

富士火山北東斜面の滝沢 B 火砕流堆積物の発生・堆積機構

田島 靖久*・吉本 充宏**・黒田 信子*,†・瀧 尚子***,†・
千葉 達朗****・宮地 直道*****,††・遠藤 邦彦*****

(2012 年 7 月 4 日受付, 2013 年 8 月 23 日受理)

The Formation and Deposition Processes of Takizawa B Pyroclastic Flow Deposits
on the Northeastern Flank of Fuji Volcano, JapanYasuhisa TAJIMA*, Mitsuhiro YOSHIMOTO**, Nobuko KURODA*,†, Naoko TAKI***,†,
Tasturo CHIBA*****, Naomichi MIYAJI*****,†† · Kunihiko ENDO*****

Eruptions of the Fuji volcano during the Younger-Fuji periods generated basaltic scoria and ash pyroclastic flow deposits. Pyroclastic flows are destructive volcanic hazard because they are high-velocity gravity driven flows and contain extremely high-temperature pyroclastic materials. On the northeast flank of the Fuji volcano, pyroclastic flows were triggered by the collapse of scoria cones and lava, which erupted in the last 1,500 years. Takizawa B1 pyroclastic flow deposit is distributed as far as 5–7 km from the vent. How these pyroclastic flows resulted from basaltic eruptions and how they reached such distances from the vent are poorly understood. In our field investigations, Takizawa B1 pyroclastic flow and cone deposits were identified. In the middle-lower altitude areas, the lower part of the Takizawa B1 pyroclastic flow deposit consists of a scoria- and lithic lapilli-reduced ash units interbedded with a thin ash-rich units. The upper part consists of ash-rich flow units. Scoriaceous materials vary vertically in the Takizawa B1 pyroclastic flow deposit at the middle altitude areas. In the high-altitude area, we found four scoria cone deposits – the Yoshidaguchi cones, which contained scoriaceous materials. This vertical variation in scoriaceous materials within the Takizawa B1 pyroclastic flow deposit is consistent with the distribution of the Yoshidaguchi cones that contain scoriaceous materials and lava from 2150 to 3000 m elevation. Therefore, we conclude that the collapse progressed from a low to high elevation in the vent generation area. The Takizawa B2 pyroclastic flow deposit, which has the same depositional structure as the Takizawa B1 pyroclastic flow deposit, contains a lower temperature, lithic-rich bottom layer and a high-temperature, ash-rich upper layer. The transition of the depositional textures and temperatures indicates the collapse occurred from the outer to inner parts of the scoria cones.

Key words: Pyroclastic flow, Basalt, scoria cones collapse, deposition processes, Fuji volcano

* 〒812-0007 東京都千代田区麹町 4-2
日本工営株式会社
Nippon Koei CO., LTD., 2 Koujimachi, 4-Chome, Chiyoda-ku, Tokyo 102-0083, Japan

** 〒060-0810 札幌市北区北 10 条西 8 丁目
北海道大学大学院理学研究院自然史科学部門
Department of Natural History Sciences, Faculty of Science, Hokkaido University, N10 W8, Kita-ku, Sapporo, 060-0810, Japan

*** 〒261-0023 千葉県美浜区中瀬 1-3 幕張テクノガーデン
デン
(株)ウェザーニューズ
Weathernews Inc., 1-3 Nakase, Mihama-ku, Chiba-shi, Chiba, 261-0023, Japan

**** 〒215-0004 神奈川県川崎市麻生区万福寺 1-2-2
アジア航測(株)
Asia Air Survey Co., Ltd., 〒215-0004 Ltd 1-2-2 Mnpukuji, Aso-ku, Kawasaki-si Kanagawa-ken, Japan

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

† 元日本大学

†† 故人

Corresponding author: Yasuhisa Tajima
e-mail: tajima-ys@n-koei.jp

1. はじめに

火砕流は火砕物が斜面を流れ下る現象であり、高温、高速であるため流走域に甚大な災害を引き起こす。珪長質マグマの噴火に伴う火砕流の発生・堆積機構については、噴煙柱の崩壊によりカルデラを形成するような大規模なものから、雲仙火山やメラビ火山のように溶岩ドームの崩落によって発生する小規模なものまで数多く研究されている（例えば、荒牧, 1957; 早川, 1991; 鹿野, 2005 など）。これまで数少ないと考えられていた玄武岩質の火砕流は、最近の研究によって多くの種類があることが明らかにされてきた。例えば山頂火口付近の溶岩湖の崩壊によるもの (Alvarado and Soto, 2002; Cole *et al.*, 2005) や半固結化した溶岩湖あるいは火道での爆発によって発生するもの (Miyabuchi *et al.*, 2006; 宮縁・他, 2006) が知られている。イタリアの Colli Albani 火山では、破壊的なマグマ水蒸気爆発によって広域に広がった大規模な火砕流堆積物が知られている (Giordano *et al.*, 2006)。我が国最大の玄武岩質火山である富士火山では、最近約 1 万年間の活動時に頻繁に溶岩や降下テフラを噴出するとともに、多数の火砕流を発生させた (町田, 1964; 町田, 1977; 上杉・他, 1987; 宮地, 1988; 小山, 1998; Yamamoto *et al.*, 2005; 田島・他, 2007)。Yamamoto *et al.* (2005) は富士火山西側斜面において、3.2, 3.0, 2.9, 2.5 ka に発生した SYP1~SYP4 等の火砕流は、勾配が 34 度より急な斜面において、山頂火口から放出された火砕物が斜面に留まることができず火砕流に移行したと論じた。一方、前田・宮地 (2012) は、含まれる岩片の密度より大沢火砕流-3 (岩塚・町田, 1962; 町田, 1964) は高密度な溶岩が崩壊し発生したと考えた。田島・他 (2007) は北東斜面の火砕流堆積物中に火砕物と同質の溶結した火砕堆積物の岩塊が見られることより、山腹斜面上に堆積した火砕丘が崩壊して火砕流が発生したと考え、現存する火砕丘の地形形態より 30 度前後の急斜面上の火砕丘が崩壊し易いことを議論した。吉本・他 (2004) も滝沢 A 火砕流堆積物について同様に崩壊を起源としたことを論じた。

この様に、富士火山の火砕流は複数の発生機構が提案されているが、代表する堆積構造が明示された例は少ない。この中で、滝沢 B 火砕流 (滝沢 B1・B2 火砕流) 堆積物は富士山で発生した火砕流の中では規模・到達距離が大きく、発生源がほぼ判明しており (田島・他, 2007)、発生機構と堆積構造の関係を考察することが可能な数少ない堆積物である。そこで、本研究では滝沢 B 火砕流堆積物を対象に堆積構造の調査、堆積物を構成する火砕物の種類、そのみかけ密度、全岩化学組成、本質物質の熱残留磁化測定を行い、発生・堆積過程を検討した。

2. 調査地域の概要

2-1 地形

滝沢 B 火砕流堆積物は、富士山北東斜面の^{つばくろさわ}燕沢から山麓の^{たきざわ}滝沢と呼ばれる小渓谷沿いに分布する。燕沢は標高 3300 m 付近に源頭を發し、吉田口登山道の上下りの登山道に挟まれた幅 150~180 m、深さ 10~20 m 程の浅い谷であり、標高 2500~2400 m の間でその形状が不明瞭になる。この谷の延長上の標高 2400 m から 1900 m 付近には幅 50~100 m、深さ 10~20 m の谷地形が発達し、標高 1900 m から 1700 m 間で不明瞭になる。さらにその延長の標高 1700 m から標高 1300~1250 m 付近では、再び谷幅 50~100 m、深さ 20 m 以上の明瞭な谷地形となり、この部分が滝沢と呼ばれている。標高 1300 m 付近より下流では谷が浅くなり、標高 900 m 付近で桂川と合流する。本論では、燕沢から滝沢を経て桂川に合流するまでの間のうち、標高約 3300 m から約 2400 m を源頭域、約 2400 m から約 1700 m 付近を高高度域、約 1700 m から約 1300 m を中高度域、約 1300 m 以下を低高度域と呼ぶ (Fig. 1)。滝沢の西隣には標高 2500 m の吉田登山口 6 合目付近が源頭となる^{まぼり}間掘があり、この谷は富士吉田市街の中心部を通り、宮川に合流する。

2-2 火山噴出物

滝沢 B 火砕流堆積物は、新富士火山の噴火期の中では、ステージ 5 (宮地, 2007) に位置づけられる。燕沢から滝沢付近に分布するステージ 5 の火山噴出物には S-24-1~9 (上杉・他, 1987) の降下スコリア堆積物、滝沢 B, A1~A3, A' 火砕流堆積物がある (田島・他, 2007)。

S-24-1 降下スコリア堆積物はラハール堆積物や風化火山灰層を挟み、S-24-2 降下スコリア堆積物に覆われる。その S-24-2 降下スコリア堆積物は侵食面等を挟まず直接火砕流堆積物に覆われる。本堆積物は上杉・他 (1987) が S-24-2、瀧・他 (2003) が滝沢 B 火砕流堆積物、田島・他 (2007) が滝沢 B1 火砕流堆積物としたものである。田島・他 (2007) は S-24-2 降下スコリア堆積物上位の火砕流堆積物をその分布域の違いから、滝沢に分布する滝沢 B1 火砕流堆積物と間掘に分布する滝沢 B2 火砕流堆積物に分けた。両者の直接の被覆関係は不明である。滝沢 B1 火砕流堆積物の堆積量は $2.4 \times 10^6 \text{ m}^3$ とされる (田島・他, 2007)。また、滝沢 B1 火砕流堆積物からは幅広い年代値が得られており (上杉・他, 1987; 山元・他, 2005; 田島・他, 2007)、その原因は火砕流流下時に谷に堆積していた枯木が取り込まれたためと解釈されている (田島・他, 2007)。滝沢 B1 火砕流堆積物は、堆積物中の小枝の年代を採用し cal AD 500 頃に噴出したと推定されている (田島・他, 2007)。滝沢 B1 火砕流堆積物の上位には、S-24-3~5 の降下スコリア堆積物、

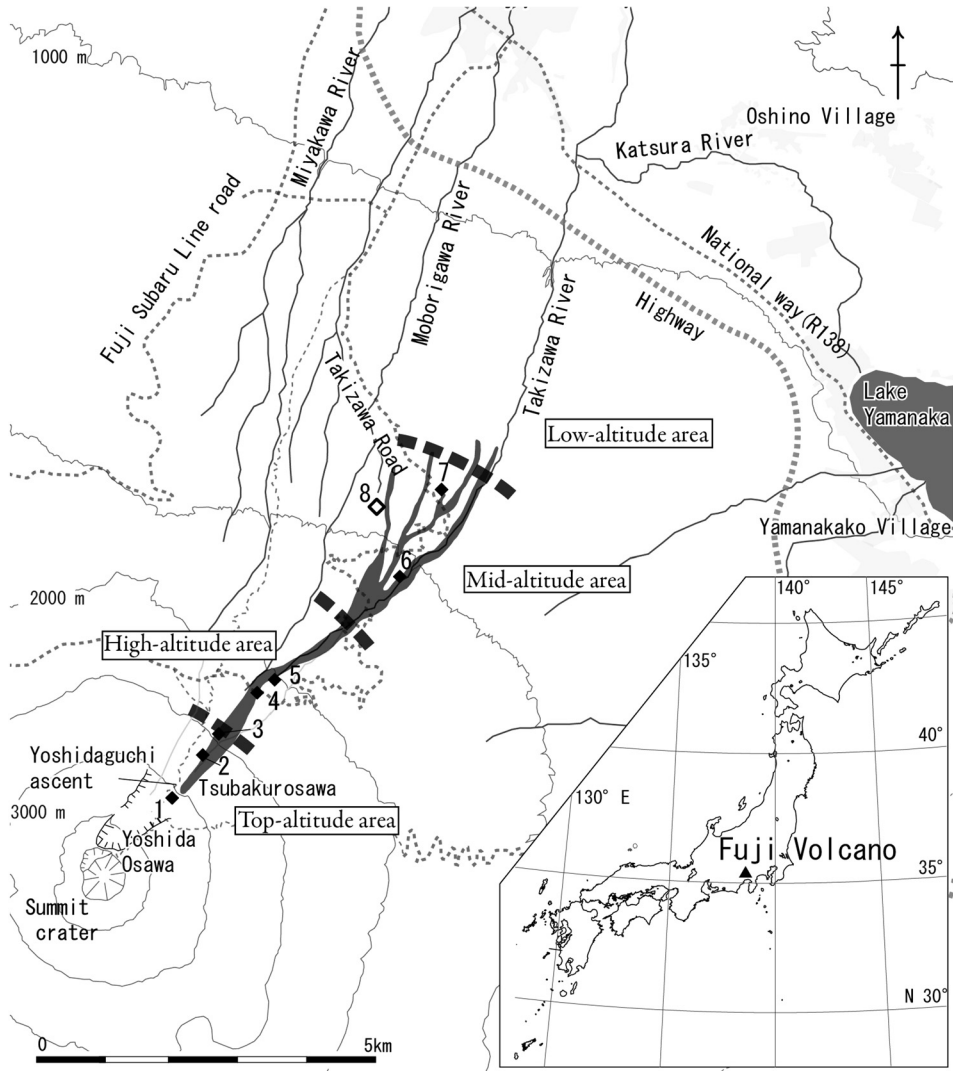


Fig. 1. Location map of the study area around the northeast flank of the Fuji volcano. The grey area from Tsubakurosawa indicates the Takizawa B1 pyroclastic flow deposit (Tajima *et al.*, 2007).

