

富士火山東斜面で2900年前に発生した山体崩壊

宮地直道*・富樫茂子**・千葉達朗***

(2003年10月2日受付, 2004年8月23日受理)

A Large-scale Collapse Event at the Eastern Slope of Fuji Volcano
about 2900 Years Ago

Naomichi MIYAJI*, Shigeko TOGASHI* and Tatsuro CHIBA*

A large-scale collapse occurred at the eastern slope of Fuji volcano about 2900 years ago, based on calibrated ^{14}C age of a wood sample collected in the resulting debris avalanche deposit. The collapsed slide deposit, called "Gotemba debris avalanche deposit" (Goda), is distributed on the eastern foot of the volcano covering an area of more than 53 km^2 . The source amphitheater is not preserved because it became covered by younger tephra erupted from the summit crater. This avalanche deposit is overlain by the "Gotemba mudflow deposits" (Gomf) emplaced repeatedly after the avalanche. Some flow units of the Goda and Gomf entered pre-existing rivers and were finally emplaced as fluvial deposits. The Goda is composed of debris-avalanche blocks, showing jigsaw cracks, along with smaller blocks ranging from several tens of centimeters up to 1 m in diameter. The debris-avalanche matrix is a mixture of smaller pieces of blocks and ash-sized materials due to mainly shearing and fragmentation of large blocks. Igneous rocks include fresh and altered gray basaltic lava, weathered tephra including red scoria and white clay. Petrographical and geochemical data indicate that most blocks were derived from the Older Fuji volcano. The volumes of the Goda and Gomf are about 1.05 km^3 and 0.71 km^3 , respectively, based on presently available geological and borehole data.

Since the blocks of Goda are composed mostly of the products of the Older Fuji volcano and the older stage lavas of Younger Fuji volcano do not extend to the eastern foot of Fuji volcano, a bulge of Older Fuji volcano must have existed in the eastern flank of Fuji volcano preventing the older stage lavas to flow to the east. This bulge collapsed in the form of three blocks from the foot of the mountain. The abundance of hydrothermally altered deposits in the Goda and the absence of fresh volcanic products within the Goda suggest its origin as a rupture inside the altered deposits possibly triggered by a large earthquake or phreatic eruption.

Key words: altered deposits, debris avalanche, Fuji volcano, geochemical data, mudflow

1. はじめに

富士火山東麓には富士火山が完新世に山体崩壊を起こした際に形成された岩屑なだれ堆積物が分布する(宮地, 1981; 町田・他, 1984). 本堆積物は従来, 御殿場泥流堆積物(Gomf: 町田, 1964)と呼ばれ, 山体崩壊に由来する堆積物である可能性が指摘されてきた(町田, 1977). 宮地(1984)は火山地質学的調査の結果, Gomf

は山体崩壊による崩壊堆積物およびその後発生した泥流堆積物よりなるとして, 富士火山東麓に分布する完新世の山体崩壊による崩壊堆積物を御殿場岩屑流堆積物(Goda)と呼び泥流堆積物と区別した(Fig. 1).

Godaについては分布, 発生位置, 発生要因などについていくつかの研究例があるもの(米澤, 1986; 町田, 2000), 崩壊メカニズムは明らかではない. これは, 現在

* 〒156-8550 東京都世田谷区桜上水 3-25-40

日本大学文理学部

College of Humanities and Sciences, Nihon University, 3-25-40 Sakurajousui, Setagaya-ku, Tokyo 156-8550, Japan.

** 〒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地質調査総合センター

Geological Survey of Japan, AIST, Central 7, 1-1-1

Higashi, Tsukuba 305-8567, Japan.

*** 〒215-0004 川崎市麻生区万福寺 1-2-2

アジア航測

Asia Air Survey Co., LTD., 1-2-2, Manpukuji, Asou-ku, Kawasaki 215-0004, Japan.

Corresponding author: Naomichi Miyaji

e-mail: miyaji@chs.nihon-u.ac.jp

の富士火山の東斜面が山体崩壊後に山頂火口などから噴出した多数のテフラ層や溶岩流に厚く覆われているため、崩壊前にどのような堆積物が分布していたかが推定できないためである。

一方、近年、富士火山一帯では連続したボーリングコア試料が複数採取され、新富士火山および古富士火山末期の溶岩の層序および岩石化学的性質の推移が明らかにされている(富樫・他, 1997)。このため、Godaを構成する岩石の岩石化学的性質を調べることで、その起源を推定することが可能となった。

そこで、筆者らは表層地質調査の他、空中写真判読、ボーリング資料の解析などにより山体崩壊に伴うGodaの形成過程およびその崩壊量を推定した。また、Godaを構成する岩石の岩石化学的性質を調べ、崩壊前の富士火山東斜面にどのような噴出物がどのように分布していたかを考察した。

富士火山はその成長過程で何度か山体崩壊を繰り返した。約10万年前～1.1万年前にかけて活動した古富士火山では2.4万年前の始良Tn火山灰(町田・新井, 1976)降灰以降少なくとも4回の山体崩壊が発生したと思われる(山元・他, 2002)。一方、1.1万年前以降に活動した新富士火山では御殿場岩屑なだれを発生させた1回のみである(宮地, 1988)。山体崩壊は一旦発生すると激甚な災害を引き起こすため、その発生機構を解明することは富士火山の防災対策上、重要な課題である。

なお、山体崩壊による崩壊物の流動・堆積メカニズムには様々な仮説が提案され普遍的定説はないもの(Ui *et al.*, 2000; 須田・他, 2002)、岩屑流(Debris flow)という名称は水と岩屑および淘汰の良い砂・シルトの混合物を含む地滑りに対しても用いられる(山口・他, 1974)ため、本論ではGodaの名称を「御殿場岩屑なだれ堆積物」と再定義する。

2. 調査地区の位置と調査方法

表層地質調査、空中写真判読、ボーリング資料の解析によりGodaおよびGomfの岩相区分図、ユニット区分図、等層厚線図を作成した。まず、表層地質調査を富士火山東麓から箱根火山西麓にかけての標高500～1500mの地域で行い、表層部のGodaおよびGomfの分布図(岩相区分図)を作成した。また、空中写真判読により上記地区の微地形を調査しGodaが作る流下単位(ユニット)と考えられる一連の凸状地形を識別してユニット区分図を作成した。静岡県では震災対策の一環として県下の既往のボーリング資料を取りまとめている(静岡県地震対策課, 1983)。そこで、調査対象地域内の約90地点分のボーリング調査の原資料を検討し、表層地質調査結

果と併せてGodaおよびGomfを併せた堆積物の等層厚線図を作成した。

さらに、Godaを構成する岩石の種類とその岩石化学的性質を調べた。地点1～8の8地点(Fig. 2)では、Godaについて露頭中で岩屑なだれ岩塊(debris-avalanche block; Ui *et al.*, 2000)と岩屑なだれ基質(debris-avalanche matrix; Ui *et al.*, 2000)が占める面積割合を調べるとともに、岩屑なだれ岩塊の部分については肉眼で岩種を区分し、岩種ごとの面積割合を求めた。地点1, 4, 5の3地点では、異なる岩塊より6試料を採取し、全部で18試料についてその岩石学および岩石化学的性質を調べた。採取した試料は粉碎後、主成分および微量元素を蛍光X線分析法(富樫・他, 1997)により測定した。

3. 層序、分布及び岩相

3-1 層序と年代

富士火山東麓では下位から上位に向かいS-14, Gomf, S-15'などの新富士火山の噴出物が堆積している(泉・他, 1977)。GodaはGomfの直下に認められ、S-14を覆い、Gomfを介してS-15'に覆われる。Godaは下位層を大きく削刺し、Gomfにより削刺されていることが多い。

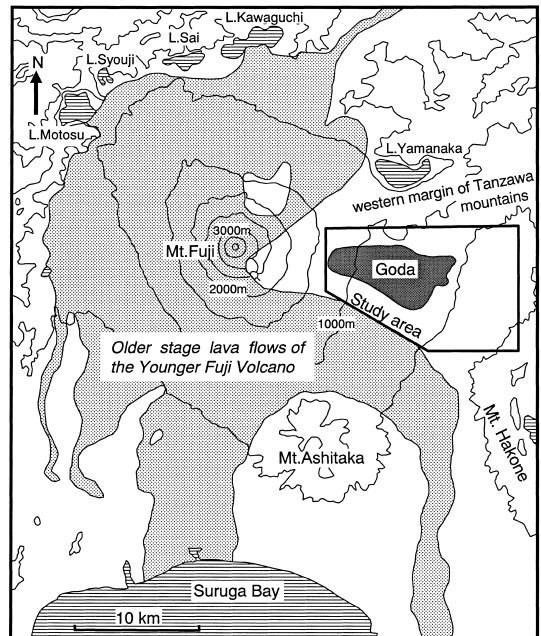


Fig. 1. Study area and distribution of the Gotemba debris avalanche deposit (Goda). Dotted area shows the distribution of the older stage lava flows of Younger Fuji Volcano (after Miyaji, 1988).

