

富士火山 1707 年噴火 (宝永噴火) についての最近の研究成果

宮地直道*・小山真人**

Recent studies on the 1707 (Hoei) eruption of Fuji volcano

Naomichi MIYAJI* and Masato KOYAMA**

Recent studies on the 1707 eruption of Fuji volcano are summarized. The eruption with large amounts of fall out tephra, approximately 0.7 km³DRE was the most recent and one of the most violent eruptions of the volcano. According to the historical documents and geological data, the eruption continued for sixteen days, and the magma discharge rate was the largest on the first day, December 16, and increased again after nine days. No victims of this eruption were reported, except those lost by starvation after the eruption because farmlands had been buried. Mudflows occurred repeatedly for more than fourteen years at the downstream of a river flowing from the eastern foot of the volcano,

Three independent magmas, basalt, andesite and dacite, existed before the eruption. Basalt magma might have acted as a heat source to remobilize the andesite and dacite magmas, and explosive eruption had occurred with fall out tephra, dacite pumice, andesite scoria, basalt scoria, deposited in this order.

Key Words: Fuji volcano, historical document, magma discharge rate, tephra, 1707 eruption, volcanic hazard

1. はじめに

富士火山の最新の噴火である 1707 年 (宝永四年) 噴火 (“宝永噴火”) は当時の江戸にも降灰をもたらすプリニー式噴火で, しかも軽石噴火を伴う玄武岩質噴火であるという富士火山の噴火史の中でも特異的な噴火であった (Tsuya, 1955; 宮地, 1984 など). そもそも富士山のような玄武岩質火山でプリニー式噴火が発生した事例はニュージーランドの Tarawera 火山 1886 年噴火 (Walker *et al.*, 1984) など少ない. また, 富士火山の噴火規模は小規模なものが大半で宝永噴火のように大規模なものは稀ではある (宮地, 1993).

しかし, 将来発生するであろう富士山の爆発的噴火に備えて, 事前に大規模な爆発的噴火への対応策を考えておけば, 小・中規模の爆発的噴火にも備えることもできる. このような見地から宝永噴火に関する史料の発掘や再検討が進められ, 噴火経緯や災害実態を明らかにされ (小山, 2002, 2006; 角谷・他, 2002 など), これに基づくシミュレーション結果より大規模な爆発的噴火が発生した際の火山防災マップが試作された (富士山ハザードマップ検討委員会, 2004).

一方, 宝永噴火の噴出物についても岩石化学的研究が進み, 宝永噴火を引き起こしたマグマの実態や (藤井・他, 2002; Yoshimoto *et al.*, 2004 など), 宝永噴火に伴い噴出した岩片の起源などが解明されつつある (安井・他, 1998). そこで, 本稿では噴火の推移, 噴火を引き起こしたマグマ,

噴火による災害など, 宝永噴火に関するこれまでの研究成果をとりまとめた.

2. 噴火の推移

宝永噴火は 1707 年 12 月 16 日 (宝永四年十一月二十三日) に富士山南東斜面で発生し, 翌 1708 年 1 月 1 日までの 16 日間続いた. 噴火の推移は噴火当時に江戸に在住していた知識人や, 被災報告を行った降灰域の農民や武士らにより, 詳細な記録が残されている. これらの史料などに基づけば宝永噴火の推移は以下のようであった (小山, 2002, 2006).

1707 年 10 月 28 日, 東海地方は M8.7 の宝永地震に襲われ, 建物の倒壊や津波により多数の犠牲者が出た. 富士山南東麓の現在の静岡県裾野市須山の記録によれば, この地震の後, 富士山の山中では 1 日に 10~20 回の体に感じる地震が発生した. 12 月 15 日午後からは富士山麓でも体を感じる群発地震が始まり, 15 日夜からはさらに広い範囲で地震が感じられるようになった.

12 月 16 日の午前中には 2 度の大地震があり, 2 度目の地震直後の午前 10~12 時ころ, 富士山南東斜面の森林限界付近から噴火が始まった. 最初はすさまじい音とともに黒雲が火口上空に立ち上り, 火口から約 10 km 以内の地域には, 最大で 20~30 cm の大きさの火砕物が噴煙から落下して四散し, その内部から高温のガスが噴き出して出火し, 萱ぶき屋根の家屋などが燃えた. この時の噴出物は白色の

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

** 〒422-8529 静岡県静岡市駿河区大谷 836
静岡大学教育学部総合科学教室
Department of Integrated Sciences and Technology,
Faculty of Education, Shizuoka University,
836 Oya, Suruga-ku, Shizuoka 422-8529, Japan

軽石で、軽石は午後4時頃まで噴出した。その後、噴火はいったん収まったものの夜に入り再開し、火口からは火柱が上がり火山弾や黒色スコリアが噴出した。この間の一連の噴火で火口から東北東に約10 km離れた現在の静岡県小山町須走では家屋の約半数が焼失した。噴火は17日の朝6~7時頃少し治まった。

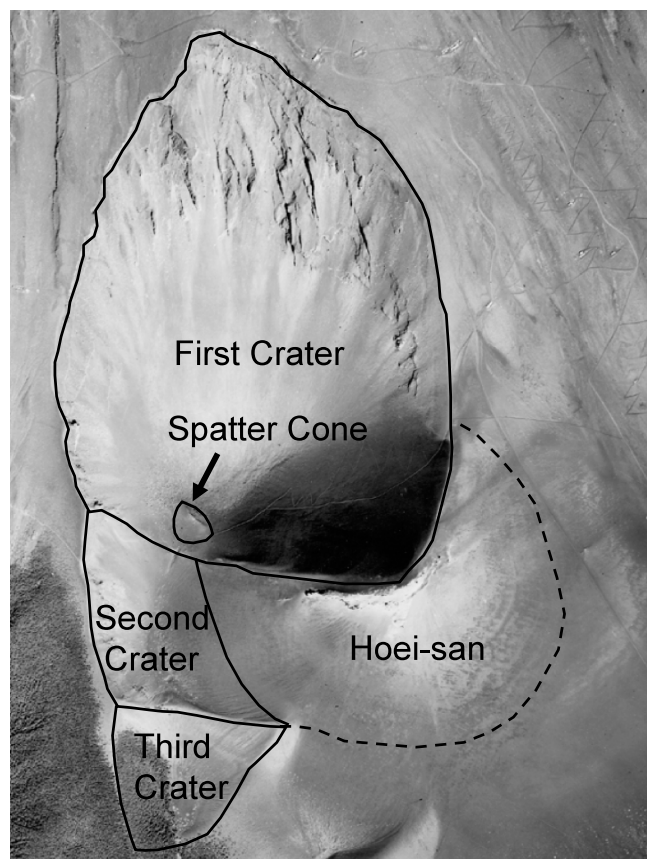


図1 宝永火口と宝永山の地形。

宝永第2,第3火口は宝永山により変形され、宝永山は宝永第1火口によりその一部が破壊されている。空中写真判読には国土地理院撮影のCCB-75-17を使用した。

Fig. 1. Topography of the Hoei craters and Hoei-san.

Hoei second and third craters are deformed by the Hoei-san (Mt. Hoei) beside a part of the mountain is destroyed by the Hoei crater first. Aerial photograph taken by GSI (photo number CCB-75-17).

