**, 619–643.
- Scasso, R., Corbella, H. and Tiberi, P. (1994) Sedimentological analysis of the tephra from the 12–15 August 1991 eruption of Hudson volcano. *Bull. Volcanol.*, **56**, 121–132.
- Scorer, R. S. (1957) Experiments of convection of isolated masses of buoyant fluid. *J. Fluid. Mech.*, **2**, 583–594.
- Schumacher, R. and Schmincke, H. U. (1995) Models for the origin of accretionary lapilli. *Bull. Volcanol.*, **56**, 626–639.
- 新川和範・遠藤邦彦・大野希一・宮原智哉 (1993) 雲仙火山 1991 年噴出物中にみられた vesicular tuff. 日本大学文理学部自然科学研究所研究紀要, **28**, 91–98.
- Sparks, R. S. J. (1986) The dimensions and dynamics of volcanic eruption columns. *Bull. Volcanol.*, **48**, 3–15.
- Sparks, R. S. J., Bursik, M. I., Carey, S. N., Gilbert, J. S., Glaze, L. S., Sigurdsson, H. and Woods, A. W. (1997) *Volcanic Plumes*. John Wiley & Sons, England, 574p.
- 鈴木建夫・新井田清信・勝井義雄 (1982) 有珠山 1977 年軽石・火山灰の堆積様式. 火山, **27**, 119–140.
- 高木隆司 (1988) 流れの物理. 朝倉書店, 東京, 131p.
- 宝田晋治・星住英夫・宮城磯治・西村裕一・宮縁育夫・三浦大助・川辺禎久 (2002) 有珠山 2000 年噴火の火口近傍堆積物. 火山, **47**, 645–661.
- 高橋 劭 (1987) 雲の物理—雲粒形成から雲運動まで—. 東京堂出版, 東京, 172p.
- 寺田暁彦・嶋野岳人・飯島 聖・及川 純 (2005a) 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.
- 寺田暁彦・井田喜明・飯島 聖・吉本充宏・嶋野岳人 (2005b) 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—. 火山, **50**, 555–565.
- 寺井邦久 (1993) 1990 年～1993 年雲仙噴火の記録. 島原高等学校紀要 (島高紀要), **6**, 130–161.
- Thorarinsson, S. and Sigvaldasson, G. E. (1972) The Hekla eruption of 1970. *Bull. Volcanol.*, **36**, 269–288.
- Wilson, L., Sparks, R. S. J., Huang, T. C. and Watkins, N. D. (1978) The control of volcanic column heights by eruption energetic and dynamics. *J. Geophys. Res.*, **83**, 1829–1836.
- Woods, A. W. (1988) The dynamics and thermodynamics of eruption columns. *Bull. Volcanol.*, **50**, 169–181.
- 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.

付 録

A1. 本論で使用した天気図および気象観測データの引用

本論で使用した地上天気図および参考にした高層天気図は、北海道放送のホームページの中にある「専門天気図」に掲載されたデータを一部改変して引用した。ホームページの URL は以下の通りである；

<http://www.hbc.jp/pro-weather/index.html/>

一方、高層気象データは、ワイオミング大学のホームページに公表されているエマグラムデータを使用した。ホームページの URL は以下の通りである；

<http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>

上記のページにアクセスすると、北アメリカ地域における高層気象観測地点のマップが表れる。このページの右上にある「Region」の中から「Southeast asia」を選択すると、アジア地域のマップに移行する。「Type of plot」が「Text: List」になっていることを確認した上で、希望す

る年月日の範囲を指定後、輪島測候所の観測点番号(47600)を画面上でクリックすると、同観測所が得た高層気象データが閲覧できる。もちろん、このページからは輪島測候所以外の高層気象データも入手可能である。ただし、このページに示されている時刻は UTC であり、

日本時間は表記の時刻に 9 時間を加えたものである事に注意する必要がある（たとえば、日本時間で 23 日 21 時の高層気象データを閲覧したい場合、ホームページ上の時刻は「23/12」を選択する）。

（編集担当 川邊 禎久）