日高山脈北部七ッ沼カールの 融氷河流堆積物と恵庭 a 火山灰

澤 柿 教 伸* 松 岡 直 子**
岩 崎 正 吾*** 平 川 一 臣*

Fluvioglacial Sediments and Eniwa-a Tephra in the Nanatsu-numa Cirque Area, Northern Hidaka Range, Hokkaido, Japan

Takanobu SAWAGAKI*, Naoko MATSUOKA**,
Shogo IWASAKI*** and Kazuomi HIRAKAWA*

Abstract

One of the key sites of late Quaternary glaciations in the Hidaka Range is the Nanatsu-numa cirque area where glacial landforms and sediments can be correlated with the key marker tephra, En-a (17–18ka), which allow glacier extent and fluctuations around the LGM to be examined precisely. This site has been identified as a type locality for defining two stadials, Poroshiri Stadial (older) and Tottabetsu Stadial (younger), during the last glaciation in this area. We made a detailed description of the stratified sediments interpreted as glaciofluvial deposits, located immediately below the Nanatsu-numa cirque. We discovered that: (a) these deposits formed the proximal part of glacier terminus; (b) En-a is included in all layers of sediment to a depth of 15 m; and (c) several boulder layers show cyclical debris flow sedimentation facies, which were probably due to En-a covering the glacier surface causing a sudden ice melt. Consequently, all stratified sediments at this site were deposited during the younger stadial of the last glaciation in the vicinity of the glacial terminus.

Key words : Hidaka Range, late Quaternary glaciation, Poroshiri Stadial, Tottabetsu Stadial, glaciofluvial sediments, peeled geological stratum

キーワード : 日高山脈, 第四紀後期の氷河作用, ポロシリ亜氷期, トッタベツ亜氷期, 融氷河流, はぎ取り地層標本

I. はじめに

日高山脈では、古くから氷河地形の存在が指摘され(例えば, 山口, 1928; 佐々, 1933, 1937; Sasa, 1934 など), その形成時期もさまざまに議論され

てきた。橋本・熊野(1955)は、エサオマン・トッタベツ川流域のカール地形が2段構造をなしていることから、間氷期を挟んだ2度の氷期における氷河作用の存在を指摘し、それらをトッタベツ氷期(新期)およびポロシリ氷期(旧期)

* 北海道大学大学院地球環境科学研究院

** 北海道大学大学院地球環境科学研究科

*** 北見工業大学

* Faculty of Environmental Earth Science, Hokkaido University, Sapporo, 060-0810, Japan

** Graduate School of Environmental Earth Science, Hokkaido University, Sapporo, 060-0810, Japan

*** Kitami Institute of Technology, Kitami, 090-0015, Japan

図 1 日高山脈北部の氷河地形分布.

Fig. 1 Glacial landform distribution in the northern Hidaka Range.

と呼んだ。一方、小野・平川（1975a）は日高山脈北部（図1）のセツ沼カルで発見した厚い堆積物について上下2層からなるとし、上部層は氷河擦痕をもつ巨礫を含み全体に水平に近い層理をもつことを記載した。さらに上部層のほぼ全層準に約1万8千年前の恵庭降下火山灰（En-a）の軽石粒子が混じり、砂と軽石粒子からなるクロ

スラミナが形成されていること（小野・平川, 1975b）から、最終氷期極相期頃の融水河流（アウトウォッシュ）堆積物であると解釈した。また、上下2層が顕著な時間間隙を示すことなく直接接していることから、下部層を、最終氷期後半以前のグラウンドモレーンであるとした。このような記載と解釈によって、小野・平川（1975a, b）は、

橋本・熊野（1955）が指摘した間氷期の存在を否定し、幌尻岳、戸鳶別岳周辺において氷河地形が形成されたのは一つの氷期、つまり最終氷期であると主張した。そして、橋本ほか（1972）で提案されていた最終氷期中の新旧の亜氷期という編年にならって、新期のトッタベツ亜氷期と旧期のボロシリ亜氷期の氷河作用を認定した。その後、日高山脈では、七ッ沼カール以外の地点でも En-a テフラを含む融水河流堆積物が確認されるようになった。岩崎ほか（2000a, b）は、エサオマントッタベツ川上流域とトッタベツ川上流域において、厚い融水河流堆積物のほぼ全層にわたって En-a テフラが混入していることを確認している。

一般に、降下火山灰は、水流に取り込まれると浮遊して河床堆積物中には残留しにくい。岩崎ほか（2000a, b）が記載した融水河流堆積物中の En-a テフラの産状は、水流によってそれほど長く運搬されずに堆積したことを示しており、En-a テフラが氷河表面へ降下・被覆した直後に氷河が急激に融解して突発的な水流が発生したのではないかと推測されている。このような En-a テフラの堆積相は、氷河上への火山灰の降下と氷河の消耗との間になんらかの関係がある可能性を示唆する。現成の氷河では、氷河上のデブリの被覆が氷河の挙動に影響を与えることが知られている（例えば、Östrem, 1959; Sarna-Wojcicki *et al.*, 1980）。とくに火山灰の場合は、岩屑や砂による被覆と違って、涵養域・消耗域を問わず氷河表面の全範囲を数時間～数日のうちに薄く覆ってしまう。さらに火山灰自体が高温であることもあり得る。そのため、火山灰の被覆は氷河の融解を促進し、急激に大量の排水を生じさせて、下流域に洪水などの災害をおこす可能性が高いという指摘もある（Driedger, 1980）。

En-a テフラの被覆も同様に、氷期の日高山脈の氷河の融解プロセスに影響を与えた可能性がある。図 2 に En-a テフラの降下範囲と等層厚線を示す。En-a テフラは恵庭岳から東方に飛散し、日高山脈を越えて十勝平野まで降下した（町田・新井, 2003）。中村ほか（2000）や中村・平川

図 2 En-a の降下範囲と等層厚線。町田・新井（2003）、中村ほか（2000）、中村・平川（2003）のデータに基づいて編集。

Fig. 2 Isopach map of Eniwa-a tephra. Compiled from Machida and Arai (2003), Nakamura *et al.* (2000), and Nakamura and Hirakawa (2003).

