

一般研究－14 融雪特性を有する物質・流出機構の相互作用に関する研究

研究予算：運営費交付金

研究期間：平 18～平 22

担当チーム：水環境保全チーム、寒地技術推進室

研究担当者：山下彰司、新目竜一、桑原 誠、
矢部浩規、谷瀬 敦、村上泰啓、
鳥谷部寿人、赤岩孝志、水垣 滋、
石谷隆始、菊地 渉、丸山政浩

【要旨】

寒冷地域である北海道は年間降水量の半分程度を降雪が占めており、融雪水は日変動を繰り返しながら緩やかに流出する。IPCC 第4次報告書の高位予測によれば、北海道の冬季間(12月-3月)の降水量は約25%(80-100mm)増加し、標高300m以上の地域では同程度の降雪量が増加するとされている。また、沙流川流域で発生した2003年8月豪雨や忠別川流域で発生した2010年豪雨などは記憶に新しいところであるが、近年北海道の各地で土砂災害が頻発しており、防災上の観点から、こうした豪雨や土砂流出の実態および発生要因などを解明し、その結果を今後の防災対策に生かしていくことが課題である。以上を踏まえ、本研究は融雪特性を有する寒冷地河川の水文環境の変化を考慮した融雪水の安定的な確保、近年頻発する豪雨による土砂災害の緩和技術について検討し、積雪寒冷地域に適した流域管理に資することを旨とするものである。

キーワード：積雪相当水量、雪密度、積雪重量計、積雪分布、航空レーザ計測、土砂移動量、斜面崩壊、表層崩壊、スレーキング、放射性同位体、浮遊土砂、流域物質循環、SWAT

1. はじめに

寒冷地域である北海道は年間降水量の多くを降雪が占めており、融雪時の流出機構が河川環境に与える影響は大きい。例えば石狩川の融雪期流出量は年間総量の約1/3となっており、融雪水が水資源として重要な要素の一つとなっている。また、近年の融雪水の流出(量、特徴)は、冬期の気象傾向に影響を受けており、ダムの水資源を考えると、冬季の気象が大きく影響を及ぼすことから、融雪の基礎的なメカニズムを解明し、融雪特性を有する流域の水文過程を明らかにすることが課題である。また、沙流川流域で発生した2003年8月豪雨や忠別川流域で発生した2010年豪雨などは記憶に新しいところであるが、近年北海道の各地で土砂災害が頻発しており、防災上の観点から、こうした豪雨や土砂流出の実態および発生要因などを解明し、その結果を今後の防災対策に生かしていくことが課題である。

これらを踏まえ、融雪特性を有する流域の流出特性や生態系の主要な基盤の一つとなっている流域内の地質、濁質等の流域内での移動や残留過程を整理検討し、人間活動と河川環境の相互作用を明らかに

し、寒冷地に最適な河道設計技術を確立することが必要である。

一方、水文-流出現象は降雨・融雪、蒸発散、河川流、地下水流など、多くのプロセスが関与しており、それらが複雑に関連していると考えられる。わが国では防災的観点からこれらを評価するため、計算が容易な貯留関数に代表される集中常数系モデルを多用されてきた背景がある。しかし、貯留関数法はモデルパラメータと流域特性値や水文特性値との関連性が明確でないため、パラメータ設定が経験的なものにならざるを得なかった。星らは、斜面流プロセスと貯留関数法の関連性を導き、モデルパラメータを物理的な指標で評価することに成功し、北海道開発局の洪水予測システムに応用されている。しかしながら、河川からの物質流出を考慮する場合においては流域の土地利用状況や、土壌の特性、地被状態などが複雑に関与するため、洪水予測などの時間スケールよりも長い期間で評価していく必要がある。流域レベルの物質収支の評価モデルは欧米では以前から戦略的な取り組みがなされ、デンマーク水理研究所のMIKE シリーズや米国陸軍工兵隊のHEC シ

リーズ、米国農務省の SWAT (Soil and water assessment tool) モデルはこの代表例といえる。一方で、共通プラットフォームによるソフトウェアの連携も進んでいる。共通プラットフォームの代表例は、欧州の OpenMI、米国の OMS があり、わが国では 1990 年代初頭より京都大学の椎葉らが進めている OHyMos、国土総合研究所が進める CommonMP がある。共通プラットフォーム型のソフトウェアは、要素モデルの充実が肝要であるが、現在のところ、流域一環で物質収支を計算する十分な要素モデルが揃っていないのも実情である。

こうしたことから、本研究では融雪特性を有する物質・流出機構の相互作用に関して検討することとした。具体的な研究の範囲と達成目標、各章ごとの概要を以下に示す。

北海道の代表的な積雪地域である札幌市南部に位置する定山溪ダム流域等において、積雪重量計とライシメーターを用いて流域内の保水可能量の調査及び航空レーザ計測による積雪量調査を行った。これらの結果を基に、融雪の基礎的なメカニズムを解明し、融雪特性を考慮した精度の高い流出予測評価手法を開発した。

また、2003 年 8 月豪雨による代表的な土砂崩壊例が多数ある日高管内沙流川流域において、地質別の崩壊地に着目した土砂移動量調査、河道堆積・浸食量調査を行い、土砂の崩壊地からの土砂供給量及び浸食・堆積傾向を調査するほか、雨水の斜面流出+河道での土砂流出シミュレーションモデルの開発を行い、融雪特性を有する濁質原因物質の質量の評価手法の提案を行った。

第 2 章では定山溪ダム等において実施した積雪・融雪の現地観測方法について述べるとともに、観測によって解明された積雪・融雪機構について述べた。第 3 章では、航空レーザ計測データを活用したダム流域の積雪深分布の推定方法を提案し、定山溪ダム流域の積雪深分布を推定した。第 4 章では北海道沙流川流域で 2003 年 8 月豪雨により発生した崩壊土砂のうち、大半が河川上流域に残存していることから、斜面崩壊地からの土砂再移動特性について明らかにした。第 5 章では同流域における航空レーザ計測判読結果から地質毎の微地形の特徴と、基盤岩の風化試験から、代表的な地質における土砂生産の特徴について明らかにした。第 6 章では同流域において、岩石鉱物に含まれる放射性同位体をトレーサに、地質ごとの浮遊土砂生産源について推定した結果について

説明した。第 7 章では融雪特性を有する定山溪ダム流域において、米国農務省が開発した、流域全体で物質収支を評価するための一連のプロセスが組み込まれたモデルである SWAT モデルを用いて流域の流出特性について解析した。最後に第 8 章でこれまでの 5 年間の研究成果についてとりまとめた。

2. 積雪重量計による積雪融雪特性の研究

2.1 調査目的

積雪寒冷地において、融雪水は貴重な水資源であり、一方で、春季には暖気や降雨の影響により融雪洪水を引き起こすといった問題がある。また、1 年間の中でも融雪期の融雪出水は安定的に土砂・栄養塩類等の供給を行っており、物質循環や河川生態系の観点からも重要である。さらに、近年の地球温暖化問題の影響は積雪寒冷地において、より顕著であろうと言われている。融雪出水は積雪表面で融けた水が積雪層内を浸透、流下し、地表へ到達し流出に至るが、積雪層内の浸透、流下過程は雪質に大きく左右され、流出応答にも大きく影響している。

これらを踏まえ、流域内の積雪相当水量を的確に把握し、精度の高い流出量予測を行うことは水資源管理と洪水管理の両面において非常に重要である。

本章では、年間の積雪・融雪期間を通して、積雪の密度変化や積雪相当水量を経時的に把握し、融雪機構を把握するため、積雪重量を直接測ることが出来る積雪重量計及び従来のライシメータによる融雪流出量の連続観測結果及び観測により解明された積雪・融雪機構について報告する。

2.2 現地観測

現地観測は代表的な積雪寒冷地の北海道札幌市南部の豊平川流域に位置する定山溪ダム観測露場(標高 400m、観測期間 2005 年 12 月～2006 年 5 月、2006 年 12 月～2007 年 5 月)及び石狩川の河口付近に位置する寒地土木研究所石狩実験場(標高 7m、観測期間 2006 年 12 月～2007 年 4 月)において実施した。

ここでは、写真—1 及び図—1 に示すように、積雪重量計による積雪重量の計測のほか、表—1 に示す観測項目(積雪深、降水量、気温、風速、積雪表面温度、相対湿度、全天日射、反射日射、大気放射、



写真-1 積雪重量計設置状況 (定山溪ダム)

表-1 観測項目一覧

観測項目	計測器名	単位
融雪量	ライシメータ +転倒ます型流量計	mm/hr
積雪重量	積雪重量計	kg/m ²
降水量	雨雪量計	mm/hr
積雪深	積雪深計	cm
気温	温度計	°C
湿度	湿度計	%
風速	風速計	m/s
下向き短波放射	長短波放射計	W/m ²
下向き長波放射		W/m ²
上向き短波放射		W/m ²
上向き長波放射		W/m ²
積雪表面温度	放射温度計	°C

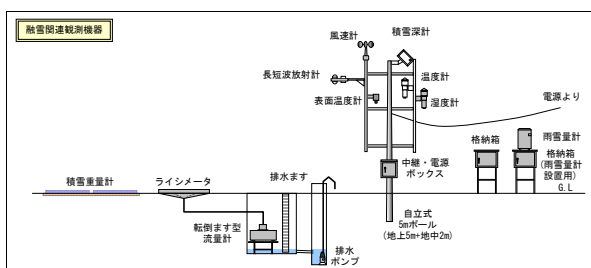


図-1 観測機器構成図

地球放射及び直接融雪量を計測するためライシメータ (2 m×2 m) による積雪底面流出量) について観測を行った。

積雪重量の計測に用いた積雪重量計は新潟電機 (株) 製 MN-301 は、ステンレス製の薄板扁平容器

2 枚の中に不凍液を充填し、容器内の圧力を圧力センサーで電氣的に計測するものであり、一枚あたり 1m×2m の大きさで、最大 1,999kg/m² まで計測可能となっている。なお、この機器の計測誤差は±10kg/m² である。本研究ではこの積雪重量計を 2 セット用いて観測した。

2. 3 2005 年～2006 年積雪融雪観測¹⁾

2. 3. 1 2005 年～2006 年観測値の経時変化

2005 年～2006 年観測は定山溪観測露場 (以下、定山溪ダム) において、2005 年 12 月～2006 年 5 月上旬まで観測を行った。観測結果を図-2 に示す。

図-2 より、積雪深は 2 月初旬にピークを迎え、それ以後はあまり増減せず、2006 年春季の 4 月 10 日前より減少し始めた。また、単位面積あたりの積雪重量は積雪開始より一貫して増加していき、4 月 10 日後から減少し始めた。積雪深と積雪重量の経時変化には数日のずれが生じるが、これは密度変化によるものであることは図-3 から明らかである。積雪深、積雪重量及び積雪全層密度は 4 月 20 日より、急激に減少し始めるが、これは図-4 に示されるように、4 月 20 日付近でまとまった降水があったこと、日気温が 0°C を超えるようになったことから、本格的な融雪が始まった時期と考えられる。

なお、積雪重量 1kg/m² は水の密度を 1000kg/m³ とすると水量 1 mm に相当するため、積雪相当水量のピーク値を求めると、4 月 10 日前後でおおよそ 900 mm になる。

2. 3. 2 経時的熱収支と積雪底面流出量の関係

積雪表面での融雪量とライシメータによる積雪底面流出量及び積雪重量変化との関係を把握するため、熱収支法により融雪量を計算した。

積雪層の熱収支は次式で示される。²⁾

$$NR + SH + LH + QP = QM \quad (1)$$

ここで、 NR : 放射収支量、 SH : 顕熱伝達量、 LH : 潜熱伝達量、 QP : 雨からの伝達量、 QM : 融雪熱量を表す。融雪熱量 QM は正の時に融雪、負の時に融雪水再凍結を意味する。なお、雪温が 0°C 未満の場合には、 QM は、積雪層内の貯熱量の変化を表す。なお、積雪内の伝達熱量及び地中伝達熱量は、融雪時期のため積雪温度を一律 0°C とみなせ、地中熱も冷えて小さいことから共に無視した。³⁾

熱収支の各項の計算方法は以下に示される。

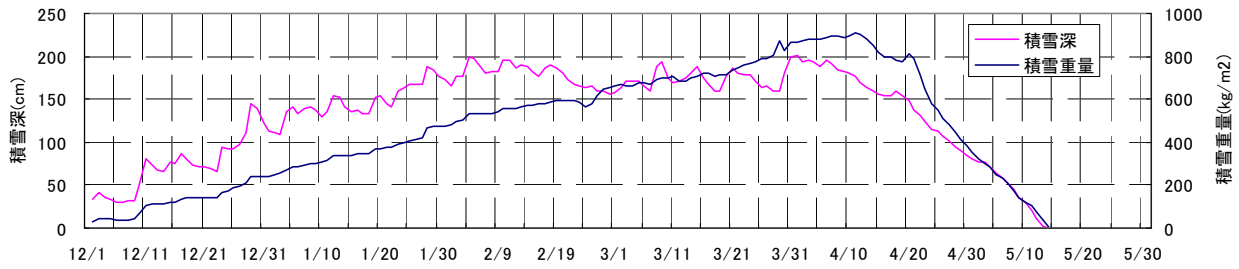


図-2 積雪深及び積雪重量の経時変化図

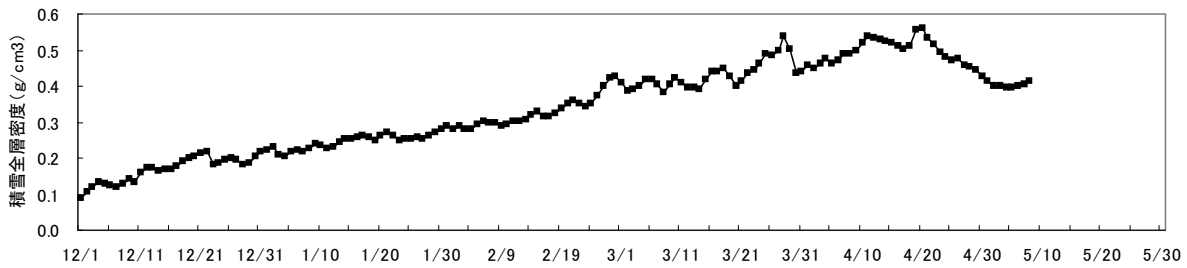


図-3 積雪全層平均密度経時変化図

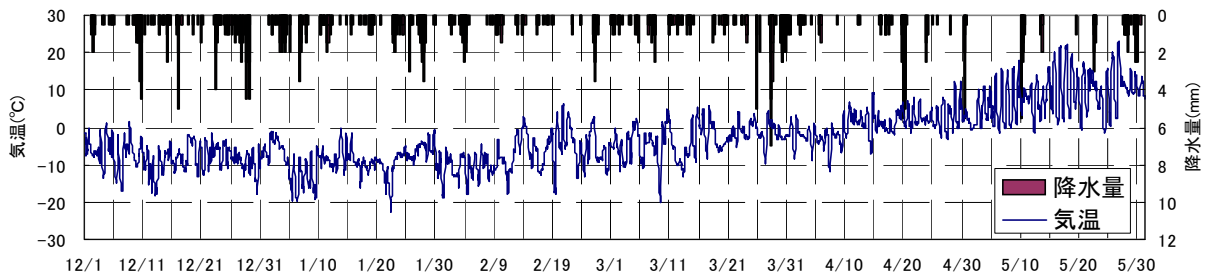


図-4 降水量及び気温の経時変化図

$$NR = L^{\downarrow} + S^{\downarrow} - L^{\uparrow} - S^{\uparrow} \quad (2)$$

ここで、 L^{\downarrow} ：下向き長波放射量、 S^{\downarrow} ：下向き短波放射量、 L^{\uparrow} ：上向き長波放射量、 S^{\uparrow} ：上向き短波放射量を表す。

顕熱伝達量 SH 及び潜熱伝達量 LH はバルク法により(3)及び(4)式にて算出した。

$$SH = \rho_a C_p \cdot K_H \cdot (T_S - T) \cdot U \quad (3)$$

$$LH = \rho_a l \cdot K_E \cdot (q_S - q) \cdot U \quad (4)$$

ここで、 T ：気温、 q_S ：積雪表面温度に対する飽和比湿、 Q ：比湿、 U ：風速、 T_S ：積雪表面温度、 $K_H \cdot K_E$ ：無次元バルク数、 ρ_a ：空気密度、 C_p ：空気の比熱、 l ：気化潜熱を表す。

雨によってもたらされる熱量は次式により表される。

$$QR = R \cdot C_w \cdot (T_R - 0) / \Delta t \quad (5)$$

ここで、 R ：単位時間 Δt 間の降水量、 T_R ：雨水の温度、 C_w ：雨水の比熱である。

したがって、融雪量 Q は次式により求められる。

$$Q = QM / I_f \cdot \Delta t \quad (6)$$

ここで、 Q ：単位時間当りの融雪量、 I_f ：氷の融解潜熱である。

熱収支式より算出された雪面での融雪熱量 QM の経時変化を図-5に示す。また、現地でライシメータを用いて直接計測された積雪底面流出量の経時変化を図-6に示す。2. 3. 2で述べたように、定山溪ダム流域における2006年春季の融雪は4月20日前後の降水と気温上昇により本格的に始まっている。これは、図-6でも顕著に示されている。4月20日以降の積雪底面流出量の日周期変化は極端に

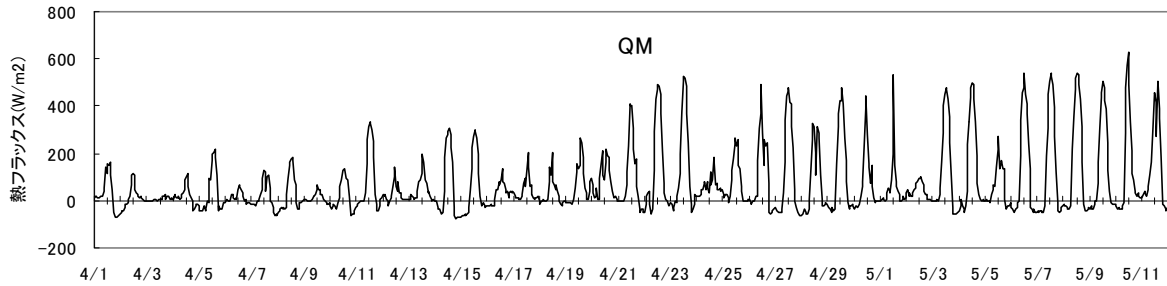


図-5 QM (融雪熱量) 経時変化図(定山溪ダム)

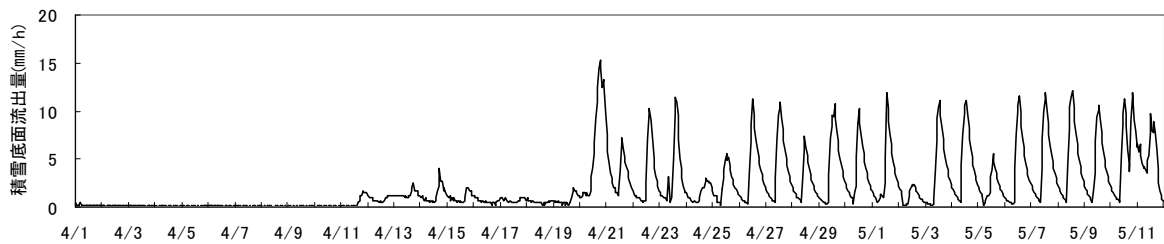


図-6 積雪底面流出量経時変化図(定山溪ダム)

(ライシメータによる、ただし2006年4月25日4:00~5月10日15:00は放射量による欠測補正)

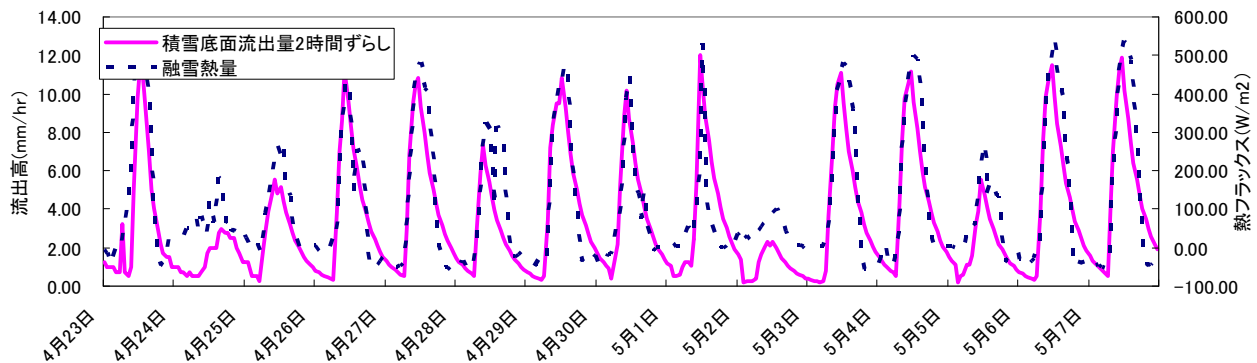


図-7 積雪底面流出量と融雪熱量の比較図(定山溪ダム)

大きくなり、その周期は図-7に示されるように融雪熱量の約2時間遅れ程度とほぼ同期している。流出の遅れ時間は時間とともに変化する積雪深や雪質に大きく左右される。今回の調査では、流出の時間遅れは約2時間程度となっており、観測地は異なるが既往の研究結果⁴⁾(石狩川下流付近の平地)の2~3時間遅れと大きな相違はない。ただし、今回の検討は雪質がザラメ雪で安定すると思われる融雪期間に限定したものであり、また、この傾向が2006年春季の気象条件や観測地の地形条件に固有のものかは後述する。

なお、図-5において融雪熱量がマイナスの箇所は熱を大気中に放出していることから融雪は生じない。また、融雪熱量がマイナスにもかかわらず、積

雪底面流出量が生じているのは、昼間に滞留した融雪水分が夜間に流出しているためと思われる。

次に、積雪底面流出量と融雪量および積雪重量差に関して、4月23日から5月13日までの間の総水量について整理したものが表-2である。積雪重量差については、融雪による重量の減少を正、降水による重量の増加を負とした。融雪量(熱収支)+降水量と積雪重量差は互いに近い値であるが、積雪底面流出量は両値を大きく上回っていることがわかる。積雪底面流出量と積雪重量差の関係(図-8)についても、両者が等しければ傾きは45°の関係になるはずであるが、積雪重量の減少と比較して積雪底面流出量の増加は大きなものとなっていた。

主として積雪表面で発生した融雪水は、積雪層内

を浸透、流下する過程において水みちを形成して流れの「集中化」を生じさせるとされている。野村ら⁵⁾は融雪水の流下の非一様性を調べるため、1.4m×1.4mの大きさのライシメータの内部を14cm×14cmの大きさで100個の柵に仕切り融雪量の観測を行っている。その結果、100個の柵の内14個の柵で全体の98.5%の水が流出し、特に最も流出量の多い柵は1個の柵で全体の流出量の35%を占める結果を得ている。本観測において積雪底面流出量が融雪量などの値の2倍を大きく超えていたことは、野村らの観測と同様の集中化が生じライシメータのエリア外からの融雪水が多量にライシメータ内に集まってきたのではないかと推測される。

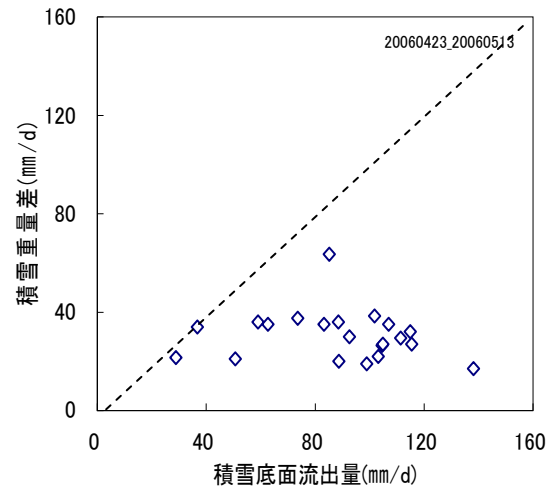
2. 3. 3 積雪深と積雪重量の経時変化の特徴

「雪氷調査法：日本雪氷学会北海道支部編」により、積雪の層構造、雪質を観測し、積雪層内の鉛直分布、各積雪層の密度を測定した。雪質分類及び雪の粒径は、日本雪氷学会の表記に従い、表—3及び表—4に示すとおり分類した。断面観測は2005年12月16日、2006年1月20日、2006年2月13日、2006年3月10日及び2006年4月18日に行った。各断面観測の結果を図—9～13に示す。

