

北海道十勝岳火山 1926 年噴火大正泥流堆積物層序の  
再検討と古地磁気特性

上 澤 真 平\*

(2008 年 4 月 16 日受付, 2008 年 11 月 10 日受理)

Restudy of Stratigraphy and Paleomagnetic Characteristics of Taisho Lahar Deposit Associated  
with the 1926 Eruption on Tokachidake Volcano, Central Hokkaido, Japan

Shimpei UESAWA\*

On May 24<sup>th</sup> 1926, the eruption of Tokachidake volcano, in central Hokkaido, efficiently melted the snow pack on the hill slope, triggering the Taisho lahar which killed 144 people in the towns of Kamifurano and Biei. A geological survey and paleomagnetic and granulometric studies were conducted on the northwestern slope of Tokachidake volcano to reconstruct the sequence of the 1926 eruption and decipher the triggering mechanism for the Taisho lahar. The Taisho lahar deposits in the proximal area of the volcano are divided into five distinct units (unit L1, L2, and A through C, from oldest to youngest). Unit L1 is an older lahar deposit that underlies the 1926 deposits. The 1926 sequence consists of debris avalanche deposits (unit A and C), a laminated sandy debris flow deposit (unit B), and a lahar deposit including scoria clasts (unit L2). Each unit contains hydrothermally altered rocks and clay material with more than 5 wt.% fragments smaller than 2 mm in diameter. The progressive thermal demagnetization experiments show that the natural remanent magnetization (NRM) of all samples in unit A, B and C have a stable single or multi-component magnetization. The emplacement temperatures are estimated to be normal temperatures to 620°C for unit A, 300 to 450°C for unit B, and normal temperature to 500°C for unit C. On the basis of geological and paleomagnetic data and old documents, a sequence for the eruption and the mechanism of formation and emplacement of the Taisho lahar can be reconstructed. The first eruption at 12: 11 May 24<sup>th</sup> triggered a small lahar (unit L2). Collapse of central crater at 16: 17 May 24<sup>th</sup> 1926 then resulted in a debris avalanche containing highly altered hydrothermal rocks with hot temperatures ranging from 300 to 620°C (unit A). The debris avalanche flowed down the slope of the volcano, bulldozing and trapping snow. Immediately following the collapse, a hot (approximately 400°C) hydrothermal surge (unit B) melted snow and transformed into a lahar causing significant damage and deaths in the towns downstream. Just after the generation of the lahar, another collapse occurred at the crater causing another debris avalanche (unit C).

**Key words:** debris avalanche, emplacement temperature, lahar, remanent magnetization, Tokachidake volcano

## 1. はじめに

融雪型ラハールは高温の火山噴出物が山体の雪氷を急速に融かして発生し、河川沿いの流域を埋没させる破壊的な火山現象の一つである。1985年南米コロンビアのネバド・デル・ルイス火山の噴火に伴って発生した融雪型ラハールでは、約25,000人が犠牲になった(勝井・他、

1986)。ネバド・デル・ルイス火山の場合、噴火による高温の火砕流が山体の氷河を急速に融解することによってラハールが発生したと考えられている。またこのほかにも、火砕流や火砕サージによる噴火に伴い発生した融雪型ラハールの事例は複数報告されている(Major and Newhall, 1989)。

\* 〒156-8550 東京都世田谷区桜上水 3-25-40  
日本大学大学院総合基礎科学研究科  
(現在 〒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自然科学専攻)  
Graduate School of Integrated Basic Sciences, Nihon  
University, 3-25-40, Sakura-jyosui, Setagaya-ku, Tokyo  
156-8550, Japan.

(Present address Department of Natural History Sciences, Graduate School of Science, Hokkaido University, N10 W8, Kita-ku, Sapporo 060-0810)

Corresponding author: Shimpei Uesawa  
e-mail: s-uesawa@mail.sci.hokudai.ac.jp

1926年に北海道十勝岳火山で発生した大正泥流は、日本で唯一目撃事例のある融雪型ラハールとして有名である(多田・津屋, 1927)。本ラハールは噴火に伴い高温の崩壊物が融雪を引き起こして発生したと考えられており(伊藤・他, 2004; 多田・津屋, 1927), このラハールによって下流の上富良野町, 美瑛町では144名が犠牲となった。

大正泥流については発生当初から多くの火山地質学的研究がなされてきた。多田・津屋(1927)は崩壊物に多数の噴気孔が存在していたことから, 大正泥流は熱い崩壊物が山腹の雪を融かしたことにより発生したと考え, 上流側から崩壊物・第一次泥流・第二次泥流としてそれらの分布を示した。その後, Murai(1960)は地質学的証拠から火砕流が融雪を引き起こしたとしたが, Murai(1963)が後にこれを撤回した(石川・他, 1971)。石川・他(1971)は中央火口溶岩を覆い十勝岳の北西山麓に分布するラハール堆積物をCm(1926年泥流堆積物)とした。また, 斎藤・他(2000a)は山体斜面のCmをCm1堆積物とよびこれが岩屑なだれ堆積物であるとした。さらに下流のラハール堆積物を岩屑なだれ堆積物が停止しきれず薄く延びたCm2堆積物, 多量の水を含む泥流から水が流下・減水する過程で砂〜シルトが沈降・堆積したCm3s堆積物, 細粒砂〜粗粒砂の基質中に河床から取り込まれたと考えられる円礫を多く含み, 礫支持構造を示すCm3d堆積物に区分した。また, 堀・他(1999)は岩屑なだれにより雪がブルドーリングされ物理的な破壊を受けることによる融雪の効果を指摘した。なお, 藤原・他(2007)は石川・他(1971)のCmを大正泥流堆積物(Tm)としている。

しかし, これらの研究は山体崩壊物がどのようにして融雪型ラハールを発生させたのかというラハールの発生機構を十分に明らかにしていない。そこで, 本研究では中央火口近傍の標高850m〜1,500mに堆積し, 従来Cm(Tm)とされていた堆積物について岩相層位学的検討を行った。その結果, 本研究ではCm堆積物を複数のユニットに細分でき, これまで1回の山体崩壊によって形成されたと考えられてきたCm堆積物が複数の崩壊及び爆発によって形成されたことが明らかになった。また, Cm堆積物の定置温度を推定するために古地磁気分析を行った。火山噴出物の定置温度を推定するために古地磁気分析を活用した最初の研究は, Aramaki and Aki-moto(1957)による熱雲堆積物と泥流堆積物の識別についてであった。その後, 段階熱消磁の導入により, 定置温度の推定をさらに詳細に行うことが可能になった(藤沢・他, 2001; Hoblitt and Kellogg, 1979; McClelland and Druitt, 1989; Porreca *et al.*, 2008; Saito *et al.*, 2003な

ど)。Cm堆積物についても融雪を促進させた火山噴出物の定置温度を見積もり火山泥流の発生機構を解明するために, 古地磁気分析をもとに定置温度の推定がなされている(伊藤・他, 2003)。ただし, この研究は現在堆積している堆積物の岩相層位学的検討や分析試料に関する記載が十分に成されていない。そこで, 古地磁気分析の他に粒度分析, 構成物分析, 岩石記載などを行い, 1926年噴火の推移と山体崩壊の発生過程及びラハール発生機構を再検討した。なお, 本論では, 標高850m〜1,500m付近に堆積する大正泥流堆積物をCm, その下流の標高850m以下の富良野川沿いに分布する大正泥流堆積物をCm起源のラハール堆積物と呼ぶ。

## 2. 調査地域の概要

十勝岳(海拔2,700m)は, 北海道中央高地の大雪—十勝火山列の南西端に位置する。最近では, 1926年, 1962年, 1988〜89年に噴火があり, 日本で最も活動が活発な火山の一つである(Fig. 1)。十勝岳火山群は, 富良野—上川盆地から十勝平野の新得—帯広方面にまで広がる第三紀の流紋岩質の溶結凝灰岩を基盤とする第四紀の新旧多数の火山体からなる。これらの火山体はその形成年代から古期(第四紀初頭〜中期)・中期(第四紀中期)・新时期(最近約3,300年)の3つのグループに区分されている(藤原・他, 2007; 石川・他, 1971)。

新时期十勝岳火山の多くは苦鉄質( $\text{SiO}_2=51\sim59\text{wt.}\%$ ; 藤原・他, 2007)の噴出物からなり, 山頂部北西斜面には複数の火口が存在する。これらは南から, 62-II火口, 中央火口, グランド火口, スリバチ火口, 北向火口, 焼山火口と呼ばれている(藤原・他, 2007; 石川・他, 1971;)。また, 北西斜面には上位より, 1988〜89年の火砕流堆積物, 1962年火砕堆積物(Tk-8), 1739年樽前a降下火山灰層(Ta-a; 勝井・石川, 1981), 1694年駒ヶ岳c2火山灰層(Ko-c<sub>2</sub>; 勝井・他, 1989), 700〜800yBPの中央火口溶岩流及び中央火口火砕堆積物(Tk-7), 北向火口第二溶岩流, 焼山溶岩流, 北向火口第一溶岩, 3,100yBPのグラウンド火口火砕流が分布している。火山泥流は上位から, 1926年の大正泥流(Cm; 石川・他, 1971), Ta-a層上位の紫泥流(Pm; 斎藤・他, 2000b), 富良野川泥流堆積物3(Fm-3; 藤原・他, 2007)が知られている。また, 十勝岳の泥流堆積物については最近, 南里・他(2008)の研究がある。

Cm堆積物のうち標高1,000m〜1,300mに分布するのは, 中央火口溶岩の直上に分布する(石川・他, 1971)。また, 下流部では, Cm起源のラハール堆積物は紫泥流など富良野川沿いのラハール堆積物の直上か, 土壌を挟んでその上位に分布する(斎藤・他, 2000b)。

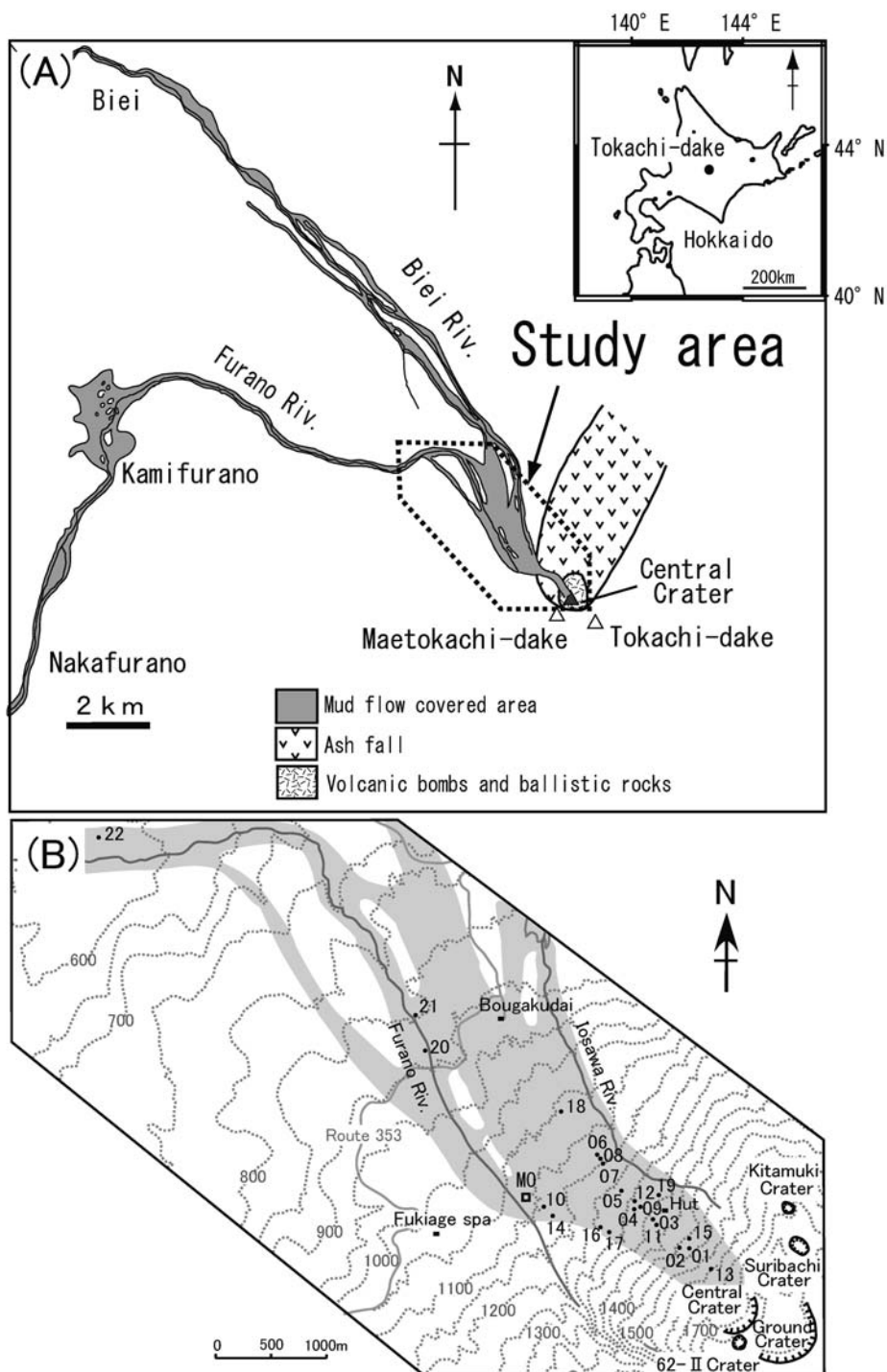


Fig. 1. Distribution of the 1926 deposit of Tokachidake volcano (A), and locality map of study area (B). Numerals show locality numbers. Open square is position that the Motoyama Office (MO) was situated. Shadow area is lahar flowed area. Map A is modified after Tada and Tsuya (1927).

