

富士山南麓における新富士火山初期の火砕流堆積物の
発見とその意義嶋野岳人*・天野恵佑*・安田 敦**・金子隆之**・
米田 穰***・藤井敏嗣***

(2012年6月22日受付, 2013年5月8日受理)

Discovery and its Significance of Pyroclastic Flow Deposits on the southern slope of
Mt. Fuji at the Primary Stage of the Younger Fuji Volcano, Central JapanTaketo SHIMANO*, Keisuke AMANO*, Atsushi YASUDA**, Takayuki KANEKO**,
Minoru YONEDA*** and Toshitsugu FUJI****

Fuji volcano is the largest stratovolcano in Japan whose edifice consists of the alternation of basaltic lava flows and pyroclastic deposits, but very few pyroclastic density current deposits have been reported. We found two deposits of basaltic composition that are interpreted to be formed by pyroclastic flow at localities farther than 10 km from the summit on the southern foot of Mt. Fuji. Each deposit is stratified with dense massive layer, well-sorted lapilli-rich layer, and fine ash layer, fundamentally in ascending order. Distribution of the three types of layers shows that the lower two layers deposited only on the bottom of valley whereas the uppermost layer deposited also on the bank. These facts indicate that generation mechanism of the deposits is pyroclastic flow but different from those reported in previous studies at Mt. Fuji. The vesicular lithology without any bombs or agglutinate blocks may imply that these flows were closely related to explosive eruption like Plinian style rather than immediate collapse of pyroclastic cone or fire fountain such that observed in Strombolian eruptions.

The results of radiocarbon age were around 8400 yBP for charcoal samples in layers just below and above one of the pyroclastic flow deposits. The other pyroclastic flow deposit is covered by a lava flow of 9 ka. These results show that the two pyroclastic flows occurred in similar age when the edifice of Mt. Fuji is thought to have grown most voluminously but moderately by effusive eruptions in its volcanic evolution history of 100 kyrs.

Key words: Fuji volcano, pyroclastic flow, Plinian eruption, evolution history, radiocarbon age

1. はじめに

玄武岩質マグマを噴出する火山では、溶岩流出のような穏やかな噴火が主要のものであり、爆発的噴火が発生することは少ないと言われている。また、爆発的噴火でも、ハワイ式噴火やストロンボリ式噴火のように、火口

近傍に火砕丘を形成する程度であるか、小規模な灰噴火に留まることが多い。このように爆発的噴火の少ないことの理由として、一般的には、玄武岩質マグマが低粘性であること、マグマの初期含水量が少量であることなどが挙げられている。しかし、プリニー式噴火のようなき

*〒417-0801 静岡県富士市大淵 325
常葉大学大学院環境防災研究科
Graduate school of Environment and Disaster Research,
Tokoha University, 325 Obuchi Fuji, Shizuoka 417-0801,
Japan

**〒113-0032 東京都文京区弥生 1-1-1
東京大学地震研究所
Earthquake Research Institute, University of Tokyo,
1-1-1 Yayoi, Bunkyo-ku, Tokyo 113-0032, Japan

***〒113-0033 東京都文京区本郷 7-3-1

東京大学総合研究博物館
University Museum, University of Tokyo, 7-3-1 Hongo,
Bunkyo-ku, Tokyo 113-0033, Japan
****〒160-0011 東京都新宿区若葉 1-22
環境防災総合政策研究機構
Crisis and Environment Management Policy Institute,
1-22 Wakaba, Shinjuku-ku, Tokyo 160-0011, Japan

Corresponding author: Taketo Shimano
e-mail: shimano@fj.tokoha-u.ac.jp

わめて爆発的な噴火が発生しないわけではない。例えば歴史噴火では、富士火山宝永噴火(宮地, 1993), エトナ火山 BC122 年噴火(Coltelli *et al.*, 1998) などが準プリニー〜プリニー式噴火として知られており、いずれも甚大な被害をもたらしている。一般にこれらの噴火様式ではそれに伴って(あるいは前後して)火砕流が発生し、より深刻な災害を引き起こす可能性があるため、玄武岩質マグマを噴出する火山においても、このような爆発的噴火の実態を明らかにするとともに、火砕流の発生条件などを理解しておくことは重要であろう。

富士火山は玄武岩質マグマを約 10 万年間にわたって噴出し続けてきた活火山である(津屋, 1968; 藤井, 2007)。著者によって細かい区分の違いはあるが(町田, 1964; 津屋, 1968; 宮地, 1988; 山元・他, 2007)、最近 10 万年間にわたり、休止期を挟みつつ「比較的爆発的噴火の多いステージ」と「溶岩流出が卓越するステージ」を繰り返してきたという点では概ね一致している。宮地(1988)は、爆発的噴火から溶岩流出の卓越するステージに移行した約 1 万年前を境にこれ以前を古富士火山、以降を新富士火山と区分し、更に新富士火山についても卓越する噴火様式に対応して 6 期の活動時期に区分した。特に現在の火山体の大部分を築いた新富士火山旧期の噴火様式についてみると、溶岩流出を主体とする溢流噴火が圧倒的に多く、この期間に発生した爆発的噴火の報告例は少ない。一方、噴火史を通してみると、歴史噴火では宝永噴火、過去一万年では砂沢噴火、湯船第二スコリアを形成した噴火等が比較的大規模な爆発的噴火として知られている。火砕流堆積物については、これまで Yamamoto *et al.* (2005b), 田島・他(2007), 前田・宮地(2012)の詳細な報告があり、中には標高 1500 m 付近にまで達したものの報告されている。しかし、いずれも山頂から 10 km 以内の地域に分布が限られており、その他の報告例(上杉, 2003 など)も含め、火砕丘形成噴火に付随する火砕物の転動や溶岩流の重力による崩落に伴うものであったと考えられている。

富士火山は今後、果たして溢流噴火が卓越し、その間に爆発的噴火は起こりにくいのであろうか。また、どのような場合にどのような火砕流が発生するのであろうか。防災上のみならず、玄武岩質火山の発達史や火砕流の発生要因を理解する上でもきわめて重要な点であるが、いくつかの歴史噴火を除いて富士山における個々の噴火推移や実態を明らかにした研究はまだ少ない。

今回、我々はいずれも現在の富士山頂から 10 km 以上離れた地点である富士山南麓の標高約 280 m 付近の工事現場内(静岡県富士市大淵, A 露頭; Fig. 1)および標高約 450 m 付近(同富士市上粟倉, B 露頭)で火砕流堆

積物である可能性が高い堆積物を発見し、詳細な観察を行う機会に恵まれた。富士火山における火砕流に関する報告は多くはないため、本論では、これらの堆積物の特徴と溶岩流との層序関係、上下層の放射性炭素年代等について報告し、火砕流の発生・堆積機構とその発生時期および発見の意義について議論する。

2. 調査地域概要

A 露頭は北緯 35 度 13.2 分、東経 138 度 40.7 分の静岡県富士市大淵、標高約 280 m にある(Fig. 2)。B 露頭は北緯 35 度 15.8 分、東経 138 度 39.5 分の静岡県富士市上粟倉、標高約 450 m にあり、山元・他(2005a)の露頭 19(山元・他(2007)の露頭 20)の直近に位置する。それぞれ、現在の富士山山頂の南南西約 16 km、南西約 12 km の地点にある。A 露頭における調査期間は 2009 年 2 月末から 6 月であり、調査中はこの付近一帯の工業団地造成作業が続いており、広大な露頭が出現した。津屋(1968)による記載では、A、B 露頭を含む地域は概ね新富士火山旧期溶岩に覆われる。A 露頭より山麓側では旧期溶岩のうち大淵溶岩流、より山頂側では大淵溶岩流を覆って曾比奈溶岩流 I の分布が示されている。A 露頭の西側には、同様に旧期溶岩に分類され曾比奈溶岩流 I とは別の明瞭な舌状地形を有する大坂溶岩流、入山瀬溶岩流が大淵溶岩流を覆って南北方向の傾斜に沿って分布する。これらより更に西側では古富士火山の火山砂礫および泥流層(田貫湖岩屑なだれ; 山元・他, 2007)が所々に露出している。一方、B 露頭付近では、数多くの旧期溶岩ロープが現在の富士火山の傾斜方向に沿って東北東-西南西方向に折り重なるように分布しており、B 露頭で元村山溶岩流 I、すぐ東側では元村山溶岩流 IV、V などがほぼ並行に上述の古富士火山の火山砂礫および泥流層(田貫湖岩屑なだれ; 山元・他, 2007)の上位を覆って分布している。なお、2012 年 6 月の時点で、A 露頭は既に埋め戻され、B 露頭は一部が埋め戻され、一部は自然崩壊している。

3. 露頭記載

ここでは、A、B 露頭に認められた今回火砕流堆積物である可能性が高いと結論づけられる堆積物 X, Y₁, Y₂(以下に定義)を中心に記載を行う。

3-1 A 露頭

A 露頭は北西-南東方向に伸びた平行な 2 本の道路(間隔は約 100 m)の山頂側(北側)ののり面部分に高さ数 m、長さ約 300 m にわたって出現した(Figs. 2 and 3)。本露頭では露頭中央部幅約 100 m (A_S)に、鮮やかな赤褐色を呈する堆積物(以下、堆積物 X とよぶ)が認められる

