軽石に富む珧長質ハイアロクラス タイトの形成過程 —— 福島県只見地域を例として ——

Formation of felsic pumiceous hyaloclastites :
a case study from Tadami district,
Fukushima Prefecture, Japan

黒 川 明 (Akira Kurokawa)*

The Managawa lava occurs within the Middle Miocene Oshio Formation, a sequence of rhyolitic submarine volcanic rocks distributed in the southern part of the Northeast Japan. The Managawa lava consists of lava domes and hyaloclastite. The domes, up to 300 m in diameter, consist from the center outwards of a central zone of massive lithic rhyolite, a zone of flowed lithic rhyolite, a glassy rind, and a pumiceous rind. The hyaloclastite comprises chiefly of angular fragments of pumiceous and glassy rhyolite, and contains lithic fragments. The glassy and pumiceous rinds of several domes shatter gradually to the surrounding hyaloclastite.

Various lines of evidence indicate that the pumiceous clasts in the hyaloclastite were formed by quench-fragmentation of pumiceous margin of the domes. They include the polyhedral morphology of the clasts, the pumiceous *in situ* breccia or fractured lava locally present in the hyaloclastite, the absence of vitroclastic matrix, the similarity between the clasts and the pumiceous margin, the low vesicularity of the clasts, and the gradational transition from the pumiceous margin of the Namesawa dome to the surrounding hyaloclastite containing abundant large pumiceous blocks.

Early eruptions of volatile-rich vesicular magma changed into those of less-volatile non-vesicular magma. The lavas formed extrusive domes, and shallow intrusive domes emplaced into the wet hyaloclastite pile resulted from the disruption of other previous lavas. The top of the extrusive domes was auto-brecciated and the lithic fragments were added in the hyaloclastite. Since the excess pressure build-up in the growing bubble in the magma was suppressed, no magmatic explosion occurred. Because of permeable host hyaloclastite and no entrapment, the phreatomagmatic explosion and fluidization of host sediments did not take place.

I. はじめに

珧長質マグマの水底噴出による堆積物は、形成メカニズムから溶岩および溶岩の非爆発的な破碎で形成された物質(ハイアロクラスタイト、自破碎角礫)、爆発的噴火(マグマ性爆発、マグマ水蒸気爆発)で形成された火砕物質、およびこれらの再堆積物に区分される。水底噴出堆積物に見られる軽石は、これまで、マグマ性爆発で形成されたものとされてきた。一方、珧長質ハイアロクラスタイトの大部分 (Pichler, 1965;

Yamagishi and Dimroth, 1985; Yamagishi and Matsuda, 1991; Allen, 1988; 谷口, 1982; Bevins and Roach, 1979; Clough *et al.*, 1982; Cas, 1978; Cas *et al.*, 1990; Kokelaar, 1982; Kokelaar *et al.*, 1985; Lorenz, 1984; Setterfield, 1987; Hanson and Schweickert, 1982) は、主として未発泡ガラス片からなるガラス質ハイアロクラスタイト (non-vesicular glassy hyaloclastite) であり、未発泡溶岩の水冷破碎で生じたものである。

近年になって、軽石を含むハイアロクラスタイトが

* 新潟大学自然科学研究科環境科学専攻
〒950-21 新潟市五十嵐二の町 8050

(平成2年12月21日受付
平成3年8月26日受理)

報告されるようになった。これらは、ほとんど軽石片からなる軽石質ハイアロクラスタイト (pumiceous hyaloclastite; 五十嵐川団体研究グループ, 1990) や、未発泡ガラス片と軽石片からなる不均質ハイアロクラスタイト (hetero-lithologic hyaloclastite; Furnes *et al.*, 1980 の type 2 hyaloclastite と DeRosen-Spence *et al.*, 1980) であり、軽石質部を持つ溶岩が水冷破碎して形成されたものである。これらのうち、軽石片に富むハイアロクラスタイトは、岩相がガラス質ハイアロクラスタイトとは大きく異なり、マグマ性爆発で形成された軽石に富む噴出物に類似している。そのため、軽石に富むハイアロクラスタイトの特徴と形成過程を明らかにすることと、これまでマグマ性爆発で形成されたとされてきた軽石を主体とする噴出物の再検討が必要となっている。

先に筆者は、福島県只見地域の中新世珧長質海底噴出物の一部の溶岩ドームとそれに伴う軽石に富むハイアロクラスタイトについて報告した(黒川, 1990)。しかしこれは中間的な報告であり、ドームの軽石質部や、ハイアロクラスタイト中の軽石片の形成過程が明らかでない段階のものである。本論文では、これらを含めて溶岩ドームと軽石に富むハイアロクラスタイトの産状を記述し、形成過程を論じる。また、マグマ性爆発で形成された軽石に富む噴出物との識別の基準や、軽石に富むハイアロクラスタイトが形成される条件についても言及する。

本報告では、爆発的な破碎作用 (pyroclastic eruption), 非爆発的な破碎作用 (autoclastic process), マグマ性爆発, マグマ水蒸気爆発, 急冷破碎, 自破碎といった火砕物質の成因的分類は Cas and Wright (1987) の定義にしたがった。

II. 地質概説

東北日本の南部には、中期中新世に海底で形成した珧長質噴出物が卓越した地域があり、津川—会津区と名づけられている(島津, 1973)。調査地域はこの一部の只見地域に位置する (Fig. 1)。只見地域の新第三系は下位より滝沢川層, 大塩層, 小川沢層に区分され(島田・伊沢, 1969), いずれも中期中新世の珧長質噴出物を主体とした海成層である。ここで述べるのは大塩層の噴出物である。大塩層は岩相および斑晶鉱物の特徴から、4つのステージの火山噴出物に区分される

Fig. 1. Simplified geological map of the southern part of the Inner Zone of Northeast Japan, showing distribution of the Middle Miocene felsic volcanic rocks and location of the studied area.

Table 1. Stratigraphic division of the Oshio Formation

Stage	Unit Name (Thickness)	
IV	Ishitakasawa VCR (200m+)	
III	Namesawa VCR (0-120m)	
	Kogamosawa lava (0-300m)	
II	Managawa lava (250m+)	
I	Gamogawa VCR (500m+)	Oshirasawa lava (300m+)

VCR: Volcaniclastic rock

(Table 1)。このうち、ステージ II の噴出物(真奈川溶岩*)を詳細に検討した。

III. 溶岩およびハイアロクラスタイトの特徴

ステージ II の噴出物(真奈川溶岩)は、流紋岩溶岩と同質ハイアロクラスタイトからなる。

1. 溶岩

本溶岩はハイアロクラスタイトの中に多数の溶岩

* 黒川(1990)では、ステージ II の噴出物のうち溶岩を真奈川溶岩、ハイアロクラスタイトを弥太ヶ島火砕岩と命名した。しかし、どちらも同源的噴出物であるため、真奈川溶岩をステージ II の噴出物全体を示す名称として再定義し、弥太ヶ島火砕岩という名称は使用しない。

ドームとして散在している (Fig. 2; 黒川, 1990)。ドームの直径は数 10 m~300 m である。

(1) 岩相

本溶岩は斜長石斑晶を含む淡灰色の流紋岩を主体とする。典型的なドーム内での岩相分布は次の通りである。中心部は比較的結晶度のよい流紋岩、外縁部はガラス質流紋岩、最外縁部は軽石質流紋岩からなる。

Fig. 2. Distribution of the extrusive rocks erupted during each stage of the Oshio Formation, and intrusive rocks emplaced during or after stage 2. Localities of each lava dome are shown.