滝沢 A1~A3 火砕流堆積物が認められる。さらにその上位には S-24-6 の降下スコリア堆積物、滝沢 A' 火砕流堆積物、S-24-7、S-24-Tk8、S-24-Tk9 の降下スコリア堆積物が堆積する (田島・他, 2007)。

3. 分析手法

滝沢 B1 火砕流堆積物について、堆積物の分布調査と火砕物構成分析、粒度分析、みかけ密度分析、全岩化学組成分析を行った。また滝沢 B2 火砕流堆積物について、本質火砕物の熱残留磁化測定を実施した。

粒度分析は、各地点で数 kg を採取し、各試料について

−6.0~−0.5φ は全量を、−0.5~+4.5φ は縮分して 0.5φ 間隔で乾式にて篩別した。

火砕物粒子の空隙を含む密度 (みかけ密度) の測定は、概ね平均的な粒径にあたる粒径−3.0~−3.5φ の試料を篩別し、無作為に抽出した 50 個程度の粒子について行った。これらの火砕物粒子の表面の割れ目や気泡をロウの皮膜で埋め、日本大学のヘリウムガス置換型容積測定法 (Micromeritics 社 Accupyc 1330) によりみかけ密度測定を行った。

加えて、火砕流堆積物の対比のため本質火砕物の全岩化学分析を実施した。全岩化学組成は、東京大学地震研

究所の蛍光 X 線分析装置 (Philips 社製 PW2400 型) を用い、谷・他 (2002) に準ずる方法で 1:5 希釈ビードの作成、検量線の作成を行って測定した。

火砕物の構成種分析は、多くの試料を得ることができると露頭において、肉眼により種別分類を行うことが可能な粒径数 cm の火砕物粒子を対象とし、ユニット毎に 20~150 個程の粒子を分類した。

熱残留磁化測定は瀧・他 (2003) に従い、磁化方位の成分分析を行った。測定には日本大学のスピナー磁力計 (夏原技研 SMD-88)、熱消磁装置 (夏原技研 DEM-8602) を用いた。

4. 滝沢 B 火砕流堆積物と関連する堆積物

滝沢流域には、S-24-2 降下スコリア堆積物の上位に滝沢 B 火砕流堆積物とそれに関連すると考えられる堆積物が存在する。ここでは、それら噴出物の記載を行う。なお、地点 1, 2, 3 は源頭域 (標高 2400 m 以上)、地点 4, 5 は高高度域 (標高 2400 m~1700 m)、地点 6, 7 は中高度域 (標高 1700 m~1300 m) にあたる (Fig. 1)。また、Fig. 2 の赤色立体地図上 (千葉・鈴木, 2004; 千葉・他, 2007) に主な柱状図地点と火砕丘の位置を示す。

4-1 S-24-2 降下スコリア堆積物・溶結火砕堆積物

滝沢 B1 火砕流堆積物の下位には、平板から長柱状の形状を呈し、気泡が繊維状に伸びたスコリアを含む淘汰の良い降下スコリア堆積物が見られる。本堆積物は黒色の火砕流堆積物の直下に位置すること、繊維状に伸びたスコリアから構成されること、上位の火砕流堆積物の年代値が cal AD 400~640 を示すことから S-24-2 降下スコリア堆積物に対比される (上杉・他, 1987; 田島・他, 2007)。本堆積物は、中高度域から低高度域にかけ確認でき、地点 7 から地点 6 になるにつれ層厚や粒径が増加する。また、源頭域の地点 3 付近では層厚 6~7 m に達する複数の降下スコリア堆積物が見られ、その最上位層 (層厚約 1 m) は S-24-2 降下スコリア堆積物に対比される (Fig. 3)。下位の降下スコリア堆積物は角形状のスコリアが多く S-24-1 に対比される可能性があるが、さらに検討を要する。S-24-2 の層厚は地点 3 で最大となり、この周辺に噴出源があったことが示唆される。

源頭域の地点 1 では、層厚 200 cm の S-24-1 の可能性が高い降下スコリア堆積物の上位に、層厚 180 cm の多種の円磨された岩片を含み葉理構造が発達したラハールもしくは雪代堆積物 (安間, 2007) が見られ、その上位に、層厚 60 cm の溶結火砕堆積物が認められる。本論ではこの溶結火砕堆積物を新たに燕沢溶結火砕堆積物 (Tb-Wd) と命名する (Fig. 3)。Tb-Wd の層厚は、地点 1~4 にかけて地形の形状に係わらず層厚が 50~100 cm と

ほぼ一定である。また、Tb-Wd の下部には非溶結のスパターおよびスコリアが粒子支持構造を持って堆積する。このことから、Tb-Wd は降下火砕堆積物起源の溶結火砕堆積物と考えられる。また、Tb-Wd の溶結部に含まれるスコリアが回転運動していることや、堆積物表面に下方に傾く襜構造が見られることから本堆積物は 2 次流動している。地点 3 では Tb-Wd の下位に S-24-2 降下スコリア堆積物が見られる。このため本堆積物は滝沢 B1 火砕流を発生させた一連の噴火活動による噴出物と判断した。Tb-Wd 中の火砕物は、鏡下観察から滝沢 B1 火砕流堆積物中のスコリアと同様、細粒な輝石・斜長石斑晶がわずかに認められる。Tb-Wd は、吉田口登山道東側の燕沢の源頭~高高度域にかけての地点 3 のやや下方まで見られる。

4-2 火砕丘堆積物・溶岩

次に、燕沢溶結火砕堆積物 (Tb-Wd) と滝沢 B1 火砕流堆積物に挟まれる、もしくは滝沢 B1 火砕流堆積物と同層位、直上位の火砕丘堆積物を示す。標高 2000~2500 m を越えると富士山の平均斜面勾配と火砕丘の斜面勾配 (田島・他, 2007) が一致し、いわゆる火砕丘の形状とならない。本論では、割れ目火口によって形成されるスパターランパート (Macdonald *et al.*, 1983) を含めほぼ同一種の本質スパター、火山弾の火山岩塊や火山礫を含み安息角の堆積面が見られる火口近傍堆積物を火砕丘堆積物 (cone deposit) と呼ぶこととする。

高高度域の地点 4 では、層厚が数 10 cm の火山礫に富む層と層厚が数 cm の火山灰に富む層が互層し、全体として火山礫に富む層が 8~9 割を占める火砕堆積物が確認できる。本堆積物の下部は本質赤色火砕物を主体とし層厚が 200 cm 以上、上部は本質黒色火砕物を主体とし層厚が 150 cm となる (Fig. 3)。本火砕堆積物を吉田口火砕丘 E 堆積物 (Yg-CnE) と命名する。Yg-CnE は、ほとんどが本質火山礫~火山岩塊から構成され、淘汰が良く、火山礫がやや円磨されている。Yg-CnE は、安息角とほぼ同じ傾斜の堆積面をもち、その分布は狭い範囲に限られている。これらより、Yg-CnE は火口周辺で降下火砕物の崩落と堆積が繰り返し生じることによって形成された火砕丘堆積物と考えられる。地点 3 では、Tb-Wd と滝沢 B1 火砕流堆積物の間に、地点 4 と同じ層相の赤色の Yg-CnE が見られる (Fig. 3)。

地点 3 の Yg-CnE は土壌層など時間間隙示す堆積物を挟まず直接溶岩に覆われる (Figs. 3 and 4)。本溶岩は、周辺の噴出物を含め津屋 (1968) の新富士火山中期 (主に宮地 (2007) のステージ 3 に相当) の燕沢熔岩流 II (NE1) の範囲に含まれる。しかし、S-24-2 降下スコリア堆積物と滝沢 B 火砕流堆積物に挟まれる本溶岩は、ステージ 5

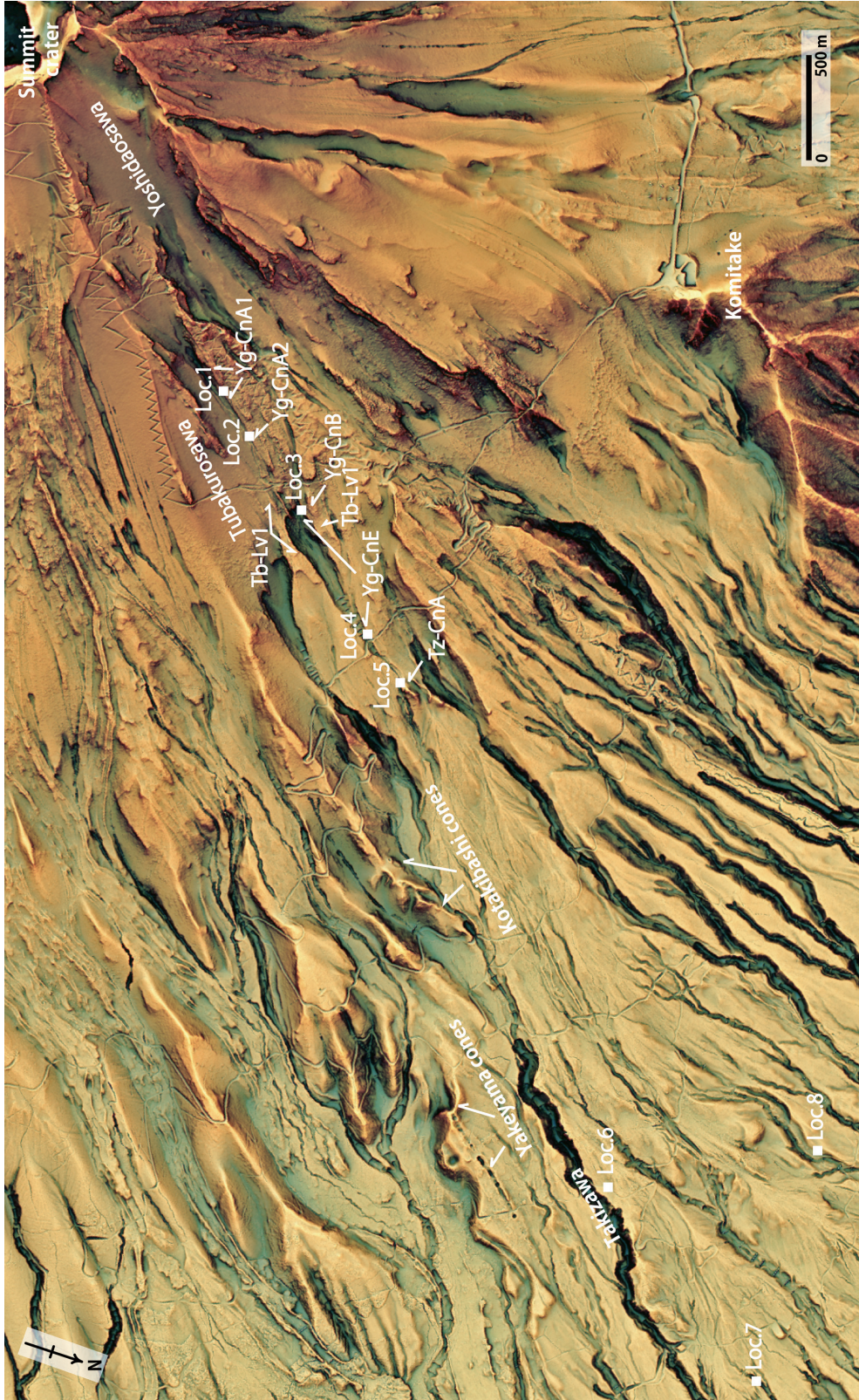


Fig. 2. Topography of pyroclastic cones and lava from the Takizawa B1 eruption. Yg-CnE and Tb-Lv1 are covered by the Takizawa B1 pyroclastic flow deposit. Names of the cones and lava are shown in Fig. 3. Red Relief Image Map is based on LiDAR 1 m DEM measured by Fuji Sabo Work Office and Yamamashi Prefecture in 2008.

