

## 雲仙火山, 眉山の形成過程

尾関 信幸\*・奥野 充\*\*・小林 哲夫\*\*\*

(2005年7月1日受付, 2005年10月1日受理)

## Growth History of Mayuyama, Unzen Volcano, Kyushu, Southwest Japan

Nobuyuki OZEKI\*, Mitsuru OKUNO\*\* and Tetsuo KOBAYASHI\*\*\*

Unzen volcano is a large volcanic complex which started its eruption ca. 0.5 Ma at the center of Unzen graben, Shimabara peninsula, northwestern Kyushu, Japan. This volcano consists of many volcanic edifices such as Takadake, Kusenbudake, Fugendake volcanoes etc. These volcanoes are composed mainly of lava domes and thick lava flows of hornblende andesite and dacite. Volcanic history of Unzen volcano is divided into two stages: the older and younger stages. The younger stage is subdivided into three sub-stages which consist of Nodake volcano, Myokendake volcano, and Fugendake and Mayuyama volcanoes, respectively. Mayuyama is an isolated volcano on the eastern foot of Fugendake, and is the youngest among them with an age of ca. 4 ka.

Mayuyama volcano consists of two adjoining volcanic edifices, Shichimenzan and Tenguyama, which trend north to south. Geological data indicate that there was once a large lava dome of the same size and at the same place of the present Mayuyama. At the beginning of the Mayuyama eruption, uplift occurred around the present site of Mayuyama, and pre-Mayuyama collapsed. The Shimabara debris avalanche resulted from this movement. A small area to the west of Mayuyama tilted and formed the Taruki plateau, a flat uplifted surface. After the growth of Tenguyama lava dome, Shichimenzan, a volcanic spine, was formed at the northern slope of Tenguyama. Due to the growth of Shichimenzan, the northern part of Tenguyama suffered intense shear-stress which resulted to the formation of many faults and lineaments. During the formation of Mayuyama volcano, Mutsugi block and ash flow was generated mainly to the north of Mayuyama. On the bases of two radiocarbon dates, we estimate the eruption age of Mayuyama as ca. 4.6 cal kyr BP.

Summit lava domes of Fugendake were also generated shortly before the Mayuyama eruption. This means that lava domes at the summit and flank of Unzen volcano were almost simultaneously formed during the 4.6 cal kyr BP eruption.

**Key words:** Unzen volcano, Mayuyama, eruptive history, lava dome, ground deformation

## 1. はじめに

雲仙火山は、九州北西部の島原半島を東西に横切る雲仙地溝(太田, 1972)の中央部に位置する活火山である(Fig. 1)。雲仙火山の活動は約50万年前から始まったとされ、厚い溶岩流や溶岩ドームの形成とそれに伴う block and ash flow の発生が活動の主体である (Hoshizumi *et al.*,

1999)。この間、角閃石安山岩〜デイサイト質マグマの活動が継続している。現在は高岳<sup>くせんぶだけ</sup>、九千部岳<sup>くせんぶだけ</sup>、普賢岳<sup>ふけんだけ</sup>など複数の火山体からなる(渡辺・星住, 1995)。眉山<sup>まへやま</sup>は、天狗山<sup>てんぐやま</sup>(708 m)と七面山<sup>しちめんざん</sup>(818.7 m)という2つの溶岩ドームが南北に連なった複合火山体で、雲仙火山東麓に位置している。

\* 〒331-8638 さいたま市北区吉野町 2-272-3  
株式会社ダイヤコンサルタント ジオエンジニアリング事業本部 砂防・防災センター 防災グループ  
Dia Consultant Co., Ltd., 2-272-3 Yoshino-cho, Kitaku, Saitama 331-8638, Japan.

\*\* 〒814-0180 福岡市城南区七隈 8-19-1  
福岡大学理学部地球圏科学教室  
Department of Earth System Science, Faculty of Science, Fukuoka University, 8-19-1 Nanakuma, Jonan-

ku, Fukuoka 814-0180, Japan.

\*\*\* 〒890-0065 鹿児島市郡元 1-21-35  
鹿児島大学理学部地球環境科学教室  
Department of Earth and Environmental Sciences,  
Faculty of Science, Kagoshima University, 1-21-35  
Korimoto, Kagoshima 890-0065, Japan.

Corresponding author: Nobuyuki Ozeki  
e-mail: N.Ozeki@diaconsult.co.jp

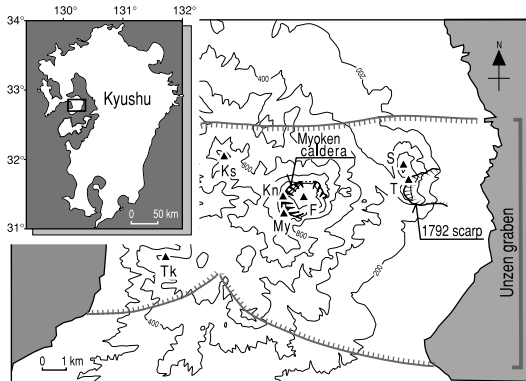


Fig. 1. Map showing the location of Mayuyama of Unzen Volcano. Mayuyama consists of two adjoining lava domes, Shichimenzan (S) and Tenguyama (T). F: Fugendake, Kn: Kunimidake, Ks: Kusenbudake, My: Myokendake, Tk: Takadake.

雲仙火山の有史噴火は1663～1664年、1792年、および1990～1995年の3回が知られているが、いずれも普賢岳で発生している(太田, 1984; 渡辺・星住, 1995など)。このうち1792年の活動では、眉山の山体崩壊によって、有明海一帯に津波による大災害が発生した。このイベントは「島原大変肥後迷惑」と呼ばれ、日本の火山災害史上最悪の惨事として知られている(片山, 1980)。

筆者らは、溶岩ドームを形成する噴火の多様性に関する研究の一環として、眉山およびその周辺について詳細な地形・地質学的調査を実施した。その結果、眉山は1回の噴火で形成されたものではなく、近接した時期にまず天狗山が、次いで七面山が出現したこと、その形成過程で周辺の地盤にも大きな変動が生じたこと等が明らかになった。さらに、これまで報告された放射年代もあわせて整理して年代学的検討も行った。本論では、地形・地質学的特徴から眉山の形成過程を復元し、さらに雲仙火山の噴火史における意義についても議論する。

## 2. 研究史

雲仙火山に関する研究は、1990年から始まった普賢岳の噴火を契機として、急速に進展してきており、渡辺・星住(1995)の雲仙火山地質図(1: 25,000)、Hoshizumi *et al.* (1999)、星住・宇都(2000)、星住・他(2002)等の総括的研究によって、広大な雲仙火山の全容が次第に明らかになりつつある。ここでは、研究対象である眉山を中心に研究史をまとめる。

### 2-1 眉山の崩壊に関する研究

眉山に関する初期の研究としては、1792年の大災害

(島原大変)に関連した眉山の崩壊の原因に関する研究が多い。崩壊を引き起こした原因として地震崩壊説(大森, 1908, 1918)と火山爆発説(駒田, 1913, 1916; 佐藤, 1918等)との論争があった。この論争は決着がつかなかったが、後年、太田(1969)は地下水に飽和した岩体の液化化による局所的地すべり崩壊説を、片山(1974)は海底にまで達する円弧地すべり説を提唱した。一方、古谷(1974)も火山爆発説であるが、粉体流として流下したと考えた。しかし、1980年代以降は、火山爆発説は完全に否定されている。

駒田(1916)は1792年の崩壊とは別の「流れ山」が存在することを最初に指摘した。「流れ山」の分布域は後述する島原岩屑なだれ堆積物の分布とまったく同じではないが、ほぼそれを認識していたことになる。給源は眉山と垂木台地の接合部付近と推定した。宮地・他(1987)は、島原地域の多くの古絵図を調査し、1792年の崩壊以前に流れ山地形が存在していることを指摘した。宇井(1991)は、1792年の崩壊堆積物を眉山岩屑流、それ以前の崩壊堆積物を島原岩屑流と命名した。渡辺・星住(1995)は、これらを眉山岩屑なだれ堆積物および島原岩屑なだれ堆積物と改称した。関口(1994)は、海底地形図(国土地理院, 1982)を基に、島原市東方の海底地形を解析し、これらの岩屑流堆積物がそれぞれ2～3km沖合まで追跡できることを報告した。また、渡辺・星住(1995)は、島原岩屑なだれ堆積物はK-Ahの上位にあるとした。なお、正確な執筆年代は明らかでないが、今村明恒博士は、現在の流れ山は「島原大変」以前から存在したものがと指摘し、筑紫大地震(西暦679年)に関する記述が島原大変の状況と酷似していることから、両者を関連づけて筑紫大地震の際にも眉山が崩壊したと考えた(震災予防協会(1977)収録の遺稿p. 167)。今村は島原大変前に描かれた古絵図を見ていたものと推察される。

「島原岩屑なだれ」の給源について、駒田(1916)は垂木台地の「爆裂火口」と推定したが、今村は眉山の地すべり・崩壊地形を疑い、関口(1994)は垂木台地方面とだけ述べ具体的な場所は特定していない。渡辺・他(1991)は眉山の基底部に眉山とは異なる古い溶岩(眉山基底溶岩)を識別し、この溶岩からなる山体が島原岩屑なだれの給源である可能性を示唆した。