ドーム中心部の比較的結晶度のよい流紋岩は淡灰色塊状でブロック状の節理が発達しているが、外縁に近い部分では流理構造を持つ。流理面の方向は岩体外縁に平行である。

ドーム外縁のガラス質部は厚さが 10 cm~10 数 m で、岩体外縁に平行な流理構造を持ち、暗灰色を呈する。ガラス質部中には真珠岩組織が発達している。ガラス質部のうち、最外縁部 (厚さ 10 cm~数 m) を除いた部分はスフェルライト質であることが多い。スフェルライトは直径 1~4 mm 程度の白色の球体で、ガラス質石基中に散在または密集している。

一部のドームでは最外縁部に淡緑~淡緑灰色の軽石質部が見られる。岩体外縁に平行な弱い流理構造が見られ、管状の気孔が流理に平行に配列して繊維状を呈する。しかし肉眼では個々の気孔は識別できない。

ドーム外縁のガラス質部・軽石質部では間隔が数 mm~1 cm 程度の不規則割れ目が見られる (Fig. 3)。一般に閉じた割れ目であるが、ところにより開いている。

(2) 顕微鏡下での特徴

本流紋岩は 2.5% (49 薄片の平均値) の斜長石斑晶と、0.5% 以下の輝石斑晶を含む。輝石のほとんどは緑泥石に変質している。

ドーム中心部の比較的結晶質な流紋岩は、斜長石の柱状マイクロライトを 10 数%~40% 含み、クリスタライトをとまなう。これらのは隔微晶質珪長組織である。流理が見られるときには、マイクロライトがほぼ平行に配列している。

Fig. 3. Sketches of polished specimens of closely fractured lavas from the margin of the Namesawa dome (Dome 10).

A, Irregularly fractured pumiceous rhyolite; B, Irregularly fractured glassy rhyolite.

Fig. 4. Photomicrographs and photographs of lava and hyaloclastite. A, Irregularly fractured glassy rhyolite from the margin of the Kogamosawa dome (dome 16). The glassy rhyolite also shows a dense network of perlitic cracks; B, Pumiceous rhyolite from the margin of the Namesawa dome (dome 10). Vesicles are drawn out parallel to the flow layering; C, Thin section of the same sample as B, but cut perpendicular to the elongation of the vesicles showing circular to elliptical morphology of the vesicles; D, Irregular fractures in the pumiceous rhyolite of the same sample as B. The fractures traverse the elongation of the vesicles or cut nearly parallel to the elongation; E, Photograph of the contact between the pumiceous margin of the Namesawa dome and pumiceous hyaloclastite. The arrows show the contact. Joints found in the pumiceous lava are traced as far as the contact. White scale bar is 10 cm long; F, Photograph of the hyaloclastite composed mainly of pumiceous and glassy clasts (light color clasts) and containing lithic fragments (dark color clasts), from the Kogamosawa River. Scales: 1 mm (A), 0.5 mm (D), 0.2 mm (B, C).

ガラス質部は主にガラスからなり、数%の斜長石マイクロライトや、少量のクリスタライトを含む(Fig. 4. A)。マイクロライトや針状のクリスタライトは流理に平行に配列している。スフェルライトは、太さ数~10 μm の針状アルバイトの集合体で、外形は直径100 μm ~数mmの球状のものが主体である。スフェルライトは流理に平行に伸長した集合体をつくることが多い。ガラス質部では不規則割れ目と真珠岩組織が発達する(Fig. 4. A)。不規則割れ目は、顕微鏡下では平坦に伸びたシャープな平面または緩やかな曲面である。一般に数100 μm ~数mm程度まっすぐ伸びて他の不規則割れ目に30~90°程度の角度でぶつかって終了している。不規則割れ目は閉じて密着していることがおおいが、所々でやや開いている。真珠岩組織は同心円状の球体割れ目(perlitic crack)で特徴づけられる。球体の平均的な直径は数100 μm で、最大2mmである。

軽石質部ではガラス中に数%~36%の気孔が生じている。気孔は管状で、平行に配列しているがやや波うっている(Fig. 4. B)。管状気孔の垂直断面は円形で(Fig. 4. C)、直径は5~30 μm のことが多いが一部で50~100 μm に達する。気孔は粘土鉱物によって充填されている。軽石質部中の不規則割れ目(Fig. 4. D)は、管状気孔を横断する平坦な平面または緩やかな曲面である。管状気孔の伸長方向にほぼ平行か低角に斜交する割れ目も見られる。一部では、100 μm 程度の幅で細かく湾曲している部分も見られる。割れ目の間隔(Fig. 4. D)は数mmで、ガラス質部の不規則割れ目(Fig. 4. A)と比較してかなり開いている。

2. ハイアロクラスタイト

(1) 岩相・層相

本ハイアロクラスタイトは、淡緑色軽石片、灰~緑色ガラス片を主体として灰色流紋岩岩片を伴う塊状で淘汰の悪い火山礫凝灰岩~ラピリスートンである(Fig. 4. E, F)。各構成物とも斜長石斑晶を含む。軽石片は細~中礫サイズであるが、一部で大~巨礫サイズを含む。ガラス片は細~中礫サイズで、真珠岩組織が見られる。直径数mm~1cm程度のスフェルライト質ガラス片を少量含む。流紋岩岩片は細~中礫サイズであるが、ところにより大~巨礫サイズを含む。

本ハイアロクラスタイトは、ところにより軽石片・ガラス片・岩片の量比とサイズが変化して、岩相が大きく変化する。軽石片の含有量は0~100%、ガラス片は0~100%、スフェルライト質ガラス片は数%、岩片は0~80%である。比較よく見られる岩相(Fig. 4. F)は、直径0.5~3cm程度の軽石片、ガラス片が主体で、

20~30%程度の同サイズからやや大型の岩片を含むものである。本岩石は直径2mm以上の粒子が密集していることが多い。

ガラス片、軽石片の外表面は平面や緩やかな曲面からなっていて、角礫状の多面体を示すものが多い。稜は鋭いことが多いが、急な湾曲面であることもある。流紋岩岩片は一般に角礫状である。

本ハイアロクラスタイトは一部で、淘汰がよく成層した同質の極粗粒~粗粒砂サイズのハイアロクラスタイトを挟む。

(2) 顕微鏡下での特徴

顕微鏡下での特徴は、一部で変質がやや強くなっているものの、各構成物とも、溶岩ドーム中で見られる組織とほぼ同じである。各構成物質中での斜長石含有量は2.9% (22薄片の平均値)である。

顕微鏡下ではガラス片は真珠岩組織が顕著である(Fig. 5. B, D, F)。一部のガラス片中には不規則割れ目も見られる。ガラス片の外表面は平坦な平面または緩やかな曲面からなっており、多面体状の形態を示す(Fig. 5. B, F)。軽石片の外表面は管状気孔を直角に切断する平坦な平面(Fig. 5. D)および緩やかな曲面(Fig. 5. C)と、気孔を低角に切断するかほぼ平行な同様な面(Fig. 5. E)であることが多い。そのため軽石片は一般に多面体状の形態を示す(Fig. 5. B)。一部の軽石片中には、気孔を切断する不規則割れ目が見られる(Fig. 5. E)。また一部の軽石片では、外表面の一部が多孔質で繊細な気孔壁となっている(Fig. 5. Eの下部右よりの多孔質な軽石片)。岩片には細かな割れ目は見られない。また、急冷縁も認められない。

本ハイアロクラスタイトは一般に、直径2mm以上の粒子が比較的密に充填し、その間を多面体を呈する直径0.1~1mmのガラス片および発泡度の低い軽石片が充填している(Fig. 5. A, D)。発泡度が比較的高い軽石片も少量含まれている。ところにより直径1mm以下の粒子が卓越した部分を含む(Fig. 5. B)。細粒で発泡度が高い軽石片でも、気孔を切る平坦な外表面を持つことが多く(Fig. 5. E)、vitroclastic組織とは異なる。

(3) ガラス片・軽石片・岩片の含有量と発泡度

薄片中での見かけの長径が2mm以上の粒子の種類を識別し、ガラス質粒子(ガラス片、軽石片)については発泡度をポイントカウントにより測定した。長径2mm以上のガラス質粒子のうち、変質の著しいものは測定から除外した。発泡度5%未満のガラス質粒子はガラス片、5%以上のガラス質粒子は軽石片とした。測定した163粒子で、軽石片が36.8%、ガラス片が

Fig. 5. Photomicrographs of hyaloclastite. A, Pumiceous hyaloclastite from the vicinity of the Namesawa dome; B, Hetero-lithologic hyaloclastite near the Namesawa dome showing semi-polyhedral pumiceous clast; C, Detail at the surface of the pumiceous clast in B. The surface plane cut the elongated vesicles; D, Hetero-lithologic hyaloclastite (same sample as B) showing sharp plane surface of the pumiceous clast in the left; E, Close-up of the matrix of the hyaloclastite (same sample as B); F, Glassy mono-lithologic hyaloclastite close to the Kogamosawa dome (dome 17). Scales: 1 mm (A, B, F), 0.5 mm (C, D), 0.2 mm (E). The arrows indicate plane surfaces traversing nearly perpendicular to the vesicles. The triangular arrows show the surfaces cutting parallel to or at low angle the vesicles. The large triangular arrow in the bottom right in E shows the irregular fracture in the pumiceous clast.