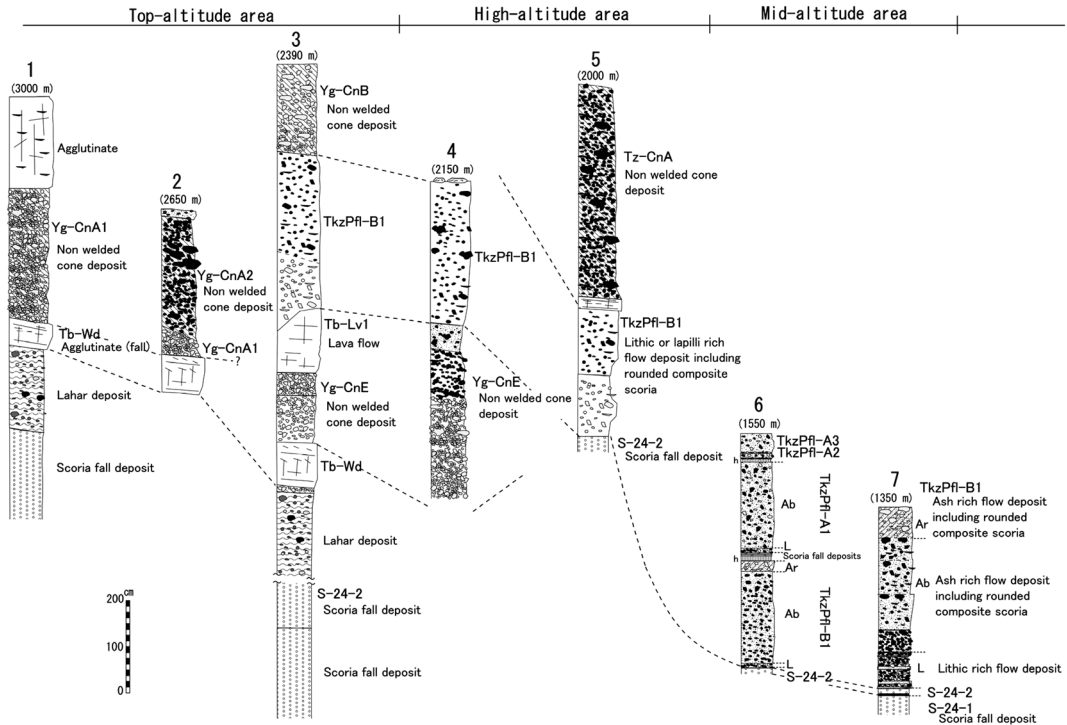


Fig. 3. Vertical graphic log of the Takizawa B1 pyroclastic flow deposit on the northeastern flank of the Fuji volcano. Dark spots indicate black-colored pyroclastic grains, and light spots indicate red-colored pyroclastic grains. Yg-CnE: Yoshidaguchi pyroclastic cone E deposit, Yg-CnA1: Yoshidaguchi pyroclastic cone A1 deposit, Yg-CnA2: Yoshidaguchi pyroclastic cone A2 deposit, Yg-CnB: Yoshidaguchi pyroclastic cone B deposit, Tz-CnA: Tsubakurosawa pyroclastic cone A deposit, Tb-Lv1: Tubakurosawa lava 1, Tb-Wd: Tubakurosawa welded pyroclastic fall deposit. h: humic soil.

(cal AD 500 頃) の噴出物であり、津屋 (1968) が示す新富士火山中期の噴出物ではないことは明らかである。本論では、本溶岩を改めて燕沢溶岩 1 (Tb-Lv1) と定義した。Yg-CnE と Tb-Lv1 の境界の一部は漸移し、境界は入り組んで密着している。このため Tb-Lv1 は Yg-CnE とほぼ同時に流出・堆積したと考えられる。Tb-Lv1 は、地点 3 のスプーン状の谷の両岸に見られ、標高 2500 m より高い地域での分布は不明である。赤色立体図 (Fig. 2) 及び踏査の結果、Tb-Lv1 は燕沢内が給源と推定される。

燕沢の源頭域の地点 1 付近では、Tb-Wd の上位に、赤色の火山弾・スパター・スコリアからなる火砕堆積物が見られる (Fig. 3)。本堆積物の層厚は 200~300 cm で、直径 10~20 cm の石質岩片を含んでいる。本火砕堆積物の内部には安息角に近い堆積面が見られることより火砕丘堆積物と考えられる。この付近は吉田口-A 火砕丘列 (田島・他, 2007) の地形が認められるが、複数の火砕丘堆積物が見られるため、本堆積物を吉田口火砕丘 A1 堆積物 (Yg-CnA1) と呼ぶこととする。Yg-CnA1 は、Tb-Wd の直上に直接堆積していることから、Yg-CnE もしくは

滝沢 B1 火砕流堆積物とほぼ同じ時期に堆積したと考えられる。Yg-CnA1 は、Fig. 2 に示した矢印の先付近の列状の凹地地形付近が給源と考えられる。

地点 2 付近では Yg-CnA1 の上位に、径 10 cm 以上のカリフラワー状の黒色火砕物や本質火山礫~岩塊を含む火砕堆積物が見られる (Fig. 3)。本堆積物内部には Yg-CnA1 と同様に安息角に近い堆積面が見られる。このことより火砕丘堆積物と考えられ、本論では本堆積物を吉田口火砕丘 A2 堆積物 (Yg-CnA2) と呼ぶ。Yg-CnA2 は、標高 2600 m 付近では Tb-Wd を直接覆う。このため、Yg-CnA1 もしくは Yg-CnE とほぼ同時に堆積したと考えられる。なお、Yg-CnA2 は Yg-CnA1 を覆うが、Yg-CnE と Yg-CnA1, Yg-CnA2 の被覆関係は確認できていない。

地点 3 では田島・他 (2007) の吉田口 B 火砕丘 (Yg-B sp. を Yg-CnB に改) に相当する位置にスパターから成る火砕丘堆積物が見られ、その堆積物が滝沢 B1 火砕流堆積物を直接被覆している。一方、地点 5 にも、滝沢 B1 火砕流堆積物の上位に田島・他 (2007) が示した本質ス

パターンから成る燕沢 A 火砕丘堆積物 (Tz-A sp. を Tz-CnA に改) が見られる (Fig. 3)。しかし、この Tz-CnA と滝沢 B1 火砕流堆積物の間には風化火山灰土を挟み 3 層以上の S-24-4~6 と推定される降下スコリア堆積物が挟まれるため (田島・他, 2007)、本論では滝沢 B1 火砕流堆積物に関する堆積物としなかった。

このように、標高 2150 m から標高 3000 m 付近まで広い範囲に S-24-2 降下スコリア堆積物と滝沢 B1 火砕流堆積物の間もしくは同層準の Yg-CnE, Yg-CnA1, Yg-CnA2 及び Yg-CnB 火砕丘堆積物が分布し、これらを吉田口火砕丘群と呼ぶ。これらの火砕丘堆積物は、火砕丘毎に堆積物を構成する火砕物種が変化するため、火砕丘を形成した火口は複数ヶ所あったと考えられる。

4-3 滝沢 B1 火砕流堆積物

滝沢 B1 火砕流堆積物は、源頭～高高度域では Tb-Wd を、高～低高度域では S-24-2 降下スコリア堆積物をそれぞれ覆う。本堆積物は、地点 3~7 等の多くの地点で確認できる。

a. 源頭域～高高度域

地点 3 や地点 4 付近では、Tb-Wd もしくは Yg-CnE の上位に、全層厚 200~400 cm の全体的に弱溶結した火砕堆積物が見られる。本堆積物の淘汰は比較的良いが、谷で層厚が増し、堆積物中の火砕物が円磨されている。また、本堆積物中には鉛直方向に幅 5 cm 程の筋状で火山灰に乏しい直径 1~2 cm のスコリアが集積するガス抜けパイプが見られる。本堆積物には、勾配が約 20 度の層理面に対して、勾配方向に火山礫が約 30~40 度程度で傾斜配列するフォーセット状の堆積構造が見られる。堆積物内には直径数 cm の球状の付着スコリアを多数含み、溶岩片、多孔質なスコリアなど多様な本質火砕物が含まれる。これらのことより本堆積物は、火砕流堆積物と考えられる。田島・他 (2007) が示した様に S-24-2 降下スコリア堆積物上位の球状スコリアを特徴的に産出する火砕流堆積物は滝沢 B1 火砕流堆積物と定義される。

地点 3 では、滝沢 B1 火砕流堆積物は Yg-CnE と Tb-Lv1 の両方と直接接している (Fig. 4)。Tb-Lv1 と火砕流堆積物の境界は漸移しており、Yg-CnE と火砕流堆積物の境界も漸移している。すなわちこの 3 者はほぼ同時に堆積したと考えられる。地点 5 では、下部には赤色火砕物からなる弱溶結の火砕流堆積物が見られ、上部には黒色火砕物からなる火砕流堆積物が見られる (Fig. 3)。

b. 中高度域～低高度域

この地域の滝沢 B1 火砕流堆積物は、高高度域に比べ層相が変化し、3 つの堆積ユニット (下位から順に L 層, Ab 層, Ar 層) に区分できる。

地点 7 の滝沢 B1 火砕流堆積物の下部は、層厚 8~15

cm の火山礫卓越部と火山灰卓越部の互層から構成される (Figs. 3 and 5a)。全層厚は 40~100 cm で、火山礫卓越部が優勢である。本層を L 層 (lithic rich layer) と呼ぶ。L 層には多種の本質火砕物が含まれ、赤色火砕物と黒色火砕物が混在する。L 層は炭化物を多く含み、火砕物はわずかに円磨されている。L 層基底部には、層厚 5 cm の淘汰が良く平行葉理が発達し、凹地で層厚が増す火砕サージ堆積物が見られる。

滝沢 B1 火砕流堆積物の中間～上部には、球状スコリアを特徴的に含み火山礫と黒色火山灰の基質から構成される淘汰の悪い火砕流堆積物が見られる。本層を Ab 層 (blackish ash rich layer) と呼ぶ。全層厚は 200~500 cm である。地点 7 では、Ab 層は単層厚 50~100 cm の複数のフローユニットから構成され、ユニットの境界には直径数 10 cm の火山岩塊が集積している場合がある (Figs. 3 and 5a)。

滝沢 B1 火砕流堆積物の最上部には、Ab 層から漸移し直径 0.5~5 cm の火山礫と火山灰の基質から構成される淘汰の悪い火砕流堆積物が見られる。全層厚は 50~80 cm で全体として赤色を呈する。直径数 cm の球状スコリアを特徴的に含む。本層は単層厚約 10 cm の 3~4 層のフローユニットから構成される。本論では本層を Ar 層 (reddish ash rich layer) と呼ぶ。Ar 層のフローユニットは、ユニット毎に色調の濃淡が見られる (Fig. 5b)。

4-4 滝沢 B2 火砕流堆積物

滝沢 B1 火砕流堆積物の西方の地点 8 では (Fig. 1)、滝沢 B1 火砕流堆積物と同様に S-24-2 降下スコリア堆積物の直上位に土壌や浸食を挟まず堆積する火砕流堆積物が見られる。本地点では本堆積物は下位から L 層, Ab 層, Ar 層の 3 層に区分できる (Fig. 6)。

最下部の L 層は、火山礫が卓越した数 10 cm の単層と火山灰が卓越した数 cm~数 10 cm の単層が互層する。全体として火山礫層が卓越している。炭化木と生木を含み、谷部で層厚が増加する傾向を持つ。L 層は、火山礫と火山灰の基質からなる淘汰の悪い Ab 層に覆われる。Ab 層は単層厚数 m の複数のフローユニットから構成される。Ab 層の最上部のフローユニットは下部のものに比べ、赤色火砕物の比率が高くなる。Ab 層の上位には全体が赤色を呈し淘汰の悪い Ar 層が見られる (Fig. 6)。

滝沢 B2 火砕流堆積物の L 層に含まれる 35 年輪の炭化材から、 1690 ± 30 yrs BP (PLD-2459: 256-303, 315-420 cal AD (2 σ)) の値が得られた。この値は田島・他 (2007) が示した滝沢 B1 火砕流堆積物の年代値範囲に含まれる。このことから、両者はほぼ同時期に堆積したものと考えられる。一方、本火砕流堆積物の構成粒子は、滝沢 B1 火砕流堆積物と異なり、Ab 層に発泡の良いスコリア

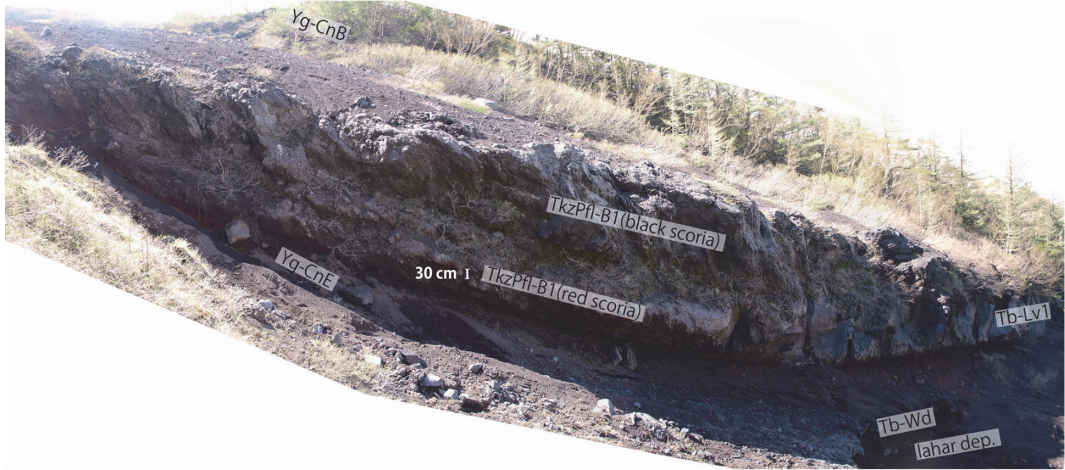


Fig. 4. Relationship between the Takizawa B1 pyroclastic flow deposit and other volcanic deposits during the same eruption stage at Loc. 3.

