

# 多雪景観の分布からみた 東北日本の自然領域区分

下 川 和 夫

## はじめに

東北日本には、出羽山地－朝日・飯豊山地－越後山脈（日本海側山地）、奥羽山脈（脊梁山脈）、北上山地－阿武隈山地（太平洋側山地）の3列の山地が並列している。これらの山地は、冬季の卓越風向にはほぼ直交する方向にのびているため、東西方向での積雪の変化が著しい。積雪の多寡は植物の生活型や分布を規定し、山地に働く地形形成作用の性質やその効果を決定する。したがって東北日本では地形や植生などの自然景観が、積雪の多寡に対応して東西方向で変化するものと予想される。そこで本研究では、東北日本の数ヶ所で現地調査を実施し、気候地形学的見地から、多雪山地に働く地形形成作用の性質と雪食地形の諸特徴を明らかにするとともに、多雪地の植生の特徴、ならびにその成因を考察し、数葉の景観図や地形分類図にまとめ示した。また、現地調査で明らかになった地形と植生の諸特徴を基準として空中写真の判読を行い、雪食地形と多雪植生の分布図を作成した。ここにこれららの分布図をもとにして、東北日本の自然領域区分を試みた。

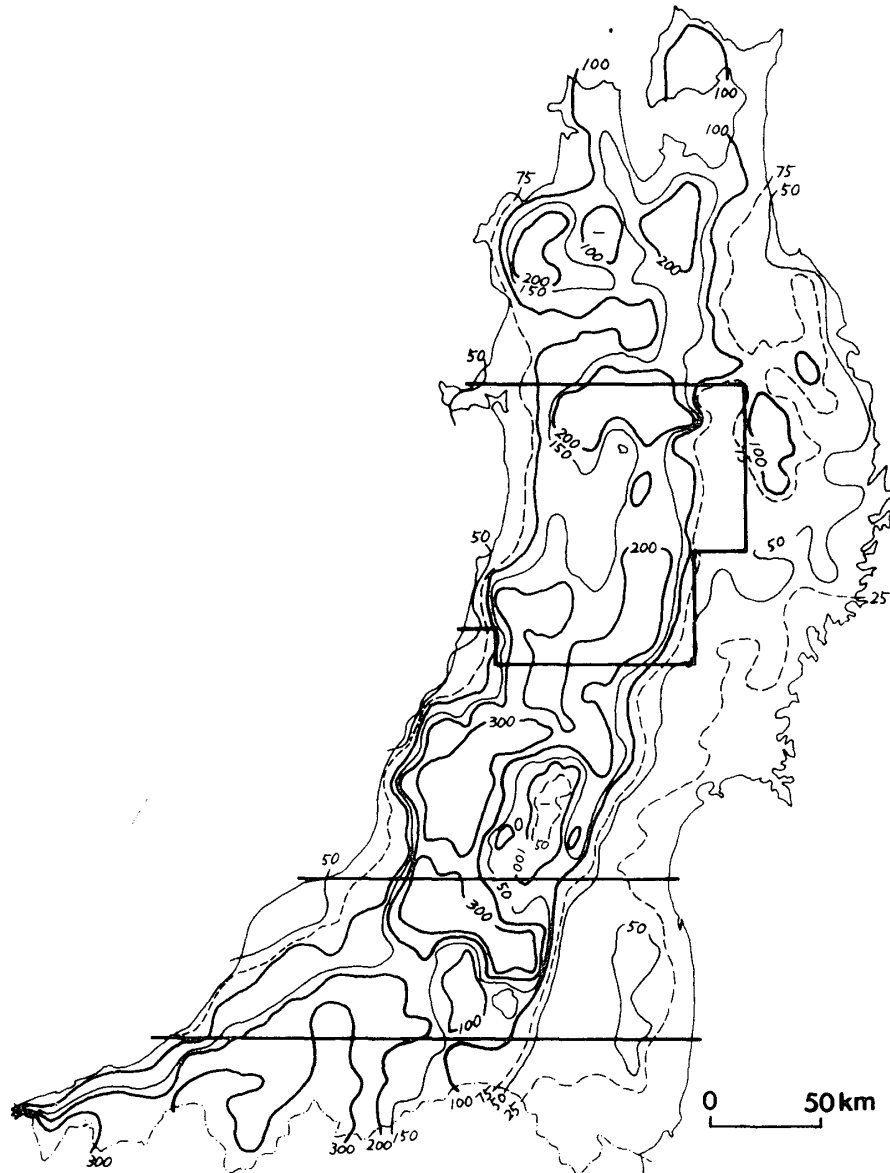
## I. 東北日本の積雪分布

既存の資料を用いて、地形および植生景観の形成に最も影響すると推定される最大積雪深の分布図を作成した。東北日本に限らず、日本では積雪に関する資料は必ずしも充分とはいえず、とくに山地における実測値は全く欠落している。その中で、農業総合研究所積雪地方支所のデータをまとめた小島（1975）の分布図は、東北の6県全域を同じ精度で網羅し、観測地点も2千ヶ所以上と多く、最も信頼できるもののようである。ただし、この分布図でも、山地の積雪値は山麓部の観測点の値から推算されたものである。新潟県については、新潟県（1969～79）の資料から作成した分布図（下川，1982）を用い、前者と合わせ一枚の分布図に編集した（第1図）。

第1図から東北日本の最大積雪深の分布の特徴は次のとおりである。

1. 概して奥羽山脈より西で多雪、東側で寡雪である。ただし日本海側の平野部や内陸盆地の一部では、積雪50cm以下の地域があり、奥羽山脈の東側の一部より寡雪である。しかし、岩手県南部の焼石岳や栗駒岳付近以南では、奥羽山脈の東側斜面に沿って等深線が密集しており、とくに福島県北部の吾妻山、安達良山の東側山腹斜面では、それが顕著である。したがって奥羽山脈は積雪分布からみて、明瞭な境界、つまり一種の気候区界といえることができる。

2. 積雪は山地で多く低地で少ない。一般に積雪は、降雨量と同様に海拔高度に比例して増加することが知られており（五百沢，1967）、山地は積雪分布に影響を与える重要な気候因子である。東北地方では、30～50cm/100mの増加率を示すところが多い（小島，1975）とされて



第1図 東北日本の最深積雪分布図  
小島(1975), 下川(1982)による。太枠内が調査範囲。

いるが、増加率は均一ではなく、八幡平や八甲田山に比べると、山形県の日本海側に位置する朝日、飯豊連峰や、越後山脈で大きい。

3. 積雪深が3 mを超える最深積雪地は、山形県の月山から朝日山地、飯豊山地から吾妻山、越後山脈から三国山脈にかけての3ヶ所で、主として日本海側の山地と脊梁山脈の一部に分布する。また、それらのすべてが山形県以南のみに分布することから、東北日本の南部は同北部に比べ、より多雪傾向にあることがわかる。これは周知のとおり、積雪量が水蒸気の供給源である日本海の幅に関係するからである。

山地の降雪は、通常強風を伴うため、山地積雪は地形に対応してきわめて複雑な分布を示す。したがって小縮尺の分布図では、細部に至る詳細な分布を表現することはできない。もっとも山地の積雪データ自体僅少であり、大縮尺の積雪分布図が作成されている例は稀である。ここに示した図は、積雪分布の概要を知る目的と、地域相互の比較に用いることとし、多雪植生及び雪食地形の形成条件のひとつとしての積雪深を、数値で捉えようとするものではない。

## II. 多雪山地の植生景観の成因と諸特徴

### 1. 積雪の作用と植生

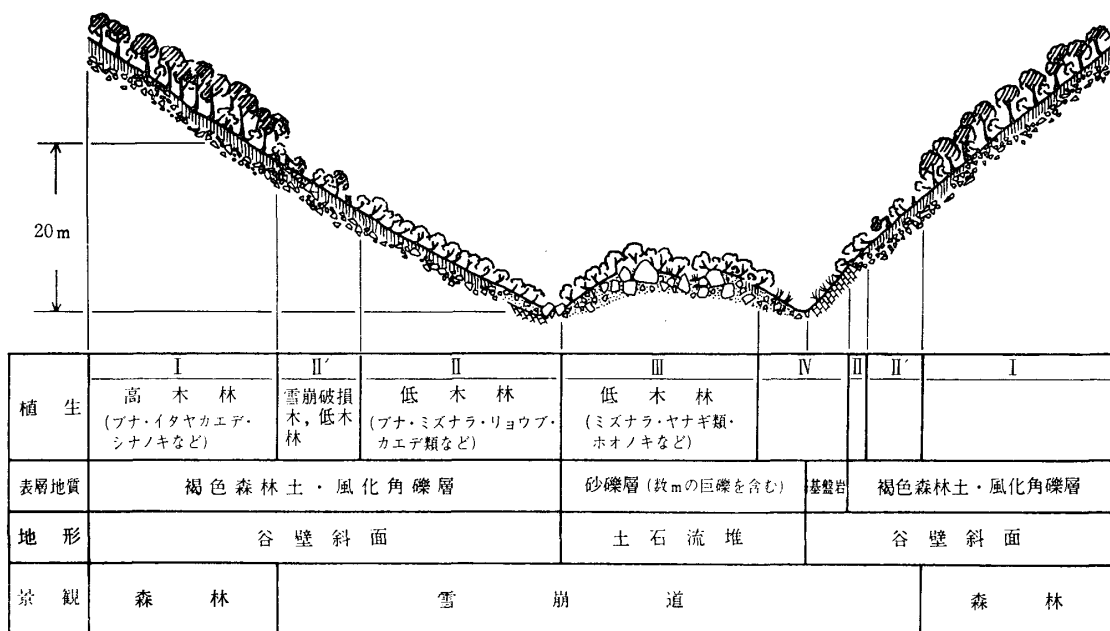
積雪は植物に対し、物理的、生理的に影響を及ぼし、その分布や生活型を大きく規定する(酒井, 1976)。積雪層が垂直方向に沈降したり、水平的に移動する際に生じる雪圧は、植物に対して物理的破壊力として作用する。とりわけ雪崩や積雪の底面滑り(グライド glide)の発生する急斜面では、樹木の幹枝が折損、変形をこうむる結果、根曲りや匍匐型の低、かん木が卓越する場合が多く、高木林は成立しにくい。同様に、緩斜面であっても多雪地では、積雪の沈降や匍行(クリープ, creep)が、積雪の生長を阻害するため、低、かん木林となる場合も多い。また、多雪地で雪が吹き溜りをつくる場所や、雪崩デブリの集積地では、長期に亘る積雪期間が植物の生育期間を制限するため、そこに分布する植物の種が限定される。稜線直下の吹き溜り斜面に生じる雪田植生や、雪崩デブリの集積する谷底部の高茎草原などは、積雪期間の長さを主因として生じた残雪植生である。