（2003）によれば、十勝平野で層厚約 20～25 cm が確認されている。したがって、七ッ沼カールに発達していた当時の氷河表面にも 20～30 cm かそれ以上の降下があったと推定できる。

近年では、氷河の消長に関する編年学的研究に加えて、氷河堆積物の層相解析に基づいて、氷河の流動特性や融解過程を議論しようとする研究も行われるようになった。たとえば、岩崎ほか（2002）はトッタベツ谷の特異な変形構造をもつ未固結堆積物の層相と堆積構造を詳細に記載し、氷河底で形成された変形ティルと認定するとともに、その形成時期・過程も明らかにした。また、澤柿ほか（2010）は、トッタベツ谷の融水河流堆積物について、地層のはぎ取り試料から局所的な水流作用や物質の水理学的移動形態を読み取って、氷河の融解に伴う堆積過程を復元した。七ッ沼カールに分布する融水河流堆積物については、このような詳細な検討は行われていない。堆積物の層相の詳しい記載に基づけば、火山灰の降下・被覆が En-a テフラ降下当時の氷河の融解プロセスにもたらした影響について検討できるにちがいない。

本研究では、小野・平川（1975a, b）が記載

した七ッ沼カールに分布する En-a テフラを含む堆積物を詳細に記載し、それらを形成した物質運搬・堆積プロセスおよび En-a テフラ降下の影響について検討する。

II. 調査地域および調査方法

1) 調査地域

日高山脈は、狩勝峠から襟裳岬まで南北 140 km にわたって連なり、その主山稜付近には広範囲に氷河地形が認められる。日高山脈の最高峰である幌尻岳（標高 2052.4 m）の周辺（図 1）には、北カール、東カール、七ッ沼カールがある。七ッ沼カールの北方には戸蔭別川の源頭部があり、北からトッタベツ A・B・C の三つのカールが分布する。

七ッ沼カールは、戸蔭別岳から幌尻岳にかけての吊り尾根状をなす主山稜の東側に位置し、そこを源流として新冠川が南東方向に流下する。小野・平川（1975a）の七ッ沼カール周辺の地形学図を簡略化した氷河地形分布図を図 3 に、新冠川源頭部の河床縦断面図を図 4 にそれぞれ示す。標高 1600 m 付近に傾斜変換部（カール底の敷居）が存在し、それより上流が七ッ沼カール底となっている。このカール底の敷居より下流側は、標高 1300 m 付近まで緩斜面が続いており、かつて氷河に覆われていたことを示唆する。新冠川は、この緩斜面を下刻して谷地形を形成している。カール底には、おもにハイマツに覆れた堤防～小丘状の小地形が数多く分布し、トッタベツ亜氷期末期の氷河の衰退期に形成されたモレーン群と考えられてきた。これらのモレーン群とされた地形は、緩斜面を下刻する新冠川の谷底へ向かって収斂するような分布を示す。標高約 1600 m 付近から 1550 m 付近では、かまぼこ型に盛り上がった細長い堆積地形は、谷の縦断方向に細長く伸びている。

この細長い地形の内側の断面 2 ケ所で堆積物の露頭が観察できる。そのうち、新冠川源流の標高 1520 m の左岸側に位置しているものを「上部露頭」と呼ぶ。これは小野・平川（1975a, b）によって記載された露頭であるが、融氷河流性について検討するために再度詳細に記載した。また、

図 3 七ッ沼カール周辺の氷河地形分布。国土地理院発行 2 万 5 千分の 1 地形図「幌尻岳」を基図とする。

Fig. 3 Glacial landform distribution in the Nanatsunuma cirque, based on the 1/25000 scale topographic map of Poroshiridake, published by the Geospatial Information Authority of Japan.

標高 1460 m で本流右岸に合流する支沢（以下、下部露頭沢と呼ぶ）の標高 1480 m 付近にも上部露頭で見られるものと一連と考えられる堆積物が露出しており、本研究ではじめて記載した。これを「下部露頭」と呼ぶ。

本流と下部露頭沢との合流点は滝になっており、ここから本流の上流側の標高 1490 m 付近まで左岸側に基盤岩が露出する。それより上流側では、堆積物の基底まで侵食は達していない。一方、下部露頭沢の河床には、本流との合流点から上流に連続して基盤岩が露出する。標高 1500 m 付近に滝があり、上部露頭の最上部である標高 1520 m 付近から下刻が始まる。上部・下部露頭以外にも、本流および下部露頭沢の河床の所々に堆積物が露出する。

2) 調査方法

最初に巻尺とクリノコンパスを用いて新冠川源流部の河床縦断面を測量した。次いで上部・下部

図 4 新冠川源流域の投影河床断面.

Fig. 4 Longitudinal profiles of the present river bed and glaciofluvial deposits at the upper reaches of Niikappu river.

露頭において、露頭スケールでの観察を行い、スケッチとともに円磨度や淘汰度などの礫の特徴を計測した。堆積物の記載では、露頭全体を 1/10 スケールで詳細にスケッチした。さらに層相に関わる礫の含有率、礫の淘汰度、礫の粒径組成、礫の長軸ファブリック、円磨度を測定した。円磨度測定は Krumbein (1941) の円磨度チャートを用いた。粒径組成については 10 ~ 20 個の礫の最大礫径を計測した。さらに堆積物の基質部や層理部から細粒物質を採取し粒度分析に供した。粒度組成は、基質を 1 m の層準ごとに 200 g ずつ採取し、北海道立地質研究所海洋科学研究センターのバックマン・コールター株式会社製のコールター LS230 を用いて分析した。礫の含有率については色指数表を用いて基質に対する礫の割合を示した。礫の淘汰度については分級指数表を用い、「極めてよい」「よい」「普通」「悪い」「極めて

悪い」の 5 段階で評価した。礫の長軸ファブリックについては、原則として長径 5 cm 以上の礫をユニットごとに約 700 個選び、長軸の方向と傾きをクリノメーターで測定した。ファブリック解析には、コーネル大学の Stereonet プログラム (Allmendinger, 2002) を用いた。粒子配列に関しては、スケッチ上で長径 2 cm 以上の礫を約 800 個選び、みかけの長軸の傾く方向（上流側か下流側）について調べて、 $\frac{[\text{上流側へ傾く粒子の数}]}{[\text{上流側へ傾く粒子の数} + \text{下流側へ傾く粒子の数}]}$ の値を百分率で、インプリケーション率 (imbrication ratio) として示した (横川・増田, 1988)。

堆積物中の En-a 軽石粒子については、試料を採取し、室内で同定作業を行った。それらは火山ガラスおよび斜方輝石の屈折率測定および鉱物組成の同定、ならびに既知のテフラの特徴 (中村

図 5 上部露頭の写真と観察した地点の位置.

