

日高山脈トッタベツ谷における融氷河流堆積物の堆積学的検討

Sedimentological Analysis of Fluvioglacial Sediments in the Tottabetsu Valley, Hidaka Range, Hokkaido

澤柿 教伸*, 松岡 直子**, 岩崎 正吾***, 平川 一臣*

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

キーワード：日高山脈, 氷河作用, 融氷河流堆積物, はぎ取り地層標本

Key words: Hidaka Range, glaciation, fluviglacial sediments, peeling geological stratum

I. はじめに

日高山脈では、戦前から氷河地形の存在が指摘され、その形成時期も様々に議論されてきた（たとえば、山口, 1928; 佐々, 1933, 1937; Sasa, 1934）。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の解釈から、間氷期を挟んだポロシリ氷期とトッタベツ氷期の2回の氷期に氷河地形が形成されたと考えた。小野・平川（1975）は、これらの二期の氷河地形は、ともに最終氷期に形成されたとして、最終氷期前半のポロシリ氷期および後半のトッタベツ氷期に再定義した。その後も、幌尻岳北カール（柳田ほか, 1982）、札内川上流域（柴野, 1988）、札内川上流（Schlüchter et al., 1985a）、幌尻岳周辺およびエサオマントッタベツ川流域（Schlüchter et al., 1985b）など、それぞれの地域での氷河作用とその年代が検討されてきた。しかし、これらはいずれも、同一基準に基づいて地域間の対比がなされているとは言えず、日高山脈全体での氷河地形の認定や形成時期については決定的ではない。

このような流れの中で、岩崎ほか（2000a, b）は、エサオマントッタベツ谷とトッタベツ谷

について詳細に現地調査を行い、氷河堆積物の層序と指標火山灰の関係から、ポロシリ氷期とトッタベツ氷期の氷河の消長を明らかにしている。さらに岩崎ほか（2002）では、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、その形成時期も明らかにするとともに、それを氷河底変形テイルと認定して、過去の氷河底の堆積環を復元している。こうして、従来の氷河の消長や編年に関する広域的な研究の枠を越えて、氷河堆積物の層相から氷河の流動や氷河底の物理環境を復元しようとする先駆的な試みを行った。

岩崎ほか（2000b, 2002）は、変形テイル以外にもクラック構造をもつ未固結堆積物を記載しており、氷河の消滅過程におけるメルトアウトプロセスによって生じたものではないかと推測している。しかし、融氷河流堆積物の初成的な氷河との位置関係、あるいは堆積後の変形過程やその要因などについてはまだ十分に検討されてはいない。

一般に、水流堆積物の層相および堆積構造は、水流や流送物質の移動形態・様式と密接に関わっている。融氷河流においても、その作用が及ぶ範囲で堆積物の特徴を観察すれば、堆積物が形成さ

* 北海道大学大学院地球環境科学研究科/Faculty of Environmental Earth Science, Hokkaido University, Japan

** 北海道大学大学院地球環境科学研究科/Graduate School of Environmental Earth Science, Hokkaido University, Japan

*** 北見工業大学/Kitami Institute of Technology, Japan

れたときの水流や氷河の融解状況を推定することができる。同様に、日高山脈の融氷河堆積物中に残された構造を詳細に記載し、層相解析などの堆積学的な検討を行うことで、過去の融氷河や土砂移動による堆積作用を検討できると期待される。さらには氷河の融解過程も復元できる可能性もある。従来から、様々な堆積物の層相と堆積構造の観察に基づいて、堆積時の水流作用や物質の運搬機構を推定して堆積環境を復元する研究が行われているが、氷河堆積物を対象とした研究例は少なく、日高山脈のような小規模な山岳氷河における融氷河堆積物に関してはまったく行われていないのが現状である。

そこで本研究では、岩崎ほか(2000b, 2002)が日高山脈のトッタベツ谷において報告した融氷河堆積物について、その記載の特徴と形成環境を明らかにすることを目的として、現地調査ならびに室内解析を行った。特に、露頭スケールでの巨視的な観察および「剥ぎ取り標本」による微細構造の観察からローカルな成因を解釈し、さらにそれに基づいて、融氷河堆積物を形成した古水流や物質運搬のプロセスについて検討し、氷河末端付近における堆積環境を総合的に復元することを試みた。

II. 調査方法

1. 堆積物の記載

堆積物の産状と層相について、10分の1スケールで詳細にスケッチし、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、円磨度について測定した。円磨度測定にはKrumbein(1941)の円磨度チャートを用いた。粒径組成については54個の礫の最大礫径を計測した。礫の含有率については色指数表を用い、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、「きわめてよい」、「よい」、「普通」、「悪い」、「極めて悪い」の5段階評価とした。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プログラムを用いた。粒子配列については、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)について調べた。表示には、[上流側へ傾く粒子の数/(上流側へ傾く粒子の数+下流側へ傾く粒子の数)]の値を百分率にしたものを、インブリケーション率(Imbrication ratio)とした(横川・増田, 1988a)。

粒度組成は、礫サイズ以上については、基質を1 mの層準ごとに200 gずつ採取して粒径を計測した。それ以下の細粒物質については、北海道立地質研究所海洋科学研究センターのベックマン・コールター株式会社製のコールターLS230粒度分析器を用いて計測した。

2. 地層剥ぎ取り標本の作製方法

トッタベツ谷に分布する氷河堆積物はほぼ未固結である。そのような堆積物の構造を詳細に記載するために、地層の剥ぎ取り標本を作製し、室内で詳細に解析した。

これまで、未固結堆積物の採取、固定、解析方法には様々な手法が適用されてきた。増田・須崎(1984)や横川・増田(1988a, 1988b, 1990)では、現世や地層中の未固結砂について、八木下ほか(1988)では水槽実験で作ったアンティデューンについて、瞬間接着剤や合成樹脂で固定し、補強した後、研磨面や薄片から微細構造を肉眼や顕微鏡下で観察している。また土壌学の分野では古くから微細形態学が発達し、さまざまな樹脂を用いて土壌構造を固化する方法が考案されてきた(永塚・田村, 1986など)。岩崎(2003)もトッタベツ谷の未固結堆積物について微形態解析を試みている。しかし、これらはほとんど顕微鏡下で解析されている。薄片を観察するまでには、試料の採取・樹脂の浸透・研磨・薄片製作といった作業に多くの時間がかかり、採取できる標本も数cm~十数cmの小さな範囲のみに限定され、得られる情報も限られる。この点を克服しようと、Baas et al.(2004)は混濁流堆積物についてラッカーを用いて約1~2 mの地層を剥ぎ取って内部構造を観察し、さらに剥ぎ取り地層から粒度分析用の試料も得ている。しかしこれは、地層が淘汰のよい細粒砂のみで構成されていたからこそ可能な手法であって、礫などを含むような淘汰の悪い地層に適応できるかどうかは疑問である。

