

増毛山地南部・樺戸山地のグライド地形

－札幌近郊山地における積雪の作用 2

下川 和夫

はじめに

雪の諸作用は植生や地形に影響をおよぼし、多雪地帯の自然景観の形成に重要な役割をはたしている（下川、1980、2001など）。植生にたいする積雪の作用の一例として、札幌市南郊・中山峠一帯におけるダケカンバの根曲がり現象と積雪環境の関係については、すでに報告した（下川、1993）。本稿では地形形成における積雪のグライドの役割を知る目的で、増毛山地南部の当別川流域において、積雪のグライド（glide）で形成される地形の特徴と分布を述べるとともに、野外実験によって侵食量を測定し、グライドの侵食様式を論じた。グライド侵食が他の地形形成作用より卓越することによって生じた地形にたいする地形用語はないので、ここでは「グライド地形」と総称することとし、雪崩作用や雪窪形成にかかわるニベーション（nivation）とともに、雪食作用の一種に位置付けることにする。またグライド地形が発達する斜面を「グライド斜面」と呼ぶことにする。

積雪のもつ地形形成作用のうち、雪崩の作用が起伏が大きく急峻な山地で卓越するのに対し、積雪のグライドによる侵食作用は、より広い範囲にわたる。それは斜面長、傾斜などの条件を満たさないため雪崩が発生しない小規模な緩傾斜面でも、斜面積雪は重力の作用をうけて常に不安定であり、滑動するからである。その作用は激烈ではないものの普遍的であり、地形形成にある程度の効果をもつと予想される（小野寺、1979）。

なお増毛山地における雪崩作用については、近く報告する予定である。

I 調査地域の概要

1 地質、地形

増毛山地は、北部の暑寒別岳（1491m）を最高峰とする暑寒別火山群と、南部の堆積岩で構成される標高1000m以下の中・低山地帯に分けられる。暑寒別火山は火山原面が残されているものの深い谷に開析された比較的起伏の大きい山地である。南部は樺戸山地とも呼ばれ、最高峰のピンネシリ（1100.3m）をはじめマチネシリ（1002m）、隈根尻山（971.4m）など、千メートル前後の峰を数座かぞえるが、おおよそ数百mの中～低山に締められている。ほぼ南北方向に卓越する谷によって開析が進んでおり、小起伏で全体に斜面傾斜は緩やかである。

樺戸山地は、先白亜紀と新第三紀を主とする新旧の堆積岩類で構成された山地で、先白亜紀に属する古い地質は、1000m前後の山頂を含む標高の高い山地部分を構成し、新第三紀の新しい地質で構成される500m以下の低山から残丘状に抜きんでている。地質の硬軟は侵食速度と関係するので、固結度の高い先白亜紀の地質は突出して高い山地を形成し、新しい新第三紀の地質は固結度が低いため侵食を受けやすく、低山を構成している。

調査地域は、当別町青山付近（2.5万分の1「青山中央」図幅）の低山地帯で、樺戸山地の南部にあたる（図1）。最高点は同図幅南西部の無名峰（268.9m）で、同地域の面積の半分ほどは標高100～150mの丘陵性山地で占められ、山頂高度には明瞭な定高性がある。中央を南流する当別川は、上流で当別層や金ノ沢層を、下流では当別層および望来層を穿って曲流し（垣見・植村、1958）、広い谷底の両岸には数段の河岸段丘が発達する。

2 積雪環境

増毛山地は日本海に直面する山地で、冬の季節風の第一線に位置しているため、道内屈指の多雪地帯となっている（図1）。最大積雪深の平年値は暑寒別火山の山頂付近で2.2mをこえ、道内でそれ以上の積雪をみる