このような噴火の様子は、火口から約100 km離れた江戸でも確認された。噴火開始直後、富士山上空に青黒い山のような噴煙が確認されるとともに、爆発にともなう空振で江戸の町中でも戸や障子が強く振動した。噴煙は偏西風により富士山上空から東方に流され横浜方面に達し、その後、噴煙の一部は横浜の北東側に位置する江戸方面に広がった。江戸は午後1時頃から噴煙におおわれて暗黒になり、灰色の火山灰が降り出した。夜に入ると灰色の火山灰は黒色の砂へと変わり、この砂は夜半には降り止んだ。

噴火は17日の夕方前から再び活発化し、規模はやや小

さくなったものの、20日の朝までに山麓には直径数cmのスコリア質の火山礫を、江戸には粟粒大の黒色の火山砂を降らせた。20日の朝以降は小規模な噴火が断続的に続いた。

噴火活動は12月25日の午後3時頃に再び活発化し、やや規模の大きな噴火が27日の夜半まで続き、江戸でも27日まで降灰した。その後、噴火活動はしだいに終息にむかい、31日に麓から火山弾が噴出する様子を見えたのを最後に噴出物の放出は終了し、1708年1月1日未明(午前4時頃)の爆発音を最後に一連の噴火は終了した。

3. 宝永火口

宝永噴火により富士山南東斜面には山頂側から宝永第1,2,3火口とよばれる3つの爆裂火口と宝永山とよばれる小丘が形成された。3つの火口の中では第1火口が最大で、火口の長径1,300 m, 短径1,100 m, 火口底の標高は2,420 mで火口壁から火口底までの比高は125 mである。火口壁には多数の溶岩層、一部溶結した降下テフラ層、転動堆積物層が積層し、これらの堆積物は北西-南東方向に伸びる幅約1 mの岩脈群により切られる。第1火口底南部から宝永山の西側斜面にかけての範囲には数10 cm~1 m程度の大きさの牛糞状ないしリボン状火山弾や扁平なスコリア質の岩塊が分布する。また、火口底の中央部には北側が半壊した直径150 m, 高さ15 mのスコリア丘があり、スコリア丘の表面には10 cm程度の大きさの紡錘形の火山弾が分布する。スコリア丘の北側には浅い窪地があり、火口壁から落下した直径数mの溶岩塊が分布する。

宝永山は最高点の標高が2,694 mの小丘で南~東側が崩壊しており、崩壊面には宝永噴火で噴出した火砕物の直下に褐色で不淘汰な古富士火山の火砕物層が認められる。この火砕物層には多数の小断層が認められる(Tsuya, 1955)。宝永山の南側にはいずれも長径が約600 mの宝永第2,3火口が並ぶ。このうち宝永第2火口は火口底の標高は2,275 mで火口壁から火口底までの比高は75 mである。第3火口は火口底の標高は2,150 mで火口壁から火口底までの比高は50 mである。第2,3火口のそれぞれの北側の火口縁は宝永山の斜面に連続する。

これらの火口や地形の変形程度から形成順序を推定することができる。3つの火口のうち第2,3火口の火口縁は宝永山により変形され、宝永山は第1火口によりその一部がえぐり取られている。このことから、宝永第2,3火口の形成後、宝永山が形成され、さらに宝永第1火口が形成されたと考えられる(Fig. 1)。

また、宝永第2火口と接する第1火口縁では、数カ所で宝永噴火により堆積したスコリアの表面にしばしば白色の物質が被覆している。これは噴火終了後の噴気活動の際に噴気中に含まれていた水溶成分が冷え固まり形成された昇華物と推定される。このことは宝永噴火後も白色物質が認められる地点では噴気活動が継続していたことを示唆する。

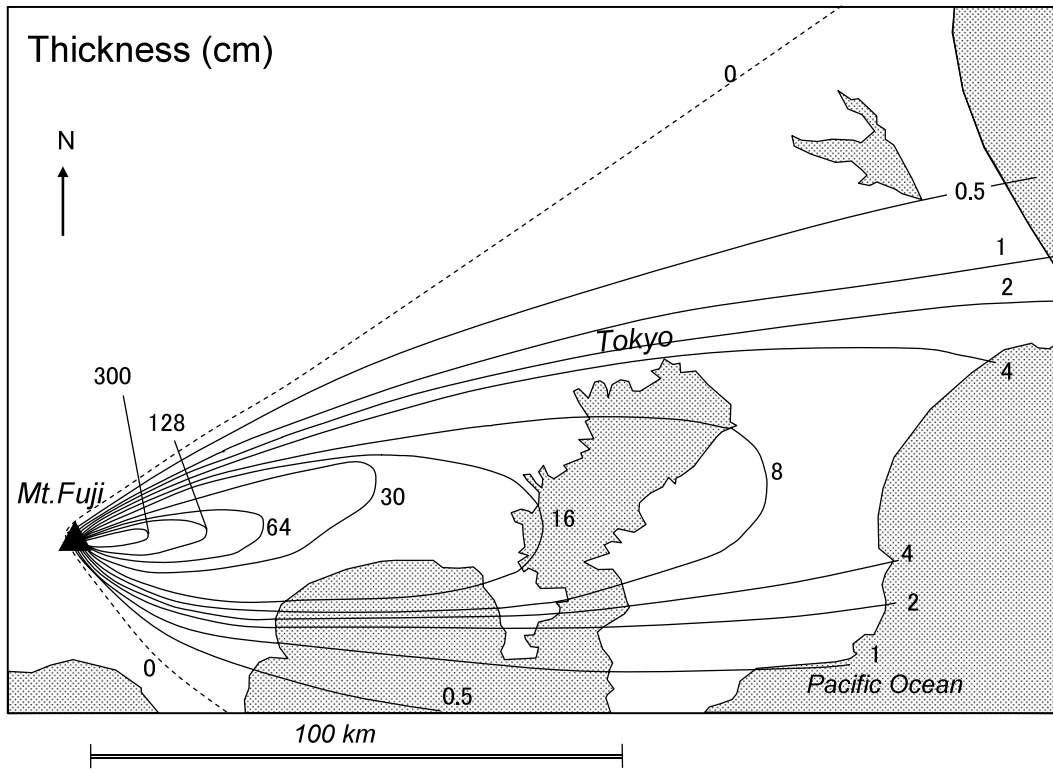


図2 富士 1707 年テフラの分布。
 富士山ハザードマップ検討委員会 (2002) を一部改変。
 Fig. 2. Distribution of ejecta of the Fuji 1707 tephra.
 Modified by the committee of hazard map for Fuji volcano (2002).

