

MTSAT で捉えた浅間山 2009 年 2 月 2 日噴火に伴う噴煙

金子隆之*・田 寛之*・高崎健二***・安田 敦*・
前野 深*・小山悦郎*・中田節也*

(2009年12月17日受付, 2010年3月30日受理)

MTSAT Observation of the Eruption Cloud Occurred at the February 2, 2009
Eruption of Mt. Asama, Central JapanTakayuki KANEKO*, Hiroyuki DEN*, Kenji TAKASAKI***, Atsushi YASUDA*,
Fukashi MAENO*, Etsuro KOYAMA* and Setsuya NAKADA*

Mt. Asama (2568 m a.s.l.) erupted on 2nd February 2009 at 1: 51 am (JST). Although it was a small-scale eruption, involving a eruption plume rising 2000 m high from the summit, the ashes accidentally fell in the Tokyo metropolitan area, due to strong seasonal wind, which draw public concern. We observed migration and enlargement processes of the eruption cloud, using infrared images from Multi-functional Transport Satellite (MTSAT), and analyzed its relationship to distribution of ash-fall deposits and meteorological conditions. MTSAT is a gestational meteorological satellite of Japan Meteorological Agency and Civil Aviation Bureau and has five observation channels in the visible to infrared regions (visible: 1 and infrared: 4). Although the resolution is low (4 km in infrared), the observation cycle is very high (every 30 to 60 minutes), which is preferable characteristics to eruption cloud studies. We used four MTSAT images taken on 2nd February at 2: 30 am, 3: 30 am, 4: 30 am and 5: 30 am. Images of brightness-temperature difference between two thermal infrared channels (10.3–11.3 μm and 11.5–12.5 μm) were applied for detecting distribution of the eruption clouds. The results show that the eruption cloud migrated to the southeast along the line connecting between Mt. Asama and Katsuura-city on the Boso peninsula through the central part of Tokyo. The eruption cloud elongated toward the direction of the migration and the total length increased with time. The speed of the head and tail of the eruption cloud was estimated to be 135 km/h and 51 km/h, respectively. This relative speed difference could cause elongation of the total length. According to the meteorological data, at the altitude of 4900–5700 m, wind was blowing to the southeast at the speed of 119 km/h, and at 2700–3100 m to the same direction at 50 km/h. These values roughly coincided with the estimated speed of the head and tail, respectively, indicating the difference in the wind speed was the main cause of the elongation. Distribution area of the ash-fall deposits on the ground did not well much the area where the eruption cloud flew over, but was located 0–40 km south of it. Unlike the higher altitude, in the regions lower than ~ 2000 m, wind was roughly blowing to the south at somewhat lower speed. When falling ashes from the eruption cloud entered this region, they could be blown to the further south, which could cause the wide and biased distribution of the ash-fall deposits, as observed.

Key words: MTSAT, Asama volcano, eruption cloud, infrared, remote sensing

1. はじめに

2009年2月2日未明に浅間山が噴火した。規模の小さい噴火であったが、風向きの関係で火山灰が首都圏に飛

来したため、社会的な関心を集めることとなった。我々は予てから MODIS (MODERate resolution Imaging Spectroradiometer), MTSAT (Multi-functional Transport SATel-

* 〒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.

** 現在 〒252-8520 神奈川県藤沢市遠藤 5322
慶應義塾大学 湘南藤沢キャンパス (SFC)

Keio University Shonan Fujisawa Campus, 5322-Endo,
Fujisawa, Kanagawa 252-8520, Japan.

Corresponding author: Takayuki Kaneko
e-mail: kaneko@eri.u-tokyo.ac.jp

lite) など低分解能・高頻度型の衛星データを利用し、東アジア活火山の準リアルタイム観測とその自動処理結果のホームページ (REALVOLC HP) での公開を行っている (<http://vrsserv.eri.u-tokyo.ac.jp/REALVOLC>)。今回の噴火イベントに対応して、現地において調査にあたり、通常の自動処理に加え MTSAT 画像で観測された噴煙の移動・拡大状況をまとめ “REALVOLC HP” を通じて直ちに公表する等の措置をとった。

噴煙の観測は、衛星リモートセンシングが主要な手段の 1 つとなっている (Rose *et al.*, 1995, 2000; 澤田, 1983, 2002; Sawada, 1996)。一般に、衛星画像は、空間分解能と観測頻度の間にトレードオフの関係があり、高分解能画像は観測頻度が低く、逆に低分解能画像は観測頻度が高い。例えば、地球観測でよく使われる高分解能型の ASTER は分解能 30 m (短波長赤外) で観測頻度 16 日毎、一方、低分解能型の MODIS は 1 km (短波長および熱赤外) で 1~2 日毎となっている。MTSAT の分解能は 4 km (短波長および熱赤外) と MODIS より低いものの、その観測頻度は最高 30 分毎と桁違いに高い。噴煙は噴火により多量の火砕物が大気中に急速放出されるもので、その移動・拡大は大気の動きや状態によっても大きく左右される。このような噴煙の動的状況を捉えるためには、広い観測視野と高い時間分解能が必要となる。他方、分解能への要件はそれほど高くはなく、km オーダーであっても目的によっては十分有効である。MTSAT は火山灰の検出に有利な熱赤外領域に 2 つのバンドをもっている上、従来の Geostationary Meteorological Satellite (GMS, ひまわり 1 号~5 号) より分解能が向上しているなど、噴煙観測に好適なセンサーの 1 つである。