増毛山地南部・樺戸山地のグライド地形

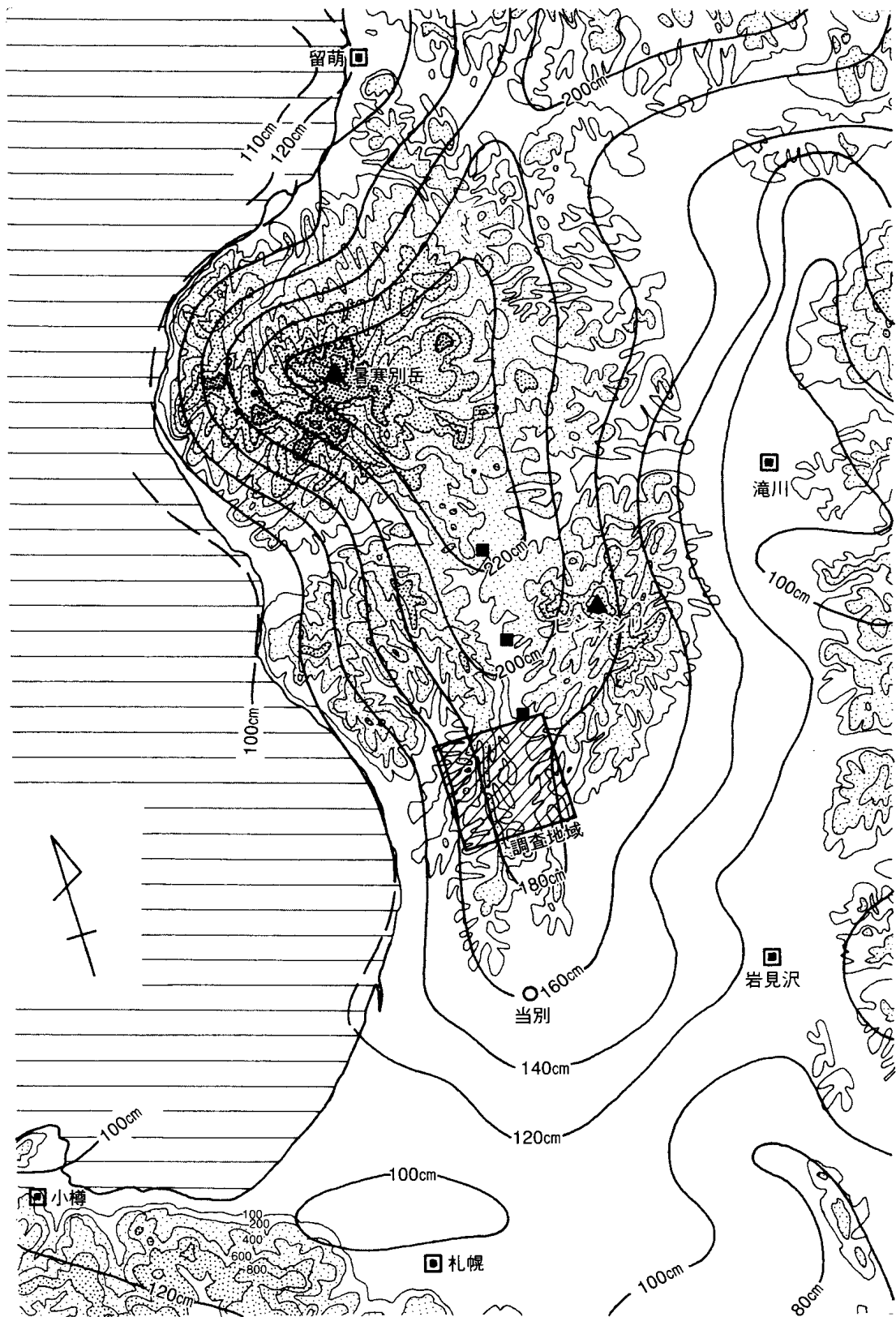


図1 調査地域の位置と積雪深

積雪の等深線は林業試験場北海道支場（1983）による。

等高線間隔は100m以高では200mおき。■：簡易最大積雪深計の設置場所。

のは天塩山地だけである。標高の低い当別川沿いの谷底部でも1.6~2.2mに達する。なお調査地域に近接するアメダス地点である月形と空知吉野では、寒候期5か月(11~3月)の降水量が年降水量のそれぞれ47.5%、50.0%を占めており(札幌管区気象台、1993)、冬型降水の割合が高い地域である*¹。

積雪分布は地域差の大きい気象要素であり、とくに山地部分では観測地点が少ないこともあって、小縮尺の分布図では正確な積雪深を知ることとはできない。そこで図1に示した当別川流域の3地点に簡易積雪深計(高橋、1968)を設置し、1990~95年にかけて最大積雪深を実測した。結果は以下のとおりである。

年度	一番川(標高85m)	青山ダム(標高180m)	四番川(標高210m)
90~91	180cm	220cm	270cm
91~92	210cm	305cm	360cm
92~93	—	—	250cm
94~95	—	—	300cm

—：積雪深計の破損による欠測

以上から当別川流域の積雪深は上流ほど、標高が高い程深くなるのがわかる。これは図1の積雪分布図と調和的である。ただし青山ダムでは、実測値と分布図の積雪深がほぼ同じであるのに対し、一番川(2年間の平均は263cm)では50cmほど、四番川(4年間の平均は295cm)では60cmほど実測値の方が深い。

Ⅱ 積雪のグライドと地形

1 グライド地形の特徴

新雪や締め雪は、積雪層内の塑性変形によってクリープ(creep)するが、ザラメ化が進んで塑性を失うと積雪層の内部変形が起こりにくくなる。したがってグライドは春先以降に活発となるのが普通である。積雪のザラメ化の進み具合は日射量に左右されるので、南向き斜面では早い時期にグライドが発生する傾向にある。なお当地域では3月になると急斜面の方々にグライドが盛んになる(写真1-b)。

増毛山地南部・樺戸山地のグライド地形



a : 91.6.9. 撮影。融雪後は上方の侵食域を除き、大型の草本類が一面に繁茂する。斜面下方には上方から運搬されてきた土砂が分厚く堆積し、オオイタドリなどに覆われる。



b : 92.4.19. 撮影。春先には雪面に「雪しわ」と「雪割れ」が発達し、グライドが活発であることがわかる。

写真1 四番川下流右岸の攻撃斜面型グライド地形

比高35m、横幅65m程の斜面で、横断面と縦断面形はともに凹型で、スプーンで浅くすくい取ったような地形である。四番川の流路は斜面基部から10m程離れたところにある。左が下流。

グライドの量と速度は斜面傾斜や植生の種類、立木密度などによって異なるため、斜面積雪の移動速度は一様ではない。したがって塑性を失った積雪は破碎されブロック化する。氷化したブロックの角は地表を滑るときに表層物質を剥ぎ取るような侵食を行なうことが知られており（小野寺、1979）、融雪後に斜面下部を中心に $10^{-1} \sim 10^0 \text{ m}^3$ 程度の運搬土塊がマウンド状や堤防状に残されていることがある（写真2）。

グライドの侵食様式は、十分には説明されていないが、雪崩や氷河の侵食と同じように地表の突出部により強く作用すると推定される。実際にグライドの卓越する斜面の形態は、最大傾斜方向にも等高線方向にも平滑であることが多い。ただし地質境界やノジュール（団塊）などがあるために基盤岩に硬軟の差がある斜面では、凹凸が生じている場合がある。



写真2 グライド侵食によって生じた堤防状の高まり
青山中央 当別川右岸
99.5.9.撮影

比高45m、平均傾斜36度の攻撃斜面型グライド地形の中央部分。最大高40cm、等高線方向に5.5mの長さの土壌と植物体の混合した土手状の高まりは、この場所で雪塊が停止し融雪したことを示す。

まばらに生育する低・かん木はサーベル状の匍匐型を示す。

またグライド斜面では、斜面の地形形成に融雪水の作用が関与していることと、雪塊の融解後に運搬物質が斜面下部に残置されるため、一般に縦断方向に凹型斜面となる場合が多い(写真1-a)。ただし斜面基部が水流に接している場合には、運搬物質が効率よく洗い流されるので直線的斜面となる(写真3)。

また、グライド侵食が効果を発揮するような急斜面のうち、斜面長が長い斜面は雪崩斜面となるので、その侵食が卓越する斜面は短い斜面に限られる。したがってグライド斜面の規模は、一般に最大比高で50m程度と小規模である。

なおグライドの侵食様式は、氷化した雪塊が移動する時に直接土壌を剥ぎ取ったり、岩盤を削るような侵食と、低・かん木類や草本類に覆われた斜面では、積雪層にくわえ込まれた低・かん木が土壌ごと引抜かれる土壌侵食のような、いわば植生が介在した間接的な侵食の2種とがある。

