

4. 5. 地点⑤

図-10の地点④から上流へ平面距離60m離れた左岸と地点⑤の右岸谷壁（標高 675m付近）に、図-12 に示す花こう岩類の粗大な岩体を見出した。周囲は、花こう岩類風化物からなる岩屑からなる。平刃鎌で掻いても表層は容易に剥離しないが、暗灰色の粗砂状に風化していた。図-13 の地点 d（沢の左岸、標高 650～660mの谷壁の崩壊跡地）にも花こう岩類の粗大な岩体が露出していた。周囲は、花こう岩類風化物の岩屑からなる。この岩体は岩石の形状を保ちつつ、ブロック状に割れて谷壁を成していた。

4. 6. 地点⑥

図-13 の地点⑥、沢の右岸谷壁の標高635m付近には、図-14 に示す粘土層があった。花こう岩類の小角礫を分散しつつ、マトリックスは砂質の粘土であり、花こう岩類岩体が風化したものと考えられることができる。斜面直下は滝をなす泥岩の基盤が現れているが、崩積土が露頭を被覆していたため泥岩の上に粘土層が直接載るのか否かは判らない。同様の粘土層は、図-10 の地点 e（標高 690 m）にも見られた。いずれも、地点①の粘土層とは層相が異なる。地点⑥と図 10 の地点 e の周囲は、共に花こう岩類風化物からなっていた。

5. 泊の平地すべりの地形発達

観察した露頭の地点数は少ないが、以上の現地調査結果から、図-15 に示すように現時点で考えられる泊の平の地形発達をモデル的に断面図で示した。その平面位置は、図-1 においてニッ森と地点④を結んだ線分を想定しており、この線分に載らない地点については、それらの位置を図-15 の断面図に投影させて記載した。

地点①は、図-15 の断面図では記載できないが、地すべり移動域の縁辺にあたっているため、基盤の泥岩がせり上がって地表面に露出していると考えている。地点①で観察した粘土層は、泊の平の移動域を形成した花こう岩類-泥岩の接触面を利用したすべり面の、泥岩中に相当する位置に露出していると考えた。

地点②は、ニッ森の斜面上である。貫入した花こう岩類の岩体がコアストーンとして残り、風化した細粒物質は侵食によって斜面下方に運搬されて除去されて、花こう岩類岩体だけが泥岩上に載って残っていると考えた。

地点③は、マサ土と花こう岩類角礫の成層堆積物の末端部分である。層厚 30m程度で移動域を覆っている。泊の平の地すべり移動域形成後に、ニッ森からもたらされた複数回の土石流の堆積物であり、その上に載る現成の扇状地性堆積面とは、層相の違いから判断して、成因が異なる。

地点⑤付近の地点 e（図-10）や地点⑥で観察した粘土



図-14 粘土化した花こう岩類岩体

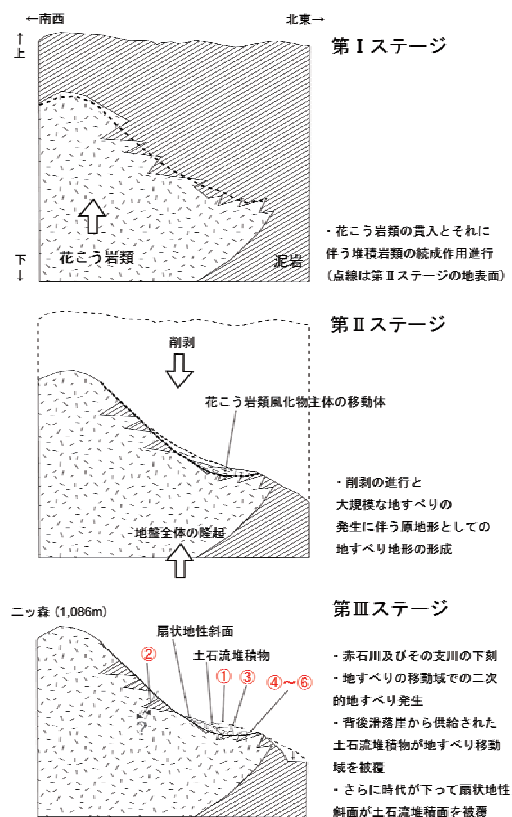


図-15 地形発達モデル（八木原図を加筆・修正）

化した花こう岩類岩体の成因については、大規模な地すべり時にすべり面近くで花こう岩類岩体が破碎されて小角礫が生産され、より細かい岩屑は、その後の風化によって粘土化したと考えた。つまり、地点⑤付近の地点 e や地点⑥が大規模地すべりのすべり面に相当する位置と考えている。

地点⑤などで観察した花こう岩類の岩体は、泥岩より上部かつすべり面より下部の、現地性の岩体（コアストーン）と考えた。したがって、地点④で観察した、泥岩の基盤上に載っている花こう岩類風化物も現地性と考え