以上のような多雪を原因として生じた植生景観は、積雪の分布と密接な関係にある。東北日本の各地で実施した観察をもとに、多雪山地の植生の諸特徴について述べる。

### 2. 雪崩道の植生

#### (1) 表層雪崩の発生する斜面

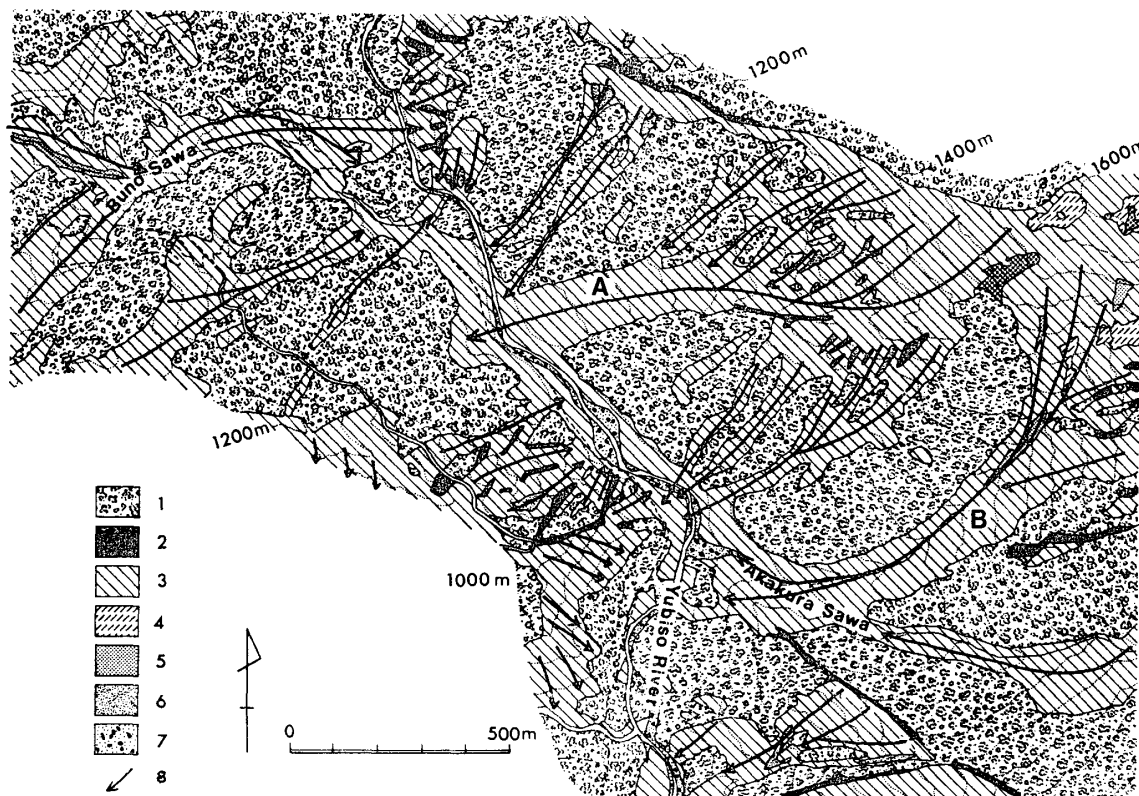
冬季に積雪下に埋没しない樹木は、雪崩が通過する際に、その衝撃力によって根返り、樹幹の折れなど、致命的な損傷をこうむることがある。雪崩は一定斜面に繰り返し発生することが多いので、雪崩の通り道にあたる森林は、やがてことごとく破壊され、いわゆる雪崩道が形成される。表層雪崩の雪崩道の一例として、三国山脈、マチガ沢の景観断面図を示す(第2図)。第2図で雪崩道の範囲は、谷壁斜面上の高木林と低木林の境界の内側とみられる(下川, 1983)。低木林は、現河床沿いや土壌の発達が悪い岩塊斜面、残雪の周辺、グライドの卓越する斜面にも卓越するので、谷壁斜面の下部から谷底部の低木林の成因を検討する必要がある。高木林(I)と低木林(II, II')は、ともに直線的な縦断面を示す谷壁斜面上にあり、この境



第2図 表層雪崩の雪崩道景観(谷川連峰・マチガ沢)

界の上下で地形的差異はなく、また積雪量にきわだいた違いがあるとは考えられない。したがって、低木林の部分に限ってグライドが卓越し、高木林の成立を阻害しているとは考えられない。また、谷壁斜面は、ふつう数10cmの褐色森林土におわれ、その下に数10cm～1m前後の角礫層がみられる。部分的には土壌を欠き、角礫層が斜面をおおう場合もあるが、そのような場所にも高木林は成立しているので、表層物質の相違も低木林の成因にはなっていない。したがって、谷壁斜面下部の低木林は、雪崩によって生じたとしか考えられない。高木林との境界付近には、しばしば雪崩によって生じた倒木等がみられ、このことも低木林の成因が雪崩であることを裏づける。雪崩道低木林の組成は、ブナ林の低木層を構成する樹種と類似しているが、ミズナラ、ホノノキなど先駆的樹種が混入することが多い。それらはすべて、根曲りや匍匐した樹型を示し、多くが梢部や枝を雪崩に切り取られたり、樹幹に傷痕をもっている。

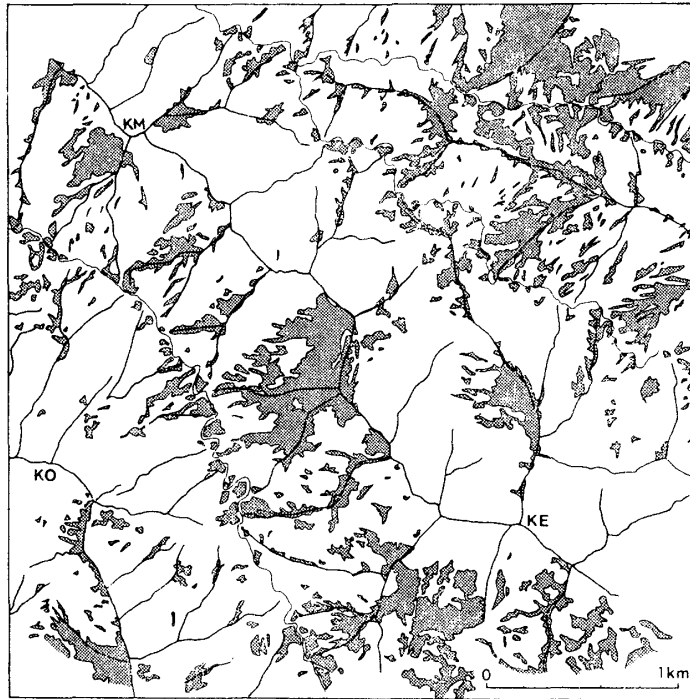
このような雪崩道は、多雪急峻山地ではごく普遍的にみられる。第3図は三国山脈、湯桧曾川上流の相観植生図である。この図にみられる低木・かん木林の大半が雪崩道である。高度



第3図 谷川連峰・湯桧曾川上流域の植生と雪崩道

- 1：ブナの高木林 2：キタゴヨウ・クロベ林 3：低木・かん木林  
4：草地 5：笹原 6：露岩 7：礫原 8：雪崩の流下経路

差が大きい斜面では、大規模な雪崩が発生しているものとみられ、広大な雪崩道が形成されている。AやBの沢では、雪崩道の幅が150mにも達する。A沢では、750mの比高の斜面を走り下った雪崩が、湯桧曾川の河床を越えて対岸へ駆け登り、河床から比高100mの高さまでの森林を破壊している。また、B沢の雪崩は、赤倉沢合流点で沢の屈曲部を直進し、比高50mの支尾根を乗り越え湯桧曾川へ達することが予想される。このような雪崩の運動は、飛弾山脈の黒部峡谷や北海道の狩場山など、寒冷地域で報告された爆風を伴う煙り型の雪崩（清水弘ほか、1973、小野寺、1978）のそれに類するものである。黒部や北海道に比べ、より温暖で湿雪の降る地域でも、煙り型の高速度雪崩が発生し、その特殊な運動によって広大かつ直進的な雪崩



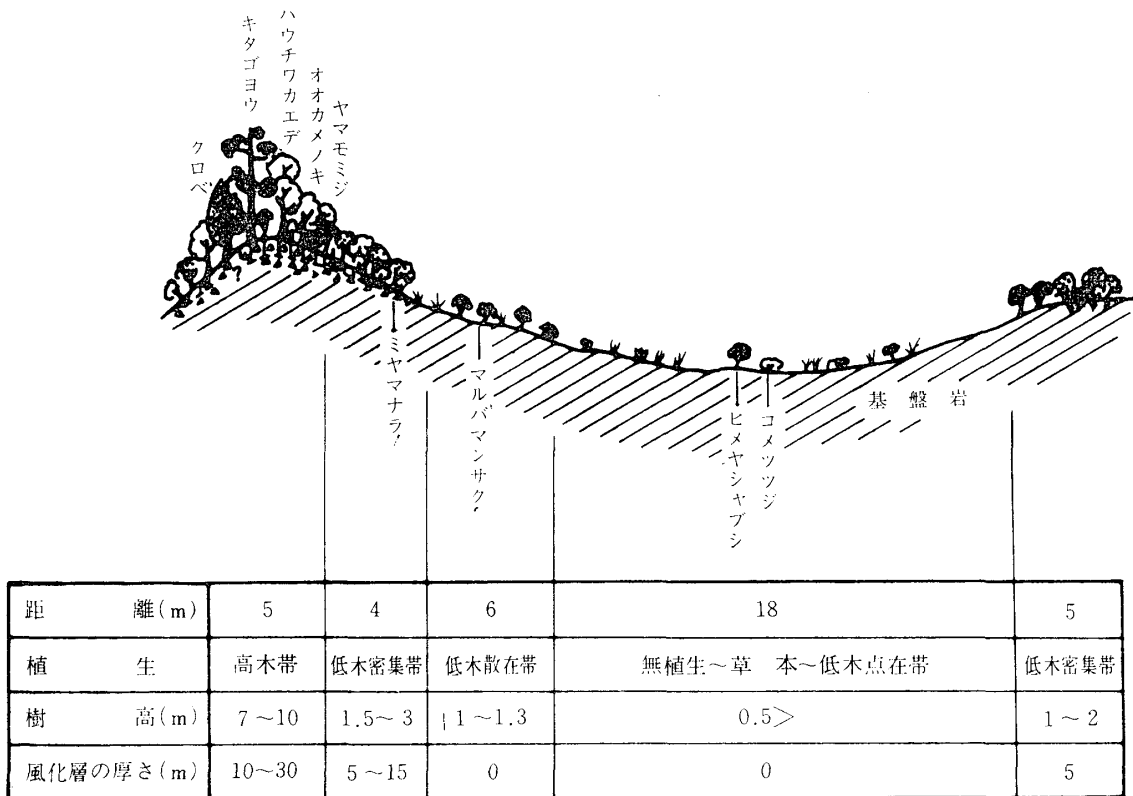
第4図 越後山脈北部・下田山塊の高木林の分布  
KM：コマアナ山，KO：光明山，KE：毛無山