積雪断面観測より雪質を見ると、12～2月観測時は新雪か、しまり雪が積雪の大部分を占めていたが、3月観測時からザラメ雪が多く見られるようになり、4月観測時にはほぼ全層でザラメ雪化した。この雪質の経時変化は、雪密度の経時変化との関係が示唆される。また、3月観測時より、氷板が多数見られ、4月には厚さ1cmのものも形成されている。積雪層内の氷板は不透水層のため、積雪内の横方向の水の流動に大きな影響を及ぼす。このことが、前項で述べた積雪底面水量が表面での融雪量の2倍を大きく超えた結果になった要因であると考えられる。図—14に積雪重量計で計測した積雪深—積雪重量の経時的関係の変化を示す。図中において、斜線は左からそれぞれ200kg/cm³、300kg/cm³、400kg/cm³及び500kg/cm³の等密度線を示す。矢印は時間の推移を示すものであり、積雪初期に左下から右上に推移していき、厳寒期中にはほぼ水平に推移した後、融雪期に右上から左下に推移していく。積雪初期においては、降雪による積雪深の増加に伴い、全層平均密度は200kg/cm³弱から300kg/cm³弱へと増し、その後ほぼ同じ積雪深（180cm前後）に対して、積雪重量が

表—2 積雪・融雪に関する総水量
(2006年4月23日から2006年5月13日)

項目	総水量 [mm]
積雪底面流出量	1850
積雪重量差	641
融雪量(熱収支)+降水量	672



図—8 積雪重量差—積雪底面流出量関係図
(積雪重量差：積雪重量計の重量差で計測された流出量) (積雪底面流出量：ライシメータで計測された流出量)

次第に増加していく傾向が認められる。これは降雪によって一時的に積雪深は増加するが圧密によって、積雪重量が増加し、積雪深が調整されてしまう結果である。そして積雪重量が極大値に達した後、融雪によって積雪重量、積雪深とも減少している。しかしながら、融雪期においては、全層平均密度は400～500kg/cm³でほぼ一定で推移することがわかる。この結果は断面観測結果ともよく一致する。

4 2006年～2007年積雪融雪観測⁶⁾

2. 4. 1 融雪量の算定

積雪表面での融雪量とライシメータによる積雪底面流出量及び積雪重量変化との関係を把握するため、熱収支法により融雪量を計算した。熱収支の計算手法は2. 3. 2と同じである。

2. 4. 2 定山溪ダム観測露場における観測

定山溪ダム観測露場（以下、定山溪ダム）において算出された積雪表面融雪量 Q と現地観測された降雨量及びライシメータによる積雪底面流出量の時系列変化の比較を図—15に、積雪重量計の時間変化（下向き：減少，上向き：増加）と積雪表面融雪量

表-3 雪質分類表

雪質		記号	密度 (g/cm ³)
大分類	小分類		
新雪	新雪	+	0.05~0.15
しまり雪	こしまり雪	/	0.15~0.25
	しまり雪	●	0.25~0.50
ざらめ雪	ざらめ雪	○	0.30~0.50
しもざらめ雪	こしもざらめ雪	□	0.30前後
	しもざらめ雪	^	
氷板		—	
表面霜		∨	
クラスト		▽	

表-4 雪の粒径

粒度範囲	表記
0.2mm未満	very fine
0.2mm以上 0.5mm未満	fine
0.5mm以上 1.0mm未満	medium
1.0mm以上 2.0mm未満	coarse
2.0mm以上 5.0mm未満	very coarse
5.0mm以上	extreme

2005年12月16日

高さ cm	雪温 °C	密度 g/cm ³	高さ cm	雪質分類 雪質	粒度	備考
65	-2.8	0.05				全層乾燥
60	-2.3	0.06	8	++ 新雪	very fine	
50	-2.5	0.13	22	// こしまり雪	fine	
40	-2.9	0.21	15	●● しまり雪	fine,medium	
30	-3.7	0.23	3	○○ ざらめ雪	medium	
20	-3.3	0.3	4	●● しまり雪	medium,coarse	
10	-2.4	0.32	8	○○ ざらめ雪	coarse	
5	-1.3		5	— 氷		
0	-0.2					

図-9 断面観測結果 (2005年12月16日)

2006年1月20日

高さ cm	雪温 °C	密度 g/cm ³	高さ cm	雪質分類 雪質	粒度	備考
146	-5.7	0.08				全層乾燥
140	-6.3	0.08	7	++ 新雪	very fine	
130	-7.6	0.11				
120	-7.7	0.15	30	// こしまり雪	very fine, fine	
110	-6.7	0.16				
100	-5.7	0.25				
90	-4.9	0.27				
80	-4.0	0.29				
70	-3.5	0.31	65	●● しまり雪	fine,medium	
60	-2.6	0.35				
50	-2.0	0.40				
40	-1.3	0.39				
30	-0.9	0.42	35	●● しまり雪	medium,coarse	
20	-0.6	0.42				
10	-0.3	0.39	6	○○ ざらめ雪	coarse	
4	0.0	0.39	4	— 氷		
0						

図-10 断面観測結果 (2006年1月20日)

2006年2月13日

高さ cm	雪温 °C	密度 g/cm ³	高さ cm	雪質分類 雪質	粒度	備考
185	-0.9	0.08				湿
180	-2.5	0.12	5	++ 新雪	fine	
170	-5.4	0.12				
160	-5.3	0.20	19	// こしまり雪	very fine	
150	-6.0	0.23				
140	-6.0	0.28	29	●● しまり雪	very fine	
130	-5.5	0.26				
120	-4.9	0.27				
110	-4.2	0.32	15	●● しまり雪	fine	
100	-3.6	0.37	33	●● しまり雪	very fine	
90	-3.2	0.40	3	○○ ざらめ雪	medium	
80	-2.8	0.42	7	●● しまり雪	fine	
70	-2.4	0.42				
60	-2.1	0.42				
50	-1.7	0.44				
40	-1.4	0.46	54	●● しまり雪	fine,medium	
30	-1.1	0.46				
20	-0.8	0.46				
10	-0.5	0.46	17	○○ ざらめ雪	medium	
3	-0.1	0.42	3	○○ ざらめ雪	coarse	
0	0.0					

図-11 断面観測結果 (2006年2月13日)

2006年3月10日

高さ cm	雪温 °C	密度 g/cm ³	高さ cm	雪質分類 雪質	粒度	備考
164	0.0	0.20	4	+○ 新雪, ざらめ	medium	ざらめは濡れ
160	-0.1	0.11	15	// こしまり雪	medium	上下1cmずつ氷板 になりかけ
150	-2.9	0.15	4	○○ ざらめ雪	medium	
140	-2.5	0.25	6	/□ こしまり雪, こしもざらめ雪	medium	
130	-1.2	0.33	2	≡≡≡		氷板
120	-0.2	0.37	2			氷板
110	-0.9	0.42				
100	0.0	0.42	7	●● しまり雪	medium,coarse	氷板
90	0.0	0.40	14		medium,coarse	氷板
80	0.0	0.45	2			氷板
70	0.0	0.45	2	○○ ざらめ雪	medium,coarse	
60	-0.1	0.44	22	●● しまり雪	medium	
50	-0.1	0.44	2	○○ ざらめ雪	medium	
40	-0.1	0.45	5	●● しまり雪	medium	
30	-0.1	0.48	1	○○ ざらめ雪	medium	
20	-0.1	0.44	65	●● しまり雪	medium,coarse	
10	-0.1	0.44	3	○○ ざらめ雪	medium,coarse	濡れ
0	0.0	0.51	2	シャーベット	medium,coarse	水含む

図-12 断面観測結果 (2006年3月10日)

2006年4月18日

高さ cm	雪温 °C	密度 g/cm ³	高さ cm	雪質分類 雪質	粒度	備考
147	0.0	0.32	11	○○ ざらめ	coarse	
140	0.0	0.33	10	○○ ざらめ	coarse,very coarse	
130	0.0	0.36	1	○○ ざらめ	medium,coarse	氷板
120	0.0	0.38	1	○○ ざらめ	medium,coarse	氷板
110	0.0	0.35	1	○○ ざらめ	medium,coarse	氷板
100	0.0	0.46	3	○○ ざらめ	medium,coarse	空隙多い
90	0.0	0.47	5	○○ ざらめ	medium,coarse	氷板
80	0.0	0.42	4	○○ ざらめ	medium,coarse	氷板
70	0.0	0.44	7	○○ ざらめ	medium,coarse	氷板
60	0.0	0.49	5	○○ ざらめ	medium,coarse	氷板
50	0.0	0.46	7	○○ ざらめ	medium,coarse	氷板
40	0.0	0.48	20	○○ ざらめ	medium,coarse	氷板
30	0.0	0.49	10	○○ ざらめ	medium,coarse	氷板
20	0.0	0.50	7	○○ ざらめ	fine,medium	
10	0.0	0.50	51	○○ ざらめ	fine,medium	
0	0.0	0.66	4	シャーベット	fine,medium	

図-13 断面観測結果 (2006年4月18日)

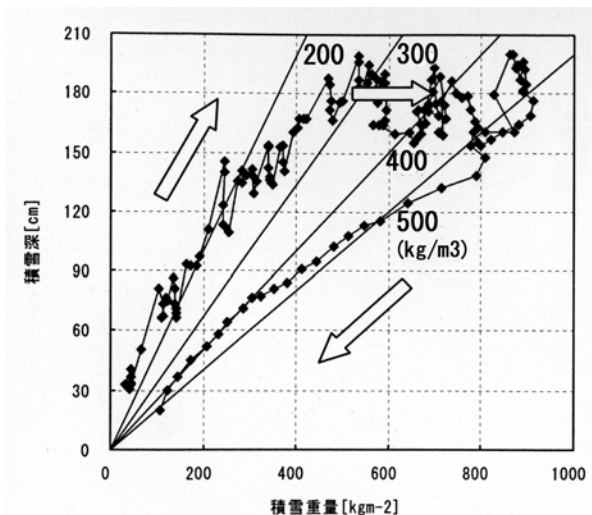


図-14 積雪深—積雪重量経時変化図 (2005~2006年)

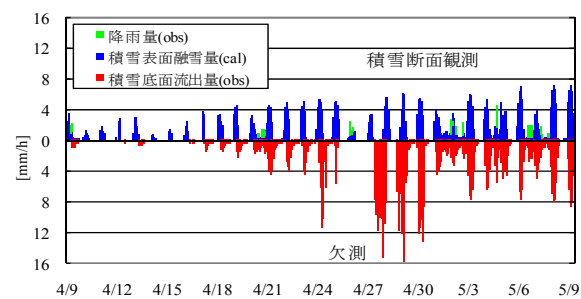


図-15 積雪表面融雪量と積雪底面流出量 (定山溪ダム) (積雪底面流出は4月25日17時から4月27日19時まで欠測)

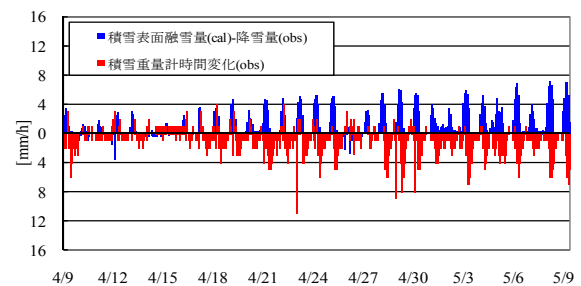


図-16 積雪重量計時間変化と (表面融雪量—降雪量) (定山溪ダム)

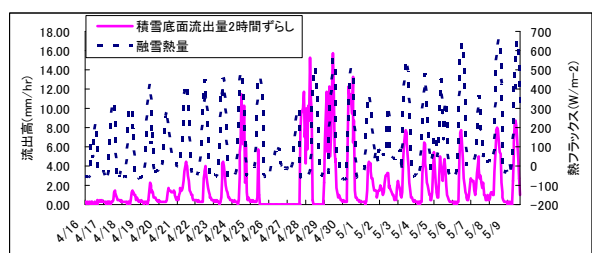


図-17 積雪底面流出量と融雪熱量の比較図

(積雪底面流出量は2007年4月25日17:00~4月27日19:00まで欠測)

定山溪ダム 04/25/07			雪質分類		粒度
高さ (cm)	雪温 (°C)	密度 (g/cm³)	厚さ (cm)	雪質	
81	0.0	0.47			
70	0.0	0.55	13	ざらめ	2-4mm
60	0.0	0.56	10		氷板
50	0.0	0.54	10	ざらめ	2mm
40	0.0	0.52	6	しまり・ざらめ	1mm
30	0.0	0.49		ざらめ	1mm
20	0.0	0.52	34	ざらめ	1mm
10	0.0	0.50			
0	0.0		8	シャーベット	

図-18 積雪断面観測結果 (定山溪ダム)

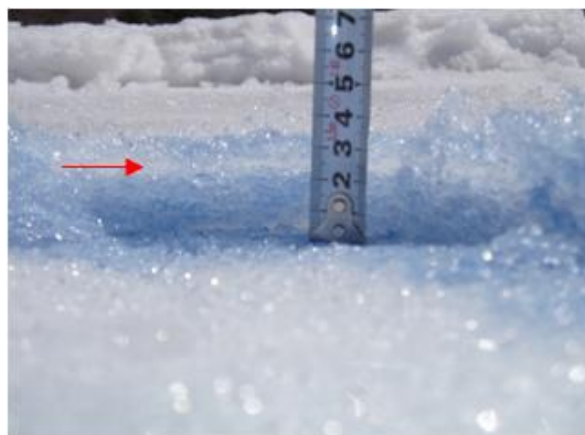


写真-2 積雪層内の氷板層 (定山溪ダム 4/25/07)



写真-3 積雪表面の雪エクボ (定山溪ダム)

Q—降雪量 (上向き: 積雪表面融雪量>降雪量、下向き: 積雪表面融雪量<降雪量) の比較を図-16に示す (なお積雪重量の時間変化は、積雪相当水量 mm/hr に換算している)。定山溪ダム流域における2007年春季の融雪は4月21日前後の降水と気温上昇により本格的に始まっている。5月1日から5月9日の間は、積雪表面での融雪量と降雨量の和が積雪底面流出量と良く一致しているものの、4月24日から4月30日の間は (4月25日17時から4月27日19時まで欠測)、積雪底面流出量が極端に多くなっていると同時に、積雪表面融雪との間に時間遅れを生じている (図-17)。これらは、2.3.2においても、述べているように2006年春季の融雪観測でも

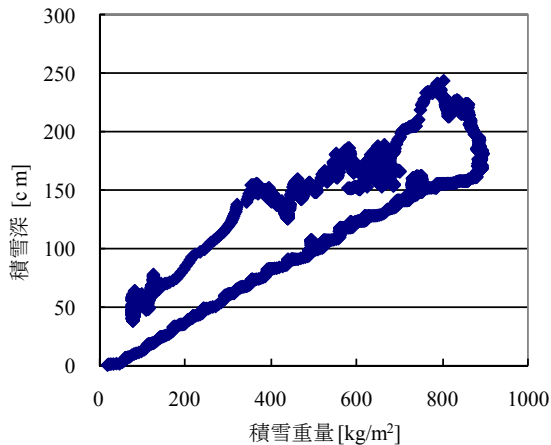


図-19 積雪深と積雪重量の経時変化（定山溪ダム）

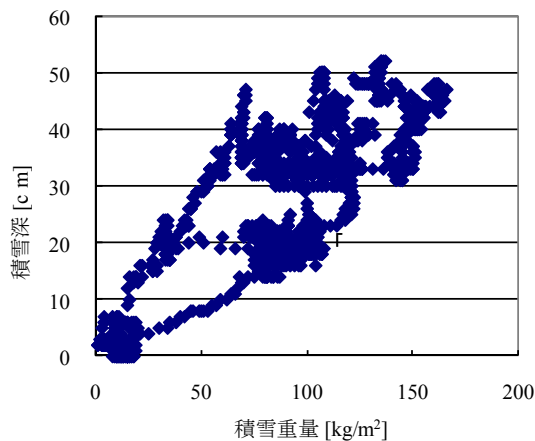


図-20 積雪深と積雪重量の経時変化（石狩実験場）

観測されている。

4月25日に実施した積雪断面観測の結果を図-18に示す。高さ68cmの位置に（写真-2のスケール2.5cmの付近）薄く白く見える厚さ数mm程度の氷板が確認された。また、写真-3に見られるように、水みちの形成を裏付ける積雪表面の雪エクボが確認された。こうした氷板の存在や融雪水による水みちの形成が時間遅れやライシメータの集水面積を大きく上回る過大な積雪底面流出を引き起こしている原因のひとつと考えられる。

積雪深観測データでは、5月1日18時の積雪深は67cmであったことから、5月1日が氷板消雪日と推定されるが、以降、積雪表面融雪量の計算値と積雪底面流出量が良く一致していることから氷板の影響が伺われる。

また、図-16は、積雪重量計の時間変化量と

積雪表面融雪量-降雪量の比較を描いたものである。時々、観測雑音のようなものが見られるが、時間遅れを伴いながら、概ね良好な対応を示しており、積雪重量計の有効性を示唆するものである。

2. 4. 3 石狩実験場における観測

図-14や図-19に見られるように定山溪ダム流域（標高400m）においては、積雪深と積雪重量（=積雪相当水量）の経時変化はループを描き、初冬期と融雪期では同じ積雪深でも積雪重量が異なるヒステリシス現象を呈している。これが山間地域に特有の現象であるのかを確認するため、平地部の石狩実験場（標高7m）においても同様の連続観測を実施した。石狩実験場における積雪深と積雪重量の関係を図-20に示す。定山溪ダムと同様に二価性の傾向は伺えるものの、定山溪ダムに比べて不明瞭であった。

定山溪ダムにおける図-15及び図-16と同様の図を図-21及び図-22に示す。積雪表面融雪量と積雪底面流出量は、概ね良好な対応を示しているが、定山溪ダムに比べて融雪が1ヶ月以上早いため、図-23に見られるように気温もかなり低いことから、連続的に融雪が進むのではなく、気温が上昇したときに、断続的に融雪が起きている。積雪水量が少ないこともあるが、その断続的な融雪期間の数日で融雪を終了している。また、図-22の積雪重量計との比較においては、2月26日から3月4日にかけて顕著に見られるように、融雪がなく、降雨又は降雪もない場合、重量は変化しないはずであるが、重量変化の増減を繰り返す不自然な挙動を示している。図-23を見ると、気温の寒暖に対応して変化しているように見える。積雪重量計の設置にあたっては掘削置き換え厚が20cm程度であったため、置換層厚さ不足により凍上の影響を受けている可能性が考えられる。

図-25に3月14日に実施した積雪断面観測結果を示すが、積雪深33cmの薄さで氷板層が6層も形成された複雑な層構造を呈している。この原因としていくつか考えられるが、図-23及び図-24の融雪期間の気象変化を見てみると、石狩川の河口付近に位置する石狩実験場（標高7m）は、融雪末期の1ヶ月間の平均風速が3.5m/secと定山溪ダム（標高400m）の平均風速0.9m/secに比べてかなり強いことや、観測期間中には図-23の

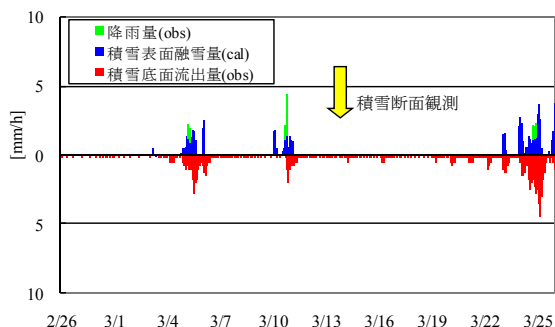


図-21 積雪表面融雪量と積雪底面流出量 (石狩実験場)

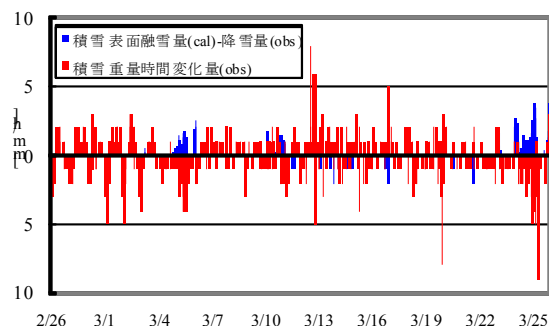


図-22 重量計時間変化と(表面融雪量-降雪量) (石狩実験場)

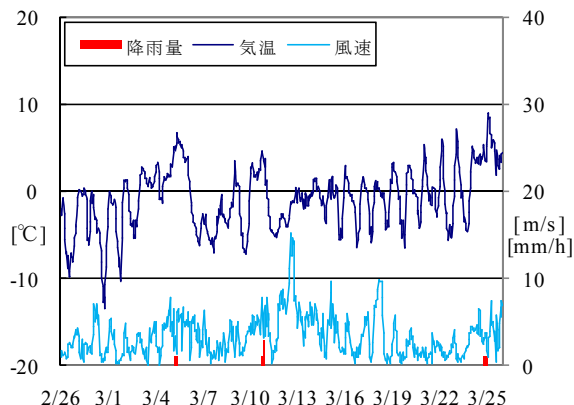


図-23 融雪期の気象変化 (石狩実験場)

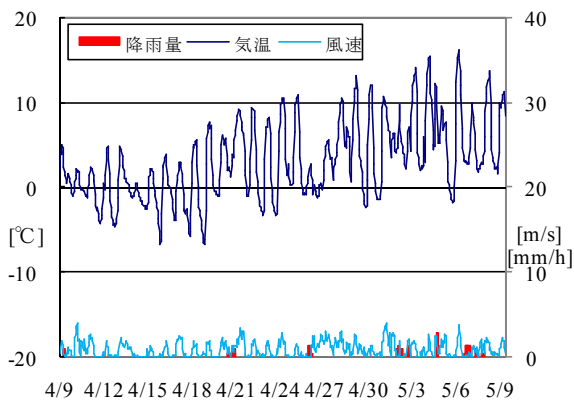


図-24 融雪期の気象変化 (定山溪ダム)

石狩実験場 03/14/07			雪質分類		粒度
高さ (cm)	雪温 (°C)	密度 (g/cm ³)	厚さ (cm)	雪質	
33		0.28			
32					
30	0.0		8	しまり氷板	0.5mm
28				ざらめ	2mm
26				氷板	
24			2	ざらめ	2mm
22				氷板	
20	0.0	0.45	3	ざらめ	2mm
18				氷板	
16			7	ざらめ	2mm
14				氷板	
12				ざらめ	2mm
10	0.0		4	氷板	
8		0.35		ざらめ	2.5mm
0	0.0		1	氷板	
			8	ざらめ	2mm

図-25 積雪断面観測結果 (石狩実験場)

3月11日に見られるような降雨直後の急激な気温低下という現象が2月下旬にも観測された。こうした気象条件に起因してウインドクラスト化やレインクラスト化が進行し、氷板へと発達したものと推察される。従って、2006年～2007年シーズンの石狩実験場の積雪は定山溪ダム観測露場以上に、積雪層内に複数の氷板を有するものの、定山溪ダムで観測されたような過大な積雪底面流出は観測されず、また水みち形成を裏付ける雪エクボも確認されなかった。

2. 4. 4 積雪深と積雪密度の推移

定山溪ダムに設置した積雪重量計により観測された積雪重量と積雪深から算出された積雪密度と積雪深の推移について図-26に示す。その推移の特徴は、前年に観測されたものと同様であり、①堆積と圧密過程を繰り返しながらやがて最大積雪深に到達し、②その後は積雪深を減少しながら圧密によってさらに密度を増加させ、③密度 500kg/m³前後に到達後はほぼ密度を一定に保ちながら融雪によって積雪深が減少していく。④融雪末期の積雪深 50cm前後から積雪深が減少しながら急激に密度を増大させている。この融雪末期の密度増加は②のように圧密荷重の大きなきとは異なり、融雪が急激に進み、積雪深が減少し、積雪層自体の圧密荷重も減少している中での現象である。

中津川ら⁷⁾による1価の線形貯留関数を用いた積雪層の貯留効果を見込んだ定山溪ダム流域での融雪流出解析によると、積雪深 52cm以下になると貯留効果を考慮する必要がなくなったとの報告がある。これは図-26④に見られるように融雪末期には積雪

深50cm前後を境に急激に積雪密度が増加しており、ザラメ雪の濡れザラメ雪化が進行し、高含水比状態になっていることが原因と推測される。積雪表面融雪水が積雪層内の水分を押し出し流すために、図-15でも見られるように積雪底面流出の時間遅れが解消されたものと推測される。