小山町^{なかひなた}中目向の富士スピードウェイ敷地内の露頭（地点 A: N 35° 22' 15", E 138° 56' 15"）は Goda の分布のほぼ北限にあたり、Goda の層厚は約 2 m で直径 50 cm 程度の岩屑なだれ岩塊が多数含まれる。これらの岩塊間の岩屑なだれ基質の部分で直径 8 cm のモミ属の生木試料を採取し、(株)パレオ・ラボに年代測定を依頼した。その結果、この木片の外皮の加速器質量分析計 (AMS) による放射性炭素年代は 2710 ± 45 yrs. B.P. (PLD-2224) であった。この年代値を同位体分別効果によって補正を行う ($\delta^{13}\text{C} = -21.2\text{‰}$) と 2775 ± 45 yrs. B.P. になった。また、暦年較正曲線に INTCAL98 (Stuiver *et al.*, 1998)、暦年較正プログラムに CALIB 4.3 (Stuiver and Reimer, 1993) を用いて計算した結果、暦年較正值は cal BC 915 (1 σ 暦年代範囲 cal BC 940–890) であった。この年代値から判断すると、御殿場岩屑なだれは約 2900 年前に発生した可能性が高い。なお、今回得られた Goda の年代値を除き本論で述べる年代は、いずれも暦年較正を行っていない放射性炭素年代値である。

Gomf については、従来、2360 ± 100 yrs. B.P. (Gak-9432: 町田, 1964) との年代が得られている。また、小山町湯船原^{ゆふねばら}の国道 246 号線沿いの露頭（地点 B: N 35° 21' 16", E 138° 57' 18"）より採取した Gomf 中の生木の放射性炭素年代は、2580 ± 65 yrs. B.P. (N-4086) であった。これらの試料の $\delta^{13}\text{C}$ 値は不明であるため同位体分別効果の補正および暦年較正は困難である。ただし、先に示した暦年較正前の Goda の年代値と比較して考えると、恐らく Goda 発生後の 200~300 年間程度の間には Gomf をもたらした泥流が発生したと考えられる。

3-2 分布と岩相

Goda および Gomf は丹沢山系西縁部の山塊、箱根火山の外輪山^{あしたか}、愛鷹山に囲まれた富士火山東麓の火山麓扇状地上に分布する。このうち Goda はこの扇状地の西部にあたる概ね標高 500~1000 m の地域の表層部に露出し、Gomf はこれよりも東側の概ね標高 500 m 以下の地域で Goda を覆い分布する (Fig. 2)。

空中写真判読より、Goda はユニット I~V という 5 つのユニットに大別できる (Fig. 3)。Goda の分布域内では Goda 形成後に大規模な流れの堆積物は確認されておらず、Goda はほぼ一様な厚さで降下火砕物により覆われる。そこで、現地調査やボーリング資料より Goda が確認できたり、その存在が推定される範囲で周辺よりも数 m 高い帯状の地形を認めた場合、Goda が作るユニットと判断した。一部のユニットが他のユニットを覆うように判読できる場合もあり、このような場合にはしばしばユニットごとの伸長方向は斜交する。なお、Fig. 3 では Gomf を取り除き、Gomf により表面を覆われ隠されていた概ね標高 500 m 以下の地域の Goda の分布域も示した。

このような写真判読結果に基づき、各ユニットのうちユニット I はユニット III に覆われ、ユニット III はユニット IV と V に覆われ、ユニット II はユニット V に覆われると判断した。ただし、ユニット IV と V の上下関係は不明である。なお、堆積物の露出が悪く、表層地質調査では各ユニットを構成する堆積物間での明確な上下関係は確認できなかった。

各ユニット上には普通、直径 20~30 m、高さ 5 m 前後

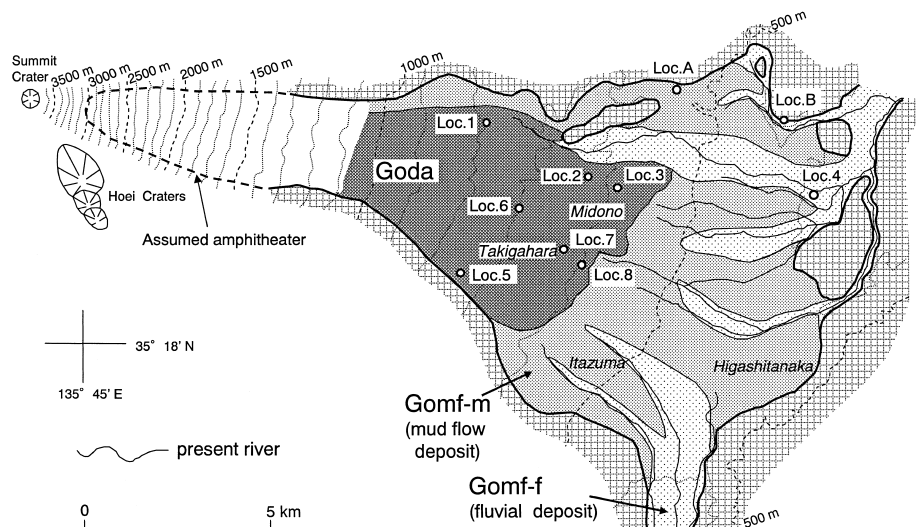


Fig. 2. Locality of outcrops and geological map of the Goda and the Gotemba mudflow deposits (Gomf). Gomf are subdivided into Gomf-m (mud flow deposit) and Gomf-f (fluvial deposit).

の流れ山が多数認められる。御殿場市滝ヶ原^{たきがはら}付近では直径 50 m 前後、高さ 10 m 前後とその規模は大きくなる。箱根火山外輪山の西麓にあたる標高 450 m の御殿場市東田中付近はユニット V が到達した最遠部にあたり、ここでも流れ山地形を確認できる。これらの流れ山地形はしばしば各ユニットの伸長方向に沿って直線状に配列する。

Goda は直径数 10 cm から数 m の大きさの岩屑なだれ岩塊と、これらの岩塊が流下中に破断、粉碎され混合してきた礫ないし火山灰サイズの岩屑なだれ基質からなる。Goda は下位層を削剥していることが多いため、Goda 中には流走過程で取り込んだ様々な堆積物が存在することが予想されるものの、観察できる露頭が限られていることもあり、明らかに削り込みに由来すると考えられる堆積物はわずかである。Goda の岩屑なだれ岩塊の多くはジグソー構造を示し、小規模な正断層が観察できる場合もある。また、一部の流れ山では長さ 2~3 m のブロックが流れの下流側に傾斜して折り重なるように堆積した逆覆瓦状構造もみられた (Fig. 4)。

富士火山東麓には新富士火山の活動初期に形成された富士黒土層 (FB: 町田, 1964) と呼ばれる厚い埋没腐植質黒ボク層が存在し、これが新富士火山と古富士火山の噴出物を区分する鍵層となる。解析を行ったボーリング資料の多くの場合、標準貫入試験に伴う試料観察を実施しており、このような場合は観察時の記載より FB を比較的容易に確認できる。新富士火山の噴出物中に認められる岩屑なだれ堆積物や顕著な泥流堆積物は Goda および Gomf のみである。そこで、ボーリング資料中で FB の上位にレキ質の堆積物と記載されているものについて、表層地質調査結果を参考にして Goda や Gomf であるか否かを判断した。

このうち Goda は、岩屑なだれ岩塊が異なる種類の溶岩や風化したテフラなどからなるため、ボーリング試料では多様な色調を呈し硬度が大きい堆積物である可能性が高い。そこで、表層地質調査より Goda であることが明らかなボーリング地点の調査結果をもとに、以下の判断基準を設けた。すなわち、ボーリング資料で褐色、暗褐色、赤褐色など様々な色を呈し、標準貫入試験による地盤の相対的な硬さを示す値である N 値が概ね 50 以上で、直径 5~30 cm の礫を含む砂礫層は岩屑なだれ岩塊部に相当すると判断した。ボーリング資料や表層地質調査に基づき復元した等層厚線図によれば、御殿場市滝ヶ原^{たきがはら}~水士野^{みずの}付近では、Goda の層厚は 30 m 以上である (Fig. 5)。