Fig. 5 Photograph of the upper outcrop showing positions of the observed sections.

ほか, 2000; 中村・平川, 2003) との対比である。屈折率の測定には, 温度変化型屈折率測定装置 (RIMS86, 京都フィッシュントラック製) を用い, 1 試料につき 3 ~ 4φ サイズの粒子を 25 個ずつ測定した。

堆積物の記載に関して, 澤柿ほか (2010) の手法に従い, 水反応性グラウト剤を用いた堆積物のはぎ取り標本作製した。この方法では, 固結した堆積物でも完全にはぎ取ることができる。スケールを問わず, 現場で短時間で容易に採取でき, 乾燥も速いので室内での後処理も必要ない。写真や露頭での観察だけではわからない粒子配列や葉理, 粒度などの微細構造について, 室内での詳細な観察が可能になる。こののはぎ取り標本を室内に持ち帰り, 数 mm ~ 数 cm オーダーの精度で微細構造を記載した。

III. セツ沼カールの堆積物

1) 堆積物の特徴

1-1) 上部露頭

図 5 と図 6 に, それぞれ上部露頭の概観写真とスケッチを示す。左岸側の露頭全体の幅は約 20 m, 高さは約 15 m である。河床に基盤岩が認められないため, この堆積物の層厚は 15 m 以上と考えられる。崖錐に覆われていない部分を選んで, 左岸ではガリー状に掘れた地点 (上流から順に A, B, C, D), 右岸では最下位の露出部 (E) について記載した。

上部露頭全体にわたって, 最大礫径 1 m の巨礫を含む円礫 ~ 角礫からなる 5 つの巨礫密集帯が認められる。この巨礫帯を基準にして, 露頭全体の堆積物を上位から順に 1 ~ 10 のユニットに

図 6 上部露頭のスケッチとユニット区分.

Fig. 6 Sketches of the observed sections of the upper outcrop showing the sediments units.

区分した (図 6)。奇数ユニットは巨礫密集帯であり, 偶数ユニットは巨礫の含有率が低い。各ユニットの境界はいずれも漸移的である。

左岸露頭 (A ~ D) にみられるユニット 1 ~ 9 の堆積物は, 全体的に淘汰が悪く, 最大礫径 80 cm の巨礫を含む。基質部は, おもに 5 cm 前後の中礫や細礫で構成される。礫種は, 全層準で一様に基盤岩である黒雲母片麻岩や角閃岩からなる。礫の形状は岩種によって違いがあるものの, おおむね球状, 楕円形, 円盤状を示す。下位ほど亜円礫や円礫の割合が高く, 円磨度は高くなる。全体的にやルーズであるが, 固結度はユニットによって異なる。礫の堆積構造については, ほぼ等しい粒径の礫が密集して斜めに配列していた

り, レンズ状に集積したりする。一方, 右岸露頭 (E) の基底部分であるユニット 10 は細粒分が多く, より緻密な充填構造を示し, 非常に淘汰が悪い。

これらの全層準に En-a パミス粒子の混入が認められるが, その量は層準によって異なる。図 6 のハッチパターンで示した部分は軽石粒子の密集部で, はぎ取り試料を用いて詳細に観察した。ここでは, 軽石粒子と砂サイズ以下の重鉱物粒子とがクロスラミナをなす。とくに巨礫の下流側, あるいは礫の隙間にこのクロスラミナ構造が卓越する。このような特徴から, 小野・平川 (1975a) も指摘している通り, 軽石粒子が水流によって運ばれ, 水中堆積したことは明らかである。

図 7 下部露頭のスケッチおよびユニット区分 (左) とはぎ取り標本の写真 (右).

Fig. 7 Columnar section and sediment unit of the lower outcrop (left), and a peeled stratum (right).

1-2) 下部露頭

図 7 に下部露頭のスケッチを示す。河床から比高 4.3 m まで基盤岩が露出しており、その上位の比高約 6 m の範囲について記載を行った。分布高度と構成物質の類似性から考えて、下部露頭の堆積物は、上部露頭堆積物より下位層準と考えられる。上部露頭と同様に、巨礫帯を基準にして下部露頭の堆積物を 1' ~ 4' の 4 つのユニットに

区分した。

下部露頭でも観察可能な全層準にわたって En-a 軽石粒子が混入している。その含有率は均一ではなく、ラミナ構造を形成したり集積したりする部分があれば、まったく砂礫中に含まれない部分もある。とくに巨礫の下位や礫の間では、En-a 軽石粒子が重鉱物片などの他の細粒物質とラミナ構造を形成することが多い。またシルト以

下の細粒物質は巨礫の周辺や礫の間隙にのみ存在し、このような礫の下位には細礫や小礫が多く溜まっている。4ヶ所で特徴的にみられる10～20 cm 前後の垂円～円礫を主とする礫層では、礫のまわりにシルトが付着しており、礫の隙間を埋めるような砂はほとんどない。

基盤岩上約1 mの高さに礫径50 cmの垂円礫が存在し、その直下にEn-a軽石粒子と砂のラミナ構造が発達する。その一部(5 cm×15 cm)の剥ぎ取り標本が図7の右上の写真である。ここでは基質の粒度は極細粒砂～中粒砂であり、粘土からなる単層も認められる。基質部や細粒性ユニットには、正級化・逆級化構造、平行層理、アンティデューン葉理、マッドドレープなどの特徴的な微細構造が認められる。一方、それらと砂礫との関連構造として、トラクションカーペットやトラクション沈積などの堆積構造、ならびに、洗掘などの侵食構造も認められる。また随所に、液状化や脱水構造などの重力性の変形構造が発達する。