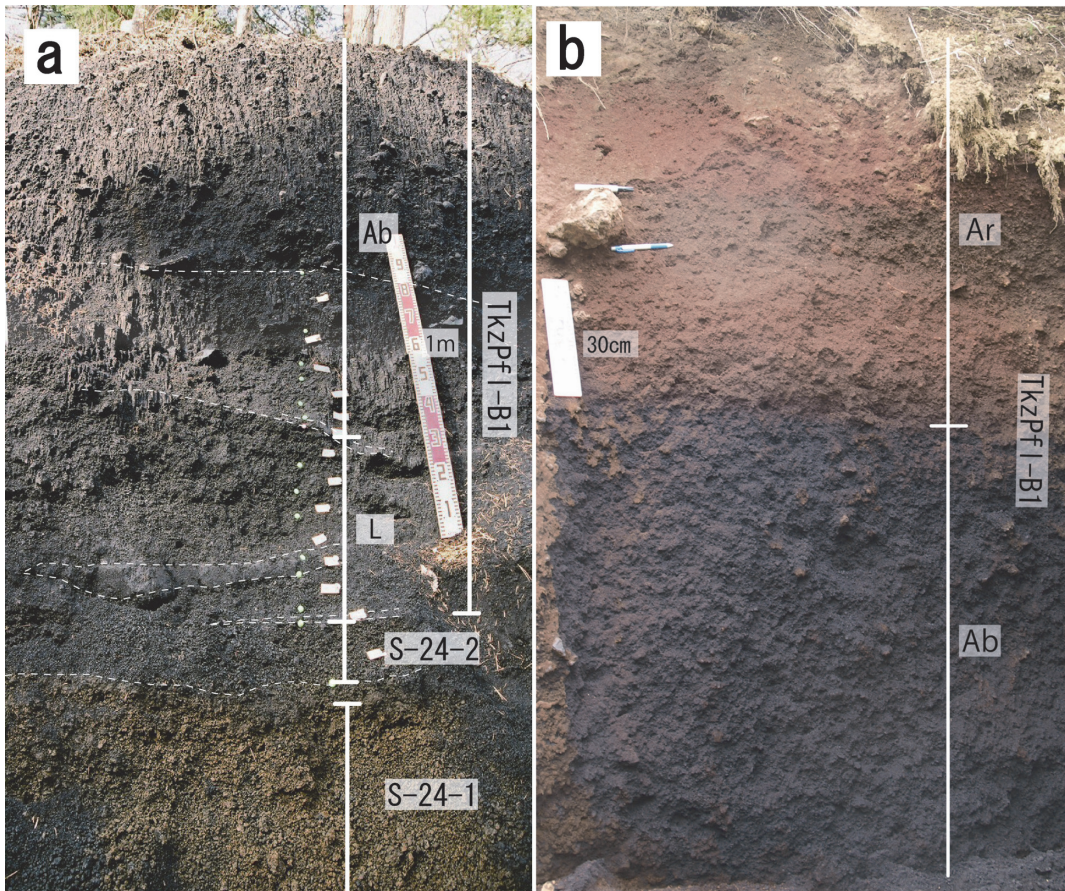


Fig. 5. Photograph images of the Takizawa B1 pyroclastic flow deposit. a: TkzPfl-B1 deposit in the mid-altitude area at Loc. 7. Dashed lines show the flow unit boundaries. b: TkzPfl-B1 deposit in the mid-altitude area near Loc. 6. The Ar-layer is composed of reddish-colored pyroclastic grains.

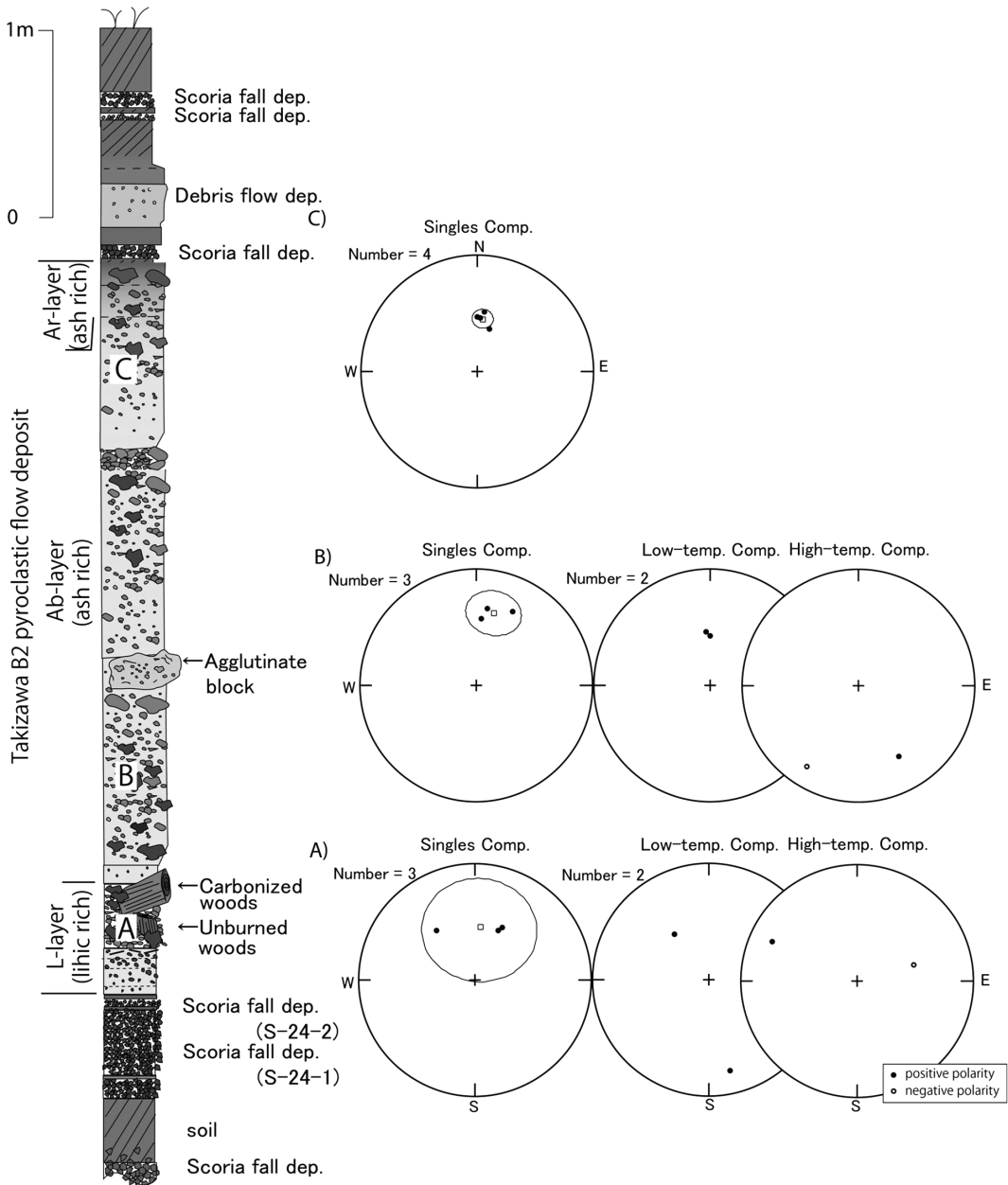


Fig. 6. The schematic columnar section of the Takizawa B2 pyroclastic flow deposit and the results of paleomagnetic observations at Loc. 8. Equal-area projections show the single-components (Singles Comp.) with low and high-temperature components (Low- or High-temp. Comp.) for depositional units in the Takizawa B2 pyroclastic flow deposit. Open squares and ellipsoids indicate the mean direction and the 95% confidence limit.

が多く含まれ、球状スコリアを含まない。このような岩相の違いから滝沢 B2 火砕流堆積物として区別した。本堆積物が高温下で堆積したことは 5-5 に示す。

5. 分析結果

滝沢 B1 火砕流堆積物とそれに関連する堆積物についての火砕物の構成種、本質物の全岩化学組成、粒度組成、粒子みかけ密度の特性を示す。また、滝沢 B2 火砕流堆

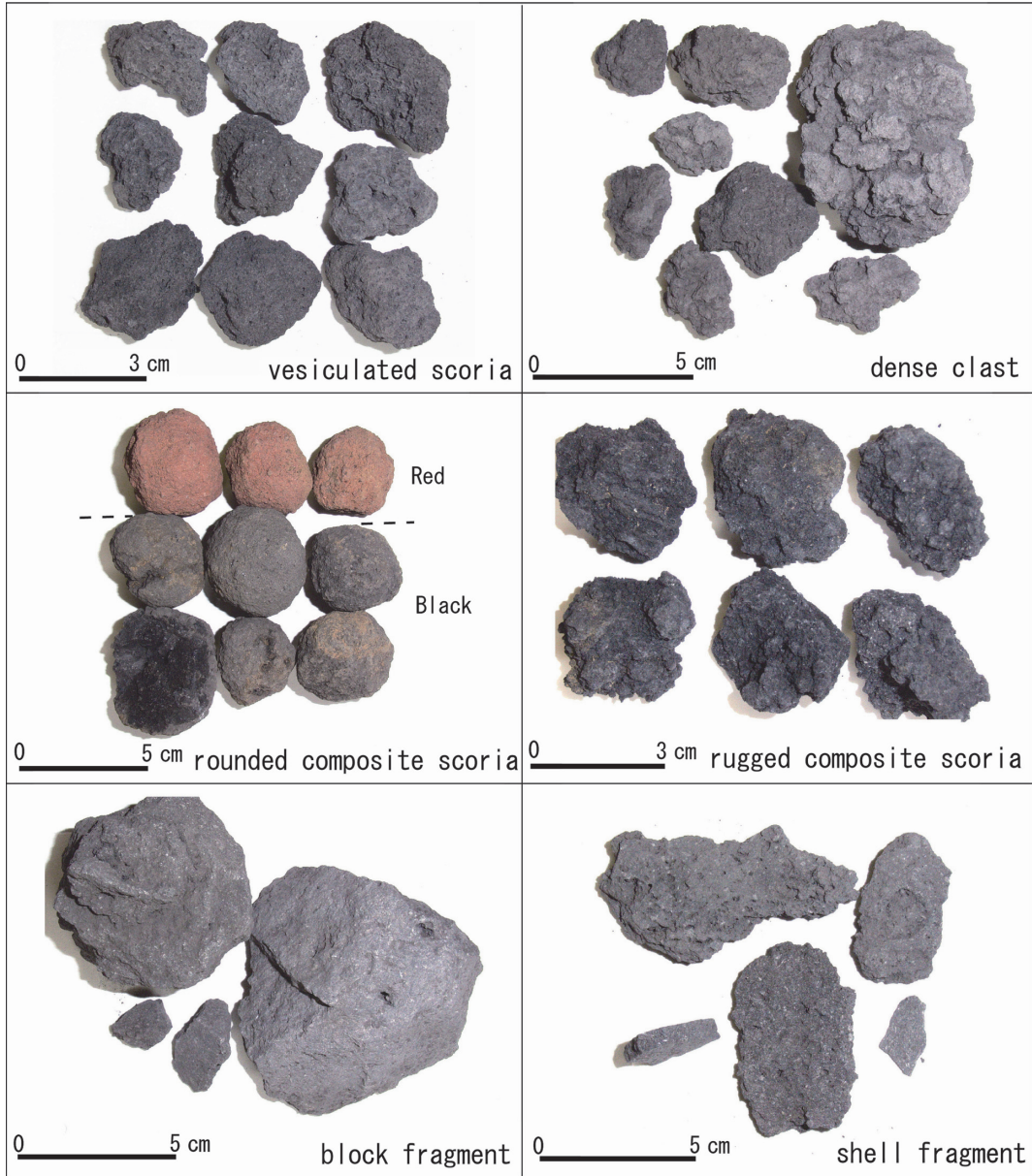


Fig. 7. Typical pyroclastic grains observed in the Takizawa B1 pyroclastic flow deposit.