本論では、MTSAT 赤外画像データを使って、2009 年 2 月 2 日に浅間山で発生した噴煙の移動・拡大状況を詳しく解析すると共に、その後に明らかになった降灰分布、気象条件との比較により、そのプロセスや降灰分布との関係等について検討を行った。また併せて、噴火状況を知るために各種画像データの分析を行った。今回の浅間山の噴火は夜間に発生したため、噴煙の移動・拡大に関する目撃情報は得られていない。気象レーダーによる観測もあるが火山に近い領域に限られるため、MTSAT の赤外画像データが噴煙の移動・拡大状況の全容を知る唯一の手掛かりとなっている。MTSAT の後継にあたる静止地球環境観測衛星 (ひまわり 8 号及び 9 号) では、分解能・観測頻度・チャンネル数の格段の向上が計画されており、その火山観測への応用を探る上でも、現行の MTSAT による研究は重要な基礎となる。

2. 噴火の概要

浅間山では、2009 年 2 月 1 日午前 2 時頃から傾斜計でわずかな変化が検出され、やがて山頂直下の浅い地震が増加するようになった (気象庁, 2009)。このため噴火警戒レベルが 2 から 3 に引き上げられ、翌 2 日午前 1 時 51 分に、噴火に至った (同上)。この噴火により、噴煙が火口縁から高さ 2000 m まで上がり、南東方向に向かった (同上)。

この噴火の様子は浅間火山周辺に取り付けられた多数の監視カメラにより捉えられ、インターネットでも広く公開された。これらのカメラ映像のうち、“まえちゃんねっと” (<http://bousai.maechan.net/>) で公開されている連続映像によると、2 日午前 2 時 1 分頃から岩塊 (映像上で赤く見える) の放出が始まり、8 分頃に噴出活動は最大規模となった。この時、弾道を描いて放出される岩塊の高さは 500 m を優に超えていたと判読される。この後、噴火活動は徐々に低下し、13 分頃には噴火はほぼ終息した。これらの画像から、この噴煙のガス-スラスト域は西側に終始 30~45 度程度の範囲で傾いていたことが確認される (Fig. 1a)。また、2 時 3 分~5 分の間に、火口の中心付近から真上方向に上がる別の小噴煙柱が認められ、2 方向への噴出が同時に起きていたと考えられる。火山灰に含まれる本質物質はごくわずかであることから、これらの放出物はマグマのしぶきではなく類質岩片であったと考えられる (前野・他 投稿中)。今回の活動は、火口周辺への岩塊放出を伴う爆発的噴火で、前回の 2004 年 (中田・他, 2005; 吉本・他, 2005) と似た小規模なブルカノ式噴火であった。ただし、高さ 1000 m を超える噴煙や火口周辺への岩塊放出を伴う噴火イベントはこの 1 回のみであり、そのようなイベントが複数回見られた 2004 年の活動に比べ、規模は小さかった。総噴出量は、今回は 2.8~3.5 万トン (前野・他 投稿中)、2004 年が 16 万トン (吉本・他, 2005) と見積もられている。MODIS 赤外画像による熱異常発生状況の観測からも似たような傾向が認められ、2004 年には噴火や貫入イベントに対応して顕著な熱異常の高まりが計 4 回見られた (金子・他, 2006) が、今回はそのような現象は見られなかった。また、噴火に先行する熱異常の発生も観測されなかった。

噴火直後にヘリコプターから撮影された写真等を基に、火口およびその近傍の状況を判読した。これより、放出岩塊は火口の西側に著しく偏して分布していることが判った。この最大到達距離は 1 km 程度で、前掛山雪面にはインパクトによる多数の穴が認められる (Fig. 1b)。この分布は、噴煙のガス-スラスト域が西側に傾いていたことと調和的である。火口北側斜面の雪面上には、放出岩塊による多数の流下痕が見られる (Fig. 1c)。これらは