2. 4. 5 定山溪ダム流域の積雪相当水量の推定

定山溪ダムにおける積雪相当水量の推定は、流域内の標高の異なる地点において直接、積雪深、積雪重量を計測するスノーサーベイによって行われているが、スノーサーベイは2月から3月にかけての厳冬期の厳しい時期の調査で、多大な労力を必要とすることやコスト面から、時間的に連続した観測は一般的に行われていない。そこで定山溪ダム流域の積雪相当水量の推定を試みた。積雪相当水量の推定を困難にしているものは、積雪密度の推定と積雪深の空間分布推定にあるが、積雪深の空間分布については、工藤ら⁸⁾による当該流域での標高差による積雪深増加率を用いる方法や標高比による回帰式を用いるなどの方法が考えられる。

ここでは、積雪深の空間分布について、工藤ら⁸⁾による標高差100m当たりの積雪深増加率0.25を用いる(7)式を用いた。

$$h = h_0 + 0.25(H - H_0)/100 \quad (7)$$

ここで、 H 及び h :それぞれ求める箇所の標高[m]及び積雪深[m]、 H_0 及び h_0 :基準となる地点の標高[m]及び積雪深である。

次に積雪密度の推定であるが、積雪深に対する積雪重量の二価性を考慮し、次の重回帰式を仮定した。

$$\rho = ah + \beta t + \gamma \quad (8)$$

ここで、 ρ :積雪密度[kg/m³]、 h :積雪深[m]、 t :根雪開始からの経過時間[hour]を表す。

積雪重量と積雪深の連続観測から算出される積雪密度(M =積雪重量[kg/m²]、 h =積雪深[m]で $\rho = M/h$)と積雪深観測結果 h 及び根雪開始からの経過時間 t を用いて、(8)式の α 、 β 、 γ の最適化を行った。

表-4に重回帰係数一覧、図-27に現地観測結果から算出される積雪密度の時系列変化と重回帰式から推定された積雪密度の時系列変化を示す。

降雪に伴う一時的な積雪密度の減少などは再現で

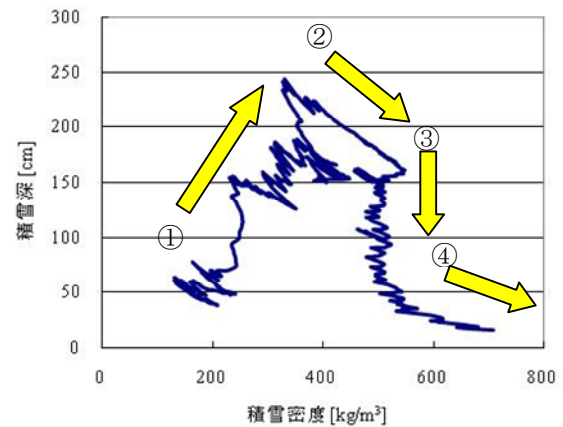


図-26 積雪深-積雪密度変化図(定山溪ダム)

表-5 重回帰係数一覧表

α	β	γ	RMSE
15.77	0.11	128.1	31.98

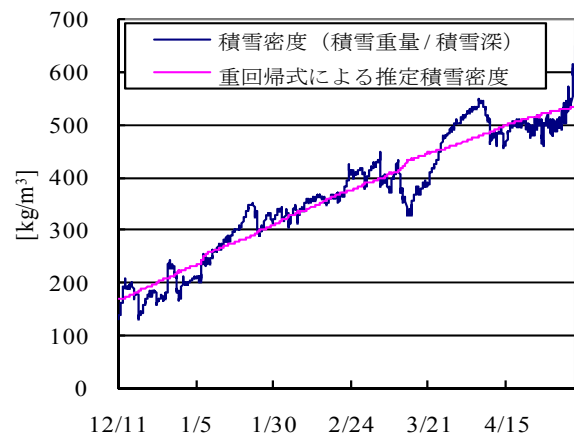


図-27 積雪密度時系列と重回帰による推定積雪密度(定山溪ダム)

きないが、徐々に増加する積雪密度の変化傾向は概ね良好に再現できている。

次に定山溪ダム流域内の標高の空間分布を知る必要があるが、ここでは石狩川流域ランドスケープ情報⁹⁾の約1km×1kmメッシュのメッシュ毎の平均標高を代表値として用いて、(7)式により標高400m地点の各年の積雪深のみを用いてメッシュ毎の積雪深を求め、そのメッシュ毎の積雪深と各年の根雪開始からの経過時間を用いて(8)式によりメッシュ毎の積雪相当水量を求めた。定山溪ダムが過去10年(1998-2007)に実施したスノーサーベイによる積雪

相当水量との比較結果を図-28 に示す。概ねスノーサーベイの結果と良く一致しており、本手法の有効性が確かめられた。

2. 4. 6 まとめ

本章では、2005年～2006年、2006年～2007年の冬季及び春季に定山溪ダム観測露場（標高 400m）及び石狩実験場（標高 7m、2006年～2007年のみ観測）で行った積雪観測結果について整理し、冬季の積雪特性及び春季の融雪特性について解析を行った。2カ年間のデータからではあるが、時間に対する積雪密度の二価性及冬期間を通じての積雪密度の変化特性を明らかにした。そしてそれは、冬期間の時間的な雪質の変化（しまり雪からザラメ雪化）によることも明らかにした。

また、2007年春季の融雪期において、定山溪ダムでは積雪重量変化やあるいは熱収支計算から算出される融雪量を大きく上回る積雪底面流出が観測された。

この原因としては積雪層内に形成された氷板の存在と水みち形成の影響により、氷板上の広範囲の融雪水が水みちを通じて供給された結果と思われる。また氷板が融けたと推定される2007年5月1日以降そうした現象は見られなかった。

一方、石狩実験場では氷板が6層形成されているものの、そうした現象は見られなかった。これらの違いは、氷板の存在のみだけでなく、水みち形成の有無が大きく関係しているものと考えられ、定山溪ダムでは確認された水みちの形成の裏付けである雪エクボは、石狩実験場では確認されなかった。

また、積雪重量及び積雪深の連続観測結果より積雪密度の時系列特性を明らかにするとともに、積雪密度を推定する重回帰式を提案し、それによって、定山溪ダム流域内の積雪相当水量を概ね良好に推定することができた。

冬季水文に関する研究は今まで数多く行われてきているが、本研究のように、積雪重量を時系列的に直接連続観測した例は少ない。今後、さらに調査を進めて、融雪流出や積雪相当水量の推定精度向上が期待される。

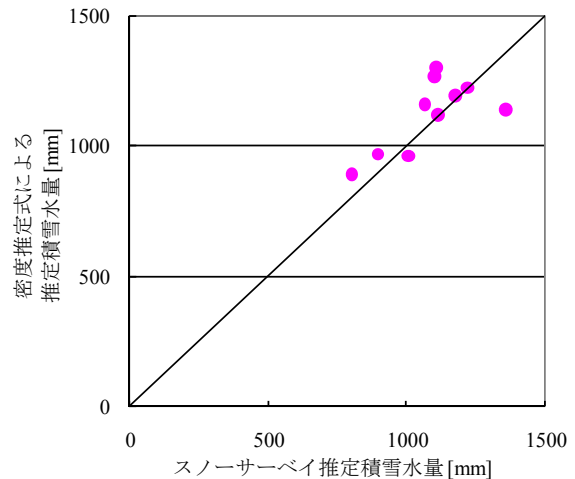


図-28 積雪相当水量の推定結果(定山溪ダム)

3. 積雪寒冷地ダム流域における積雪・融雪の計測技術

3. 1 調査目的

北海道の山間地域は半年近く積雪に覆われており、年降水量に占める降雪の割合は非常に高い。このため、ダム流域では水資源管理上、流域全体の積雪量を把握することは、その後の水収支を定量化する上で重要な課題である。積雪量を水量換算する評価手法として積雪相当水量がある。これは、スノーサーベイなどの現地調査結果を基に、積雪体積と積雪密度を掛け合わせることで求められる。松山¹⁰⁾によると、積雪密度は季節によって時間的に変化することが知られており、また、岡本ら¹¹⁾によると積雪分布も地形によって空間的に変化することが報告されている。

本研究では、流域内の積雪相当水量を的確に把握し、高精度な評価手法を検討するため、積雪重量の時間的な変化を連続観測できる積雪重量計並びに空間的な積雪分布を広範囲に計測できる航空レーザ測量を行った。また、これらの観測結果を整理するとともに、重回帰分析による統計的な手法を用いて積雪相当水量を推定した結果を報告するものである。

3. 2 現地観測

調査対象ダム流域は、北海道札幌市内を流れる豊平川（一級河川石狩川水系）上流の支川小樽内川に位置する定山溪ダム流域（流域面積 104km²）である

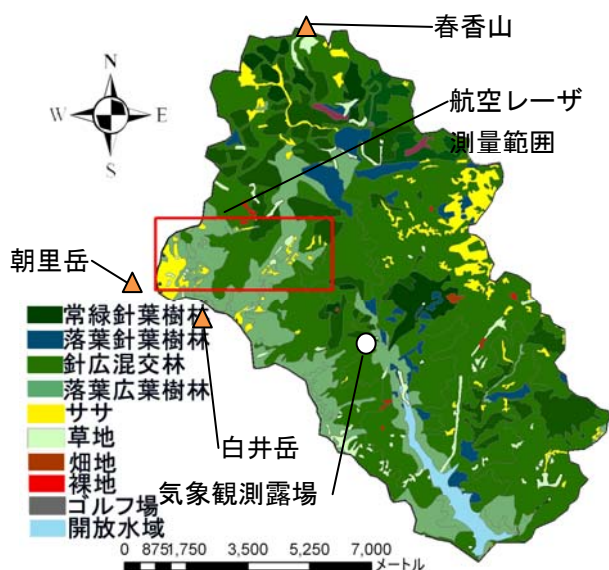


図-29 定山溪ダム流域および調査箇所

(図-29)。域内西部には朝里岳(標高 1281m)や白井岳(標高 1301m)が連なり、北部には春香山(標高 906m)がそびえ、植生の多くはエゾマツ・ダケカンバ群落等の針広混交林であり、つづいてエゾマツ、トドマツなどの常緑針葉植樹林が占め、朝里岳山頂付近などにはササ自然草原や雪田草原が広がる。航空レーザ測量は図-29 に示す朝里岳を含む標高約 550m~1300m の区域 10km² を対象とした。なお、積雪重量計を含む気象観測は図-29 に示す定山溪ダム湖上流端の気象観測露場(標高 400m)において実施した。

3. 3 積雪重量計を用いた融雪観測

3. 3. 1 積雪・融雪期における積雪密度の連続観測

図-30 に積雪深と積雪密度の観測結果を示す。谷瀬ら¹⁾によると積雪の中期には圧密によってほぼ同じ積雪深に対して、単位面積あたりの積雪重量が次第に増加していくことが報告されている。また、新目ら⁶⁾によると、2007 年春季に観測された積雪重量計と積雪深の観測結果から求めた積雪密度は図-30 の赤矢印で示すように、①堆積-②圧密-③融解の過程を経て変化していくことが報告されている。少雪年である 2008 年を除いて、どの年もこの過程を経て変化していることがわかる。一方、2008 年は圧密の過程を経ず、堆積から一気に融解の過程に移行したことが伺える。この年の積雪重量最大時(492kg/m²)の密度は 450kg/m³ と低く、500kg/m³ を上回った他の年と異なる。このため十分な圧密を受ける前に融け出したことが伺える。なお、図中 2006 年は 4 月 20

日の前で密度が大きく増加し、これ以降大きく減少しているが、この前後に時間雨量 5mm を超える降雨が観測されており、積雪が保水することにより見かけの密度が一時的に増加したことに起因しているものと思われる。

次に、図-31 積雪断面観測による層別の積雪密度の月別変化を示す。どの年も層別積雪密度は時間の経過とともに、徐々に大きくなる傾向を示した。2008 年春季は、積雪深が小さく、3 月に入ってから上層の積雪密度が小さく十分な圧密を受けなかったことがわかる。なお、2010 年春季も積雪深が小さく、上層の積雪密度が高いのは、2 月下旬に暖気に伴い累計 13mm の降雨(最高気温 10.7°C、積雪底面からの累積流出水量 144mm)が観測され、積雪層内部の融解が進み、構造が変化したためと考えられる。

次に定山溪ダムの水文諸量を用いて 2006 年春から 2009 年春までの融雪期の水収支を整理した。ここで融雪期間はダムで積雪調査が行われた日から 6 月 30 日までとして算定した。表-6 は定山溪ダムのスノーサーベイから求めた積雪相当水量と降水量に対する流入量の比から流出率を算出した結果である。蒸発散などの損失があるので実際にダムに流入する量は少ないが、2006 年、2007 年、2009 年、2010 年の流出率は共に 8 割前後である。一方 2008 年の流出率は 6 割程度と算出された。2008 年は他の年と比べ積雪量が少ないうえ、消雪日も他の年より 2 週間程早くなっている。近藤ら²⁾によると積雪の熱収支を考える上での支配的なパラメータであるアルベードの値は雪面では 40 から 70%程度に対し、裸地(乾燥)では 20 から 30%程度と示されており、融雪早期に消雪したことで、土壌中の水分の蒸発が進んだ可能性もある。さらに融雪初期からピークにかけて降水量がほとんど無かった。このような要因が流出率の減少に影響を及ぼしたと推察される。

表-6 融雪期の水収支

年月日(西暦)	積雪相当水量a 1.0×10 ⁶ m ³	降水量b 1.0×10 ⁶ m ³	流入量c 1.0×10 ⁶ m ³	流出率 c/(a+b)
2006/3/9-6/30	127	26	132	0.86
2007/3/8-6/30	105	31	111	0.82
2008/3/11-6/30	86	16	66	0.64
2009/3/12-6/30	121	17	103	0.75
2010/3/11-6/30	104	22	96	0.76

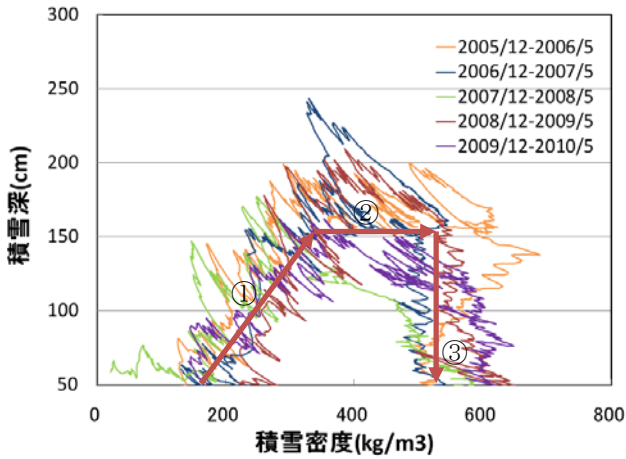


図-30 積雪深-積雪密度変化

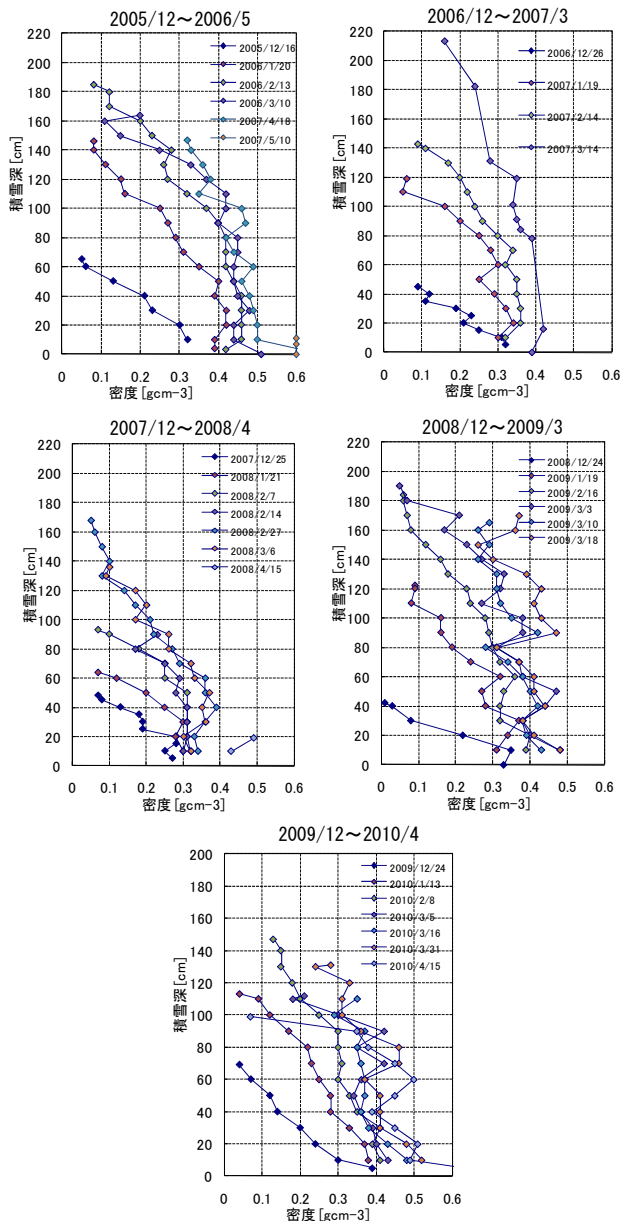


図-31 層別積雪密度の月別変化

3. 2. 2 積算暖度による融雪量の推定

長期間の融雪を取り扱う場合、雪面熱収支を気温で代表させ融雪量を推定する積算暖度法がよく用いられる。ここでは定山溪ダム観測露場における積雪重量計から得られたデータを使い、積算暖度を用いた融雪量の推定を試みた。

ここで積算暖度とは、単位面積当りの積雪重量が最大となる日を起算日として時間単位の気温(0℃以上の気温の積算値)を日単位で積算した値をいう。この積算暖度と起算日以降の日当り積雪深(以下、積雪深)の関係を示したのが図-32である。図より年ごとに積雪深の違いはみられるものの、積算暖度と積雪深が負の相関関係にあることが把握できた。この関係を考慮し、各年の積算暖度と起算日における積雪深(以下、最大積雪深)をパラメータにとり、式(9)を仮定し、 α 、 β 、 γ を重回帰分析によって求めた。表-7に重回帰係数一覧、図-32に推定値を示す。

$$H_s = \alpha \sum T_d + \beta H_{high} + \gamma \quad (9)$$

ここで、 H_s : 積雪深(cm)、 $\sum T_d$: 積算暖度(℃)、 H_{high} : 最大積雪深(cm)である。

また単位面積当りの積雪重量は、水の密度を $1,000\text{kg/m}^3$ とした場合の水当量に換算できることからこの最大値をもって年最大積雪相当水量と見なすことができる。

次に積雪重量の時間変化量を累積した値(以下、累積融雪量と呼ぶ)と積算暖度の関係に着目して解析する。ここで、累積融雪量とは積雪重量計から求まる時間当たりの重量差を日単位で積算し、水当量に換算した値である。

図-33は積算暖度と累積融雪量の関係(白抜き○)を示したものである。積算暖度が増加するにつれて累積融雪量も増加していくことがわかる。このような関係が認められたことから、累積融雪量についても積算暖度と最大積雪深をパラメータとした式(2)を仮定し、 a 、 b 、 c を重回帰分析によって求めた。

$$R = a \sum T_d + bH_{high} + c \quad (10)$$

ここで、 R : 累積融雪量(mm)である。表-8に重回帰係数一覧、図-33に重回帰式から推定された累

積融雪量 R^* (実線) も併記した。観測を始めた 2006 年を除けば、推定値はほぼ観測値を再現している。ここで、各年の気温と降水量の傾向について図-34 に示しておく。2006 年は融雪が始まってから 10 日目くらいに累計 50mm 程度のまとまった雨が観測されている。また、2006 年、2007 年はともに 20 日前後から気温が上昇した年である。一方、2008 年は観測期間で最も早く融雪が開始した年である。融雪直後すぐ気温が上昇し始めたが、10 日目くらいに寒波が入り、20 日目以降気温上昇が見られた。この間まとまった雨は観測されなかった。2009 年も 4 月半ばに気温が上昇、20 日目くらいに 20mm 程度のまとまった雨が観測され、その後、寒波が続き、融雪末期の 5 月上旬辺りで急激に気温が上昇した。2010 年は 4 月の末まで日平均気温が 0℃前後の寒波が続き、やはり 5 月上旬辺りで急激に気温が上昇した。このときには累計 20mm の降雨が観測された。このように年ごとの気象条件の違いによって、降雨の影響を受けたり、解けた水が積雪層内で再凍結することが融雪現象の違いに影響しているものと考えられるが、このような変動を伴いながらも積算暖度と累積融雪量の間にはある程度共通した正の相関が認められた。

次に年最大累積融雪量の推定を行う。図-32 より積雪深が 0 の時の累積融雪量が最大となることから、この時の累積融雪量を求めればよいこととなる。すなわち式(9)の左辺を 0 とおくことで、式(11)が求まり、さらにこの値を式(10)に代入することで年最大累積融雪量が求まる。

$$\sum T_d^* = \frac{\beta}{\alpha} H_{high} + \frac{\gamma}{\alpha} \quad (11)$$

ここで $\sum T_d^*$ は $H_s=0$ の時の推定日積算暖度である。また累積融雪量の推定結果を表-9 に示す。観測値と比較すると 5 ヶ年の推定誤差の平均は 1 割程度となった。また、少雪年である 2008 年の推定誤差は他の年と比べて大きくなる特徴を示した。

表-7 重回帰係数一覧

α	β	γ	r^2
-0.06	0.96	4.19	0.98

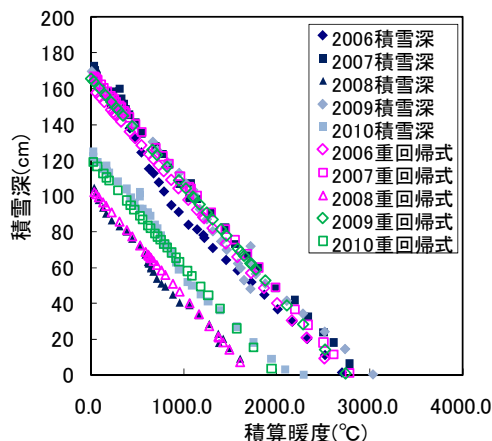


図-32 積算暖度と積雪深の関係

表-8 重回帰係数一覧

a	b	c	r^2
0.32	0.78	-89.74	0.90

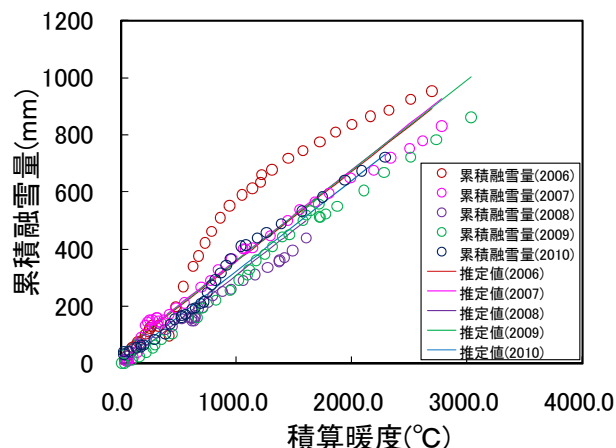


図-33 積算暖度と累積融雪量の関係

表-9 気象観測露場における累積融雪量の推定結果 (2006年~2010年)

	2006年	2007年	2008年	2009年	2010年
最大積雪深 H_{high} (cm)	164.2	172.6	104.5	169.5	122.0
積算暖度 $\sum T_d$ (°C)	2697.5	2781.6	1604.8	3035.2	2290.2
累積融雪量 $\sum R$ (mm)	952	830	440	861	722
推定積算暖度 $\sum T_d^*$ (°C)	2668.6	2801.6	1723.6	2752.5	2000.6
推定累積融雪量 $\sum R^*$ (mm)	883	932	537	914	639
推定誤差 $\sum R^* - \sum R$ (mm)	-69	102	98	53	-83
推定誤差割合 $(\sum R^* - \sum R) / \sum R$	0.07	0.12	0.22	0.06	0.12