井上(1999)は1792年以前の天狗山の地形を復元し、現在の山頂に隣接した位置に別の尖塔状の山頂部が存在し、その標高は760m程度であったと推定した。

### 2-2 地質および形成年代に関する研究

雲仙火山の全体像を最初にまとめた駒田(1916)は、火山群の発達史を建設時代(地質時代)と破壊時代(有史時代)に大別し、建設時代を前期火山岩噴出時代(第

一期)と後期火山岩噴出時代(第二期~第五期)に細分した。このうち雲仙火山本体は、後期(第二期~第五期)の活動と位置づけた。眉山は第四期に属し、普賢岳を最新の第五期の火山と考えた。本間(1936)は、活動期を3期に区分し、眉山を最も新しい普賢火山期の最初期に位置づけた。しかし、倉沢・高橋(1965)は、雲仙火山の中央部および西部に分布する古期・中期の火山体と同時期であると考えた。彼らは眉山の成因にも注目し、山頂付近に頁岩・砂岩が存在することから「固結化作用の進んだ溶岩が押し上げられた lift-dome」と推定した。

その後、太田(1984, 1987)および田中・中田(1988)は、眉山を普賢岳-妙見岳に代表される新期の火山体を含めたが、新期の活動のなかでは最初期の火山体と考えた。

これらの論文が公表された当時、眉山および普賢岳の形成年代については、宮地・太田(1985)、林・他(1985)および Sugiyama *et al.* (1986)によって、概略5~10万年前のフィッシュン・トラック(FT)年代が報告されていた。しかし小林・加藤(1986)は、眉山の北部で鬼界アカホヤ火山灰(K-Ah: 町田・新井, 1978, 1992)の上位に、普賢岳起源の礫石原岩屑なだれ堆積物を報告した。岩屑なだれ堆積物としたが、炭化木片を含むことから、噴火に起因する高温で定置した堆積物と考えた。小林・尾関(1991)はこの一部を眉山起源の別の堆積物(六ツ木岩屑なだれ堆積物と改称)であると、眉山が非常に新しい山体である可能性を示唆した。この堆積物は、現在では六ツ木火砕流堆積物と改称されている(渡辺・星住, 1995など)。

普賢岳の平成噴火(1990~1995年)以降、多くの年代学的研究がなされ、眉山は従来の推定年代(宮地・太田, 1985; 林・他, 1985; Sugiyama *et al.*, 1986)よりも、はるかに新しい火山体であることが明らかになった。眉山に関する年代学的研究( $^{14}\text{C}$ , K-Ar, FT, TL(熱ルミネセンス)測定法)については、5章で詳しく記述する。

渡辺・星住(1995)は年代学的研究の成果をふまえ、雲仙火山の発達史を古期(約50万年前~十数万年前)と新期(約10万年前~現在)に大別し、新期の火山は噴出順に野岳火山、妙見岳火山、普賢岳・眉山火山からなると総括した。眉山の西側に隣接する垂木台地については、古期雲仙火山の噴出物と、これを覆う新期の垂木台地岩屑なだれ堆積物等からなると考えた。しかし、尾関・小林(2000a, 2000b)は、垂木台地の起伏にとんだ地表面は流れ山ではなく、眉山形成に伴う隆起運動によって生じた変動地形と考えた。

### 3. 眉山およびその周辺の地形・地質

眉山周辺の地質図を Fig. 2 に示す。新期雲仙火山の岩

石の大半は、斑晶に富む黒雲母・角閃石デイサイトであり、眉山を構成する岩石も同様である。しかし、眉山の岩石は灰白色を呈し、斑晶が5mm程度もあり、粗粒であることが特徴である。北西~北東麓に分布する六ツ木火砕流堆積物も記載岩石学的に眉山とまったく同質である。

眉山の基底部および山麓から西側一帯にかけて、古期雲仙火山の噴出物、仁田町岩屑なだれ堆積物、垂木東溶岩、垂木台地岩屑なだれ堆積物が分布している(渡辺・星住, 1995)。これらの相互関係については不明な点が多いため、本論では先眉山火山岩類として一括する(Fig. 3)。

以下に、1)天狗山溶岩ドーム、2)七面山溶岩ドーム、3)先眉山火山岩類にわけて記載する。

#### 3-1 天狗山溶岩ドーム

天狗山は、眉山の南半部を構成する溶岩ドームであるが、東側斜面には、東方に開いた馬蹄形の崩壊地形が存在する。崩壊壁に露出する溶岩は、複数の尖塔状の形態を示し(Fig. 4)、その間を角礫が充填している。溶岩は外側にむかって角礫化が進み、崖錐堆積物へと移行している(Fig. 5)。この角礫層は表層付近が高温酸化を受けており、溶岩ドームと同時期に形成された崖錐角礫(crumble breccia)と判断される。崖錐角礫は、塔状溶岩の大部分を覆い隠すほど多量に生産されており、山腹~山麓にかけて緩やかな斜面を構成している。

また天狗山には多くのリニアメントが認められる。空中写真によって判読したリニアメントの分布を Fig. 6 に示す。リニアメントは天狗山の崩壊地形内でも特に北部に集中する傾向がみられる。大部分は東西方向の直線的なV字谷を形成している。斜面の最大傾斜方向と斜交するものもみられる。

リニアメントが集中する箇所の露頭観察では、溶岩も緻密な一枚岩ではなく、内部に多数の亀裂が発達している。V字谷は天狗山の溶岩をシャープに切る鉛直に近い亀裂よりなり、亀裂面にはほぼ水平方向の削痕がみられる。このことからリニアメントは横ずれを主とする断層によるものと考えられるが、その変異量は植生や崖錐堆積物の被覆によって不明瞭になる程度であり、累積性のある断層ではないことを示唆している。また、東西方向と斜交する連続的な亀裂もみられる。明瞭な亀裂の交点付近はくさび状に細かく破碎されている。

#### 3-2 七面山溶岩ドーム

七面山は眉山の北半部を構成する尖った山頂を有する溶岩ドームである。ドームの山頂から西側は溶岩が露出しており、西側斜面は45°以上の急峻な凸型の急勾配をなす。西側以外は、約30°の勾配の緩やかな凹の斜面であり、全体として非対称な地形をなす(Fig. 4)。この緩い斜面は、角礫質堆積物からなり、深く刻まれたガリの

基底には緻密な溶岩が認められる。

七面山は尖った山頂の形状と基盤岩の岩片を載せていることから、ほぼ固結した溶岩が火口から突出した火山岩尖 (volcanic spine) と考えられる。

### 3-3 先眉山火山岩類

先眉山火山岩類は、角閃石安山岩ないしデイサイト質溶岩あるいは角礫質堆積物が主体であるが、輝石安山岩質あるいは軽石質堆積物、さらには泥岩等もブロック状に含まれる。以下では、眉山の基底部に露出する岩体と垂木台地を構成する岩体とに分けて記載する。

#### 眉山の基底部

眉山の基底部や周辺には、眉山形成以前の溶岩、砂礫

質堆積物や泥岩のブロックが分布する。天狗山崩壊壁の北部では、角閃石安山岩やデイサイトを主とする溶岩と砂礫質堆積物がブロック状の集合体をなし、少なくとも100 m以上の厚さで認められる。また、輝石安山岩の砂礫質堆積物や軽石質火砕流堆積物も少量伴う。これらのブロックは1~数10 mほどの大きさであり、直線状の亀裂面にはしばしば削痕が認められる。

砂礫層の主体は灰白色から暗灰色、黒色を呈し、構成礫の円磨度は円礫~亜角礫で、弱く固結している。部分的に成層構造が認められるなど、土石流堆積物の特徴を示しており、かつては火山麓扇状地を構成していた堆積物と判断される。この堆積物は、眉山周囲の扇状地面よ