なお、上部露頭の各ユニットから採取した10枚の地層はざり取り標本でも、上述の微細構造が共通して認められる。

2) En-a テフラ軽石粒子の同定

上部・下部露頭の全体にわたって、クロスラミナ中に軽石粒子が混入している。小野・平川(1975b)は、上部露頭のユニット1～3層準においてEn-aテフラを同定した。その後、中村ほか(2000)は、同露頭(中村ほか(2000)の地点T7)の全層準から軽石粒子を採取し、火山ガラスと斜方輝石の屈折率に基づいて、すべてをEn-aテフラと認定した。

下部露頭については、あらたに採取した軽石粒子について火山ガラスと斜方輝石の屈折率を測定し、岩石学的特徴を記載した。その結果を図8に示す。これらの屈折率および岩石学的特徴は、上部露頭のものとはほぼ一致する。すなわち、火山ガラスの屈折率最頻値は、十勝平野の模式地での試料が示すバイモーダル値のうちのMo1(中村ほか, 2000)に一致し、斜方輝石の屈折率は $\gamma = 1.713\text{--}1.714$ に集中する。また、斜方輝石とやや

図8 下部露頭から採取したテフラ試料の火山ガラス・斜方輝石の屈折率分布(相対度数ヒストグラム)および岩石学的特徴。

Fig. 8 Refractive indices (histograms in relative frequency) of volcanic glass and orthopyroxene, and petrographic properties in the tephra at the lower outcrop.

少量の単斜輝石とを含み、黒雲母は認められない。したがって、上部・下部露頭の全層準にわたって混入する黄褐色の軽石粒子は、すべてEn-aテフラであると認定できる。

3) 礫の特徴

上部露頭の地点A～Eにおいて礫の特徴に関する測定を行った。1 m四方の範囲につき、地点A, C, Eでは10個、地点B, Cでは20個の礫を無作為に選んだ。下部露頭では、1 m四方の範囲につき10～16個の礫を測定した。

各地点における円磨度、最大礫径、礫の含有率、礫の淘汰度について、ユニットごとの平均値を図9に示す。円磨度は下位のユニットほど高く、礫の含有率は上位ユニットほどやや高い。最大礫径は、当然ながら巨礫の密集帯で相対的に大きくなる。礫の淘汰度は、いずれのユニットでも「悪い」か「極めて悪い」に区分された。下部露頭の特徴としては、上部露頭に比べて垂角～角礫の含有率が高いことがあげられる。

長軸ファブリックについて、上部露頭のA～E各地点におけるユニットごとの平均値を図10に示す。また、下部露頭については、全ユニットを平均して単一で示す。例えばユニット4の長軸ファブリックは、古流向の方向に一致する北西から南東へのファブリックを示し、その長軸は

図 9 上部露頭の礫の特徴. 円磨度・最大礫径・礫の含有率・礫の淘汰度について、各セクションの同一ユニットの値を平均化.

Fig. 9 Properties of boulders (roundness, maximum diameter, content rate and sorting index) in each unit at the upper outcrop. Values are averaged through the same unit.

流れに平行している。一方ユニット3に含まれる礫の長軸は、北東から南西で、流れに直交したファブリックを示す。ユニット10および下部露頭では真北へのファブリックが卓越し、流れの方向に直交したファブリックを示す。

礫のインプリケーション率については、上部露頭において各露頭のユニットごとに20～200個を計測した。各地点の結果をユニットごとに平均したものを図11aに示す。インプリケーション率が50%以上の場合、上流側へ傾く礫が多く含まれることを意味する。

インプリケーション率は、巨礫帯である奇数ユニットでは上下の細粒ユニットよりも高い傾向にある。例えば、ユニット7において最大で60%であるのに対し、ユニット6と8において最小でも53%である。この傾向は地点Cでもっとも顕著にあらわれるため、個別に図11bとして示

した。地点Cのインプリケーション率は、ユニット5において最大の68%、ユニット2において最小の55%を示し、巨礫帯である奇数ユニットでは、上下のユニットよりも値が4～12%高い。

IV. セツ沼カールにおける融氷河水流と堆積環境

1) セツ沼カールの堆積物の再意義付け

小野・平川(1975a, b)は、セツ沼カール堆積物にEn-aテフラの混入を認めるとともに、二層の堆積物が時間間隙なしに接すると判断してトッタベツ亜氷期とボロシリ亜氷期を再定義した。さらには、En-aテフラによって両亜氷期を編年した点において、日本の氷河地形研究のなかで最も重要な論文の一つとして位置づけられてきた。すなわちセツ沼カールの露頭は、最終氷期前半と後半の亜氷期の堆積物が累重する日本で唯一の模式露頭として、これまで多くの論文によって

図 10 上部露頭および下部露頭の礫の長軸ファブリック。上部露頭ではユニットごとに各セクションの値を平均化。下部露頭では一括。ドットはコーネル大学のプログラム (Allmendinger, 2002) による、ステレオネットへの礫長軸測定値のプロット。

Fig. 10 Long-axis fabrics of boulders at the upper and lower outcrops. Values are averaged through the observed sections (A, B, C, D, and E). Dots show the plots of the measured value of each boulder on the stereo nets.

