

北海道, 白滝ジオパークの黒曜石溶岩の内部構造

和田 恵 治*・佐野 恭 平**

(2014年8月31日受付, 2015年2月4日受理)

Internal Structure of Obsidian Lavas in Shirataki Geopark, Hokkaido

Keiji WADA* and Kyohei SANO**

The Shirataki obsidian-rhyolite field (Shirataki Geopark, Hokkaido) contains many outcrops of densely compact obsidian layers of excellent quality. The Shirataki obsidian lavas ($\text{SiO}_2 = 76.7\text{--}77.4\text{ wt.}\%$) were erupted at ca. 2.2 Ma and formed a monogenetic volcano comprising 10 obsidian-rhyolite lava units. The thickness of the units ranges from 50 to $>150\text{ m}$, and each unit comprises a surface clastic zone, an upper dense obsidian zone, an upper banded obsidian zone, a central thick rhyolite zone, a lower banded obsidian zone, a lower dense obsidian zone, and a lower clastic zone. The dense obsidian is $>98\%$ glass with microlites of mainly magnetite and plagioclase, and rare plagioclase phenocrysts. Obsidian and rhyolite within single lava flows have similar bulk-rock compositions and number density of microlites, although the rhyolite contains glass with perlitic cracks and a large amount of crystalline material (spherulites and lithophysae), while the dense obsidian contains 0.4–0.8 wt.% H_2O . These geological and petrological features indicate that the formation of obsidian and rhyolite layers in the lava units was controlled mainly by the timing of the vesiculation and degassing of magmas, in addition to the cooling effect.

Key words: obsidian, rhyolite lava, internal structure, outcrop, Shirataki Geopark

1. はじめに

北海道北東部に位置する白滝ジオパークの地質遺産は日本最大の規模と品質をもつ黒曜石であり, ここでは緻密な黒曜石層を含む流紋岩溶岩の断面露頭が複数見られる(木村, 2005; 国府谷・他, 1964; 和田・佐野, 2011). また白滝遺跡群(旧石器時代)からは何万点もの大型の黒曜石石器が発掘されている(木村, 1995; 長沼・他, 1999; 白滝団体研究会, 1963など).

黒曜石溶岩の露頭は日本列島では姫島(伊藤・他, 1997)や和田峠(山崎・他, 1976), 神津島(一色, 1982), 奥尻島(秦・他, 1982)など少数例にすぎない. この中で溶岩の内部構造が良好に観察できるのは白滝と神津島である. 白滝では黒曜石流紋岩溶岩の露頭が5カ所に認められる(八号沢露頭, 球顆沢露頭, 十勝石沢露頭, あじ

さいの滝露頭, IK露頭)(松村・瀬下, 2003; 和田, 2011). 本論では白滝の無斑晶質黒曜石溶岩の露頭を紹介し, 黒曜石溶岩の内部構造の特徴をまとめ, 白滝黒曜石の形成過程について検討する.

2. 白滝地域の火山活動史

白滝黒曜石が分布する地域では, 鮮新世末期から第四紀にかけて珪長質マグマによる大規模火砕流の噴出によって直径5 km程度のカルデラ(幌加湧別カルデラと呼称)が形成されたと考えられている(国府谷・他, 1964; 和田・他, 2009; Yamamoto, 2004). しかし, 白滝・丸瀬布・遠軽周辺地域には3~2 Maの年代を示す多数の火砕流堆積物が分布するものの幌加湧別カルデラを形成した大規模火砕流については未だ特定されていない. このカルデ

*〒070-8621 旭川市北門町9
北海道教育大学旭川校地学教室
Earth Science Laboratory, Hokkaido University of Education at Asahikawa, Hokumon-cho 9, Asahikawa 070-8621, Japan.

**〒812-8581 福岡市東区箱崎6-10-1
九州大学大学院理学府地球惑星科学専攻

Department of Earth and Planetary Sciences, Graduate School of Sciences, Kyushu University, Hakozaki 6-10-1, Fukuoka 812-8581, Japan.