一方、砂礫堆積物の構造解析には、研磨薄片は必ずしも必要ではなく、肉眼観察で十分な場合も多い。なるべく広い範囲での試料採取が求められる断層境界などの構造解析には、水反応性グラウト剤を用いた地層の剥ぎ取りがよく用いられている。この方法は、非常に固結力が高いため、礫からシルトまで様々な粒径の碎屑物が混在するような地層でも完全に剥ぎ取ることができる。スケールを問わず、現場において短時間で容易に採取でき、室内での後処理も必要ない。さらに、定方位で採取すれば、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。

本研究では、この水反応性グラウト剤（OH-1A、東洋化学工業株式会社）を用いて、融水河成と考えられる未固結堆積物を固定した。その作業工程は、まず地層面をナイフ等で平らにならし、裏打ち用の寒冷紗を固定する。水で2~5倍に薄めたOH-1Aを溶剤が固化する前にすばやく塗布する。その際手で押さえてネットと地層面を密着させる。10~30分後に固結したら、地層面の水平面・方位・場所などをネットに記入し、注意深く剥ぎ取る。それを現場ないしは室内で、水洗いし、風乾させ、標本とする。なお、粗粒砂~礫層ではシルト~中粒砂層より溶剤が浸透しやすく、厚く剥がれるので、余分な部分は現場で削り落とし整形する。乾燥すると収縮するので、完全に乾固する前に写真撮影などを済ませておく必要がある。

野外では、礫の円磨度や淘汰度の計測、露頭全体のスケッチ、河床断面の測量などを行ったのち、地層の剥ぎ取り標本を採取した。室内ではそれらを用いて、数mm~数cmオーダーで微細構造を観察した。

Ⅲ. トッタベツ谷の氷河堆積物

1. 地域概説

日高山脈は狩勝峠から襟裳岬まで南北140 kmにわたって南北に連なり、その主山稜付近には広範囲に氷河地形が認められる（小野・平川、1975など）。日高山脈北部の北トッタベツ岳からトッタベツ岳にかけての主山稜は非対称山稜を呈し、トッタベツ川源頭部の東向き斜面には急峻な

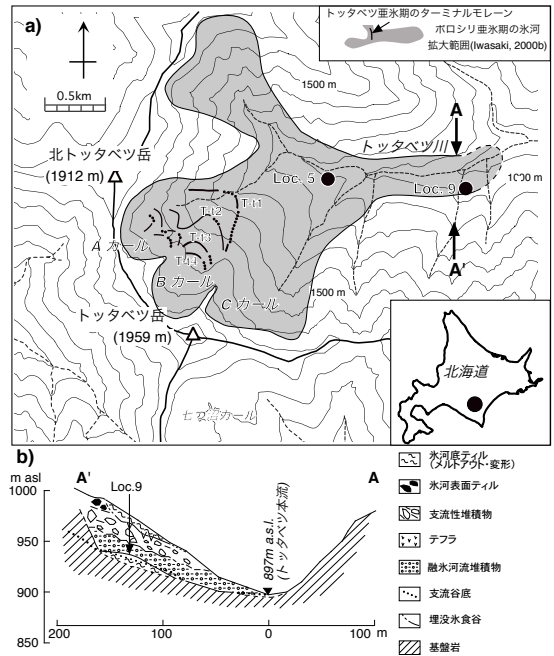


図1 a) 調査対象地域の日高山脈北部トッタベツ川流域の概要と露頭の位置とb) Loc. 9における支沢の河床縦断面（岩崎ほか、2000bの図5を改変）

a) に、岩崎ほか（2000b）とSawagaki et al.（2002）で復元された、トッタベツ谷内のポロシリ亜氷期の氷河最拡大範囲と、カール底に分布するトッタベツ亜氷期のターミナルモレーンを示す。b) の位置はa) に示す。

カール壁を伴う圏谷地形が存在する（図1-a）。これらは、北から、主山稜東側の「トッタベツAカール」と「トッタベツBカール」、トッタベツ岳の北東側の「トッタベツCカール」と呼ばれている。AカールとBカールの圏谷底とその下流側には、明瞭な4列のリッジが分布し（図1-aのT-t1~t4）、岩崎ほか（2000b）によってトッタベツ亜氷期のターミナルモレーンであると認定されている。各カール間の尾根は、上部でアレートを形成し、さらに、下部でなめらかな氷食緩斜面をなす。このことから、それぞれのカールから氷河が合流していた時期があったことが示唆されるが、このような氷河は、岩崎ほか（2000b）によってポロシリ亜氷期に拡大した氷河であるとされ、その最大拡大範囲は、トッタベツ川の標高900 m付近であったとされている（図1-a）。

2. 露頭の地形的位置と概観

トッタベツ川本流の河床の標高995 mから標高897 mにかけての右岸は緩やかな段丘状の地形となっており、ポロシリ亜氷期のラテラルモレーンが、崖錐や河床堆積物に覆われて段丘状に残存している地形であると考えられている（岩崎ほか, 2000b, 2002; Sawagaki et al., 2003）。この段丘状地形を横切るように、河床の標高897 mと987 mにおいて支沢が本流に合流する（図1-a）。前述したように、岩崎ほか（2000b, 2002）はこれらの支沢の露頭においてメルトアウトプロセスによって生じたと考えられる融氷河床堆積物を記載しており、本研究では、この岩崎ほか（2000b, 2002）で記載されたLoc.5とLoc.9を研究対象とした（図1）。以後、本論でもこの露頭番号を踏襲して用いる。前述したように、これらの支沢は本流に対して直行しているため、Loc.5とLoc.9の露頭はいずれも、氷河の流動方向に対して横断する方向の断面をみていることになる。従って、支流上流部から本流との合流点に向かって、かつての氷河の流動中心寄りになることを意味する。

Loc.5は、トッタベツ川本流の標高1,060 mで右岸から合流する支沢の右岸に断続的に露出する露頭である（図1）。位置としては、氷食緩斜面の下流側末端部（岩崎ほか, 2000b）に相当する。