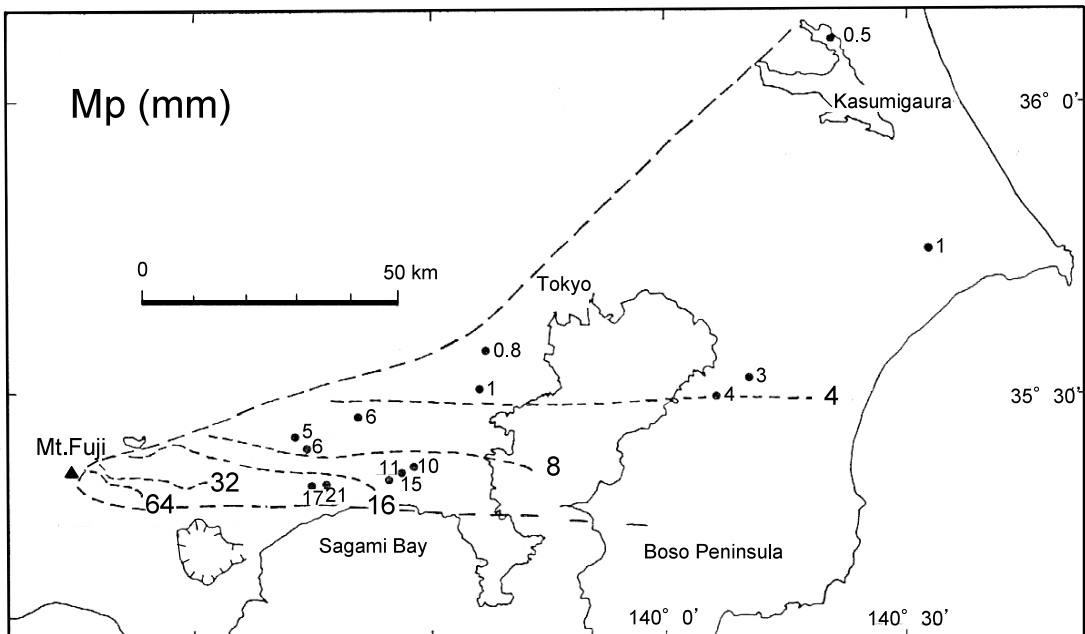


図3 1707 年噴火の初日に噴出した軽石の最大粒径 (mm)
 宮地 (1984) による。
 Fig. 3. Maximum diameter in mm of pumice grain erupted at the first day of 1707 eruption
 After miyajji (1984).

4. 噴出物の分布

宝永噴火では“宝永スコリア”とよばれる 1.7 km^3 ($0.68 \text{ km}^3 \text{ DRE}$) の軽石を交えスコリアを主体とする降下テフラが噴出し (Tsuya, 1955; 町田, 1964; 宮地, 1984), 溶岩や火砕流は流出していない。宝永スコリアは宝永火口からほぼ真東の方向に最大層厚を連ねた分布の軸を持つ扇状に拡散し, 南関東のほぼ全域を覆った (Fig. 2)。宝永スコリアは火口から 170 km 北東の霞ヶ浦の湖底堆積物や 280 km 東北東の鹿島灘沖の深海底堆積物中からも発見されている (井内・他, 1983; 町田・新井, 1988)。分布域の大部分の地域では噴火の最初期に噴出した白色軽石とこれを覆うスコリアが重なって堆積しているが, 宝永スコリア層の分布域の北縁にあたる山中湖北岸や八王子や南縁にあたる箱根や小田原付近では白色軽石を欠き上位のスコリアのみが堆積している (宮地, 1984)。また, 現在では噴出物が残っていない, 火口の南南東方向にあたる裾野市から沼津市付近でも降灰があったとする記述が残されている (Shimozuru, 1983, 小山, 2002)。この降灰は軽石噴火終了後の噴火2日目であったことからスコリア質火山灰であったと思われる。

宝永スコリア層のうちスコリア層を構成する各ユニットはいずれも層厚が大きい分布域の中央部で最も粗粒で縁辺部に向かうにつれ細粒になるものの, 噴火初日に噴出した軽石だけは分布域の南縁側で粗粒であった (Fig. 3)。この原因として, 噴火初日は上空では強い西風が吹いていたにも関わらず地上では強い南西風が吹いていたためと考えられる (宮地, 1984)。このように上層と下層で風向が異なる場合, しばしば層厚と粒径の最大値を連ねた軸の位置は一致しないことが, 有珠山 1977 年噴火をはじめ他の火山の噴火の際にも多数確認されている (鈴木・他, 1982 など)。軽石層の分布域のほぼ南縁にあたり火口から約 70 km 離れた神奈川県藤沢市付近では最大直径が 1 cm 程度の軽石が発見されている (宮地, 1984)。これに近い江ノ島に隣接した鎌倉市腰越では「二三日昼四つ過大地震・雷鳴, 九つ過暗夜に成りて岩石降出し, 後砂降る」(「腰越旧志」; 鎌倉市, 1989) とあり, 噴火当初, 粗粒な噴出物が降りその後細粒になったことを裏付けている。

一方, 江戸はこの東西にのびる粗粒な軽石の分布軸の北側にあたり, 南西風の風下側に位置する。このため江戸では鎌倉とは異なり細粒な火山灰が降った。江戸に噴火初日に降った火山灰が神田橋門外の甲斐府中藩柳澤邸内の家老役宅 (現在の千代田区神田1丁目) で採取された。分析の結果, この火山灰は宝永噴火の最初に降った軽石質の火山灰で, その粒径はシルトサイズであった (宇井・他, 2000)。

5. 宝永スコリアの岩相上の特徴

宝永噴火により噴出した宝永スコリアは色や粒径の変化から, 下位から上位に向けて Ho-I~IV の4層に大別できる (宮地, 1984)。このうち, Ho-I は気泡に富みやや丸みを帯びた白色軽石や縞状軽石からなり, 黒耀石, ピッチストーン, 玄武岩や斑レイ岩の岩片, 赤色スコリアを含む。

Ho-I は下位の粗粒な白色軽石を主体とする Ho-Ia と, これを覆う細粒な褐色灰色の軽石を主体とする Ho-Ib からなる。火口の東方 4 km 以内の範囲では, 宝永噴火時の地表面に Ho-Ia の直径 $30 \sim 70 \text{ cm}$ の軽石質ないし石質の岩塊がめりこんでいる。また, 同範囲では Ho-Ib は直径数 10 cm の岩塊に富み Ho-Ia よりも層厚が大きい (宮地・他, 1986)。Ho-II は緻密で角張った粗粒~中粒なスコリアの互層からなり, 玄武岩を主体とする岩片や赤色スコリアを含み, まれに白色軽石を含む。特に最下部のユニットは粗粒なスコリアが厚く堆積している。Ho-III は細~中粒なスコリア質の火山礫や火山灰の互層からなり, 玄武岩を主体とする岩片や赤色スコリアを含み, まれに白色軽石を含む。Ho-IV は中粒で密度が小さなスコリア質の火山礫や火山灰の互層ないし弱互層からなる。軽石およびスコリアの密度は Ho-I では 0.5 gcm^{-3} と小さいが上位に向けて次第に大きくなり, Ho-II の上部では最大の 1.8 gcm^{-3} となるものの, それよりも上位では再び減少して Ho-IV の上部では 1.0 gcm^{-3} となる (宮地, 1984)。

このような層序は東京でも確認できる。東京大学本郷構内の遺跡, 薬学部系総合研究棟地点は加賀藩邸跡の遺跡で, 本遺跡の発掘時に盛土に覆われほぼ不かく乱の状態の宝永スコリアが発見された。宝永スコリアは 1703 年 (元禄十六年) の火災による焼土直上ないし焼土を覆うローム土中に挟在し, 焼土ないしローム土に覆われる (原, 2003)。本地点の宝永スコリアは約 2 cm で4つのユニットを識別できる。このうち最下部のユニットは層厚 0.2 cm のシルト質黄灰色火山灰で, その上位のユニットはいずれもこれよりも粗粒な中粒砂サイズである。これらは化学組成や構成物の特徴から山麓の Ho-I~IV に対応する (藤井・他, 2003)。江戸でも山麓で確認されたのと同様な噴火初期から末期までの噴出物が確認できたことは, 江戸での降灰が噴火開始以降, 約2週間にわたり継続したとする記録と符号する。

