東北日本、秋田駒ケ岳南部カルデラの形成史

田次将太*·中川光弘*·和知 剛**

(2022年8月30日受付, 2023年9月27日受理)

Formation History of the Southern Caldera of Akita-Komagatake volcano, Northeastern Japan

Shota T_{AJJ}^* , Mitsuhiro NAKAGAWA^{*} and Takeshi WACHI^{**}

Akita-Komagatake volcano in northern Honshu, Japan, has an elliptical caldera 3 km × 1.5 km in diameter (southern caldera) on its southern slope. Although it has been speculated that the AK13 and AK12 tephra units (15-12 ka) are related to the formation of the caldera, the details of these processes have not been clarified. We divided the caldera-forming activity into three stages on the basis of geological and petrological evidence developed during this study. Stage 1 activity began with a vulcanian eruption that produced Obonai pyroclastic flow, followed by a plinian eruption that produced an eruption column. These eruptions effused basaltic andesite and andesitic scoria to form southern portion of the caldera. This activity, which produced AK13 tephra, involved an eruption of volcanic explosivity index (VEI) 4 and occurred at approximately 15,100 calibrated radiocarbon years before present (cal. BP). Stage 2 involved the formation of a small pyroclastic cone, Minamidake cone, at the southern margin of the caldera. Distal tephra and lava flows derived from the cone have not been recognized. Stage 3 involved phreatomagmatic eruptions of dacitic magma that produced Kunimi pyroclastic flow, which covered the floor of southern portion of the caldera and the Minamidake cone. The activity then shifted to a plinian eruption, during which time juvenile materials changed from dacitic pumice to mixtures of basaltic andesite scoria, pumice and banded pumice. This activity terminated with repeated phreatomagmatic and Vulcanian eruptions. This stage, which produced AK12 tephra, involved an eruption of VEI=4 and occurred at approximately 13,400 cal. BP. We conclude that the southern caldera is a composite caldera that was formed by two sequential explosive eruptions in the latest Pleistocene. Juvenile materials from Stages 1 and 3 form distinct linear trends in many silica variation diagrams, suggesting that each stage was derived from a different magma system.

Key words: Akita-Komagatake, caldera, magma mixing, geology, petrology

1. はじめに

秋田駒ケ岳火山は東北地方,秋田県と岩手県の県境に 位置する活火山であり(Fig. 1),20世紀以降は1932年 と1970-71年に噴火している(気象庁,2013).本火山は 成層火山体の頂部に2つのカルデラ地形を有するとされ (Fig. 1),それらは北斜面の北部カルデラ,南西斜面の 南部カルデラと呼ばれている(須藤・石井,1987).本火 山についてはいくつかの地質学的研究が行われ(桜井, 1903;八木,1971;曽屋,1971),須藤・石井(1987)によっ て活動が古い順に主成層火山形成期,カルデラ形成期,

*〒060-0810 札幌市北区北10 条西8 丁目 北海道大学大学院理学院地球惑星システム科学講座 Division of Earth and Planetary System Science, Hokkaido University, N10 W8, Kita-ku, Sapporo 060-0810, Japan. **〒101-0044 東京都千代田区鍛治町2 丁目2-2

株式会社エンバイオ・エンジニアリング

後カルデラ活動期に3分された.また,Inoue (1980)や 和知・他 (1997) によりテフラ層序に関する総括的な研 究が行われ,秋田駒ケ岳を給源とする降下テフラ層が下 位よりAK13~AK1の13層に区分された(和知・他, 1997).その後,主成層火山形成期やカルデラ形成期以 降の火山体の構造や噴出物層序について議論された(藤 縄・他,2004; 柳澤・他,2021).

一方,カルデラ形成期については更新世末に比較的規 模の大きな2回の爆発的噴火があったことが明らかにさ れており(例えば, Inoue, 1980; 和知・他, 1997),これら

EnBio Engineering, Inc., 2–2–2 Kajicho, Chiyoda-ku, Tokyo 101–0044, Japan.

Corresponding author: Shota Taji e-mail: tajippebowling@gmail.com



Fig. 1. Index map of northern Honshu and topographic map of Akita-Komagatake volcano. Areas A and B are shown in Figs. 9 and 10, respectively. Contour interval is 100 m. Triangles denote volcanic peaks or cones.

が南部・北部2つのカルデラ形成に関与したと考えられ ているが、カルデラ形成噴火推移の詳細については様々 な見解がある(例えば、須藤・石井、1987;和知・他、 1997;藤縄・他、2004).その後、北部カルデラは大規模 な山体崩壊による崩壊地形であることが明らかにされた が(土井・他、1997;国土地理院、2018)、その成果も踏ま えたカルデラ形成噴火の推移についての議論は行われて いない.

我々は秋田駒ケ岳火山のカルデラ形成噴火について、 和知・他(1997)のテフラ層序の再検討に加えて、山体 近傍噴出物について地質学的及び岩石学的研究を行って きた.その結果、カルデラ形成噴火は時間間隙を挟んだ 3つのステージに区分され、南部カルデラは2回の爆発 的噴火により複数の火口が形成され、それらが接合した 複合カルデラと考えられること、そしてこのステージ間 でマグマタイプの変化が明瞭に認められることが明らか になったので、ここに報告する.

2. 研究手法

まず,空中写真および国土地理院の陰影起伏図による 地形判読を行った.そして地形判読で得られた結果を基 に地質調査を行い,野外での地形観察および噴出物の産 状・被覆関係を確認した.また火砕丘,火砕流および溶 岩流(これらを本論では便宜上「山体近傍堆積物」と呼 ぶ)と,和知・他(1997)によるAK13,AK12のテフラ 層(これらは便宜上「山体遠方堆積物」と呼ぶ)につい て,ユニット区分とそれらの層序,層相を検討した.な おユニット区分には噴出物の岩石学的特徴も考慮した.

和知・他 (1997) では、本火山の山体遠方堆積物を層 相から3つのタイプに分類し、噴火様式を考察した、そ れらは軽石・スコリアに富む粗粒なテフラ層 (タイプ1)、 軽石・スコリアが少なく発泡の悪い本質岩片に富む砂質 火山灰層 (タイプ2)、そして細粒火山灰に富み火山豆 石を含むことがあるテフラ層 (タイプ3) である.これ らの層相上の特徴と F-D 図 (噴出物の破砕度 (Fragmentation)を縦軸に、分布面積 (Dispersal)を横軸にとっ た散布図; Walker, 1973)から噴火様式を議論し、タイ プ1~3を形成した噴火をそれぞれプリニー式噴火、ブ ルカノ式噴火、そして水が関与した噴火に由来するとし た.本研究でも和知・他 (1997)による山体遠方堆積物 の層相タイプ区分を基本的に踏襲する.

山体遠方および近傍堆積物の試料を採取し、そのうち 山体遠方堆積物については乾燥試料のふるい分けを行 い、-4~0¢の粒径の試料を用いて構成物組成分析を実

施した、なお本研究では新鮮なガラス質で変質部が認め られない粒子を"本質物質"とし、そのうち発泡してい るものを"軽石・スコリア",発泡度が低く,破断面を もつ緻密なものを"本質岩片"とした.また和知・他(1997) や藤縄・他 (2004) で述べられている通り、本火山の降 下スコリア層には本質物質である黒灰色スコリアに加 え、黄褐色ないし赤褐色を呈す「軽石」が含まれている ことがある。両者は斑晶量や鉱物組み合わせといった岩 石学的特徴は酷似するが、「軽石」は黒色スコリアと比 べて高い灼熱減量 (loss on ignition; LOI) を示す。例えば、 本火山の新しい山体遠方堆積物である AK1 のスコリア はLOIが負の値(-0.1~-0.5 wt.%)をとるのに対し、 「軽石」のそれは1.4~2.6 wt.%となる.よって「軽石」は、 黒色スコリアと同じマグマ由来であるが、噴火に関与し た本質物質ではなく,例えば火道や火口内などで変質を 被った類質岩片と考えられる. そのため. 本研究では類 質物質として扱い、本質物質の軽石とは「軽石」と括弧 をつけて区別する.

山体遠方・近傍堆積物中の本質物質については薄片の 鏡下観察を行い,代表的な試料についてはモード組成分 析も行った.モード組成は,1試料につき3,000ポイン ト以上カウントして求めた.全岩化学組成分析は,粒径 3 cm 未満の粒子については肉眼で同一粒子と判断した 複数個を合わせて,粉砕試料を作成した.そして粉砕試 料と溶融剤(Li₂B₄O₇)を1:2で希釈したガラスビード を作成し,主要元素は北海道大学理学部のXRF(スペ クトリス社製 MagiX PRO),微量元素は同じく北海道大 学理学部のXRF(スペクトリス社製 Zetium)で測定した.

本研究では国見火砕流堆積物(5-3-2参照)中に認め た炭化木1 試料について,放射性炭素(14 C)年代測定を 行った.測定は加速器分析研究所(IAA)に依頼し,加 速器質量分析計(NEC 14 C-AMS専用装置)を用いて実施 した.炭化木は酸-アルカリー酸処理を行い,洗浄後の残 渣を超純水で中性になるまで希釈し,乾燥させたものを 測定した. 14 C年代の算出にはLibbyの半減期(5,568年) を用い, δ^{13} Cによる同位体分別補正を行った.その後, IntCal20 データベース(Reimer *et al.*, 2020)とOxCalv4.4 較正プログラム(Bronk Ramsey, 2009)を使用して, 14 C 年代から暦年代への較正を行った.