積物についてはユニット毎に熱残留磁化測定を行った結果を示す。

5-1 火砕物の構成種分析

滝沢 B1 火砕流堆積物および火砕丘堆積物を構成する火砕物はスコリアもしくは緻密な岩片からなる。これらは表面に滑らかな凹凸面の形成や発泡痕が見られ塑性的な変形を受けた特徴が見られる火砕物と、鋭角に接する面に囲まれ脆性破壊された特徴が見られる岩片に大別で

きる (Fig. 7)。

塑性変形が見られる火砕物は、多孔質スコリア (vesiculated scoria)、緻密クラスト (dense clast)、球状スコリア (rounded composite scoria)、付着スコリア (rugged composite scoria) の 4 種類に細分できる。多孔質スコリアは発泡によって多孔質となり見かけ密度が小さい。気泡痕が伸び、紡錘・リボン状等の火山弾形状を呈する。前田・宮地 (2012) のタイプ II と同じである。緻密クラストは中

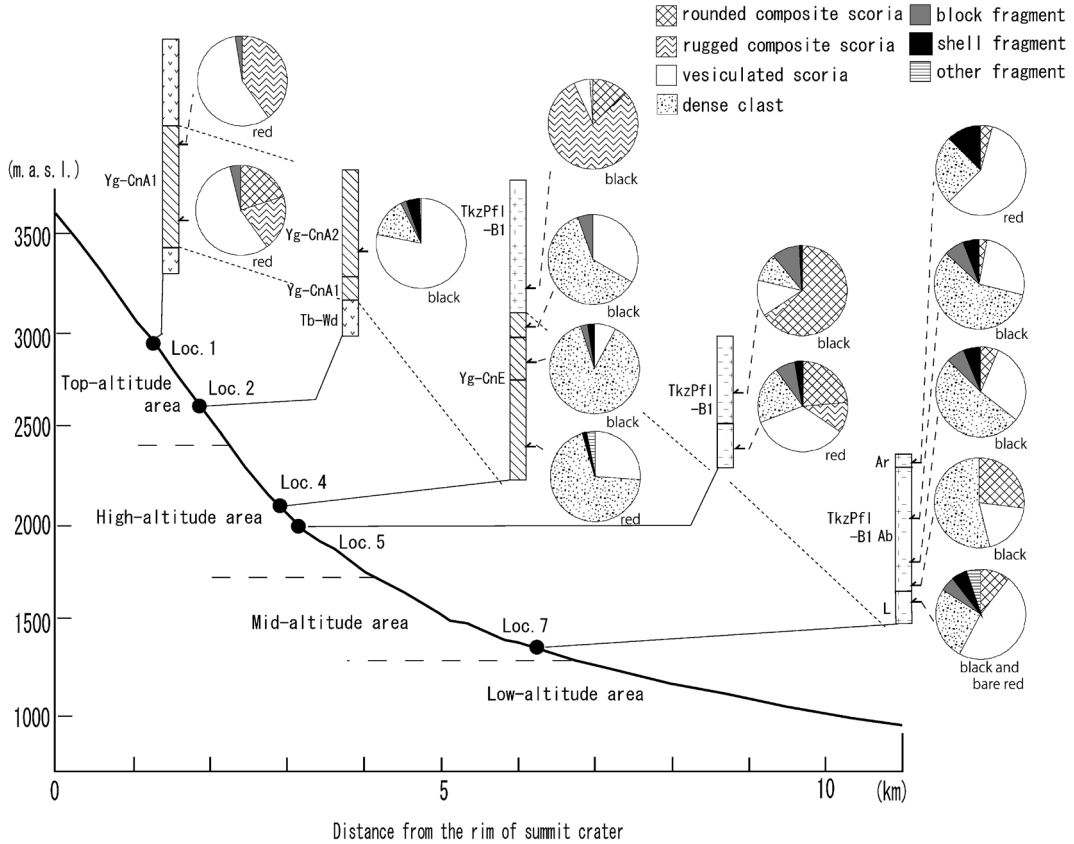


Fig. 8. Componentry analysis of the Takizawa B1 pyroclastic flow and the Yoshidaguchi cones deposits. Black or red are colors of grains, along with the corresponding clast-type content of the deposits. Locations are shown in Fig. 1.

心部が相対的に緻密で表面にひび割れと襞(ひだ)が発達し、アア溶岩のクリンカーと類似の形態を示す。前田・宮地(2012)のタイプB2とほぼ同じである。球状スコリアは中心の核となる粒子の周囲に多数のスコリアや火山灰が付着し外形が球~楕円体形状を呈する。付着スコリアは球形にはならないものの、複数のスコリアや火山灰が結合したものである。

脆性的に破壊されたものは塊状岩片(block fragment)、貝殻状岩片(shell fragment)、その他(other fragment)に区分した。塊状岩片は角張った形状を呈し、しばしばひび割れが発達する緻密な岩片である。貝殻状岩片は薄い貝殻状の形状を呈す岩片である。上記以外のものは「その他岩片」とした。その他岩片は、主に表面がやや変質したスコリアである。以下に、分析結果を示す。

S-24-2 降下スコリア堆積物は、ほぼすべてが発泡度の高い多孔質スコリアからなる。

火砕丘堆積物は、多孔質スコリアおよび付着スコリアが主体となり、地点毎に異なった構成比をもつ。地点1

の Yg-CnA1 の赤色火砕物は、付着スコリアと多孔質スコリアが全体の 90% を占め、塊状岩片を少量含む。地点2 付近の Yg-CnA2 の黒色火砕物は、多孔質スコリアが全体の 80% 以上を占め、緻密クラスト、塊状岩片および貝殻状岩片を含む。地点4 の Yg-CnE では、緻密クラストが 60~90% を占める (Fig. 8)。

滝沢 B1 火砕流堆積物は、高高度域の地点4 では、球状スコリアおよび付着状スコリアが 90% 以上を占めている。高度の下がった地点5 では、球状スコリアに加え緻密クラスト、塊状岩片が混在する。一方、中高度域の地点7 では、下部の L 層では多孔質スコリアが約 60% を占め、緻密クラストの割合は 25% となる。火山灰が卓越する中間~上部の Ab 層では、緻密クラストが約 50~60% を占め、球状スコリアや塊状岩片が多い。また、球状スコリアは上方になるにつれ含有率が低下する。最上部の Ar 層は、多孔質スコリアが 45% を占め、緻密クラスト、貝殻状岩片がそれぞれ 20~10% を占める (Fig. 8)。また、他のユニットには見られない火山弾形状

Table 1. Result of whole-rock major element analysis.

No.	Deposit Name	Altitude	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Total
1	Yg-CnE	2150m	51.26	1.31	17.47	10.89	0.19	5.58	9.78	2.56	0.70	0.26	100
2	Yg-CnE	2150m	51.15	1.32	17.45	10.98	0.19	5.68	9.74	2.50	0.72	0.26	100
3	Yg-CnE	2150m	51.44	1.34	17.29	10.80	0.19	5.66	9.78	2.57	0.66	0.27	100
4	Yg-CnE	2150m	51.47	1.34	17.28	10.80	0.19	5.65	9.79	2.55	0.66	0.27	100
5	Tb-Lv1	2300m	51.27	1.29	17.48	10.67	0.18	5.80	9.84	2.56	0.65	0.25	100
6	Tkzpf1-B1	2300-2200m	51.44	1.33	17.14	10.97	0.19	5.71	9.77	2.50	0.69	0.26	100
7	Tkzpf1-B1	2300-2200m	51.24	1.32	17.35	10.79	0.19	5.70	9.91	2.53	0.69	0.27	100
8	Tkzpf1-B1	2150m	51.20	1.33	17.48	10.92	0.19	5.67	9.78	2.47	0.70	0.25	100
9	Tkzpf1-B1	2150m	51.27	1.33	17.38	10.92	0.19	5.73	9.76	2.55	0.67	0.22	100
10	Tkzpf1-B1	2150m	51.19	1.31	17.51	10.91	0.19	5.72	9.72	2.51	0.67	0.26	100
11	Tkzpf1-B1	1450m	51.22	1.32	17.36	10.82	0.19	5.72	9.84	2.57	0.69	0.27	100
12	Tkzpf1-B1	1450m	51.26	1.32	17.36	10.79	0.19	5.71	9.83	2.57	0.70	0.27	100
13	Tkzpf1-B1	1400m	51.28	1.32	17.37	10.79	0.19	5.69	9.85	2.55	0.69	0.27	100
14	Tkzpf1-B1	1400m	51.24	1.33	17.31	10.84	0.19	5.72	9.84	2.58	0.69	0.27	100
15	Tkzpf1-A1	1500-1600m	50.97	1.23	17.62	11.05	0.19	5.78	9.81	2.53	0.61	0.23	100
16	Tkzpf1-A1	1450m	51.31	1.25	17.60	10.58	0.18	5.77	9.89	2.56	0.62	0.24	100
17	Tkzpf1-A1	1450m	51.29	1.26	17.59	10.61	0.19	5.80	9.84	2.56	0.63	0.24	100
18	Tkzpf1-A1	1500-1600m	51.13	1.24	17.80	10.52	0.18	5.69	9.78	2.63	0.64	0.24	100
19	Tkzpf1-A1	1500-1600m	50.86	1.21	17.79	10.55	0.18	5.97	9.94	2.56	0.56	0.22	100
20	Tkzpf1-A1	1500-1600m	51.14	1.11	18.01	10.24	0.18	5.80	9.97	2.62	0.58	0.21	100
21	Tkzpf1-A1	1500-1600m	56.83	1.15	16.86	8.77	0.17	3.74	7.62	3.31	1.13	0.27	100
22	Tkzpf1-A2, A3	1500-1600m	50.97	1.25	17.60	10.65	0.18	5.88	9.83	2.61	0.64	0.24	100
23	Tkzpf1-A2, A3	1500-1600m	51.89	1.16	17.88	10.00	0.18	5.77	10.13	2.32	0.32	0.21	100
24	Tkzpf1-A2, A3	1500-1600m	51.08	1.24	17.66	10.61	0.18	5.74	9.85	2.60	0.63	0.24	100
25	Tkzpf1-A2, A3	1500-1600m	51.08	1.26	17.71	10.60	0.18	5.71	9.84	2.60	0.63	0.24	100
26	Tkzpf1-A2, A3	1500-1600m	51.06	1.24	17.67	10.63	0.18	5.76	9.83	2.61	0.62	0.24	100

*Total Fe as FeO.

