

# スバルバル諸島, スピッツベルゲン島の 雪崩堆積物

下川 和夫

## はじめに

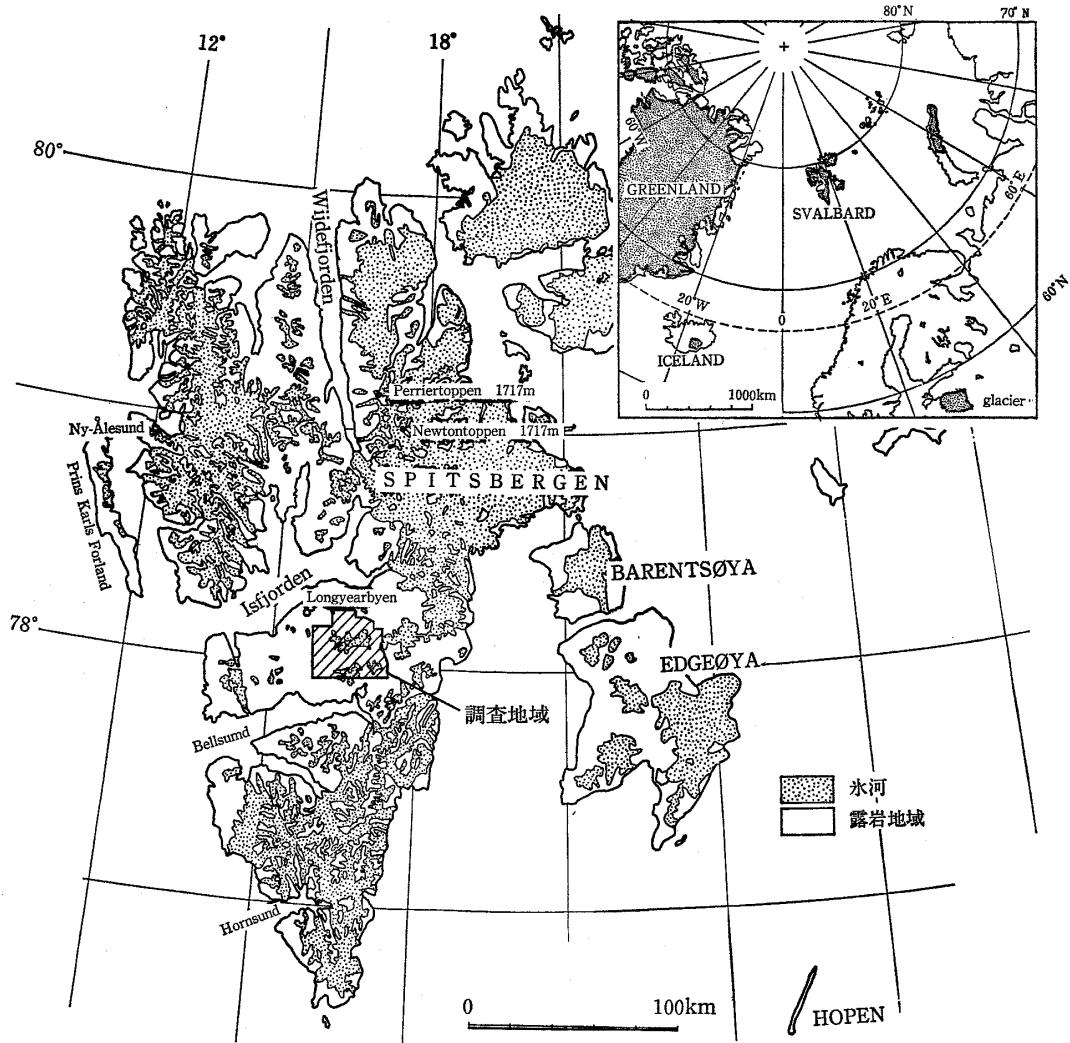
スバルバル諸島は、1956年、オランダ人航海者 Barents によって発見され、その後イギリス人やオランダ人による捕鯨、セイウチ猟、ロシア人、ノルウェー人によるシロクマやキツネ、アザラシの猟が行なわれてきた。今世紀初頭、石炭が発見されると、同島の領土権を主張する国が相つしたが、1920年スバルバル条約が締結され、主権のみがノルウェーに帰された。日本を含む条約加盟国は、同地域における自由な経済活動等が保障されており、現在ノルウェーが1箇所、ソビエトが2箇所の炭鉱をもつという特異な地域となっている。

同島における科学的調査は19世紀に入って始まった。自然地理学の分野では、Nordenskiöld (1876) による地質、および氷床の研究、Ahlman (1933) による氷河の調査、McCabe (1939) による雪窟の成因に関する研究、Rapp (1960) による崖錐の発達に関する定量的研究、Jahn (1960, 1967) によるソリフラクションの速度の実測等、著名な研究者が訪れ成果を残している。特に周氷河地形、周氷河現象に関しては、当地域に周氷河地形の発達が良いことから、多くの研究がなされてきた。

筆者は、1988年7月から8月にかけての約50日間、スバルバル諸島中最大の島、スピッツベルゲン島の中央部に位置する Nordenskiöld Land を訪れ、周氷河地域における風化、斜面における物質移動の計測、ピンゴやその他の永久凍土に関連する地形や雪崩地形の調査、ならびに地形学図の作成等を行った。その結果の一部については、Ono, et al (1990) や下川ほか (1989)、小野ほか (1989) ですでに報告した。本稿では、Nordenskiöld Land に多数分布する雪崩堆積物について、その地形的特徴、堆積学的特徴等について報告する。

## I. 地域概要

スバルバル諸島は、北極海の北緯74度から81度、東経10度から35度にかけて散在する島嶼で、総面積は 63,000km<sup>2</sup>、北海道の約80%の大きさである (第1図)。同地域は北大西洋海流の影響を強く受けるため、高緯度の割に温暖であり、年平均気温はスピッツベルゲン島中央西岸のロングイヤーベンで-5.5度、最暖月(7月)の平均気温は東京の1月のそれにほぼ等しい。特に冬期の気温は高く、同緯度に位置するカナダの Isachsen より20度あまりも高い。年降水量はスピッツベルゲン島の西岸で400mm、同島東部で1,000mm程度と極地の割には多い。スバルバル諸島の60%強に相当する38,000km<sup>2</sup>は氷河に覆われており、氷河の総面積は南極、グリーンランド、クィーン・エリザベス諸島につぐ規模で、ヒマラヤの2倍強に及ぶ。Nordaustlandet 島には大規模な氷床が発達するのをはじめ、最大の島スピッツベルゲン島の北東部や北西部、南部は広く氷河に覆われており、一部でヌナタク氷河網景観をあらわしている。40%を占める露



第1図 調査地域

岩地域には永久凍土が形成されており、その厚さは200—450mとされている (Liestøl, 1977)。活動層の厚さはスピッツベルゲン島南東部で70—80cm, Isfjorden の奥で200cmに達する。

