

伊豆大島火山，カルデラ形成期の火砕物密度流堆積物：  
差木地層 S<sub>2</sub> 部層の層序・岩相・年代の再検討

山 元 孝 広\*

(2006年1月27日受付，2006年6月26日受理)

Pyroclastic Density Current from the Caldera-forming Eruption of Izu-Oshima Volcano, Japan:  
Restudy of the Sashikiji 2 Member Based on Stratigraphy, Lithofacies, and Eruption Age

Takahiro YAMAMOTO\*

The Sashikiji 2 (S<sub>2</sub>) Member in the products of Izu-Oshima volcano was formed by an explosive eruption accompanied with caldera depression. This member is characterized by breccia called as a “low-temperature pyroclastic flow deposit”. In this paper, the S<sub>2</sub> breccia is re-examined based on stratigraphy, grain fabrics, grain-size distributions and modal compositions. The S<sub>2</sub> Member is divided into six units from S<sub>2</sub>-a to S<sub>2</sub>-f in ascending order. The S<sub>2</sub>-a unit consists of scoria, bomb and aa lava flows from flank fissures. The S<sub>2</sub>-b unit is made up of well-bedded ash and fine-lapilli from the summit. The S<sub>2</sub>-c unit is composed of matrix-supported breccia, locally filling valley bottoms and containing abundant deformed soil fragments and woods. The S<sub>2</sub>-d unit consists of reverse to normal grading, clast-supported breccia with ash matrix, covering topographic relief in the whole island. The S<sub>2</sub>-e unit is composed of dune- to parallel-bedded lapilli and ash in the proximal facies. The S<sub>2</sub>-f unit is clast-supported breccia with and without ash matrix. New <sup>14</sup>C ages of wood fragments in the S<sub>2</sub> Member have been determined as about Cal AD 340. Although the S<sub>2</sub>-c and -d units are previously interpreted to the low-temperature pyroclastic flow deposit, these units are quite different in sedimentological features as follows. The grain fabric measurements have revealed that the S<sub>2</sub>-d unit has a-type imbrication showing the longest axis of grains parallel to the flow direction. On the other hand, the S<sub>2</sub>-c has random fabric of grains. The grain size distribution of the S<sub>2</sub>-d unit shows a bimodal nature having subpopulations at phi -1.0 to 1.0 and coarser than phi -2.5. The bimodal nature and a-type imbrication suggest that the two transport processes overlap; the load of a turbulent suspension is not all in true suspension as the coarser population may travel in a cast-dispersion mass flow. The S<sub>2</sub>-c unit shows a polymodal grain size distribution with multi subpopulations from coarse to fine. The poor sorting, massive appearance, valley-confined distribution, and random grain fabric of the S<sub>2</sub>-c unit are characteristic of deposition from a cohesive flow without formation of traction-related bedforms or sorting of different grain sizes by turbulence. The modal composition measurements have indicated that the S<sub>2</sub>-c and -d units lack essential scoriceous or glassy fragments. This evidence indicates that both units are derived from steam explosions due to outburst of highly-pressurized geothermal fluid within the edifice. The S<sub>2</sub>-c unit was plausibly generated by remobilization of phreatic debris around the summit caused by ejection of condensed water from a plume or heavy rainfall. The S<sub>2</sub>-d unit was a pyroclastic density current deposit resulted from collapse of a highly-discharged phreatic plume. Estimated velocities of the current are 150 to 30 m/s based on suspended grain sizes.

**Key words:** Izu-Oshima, S<sub>2</sub>, pyroclastic density current, caldera, steam explosion

## 1. はじめに

火砕流 (pyroclastic flow) は，火山現象で生じる熱い，  
気体と固体粒子からなる空気よりもやや重い密度流であ

る (Fisher and Schmincke, 1984). 火砕流にはその規模や  
構成物に大きな多様性があり，火山灰流・軽石流・スコ  
リア流などが含まれる。火砕流が火砕物 (pyroclastic ma-

\* 〒305-8567 茨城県つくば市東 1-1-1 中央第 7  
産業技術総合研究所深部地質環境研究センター  
Research Center for Deep Geological Environments,  
AIST, Geological Survey of Japan, Higashi 1-1-1 Cen-

tral 7, Tsukuba 305-8567, Japan.  
e-mail: t-yamamoto@aist.go.jp

terials) の密度流であるとする、構成粒子には本質・類質・異質の3種があり、この定義からは本質物が含まれない火砕流も存在し得よう。従って水蒸気爆発に伴って噴煙から発生するマグマほど高温ではないが大気よりは温度の高い密度流も、この火砕流の範疇に含めることが出来ることになる。しかしながら、研究者によっては火砕流を高温の本質火砕物を含むものに限定している場合もあり(例えば荒牧・小野, 1996)、この定義では水蒸気爆発起源のものは火砕流とは呼べなくなる。三宅島2000年8月29日噴火で発生した密度流(千葉・他, 2000)を火砕流と呼ぶか否かで議論になったことも、火砕流の定義の仕方によるものである。水蒸気爆発で発生した密度流は、高温本質物を含まないで安全かと言えばそうでなく、安達太良火山1900年噴火では水蒸気爆発の密度流によって火傷を負った死傷者が出ている(震災予防調査会, 1991)。一方、密度流が形成する堆積物については、流れの密度の大きな部分から堆積した塊状のものを火砕流堆積物(pyroclastic flow deposit)と呼び、比較的流れの密度の小さな部分から堆積して成層したものを火砕サージ堆積物(pyroclastic surge deposit)と呼んで、両者を区別することが多い(例えば Fisher and Schmincke, 1984)。そのため、堆積物から定義される慣例的な用語に従うと、火砕流から形成される堆積物と火砕流堆積物とは対等ではない場合がしばしば出てくる。流走している火砕流を外から目視しているだけで、流れの中で火砕流堆積物と火砕サージ堆積物のどちらが主に形成されているかを判断することは、ほとんど不可能である。さらには、火砕流堆積物と火砕サージ堆積物の違いも、St. Helens 火山1980年噴火の5月18日プラストのような高速の密度流では曖昧になり、両者は漸移してしまう(Druitt, 1992)。最近では、火砕流と火砕サージを重力流(gravity flow)の一種、火砕物密度流(pyroclastic density current; Valentine and Fisher, 1993; Druitt, 1998; Branney and Kokelaar, 2002; 鹿野, 2005)の一連の流れとして捉え、それらの流動定置機構を考察する研究が主流となりつつある。しかも、pyroclasticの定義に従うなら、本質物の有無にかかわらず火砕物密度流の用語を使うことが出来よう(Yamamoto *et al.*, 1999)。本報告でも、伊豆大島火山カルデラ形成期噴出物に、この用語を用いる。また、本報告では水が媒介する火山砕屑物(volcaniclastic materials)の流動現象に対してはラハール(lahar)を用いる。この用語はいわゆる火山泥流(例えば荒牧, 1996)と同じものであるが、ラハールには泥質分を多く含む流体のマトリックス強度が比較的大きいcohesiveな流れ(狭義の泥流)以外に、noncohesiveな土石流や高密度洪水流も含まれている(Smith, 1986; Parmer and Neal, 1991)。

本報告で取り上げる伊豆大島火山のカルデラ形成期差木地層S<sub>2</sub>部層には、Nakamura (1960, 1964)によって当初は“泥流”、のちに中村(1978)によって“低温火砕流堆積物”と呼ばれた粗粒の火砕物が特徴的に存在する。噴火層序を解析した中村一明は、S<sub>2</sub>部層を山腹割れ目マグマ噴火とこれに続くマグマ頭位の低下、山頂での水蒸気爆発ないしはマグマ水蒸気爆発、カルデラ陥没からなる一連の噴火事件の産物と考えている(Nakamura, 1964)。2000年に起きた三宅島の噴火は、玄武岩質成層火山における陥没カルデラ形成の一部始終が観測された点で、これまでにないユニークなものであつが(Geshi *et al.*, 2002)、その噴火推移は中村が考えた伊豆大島火山でのカルデラ形成過程と良く似ており、彼の先見性が改めて示された。しかし、両火山のカルデラ形成噴火には大きな違いもある。すなわち、三宅島2000年噴火では、カルデラ陥没時にS<sub>2</sub>部層に匹敵するような粗粒の火砕物は噴出していない。

本報告では、中村のS<sub>2</sub>部層の粗粒火砕物の層序・岩相・礫ファブリック・粒度組成構成物モードを検討し、その流動・定置プロセスについて考察する。その結果、中村の低温火砕流堆積物には大きなマトリックス強度を持つラハール堆積物と火砕物とガスの混合物からなる火砕物密度流堆積物の2つが存在すること、両者は異なる層準にあることを明らかにした。また、放射性炭素年代測定を新たに行い、噴火年代を再検討した。伊豆大島火山山頂部のカルデラの成因には、中村のカルデラ陥没説以外に山体崩壊説(小山・早川, 1996)もあるが本報告の結果はこれを支持しない。さらに、堆積物の違いから伊豆大島S<sub>2</sub>噴火と三宅島2000年噴火の違いについても言及する。

## 2. 伊豆大島火山の噴火史

伊豆大島火山は山頂部に直径3~4kmのまゆ型カルデラが存在し、このカルデラ形成以前の先カルデラ火山と、カルデラ形成・後カルデラ火山に区分できる(Fig. 1; Nakamura, 1960, 1964; 一色, 1984; 川辺, 1998)。

