

栃木県北部, 余笹川岩屑なだれ堆積物の層序・年代と運搬過程

Stratigraphy, age and depositional processes of Yosasagawa Debris Avalanche deposit, North Tochigi Prefecture, Japan

Abstract

菊地瑛彦*† 長谷川 健*

Akihiko Kikuchi*† and
Takeshi Hasegawa*

2019年9月8日受付.
2020年4月20日受理.

* 茨城大学理学部地球環境科学領域
Department of Earth Sciences, College of
Science, Ibaraki University 2-1-1, Bunkyo,
Mito 310-8512, Japan

† 現所属: アジア航測株式会社九州国土保全コン
サルタント技術部国土技術課
Asia Air Survey Co., Ltd., Shinyuri 21 Build-
ing, 1-2-2 Manpukuji, Asao-ku, Kawasaki
215-0004, Japan

Corresponding author; T. Hasegawa,
takeshi.hasegawa.paul@vc.ibaraki.ac.jp

The Yosasagawa Debris Avalanche (YDA) is the oldest and largest debris avalanche associated with sector collapse of the Nasu Volcanic Group, North Tochigi Prefecture, Japan, during the middle Pleistocene. The deposit is widely distributed along the rivers that cut the Nasu Volcanic Group, such as the Yosasagawa and Naka rivers. Here, we report an investigation of the relative age, distal correlation, and depositional processes associated with the YDA. The YDA is characterized by the presence of matrix and block facies containing quartz-bearing pyroxene andesite to dacite ($\text{SiO}_2 = 58\text{--}63$ wt.%) lava blocks and clasts that occur stratigraphically between widespread biotite-bearing tephra, such as KMT (Kaishio Kamitakara Tephra, 0.62 Ma) and APm (Ohamachi APm tephra, 0.36–0.33 Ma), in the Chubu region (Central Japan). Although previous research has reported the age of the YDA as 0.3 Ma, the tephra-based stratigraphy suggests that the YDA occurred before 0.36–0.33 Ma. Using lithofacies (debris avalanche-like), petrography, and the whole-rock geochemistry of lava blocks in the deposit, the YDA can be correlated with the Awakawa Pumice Bed in northern Ibaraki Prefecture. Based on this correlation, the runout distance can be estimated to be more than 100 km from the source, Sanbonyardake Volcano, Nasu Volcanic Group. Although the lithofacies of the upper part of the YDA are uniquely massive and contain mega-blocks at all outcrops, the lithofacies in the lower part of the YDA show remarkable lateral variation; i.e., an increasingly proportion of lava blocks with clast-supported structure is observed downstream. This indicates that the YDA was water-saturated and fluidized by river transport and thus able to travel large distances as lahar.

Keywords: Yosasagawa Debris Avalanche, Nasu Volcanic Group, Naka River, tephra-stratigraphy, Awakawa Pumice Bed, Lahar

はじめに

火山体の崩壊によって発生する岩屑なだれは、他の火山性イベントに比べて頻度こそ小さいが、成層火山が卓越する日本列島においては、多くの火山で1回以上発生する典型的な現象である(Ui, 1983; Siebert, 1984; 井口, 2006)。山体崩壊によって、給源火山のマグマの組成が大きく変わったり(例えば, 伴, 1990)、山麓地域に大量の碎屑物を供給するため周辺の地形および地質を大きく変化させることもある(例えば, Procter, 2009)。1980年に起きたセントヘレンズ火山の例に代表されるように、山体崩壊に起因する岩屑なだれは、一般に大規模($>10^6$ m³)で、流下速度が速く(～150 m/s)、山麓地域に壊滅的な被害を発生させることがある(Takarada et al., 1999; Ui et al., 2000)。給源火山の形成史や周辺地形の発達史、あるいは防災対策を考える上で、岩屑なだれ、特にその発生のタイミングと分布を明らかにすることは重要な

意義を持つ。

栃木県北部～福島県南部にまたがる那須火山地域の南東には、本火山群の山体崩壊に伴う岩屑なだれ堆積物が複数分布する(伴・高岡, 1995; 山元・伴, 1997; 山元, 2006, 2013)。本研究対象である余笹川岩屑なだれ堆積物は、その中で最も古く、およそ23～30万年前に那須火山群の三本槍岳から発生したとされていた(山元, 2006, 2013)。流走距離は40～50 kmにおよぶとされ(山元, 2006)、国内で発生した岩屑なだれ(Ui et al., 2000; 井口, 2006)の中でも長距離を流走したものの1つである。一方、これら岩屑なだれ堆積物分布域の下流にあたる茨城県北部には、粟河軽石層(坂本・宇野沢, 1976)と呼ばれる岩屑なだれ堆積物様の火山性二次堆積物が認められるが、その給源や年代は長く不明であった。本論では、この粟河軽石層と余笹川岩屑なだれ堆積物を対比し、本岩屑なだれがラハール(本論では、水を媒介とする火山碎屑物の堆積物重力流全般を指す)に変化しながら

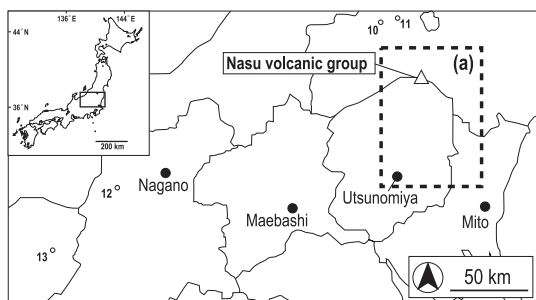


Fig. 1. Map of the study area and sampling localities of tephra layers. Dashed box (a) indicates the Nasunogahara area in Fig. 2.

100 km 近くの長距離を流走したことを示すとともに、その層相変化を報告する。対比にあたっては、層相や含まれる岩塊の粒径変化だけでなく、給源山体由来と考えられる溶岩岩塊・溶岩礫の岩石学的特徴も詳しく検討した。この手法は、広く岩屑なだれ一般の識別・同定に有効と考えられる。さらに、火山灰層序・編年学的手法を用いて、本岩屑なだれの年代を再検討し、従来よりも遡り、33 万年前より以前に堆積したことを明らかにし、その意義を議論する。

研究手法

1. 野外調査

本研究対象地域は、茨城県、栃木県、福島県にまたがる東西 70~100 km の範囲、中でも特に那須火山地域およびそれを水源とする那珂川流域である (Fig. 1)。本地域では岩屑なだれ堆積物を主対象に露頭記載を行ったが、これらは、ジグソークラックやジグソーフィット構造 (例えば, Ui, 1983; Glicken, 1996) が発達した給源由来と考えられる溶岩の巨大なブロック (溶岩岩塊相)、火砕流堆積物の均質な岩相を保持するブロック (火砕流岩塊相)、およびそれらが破碎されてばらばらになった溶岩礫や軽石礫、スコリア礫等が雑多に混ざった基地部 (基質相) で構成されている。本論ではこのような堆積構造を認識できたものを岩屑なだれ堆積物と判断した。

余笹川岩屑なだれ堆積物の上位には、黒礫岩屑なだれ堆積物 (0.23 Ma; 山元, 2013) が堆積する。これら岩屑なだれ堆積物は、分布域と層相が類似するため (山元, 2006)、いずれかが単独で露出する場合、その識別が難しい。本論ではまず、両者が同時に観察できる模式地 (Loc. 2) で詳細な記載とサンプリングを行い、後述する溶岩岩塊の岩石学的特徴も活用して両者の識別を試みた。その上で、既報の分布域において 2 層の岩屑なだれ堆積物が同時に確認できる露頭を選定し、模式地の特徴とも比較しながら、余笹川岩屑なだれ堆積物 (下位) と黒礫岩屑なだれ堆積物 (上位) を確認・記載した。選定した露頭は、黒川流域の Loc. 1 から那珂川中流域の Loc. 5 まで、合計 5 地点である。

次に、岩屑なだれの年代を決定するため、その上下に位置する火砕堆積物 (以下、テフラ) の対比を試みた。本研究地域には、特徴的に多量の黒雲母を含むテフラが出現する。栃木

～福島地域に分布する、同様の特徴を持つ中期更新世の既報テフラはごく数例に限られ、砂子原-久保田テフラ層 (0.22 ± 0.05 Ma; NEDO, 1985; 山元・須藤, 1996)、砂子原-佐賀瀬川テフラ層 (0.29 ± 0.06 Ma; 山元, 1992)、大町 APm テフラ群 (0.33~0.36 Ma; 鈴木・早川, 1990; 町田・新井, 2003)、貝塩上宝テフラ層 (0.62 Ma; 鈴木, 2000; Suzuki, 2008) の 4 層のみであり、鍵層として有用である。本論では、これら黒雲母を含むテフラの同定のために、給源地域における火砕流堆積物等の記載・サンプリングを行った。テフラの構成粒子径については、最大粒径に加えランダムに採取した 10 個の粒子から平均粒径を求めた。テフラの重鉱物組み合わせは、野外観察結果を再確認するため、室内に持ち帰った試料を乳鉢で破碎した後に超音波洗浄し、篩を用いて 250~355 μm の粒径に選別したものを実体顕微鏡で観察した。

2. 粒度分析

岩屑なだれ堆積物中の構成物の特徴を調べるため、粒度分析も行った。粒度区分は φ (Phi) スケール (Krumbein, 1934) を採用し、分析も 1φ 間隔で行った。試料は余笹川岩屑なだれ堆積物の基質相の細粒部 (-5φ 未満: 32 mm 未満) から約 5 kg ずつ採取し、測定にはそれらを縮分した約 500 g を用いた。なお、この際に一つの粒子で全体の質量の 5% 以上を占めるような粒子は除外した。試料はそのまま乾燥させるとシルトや粘土が固結してしまうため、まず水にぬらした状態で 4φ のふるいで水篩し、31~63 μm の粒子 (粗粒分) と、63 μm 以下の粒子 (細粒分) に分けた。粗粒分は電磁式ふるい振とう機 (Retsch 社製, AS2000) を用い、質量比を算出した。細粒分は産業技術総合研究所の HORIBA 製レーザ回折 / 散乱粒子径分布測定装置 (LA-960) を用いた。LA-960 による測定後は、粒径ごとの頻度に、最初の水篩で計量した細粒分全質量を積し、質量比を算出した。

3. 岩石記載・化学組成分析

テフラ層中に新鮮な状態で残っている火山ガラス、直方輝石、単斜輝石、角閃石、鉄チタン酸化物の主成分化学組成を、茨城大学の SEM-EDS (JSL-5600) で測定した。測定条件は、加速電圧 15 kV、カウントレート 2.0 kps、測定時間は火山ガラスが 35 秒、輝石・角閃石類が 45 秒、鉄チタン酸化物が 90 秒で、補正計算にはスタンダードレス法 (XPP 定量補正) を用いた。また、測定値の安定性を確認するため、1 回の測定の前後に毎回屈斜路軽石流堆積物 IV (KpIV: 勝井・佐藤, 1963) の火山ガラスを測定して標準偏差を求め、さらに既報の値 (Hasegawa et al., 2016) と比較して分析値の再現性を確認した。鉄チタン酸化物の測定値は、測定粒子をウルボスピネルとマグネタイトの理想的な固溶体としてトータルを再計算し (Camichael and Nicholls, 1967)、トータル重量が 98~102% になったもの (本論では以降、磁鉄鉱と呼ぶ) を採用した。この範囲に当てはまらなかったものは、ウルボスピネル-マグネタイト系列から外れたと判断し、今回は議論には用いていない。主成分組成の測定数は火山ガラスは 10 点程度、重鉱物は 20~25 点程度であるが、テフラによっては重鉱物の含有量が少なく、測定点数 10~

