

## 富士火山，太郎坊に露出する新期スコリア層の全岩化学組成

—富士黒土層形成期付近を境とするマグマ供給系の変化—

金子隆之\*・安田 敦\*・嶋野岳人\*\*・吉本充宏\*\*\*,†・藤井敏嗣\*\*\*\*,††

(2013年10月18日受付, 2014年4月2日受理)

Whole-rock Chemical Composition of Scoria Layers of the Younger Stage Exposing at Taro-bo, Mt Fuji  
—A Change in the Magma Plumbing System Occurred around Formation Period  
of the Fuji-black Soil Layer (FB)Takayuki KANEKO\*, Atsushi YASUDA\*, Taketo SHIMANO\*\*,  
Mitsuhiro YOSHIMOTO\*\*\*,† and Toshitsugu FUJI\*\*\*\*,††

Mt Fuji had preferentially effused basaltic magma since its initiate of activity at about one hundred thousand years ago. In the Younger stage (5,600 yrsBP~), however, it became to spout occasionally andesitic or dacitic materials to be involved in air-fall deposits or pyroclastic flows, such as, Hoei scoria or Osawa pyroclastic flows. Andesitic magma is solely found as melt-inclusions in phenocrystic minerals in the Older stage (100,000~10,000 yrsBP). This suggests that some kind of changes might have occurred in the magma plumbing system of Mt Fuji. To investigate such possibility, we measured whole-rock chemical compositions of the representative scoria layers of the Younger stage erupted in and around the summit and Hoei craters, and interpreted the results based on our recent model of magma plumbing system of Mt Fuji, consisting of the deep basaltic and the shallow andesitic chambers. The compositions of the scoria layers of the younger stage showed high FeO\*/MgO ratio with high and varied TiO<sub>2</sub> and K<sub>2</sub>O contents, which are the same as the general characteristics of Mt Fuji as pointed by previous studies. Detailed comparison with the scoria layers showed that compositions of the Younger stage had slightly but systematically higher SiO<sub>2</sub> content - occasionally basaltic andesite - than those of the Older stage. These chemical differences can be explained by existence of more differentiated magma having higher SiO<sub>2</sub> content in the shallow chambers in the Younger stage, compared to those in the Older stage, rather than by increase of the mixing ratio of the similar differentiated magma of the Older stage. Mixing such a differentiated magma with a basaltic magma newly raised from the deep chamber can generate basalts having slightly high SiO<sub>2</sub> content as erupted in the Younger stage. Although cause of generating SiO<sub>2</sub>-rich magma in the Younger stage is unclear, it might have occurred associated with the inactive period suggested by the Fuji-black soil layer lying between the two stages. The shallow dacitic magma chamber assumed in the model of the Hoei eruption might be an extreme case where the magma in the shallow chamber evolved to be highly SiO<sub>2</sub>-rich composition.

**Key words:** Fuji, magma plumbing system, andesite, magma chamber, melt-inclusion

\* 〒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

\*\* 〒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-shi, Shizuoka 417-  
0801

\*\*\* 〒060-0810 札幌市北区北 10 条西 8 丁目  
北海道大学大学院理学院  
Faculty of Science, Hokkaido University, N10 W8, Kita-  
ku, Sapporo 060-0810

\*\*\*\* 〒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

† 現在: 〒403-0005 富士吉田市上吉田字剣丸尾 5597-1  
山梨県富士山科学研究所

Mount Fuji Research Institute, Yamanashi Prefectural  
Government 5597 Kenmarubi, Kamiyoshida, Fujiyoshida,  
Yamanashi 403-0005

†† 兼任: 同上

Corresponding author: Takayuki Kaneko  
e-mail: kaneko@eri.u-tokyo.ac.jp

## 1. はじめに

富士山は約 10 万年前に活動を開始して以来、長期に渡って玄武岩を噴出し続けてきた(津屋, 1968)。しかしここ数千年になって、山頂火口あるいはその近傍域から宝永スコリア(Tsuya, 1955)、砂沢スコリア(荒井・小山, 1996)等、時折、安山岩~デイサイト質岩石を伴う噴出物を発生するようになってきている。このような SiO<sub>2</sub> に富む噴出物の発生は、偶然の出来事であろうか、あるいは富士山のマグマ供給系に何らかの変化が起きつつあることを反映しているのであろうか? 富士山は、最後の宝永噴火から 300 年以上が経過している上、2000 年の深部低周波地震発生イベント(鶴川, 2007)、2011 年の東日本大地震に伴う富士山直下地震活発化(気象庁, 2011)等、噴火の予兆とも解釈される活動が相次いで発生しており、次の噴火への備えを考えるべき時期にきている。ここで、その一つとして富士山のマグマ供給系について再検討を行い、10 万年におよぶ活動史の中で現在の富士山がどのような状況にあるかを確認することは重要と考えられる。

富士山のマグマ供給系については、従来より多数の研究が行われているが(Arculus *et al.*, 1991; 富樫・他, 1991, 1997; 高橋・他, 1991, 2003; 富樫・高橋, 2007)、最近の研究(藤井, 2007; Kaneko *et al.*, 2010)によりその概要が理解されつつある。すなわち、富士山のマグマ供給系は、深部の玄武岩質の主マグマ溜りと浅部の安山岩質の小マグマ溜りからなり、噴出物は両マグマの混合によって生じていると考えられている(Fig. 1)。

富士山の主マグマ溜りは、通常より深い 20 km 以深にあり、高圧下で主として輝石、An 成分に富む斜長石が晶出する(藤井, 2007)。このために、マグマは分化が進みながらも SiO<sub>2</sub> はほとんど増加せず、FeO\*/MgO、TiO<sub>2</sub>、K<sub>2</sub>O 等が増加する。このように、玄武岩の卓越を含め富士山噴出物の化学組成に見られる特徴の多くは、この深部マグマ溜りでの結晶プロセスに由来する(藤井, 2007)。地震学的にも、富士山下の 20 km 以深は低速度領域になっており、この付近にマグマ溜りが存在する可能性が指摘されている(Lees and Ukawa, 1992; 鶴川, 2007)。また、富士山下 10~20 km で、しばしば低周波地震が発生するが、これはこのマグマ溜りからマグマが岩脈をつくり上方に向かって移動する際に発生するものと考えられている(Lees and Ukawa, 1992; 鶴川, 2007)。

他方、3~1 万年前と推定される古期噴出物中のカンラン石斑晶に、普通に安山岩質メルト包有物が含まれることが見出され(金子・他, 2004)、この解析を基に、浅部に安山岩質マグマ溜り—マグマは分化程度により玄武岩あるいはデイサイト質となることもある—が存在し、こ

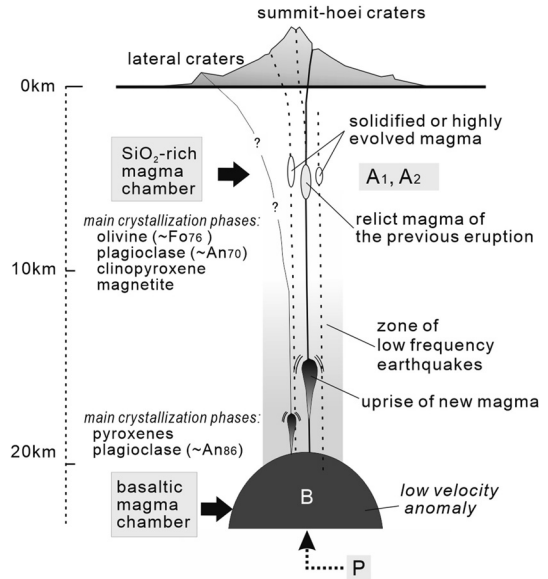


Fig. 1. Model of the magma plumbing system of Mt. Fuji (partially modified from Kaneko *et al.* (2010)). The magma plumbing system consists of relatively deep (~20 km) basaltic and shallow SiO<sub>2</sub>-rich (basalt~andesite~dacite) magma chambers (~4-6 km). See text for "A<sub>1</sub>", "A<sub>2</sub>", "P" and "B".

こに深部の主マグマ溜りから玄武岩マグマが上昇・混合し、噴出物となるマグマが生じているとのモデルが立てられている(Kaneko *et al.*, 2010)。この際、安山岩に対して玄武岩の混合比が 8~9 割以上と高いため、噴出物は常に玄武岩組成となる。浅部のマグマ溜りは、以前の噴火で噴出した玄武岩マグマの一部が火道内に取り残され、浮力の中立点付近に集まったものと考えられる(Kaneko *et al.*, 2010)、この深さは 4-6 km と推定されている(Fujii *et al.*, 2013)。浅部マグマ溜りでは、低圧下で、カンラン石、輝石、磁鉄鉱、An 成分に乏しい斜長石等が晶出し、分化の進行に伴って、マグマは玄武岩から安山岩へと、徐々に SiO<sub>2</sub> に富む組成へと変化する。浅部マグマ溜りはメルト包有物のみから存在が示唆されることから「隠れたマグマ溜り (crypto-magma chambers)」とも形容されている(Kaneko *et al.*, 2010)。

本論は、SiO<sub>2</sub> に富む噴出物を伴う噴火が発生するようになった過去数千年前以降に、山頂火口から宝永火口の近傍域(以下では「山頂—宝永火口近傍域」と記す)で発生した噴火に焦点を絞り、噴出物の全岩化学組成に基づいて、マグマ供給系内での変化を探ることを目的とする。このため、富士山東斜面中腹にある通称「太郎坊」と呼ばれる場所から降下スコリア層を系統的に狭い間隔

で採取し、Kaneko *et al.*, (2010) のより古い時代の噴出物との化学組成の比較を行った。そこで見出された相違の発生要因について、富士山のマグマ供給系モデル (藤井, 2007; Kaneko *et al.*, 2010) に則してどのように解釈できるかの検討を行った。本露頭には、富士黒土層堆積後の“山頂—宝永火口近傍域”起源の噴出物の多くが含まれており (Miyaji *et al.*, 1992; 上杉・大下, 2003), これらは数千年前以降にこの付近から噴出したマグマの性質・時間変化を知る有力な情報源となる。