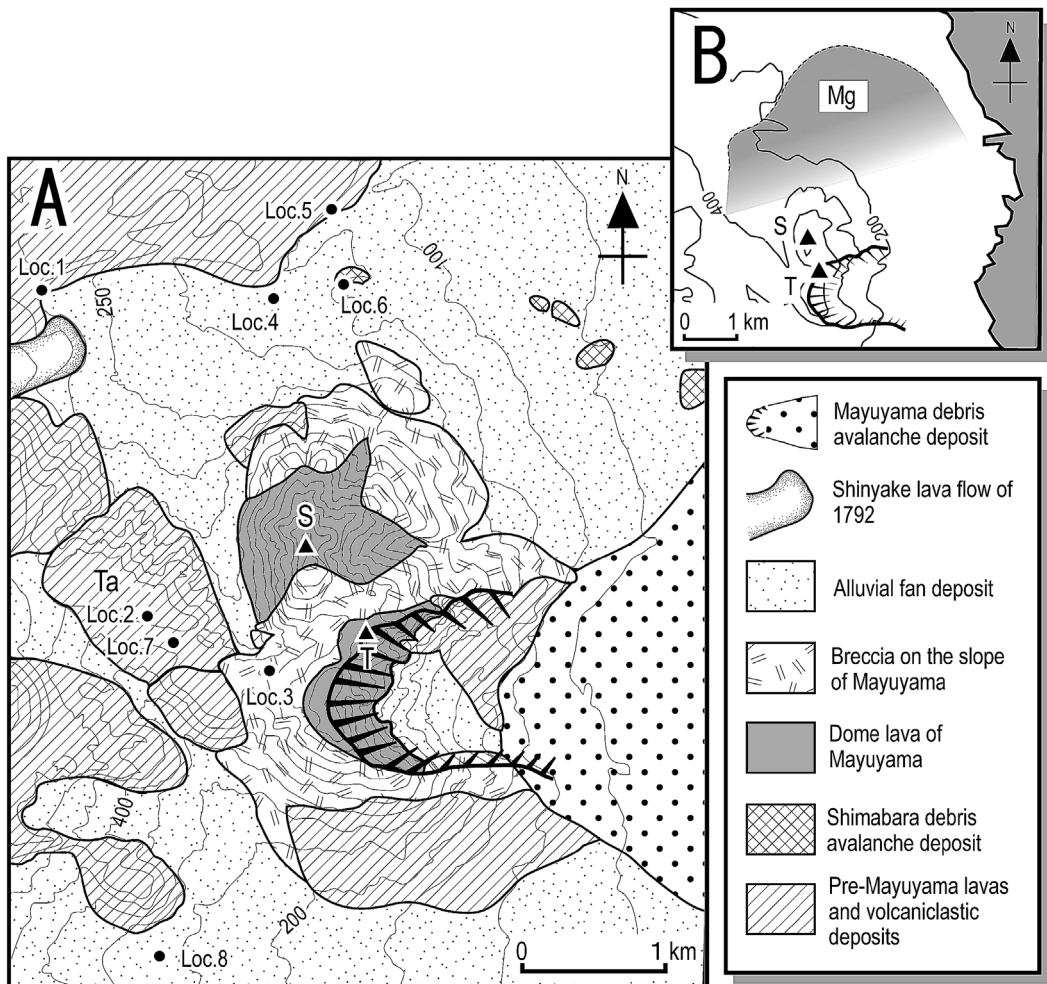


Fig. 2. Geologic map of Mayuyama (A) and distribution of Mutsugi pyroclastic flow deposit (B). Localities 1-6 represent tephra section in Fig. 10. Locality 7 represents outcrop in Fig. 11. Locality 8 represents sampling point of carbonized wood in Mizunashigawa pyroclastic flow deposit. S: Shichimenzan, T: Tenguyama, Ta: Taruki plateau, Mg: Mutsugi pyroclastic flow deposit.

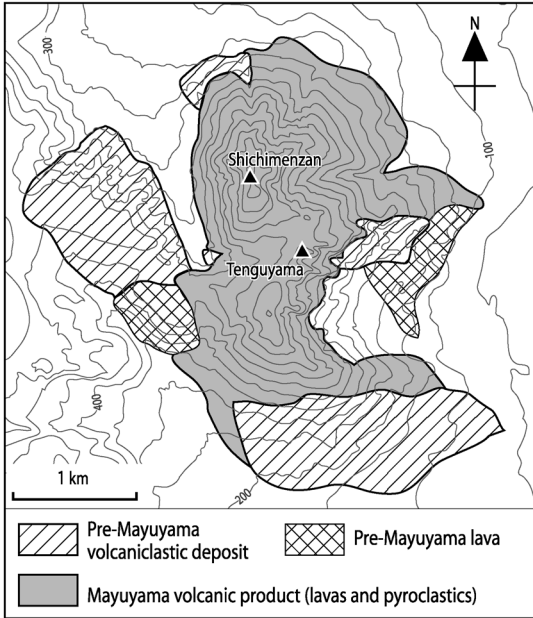


Fig. 3. Map showing the distribution of pre-Mayuyama rocks.

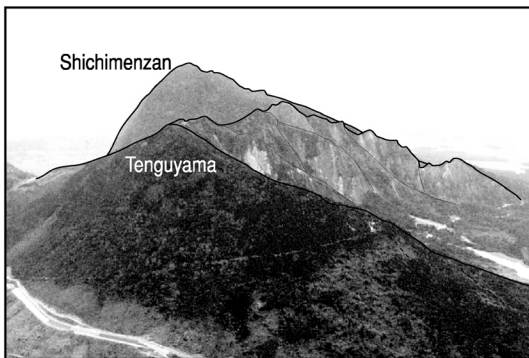


Fig. 4. Aerial view of Mayuyama taken from the south.

り約 200 m も高い位置 (標高約 380 m) に存在している。溶岩は青灰色を呈し、灰白色が特徴的な眉山の溶岩とは明らかに異なる。溶岩の岩体には顕著な破碎構造はなく、数 10~100 m 程度の段差地形を形成している。この溶岩については、 $0.17 \pm 0.02$  Ma の K-Ar 年代 (渡辺・他, 1991; Watanabe *et al.*, 1993) および 120~130 ka の TL 年代 (Takashima and Watanabe, 1994) が得られている。これらの年代は、隣接する妙見岳火山ではなく、より古い野岳火山 (立山・他, 2002) もしくは古期雲仙火山 (渡辺・星住, 1995) に属することを示している。

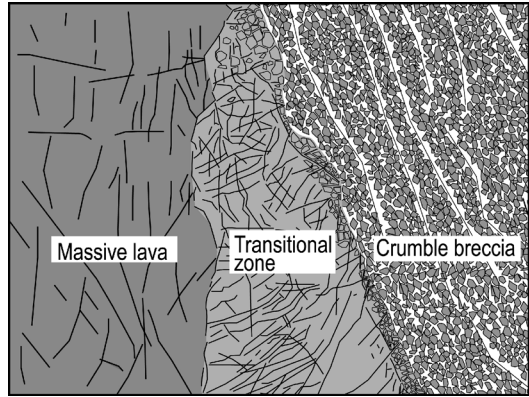


Fig. 5. Sketch of Tengu-yama lava showing the facies change from massive lava to crumble breccia.

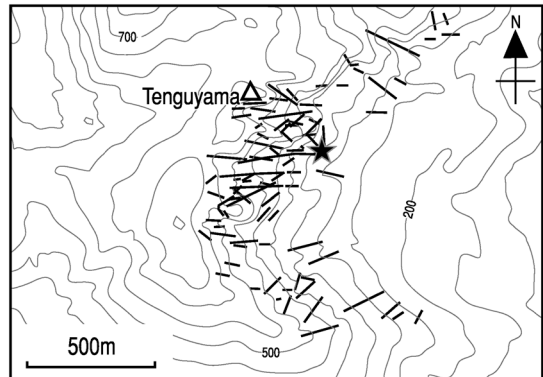


Fig. 6. Distribution of lineaments delineated from aerial photographs. Solid star represents the locality in Fig. 13.

眉山の北西麓に分布する先眉山火山岩類も同様の産状を示すが、天狗山南斜面では主に泥岩のブロックや角礫が露出している。

**垂木台地**

垂木台地 (ESE-WNW 方向に約 1.5 km, 幅約 1 km, 比高約 200 m) の構成物は、未固結の土石流堆積物を主体とし、火砕流堆積物や岩屑なだれ堆積物、および溶岩である。北西からみた垂木台地を Fig. 7 に示す。北東斜面は急崖となっているが、南西側は比較的平坦であり、全体として南西方向に緩やかに傾いた地形をなしている。

垂木台地の地形判読図を Fig. 8 に示す。地表面は微小な凹凸に富んでいるが、比較的平坦で、多数のリニアメントが発達している。急崖をなす北東斜面には、N35° W 方向に卓越するリニアメントとともに断層も確認でき



Fig. 7. Aerial view of Taruki plateau taken from the northwest.

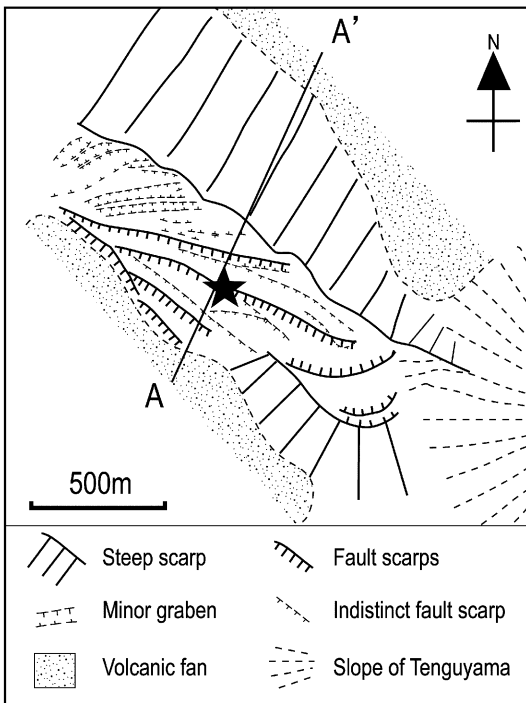


Fig. 8. Geomorphological sketch map of Taruki plateau. A-A' shows the line of the cross section in Fig. 9. Solid star represents the site of which Fig. 11 was exposed.