Corresponding author: Keiji Wada
e-mail: wada.keiji@a.hokkyodai.ac.jp

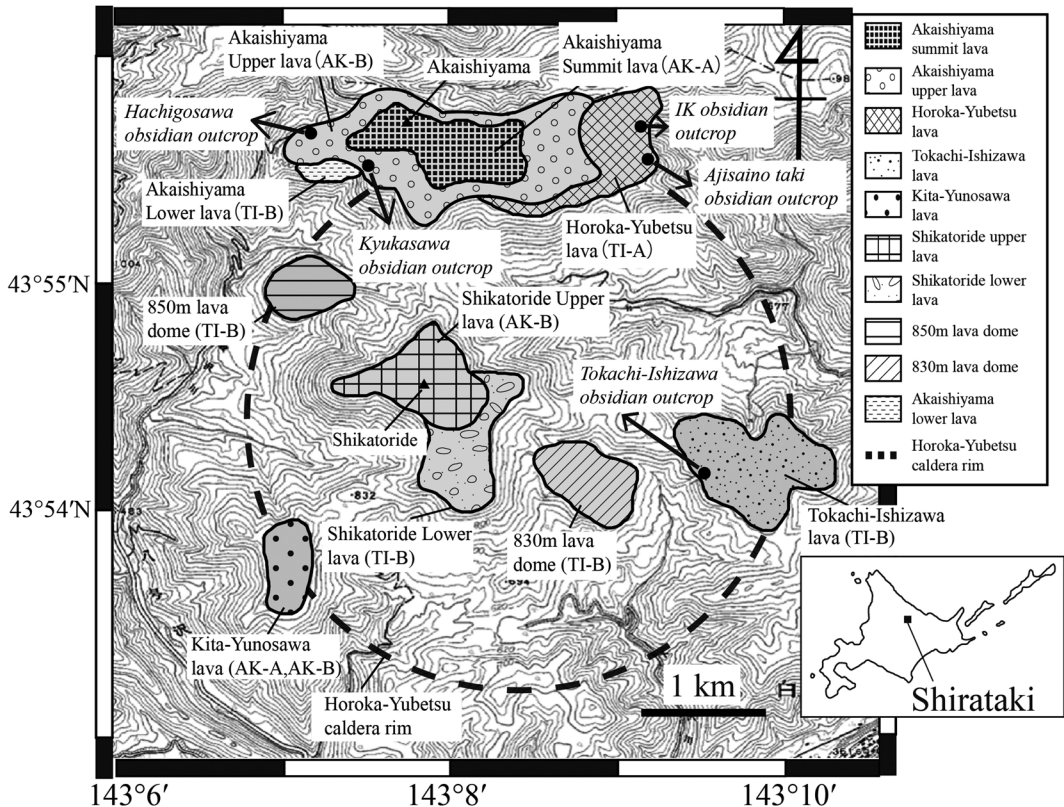


Fig. 1. The distribution map of Shirataki obsidian-rhyolite lava units, northern Hokkaido (after Wada and Sano, 2011). Locations of 5 obsidian outcrops are also indicated in this map. The type for obsidian glass composition of each lava unit is shown (see in Fig. 2b). AK: Akaishiyama series, TI: Tokachi-Ishizawa series.

ラ生成後に、無斑晶質流紋岩マグマがカルデラ内で活動し、黒曜石破片を含む火砕物を湖成堆積物として厚く堆積させた。さらに流紋岩溶岩も噴出し、湖水との接触によって溶岩の多くは自破砕した。

その後の火山活動はすべて陸地における溶岩噴火に移行し、溶岩外皮に黒曜石層を作った無斑晶質流紋岩溶岩流（厚さは約 50 m～150 m 以上）がカルデラ内あるいはカルデラ壁上に多数噴出した。これらの溶岩はそれぞれ独立した溶岩地形からなり、成層火山を形作っていない。これらは白滝黒曜石流紋岩溶岩群と呼称され（和田, 2011; 和田・佐野, 2011）、10 個の溶岩ユニットが識別される（Fig. 1）。白滝黒曜石流紋岩溶岩群は黒曜石 4 試料の K-Ar 年代測定結果から約 220 万年前の噴出年代を示す（ 2.24 ± 0.05 Ma, 2.26 ± 0.07 Ma, 2.20 ± 0.11 Ma, 2.11 ± 0.05 Ma; 和田・佐野, 2011）。これ以降の地域では火山活動は起こらなかった。したがって白滝黒曜石を形成した流紋岩溶岩群は約 220 万年前の一時期に活動した単成火山群であったと考えられる（和田, 2011）。

3. 白滝黒曜石の肉眼的及び顕微鏡下における特徴

白滝黒曜石は漆黒～黒色（時に酸化して赤褐色）を呈し、その手触りはつややかな光沢状のものと、ややざらざらした梨肌状のものがある。これらは無斑晶質で火山ガラスからなるが（98% 以上）、結晶を微量含む（2% 以下）。

梨肌状黒曜石には斜長石斑晶（ $>200 \mu\text{m}$, An28-25）がごくまれに含まれる。光沢状タイプは $>50 \mu\text{m}$ のマイクロライトを含むことはまれであるが、梨肌状タイプには少量含まれ、それらは斜長石（ $50-200 \mu\text{m}$, An20-16）である（和田・佐野, 2011）。両タイプとも微小なマイクロライト（ $<50 \mu\text{m}$ ）の大半は磁鉄鉱（ $\text{TiO}_2 < 0.3 \text{ wt}\%$, $\text{Mg/Mn} = 1$ ）で $0.05 \sim 0.6\%$ 含まれる（和田・佐野, 2011）。梨肌状黒曜石ではカリ長石（ $<50 \mu\text{m}$ ）や黒雲母（ $<10 \mu\text{m}$ ）のマイクロライトを含むことがある。

