

八幡平西方，玉川溶結凝灰岩中に見出された  
給源不明の火山碎屑堆積物

鹿野和彦\*・大口健志\*\*

(2004年6月3日受付，2004年8月30日受理)

Pyroclastic Deposits of Unknown Source, Discovered in the Tamagawa Welded Tuffs,  
West of Hachiman-Tai Volcano, NE Japan

Kazuhiko KANO\* and Takeshi OHGUCHI\*\*

Tamagawa Welded Tuffs comprise the late Pliocene Kurasawayama Welded Tuff and the early Pleistocene Bunamori-bokujo Welded Tuff, which represent the Plio-Pleistocene regional felsic magmatism in NE Japan Arc. They are thought to have issued from the same caldera buried below Akita Yake-Yama volcano, though the multiple drillings into the caldera have recovered no or little materials of the two welded tuffs and a time gap of ca. 1 million years is present between the two welded tuffs. This paper describes the Taihei-Ko and Haruyama pyroclastic deposits that individually occur between the two welded tuffs at a road cut on the northern side of Taihei-Ko (Lake) and at a cutting wall of Haruyama on the eastern side of Tazawa-Ko (Lake). The deposits at the two locations are 30 km apart but contain the same crystal fragments of quartz, plagioclase, orthopyroxene, hornblende, magnetite, and extremely minor biotite. The Taihei-Ko pyroclastic flow deposit and the Haruyama pyroclastic deposit are  $1.4 \pm 0.2$  Ma and  $1.7 \pm 0.2$  Ma, respectively in fission-track age for zircon. They are likely to have derived from the same source at the same time or shortly after another and may represent a missing activity in the source area of the Kurasawayama Welded Tuff, to which they are similar in constituents. The Taihei-Ko pyroclastic deposit comprises a pyroclastic surge deposit and overlying pyroclastic flow deposit. The Taihei-Ko pyroclastic surge deposit is 14 m thick and well stratified with rip-ups of the underlying rhyolitic Kurasawayama Welded Tuff. The Taihei-Ko pyroclastic flow deposit is over 6 m thick and entirely rhyolite. Stratification and grading are not obvious. The Haruyama pyroclastic deposit fills an incised valley of the Kurasawayama Welded Tuff, and is vaguely stratified across the thickness of over 20 m. Compared with the Taihei-Ko deposit, the Haruyama deposit is, however, relatively poor in fines and contains many lithic fragments, so is likely to be more proximal to the source. The stratification of the Haruyama deposit inclines outward from Tazawa-Ko. The flow direction of the Taihei-Ko pyroclastic surge is from the south to the north and 30 km to the south, there is Tazawa-Ko. In addition, a deposit potentially correlative to the Haruyama deposit occurs between Tazawa-Ko and Taihei-Ko. These facts collectively suggest that an alternative source of the Taihei-Ko and Haruyama deposits is Tazawa-Ko. Because of the dimension 5.8 km across and 423 m deep and absence of confirmed deposits, it has been open to question for a long time whether the lake is a caldera or an impact crater.

**Key words:** Tamagawa Welded Tuffs, Tazawa-Ko, caldera, pyroclastic flow, pyroclastic surge, Early Pleistocene

## 1. はじめに

八幡平から田沢湖にかけての地域には、鮮新世-更新

世の珪長質火砕岩が広く分布する (Fig. 1)。それらは、岩相と層位の異なる幾つかの層序单元からなり (Table

\* 〒305-8567 つくば市東1丁目1-1 つくば中央第7産業技術総合研究所地質情報研究部門  
Institute of Geoscience and Geoinformation, Geological Survey of Japan, AIST, Tsukuba Central 7, 1-1, Higashi 1-chome, Tsukuba 305-8567, Japan.

\*\* 〒010-8502 秋田市手形学園町1-1  
秋田大学工学資源学部附属素材資源システム研究施設

Research Institute of Materials and Resources, Faculty of Engineering and Resource Science, Akita University, 1-1, Tegatagakuen-cho, Akita 010-8502, Japan.

Corresponding author: Kazuhiko Kano  
e-mail: kazu.kano@aist.go.jp

1), 八幡平南方の二つの異なるカルデラから噴出したと考えられている (Table 2; 須藤, 1992). これらは後期鮮新世から前期更新世にかけて活発だった東北日本脊梁地域における大規模珪長質マグマ活動を代表する事例として知られている. しかし, それぞれの層序単元の詳細な活動時期や活動様式・規模, 給源については確定していない.

最近筆者らは, 森吉山<sup>たいへいこ</sup>北方, 太平洋近傍において, それらの間に給源不明の一組の火砕サージ堆積物と火砕流堆積物が挟まれていることを見出した. また, 田沢湖東岸春山にも層位や産状, 構成物がこれらと類似する火砕サージ様堆積物が分布することを確認した. 本論では, 太平洋近傍の火山碎屑堆積物を太平洋火砕堆積物, 春山の火山碎屑堆積物を春山火砕堆積物と仮に命名し, それらの層位と放射年代, 産状, 構成物, 堆積学的特徴について記載するとともに, 形成機構と給源について議論する.

## 2. 地質学的背景

大沢・角 (1957) は, 鮮新世-更新世の珪長質火砕岩が八幡平から田沢湖にかけて広い範囲に分布することを認め, 田沢酸性火山岩類と名付けるとともに, 構成岩石の違いから玉川石英安山岩類と安山岩類とに分けた (Table 1). 一方, 河野・青木 (1959) と河野・上村 (1964) はその多くが溶結していることからこれらを玉川溶結凝灰岩類と総称した. その後, 大口・他 (1973) と大口・伊里 (1977) は, 大沢・角 (1957) の層序区分を追認し, 玉川溶結凝灰岩類を上部の椋内層 (井上, 1961; 上田, 1965), 下部の玉川石英安山岩類 (大沢・角, 1957) とに二分し, さらに玉川石英安山岩類が少なくとも三つの層序単元に区分できるとした. 佐藤・他 (1981) は, この層序区分を追認しつつも, 玉川石英安山岩類を5部層に細分し, 層序区分の異同を明らかにするために小和瀬川凝灰岩と改称した. 仙岩地域の地熱開発に関係して実施された調査をまとめた須藤 (1987a; 1987b) は, それまで

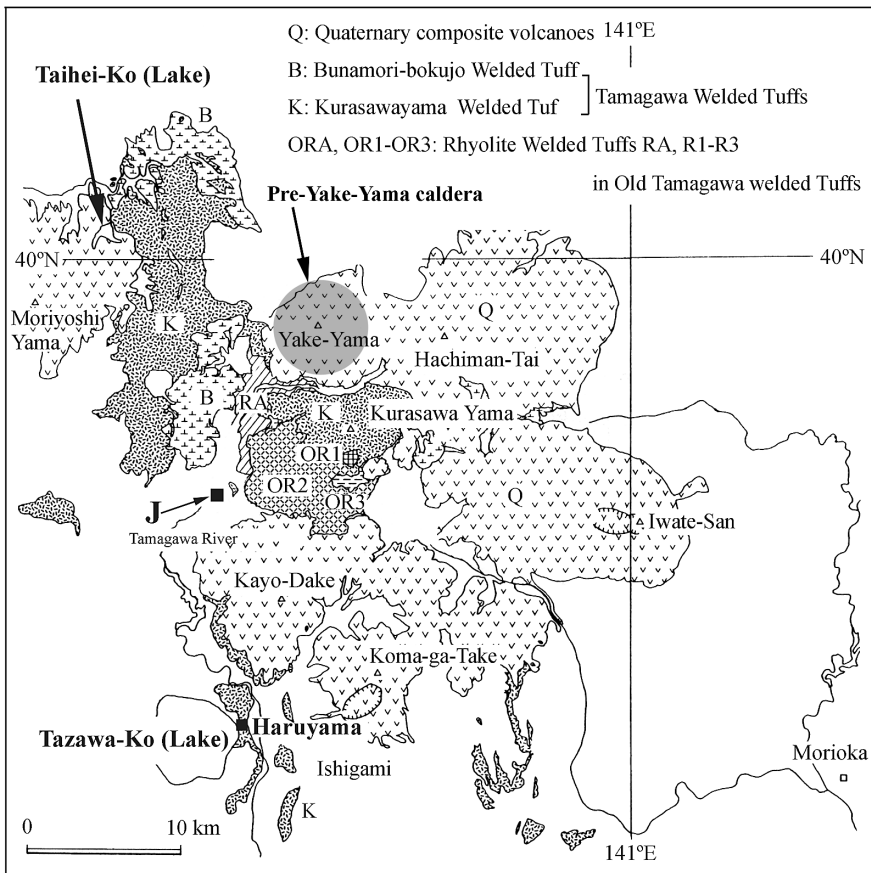


Fig. 1. Distribution of Tamagawa Welded Tuffs and related rocks (modified from Sudo, 1987b). J=Junction of Tamagawa and Kowase Rivers.