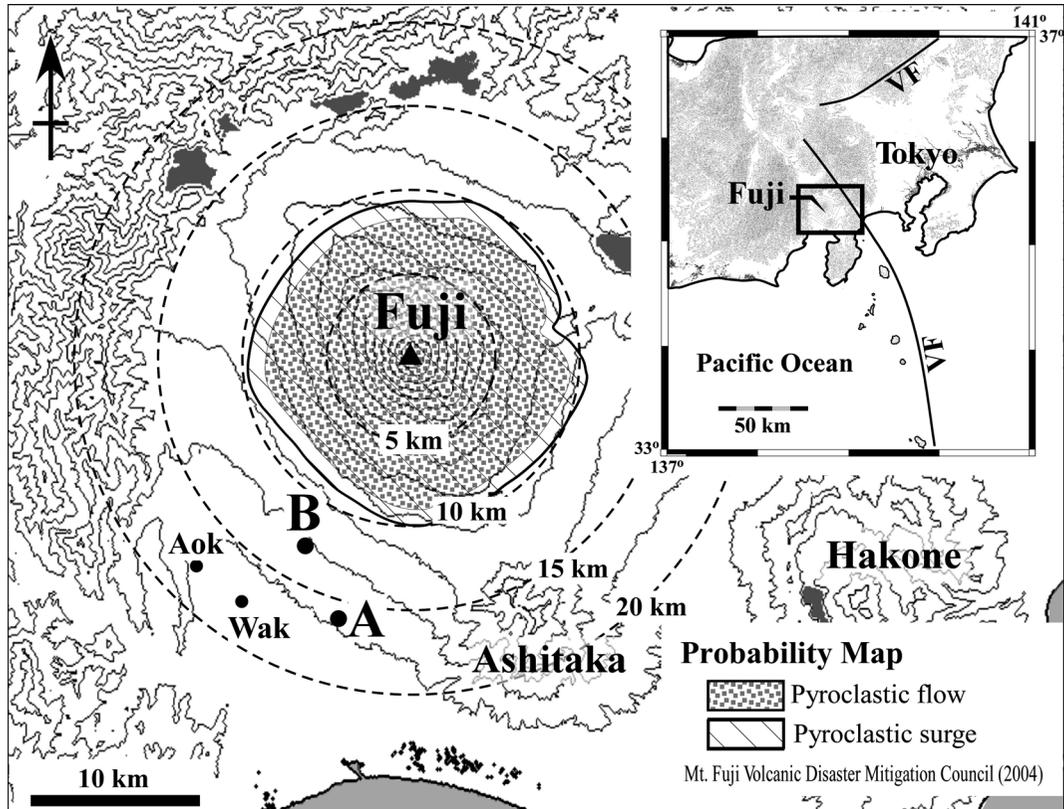


Fig. 1. Locality map of outcrops A and B in the southern foot of Fuji volcano with possible run-out area of pyroclastic flow and surge predicted currently by Mt. Fuji Volcanic Disaster Mitigation Council (2004). Distances from the present summit crater are also shown by broken circles. Aok and Wak indicate localities of the outcrops shown in Fig. 3. VF: Volcanic front. Contour interval is 250 m.

(Figs. 2a, b, and 3 As). 上位の斑晶量の少ないクリンカーを伴うアア溶岩と下位の長径 1 cm 程度の斜長石斑晶が目立つ斑晶量の多いパホイホイ溶岩に挟まれる。パホイホイ溶岩は径 1 m 以下の楕円型の空洞の発達したいくつものフローローブにより構成される。各ローブとも厚さ 1 m 程度以下であるが、本露頭の東側ほど数多くのローブが重なるために全層厚が厚い (Fig. 3 A_{SE}; A_S 中央の東約 100 m)。なお、これらの溶岩は、分布、岩相から、上位のアア溶岩は津屋 (1968) の曾比奈溶岩流 I、下位のパホイホイ溶岩は同じく大淵溶岩流に対比される。本露頭の西側で報告されている大坂溶岩流や入山瀬溶岩流は、曾比奈溶岩流 I とは別のローブ地形をなし、より斑晶に富む岩相であることから、上位のアア溶岩には対比されない。

堆積物 X は、粒径や淘汰度の違いにより以下に述べる上・中・下層の 3 部層に分けられる (Figs. 2b and 3 As)。ただし、3 部層間の各境界は不明瞭であり、堆積時間間

隙を示すような不整合も認められない。上層は鮮やかな赤橙色を呈し、砂サイズの火山灰を主体とする基質支持で、塊状・無層理で斜交層理は認められない。数 mm 程度の火山れきを含む。火山れきは下位層と同質のスコリアで円磨度が高い。層厚は 5 cm 程度であり、この露頭中央部 (A_S; 幅約 100 m) での層厚変化は数 cm 程度である。中層は径 1 cm 程度の発泡の良い赤色スコリアを特徴的に含みほぼ粒子支持で比較的淘汰は良いが、粒子間に細粒砂サイズ以下の火山灰を多く含む。斜交層理はなく無層理である。スコリア粒子は粒状~フレーク状を呈するが円磨度が比較的高い。粒径の上下方向の顕著な変化は認められない。層厚は 15 cm 程度であり、堆積物 X 直上を曾比奈溶岩流 I が覆われた露頭中央部 (A_S; 幅約数十 m) での層厚変化は±7 cm 程度である。下層は明黄橙色を呈する砂サイズの火山灰よりなり、径数 cm の黄褐色スコリアを含み、基質支持である。淘汰が比較的悪く、塊状・無層理で斜交層理などは認められない。しば

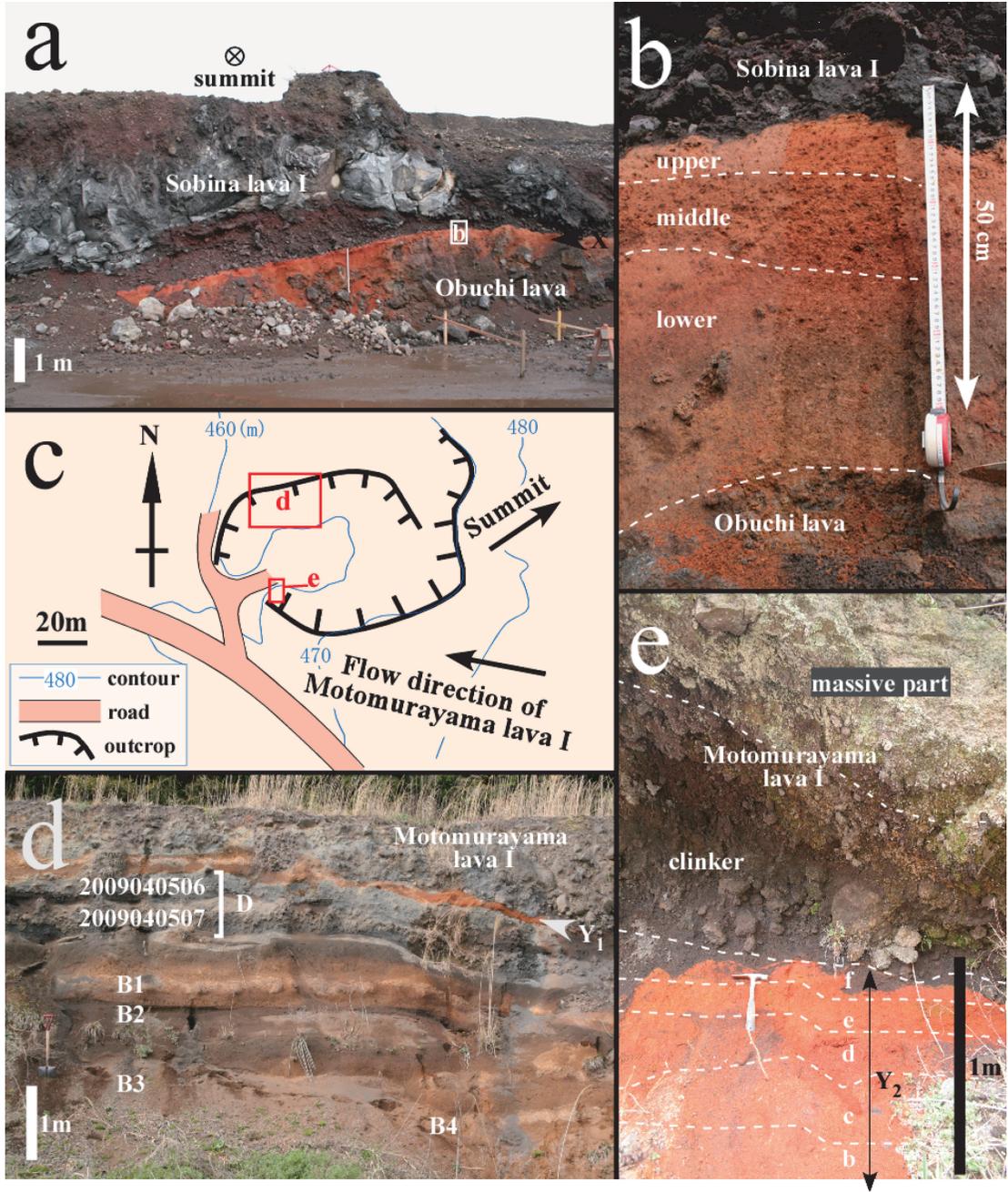


Fig. 2. Outcrops of pyroclastic flow deposits. **a**: Outcrop A, **b**: Close-up view of deposit X at outcrop A, **c**: Topographical map of outcrop B with insets indicating the positions of **d** and **e**, Contour interval is 10 m. **d**: Close-up view of the north wall of outcrop B (B_N in Fig. 3) where Y_1 deposit lies above the alternation of scoria fall and humic soil layers, **e**: Close-up view of the south wall of outcrop B (B_S in Fig. 3) where Y_2 deposit lies beneath aa lava.