4. 白滝黒曜石の全岩及びガラスの化学組成

蛍光 X 線分析装置（PANalytical 社製 Magix PRO; 北海

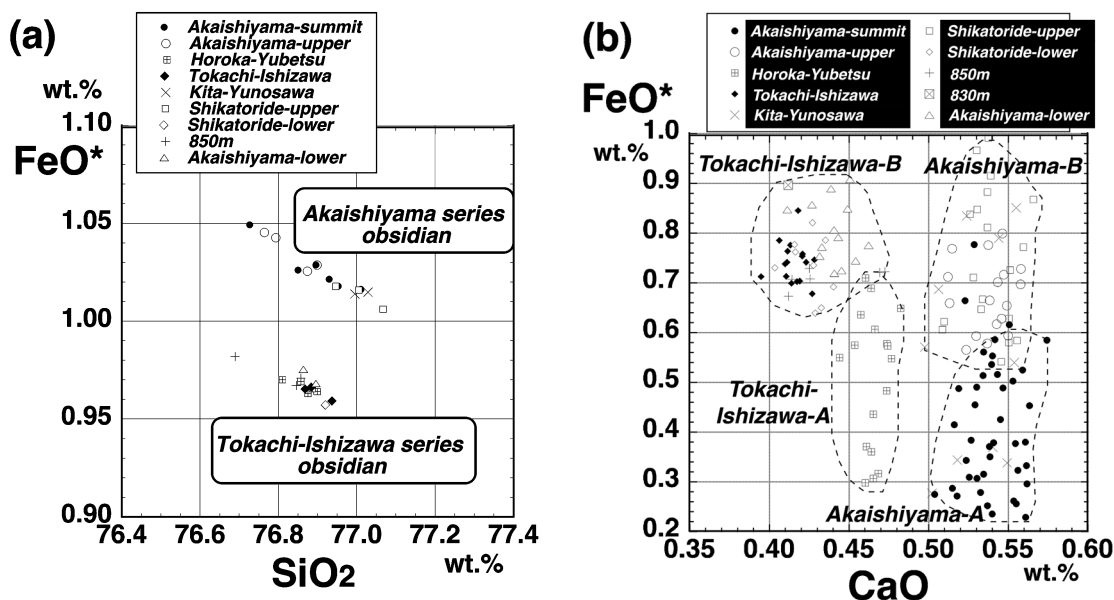


Fig. 2. (a) SiO₂ vs. FeO* diagram of bulk-rock compositions for the Shirataki obsidian. (b) CaO vs. FeO* diagram of glass compositions for the Shirataki obsidian. The content of major elements in obsidian glass was determined by Electron Probe Microanalyser, using the JEOL 8600 system of Hokkaido University of Education at Asahikawa.

道大)によって白滝黒曜石 29 試料の全岩化学組成を求めた(和田・佐野, 2011)。白滝黒曜石は 2 つの組成グループ(赤石山系黒曜石と十勝石沢系黒曜石と呼称する)に明瞭に分かれ(Fig. 2a), 2 種類の流紋岩マグマが噴出したことを示す。赤石山系黒曜石(SiO₂ = 76.73~77.07 wt%)は十勝石沢系黒曜石(SiO₂ = 76.69~76.94 wt%)よりも、同じ SiO₂ 量で比較すると MgO, FeO*, CaO, Ba/Zr, Sr/Zr が高い(和田・佐野, 2011)。

黒曜石ガラスの化学組成も全岩組成と同様に、赤石山系と十勝石沢系とに明瞭に区分される(Fig. 2b)。さらに FeO* 量の違いによってそれぞれ 2 つのサブグループに区分される(Fig. 2b; 赤石山系 A (AK-A) と赤石山系 B (AK-B), 十勝石沢系 A (TI-A) と十勝石沢系 B (TI-B))。白滝黒曜石ではガラスの FeO* 量と磁鉄鉱の存在密度との間に負の直線関係(12 試料, R=0.769)が成立し、磁鉄鉱の存在密度の違いによって、ガラス組成の FeO* 量に違いが生じる。

5. 流紋岩と黒曜石の岩組織と全岩化学組成の比較

流紋岩は肉眼的には灰白色で脱ハリ化が進行した試料が多い。比較的新鮮な試料で観察すると、流紋岩と黒曜石とはマイクロライトの種類や結晶度に大きな違いはない(Fig. 3)。十勝石沢溶岩では黒曜石と流紋岩との岩石組織の違いは、(1) 流紋岩のガラスには perlitic crack が

