

安達太良火山西麓，酸川流域に分布するラハール堆積物：  
過去 14000 年間の層序・年代と堆積過程

片岡 香子\*・神野 成美\*\*・長橋 良隆\*\*・木村 勝彦\*\*

(2015年7月8日受付, 2015年10月12日受理)

Stratigraphy, Chronology and Depositional Processes of Lahar Deposits  
in the Sukawa River System, Adataro Volcano, Northeast Japan

Kyoko S. KATAOKA\*, Narumi KAMINO\*\*, Yoshitaka NAGAHASHI\*\* and Katsuhiko KIMURA\*\*

Previously known lahar deposits along the Sukawa River, western slope of Adataro volcano, consist of at least 7 muddy (cohesive) units and were formed during the last 2500 years. This paper reports stratigraphy, chronology and depositional processes of the newly found lahar units that were deposited older than 2500 years ago.  $^{14}\text{C}$  dating for wood fragments within lahar deposits and intercalated paleosol layers indicates that at least 18 lahar events occurred in the area during the last 14000 years. The newly found lahar units comprise 10 muddy matrix-rich units and one bouldery gravel unit. The muddy matrix-rich units are very poorly sorted with pebble to cobble sized andesite clasts and hydrothermally altered clasts. Bouldery gravel unit is filled with sandy matrix and composed of clasts with oxidized rind locally. Bulk chemistry of these lahar units indicates that high sulfur content in the muddy units whereas  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  content is higher in the bouldery gravel units. The muddy units are derived from syn- or post-eruptive lahars in relations with phreatic eruptions or degradation of hydrothermally altered source rocks nearby the Numanotaira crater at the summit. The bouldery unit distributed farther downstream may have resulted from a non-cohesive debris flow or an outburst flood from the crater or a volcanically dammed upstream area. The presence of oxidized clasts indicates that during traveling, the watery flow entrained clasts which were exposed on a gravelly riverbed in an inter-eruptive period. The two types of lahar deposits show flows with different characteristics (cohesive and non-cohesive) that originated from Adataro volcano. Proximal eruptive units in the summit area sometimes can be degraded easily and overprinted by other eruptive units that result in a paucity and difficulty in understanding the precise eruption history of a volcano. Therefore, approaching from analysis of distally deposited lahar units will give a hint to assess not only a lahar trigger but also the types, frequency and volume of volcanic eruptions.

**Key words:** Adataro volcano, cohesive debris flow, lahar, phreatic eruption, Sukawa River

## 1. はじめに

噴火時あるいは噴火後に発生する火山性土砂の集合的流動現象で水を伴うものは、土石流や泥流などの形態をとる。水を介したこのような流動現象はラハール（火山泥流）とも呼ばれ（定義の詳細については後述する）、1926年十勝岳・1985年コロンビア Nevado del Ruiz 火山の融雪型ラハールや、1991年フィリピン Pinatubo 噴火後に

たびたび発生した降雨型ラハール、1953年ニュージーランド Ruapehu 火山の火口湖決壊洪水など、甚大な被害が起きている（Manville, 2004; Newhall and Punongbayan, 1996; Pierson *et al.*, 1990; 多田・津屋, 1927）。特に火山周辺で起こる水と土砂の流動現象は、噴火による大量の碎屑物が斜面や谷に新たに堆積することや山体に熱水変質を受けた脆弱な岩石が存在することで、不安定土砂が非

\*〒950-2181 新潟市西区五十嵐2の町8050番地  
新潟大学災害・復興科学研究所  
Research Institute for Natural Hazards and Disaster Recovery, Niigata University, Ikarashi 2-cho 8050, Nishiku, Niigata 950-2181, Japan.

\*\*〒960-1296 福島市金谷川1番地

福島大学共生システム理工学類  
Faculty of Symbiotic Systems Science, Fukushima University, Kanayagawa 1, Fukushima 960-1296, Japan.

Corresponding author: Kyoko S. Kataoka  
e-mail: kataoka@gs.niigata-u.ac.jp

火山性のものに比べより多く存在することから、非火山性の土石流などに比べると規模が大きくなる。

本研究対象地域である安達太良火山西麓の酸川沿いでは、山元 (1998) により、過去 2500 年間に堆積した 7 層のラハール堆積物が記載されている。著者らは、酸川沿いの露頭を調査し、山元 (1998) が報告したラハール堆積物よりも下位に、11 層のラハール堆積物を発見した。また、ラハール堆積物中に含まれる木片やラハール堆積物間に発達する古土壌層の放射性炭素年代測定を行った。その結果、過去約 14000 年の間に少なくとも 18 回のラハールが発生し酸川流域に至ったことが明らかとなった。また、ラハール堆積物は泥質マトリクス支持の土石流堆積物だけでなく、巨礫を含む砂礫質のものも 1 層見いだされた。このことは、流体の特性だけでなく、発生過程の異なるラハールが流域に起きたことを示唆する。本研究対象の安達太良火山は、冬期に冠雪する活火山の一つであり、過去にも火口である沼ノ平に火口湖水が存在した記録がある (井上, 1900)。そのため、噴火そのものだけでなく、噴火時あるいは噴火後における融雪型や降雨型ラハールの発生や、今後、火口湖が発達するようなことがあればその決壊洪水による災害も懸念されることから、過去における流域のラハール発生記録に基づき、履歴や頻度、規模を検討し、その発生要因を明らかにすることは、火山防災上も重要である。

なお、本研究では、火山周辺で起こる水と火山性土砂の混合流の発生・流下・堆積の一連の現象 (イベント) についてラハール (lahar) という語を用いる。これは特定の流れの状態を示す用語ではなく、火山性の土石流・hyperconcentrated flow (土砂流や高密度洪水流、掃流状集合流動、粒子濃集流を指す)・洪水流 (flood flow: つまり hyperconcentrated flow よりも流体中の粒子量が少ない洪水流)・河川流 (streamflow) などの状態を含む総称であり (片岡・長橋, 2014; Smith and Lowe, 1991; Vallance and Iverson, 2015)、噴火に直接的に関わるものや、噴火直後または休止期に発生する。その起因 (トリガー) は降雨や融雪、火口湖・せき止め湖決壊などさまざまである (Vallance and Iverson, 2015)。また、ラハールイベントの上流から下流にかけて、あるいは時間的に流体の特性が例えば土石流から hyperconcentrated flow へと変化することがある (Pierson and Scott, 1985; Smith and Lowe, 1991 など)。本論文では、流れの状態を区別せずにイベントを指す用語としてラハールを用い、その堆積物に対してはラハール堆積物と呼ぶ。ある特定の流れ状態や流体の性質を示す場合は、粘性土石流 (Scott *et al.*, 1995 など) のように用いる。

## 2. 調査地域の地形・地質の概要

### 2-1 安達太良火山の噴火層序および酸川周辺の地質概要

安達太良火山は、東北日本の火山フロントに位置する活火山であり、東西 12 km、南北 15 km の複合火山である。沼ノ平火口 (火口底の標高 1452 m) は、鉄山 (標高 1709 m) と安達太良山 (標高 1699 m) の間にあり、径約 1 km の火口の西側は開けており、硫黄川となる。硫黄川は高森川と合流した後に、酸川と合流する (Fig. 1)。安達太良火山では、地質と岩石に関する研究 (藤縄, 1980; 阪口, 1995)、形成史に関する研究 (藤縄・他, 2001)、テフラに関する研究 (藤縄・鎌田, 2005; 山元・阪口, 2000) などが既に行われている。このうち、本論で対象とする酸川流域のラハール堆積物の年代と重なるのは、山元・阪口 (2000) により報告された過去 1 万年間程度の爆発的噴火によるテフラ層であり、主にブルカノ式噴火による安達太良-沼ノ平テフラ群 (Ad-NT1~6) と水蒸気噴火による堆積物 (Ad-p1~5) の 11 層がある。これらはいずれも沼ノ平火口からの噴出とされる。約 1 万年前とされる Ad-NT1 とその下位の約 3 万年前に堆積した始良-Tn 火山灰 (AT: 町田・新井, 1976; Smith *et al.*, 2013) との間には、安達太良火山起源の噴出物はないとされる。 $^{14}\text{C}$  年代値としては、Ad-NT2 から  $7850 \pm 60$  yrs BP と  $7640 \pm 80$  yrs BP が、Ad-NT3 から  $7270 \pm 90$  yrs BP が、Ad-NT5 から  $3990 \pm 60$  yrs BP が、Ad-NT6 から  $2410 \pm 60$  yrs BP が、Ad-p4 から  $1070 \pm 50$  yrs BP が、Ad-p5 から  $210 \pm 60$  yrs BP (1900 年噴火) が得られている。

調査地域は酸川流域に広がる盆地内にあり、田茂沢付近の狭窄部まで平坦面を成す。この平坦面 (低地) の東端 (上流端) は安達太良火山沼ノ平火口から約 7 km 西方に位置し、そこから東西幅約 4 km、南北幅最大 1 km と東西方向に伸びる (Fig. 1)。上流端は標高 700 m、西方の下流端は標高 600 m であり、東半分の平均傾斜は約  $2^\circ$ 、西半分の平均傾斜は約  $1^\circ$  となる。低地の南縁部を穿って、現在の酸川が西に流れている (Fig. 1)。低地を囲む北と南の山地は、約 10 Ma の年代とされる木地小屋層 (山元, 1994) のカルデラ充填火砕流堆積物および岩屑なだれ堆積物からなる。酸川上流の達沢川は、酸川から南方に伸び、その上流部には白亜紀後期の花崗閃緑岩が露出する。また、調査地域の東端から安達太良火山にかけての山麓部には、沼尻火砕流堆積物 (藤縄, 1980) が分布する。沼尻火砕流堆積物は、その全てが約 12 万年前の安達太良-岳テフラ (Ad-DK) の火砕流相とする考え (山元・阪口, 2000) とその上部が安達太良-岳テフラの火砕流相 (元山火砕流: 藤縄, 1980) とする考え (藤縄・他, 2001) がある。