ることができる。つまり、沢 a に沿って、あるいは沢 a の右岸側に層厚に分布する花こう岩風化物は、泥岩に上方及び側方に貫入した花こう岩類岩体起源であって、すべり面上部では大規模な地すべりによって移動し、すべり面では花こう岩類岩体が破碎されて小角礫になり、さらに、すべり面より下部では変状を受けていない花こう岩体が残った。

泊の平の地すべり移動域には、泥岩分布域のみならず花こう岩類風化物の分布域にも広く小規模な地すべり地形が見られることから、これらは、その移動域の形成後、最終氷期に伴う海面の低下か地殻変動による白神山地自体の隆起に伴う浸食基準面の相対的な低下を反映して赤石川やその支流の泊の沢が下刻し、不安定化した移動域に、二次的に小規模な地すべりを生じたと考えた。

6. 判読地形分類図

地すべり発生時の地形発達と空中写真判読、DEM から作成した鳥瞰図と等高線図の読図を踏まえて作成したのが、図-16 の判読地形分類図である。凡例を表-2 に示す。B17 の雁行性小崖や、B11 上にみられる、B16 で示した小規模な地すべり移動域は、泊の平の地すべり移動域が形

成された後、赤石川や泊の沢の下刻により泊の平の大規模な地すべりの移動域自体が不安定となり、二次的にすべて形成された地形を記載している。

その他、B12 のような現成の斜面崩壊や B14 のような雪崩による筋状地形が地形を変化させている。これらの地形発達に具体的な年代を組み込むのは困難であるため、表-2 の凡例には、発達の古いほうから新しいほう（左から右）に向けて順番を付した。

7. 自動地形分類図

判読地形分類図は、地形図や空中写真の読図や判読から地形的特徴の差異を見出し、地形発達を踏まえて描画される主題図であるが、地形発達を考えずに、単に地形の形状だけから地形分類図を作成することが考えられる。ここでは、航空レーザ測量データから生成した 2 m 解像度の DEM に基づき、自動地形分類図を、Iwahashi and Pike (2007) の方法で作成した。

すなわち、DEM に基づき傾斜 3 分類（緩、中庸、急）、表層テクスチャを平均値で 2 分類（粗、細）、凸度を平均値で 2 分類（凹、凸）し、それらを組み合わせ地形を 12 分類した図である。DEM から傾斜を計算したが、