1926年9月の爆発では、1926年5月の噴火で形成されたCmの分布域南端の沢(湯ノ沢)沿いに「灰流」が流下し、一部はその北方のCm上にも流下した(延原, 1927)。

1926年9月以降の火砕流及びラハールは、1962年噴火のラハール、1988~89年の火砕流およびそのラハール(Katsui *et al.*, 1990)がある。このうち、1962年のラハールはCmの雨裂沿いに流下したため(石川・他, 1971)、Cmの上位にあると考えられるのは、1926年9月の灰流と1988~89年火砕流・ラハールである。

### 3. 1926年噴火の推移

1926年噴火の推移は、噴火直後の状況を記録した、田中館(1926)、佐藤(1926)、渡辺(1926)、多田・津屋(1927)、十勝岳爆発罹災救済会(1929)、延原(1927, 1928)などをまとめた、石川ほか(1971)に詳述されている。以下にその概略を記す。

#### 3-1 1926年噴火直前の活動

1923年6月には、現在の中央火口である湯沼に溶融硫黄の沼が出現する。この頃から、現在の望岳台付近に存在した丸山温泉の温度が上昇し、湧出量が増加した。また、同年8月には溶融硫黄が7~8m噴き上がった。1925年12月23日、中央火口丘の中央火口内に大噴火口が出現した。翌1926年2月には砂礫が噴出し、4月には降灰と火柱が観測された。5月13~14日には山麓で有感地震が起こった。

#### 3-2 1926年5月24日の第1回目の爆発

1926年5月24日12時11分、中央火口の西斜面上の硫気孔から北西500mの地点付近で第1回目の爆発が発生した(渡辺, 1926)。現在の九条武子歌碑付近に存在した元山事務所では(Fig. 1)、これについて岩石の崩壊する様な遠雷のような響きが5~6秒間こえた。この第1回目の爆発による地震は、旭川測候所の地震計に12時11分16秒、S-P時間秒の微動として記録された。元山事務所では直ちに巡視を行ったが、濃霧のため状況がつかめなかった。この爆発により泥流が発生し、泥流は丸山温泉を襲い、ついで現在の白金温泉に存在した畠山温泉の風呂場を破壊し、宿前の橋を流した。14時ごろにも小規模な鳴動・噴火があり、泥水が美瑛川・富良野川を濁した。以上のことはおもに十勝岳爆発罹災救済会(1929)、多田・津屋(1927)などによる。なお第1回目の爆発を田中館(1926)および渡瀬(1926)は11時半、渡辺(1926)は11時20分と記録している(石川・他, 1971)。

#### 3-3 1926年5月24日の第2回目の爆発

16時17分すぎ、第2回目の大きな爆発が起こった。この第2回目の爆発は旭川測候所の地震計に、16時17

分55秒S-P時間約10秒の微動として記録された。この爆発で中央火口の北西半分が破壊され、崩壊物は北西斜面を急速に流下した。この崩壊物は火口から2kmの元山事務所まで、わずか1分未満で到達した。さらに、この崩壊物は急速に積雪を融かし、泥流を発生させ、泥流は美瑛川と富良野川とに分かれて流下し、爆発後わずか25~26分で火口から25km下流の上富良野原野に達した。また、泥流は途中で森林帯を超えたため森林を破壊し、多量の木材を含む流れとなり、家屋、橋梁、鉄道などを破壊した。1926年噴火の犠牲者の大半はこの泥流による(多田・津屋, 1927; 十勝岳爆発罹災救済会, 1929)。一方、噴火直後の現地調査によると、この2回目の爆発で火口からは中央火口を構成していた安山岩片が中央火口の周囲500m以内に飛散した。それに引き続き火山灰が噴出し、最後に火山弾が噴出して、一連の噴火活動が終わったと考えられる(佐藤, 1926)。これらの噴出物の火口周辺での厚さは30~50cmであった(多田・津屋, 1927)。

#### 3-4 1926年9月及びそれ以降の噴火

1926年5月24日の後、噴火活動は収束し、約3ヶ月半の休止期を経て同年9月8日16時33分、ふたたび爆発が発生した。黒煙が4,600mに達し、火口付近では2名が行方不明となった。この爆発は、旭川測候所の地震計に16時33分48秒に微動として記録された。噴出物の多くは、前十勝岳の北東斜面から中央火口の北東部に落下した。さらに翌9日15時40分に小爆発があり、10日9時37分頃にも爆発があった。同日15時48分にまた爆発があり、十勝川の<sup>くつり</sup>上流屈足川に火山礫が落下した。その後、11~21日まで小爆発が繰り返された。この9月の噴火で、5月の噴火で形成された中央火口の北西側に開かれた馬蹄形状の崩壊部に、長径約130m、短径約50m、深さ約30mの楕円形の火口が作られた。この爆発に伴って数回の「灰流」が流れ、多くは富良野川の上流の湯ノ沢沿いに流れ、一部は5月の泥流上を流れた(延原, 1927)。十勝岳はその後も頻繁に小規模な活動をつづけ、1928年に入ってから1月16日、3月5日、12月4日に活動を行い一連の活動を休止させた(延原, 1928)。

## 4. Cm堆積物の層序と記載

### 4-1 Cm堆積物の層序

調査はCm堆積物及びCm起源のラハール堆積物の層序を再検討するため、十勝岳火山北西斜面の標高850m~1,500mの19地点(地点1~19)と標高850~650mの富良野川沿いの3地点(地点20~22)の合計22ヶ所で記載を行った(Fig. 1)。

現在確認できる堆積物及び過去の噴火記録から石川・

Table 1. Correlations of stratigraphy for Cm deposit between this study and previous studies.

Tada and Tuya(1927)	Ishikawa et al. (1971)	Saito et al. (2000a)	This study
Hot volcanic avalanche	Cm	Cm1	Unit L1~C
Primary mud flow		Cm2	
Secondary mud flow		Cm3s・Cm3d	Downst. Cm

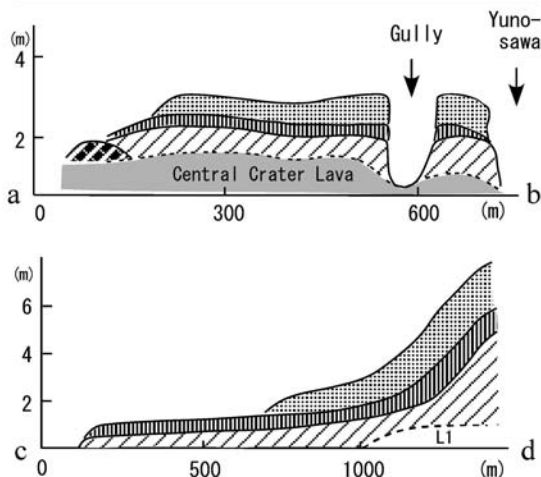
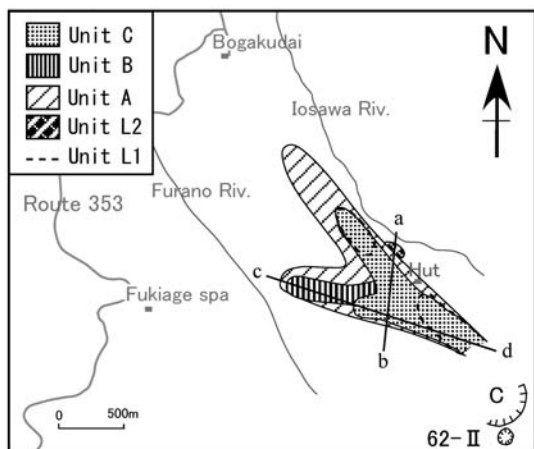


Fig. 2. Schematic illustrations showing distribution and cross sections of Cm deposit. On the distribution map, solid lines are 0.5m isopach lines of Cm deposit and broken lines are 0.1m isopach line of unit L1. On the c-d cross section diagram of Cm deposit, central crater lava surface is normalized 0 m.

他 (1971) が Cm とし、斎藤・他 (2000a) が Cm1・Cm2、多田・津屋 (1927) が崩壊物・第一次泥流とした堆積物 (Table 1) は明瞭な層界面でユニット L1, L2, A, B, C の 5 ユニットに区分できる。このうち地点 02 では、下位よりユニット L1, A, B, C の少なくとも 4 ユニットが認められる。また、十勝岳避難小屋付近の標高 1,270m (地点 19) には、ユニット L1, A, B, C とは岩相を異にするユニット L2 が認められる。ユニット L2 の西南端部はユニット A に覆われる (Fig. 2)。なお、ユニット区分をした堆積物のうち地点 20, 21 は多田・津屋 (1927) が第二次泥流とした範囲である。以下に各層の層序、分布、及び岩相上の特徴を記述する。

4-2 Cm 堆積物の記載

4-2-1 ユニット L1

ユニット L1 は標高 1,100~1,500 m の調査地域北側に分布し、中央火口溶岩を直接覆う暗灰色で細粒物質に富む砂質堆積物である (Fig. 2)。連続性は悪く、最大層厚は標高 1,400 m 付近で観察され約 2 m である。変質した泥混じり砂の基質よりなり全体に固結している。比較的新鮮な中央火口溶岩と類似のこぶし大溶岩片を特徴的に含む。この溶岩片はカンラン石含有斜方輝石単斜輝石安山岩であり、鏡下では顕著な汚濁を持つ斜長石が観察された。このような岩石学的特徴は直下の中央火口溶岩と同一である。本層は直上のユニット A に明瞭に削られ、その一部はブロック状にユニット A に取り込まれている。

4-2-2 ユニット L2

ユニット L2 は地点 19 付近の標高約 1,270 m~1,300 m、幅数 10 m の範囲に分布する層厚数 m の青白灰色の細粒物質に富む砂質堆積物である。基質は砂質で熱水変質した白色の岩片を多く含む。ユニット L2 に含まれる礫には 1 m 以上のサイズのもの著しく少ない。また、硫黄の結晶やスコリアを含み、スコリアは硫黄ガスによって変質している。

4-2-3 ユニット A

ユニット A は標高 850~1,500 m に分布する淡灰色~青白灰色の細粒物質に富む砂質堆積物である。最大層厚

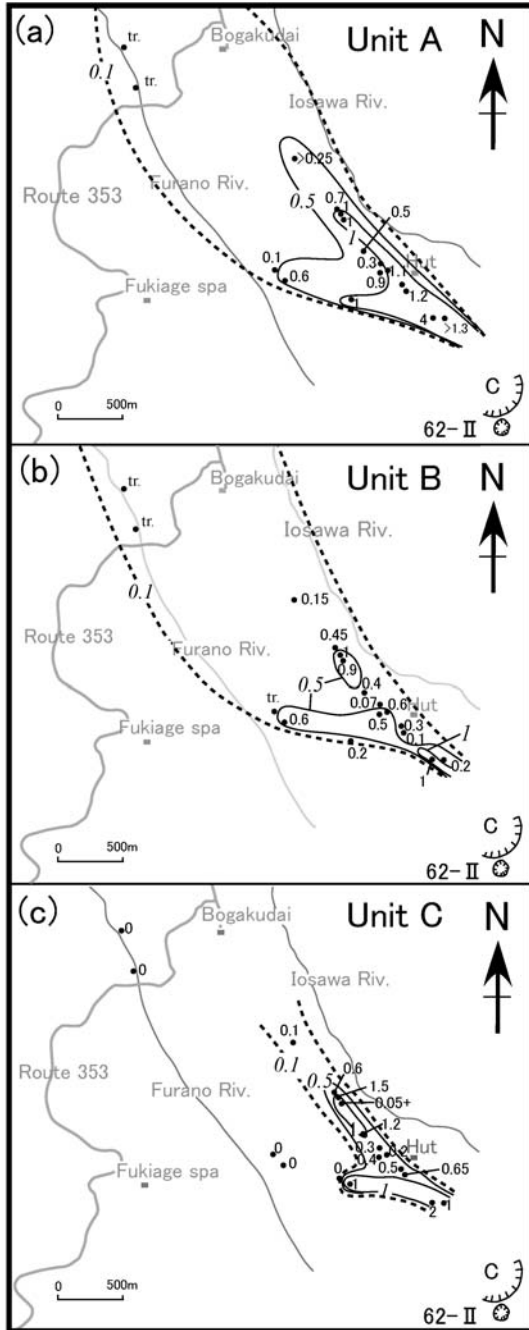


Fig. 3. Isopach maps of Taisho lahar of unit A, B and C. Numerals show the thickness of the deposit in meter. Broken lines show distribution limit of Cm deposit. C represents central crater.