道が形成されている事実は、多雪地域の景観の成因を考察してゆく上で注目に値する。

表層雪崩は、急斜面や谷沿いに発生する頻度が高いので、多雪な壮年山地では森林の分布が緩傾斜面と尾根筋に限定されることが多い。このような森林分布は、越後山脈、飯豊山地、神室山地などに模式的に発達しており、多雪急峻山地における植生景観の特徴のひとつとなっている。その一例として、越後山脈北部の下田山塊（新潟県）のブナの優先する高木林の分布を示す（第4図）。下田山塊は主として第三紀層で構成された急峻な満壮年山地で、日本の最深積雪地帯のひとつでもある。ブナの高木林は全体の3割弱の面積を占めるにすぎず、しかもその分布は断片的である。高木林は、尾根沿いと斜面上部に分布するものと、谷底部に分布するものの2群に分けられる。第8図に示した同地域の地形分類図と対照させると、前者は河食や雪食の及ばないやや緩傾斜な凸型斜面、後者は段丘面や崖錐、沖積錐等の堆積地形上に分布するものであることがわかる。その他の斜面では、雪崩やグライドが卓越するため森林が成立せず、広く低、かん木林となっている。高木林の分布を方位で見ると、ほぼ北西-南東方向に走る稜線の南西側に偏り、北東-南西方向の支稜線では北西側の稜線近くに分布するが多い。以上のような高木林の分布を規定する要因は、第一にこの地域に卓越する北西風によって生じる積雪分布の不均一性、第二に積雪の可動性に関与する斜面の傾斜である。当地域をはじめとする越後山脈から飯豊山地にかけての日本で最も多雪な山地における高木林の分布は、主として方位、傾斜という2つの地形的、地理的条件によって生じる積雪環境の相違に支配される傾向にある。

## (2) 全層雪崩の発生する斜面

全層雪崩は、積雪の全層が地表面を滑り面として滑落する現象であるため、地表をおおう全ての植被に対し、破壊作用として働くだけでなく、地表面の侵食をも行なう。全層雪崩が常習的に発生する斜面は、土壌、風化物質が除去されるため、植物にとってはきわめて棲みにくい



第5図 全層雪崩常習斜面の景観断面図(谷川連峰, 一ノ倉沢)

環境下にある。全層雪崩の頻発する斜面の景観断面図を第5図に示す。全層雪崩の影響を受けない尾根筋には、数10cmの風化物質が残されている場合が多く、キタゴヨウ、クロベなどの針葉樹と、カエデ類、ブナ、オオカメノキ、リュウブなどの広葉樹が、高木、亜高木林を形成する。風化物質の層厚は、雪崩道の中央に向うにつれて漸次薄くなってゆき、それに伴って樹高が低くなり、また植被率も小さくなってゆく。雪崩道の中央部では、全層雪崩の侵食作用によって土壌は皆無で基盤岩が露呈している。多雪山地の露岩地は、その大半がアバランチ・シュート(avalanche chute, 後述)やそれに類する全層雪崩を起源とするものであり、多雪景観の主要な要素のひとつである。このような露岩地には、ミヤマナラ、マルバマンサク、ヒメヤシヤブシ、コメツツジなど、限られた種から構成される低、かん木林が基盤岩の凹部のように、雪崩の衝撃を受けにくい部分の節理に根を下ろしている。これらの樹種は、雪圧に対し可塑的に変形することができるため、極端な匍匐型を示す。また、幹枝はきわめて弾力に富んでいるので、雪崩の衝撃を受けながすことも可能である。以上のように、雪崩道の中央部と尾根筋の間では、雪崩の衝撃力の大小を反映した樹木の棲み分けがみられる。

### 3. 積雪のグライドの発生する斜面の植生

谷壁斜面下部や稜線直下の吹き溜り斜面など、多雪ではあるが斜面長や傾斜などの地形要素が、雪崩の発生条件を満たさない斜面では、積雪は重力によって徐々に下方へ滑り下りてゆく。グライドによって生ずる移動雪圧は、全層雪崩と同様、樹木に対し物理的破壊力として作用するため、高木の生育を許さず、弾力性のある低木やかん木だけの群落を形成する。また森林限界以高では、グライドの作用によって高茎草原が生じることもある。

第3図でA沢右岸の尾根直下は、冬季にこの地域に卓越する北よりの風によって生じる積雪の吹き溜り斜面に相当する。吹き溜り雪の一部は雪崩となって落下し、下方斜面に雪崩道を形

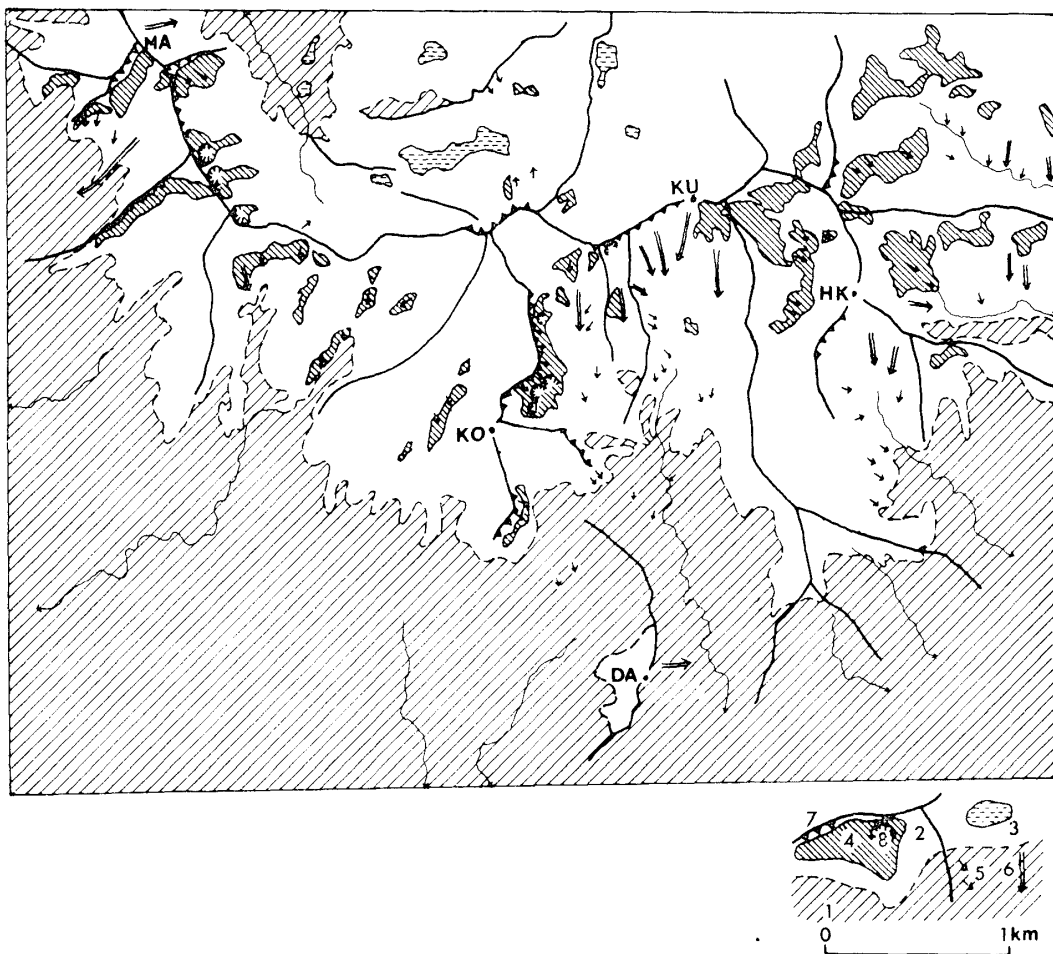
成しているが、その他の部分では、厚い吹き溜り雪がグライドすることで、そこに高木を欠いた低木、かん木だけからなるゾーンを形成している。この低木帯は、吹き溜り斜面に一致するため、尾根直下に稜線に平行する帯状の分布を示す。グライドに起因する低、かん木林の構成樹種は、全層雪崩の発生する斜面のそれとほとんど共通であるが、一般に植被率は高い。

グライドの卓越する斜面は、稜線直下以外に、第3図では湯桧曾川やその他の小谷の谷壁下部にも普遍的に分布する。谷壁下部では、谷を埋積した積雪が流水によって急速に融けてゆくのにしたが、谷壁の積雪層が下部の支えを失って下方へ滑落してゆく。一般に河川の攻撃斜面は急傾斜であるために、稜線直下の吹き溜り斜面同様、グライドが発生しやすく、しかも滑落距離が長いことが多い。

#### 4. その他の多雪植生景観

##### (1) 残雪植生

稜線直下や凹地など龐大な量の雪が蓄積される斜面や、雪崩デブリの集積する谷底では、積雪の絶対量が多いため残雪期間が長期に及び、いわゆる残雪植生が生じる。残雪植生の成因は、一般に長い残雪期間とされているが、谷底付近では雪崩によって二次的に堆積した密度の大きい雪塊が、グライドすることによって物理的に本木類を破壊する結果、草木類を主体とする群落を形造る。このような成因をもつ植生を雪崩型残雪植生とよぶ。同様のことは雪窪地形



第6図 栗駒山の多雪景観図

- 1 : 高木林 (ブナ帯) 2 : 低木, かん木林 (偽高山帯)  
 3 : 湿原 4 : 残雪植生 (雪田植生) 5 : 積雪のグライド  
 6 : 雪崩 7 : 非対称山稜 8 : 雪窪

(後述)の背面でも観察される。

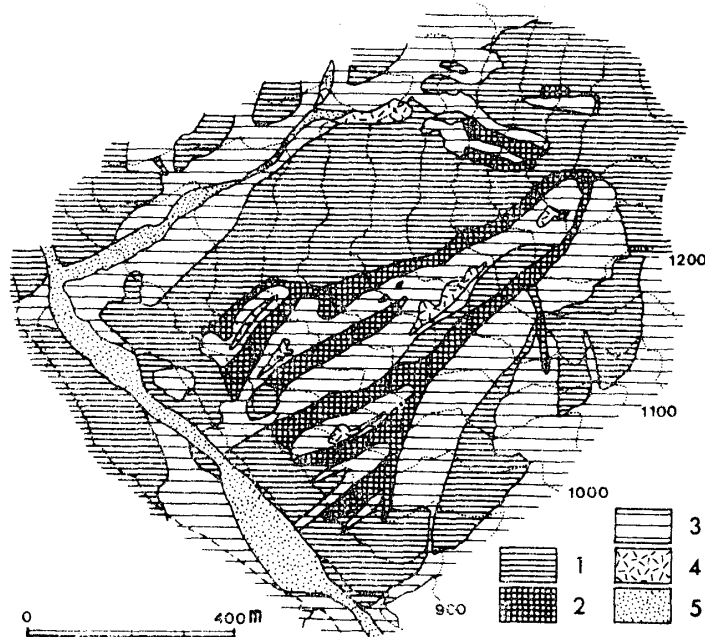
一般に稜線直下で夏季まで雪田が残存する場所は、緩傾斜面で排水が不良なため泥炭が形成されることが多いので、好湿性の草木、矮性かん木などからなる雪田植生が群落を展開する。また、谷底の雪崩デブリの集積地には、オオイタドリ、トリアシショウマ、ヨブスマソウなどを構成種とする高茎草原が形成される。雪崩デブリ集積地は、岩屑や崩積土からなる崖錐状の地形を呈することが多く、多雪であるにもかかわらず排水が良好なため、雪田植生とは全く趣きを異にする景観をあらわす。雪崩デブリ集積地にみられる高茎草原は雪崩型残雪植生の典型である。

