

富士火山西斜面で発生した玄武岩質火砕流の特徴とその起源

山元孝広*・高田 亮**・石塚吉浩**・宮地直道***・田島靖久****

Basaltic pyroclastic flows of Fuji volcano, Japan: characteristics of the deposits and their origin

Takahiro YAMAMOTO*, Akira TAKADA**, Yoshihiro ISHIZUKA**,
Naomichi MIYAJI*** and Yasuhisa TAJIMA****

Fuji volcano is the largest active volcano in Japan. Although basaltic in composition, small-volume pyroclastic flows have been repeatedly generated during the recent explosive stage. Deposits of those pyroclastic flows were identified along multiple drainage valleys on the western flanks between 1,300 and 2,000 m above sea level, and were stratigraphically divided into SYP 1 to 4 at 3.2, 3.0, 2.9, and 2.5 ka, respectively. Downstream debris flow deposits were found which contain abundant material derived from the pyroclastic flow deposits. The SYP 1 to SYP 4 deposits consist of two facies: the massive facies is about 2 m thick containing basaltic bombs of less than 50 cm in size, scoria lapilli, and fresh lithic basalt fragments supported in an ash matrix; the surge facies is represented by beds of 1 to 15 cm thick, consisting mainly of ash with minor amount of fine lapilli. Bombs and scoria are 15 to 30% in volume within the massive facies. SYP 1 to SYP 4 were distributed only in the western flank. The reason for this one-sided distribution is the asymmetric topography of the edifice; the western slope of the volcano is steepest (over 34°). Most pyroclastic materials cannot rest stably on the slope steeper than 33°. Therefore, ejecta from explosive summit eruptions which fell on steep slopes tumbled down and were remobilized as high temperature granular flows. Large pyroclastics moved as granular avalanches along the valley bottom. Furthermore, the avalanching flows increased in volume by abrasion from the edifice and generated abundant ashes by collision of clasts. The large amount of the fine material was presumably available within the transport system as the basal avalanches propagated below the angle of repose. Taking the typical kinetic friction coefficient of small pyroclastic flows, such flows could descend the western flanks where scattered houses are below 1,000 m above sea level. A similar type of pyroclastic flow could result if explosive summit eruptions occur in the future.

Key words: Fuji volcano, basalt, pyroclastic flow, volcanic hazard, angle of repose.

1. はじめに

富士火山では平成12年秋から低周波地震の群発が度々観測されるようになり、富士火山が将来噴火を起こす活火山であることがマスコミの報道等によって一般にも広く認識されるようになってきた。翌平成13年には内閣府をはじめとする政府関係機関により富士山ハザードマップ作成協議会と同マップ検討委員会(荒牧重雄委員長)が設立されている。火山ハザードマップ作成のためには、その基礎となる噴火実績・様式・規模に関する精度良い知見が必要

なことは言うまでもない。しかし、このような要請に答えるための当時のデータは限られ、更なる調査研究が求められていた。本報告は、西～南西山麓で実施した1/5万地質図幅作成のための調査結果をもとに3.2~2.5ka(千年前)に起きた火砕流の分布・特徴・発生様式について記載する。富士火山では火砕流堆積物の存在に関して断片的な報告があるだけで、どのような火砕流がいかんして発生したかについては全く分かっていなかった。しかし、その災害の甚大さゆえ、火砕流発生についての知見は特に重要であ

*〒305-8567 茨城県つくば市東1-1-1中央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
Geological Survey of Japan, AIST
Higashi 1-1-1 Central 7, Tsukuba 305-8567, Japan

**〒305-8567 茨城県つくば市東1-1-1中央7
産業技術総合研究所地質情報研究部門
Institute of Geosciences
Geological Survey of Japan, AIST

Higashi 1-1-1 Central 7, Tsukuba 305-8567, 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, Nihon University
Sakurajyosui 3-25-40, Setagaya 156-8550, Japan

****〒102-8539 東京都千代田区麴町5丁目4番地
日本工営(株)
Nippon Koei Co., Ltd.
Kojimachi 5-4, Chiyoda 102-8539, Japan

ろう。なお、本報告の内容は既に Yamamoto *et al.* (2005 b) として公表済みであることをお断りしておく。また、火砕流堆積物や関連する堆積物の放射性炭素年代値については山元・他 (2005 a) に記載されている。

2. 富士火山の火砕流

火砕流は火山の噴火現象の一種で、火砕物とガスの混合物が斜面を高速度で流下する現象である。1991 年から約 4 年間続いた雲仙普賢岳の噴火によってこの火砕流は、日本では一般にも広く知られる火山現象となった。しかし、火砕流の発生原因、規模や流れの状態は多種多様で、雲仙普賢岳のような火砕流ばかりではない。雲仙の事例は成長する溶岩ドームが崩落して発生したもの(溶岩ドーム崩落型)であるが、爆発的噴火で生じた火砕物混じりの噴煙が上昇できずに地表に落下して発生するタイプ(噴煙柱崩壊型)もある。また、火砕物がマグマの温度に近い高温のものもあれば、マグマ水蒸気爆発のような外来水の関与した噴火では流れの平均温度が 100℃ 以下の火砕流も発生する。

火砕流は一般には珪長質のマグマの活動で多く発生し、マグマ水蒸気爆発を除くと玄武岩質マグマではほとんど発生事例がない。教科書的には玄武岩質マグマは珪長質のものに比べてガス成分に乏しく比較的穏やかな噴火様式をとること、粘性が低く流動性の大きな溶岩流を生じることから、典型的な玄武岩マグマの噴火では火砕流を伴い難い。それゆえ、ほとんど玄武岩からなる富士火山では、溶岩流・降下火砕物・土石流などの災害は想定されても、火砕流災害は全く考慮されていなかった(例えば旧国土庁の火山噴火災害危険区域予測図作成指針にある富士山ハザードマップ試作例など; 国土庁防災局, 1992)。しかし、富士火山噴出物、特に津屋 (1968, 1971) の新富士火山新期のものの中に火砕流堆積物が存在することは、断片的な記載であるものの、これまでもいくつかの研究により指摘されていた。本報告で対象とするのはこれらのうち、町田 (1977; p. 65) が大沢・火砕流-3 (大沢扇状地扇頂部; 2490±70 yBP) 及び大沢・火砕流-2 (上井出林道大沢; 3040±50 yBP) として放射性炭素年代表に示したものである。具体的な露頭の記載はないものの炭化木片を含むものであることは確実で、宮地 (1988) はこれらをスコリア流としている。本報告ではこれらの火砕流とされる堆積物の特徴を明らかにするとともに、その起源について考察する。そして、これらの火砕流堆積物の名称については、西山麓に分布する新期の降下堆積物が既に大沢スコリアと呼ばれていること(町田, 1964)を優先して、固有名は付けずに SYP 1~4 の名称で呼ぶことにする。また、これらが再堆積して生じた土石流堆積物にも SYR 1R~4R の名称を用いる。