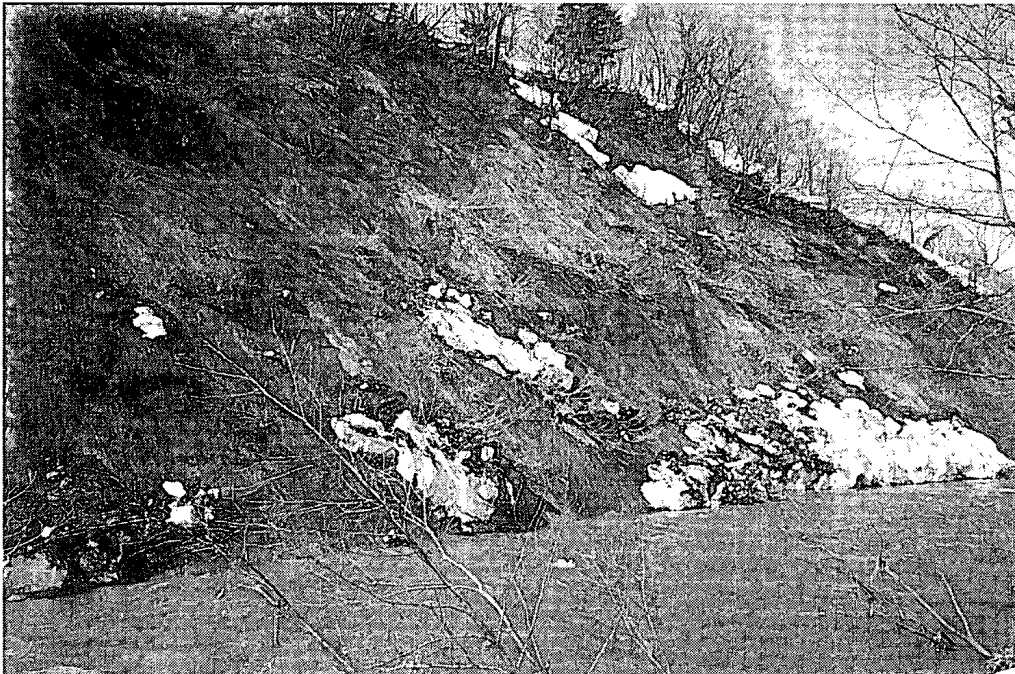


写真3 基盤岩を侵食する雪塊

青山奥四番川 当別川右岸 99. 4. 18. 撮影

全面に基盤岩が露出した40度前後の急斜面で、匍匐型のかん木が疎らに生育する。流水が基部を洗うため積雪のグライドが活発で、雪塊が破碎されてブロック化しながら滑り下っていった様子がうかがえる。基盤岩には擦痕が残されている。

2 攻撃斜面とグライド地形

攻撃斜面に形成されたグライド斜面の好例が、青山奥橋（青山中央で当別川を渡る橋）の当別川右岸に発達する（写真4、図2）。この攻撃斜面は当別川が当別層を側方侵食して形成したもので、比高50~60m、傾斜40度強の直線的斜面で、曲流部分に水平距離で600mほど続いている。部分的には裸地となっている部分もあるが、大方は草本類や低・かん木植生に覆われている。