記号の*は推定値を意味する。

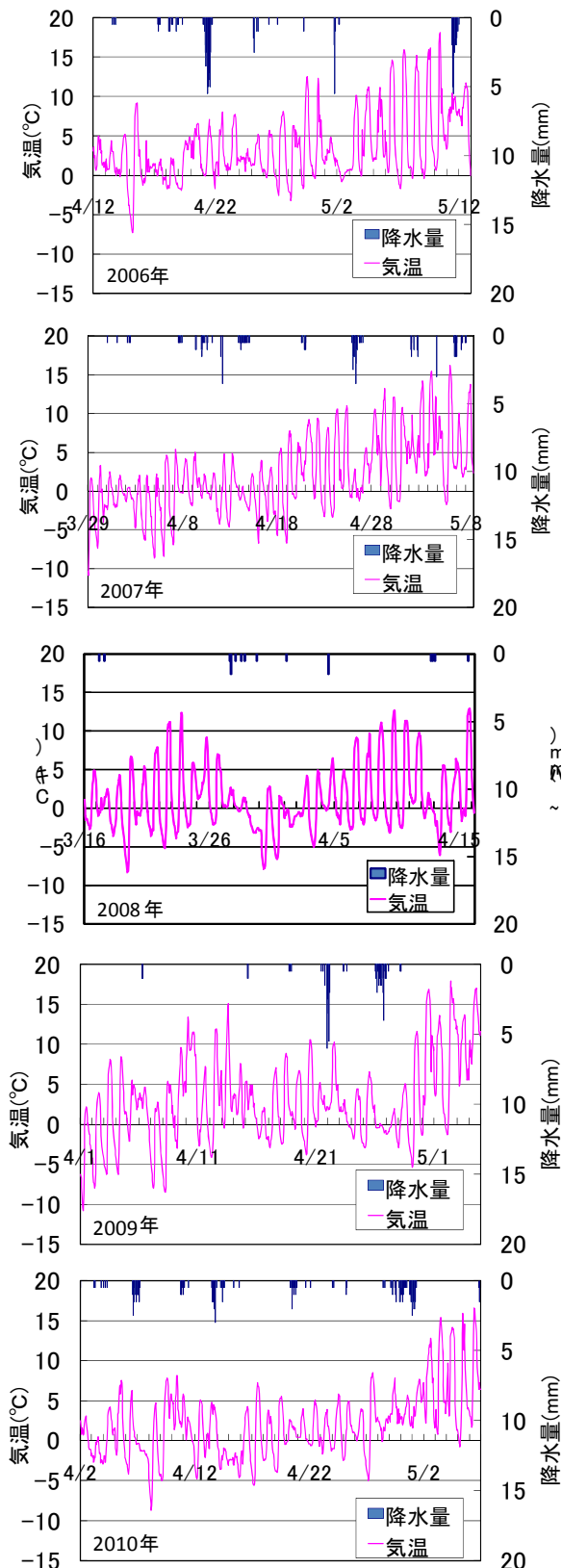


図-34 気温と降水量の関係
(2006年～2010年の記録)

3. 4 航空レーザ測量成果を用いた積雪分布調査

3. 4. 1 調査方法

航空レーザ測量とは、レーザスキャナ、GPS、IMU（慣性計測装置）を搭載し直接的に地形計測を行うものである。計画されたコース上でレーザを発射し、航空機から地上までの距離を計測する。樹林密度が著しく密でなければレーザの一部が地上に達するため、森林地帯においても地表面形状を計測可能である。計測仕様を表-10に示す。計測精度は平面座標で対地高度の1/2000（本計測では対地高度が600mなので約±30cm）、標高で約±15cmである。高さ精度はレーザスキャナの精度に依存するため不変である。航空レーザ測量は初期条件を得るため積雪前の2008年10月31日に行った。この日は近隣の気象観測露場（標高400m）に設置したレーザ積雪深計によると、根雪の20日前であり、植生の繁茂は少なく地表面計測への影響は小さいと考えられた。一方、積雪最盛期のデータを得るため2009年3月8日に再度航空レーザ測量を行った。気象観測露場に設置したレーザ積雪深計によると、測量時の積雪深は1.82mで概ね最盛期の雪面標高データを取得できた（図-35）。

3. 4. 2 積雪深の分布特性

航空レーザ測量によって得られたランダムに分布しているオリジナルデータから測量作業規程に基づくKriging法を用いて2m、5m、10m、50mの各メッシュデータを作成した。更に地表面と積雪表面のDEMの各格子点毎に高さの差分をとり、GISを用いて内挿処理を施し、図-36のような積雪深分布図（範囲は図-29参照）を作成した。2mメッシュにおいて積雪深が0または負の領域が尾根の一部で認められた。しかし5mメッシュ以上では発生していないことから、ごく微小領域での計測誤差であると考えられる。一方朝里岳の東側の谷底部で10mを超える積雪が計測されており、吹きだまりや雪崩によるものと考えられる。

次に今回の計測で得られたメッシュデータを基にメッシュサイズの違いと地形因子との関係について分析を行った。ここでは積雪深と相関があると思われる標高、傾斜度、斜面曲率、斜面方位の4つの地形因子について関係を調べた。

(1) 標高との関係

図-37に積雪深と標高の関係を示した。地形因子ごとの積雪深との関係について相関係数を求めたところ、最も高い相関を示したのは従来から指摘され

表-10 航空レーザスキャナの計測仕様

項目	仕様
レーザ発射回数	25,000Hz
スキャン回数 n	$a \times n < 580$
スキャン角度(半角) a	$0 \sim \pm 20^\circ$
スキャン形状	三角
受信パルスモード	First、Last 同時
ビーム拡散度	0.2 or 1.0 mrad
高さ精度	$\pm 0.15m$
座標精度	対地高度の1/2000
照射角度精度	0.005°
対地高度	300 ~ 2000m
飛行速度(プラットフォームに依存)	60 ~ 250km/h
レーザ波長	1064nm(Nd:YVO ₄)
レーザ強度	クラス4

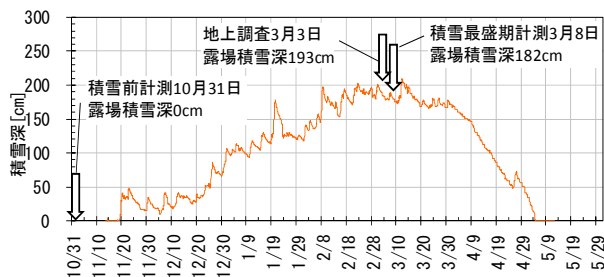
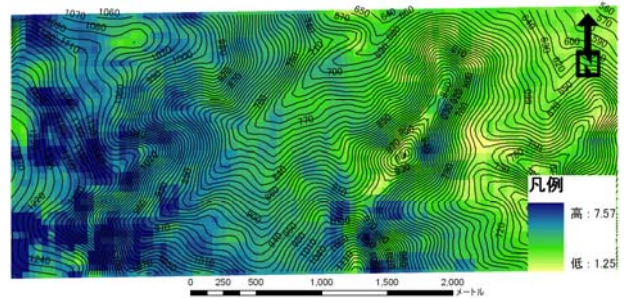


図-35 気象観測露場における観測値と計測日

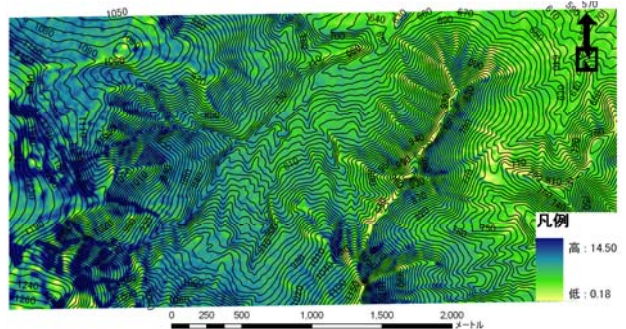
ている標高であった。ただし、図に示すとおりメッシュサイズが細くなる程データがばらつき相関が低くなる特徴も示した。すなわち 50m メッシュ程度の大地形的なスケールでは標高による影響が大きくなる一方、10m メッシュ以下の小さなスケールにおいては他の地形因子の影響が強くなる傾向にあることが示された。

(2) 傾斜度・斜面曲率との関係

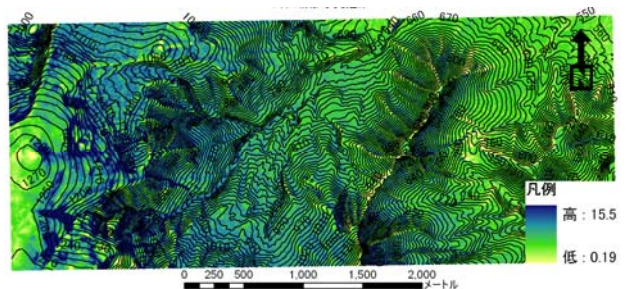
図-39 に積雪深と傾斜度、図-40 に積雪深と斜面曲率の関係を示した。ここで傾斜度とは各メッシュの水平面からの傾きの最急勾配である。斜面曲率とは地形の凹凸の指標として用いられるもので、ここでは、西田ら¹²⁾の定義に従い、曲面上のある点を通る全ての測地線の曲率の最大値と最小値の平均値とした。0 は平坦、正が谷底地形、負が尾根地形であることを示す。それぞれ相関係数を求めたところ積雪深との相関は低かった。ただし、斜面曲率に関しては 50m メッシュ程度の大地形的なスケールでは平滑化されてしまい相関が見いだされなかったが、図中に示したように 5m、10m メッシュでは積雪深が尾根地形で小さく、谷底地形で大きくなる特徴が表れた。2m メッシュではデータのバラツキが



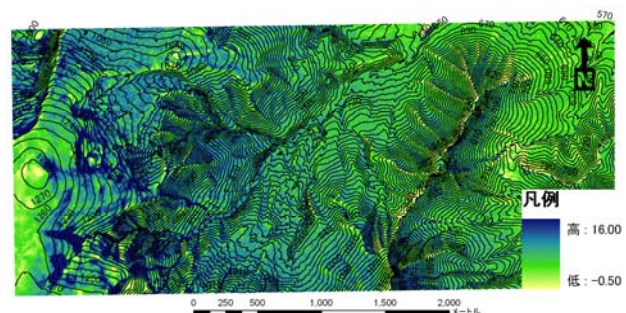
50-m mesh



10-m mesh



5-m mesh



2-m mesh

図-36 航空レーザ測量による積雪深分布

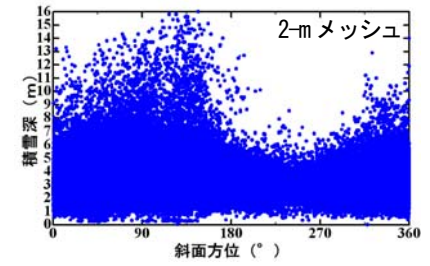
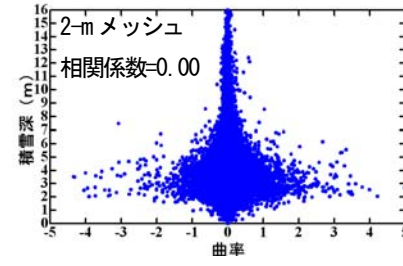
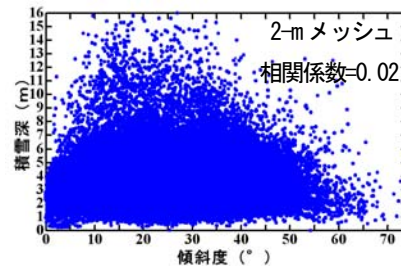
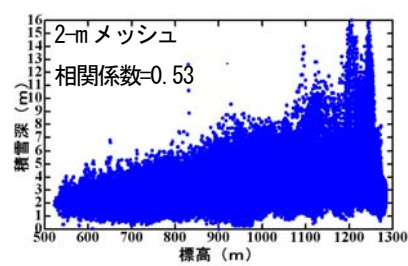
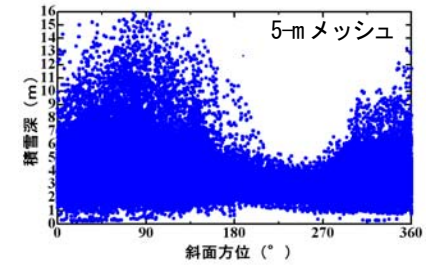
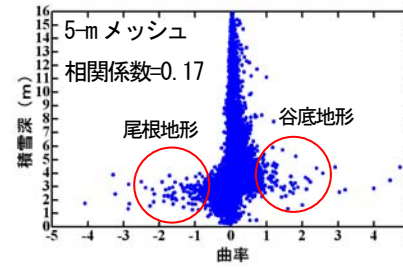
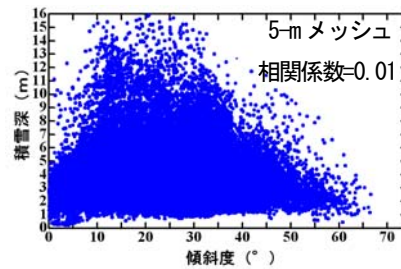
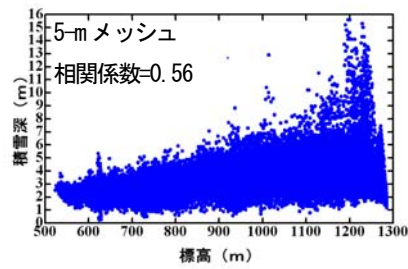
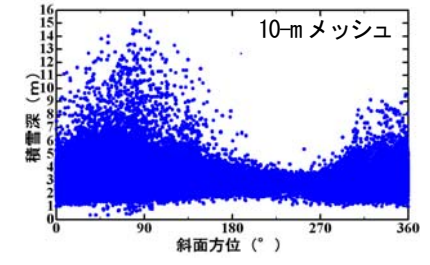
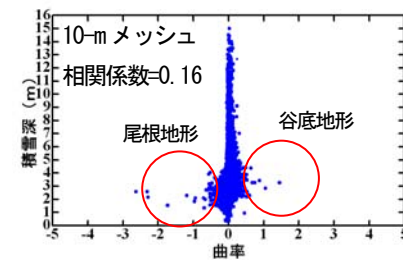
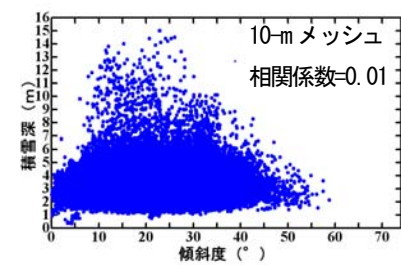
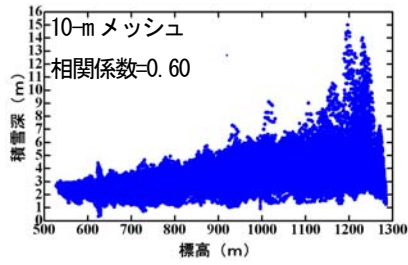
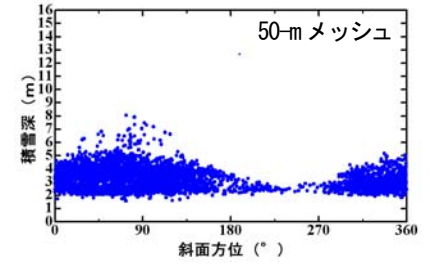
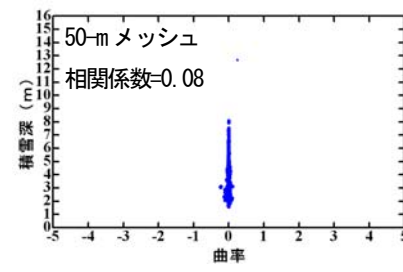
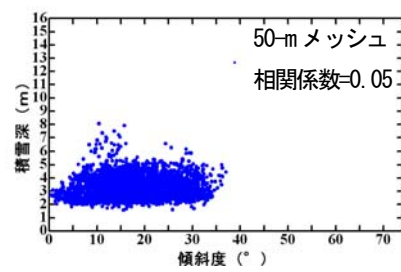
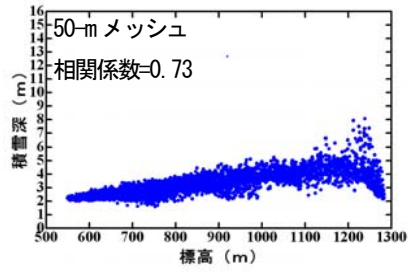


図-37 メッシュサイズの違いによる積雪深と標高の関係

図-38 メッシュサイズの違いによる積雪深と傾斜度との関係

図-39 メッシュサイズの違いによる積雪深と斜面曲率との関係

図-40 メッシュサイズの違いによる積雪深と斜面方位との関係

大きく顕著な相関は認められなかった。

(3) 斜面方位との関係

斜面方位は、北を0とし度数表示で示した。図-36、図-40より西からの季節風に伴い、尾根の西側で雪が吹き飛ばされ、東側では雪庇となっていることがわかる。小野らによると¹³⁾融雪の過程では日射が卓越し、南斜面の融雪が進むことから積雪深が少なくなることが考えられるが、対象領域における積雪の過程では島村ら¹⁴⁾が指摘しているように、季節風の影響が卓越していることが示された。ただし、2mメッシュ(かつこ内は50mメッシュ)について斜面方位ごとにメッシュの割合をみると北と東がそれぞれ36%(38%)、39%(45%)と多く、西と南がそれぞれ11%(8%)、13%(9%)と少なく、ややデータの数に偏りが生じていた。

3. 4. 3 積雪深の分布の推定

次にスケールの違いによる積雪深の分布について考察する。ここでは50mメッシュを大地的データ、5mメッシュを微地形データと定義した。前章より、斜面方位ごとのメッシュの数に偏りがあることから、方位ごとにデータを分けて解析を行った。さらに微地形データについては、斜面曲率において尾根地形と谷底地形で、積雪深分布に違いが見られたことから斜面曲率を考慮した。以上の事を考慮し、次の重回帰式を仮定した。

$$H = \alpha Z + \beta \quad (12)$$

$$H = \alpha Z + \beta Cr + \gamma \quad (13)$$

ここで H : 積雪深[m]、 Z : 標高[m]、 Cr : 斜面曲率を示す。50mメッシュについては式(4)を、5mメッシュについては式(5)を仮定し、重回帰分析を行った。表-11に得られた回帰係数 α 、 β 、 γ を示す。また、図-41にレーザプロファイラで計測した各メッシュの積雪深と重回帰式による積雪深の推定値を示した。解析の結果、50mメッシュは実測値を精度よく再現できているが、5mメッシュは積雪深が5mを超える辺りで再現が悪い。この要因としては島村ら¹⁴⁾が指摘するように、森林限界より高い標高帯で風による積雪の移動等が考えられる。一方、航空レーザ計測値に関しては50mメッシュと比べると5m程度の詳細なメッシュを用いることで、積雪深が5mを超えるような深雪地帯の積雪が精度よく抽出でき、微地形データの有用性が示唆された。

3. 4. 4 積雪相当水量の推定

これまでの調査結果を踏まえ、定山溪ダム流域内の積雪相当水量を推定する。積雪相当水量の推定を困難にしているものは、積雪密度の推定と積雪深の空間分布の推定である。

まず、積雪密度の推定について考察する。積雪密度の高度差をチェックするため、近年のスノーサーベイにおける標高ごとの積雪密度と基準の標高(ここでは530mとした)の積雪密度の比をとり(14)式で整理した。また積雪重量計から求めた積雪密度も同様に整理した。

$$\text{積雪密度比} = \frac{\text{各地の積雪密度}}{\text{基準標高の積雪密度}} \quad (14)$$

図-42、43より、融雪期の積雪密度は高度に関係なくほぼ均一な値となることが示された。山田ら¹⁵⁾によると全山融雪状態となると融雪量が高度によらず一定となり、積雪相当水量分布の傾きも一定となることが指摘されている。スノーサーベイは融雪が始まる直前をねらって行われるため、この状況に近いといえる。このことから融雪期の積雪密度は空間的に変化しないという前提のもと積雪相当水量を求めることとした。

次に、積雪深の空間分布について求める。まず、流域内の標高の空間分布を知る必要があるが、ここでは国土地理院のホームページで公開されている50mメッシュの国土数値情報標準地域メッシュ第1次区画を基盤情報として用いた。次に式(4)に基盤情報から得られる標高データを与えて積雪深を推定する。なお、工藤ら⁸⁾の研究によれば豊平川流域における積雪深増加率は0.0025と推定されており、表-11の回帰係数 α を平均すると同程度の結果となった。メッシュごとの標高、斜面方位をGISにより求め、この値を式(4)に代入して積雪深を求めた結果を図-44に示した。

最後にこれらを用いて積雪相当水量を推定した結果を示す。なお、定山溪ダムでは積雪包蔵水量を把握する目的で、白井岳コースと春香山コースを流域の積雪を代表するコースとして積雪最盛期にスノーサーベイを行っている。2009年3月12日に行われた調査では、標高530mで積雪密度360(kg/m³)、標高850mで積雪密度390(kg/m³)でほぼ一様であった。また積雪重量計と積雪深計により連続観測した積雪重量と積雪深から求めた1時間毎の積雪密度は

385~408(kg/m³)でスノーサーベイの結果とほぼ等しかった。よって、積雪密度は3月8日の気象観測露場の日平均値を一定値として与えた。推定結果を表-12に示した。スノーサーベイから求まる積雪相当水量との比較において概ね同等の結果が得られており、本手法の有効性が確かめられた。

3. 4. 5 まとめ

北海道の降水量の約半分は降雪によるものであり、このため当該地域の河川では春先には融雪出水が生じることとなり、ダムではこの融雪出水を調節しかつ有効利用することで水運用を図っている。ダムの運用を考えた場合、積雪相当水量を的確に把握することは重要な課題となる。冬季水文に関する研究はこれまで数多く行われてきているが、本研究のように、航空レーザ測量を基にした積雪深の観測についてはいくつかの事例報告があるが、ダム流域における積雪深の空間分布を把握する上で、流域に詳細な航空レーザ測量を適用した例は少なく、今回得られた調査結果は貴重な資料である。

今回、これらの調査結果を基に、積雪分布の推定法について検討した結果、以下のことが明らかとなった。

- (1) 積雪重量計を用いて積雪・融雪期の観測を行った結果、多雪年と少雪年では積雪密度の変化に違いがあることを確認した。
- (2) スノーサーベイの結果を基に各年の任意の標高を基準とした積雪密度比を求めたところ、融雪期の積雪密度は高度によらずほぼ均一な値となることを明らかにした。
- (3) 航空レーザ測量成果を基に、地形因子と積雪深の空間分布特性を分析した結果、大地形的には標高との高い相関が認められる結果となった。一方、微地形的には標高との相関が小さくなり、尾根並びに谷底地形で斜面曲率の影響が強くなることが明らかとなった。
- (4) また、斜面方位毎に地形因子を変数とした回帰式を提案し、積雪重量の連続観測結果から得た積雪密度を用いたことで最盛期の流域平均積雪相当水量を推定できた。

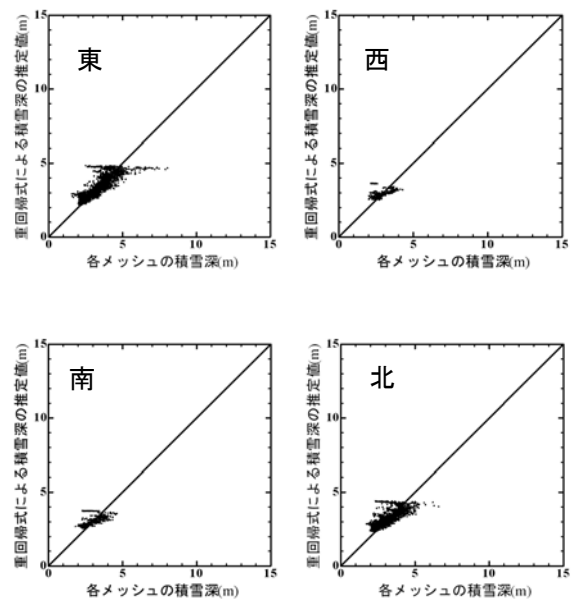
近年、リモートセンシング技術の進展に伴い、詳細な地形情報が公開され、手軽に入手することが可能となってきている。また、気象観測機器の発達に伴い、高密度な観測データが入手可能となってきている。今後は、今回得られた知見を基に、経年的な傾向を把握するとともに汎用性のあるモニタリング

手法を用いた実用的な評価手法について検討していきたい。

表-11 回帰係数一覧

	50mメッシュ			5mメッシュ			
	α	β	決定係数	α	β	γ	重決定係数
東	0.004	0.164	0.668	0.004	2.815	0.076	0.435
西	0.002	1.346	0.310	0.001	1.771	1.732	0.120
南	0.002	1.516	0.346	0.002	2.599	1.196	0.271
北	0.003	0.742	0.558	0.003	2.729	0.737	0.362
平均	0.0028			0.0025			