の層序区分を見直して，これらを下部の古玉川溶結凝灰岩と上部の玉川溶結凝灰岩とに大別し，古玉川溶結凝灰岩を流紋岩溶結凝灰岩 B, A, 1, 2, 3 に，玉川溶結凝灰岩を流紋岩溶結凝灰岩 4 とデイサイト溶結凝灰岩とに区分した。その後，須藤 (1992) は，古玉川溶結凝灰岩を流紋

岩溶結凝灰岩 A, 1, 2, 3 に限定し，上部の玉川溶結凝灰岩の流紋岩溶結凝灰岩 4 とデイサイト溶結凝灰岩の名称を倉沢山溶結凝灰岩と桐森牧場溶結凝灰岩に変更している (Table 2)。古玉川溶結凝灰岩は秋田焼山南方，倉沢山周辺の古玉川カルデラ (須藤, 1985) を埋積するカルデ

Table 1. Correlation of Tamagawa Welded Tuffs and related rocks with the rock units ever proposed.

大沢・角 (1957) Osawa and Sumi (1957)		河野・青木 (1959) 河野・上村 (1964) Kawano and Aoki (1959) Kawano and	大口・他 (1973) 大口・伊里 (1977) Ohguchi <i>et al.</i> (1973) Ohguchi and Isato	佐藤・他 (1981) Sato <i>et al.</i> (1981)		須藤 (1992) Sudo (1992)		
田沢酸性火山岩類 Tazawa Acid Volcanic Rocks	安山岩類 Andesites	玉川溶結凝灰岩類 Tamagawa Welded Tuffs	檜内層 (井上, 1961 : 上田, 1965) Kashinai Formation	玉川溶結凝灰岩類 Tamagawa Dacites	檜内層 Kashinai Formation	玉川溶結凝灰岩 Tamagawa Welded Tuffs	桐森牧場溶結凝灰岩 Bunamori-bokujo Welded Tuff	
	玉川石英安山岩類 Tamagawa Dacites		玉川石英安山岩類 (大沢・角, 1957) Tamagawa Dacites (Tam. I, II, III)		小和瀬川凝灰岩 Kowasegawa Tuff		古玉川溶結凝灰岩 Old-Tamagawa Welded Tuffs	倉沢山溶結凝灰岩 Kurasawayama Welded Tuff

Table 2. Stratigraphy of Tamagawa Welded Tuffs and related rocks (Data adopted from Sudo, 1987 a, b, 1992).

層序 Stratigraphy		層厚 (噴出量) Thickness (Volume)	K-Ar 年代 K-Ar age	主要な斑晶 Major phenocrysts	推定噴出源 Inferred source
玉川溶結凝灰岩 Tamagawa Welded Tuffs	桐森牧場溶結凝灰岩 Bunamori-bokujo Welded Tuff	60~200 m (50 km <sup>3</sup> )	0.7~1.5 Ma	Pl, Opx, Cpx, (Qz)	秋田焼山直下 (大口・他, 1973 ; 佐藤・他, 1981) の先焼山カルデラ (須藤, 1986) Pre-Yake-Yama caldera below Akita Yake-Yama volcano
	倉沢山溶結凝灰岩 Kurasawayama Welded Tuff	< 300~700 m (130 km <sup>3</sup> )	1.7~2.5 Ma	Qz, Pl, Opx, Ho, (Cpx),	
古玉川溶結凝灰岩 Old-Tamagawa Welded Tuffs	流紋岩溶結凝灰岩3 Rhyolite Welded Tuff 3	< 160 m		Qz, Pl, Mafic minerals?	秋田焼山南方倉沢山周辺，古玉川カルデラ (須藤, 1987b) Old-Tamagawa caldera south of Akita Yake-Yama volcano
	流紋岩溶結凝灰岩2 Rhyolite Welded Tuff 2	< 1300 m	1.4~2.6 Ma	Qz, Pl, Opx, (Ho)	
	流紋岩溶結凝灰岩1 Rhyolite Welded Tuff 1	> 200 m	1.6~1.9 Ma	Qz, Pl, Opx?, Ho?	
	流紋岩溶結凝灰岩A Rhyolite Welded Tuff A	> 900 m	0.4~2.7 Ma	Qz, Pl, Opx, Ho, Iron ore	

Qz=石英 (quartz), Pl=斜長石 (plagioclase), Opx=斜方輝石 (orthopyroxene), Cpx=単斜輝石 (clinopyroxene), Ho=角閃石 (hornblende)

ラ内堆積物であり、その分布は倉沢山周辺に限定される(須藤, 1987a; 1987b)。一方、玉川溶結凝灰岩ははるかに広く分布する(Fig. 1)が、給源となったカルデラは特定されていない。大口・他(1973)や佐藤・他(1981)は、ガラスに含まれる鉄の酸化の程度や湖成堆積物の存在などから榑森牧場溶結凝灰岩の給源を秋田焼山直下と推定した。その後、秋田焼山周辺で多数のボーリングが掘削され、秋田焼山直下に湖成堆積物に埋積された環状の凹地が存在することが確認され、須藤(1986)によって先焼山カルデラと命名された。須藤(1987a; 1987b)は、倉沢山溶結凝灰岩と榑森牧場溶結凝灰岩の基底面高度がこの先焼山カルデラに向かって高くなることから、それらの給源を先焼山カルデラに求めている。しかし、先焼山カルデラ内のボーリングでは倉沢山溶結凝灰岩や榑森牧場溶結凝灰岩に対比される岩石が確認されていないので、先焼山カルデラを倉沢山溶結凝灰岩や榑森牧場溶結凝灰岩の給源とするにはカルデラの内部構造や形成機構についてさらに検討する必要がある。

玉川溶結凝灰岩を構成する倉沢山溶結凝灰岩と榑森牧場溶結凝灰岩は、いずれも、全体に溶結して内部構造は明瞭ではなく、級化構造や層理は認められないため、全体がひとつの流動堆積単位であり、かつ、それぞれがひとつの冷却単位を構成しているとみなすことができる(大口・他, 1973, 1980; 大口・伊里, 1977; 須藤, 1987b)。これらの総噴出量は $130\text{ km}^3$ 、 $50\text{ km}^3$ と推定されている(Table 2)。

倉沢山溶結凝灰岩と榑森牧場溶結凝灰岩のK-Ar全岩年代は、 $1.7\sim 2.5\text{ Ma}$ 、 $0.7\sim 1.5\text{ Ma}$ と幅がある(Table 2)。しかし、熱残留磁気の磁化方向を考慮すると、噴出年代は、それぞれ $2\text{ Ma}$ 、 $1\text{ Ma}$ と推定できる(須藤, 1987b)。榑森牧場溶結凝灰岩は多くの場所で倉沢山溶結凝灰岩や台島-西黒沢期の地層の浸食面を埋めて堆積しており(大口・他, 1973; 須藤, 1987b)、およそ100万年の間に倉沢山溶結凝灰岩が深く下刻されたと考えられる。

### 3. 太平湖火砕堆積物

#### 3-1 層位

太平湖火砕堆積物は太平湖遊覧船発着場北側の道路沿いに露出する(Fig. 2, Fig. 3)。この露頭では、倉沢山溶結凝灰岩を削剥して、厚さ約14mの火砕サージ堆積物(以下、太平湖火砕サージ堆積物と呼ぶ)がこれに重なり、その直上に明瞭な境界をもって、厚さ6m以上の火砕流堆積物(以下、太平湖火砕流堆積物と呼ぶ)が重なる(Fig. 4)。

この太平湖火砕堆積物の露頭は古くから存在してお

り、火砕サージ堆積物という概念が浸透していなかった時代に調査した資料に基づいて大口・伊里(1977)と大口・他(1980)がまとめた報告では、この露頭の火砕サージ堆積物を玉川石英安山岩類と榑内層との間の碎屑堆積物とし、火砕流堆積物を榑内層としていた。ここでは確認できないが、周辺では、倉沢山溶結凝灰岩(玉川石英安山岩類)の上に榑森牧場溶結凝灰岩(榑内層)が重なる(大口・他, 1973, 1980; 大口・伊里, 1977)。

今回得られた太平湖火砕流堆積物に含まれるジルコン

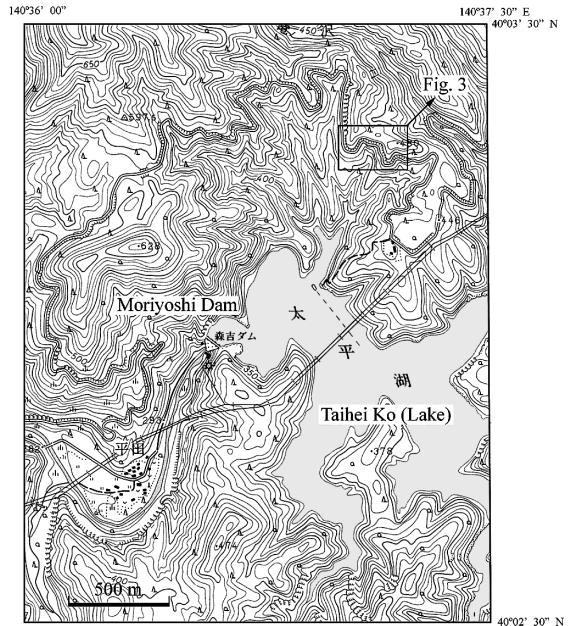


Fig. 2. Locality of the outcrop of the Taihei-Ko pyroclastic surge and pyroclastic flow deposits. Topographic map adopted from 1: 25,000 quadrangle map Taihei-Ko (Geographical Survey Institute of Japan, 1987).