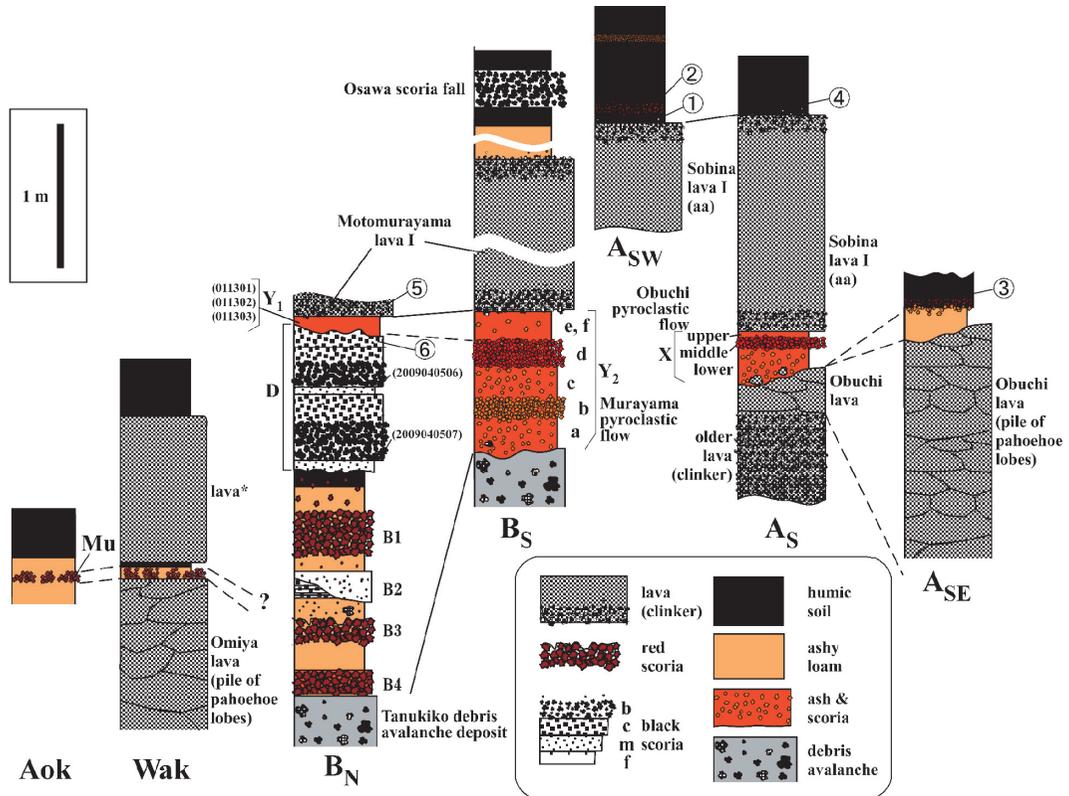


Fig. 3. Columnar sections correlating pyroclastic flow deposits and other layers. Aok: Aokidaira (Aok in Fig. 1), Wak: Wakutama pond, BN: North wall of outcrop B, BS: South wall of outcrop B, ASW: Southwestern part of outcrop A, AS: Southern part of outcrop A, ASE: Southeastern part of outcrop A. Numbers in parentheses are those of samples in Table 1 and Fig. 6. *: detached lava block which may be settled by rework process. Black scoria is divided into four classes in terms of particle size; b: > 1 cm, c: 1 cm–5 mm, m: 5 mm–2 mm, f: < 2 mm.

しば円磨した溶岩片を含む。溶岩片は下位のパホイホイ溶岩（大淵溶岩流）と同質であり、長径1 cm程度の斜長石斑晶が目立つ。層厚は10 cm程度から1 mくらいまでと露頭中央部（幅約数十m）でも水平方向の層厚変化が大きい。下層は概ね谷埋め地形を呈し、下位の溶岩が複数ユニット累積した東側ほど層厚が薄くなるほか、ロープ間の窪みなどで厚くなる傾向が認められる。

A露頭の範囲内は、周囲よりやや低いなだらかな谷となっており、堆積物X全体として、この範囲を埋めるように堆積していたものと考えられる。しかし、直上をアア溶岩（曾比奈溶岩流I）で覆われていない場所では（Fig. 3のASE）概して保存状態は悪く、下位のパホイホイ溶岩に乗る黒色土壌中に赤色スコリアが散在する層として追跡が可能な程度である。

3-2 B露頭

B露頭は凹地を取り囲む西側に開いたコの字型の露頭

となっており、北・東・南面に露頭が認められる（Fig. 2c）。現地形が、全体として西に傾斜していることに加え、北面は溶岩（厚さ約5 m）が人為的に採石されているため、相対的に東～南側の崖が高い。

北面（高さ約5 m、幅約30 m）では最下位に垂円れきを含む無層理の堆積物が認められる（Fig. 3 BN）。これを複数のスコリア層と火山灰質ロームおよび土壌の互層が覆う。さらにこの上の不整合面を覆って、鮮やかな赤褐色の堆積物Y1（層厚15 cm程度）、その上位にアア溶岩（クリンカー）が認められる（Fig. 2d）。最下位の垂円れきを多量に含む堆積物は、岩相、分布から田貫湖岩屑なだれ堆積物（山元・他、2007）に対比される。また、ロームおよび土壌に挟まれるスコリア層は、3枚の赤色スコリア層（B1, B3, B4; 各層厚20 cm程度）、堆積物Y1直下に不整合を挟んで認められる比較的新鮮で斜長石斑晶の目立つ発泡度の低い黒色スコリア互層（堆積物D; 層厚

100 cm 程度), 斜交層理や不整合を複数もつ黒色スコリア互層 (B2; 層厚 20-70 cm 程度) からなる (Fig. 3 B_N). B1, B3, B4 はいずれも径 1 cm 程度の発泡の良い赤色酸化したスコリアからなり, 著しく風化が進んでいる. 無層理で淘汰が良く層厚変化もないため降下堆積物であると考えられる. 堆積物 D はそれぞれ層厚 10 数 cm~数 mm の発泡の悪いスコリア層の互層からなる. 粒径数 cm 未満の粒子からなる層は層厚変化も小さく比較的淘汰が良いため, 降下堆積物であると考えられる. 一方, 粒径数 cm を超える粒子を含む層は比較的淘汰が悪いため, 火口近傍相であると考えられる. B2 は主に径数 mm 以下の円磨度の高い黒色スコリアからなるが, 円磨した溶岩片や赤色スコリア粒子も含まれる. また, 層厚変化が著しく斜交層理や不整合が発達しているため, 二次的な堆積物と考えられる. これら全てのスコリア層を挟む火山灰質ロームは暗赤褐色を呈し粘土質である. また, 堆積物 D 直下には不整合を挟んで黒色土壌が認められる. なお, 山元・他 (2007) は発泡し赤褐色を呈する村山降下スコリアがこの露頭付近を中心に広く分布することを示している. 村山降下スコリアは良く発泡しており赤褐色を呈すること, 無層理であること, 層厚が 20-40 cm 程度であること, この周辺の多くの露頭 (たとえば Fig. 3 の Aok, Wak) で褐色のローム層に挟まれるという特徴を有することから, 下位の降下スコリア (Fig. 3 の B1, B3, B4 のいずれか) に対比されるものと考えられる.

山頂方向に当たる東面 (高さ約 10 m, 幅約 20 m) では, 下位の無層理で数十 cm の玄武岩質亜円れきを多量に含む堆積物を覆って, 赤褐色の堆積物 Y₁ とアア溶岩が順に認められる. 南面 (高さ約 10 m, 幅約 50 m) では無層理で数十 cm の玄武岩質亜円れきを多量に含む堆積物を覆って, 厚さ 1 m 以上の鮮やかな赤褐色の堆積物 Y₂, アア溶岩 (塊状部とクリンカー) が順に認められる (Fig. 3 B_S). 玄武岩質亜円れき等を多量に含む堆積物は, 岩相, 分布から田貫湖岩屑なだれ堆積物 (山元・他, 2007) に対比される. また, 東~南面上部にみられるアア溶岩は元村山溶岩流 I (津屋, 1968) に対比される.

北・東面に認められる堆積物 Y₁ は, 鮮やかな赤橙色を呈し, 砂サイズの火山灰を主体とし (Figs. 2c, d, and 3 B_N), 火山れき (発泡の良い赤色スコリア) を含む. 基質支持であり, 全体として斜交層理はなく無層理であるが, 径 1 cm 程度のスコリア粒子の濃集部も認められる. B 露頭内で層厚は 15~30 cm 程度であり, 不整合により一部が欠損し, 上位の溶岩 (クリンカー) が堆積物 Y₁ より下位の堆積物を直接覆うところも認められる.

南面に露出する堆積物 Y₂ は, 粒径の違いから 6 層に分けられる. 下位より a, b, c, d, e, f 層とする (Figs. 2e

and 3 B_S). a 層は黄褐色を呈する細粒火山灰~1 cm 径のスコリアからなり, 基質支持で無層理である. 斜交層理はなく, 発泡度の良いスコリアを含み, 淘汰が悪い. 層厚は 20 cm 程度である (地中に埋没しているため層厚の側方変化は不明). 上端から 15 cm 程の位置には径数 cm の溶岩片が散在する. 溶岩片は下位の田貫湖岩屑なだれ堆積物中の火山れきと同質のものである. b 層は黄褐色で 5 mm~1 cm 径程度の発泡度の高いスコリアに富み, 粒子支持, 無層理で比較的淘汰がよい. b 層内に斜交層理や上下方向での目立った粒径変化はなく, 層厚は 10 cm 程度である. スコリア粒子は不定形~フレーク状の形状を呈するが全体として角が取れやや円磨している. c 層は黄赤褐色の細粒火山灰~1 cm 径のスコリアからなり, 基質支持, 無層理で淘汰が悪く, 斜交層理は認められない. 層厚は 20 cm である. d 層は 3 mm~1.5 cm 径の発泡度の高い赤褐色スコリアに富み, 粒子支持で比較的淘汰がよい. 無層理で斜交層理や綫化構造は認められない. 層厚は 15 cm である. スコリア粒子は不定形~フレーク状の形状を呈し, 全体として角が取れやや円磨している. e 層は細粒火山灰~1 cm 径の赤褐色スコリアを含み, 基質支持で, 斜交層理はなく無層理である. 層厚は 25 cm である. f 層は主に赤褐色の細粒火山灰からなり, 斜交層理はなく無層理で, 層厚は 10 cm 程度である. 各部層間の境界は不明瞭である. また, 露出範囲が狭いため (Fig. 3 B_S; 幅約 5 m), 各部層とも層厚変化は不明であるが, その範囲内では±5 cm 程度の変化である.