3. 3.2~2.5 ka 火砕流堆積物の分布と層序

SYP 1~4 堆積物は富士火山西山腹の標高 1500 m 以上の地点 6 カ所でこれまでのところ確認している (Fig. 1)。堆積物の主要な分布域は大沢から上井出にかけての沢沿いにあるものの、これ以外の流系の沢沿いにも堆積物は広がっ

ている。逆に、北~東~南山腹からは SYP 1~4 堆積物に対比されるものを見つけていない。SYP 1~4 分布域の下流域の沢沿いにはこれらの火砕流堆積物を母材とする土石流堆積物が広く分布し、南西山麓の富士宮まで追跡できる。

各火砕流堆積物の層序的位置は以下の通りである。SYP 1 堆積物は南南西方向に分布主軸を持つ 3.1 ka の大沢降下スコリア (Os) (Fig. 2) のすぐ下位に位置している。両者の間には厚さ 10 cm 前後の土壌が存在し、富士火山の南南東 60 km の東伊豆単成火山群から飛来した径 0.5~1.0 mm のカワゴ平軽石 (3.1~3.2 ka) が含まれている。SYP 1 堆積物中の炭化木片からは 3.2 ka の補正年代値が得られている。SYP 2 堆積物は、大沢降下スコリアと大室山降下スコリアの間に位置しており、西北西山腹の Loc. 1 に露出する。SYP 2 堆積物中の炭化木片からは 3.0 ka の補正年代値が得られた。SYP 3 堆積物は、大沢 (Loc. 6) で SYP 2 起源とみられる 3.0 ka の土石流堆積物の上の約 4 cm 厚の土壌を覆っている。SYP 3 堆積物中の炭化木片からは 2.9 ka の補正年代値が得られている。SYP 4 堆積物は、大室山降下スコリアと S-18 降下スコリアの間に位置している。その分布は大沢よりも北にあるため、SYP 3 堆積物との層序関係は露頭で直接観察できない。しかし、SYP 4 堆積物中の炭化木片からは 2.5 ka の補正年代値が得られ、SPY 3 の年代値よりも有意に若い。また、後で記述するように本質物の岩質は SPY 3 と 4 では異なっている。

4. 3.2~2.5 ka 火砕流堆積物の岩相と粒度特性

SYP 1~4 堆積物はいずれも径 50 cm 以下の火山弾・スコリア・石質岩片を含む基質支持の塊状火砕物からなる層厚約 2 m 以下の本体部と、層厚 1~15 cm の主に火山灰からなるサージ部で構成されている。サージ部は多くの谷沿いの露頭で本体部の下に位置するが、谷底をはずれるとサージ部が単独で分布する (Fig. 2)。サージ部と本体部の基底にはなぎ倒され炭化した木の枝が普通に含まれている。また、堆積物の上面が余り削剥されていない露頭では、本体部の上半分は赤色酸化を被っている。ただし、SYP 1~4 堆積物は浸食面を挟んで SYP 1R~4R 土石流堆積物にしばしば覆われており、標高 1500 m よりも下流域では SYP 1~4 堆積物は失われ土石流堆積物のみが分布している。これらの土石流堆積物も SYP 1~4 堆積物と同種の火山弾・スコリアや洗い出された炭化木片を含むが、火砕流本体部よりもやや淘汰が良く、異なる堆積構造を持つ。すなわち、土石流堆積物は岩片支持で中~細粒砂の基質をもつ塊状の巨礫~大礫や、連続性の悪い平行層理をもつ中礫混じりの粗粒~中粒砂からなる。露頭での携帯型磁力計による測定では、土石流堆積物中の火山弾の磁化方位は北にそろわず、高温での定置を示さなかった。

SYP 1~4 の本質物は、SiO₂ が 51~53 wt% の組成の良く似たかんらん石玄武岩~玄武岩質安山岩からなる。本質物の火山弾やスコリアの発泡度は多様で、やや発泡したものから中程度に発泡したもの(気泡体積約 30%)まで変化する。SP 4 の本質物は斑状で長径 3~4 mm の斜長石斑晶を

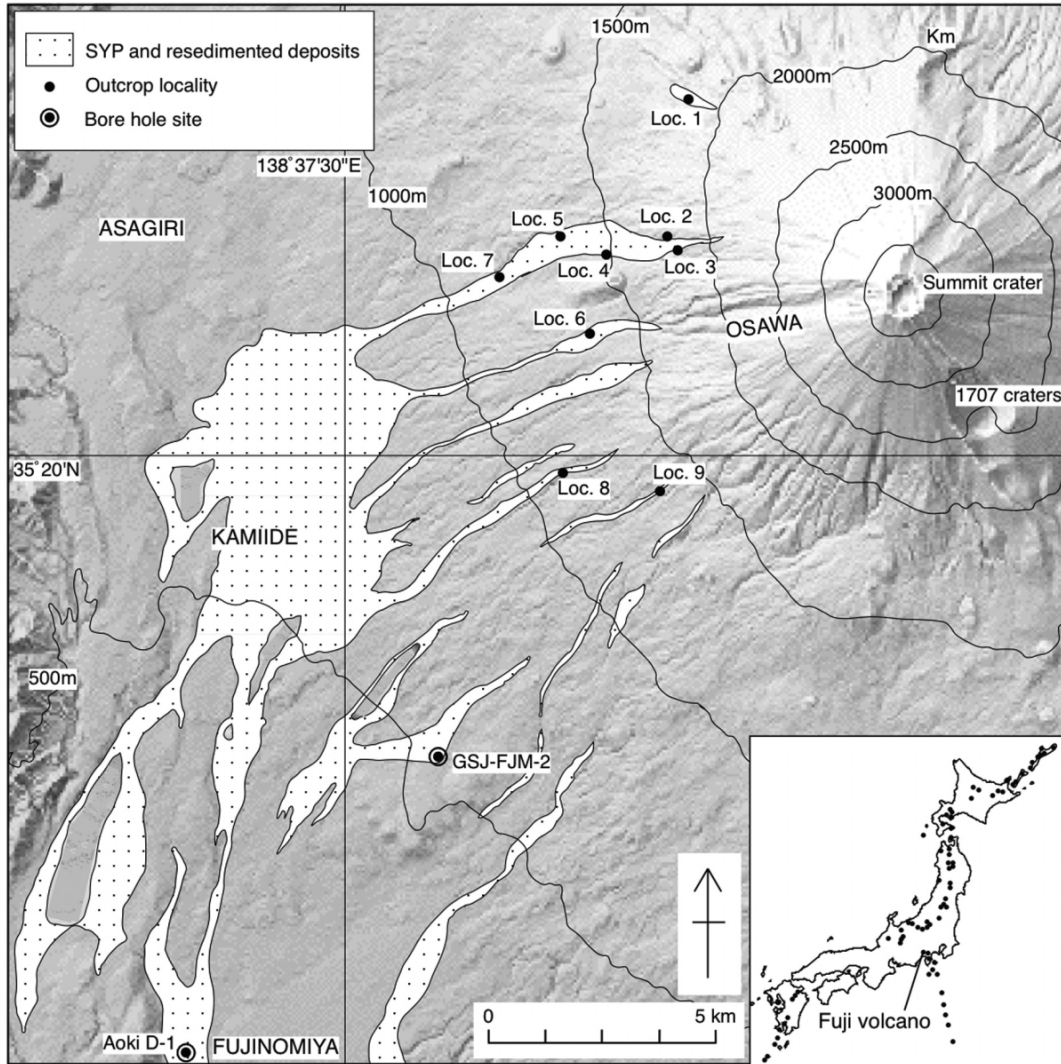


図1 富士火山の位置図と SYP 1~4 の分布。SYP 1~4 堆積物は Loc 1~6 でのみ観察できる。これらの地点の下流域に広がるハッチ部は、SYP 1~4 が再堆積した土石流堆積物から構成される。Km=小御岳。地形イメージは国土地理院の数値地図 50 m メッシュ (標高) から作成。Yamamoto *et al.* (2005 b) による。