## 2. 富士山の活動史と噴出物の岩石学的特徴

### 2-1 富士山の活動史

富士山は、ユーラシアプレート—北米プレート—フィリピン海プレートの三重会合点付近に位置する我が国最大の成層火山である。ここでは沈み込んでいる太平洋プレートの上にフィリピン海プレートが二重に沈み込むという複雑な構造となっている (Fig. 2a)。このような特異な構造に関係して富士山特有のマグマ組成や高い噴出率が生じている (高橋, 2000) とも考えられている。

富士山は、先小御岳 (Yoshimoto *et al.*, 2010), 小御岳 (津屋, 1968, 1971) の古い安山岩質火山を基盤とし、約 10 万年前に活動を開始したと考えられている (町田, 1964)。富士山には 2 つの異なる形成区分がある (Fig. 3a)。津屋 (1968, 1971) は、山体を構成する溶岩流を主体とする噴出物について、古富士火山と不整合面を挟んでその上位に位置する新富士火山に区分した。この不整合面は山体崩壊により、20,000 年前頃に形成されたと推定されている (山元・他, 2005)。新富士火山は、大量の溶岩流が噴出した旧期 (“Older ejecta”, 17,000 年前~8,000 年前) とそれ以降の中期 (“Middle ejecta”, 5,600 年前~3,700 年前), 新期 (“Younger ejecta”, 3,500 年前~) に細分されている (津屋, 1968, 1971; 山元・他, 2005)。一方、町田 (1964) は、山麓の火山灰層序に基づいて、富士黒土層 (FB) と呼ばれる活動低調期を示す土壤層を境に、古期と新期に区分した。富士黒土層の堆積時期は 10,000 年前~5,600 年前と推定 (山元・他, 2005) されており、これは津屋 (1968, 1971) の新富士火山旧期と中期の間の活動ギャップとほぼ一致している (山元・他, 2005)。このような活動低調期を示す土壤層は他時期には見つからず、富士山のマグマ供給系の変化とも密接に関係すると考えられることから、本論では、町田 (1964) の古期・新期の区分に従い検討を進める。

富士黒土層形成後、“山頂—宝永火口近傍域”からの噴出物は、下位より順に R-II, R-I 降下スコリア層 (5,500~5,600 年前) から始まる。3,000~2,000 年前前後には、“山頂—宝永火口近傍域”から規模の大きい噴火が頻繁に発

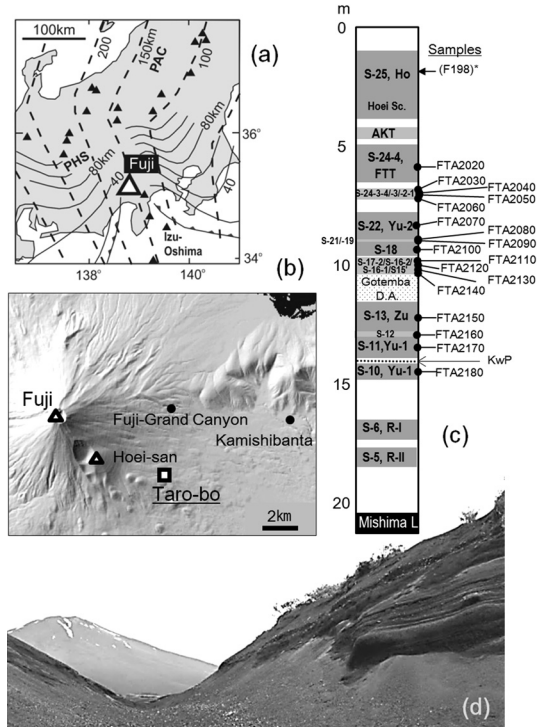


Fig. 2. (a) Location of Mt. Fuji (open triangle) and deep seismic plains of subducting PHS (Philippine Sea plate) and PAC (Pacific plate) plates beneath central Japan (modified from Nakajima and Hasegawa (2006)). Solid triangles show distribution of major active volcanoes. (b) Location of Taro-bo. (c) Columnar section of air-fall scoria exposed at Toro-bo and samples used for the chemical analysis. Gray: air-fall scoria and pyroclastic flow deposits, white: soil or secondary deposits, black: lava flow and hatched: Gotemba debris avalanche. Names of geological units attached are based on Uesugi and Ohshita (2003), Miyaji (1988) and Machida (1964). (d) Taro-bo outcrop, viewed from east, taken in 2004.

生した (宮地, 1988)。3,100 年前とされる KwP (伊豆カワゴ平軽石) を挟んで、湯船第 1 スコリアと一括されている 2 つの降下スコリア (S-10 と S-11) が噴出した (宮地, 1988; 山元・他, 2005)。その後、砂沢スコリアが宝永山付近から噴出した (宮地, 1988; 山元・他, 2005)。砂沢スコリアは宝永噴火の噴出物と同様、最初期にデイサイト質の降下軽石を伴う (荒井・小山, 1996)。これと前後する 3,200 年, 3,000 年, 2,900 年, 2,500 年前の 4 回、山頂での爆発的噴火により“大沢火砕流”と総称される火砕流 (SYP 1, SYP 2, SYP 3, SYP 4) が発生し、西側斜面を流れ下った (Yamamoto *et al.*, 2005; 山元・他, 2007)。

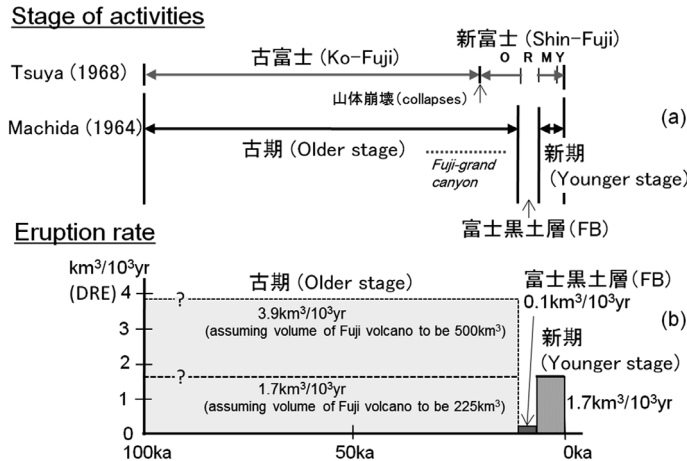


Fig. 3. (a) Stage of activities defined by Tsuya (1968) and Machida (1964). O: Older ejecta, R: repose period, M: Middle ejecta and Y: Younger ejecta of Shin-Fuji (Tsuya, 1968). (b) Change of eruption rate through the history of development of Mt Fuji. Eruption volume of the Younger stage (5,600 yrsBP-present) is estimated to be  $9.3 \text{ km}^3$  (DRE-dense rock equivalent) based on the data given by Miyaji (2007), which offers averaged eruption rate to be  $1.7 \text{ km}^3$  (DRE)/1,000 yrs for the same stage. Eruption volume of the Older stage is calculated to be  $347 \text{ km}^3$  (DRE), subtracting that of the Younger stage from the total eruption volume of Mt Fuji ( $356 \text{ km}^3$ ), where the DRE value was converted from the volume of Mt Fuji ( $500 \text{ km}^3$ -Koyaguchi (1997)) assuming the mean density of the edifice ( $1.78 \text{ g/cm}^3$ -Abe and Kumagai (1956)) and density of lava ( $2.5 \text{ g/cm}^3$ ). Averaged eruption rate of the Older stage is inferred to be  $3.9 \text{ km}^3$  (DRE)/1,000 yrs (eruption volume during the period of FB was neglected). Here, the volume of Mt Fuji ( $500 \text{ km}^3$ ) may include the basement volcanoes, of which volume is estimated to be occupying 55% of the whole volume. In the case where the volume of the basements and the Younger stage is subtracted, the averaged eruption rate of the Older stage is calculated to be  $1.7 \text{ km}^3$  (DRE)/1,000 yrs. Miyaji (2007) estimates the eruption rate of the main stage of FB to be  $0.1 \text{ km}^3$  (DRE)/1,000 yrs.

SYP1はS-10と同じ層準にあり、一連の噴火で形成されたと推定されている(山元・他, 2005)。また、SYP2には一部に安山岩質の本質岩片が含まれている(後述)。2,900年前には東側斜面の一部が崩壊し御殿場岩屑などが発生し(宮地・他, 2004)、その上位に最後の山頂火口噴出物である湯船第2スコリア(2,200年前)が堆積した(宮地, 1988; 山元・他, 2005)。湯船第2スコリア噴出後は近年に至るまで、南東～南斜面と北西斜面を中心に多数の側火山が活動し、これらから小～大規模なテフラや溶岩流が噴出した(宮地, 1988)。この中で特に大きいものが、西暦864-866年に北西山麓で起きた貞観噴火で、この際、長尾山付近から青木ヶ原溶岩が噴出した(宮地, 1988)。西暦1707年には、富士山の最後の噴火である宝永噴火が発生し、プリニー式噴煙柱から軽石・スコリアが遠方にまでもたらされた(Tsuya, 1955)。

## 2-2 噴出物の岩石学的特徴とこれまでの研究

富士山の噴出物には、斑晶鉱物として、カンラン石、普通輝石、紫蘇輝石、斜長石、磁鉄鉱が見られ、マフィック鉱物組合せとして、“カンラン石”、“カンラン石+普通輝石”、“カンラン石+普通輝石+紫蘇輝石”といった玄武岩が大半を占める。全岩化学組成は $\text{FeO}^*/\text{MgO}$ 比の