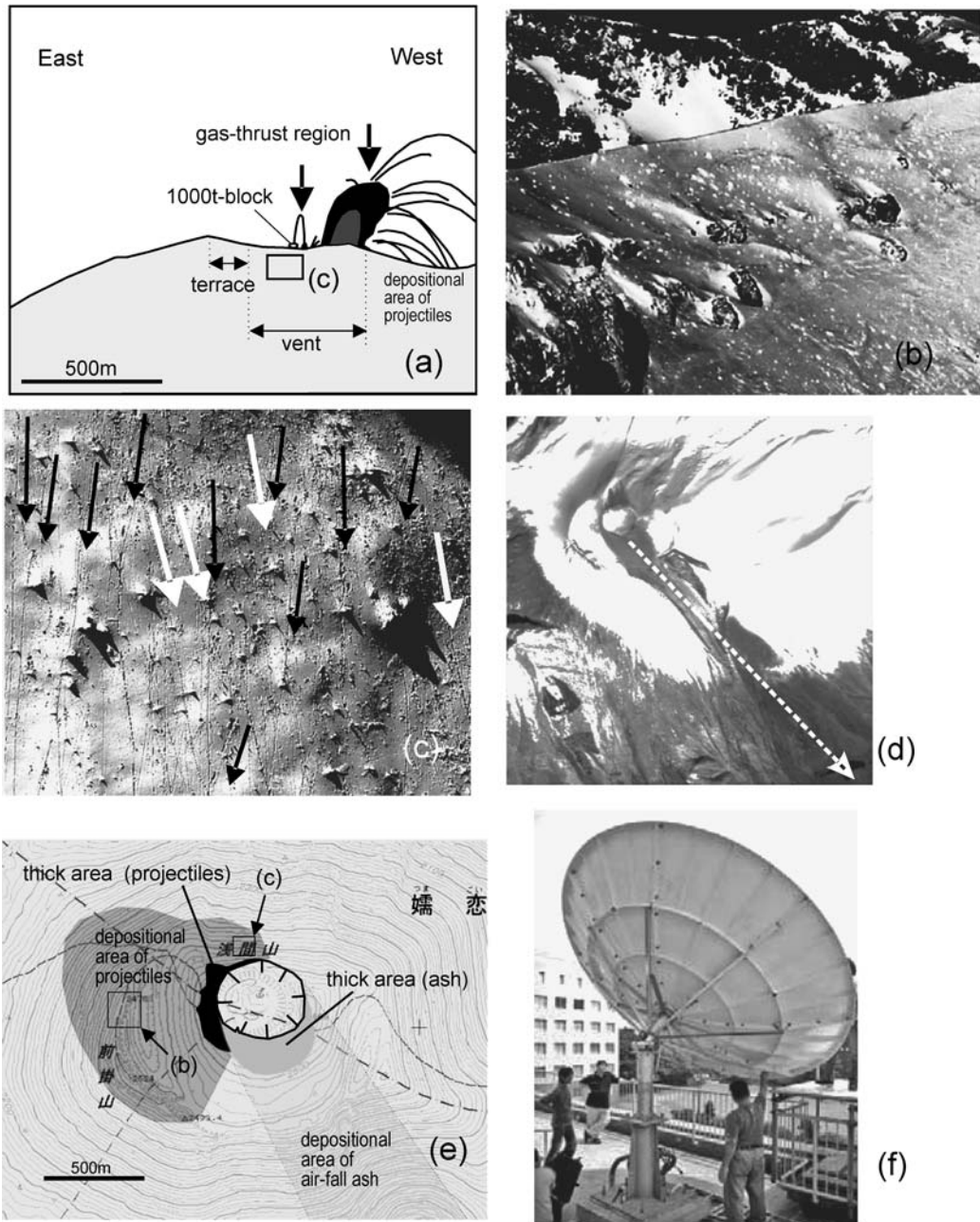


Fig. 1. (a) Sketch of the eruption column on 2 February at 2: 04 am (JST), as inferred from the Web-camera footage (Maechannet2). (b) Impact craters on the inner wall of Maekake-yama (Contrast-enhanced image. Original photo was taken by E. Koyama on 2 February). (c) Striae on the snow cover surface of the northern side of the summit generated by ballistic projectiles during eruption. Two directions can be recognized in the striae, as indicated by black and white arrows (Contrast-enhanced image. Original photo was taken by E. Koyama on 2 February). This area is that boxed in (a). (d) ALOS AVNIR-2 image of Asama (7 February) (©JAXA EORC). Depositional area of the ash fall is extending to the southeast (indicated by arrow). (e) Sketch map of the summit area. This area is that boxed in (d). (f) The 3.7 m parabola antenna of the MTSAT receiving system installed at Earthquake Research Institute, University of Tokyo.

2 方向に大別でき、各々異なる方向から飛来した可能性がある。2 時 3 分～5 分の間に、中心付近から別の噴煙柱が生じたことと関係があるのかもしれない。火山灰は、放出岩塊とは分布が異なり、火口の南東側に堆積している。とくに火口縁から 200～300 m 程度の範囲は、雪面が完全に覆われるほどの厚さとなっている (Fig. 1e)。立ち上がった噴煙柱に含まれる火山灰が、強い季節風により南東方向へ流されたものと思われる。ALOS AVNIR-2 の画像によっても、火口から火山灰降灰域が南東方向に細長く延びているのが確かめられる (Fig. 1d)。

この噴煙により、軽井沢町、群馬県、埼玉県、東京都、神奈川県など関東地方南部および房総半島や伊豆大島でも降灰が確認された (気象庁, 2009)。軽井沢町の南東約 18 km の碓氷峠付近では、分布幅が 4 km 程度、降灰の主軸は噴煙の移動軸よりも南側に大きく偏っていた (前野・他 投稿中)。

3. データと処理方法

3-1 MTSAT の概要

MTSAT は国土交通省 (気象庁及び航空局) が運用する静止衛星で、「ひまわり (GMS)」シリーズの後継機として設計されたものである。気象観測機能に加え、航空管制システムなどを搭載しており、正式名称は運輸多目的衛星と呼ばれる (気象庁, <http://www.jma.go.jp/jma/kishou/known/satellite/satellite.html>)。MTSAT は最初 1999 年に打上げられたが、ロケットの故障で失敗となったため、現在利用されているのは 2005 年に打上げられた MTSAT-1R (ひまわり 6 号) である。2006 年に MTSAT-2 が打ち上げられたが、こちらは現在軌道上で待機状態となっている (ひまわり 7 号)。MTSAT-1R は、東経 140 度、高度 3 万 6000 km の静止軌道にある。打上げ時の重量は約 3.3 トン、設計寿命は気象観測が 5 年となっている。

MTSAT は、旧来の GMS-5 の可視 1、熱赤外 2、水蒸気 1 のチャンネル (分解能は可視 1.25 km、赤外 5 km) 構成に加え、新たに短波長赤外が追加されると共に、分解能も向上している (Table 1)。観測のサイクルは 1 時間単位で区切られており、この中に、全球観測が 1 回、半球観測が 1 回 (北半球 1 日 20 回、南半球 1 日に 4 回) 組み込まれている (気象庁, http://ds.data.jma.go.jp/obd/sat/data/web/Basic_Information.html)。

MTSAT のデータ配信は、現在、LRIT および HRIT (Low/High Rate Information Transmission) と名付けられたデジタル形式でなされている (気象庁気象衛星センター, <http://mscweb.kishou.go.jp/operation/type/index.htm>)。LRIT は低分解能画像用 (可視と赤外 IR1, IR3, IR4 チャンネルの全球画像を水平分解能 5 km、階調を下

Table 1. Specification of the sensor onboarded MTSAT.

channel	wavelength (μm)	resolution (km)	brightness level (gradations)
visible (VIS)	0.55-0.90	1	1024 (10 bits)
infrared1 (IR1)	10.3-11.3	4	1024 (10 bits)
infrared2 (IR2)	11.5-12.5	4	1024 (10 bits)
infrared3 (IR3)	6.5-7.0	4	1024 (10 bits)
infrared4 (IR4)	3.5-4.0	4	1024 (10 bits)