スバルバル諸島は、地形からみて2つの地域に区分される。スピッツベルゲン島の西岸地域を模式地として、広い範囲は起伏にとんだアルプス的な山容を示す。この地形が Spitsbergen (pointed mountains の意) の語源となったといわれる。一方、スピッツベルゲン島中央の Isfjorden 沿岸や, Barentsøya, Edgeøya では、幅広い氷食谷に分断された標高数百mの台地状の地形が卓越する。地形の相違は地質の違いと関係が深く、前者は変成岩や噴出岩類が複雑な構造を示す地域、後者はほぼ水平な層理からなる堆積岩地域に一致している (Hisdal, 1985)。

雪崩堆積物の調査を行なった Nordenskiöld Land は、スピッツベルゲン島中央部に位置する。Isfjorden と Bellsund の2つのフィヨルドにはさまれた同地域は、同島で最も露岩地域の割合が広く、全体の6分の5を占める(第2図)。Adventdaren と Reindaren の2つの広大なU字谷がほぼ東西に走り、両者に挟まれた山地には、ice cap や谷氷河が発達する。山頂群は、標高約1,000m前後の定高性をもち、隆起準平原とみられている (Major et al, 1972)。また、500mから1,000mの間にも数段の台地状の地形が発達するが、成因は明らかではない。



第2図 Nordenskiöld Land の雪崩堆積物の分布

## II. Merckollfjellet 南面の雪崩堆積物

Reindalen は、500—900mの台地を刻む広大なU字谷で、中流部で谷底の幅は約3kmに及ぶ。谷底は支流からの谷氷河のモレーンやアウトウォッシュに埋積されており、ピンゴが散在する。谷壁は30—40度の急傾斜をなし、谷壁下部には崖錐状の堆積地形が連続的にみられる。

Reindalen の中流部右岸に位置する Merckollfjellet は、第三紀と白亜紀の砂岩や頁岩などの堆積岩類からなる台地状の山で (Major et al, 1972), 頂上には約0.4km<sup>2</sup>のice capを頂く。その南面は、Avalanche chute (Matthes, 1938), あるいは avalanche funnel とも呼ぶべき小谷群に解析されており、それぞれの谷の出口には, avalanche boulder tongue

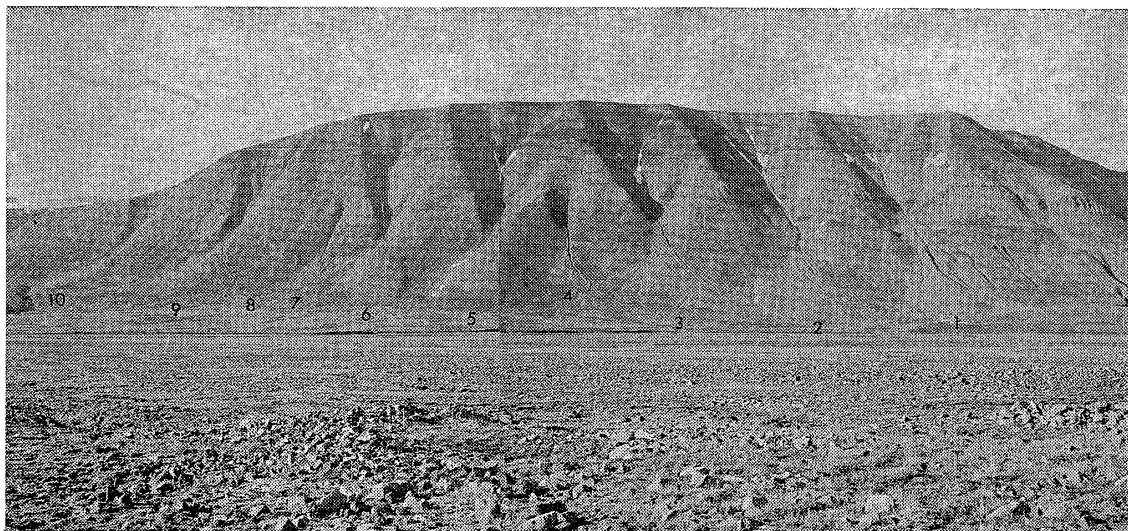


写真1 Merckollfjellet 南面の avalanche boulder tongue

(Rapp, 1959)と呼ばれる大小の雪崩堆積物が、計10箇所形成されている(写真1)。

### 1. avalanche boulder tongue の形態

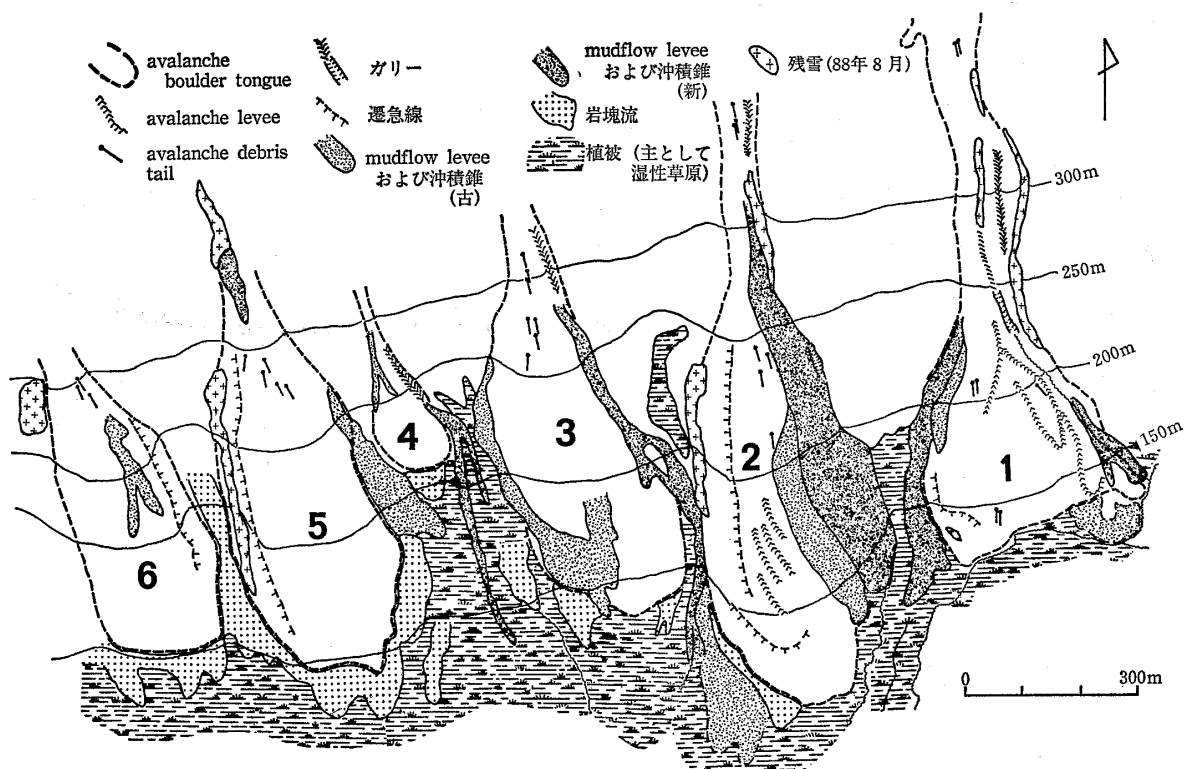
当地域の avalanche boulder tongue の規模は、最小のもので、幅 110m、長さ 220m、最大で、幅 230m、長さ 715m に達する。avalanche boulder tongue の大きさは、雪崩の発生源である谷の規模にほぼ比例しており、谷頭が Merckollfjellet の山頂台地面にまで食い込んでいる谷で大きく、谷頭が山腹に位置する谷で小さい。写真1で No. 4, 7, 8 の avalanche boulder tongue は後者に属し、他のものに比べ小規模で沖積錐、崖錐に近い形態を示す。谷の規模は、そこに発生する雪崩の規模を規定すると推定されるし、雪崩による岩屑の供給量にも関係する。特に雪崩発生斜面の比高は、雪崩の到達距離を規定するので、avalanche boulder tongue の規模を決定する大きな要素とみることができる。