大きい( $>1.6$ )分化した玄武岩の性質を示し、液相濃集元素含有量はばらつきが大きくかつ周辺火山に比べて高い特徴をもつ(藤井, 2007)。

活動史全体を通じて見ると、Zr/Y、Rb/Y等の微量元素組成の違いに基づいて、古富士系マグマ(約10万年～3,000年前)と新富士系マグマ(18,000年前以降)が識別できるとされ、両者の化学組成の違いは源岩となったマントルの化学組成の違いにあると考えられている(富樫・他, 1991, 1997; 高橋・他, 1991, 2003; 富樫・高橋, 2007)。一方、安田・他(2004)は、このような微量元素組成の違いの多くは結晶分化作用とマグマ混合の繰返しで説明できる得ることを指摘した。また、安田・他(2008)は、<sup>かみしほんた</sup>上柴窓田(Fig. 2b)での掘削により、古富士～新富士の中頃のスコリア層から連続的に採取した試料の解析から、 $\text{SiO}_2$ の増加に応じて $\text{K}_2\text{O}$ が増加する(あるいは $\text{MgO}$ の低下に応じて $\text{TiO}_2$ が増加する)トレンドが、ステップワイズに、時代が若くなるにつれて急になる傾向を見出し、これをマグマの含水量と圧力変化に伴う磁鉄鉱の結晶分別プロセスと結び付けて説明した。

宝永(佐藤・他, 1999; Yoshimoto *et al.*, 2004; 藤井, 2007)や貞観(佐藤・他, 1999)、湯船第2(Suzuki and Fujii, 2010)



等、良く知られた噴火については、噴火推移やメカニズム等に関する詳しい研究がなされている。例えば宝永噴出物—基底部に SiO<sub>2</sub>量が 70 wt% 程度のデイサイト軽石を伴う—の成因については、浅部に存在した低密度のデイサイトマグマ溜りの下底に、深部から上昇した玄武岩マグマが蓄積し、その熱でデイサイトマグマが発泡することによって噴火が始まり、続いてデイサイトの放出で急減圧された玄武岩が発泡し、大量のスコリア放出へと至ったとするモデルが出されている(藤井, 2007) (以下ではこのタイプを“宝永型噴火”と記す)。これらの噴出物の <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr は 0.703394~0.703504 と全体として低く狭い範囲を取る富士山の組成範囲に収まることから、一連の分化物であると推定されている(永井・他, 2004; Watanabe *et al.*, 2006)。なお、藤井(2007)、Kaneko *et al.*(2010) 等によるマグマ供給系のモデルについては前述した通りである。

### 3. 試料の記載と分析方法

我々は、富士山東斜面中腹にある太郎坊において、新期スコリア層の系統的試料採取を行った(Fig. 2b)。太郎坊の第一駐車場の南に深さ約 10 m の小渓谷があり、この谷壁に新期のスコリア層が露出している(Fig. 2d)。この場所は新期の主要降下スコリア層を含むことから、その最も重要な模式地とされている(上杉・大下, 2003)。ここには、最上位の宝永スコリア層から最下位の約 10,000 年前の三島溶岩の間に、“山頂—宝永火口近傍域”から噴出した降下スコリアが、御殿場岩屑なだれ堆積物等を挟みつつ堆積している(Fig. 2c)。なお、本露頭については宮地(1988)、Miyaji(1992)、上杉・大下(2003)、山元・他(2011)により詳しい記載がなされている。

分析に供した試料のうち FTA2020-FTA2140 は北側の谷壁(Fig. 2d 右側)から、FTA2150-FTA2180 は南側の谷壁から採取した。試料採取を行った 2004 年当時、露頭下部が埋積されていたため、R-II、R-I の降下スコリア層等は採取できなかった(2013 年現在、埋積の更なる進行と植生の拡大により露頭観察はより困難となっている)。なお、FTA2140 は火砕流(S15')の本質岩片であり、宝永スコリアは既存の別露頭の試料(F198)を利用した。更に比較のため、太郎坊の試料に加え収蔵試料から、同時代に同様の地域から噴出した大沢火砕流 SYP 2 層(Yamamoto *et al.*, 2005)の本質岩片、“富士グランドキャニオン”露頭の最上位付近にある S-24-1 スコリア層(上杉・大下, 2003)、宝永火口の南東から流出した小天狗溶岩(Asg)(津屋, 1968; 高田・小林, 2007)の分析を行った。本研究で分析を行った各試料の詳細は Appendix に記されている。

分析に際して、全ての分析用スコリアを超音波洗浄した後、表面部分を砕いて除去し内部のみを試料とした。薄い層のスコリア粒子の中には表面に黄褐色の土壌由来と思われる微粒子が付着しているものも存在するが、内部は新鮮である。鏡下の観察においても内部に変質した部分は認められなかった。

全岩化学組成の分析は、東京大学地震研究所の PANalytical PW-2400 蛍光 X 線分析装置を用い、5 : 1 ガラスビード法により行った。試料の調整、分析方法の詳細、誤差については、Kaneko *et al.*(2005) に記述されている。

## 4. 結果

今回の新期スコリア層の分析結果を Table 1 に示す。これらの分析値は、K<sub>2</sub>O、TiO<sub>2</sub>量が近隣の火山—伊豆大島や三宅島等—と比べ高い上にばらつきが大きく、高い FeO\*/MgO を示す。このような点は、これまで指摘されている富士山噴出物の特徴(藤井, 2007)と同様である。

### 4-1 古期と新期スコリア層の全岩化学組成の比較

新期の噴出物の特徴をより詳しく知るために、古期の噴出物との比較を行った。古期の噴出物として、“富士グランドキャニオン”(Fig. 2b)から採取した 3~1 万年前と推定される古期後半の降下スコリア層(金子・他, 2004; Kaneko *et al.*, 2010)を用いた。これらの噴出物は太郎坊のスコリア層同様、“山頂—宝永火口近傍域”からの噴出物と考えられる。また、分析方法・装置は両者で共通しているため、分析の違いによる系統的誤差は最小限に抑えられる。Fig. 4 に SiO<sub>2</sub>とその他の主要成分の変化図を、Fig. 5 に古期後半から宝永噴火までの SiO<sub>2</sub>の時系列変化を示す。

古期後半と新期のスコリア層の化学組成にはいくつかの系統的な違いが認められる(Fig. 4)。その 1 つが、SiO<sub>2</sub>量の違いである。新期スコリア層の SiO<sub>2</sub>量は、50.7 wt%~52.7 wt% (100% 再計算値、Fig. 2c の試料のみ使用)、古期後半は 48.3 wt%~51.9 wt% の範囲にあり、新期の方が全体として 1.5 wt% 程高くなっている。さらに古い時代を含む上紫怒田の古期の掘削試料(安田・他, 2008)と比べても同様の傾向があり、新期のほとんど全ての分析値は、上紫怒田の平均値(Fig. 5 下の“◆”)より SiO<sub>2</sub>に富む側にプロットされている。古期、新期にそれぞれ無斑晶質に近い噴出物(斑晶量が 3~4% 以下)が存在し、それらを Fig. 4 に灰色の丸で囲んで示したが、同時期の他の噴出物とは系統的な差は見られない。このことから、ここに見られる組成の違いは斑晶量ではなく、マグマ組成の違いを反映していると考えられる。Fig. 4 と Fig. 5 には、太郎坊の試料に加え、同時代に同様の地域から噴出した安山岩質組成をもつ噴出物である大沢火砕

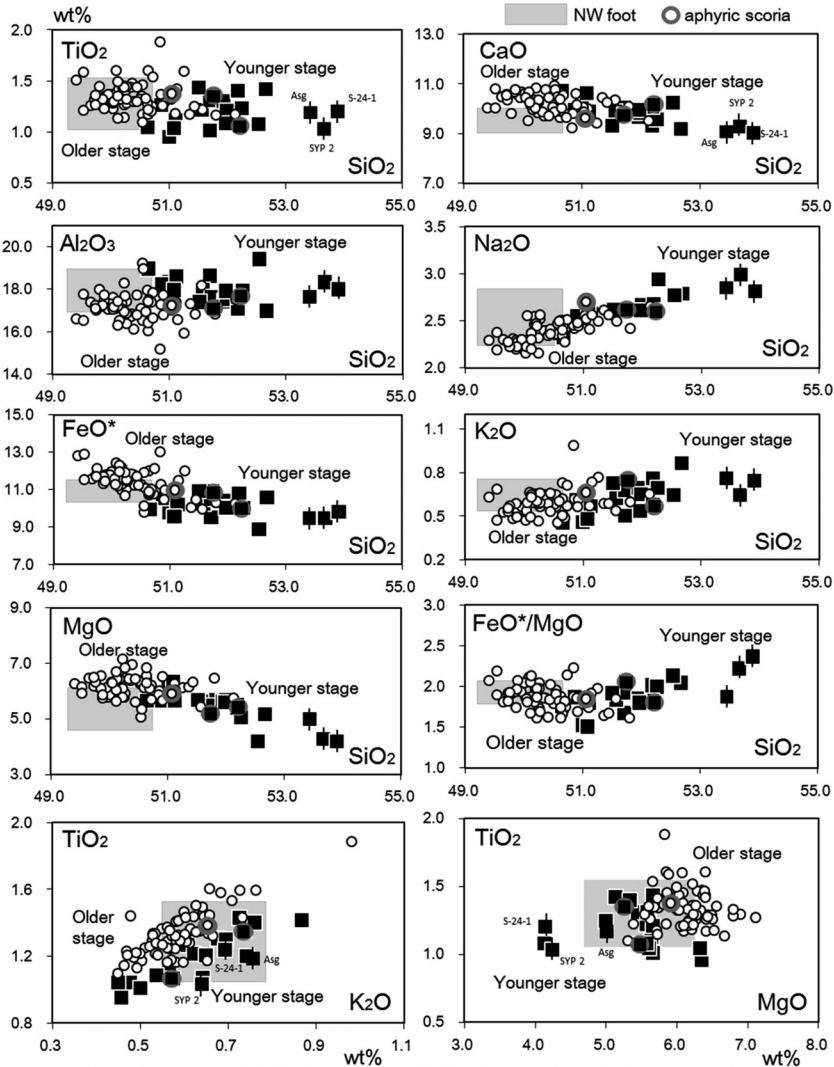


Fig. 4. Variation diagrams of whole rock major oxides. Hatched area labeled “NW foot” indicates the compositional range of the scoria layers of the Younger Stage erupted at the northwestern foot of the volcano. Solid squares with a vertical dash show andesitic samples of the same age distributing outside of Taro-bo (see Table 1). Aphyric scoria: total phenocryst content < 3–4vol%.