る。平坦面をなす中央部には、溝状の小さなグラーベンが存在し、南西部にかけてはN35°W方向のステップ断層により階段状に低下する斜面となっている (Fig. 9)。このような地形的特徴は、垂木台地北東側が200m程度隆起した傾動運動により形成されたことを示す。垂木台

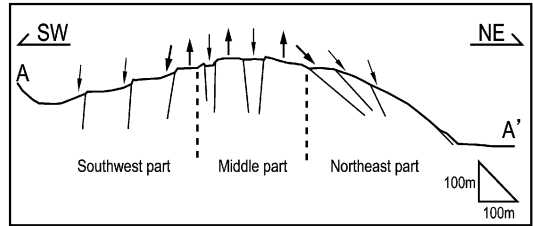


Fig. 9. Cross section showing the geographical feature of Taruki plateau. A-A' line is shown in Fig. 8. Arrows indicate the vertical movement of the faulted sectors. Southwest part is characterized by predominant step faults, middle part by small graben along the crest of deformation, and northeast part by a steep scarp due to inclined upheaval.

地の変動地形の影響は天狗山崖錐斜面の一部にも及んでいる。

#### 4. テフラ層序

眉山周辺のテフラ柱状図 (Loc. 1~6 は Fig. 2 を参照) を Fig. 10 に示す。雲仙火山の山麓の表層にはクロボク土層が発達しており、その最下部には始良 Tn 火山灰 (AT: 町田・新井, 1976, 1992) が淡灰色の薄層として認められる。

Loc. 1 (島原市北立野町南東) では、厚さ 70 cm のクロボク土層の基底付近に AT が検出される。クロボク土層の上位には層厚 15 cm の礫石原火砕流堆積物 (渡辺・星住, 1995)、さらに 15 cm のクロボク土層を挟んで層厚 30 cm の褐色土層 (K-Ah を混在)、その上位を 40 cm のクロボク土層が覆う。礫石原火砕流堆積物は普賢岳方向から流下した角礫質の火砕流堆積物である。

Loc. 2 (垂木台地) および Loc. 3 (眉山の山麓斜面) の表層部で、土石流堆積物や崖錐堆積物を覆うクロボク土層の厚さは、六ツ木火砕流堆積物の上位のそれ (Locs. 4, 5, 6) とほぼ同じである。垂木台地上の多くの露頭では、表層のクロボク土層中に K-Ah は認められないが、ごく稀にその基底付近で K-Ah が検出される。

Loc. 4 (島原市上折橋町) では、砂防堰堤工事の際に掘削面基底付近の褐色土層を覆って最大層厚 2 m ほどの湖沼堆積物が出現した。この湖沼堆積物は無層理~弱いラミナ構造をもつ火山シルトが主体であり、その基底付近に多くの木片が集積している。この地点は島原岩屑なだれ堆積物の分布域直上流である。この堆積物は、六ツ木火砕流堆積物に直接覆われており、時間間隙を示す土壤等は認められない。

Loc. 5 (島原市宇土町) では、K-Ah の上位に 10 cm 程

度のクロボク土層を挟んで青灰色砂質火山灰層（層厚 10 cm）が認められる。この砂質火山灰層を六ツ木火砕流堆積物（層厚 65 cm）が直接覆っている。ただし一部の露頭では、両者の層間に 10 cm 程度の土壌層を挟むが、この土壌には再移動を示唆する弱いラミナ状の構造がみられる。六ツ木火砕流堆積物は本質岩塊を主とする岩相で、小林・加藤（1986）はこの付近で炭化木片を発見している。

Loc. 6（島原市上折橋町）は島原岩屑なだれ堆積物の流れ山の断面であり、暗灰色ないし青灰色のデイサイト質岩片からなる。島原岩屑なだれ堆積物は、腐植質土壌を介さず六ツ木火砕流堆積物に覆われ、かつその近傍では K-Ah を覆うことが確認されている（渡辺・星住、

1995; Hoshizumi *et al.*, 1999）。この露頭での六ツ木火砕流堆積物は本質岩塊を主とするユニットの他に、マトリックスの卓越するユニットも認められる。

垂木台地のリニアメント上の Loc. 7 (Fig. 2) におけるスケッチを Fig. 11 に示す。ここでは断層にそって当時の表層部が落ち込み、変動以前の地表付近の状態が保存されている。青灰色砂質火山灰層の層厚は約 30 cm で、Loc. 5 に比べて厚くかつ粗粒になっている。再堆積した構造が認められるが、径 5 mm 程度の本質岩片を多数含んでおり、本来はごく薄い火砕流～火砕サージ堆積物であったと推定される。この岩片は青灰色を呈しており、灰白色を特徴とする眉山の岩石とは明瞭に異なる。この

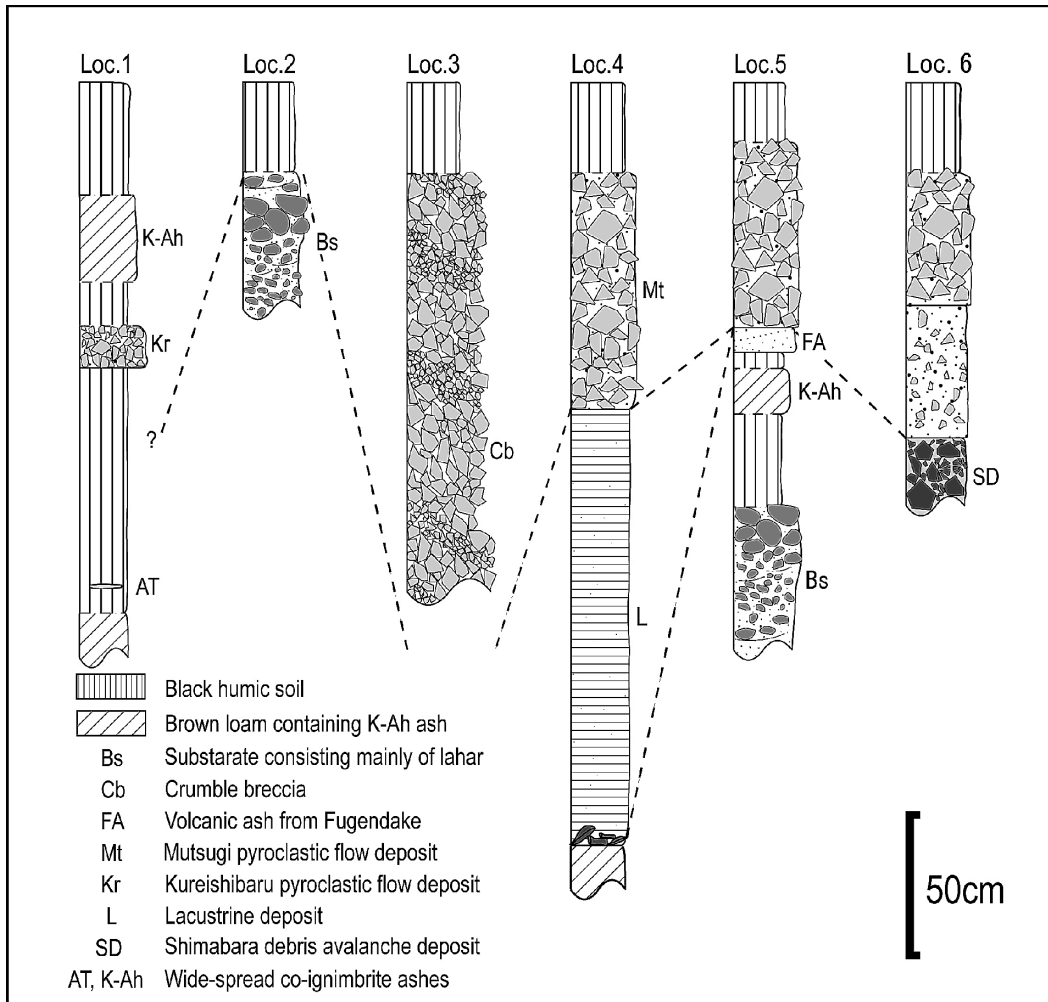


Fig. 10. Representative tephra sections around Mayuyama. Locations from 1 to 6 are shown in Fig. 2. AT and K-Ah are wide-spread co-ignimbrite ash-fall deposits from Aira caldera of 29 ka, and Kikai caldera of 7.3 ka, respectively. Wood fragments are present at the bottom of the lacustrine deposit.

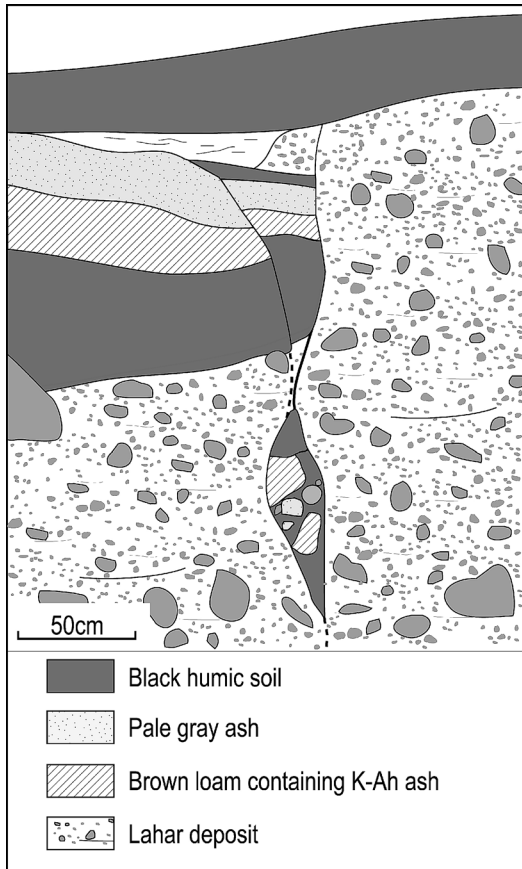


Fig. 11. Sketch of exposure at the surface of Taruki plateau. Although greater part of soil-tephra layers were washed away during the deformation of the area, some of them are well preserved especially along fault scarps due to rapid burial.