50-mメッシュ



5-mメッシュ

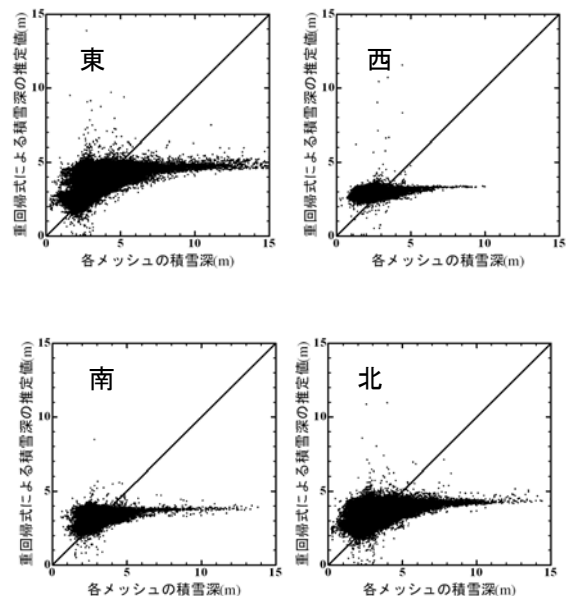


図-41 実測積雪深と回帰式による推定積雪深

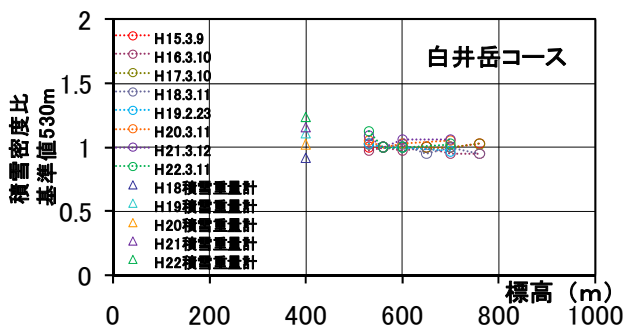


図-42 積雪密度の高度分布 (白井岳コース)

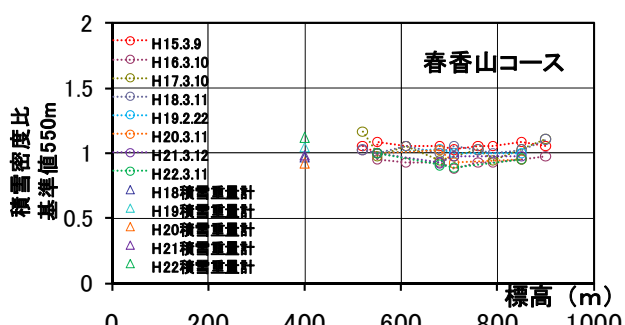


図-43 積雪密度の高度分布 (春香山コース)

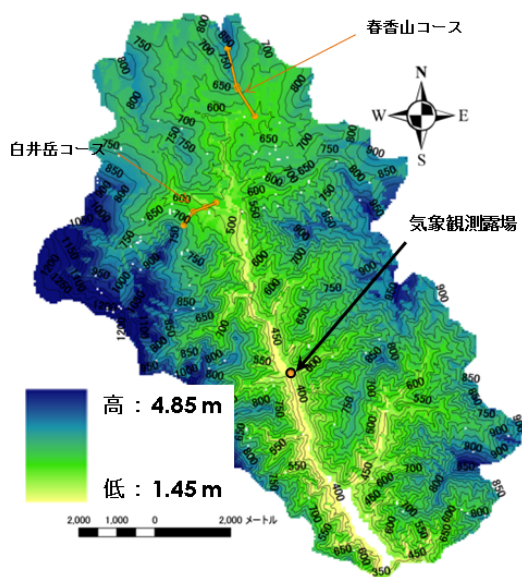


図-44 ダム流域の推定積雪深 (50-mメッシュ)

表-12 積雪相当水量の推定結果

対象面積(km ²)	104
気象観測露場における積雪密度(kg/m ³)	422
スノーサーベイによる推定積雪相当水量(mm)	1159
GISを用いた積雪深回帰式による推定積雪相当水量(mm)	1134
積雪深回帰式による推定積雪包蔵水量(×10 ⁶ m ³)	118

4. 融雪特性を有する濁質原因物質量の評価手法の提案

4.1 調査目的

豪雨により発生した斜面崩壊により、河道に膨大な土砂が流入・堆積する事例が全国で発生している。流砂系の総合的な土砂管理¹⁶⁾を進める上で、斜面崩壊箇所や河道における土砂移動の量と質(粒径分布)のモニタリングは流域土砂動態を空間的・時間的に評価する上で重要であるといえる。近年では航空レーザー測量による土砂動態把握¹⁷⁾なども行われ、豪雨イベントなどにより広域に発生した土砂堆積・侵食状況を短時間に把握できるようになってきたといえる。筆者らの調査している沙流川流域は図-45に示す様に、プレート運動に由来した付加体堆積物、変成岩(蛇紋岩)、正常堆積物(白亜紀の蝦夷累層群、新第三紀の堆積岩など)などが混在しており、現地踏査の結果、斜面崩壊形態や土砂移動量は地質に強く影響される傾向がみられている。例えば、基盤岩が白亜紀堆積物(泥岩)の領域では円弧すべり状の斜面崩壊が非常に多く、崩壊した基盤岩が比較的短期間で数mm以下に風化してしまうことなど、リモートセンシング的な調査では把握しにくい特徴が経年的な観察で明らかになっている。筆者らは、付加体堆積物と白亜紀堆積物が混在し、人的な攪乱が少ない総主別川流域において現地踏査を中心とした調査を行い、地質に着目した山地流域特有の土砂生産、土砂輸送の実態について把握した結果をここで紹介する。

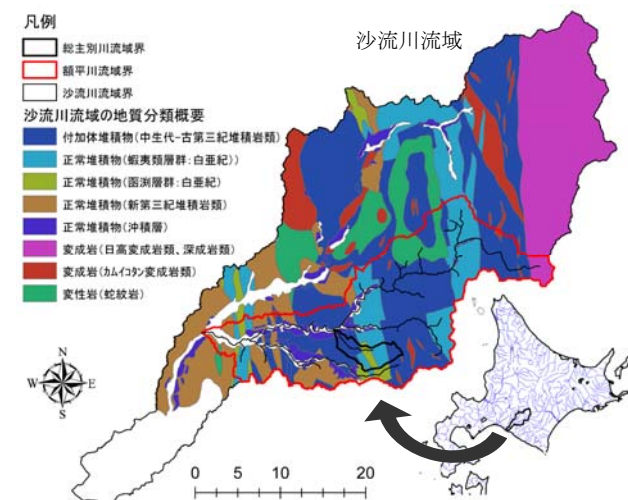


図-45 沙流川流域の地質分布

4. 2 調査地点概要

4. 2. 1 総主別川流域で発生した崩壊地

図-2 には総主別川流域の標高・地質分布と崩壊地分布を示している。沙流川中上流域では、林道が復旧するまで出水後1年近くかかったところが少なくないのに対し、総主別川流域では、比較的林道復旧が早かったこと、取水や農業などの土地利用が皆無のため、河川周辺での人工的改変が極めて少ないなどから、土砂移動状況をモニタリングするための調査流域とし、2004年9月より調査を開始した。総主別川における崩壊地面積率と崩壊地箇所数を2003年出水前後で比較したものが図-47である。崩壊地面積率、崩壊箇所数とも出水イベント前の約6倍に急増していたことが分かる。

4. 2. 2 総主別川の概要

a) 地形・地質：図-46 に示されるように、総主別川流域の地質は大きく付加体堆積物と正常堆積物（白亜紀）の2つに分類される。日本地質学会が2000年2月に公表した「第一次地質基準」4)によれば、日本列島を構成する地質は、正常堆積物、沖積層、付加体堆積物、火山と火成岩、深成岩、変成岩

の6つに大別される。付加体堆積物とは、海洋プレートが大陸プレートの下に沈み込む際に、海溝の陸側斜面に海洋プレート上の堆積物が楔状の地質体として蓄積されるものの総称とされる。総主別川上流域における付加体堆積物に分類される領域では、チャート、緑色岩といった付加体堆積物特有の硬質の岩石が河床部や斜面露岩部に多く見られる。一方、正常堆積物に分類される白亜紀堆積物の領域では、泥岩・砂岩が大部分であり、前述のチャートや緑色岩はほとんど見られない。地形に着目すると、図-46の等高線に示すように、付加体堆積物領域の等高線は白亜紀に比べ密度が高く、比較的急峻な地形を形成していることが分かる。

b) 崩壊地：2003年8月イベント直後に撮影した航空写真から、総主別川における崩壊地分布を判読したが、前述したように、付加体堆積物と白亜紀堆積物領域では地盤を構成する基岩の構成が異なるため、空中写真による判読だけでは、崩壊地がどのような形態で発生しているか、また、崩壊地からどのように土砂が河道に供給されているのかなどの状況は不明であった。このため、筆者らは平成16年より総主

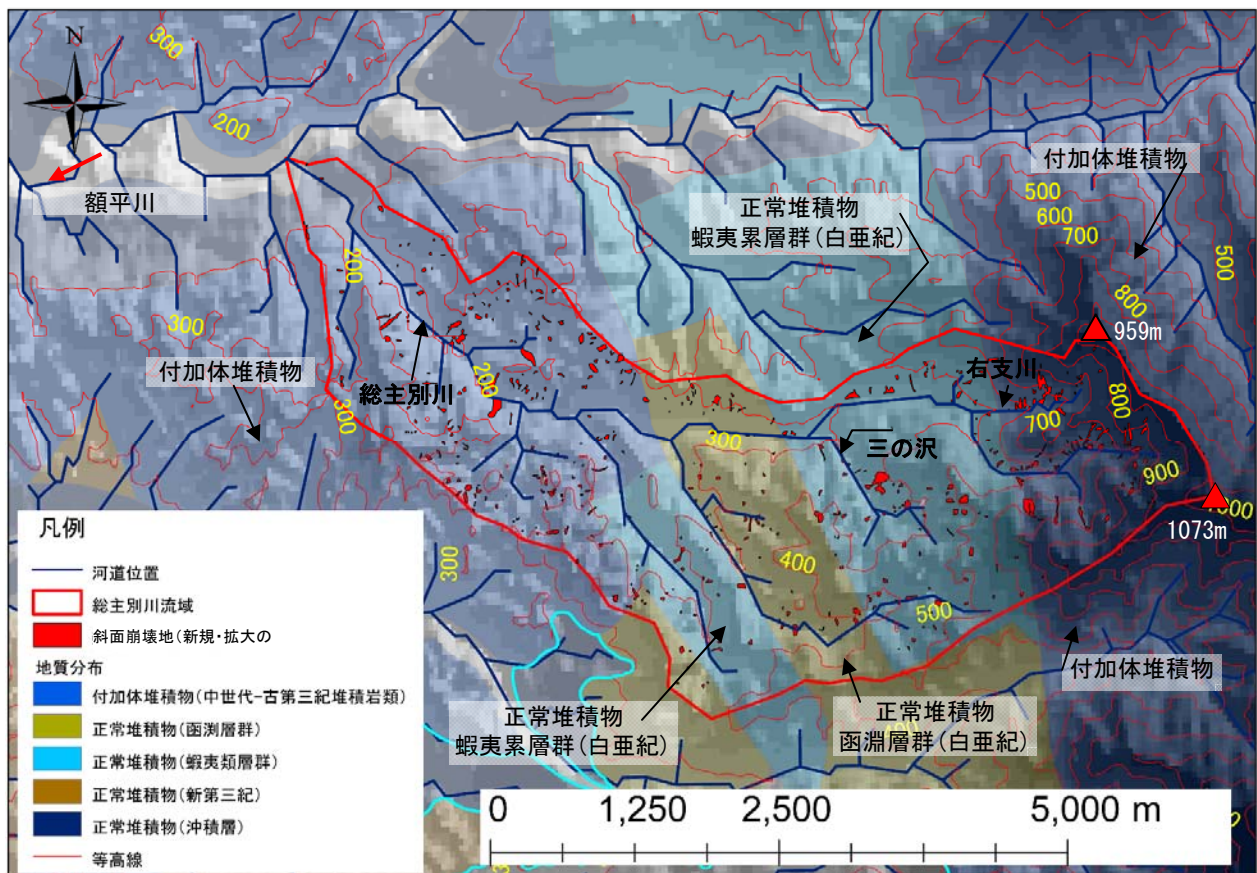


図-46 総主別川流域の地質及び崩壊地分布（国土地理院発行の50mメッシュ標高値、産業総合研究所発行の地質ベクトルデータを使用。崩壊地は2003年8月イベントで新規に発生・拡大したエリアを総主別川流域のみ表示。）

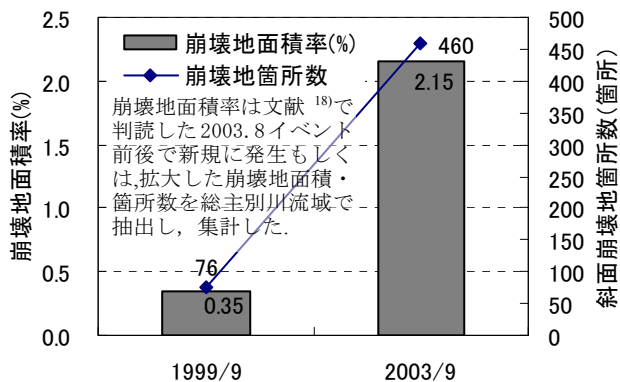


図-47 総主別川の崩壊地面積率・崩壊地箇所数変遷

別川の本川、2支流の現地踏査を行い、河道周辺の崩壊地状況、土砂の堆積・侵食状況を簡易横断面図やスケッチ、ルートマップに整理し、更に経年的な比較を行うことで、河道における土砂堆積・侵食状況の変化を把握することを試みた。

4.3 調査手法

4.3.1 河道踏査

現地踏査は総主別川本川（延長約10km）、総主別川上流右支川（延長約1km）、三の沢（延長約2km）について、溪流の概要を把握することを目的として、図-48の範囲で実施した。調査にあたっては、土砂移動のポイントとなる地点においてレベルを用いた簡易断面測量及びスケッチ（本川20箇所、右支川6箇所、三の沢8箇所）を作成するとともに、簡易平面図（ルートマップ）を作成した。簡易断面測量及びスケッチ箇所では洪水による影響を受けないよう左右岸に1箇所ずつ木杭または岩盤に金属釘を設置した。河道における移動土砂量の把握は図-49に示すような2時期の簡易横断測量結果の比較により、堆積・侵食領域の断面積を求め、踏査により作成した簡易平面図を参考に距離を乗じて浸食・堆積土砂量を求めた。土砂量推定の精度向上を期すため、河道の露岩部、沢の流入部、林道横断部などを参考に土砂量が過剰に評価されないような位置で測線を設定した。断面の平均間隔は、総主別本川調査区間（約10km）で約310m、右支川調査区間（約1km）で約55m、三の沢調査区間（約2km）で約80m程度となった。断面間距離は測量機器による光波測距で求めており、推定された土砂量の精度は必ずしも高いとはいえないが、河道における土砂動態を量的に把握するための手法としては、こうした踏査による調査手法は実用上十分な精度は確保されているものと思われる。なお、図-53～図-55に示す流出土砂量とは、侵食

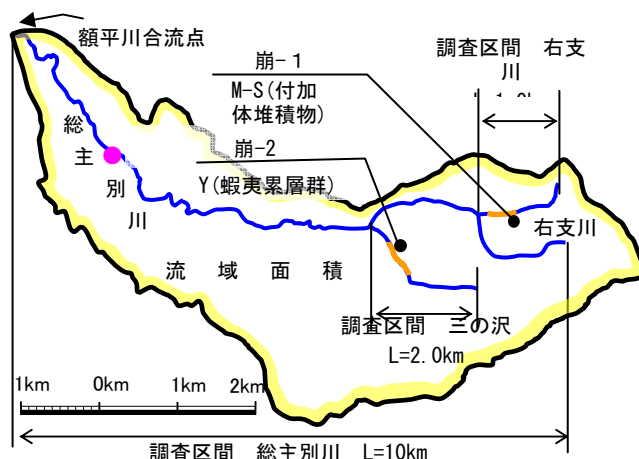


図-48 総主別川河道調査位置図

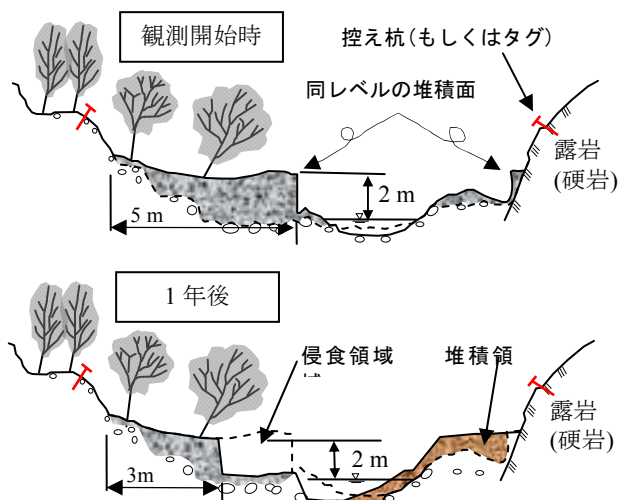


図-49 簡易横断面図による出水前後の河床形状比較例



図-50 崩壊地調査位置図

土砂量と堆積土砂量を河道上流端から各々累計し、差し引いて求めた結果であり、下流方向に累計した再移動土砂量を示す。

4. 3. 2 崩壊地踏査

崩壊地調査は、崩壊地の変動状況、土質変化状況を把握するための断面観測、埋設鉄筋変位観測、写真撮影などを行うとともに、河道踏査同様の簡易平面図（ルートマップ）の作成を行った。調査箇所は図-50に示す、右支川崩壊地(崩-1)、三の沢崩壊地(崩-2)、額平川崩壊地(崩-3)、沙流川崩壊地(崩-4)、オパ

ラダイ川崩壊地(崩-5)の計5箇所とした。また、崩壊地の崩積土を採取し、粒度試験を行い、経時的な変化も別途把握している。

4. 4 調査結果

4. 4. 1 右支川における土砂動態

右支川は総主別川の最上流部に位置し、地質は付加堆積物に分類され、当該流域では急峻な山地を

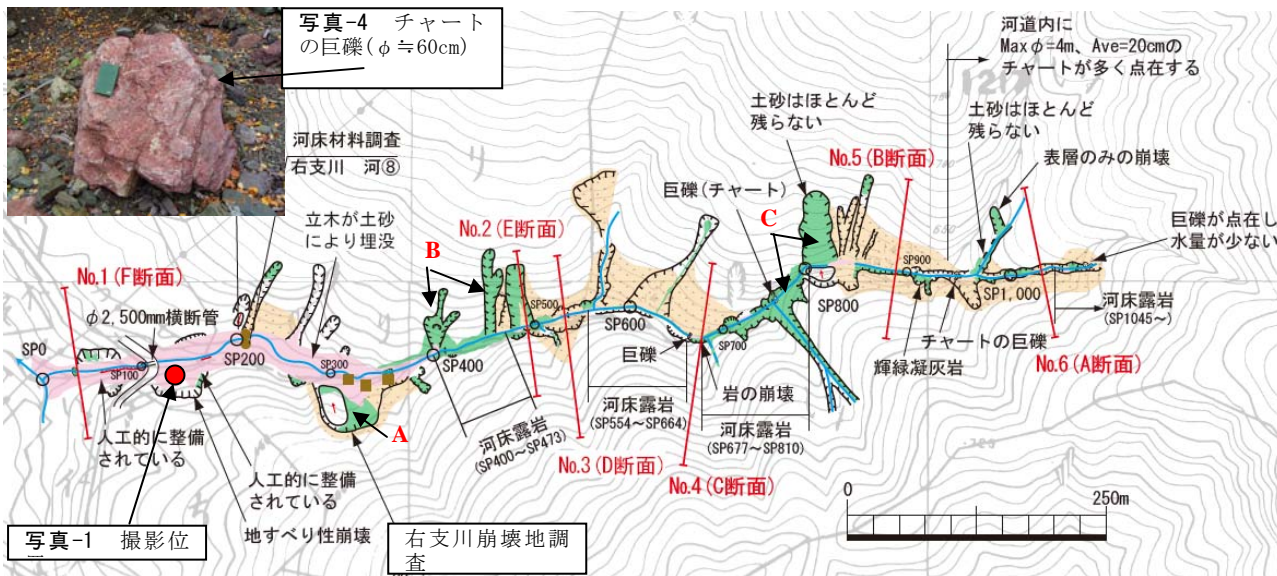


図-51 右支川ルートマップ (右支川調査区間は図-4 に示す)

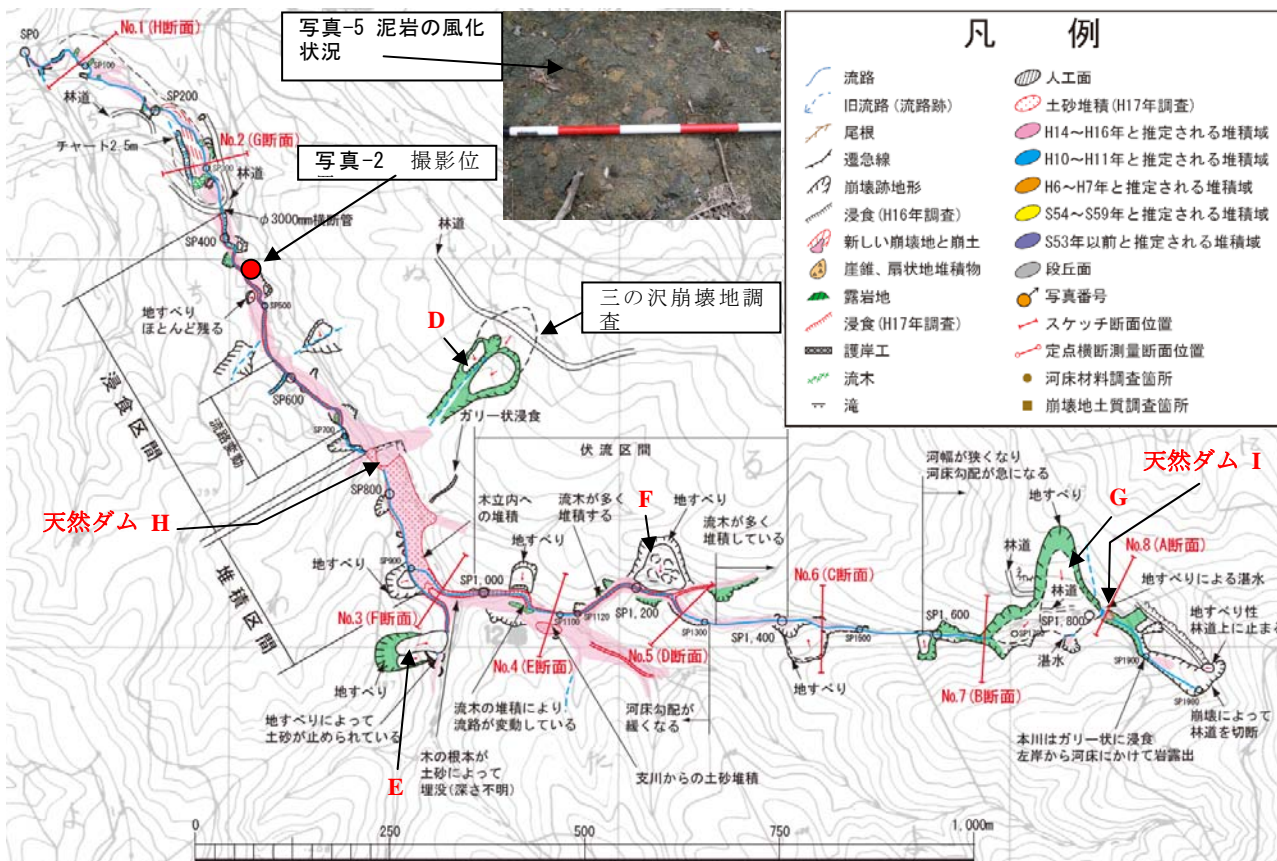


図-52 三の沢ルートマップ (三の沢調査区間は図-4 に示す)

形成する。右支川踏査や豪雨前後のリモセン画像比較の結果、河道周辺で発生した崩壊地は露岩箇所が多く、崩壊地から発生した土砂はほぼ全量が河道に供給されているように見受けられる。また、河床や崩壊地斜面部に基岩とみられるチャートや緑色岩が露出する箇所が散見される。図-51は現地踏査により作成したルートマップ（簡易平面図）である。前述したように、河道周辺に分布する崩壊地(図中A,B,Cで示す箇所)は露岩している。調査区間の河道勾配は1/10から1/2と急勾配であるにも関わらず、2004年9月～2005年9月までの流出土砂量は400m³程度(図-53)であった。この理由として、右支川の河床材料がチャートや緑色岩などの硬質な岩石由来であり、表層の河床材料の粒径が数cmから1m程度の比較的粗いものから構成されていることによるものと考えられる。