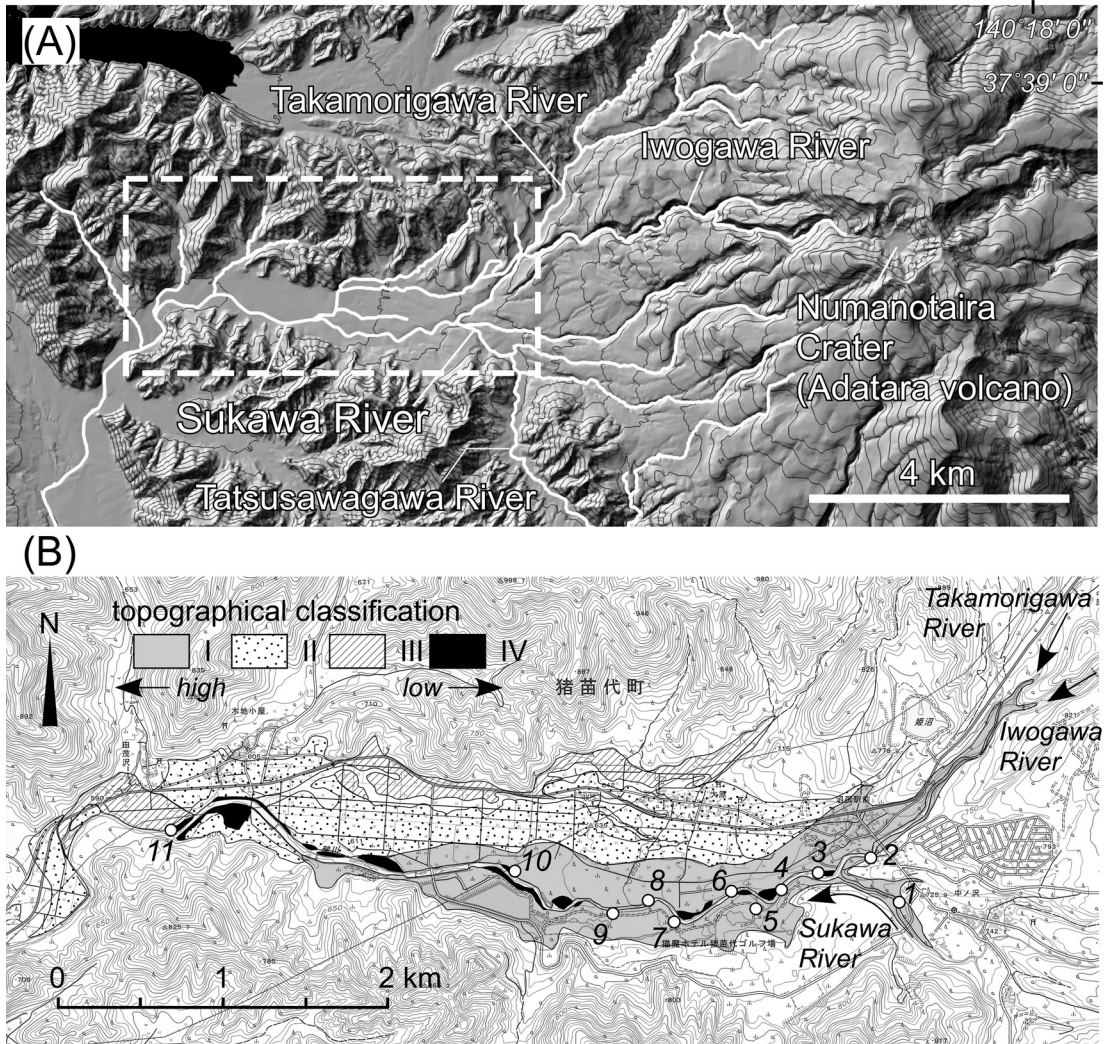


Fig. 1. Index maps showing (A) location of the study area in the western flank of Adataro volcano and the Sukawa River catchment and (B) outcrop localities and distribution of the lahar deposits and related geomorphic surfaces. The data of DEM (10-m-mesh) and topographical map (part of 1:25,000 quadrangle sheet “Nakanosawa”) are published by Geospatial Information Authority of Japan.

## 2-2 地形面区分

酸川流域の1976年に国土地理院により撮影された2万分の1の空中写真を用いて地形判読を行った。酸川沿いの低地(盆地)を構成する地形面は、地形的に高位のものから順に、I面・II面・III面・IV面に区分した(Fig. 1B)。I面は低地南部の酸川沿い約4kmにわたり分布する。この地形面は酸川・高森川合流部よりもやや上流域にまで連続する。II面は、I面が河川により削剥されてわずかに低くなり形成された地形面と判断でき、この面は低地中央部から現在の酸川右岸側に、東西幅約4.5

kmで広く分布する。III面は、低地北部の縁辺に3kmにわたり、他の地形面と比べ狭小に分布する。II面とIII面の境界付近は開析谷が樹枝状に発達する。現在の酸川は主にI面の中を流れており、流路沿いに部分的に見られる段丘状の微高地をIV面とした。研究対象とした露頭はすべて酸川沿いに位置し、Loc. 11を除いてI面を構成する。Loc. 11については、露頭の位置がほぼ現河床にあり、観察したラハール堆積物はIII面を構成する層の下位に位置する。

### 3. ラハール堆積物の区分と記載

後述するように、本調査地域では約 14000 年前以降のラハール堆積物や河川性堆積物が分布する。それぞれの堆積物は、岩相および古土壤層の挟在により区別できる (Figs. 2, 3, and 4 A)。とくに古土壤層の発達は、堆積後の離水と植生が発達する程度の堆積の間隙を示す。なかでも調査地域において鍵層となるのは、厚層で特徴的な L1 ラハール堆積物 (山元, 1998) である。本研究ではこれを基準として、L1 層準より下位の堆積物、L1 層準、L1 層準より上位の堆積物と、下位から順に堆積物の地質学的特徴を記載する。

#### 3-1 L1 ラハール堆積物 (山元, 1998) より下位の堆積物

L1 ラハール堆積物 (山元, 1998) より下位の堆積物は、堆積物のマトリクスが泥質のものについて M のコードを、マトリクスが砂質または全体が砂礫質のものは GS のコードを付して、下位より順に (M9, GS2, M8, M7, M6, M5, M4, M3, M2, GS1, M1) 記述する。

##### M9 層 (Loc. 6, Loc. 11)

M9 層は淘汰が悪く、未固結・塊状・マトリクス支持の堆積物で、層厚は約 0.5~1.5 m 以上である。マトリクスは青灰色、オレンジ色、黄褐色、灰白色で、粘着質なシルトから粘土が卓越し、中粒~極粗粒砂を含む。含まれる礫は、径 4~15 cm、最大径 80 cm の亜角~亜円礫の安山岩および花崗岩で、まれに白色に変質した安山岩片が見られる。Loc. 6 では下部が青灰色、中部が黄灰色、上部がオレンジ色に変色した層が認められる。M9 層の上位には厚さ 3~5 cm 程度の古土壤層が部分的に発達する。

##### GS2 層 (Loc. 3, 6, 7, 8, 10, 11)

GS2 層は淘汰が悪く、塊状で全体的に赤褐色を呈する。他の層とは違い固結度が高いことが特徴で、現在の酸川河床に棚状に特徴的に産する (Fig. 4 B)。層厚は約 2~3 m 以上である。GS2 層はクラスト支持に近いマトリクス支持であり (見かけの礫含有率 40~50% 程度)、マトリクスは中粒~極粗粒砂からなる。礫は亜角、亜円、円礫などが混在するが、円磨度の高い礫が多く含まれる。礫のサイズは中礫から大礫であるが、径 30~80 cm、最大径 1.5 m の巨礫も含む。含まれる礫の多くは安山岩であり、花崗岩や火砕岩、泥岩礫も見られる。一部の礫には厚さ数 mm 程度の酸化した赤褐色皮膜層が認められる。明瞭なインプリケーションはないが、まれに長軸が流向に平行で上流側に傾斜するオリエンテーションが見られることがある。また、堆積物のマトリクス部には厚さ 50 cm 程度のレンズ状・ブロック状に変質した粘土質の部分がまれに認められ、M9 層などの下位層のはぎ取

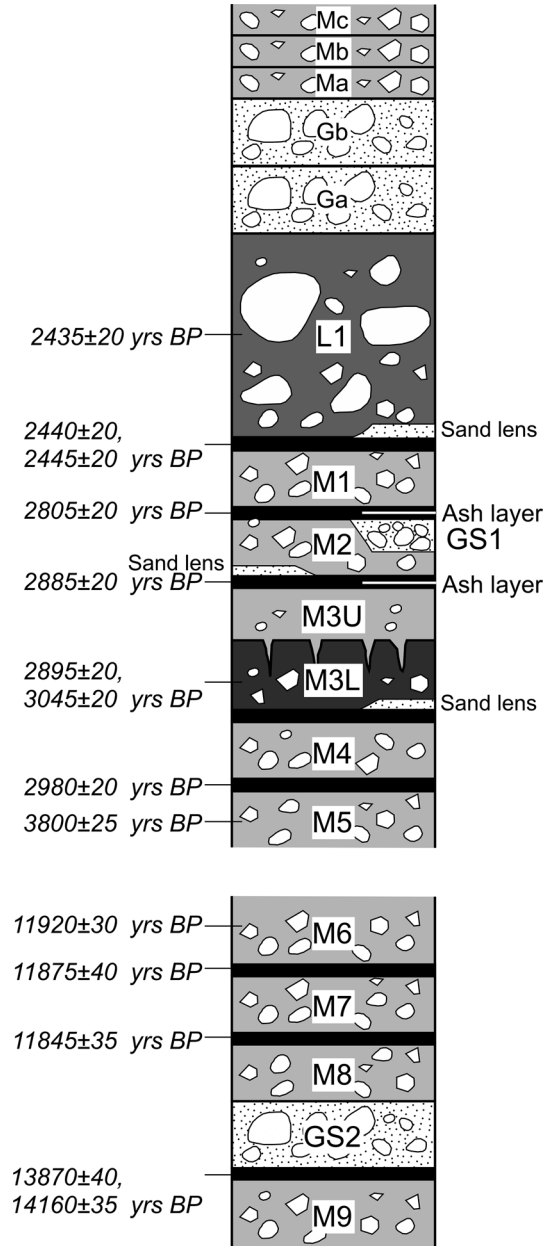


Fig. 2. Stratigraphy and chronology (based on  $^{14}\text{C}$  dating) of the lahar and fluvial deposits in the Sukawa River system (explanation of symbols as for Fig. 3).

りに由来するものと考えられる。

##### M8 層・M7 層・M6 層 (Loc. 11)

M8 層は、下位の GS2 層の上位に位置する。M8 層は淘汰が悪く、未固結・塊状・マトリクス支持の堆積物であり、層厚は 30 cm 以上である。マトリクスは灰色の粘



Fig. 3. Stratigraphic sections of the lahar and fluvial deposits in the study area.