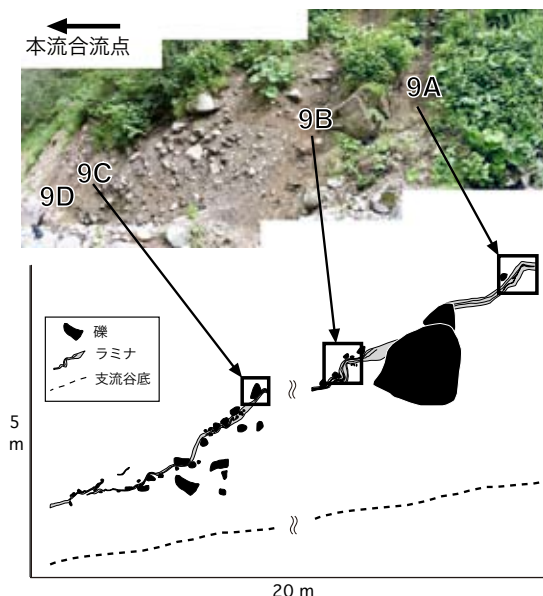


図2 Loc. 9の露頭写真（上）とそのスケッチ（下）

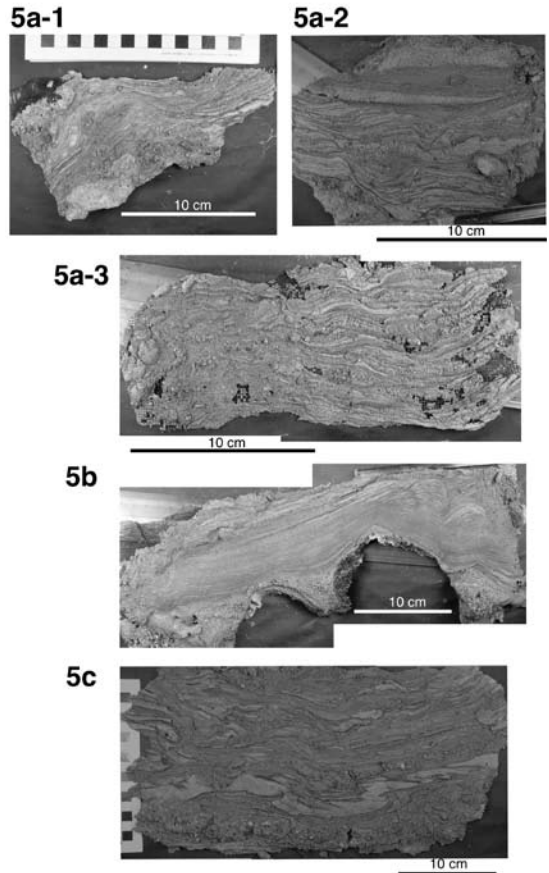


図3 Loc. 5において採取した剥ぎ取り試料の写真

支沢をさかのぼりながら（かつての氷河の流動中心から周縁部に向かって）、標高約1,080 mの地点5Aで3試料、標高約1,120 mの地点5B、標高約1,155 mの地点5Cでそれぞれ1試料ずつ地層の剥ぎ取りを行った（図3）。本論では、これらの試料をそれぞれ5a-1（図4）、5a-2（図5）、5a-3（図6）、5b（図7）、5c（図8）とする。

Loc.9の露頭は、トッタベツ川本流の標高897 mで右岸から合流する支沢の河床直上右岸に位置する（図1-a）。この対岸、すなわち支沢左岸には、岩崎ほか（2000b, 2002）や Sawagaki et al.（2003）によって、ポロシリ亜氷期のラテラルモレーンが崖錐や河床堆積物に覆われて段丘状に残存していると考えられている堆積物が露出しており、図1-bの横断面図はその露出面に向かうように（本流上流方向に向かうように）表現している。この図に示すように、本露頭の上流側は基盤岩の滝になっており、その位置で氷食基底面を規

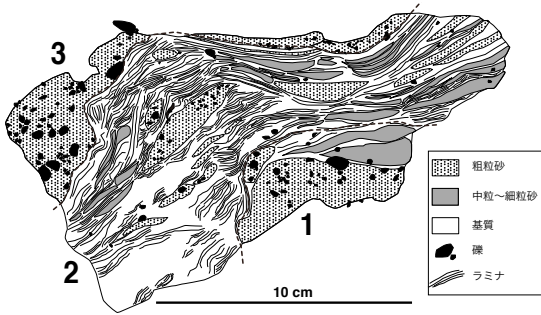


図4 剥ぎ取り試料5a-1のスケッチ

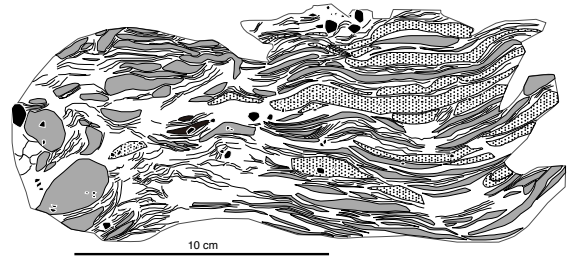


図7 剥ぎ取り試料5bのスケッチ
凡例は図4と共通。

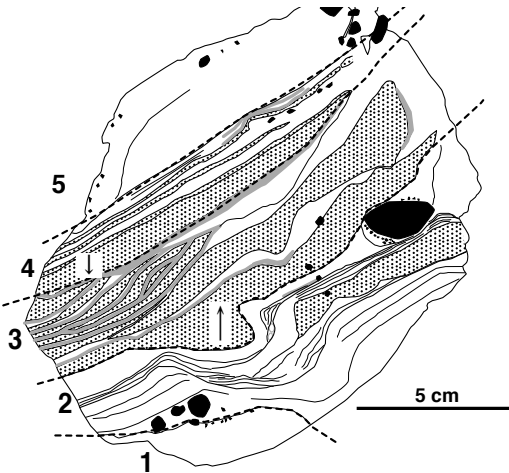


図5 剥ぎ取り試料5a-2のスケッチ
凡例は図4と共通。図中の矢印は級化の方向
(細→粗)を示す。

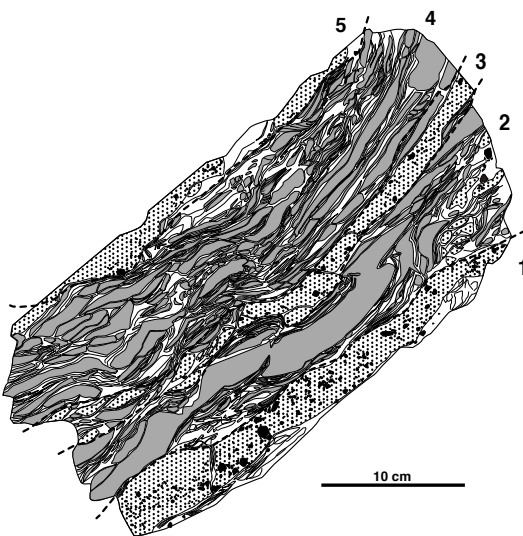


図6 剥ぎ取り試料5a-3のスケッチ
凡例は図4と共通。

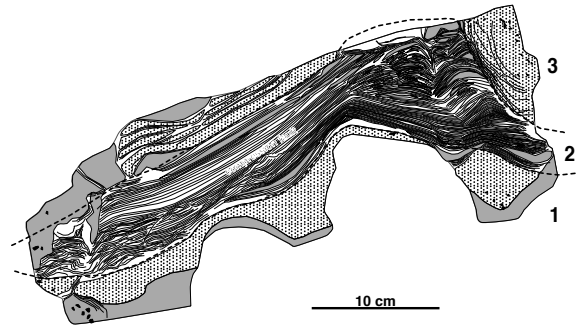


図8 剥ぎ取り試料5cのスケッチ
凡例は図4と共通。

定できる。ただし、記載した堆積物の基底との関係を判別できるような露頭は確認できなかった。

図2にLoc.9の露頭の概観写真とスケッチを示す。露頭全体の幅は約20 m、高さは約5 mである。現河床に沿うように、細粒物質からなる脈が、巨礫に分断されながらも連続して約20 m追うことができ、さらに本流との合流点方向へ連続する可能性がある。図2に示す9A、9B、9C、9Dの箇所で1試料ずつ剥ぎ取りを行った。それぞれの場所での剥ぎ取り試料を9a (図9)、9b (図10)、9c (図11)、9d (図12)とする。