第3図は、写真1の No. 1～6 の avalanche boulder tongue のスケッチ・マップである。avalanche boulder tongue の平面形は、ほぼ舌状を呈する。傾斜は上部で20度強、基部10度以下である。従って縦断面形はほぼコンケーブとなることが多いが、末端部で15度前後の急傾斜で終わるものもある。大型の avalanche boulder tongue ほど、U字谷の谷底までその末端を延ばすので、コンケーブの度合はより強くなる。

横断面形は、中央部でやや盛りあがった形となるが、より扁平な点で崖錐とは明らかに異なる。また、非対称な横断形をもつものが多く、第3図に遷急線で示したように、たとえば No. 1, 2, 5, 6 の avalanche boulder tongue は、片方の側面が他方より急傾斜となっている。その場合、急傾斜面を持つ側でやや高く、その断面は足の甲のそれに似た形状となる。あるいは No. 6 のように両端部がともに急傾斜となる場合もある。横断面形が非対称となる原因は、Rapp (1959) がスカンジナビアで論じたように、堆積物の風下側に形成される吹き溜り雪が高まりを造るため、雪堤にさえぎられた雪崩がその進路を風上側に向け、風上側により強力な雪崩侵食が働くためだとみられている。

### 2. avalanche boulder tongue 上の微地形

avalanche boulder tongue の表面は、概して平滑であるが、成因を異にする様々な微地形が発達する。mudflow levee, avalanche levee, avalanche debris tail などがそれであり、



第3図 Merckollfjellet 南面の avalanche boulder tongue のスケッチ・マップ

これらの微地形は、avalanche boulder tongue の形成、発達、地形変化を論ずる上で有効な手がかりとなる。

**mudflow levee** 上記の微地形のうちで最も普遍的に見られるのが、mudflow levee である。写真1や第3図からわかるように、ほとんど全ての avalanche boulder tongue に、mudflow levee が形成されている。mudflow を発生させる水の供給は、当地域の降水の殆んど全てが雪としてもたらされる事を考えると、融雪水が融氷水、あるいは凍土の融解水によってなされると考えられる。当地域にも永久凍土が発達しており、8月における融解層の厚さは50cmから1m程度である。急な岩屑斜面では、凍土面に浸透を阻まれた凍土の融解水が吹きだし、スランプ状の活動層すべりや小さな mudflow が方々で発生する。Merckollfjellet の山頂台地面における融解層の厚さは、7月29日には45cmであった。台地面は、南東側に僅かに傾斜しているために、凍土面を伝って流れる ice cap の融雪水、融氷水は南斜面の谷頭へと排出されている。No. 1 の avalanche boulder tongue の谷頭では、地表下数10cmを流れる水音を聞くことができる。台地上からの水を含めた avalanche boulder tongue の頂部以高の集水域の水は、avalanche boulder tongue の頂部に集中し、mudflow を発生させるものと推定される。avalanche boulder tongue の表面は角礫に覆われるが、数10cmにより下は細粒物質に充填された角礫層があり、この中に形成された凍土層が不透水層となって、mudflow の流下を助けるものと考えられ、場合によっては、avalanche boulder tongue の末端を越えてより下方まで流下する。凍土の存在は、降雨量の少ない周氷河気候下で水の作用を助長する役割を果たしている。

avalanche boulder tongue はその中央部が高くなっているため、mudflow は中央を流下することは稀で、両端かいずれかの縁に沿って流れ下る場合が多い。No. 1~10の avalanche boulder tongue のうち、No. 1と3は両側に新旧の mudflow levee がみられ、No. 2, 4,

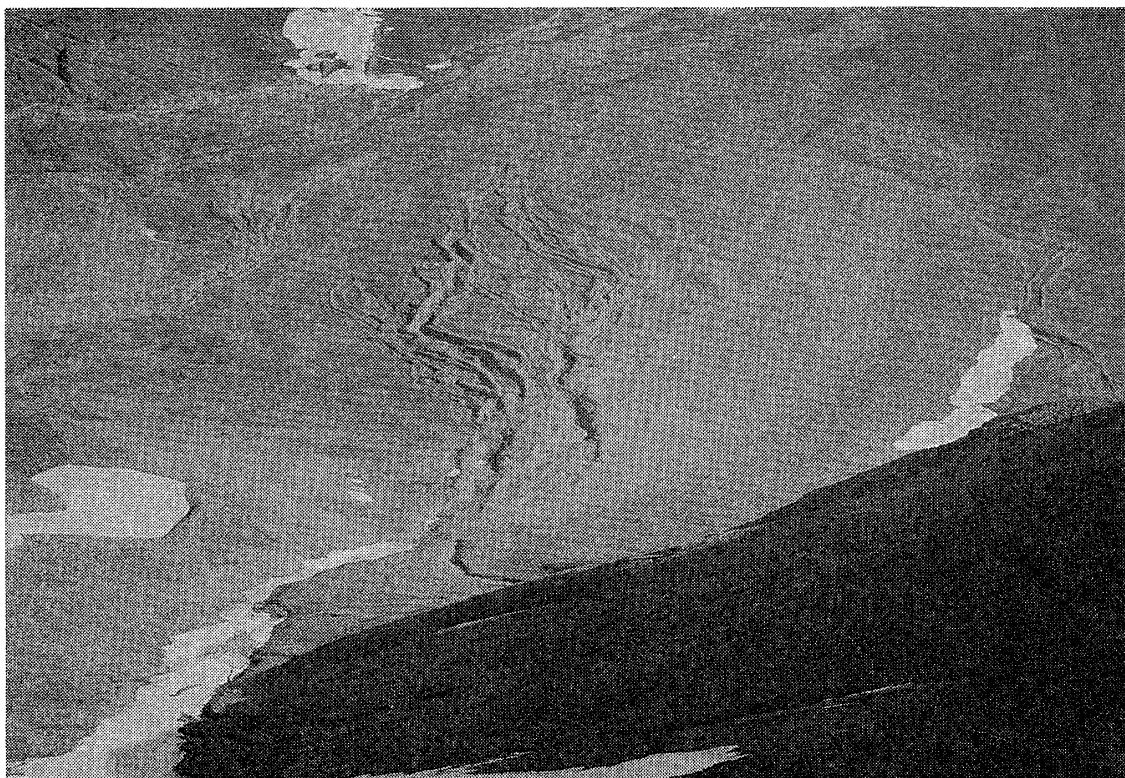


写真 2 No. 2 の avalanche boulder tongue

5, 6, 8, 9, 10 では東側（上流側）に偏っている。西側を流下しているのは、No. 7 だけである。mudflow の流路が avalanche boulder tongue の一方に偏るのは、avalanche boulder tongue の横断面形が非対称だからである。