曲流部の外側では、慣性によって直進しようとする流水が、斜面基部

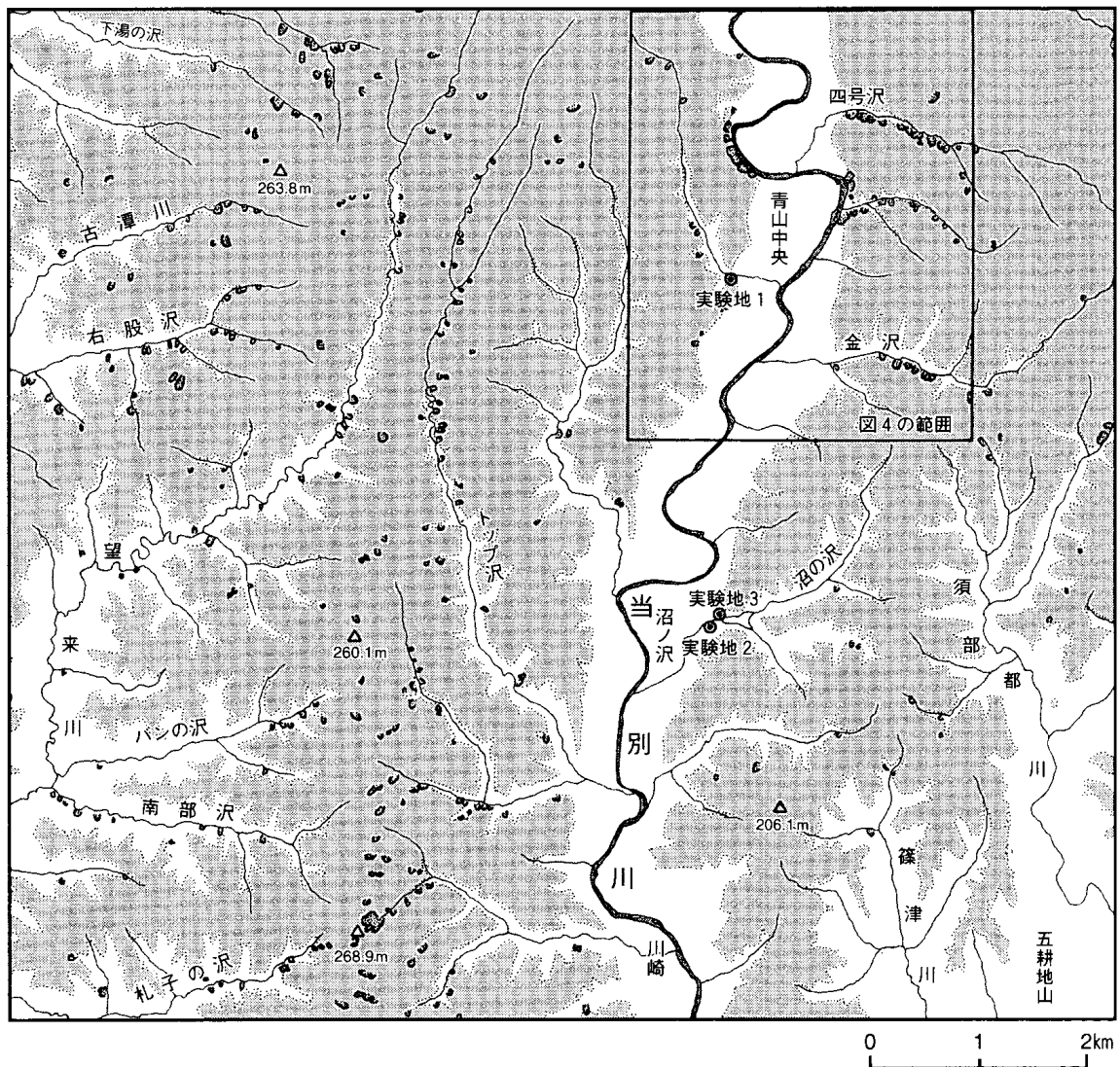


図2 当別山地南部のグライド地形分布
 林野庁の空中写真判読による。点線は100m等高線。
 ◎：実験地1～3

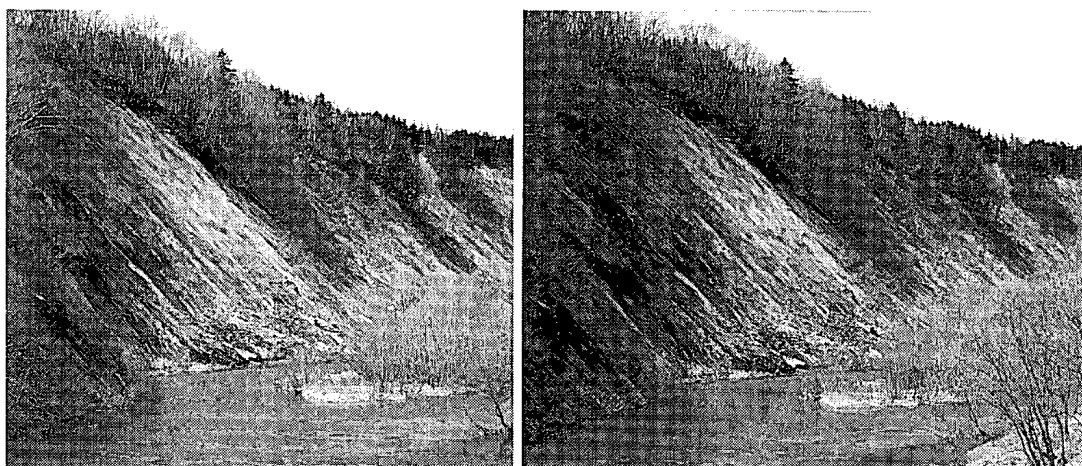


写真4 攻撃斜面型グライド地形 青山中央 当別川右岸 92.5.6. 撮影 ステレオ写真
比高50~60mの直線的斜面で、融雪直後のため、広く裸地が広がっているように見えるが、夏季には草本類や低・かん木と裸地が交錯する。斜面基部には土壌で汚れた残雪が見える。樹林帯下縁部がノッチ状にえぐられており、グライド斜面の後退が進んでいることがわかる。

に対し側方侵食を及ぼすために急斜面が形成される。こうして生じた急斜面はグライド発生に好条件を与える。さらに攻撃斜面は急傾斜であるだけでなく、積雪期にも水流が斜面基部を洗うため融雪が促進される。下部の支えをなくした積雪層は常に不安定な状態に置かれ、グライド距離が大きくなる。したがってグライド侵食が効率的に進行する。

1980年から2001年の間に断続的に実施してきた観察では、4月下旬頃には斜面下部に泥混じりの汚れた雪が堆積しており、上方からの土砂運搬が起こっていることがわかる*²。また崩壊地状のグライド地形の拡大は顕著ではないものの、上縁部に接する樹林帯の根系の下がノッチ状にえぐられ、オーバーハングしていることは、侵食が活発に進行し、斜面の低下・後退が急速に進行してきたことを物語っている。

なおこのようなグライド斜面が、山崩れなどによって生じた崩壊地から発展した可能性があることは、地滑り地形の滑落崖にグライド地形が形成されている例が示唆している。崩壊によって生じた裸地では、植生がないために積雪が不安定となるので、グライド斜面に踏襲されることが多い。

Ⅲ グライド地形の分布

1 高度分布

空中写真の判読と現地調査によれば、調査地域には323か所のグライド地形が認められる（図2）*³。それらは調査地域全体にわたって分布するが、南東部で分布密度が低い。

グライド地形の高度分布を知るために、すべてのグライド地形について、中央の標高を読取って高度分布図を描いた（図3）。グライド地形は標高100~130mに最も多く発達しており、その上下で急激に少なくなる。調査地域の山地の高度分布と、グライド地形の高度分布から得られた高度別密度（地形数/10m毎の高度帯の面積）は、標高100mで最大値の5.5か所/km²を示し、80~140mの間の高度帯で4か所/km²以上と高密度となっている。また標高200m以上の高度帯では、それを大きく上回る密度となっているが、この高度帯のサンプル数は25か所と少ない。

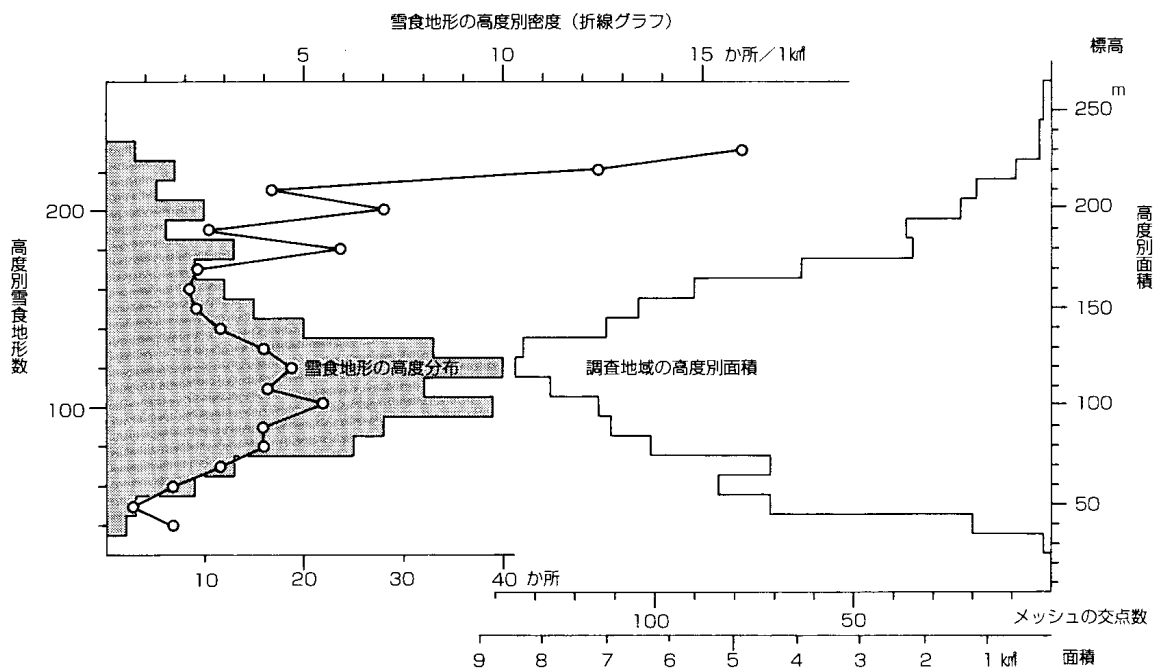


図3 雪食地形の高度分布

網かけの棒グラフは雪食地形の高度分布。右側のグラフは地表面の高度別面積。折れ線グラフは高度別分布密度。

作図方法：高度別面積は、2.5万分の1地形図に1cm（250m）メッシュをかけ、その交点1470地点の高度を10mの精度で読み取り、その高度を1メッシュ0.0625km²を代表する高度とみなして算出した。