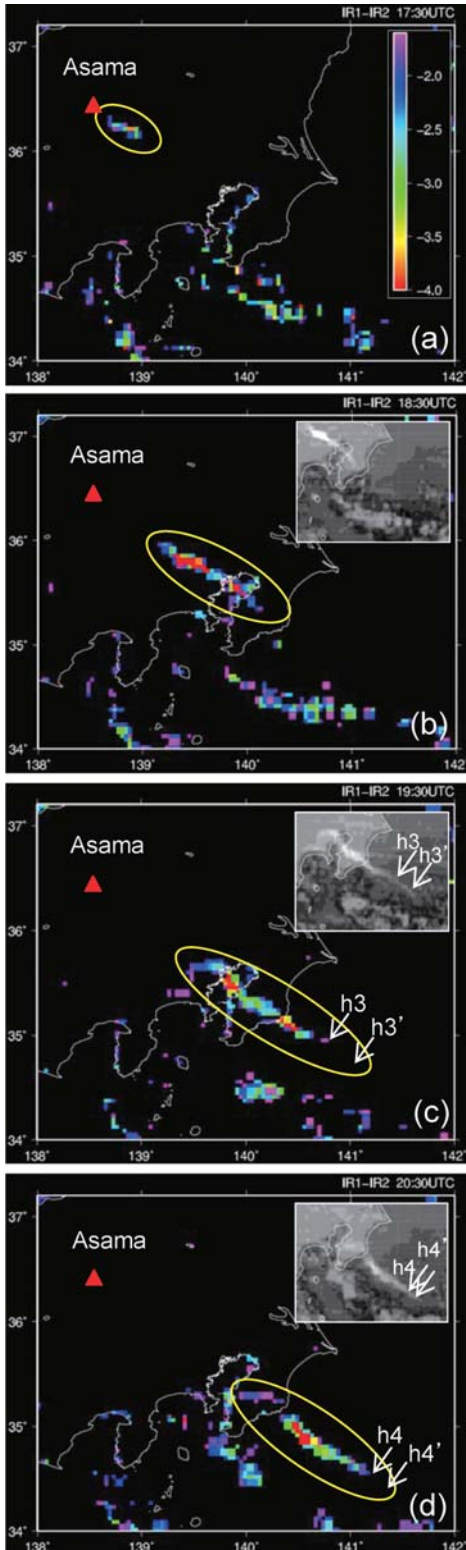
げ伝送)、HRIT は高分解能画像用 (全 5 チャンネルをフルスペックの分解能・階調で伝送) となっている。

我々は、MTSAT データのリアルタイム処理を行うために、地震研究所内に 3.7 m のパラボラアンテナと受信装置 (SSEC Desktop Ingestor (SDI-104)) を設置し HRIT での直接受信を行っている (Fig. 1f)。受信された HRIT データは受信装置内のサーバーに一旦蓄えられた後、1 時間毎に受信処理の空き時間に補正処理用のサーバーに転送される。補正処理用のサーバーでは Wisconsin 大学の衛星データ高次処理ソフトウェア McIDAS-X (<http://www.ssec.wisc.edu/mcidas/>) を使い、HRIT データの幾何および輝度補正処理を行っている。可視では火山毎に、赤外ではエリア毎に処理済み画像から切り出しを行い、“REALVOLC HP” の Web サーバーに送り、観測完了から 2～3 時間以内に最新の画像を公開する仕組みになっている。現在、サーバーの処理能力・所内のデータ転送の関係から、全球データのみを処理しているため、観測頻度は 1 時間に 1 回となっている。受信されたデータは、東京大学生産技術研究所を通じて、広く一般に配布されている (http://webgms.iis.u-tokyo.ac.jp/index_j.php)。

3-2 MTSAT 画像の処理

噴火直後の 2 月 2 日午前 2 時 30 分 (日本時間) から、1 時間毎に 5 時 30 分までの 4 画像を使い、噴煙の発生や分布状況の解析を行った。

噴煙自体は、“REALVOLC HP” 上に自動表示される合成赤外カラー画像 (R: IR4, G: IR1, B: IR2) でも確認することができるが、噴煙の分布をより詳細に捉えるために、熱赤外の 2 つのチャンネルの輝度温度の差分画像を作成した。火山灰粒子を含む噴煙は、その吸収により、熱赤外領域において $9\mu\text{m}$ 付近を負のピークとする緩やかな透過率の落ち込みをもつ。この透過率の違いによる輝度温度の差を基に、噴煙中の火山灰量を推定することができる (Prata, 1989; Watson *et al.*, 2004; Wen and Rose, 1994)。これには、 $11\mu\text{m}$ 、 $12\mu\text{m}$ のチャンネル構成をもつセンサーがしばしば利用される。ここで、両チャンネルの輝度値から得られた輝度温度 (地表面の温度) をそれぞれ T_{11} 、 T_{12} 、および $\Delta T = T_{11} - T_{12}$ (BTD-Brightness Tem-



perature Difference) とする。火山灰粒子が存在する場合は、透過率 ($t_{波長}$) は吸収ピークに近い $11\mu\text{m}$ のチャンネルでより小さくなる ($t_{11} < t_{12}$)。このため、チャンネル 11 の見かけの温度 (T_{11}) が小さくなり、 ΔT は負となる。噴煙の基本的状態が変わらなければ、火山灰量に応じて ΔT の負の程度は大きくなる。

本研究では MTSAT の熱赤外の IR1 ($10.3\sim 11.3\mu\text{m}$) と IR2 ($11.5\sim 12.5\mu\text{m}$) の輝度温度の差分画像を利用した。この際、同じ画像でも、チャンネル (波長) が異なると、陸域間、海域間でそれぞれ系統的に輝度温度が違うことがあり、この影響を除くため、陸域と海域でそれぞれ平均値を差し引いた後、差分画像を作成した。