流 SYP 2 層の本質岩片，“富士グランドキャニオン”露頭の最上位付近にある S-24-1 スコリア層，宝永火口の南東から流出した小天狗溶岩 (Asg) も併せて示した（四角に縦線を付したシンボル）。これらは各組成変化図上で，太郎坊の新期スコリアと同じ領域あるいはそのトレンドの延長上にプロットされる。

SiO<sub>2</sub>に対する各元素の組成変化を見ると，古期後半と新期は一続きのトレンドをなしているようにも見えるが，TiO<sub>2</sub>-K<sub>2</sub>O，TiO<sub>2</sub>-MgO の組成変化図上では系統的な違いが認められる。すなわち，TiO<sub>2</sub>-K<sub>2</sub>O では，古期，新

期はそれぞれ別のトレンドを形成し，新期は同じ K<sub>2</sub>O に対して TiO<sub>2</sub>量が低くなっている。TiO<sub>2</sub>-MgO でも，両者は別々の領域にプロットされ，同じ MgO 量に対して新期の TiO<sub>2</sub>量は系統的に低い。同様に TiO<sub>2</sub>-SiO<sub>2</sub>図でも，詳しく見ると同じ SiO<sub>2</sub>量 (~51 wt% 付近) に対し，新期の方が若干 TiO<sub>2</sub>量が低くなっている。ただし，古期の初めから中葉にかけて TiO<sub>2</sub>が低い時期があり（安田・他，2008），古期全般が高い TiO<sub>2</sub>で特徴付けられるということではない。

次に，SiO<sub>2</sub>量の時系列変化について見る (Fig. 5)。古期

Table 1 Composition of whole rock samples and melt-inclusion of the Younger stage of Fuji. FTT: Futatsutsuka scoria, Yu-2: Yufune-daini scoria, Zu: Zunasawa scoria and Yu-1: Yufune-daiichi scoria.

Sample name	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Total	SiO <sub>2</sub> (100% Norm)
Whole rock samples												
<sup>1)</sup> F198 (S-25, Ho)	51.5	1.3	17.1	10.8	0.2	5.2	9.7	2.6	0.7	0.3	99.5	51.7
FTA2020 (S-24-4, FTT)	51.0	1.0	18.3	9.7	0.2	6.4	10.3	2.5	0.5	0.2	99.9	51.0
FTA2030 (S-24-3-4)	50.4	1.3	18.0	10.4	0.2	5.6	9.8	2.5	0.6	0.3	99.1	50.9
FTA2040 (S-24-3-3)	50.9	1.1	18.5	10.1	0.2	5.6	9.8	2.6	0.6	0.2	99.5	51.1
FTA2050 (S-24-3-2)	51.0	1.0	17.9	9.5	0.2	6.3	10.6	2.6	0.5	0.2	99.7	51.1
FTA2060 (S-24-3-1)	51.6	1.0	18.6	9.4	0.2	5.7	10.0	2.6	0.5	0.2	99.7	51.7
FTA2070 (S-22, Yu-2)	51.3	1.2	17.8	10.1	0.2	5.5	9.8	2.6	0.6	0.2	99.4	51.6
FTA2080 (S-21)	51.4	1.3	17.5	10.4	0.2	5.4	9.7	2.6	0.7	0.2	99.3	51.7
FTA2090 (S-19)	51.6	1.3	17.3	10.3	0.2	5.6	9.6	2.6	0.7	0.3	99.3	52.0
FTA2100 (S-18)	51.9	1.2	17.5	10.0	0.2	5.7	9.8	2.7	0.6	0.2	99.8	52.0
FTA2110 (S-17-2)	50.9	1.4	17.1	10.7	0.2	5.6	9.2	2.6	0.7	0.3	98.8	51.5
FTA2120 (S-16-2)	52.3	1.4	16.8	10.5	0.2	5.1	9.1	2.8	0.9	0.3	99.3	52.7
FTA2130 (S-16-1)	51.9	1.4	17.0	10.7	0.2	5.3	9.3	2.7	0.8	0.3	99.4	52.2
FTA2140 (S-15)	52.2	1.2	17.9	10.0	0.2	5.0	9.5	2.9	0.7	0.2	99.9	52.3
FTA2150 (S-13, Zu)	52.2	1.1	17.7	10.0	0.2	5.5	10.1	2.6	0.6	0.2	100.1	52.2
FTA2160 (S-12)	52.4	1.1	19.3	8.8	0.2	4.1	10.2	2.8	0.6	0.2	99.7	52.5
FTA2170 (S-11, Yu-1)	50.5	1.0	18.9	9.9	0.2	5.6	10.7	2.3	0.4	0.2	99.7	50.7
FTA2180 (S-10, Yu-1)	51.8	1.1	17.8	10.0	0.2	5.6	9.9	2.6	0.5	0.2	99.7	52.0
<sup>2)</sup> F728/PF2 "SYP 2"	53.6	1.0	18.3	9.4	0.2	4.2	9.3	3.0	0.6	0.2	99.8	53.7
<sup>3)</sup> FGS-24-1 (S-24-1)	53.1	1.2	17.7	9.7	0.2	4.1	8.9	2.8	0.7	0.2	98.6	53.9
<sup>4)</sup> HT551 "Asg"	53.2	1.2	17.5	9.5	0.2	5.0	9.2	2.9	0.8	0.2	99.5	53.4
Melt-inclusion												
<sup>5)</sup> ZNS-9 glass MI-2-3	61.3	0.6	13.2	7.3	0.2	2.6	5.7	2.9	1.0	0.1	95.2	64.4

<sup>1)</sup>Hoei scoria (IV): 250m W of Dainichi-do, <sup>2)</sup>Osawa pyroclastic flow (SYP 2): Osawa, <sup>3)</sup>S-24-1 scoria: upper part of Fuji Ground Canyon, <sup>4)</sup>Kotengu lava flow (Asg): North of Hiratsuka cone, <sup>5)</sup>Melt-inclusion in opx in Zunasawa scoria (SO<sub>3</sub>=0.11%)

は51 wt%を下回るものが多く、この中～上位では51 wt%を超えるものが散発的に認められるようになる。一見、古期のSiO<sub>2</sub>量は緩やかな増加傾向を示すように見える。しかし、上紫怒田の分析結果(安田・他, 2008)を参照すると、古期を通じて長期的な変動はあるが、SiO<sub>2</sub>が一樣に増加する傾向がある訳ではない。古期後半以降の時系列変化を通して見ると、SiO<sub>2</sub>量の上限値は新期に入った後、当初は古期と同等かやや高いレベル(FTA2180 (S-10), FTA2170 (S-11))にあるが、3,000年前頃にFTA2160 (S-12), FTA2120 (S-16-2) (SiO<sub>2</sub>>52.5 wt%)が噴出する等最大となり、一部は玄武岩質安山岩の領域に達する。安山岩質の本質岩片を含む大沢火砕流のSYP 2、最下部にデイサイト質軽石を伴う砂沢スコリア等の発生も3,000年前付近であり、全岩化学組成のSiO<sub>2</sub>量の増加と同期しているように見える。この後、上位に向かってほぼ一様にSiO<sub>2</sub>量が低下するが、最後の宝永噴火で再びやや高くなる。ただし、S-24-1、小天狗溶岩(Asg)はこの傾向から外れている。

#### 4-2 富士黒土層形成期(FB)付近を境とするSiO<sub>2</sub>に富むマグマの出現形態の変化—メルト包有物から全岩組成へ

上記のように現れ方は様々であるものの、新期に入って全岩組成として安山岩～デイサイト質のSiO<sub>2</sub>に富む

マグマが時折噴出している。古期においては、安山岩質マグマの存在はメルト包有物としてのみ見られ、“富士グランドキャニオン”、上紫怒田の掘削試料を含めた古期降下堆積物の連続層の中にも安山岩質噴出物は見つかっていない。また、この中に宝永スコリア層の様に、最下部にデイサイト軽石等を伴うタイプの堆積物も見出されていない。古期前半の泥流堆積物中に、いくつかの安山岩組成の岩石が含まれている(高橋・他, 2003)が、降下堆積物の状況を考慮すると、それらは最近存在が明らかになった先小御岳(Yoshimoto *et al.*, 2010)あるいは小御岳の山体の一部が崩壊に伴って一緒に取り込まれたものとも考えることもできる。このように、古期/新期境界すなわち富士黒土層形成期(FB)付近を境に、SiO<sub>2</sub>に富むマグマの出現様式が、メルト包有物のみから全岩化学組成に及ぶものへと変化・拡大したと考えられる(Fig. 5. “山頂—宝永火口近傍域”)以外からの噴出物については、5-5節参照)。

本論は、富士山の活動を富士黒土層を境に古期と新期に分ける町田(1964)の区分に従ったが、上記のように“山頂—宝永火口近傍域”起源の噴出物の化学組成にもこの時期を境に変化が見られることがわかった。富士黒土層の形成期は活動度のみならずマグマ組成の上でも大きな境界となっており、富士山の形成史を考える上で重

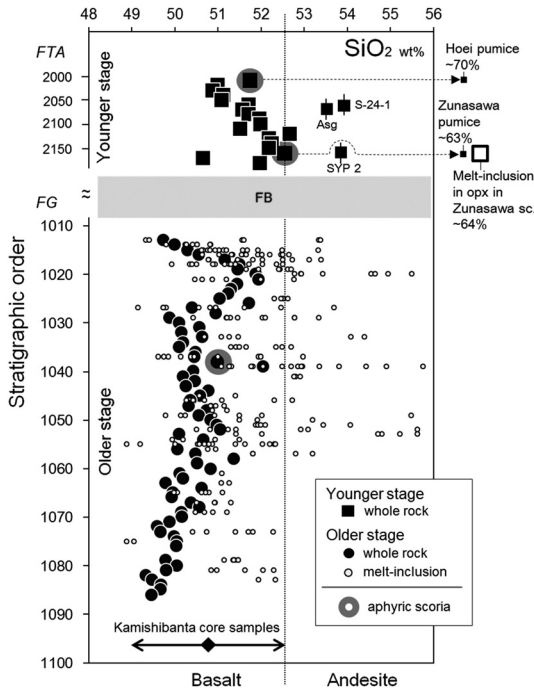


Fig. 5.  $\text{SiO}_2$  values of scoria layers in ascending stratigraphic order and those of melt-inclusion of the Older stage, adopted from Kaneko *et al.* (2010). The numbers on the vertical axis indicate sample name. Solid squares with a vertical dash show andesitic samples of the same age distributing outside of Taro-bo (see Table 1). Aphyric scoria: total phenocryst content < 3–4vol%.