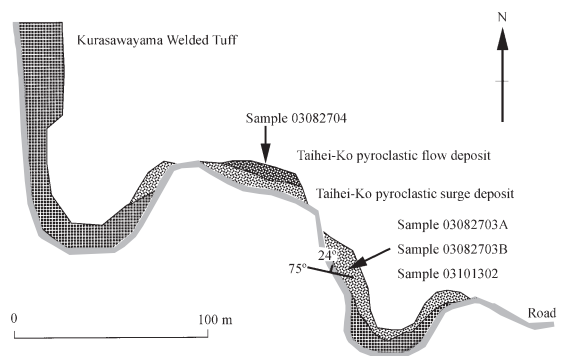


Fig. 3. Sketch map of the outcrop of the Taihei-Ko pyroclastic surge and pyroclastic flow deposits.

のフィッション・トラック年代値は、 $1.4 \pm 0.2$  Ma である (Table 3). 測定方法は Danhara *et al.* (1991) による。試料は後述のように溶結しており、また、Galbraith (1981) の  $\chi^2$  検定に合格する。従って、異質ジルコンの混入による測定値への影響はないと考えられる。得られた年代値は倉沢山溶結凝灰岩と榑森牧場溶結凝灰岩の年代 2 Ma と 1 Ma とのほぼ中間にあり、層位関係に矛盾しない。

### 3-2 産状と堆積物の特徴

#### 3-2-1 太平湖火砕サージ堆積物

Fig. 3 に示した露頭では、太平湖火砕サージ堆積物はほぼ東西方向の走向をもち、北側に  $20^\circ$  前後傾斜し、南北に延びた深さ 1.2 m、幅 10 m のチャンネルを埋めて堆積している。数 cm ないし数 10 cm 単位で級化層し、それぞれの層内に数 mm 単位の葉理が認められる (Fig. 5)。また、径数 cm ないし 20 cm の岩片がところどころに濃集している (Fig. 4, Fig. 6A)。それらは、倉沢山溶結凝灰岩に類似し (Fig. 6B)、様々な程度に円磨されている。基底付近では直下の流紋岩溶結凝灰岩を引き剥が

した径数 cm の岩片を多数取り込んでいる。火砕サージ堆積物を構成している各層は、互いにほぼ平行であるが、ところどころ波状にうねり、デューン状の堆積面と低角斜交葉理を示す (Fig. 5)。斜交葉理は層理に斜交して北側に傾斜し火砕サージがチャンネルの延びと調和的に南から北へ流れたことを示す。中には chute and pool structure (Fig. 5A 右下) やデューン頂部の削剥 (Fig. 5B ハンマーの左下)、局所的な塑性変形 (Fig. 6A レンズキャップ横のゆるやかな波曲) も認められる。Schmincke *et al.* (1973) は、chute and pool structure を高速の火砕サージによって形成されたアンチデューン構造の一種と考えたが、Allen (1984) は、波状の堆積面上流側が削剥され、そこに粒子が付着して形成された構造と考えた。この形成機構は粒子が適度に濡れていることを前提としており、ここで観察されたデューン頂部の削剥や局所的な塑性変形と調和的である。これらの現象は粒子が濡れていないと起こりえない。

太平湖火砕サージ堆積物の構成粒子は、石英、斜長石、角閃石、斜方輝石、磁鉄鉱、岩片、火山ガラス片などである。結晶片やガラス片は破片状で、ガラス片は破断面で囲まれた多面体もしくは平板型で、気泡壁型のは殆ど認められない (Fig. 7)。ガラス片の多くは無色透明で、オリーブ色半透明のものも少量ある。岩片は、火山ガラス片や結晶片と対照的に様々な程度に円磨されている。その多くは、微細な珪長質鉱物と斜長石などの結晶片で構成されており、おそらく火砕サージ堆積物直下の溶結凝灰岩に由来する。

全体に粘土化が進んでいるが、Danhara *et al.* (1992) の方法に基づいて測定したところ、残存する角閃石について得られた屈折率 ( $n_2$ ) は 1.682~1.687 (平均 1.684) である (Table 4)。また火山ガラスについて得られた屈折率 ( $n$ ) は、二つの試料で 1.495~1.498 (平均 1.497) と 1.494~1.500 (平均 1.497) である。ただし、これよりも低い屈折率 (二試料とも平均で 1.490) を示す火山ガラスが少量存在する (Table 4)。前者は無色透明の、後者はオリーブ色半透明の火山ガラスに対応する。斜方輝石は残存しているものが極めて少ないため屈折率の測定はしていない。

篩い分けと沈降法を組み合わせ得た粒径分布 (Fig. 8) は二つのモードを示す。粗粒の粒子群は石英などの珪晶と岩片を主体とし、細粒の粒子群は粘土微粒子 (おそらく粘土化した火山ガラス片) を主体とする。二つのモードの内、細粒側のモードは、火山ガラスの多くが粘土化したために二次的に生じた可能性が高い。中央粒径  $Md_\phi$  と分散  $\sigma_\phi$  をそれらの関係図 (Inman 図) にプロットすると火砕流堆積物の領域に入る (Fig. 9) が、粗粒側

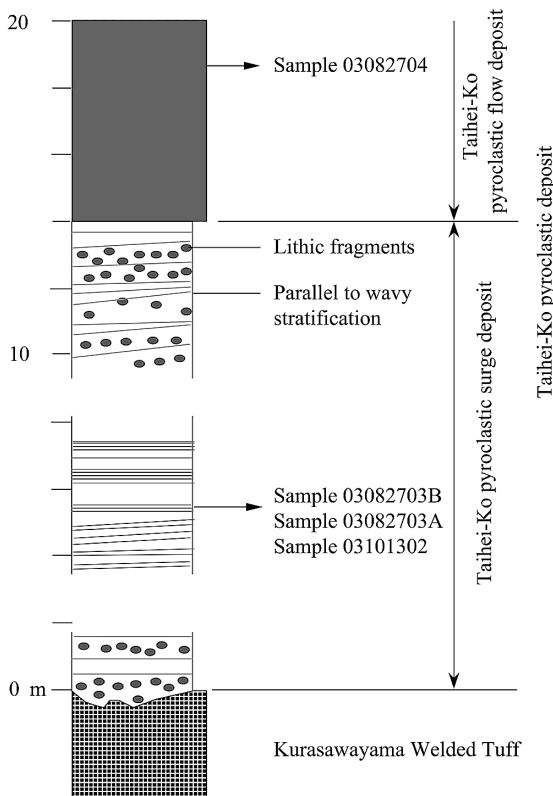


Fig. 4. Geologic column at the outcrop of the Taihei-Ko pyroclastic surge and pyroclastic flow deposits.

Table 3. Fission-track ages for zircon of the Taihei-Ko and Haruyama pyroclastic deposits.

Sample No.	Locality		Rock name	n	P ( $\chi^2$ )	$\rho_s$ (cm <sup>-2</sup> ) N <sub>s</sub>	$\rho_i$ (cm <sup>-2</sup> ) N <sub>i</sub>	$\rho_d$ (cm <sup>-2</sup> ) N <sub>d</sub>	U (ppm)	Age (Ma)*
03082704	Taihei Ko	140°37'06"E 40°03'10"N	Hornblende-orthopyroxene rhyolite welded tuff	30	72	8.79 · 10 <sup>5</sup> 89	1.73 · 10 <sup>6</sup> 1754	8.407 · 10 <sup>4</sup> 4120	200	1.4±0.2
TAZ 2	Haruyama	140°42'29"E 39°43'53"N	Hornblende-orthopyroxene rhyolite tephra	30	46	1.08 · 10 <sup>4</sup> 1.51	1.51 · 10 <sup>6</sup> 1773	6.956 · 10 <sup>4</sup> 3561	210	1.7±0.2

\*: Dating was made by Kyoto Fission-Track Co., Ltd. according to the external detector method

with geometry factor 1 for  $2\pi/2\pi$  (ED2), dosimeter glass SRM612, and age calibration factor  $\zeta$  (ED2)=347±3.