Fig. 6. Diagram showing lithological compositions of each thin section of hyaloclastite. A, A triangular diagram showing the content of lithic, glassy and pumiceous fragments; B, Relationship between the lithic content and the average vesicularity. Solid circles 1 to 10 show compositions of each thin section of GA-09, GA-10, NM-29, YS-LS, KG-02, KG-03, H-08B, H-09A, H-10, H-12. Open diamond (11) shows average composition. The samples GA-09, 10; NM-29; YS-LS; KG-02, 03 are taken from the vicinity of the Gamogawa dome, Namesawa dome, Yatagashima dome, Kogamosawa dome (dome 16) respectively, and H-08B, 09A, 10, 12 are taken from south of the Kogamosawa dome (dome 16).

39.3%, 石質岩片が23.9%である。3粒子(1.8%)のフェルライト質ガラス片があったが、ガラス片に含めた。平均発泡度は各薄片ごとに測定したガラス質粒子すべてについて次式で示す割合で表わした。

Fig. 7. Frequency distribution of vesicularity of each glassy and pumiceous clasts in the same thin sections as Fig. 6.

$$\frac{V_c}{T_c} \times 100$$

V_c は発泡孔総カウント数、 T_c は総カウント数である。測定した薄片すべての平均発泡度は10.1%である。

個々の薄片ごとに、各構成物の含有量を頂点にとった三角ダイアグラムをFig. 6.Aに示す。本ハイアロクラスタイトの岩相には、非常に大きな幅がある。Fig. 6.Bには岩片含有量と平均発泡度を示した。各薄片ごとの平均発泡度は0~40%と大きな幅があるが、平均発泡度が高くなると岩片の最大含有量が減少する傾向にある。

噴出したマグマの発泡度を検討するため、個々のガラス質粒子の発泡度の頻度分布をFig. 7に示した。この図では近接した地点で得られた試料ごとに頻度分布をまとめてある。この図のとおり、ほとんどガラス片からなる地点と比較的発泡度の高い軽石片を含む地点がある。軽石片を含む地点では、比較的発泡度の高い軽石片から未発泡ガラス片まで連続した頻度分布となっており、発泡度は0~20%で最大頻度となっている。また、全体の頻度分布をFig. 7. Totalに示す。発泡度の範囲は0~50.6%であり、全体としては連続的であるが、発泡度の増加に伴って急激に頻度が減少している。

IV. 溶岩ドームとハイアロクラスタイトの接触部の関係

露頭で観察される溶岩ドームとハイアロクラスタイト

Fig. 8. Route map and sketch showing the relationship between the hyaloclastites and the Namesawa dome (Dome 10), at the Namesawa River. A, Route map around the margin of the dome; B, Detailed sketch of the contact. White thick lines indicate isopleth of vesicularity at the pumiceous margin of the dome; C, Pumiceous *in situ* breccia near the pumiceous margin. The abundant *in situ* polyhedral fragments are shown.

トの境界面は、ドーム中心に向かって20~50°傾斜しているか、ドームの外側に向かって垂直~70°程度傾斜していることが多い。また、一部では外側に低角に傾斜した境界面も見られる。溶岩ドームが単純な形態であると仮定すると、内側に比較的緩傾斜の境界面はドーム下半部と周囲との接触面、外側に高角ないしは垂直な面はドーム上半部の接触面、外側に低角に傾斜した面は頂部の接触面と考えられる(黒川, 1990)。以下に、接触部の関係をドーム下半部・上半部・頂部に分けて述べる。

1. ドーム下半部

ドームの下半部が露出している岩体は滑沢に露出している滑沢ドーム(dome 10)である(Fig. 8.A)。ドーム中心部より外側へ、流理の発達した比較的結晶度のよい流紋岩・スフェルライトを含むガラス質部・ガラス質部・軽石質部(Fig. 4.E)と帯状に分布している。各部の境界は漸移的である。ドームの外側には軽石に富むハイアロクラスタイトが分布している。

ドーム外縁付近のルートマップをFig. 8.Bに示す。軽石質部の一部では弱い流理構造が見られる。この露頭の軽石質部を中心に採集した14サンプルの発泡度を、等発泡度線として示してある。発泡度は内側から外側に向かって高くなり、最外部では36%となる。ガラス質部や軽石質部には、細かな不規則割れ目が全体に見られる。また、軽石質部の一部には数cmから10数cmまで開いた平坦な割れ目も見られる(Fig. 8.B, Open fracture)。平坦な割れ目の内部は塊状な粗粒砂サイズのハイアロクラスタイトで充填され、軽石質部とハイアロクラスタイトは平滑な平面で境されている。

周囲のハイアロクラスタイトとの境界は漸移的である。境界部では不規則割れ目が外側へとしだいに開きながら破碎の程度が強くなっている。不規則割れ目が開いている部分では、割れ目を細粒な同質ハイアロクラスタイトが充填している。ドームとハイアロクラスタイトとの境界はかなり凹凸があり、一部ではガラス質部に直接ハイアロクラスタイトが接しており、ここでも漸移している(Fig. 8.Bの溶岩の東端)。

周囲のハイアロクラスタイトは塊状で、90%以上の軽石片と、岩片やガラス片からなる。調査地域内の他のハイアロクラスタイトに比べて軽石の量が多く、大型である(Fig. 8.C)。軽石片は一般に多面体状で密に充填しており、細粒物質は少ない。Fig. 8.Bでは見かけの長径が256 mm以上のブロックのみ記入してある。大型ブロックのほとんどは軽石であり、ドームに

隣接した部分に集中している。この部分では火砕岩は多くの *in situ* breccia (DeRosen-Spence *et al.*, 1980) を含む(Fig. 8.C)。軽石片はドーム外縁の軽石質部と斑晶鉱物の量や発泡孔の特徴が同じである。ハイアロクラスタイト中の軽石片の薄片から計測した発泡度は最大37%で、溶岩の軽石質部最外部の発泡度と同程度である。

以上のことから、ドームの周囲のハイアロクラスタイト中の軽石片は、ドーム外縁の軽石質部が破碎して形成されたものと考えられる。境界面が大きく外縁を切っているのは、その部分の破碎作用が強かったためと考えられる。ガラス質部と軽石質部とも細かな不規則割れ目が発達しており、水の急冷による破碎作用であったと考えられる。破碎は周囲の軽石質部から内部へと進んだ。内部のガラス質部まで破碎されているところでは、そのガラス片がハイアロクラスタイト中に供給されている。大きくあいた平滑な割れ目(Fig. 8.B)は、割れ目の面が平滑で非常にシャープであることから、自破碎作用によるものであると考えられる。

2. ドーム上半部

ドーム上半部が露出している岩体は蒲生川河床の蒲生川ドーム(dome 7)と八木沢の八木沢ドーム(dome

Fig. 9. Route map and sketch, showing the relationship between the lava and hyaloclastite. A, Route map around the Gamogawa dome (Dome 7) along the Gamogawa River; B, Sketch around margin of the Yagisawa dome (Dome 19) at Yagisawa.