4 m で、上流側から下流側に向かい層厚を減ずる (Fig. 3 a). 泥混じり砂の基質で構成されており、ケイ化した灰色～白色岩片を多く含む。こぶし大以上の礫は、表面は白色に変質しているが、内部は比較的新鮮なものが多い。新鮮な部分を鏡下観察すると、斜方輝石単斜輝石安山岩であった。ユニット A 中の岩塊には、岩屑なだれブロックに特有なジグゾークラック (Ui, 1983) やパーカッションマーク (Ui, 1985) が発達した最大 3 m の礫 (Fig. 4a) や、縦方向に細かい平行な亀裂が入った礫が存在し (Fig. 4b), 赤色や紫色を呈し中心部まで変質した直径数 10 cm ほどのブロックがパッチワーク状に含まれる (Fig. 4d). 地点 01 (標高 1,440 m) では、直径 5～10 cm, 高さ 130 cm のパイプ状構造が認められる (Fig. 5). パイプ状構造は巨礫の上部から上方に伸び、直上のユニット B で切られる。パイプ内の基質はシルト以下の細粒物質に乏しい。また、地点 05 (標高 1,220 m) では、ユニット L1 との境界のユニット A 中にパッチ状で細粒物質を欠く部分がある。ユニット A は標高 850 m 付近の地点 20, 21 が分布限界で (Fig. 3a), 富良野川沿いに分布する古いラハール堆積物を直接覆う。この付近では、ユニット A は上位のユニット B と不均質に混合した岩相を示し、ユニット A は未固結のブロックとしてユニット B に取り込まれている (Fig. 6). ユニット A 中の変質岩塊のブロックは流下と共に粒径を減じ、その最大粒径は地点 01 では 2 m, 地点 21 では 50 cm と小さくなる。

#### 4-2-4 ユニット B

ユニット B は標高 850 m～1,500 m の範囲に分布し、紫灰色～青灰色を呈する砂質堆積物である。本層の層厚は上流部では谷部で 1 m と厚く、尾根部で 10～20 cm と薄くなる。最上流部の地点 01 では弱い斜交ラミナが認められる (Fig. 5). またユニット A と同様にケイ化した灰色～白色岩片を多く含む。本層は上流部では比較的淘汰が良い中粒砂～細砂の基質を有し、下流部に向かい礫と粘土含量の割合が増加し淘汰が悪くなる (Fig. 6). ユニット B は標高 850 m 付近の地点 20, 21 が分布限界で (Fig. 3a), 富良野川沿いに分布する古いラハール堆積物やユニット A を直接覆う。この付近では、ユニット B はユニット A と不均質に混合した岩相を示し、ユニット B はユニット A の未固結ブロックを取り込んでいる (Fig. 6). 最上流部で採取した直径 0.5 Φ (0.75 mm)～1 Φ (0.5 mm) の粒子中には、新鮮なガラス質のスコリアが 3% 程度存在する。このスコリアを薄片にして顕微鏡下で観察したところ、新鮮なカンラン石・単斜輝石・斜方輝石・斜長石が認められた。スコリアの表面に露出する斜長石のうち表面の厚さ 0.1 mm の部分は、一部変質し非晶質になっている場合がある。

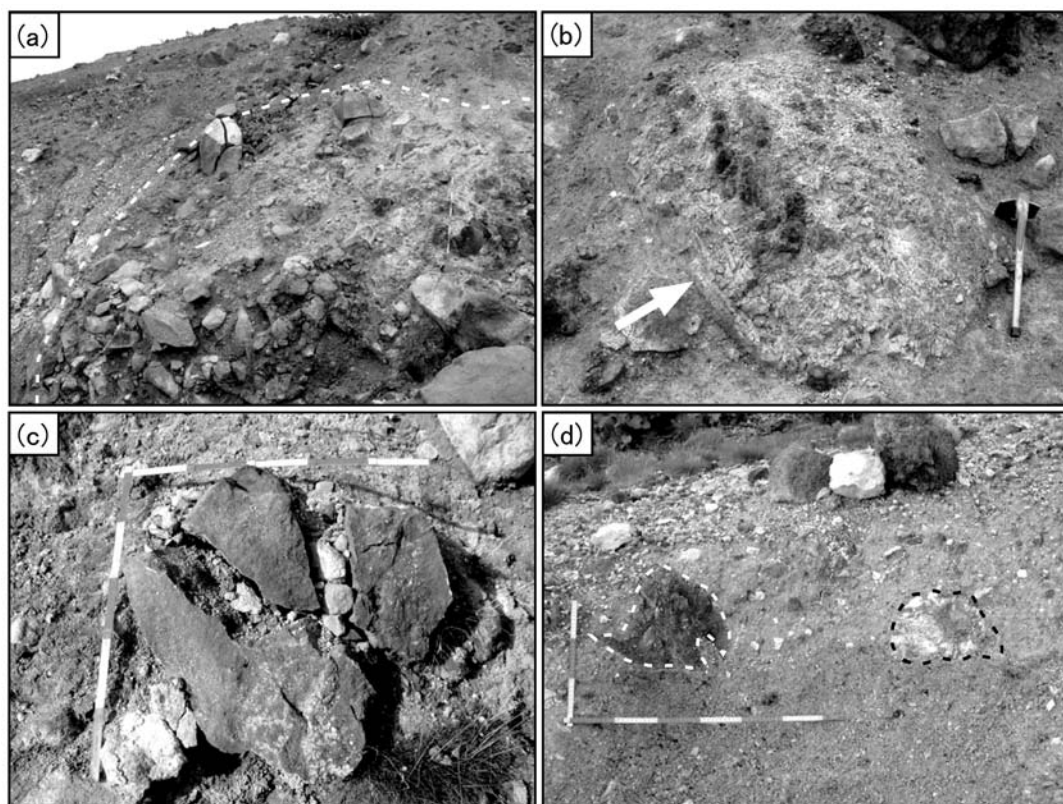


Fig. 4. Debris avalanche facies of Unit A and C. (a) A large debris avalanche block with 3m in diameter in unit A. (b) A shearing joints block in unit A. (c) A percussion mark block in unit C. (d) Patchwork structure in unit A.

#### 4-2-5 ユニット C

ユニット C は標高 1,000~1,500 m の範囲に分布する。茶褐色を呈する細粒物質に富む砂質堆積物である。層厚は最上流部の地点 2 では 2m で、上流から下流に向かい層厚を減ずる (Fig. 3c)。本層はシルト混じり砂礫の基質を有し、熱水変質した茶褐色~白色の角~亜角岩片を多く含む。こぶし大以上の礫は、表面は茶褐色~白色に変質しているが、内部は比較的新鮮なものが多い。新鮮な部分を鏡下観察すると、斜方輝石単斜輝石安山岩であった。特に上流部ではパーカッションマークの入った角礫を含む (Fig. 4c)。また、下位のユニット A、ユニット B を削りこみ、下流部ではユニット A、B と漸移する。Cm 堆積物の分布域の南側よりの標高 1,200 m より上流では、ユニット C の直上位に 1988-89 年火砕流・ラハール堆積物が認められる。

#### 4-3 Cm 起源のラハール堆積物

富良野沿いの地点 22 (標高 570 m 付近) では岩相層位的特徴から Cm 起源のラハール堆積物に相当する堆

積物が認められる (Fig. 6)。本堆積物の下位には層厚 20 cm の土壌層を挟んで、層厚 1 m 以上で特徴的な紫灰色を呈し、シルト質な基質と表面が白色に変質した円磨された火山岩の巨礫からなりこぶし大で比較的新鮮な黒色の亜角礫を含む紫泥流堆積物 (Pm: 斎藤・他, 2000b) (Fig. 6) が確認できる。Cm 起源のラハール堆積物は層厚が約 30 cm、シルト質砂で構成される均質な堆積物で、斜交ラミナが認められる。構成物は熱水変質した灰色~白色のケイ化岩片がほとんどである。本地点の堆積物は比較的淘汰がよく砂質でラミナが認められることから、斎藤・他 (2000a) の Cm3s に相当すると考えられる。

### 5. Cm 堆積物の粒度組成と構成物

#### 5-1 Cm 堆積物の粒度組成

Cm 堆積物の粒度組成を明らかにするため乾式篩およびレーザー粒度分析機器を用いて粒度分析を行った。分析には Cm 堆積物の -3 Φ 以下 (8 mm 以下) の基質部分より採取した 9 試料を供した。採取した試料は、そのま

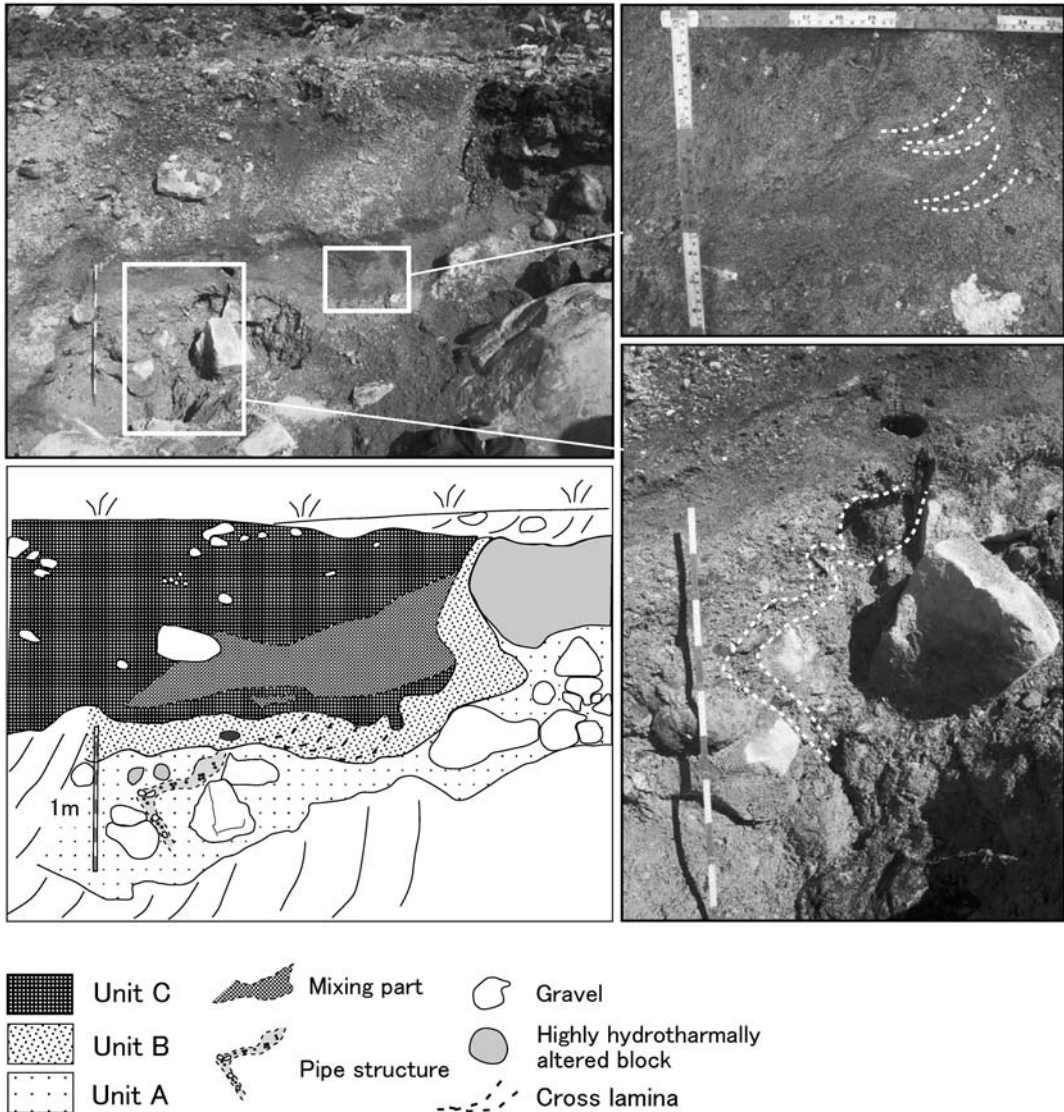


Fig. 5. Photographs and sketch of unit A, B and C at Loc. 01 (1,440 m in altitude).

ま乾燥させると細粒分が固結してしまうため、含水状態のまま先ず4Φの篩で水篩し、4Φ以下(0.0625 mm以下)の細粒分と4Φ以上(0.0625 mm以上)の試料に区分した。4Φ以下の粒子は大野・他(2005)の方法に従い、レーザー回折・散乱法を用いた湿式レーザー粒径分析装置(島津製SALD-3200S)にて粒度分析を行った。なお、ここで言う粘土分とは、砂サイズより細粒な粒子(4Φ以下)に占める粘土サイズ(8Φ以下)の粒子の割合をさす。

ユニットL1の粒径分布は礫が約30 wt.%を占め、明瞭なピークは認められず、 $-0.5\Phi$  (1.4 mm)、 $1.5\Phi$  (0.35 mm)に緩やかなピークを持つモードを示す(Fig. 7)。地

点06では、岩相上からも上位のユニットAとの混合が顕著で、淘汰も悪くなる(Fig. 8)。ユニットL2の粒径分布は $1.5\Phi\sim 2\Phi$ にピークをもつモードを示す。砂分が64 wt.%と多く、粘土分は6 wt.%と少ない。ユニットAの粒径分布は $2\Phi$  (0.25 mm)と $9\Phi$  (0.002 mm)にピークを持つモードを示す(Fig. 7)。粘土分は、標高1,440 mから1,100 mへと流下するのに伴い15 wt.%から7 wt.%と減少する傾向にある(Fig. 8)。パイプ状構造の内部の粘土分は4 wt.%、細粒分を欠くパッチ状構造の内部の粘土分は2 wt.%と少ない。ユニットBの粒径分布は $1.5\Phi$  (0.35 mm) $\sim 2\Phi$ に顕著なピークを持つのが特徴であ