図13に地点5C、9A、9Dで採取した試料の粒度分析結果を示す。各地点で層理ごとに3試料採取したものを室内で分析した。その結果、層理ごとに粗粒砂・細粒砂～中粒砂・細粒砂～シルトに分かれたが、いずれもヒストグラムのピークが突出しており、層理がよくそろった粒径で構成されて淘汰がよいことを示す。

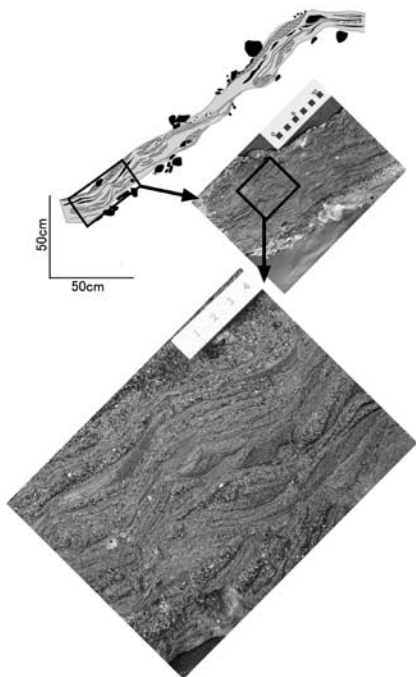


図9 剥ぎ取り試料9aの写真およびその周辺の露頭スケッチ
凡例は図4と共通。

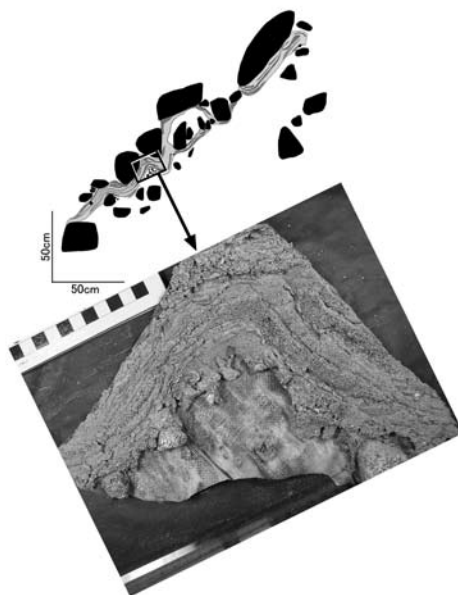


図11 剥ぎ取り試料9cの写真およびその周辺の露頭スケッチ
凡例は図4と共通。

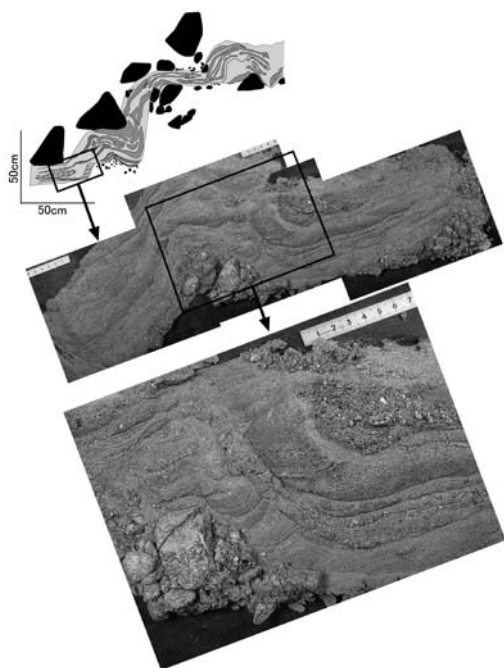


図10 剥ぎ取り試料9bの写真およびその周辺の露頭スケッチ
凡例は図4と共通。

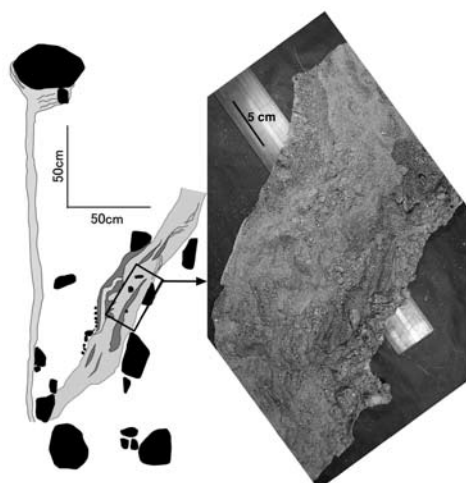


図12 剥ぎ取り試料9dの写真およびその周辺の露頭スケッチ
凡例は図4と共通。

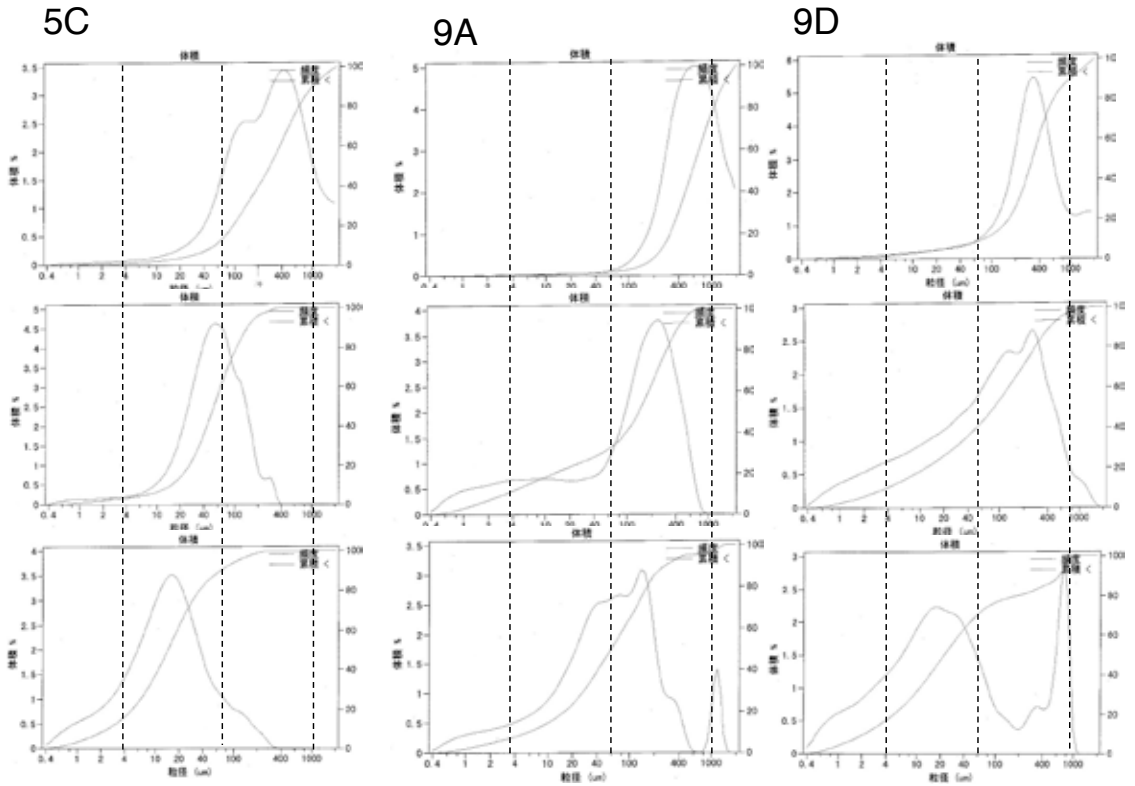


図13 粒度分析結果

3. Loc. 5の微細堆積構造の記載と解釈

以下に、図3に示した5a-1, 5a-2, 5a-3, 5b, 5cの剥ぎ取り標本の記載と堆積学的解釈を述べる。

5a-1 (図4)：下位から3つのセットに細分した。セット1は、粗粒砂からなり、細～小礫を含む。セット2の基質は細粒物質からなり、厚さ1 mmにも満たない細かいラミナ構造が卓越する。またセット2ではラミナの間に砂のレンズを挟在する。セット3は、粗粒砂からなり、細～小礫を含む。

セット1およびセット3の細～小礫を含む粗粒砂層はトラクション流を示唆する。その堆積後に流速が速くなり、セット2の細粒物質からなるラミナ構造が流れの高領域で形成されたと考えられる。ラミナは細かく互層し、切れたり波状に変形したりしているが、その連続性は追うことができる。砂のレンズは分岐消滅したり、層厚は一定ではなかったりするが、細粒層に沿って配列し

ていることが確認できる。このことから、砂層理が堆積した後、速い流速で形成される細粒ラミナによって切られたことがわかる。このような砂の層構造は、二次堆積構造を示している。したがって、もともと砂と泥が水平に成層していたものが、なんらかの影響でその配列様式が破壊されたと考えられる。

5a-2 (図5)：下位から5つのセットに細分した。セット1は、塊状の細粒物質からなる。セット2は基底に礫を含み、細粒物質からなる変形したラミナ構造を示す。セット3は、下部は粗粒砂からなり、上部は砂と細粒物質がクロスラミナを形成する。セット4は、砂と細粒物質が水平に成層する。砂層理は淘汰のよい砂で構成されており、内部で級化する。セット5は塊状の中粒砂であり、一部に礫を含む。

セット1は停滞する水中でマッドドレープとして下位の地層を覆っていたであろう。その後、何度も流れが生じたり停滞したりする水中でセット2の細粒物質からなるラミナ構造が形成されたと