南部カルデラ形成噴火のその他の噴出物(5章参照) の¹⁴C年代は,生保内火砕流堆積物中の炭化木から2個 (井上,1979;須藤,1982),山体遠方堆積物であるAK13 (遠藤,1977;井上,1978;豊島,1984;和知・他,1997)と AK12(土井,1983;和知・他,1997)では直下の土壌から 4個ずつ報告されている.これらの¹⁴C年代についても, 上記の手法により暦年代に較正した.そして個々の暦年 代値(1σ)ごとに、想定される年代の最大値と最小値の 平均を求め(1σの年代値が複数の範囲に分かれた場合も 同様に行う)、さらに噴出物ごとにその値の平均を求め た.本研究ではこの平均値を噴出物の年代として用いる. この際、4個ずつの年代値が報告されている山体遠方堆 積物(AK13とAK12)については、堆積物ごとに、最 新および最古の年代を表す2つの測定値を除き、残りの 2つの測定値を用いてそれぞれ年代を求めた.また、山 体遠方堆積物は直下の土壌を測定しているため、その年 代は土壌の形成年代値を示す可能性がある一方、火砕流 堆積物中の炭化木の年代は火砕流を発生させた噴火の年 代を示すと考えられる.したがって、火砕流堆積物の炭化木 から得られた年代値を噴火年代として採用する.

3. 地形概説

秋田駒ケ岳火山は、北東〜南西方向に延びた山頂部と、 北西および南東方向に広がった山麓をもつ成層火山であ る(須藤・石井, 1987).また、成層火山の南北斜面には、 南部カルデラ・北部カルデラと呼ばれる2つの凹地が存 在する(Fig. 1).

南部カルデラはその火山体の南西斜面に形成された, 長径約3km,短径約1.5km,北東~南西方向に伸びた 楕円形の凹地である(Fig. 2).カルデラ底は南西部の標 高が低く,北東方向に向けて標高が高くなっている.カ ルデラ壁の輪郭は単純な楕円形ではなく,南西から北東 方向に配列する,3つの凹地が接合した地形に見受けら れる(Fig. 3).北部カルデラのカルデラ壁は勇岳から東 方に延びた尾根を形成しており,北側に開口している. この地形は,従来はマグマ噴火に関連した凹地(カルデ ラ)と考えられていたが(須藤・石井,1987),その後に 山体崩壊壁であることが指摘された(土井・他,1997;国 土地理院,2018).

上記の2つのカルデラ内には、複数の火砕丘が形成されている。それらは北部カルデラ内では片倉岳、男女岳などであり、それらの噴出物によりカルデラ内はほぼ埋積されている。南部カルデラ内には南岳、女岳、そして小岳の火砕丘が形成され、それらの噴出物によってカルデラ底はほぼ覆われているが、カルデラ壁は明瞭に認められる(Fig. 2).南部カルデラ内の上記の山体は後カルデラ期の山体と考えられていたが(例えば、須藤・石井、1987)、南岳は後述するように、カルデラ形成期の火砕丘であることが本研究によって明らかになった。

4. 従来研究による噴火史

本火山は新第三系の堆積岩・溶岩類と、笹森、湯森火



Fig. 2. Oblique aerial view north of the southern caldera of Akita-Komagatake volcano. Photograph courtesy Morioka Local Meteorological Office. (URL: https://www.data.jma.go.jp/morioka/shosai/geology_volcano_akikoma.html)



Fig. 3. (a) Shaded digital elevation model (DEM) of the southern caldera of Akita-Komagatake volcano. Source: Geospatial Information Authority of Japan (GSI) web site. (b) Annotated map showing the three craters that might contribute the caldera formation.

山をはじめとする第四系火山噴出物を基盤として,後期 更新世から活動を開始した.本火山の活動は古い順に主 成層火山形成期,カルデラ形成期,後カルデラ活動期の 3つに大別されている(須藤・石井,1987).主成層火山 形成期の比較的下位の溶岩から,0.074±0.015 Maとい う K-Ar 年代が報告されている(Itaya *et al.*, 1984).

主成層火山形成期では溶岩流出が主体の穏やかな活動 を行った(須藤・石井, 1987). そして約 26,000 cal. BP(土 井・他(1997)による年代値を上記の手続きにより暦年 代に換算)になると、北部山体の北斜面が崩壊すること で北部カルデラが形成され、西〜北方の山麓に先達川岩 屑なだれが流下した(土井・他,1997;国土地理院,2018). その後、カルデラ形成期の活動が始まり、15~13 ka に 火砕流を伴う2回の爆発的噴火が起こり、南部カルデラ が形成された.後カルデラ活動期では、まず北部カルデ ラ内で片倉岳や男女岳が活動し、その後に南部カルデラ 内に活動中心が移動したと考えられている(和知・他, 1997;藤縄・他,2004;国土地理院,2018).



Fig. 4. Simplified geological map around southern caldera of Akita-Komagatake volcano. Distribution of eruptive products of the main stratocone period is from GSI (2018); other units are from this study.

5. カルデラ形成期

秋田駒ケ岳火山の南部カルデラ周辺の地質図を Fig. 4 に示す. ここではカルデラ形成期に噴出された山体近傍 および遠方堆積物について記述する。カルデラ形成期の 山体遠方堆積物は、和知・他(1997)による AK13・AK12 が該当すると考えられている(須藤・石井, 1987; 藤縄・ 他、2004). これらの体積はそれぞれ 0.5 km³ 以上とされ、 本火山の他の山体遠方堆積物(AK11~AK1;最大はAK8 の 0.13 km³) と比べて数倍以上大きい(和知・他, 1997). また AK13・AK12 のアイソパックを見ると、いずれも 南部カルデラが給源であることを示している(Fig. 5; 和 知・他, 1997). カルデラ形成期の山体近傍堆積物は、古 い順に産保内火砕流堆積物、南岳火砕丘堆積物、そして 国見火砕流堆積物である.このうち国見火砕流は、本研 究で新たに見出した堆積物である.また、南岳火砕丘に ついては本研究でカルデラ形成期に形成されたことが明 らかになった (Fig. 4).

5-1 山体遠方堆積物

5-1-1 AK13 (和知・他, 1997)

本層は小岩井軽石と命名されていたが(中川・他, 1963),和知・他(1997)が山体近傍から遠隔地までの層 相を記載し,新たにAK13と命名した.本層は南部カル デラ中央〜南域付近を起点とし,東方および北東方向に



Fig. 5. Isopach maps of the AK12 and AK13 tephras (from Fig. 4 of Wachi *et al.*, 1997). Yellow circles indicate the type locality X for the two tephras.

分布主軸をもつ(Fig. 5).本研究では、男岳の東方約 5 km の地点 X (北緯 39 度 44 分 17 秒, 東経 140 度 49 分 52 秒; Fig. 5)を AK13 の模式地とした.この模式地では、 AK13 は十和田火山由来の広域テフラである To-h (15, 500 cal. BP;町田・新井, 2003)を厚さ 2 cm の土壌を挟んで 覆い、後述の AK12 に覆われている。本層直下の土壌か ら報告されている 4 個の年代値(遠藤, 1977; 井上, 1978; 豊島, 1984; 和知・他, 1997)から 2 章で述べた手続きに より算出された本層の形成年代は約 17,300 cal. BP であ る。

模式地における本層の地質記載結果を Table 1 に示す. 模式地における本層の層厚は 215 cm である.本層は層 相より,下位からサブユニット K3P~K1P に 3 分され る (和知・他, 1997, Fig. 6).

最下部の K3P は層厚 90 cm. 発泡度の悪い青黒色スコ リア中に赤褐色の類質岩片とした「軽石」(以下,「類質 岩片」は省略する)が点在する, 礫支持で淘汰が良い降 下スコリア層である (Fig. 7a). 全体として上方粗粒化 を示す.スコリアはやや丸みを帯び,下部では平均粒径 は 0.5 cm 程度であるが,上部では平均粒径 1 cm 程度, 最大粒径 2.5 cm となる.

K2P は層厚約 100 cm, 黒~青黒色スコリアと暗黄褐 色の「軽石」が混在する, 礫支持で淘汰が良い降下スコ リア層である (Fig. 7a). K2P も上方粗粒化を示し, K3P と比べて「軽石」や異質岩片の比率が高い (Fig. 8). ス コリアの発泡度は K3P と比べると良好であり, 平均粒 径は下部で 1.5 cm, 上部に向かって約 2 cm まで増加し, 最大粒径 5.5 cm である.

最上位の K1P は層厚 25 cm, 黒灰色スコリアと暗黄褐 色の「軽石」が混在する, 礫支持で淘汰の良い降下スコ リア層である (Fig. 7a). 下位と比べてやや固くしまっ



Fig. 6. Columnar section of AK13 and AK12 tephras at type locality X (see Fig. 5) showing the division of subunits and the To-h tephra from Towada volcano. The correlative stratigraphic horizons of Obonai and Kunimi pyroclastic flow (Pfl) and Minamidake pyroclastic cone (PC) are also indicated. Numbers are ¹⁴C ages corrected to cal. BP in this study. Age sources in parentheses: 1, Doi *et al.* (1983); 2, Wachi *et al.* (1997); 3, Endo (1977); 4, Toyoshima (1984); 5, Inoue (1978); 6, Inoue (1979); 7, Suto (1982); 8, Machida and Arai (2003).

Table 1. Summary of outcrop description, including thickness, average grain size, types of juveniles, vesiculation of juvenile material and type of facies defined by Wachi *et al.* (1997), of each subunit of AK13 and AK12 at type locality X. Abbreviations: S, Scoria; BP, banded or gray pumice; P, pumice.

unit	subunit	thickness (cm)	grain size (average cm)	essential type	vesiculation	type of facies (Wachi et al., 1997)
	Y1P	>220	silt~2.5	S, P, BP	Δ-Ο	2~3
	Y2P-U	140	2.5	S, P, BP	∆~O	1
AK12	Y2P-L	115	sand~2.5	P, BP	0	1~2
	Y3P	35	1.0	Р	Ô	3
	Y4P	1	clay	-	-	3
AK13	KIP	25	1.2	\$	\wedge	2
	K2P	100	1.5 - 2.0	S	0	1
	K3P	90	0.5~1.0	S	\bigtriangleup	2



Fig. 7. Photographs of the AK13 and AK12 tephra units at locality X. Scale bar is 1 m. (a) Scoria fall deposits K1 P, K2 P and K3 P are the subunits composing the AK13 tephra separated by a soil layer from the underlying AK12 tephra. The lighter color of K2 P reflects the greater proportion of accessory and accidental materials in the unit. (b) Subunits Y2 P-U, Y2 P-L and Y3 P in the lower part of the AK12 tephra. Unit Y2 P, defined by Wachi *et al.* (1997), is divided here into Y2 P-U and Y2 P-L; Y2 P-U contains scoria and banded pumice and Y2 P-L is mainly composed of pumice clasts. Unit Y3 P is composed of stratified fine ash with occasional accretionary lapilli. The enlargement at left shows the newly recognized ash layer Y4 P. (c) Subunit Y1 P in the upper part of the AK12 tephra, consisting of alternating ash and lapilli tuff layers.