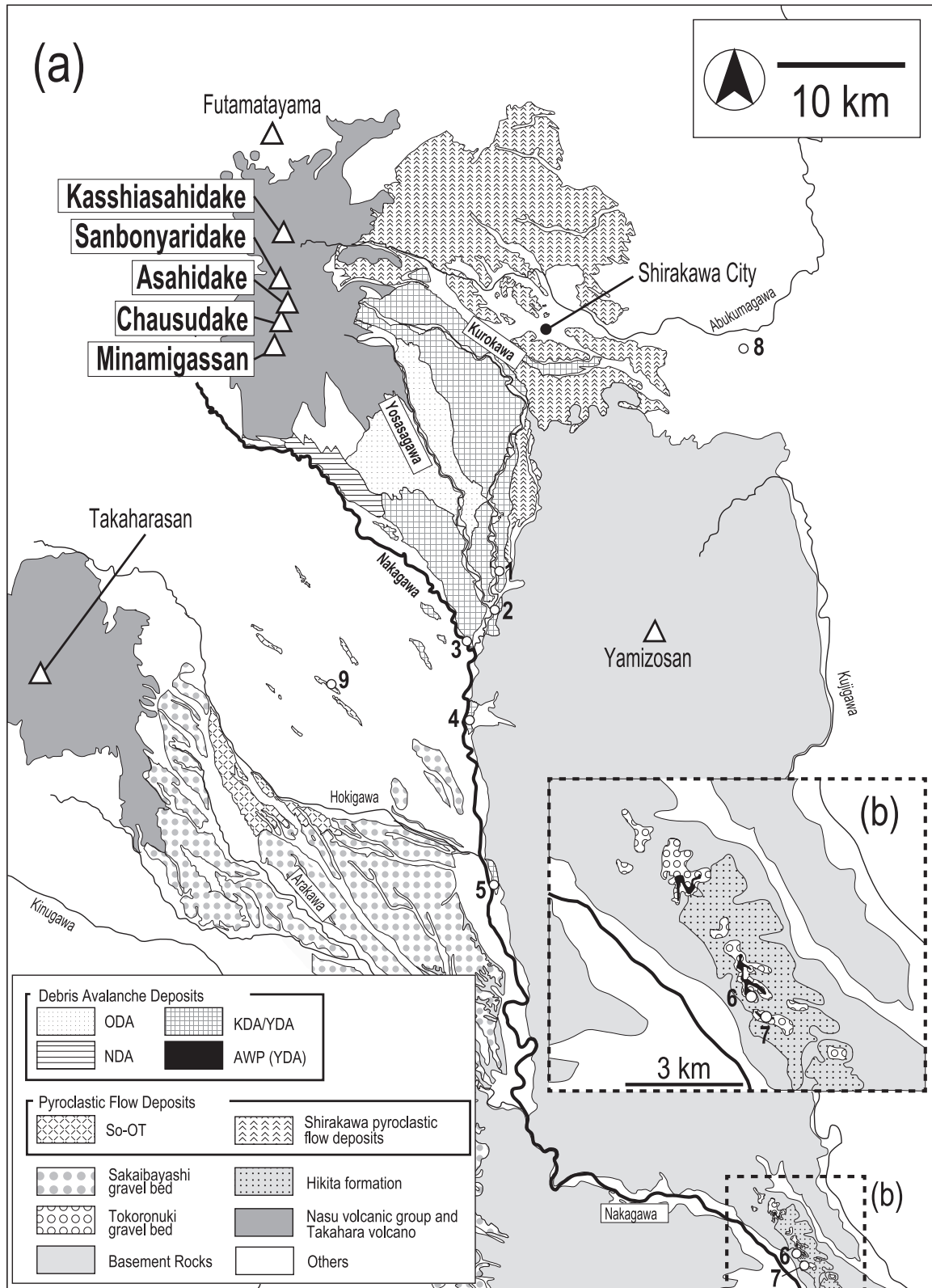


Fig. 2. Geological map of the Nasunogahara area (after Yamaoto, 2006) and the Urizura Hills (Sakamoto and Unosawa, 1976). White circles with numbers denote outcrop locations. (a) Distribution of debris avalanche deposits (DA) in the southeastern area of the Nasu Volcanic Group. ODA: Ofujisan DA; YDA: Yosasagawa DA; KDA: Kuroiso DA; NDA: Nakagawa DA; AWP: Awakawa pumice bed; So-OT: Shiobara-Otawara Tephra (Suzuki et al., 2004).

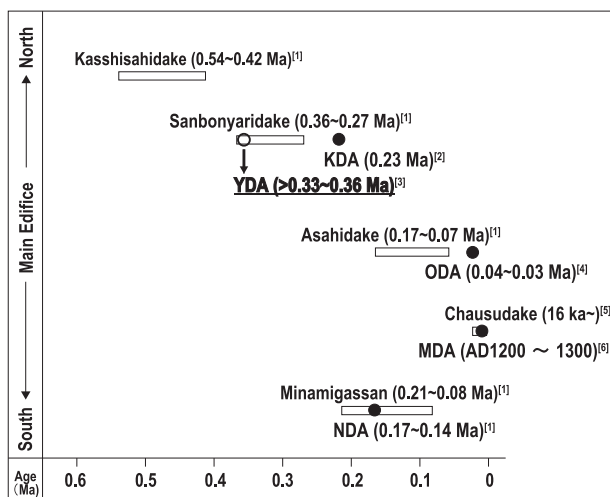


Fig. 3. Age range of deposits at each volcanic edifice (horizontal bars) and related debris avalanche deposits (DA; circles) of the Nasu Volcanic Group. Abbreviations used in the figure are as in Fig. 2. [1] Ban and Takaoka (1995), [2] Yamamoto (2013), [3] this study, [4] Fujita (1988), [5] Yamamoto (1997), [6] Yamamoto and Ban (1997).

15 程度の試料もある。なお重鉍物の測定は、鉍物組み合わせを確認した径 250~350 μm の粒子を用い、1 つの結晶片につき中央部付近を 1 点測定した。

岩屑なだれ堆積物の対比のため、含まれる火山岩塊~火山礫サイズの溶岩片(以下、溶岩岩塊・溶岩礫と呼ぶ)の岩石学的特徴も決定した。岩石薄片を作成し、モード測定(0.3 mm 間隔で 2000 カウント以上)を行った。また、その全岩主化学組成を、茨城大学の XRF(リガク・ZSX Primus II)で測定した。主成分元素について 1:2 に希釈したガラスビード法を用いた。この際、ビード作成前の約 850°C での灼熱による減量が 5% 以上の試料は、変質による粘土鉍物の割合が多いと考え、分析対象から除外した。

地質概説

1. 那須火山群およびそれを給源とする岩屑なだれ群

本研究で対象とする岩屑なだれの給源である那須火山群は、栃木県と福島県の境に位置する第四紀の火山群で、ほぼ南北に連なる南月山・茶臼岳・朝日岳・三本槍岳・甲子旭岳の成層火山の集合体である(Fig. 2a, 山元・伴, 1997)。本火山群は、白亜紀の深成岩と中新世の火山岩が露出する西の男鹿山塊と、前期更新世の白河火砕流堆積物群(吉田・高橋, 1991)からなる東の丘陵地との境界部に位置する(山元・伴, 1997)。伴・高岡(1995)では、K/Ar 年代測定により成層火山体ごとの活動時期が検討され、北部の甲子旭岳(0.54~0.42 Ma)から、三本槍岳(0.36~0.27 Ma)、南月山(0.21~0.08 Ma)、朝日岳(0.17~0.07 Ma)と、時間とともに活動場が南へ移動していることが明らかとなっている(Fig. 3)。最新の茶臼岳は、現在も噴気が活発な活火山であるが、最初期噴出物に含まれる炭化木の ^{14}C 年代から活動開始は 16 ka とされる(山元, 1997)。甲子旭岳、三本槍岳、南月山

は、活動初期に玄武岩~玄武岩質安山岩の薄い溶岩流および火砕岩の噴出が卓越し、後期になると安山岩~デイサイト質の溶岩円頂丘や厚い溶岩流を噴出させる活動に推移する。朝日岳、茶臼岳は、活動期初期より安山岩質の活動が卓越する。

本火山群の南東麓には、山体崩壊に伴った岩屑なだれ堆積物が複数存在し(Figs. 2a, 3)、それぞれ、古いものから順に、余笹川岩屑なだれ堆積物、黒磯岩屑なだれ堆積物、那珂川岩屑なだれ堆積物、御富士山岩屑なだれ堆積物、および深山岩屑なだれ堆積物である(伴・高岡, 1995; 山元・伴, 1997; 山元, 2006)。それぞれの流下年代は、0.30~0.23 Ma, 0.23 Ma, 0.17 Ma, 30~40 ka, AD1200~1300 と報告される(藤田, 1988; 伴・高岡, 1995; 伴・山元, 1997; 山元, 2013)。従来余笹川岩屑なだれ堆積物と黒磯岩屑なだれ堆積物は、その層相と分布域の類似性から区別がされず「黒磯火山泥流」堆積物という名称で一括されていた(渡部ほか, 1960)。その後、黒磯火山泥流堆積物は、那珂川沿いで鍋掛礫層(渡部ほか, 1960)を挟んで上下に二分されることが明らかになり、山元・伴(1997)および山元(1999; 2006)が、上位を黒磯岩屑なだれ堆積物、下位を余笹川岩屑なだれ堆積物と再定義した。山元(2006)によれば、余笹川岩屑なだれ堆積物と黒磯岩屑なだれ堆積物は、那須火山群から南東麓に流下した岩屑なだれの中でも特に長距離を流走したものであり、両者とも給源の三本槍岳からおおよそ 50 km 離れた栃木県馬頭町の新那珂橋左岸で分布が確認できる。余笹川岩屑なだれ堆積物下位には、円磨された白色軽石礫を大量に含む河川堆積物が報告されており、その斑晶組合せおよび火山ガラス・鉍物の屈折率が、那須火山群南西方向おおよそ 30 km にある高原火山から約 30 万年前に噴出した塩原~大田原(Sb-OT)テフラ(鈴木ほか, 2004 や山田ほか, 2018 の So-OT に相当)の軽石礫とよく一致するとされる(山元, 2006; 2013)。これを根拠に余笹川岩屑なだれ堆積物の年代下限は約 0.3 Ma とされていたが、本論では、火山ガラスや鉍物の化学組成などに基づきテフラ層の対比の見直しを行い余笹川岩屑なだれ堆積物が 0.3 Ma よりも古いことを論じる。

2. 粟河軽石層

茨城県北部、那珂川と久慈川が最も接近する常陸大宮市付近には、両河川を隔てる瓜連丘陵が存在する(Fig. 2b, 坂本・宇野沢, 1976)。本丘陵は幅 2.0~2.5 km、長さ 10 km 程度のほぼ北西~南東に伸び、塊状泥岩を主体とする新第三系の上位に第四系が不整合に重なる。第四系を構成するのは、旧久慈川の河谷埋積層の引田層、および段丘礫層の所貫礫層が主体で、丘陵の最上位に粟河軽石層と呼ばれる火山性二次堆積物が分布する(坂本・宇野沢, 1976)。本論では、この粟河軽石層が、余笹川岩屑なだれ堆積物の遠方相であると結論するが、岩相記載などの詳細は次章の各論で述べる。

地質各論

1. 余笹川岩屑なだれ堆積物および黒磯岩屑なだれ堆積物

余笹川岩屑なだれ堆積物は、Loc. 1(給源からの流走距離:

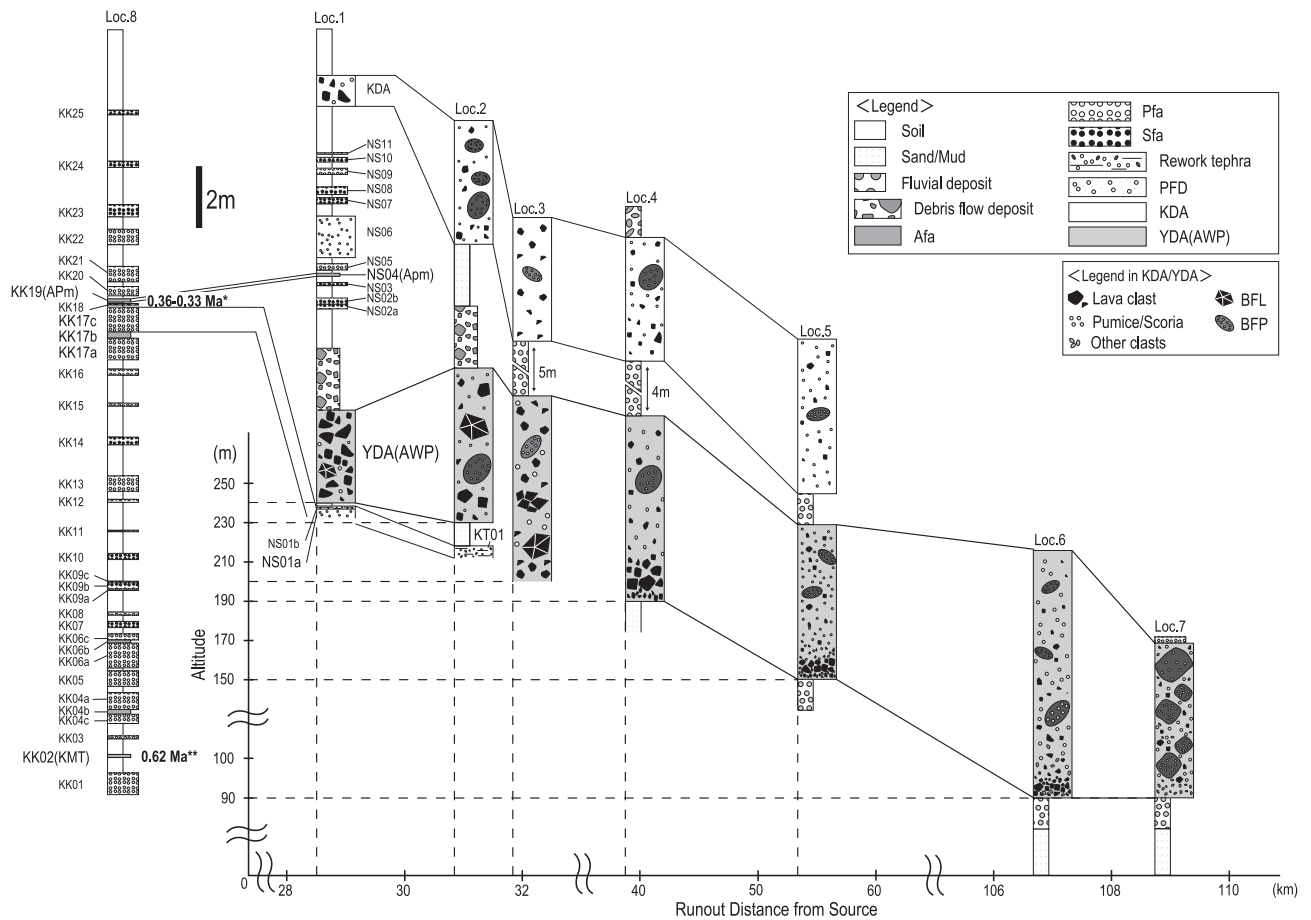
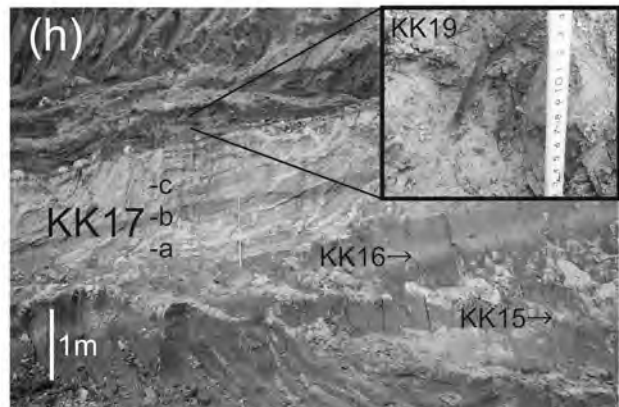
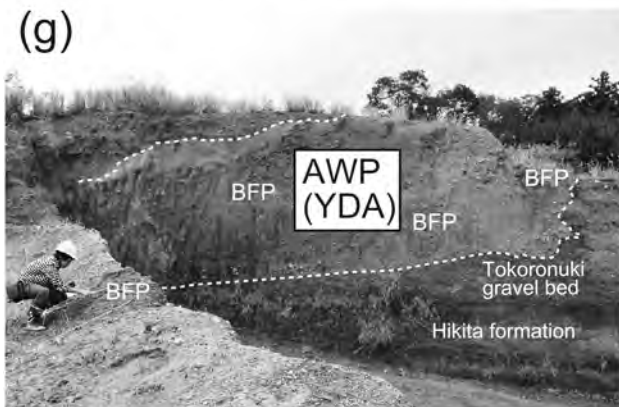
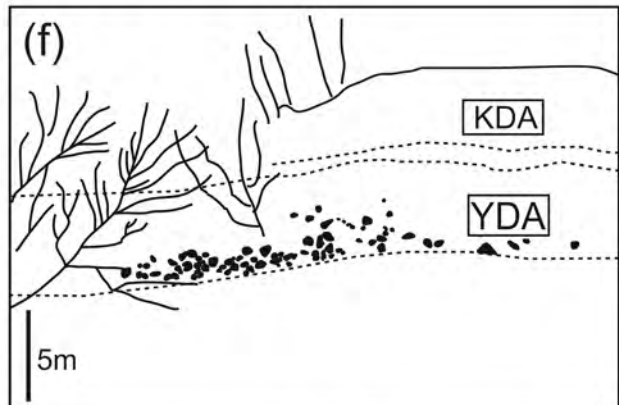
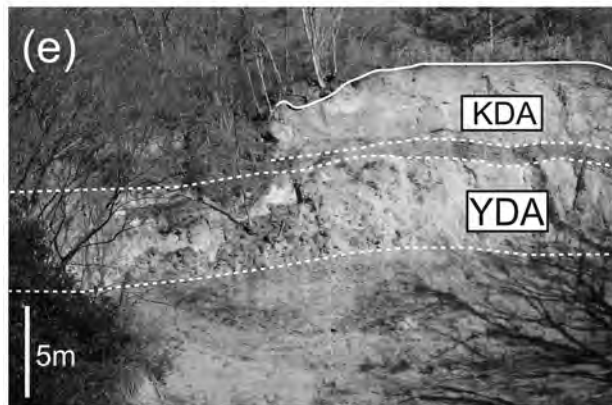
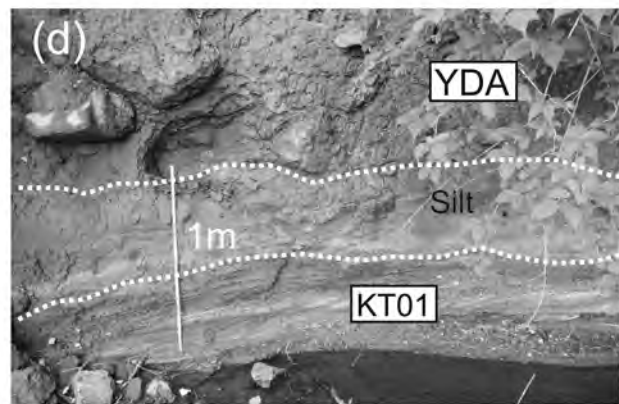
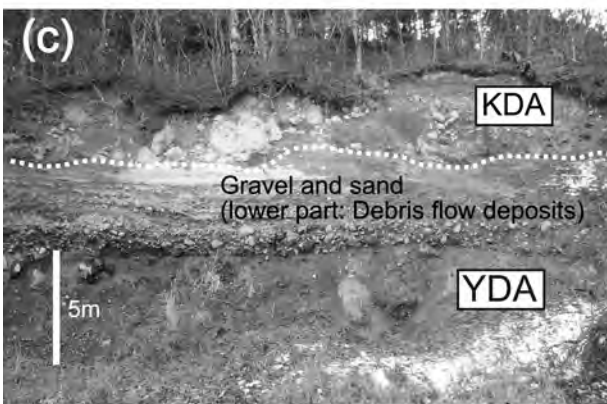
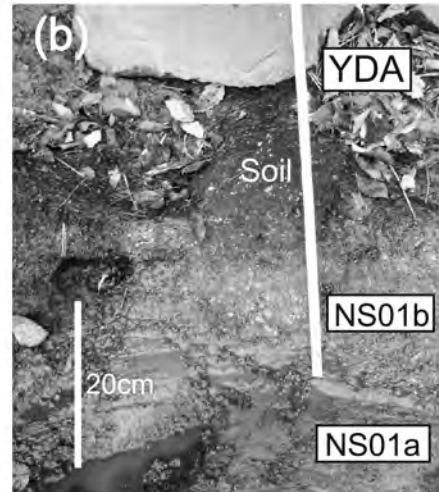


Fig. 4. Stratigraphic sections depicting lateral lithofacies changes in the YDA and related deposits. The diagram below the sections indicates the altitude of the base of each column and the runout distance of the YDA from the source. Afa: Ash fall deposit; Pfa: Pumice fall deposit; Sfa: Scoria fall deposit; PFD: Pyroclastic flow deposit; BFL: Block facies of lava; BFP: Block facies of pyroclastic flow deposit. *: age from Machida and Arai (2003), **: age from Suzuki (2008).

28.4 km)から Loc. 5(同 53.8 km)まで断続的に確認できる (Fig. 4) (流走距離は余笹川および那珂川の現在の流路から計測、以下同様)。模式地である栃木県那須町余笹の余笹川沿い (Loc. 2) では、余笹川岩屑なだれ堆積物の上位に、層厚約 4 m の河川堆積物 (山元, 2006) を介して黒磯岩屑なだれ堆積物が堆積する (Fig. 5c)。挟在する河川堆積物は全体に淘汰が良く成層構造が発達し、上半部が砂質であるのに対し、下半部は礫質 (円礫~亜角礫) で比較的淘汰が悪く、余笹川岩屑なだれ堆積物を削り込んでおり土石流堆積物と判断できる。両岩屑なだれは、層厚 3~5 m、塊状・基質支持で、凝灰質の基質相に溶岩岩塊相や火砕流岩塊相を含む点で類似する。しかし、これら岩塊相の最大径は、余笹川岩屑なだれ堆積物が 4 m 以上であるのに対し、黒磯岩屑なだれ堆積物は 2 m 程度である。また両者に含まれる溶岩礫・岩塊は、暗灰色の安山岩が大部分を占めるが、余笹川岩屑なだれ堆積物には明灰色を呈するデイサイトも少量ながら認められる点が異なる。一方の黒磯岩屑なだれ堆積物には、岩石学的特徴で後述するように、玄武岩質安山岩が特徴的に含まれる。

余笹川岩屑なだれ堆積物の層厚は、Loc. 1 で 3 m 以上、Loc. 3 と 4 で約 6 m、Loc. 5 では 5 m である。いずれも

塊状無層理、基質支持で、ジグソーラックが発達した溶岩岩塊相、火砕流岩塊相と、それらを取り囲む基質相で構成される。溶岩岩塊相の最大径は、Loc. 2 と 3 で約 4 m、Loc. 1, 4, 5 では約 2 m と、概ね下流ほど小さくなる傾向がある。そのほとんどは、発泡が悪く灰色~暗灰色で斜長石や輝石斑晶が目立つ安山岩であるが、前述の通りデイサイト質溶岩岩塊もまれに認められる。火砕流岩塊相の最大径は、Loc. 1, 3, 5 で 2 m 程度、Loc. 2 で 7 m、Loc. 4 で 3 m と、遠方ほど小さくなるような傾向は認められない。暗灰色~赤褐色でデイサイト質非溶結火砕流堆積物の岩相を示すものがほとんどで、まれに青灰色~淡灰色の溶結凝灰岩の岩塊相も含まれる。基質相は褐色~暗褐色で粗粒砂~細粒砂を主体とし、溶岩礫、軽石・スコリア礫、堆積岩や深成岩に由来する礫 (これらは亜角~角礫) を含み、このほか下位砂礫層由来の亜円~円礫、および木片を含む。溶岩礫 (以下、溶岩礫と呼ぶ場合は亜角~角礫) の岩質は溶岩岩塊相のものと同じである。なお、那珂川流域の Loc. 4 や栃木県那珂川町南平台の Loc. 5 では、余笹川岩屑なだれ堆積物下位に、成層構造が発達した淘汰の良い砂礫層 (礫は円礫) が堆積する (Fig. 5e)。



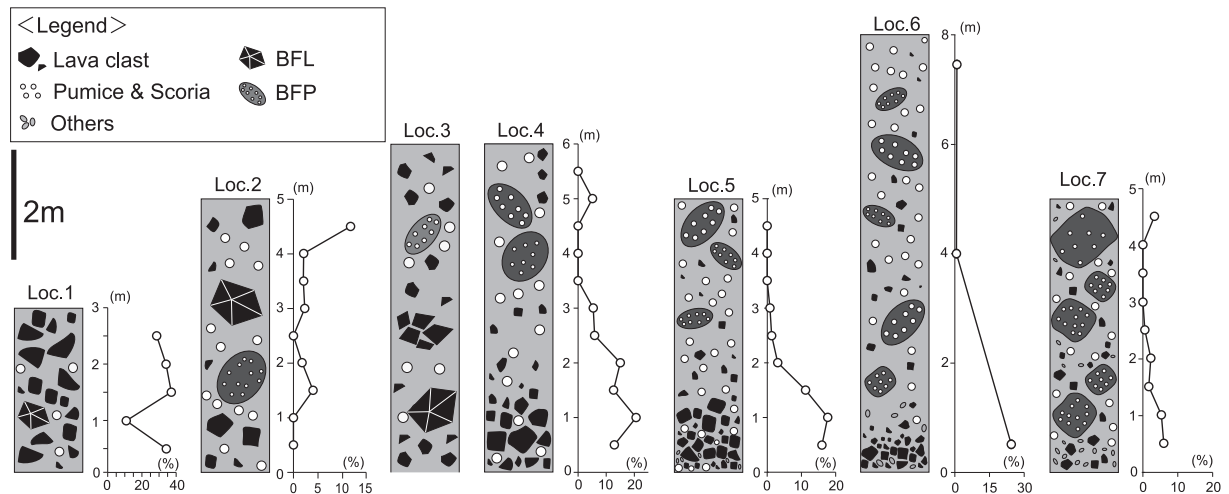


Fig. 6. Stratigraphic columns showing lateral lithofacies changes in the YDA, including the proportion of lava clasts (>10 cm in diameter).

Loc. 4より下流域では、余笹川岩屑なだれ堆積物下部に、粗粒の溶岩礫が濃集する傾向が見られるようになる。この傾向を定量化するため、本研究では、山元・川辺(2014)を参考に径10 cm以上の溶岩礫・岩塊の露頭内分布傾向を調べた。露頭に、基底から50 cm置きに水平に10 mのラインを張り、各ラインにかさなる露頭面での最大粒径10 cmを超える粒子の、ライン上の線分比を計測した(上位および下位層との境界部は除く)。なお、ラインが火砕流岩塊相に重なる場合は、重なる部分を除いてライン長が10 mとなるようにした。Fig. 6に露頭内での10 cm以上の溶岩岩塊相および溶岩礫の分布を示す。Loc. 1とLoc. 2は、一部で線分比の増減が見られるが、露頭全体としては、明瞭な傾向が見られない。Loc. 4とLoc. 5では、いずれも露頭基底より1 mで線分比が最も高くなり、上部への減少傾向が見られる。特にLoc. 5では露頭下部1.5 mの範囲に粒径数十 cmの溶岩礫が濃集し、一部で礫同士が接しているのが確認できた(Fig. 5f)。溶岩礫濃集部では、火砕流岩塊相は確認できない。露頭全体に占める長径10 cm以上の溶岩礫(溶岩岩塊相含む)の面積比は、Loc. 1で30%近い高い値を示す一方で、Loc. 2より下流側ではいずれも2~7%程度である。

2. 粟河軽石層

粟河軽石層は、余笹川岩屑なだれ堆積物の分布域より下流(那珂川流域)にあたる茨城県常陸大宮市瓜連、小場のLoc. 6~7で確認できる(Fig. 5g)。シルト質である引田層の上位に所貫礫層を挟んで堆積する(坂本・宇野沢, 1976)。粟河軽石層は、最大厚層5~8 m、塊状、基質支持の淘汰が悪い凝

灰角礫岩で、径1 mを超える火砕流岩塊相と、それらを取り囲む基質相で構成されている。火砕流岩塊相は、暗灰色~赤褐色でデイサイト質の非溶結火砕流堆積物からなるものがほとんどである。基質相は、褐色~暗褐色で粗粒砂~細粒砂を主体とし、溶岩礫、軽石・スコリア礫、堆積岩や深成岩由来の礫のほか、下位砂礫層由来の垂円~円礫や木片も含まれる。溶岩礫は、最大粒径は30 cmで、斜長石・輝石斑晶が目立つ灰色~暗灰色の安山岩が大半を占めるが、デイサイトもまれに認められる。

露頭内における径10 cm以上の溶岩礫の分布をFig. 6に示す。測定法は、余笹川岩屑なだれ堆積物と同様である。Loc. 6, Loc. 7いずれも露頭下部に10 cm以上の溶岩礫が多い。特にLoc. 6では、露頭下部1 mの範囲に粒径10 cm以上の溶岩礫が濃集し、一部では礫同士が接しているのが確認できた。溶岩礫が濃集する部分では、火砕流岩塊相は確認できない。露頭全体に占める長径10 cm以上の溶岩礫(溶岩岩塊相含む)の面積比を計測したところ、Loc. 7で1.02%であった。

3. 余笹川岩屑なだれ堆積物と粟河軽石層の粒度分布

各地点の堆積物について基質相の最下部と最上部から試料を採取し、粒度分析を行った。いずれの地点および部分においても、おおむね1~4φの砂サイズにピークを持つ点と、粘土サイズの粒子をほとんど含まない点で粒度分布の特徴が共通する(Fig. 7)。また、Loc. 5を除いて、最上部よりも最下部の方が淘汰度が良い。最下部について見ると、Loc. 1~5にかけて余笹川岩屑なだれ堆積物の淘汰度が2.66~

(←) **Fig. 5.** Photographs of outcrops of the YDA and related deposits. (a) The YDA and overlying gravel layer (debris flow deposit) at Loc. 1 (b) The base of the YDA at Loc. 1. (c) The YDA and the KDA at the type locality (Loc. 2). (d) The base of the YDA at Loc. 2. (e) The YDA and the KDA at Loc. 5. (f) Sketch of Fig. 5e, showing lava clasts (black pattern) in the lower part of the YDA. (g) The Awakawa pumice bed (AWP) at Loc. 7. The AWP can be correlated with the YDA (see text for detail). (h) Tephra layers around KK17 at Loc. 8 (inset shows a close-up of KK19, which is characterized by a lighter color and the presence of biotite). Locations 2 and 5 in this study are Locs. 6 and 8 of Yamamoto (2006), respectively.