4. 4. 2 三の沢

三の沢は右支川よりも約1.5km下流で総主別川本川に合流し、流域の地質は大半が白亜紀の正常堆積物(蝦夷累層群)に分類される。蝦夷累層群は前弧海盆と呼ばれる浅い海で堆積した泥岩砂岩の互層を主な基岩としている。蝦夷累層群における崩壊地では、崩壊した基岩が数日～数週間で数ミリ以下に風化(スレーキング)する特徴を持つことが、現地調査で明らかとなっている。図-52は踏査により作成した三の沢のルートマップである。これによれば、河道周辺の崩壊地はそのほとんどが地すべり状(図中D～Gで示す箇所)のものであり、崩壊土砂の全量が河道に供給されるようなものは少ない。むしろ、崩壊土砂の大半は崩壊斜面が滑動途中で停止したように見受けられる。崩壊土砂が河道を塞いだ箇所では、天然ダムが形成されている箇所も散見(図-52中H及びI)された。斜面崩壊から1年以上経過したのち、天然ダムの湛水面はほぼ消失したが、図-52の天然ダム箇所では河道を横断する形で崩壊土砂が残っており、上流側に堆積傾向、下流側に侵食傾向がみられている。三の沢の河道勾配は1/26～1/2と右支川に比べ緩やかであるにも関わらず、土砂流出量は3,000m³(図-54)を超えた。この理由としては、前述した崩壊土砂の風化による細粒化が大きく原因しているものと推察される。

4. 4. 3 総主別川本川

上流2支川とも侵食傾向であったが、総主別川本川においても、図-55に示すように、全般的に侵食

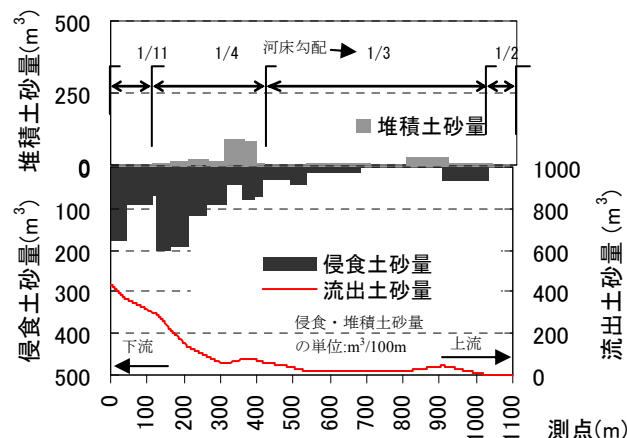


図-53 右支川の堆積・侵食土砂量('04.9-'05.9)
(測点は総主別川合流点からの距離を示す)

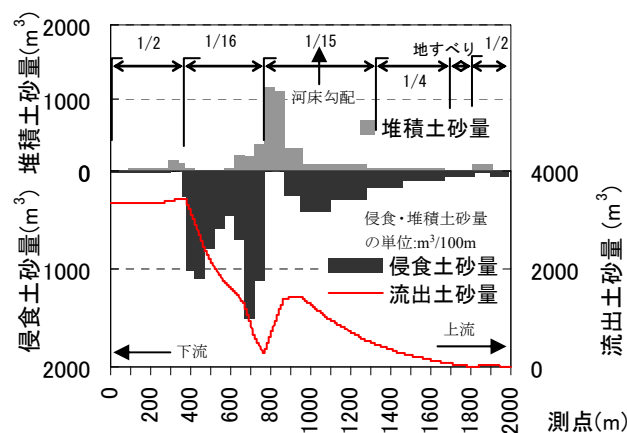


図-54 三の沢の堆積・侵食土砂量('04.9-'05.9)
(測点は総主別川合流点からの距離を示す)

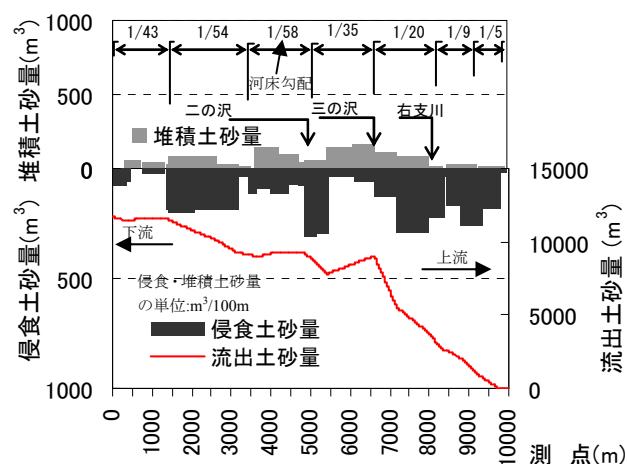


図-55 総主別川本川の堆積・侵食土砂量('04.9-'05.9)
(測点は額平川合流点からの距離を示す)

傾向であるといえる。河道勾配は1/43-1/5と上流2支川に比べ比較的緩やかであるが、流出土砂量は約12,000m³に達した。支川からの土砂流入の影響は読み取りにくい、侵食・堆積区間が交互に発生して

いるように読み取れる。

4. 5 崩壊地踏査による崩壊箇所の土砂動態

図-49 に示した地質別に選定した 5 箇所の斜面崩壊地において、崩壊斜面全体をカバーする範囲で測線を 3、4 本設定し、測点間の変化量と、固定点（鉄筋）を数本設置し、河道側に設けた基点からの XY 座標のずれを計測し、経年的な変化量をみてみた。なお、ここでは総主別川流域に設定した崩壊地 2 箇所についてのみ観測結果の概要を述べる。

(1)崩-1：総主別川最上流部右支川の崩壊地である。地質は付加体堆積物に属し、急傾斜の山腹斜面峻に発生した崩壊地である。図-56 に示した簡易平面図によれば、崩壊地上部は基盤岩が露岩しており、下部に崩壊残土と思しき土砂が若干堆積している。2004 年、2005 年の観測結果の比較により、崩壊地内外に設置した測点の移動は大きくても 2、3cm 程度であり、土砂移動量もほとんど無かったといえる。

(2)崩-2：三の沢における最大級の地すべり崩壊地である。地質は白亜紀堆積物（蝦夷累層群）に属する。図-57 に示した簡易平面図によれば、崩壊地上方(図-57 では右上)には林道が通っており、周辺には滑落崖と見なされる連続したひび割れが観察され、明らかな円弧滑りタイプの地すべり地形を呈していると見なされる。しかも、樹木の繁茂状況から 2003 年 8 月の豪雨イベントの前に滑った痕跡も認められたことから、調査した崩壊地は今後も降雨規模によっては滑動し、河道に土砂を供給する可能性が強い。2004 年～2005 年調査においては、設定した測線での土砂移動は 1-2cm 程度であり、固定点（鉄筋）の位置座標も 1-2cm 程度と極めて小さな変動しか認められなかった。

蛇紋岩の露頭箇所(図-49 の崩-4)では、粘土化した蛇紋岩が地すべり状の形態で沙流川本川に土砂を供給しており、土砂量計測のための固定点(鉄筋)が翌年にはほとんど流出するなど、土砂量の把握が困難であった。これ以外の崩壊地である、崩-3、崩-5 の崩壊地においては、図-56 の崩壊箇所と同様、2004 年～2005 年の間での土砂移動量は極めて少ないという結果となった。

4. 6 まとめ

調査流域では地質により斜面崩壊及び土砂移動のパターンが異なることが明らかとなった。

1)付加体堆積物：急峻な地形が形成されており、

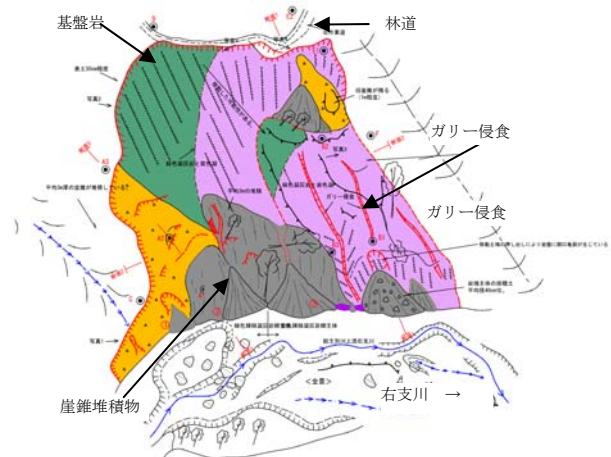


図-56 右支川の崩壊地(崩-1)簡易平面図

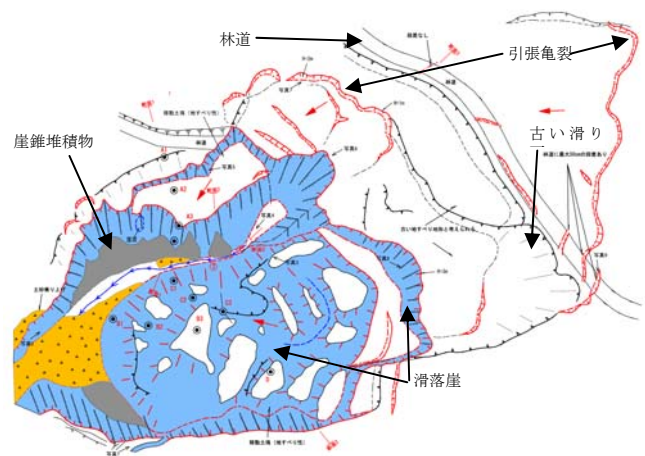


図-57 三の沢の崩壊地(崩-2)簡易平面図

斜面崩壊地では基盤岩がすべり面となり、崩壊土砂の大半が河道に供給されている。河床に見られる土砂にはチャート(図-51 中の写真-4)、緑色岩などの海洋地殻上で堆積・形成された付加体特有の岩石が非常に多く見られる。2004 年から 2005 年にかけては大きな降雨イベントもなかったため、河道の土砂移動量は大きなものではなかった。

2)正常堆積物(白亜紀堆積岩)：付加体堆積物箇所に比べ緩やかな地形が形成されており、斜面崩壊は地すべりによるものが多く見られた。地すべり状の崩壊は土砂の一部を河道に供給したのみで、降雨などの誘引によりまた地すべりが再開する可能性が高い。また、当地の白亜紀堆積物の泥岩・砂岩は容易にスレーキング(図-52 中の写真-5)し、細粒化するため、河道の勾配が比較的緩やかでも土砂移動量は比較的大きい。

3)地質別の崩壊地 5 箇所で行った土砂動態調査の

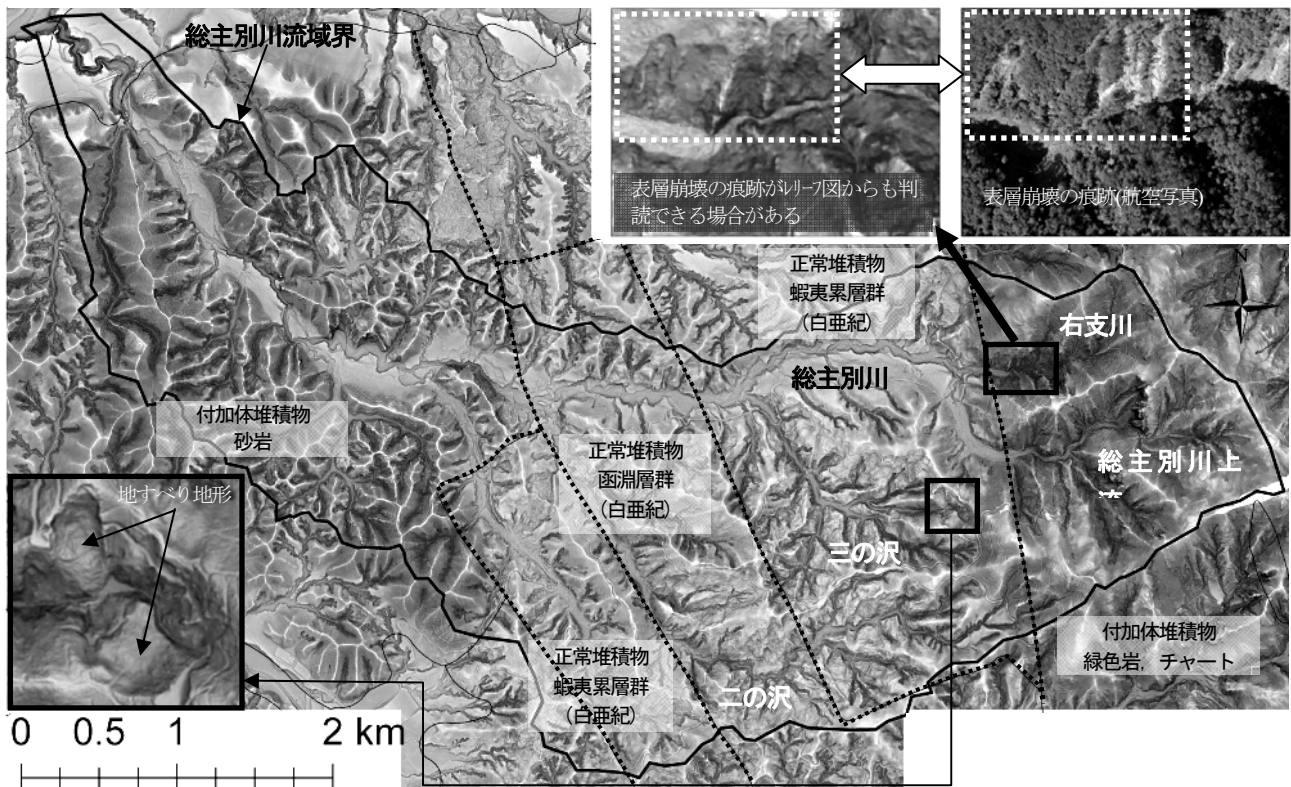


図-60 総主別川流域の地形及び地質分布 (2006年度に北海道開発局が実施した航空レーザー計測結果を一部利用して作成した赤色立体地図²¹⁾をグレースケールで描画。峰や平地などが白っぽく、急斜面が黒っぽく表現されている)

る流域面積約 1350km² の一級河川である。沙流川流域の地質は、①正常堆積物、②付加体堆積物、③深成岩(蛇紋岩)、④変成岩(日高変成岩類)の 4 つに大別される。付加体とは、海洋底の堆積物と陸域から供給された堆積物が、海溝の陸側斜面にくさび型の地質体として蓄積されたものとされる²²⁾。例えば、沙流川流域の付加体堆積物の領域では、海底火山から供給されたと考えられる枕状溶岩や、陸地から遠く離れた深海で堆積・固化したチャートといった硬質な岩石の分布が特徴的であり、比較的急峻な地形を形成している。2003年8月豪雨時に沙流川流域全体で1万箇所近い斜面崩壊地が発生し、支川額平川流域でも約4,000箇所の斜面崩壊地が新規に発生した。

5. 3. 2 地質別の斜面崩壊形態の違い

2003年8月豪雨後、額平川の支川、総主別川(図-59)は河道周辺の人為的な改変が少なく、最上流部までの林道復旧も早かったため、筆者らは河道沿いの現地踏査を行って地質によりどのような斜面崩壊の違いがあるかを調べてみた。この結果、付加体堆積物領域の溪流沿いでは表層崩壊が多くみられ、崩壊斜面や溪流の一部には基盤岩が露出している場合が多かった。一方、正常堆積物のうち、白亜紀の堆積岩である蝦夷累層群では、溪流添いの現地踏査の

結果、地すべり状の斜面崩壊が大半で、崩壊した基盤岩の大半はスレーキングと呼ばれる風化により数mm以下に細粒化している例が顕著であった。現地踏査結果から、斜面崩壊地の様相が地質により大きく異なることが明らかとなったが、河川流域全体で土砂生産特性を考える上で、同じ地質領域の他の溪流でも共通した現象(あるいは痕跡)が発生しているかどうかについて確認する必要があるが、これまで、解像度が2mといった詳細な地表面の資料は入手が困難であった。既往の地形情報として国土数値情報(解像度約50m)があるが、地すべりなどの地形判別には解像度が充分とはいえず、航空写真は解像度は高いが、植生が地表を隠蔽しているため、地表の状態を確認することはこれまで極めて困難であった。

5. 4 航空レーザー計測結果から作成したレリーフ図

北海道開発局の実施した航空レーザー計測結果を一部用い、現地踏査を行った総主別川流域(流域面積約17km²)を対象に、赤色立体地図(RRIM:Red Relief Image Map²¹⁾)を作成し、地質分布と併せて図-60に示す。赤色立体地図は急斜面ほどより赤くなるように調整した斜度図に、尾根ほど明るく、谷ほど暗くなるよう調整した尾根谷度図を重ねたもの²³⁾で、光源を単一方向で

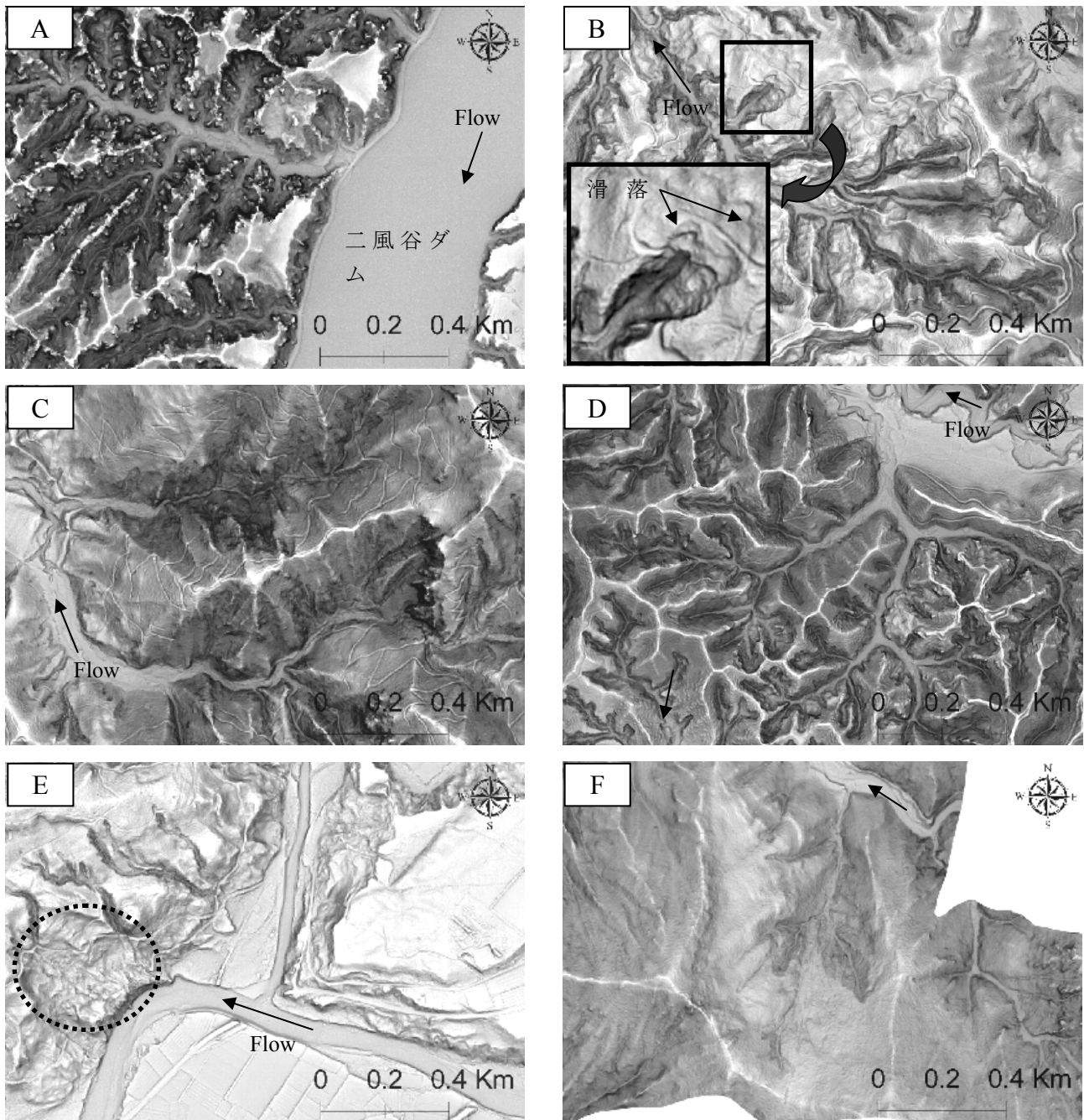


図-61 地質別にプロットしたレリーフ図。(急傾斜部分は暗く、峰や平坦な領域は白っぽく表現されている。)

与えた陰影図に比べ、地形がデフォルメされ、地形の微細な構造が容易に判読できる。図-60の総主別川上流域に分布する付加体堆積物の領域では、表層崩壊の痕跡(図-60右上)や、比較的急峻な谷が形成されている様子が伺えるなど、現地踏査結果を裏付ける傾向が判読された。一方、総主別川中流部の正常堆積物の領域では比較的穏やかな山地が形成され、地すべり状の地形や地すべり前兆となる滑落崖が判読され、これらも現地踏査結果と符合した。総主別川におけるレリーフ図により、地質により地形が大きく異なることが示唆されたため、参考まで、沙流川流域における代表的な地

質領域を6箇所選定し、同様のレリーフ図を作成し、図-61に示す。なお、図中A~Fの縮尺は全て統一しており、図郭は図-59のA~Fまでに示した箇所である。次に、地質別のレリーフ図について、判読結果を現地踏査結果とともに述べる。

A: 正常堆積物(新第三紀堆積岩類)の領域: 基盤岩は砂岩・泥岩質で、比較的高低差のある入り組んだ谷地形を形成している。現地踏査による2003年8月、2006年8月豪雨時の斜面崩壊の多くは表層崩壊によるものであった。