た層相を呈す.スコリアは発泡度が悪く,平均粒径は 1.2 cm 程度で,最大粒径は 3 cm である.

和知・他 (1997) によるテフラ層の層相タイプ区分に 基づくと、K3P はタイプ 2, K2P はタイプ 1, K1P はタ イプ 2 となり、和知・他 (1997) と同じ結果が得られた. したがって和知・他 (1997) と同じく、AK13 を形成した 噴火は、ブルカノ式噴火 (K3P) から始まり、最盛期の プリニー式噴火 (K2P) へと推移し、最後に再びブルカ ノ式噴火 (K1P) へ戻ったと考えられる.

本層の本質物質は、かんらん石含有直方輝石単斜輝石



Fig. 8. Stratigraphic variations of components (left) and whole-rock SiO₂ contents (right) of juvenile materials in each subunit of AK13 and AK12 tephras and Minamidake pyroclastic cone (PC). The component analysis utilized samples collected at locality X (see Fig. 5). Thicker subunits were sampled in multiple levels. In the right figure, dotted circles and triangles indicate composition of juvenile materials with LOI (loss on ignition) greater than 3 wt.%.

玄武岩質安山岩もしくはかんらん石含有単斜輝石直方輝 石玄武岩質安山岩である. 各ユニット中に占める本質物 質の比率は, K3P が 73 wt.%, K2P は 42~50 wt.%, K1P が 58 wt.% である (Fig. 8).

5-1-2 AK12 (和知・他 (1997) を一部再定義)

和知・他 (1997) により, それまでの柳沢軽石 (中川・ 他, 1963) あるいは Ak-g (Inoue, 1980) とされていたテ フラ層が AK12 に再定義された.本層は, 南部カルデラ 北域付近を起点とし, 東北東方向に分布の主軸をもつ (Fig. 5).本研究では, AK13 と同じく, 男岳の東方約 5 km の地点 X (Fig. 5) を AK12 の模式地とした.模式 地では層厚約 18 cm の土壌を挟んで AK13 を覆う.本層 直下の土壌から報告されている4個の年代(土井・他, 1983; 和知・他, 1997)をもとに,2章で述べた手続きに より算出された本層の形成年代は約14,800 cal. BPであ る.

模式地における本層の地質記載結果を Table 1 に示す. 本層の模式地での層厚は 510 cm 以上である.本層は層 相より,下位からサブユニット Y3P~Y1P に 3 分され ていたが(和知・他, 1997),本研究では Y3P の下部に 別の降下火砕物を認めたためそれをサブユニット Y4P とし,また Y2P を構成物の違いからサブユニット Y2P-L と Y2P-U に細分した(Fig. 6).

新たに認定した Y4P は下部が灰白色粘土質火山灰層

で, 層厚は1cm以下で連続性が悪く, パッチ状に認められる (Fig. 7b). Y4P 中には本質物質は認められない.

Y3P は層厚約 35 cm, 斜交層理を示した淘汰がやや悪い桃褐色細粒砂質火山灰層であり(Fig. 7b),層相より火砕サージ堆積物と考えられる.Y3P 中には同質の火山 豆石のほか,軽石や石質岩片が見られる.また,層厚数 mm~2 cm 程度の火山灰交じりの軽石層および火山砂 層,岩片濃集層が複数枚挟まれる.本層中の軽石は黄褐 色を呈し発泡度が高く,繊維状に火山ガラスが伸びたも のも存在する.軽石の平均粒径は1 cm 程度であるが, 10 cm を超えるものも散在し,最大粒径は17 cm である.

Y2P は礫支持で淘汰が良い降下火砕物層である(Fig. 7b). Y2P-L の本質物質は軽石であるが, Y2P-U はスコ リア主体で軽石や縞状・灰色軽石も含む. 層厚は Y2P-L が115 cm, Y2P-Uが140 cm である、Y2P-Lは、下部に おいては礫支持が基本的な構造であるが軽石間を細粒火 山灰が充填し、中部から上部にかけては細粒火山灰をほ とんど含まなくなる,軽石は発泡度が良好で、上方粗粒 化を示す(下部では平均粒径約1.5 cm,最大粒径約4 cm, 中~上部で平均粒径約 2.5 cm, 最大粒径約 6.5 cm). 模式 地では Y2P-L 最上部に, 層厚約 5 cm の粗粒砂質降下軽 石層と、それを覆う層厚約 11 cm の茶褐色火山灰でコー ティングされた降下軽石層(平均粒径約1.8 cm)の2層 が確認できた、Y2P-Uの本質物質は、軽石に加えて縞状・ 灰色軽石や黒色スコリアも顕著に認められる。これらの 平均粒径は約2.5 cm, 最大粒径約9 cm である. 軽石は Y3P や Y2P-L 中のものと比べて発泡度が悪く、若干灰 色味を帯びる. 縞状・灰色軽石やスコリアは, 軽石より も発泡度が悪い.

Y1P は茶~黄褐色細粒火山灰と, 礫支持で淘汰が良い 降下火砕物層の互層であり (Fig. 7c),火山灰層中には火 山豆石も含まれる. 模式地における Y1P は層厚 220 cm 以上ある.本質物質の種類および特徴は Y2P-U と類似 し、多い順に軽石, 縞状・灰色軽石およびスコリアであ る.いずれも発泡度は Y2P-L の軽石と比べると悪い. 本質物質の粒径は粗粒部で平均約 2.5 cm,最大約 4 cm である.

和知・他 (1997) による層相タイプ区分に基づいて噴 火推移を復元すると,初期のY4PとY3P はタイプ3で ある.このうちY4P は本質物質を含まず,模式地でパッ チ状に産する粘土質火山灰であることから,小規模な水 蒸気噴火による堆積物と推測できる.Y3P はF-D 図に 基づいてフレアトプリニー式噴火と考えられており(和 知・他,1997),本研究の地質記載においても先行研究の 解釈と矛盾はない.Y2P は和知・他 (1997)ではタイプ1 に区分され,プリニー式噴火と推定されている.模式地 において Y2P は確かにタイプ1を主体とするが、上述 の通り Y2P-L 下部では軽石間を火山灰が充填し、Y2P-L 最上部では軽石がアッシュコーティングを受けていた. また、同じく Y2P-L の上部にはタイプ2 に区分される 砂質軽石層も含まれていた.このことから Y2P はプリ ニー式噴火主体であるが、断続的にブルカノ式噴火やマ グマ水蒸気噴火も発生したと推定できる.Y1P は和知・ 他(1997)と同様、タイプ2 とタイプ3 の互層であり、 ブルカノ式噴火とマグマ水蒸気噴火を繰り返して活動を 終了したと考えられる.

本層の本質物質は,軽石が単斜輝石直方輝石安山岩か らデイサイト,縞状・灰色軽石およびスコリアがかんら ん石直方輝石単斜輝石安山岩から玄武岩質安山岩であ る.本質物質を含む各ユニット中の本質物質タイプの比 率は以下のとおりである (Fig. 8).Y3P 中では軽石が48 wt.%,Y2P-L 中では軽石が46~71 wt.%,縞状・灰色軽 石が0~3 wt.%,Y2P-U 中では軽石が0~13 wt.%,縞状・灰色軽 石が0~3 wt.%,Y2P-U 中では軽石が0~13 wt.%,縞状・ 灰色軽石が55~60 wt.%,黒色スコリアが14~28 wt.%, Y1P 中では軽石が26 wt.%,縞状・灰色軽石が6 wt.%, スコリアが4 wt.% である.

5-2 山体近傍堆積物

5-2-1 生保内火砕流堆積物 (OboPfl): 須藤・石井 (1987)

井上(1979)により最初に記載され、その後、須藤・ 石井(1987)により再定義された火砕流堆積物である. 本層はこれまで南西部の北桧木内川流域、南山麓(井上, 1979)、西部山麓の水沢温泉付近(須藤,1982)に分布が 報告されている.本層は黒灰色の砂質火山灰の基質中に、 円磨された発泡度の悪いスコリアのほか、溶岩片や「軽 石」といった類質岩片が散在した層相を示す.本質物質 のスコリアは、かんらん石含有単斜輝石直方輝石玄武岩 質安山岩である.本層中の炭化木から報告されている 2 つの年代値(井上,1979;須藤,1982)をもとに、2章で 述べた手続きにより算出された本層の形成年代は約 15,100 cal. BP である.

本研究では北桧木内川流域において新たな知見を得た ため,以下この流域の調査結果を述べる. A 地域 (Fig. 1) の地形図および露頭写真等を Fig. 9 に示す. 北桧内川流 域では,基盤が作る谷底に桧木内川第二溶岩流 (藤縄・他, 2004) が分布しており, 生保内火砕流堆積物が作ると考 えられる平坦面は谷の南北斜面上に残っている (Fig. 9a, b). A 地域内の地点 A-1 は,地形より生保内火砕流堆積 物と桧木内川第二溶岩流の境界に位置する (Fig. 9a). こ の地点において, 生保内火砕流堆積物は層厚 10m 以上, スコリアは平均粒径約 2 cm, 最大粒径約 20 cm で認めら れ, 層厚 1.4m 以上の緻密な溶岩流を被覆していた (Fig.



