

熱ルミネッセンス法による新期雲仙火山溶岩ドームの年代測定

—妙見岳火山以降2万5千年の噴火活動史—

山 縣 武 彦*・高 島 勲**・渡辺公一郎***・井 沢 英 二****

(2003年2月13日受付, 2004年3月3日受理)

Thermoluminescence Dating of the Latest Lava Domes
at Unzen Volcano, NW Kyushu, Japan
—Eruption History of the Past 25,000 Years after Myokendake Volcano—

Takehiko YAMAGATA*, Isao TAKASHIMA**, Koichiro WATANABE*** and Eiji IZAWA****

Thermoluminescence (TL) ages are obtained for 28 samples from domes and debris avalanche deposit of Younger Unzen Volcano. Weighted mean ages are 4.1 ± 0.8 ka for Tenguyama lava, 3.8 ± 0.6 ka for Shichimenzan lava, 3.1 ± 0.6 ka for Fugendake-sancho lava, 3.4 ± 0.6 ka for Kazaana lava, 15 ± 2 ka for Myokendake lava, 25 ± 4 ka for Kunimidake lava. Six TL ages for Tarukidaichi debris avalanche deposit range from 20 ± 2 ka to 30 ± 3 ka. We success to distinguish individual dome age by TL dating. Source rock of Tarukidaichi debris avalanche deposit is Kunimidake lava and age range of formation is estimated as 25 ka to 7.3 cal ka by TL dating and field observation. We gave new and useful age data of Younger Unzen Volcanic lavas by TL dating with age range about 25 ka to 3 ka.

Key words: Unzen volcano, thermoluminescence dating, Myoken caldera, devris avalanche deposit, collapsed age

1. はじめに

雲仙火山では、1990年11月の小規模な水蒸気爆発が始まった後、1996年6月に活動が終息するまでに、火砕流や土石流などが多発し、多くの人命が奪われ多大な被害をもたらされた。この噴火活動の推移予測のための諸観測とともに、火山噴出物の層序についても精力的な調査が行われ、雲仙火山地質図としてまとめられている

(渡辺・星住, 1995)。この中では、新期雲仙火山を新しいものから順に眉山火山・普賢岳火山、妙見岳火山、野岳火山に3区分している。

雲仙火山地質図には相当数の噴出物の年代が記載されているが、中田(1997)が示したような長期の噴火予測に役立つ噴出量と噴出時期の階段ダイアグラムを作成するためには、年代データの数がまだ十分とはいえない。

* 〒812-8581 福岡市東区箱崎 6-10-1

九州大学大学院工学研究科地球資源システム専攻
Earth Resources Engineering, Master Course of
Graduate School of Engineering, Kyushu University,
6-10-1, Hakozaki, Higashi-ku, Fukuoka-shi 812-
8581, Japan.

現所属: 〒260-0826 千葉市中央区新浜町 1

川鉄鉱業(株) 技術研究所

Present address: Research Laboratory, Kawatetsu
Mining Corporation, 1, Niihama-cho, Chuo-ku,
Chiba-shi 260-0826, Japan.

** 〒010-8502 秋田市手形学園町 1-1

秋田大学工学資源学部素材資源システム研究施設
Research Institute of Materials and Resources,
Faculty of Engineering and Resource Science, Akita
University, 1-1, Tegatagakuen-cho, Akita-shi 010-

8502, Japan.

*** 〒812-8581 福岡市東区箱崎 6-10-1

九州大学大学院工学研究院地球資源システム工学部門
Department of Earth Resources Engineering,
Graduate School of Engineering, Kyushu Uni-
versity, 6-10-1, Hakozaki, Higashi-ku, Fukuoka-shi
812-8581, Japan.

**** 〒812-8581 福岡市東区箱崎 6-10-1

九州大学大学院工学研究院地球資源システム工学
部門名誉教授Professor of Emeritus, Department of Earth Re-
sources Engineering, Graduate School of Engineering,
Kyushu University, 6-10-1, Hakozaki, Higashi-ku,
Fukuoka-shi 812-8581, Japan.

Corresponding author: Takehiko Yamagata

e-mail: t-yamagata@kawako.kawatetsu.ne.jp

特に普賢岳火山及び眉山火山については、その傾向が強い。新期雲仙火山溶岩ドーム及び眉山火山については、比較的最近の年代に限れば、島ノ峰及び七面山についてのフィッシュン・トラック年代値(檀原・他, 1993)や、七面山及び天狗山についての熱ルミネッセンス(以下 TL と記す)年代値(高島・渡辺, 1991; Takashima and Watanabe, 1994)があるのみである。

TL 年代測定法は土器等の考古学試料や堆積岩など多くの対象について研究が進められており(Aitken, 1985; 市川・平賀, 1988)、火山や地熱分野では、石英を含む火山岩、テフラ、変質岩の年代を求める方法として注目され、近年多くの結果が出されている(平賀・市川, 1988; Takashima, 1985; Takashima and Watanabe, 1994 等)。TL 年代測定法は現在のところ高精度の年代値を求める段階にはないが、簡単な手順・装置で多くの試料を測定できる。また、最近では、不確定要素を排除した試料の選択(Takashima *et al.*, 2002)と石英粒径補正の精密化(島雄・他, 1999)で信頼性の向上と誤差の減少を実現し、10%以下の誤差で年代値を求めることが可能となった。筆者らの研究グループでは、雲仙火山地域の溶岩ドーム・火砕流堆積物の TL 年代を 200 個以上測定し、その一部は既に報告している(島雄・他, 1999; 高島・渡辺, 1991; Takashima and Watanabe, 1994)。TL 法の測定結果は、数千年-数万年の年代範囲では最も信頼できる¹⁴C年代値の報告ともよい整合性を示し、有効性が実証されている(高島, 1995)。¹⁴C法に対する TL 法の利点は、噴出源同定に多少のあいまいさが残る可能性のあるテフラではなく溶岩やドーム岩体を直接測定できることであり、栃木県の塩原富士山ではドーム岩体そのものの年代を求めている(高島, 1999)。このように、TL 年代測定法は石英を含む岩体のみが適用対象という制約はあるが、近年改定された活火山の要件の一つである 1 万年より若い火山岩を測定できる。