19)である。

(1) 蒲生川ドーム (Fig. 9.A)

ここではドーム外縁部に厚さ2m程度のガラス質部が見られ、ガラス質部の外縁側では発泡しており、外側ほど発泡度がよくなる(最大発泡度は25%)。ガラス質部や軽石質部には細かな不規則割れ目が発達しているが、周囲のハイアロクラスタイトとの境界はシャープであり漸移関係は見られない。接触面とハイアロクラスタイトの構造は若干斜交している。

ドーム外縁部と周囲のハイアロクラスタイトとの間に漸移関係が見られないことは、ハイアロクラスタイト中に流紋岩が貫入したことを示す。また外縁部がガラス質になっていることは、周囲のハイアロクラスタイトに間隙水が多量に含まれていたことを示す。このように本ドームは周囲のハイアロクラスタイト中に浅所迸入して形成されたものと考えられる。

(2) 八木沢ドーム (Fig. 9.B)

ここでは岩体外縁に厚さ10cmのガラス質部が見られる。ガラス質部には細かな不規則割れ目が発達しているが、周囲のハイアロクラスタイトとの境界はシャープであり漸移関係は見られない。接触面とハイアロクラスタイトの構造は大きく斜交している。

以上の産状から、本ドームも浅所迸入して形成されたものと考えられる。

3 ドーム頂部

ドーム頂部は弥太ヶ島の弥太ヶ島ドーム(dome 15)と小蒲生沢の小蒲生沢ドーム(dome 16, 17)で見られる。

(1) 弥太ヶ島ドーム

この岩体の垂直断面スケッチをFig. 10.Aに示す。この露頭ではドームが中央に見られ、その両側はハイアロクラスタイトに接している。

西側の接触部の詳細なスケッチをFig. 10.Bに示す。岩体中央部から接触部まで流紋岩は比較的結晶質である。岩体外縁付近ではこの流紋岩中に高角な流理構造が発達している。ハイアロクラスタイトとの境界面は比較的緩傾斜で、流理構造とは緩やかに斜交している。外縁では流紋岩中に間隔が10~数10cmのわずかに開いた平滑でシャープな割れ目が見られ、ところどころそれが開いて漸移的に独立した多面体のブロックとなる。

このハイアロクラスタイトは塊状で比較的結晶質な流紋岩岩片が50%近くを占め、そのほかにガラス片・軽石片・スフェルライト質ガラス片を含む。Fig. 10.Bのハイアロクラスタイト中にはブロック(直径64

mm以上)のみを記入してある。ブロックは比較的結晶質な流紋岩が大部分である。この露頭から30m離れた露頭では、流紋岩岩片の量やサイズが減少し、本ハイアロクラスタイトの典型的な岩相となる。

上記の露頭では、ドームを構成する比較的結晶度のよい流紋岩が破碎し、その流紋岩岩片が漸移的にハイアロクラスタイト中に取り込まれているものと考えられる。流紋岩岩片は、比較的結晶質で急冷縁も見られないこと、岩体外縁で見られる割れ目が平滑でシャープであること、この割れ目の間隔が広く小さな岩片が少ないことから、自破碎作用により破碎されて形成したものと考えられる(Allen, 1988)。また、ドームが初生的な内部構造を保持していれば、外縁部はどこでもガラス質であり、流理の方向はドーム外縁と調和的になる。しかし、本境界部にはガラス質外縁部が見られず、流理と外縁の方向もやや斜交している。このことから、ここでは固結後に自破碎作用を受けてドーム内部の結晶質な部分が露出しているものと考えられる。

この岩体の東側の縁では、ハイアロクラスタイトとの境界はシャープであり、緩傾斜である。ドームを構成する流紋岩の流理は急傾斜で、流理と境界面は大きく斜交している。そして弱い平行葉理がみられる粗粒砂サイズのハイアロクラスタイトが接触面にわずかに斜交して重なっている。ここでは、岩体中央部の比較的結晶質な流紋岩の外側にスフェルライトを含むガラス質流紋岩が見られ、これがハイアロクラスタイトと直接接している。

この部分は、ドームを直接ハイアロクラスタイトがおおっていることから、水底面上に露出していたと考えられる。また、スフェルライトを含まない外縁ガラス質部が見られないこと、流理と境界面が大きく斜交していることから、固結後の自破碎作用によりドーム内部が露出していたと考えられる。しかし、ハイアロクラスタイトにおおわれる時に岩体の縁での破碎作用が弱く、ハイアロクラスタイト中にブロックを供給しなかったと考えられる。

(2) 小蒲生沢ドーム (Fig. 11)

図ではドームが2つ示されている。両ドームとも外縁にはガラス質部が見られる。ガラス質外縁部の内側では流理が見られる。流理構造と、ガラス質部と内部の比較的結晶質な部分の境界面はほぼ平行で、外側に緩傾斜している。ガラス質部は大部分が著しく破碎して黒色ガラス片からなるハイアロクラスタイトになっている(Fig. 5.F)。ガラス質なハイアロクラスタイトの上位には露頭が若干欠如しているが、軽石片とガラ

Fig. 10. Sketches of the Yatagashima dome (Dome 15) at Yatagashima. A, Sketch of vertical section showing both margin of the dome; B, Detailed sketch showing relationship between the lithic lava and the hyaloclastite containing many lithic blocks.

Fig. 11. Route map along the Kogamosawa River, showing relationship among the Kogamosawa dome (Dome 16, 17), glassy hyaloclastite and hetero-lithologic hyaloclastite. Cross sections along the route map are partly shown.

ス片を主体とし岩片を伴う本ハイアロクラスタイトの典型的な岩相が重なっている。

ガラス質なハイアロクラスタイトは、ドームのガラス質外縁部の急冷破碎で生じたものである。またガラス質ハイアロクラスタイトと軽石片を含むハイアロクラスタイトは、岩相がまったく異なるため漸移関係ではないものと考えられる。したがって本ドームは軽石を含むハイアロクラスタイト中に未発泡マグマが浅所迸入して形成されたものと考えられる。そして、ドーム外縁部が間隙水との接触で急冷され、ガラス質ハイアロクラスタイトを形成したものと考えられる。

V. ハイアロクラスタイトの形成過程

1. ハイアロクラスタイト構成粒子の起源

(1) ガラス片の形成過程

滑沢ドーム (Fig. 8) や小満生沢ドーム (Fig. 11) では外縁ガラス質部が破碎してハイアロクラスタイトに漸移している。また、外縁ガラス質部中の不規則割れ目で囲まれた多面体と、ハイアロクラスタイト中の多面体ガラス片の形態が酷似している。そのため、水冷による収縮で不規則割れ目が発生し、それによってガラス片が形成されたものと考えられる。

(2) 軽石片の形成過程

滑沢ドーム (Fig. 8) では、ドームの軽石質外縁部に不規則割れ目が発達し、周囲のハイアロクラスタイ

トに漸移している。ハイアロクラスタイトは多面体状の大型軽石片に富み、*in situ* breccia を含む。特に大型の軽石片はドームに隣接した部分に集中している。また、軽石片の特徴はドーム外縁の軽石質部と同じである。以上の産状から、この付近のハイアロクラスタイト中の軽石片はドーム外縁の軽石質部が水冷により破碎して形成されたものと考えられる。

滑沢ドーム付近以外のハイアロクラスタイト中の軽石片についても、次の5つの理由から、溶岩の軽石質部が破碎して形成されたものと考えられる。第1に軽石片の肉眼的な特徴や顕微鏡下での特徴は、溶岩ドーム中の軽石質部と共通する。第2に軽石片は平面や緩く湾曲した曲面で境される多面体状の形態を示し、爆発的なマグマ性の破碎作用で形成された火砕物質に特有の気孔に支配された形 (Heiken, 1972) を示さないものが多い。第3に基質は vitroclastic 組織ではない。第4に軽石を主体とするハイアロクラスタイト分布域の一部で、Fig. 12 に示したような軽石片からなる *in situ* breccia (または割れ目の発達した軽石質溶岩) が漸移的に含まれている。第5に軽石片～ガラス片の発泡度は50%以下で、平均発泡度は10%である (Fig. 7)。この発泡度は陸上の plinian 噴火の軽石の一般的な発泡度 (70~80%; Sparks, 1978; Houghton and Wilson, 1989) よりかなり低い。また、発泡度が0%から50%まで連続的であり、発泡度が高くなるにつれて

Fig. 12. Pumiceous *in situ* breccia or fractured lava distributed in the pumiceous hyaloclastite at the Kogamosawa River.