B: 正常堆積物(蝦夷累層群)の領域: 基盤岩は砂岩・泥

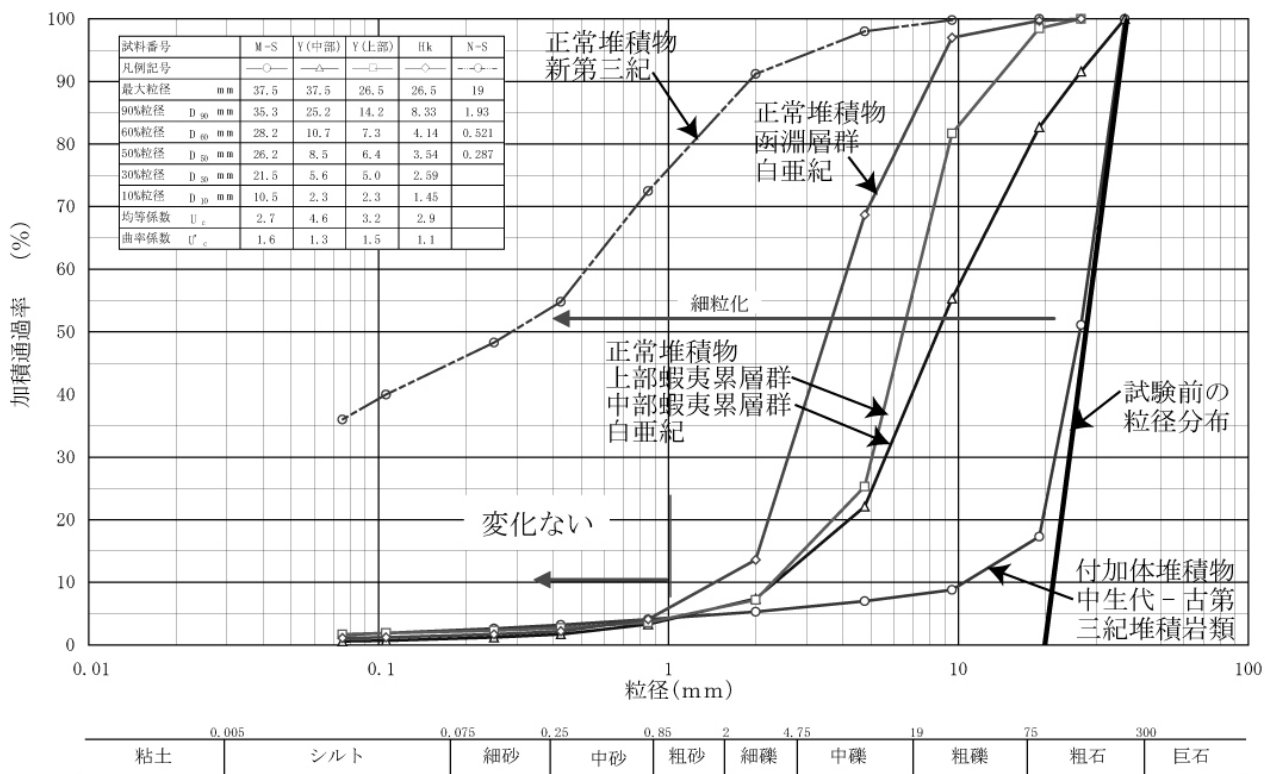


図-62 スレーキング試験結果

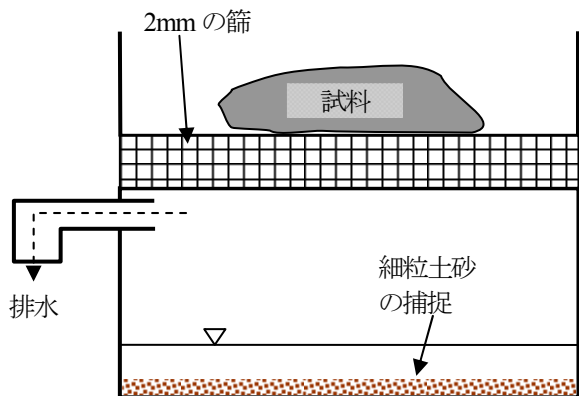


図-63 暴露スレーキング試験装置概要

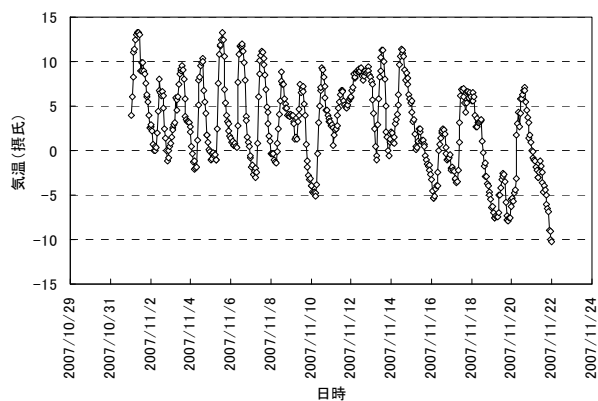


図-64 現地暴露試験時期を含む芽生観測所の気温変化

岩質で、比較的緩い山地を形成し、地すべり状の地形が多く見られる。地すべり地形の上方には滑落崖(例えば図-61B)とみられる地形も見られる。

C: 付加体堆積物(緑色岩系)の領域: 海底火山から供給されたとされる緑色岩、凝灰岩、深海で堆積固化したチャートなどが含まれ、河床上にはこうした基盤岩由来の河床材料が大半を占める。現地踏査で確認された表層崩壊による斜面崩壊が大半で、レリーフ図(図-60の右上)にも痕跡が認められる場合がある。

D: 付加体堆積物(ニセウ層): 基盤岩(砂岩、泥岩)は付加体由来と考えられており、現地踏査や航空写真判読の結果、表層崩壊が比較的多い。C に示した付加体領

域の地形よりも比較的侵食が進みやすい傾向を示していると考えられ、谷密度も比較的高い。

E: 深成岩(蛇紋岩等)の領域: 豪雨イベントで斜面崩壊した個所ではないが、蛇紋岩の露頭が沙流川本川左岸に露出しており、定点観測によれば、粘土状の流動的な蛇紋岩が緩慢に沙流川に流出している箇所である。レリーフ図によれば、地すべりでも表層崩壊でもないクリープ状の地表面を呈している。

F: 付加体堆積物(イドンナップ帯): 白亜紀前期の付加体とされ、地質図によれば、砂岩・泥岩質の頁岩、チャート、緑色岩などが含まれる。C、D に示した付加体領域の地形と異なり、侵食が進みにくい比較的安定し

た基盤岩で構成されるものと推測される。現地踏査は行ってないため、崩壊斜面の有無、基盤岩の露出状況などはこれまでのところ不明である。

以上、航空レーザ計測結果を用いて作成された沙流川流域におけるレリーフ図の判読により、流域の地形は基盤地質に大きく影響を受けている可能性が示された。しかしながら、地質がどの程度流域の土砂生産に寄与しているのか、例えばどの程度の降雨インパクトで崩壊するのか、崩壊土砂はどの程度河道に供給されるのか、崩壊土砂はその後風化するのか、といった特性は、未だに不明な点も多い。次に、現地踏査で見られた基盤岩の風化特性に関して室内・屋外スレーキング試験を行ってみた。

5. 5 スレーキング試験による基盤岩の風化の程度

基盤岩のスレーキング(風化)の程度が山地河川流域の土砂動態や地形形成に影響していることが考えられるため、ここでは基盤岩にどのようなスレーキング特性があるか調べてみた。現地における観察では、スレーキングは主に正常堆積物の地質領域において露岩した状態みられ、地下水もしくは河川水により湿潤している個所ではスレーキングは進行しづらい傾向みられた。ここでは、額平川流域を代表する地質に着目し、未風化の基盤岩を採取したのち、スレーキング率試験を実施してみた。スレーキング率試験は 110°C で 24 時間乾燥し、常温に戻した後、常温の水に 24 時間浸漬するなどして、強制的な乾湿繰り返しを数回行うもので、旧日本道路公団規格 (JHS109) に準拠して行い、試験後に粒度分布試験を実施した。対象とした地質は、正常堆積物 (蝦夷層群 (上部及び中部)、新第三紀の堆積岩類 (N-S : フラヌイ層)、函淵層群類 (Hk))、付加体堆積物 (古第三紀~白亜紀の堆積岩類 (M-S)) の 5 地質とし、泥岩質を対象に未風化の基盤岩からサンプリングした。スレーキング試験結果を図-62 に示す。結果、正常堆積物のうち、新第三紀のものが最も細粒化が進みやすく、白亜紀の函淵層群、蝦夷層群がそれに続き、付加体堆積物の試料が最も風化しにくいという結果になった。地質が若い順(若い←新第三紀、上部蝦夷、中部蝦夷、函淵、中生代-古第三紀→古い)にスレーキング率が高くなっているともいえる。最も若い地質である N-S (新第三紀 : フラヌイ層) は、見かけ上ほとんど原型を留めず、土砂状となった。斜面崩壊地の現地踏査で、数日から数週間で崩壊した基盤岩がスレーキングする事例が見られた。ここでは、未風化の基盤岩が自然状態でどの程度の期間で風化が進行するのか、簡

単な試験装置 (図-63) を作成し、大気下で暴露スレーキング試験を行ってみた。時期的に気温がマイナス(図-64)になる場合もあり、単純に乾湿の影響以外に凍結融解による作用も加わった可能性があるが、未風化の基盤岩を大気下に暴露した場合、早いものは一週間程度で風化を開始し、3 週間経過後には数 mm 以下にスレーキングしてしまう(図-65)のものもあった。1 ヶ月程度の試験期間中にスレーキングを起さなかった基盤岩の種類もあったが、継続して観察していく必要があるといえる。

5. 6 まとめ

航空レーザ計測から作成したレリーフ図の判読、基盤岩のスレーキング試験結果より、沙流川流域の調査個所における基盤岩の土砂生産特性を以下に整理する。

(1)正常堆積物(新第三紀堆積岩類):基盤岩は砂岩・泥岩質で、比較的高低差のある入り組んだ谷地形を形成しており、斜面崩壊は表層崩壊状のものが多。スレーキング試験(室内・暴露)の結果からみると、試料中、最も風化が進みやすい基盤岩であるといえる。しかしながら、斜面からの土砂生産量や溪流からの土砂移動量などについては、今後、追加調査していく必要がある。

(2)正常堆積物(蝦夷累層群):比較的小さい山地を形成し、地すべり状の地形が多く見られる。大気下に暴露されて乾湿の影響を受けたものは容易に細粒化するため、降雨により容易に溪流に流入し、流水により運搬されやすいと考えられる。スレーキング特性と地すべりの関連性については今のところ不明であるが、比較的軟弱な基盤岩であるため、地すべりが発生しやすいものと考えられる。レリーフ図によれば、地すべり地形の上方には滑落崖とみられる地形も散見され、今後の降雨イベントによっては地すべりが更に拡大する可能性が高いと考えられる。

(3)付加体堆積物(緑色岩系):急峻な山地を形成し、基盤岩は玄武岩質の溶岩を主体とした緑色岩や枕状溶岩、深海で堆積固化したチャートなど硬質なものも多く、スレーキングはほとんどしないと考えてよい。また、直径が1-2mに及ぶ大粒径の岩塊が河床に多く含まれる、多少の降雨イベントでは移動しにくい。斜面崩壊は表層崩壊を呈し、基盤岩上の土砂・樹木の大半が河道に供給されると考えられる。

(4)深成岩(蛇紋岩等)の領域:図-61Eのレリーフ図によれば、調査地点周辺では地すべりでも表層崩壊でもない緩んだ地表面(クリープ斜面)がみられ、筆者らの定点観測によれば、蛇紋岩露頭部からは断続的に粘土状の土砂が河川に流入している。

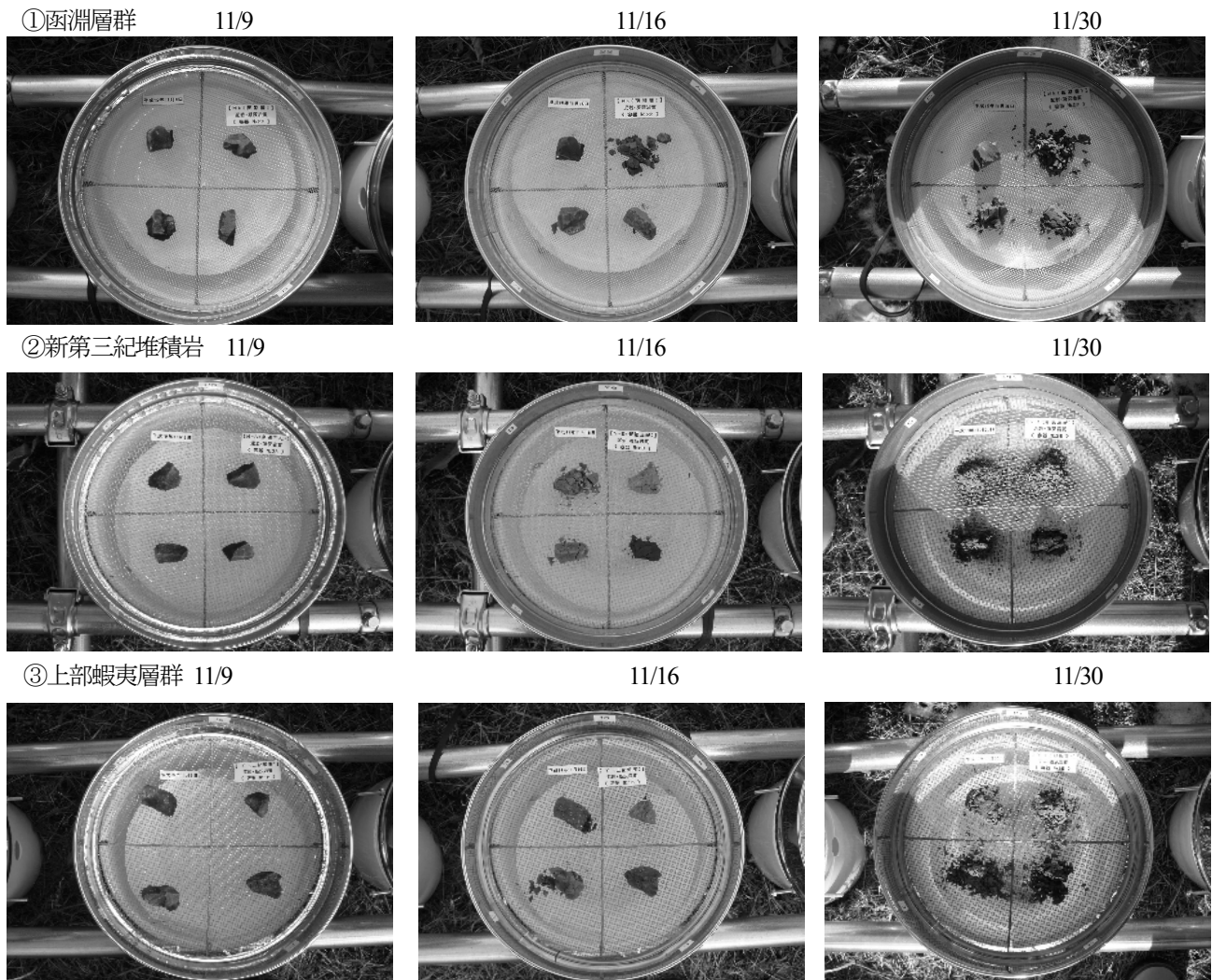


図-65 基盤岩の暴露スレーキング試験 (図-63 に示した試験装置を真上から見た状況)

河川流域の地質分布については、地質研究の進展により形成時代などの解釈や分類、範囲が将来的に変化する可能性がある。しかしながら、航空レーザー計測により作成したレリーフ図は、地質による微地形の違いを比較的明瞭に表現可能であるという点で、河川流域の地形特性を知る上で有効な表現のひとつであるといえる。しかしながら、地質毎の微地形の特徴とスレーキング特性や植生種の生育状況などとの関連性はまだ未知であり、今後も調査していく必要がある。

国土交通省が全国規模で実施している航空レーザー計測は本来、河川流域の治水安全度を向上するための基礎資料としての意味合いが強く、必ずしも一級河川流域全域をカバーしているわけではないが、河川地形や山地河川流域からの土砂生産の特性を明らかにしていく上で、今後有効活用が期待される。

6. 浮遊土砂の生産源推定における放射性同位体トレーサの探索

6. 1 調査目的

地殻活動が盛んな日本では河川流域からの土砂生産が活発であるため、山から海まで水系一貫した土砂管理が必要である。とくに浮遊土砂は山地から海域まで一気に流下するため、生産源における対策が重要である。浮遊土砂を大量に河川に供給する地すべりや斜面崩壊といった大規模な土砂生産は地質に大きく依存する可能性があり²⁴⁾、その土砂供給量を推定することは流域の土砂管理計画を立案する上で極めて有用な情報となる。これまでも河床材料²⁵⁾や海岸砂²⁶⁾を対象に岩石や鉱物、元素組成をトレーサとした粗粒砂礫の生産源推定がなされてきたが、浮遊土砂については調べられていない。近年、放射性降下物をトレーサとした浮遊土砂生産源の推定が行われている²⁷⁾。放射線量は岩石によって異なることが知られており²⁸⁾、天然放射性同位体を用いて異なる地質の浮遊土砂生産源を判別できる可能性がある。本研究の目的は、異なる地質流域の浮遊土砂生

産源を推定するために、天然放射性同位体を用いた浮遊土砂トレーサを探索することである。異なる地質流域における崩壊裸地斜面の表層土壌と浮遊土砂を採取し、 γ 線分析により天然放射性同位体を定量評価し、統計解析を用いて判別可能な生産源の地質区分とトレーサを探索した。

6. 2 調査方法

6. 2. 1 調査地及び野外調査

調査流域は北海道中央部の鶴川 (1270 km²) 及び沙流川流域 (1350 km²) とした。ともに日高山脈に源流域をもち、複雑な地質で構成される (図-66)。異なる地質の放射性同位体を調べるため、GIS と 1/20 万シームレス地質図 (産総研地調総合センター) を用いて 13 の小流域を調査地とし、崩壊裸地斜面の表層約 5 cm から土壌試料を採取した。また、沙流川水系額平川流域総別川 (M6) 及び宿主別川 (S8) の末端部に浮遊土砂サンプラーを設置し (2009 年 10 月～12 月)、浮遊土砂を回収した。

6. 2. 2 分析方法

採取した土砂試料は、35～40℃で風乾した後、500 μ m メッシュのふるいで篩別してポリエチレン容器 (ϕ 15 mm、高さ 50 mm、容積 5 ml) に充填し、密閉後 21 日以上静置したものを γ 線測定試料とした。 γ 線分析には、高純度 Ge 井戸型検出器付き γ 線波高分析装置 (Ortec GWL-120-15; SEIKO EG&G MCA7600) を用い、標準線源でエネルギー校正及び効率校正を行った。放出される γ 線を 1 試料につき 8 時間以上測定し、天然放射性同位体のウラン-238 系列、トリウム-232 系列、ウラン-235 系列、カリ

ウム-40、及び人工放射性同位体セシウム-137 と放射性降下物の過剰鉛-210 の 13 種類について定量分析した。

6. 2. 3 解析方法

生産源土壌の採取地点を、地質図により 6 種類の基準 (地質時代 1、地質時代 2、地質区分 1、地質区分 2、岩石、小流域) で分類した。異なる基準の分類グループを判別できるトレーサの組合せを抽出するため、Walling ら²⁹⁾の統計解析方法にしたがい Kruskal-Wallis 検定及び判別分析を行った。さらに抽出されたトレーサ組合せを用いて主成分分析を行い、生産源土壌と浮遊土砂のトレーサ特性の関係を検討した。

6. 3 結果と考察

6. 3. 1 生産源の判別と有効トレーサ

定量分析を行った 13 種の放射性同位体についてノンパラメトリック検定を行った結果、8～10 種の放射性同位体についてグループ間で有意差が認められた。有意差が認められた同位体を対象に判別分析を行ったところ、正答率が最も高かったのは岩石区分を Pb-212, Ac-228 及び K-40 を用いて判別した場合 (76.4%) であった。これら 3 つの同位体を用いて主成分分析を行ったところ、第 2 主成分までで 96.6%を説明できた。第 1 及び第 2 主成分による散布図上で、岩石グループ毎に分布が異なっていたが、付加コンプレックスは玄武岩ブロックと付加体基質 (堆積岩) に 2 区分に分別することができる (図-67)。このように、天然放射性同位体を用いて土砂生産源を岩石の種類によって判別できることがわかった。



図-66 調査対象地域とサンプリング地点

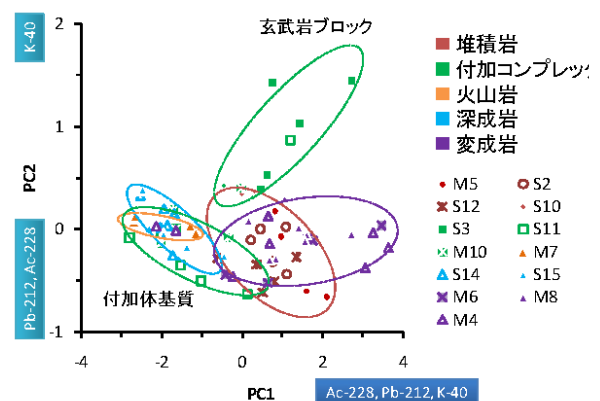


図-67 岩石別の主成分軸散布図

6. 3. 2 融雪出水時の浮遊土砂生産源の推定

岩石の判別に用いた主成分軸を用いて、融雪出水時に採取された総主別川 (S6 ss) と宿主別川 (S8 ss) の浮遊土砂を散布図上にプロットした (図-68)。両流域の地質は、堆積岩、付加体基質及び付加体玄武岩の3種で構成されており、浮遊土砂は生産源の主成分スコアの間分布していることから、地質別の土砂生産源からの寄与を算出できることが示唆される。

PC1スコア及びPC2スコアをトレーサ特性とし、図-68に示した各生産源の極値をエンドメンバーとしてMixingモデル⁶⁾により生産源(岩石)の寄与率を計算したところ、融雪期の出水期間中でも、生産源の寄与が異なる結果となった(図-69)。両流域ともに4月14日に採取した浮遊土砂は、融雪期間中の最大流量を示したイベント中に流出したものであり、堆積岩の寄与が高かった。S6総主別川では4月30日の浮遊土砂でも堆積岩の寄与が高かった。堆積岩の面積率は両流域で異なるものの、浮遊土砂に対す

る堆積岩の寄与が類似していたことは、とくに堆積岩地域において土砂生産・流出が大きい可能性が考えられる。今後、地質別の土砂生産・流出特性を検討する上で、季節変化といった気候条件に着目する必要がある。

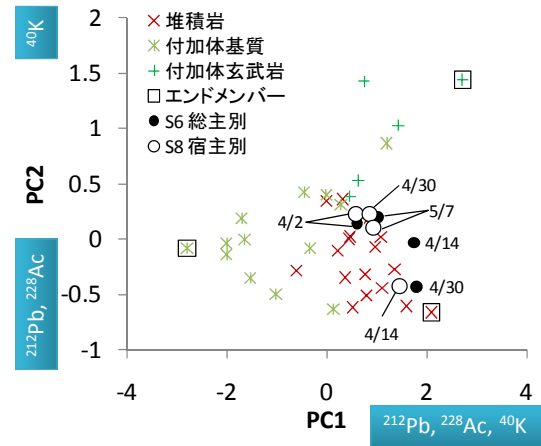


図-68 生産源と浮遊土砂の岩石別トレーサ特性

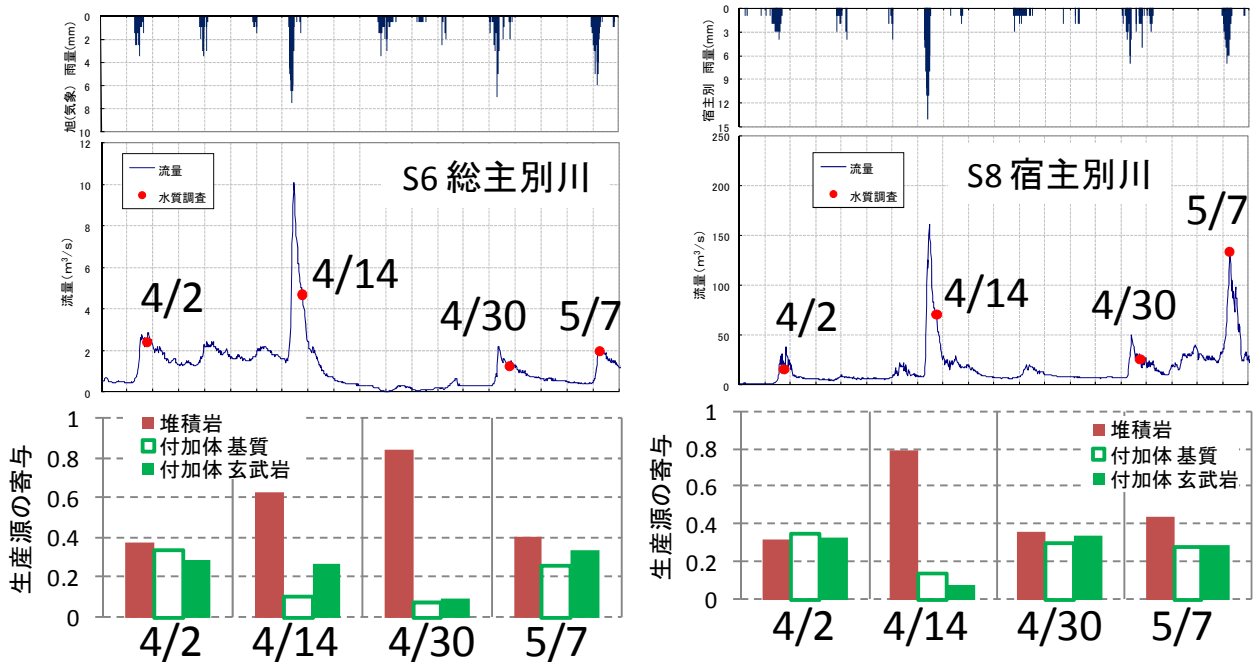


図-69 融雪出水時の流量と浮遊土砂の生産源寄与。右：S6 総主別川、左：S8 宿主別川。

7. SWAT モデルを用いた定山溪ダム流域の融雪流出の予測解析

7. 1 調査目的

積雪寒冷地域である北海道では、年間降水量の半分程度が降雪によってもたらされる河川も少なくない。こうした中、将来の気候変動が社会的問題となっており、水資源、治水、河川環境に及ぼす影響を考える上で、長期的な流域の水循環を考えていく必要がある。水文現象は降水・融雪、蒸発散、表面流、地下水流など、多くのプロセスが関与しており、それらが複雑に関連していると考えられる。ここでは、1980年代から米国農務省で開発が進められてきた SWAT(Soil and Water Assessment Tool)モデルを北海道のダム流域へ適用した事例を報告する。