Fig. 1. Index map of Fuji volcano and distribution of SYP 1 to 4. The primary SYP deposits are observed at Loc 1 to 6. Downstream of these localities, the hatched distributions are comprised of resedimented debris flow deposits. Km=Komitake. Topographic data from the digital map 50 m grid (elevation) by the Geographical Survey Institute, Japan. After Yamamoto *et al.* (2005 b).

10~20 vol%を含むこと、石基鉱物が粗粒で結晶度が高いことなど、他の火砕流堆積物とは異なる特徴が認められる。SYP 1~3 の本質物も長径 3 mm 以下の斜長石斑晶を含むものの、斑晶量は SYP 4 のものよりも少なく、石基もより細粒鉱物を含むかガラス質である。特に SYP 1 本質物の斑晶量は数 vol%と、最も少ない。また、SYP 2 の本質物は単斜輝石斑晶を微量に含有しており、他のものとは区別が出来る。

SYP 1~4 堆積物の本体部、サージ部、および再堆積した土石流堆積物の粒度特性はそれぞれ異なっており、標準偏差 vs 平均粒径図ではこれらが異なる領域にプロットされる (Fig. 3)。これらのうち火砕流サージ部の粒径分布はファイ 4~5 に最大モード、ファイ 0~1 にサブモードを持

つ (Fig. 4 上)。両サイズモードの火山灰とも細かく砕かれた玄武岩や結晶片で出来ており、粒子密度に差があるわけではない。このような粒径分布は火砕サージのような希薄な流れ堆積物に一般に認められ、最大モードの粒子群は乱流浮遊、粗粒のサブモード粒子群は跳躍や転動で運搬されたものであろう。一方、火砕流本体部の粒径分布では、ファイ 2~3 に最大モードがあるほか、ファイ 4 以下・1 前後・6 以上にサブモードを持つマルチモードな特徴が顕著である (Fig. 4 中)。そのため堆積物の淘汰は悪く、標準偏差 vs 平均粒径図 (Fig. 3) ではサージ部よりも平均粒径・標準偏差が共に大きな領域にプロットされる。また、本体部ではサージ部に相当するファイ 3.5 以上の細粒の粒子群の占める割合が少ないこと、分布が谷底に限られることか

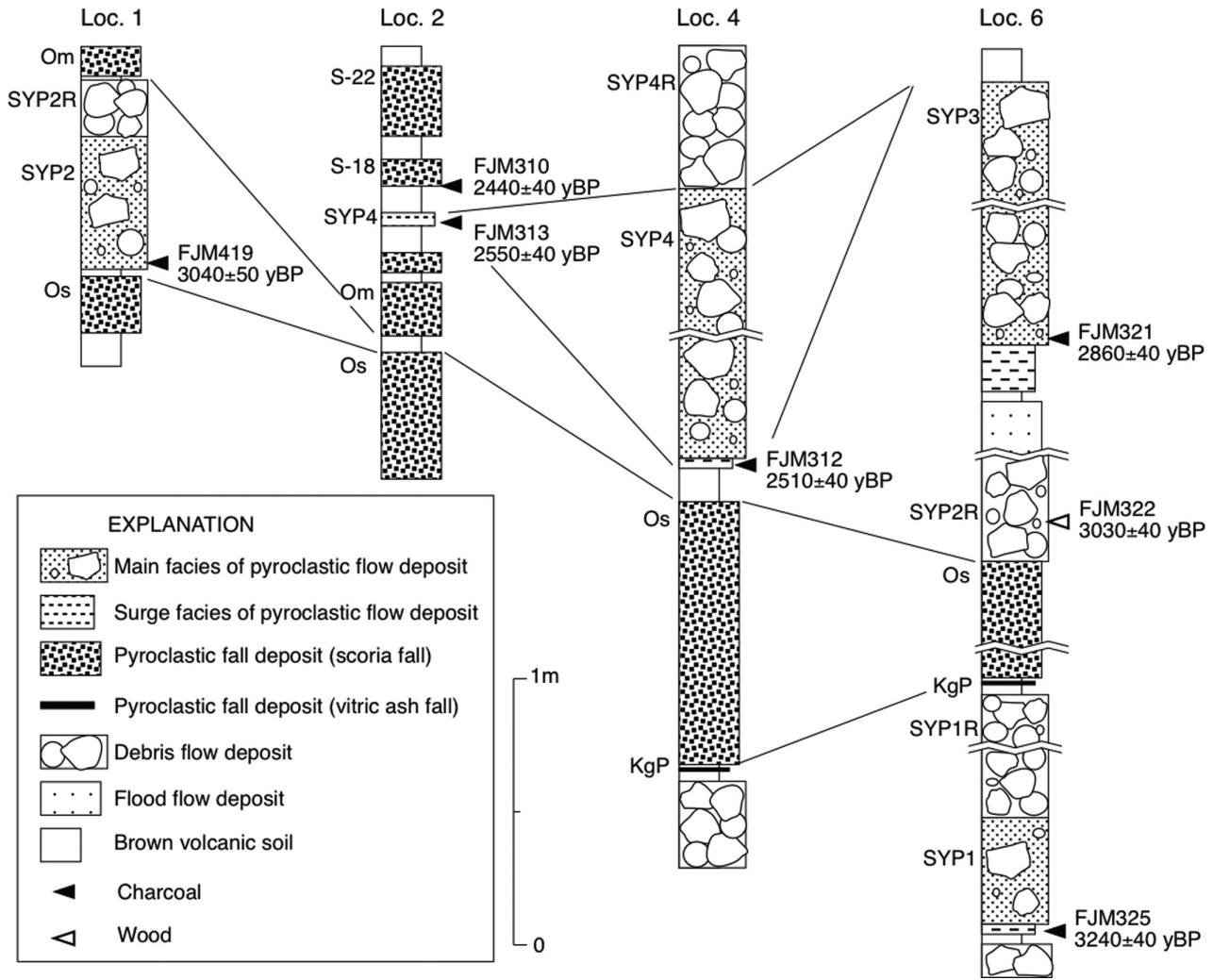


図2 SYP 1~4 堆積物の露頭柱状図。Om=大室山スコリア降下堆積物；Os=大沢スコリア降下堆積物；S-18=S-18 スコリア降下堆積物；S-22=S-22 スコリア降下堆積物；KgP=カワゴ平軽石。Yamamoto *et al.* (2005 b) による。
 Fig.2. Stratigraphic columns through the SYP 1 to SYP 4 deposits. Om=the Omuroyama scoria fall deposit; Os=the Osawa scoria fall deposit; S-18=the S-18 scoria fall deposit; S-22=the S-22 scoria fall deposit; KgP =Kawagodaira Pumice. After Yamamoto *et al.* (2005 b).