Error is given as one standard deviation. Further details of measurement are given in Danhara *et al.* (1991)

N<sub>s</sub>,  $\rho_s$ : number and density of spontaneous track in sample

N<sub>i</sub>,  $\rho_i$ : number and density of induced track in sample

N<sub>d</sub>,  $\rho_d$ : number and density of induced track in dosimeter

n: number of measured zircon crystals

P ( $\chi^2$ ): percent probability for the  $\chi^2$ -value at n degree of freedom

のモードのみに着目し、Md<sub>0</sub>を中心に細粒側が粗粒側と対称に分布すると仮定すると、 $\sigma_0$ は1.8前後になり、火砕サージ堆積物の領域に入る。

### 3-2-2 太平湖火砕流堆積物

太平湖火砕流堆積物は露出している範囲では全体に溶結しており、無層理で級化も認められない。太平湖火砕サージ堆積物と接する基底面は明瞭であるが、削刺した痕跡はなく、むしろ、太平湖火砕サージ堆積物の層理面と調和的に見えることから、両者の間に堆積間隙はなかったと考えられる。近寄って観察することが困難だったため基底面に非溶結部があるかどうかは確認していない。あるとしても、それは数 m 離れたところから確認できないほど薄いと考えられる。

太平湖火砕流堆積物は、太平湖火砕サージ堆積物と同様、斑晶として半自形もしくは破片状の石英(径4~5 mm以下)、斜長石(径4~5 mm以下)、斜方輝石(径1~1.5 mm以下)、角閃石(径1 mm以下)、黒雲母(径0.2 mm以下)、磁鉄鉱(径0.4 mm以下)を含む(Fig. 10)。石英と斜長石はほぼ等量で、斜方輝石、角閃石または鉄鉱の順に少なくなる。黒雲母は微量である。基質は火山ガラス片がその大部分を占める。火山ガラス片は様々な程度に脱ガラス化し微細な珪長質鉱物からなる。もとの形状は塑性変形しているが、厚さ数10 $\mu$ m以下の薄板状のものが多く、気泡壁型の火山ガラス片を想起させるような、一点から三方向に薄板が伸びたものが所々に認められる。

斜方輝石の屈折率( $\gamma$ )は1.719~1.722(平均1.721)で、角閃石の屈折率( $n_2$ )は1.683~1.689(平均1.687)である(Table 3)。斜方輝石の屈折率から推定される組成

はフェロッシライト成分(Fs)46モル%前後(紫蘇輝石)であり、倉沢山溶結凝灰岩の斜方輝石(Fs=44モル%:佐藤・他,1978)に近いが、榑森牧場溶結凝灰岩の斜方輝石(Fs=38~42モル%:須藤,1987b)に比べて有意にフェロッシライトに富む。角閃石の屈折率は太平湖火砕サージ堆積物に比べてやや高いが、褐色を示すものがあることから、これは定置する過程で酸化したためと考えられる。火山ガラスの屈折率についてはすでに結晶化しているために、測定できなかった。

## 4. 春山火砕堆積物

### 4-1 層位と放射年代

春山火砕堆積物は、石神から田沢湖へ抜ける浸食谷を埋め、谷壁をなす倉沢山溶結凝灰岩を不整合に覆って分布する(Fig. 1)。須藤(1987a)によれば、これに類似する堆積物が小和瀬川と玉川との合流点付近(Fig. 1中のJ地点)にも分布している。この火砕堆積物は、倉沢山溶結凝灰岩の基底面よりも低い谷に分布しており、従って、倉沢山溶結凝灰岩が定置後に浸食を受けて掘り下げられた谷に堆積したと考えられる。その構成岩片は、玉川溶結凝灰岩を構成する榑森牧場溶結凝灰岩と倉沢山流紋岩溶結凝灰岩と同様に逆帯磁しており(須藤,1987b)、その層位を榑森牧場溶結凝灰岩と倉沢山流紋岩溶結凝灰岩との間に位置づけても矛盾しない。春山火砕堆積物については、構成岩片の帯磁率が小さく、古地磁気極性はわからない(須藤,1987b)。

今回測定した春山火砕堆積物に含まれるジルコンのフィッション・トラック年代値は、1.7±0.2 Maである(Table 3)。岩片が多いので測定した試料に異質ジルコン

が混入している可能性があるが、測定結果は Galbraith (1981) の  $\chi^2$  検定に合格するので、異質ジルコンが混入していたとしても測定値に与える影響は小さいと考えら

れる。得られた年代値は倉沢山溶結凝灰岩の年代 2 Ma より若く、上述の層位関係に矛盾しない。また、太平洋火砕流堆積物の年代値とほぼ同じである。

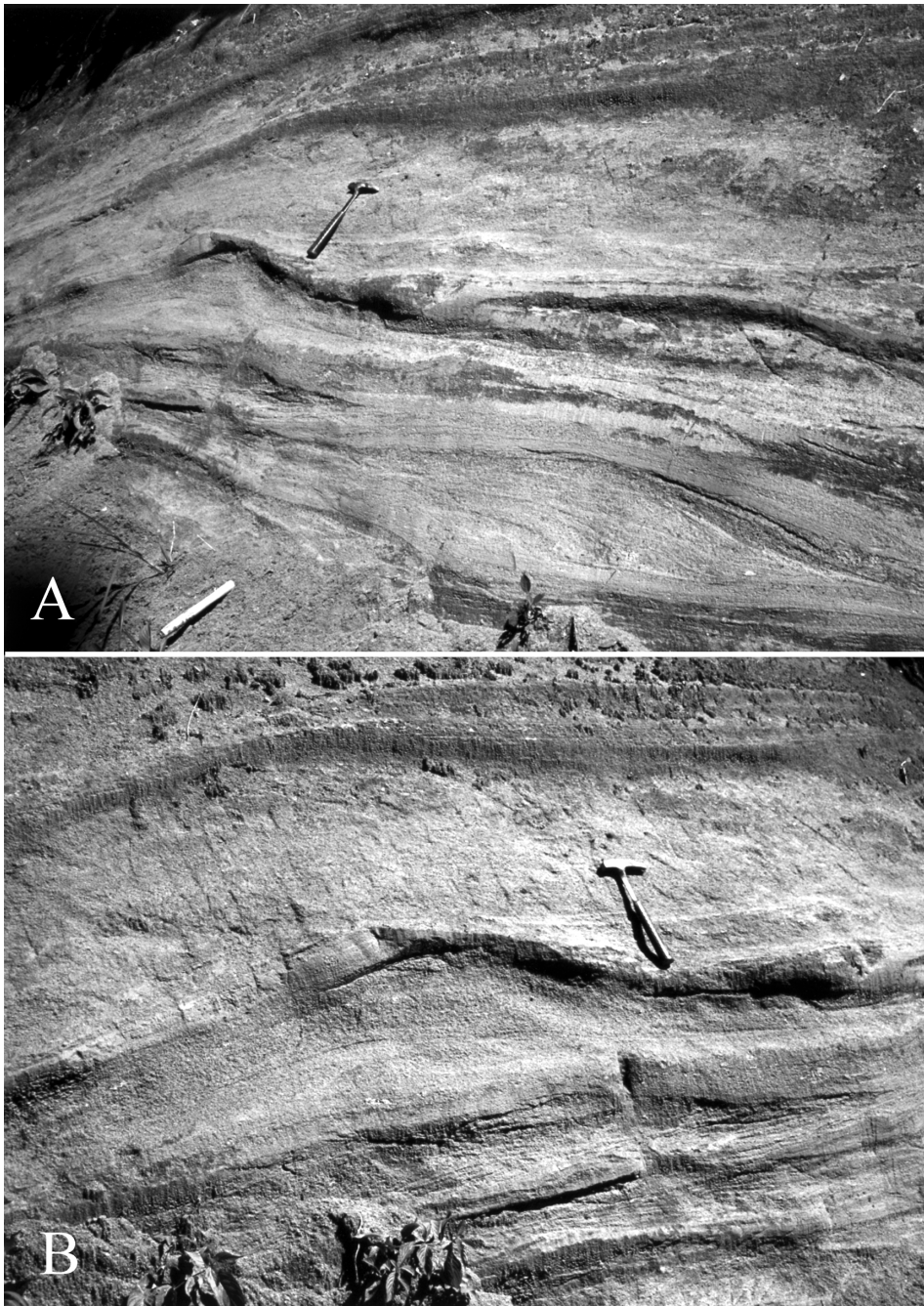


Fig. 5. Dune bed-forms and low-angle cross-stratification of the Taihei-Ko pyroclastic surge deposit. Flow direction is from right to left. Cross-laminations inclined to the right constitute chute and pool structure (lower right in photo A). Overlying beds locally truncate dune bed-forms (center in photo B). A hammer is 30 cm long.