なお, 北面における堆積物 Y₁ は砂サイズの火山灰からなり, 層相が類似すること, 同層準に露出していることから, 南面の堆積物 Y₂ の e~f 層を合わせた層またはどちらかと対比される.

4. 試料・分析方法

岩石試料は堆積物 X および Y₂ を各部層に分けて採取し, 十分乾燥させた後, 粒子の破壊を極力避けるため手作業により篩い分けを行った. 篩は-4.5φ~4.5φまで 0.5φ刻みのものを使用した. ただし, φスケールはφ=-log₂d で表される (d は粒径 (mm)). 4.5φより細粒部分については, 東京大学地震研究所のレーザー回折式粒度分布測定装置 (Sympatec 社製 HELOS&RODOS) を用いて分析を行った. また, 1~数 cm のスコリア粒子については, 見かけ密度を佐々木・勝井 (1981) の方法で測定した.

堆積物の同定および対比のため, 全岩化学組成および鉱物化学組成の分析を行った. 全岩化学組成分析はガラスビード法による蛍光 X 線分析により行った. 特に赤色スコリアは酸化に加えて, 脱ガラス化や斜長石の分解

が進んでいるため、試料には出来る限り赤色酸化や風化を受けていないものを選び出した。層序対比のため上下位及び周辺に分布する溶岩や火砕物についても分析を行った。試料は洗浄乾燥後、鉄鉢・メノウボールミルで粉碎し、白金るつぼ (Pt95%Au5%) でガラスビード (試料:溶剤=1:5) を作成した。なお、火砕物については、粒径1-数 cm の粒子を複数個まとめて粉碎した。分析方法は谷・他 (2002) と同様の方法を用い、東京大学地震研究所の蛍光 X 線分析装置 (リガク社製 ZSX Primus II) にて行った。また、斑晶鉱物のうち、斜長石は変質が進んでいるが、かんらん石には新鮮なものが多いため、これらの中心部 (コア)、縁辺部 (リム) の化学分析を行った。鉱物化学組成分析についても東京大学地震研究所の EPMA (日本電子社製 8800R 型) によって行った。

堆積年代決定のため、堆積物中の炭化木片および黒色土壌の放射性炭素法による年代測定を行った。測定は東京大学タンデム加速器分析施設 (MALT) の Pelletron 5UD 加速器を用いて AMS 法で行った (Matsuzaki *et al.*, 2007)。 $^{14}\text{C}/^{13}\text{C}$ 比を測定し、 $\delta^{13}\text{C}$ 値を -25% とし放射性炭素を算出した。年代測定に用いた試料は以下の通りである。まず、A 露頭では堆積物 X の直上、直下には炭化木片は認められなかったため、堆積物 X に対してその上・下位の溶岩の上位に位置する黒土層 (Sp02, 05, 11, 14) の年代測定を行った。B 露頭では堆積物 Y₁ 直上の元村山溶岩流 I の下部クリンカー中および、堆積物 Y₁ 直下の降下火砕堆積物 (堆積物 D) 中に見出した炭化木片 (2009040502, 2009040509) の測定を行った。全試料について以下の de Vries and Barendsen (1954) による手順で酸・アルカリ・酸処理を行った。まず約 60°C で乾燥後、80°C で 1 M 塩酸により酸処理を約 14 時間行った。着色が見られた Sp02, 05, 11, 14 については、更に 80°C で、1 M の塩酸を取りかえて酸処理を行った。また、2009040502 および 2009040509 については、0.0001 M から 1 M の NaOH でアルカリ処理を行った。Sp02, 05, 11, 14 は 0.0001 M から 0.001 M の NaOH でアルカリ処理を行った。その後、全ての試料について 1 M、80°C の塩酸で 12 時間反応させ、純水で洗浄後に凍結乾燥させた。Sp02, 05, 11, 14 については、木炭が残存していなかったため、アルカリ溶液に溶解したフミン酸を塩酸を滴下して抽出した。

5. 分析結果

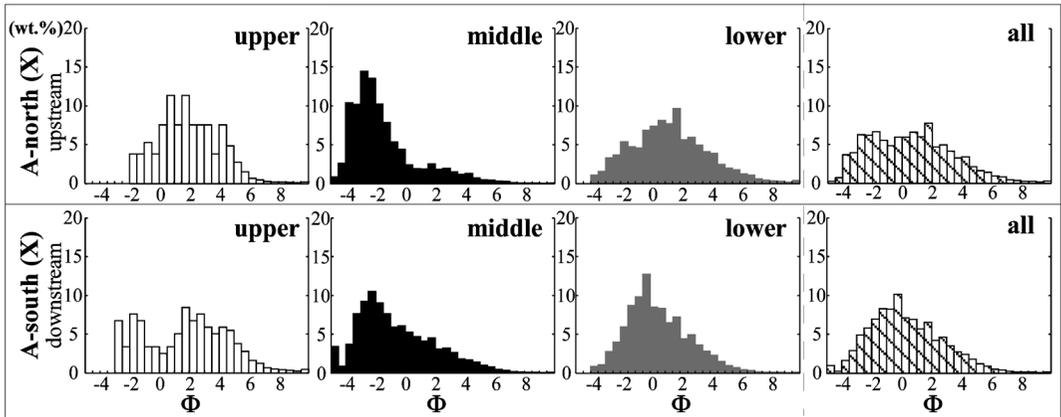
堆積物 X, Y₁, Y₂ の粒径分布は Fig. 4 に示したとおりである。粒径 d (mm) は ϕ スケールで表している ($\phi = -\log_2 d$)。A 露頭で認められる堆積物 X の下層の粒径分布は $0 \sim 2\phi$ 付近にピークを持つが淘汰は比較的悪く、

細粒物質に富む ($\sigma_\phi = 2 \sim 3$; Fig. 4a, c)。中層の粒径分布は粒径数 mm ($-2 \sim -3\phi$) 付近にピークを持ち淘汰が良い ($\sigma_\phi = 2$ 程度)。1 mm 以下の細粒物質は下層に比べると少ない。上層の粒径分布については、明瞭なピークがないか複数の山が重なったような形をしている。細粒物質に富み、淘汰が悪い ($\sigma_\phi = 2 \sim 3$)。一方、B 露頭における堆積物 Y₁ の粒径分布は目立ったピークが認められない ($\sigma_\phi = 2$ 程度; Fig. 4b, c)。堆積物 Y₂ のうち a, c, e, f 層の粒径分布は目立ったピークを持たず淘汰が余りよくなく、1 mm 以下の細粒物質に富む ($\sigma_\phi = 2 \sim 3$)。b, d 層の粒径分布は粒径数 mm にピークを持ち淘汰が良く、細粒物質に乏しい ($\sigma_\phi = 1 \sim 2$)。堆積物 X の下層は、堆積物 Y₂ の a, c 層、中層は b, d 層、上層は e, f 層および堆積物 Y₁ と似ている。なお、各露頭において、各部層 (上・中・下層や a~f 層) の層厚の全層厚に対する比に各サイズ分布 (Fig. 4a, b の右端以外の図) を掛けた値の総和で全層のサイズ分布 (堆積物 X, Y₂ としてのサイズ分布) を代表させると、X, Y₂ とともに、最も厚く淘汰の悪い部層である下層や a, c 層とよく似たサイズ分布となった (Fig. 4a, b の右端の図; all)。Walker (1971) の $Md\phi - \sigma\phi$ 図では堆積物 X の中層および堆積物 Y₂ の b, d 層は Fall の領域に、その他の部層及び全層では Fall と Flow の重複する領域にプロットされた (Fig. 4c)。

見かけ密度は、A 露頭の堆積物 X の中層に含まれるスコリア (粒径 $\phi = -4.0 \sim -3.5$) で $500 \pm 200 \text{ kg/m}^3$ (測定数 $n=9$)、B 露頭の堆積物 Y₂ の d 層中に含まれるスコリア (粒径 $\phi = -4.0 \sim -3.5$) で $1107 \pm 100 \text{ kg/m}^3$ ($n=7$) であった。比較のために計測した湯船第二降下スコリアは $940 \pm 140 \text{ kg/m}^3$ ($n=25$)、大沢火砕流堆積物中のれき (山元・他, 2007 の SYP-2) は $1820 \pm 560 \text{ kg/m}^3$ ($n=10$) を示し、堆積物 X, Y₂ のスコリアの見かけ密度が準プリニー式噴火の噴出物 (湯船第二スコリアなど) と同等ないしはそれ以上に低かった。