参照されてきた。日高山脈における氷河作用に関する研究に限っても、柳田ほか (1982) が幌尻岳北カルにおいて、柴野 (1988) が札内川上流域において、Schlüchter *et al.* (1985a, b) が札内川上流とエサオマントッタベツ川流域において、それぞれ氷河作用を検討し、いずれも最終氷期中の新旧の亜氷期における氷河拡大という枠組みのなかで議論している。

本研究によって、小野・平川 (1975a, b) が最終氷期後半以前のグラウンドモレーンを構成すると解釈した堆積物を含む全層準での En-a テフラの混入が確認された。この事実は、小野・平川 (1975a, b) の上・下層はすべて新期のトッタベツ亜氷期に形成されたものであり、本研究で明ら

かにした 9 つのユニットのうちの比較的下位のいずれかのユニットを 2 つの亜氷期の境界と認定していたと考えられる。

七ッ沼カル周辺ではボロシリ亜氷期の氷河作用の根拠が失われたものの、岩崎ほか (2000a) は、七ッ沼カルのすぐ東方に位置するエサオマントッタベツ谷の標高 850 m 付近でターミナルモレーンの地形とその周辺の堆積物を記載し、約 4 万年前の支笏降下テフラ (Spfa-1) が挟まれることを認めた。これによってボロシリ亜氷期の最拡大期は、少なくとも Spfa-1 降下以前にまでさかのぼることを示すとともに、その氷河拡大範囲を特定した。また、七ッ沼カル北方のトッタベツ谷においても、岩崎ほか (2000b) がボロシリ

図 11 上部露頭の礫のインプリケーション率. (a) ユニットごとにセクション A～E の値を平均化 (b) セクション C のみ.

Fig. 11 Imbrication ratio at the upper outcrop. (a) Averaged values through the observed sections (A, B, C, D, and E). (b) Section C.

亜氷期の氷河底ティルの存在を確認している。したがって、日高山脈における最終氷期の氷河作用を新旧の亜氷期に分ける編年はこれまでと変わらない。ただし、ポロシリ亜氷期の模式地は、七ッ沼カール周辺からエサオマントツタベツ谷およびトツタベツ谷へと移すべきであろう。

なお 1・2) でも述べたように、上部露頭的全層準に En-a テフラが混入していることはすでに中村ほか (2000) によって報告されていたが、氷河作用編年との関連についての議論はなかった。それは、層相解析にもとづく堆積物の再解釈にまで至らなかったからである。本研究では、以下の節で堆積物の再解釈を提示する。それは、七ッ沼カールにおけるポロシリ亜氷期の認定を否定するもう一つの根拠としての意味を含む。

2) 土石流性を示す地形と堆積物

上部露頭および下部露頭の堆積物の長軸ファブリックは、古流向に平行ないしはやや斜行して配列する割合が高いとみることが可能である。この配列のタイプは、氷河堆積物や土石流堆積物に特徴的であるとされる (Ricci Lucchi, 1995)。一方で河床礫に一般的にみられる長軸ファブリックが流れの方向に直交する割合も相当数含まれる。全体的には長軸ファブリックが古流向の下流方向にそろそろ傾向があっても、数十度程度の範囲ではばらつく。これは、堆積時の流速や水深がユニットごとに変動していたことを意味するとともに、堆積場での流路の頻繁な変動を示すと考えられる。

巨礫の間隙を埋めるより細粒な物質に注目すると、概して小～中礫の含有は少なく、粘土が礫の周囲に付着したり巨礫間の空隙に層 (ドレイブ) 状に堆積したりする。

このような堆積相は、土石流堆積物 (武居, 1980; Benn and Evans, 1998) の特徴とよく一致する。たとえば、地点 A のユニット 1 は、碎屑物支持の上部層と基質支持の下部層に細分できる。土石流堆積物の視点からは、下部層が土石流堆積物の本体、上部層は土石流が流下するにしたがって基質を失いつつトラクション流となって形成されたと解釈できる。また、巨礫の下流側や礫間で顕著な En-a テフラの軽石粒子とその他の細粒物質とのラミナ構造は、まず巨礫が堆積し、次いで浮遊した砂や軽石粒子がその周囲に分級されつつ沈積したことを示す。つまり、巨礫の運搬・堆積とラミナの発達は、一連の流水中での同時性堆積作用によると考えられる。また、土石流による層相と流水による層相とが混在していることから、流水中で表面流と移動砂層が分離している掃流状土石流 (例えば、水山, 1980) などのいわゆる堆積物重力流があったと解釈する。

以上の事実および解釈から、七ッ沼カールの堆積物は、部分的には流水による En-a 軽石のラミナ構造を含むものの、全体としては土石流によって発達したと判断する。なお、上部露頭の層厚は確認できるだけでも約 15 m、下部露頭は 6 m で、実際はそれ以上ある (図 4)。観察できる範囲だ

けでも繰り返し出現する 10 ユニットの巨礫帯は、周期的な堆積作用が生じたことを示唆する。

3) 融氷河流动性流水を示す特徴

上部露頭および下部露頭の堆積物には、基質部や細粒性ユニットの剥ぎ取りによる微細構造観察の結果、流水による堆積・侵食作用を示す特徴に加えて、液状化や脱水構造もみられる。これらは、澤柿ほか（2010）がトッタベツ谷の堆積層で指摘したのと同様に、融解しつつある氷体の近傍で、液状化流あるいは流動化流に分類される重力流によって砂礫が移動し、堆積したような環境を示すと解釈する。

一方、短期間に本地域に降下した En-a テフラの軽石粒子が全ユニットに混入していることは、テフラ降下直後だけではなく、比較的長期間にわたる流水中への En-a テフラの継続的供給を示している。当時、本露頭のすぐ上部にカール氷河が存在していたことを考慮すると、継続的な軽石粒子の供給源は、氷河消耗域およびその近傍にあったと考えるのが妥当であろう。

4) 火山灰の被覆効果

Driedger（1980）は、1980 年のセントヘレンズ山噴火による降下火山灰を採取して、同地域の氷河上に散布し、氷河の消耗に及ぼす火山灰の影響を調べた。その結果、被覆厚が 3 mm のときに氷河の消耗率が最も高く、裸氷に比べて 90% 増加したと報告した。薄い火山灰の被覆によって表面のアルベドが低下し、熱の吸収が促進されたことを示す。被覆厚が 3 mm 以上になると逆に火山灰は断熱材として働いて融解を抑制し、24 mm を超えると氷河はほとんど消耗しなくなることも示した。

ここでは En-a テフラの被覆が、氷河の融解を抑制ないしは促進した可能性について定性的解釈を試みる。すなわち、En-a テフラ降下直後は、推定される層厚が 20 ～ 30 cm であることから氷河消耗を抑制するように働いたであろう。En-a テフラの被覆が次第に不均一になり、氷河の融解を促進する被覆厚に達した時点と場所で融解が促進され、土石流の発生を導いたと推測する。また涵養域でいったん氷河内に取り込まれた火