の火砕物が含まれる。

5-2 全岩化学組成

滝沢 B1 火砕流堆積物は、4-3 に示した様に地点 5 と地点 6 の間で層相が大きく変化するため、その連続性を確認する必要が生じた。そこで高高度域と中～低高度域の堆積物から本質岩片を採取し、全岩化学組成分析を行った (Table 1)。また、比較のために発生時代が近いが明らかに時間間隙がある地点 6 の滝沢 A1～A3 火砕流堆積物 (Fig. 3) から本質岩片を採取し分析を行った。その結果、滝沢 B1 火砕流堆積物の本質岩片は、高高度域と中～低高度域のいずれも SiO₂ が 51.0～51.5 wt% と狭い範囲の値を示し、TiO₂、K₂O などのハーカー図上では集中した組成範囲となる (Fig. 9)。さらに、Yg-CnE や Tb-Lv1 も、滝沢 B1 火砕流堆積物と同じ組成傾向を示す。一方、滝沢 A1～A3 火砕流堆積物は、滝沢 B1 火砕流堆積物に比べ SiO₂ の組成幅がやや広く、異なる組成傾向を示す。この結果から、高高度域と中～低高度域の滝沢 B1 火砕流堆積物は対比が可能であり、それに加え Yg-CnE や Tb-Lv1 も滝沢 B1 火砕流堆積物に関連した噴出物であると言える。

5-3 粒度分析

滝沢 B1 火砕流堆積物について粒度分析を行い、中央粒径値 Md_φ、淘汰度 σ_φ のパラメーターを Inman 法

(Inman, 1952) によって求めた (Fig. 10)。また、F1 (1 mm 以下粒子の割合) -F2 (1/16 mm 以下粒子の割合) (Walker, 1983) についても求めた。滝沢 B1 火砕流堆積物の L 層、Ab 層、Ar 層は火山礫卓越部と火山灰卓越部が存在するため、両者を分けて採取した。

火砕物の粒度分布は、σ_φ と Md_φ の関係からタイプ 1 とタイプ 2 に区分できる (Fig. 10)。タイプ 1 は、火山礫と火山灰が混在し、淘汰度 (σ_φ) が +2.0～+3.5 φ と悪い。タイプ 1 は、滝沢火砕流堆積物の主たる部分を占める Ab 層のフローユニットの典型的な粒度組成である。また、地点 4 の Yg-CnE の一部の火山灰卓越部 (ash rich) にも、同じ性質の粒度分布が見られる。タイプ 2 は、淘汰度が +1.7～+2.5 φ となり、降下スコリア堆積物と同程度に良い。F1-F2 プロットにおいては、明らかに 1 mm 以下の火砕物に乏しいことがわかる。タイプ 2 は地点 4 の Yg-CnE、中高度域の火砕流堆積物 L 層中の火山礫卓越部 (lithic rich)、高高度域の弱溶結火砕流堆積物 (partial welded) に見られる (Fig. 10)。

5-4 みかけ密度

Fig. 11 に地点 7 における滝沢 B1 火砕流堆積物に含まれる火砕物のみかけ密度の変化を示す。S-24-2 降下スコリア堆積物の火砕物は 1,400～1,600 kg/m³ である。滝沢 B1 火砕流堆積物の L 層では 1,700～2,200 kg/m³ であ

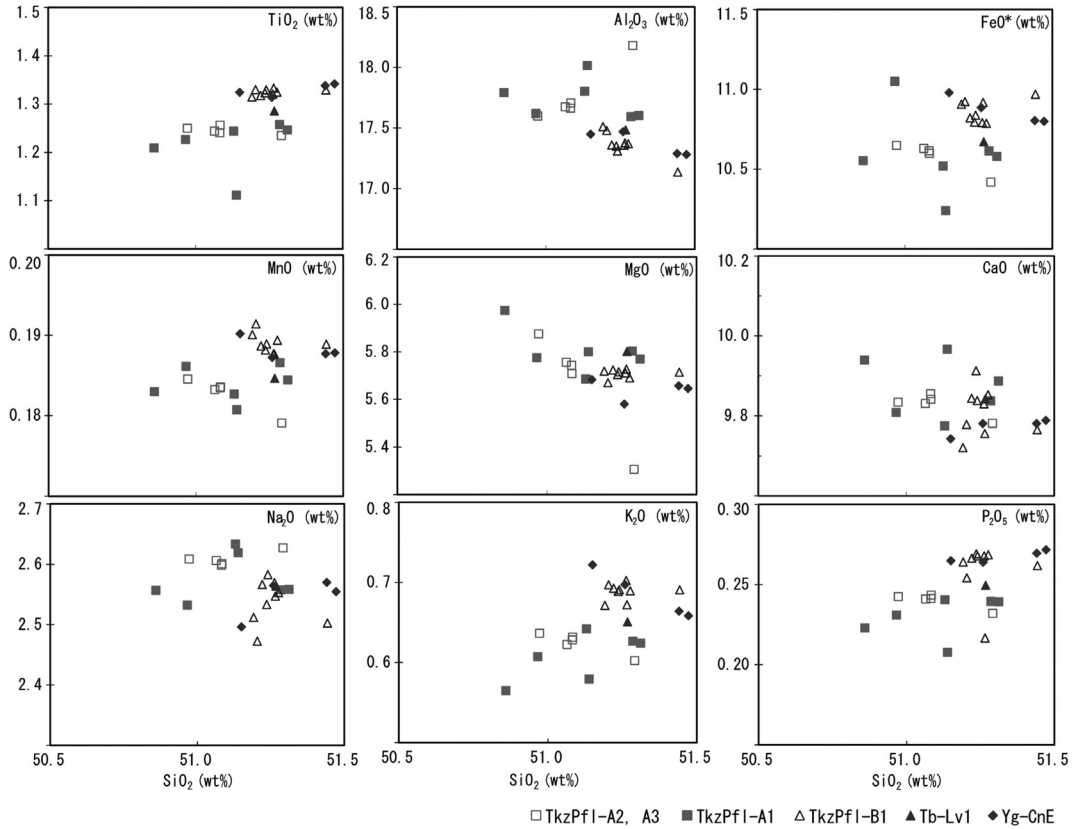


Fig. 9. Whole-rock major element compositions of volcanic materials from the Takizawa B1 pyroclastic flow deposit and the Takizawa A1 to A3 pyroclastic flow deposits.

り、Ab層では1,700~2,400 kg/m³とみかけ密度の最大値が大きくなる。Ar層では1,700~2,300 kg/m³と最大値がやや低下する。

5-5 熱残留磁化測定

滝沢 B1 火砕流堆積物は、瀧・他 (2003) によって岩片の熱残留磁化測定が行われ、高温下で堆積したことが明らかにされた。本論では L層~Ar層に岩相が変化する原因を考察するため滝沢 B2 火砕流堆積物の L層, Ab層, Ar層から本質岩片試料を 14 個採取した。

L層 (Fig. 6-A) の同じみかけの多孔質スコリアは、熱残留磁化方位が単成分を示す 3 試料と 2 成分を示す 2 試料に分けられる。2 成分を示す試料の高温成分の平均磁化方位の偏角は 74.0°, 伏角は 47.6°である。一方、低温成分の偏角は 166.8°, 伏角は 19.8°である。これらは、滝沢 B1 火砕流堆積物の偏角が 10.3°, 伏角が 48.8° (瀧・他, 2003) と一致しない。この様な本質岩片は低温の状態に堆積したと考えられる。一方、単成分を示す本質岩片の平均磁化方位の偏角は 5.0°, 伏角は 51.9°となり、滝沢 B1 火砕流堆積物とほぼ一致する。これらは、瀧・他 (2003)

が示したように試料の消磁温度に基づき、580°C 以上の高温で堆積したと考えられる。

一方、Ab層下部から採取した 5 試料のうち 3 試料は単成分、2 試料は 2 成分の熱残留磁化方位が得られた (Fig. 6-B)。単成分を示す試料の平均磁化方位は偏角が 13.4°, 伏角が 35.2°であり、滝沢 B1 火砕流堆積物とほぼ一致した。2 成分を示すものは、屈曲点の温度から 450°C 以上の高温で堆積したと推定される。なお、Ab層上部では赤色の火砕物を測定し、それらは全て単成分であった。その平均磁化方位の偏角が 5.8°, 伏角が 52.1°であり (Fig. 6-C)、580°C 以上の高温で堆積したと考えられる。

6. 議 論

6-1 滝沢 B 火砕流発生時の噴火の推移

まず、滝沢 B1 火砕流堆積物とそれに関連した堆積物の層序をもとに噴火の推移を明らかにする。

(1) スコリア噴火

滝沢 B1 火砕流を発生させた一連の活動は、S-24-2 降下スコリア堆積物をもたらした噴火で始まったと考えら

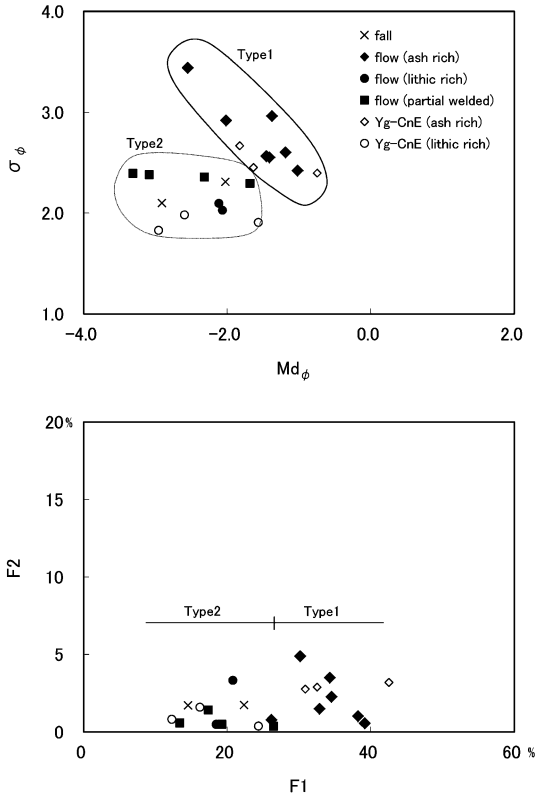


Fig. 10. $Md\phi$ - $\sigma\phi$ and F1-F2 plots of all types of the Takizawa B1 pyroclastic flow deposit. F1: The ratio of grain content for grain size under 1 mm. F2: The ratio of grain content for grain size under 1/16 mm.

れる。次に、源頭域から高高度域にあたる標高 3000 ~ 2200 m 付近で噴火が生じ Tb-Wd を形成した。Tb-Wd は標高 3000 m 付近まで見られることより、この噴火活動は源頭~高高度域の広い範囲に及んでいたと考えられる。なお、Tb-Wd と次に形成された火砕丘堆積物の間にはラハール堆積物が挟まれる場合があり、わずかに噴火活動の休止期間があったと考えられる。

(2) 火砕丘堆積物の形成と火砕流の発生

標高 2150 m 付近に見られる火砕丘堆積物 Yg-CnE は、緻密クラストを主な構成物とし、その粒度組成はタイプ 2 である。Yg-CnE には転動による堆積面が形成されており、タイプ 2 の粒度組成は転動作用が寄与したと考えられる。Yg-CnE は緻密クラストを多く含むことより、本地点よりやや上方において溶岩や火砕丘が形成され、それらが崩落することによって堆積したと考えられる (Fig. 12a)。本堆積物は、標高 2400 m 付近まで見られ、この間に噴火火口列があったと考えられる。

源頭域の標高 3000 m 付近では、Yg-CnE もしくは滝沢

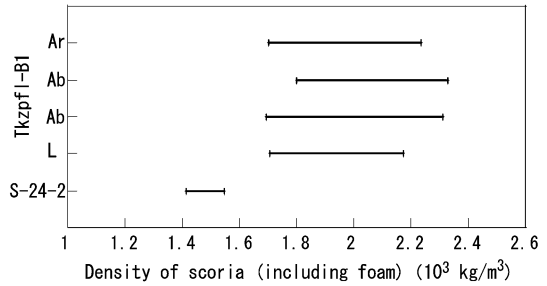


Fig. 11. Bulk density variations in pyroclastic grains (including foam), observed in the Takizawa B1 pyroclastic flow deposit and S-24-2 scoria fall deposit at Loc. 7.