Gomf は基質が褐色の風化火山灰質ないしシルト質で角~亜角レキを含む泥流相 (Gomf-m) と、シルトや粘土

に乏しく砂礫質で角~亜角レキを含み層理が発達する河成相 (Gomf-f) に大別される (Fig. 2)。普通、Gomf-m は Goda と斜交関係で接し、岩屑なだれ岩塊はばらばらにほぐれ互いに混合し、ほとんど残存しておらず、生木の木片を含む場合がある。岩相の側方変化が激しく Gomf-f とはしばしば同時異相となる。表層地質調査より Gomf であることが明らかなボーリング地点の調査結果をもとに、以下の判断基準を設けた。すなわちボーリング資料のうち暗茶褐色で直径 5~10 cm の礫を含む粘性土で N 値が 30 以下のものが Gomf-m に、暗褐色~暗褐色の粘土混じり砂礫で N 値が 20~50 のものが Gomf-f にあたると判断した。ボーリング資料や表層地質調査に基づき復元した等層厚線図によれば、Gomf-m は概ね 10 m 程度の層厚を有し、Gomf-f は現河川沿いで顕著に認められ、最大層厚は板妻^{いたづま}付近で 48 m に達する (Fig. 5)。

Gomf-f は富士火山東麓^{さかみ}から相模平野^{さかかわ}に流れる酒匂川^{さか}や沼津平野に流れる黄瀬川沿いに分布し、下流側では基質の細粒部分が洗い流されて、粗大な河床礫を取り込み完全な河成堆積物となる。酒匂川沿いに分布する山北火山砂礫層 (鈴木, 1963) や黄瀬川沿いの黄瀬川扇状地堆積物 (高橋, 1980; 高木, 1981) ないし黄瀬川扇状地砂礫層 (松原, 1984) は Gomf に対比にされており (町田, 1964; 米澤, 1986)、これらはいずれも Gomf-f に相当する。Gomf-f は足柄平野の北部では 40 m の層厚を有する (山崎, 1994)。

4. 岩屑なだれ岩塊の岩石学的特徴と変質

御殿場岩屑なだれ堆積物中の岩屑なだれ岩塊は肉眼観察により主として、タイプ a: 新鮮で多孔質な灰色溶岩、タイプ b: 比較的新鮮で緻密な暗灰色溶岩、タイプ c: 風化・変質した赤色スコリア、タイプ d: 変質した暗灰色溶岩、タイプ e: 著しく変質して粘土化し黄白色を呈するテフラや溶岩の 5 種類に大別できる。各岩屑なだれ岩塊はそれぞれ異なるタイプの噴出物からなる。このうちタイプ a はカンラン石玄武岩ないしは単斜輝石斜方輝石カンラン石玄武岩で、いずれもカンラン石の最大粒径は 1 mm 以下、斜長石の最大粒径は 2~3 mm である。タイプ b はカンラン石玄武岩だが、カンラン石の最大粒径は 1~2 mm、斜長石の最大粒径は 4~5 mm で、その一部は変質している。タイプ c はカンラン石玄武岩質のスコリアで、カンラン石の最大粒径は 1~2 mm、斜長石の最大粒径は 2~3 mm であり、その多くは酸化または変質している。なお、スコリアには複数のスコリアが弱溶結して直径が 10 cm 程度の塊を成すものもある。タイプ d は含単斜輝石カンラン石玄武岩ないしカンラン石玄武岩

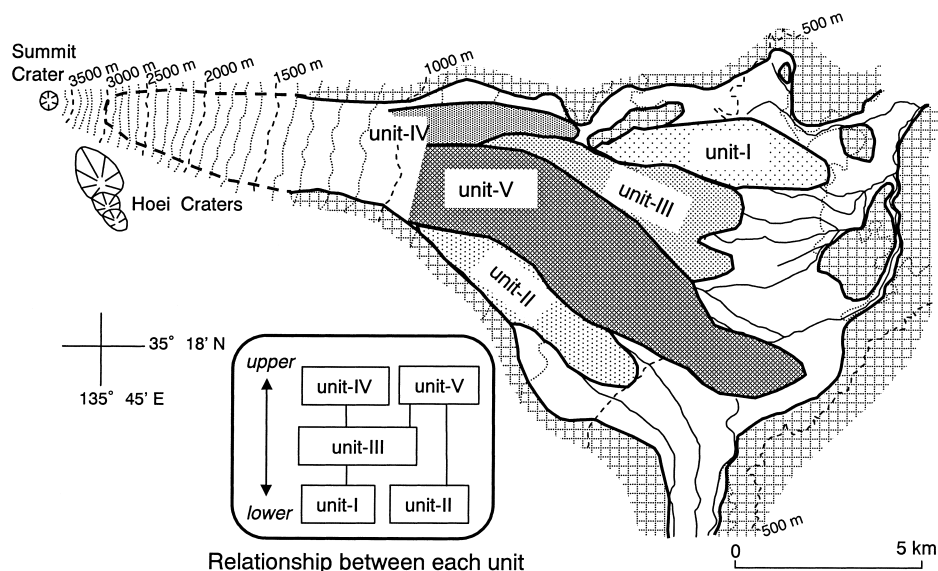


Fig. 3. Map showing the extent of flow units of Goda, based on landform analysis of aerial photographs. Gompf covering Goda are stripped in this map.

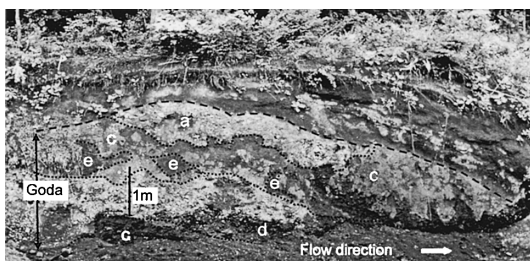


Fig. 4. Outcrop of a hummock of Goda at Loc.3, Kamikobayashi, Gotemba City. Symbols, a, c, d and e show the different types of debris-avalanche blocks.

で、カンラン石の最大粒径は 1~2 mm, 斜長石の最大粒径は 2~3 mm で、その多くは変質している。タイプ e に含まれる溶岩は単斜輝石カンラン石玄武岩ないしカンラン石玄武岩で、カンラン石の最大粒径は 1~2 mm, 斜長石の最大粒径は 1~2 mm で著しく変質している場合がある。なお、タイプ e の岩塊中にはしばしば熱水変質により生じたと思われるクリストパライトに富む直径 10 cm 程度の白色の岩塊が認められる。

次に岩塊の変質と灼熱減量について検討する。灼熱減量は直接測定していないが、蛍光 X 線測定の際、試料を灼熱していない場合は、ガラスビード作成時に灼熱されるので、主成分測定値の合計値により、推定が可能である。富士火山の場合は鉄含有量が多いため、主成分測定

値の合計値は灼熱により、鉄が酸化される分の寄与が大きいため、新鮮な岩石の場合は常に測定値の合計は 101% 前後になる。測定した岩石のうちの最も合計値の多い B3 を基準としてその差を、「灼熱減量の差」とした。なお、「灼熱減量の差」の意味については付録に別途その詳細を記した。灼熱減量の差はタイプ d や e では 2% をこえており、変質物の有無を考慮した肉眼的分類と一致している (Table 1)。また、鏡下におけるカンラン石の変質と、上記の「灼熱減量の差」とも相関している。

さらに、硫黄の濃度は、変質の程度が大きいほど著しく増加している (Table 1)。富士火山の新鮮な岩石の硫黄含有量は、一般に溶岩では測定限界の 10ppm 以下、古富士火山のスコリアでも 100 ppm を超えることはほとんどない (富樫, 未公表データ) ので、御殿場岩屑なだれ岩塊の変質岩塊の硫黄の含有量は極めて高い。これらの変質は、単なる風化ではなく、硫黄を含む噴気または熱水が関与していると考えらるべきである。

5. 岩屑なだれ岩塊の構成物の割合

岩屑なだれ岩塊を構成する噴出物の種類とその割合はユニットごとに異なる。Fig. 6 に地点 1~8 でタイプ a~e の噴出物がそれぞれの露頭の全岩屑なだれ岩塊の面積に占める割合を示す。この構成割合に基づき岩屑なだれ岩塊は、グループ G1~G3 の 3 種類に大別できる。すなわちグループ G1 は変質した溶岩やテフラからなるタイプ e が 50% 以上を占め、これにタイプ d が随伴するもの、グループ G2 は赤色スコリアであるタイプ c が 50%