4. 結果

4-1 MTSAT 画像で捉えた噴煙

MTSAT の 2 時 30 分 (日本時間) から 5 時 30 分までの 1 時間毎の輝度温度差分画像を Fig. 2 に示す (挿入図は海上での噴煙先端部分を捉えるためのものであり、海と陸を分けた補正処理はしていない)。これらの画像から以下の特徴が読み取れる。

午前 2 時 30 分 噴煙は、浅間山の南東約 $16\sim 53\text{ km}$ の富岡市上空付近に位置する。長さは約 37 km 、最大幅は約 13 km 程度で、移動方向に伸びた短冊状の外形をもつ。

午前 3 時 30 分 噴煙は、浅間山の南東約 $75\sim 188\text{ km}$ に位置する。長さ約 113 km 、最大幅約 22 km で、秩父上空から東京西部を経て房総半島中央部まで及ぶ。東京湾から房総半島にかけて分布する先端部は、やや幅が細く、小さい ΔT 値から火山灰量も少ないと推定される。

午前 4 時 30 分 噴煙は、浅間山の南東約 $117\sim 260\text{ km}$ に認められる。3 時 30 分よりさらに南東に移動すると同時に、伸張方向の長さも拡大している。先端部は房総半島の勝浦-御宿沖 100 km の太平洋上にまで達している。ただし、バックグラウンドレベル ($\Delta T=0$) 近くまで閾値を下げると、さらに約 50 km 先 (浅間より約 315 km) まで噴煙が続いていることが判る (Fig. 2c, 挿入図)。この部分を含めると、噴煙の長さは約 198 km 、最大幅は約 22 km となる。

Fig. 2. Brightness temperature difference (ΔTK) images between two thermal infrared channels ($10.3\sim 11.3\mu\text{m}$ and $11.5\sim 12.5\mu\text{m}$) of MTSAT. (a) 2: 30 am (JST), (b) 3: 30 am, (c) 4: 30 am, (d) 5: 30 am. Insets are those with contrast stretching focused on identifying the head of the eruption cloud on the sea (no correction was made for the difference between land and sea areas).

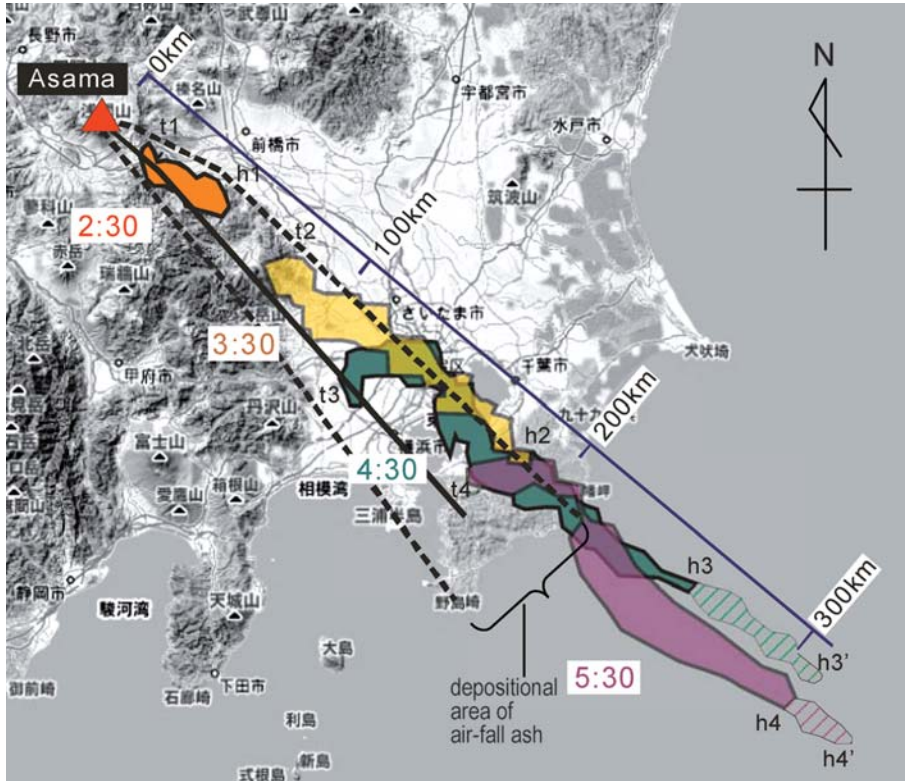


Fig. 3. Migration and elongation of the eruption cloud as detected by MTSAT images. Dotted lines show the distribution limit of the ash-fall deposits (Maeno *et al.* submitted). Solid line indicates the depositional axis of the ash-fall deposits (extrapolation from the distribution at the southeastern foot of the volcano).

午前5時30分 噴煙は、浅間山の南東約173~311 km 付近まで確認できる。4時30分の画像同様に、バックグラウンドのレベル近くまで閾値を下げると、噴煙はさらに約20 km程度先(浅間山より約337 km)まで続いていることがわかる (Fig. 2d, 挿入図)。これより、長さは約164 km, 最大幅は約20 kmとなる。最後部が房総半島に位置する以外、他の部分は全て太平洋上に抜けている。

これ以降の時間帯では噴煙全体のレベルがバックグラウンドに近くなるため、判別が難しく詳しい解析は行っていない。

4-2 噴煙の移動とその特徴

MTSAT から明らかになった点は以下のようにまとめられる。各時刻における噴煙の分布状況をまとめてプロットしたものを Fig. 3 に示す。

方向 噴煙は、浅間山からほぼ南東方向にあたる浅間山-東京-勝浦を結ぶ直線上を移動している。

噴煙の分布 噴煙は山頂から延々と長く続くのではなく、細長く伸びた短冊状となっている。これは、比較的

短時間で噴火が終了したことを反映していると考えられる。噴煙の移動方向の長さについてみると、時間と共に先端と終端の距離が拡大している。この噴煙の伸長方向は、噴煙の移動方向とほぼ一致している。