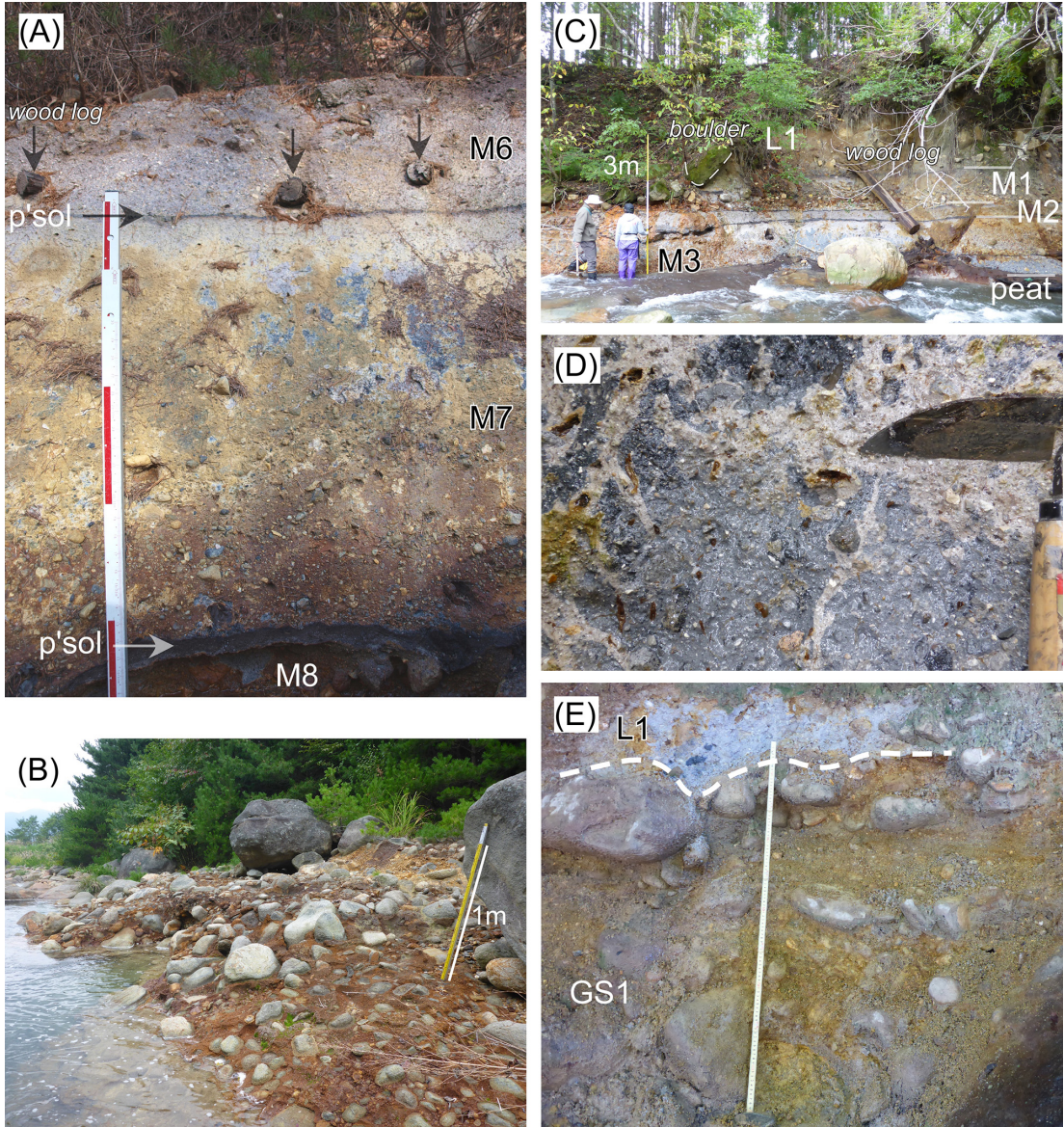


Fig. 4. Field photographs showing (A) stratigraphy of M8, M7, and M6 lahar units at Loc. 11. Scale division is 20 cm; (B) bouldery deposits with sandy matrix of GS2 lahar unit at Loc. 7; (C) stratigraphy of M3, M2, M1, and L1 lahar units at Loc. 5; (D) close-up of muddy matrix of M3L lahar unit at Loc. 5; and (E) gravelly GS1 unit overlain by the L1 lahar unit at Loc. 4. Scale is 1 m long.

土が卓越し、中粒～極粗粒砂を含む。平均粒径約 1～2 cm、最大径 15 cm の亜角～円礫の安山岩を含む。堆積物には直径 50 cm 程度の立ち木が含まれる。M8 層の上位には厚さ約 3 cm の古土壤層が発達する。

M7 層は、下位の古土壤層の上に重なり、淘汰が悪く、未固結・塊状・マトリクス支持の堆積物である (Fig. 4 A)。層厚は 1 m 程度である。マトリクスは灰白色～青灰色を

呈し、粘土が卓越し中粒～極粗粒砂を含む。平均粒径約 1～3 cm、最大径 8 cm の亜角～亜円礫の安山岩を含むが、上部約 20 cm には礫があまり含まれていない。径が 1.5 cm の枝や径が 15 cm 程度の樹幹がまれに認められる。M7 層の上位には厚さ約 2 cm の古土壤層が発達する。

M6 層は、下位の古土壤層を直接覆う。M6 層は淘汰が悪く、未固結・塊状で、マトリクス支持の堆積物であ

る。層厚は 90 cm 以上である。マトリクスは紫がかった灰白色を呈し、粘土が卓越し、細粒～極粗粒砂を含む。下部は平均粒径 2～3 cm、最大径 6 cm までの角礫～亜円礫の安山岩を含む。上部約 30～40 cm は平均粒径 5～10 cm、最大径 15 cm 程度の亜角～亜円礫の安山岩が見られる。上部は下部に比べて若干マトリクス（粘土質）の紫色が濃くなり、含まれる礫の大きさも大きくなる傾向がある。M6 層は木片や径が 8 cm 程度の樹幹を含む (Fig. 4 A)。

#### M5 層 (Loc. 5)

M5 層は下位となる M6 層との直接的な関係は不明である。しかし、後述の<sup>14</sup>C 年代値から M5 層は M6 層よりも優位に新しいことから、M5 層は M6 層準よりも上位に位置すると判断できる。

M5 層は、淘汰が悪く、未固結・塊状・マトリクス支持の堆積物であり、層厚は 60 cm 以上である。マトリクスは紫灰白～青灰色で、粘土が卓越しており、中粒～極粗粒砂を含む。下部の青灰色部は平均粒径が約 7 cm で、最大径 20 cm の安山岩の亜角～亜円礫を含む。上部の紫がかった灰白色部は平均粒径約 2～3 cm で、最大径 5 cm の安山岩の亜角～亜円礫を含み、白色の岩片も見られる。堆積物は全体的にやや上方細粒化を示す。また、堆積物中には、直径 50 cm 程度の樹幹や木片を含む。さらに、M5 層の上位には層厚 30 cm 程度の木片や植物片に富み、立ち木が含まれる泥炭層が発達する。また、この泥炭層は、部分的に侵食されている。

#### M4 層 (Loc. 5)

M4 層はレンズ状に産し、連続性が悪い。堆積物は淘汰が悪く、未固結・塊状・マトリクス支持で、層厚は 30～40 cm 程度である。マトリクスは青灰色の粘土が卓越し、中粒～極粗粒砂を含む。平均粒径約 4～5 cm、最大径 30 cm の亜角～亜円礫の安山岩および白色岩片を含む。また、木片も含まれる。M4 層の上位には層厚 2 cm 程度の古土壤層が発達するが、上位の M3 層によって部分的に削剥されている。

#### M3 層 (Loc. 4, Loc. 5, Loc. 7)

M3 層は淘汰が悪く、未固結で塊状、マトリクス支持の堆積物である (Figs. 4 C and 4 D)。Loc. 5 での層厚は約 1.1 m で、Loc. 7 では約 2.5 m である。マトリクスは粘土が卓越し、中粒～極粗粒砂を含む (Fig. 4 D)。岩相によって下部 (M3L) と上部 (M3U) とに分けられる。

Loc. 5 での M3L 層は、層厚約 70 cm で、青灰色～濃青灰色を呈し、平均粒径約 5～7 cm、最大径 30 cm の亜角～亜円礫の安山岩を含む。また、礫には径 15 cm 程度までの、赤色や緑色、白色に変質した岩片が含まれる。ごくまれに、花崗岩礫が見られる。側方に、径約 40～80

cm の巨礫の集中する部分へと変化することがある。M3L 層の基底部には、灰色の細粒～極粗粒砂層がレンズ状に、最大層厚 16 cm 程度で挟在する。この砂層は、下部約 4 cm は塊状で細粒～極粗粒砂からなり、中部約 5 cm は平行葉理が発達する淘汰の良い極細粒～細粒砂、上部 7 cm は塊状で、淘汰が比較的良好の中粒～極粗粒砂からなる。

M3U 層は、層厚約 40 cm で、灰白色を呈し、平均粒径が 0.5～1 cm、最大径 2 cm 程度の亜角～亜円礫の安山岩を含む。M3U 層に含まれる礫の割合は、M3L 層と比較すると少ない。M3L 層と M3U 層との境界部は、M3L 層 (青灰色部) の上面に発達した細いリル状の割れ目に、M3U 層のマトリクスが浸透し埋めるような構造を示す。このことは、M3L 層の堆積後に表面の収縮などが起きて割れ目を形成した可能性を示唆し、M3U 層とのある程度の時間間隙を示す。Loc. 7 では、下部の青灰色部は層厚 1 m、上部の灰白～黄灰色部は層厚 1.5 m である。

M3 層は木片を含み、直径 20 cm 程度の樹幹も認められる。Loc. 5 では、M3 層の上位に層厚約 8 cm の古土壤層がある。その上部には、白色、シルトサイズの火山灰層が最大層厚 0.4 cm のレンズ状に挟在する。実体顕微鏡下では、おもに白色の変質した岩片からなり、その他に斜長石、斜方輝石、単斜輝石などを含む。