先カルデラ火山の活動は約3~4万年前に海底噴火活動で始まった(一色, 1984; 川辺, 1998)。噴出物は粗粒な火砕物を主とし、少量の玄武岩溶岩流、降下火砕物を伴っており、先カルデラ火山古期山体(泉津層群)が形成された。先カルデラ火山新时期山体(古期大島層群)の活動は約2万年前から始まり、古期山体の堆積物を覆って厚く堆積している(一色, 1984; 川辺, 1998)。新时期山体は主に降下スコリア堆積物、溶岩流からなり、外来水との接触の少ないマグマ噴火が卓越するようになった。島の南西部の都道沿いの「地層切断面」(Loc. 9)では新

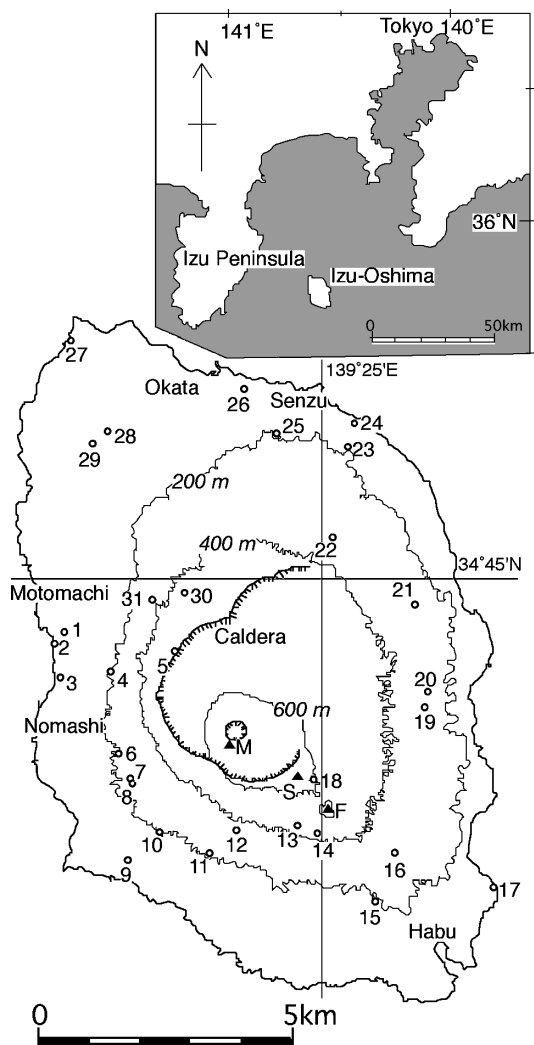


Fig. 1. Index map of Izu-Oshima volcano. Numerals are locality numbers. M=Mihara Yama, S=Shiroishi Yama, F=Futago Yama.

期山体を構成する約 100 の部層を観察することができる。平均噴火間隔は 150 年ほどと考えられている (一色・他, 1981)。

カルデラ形成・後カルデラ火山では、噴出量が数億トンの規模の噴火部層形成が大きく分けて 12 回起きている。噴火間隔はおよそ 100-150 年で、噴出量は 19 世紀以降の中・小規模噴火 (噴出量数千万トン以下) より一桁大きい (Nakamura, 1960, 1964)。各部層の中には短い活動休止期を示すと考えられる風成堆積物が挟まっている場合があり、数年-十数年ほどの休止期を挟んで噴火したこともあったらしい (小山・早川, 1996)。各噴火部層

は一般に山頂での大規模な溶岩噴泉によるスコリアの降下で始まり、溶岩流出を経て、降灰期と続く。降灰期の噴出物は、マグマ後退による壑坑状火孔再生に伴う爆発的な (マグマ) 水蒸気爆発による堆積物と考えられる (Nakamura, 1964)。Nakamura (1960, 1964) の定義した差木地層は、他のものにくらべ降灰期堆積物の規模が格段に大きく、この噴火時期にカルデラ陥没が起きたものと考えられた (Nakamura, 1964)。特に、S<sub>2</sub> 部層の降灰期には“低温火砕流堆積物”と呼ばれた粗粒の火砕物が噴出し (中村, 1978)、その特徴的な岩相から大島火山噴出物のなかで重要な鍵層となっている。カルデラの陥没量は試錐結果 (一色・他, 1963) を基に  $3 \times 10^9 \text{ km}^3$  と見積もられている (Nakamura, 1964)。

### 3. S<sub>2</sub> 部層の層序と岩相

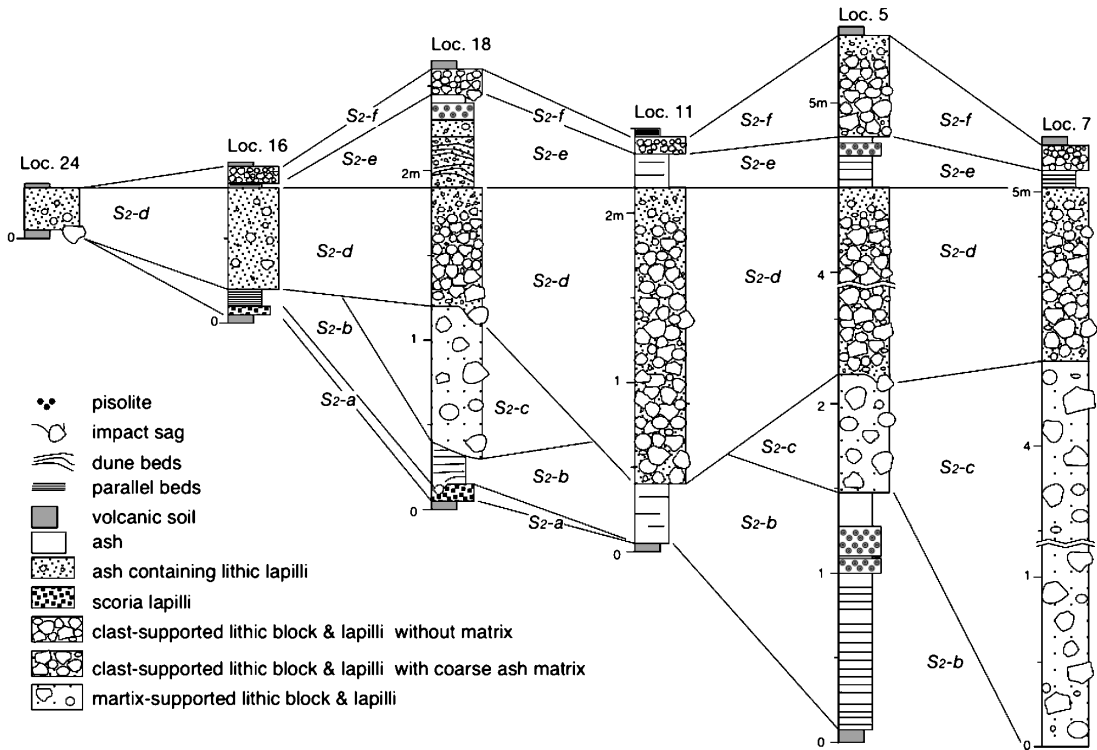
S<sub>2</sub> 部層を岩相の違いに基づき、下位から S<sub>2</sub>-a から S<sub>2</sub>-f までの 6 ユニットに細分した (Fig. 2, Table 1)。層厚や粒径を計測した地点は 31 露頭であるが (Fig. 1)、S<sub>2</sub> 部層の分布自体はこれら以外の露頭でも確認している。

#### S<sub>2</sub>-a ユニット

本ユニットは、S<sub>2</sub> 部層最下位に見られる発泡の良いスコリア降下火砕物で、場所によってはアア溶岩流を伴っている。噴出物は斑晶量の乏しいかんらん石単斜輝石玄武岩である。給源は、Nakamura (1960, 1964) や一色 (1984) が示した山体北山腹から東海岸フノウの滝にかけての山腹割れ目火口群のほか、カルデラ西側や南側の山腹にもこの時期の火口群が見つまっている (Fig. 3; 川辺, 1998)。火口近傍では紡錘形火山弾を含む溶結スパッターからなる火砕丘が形成されている。中村は S<sub>2</sub> 噴火も、側噴火に先行して山頂火口からのスコリア噴火で始まったと考えたが (Nakamura, 1964)、彼の時代には確認できなかった西側の割れ目火口群の存在、S<sub>2</sub>-a ユニットの層厚分布から見直してみると、陥没によって失われた山頂部で噴火が起きていたのかどうかはよく分からない。西側や南側の山腹割れ目火口も、1986 年噴火後の林道開設工事で初めて見つかったもので、未発見の S<sub>2</sub> 山腹火口がまだ存在する可能性は大きい。これまでの断片的な情報から、S<sub>2</sub>-a 噴火では山体の広い範囲で複数の割れ目噴火起きていた特異性を指摘できる。

#### S<sub>2</sub>-b ユニット

良く成層した降下細粒～粗粒火山灰からなる。最も厚いカルデラ北西縁の御神火茶屋 (Loc. 5) では 20 以上の単層からなり、単層厚は 1 mm～12 cm である。構成物は石質玄武岩片や結晶片が卓越するが、発泡した火山ガラス片 (スコリア片) も含まれている。構成物の量比は単層ごとに異なり、これが単層の色の違い (暗灰色～帯桃

Fig. 2. Stratigraphic columns through the S<sub>2</sub> Member.Table 1. Lithofacies and interpretation of the S<sub>2</sub> Member.