発達する、(2) 流紋岩にはガラス部分以外に気泡の濃集層や結晶質組織(球顆, lithophysae)が著しく発達する、の 2 点である。球顆は微小な結晶が放射状に集合した径数 mm~数 cm の結晶集合体であり、lithophysae は中空状の結晶組織を示す。流紋岩に見られるこれらの結晶質組織は、水の拡散と発泡過程に伴って結晶が晶出したものと考えられる(McArthur *et al.*, 1998; Watkins *et al.*, 2009)。

Table 1 に赤石山上部溶岩の球顆沢露頭における流紋岩層中の流紋岩試料と黒曜石層中の黒曜石試料の全岩化学組成を示した。流紋岩と黒曜石では全岩化学組成に大きな違いはない。

6. 白滝黒曜石溶岩群の露頭

白滝ジオパークでは溶岩の内部断面が見られる 5ヶ所の露頭が確認できる(Fig. 1)。ジオサイトに設定されているのは、赤石山ルートの方八沢露頭(赤石山上部溶岩)、十勝石沢ルートの方十勝石沢露頭(十勝石沢溶岩)、幌加湧別ルートの方あじさいの滝露頭(幌加湧別溶岩)と IK 露頭(幌加湧別溶岩)である。その他に、かつて黒曜石が採掘されていた赤石山山頂部の 2ヶ所(西アトリエ、黒曜石広場)がジオサイトに設定されている。以下に代表的な溶岩とそれらの露頭について観察結果を示す。

6-1 赤石山上部溶岩とその露頭

赤石山上部溶岩は赤石山一帯を構成し、赤石山山頂部

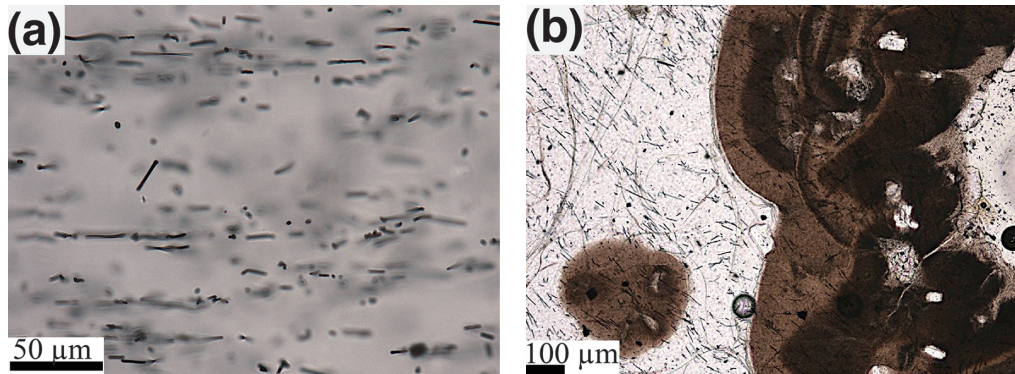


Fig. 3. Photomicrographs showing the textures in the obsidian and rhyolite from Tokachi-Ishizawa lava unit, taken under open-polarized light. (a) Obsidian. The scale bar is 50 μm . (b) Rhyolite. The scale bar is 100 μm .

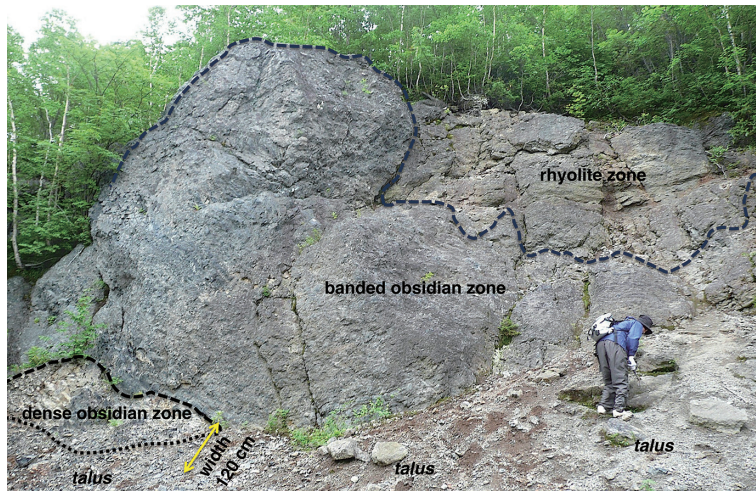


Fig. 4. Photo of the Hachigosawa outcrop. Dotted lines show the apparent boundary of zones for the internal structure in the lava.