mudflow levee は、シャープなリッジを残す新しいものから、丸みをおびた低いものまで新旧様々である。形成の古いものは、雪崩による侵食や埋積作用によって凹凸が不明瞭になってゆく。このことは、雪崩発生時に avalanche boulder tongue には、殆んど積雪がないことを意味しており、avalanche boulder tongue の形成を考えるうえで重要な条件である。わが国で avalanche boulder tongue が発達しないのは、雪崩発生時に雪崩堆積斜面が、例外なく厚い積雪層に覆われていることが一因である。

写真 2 は、No. 2 の avalanche boulder tongue を上方から見下したものである。avalanche boulder tongue 中央部の levee は、僅かにその流路が残っているだけで、その地形は極めて不明瞭であるが、その左の数群の levee はより新しく、新鮮なリッジが残されている。この例に見るように、ルーズな岩屑からなるために長期間は残存しにくいとみられる mudflow levee が、殆んど avalanche boulder tongue にみられること、ひとつの avalanche boulder tongue に新旧の mudflow levee が存在する事実、さらにそれらが、場合によっては avalanche boulder tongue の地形を大きく特徴づける要素になっている事実は、流水の作用が avalanche boulder tongue の地形形成、地形変化に大きく関与している事を示している。

**avalanche levee** 雪崩発生時、avalanche boulder tongue の上には、殆んど積雪がないと考えられる。したがって、雪崩は上部斜面から avalanche boulder tongue 上に、新たに岩屑を供給するばかりでなく、既存の岩屑の再運搬、再堆積をも行う。その時、運動中の雪崩は岩屑を取り込む一方、ちょうどブルドーザーの排土板のような働きによって、その周縁部の岩屑を押しよける働きをすると予想される。その結果として、雪崩の流路の縁にそって堤防状

の岩屑の高まりが形成される。このような岩屑の高まりについては過去に報告例がないので、ここでは *avalanche (debris) levee* という用語をあてる。

*avalanche levee* は幅数mから10m, 高さ数10cm程度の微地形である。 *mudflow levee* に比べると, リッジはシャープさに欠け, 比高も小さいので識別するのは難しい。 *avalanche levee* を構成する岩屑は, それを形成した雪崩の流路内部に比べるとやや大きく, きわめて不安定に積み重なった堆積物である。

*avalanche levee* は No. 1 と 2 の *avalanche boulder tongue* に認められる。 No. 2 の *avalanche boulder tongue* では, その中央部に数列の *avalanche levee* があり, それらはすべて下方へ行くにしたがい, 左 (東) へと湾曲している。この *avalanche boulder tongue* は西側に遷急線を持つ非対称形を示し, 写真2に見られる残雪からもわかるように, 西側に形成される吹き溜り雪に進路を妨げられた雪崩が, 左へとそれてゆくことを示している。

*avalanche levee* を構成する礫のオリエンテーションは, 3箇所まで計150個計測した (後述) が, 長軸を *avalanche levee* の延長方向に向ける傾向が認められる。また, 雪崩の先端部では, 長軸を *avalanche levee* の延びる方向とそれに直行する方向にむけるものが混在し, 複雑な堆積構造をなす。

*avalanche levee* については, 調査例もなく, その形成については未知であるが, それが雪崩の流下経路や運動を示唆する事は確かである。さらに, おそらく数10年以内に発生した新しい雪崩の作用の結果とみられることから, 雪崩の頻度を推定する指標としても重要である。

**avalanche debris tail** *avalanche boulder tongue* の上には, 時折礫の背後に細長い尻尾状の岩屑の高まりをもつ微地形がみられることがある。これを Rapp (1959) は, *avalanche debris tail* (写真3) とよんだ。 *avalanche debris tail* は, 大きいために雪崩の