これらの宝永スコリアの各ユニットの堆積物を噴出した火口は, 各噴出物の等層厚線図から概ね推定できる。すなわち, 下位の Ho-I, II は宝永第2,3火口に収斂し, Ho-IV は宝永第1火口に収斂することから, これらの火口が噴出源を考えられる。Ho-III はいずれの火口か明確な判断を行うことは困難だが, Ho-IV と同様の玄武岩質のスコリアであることから, 宝永第1火口から噴出した可能性が高い (宮地, 1984)。

6. 噴出率の推移

宝永スコリアの色調や粒径などの岩相変化は, 史料の記述にある噴出物の特徴の変化と符号する。このため, 史料をもとに噴出物に詳細な時間目盛りを加えることができる (宮地・小山, 2002)。すなわち, 最下部の Ho-I の形成時刻は, 噴火開始直後の 12月16日午前10~11時頃から降灰の色が白色から黒色に変わる同日午後遅く (午後4時頃) までと推定される。Ho-II の形成時刻は, 粗粒な黒色の噴出物が堆積しはじめる 16日夕方から, それらが細粒に変

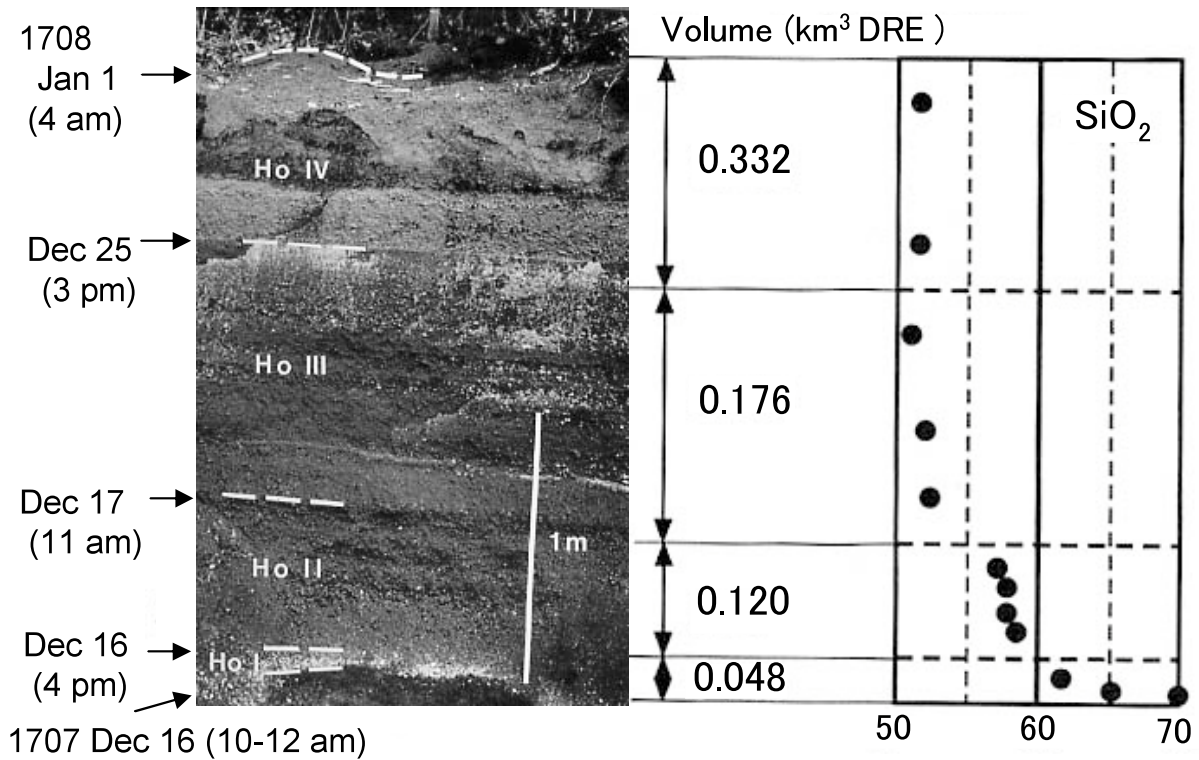


図4 宝永火口から 12 km 離れた須走地区における富士 1707 年テフラの編年，噴出量，化学的性質。
宮地（1984）と藤井・他（2002）を一部改変。

Fig.4. Chronology, volume and chemical characteristics of the Fuji 1707 tephra at Subashiri, distant 12 km from the Hoei craters.
Modified by Miyaji (1984) and Fujii *et al.* (2002).

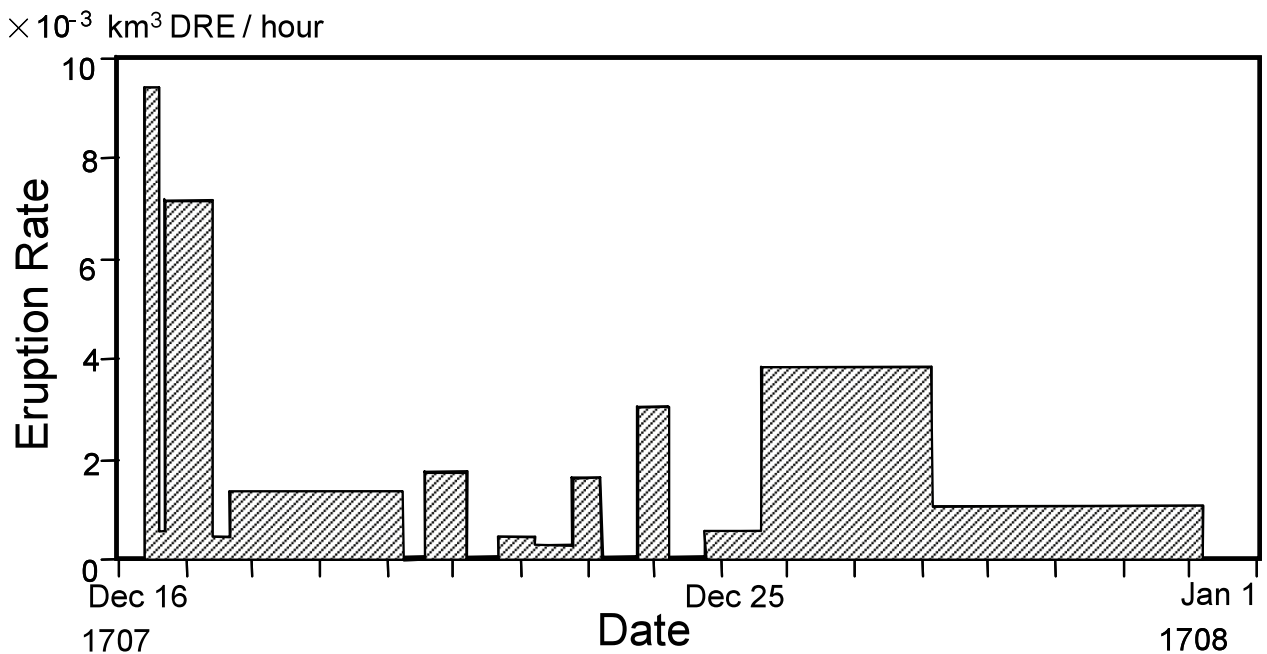


図5 1707 年噴火の噴出率の推移。
宮地・小山（2002）による。

Fig.5. Sequence of the eruptive rate of the 1707 eruption.
After Miyaji and Koyama (2002).