全岩化学組成は Table 1, Fig. 5 に示したとおりである。堆積物 X および Y₁, Y₂ 中のスコリアについては、いずれについても SiO_2 , CaO , Na_2O などの元素の値がきわめて低く、トータル値の低いものも多い (Table 1, Fig. 5a, b)。これは、鏡下での観察結果も考慮すると、高温酸化や風化変質により脱ガラス化や斜長石の溶脱が進んでいるためであると考えられる。ただし、変質や結晶分化作用の影響を受けにくい微量液相濃集元素の比は新富士旧期溶岩のこれまでの報告値とほぼ一致している (Fig. 5d)。一方、堆積物 X および Y₁, Y₂ の上・下位の溶岩の全岩化学組成は、これまでに報告されている旧期溶岩の全岩化学組成 (高橋・他, 2003; 山本・他, 2004) とほぼ一致している。特に、A 露頭周辺に分布する溶岩につい

a



**grain size (Φ)
fraction (wt.%)**

b

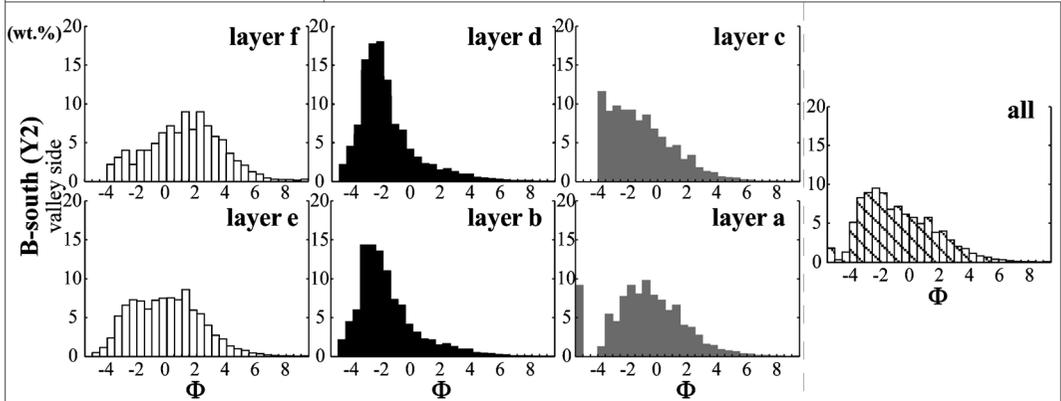
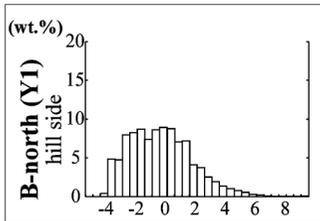


Fig. 4. Grain size distributions (GSDs) of pyroclastic flow deposits. **a**: deposit X at outcrop A (upstream and downstream), **b**: deposits Y₁ (hill side) and Y₂ (valley side) at outcrop B, **c**: Md_φ-σ_φ plot with 1 and 8% contours of distributions for flow and fallout deposit compiled in Walker (1971). all: total grain size distribution of the deposit calculated from the thickness and the GSD of each sub-layer.

Table 1. Whole rock chemical composition of pyroclasts and lavas at outcrops A and B in the southwestern foot of Mt. Fuji. n.a.: not analyzed.

	Outcrop A (Obuchi)						Outcrop B (Muryama)									
	Lava just below X			Lava just above X			Scoria fall just below Y1			Scoria fall just above Y1						
	X lower	X middle	X upper	Lava just below X	Lava just above X	Lava upper	Y1	Y1	Y1	Y2-a	Y2-b	Y2-c&d	Y2-e	Y2-f	Lava just above Y1	Lava just above Y2
	Obuchi lava						Muryama						Motomurayama lava			
	Obuchi pyroclastic flow						pyroclastic flow									
SiO ₂	49.09	49.20	43.82	43.81	46.11	50.49	SiO ₂	50.37	50.46	46.96	43.42	38.92	41.67	42.41	50.38	50.44
TiO ₂	1.44	1.40	1.87	1.80	1.71	1.83	TiO ₂	1.44	1.35	1.67	1.51	2.14	1.99	1.90	1.29	1.29
Al ₂ O ₃	16.95	16.32	22.50	21.11	21.38	15.98	Al ₂ O ₃	17.75	18.74	23.48	21.09	23.75	21.79	21.16	19.35	19.35
FeO*	11.71	11.46	15.33	14.04	13.95	12.51	FeO*	9.94	9.30	13.84	13.37	16.93	15.40	14.93	9.21	9.30
MnO	0.19	0.19	0.24	0.22	0.22	0.21	MnO	0.17	0.16	0.17	0.23	0.25	0.24	0.23	0.15	0.15
MgO	6.45	6.24	5.81	5.02	5.57	4.91	MgO	4.43	4.16	3.34	6.60	5.82	5.75	5.94	4.16	4.14
CaO	10.62	10.50	7.75	7.76	8.28	8.82	CaO	10.06	10.48	2.33	7.53	4.65	6.34	7.09	10.74	10.77
Na ₂ O	2.55	2.55	1.90	1.96	2.01	2.97	Na ₂ O	2.90	2.82	0.76	1.24	0.93	1.38	1.58	2.80	2.89
K ₂ O	0.54	0.65	0.24	0.20	0.27	0.96	K ₂ O	0.75	0.71	0.77	0.15	0.11	0.18	0.22	0.70	0.69
P ₂ O ₅	0.28	0.28	0.35	0.27	0.32	0.37	P ₂ O ₅	0.28	0.26	0.15	0.21	0.26	0.31	0.30	0.28	0.27
total	99.82	98.79	99.82	96.17	99.83	99.80	total	98.08	98.45	93.48	95.35	93.75	95.04	95.75	99.26	99.29
SiO ₂	49.18	49.80	43.90	45.55	46.19	51.35	SiO ₂	51.36	51.25	50.24	45.54	41.51	43.85	44.29	50.96	50.80
TiO ₂	1.44	1.42	1.87	1.87	1.72	1.83	TiO ₂	1.47	1.37	1.79	1.59	2.28	2.09	1.99	1.30	1.30
Al ₂ O ₃	16.98	16.52	22.54	21.95	21.42	16.01	Al ₂ O ₃	18.09	19.04	25.11	22.12	25.33	22.93	22.10	19.49	19.49
FeO*	11.74	11.60	15.36	14.60	13.98	12.53	FeO*	10.13	9.45	14.81	14.02	18.06	16.21	15.59	9.28	9.36
MnO	0.19	0.19	0.24	0.23	0.22	0.21	MnO	0.17	0.16	0.19	0.25	0.26	0.25	0.24	0.15	0.15
MgO	6.46	6.32	5.82	5.22	5.58	4.92	MgO	4.52	4.23	3.57	6.92	6.20	6.05	6.20	4.19	4.17
CaO	10.64	10.63	7.76	8.07	8.30	8.84	CaO	10.26	10.65	2.49	7.90	4.96	6.67	7.40	10.82	10.85
Na ₂ O	2.56	2.58	1.91	2.04	2.01	2.97	Na ₂ O	2.96	2.87	0.82	1.30	0.99	1.45	1.65	2.82	2.91
K ₂ O	0.54	0.66	0.24	0.20	0.28	0.96	K ₂ O	0.77	0.72	0.83	0.16	0.11	0.19	0.23	0.71	0.69
P ₂ O ₅	0.28	0.28	0.35	0.28	0.32	0.37	P ₂ O ₅	0.28	0.26	0.16	0.22	0.28	0.33	0.31	0.28	0.27
sum	100	100	100	100	100	100	sum	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Rb	4.4	10.3	2.1	4.5	1.4	15.2	Rb	16.6	17.8	55.0	4.6	3.6	5.6	5.0	13.5	12.6
Ba	195.8	n.a.	170.3	n.a.	171.3	313.0	Ba	219.3	239.5	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Nb	3.0	2.9	4.3	2.8	3.9	4.2	Nb	3.4	3.1	6.5	3.1	3.5	2.9	3.3	2.9	2.6
Sr	465.2	384.3	340.6	312.4	365.5	420.1	Sr	418.3	437.8	91.1	187.6	148.9	210.5	249.1	402.3	402.6
Zr	79.4	74.8	108	89.5	98.6	113.5	Zr	90.9	84.6	123.8	63.1	89.4	91.1	89.9	82.5	83.2
Y	25.3	21.5	29.9	25.0	28.8	35.8	Y	26.0	25.1	28.0	22.6	25.1	26.3	26.1	22.1	22.5
Sc	38.9	n.a.	40.8	n.a.	35.4	35.1	Sc	33.8	30.4	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
V	436.7	407.6	295.7	331.6	345	468.7	V	347.3	325.4	460.8	405.8	566.1	465.9	478.1	321.2	315.5
Cr	103.9	81.2	47.9	46.1	43.6	21.9	Cr	45.9	50.2	102.4	96.2	83.4	58.9	58.8	48.5	47.6
Co	68.0	n.a.	94.8	n.a.	80.5	75.0	Co	31.8	30.0	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Ni	57.1	34.2	67.0	45.9	61.4	36.9	Ni	27.4	25.3	63.5	31.5	46.3	43.2	47.9	20.9	19.7
Zn	106.8	n.a.	119.5	n.a.	105.7	128.2	Zn	95.4	90.2	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Cu	242.8	241.9	362.9	251.1	307.4	292.8	Cu	101.6	103.4	301.1	188.9	405.1	414.0	589.2	234.6	208.2
Pb	n.a.	4.9	n.a.	4.6	n.a.	n.a.	Pb	5.5	6.6	13.8	1.0	4.4	3.8	8.0	4.8	6.3