#### 4-2 産状と堆積物の特徴

春山に分布する本火砕堆積物は、かすかながら田沢湖の外側に数度傾いた層理を示す (Fig. 11A). 層厚は 20 m を超える. 粗粒砂程度の大きさの石英, 斜長石, 角閃石, 斜方輝石, 磁鉄鉱, 微量の黒雲母などから構成され, 径

2 cm~1 m の岩片を多産する (Fig. 11B). また, 無色透明の火山ガラス片のほか, 半透明オリーブ色のガラス片や繊維状の軽石火山礫も少量認められる. 火山ガラス片の形状は平板型もしくは多面体型で, 気泡壁型はわずかである.

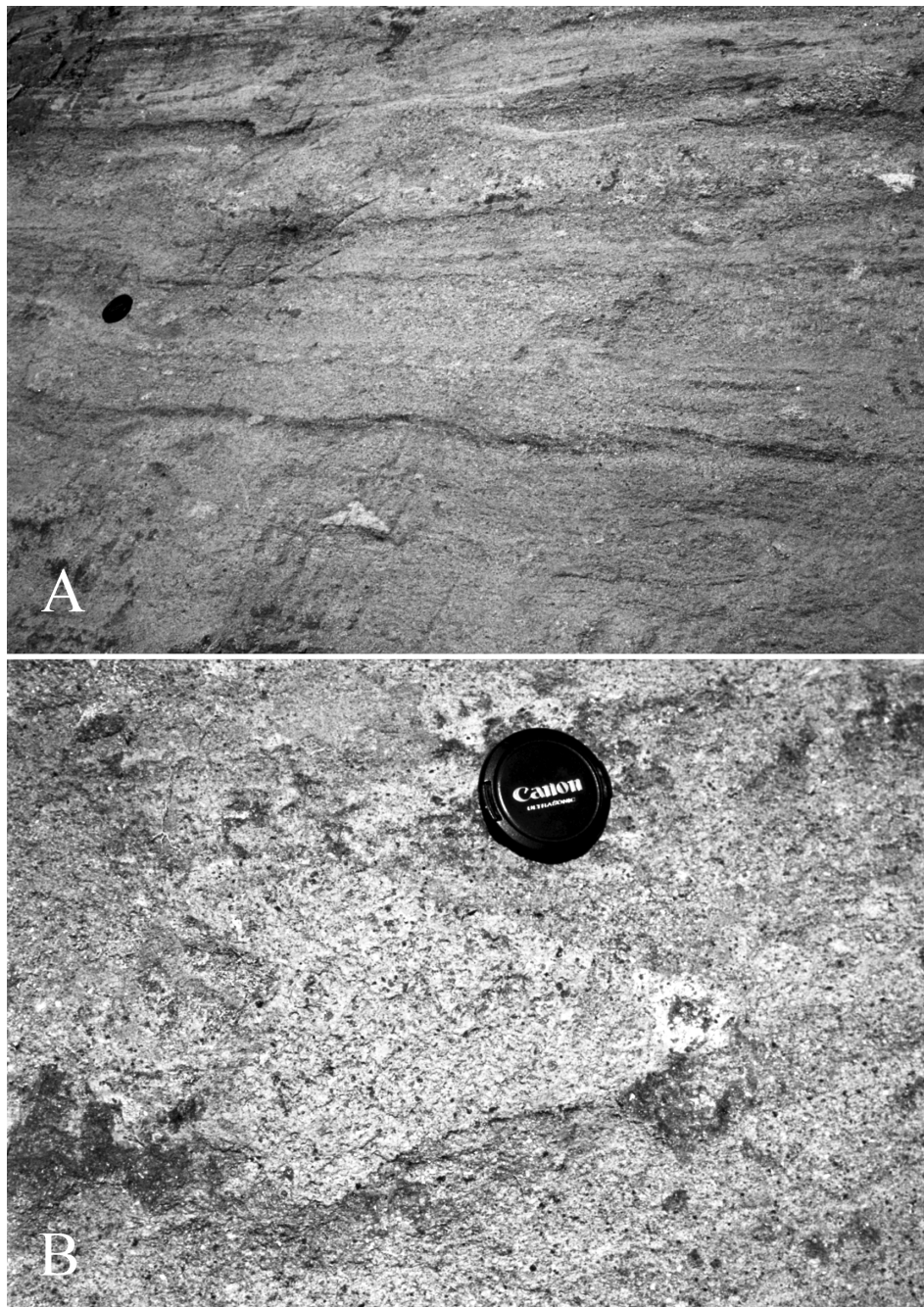


Fig. 6. Plastically deformed stratification and sparse fragments of quartz-phyric rhyolite welded tuff in the Taihei-Ko pyroclastic surge deposit. A lens cap is 6 cm across.



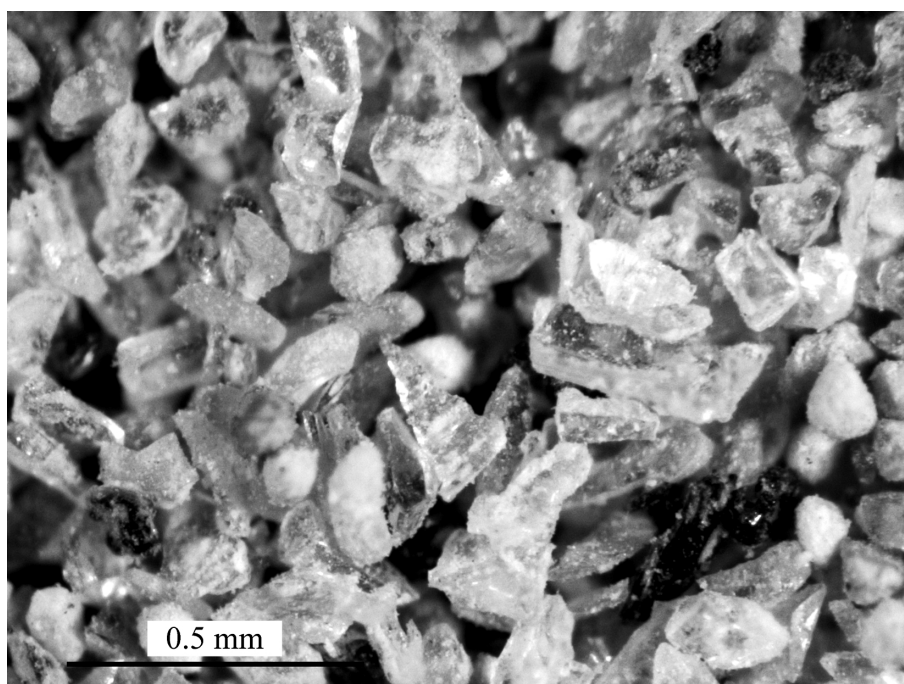


Fig. 7. A low-magnification microscopic view of the 0.125–0.090 mm fraction of the Taihei-Ko pyroclastic surge deposit. The angular, transparent fragment in the center is a glass. Many blocky, transparent fragments are quartz and plagioclase. Milky white, variably rounded particles are vitroclastic aggregates, perhaps broken matrix of rhyolitic welded tuff.

Table 4. Refractive indices of orthopyroxene, hornblende, and volcanic glass from the Taihei-Ko and Haruyama pyroclastic deposits.

Sample No.	Unit	Orthopyroxene			Hornblende			Volcanic glass			
		Range	Average	n	Range	Average	n	Range	Average	n	
03082704	Taihei-Ko pyroclastic deposit	pyroclastic flow deposit	1.719~1.722	1.721	45	1.683~1.689	1.687	45			
						1.6940	1				
03101302						1.682~1.687	1.684	40			
03082703A		surge deposit							1.489~1.492	1.490	9
								1.495~1.498	1.497	30	
								1.503		1	
03082703B								1.489~1.491	1.490	8	
								1.494~1.500	1.497	27	
TAZ 2	Haruyama pyroclastic deposit	1.699~1.710	1.704	5	1.677~1.687	1.681	40	1.498~1.499	1.499	40	
		1.719~1.722	1.721	40							

n: number of measured particles

Measurement was made by Kyoto Fission-Track Co., Ltd. according to a method given in Danhara *et al.* (1992).