ら、本体部は流れの中で粗粒岩片が濃集した basal avalanche をなしていたものと見られる。これに対し、土石流堆積物は火砕流本体部よりも標準偏差が小さく淘汰が良い。粒径分布では礫サイズに最大モード、ファイ2.5~3.5にサブモードを持つバイモーダルな特徴を示している (Fig.4 下)。土石流堆積物が、火砕流本体部よりも細粒物に乏しいことは、これらの粒子群が水を媒質とする流れで細粒部が選択的に分離運搬されたことを意味していよう。

5. 考察

5-1 富士火山の傾斜と火砕流分布

SYP 1~4 の発生した時期 (3.2~2.5 ka) は、湯船第1スコリアから湯船第2スコリア噴火にかけての山頂火口での爆発的噴火が繰り返し発生していた時期と一致する (宮地, 1988 ; 山元・他, 2005 a)。また、SYP 1~4 の分布は火山体の西部に分布が限られ、北~東~南部では存在が確認

できない。もし仮に山頂火口での噴煙柱崩壊で火砕流が発生したとすると、火砕流は火口から 360 度の全方位に発生し得る。すなわち、噴出率が大きくなると噴煙と大気との混合による浮力の獲得が効率的に起こらず、火砕物を混濁した噴煙の密度が大気よりも大きいままで噴煙が地表になだれ落ちてくる。また、噴煙が風の影響を強く受けたため火砕流の分布が西~南西部に偏ったとすれば、火砕流堆積物の分布と降下火砕物の分布主軸は一致することが期待される。しかし、西~南西部ではこれらの火砕流噴火に伴ったとみられる降下火砕物は見つからず、このような考えは成立しない。SYP 1~4 に伴う降下スコリアは東山麓の膨大なテフラ群の中に見いだされるものと期待される。

4つの独立した噴火で生じた火砕流堆積物の分布がいずれも同じ傾向をもって西側に偏る原因は、むしろ火山体の地形にあるとの見方がもっともらしい。富士山の地形は東西南北に非対称で、山頂に近い平均山腹傾斜は西側で最大

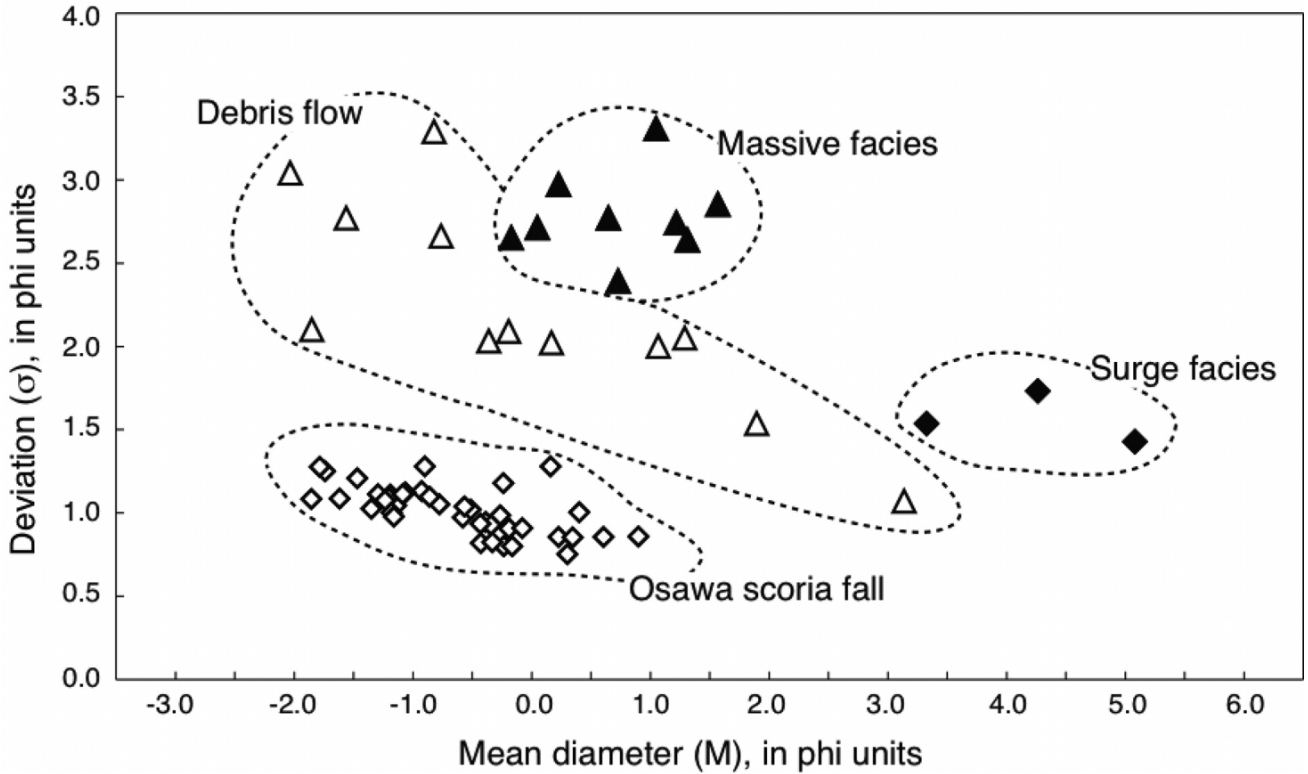


図3 SYP 1~4 堆積物の本体部, サージ部, 再堆積部の粒度特性. M と σ はファイスケールでの算術平均粒径と偏差. x ファイ粒子直径は, $(1/2)^x$ mm. Yamamoto *et al.* (2005 b) による.

Fig. 3. Grain size characteristics of the massive, surge, and resedimented parts of the SYP 1 to SYP 4 deposits. M and σ are arithmetic mean diameter and standard deviation in phi units, respectively. Diameter in x phi = $(1/2)^x$ mm. After Yamamoto *et al.* (2005 b).

38 度に達するが, 東側では最大 33 度にすぎない. このような非対称な山体は, 卓越風の影響で降下スコリアが主に東に堆積することの反映である. 3.7 ka には富士山頂部を含め今の地形とほぼ同じ山体が完成しており (山元・他, 2005 a), SYP 1~4 発生時と今の地形に大きな違いはなかったと見られる. Fig. 5 は富士山の傾斜角分布を, 国土地理院の 50 m メッシュ数値地図から傾斜角を計算した「日本の斜度図」(宮城, 2002) を用いて出力したものである. 図を見て明らかなのは山頂付近の北西~南西斜面に傾斜が 34 度以上の急傾斜部が広がっていることである. しかもこの急斜面部は SYP 1~4 分布域の上流部に当たり (Fig. 5), 火砕流の発生が山体地形に関係があることを強く示唆している. 山頂の西には大沢崩れがあるが, これの成長が始まったのは約 1 ka で (岩塚・町田, 1962), 一連の火砕流発生よりも後の現象である. ただし, 34 度以上の急斜面の分布は大沢崩れのそれよりも大きく大沢崩れの両側に広がっており, かつての大沢崩れ内にも同様の急斜面が広く存在したと考えられる.