80～140mの間の高度帯のグライド地形は、その多くが谷壁斜面下部から基部に形成されたもの、標高200m以上の高度帯のものは稜線直下に発達するものである。前者は全体に緩傾斜な斜面で構成された調査地域のなかにあつて、河川の攻撃斜面という特殊な条件下で形成された急斜面に位置し、後者は急傾斜ではないが稜線直下に生じる多雪な吹き溜まり斜面に発達したものである。このように同地域のグライド斜面には、形成環境が異なる2つのタイプがあり、斜面中腹に発達する例は少ない。本稿では前者を「攻撃斜面型」、後者を「稜線直下型」と呼ぶことにする。

稜線直下型のグライド斜面は、図2の分布図では260.1m三角点から268.9m三角点に至る南北方向の稜線付近にみられるが数は少ない。その他の大半を占める攻撃斜面型は、100m等高線を挟むように分布している。この高度帯に集中するのは、この高度が多く谷で谷壁下部の高度に相当し、そこに攻撃斜面が発達しているためである。

2 方位分布

グライド地形の方位分布を16方位に分けて示した(図4)。北向きの23.5%を最大で、北北西～北東の4方位(90度の開き)を示すものが全体の63%を占める。逆に南方向成分は極端に少なく、南東～南西の5方位(112.5度の開き)の合計で5.4%でしかない。

北方向に偏る方位分布を説明するには、グライド自体の発生しやすさと侵食作用の強度が方位によって差があるか否かを検討する必要がある。具体的には方位による積雪量、地形、とくに斜面傾斜、地質構造、積雪の可動性、植生などの差が、グライド地形形成の方位差に関与しているか否かを検討する必要がある。

地質構造については、当地域を広く占める新第三紀層(発足層、厚田層、盤ノ沢層、望来層、当別層)の走向が南北系統であるので、北向き斜面と南向き斜面で侵食性に差は生じないとみられる。植生についても有意な方位差は認められない。ところで当地域は低山であるため冬期といえど気温が高く、南向き斜面では冬でも融雪が起るため積雪が浅い

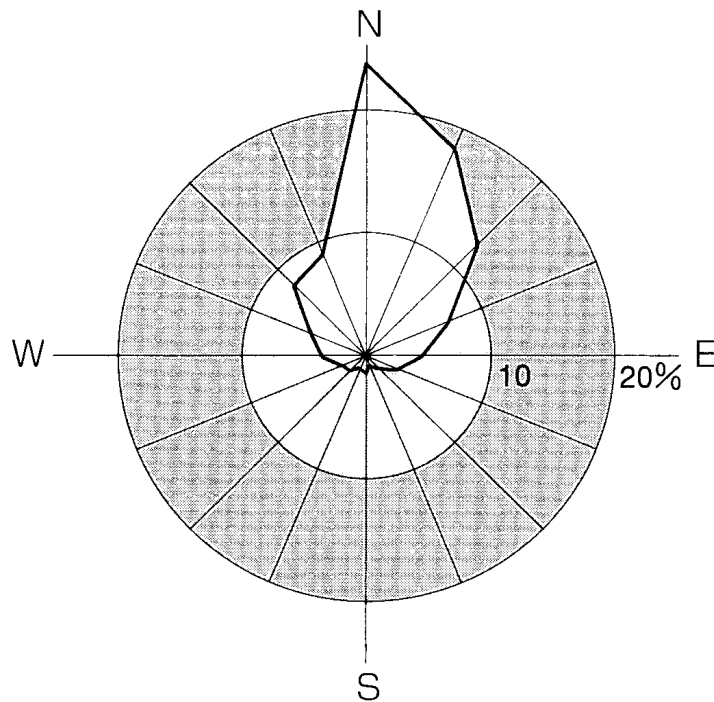


図4 グライド地形の方位分布

と仮定すれば、南向き斜面でのグライド地形が発達しにくいことを説明できるが、詳細な積雪分布は把握していないし、むしろ南向き斜面でガラメ化が進みやすく、グライド発生が容易である事実が指摘されている例がある（山村、1968）。さらに天塩山地では南向き斜面で雪崩やグライド侵食が卓越することもわかっており（小野寺、1979、鈴木、1979）、今までの研究成果とは相容れない傾向を見せる。したがって地形の方位差だけが、グライド地形の方位分布に関与しているとみられる。ただしグライド地形が圧倒的に攻撃斜面型であることから、その方位分布は谷壁斜面下部の地形だけを問題にすればよい。東西成分の強い走向をもつ谷、たとえば古潭沢、右股沢、南部沢などの望来川水系に限らず、当別川水系でも北向き斜面にグライド斜面が発達している。その谷壁斜面下部では、北向き斜面が急な非対称谷となっている場合が多い。その好例が青山中央付近で左岸から合流する四号沢や金沢などである（図5）。西へ流下する3本の沢では、北向き斜面が急な非対称谷となっていて、北向き斜面にグライド地形が発達している。