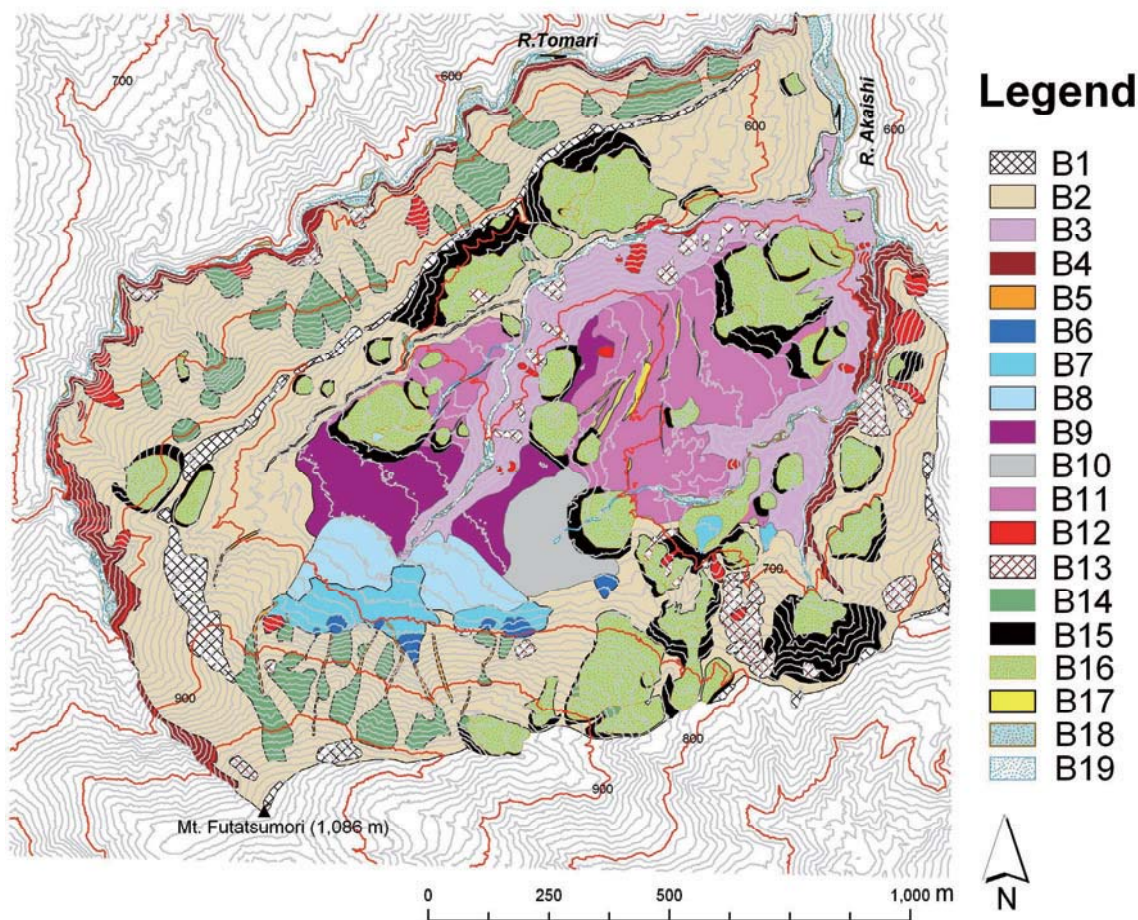


図-16 判読地形分類図

表－2 判読地形分類図の凡例

凡例	説明	地形発達 (旧→新)				
		1	2	3	4	5
B1	頂部斜面:山頂や尾根の緩斜面. ニッ森北面を滑落崖とする地すべり以前の地形をとどめていると考えられる.	○				
B2	上部谷壁斜面:主滑落崖を含む急斜面.	○	○			
B3	花こう岩類風化物側方崖:基盤の泥岩の上位の花こう岩類風化物の側方が浸食を受けたことにより形成された崖.		○	○		
B4	下部谷壁斜面:上部谷壁斜面や花こう岩類風化物側方崖の斜面下方にあり,谷底と接する浸食の活発な急斜面.			○		
B5	筋状地形:雪崩により岩壁に刻まれた浅い凹状地形.					○#
B6	扇状地性急斜面 (22~25°):上流から流送された岩屑からなる.					○
B7	扇状地性中庸斜面 (9~14°):同上.					○
B8	扇状地性緩斜面 (5~8°):同上.					○
B9	高位面:構成される地質は細粒無層理のマサ土と花こう岩類小角礫層の成層構造をなす. ニッ森北面を滑落崖とする地すべりの形成後,何回かに分けて発生して「B11」(低位面)を覆った土石流堆積物と考えられる.				○	
B10	高位緩斜面:高位面のうち扇状地状に緩やかな斜面. 現地で地質を確認していないが,高位面と同様,マサ土と花こう岩類小角礫層の成層構造をなすと考えられる.				○	
B11	低位面:花こう岩類風化物からなる面のうち低位のもの. 高位のものと比較して,粗大な花こう岩類の風化岩体を含む. 沢 a 左岸の低位面は,泥岩及びその風化物からなる.		○	○		
B12	明瞭な斜面崩壊:浅層の斜面崩壊. 空中写真で明瞭に判読される.					○
B13	やや明瞭な斜面崩壊:浅層の斜面崩壊. 空中写真ではなく,1m間隔等高線図で明瞭に判読される.					○
B14	筋状地形のある斜面:筋状地形の明瞭な斜面.					○#
B15	滑落崖:「B16」の地すべり移動域と同時に形成された滑落崖.			○		
B16	地すべり移動域:ニッ森北面を滑落崖とする地すべりの形成後に形成された,赤石川の下刻に応じた二次的な地すべりの移動域を含む.			○		
B17	雁行性小崖:赤石川の下刻に従って不安定化した斜面が複数の土塊ブロックに分かれて際に生じた雁行性の小崖.			○		
B18	土石流段丘:離水していない河岸段丘					○&
B19	谷底:主な谷底を示す.					○&

注1) 地形発達の欄に付した番号は, 1. 泊の平地すべり移動域の形成前, 2. 泊の平地すべり移動域の形成時, 3. 赤石川の下刻に伴う二次的な地形変化, 4. 土石流堆積面の形成, 5. 現在の地形変化.

注2) 地形発達の欄の「5.」における印の意味は次のとおり. #: 雪崩による営力, & : 河川による営力.

Iwahashi and Pike (2007) は, 傾斜を単に平均値を境に2等分している. 図-17の黄色のヒストグラムを見ると, そのヒストグラムの頂点の37°は傾斜の平均値に相当すること, 「肩」(ヒストグラムが明瞭に変化する点)の15°は緩慢な地すべりが形成した斜面と急速な崩壊が生じる斜面の違いを理解するための重要な値であることが判った. そのため, 0~15°を「緩」, 15~37°を「中庸」, 37°超を「急」とした.