溶岩に覆われる。球顆沢上流や赤石林道に溶岩断面が露出する（球顆沢露頭・八号沢露頭）。八号沢露頭では赤石山上部溶岩の先端部が露出し、3層から成る溶岩の内部断面が良く観察できる（Fig. 4）。溶岩の最表層を構成していたと思われる発泡質岩片からなるクリンカー相当の層は浸食で失われてしまったが、その内側の緻密な黒曜石層は一部残っており、露頭表面に20-80cmの厚さで張り付いている。その内側には緻密な黒曜石と発泡した黒曜石（軽石質）とが縞状に重なっている層があり、ここでは縞状黒曜石層と呼ぶ。露頭の最も内部には流紋岩層が発達する（Fig. 4）。

縞状黒曜石層中には径数mm以下の細かい球顆が直線状に連なって、それらが縞状に配列している。この球

顆配列方向は、溶岩末端では垂直方向に、溶岩側端では水平方向に並び、溶岩の冷却面と平行した配列となっている。この縞状黒曜石層では外側から溶岩の内部に向かって、緻密な黒曜石に対して発泡した黒曜石（球顆密集帯）が徐々に増えていき、最奥部の流紋岩層に遷移する（Fig. 4）。

この露頭における緻密な黒曜石試料は、磁鉄鉱マイクロライトを多く含み、 $>50\mu\text{m}$ の斜長石マイクロライトを含まない光沢タイプであり、全岩組成は赤石山系黒曜石に区分される。黒曜石ガラスの化学組成では鉄が多いグループに属する（Fig. 2b）。カールフィッシャー電量滴定装置（平沼産業：EV-5A, AQ2000）を使って測定した緻密な黒曜石の H_2O 量は0.6wt.%である。

Table 1. Bulk-rock compositions of rhyolite in the rhyolite zone and obsidian in the lower dence obsidian zone within Akaishiyama upper lava (Kyukasawa outcrop). Each percentage by total weight of a measured value of a major element is converted into 100 wt.%. These compositions were determined using the Spectris MagiX PRO system at the Department of Natural History Sciences, Graduate School of Science, Hokkaido University.

wt. %	Kyukasawa outcrop (Akaishiyama upper lava)	
	obsidian (obsidian zone)	rhyolite (rhyolite zone)
SiO ₂	76.79	76.89
TiO ₂	0.03	0.03
Al ₂ O ₃	12.86	13.00
FeO*	1.04	1.02
MnO	0.05	0.04
MgO	0.04	0.03
CaO	0.55	0.51
Na ₂ O	4.00	3.71
K ₂ O	4.60	4.75
P ₂ O ₅	0.02	0.02
total	100.00	100.00
ppm		
Sc	3	2
V	5	3
Cr	3	2
Co	2	1
Ni	1	1
Cu	2	3
Rb	159	171
Zn	35	38
Sr	31	29
Y	29	26
Zr	73	72
Nb	7	7
Ba	966	960
Pb	18	20
Th	11	13
Ga	15	17
La	21	21
Ce	43	45

6-2 十勝石沢溶岩とその露頭

十勝石沢溶岩は十勝石沢上流及び白土ノ沢上流の 872 m 峰を山頂とする平坦面をつくる。その上流部には谷筋が広く削られた大露頭（十勝石沢露頭）があり、下位から、カルデラに堆積した火砕噴出物（厚さは 50 m 以上、湖成堆積物）、流紋岩の自破砕溶岩（厚さは 40 m、下部は水冷破砕している）、そして十勝石沢黒曜石溶岩の順に成層する。

この十勝石沢黒曜石溶岩は下位から、発泡した黒曜石の破砕層（厚さ 2 m）、緻密な黒曜石層（厚さ 7 m）、発泡した黒曜石（軽石質）と緻密な黒曜石が縞状になった縞状黒曜石層（厚さ 3.5 m）、流紋岩層（厚さは 50 m 以上、全体に柱状節理が発達するが、下位 10 m は未発達である）に成層し、溶岩の下半断面を構成する (Fig. 5; Sano *et al.*, 2015)。縞状黒曜石層では緻密な黒曜石がレンズ状

に包含されることがあり、上位に向かって緻密な黒曜石の割合が減少していく。

十勝石沢溶岩の緻密な黒曜石は梨肌状で、斜長石斑晶 (400–1000 μm) をまれに含み、斜長石 (<200 μm)、磁鉄鉱 (<100 μm)、カリ長石 (<50 μm)、黒雲母 (<10 μm) のマイクロライトを含む。全岩組成は十勝石沢系に区分される。黒曜石ガラスは白滝黒曜石の中で FeO* が多く CaO に乏しい特徴がある。緻密な黒曜石の H₂O 量は 0.6 wt.% である。