本研究では、数千年から 2 万年程度と予想されていた新期雲仙火山(渡辺・星住, 1995)に属する眉山火山、普賢岳火山、妙見岳火山を形成する溶岩ドームの TL 年代値を求めた。また、起源が不明であった垂木台地岩屑なだれ堆積物の TL 年代を求め、供給源と予想される岩体の薄片観察、X 線回折による鉱物組み合わせも加味して堆積物の起源岩体を推定した。そして、これらの結果から、2 万 5 千年以降の雲仙火山地域の火山活動史について議論を行った。

2. 地質の概要及び試料の記載

雲仙火山は九州西部、長崎県島原半島のほぼ中央部に位置し、火山活動による噴出物は周囲の裾野も含めて、

東西 20 km, 南北 25 km の地域に分布している。この位置は、九州を南北に分断する別府-島原地溝(松本, 1979)の西端に相当し、また九州中央部を南北に横切る活火山列から背弧側に約 100 km 外れた特異な位置を占める。火山体の中央部には東西性の断層群からなる雲仙地溝があって、現在も南北に拡大し沈降し続けている(太田, 1984)。

雲仙火山は、高岳、九千部岳など浸食の進んだ古期の火山体と、普賢岳、眉山、妙見岳、野岳などの火山原面を比較的好く残す新期の火山体とからなる。雲仙火山の地質区分や火山岩石学については多数の研究がある(本間, 1936; Hoshizumi *et al.*, 1999; 太田, 1984 等)が、岩石がほぼ同質の角閃石安山岩~デイサイトと似ていることもあり、岩体相互の上下関係が不明確なところも一部残っている。

活動年代は、古期岩体が 50 万年から 10 数万年、新期岩体が 10 万年よりも若いと報告(渡辺・星住, 1995)されているが、数万年以降のドーム岩体の活動年代の解明は十分ではない。なお、有史の噴火活動は、1663 年の古焼溶岩の噴出、1792 年の新焼溶岩の噴出、そして、1990 年より始まった活動と続いている。

今回の TL 年代測定試料は、雲仙火山地質図(渡辺・星住, 1995)を基に採取した。地質の概略、試料採取位置及び岩体毎の加重平均 TL 年代(垂木台地岩屑なだれ堆積物については年代範囲)を Fig. 1 に示した。以下に試料採取を行った火山体と岩質・採取位置について簡単に述べる。

1) 妙見岳火山は、安山岩質溶岩を主とするおよそ径 4 km の火山体であり、南東に開いた径 1.5 km の崩壊地形を有する。本火山は、妙見岳・国見岳などからなる主火山体と北方に分布する舞岳南火砕流堆積物及び一本松火砕流堆積物から構成される。本論文では、カラー空中写真を参考にして、地形をもとに暫定的に区分を行い、それぞれ妙見岳火山妙見岳溶岩、国見岳溶岩と呼ぶことにする(Fig. 1)。岩石はいずれも角閃石安山岩~デイサイトであるが、肉眼での区別は困難であった。妙見岳溶岩を 4 個、国見岳溶岩を 6 個採取した。

2) 普賢岳火山は複数の溶岩流や溶岩ドームから構成され、その噴出位置は妙見岳の崩壊壁の内側だけでなく、崩壊壁の外側にも点在している。妙見岳の崩壊地形内に噴出した 3 つの溶岩ドーム(風穴溶岩、普賢岳山頂溶岩、島ノ峰溶岩)は、岩質及び化学組成が互いによく似た角閃石デイサイトからなる。普賢岳火山では、普賢岳山頂で 3 個、風穴で 2 個の試料を採取した。

3) 雲仙火山の中でも東端に位置する眉山火山は、北側に位置する七面山と南側に位置する天狗山の 2 つの角

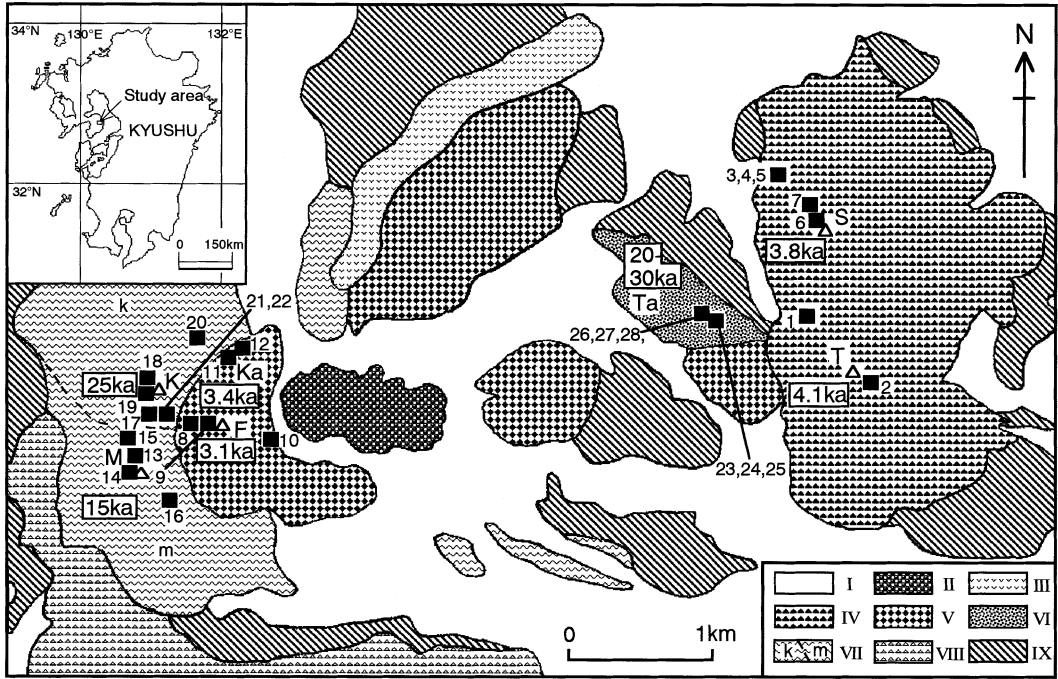


Fig. 1. Geology and sample locations of TL dating with weighted mean and range of TL ages of 6 lava units and one debris avalanche deposit (Geology is simplified from Watanabe and Hoshizumi, 1995).