Fig. 9. Stratigraphic relationship between the Obonai pyroclastic flow (Sudo and Ishii, 1987) and the Hinokinaigawa 2nd lava flows (Suto and Ishii, 1987) in area A in Fig. 1. (a) Geological map of area A showing the distributions of the Hinokinaigawa 2nd lava flow and the Obonai pyroclastic flow. Contour interval is 10 m. The topography is from the 1: 25,000 map "Kunimi Onsen" published by GSI. (b) Shaded DEM of area A (from GSI). The relatively flat surface of the Obonai pyroclastic flow is apparent on the northern and southern sides of the valley. Locality A-1 is at the boundary of the pyroclastic flow and lava flow. (c) Photograph and (d) annotated sketch of the outcrop at locality A-1 showing that the lava flow (Hinokinaigawa 2nd lava flow of Fujinawa *et al.*, 2004) is overlain by the Obonai pyroclastic flow.

9c, d). この溶岩流は SiO₂ 量が 59.0 wt.% 程度のかんらん石含有両輝石安山岩であり, 桧木内川第二溶岩流と類似の岩石学的特徴を示す(藤縄・他, 2004). したがって生保内火砕流堆積物は桧木内川第二溶岩流の上位の層準と言える.

A 地域の地形や噴出物の層序を踏まえると, A 地域で はまず桧木内川第二溶岩流が谷底を流下し, その後生保 内火砕流が谷埋めで堆積し, 桧木内川第二溶岩流を覆っ た. そして時間経過とともに火砕流が浸食されることで 谷底の桧木内川第二溶岩流が露出し, 生保内火砕流堆積 物は河岸に残ったと考えられる.

5-3-2 国見火砕流堆積物(KuPfl:新称)

本研究により未記載の火砕流堆積物を見出し,国見火 砕流と命名した(Fig. 10).本層は南部カルデラ底の南 域や、カルデラ東部の外輪山上のほか、南山腹の登山道 沿いでも認められ、最も遠いところではカルデラ南壁か ら南方約2kmの地点でも認められる。南部カルデラ底 南域の地点 B-1では、本層は川床および南岸に露出する (Fig. 10b).この地点での層厚は5m以上で、桃褐色の 細粒シルト質火山灰層中に、円磨された明黄褐色の軽石 が散在した,基質支持の産状を呈する.軽石はやや濃集 する部分と少ない部分が認められ(Fig. 10b),厚さ数十 cm程度の火砕流の薄層が累重していることが分かる. 軽石の最大粒径は約20cmである.同じく南部カルデラ 底南域の地点 B-2では,本層が南岳火砕丘を構成する 火砕物を直接覆っていた(Fig. 10c).また,南山腹斜面 上の地点 B-3(カルデラリム上の1175m地点の南方約 300mに位置する)で見られる本層は,層厚が1~2m, 黄褐色のシルト質火山灰中に最大4.5 cmの明黄褐色軽 石が散在した,基質支持の構造を呈する(Fig. 10e).本 質物質の軽石は直方輝石単斜輝石安山岩~デイサイトで ある.

今回, 地点 B-1 (Fig. 10a) の堆積物中から炭化木 1 試料を採取し, 年代測定を実施した. 得られた¹⁴C 年代 は 11,570 ± 40 y. BP, 暦年代は 13,425 ± 64 cal. BP である (Table 2).

5-3-3 南岳火砕丘堆積物 (MPC; 須藤・石井, 1987 を再定義)

南部カルデラ底の南端に位置する火砕丘である.底径 は東西約 600 m,南北約 300 m で東西に延び,最大比高



Fig. 10. (a) Enlarged geological and structural map of area B in Fig. 1, showing the volcanic units at the southern rim of the southern caldera. Contour interval is 10 m. Topography is from the 1: 25,000 map "Kunimi Onsen" published by the GSI. (b) Photographs of the Kunimi pyroclastic flow deposit at locality B-1. Close-up at right shows the matrix-supported structure and included pumice clasts. Each colored (red and white) segment of the scale bar represents 10 cm. (c) Photograph of locality B-2, showing the Kunimi pyroclastic flow (Pfl) overlying the Minamidake pyroclastic cone (PC). (d) Cut section of a pumice clast in the Kunimi pyroclastic flow collected at locality B-1. (e) Photographs of the Kunimi pyroclastic flow along a mountain trail at locality B-3 on the southern slope of Akita-Komagatake volcano. Close-up at right shows yellow-orange pumice clasts scattered in brown silty matrix.

Sample No. (Lab No.)	Location	¹⁴ C age (yBP)	δ ¹³ C (‰)	Calendar age (probability, %) (cal. BP)
AK21–21–c	Loc B-1	11.570 ± 40	-24.65 ± 0.26	1σ 13,489–13,405 (58.4) 13,380–13,360 (9.9)
(IAAA 210539)	Loc.B-1	$11,370 \pm 40$		$2\sigma \begin{array}{c} 13,57113,560\ (2.0)\\ 13,50513,335\ (93.5) \end{array}$

Table 2. The result of ¹⁴C dating for a charcoal sample from the Kunimi pyroclastic flow (locality B-1 in Fig. 10).

は約70mである.頂部は扁平で,山頂付近には姿見の 池と呼ばれる南北100m×東西50mの火口湖が存在す る.火砕丘の断面を観察することはできないが,表層を 構成する噴出物は,細粒物をほとんど含まず,火山岩塊 を主体とする.表層の噴出物は変質・酸化した類質・異 質岩片に富むが,黒色ガラス質の本質岩片もわずかに認 められる.南岳火砕丘は,火砕丘の扁平な形状と噴出物 の層相,緻密でガラス質な本質物質の存在より,マグマ 水蒸気噴火によって形成されたと考えられる.本質物質 はかんらん石含有単斜輝石直方輝石玄武岩質安山岩であ る.

6. 岩石学的特徵

6-1 記載岩石学

モード組成分析結果を Table 3 に示す.各噴出物の記 載岩石学的特徴を検討した結果,層序的な下位から K3P (AK13)と生保内火砕流堆積物,K2PとK1P(AK13), 南岳火砕丘堆積物,AK12の軽石と国見火砕流堆積物, そして AK12 のスコリアの5 グループに区別でき,それ ぞれグループ1~5とした.以下に,それぞれの記載岩 石学的特徴を記述する(なお AK12の編状・灰色軽石は グループ4とグループ5の中間的な特徴を示すことから, グループ5の記載に続けて特徴を記した).

6-1-1 グループ1(K3Pユニット(AK13)・生保内 火砕流堆積物:かんらん石含有直方輝石単斜 輝石安山岩)

微斑晶サイズのかんらん石をわずかに含むことが特徴 である.斑晶はかんらん石のほかに斜長石,単斜輝石, 直方輝石,不透明鉱物を含み(Fig. 11a),斑晶量は22~ 24 vol.%である.そのうち斜長石はモード組成で17 vol.% 程度,最大3.0 mmの短柱状の自形~半自形である.清 澄な斑晶の他,累帯構造を持つ斑晶も認められる.単斜 輝石はモード組成で1.5~3.3 vol.%,最大1.0 mmの短柱 状の自形である.直方輝石はモード組成で2.0~2.5 vol.%, 最大1.3 mm,短柱状の自形である.不透明鉱物は0.7~ 1.1 vol.%,最大0.8 mmの球状の自形~他形である.か んらん石は最大0.2 mmの自形であり,細粒の輝石反応 縁を持つ. 石基はハイアロオフィティック組織を呈す.

なお生保内火砕流堆積物の本質物質の中にはマフィッ ク包有物に特に富むものがある.マフィック包有物の斑 晶は斜長石,直方輝石,単斜輝石,不透明鉱物であり, 鉱物間はガラスが充填している.

6-1-2 グループ2(K2P・K1Pユニット(AK13): かんらん石直方輝石単斜輝石玄武岩質安山岩)

概ねグループ1と類似するが、グループ1よりもかん らん石斑晶が量・サイズともに増加することで特徴づけ られる (Fig. 11b). 斑晶はかんらん石の他に斜長石、単 斜輝石、直方輝石、不透明鉱物を含み、斑晶量は約20 ~23 vol.% である (Table 3). かんらん石斑晶はモード 組成で 0.5~0.6 vol.%、最大 1.5 mm の自形を呈し、輝石 による反応縁はほとんど認められない (Fig. 11b). その 他の斑晶の特徴はグループ1と類似する.

6-1-3 グループ3(南岳火砕丘堆積物:かんらん石 単斜輝石含有直方輝石玄武岩質安山岩)

他のグループと比べて斑晶量が特に多く,マフィック 鉱物では直方輝石に富むことが特徴である(Fig. 11c). 斑晶は斜長石,直方輝石,単斜輝石,かんらん石と,不 透明鉱物をわずかに含み,斑晶量は約36 vol.%である. そのうち斜長石はモード組成で約27 vol.%,短柱状の自 形~他形である.清澄な斑晶の他,汚濁帯や累帯構造を 持つ斑晶が認められる.直方輝石はモード組成で約 7.8 vol.%,最大2.6 mmで,短柱状~長柱状の自形~半 自形である.単斜輝石はモード組成で約0.5 vol.%,最大 0.6 mmで,短柱状の自形である.かんらん石はモード 組成で約0.2 vol.%,最大約1.5 mmの自形であり,輝石 の反応縁が認められる.不透明鉱物は最大0.1 mmの球 状の自形~他形である.石基はハイアロオフティック組 織を示す.

6-1-4 グループ 4 (AK12 の軽石・国見火砕流堆積物: 単斜輝石直方輝石デイサイト~安山岩)

斑晶として単斜輝石,直方輝石,斜長石,不透明鉱物 を含み,7~11 vol.%の低斑晶量で特徴づけられる(Fig. 11d).斜長石はモード組成で4.8~8.0 vol.%,最大1.4 mm で長~短柱状の自形~半自形を呈す.単斜輝石はモード



Fig. 11. Photomicrographs of thin sections of juvenile materials under plane-polarized light. Sample names and source units are shown above each photograph. Scale bars are 1 mm. (a) Andesitic scoria from Obonai pyroclastic flow. Olivine phenocrysts with pyroxene reaction rims are common. (b) Andesitic scoria from K2 P unit of AK13 tephra. Olivine phenocrysts without pyroxene reaction rims are common. (c) Basaltic andesitic juvenile lithic fragment from Minamidake pyroclastic cone, where orthopyroxene is the dominant mafic phenocryst mineral. (d) Dacitic pumice from Y2 P-L unit of AK12 tephra. (e) Basaltic andesitic scoria from Y2 P-U unit of AK12 tephra, in which olivine is the dominant mafic phenocryst. (f) Andesitic banded pumice from Y2 P-U unit of AK12 tephra. Abbreviations: pl, plagioclase; ol, olivine; cpx, clinopyroxene; opx, orthopyroxene; mt, magnetite.