考えられる。セット2の泥層に重なるセット3の細礫を含む砂層の下底にボール状のふくらみが観察される。水平に堆積した後に層理面に加わる不均等荷重によって、砂や泥が流動化して形成された二次的な堆積構造の荷重痕である。砂質部の垂れ下がりを補うような泥質部の上昇が認められる。この泥質部は上方に細くなる火炎構造を示す。炎の向きは下流方向であるので、火炎構造の形成後まもなく、砂層の上位を流れる水流によって砂層が引きずられたと考えられる。セット2と3との境界には粒径約3 cmの礫があるが、これは、氷河からの氷塊に含まれていた礫が着底したドロップストーンかもしれない。セット3のクロスラミナ構造は、カレントリップルの特徴である、非対称な断面形と水平な上流側斜面、そして急傾斜の下流側斜面を持っている。セット高は下流側へ次第に減少するので、一方向流の低領域の流れの中で形成されたと考えられる。さらにこれらから、弱い波が生じるような浅い水流で形成されたことがわかる。セット3のような弱い流れが持続したまま、セット4の水平成層が形成され、その後、中粒砂が内部構造を持たないような強い流れが生じたことが示唆される。

5a-3 (図6)：波状に変形した細粒物質と砂の互層からなる。砂層理は層構造を示す部分とレンズ状に産する部分がある。

砂層理はトラクション流によって形成され、細粒層理は、流れの高領域で生じる平滑床として堆積している。砂と細粒物質の互層は地層全体として波状に変形しており、その層理はそれぞれ波長や位相が同じである。単一の層理がレンズ状に産することはあってもその連続性は途切れることはない。これらから、強い流れと弱い流れが繰り返される中で、砂と細粒物質が互層として堆積した後に、それぞれの層理が同時に流動して変形されたと考えられる。

5b (図7)：下位から3つのセットに細分した。セット1は、細粒砂～中粒砂からなる層理の上に、中粒砂～粗粒砂からなる塊状の層理がある。セット2は、非常に細かい平行ラミナ構造が発達する、淘汰のよい細粒層理であり、内部に細粒砂からなるレンズを産する。セット3は、中粒砂～粗粒砂の層理が薄い細粒層理と水平成層をな

す。

セット1は流れの低領域でトラクション流によって形成された。その後、流速が速くなり、セット2で細粒物質の薄層が何十枚も形成された。このセット2の薄層は、内部に平行ラミナを生じさせるような、流れの高領域での高平滑床である。次第に流れが遅くなり、細粒砂～中粒砂が細粒層と互層して堆積した(セット2の上部)。さらに流れが遅くなり、セット3で中粒砂～粗粒砂が堆積した。

セット2の下部の平行ラミナが屈曲した構造を示すが、これは、セット3の上位から外力が加わったために押しつぶされたと考えられる。セット2の下部は平行ラミナを保存しているので、下位の物質の移動による変形ではない。さらにセット2の右上部では層理が下方に落ち込み、砂層理がレンズ状に配列している。これはセット2のラミナ間の間隙水が搾り出されて上方へ抜け出したものである。その際に泥を含んで上昇しており、最上部で無構造の細粒層理を形成している。またセット2の下部にはラミナを縦に貫く細粒脈が生じているが、これは脱水構造の一種である圧密断層であろうと解釈した。セット2の細粒層の堆積が急激であったために、砂層の間隙水が逃げ場を失ったために生じたと考えられる。圧密断層は、上下のセットを構成する粒度の違いを明確にあらわすので、堆積作用の変化の指標となる。

5c (図8)：下位から5つのセットに細分した。セット1, 3, 5は細礫を含む粗粒砂からなる。セット1は、連続する粗粒砂であり、細礫がセットの下位に集中し、級化層理をなす。セット3の左側では粗粒砂の層理がレンズ状に産し、その層理間を細粒ラミナが埋める。セット5は、一部細粒層理を含むが、粗粒砂からなる層理である。セット2と4は複雑に変形した細粒ラミナと、細粒砂～中粒砂のレンズが発達する。なお、剥ぎ取り位置は約50度の傾斜を示す。