Unit	Thickness	Lithofacies	Interpretation
S <sub>2</sub> -f	0 to 0.6 m	Clast supported, reverse-to-normally graded block and lapilli with coarse ash matrix, or clast supported, well-sorted, massive lapilli. Mantle bedded.	Gain dispersion-dominated sedimentation from PDC / fallout sedimentation from plume
S <sub>2</sub> -e	0 to 0.5 m	Parallel-bedded, well-sorted coarse ash with pisolite, and dune-bedded coarse ash with lapilli. Mantle bedded.	Fallout sedimentation from plume / traction-dominated sedimentation from PDC
S <sub>2</sub> -d	0.1 to 3 m	Clast supported, reverse-to-normally graded block and lapilli with coarse ash matrix. Gravel clast oriented with a-axis parallel to flow direction. Mantle bedded. Impact sag of lithic fragments at the base.	Gain dispersion-dominated sedimentation from PDC / ballistic ejection
S <sub>2</sub> -c	0 to > 5 m	Matrix supported, nongraded, massive block and lapilli. Poorly sorted ashy matrix and lithic fragments. Gravel clast oriented with random direction. Valley filling.	Sedimentation of cohesive lahar
S <sub>2</sub> -b	0 to 1.4 m	Parallel-bedded, well-sorted fine-to-coarse ash with pisolite. Mantle bedded.	Fallout sedimentation from plume
S <sub>2</sub> -a	0 to > 1 m	Well-sorted, vesicular scoria and bomb with aa lava flows	Fallout sedimentation from fountain / lava extrusion

PDC=pyroclastic density current

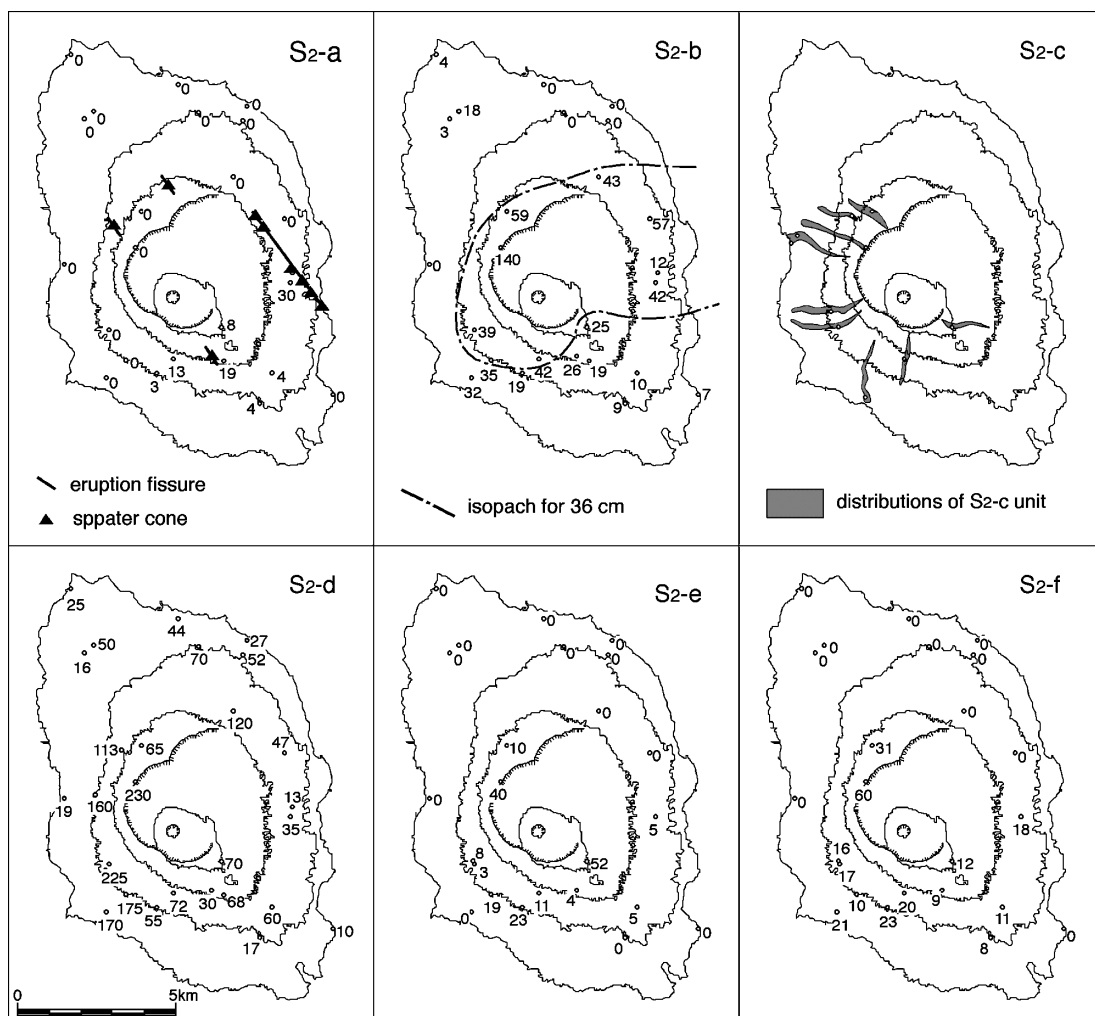


Fig. 3. Distributions of the S<sub>2</sub>-a to -f units. Numerals are the thickness in centimeters.

灰色～褐色) となって現れているようだが, 詳細な計測は行っていない。中間よりもやや上位には火山豆石に富んだ単層があり, この単層は北山腹や西山腹で良く追跡される。単層の数はカルデラ縁から離れ, 層厚が薄くなるにつれ減少する。層厚分布は単純ではなく, 東と南西に主軸があるように見える (Fig. 3)。

#### S<sub>2</sub>-c ユニット

本ユニットは, 塊状で基質支持の凝灰角礫岩からなり, 旧谷地形を埋め沢筋に沿ってのみ分布する (Fig. 3)。その上面は平らである。元町から野増にかけての西山麓で特に厚く, 最大で 5m 以上である。西山麓での平均最大粒径は 1m を超える。中村 (1978) によって低温火砕流堆積物とされた粗粒火砕物の一部であるが, この堆積物は明瞭な層理面をもって S<sub>2</sub>-c と S<sub>2</sub>-d ユニットに分け

られる。本ユニットの基質は細粒砂・シルトに富み, 後述するように中央粒径-分散図上で S<sub>2</sub>-d ユニットとは異なる領域にプロットされる。また, 本ユニットの基底部には取り込まれた未炭化の木片や土壌片・降下火砕物片が多く含まれている。土壌片・降下火砕物片は剪断変形により薄引き延ばされ, 基質中で縞状の構造をつくる (Fig. 4)。

#### S<sub>2</sub>-d ユニット

本ユニットは, 逆-正級化構造を持った岩片支持の凝灰角礫岩-火山礫凝灰岩で (Fig. 5), 全島に分布する。後述するように, 基質は粗-中粒砂サイズの火山灰に富む一方で, 細粒砂サイズ以下の火山灰には乏しい特徴がある。層厚は 300~10cm で, カルデラ縁で厚く, 海岸部に向かって薄くなる傾向がある (Fig. 3)。ただし, カルデ





Fig. 4. Matrix-supported breccia containing abundant deformed soil fragments and woods in the S<sub>2</sub>-c unit, Motomachi (Loc. 1).



Fig. 5. Reverse to normal grading, clast-supported breccia with ash matrix in the S<sub>2</sub>-d unit, Gojinkachaya (Loc. 5).

ラの南東では他方向よりも明らかに層厚が小さくなっており地域的な偏りがある (Fig. 6). 層厚-距離関係 (Fig. 6) の二次多項式近似曲線を使って堆積物が同心円状 (ただし南東には薄く) に分布すると仮定すると, S<sub>2</sub>-d ユニットの体積は 0.1 km<sup>3</sup> となる. 平均最大粒径 (最大 3 個の平均) はカルデラ西縁で約 60 cm と最も大きく, カルデラ縁から離れると減少する傾向があるが, 層厚変化と同様にカルデラの南東では他方向よりも明らかに粒径が小さくなっている (Fig. 6). すなわち S<sub>2</sub>-d ユニットのカルデラから北西方向に対して指向性を持って広がった特徴がある. 本ユニットは地形面をマントル被覆するため, 薄層部ではこれまで降下堆積物と誤認されてきた. しかし, 下位層を削剥すること, 層厚が側方に急変すること, なぎ倒された木片を含むことから, 地表に沿って流動・定置したことがうかがえる. また, 基底には稀にガス抜けパイプが認められ, 定置直後の火砕物の一部

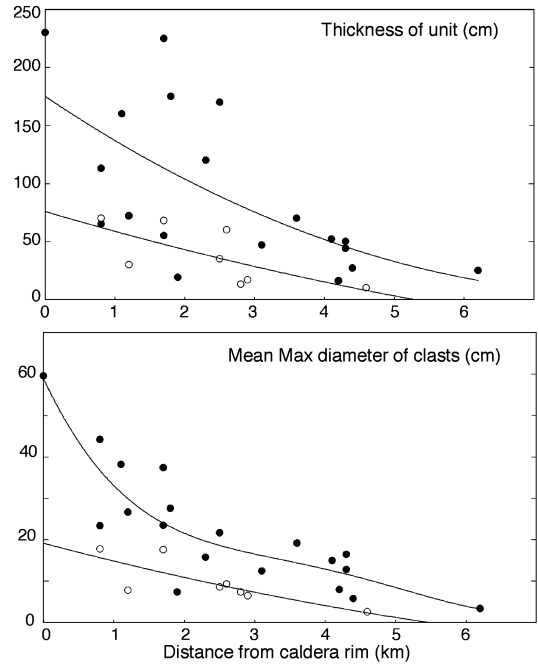


Fig. 6. The thickness and the mean maximum diameter of clasts of the S<sub>2</sub>-d unit vs. the distance from the caldera rim. White circles are date in the southeastern part of the volcano from Loc. 13 to Loc. 20. Black circles are date in other parts.