図-17の青のヒストグラムは, もし37°をピークとする37°以上の頻度が37°未満と同じだったと仮定して, 黄色のヒストグラムから作成したグラフであり, ピンクのヒストグラムは, 黄色のヒストグラムから青のヒストグラムを差し引いて得たグラフである. 黄色のヒストグラムが, 一般斜面の傾斜と(青)と地すべ

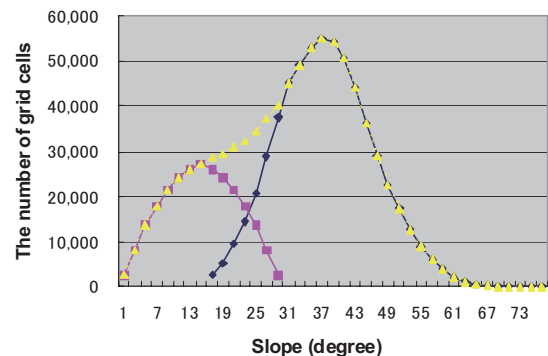
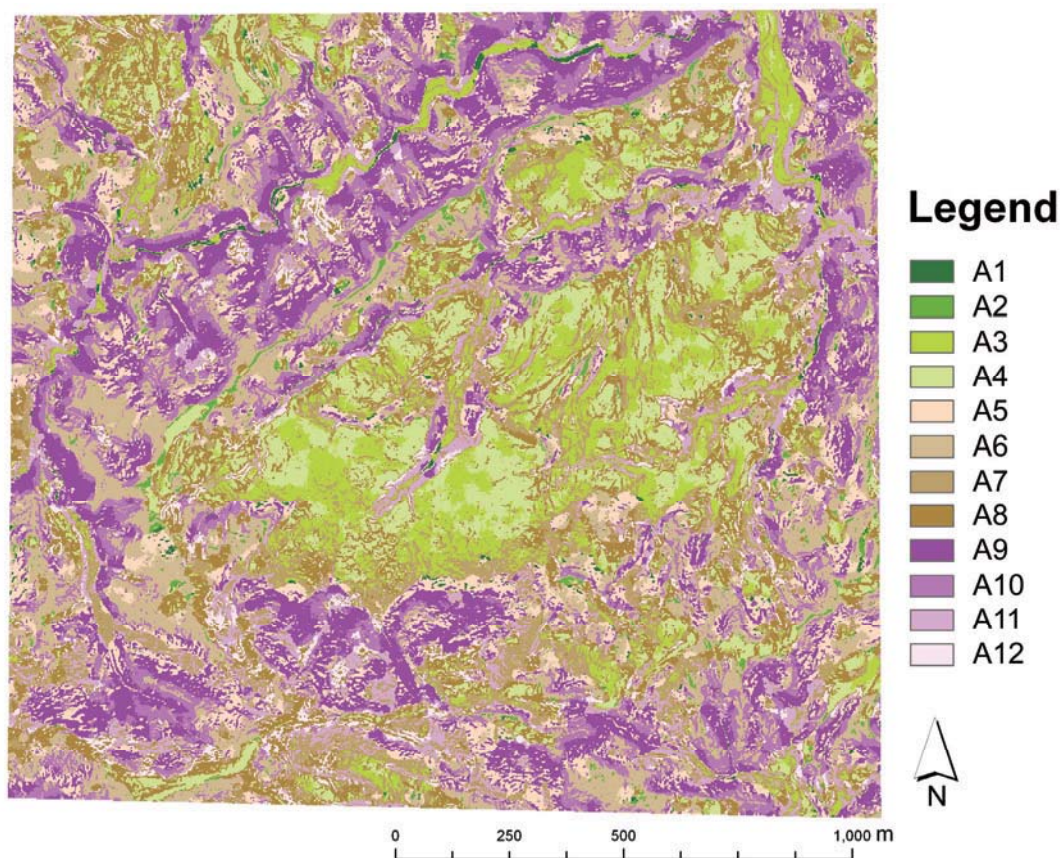


図-17 傾斜のヒストグラム

り斜面の傾斜(ピンク)のヒストグラムにそれぞれ分離される可能性があることを示している.

表層テクスチャとは地形のきめの「粗さ」あるいは「細かさ」を表す指標であり、注目する画素を中心に半径 10 画素の円内において、メディアンフィルタで平滑化した DEM に対する原 DEM の高低の画素数の和を、その円の面積（314 画素）で割った値である。

凸度とは、ラプラシアンフィルタによる演算後、注目画素がマイナスなら凸（もしプラスなら凹、ゼロなら平面である）と判断し、注目する画素を中心に半径 10 画素の円内において、凸と判断された画素数の和をその円の面積（314 画素）で割った値である。