山灰が、氷河の流動に伴って消耗域へと移動し、数年～数十年後に氷河表面へと露出することによって、二次的な被覆状態を生み出す効果もあったはずである。

En-a の流出が、降下直後だけではなく比較的長期間にわたって継続していた可能性についてはすでに述べたが、くり返し発生した土石流や流動化流、液状化流のような堆積物重力流は、En-a の氷河表面被覆効果も長期間にわたって、変動しつつ継続していた可能性を示している。すなわち、消耗域の積雪が消滅する夏期には En-a テフラが氷河表面に露出して次第に不規則なアルベド効果をもたらすようになった可能性が考えられる。さらに融解が進むに従って氷河表面の形状が複雑化するとともに毎年変化し、En-a テフラの被覆効果が空間的に不均一になった可能性もあり得る。氷河の流動を勘案すると、短期間のうちに起こった火山灰降下イベントが、その後も長く氷河の融解に影響を与え続けたと考えられる。

5) セツ沼カールの堆積物のまとめ

図 12a に、セツ沼カールの堆積物の特徴をまとめて、露頭内の側方変化の模式図として示す。水流および砂礫の供給源である氷河末端から離れるにしたがって、堆積物の層厚は増加し、上部露頭および下部露頭付近で最も厚くなる。下部露頭沢が合流する滝付近で急激に薄くなるが、これは、河床に基盤岩が露出しているために砂礫が流出しやすく、巨礫も残りにくい（小玉ほか、1993）ためであろう。

上部露頭内の下流側ユニットになるほど、基質に細粒物質と亜円礫が多く含まれるようになり、En- 軽石の含有率が減少する。氷河末端を起点とする運搬・堆積過程の縦断面方向への変化をみると解釈すれば、これらの特徴をよく説明できる。しかし、氷河が融解するその場で発生するメルトアウトプロセスでは説明が困難である。したがって、ここではおもな形成プロセスとして土石流性の水流を想定する。その位置や水流の起源などを総合的に考えて、融氷河流动性の性格を強くもった局所的かつ小範囲の段丘状の地形が氷河末端のすぐ下流側に発達したと解釈する（図 12b）。

図 12 セツ沼カールの堆積物の側方変化 (a) と氷河復元時における位置関係 (b)。

Fig. 12 Schematic diagram of lateral changes of sediments at the bottom of the Nanatsu-numa cirque (a), and inferred relationship with the reconstructed glacial terminus activities (b).

小野・平川 (1975a) がモレーンと図示したように、現実に堤防状の形態を示すことも事実である。岩田 (2011) は、類似の地形として「土石流起源の沖積錐型前面モレーン」を提案しており、それに相当する可能性も考えられ、今後の検討が必要である。

En-a テフラ降下と氷河の応答や土石流性の堆積作用を勘案すると、この融氷河流动性段丘 (あるいは沖積錐型前面モレーン) の形成シナリオは、次のように考えられる。

(1) En-a テフラ降下前

En-a テフラ降下以前は、氷河はセツ沼カールの敷居付近まで発達した。カール底を覆うように

分布するモレーン群のうち、外縁付近のモレーンは、ループ状の平面形を復元できるように、ターミナルモレーン (図 3 参照) を形成していた (小野・平川, 1975a)。

(2) En-a テフラ降下直後

En-a テフラが降下して氷河全体の表面を覆った。涵養域ではすぐに積雪下に埋もれたが、消耗域では、その被覆厚に応じて氷河表面の融解が促進されたり抑制されたりした。このとき、最初の急速な氷河の融解が生じ、ループ状ターミナルモレーンの外側へ土石流が流出し始めた。

(3) 消耗域に降下した En-a テフラの残存期

消耗域の En-a テフラの被覆厚は次第に薄くな

るとともに、不均一な融解によって氷河表面に生じた凹凸形状などの影響で、氷河上の En-a テフラ分布も不均一となった。これによってさらに表面融解が促進され、突発的な融氷水流が生じた。融解量が最大となる夏期の突発水流が土石流化していた可能性が高い。一つのユニットを形成した流れにおいても、流速や水深に変化が生じていたために、さまざまな堆積構造や分級する葉理を形成した。水量が減少すると、砂礫が重力流となって流下・堆積し、同時に液状化や脱水構造が生じた。

(4) 涵養域に降下した En-a テフラの融出期

氷河の涵養域に降下した En-a テフラが消耗域まで運ばれて二次的な被覆状態を生み出し、(3)の時期と同様のプロセスが長期間にわたって繰り返された。

(5) 最終フェーズ

氷河が十分に縮小し、土石流化が収束した。

七ッ沼カール下部の堆積物は、少なくとも 10 の堆積ユニットととして、土石流が繰り返し発生した過程を反映している、と解釈される結果となった。この堆積シーケンスは、En-a テフラ降下以降の融氷河水流の挙動と七ッ沼カール内に分布するモレーン群の形成過程との関係も記録しているものと考えられる。隣接するトッタベツ A・B カールには En-a テフラに覆われる 4 列のターミナルモレーンがあり、En-a テフラ降下以降から晩氷期までの間に氷河が停滞と後退を繰り返しながら、外側から内側へと順次形成されたと考えられている(岩崎ほか, 2000b)。七ッ沼カールの氷河も同様に挙動したとすれば、土石流ユニットとモレーン列の形成との対応関係を明らかにできる可能性があり、今後の課題として残される。

V. 結 論

本研究では、日高山脈七ッ沼カールの上部露頭および下部露頭に分布する堆積物について、露頭および剥ぎ取り標本を観察・記載し、さらに堆積物中に混入する軽石粒子の同定を行って、以下のことを明らかにした。

- ・二つの露頭と周辺の堆積物は、全層準に水中堆積した En-a テフラを含む。したがって、

本露頭の堆積物はすべてトッタベツ亜氷期以降に形成されたものであり、ポロシリ亜氷期の堆積物は含まない。

- ・本稿で記載した堆積物は、氷河底で形成された堆積物を含まず、すべてが融氷河過程によるものである。それらは複数のユニットに区分され、堆積物重力流(土石流および流動化流ないしは液状化流)による層相が混在する。
- ・氷河上に降下した En-a テフラが氷河の融解を促進したことによって、複数回の突発的な融氷河水流が生じ、そのたびに堆積物重力流となったと考えられる。火山灰被覆の影響は、火山灰降下後も比較的長期にわたって続いたと考えられる。