第6図は岩手、秋田、宮城三県の県境に位置する栗駒山の多雪景観分布図である。栗駒山には、多雪環境をあらわす多様な景観が展開しているが、奥羽山脈に多数形成された他の新期火山と同様、開析が充分には進んでおらず、急傾斜な山腹斜面の卓越する越後山脈や三国山脈等の例(第3図～第7図)とは大幅に異なる多雪景観をあらわす。栗駒山では、中腹以高に広大な火山原面が広がっており、標高1,000～1,300mより上は、ミヤマナラ、ミネカエデ、マルバマンサクや多種のツツジ科の低木で構成された、いわゆる偽高山帯植生(四手井, 1956)におおわれている。ここでは偽高山帯低木林の樹高は、尾根上よりむしろ谷沿いで高い。同地域の冬季卓越風の方向は、偏形樹の方位測定の結果、ほぼ真西と推定されるが、大地森山頂部では、風上にあたる山頂の西側斜面にだけ低木林が分布している。偽高山帯の成因は、多雪による雪圧害によるとする説(四手井, 1956)が主流をなすが、栗駒山の例は、尾根筋の偽高山帯植生の成因が強風にあることを示している。そして同地域の景観の最も顕著な特徴は、栗駒山、東栗駒山、<sup>まぐさ</sup>秣岳などの位置する主稜線沿いに、雪田植生が広く分布することである。それらはずべて、冬季卓越風の風下側にあるため東向き斜面に位置している。雪田植生の周縁部では、ササや低木が根こそぎ引き抜かれていることがあり、この部分でグライドが盛んであることを示している。同様の現象は、筆者によって八幡平、飯豊山地、越後山地などで多数観察されており、グライドが植生の破壊作用、地形形成作用として有意であることがわかる。また、主稜線に沿って雪窟が形成されており、秣岳東方や虚空蔵山付近などの東側斜面には、雪田植生におおわれた小規模な雪窟が並列している。一方、季節風の風下側に位置する急斜面には、数ヶ所で雪崩道が形成されているものの、同地域の景観を特徴づける程には多くない。雪崩斜面(後述)の発達も不良であるが、谷底近くの谷壁斜面には、グライドの侵食によって生じたとみられる直線的な斜面が数ヶ所で観察される。しかし、アバランチ・シュートは全く分布しない。

## (2) 尾根筋の針葉樹

多雪地帯の山地帯から亜高山帯下部にかけての高度帯では、尾根筋にクロベ、キタゴヨウ、スギ、アカマツ等の針葉樹がみられることがある。針葉樹の生育する尾根筋は、通常土壌が薄く、場合によっては風化した基盤岩がむき出しになっていることも多い。針葉樹林は、このような貧栄養地に成立した一種の土壤極相とする見方がある。一方、積雪環境に着目すると、尾根筋は積雪が浅く、しかも雪崩やグライドの影響をうけないので、形質的に匍匐型になりにくいといわれる針葉樹が生育するには有利な環境にある。第7図は三国山脈、白毛門山の西向斜面の植生図である。谷沿いには全層雪崩が多発するため、低木におおわれた雪崩道が形成されている。ブナの高木林は、当地域に卓越する北西季節風の風上側、主として北西向き斜面に分布する。また、キタゴヨウとクロベからなる針葉樹林は、雪崩道にはさまれた尾根筋を忠実にたどり、帯状に分布している。これらの針葉樹は、寡雪地から多雪地にむかうにつれて、尾根筋に限って目立つようになり、越後山脈等の最深積雪地域では、尖鋭な尾根にのみ分布する。この事実は、針葉樹の存在自体はその場所が局地的に寡雪地であることをあらわすが、同時に





第7図 谷川連峰・白毛門山西斜面の植生  
 1：ブナの高大林 2：キタゴヨウ・クロベ林 3：低木，かん木林  
 4：露岩 5：礫原

尾根筋以外の場所が多雪であることの指標とみることができる。

### Ⅲ．多雪山地の地形の成因と諸特徴

#### 1. 積雪の作用と雪食地形

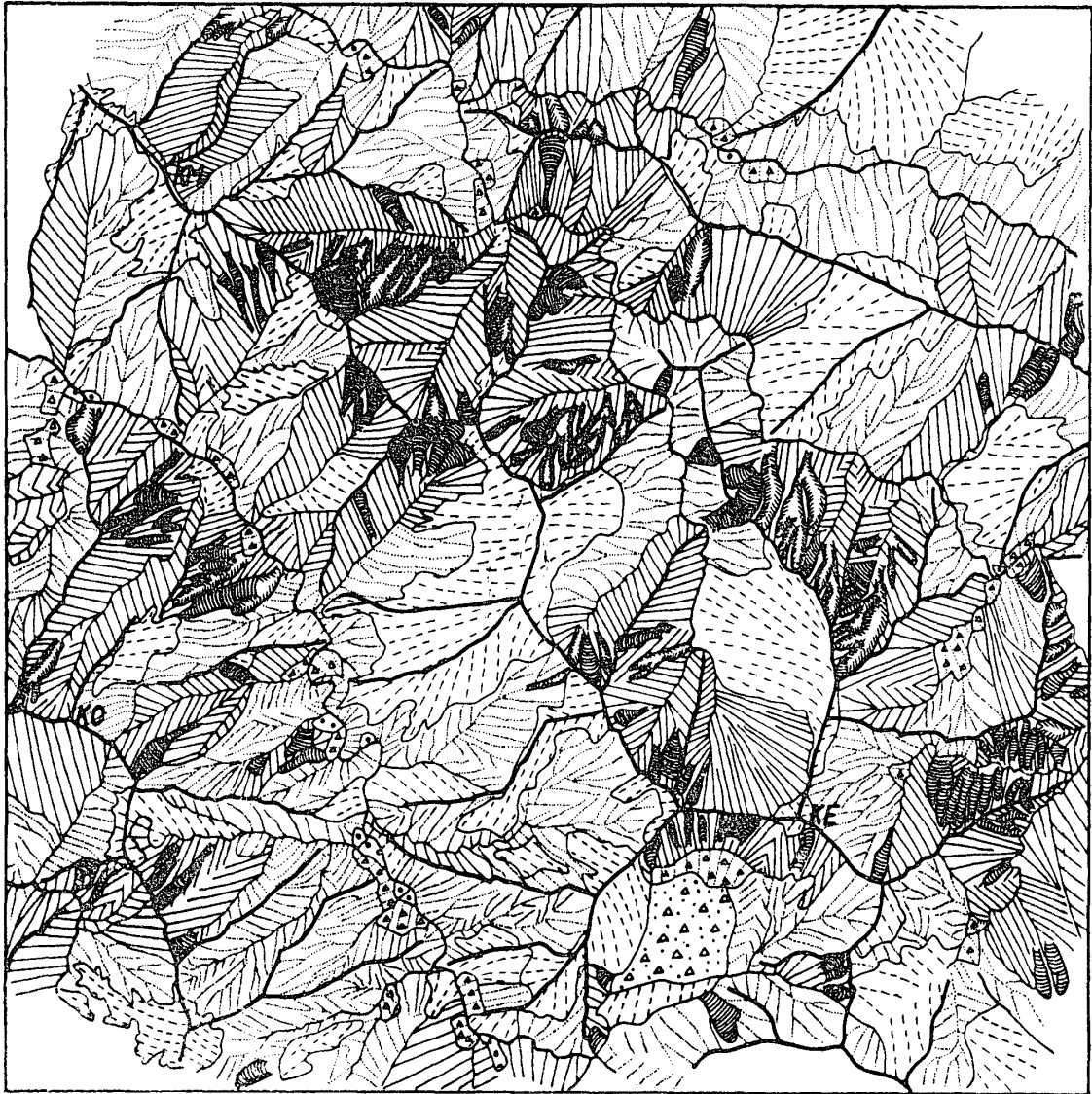
積雪の作用は、積雪層が地表面を移動することによって生じる作用と、静止したままの積雪による作用に分けられる。積雪は、急斜面では雪崩となって急速に動き、急傾斜だが斜面長の短い斜面では緩慢に移動して地表面を削る。一方、緩斜面や平坦地では、積雪層はほとんど動かず、融雪水が地表面の侵食に直接的、間接的にかかわる。後者の作用は、通常ニベーション(nivation)と呼ばれ、雪窟地形の成因とされている。

雪崩やグライドによる侵食作用と、雪窟を形成するニベーションを総称して雪食作用と呼び、雪食作用の結果形成される地形を雪食地形という。

#### 2. 雪崩地形

全層雪崩が常習的に発生する斜面には、雪崩の面的な侵食作用が働き、第5図に示したような浅いU字型の横断面形と直線的な縦断面形を特徴とするアバランチ・シュートが形成される(下川, 1980)。雪崩侵食が卓越する斜面は、雪崩が常習化する以前の地形や基盤岩の組織、水食の効果の大小などの相違によって多様な形態を示すが、基本的には土壤匍行や水食の卓越する斜面の地形とは大きく異なる。アバランチ・シュートに代表されるような雪崩侵食の卓越する斜面を雪崩斜面と呼び、堆積地形を含めた雪崩の作用で造られる地形を雪崩地形と呼ぶ。ただし、日本では雪崩の堆積物が、他種の堆積地形と明らかに区別され、報告された例はない。

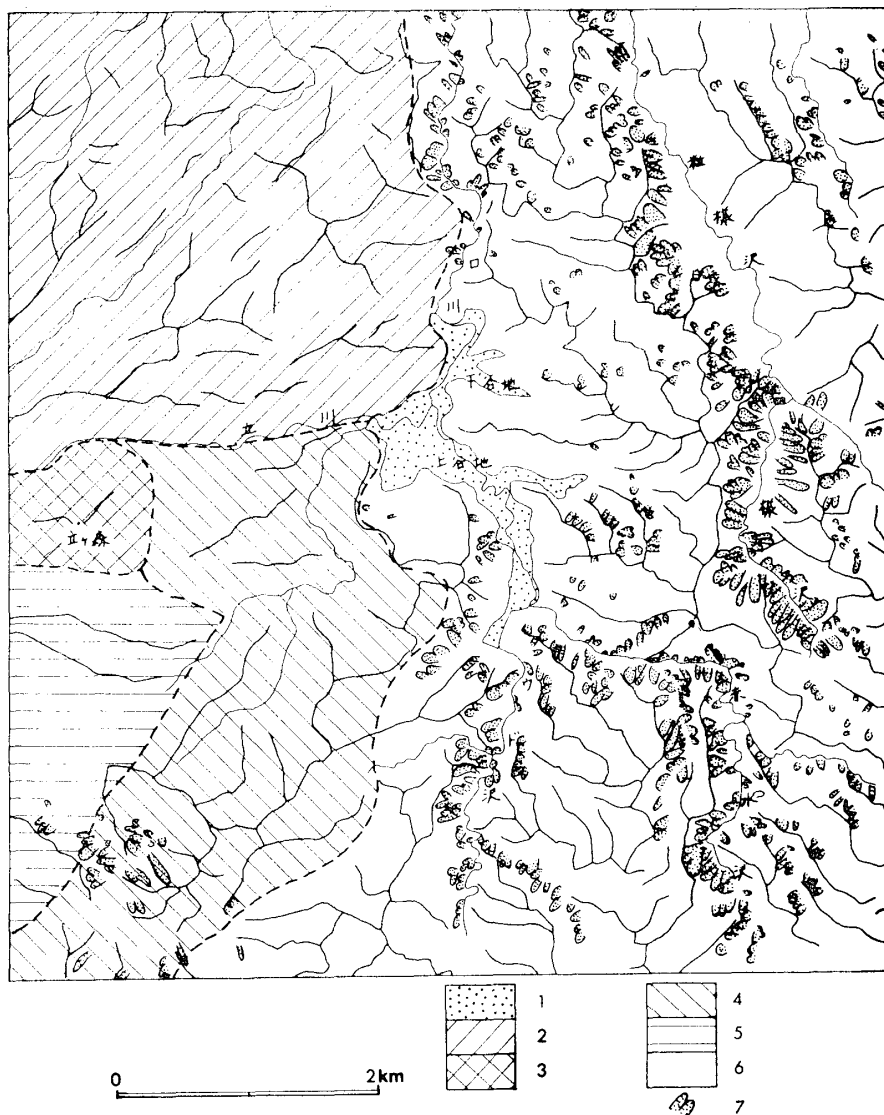
越後山脈は、日本で最も雪崩地形の発達する地域のひとつである。その中でも同山地北部に位置する下田山塊の毛無山一帯は、とくに全層雪崩の侵食作用が卓越し、ひととき特徴的な山容を呈する(第8図)。全層雪崩の作用が最も強く働く斜面には、前述のようなアバランチ・シュートが分布する。全層雪崩がアバランチ・シュートのように、一定の雪崩道を通過するの