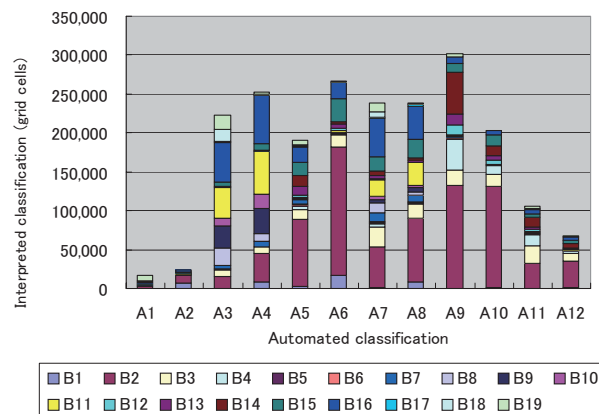
図一18 自動地形分類図。A1. 緩—粗—凹, A2. 緩—粗—凸, A3. 緩—細—凹, A4. 緩—細—凸, A5. 中庸—粗—凹, A6. 中庸—粗—凸, A7. 中庸—細—凹, A8. 中庸—細—凸, A9. 急—粗—凹, A10. 急—粗—凸, A11. 急—細—凹, A12. 急—細—凸

8. 判読地形分類図と自動地形分類図の比較

図一16の判読地形分類図と図一18の自動地形分類図を重ね合わせて、両者の関係を調べようとした。

8. 1. 判読地形分類の頻度

図一19のグラフは、自動地形分類図と判読地形分類図を重ね合わせたとき、自動地形分類図をベースに、判読地形分類図の面積をグリッド個で数えたものである。A3～A10が19万グリッド個以上の面積を占め、B2（上部谷壁斜面）の占める面積が、他の判読地形分類と比較して広い。また、それぞれ自動地形分類に占める判読地形分類の割合は多様である。



図一19 自動地形分類に占める判読地形分類の面積（単位：グリッド個）。判読地形分類と自動地形分類の凡例は図一16と図一18にそれぞれ同じ。

8. 2. 判読地形分類の頻度（面積比）

図-20 のグラフは、自動地形分類に応じた判読地形分類の面積比を調べ、B2（上部谷壁斜面）の面積比が大きいものを左から右に並べたものである。以下、代表的な判読地形分類について、自動地形分類との関係を述べる。

8. 2. 1. 上部谷壁斜面

B2（上部谷壁斜面）の面積比はA10（急—粗—凸）の63.7%からA3（緩—細—凸）の7.1%まで一様に減少している。B2は、A10よりA2（緩—粗—凸）まで、各分類で39%以上の面積比を占めており、図-20 横軸のA10よりA2までの6つの分類のうち4分類が凸、残り2分類（A5の中庸—粗—凹とA9の急—粗—凹）は凹である。この2分類については、侵食を受けていても、自動地形分類における表層テクスチャの「細」かつ凹にみられるほど、著しい侵食や地表変状を受けていないことを示唆するのであろう。

8. 2. 2. 頂部斜面

図-20 横軸のA2（緩—粗—凸）では、B2の2番目に面積比が大きいのはB1（頂部斜面）である。B1は、二ッ森山頂付近と支尾根の幅の広いならかな斜面であり、その形状をよく言い当てている。

8. 2. 3. 花こう岩類風化物側方崖

図-20 横軸のA11（急—細—凹）、A12（急—細—凸）、A7（中庸—細—凹）では、B3（花こう岩類風化物側方崖）は、それぞれ22.1%、14.9%、10.5%の面積比を占めている。「細」が必ず含まれていることから、侵食が活発であることを伺わせる。

実際には、花こう岩類風化物側方崖にみられる表層

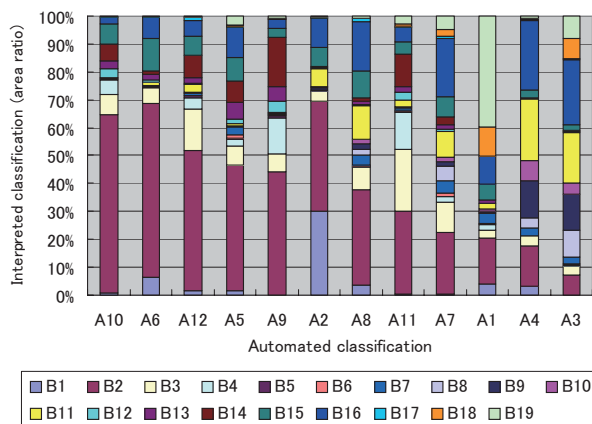


図-20 自動地形分類に占める判読地形分類の面積比。判読地形分類と自動地形分類の凡例は図-16 と図-18 にそれぞれ同じ。

崩壊が凹の形状を、その下位に含まれる花こう岩類岩体のコアストーン（図-12）などが、凸の形状に反映している。

8. 2. 4. 滑落崖

図-20 において、B15（滑落崖）が7%以上の面積比を占める自動地形分類を列举すると、A6（中庸—粗—凸）の11.5%、A8（中庸—細—凸）の9.7%、A5（中庸—粗—凹）の8.4%、A7（中庸—細—凹）の7.4%、A10（急—粗—凸）の7.1%、A2（緩—粗—凸）の7.0%である。つまり、6分類のうち斜面が中庸の4分類を全て含んでおり、滑落崖は「中庸」な傾斜と判断される傾向がある。また、B15は、それぞれの自動地形分類における面積比は高々約11%と少ない。