は地表水を沸騰させるのに十分なほどには高温であったとみられる. S<sub>2</sub>-c ユニットの境界には石質岩塊がめり込んだインパクト構造が, 北東の泉津に向かってカルデラ縁から 4.5 km, それ以外では 3 km の範囲で確認できる. 従って, S<sub>2</sub>-d ユニットの流れ堆積物の発生直前に, 岩塊の弾道放出をもたらした爆発的噴火があったことは確実である.

#### S<sub>2</sub>-e ユニット

二子山 (Loc. 18) では, 下位からデューン層理を持つ火山礫まじりの粗粒砂~極粗粒砂サイズの火山灰, 火山豆石を多く含む降下火山灰, 平行層理を持つ中粒砂~粗粒砂サイズの淘状の良い降下火山灰からなる. 最下位の火山灰層にみられるデューン層理は火砕サージ堆積物に典型的なもので, 二子山周辺でのみ観察される (Fig. 3). 他の地点では, この部分が平行層理を持つ降下火山灰で置き換えられている.

#### S<sub>2</sub>-f ユニット

御神火茶屋 (Loc. 5) や 1986C 火口 (Loc. 30) では, S<sub>2</sub>-d ユニットと類似した中粒砂~粗粒砂サイズの火山灰基質を持つ岩片支持の火山岩塊-火山礫からなる. しか

し, これら以外の地点では, 火山灰基質を持たない淘汰の良い岩片支持火山礫からなり, 地形面をマントル被覆している。従って, 本ユニットの大部分は降下堆積物として定置している。二子山 (Loc. 18) での平均最大粒径は 13.4 cm である。

#### 4. 礫ファブリック

流れ堆積物中の礫ファブリックの計測は, 流れの性質を知るうえで有効な手法である (公文・立石, 1998, p. 135-146)。今回は御神火茶屋 (Fig. 5; Loc. 5) の S<sub>2</sub>-d ユニットと, 火山博物館 (Fig. 4; Loc. 1) の S<sub>2</sub>-c ユニットの対象に, 岩片 100 個の a 軸 (長軸) と c 軸 (短軸) の方位角を露頭で計測した。さらに, Loc. 1 の S<sub>2</sub>-c ユニット中には棒状の木片が多く含まれるので, 木片 100 個の a 軸 (長軸) についても計測した。木片の場合は棒状であるため, c 軸は計測していない。測定結果は等面積投影図で示される (Fig. 7)

S<sub>2</sub>-d ユニットについて見ると, 御神火茶屋はカルデラ縁の西北西の位置にある。岩片の a 軸はカルデラ中心を向く 110 度方向周辺に良く集中しており, 岩片の a 軸はカルデラから放射状, すなわち流れの方向に平行なものが卓越している (Fig. 7)。また, c 軸が示すインプリケーションも比較的良く集中し, その角度は 10 度以下で小さい。これらの特徴から, S<sub>2</sub>-d ユニットは典型的な a タイプのインプリケーション (Walker, 1975; 徐, 1987) を持つものと判断される。

S<sub>2</sub>-c ユニットの計測した火山博物館は, 流れが火山体西斜面を下った位置にある。しかしながら a 軸には卓越方位が認められず, 流れの方向との相関は見い出せない (Fig. 7)。c 軸についても同様で, 明瞭なインプリケーションを認めることはできない。c 軸が水平面よりも垂直に偏るのは堆積物の圧密効果のためであろう。これを除くと, ファブリックは基本的にランダムであると判断される。

#### 5. 粒度組成

S<sub>2</sub>-d・S<sub>2</sub>-c ユニットの粒度組成を明らかにするため, 4.0 φ より粗い粒径については篩い分けによる重量測定, 4.0 φ 未満については沈降法による粒度測定を行った。測定結果を平均粒径一標準偏差図にプロットすると, S<sub>2</sub>-d・S<sub>2</sub>-c ユニットは全く異なる領域にあり, 前者の方が淘汰が良い (Fig. 8)。比較のため磐梯火山 1888 年水蒸気噴火で発生した火砕物密度流堆積物とラハール (噴煙からの降雨とともに発生したもの) 堆積物も図に示している (Yamamoto *et al.*, 1999)。S<sub>2</sub>-d ユニットは 1888 年火砕物密度流堆積物と, S<sub>2</sub>-c ユニットは 1888 年ラハール

堆積物と良く似た粒度組成を持っている。

堆積物の粒度特性をさらに細かく検討するため, 代表的な粒度分析結果に対し, 複数モード解析を行った (Fig. 9)。この解析では各モードが対数正規分布をするものと仮定している (Sheridan *et al.*, 1987)。ただし, 最粗粒モードに対しては測定結果が明らかに非対称であるため, これを残差値のままにとどめている。S<sub>2</sub>-d ユニットについては,  $-1.0 \sim 1.0 \phi$  と  $-2.5 \phi$  以上にサブ・ポピュレーションを持つバイモーダルな粒度特性が認められる。これに対し S<sub>2</sub>-c ユニットでは, 4.0 φ 未満の細粒成分にもサブ・ポピュレーションがあるマルチモードな粒度特性が著しい。細粒成分の存在の違いが平均粒径一標準偏差の淘汰の違い (Fig. 8) となって現れていることは確実である。

#### 6. 構成物モード

粒度分析用に篩い分けを行った S<sub>2</sub>-d・S<sub>2</sub>-c ユニットの代表的なサンプルについて粒度毎に構成物のモード測定を実体顕微鏡下で行った。4.0 φ 未満の沈降法対象のものについては, 粒度毎のモードが決まらない。両ユニットの構成物モードは, どちらも新鮮な石質玄武岩が卓越し, 変質玄武岩が伴われる (Fig. 10)。本質物の可能性があるスコリア片や火山ガラス片は, 両ユニットともほとんど含まれていない。細粒成分ほど結晶片の量が増えるが, これは粒径が玄武岩中の結晶サイズよりも小さくなるため現れるサイズ効果である。一色 (1984) は S<sub>2</sub>部層中に新鮮なハンレイ岩岩片が含まれることを記載したが, モード分析には現れないほどその量は少ない。図には比較のため, 三宅島 2000 年噴火の 8 月 18 日の降下火砕物のモード測定結果 (宇都・他, 2001) も示した (Fig. 10)。三宅島 2000 年噴出物には発泡した本質ガラス片が全体の 4 割 (結晶片を本質と類質に比例配分して) 含まれており, S<sub>2</sub>-d・S<sub>2</sub>-c ユニットとは大きく構成物が異なっている。

#### 7. S<sub>2</sub>部層の放射性炭素年代

Loc. 7 の谷埋めした厚い S<sub>2</sub>-c ユニット基底部に含まれる樹皮の付いた直径 13 cm の未炭化樹幹の外側年輪 3 年分の試料 (OS-S2-01) から  $1,720 \pm 40$  y BP の補正年代が得られた (Table 2)。また, Loc. 1 の S<sub>2</sub>-c ユニットに含まれる樹皮の付いた直径 2~3 cm の未炭化小枝試料 (OS-S2-02) から  $1,730 \pm 60$  y BP の補正年代が得られた (Table 2)。両試料とも堆積物の粘土質基質に完全に包有されていたもので, 現世植物根の混入は全く認められない。また, 両試料の暦年代は, どちらも Cal AD 340 年頃である。