細礫を含む3枚の粗粒砂層は、トラクションで移動した砂礫が分級しながら堆積し(セット1, 3, 5)、浮流荷重である細粒物質が、水深の深い場所か、あるいは流速の非常に弱い場所で、長期間にわたってラミナを形成しながら堆積したと考えられる。また細粒砂層の複雑な変形構造はスラ

ンプと考えられる。堆積直後の水を多く含んだ未固結の状態で、何らかの作用によって切られ、そのまま固結し、その後、地層ごと傾斜したことを示す。このように成層した地層が50度にも傾いた斜面で保存されていることは、堆積物の下位層がゆっくりと傾くに従い、堆積面もすこしずつ傾いていったために、内部構造は破壊されなかったのであろうと解釈できる。

4. Loc. 9の微細堆積構造の記載と解釈

図9～12に剥ぎ取り範囲の周辺のスケッチおよび剥ぎ取り標本の写真を示す。Loc.9の試料は、特異な変形構造を持つことが特徴であるので、水流のタイプを決定するだけではなく、特に変形のプロセスを重視して堆積作用について以下に解釈していく。

9a (図9)：砂と細粒物質からなる波状に変形した層理を示す。それぞれの層理の構成物質は分級がよい。レンズ状に産する砂もある。細粒物質は細かい平行ラミナ構造が内部に認められる。

このような特徴によって示される堆積形態は、対称形のカレントリップルである。その波長は5 cm以下で、流れのタイプは振動流が対応する。低領域の流れの中で砂と細粒物質が分級を受け、数回のサイクルにわたって、ほぼ平坦な水底に堆積していたことが分かる。カレントリップルを構成する粒子はほとんど浮遊性であり、掃流性の粗粒砂～細礫は堆積物の基底部にしか含まれない。下位の粗粒物質を覆って、細粒物質がマッドドレープを形成している。このマッドドレープは内部に細かいラミナ構造を持つので、堆積物の供給が一度ではなく、パルス的に生じていたと考えられる。またこのような対称リップルをもつ層理は、波による振動流が生じるような浅い場所で堆積したことを示唆する。

9b (図10)：最下位は淘汰の悪い細礫～小礫からなる。その上位は、砂の水平層理の境界に数mm幅の細粒物質からなる層理が挟まれ、全体が変形している。砂の層理には内部でクロスラミナが見られることもある。

図10の最下位に見られる小礫層の上位内部はクロスラミナ構造をもち、全体として細粒砂の層理をなす。この層理は褶曲しているが、もともと

と水平であったと仮定して、層理面を水平になるように回転させてみると、接線型クロスラミナ構造を持つ水平層理であることがわかる。さらに砂と砂の層理の境界の、より細粒な内部構造は、無構造ないしは細かなラミナ構造を持つ。このことから、ここは再活動面であることがわかる。従って、砂が堆積した後に、流速が減衰あるいは完全に停止した流れのなかでマッドドレープとして砂を覆ったと考えられる。あるいは砂が堆積した後、水位が低下して完全に干上がり、次の出水時の最初の段階で細粒物質が砂を覆ったとも考えられる。クロスラミナが接線型であるのは、堆積後の下位の礫層の移動によって砂層の下部が引きずられて褶曲してしまったためと考えられる。礫層の上位の細粒層が不透水層となり下位にトラップされた水分が、さらに上位の堆積物の荷重を受けたために逃げ道を求めて急激な脱水反応を示したことが礫の移動を促したと考えられる。

砂と細粒物質からなる層理は8つあるので、8サイクルの堆積作用により、高さ15 cmの地層が形成されたことが推測される。

9c (図11)：正対称の波状形の地層が、下位の礫層と上位の礫層の間に位置する。細粒砂～粗粒砂からなる層理とシルトの層理が互層をなす。変形軸を境にして、シルトの層理は一方(右側)は薄く、一方(左側)は厚い。またそれぞれの層理内で細かい平行ラミナが見られる。

砂層は流れの低領域、細粒物質からなる層は流れの高領域での平滑床として、それぞれ堆積した。流速の変動に伴って、砂と細粒物質の水平ラミナ構造を形成し、その後に変形している。波状に変形した構造は、準同時性の変形構造の層内褶曲である。褶曲の要因は、堆積後に生じた上位の強い水流や水による引きずりか、堆積後の脱水作用で層内の物質が移動したためと考えられる。

9d (図12)：全体として不明瞭な層理をもつ塊状の細粒物質中に、粗粒砂のレンズや細礫～小礫のレンズが挟在する。

砂はレンズ状に産するが、不明瞭ながらも連続的に配列しているのもともと連続していた層理が細粒物質の層理に切られたことが分かる。このような産状をなすのは、砂と細粒物質が成層して堆積した後、急激な脱水作用で、成層が破壊さ

れたからである。塊状の無構造の細粒物質基質部は、脱水で生じた皿状構造である。

IV. トッタベツ谷の古水流と堆積環境の復元

1. トッタベツ谷の堆積物の層相の特徴

Loc.5は氷食緩斜面の下流側末端部に、Loc.9はポロシリ亜氷期の最拡大末端付近右岸にそれぞれ位置する（岩崎ほか、2000b; Sawagaki et al., 2003）。このように形成場所が異なるにも関わらず、両地点の融氷河堆積物は以下の点でよく類似する。

その第一点は、細粒物質や砂の単層が繰り返して累重する点である。それらの堆積層の構成粒子は、粒度分析の結果にも示されるように、よく分級している。単層の厚さは、おおむね数mmオーダーで繰り返される。また、1 mmにも満たない細粒物質のラミナが何十枚も観察され、これらの特徴は、長期間にわたって融氷河の影響が持続したことを示す。

第二の類似点は、平行ラミナなどの初生的な堆積構造がよく保存され、かつ、これらの初成構造を乱すような準同時性の脱水構造や変形構造が発達することである。しかも露頭スケールでその連続性を追うことが可能である。

一般に、脱水構造や変形構造は砂の流動化や液状化に関連して発達する構造であり、急速に堆積が進行したことを示唆する（Lowe, 1975など）。また、このような未固結状態での準同時性の堆積構造が発達するには、粒子の自由な回転を可能にする十分な間隙水が地層中に含まれていることが必要で、これらの原因は急激な堆積速度（あるいは堆積率）と、泥などの極細粒堆積物を主とする不透水層の存在が要因となる（八木下ほか、1988）。

これらのことから、分級がよく、初生的な堆積構造を残しつつも変形している、というトッタベツ谷の堆積層は、急速な堆積作用のためにシルト質層が不透水層となって、堆積後しばらくの間、間隙水を捕捉していたと解釈するのが妥当であろう。