頻度が減少している。この特徴も爆発的なマグマ性の破砕作用で形成されたものとは考えにくい (Houghton and Wilson, 1989)。

また、DeRosen-Spence *et al.* (1980) で示された水底流紋岩溶岩のローブ (lobe) 中の軽石質部の発泡度は 50~60% であり、Furnes *et al.* (1980) で示された同様な軽石質部の発泡度は 16%~57% で平均は 27% である。これらの値は、水底溶岩の軽石質部として、発泡度が 60% 近くまで可能であることを示している。

(3) 流紋岩岩片の形成過程

頂部が露出している弥太ヶ島ドーム (Fig. 10) では、比較的結晶度のよい流紋岩が同質の大型岩片に富むハイアロクラスタイトにおおわれている。流紋岩の中には平滑でシャープな割れ目が見られ、一部で割れ目が開いて多面体の流紋岩岩片がハイアロクラスタイト中に取り込まれている。この岩片には急冷縁は見られない。またこの付近以外のハイアロクラスタイトの岩片も、一般に多面体であり急冷縁は見られない。これらの特徴から、流紋岩岩片は、溶岩ドーム内部のすでに固結した部分の自破砕作用により形成されたものと考えられる。

2. ドームの復元

前述の産状例から、いくつかのタイプのドームがあることが示される。ドームの頂部としては 2 つのタイプが見られる。弥太ヶ島ドームでは、ドーム頂部が海底面上に露出し、自破砕作用により破砕されて開析され、ドーム内部が露出している。一方小蒲生沢ドームでは、ドーム頂部は海底面直下に浅所進入しており、外縁が急冷破砕をうけているだけで自破砕作用は弱い。このことからドームのタイプとしては、水底面上に頂

部が露出し、強く自破砕されて開析されたドームと、頂部が露出せず (ドーム全体が浅所進入) 自破砕も弱いドームが認められる。このうち後者は、他のドームの破砕で形成されたハイアロクラスタイト中に浅所進入したものである。

ドームの上半部として示した例では、ガラス質外縁部または軽石質外縁部が周囲のハイアロクラスタイトと浅所進入の関係で接している。また、ドームの下半部として示した例は、溶岩外縁の軽石質部またはガラス質部が水冷破砕されて周囲のハイアロクラスタイトに漸移している。これらのドームの頂部は露頭では見られないが、頂部が海底面上に露出しているか、ドーム全体が浅所進入である可能性がある。

一方、ドーム中の軽石質部の存在を基準にすると、軽石質外縁部を持つタイプ (滑沢ドーム、蒲生川ドーム) と持たないタイプ (小蒲生沢ドーム、八木沢ドーム) も存在する。

3. 噴出の経過

この節では、いくつかのタイプのドームのうち、軽石質外縁部を伴い、頂部が水底面上に露出しているタイプの噴出経過について述べ、他のタイプについては、最後に簡単に示す。

ドームの軽石質外縁部は、外側に向かうほど発泡度が高くなる。そして最大発泡度が同程度の周囲のハイアロクラスタイトに移化する。このことから噴火の初期には発泡度の高いマグマが噴出し、しだいに発泡度が減少し、未発泡マグマの噴出となる噴出過程を考えることができる。噴出の経過を次に示す (Fig. 13)。

一番初期には揮発成分に富み発泡したマグマが噴出し、軽石質溶岩からなる岩体が形成される。このときの最大発泡部の発泡度は 50% であり、平均発泡度はそれより低いのでおそらく 40% 前後であった。噴出とともに岩体外縁は水冷により固結すると同時に、収縮割れ目 (不規則割れ目) が発達して破砕してしまう (Fig. 13.1)。固結した外縁は内部を熱的に遮断し、内部はマグマで満たされ、マグマの流入が続いた。その後、噴出するマグマの発泡度が次第に減少していきながら、ドームが成長し、水冷による未発泡ガラス縁の形成と破砕作用が続く (Fig. 13.2)。また、マグマの流入も続く。

この間に、軽石質溶岩周辺には大小様々な軽石片やガラス片が堆積する。軽石片の堆積で生じた小型の山体の斜面の上では堆積物の移動による再堆積が起こり、淘汰がよく成層したハイアロクラスタイトが形成される。

Fig. 13. Inferred process of the formation of the lava dome and the hyaloclastite. 1, Volatile-rich vesicular magma erupted during the initial phase of eruption and outer parts of the lava were quench-shattered to form angular pumiceous fragments. The abundant large pumiceous *in situ* breccia were present around the vent; 2, With decrement of volatile in the magma, non-vesiculated magma erupted and glassy rinds were formed. These rinds were comminuted by granulation to form glassy fragments; 3, The quench-fragmentation at the glassy margin of the dome were ceased with reduction of discharge rate of magma. The inner part of dome solidified from the margin inwards. The top of the dome exposed above wet hyaloclastite pile, and auto-brecciated in response to injections of magma into unconsolidated central part; 4, The auto-brecciated domes were dissected to expose the inner part of the dome, and lithic fragments were added in the surrounding hyaloclastite.

現在、ドーム外縁に残されているガラス質部や軽石質部はドーム全体と比べれば非常に小規模なものであるが、ハイアロクラスタイト中には大量の軽石片、ガラス片が存在する。これは、軽石質溶岩の噴出時および未発泡溶岩の噴出時の水冷破碎作用が長く続いたためと考えられる。また同時に、岩体内部にマグマの供給が続くことが、水冷破碎した部分を補い、ドームを成長させ、さらに水冷破碎を受け、大量のガラス片や軽石片を形成する条件であった。

ある時期になるとマグマの流入が弱くなる。水冷破碎は止まって、岩体内部は中心ほどゆっくりと冷却さ

れるようになる。その結果、ガラスのすぐ内側にはスフェルライト質ガラスが (Lofgren, 1971a, 1971b), さらに内側には比較的結晶度のよい流紋岩が形成される (Fig. 13.3)。ドーム外縁で水冷破碎が続いている間は、ドームが成長しても、ドーム頂部は破碎されハイアロクラスタイトにおおわれていた。水冷破碎が止まると、ドームのゆっくりとした上昇によってドーム頂部はハイアロクラスタイトからなる山体の上に露出した。また、ある程度内部が結晶化しても、中心部にはまだマグマが残っていたと考えられる。そしてマグマが供給されるごとに、固結した周辺部とくに頂部は、自破碎

作用により破碎される。その結果、内部の比較的結晶度のよい流紋岩が露出して石質岩片をハイアロクラスタイト中に供給するようになる。その後ドーム全体が固結し、Fig. 13.4に示すような形態となった。

一方、頂部が水底面上に露出していないドームは、他のドームの破碎で形成されたハイアロクラスタイト中にドームが浅所侵入したものである（小蒲生沢ドーム）。自破碎作用は弱く外縁ガラス質部が保存されている。蒲生川ドームと八木沢ドームは頂部が水底面上に露出しているかどうかは不明であるが、少なくともドーム上半部までは周囲のハイアロクラスタイト中に浅所侵入している。また、初期に軽石質溶岩の噴出を伴えばドーム最外縁に軽石質部が形成され、伴わなければドーム外縁は未発泡ガラス質部となる。

VI. 討 論

1. 軽石に富むハイアロクラスタイトの形成条件

軽石に富むハイアロクラスタイトは、軽石質溶岩の水冷破碎で形成される。軽石質溶岩は、発泡しているもののまだマグマ性爆発（マグマの発泡による爆発）を起こしていないマグマが噴出して形成されたものである。ここでは、マグマ性爆発を起こす条件を検討し、軽石に富むハイアロクラスタイトの形成条件を示す。また、本噴出物中には多量の細粒火砕物質や火山豆石などのマグマ水蒸気爆発を示す証拠（Self, 1983; Self and Sparks, 1978; Walker, 1981; Wohletz, 1983）は見られず、マグマ水蒸気爆発も免れていると考えられるため、その条件も次に検討する。