8. 2. 5. 地すべり移動域

B16（地すべり移動域）は、図-20 において面積比10%以上を占める自動地形分類に注目すると、A8（中庸—細—凸）の17.9%を除き、面積比が20%以上と約10%程度で存在するものの2パターンに分かれた。

20%以上なのは、A4（緩—細—凸）の24.7%、A3（緩—細—凹）の23.3%、A7（中庸—細—凹）の21.1%であった。「緩」かつ「細」は、図-17でも移動域において広い面積を占めていることが読み取れ、図-18では茶系の色で示される傾斜が「中庸」の斜面の下方でA3（緩—細—凹）の凹と、A4（緩—細—凸）の凸の範囲が入り組んでいる。A7（中庸—細—凹）においてB16（地すべり移動域）の面積比が大きかったのは、地すべり移動域に含まれる引張性の小崖（図-18では茶系の色で表示されている）の存在を反映しているためである。

10%程度なのは、A5（中庸—粗—凹）の10.8%、A1（緩—粗—凹）の10.3%、A2（緩—粗—凸）の10.1%であった。たとえ傾斜が「中庸」「緩」であっても、「粗」が含まれると「細」が含まれる場合と比較して地すべり移動域の面積比は概ね半分となることが示唆された。つまり、それだけ地すべり移動域は変状をよく受けて地形のきめは細くなる傾向があることを示している。

8. 2. 6. 土石流段丘と谷底

B18（土石流段丘）とB19（谷底）は、図-20 横軸、A1（緩—粗—凹）においてそれぞれ10.2%、40.0%と、他の自動地形分類と比較して、圧倒的に面積比が高い。

「粗」が意味するのは、土石流段丘は堆積地形で、堆積後にそれほど変状を受けていないこと、谷底も、本研究が適用した自動地形分類の手法によれば、流水が随所に滞るほど表層テクスチャに細かさは無いことの反映なのであろう。

9. 自動地形分類図と積雪深データの重ね合わせ

石岡ほか (2007) は、本対象地区から赤石川に沿って北に 6 km、摩須賀岳と櫛石山に挟まれた 6 km²において、航空レーザ測量データによる積雪深を調べた。これによると、櫛石山南方の、尾根をまたぐ東西断面の積雪深は、斜面基部から尾根に登るほど浅く、同じ標高でも西向き斜面より東向き斜面のほうが積雪深は大きいことを明らかにした。また、摩須賀岳北東、谷をまたぐ南北断面の積雪深は、斜面よりも谷に下るほど積雪深は大きいことが明らかになった。そして、前者では西斜面の雪が風に吹き晒されて東斜面に溜まり、後者では谷に雪が吹き溜まることを示唆している。後者については、斜面上方から谷への雪崩の影響もあると考えられる。

本研究では、「7.」で作成した自動地形分類と、図-21 で示した航空レーザ測量データによる積雪深データを重ね合わせて、形状的な特徴だけから見た地形と積雪深の関係を明らかにしようとした。その結果を表-3 と図-22 に示す。

最も積雪深が多いのは A1 (緩—粗—凹) の 4.58 m だった。これは、主に沢の谷幅の狭い部分と、筋状地形

の発達するニッ森北面の岩壁の直下の緩斜面に相当している。積雪深の平均値が 4 m を超えているのは、この分類項目 1 つだけである。吹き飛ばされた雪が谷部に貯まったり、雪崩により斜面下方に移動した雪を表現している。

最も積雪深が少ないのは、A2 (緩—粗—凸) の 3.02 m だった。これは、主にニッ森の頂部斜面と、ニッ森から泊の沢右岸に沿った尾根上の頂部斜面に相当する箇所である。日本海からの西寄りの強い冬の季節風で雪が吹き飛ばされ、雪が貯まりにくい地形条件であることが示唆される。

傾斜と表層テクスチャの分類が同じとき、常に凸よりも凹のほうが積雪深は大きい傾向がある。しかし、それぞれ標準偏差が大きいので、断定的なことは言えない。標準偏差は、常に凸よりも凹のほうが大きい。地形が凸だと、季節風が雪を吹き飛ばしやすく雪が吹き溜まる余地は無いが、凹だと地形に応じて季節風に吹き飛ばされた雪が吹き溜まったり雪崩によって斜面下方に移動した雪が谷底に溜まったりすることによって、積雪深がばらつく傾向が高いことを反映している。