Normalized to 100%

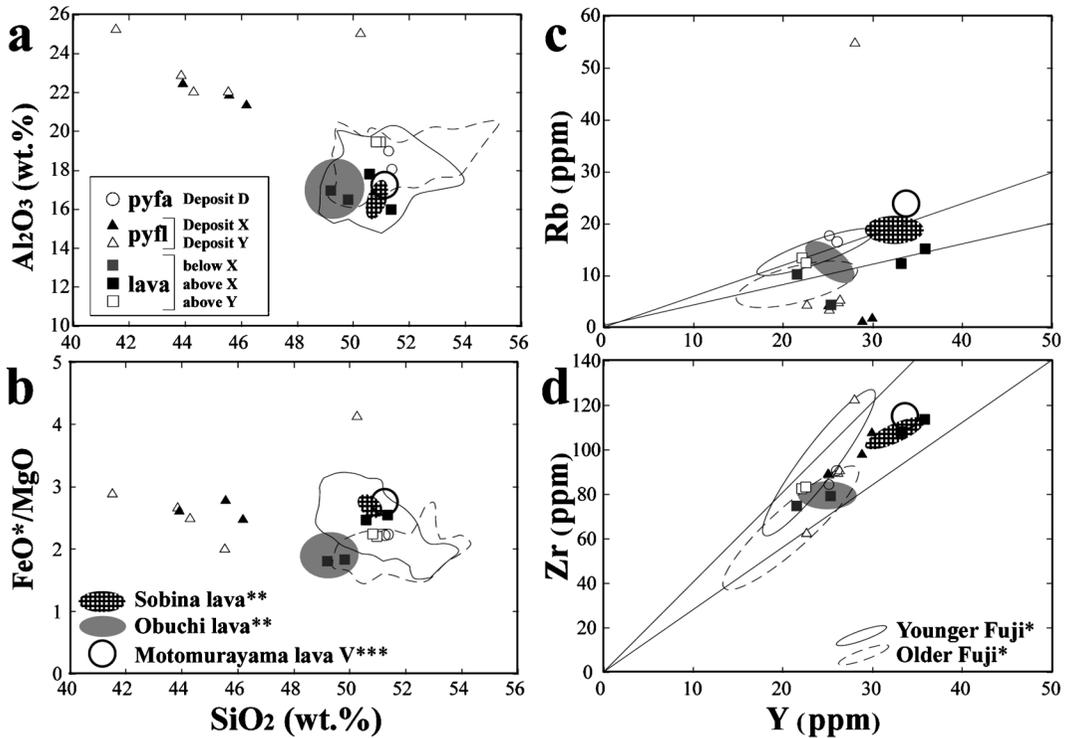


Fig. 5. Representative diagrams of the whole rock chemical composition analyzed in this study in comparison with other rocks of Fuji volcano. Data of all plots are in Table 1. pyfa: scoria fall of deposit D, pyfl: scoria in deposit X, Y₂, lava: lava flows below and above deposit X, and above Y₂, *: Range of Younger and Older Fuji (Takahashi *et al.*, 2003), **: Range of Sobina and Obuchi lava (Yamamoto *et al.*, 2004), ***: Range of Motomurayama lava V (Yamamoto and Koshimizu, 2007).

では、堆積物 X の下位の溶岩は周辺一帯に広く分布する大淵溶岩 (山本・他, 2004) の組成範囲に類似し、上位の溶岩は周辺に分布する曾比奈溶岩 (同) とほぼ一致する組成であった。

かんらん石斑晶のコアおよびリムの組成頻度を Fig. 6 に示した。堆積物 X および Y₁, Y₂ 中のスコリアに含まれるかんらん石斑晶組成は、Mg# がコアで 76~80 程度、リムで 76~82 程度と顕著な組成累帯を持たず、また、その他いくつかのよく発泡した赤色降下スコリアとよく似た組成範囲を持つ。たとえば、この地域一帯に広く分布すると報告されている村山降下スコリア (町田 (1964) の村山ラピリ層; 山元・他, 2007) については、かんらん石斑晶のコア、リムともに Mg# が 78~80 に集中する (Fig. 6 の Mu)。また、B 露頭における降下スコリア B2 や B3 のかんらん石斑晶の組成もよく似ている。測定した試料のうち、堆積物 X および Y₁, Y₂ 中のかんらん石と異なるのは B1, B4, D に含まれるかんらん石斑晶である。

放射性炭素法による年代の測定結果は Table 2 の通り

である。測定結果は OxCal 4.1 (Bronk Ramsey, 2009) により、較正曲線 IntCal09 を用いて暦年代較正を行った値も示した。A 露頭及びその周辺に分布する溶岩直上から採取した土壌試料は、いずれもおよそ 4500~6600 yBP という年代値 (5632-1782 calBC) となった (Fig. 3 の ①~④)。一方、B 露頭において堆積物 Y₁ を挟む層位に含まれていた木炭はいずれもおよそ 8400 yBP の値 (7587-7191 calBC) を示した (Fig. 3 の ⑤~⑥)。なお、Sp11 の年代は直下の大淵溶岩流の年代既報値 (例えば 14180 ± 70 yBP; 山元・他, 2005a) に比べて若い値を示している。この要因として、この土壌が上位を溶岩に覆われずに現地表へ連続しており、現在も土壌中に植物の根が認められるため、より長期間にわたって生物攪乱を受けたためである可能性が考えられる。

6. 考察

6-1 流動・堆積機構概要

以上に示したとおり、堆積物 X, Y₁, Y₂ を構成する

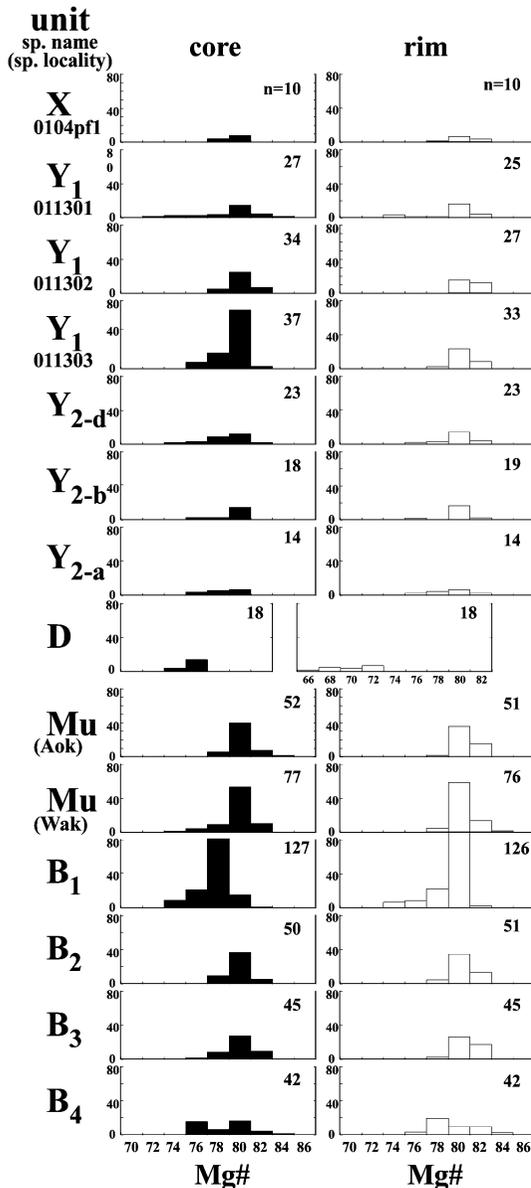


Fig. 6. Histogram of Mg# (=Mg/Mg + Fe) of olivine phenocryst in the products at outcrops A, B, Aok, and Wak. Mg# at core and rim is shown. X (sample name = 0104pf1) : deposit X at outcrop A, Y₁ (three grains of scoria = 011301, 011302, 011303) : deposit Y₁ at outcrop B, Y_{2-a,b,d}: sublayers a, b, and d of deposit Y₂ at outcrop B, D: Deposit D at outcrop B, Mu: Murayama scoria fall at Aok and Wak shown in Figs. 1 and 3. B₁-B₄: scoria fall layers at outcrop B shown in Fig. 3. Number on the right corner of each histogram indicates the total number of analysis.

火砕物の岩相, 岩石学的特徴はいずれもよく似ている。また, 全体的に赤色酸化していること, 主体部が谷埋め状態で堆積していること, 淘汰が悪いこと (Fig. 4), スコリア粒子が円磨していること, なども共通した特徴である。更に, 均一な岩質からなりほとんど異質岩片を含まないこと, シルトサイズの細粒粒子が失われておらず, 斜交層理なども認められないことから, 泥流のような水に飽和した流れによる堆積物とも考えにくい。このような特徴から, 堆積物 X, Y₁, Y₂ はいずれも高温の火砕流による堆積物である可能性が高いと結論づけられる。以下では, A, B 露頭を流下した火砕流をそれぞれ「大淵火砕流」, 「村山火砕流」と呼ぶこととする。

堆積物が無層理ではなく内部が複数層に分けられることについては, 以下のように解釈される。まず, A 露頭の堆積物 X については, 下・中・上層の順に, それぞれ多くの火砕流堆積物 (1 フローユニット) に認められている火砕流本体部, れき濃集層, 火砕サージによく似た粒度分布を持つことから (たとえば, Wilson, 1980), 本火砕流についても, 火砕流の流下に伴って粒径・密度差等による分級がなされた結果, 同様の流下構造が発達したものと考えられる。特に中層は比較的淘汰が良いスコリア層であるが, 基本的に谷埋め構造を示し, 一般的な降下スコリアに比べると細粒火山灰も多量に含まれている。また, スコリア粒子はよく円磨している上, 粒径が数 cm 足らずであるにもかかわらず堆積物全体としてほぼ均質に赤色酸化している。以上のことから, 空気中で急冷し降下堆積したものというより, 地表を流れ下った火砕流内部で偏析などが起こって上方に濃集し高温状態で堆積したものと推測される。一方, B 露頭, とくに堆積物 Y₂ については, 下部側 a~d 層の岩相および粒度分布が堆積物 X の中・下層とよく似たものが互層している (Fig. 4)。さらに上部側の e~f 層の岩相および粒度分布も堆積物 X の上層とよく似ている。以上により, B 露頭では, A 露頭と同様の火砕流から比較的短期間に複数のユニットが堆積し (a, b 層および c, d 層), その後, 細粒なために堆積速度の遅い火砕サージ部 (e, f 層) が堆積したと解釈することが可能である。堆積物 Y₁ は直近の堆積物 Y₂ の e, f 層と層相や粒径分布がよく似ており, 火山灰質ロームおよび土壌と降下火砕堆積物の互層のなす高まりを覆って堆積している。すなわち, 堆積物 Y₂ にしかない d 層以下を堆積させた火砕流本体およびれき濃集層は, これらの高まりに乗り上げることが出来なかったものと考えられる。これに対して, e, f 層と対比される堆積物 Y₁ は, 谷底のみに制約されることなく尾根を乗り越えて広がった火砕サージから堆積したことが示唆される。

Table 2. Results of ^{14}C dating for charcoal and humic soil samples below and above the pyroclastic flow deposits. Calibration to calendar age was done by OxCal4.1 (Bronk Ramsey, 2009), using IntCal09 as calibration curve.