Table 3. Modal compositions of phenocrystic minerals in samples from each unit of the caldera-forming period of Akita-Komagatake volcano. Broken lines divide the stage 1, 2 and 3 (top to bottom). Abbreviations: Gm, groundmass; Pl, plagioclase; Cpx, clinopyroxene; Opx, orthopyroxene; Ol, olivine; Opq, opaque minerals; P, pumice; GP, banded or gray pumice; S, scoria; L, juvenile lithic fragment; tr, trace; nd, no data.

Samala	E lusit	Culo unit	Tuna	Choun	Con (not 11()		Phe	nocryst (vo	l. %)	
Sampie	Onu	Sub unii	Type	Group	Uni (voi. %)	P 1	Срх	Opx	OL	Opq
AK86E-4	AK12	YIP	GP	4&5	87.3	7.9	1.3	1.5	1.1	0.8
AK111-23	AK12	Y2P-U	S	5	75.4	15.7	4.2	1.8	2.3	0.6
AK111–24	AK12	Y2P-U	GP	4&5	84,9	9.8	2.0	1,5	1.2	0.7
AK111-32	AK12	Y2P-U	Р	4	89.4	8.0	0.4	1.5	0.1	0.5
AK111-101	AK12	Y2P-L	Р	4	92.8	6.2	0.4	0.4	nd	0.2
AK96-10	AK12	Y3P	Р	4	93.5	4.8	0.4	0.5	nd	0.8
AK19-4	KuPfl		Р	4	91.6	6.0	0.8	1.4	nd	0.2
AK82–5	MPC	_	Ľ	3	64.5	27.0	0.5	7.8	0.2	nd
AK111–13	AK13	KIP	s	2	79,9	14.5	1.6	2.4	0.6	1.1
AK111–11s	AK13	K2P	s	2	77.1	15.3	4.2	1.6	0.5	1.2
AK111-3	AK13	КЗР	s	I.	77.9	17.3	1.5	2.5	tτ	0.7
AK93-3	OboPt1	-	S	I	76.1	17.5	3.3	2.0	tr	1.1

組成で 0.4~0.8 vol.%,最大 1.0 mm で短柱状の自形であ る. 直方輝石はモード組成で 0.4~1.5 vol.%,最大 2.1 mm で長柱状の自形~他形を呈す.不透明鉱物はモード組成 で 0.2~0.8 vol.%,最大 0.4 mm の球状の自形を呈す.石 基は全体としてガラス質で,斜長石や輝石の微斑晶をわ ずかに含む.

6-1-5 グループ 5 (AK12 のスコリア:かんらん石直 方輝石単斜輝石玄武岩質安山岩)

他グループと比べてかんらん石斑晶のモードが多くな るのが特徴である(Fig. 11e).斑晶として単斜輝石,直 方輝石,かんらん石,斜長石,不透明鉱物を含み,斑晶 量は13~25 vol.%である.そのうち斜長石はモード組成 で 8~16 vol.%,最大1.7 mmで短柱状の自形~半自形を 呈す.斑晶の多くは清澄もしくはふるい状組織を呈し, 稀に弱い累帯構造を示す.単斜輝石はモード組成で1.3 ~4.2 vol.%,最大1.3 mmで短柱状~球状の自形~半自 形を呈す.直方輝石はモード組成で1.5~1.8 vol.%,最 大0.7 mmで短柱状の自形~他形を呈す.かんらん石は モード組成で1.1~2.3 vol.%,最大1.4 mmで自形を呈す. 概ね清澄であるが,稀に細粒の輝石による反応縁が見ら れる.不透明鉱物はモード組成で0.6~0.8 vol.%,最大 0.2 mmで球状の自形を呈す.石基はハイアロピリティッ ク組織を呈す.

上記の岩質を示すスコリアと、グループ4で記した軽 石からなる縞状・灰色軽石がAK12の上部ユニットに産 する.斑晶として単斜輝石,直方輝石,かんらん石,斜 長石,不透明鉱物を含み,斑晶量は15 vol.%程度である. 各鉱物の斑晶量はAK12の軽石やスコリアの中間的な特 徴を示す(斜長石は約9.8 vol.%,単斜輝石は約2.0 vol.%, 直方輝石は1.5 vol.%,不透明鉱物は0.7 vol.%).また縞状・ 灰色軽石は鏡下においても黒色部と白色部の縞状構造が 確認でき(Fig. 11f),白色部は発泡度が高く,石基はガ ラス質である一方,黒色部は白色部と比べて発泡度が低 く,石基はハイアロピリティック組織を呈す.

6-2 全岩化学組成

南部カルデラ形成噴出物の全岩化学組成の分析結果 を Table 4 に示した. このうち国見火砕流堆積物および AK12 中の軽石は灼熱減量(LOI)が1.2~6.1 wt.% とや や高く,中でも AK12 の Y3P と Y2P-Uは,分析を行っ た全ての軽石が3 wt.% 以上の高い LOI を示した. この ように軽石は風化が進んでいると考えられるため,本研 究では LOI が3 wt.% 以下の軽石について全岩組成を検 討した. なお参考までに,Fig.8 には LOI が3 wt.% 以上 の軽石の組成も示し(LOI が3 wt.% 以上の軽石の組成 は破線のプロットで示している),Table 4 には Y3P, Y2P-U それぞれにおいて,LOI が最も低い軽石の組成を 示している.

南部カルデラ形成噴出物はSiO₂量が53~66 wt.%の 玄武岩質安山岩からデイサイトである.そのうちAK12 はSiO₂量が54~65 wt.%の広い組成幅を示し、本質物 質のタイプごとに異なる組成範囲を示す(Fig. 8;スコリ ア:SiO₂=54~56 wt.%,軽石:SiO₂=61~65 wt.%,縞状・ 灰色軽石:SiO₂=56~60 wt.%).なお軽石についてはサ ブユニット間での違いが見られ、上位のサブユニットで あるY1Pは、Y2P-Lと比べて苦鉄質な組成を示す(Fig. 8;Y1P:SiO₂=61 wt.%,Y2P-L:SiO₂=62~65 wt.%).

			ar .Grampa						212 6 2 4 2 1	10.0 0.0000	000 101/10	20110 D 2020	
Sample Lovality	AKHT-32hS X	AKHI-32hg X	ANI'II 2//2/ Y	AKI H-25g55 Y	AKH1-102 X	XKI I-101 X	X X	AK-21pm2 B-1	AKI 14hg-1 P2	AKHT-DAR X	AKH-100 X	AKHT-3KhST X	AL1
Unit	AK12	AK12	4K12	AK12	AK12	AK12	AK12	KuPfl	MPC	AK13	AK13	AK13	OboPfl
Sub unit	ΥIΡ	ΥIΡ	D-dZI	Y2P−U	Y2P-U	Y2P-L	Y3P	I	I	KIP	K2P	K3P	I
Type	pumice	gray pumice	punice	gray pumice	scoria	pumice	punice	pumice	lithic fragment	scoria	scoria	scoria	scoria
major (wt.%)													
SIO ₂	59.12	57.33	60.69	55.93	55.84	63.66	60.19	66.05	52.35	57,58	56.23	54.45	56.58
110:	0.75	0.81	0.75	0.82	0.84	0.70	0.79	0.64	16.0	0.83	0.83	0.81	0.82
AĿO;	15.75	16.38	17.16	16.45	17.03	16.80	18.67	15.83	17.80	16.81	17.82	17.05	16.62
Fc ₂ O:	8.16	9.58	7.61	9.82	10.13	6.75	7.63	6.10	11.45	9,98	10.09	10.30	79.97
MnO	0.19	0.20	0.18	0.19	0.20	0,18	0.16	0.17	0.20	0.20	0.20	0.19	0.19
ОĝМ	2.87	3.60	2.05	3.89	3.96	1.43	1.42	1.24	5.57	3.14	3.32	3.54	3.18
CaO	6.10	7.55	5.29	7.94	8,43	4.98	4.84	4.64	7.96	8.01	8.44	8.83	7.98
NaeO	3.64	3.27	3.56	2.84	2.86	3.92	3.48	4.01	2.50	3.04	2.76	2.66	2.86
КO	0.92	0.71	0.93	0.66	0.63	1.07	0.93	1.18	0.48	0.75	0.63	0.59	0.71
P2O;	0.15	0.13	0.20	0.12	0.11	0.16	0.18	0.15	0.11	0.11	0.11	0.10	0.11
total	97.65	99.56	98.42	98.66	100.02	99,63	98.31	99.98	99.32	100.45	100.42	98.51	98.99
trace (ppm)													
Śc	29.86	35.51	27.11	39.69	43.54	25.73	26.72	25.13	40.12	34.36	35.36	38.38	34.28
>	120.78	176.67	87.95	223.15	259.65	62.83	72.52	53.39	253.60	220.98	226.53	235.65	225.02
ۍ	14.89	22.62	7.58	31.60	46.03	5.07	5.82	4.31	60.56	13.07	20.13	20.21	14.69
රි	14.47	22.21	10.51	24.35	30.08	8.53	8.96	9.35	32.61	18.68	24.00	22.10	21.48
īz	5.55	5.36	3.55	3.64	5.33	2.01	2.71	2.32	20.00	3.12	3.83	2.98	4.01
0 C	17.57	30,25	19.80	38.24	41.60	14.69	18.00	11.56	39,90	32.17	34.63	35.11	35.88
Rh	21.72	16.79	22.90	16.41	13.55	26.87	23.75	28.08	12.32	17.94	16.30	15.03	16.92
Zn	103.33	88,66	104.56	98.96	98.82	101.29	117.66	100.59	105.48	99.38	99.30	96.92	98.24
Sr	240.93	257.93	234.78	233.62	234.65	232.43	267.50	229.17	222.25	246.07	253,49	253.75	242.04
Υ	32.55	29.79	36.86	29.34	24.25	39.46	40.93	38.84	25.10	27.98	27.30	25.54	27.49
Ζī	105.52	81.97	124.63	80.75	62.71	125.36	148.82	121.67	69,98	74.88	73.65	66.65	74.41
ЧN	6.25	4.96	7.04	4.68	4.59	7.48	7.88	7.46	4.47	5.15	4.30	4.28	4.76
æ	275.67	208.24	275.22	196.37	163.55	299.24	382.67	316.54	149,48	193.73	193.38	172.81	193.59
Ph	6.62	4.59	0.46	3.94	4.31	10.21	7.38	8.58	4.49	4.68	6.10	1.26	3.80
τh	1.55	0.48	2.89	9.99	3.33	4.52	4.65	3.86	2.61	3.72	4.35	2.99	2.04
Ga	18.00	16.92	18.30	17.75	16.51	18.46	19.91	17.65	18.70	17.49	17.04	16.25	16.79
La	9.13	4.34	7.42	5.24	6.26	96'6	12.04	8.34	7.78	7.50	6.49	6.54	8.87
сe С	20.64	21.71	30.47	19.82	14.94	34.20	33.91	37.43	14.18	19.76	19.31	11.62	16.45
LOI (wt%)	1.24	0.56	3.40	1.14	-0.18	2.78	6.04	2.05	2.62	-0.28	0.45	0.51	0.09