東西方向の谷の非対称性は、地質構造では説明できないので、この地

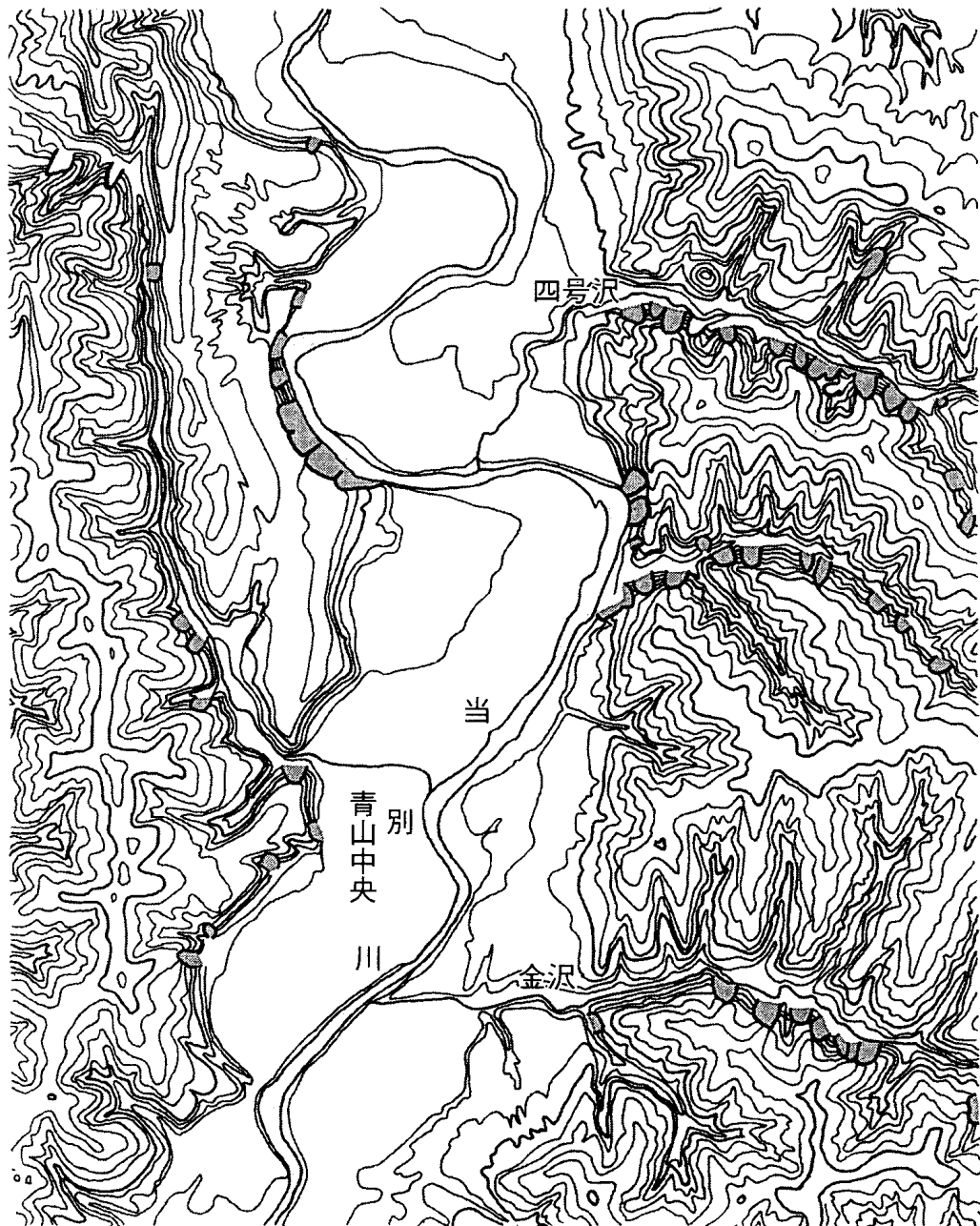


図5 青山中央付近の地形概要とグライド地形

東西方向に流路をもつ当別川の支流は非対称谷となっており、急傾斜な北向き斜面にグライド地形が形成されている。等高線は10m間隔。

域の南が隆起するような地盤運動、つまり傾動運動を想定するか、氷期の周氷河作用による物質移動で南向き斜面が緩やかになるような非対称谷の形成（岩田、1977）で説明するかどちらかであろう。

IV グライドによる侵食量

グライドによる斜面侵食量と侵食様式を知る目的で、野外実験を行った(図2)。青山中央の厚田山道入り口(実験地1)と沼の沢左岸(実験地2)、右岸(実験地3)の3つの斜面に計4本の実験ラインを設けた。

実験ラインの設置、および侵食量の測定方法は以下のとおりである。ほぼ等高線方向に設定した実験ラインの両端に、スチールロッドの頭を地表面の高さまで打ち込み、その頂部を基準点とした。両端のロッドの頂部に溝を刻み、それに沿って水糸を入れた状態で緊張させ、水平距離10cmまたは50cm毎に水糸から地表までの距離を測った。翌年同じ方法で再測し、地表までの距離の差から侵食深、堆積厚を求めた。

1 実験地の概要

実験地1 (青山攻撃斜面) : 典型的な河川の攻撃斜面である。現在は「厚田山道」とよばれる2車線の舗装道路が斜面下を通り、本流は道路をはさんで反対側を流れているが、かつては曲流する流れが斜面基部を側方侵食していたものと推定される。斜面横幅90m、斜面長45m、傾斜35~40度、比高25m程の北向き斜面で、直線的な縦断面、凹型の横断面形をしめす平滑斜面である。上方の急斜面の一部に基盤岩が露出している以外は厚い風化物質におおわれている。

グライド侵食が卓越する斜面の中央部分は、木本類を欠いているので雪解け直後は地表が露出して無植生のように見えるが、夏季にはオオイタドリやトリアシショウマ、ウドなどの大型草本類におおわれる。周辺部には根曲がりや匍匐型のタニウツギ、シラカバ、イタヤカエデなど、樹高2~3mの低木類がまばらにみられる。斜面基部の湿地にはヤナギ類の高木が疎林を形成している。斜面下部と、水平距離で約10m上方の計2か所に、長さ6.3mの1-aと、6.1mの1-bの2本の実験ラインを等高線方向(東西方向)に設けた。

実験地2 (沼の沢攻撃斜面) : 幅20m、斜面長25m、平均傾斜40度強の

北向き攻撃斜面である。斜面の中～上方は顕著な凹型斜面で大型草本類に覆われるが、下部は川の側方侵食を受け急傾斜で基盤岩があらわれている。当別層の頁岩、ないし砂岩で構成され、硬岩層が基盤岩に凸部をつくっている。斜面下部に等高線方向に長さ19.5mの実験ライン2-cを設けた。

実験地3（沼の沢法面）：傾斜40度前後の尾根の末端を切る人工的道路法面で、当別層の岩盤が一面に露出しており無植生である。斜面基部に崩落した岩屑と細粒物質が崖錐をつくっている。実験地1、2が北向き斜面で湿潤な環境であるのに対し、南向き斜面で日当たりが良く乾燥しており、融雪が早く積雪も浅い。また土止めの擁壁、落石防止のネットが設置されているため、グライドは抑制されている。等高線方向（東西方向）に5.0mの実験ライン3-dを設定した。