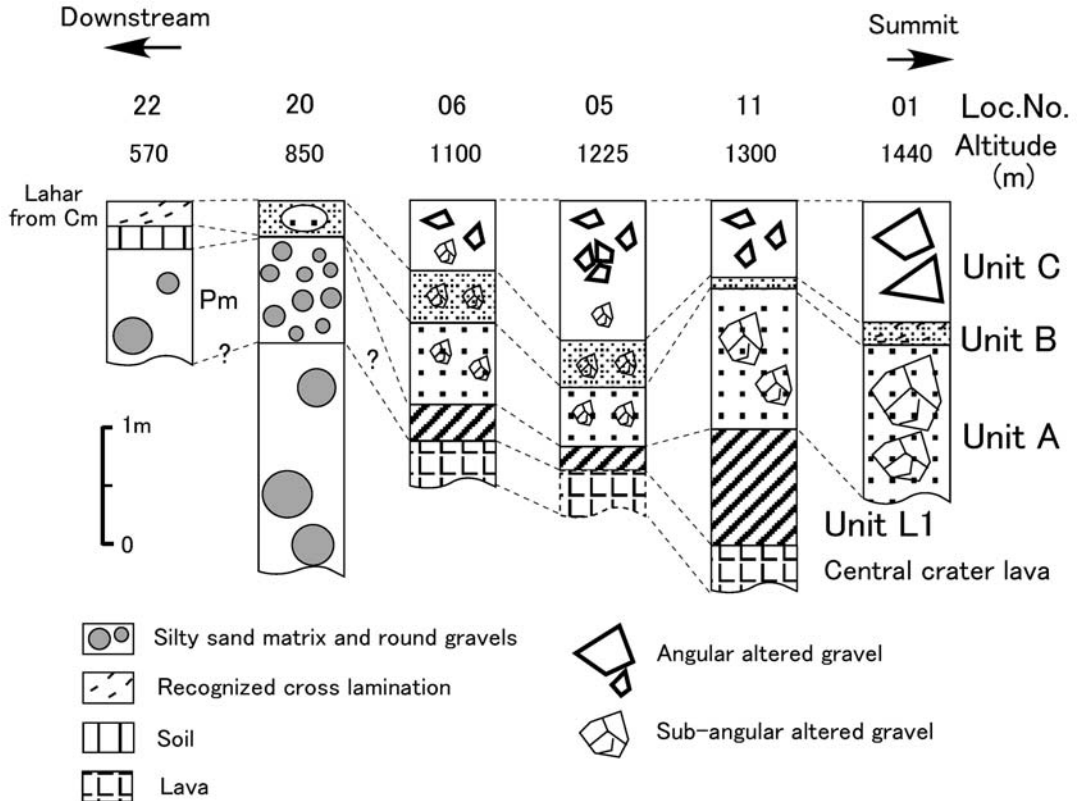


Fig. 6. Geological columnar sections of Cm deposit. Site of each column is shown in Figure 1.

る。最上流部の標高 1,440m 付近の地点 01 では、比較的淘汰がよく、粘土分は 4 wt.% と少ないが、下流部に向かうに伴い礫分、粘土分ともに増加する (Fig. 8)。標高 1,000m 付近の地点 06 では、ユニット B は下位のユニット A を削り込み混合して淘汰が悪くなる (Fig. 8)。ユニット C の粒径分布は  $-2\Phi$  (4mm)  $\sim$   $-1\Phi$  (2mm),  $1\Phi$  (0.5mm)  $\sim$   $2\Phi$  にピークをもち緩やかなモードからなる。粘土分は 2  $\sim$  7 wt.% と少ない (Fig. 7)。地点 06 では、砂分が 67 wt.% と増加する。

### 5-2 Cm 堆積物の構成物

Cm 堆積物の構成物分析を実体顕微鏡下で行った。分析には地点 01, 地点 06, 地点 20, 地点 22 の Cm 堆積物の基質より採取した 9 試料について、篩別を行った後の  $0.5\Phi$  (0.75mm)  $\sim$   $1\Phi$  (0.5mm) の粒子を供した。なお、ユニット A (地点 01) の  $-3\Phi \sim 1\Phi$  (8  $\sim$  0.5mm) の粒子について  $1\Phi$  ごとの構成物比を調べたところ、大きな変化傾向は認められなかった。そこで、300 粒以上の粒子数をもつ  $0\Phi$  (1mm)  $\sim$   $1\Phi$  (0.5mm) の粒径が全体の構成物比を代表すると仮定し、構成物の個数割合を算出した。測定に際しては測定個数が 300 粒程度になるよう

に縮分し、その全ての粒子の岩種を鑑定した。構成物は、白色岩片、灰色岩片、茶褐色岩片、その他 (黒色岩片、スコリア、赤色岩片、結晶) に分類した。

ユニット L1 (地点 02) は白色岩片が 34%、灰色岩片が 34%、その他 32% よりなる。その他のうち 91% は黒色岩片だった。また、黒色岩片のうち 17% は新鮮なカンラン石、単斜輝石、斜方輝石、斜長石斑晶を持つ。ユニット L2 は白色岩片が 31%、灰色岩片が 59%、その他が 11% で、その他の内 8 割がスコリアである。ユニット A, ユニット B は白色岩片が 26  $\sim$  47%, 灰色岩片が 49  $\sim$  67 vol.%, その他が 2  $\sim$  8% で火口からの距離の相違に関わらず、構成物組成は変化しない (Fig. 8)。一方、Cm 起源のラハール堆積物は白色岩片の割合が 56% と、ユニット A, ユニット B の 30% に比べ多い (Fig. 8)。ユニット C は茶褐色岩片が 78%、白色岩片が 19%、灰色岩片が 3%、その他が 1% である。

## 6. Cm 堆積物の古地磁気分析と定置温度の推定

### 6-1 試料採取方法

Cm 堆積物の古地磁気分析を段階熱消磁実験、段階交

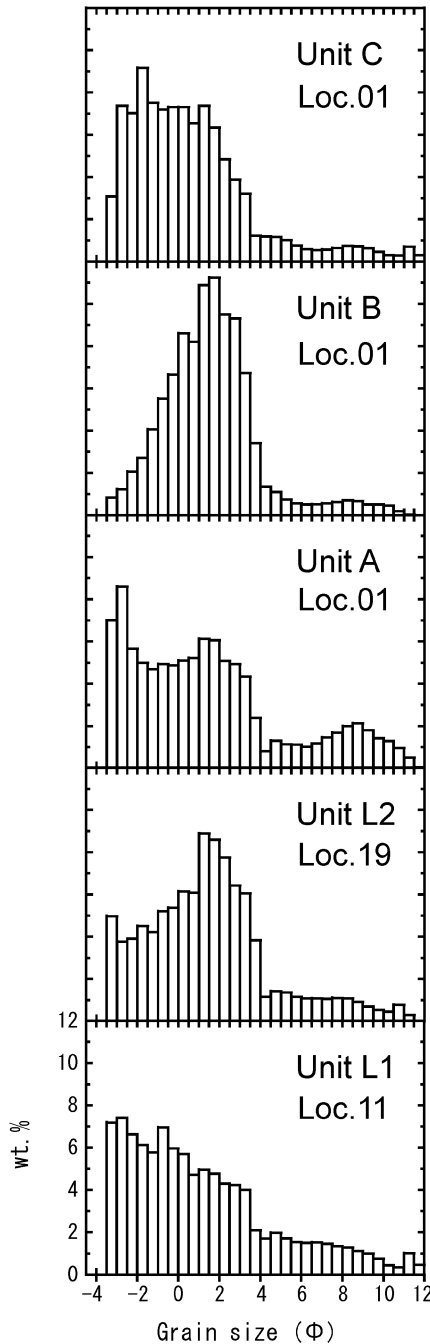


Fig. 7. Grain size histograms of Cm deposit. Samples of unit L1 was taken at Loc. 11, unit A, B and C were at Loc. 01, unit L2 was at Loc. 19.

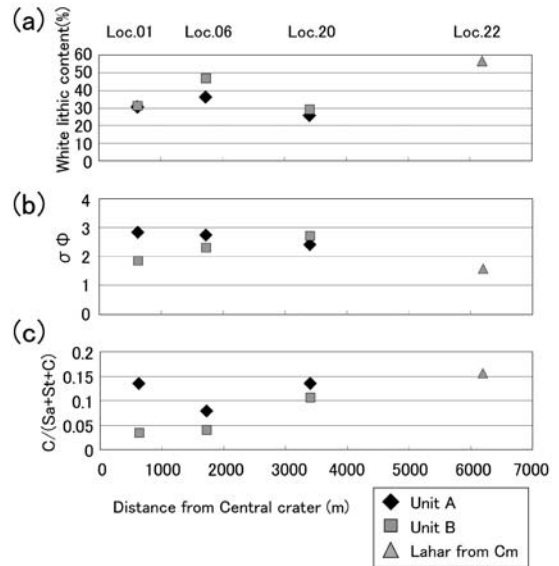


Fig. 8. Downstream changes of white lithic content (a), sorting (b), and clay content (c) of unit A and B deposits and distal lahar deposit originated from Cm deposit from central crater. The degree of sorting is calculated by the method of Friedman (1978).

流消磁実験，帯磁率測定実験により行った。分析には Cm 堆積物 52 点と地点 15 の中央火口溶岩 5 点（地点 15）を含む合計 57 試料を供した。区分した Cm 堆積物のうちユニット A～C は最も分布の連続性が良い。そこで本論ではユニット A～C について古地磁気分析を行った。地点 01 ではユニット A 中から直径 50～200 mm のこぶし大の岩石定方位試料 13 個，基質よりアルミパイプ定方位試料 3 個を，ユニット B 中からは，ユニット B の上面から 3～5 cm（上部）と 10～12 cm（下部）の範囲よりそれぞれ 6 試料ずつ合計 12 個のアルミパイプ定方位試料を，ユニット C 中からはこぶし大の岩石定方位試料 12 個を採取した。地点 06 では，ユニット A，ユニット B でこぶし大の岩石試料を 6 個ずつ，合計 12 試料を採取した。このうち，岩石定方位試料は定方位ブロック法（小玉，1999）に従った。一方，アルミパイプでの採取は植木・鈴木（2004）の方法に従った。なお，後述する段階熱消磁及び交流消磁実験の磁化方位及び強度の測定には，スピナー磁力計（夏原技研製 SMD-88 測定範囲  $10^{-4} \sim 10^{-11} \text{ Am}^2$ ）を用いた。

## 6-2 段階熱消磁実験

Cm 堆積物の熱残留磁化方位及び強度を測定するために，採取した試料のうち 55 試料について段階熱消磁実験を実施した。熱消磁には熱消磁装置（夏原技研製 DEM-

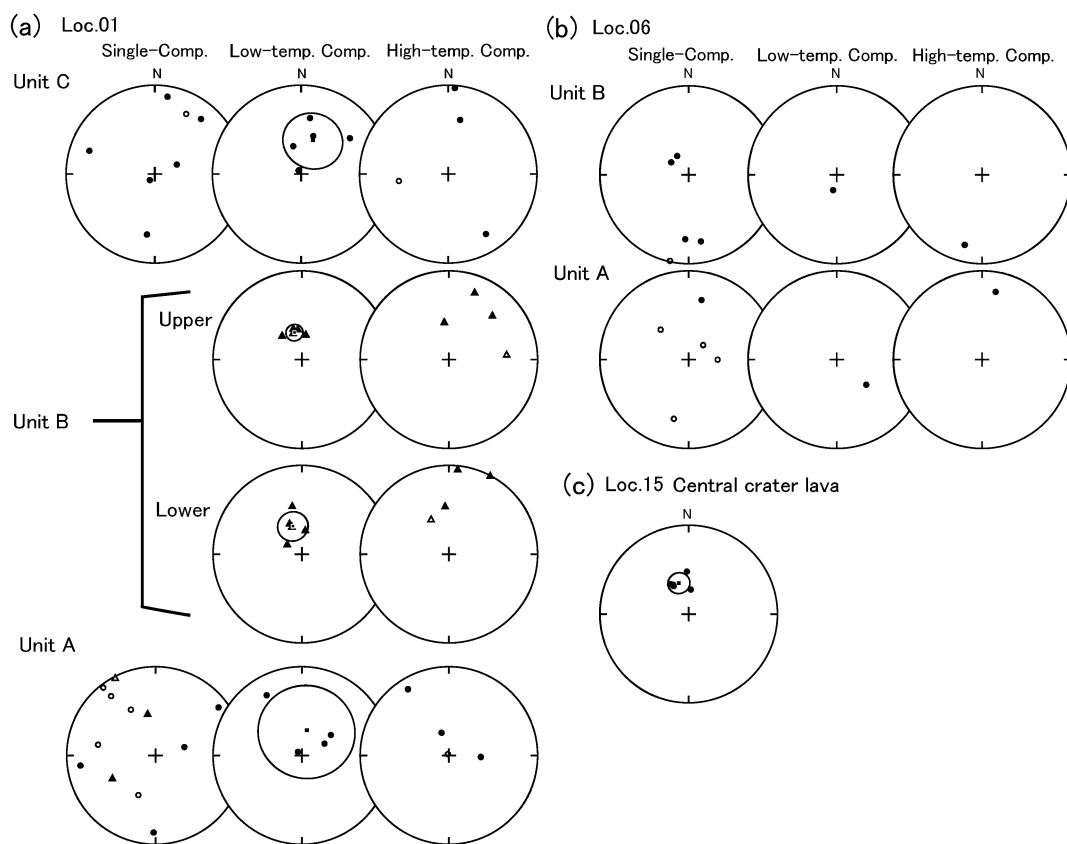


Fig. 9. Stereographic projections of the result of progressive thermal demagnetization experiments showing the directions of single-component, low-temperature component, and high-temperature component in the layer of unit A, B and C deposits and central crater lava. Solid and open circles are vectors projected onto lower and upper hemisphere, respectively. Triangles and Open triangles are matrix specimens. Square and oval in low-temperature component indicate mean direction and 95% confidence limit.