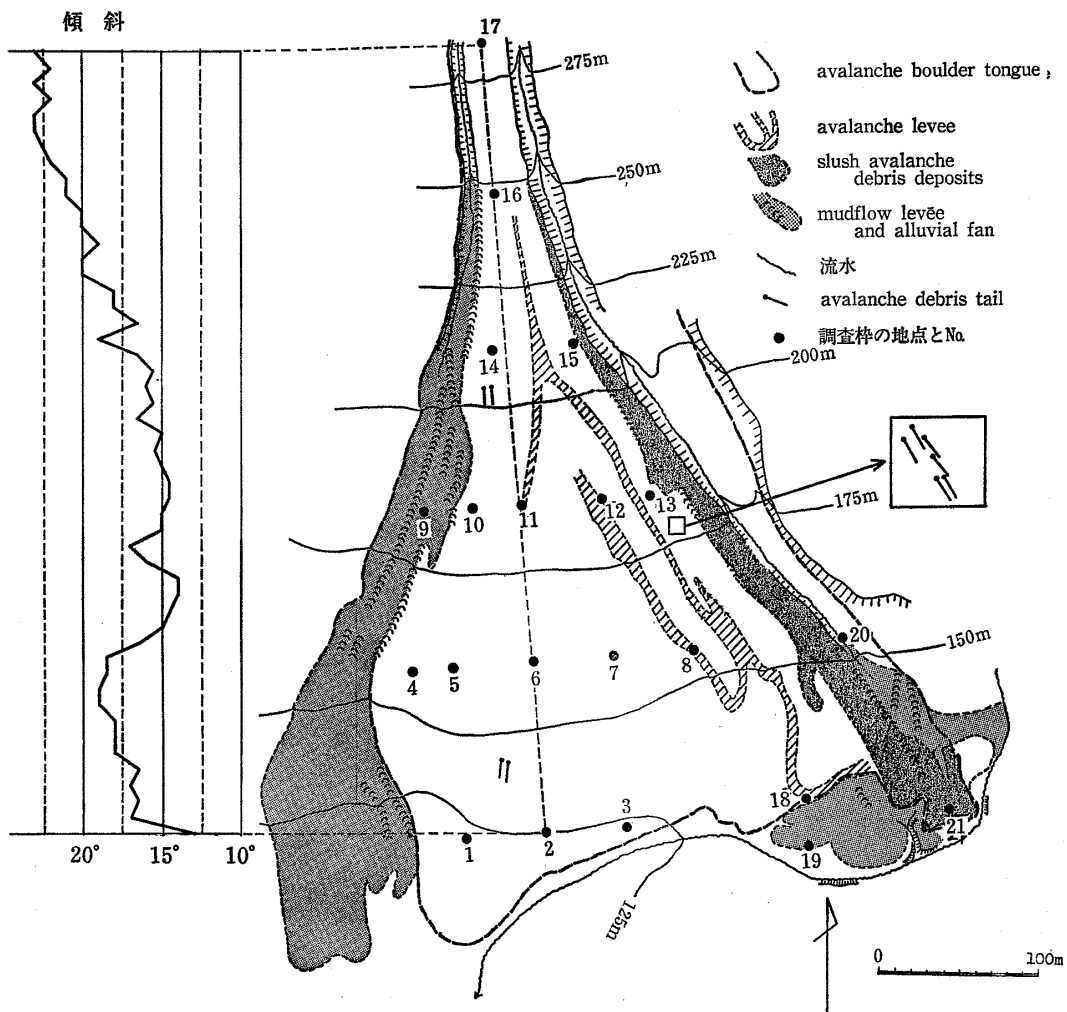


写真 3 *avalanche debris tail*

衝撃では動かないか、小さくてもその大部分が埋没して動かないか、いずれかの理由で固定された礫が頭部にあり、その背後により小さな岩屑が、数mから5mの長さで堆積したものである。尾は先端部に向かって漸次細く低くなってゆき消滅する。その規模は頭部の礫の大きさによってほぼきまるように見える。尾は直進的であり、その方向は雪崩の流下方向をあらわしている。固定された頭部の礫の表面には、雪崩の衝突によって生じた新しい剝離痕や擦痕が残されていたり、角がとれて丸みをおびているのが普通である。

その成因については2つの説がある。Potter (1969) は野外実験において、雪崩発生後、尻尾の部分に新に岩屑が供給された事実が認められたことから、それが雪崩の堆積作用によって形成されると考えた。一方、Gardner (1970) や Luckman (1977) は、avalanche debris tail の分布する場所が、avalanche boulder tongue 上で侵食が卓越する場所に位置していることから、固定された礫の背後の部分が雪崩の侵食から取りのこされてできる侵食地形としている。

当地域の avalanche debris tail は、ほとんど全ての avalanche boulder tongue でみることができる。第3図に示した avalanche debris tail は、その全てをプロットしたものである。



第4図 avalanche boulder tongue (No. 1) の微地形と礫の調査地点

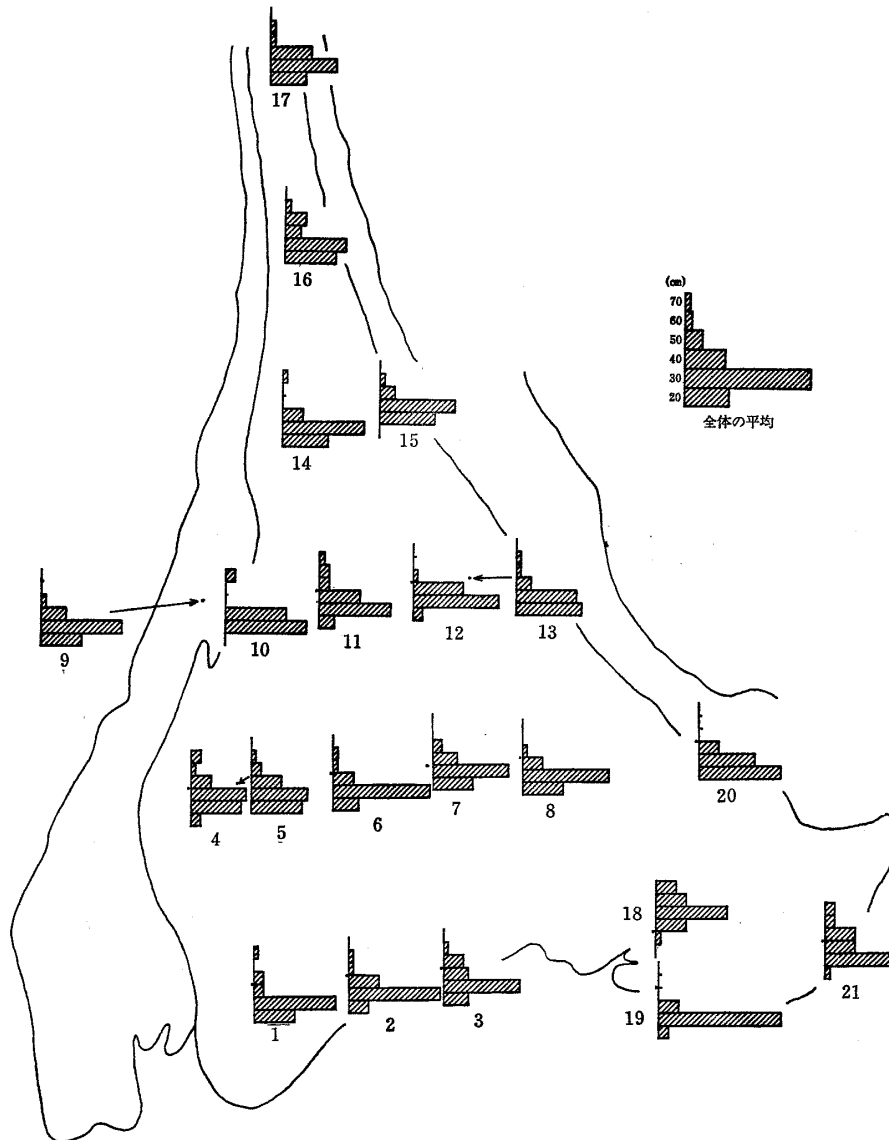


ないが、その分布は avalanche boulder tongue の中央部から頂部に偏在する傾向にある。この部分は、上方から落石や mudflow で供給された物質が一時的に堆積し、その後の雪崩によって再運搬される場所にあたる。つまり、雪崩の作用に限ってみれば、侵食の卓越する地域であることはほぼ間違いない。一方、No. 1 の avalanche boulder tongue では、末端近くにも avalanche debris tail が見られる。同地域が、主として雪崩の堆積作用の卓越する地域と考えられることから、その堆積作用によっても形成される場合があるとみることができる。なお Rapp (1959) も2つの作用を認めている。

急崖下、急斜面下には avalanche boulder tongue に類似した地形として、沖積錐、崖錐、岩屑雪崩の堆積物などが形成される。これらは、形態、ソーティング等でほぼ区別することは可能ではあるが、avalanche debris tail の存否は、その堆積物が雪崩によって形成されたか否か、あるいは、その作用を受けているか否かを明示する重要な指標とみることができる。