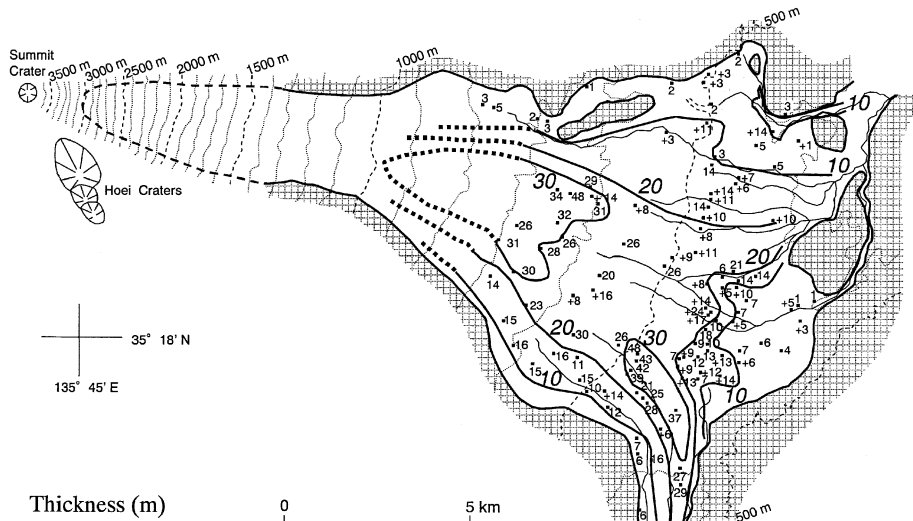


Fig. 5. Isopach map of the Goda and Gomf based on borehole and field data.

Table 1. Major and trace element concentration of debris-avalanche blocks in the Goda.

sample No.	locality	type of block	type of rock	olivine	SUM% relative without ignition loss*4	S	Zn	Cu	Ni	Cr	V	Zr	Y	Sr	Rb	Ba	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SUM dry /MgO	FeO	
No.		*1	*2	*3		ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	
A1	4	d	(cpx)OB	D	97.90	3.10	740	88	150	49	104	385	62	21	375	3	155	50.5	1.2	17.4	10.6	0.17	6.72	10.7	2.36	0.22	0.2	100	1.58
A2	4	d	(cpx)OB	D	97.44	3.56	1882	86	145	32	76	391	65	22	426	3	150	50.6	1.2	18.1	10.1	0.17	6.04	10.6	2.62	0.39	0.2	100	1.68
A3	4	d	(cpx,opx)OB	B	97.31	3.69	676	87	139	79	158	373	56	21	360	<3	129	49.9	1.1	17.1	10.7	0.19	7.63	10.8	2.26	0.14	0.2	100	1.41
A4	4	d	(cpx)OB	D	98.60	2.40	126	97	184	38	84	417	75	26	354	3	168	49.9	1.4	17.3	11.6	0.20	6.13	10.7	2.35	0.32	0.2	100	1.89
A5	4	e	OB	D	96.52	4.48	286	113	214	62	96	404	67	25	317	5	146	50.3	1.3	18.7	11.0	0.25	5.77	10.0	2.21	0.30	0.2	100	1.91
A6	4	b	OB	A	100.71	0.29	131	85	144	35	78	377	71	19	417	9	155	50.8	1.2	18.2	9.6	0.16	5.22	11.0	2.98	0.67	0.2	100	1.84
B1	1	c	OB	C	100.82	0.18	<10	95	117	36	82	366	78	22	407	12	189	51.6	1.2	17.4	10.0	0.15	5.83	10.1	2.91	0.65	0.2	100	1.71
B2	1	a	OB	A	100.89	0.11	<10	109	177	31	55	413	103	31	415	14	246	51.9	1.5	16.8	10.9	0.17	5.27	9.5	2.84	0.82	0.3	100	2.06
B3	1	a	OB	A	101.00	0.00	<10	101	191	47	106	395	96	28	399	14	229	52.0	1.3	17.0	10.1	0.17	5.88	9.7	2.71	0.77	0.3	100	1.72
B4	1	a	OB	A	99.88	1.12	14	106	187	33	52	405	105	31	419	17	236	52.0	1.5	16.8	10.8	0.17	5.29	9.5	2.88	0.86	0.3	100	2.04
B5	1	b	OB	A	100.76	0.24	<10	97	229	34	55	385	85	22	423	13	198	51.9	1.3	17.2	10.2	0.16	5.50	9.8	2.93	0.75	0.3	100	1.86
B6	1	a	(opx)OB	A	99.19	1.81	21	123	190	39	38	411	124	36	422	18	283	52.4	1.7	16.2	11.5	0.18	4.93	8.8	2.89	0.97	0.4	100	2.32
C1	5	b	OB	B	99.28	1.72	22	88	150	35	62	344	103	29	419	14	238	51.2	1.5	18.1	10.1	0.14	4.80	10.1	2.96	0.79	0.3	100	2.10
C2	5	b	OB	B	99.31	1.69	36	84	308	30	43	356	95	27	445	8	242	51.2	1.4	18.9	9.8	0.15	4.19	10.4	2.98	0.72	0.3	100	2.33
C3	5	a	cpx,opxOB	A	100.12	0.88	<10	106	174	18	28	388	109	30	494	16	260	52.2	1.5	17.5	10.5	0.16	4.37	9.4	3.03	0.92	0.3	100	2.41
C4	5	e	(cpx)OB	A	98.87	2.13	19	86	120	32	80	701	58	18	382	4	94	49.6	1.1	19.4	10.0	0.16	6.13	10.8	2.45	0.32	0.1	100	1.63
C5	5	b	OB	B	99.55	1.45	241	99	200	22	47	401	92	26	425	13	210	51.3	1.4	18.4	9.9	0.14	4.38	10.7	2.72	0.75	0.3	100	2.27
C6	5	d	OB	B	100.34	0.66	<10	96	152	30	61	376	72	26	338	9	165	50.0	1.3	17.9	11.2	0.18	5.89	10.4	2.43	0.52	0.2	100	1.90
JB1A					99.39	2.61		82	57	145	441	240	146	25	454	39	505	52.8	1.3	14.7	9.2	0.14	7.63	9.4	2.90	1.45	0.3	100	1.80
JB3					100.54	0.46		97	195	36	56	367	99	29	413	13	237	50.6	1.45	17.1	11.8	0.16	5.17	9.83	2.80	0.78	0.30	100	2.06

*1: a=fresh and porous lavas, b=fresh and dense lavas, c=weakly altered tephra, d=weakly altered lavas, e=heavily altered tephra and lavas

*2: OB=olivine basalt, (cpx)OB=clinopyroxene bearing olivine basalt, (cpx,opx)OB= clinopyroxene and orthopyroxene bearing olivine basalt, cpx,opx OB= clinopyroxene and orthopyroxene olivine basalt

*3: A=fresh, B=partly altered, C=partly oxidized, D=severely altered

*4: "relative ignition loss" is calculated as the difference from the ignition loss of sample B3

以上を占め、これにタイプ a, d または e が随伴するもの、グループ G3 は変質した玄武岩からなるタイプ d が 50% 以上を占め、これにタイプ c または e が随伴するものである。この区分に基づけば、ユニット I, II はグループ G1, ユニット III, IV はグループ G2, ユニット V はグループ G3 のタイプの岩屑なだれ岩塊からなる。

6. 岩屑なだれ岩塊の起源

御殿場岩屑なだれ堆積物の岩屑なだれ岩塊の形成年代や起源を岩石化学的性質などをもとに考察する。

微量元素のうち Zr/Y は年代によりその値が異なる。

Zr や Y は変質によって動きにくい元素とされており、Zr/Y は分化の影響を受けにくいために、一連のマグマの初生的な性質を引き継いでいると見て良い。古富士火山の噴出物のうち 2.4 万年前の始良 Tn 火山灰よりも上位の層準では Zr/Y が 3.0 以上であることが知られている (富樫・他, 1997)。岩塊のうちタイプ a, b, c の Zr/Y はいずれも 3.0 以上であることから、約 2.4 万年前よりは新しいと思われる。一方、タイプ d, e は Zr/Y が 3.0 程度であることから約 2.4 万年前ないしそれ以前の噴出物と考えられる (Fig. 7)。