斜方輝石の屈折率 ( $\gamma$ ) は 1.719~1.722 (平均 1.721) で、一部に 1.699~1.710 (平均 1.704) とやや屈折率の低いものがある。角閃石の屈折率 ( $n_2$ ) は 1.677~1.688 (平均 1.681) である。また、火山ガラスの屈折率 ( $n$ ) は 1.498~1.499 (平均 1.499) である (Table 4)。太平湖火砕堆積物と比較すると、斜方輝石の屈折率は一致するが、火山ガラスの屈折率はやや高い。角閃石の屈折率は太平

湖火砕堆積物に比べて明らかに低い。

岩片の多くは粗粒の石英と斜長石が目立つ倉沢山溶結凝灰岩類似の溶結凝灰岩で、様々な程度に円磨され、ジグソー割れ目を示すものがある。ほかに、安山岩もしくはデイサイトの岩片を伴い、炭質シルト岩や花崗岩質岩岩片もごくまれに認められることがある。

岩片の多い  $4\phi$  以上の粒子を除いた粒度分析の結果を

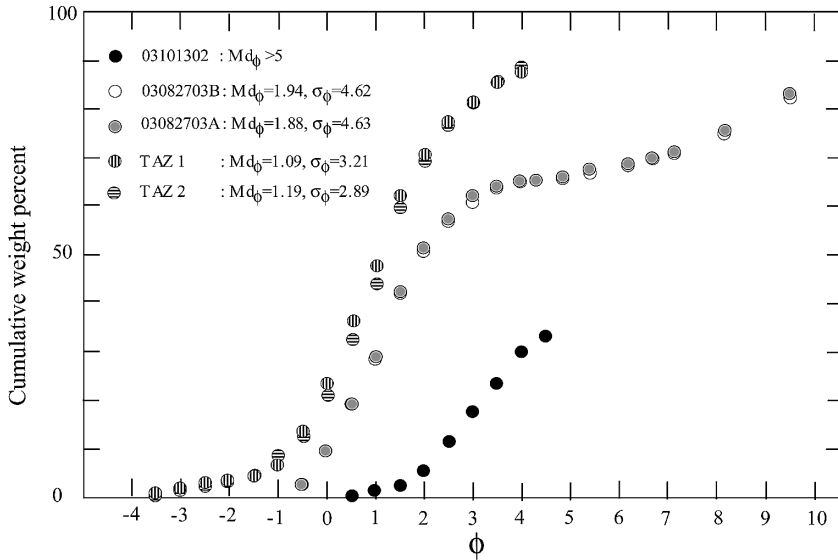


Fig. 8. Cumulative curves for grain-size frequency distribution of samples 03101302, 03082703A, and 03082703B from the Taihei-Ko pyroclastic surge deposit. Curves for grain-size frequency distribution of the fraction finer than  $4\phi$  of samples TAZ1 and TAZ2 from the surge deposit at Haruyama, Tazawa-Ko are also shown for comparison.

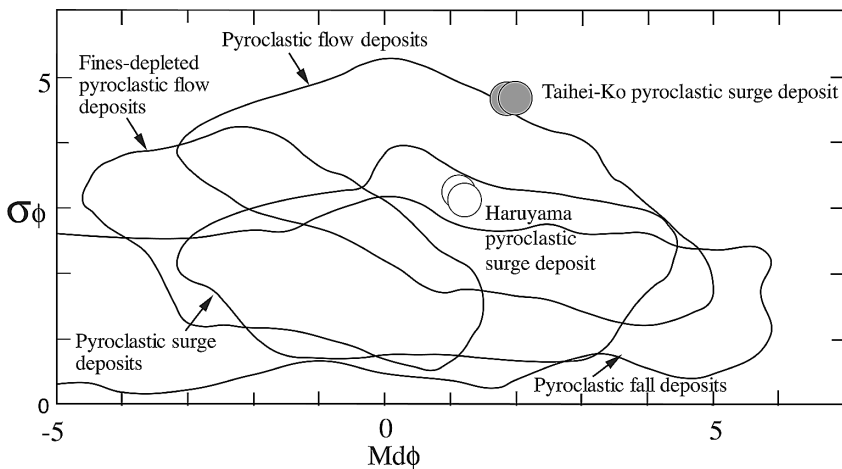


Fig. 9.  $Md_\phi$ - $\sigma_\phi$  plots of the Taihei-Ko pyroclastic surge deposit and the Haruyama pyroclastic surge deposit. Boundaries for pyroclastic flow, fines-depleted pyroclastic flow and pyroclastic surge are adopted from Walker (1983). Boundary for pyroclastic fall is adopted from Walker (1971).

見ると、淘汰が良く、 $Md_{\phi}-\sigma_{\phi}$ の関係図上では火砕サージ堆積物の領域に入る (Fig. 9)。様々な程度に円磨された岩片を含みかつ淘汰が良いという特徴は、再堆積物の可能性を疑わせるが、厚さ 20 m にわたって河川堆積物や湖沼堆積物を疑わせるほかの堆積物を挟まない上に、殆どが同質火山源粒子からなる火山灰基質に様々な岩片が点在していることから火砕サージ堆積物と考えることができよう。

太平湖火砕サージ堆積物に比べて岩片が多く、全体に粗粒で、シルト以下の細粒粒子は全体の 10% 以下と少ない。ただし、堆積物中に幅数 cm~20 cm 以下の細粒火山灰岩脈が散見されることから、細粒成分は定置するときに水蒸気またはそれが凝縮した水とともに抜けた可能性が考えられる。いずれにしても、粗粒である点を除けば、構成物や岩相は太平湖火砕サージ堆積物と良く似ている。

須藤 (1987b) により報告された小和瀬川と玉川との合流点付近の堆積物の露頭は、植生に覆われて詳細は観察できないが、須藤 (1987b) が報告したとおり、非溶結で、少なくとも構成鉱物の組み合わせは春山火砕堆積物に似ている。

## 5. 形成時期と起源

太平湖火砕サージ・火砕流堆積物は直下の倉沢山溶結凝灰岩が溶結し冷えた後、ある程度の浸食間隙を経て堆積している。その後堆積した桐森牧場溶結凝灰岩は、殆どの場所で太平湖火砕サージ・火砕流堆積物を欠いて倉沢山溶結凝灰岩を直接覆っており、太平湖火砕サージ・火砕流堆積物と桐森牧場溶結凝灰岩との間にもある程度の浸食期間があったと考えられる。倉沢山溶結凝灰岩と桐森牧場溶結凝灰岩の年代をそれぞれ 2 Ma, 1 Ma とすれば (須藤, 1987b), ここに記載した火砕堆積物は 2 Ma と 1 Ma の間のある時期、おそらく倉沢山溶結凝灰岩が定置し、しばらくした後に堆積したと考えられる。太平湖火砕流堆積物のフィッション・トラック年代はこの考えを支持する。

層位関係やフィッション・トラック年代からすれば、春山火砕堆積物も同じ頃に定置したと考えられる。しかし、構成鉱物や岩片、斜方輝石の屈折率は共通しているものの、角閃石や火山ガラスの屈折率が一致しないので、太平湖火砕堆積物と同一かどうかは即断できない。

角閃石は酸素雰囲気下で高温にさらすと酸化角閃石となって高い屈折率を示すようになる (Kozu and Yoshiki, 1927; Kozu *et al.*, 1927; Tomita, 1965; 山内, 1969)。こ

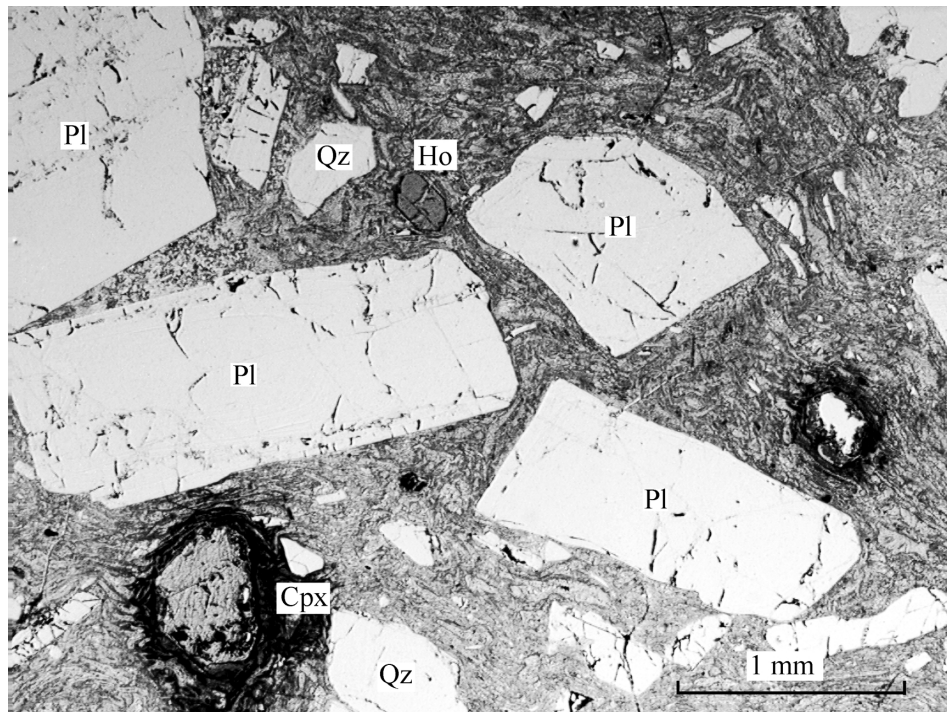


Fig. 10. Microscopic photo of the Taihei-Ko pyroclastic flow deposit (sample 03082704). Qz: quartz, Pl: plagioclase, Cpx: clinopyroxene and Ho: hornblende.