I : Pyroclastic flow and fan deposits of Younger Unzen Volcano, II : Heisei Lava, III : Shin'yake Lava, IV : Shichimenzan and Tenguyama Lavas, V : Fugendake-sancho, Kazaana, Shimanomine, Senbongi, Inaoyama and Taruki-Higashi Lavas, VI : Tarukidaichi Debris Avalanche Deposit, VII : Myokendake Volcano Main Volcanic Edifice (m : Myokendake Lava ; k : Kunimidake Lava), VIII : Nodake and Fukkoshi Lavas, IX : Older Unzen Volcano

S : Shichimenzan, T : Tenguyama, Ta : Tarukidaichi, Ka : Kazaana, F : Fugendake, K : Kunimidake, M : Myokendake

閃石デイサイト質溶岩ドームからなる。これらの溶岩ドームは雲仙火山の中でも最大級の大きさである。他の溶岩ドーム群に比べ黒雲母が角閃石とともに卓越している。眉山火山では七面山で5個、天狗山で2個の試料を採取した。

この他に、垂木台地で垂木台地岩屑なだれ堆積物から6個の試料を採取した。本堆積物は破砕された細粒岩片中に数cmから50cm程度のサイズの垂角礫岩塊が不規則に含まれており、試料は近接した2地点の露頭で15~20cmの粒径の新鮮な岩片を無作為に各3個選択した。ここでは、本堆積物を覆う土壌の下部に厚さ2~3cm程度の黄赤色のテフラが観察された。このテフラ中のガラス片について20粒の屈折率測定を行ったところ、1.508~1.513の値を示したことから、アカホヤ火山灰(町田・新井, 1978)の可能性が高い。これにより、垂木台地岩屑なだれ堆積物の上限年代が推定される。

以上、計28個の試料について、TL年代測定を行っ

た。これらの試料は、ドーム岩体は溶岩、岩屑なだれ堆積物は岩片である。いずれの試料も水分量が少ない新鮮なものを採取した。これらの試料の採取地点の緯度経度とTL年代測定結果をまとめてTable 1に示した。

3. 実験方法

3-1 TL年代測定法

TL年代測定法は以下のように行った。試料500gをステンレス鉢で強力な力を加えないよう注意して粉砕し、20メッシュ(0.84mm)のふるいを全量通過させた。この試料から290gを正確に秤量し、直径80mm、高さ40mmのプラスチック製容器に詰め、放射性元素分析を行うγ線スペクトロメトリー用試料とした。残りの210gを全量が60メッシュのふるいを通過するまで再度粉砕し、60~200メッシュ(0.25~0.074mm)の部分を選別した。粉砕試料はアイソダイナミックセパレーターにより無色鉍物を分離し、塩酸及び弗化水素酸により純化、精

Table 1. Locations and TL age data of 28 samples collected from Younger Unzen Volcano.

No.	Sample No.	Sample location		U (ppm)	Th (ppm)	K ₂ O (%)	Paleodose (Gy)	Annual dose (mGy/a)	TL Age (ka±1σ)	Average age (ka±2σ)
		Latitude N	Longitude E							
Tenguyama lava										
1	SB3001	32°45'48"	130°20'15"	2.6	10.6	2.75	10.1	2.35(2.5)*	4.3±0.5	Weighted mean 4.1±0.8
2	SB3010	32°45'43"	130°20'44"	2.6	11.1	2.72	9.5	2.50(2.2)*	3.8±0.5	
Shichimenzan lava										
3	SB3002A	32°46'10"	130°20'7"	2.3	9.2	2.35	6.9	1.92(2.9)*	3.6±0.5	Weighted mean 3.8±0.6
4	SB3002B	32°46'10"	130°20'7"	2.1	9.4	2.53	6.5	2.17(2.3)*	3.0±0.8	
5	SB3002C	32°46'10"	130°20'7"	2.2	9.5	2.47	6.1	2.03(2.6)*	3.0±0.9	
6	SB3019	32°46'9"	130°20'23"	3.3	8.2	2.23	10.8	2.40(1.7)*	4.5±0.6	
7	SB3020(1)	32°46'10"	130°20'22"	3.1	7.8	2.25	8.1	2.25(1.9)*	3.6±0.4	
Fugendake-Sancho lava										
8	SB3012	32°45'29"	130°17'33"	2.0	8.2	2.24	6.6	1.94(2.3)*	3.4±0.5	Weighted mean 3.1±0.6
9	SB3016	32°45'21"	130°17'39"	2.2	8.8	2.25	4.5	1.96(2.4)*	2.3±0.4	
10	SB3050	32°45'20"	130°17'55"	2.5	8.4	2.22	7.9	2.39(1.4)*	3.3±0.4	
Kazaana lava										
11	SB3011	32°45'35"	130°17'42"	2.0	8.8	2.29	7.6	2.00(2.3)*	3.8±0.5	Weighted mean 3.4±0.6
12	SB3043	32°45'42"	130°17'45"	2.7	7.6	1.95	6.6	2.20(1.4)*	3.0±0.4	
Myokendake lava										
13	SB3007	32°45'14"	130°17'14"	1.4	9.5	2.01	28.4	1.78(2.4)*	16±2	Weighted mean 15±2
14	SB3015	32°45'9"	130°17'16"	1.8	9.8	2.41	38.0	2.24(1.9)*	17±2	
15	SB3017	32°45'20"	130°17'13"	2.0	8.9	2.25	27.7	2.13(1.9)*	13±1	
16	SB3024	32°45'8"	130°17'29"	2.4	8.4	2.10	44.0	2.59(0.8)*	17±3	
Kunimidake lava										
17	SB3006	32°45'26"	130°17'22"	1.8	8.2	1.95	44.8	1.79(2.2)*	25±6	Weighted mean 25±4
18	SB3013	32°45'33"	130°17'21"	1.9	9.6	2.26	50.8	2.12(2.0)*	24±3	
19	SB3014	32°45'31"	130°17'20"	2.2	9.3	2.27	43.2	1.88(2.9)*	23±4	
20	SB3048	32°45'39"	130°17'30"	2.8	8.2	2.25	47.2	1.89(2.9)*	25±8	
21	SB3065	32°45'21"	130°17'22"	1.7	8.2	2.04	60.3	1.88(2.0)*	32±7	
22	SB3066	32°45'21"	130°17'22"	1.7	9.1	2.25	49.1	2.05(2.0)*	24±2	
Tarukidaichi debris avalanche deposit										
23	SB3045A	32°45'52"	130°19'45"	2.4	7.1	1.71	51.4	1.90(1.6)*	27±8	
24	SB3045B	32°45'52"	130°19'45"	2.4	7.5	1.93	47.8	2.17(1.3)*	22±4	
25	SB3045C	32°45'52"	130°19'45"	2.6	7.8	1.90	46.5	2.21(1.3)*	21±3	
26	SB3060A	32°45'52"	130°19'41"	2.1	9.9	2.49	51.4	2.57(1.4)*	20±2	
27	SB3060B	32°45'52"	130°19'41"	2.1	9.1	2.39	50.9	2.12(2.2)*	24±2	
28	SB3060C	32°45'52"	130°19'41"	2.0	8.6	2.37	61.9	2.06(2.2)*	30±3	