8602) を用いた。熱消磁装置は $\mu$ -メタルによりシールドされ、試料測定位置における磁場強度は 5 nT 以下である。 $\mu$ -メタルは熱により透磁率が大きく変化するため、全体を冷却水により水冷し、試料加熱後はファンで空冷した。全試料の自然残留磁化 (NRM) を測定した後、空气中で段階熱消磁実験を 50, 100, 200, 300, 350, 400, 450, 500, 540, 580, 620, 650, 680°C の 13 段階で行った。なお、読み取った磁化ベクトル成分は西偏 9.5 度 (国土地理院, 2000) の補正を行った。

高温の火山噴出物が獲得する磁化方位の均一性を確認するため、地点 15 で採取した 5 試料の中央火口溶岩について段階熱消磁分析を行った。これらの試料はいずれも安定した単成分を示し、これらの方向成分をシュミットネット投影図に投影すると 5 点ともまとまりを示した (Fig. 9c)。その平均磁化方向は現在の地球磁場の示す方

向とほぼ同方向であった (Table 2)。消磁曲線は 5 試料中 3 試料が 300°C~350°C 付近で急激な減衰を示し、2 試料が 400°C からほぼ一定間隔で緩やかな減衰を示し、620°C で消磁した。

そして、上流側の地点 01 (標高 1,450 m) におけるユニット A より採取した岩石試料の 9 試料と基質試料の 3 試料が単成分を、岩石試料の 4 試料が複成分を示した。単成分を得た合計 12 試料について、その方向成分をシュミットネット投影図にプロットすると、方向がまとまりを示さなかった。複成分を示した 4 試料は高温成分をシュミットネット投影図にプロットするとまとまりを示さず、低温成分を同様にプロットすると比較的よいまとまりを示した (Fig. 9a, Table 2)。この低温成分の平均の磁化方向は現在の地球磁場が示す方向に近い。さらに消磁曲線は岩石試料のうち 11 試料が 620°C~650°C で急

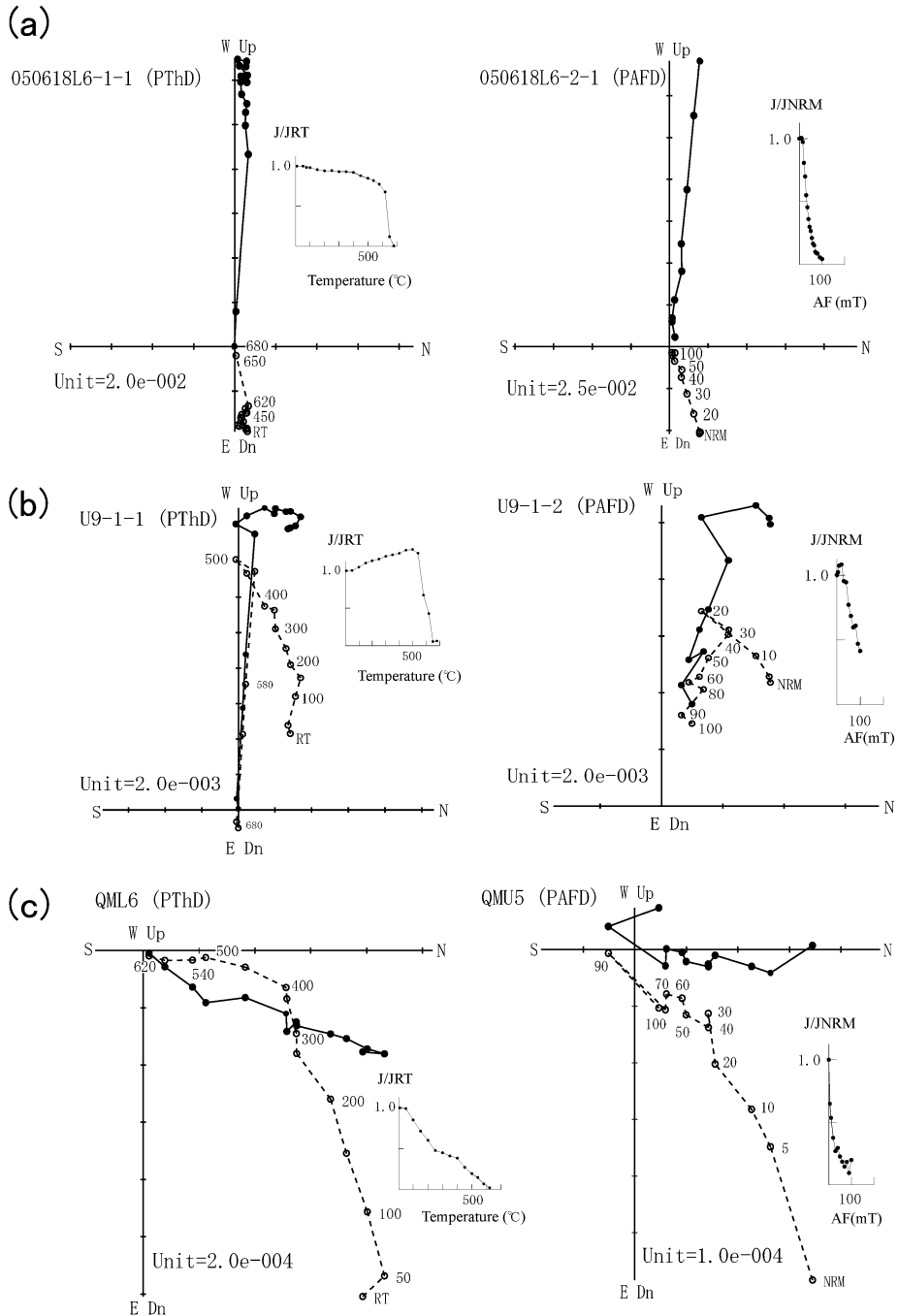


Fig. 10. Representative diagram of the result of progressive demagnetization analysis. Results of progressive alternating field demagnetization (PAFD) and progressive thermal demagnetization (PThD) are shown in orthogonal demagnetization diagrams. Intensity decay curves are on the right side of the each diagram. Solid and open circles represent projection on the horizontal and north-south vertical plane, respectively. (a) Example of single component. (b) Example of multi-component. (c) Example of aluminum-pipe sample. RT: room temperature.

Table 2. Mean paleomagnetic data for Cm deposits and central crater lava (CL). N: number of specimens, Dm: Declination of between-site mean direction, Im: inclination of between-site mean direction, k: precision parameter,  $\alpha_{95}$ : radius of 95% confidence cone, R: Length of the vector.

Deposit	Comp.	Dm	Im	$\alpha_{95}$	k	N	R
C	Low-Temp	19.4	56.7	26.7	9.2	5	4.56
B(Upper)	Low-Temp	-15.3	64.2	7.7	98.9	5	4.96
B(lower)	Low-Temp	-17.9	62.9	13.7	32.0	5	4.87
A	Low-Temp	11.4	66.3	44.5	5.2	4	3.43
CL	Single	-17.5	60.0	9.9	60.9	5	4.93

激な減衰を示し (Fig. 10a), 2 試料が 540°C から 620°C で緩やかな減衰を示した。また, 基質 3 試料は全て 500°C ~650°C で急激な減衰を示した。

地点 01 のユニット B より採取した 10 試料のうち上半分より採取した 4 試料は複成分を, 1 試料は高温成分が不安定で低温成分側の 1 成分のみ安定した磁化ベクトルを示した。下半分より採取した 4 試料は複成分を示し, 1 試料は高温成分が不安定で低温成分側の 1 成分のみ安定した磁化ベクトルを示した。各成分をシュミットネット投影図にプロットすると, 上半分, 下半分ともに低温成分側でまとまった方向を示し, 高温成分側でまとまりが悪かった (Fig. 9a)。低温成分側の磁化の平均方向は, このように上半分, 下半分ともに現在の地球磁場が示す方向とほぼ同方向であった (Fig. 9a, Table 2)。消磁曲線は 7 試料が緩やかな減衰曲線を描き (Fig. 10c), 2 試料が 500°C 付近で急激な減衰を示し, 1 試料が 200°C まで緩やかな減衰を示した後, 620°C で急激な減衰を示した。

地点 01 のユニット C より採取した試料のうち 7 試料が単成分を, 5 試料が複成分を示した。これらの方向成分をシュミットネット投影図上にプロットすると, 単成分のものはまとまりを示さず, 複成分のものは低温成分側で比較的まとまった方向を示し, 高温成分側でまとまった方向を示さなかった。低温成分側の平均方向は比較的よいまとまりを示した (Fig. 9a, Table 2)。消磁曲線は 8 試料が 580°C ~620°C 付近で急激な減衰を示し (Fig. 10b), 3 試料が 400°C ~580°C で大きく減衰し, 1 試料が 200°C ~300°C で急激な減衰を示した。

下流側の標高 1,100 m の地点 06 におけるユニット A より採取した試料のうち 5 試料は単成分, 1 試料は複成分を示した。シュミットネット投影図上では, 単成分のものはまとまりを示さず, 複成分の低温成分側も, 高温成分側も現在の地球磁場の方向成分を示さなかった。消磁曲線は全ての試料について 580°C ~620°C で急激な減衰を示した。ユニット B では, 6 試料中 5 試料が単成分, 1 試料が複成分を示した。シュミットネット投影図上で

は, 単成分のものはまとまりを示さず, 複成分の低温成分側も高温成分側も現在の地球磁場の方向を示さなかった (Fig. 9b)。消磁曲線は 2 試料が緩やかな減衰を示し, 2 試料が 250°C ~400°C で急激な減衰を示し, 2 試料が 580°C ~620°C で急激な減衰を示した。

### 6-3 段階交流消磁実験

熱消磁実験によって得られた磁化ベクトルが安定した磁化成分であるか否か, また, 粘性残留磁化 (VRM) の付加の有無を確認するために, 段階交流消磁実験を行った。交流消磁には岩石定方位 37 試料のうち地点 01 のユニット A の岩石定方位 4 試料, ユニット C の岩石定方位 5 試料, 地点 06 のユニット A, ユニット B の岩石定方位 1 試料ずつ及び地点 01 のユニット B の上半分, 下半分の基質 1 試料ずつの合計 13 試料を供し, 交流消磁装置 (夏原技研製 DEM-8601C) を用い実験を行った。交流消磁は自然残留磁化 (NRM) を測定した後, 5, 10, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80, 90, 100 mT の 11 段階で行った。

段階交流消磁実験を行った結果, これらの試料は全て 5 mT より大きい保磁力をもつ試料であることを確認した。また, 熱消磁実験により 2 成分以上の磁化ベクトルが認められた試料については, いずれの成分も安定した磁化ベクトルが認められた (Fig. 10)。このことから, これらの磁化ベクトルは熱残留磁化 (TRM) として獲得された磁化ベクトルであることが確認された (Fig. 10)。なお, 分析試料中 7 試料で 5 mT の段階で消失する不安定な磁化ベクトルを含む試料が認められた (Fig. 10b)。

### 6-4 帯磁率測定実験

段階熱消磁実験の冷却後加熱中に磁性鉱物の変質の有無を確認するため帯磁率の測定を行った。帯磁率測定には熱消磁を行った 55 試料のうち地点 06 の 12 試料を供し, 帯磁率測定装置 (Bartington 社製 MS2B-Susceptibility meter) を用いた。SI 単位系で, 各段階で 1 試料につき 5 回測定し, その平均値を算出した。

段階熱消磁実験の冷却後加熱中における磁性鉱物の変質の有無を確認するため帯磁率の測定を行った。アルミパイプ試料は帯磁率測定が行えないため地点 06 地点

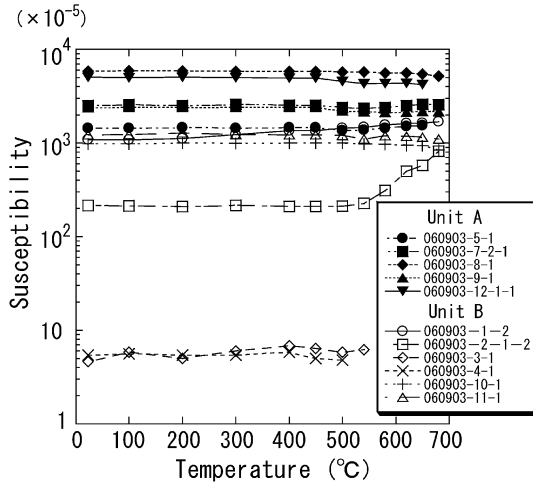


Fig. 11. Variation diagrams showing change in magnetic susceptibility during PThD. All specimens are taken at Loc. 06.