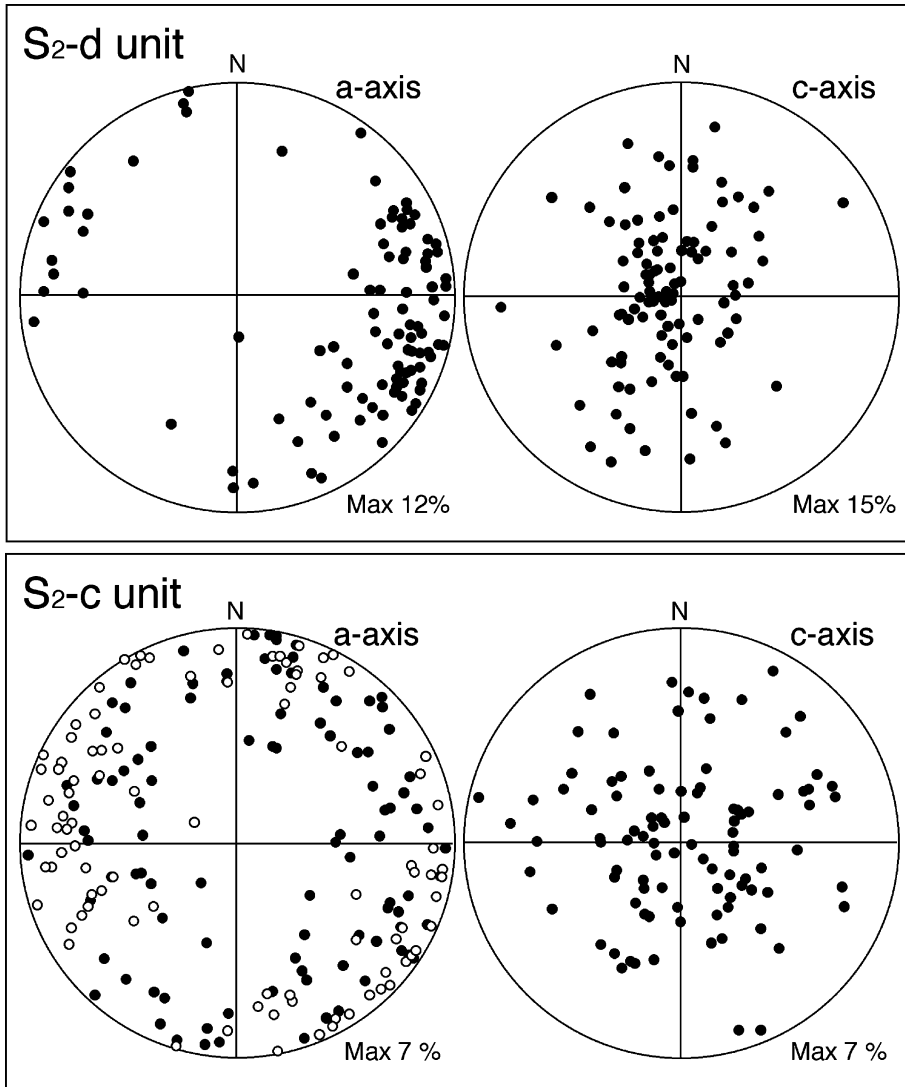


Fig. 7. Clast a- and c-axis fabric diagrams for the S<sub>2</sub>-d unit (Fig. 5; Loc. 5) and S<sub>2</sub>-c unit (Fig. 4; Loc. 1). 100 axes each lower hemisphere, equal area projections. Black circle is a lithic fragment. White circle is a wood fragment.

S<sub>2</sub>部層の年代については、カルデラ北縁の側噴火スパッター直下(本報告のS<sub>2</sub>-a)の炭化木片から1,460±85 y BP (一色, 1984), 火砕流堆積物(おそらく本報告のS<sub>2</sub>-c)中の未炭化木片から1,500±160 y BP, 1,350±100 y BP, 1,330±90 y BPの放射性炭素年代が報告されていた(Nakamura, 1960). 今回の測定値はこれらの従来値よりも明らかに古くなっており, 5世紀?とされていた噴火年代(一色, 1984)は再検討せねばならない. 一方, 上杉・他(1994)はO<sub>1</sub>部層最上部の土壌(すなわちS<sub>2</sub>部層直下の土壌)から1,719±90 y BPの放射性炭素年代を報告している. 埋没土壌の年代は, 堆積物に覆われ土壌有機物の更新や上下移動が停止して含まれる炭素の閉鎖系

が成立した年代で, 直上の堆積物の年代を示すものと考えられている(奥野, 2001). 従って, 上杉・他(1994)の年代値はS<sub>2</sub>部層の堆積年代を示しており, 未補正值ではあるものの, 今回の測定値と良く一致する. S<sub>2</sub>部層の年代に最初に言及したNakamura(1960)は, S<sub>2</sub>部層最上部の風化火山灰土からの弥生時代後期土器の出土を理由に, その噴火年代をAD300年頃と考えていた. 一色(1984)やNakamura(1964)にある年代値がなぜ若く測定されたのか, 試料が分析に適さなかったのか, 理由はよく分からない. 本報告では, S<sub>2</sub>部層の年代として4世紀(Cal AD 340年頃)を採用する.



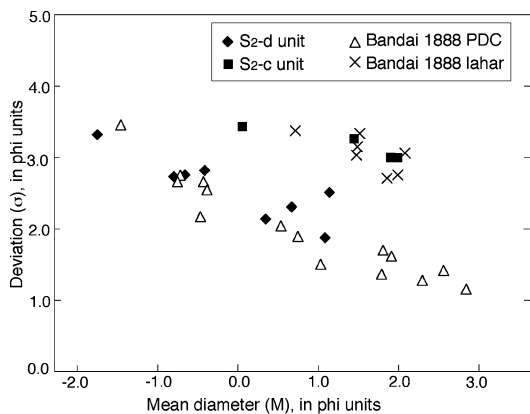


Fig. 8. Grain size characteristics of the S<sub>2</sub>-c and -d units. M and σ are arithmetic mean diameter and standard deviation in phi units, respectively. Data of the Bandai 1888 deposit are taken from Yamamoto *et al.* (1999).

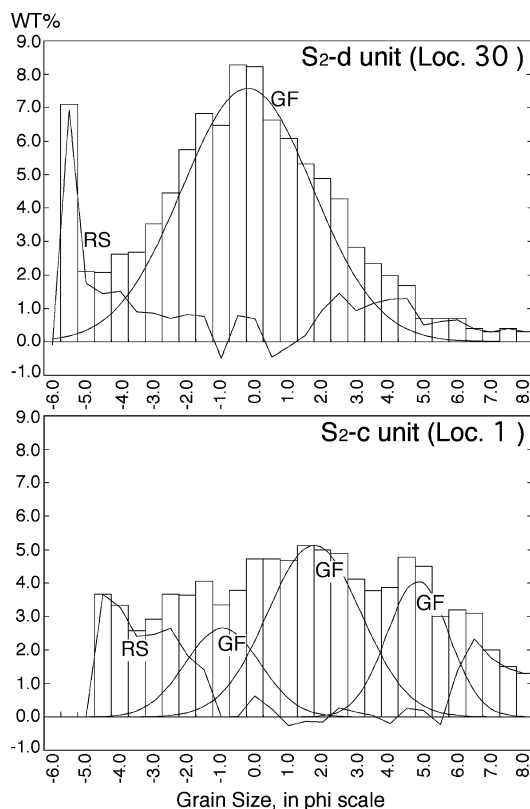


Fig. 9. Grain size distributions of the S<sub>2</sub>-c and -d units. Curve lines (GF) are Gaussian fits for individual subpopulations. Although the residual line (RS) still contains the coarsest subpopulation, the Gaussian curve hardly fits the residual showing a coarse-tailed asymmetric shape.

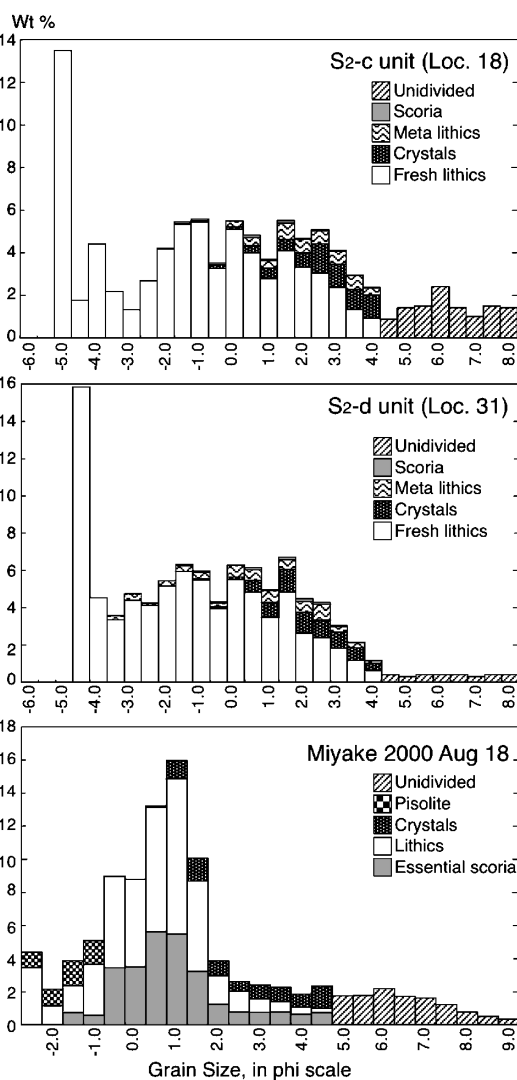


Fig. 10. Grain size distributions and compositional modes of the S<sub>2</sub>-c and S<sub>2</sub>-d units. Crystals consist mainly of plagioclase and olivine. The diagram of the Miyakejima 2000 August 18 deposit is taken from Uto *et al.* (2001).

Table 2. New  $^{14}\text{C}$  ages for the  $\text{S}_2$  Member.

Sample	Loc	Method	Material	$^{14}\text{C}$ age (y BP)	$\delta^{13}\text{C}$ (permil)	Calibrated $^{14}\text{C}$ age (y BP)	Calendar age		Intercept age
OS-S2-01	7	AMS	wood	1740 $\pm$ 40	-26.0	1720 $\pm$ 40	2 $\sigma$ (95%)	AD230-410	AD340
							1 $\sigma$ (68%)	AD250-390	
OS-S2-02	1	Rad	wood	1770 $\pm$ 60	-27.0	1730 $\pm$ 60	2 $\sigma$ (95%)	AD160-435	AD340
							1 $\sigma$ (68%)	AD245-405	