* Figures in parenthesis are quartz grain diameter (mm) for beta ray correction.

製して発光量測定用の石英を得た。より詳細な試料処理手順については、Takashima and Watanabe (1994) 及び高島 (1995) を参照されたい。

TL 年代を得るためには、(1) 地質時代に受けた放射線量を知るための発光量の測定、(2) 鉱物の TL 感度を求めるための人工的なγ線照射とその後の発光量測定、(3) 放射性元素の含有量を求め年間線量を計算、という3つの基本的作業が必要である。

上記の(1)、(2)の発光量測定の結果より、これらの350℃付近のピーク強度から、試料が地質時代に受けた放射線量 (Paleodose, PD) が求められる。パレオドース

を求めるにあたっては、生長曲線法 (高島・本多, 1989) を用いた。

年間線量 (Annual dose, AD) を求めるにあたっては、試料中の放射性元素 (U, Th, K₂O) 及び付着水分量の分析を行って計算した。放射性元素の測定は、前述の290gの試料についてγ線スペクトロメトリー法を用いて試料中の (U, Th, K₂O) の含有量を測定し、付着水分量については105℃で恒量に達するまで乾燥させたときの減量から求めた。これらの値から、Aitken (1985) 及び Bell (1979) のデータに基づき年間線量を算出した。なお、弗化水素酸によるエッチングの過程で石英粒子の表面より

少なくとも $10\mu\text{m}$ の部分は除去されているので、石英粒子のパレオドースへの α 線の寄与は無視することができる。

また、石英粒度分布に基づく、実効 β 線量の評価を考慮した年間線量の補正法は、島雄・他 (1999) と同様の方法を用いた。すなわち、薄片を作成し、各試料について CCD カメラを装着した偏光顕微鏡を用いて、テレビモニター上で石英斑晶の粒径を測定した。その後、鏡下で得られた粒度分布から真の粒度分布を推定するための理論式 (向井, 1957) により実際の粒度分布を求めた。そして、各々の粒径に相当する体積による加重平均粒径を Mejdahl (1979) により得られた粒度別の β 線量寄与率データに当てはめ、年間線量を算出した。

最終的には、以下の式に従って TL 年代を求めた。

$$TLage(ka) = \frac{PD}{AD} \left\{ 1 \pm \sqrt{\sigma^2 + \delta^2} \right\}$$

ここで、 σ は生長曲線の標準偏差であり、 δ は年間線量の誤差である。

なお、発光量測定は、室温 $\sim 450^\circ\text{C}$ まで $200^\circ\text{C}/\text{分}$ で昇温させ、窒素ガスの雰囲気中で浜松ホトニクス製バイアルカリ型光電子増倍管を用いて行った。受光波長は $550\text{--}650\text{nm}$ である。また、 γ 線照射は秋田大学医学部附属病院中央放射線部の ^{60}Co ($5.10 \times 10^{12}\text{Bq}$) を用い、放射性元素含有量測定は $76 \times 76\text{mm}$ の NaI 検出器 (応用光研 (株)) とマルチチャンネルアナライザーを組み合わせたもので行った。

3-2 X線回折法による鉱物同定

試料中の鉱物同定のため、X線回折を行った。試料はメノウ乳鉢を用いて粉砕し微粉末 ($< 30\mu\text{m}$) にした。この微粉末約 2g をアルミ製の試料ホルダーにとり、指圧により固め固定したものを測定した。使用した装置は、理学電機社製 RINT2100 で、測定条件は、Target: Cu (Ni フィルター)、電圧: 40kV 、電流: 40mA 、走査範囲: $2\text{--}60^\circ$ 、走査速度: $4^\circ/\text{分}$ である。

4. 測定結果

4-1 TL年代測定

今回得られた年代値を Table 1 に示す。ここで、各試料から得られた年代値の加重平均 (T_{OWM}) とその誤差 (σ_{OWN}) を以下の式より求め、年代データとした。

$$T_{OWM} = \frac{1}{\sum N_i} \sum [N_i * T_i]$$

$$\sigma_{OWN} = T_{OWM} * \sqrt{\frac{1}{\sum N_i}}$$

ここで、 T_i は各々の TL 年代であり、重み N_i は σ_i を各々の年代誤差として、 $N_i = (T_i/\sigma_i)^2$ で評価している。今回の測定結果では個々の試料の誤差が比較的大きいこと、各岩体の試料数も少ないことから、加重平均誤差を 2σ とした。