6-3 幌加湧別溶岩とその露頭

幌加湧別溶岩は赤石山の東方、幌加湧別川上流に分布し、あじさいの滝露頭と IK 露頭において黒曜石流紋岩溶岩の内部構造（下半断面）を観察できる (Fig. 6)。溶岩の最下部から内部に向かって、黒曜石岩片（緻密なものと同発泡したもの）を含む溶岩破砕層（厚さ 8–9 m）、緻密な黒曜石層（厚さ 2–6 m）、発泡した黒曜石（軽石質）と緻密な黒曜石からなる縞状黒曜石層（厚さ 2–8 m）、柱状節理が発達した流紋岩層（厚さ 6 m–15 m 以上）が認められる (Fig. 6)。IK 露頭の緻密な黒曜石層の黒曜石は玉葱状に割れてそれらの破片の多くは針状・棒状になっている。縞状黒曜石層及び流紋岩層では墨流し模様状の流理構造がよく発達する。流紋岩層の下部においても緻密な黒曜石が径数 cm 以下のレンズとして含有される場合がある。

これらの露頭における緻密な黒曜石は光沢状であるが、同じ光沢状の赤石山系黒曜石とは全岩化学組成が異なり、CaO が低く十勝石沢系黒曜石に分類される (Fig. 2a)。黒曜石ガラスは十勝石沢溶岩の黒曜石ガラスよりも FeO* が少ない (Fig. 2b)。IK 露頭の緻密な黒曜石の H₂O 量は 0.75 wt.% である。

7. 白滝黒曜石溶岩の内部構造と形成過程

7-1 黒曜石溶岩の内部構造のまとめ

上述したように白滝地域では、赤石山上部溶岩（八号沢露頭）で黒曜石溶岩の上半部、十勝石沢溶岩（十勝石沢露頭）と幌加湧別溶岩（あじさいの滝露頭・IK 露頭）で黒曜石溶岩の下半部が観察できる。これら 4 つの露頭から判断すると、白滝黒曜石溶岩は共通した断面構造を有し、上表面から下底面に向かって、溶岩破砕層（上部）、緻密な黒曜石層（上部）、縞状黒曜石層（上部）、流紋岩層、縞状黒曜石層（下部）、緻密な黒曜石層（下部）、溶岩破砕層（下部）に区分され、対称的な内部構造をしていると推定される。中央部の流紋岩層が最も厚く発達する。また緻密な黒曜石層を除いて各層はより発泡した岩石が多く含まれる。こうした白滝黒曜石溶岩の内部断面は一般に黒曜石溶岩では共通する構造なのか、以下に他

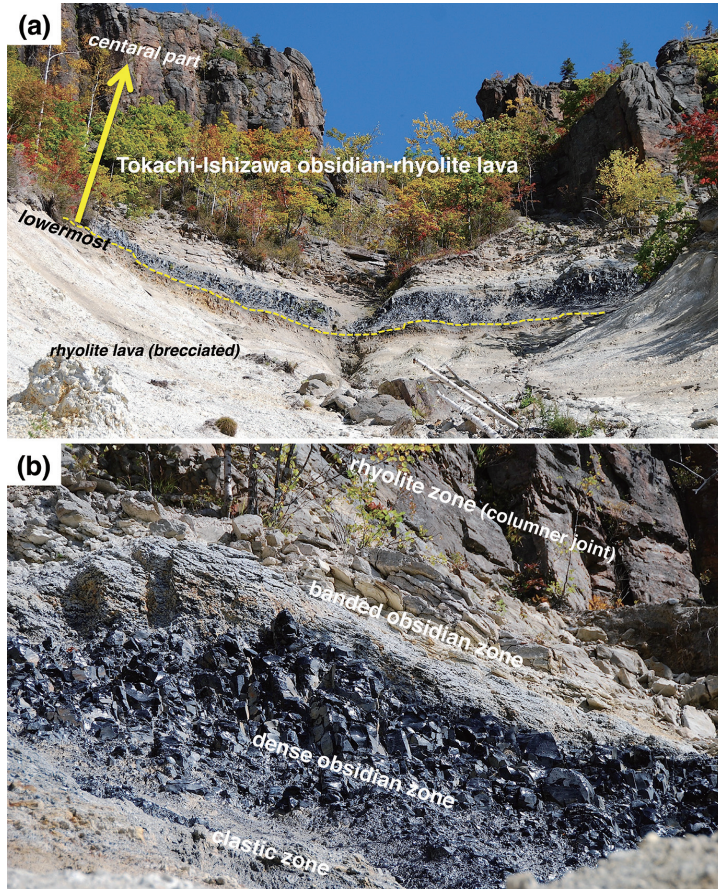


Fig. 5. (a) Photo of the Tokachi-Ishizawa outcrop. Dotted line shows boundary between Tokachi-Ishizawa obsidian lava (upper) and autobrecciated rhyolite lava (lower). The lower half of section for Tokachi-Ishizawa obsidian lava is > 50 m in thickness. (b) Close-up photo of the dense obsidian zone. The thickness of the dense obsidian zone is 7 m.