速度 各時刻における噴煙の先端と終端の位置を、浅間山山頂からの距離に応じてプロットすると、5時30分の先端部(h4')を除き、両者はそれぞれほぼ直線上に並ぶ (Fig. 4)。このことから、それぞれほぼ一定の速度で移動したことが示される。これらの速度を、直線回帰により求めると、先端(h1-h2を使用)が約135 km/h, 終端が約51 km/h (t1-t4を使用)となる。両者の間で、2倍以上の速度の違いがあり、噴煙の伸張はこのような移動方向の相対的な速度差により生じていると考えられる。一方、これらの回帰式を使って、先端および終端の距離0 kmすなわち噴火点での時刻を外挿により求めると、それぞれ午前2時6分, 2時8分となる (Fig. 4の直線)。これは、監視カメラの映像で観察された噴火時刻である2時1分~13分と重なる (理想的には開始および終了時刻と

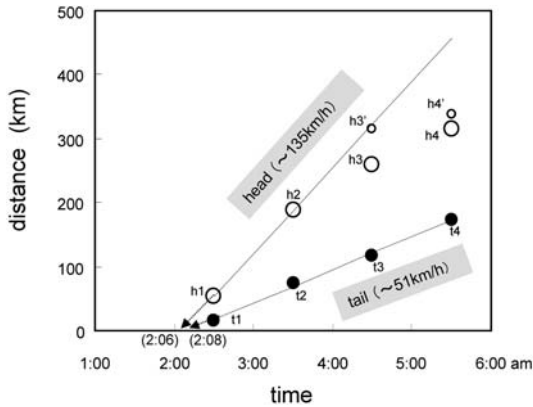


Fig. 4. Relationship between travel distance and time of the head and tail of the eruption cloud.

一致すべき)。また、前述したように、高さ 1000 m を超える噴火イベントが 1 回のみであったこと、噴火が短時間で終了したことも符合する。Fig. 4 で、5 時 30 分の前端 (h4') が h1-h2 を通る直線上に乗らないのは、噴煙の先端部が拡散により、バックグラウンドと同程度まで希薄になっており、先に流された部分が MTSAT 画像から感知できないことが可能性の 1 つとして考えられる。あるいは、噴煙全体の高度が下がり、風速のより遅い領域に入ったためかもしれない。

降灰分布との比較 地上調査によって得られた降灰域 (Fig. 3, 破線の間の領域) は、山頂から南東方向にあるものの、MTSAT で観測した噴煙の移動・拡大域とは完全には一致しておらず、全体としてこれより幅が広くかつ南に偏っている。降灰域の北側の限界線が、噴煙の移動・拡大の軸とほぼ重なる。このため、山頂から 150 km の東京付近では、降灰の主軸は、噴煙から 20~30 km 程度南側に位置している。噴煙の幅に比べて降灰域の幅も 3~4 倍程度広がっている。

5. 考察

本節では、(1) 噴煙の先端と終端で速度に 2 倍以上の差がある原因、(2) 噴煙の移動・拡大域と降灰分布との不一致の原因、について考察を試みる。

今回のような小規模な噴煙の移動・拡大については、風が最も大きな影響を与えられと考えられる。米国海洋気象庁による噴火当時 (2009 年 2 月 2 日午前 3 時) の風の分布を Fig. 5 に示す。浅間山から東京にかけての地域では、標高 2000 m を超えるような領域では風は南東向きで、より高域に向かうほど速度が大きくなる。一方、標高 2000 m 付近より下は南南東~南向きの風となり、風速も低下している。以下ではこのような風との関係に基

づいて議論を進める。

5-1 噴煙の先端と終端の速度差の原因

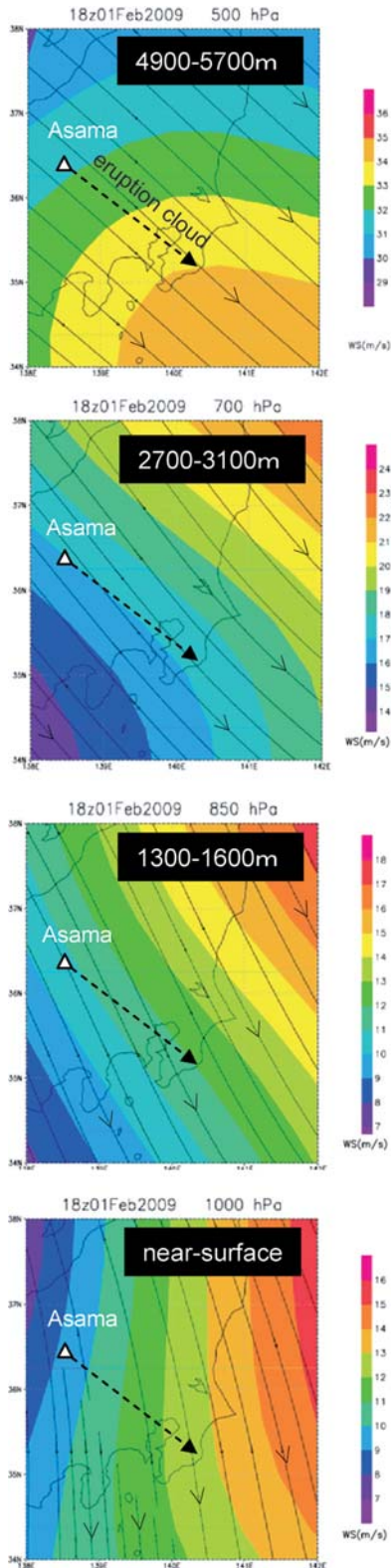
今回、噴火によって噴煙の最上部は、標高 4500 m 付近に達したと考えられる (気象庁, 2009)。4900~5700 m (500 hPa) 付近では、33 m/s (119 km/h) の南東向きの風となっている。この風と、噴煙先端部の移動速度 (135 km/h) はほぼ一致する。この風速の領域が、噴煙の上部付近 (標高 4500 m 以下) まで続いており、噴煙上部がこの風に乗れ、南東に流されたと考えられる。このような風速は、特別に速いものではない。理科年表 (平成 21 年度版) によると、1 月~2 月は年間を通じて季節風が強い時期にあたり、500 hPa での 33 m/s という風速はこの時期の平均に近い。