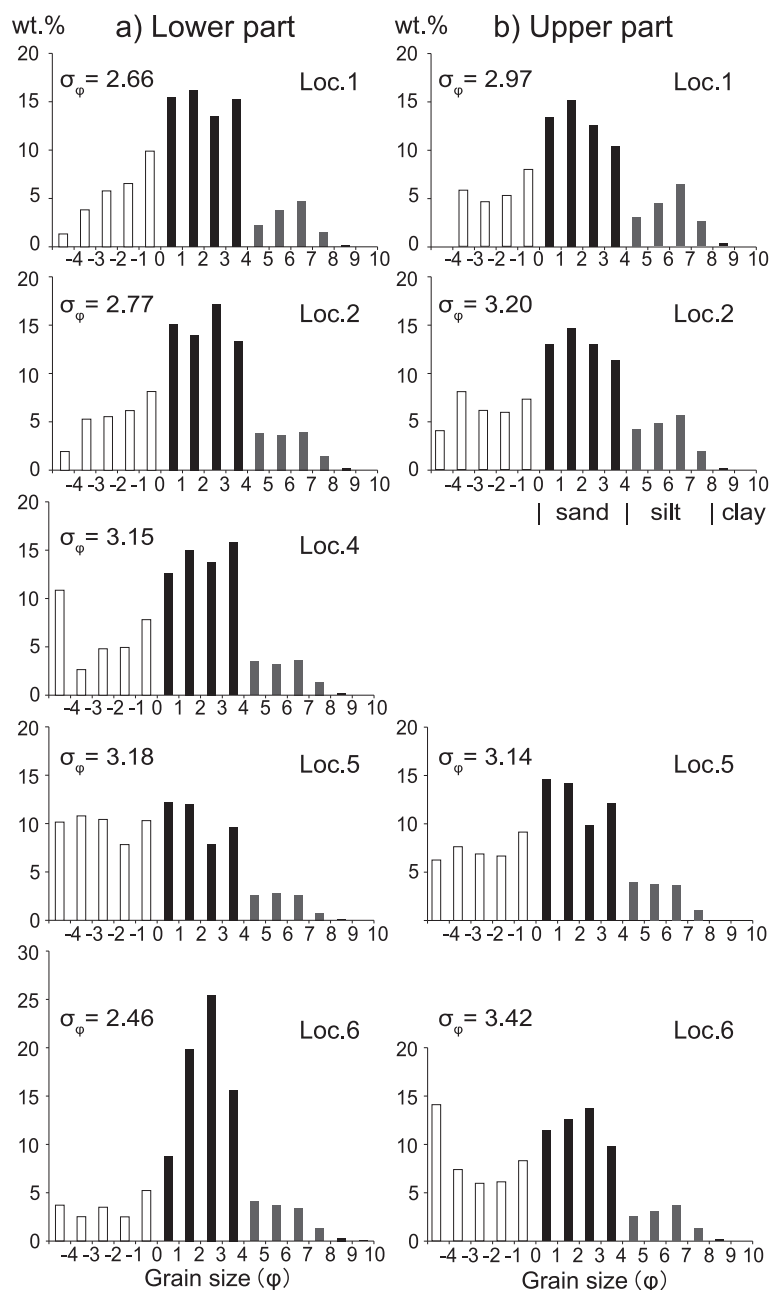


Fig. 7. Grain size distribution at different localities in the YDA and AWP (phi scale). The shaded colors of the bars denote grain size classes: silt and clay (gray), sand (black), and larger than sand (white).

3.18 であるのに対し、Loc. 6 の粟河軽石層は顕著に淘汰度 (= 2.46) が良くなっている。この傾向は最上部には見られず、Loc. 6 で最も淘汰度が悪くなっている。

4. 余笹川岩屑なだれ堆積物の上下に堆積するテフラ層

余笹川岩屑なだれ堆積物の層序・年代決定のため、その上下に認められるテフラの記載を行った。以下、重要なテフラに焦点を絞って、地点ごとに層序と層相を記す。層序の詳細および記載の概要は、それぞれ Fig. 4 および Table 1 を参照されたい。

Loc. 1 (那須ゴルフ場：給源からの流走距離 28.4 km)：栃木県那須町伊王野の那須ゴルフ場下(略称 NS)、黒川沿いの Loc. 1 では、余笹川岩屑なだれ堆積物(Fig. 5a)の下位に、層厚 10 cm の黒色土壌を介して、層厚 40 cm 以上のテフラ

(NS01)が認められる(Fig. 5b)。下部 30 cm(NS01a)と上部 10 cm(NS01b)の 2 ユニットからなる。NS01a は、塊状で淘汰が悪い基質支持の火山礫凝灰岩層である。基質は火山灰質であるが、発泡が悪く亜角～亜円礫の白色軽石礫、および角礫の石質岩片を含む。軽石礫の最大粒径は 1 cm、平均粒径は 5～6 mm である。これらの層相から、NS01a を火砕流堆積物と判断した。軽石礫の斑晶鉱物は、斜長石、直方輝石、単斜輝石、不透明鉱物である。NS01b は、褐色の中粒砂を主体として弱く成層し、径 1 cm 以下の円磨された軽石を含む。この層相と軽石の岩質が NS01a のそれと同じであることから NS01b は NS01a の再堆積層と判断できる。

余笹川岩屑なだれ堆積物の上位には、層厚 2 m 以上の礫層がのり、その上位に火山灰、軽石層、スコリア層、火砕流

Table 1. Lithofacies and mineral assemblages of the main tephra layers in this study. (Type) Pfa: Pumice fall deposit, Sfa: Scoria fall deposit, Afa: Ash fall deposit. (Juvenile clast) LGp: Light gray pumice, Wp: White pumice, Gp: Gray pumice, Sc: Scoria, LGBP: Light gray brown pumice. (Grain size) C.S.: coarse sand. (Mineral assemblage) Pl: Plagioclase Cpx: clinopyroxene, Opx: orthopyroxene, Hb: Hornblende, Bi: Biotite, Opq: Opaque mineral, Qz: Quartz.

Name	Locality	Sub unit	Type	Thickness (cm)	Juvenile clast	Grain size (max:mm)	Mineral assemblage	Age	Reference
NS01	1	a	Pfl	30<	LGp	10	Pl>Opx>Cpx>Opq		
NS01	1	b	Rework	10	Wp	10	Pl>Opx>Cpx>Opq		
NS04	1		Afa	10		C.S.	Pl=Qt>Opq=Hb		
KT01	2		Rework	40<	Wp	10	Pl>Opx>Cpx>Opq		
KK02	8		Afa	10		C.S.	Bi>Qz>Opq		
KK17	8	a	Pfa	70	Wp	15	Opq>>Pl>Opx (Cpx)		
KK17	8	b	Pumice bearing Afa	20	Wp	10	Opq>>Pl (Opx)		
KK17	8	c	Pfa	80	Wp	10	Opq>>Pl>Opx		
KK19	8		Afa	10		C.S.	Qz>Pl>Opq>Bi		
So-OT	9		Pfl	500<	Gp>Sc	120	Pl>Opx>Opq (Cpx)	0.30-0.38Ma	Suzuki et al. (2004); Yamada et al., (2018)
Sn-KB	10		Pfl	150<	Wp	30	Pl>Bi>Opx>Hb>Opq (Qt)	0.22±0.05Ma	Yamamoto and Suto (1996); Yamamoto (1999, 2012)
Sn-SK	11		Pfl	300<	LGBP	60	Qt>Pl>Bi>Hb>Opq	0.29±0.06Ma	Yamamoto and Suto (1996); Yamamoto (1992, 2012)
APm	12		Afa				Pl>Bi>Opq>Hb>Qt	0.33-0.40Ma	Suzuki and Hayakawa (1990); Machida and Arai (2003)
KMT	13		Pfl				Pl>Bi>Qtz>Opq	0.62Ma	Suzuki (2000); Suzuki (2008)

堆積物からなる NS02~NS11 のテフラ群が堆積し、黒磯岩屑なだれ堆積物に覆われる。このテフラ群の中で特徴的なのは、NS04 である。NS04 は、上下の火山灰土との境界は不明瞭であり、風化して褐色に変化した黒雲母の濃集によっておおまかな位置を認識できるのみであるが、その濃集帯の厚さは約 10 cm である。黒雲母の他に、斜長石、不透明鉱物、石英、角閃石、直方輝石が認められる。

Loc. 2(沓掛: 給源からの流走距離 30.8 km): 栃木県那須町沓掛(略称 KT)、余笹川沿いの Loc. 2 は、前述の通り、余笹川岩屑なだれ堆積物および黒磯岩屑なだれ堆積物の模式地 (Fig. 5c; 山元, 2006) で、余笹川岩屑なだれ堆積物は、層厚 75 cm の塊状の極細粒砂~シルト層を介して、層厚 40 cm 以上で斜交層理が発達し、1 cm 大の円磨された軽石礫を含む再堆積物テフラ層 (KT01) を覆う (Fig. 5d)。軽石礫には斜長石、直方輝石、単斜輝石、不透明鉱物が班晶として認められる。山元 (2006, 2013) では、本層に含まれる軽石礫の鉱物組合せと火山ガラス・輝石の屈折率が、約 30 万年前に高原火山から噴出した塩原-大田原テフラ層 (So-OT: 鈴木ほか, 2004) の軽石礫と一致するとしている。

Loc. 8(釜子): 福島県東村釜子(略称 KK)の Loc. 8 では、余笹川岩屑なだれ堆積物は確認できないが、約 20 m におよぶ火山灰土中に鍵層を含む多数のテフラ層(下位から KK01~KK25)が観察できる。鈴木 (2000) でも記載がなされているが、本論ではより詳細な記載と試料の室内分析を行った。

KK02 は、本露頭最下部に認められ、鈴木 (2000) によって貝塩上宝テフラ (KMT: 後述) に対比された層である。上下火山灰土壌との境界は不明瞭であり、風化して褐色に変化した黒雲母の濃集によっておおまかな位置が確認できる。その濃集帯の厚さは 10 cm である。構成粒子の最大粒径は 1 mm で、黒雲母の他に、石英、斜長石、不透明鉱物が認められる。

KK17 は、層厚 170 cm の降下軽石および降下火山灰層

で、層相の違いで 3 つのユニット(下位から KK17a~c)に区分できる (Fig. 5h)。KK17a は、層厚 70 cm の降下軽石ユニットで、粘土化した白色軽石礫を主体とする。軽石礫の最大粒径は 1.5 cm、下部から上部に向かって軽石礫の正級化が見られ、下部では、軽石礫の平均粒径が 4 mm、上部では 2 mm である。基底付近には、最大粒径 1 cm 程度の石質岩片が濃集する。KK17b は、最大層厚 20 cm の降下火山灰ユニットで、褐色の火山灰を主体とする。まれに径 1 cm 以下の粘土化した白色軽石礫も含まれる。KK17c は、層厚 80 cm で、KK17a とほぼ同様の層相を示す。白色軽石礫の最大粒径は下部で 3~4 mm、上部で 1~2 mm である。基底付近には最大粒径 1 cm 程度の石質岩片の濃集も見られる。KK17a および KK17c の軽石礫には、不透明鉱物、斜長石、直方輝石が、KK17b には不透明鉱物、斜長石が認められる。

KK19 は、層厚 10 cm の黒雲母の目立つ火山灰層である。軽石礫やスコリア礫などの岩片は見られず、構成粒子の最大粒径は 1 mm である。黒雲母のほか、不透明鉱物、斜長石、石英が認められる。