砂層の間に幾層も挟まれているシルト質層は、不透水層であるとともにマッドドレーブでもあったと考えられる。シルト質層の層厚はわずか数mm

であり、塊状かあるいは非常に細かいラミナ構造を持つ。まれに細礫は含むものの、掃流荷重である小～大礫を含まないことが多い。これらの特徴は、浮遊物質である泥やシルトがドレーブを形成して下位の堆積物を覆っているものと解釈できる。

融氷河環境では、氷河からの弱い融氷流で泥やシルトが運ばれてマッドドレーブが形成されるとされる（Drewry, 1986）。Benn and Evans（1988）やFritz and Moore（1988）によれば、マッドドレーブを含む互層の層理がラミナ構造をもつのは、堆積物の供給がパルス的に生じたり、あるいは堆積物が周期的に水に没したり、干上がった結果であるという。さらにドレーブは水深の一番深い場所で一番厚くなることでレンズ状に産することもあるという。

これらの知見を考慮すれば、トッタベツ谷で、内部に細かいラミナ構造を伴いつつシルト質層と砂層が幾層にもわたって互層するのは、繰り返して生じた出水における、干上がる直前のような非常に浅い水流時のマッドドレーブ形成と、一時的な強い水流による砂層の形成の結果であったと考えられる。なお、Loc.5のいずれの試料でもカレントリップルが観察されたが、カレントリップルは弱い波浪によって形成されるものであり、これは、水面のうねりを生じさせるような融氷河があったことを示している。さらに、脱水構造の発達から、急激な堆積を生じさせるような突発的水流が存在したことも示唆される。

以上のような堆積構造の特徴から、今回記載した融氷河堆積物は、概ね、それほど流量の多くない水流の影響下で堆積したものと考えられる。それはアウトウォッシュプレーンのような定常水流環境ではなく、むしろ、たとえば源頭で最初の一滴がしたたり始めるような場所、氷河環境で言えば、徐々に融解しつつある氷体に接する環境が強く示唆される。

2. 堆積物の変形プロセス

試料5cではスランプ構造、試料9cでは層内褶曲がそれぞれ見られた。層内褶曲はスランプ構造の一種であり、スランプは斜面の方向と斜面の不安定さの指標となる（狩野・村田、1998）。Loc.5で

は、露頭においてスランプを内部にもつ水平成層の層理面が約50度傾いているのを確認した。これは試料5c-2として採取されている。このほかにも試料5a-2で傾き30度、5bで試料内部の水平層理が屈曲して40度の傾きを示す。

試料9aは砂と細粒物質の平行層理が波状に変形した構造を示す。つまり水平に堆積した初生堆積構造を最もよくあらわしている。試料9bは砂と細粒物質の平行層理が褶曲している。その下位と上位でそれぞれ礫が集積している。試料9cでは褶曲した構造の中の細粒層が左右で異なった層厚を見せている。これは上位の礫の移動に伴って右側の層内物質が流動し、再移動したことを示している。試料9dでは砂がレンズ状に配置して細粒層を切っているが、その層の連続性は追うことができるので、もともとは連続して互層をなして堆積していたことがわかる。以上から試料9a→9b→9c→9dと、変形の程度が支沢の上流側から下流方向へ一列に並んだ地点9A, 9B, 9C, 9D(図2)と対応して増大していることが読み取れる。

前項で考察したように、これらの堆積環境としては、徐々に融解しつつある氷体の近傍が有力である。また支沢の流下方向が最拡大時の氷河末端付での氷河縁から流動中心へ向かう方向に相当すること(図1)も考慮すると、変形の度合いは、氷河縁ほど弱く、流動中心に近いほど強くなる、と言い換えることもできる。

一般に、氷河周縁部では、比較的早い時期に氷体が消失するために堆積物の変形は弱い。一方、流動中心では、氷体が最後まで残存して融解変形を繰り返し、しかも微弱な水流環境を維持している(Benn and Evans, 1998)。そのため、堆積場は常に変化しており、その環境に長くさらされるほど氷上堆積物の変形の程度は激しくなる。

支沢の上流側から下流方向と対応して変形の度合いが増大するというトッタベツ谷の融氷河堆積物の特徴は、まさにこのような衰退しつつある氷体近傍の堆積環境変化を反映しているものと解釈できる。以上の仮定のもとに変形の要因を考えると、氷塊の融解によって空洞ができたり表面傾斜が変化したりして、氷塊上に水平に堆積していた堆積物がスランプなどで再移動していたと解釈することができる。また、傾いた層理面や層内褶

曲構造が、剥ぎ取り試料でも見られるほどによく保存されているのは、堆積層の下位の氷体のゆっくりとした消耗に伴って堆積面も少しずつ傾き、堆積構造を破壊することがなかったためであろうと推測できる。

そのような環境の具体的なイメージとしては、活動末端から切り離されたデッドアイス付近の融氷水流の可能性が挙げられよう。また、デッドアイス上に直接堆積した氷河表面ティルがフローティル化した可能性も考えられる。

3. トッタベツ谷の堆積環境

最後に、氷河周縁部から中心部へと変化する堆積構造に対応させて復元した堆積プロセス変化を図14に示し、本論のまとめとする。このシナリオでは、以下のように堆積過程が復元される。まず、最拡大時に標高850 m付近まで流下していた氷河は、その衰退期に入って徐々に融解しつつ氷河底や氷河表面の砂礫を周囲に流出・堆積させていた(図14-I~II)。ある時期に氷河の活動末端から分離した氷塊がデッドアイス化し、氷体の上に融氷河堆積物が形成された。デッドアイスが融解するにしたがって氷体を覆う堆積物が再移動し(図14-II~III)、一部で初生堆積構造が破壊されて塑性変形を生じた。しかし、氷の融解はおだやかなものだったので、変形様式は液状化による小規模なものにとどまり、もとの層理面の連続性が残された(図14-III)。最終的に氷が完全に融解すると、水平層理と変形構造が混在するような複雑な堆積構造を見せる現在の地層が形成された(図14-IV)。同様のことが、さらに上流の標高1,100 m付近まで後退した氷河末端でも繰り返された。

V. 結論

本研究では、日高山脈トッタベツ谷における融氷河堆積物について、露頭スケールでの観察および剥ぎ取り標本の微細構造の観察から層相・堆積構造を記載し、氷河の消長に伴う堆積プロセスと堆積場の変遷の復元を行った。その結果、以下のことが明らかとなった。