必要な意味をもつと考えられる。

## 5. 考察：全岩化学組成変化の要因—新期のマグマ供給系における変化

本研究で行った太郎坊に露出する新期噴出物の全岩化学組成分析により、以下の点が明らかになった。

(1) 新期の“山頂—宝永火口近傍域”起源のスコリア層は、古期の同所からのスコリア層と同様に分化した玄武岩で、 $\text{K}_2\text{O}$ 、 $\text{TiO}_2$ の含有量が高くそのばらつきが大きいという富士山特有の化学組成の特徴をもつ。また、斑晶鉱物組合せも両期で違いは見られない。

(2) “山頂—宝永火口近傍域”からの古期と新期噴出物の全岩化学組成を詳しく比較すると、系統的な違いがあり、新期は古期に比べ約 1.5wt% 程度  $\text{SiO}_2$ が高い。

(3)  $\text{SiO}_2$ の時系列変化を見ると、古期の間大半が 50~51 wt% の玄武岩の組成範囲にあるが、新期に入った後 3,000 年前頃に急増し、一部は玄武岩質安山岩の領域に達し、その後やや低下する。宝永型噴火および安山岩

質火砕流 / 溶岩流の発生も 3,000 年前以降であり、全岩  $\text{SiO}_2$ 量の高い時期と重なっている。

(4) 富士黒土層形成期 (FB) 付近を境に、 $\text{SiO}_2$ に富むマグマの出現様式が、メルト包有物のみから全岩化学組成に及ぶものへと変化・拡大した。

(5)  $\text{TiO}_2$ - $\text{K}_2\text{O}$ 、 $\text{TiO}_2$ - $\text{MgO}$ 、 $\text{TiO}_2$ - $\text{SiO}_2$ の組成変化図上で、古期後半と新期はそれぞれ別の領域にプロットされ、同じ  $\text{K}_2\text{O}$ 、 $\text{MgO}$ 、 $\text{SiO}_2$ 量に対し新期の方が  $\text{TiO}_2$ 量が若干低くなっている。

(6) 富士黒土層形成期は、活動の停滞期のみならずマグマ組成の上でも大きな境界となっており、富士山の活動史における重要な節目と考えられる。

これまでに本研究の分析で明らかになった上記の点を、まず我々が従来から研究を進めてきた富士山のマグマ供給系モデル (Fig. 1) (藤井, 2007; Kaneko *et al.*, 2010) と比較し、どのように説明できるか、あるいはどのような不都合があるかを検討する。

### 5-1 “深部玄武岩—浅部安山岩マグマ溜りモデル”におけるマグマの分化と混合

これまで本論および様々な研究によって報告されているように、富士山の噴出物は活動期間を通じて若干の差はあるものの、基本的特徴は共通している。このためマグマ供給系の基本的構成に時代ごとで大きな違いがあるとは考え難い。また、浅部安山岩質マグマ溜りの存在は古期噴出物の解析結果に基づいてはいるが、湯船第2スコリア層のカンラン石斑晶中に安山岩質メルト包有物が含まれている (藤井, 2008) 等、新期においても、浅部安山岩質マグマ溜りの存在を示す証拠がある。このようなことから、富士山のマグマ供給系は深部玄武岩主マグマ溜りと浅部安山岩質マグマ溜りから構成されるとするモデル (Kaneko *et al.*, 2010) を基に、考察を進めることに不都合はない。

Fig. 1 に示したモデルに従って、まず古期について結晶分化と混合によってマグマ組成がどのように変化するかを確認する。模式的な組成変化図を Fig. 6 (上) に示す。深部の主マグマ溜りから供給される玄武岩マグマを B で示す (P は初生マグマ)。B の組成は、深部の主マグマ溜り内での輝石、斜長石を主体とする高压での結晶作用により、 $\text{K}_2\text{O}$ 、 $\text{TiO}_2$ が増加するが  $\text{SiO}_2$ はほとんど増加しない。A<sub>1</sub>は、浅部の安山岩質マグマ溜り内のマグマで、前の噴火のマグマが、浅部マグマ溜りに残され、低圧下で分化が進み安山岩となったものである。次の噴火に先行して、深部から玄武岩マグマ (B) が上昇し、A<sub>1</sub>と混合し、M<sub>1</sub>の混合マグマが生成される。A<sub>1</sub>に対して、B の割合が多いため M<sub>1</sub>は玄武岩となる。M<sub>1</sub>は噴火により地表に噴出すると共に、一部は地下に残存し浅部安山岩



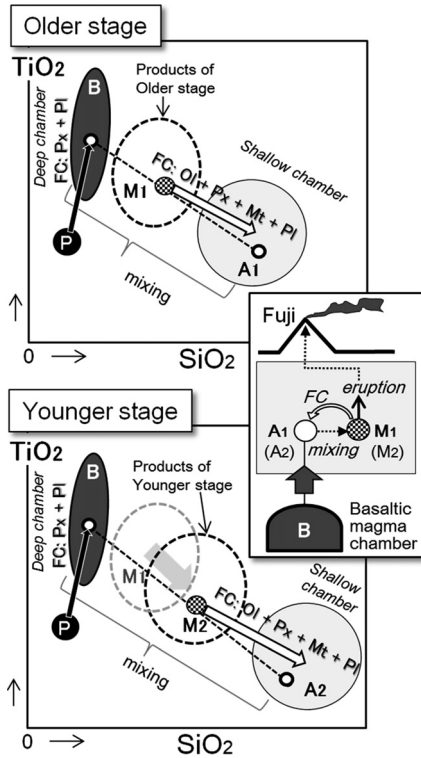


Fig. 6. Schematic  $\text{TiO}_2$ - $\text{SiO}_2$  variation diagram illustrating compositional difference between products of the Older and Younger stages based on the magma plumbing system proposed by Fujii (2007) and Kaneko *et al.* (2010). See text for “A<sub>1</sub>”, “A<sub>2</sub>”, “P”, “B”, “M<sub>1</sub>” and “M<sub>2</sub>”.

質マグマ溜りに集積する。浅部マグマ溜りの M<sub>1</sub>は、時間の経過と共に冷却し、低圧の結晶作用によりカンラン石、輝石、斜長石、磁鉄鉱が晶出し、MgO が低下、SiO<sub>2</sub>、K<sub>2</sub>O が増加し、分化したマグマである A<sub>1</sub> (玄武岩～安山岩～デイサイト) となる。噴火活動と連動して、このようなプロセスが繰り返される。ここで、M<sub>1</sub>は各層の全岩化学組成、A<sub>1</sub>はメルト包有物の中で最も SiO<sub>2</sub>に富むもの（もしくはそのさらなる分化物）に対応している。古期噴出物の分析結果 (Kaneko *et al.*, 2010) を見ると、当然のことながら、メルト包有物は全岩組成に比べ SiO<sub>2</sub>、K<sub>2</sub>O に富み、MgO に乏しくなっており、図の関係は実際にも認められる。

### 5-2 全岩化学組成の変化と浅部安山岩質マグマ溜りの分化

古期噴出物に比べ新期噴出物が系統的に高い SiO<sub>2</sub>量をもつ原因として、新期では、浅部マグマ溜りの分化が進みより SiO<sub>2</sub>に富む組成になっていることが考えられ

る。すなわち、A<sub>2</sub>で示されるようなより分化したマグマが浅部安山岩質マグマ溜りに存在すれば、Bの玄武岩との混合により、新期のやや SiO<sub>2</sub>に富むマグマ (M<sub>2</sub>) が生成すると考えられる (Fig. 6 下)。この際、浅部マグマ溜りのマグマが A<sub>1</sub>と同じ組成でも、この混合比が高ければ高 SiO<sub>2</sub>となるが、TiO<sub>2</sub>-K<sub>2</sub>Oの組成変化図 (Fig. 4) で同じ K<sub>2</sub>O量に対し古期・新期の TiO<sub>2</sub>量が系統的に異なることを説明することはできない。実際、予察的な分析で、砂沢スコリアの斜方輝石斑晶中に含まれるメルト包有物には、100%換算値で SiO<sub>2</sub>が 64.4 wt% と高い SiO<sub>2</sub>量をもつ試料が見つかった (Fig. 5 右上, Table 1 最下段 “ZNS-9.glass MI-2-3”, オーバークロウは未補正)。

上記の際、分化程度が上がることで磁鉄鉱等の晶出が進むため、A<sub>1</sub>に比べ、A<sub>2</sub>マグマの方が全体的に TiO<sub>2</sub>量が低くなっていると推定され、これが TiO<sub>2</sub>-K<sub>2</sub>O 図上の古期と新期の TiO<sub>2</sub>量の系統的違いを生じる原因となったとも考えることができる。先のメルト包有物試料でも、TiO<sub>2</sub>が 0.6 wt%、K<sub>2</sub>O が 1.2 wt% (100%換算値) と、低 TiO<sub>2</sub>高 K<sub>2</sub>O となっている。ただし、富士の活動期間全般について見ると、TiO<sub>2</sub>量は、古期の間でもマグマの含水量の変動により違いが生じていたと推定されており (安田・他, 2008)、浅部マグマ溜りの分化のみに変動要因があるとは限らず、深部マグマ溜りの組成 (B) の変動を含め今後のより詳しい検討が必要とされる。