2 野外実験の結果

実験地1：実験ライン1-aでは、測線に沿って侵食域と堆積域が見られるが、東側ではほぼ侵食が、西側では堆積が卓越している。侵食深の最大は東側から5.6m地点で8.1cm、堆積厚の最大は同じく5.8m地点で3.2cmであった。

実験ライン1-bでは、1-aとは逆に東側で堆積が起こった地点が多く、西側の地点の多くで侵食が見られた。侵食深の最大は6.1cm、堆積厚の最大は11.5cmであった。

侵食も堆積も見られない地点が数地点あるだけで、ほとんどの地点で地形変化が起こっている。

実験地2：実験ライン2-cに沿った侵食、堆積量は実験地1と同じ程度であるが、侵食域の方が多い。また地形変化がほとんど生じなかった地点が目立った。侵食深の最大は東から13.0m地点で7.8cm、堆積厚の最大は同18.5m地点の6.8cmであった。

実験地3：実験ライン3-dの西側の一部で堆積が起きているが、傾斜が急なため全体に侵食域となっている部分が多い。侵食深の最大は東から3.1m地点の3.8cm、堆積厚は同3.7m地点の3.4cmで、実験地1、2と

比較すると侵食深、堆積厚は全体に小さい。平滑斜面とはいえ、東側部分の基盤岩が若干突出しているが、この部分に侵食がより強く働いており、堆積が起こっているのは基盤岩の凹部に当たる2か所に限られる。

計測は翌年以降も継続して実施する予定であったが、すべての実験地で計測不能となった*4。

測定の結果は、グライド斜面の各地点で一寒候期に 10^{0-1} cm単位で侵食ないし堆積が起こっていることを示している。また侵食域と堆積域の平面的広がりには把握できないが、2つの領域が、移動する雪塊の大きさに対応してモザイク状に交錯していると予想される。例えば実験ライン1-bの直下に位置する1-aでは、各地点の直上で生じている侵食、堆積とは逆の作用が働いている。99年4月の観察によれば、同斜面には高さ30~50cm程の表土と植物遺骸からなる小規模な堤防状の土塊がみられ、土塊の直上には表層物質をえぐり取ったような凹部があって、その表面には明瞭な擦痕が残されていた。雪塊がブルドーザで削り取るように表層物質を剥ぎ取り、その下部に積み上げるような作用が働いていることがわかる。また実験地1の斜面基部には縦2 m、横3 m、高さ0.5m程の長軸を等高線方向に向けた長円形のマウンドがあり、これは検土杖による調査によればグライドによる移動土塊と推定される。

実験地2のような攻撃斜面型では、一寒候期にグライド斜面の上端部の積雪層が、融け切らないうちに斜面基部まで移動することもあるが、普通は前年のグライドで残置されたマウンドや堤防状の高まりを、翌年のグライドがさらに下方へ運ぶというような、複数年をかけた物質移動によって斜面基部まで運ばれる。

10^{0-1} cmで進行する地形変化は、同じ雪食作用である雪崩侵食によるアバランチ・シュートの侵食深と比較すると 10^2 倍に達する(下川、1981)。アバランチ・シュートに露出する岩盤は堅牢で、侵食に対する抵抗力が大きいのにたいし、固結度が低く侵食を受けやすいという特性をもつ頁岩、砂岩で構成された斜面形成が急速に進行していることがわかる。しかも激しい侵食を受けているにもかかわらず、グライド斜面の多くは厚