5. 対比・同定のため模式地で採取したテフラ層

Loc. 9(今泉: Fig. 2): 栃木県北部、高原火山の塩原カルデラから噴出した塩原-大田原テフラ層 (So-OT) の模式地の一つで、ここでは火砕流堆積物として観察できる (鈴木ほか, 2004; 山元, 2013)。So-OT の噴出年代は火山灰編年により、0.30~0.38 Ma とされる (鈴木ほか, 2004; 山田ほか, 2018)。本層は、層厚 5 m 以上で、暗灰色の中粒砂サイズの基質中に灰色軽石、スコリア、縞状軽石、および石質岩片を含む。本質岩片の最大粒径は 12 cm で、含まれる班晶鉱物は、いずれも斜長石、直方輝石、単斜輝石、不透明鉱物である。

Loc. 10(久保田: Fig. 1): 福島県会津盆地の南西にある直径約 6 km の砂子原カルデラから中期更新世に噴出した砂子

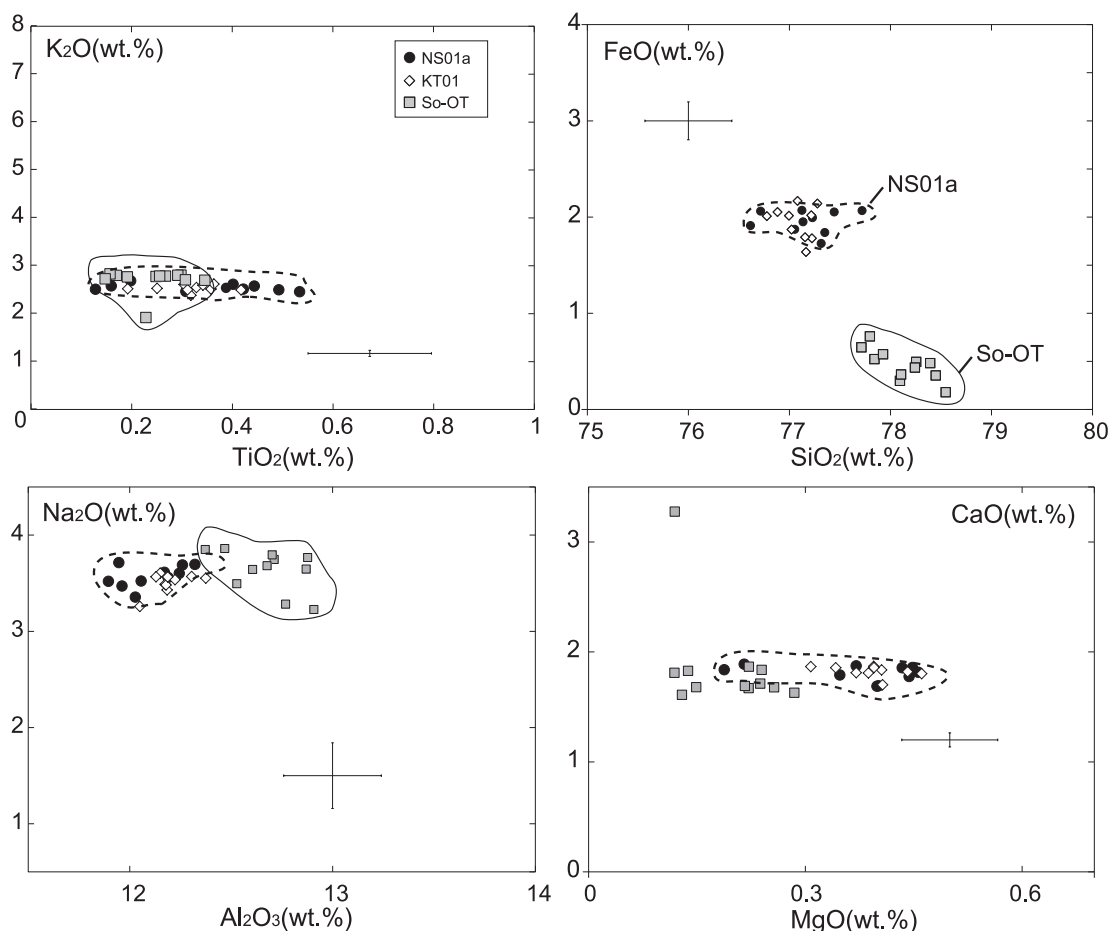


Fig. 8. Geochemical data of glasses analyzed in this study, with error bars (2σ). Gp: gray pumice, Wp: white pumice. All data are normalized to 100%. FeO*: total iron as FeO.

原-久保田テフラ層 (Sn-KB) の模式地のひとつで、ここでは火砕流堆積物として観察できる (山元, 1999; 2012)。噴出年代は含まれるジルコンのフィッシュ・トラック (FT) 年代から、 0.22 ± 0.05 Ma とされている (山元・須藤, 1996)。本層の層厚は 1.5 m 以上で、褐色の中粒砂～粗粒砂サイズの基質中に白色軽石礫および石質岩片を含む。白色軽石礫の最大粒径は 3 cm で、斑晶鉱物は、斜長石、黒雲母、直方輝石、角閃石、不透明鉱物、石英である。

Loc. 11 (逆瀬川 : Fig. 1) : Sn-KB と同様に、砂子原カルデラから中期更新世に噴出した、砂子原-佐賀瀬川テフラ層 (Sn-SK) 模式地のひとつで、ここでは火砕流堆積物として観察できる (山元・須藤, 1996; 山元, 2012)。噴出年代はジルコンの FT 年代から、 0.29 ± 0.06 Ma とされている (山元, 1992)。本層の層厚は 3 m 以上で、褐色の細粒砂～シルト質基質中に淡褐色軽石礫および石質岩片を含む。白色軽石礫の最大粒径は 6 cm で、斑晶鉱物は、石英、斜長石、黒雲母、角閃石、不透明鉱物である。

Loc. 12 (大町スキー場 : Fig. 1) : 中部地方の飛騨山脈水鉛谷給源火道から噴出した大町 APm テフラ群 (APm) の模式地である (鈴木・早川, 1990)。5 層のプリニアン軽石からなるテフラ群であり、噴出年代は火山灰編年により $0.33 \sim$

0.36 Ma (町田・新井, 2003) と推定されている。ここでは、層厚 10 m 以上の火砕流堆積物の 1~2 m ほど上位に黒雲母濃集層として産出する。本研究では少なくとも 2 層の土壌を挟在して、層厚 10~20 cm 程度の 3 枚の黒雲母濃集層 (下位より A1Pm, A2Pm, A3Pm) が確認できた。含まれる鉱物として確認できたのは、3 層とも斜長石、黒雲母、不透明鉱物、角閃石、石英である。

Loc. 13 (岐阜県上宝村 : Fig. 1) : 飛騨山脈南西部、貝塩給源火道から噴出した貝塩上宝テフラ層 (KMT) の給源火砕流堆積物の模式地である (鈴木, 2000)。KMT の噴出年代は海底コア・酸素同位体ステージとの対比などから、約 0.62 Ma とされる (Suzuki, 2008)。ここでは強溶結した火砕流堆積物として観察され、基質部には含まれる鉱物として斜長石、黒雲母、石英、不透明鉱物が確認できる。

岩石学的特徴

1. テフラの岩石学的特徴

地層対比と編年を目的に、採取した各テフラ層に含まれる火山ガラスおよび重鉱物の主成分化学組成分析を試みた。多くの試料で風化変質が進んでいたため、最終的に測定試料は次のように限定された。火山ガラスおよび単斜輝石の測定は

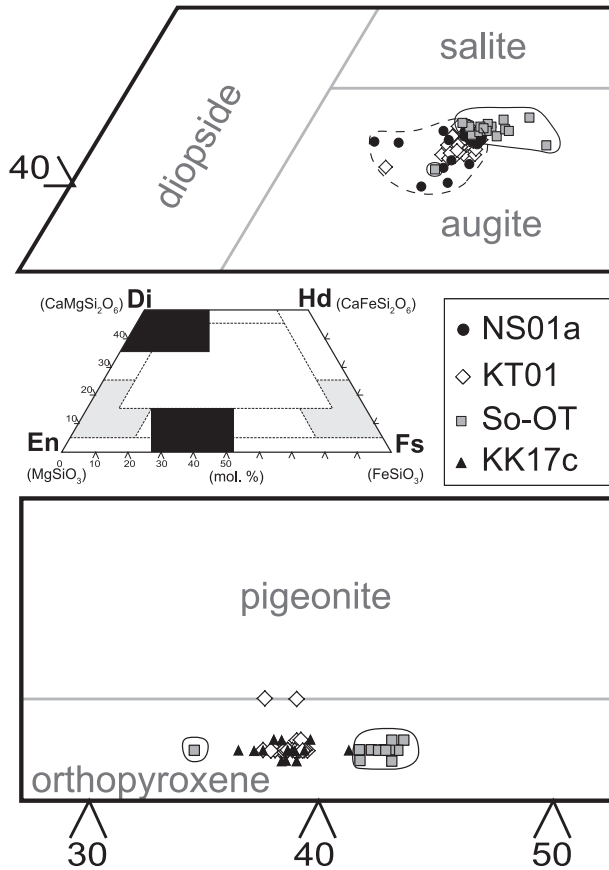


Fig. 9. Pyroxene ternary diagram showing the compositions of clinopyroxene (Cpx) and orthopyroxene (Opx) analyzed in this study.

KT01, NS01, So-OT の軽石礫のみ可能であった。直方輝石の測定が可能であったのは、この3試料に加え、KK17c の軽石礫であった。角閃石を含むテフラは、すべての試料 (NS04, APm, Sn-KB, Sn-SK の軽石礫) で角閃石の測定を行った。磁鉄鉱はいずれも変質を免れており、上記8試料に KK19, KMT を加えた 10 試料すべてで測定可能であった。

火山ガラス : Fig. 8 に 3 試料の火山ガラス組成の代表例として K_2O vs. TiO_2 図および FeO^* (全鉄を FeO と再計算した値) のハーカー図などを示す。いずれの試料も、火山ガラスの SiO_2 が 76~79 wt.% の流紋岩組成を示す。いずれのダイアグラムにおいても、NS01a (loc. 1) および KT01 (loc. 2) の軽石礫は、類似した組成領域を示すのに対し、山元 (2013) で KT01 に対比されるとしていた So-OT (loc. 9) の軽石礫の組成は、特に、 FeO^* のハーカー図において、他の 2 者とは明瞭に区別され、 SiO_2 が 1 wt.% 程度高く、 FeO^* が 1.0~1.5 wt.% 程度低い組成を示す。

直方輝石および単斜輝石 : 輝石台形ダイアグラムへのプロット図を Fig. 9 に示す。火山ガラスと同様、NS01a および KT01 の軽石礫に含まれる両輝石の化学組成領域はよく一致する。本ダイアグラムでは、特に、直方輝石の組成において、NS01a の軽石礫および KT01 の軽石礫と、So-OT の

軽石礫は明瞭に区別でき、So-OT の軽石礫の直方輝石は、大半が Fe に富む組成を示す。

角閃石 : 測定結果は、 $Mg\#(Mg \times 100 / (Mg + Fe))$ を横軸に、酸素イオン数を 23 とした場合の陽イオン数を縦軸にとったグラフに示した (Fig. 10)。いずれの角閃石も、 $Si = 6.4 \sim 7.3$ (p.f.u.) で、A サイトのアルカリ量 $(Na + K)_A$ が、0.33~0.78 の普通角閃石である。NS04 の角閃石の組成領域は、低 $mg\#$ (44~51) と高 $mg\#$ (66~72) の二者に分かれる。 $mg\#$ を横軸に、陽イオンを縦軸にとった図では、前者が、APm の組成領域と重なる。

磁鉄鉱 : Fig. 11a に輝石デイサイトタイプの軽石礫 (KT01, NS01a, So-OT, KK17c), Fig. 11b には黒雲母を含むテフラ (NS04, KK19, Sn-KB, Sn-SK の軽石礫および APm, KMT), それぞれの磁鉄鉱の測定結果を、ウルボスピネル値を横軸に、 Mg/Mn を縦軸にとったグラフで示した。Fig. 11a において、NS01a の軽石礫に含まれる磁鉄鉱は、ウルボスピネル値において多少ばらつきがみられるが、大半の粒子は 30~35 mol.% に入り、 Mg/Mn 比は、0.4~0.6 程度に収まる。KT01 と KK17c の磁鉄鉱も NS01a と同じ領域に入る。一方で、So-OT の磁鉄鉱は、ウルボスピネル値のばらつきが大きく、多くが Mg/Mn 比が 1 前後で、一部を除き NS01a の磁鉄鉱の組成領域とは、異なる領域を持つ。Fig. 11b においては、まず、黒雲母を多量に含む 4 つの指標テフラに含まれる磁鉄鉱の組成領域が、砂子原カルデラ起源の 2 テフラ、APm そして KMT の 3 つに比較的明瞭に分かれていることがわかる。NS04 は、角閃石同様、分布域が 2 つに分かれるが、 Mg/Mn の高いグループが、APm の組成領域に入る。KK19 も同様に、大半が APm の組成領域と重なる。NS04, KK19 とともに、APm の領域から外れるサンプルはあるものの、ほかの 3 テフラの磁鉄鉱の組成領域とは重複しない。一方で、KK02 は、鈴木 (2000) の結論を支持するように、大半の粒子が KMT の組成領域に入る。

2. 溶岩岩塊相および溶岩礫の岩石学的特徴

岩屑なだれと粟河軽石層の対比を目的に、各層に含まれる溶岩礫・溶岩岩塊の岩石学的特徴を決定した。余笹川岩屑なだれ堆積物および黒磯岩屑なだれ堆積物からは、模式地 (Loc. 2) において、基質相から長径 20 cm 以上の溶岩岩塊および溶岩礫を、粟河軽石層からは同じく模式地 (Loc. 7) で基質相から長径 10 cm 以上の溶岩礫を、それぞれ 10~20 試料程度を無作為に採取した。