(1) マグマ性爆発の発生条件

水底における噴火がマグマ性爆発となるか非爆発的な溶岩流出となるかは、初生的な水の含有量と噴出深度が重要な因子である（Fisher, 1984）。しかしこれだけでは、発泡するかどうかは決まるものの、マグマ性爆発を起こすかどうかは決定できない。マグマ性爆発を起こすためには、気孔中にある程度の圧力が蓄積される必要がある。

一般に、上昇するマグマの中で成長する気孔中のガス圧（ P_b ）は、成長を妨害する様々な力とつりあっており、

$$P_b = P_d + P_s + P_l + P_v$$

と表される（McBirney and Murase, 1971; Bennett, 1974; Sparks, 1978）。 $P_d (= h\rho g)$ は封圧で、 h は深度、 ρ はマグマの密度、 g は重力加速度である。 $P_s (= 2\sigma/r)$ は気孔の表面張力に関する項で、 σ は表面張力、

r は気孔の半径である。 $P_l (= \rho [RA + 1.5 R^2])$ は慣性力で、 R は気孔の成長速度、 A は気孔の成長加速度である。 $P_v (= 4 \mu R/r)$ は粘性力で、 μ は粘性である。

気孔中のガス圧と封圧の差（ $P_b - P_d = P_s + P_l + P_v$ ）は余剰圧力（excess pressure）と呼ばれている。爆発的なマグマ性破碎は、気孔が free surface に達したときに、余剰圧力が十分大きいと起こる（Bennett, 1974; Sparks, 1978）。余剰圧力は主に、減圧率・マグマの粘性・マグマの初期の水含有量によって決まる（McBirney and Murase, 1971; McBirney, 1973; Bennett, 1974; Sparks, 1978; Williams and McBirney, 1979）。いずれの因子とも、高くなると余剰圧力が高くなる。

Fig. 14 は McBirney (1973) の深度と気孔中のガス圧についての定性的な図を、Sparks (1978) の余剰圧力の計算値を使って書き直したものである。1% の水を含み、free surface の下降速度になおした減圧率が 25 cm/s で、粘性が 10^7 poise より小さな流紋岩マグマは、free surface に達しても余剰圧力が小さいため爆発的な破碎は起きない。しかし、粘性が 10^8 poise 以上のマグマだと余剰圧力は数 10 bar に達し、これだけでマグマを爆発的に破碎しうる（Sparks, 1978）。

また、気孔の成長は発泡度が 70~80% になったところで止まるが（Sparks, 1978）、成長が止まった気孔の中へその後もマグマ中の水が拡散し続け、高い圧力が蓄えられる（Sparks, 1978）。そのため、上記の因子だけでは余剰圧力が十分に蓄積されない場合でも、発泡度が 70~80% のマグマではマグマ性爆発は起こる可能性が強い（Sparks, 1978）。

水底噴出したマグマがマグマ性爆発を起こすかどうかは、陸上と同様に余剰圧力の程度で決まる。余剰圧力を支配する因子も陸上の場合と同様であるが、さらに噴出場の水深という因子も関係する。たとえば上記の、地表まで達するとマグマ性爆発を起こす粘性が 10^8 poise のマグマが水深 200 m (20 bar) 以深で噴出した場合、噴出時の余剰圧力は数 bar なので爆発的な破碎は起きない（Fig. 14）。

以上のことから、減圧率・粘性・水含有量が総合的に見て低く、かつ、発泡度が 70~80% に満たないマグマ、さらにこれらの条件が満たされなくても比較的深い水底で噴出した場合には、余剰圧力が低いまま噴出することになる。余剰圧力が低いマグマは、発泡していてもマグマ性の爆発を起こさずに、発泡溶岩として非爆発的に噴出する。

Fig. 14. Depth-pressure diagram after McBirney (1973). This diagram is modified by calculated values of excess pressure in ascent bubbles after Sparks (1978). Curves are shown for two values of the viscosity (V). The values of the physical parameters for calculation are shown. U , ascent rate of magma (decompression rate); D , diffusion coefficient of water; P , supersaturation pressure; K , solubility constant.

(2) マグマ水蒸気爆発の発生条件

マグマ水蒸気爆発は、高温のマグマと外来水が接して爆発的に生じた高圧水蒸気によって引き起こされる (Fisher and Schmincke, 1984; 山元, 1989)。マグマと水が接触する場の封圧が増加すると爆発は起きにくくなる (McBirney, 1963; Kokelaar, 1982; Cas and Wright, 1987)。ところが、マグマ水蒸気爆発のメカニズムとしていくつかのタイプがあり、タイプによって爆発が可能な限界圧力が異なったり、限界圧力が確定していないため (Kokelaar, 1986; Wohletz, 1986)、爆発が起きる限界深度を一義的に決定することはできない。また、これまで報告されてきたマグマ水蒸気爆発の噴出場の最大深度は 300 m である (Fisher and Schmincke, 1984) が、本研究で示した噴出物の噴出した水深を示す資料は、現在のところ得られていない。

一方、浅水域でマグマと水が接しても、マグマ水蒸気爆発は起こらないことが多い (たとえば Moore, 1975; Moore *et al.*, 1973)。そのためマグマ水蒸気爆発を起こすためには、浅水域であるとともにマグマと水の強い混合を引き起こすメカニズムが必要である (Kokelaar, 1986; 山元, 1989)。このメカニズムとして Kokelaar (1983) は、間隙水に富む未固結堆積物で

満たされた火口の中を玄武岩マグマが上昇すると、流体境界の不安定のために未固結堆積物の一部がマグマ中に取り込まれて、マグマ水蒸気爆発を起こすと述べた。地質時代における、間隙水に富む未固結堆積物中をマグマが上昇してマグマと堆積物が混合して形成された堆積物はペベライトと呼ばれている (Kokelaar, 1982; Lorenz, 1984; Busby-Spera and White, 1987; Hanson and Schweickert, 1982; Kano, 1989; 山元, 1987)。ペベライトは、接触面で生じた高圧水蒸気のために未固結堆積物の一部が流動化して形成される (Kokelaar, 1982; Lorenz, 1984; Busby-Spera and White, 1987; Hanson and Schweickert, 1982; 山元, 1987)。爆発を伴うペベライトの場合、爆発は、やはり玄武岩マグマ中への未固結堆積物の取り込みで起きる (Busby-Spera and White, 1987)。

本研究で示した流紋岩ドームの一部は、間隙水に富む未固結ハイアロクラスタイトに浅所進入している。しかし、接触面はシャープであるか水冷破碎のみが起きており、マグマ水蒸気爆発は起きていない。これは、本研究のドームが流紋岩マグマで粘性が高いため、主要な流体境界不安定のひとつである Taylor instability が抑制される (Wohletz, 1986) など、接触面の変形が起きにくいとめと考えられる。そのため、マグマ中への未固結堆積物の取り込みは起きず、マグマ水蒸気爆発は起きなかった。

また、本研究例では流動化を示す証拠は見られず、ペベライトも見られない。これは母岩の性質の差に起因するものと考えられる (Busby-Spera and White, 1987)。すなわち流動化の証拠を示す例では母岩は泥岩か細粒の火砕岩であるが (Kokelaar, 1982; Hanson and Schweickert, 1982; Loredz, 1984; Busby-Spera and White, 1987)、本研究の場合は母岩が粗粒で淘汰の悪い火砕物質である。そのため境界面で水蒸気が発生しても、母岩の浸透率が高くて水蒸気が散逸してしまうこと、母岩が細粒堆積物と比べて流体として流動しにくいことにより、流動化しなかったものと考えられる。

2. 珪長質ハイアロクラスタイトの岩相と噴出したマグマの発泡度

珪長質ハイアロクラスタイトは岩相的には、未発泡ガラス質ハイアロクラスタイト、軽石質ハイアロクラスタイト、不均質ハイアロクラスタイトに区分される。これらは噴出したマグマの発泡度の違いに起因する。また、自破碎角礫の含有量も岩相を大きく変化させる。