火山灰層は本地点で最も厚く堆積している。より南方の赤松谷川から水無川の谷沿いの低地には、普賢岳起源の水無川火砕流堆積物（渡辺・星住，1995）が分布する。青灰色砂質火山灰層中の岩片の岩質は水無川火砕流堆積物の本質物質と酷似しており，両者は対比されるものと考えられる。K-Ahを含むローム層の下位に約80cmのクロボク土層が発達しているが，ATは検出されない。また，断層面に沿ってクラックが発達し，ブロック状に落ち込んだクロボク土，K-Ah，青灰色火山灰も観察できる。この産状は，垂木台地の変動時期が青灰色火山灰層の堆積以降であったことを示す。

### 5. 眉山およびその周辺の年代学

今回新たに2点の $^{14}\text{C}$ 年代を，名古屋大学のGeneral

Ionex社製の加速器質量分析計（中村・中井，1988）により測定した。その際， $\text{CO}_2$ ガス質量分析計（Finnigan MAT252）により試料の $\delta^{13}\text{C}$ 値を測定し，同位体分別効果を補正した（中村，1995）。

眉山およびその周辺で得られた $^{14}\text{C}$ 年代をTable 1に，K-Ar，TL，およびFT年代をTable 2にそれぞれまとめて示す。 $^{14}\text{C}$ 年代の暦年較正は，データセットIntCal 04（Reimer *et al.*，2004）とコンピュータプログラムCalib Rev 5.0.1（Stuiver and Reimer，1993）を用いた。ここでは主に眉山に関連したデータについて記述する。

六ツ木火砕流堆積物の測定値2点（小林・加藤，1986；星住・他，1995）はほぼ4 kyr BPで，これら較正暦年代（ $2\sigma$ ）は4.4~4.8 cal kyr BPで互いに重なる。TL年代では $4.9 \pm 0.4 \text{ ka}$ （島雄・他，1999）がある。

今回，Loc. 4において，六ツ木火砕流堆積物より下位の湖沼性堆積物中の木片から， $3360 \pm 100 \text{ BP}$ （NUTA-6560： $\delta^{13}\text{C} = -27.7\text{‰}$ ）の $^{14}\text{C}$ 年代を得た。この年代は3.4~3.8 cal kyr BPの較正暦年に相当し，眉山や普賢岳の活動時期に比較的近い値を示した。しかし，上位の六ツ木火砕流堆積物より有意に若い年代である。

また，Loc. 8（Fig. 2：島原市南上木場町，赤松谷川沿い）の水無川火砕流堆積物中の炭化木片から $4140 \pm 100 \text{ BP}$ （NUTA-6559： $\delta^{13}\text{C} = -25.3\text{‰}$ ）の $^{14}\text{C}$ 年代を得た。小林・中田（1991）の測定値を含めた3点の年代値は，ほぼ4 kyr BPであり，これら較正暦年代（ $2\sigma$ ）は4.6~4.8 cal kyr BPで互いに重なる。

眉山については多数のTL年代が得られている。Takashima and Watanabe（1994）は2.7~3.4 ka，山縣・他（2004）は天狗山について $4.1 \pm 0.8 \text{ ka}$ ，七面山について $3.8 \pm 0.6 \text{ ka}$ を報告している。これらのTL年代は，眉山の形成年代が，六ツ木火砕流堆積物と同様にK-Ahの噴出年代（ $^{14}\text{C}$ 年代で6.5 kyr BP，較正暦年代で7.3 cal kyr BP；Kitagawa *et al.*，1995；福沢，1995）よりも新しいことを示している。

檀原・他（1993）は島ノ峰溶岩ドームのFT年代を $6 \pm 3 \text{ ka}$ と報告し，渡辺・星住（1995）は水無川火砕流堆積物が島ノ峰溶岩ドーム形成に伴った可能性を指摘した。また，隣接する山頂溶岩や風穴溶岩のTL年代（山縣・他，2004）も，それぞれ $3.1 \pm 0.6 \text{ ka}$ ， $3.4 \pm 0.6 \text{ ka}$ であり，島ノ峰溶岩ドームとほぼ一致している。

なお六ツ木火砕流堆積物の直下の層準に位置する島原岩屑なだれ堆積物のK-Ar年代は $0.15 \pm 0.02 \text{ Ma}$ と $0.18 \pm 0.03 \text{ Ma}$ （小野・他，1992）であり，非常に古い年代を示す。

眉山形成以前では，垂木台地の表層付近の礫から，20~30 kaのTL年代が得られている（山縣・他，2004）。一



方, 台地に隣接する火山麓扇状地でのボーリング調査 (USDP-1, 南千本木町) では, 深度 20~56 m の土石流堆積物の上の土壌で約 2 万年前の  $^{14}\text{C}$  年代が報告されており (星住・他, 2002), 両者はほぼ一致している.

眉山西隣の垂木東溶岩で  $25 \pm 12$  ka, 垂木台地北部の

溶岩で約 190 ka の K-Ar 年代 (星住・他, 1995), また天狗山崩壊壁直下の溶岩で  $0.17 \pm 0.02$  Ma の K-Ar 年代 (渡辺・他, 1991; Watanabe *et al.*, 1993) や  $120 \pm 30$  ka,  $130 \pm 30$  ka の TL 年代 (Takashima and Watanabe, 1994) が得られている.

Table 1. Radiocarbon dates for Mayuyama volcano and its adjacent area.

Stratigraphic position	Material	$^{14}\text{C}$ age (BP)	Lab no	Calibrated year ranges ( $2\sigma$ , cal BP)	Relative area	Reference
In lacustrine deposit	Wood	$3360 \pm 100$	NUTA-6560	3384 - 3840	1.000	This study
In Mutsugi Pfl	Charcoal	$4020 \pm 140$	Gak-11342	4144 - 4849	0.989	Kobayashi and Kato (1986)
	Charcoal	$4220 \pm 110$	No description	4433 - 5044	1.000	Hoshizumi <i>et al.</i> (1995)
In Mizunashigawa Pfl	Charcoal	$4040 \pm 100$	Gak-15781	4284 - 4829	0.988	Kobayashi and Nakada (1991)
	Charcoal	$4290 \pm 100$	Gak-15782	4567 - 5071	0.910	Kobayashi and Nakada (1991)
	Charcoal	$4140 \pm 100$	NUTA-6559	4417 - 4867	1.000	This study
In Kureishibaru Pfl	Charcoal	$19,190 \pm 430$	Gak-15791	21,858 - 24,107	1.000	Kobayashi and Nakada (1991)

Table 2. TL, FT and K-Ar dates for Mayuyama volcano and its adjacent area.