#### M2 層 (Loc. 5, Loc. 7)

M2 層は、淘汰が悪く、未固結・塊状・マトリクス支持の堆積物であり、層厚は約 30～40 cm である。下位の古土壤層を一部侵食して産する。マトリクスは紫灰色の粘土が卓越し、中粒～極粗粒砂を含む。平均粒径 1～3 cm 程度の角礫～亜円礫を含み、まれに径 10 cm 程度の礫も含む。Loc. 5 では、粒径の大きな礫の含有は、M3L 層や M1 層に比べると少ない。礫は、安山岩が多く、白色に変質した岩片も含まれる。また、M2 層は木片を含む。Loc. 7 では M2 層の基底に層厚 20 cm までの淘汰の良い細粒から粗粒砂層が挟まる。上部は侵食されており、部分的にリップル葉理が認められる。Loc. 5 では、M2 層の上位には層厚約 3～5 cm の古土壤層が発達し、上位の堆積物との間に一部侵食が見られる。古土壤層の上部には、層厚 1 cm 程度の淘汰が良い、シルト～極細粒砂サイズの白色火山灰層が挟在する。実体顕微鏡下では、おもに白色の変質した岩片からなり、その他に斜長石、斜方輝石、単斜輝石などを含む。

#### GS1 層 (Loc. 4, Loc. 7)

GS1 層は、M3 層や M2 層を部分的に侵食し、その上位に直接重なる。層厚は 20～70 cm 程度である。堆積物は赤褐色～黄褐色を呈し、未固結で、全般には塊状、淘汰の悪いマトリクス支持の礫層である (Fig. 4 E)。マト

リクスは中粒～極粗粒砂からなる。Loc. 4での平均粒径は8～15 cm, 最大径50 cm, Loc. 7では、平均粒径4～9 cm, 最大径15 cmの亜角～円礫の安山岩を含む。明瞭なインプリケーションなどは認められない。Loc. 4では、部分的に、礫の濃集や礫が著しく欠如し、砂層へと変化することがあり、弱い平行葉理が認められる。Loc. 4においてGS1層は、L1層に直接覆われる。Loc. 7では、上位に層厚2 cm程度の古土壤層が発達するが、不連続である。

#### M1層 (Loc. 5, Loc. 7)

M1層は、下位の古土壤層を覆い、淘汰が悪く、未固結・塊状、マトリクス支持の堆積物である。層厚はLoc. 5で約0.3～1.4 m, Loc. 7では0.4～0.6 m程度である。マトリクスは灰白～紫灰白色を呈し、粘土が卓越するが、中粒～極粗粒砂も含む。Loc. 5では平均粒径約15 cm, 最大径25 cmの角礫～亜円礫の安山岩を含む。Loc. 7では、含まれる礫の大きさが1～3 cm程度となる。上方へと礫の含有率が減り、礫径が小さくなる傾向がある。またLoc. 7ではマトリクスの下部が灰白～黄灰色で亜角礫～亜円礫を含み、上部ほどより紫灰色が強く、角礫～亜角礫を含む。M1層には木片が含まれる。M1層の上位には層厚数cmから20 cmの古土壤層が発達する。

#### 3-2 L1ラハール堆積物 (山元, 1998)

L1ラハール堆積物 (山元, 1998; 以下, L1層) は調査地域において広域に追跡できる (Loc. 1～5, Loc. 7～9)。Loc. 5の上流側, Loc. 7の下流側ではM1層上位に発達する古土壤層を一部侵食し、その上にのり。一方で, Loc. 4ではGS1層を, Loc. 3, Loc. 7の上流側さらにLoc. 8ではGS2層を直接覆う。高森川・酸川合流部より上流における層厚は、高森川沿いのLoc. 1で4 m以上、酸川沿いのLoc. 2では5 m以上である。合流部より下流における層厚は、Loc. 3で3 m以上、Loc. 5では7 m, Loc. 7で5 m, Loc. 9では5 m以上である。また、Loc. 4では上部が侵食されているため0.5～2 m程度である。このように、露頭では堆積物の厚さが1 m程度から数メートル程度に変化する。このようなことから、L1層は堆積以前の起伏に富んだ地形を広く・厚く埋積しており、1面の主たる構成層であると判断できる。

L1層の最下部20 cmは中粒～極粗粒砂層であり、Loc. 3とLoc. 7にのみ観察され、この砂層は一部侵食されている。淘汰はやや良く、不明瞭な平行層理または低角度の斜交層理が発達する。それを覆うL1層本体は極めて淘汰が悪く、未固結・塊状・マトリクス支持の堆積物で (Fig. 4C), マトリクスは灰白～青灰色粘土が卓越し、中粒～極粗粒砂を含む。Loc. 1とLoc. 8では粘土質マトリクスの色が、オレンジ色、黄灰色や赤褐色を呈す部分が

ある。含まれる礫は径が数cm程度のものから60 cm程度のものまで様々で、最大径は1～3 mのものが上流部からLoc. 8までは認められる。より下流のLoc. 9では、巨礫が含まれず、最大径が13 cmである。礫は、亜角礫～亜円礫の安山岩が多く、白色・赤色・緑色に変質した岩片も含まれる。

L1層には木片が含まれる。Loc. 2には直径50 cm程度の、Loc. 5には、直径40 cm程度の樹幹や木片を含む。L1層準に含まれるこれら木材は、マツ属、ブナ属、クリ属、コナラ亜属、カエデ属、トチノキ属、トネリコ属と同定されている (木村・今井, 2013; 今井・他, 2014)。調査地点においては、L1層の上位に古土壤層の発達を確認されず、直接上位層が重なる。

#### 3-3 L1ラハール堆積物より上位の堆積物

L1ラハール堆積物より上位の堆積物は、岩相に基づき礫質・砂質堆積物 (Gのコード) と、泥質堆積物 (Mのコード) に大別できる。観察できた地点では、複数の層からなることが多いが、年代値や岩相上の特徴を欠くため、地点間でのそれぞれの対比は行っていない。そのためFig. 3では、記載的にコード名の後に下位より順にa, b, cのユニット名を付し、さらにその後に露頭番号を付している。

#### 礫質・砂質堆積物 (Loc. 1, 2, 4, 5, 8)

合流部より上流の酸川沿いのLoc. 1では、下位のL1層を直接覆って暗灰～灰色の砂礫質堆積物が認められる。Ga-1層の下部10～20 cmは細粒～極粗粒砂の砂層からなり、部分的に産する。上部1 mは、淘汰が悪く、未固結・塊状のクラスト支持に近いマトリクス支持の堆積物で、マトリクスは中粒～極粗粒砂からなる。平均粒径約3～15 cm, 最大径30 cmの角礫～亜円礫の安山岩及び花崗岩を含む。Gb-1層は層厚2 mで、淘汰が悪く、未固結・塊状・マトリクス支持の堆積物である。マトリクスは中粒～極粗粒砂からなる。平均粒径約15～30 cm, 最大径60 cmの角礫～亜円礫の安山岩及び花崗岩を含む。部分的に、礫の長軸が上流に向かって傾斜するオリエンテーションが認められる。

合流部より上流の高森川沿いのLoc. 2では、Ga-2層は全体的に赤褐色をおびた、淘汰の悪い、未固結・塊状・マトリクス支持の礫層であり、層厚は約0.5～1.3 mである。マトリクスは中粒～極粗粒砂からなり、泥をわずかに含む。平均粒径約20～30 cm, 最大径30 cmの亜角礫～亜円礫の安山岩を含む。Loc. 4, 5でも層厚や粒径に若干の変化はあるものの、堆積物の特徴は共通する。Loc. 8では、層厚は約5 cmで、淘汰がやや良い、未固結・塊状の細粒～極細粒砂層が認められ、径2～10 mmの礫をまばらに含む。



### 泥質堆積物 (Loc. 5, 7, 8, 9)

Loc. 7, 8 では 2~3 層, Loc. 5, 9 では 1 層の泥質堆積物が認められる。Loc. 7 では、淘汰が悪い、未固結・塊状・マトリクス支持の堆積物が 3 層 (Ma-7, Mb-7, Mc-7) あり、いずれもマトリクスは、粘土が卓越し、中粒~極粗粒砂を含む。マトリクスの色調は、灰白色~黄灰色、青灰色、オレンジ色など、層により様々である。それぞれの層厚は 15~60 cm 程度である。礫は亜角~亜円礫の安山岩で、径が 1~3 cm の中礫サイズが多く、数 10 cm~60 cm 大の巨礫もまれに含まれる。Mc-7 層は直径 20 cm 程度の樹幹を含む。他の地点では、層厚が 5 cm から 1.2 m 以上と変化があるものの、下位の L1 層と比べると明らかに層厚が薄い。また、いずれも泥質マトリクス支持で、数 cm から数 10 cm 大の安山岩礫を含む同様の特徴を示す。

#### 3-4 堆積物の化学組成分析

記載をした堆積物のうち、礫を含む堆積物はそのマトリクス部を、砂層の場合は砂部分を採取し、化学組成分析を行った。分析は、福島大学の蛍光 X 線分析装置 (XRF: 株リガク製 RIX1000) を用いて、粉末プレス法により加圧整形したペレットを測定した。検量線や分析条件等は、高瀬・長橋 (2007) に詳しく記述されている。また、FP (Fundamental Parameter) 法 (西整, 2005) によるオーダー分析 (株リガクの SQX 法) から、硫黄 (S) を含む主要 11 元素の化学組成も求めた。FP 法の分析条件は、管電圧 50 kV, 管電流 50 mA, ステップスキャン (ステップ 0.05°, 測定時間 0.4 秒) で定性分析を行い、同定されたピークについてオーダー分析による定量値を得た。

検量線法による主要 10 元素と微量 17 元素およびオーダー分析による硫黄を含む主要 11 元素の分析結果を Table 1 に示す。オーダー分析による分析結果は、Table 1 に示した元素以外に同定した元素も含めて 100% に規格化した値である。主要 10 元素を検量線法とオーダー分析とで比較すると、オーダー分析の MgO 量がやや少なく、K<sub>2</sub>O 量と P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 量がやや多いが、他の元素のオーダー分析の値は検量線法による値に近い。標準物質によらない硫黄の定量の正確度は不明であるが、硫黄の特性 X 線強度 (約 1~39 kcps) とオーダー分析による硫黄含有量 (約 1~15 wt.%) との相関は当然のことながら大変良く (相関係数 R<sup>2</sup>=0.999)、硫黄含有量の多寡を検討するには十分な精度がある。ただし、XRF によるバルク分析であるため、硫黄の存在形態別の含有量は分からない。

SiO<sub>2</sub>量は 61~78 wt.% の範囲にある。砂質マトリクスの GS1 と GS2 は、泥質マトリクスのものよりも SiO<sub>2</sub> 量が相対的に少なく (61~67 wt.%)、逆にこれらの Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>