新富士火山と古富士火山の噴出物では、主成分のうち

SiO₂ に対する TiO₂ や K₂O 含有量が異なる (Fig. 8, Table 1). すなわち新富士火山の噴出物は同じ SiO₂ 量で比較した場合、古富士火山のものよりも TiO₂ や K₂O 含有量が高い (富樫・他, 1997). Goda の岩屑なだれ岩塊を構成するタイプ a~e について SiO₂ に対する TiO₂ および K₂O 含有量をプロットし、富樫・他 (1997) に示された新富士火山と古富士火山の噴出物の領域をこれに重ね合わせると、タイプ a は新富士火山の溶岩、タイプ d, e は古富士火山の溶岩やテフラ、タイプ b, c はタイプ a とタイプ d, e の中間的領域となる。なお、カンラン石の変質程度は、水や硫黄の含有量により大きな変化と相関が認められるが、他の化学組成とはあまり相関が見られない。

岩屑なだれの発生年代が 2900 年前と推定されることから、タイプ a は新富士火山の溶岩の中でも旧期溶岩 (11000~8000 年前; 宮地, 1988) または中期溶岩 (4500~3000 年前; 宮地, 1988) と考えられる。旧期溶岩の斜長

石斑晶の多くが粗粒で中期溶岩は細粒であることから、タイプ a の大半は中期溶岩である可能性が高い。タイプ d, e は Zr/Y や SiO₂ に対する TiO₂ および K₂O 含有量から約 2.4 万年前以前の古富士火山の噴出物と考えられる。タイプ b, c は Zr/Y からタイプ d, e よりも上位と推定される。また、旧期溶岩に比べ斜長石斑晶が細粒で、やや粗粒なカンラン石斑晶が認められる。古富士火山末期の溶岩は概ね斜長石斑晶の最大平均粒径が 5 mm 以下と細粒で、カンラン石斑晶は最大 1 mm 以上の粗粒なものを含む (宮地・他, 1998) という特徴を有しており、それらはタイプ b, c の特徴に類似している。従って、タイプ b, c は古富士火山末期の噴出物の可能性が高いと判断した。

7. 体積

Goda および Gomf の体積を、岩相区分図 (Fig. 2), ユニット区分図 (Fig. 3) および等層厚線図 (Fig. 5) をも

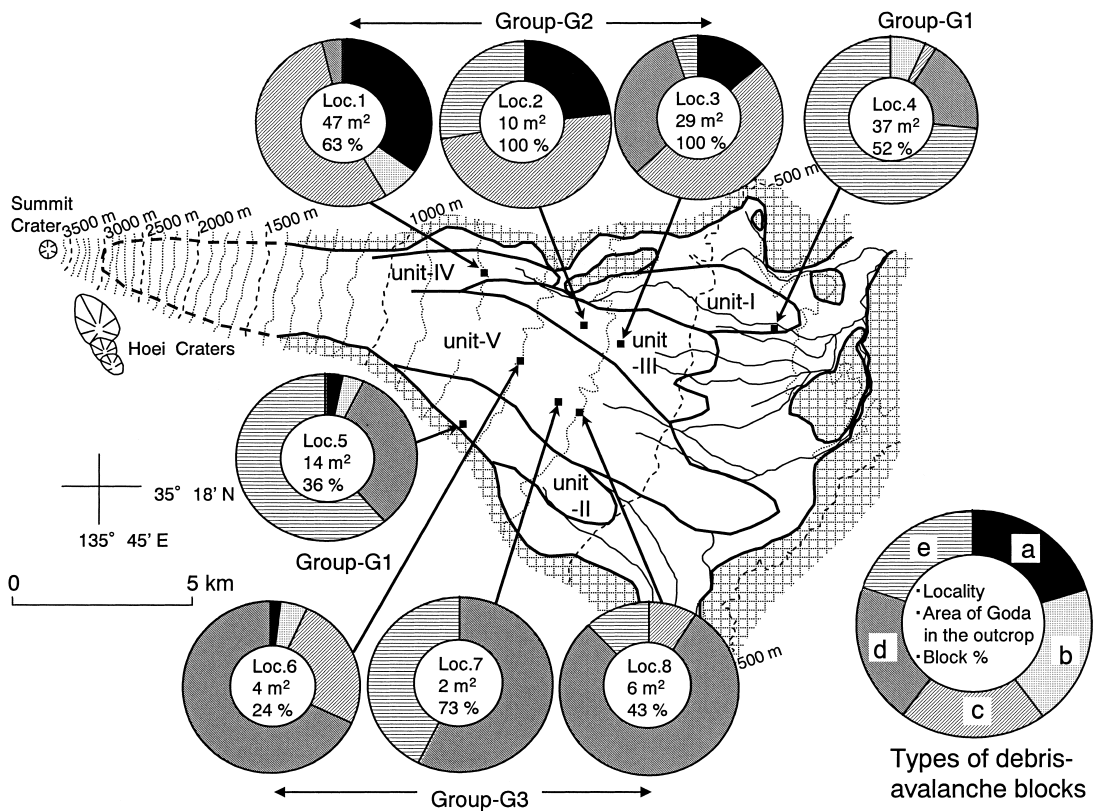


Fig. 6. Percentages of debris-avalanche blocks for each type at the studied eight outcrops. Gomf covering Goda are striped in this map. Types of debris-avalanche blocks; type-a: fresh and porous lavas (olivine basalt, two-pyroxene basalt), type-b: fresh and dense lavas (olivine basalt), type-c: weakly altered tephra (olivine basalt), type-d: weakly altered lavas (clinopyroxene bearing olivine basalt, olivine basalt), type-e: heavily altered tephra and lavas (clinopyroxene olivine basalt, olivine basalt)

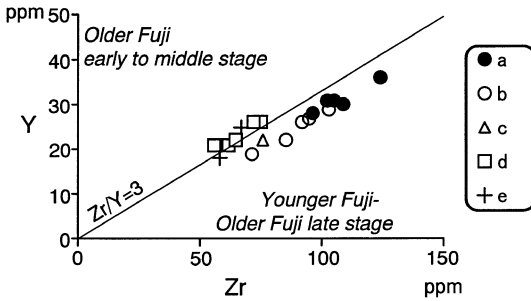


Fig. 7. Zr vs. Y of lavas from debris-avalanche blocks. Data of volcanic rocks from Older and Younger Fuji volcano are after Togashi *et al.* (1997). Symbols show the types of debris-avalanche blocks.

とに推定した。その結果、Goda は分布面積が 53 km² で体積が 1.05 km³、Gomf は分布面積が 50 km² で体積が 0.71 km³ と見積もられた。ただし、Goda の体積は現存する部分の量であり、二次泥流により削割された分がかなりあるため、この値は実際の崩壊量よりも小さいと思われる。また、Gomf についても調査範囲内の堆積量の推定値で、酒匂川および黄瀬川扇状地堆積物分は含まれない。

ユニット区分図 (Fig. 3) および等層厚線図 (Fig. 5) をもとに、ユニットごとの Goda の体積を見積もった。ユニットが重なっている場合は、ユニットが重なっていない隣接する部分の層厚を参考にして、重なった部分の層厚の合計値が実測した値と大きな矛盾が無いように各ユニットの層厚を仮定した。その結果、ユニット III、V が全体の 30~40% を占め、ユニット I、II が 10~15% を占め、ユニット IV は 2% であった (Table 2)。

また、このユニット別体積量と岩屑なだれ岩塊の地点別構成物比 (Fig. 6) を基に御殿場岩屑なだれを構成する岩屑なだれ岩塊の種類ごとにその体積を推定した。推定に際しては崩壊時の岩屑なだれはすべて岩屑なだれ岩塊から構成されており、その比率は現在の露頭で観察される岩屑なだれ岩塊のみの面積比率に対応すると仮定した。そして、この仮定に基づき、ユニットごとに各構成物の体積を算出し、これを積算して岩屑なだれ全体での構成物ごとの体積を算定した。

この結果、タイプ d の変質した溶岩が 0.45 km³ と全体の 43% を占めた。また、タイプ e の著しく変質した溶岩やテフラが 0.29 km³、タイプ c の風化変質した赤色スコリアが 0.22 km³ とこれに次ぐ。一方、未風化ないし風化の程度の小さい溶岩であるタイプ a、b はそれぞれ 0.08 km³、0.01 km³ とわずかであった (Table 2)。

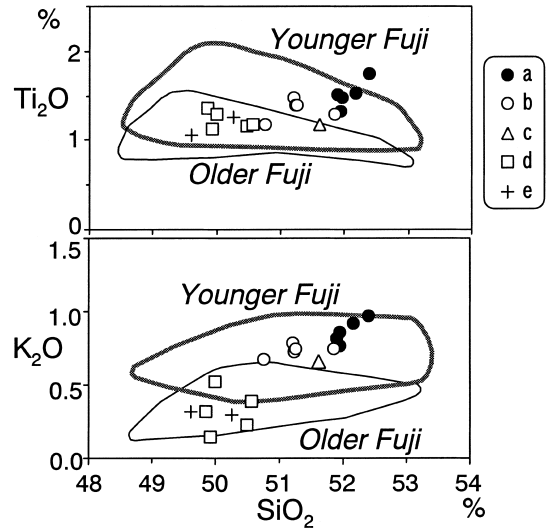


Fig. 8. TiO₂ and K₂O vs. SiO₂ of debris-avalanche blocks in the Goda. Outlined areas of volcanic rocks from Older and Younger Fuji volcano are after Togashi *et al.* (1997). Symbols show the types of debris-avalanche blocks.