Geological units	Age	Method	Sample material	Reference		
Mayuyama and related rocks	Shichimenzan lava	5.1 $\pm$ 1.5 ka	FT	Zircon phenocryst	Danhara <i>et al.</i> (1993)	
		0.02 $\pm$ 0.01 Ma	K-Ar	Groundmass	Watanabe <i>et al.</i> (1991, 1993)	
		3.1 $\pm$ 0.9 ka	TL	Quartz phenocryst	Takashima and Watanabe (1994)	
	Tenguyama lava	3.8 $\pm$ 0.6 ka**	TL	Quartz phenocryst	Yamagata <i>et al.</i> (2004)	
		3.1 $\pm$ 1.2 ka	TL	Quartz phenocryst	Takashima and Watanabe (1994)	
		3.4 $\pm$ 1.3 ka	TL	Quartz phenocryst	Takashima and Watanabe (1994)	
		3.2 $\pm$ 1.1 ka	TL	Quartz phenocryst	Takashima and Watanabe (1994)	
		2.7 $\pm$ 0.6 ka	TL	Quartz phenocryst	Takashima and Watanabe (1994)	
		3.2 $\pm$ 1.2 ka	TL	Quartz phenocryst	Takashima and Watanabe (1994)	
		4.1 $\pm$ 0.8 ka**	TL	Quartz phenocryst	Yamagata <i>et al.</i> (2004)	
Mutsugi Pfl	3.5 $\pm$ 1.5 ka	TL	Quartz phenocryst	Takashima and Watanabe (1994)		
	4.9 $\pm$ 0.4 ka**	TL	Quartz phenocryst	Shimao <i>et al.</i> (1999)		
Basement rocks of Mayuyama	Taruki-higashi lava	25 $\pm$ 12 ka**	K-Ar	Groundmass	Hoshizumi <i>et al.</i> (1995)	
		Basal lava at Taruki plateau	187 $\pm$ 53 ka	K-Ar	Groundmass	Hoshizumi <i>et al.</i> (1995)
			196 $\pm$ 19 ka	K-Ar	Groundmass	Hoshizumi <i>et al.</i> (1995)
	Nitamachi DA	218 $\pm$ 16 ka	K-Ar	Groundmass	Hoshizumi <i>et al.</i> (1995)	
		Shimabara DA	0.15 $\pm$ 0.02 Ma	K-Ar	No description	Ono <i>et al.</i> (1992)
	0.18 $\pm$ 0.03 Ma		K-Ar	No description	Ono <i>et al.</i> (1992)	
	Taruki DA	27 $\pm$ 8 ka	TL	Quartz phenocryst	Yamagata <i>et al.</i> (2004)	
		22 $\pm$ 4 ka	TL	Quartz phenocryst	Yamagata <i>et al.</i> (2004)	
		21 $\pm$ 3 ka	TL	Quartz phenocryst	Yamagata <i>et al.</i> (2004)	
		20 $\pm$ 2 ka	TL	Quartz phenocryst	Yamagata <i>et al.</i> (2004)	
		24 $\pm$ 2 ka	TL	Quartz phenocryst	Yamagata <i>et al.</i> (2004)	
	Basal lava of Mayuyama	30 $\pm$ 3 ka	TL	Quartz phenocryst	Yamagata <i>et al.</i> (2004)	
		0.17 $\pm$ 0.02 Ma	K-Ar	Groundmass	Watanabe <i>et al.</i> (1991, 1993)	
		120 $\pm$ 30 ka	TL	Quartz phenocryst	Takashima and Watanabe (1994)	
		130 $\pm$ 30 ka	TL	Quartz phenocryst	Takashima and Watanabe (1994)	
				TL	Quartz phenocryst	Takashima and Watanabe (1994)
Fugendake	Shimanomine lava	6 $\pm$ 3 ka	FT	Zircon phenocryst	Danhara <i>et al.</i> (1993)	
		3.1 $\pm$ 0.6 ka**	TL	Quartz phenocryst	Yamagata <i>et al.</i> (2004)	
	Kazaana lava	3.4 $\pm$ 0.6 ka**	TL	Quartz phenocryst	Yamagata <i>et al.</i> (2004)	

Pfl: pyroclastic flow deposit, DA: debris avalanche deposit, \*: Kureishibaru pyroclastic flow deposit in original paper, \*\*: weighted mean value

## 6. 議 論

### 6-1 天狗山、七面山の関係と六ツ木火砕流堆積物の起源

まず、天狗山と七面山の関係を考察する。天狗山の崩壊壁でリニアメントの特に発達した部分 (Fig. 6 の★地点) の近接スケッチを Fig. 12 に示す。このスケッチは、東西方向のシャープな断層に挟まれた南北方向の露頭面のものである。この露頭では、比較的連続性の良い明瞭な亀裂が複数認められ、それらはほぼ同じ方向に延びている。その明瞭な亀裂の間に多数の小亀裂が発達しており、一部は雁行状の亀裂群を形成している。このような亀裂群は、剪断応力場で剪断方向と斜交する小亀裂が形成されるリーデル剪断面の特徴をもつ。なお、リーデル剪断面は、圧縮応力場に生成する二次剪断面として知られている (狩野・村田, 1998)。これらの亀裂面にはしばしば削痕が認められる。一部には天狗山溶岩が細粉化したガウジ (Fig. 12 の FG) がみられる。このように天狗山北部に発達するガウジ、雁行状の亀裂群および削痕の存在は、天狗山の形成後に、この岩体を破砕させる北側からの圧縮応力が働いたことを示す。リニアメントに明瞭に反映される鉛直横ずれ断層が主に発達することから、主応力の方向は水平方向、すなわち側方からの圧縮応力と考えられる。リニアメントの偏も含めて考えると、北西に隣接する七面山が出現する際に、天狗山に強い圧縮応力を与えたためと判断される。天狗山と七面山の形成の時間差は明らかではないが、天狗山の破砕が脆性的であることを考慮すると、天狗山の溶岩ドーム中心付近まで、ある程度冷却されるだけの時間は必要であった。

これまでの研究で、六ツ木火砕流堆積物は眉山に関連して形成されたと推定されたが、その具体的な給源は特定されていなかった。六ツ木火砕流堆積物の分布域に隣接する七面山は、山頂部に基盤岩を載せた火山岩尖であり、現在の岩体が六ツ木火砕流の給源とは考えにくい。一方、南に隣接する天狗山は山腹に多量の崩壊角礫が存在しており、六ツ木火砕流の給源近傍相と考えることもできる。今回の調査では火砕流堆積物中の岩片の粒径変化も調べたが、天狗山を給源と断定する十分な証拠は得られなかった。そのため、六ツ木火砕流は眉山形成中のある時期に発生したとしか言えないのが現状である。

このように天狗山と七面山は、比較的近い時期に出現しており、その活動期間のどこかで六ツ木火砕流が発生している。本論では眉山の形成年代 (噴火年代) として、六ツ木火砕流堆積物の  $^{14}\text{C}$  年代の平均値 (4.6 cal kyr BP) を採用する。

### 6-2 垂木台地の成因

垂木台地の北東斜面は急崖となっているが、南西側は

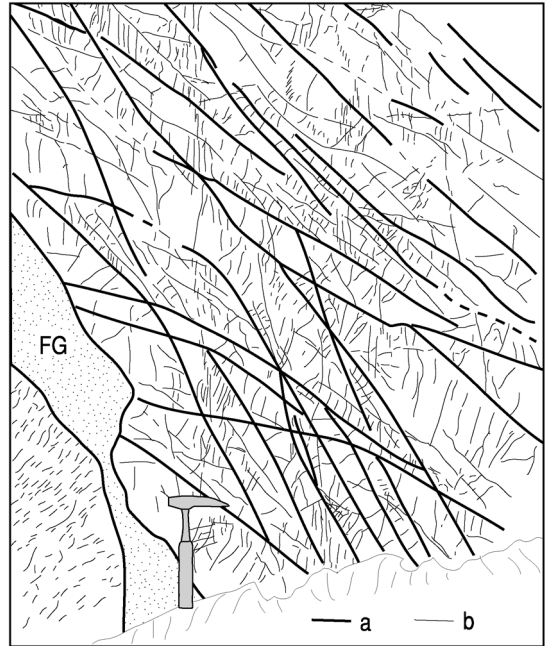


Fig. 12. Close-up of fractures of Tenguyama lava exposed at the 1792 scarp. a: continuous crack, b: discontinuous crack, FG: fault gouge.

比較的平坦であり、全体として南西方向に緩やかに傾いた地形をなしている。平坦な中央部には小グラベンがあり、ステップ断層によって南西側が低まっている。表層部のクロボク土やテフラを切る多くの断層も存在することから、垂木台地は変動地形 (傾動地塊) と判断される。開口亀裂を充填するテフラの産状および天狗山の崖錐斜面下部における垂木台地の変動地形の影響は、垂木台地の変動時期が眉山の活動の初期であることを示す。垂木台地表層の礫の TL 年代 (20~30 ka: 山縣・他, 2004) と、台地に隣接する火山麓扇状地でのボーリング試料中の土壌の  $^{14}\text{C}$  年代 (約 2 万年前: 星住・他, 2002) はほぼ一致する。それゆえ、垂木台地は、もともとは妙見火山体の裾に広がる火山麓扇状地を構成していたと考えられる。これらのことから、垂木台地は妙見岳の火山麓扇状地であった部分が、眉山の初期の活動に伴って隆起した傾動地塊であり、この台地でテフラの保存状態が良くないのは、地盤変動に伴って当時の表土が剝離されたためと考えられる。

火山活動に伴う地盤の急激な隆起は、最近の有珠山の噴火において詳しく観察されている。有珠山 2000 年噴火では、隆起の中心域にグラベン、隆起中心の側端部ではステップ断層、さらにその外側では圧縮応力に伴う

逆断層や二次剪断による横ずれ断層が認められた(宇井・他, 2002). 1977~1982年噴火では, 有珠新山の隆起活動による横ずれ断層や逆断層が生じ, 傾動運動に取り残された地塊のずり落ちによって副次的な断層も出現した(Katsui *et al.*, 1985). 有珠新山と垂木台地の地形は互いに酷似しており, 急崖部の落差もともに200mほどである. このことは垂木台地の形成は, 眉山の出現と密接に関連しており, マグマの浅所貫入によって生じたことを示唆している. このような地形を一般的に潜在溶岩ドーム(cryptodome)と称しているが, 地下にドーム状の溶岩が存在する証拠はない. 横山(2002)が指摘するように, 火山性隆起という言葉が適切であろう.

### 6-3 島原岩屑なだれ堆積物の成因

島原岩屑なだれ堆積物はK-Ahより上位にあることが確認されている(渡辺・星住, 1995; Hoshizumi *et al.*, 1999). しかし, 妙見岳-普賢岳にはK-Ahより新しい崩壊地形や, それを埋積した火山地形は認められず, その給源は特定されていない. 駒田(1916)の推定した地点は, 眉山と垂木台地の接合付近の崖であり, この部分は爆裂火口跡ではなく, 眉山形成に伴う傾動運動に伴う断層崖の一部である. またこの付近の岩質は, 島原岩屑なだれ堆積物とは異っており, この地点が給源とはならない.