(全鉄を Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> に換算)量は他の試料と比較して多い (14~34 wt.%)。GS1 と GS2 の Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 量が高いことは、露頭全体が赤褐色を呈し、固結度が高いことから示唆される。泥質マトリクスの堆積物のほとんどは SiO<sub>2</sub> 量が 64 wt.% 以上と高い。これは安達太良山に産する火山岩の SiO<sub>2</sub> 量 (藤縄, 1980; 藤縄・鎌田, 2005; 阪口, 1995) よりも多い。硫黄含有量は、GS1 と GS2 や砂質・礫質堆積物に少なく (約 3 wt.% 以下)、泥質マトリクスの堆積物に多く含まれ、5 wt.% を超えるような高い値を示す堆積物 (L1, M3L, M5, M6, M7, M8) があることが特徴である。今回分析した試料の各微量元素の平均値は、As が 69 ppm, Ba が 460 ppm, Ce が 56 ppm, Co が 9 ppm, Cr が 32 ppm, Cu が 63 ppm, Ga が 16 ppm, Nb が 6 ppm, Ni が 6 ppm, Pb が 41 ppm, Rb が 49 ppm, Sr が 139 ppm, Th が 15 ppm, V が 262 ppm, Y が 16 ppm, Zn が 27 ppm, Zr が 168 ppm である。これらの値を日本の河川成堆積物の平均値 (今井・他, 2004) と比較すると、As が 7.4 倍, Ba が 1.1 倍, Ce が 1.7 倍, Co が 0.6 倍, Cr が 0.5 倍, Cu が 2.1 倍, Ga が 1.0 倍, Nb が 0.8 倍, Ni が 0.2 倍, Pb が 1.8 倍, Rb が 0.7 倍, Sr が 0.9 倍, Th が 2.5 倍, V が 2.0 倍, Y が 0.9 倍, Zn が 0.2 倍, Zr が 3.0 倍となり、明らかに As 含有量が多い。SiO<sub>2</sub> 量と硫黄および As 含有量が多いことは、堆積物の起源が酸川上流の硫黄川に存在する熱水変質帯や噴気変質帯と関連することを示唆する。

#### 4. <sup>14</sup>C 年代および年輪酸素同位体比による年代

Loc. 5, 6, 7, 11 において樹幹・木片や古土壌層を採取し、<sup>14</sup>C 年代測定を行った。測定は株式会社パレオ・ラボに依頼した。測定試料は、酸 (塩酸 1.2N)、アルカリ (水酸化ナトリウム 1.0N)、酸 (塩酸 1.2N) 洗浄の後、加速器質量分析計 (NEC 製 1.5 SDH) を用いて測定した。得られた<sup>14</sup>C 濃度について、同位体分別効果の補正を行い、<sup>14</sup>C 年代と歴年代を算出した。<sup>14</sup>C 年代の算出は、<sup>14</sup>C の半減期として 5568 年を使用した。<sup>14</sup>C 年代の暦年較正には OxCal4.1 (Bronk Ramsey, 2009) を用い、較正曲線データとして、PDL-22983 と PDL-22984 は IntCal09 (Reimer *et al.*, 2009) を、その他の試料は IntCal13 (Reimer *et al.*, 2013) を用いた。なお、今回の年代測定値の範囲では、較正曲線データによる差は無視できる。結果を Table 2 に示す。同一の堆積物中からやや異なる複数の年代値が出ているのは、M5 層の泥質マトリクスに含まれる木片 2 点 (2895 ± 20 yrs BP, 3045 ± 20 yrs BP) である。調査地域の堆積物はどの層準にも、木片や場合によっては大型の樹幹などが普遍的に含まれる。そのため、より古い年代値の混在は再堆積によるものと判断する。M7/M8 間, M6/M7 間と M6 の<sup>14</sup>C 年代値が逆転している

Table 1. Results of XRF (bulk chemistry) of lahar and fluvial deposits in the Sukawa River system.

Locality	5	5	5	7	5	5	7	5	5	5	5	11	11	11	11	3	7	11	
Unit name	Ma-5	L1	L1	L1 base (sand)	M1	M2	GS1	M3U	M3L	M3L (gravelly part)	M3L base (sand)	M5	M6	M6	M7	M8	GS2	GS2	GS2
lithology	muddy	muddy	muddy	sandy	muddy	muddy	gravelly	muddy	muddy	muddy	sandy	muddy	muddy	muddy	muddy	muddy	gravelly	gravelly	gravelly
sampling method	matrix	matrix	matrix	bulk	matrix	matrix	matrix	matrix	matrix	matrix	bulk	matrix	matrix	matrix	matrix	matrix	matrix	matrix	matrix
SiO <sub>2</sub> (wt.%)	67.64	67.53	61.55	72.16	74.03	74.50	67.19	78.03	72.71	74.40	77.28	70.76	65.48	74.61	64.26	75.10	61.28	65.06	60.84
TiO <sub>2</sub>	1.00	0.92	0.94	0.94	1.10	1.08	1.11	1.13	0.95	1.08	1.11	1.11	1.00	1.07	0.87	1.05	1.04	0.78	1.02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.31	13.99	12.52	8.95	14.25	14.24	9.14	12.98	13.52	11.96	12.25	16.68	13.77	11.41	11.99	10.19	4.47	10.87	3.95
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	4.51	6.58	6.79	11.37	2.37	3.03	15.80	2.00	5.14	5.16	2.62	2.21	7.49	4.86	8.64	4.00	30.24	13.83	33.77
MnO	0.03	0.04	0.03	0.04	0.02	0.04	0.07	0.03	0.04	0.03	0.03	0.06	0.05	0.04	0.03	0.03	0.03	0.05	0.04
MgO	1.18	1.26	1.07	1.05	0.80	1.21	1.53	0.80	1.04	0.91	1.05	1.05	1.52	1.24	1.16	0.86	0.68	1.24	0.70
CaO	0.83	1.37	1.42	0.91	0.50	0.92	1.31	0.51	0.95	0.62	0.97	0.89	1.80	1.39	0.92	0.79	0.43	1.54	0.44
Na <sub>2</sub> O	0.56	0.75	0.70	0.71	0.62	0.75	0.79	0.64	0.68	0.59	0.78	0.93	1.06	1.02	0.74	0.80	0.30	1.02	0.33
K <sub>2</sub> O	1.08	1.11	1.06	1.28	1.16	1.21	1.26	1.18	1.01	1.13	1.26	1.34	1.29	1.28	1.01	1.17	0.95	1.47	0.81
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.08	0.09	0.08	0.17	0.09	0.09	0.10	0.08	0.09	0.11	0.06	0.08	0.11	0.07	0.09	0.06	0.26	0.10	0.08
total	95.22	93.63	86.16	97.58	94.94	97.08	98.30	97.37	96.13	96.00	97.40	95.08	93.58	97.00	89.74	94.06	99.68	95.97	101.97
As (ppm)	51	60	27	77	50	44	80	38	130	66	54	38	83	105	144	83	61	51	75
Ba	446	461	490	454	521	523	420	544	515	459	471	521	461	476	439	432	315	518	272
Ce	49	58	49	48	46	49	44	52	65	65	41	46	58	93	83	61	31	42	79
Co	4	20	8	9	3	7	15	5	15	5	4	5	10	7	16	7	12	10	13
Cr	34	35	29	32	20	26	49	21	32	21	27	22	32	24	32	21	42	47	62
Cu	61	79	58	56	43	62	81	51	77	54	60	49	61	53	69	43	74	76	88
Ga	17	15	13	12	13	15	15	13	13	15	16	16	16	21	15	9	34	14	30
Nb	6	6	6	6	6	6	7	7	6	6	7	6	7	6	5	6	6	6	6
Ni	2	10	7	5	1	3	10	1	10	3	3	2	8	4	9	4	11	7	14
Pb	31	37	37	25	35	40	17	42	49	52	26	37	38	92	62	59	10	34	56
Rb	43	49	46	48	42	49	47	45	47	49	50	50	56	68	52	54	31	58	40
Sr	138	172	169	111	154	149	97	139	154	141	120	165	152	191	173	134	58	149	79
Th	13	14	14	10	15	16	8	16	17	19	12	16	14	23	18	17	10	13	18
V	197	175	224	219	220	212	277	182	211	318	167	262	232	173	197	172	884	188	466
Y	18	17	15	17	14	19	18	15	14	14	19	17	18	14	13	14	16	19	13
Zn	20	32	25	24	15	32	39	17	32	18	19	23	45	30	39	28	17	40	22
Zr	163	160	149	177	176	181	159	188	168	177	189	185	161	169	146	166	163	143	175
FP method																			
SiO <sub>2</sub> (wt.%)	69.01	63.09	62.59	71.37	74.60	73.89	66.77	76.05	67.08	74.09	76.45	70.26	64.84	73.47	59.38	73.38	59.36	64.37	59.36
TiO <sub>2</sub>	0.98	0.84	0.98	0.88	1.10	1.06	1.01	1.11	0.87	1.05	1.07	1.11	1.00	1.03	0.80	1.03	0.90	0.80	0.90
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.38	13.73	13.86	9.49	14.16	14.02	10.08	12.45	12.88	12.06	12.05	16.17	14.49	11.48	12.12	10.27	4.68	12.00	4.68
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.37	5.98	6.97	10.57	2.37	2.98	14.43	1.98	4.70	4.92	2.60	2.23	7.30	4.76	7.86	3.93	30.55	13.97	30.55
MnO	0.03	0.04	0.03	0.04	0.03	0.08	0.09	0.03	0.04	0.03	0.04	0.04	0.07	0.06	0.05	0.04	0.05	0.07	0.05
MgO	0.82	0.86	0.71	0.82	0.49	0.88	1.21	0.45	0.68	0.60	0.66	0.69	1.19	0.84	0.79	0.60	0.51	1.09	0.51
CaO	0.98	1.59	1.85	1.08	0.59	1.12	1.51	0.57	1.08	0.71	1.16	1.12	2.24	1.72	1.08	0.97	0.46	1.95	0.46
Na <sub>2</sub> O	0.54	0.70	0.65	0.68	0.57	0.73	0.83	0.54	0.61	0.53	0.76	0.83	1.10	0.97	0.81	0.82	0.47	1.30	0.47
K <sub>2</sub> O	1.51	1.42	1.54	1.70	1.64	1.66	1.63	1.33	1.33	1.58	1.71	1.84	1.72	1.75	1.36	1.65	1.07	2.04	1.07
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.16	0.20	0.17	0.36	0.17	0.20	0.19	0.18	0.16	0.21	0.12	0.18	0.22	0.15	0.15	0.12	0.18	0.24	0.18
S	3.07	11.41	10.50	2.88	4.18	3.25	2.13	4.88	10.44	4.05	3.20	5.39	5.69	3.66	15.46	7.10	1.63	2.05	1.63
trace elements	0.15	0.15	0.14	0.14	0.10	0.14	0.12	0.14	0.15	0.16	0.18	0.15	0.14	0.11	0.15	0.10	0.15	0.14	0.15
total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

\* Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> as total iron oxide

が、較正年代の2σの年代範囲でみると層位関係と矛盾しない (Table 2)。よって、得られた<sup>14</sup>C年代値は、個別の露頭で確認できる M9 層から M1 層の上下関係とは整合的な結果といえる。また、山元 (1998) で報告された L1 層の年代値 (2430±60 yrs BP, 2460±80 yrs BP) とも、本研究で新たに記載した堆積物との層位的関係や年代値においても矛盾しない。

L1 層が示す 2450 yrs BP 前後の<sup>14</sup>C年代値は、広い歴史年代範囲を与える (Table 2)。これは、較正曲線の傾きが緩く、得られた<sup>14</sup>C年代値に対して一義的に歴史年代が得られないからである。しかし、L1 層の暦年については、年輪幅計測と年輪酸素同位体比分析 (中塚・他, 2012) に基づき、含まれる木材 7 個体の歴史年代が明らかとなっ

ている (今井・他, 2014)。今井・他 (2014) によれば、7 個体中のうち樹皮がある (あるいは表層年輪が全周に存在する) 4 個体は、すべて 498 BC に枯死している。また、樹皮直下の最外年輪が晩材まで完成していることから、枯死が 498 BC 秋から 497 BC 春の期間と限定できる。

## 5. 議論

### 5-1 L1 層下位の堆積物の年代と運搬・堆積過程

山元 (1998) では、L1 層とその上位の L2~L7 層の、7 層のラハール堆積物のいずれもが、粗粒火山灰の混じる粘土質の基質に安山岩岩塊がまばらに含まれる岩相であることを報告している。L2~L7 層は、L1 層に比べて層厚が薄く (1 m 以下) 含まれる粒径が 6 cm を超えない。

Table 2. Results of  $^{14}\text{C}$  dating of lahar deposits and intercalated palaeosols.

Locality	Stratigraphic horizon*	Material	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	$^{14}\text{C}$ age (yrBP $\pm$ 1 $\sigma$ )	Calibrated range**		Lab. code
					1 $\sigma$ (relative probability)	2 $\sigma$ (relative probability)	
Loc.5	L1	wood	-26.51 $\pm$ 0.19	2435 $\pm$ 20	716-695 cal BC (9.1%) 540-479 cal BC (30.7%) 471-414 cal BC (28.4%)	746-688 cal BC (19.6%) 665-646 cal BC (4.7%) 587-581 cal BC (0.6%) 553-407 cal BC (70.6%)	PLD-22983
Loc.5	L1/M1	wood	-27.43 $\pm$ 0.27	2440 $\pm$ 20	733-690 cal BC (21.6%) 661-650 cal BC (5.2%) 545-476 cal BC (35.1%) 461-458 cal BC (1.2%) 445-431 cal BC (5.1%)	748-685 cal BC (26.3%) 666-641 cal BC (8.1%) 588-580 cal BC (0.8%) 560-410 cal BC (60.1%)	PLD-25510
Loc.7	L1/M1	leaf	-15.75 $\pm$ 0.28	2445 $\pm$ 20	734-690 cal BC (23.0%) 662-649 cal BC (5.8%) 545-478 cal BC (34.9%) 444-432 cal BC (4.4%)	749-684 cal BC (27.2%) 667-641 cal BC (8.5%) 588-579 cal BC (1.0%) 561-411 cal BC (58.7%)	PLD-25514
Loc.5	M1/M2	paleosol	-18.42 $\pm$ 0.25	2805 $\pm$ 20	993-988 cal BC (4.4%) 980-922 cal BC (63.8%)	1008-907 cal BC (95.4%)	PLD-25509
Loc.5	M2/M3U	paleosol	-20.05 $\pm$ 0.25	2885 $\pm$ 20	1109-1098 cal BC (10.0%) 1090-1024 cal BC (58.2%)	1127-1002 cal BC (95.4%)	PLD-25508
Loc.7	M3L	wood	-22.87 $\pm$ 0.30	3045 $\pm$ 20	1378-1345 cal BC (28.7%) 1305-1264 cal BC (39.5%)	1393-1336 cal BC (38.9%) 1324-1230 cal BC (56.5%)	PLD-25512
Loc.7	M3L	wood	-25.45 $\pm$ 0.23	2895 $\pm$ 20	1114-1042 cal BC (64.8%) 1036-1031 cal BC (3.4%)	1189-1181 cal BC (1.2%) 1155-1148 cal BC (0.9%) 1128-1006 cal BC (93.3%)	PLD-25513
Loc.5	M4/M5	leaf	-29.37 $\pm$ 0.31	2980 $\pm$ 25	1258-1245 cal BC (9.3%) 1234-1191 cal BC (37.4%) 1177-1161 cal BC (10.3%) 1144-1131 cal BC (11.2%)	1276-1121 cal BC (95.4%)	PLD-25511
Loc.5	M5	wood	-28.90 $\pm$ 0.21	3800 $\pm$ 25	2286-2201 cal BC (68.2%)	2332-2327 cal BC (0.5%) 2300-2192 cal BC (82.5%) 2180-2142 cal BC (12.4%)	PLD-22984
Loc.11	M6	wood	-23.16 $\pm$ 0.26	11920 $\pm$ 30	11836-11771 cal BC (68.2%)	11870-11621 cal BC (95.4%)	PLD-25663
Loc.11	M6/M7	wood	-24.93 $\pm$ 0.26	11875 $\pm$ 40	11801-11749 cal BC (30.3%) 11733-11662 cal BC (37.9%)	11821-11623 cal BC (95.4%)	PLD-25662
Loc.11	M7/M8	leaf	-28.64 $\pm$ 0.32	11845 $\pm$ 35	11772-11659 cal BC (68.2%)	11804-11620 cal BC (95.4%)	PLD-25661
Loc.6	GS2/M9	paleosol	-26.40 $\pm$ 0.20	14160 $\pm$ 35	15386-15189 cal BC (68.2%)	15486-15124 cal BC (95.4%)	PLD-27851
Loc.6	GS2/M9	wood (branch)	-29.02 $\pm$ 0.23	13870 $\pm$ 40	14980-14741 cal BC (68.2%)	15057-14627 cal BC (95.4%)	PLD-27852

\* (/) indicates intercalation of layers., i.e., "L1/M1" stands for a horizon in between L1 and M1 units.

\*\* The raw  $^{14}\text{C}$  ages were calibrated using the OxCal 4.1 program (Bronk Ramsey, 2009). Calibration data set based on IntCal13 (Reimer et al. 2013) except data for PLD-22983, 22984 that based on IntCal09 (Reimer et al. 2009).

本研究では、L1層よりも上位に、泥質堆積物を少なくとも3層認定した。それらはL2~L7層のいずれかに相当すると考えられるが、山元(1998)で示したような年代データが得られておらず、個々の対比は行えない。

L1層準よりも下位の堆積物で、泥質堆積物であるM9~M1層(M3はLとUに区分)の10層については、マトリクス支持、泥質マトリクス、淘汰が悪い、一部巨礫の含有などがあり、安山岩や白色に変質した岩片が含まれるなどの、従来報告されているL1~L7層と共通した特徴を持つ。M9~M1層に見られる泥質マトリクス支持で塊状・不淘汰の特徴は、粘着性土石流堆積物(山元, 1998では粘着性ラハール堆積物)の解釈を支持し(Capra and Macías, 2000; Nemeč and Steel, 1984など)、このような現象が繰り返したことを示す。またそれぞ

れの層の上方あるいは上流から下流にかけて、岩相の特徴が変化しない(例えば hyperconcentrated flow 堆積相が随伴しない)ことは、流下中に流れの転換現象(flow transformation)を起こしにくい、粘着性土石流の特徴とも言える(Scott et al., 1995; Sohn et al., 1999; Vallance and Scott, 1997)。

一方、GS2層は、マトリクスが砂質で、径が1mを超える巨礫を含む堆積物であり、塊状で不淘汰な特徴を持つ。これらは、高エネルギーの流れによる運搬が起き、堆積物が流下中に十分な選別を受けずに急速に堆積したことを示し、粘着性のない土石流や流量の多い洪水流によるものと解釈できる(Manville and White, 2003; Sohn et al., 1999など)。GS1層は、粒径も小さく、部分的に礫の濃集や平行葉理の発達など、粒子の選別をうけた痕跡が

あることから、通常の河川性堆積物と判断できる (Allen, 1985; Smith and Lowe, 1991). M3 L 層と M2 層の基底には部分的に層厚 20 cm までの砂層が挟まる。泥質堆積物との随伴関係からは粘着性土石流が到達するまでの先行流あるいは、それとは異なる洪水に由来する可能性がある。このような砂層は上位の L1 層にも部分的に認められる。

以上のことから、L1 層より下位 (約 2400 年前) には、10 回の粘着性土石流および 1 回の非粘着性土石流ないし大規模な洪水流が起きたことを示す。L1 層より上位も含めると、過去 14000 年間に酸川流域では、少なくとも 18 回のラハールイベントが発生していたこととなる。

### 5-2 ラハールの発生要因

それぞれのラハール堆積物の上位には古土壤層が発達する (Figs. 2 and 3). また、低地を構成するいくつかの平坦面には開析谷が発達する (Fig. 1B). このことから、ラハール堆積物の堆積後には、離水し湿地や河畔林が発達する期間があり、場合によっては堆積物上に発達する小規模な流路が存在していたことが考えられる。本研究や山元 (1998) で観察されたラハール堆積物は、このような堆積環境下あるいは堆積物の保存環境下で形成された。古土壤層の上にラハール堆積物が重なることは、先のラハール堆積物の形成後ある程度の時間間隙があり、後のラハールが当時の流路に収まらず溢れだす程度の、比較的規模の大きなイベントを抽出していることになる。山元 (1998) が指摘するように、このような規模の大きなイベントは、先に形成されたラハール堆積物の侵食や再堆積の繰り返し過程で起きたとは考えにくい。つまり本研究で見いだされた、個々のラハールイベントは火山の噴火による地表への瞬間的な物質供給、とりわけ上流域の火山砕屑物などの不安定土砂の供給と植生破壊、水系の攪乱 (Pierson and Major, 2014 など) に関わると考えられる。

L1 層下位の泥質ラハール堆積物 (M9~M1 層) は、安山岩や白色に変質した岩片を含むことや、堆積物中の硫黄分が多いこと、堆積物のマトリクスが粘土質であることを特徴とする。酸川上流にある安達太良火山の沼ノ平火口周辺や硫黄川上流域は、地熱変質帯 (阪口, 1995) となっている。ここでは、白色、灰色、橙色を呈する脆弱な岩石 (様々に変質した安山岩) からなり、崖錐斜面を形成する。また、水蒸気噴火起源の粘土質の降下堆積物も山頂周辺で報告されている (山元・阪口, 2000) ことから、水蒸気噴火時あるいは水蒸気噴火後に、粘土を含む変質した火山噴出物を母材として、ラハール堆積物が形成された可能性が高い。

泥質ラハール堆積物は、アメリカ Rainier 火山の

Osceola 泥流のように山体崩壊に由来することがあるが (Vallance and Scott, 1997), 本調査地域では、そのような大規模な崩壊地形や流れ山が認められない。一方で、泥質ラハール堆積物の形成そのものすべてが水蒸気噴火と直接関わるものでないものの、同様の堆積物は、ニュージーランド Ruapehu 火山の 2007 年 9 月の水蒸気噴火時の火口湖水と積雪の取り込みを伴ったラハール流下後にも確認されており、かつ硫黄やパイライトが含まれることが報告されている (Graettinger *et al.*, 2010; Kilgour *et al.*, 2010). また鳥海山での象潟岩屑なだれ発生以降のラハール堆積物について、泥質のものは上流域の熱水変質帯を起源とすることが指摘されている (南・他, 2015).