Table 2. Volume of the Goda for all units and types of debris-avalanche blocks.

Types of Debris-avalanche blocks	Flow units (Group)					Total (%)
	(G1)		(G2)		(G3)	
	I	II	III	IV	V	
a	0	3	59	7	6	75 (7)
b	2	4	0	2	1	9 (1)
c	9	0	171	12	31	224 (21)
d	40	37	85	1	283	446 (43)
e	110	69	37	0	77	293 (28)
sum	161	113	353	22	398	1047 (100)

($\times 10^{-3}$ km³)

8. 崩壊地の復元

崩壊地の復元を行うためには、まず崩壊地点を推定する必要がある。現在、東斜面には明瞭な崩壊地形が見られないが、空中写真判読を行った結果、標高約 1500~3000 m 付近には浅い凹地状地形が認められる。この範囲は岩屑なだれ堆積物の分布域を外挿した範囲にあたることから、崩壊源と想定される。ただし、明瞭な崩壊地形が残されているわけではないため、特に崩壊源頂部の標高は実際とは異なる可能性がある。町田 (2000) は西斜面の大沢源頭部を含む山頂部から東斜面を崩壊域としているが、(1) 山頂部を含む場合、岩屑なだれ岩塊中に新富士火山起原の溶岩や火砕物が多数含まれるはずだが実際にはわずかである、(2) 富士火山頂部には 3000 年前よ

りも古いと考えられる直径約 700 m の円形の旧火口が残されており (石塚・他, 2002), 山頂部が 2900 年前に崩壊したとは考えにくい。これらのことから御殿場岩屑なだれを発生させた崩壊地点は富士火山東斜面と考えられる。

崩壊部の最高地点を 3000 m 付近と仮定すると, 岩屑なだれ堆積物が確認されている最遠地点までの距離 (L) が 19800 m, 比高差 (H) が 2550 m であることから H/L は 0.13 となる。規模が 1 km³ を超える岩屑なだれの H/L 値は 0.05~0.13 と言われており (Siebert *et al.*, 1987), 体積が 1.05 km³ である御殿場岩屑なだれの場合, この H/L 値の上限にあたる。また, 標高 1500~3000 m を崩壊源とし, Fig. 2 をもとに崩壊域の面積を 8.80 km² と仮定して, この値で 1.05 km³ を除すると, 崩壊域の平均深度は 119 m と試算される。

前章で推定した岩屑なだれ岩塊の起源より, 崩壊地では最上部に新富士火山の噴出物であるタイプ a が分布し, その下位に古富士火山末期のタイプ b, c が, さらにその下位には古富士火山後期のタイプ d, e が堆積していたと推定される (Fig. 9)。タイプ a の多くは前述の通り新富士火山の中期溶岩からなり, 旧期溶岩はごく僅かしか分布していなかったと考えられる (Fig. 1)。旧期溶岩が東斜面にほとんど分布していなかった理由として, 旧期溶岩を噴出した火口の東側に古富士火山による地形的高まりがあり, 旧期溶岩はこの古富士火山の山体の高まりを避けて流下したことが考えられる。これに対し, 中期溶岩の時代には新富士火山の山体が古富士火山の山

体と同程度, ないしそれ以上にまで成長しており, 中期溶岩は東側にも流下し得たと思われる。なお, タイプ c には淘汰の良い溶結スコリアが含まれていることから, この岩塊は降下火砕物起源と思われる。

Goda をもたらした山体崩壊時の古富士火山の形状は明らかではないが, 古富士火山活動末期に発生した複数回の山体崩壊の際に崩れ残って高まりとなった部分が存在していた可能性が高い。富士火山東麓には少なくとも 2 層の古富士泥流堆積物が分布する。このうち下位の泥流は Mf-2 (町田, 1977), 古富士泥流 I (米澤, 1986), Y-122-3 (上杉・他, 1992) と呼ばれ, 上位の泥流は Mf-3 (町田, 1977), 古富士泥流 II (米澤, 1986), Y-133 (上杉・他, 1992) と呼ばれる。形成年代は下位の泥流が 2.4~2.0 万年前, 上位の泥流が 1.5~1.4 万年前の堆積物と推定され, いずれもその一部ないし大半は岩屑なだれ堆積物である (上杉・他, 1992)。すなわち富士火山の東斜面では少なくとも 2.4~2.0 万年前と 1.5~1.4 万年前の 2 回, 山体崩壊を起こしたと考えられる。Goda には 2.4 万年前ないしそれ以前の噴出物が含まれていることから, Goda を形成した崩壊の際にはこれら 2 回の崩壊では崩れなかった東斜面の古富士火山山体の一部が崩壊したと考えられる。富士火山全域についてみると南西斜面では 1.6~1.4 万年前の古富士火山活動期に山体崩壊が生じたことが明らかにされている (山元・他, 2001) もの, その崩壊場所は明らかではない。このため富士火山全域ではまだ崩れ残った古富士火山の山体の高まりが, 新富士火山の山体下に複数伏在する可能性は否定できない。

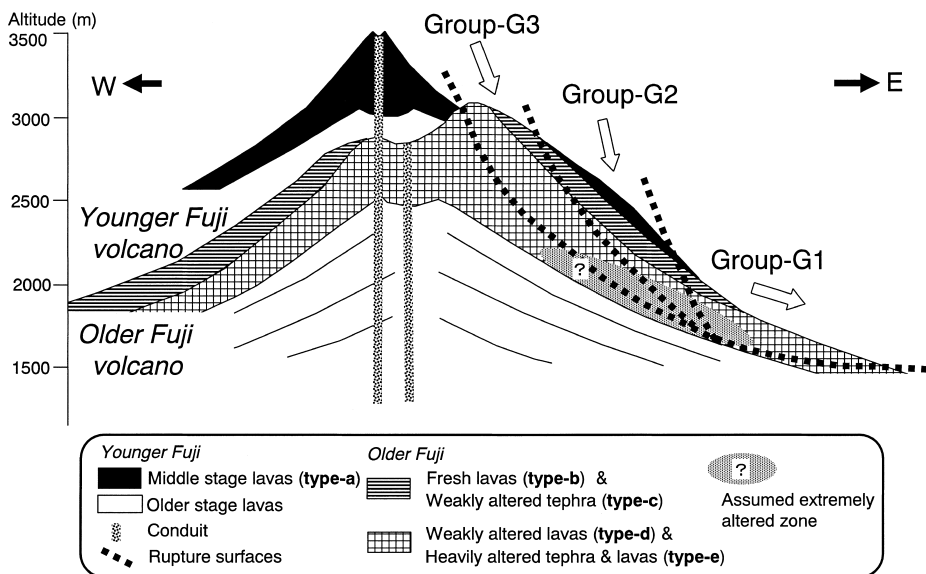


Fig. 9. Schematic profile of Fuji volcano at the time of the landslide about 2900 years ago.