の12試料について、ほぼ100°Cごとに帯磁率の測定を行った。その結果、ほとんどの試料について帯磁率に目立った変化はなく、空気中での段階熱消磁実験中に岩石試料中に含まれる磁性鉱物の変質は生じていないと判断された (Fig. 11)。

#### 6-5 古地磁気分析試料の構成物

段階熱消磁実験結果と分析試料の酸化・変質程度との関係を調べるために、採取した岩石の酸化及び変質強度を肉眼で観察し5段階に分類した。石基が均質な灰色を示し斜長石に輝きのあるものを「新鮮」、全体には新鮮であるが斜長石が白濁しているものを「弱変質」、一部石基部分や斑晶が白濁しているものを「中変質」、全体に乳白色に変質が著しいものを「強変質」、石基全体及び一部の赤色酸化部があるものを「酸化」と5つに分類した。

段階熱消磁実験を行った岩石定方位42試料のうち、「新鮮」が5試料、「酸化」が3試料、「弱変質」が11試料、「中変質」が19試料、「強変質」が4試料であった。そのうち、熱残留磁化成分が2成分を持つものは、「強変質」が1試料、「中変質」が6試料、「弱変質」が3試料で、「新鮮」は無く、比較的変質した試料が多かった (Table 3)。

#### 6-6 Cm堆積物の定置温度の推定

段階熱消磁実験の結果から推定されるCm堆積物の定置温度は藤沢・他(2001)に従った。なお、測定結果から残留磁化成分の有無及び直線性を判定するため、Kirchvink(1980)による主成分分析法を用いて、消磁曲線が連続して3段階以上、最大核分散(MAD; Maximum Angular

Deviation)が15°未満のものを採用した(小玉, 1999)。

また、交流消磁実験で5mTの段階で消失したり熱消磁実験で不安定な磁化ベクトルは粘性残留磁化(VRM)である可能性があるため、磁化ベクトルとして認めないこととした(藤沢・他, 2001)。

以上のような基準で決定した各サイトおよび堆積物における岩塊および、基質試料の定置温度をTable 3に示す。なお、基質試料は短時間に堆積したと考えられるので、堆積残留磁化(DRM)を考慮に入れる必要は無い。また、消磁曲線が350°C付近で大きな減衰を示す試料が存在する。このような試料中にはキュリー温度が320°Cでしばしば変質過程で晶出する磁硫鉄鉱(Pyrrhotite)を含む可能性が示唆される(中井, 2004)。ただし、試料の岩質は新鮮な中央火口溶岩で、これらの磁化ベクトルは他の中央火口溶岩の試料と同様に単一でほぼ現在の地球磁場の方向を示すことから、溶岩に含まれる磁硫鉄鉱は二次的な変質によって生成されたものではないと考えられる。

中央火口溶岩は5試料全てが単一成分を示した。これらの試料の消磁温度は580°C~620°Cで、その平均磁化ベクトルはほぼ現在の地球磁場の方向を示しまとめもよいことから、中央火口溶岩は580°C~620°C以上で定置したと考えられる。

Cm堆積物のうちユニットAは上流部(地点01)では、測定を行った岩石試料13試料のうち9試料と基質試料3試料が常温で定置したことを示し、岩石試料4試料が350°C~620°Cで定置したと考えられる。また、下流部(地点06)では、6試料全てが常温で定置したと考えられる。ユニットBは上流部(地点01)では、基質試料9試料がいずれも300°C~450°Cで定置したと考えられ、比較的均質な温度分布を持つ流れだったと考えられる。また、下流部(地点06)では、6試料全てが常温で定置したと考えられる。ユニットCは上流部(地点01)で、12試料中、7試料が常温で定置したと考えられ、5試料が350°C~500°Cで定置したと考えられる。

伊藤(2003)は多田・津屋(1927)の地質区分に基づいて古地磁気学的検討を行った。本研究と伊藤(2003)を比較すると、地点01の各試料と伊藤(2003)の崩壊物から採取した試料、地点06の各試料と第一次泥流から採取した試料がそれぞれ対応すると考えられる。地点01の試料には2成分を持つ試料が複数存在し、それらは350~620°Cで定置し、単一成分のものは全て常温で定置したと考えられる。この結果は崩壊物の定置温度を580°C以上とした伊藤(2003)と異なる。一方、伊藤(2003)が第一次泥流は2成分をもつ試料が存在するとしたことは地点06と一致する。しかし、地点06の低温

Table 3. Paleomagnetic results and degree of Alteration. Loc.: locality number; Low-temp. Comp. (Low temperature component): stable partial thermoremanent magnetization (PTRM) which is isolate in the lowest temperature range of progressive thermal demagnetization; High-temp. Comp. (High temperature component): stable PTRMs expect for Low-temp. Comp.; Level: temperature range of progressive thermal demagnetization; Dec.: declination of magnetization, Inc.: inclination of magnetization; Spec.: specimen type; R: rock, Mt.: matrix. Alt.: Altered level; U: Unknown; O: Oxidation; S: Slightly altered; M: Moderately altered; H: Highly altered; F: Fresh.

Deposit	Loc.	Sample	Low-temp. Comp.			High-temp. Comp.			Level	Dec.	Inc.	MAD	Level	Dec.	Inc.	MAD	Emplacement Temp.	Sump.	Alt.
			Level	Dec.	Inc.	MAD	Level	Dec.											
Unit C	1	050618U1-1-1	RT-650°C	-172.5	32	7.1	RT-650°C	21.2	20.7	6.4	unfit	147.8	21.3	5.0			normal temp.	R	M
		050618U2-1	100-300°C	-33.7	85.9	1.7	500-620°C	44.8	31.2	8.5							350°C	R	S
		050618U3-1	RT-350°C	53.6	32.2	10.8	unfit										normal temp.	R	H
		050618U4-1-1	RT-680°C	42.0	20.1	4.4	500-650°C	85.5	-35.1	6.9							normal temp.	R	O
		U6-1-1	RT-680°C	66.7	67.9	5.5	500-620°C	-6.2	56.4	9.2							normal temp.	R	M
		U7-1-1	RT-680°C	-139.8	82.8	3.5	500-620°C	27.9	0.9	4.1							normal temp.	R	S
		U8-1-1	RT-450°C	17.8	52.8	5.8	500-680°C	12.5	37.5	3.6							450°C	R	S
		U9-1-1	150-500°C	-15.8	63.3	6.9	500-680°C	-98.0	-43.3	2.1							500°C	R	S
		U10-1-1	RT-680°C	-70.4	22.9	10.9	540-680°C	4.4	3.3	7.6							500°C	R	M
		U11-1-2	RT-500°C	9.2	36.3	6.5	540-680°C	4.4	3.3	7.6							500°C	R	M
		U12-2	RT-650°C	9.4	12.7	4.3											normal temp.	R	M
		U13-1-1	RT-680°C	27.6	-24.6	3.6											normal temp.	R	M
		Unit B	1	GMU1	50-400°C	9.4	67.1	6.1	450-580°C	21.2	20.7	6.4						400°C	Mt.
GMU2	50-450°C			-39.7	61.7	11.5	500-620°C	44.8	31.2	8.5						450°C	Mt.	U	
GMU3	RT-400°C			-7.6	62.1	5.5	unfit									400°C	Mt.	U	
GMU4	50-400°C			-18.5	64.6	6.2	450-650°C	85.5	-35.1	6.9						400°C	Mt.	U	
050618midup-2	RT-400°C			-15.9	61.1	3.1	450-620°C	-6.2	56.4	9.2						400°C	Mt.	U	
GML5	50-400°C			8.3	68.4	3.6	500-620°C	27.9	0.9	4.1						400°C	Mt.	U	
GML7	100-300°C			-12.2	44.3	8.9	350-450°C	-4.7	45.5	10.7						300°C	Mt.	U	
GML8	RT-300°C			-20.8	62.4	10.5	450-540°C	-27.5	-54.0	2.1						300°C	Mt.	U	
050618midlw-3	RT-400°C			-22.2	59.9	6.6	unfit									400°C	Mt.	U	
GML10	100-400°C			-57.1	74.1	4.5	500-650°C	6.0	5.0	2.9						400°C	Mt.	U	
Unit A	6	060903-1-2	200-300°C	-166.5	75.6	7.8	300-650°C	-166.3	19.8	2.8						normal temp	R	M	
		060903-2-1-2	RT-680°C	-54.5	70.3	2.9										normal temp	R	H	
		060903-3-1	RT-540°C	-177.0	28.2	3.1										normal temp	R	H	
		060903-4-1	RT-500°C	-31.4	69.8	2.7										normal temp	R	H	
		060903-10-1	RT-680°C	-167.7	-0.9	2.4										normal temp	R	M	
		060903-11-1	RT-680°C	169.6	24.7	3.1										normal temp	R	M	
		050618L2-1	RT-650°C	52.7	11.8	5										normal temp.	R	M	
		050618L3-1	RT-650°C	73.6	62.2	4.3										normal temp.	R	M	
		050618L4-2	RT-650°C	-28.3	-41.2	6.7										normal temp.	R	M	
		050618L5-1	RT-650°C	-37.6	-4.1	5.3										normal temp.	R	M	
		050618L6-1-1	RT-680°C	-97.7	15.9	3.5										normal temp.	R	S	
		L7-1	RT-450°C	-47.1	85.2	6.2	500-620°C	-18.1	68	1.7						450°C	R	S	
		L8-1-1	150-450°C	-30.3	22.7	5.8	500-680°C	-31.7	13.4	4.1						450°C	R	S	
L11-1	RT-680°C	-178.6	14.3	3.5										normal temp.	R	S			
L13-1	RT-650°C	-156.5	-49.8	5.3										normal temp.	R	S			
L14-1-1	RT-620°C	54.8	57	6.6	620-680°C	-36.1	-88.4	1.4						620°C	R	M			
L15-1-1	RT-350°C	62.4	66.4	6.2	350-650°C	92.8	60.5	2.5						350°C	R	M			
L16-2-1	RT-680°C	-36.8	-17.8	2.6										normal temp.	R	F			
L17-1-1	RT-650°C	-79.3	-34.6	1.8										normal temp.	R	F			
QL1	RT-650°C	-11.0	51	8.6										normal temp.	Mt.	U			
QL2	RT-620°C	-118.4	44.2	6.3										normal temp.	Mt.	U			
QL3	RT-650°C	-27.5	-2.3	1.0										normal temp.	Mt.	U			
Unit A	6	060903-5-1	RT-650°C	12.2	32	4.1										normal temp.	R	S	
		060903-6-2-1	RT-680°C	-165.9	-31.9	4.9										normal temp.	R	S	
		060903-7-2-1	RT-680°C	-43.2	-51.8	2.8										normal temp.	R	S	
		060903-8-1	RT-300°C	130.6	54.2	12.1	300-680°C	11.3	23.4	2.3						normal temp.	R	M	
		060903-9-1	RT-650°C	44.9	-71.2	2.5										normal temp.	R	F	
		060903-12-1-1	RT-650°C	90.4	-63.4	2.1										normal temp.	R	F	
CL	15	CL1	RT-620°C	-2.3	50.5	2.1										≥ 620°C	R	S	
		CL2-2	RT-620°C	-28.4	59.3	2.1										≥ 620°C	R	F	
		CL3-1	RT-650°C	-31.1	57.8	1.6										≥ 650°C	R	O	
		CL4-2-2	RT-620°C	5.2	67.5	2.5										≥ 620°C	R	F	
		CL5-2	RT-650°C	-28.5	60.7	2.2										≥ 650°C	R	O	

成分は現在の地球磁場の方向を示さず、第一次泥流が220~420°Cで定置したとする伊藤(2003)と異なる。

## 7. 考 察

### 7-1 Cm 堆積物の形成過程

Cm 堆積物のうちユニット L1 は、岩相や構成物がユニット A, ユニット B, ユニット C と異なり、中央火口溶岩起源と考えられるカンラン石斜方輝石単斜輝石安山岩の礫及び黒色の砂を顕著に多く含むこと、分布や堆積物から推定される規模が1926年の第1回目の爆発で発生した泥流よりも大きいことから、1926年以前に発生し堆積した泥流堆積物であると考えられる。富良野川の標高900mから上富良野盆地まで分布する約200年前の紫泥流(斎藤・他, 2000b)には、ユニット L2 と同様、斜長石の汚濁が顕著な、中央火口溶岩と類似のカンラン石含有斜方輝石単斜輝石安山岩を多く含む。これらの岩石はユニット L2, A~C にはほとんど認められない。また、ユニット L1 と Ta-a との直接の層位関係は不明であるものの、直上のユニット A との間に顕著な時間間隙を示す堆積物が認められないことから、ユニット L1 と紫泥流はほぼ同層準であると推定され、両者は同一の堆積物である可能性が高い。

ユニット A, C は、ジグゾークラックの発達したブロックや熱水変質したブロックが不均質に基質中に含まれていることから、岩屑なだれとして流下したと考えられる。定置温度より、ユニット A, C には常温で定置した岩塊と350°C~620°Cで定置した岩塊が混在していることが分かる。これらを構成する緻密な溶岩塊は、少なからず熱水変質を受けており、特に高温で定置したと考えられる岩塊ほど変質程度が著しい傾向にある。一方、1926年噴火で噴出した火山灰及び火山弾は発泡の良いカンラン石含有斜方輝石単斜輝石安山岩である(多田・津屋, 1927)。よって、ユニット A, ユニット C を構成する岩塊は変質が著しく、発泡の悪い石質岩片であることから、1926年噴火で噴出した本質岩塊ではない。このことから、高温で定置した岩塊は火口付近の既存の山体がマグマの熱で加熱され、これが破壊され岩塊となり移動、堆積したものと考えられる。1985年に十勝岳の62-I 火口で熱電対により計測した噴気温度は最高429°C、平均249.8°Cであった(松島・他, 1989)。この内、429°Cという値は今回岩石磁気学的検討により得られたユニット A, ユニット C 中の高温岩塊の平均定置温度(441°C)と近い値である。また、平林・小坂(1989)が、1989年に62-I 火口から採取した火山ガス組成に基づく地下の推定温度が450°Cであることも矛盾しない。一部の岩塊は620°Cと非常に高温に加熱されている。これは噴火直

前に上昇してきたマグマにより、岩塊が至近距離で加熱されたためと考えられる。

藤沢ほか(2001)は由布火山2.2ka噴火において、本格的な噴火に先立ち、山体内部に上昇したマグマによりその周辺の山体が加熱されて、山体が崩壊し、高温の岩屑なだれ(塚原岩屑なだれ)が発生したと考えた。本堆積物もこれと同様の原因で発生した高温の岩塊を含む岩屑なだれ堆積物であると考えられる。ユニット A 中に存在するパイプ状構造は、もともと山体の内部に存在した熱水の塊が気化したか、山体斜面より取り込まれた雪が融かされて形成されたと考えられる。また、同じくユニット A の分布の末端にあたる地点05では、ユニット L1 とユニット A の境界部で細粒物質を部分的に欠く。これは雪を押しつける力を失った岩屑なだれが、雪を取り込み融かして水が発生し、この水がユニット A とユニット L1 の境界を流れた時に細粒物質を流し去った結果と推定できる。