各溶岩ドーム及び垂木台地岩層なだれ堆積物の試料は、風穴溶岩の 2 個から国見岳溶岩等の 6 個まで岩体により差があるが、誤差を考慮すればほぼ一致した年代を示す。最も若い加重平均年代は普賢岳山頂溶岩の $3.1 \pm 0.6\text{ka}$ 、最も古い年代は国見岳溶岩の $25 \pm 4\text{ka}$ であり、これまでに報告された年代及び広域テフラから予想される年代と矛盾しない。既存年代との比較等は、次章の考察において詳細に議論を行う。

4-2 鉱物組成と薄片観察

今回 TL 年代を測定した各岩体、特に起源物質が問題となる垂木台地岩層なだれ堆積物の供給源となる可能性のある周辺岩体について、X線回折による構成鉱物の検討と薄片観察を行った。

X線回折は各岩体の TL 測定試料から 1 個 \sim 6 個を選択して行った。検出された鉱物は、石英、クリストバライト、斜長石、黒雲母、角閃石であり、相対的な含有量を 4 区分し、Table 2 に示した。各岩体毎に特徴があるが、石英の量、クリストバライト・黒雲母・角閃石の有

Table 2. Mineral assembly of Younger Unzen Volcanic rocks identified by X-ray diffraction.

Sample No.	Quartz	Cristobalite	Plagioclase	Biotite	Hornblende
Tenguyama lava					
SB3010	◎		○	·	
Shichimenzan lava					
SB3002C	◎	○	○	△	·
SB3020(1)	◎	△	○	△	·
Fugendake-Sancho lava					
SB3016	·	·	◎	△	△
SB3050	·		◎	△	△
Kazaana lava					
SB3043	△		○	△	△
Myokendake lava					
SB3007	△	◎	◎		
SB3015	△	◎	◎		
SB3017	△	◎	◎		
SB3024	△	◎	◎		
Kunimidake lava					
SB3006	△	◎	○	△	·
SB3013	△	◎	◎	△	○
SB3014	△	◎	○	△	△
SB3048	△	◎	○	△	○
SB3065	△	◎	○	△	△
SB3066	△	◎	○	△	△
Tarukidaichi debris avalanche deposit					
SB3045A	△		○	△	△
SB3045B	△		○	△	○
SB3045C	△		○	△	△
SB3060A	△	◎	◎	○	△
SB3060B	△	○	○	△	△
SB3060C	△		◎	○	△

◎: Abundant ○: Common △: Rare ·: Trace

無でかなりの程度岩体を区別できる。X線回折による鉱物構成では、国見岳溶岩・垂木台地の試料共に石英・クリストパライト・斜長石・黒雲母・角閃石を含む。一方、妙見岳溶岩では黒雲母・角閃石がほとんど検出されていないが、その理由は両鉱物のオパサイト化によるものであることが、次に述べる薄片観察の結果から推定できる。眉山火山では石英の量比が他の岩体より大きい。

TL年代からは、国見岳が垂木台地岩屑なだれ堆積物の供給源である可能性が示唆された。これまでの報告では、国見岳・妙見岳の区別のない妙見火山が供給源であるとの指摘(渡辺・星住, 1995)や妙見カルデラ生成以前の火山体の崩壊物(田中・中田, 1988)という説がある。そこで、国見岳岩体、妙見岳岩体及び垂木台地岩屑なだれ堆積物の岩片試料の薄片観察を行った。

鏡下の観察では、国見岳と垂木台地岩屑なだれ堆積物中の岩片の斑晶の主体をなす斜長石のサイズ、形態、含有量は比較的似ており、共に多量の角閃石と少量の黒雲母を含んでいる。妙見岳岩体も概ね同様の鉱物組成、組織を示すが、相対的に斜長石量が少なく、重要な特徴と

して、角閃石・黒雲母がすべて(検鏡した5地点、27枚の薄片)ほぼ完全にオパサイト化している。Fig. 2に妙見岳溶岩と国見岳溶岩の薄片写真を示した。

このX線回折及び薄片観察結果は、垂木台地岩屑なだれ堆積物の起源同定にかなり有効な指針を与えたが、それについては次章の考察で検討する。

5. 考 察

5-1 既存年代との比較及び年代値の解釈

本報告では、歴史時代を除いて最も新しい溶岩ドームについて複数個の年代を求め、各々の年代値が誤差を含めてほぼ一致することを確かめた上で加重平均を出した(Table 1)。野外観察からは、それらの各試料は同一岩体に属することが確かめられているので、加重平均年代は対象とするドームの年代といえる。しかし、前述の理由で加重平均の誤差は 2σ としている。

眉山火山の七面山については、フィッシュトラック法による 5.1 ± 1.5 ka (檀原・他, 1993)があり、TL年代の 3.8 ± 0.6 kaよりやや古いが、誤差を考えればほぼ同じである。普賢岳火山ではフィッシュトラック法で島ノ峰溶岩について 6 ± 2 ka (檀原・他, 1993)という年代が報告されているが、同じ岩体のTL年代測定結果はない。一方、今回の測定で、普賢岳山頂溶岩が 3.1 ± 0.6 ka、風穴溶岩が 3.4 ± 0.6 kaとなったことから、眉山を含めた3つの岩体がほぼ同じ時代に活動したことが明らかとなった。なお、最も若いこれらの岩体のうち、眉山についてはTakashima and Watanabe (1994)がTL年代として2.7-3.4 kaを報告している。しかし、この結果は島雄・他(1999)で報告した β 線の補正が不十分であったことから、今回の報告年代と大きな差はないが、精度としてはやや劣っている。なお、Takashima and Watanabe (1994)で普賢岳溶岩として0年の年代を示しているのは、当時命名されていなかった平成溶岩の測定値であり、今回の測定結果とは対比できない。また、誤差を含めれば既存の年代と一致するという上記の結論ではあるが、その違いは常にTL年代が若くなっている。TL法は若返りの要素が多くあるが、現在の測定手法、試料に起因する若返りの原因として考えられるのは、試料処理時の遮光、過度の破碎、堆積時の熱や変質によるフェーディングなどである。相当注意を払って研究を進めてはいるが、これらのことは、今後追求しなければならない重要な問題である。