化する17日の午前中までと推定される。また、Ho-IIIは噴火が断続的に活発化と沈静化を繰り返した17日午前中～25日夕方の期間と推定される。そして、Ho-IVは噴火が活発化し、その後沈静化して終息する12月25日夕方～1月1日未明の期間と指定される。

以上の結果と史料データと併せて考えると、宝永噴火の推移及び宝永スコリア層の形成過程は以下のものであったと思われる。宝永噴火は12月16日午前10～11時頃、富士山南東斜面より始まり、立ち上った噴煙からは軽石が富士山東麓に激しく降り注いだ。軽石噴火は午後4時頃まで続き、その後一旦終息した。これによりHo-Iが形成された。噴火は12月16日の夜に入り再び激しくなり、直径10 cm以上の多数の火山岩塊が山麓の集落到下し、火口から約10 km離れた須走村の家屋の半数はこれらの一連の噴火で焼失した。噴火は12月17日の午前中まで続き、灰色のスコリアが多量に噴出しHo-IIが形成された。その後、噴火は断続的となり、火山礫と火山灰が繰り返し降り積もった。このような噴火は12月25日まで続きHo-IIIが形成された。噴火は25日の夕方、再び活発になる。この時期に噴出したと思われる玄武岩質のスコリアからなる火山礫は粗粒で層厚は大きい。このスコリア層の上位にはより細粒なスコリア層が繰り返し堆積し27日にかけてHo-IVが形成された (Fig. 4)。

Ho-IやHo-IIのテフラを噴出した第2,3火口の活動がほぼ終息した12月17日頃、宝永山が形成され、18日頃からHo-IIIやHo-IVを作るテフラを噴出した第1火口の活動が始まった。第1火口の主要な活動は27日までで、31日頃には火山弾を噴出して火口底にスコリア丘が形成されたと思われる。1708年1月1日の未明に宝永火口付近で大きな音がして噴火は終息したといわれている。この大きな音とは水蒸気爆発に伴う爆発音であることが考えられ、仮にそうならば第1火口底に作られたスコリア丘は1月1日未明に発生した水蒸気爆発により半壊したと思われる。

以上のようにして宝永スコリア層中に時間目盛りを加え、各降下単位群の噴出量を推定することにより、宝永噴火の噴出率の時間変化を推定することができる (Fig. 5; 宮地・小山, 2002)。宝永スコリアの噴出量は層厚-面積曲線法 (鈴木, 1981) により、全体で 1.7 km^3 ($0.68 \text{ km}^3 \text{ DRE}$)、Ho-Iは $0.05 \text{ km}^3 \text{ DRE}$ 、Ho-IIは $0.12 \text{ km}^3 \text{ DRE}$ 、Ho-IIIは $0.18 \text{ km}^3 \text{ DRE}$ 、Ho-IVは $0.33 \text{ km}^3 \text{ DRE}$ と見積もられる (宮地, 1993)。この噴出量と噴火推定時刻をもとに見積もった各降下単位群の形成時間をもとに推定した噴出率は、噴火初日のHo-Iaが最大で $0.08 \text{ km}^3 \text{ h}^{-1}$ ($2500 \text{ m}^3 \text{ DREs}^{-1}$) であったが、その後は4分の1程度に減少した。ただし12月25日になると噴火は再活発化し $0.04 \text{ km}^3 \text{ DREh}^{-1}$ ($1250 \text{ m}^3 \text{ DREs}^{-1}$) と大きかった。噴火の全期間を通じた平均噴出率は $492 \text{ m}^3 \text{ DREs}^{-1}$ となる (Fig. 5)。なお、Wilson *et al.* (1978) に基づき噴出率と噴出量から噴煙高度を推定した結果、最も噴出率が大きかった噴火初日 (Ho-Ia) で標高15.2 km、宝永全体の平均値としては標高10.8 km と見積もられる。

7. 宝永噴火を引き起こしたマグマ

宝永噴火により噴出した宝永スコリアは下位から上位に向かい化学組成が変化する。すなわちHo-Iはデイサイト質で、Ho-IIは安山岩質、Ho-III, IVは玄武岩質であった (Fig. 4; 中村・他, 1986, 藤井・他, 2002 など)。このため、宝永噴火は一つのマグマ溜りの結晶分化作用により形成されたマグマが上位から順に噴出したと考えられてきた (Tsuya, 1955 など)。

しかし、 TiO_2 や K_2O などの主成分組成がHo-IとHo-IIでは連続的に変化するのに対し、Ho-IIIとHo-IVではこれとは異なる傾向を示すことから、宝永噴火では玄武岩質とデイサイト質・安山岩質の2種類の異なるマグマが地下に存在していたと考えられるようになった (Yoshimoto *et al.*, 2004; Watanabe *et al.*, 2006)。このうちデイサイト質および安山岩質のマグマは同一の玄武岩質マグマが結晶分化し、これに地殻物質がわずかに付加された (Watanabe *et al.*, 2006) との指摘もある。新富士火山でデイサイト質マグマを噴出したのは宝永スコリアと3000年前の砂沢スコリアのみであり、砂沢スコリアも宝永火口に近接した地点で噴出したと考えられることから (宮地, 1988)、宝永火口付近の地下では特にデイサイト質マグマが生成されやすい条件が整っているのかもしれない。また、そもそも富士山の山体浅部には安山岩質のマグマ溜りが多数存在し、これにより深部から上昇する玄武岩質マグマが混合することにより爆発的噴火を引き起こされる (金子・他, 2004) との指摘もある。

宝永噴火を引き起こしたマグマの挙動について以下のようなモデルが提案されている。まず、デイサイト質マグマあるいはデイサイト質と安山岩質に分化したマグマが存在し、このマグマの下部を下方から上昇してきた相対的に高温の玄武岩質マグマが包み込む。玄武岩質マグマの熱がデイサイト質・安山岩質マグマに伝わりデイサイト質・安山岩質マグマ中の水の溶解度が低下して発泡し対流を引き起こして噴火に至る。これにより最初には密度の小さなデイサイト質軽石 (Ho-I) が、ついで安山岩質のスコリア (Ho-II) が噴出した。デイサイト質・安山岩質マグマを包み込んだ玄武岩質マグマはこれらのマグマに熱を奪われたため冷却固化した。この結果、Ho-IIに引き続き噴出した玄武岩質スコリア (Ho-III) は密度が大きく、その後噴出した玄武岩質スコリア (Ho-IV) は相対的に高温の玄武岩質マグマ本体に由来するため気泡に富み密度が小さかったと考えられる (藤井・他, 2002; Yoshimoto *et al.*, 2004)。

歴史時代に発生した大規模噴火としては宝永噴火のほか、864年 (貞観六年) の「貞観噴火」が挙げられる。ただし、宝永噴火と貞観噴火とは噴火様式が大きく異なり、宝永噴火が宝永スコリアを噴出した火砕物噴火であったのに対し、貞観噴火は青木ヶ原溶岩を噴出する溶岩流主体の噴火であった。宝永噴火および貞観噴火の噴出物の鉱物組織や斑晶中のガラス包有物の面から比較検討した結果によれば、両噴火の様式の相違は主として上昇過程での脱ガスの程度の相違による (佐藤・他, 1999; 飯田・他, 2004)。

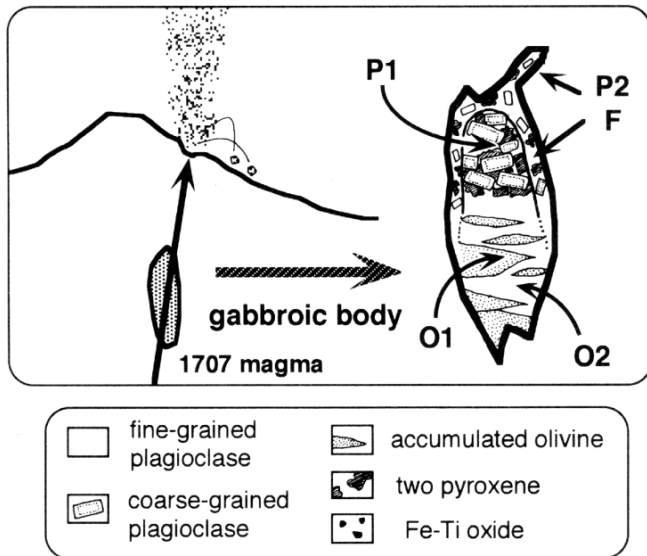


図6 ハンレイ岩体と1707年噴火を引き起こしたマグマとの関係。
安井・他（1998）による。
Fig.6. Relation between the gabbroic body and the magma of the 1707 eruption.
After Yasui *et al.* (1998).