試料 番号 sample No.	試料名 Sample name	採取場所 Locality	材質 material	未校正年代 uncalibrated age (yBP)	測定コード analysis code	校正暦年代 Calibrated age (cal BC) 尤度Likelihood 95.4%	採取位置 stratigraphic level
①	Sp02	A露頭 Outcrop A	南側西 SW	土壌 humic soil	4628±94	MTC-13233	曾比奈溶岩流 I より上位 Upper level than Sobina lava I
②	Sp05		南側西 SW	土壌 humic soil	4505±533	MTC-13234	SP02より更に上位 Upper level than Sp02
③	Sp11		南側東 SE	土壌 humic soil	4968±50	MTC-13235	大淵溶岩流より上位 Upper level than Obuchi lava
④	Sp14		南側 S	土壌 humic soil	6635±50	MTC-13236	曾比奈溶岩流 I より上位 Upper level than Sobina lava I
⑤	2009040502	B露頭 Outcrop B	北面 N	木炭 charcoal	8399±73	MTC-13164	堆積物Y ₁ 直上溶岩クリンカー中 Inside lava clinker just above deposit Y ₁
⑥	2009040509		北面 N	木炭 (粉末状) charcoal (powdery)	8371±74	MTC-13165	堆積物Y ₁ 直下降下スコリア中 Inside scoria fall just below deposit Y ₁

上述の解釈は、僅か2露頭での調査結果によるものであり、同一流下単位の流下方向での岩相変化についても高々百m程度離れた地点（A露頭の2本の道路の露頭）で比較が可能で、しかも大きな差異は認められていない（Fig. 4a）。また、上記のような成層した火砕流堆積物は、これまで、大規模噴火または珪長質マグマの小規模噴火による報告がほとんどであり、小規模な玄武岩質マグマの噴火によるこのような火砕流の報告はない。したがって、このような火砕流がどのように流下・堆積するのかについては今後の検討を要するが、大淵・村山火砕流堆積物を構成するスコリア粒子の発泡度は極めて高く、見かけ密度としてはほとんど珪長質の軽石と変わらないため、このような特徴が両火砕流の流下メカニズムに影響しているのかもしれない。いずれにしても現段階では、まだ流下機構（分級メカニズム）を詳細に議論できるほど観察ができていないとは言えないので、今後、上記の解釈を検証すべく、新たな露頭の発見、ボーリング調査などを行う必要がある。なお、火砕流の噴出源と最大到達点の標高差をH、水平距離をLとした場合のH/L比はしばしば火砕流の流れにくさの指標として用いられている。両堆積物について、仮に噴出地点を現山頂とし（噴出源については後述）、山頂と露頭の標高差をH、水平距離をLとした場合のH/L比は0.2-0.3であり、これまでに報告されている比較的小規模の火砕流の値と同程度である（Sparks, 1976; 宝田・他, 1993; Calder *et al.*, 1999; Yamamoto *et al.*, 2005b; 田島・他, 2007）。

6-2 発生機構・噴出出口について

大淵、村山火砕流堆積物の両者を構成するスコリアは、発泡が良く見かけ密度は平均で500-1100 kg/m³であり、その発泡度は富士火山及びその他の火山における準プリニー式噴火による降下スコリアの発泡度と同程度以上のものである（たとえば湯船第二スコリアは平均940 kg/m³、

宝永スコリア（玄武岩組成）は700-1000 kg/m³程度；Miyaji *et al.*, 2011）。一方、これまでに富士火山で報告されている火砕流堆積物中に含まれる火砕物の見かけ密度は大沢火砕流で1820 kg/m³、滝沢火砕流でも1900-2200 kg/m³（田島・他, 2004）であり、両者とも明らかに密度の高い火砕物からなっている。また、大沢火砕流には火山弾が数多く含まれ、滝沢火砕流には火山弾および火砕丘を構成していたと考えられるアグルチネートの岩塊が含まれるのに対して、大淵、村山火砕流にはこれらのストロンボリ式噴火などに特徴的な噴出物や堆積物片は全く含まれていない。これらの事実は、これまで報告されている大沢、滝沢火砕流が比較的小規模な爆発に伴うもの（噴出物の多くは火口近傍に一旦着地または堆積したものに由来）であったのに対して、大淵、村山火砕流の発生機構がプリニー式噴火のような爆発的噴火に関連するものであったことを示唆する。

一方、大淵、村山火砕流の給源位置は現時点では不明である。A、B両露頭付近より山頂側はより新しい溶岩に完全に覆われており、自然露頭による追跡がほとんど不可能である。B露頭の堆積物Y₁が不整合を挟んで覆う黒色降下スコリア互層Dは淘汰がやや悪く火山岩塊などの粗粒粒子を含むなど、火口近傍相としての特徴を持つが、黒色で斑晶に富み発泡度が低く、斑晶組成が異なるなど、両火砕流のスコリアとは全く異なる岩質であることから、これらの火砕流を発生させた噴火の近傍相とは考えにくい。また、両火砕流堆積物中には全く粗粒火山弾が認められないことも、A、B地点が火口から少なくとも数km以上離れていることを示唆している。町田（1964）は火砕流発生時期（後述）と同層準にあたる古期富士テフラが南西麓に比べ東麓により厚く堆積することを示している。しかし、南麓に分布する火砕流については地形的に山頂付近～南麓の側火口で発生した噴火に

よると考えられるため、東麓に堆積する古期富士テフラとの層位関係を知るのは困難である。火砕流の供給源が現在の山頂火口付近にあったとすれば、両火砕流の到達距離は10kmを超え、富士火山でこれまでに報告されている火砕流の中でも最も遠方へ到達しているものの一つといえる。

一方、村山降下スコリアの分布(山元ほか, 2005a; 2007)や高鉢山スコリア丘など(高田・小林, 2007)の層位から、新富士旧期(あるいは山元・他(2007)の富士宮期)の時代には南西側火口で複数回噴火が発生したことが指摘されている。山元・他(2005a)は富士山南麓での富士黒土層(FB)基底部の年代が東麓のそれに比べて有意に若いことを示しており、これが南西山腹での噴火の発生が黒色土壌の発達を妨げたことを示すのだとすれば、これらの噴火によって両火砕流が発生していても不自然ではない。しかし、全岩化学組成については風化の影響により良好なデータが得られず、また、かんらん石斑晶組成については組成変化が乏しいため、本研究の分析結果からは既知のテフラ層と火砕流堆積物の対比について、これ以上の制約条件を得ることは出来なかった。噴出起源を突き止めるためには、南西麓における古期富士テフラの層序・分布を確立する必要がある。

6-3 発生年代について

測定年代値に付した誤差は分析によるものであるが、実際には試料の状態や土壌の閉鎖年代などさまざまな不確定性がある。これまでに報告されている値も含め、放射性炭素法による年代測定結果には数百年程度の不確定性があるとすれば、今回の結果はこれまで報告されている層位順序に対して概ね整合的な結果である。すなわち、A露頭では地表付近を覆う黒土層に対して4500~6600yBPという測定値がでており、これらは黒土層の下位の曾比奈溶岩流I、大淵溶岩流についての報告値(それぞれ9030±40yBP, 14180±70yBP; 山元・他, 2005a)と整合的である。したがって、両溶岩流に挟まれる大淵火砕流堆積物は9000~14200yBPの間に堆積したものと制約できる。さらに、火砕流堆積物が未固結であることに加えて、上位の曾比奈溶岩流Iに覆われた場所以外では生物攪乱等により追跡が困難であることから、本堆積物が比較的浸食に弱く、堆積後比較的短い時間間隙の後、すなわち上記の年代値の比較的9000yBPに近い時期に曾比奈溶岩流Iに覆われたことが示唆される。一方、B露頭では堆積物Y₁のそれぞれ直上、直下に位置する溶岩クリンカーおよび降下火砕流堆積物中の炭化木片について、いずれも8400yBPという値が出ている。なお、山元・他(2005a)ではこの付近に認められる元村山溶岩流について、8670±40yBPと言う年代を得ている。B露頭

で元村山溶岩流は村山火砕流を覆っており、厳密にはこの値と矛盾するが、年代値に数百年程度の不確定性があるとすれば、ほぼ整合的であるといえる。ただし、B露頭付近では、年代の異なる溶岩が近接・累重しており、各溶岩の分布把握がきわめて難しい。近年においてもこの付近の溶岩の分布が繰り返し再定義・変更されている状況を鑑みれば(山本・他, 2003; 山元・他, 2007)、上記の年代値の不整合は異なる溶岩の年代値を見ているからである可能性も否定できない。