東北日本,秋田駒ケ岳南部カルデラの形成史

221



Fig. 12. Silica variation diagrams for samples of proximal pyroclastic deposits and distal tephra deposits from the caldera-forming period. Samples from Obonai and Kunimi pyroclastic flows show the similar compositional variations to AK13 and Y2 P-L of AK12, respectively. The basaltic andesites of Minamidake pyroclastic cone and AK13 can be distinguished in the SiO₂-MgO diagram.

AK13 はいずれのサブユニットにおいても SiO₂=54~ 58 wt.% の玄武岩質安山岩~安山岩の組成範囲を示し, サブユニット間での違いは認められない.山体近傍堆積 物は, 生保内火砕流堆積物が SiO₂=54~58 wt.%, 国見 火砕流堆積物が SiO₂=64~66 wt.%, 南岳火砕丘堆積物 が SiO₂=53~56 wt.% の組成を示す (Fig. 8).

Fig. 12 に示した SiO₂-Al₂O₃ および-MgO 図において, AK12 と AK13 は互いに区別できる。AK13 は SiO₂ 量の 減少に伴い Al₂O₃ 量が減少するが,AK12 は玄武岩質安 山岩からデイサイトまで Al₂O₃ 量は変化しない.一方, SiO₂ 量の減少とともに、両者とも MgO 量が減少するが, 同じ SiO₂ 量で比較すると、AK12 の方が MgO 量に乏し いことで区別できる。Al₂O₃ および MgO の両方のハー カー図において、生保内火砕流堆積物はAK13 と、国見 火砕流堆積物はAK12 の軽石 (Y2P-L) と組成領域がそ れぞれ類似する。南岳火砕丘堆積物は,Al₂O₃ のハーカー 図ではAK13 に、MgO のハーカー図ではAK12 と類似 する。

7. 議 論

7-1 山体遠方および近傍堆積物の対比

カルデラ形成に関連した火砕流である生保内火砕流堆 積物(須藤・石井, 1987)と,今回新たに認めた国見火 砕流堆積物について,両者の層序関係および山体遠方堆 積物との対比の検討を行う.

7-1-1 AK13 と生保内火砕流堆積物

生保内火砕流堆積物は発泡度がやや低い黒~青灰色の スコリアを本質物質としており,岩質や斑晶鉱物組み合 わせが類似したスコリアからなる AK13 に対比されてき た(例えば藤縄・他,2004 など).和知・他 (1997) では 両者の火山ガラスの屈折率が類似していることから,同様の結論を得ていた.本研究では前述のように,両者が 類似の全岩化学組成を示すことが確認できた(Fig. 12). したがって全岩化学組成からも,生保内火砕流堆積物は AK13と対比できることが確認できた.

前述の通り AK13 は層相の異なる 3 つのサブユニット に区分される(和知・他, 1997). これらサブユニット間 では全岩化学組成の違いは認められないものの,記載岩 石学的な違いは見られた.最下位のサブユニット K3P の本質物質は,微斑晶のかんらん石を含有する直方輝石 単斜輝石玄武岩質安山岩および安山岩であり,生保内火 砕流堆積物の本質物質と極めて類似する.一方,上位の K2P と K1P のサブユニットでは,斑晶鉱物組み合わせ は K3P の本質物質と同一だが,含まれるかんらん石は 斑晶サイズであり,なおかつモードも増加するため,生 保内火砕流堆積物とは対比できない.以上より生保内火 砕流堆積物は AK13 の K3P に対比が可能であり,AK13 の活動の最初期に生保内火砕流が発生したと考えられ る.

7-1-2 AK12 と国見火砕流堆積物

国見火砕流堆積物の本質物質は、特徴的な黄橙色を呈 する軽石であり、AK12の軽石の特徴(和知・他、1997) と一致する.そして両者とも斑晶量が10 vol.%以下の両 輝石安山岩~デイサイト(SiO₂=61.1~66.5 wt.%)であ り、類似の岩石学的特徴を示す(Fig. 12).さらにこれ ら噴出物の年代についても、AK12 が約14,800 cal. BP, 国見火砕流堆積物が約13,500 cal. BPと概ね類似する. 以上のことから、国見火砕流堆積物とAK12の軽石は同 一の本質物質と考えられる.

AK12には本質物質の岩質の時間変化が認められ、下

位の Y3P と Y2P-L は黄褐色の軽石を主体とする一方. 上位の Y2P-Uと Y1P では黒色スコリアや縞状・灰色軽 石が主体となり、黄褐色の軽石の比率は減少する (Fig. 8). AK12 に認められる軽石およびスコリア・縞状・灰 色軽石は岩石学的性質でも区別でき、軽石は上述の通り 両輝石安山岩~デイサイト質であるのに対し、スコリア、 縞状・灰色軽石はかんらん石を含む両輝石安山岩~玄武 岩質安山岩 (SiO₂=53.7~59.5 wt.%) となる. これらの ことから国見火砕流はAK12の下位のサブユニットであ る Y3P もしくは Y2P-L の時期に発生したと考えられる. このうち Y3P はフレアトプリニー式噴火と推測されて おり(和知・他、1997)、桃褐色細粒火山灰中に軽石・岩 片の濃集層を複数枚挟んでいた. 国見火砕流堆積物も桃 褐色~黄褐色の火山灰中に,軽石がやや濃集する層と少 ない層が数十 cm 単位で繰り返した層相を示し、Y3P と 類似する.また国見火砕流堆積物のマトリクスは細粒シ ルト質であり、これは火砕流が Y3P のような破砕度の 大きい噴火に由来することを示唆する. Y2P-L はマグマ 水蒸気噴火やブルカノ式噴火を伴うが、プリニー式噴火 が主体であり、Y3Pと比べて破砕度が小さい噴火と考え られる. したがって国見火砕流堆積物は Y3P に対比す るのが妥当と結論付けた.

7-1-3 南岳火砕丘堆積物

既に述べたように南岳火砕丘は南部カルデラ内に位置 し、国見火砕流堆積物に覆われている(Fig. 10c).上述 の通り国見火砕流堆積物は AK12 の初期に対比できるの で、南岳火砕丘は AK12 噴火以前にカルデラ内に形成さ れていたと結論できる.このことから南岳火砕丘は AK 13 の噴火中あるいは噴火後に形成されたと考えられる. 南岳火砕丘堆積物の本質物質は SiO₂=53.3~56.3 wt.% の玄武岩質安山岩組成であり、AK13 の中でも SiO₂量 に乏しいスコリアと類似する.しかしながら南岳火砕丘 堆積物の本質物質は、Al₂O₃量では AK13 に類似するが、 MgO 量では AK13 ではなく AK12 と類似する (Fig. 12). 以上の結果より、南岳火砕丘堆積物は AK13 および AK12 のいずれとも対比できず、AK13 の活動後、そし て AK12 の活動前に形成されたと考えられる.

7-2 南部カルデラ形成史

上述の通り AK13・AK12 の各体積は、本火山の他の 山体遠方堆積物の各体積の数倍以上あり(和知・他、 1997)、南部カルデラは AK13・AK12 と、これらに対比 された各火砕流を噴出した噴火によって形成されたと考 えられる.このうち AK13 に対比される生保内火砕流堆 積物は、南部カルデラの西方および南方に広く分布する. さらに AK12 の初期に対比される国見火砕流堆積物は、 南部カルデラ底の南域に認められた.このことから南部 カルデラの南域は、AK12の活動前には既に形成されて おり、AK13によって形成されたと判断される.以上よ りAK13の活動中心は南部カルデラの南域にあったと考 えられる.一方AK12については、アイソパックより南 部カルデラの北域に給源が推測でき(Fig. 5)、それゆえ AK12が北部カルデラに由来するという説もあった(和 知・他、1997).しかし北部カルデラは約26,000 cal. BP の山体崩壊の崩壊壁と分かっていることから(土井・他、 1997;国土地理院、2018)、AK12の活動中心は北部カル デラではなく、南部カルデラの北域に位置していたと考 えられる.

このように推測された AK13・AK12 の活動中心の位 置に加えて、南部カルデラが北東---南西方向に伸長した 楕円形 (Fig. 2) であることを踏まえると、南部カルデ ラはAK13の噴火でカルデラ南域, AK12の噴火でカル デラ北域を形成し、それらが後に接合して出来た「複合 カルデラ」であると考えられる、ちなみにカルデラ壁の 地形を見ると、南部カルデラは3つの火口が接合したよ うに見える (Fig. 3). これらは AK13・AK12 により形 成された個々の火口に対応するのかもしれないが、一方 でカルデラ形成後の浸食・崩壊により形成された地形の 可能性もある。特にカルデラ北壁においては、地形が新 鮮であること(Fig. 3), 北壁直下に崖錐堆積物が見られ ること(Fig. 4),現在のカルデラ北壁付近には主成層火 山形成期の岩脈が分布しており(須藤・石井、1987)、カ ルデラ壁が崩壊しやすいと考えられることから、地形が 顕著に改変されている可能性がある.