第8図 越後山脈北部・下田山塊の地形分類図

- 1：直線的な雪崩斜面 2：浅いU字型のアバランチ・シュート  
 3：深いV字型のアバランチ・シュート 4：浅いガリに刻まれた雪崩斜面 5：土壤匍行の卓越する凸型斜面 6：崖 錐  
 7：段丘 8：地這り堆積物 9：主な稜線  
 KM：コマアナ山 KO：光明山 KE：毛無山

ではなく、発生点や規模、経路の異なる複数の全層雪崩が同一斜面を侵食する場合には、直線的な縦断面形を示す広大な露岩からなる雪崩斜面が形成される。このような斜面の横断面は凹凸に乏しく、平滑で屏風を立てかけたかのように見える。相対的に雪崩侵食が弱い斜面では、水食と雪食が競合するため、全体に直線的で平滑な雪崩斜面特有の地形をあらわすものの、小規模な水食ガリ (gully) に刻まれ、低、かん木類におおわれていることが多い (第8図)。こ



第9図 秋田県北部・森吉山東麓の地質と雪崩斜面の分布  
 1：沖積層 2：立川泥流 3：立ヶ森溶岩 4：ノロ川泥流  
 5：黒石川溶岩 6：玉川熔結凝灰岩 7：雪崩斜面

のような地形，植生に特徴づけられた雪食斜面は，アバランチ・シュートよりはるかに広汎に分布する。

雪食斜面が稜線を挟んで両側の斜面に形成されたり，アバランチ・シュートが並列すると，その間の稜線はアレット状の鋭稜をあらわす。毛無山一帯は，山地全体が直線的な斜面と鋭稜の組み合わせられた地形を呈している。このような雪崩侵食に支配された山地は，越後山脈をはじめ，飯豊山地，朝日山地，神室山地など，いずれも非火山性の壮年山地に多い。逆に東北日本に多い新期の火山では，いまだ開析が進んでいないため，雪崩が発生するための地形条件が整っておらず，したがって雪崩地形の分布も稀である。秋田県北部の火山，森吉山の東麓における雪崩斜面の分布（第9図）は，地形条件が雪崩斜面の形成に關与する重要な因子であることを示す好例である。同地域の雪崩斜面は，ノロ川を境にして東部に偏在し，西部には一部を除きほとんど分布をみない。東部は鮮新世末期から更新世初期に噴出した玉川熔結凝灰岩からなり（中川，1983），ノロ川，ウド沢，粒様沢などの河川による開析が進行していて，比高数10~100 mの起伏に達する急峻な山腹斜面を具えた，丘陵性の山地となっている。一方，西部は森吉山火山を給源とする新しい噴出物，山体崩壊物質におおわれる。とくにノロ川泥流，立

川泥流の堆積面は、ゆるやかに波打つような堆積時の地形が残され、ほとんど開析が進んでいない。積雪深は、標高の高い西部でむしろ多いと推定されるから、積雪の多寡が雪崩地形の分布を決める主因にはなっていない。東北日本の雪崩斜面は、積雪分布図（第1図）と対比させる限りにおいて、1 m以上の地域に分布する（後述）が、その場所に形成されるか否かは、基本的には地形条件に支配される。さらに地質の相違そのものが雪崩斜面の形成に関与することもあり（下川，1980），その分布を一層複雑なものにしている。

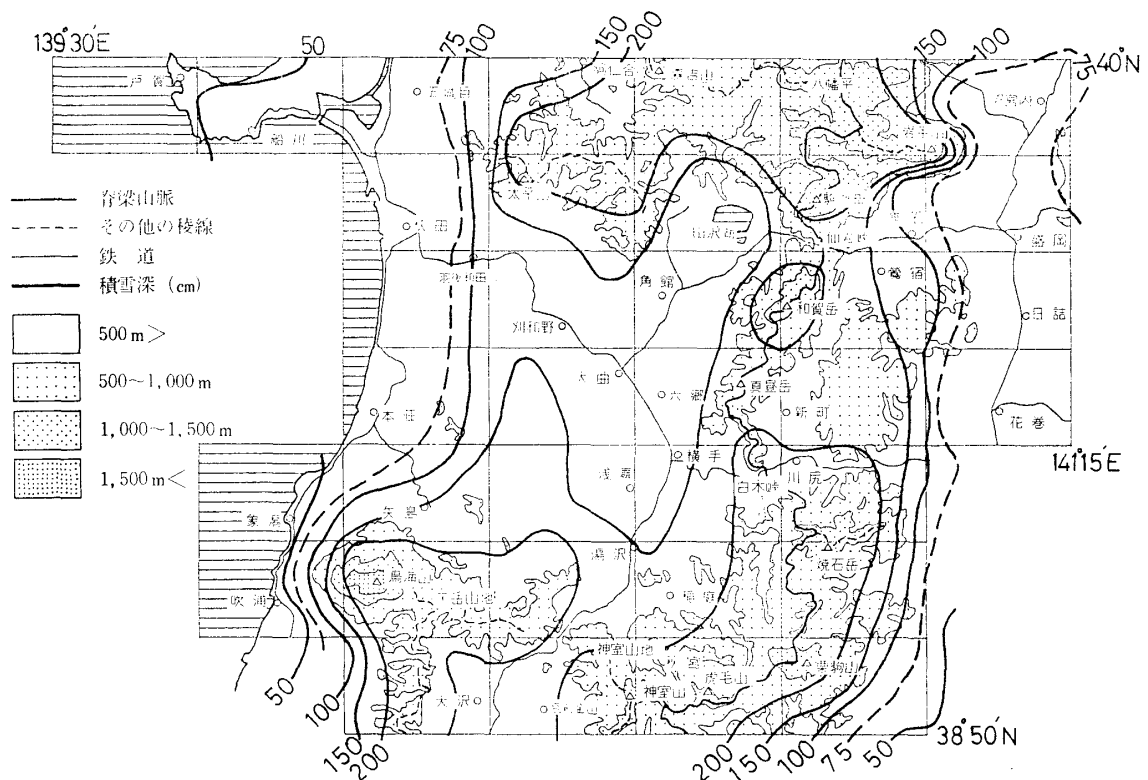
### 3. 雪窪

山地で吹き溜り雪が生じ、それが夏季近くまで残雪として存続するような場所には、残雪の平面形と相似の凹地地形が形成される。典型的なものは円形ないし楕円形の皿を傾けたような形態を呈し（小林詢ほか，1981），雪窪，雪食凹地，残雪凹地などと呼ばれている。夏季近くまで残雪が残存するには、冬季に多量の積雪が供給されるか，融雪の速度が遅いかのいずれか，あるいは両方の条件を満たす必要がある。ところで東北日本山地のような中緯度の中山性山地では，春から夏にかけて高温，多雨という環境におかれ，急速に融雪が進行する。したがって冬季に龐大な積雪が蓄積される場所に限って雪窪地形が形成されることになる。多雪地の中でも，地吹雪によって積雪が再移動し，吹き溜りを造るような強風地で，しかも多量の雪を捉えられるような地形的条件，地理的位置にある場所に雪窪は形成される。したがって，雪窪は，多雪景観のなかでも，最も多雪な環境を示す指標である。

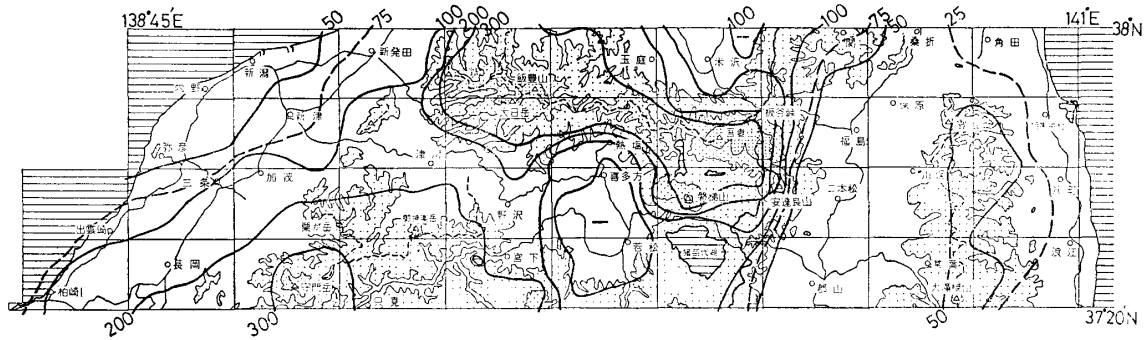
## IV. 東北日本の多雪景観の分布

### 1. 調査範囲と分布図の作成方法

以上述べてきた多雪環境下に特徴的な植生と地形について，2万分の1空中写真を判読し，



第10図 東北日本北部の調査地域概要



第11図 東北日本南部の調査地域概要  
凡例は第10図と同じ

その分布をメッシュマップで示した。

調査範囲は、 $40^{\circ}\text{N}$ 、 $50^{\circ}\text{N}$ 、および $139^{\circ}45'\text{E}$ 、 $141^{\circ}15'\text{E}$ の経緯線に囲まれる秋田県のほぼ全域と、岩手県の北上低地以西（第10図、5万分の1地形図で36面、以後同地域を東北日本北部と呼ぶ）と、 $37^{\circ}20'\text{N}$ 、 $38^{\circ}\text{N}$ 、および $138^{\circ}31'\text{E}$ 、 $141^{\circ}\text{E}$ の経緯線に囲まれる新潟県と福島県の北部、山形県、宮城県の一部をふくむ地域（第11図、5万分の1地形図で40面、以後同地域を東北日本南部と呼ぶ）である。以上の地域について、経緯度1分毎に区切ったグリッド（5万分の1地形図で150区画）内に、多雪植生の4要素と多雪地形の3要素、計7要素の多雪景観が存在するか否かを判読し、分布図を作成した。したがって、これらの分布図には、各景観要素の密度はあらわされていない。