眉山火山、普賢岳火山溶岩ドーム群の年代は、最近まで火砕流堆積物中の ^{14}C 年代測定により推定されていた。小林・中田(1991)は普賢岳溶岩ドーム起源の水無川火砕流堆積物の ^{14}C 年代を 5.2 ± 0.1 cal ka (著者から提

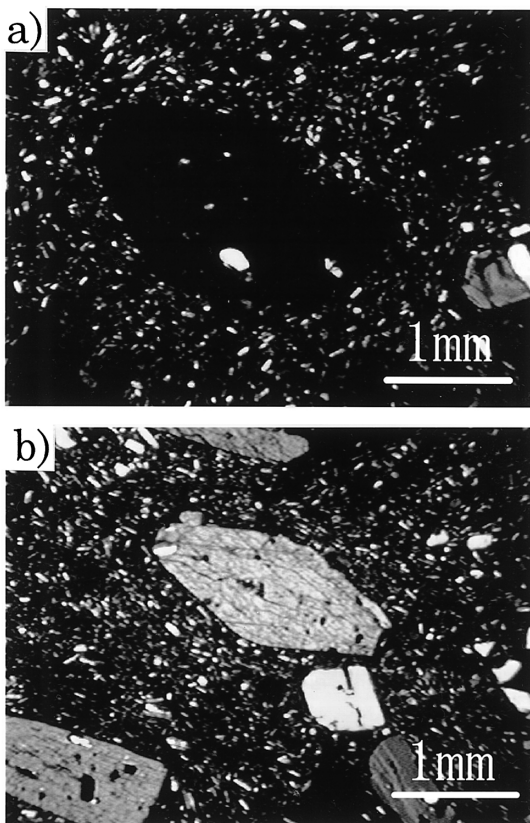


Fig. 2. Photomicrographs of lavas from a) Myokendake lava (SB3007), b) Kunimidake lava (SB3013).

供された 4200 ± 100 yBP という原データを暦年補正。以下暦年補正はすべて *Stuiver et al. (1998)* に基づく), 小林・加藤 (1986) は七面山起源とされる六ツ木火砕流堆積物の ^{14}C 年代を 5.2 ± 0.1 cal ka としており, この結果も前記の TL 年代と調和的である。ただし, TL 年代は同定のあいまいさのない溶岩ドームそのものの年代であることが利点である。

眉山火山の2つの岩体の新旧については, 現在のところ不明であり, 今回の TL 年代測定結果からも誤差を考慮すれば区別は困難である。参考程度の観察になるが, 空中写真(縮尺約2万分の1のカラー画像)判読では北部の七面山の浸食程度が高く, 基底部が南部の天狗山に切られているように見られることから, 七面山の方が古い可能性が考えられる。

妙見岳, 国見岳については, 妙見岳主火山体として一括され 28 ± 2 ka, 25 ± 10 ka, 10 ± 38 ka という K-Ar 年代値が報告されている(星住・他, 1994)。誤差の多い最後のデータを除いた値は, TL 年代の国見岳岩体(溶岩)の年代値 25 ± 4 ka とほぼ一致する。しかし, 妙見岳主火山体のうち妙見岳岩体は 15 ± 2 ka と国見岳岩体(溶岩)と明確に異なる TL 年代を示しており, 岩体毎に活動年代は違っていたと考えられる。国見岳岩体と妙見岳岩体は雲仙火山地質図(渡辺・星住, 1995)でも一括されており, 我々の現地調査でも区別できなかった。しかし, 前述のカラー空中写真の観察では北部の国見岳岩体の方が谷が深く, 浸食が進んでいるように思われた。この差は国見岳の北麓が低い海拔高度まで広がっていることによる可能性もあるが, 岩体区別の傍証となるかもしれない。

5-2 垂木台地岩屑なだれ堆積物の起源

垂木台地岩屑なだれ堆積物は眉山の西側に分布する崩壊堆積物で垂木台地の上面を形成する。この堆積物は妙見岳火山体の崩壊に伴って流下した岩屑なだれ堆積物と推定はされていたものの, 特定されるまでには至っていない。

今回行った TL 年代測定より, 妙見岳火山体に属する国見岳と垂木台地岩屑なだれ堆積物中の岩片の年代がかなり近い値を示している。前述の薄片観察で, 垂木台地岩屑なだれ堆積物中の岩片(2地点6試料32枚の観察結果)に妙見岳溶岩起源の岩片の特徴である角閃石・黒雲母のオパサイト化が認められないことや X 線回折による鉱物組成 (Table 2) から国見岳溶岩と垂木台地岩屑なだれ堆積物の類似性が推定できる。X 線回折による鉱物の対比では, 垂木台地岩屑なだれ堆積物の一部の試料でクリストバライトが欠如している。このことは, 垂木台地岩屑なだれ堆積物が国見岳溶岩ではない別の岩体起源の岩片をも含んでいることを示す可能性もある。

Table 1 で K_2O の含有量が比較的低い SB3045A, B, C の3試料は, 雲仙火山における全岩化学組成の $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$ の相関(渡辺・星住, 1995)から判断すると SiO_2 も低いと予想され, そのためクリストバライトを含まないということも考えられる。そのような低 SiO_2 岩片の起源としては, 妙見岳火山一本松火砕流堆積物 ($\text{SiO}_2 = 58.74$ wt%; $\text{K}_2\text{O} = 1.84$ wt%; 渡辺・星住, 1995) が候補の一つとして挙げられる。この検証のためのデータは持っていないので, これ以上の議論は行わないが, 今後の検討課題である。