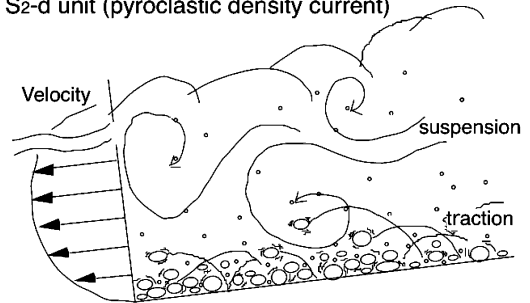
## 8. 考 察

### 8-1 $\text{S}_2\text{-d}$ ユニットの流動過程

本ユニットの堆積学的特徴をまとめると、①谷で厚く、尾根で薄く地形面を覆う、②逆一正級化層理を持つ、③岩片支持で、 $-2.5\phi$ より粗い岩片モードと $-1.0\sim 1.0\phi$ の基質モードからなるバイモーダルな粒度分布をもつ (Fig. 9)、④礫ファブリックはa-タイプのインブリケーションを持つ (Fig. 7)。これらの特徴は流れの中で粒子群が粒径に応じて2つの運動形態に分かれて運搬されたことと理解しやすい (Fig. 11)。すなわち岩片の逆級化やa-タイプのインブリケーションの存在は、流れの底部で粗粒粒子群の衝突が卓越したトラクション流動層をなしていたこと示唆している (Walker, 1975; 徐, 1987)。 $\text{S}_2\text{-d}$ は塊状であるものの、粗粒粒子群がリップルやデューンなどの構造を形成する暇もないほど急速に流れから次々と沈積したもの (grain dispersion-dominated emplacement; Branney and Kokelaar, 2002) と考えられる。その場合、もう一方の細粒粒子群である岩片間の火山灰基質は、流れの中に乱流浮遊していたものが、トラクション流動層が流れを凍結した際にトラップされたものとみなせよう。このような岩相は媒質が水であっても気体 (水蒸気・火山ガスや大気等の混合物) であっても出現は可能である。しかし  $\text{S}_2\text{-d}$  ユニットの高低差の大きな尾根上をも被覆しており、本ユニットを堆積させた流れは大気中である程度の浮力を持ち得たことが確実である。それゆえ媒質が水であったことはあり得ず、火砕物密度流の堆積物と判断できる。

乱流によって浮遊する粒径  $w$  の粒子の割合  $F_r(w)$  は、粒径  $w$  の粒子の終端速度を  $U_w$ 、摩擦速度を  $U^*$  とすると、 $F_r(w) = \text{erfc}(U_w/U^*)$  で表される (Delinger, 1987)。流れの速さ  $U$  と  $U^*$  の関係は、 $U = \ln(30y/k_s) U^*/k$  で、Valentine (1987) に従い、カルマン定数  $k$  を 0.4、境界層の厚さ  $y$  を 5m、地表面の粗さ  $k_s$  を 1m と仮定する。Fig. 12は、この時の流れの速さ  $U$  と浮遊する粒子の割合  $F_r(w)$  の関係を示したものである。 $U_w$  については、Brissete and Lajoie (1990) の粒子濃度が 0.1 と 0.25 の場合の密度  $2,500 \text{ kg/m}^3$  の粒子の  $100^\circ\text{C}$  の水蒸気に対する沈降速度

### $\text{S}_2\text{-d}$ unit (pyroclastic density current)



### $\text{S}_2\text{-c}$ unit (cohesive lahar)

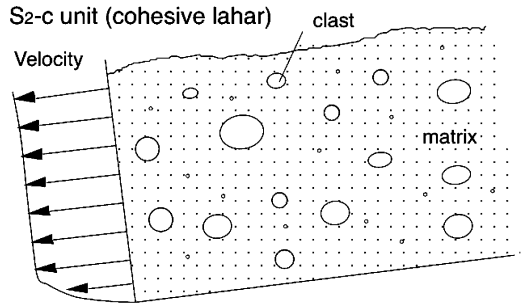


Fig. 11. Flow models for the  $\text{S}_2\text{-d}$  and  $\text{-c}$  units.  
See text in details.

を用いている。Fig. 12から判断すると、カルデラ西縁御神火 (Loc. 5) で見られるような $-1.0\phi$ にモードを持つ粒子群が浮遊するためには、流れの粒子濃度によるものの  $100\sim 150 \text{ m/s}$  の流速が必要になってくる。また、カルデラから最も離れた島の南北海岸部でも、 $1.0\phi$ にモードを持つ粒子群の存在から  $30 \text{ m/s}$  以上の流速があったものとみられる。これらの推定値から、 $\text{S}_2\text{-d}$  ユニットの今のカルデラ中央部から北西に指向性を持ちながら (Fig. 6)、四方に広がる比較的高速の火砕物密度流により形成されたことが指摘できよう。

### 8-2 $\text{S}_2\text{-c}$ ユニットの流動過程

本ユニットの堆積学的特徴をまとめると、①谷地形を平滑に埋める、②塊状層理を持つ、③基質支持で、 $4.0\phi$

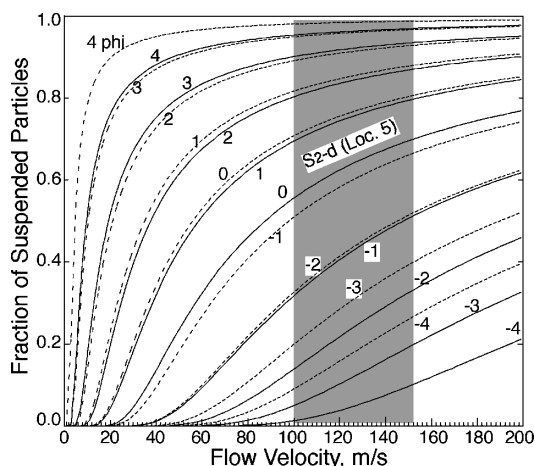


Fig. 12. Fraction of the suspended ash sizes in a turbulent current as a function of flow velocity. Solid and dotted lines are the fractions for individual ash sizes in phi units, when solid volume concentration in the current is 0.1 and 0.25, respectively. Density of the ash is 2500 kg/m<sup>3</sup>, and the current is a mixture of 100°C steam and the ash. Hatched part is a available field for the S<sub>2</sub>-d unit at Loc. 5 having the suspended mode in -1.0 phi.

未満の細粒火山灰を基質に持つ (Fig. 9), ④ 礫ファブリックはランダムである (Fig. 7), ⑤ 基質は不均質で, 取り込まれた降下火砕物や土壌片がつくる縞状構造を持つ (Fig. 4). このような堆積物は, 流れが粘着性でマトリックス強度が大きく, その強度によって岩屑が運搬された場合によく現れる (Middleton and Hampton, 1973). すなわち, このような流れ内部では粒子の分級や配列はほとんど起こらず, 底面で強い断応力が働いている (Fig. 11). 従って, 本ユニットは中村 (1978) の考えたような火砕物と気体の混相流とはみなせない. 本ユニットのような粘着性 (cohesive) のラハール (Crandell, 1971) が発生するためには給源部において相当量の細粒火山灰を含んだ火砕物が供給される必要があろう. 磐梯山 1888 年噴火のように噴煙から凝結した雨とともに降下した火砕物がラハールとなったのか (Yamamoto *et al.*, 1999), 既に定置していた火砕物が降雨により二次的に流れ出したのか, どちらの可能性も現時点で否定できない.

### 8-3 カルデラの成因

Nakamura (1964) は, カルデラ地形と噴出物の層序関係からカルデラ形成を S<sub>2</sub> 部層より後で N<sub>4</sub> 部層より前であることを特定し, これが陥没で形成されたと考えた. これに対し, 小山・早川 (1996) は, 山頂のカルデラが S<sub>2</sub>

噴火時の複数回の山体崩壊で形成されたと考えた. その根拠は, 火山博物館駐車場 (本報告の Loc. 1) の S<sub>2</sub> 凝灰角礫岩中に, 成層火山灰や降下スコリアなどからなる直径 1 m 程度のブロックが観察でき, 岩なだれ堆積物に特有のバッチワーク構造と解釈できることにある. この堆積物は本報告の S<sub>2</sub>-c ユニットに相当し, 彼らの記載する構造は前節の ⑤ の特徴に一致する. 岩屑なだれは高速で移動する大規模な地すべり現象であり, ① 全体に破碎されているにもかかわらず給源での構造が保持されている, ② 流れ山地形をつくる, ③ 見掛けの動摩擦係数と堆積物体積に負の相関があるといった特徴を持つ (Ui, 1983; 山元・他, 2002). これらの特徴は, 岩屑なだれが流量の極端に大きい粒子流 (granular flow) として流走したとすると良く説明できることが, 数値実験から既に明らかにされている (Cambell *et al.*, 1995). S<sub>2</sub>-c ユニットの産状は表土片を多く取り込んだ岩屑なだれ堆積物の縁辺相と類似していることは確かである. しかし, S<sub>2</sub>-c ユニットには, 岩屑なだれ堆積物なら当然含まれる山体上部を構成していたはずの粗粒スコリア及び火山弾, 溶結降下火砕物や溶岩片などの山体構造を保持した非粘着性粒子の固まり (岩塊相) が認められない. また, 岩屑なだれに特徴的な流れ山地形も認めることが出来ない. すなわち, S<sub>2</sub>-c ユニットの産状を山体崩壊の産物と考える必然性はない. 小山・早川 (1996) は本報告の S<sub>2</sub>-d ユニットについても岩屑なだれ堆積物と考えているが, 既に述べたようにこのユニットの堆積構造は乱流からの急速沈積で形成された密度流堆積物であることを示しており, 同じく山体崩壊の産物ではない.