### 5-3 浅部安山岩質マグマ溜りの分化と噴出率の長期的変動

浅部安山岩質マグマ溜り内のマグマが、新期になってやや SiO<sub>2</sub>に富む組成 (A<sub>2</sub>) となったとの推定が正しいと仮定した場合、どのような原因が考えられるだろうか？

以下の可能性を検討してみる。①新期では噴出率が相対的に低下したため、深部マグマ溜りからの玄武岩マグマの上昇の時間間隔が長くなり、結果的に恒常的に浅部安山岩質マグマ溜りの分化が進むことになり、より SiO<sub>2</sub>に富む組成となった。②富士黒土層の堆積時期に、深部の主マグマ溜りから浅部へ上昇する玄武岩マグマが大幅に減少したため、この間を通じて浅部マグマ溜りに取り残されたマグマの分化が進んだ。

Fig. 3b に各種のデータを整理し推定した富士山の噴出率の変化を示す。古期の噴出率については良く判っていないが、古期末の大量の溶岩流噴出期 (Fig. 3a 新富士の “O”, 旧期 (津屋, 1968)) を最後に急激に活動レベルが低下し、その後 4,000~5,000 年間に渡って富士黒土層が形成される低調な活動ステージ (0.1 km<sup>3</sup> (DRE)/1,000 年 (宮地, 2007) となった。5,600 年前から新期の活動が始まり、再び活動が活発化し、平均噴出率 1.7 km<sup>3</sup> (DRE) /1,000 年の活動が続いている。

①の可能性について見る。古期の噴出率が不明なため、富士山の体積を  $500 \text{ km}^3$  (小屋口, 1997) とし、これが9万年間で噴出したとすると  $3.9 \text{ km}^3$  (DRE)/1,000年となる。ただし、この総体積の中には新期および小御岳等の基盤が含まれていると考えられる。富士山の標高が3,776 m、小御岳が2,306 mであり、仮に標高500 mの同底面積領域上にこれらが順に円錐状に成長したとすると、総体積の45%が正味の富士山(古期・新期)の噴出物と試算される。この結果、古期の噴出率は  $1.7 \text{ km}^3$  (DRE)/1,000年と見積られ、現在と同程度だったことになる。富士山の基盤構造がここで仮定した通りとは限らず、これより噴出率が高くなる可能性もあるが、今のところ他に①の可能性を積極的に支持する試算は得られていない。また、3,000年前頃には砂沢スコリア(Zu, FTA 2150)や大沢火砕流のSYP 2等安山岩〜デイサイトを伴う噴出物が多く、全岩組成の  $\text{SiO}_2$  も増えている (Fig. 5) が、①ではなぜ3,000年前が  $\text{SiO}_2$  量のピークとなるのか、といった新たに説明を要する点も生じる。

“②”については、噴出率については富士黒土層という明瞭な低噴出率ステージが存在する。また、新期の初め程  $\text{SiO}_2$  量に富む傾向があること (Fig. 5) とも符合しているように見える。これらの点から、現段階ではこちらの可能性を有力と見る。ただし、3,000年前付近の噴出物にも、一例ではあるが  $\text{SiO}_2$  に富む傾向を示さないもの(湯船第1スコリアの“S-11”層)があること、 $\text{SiO}_2$  に富むマグマの影響が3,000年前以後減ずると期待されるが新期末にデイサイトを伴う宝永噴火が生じていること等、単純に説明できない点もある。今後、鍵となる古期の噴出率の正確な見積りや場合によっては①と②の折衷等の可能性も含め検討を重ねる必要がある。

#### 5-4 浅部安山岩質マグマ溜りの分化と“宝永型噴火”

富士山では、浅部安山岩質マグマ溜りの分化程度が、噴火様式に大きな影響を与えている可能性がある。例えば、宝永噴火最初期に噴出した  $\text{SiO}_2$  量 70 wt% のデイサイトは、この浅部安山岩質マグマ溜りの分化が極端に進んだ例と解釈することもできる(藤井, 2007)。さらに、安井・他(1998)により報告されているような深成岩体も、玄武岩マグマの供給が長期間途絶えたことにより固結した“浅部マグマ溜りの名残”である可能性もある。このような件に関連し、浅部マグマ溜りも一つとは限らず一とくに新期一、様々な分化程度のもものが複数同時に存在していることも考えられる (Fig. 1)。

新期で、全岩組成の  $\text{SiO}_2$  量が全体的にやや高くなっていることと、“宝永型噴火”が発生していることは、浅部マグマ溜りのマグマの分化が進み、古期に比べ全体として  $\text{SiO}_2$  に富む組成範囲にあることが根底にある原因と

考えられる。上記解釈に立てば、“山頂—宝永火口近傍域”から噴火が発生した場合は、再び宝永噴火や大沢火砕流を生じたようなプリニー式あるいはそれに類した噴火となる可能性もある。

#### 5-5 “山頂—宝永火口近傍域”以外からの噴出物

これまで議論して来た全岩化学組成の特徴は“山頂—宝永火口近傍域”からの噴出物についてのものである。富士山では、この他広範囲に分布する山腹の割れ目火口からも噴火が起きている。噴火様式については、新期中葉以降、山頂域からはプリニー式の大きな噴火が頻発したが、山麓の側噴火ではストロンボリ式〜準プリニー式噴火が主体をなしていた(宮地, 1988)等の違いがある。

山麓での側噴火の例として、北西山麓の新期スコリア層の化学組成(石塚・他, 2007)について見る。Fig. 4(網掛けの範囲)に示すように、北西山麓からの噴出物は、“山頂—宝永火口近傍域”とは異なる領域にプロットされ、 $\text{SiO}_2$  量も玄武岩の範囲に収まっている等の違いが見られる。なお、北西山麓の試料は、噴出年代による違いを避けるために、本論の太郎坊分析試料と同時代のもののみを使用した(約3,500年前とされる鹿の頭スコリア丘より上位、石塚・他(2007))。

北西山麓の側火口からの新期噴出物が  $\text{SiO}_2$  の増加を示さない原因として、これらの噴出物は“山頂—宝永火口近傍域”からの噴出物とはマグマ供給系の一部に違いがある可能性もある。例えば、深部の主マグマ溜りの玄武岩マグマが、浅部にマグマ溜りをつくることなく、噴出しているのかもしれない。北西山麓からの噴火は側噴火であり、マグマは新たに地殻岩体を破壊しつつ平板状に貫入して岩脈を形成すると思われ、この場合、たとえマグマが貫入路に残されたとしても比較的短時間で冷却固結してしまう可能性がある。

新期における  $\text{SiO}_2$  の微増、砂沢スコリアと宝永スコリアの2度の“宝永型噴火”が発生したのは“山頂—宝永火口近傍域”であり、今のところ他所では見つからない。この地域は山体の中心よりやや南東側に偏っている。これは、浅部の安山岩質マグマ溜りはやや南東側に偏って分布していることを示しているのかもしれない。具体的に山体のどの範囲までこの影響が及んでいるのかについては、今後、斜面や山麓の側火山を含め広範な領域から試料採取を行い検討することが必要である。加えて、地球物理学的観測から浅部マグマ溜りの存在やその位置を確認することも重要な課題となろう。

## 6. ま と め

富士山は、玄武岩の噴出で特徴づけられる火山であるが、ここ数千年以降、宝永スコリアを始め、砂沢スコリア

ア、大沢火砕流等、稀に SiO<sub>2</sub>に富む噴出物を発生するようになっている。これは、富士山のマグマ供給系に、何らかの変化が起き始めている可能性を示唆する。このような点を明らかにするために、“山頂一宝永火口近傍域”から噴出した新期スコリア層の全岩化学組成の分析とそれを基にした検討を行った。

この結果、これらのスコリア層は、古期の同地域からのスコリア層と同様に分化した玄武岩で、K<sub>2</sub>O、TiO<sub>2</sub>の含有量が高いという富士山特有の特徴をもつことがわかった。ただし、詳しく見ると古期後半の噴出物に比べて、新期の噴出物は全岩化学組成の SiO<sub>2</sub>が系統的に 1.5wt% 程度高いといった違いがあることが明らかになった。

この違いは、富士山のマグマ供給系が深部の玄武岩質主マグマ溜りと浅部の安山岩質小マグマ溜りから構成されているというモデルに則して考えると、新期で、浅部マグマ溜り内マグマの分化が進みより高 SiO<sub>2</sub>になっているため、玄武岩マグマと混合した際、混合物である噴出物マグマはその分 SiO<sub>2</sub>に富む組成となると解釈することができる。この原因は不明であるが、富士黒土層の堆積時期に、深部の主マグマ溜りから浅部へ上昇する玄武岩マグマが大幅に減少したため、この間を通じて浅部マグマ溜りに取り残されたマグマの分化が進んだ等の可能性が考えられる。宝永噴火の最初期に伴われているデイサイトは、この浅部安山岩質マグマ溜りのマグマの分化がより進んだものと解釈することができる。一方北西山麓の側火口からの新期噴出物は、SiO<sub>2</sub>量の増加は見られず玄武岩の範囲に収まっている。このようなマグマは深部マグマ溜りから、浅部マグマ溜りを介することなく噴出しているのかもしれない。

本論で提示したモデルは、新期富士になって現れ始めたマグマ組成の変化や特異な噴出物の発生を、統一的に説明しようとする試みの 1 つである。今後、斑晶鉱物やメルト包有物の組成等、より詳しい分析を進め、その妥当性を様々な角度から検証し、観察事実をより合理的に説明できるモデルの構築へと繋げて行くことが重要である。