B1 火砕流堆積物と同じ層位に、赤色の付着スコリア、多孔質スコリア、塊状岩片、大型のスパターからなる Yg-CnA1 が見られる。標高 2400 m 付近では Yg-CnA1 の上位に、時間間隙を挟まず黒色の多孔質スコリア、緻密クラスト、塊状岩片、貝殻状岩片を含む Yg-CnA2 が堆積した。火砕丘堆積物は、構成火砕物の種類が火砕丘毎に異なる。このためこれらの Yg-CnE、Yg-CnA1、Yg-CnA2 は複数の異なる火口もしくは火口列を形成していたと考えられる (Fig. 12b)。また、地点 3 では火砕丘堆積物 Yg-CnE の上位に溶岩 Tb-Lv1 が見られ、火砕丘形成と同時に溶岩の流出も生じていた。

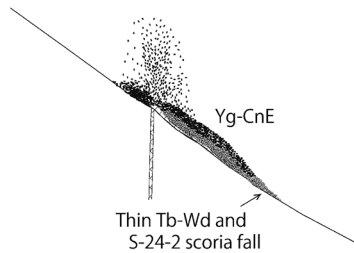
この様に標高 2150 ~ 3000 m 付近にかけての Yg-CnE、Yg-CnA1、Yg-CnA2 の噴火がほぼ同時に起こり Tb-Lv1 も流出した。滝沢 B1 火砕流堆積物は、Yg-CnE と Tb-Lv1 と漸移する関係にあることより、これらの噴火活動の最中に発生したと考えられる。その発生過程の詳細は、火砕流堆積物の堆積構造との関係より以下に議論する。

6-2 滝沢 B1 火砕流堆積物と火砕丘堆積物の関係

地点 7 では、滝沢 B1 火砕流堆積物の最下部に赤色火砕物を含み多孔質スコリアが卓越する L 層が見られる。L 層の赤色火砕物や黒色火砕物など複数種の本質火砕物を含む構成は、Yg-CnE の赤色火砕物や黒色火砕物を起源としたと考えられる。地点 5 の滝沢 B1 火砕流堆積物の L 層は赤色火砕物層と黒色火砕物層が分かれて堆積しているのに対して、地点 7 の L 層では黒色の緻密クラストが混在し赤色の火砕物の割合は低い (Fig. 8)。これらのことは、最初に赤色火砕物を主体とした Yg-CnE の崩壊が先行し、その後地点 4 の黒色の緻密クラストを含む Yg-CnE の崩壊が続き、流下時により速度の速い後続部が先頭部に追いつくことで混合が進行したと考えられる。Yg-CnE の堆積分布から、L 層を形成した火砕流は標高 2150 m 付近から 2400 m 付近が起源であったと考え

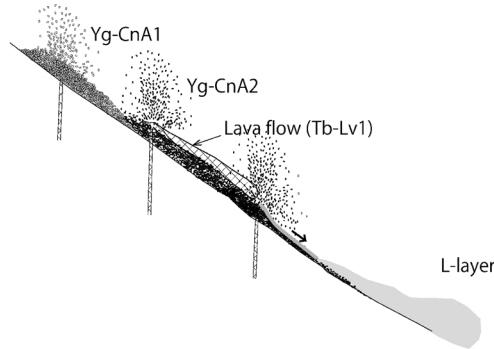
a) Building of pyroclastic cone

An eruption started on a steep slope inclined at about 30°. Red scoria and pyroclastic grains accumulated on the slope, followed by black scoria and pyroclastic grains.



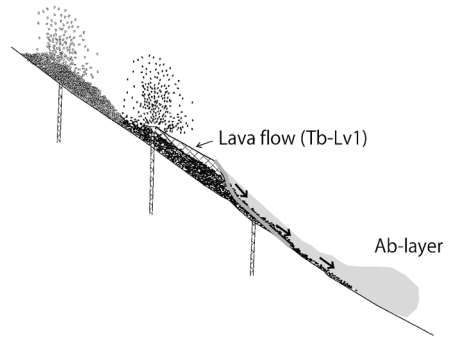
b) Front part of cone collapsed

The cone became unstable as excess pyroclastics and lava built from the upward vent. The front of the cone then avalanched and generated the pyroclastic flow. The pyroclastic flow was deposited as L-layer.



c) Inner part of pyroclastic cone collapsed

The collapse reached the main part of the cone and the lava. The pyroclastic flow was deposited as Ab-layer.



d) The collapse reached an area of high-altitude

The collapse reached an area of high altitude. In this area grains with cauliflower bombs and bomb-shaped vesicular scoria were deposited. The pyroclastic flow was deposited as the upper Ab- and Ar-layer.

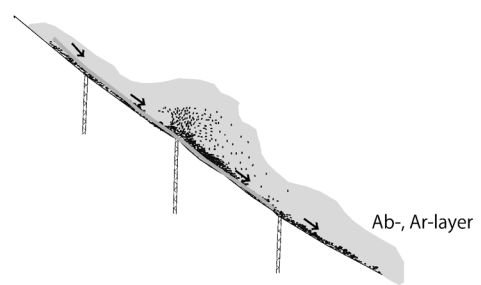


Fig. 12. The sequence of deposition of scoria cone or rampart and the collapse on the northeastern flank of the Fuji volcano. Dark spots indicate black-colored pyroclastic grains, and light spots indicate red-colored pyroclastic grains.

られる。

次に、地点7のAb層では、タイプ1の堆積物が卓越し、突如粒径の大きな球状スコリアが増加し、緻密クラストの含有率が増える。さらに、Ab層の上部になるにつれ球状スコリアの含有率は低下し、緻密クラストの含有率が増加する (Fig. 8)。Ab層に含まれる高密度火砕物 (緻密クラスト) は、前田・宮地 (2012) が示したように溶岩からもたらされたと考えるのが妥当であり、標高2400mの地点3付近の両岸に見られるTb-Lv1がその給源と考えられる。球状スコリアは、ストロンボリ式噴火からブルカノ式噴火のような爆発的噴火に移行するような時に形成される場合 (Fisher and Schminke, 1984) や転動によって形成される場合が考えられる。現時点でどのような機構で形成されたかは明らかでないが、Ab層で球状スコリアの含有率が高くなるのは噴火現象に何らかの変化が生じたためと考えられる。球状スコリアを主体

とした弱溶結のスコリア流堆積物は、標高2150mから標高2400m付近に分布しており、この付近で崩壊が発生したと考えられる (Fig. 12c)。地点7の中間部のAb層には塊状岩片などの岩片が混入するようになる。塊状岩片は、地点2付近のYg-CnA2に多く含まれ、Yg-CnA2も給源の一部となったと考えられる。この段階では、崩壊が標高2400~2500m付近に達したと考えられる。

滝沢B1火砕流堆積物の最上部のAr層は、全体が赤色化するとともに緻密クラストが減少し、多孔質スコリアが多く含まれる。この多孔質スコリアには火山弾形状のものなど、それまでには見られない火砕物が含まれる。このことは、さらに火砕流の発生位置が変化したことを示唆する。火山弾状のスコリアは地点1などのYg-CnA1に認められる。すなわち滝沢B1火砕流堆積物の最上部層は、源頭域の火砕丘堆積物Yg-CnA1、もしくはYg-CnBを給源としたと考えられる (Fig. 12d)。

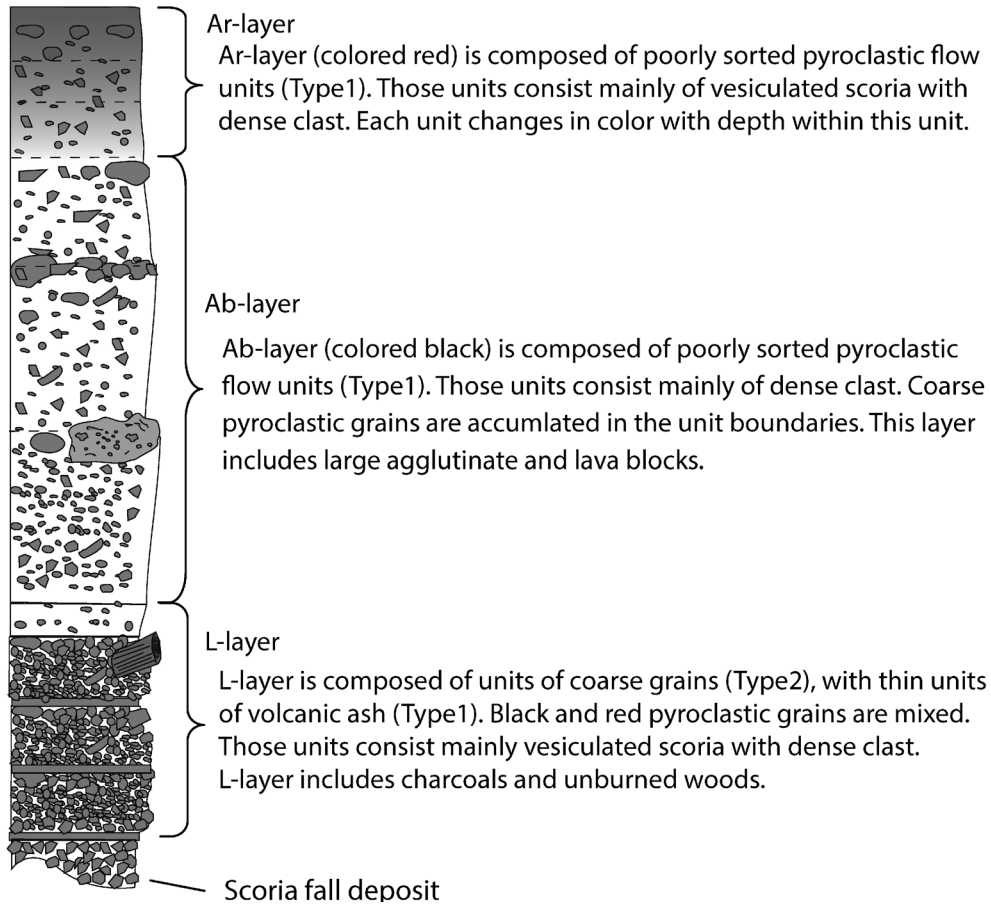


Fig. 13. Depositional features of pyroclastic flow deposit on the northern flank of the Fuji volcano. This pyroclastic (scoria) flow deposit is subdivided into a lower lithic rich L-layer and upper ash-rich Ab- and Ar-layer.

このように地点7で見られる滝沢B1火砕流堆積物の構成粒子の垂直変化は、標高2150mから標高2500m以上の火砕丘堆積物毎の火砕物構成種の変化及び溶岩の分布と良く一致する。

6-3 滝沢B1火砕流の発生域

次に、火砕流を発生させたと考えられる地形の考察を行う。Fig. 2には地点3付近もしくは地点1付近にスプーン状の抉られた凹地形が見られ、これらの地形が滝沢B1火砕流発生時の崩壊跡であった可能性が考えられる。地点3で火砕流が堆積していることを考えると、より上方に給源を求める必要があり、地点1付近の凹地形まで発生源が達した可能性が高い。つまり標高2150~2400m付近から始まった崩壊が滝沢の高い高度まで進行したと考えられる。この崩壊がどの程度の時間をかけ進んだか堆積物から読み取ることは難しい。火砕丘堆積物や溶岩が一定時間をおき何度も崩壊するよう

なことが起されれば、顕著なL層がAb層の堆積物間に繰り返し挟まれ堆積してもおかしくない。しかし、滝沢B1火砕流堆積物にはそのような顕著な繰り返しの構造は見られず、全体の崩壊は比較的短時間に進行したと考えられる。

地点3付近では、急勾配の斜面上にS-24-2降下スコリア堆積物や火砕丘堆積物が見られ、その上に厚い溶岩が堆積する。この付近の平均斜面勾配は25~30度であり、火砕丘の平均勾配の最多頻度(田島・他, 2007)と一致する。このような安息角と同じ勾配の斜面に、火砕丘や高密度の溶岩が堆積し始めると、場所によっては安息角を越え不安定な状態になると考えられる。また、溶岩と火砕流堆積物が漸移する関係が見られることは、火砕流発生時に溶岩は完全には固結していなかったと考えられる。このため半固結状態の溶岩内部に弱面が形成され崩壊を促した可能性も考えられる。

6-4 熱残留磁化から推定される発生過程

滝沢 B2 火砕流堆積物の L 層では生木を含有していることやキュリー点以下で冷却された本質岩片を含んでいるなど一部低温で定置したことを示す証拠が得られた (Fig. 6)。L 層におけるキュリー点以下の本質岩片の存在は、一度定置し冷却した火砕物の一部が火砕流に取り込まれ堆積したと考えられる。また、滝沢 B1 火砕流堆積物、滝沢 B2 火砕流堆積物、滝沢 A1 火砕流堆積物など複数の火砕流堆積物の L 層に、赤色火砕物と黒色火砕物の混在が見られる。異なる酸化環境の火砕物が混在していることは、異なる環境で定置したものが同時に供給されたことを意味する。これらのことは、初期に冷却の進んだ火砕丘堆積物の表層が給源となったことを示していると考えられる。

滝沢 B2 火砕流堆積物、滝沢 A' 火砕流堆積物の Ab 層には溶結火砕堆積物を母材とした岩塊が含まれている (田島・他, 2007)。溶結火砕堆積物の岩塊は、給源に火砕丘が存在したことを意味する。滝沢 B2 火砕流堆積物の Ab 層でより高温の性質を示す熱残留磁化測定の結果が得られたことは、活動後半にはより高温の火砕丘内部を主体とした供給が示唆される。