小山・早川 (1996) が主張するように, 山頂のまゆ型カルデラ (直径 3~4 km) が馬蹄形崩壊壁であるとする, カルデラをとりまく S<sub>2</sub> 部層より古い火山体のどこかに, 一色・他 (1963) が試錐結果から示したカルデラ埋積物底面深度 (海拔 310~340 m) よりも低い部分がなければならない. 彼らは, 島の北東部, 本報告の Loc. 21-22 間の幅 500 m の Y3.0 溶岩流が海岸まで流れ下った谷の存在を指摘し, 谷沿いでの古い火山体の露出最高所の海拔は 240 m としている. カルデラ内の試錐には岩屑なだれ堆積物に相当するものは見つかっておらず, 山体崩壊があったとすれば北東部のこの狭い谷を通じて崩壊土石は島外に排出されている必要がある. この谷沿いの 240 m 地点とカルデラ縁の最高点 (白石山付近) との比高 (H) は約 490 m, またカルデラ縁との最遠水平距離 (L) は 5,900 m であるので, H/L=0.083 となる. 従って, 岩屑なだれがこの地点を乗り越え島外に流出しきるためには, 0.083 よりもかなり小さな見掛け動摩擦係数 (H/L) でなければならない. Nakamura (1964) の陥没量

( $3 \times 10^6 \text{ km}^3$ ) を崩壊量と仮定すると、岩屑なだれの見掛け摩擦係数-体積相関図 (Cambell *et al.*, 1995; 山元・他, 2002) では係数が 0.08 前後かそれ以上となり、最大でも岩屑なだれ堆積物の先端が谷に達するか僅かに超える程度である。小山・早川 (1996) が考えた多方向複数回の山体崩壊では、崩壊体積が小さくなるので見掛け動摩擦係数が更に大きくなってしまふ。従って、崩壊した山体を岩屑なだれとしてカルデラ外に排出することは地形的に困難である。また、一色・他 (1963) がカルデラ地下の凹地を認定した証拠、ほぼ水平な層理を持つ水成凝灰岩層や異常な厚さの玄武岩溶岩流の存在も、カルデラの馬蹄形崩壊壁説とは合うものではない。中田・他 (1999) は、カルデラ内のボーリング掘削結果が示すカルデラ底の平坦さから馬蹄形崩壊壁説に否定的な立場を取り、山体内部の低角正断層に沿う円弧状の地すべりでカルデラの成因を考えている。火山体が北東の相模トラフに落ち込む構造自体は特に不自然な考えではなく、今の山体内部に地すべり地形が伏在している可能性はあろう。しかしながら、中田・他 (1999) は地すべりの発生と  $S_2$  部層との関係には全く言及していないので、本研究で行った  $S_2$  部層の岩相解析からはこれを否定することも肯定することも出来ない。

#### 8-4 噴火プロセス

Nakamura (1964) は、キラウエア火山山頂で発生した 1790 年と 1924 年の水蒸気爆発・マグマ水蒸気爆発を例にあげ、 $S_2$ -b 以降の噴火が  $S_2$ -a 噴火に続くマグマ頭位の低下・カルデラ陥没で起きた水蒸気噴火の産物であると考へた。本報告も基本的にこの考えに従っている。 $S_2$  噴火の大きな特徴は  $S_2$ -c・ $S_2$ -d ユニットに全く本質物が含まれないことである (Fig. 10)。したがって、これらは水蒸気爆発、すなわち過熱・加圧された状態で閉塞していた熱水がカルデラ陥没による減圧で爆発的に気化して地表に噴出したと考へなければならぬ (Fig. 13)。Yamamoto *et al.* (1999) や山元 (2001) が解説したように、水蒸気爆発では噴煙に取り込んだ大気を膨張させ浮力を得るのに十分な熱がないため、噴煙内の石質火砕物量が極く少ない場合のみ、浮力のある安定した噴煙柱が形成され得る。噴煙内の石質火砕物量が増えると浮力不足で噴煙は不安定になり、火砕物と凝結で生じた液体の水を含む噴煙が崩壊してしまう。 $S_2$ -c ユニットのラハールは、この様な噴火条件で発生した可能性がある。さらに噴煙内の石質火砕物量が増すと、噴煙の浮力による上昇は全く期待できなくなる一方で、噴煙内の水蒸気は凝結することなく乾燥状態が維持でき、火砕物密度流発生に適した条件となる。 $S_2$ -d ユニットの始まりにはカルデラ縁から 3 km まで石質岩塊を弾道放出する爆発が起きたが、その

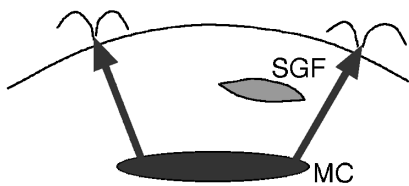
噴煙は最後の条件を満していたため直ちに崩壊してしまい、島全体を覆う高速の密度流となったと考へられる。堆積物の分布 (Fig. 6) はカルデラ南東縁の白石山付近から北西に向かう指向性の爆発 (Fig. 13) であったことを示しており、白石山の背後は分布の影になっている。

次に、三宅島の 2000 年噴火のカルデラ形成と比較してみると、この噴火では中村の考へた玄武岩質成層火山のカルデラ形成プロセスとはやや異なる現象が起きている。三宅島 2000 年噴火では 6 月下旬から始まったマグマの上昇を示す群発地震と山体の変形、6 月 27 日に起きた海底割れ目噴火を経て 7 月上旬からマグマの北西海底への大規模な移動が起き、7 月 8 日の山頂噴火を皮切りに山頂部のカルデラ陥没が始まった (Geshi *et al.*, 2002)。7 月 14 日・8 月 18 日・8 月 29 日には噴煙柱を伴う顕著な爆発が起きている。特に 8 月 18 日の噴煙柱は上空 15 km の高さに達した大規模なもので、噴出物は全て降下火砕物として定置した。7 月 14~15 日・8 月 18 日降下堆積物には 40% 前後の本質物が含まれており、噴火はマグマ水蒸気爆発であった (Fig. 10; 宇都・他, 2001)。8 月 29 日の噴火は 10 m/s 程度の低速火砕物密度流を伴ったが (千葉・他, 2000)、その本質物含有量は 5% 以下であった (下司・他, 2002)。これらの噴火に関与したマグマは、マグマの側方移動に促され地下深部から新たに上昇してきたもので (宇都・他, 2001; 下司・他, 2002)、カルデラから放出された噴出物の大半は陥没だけに伴って噴出したものではない。

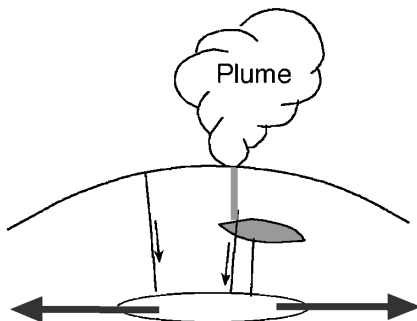
伊豆大島  $S_2$  噴火と三宅島 2000 年噴火の様式の違いや噴出量の違いは、 $S_2$ -d のような火砕物密度流がカルデラ陥没に伴い必然的に発生するわけではないことを示している。その発生には大規模な水蒸気爆発を起こすに十分な自己閉塞した過熱地下水の蓄積 (Fig. 13) が山体内部に不可欠で、幸いなことに 2000 年噴火時の三宅島内部には存在していなかったものと考えられよう。両噴火様式の違いは、他のカルデラ陥没噴火においても見い出されている。例えば  $S_2$  噴火と同様に粗粒の火砕物密度流が発生した事例としてキラウエア火山 1790 年噴火が有名である (Decker and Christiansen, 1984)。この噴火では、マグマ頭位の急激な低下により火道に地下水が流入して初期には山頂部でマグマ水蒸気爆発が繰り返されていた。マグマ水蒸気爆発では噴煙自体に十分な熱量があるため安定な噴煙柱が形成されやすく、三宅島 2000 年噴火と同様に噴出物のほとんどは降下堆積物として定置している。これに対し、1790 年火砕物密度流はマグマが下がってきた噴火末期の大規模な水蒸気爆発で発生しており、密度流堆積物に本質マグマは含まれていない (McPhie *et al.*, 1990)。このような事例は火砕物密度流の発生に関



1. Flank eruption



2. Magma transfer and phreatic explosion



3. Caldera collapse and catastrophic explosion

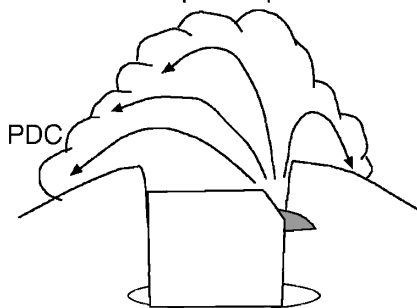


Fig. 13. Schematic cross sections showing the the S<sub>2</sub> eruption. 1. The beginning of the eruption by flank magmatic eruption. The S<sub>2</sub>-a unit was formed during this stage. 2. The transfer of a large volume of magma out of the chamber caused deformation of the summit region and leakage of highly-pressurized geothermal fluids. Repeating phreatic explosions produced the S<sub>2</sub>-b and -c units. 3. Caldera collapse and catastrophic outburst of highly-pressurized geothermal fluids toward northeast. Ejected mixture of steam and abundant lithics was too dense to get buoyancy by entrainment of air, and generated a high-speed pyroclastic density current of the S<sub>2</sub>-d unit. MC = magma chamber; PDC = pyroclastic density current; SGF = self-sealed geothermal fluid.