謝 辞

本研究は、松岡直子が 2005 年度北海道大学大学院地球環境科学研究科修士論文研究としてまとめた成果を再吟味し、あらたに書き起こしたものである。松岡の修論研究にあたっては、北海道大学大学院地球環境科学研究科(当時)の小野有五教授、朝日克彦博士ならびに中村有吾博士から有益な助言をいただいた。また、東京学芸大学(当時)の西井稜子氏、明治大学(当時)の矢口 匠氏には現地調査を手伝っていただいた。本稿の執筆にあたり、寒冷地円談話会の諸氏には、有意義な議論をしていただいた。長谷川裕彦博士には、詳細にわたって本稿を査読いただき貴重なコメントをいただいた。以上の方々に心より感謝申し上げる。本研究には、科学研究費補助金(基盤研究(C)、研究代表者:澤柿教伸、課題番号:22500981)を使用した。

文 献

- Allmendinger, R.W. (2002): Steronet for Macintosh StereoWin for Windows.
<http://www.geo.cornell.edu/geology/faculty/RWA/maintext.html> [Cited 2004/01/31].
- Benn, D.I. and Evans, D.J.A. (1998): *Glaciers and Glaciation*. London, Arnold. 739p.
- Driedger, C.L. (1980): Effect of ash thickness on snow ablation. *The 1980 Eruptions of Mount St. Helens, Washington* edited by Lipman, P.W. and Mullineaux, D.R., *Geological Survey Professional Paper*, **1250**, 757p.
- 橋本誠二・熊野純男 (1955): 北部日高山脈の氷蝕地形. 地質学雑誌, **61**, 208-217. [Hashimoto, S. and Kumano, S. (1955): Zur Gletschertopographie im Hidaka-Gebirge, Hokkaido, Japan. *The Journal of*

- the Geological Society of Japan*, **61**, 208-217. (in Japanese with German abstract)]
- 橋本 亘・小野有五・平 一弘・牧野泰彦・増田富士雄 (1972): 北部日高山脈から十勝平野西部にかけての第四系に関する新知見. 岩井淳一教授記念論文集, 259-273. [Hashimoto, W., Ono, Y., Taira, K., Makino, Y. and Masuda, F. (1972): New knowledges on Quaternary system in the northern Hidaka Range and western Tokachi Plain. *Jun-ichi Iwai Memorial Volume (Iwai Jun-ichi Kyouju Kinen Ronbunshuu)*, 259-273. (in Japanese)]
- 岩崎正吾・平川一臣・澤柿教伸 (2000a): 日高山脈エサオマントッタベツ川流域における第四紀後期の氷河作用とその編年. 地学雑誌, **109**, 37-55. [Iwasaki, S., Hirakawa, K. and Sawagaki, T. (2000a): Late Quaternary glaciation in the Esaoman-Tottabetsu Valley, Hidaka Range, Hokkaido, Japan. *Journal of Geography*, **109**, 37-55. (in Japanese with English abstract)]
- 岩崎正吾・平川一臣・澤柿教伸 (2000b): 日高山脈トッタベツ川源流域における第四紀後期の氷河作用とその編年. 地理学評論, **73A**, 498-522. [Iwasaki, S., Hirakawa, K. and Sawagaki, T. (2000b): Late Quaternary glaciation in the Tottabetsu Valley, Hidaka Range. *Geographical Review of Japan*, **73A**, 498-522. (in Japanese with English abstract)]
- 岩崎正吾・澤柿教伸・平川一臣 (2002): 日高山脈トッタベツ谷における氷河底変形地層について. 地学雑誌, **111**, 519-530. [Iwasaki, S., Sawagaki, T. and Hirakawa, K. (2002): Subglacial deforming bed in the Tottabetsu Valley, Hidaka Mountain Range. *Journal of Geography*, **111**, 519-530. (in Japanese with English abstract)]
- 岩田修二 (2011): 氷河地形学. 東京大学出版会. 387p. [Iwata, S. (2011): *Glacial Geomorphology (Hyoga Chikeigaku)*. University of Tokyo Press. (in Japanese)]
- 小玉美宇・小玉芳敏・池田 宏 (1993): 砂礫を伴う水流による巨礫の磨耗に関する実験的研究. 筑波大学水理実験センター報告, **17**, 31-44. [Kodama, M., Kodama, Y. and Ikeda H. (1993): Experimental study using a circular flume on abrasion of boulders with gravel and sand particles in transport. *Bulletin of the Environmental Research Center The University of Tsukuba*, **17**, 31-44. (in Japanese with English abstract)]
- Krumbein, W.C. (1941): Measurement and geologic significance of shape and roundness of sedimentary particles. *Journal of Sedimentary Petrology*, **11**, 64-72.
- 町田 洋・新井房夫 (2003): 火山灰アトラス—日本列島とその周辺—. 東京大学出版会, 174p. [Machida, H. and Arai, F. (2003): *Atlas of Tephra in and around Japan*. University of Tokyo Press. (in Japanese)]
- 水山高久 (1980): 土石流から掃流に変化する勾配での流砂量. 新砂防, **33**, 1-6. [Mizuyama, T. (1980): Sediment transport in the transition region between debris flow and bed load transport. *Shinsabo (Sabo Gakkaishi)*, **33**, 1-6. (in Japanese with English abstract)]
- 中村有吾・平川一臣 (2003): 恵庭 a テフラのフォールユニットと火山ガラス屈折率. 第四紀研究, **42**, 295-302. [Nakamura, Y. and Hirakawa, K. (2003): Fall-units and refractive index fluctuations of Eniwa-a tephra glass, Hokkaido, Japan. *The Quaternary Research of Japan*, **42**, 295-302.]
- 中村有吾・平川一臣・岩崎正吾・澤柿教伸 (2000): 十勝平野および日高山脈におけるテフラ—とくに氷河堆積物中のテフラの同定—. 第四紀研究, **39**, 33-43. [Nakamura, Y., Hirakawa, K., Iwasaki, S. and Sawagaki, T. (2000): Late Quaternary tephra in the Tokachi Plain and the Hidaka Range, with special reference to glacial sediments. *The Quaternary Research of Japan*, **39**, 33-43. (in Japanese with English abstract)]
- 小野有五・平川一臣 (1975a): ヴュルム氷期における日高山脈周辺の地形形成環境. 地理学評論, **48**, 1-26. [Ono, Y. and Hirakawa, K. (1975): Glacial and periglacial morphogenetic environments around the Hidaka Range in the Wurm Glacial age. *Geographical Review of Japan*, **48**, 1-26. (in Japanese with English abstract)]
- 小野有五・平川一臣 (1975b): 日高山脈における恵庭 a 降下軽石堆積物の発見とその意義. 地質学雑誌, **81**, 333-334. [Ono, Y. and Hirakawa, K. (1975): Geological significance of the discovery of the Eniwa-a Pumice-fall deposits in the Hidaka Range, Hokkaido, Japan. *The Journal of the Geological Society of Japan*, **81**, 333-334. (in Japanese with English abstract)]
- Östrem, G. (1959): Ice melting under a thin layer of moraine and the existence of ice in moraine ridges. *Geografiska Annaler*, **41**, 228-230.
- Ricci Lucchi, F. (1995): *Sedimentographica, A Photographic Atlas of Sedimentary Structures, Second Edition*. New York University Press, 255p.
- Sarna-Wojcicki, A.M., Waitt, J.R.B., Woodward, M.J., Shipley, S. and Rivera, J. (1980): Premagmatic ash erupted from March 27 through May 14, 1980—extent, mass, volume, and composition. *The 1980 Eruptions of Mount St. Helens, Washington* edited by Lipman, P.W. and Mullineaux, D.R., *Geological Survey Professional Paper*, **1250**, 569p.
- 佐々保雄 (1933): 北海道日高山脈における圈谷地形について. 地質学雑誌, **40**, 320-321. [Sasa, Y. (1933): Cirque geomorphology in the Hidaka Range, Hokkaido. *The Journal of the Geological Society of Japan*, **40**, 320-321. (in Japanese)*]
- Sasa, Y. (1934): Geomorphology of Japanese high mountains 3rd Rep. Glacial topography in the Hidaka Mountain Range, Hokkaido. *Proceedings of the Japan Academy*, **10**, 218-221.
- 佐々保雄 (1937): 日高山地地形研究, 第15報, 北日