増毛山地南部・樺戸山地のグライド地形

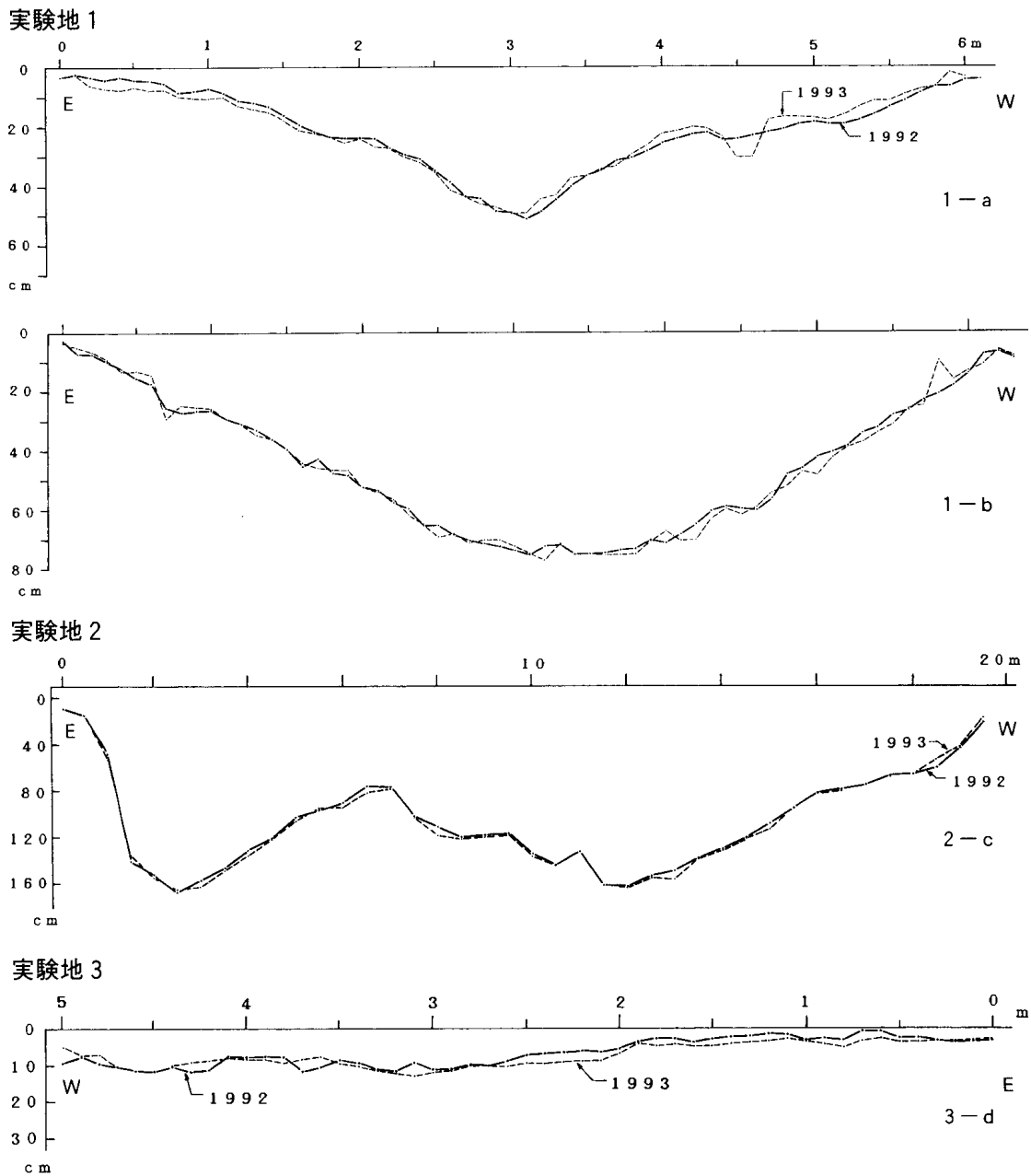


図6 実験地におけるグライド侵食・堆積量

い風化物質に覆われており、融雪後はオオイタドリに代表される大型の草本類が繁茂していることは、それを上回る風化、土壌形成が進行していることを意味している。

したがってグライド斜面における侵食量は、基盤岩の風化速度と関係が深いと予想されるので、頁岩の風化プロセスと風化速度を知るために室内実験を行なった。実験地の基盤を構成する当別層は、細粒の砂岩～

頁岩である。基盤岩から採集した試料を使って乾—湿、凍結—融解の室内実験を行なった。その結果、86回に及ぶ凍結・融解の繰り返しでは破碎がほとんど認められないのに対し、4～5回の乾湿の繰り返しで著しい風化が進行し、礫が細粒化した。頁岩は空隙率が高く水分を含みやすいために、乾湿サイクルによって膨張と収縮が繰り返されることで乾湿風化が容易におこると考えられている（小野寺、1979）。野外における風化実験でも、頁岩が凍結融解のサイクルよりも乾湿の交替に影響されやすい性質をもっていることが確かめられている（石川・鈴木、1965）。加えてウド、オオイタドリなど大型多年草が密に繁茂していることから、根系による岩盤の割れ目の押し開き効果も風化を助長すると予想される。

なお実験地3の地表条件は、他の実験地とは異なり無植生の南向き斜面で乾燥している。乾湿の交替による風化は進みにくい環境と推定され、ここでは基盤岩が鱗状に薄く剥がれるような風化侵食が進行し、それがグライドによって効果的に運搬されている。

V まとめと今後の課題

グライド地形は、形成される場所と条件の違いによって、攻撃斜面型と稜線直下型に分けられる。最大傾斜方向にも等高線方向にも平滑で凹凸が少ないのが特徴で、傾斜方向にも水平方向にも凹型の斜面形を示す。ただし攻撃斜面型では直線的な縦断面を呈することがある。また調査地域では北向き斜面が急な非対称谷部分が多いため、グライド地形の方位分布は北寄りに偏在する。ただし非対称谷の成因は不明である。

グライドの侵食は、岩盤を直接的に削磨するだけでなく、当地域の山地が乾湿による風化によって容易に細粒化する地質で構成されているため、地形形成作用として有意な役割を果たしていると考えられる。とくに積雪のグライドが、谷壁下部の斜面形成に効果を発揮していることは確かだ。この作用によって谷壁下部の斜面の後退と谷底の拡大が促されていると考えられる。今後は小起伏山地の地形発達に果たすグライドの役割を評価するために、経年的な侵食量の測定、堆積物の層位学的分析や樹木の年輪の解析（樹木年代学）を使った方法などを実施する必要がある。

ろう。その際、人間の関与がおこりやすい里山における調査、野外実験を実施するには、調査方法の工夫が求められる。

註

- * 1：日本海に面する留萌、浜益、厚田では、それぞれ42.5%、46.2%、42.2%で、むしろ冬型降水の割合が低くなっている。
- * 2：小野寺（1974）の調査によれば、この斜面では1973～4年の冬季に5回の雪崩が発生したという。グライドが活発な急斜面では、グライドの最終段階で崩落に結びついたり、急激な融雪時には雪崩となって崩落することもあることがわかる。いずれにしろ小規模な雪崩と急速なグライドを厳密に区別するのは難しいし、同一斜面で両方が作用するのはむしろ普通である。
- * 3：空中写真の判読には限界があり、これらの斜面のすべてで雪崩が一切発生しないとはいえないが、現地調査可能な斜面の積雪の挙動を観察すると、斜面規模からみて雪崩の作用が卓越しているとは考えにくい。
- * 4：計測不能となった理由は以下のとおりである。実験地1では植林が行なわれた。実験地2では定点の片方が失われたが、定点が埋没したか運び去られたかは不明。実験地3では落石防止工事が行なわれネットに覆われた。

参考文献

- 石川政幸・鈴木孝雄（1965）頁岩の機械的風化に関する実験と観察．林業試験場北海道支場年報、159-177.
- 岩田修二（1977）根釧原野、上春別付近の周氷河非対称谷．地理学評論、50-8、455-470.
- 小野寺弘道（1974）当別川上流山地における積雪の挙動と崩壊斜面の発達．日本林学会北海道支部講演集、23、98-100.
- 小野寺弘道（1979）積雪地帯の山地浸食防止に関する基礎的研究．北海道大学農学部演習林研究報告、36-2、255-616.
- 垣見俊弘・植村武（1958）『5万分の1地質図「月形」及び地質説明書』地質調査所、54頁.
- 札幌管区气象台（1993）『北海道のアメダス統計I』日本気象協会北海道本部、417頁.
- 下川和夫（1980）只見川上流域の雪崩地形．地理学評論、53-3、171-188.
- 下川和夫（1981）アバランチ・シュートにおける雪崩侵食量の調査．雪氷、43-4、217-223.
- 下川和夫（1993）札幌近郊山地における積雪の作用1－中山峠周辺の積雪環境と樹木の根曲がり現象．札幌大学女子短期大学部紀要、21、9-19.

- 鈴木啓助（1979）北海道北部の山火事跡地にみられる崩壊裸地の時間的推移。
環境科学、2、1－12.
- 高橋喜平（1968）最深積雪指示計について。雪氷、30－4、11－14.
- 山村 勝（1968）当別山地における斜面の積雪移動について。日本林学会北海道支部講演集、118－120.
- 林業試験場北海道支場（1983）『北海道積雪分布図（平均最深）』 新技術情報
NO. 6.