なお藤縄・他 (2004) でも南部カルデラは複数回の噴 火によって形成されたと推定している.彼らは、南部カ ルデラ内の女岳と小岳それぞれの比高が南麓と北麓で異 なることから、南部カルデラは形成後、再度活動するこ とによって既存のカルデラ底の南域が陥没したと考え た.しかし須藤・石井 (1987) が既に指摘しているように、 南部カルデラのカルデラ底は、南西方向に 10 度弱傾斜 している、その傾斜する斜面上に各山体が形成されたた め、北域と南域で山体の比高が異なったと考えられる. したがって火口底に大きな段差を想定する必要はない.

本研究によって明らかにされた噴火推移,土壌層で示 される休止期の存在,そして本質物質の岩石学的性質の 差異から,南部カルデラ形成噴火は時間順にAK13 噴出 期(約15,100 cal. BP),南岳火砕丘形成期,そしてAK12 噴出期(約13,400 cal. BP)の3つに区分できると考えら れる.それらを時間順にステージ1から3と呼ぶ(Table 5).

7-3 噴出物量

南部カルデラ形成噴火の各噴出物量を算出した.まず

分布や層厚から堆積物の体積を見積もり,これをDRE (Dense Rock Equivalent)に換算した.DREへの換算には, 藤原・他 (2007)による「見かけ密度 / 緻密な岩石密度」 によって導出した係数(山体遠方堆積物と火砕丘堆積物 は 0.44, 国見火砕流堆積物は 0.52, 生保内火砕流堆積物は 0.67)を各堆積物の体積に乗ずることで算出した.各噴 出物の体積の見積もり方法は以下に詳しく示している. なお AK13 と AK12 の体積については,和知・他 (1997) によりそれぞれ 0.54 km³, 0.90 km³ と算出されており(体 積の算出は Pyle (1989)に従う),本研究ではこれらの値 を用いた.

生保内火砕流堆積物と国見火砕流堆積物については複 数の分布域を持つため、分布域ごとに代表の露頭を選び、 分布域内はその層厚で均一に堆積していると仮定して体 積を求めた(Fig. 13). 生保内火砕流堆積物については 南西部の北桧内川流域、西部の水沢温泉付近、南部の国 見温泉付近で分布が確認されている(井上, 1979; 須藤, 1982). そのうち北桧内川流域については、山麓の生保 内地区の 3.53 km²(分布は国土地理院, 2018)には層厚 4m(井上, 1979), 中腹の 0.45 km²には層厚 35 m(井上,

1979)の各値を用いた。西部については、火砕流が南部 カルデラから水沢温泉付近へ、谷を埋めるように流下し たと仮定し(1.85 km²), 層厚は水沢温泉付近の5m(須藤, 1982)を用いた、南麓も西麓と同様、火砕流は南部カル デラから国見温泉付近に谷埋めで流下した. そして南麓 では地形が緩やかになる付近まで火砕流が流下したと仮 定し、分布(1.59km²)を推定した、南方に流下した火砕 流堆積物の層厚は、国見温泉付近での3m(井上,1979) を用いた、国見火砕流堆積物については、南部カルデラ 底の南域や南山腹斜面 (Fig. 10a). カルデラ東部の外輪 山上で認め、最も遠いところでは南部カルデラから南方 約2kmの地点でも認めた. そのうち南部カルデラ底に ついては, Fig. 3 で示した 3 つの火口のうち, 南側の火 口内(1.69 km²)を埋めたと仮定し,層厚は地点 B-1(Fig. 10) の 5 m を用いた. なお国見火砕流堆積物は細粒シル ト質のマトリクスであり、上述の通りフレアトプリニー 式噴火(Y3P)に由来する.このため流下時の国見火砕 流は(サージのような)希薄な流れであり、それゆえカ ルデラ外輪山上のような地形的高所にも堆積物が分布す ると考えられる、このような特徴から、国見火砕流は山



Fig. 13. Estimated distribution map of the (a) Obonai and (b) Kunimi pyroclastic flow deposits. Contour interval is 100 m. Areas for each separated flow deposits are given in km². Yellow circles indicate outcrop locations; each of which shows the thickness T of the deposit. The thickness values with asterisks in parentheses are cited. *: Inoue (1979), **: Suto (1982).

Table 5.	Estimated eruptive volumes of	during the caldera-	-forming period.	DRE: dense roc	k equivalent,
*: fro	om Wachi et al. (1997).				

Stage	Unit	Volume (km ²)	Total (km ³)	Volume (DRE km ³)	Total (DRE km ³)	
Stage 3	AK12	0.90*	0.95	0.40	EL ()	
ouse o	Kunimi pyroclastic flow	0.047	0.20	0.019	0.00	
Stage 2	Minamitake pyroelastic conc	0.0066	0.0066	0.0029	0.0029	
C	AK13	0.54*	0.59	0.24	4 4 7	
Stage	Obonai pyroclastic flow	0.044	0.58	0.029	0.27	

腹においては,全方位の約2km(19.2km²)に流下した と仮定して体積を求めた.山腹での層厚は登山道沿いの Loc. B-3(Fig. 10)の2mを用いた.南岳火砕丘堆積物 は基底が600×300mの楕円,高さが70mの半楕円体と して算出した.

以上の手法で算出した南部カルデラ形成噴火の各堆積 物の体積と DRE を Table 5 に示した。南部カルデラ形成 噴火の噴出物の総体積は約 1.54 km³, DRE は約 0.70 DRE km³ と算出される。ステージごとに見ると,ステージ 1 とステージ 3 の体積はそれぞれ約 0.58 km³,約 0.95 km³, DRE はそれぞれ約 0.27 DRE km³,約 0.43 DRE km³ となっ た。

Sato and Taniguchi (1997) による,噴出物の体積と火口 径の関係式を用いると、ステージ1・ステージ3 で形成 された火口の直径はそれぞれ約 550 m,約1.7 km と推定 できた(なお Sato and Taniguchi (1997) はマグマ噴火と マグマ水蒸気噴火それぞれの関係式を導出しており,上 述の噴火様式からステージ1 はマグマ噴火の式、ステー ジ3 はマグマ水蒸気噴火の式を用いた).現在の南部カ ルデラは北東—南西方向に伸長した、長径約3 km,短 径約1.5 kmの楕円形であるため、南部カルデラがステー ジ1 でカルデラ南域、ステージ3 でカルデラ北域を形成 したと考える本研究のカルデラ形成論は、推定した火口 径の観点からも妥当といえる。

第出した体積より、ステージ1とステージ3の火山爆
発指数(Volcanic Explosivity Index (VEI); Newhall and Self,
1982)はいずれも4と見積もられる.すなわち、南部カ
ルデラは更新世末期に行われた2回のVEI=4の噴火により形成されたと結論付けられる.

7-4 南部カルデラ形成噴火のマグマ変遷

3つのステージの噴出物に関して,代表的な元素と FeO¹/MgO 比のハーカー図を Fig. 14 に示した.なお LOI が 3 wt.% 以上の本質物質については,Fig. 14 から除外 した.3つのステージのうち,噴出物量から見て主要な 活動であるステージ 1 とステージ 3 の噴出物は,K₂O や Zr のような液相濃集元素では類似した組成変化を示す が,前述した Al₂O₃ や MgO だけでなく (Fig. 12),Sr や Cr のハーカー図,SiO₂-FeO¹/MgO 図で異なる変化傾向を 示す (Fig. 14).両ステージ間の違いは,Al₂O₃ や Sr の ハーカー図では苦鉄質側で大きく,Cr のハーカー図で は珪長質側で大きい.さらに SiO₂-FeO¹/MgO 図では両者 はほぼ平行な異なる組成変化を示す.このことから,ス テージ 1 と 3 はそれぞれが異なる独立したマグマの活動 によってもたらされたと考えられる.

ステージ3では、噴火初期には軽石が噴出し、途中から黒色スコリアと縞状・灰色軽石が主体となる。そして

これら本質物質のうち、軽石 (デイサイト質) と黒色ス コリア(玄武岩質安山岩質)は互いに異なる全岩組成を 示し, 縞状・灰色軽石は, 軽石とスコリアの中間的な組 成を示す.このことからステージ3では、軽石に代表さ れるデイサイト質マグマと、黒色スコリアに代表される 玄武岩質安山岩質マグマの混合が起こっていたと考えら れる.ステージ1では縞状軽石のような不均質な本質物 質は認められないが、初期のサブユニットである K3P や 生保内火砕流堆積物の本質物質中には、輝石反応縁を持 つかんらん石斑晶が存在し、マフィック包有物も見られ ることから、マグマ混合を受けた可能性はある、仮に両 ステージともマグマ混合が起こっていたとすると, MgO や FeO^t/MgO から見て、マフィック端成分は両者で異 なっており、ステージ3の方が1と比べて、より初生的 な玄武岩質マグマであったと考えられる.一方, 珪長質 端成分マグマは、SiO₂-Cr図によるとステージ1では SiO₂~59%, ステージ3では65%程度のSiO₂量である と推定できる.