記載岩石学的特徴 : 余笹川岩屑なだれ堆積物と黒磯岩屑なだれ堆積物の試料、それぞれ 17 試料と 20 試料を薄片にして観察した。すべての試料で斑晶量 27~48% の範囲を示し、両者に顕著な違いは認められない。余笹川岩屑なだれ堆積物の試料は、斜長石、直方輝石、単斜輝石、不透明鉱物の斑晶鉱物組み合わせを示すものが 13 試料、上記 4 鉱物に加え石英を含む試料が 3 試料、石英とカンラン石を含む試料が 1 試料見られた。このうち、石英を含む 4 試料の石基組織は、いずれもハイアロピリティック (以下、HP) を示し、他のそれは 1 試料を除きインターサータル (IS)~ハイアロオフィ

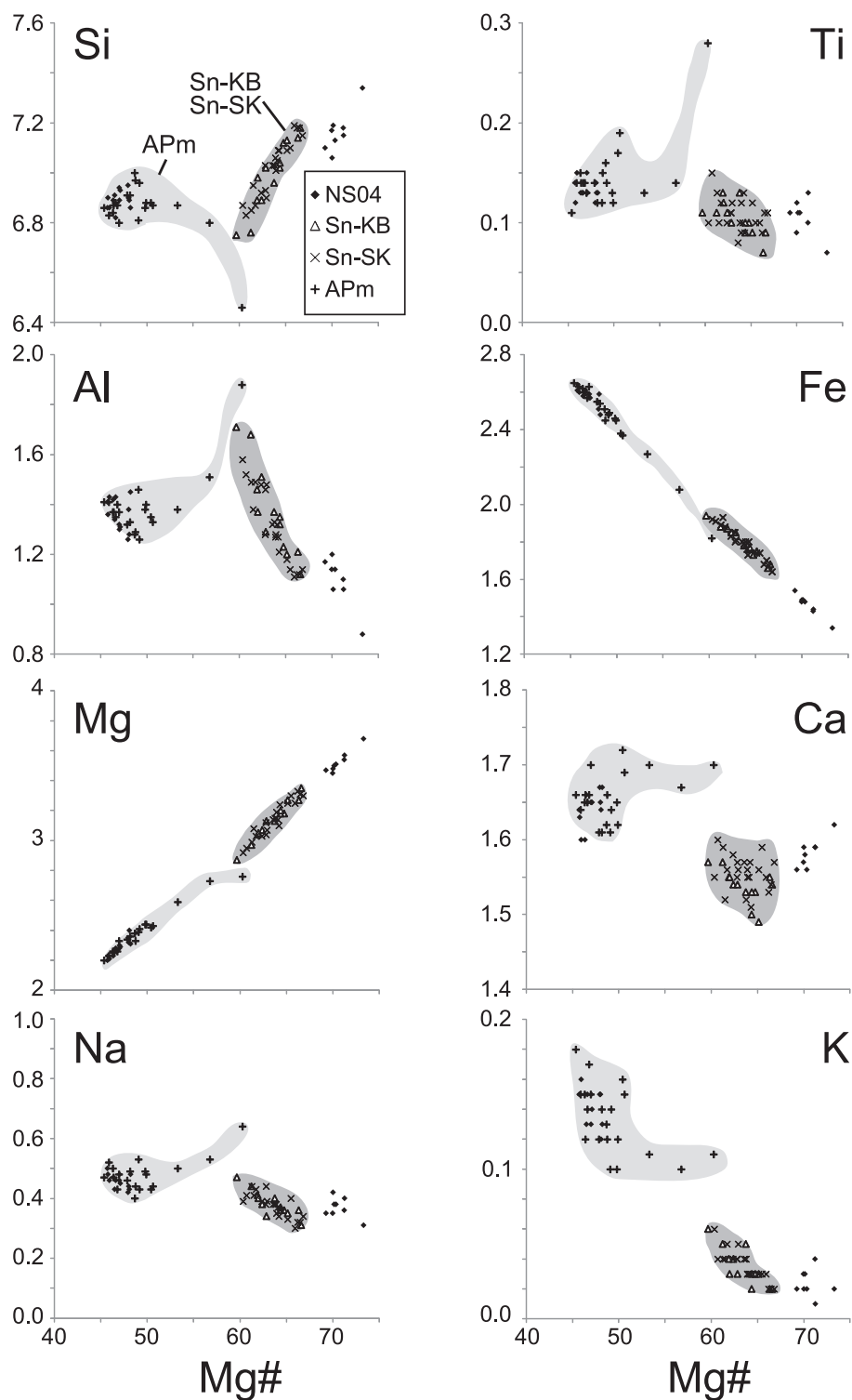


Fig. 10. Diagrams of Mg# ($Mg \times 100 / (Mg + Fe)$) vs. atomic ratio ($O = 23$) of cations in hornblendes analyzed in this study.

ティック(HO)である。一方の黒磯岩屑なだれ堆積物は、すべての試料で、IS~HOの石基に、斜長石、直方輝石、単斜輝石、不透明鉱物の組み合わせを示す(1試料のみ不透明鉱物を欠く)。すなわち、石英を含む試料が確認できない点、石基がHP組織を示さない点が余笹川岩屑なだれ堆積物と異なる。

栗河軽石層については12試料で薄片を作成した。斑晶鉱

物組合せは、斜長石、直方輝石、単斜輝石、不透明鉱物の組み合わせの試料が11試料、上記4鉱物に加えて石英を含む試料が1試料見られた。石基組織に関しては、大半がISまたはHO組織を示すが、石英を含む試料を含め4試料がHP組織を示した。石英を含む試料がある点、HP組織を示す試料がある点が余笹川岩屑なだれ堆積物と共通する。

全岩主化学組成：採取した溶岩礫ごとの化学組成をプロット

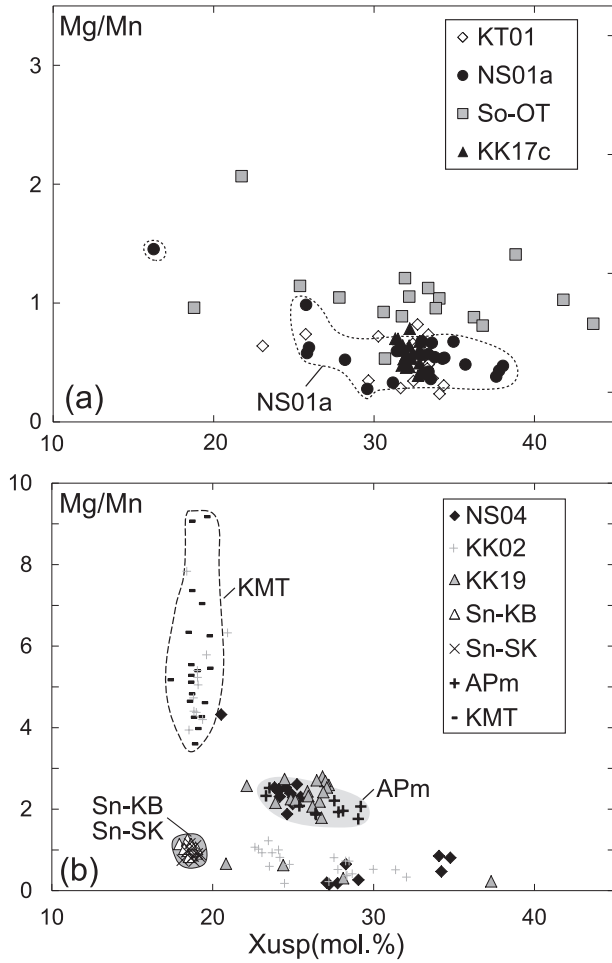


Fig. 11. Diagrams of ulvospinel value (Usp) and Mg/Mn ratio in magnetites for (a) pyroxene dacitic tephras and (b) biotite-bearing tephras analyzed in this study.

した図を Fig. 12 に示す. SiO_2 vs. FeO^*/MgO 図において, 粟河軽石層から採取した大半の試料は, SiO_2 量 58~63 wt.%, FeO^*/MgO が 1.7~2.1 の範囲で, 余笹川岩屑なだれ堆積物から採取した試料と組成領域が一致する. 一方で, 黒磯岩屑なだれ堆積物から採取した試料は, SiO_2 量が 59~60 wt.%, FeO^*/MgO が 1.9~2.0 の範囲で, 一部粟河軽石層から採取した試料と組成領域が重なるが, その数は 4, 5 試料で, 大部分は, SiO_2 量が 53~57 wt.% と比較的低い範囲にプロットされる (Fig. 12). 黒磯岩屑なだれ堆積物がより苦鉄質な組成を示すことは, 岩質記載とも調和的と言える.

議 論

1. 粟河軽石層と余笹川岩屑なだれ堆積物との対比

粟河軽石層は, 塊状, 不淘汰で再堆積物などが挟在しないことから, 1 回のイベントで形成された流れの堆積物と考えられる. 基質相と岩塊相からなる岩屑なだれ様の構造を持つことから, 上流域のいずれかの岩屑なだれ堆積物に対比できる可能性があるが, 次の理由から, その上流対比の候補は余笹川岩屑なだれ堆積物か黒磯岩屑なだれ堆積物に限定される. まず, 粟河軽石層が分布する茨城県常陸大宮周辺の主要な河川是那珂川と久慈川であるが, 久慈川の上流域には第四紀の火山は存在しない. 那珂川上流的那須野が原扇状地には, 那須火山群および高原火山が位置するが, 高原火山周縁には岩屑なだれの存在は確認されておらず (例えば, 井上ほか, 1994), 本扇状地には那須火山群由来の岩屑なだれ群のみが分布する. その中で最も那珂川沿いに下流まで分布するのが, 余笹川岩屑なだれ堆積物および黒磯岩屑なだれ堆積物である.

上述の通り, 余笹川岩屑なだれ堆積物と黒磯岩屑なだれ堆積物は分布・層相ともによく類似し, 含まれる溶岩岩塊・溶岩礫の岩質に若干の相違があるものの, 野外観察だけで両者

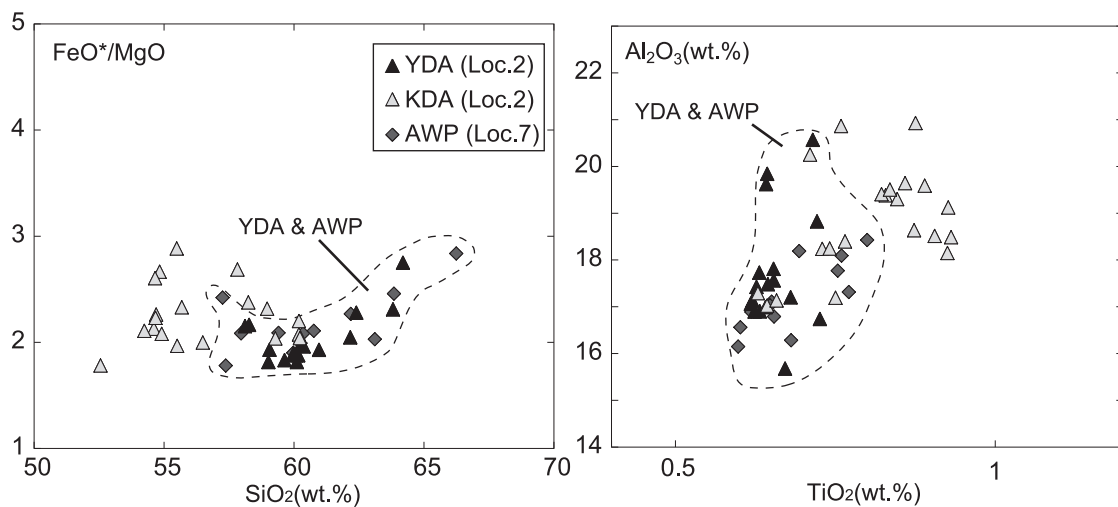


Fig. 12. SiO_2 vs. FeO^*/MgO and TiO_2 vs. Al_2O_3 diagrams for lava clasts and blocks from the YDA, KDA, and Awakawa pumice bed (AWP). FeO^* : total iron as FeO.