6-4 本発見の意義・課題-玄武岩質マグマ噴出による火砕流

玄武岩質マグマを噴出する噴火では、爆発的噴火になることが少なく、火砕流の発生頻度は更に低いため、たとえば、三宅島2000年噴火で山頂の陥没カルデラの拡大後に発生した低温火砕流(中田・他, 2001)、エトナ火山でマグマ水蒸気噴火によって発生した火砕流(Behncke *et al.*, 2008)などにより、ようやくその実在が現象として報告されるようになったばかりで、まだ発生しうる火砕流の全貌について把握しているとは言い難い。しかし、ひとたびこのような現象が起こればきわめて甚大な災害に発展する可能性がある。従って、火砕流の発生・流動メカニズムや規模、発生のタイミング等を理解しておく必要があり、発生頻度の少ないこのような現象を目撃した場合、あるいはその痕跡を見出した場合には、まずもってデータを蓄積していくことが重要である。

上述の通り、本報告による火砕流堆積物は、これまで富士火山において報告されている火砕流堆積物とは流動・堆積メカニズムや起源となる噴火現象が異なり、プリニー式噴火のような爆発的噴火に伴って発生した可能性があることを示した。しかし、現段階では、火砕流堆積物の堆積構造や構成粒子の岩質が異なることが、実際のどのような噴火様式や火砕流の流動・堆積メカニズムの違いを反映しているのかについては不明である。本火砕流についての更なる理解には、今後、分布、規模、流速、温度等の定量化が必須である。次に、発生時期について考える。一般に玄武岩質マグマを主に噴出する火山での噴火は溶岩流出を主とする場合が多く、そのような時期あるいは火山で、どのように火砕流を伴うような爆発的噴火が発生するのかについては、事例が少ないこともあって研究例はほとんど無い。本火砕流の発生時期は富士火山では溶岩流出を主体とする活動で特徴付けられる新富士旧期(津屋, 1968)であることが明らかとなった。また、町田(1964)によれば、この時期は富士火山の噴火史約10万年の中でも富士黒土層が形成された比較的穏やかな時期に当たる(ただし、上述の通り、古期富士テフラの活動が完結していなかった可能性はある)。

一方、富士火山のように(単発の側噴火を除いて)噴出中心があまり移動せずに成長した火山では、表層が新しい噴出物に覆われてしまい、古い堆積物、特に小規模な火砕流堆積物などは発見されにくい状況となる。特に本堆積物の見つかった層準については、富士火山の中でも特に広範囲かつ長距離まで流下した旧期溶岩の噴出時期と前後している。その点でも、そのような時期に火砕流発生の痕跡が見つかったという点は意義深く、山頂火口から10 km程度以上離れた場所でも旧期溶岩の下位にこのような火砕流堆積物が数多く潜在している可能性は十分あり得るといえよう。

現在、本地域には多くの住宅が存在し、開通したばかりの新東名自動車道も近いので、火砕流が発生すれば、その被害は甚大である。従って、現在の富士火山の活動状況が8400~9000 yBPと同じ状況であるというわけではないが、長期的視野に立てば、大淵、村山火砕流の分布範囲や体積、更にこれら以外の火砕流堆積物の有無を明らかにし、発生頻度・時期、規模等を把握することが防災上重要である。また、そのことは一般に玄武岩質マグマを噴出する多くの火山における火山発達史および火砕流の発生・流動に関する理解への一助となるであろう。

ま と め

富士火山南麓、現在の山頂火口から10 km以上離れた2地点において火砕流堆積物を見出した。いずれも鮮やかな赤色スコリアおよび同質の細粒火山灰からなり、粒径による成層構造を持ち、谷埋め構造を呈する堆積物である。構成粒子のスコリアは富士火山における爆発的噴火によるものと同様に発泡度が高く、プリニー式噴火との関連が示唆される。放射性炭素法による堆積年代は概ね8400~9000 yBPを示し、これまで、富士火山において、溶岩流出を中心とする比較的穏やかな噴火を続けたと考えられていた時期に当たる。今後、玄武岩質マグマ噴出に伴う火砕流の発生条件を知る上で、このような火砕流堆積物に関する事例の記述を蓄積していく必要がある。

謝 辞

産業技術総合研究所の山元孝広氏には富士山南西麓の堆積物層序についてご教示頂きました。また、本研究の実施にあたり、平和建設の谷吉浩氏には工事期間中にもかかわらず露頭を快く見せていただきました。工事施工主の富士総合開発株式会社には本論の公表をご快諾いただきました。噴出物の粒度分析では東京大学地震研究所の前野深氏、化学分析では同研究所の外西奈津美さん、高木菜都子さんにお世話になりました。また、編集担当の吉本充宏氏、査読者の石塚吉浩氏、安井真也氏の丁寧

かつ適切なコメントにより、本論が大幅に改善した。以上の関係者の方々に厚くお礼申し上げます。本研究は、東京大学地震研究所共同研究プログラムの援助を受けました。

引用文献

- Behncke, B., Calvari, S., Giammanco, S., Neri, M. and Pinkerton H. (2008) Pyroclastic density currents resulting from the interaction of basaltic magma with hydrothermally altered rock: an example from the 2006 summit eruptions. *Bull. Volcanol.*, **70**, 1249-1268.
- Bronk Ramsey, C. (2009) Bayesian analysis of radiocarbon dates. *Radiocarbon*, **51**, 337-360.
- Calder, E.S., Cole, P.D., Dade, W.B., Druitt, T.H., Hoblitt, R. P., Huppert, H.E., Ritchie, L., Sparks, R.S.J. and Young, S. R. (1999) Mobility of pyroclastic flows and surges at Soufriere Hills volcano, Montserrat. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 537-540.
- Coltelli, M., Del Carlo, P. and Vezzoli, L. (1998) Discovery of a Plinian basaltic eruption of Roman age at Etna volcano, Italy. *Geology*, **26**, 1095-1098.
- de Vries, H. and Barendsen, G. W. (1954) Measurements of age by the carbon-14 technique. *Nature*, **174**, 1138-1141.
- 藤井敏嗣 (2007) 富士火山のマグマ学。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, 233-244.
- 富士山火山防災協議会 (2004) 富士火山ハザードマップ検討委員会報告書, 244 pp (<http://www.bousai.go.jp/fujisan-kyougikai/report/index.html>).
- 町田 洋 (1964) Tephrochronology による富士火山とその周辺地域の発達史. *地学雑*, **73**, 293-308, 337-350.
- 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.
- Matsuzaki, H., Nakano, C., Tsuchiya, Y. S., Kato, K., Maejima, Y., Miyairi, Y., Wakasa, S. and Aze, T. (2007) Multi-nuclide AMS performances at MALT. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B*, **259**, 36-40.
- 宮地直道 (1988) 新富士火山の活動史. *地学雑*, **94**, 433-425.
- 宮地直道 (1993) 富士火山1707年噴火の推移と噴出物の特徴. 火山災害の規模と特性(文部省科研費自然災害特別研究報告書, 代表者:荒牧重雄), 111-119.
- Miyaji, N., Kan'no, A., Kanamaru, T. and Mannen, K. (2011) High-resolution reconstruction of the Hoei eruption (AD 1707) of Fuji volcano, Japan. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **207**, 113-129.
- 中田節也・長井雅史・安田 敦・嶋野岳人・下司信夫・大野希一・秋政貴子・金子隆之・藤井敏嗣 (2001) 三宅島2000年噴火の経緯-山頂陥没口と噴出物の特徴-. *地学雑*, **110**, 168-180.
- 佐々木龍男・勝井義雄 (1981) ガラスビーズを使った軽石の密度測定法. *火山*, **26**, 117-118.
- Sparks, R.S.J. (1976) Grain size variations in ignimbrites and implications for the transport of pyroclastic flows. *Sedimen-*

- tology*, **23**, 147-188.
- 田島靖久・黒田信子・瀧 尚子・宮地直道・荒牧重雄・遠藤邦彦 (2004) 崩壊により発生した富士火山滝沢火砕流 B の流下機構. 日本火山学会講演予稿集, A02.
- 田島靖久・宮地直道・吉本充宏・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.
- 高田 亮・小林 淳 (2007) 富士火山南山腹のスコリア丘トレンチ調査による山腹噴火履歴. 地質調査研究報告, **57**, 329-356.
- 高橋正樹・小見波正修・根本靖彦・長谷川有希絵・永井匡・田中英正・西 直人・安井真也 (2003) 富士火山噴出物の全岩化学組成—分析データ 847 個の総括—. 日本大学文理学部自然科学研究所研究紀要, **38**, 117-166.
- 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 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.
- 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 倍希釈ガラスビード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) 富士火山地質図 (5 万分の 1), 富士山の地質 (英文概略). 地質調査所, 24 pp.
- 上杉 陽 (2003) 地学見学案内書「富士山」. 日本地質学会関東支部 (上杉陽編著), 117 pp.
- Walker, G. P. L. (1971) Grain-size characteristics of pyroclastic deposits. *J. Geology*, **79**, 696-714.
- Wilson, C. J. N. (1980) The role of fluidisation in the emplacement of pyroclastic flows: an experimental approach. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **8**, 231-249.
- 山本玄珠・輿水達司 (2007) 富士山の溶岩と吉原観測井ボーリングコアの火山岩の対比. 富士山研究, **1**, 11-16.
- 山本玄珠・北垣俊明・輿水達司・篠ヶ瀬卓二・松田泰治 (2003) 富士山南麓・西麓の新富士火山の溶岩の分布と記載岩石学的研究. 地球科学, **57**, 221-242.
- 山本玄珠・北垣俊明・輿水達司・篠ヶ瀬卓二 (2004) 富士山西麓の古富士火山の溶岩について. 地球科学, **58**, 245-253.
- 山元孝広・高田 亮・石塚吉浩・中野 俊 (2005a) 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. (2005b) Basaltic pyroclastic flows of Fuji volcano, Japan: characteristics of the deposits and their origin. *Bull. Volcanol.*, **67**, 622-633.
- 山元孝広・石塚吉浩・高田 亮 (2007) 富士火山南西麓の地表及び地下地質: 噴出物の新層序と化学組成変化. 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, 97-118.

(編集担当 吉本充宏)