酸川流域では、最も規模の大きいと考えられる L1 層は、本調査の結果、山元 (1998) が示した分布よりもより上流域と下流域に分布する。また、硫黄川から高森川へと流下したと考えられる L1 ラハールはさらに酸川に合流し流下するが、合流点よりも上流 (酸川側) にまで流れ込んだことが (Figs. 1B and 3: Loc. 1) 堆積物の分布から支持される。木村・今井 (2013) や今井・他 (2014) による L1 層に含まれる樹種の同定からも、これらの樹木が沢筋だけでなく広域の植生を反映するため、L1 ラハールの規模の大きさと広域性は明らかである。この L1 ラハールは安達太良山頂に位置する沼ノ平火口湖決壊による可能性が指摘されているが (山元, 1998), L1 層中の埋没材の枯死の時期から、ラハールが秋から冬の終わり頃にかけて発生したと考えられるため、噴火と同時に起きた融雪型ラハールの可能性がある。一方で、砂礫質ラハール堆積物である GS2 層は調査地域において広域に分布し、層厚が 3m 以上で、L1 層に次いで規模の大きなイベントに由来すると考えられる。このような、巨礫を含む礫質の堆積物は、通常の土石流に由来する場合、谷の出口で流路幅が広がり、斜度が小さくなることで急速に堆積し、小規模な扇状地を形成することが多い (Hunger *et al.*, 2005; 諏訪, 1988). しかしながら、GS2 層は、調査地域の下流域 (Loc. 11) でも確認でき、酸川堆積盆の遠方にまで達している。このような、含巨礫の厚層の堆積物を形成するには、流量の大きな流れが必要であり、通常の降雨に由来する土砂流出イベントよりはむしろ、火山性の湖 (火口湖・カルデラ湖・せき止め湖) の決壊に由来しうる (Kataoka *et al.*, 2008; Manville and White, 2003). 先のニュージーランド Ruapehu 火山では、噴火の休止期であった 2007 年 3 月に火口湖の決壊による洪水が起きており (片岡・マンヴィル, 2007; Manville and Cronin, 2007), 下流域にも巨礫を含む砂礫質堆積物を残している (Graettinger *et al.*, 2010; Procter *et al.*, 2010). また、あまりにも規模が大きいが、十和田カルデラの八戸

噴火（約 15000 年前：Hayakawa, 1985; Horiuchi *et al.*, 2007）以降に発生したと考えられるカルデラ湖決壊洪水では、推定される洪水ピーク流量が数万から数十万  $\text{m}^3/\text{s}$  の流れであった（Kataoka, 2011）。このとき、奥入瀬川上流域では基盤岩を侵食し、カルデラ湖流出口から 30km 離れた奥入瀬川下流においても、径が 3m 以上の基盤岩由来の巨礫を含む砂礫質堆積物によって、堆積勾配が  $1^\circ$  に満たない緩傾斜扇状地を形成している。砂礫質の GS2 層は、酸化皮膜の発達した礫を取り込んでおり、M9~M1 や L1 層など他の泥質ラハール堆積物とは異なり円礫を多く含む。酸化皮膜のある礫は、噴火と噴火の間（inter-eruptive 期）に河川が比較的安定した河床において、酸化的状況下で生成されたと考えられる。安達太良山では過去において沼ノ平火口に湖水が存在し、それが決壊して流出したという記録がある（井上, 1900; 村山, 1978）。巨礫を含む砂礫質の GS2 層の存在は、噴火とは無関係に、火口湖（あるいは火山周辺のせき止め湖）の決壊による突発的な流れが発生し、上流から下流にかけて流路の底や側方での侵食を伴いながら当時の河床礫が流れに取り込まれ、より遠方へと運搬・堆積した可能性を示す。

### 5-3 噴火との対応関係

L1 層については、安達太良山頂で確認されている Ad-NT6 の噴火と関わると考えられている（山元, 1998; 山元・阪口, 2000）。先に述べたように、泥質ラハール堆積物の形成が、安達太良山の噴火と関わるのであれば、本研究での M1 層は山頂での Ad-p2 に、M2 層は Ad-p1 に、M3~5 層は Ad-NT5 と年代が近接する。一方で、山頂で報告されている Ad-NT5 よりも下位にあるブルカノ式噴火による噴出物（Ad-NT4 から Ad-NT1）に対応するようなラハール堆積物は、M5 層（約 3800 年前）と M6 層（約 11900 年前）間に堆積間隙があるため、本調査地域では確認できていない。このことは、噴火時または噴火後のラハールは発生していた可能性があるが、当時の堆積場（主たる流路）が調査地域とは反対の北に集中していたことに起因するのかもしれない。また、ブルカノ式噴火に由来するのであれば、泥分の少ないラハール堆積物として、異なる岩相で産する可能性がある。酸川低地におけるいくつかの地形面の形成年代は不明であるが、その分布からは流路の側方への移動と堆積場の変化が繰り返して起きていたことがわかる（Fig. 1B）。また、山頂では、Ad-NT1（約 1 万年前）とその下位の AT（約 3 万年前）との間には、安達太良火山起源の噴出物はないとされ、その理由の一つとして最終氷期における侵食の可能性が挙げられている（山元・阪口, 2000）。しかし、酸川では 12000 年以前にも M9 層から M6 層までの 4 層の泥質ラ

ハール堆積物が堆積していることから、山頂の地層では保存されていない噴火が存在する可能性がある。

小規模なラハール堆積物の産出は保存ポテンシャルによるところが大きい。酸川流域のような河川環境下では存在しないものの、より下流域に浮流土砂が輸送され、猪苗代湖底まで運搬・堆積している可能性がある。実際、猪苗代湖底で掘削されたコア堆積物からは、浅間-草津テフラ層（17k cal BP: 町田・新井, 1992; Okuno *et al.*, 2011）の降灰以降に、湖の沖で堆積したと考えられる粘土質のイベント堆積層が何層も挟在する（長橋・他, 2014）。このことから、安達太良火山を起源とするラハール堆積物の一部はより下流域に流下した可能性がある。

給源近傍での噴火堆積物の層序は、噴火履歴や規模を評価する際に重要である。しかし、給源のごく近傍は、類似する噴出物の存在と累重、および物理的・化学的な風化・侵食に、よりさらされるためデータの欠如が起これば、層序がより複雑になる。また、植生や土壌の発達が悪く、 $^{14}\text{C}$  年代値を得にくい場合もある。このような失われやすい給源火山近傍での噴火の情報を、本研究で示したように遠方堆積したラハール堆積物から評価することが可能である。

## 6. ま と め

本研究では、酸川流域に分布するラハール堆積物の特徴と層序、堆積年代を明らかにした。安達太良火山では、過去約 14000 年間に少なくとも 18 回のラハールが発生した。その多くは、硫黄と変質岩片を多く含む泥質ラハール堆積物（粘着性土石流に由来）であり、安達太良火山の水蒸気噴火による噴出物や熱水変質帯の岩石を母材とし流下した、噴火と同時に（syn-eruptive）または噴火後（post-eruptive）のラハールによると考えられる。また、巨礫を含む砂礫質のラハール堆積物も 1 層認められた。堆積物は酸化皮膜のある円礫を含むことから、当時の河床礫を取り込みながら、流量の多い非粘着性の流れが流下したことが考えられ、休止期（inter-eruptive）における沼ノ平火口湖あるいは火山周辺のせき止め湖の決壊洪水による可能性がある。酸川で見られる 2 種類のラハール堆積物は、流体の性質や規模も異なるラハールが、異なるトリガー（起因）により発生することを示す。また、安達太良火山を起源とするラハール堆積物の一部はより下流域の猪苗代湖まで到達した可能性もあることから、今後同様のイベントが起これば、広範にラハールが及ぶという、火山防災上の示唆も含む。本研究のように、給源近傍では保存されにくい水蒸気噴火を含めた噴火の履歴や特徴を、遠方のラハール堆積物から類推・復元す

ることは重要である。

## 謝 辞

本論文は福島大学共生システム理工学類における神野成美の2013年度卒業論文を基に、その後の追加調査・分析を行い作成した。福島大学の中馬教允名誉教授には、調査地域の地形観察や地形発達史について、助言と議論をいただいた。山形大学の伴雅雄教授と匿名の査読者からの重要な指摘をうけ、また長谷川健編集委員からの助言により、本稿は改善された。記してお礼申し上げます。