これらの研究によれば、青木ヶ原溶岩は、斑晶鉱物としてはカンラン石、斜方輝石、単斜輝石、斜長石を有し、斑晶量は20～30%で、斜長石の多くは逆累帯構造を呈する。一方、宝永スコリアの主部を占めるHo-III, IVのスコリアは、斑晶鉱物としてカンラン石、斜長石を有し、斑晶量は1%以下で斜長石の多くは累帯構造を呈する。また、噴火を引き起こした親マグマの化学組成や揮発成分量はほぼ同一と推定される。このため貞観噴火では岩脈を通じて上昇したマグマが地下500m付近まで停滞し、この過程で結晶化と脱ガスが進み、これに未分化のマグマが注入されて噴火が発生したのに対し、宝永噴火では地下深所からのマグマの上昇・噴火が短時間のうちに発生したため、結晶化や十分な脱ガスが生じなかったと考えられる。

なお、宝永噴火に伴い噴出したと予想される火山ガスについて、火山ガス自体は残されていないものの、火山灰に付着した化学成分の分析が行われている。先に述べた江戸の甲斐府中藩の家老役宅で降灰直後に採取されたHo-Iの火山灰に付着している水溶性成分は僅かではあったものの、硫酸イオンを主体とし、Cl/Sは1.7と高かった。このことは付着成分が高温のマグマに由来することが示す（宮地・尾口, 2004）。

8. 宝永スコリア層に含まれる深成岩片

宝永噴火では軽石やスコリアに混じり多数の石質岩片が噴出した。これらの岩片の多くは玄武岩からなる類質岩片だが、この他にも粗粒な輝石を含む灰色の岩片や優白色の斑れい岩などの深成岩片が認められる（安井・他, 1998）。このうち斑れい岩片は、宝永スコリア層のうちのHo-I, IIに多く含まれ、Ho-IIIでは粉碎が進み、粗粒火山灰とともに結晶粒として存在する場合もある。

これらの斑れい岩片は、堅硬で中粒な輝石や斜長石からなる輝石斑れい岩の岩片からなるものと、脆くてカンラン石や輝石の濃集部が層状構造をなすカンラン石・輝石斑れい岩の岩片からなるものに大別される（安井・他, 1998）。

このうち前者はFe-Ti 酸化物に富むFグループと、やや乏しいPグループに分かれ、後者はOグループと呼ばれる。これらの斑れい岩はいずれも富士火山の噴出物の全岩化学組成・微量元素組成を有することから富士火山のマグマの同源捕獲岩であると考えられる。また、全岩のFeO*/MgOの増加に伴い鉱物化学組成が連続的に変化することから、これらの斑れい岩片は一連の結晶分化の産物と考えられる。岩石化学的特徴や岩石組織の特徴から、Oグループはマグマ溜りや小規模貫入岩体の下部に結晶が沈積した部分に、FおよびPグループはマグマ溜りや小規模貫入岩体の壁部や内部に結晶が濃集した部分にそれぞれ対応する可能性が高い（Fig. 6）。2000～2001年に富士山で発生した深部低周波地震は地下10～15km付近で発生したことから（鶴川・藤田, 2002）、富士山のマグマ溜まりが地下15km付近に存在する可能性が高い。宝永噴火のマグマもこの深度に存在したと仮定すると、宝永噴火によりその一部が捕獲された斑れい岩体はこれとほぼ同じ、ないしはより浅所に存在したと考えられる。

9. 宝永噴火による災害

史料によれば宝永噴火では火口に近い地域では火山灰が厚く堆積しその重みで家屋が倒壊したり、粗粒な火砕物が落下して火災が発生したりした。また山麓で火山灰が厚く堆積した地域では農地の復旧が進まず深刻な飢饉が発生し、富士山から離れた地域でも河川に流入した火山灰により流域では長期間にわたり洪水が続いた。これらの災害により多数の犠牲者や被災者が出たと思われるが具体的な数字は記録されていない。

噴火の様子や当時の住宅への被害の様子は、宝永噴火の噴出物に埋められた遺跡の発掘結果からも推定できる。御殿場市滝ヶ原の長坂遺跡は宝永火口から10km東に位置し、1961年に現在の陸上自衛隊滝ヶ原駐屯地の北側の宝永スコリアの採掘場で宝永スコリア層の直下から発見された農家の跡である（御殿場市文化財審議会, 1963）。この付近

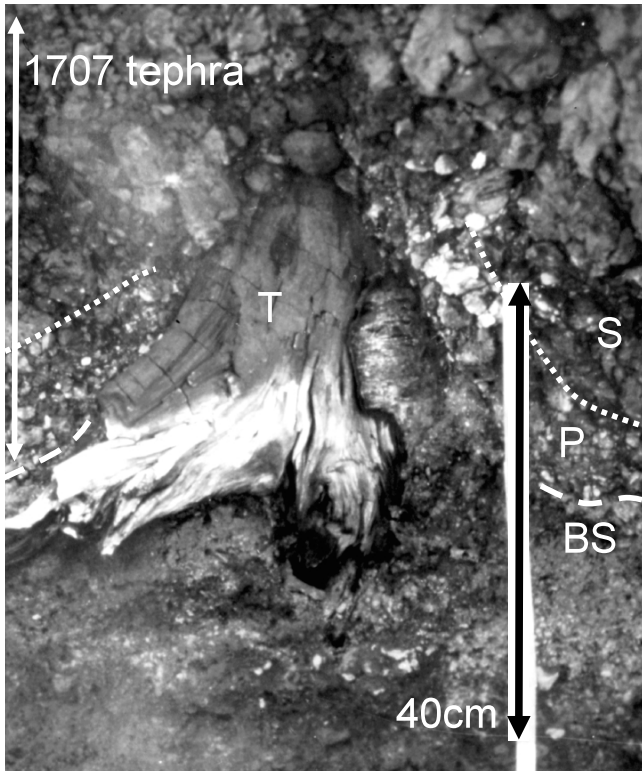


図7 富士1707年テフラに埋まり焼けた木の幹（カバノキ属）。
土壌中の根部は焼けていないが、軽石に覆われた部分は焼けている。

BS：埋没土壌，P：富士1707年テフラの軽石層，S：富士1707年テフラのスコリア層，T：幹。1983年に宮地撮影。

Fig.7. Buried and burned stem (*Betula sp.*) by the Fuji 1707 tephra.

Root in the soil is not burned beside the stem surrounded by the pumice layer is burned.