### 3. avalanche boulder tongue の構成礫の諸特徴

Merckollfjellet 南面の avalanche boulder tongue のうち、最も東に位置する No. 1 の

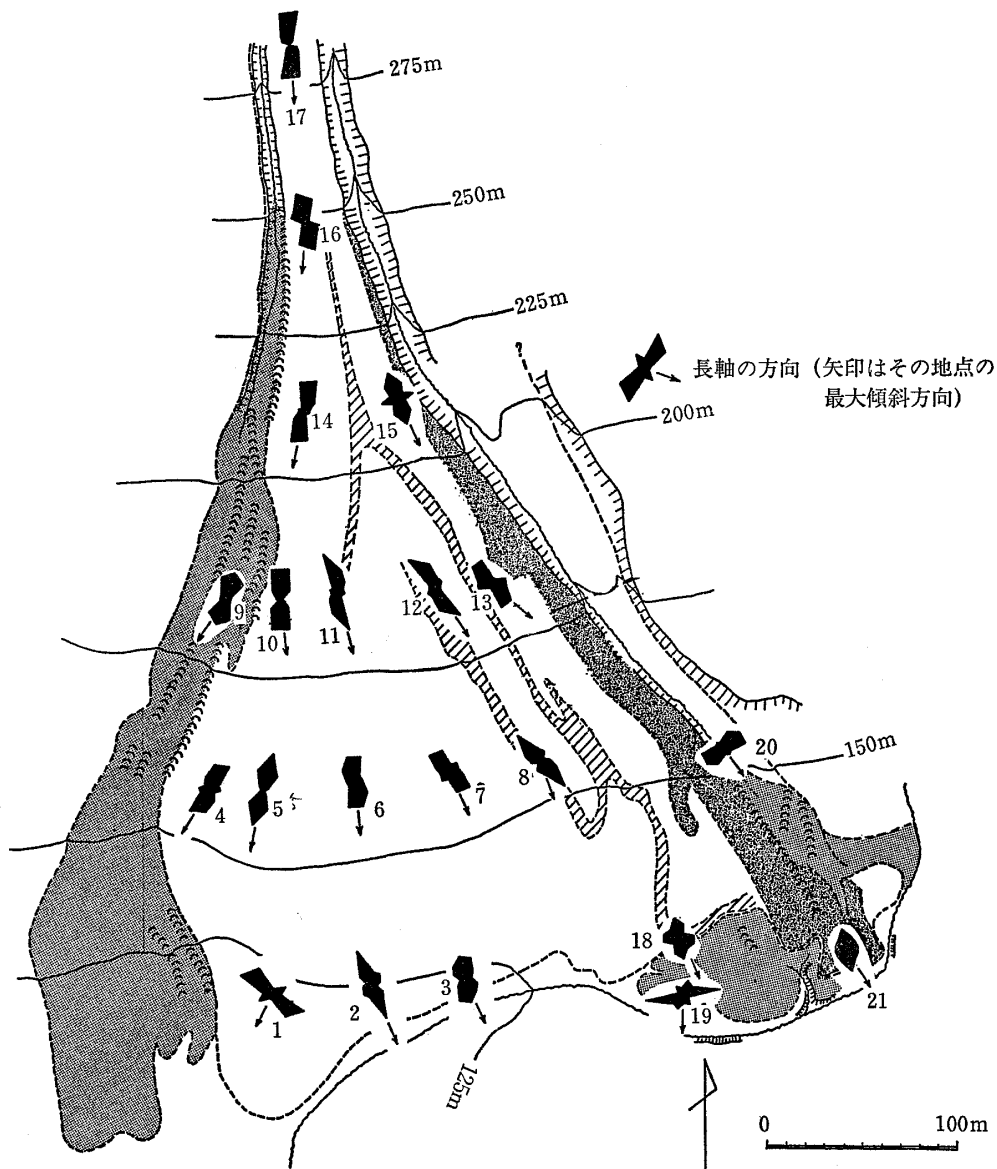


第5図 表面礫の礫径

avalanche boulder tongue において簡易測量を実施し、地図を作成するとともに礫の調査を行なった(第4図)。この avalanche boulder tongue は長さ560m、幅は最大315m、比高210mで、Reindaren では中規模のものである。傾斜は上部で23度、下方に行くにしたがい徐々に緩傾斜となってゆくが、末端部で再び急傾斜となる(第4図の左のグラフ参照)。avalanche boulder tongue の両側には、新旧の mudflow levee が発達しており、東側の縁に沿って流下する gully は、基盤岩まで下刻している。その下方には、gully から排出された礫が小扇状地を形成している。

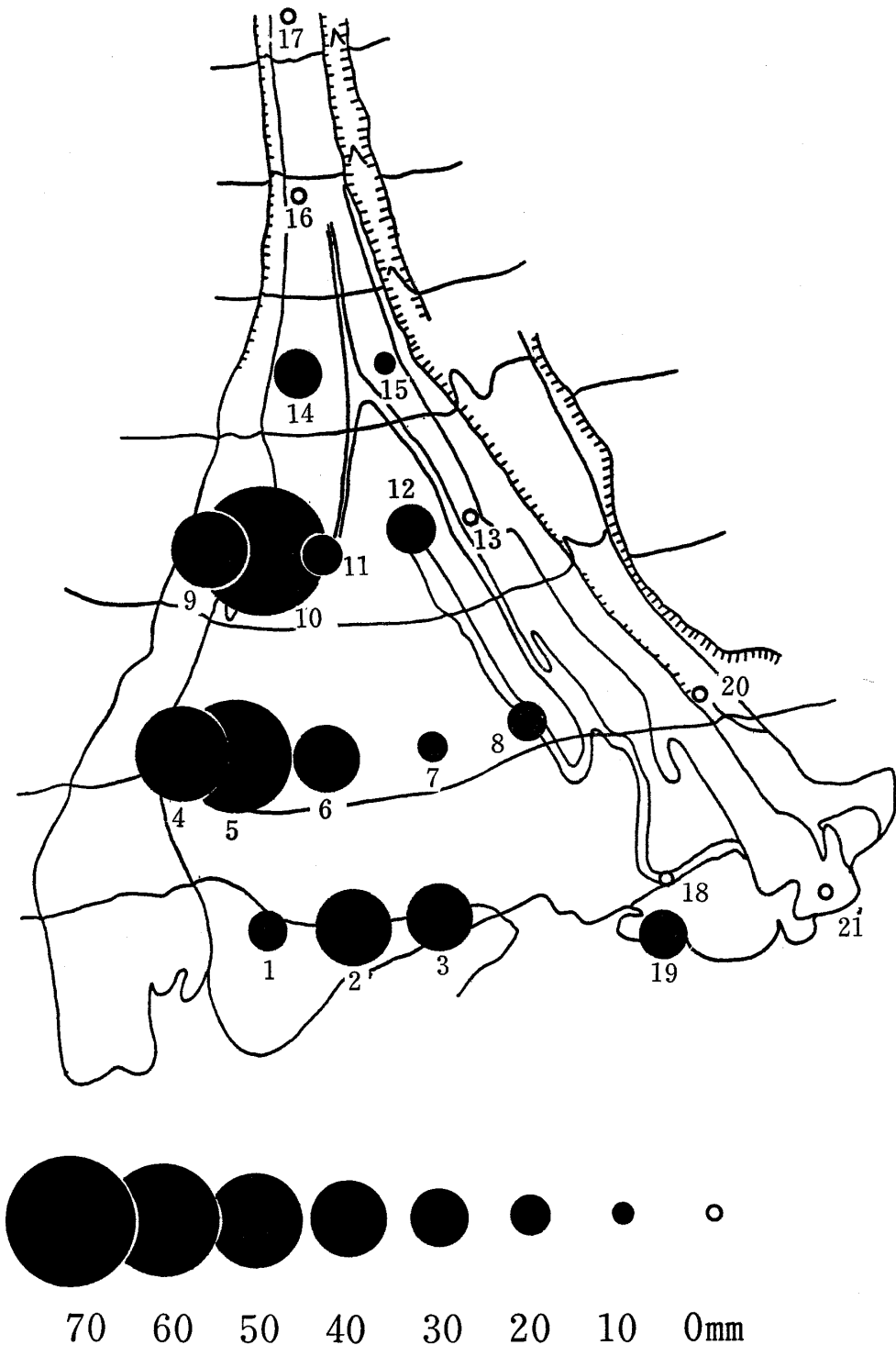
**礫の大きさ** この avalanche boulder tongue の21箇所で礫径の計測を行った。各地点で5m四方の測定枠を設け、大きい方から30個の礫について3軸を測定し、長軸の長さを10cm毎に階級区分し図示した(第5図)。調査地点番号の1~8、10~18は雪崩堆積物、そのうち8と12は avalanche levee である。21はスラッシュ雪崩の堆積物、9と20は現成の mudflow levee ないし流水堆積物、9は古い沖積錐の末端である。