5-2 火砕流の発生プロセス

ある粘着力のない粒子が斜面に定置できるかどうかの目安は, その粒子の安息角で表される. 粒子安息角の大きさは粒子の形状に左右されるものの, 34 度以上という角度は一般的な粒子の安息角よりも大きなものである. 玄武岩マ

グマの爆発的噴火で火口周囲に形成されるスコリア丘の斜面は放出された火砕物が斜面をころがり落ちたりずり落ちることで特徴付けられ, その角度はスコリア・火山弾の安息角にほぼ等しい (McGetchin *et al.*, 1974). Etna 火山や Paricutin 火山の初生的なスコリア丘斜面角は 31-33 度であること (Wood, 1980), 富士山の山腹割れ目噴火で生じたスコリア丘にも 34 度を越える斜面はないことから (Fig. 5), 31-33 度の斜面角は玄武岩火砕物の安息角として標準的な値であると言える. 従って, 34 度以上の急斜面に火山弾やスコリアが固体として降下した場合, これらの火砕物は斜面上に停止することができず重力に従って移動を始めることになる. 斜面上を移動し始めた固体粒子群の流れは, 粒子流として振る舞うことが期待される. 粒子流は, 理想的には粒子の衝突で生じた分散圧で粒子が支持される流れとされるが (Bagnold, 1956), 実際の粒子流は斜面の角度や流量に応じて種々の内部構造が自己組織化され全体が理想 Bagnold 流として振る舞うわけではない (Drake, 1990). ただし, 粒子流の発生にはある程度の粒子流量が必要なことはいうまでもなく, 粒子間相互作用が働かないような, たとえば個々の粒子がバラバラに斜面上を移動するような状況では粒子流は発生し得ない. また, 粒子流では流れの流量 (流れの厚さ) が大きいほど, 流速は大きくなる.

高温の火山弾・スコリアが粒子流として流れ始めたとする
ると、粒子の衝突運動が活発な流れの前面や上面では火砕物
と大気との混合が必然的起り、熱膨張した空気は火砕物
を混濁した灰雲を形成する (Fig.6 ; Denlinger, 1987).
また、熱膨張で起きる灰雲の流れが上昇流として粒子を支
持できれば、粒子流の流動性はさらに増すことになる
(Ishida *et al.*, 1980). 粒径の大きな火砕物の集まった粒子
流部は谷地形に沿って流れるのに対し、その上にある灰雲
のうち大気よりも密度の大きい部分は底部粒子流から分離
して灰雲サージとして流走することが期待される。

5-3 火砕流の到達範囲と災害予測

SYP1~4 が山頂付近の急斜面で発生し、重力によって
駆動されたものであるなら、その分布から火砕流の見掛け
動摩擦係数が見積もられる。すなわち、最も標高の低い大
沢沿いの Loc.7 と山頂火口縁を結ぶと水平距離 (L) と高
度差 (H) の比から、この地点で停止した火砕流本体部の
動摩擦係数として $H/L=0.44$ ($=\tan 23.6$) が得られる
(Fig.7)。また、北西山腹の Loc.1 と山頂火口縁間では $H/
L=0.37$ ($=\tan 20.5$) となる。土石流の発生によって失
われた堆積物の先端は確認できた露頭よりも更に下流に達
していた可能性が大きいので、これらの値は最小値である。
しかし、雲仙 1991 年噴火で多数発生した溶岩崩落による
火砕流の係数値の多くは 0.3~0.5 であり (Yamamoto *et
al.*, 1993), これらの値は小型火砕流としては標準である。
それゆえ、SYP1~4 本体部の先端は動摩擦係数値が 0.3
以上の海拔 1000 m を大きく下回る地点まで流下していた
とは考えにくい。ただし、灰雲サージの到達範囲に関して
はこれが重力のみで駆動されていないこと、すなわち火砕
物の熱エネルギーが位置エネルギーに転換される効果が大
きいため、このような単純な見積もりは出来ない。流下し
てきた火砕流先端部からの二次的な噴煙柱の上昇するのが
しばしば観測されているが、これは火砕流に取り込まれた
大気の熱膨張により灰雲が浮力を得てサーマルを形成した
ためである (Woods and Kienle, 1994)。しかもこのサー
マルは初速 0 で上昇するため、灰雲密度の濃淡によっては不
安定になりやすい。雲仙火山 1991 年 6 月 3 日の火砕流で
も、停止した本体部より前面に約 1 km オーバーランした
灰雲サージにより観測者を含む多数の死者が出たが、その
成因は先端部から上昇した二次噴煙の部分崩壊によるとい
うモデルが提案されている (Yamamoto *et al.*, 1993)。実