・地層の剥ぎ取り標本を作成することで、読み取った微細構造から氷河氷体近傍の局所的な水

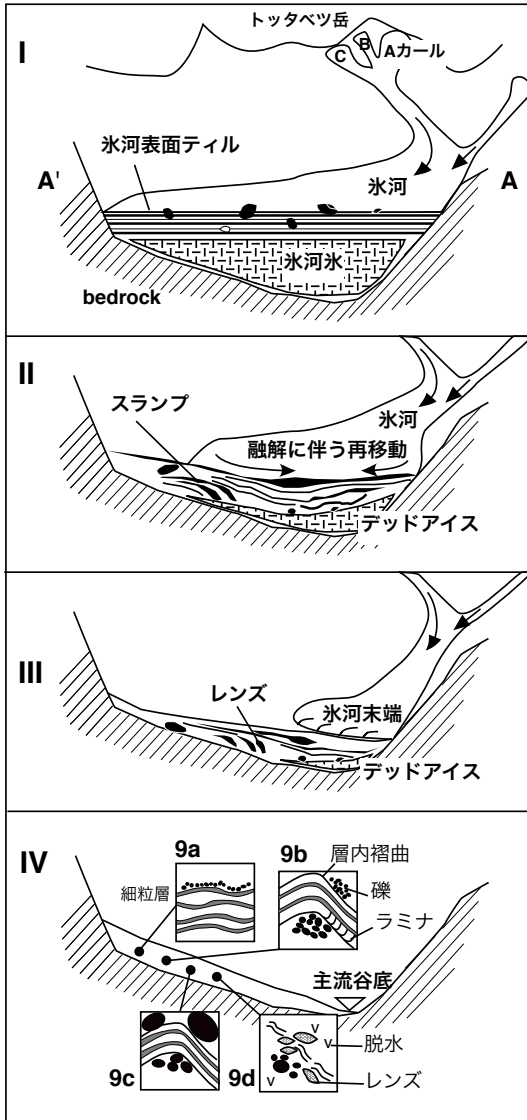


図14 図1のA-A'断面(主谷の横断方向)における、氷河の衰退と融氷河川堆積物の発達過程との関係

I: トッタベツ谷を流下していた氷河が衰退し始めた時期, II: デッドアイスが消耗していく過程, III: デッドアイスがほぼ消滅し、氷河上や氷河内の堆積物が基盤に着底した時期, IV: 現在の状況における、剥ぎ取り試料9a~dの層相模式図と採取位置との関係。

流環境を議論することができた。この手法は、氷河堆積物の成因と水流を復元するのに有効である。

- ・泥やシルトの細粒物と砂とが分級して成層した

初生堆積構造は、静水状態が長い間保たれていたことを示す。したがって、氷河が衰退していく過程で生じた融氷河川が、砂礫や氷塊を流出させ、長時間かけて堆積物を形成したと考えられる。

- ・数mmから数cmの厚さで細粒物が互層する構造は、水深や流速の変化を示しており、融氷河川は定常ではなく、微弱なレベルで細かく変動していたと推測される。
- ・準同時性の堆積構造である脱水構造や浸食構造は、物質が継続して供給されていたことを示す。
- ・融氷河川堆積物の変形構造は、停滞水の融解に伴う堆積物の再移動によって生じたものと考えられる。また、変形の度合いは、氷河がやせ細っていく過程で変形が進行したという、氷河融解の時間的進行を反映している。
- ・以上より、今回記載したトッタベツ谷の融氷河川堆積物に接していた氷体は、アクティブな氷舌端から分離してデッドアイス化していたと考えられ、ポロシリ亜氷期に最拡大した氷河の衰退期に相当すると考えられる。

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)の朝日克彦博士ならびに中村有吾博士から有益な助言を頂いた。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頂いた。粒度分析に際して、北海道地質研究所海洋地質部の分析機を使用させて頂いた。以上の方々には心より感謝申し上げる。

参考文献

岩崎正吾 (2003): 微形態解析による氷河底変形地層の解読の試み-日高山脈トッタベツ谷の試料を例として-。日本地理学会発表要旨集, 63, 245.
 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, 1, 37-55.
 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.
 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.
- 小野有五・平川一臣 (1975): ヴェ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.
- 狩野謙一・村田明宏 (1998): 『構造地質学』朝倉書店.
- 佐々保雄 (1933): 北海道日高山脈における圏谷地形について. 地質学雑誌, 40, 320-321.
- 佐々保雄 (1937): 日高山地地形研究. 第15報. 北日本の氷河地形の地質年代について. 地質学雑誌, 44, 508.
- 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.
- 永塚鎮男・田村賢司 (1986): 植物-土壌系の研究に対する土壌微細形態学の応用—土壌薄片作製法の改良—. 日本生態学会誌, 36, 163-168.
- 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.
- 増田富士雄・須崎和俊 (1984): 未固結砂の定方位薄片作製とその堆積学的意義. 筑波大学水理実験センター報告, 8, 17-28.
- 八木下晃司・中里裕臣・五十嵐千秋・平朝彦 (1988): 水槽実験により作られた反砂堆の粒子配列について. 地質学雑誌, 94, 1, 55-57.
- 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.
- 山口健児 (1928): 日高山脈の圏谷状地形について. 山とスキー, 88.
- 横川美和・増田富士雄 (1988a): 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—. 地球, 10 (7), 452-457.
- 横川美和・増田富士雄 (1988b): 現世海浜堆積物の粒子配列解析用試料の作製法. 筑波大学水理実験センター報告, 12, 31-35.
- 横川美和・増田富士雄 (1990): 流れタイプと粒子配列の関係についての実験的研究. 筑波大学水理実験センター報告, 14, 91-98.
- Baas, J. H., Kesteren, W. V. and Postma, G. (2004): Deposits of depletive high-density turbidity currents: a flume analogue of bed geometry, structure and texture. *Sedimentology*, 51, 1053-1088.
- Benn, D.I. and Evans D.J.A. (1998): *Glaciers and Glaciation*. London, Arnold.
- Drewry, D. (1986): *Glacial Geologic Process*. Esward Arnold, London.
- Fritz W.J. and Moore J. N. (1988): *Basics of Physical Stratigraphy and Sedimentology*. John Wiley&Sons, Inc. 原田憲一訳 (1999) 『層序学と堆積学の基礎』愛智出版.
- Krumbein, W.C. (1941): Measurement and geologic significance of shape and roundness of sedimentary particles. *Journal of Sed. Petrol.*, 11, 64-72.
- Lowe, D.R. (1975): Water escape structures in coarse-grained sediments. *Sedimentology*, 22, 157-204.
- Sasa, Y. (1934): Geomorphology of Japanese high mountains 3rd Rep. Glacial topography in the Hidaka Mountain Range, Hokkaido. *Proc. Japan Acad.*, 10, 218-221.
- Sawagaki, T., Iwasaki, I., Nakamura, Y. and Hirakawa, K. (2003): Late Quaternary glaciation in Hidaka Mountain Range, Hokkaido, northernmost Japan: Its chronology and deformation till. *Zeitschrift fuer Geomorphologie*, Supplement Volume, 130, 237-262.
- Schlüchter, C., Heuberger, H. and Horie, S. (1985a): Evidence for Valley Glaciation in Hidaka Mountains, Hokkaido, I. Upper Satsunai Valley. *Proc. Japan Acad.*, 61B, 433-436.
- Schlüchter, C., Kerschner, H. and Horie, S. (1985b): Evidence for Valley Glaciation in Hidaka Mountains, Hokkaido, II. Poroshiri, Esaoman-Tottabetsu Area. *Proc. Japan Acad.*, 61B, 437-440.