## 2. 多雪植生の分布

### (1) 雪崩道

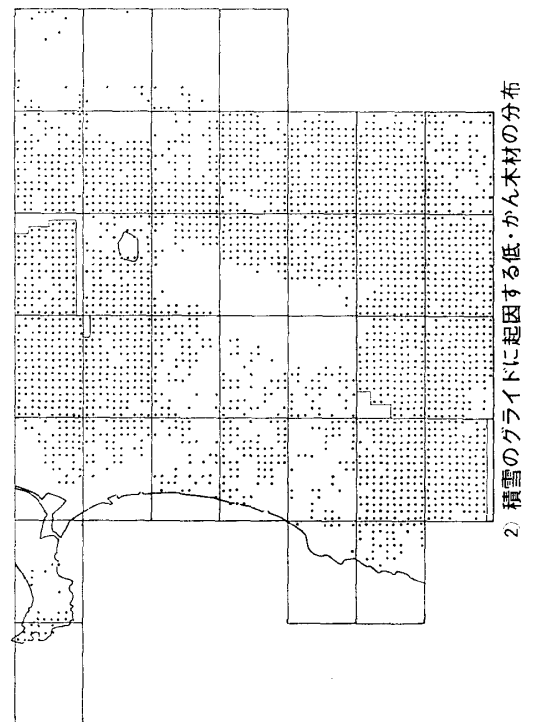
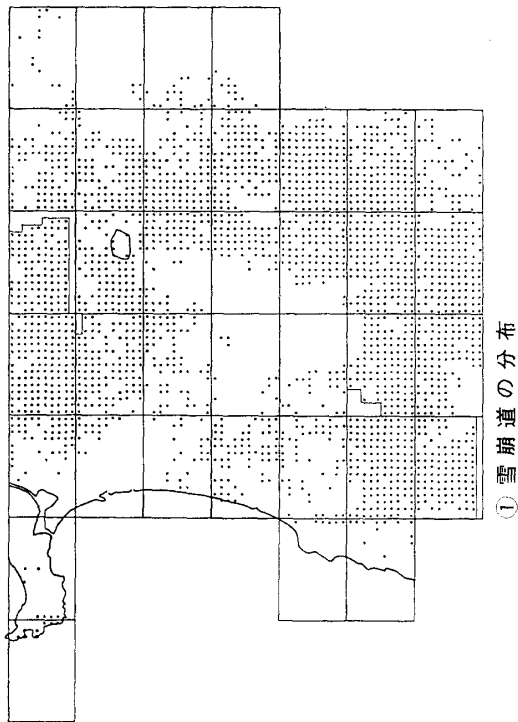
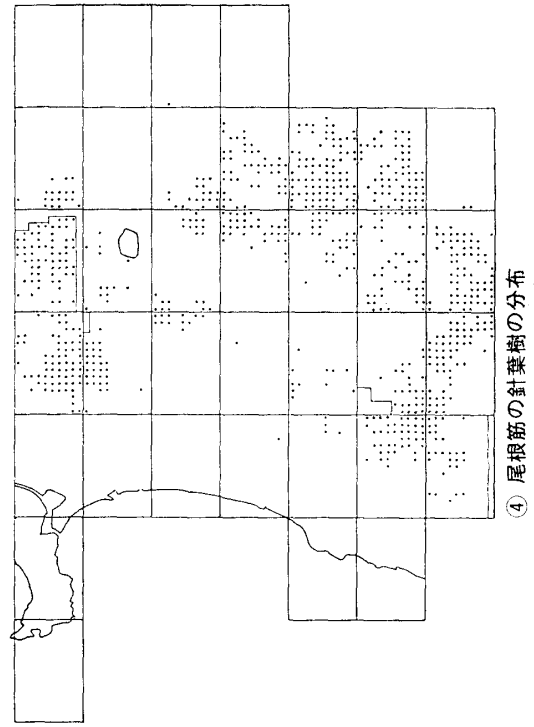
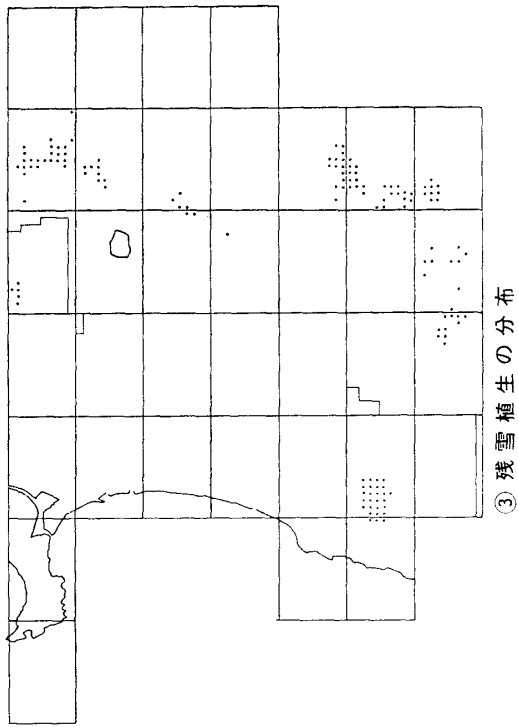
東北日本北部（第12図-①） 雪崩道は日本海沿いの丘陵地帯から北上低地帯に至る全域に、ほとんど連続的にみられる。秋田平野、横手盆地、北上低地などの平野部には当然のことながら分布しない。日本海に面する笹森丘陵と、横手盆地北縁の出羽丘陵の一部、北上低地西縁の低山の一部などでは、分布が疎となっている。また、八幡平から駒ヶ岳の栗駒山、鳥海山北麓など、なだらかな火山原面を残す新期火山体の一部にも雪崩道の形成されない部分がある。雪崩道分布の東限は、奥羽山脈の東側山麓線に位置し、積雪深で75cm～1mに相当する。

東北日本南部（第13図-①） 日本海沿いの頸城丘陵北端から福島盆地、郡山盆地の西縁に至るほぼ全域に分布する。とくに新潟平野に面する魚沼丘陵から米沢盆地と会津盆地を結ぶ線の間には、ほとんど連続的に分布している。その他の地域の分布はやや疎である。分布の東限は、奥羽山脈の東側を走る積雪深75cmの線にほぼ一致する。

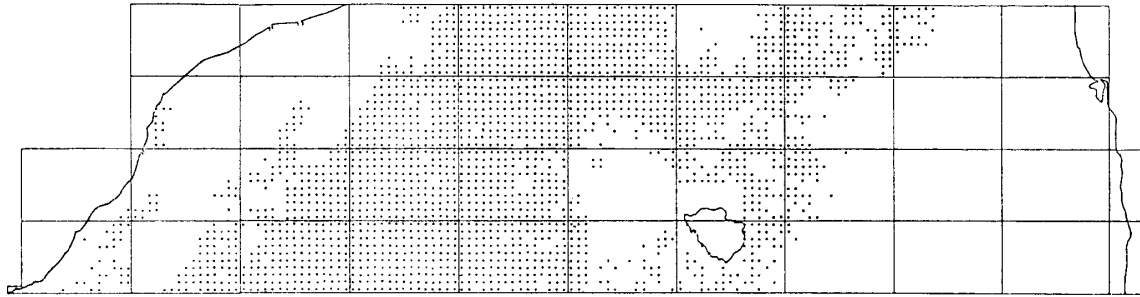
### (2) 積雪のグライドに起因する低木、かん木林

東北日本北部（第12図-②） 積雪のグライドによって生じた低木、かん木の分布を第12図-②に示す。グライドは短い斜面にも発生するので、雪崩道に比べ、その分布はより広範囲である。日本海沿いから横手盆地周縁をふちどる丘陵地帯で、雪崩道の形成されていない地域にも分布する。同様に八幡平から駒ヶ岳、栗駒山、鳥海山など新期火山にも連続してみられる。

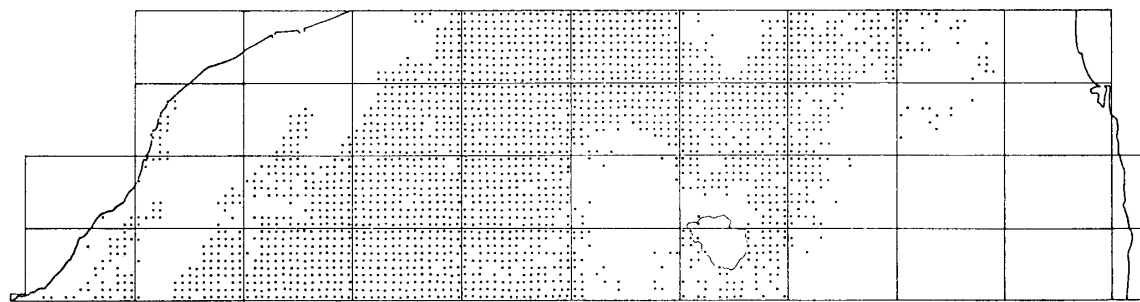
東北日本南部（第13図-②） 日本海に面した魚沼丘陵から福島盆地、郡山盆地に至るま



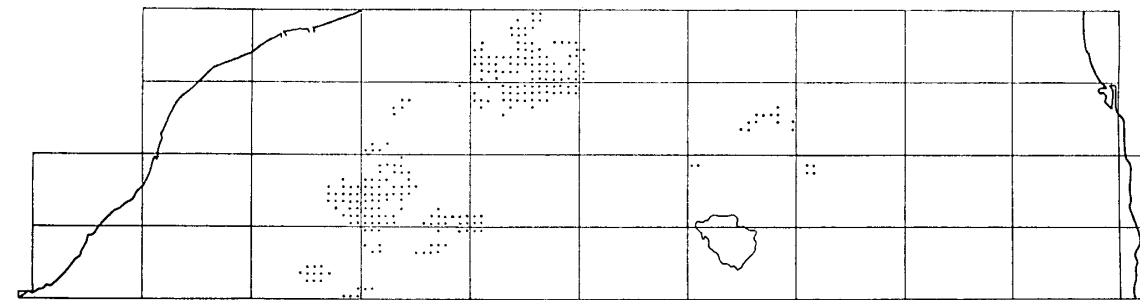
第12図 東北日本北部の多雪植生の分布



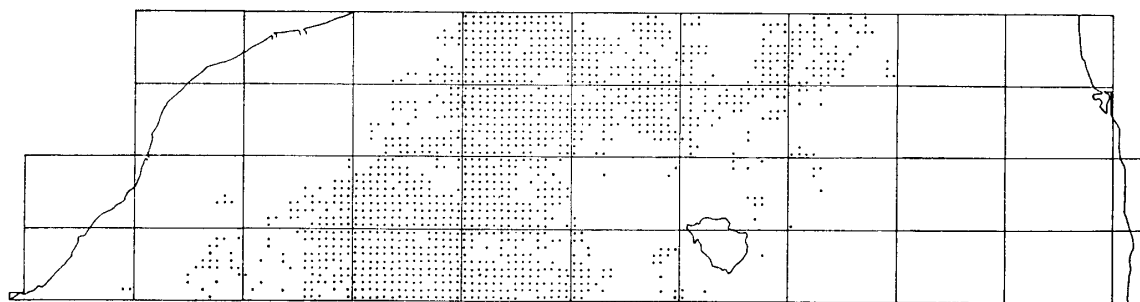
① 雪崩道の分布



② 積雪のグライドに起因する低・かん木林の分布



③ 残雪植生の分布



④ 尾根筋の針葉樹の分布

第13図 東北日本南部の多雪植生の分布

で、平野部分を除いてほぼ連続的に分布する。雪崩道の分布とほとんど同じ傾向にあるが、米沢盆地周辺と福島盆地の西部山麓で分布域がやや広がっている。

### (3) 残雪植生

東北日本北部（第12図-③） 森吉山の八幡平から駒ヶ岳にかけて、開析の進んでいない新期の火山群には、緩傾斜な火山原面が広く残存するため、雪田の発達がよく、雪田植生が広く分布する。また、和賀岳や焼石岳、鳥海山等の開析された山腹斜面をもつ火山群、および急峻な壮年山地である神室山地には、雪田植生と雪崩型残雪植生の両者が発達する。なお、残雪植生は、積雪2 m以上に達する山地に分布が限定されている。