を定量的に区別するのは難しい。そこで本論では、溶岩岩塊・礫の定量的な岩石学的特徴を求めた。両者の違いをもっともよく表わすのは、全岩化学組成の SiO_2 vs. FeO^*/MgO 図および Al_2O_3 vs. TiO_2 図 (Fig. 12) である。この際、ひとつの試料を分析しただけでは判別困難であるが、無作為に 20 以上の試料を採取・分析すると、余笹川岩屑なだれ堆積物の溶岩岩塊・礫は黒磯岩屑なだれ堆積物のそれよりも比較的高い SiO_2 値と低い TiO_2 値を示す傾向が明瞭で、組成領域も異なることから区別可能である。そして、粟河軽石層に含まれる溶岩礫の組成は余笹川岩屑なだれ堆積物のそれに重複する。さらにこの結果を支持するように、鉱物組み合わせや石基組織といった記載岩石学的特徴の傾向も、余笹川岩屑なだれ堆積物と黒磯岩屑なだれ堆積物で差が認められ、余笹川岩屑なだれ堆積物と粟河軽石層は共通する。以上のことから、粟河軽石層は余笹川岩屑なだれ堆積物に対比可能である。この場合、余笹川岩屑なだれ堆積物は粟河軽石層へと層相を変えながらも、給源地域からおおよそ 100 km 以上離れた地域まで流走したと結論できる。

岩屑なだれ堆積物に含まれる溶岩岩塊相は、一般に、給源山体を構成していた溶岩に由来すると考えられる。特に、堆積物に含まれる割合が大半を占めるものは、そう考えて間違いないであろう。基質相に含まれる溶岩礫の多くも、溶岩岩塊相と特徴が一致することが多く、これらは山体から直接あるいは溶岩岩塊相が破碎したものと判断できる。余笹川岩屑なだれ堆積物と黒磯岩屑なだれ堆積物の給源山体は、年代と崩壊地形の整合性から、いずれも那須火山群の三本槍岳が想定されている (山元, 2006)。本研究では三本槍岳を詳しく調査するには至っておらず、給源山体についてはさらなる検討が必要であるが、余笹川岩屑なだれ堆積物と黒磯岩屑なだれ堆積物の溶岩岩塊・礫に見られる岩石学的特徴の差は、構成物中における溶岩の分布や噴出時期の違い、あるいは給源火山体が異なっていることを反映しているのかもしれない。いずれにせよ、岩屑なだれ堆積物に含まれる溶岩岩塊・礫は、その給源火山体の (さらに言えば崩壊部の) 特徴を反映することから、給源追跡や遠方対比のツールとして有用であることが実証された。特に本研究地域のように、火山群山麓で複数の岩屑なだれ堆積物が重なって分布する場合は、その識別・同定の強力な手段となりうる。

2. 火山灰層序・編年学による余笹川岩屑なだれ堆積物の年代とその意義

火山灰層序学および編年学的手法により、余笹川岩屑なだれ堆積物の年代を議論する。

まず、先行研究 (鈴木, 2000) でも示された通り、釜子 (Loc. 8) の露頭最下部の KK02 は、含まれる鉱物の組み合わせ、磁鉄鉱の主成分化学組成より、KMT に対比される。KK02 の磁鉄鉱は、約半数の粒子が KMT の組成領域から外れるが (Fig. 11)、これらは Sn-KB、Sn-SK および APm の組成領域にもほとんど一致せず、鈴木 (2000) も指摘した通り KK02 の産状からこれらは混入粒子と考えられる。KK02 を KMT と同定することより、この層準は 0.62 Ma と推定できる。

次に余笹川岩屑なだれ堆積物の堆積年代下限は、従来、模式地 (本論の Loc. 2) の本層下位に認められる再堆積テフラ (本論の KT01) の鉱物組み合わせと火山ガラス・鉱物の屈折率が、So-OT (鈴木ほか, 2004) と類似することから 0.30 Ma と推定されていた (山元, 2006, 2013)。しかしながら、本論で示した通り、KT01 と So-OT テフラの軽石礫は、火山ガラス組成や重鉱物の化学組成が明瞭に異なることから (Figs. 8, 9, 11)、両者は対比できない。KT01 は含まれる軽石礫の鉱物組み合わせや火山ガラス組成、直方輝石・単斜輝石・磁鉄鉱の主成分化学組成は、すぐ上流 Loc. 1 の余笹川岩屑なだれ堆積物直下にある NS01a のそれと一致する (Fig. 8)。この位置関係を考慮すると、KT01 は、NS01a (火砕流) を母材とする再堆積物であると考えするのが妥当である。また釜子 (Loc. 8) の KK17c は粘土化が進み、単斜輝石が確認できなかったが、含まれる直方輝石および磁鉄鉱の主成分化学組成が NS01a の軽石礫とよく一致することから (Figs. 9, 11)、KK17c と NS01a は対比可能である。

余笹川岩屑なだれ堆積物を挟んで NS01 上位にある NS04 (Loc. 1) は、含まれる鉱物の組み合わせ、および角閃石と磁鉄鉱の主成分化学組成より、APm テフラ群に対比される可能性が高い (Table 1, Figs. 10, 11)。なお、NS04 には低 mg# と高 mg# の角閃石が認められた (低 mg# タイプのみ APm と組成が一致した) が、これは NS04 が純層ではなく火山灰土中に黒雲母の濃集帯として産出するため、KMT と同様に他起源粒子の混入 (鈴木, 2000) を反映したものと考えられる。しかし角閃石および磁鉄鉱の両結果で、APm テフラの組成領域に重なる粒子が存在することや、同じく黒雲母を多量に含む KMT、Sn-KB、Sn-SK の組成領域とほとんど重ならないことから、余笹川岩屑なだれ堆積物上位の NS04 は APm テフラに対比されると結論できる。一方、釜子 (Loc. 8) の KK17 上位にある KK19 は、角閃石を欠く黒雲母火山灰であるが、風化による鉱物の消失 (鈴木, 2000)、磁鉄鉱の主成分化学組成、および同露頭の下位に KMT が位置することを考慮すると、こちらも APm テフラに対比できる。以上より NS04 および KK19 の層準に APm の 0.33~0.36 Ma の年代が入る。

以上より、余笹川岩屑なだれ堆積物の層準は、Loc. 8 の KK17 と同 19 の間に位置すると考えられる。その堆積年代下限は、従来の 0.30 Ma よりも古くなり、少なくとも 0.33~0.36 Ma よりも前に遡る。KMT (KK02) の存在から、0.62 Ma より新しいことは明らかである。余笹川岩屑なだれ堆積物の給源は、崩壊地形の存在と年代的な整合性から三本槍岳 (0.36~0.27 Ma) とされてきたが、今後、余笹川岩屑なだれ堆積物の給源あるいは三本槍岳の活動年代の見直しも必要である。

なお余笹川岩屑なだれ堆積物直下の NS01a (KK17) は、Loc. 8 でも他のテフラに比して層厚が大きく比較的大規模な噴出物と考えられ、既報の火砕流堆積物に対比される可能性があるが、年代的には本地域に広く分布する白河火砕流堆積物群 (0.9~1.5 Ma : 吉田・高橋, 1991; 鈴木・村田, 2008) より新しい。筆者らは、対比の可能性のある鎌房山火砕流堆

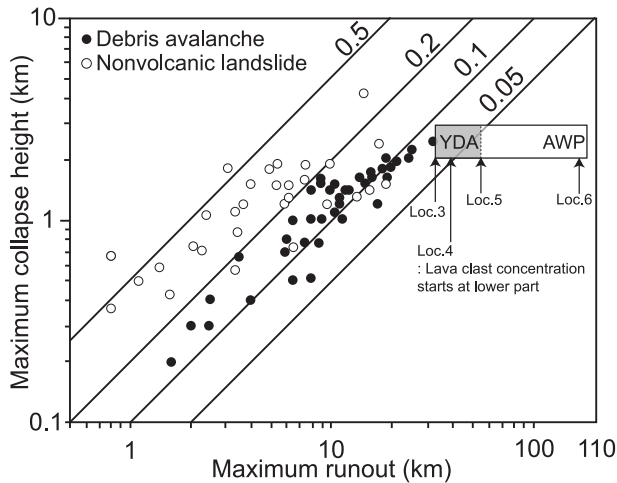


Fig. 13. Global data on H (height) vs. L (length) for debris avalanche deposits after Ui et al., (2000). Gray box indicates the possible range of H/L ratios of the YDA.

積物(伴・高岡, 1995; 山元・伴, 1997; 山元, 2006)や太田原火砕流堆積物群(山田ほか, 2018)の試料を採取し, 火山ガラスや鉱物化学組成を検討したが, 対比可能な層はまだ見つかっておらず, 今後の課題とする。

本論により, これまで不明であった粟河軽石層の起源および年代が明らかとなった。粟河軽石層およびその下位の引田層については, これらが最終間氷期の海進に伴う海成堆積物(見和層)より古いことから, 中期更新世とだけ示唆されていたが(坂本・宇野沢, 1976), 少なくとも粟河軽石層は0.62 Maより新しく0.33~0.36 Maより古いことが示された。坂本・宇野沢(1976)は, 粟河軽石層が那珂川の河川争奪に関連する崩壊イベント堆積物と結論しているが, 本論の対比・編年によりその給源と時期が明らかとなった。

3. 余笹川岩屑なだれ堆積物の長距離運搬・堆積過程

Fig. 13は, Ui et al.(2000)より引用した, 世界各地で報告されている岩屑なだれの流動性(H/L比)を示した図であり, 縦軸は給源と堆積物末端の標高差, 横軸が流走距離を示す。岩屑なだれのH/L比は, ほとんどが0.2~0.06の間にプロットされる。余笹川岩屑なだれ堆積物は, 少なくとも給源の那須火山群より53.3 km流れたLoc. 5(山元, 2006が余笹川岩屑なだれ堆積物として記載した地点)まで分布が確認できるが, 給源を三本槍岳(現標高: 1,917 m)として堆積物末端の標高差を2,000~3,000 mの幅で仮定しても, そのH/L比は0.05前後であり(Fig. 13), 流動性が高い特徴を持つ。

余笹川岩屑なだれ堆積物の直下には, Loc. 4(給源から39.1 km)より下流で, 河川性の堆積物が表れる。同様にLoc. 4以降で, 下部に比重の大きな粗粒の溶岩礫が濃集し, その一部で溶岩礫同士が接する礫支持の構造が確認できる(火砕流岩塊相は見られない)。この層相は降伏強度の大きな流れである岩屑なだれというよりは, ラハールの特徴(Vallance, 2000)を有しているとも言える。堆積物全体に占める

径10 cm以上の溶岩礫の割合が下流に向かって顕著に減少することも(Fig. 6), 運搬していた緻密で大きな礫が, 流動化に伴って沈降・堆積したプロセスを示唆している。以上のことから, 余笹川岩屑なだれは, Loc. 4周辺で河川に流入し, 次第に水の量を増しながら, ラハールに変化していったと考えられる。Loc. 6の粟河軽石層は, 粒度分布を見ても2~3φのピークが明瞭で, より上流の余笹川岩屑なだれ堆積物に比べて顕著に淘汰度が良い(溶岩岩塊相も消滅する)(Fig. 7)。このことから, 粟河軽石層は完全に水に飽和した流れに由来する可能性が高い。このように, 河川中を流下するのに伴い流動化度を増していったため, 長距離を流走できたと考えることが可能であろう。

ラハールの中でも粘着性ラハール(粘土分が5%を超える流れ; Vallance, 2000)にはH/L比が0.03前後の例も報告されており, 分布の末端でも塊状不淘汰, 基質支持で岩塊相と基質相に分かれる層相を持つ場合も多い(Capra et al., 2002)。このような層相を保存し続けられる理由として, 流れの持つ粘着性が岩塊相がほぐれるのを妨げることを挙げている(Capra and Macias, 2000)。しかし, 余笹川岩屑なだれ堆積物および粟河軽石層はすべての露頭で粘土分(砂・シルト・粘土サイズの粒子に占める粘土サイズの粒子の割合)が1%以下と, 粘着性の乏しい流れであり(Fig. 7), 岩塊相がほぐれない理由を粘着性の存在に求めることはできない。これ以上の詳しい検討は次報に譲るが, いずれにせよ, 那須火山群を起源とする岩屑なだれが, 那珂川に流入して100 km以上の距離を流走して茨城県北地域に至った(さらには河川争奪も生じさせた可能性がある)ことは, 地質学的・火山学的に興味深いだけでなく, 今後の本地域の防災を考える上でも重要な事実であり, その発生・運搬・堆積過程を詳しく検討することが求められる。

ま と め

栃木県北部, 那須火山群から中期更新世に発生した余笹川岩屑なだれについて, 1)層序・年代を決定し, 2)遠方対比も行い, 3)その長距離運搬・堆積過程を考察した。本論の成果は次のようにまとめることができる。

- 1)余笹川岩屑なだれ堆積物の層序は大町 APm テフラ(0.33~0.36 Ma)の直下にあたり, 従来報告されていた0.30 Maよりもさかのぼる。少なくとも貝塩上宝テフラ(KMT: 0.62 Ma)よりは新しい。
- 2)余笹川岩屑なだれ堆積物は, 層相および含まれる溶岩岩塊・礫の岩石学的特徴から, 茨城県常陸大宮市付近に分布する粟河軽石層に対比でき, 流走距離を合わせると100 km以上に及ぶ。
- 3)余笹川岩屑なだれは, 途中で河川に流入し, 次第に水の量を増しながら流動化したと考えられる。より下流域では完全に水に飽和したラハールとして粟河軽石層を堆積させたが, これらは粘着性に乏しい流れであった。

謝 辞

本論は筆頭著者の修士論文をまとめたものであり、在学中は茨城大学地質学岩石鉱物学ゼミの教員・学生の方々に、研究のご指導・協力を頂いた。産総研地質調査センターの山元孝広氏には現地調査に同行して頂いた。国土地理院(当時)の大井信三氏には、いくつかの露頭地点を紹介して頂いた。産総研地質調査センターの七山太氏には、粒度分析の協力を頂いた。本研究の一部には、科学研究費(研究課題番号23710201, 16K01311, 16KK0092; いずれも代表長谷川健)を用いた。編集担当である及川輝樹氏、および査読者である竹下宏欣氏と宝田晋治氏には建設的かつ細微にわたるコメントいただき、本論は大きく改善された。以上の方々に御礼申し上げます。