## 引用文献

- Allen, J.R.L. (1985) **Principles of Physical Sedimentology**. George Allen and Unwin, London. 272 p.
- Bronk Ramsey, C. (2009) Bayesian analysis of radiocarbon dates. *Radiocarbon*, **51**, 337-360.
- Capra, L. and Macías, J.L. (2000) Pleistocene cohesive debris flows at Nevado de Toluca Volcano, central Mexico. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **102**, 149-168.
- 藤縄明彦 (1980) 安達太良山の地質と岩石. 岩鉱学会誌, **75**, 385-395.
- 藤縄明彦・鎌田光春 (2005) 安達太良火山の最近 25 万年間における山体形成史とマグマ供給系の変遷. 岩石鉱物科学, **34**, 35-58.
- 藤縄明彦・林 信太郎・梅田浩司 (2001) 安達太良山の K-Ar 年代: 安達太良山形成史の再検討. 火山, **46**, 95-106.
- Graetinger, A.H., Manville, V. and Briggs, R.M. (2010) Depositional record of historic lahars in the Upper Whangapehū Valley, Mt. Ruapehu, New Zealand: implications for trigger mechanisms, flow dynamics, and lahar hazards. *Bull. Volcanol.*, **72**, 279-296.
- Hayakawa, Y. (1985) Pyroclastic geology of Towada volcano. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **60**, 507-592.
- Horiuchi, K., Sonoda, S., Matsuzaki, H. and Ohyama, M. (2007) Radiocarbon analysis of tree rings from a 15.5 cal kyr BP pyroclastically buried forest: a pilot study. *Radiocarbon*, **49**, 1123-1132.
- Hungr, O., McDougall, S. and Bovis, M. (2005) Entrainment of material by debris flows. In *Debris-flow Hazards and Related Phenomena* (Jakob, M. and Hungr, O. eds), 135-158, Springer, Berlin.
- 今井英治・神野成美・木村勝彦 (2014) 安達太良山・酸川の複数のラハール堆積物に含まれる埋没林群の組成と年代. 共生のシステム, **14**, 26-31.
- 今井 登・寺島 滋・太田充恒・御子柴 (氏家) 真澄・岡井貴司・立花好子・富樫茂子・松久幸敬・金井 豊・上岡 晃・谷口政碩 (2004) 日本の地球化学図. 産業技術総合研究所地質調査総合センター, 209 p.
- 井上禮之助 (1900) 岩代国沼尻山破裂実況. 地質雑, **12**, 457-466.
- Kataoka, K.S. (2011) Geomorphic and sedimentary evidences of a gigantic outburst flood from Towada caldera after the 15 ka Towada-Hachinohe ignimbrite eruption, northeast Japan. *Geomorphology*, **125**, 11-26.
- 片岡香子・マンヴィル ヴァーン (2007) 2007 年 3 月 18 日ニュージーランド Ruapehu 火口湖から発生した決壊洪水. 地質雑, **113**, xix-xx.
- 片岡香子・長橋良隆 (2014) テフラ学 (第 3 回): テフラの再堆積. 第四紀研究, **53**, 175-183.
- Kataoka, K.S., Urabe, A., Manville, V. and Kajiyama, A. (2008) Breakout flood from an ignimbrite-dammed valley after the 5 ka Numazawako eruption, northeast Japan. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **120**, 1233-1247.
- Kilgour, G., Manville, V., Della Pasqua, F., Graetinger, A., Hodgson, K.A. and Jolly, G.E. (2010) The 25 September 2007 eruption of Mount Ruapehu, New Zealand: Directed ballistics, surtseyan jets, and ice-slurry lahars. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **191**, 1-14.
- 木村勝彦・今井英治 (2013) 安達太良山・酸川ラハール堆積物中の埋没林. 共生のシステム, **13**, 163-165.
- 町田 洋・新井房夫 (1976) 広域に分布する火山灰—始良 Tn 火山灰の発見とその意義—. 科学, **46**, 339-347.
- 町田 洋・新井房夫 (1992) 火山灰アトラス [日本列島とその周辺]. 東京大学出版会, 336 p.
- Manville, V. (2004) Palaeohydraulic analysis of the 1953 Tangiwai lahar, New Zealand's worst volcanic disaster. *Acta Vulcanologica*, **16**, 137-151.
- Manville, V. and Cronin, S.J. (2007) Breakout lahar from New Zealand's Crater Lake. *Eos*, **88**, 441-442.
- Manville V. and White J.D.L. (2003) Incipient granular mass flows at the base of sediment-laden floods, and the roles of flow competence and flow capacity in the deposition of stratified bouldery sands. *Sediment. Geol.*, **155**, 157-173.
- 南 裕介・大場 司・林 信太郎・片岡香子 (2015) 鳥海火山北麓に分布するラハール堆積物の運搬・堆積過程と構成物質の時間変化. 火山, **60**, 1-16.
- 村山 磐 (1978) 日本の火山 (I). 大明館, 東京, 314 p.
- 長橋良隆・片岡香子・廣瀬孝太郎・神野成美・中澤なおみ (2014) 猪苗代湖 2013 年ピストンコアの岩相層序と青灰色粘土の供給源. 共生のシステム, **14**, 18-25.
- 中塚 武・石田 朗・岡部雅高・佐野雅規・坂本 稔・光谷拓実・赤塚次郎・樋上 昇・木村勝彦 (2012) セルロース酸素同位体比を用いた日本における新しい木材年輪年代法の開発. 日本文化財科学会大会研究発表要旨集, **29**, 40-41.
- Nemec, W. and Steel, R. J. (1984) Alluvial and coastal conglomerates: their significant features and some comments on gravelly mass-flow deposits. In *Sedimentology of Gravels and Conglomerates* (Koster, E. H. and Steel, R. J. eds.), **10**, 1-31, Can. Soc. Petrol. Geol..
- Newhall, C.G. and Punongbayan, R.S. eds (1996) **Fire and Mud-Eruptions and Lahars of Mount Pinatubo, Philippines**. Philippine Institute of Volcanology and Seismology and the University of Washington Press, 1126 p.
- 西埜 誠 (2005) 6 章 定量分析. 中井 泉編, 蛍光 X 線分析の実際. 朝倉書店, 78-103.
- Okuno, M., Torii, M., Yamada, K., Shinozuka, Y., Danhara, T., Gotanda, K., Yonenobu, H. and Yasuda, Y. (2011) Widespread tephra in sediments from Lake Ichi-nomegata in northern Japan: their description, correlation and

- significance. *Quatern. Int.*, **246**, 270–277.
- Pierson T.C. and Scott, K.M. (1985) Downstream dilution of a lahar: Transition from debris flow to hyperconcentrated streamflow. *Water Resour. Res.*, **21**, 1511–1524.
- Pierson, T. C. and Major, J.J. (2014) Hydrogeomorphic effects of explosive volcanic eruptions on drainage basins. *Annu. Rev. Earth Pl. Sci.*, **42**, 469–507.
- Pierson, T.C., Janda, R.J., Thouret, J.-C. and Borrero, C.A. (1990) Perturbation and melting of snow and ice by the 13 November 1985 eruption of Nevado del Ruiz, Colombia, and consequent mobilization, flow and deposition of lahars. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **41**, 17–66.
- Procter, J., Cronin, S.J., Fuller, I.C., Lube, G. and Manville, V. (2010) Quantifying the geomorphic impacts of a lake-breakout lahar, Mount Ruapehu, New Zealand. *Geology*, **38**, 67–70.
- Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Blackwell, P.G., Bronk Ramsey, C., Buck, C.E., Burr, G. S., Edwards, R. L., Friedrich, M., Grootes, P. M., Guilderson, T.P., Hajdas, I., Heaton, T.J., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kaiser, K.F., Kromer, B., McCormac, F.G., Manning, S.W., Reimer, R.W., Richards, D.A., Southon, J. R., Talamo, S., Turney, C. S.M., van der Plicht, J. and Weyhenmeyer C. E. (2009) IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, **51**, 1111–1150.
- Reimer, P.J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P. G., Bronk Ramsey, C., Buck, C.E., Cheng, H., Edwards, R. L., Friedrich, M., Grootes, P. M., Guilderson, T. P., Hafliadason, H., Hajdas, I., Hatté, C., Heaton, T. J., Hoffmann, D.L., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kaiser, K.F., Kromer, B., Manning, S. W., Niu, M., Reimer, R. W., Richards, D.A., Scott, E.M., Southon, J.R., Staff, R.A., Turney, C.S.M. and van der Plicht, J. (2013) IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, **55**, 1869–1887.
- 阪口圭一 (1995) 二本松地域の地質。地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質研究所, 79 p.
- Scott, K. M., Vallance, J. W. and Pringle, P. T. (1995) Sedimentology, behavior, and hazards of debris flows at Mount Rainier, Washington. *U.S. Geol. Surv. Professional Paper*, **1547**, 56 p.
- Smith, G. A. and Lowe, D. R. (1991) Lahars: volcano-hydrologic events and deposition in the debris flow —hyperconcentrated flow continuum. In *Sedimentation in Volcanic Settings: SEPM (Society for Sedimentary Geology) Special Publication* (Fisher, R.V. and Smith, G.A. eds), **45**, 59–70.
- Smith, V.C., Staff, R.A., Blockley, S.P.E., Ramsey, C.B., Nakagawa, T., Mark, D.F., Takemura, K., Danhara, T. and Suigetsu 2006 Project Members (2013) Identification and correlation of visible tephra in the Lake Suigetsu SG06 sedimentary archive, Japan: chronostratigraphic markers for synchronising of east Asian/west Pacific palaeoclimatic records across the last 150 ka. *Quaternary Sci. Rev.*, **67**, 121–137.
- Sohn, Y.K., Rhee, C.W. and Kim, B.C. (1999) Debris flow and hyperconcentrated flood-flow deposits in an alluvial fan, northwestern part of the Cretaceous Yongdong basin, central Korea. *J. Geol.*, **107**, 111–132.
- 諏訪 浩 (1988) 土石流の発生と谷地形の変化。災害地 形学最前線, 奥田節夫教授退官記念事業会, 83–104.
- 多田文男・津屋弘達 (1927) 十勝岳の爆発。震研彙報, no. 2, 49–84.
- 高瀬つぎ子・長橋良隆 (2007) 蛍光 X 線分析における ガラスビード法と粉末プレス法との比較評価, 福島大学 地域創造, **19**, 32–47.
- Vallance, J.W. and Scott, K.M. (1997) The Osceola Mudflow from Mount Rainier: Sedimentology and hazard implications of a huge clay-rich debris flow. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **109**, 143–163.
- Vallance, J.W. and Iverson, R.M. (2015) Lahars and their deposits. In *the Encyclopedia of Volcanoes, second edition* (Sigurdsson, H., Houghton, B., Rymer, H., Stix, J. and McNutt, S. eds), 649–664, Elsevier, Amsterdam.
- 山元孝広 (1994) 猪苗代地域の後期中新世—鮮新世カル デラ火山群。地質調査所月報, **45**, 135–155.
- 山元孝広 (1998) 安達太良山西山麓の完新世酸川ラハール堆積物。火山, **43**, 61–68.
- 山元孝広・阪口圭一 (2000) テフラ層序からみた安達太 良山, 最近約 25 万年間の噴火活動。地質雑, **106**, 865–882.

(編集担当 長谷川 健)