一方、ユニット A は古地磁気分析の結果から基質が低温であることや岩石定方位試料のうち7割が低温で定置していることから、全体としては低温であったと考えられる。また、下位のユニット L1 を削り込んでいること、「雪のあった部分では泥流の縁にそって高さ20m位の雪堤をつくっていた」(多田・津屋, 1927)という証言があることから、ユニット A は雪を部分的に融かしたものの、流下した地域のほとんどの雪を融かさずに押しつけただけと考えられる。

ユニット B は最上流部では比較的淘汰がよく、弱い斜交ラミナ構造が認められること、また粘土分がユニット A と比べて少ないことから、発生当初は希薄で流速の大きな固液混相流であったと考えられる。また、流下に伴って無層理な岩相へ変化することから、低標高部では水に富むラハールとして流下したと考えられる。構成物はほとんどが熱水変質した岩片であることから熱水変質を受けた環境場から運ばれてきたと考えられる。堆積温度は、火口から約500m離れた標高1,440mでは300°C~450°Cで、標高1,100mの下流部で常温となった。この流れの熱源としては、3%程度含まれる比較的新鮮なスコリアが考えられるが、これが本質物質であるとする証拠は乏しい。たとえ本質物質であったとしても全体の熱量を補うだけの量ではない。よって、主要な熱源として、ユニット A と同様に加熱された高温の岩片・熱水・蒸気などが考えられる。これらのことを考慮すると、ユニット B は地下の「熱水系」(hydrothermal system; 玉生, 1996)がマグマの上昇により急激に過熱・加圧され、山体崩壊に伴って爆発的に膨張して、300°C~450°Cの火砕物と熱水・水蒸気が混合した乱流状態の流れ(本論で



は、「熱水サージ」と呼ぶ)が発生したと思われる。そして、流下過程で蒸気の凝結と融雪水を発生させることにより、しだいに流下過程で常温のラハールに変化し堆積したと考えられる。これは山元(2006)が示すように、過熱・加圧された状態で閉塞していた熱水が減圧によって爆発的に気化し、噴煙柱が浮力不足で崩壊し発生する「火砕物密度流」(pyroclastic density current; Valentine and Fisher, 1993)に類似する流れであると考えられる。この熱水サージは高温な流れであることから、雪を融かした主要な原因は熱水サージであると考えられる。

ユニット L2 は主に砂質の変質した白色～灰色の岩片及び黒色のスコリアからなり、岩屑なだれの岩相が見られないことから、ラハール堆積物と考えられる。本堆積物は、中央火口の西側斜面上の硫気孔より北西 500 m の第 1 回目の爆発があった地点付近(佐藤, 1926; 多田・津屋, 1927; 渡辺, 1926)に分布することから、1926 年 5 月の第 1 回目の爆発で発生したラハール堆積物に相当すると考えられる。

以上のことから、1926 年泥石流堆積物(Cm)と一括されていた堆積物のうち、ユニット L1 は約 200 年前の紫泥流、ユニット L2 は 1926 年 5 月 24 日の第 1 回目の噴火時の堆積物、ユニット A～C は 1926 年 5 月 24 日の第 2 回目噴火時の堆積物と考えられる。

Cm 起源のラハール堆積物は、ラミナの見られる細粒物質に富む堆積物であり、水に富むラハールとして流下したと考えられる。このことから、Cm 起源のラハール堆積物はユニット B として堆積した熱水サージが雪を融かし、ユニット A を削りこみながら発達し、両者が混合して形成されたと考えられる。これが下流の町を直接襲ったラハールと推定される。また、本ラハールは砂より細粒な基質中に含まれる粘土の割合が 15.7 wt.% であるため、粘着性(Cohesive)のラハール(Crandell, 1971)に分類される。粘着性のラハールとは、熱水変質した山体が崩壊することによって発生すると考えられているラハールで、一般に砂より細粒な基質中に含まれる粘土の割合が 3～5 wt.% 以上のラハールのことを言う(Capra and Macias, 2002; Lecointre *et al.*, 2002 など)。

## 7-2 1926 年 5 月 24 日の噴火推移と大正泥流の発生モデル

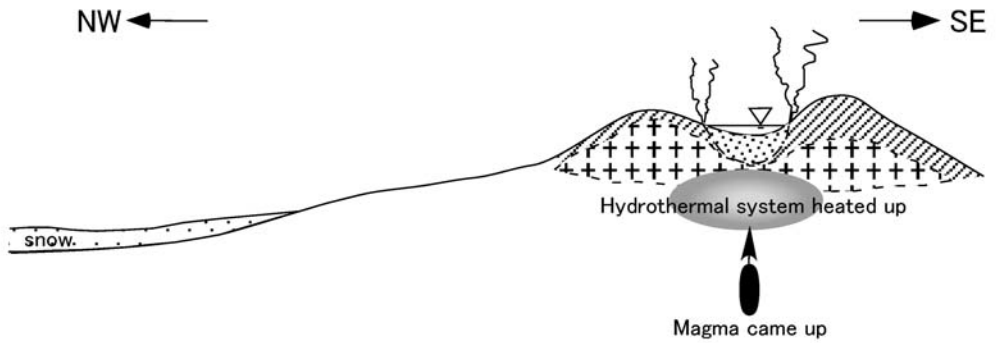
以上のことと当時の目撃証言を踏まえて、以下に 1926 年噴火の推移と大正泥流の発生モデルを示す。

崩壊前の中央火口は火口付近でマグマからの熱によって灼熱され、部分的には高温であったものの全体として温度は高くなかったと推定される(Fig. 12a)。火口には  $0.018 \times 10^6 \sim 0.015 \times 10^6 \text{ m}^3$  の沼が存在していた(佐藤, 1926; 渡辺, 1926)。また、現在観察できる中央火口の崩

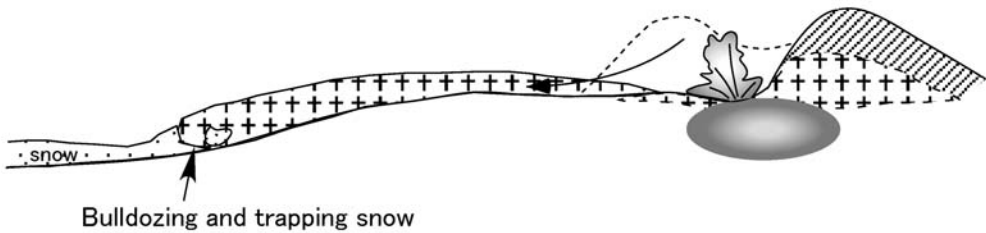
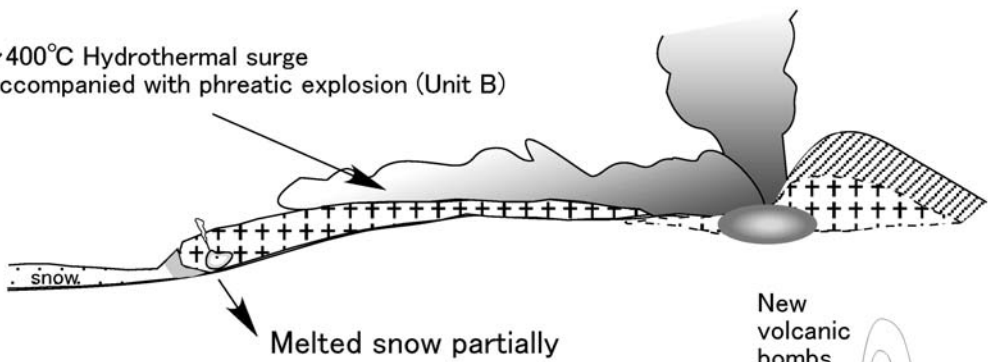
壊地形の内壁は、高さ約 100 m、幅約 500 m にわたり著しく熱水変質した熱水変質帯である。これは、崩壊直後の現地調査でも指摘されている(多田・津屋, 1927)。これらのことを考慮すると、崩壊前の中央火口の直下には少なくとも深さ 100 m まで熱水系が存在していたと考えられる。1926 年 5 月 24 日 12 時 11 分ごろ、この日 1 回目の爆発があった。この爆発によってラハールが発生した。このラハールは美瑛温泉(現・望岳台)付近を流れ、美瑛温泉の一部を破壊し、畠山温泉(現・白金温泉)付近まで流れ下った(多田・津屋, 1927)。しかし、ラハール本体の多くは既存の谷に沿って流れたため(多田・津屋, 1927)、比較的被害は少なかった。この 1 回目の爆発で発生したラハールの一部がユニット L2 として堆積していると考えられる。

1926 年 5 月 24 日 16 時 17 分、この日 2 回目の爆発により中央火口の北西半分が崩壊し、黒煙が上昇した(Fig. 12b)。黒煙が上がったという証言は多数ある。例えば「16 時 20 分ごろ突然ゴーという遠雷のような爆発音を聞いてすぐ野外に飛び出し、山頂の方を仰ぐと黒煙の立ち上がるのを認めたが、間もなく泥流が襲来し、事務所を浚っていった」という標高 1,100 m 付近にあった元山事務所にてかろうじて避難できた者の証言(十勝岳罹災救援会, 1929)がある。雪があった部分では、泥流の縁に沿って高さ 20 m の雪堤を作っていたことや(多田・津屋, 1927)、ユニット A がユニット L1 を削り込んでいることから、噴火に伴い発生した岩屑なだれは山腹の雪を押しよけるか、これを覆い融かしながら流下しユニット A として堆積したと考えられる。その後、崩壊に引き続き噴出した高温の熱水サージ(300°C～450°C)が発生・流下しユニット B として堆積したと考えられる。「黒茶色の煙が立ち、あたかも火が煙と共に山を下りてくるように見えた。間もなく向こうの山際から茶褐色のものが流れてきた。これは白煙を上げていた。」という 2 回目の爆発音が発生している最中に 1, 2 里の遠方を見ていた人の言(田中館, 1926)や、「このとき(爆発音があったとき)中央火口の主火口とその西斜面から高く黒煙が上昇し、つづいて第 1 回目の爆発によってその西北方に生じた新爆発孔あたりで、いっそう濃厚な団煙が斜上方に迸出し、その先端は渦をなして却って谷を奔走した。この団煙が鉱夫長屋の東を護っていた小丘を越え、直前に来たときは大きな濁流に変わっていたという」(渡辺, 1926)などの目撃証言は、煙のような乱流状態の流れが発生したことを示唆している。ユニット B はユニット A が押しのけたり取り込んだりした雪を急速に融かし、ユニット A を削り込み混合しながら発達して下流の泥流を形成したと考えられる(Fig. 12c)。ユニ

(a) Before 1926 eruption



(b) 16:17 May 24th 1926

(c)  $\sim 400^{\circ}\text{C}$  Hydrothermal surge accompanied with phreatic explosion (Unit B)

(d)

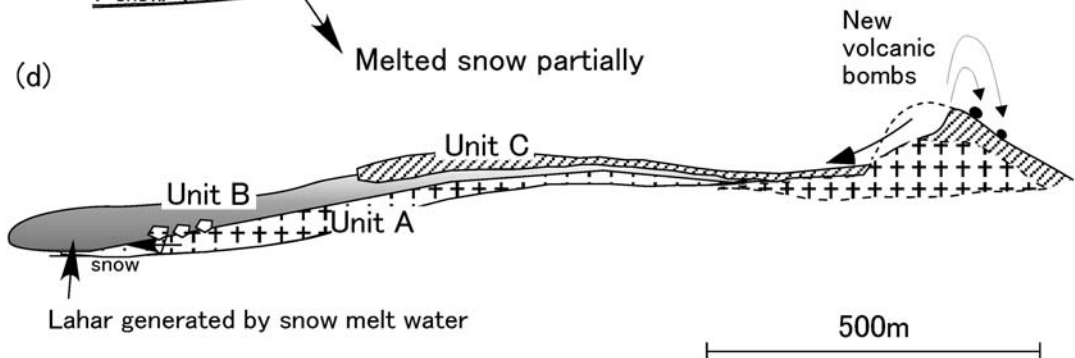


Fig. 12. Schematic illustrations showing the formation process of the Cm deposit. (a) Central crater before the 1926 eruption. (b) First collapse of central crater at 16:17 May 24 1926 (unit A). (c) Large explosion and hydrothermal surge melting snow and generation of lahar at downstream (unit B). (d) Second collapse of central crater just after the formation of unit B (unit C) and magmatic eruption producing volcanic bombs at the central crater.

ト C は最初の崩壊で重力的に不安定になった部分が直後に崩壊し堆積したと考えられる (Fig. 12d). すなわち、前述したように田中館 (1926) の証言には「茶褐色のものが流れてきた」とあることから、2つの流れを示唆している点と、茶褐色という色が現在堆積しているユニット C の色と同じ点が実際の噴出物と符合するからである。また、多田・津屋 (1927) が、崩壊物と第一次泥流に区分したのが、このユニット A とユニット C の違いを表しているとするれば、両者は符合すると考えられる。一方、ユニット C が 1926 年 9 月の爆発に伴って発生した「灰流」(延原, 1927) に対応するとする可能性に対しては、ユニット C が岩屑なだれの特徴を有しているのに対し、9月に起こった爆発は崩壊を伴っていないこと、ユニット C の分布域と 9月に起こった灰流の分布域とが異なることから否定される。9月に発生した灰流の堆積物は今回の調査では確認できなかった。1926 年 5 月 24 日の噴火は火山弾 (多田・津屋, 1927) を噴出して一連の活動は終息した (Fig. 12d).