以上の結果より, 垂木台地岩屑なだれ堆積物は国見岳(それ以外の岩体の混入の可能性もあるが, これ以後は単に国見岳と表記する)の崩壊に伴って流下した堆積物の可能性が高いと思われる。特記すべき点として, 国見岳とは活動時期の異なる妙見岳起源の岩片が含まれていないことが挙げられる。

垂木台地を形成する岩屑なだれ堆積物中の岩片が国見岳溶岩起源に限られ妙見岳溶岩の供給はないことは, 垂木台地の形成は妙見カルデラの形成前に成層火山体の上部が崩壊してできたとする田中・中田 (1988) の説を支持する。この成層火山は今回の TL 年代測定結果から, 国見岳と考えられる。Fig. 3 は, 前述の空中写真から読み取った崩壊壁の形態である。この図から, 妙見カルデラの崩壊壁が北部の国見岳と南部の妙見岳に二分され, かつ妙見岳側が国見岳側を切っていることが読み取れる。また, 国見岳北部には古い崩壊壁の存在も認められる。国見岳の崩壊の時代は, 供給源となる国見岳溶岩の TL 年代 (25 ± 4 ka) と崩壊堆積物を覆うアカホヤ火山灰 (6300 年, 7.3 cal ka) の間である。

6. 2万5千年以降の雲仙火山形成史の改定及びまとめ

雲仙火山地域の過去の活動については, 西村 (1982), 渡辺・星住 (1995), Hoshizumi *et al.* (1999) など, 多数の研究がなされている。Hoshizumi *et al.* (1999) は最新の地質, 年代データにより古期及び新期雲仙火山の活動史を復元している。そのデータを基本に, 妙見岳火山体形成以降の主要な火山活動史を Fig. 4 の左側の欄に示した。今回新たな年代値が得られたことで, いくつかの改定が提案される (Fig. 4 右側の欄)。すでに述べた点も含めて, 以下にまとめる。

(1) これまで一括されていた妙見岳主火山体は, 年代的に国見岳岩体(溶岩) 25 ± 4 ka と妙見岳岩体(溶岩) 15 ± 2 ka に明確に二分される。

(2) 垂木台地岩屑なだれ堆積物の起源物質は国見岳岩体の可能性が高く, 妙見岳岩体起源のものを含まない。

(3) 垂木台地岩屑なだれ堆積物の起源物質が国見岳岩体であるとすれば、妙見カルデラは2回以上の崩壊で形成されたことになる。

(4) 妙見カルデラ北部の最初の崩壊は、厳密には国見岳噴火後の 25 ± 4 ka から垂木台地岩屑なだれ堆積物を覆うアカホヤ火山灰の年代 7.3 cal ka までの間となる。しかし、これ以外の時代決定データが欠如しているため、Fig. 4では国見岳の山体形成からあまり時間を置かず崩壊したとして表記している。

(5) 妙見カルデラ南部の崩壊は妙見岳噴火後の 15 ± 2 ka から崩壊地内に噴出した普賢岳山頂溶岩ドーム等の年代 $3-6$ ka までであるが、前項と同様の理由で、Fig. 4では妙見岳の山体形成からあまり時間を置かず崩壊したとして表記している。

(6) 妙見カルデラ形成後の雲仙火山新期溶岩ドーム群の TL 年代値は、普賢岳山頂溶岩で 3.1 ± 0.6 ka、風穴溶岩で 3.4 ± 0.6 ka、眉山火山の天狗山で 4.1 ± 0.6 ka、七面山で 3.8 ± 0.6 ka となった。これらの年代値は既存のものに較べやや新しいが、誤差等の観点から明確に異なるとは断定できない。

以上、今回の測定結果から既存の年代、活動史を改定する点をまとめた。今後の課題は、いかに真の年代に近づくデータを得るかである。その中でも、TL が若い年代となる傾向の解明になる。このためには、地質層序が明確で、測定法の誤差要因がない試料についての厳密な

測定による最善の年代値決定と各種の測定のクロスチェックが不可欠であろう。

謝 辞

アカホヤ火山灰同定のための屈折率測定では、元九州大学大学院生は永陽子さんにお世話になった。(株)ダイ

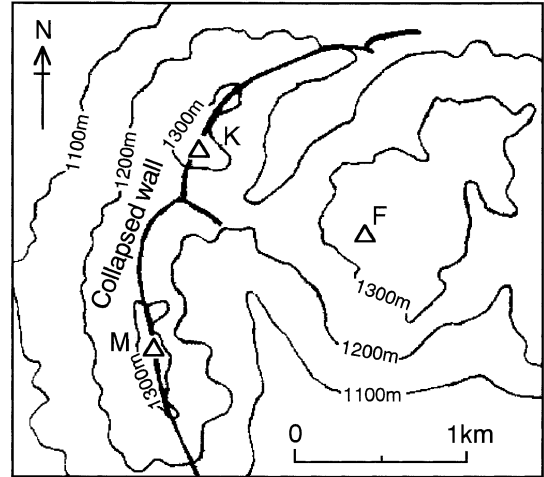


Fig. 3. Shape of collapsed walls at Myoken caldera. Abbreviations of location names are same as Fig. 1.

Major volcanic activities and collapse event. Simplified and modified from Hoshizumi <i>et al.</i> (1999)		This study (All ages except Kikai-Ah ash are TL data)	
present	Heisei lava		
1990	Shin'yake lava		
1792	Furuyake lava		
1663			
5-6ka	Tenguyama lava	3-4ka	Fugendake-sancho lava
	Shichimenzan lava		3.1±0.6ka
	5.1±1.5ka(f*)		Shichimenzan lava
	Kazaana lava		3.8±0.6ka
	Shimanomine lava		Tenguyama lava
	6±2ka(f*)		4.1±0.8ka
	Fugendake-sancho lava		Kikai-Ah ash (7.3 cal ka)
	Kikai-Ah ash (6.3ka)		
13ka	Inaoyama lava		
	Senbongi lava		
	13±3ka(f*)		
	Taruki-Higashi lava		
	25±12ka(k*)		
20-30ka	Myokendake Volcano	15ka	Myokendake Volcano
	Myokendake Main		(Myokendake lava)
	Volcanic Edifice		15±2ka
	10±38ka(k**)		
	28± 2ka(k**)		
	25±10ka(k**)	25ka	Myokendake Volcano
	Aira-Tn ash (25ka)		(Kunimidake lava)
			25±4ka
			Tarukidaichi DA
			20-30ka

Fig. 4. History of Unzen Volcano in recent 25,000 years and new proposal derived from TL age data. f* : fission-track age by Danhara *et al.* (1993), k* : K-Ar age by Hoshizumi *et al.* (1999), k** : K-Ar age by Hoshizumi *et al.* (1994). Kikai-Ah and Aira-Tn ashes are widespread tephra derived from South Kyushu, and the ages are widely accepted.