Fig. 6. Photo of the IK outcrop. The lower half of section for Horoka-Yubetsu lava is seen.

地域で認められる黒曜石溶岩の内部構造と比較する。

Cas and Wright (1987, p 84) は、黒曜石流紋岩溶岩の構造について、溶岩中央部に流紋岩層が発達し、その外側を黒曜石層が取り巻き、溶岩の表層部に破碎層が発達する対称的な内部断面を示した。Stevenson *et al.* (1994) によって推定されたニュージーランド・タウポ火山帯の黒曜石流紋岩溶岩の内部構造も白滝黒曜石溶岩の対称的な内部断面構造とほぼ同様である。また山崎・他 (1976) は信州・和田峠において、火道壁から火道内部に向かって黒曜岩、球顆に富む黒曜岩、無斑晶流紋岩の順に黒曜石溶岩が火道内において対称的な構造を示すことを推定した。

黒曜石溶岩の内部断面ではしかし、中央部に流紋岩層が必ずしも発達するのではなく、黒曜石層が発達する例が報告されている。550 年前に噴出した Inyo 溶岩ドームを掘削したボーリング柱状データによると、溶岩中央部に黒曜石層が厚く発達している (Manley and Fink, 1987)。また Fink (1983) は、Medicine Lake 火山の Little Glass Mountain 溶岩 (1300 年前) の断面中央部に黒曜石層の存在を推定している。神津島・砂糠山（さぬかやま）の黒曜石溶岩 (厚さ 100-150 m 以上) も、溶岩の下底面は露出していないが、黒曜石層 (厚さ 20 m) が表層から 45 m 下位の内部にある (後藤・他, 2014)。また Valles カルデラの Banco Bonito 溶岩の内部断面 (ボーリング柱状データ) でも下部に厚く流紋岩層が発達し、黒曜石層は中央部から上部にかけて発達する (Manley and Fink, 1987)。このように黒曜石溶岩の内部構造は、黒曜石層の発達層準や各岩相の厚さに違いがあり、また必ずしもすべての岩相が同一溶岩内で発達するわけではなく多様性があると言える。

7-2 白滝黒曜石溶岩の内部構造の形成過程

白滝で典型的に見られた黒曜石溶岩の内部構造がどのように形成されたのか、また溶岩内部構造の多様性がどのような要因によるのかは十分に解明されていない。白滝では緻密な黒曜石層が溶岩の最表層部よりも内側に発達すること、溶岩中央部に向かって緻密な黒曜石が減少していくが縞状黒曜石層の存在や中央部でも黒曜石が微量存在すること、黒曜石と流紋岩の間でマイクロライトの数密度に大きな違いがないことから、冷却速度の違いだけで黒曜石と流紋岩の岩相の相違が生まれたとは言えない。上述したように他の黒曜石産地では黒曜石層が溶岩中央部に発達する例もあり急冷効果のみで黒曜石層は形成されない。

黒曜石は緻密であるが、球顆が残っていたり、 H_2O が少量残存する (赤石山山頂部・西アトリエの黒曜石の測定データ $H_2O=0.42$ wt.% を加えると、白滝黒曜石 4 試料で $H_2O=0.42-0.75$ wt.%) ことから、噴出前に発泡した

部分が脱ガスしていた履歴があったことを示す。一方、縞状黒曜石層では緻密な黒曜石と発泡した黒曜石 (軽石質) が共存している。流紋岩は球顆集合部や中空球顆の組織が多数見られ、固結前に発泡していたことが推定される。これらの岩石組織から、黒曜石溶岩の岩相の違いに発泡と脱ガス過程が大きく関係していたことが考えられる (Sano *et al.*, 2015; 和田, 2011; 和田・佐野, 2011)。白滝の流紋岩や発泡した黒曜石 (軽石質) は水和が進行して噴出時の水分量が同定できないため、発泡・脱ガスのタイミングを推測することが難しい。信州・和田峠の黒曜石産地で推定された火道部外側から中央部に至る黒曜石から流紋岩への岩相変化から類推すると、噴出時にはすでに白滝黒曜石溶岩の内部構造の原型が出来上がっていた可能性が高い。

黒曜石溶岩を形成したのは高粘性マグマであるが、発泡・脱ガスによっても結晶化が促進されない黒曜石形成条件がどのようなものであったかも問題点となる。Sano *et al.* (2015) は十勝石沢溶岩の岩石組織解析からマグマの火道上昇速度や脱ガス速度を求めた。白滝黒曜石溶岩の内部構造と冷却定置過程のより詳細な素過程についてのモデルは稿を改めて発表する予定である。