一方、標高 2700~3100 m (700 hPa) 付近では、17 m/s (61 km/h)、南東向きの風となっており、噴煙の終端部の移動速度 (51 km/h) と概ね一致する。噴煙の中位から下位にあった部分は、この風に乗れ、同様に南東方向へ流されたと考えられる。

このように、噴煙の鉛直方向の相対的な風速の違いが、噴煙内の移動速度の違いを生み、移動方向に噴煙を伸長させる原因となったと考えられる (Fig. 6 上)。標高 4900~5700 m 付近と標高 2700~3100 m 付近の間は、同じ対流圏内にあり、域内に前線も存在しなかったため、風速は概ね連続的に変化していたと思われる。この点は、高層気象観測データの風速の鉛直プロファイル (輪島および館野での 2 月 1 日 21 時と 2 日 9 時) (気象庁, <http://www.data.jma.go.jp/obd/stats/etrn/index.php>) からも確認することができる。このため、噴煙は途切れることなく、伸長しつつ首都圏付近まで到達したのであろう。

5-2 噴煙の移動・拡大域と降灰分布との不一致の原因

標高 1300~1600 m (850 hPa) 付近は 12 m/s (43 km/h) 南南東向き、地表 (1000 hPa) 付近は 12 m/s 南向きと、これより上空と比べ、風速が 30% 程度低下すると共に、風向きが大きく変わる (Fig. 5)。噴煙から降下した火山灰は、この高さ領域に入ったとき、噴煙の北西-南東の移動軸から離れ、南方へ流されることとなる (Fig. 6 下)。噴煙の移動軸より南側に降灰域主体があるのはこのためと解釈される。噴煙本体は高さ数 km 付近にあったと思われるが、火山灰はこれを離れ、南に向かって細粒粒子の希薄な流れとして 20~30 km 程度水平移動した。山頂から風下側に向かうほど両者のギャップは大きくなるが、これは噴煙の拡散に加え、噴火地点から離れるほど噴煙の火山灰が細粒となるため終端速度が遅くなり、より南側まで流されるためかもしれない。仮に、火山灰粒子の密度を 1.5 g/cc とし、径を 0.1 mm と 0.15 mm とした場合、終端速度はそれぞれ 1.2 km/h、2.3 km/h と倍近い違



いとなる。粒径分布等が不明なため詳しい検討はできないが、今回の状況で、粒径の違いが降灰域の幅を大きく変えることは十分可能であろう。なお、噴煙移動軸から大きく外れ南方に流されている火山灰は、MTSAT画像からは検知できていない。これは噴煙本体から降下しつつあった火山灰が、噴煙の移動軸と斜交(45度程度)する方向に流されることにより、広い領域に一挙に拡がり(Fig. 6下)、全体に希薄で、単位カラム当たりの粒子がきわめて少ない状態となっていたためと考えられる。

5-3 おわりに

以上のように、今回の浅間山の噴煙の移動・拡大状況、および降灰分布との関係は、当時の風の影響で説明することができる。火山防災の上からも、今後このような風(風向、風速)の影響にさらに注意を払う必要がある。

小規模なブルカノ式噴火は浅間山で最も多く発生するタイプである。このような噴火では、今回のような細粒火山灰がしばしば生成される。立ち上った噴煙が風に流される過程で、大気の上層と低層で風向が異なる場合は、火山灰粒子が低層の風に流され、事によっては噴煙の移動方向と直交するような方向に向かい、きわめて広い領域に撒き散らされることもあり得る。このような場合、火山灰が予想外の場所に達する可能性もあり、低層域の風向きにも十分注意を払う必要がある。

一方、風速の問題も重要である。火山の噴煙は航空機の運航上の大きな問題とされており、世界的にも9カ所に航空路火山灰情報センター(VAAC)が置かれるなど、高い注意が払われている(澤田, 2005)。浅間山の南東約150 kmには羽田空港が位置している。今回の噴煙の先端部は、羽田上空付近に噴火後1時間10~15分程度で到達したと推定される。噴火が遅れ、航空機の運行時間帯に噴煙が到達していれば、何らかの混乱が生じていたかもしれない。気象庁では2008年3月31日より「降灰予報と火山ガス予報」を業務として行っており、噴煙の高さが3000 m以上の噴火について、降灰予報を噴火後30~40分で発令することになっている(http://www.jma.go.jp/jma/press/0803/13c/080313ash_gas.html)。浅間山のように遠方の火山であれば比較的余裕があるが、これ

Fig. 5. Wind direction (solid lines) and speed at the time of eruption (3: 00 am), provided by NOAA "Four times daily data of the NCEP/NCAR reanalysis" (<http://www.cdc.noaa.gov/data/gridded/data.ncep.reanalysis.html>) based on Kalnay *et al.* (1996). Dotted lines show the migration axis of the eruption cloud.