avalanche boulder tongue は、他の堆積物に比べるとはるかに礫の淘汰が悪いとされてい



第6図 表面礫のオリエンテーション

るものの, *avalanche boulder tongue* の末端部と両側部分に大きい礫が集まる傾向があり, 特に末端部に巨礫が位置するという (Rapp, 1959, Potter, 1969)。礫径の分布をみると, 長軸の平均は, 20 で 30.9cm と小さく, 18 の *avalanche levee* で 56.1cm と大きい, その他の地点では 40cm 前後で礫径の差は大きくない。ただし 9 および 19, 20 などの *mudflow* ないし流水起源の堆積物は, 雪崩堆積物に比べるとやや小さい。雪崩堆積物の縁辺部に大きいれきが位置するのは, 大きい礫程運動エネルギーが大きいため遠くにまで到達することができるからであろう。しかし, 雪崩の規模は毎年大きく違うことが予想されるから, 必ずしもこのような傾向が顕著に表われるとは限らない。



第7図 地衣類の最大直径

**礫のオリエンテーション** 礫径の調査地点と同じ21地点で、各50個ないし100個の礫について、そのオリエンテーションを測定した(第6図)。図中には、各地点の最大傾斜の方向が矢印で記してある。1と18~21地点を除くすべての地点で、長軸の方向は最大傾斜方向によく一致する。1は、avalanche boulder tongueの末端に形成された雪窪の急傾斜な背面にあたるため、礫が二次的に移動したものと推定されるが明らかではない。19と20では、流水の影響がオリエンテーションにあらわれている。18は avalanche leveeの末端、つまり雪崩の停止地点にあたるのだが、複雑なオリエンテーションを示している。しかし、そのメカニズムは不明である。

雪崩堆積物のオリエンテーションが最大傾斜方向に一致する事実は、Potter (1969)も指摘している。その理由として考えられるのは、雪崩とともに落下してくる礫は転動しているが、それが停止直前に滑動に変わること、あるいは、雪崩デブリに取こまれた岩屑が融雪とともに表面に析出した後、二次的に残雪上をわずかに滑動するためであろう。

**地衣類の大きさの分布** 高山や極地に分布する地衣類は成長速度がきわめて遅いといわれる。成長速度は、環境条件の違いによって異なると考えられるが、ある程度均質な環境の場合、地衣類の大きさは、着生する礫が安定してからの相対的時間を知るための尺度として利用できる。したがって地衣類のコロニーの大きさは雪崩の発生頻度を示す指標となる。

礫の大きさ、オリエンテーションの測定地点と同一地点において、5m四方の測定枠内にみられる地衣類の大きさを計測した。地点計測方法は、地衣類のコロニーに内接する円を想定し、その直径を計測して大きさとした。第7図は、測定枠内にみられた最大の地衣類について、その大きさを示したものである。avalanche boulder tongueの頂部(16, 17)では、雪崩の通過頻度が高いためか地衣類は全く見られない。また、現在流水のあるgully内(20)でも同様である。さらに、新鮮な avalanche levee (18)や、スラッシュ雪崩の堆積物(21)でも地衣類はみられなかった。全体を見ると、地衣類は avalanche boulder tongueの西側の部分で大きく成長しており、東側で小さい。このことは、最近の雪崩が avalanche boulder tongueの東寄りの部分を通っており、中央より西側の岩屑の移動が不活発であることを意味している。近年、雪崩が東側だけを通っているらしいことは、新鮮な avalanche leveeがこの部分にだけみられるという事実からも確実である。

### III. Nordenskiörd Land の雪崩堆積物

#### 1. 分 布

Nordenskiörd Landには、多数の雪崩堆積物がみられる。空中写真の判読によって得られた Nordenskiörd Landの雪崩堆積物の分布を第2図に示した。このうち、AdventdarenとReindarenの一部の地域のものについては、現地調査を行ない確認したものである。同図では、雪崩堆積物を、通常の avalanche boulder tongueとスラッシュ雪崩の堆積物の2つに分けて示した。avalanche boulder tongueとスラッシュ雪崩の堆積物の判別は困難であるが、Merckollfjelletの南面にみられるような、上部に avalanche chuteかそれに類似の地形を持つ堆積物や、30度を越えるような急斜面下の堆積物を、通常の雪崩で形成された avalanche boulder tongueとし、通常の雪崩は発生しないような緩斜面の直下や、大きい谷の出口に位置するものをスラッシュ雪崩の堆積物とした。後者は、紡錘形に近い平面形を示すこと、堆積物の頂部が一般に谷の出口部分の河床よりやや高くなっていること、さらに時として空中写真で判読できるような巨大な avalanche debris tailがみられることなどから、扇状地や沖積錐