謝 辞

白滝地域の地質調査では遠軽町白滝ジオパーク推進課の堀嶋英俊氏・熊谷誠氏及び教育委員会の松村倫文氏に、蛍光 X 線装置による黒曜石の全岩化学分析では北海道大学の中川光弘教授・吉本充宏博士 (当時)・松本亜希子博士にご支援・協力をいただいた。本論は、査読者の佐藤博明氏、石塚吉浩氏から有益なコメントを頂き、大きく改善することができた。また編集委員の伴雅雄氏、特集号編集委員長の奥野充氏には発表の機会と助言をいただいた。これらの方々に深く感謝いたします。本研究は、基盤研究 A「黒曜石の流通と消費からみた環日本海北部地域における更新世人類社会の形成と変容」(代表: 佐藤宏之, No. 21242026) 及び基盤研究 B「黒曜石の地質・岩石学的特質からみた北方圏先史時代人の動態に関する国際共同研究」(代表: 和田恵治, No. 26282068) の一部を使用した。

引用文献

- Cas, R. A. F. and Wright, J. V. (1987) **Volcanic successions—modern and ancient**. Sydney, Allen & Unwin Publishers., 528 p.
- Fink, J. (1983) Structure and emplacement of a rhyolitic obsidian flow: Little Glass Mountain, Medicine Lake Highland, northern California. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **94**, 362-380.

- 後藤芳彦・佐野恭平・佐藤鋭一・和田恵治 (2014) 神津島砂糠山, 黒曜石溶岩の内部構造. 日本火山学会 2014 年度秋季大会講演予稿集, 155.
- 一色直記 (1982) 神津島地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 図幅), 地質調査所, 75 p.
- 伊藤順一・星住英夫・巖谷敏光 (1997) 姫島地域の地質, 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 74 p.
- 木村英明 (1995) 黒曜石・ヒト・技術. 北海道考古学, **31**, 3-63.
- 木村英明 (2005) 北の黒曜石の道・白滝遺跡群. 新泉社, 93 p.
- 国府谷盛明・長谷川潔・松井公平 (1964) 5 万分の 1 地質図幅「白滝」及び同説明書. 北海道開発庁, 35 p.
- MacArthur, A., Cas, R., and Orton, G. (1998) Distribution and significance of crystalline, perlitic and vesicular textures in the Ordovician Garth Tuff (Wales). *Bull. Volcanol.*, **60**, 260-285.
- Manley, C. R. and Fink, J. H. (1987) Internal textures of rhyolite flows as revealed by research drilling. *Geology*, **15**, 549-552.
- 松村愉文・瀬下直人 (2003) 白滝第 30 地点遺跡: 一般国道 450 号白滝村白滝道路改良工事に伴う埋蔵文化財発掘調査報告書. 白滝村教育委員会, 274 p.
- 秦 光男・瀬川秀良・矢島淳吉 (1982) 奥尻島北部及び南部地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 図幅), 地質調査所, 83 p.
- 長沼 孝・越田雅司・宗像公司・鈴木宏行・坂本尚史・直江康雄 (1999) 白滝遺跡群の発掘調査—北海道紋別郡白滝村所在—. 日本考古学, **8**, 101-116.
- Sano, K., Wada, K., and Sato, E. (2015) Rates of water exsolution and magma ascent inferred from microstructures and chemical analyses of the Tokachi-Ishizawa obsidian lava, Shirataki, northern Hokkaido, Japan. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **292**, 29-40.
- 白滝団体研究会 (1963) 白滝遺跡の研究. 地学団体研究会, 72 p.
- Stevenson, R. J., Briggs, R. M., and Hodder, A. P. W. (1994) Physical volcanology and emplacement history of the Ben Lomond rhyolite lava flow, Taupo Volcanic Centre, New Zealand. *New Zealand J. Geol. Geophys.*, **37**, 345-358.
- 和田恵治 (2011) 白滝ジオパークの黒曜石—白滝黒曜石流紋岩溶岩群の地質解説—. 北海道教育大学大雪山自然教育研究施設研究報告, **45**, 21-35.
- 和田恵治・佐野恭平 (2011) 白滝黒曜石の化学組成と微細組織—原産地推定のための地質・岩石資料—. 旧石器研究, **7**, 57-73.
- 和田恵治・菊地智子・松村愉文 (2009) 白滝産黒曜石の地質学的形成過程と岩石組成スタンダード. 日本文化財科学会第 26 会大会要旨集, 34-35.
- Watkins, J., Manga, M., Huber, C., and Martin, M. (2009) Diffusion-controlled spherulite growth in obsidian inferred from H₂O concentration profiles. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **157**, 163-172.
- Yamamoto, A. (2004) Dense clustering of latest Cenozoic caldera-like basins of central Hokkaido, Japan, evidenced by gravimetric study. *J. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser. VII*, **12**, 75-95.
- 山崎哲良・小林哲夫・河内晋平 (1976) 長野県和田峠付近の地質と岩石. 地質雑, **82**, 127-137.

(編集担当 伴 雅雄)