ヤコンサルタントの尾関信幸氏には、現地の地質状況について有益な情報を提供して頂いた。秋田大学附属病院の小松 斉氏には⁶⁰Co 照射・機器校正実験でお世話頂いた。秋田大学の佐々木恭治氏、一ノ瀬貴美子さんには試料処理、図面作成で援助頂いた。編集担当の産業技術総合研究所の東宮昭彦博士及び匿名の2名の査読者からは有益で建設的な意見を頂いた。以上の方々に厚くお礼申し上げます。

引用文献

- Aitken, M. J. (1985) Thermoluminescence dating. Academic Press, 359 p.
- Bell, W. T. (1979) Thermoluminescence dating: radiation dose-rate data. *Archaeometry*, **21**, 243–245.
- 檀原 徹・岩野英樹・星住英夫・渡辺一徳 (1993) 若い火山岩のフィッシュン・トラック年代測定の試み—雲仙火山・眉山の例—。火山学会秋季大会予稿集, 51.
- 平賀章三・市川米太 (1988) 熱ルミネッセンス法 (石英粗粒子法) による火山灰の年代測定. 地質学論集, **29**, 207–216.
- 本間不二男 (1936) 雲仙岳. 火山, 第1集, **3**, 7–124.
- 星住英夫・宇都浩三・渡辺一徳 (1994) 雲仙火山の K-Ar 年代測定—新期雲仙火山の発達史—. 火山学会秋季大会予稿集, 93.
- Hoshizumi, H., Uto, K. and Watanabe, K. (1999) Geology and eruptive history of Unzen volcano, Shimabara Peninsula, Kyushu, SW Japan. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **89**, 81–94.
- 市川米太・平賀章三 (1988) 熱ルミネッセンス法. 地質学論集, **29**, 73–82.
- 小林哲夫・加藤和夫 (1986) 雲仙火山の形成史 (演旨). 火山, **39**, 299–300.
- 小林哲夫・中田節也 (1991) 雲仙火山, 火砕流・岩屑なだれ堆積物の ¹⁴C 年代と発達史. 火山学会秋季大会予稿集, 140.
- 町田 洋・新井房夫 (1978) 南九州鬼界カルデラから噴出した広域テフラ—アカホヤ火山灰—. 第四紀研究, **17**, 143–163.
- 松本徭夫 (1979) 九州における火山活動と陥没構造に関する諸問題. 地質学論集, **16**, 127–139.
- Mejdahl, V. (1979) Thermoluminescence dating: beta-dose attenuation in quartz grains. *Archaeometry*, **21**, 61–72.
- 向井 滋 (1957) 鉱物の単体分離に関する考察—顕微鏡による粒度測定値の数学的補正—. 浮選, **6**, 5–13.
- 中田節也 (1997) 火山噴出物と噴火の推移予測. 火山とマグマ, 兼岡一郎・井田喜明編, 東大出版会, 158–178.
- 西村暉季 (1982) 雲仙三峰—普賢岳・国見岳・妙見岳の生成史. 長崎県地学会誌, **37**, 13–29.
- 太田一也 (1984) 雲仙火山. 長崎県, 98 p.
- 島雄 隆・高島 勲・渡辺公一郎・井沢英二 (1999) 火山岩の熱ルミネッセンス年代測定の精度検証—雲仙火山火砕流堆積物の β 線量精密補正年代—. 岩鉱, **94**, 109–119.
- Stuiver, M., Reimer, P. J., Bard, E., Beck, J. W., Burr, G. S., Hughen, K. A., Kromer, B., McCormac, G., van der Plicht, J. and Spurk, M. (1998) INTCAL 98 radiocarbon age calibration, 24,000–0 cal BP. *Radiocarbon*, **40**, 1041–1083.
- Takashima, I. (1985) Thermoluminescence dating of volcanic rocks and alteration minerals and their application to geothermal history. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **36**, 321–366.
- 高島 勲 (1995) 熱ルミネッセンス年代測定—特に石英による火山岩類の測定について—. 第四紀研究, **34**, 209–220.
- 高島 勲 (1999) 北関東高原火山富士山溶岩ドームの熱ルミネッセンス年代. 火山, **44**, 275–277.
- 高島 勲・本多朗郎 (1989) 福島県会津田島地域の火砕流堆積物の K-Ar 年代と TL 年代比較. 地質雑, **95**, 807–816.
- 高島 勲・渡辺公一郎 (1991) 1 万年より若い火山岩の年代測定例としての雲仙火山眉山岩体の TL 年代. 火山学会秋季大会講演予稿集, 32.
- Takashima, I. and Watanabe, K. (1994) Thermoluminescence age determination of lava flows/domes and collapsed materials at Unzen Volcano, SW Japan. *Bull. Volcanol. Soc. Japan*, **39**, 1–12.
- Takashima, I., Mori, Y. and Mukaikubo, A. (2002) Standardization of thermoluminescence dating of volcanic rocks—Proposal of grade check for reliable geological age—. *Advance in ESR Application*, **18**, 169–172.
- 田中雅人・中田節也 (1988) 雲仙火山東域の地質. 九州大学理学部島原地震火山観測所研究報告, **14**, 1–10.
- 渡辺一徳・星住英夫 (1995) 雲仙火山地質図. 火山地質図 8, 地質調査所.

(編集担当 東宮明彦)