わる噴煙の安定性がマグマ水蒸気爆発か水蒸気爆発で大きく異なることを示すが、一方で進行中の噴火においては噴火様式の変化予測が大変困難であることも意味していよう。噴出物から本質マグマの関与を判断する作業は比較的手間のかかる場合があり、常にリアルタイムで行えるとは限らない。マグマ後退期に発生する火砕物密度流の発生予測には、噴煙の温度や密度の連続モニタリングによる噴煙挙動を判断するための新たな手法確立が必要となろう。

9. ま と め

伊豆大島火山 S<sub>2</sub> 部層の層序, 岩相, 年代を再検討した結果, 次のことを明らかにした. 1) S<sub>2</sub> 部層の噴火年代は Cal AD 340 年頃で, 従来 5 世紀? とされていた年代観よりも古くなる. 2) S<sub>2</sub>-a から S<sub>2</sub>-f の 6 ユニットに細分できる. S<sub>2</sub>-a ユニットは山腹の複数地点で起きた割れ目マグマ噴火の堆積物, それ以外は山頂からの水蒸気噴火の堆積物である. 従来, 低温の火砕流堆積物と呼ばれていたものの大半は, S<sub>2</sub>-c と S<sub>2</sub>-d ユニットに相当する. 3) S<sub>2</sub>-c ユニットは, 谷地形を平滑に埋める基質支持の塊状凝灰角礫岩-火山凝灰岩からなり, 4.0φ 未満の細粒火山灰を基質に持つ. また, 岩片のファブリックはランダムである. 本ユニットは, 水蒸気爆発由来の火砕物が粘着性ラハールとして移動したものである. 4) S<sub>2</sub>-d ユニットは, 旧地表を谷で厚く, 尾根で薄く覆う. 堆積物は逆正級化層理を持ち, 岩片支持で -2.5φ 以上の岩片モードと -1.0~1.0φ の基質モードからなるバイモーダルな粒度特性をもつ. また, 岩片ファブリックは a- タイプのインプリケーションを持つ. 本ユニットは大規模な水蒸気爆発で発生した高速の火砕物密度流の堆積物で, カルデラ縁での流速は 100~150 m/s, カルデラから最も離れた島の南北海岸部でも 30 m/s 以上の流速があったものとみられる. 5) S<sub>2</sub> 噴火にみられる高速の火砕物密度流の発生は, カルデラ陥没時に山体内部の自己閉塞過熱地下水が一気に減圧させるためと考えられる.

謝 辞

伊豆大島での野外調査では, 産業技術総合研究所の川辺禎久氏に露頭を案内していただき, S<sub>2</sub> 部層の産状について議論していただいた. また, 同所伊藤順一氏と下司信夫氏には粗稿に目を通していただいた. 匿名査読者の意見は原稿の改善に有効であった. この場を借りて感謝致します.

引用文献

荒牧重雄 (1996) 火山泥流. 地団研編, 新版地学事典, 平



- 凡社, 232-232.
- 荒牧重雄・小野晃司 (1996) 火砕流. 地団研編, 新版地学事典, 平凡社, 229-229.
- Brissette, F.P. and Lajoie, J. (1990) Depositional mechanics of turbulent nuees ardentes (surge) from their grain sizes. *Bull. Volcanol.*, **53**, 60-66.
- Branney, M.J. and Kokelaar, P. (2002) Pyroclastic Density Currents and the Sedimentation of Ignimbrites. *Geol. Soc. Memoir*, **27**, 143 p.
- Cambell, C.S., Cleary, P.W. and Hopkins, M. (1995) Large-scale landslide simulations: global deformation, velocities and basal friction. *Jour. Geophy. Res.*, **100** (B5), 8267-8283.
- 千葉達朗・近藤 剛・藤田浩司 (2000) 三宅島 2000 年噴火と火山災害. 普賢岳フォーラム発表論文集, 115-124.
- Crandell, D.R. (1971) Postglacial lahars from Mount Rainier Volcano, Washington. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, **677**, 75 p.
- Decker, R.W. and Christiansen, R.L. (1984) Explosive eruptions of Kilauea volcano, Hawaii. In *Explosive volcanism: inception, evolution, and hazard*, 122-132. National Academy Press, Washington, D.C.
- Denlinger, R.P. (1987) A model for generation of ash clouds by pyroclastic flows, with application to the 1980 eruptions at Mount St. Helens, Washington. *Jour. Geophys. Res.*, **92** (B10), 10284-10298.
- Druitt, T.H. (1992) Emplacement of the 18 May lateral blast deposit ENE of Mount St. Helens, Washington. *Bull. Volcanol.*, **54**, 554-572.
- Druitt, T.H. (1998) Pyroclastic density currents. In *The Physics of Explosive Volcanic Eruptions* (Gilbert, J. and Sparks, R.S.J. eds), 145-182. *Geol. Soc. London Spec. Publ.* **145**.
- Fisher, R.V. and Schmincke, H.-U. (1984) **Pyroclastic rocks**. Springer-Verlag, 472 p.
- 下司信夫・嶋野岳人・長井雅史・中田節也 (2002) 三宅島火山 2000 年噴火のマグマ供給系. *火山*, **47**, 419-434.
- Geshi, N., Shimano, T., Chiba, T. and Nakada, S. (2002) Caldera collapse during the 2000 eruption of Miyakejima Volcano, Japan. *Bull. Volcanol.*, **64**, 55-68.
- 鹿野和彦 (2005) 火山を発生源とする重力流の流動・定置機構. *火山*, **50**, 火山学会 50 周年記念特別号, S253-272.
- 川辺禎久 (1998) 伊豆大島火山地質図. *火山地質図*, **10**, 地質調査所, 1-8.
- 小山真人・早川由紀夫 (1996) 伊豆大島火山カルデラ形成以降の噴火史. *地学雑*, **105**, 133-162.
- 公文富士夫・立石雅昭編 (1998) 新版砕屑物の研究法. *地学双書* 29, 地学団体研究会, 399 p.
- 一色直記 (1984) 大島地域の地質. *地域地質研究報告* (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 1-133.
- 一色直記・中村一明・田沢堅太郎 (1981) 大島火山大噴火の平均反復周期:  $^{14}\text{C}$  年代測定による成果. *火山*, **26**, 235-238.
- 一色直記・中村一明・早川正巳・平沢 清・行武 毅・荒井 綏・岩崎文嗣 (1963) 試錐結果からみた伊豆大島火山のカルデラ構造. *火山*, **8**, 61-106.
- McPhie, J., Walk, G.P.L. and Christiansen, R.L. (1990) Phreatomagmatic and phreatic fall and surge deposits from explosions at Kilauea volcano, Hawaii, 1790 A.D.: Keanakakoi ash member. *Bull. Volcanol.*, **52**, 334-354.
- Middleton, G.V. and Hamton, M.A. (1973) Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition. In *Turbidities and Deep-water Sedimentation* (Middleton, G.V. and Bouma, A.H. eds), 1-38. Soc. Econ. Paleont. Mineral., Pacific Section.
- 中田節也・渡辺秀文・藤井敏嗣 (1999) ボーリングコアから見た伊豆大島火山の発達史. *月刊地球*, **21**, 424-429.
- Nakamura, K. (1960) Stratigraphic studies of the pyroclastics of Oshima volcano, Izu, deposited during the last fifteen centuries. I. Cyclic activity of "Main Craters" and the absolute chronology of the pyroclastic sediments. *Sci. Pap. Coll. General Educ., Univ. Tokyo*, **10**, 125-145.
- 中村一明 (1963) 伊豆大島火山の噴火史—火山の tephrochronology—. *科学*, **33**, 141-147.
- Nakamura, K. (1964) Volcano-stratigraphic study of Oshima volcano, Izu. *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, **42**, 649-728.
- 中村一明 (1978) 火山の話. *岩波新書* 35, 岩波書店, 東京, 1-228.
- 奥野 充 (2001) テフロクロロジーと  $^{14}\text{C}$  クロロジー. *第四紀研究*, **40**, 461-470.
- Palmer, B.A. and Neal, V.E. (1991) Contrasting lithofacies architecture in ring-plane deposits related to edifice construction, the Quaternary Stratford and Opunake Formations, Egmont volcano, New Zealand. *Sediment. Geol.*, **74**, 71-88.
- Sheridan, M.F., Wholetz, K.H. and Dehn, I. (1987) Discrimination of grain-size subpopulations in pyroclastic deposits. *Geology*, **15**, 367-370.
- 震災予防調査会 (1901) 沼尻山噴火. 震災予防調査会報告, **35**, 117-119.
- Smith, G.A. (1986) Coarse-grained nonmarine volcaniclastic sediment: terminology and depositional process. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **97**, 1-10.
- 徐 垣 (1987) クラストファブリックよりみた再堆積性礫岩の運搬機構. *地質雑*, **93**, 909-923.
- 上杉 陽・新川和範・木越邦彦 (1994) 伊豆大島火山千波崎の地層切断面露頭群のテフラ—標準柱状図—. *第四紀研究*, **33**, 165-187.
- Ui, T. (1983) Volcanic dry avalanche deposits. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, **18**, 135-150.
- 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  $\text{SO}_2$  火山ガスからの考察—. *地学雑*, **110**, 257-270.
- Valentine, G.A. (1987) Stratified flow in pyroclastic surges. *Bull. Volcanol.*, **49**, 616-630.
- Valentine, G.A. and Fisher, R.V. (1993) Glowing avalanches: new research on volcanic density currents. *Sci-*

- ence, **259**, 1130–1131.
- Walker, R.G. (1975) Generalized facies models for re-sedimented conglomerates of turbidite association. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **86**, 737–748.
- 山元孝広 (2001) 有珠火山 2000 年噴火でのマグマ水蒸気爆発と火砕流到達域予測. 地質調査研究報告, **52**, 231–239.
- 山元孝広・高田 亮・下川浩一 (2002) 富士火山の岩屑なだれ. 月刊地球, **24**, 640–644.
- Yamamoto, T., Nakamura, Y. and Glicken, H. (1999) Pyroclastic density current from the 1888 phreatic eruption of Bandai volcano, NE Japan. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, **90**, 191–207.

(編集担当 津久井雅志)