Fig. 13は, 島原岩屑なだれ堆積物と眉山岩屑なだれ堆積物の分布図である. 陸域での分布は関口(1994)とほぼ同じであるが, 海域の分布は改定された海底地形図(国土院, 1998)に基づいている. 島原岩屑なだれ堆積物の流れ山は, 陸域では眉山の北西麓で数個認められる程度であるが, 海域には眉山岩屑なだれ堆積物と同程度の範囲に分布しているのが確認できる. 島原岩屑なだれ堆積物は, その一部が眉山岩屑なだれ堆積物に覆われるものの, 概ね同程度の移動距離を示し, また分布面積もほぼ同じである. すなわち, 現在の眉山の位置に, 天狗山とほぼ同じ大きさの「古眉山」(Fig. 13)の存在を仮定すれば, この流れ山の分布を説明することができる.

島原岩屑なだれ堆積物から得られたK-Ar年代は $0.15 \pm 0.02$  Maと $0.18 \pm 0.03$  Ma(小野・他, 1992)であり, 天狗山崩壊壁に露出する先眉山火山岩類(眉山基底溶岩)のK-Ar年代( $0.17 \pm 0.02$  Ma: 渡辺・他, 1991; Watanabe *et al.*, 1993)やTL年代( $120 \pm 30$  ka,  $130 \pm 30$  ka: Takashima and Watanabe, 1994)とほぼ一致している. それゆえ, 島原岩屑なだれの給源は, 現在の眉山の位置に存在していた「古眉山」(Fig. 13)であり, その山体の主体は十数万年前に噴出した溶岩によって構成されていたものと判断される.

島原岩屑なだれ堆積物と六ツ木火砕流堆積物の間に

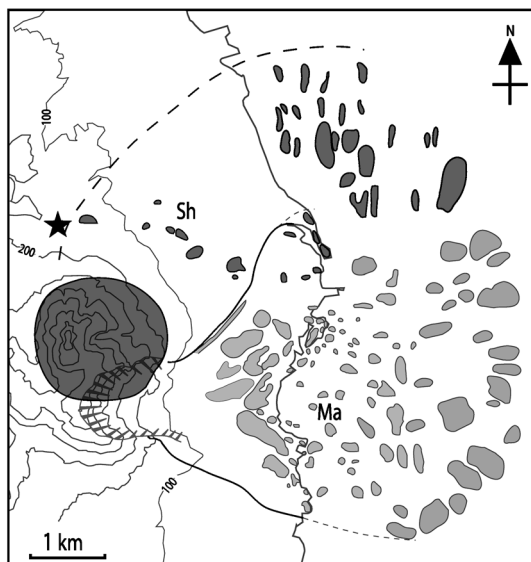


Fig. 13. Distribution of two debris avalanche deposits. Shaded area shows the probable source for Shimabara debris avalanche. Ma: Mayuyama debris avalanche deposit, Sh: Shimabara debris avalanche deposit. Solid star represents the locality of lacustrine deposit (Loc. 4 in Fig. 10).

は, 顕著な時間間隙が認められないことから, 眉山の活動に関連して島原岩屑なだれが発生したものと考えられる. すなわち, 眉山形成時の急激な地殻変動によって「古眉山」が崩壊し, 島原岩屑なだれが発生したのであろう.

Loc. 4 (Fig. 13の★地点)の湖沼堆積物は, 島原岩屑なだれ堆積物の分布域の上流側に隣接し, 六ツ木火砕流が堆積する直前の堆積物である. そのため, この地層は「古眉山」の崩壊によって出現した小規模なせき止め湖に堆積したものと考えられる. ただし堆積物中の木片の $^{14}\text{C}$ 年代は層序と矛盾しており, その理由は現在のところ明らかでない.

### 6-4 先眉山火山岩類の成因

天狗山の崩壊壁に露出する先眉山火山岩類は, 溶岩と土石流堆積物等からなり, 周囲の扇状地地面より200mも高い位置(標高380m)にまで不規則に分布している. このうち, 堆積岩類はブロック化し, 破碎構造が顕著で, かつ岩相が様々でないことから, もともとは様々な深度に存在していた扇状地堆積物であったと推定される. これらの扇状地堆積物が現在の産状をなすには, 構造性的断層活動による変動だけでは説明できず, 垂木台地と同様に火山性隆起を受けたものと考えざるを得ない.

堆積岩の一部は, 輝石安山岩質の凝灰角礫岩である

が、眉山近傍には輝石安山岩の岩体は露出していない。それゆえ、雲仙火山の扇状地堆積物の下部ないし基底以深から押し上げられたものであろう。USDP-1のボーリングデータでは、雲仙火山の基底(標高-396m)以深では、輝石安山岩質の火砕岩(石質火砕流堆積物、土石流堆積物)を認めている(星住・他, 2002)。もしこの層準よりも下から上昇しているのであれば、上昇量は800m以上となる。

堆積岩類の露頭は現扇状地面よりも約200m高い位置にある。また垂木台地を構成する堆積岩類が未固結であるのに対し、眉山の基底では削痕が残る程度に弱く固結しており、両者は岩質だけでなく固結度も異なっている。それゆえ、これら堆積岩類は少なくとも400m以上は隆起したことになる。基盤岩類を400m以上も隆起させるメカニズムは今のところ不明であるが、堆積岩類は基底の溶岩と密接に伴って産出しており、眉山の形成時というより、主要には「古眉山」の形成に関連して上昇したものと考えている。

### 6-5 眉山と普賢岳との関係

4.6 cal kyr BP 頃に、普賢岳の山頂溶岩ドーム群と眉山が相次いで出現した。普賢岳からは水無川火砕流、眉山からは六ツ木火砕流が発生した。これら2つの火砕流堆積物中の炭化木の<sup>14</sup>C年代は、どちらも4.4~4.8 cal kyr BPの暦年代に相当する。<sup>14</sup>C年代では両者を区別できないが、テフラ層序的には区分可能である。すなわち、水無川火砕流堆積物は垂木台地上の青灰色砂質火山灰層に対比され、この火山灰層は六ツ木火砕流堆積物の直下に産出する。この火山灰層と六ツ木火砕流堆積物の間には、部分的に厚さが10cmほどの土壌が認められる。しかしその厚さは一様ではなく、再堆積によって厚く集積した可能性も考えられる。それゆえ、この時間間隙は比較的短期間であったかもしれない。

このように普賢岳と眉山が連動するように活動した事例は、普賢岳の1792年噴火でも認められた。初期の噴火は普賢岳で発生したが、噴火末期には眉山を中心とした群発地震となり、最後に天狗山が崩壊している。この崩壊にマグマが関与した直接的な証拠はないが、普賢岳東麓での火山ガス噴出や、天狗山崩壊時には硫黄臭や温泉水の多量の噴出が記録されており(太田, 1984など)、地下深部でのマグマ活動の影響が既存の火道を通じて群発地震として現れたという可能性を否定することもできない。

## 7. ま と め

雲仙火山の4.6 cal kyr BPの活動では、普賢岳の山頂溶岩ドームの形成に続いて、その東側山麓では眉山が出現した。東側山麓では、噴火に先行するように急激な地盤

の上昇を伴う変動が発生した。現在の眉山の位置には「古眉山」が存在しており、この変動に伴ってまず「古眉山」が崩壊し、島原岩屑なだれが発生したと考えられる。この崩壊堆積物により、山麓には小さなせき止め湖が出現した。また北西に隣接した地域での隆起も同時に進行し、傾動した火山性隆起地形(垂木台地)が出現した。その後、天狗山溶岩ドームが出現した。七面山は天狗山の活動終了後に出現した火山岩尖である。これら一連の活動期間中には溶岩ドームの崩壊に伴い六ツ木火砕流が発生した。

「古眉山」が存在していたと仮定すると、この場所には現在の眉山を形成する以前からマグマを供給する経路(火道)が存在していたと考えざるを得ない。4.6 cal kyr BPの噴火は、この2つの火道から、相前後して溶岩ドームが噴出したものである。このような現象は雲仙火山の噴火史のなかで、きわめて特異な現象であるかもしれない。しかし今後の研究の進展によっては、類似した現象がさらに検出される可能性がある。マグマ供給系の問題を含め、様々な角度から検討しなければならない重要な課題と考えられる。

## 謝 辞

産業総合技術研究所の宇都浩三博士と星住英夫氏には、雲仙火山科学掘削によって明かとなった深部地質構造について、現地でもしばしば議論していただき、また露頭情報を教えていただいた。九州大学島原地震火山観測所の太田一也教授(現在:名誉教授)には、様々な便宜を図っていただき、また多くの情報を教えていただいた。北海道大学の宇井忠英教授(現在:NPO法人環境防災総合政策研究機構)および熊本大学の渡辺一徳教授には、火砕堆積物について議論していただいた。株式会社ダイヤコンサルタントの武藤 章顧問には現地において岩石の破碎構造についてご教示いただいた。長崎大学の長岡信治助教授には現地でも議論していただいた。名古屋大学の中村俊夫教授には<sup>14</sup>C年代測定の際に便宜をはかっていただいた。査読をしていただいた秋田大学の高島 勲教授と匿名査読者および編集担当の宮育夫博士からの有益な指摘により、素稿は大いに改善された。以上の方々に心から感謝いたします。なお本研究には、日本学術振興会の基盤研究(B)(1)「第四紀末の地形・地質年代尺度の高度化・精密化の総合的研究」(課題番号:143800301, 研究代表者:奥村晃史)を使用した。