東北日本南部（第13図-③） 雪田植生は、飯豊山地、吾妻山、安達良山、磐梯山、守門山などの標高1,200 m以高にのみ分布する。これらの山地は、いずれも3 m以上の積雪地帯である。谷底の雪崩型残雪植生は、飯豊山地と越後山地の標高500 m以高にのみ分布する。越後山脈は標高が低いにもかかわらず分布が集中するのは、多雪という気候条件に加え、深いV字谷の発達が残雪の形成に好条件を具えているためである。なお、ここでは雪崩型残雪植生の分布は、雪崩地形の分布域内に限られる。

### (4) 尾根筋の針葉樹

東北日本北部（第12図-④） 太平山、森吉山と和賀岳以南の脊梁山脈、<sup>ひのと</sup>丁岳山地など、尖鋭な尾根の発達する非火山性山地を中心に、標高数100 mから1,000 mの高度帯に分布する。積雪深1.5 m以上の地域に分布が限られることから、雪崩道やグライドに起因する低木、かん木林より深雪地に出現する景観とみることができる。また、雪崩侵食によって形成されたやせ尾根と結び付きが強いので、雪崩地形の分布域と重なる傾向にある。

東北日本南部（第13図-④） 飯豊山地と越後山脈を中心に分布し、吾妻山、安達良山、磐梯山などの火山群では分布が薄い。また、会津盆地、猪苗代盆地、米沢盆地の周縁山地には稀にしか分布せず、阿武隈山地には皆無である。積雪分布図と対照させると、日本海側では1 m以上の地域、太平洋側で75 cm以上の地域に分布することがわかる。

## 3. 雪食地形の分布

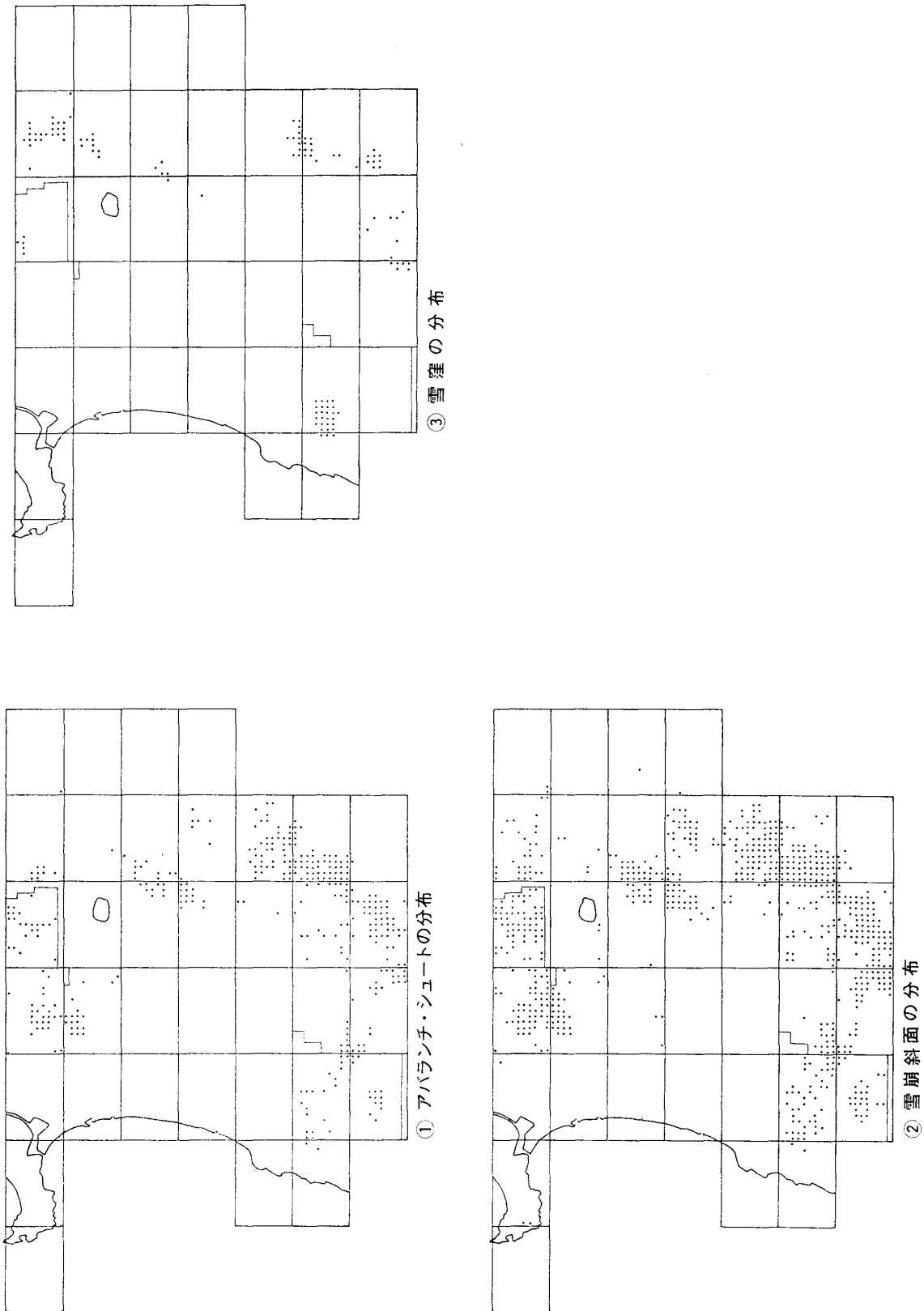
### (1) 雪崩地形

東北日本北部（第14図-①, ②） アバランチ・シュート（第14図-①）は、焼石岳から神室山地に至る脊梁山脈を中心に、大平山、森吉山、和賀岳、真昼岳、丁岳山地など、急峻な山腹斜面の発達する非火山地域と、やや開析の進んだ火山地域に分布する。一方、駒ヶ岳から八幡平にかけての新期火山には分布が稀である。またその分布は、標高500 m以高、積雪2 mを超える地域にはほぼ限られる。

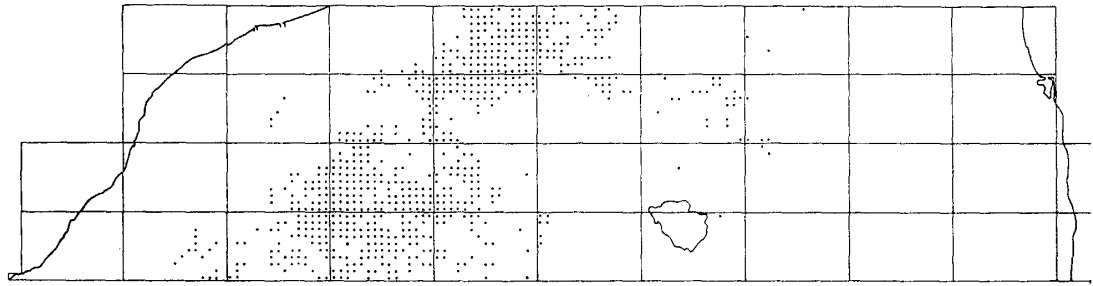
アバランチ・シュートを含めた雪崩侵食の卓越する雪食斜面の分布を第14図-②に示す。雪食斜面は、積雪1.5 m以上、標高500 m以高の山地にその大半が分布する。しかし、男鹿半島や横手盆地周縁の丘陵地帯にも散在するので、アバランチ・シュートよりはるかに広い分布域をもつ。

東北日本南部（第15図-①, ②） アバランチ・シュートは、越後山脈から飯豊山地にかけての日本海側の山地に、ほぼ連続的にみられる（第15図-①）。米沢盆地西方の丘陵地帯と野

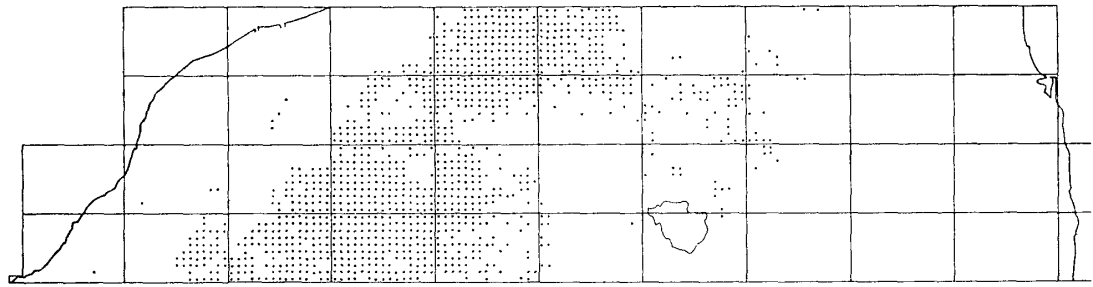




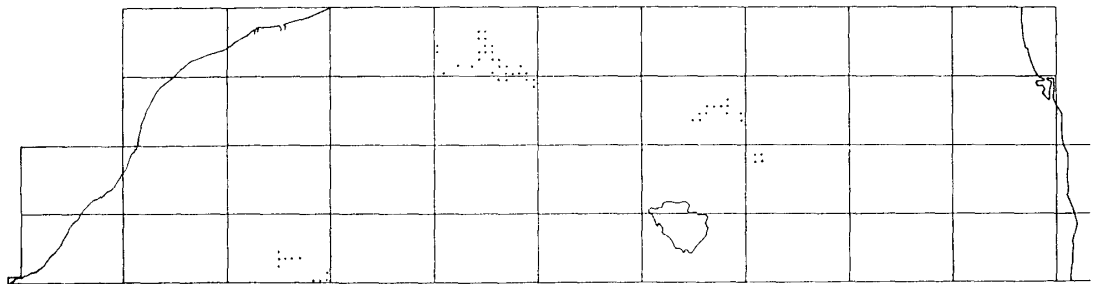
第14図 東北日本北部の多雪地形の分布



① アバランチ・シュートの分布



② 雪崩斜面の分布



③ 雪窟の分布

第15図 東北日本南部の雪食地形の分布

沢盆地を結ぶ線以東では、分布が疎となり、吾妻山と安達良山より東には皆無である。アバランチ・シュートの大半は2 m以上の積雪地域に分布するが、1 m程度の地域にも稀にみられる場合がある。

雪食斜面の分布(第15図-②)は、アバランチ・シュートの分布に類似するが、積雪1 mの地域、まれに75 cm前後の地域に分布し、東北日本北部同様、より広範な分布を示す。飯豊山地と越後山脈では分布が連続的で、新潟平野に接する山麓線に分布の西限が一致する。アバランチ・シュートの分布と同様に、多雪地域であるにもかかわらず、磐梯山、吾妻山、安達良山の諸火山で分布がまばらなのは、雪崩の発生条件を満たす急斜面の頻度が小さいことによる。なお、分布の東縁は安達良山、吾妻山の東側山腹に位置する。