9. 崩壊の発生過程と要因

御殿場岩屑なだれを発生させた崩壊は山麓側から山頂側に向かい連続して3回発生したと考えられる。Godaの各ユニットのうちユニットI, IIはグループG1の岩塊からなる。ユニット中に含まれる岩塊がほぼ同一の構成比から成ることから、これらのユニットは同一の崩壊部分から同時期にもたらされたものである可能性が高い。ユニットIを覆うユニットIII, IVはグループG2の岩塊からなることから、これらはユニットI, IIの後に流下したと考えられる。そして、これらに引き続きグループG3の岩塊よりなる最上位のユニットVが流下したと思われる。各ユニットの分布から崩壊が推定崩壊域の北縁ないし南縁付近で発生したとは考えにくい。そこで、崩壊が山麓側から山頂側に進行したとすると、最初に山麓側が崩れ始めその崩壊ブロックがユニットI, IIとして流下し、次いでより山頂側が崩壊してユニットIII, IVとして流下し、最後に最も山頂側が崩壊してユニットVとして流下したと推定される (Fig. 9)。この3回の崩壊の中では最後の崩壊量が最も大きく、ユニットVの主体をなすタイプdの岩塊が岩屑なだれ堆積物全体の43%の体積を占める。各崩壊ブロックの主体を構成する堆積物の種類が異なる現象はセントヘレンズ火山1980年噴火でも認められた (Voight *et al.*, 1981)。なお、赤色スコリアからなるタイプcの岩塊はその大半がグループG2に含まれることから、岩塊を構成する降下スコリアは崩壊地の中央部付近に厚く堆積していたと考えられる (Fig. 9)。

崩壊を引き起こしたすべり面は、御殿場岩屑なだれ堆積物の起源となった堆積物のうち最下位に存在したタイプd, e中に形成されたと思われる。特にタイプeは変質が進んでいることから脆弱であり、大きな地震動や水蒸気爆発により本層中にすべり面が形成されたと思われる。1984年に御嶽火山の南斜面が崩壊した長野県西部地震の際は、厚く堆積し、下部が粘土化したテフラ層がすべり面となった (小林, 1987)。

御殿場岩屑なだれ堆積物は直下の地層を削削していることが多いこともあり、山体崩壊に伴うマグマ噴火の堆積物やブラスト堆積物 (吉本・宇井, 1998) は確認できない。ただし、岩屑なだれ堆積物の到達していない尾根部でもS-13~15'の間にブラスト堆積物や御殿場岩屑なだれに随伴すると思われる降下テフラ層が確認できなかったことから、崩壊への本質物質の関与はない、ないしほとんどないと判断した。

一方、本岩屑なだれ堆積物中には古富士火山の噴出物からなる変質岩片が多数認められる。同様の変質岩片は3500~3000年前の山頂噴火のテフラであるS-9, 湯船第

1スコリア (S-10, 11), 大沢スコリア (Os) などに認められる。これに対しS-9以前および御殿場岩屑なだれ以降の噴出物にはこのような岩片はほとんど含まれていない。変質岩片の成因は明らかではないが、3500~3000年前頃に山頂火道周辺や山体斜面で噴気活動が活発化し噴出物の一部が変質した可能性が高い。タイプeの変質がこの時期に生じたのか、より古い時代にすでに生じていたかは明らかではない。ただし、すでに変質が進んでいたとしても約3000年前ころの噴気、熱水活動の活発化に伴い、さらに変質が進んだことは考えられる。また、西側の大沢扇状地周辺には、大沢スコリアの上位に熱水変質物質を含む砂礫層 (町田, 2000) または泥流堆積物 (田島・他, 2000; 大沢泥流堆積物) が分布する。これらの堆積物の発生源や御殿場岩屑なだれ堆積物との新旧関係は不明だが、御殿場岩屑なだれの発生前後の時期に山体内の広い範囲で熱水変質が進んでいた可能性が考えられる。熱水変質により山体は脆弱化していたと思われ、大規模な地震ないし水蒸気爆発が引き金となり山体崩壊が発生したことは十分に考えられる。富士火山西方の富士川断層は3000年前頃に活動しており、この活動が富士火山の山体崩壊を引き起こしたとする考えもある (山元・他, 2002)。上杉 (1990) は御殿場岩屑なだれ堆積物に相当する堆積物は北東山麓にも存在するとしており、山体の周辺の複数箇所でも崩壊が生じた可能性がある。

なお、グループG1~3に含まれるタイプeの岩塊の変質の程度は、各グループ間で有意な差異が認められなかった。すなわち、崩壊が山麓~山頂方向に進み山頂側の方が変質が進んでいたと仮定すると、G3中のタイプeの方がG1中のタイプeよりも変質が進んでいることが予想されるが、これに関する明確な変化傾向は認められなかった。

一方、山体崩壊後、崩壊物の一部は直接河川に流入し泥流堆積物 (Gomf-m) や河成堆積物 (Gomf-f) に移化したと思われる。その後も降雨に伴いGodaは侵食され、崩壊発生から200~300年間は二次泥流の発生が複数回続いたと思われる。

10. まとめ

富士火山の東斜面で完新世に発生した山体崩壊について、地質学的、岩石学的調査・分析に基づき、その発生メカニズムを検討した。この崩壊は約2900年前に発生し、これにより富士火山東麓には御殿場岩屑なだれ堆積物 (Goda) が、また、その二次移動により御殿場泥流堆積物 (Gomf) が堆積した。現存するGodaの体積は1.05 km³, Gomfは0.71 km³で、H/Lは0.13と見積もられる。Godaの大半は古富士火山の変質したテフラや溶岩から

なり、現在、富士火山の東斜面には新富士火山の旧期溶岩が分布しない、このことから、山体崩壊前に富士火山の東斜面に古富士火山の高まりが存在し、旧期溶岩はこの高まりを避けて流下したと考えられる。この高まりの一部が3つの崩壊ブロックとして山麓側から順に崩れることによって御殿場岩屑なだれが発生したと推定される。Godáに伴うマグマ物質は確認されておらず、Godáには著しく変質した古富士火山の噴出物が多数含まれていることから、地震または水蒸気爆発を引き金にして、古富士火山の著しく変質した火山噴出物内に滑り面が形成され、山体崩壊が発生した可能性が高い。

御殿場岩屑なだれは新富士火山の約 1.1 万年間の噴火史の中で唯一発生した山体崩壊である。この崩壊は比較的規模の大きな山頂および山頂付近の噴火が継続し、山体内部で変質が続いた後に発生したと考えられる。現在はこのような状況下にはないものの、変質帯を伴う古富士火山の山体の高まりが依然として富士火山の山体内部に残存しているとすれば、山体崩壊の危険性は残されている。また、マグマ貫入による山体崩壊は過去に明確な事例が無いため未検討だが、発生の可能性はゼロではなく、今後考慮されるべき課題である。防災対策をすすめるためには、新たな物理探査手法などを開発し、富士火山全域で崩壊を起こす危険性が高い山体内部に存在する古富士火山の山体やその内部に胚胎すると思われる変質帯の空間的分布を把握することが重要である。

謝 辞

本論を作成するにあたり、静岡県防災局の岩田孝仁氏にはボーリング資料の使用を許可していただいた。富士スピードウェイ(株)および大成建設(株)の関係者の方々には現地調査に際して多大な便宜を図っていただいた。(株)パレオ・ラボの山形秀樹氏には年代測定に関する貴重な御意見を賜るとともに、同所の植田弥生氏には年代測定用試料の樹種同定をしていただいた。静岡大学の小山真人教授には本論作成にあたり全般にわたり大変有益な御意見をいただいた。キール大学海洋科学センターの Schmincke, H. 教授、隅田まり博士、査読者である東京大学地震研究所の吉本充宏博士、産業技術総合研究所の宝田晋治博士、編集委員である宮緑育夫博士には原稿の改善のために有益なご指摘をいただいた。以上の方々に感謝申し上げます。本研究の経費の一部として平成 15 年度文部科学省科学研究費補助金基盤研究 B (2)「活動的火山のリアルタイム予測を目指す次世代ハザードマップの研究」(代表者: 遠藤邦彦, 課題番号 15300308)を使用した。