6-5 北東域に見られる火砕流堆積物の堆積構造

富士火山北東域に見られる火砕流堆積物には、今まで示したように共通した堆積構造が見られる。最下部には、主に火山礫からなりタイプ 2 の粒度組成を示す単層が卓越する L 層が見られる。その上位には層厚数 m で、タイプ 1 の粒度組成を示す単層が卓越する Ab 層があり、Ab 層には複数のフローユニットが見られる。最上部には、全体が赤色を呈しタイプ 1 の粒度組成を示す複数のフローユニットからなる Ar 層が見られる。このような堆積構造は、滝沢 A、滝沢 A' 火砕流堆積物にも見られ、北東斜面を起源とした火砕流堆積物に共通した堆積構造と言える (Fig. 13)。

滝沢 B1 火砕流堆積物の噴火推移及び滝沢 B2 火砕流堆積物の熱残留磁化測定から、崩壊初期に火砕丘堆積物の表層もしくは末端部が崩壊することによって L 層が形成されたと考えられる。その後、滝沢 B1 火砕流堆積物及び滝沢 B2 火砕流堆積物とも崩壊が火砕丘内部もしくは上方の溶岩などより高温域に進行することによって Ab・Ar 層が形成されたと示唆される (Fig. 12)。

ニュージーランドのナルホエ火山では、1975 年 2 月 19 日に準プリニー式噴火 (phase 1) とブルカノ式噴火 (phase 2) が生じ、それぞれで小規模な火砕流が発生した (Nairn and Self, 1978)。Lube *et al.* (2007) は、この時の火砕流 (quasi-steady granular PDCs) の中で sectorII と呼ばれるフローロープの調査を行い、火砕流堆積物は下部の一

1φ 以下の細粒子に欠けブロックが濃集する Zone I、その上部のマトリックスに支持される Zone II、堆積物上面の比較的軽い粗粒スコリアを含む Zone III に分けられるとした。この堆積構造は、本調査から得られた Fig. 12 に示すような滝沢 B 火砕流堆積物の堆積構造と似ている。Lube *et al.* (2007) は火山礫卓越部が流れの前方に発達し形成されたと考えたが、滝沢 B 火砕流堆積物などでは火砕丘の表層から内部に進行した結果生じたと推定された。しかし、両者は相容れないモデルではなく併存可能である。例えば、ナルホエ火山の火砕流によってモデル化された、火山礫が先頭部に集まりやすい流れの性質は、滝沢 B1 火砕流においてもより効果的に火山礫を濃集させ L 層を発達させたとも考えられる。

本論では滝沢 B 火砕流堆積物を中心に議論を行ったが、滝沢 A1 火砕流堆積物にも下部に L 層が発達し上部に Ab 層が厚く堆積している。滝沢 A1 火砕流堆積物の Ab 層の中には、低温を示す本質岩塊が含まれる (瀧・他, 2003)。恐らくより冷却の進んだ火砕丘もしくは溶岩が崩壊したのであろう。

6-6 火砕流の定置過程について

滝沢 B1 火砕流堆積物の主構成層の Ab 層は、タイプ 1 の粒度組成の火山灰卓越層である。この火山灰の卓越した層の粒度組成は Yamamoto *et al.* (2005) が示した土石流堆積物の粒度組成に一致しており、滝沢 B1 火砕流は土石流に近い機構で流下した可能性が考えられる。

地点 7 で見られるように滝沢 B1 火砕流堆積物は下位から上位になるにつれ、フローユニット毎に火砕物構成種やみかけ密度が変化する。即ち、火砕流全体が同時に堆積したのではなく、フローユニット毎に堆積したことを示唆している。滝沢 B1 火砕流堆積物最上部の Ar 層は一見すると高温酸化の様に見えるが、内部に層状の色調濃淡が生じている。このような現象がどのような過程で起きるのか、さらに検討を行う必要がある。

滝沢 B1 火砕流堆積物の H/L は 0.25~0.27 と小規模火砕流の中では比較的低い。火砕流はほぼ同じ位置から発生した場合、規模が大きくなると流下距離が伸びることが知られている (宝田・他, 1993)。富士火山の西側や北東側ではさらに低い標高 1100 m に達する火砕流堆積物が報告されている (田島・他, 2006; 中野・他, 2007)。火砕流が到達する距離については、規模以外にも発生標高や流下時の地形などが影響し、これらの相互作用は未解明な点がある。このため発生場が同じ条件の富士火山での火砕流の到達距離・規模の事例を増やし、その特性を明らかにする必要がある。また、富士火山で噴火が生じた場合、火砕物や溶岩の蓄積量・位置を正確にモニターすることが重要となる。

7. ま と め

1) 中高度域の滝沢 B1 火砕流堆積物は、火砕物構成種が垂直変化する。その垂直変化は滝沢上流部に堆積した吉田口火砕丘群や Tb-Lv1 溶岩の平面分布と一致する。このことから高高度～源頭域が広範囲に崩壊することによって滝沢 B1 火砕流が発生したと推定される。

2) 北東斜面の火砕流堆積物には下部に火山礫卓越部 (L 層)、上部に火山灰卓越部 (Ab・Ar 層) が堆積する堆積構造が見られる。この堆積構造は、熱残留磁化測定や滝沢 B1 火砕流堆積物の火砕物構成種の変化から、火砕丘堆積物の表層から内部の高温部への崩壊の進行を示すものと考えられる。

謝 辞

本論作成に当たり、荒牧重雄、宇井忠英、藤井敏嗣、小山真人、山元孝広、H-U シュミンケ、隅田まり氏と有益な議論ができた。国土交通省富士砂防事務所と山梨県には、地形データを提供頂いた。査読者の宝田晋治氏、匿名査読者、編集担当の栗谷 豪氏からは適切なコメントを頂いた。これらの方々にはこの場を借りて御礼を申し上げます。共同著者である宮地直道博士は 2011 年 10 月 30 日に逝去されました。本論を亡き博士に捧げ、ご冥福をお祈り申し上げます。

引用文献

- Alvarado, G. E. and Soto, G. J. (2002) Pyroclastic flow generated by crater-wall and outpouring of the lava pool of Arenal Volcano, Costa Rica. *Bull. Volcanol.*, **63**, 557-568.
- 荒牧重雄 (1957) Pyroclastic flow の分類. 火山, **1**, 45-57.
- 安岡 荘 (2007) 富士山で発生するラハールとスラッシュ・ラハール. 荒牧重雄・藤井敏嗣・中田節也・宮地直道編「富士火山」, 山梨県環境科学研究所, 285-301.
- 千葉達朗・鈴木雄介 (2004) 赤色立体地図—新しい地形表現手法. 応用測量論文集, **15**, 81-89.
- 千葉達朗・富田陽子・鈴木雄介・荒井健一・藤井紀綱・宮地直道・小泉市朗・中島幸信 (2007) 航空レーザ計測にもとづく青木ヶ原溶岩の微地形解析. 荒牧重雄・藤井敏嗣・中田節也・宮地直道編「富士火山」, 山梨県環境科学研究所, 349-363.
- Cole, P. D., Fernandez E., Duarte, E. and Duncan, A. M. (2005) Explosive activity and generation mechanisms of pyroclastic flows at Arenal volcano, Costa Rica between 1987 and 2001. *Bull. Volcanol.*, **67**, 695-716.
- Fisher, R.V. and Schminke, H.-U. (1984) *Pyroclastic rocks*. Springer-Verlag, 472p.
- Giordano, G., De Benedetti, A. A., Diana, A., Diano, G., Gaudio, F., Marasco, F., Miceli, M., Mollo, S., Cas, R. F. A. and Funicello, R. (2006) The Colli Albani mafic caldera (Roma, Italy): Stratigraphy, structure and petrology. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **155**, 49-80.
- 早川由紀夫 (1991) 火山で発生する流れとその堆積物-火砕流・サージ・ラハール・岩なだれ. 火山, **36**, 357-370.
- Inman, D. L. (1952) Measures for describing the size distribution of sediments. *J. Sed. Petrol.* **22**, 125-145.
- 岩塚守公・町田 洋 (1962) 富士山大沢の発達. 地学雑, **71**, 143-158.
- 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**, 特別号, S253-S272.
- 小山真人 (1998) 噴火堆積物と古記録からみた延暦一九～二十一年 (800～802) 富士山噴火-古代東海道は富士山の北麓を通過していたのか?—. 火山, **43**, 349-371.
- Lube G., Cronin, S. J., Platz, T., Freundt, A., Procter, J. N., Henderson, C. and Sheridan, M. F. (2007) Flow and deposition of pyroclastic granular flows: A type example from the 1975 Ngauruhoe eruption, New Zealand. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **161**, 165-186.
- Macdonald, G. A., Abbott, A. G. and Peterson, F. L. (1983) *Volcanoes in the Sea: The geology of Hawaii*. University of Hawaii Press, 517p.
- 町田 洋 (1964) Tephrochronology による富士火山とその周辺地域の発達史 (その 2). 地学雑誌, **73**, 337-350.
- 町田 洋 (1977) 火山灰は語る. 蒼樹書房, 319p.
- 前田美紀・宮地直道 (2012) 富士火山西麓に分布する玄武岩質火砕流の成因. 火山, **57**, 19-35.
- Miyabuchi, Y., Watanabe, K. and Egawa, Y. (2006) Basaltic pyroclastic flow deposit from Nakadake, Aso Volcano, southwestern Japan. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **155**, 90-103.
- 宮縁育夫・渡辺一徳・江川佳貴 (2006) 阿蘇火山中岳北東麓に分布する火砕流堆積物とその層序的意義. 火山, **51**, 231-243.
- 宮地直道 (1988) 新富士火山の活動史. 地質雑, **94**, 433-425.
- 宮地直道 (2007) 過去 1 万 1000 年間の富士火山の噴火史と噴出率、噴火規模の推移. 荒牧重雄・藤井敏嗣・中田節也・宮地直道編「富士火山」, 山梨県環境科学研究所, 79-95.
- Nairn, I. A. and Self, S. (1978) Explosive eruptions and pyroclastic avalanches from Ngauruhoe in February 1975. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **3**, 39-60.
- 中野 俊・高田 亮・石塚吉浩・鈴木雄介・千葉達朗・荒井健一・小林 淳・田島靖久 (2007) 富士火山, 北東麓の新期溶岩流及び旧期火砕丘の噴火時代. 地質調査所月報, **57**, 387-407.
- 田島靖久・宮地直道・井上公夫 (2006) 新富士火山の噴火活動に伴う上井出扇状地の発達史. 第四紀研究, **45**, 281-301.
- 田島靖久・宮地直道・吉本充弘・阿部徳和・千葉達朗 (2007) 富士火山北東斜面で発生した最近 2,000 年間の火砕丘崩壊に伴う火砕流. 荒牧重雄・藤井敏嗣・中田節也・宮地直道編「富士火山」, 山梨県環境科学研究所, 255-267.
- 宝田晋治・風早康平・川辺禎久・阪口圭一・須藤 茂・山元孝広・曾屋龍典・気象庁雲仙岳測候所 (1993) 雲仙岳 1991-92 年噴火の噴出物量と 6 月 3 日, 8 日の火砕流の発生機構. 地質調査所月報, **44**, 11-24.
- 瀧 尚子・千葉達朗・田島靖久・宮地直道・遠藤邦彦 (2003) 富士山北東斜面における火砕流堆積物の古地磁気学的

- 検討. 日本大学理学部自然科学研究所研究紀要, **38**, 89-101.
- 谷 健一郎・折橋裕二・中田節也 (2002) ガラスビードを用いた蛍光 X 線分析装置による珪酸塩岩石の主・微量成分分析: 3 倍・6 倍・11 倍希釈ガラスビーズ法の分析精度の評価. 東京大学地震研究所技報, **8**, 26-36.
- 津屋弘遠 (1968) 富士山地質図 (5 万分の 1), 富士火山の地質 (英文概説). 地質調査所.
- 上杉 陽・堀内 真・宮地直道・古屋隆夫 (1987) 新富士火山最新期のテフラその細分と年代一. 第四紀研究, **29**, 59-68.
- Walker, G. P. L. (1983) Ignimbrite types and ignimbrite problems. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **17**, 65-88.
- 山元孝広・高田 亮・石塚吉浩・中野 俊 (2005) 放射性炭素年代測定による富士火山噴出物の再編年. 火山, **50**, 53-70.
- Yamamoto, T., Takada, A., Ishizuka, Y., Miyaji, N. and Tajima, Y. (2005) Basaltic pyroclastic flows of Fuji volcano, Japan: characteristics of the deposits and their origin. *Bull. Volcanol.*, **67**, 622-633.
- 吉本充宏・金子隆之・藤井敏嗣・中田節也 (2004) 富士火山北東斜面の火砕流堆積物の特徴. 月刊地球号外号, **48**, 124-130.

(編集担当 栗谷 豪)