7-5 先および後南部カルデラ噴出物の再定義

南部カルデラ形成以後,活動は北部カルデラ内に移り, その後の約3000年前から南部カルデラ内での活動に移 行する(和知・他, 1997; 藤縄・他, 2004). 3000 年前か ら現在までの活動では、これまで南部カルデラ内の小岳・ 女岳·南岳各火砕丘およびそれらに由来する溶岩流と、 西部山麓の北桧木内川の上流部に分布する桧木内川第 一・第二溶岩流が噴出したと考えられていた(藤縄・他, 2004; 国土地理院, 2018). これらの活動については本研 究により見直しが必要となった. このうち南岳火砕丘は カルデラ形成期の噴出物であることが分かり、南部カル デラ内で後カルデラ活動期に形成された火砕丘は、小岳 と女岳のみであることが明らかになった。また地点 A-1 (Fig. 9) では、生保内火砕流堆積物が桧木内川第二溶岩 流を被覆する層序を確認できた. 桧木内川第一溶岩流は 第二溶岩流の下位である(藤縄・他,2004)ことを踏ま えると、これら溶岩流は須藤・石井 (1987) が指摘した ように、南部カルデラ形成以前の噴出物といえる.

8. まとめ

秋田駒ケ岳火山南部カルデラの形成史を明らかにする ため、新たに地形判読・野外調査・サンプリングを行い、 噴出物の構成物組成分析、鏡下観察、全岩化学組成分析 を実施した.その結果、以下の点が明らかになった.

(1)南部カルデラは2回のVEI=4の噴火によって形成された複数の火口が接合した複合カルデラと考えられる。南部カルデラの形成過程は3つのステージに区分できる。



Fig. 14. Silica variation diagrams for the rocks of each stage of the caldera-forming period of the Akita-Komagatake volcano. Samples with less than 3 wt.% in loss on ignition are plotted.

(2) ステージ1:約15,100年前の噴火活動であり, AK13を放出した.この活動はまずブルカノ式噴火から 始まり,同時に生保内火砕流も発生した.その後プリニー 式噴火に推移し,東方に広く降下軽石・火山灰を堆積さ せた.この時期がこのステージの最大規模の噴火である. その後,噴火規模は低下し再びブルカノ式噴火を行った. 一連の噴火により南部カルデラの南域が形成された.

(3) ステージ2:ステージ1の活動後,時間間隙は定 かでは無いが,南部カルデラ内の南端にてマグマ水蒸気 噴火が発生し,南岳火砕丘が形成された.

(4) ステージ3:約13,400年前になると、南部カルデ ラの北東域で活動が開始した.この活動は小規模な水蒸 気噴火から始まり、その後フレアトプリニー式噴火に推移し、この時期に国見火砕流が発生した。その後噴火は プリニー式噴火に推移したが、断続的にマグマ水蒸気噴 火やブルカノ式噴火も発生した。その後はブルカノ式噴 火とマグマ水蒸気噴火を繰り返し、活動を終了した。こ の一連の活動により南部カルデラ北域が形成された。

(5) ステージ1と3の2回の大規模噴火の本質物質は 異なる全岩組成変化を示し、それぞれが独立したマグマ 系に由来する.更新世末期の本火山には少なくとも2つ の独立したマグマ系が存在し、それらが順次噴火するこ とによって、近接した時期に2回の規模の大きな噴火が 発生した可能性がある.

謝 辞

本研究では、薄片作成では野村秀彦氏および中村晃輔 氏に、構成物組成分析では宮坂瑞穂氏に、XRF 分析で は松本亜希子氏にお世話になった.盛岡地方気象台には 空撮写真の使用許可をいただいた.十和田八幡平国立公 園内の岩石採取については環境省,林野庁の許可を得た. また担当編集委員である富山大学の石崎泰男氏と、査読 者である北海道教育大学旭川校の佐藤鋭一氏、茨城大学 の長谷川健氏には、多くの原稿の不備を指摘していただ いた上、貴重なご指摘・助言をいただき、本稿は大きく 改善された.なお本研究には、文部科学省による「次世 代火山研究・人材育成総合プロジェクト」および「災害 の軽減に貢献するための地震火山観測研究計画」の研究 費の一部を使用した.これらの方々および当局に深く感 謝いたします.

引用文献

- Bronk Ramsey, C. (2009) Bayesian analysis of radiocarbon dates. *Radiocarbon*, **51**, 337–360. https://doi.org/10.1017/ S0033822200033865
- 土井宣夫・川上雄司・大石雅之 (1983) 岩手山麓,柳沢 軽石・五百森泥流の¹⁴C年代.一岩手火山噴出物とそ れに関連する堆積物の¹⁴C年代(その1)一. 岩手県 立博物館研究報告, 1, 29-34.
- 土井宣夫・菅野康隆・東野桂一・越谷 信・矢内桂三 (1997)秋田駒ヶ岳起源の先達川岩屑なだれ堆積物につ いて.地球惑星科学関連学会 1997 年合同大会予稿集, 807.
- 遠藤良二 (1977) 北上川上流部の化石周氷河現象. 日本 地理学会予稿集, 12, 22-23.
- 藤縄明彦・巖嵜正幸・本田恭子・長尾明美・和知 剛・ 林信太郎 (2004) 秋田駒ヶ岳火山,後カルデラ活動期 における噴火史:火山体構成噴出物と降下テフラ層の 対比.火山,49,333-354. https://doi.org/10.18940/kazan. 49.6333
- 藤原伸也・中川光弘・長谷川摂夫・小松大祐 (2007) 北

海道中央部,十勝岳火山の最近 3,300 年間の噴火史. 火山, **52**, 253-271. https://doi.org/10.18940/kazan.52.5_ 253

- Itaya, T., Nagao, K., Nishido, H. and Ogata, K. (1984) K-Ar age determination of late Pleistocene volcanic rocks. J. Geol. Soc. Japan, 90, 899–909. https://doi.org/10.5575/ geosoc.90.899
- 井上克弘 (1978) 秋田駒ヶ岳火山噴出物の¹⁴C 年代.地球 科学, **32**, 221-223. https://doi.org/10.15080/agcjchikyu kagaku.32.4 221
- 井上克弘 (1979) 秋田駒ヶ岳火山・生保内火砕流の¹⁴C 年 代. 地球科学, **33**, 68-69. https://doi.org/10.15080/agcj chikyukagaku.33.1_68
- Inoue, K. (1980) Stratigraphy, distribution, mineralogy and geochemistry of late Quaternary tephras erupted from the Akita-Komagatake volcano, northeastern Japan. *Soil Sci. Plant. Nutr.*, 26, 42–61. https://doi.org/10.1080/00380768.1 980.10433211
- 気象庁編 (2013) 日本活火山総覧(第4版). I. 北海道-東北編, 410-411.
- 国土地理院 (2018) 1:25,000 火山土地条件図「秋田駒ヶ 岳」解説書. 国土地理院技術資料, D2-No. 69.
- 町田 洋・新井房夫 (2003) 新編火山灰アトラス一日本 列島とその周辺一.東京大学出版会, 336 p.
- 中川久夫・石田琢二・佐藤二郎・松山 力・七崎 修 (1963) 北上川上流沿岸の第四系および地形. 地質雑, **69**, 163-171, https://doi.org/10.5575/geosoc.69.163
- Newhall, C. G. and Self, S. (1982) The volcanic explosivity index (VEI): an estimate of explosive magnitude for historical volcanism. J. Geophys. Res., 87, 1231–1238. https://doi. org/10.1029/JC087iC02p01231
- Pyle, D. M. (1989) The thickness, volume and grainsize of tephra fall deposits. *Bull. Volcanol.*, **151**, 1–15. https://doi. org/10.1007/BF01086757
- Reimer, P., Austin, W., Bard, E., Bayliss, A., Blackwell, P., Bronk Ramsey, C., Butzin, M., Cheng, H., Edwards, R., Friedrich, M., Grootes, P., Guilderson, T., Hjdas, I., Heaton, T., Hogg, A., Hughen, K., Kromer, B., Manning, S., Musheler, R., Palmer, J., Pearson, C., van der Plicht, J., Reimer, R., Richards, D., Scott, E., Southon, J., Turney, C., Wacher, L., Adolphi, F., Büntgen, U., Capano, M., Fahrni, S., Fogtmann-Schulz, A., Friedrich, R., Köhler, P., Kudsk, S., Miyake, F., Olsen, J., Reinig, F., Sakamoto, M., Sookdeo, A. and Talamo, S. (2020) The IntCal20 Northern hemisphere radiocarbon age calibration curve (0–55 cal kBP). *Radiocarbon*, 62, 725–757. https://doi.org/10.1017/ RDC.2020.41
- 桜井広三郎 (1903) 岩手火山彙地質調査報文. 震災予防 調査会, 44, 1-62.
- Sato, H. and Taniguchi, H. (1997) Relationship between crater size and ejecta volume of recent magmatic and phreatomagmatic eruptions: Implications for energy partitioning. *Geophys. Res. Lett.*, 24, 205–208. https://doi.org/10.1029/ 96GL04004
- 曽屋龍典 (1971) 秋田駒ヶ岳 1970 年の噴火と岩石. 地調 月報, 22, 647-653.
- 須藤 茂 (1982) 秋田駒ヶ岳, 生保内火砕流の¹⁴C 年代.

火山, 27, 70-71. https://doi.org/10.18940/kazanc.27.1_70

- 須藤 茂・石井武政(1987) 雫石地方の地質.地域地質 研究報告(5万分の1地質図幅),地質調査所,67-106.
- 豊島正幸(1984)小岩井浮石の降下年代に関する資料. 東北地理, 36, 162-163. https://doi.org/10.5190/tga1948. 36.162
- 和知 剛・土井宣夫・越谷 信 (1997) 秋田駒ヶ岳のテ フラ層序と噴火活動.火山, **42**, 17-34. https://doi.org/ 10.18940/kazan.42.1 17
- Walker, G. P. L. (1973) Explosive volcanic eruptions a new classification scheme. *Geol. Rundsch.*, 62, 431–446. https:// doi.org/10.1007/BF01840108
- 八木健三 (1971) 秋田駒ヶ岳のなりたち1. 秋田駒ヶ岳の 地質. 火山, 16, 80-89. https://doi.org/10.18940/kazanc. 16.2-3 80
- 柳澤妙佳・小畑大樹・杉田匠平・藤縄明彦 (2021) 東北 日本弧,秋田駒ヶ岳火山成層火山体の形成史.火山,
 - **66**, 83-100. https://doi.org/10.18940/kazan.66.2_83 (編集担当 石﨑泰男)