文 献

- 伴 雅雄, 1990, 那須火山群, 南月山火山の岩石学的モデル, 火山, **36**, 255–267. [Ban, M., 1990, A Petrological Model for the Minamigassan Volcano, Nasu Volcanoes, Northeast Japan Arc. *Bull. Volcanol. Soc. Japan*, **36**, 255–267.]
- 伴 雅雄・高岡宣雄, 1995, 東北日本弧, 那須火山群の形成史. 岩鉱, **90**, 195–214. [Ban, M. and Takaoka, N., 1995, Evolutionary history of the Nasu volcano group, Northeast Japan arc. *J. Mineral. Petrol. Econ. Geol./Ganko*, **90**, 195–214.]
- Carmichael, I. S. E., and Nicholls, J., 1967, Iron-titanium oxides and oxygen fugacities in volcanic rocks. *J. Geophys. Res.*, **72**, 4665–4687.
- Capra L., Macias, J. L., 2000, Pleistocene cohesive debris flows at Nevado de Toluca volcano, central Mexico. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **102**, 149–168.
- Capra, L., Macías, J. L., Scott, K. M., Abrams, M., Garduño-Monroy, V. H., 2002, Debris avalanches and debris flows transformed from collapses in the Trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico - Behavior, and implications for hazard assessment. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **113**, 81–110.
- Glicken, H. X., 1996, Rockslide-Debris Avalanche of May 18, 1980, Mount St. Helens Volcano, Washington. *U.S. Geological Survey Open-File Report*, 96–677, 90p.
- 藤田和久, 1988, 那須火山最近4万年間の地形発達. 金沢大学文学部地理学報告, No.4, 111–123. [Fujita, K., 1988, Geomorphic Development of Nasu Volcano During the Last 40,000 years. *The geographical reports of Kanazawa University*, No.4, 111–123.]*
- 勝井義雄・佐藤博之, 1963, 5万分の1地質図幅「藻琴山」および同説明書. 北海道開発庁, 42p. [Katsui, Y. and Satoh, H., 1963, Explanatory text of the geological map of Japan, scale 1: 50,000, “Mokoto-yama”. Hokkaido Development Agency, 42p.]*
- Hasegawa, T., Matsumoto, A., Nakagawa, M., 2016, Evolution of the 120ka caldera-forming eruption of Kutcharo volcano, eastern Hokkaido, Japan: Geologic and petrologic evidence for multiple vent systems and rapid generation of pyroclastic flow. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **321**, 58–72.
- 井口 隆, 2006, 日本の第四紀火山で生じた山体崩壊・岩屑なだれの特徴—発生状況・規模と運動形態・崩壊地形・流動堆積状況・発生原因について—. *Landslides*, **42**, 409–420. [Inokuchi, T., 2006, Properties of sector-collapse and debris avalanches on Quaternary volcanoes in Japan. *Landslides*, **42**, 409–420.]
- 井上道則・吉田武義・藤巻宏和・伴 雅雄, 1994, 東北本州弧, 高原火山群における山体形成史とマグマの成因, 核理研研究報告, **27**, 169–198. [Inoue, M., Yoshida, T., Fujimaki, H., Ban, M., 1994, Development history and magma genesis of Takahara Volcano Group, NE Honshu arc. *Research report of Laboratory of Nuclear Science, Tohoku University*, **27**, 169–198.]*
- Krumbein, W. C., 1934, Size Frequency distributions of sediments. *J. Sediment. Petrol.*, **4**, 65–77.
- 町田 洋・新井房夫, 2003, 新編 火山灰アトラス—日本列島とその周辺. 東京大学出版会, 276p. [Machida, H. and Arai, F., 2003, Atlas of Tephra in and around Japan. Univ. Tokyo Press, 276p.]
- NEDO(新エネルギー総合開発機構), 1985, 地熱開発促進調査報告書, no.8, 奥会津地域. 811p. [NEDO (New Energy and Industrial Technology Development Organization), 1985, Report of Geothermal development promotion survey, **8**, Oku Aizu area. 811p.]*
- Procter, J. N., Cronin, S. J., Zernack, A. V., 2009, Landscape and sedimentary response to catastrophic debris avalanches, western Taranaki, New Zealand. *Sediment. Geol.*, **220**, 271–287.
- 坂本 亨・宇野沢昭, 1976, 茨城県瓜連丘陵の第四系と久慈川・那珂川の河谷発達史. 地調月報, **27**, 655–664. [Sakamoto, T., Uno-zawa, A., 1976, Pleistocene Deposits in the Urizura Hills and Geomorphological Developments of the Kuji and the Naka Valleys. *Bull. Geol. Surv. Japan.*, **27**, 655–664.]
- Siebert, L., 1984, Large volcanic debris avalanches: characteristics of source areas, deposits, and associated eruptions. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **22**, 163–197.
- 鈴木毅彦, 2000, 飛騨山脈貝塩給源火道起源の貝塩上宝テフラを用いた中期更新世前半の地形面編年. 地理評, **73**, 1–25. [Suzuki, T., 2000, Kaisho-Kamitakara Tephra Erupted from the Hida Mountains in the Early Half of the Middle Pleistocene and Its Significance for the Geomorphic Chronology of Central Japan. *Geogr. Rev. Japan*, **73**, 1–25.]
- Suzuki, T., 2008, Analysis of titanomagnetite within weathered middle Pleistocene KMT tephra and its application for fluvial terrace chronology, Kanto Plain, central Japan. *Quat. Int.*, **178**, 119–127.
- 鈴木毅彦・藤原 治・檀原 徹, 2004, 東北南部, 会津地域周辺における中期更新世テフラの層序と編年. 地学雑, **113**, 38–61. [Suzuki, T., Fujiwara, O., Danhara, T., 2004, Stratigraphy and Chronology of Middle Pleistocene Tephra in and around Aizu Area. *J. Geogr. (Chigaku-Zasshi)*, **113**, 38061.]
- 鈴木毅彦・早川由紀夫, 1990, 中期更新世に噴出した大町 APm テフラ群の層位と年代. 第四紀研究, **29**, 105–120. [Suzuki, T., Hayakawa, Y., 1990, The age and stratigraphic horizon of the Omachi APm tephra beds, Middle Pleistocene time-markers in central Japan. *Quatern. Res.*, **29**, 105–120.]
- 鈴木毅彦・村田昌則, 2008, 東北南部会津地域を給源とする前期更新世に噴出した隈戸火砕流とそれに伴う降下テフラ, 第四紀研究, **47**, 339–348. [Suzuki, T., Murata, M., 2008, An early Pleistocene tephra associated with Kumado pyroclastic flow derived from Aizu area, northeast Japan. *Quatern. Res.*, **47**, 339–348.]
- Takarada, S., Ui, T., Yamamoto, Y., 1999, Depositional features and transportation mechanism of valley-filling Iwasegawa and Kaida debris avalanches, Japan. *Bull. Volcanol.*, **60**, 508–522.
- Ui, T., 1983, Volcanic dry avalanche deposits-identification and comparison with nonvolcanic debris stream deposits. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **18**, 135–150.
- Ui, T., Takarada, S., and Yoshimoto., 2000, Debris avalanches, In Sigurdsson H, Houghton B, Rymer H, Stix J, McNutt, S., eds., *Encyclopedia of Volcanoes*, Academic Press, 617–626.
- Vallance, J. W., 2000, Lahars. In Sigurdsson H, Houghton B, Rymer H, Stix J, McNutt, S., eds., *Encyclopedia of Volcanoes*, Academic Press, 601–616.
- 渡部景隆・提橋 昇・新藤静夫, 1960, 那須野が原の地質構造. 特に那珂川旧河道の変遷について: 那須野が原の水理地質・2. 地質雑, **66**, 113–122. [Watanabe, K., Sagehashi, N., Shindo, S., 1960, Geologic Structure of the Nasu Plain, Tochigi Prefec-

- ture, with Special Reference to the Ancestral River Course of the Naka River: Hydrogeology of Nasuno-ga-hara, No., 2. *J. Geol. Soc. Japan*, **66**, 113–122.]
- 山田真嵩・河合貴之・西澤文勝・鈴木毅彦, 2018, 栃木県北部, 福島県南部に分布する中期更新世火砕流堆積物群の層序, 地質雑, **124**, 837–855. [Yamada, M., Kawai, T., Nishizawa, F., Suzuki, T., 2018, Stratigraphical study on the Middle Pleistocene pyroclastic flow deposits, northern Tochigi and southern Fukushima Prefectures, Northeast Japan, *J. Geol. Soc. Japan*, **124**, 837–855.]
- 山元孝広, 1992, 会津盆地, 塔寺層の火山性碎屑物堆積相から見た砂子原カルデラ火山の中期更新世火山活動. 地質雑, **98**, 855–866. [Yamamoto, T., 1992, The Middle Pleistocene explosive volcanism in Sunagohara caldera volcano, Aizu Japan: evidence from non-marine volcanoclastic facies of the Todera Formation. *Geol. Soc. Japan*, **98**, 855–866.]
- 山元孝広, 1997, テフラ層序からみた那須茶臼岳火山の噴火史. 地質雑, **103**, 676–691. [Yamamoto, T., 1997, Eruptive history of Nasu-Chausudake volcano, NE Japan, based on tephrostratigraphy. *Geol. Soc. Japan*, **103**, 676–691.]
- 山元孝広, 1999, 福島-栃木地域に分布する30–10万年前のプリニー式降下火砕物: 沼沢・燧ヶ岳・鬼怒沼・砂子原火山を給源とするテフラ群の層序. 地調月報, **50**, 743–767. [Yamamoto, T., 1999, Plinian fall deposits in the Fukushima-Tochigi area during 0.3–0.1 Ma: Stratigraphy of marker tephra layers erupting from Numazawa, Hiuchigatake, Kinunuma, and Sunagohara volcanoes. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **50**, 743–767.]
- 山元孝広, 2006, 1/20万「白河」図幅地域の第四紀火山: 層序及び放射年代値に関する新発見. 地調月報, **57**, 17–28. [Yamamoto, T., 2006, Quaternary volcanoes in the geological map of Japan 1/200,000, Shirakawa, NE Japan: new evidences on the stratigraphy and radiometric ages. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **57**, 17–28.]
- 山元孝広, 2012, 福島-栃木地域における過去30万年間のテフラの再記載と定量化. 地調報告, **63**, 35–91. [Yamamoto, T., 2012, Quantitative re-description of tephra units since 0.3 Ma in the Fukushima-Tochigi region, NE Japan. *Rep. Geol. Surv. Japan*, **63**, 35–91.]
- 山元孝広, 2013, 栃木-茨城地域における過去30万年間のテフラの再記載と定量化. 地調報告, **64**, 251–304. [Yamamoto, T., 2013, Quantitative re-description of tephra units since 0.3 Ma in the Tochigi-Ibaraki region, NE Japan. *Rep. Geol. Surv. Japan*, **64**, 251–304.]
- 山元孝広・伴 雅雄, 1997, 那須火山地質図. 火山地質図9, 地質調査所. 8p. [Yamamoto, T., Ban, M., 1997, Geological Map of Nasu Volcano, Geological Map of Volcanoes 9, Geological Survey of Japan, 8p.]
- 山元孝広・川辺禎久, 2014, 伊豆大島2013年ラハールの堆積学的特徴: ラハール堆積物の粒度組成による分類. 地質雑, **120**, 233–245. [Yamamoto, T., Kawanabe, Y., 2014, Sedimentary characteristics of the Izu-Oshima 2013 lahar: classification of various lahar deposits based on grain-size distribution. *Geol. Soc. Japan*, **120**, 233–245.]
- 山元孝広・須藤 茂, 1996, テフラ層序からみた磐梯火山の噴火活動史. 地調月報, **47**, 335–359. [Yamamoto, T., Suto, S., 1999, Eruptive history of Bandiai volcano, NE Japan, based on tephrostratigraphy. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **47**, 335–359.]
- 吉田英人・高橋正樹, 1991, 白河火砕流東部地域の地質. 地質雑, **97**, 231–249. [Yoshida, H., Takahashi, M., 1991, Geology of the eastern part of the Shirakawa pyroclastic flow field. *J. Geol. Soc. Japan*, **97**, 231–249.]

*English translation from the original written in Japanese

(著者プロフィール)

菊地瑛彦 15年 茨城大学大学院理工学研究科博士前期課程修了 後、現職。本論では、地質調査・室内分析および原稿執筆を担当。

長谷川健 茨城大学大学院理工学研究科 准教授。07年 北海道大学大学院理学研究科 地球惑星科学専攻博士後期課程修了(理学博士)。本論では、地質調査・室内分析の指導および原稿執筆全般(Corresponding author)を担当。

(要 旨)

菊地瑛彦・長谷川 健, 2020, 栃木県北部, 余笹川岩屑なだれ堆積物の層序・年代と運搬過程. 地質雑, **126**, 293–310. (Kikuchi, A. and Hasegawa, T., 2020, Stratigraphy, age and depositional processes of Yosasagawa Debris Avalanche deposit, North Tochigi Prefecture, Japan. *J. Geol. Soc. Japan*, **126**, 293–310.)

栃木県北部, 那須火山群から発生した余笹川岩屑なだれ堆積物の層序・年代を明らかにし, 運搬過程を考察した. 余笹川岩屑なだれ堆積物は, 那珂川流域を中心に広く分布し, 塊状で基質相・岩塊相からなる層相を示す. 主要な岩塊相として石英含有輝石安山岩～デイサイト質溶岩(SiO_2 : 58~63 wt.%)を含む点で黒磯岩屑なだれ堆積物と識別でき, 単層でも追跡可能である. 層序的には, 中部日本を起源とする KMT (0.62 Ma) の上位, APm (0.33–0.36 Ma) の直下に位置することから, 少なくとも 33 万年前以前に発生したことが分かる. 遠方下流域に至っては茨城県北部の粟河軽石層に対比可能で, 合計するとその流走距離は 100 km 以上に及ぶ. 下流域において, 堆積物下部に溶岩岩塊および礫が濃集する(一部で礫支持構造を示す)ことから, 河川を流走中に水に飽和して流動化しラハールに変化したため, 長距離を流走できたと考えられる.

科学論文では, 学説の検証可能性を保証することが重要です. そのため, 地質学雑誌掲載論文には, 重要な証拠となった試料がどこで得られたかを示しているものがあります. 言うまでもないことですが, 見学や採取を行う場合, 各自の責任において地権者や関係官庁への連絡と許可の取得の必要があることにご注意下さい. 詳しくは, 以下のサイトをご覧ください.

<http://www.geosociety.jp/publication/content0073.html>

一般社団法人日本地質学会