BS: buried soil, P: pumice layer of the Fuji 1707 tephra, S: scoria layer of the Fuji 1707 tephra, T: stem. Photo by N. Miyajiri at 1983.

に積もった宝永スコリアの厚さは2.5mで、発掘された住居は農家と考えられる。この住居跡を見ると、家の内部には軽石はなく炭の層をはさんでスコリアが積もっている。軽石は家の外周付近でとくに厚く、家から離れると薄くなり一定の厚さになることから、最初に軽石が降った時にはこの家の屋根は残っており、屋根からころがり落ちた軽石は家の外周付近に厚く積もったものの、その後スコリアが降ったときに屋根が燃え落ち、家の中はスコリアにより埋めつくされたと思われる。

火口から10km東方の須走村では宝永スコリアが3m近く堆積し、まれに直径10cm以上の火山岩塊も落下したため75軒中37軒が焼失し、残りの38軒も火砕物の重さで倒壊した(小山町,1998)。宝永スコリアが2m以上堆積した地域では多数の家屋が倒壊した。御厨地方はもともと小田原藩や旗本などの領地であったが、藩や旗本が単独で復旧することが困難なため、噴火の翌年の1708年には一時的に幕府の領地となり復旧が図られた。当時、領民は自由に土地を離れることができず、幕府から一時的な砂除金の支給はあったものの復旧のための十分な支援を得られなかったため、自力で除灰作業を行わなければならなかった。除灰のためには火山灰を捨てるための土地と運搬手段を確保しなければならないが、これらが困難であったため、除灰した火山灰の大部分は近くの中小河川に流された(永原,2002)。

御厨地方では36年後には農地の6~7割が復旧され、40年後の1747年には大部分の地域は小田原領にもどされた。ただし、当時の交通の要所で幕府により積極的に復旧が進められた須走村を除きなかなか復旧は進まず、宝永スコリ

アが2.5mも積もった^{おおみか}大御神村は明治維新まで幕領のままであった(小山町,1998)。

富士東麓から箱根火山の北~東縁にそって足柄平野に流れる酒匂川の流域にはスコリアが30~60cm堆積し、酒匂川はこれらの火山灰の流入により川底が浅くなり洪水が頻発した。とくに、酒匂川中流域の丹沢山地南麓にあたる地域は、急斜面に堆積した火山灰が降雨により頻りに酒匂川へ流入した。さらに上流の富士山東麓では復旧作業時に酒匂川にそそぐ中小河川に多量の火山灰が捨てられたこともあり、酒匂川への土砂堆積と洪水氾濫は長期間にわたった。酒匂川の下流の足柄平野では、酒匂川が氾濫で流れを変えらるたびに農地や住居がくり返し土砂に埋められ破壊された。酒匂川に堆積した火山灰の厚さは、足柄平野北部の金井島村付近で1723年には約6mであったといわれている(角谷・他,2002)。

このため、足柄平野の酒匂川周辺の村々も御厨地方と同様、1708年に幕府の領地となり、洪水を抑制するための堤防の建設や復旧工事がなされた。堤防は度重なる洪水によりしばしば決壊したが、足柄平野の入り口に建設された文明堤により、噴火の約40年後におおむね流路は安定した。これにより1747年に酒匂川西岸の村々が、1783年に東岸の村々が小田原藩にもどされた(永原,2002)。

また、宝永スコリアの厚さが15cm以上の地域では、用水や小河川に火山灰が堆積して繰り返し洪水が発生した。これらの地域は、現在の神奈川県西部から東部にかけての広範囲に及ぶ。洪水が発生しない場合でも水路の排水不良により田畑が冠水したり、砂が堆積したりしたため水田に水がたまらず渇水が発生した。この他、江ノ島では火山灰

により海底が浅くなったうえに磯が埋められたため、海草やあわび・サザエなどの漁が困難になった（角谷・他, 2002）。

降灰により富士山の斜面の植生も大きく変化した。富士山の南東斜面の標高約 1,700 m の幕岩^{まくいわ}帯は、現在約 5 m の宝永スコリアが堆積して荒地となっている。1982 年に発生した融雪なだれの直後、幕岩付近では沢筋が大きく侵食され、宝永スコリア層最下部の厚さ約 70 cm の軽石層中からモミ、ツガ、カラマツなどの針葉樹（亜高山帯）やカエデやサワグルミなどの広葉樹（山地帯）が多数、直立したり横倒しとなったりして炭化木となった状態で発見された（Fig. 7）。これらの樹木は高温の軽石が落下した際に折られ、焼けて炭になったと思われる。少なくとも火口の東方約 4 km までの間にあった森林は粗大な岩塊の落下により破壊され、軽石の熱により焼失し、宝永スコリアの下に埋没したと思われる。なお、これらの樹種から噴火当時の植生を復元した結果、亜高山帯と山地帯の境界の標高は、現在の 1,800 m よりも 150 m 低い 1,650 m であった（宮地・他, 1985）。このデータのみで判断するのは危険だが、江戸時代は現在よりも寒冷であったことが知られており、宝永噴火時の亜高山帯は現在よりもより低標高まで分布していたのかもしれない。

一方、東斜面の標高 1,500~1,800 m の御殿場口登山道五合目から須走口登山道五合目にかけての登山道沿いでも、3~5 m 積もった宝永スコリアの直下に 10 cm 程度の厚さの有機物に富む黒色の土壌層を見ることができる。これは噴火前にこれらの地域に植生が繁茂していたことを示す。これらの地域では噴火後、約 300 年が経過した現在も幕岩と同様、オンタデやフジアザミなどわずかな草本しかなく、荒地のままの状態である。これは、毎年のように晩秋や初冬の大雨時に発生するスラッシュなだれ^{ゆきしろ}により宝永スコリア上部の砂礫が積雪とともに移動して地表が安定せず、植生の復活を阻んでいるためである。

10. まとめと今後の課題

近年、宝永噴火に関する研究が進み、噴火のメカニズムや推移、噴火により引き起こされた様々な災害などについて以下のような点が新たに明らかにされた。

1) 宝永噴火は富士山麓一帯で発生した 2 日間にわたる体を感じる群発地震に引き続き開始した、噴火活動は時間の推移とともに単調に減衰したのではなく、噴火開始 9 日後の 12 月 25 日に再活発化した（小山, 2002, 2006）。地質学的データと史料データより推定された宝永スコリアの噴出率は、噴火初日の 12 月 16 日が最大で $2500 \text{ m}^3 \text{ DREs}^{-1}$ であり、その後は 4 分の 1 程度に減少したものの 12 月 25 日になると $1250 \text{ m}^3 \text{ DREs}^{-1}$ と再び大きくなった（宮地・小山, 2002）。噴出率と噴出量から噴煙高度は噴火初日が最大で標高 15.2 km、宝永噴火全体の平均値としては標高 10.8 km と見積もられた。