のことは、火砕粒子が噴出後定置し冷却するまでの間に高温酸化を受けて屈折率の高い酸化角閃石となる可能性があることを意味する (Yagi, 1966). 溶結している太平湖火砕流堆積物の角閃石は酸化角閃石に特徴的な褐色を呈しており、直下の火砕サージ堆積物の角閃石よりも高い屈折率を示すのは前者の定置温度が高く、冷却固結するまでの間に高温酸化を受けたためと考えることができ

る。春山火砕堆積物が太平湖火砕サージ堆積物と同一である場合、春山火砕堆積物の角閃石が太平湖火砕サージ堆積物の角閃石に比べて低い屈折率を示すのは、定置温度が低かったためであろう。定置するまでの間の酸化の程度によって屈折率が変化するとすれば、角閃石の屈折率は対比に使えない。火山ガラスの屈折率については、水和や微細結晶の晶出によって屈折率が変化する (檀

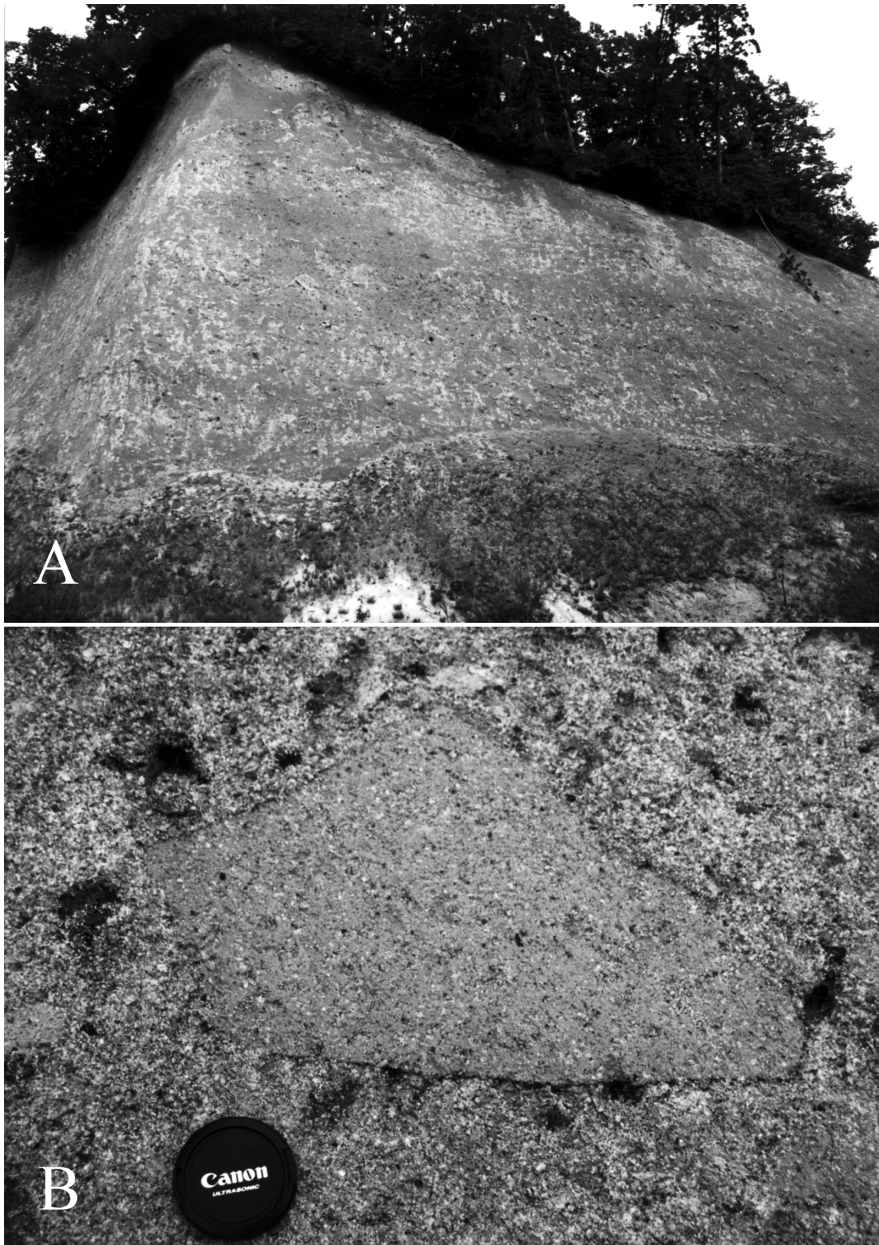


Fig. 11. Pyroclastic surge deposits at Haruyama, close to Tazawa-Ko. A: Vague stratification visible over the exposure ca. 20m high. B: A block of rhyolitic welded tuff set in the matrix. A lens cap is 6 cm across.

原, 1993) ことと, 太平湖火砕サージ堆積物で粘土化が進んでいることを考え合わせると, 直接比較することはできない。しかし, 残る斜方輝石の屈折率は測定値の範囲も平均値も両者で一致しており (Table 4), ジルコンのフィッシュ・トラック年代, ウラン濃度ともに近接している (Table 3)。これらの点を考慮すると, 太平湖火砕堆積物と春山火砕堆積物は対比可能であろう。

構成粒子の形状から判断すれば, 太平湖火砕サージ堆積物と春山火砕堆積物はマグマ水蒸気噴火起源, 太平湖火砕流堆積物はマグマ噴火起源と考えられる。しかし, 斑晶組み合わせは似ており, しかも太平湖火砕サージ堆積物と太平湖火砕流堆積物との間に浸食間隙が認められないことから, 一連の噴火活動で生じた可能性が高い。太平湖火砕サージ堆積物と春山火砕堆積物は多数の流紋岩溶結凝灰岩岩片を含んでいることから火道を開く最初の噴火に対応し, 太平湖火砕流堆積物は火道が開いた後に引き続いて起きたマグマ噴火に対応すると考えたい。

構成物という点では太平湖火砕堆積物, 春山火砕堆積物とも倉沢山溶結凝灰岩と良く似ており, また, 分布も重なることから, 倉沢山溶結凝灰岩や榑森牧場溶結凝灰岩と同様, 秋田焼山形成前に存在した先焼山カルデラ (須藤, 1986; 1987b) と考えるのが素直である。しかし, 春山火砕堆積物については田沢湖から外側に向かって傾斜する層理を示し, しかも岩片に富むなど給源近傍の堆積物の様相を示すことから, 田沢湖をその給源と考えることは可能である。春山火砕堆積物中の岩片は田沢湖周辺に分布する倉沢山溶結凝灰岩や松葉層のシルト岩, 生保内層・玉川層の安山岩ないしデイサイト, 後期白亜紀花崗岩など (例えば, 大口・伊里, 1977; 仙岩地熱地域地質図編集グループ, 1980) に求めることができる。また, 太平湖火砕堆積物についていえば, 火砕サージ堆積物が南から北への古流向を示し, 南方延長上 30km のところに田沢湖がある。秋田焼山は太平湖の南東方向にあり, 地形の屈曲などによって流向が変わることも考えられるので, これのみで太平湖火砕堆積物の給源を田沢湖とすることはできない。しかし, 太平湖火砕サージ堆積物が春山火砕堆積物に比べて岩片が少なく, 細粒である点は遠方相にふさわしく, 田沢湖を給源と考えることに矛盾はない。角閃石の屈折率が春山に比べてやや高いのは, 溶結するほど高温であった直上の火砕流堆積物に加熱されて酸化したためであろう。先に述べたように, 太平湖と田沢湖とを結ぶ線の間中点に当たる小和瀬川と玉川との合流点付近には春山火砕サージ堆積物類似の堆積物が分布する。これらが太平湖火砕サージ堆積物・火砕流堆積物に対比できるとすれば, その広がりには倉沢山溶結凝灰岩や榑森牧場溶結凝灰岩に匹敵する広がりを持ち, し

かも, その分布域の延長上に田沢湖が位置することになる (Fig. 1)。

田沢湖は面積 26 km<sup>2</sup> (平均直径 5.8 km), 深さ 423 m の凹地で, カルデラまたは隕石孔とする説があるが, 対応する噴出物がなく決め手にかけるために, 学術的な議論は未だなされていない。春山火砕堆積物や太平湖火砕堆積物が, 田沢湖起源であれば, 田沢湖はカルデラと考えることができる。カルデラ直径と噴出量との関係 (Sato and Taniguchi, 1997) から推定される噴出量は, マグマ水蒸気噴火の場合で 3.1 km<sup>3</sup>, マグマ噴火の場合で 17.5 km<sup>3</sup> であり, 倉沢山溶結凝灰岩と榑森牧場溶結凝灰岩の総噴出量 130 km<sup>3</sup> と 50 km<sup>3</sup> (須藤, 1987a; 1987b) に比べれば少ない。しかし, 堆積物の平均の厚さを 20 m としても 155 もしくは 875 km<sup>2</sup> もの広がりをもつことになる。それが殆ど残存していないのは浸食が太平湖火砕堆積物・春山火砕堆積物直下の倉沢山溶結凝灰岩にまで及んでいるためと考えることができる。全岩 K-Ar 年代で見ると, 倉沢山溶結凝灰岩と榑森牧場溶結凝灰岩との間には 20~180 万年 (平均でおよそ 100 万年) もの時間間隙があり, その間に噴出した太平湖火砕サージ・火砕流堆積物が殆ど浸食し尽くされたとしても不思議ではない。一方, 田沢湖が現在も埋め立てられないでいるのは, 周囲から流入する河川が無かったためと考えられる。