との区別は可能である。

同地域一帯に分布する多数の雪崩堆積物は、U字谷の谷壁基部の地形を特徴づける大きな要素となっている。その分布を見ると、Reindaren に代表されるような、大規模なU字谷の側壁下部に集中していることがわかる。一方、Adventdarenでは、下流部右岸の支谷である Bolterdaren や Todaren では発達がいよもの、本流沿いにはめだたない。Bolterdaren や Todaren は、Reindaren と同様に急峻なU字谷の谷壁が残されており、雪崩の発生に好条件を具えている谷である。逆に Adventdaren の本流沿いの斜面は、解析が進んでおり谷壁の傾斜も緩やかである。急峻な谷壁という条件に加え、当地域一帯には、前述のように台地状の地形が発達する。平坦な台地面と急峻な側壁の組み合わせは、台地上を吹送する風が雪粒を運び、台地の縁に雪庇を形成するのに都合のよい地形である。このような地形条件が雪崩の発生をうながし、avalanche boulder tongueを形成したとみることができよう。ただし、現成の氷河の存在する谷では、そのような地形条件が具わっていても堆積物の数が少なく、しかも規模が小さい。これは、雪崩によってもたらされる物質が、氷河によってベルトコンベア式に運搬されるため、顕著な堆積地形が形成されないからであり、雪崩作用の開始時間が新しいこと、またはその作用が微弱であることを示しているわけではない。このことは、現在氷河のない谷における雪崩堆積物の形成時期を考えるうえで注意する必要がある。たとえば、Reindaren の avalanche boulder tongue の体積は、一部の gully の側面に露出した堆積物の厚さからみても、供給源である上方の谷の規模に比べるとはるかに小さい。これは、avalanche boulder tongue の形成が始まった頃には、まだ Reindaren に谷氷河が存在していたことを示すものであろう。

## 2. avalanche boulder tongue の非対称形と卓越風

第2図に示した雪崩堆積物のうち、非対称形のものについては、その急斜面側を太い実線で示した。Merckollfjellett の南斜面の例のように、avalanche boulder tongue には、非対称形の横断面を持つものが多い。avalanche boulder tongue が非対称形に変化してゆくためには、その風下側に風蔭ができ、吹き溜り雪が形成されるくらいに avalanche boulder tongue が成長していなくてはならない。したがって、非対称形の avalanche boulder tongue は、ある程度以上の規模のものに限られる。

非対称形の原因と考えられる冬期の風向を、雪庇や残雪の分布から推定し、第2図に矢印で記入した。同図から Adventdaren と Reindaren にはさまれた山地を中心に、標高の高い地域では南寄りの風が卓越していることがわかる。これは、当地域の上空の卓越風向を示している。上空の風系は、地上では地形の影響を受け、複雑に変化する。南北方向の谷では谷底を南風が吹き抜けるが、それ以外の走向をもつ谷では、風系が地形の影響を受け不規則である。それにともない、雪崩堆積物の急斜面側の方位も場所によって様々である。Reindaren の avalanche boulder tongue についてみれば、谷の左岸側（北側）に分布するもののほとんどが西側が急であり、東風が卓越することを示しているのに対し、右岸側では逆の傾向をみせる。さらに、Reindaren では、隣接する2つの avalanche boulder tongue で急斜面の方向が逆になるものが2例みられる。2例とも2つの堆積物が接し、しかも急斜面が向きあっている。2つの堆積物の間が積雪で埋積される結果、このような地形が形成されるとも予想されるが、成因については今後の課題である。

冬期の風向は、雪崩発生に関わる原因のひとつである吹き溜り雪や雪庇の方位分布を規定する重要な因子である。また、当地域において、雪崩の作用は地形形成作用のひとつとして無視できないものがある。従って、冬期の風系を知ることは、U字谷壁の開析や avalanche

boulder tongue の分布や形成を考えるうえで重要である。しかしながら、当地域の地上風系や積雪の分布を知ることは、観測地点がないこと、冬期は極夜で観察が難しいこと、初夏は河川の増水で行動が制限されるなどの理由で困難である。この点も今後の課題となろう。

## 謝 辞

本研究を実施するにあたり、教育社（東京）には多大な援助をいただいた。また、現地調査では、日本スバルバル調査隊の諸氏の御助力を賜わった。またロジスティクの面では、ノルウェー極地研究所（Norsk Polarinstitutt）の御協力があった。以上の諸氏、諸機関に謝意を表わす次第である。なお本稿は、日本地理学会1989年度春季学術大会において発表した内容に加筆したものである。

## 参 考 文 献

- Ahlman, H. W. 1933 : Glacier of Spitsbergen. Geogr. Ann. Arg., 315. 163 pp.
- Gardner, J. 1970 : Geomorphic significance of avalanches in the Lake Louise Area, Alberta, Canada. Arctic and Alpine Res., 2-2, 135~44.
- Hisdal, V. 1985 : 「Geography of Svalbard」 Norsk Polarinstitutt, Oslo, 75pp.
- Jahn, A. 1960 : Some remarks on evolution of slopes on Spitsbergen slope. Zeit. fur Geomorph., Supp., Band I, 49~58.
- Jahn, A. 1967 : Some features of mass movement on Spitsbergen slopes. Geogr. Ann., 49A, 2-4, 212~225.
- Liestøl, O. 1977 : Pingos, springs and permafrost in Spitsbergen. Norsk Polarinstitutt Arbok, 1977, 7~29.
- Luckman, B. H. 1977 : The geomorphic activity of snow avalanches. Geogr. Ann., 59A, 31~49.
- Major, H. and Nagy, J. 1972 : Geology of the Adventdaren map area. Norsk Polarinstitutt Skrifter, Nr. 138, 58 pp.
- Matthes, F. E. 1938 : Avalanche sculpture in Sierra Nevada of California. Bull. Int. Assoc. Scient. Hydrol., 23, 631~7.
- McCabe, L. H. 1939 : Nivation and corrie erosion in West Spitsbergen. Geogr. Journ., 94-6, 447~65.
- Nordenskiöld, A. E. 1876 : Sketch of the geology of Ice Sound and Bell Sound, Spitsbergen. Geol. Mag., 3-2.
- 小野有五, 松岡憲知, 下川和夫, 沢口晋一 1989 : スピッツベルゲン島, ラインダーレンのピngoと季節的凍結丘。日本地理学会予稿集, 35, 278~9.
- Ono, Y., Shimokawa, K., Sawaguchi, S. 1990 : An outline of the geomorphological expedition to Svalbard, 1988-1989. in 「The Japanese scientific expedition to Svalbard, 1983-1988」 Tatumi. T. ed., Kyouikusya, 217~34.
- Potter, N. 1968 : Tree-ring dating of snow avalanche tracks and the geomorphic activity of avalanches, northern Absaroka Mountains, Wyoming. Geol. Soc. Amer. Spec. Pap., 123, 141~65.
- Rapp, A. 1959 : Avalanche boulder tongue in Lappland. Geogr. Ann., 41, 34~48.
- Rapp, A. 1960 : Talus slopes and mountain walls at Tempelfjorden, Spitsbergen. Norsk Polarinstitutt Skrifter, Nr. 119, 96 pp.
- 下川和夫, 高橋伸幸, 武藤晴達, 吉川謙二, 沢口晋一 1989 : スピッツベルゲン島, ラインダーレンの avalanche boulder tongue について。日本地理学会予稿集, 35, 276~7.