2) 宝永噴火はデイサイト質と安山岩質に分化したマグマの下部を下方から上昇してきた相対的に高温の玄武岩質マ

グマが包み込み、その熱でデイサイト質・安山岩質マグマが発泡して引き起こされた。これにより最初に密度の小さなデイサイト質軽石（Ho-I）が、ついで安山岩質のスコリア（Ho-II）が噴出した。デイサイト質・安山岩質マグマを包み込んだ玄武岩質マグマはこれらのマグマに熱を奪われたため冷却固化したため、Ho-II に引き続き噴出した玄武岩質スコリア（Ho-III）は緻密だった。一方、この後噴出した玄武岩質スコリア（Ho-IV）は相対的に高温の玄武岩質マグマ本体に由来するため気泡に富み密度が小さかったと考えられる（藤井・他, 2002; Yoshimoto *et al.*, 2004）。3) 宝永噴火による直接の死者数は明らかではないが、降灰を除去して田畑を復旧するのに山麓の御厨地方では 40 年以上を要したこともあり、この過程で飢餓による多数の犠牲者が出たことが予想される。一方、降雨に伴い多量の宝永スコリアが流入した酒匂川では足柄平野などその下流域で洪水が頻発したため、大規模な治水工事により河川の流路が安定するのに約 40 年間を要した。また、宝永スコリアが 15 cm 以上降灰した地域では、用水や小河川に火山灰が堆積し、くり返し洪水が発生した（小山町, 1998; 角谷・他, 2002）。

一方、今後さらに解決が望まれる課題も多く残されている。前述の通り、宝永噴火は富士山の噴火史の中でも最も史料が多く残されている噴火で、新たな史料が発見されたり、宝永スコリアに埋没した家屋が発見されたりすれば、さらに詳しい災害実績や噴火推移の解明が進む可能性がある。また、宝永噴火では二次泥流の発生が知られているものの堆積物による確認がなされておらず、特に被害が大きかった酒匂川流域での堆積物の調査に基づく二次泥流の発生実態の解明が望まれる。さらに、宝永噴火を引き起こしたマグマの形成メカニズムについては有望なモデルが提案されているものの、完全に解明されたとはいえない。特に宝永噴火を引き起こしたデイサイト質マグマについてはその形成メカニズムについてさらに検討が必要である。宝永噴火は規模、マグマの性質ともに富士山の噴火の中では特異なものではあったが、このように噴火実態がより詳細に明らかになることにより、大規模な爆発的噴火に関わる新たな防災対策を策定することが可能となる。また、宝永噴火に関するこれらの研究成果は歴史時代および地質時代に発生した他の大~小規模噴火の発生メカニズムや噴火推移の解明にも役立つことが期待される。

謝辞

山梨県環境科学研究所所長荒牧重雄博士には本論の発表の機会を与えていただいた。富士山ハザードマップ検討委員会および内閣府災害教訓の継承に関する専門調査会「1707 富士山宝永噴火」小委員会での委員の方々との議論は本論作成上、大変有意義であった。これらの方々に厚く御礼申し上げます。

引用文献

- 原 祐一 (2003) 東京大学本郷構内の遺跡 薬学部系総合研究棟地点 (2002年度) 富士山宝永火山灰の出土状況. 第4回考古科学シンポジウム, 67-71.
- 藤井敏嗣・吉本充宏・安田 敦 (2002) 富士火山の次の噴火を考えるー宝永噴火の位置づけー. 月刊地球, **24**, 617-621.
- 藤井敏嗣・宮地直道・吉本充宏・安田 敦・金子隆之 (2003) 旧加賀屋敷における宝永火山灰の発見とその火山学的意義. 第4回考古科学シンポジウム, 77-82.
- 富士山ハザードマップ検討委員会 (2002) 富士山ハザードマップ検討委員会中間報告書, 59 p.
- 御殿場市文化財審議会 (1963) 富士山宝永の噴火と長坂遺跡. 文化財のしおり第4集, 23 p.
- 飯田晃子・藤井敏嗣・安田 敦 (2004) 富士火山, 貞観噴火と宝永噴火. 月刊地球号外 **48**, 131-138.
- 井内美郎・斉藤文紀・横田節哉 (1983) 霞ヶ浦湖底泥の堆積速度. 地質雑, **89**, 125-128.
- 鎌倉市 (1989) 図説鎌倉年表. 361 p.
- 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の供給系ーテフラ層の分析による検討ー. 月刊地球号外 **48**, 146-152
- 小山真人 (2002) 宝永四年の富士大爆発. 富士を知る, 集英社, 16-38.
- 小山真人 (2006) 史料に基づく宝永噴火の前兆と推移. 1707 富士山宝永噴火. 中央防災会議災害教訓の継承に関する専門調査会, 32-62
- 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・新井房夫 (1988) 日本列島周辺に分布するテフラ. 第四紀研究, **26**, 227-242.
- 宮地直道 (1984) 富士火山 1707 年火砕物の降下に及ぼした風の影響. 火山, **29**, 17-30.
- 宮地直道 (1988) 新富士火山の活動史. 地質雑, **94**, 433-452.
- 宮地直道 (1993) 富士火山 1707 年噴火の推移と噴出物の特徴. 科学研究費自然災害特別研究「火山災害の規模と特性」報告書, 111-119.
- 宮地直道・能城修一・南木睦彦 (1985) 富士火山 1707 年降下火砕物層直下の埋没林の復元. 第四紀研究, **23**, 245-262.
- 宮地直道・小山真人 (2002) 富士山宝永噴火の噴出率の推移, 地球惑星科学関連合同学会 2002 年度合同学会予稿集, V 032 - P 024.
- 宮地直道・尾口俊一 (2004) 富士火山 1707 年降下火砕物の付着水溶性成分. 日本大学文理学部自然科学研究所「研究紀要」, **39**, 199-204.
- 永原慶二 (2002) 富士山宝永大爆発. 集英社新書, 267 p.
- 中村利廣・万寿 優・佐藤 純・高橋春男 (1986) 富士火山 1707 年 (宝永4年) 噴出物の層序にそった組成変化. 火山, **253-264**.
- 小山町 (1998) 宝永の富士山噴火. 小山町史第7巻近世通史編, 233-326.
- 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ー実験岩石学的視点からー. 月刊地球 **21**, 446-451.
- Shimozuru, D. (1983) Volcanic hazard assessment of Mount Fuji. *National Disaster Science*, **5**, 15-31.
- 角谷ひとみ・井上公夫・小山真人・富田陽子 (2002) 富士山宝永噴火 (1707) 後の土砂災害. 歴史地震, **18**, 133-147.
- 鈴木健夫 (1981) 降下火砕物の“層厚ー面積”曲線. 火山, **28**, 9-23.
- 鈴木健夫・新井田清信・勝井義雄 (1982) 有珠山 1977 年輕石・火山灰の堆積様式. 火山, **27**, 119-140.
- Tsuya, H (1955) Geological and petrological studies of volcano Fuji (V), On the 1707 eruption of volcano Fuji. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **33**, 341-383.
- 宇井忠英・荒井健一・吉本充宏・吉田真理夫・和田穰隆・服部伊久男・米田弘義 (2002) 江戸市内に降下し保存されていた富士山宝永噴火初日の火山灰. 火山, **47**, 87-93.
- 鶴川元雄・藤田英輔 (2002) 富士山の低周波地震と傾斜変動. 火山噴火予知連絡会会報, **79**, 95-100.
- Walker, G., Self, S. and Wilson, L. (1984) Tarawera 1886, New Zealand-a basaltic Plinian fissure eruption. *J. Volcano. Geotherm. Res.*, **21**, 61-78.
- Watanabea, S., Widoma, 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. *J. Volcano. Geotherm. Res.* (in press)
- Wilson, L., Sparks, R. S. J., Huang, T. C. and Watkins, N. D. (1978) The control of eruption column heights by eruption energetics and dynamics. *J. Geophys. Res.*, **83**, 1829-1836.
- 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., Yoshida, A. and Nakada, S. (2004) Multiple magma reservoirs for the 1707 eruption of Fuji volcano, Japan. *Proceedings of Japan Academy, Ser. B*, **80**, 103-106.