以上のように 1926 年 5 月の崩壊以前の山体には多量の熱水が含まれていた可能性が高く、この熱水と融雪水が下流域に被害を与えた大正泥流 (Cm 起源のラハール堆積物) を形成した可能性が高い。大正泥流を形成するために必要な水量については、田中館 (1926)、渡辺 (1926)、村野 (1965)、石川・他 (1971)、西田 (1993) などの研究があり、これらの研究では融雪水や降水、河川水を足し合わせただけでは下流域を襲った規模の泥流は形成できないという問題点が指摘されている。今回の研究より多量の熱水が噴火とともに噴出し、これが大正泥流を形成する上で重要な水源になった可能性が高いことが明らかとなった。この結果は石川・他 (1971) が融雪の熱源としてあげた中の「噴出された熱水蒸気・ガスおよび熱水」の存在や、渡辺 (1926) が崩壊から泥流の形成は火山体に飽和していた地下水が主要な媒体となったとした説を、泥流の形成に熱水が関与したとする点で支持する。ただし、大正泥流の形成に関与した熱水量の定量化は今後の検討課題である。

## 8. ま と め

北海道十勝岳の北西斜面における地質調査及び古地磁気分析による Cm 堆積物の層序・粒度・構成物組成ならびに同堆積物の定置温度推定から、1926 年噴火の噴火推移及び大正泥流の発生機構について以下の点が明らかになった。

(1) Cm (石川・他, 1971) 及び、Cm1 (齊藤・他, 2000a) と定義された山体斜面に分布する大正泥流堆積物はユニット L1, L2, A, B, C に区分できる。

(2) 大正泥流堆積物のうち、ユニット A, ユニット C は岩屑なだれ堆積物、ユニット B は熱水サージ堆積物およびラハール堆積物、ユニット L1, ユニット L2 はラハール堆積物である。これらの堆積物のほとんどは、熱水変質をうけた火山砂礫及び粘土を多く含み、粘着性ラハールに区分される。

(3) 古地磁気学的検討から、標高約 1,440 m においてユニット A の定置温度は常温～620°C、ユニット B は 300～450°C、ユニット C は常温～500°C と考えられる。

(4) 岩相・分布・構成物から、ユニット L1 は 1926 年噴火以前に堆積していたラハール堆積物と考えられる。岩相や定置温度の検討から、ユニット A は 1926 年 5 月 24 日の第 2 回目の爆発によって崩壊した岩屑なだれ堆積物であり、ユニット B は崩壊に伴って発生した高温の熱水・水蒸気が混合した乱流状態の流れである熱水サージと、熱水サージが雪を融かして発生したラハールの堆積物である。ユニット C はユニット A, B 形成直後に発生した岩屑なだれの堆積物である。ユニット L2 はユニット A～C とは岩相が異なることと分布より 1926 年 5 月 24 日の第 1 回目の爆発時に発生したラハール堆積物であると考えられる。

(5) 1926 年噴火で大部分の雪を融かしたのは、ユニット B を堆積させた熱水サージ及びラハールであると考えられる。これらがユニット A を削りこみ混ぜり合い、下流で甚大な被害を生じたラハールを発生させたと考えられる。

## 謝 辞

本研究をまとめるにあたり、日本大学文理学部の宮地直道教授には終始ご指導いただき、金丸龍夫博士には論文原稿を読んでいただき有益なコメントをいただいた。日本大学文理学部学生の杉中佑輔氏には粒度分析を手伝っていただいた。元日本大学文理学部学生の遠藤真奈美氏には、古地磁気の分析やサンプリングの方法をご教示いただき、井比洋輔氏、中村翔太氏、金子博充氏、諏訪原絵理子氏、吉村奈々子氏、藤田江里子氏、阪上雅之氏には、現地調査の際に掘削やサンプリング作業を手伝っていただいた。産業総合研究所の山元孝広博士には、粘着性ラハールについて、宝田晋治博士には岩屑なだれの構造についてご教示いただいた。防災技術(株)の堀伸三郎氏、国土技術政策総合研究所危機管理技術研究センターの伊藤英之博士、北海道大学の中川光弘教授、吉本充宏助教、藤原信也氏には有益な議論や助言をいただき、勝井義雄名誉教授には論文・資料の提供をしていただいた。オークランド大学の D.M. Gravelly 博士には Abstract を校正していただいた。野外調査の際は環境省

大雪山国立公園東川事務所には調査の許可をいただいた。また、宿泊先の吹上温泉保養センター白銀荘の従業員の皆様には励ましの声をかけていただき、大変お世話になった。査読者の宮縁育夫博士、及び匿名査読者の有益なご助言により本稿は大きく改善された。記して感謝いたします。

### 引用文献

- Aramaki, S. and Akimoto, S. (1957) Temperature estimation of pyroclastic deposit by natural remnant magnetism. *Amer. J. Sci.*, **255**, 619–627.
- Capra, L. and Macias, J.L. (2002) The cohesive Naranjo debris-flow derived from the Pleistocene debris-avalanche deposit of Nevado de Colima Volcano (Mexico). *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **117**, 213–235.
- Crandell, D.R. (1971) Postglacial lahars from Mount Rainier Volcano, Washington. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, **677**, 75p.
- Friedman, G.M. and Sanders, J.E. (1978) Principles of sedimentology. *New York: Wiley*, 792p.
- 藤沢康弘・上野宏共・小林哲夫 (2001) 火砕堆積物の堆積温度からみた由布火山の 2. 2ka 噴火. *火山*, **46**, 4, 187–203.
- 藤原伸也・中川光弘・長谷川撰夫・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**, 5, 253–271.
- 平林順一・小坂丈予 (1989) 十勝岳 62–1 火口の火山ガス組成. 1988 年十勝岳火山噴火の推移, 発生機構および社会への影響に関する調査. 文部省科学研究費 (No. 63115054). 突発災害調査研究成果. 特定研究 (1) 総合研究班, No. B-63-5. (代表者: 勝井義雄), 67–78.
- Hoblitt, R.P. and Kellogg, K.S. (1979) Emplacement temperatures of unsorted and unstratified deposits of volcanic rock debris as determined by paleomagnetic techniques. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **90**, 633–642.
- 堀伸三郎・楨納智裕・笠置哲造・斉藤裕子・松尾 淳 (1999) 堆積物からみた十勝岳大正泥流の発生機構. 地すべり学会第 38 回研究発表会講演集.
- 石川俊夫・横山泉・勝井義雄・笠原稔 (1971) 十勝岳, 火山地質・噴火史・活動の現況および防災対策. 北海道防災会議, 136p.
- 伊藤英之 (2003) 十勝岳グラウンド火口形成以降の火山活動史の解明と危機管理対応に関する研究. 北海道大学大学院理学研究科博士論文, 249p.
- 伊藤英之・脇山勘治・吉田真理夫・長山孝彦・原田憲邦・楠木雅博 (2004) 融雪型火山泥流の発生メカニズム—十勝岳 1926 年火山泥流の融雪実験によるアプローチ—. 日本火山学会 2004 年度秋季大会講演予稿集, p. 36.
- 勝井義雄・石川俊夫 (1981) 樽前山の活動史, 噴出物調査および Disaster Map と災害評価. 文部省科学研究費自然災害特別研究成果自然災害科学総合研究班報告書「噴火災害の特質と Hazard Map の作成およびそれによる噴火災害の予測研究」(代表者: 下鶴大輔), 9–13.
- 勝井義雄・河内晋平・渡辺秀文・高橋 保・江頭進治 (1986) 南米コロンビア国ネバド・デル・ルイス火山の 1985 年噴火と災害に関する調査研究. 文部省科学研究費 (No. 60020050) 自然災害特別研究突発災害研究成果. No. B-60-7.
- 勝井義雄・鈴木建夫・曾屋龍典・吉久康樹 (1989) 北海道駒ヶ岳火山地質図. 地質調査所, 8p.
- Katsui, Y., Kawachi, S., Kondo, Y., Ikeda, Y., Nakagawa, M., Gotoh, Y. and Yamagishi, H. (1990) The 1988–1989 Explosive Eruption of Tokatidake, Central Hokkaido, Its Sequence and Mode. *Bull. Volcanol. Soc. Japan.*, **35**, 111–129.
- Kirschvink, J.L. (1980) The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, **62**, 699–719.
- 小玉一人 (1999) 古地磁気学. 東京大学出版会, 248p.
- 国土地理院 (2000) 磁気図 (偏角図) 2000. 0 年値. 国土地理院技術資料, B・1-No. 35.
- Lecointre, J.A., Neall, V.E., Wallace, R.C. and Prebble, W. M. (2002) The 55-to 60 ka Te Whaiau formation: a catastrophic, avalanche-indeed, cohesive debris-flow deposit from Proto-Tongariro Volcano, New Zealand. *Bull. Volcanol.*, **63**, 509–525.
- Major, J.J. and Newhall, C.G. (1989) Snow and ice perturbation during historical volcanic eruptions and the formation of lahars and floods. A global review. *Bull. Volcanol.*, **52**, 1–27.
- 松島善雄・岡崎紀俊・西田泰典・前田 亟・笠原 稔・田中和夫 (1989) 十勝岳における 1988 年 12 月に始まる噴火前後の熱的状态. 1988 年十勝岳火山噴火の推移, 発生機構および社会への影響に関する調査. 文部省科学研究費 (No. 63115054). 突発災害調査研究成果. 特定研究 (1) 総合研究班, No. B-63-5. (代表者: 勝井義雄), 67–78.
- McClelland, E.A. and Druitt, T.H. (1989) Palaeomagnetic estimates of emplacement temperatures of pyroclastic deposition Santorini, Greece. *Bull. Volcanol.*, **51**, 16–27.
- Murai, I. (1960) On the Mud-flows of the 1926 Eruption of Volcano Tokachi-dake, Central Hokkaido, Japan. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **38**, 55–70.
- Murai, I. (1963) A brief note on the eruption of the Tokachi-dake volcano of June 29 and 30, 1962. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **41**, 185–208.
- 村野義郎 (1965) 十勝岳の土石流について. *新砂防*, **59**, 14–23.
- 中井睦美 (2004) ジオロジストのための岩石磁気学 帯磁率・古地磁気から AMS まで. 地学双書 34, 地学団体研究会, 178p.
- 南里智之・楨納智裕・米川 康・原田憲邦・安藤裕志・山田 孝 (2008) 十勝岳・富良野川における火山泥流発生履歴に関する研究. *砂防学会誌*, **60**, 5, 23–30.
- 西田泰典 (1993) 十勝岳大正泥流について. 文部省科学研究費自然災害特別研究, 研究計画「火山災害の規模と特性」(代表者 荒牧重雄) 報告書, 97–99.
- 延原幸一 (1927) 十勝岳硫黄山再度の爆発. *地学雑*, **39**, 204–213.
- 延原幸一 (1928) 十勝岳最近の爆発. *地学雑*, **40**, 365–366.

- 大野希一・山川修治・大石雅之・高橋 康・上野龍之・井田貴史 (2005) 凝集粒子を用いた噴煙高度の推定—浅間火山 2004 年 9 月 23 日噴火に伴う降下火砕物の堆積様式—。火山, **50**, 6, 535–554.
- Porreca, M., Mattei, M., MacNiocaill, C., Giordano, G., McClelland, E. and Funicello, R. (2008) Paleomagnetic evidence for low temperature emplacement of the phreatomagmatic Peperino Albano ignimbrite (Colli Albani volcano, Central Italy). *Bull. Volcanol.*, **70**, 877–893.
- Satio, T., Ishikawa, N. and Kamata, H. (2003) Identification of magnetic minerals carrying NRM in pyroclastic-flow deposits. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **126**, 127–142.
- 斎藤裕子・楨納智裕・松尾 淳 (2000a) 十勝岳大正泥流の流下・発達機構—残された堆積物の粒度分布・鉱物組成からの検討—。第 39 回日本地すべり学会研究発表会講演集。
- 斎藤裕子・堀伸三郎・楨納智裕 (2000b) 十勝岳北西斜面における樽前 a 降下 (1739) 以降の長距離土砂移動。日本火山学会 2000 年秋季大会講演予稿集, 155.
- 佐藤戈止 (1926) 十勝岳爆発調査報文。地質調査報告, **95**, 1–26.
- 多田文男・津屋弘達 (1927) 十勝岳の爆発。震研彙報, **2**, 49–84.
- 田中館秀三 (1926) 十勝岳爆発概報。札幌, 66p.
- 玉生志郎 (1996) 熱水系。地団研編, 新版地学事典, 平凡社, p. 986.
- 十勝岳爆発罹災救済会 (1929) 十勝岳爆発災害誌。札幌, 521p.
- 植木岳雪・鈴木毅彦 (2004) 八甲田カルデラ火砕流堆積物の古地磁気極性。地質学雑誌, **110**, 7, 384–394.
- Ui, T. (1983) Volcanic dry avalanche deposits — identification and comparison with nonvolcanic debris stream deposits. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **18**, 135–150.
- Ui, T. (1985) Debris avalanche deposits associated with volcanic activity. Proc. IV International Conference and Field Workshop on Landslides, Tokyo, 405–410.
- Valentine, G.A. and Fisher, R.V. (1993) Glowing avalanches: new research on volcanic density currents. *Science*, **259**, 1130–1131.
- 渡辺万次郎 (1926) 十勝岳爆発調査報文。東北大学理科報告, **3**, 77–94.
- 渡瀬正三郎 (1926) 十勝岳と水害の原因。地学雑誌, **38**, 513.
- 山元孝広 (2006) 伊豆大島火山, カルデラ形成期の火砕物密度流堆積物: 差木地層 S<sub>2</sub> 部層の層序・岩相・年代の再検討。火山, **51**, 4, 257–271.

(編集担当 大場 司)