- 本の氷蝕地形の地質年代について. 地質学雑誌, **44**, 508. [Sasa, Y. (1937): Geomorphology of Japanese high mountains 15th Rep. Glacial topography in the Hidaka Mountain Range, Hokkaido. *The Journal of the Geological Society of Japan*, **44**, 508. (in Japanese)*]
- 澤柿教伸・松岡直子・岩崎正吾・平川一臣 (2010): 日高山脈トッタベツ谷における融水河成堆積物の堆積学的検討. 地理学論集, **85**, 3-15. [Sawagaki, T., Matsuoka, N., Iwasaki, S. and Hirakawa, K. (2010): Sedimentological analysis of fluvioglacial sediments in the Tottabetsu Valley, Hidaka Range, Hokkaido. *Geographical Studies*, **85**, 3-15. (in Japanese with English abstract)]
- Schlüchter, C., Heuberger, H., and Horie, S. (1985a): Evidence for valley glaciation in Hidaka Mountains, Hokkaido, I Upper Satsunai Valley. *Proceedings of the Japan Academy*, **61B**, 433-436.
- Schlüchter, C., Kerschner, H. and Horie, S. (1985b): Evidence for valley glaciation in Hidaka Mountains, Hokkaido, II Poroshiri, Esaoman-Tottabetsu Area. *Proceedings of the Japan Academy*, **61B**, 437-440.
- 柴野明彦 (1988): 札内川上流域の氷河・周氷河作用と古環境の復元. 明治大学大学院文学研究科地理学専攻修士論文. [Shibano, A. (1988): *Glacial and Periglacial Geomorphology and Their Significance for the Reconstruction of Palaeoenvironments in the Uppermost Satsunai Valley*. Master Thesis, Department of Geography, Graduate School of Literature, Meiji University (Meiji Daigaku Chirigaku Senko Shushi Ronbun). (in Japanese)*]
- 武居有恒監修 (1980): 地すべり・崩壊・土石流—予防と対策—. 鹿島出版会, 335p. [Takei, A. ed. (1980): *Landslide, Landcollapse and Debris Flow—Prevention and Countermeasure—* (Jisuberi Hokai Dosekiryuu: Yobo to Taisaku). Kashima Shuppankai. (in Japanese)*]
- 山口健児 (1928): 日高山脈の圈谷状地形について. 山とスキー, **88**. [Yamaguchi, K. (1928): Kar topography in the Hidaka Range. *Mountains and Skiing* (Yama to Sukii), **88**. (in Japanese)*]
- 柳田 誠・清水長正・中野守久 (1982): 日高山脈幌尻岳北カールとその下流側の氷河地形. 駒沢大学大学院地理学研究, **12**, 15-25. [Yanagida, M., Shimizu, C. and Nakano, M. (1982): Glacial landforms in the North Cirque of Mt. Poroshiri, Hidaka Range, and its lower reach. *Geographical Studies of the Graduate School, Komazawa University*, **12**, 15-25. (in Japanese)*]
- 横川美和・増田富士雄 (1988): 前浜堆積物の粒子配列—茨城県鹿島郡荒野海岸での観察例—. 月刊地球, **10**, 452-457. [Yokokawa, M. and Masuda, F. (1988): Grain arrangements of the foreshore sediments at the Arano Coast, Kashima, Ibaragi. *Chikyu Monthly* (Gekkan Chikyu), **10**, 452-457. (in Japanese)*]
- * Title etc. translated by K.H.
- (2011年9月1日受付, 2012年1月31日受理)