## 謝 辞

岩石試料の分析および調整では、東京大学地震研究所の外西奈津美氏、高木菜都子氏、中田節也氏にお世話になった。試料採取の際、元都留文科大学の上杉陽氏には貴重なご助言を頂いた。査読を担当された産業技術総合研究所の石塚吉浩氏および匿名査読者の方には本稿を改善する上で貴重なご意見を頂いた。以上の方々に記して感謝申し上げます。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た。

## 引用文献

- 阿部悦夫・熊谷直一 (1956) 山頂の重力から見た富士山の平均密度. 地質雑, **62** (730), 372.
- 荒井健一・小山真人 (1996) 富士火山砂沢スコリア噴火の堆積物の特徴. 日本火山学会 1996 年秋季大会講演予稿集, 25.
- Arculus, R. J., Gust, D. A. and Kushiro, I. (1991) Fuji and Hakone. *Nat. Geograph. Res. Explor.*, **7**, 276-309.
- 藤井敏嗣 (2007) 富士火山のマグマ学. 「富士火山」(荒牧重雄・藤井敏嗣・中田節也・宮地直道編), 山梨県環境科学研究所, 233-244.
- 藤井敏嗣 (2008) 富士宝永噴火のマグマシステムと噴火未遂. 月刊地球, 号外 **60**, 45-51.
- Fujii, T., Yasuda, A. and Yasuda, A. (2013) Depths of two magma chambers of the Fuji 1707 eruption. Abstracts of IAVCEI 2013 Scientific Assembly, 189.
- 石塚吉浩・高田 亮・鈴木雄介・小林 淳・中野 俊 (2007) トレンチ調査から見た富士火山北-西山腹におけるスコリア丘の噴火年代と全岩化学組成. 地質調査研究報告, **57**, No. 11/12, 357-376.
- Kaneko, T., Yasuda, A., Fujii, T. and Yoshimoto, M. (2010) Crypto-magma chambers beneath Mt. Fuji. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, **193**, 161-170.
- Kaneko, T., Yasuda, A., Shimano, T., Nakada, S., Fujii, T., Kanazawa, T., Nishizawa, A. and Matsumoto, Y. (2005) Submarine flank eruption preceding caldera subsidence during the Miyakejima 2000 eruption, Japan. *Bull. Volcanol.*, **67**, 243-253.
- 金子隆之・安田 敦・吉本充宏・嶋野岳人・藤井敏嗣・中田節也 (2004) 富士火山のマグマの特質とマグマ供給系—テフラ層の分析による検討—. 月刊地球, 号外 **48**, 146-152.
- 気象庁 (2011) 平成 23 年 (2011 年) 東北地方太平洋沖地震後に地震活動の活発化した火山. 第 125 回火山噴火予知連絡会資料.
- 小屋口剛博 (1997) 火山と噴火のダイナミックス. 「岩波講座地球惑星科学 8 地殻の形成」(住明正・平朝彦・鳥海光弘・松井孝典編), 岩波書店, 121-182.
- Lees, J. M. and Ukawa, M. (1992) The South Fossa Magna, Japan, revealed by high-resolution P- and S-wave travel time tomography. *Tectonophys.*, **207**, 377-396.
- 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.
- 宮地直道 (1988) 新富士火山の活動史. 地質雑, **94**,



- 433-452.
- 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。「富士火山」(荒牧重雄・藤井敏嗣・中田節也・宮地直道編), 山梨県環境科学研究所, 79-95.
- Miyaji, N., Endo, K., Togashi, S. and Uesugi, Y. (1992) Tephrochronological History of Mt. Fuji. 29th IGC FIELD TRIP C12. P35.
- 宮地直道・富樫茂子・千葉達朗 (2004) 富士山東斜面で 2900 年前に発生した山体崩壊. 火山, **49**, 237-248.
- 永井 匡・高橋正樹・平原由香・周藤賢治 (2004) 富士・小御岳・愛鷹火山岩類の Sr・Nd 同位体組成. 日本大学文学部自然科学研究所研究紀要, **39**, 205-215.
- Nakajima, J. and Hasegawa, A. (2006) Anomalous low-velocity zone and linear alignment of seismicity along it in the subducted Pacific slab beneath Kanto, Japan: reactivation of subducted fracture zone? *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L16309-L16312.
- 佐藤博明・原 郁男・小山美香 (1999) 富士火山 1707 年/864 年噴火のメカニズム. 月刊地球, **21**, 446-451.
- Suzuki, Y. and Fujii, T. (2010) Effect of syneruptive decompression path on shifting intensity in basaltic sub-Plinian eruption: Implication of microlites in Yufune-2 scoria from Fuji volcano, Japan. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, **198**, 158-176.
- 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 (2000) 富士火山のマグマ供給システムとテクトニクス場—ミニ拡大海嶺モデル—. 月刊地球, **22**, 516-523.
- 高橋正樹・小見波正修・根本靖彦・長谷川有紀絵・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—. 日本大学文学部自然科学研究所研究紀要, **38**, 117-166.
- 高橋正樹・根本靖彦・長谷川有紀絵・津久井雅志 (1991) 富士火山におけるマグマ供給系の進化: 全岩化学組成の視点から. 火山, **36**, 281-296.
- 富樫茂子・宮地直道・山崎春雄 (1991) 新富士火山初期の大きなソレライトマグマだまり. 火山, **36**, 269-280.
- 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.
- 富樫茂子・高橋正樹 (2007) 富士山のマグマの化学組成と岩石学的特徴: マグマの実態への制約条件. 「富士火山」(荒牧重雄・藤井敏嗣・中田節也・宮地直道編), 山梨県環境科学研究所, 219-231.
- Tsuya, H. (1955) Geological and Petrological Studies of Volcano Fuji, V.5. On the 1707 eruption of Volcano Fuji. *Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo*, **33**, 341-383.
- 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, 24p.
- 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, 1-127.
- 上杉 陽・大下泰司 (2003) 「太郎坊」の新富士テフラ群—南東方向のテフラ模式露頭—. 「地質見学案内書 富士山」(上杉 陽 編), 日本地質学会関東支部, 95-105.
- 鶴川元雄 (2007) 富士山の低周波地震. 「富士火山」(荒牧重雄・藤井敏嗣・中田節也・宮地直道編), 山梨県環境科学研究所, 161-172.
- Watanabe, S., Widom, E., Ui, T., Miyaji, N. and Roberts, A.M. (2006) The evolution of a chemically zoned magma chamber: the 1707 eruption of Fuji volcano, Japan. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, **152**, 1-19.
- 山元孝広・石塚吉浩・高田 亮 (2007) 富士火山南西山麓の地表及び地下地質: 噴出物の新層序と化学組成変化. 「富士火山」(荒牧重雄・藤井敏嗣・中田節也・宮地直道編), 山梨県環境科学研究所, 97-118.
- 山元孝広・中野 俊・高田 亮・小林 淳 (2011) 富士火山東斜面における最新期火山噴出物の層序. 地質調査研究報告, **62**, No. 11/12, 405-424.
- 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.
- 安田 敦・藤井敏嗣・金子隆之 (2008) 富士火山, 古富士期のマグマ組成の時間変化について. 日本地球惑星科学連合 2008 年大会予稿集, V152-P022.
- 安田 敦・金子隆之・吉本充宏・嶋野岳人・中田節也・藤井敏嗣 (2004) 溶岩流試料に基づくマグマ成因の検討. 月刊地球, 号外 48, 139-145.
- 安井真也・富樫茂子・下村泰裕・坂本晋介・宮地直道・遠藤邦彦 (1998) 富士火山・1707 年降下火砕堆積物中の斑れい岩質岩片の岩石学的性質とその起源. 火山, **43**, 43-59.
- Yoshimoto, M., Fujii, T., Kaneko, T., Yasuda, A. and Nakada, S. (2004) Multiple magma reservoirs for the 1707 eruption of Fuji volcano, Japan. *Proceedings of the Japan Academy, Series B*, **80**, 103-106.
- Yoshimoto, M., Fujii, T., Kaneko, T., Yasuda, A., Nakada, S. and Matsumoto, A. (2010) Evolution of Mount Fuji, Japan: Inference from drilling into the subaerial oldest volcano, pre-Komitake. *Island Arc*, **19**, 470-488.

(編集担当 山下 茂)

## Appendix 分析を行った試料の記載

分析した試料番号の後の括弧内に, 上杉・大下 (2003), 宮地 (1988), 町田 (1964) 等で用いられている地層記号を記す. ここで, 谷壁上面とは採取地点最上部上の地表面を指す (採取地点は南北両面に分かれかつ必ずしも鉛直方向に配列していないため, 谷壁上面と採取地点の距離は柱状図に示した層厚とは一致しない). なお, 最後の 3 試料は太郎坊外の露頭に産する. 各記載の末尾の括弧内に岩石名とモード組成 (ol: olivine, cpx: clinopyroxene,



pl: plagioclase, mt: magnetite, gm: groundmass, trace <0.1 vol%) を示す。モード組成の測定に当っては、複数の粒子 (10~20 mm) を使い各試料 1000 ポイントの計測を行い、得られた値から気泡部分を除いて 100% に再計算した。

[FTA2020 (S-24-4, FTT)]: 採取地点は北側谷壁上面より約 230 cm 下。試料は厚さ約 70 cm の二ツ塚スコリア層の中位より採取した。良く発泡した黒色のスコリアで、粒径は 10 mm 前後が多い。斑晶としてカンラン石、斜長石、磁鉄鉱を含む玄武岩で、斜長石の微斑晶を多く含む。(olivine basalt [ol: 3.4%, pl: 30.3%, mt: 1.5%, gm: 64.9%])