7. 2 対象流域

対象流域は図-70に示す定山溪ダム流域(流域面積104km²)である。定山溪ダムは洪水調節、水道水、発電を目的とした多目的ダムであり、流域の90%が針広混交林を主体とする森林で覆われている。また流域は南北方向にやや細長く伸びた盆地形となっており、ダム湖上流からは札幌市内を流れる豊平川(一級河川石狩川水系)に合流する支川小樽内川が流れ込んでいる。ダム地点の平均年降水量は1300mm程度である。

7. 3 モデルの概要

SWATモデルはテキサス A&M 大学と Black land 研究所が開発した流域総合評価モデルである³⁰⁾。このモデルは流域における水、濁質、化学肥料の土地管理計画の影響を評価する目的で開発されたものであり、米国だけでなく、欧州、中国、韓国でも利用され、近年では日本でも河川の物質・流出の評価事例が報告されている³¹⁾³²⁾。ここでは、融雪流出特性のあるダム流域の水収支に着目して計算を行った。SWATモデルはESRI社製のGISソフト(ArcMAP)で稼働するツールであり、WEB上に無償で公開されている様々なGISデータを利用できる点で汎用性が高い。

具体的には、流域界を詳細に描写するため地形データとして国土地理院がWEB上で無償で公開している基盤地図情報10mメッシュのDEM(Digital Elevation Model)をSWATモデルに組み込み可能なデジタル標高モデル(IMG形式: Erdas Imagineの画像フォーマット形式)として組み込んだ。土地利用図は国土数値情報ダウンロードサービスWEBサイトから土地利用細分メッシュをダウンロードし、

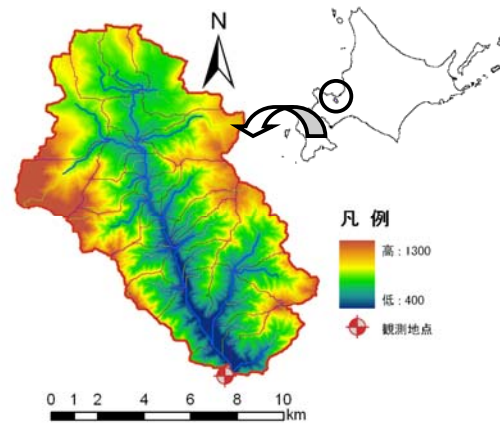


図-70 対象流域位置図

SWAT用のデータベース(ESRI Shape File形式)に変換した。土壌図は、国土交通省土地・水資源局WEBサイトより20万分の1土地分類基本調査の土壌分布データをIMG形式へと変換して作成した。これらの情報は、複数の小流域に分割され、その小流域は均一な土地利用と土壌からなるHRU(Hydrologic Response Units)と呼ばれるひとかたまりにされた水文反応ユニットに再分割される。降水の樹冠による遮断、蒸発散、土壌断面からの側方流と浅い帯水層の水収支を含む全ての水収支は、HRUで計算されており、流れの計算は全てのHRUから小流域レベルで合計され、本流を通じて流域末端まで計算される。SWATでは表面流出を計算する上でSCS-Curve Number法(CN法)を用いており、これは土地利用の変化を考慮するための感度値として用いられている。またここではモデルの蒸発散量の推定に実蒸発散量の推定手法であるPenman-Monteith法を選択した。

7. 4 予測結果と考察

7. 4. 1 パラメータの調整

さまざまな水文パラメータ(例えば地下水深、土壌水分)の安定化のためには、モデルの初期条件を設定する必要がある。このため2000年から2001年の2年をパラメータ調整の準備期間として設定し、2002年から2008年までの7年間で流出量予測を行った。初期設定の計算値では観測値と比べて流量の反応が過敏であり、特に、冬期間の計算結果の再現性が悪い結果となった。

次にこの結果を基にパラメータの調整を行う。SWATモデルにおける降雪および融雪を決定する気温の閾値は、降雪が1.0℃、融雪が0.5℃となっている。ここでは菅谷³³⁾による日本の降水形態の判別気温にならい、気温の閾値として降雪を2.5℃、融雪

を 2.0°C に調整し、さらに、気温減率 (0.6°C/100m) を考慮し、標高 100m ピッチで補正を行った。また、蒸発散量の算出において北海道の森林の代表的な林床植生であるササの影響を評価するため、酒井ら³⁴⁾が算出したクマイザサの LAI (Leaf Area Index) 1.71 をデフォルトの閾値 5 に加算し 6.71 とした。さらに降雨の土壌内滞留時間がモデルの初期値では 0 となっており瞬時に流出してしまうことから試行を繰り返し 15 日とした。このようにしてパラメータの調整を行い、再現した結果を図-71 (緑線) で示した。

7. 4. 2 感度分析とキャリブレーション

SWAT モデルには河川流量を算出するため、パラメータの自動キャリブレーション機能が付与されている。これは直接計測し難いパラメータを実際の観測値にフィットさせるように自動調整する機能である。パラメータの多い分布型流出モデルにとって、キャリブレーション回数を減らすために、感度分析は不可欠である。ここでは観測値を用いたキャリブレーション期間を 2002 年から 2005 年までの 4 年間とし、検証期間を 2006 年から 2008 年までの 3 年間とした。得られた結果を図-71 (赤線) で示した。SWAT パラメータの感度分析を行った結果、上位 10 個のパラメータを列挙すると以下のランクとなった。

- 1) Alpha_Bf(地下水応答インディックス)、
- 2) Timp(積雪温度ファクター)、3) Ch_K2(河道の有効透水)、4) Ch_N2(マニングの粗度係数)、5) Gwqmn(中間流出伏流水深)、6) Sol_Awc(土層の含水率)、
- 7) Esco(土壌水分蒸発ファクター)、8) Sol_Z(土壌層圧)、

9) Canmx(最大樹幹遮断蒸発量)、10) Smtmp(融雪気温)。

結果として土壌特性に関するパラメータ、積雪温度に関するパラメータ、河川流量のパラメータの順で最も敏感に反応していることがわかる。

7. 4. 3 モデルの検証

2006 年から 2008 年までの 3 年間について、ダムで観測された流入量と SWAT モデルによって計算された流入量の比較を行った。計算結果は Nash-Sutcliffe 指標³⁵⁾を使って評価した。Nash-Sutcliffe 指標は以下のように定義される。

$$NSC = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Q_i - Q' i)^2}{\sum_{i=1}^n (Q_i - \bar{Q})^2} \quad (15)$$

ここで、NSE : Nash-Sutcliffe 指標 (無次元)、 Q_i : 観測された日平均流量 (m^3/s)、 $Q' i$: 計算された日平均流量 (m^3/s)、 \bar{Q} : 観測された期間における日平均流量 (観測値) の平均値 (m^3/s)、 n : 観測日数 (日) である。

Nash-Sutcliffe 指標は、一般に 0.8 程度を超えていれば、良好な再現結果が得られているものと判断される。最近では、臼谷ら³⁶⁾がこの閾値に従っており、本研究でも Nash-Sutcliffe 指標を用いて計算結果を評価する。

この期間の Nash-Sutcliffe 指標はパラメータ調整後の計算値で 0.66 であり、自動キャリブレーションした計算値でも 0.64 となり、推定精度はキャリブレーション前と比較して大きな違いはなかった。図-2 において、自動キャリブレーションを行った場合、

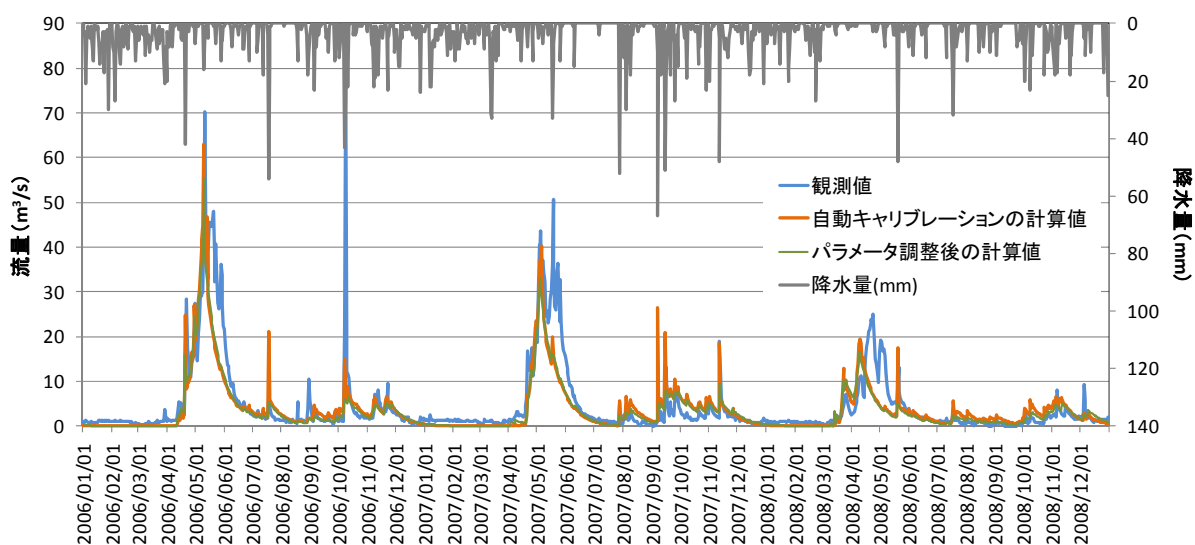


図-71 定山溪ダムの日流入量の比較

数年で夏季出水のピーク流入量が過大評価されており、自動キャリブレーションによって与えられたパラメータでは十分再現出来ていないことがわかる。ただしパラメータの調整を行うことで、ある程度定山溪ダム流域の融雪流出プロセスをSWATモデルで再現できたといえる。自動キャリブレーション機能はモデルを構成する水文モデルに起因している可能性があり、融雪流出を伴う小流域に適用する場合には参考として使用するのが適当である。

8. おわりに

平成18年度から平成22年度の5年間の研究計画において行った研究の範囲と達成目標に関して、得られた研究成果を要約して以下に整理する。

1. 積雪重量計による積雪融雪特性の研究

北海道の降水量の約半分は降雪によるものであり、このため当該地域の河川では春先には融雪出水が生じることとなり、ダムではこの融雪出水を調節しかつ有効利用することで水運用を図っている。ダムの運用を考えた場合、積雪相当水量を的確に把握することは重要な課題となる。冬季水文に関する研究はこれまで数多く行われてきているが、本研究のように、積雪重量を時系列的に直接連続観測した例は少ない。今回、これらの調査結果を基に、積雪分布の推定法について検討した結果、以下のことが明らかとなった。

- (1) 積雪重量計を用いて積雪・融雪期の観測を行った結果、多雪年と少雪年では積雪密度の変化に違いがあることを確認した。
- (2) スノーサーベイの結果を基に各年の任意の標高を基準とした積雪密度比を求めたところ、融雪期の積雪密度は高度によらずほぼ均一な値となることを明らかにした。
- (3) 積雪重量及び積雪深の連続観測結果より積雪密度の積雪密度を推定する重回帰式を提案し、これにより定山溪ダム流域内の積雪相当水量を概ね良好に再現することができた。

2. 積雪寒冷地ダム流域における積雪・融雪の計測技術

近年、リモートセンシング技術の進展に伴い、詳細な地形情報が公開され、手軽に入手することが可

能となって来ている。今後リモートセンシング技術が進展し、積雪水量の分布等が明らかとなれば、融雪流出解析などに応用することが可能となる。また、航空レーザ測量を基にした積雪深の観測についてはいくつかの事例報告があるが、ダム流域における積雪深の空間分布を把握する上で、流域全体に詳細な航空レーザ測量を適用した例は少なく、今回得られた調査結果は貴重な資料である。本研究は今後発展が見込まれる先進技術を融雪流出解析に活用する前段として、積雪包蔵水量の推定を試みた事例である。本研究において得られた結果を以下にまとめる。

- (1) 航空レーザ測量成果を基に、地形因子と積雪深の空間分布特性を分析した結果、大地形的には標高との高い相関が認められる結果となった。一方、微地形的には標高との相関が小さくなり、尾根並びに谷底地形で斜面曲率の影響が強くなることが明らかとなった。
- (2) また、斜面方位毎に地形因子を変数とした重回帰式を提案し、積雪重量の連続観測結果から得た積雪密度を用いたことで最盛期の流域平均積雪相当水量を推定できた。

3. 融雪特性を有する濁質原因物質の評価手法の提案

本研究では2003年8月豪雨により新規に発生した斜面崩壊地において、その後のイベントによる土砂の再移動特性について現地調査を行った結果についてとりまとめた。斜面崩壊地のうち、「崩-1」～「崩-4」の4か所について設置した鉄筋杭の移動量について見ると、一部の不安定土砂については2004年～2008年で最大40cm程度移動したほか、その他の杭についてはそれほど目立った動きはしていなかった。調査箇所に限って言えば、一旦崩壊した斜面からの土砂生産は地被植生の拡大による不安定土砂の安定化も相まって、それほど大きなものにはならないと考えられる。したがって、沙流川流域における土砂生産と再移動については、短期的には河床に堆積した再移動可能な土砂に着目すべきであると考えられる。また、近年北海道内において豪雨頻発傾向が増加しており、今後の豪雨発生傾向によっては北海道内の河川流域でも斜面崩壊が増加する可能性を否定できない。このため、現地踏査と航空レーザ計測を活用した対象河川流域における斜面崩壊形態の特徴の把握や基盤岩の風化試験などを事前に行っておく必

要性は高いと考えられる。

4. 航空レーザ測量結果を用いた沙流川流域の微地形判読と基盤岩の土砂生産特性について

河川流域全体として土砂動態を考えることが河川の土砂問題を考える上で重要となってきた。本研究では、流域全体の土砂動態のうち、土砂生産の部分に着目し、日高地方で発生した2003年8月の豪雨の事例における土砂生産特性を検討した。得られた研究結果を以下に示した。

(1) 正常堆積物(新第三紀堆積岩類): 基盤岩は砂岩・泥岩質で、比較的高低差のある入り組んだ谷地形を形成しており、斜面崩壊は表層崩壊状のことが多い。スレーキング試験(室内・暴露)の結果からみると、試料中、最も風化が進みやすい基盤岩であるといえる。

(2) 正常堆積物(蝦夷累層群): 比較的緩い山地を形成し、地すべり状の地形が多く見られる。大気下に暴露されて乾湿の影響を受けたものは容易に細粒化するため、降雨により容易に溪流に流入し、流水により運搬されやすいと考えられる。スレーキング特性と地すべりの関連性については今のところ不明であるが、比較的軟弱な基盤岩であるため、地すべりが発生しやすいものと考えられる。レリーフ図によれば、地すべり地形の上方には滑落崖とみられる地形も散見され、今後の降雨イベントによっては地すべりが更に拡大する可能性が高いと考えられる。

(3) 付加体堆積物(緑色岩系): 急峻な山地を形成し、基盤岩は玄武岩質の溶岩を主体とした緑色岩や枕状溶岩、深海で堆積固化したチャートなど硬質なものも多く、スレーキングはほとんどしないと考えてよい。また、直径が1-2mに及ぶ大粒径の岩塊が河床に多く含まれる多少の降雨イベントでは移動しにくい。斜面崩壊は表層崩壊を呈し、基盤岩上の土砂・樹木の大半が河道に供給されると考えられる。

(4) 深成岩(蛇紋岩等)の領域: レリーフ図によれば、調査地点周辺では地すべりでも表層崩壊でもない緩んだ地表面(クリープ斜面)がみられ、筆者らの定点観測によれば、蛇紋岩露頭部からは断続的に粘土状の土砂が河川に流入している。

以上より、斜面崩壊形態と基盤岩条件が土砂の生産に密接に関係していることが推察され、土砂の生産プロセスに影響を及ぼすスレーキングの影響が土砂動態を解析していくうえで重要であると考えられる。

5. 浮遊土砂の生産源推定における放射性同位体トレーサの探索

日本では河川流域からの土砂生産が活発であり、山から海まで水系一貫した土砂管理が必要である。とくに浮遊土砂は山地から海域まで一気に流化するため、生産源における対策が重要である。本研究では岩石鉱物に含まれる放射性同位体トレーサを用いて、浮遊土砂の生産源について明らかにすることを目的とした。得られた研究結果を以下に示した。

定量分析を行った13種の放射性同位体についてノンパラメトリック検定を行った結果、8~10種の放射性同位体についてグループ間で有意差が認められた。最も正答率が高かった3つの同位体を用いて主成分分析を行ったところ、第2主成分までで96.6%を説明できた。このように、天然放射性同位体を用いて土砂生産源を岩石の種類によって判別できることがわかった。

岩石の判別に用いた主成分軸を用いてMixingモデルにより生産源(岩石)の寄与率を計算したところ、流域による岩石別面積の違いをよく表していた。このことから、天然放射性同位体をトレーサとして浮遊土砂の岩石別生産源推定が可能であることが示唆された。

6. SWATモデルを用いた定山溪ダム流域の融雪流出の予測解析

本研究では、融雪流出特性を有するダム流域において、米国で開発が進められてきた流域総合評価モデルであるSWAT(Soil and Water Assessment Tool)モデルを適用した事例についてとりまとめた。SWATモデルはGIS上で稼働するツールであり、WEB上の無償で公開されているGISデータを活用できる点で汎用性が高いツールといえる。また日単位で流出プロセスを評価できることから、計算処理速度が速く長期的な流出計算を得意とするモデルである。しかし、初期設定では流出の応答が敏感に反応し、実際の流出特性とは異なる結果を示した。適応性を向上させるうえで、実際の観測値を基にモデルの感度分析とキャリブレーションを行う必要があることから、融雪特性を有する北海道の気象特性や植生、土壌等の分布を考慮しパラメータのチューニングを行った。

結果として、土壌特性に関するパラメータ、積雪・融雪温度に関するパラメータ、河川流量のパラメータのチューニングをすることでモデルの適応性が向上した。なお、今後さらに物質・流出機構の相互作用を評価するうえで、今回得られた土砂生産プロセス、大規模土砂崩壊過程、岩石のスレーキングの影響などをモデルに組み込み相互作用について明らかにしていくことが必要である。

参考文献

- 1)谷瀬敦、山下彰司：積雪重量計を用いた積雪層の観測について、水工学論文第51巻、pp.355-360、2007.
- 2)近藤純正編書：水環境の気象学、朝倉書店、1994.
- 3)小野延雄、石川信敬、新井 正、若土正暁、青田昌秋：基礎雪氷学講座VI、雪氷水文現象、p58、1994.
- 4)山崎真一：積雪下面からの流出量測定におけるライシメータ受水部の大きさによる影響、北海道開発土木研究所月報、581、pp.15-24、2001.
- 5)野村 睦、兒玉裕二、石井吉之、小林大二：融雪水の積雪内流下の非一様性、京都大学防災研究所水資源研究センター報告12、pp13-22、1992.
- 6)新目竜一、山下彰司：積雪重量計を用いた冬季水文観測について、水工学論文第52巻、pp.493-498、2008.
- 7)中津川 誠、工藤啓介、星 清：積雪貯留を考慮した汎用的な融雪流出解析、水工学論文集第48巻、pp.37-42、2004.
- 8)工藤啓介、中津川 誠：石狩川流域の水文メッシュ値の推定、土木学会59回年次学術講演会、pp.151-152、2004.
- 9)(財)北海道河川防災研究センター 編集・発行：石狩川流域ランドスケープ情報、CD-ROM,1998.
- 10)松山洋：日本の山岳地域における積雪水当量の高度分布に関する研究について、水文・水資源学会誌、第11巻2号、pp164-174、1998.
- 11)岡本隆、黒川潮、松浦純生、浅野志穂、松山康治：山地の積雪深分布計測における航空レーザスキャナの適用性に関する検討、水文・水資源学会誌、第17巻5号、pp529-535、2004.
- 12)西田顕郎、小橋澄治、水山高久：数値地形モデルに基づく地震時山腹崩壊斜面の地形解析、砂防学会誌、Vol149、No.6、pp9-16、1997.
- 13)小野延雄、石川信敬、新井 正、若土正暁、青田昌秋：基礎雪氷学講座VI、雪氷水文現象、p55、1994.
- 14)島村雄一、泉岳樹、松山洋：スノーサーベイとリモートセンシングに基づく山地積雪水資源量の推定—新潟県上越国境周辺を事例に一、水文・水資源学会誌、第18巻4号、pp411-423、2005.
- 15)山田知充、西村寛、水津重雄、若浜五郎：大雪山旭岳西斜面における積雪の分布と堆積・融雪過程、低温科学、物理篇、37、pp1-12、1978.
- 16)流砂系の総合的な土砂管理に向けて、河川審議会総合土砂管理小委員会報告、Oct、1998.
- 17)柏原佳明、小川紀一郎、清宮大輔、井原伸浩、綱木亮介、椎葉秀作、武笠裕美、木本智史：航空レーザー計測による雨畑川流域の土砂移動、柏原佳明、砂防学会研究発表会概要集、pp342-343、2004.5
- 18)平成15年台風10号北海道豪雨災害調査団報告書、土木学会水工学委員会、第3章、p45-65、2004
- 19)日本地質学会地質基準委員会編著、地質基準、共立出版株式会社、2001
- 20)航空レーザー測量による河道及び流域の三次元電子地図作成指針(案)、平成17年6月国土交通省河川局.
- 21)千葉達朗、鈴木雄介、平松孝晋：地形表現手法の諸問題と赤色立体地図、地図、vol.45、No.1、pp27-36、2007
- 22)地質基準、日本地質学会地質基準委員会編著、共立出版、pp57、2001.
- 23)千葉達郎ほか：航空レーザー計測にもとづく青木ヶ原溶岩の微地形解析、富士火山、山梨県環境科学研究書—日本火山学会編一、pp349-363、2007.
- 24)村上泰啓、鈴木雄介、池島剛：航空レーザー測量結果を用いた沙流川流域の微地形判読と基盤岩の土砂生産特性について、河川技術論文集、第14巻、pp127-132、2008.
- 25)大石哲、砂田憲吾、Sisinggih D、宮沢直季：鉱物組成を用いた富士川流域における土砂生産源推定に関する基礎研究、水工学論文集 第54号、pp673-678、2010.
- 26)福山貴子、松田武久、佐藤慎司、田中晋：湘南海岸流砂系の土砂動態と相模川河口地形の変化、海岸工学論文集 第50号、pp576-580、2003.
- 27) Mizugaki S, Onda Y, Fukuyama T, Koga S, Asai H, Hiramatsu S: Estimation of suspended sediment sources using Cs-137 and Pb-210(ex) in unmanaged Japanese cypress plantation watersheds in southern Japan. Hydrological Processes Vol. 22, pp4519-4531. Doi 10.1002/Hyp. 7053, 2008.
- 28)松田秀晴、湊進：日本における主な岩石中の放射能、Radioisotopes 48 pp760-769、1999.
- 29) Walling DE, Owens PN, Leeks GJL: Fingerprinting suspended sediment sources in the catchment of the River Ouse, Yorkshire, UK. Hydrological Processes 13 pp955-975, 1999.
- 30) Neitsch, S. L., J. G. Arnold, J. R. Kiniry, and J. R.

Williams : Soil and Water Assessment Tool-Theoretical Documentation-Version 2005, Glssland, Soil and Water research laboratory, agricultural research service and Blackland research Center, texas agricultural Experiment station, temple, Tex, 2005.

- 31) 宗村広昭, 武田郁郎, 森也寸志 : SWAT モデルを用いた SS 成分の流出量解析, 農牛農村工学会大会講演会講演要旨集, 2008.
- 32) 村上泰啓, 水垣滋, 鳥谷部寿人 : SWAT モデルを用いた河川流域の物質流出特性評価について, 第 53 回北海道開発局技術研究発表会論文集, 2010.
- 33) 菅谷博 : 暖地積雪面の微細気象的特性とそれに基づく積雪質量推定モデル, 北陸農業試験場報告, 32, pp43-64, 1990.
- 34) 酒井徹, 貢書剛, 川村健介, 秋山侃 : 携帯型分光反射計を用いた林床植生 (クマイザサ, *Sasa Senanensis*) の地上部バイオマスおよび葉面積指数分布の推定, 写真測量とリモートセンシング, 41 (2), pp27-35.
- 35) Nash J.E. and Sutcliffe V. : River flow forecasting through conceptual models Part I.A discussion of principles. *Journal of hydrology*. 10, pp282-290, 1970.
- 36) 臼谷友秀, 中津川誠, 星清 : 積雪浸透を考慮した実用的融雪流出モデルの開発, 水文・水資源学会誌, 20, pp93-105, 2007.