## 引用文献

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

- 仙普賢岳・眉山の例一. 日本火山学会 1993 年秋季大会講演予稿集, 51.
- 福沢仁之 (1995) 天然の「時計」・「環境変動検出計」としての湖沼の年縞堆積物. 第四紀研究, **34**, 135-149.
- 古谷尊彦 (1974) 1792 年 (寛政四年) の眉山大崩壊の地形学的一考察. 京都大学防災研究所年報, **17B**, 259-264.
- 林 正雄・杉山広己・藤野敏雄 (1985) 雲仙火山岩類のフィッシュン・トラック年代 (演旨). 火山, **30**, 93.
- 本間不二男 (1936) 日本火山誌 (二) 雲仙岳. 火山, **3**, 73-124.
- 星住英夫・宇都浩三 (2000) 雲仙火山の形成史. 月刊地球, **22**, 237-245.
- 星住英夫・宇都浩三・渡辺一徳 (1995) 雲仙火山の K-Ar 年代測定 (続報) — 雲仙火山の発達史一. 日本火山学会 1995 年秋季大会講演予稿集, 99.
- 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.
- 星住英夫・宇都浩三・松本哲一・徐 勝・栗原 新・角井朝昭 (2002) 雲仙火山の形成史—山麓掘削と組織的放射年代測定の成果—. 月刊地球, **24**, 828-834.
- 井上公夫 (1999) 1792 年の島原四月朔地震と島原大変後の地形変化. 砂防学会誌, **52**, 45-54.
- 狩野謙一・村田明広 (1998) 脆性破砕帯の形成過程. 構造地質学, 113-117, 朝倉書店.
- 片山信夫 (1974) 島原大変に関する自然現象の古記録. 九州大学理学部島原火山観測所研究報告, **9**, 1-45.
- 片山信夫 (1980) 島原大変. 月刊地球, **2**, 435-441.
- Katsui, Y., Komuro, H. and Uda, T. (1985) Development of fault and growth of Usu-Shinzan cryptodome in 1977-1982 at Usu volcano, north Japan. *Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ.*, **IV**, **21**, 339-362.
- Kitagawa, H., Fukuzawa, H., Nakamura, T., Okamura, M., Takemura, K., Hayashida, A. and Yasuda, Y. (1995) AMS  $^{14}\text{C}$  dating of the varved sediments from Lake Suigetsu, central Japan and atmospheric  $^{14}\text{C}$  change during the late Pleistocene. *Radiocarbon*, **37**, 371-378.
- 小林哲夫・加藤和夫 (1986) 雲仙岳火山の形成史. 日本火山学会 1986 年秋季大会講演予稿集, 77.
- 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  $^{14}\text{C}$  年代と発達史. 日本火山学会 1991 年春季大会講演予稿集, 140.
- 小林哲夫・尾関信幸 (1991) 雲仙岳火山の地質に関する最近の研究成果. 地球惑星科学関連学会 1991 年合同大会日本火山学会固有セッション講演予稿集, 3.
- 国土地理院 (1982) 沿岸海域基礎調査報告「島原地区」および 2 万 5 千分の 1 沿岸海域地形図「島原」. 国土地理院技術史料, **D3**, No 38.
- 国土地理院 (1998) 1: 25,000 沿岸海域地形図「島原」.
- 駒田亥久雄 (1913) 寛政四年肥前島原眉山爆裂前後の状況に就いて. 地質雑, **20**, 150-162.
- 駒田亥久雄 (1916) 温泉岳火山地質調査報文. 震災予防調査会報告, **84**, 108 p.
- 倉沢 一・高橋 清 (1965) 九州雲仙火山の岩石学および科学的性質について. 地調月報, **16**, 258-274.
- 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 (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.
- 町田 洋・新井房夫 (1992) 火山灰アトラス—日本列島とその周辺. 東京大学出版会, 276 p.
- 宮地六美・太田一也 (1985) 雲仙火山岩類のフィッシュン・トラック年代. 九州大学理学部島原地震火山観測所研究報告, **13**, 45-50.
- 宮地六美・小林 茂・関原祐一・小野菊雄・赤木祥彦 (1987) 島原大変に関する徳川時代の古絵図の地質学的解釈. 九州大学教養部地学研究報告, **25**, 39-52.
- 中村俊夫 (1995) 加速器質量分析 (AMS) 法による  $^{14}\text{C}$  年代測定の高精度化および正確度の向上の検討. 第四紀研究, **34**, 171-183.
- 中村俊夫・中井信之 (1988) 放射性炭素年代測定法の基礎—加速器質量分析法に重点をおいて—. 地質学論集, **29**, 83-106.
- 小野晃司・渡辺一徳・板谷徹丸・堀伸三郎・星住英夫・林 久雄・緒統英章 (1992) 雲仙火山の地質 (予察) と K-Ar 年代. 日本火山学会 1992 年秋季大会講演予稿集, 1.
- 大森房吉 (1908) 寛政四年温泉嶽の破裂. 地質雑, **15**, 181, 447-450.
- 大森房吉 (1918) 寛政四年温泉岳前山の崩壊に就きて. 地質雑, **25**, 256-258.
- 太田一也 (1969) 眉山崩壊の研究. 九州大学理学部島原火山温泉研究所研究報告, **5**, 6-35.
- 太田一也 (1972) 雲仙火山にみられる温泉と地質構造および地震との関係. 地熱, **34**, 76-81.
- 太田一也 (1984) 雲仙火山—地形・地質と火山現象—. 長崎県, 98 p.
- 太田一也 (1987) 雲仙火山の地質構造と火山現象. 九州後期新生代火山活動, 地団研専報, **33**, 71-85.
- 尾関信幸・小林哲夫 (2000a) 雲仙火山. 眉山の形成過程. 地球惑星科学関連学会 2000 年合同大会講演予稿集, **Va-025**.
- 尾関信幸・小林哲夫 (2000b) 雲仙火山, 眉山西部, 垂木台地の変動地形. 日本火山学会 2000 年秋季大会講演予稿集, 128.
- Reimer, P. J. et al. (2004) IntCal04 terrestrial radiocarbon age calibration, 0-26 cal kyr BP. *Radiocarbon*, **46**, 1029-1058.
- 佐藤伝蔵 (1918) 温泉岳火山の流れ山. 地質雑, **30**, 349, 56-57.
- 関口辰夫 (1994) 海底地形からみた眉山周辺の岩屑流. 日本火山学会 1994 年秋季大会講演予稿集, 80.
- 島雄 隆・高島 勲・渡辺公一郎・井沢英二 (1999) 火成岩類の熱ルミネッセンス年代測定の精密検証—雲仙火山火砕流堆積物の  $\beta$  線量精密補正年代—. 岩鉱, **94**, 109-119.
- 震災予防協会 (1977) 大地震の前兆に関する資料—今村明恒博士遺稿—. 古今書院, 170 p.
- Stuiver, M. and Reimer, P. J. (1993) Extended  $^{14}\text{C}$  data base and revised CALIB 3.0  $^{14}\text{C}$  age calibration program. *Radiocarbon*, **35**, 215-230.
- Sugiyama, H., Hayashi, M. and Fujino, T. (1986) Fission

- track age of the Unzen volcanic rocks in western Kyushu, Japan. *Bull. Volcanol. Soc. Japan*, **31**, 85–94.
- 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.
- 立山英之・星住英夫・渡辺一徳 (2002) 雲仙, 野岳火山の層序と形成史. *火山*, **47**, 739–749.
- 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**, 1–11.
- 宇井忠英 (1991) 雲仙火山の山体崩壊—過去の事例と研究の問題点. 地球惑星科学関連学会 1991 年合同大会 日本火山学会固有セッション講演予稿集, **4**.
- 宇井忠英・中川光弘・稲葉千秋・吉本充宏・総合観測班地質グループ (2002) 有珠山 2000 年噴火の推移. *火山*, **47**, 105–117.
- 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.
- 渡辺一徳・星住英夫・板谷徹丸 (1991) 雲仙火山眉山の地質. 雲仙火山眉山の地学的・土質工学的環境の基礎的調査研究, 平成 2 年度科学研究費補助金, 総合研究 (A), 研究成果報告書 (研究代表者 加茂幸介), 1–11.
- Watanabe, K., Hoshizumi, H. and Itaya, T. (1993) K-Ar ages of Unzen Volcano in Kyushu, Japan —with some aspects of geology of Mayu-yama—. *Mem. Fac. Educ. Kumamoto Univ., Nat. Sci.*, **42**, 35–41.
- 山縣武彦・高島 勲・渡辺公一郎・井沢英二 (2004) 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—. *火山*, **49**, 73–82.
- 横山 泉 (2002) 潜在溶岩円頂丘とは, 特に有珠火山に関連して. *火山*, **47**, 151–160.

(編集担当 宮縁育夫)