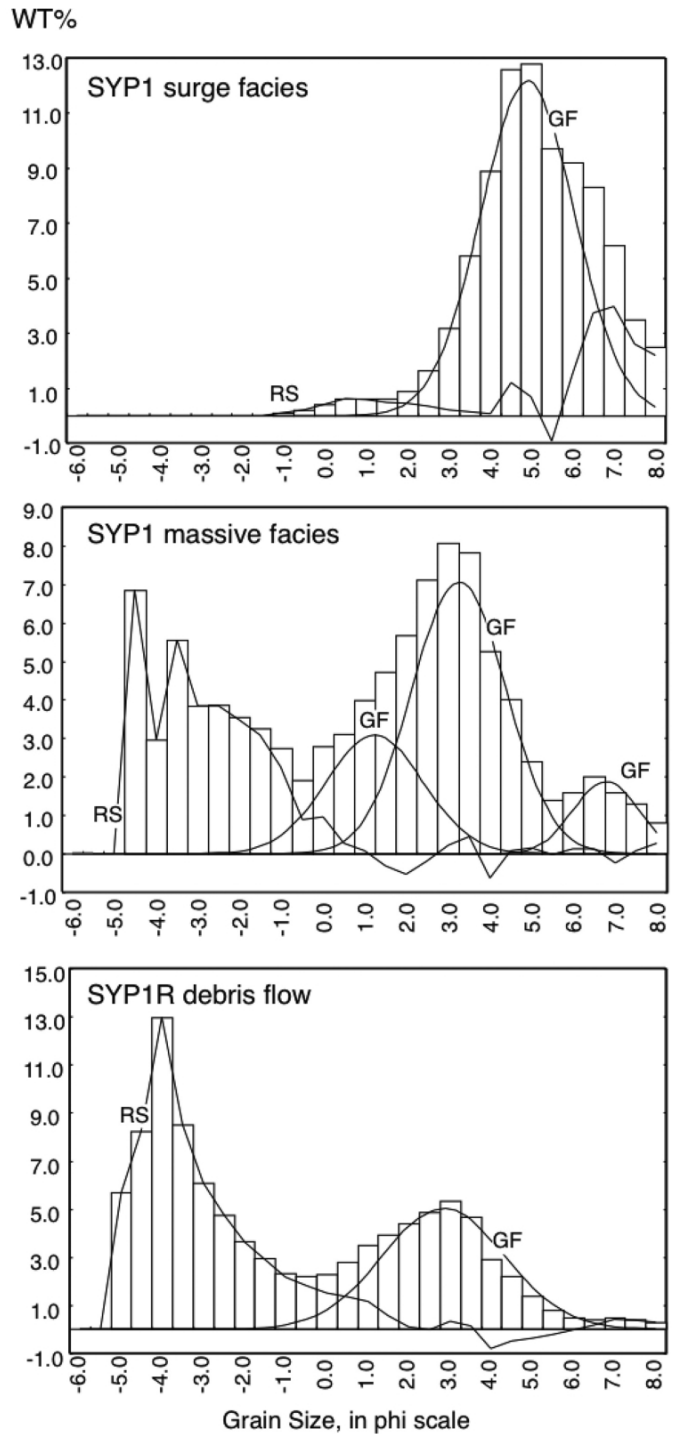


図4 大沢 (Loc.6) における SYP1 堆積物の本体部、サージ部、再堆積部の粒度分布。曲線 (GF) は個々のサブモードに対するガウシアン分布曲線。残差 (RS) には最も粗いサブモードが残っているが、これは最粗粒サブモードが非対称でガウシアン曲線を当てはめることが出来ないためである。Yamamoto *et al.* (2005 b) による。

Fig. 4. Grain size distributions of the massive, surge, and resedimented deposits of the SYP 1 at the Osawa valley (Loc. 6). 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. After Yamamoto *et al.* (2005 b).

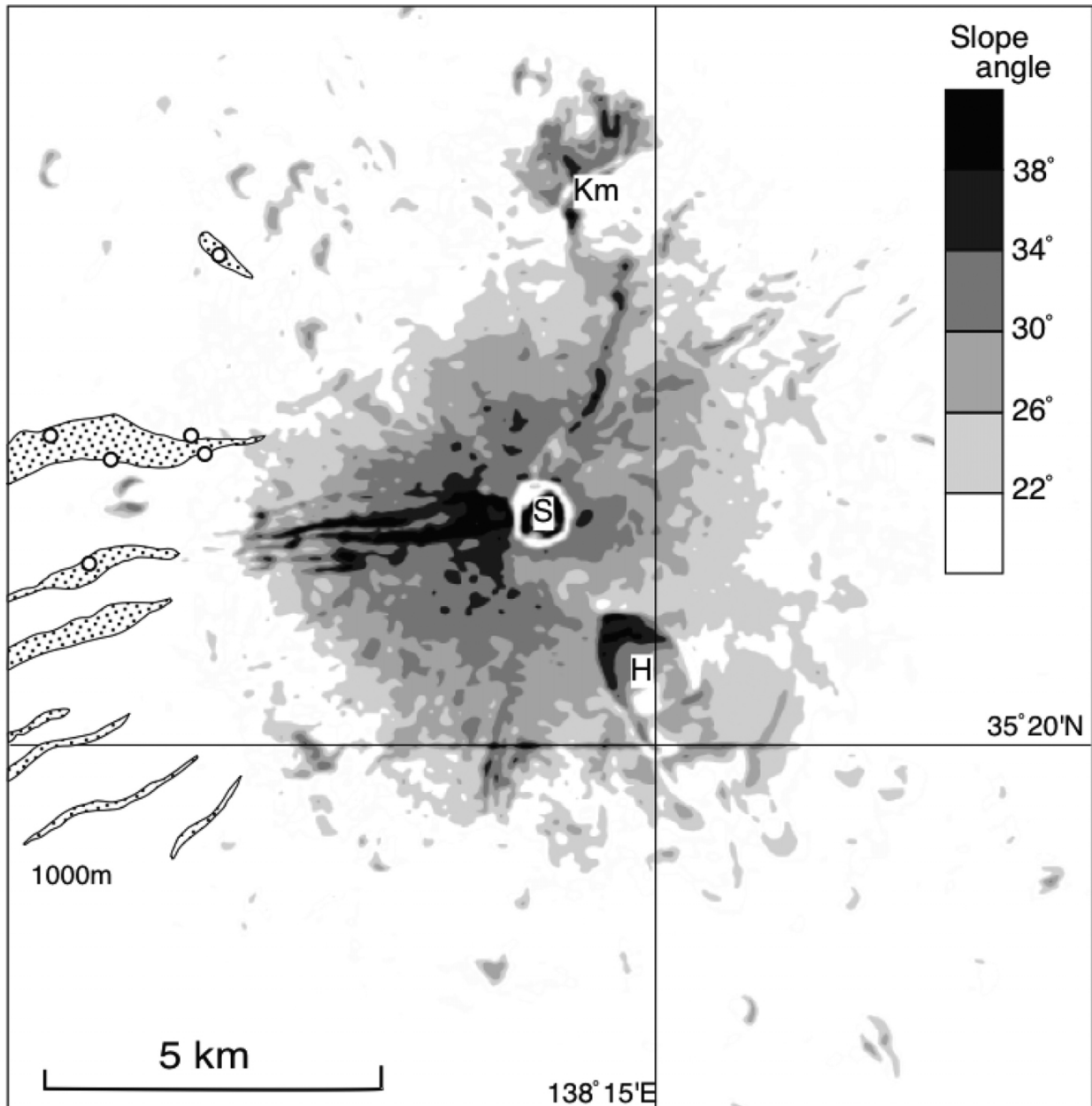


図5 富士火山の斜度図. 宮城 (2002) を用いた. ハッチ部は SYP and 1~4 堆積物及びその再堆積物の分布. S = 富士火山山頂; H = AD 1707 宝永火口; Km = 小御岳. Yamamoto *et al.* (2005 b) による.

Fig. 5. Gradient map of Fuji volcano, using data of Miyagi (2002). The hatched area is the distribution of the SYP and resedimented deposits. S = summit crater of Shin-Fuji volcano; H = AD 1707 Hoei craters; Km = Komitake volcano. After Yamamoto *et al.* (2005 b).