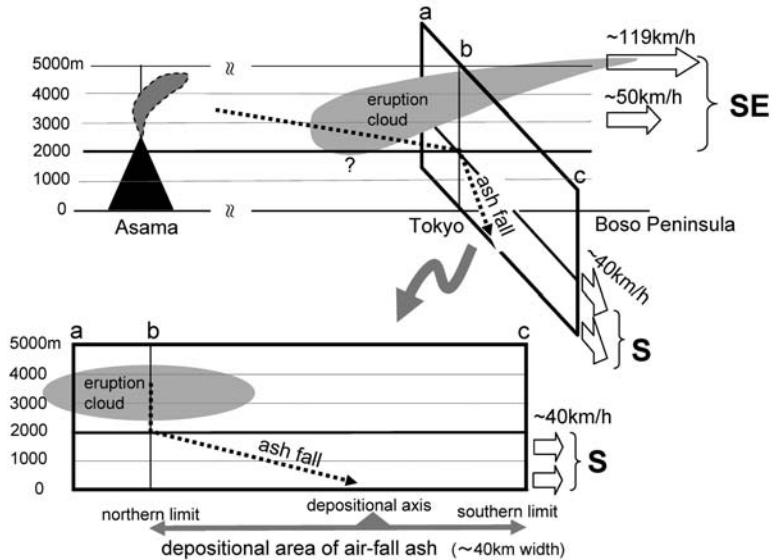


Fig. 6. Schematic illustration of migration and elongation processes of the eruption cloud. Arrows show the wind speed at 4900–5700 m (500 hPa), 2700–3100 m (700 hPa), 1300–1600 m (850 hPa) and 0 m (1000 hPa) adopted from Fig. 5.

より首都圏に近い富士 (100 km), 箱根 (77 km) では浅間山の半分の 30~40 分程度となり, 離着陸体制にある航空機を不意打ちする可能性がある. 強い季節風が吹く 12 月から 2 月はとくに注意が必要である. このため, 空港に近い位置にある火山に対しては, 特段の観測・警報措置をとる必要がある.

謝 辞

本研究の一部に, 文部科学省科学研究費補助金・平成 18-21 年度基盤研究 (A) 「衛星データによる東アジア活火山観測・防災ネットワークの構築」(代表: 金子隆之 No. 18201034), 東京大学地震研究所・平成 18 年度所長裁量経費「衛星データによる火山観測システムの開発」(代表: 金子隆之), 文部科学省による「地震及び火山噴火予知のための観測研究計画」, 宇宙航空研究開発機構 (JAXA) の GCOM-C1 第 2 回研究公募「衛星リモートセンシングによる東アジア活火山の準リアルタイム観測: SGLI による高度化」(代表: 金子隆之 No. 203) からの資金補助を受けた. 火山噴火予知連絡会衛星解析グループ報告会では貴重なご意見を頂いた. MTSAT 画像は, 気象庁及び航空局の「ひまわり」によって観測されたものを, 直接受信させて頂いた. 浅間山のヘリ観測にあたっては, 長野県からの協力を得た. 二名の査読者からの細に渡るコメントは本論を改善する上できわめて有益であった. 記して感謝申し上げます.

引用文献

Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woollen, J., Zhu, Y., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Higgins, W., Janowiak, J., Mo, K.C., Ropelewski, C., Wang, J., Leetmaa, A., Reynolds, R., Jenne, R. and Joseph, D. (1996) The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull. Am. Met. Soc.*, **77**, 437-471.

金子隆之・高崎健二・安田 敦・青木陽介 (2006) MODIS 夜間赤外画像による浅間山 2004-2005 年活動の熱観測. *火山*, **51**, 273-282.

気象庁 (2009) 日本の火山活動概況 (2009 年 1 月~2 月). *火山*, **54**, 85-87.

中田節也・吉本充宏・小山悦郎・辻浩・ト部卓 (2005) 浅間山 2004 年噴火と過去の噴火との比較による活動評価. *火山*, **50**, 303-313.

Prata, A.J. (1989) Observations of volcanic ash clouds in the 10-12 μm window using AVHRR/2 data. *Int. J. Remote Sensing*, **10**, 751-761.

Rose, W.I., Delene, D.J., Schneider, D.J., Bluth, G.J.S., Krueger, A.J., Sprod, I., McKee, C., Davies, H.L. and Ernst, G.G.J. (1995) Ice in the 1994 Rabaul eruption cloud: implications for volcano hazard and atmospheric effects. *Nature*, **375**, 477-479.

Rose, W.I., Bluth, G.J.S. and Ernst, G.G.J. (2000) Integrating retrievals of volcanic cloud characteristics from satellite remote sensors: a summary. *Phil. Trans. Roy. Soc. London, A*, **358**, 1585-1606.

澤田可洋 (1983) 人工衛星による火山活動監視の試み.

- 火山, **28**, 357-373.
- 澤田可洋 (2002) 静止気象衛星「ひまわり」の画像による噴火噴煙の解析. 地学雑誌, **111**, 374-394.
- 澤田可洋 (2005) 2000年8月18日の三宅島噴火による航空機と噴煙の遭遇. 火山, **50**, 247-253.
- Sawada, Y. (1996) Detection of explosive eruptions and regional tracking of volcanic ash clouds with Geostationary Meteorological Satellite (GMS). In *Monitoring and Mitigation of Volcano Hazards*. (Scarpa, R. and Tilling, R.I. eds.), 299-314, Springer-Verlag.
- Watson, I.M., Realmuto, V.J., Rose, W.I., Prata, A.J., Bluth, G.J.S., Gu, Y., Bader, C.E. and Yu, T. (2004) Thermal infrared remote sensing of volcanic emissions using the moderate resolution imaging spectroradiometer. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **135**, 75-89.
- Wen, S. and Rose, W.I. (1994) Retrieval of size and total masses of particles in volcanic clouds using AVHRR bands 4 and 5. *J. Geophys. Res.*, **99**, 5421-5431.
- 吉本充宏・嶋野岳人・中田節也・他15名 (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 大場 武)