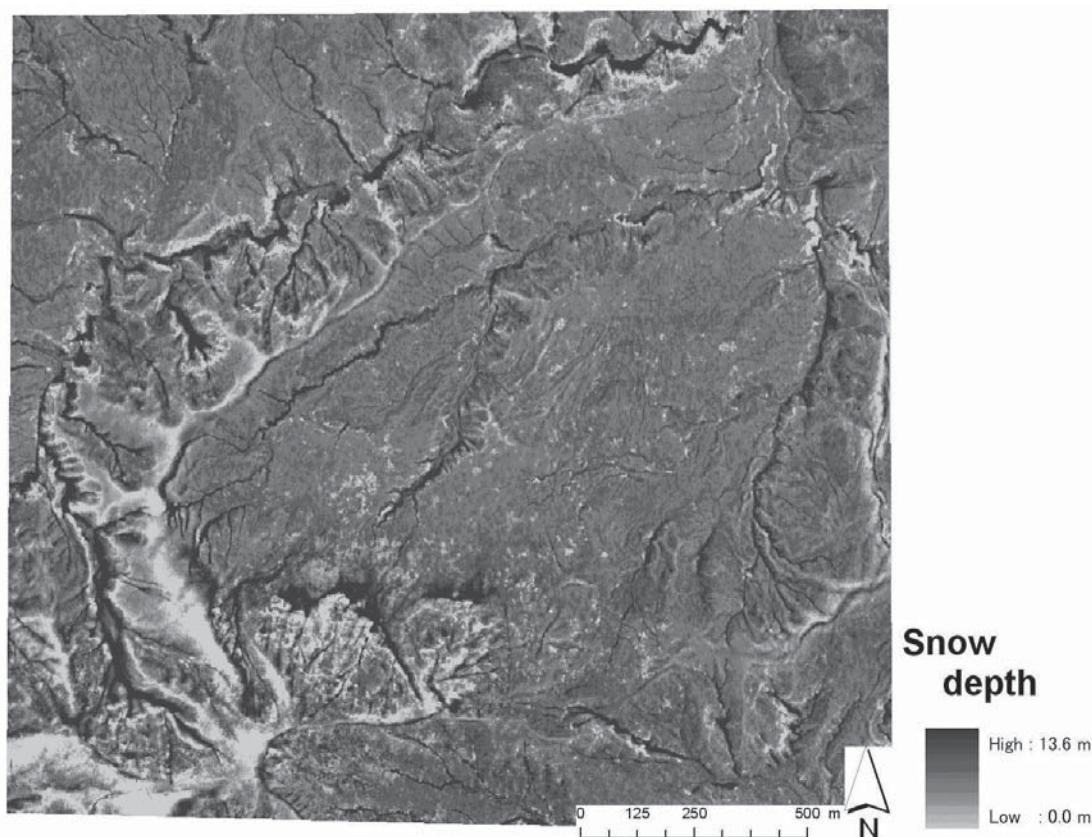


図-21 泊の平の積雪深分布

表-3 自動地形分類図と積雪深データの関係

自動地形分類	積雪深(m)		画素数
	平均値	標準偏差	
A1. 緩—粗—凹	4.58	1.74	5,727
A2. 緩—粗—凸	3.02	0.81	9,566
A3. 緩—細—凹	3.57	0.78	64,067
A4. 緩—細—凸	3.30	0.60	80,436
A5.中庸—粗—凹	3.85	1.10	80,733
A6.中庸—粗—凸	3.15	0.92	116,167
A7.中庸—細—凹	3.72	0.95	88,789
A8.中庸—細—凸	3.39	0.86	94,738
A9. 急—粗—凹	3.50	1.30	125,976
A10. 急—粗—凸	3.13	1.05	90,283
A11. 急—細—凹	3.63	1.27	44,491
A12. 急—細—凸	3.47	1.18	27,882
平均	3.45	1.05	

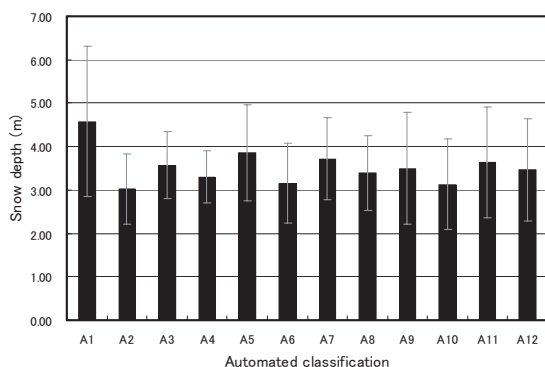


図-22 表-3のグラフ

9. 1. 傾斜が「緩」・「中庸」の場合

傾斜が「緩」と「中庸」について、平均値の大きい分類から小さい分類に順に並べると、緩については、

- 1) 第1位 A1 (緩—粗—凹) (4.58m)
- 2) 第2位 A3 (緩—細—凹) (3.57m), 第1位の平均値—第2位の平均値=1.01m
- 3) 第3位 A4 (緩—細—凸) (3.30m), 第2位の平均値—第3位の平均値=0.27m
- 4) 第4位 A2 (緩—粗—凸) (3.02m), 第3位の平均値—第4位の平均値=0.28m