際の SYP 1~4 の灰雲サージがどの程度流走したのかは堆積物から判断することは出来ないが、灰雲サージの先端が H/L=0.3 ラインを大きく超えていた可能性もある。しかし、山麓の富士宮自動車道路よりも西の地域 (Fig. 7) では 3.1 ka の大沢スコリアの上下の土壌から SYP 1~4 層準に対比される堆積物は確認されていない。従って、灰雲サージの先端も SYP 1~4 の再堆積物が造る扇状地域内にとどまっていたらしい。

これまで述べたように SYP 1~4 は山頂部西側の地形効果を受け発生したと考えられる。従って、その急斜面が存

在する限り、ここに大量の火砕物を供給するような山頂噴火が起これば山麓に達するような火砕流が発生すると予想される。幸い最近 2200 年間は山腹割れ目噴火が繰り返し、山頂での爆発的噴火は起きていない (宮地, 1988)。しかし、最後に起きた 1707 年噴火はそれまでの活動と異なる爆発的なものであったこと、その後 300 年近い休止期に入ったことから、富士火山は活動様式の曲がり角にきているのかもしれない。平成 12 年秋から活発化した富士火山下での低周波地震の群発は、活火山としての富士山を我々に改めて認識させた。しかしながら、次の噴火がどこでどのよう

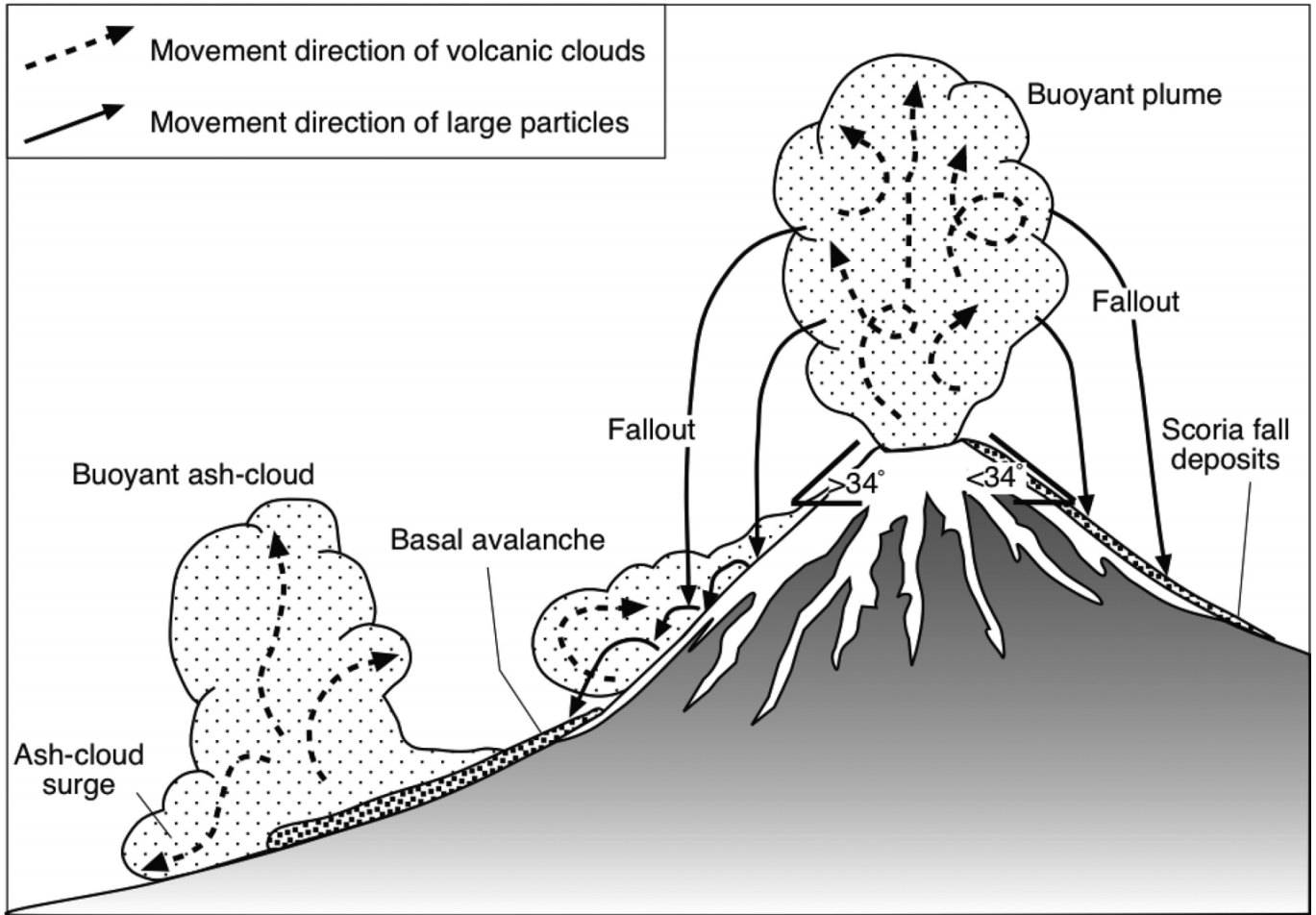


図6 山頂噴火時の火砕流発生概念図. Yamamoto *et al.* (2005 b) による.

Fig. 6. Schematic diagram for generation process of pyroclastic flows during summit eruptions. See text in detail. After Yamamoto *et al.* (2005 b).

に始まるのかを予測することは今の科学レベルでは難しい。それゆえ、山頂火口での爆発的噴火の再開を否定することは出来ず、これに伴い発生し得る火砕流災害についても十分な対応策を準備していかなければならない。山頂からの火砕流が到達し得る西山麓の扇状地域内には広見や角木沢の小集落が点在しており、噴火の危機が迫った際には早急な避難が求められる。

6. まとめ

富士山のような玄武岩質成層火山では、マグマ水蒸気爆発などの事例を除き、火砕流の発生は一般的ではない。しかし、富士火山では、3.2, 3.0, 2.9, 2.5 ka の山頂での爆発的玄武岩噴火に伴い繰り返し火砕流 (SYP 1~4) を発生していたことが、堆積物の調査から明らかになった。SYP 1~4 堆積物は富士山西山腹の標高 1500 m 以上の複数の沢沿いに見つかり、その下流域には火砕流堆積物を母材とする土石流堆積物が南西山麓まで広く分布している。また、これらの堆積物はいずれも径 50 cm 以下の火山弾・スコリア・石質岩片を含む基質支持の塊状火砕物からなる層厚約

2 m 以下の本体部と、層厚 1~15 cm の主に火山灰からなるサージ部で構成されている。SYP 1~4 の発生が噴火によらず西側に偏る理由としては、非対称な火山体地形の効果が強く作用していることが考えられる。富士山頂の西斜面は他の斜面よりも急峻で、その傾斜角は 34 度を越えている。火山弾・スコリア堆積物の安息角は大きくても 33 度であり、これを越える斜面では火砕物は定置出来ずに斜面上を重力によって移動することが予想される。それゆえ、山頂噴火では、過去のこの斜面上に大量の碎屑粒子が降り注いだため、碎屑粒子群は高温の粒子流として山麓までなだれ落ちたと考えられる。斜面の傾斜は今も変わっておらず、今後も山頂噴火が発生した際にはこのタイプの火砕流が発生すると予想される。一般的な、小型火砕流の動摩擦係数から考えると、火砕流の流下範囲は標高 1000 m 以下の民家の点在する山麓部にも及ぶ可能性がある。