田沢湖の直径から推定される噴出量は, 30 km も離れたところで厚さ 20 m を越えるほど多くはないようにも思えるが, 幅が数 km の玉川渓谷に沿って流れ, 局所的に堆積するような状況であればあり得ないことではない。玉川溶結凝灰岩を構成する榑森牧場溶結凝灰岩の南北に長い分布は, それが堆積する当時, その分布域にすでに谷地形が形成されていたことを示す。

## 6. ま と め

秋田県森吉山北側の太平湖近くの道路沿いで玉川溶結凝灰岩を構成する倉沢山溶結凝灰岩と榑森牧場溶結凝灰岩との間に火砕サージ堆積物 (太平湖火砕サージ堆積物) とこれに重なる火砕流堆積物 (太平湖火砕流堆積物) とからなる火砕堆積物 (太平湖火砕堆積物) を見出した。また, これに類似する火砕サージ堆積物 (春山火砕堆積物) が田沢湖沿岸の春山に分布することを確認した。本論では, それらの層位と放射年代, 分布, 産状, 堆積学的特徴などを記載し起源について議論した。火砕サージ堆積物は, マグマ水蒸気噴火起源で, 火砕流堆積物はマグマ噴火起源であるが, 構成物が類似し, 両者の間に浸食間隙がないことから同源の一連の噴出物と考えた。その給源は, 玉川溶結凝灰岩と同様に秋田焼山直下の先焼山カルデラとも考えられるが, 太平湖火砕サージ堆積物

の流向が南から北であり、田沢湖沿岸とその北方延長上に太平洋火砕サーズ堆積物に対比可能な春山火砕堆積物が分布することから、田沢湖である可能性を指摘した。しかし、太平洋火砕サーズ堆積物の流向は局所的である可能性もあり、また、太平洋火砕堆積物に対比可能な堆積物の分布も十分に把握されているとはいえない。太平洋火砕堆積物・春山火砕堆積物の給源を特定するには、田沢湖である可能性も念頭に置いてさらに判断材料を集め、慎重に検討する必要がある。いずれにしても、太平洋火砕堆積物及び春山火砕堆積物は、玉川溶結凝灰岩など八幡平から田沢湖にかけて分布する後期鮮新世～前期更新世の大規模な珪長質火山活動の産物のひとつであり、その存在は、当時の珪長質マグマ活動の起源と実態を明らかにする上で重要な手がかりのひとつとなる。

## 謝 辞

現地調査は狐崎長琅秋田大学名誉教授、Rodney Allen 博士、鹿野朋子さんの協力を得た。鉱物と火山ガラスの屈折率ならびにフィッション・トラック年代の解釈は(株)京都フィッション・トラックの檀原 徹氏と岩野英樹氏によるところが大きい。産業技術総合研究所地質情報研究部門・須藤 茂博士、同・宝田晋治博士には粗稿について意見をいただいた。また、査読者の方々、とくに東京都立大学鈴木毅彦博士には細部に渡り丁寧に査読していただいた。以上の方々に感謝する。

## 引用文献

- Allen, J. R. L. (1984) **Sedimentary structures: Their character and physical basis, Volume II.** Elsevier, 663 p.
- 檀原 徹 (1993) 温度変化型屈折率測定法. 日本第四紀学会編集, 第四紀試料分析方法 2, 研究対象別分析方法, 東京大学出版会, p. 149-158.
- Danhara, T., Kasuya, M., Iwano, H. and Yamashita, T. (1991) Fission-track age calibration using internal and external surfaces of zircon. *J. Geol. Soc. Japan*, **97**, 977-985.
- Danhara, T., Yamashita, T., Iwano, H. and Kasuya, M. (1992) An improved system for measuring refractive index using thermal immersion method. *Quaternary International*, **13/14**, 89-91.
- Galbraith, R. F. (1981) On statistical models for fission track counts. *Mathematical Geology*, **13**, 471-488.
- 井上 武 (1961) 鹿角郡曙地域の地質調査報告(手記). 秋田県.
- 河野義礼・青木謙一郎 (1959) 八幡平およびその周辺火山群の岩石. *火山*, **4**, 61-76.
- 河野義礼・上村不二雄 (1964) 5 万分の 1 地質図幅「八幡平」及び同説明書. 地質調査所, 36 p.
- Kozu, S. and Yoshiki, B. (1927) The dissociation temperature of brown hornblende and its rapid expansion at this temperature. *Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ., Ser. III*, **2**, 107-117.
- Kozu, S., Yoshiki, B. and Kani, K. (1927) Note on the study of the transformation of common hornblende into basaltic hornblende at 750°C. *Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ., Ser. III*, **2**, 143-159.
- 大口健志・伊里道彦 (1977) 秋田県田沢湖町生保内～岩手県雫石町橋場間の地質(特に最下部第三系・生保内層の再定義と上部第三系の細分). 秋田大地下資源研究施設報告, no. 44, 67-81.
- 大口健志・高安泰介・藤岡一男 (1980) 小又峡周辺地域の地質. 秋田県教育委員会・小又峡学術調査団編集, 森吉山小又峡周辺地域特別学術調査報告書, 1-17.
- 大口健志・矢内桂三・井上 武 (1973) 玉川石英安山岩類(要旨). 日本地質学会東北支部会報, no. 4, 11.
- 大沢 穠・角 清愛 (1957) 5 万分の 1 地質図幅「森吉山」及び同説明書. 地質調査所, 42 p.
- 佐藤博之・小野晃司・曾屋龍典・奥村公男 (1978) 玉川溶結凝灰岩の研究(第 2 報). 昭和 51 年度サンシャイン研究成果報告「広域深部地熱資源賦存に関する研究」, p. 141-152.
- 佐藤 浩・安藤重幸・井出俊夫・鷹嘴守彦・斉藤清次・千葉義明・土井宣夫・岩田忠雄 (1981) 八幡平地域, 玉川溶結凝灰岩類の層序. 地質雑, **87**, 267-275.
- 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.
- Schmincke, H.-U., Fisher, R. V. and Water, A. C. (1973) Antidune and chute and pool structures in base surge deposits of the Lachester See area, Germany. *Sedimentology*, **20**, 553-574.
- 仙岩地熱地域地質図編集グループ (1980) 10 万分の 1 仙岩地熱地域地質図及び同説明書. 特殊地質図 21-2, 地質調査所, 地質図 1 葉 + 23 p.
- 須藤 茂 (1985) 仙岩地熱地域南部の鮮新世一更新世火山活動について—安山岩火山の古地磁気と K-Ar 年代. 地質調査所月報, **36**, 513-533.
- 須藤 茂 (1986) 秋田焼山火山の地下構造. *火山*, **31**, 149 (講演要旨).
- 須藤 茂 (1987 a) 仙岩地熱地域中心部の地質構造. 地質調査所報告, no. 266, 43-76.
- 須藤 茂 (1987 b) 仙岩地熱地域の珪長質大規模火砕流堆積物—玉川溶結凝灰岩と古玉川溶結凝灰岩—. 地質調査所報告, no. 266, 77-142.
- 須藤 茂 (1992) 仙岩地域中心部地熱地質図. 特殊地質図 21-5, 地質調査所, 5 万分の 1 地質図 1 葉及び説明書, 73 p.
- Tomita, K. (1965) Study of oxyhornblende. *Mem. Coll. Sci. Univ. Kyoto, Ser. B*, **32**, 47-87.
- 上田良一 (1965) 秋田県北部の第三系の層位と造構造運動について. 秋田大地下資源研究施設報告, no. 32, 1-71.
- Walker, G. P. L. (1971) Grain size characteristics of pyroclastic deposits. *J. Geol.*, **79**, 696-714.
- Walker, G. P. L. (1983) Ignimbrite types and ignimbrite problems. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **17**, 65-88.

Yagi, K. (1966) Experimental study on pumice and obsidian. *Bull. Volcanol.*, **28**, 557-572.

**61**, 158-167.

山内佳昭 (1969) 角閃石の加熱変化に関する実験. 岩鉱,

(編集担当 津久井雅志)