おもに未発泡マグマだけが噴出した場合にはガラス

質ハイアロクラスタイトが形成される。岩体の破碎の程度が強いと内部まで破碎し、自破碎角礫である比較的結晶度のよい石質岩片を含むようになる。

発泡マグマと未発泡マグマが噴出した場合には、軽石質ハイアロクラスタイトや不均質ハイアロクラスタイトが形成される。いずれもドーム内部まで破碎されれば石質岩片も含まれる。最初に示した通りこのようなハイアロクラスタイトは研究例が非常に少ないが、次のような例もある。東北日本の中期中新世黒鉱鉾床地域である北鹿地域では、デイサイト溶岩に伴うガラス片・軽石片・石質岩片からなるハイアロクラスタイト（いわゆるモヤモヤタフ）が報告されている（菅・高橋, 1970; 堀越, 1983; 神原ら, 1983）。佐藤(1984)は新潟県南長岡ガス田での坑井試料の中期中新世の海底流紋岩溶岩にともなうハイアロクラスタイトがガラス片と軽石片からなっていると報告した。このように、詳細な研究が行われているところで、軽石を含むハイアロクラスタイトが報告されていることは、この種の岩石が普遍的に存在している可能性を示している。

3. 噴出過程

これまで報告されてきた軽石を含むタイプのハイアロクラスタイトの形成過程と比較する。

DeRosen-Spence *et al.* (1980) が示したカナダの流紋岩溶岩は、ローブの外縁部がガラス質でその内部が軽石質部とガラス質部と石質部の互層、中心部は石質な流紋岩である。岩体が破碎してガラス片が主で軽石片や自破碎角礫を伴う不均質ハイアロクラスタイトが形成される。軽石質部は、噴出後に岩体表面近くの剪断集中バンド中に気孔が生じて形成される。

Furnes *et al.* (1980) が示したアイスランドの流紋岩溶岩は、初期に発泡度の高いマグマが噴出して軽石片からなる type 1 hyaloclastite が形成され、その後はほとんど発泡していないマグマが噴出しローブを形成した。そのローブは外縁がガラスでその内側に軽石質部、その内側が石質な中心部である。そのため、一度は未発泡マグマが噴出してガラス縁を形成したが、その後噴出するマグマの発泡度が高くなり軽石質部を形成し、再び未発泡マグマが噴出して中央部を形成する。このローブが破碎することによって、ガラス片を主体とし、軽石片と自破碎角礫を伴う不均質ハイアロクラスタイト (type 2 hyaloclastite) が形成された。なお、type 1 hyaloclastite は、細粒火砕物質に富み爆発的な噴火で形成されたとしているため、ハイアロクラスタイトではない。

五十嵐川団体研究グループ (1990) が示した新潟県

下田村のデイサイトは、初期に発泡したマグマが噴出して軽石質ハイアロクラスタイトが形成され、その後未発泡マグマが上昇してきたが、間隙水に富む軽石質ハイアロクラスタイト中に迸入して固結したものである。

本研究では、ドームの最外縁に軽石質部を伴うことが、上記3例との大きな違いである。また、ハイアロクラスタイト中にかなりの量の軽石が含まれていることは、上記の Furnes *et al.* や DeRosen-Spence *et al.* の例と異なる。本研究で示したドームやハイアロクラスタイトは、基本的には噴出するマグマの発泡度が減少していく中で形成されたものである。そのため、細かな差はあるものの Furnes *et al.* や五十嵐川団体研究グループの例と共通する。

一般に、噴火の初期には揮発成分に富んだマグマが噴出され、その後しだいにマグマの揮発成分含有量が低くなる (Williams and McBirney, 1979)。そのため、陸上の珪長質火山活動でも噴火の初期には揮発成分に富むマグマのマグマ性爆発が起こって火砕物質が放出され、その後に揮発成分が少ないマグマが未発泡溶岩として流出する場合が多い (たとえば Fink, 1983)。上で示した海底での珪長質火山活動も同様な過程と考えられる。ただし噴火初期の揮発成分に富むマグマの噴出が、マグマの水の含有量・噴出深度・粘性・減圧率・水との混合の程度などのかね合いで、マグマ性爆発またはマグマ水蒸気爆発 (Furnes *et al.*, 1980) になったり、非爆発的な発泡溶岩の流出 (五十嵐川団体研究グループ, 1990; 本研究) になったりするものと考えられる。

VII ま と め

1. 中部中新統の海成層である大塩層中の真奈川溶岩は、多数の流紋岩溶岩ドームと同質ハイアロクラスタイトからなる。
2. ドームは、内側より外側に向かい、比較的結晶度のよい流紋岩、スフェルライトを含むガラス質部、ガラス質部、軽石質部よりなる。
3. ハイアロクラスタイトは、軽石片とガラス片を主体とし、石質岩片を伴う。
4. 一部のドームでは、ドーム外縁のガラス質部、軽石質部が周囲のハイアロクラスタイトに漸移している。
5. 滑沢ドームでの、ドーム外縁の軽石質部と軽石に富むハイアロクラスタイトの接触部での産状は、軽石質部には不規則割れ目が発達し、周囲のハイアロク

ラストタイトに漸移している。ハイアロクラスタイトは多面体状の大型軽石片に富み, *in situ* breccia を含む。特に大型の軽石片はドームに隣接した部分に集中している。また, 軽石片の特徴はドーム外縁の軽石質部と同じである。これらの産状から, この付近のハイアロクラスタイト中の軽石片は, ドーム外縁の軽石質部の破砕で形成されたものと考えられる。

6. 滑沢ドーム付近以外のハイアロクラスタイト中の軽石片は, ① 溶岩中の軽石質部と同質であること, ② 外形が多面体であること, ③ 基質が vitroclastic 組織でないこと, ④ 軽石に富むハイアロクラスタイトの一部で軽石質の *in situ* breccia ~ 割れ目の発達した溶岩を含むこと, ⑤ 発泡度の平均が10%で最大が50%であり, 0%に向かって頻度が増加すること, 以上の理由からマグマ性の爆発で形成されたものではなく, ドーム外縁の軽石質部の水冷破砕で形成されたものと考えられる。

7. ドームとハイアロクラスタイトを形成した噴火活動は, 揮発成分に富むマグマの噴出で始まり, その後揮発成分が少ないマグマの噴出へ移行した。

8. 軽石に富むハイアロクラスタイトは, 発泡はしているものの減圧率・粘性・水含有量が総合的に低く, かつ, 発泡度が70~80%に満たないマグマが噴出した場合, さらにこれらの条件が満たされなくても比較的深い深度で水底噴出した場合に, マグマ性爆発が抑制されるために形成される。

9. 本研究で示した噴出では, マグマの粘性が高く水とマグマの混合が起こらず, マグマ水蒸気爆発は起きなかった。これもハイアロクラスタイトの形成条件である。また流紋岩マグマが浅所侵入した母岩が粗粒で淘汰の悪い物質であるため, 母岩の流動化は起きなかった。

謝 辞 本研究を進めるにあたり, 新潟大学理学部地鉱教室の吉村尚久教授には御指導と激励をいただいた。同教室の島津光夫教授をはじめとする教官の方々, 新潟大学教育学部黒川勝己教授には, 御討論・御助言をいただいた。新潟大学理学部地鉱教室の院生・学生の方々には討論していただいたり, 野外調査に協力していただいた。査読者には適切な御指摘をいただいた。福島県只見町の長谷川謙氏御一家の方々には, 宿泊の便宜をはかっていただいた。以上の方々に深く感謝する。