謝辞

本研究の実施にあたっては産業技術総合研究所地質図幅(観測強化地域)研究グループ長の遠藤秀典さん、松浦浩

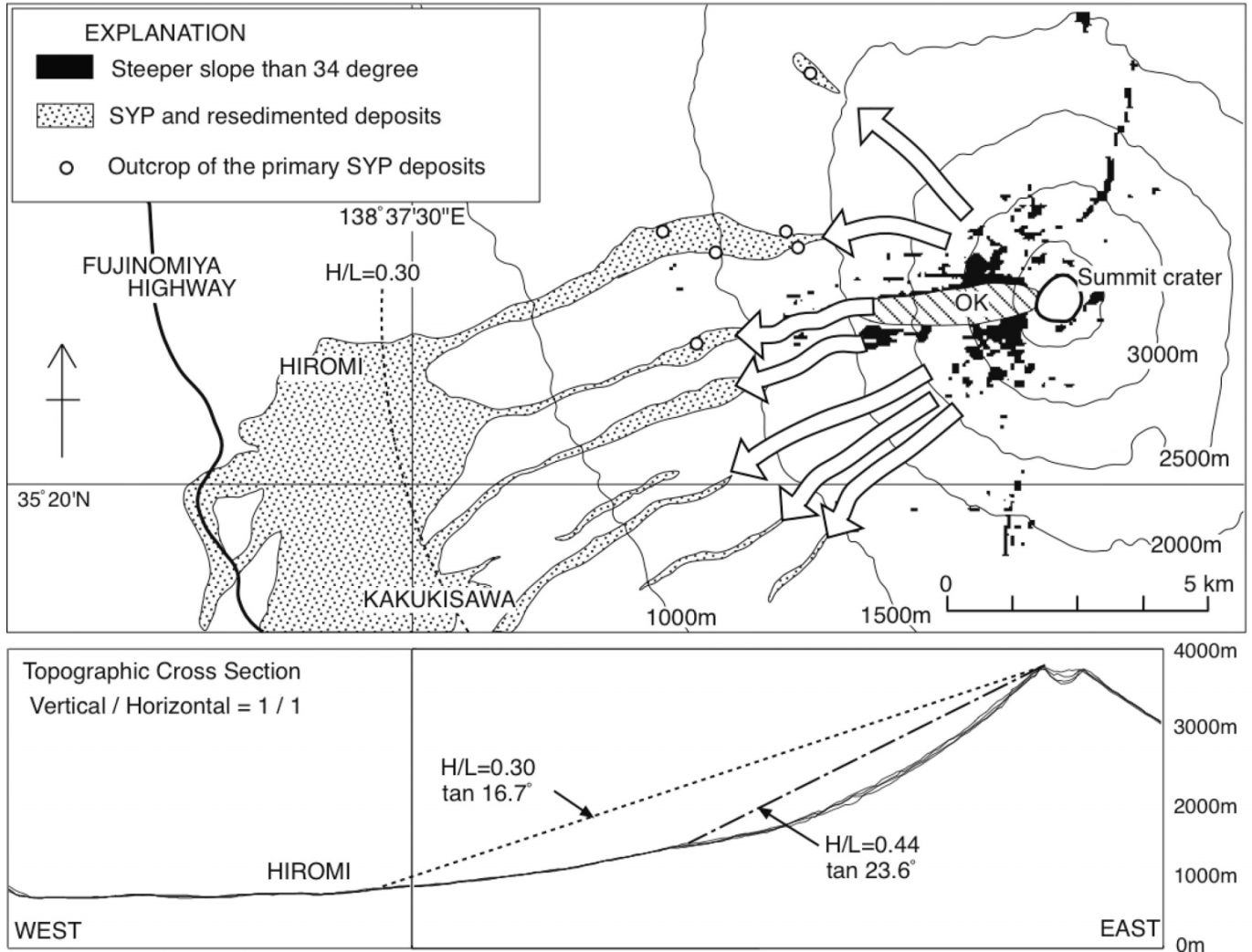


図7 富士火山の東西地形断面図と火砕流の流走範囲。白矢印は火砕流の移動経路を示す。OK = 大沢崩れ沿いの 1.0 ka より若い急崖；
H = 比高；L = 水平距離。Yamamoto *et al.* (2005 b) による。

Fig. 7. Topographic cross sections through Fuji volcano in the east-west direction and mobility of the SYP. White arrows indicate the moving paths of the pyroclastic flows. OK = recent cliff of Osawa Kuzure younger than 1.0 ka; H = height difference; L = horizontal distance. After Yamamoto *et al.* (2005 b).

久さんにお世話になった。また、富士山ハザードマップ検討委員会及び火山噴火予知連絡会富士山ワーキンググループでの議論は本研究に有益であった。委員並びに事務局の方々にお礼申し上げます。さらに、原稿の表現を丁寧に修正して頂いた匿名査読者の方にも、合わせて感謝致します。

引用文献

- Bagnold, R.A. (1956) The flow of cohesionless grains in fluids. *Proc. R. Soc. London. Ser. A*, **249**, 235-297.
- 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. *J. Geophys. Res.*, **92** (B 10), 10284-10298.
- Drake, T.G. (1990) Structural features in granular flows. *J. Geophys. Res.*, **95** (B 6), 8681-8696.
- Ishida, M., Hatano, H. and Shirai, T. (1980) The flow of solid particles in an aerated inclined channel. *Powder Technology*, **27**, 7-12.
- 岩塚守公・町田 洋 (1962) 富士山大沢の発達—火山の谷の発達と侵蝕機構についての基礎的研究—. *地学雑誌*, **71**, 4, 3-18.
- 国土庁防災局 (1992) 火山噴火災害危険区域予測図作成指針. 国土庁, 700 p.
- 町田 洋 (1964) Tephrochronology による富士火山とその周辺地域の発達史. *地学雑誌*, **73**, 293-308, 337-350.
- 町田 洋 (1977) 火山灰は語る. 蒼樹書房, 東京. 324 p.
- McGetchin, T.R., Settle, M. and Chouet, B.A. (1974) Cinder cone growth modeled after Northeast crater, Mount Etna, Sicily. *J. Geophys. Res.*, **79**, 3257-3272.
- 宮地直道 (1988) 新富士火山の活動史. *地質学雑誌*, **94**, 433-452.

- 宮城磯治 (2002) 日本の斜度図. GSI Open-file Report, no.378
- 津屋弘達 (1968) 富士山地質図 (5 万分の 1), 富士山の地質 (英文概略), 地質調査所, 24 p.
- 津屋弘達 (1971) 富士山の地形・地質. 富士山: 富士山総合学術調査報告書. 富士急行, 127 p.
- Wood, C. A. (1980) Morphometric analysis of cinder cone degradation. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **8**, 137-160.
- Woods, A. W. and Kienle, J. (1994) The dynamics and thermodynamics of volcanic clouds: Theory and observations from the April 15 and April 21, 1990 eruptions of Redoubt Volcano, Alaska. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **62**, 273-299.
- Yamamoto, T., Takarada, S. and Suto, S. (1993) Pyroclastic flows from the 1991 eruption of Unzen volcano, Japan. *Bull. Volcanol.*, **55**, 166-175.
- 山元孝広・高田 亮・石塚吉浩・中野 俊 (2005 a) 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**, 2, 53-70.
- Yamamoto, T., Takada, A., Ishizuka, Y., Miyaji, N. and Tajima, Y. (2005 b) Basaltic pyroclastic flows of Fuji volcano, Japan: characteristics of the deposits and their origin. *Bull. Volcanol.*, **67**, 622-633.