[FTA2030 (S-24-3-4)]: 採取地点は北側谷壁上面より約 280 cm 下。試料は二ツ塚スコリア層の下位にある 4 層のテフラ層の内、最上位の厚さ約 10 cm のスコリア層より採取した。良く発泡した黒色のスコリアで、粒径は 12~13 mm 程度が多い。斑晶としてカンラン石、少量の単斜輝石、斜長石を含む玄武岩で、ガラス質の石基をもつ。(cpx-olivine basalt [ol: 4.2%, cpx: 0.4%, pl: 15.2%, gm: 80.3%])

[FTA2040 (S-24-3-3)]: 採取地点は北側谷壁上面より約 290 cm 下。試料は二ツ塚スコリア層の下位にある 4 層のテフラ層の内、上から 2 層目の厚さ約 7 cm のスコリア層より採取した。良く発泡した黒色のスコリアで、粒径は 12~13 mm 程度が多い。斑晶としてカンラン石、斜長石、磁鉄鉱を含む玄武岩で、ガラス質の石基をもつ。(olivine basalt [ol: 1.9%, pl: 16.0%, mt: 0.6%, gm: 81.5%])

[FTA2050 (S-24-3-2)]: 採取地点は北側谷壁上面より約 300 cm 下。試料は二ツ塚スコリア層の下位にある 4 層のテフラ層の内、上から 3 層目の厚さ約 15 cm のスコリア層より試料を採取した。やや発泡した黒色のスコリアで、粒径は 10 mm 前後が多い。斑晶としてカンラン石、斜長石、磁鉄鉱を含む玄武岩で、ガラス質の石基をもつ。(olivine basalt [ol: 3.0%, pl: 17.0%, mt: 0.3%, gm: 79.7%])

[FTA2060 (S-24-3-1)]: 採取地点は北側谷壁上面より約 320 cm 下。試料は二ツ塚スコリア層の下位にある 4 層のテフラ層の内、最下位の厚さ約 10 cm のスコリア層より採取した。良く発泡した黒色のスコリアで、粒径は 7~8 mm 程度が多い。斑晶としてカンラン石、斜長石を含む玄武岩で、ガラス質の石基をもつ。(olivine basalt [ol: 1.8%, pl: 10.1%, gm: 88.1%])

[FTA2070 (S-22, Yu-2)]: 採取地点は北側谷壁上面より約 360 cm 下。試料は厚さ約 60 cm の湯船第 2 スコリア層の中位から採取した。良く発泡した黒色のスコリア

で、粒径は 14~15 mm 程度が多い。斑晶としてカンラン石、少量の単斜輝石、斜長石、磁鉄鉱を含む玄武岩で、ガラス質の石基をもつ。(cpx-bg. olivine basalt [ol: 1.5%, cpx: trace, pl: 11.6%, mt: 0.4%, gm: 86.5%])

[FTA2080 (S-21)]: 採取地点は北側谷壁上面より約 390 cm 下。試料は湯船第 2 スコリア層の直下の厚さ数 cm 前後のスコリア層から採取した。良く発泡した黒色のスコリアで、粒径は 12~13 mm 程度が多い。斑晶としてカンラン石、斜長石を含む玄武岩で、ガラス質の石基をもつ。(olivine basalt [ol: 3.8%, pl: 21.0%, gm: 75.2%])

[FTA2090 (S-19)]: 採取地点は北側谷壁上面より約 400 cm 下。試料は FTA2080 の下位の薄いスコリア層から採取した。良く発泡した黒色のスコリアで、粒径は 7~8 mm 程度が多い。斑晶としてカンラン石、斜長石を含む玄武岩で、ガラス質の石基をもつ。(olivine basalt [ol: 3.4%, pl: 13.1%, gm: 83.5%])

[FTA2100 (S-18)]: 採取地点は北側谷壁上面より約 420 cm 下。試料は厚さ約 50 cm の厚いスコリア層の中位より採取した。中程度に発泡した黒色のスコリアで、粒径は 15~20 mm 程度が多い。斑晶として少量のカンラン石、単斜輝石、斜長石、少量の磁鉄鉱を含む玄武岩で、斜長石の微斑晶を多く含む。(olivine-bg. cpx basalt [ol: trace, cpx: 1.5%, pl: 12.4%, mt: trace, gm: 86.1%])

[FTA2110 (S-17-2)]: 採取地点は北側谷壁上面より約 480 cm 下。試料は FTA2100 の下位の厚さ約 8 cm のスコリア層より採取した。良く発泡した黒色のスコリアで、粒径は 10 mm 前後が多い。斑晶としてカンラン石、斜長石、磁鉄鉱を含む玄武岩で、ガラス質の石基をもつ。(olivine basalt [ol: 5.3%, pl: 12.0%, mt: 0.4%, gm: 82.3%])

[FTA2120 (S-16-2)]: 採取地点は北側谷壁上面より約 500 cm 下。試料は FTA2110 の下位の厚さ約 10 cm のスコリア層より採取した。良く発泡した黒色のスコリアで、粒径は 15 mm 前後が多い。斑晶としてカンラン石、斜長石を含む玄武岩で、ガラス質の石基をもつ。(olivine basalt [ol: 1.4%, pl: 18.0%, gm: 80.6%])

[FTA2130 (S-16-1)]: 採取地点は北側谷壁上面より約 520 cm 下。試料は FTA2120 の下位の厚さ約 10 cm のスコリア層より採取した。良く発泡した黒色のスコリアで、粒径は 15~18 mm 程度が多い。斑晶としてカンラン石、斜長石、磁鉄鉱を含む玄武岩で、ガラス質の石基をもつ。(olivine basalt [ol: 2.1%, pl: 9.8%, mt: 0.7%, gm: 87.5%])

[FTA2140 (S-15')]: 採取地点は北側谷壁上面より約 550

cm 下。御殿場なだれ堆積物上位の火砕流の本質岩片を分析試料として採取した。やや発泡した黒色のスコリアで、直径は 100 mm 前後が多い。斑晶として少量のカンラン石、斜長石を含む玄武岩で、ガラス質の石基をもつ。斑晶量は 5% 程度と少ない。(olivine-bg. basalt [ol: trace, pl: 5.3%, gm: 94.7%])

[FTA2150 (S-13, Zu)]: 採取地点は南側谷壁上面より約 640 cm 下。砂沢スコリアの中位から採取した。わずかに発泡した黒色のスコリア。粒径は 15~20 mm 程度が多い。斑晶としてカンラン石、斜長石、磁鉄鉱を含む玄武岩。斜長石の微斑晶を多く含む。(olivine basalt [ol: 0.4%, pl: 1.7%, mt: 0.1%, gm: 97.8%])

[FTA2160 (S-12)]: 採取地点は南側谷壁上面より約 740 cm 下。試料は砂沢スコリア層より 10 cm 下位にあるややオレンジ色がかかったスコリア層より採取した。中程度に発泡した黒色のスコリアで、粒径は 8~9 mm 程度が多い。斑晶としてカンラン石、斜長石、磁鉄鉱を含む玄武岩で、ガラス質の石基をもつ。(olivine basalt [ol: 0.9%, pl: 11.5%, mt: 0.6%, gm: 87.0%])

[FTA2170 (S-11, Yu-1)]: 採取地点は南側谷壁上面より約 790 cm 下。試料はカワゴ平軽石 (KwP) を挟在する層の直上にある厚さ約 30 cm のスコリア層 (Yu-1 の上半層) より採取した。やや発泡した黒色のスコリアで、粒径は 14~16 mm 程度が多い。斑晶として少量のカンラン石、斜長石を含む玄武岩で、ガラス質の石基をもつ。斑晶量は 3% 程度と少ない。(olivine-bg. basalt [ol: trace, pl: 3.2%, gm: 96.8%])

[FTA2180 (S-10, Yu-1)]: 採取地点は南側谷壁上面より約 840 cm 下。試料はカワゴ平軽石 (KwP) を挟在する層の直下にあるスコリア層 (Yu-1 の下半層) より採取した。やや発泡した黒色のスコリアで、粒径は 15~20

mm 程度が多い。斑晶としてカンラン石、少量の単斜輝石、斜長石を含む玄武岩で、ガラス質の石基をもつ。(cpx-bg. olivine basalt [ol: 0.6%, cpx: trace, pl: 9.4%, gm: 90.0%])

[F198 (S-25, Ho)]: 宝永スコリア。採取地点は大日堂の西 250 m 地点。宝永スコリア堆積層の中位 (IV) から採取した。記載は Yoshimoto *et al.* (2004) を参照。

太郎坊外の露頭に産するもの

[F728/PF2 (SYP 2)]: 富士山西側斜面にある大沢の標高 1,350 m 付近の谷壁より採取した大沢火砕流 SYP 2 層 (Yamamoto *et al.*, 2005) の本質岩片。黒色ガラス質で、周囲がやや発泡している。外見上は緻密に見えるが鏡下では細かな気泡が多数認められる。斑晶としてカンラン石、少量の単斜輝石、斜長石を含む玄武岩質安山岩で、ガラス質の石基をもつ。(cpx-bg. olivine andesite [ol: 0.1%, cpx: trace, pl: 11.2%, gm: 88.7%])

[FGS-24-1 (S-24-1)]: “富士グランドキャニオン” の東端の標高 1,400 m 付近にある露頭の最上位付近にある S-24-1 スコリア層 (上杉・大下, 2003) から採取した。良く発泡した黒色のスコリアで、粒径は 10~20 mm 程度が多い。斑晶としてカンラン石、斜長石を含む玄武岩質安山岩で、ガラス質の石基をもつ。(olivine andesite [ol: 0.3%, pl: 20.6%, gm: 79.1%])

[HT551 (Asg)]: 富士山南側斜面にある平塚より北北東へ 1.5 km、標高 1,300 m 付近に露出する小天狗溶岩 (津屋, 1968) (採取者: 津屋弘達)。黒灰色緻密な溶岩で長径 1~2 mm の細粒斜長石斑晶が目立つ。斑晶としてカンラン石、斜長石、少量の磁鉄鉱を含む玄武岩質安山岩。(olivine andesite [ol: 1.2%, pl: 23.2%, mt: trace, gm: 75.5%])