である。

傾斜が中庸については、

- 1) 第1位 A5 (中庸—粗—凹) (3.85m)
- 2) 第2位 A7 (中庸—細—凹) (3.72m), 第1位の平均値—第2位の平均値=0.13m
- 3) 第3位 A8 (中庸—細—凸) (3.39m), 第2位の平均値—第3位の平均値=0.33m

- 4) 第4位 A6 (中庸—粗—凸) (3.15m), 第3位の平均値—第4位の平均値=0.24m

である。

傾斜が緩と中庸ともに、表層テクスチャが粗く凹だと積雪深の平均値は最も大きく、表層テクスチャが粗く凸だと最も小さいことが判った。また、各順位との平均値の差は、第1位と第2位の差を除くと、0.3m前後とあまり変わらない。

こうしたことから、自動地形の分類に応じた積雪深の分布の違いは、「緩」と「中庸」では似ていることが示唆される。つまり、積雪の貯まりやすさ、貯まりにくさは、「緩」と「中庸」で似ている傾向があることが判った。

9. 2. 傾斜が「急」の場合

傾斜が「急」について、各項目の積雪深の平均値を大きい順に並べると、

- 1) 第1位 A11 (急—細—凹) (3.63m)
- 2) 第2位 A9 (急—粗—凹) (3.50m), 第1位の平均値—第2位の平均値=0.13m
- 3) 第3位 A12 (急—細—凸) (3.47m), 第2位の平均値—第3位の平均値=0.03m
- 4) 第4位 A10 (急—粗—凸) (3.13m), 第3位の平均値—第4位の平均値=0.34m

である。第2位と第3位の平均値の差がほとんど無く、標準偏差も1.2m前後と同じようなばらつきであることから、第2位と第3位の項目間における積雪深の違いはほとんど認められない。また、傾斜が「緩」「中庸」とは異なり、「急」における第1位は、表層テクスチャが細かい地形である。

全般的に通してみると、表層テクスチャの違いを無視すれば、傾斜が「急」のときは、「緩」「中庸」と同様、凹型のほうが凸型よりも積雪深が大きい傾向があることが判った。表層テクスチャの違いを見ると、同じ凹型の斜面でも、「急」では「緩」「中庸」よりも表層テクスチャが細かいほうが積雪深が大きく、そのほうが、強い風による雪の吹き飛ばしの影響を受けにくい形状であるのであろう。

10. おわりに

航空レーザ測量データを用いて、白神山地・泊の平地区の地形、地形発達、積雪深を把握した。こうした特徴が泊の平地区の植生分布を左右していることは間違いないが、地形発達が植生分布に与える影響については、どんなに遅くても泊の平地すべり地形が成立した1,000年前以降、泊の平地区に原生林として優占するブナの寿命よりも長い時間をかけて成立したブナの原生林にとっては、大規模な地すべりにより成立した

地形の影響を凌いでいるものと思われ、むしろ現成の地形変化に対して他の植物と棲み分けているように感じられる。それについては、稿を改めて報告する。

謝 辞

現地調査にあたっては、現地ガイド等として、白神

マタギ舎の工藤光治氏、小池幸雄氏、小池宏美氏、弘前大学探検部の皆さんにお世話になった。また、航空レーザ測量データの取得には国際航業と中日本航空の機材を利用した。

入林にあたっては、事前に東北森林管理局津軽森林管理署の許可を受けた。

参 考 文 献

- 石岡義則, 望月貫一郎, 三谷 歩, 洲濱智幸, 齋藤宗勝, 八木浩司, 檜垣大助, 佐藤 浩 (2007) : 世界遺産白神山地における航空機レーザ計測による積雪深調査, 写真測量とリモートセンシング, 46(3), 39-44.
- 大沢 稔, 土谷信之, 角 清愛 (1983) : 中浜地域の地質, 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所, 62.
- 八木浩司 (1995) : 白神山地の地形とその発達, 『平成6年度特定地域自然林総合調査報告書』45-75, 国立公園協会.
- 八木浩司, 齋藤宗勝, 牧田 肇 (1998) : 『白神の意味』, 自湧社, 159.
- Iwahashi J, Pike RJ (2007) : Automated classifications of topography from DEMs by an unsupervised nested-means algorithm and a three-part geometric signature. *Geomorphology*, 86, 409-440.
- Sekiguchi, T, Sugiyama, M (2003) : Geomorphological features and distribution of avalanche furrows in heavy snowfall regions in Japan, *Zeit für Geomorphologie*. N.F., 130, 117-128.
- Sekiguchi, T, Sato, HP (2004) : Mapping of micro topography using airborne laser scanning, *Landslides*, 1, 195-202.