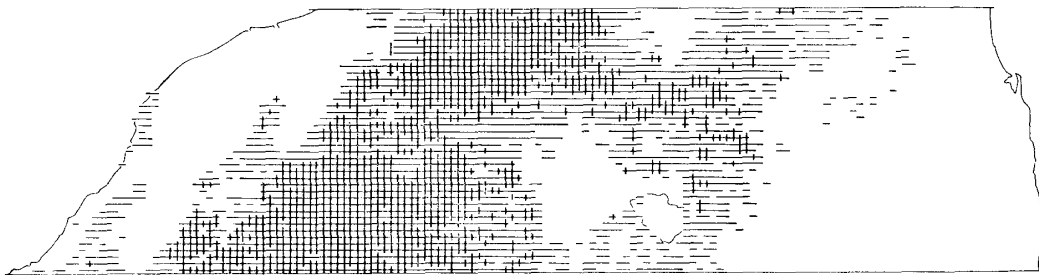
## (2) 雪窟

### 東北日本北部(第14図-③)

雪窟は森吉山、八幡平、駒ヶ岳、和賀岳、焼石岳、栗駒山、神室山地、鳥海山に分布する。これらの山地の標高1,000 m以上の山頂一帯で、積雪2 m以上の地域に分布が限られる。その中で、とくに吹き溜り雪を捉えやすい未開析緩斜面が広く残存する八幡平と鳥海山には、多数



第16図 東北日本北部の多雪景観分布図

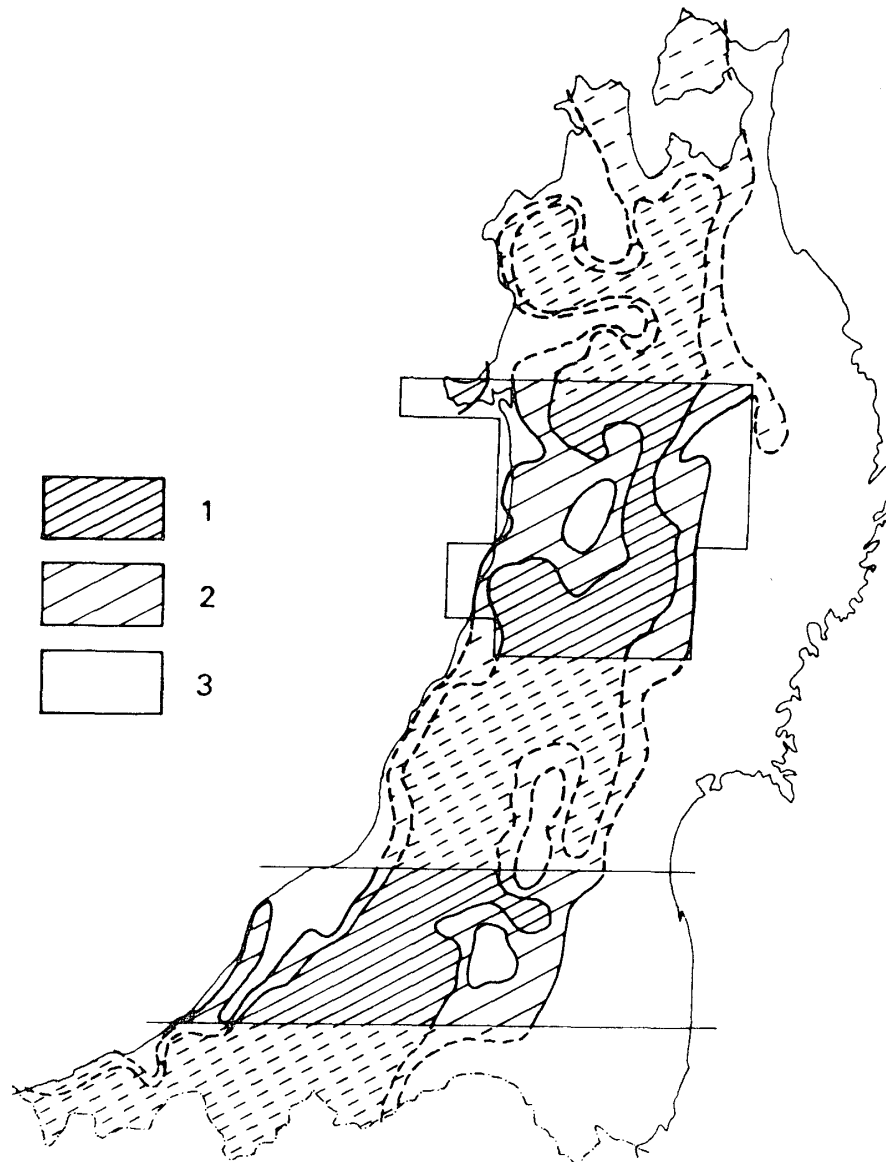
第17図 東北日本南部の多雪景観分布図  
凡例は第16図と同じ

の雪窟がみられ、同山地の主要な景観要素のひとつとなっている。

東北日本南部（第15図-③） 飯豊山地，吾妻・安達良山，守門・浅草岳の3つの山域で，標高1,200 m以上の高度帯に分布する。安達良山では，積雪深2 mの地域にもみられるが，その他はすべて積雪3 m以上の，最多雪地域に分布が限られる。その中で飯豊山地は，主稜線が2,000 m前後の標高に達し，東北日本の山地の中でも高い方に属する。しかも積雪3 mを超える最深積雪地であるのに加え，山頂小起伏面が発達するという，雪窟形成に好条件を具備しているため，鳥海山などと並んで日本で最も雪窟地形の発達する山地となっている。

## V. 東北日本の自然領域区分

現地調査と空中写真の判読にもとづいて作成した多雪景観分布図14枚をもとに，東北日本の自然領域区分を行なった。前章で示した14枚の分布図を集成し，アバランチ・シュートや雪窟など雪食地形の分布と，雪崩道植生や雪田植生などの多雪植生の分布を重ね合わせ2枚の多雪



第18図 東北日本の自然領域区分  
 1：多雪景観域 2：準多雪景観域 3：寡雪景観域  
 破線部分は推定

景観分布図を作成した（第16, 17図）。この結果、雪食地形は多雪植生に比べ、より多雪な地域に分布が限定されることがわかった。したがって、雪食地形は多雪植生に比べ、より多雪な環境の指標といえる。ここでは、雪食地形と多雪植生の分布する地域を多雪景観域、多雪植生だけが分布する地域を準多雪景観域、両者とも分布しない、それ以外の地域を寡雪景観域と呼び、東北日本を3つの景観域に区分した（第18図）。

多雪景観域の範囲は、最も広域的に分布する雪崩斜面の分布域にほぼ一致する。ここではアバランチ・シュートや雪窪などの雪食地形と、雪崩道などの多雪植生がみられる。また、準多雪景観域の範囲は、多雪植生のなかで最も寡雪な地域にまで分布する雪崩道、ないしグライドに起因する低、かん木林の分布限界によってきまる。両者のうち、より寡雪な地域にまで達する限界点を連ね、準多雪景観域の限界線とした。準多雪景観域には、雪崩道植生、グライドに起因する低、かん木林、尾根筋の針葉樹等の多雪植生がみられるが、残雪植生は分布しない。

第18図から多雪景観域には、北部では奥羽山脈の八幡平から駒ヶ岳、焼石岳、栗駒山、神室

山地、日本海側の太平山地から鳥海山に至る出羽山地の一部が、南部では奥羽山脈の吾妻山、安達良山と、飯豊山地、越後山脈および両山地間の広い地域が含まれる。

準多雪景観域は、多雪景観域をとり囲むように分布しており、秋田県の笹森丘陵や、新潟県の頸城丘陵などに代表される丘陵地帯と奥羽山脈の山麓部等、低標高地帯に一致している。

寡雪景観域は、太平洋側では北上低地帯と早池峰山一帯を除く北上山地全域、阿武隈低地帯以東、日本海側では秋田平野や新潟平野、それに横手盆地、米沢盆地、会津盆地などの内陸の盆地が該当する。

雪食地形や多雪植生の形成は、積雪条件のみによって左右されるものではない。しかしながら積雪の深さは、多雪景観形成の素因ともいえる基本的要因にほかならない。自然領域区分図（第18図）と積雪分布図（第1図）を対照させると、多雪景観域は最大積雪深150 cm以上の地域にはほぼ一致し、準多雪景観域は50~100 cm以上、150 cm以下の地域に、寡雪景観域は50 cm以下の地域にはほぼ一致するとみることができる。しかし、日本海沿いの秋田平野、庄内平野、新潟平野や内陸の会津盆地等は、大部分が50 cm以上の多雪環境下におかれながら、今回指標とした多雪景観の分布でみる限りにおいては、寡雪景観域に区分される。この矛盾は、指標とした多雪景観の成因が、雪窪地形と雪田植生を除き、傾斜地という地形性を素因とするものに限られているために生じたものである。確かに広域を同精度で調査する目的において、空中写真の判読は最も優れた方法のひとつである。しかしながら、積雪の沈降雪圧を成因とする垂下枝や、多雪地の林床に分布する常緑低木類等、平地における多雪景観については、対象が小さいため判読が不可能であるという欠点も併せもっている。今後、このような多雪景観についても指標に加え、現地調査を実施してゆくことによって、平野部の再区分を試みる予定である。また、写真判読を実施していない地域については、積雪深と地形条件を考慮し、さらに部分的に実施した現地調査の結果を参考に、推定される区界を波線で記入したが、この部分についても、今後の調査の進捗に従い、修正を加えて行く予定である。

本研究を進めるためにあたり、科学技術庁国立防災センターの清水文健氏には、空中写真の貸与等、多大の便宜を賜った。また、現地調査では、明治大学大学院の清水長正、沢口晋一、長谷川裕彦、柴野明彦氏をはじめ、多くの方々の御助力をいただいた。上記して謝意を表したい。

なお、本研究は、日本地理学会、1986年度秋季大会で発表した内容に、加筆修正を加えたものである。

## 参 考 文 献

- 五百沢智也：1967、「登山者のための地形図読本」、山と溪谷社、414頁。  
小野寺弘道：1978、鳥牧村狩場橋なだれ災害。日本林学会北海道支部講演集、27、126~128。  
小島忠三郎：1975、林業を対象とした東北地方の気候図。林試研、276号。  
小林 詢、小野 有五：1981、雪窪。町田貞ほか編「地形学辞典」、二宮書店、617頁。  
酒井 昭：1976、植物の積雪に対する適応。低温科学、生物篇、34、47~76。  
四手井網英：1956、裏日本の亜高山帯の一部に針葉樹林帯の欠除する原因についての一つの考え方。日林誌、38、356~358。  
清水 弘、秋田谷英次、中川正之、岡部俊夫：1973、黒部峡谷・志合谷のなだれⅠ、志合谷なだれの予備調査。雪氷、35、1~8。  
下川和夫：1980、只見川上流域の雪崩地形。地理評、53-3、171~188。

- 下川和夫：1982, 雪害。国土庁「新潟県土地保全基本調査」, 58～71。
- 下川和夫：1983, 破損木を指標とした谷川連峰の雪崩の研究。雪氷, 45-3, 143～150。
- 中川光弘：1983, 森吉火山の地質と岩石。岩石鉱物鉱床学会誌, 78, 197～210。
- 新潟県：1969～79, 新潟県降積雪及び気温観測調査報告書。昭和44年度～昭和54年度, 11冊。