引用文献

- Allen, R.L. (1988), False pyroclastic textures in altered silicic lavas, with implications for volcanic-associated mineralization. *Econ. Geol.*, 83, 1424-1446.
- Bennett, F.D. (1974), On volcanic ash formation. *Amer. J. Sci.*, 274, 648-661.
- Bevins, R.E. and Roach, R.A. (1979), Pillow lava and isolated-pillow breccia of rhyodacitic composition from the Fishguard volcanic group, lower Ordovician, S.W. Wales, United Kingdom. *J. Geol.*, 87, 193-201.
- Busby-Spera, C.J. and White, J.D.L. (1987), Variation in peperite textures associated with differing host-sediment properties. *Bull. Volcanol.*, 49, 765-775.
- Cas, R.A.F. (1978), Silicic lavas in Paleozoic flyshlike deposits in New South Wales, Australia: behavior of deep subaqueous silicic flows. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 89, 1708-1714.
- Cas, R.A.F., Allen, S.W., Clifford, B.A. and Wright, J.V. (1990), Subaqueous, rhyolitic dome-top tuff cones: a model based on the Devonian Bunga Beds, southeastern Australia and a modern analogue. *Bull. Volcanol.*, 52, 159-174.
- Cas, R.A.F. and Wright, J.V. (1987), Volcanic Successions: modern and ancient. pp. 528, Allen & Unwin, London.
- Clough, B.J., Wright, J.V. and Walker, J.P.L. (1982), Morphology and dimensions of the young comendite lavas of La Primavera volcano, Mexico. *Geol. Mag.*, 119, 477-485.
- DeRosen-Spence, A.F., Provost, G., Dimroth, E., Gochbauer, K. and Owen, V. (1980), Archean subaqueous felsic flows, Rouyn-Noranda, Quebec, Canada, and their Quaternary Equivalents. *Precambrian Res.*, 12, 43-77.
- Fink, J.H. (1983), Structure and emplacement of a rhyolitic obsidian flow: Little Glass Mountain, Medicine Lake Highland, northern California. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 94, 362-380.
- Fisher, R.V. (1984), Submarine volcanoclastic rocks. In Kokelaar, B.P. and Howells, M.F. (eds.) Marginal basin geology. *Geol. Soc. London. Spec. Publ.*, no. 16, 5-27.
- Fisher, R.V. and Schmincke, H.-U. (1984), Pyroclastic rocks. pp. 472, Springer-Verlag, Berlin.
- Furnes, H., Fridleifsson, I.B. and Atkins, F.B. (1980), Subglacial volcanics-on the formation of acid hyaloclastites. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 8, 95-110.
- Hanson, R.E. and Schweickert, R.A. (1982), Chil-

- ling and brecciation of a Devonian rhyolite sill intruded into wet sediments, northern Sierra Nevada, California. *J. Geol.*, **90**, 717-724.
- Heiken, G. (1972), Morphology and petrography of volcanic ashes. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **83**, 1961-1988.
- 堀越 毅 (1983), 大館市北部, 新生代火山体のカルデラ地質と黒鉱鉱床, 鉱山地質特別号, 11号, 183-196.
- Houghton, B.F. and Wilson, C.J.N. (1989), A vesicularity index for pyroclastic deposits. *Bull. Volcanol.*, **51**, 451-462.
- 五十嵐川団体研究グループ (1990), 後期中新世のデイサイト質水中溶岩・ハイアロクラスタイトの特徴, 地球科学, **44**, 355-360.
- 神原 洋・佐藤健二・佐藤修一・平山晴彦 (1983), 釈迦内鉱山における鉱床と酸性火山活動の関係, 鉱山地質特別号, 11号, 197-214.
- Kano, K. (1989), Interactions between andesitic magma and poorly consolidated sediments: examples in the Neogene Shirahama Group, South Izu, Japan. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **37**, 59-75.
- Kokelaar, B.P. (1982), Fluidization of wet sediments during the emplacement and cooling of various igneous bodies. *J. Geol. Soc. London*, **139**, 21-33.
- Kokelaar, B.P. (1983), The mechanism of Surtseyan volcanism. *J. Geol. Soc. London*, **140**, 939-944.
- Kokelaar, B.P. (1986), Magma-water interactions in subaqueous and emergent basaltic volcanism. *Bull. Volcanol.*, **48**, 275-289.
- Kokelaar, B.P., Bevins, R.E. and Roach, R.A. (1985), Submarine silicic volcanism and associated sedimentary and tectonic processes, Ramsey Island, SW Wales. *J. Geol. Soc. London*, **142**, 591-613.
- 黒川 明 (1990), 福島県只見地域の流紋岩質水中溶岩の産状と形成機構, 地球科学, **44**, 345-353.
- Lofgren, G. (1971a), Experimentally produced devitrification textures in natural rhyolitic glass. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **82**, 111-124.
- Lofgren, G. (1971b), Spherulitic textures in glassy and crystalline rocks. *J. Geophys. Res.*, **76**, 5635-5648.
- Lorenz, B.E. (1984), Mud-magma interactions in the Dunnage Melange, Newfoundland. In Kokelaar, B.P. and Howells, M.F. (eds.) Marginal basin geology. *Geol. Soc. London. Spec. Publ.*, no. 16, 271-277.
- McBirney, A.R. (1963), Factors governing the nature of submarine volcanism. *Bull. Volcanol.*, **26**, 455-469.
- McBirney, A.R. (1973), Factors governing the intensity of explosive andesitic eruptions. *Bull. Volcanol.*, **37**, 443-453.
- McBirney, A.R. and Murase, T. (1971), Factors governing the formation of pyroclastic rocks. *Bull. Volcanol.*, **34**, 372-384.
- Moore, J.G. (1975), Mechanism of formation of pillow lava. *Amer. Sci.*, **63**, 269-277.
- Moore, J.G., Phillips, R.L., Grigg, R.W., Peterson, D. W. and Swanson, D.A. (1973), Flow of lava into the sea, 1969-1971, Kilauea Volcano, Hawaii. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **84**, 537-546.
- Pichler, H. (1965), Acid hyaloclastites. *Bull. Volcanol.*, **28**, 293-310.
- 佐藤 修 (1984), 火山岩貯留岩の岩相と孔隙—特に南長岡ガス田における流紋岩について—, 石油技術協会誌, **49**, 11-19.
- Self, S. (1983), Large-scale phreatomagmatic silicic volcanism: a case study from New Zealand. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **17**, 433-469.
- Self, S. and Sparks, R.S.J. (1978), Characteristics of widespread pyroclastic deposits formed by the interaction of silicic magma and water. *Bull. Volcanol.*, **41**, 196-212.
- Setterfield, T. (1987), Massive and brecciated dikes in the McDougall and Despina faults, Noranda, Quebec, Canada. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **31**, 87-97.
- 島田豊郎・伊沢寿昭 (1969), 5万分の1地質図幅「只見」, 同説明書, 福島県, 1-39.
- 島津光夫 (1973), 東北日本グリーンタフ地域における津川—会津区, 地質学論集, 第9号, 25-38.
- Sparks, R.S.J. (1978), The dynamics of bubble formation and growth in magmas: a review and analysis. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **3**, 1-37.
- 管 清規・高橋敏夫 (1970), 花岡, 黒鉱鉱床地帯における中新世酸性火山岩類の活動様式について, 鉱山地質, **20**, 328-344.
- 谷口宏充 (1982), 神津島面房溶岩内の珪長質スパイラルの形成過程, 火山第2集, **27**, 249-260.
- Walker, G.P.L. (1981), Characteristics of two phreatoplinian ashes, and their water-flushed origin. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **9**, 395-407.
- Williams, H. and McBirney, A.R. (1979), *Vocanology*. pp. 397, Freeman, Cooper and Co., San Francisco.
- Wohletz, K.H. (1983), Mechanisms of hydrovolcanic pyroclast formation: grain-size, scanning electron microscopy, and experimental studies. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **17**, 31-63.
- Wohletz, K.H. (1986), Explosive magma-water

- interactions: thermodynamics, explosion mechanisms, and field studies. *Bull. Volcanol.*, **48**, 245-264.
- Yamagishi, H. and Dimroth, E. (1985), A comparison of Miocene and Archean rhyolite hyaloclastites: evidence for a hot and fluid rhyolite lava. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **23**, 337-355.
- Yamagishi, H. and Matsuda, Y. (1991), The Neogene submarine felsic rocks at Yoichi Beach, Shakotan Peninsula. *J. Geol. Soc. Jap.*, **97**, 269-277.
- 山元孝広 (1987), 水底火山活動でのマグマの破砕プロセス—京都府丹後半島新第三系北垣層群の例—。火山第2集, **32**, 1-15.
- 山元孝広 (1989), マグマ水蒸気爆発の特性とメカニズム: Vapor explosion model による噴火事例の検討。火山第2集, **34**, 41-56.