引用文献

- 石塚吉浩・山元孝広・高田 亮 (2002) 新富士火山の山頂噴火堆積物の層序と特徴. 地球惑星科学関連学会 2002 年合同大会予稿集, V032-P015.
- 泉 浩二・木越邦彦・上杉 陽・遠藤邦彦・原田昌一・小島泰江・菊原和子 (1977) 富士山東麓の沖積世ローム層. 第四紀研究, 16, 87-90.
- 小林武彦 (1987) 御嶽火山の火山体形成史と長野県西部地震による伝上崩壊の発生要因. 地形, 8, 113-125.
- 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 1, 2). 地学雑, 73, 293-308, 337-350.
- 町田 洋 (1977) 火山灰は語る. 蒼樹書房, 東京, 342p.
- 町田 洋 (2000) 建設と崩壊を繰り返してきた富士山—とくに縄文時代末の大崩壊. 月刊地球, 22, 507-511.
- 町田 洋・新井房夫 (1976) 広域に分布する火山灰—始良 Tn 火山灰の発見とその意義. 科学, 46, 339-347.
- 町田 洋・新井房夫・小田静夫・遠藤邦彦・杉原重夫 (1984) テフラと日本考古学—考古学研究と関係するテフラのカタログ—. 渡辺直経編「古文化財に関する保存科学と人文・自然科学」, 865-928.
- 松原彰子 (1984) 駿河湾奥部沖積平野の地形発達史. 地理評, 57A, 37-56.
- 宮地直道 (1981) 新富士火山御殿場泥流の成因. 日本第四紀学会要旨集, 11, 79-80.
- 宮地直道 (1984) 富士火山御殿場岩屑流の分布と堆積物の特徴 (演旨). 火山, 29, 145.
- 宮地直道 (1988) 新富士火山の活動史. 地質雑, 94, 433-452.
- 宮地直道・安井真也・角田明郷・富樫茂子・遠藤邦彦・鶴川元雄 (1998) 富士山吉原観測井のボーリングコアの層序と岩石学的特徴. 防災科学技術研究所研究報告, 58, 105-120.
- 静岡県地震対策課 (1983) 静岡県ボーリング柱状図集.
- Siebert, L., Glicken, H. and Ui, T. (1987) Volcanic hazards from Bezymianny- and Bandai-type eruptions. *Bull. Volcanol.*, 49, 435-459.
- Stuiver, M. and Reimer, P. J. (1993) Extended ¹⁴C database and revised CALIB3.0 ¹⁴C age calibration program. *Radiocarbon*, 35, 215-230.
- Stuiver, M., Reimer, P. J., Bard, E., Beck, J. W., Burr, G. S., Hughen, K. A., Kromer, B., MacCormac, F. G., van der Plicht, J. and Spurk, M. (1998) INTCAL98 radiocarbon age calibration, 24,000-0 cal BP. *Radiocarbon*, 40, 1041-1083.
- 須田恵理子・鎌田浩毅・飯澤 功・齋藤武士・酒井 敏 (2002) セント・ヘレンズ火山 1980 年岩屑なだれおよび御嶽火山 1984 年岩屑なだれへの動圧モデルの適用. 火山, 47, 1-7.
- 鈴木隆介 (1963) 箱根火山北東部における軽石流の堆積とそれに伴った地形変化について. 地理評, 36, 24-41.
- 田島靖久・宮地直道・花岡正明・井上公夫 (2000) 富士山上井出扇状地の発達史. 日本火山学会 2000 年秋学会予稿集, 65.
- 高木照正 (1981) 沼津沖積平野の発達史. 沼津市歴史民

- 族資料館紀要, 5, 92-117.
- 高橋 豊 (1980) 黄瀬川扇状地とその形成過程. 静岡地学, 41, 4-13.
- 富樫茂子・宮地直道・安井真也・角田明郷・朝倉伸行・遠藤邦彦・鶴川元雄 (1997) 古富士火山末期から新富士火山にわたるマグマの組成変化—富士吉原火山活動観測施設のボーリングコアの岩石化学的性質. 火山, 42, 409-421.
- Togashi, S. (1989) XRF analytical Report 1/89, Determination of major elements in igneous rocks using Sc/Mo dual anode tube. *Geological Survey of Japan, Open-file Report*, 132, 1-35.
- 上杉 陽 (1990) 富士火山東方地域のテフラ標準柱状図—その 1: S-25~Y-114—. 関東の四紀, 16, 3-28.
- 上杉 陽・米澤 宏・宮地直道・千葉達朗・肥田木守・細田一仁・米澤まどか・由井将雄 (1992) 富士系火山泥流のテフラ層位. 関東の四紀, 17, 3-33.
- Ui, T., Takarada, S. and Yoshimoto, M. (2000) Debris avalanche. In *Encyclopedia of volcano* (Sigurdsson, H., Houghton, B. F., McNutt, S. R., Rymer, H. and Stix, J. eds.), Academic Press, London, 617-626.
- Voight, B., Glicken, H., Janda, R. J. and Douglass, P. M. (1981) Catastrophic rockslide avalanche of May 18. *U.S. Geol. Surv., Prof. Pap.*, 1250, 347-377.
- 山口真一・中村三郎・中村次郎・栃木省二 (1974) 地すべり・山崩れ—実態と対策—. 大明堂, 東京, 220p.
- 山元孝広・高田 亮・宮地直道 (2001) 富士火山形成史の再検討: 南西山麓でのボーリング掘削調査. 地球惑星科学関連学会 2001 年合同大会予稿集, Jn018.
- 山元孝広・高田 亮・下川浩一 (2002) 富士火山の岩屑なだれ. 富士火山—火山災害と噴火予測—, 月刊地球, 24, 640-644.
- 山崎晴雄 (1994) 開成町とその周辺の地形と地質. 開成町史—自然編, 1-100.
- 米澤まどか (1986) 御殿場泥流と御殿場盆地の地質. 関東の四紀, 12, 21-31.
- 吉本充宏・宇井忠英 (1998) 北海道駒ヶ岳火山 1640 年の山体崩壊. 火山, 43, 137-148.

付 録

「灼熱減量の差」の意味

以下の方法で、試料 B3 との比較において「灼熱減量の差」を推定した。本論文では Togashi (1989) に従い、灼熱しない試料を秤量して XRF により測定した。この場合、ビード作成時に試料は約 1000°C まで灼熱され、揮発性成分が失われることにより減量すると同時に、2 価の鉄が 3 価になる分が増加し、その合計が「灼熱減量」に相当する。従って、測定結果の合計と 100% とのずれの原因は「灼熱減量」「灼熱減量の誤差」「蛍光 X 線の測定誤差」「秤量誤差」の和ということになる。

Togashi (1989) は標準試料 JB1A を用いてこの点を検討し、鉄をすべて 3 価にした場合の推奨値の合計値 98.63% に対して、異なるビード 5 個を作成し測定した結果、平均値 98.59%、1 標準偏差 0.15% を得た。この誤差には「蛍光 X 線の測定誤差」「灼熱減量の誤差」「秤量誤差」が含まれている。なお本論文の試料の測定時の JB1A 測定値は 98.39% であった。Togashi (1989) が JB1A の繰り返し測定により得られたそれぞれの元素の測定精度 (root mean square) から推定される全体の測定精度は 1 標準誤差で 0.08% である。

一方、XRF 測定においては、測定精度より確度の誤差のほうが大きい。確度は検量線から推定できる。玄武岩組成の主成分であり誤差に大きな影響を与える SiO₂ の「蛍光 X 線の測定」の確度は玄武岩付近では 1 標準誤差で 0.2% 程度である。他に濃度や感度から Al₂O₃, MgO, Na₂O の確度の影響が大きいと考えられるが、影響は SiO₂ より小さい。従ってこれらの誤差を SiO₂ 程度と確度による誤差の合計は誤差伝播を考慮して 2 標準誤差で 0.8% 以下と見積もられる。また、「秤量誤差」はミスをしないう限りこれらの誤差よりはるかに小さい。

以上のことから、事前に灼熱しない試料の測定結果の合計と 100% とのずれが 0.8% 以上あった場合は、その主たる原因は「灼熱減量」および「灼熱減量の誤差」と推定できる。

ただし、この推定値は測定の絶対値ではないことから、本論文では「灼熱減量の差」のみを議論している。得られた「差」には上記の確度から推定される誤差を明らかに超えるものが存在する。さらに、同一検量線を用いた一連の測定であり、かつ主成分および全鉄が非常に似ている試料間の比較であるので、相対的な「灼熱減量の差」と変質に関する議論に十分に耐える意味を持つ。

なお、本論文の測定に当たって 富士火山青木が原溶岩を原料とした標準試料 JB3 を同時に測定した。この標準試料についても、鉄をすべて 3 価にした場合の推奨値の合計値は 100.35% であり、本論文の試料の測定時の JB3 の合計測定値は 100.54% であった。

JB3 をはじめ富士火山の多くの試料の測定値合計が 100% を超えた値を示しているのは富士火山の玄武岩は鉄が多く、ビード作成の際の鉄の酸化の影響が大きいためである。この点についても上記の議論と整合的である。

(編集担当 宮縁育夫)