

流域の湿潤状態の分布を考慮した 土砂生産量の推定

ESTIMATION OF SEDIMENT YIELD TAKING INTO ACCOUNT
SPATIAL DISTRIBUTION OF MOISTURE IN A BASIN

中澤辰哉¹・中津川誠²・臼谷友秀³

Tatsuya NAKAZAWA, Makoto NAKATSUGAWA and Tomohide USUTANI

¹学生会員 室蘭工業大学大学院工学研究科 (〒050-8585 室蘭市水元町27-1)

²正会員 博士(工学) 室蘭工業大学大学院工学研究科 (〒050-8585 室蘭市水元町27-1)

³正会員 (財)日本気象協会 北海道支社 (〒064-8555 札幌市中央区北4条西23丁目)

This study aims to determine the sediment volume generated by slope collapses in a river basin based on hydrological and geographical factors. For comprehensive sediment management throughout the river basin, there is the need to estimate the volume of sediment yield from mountain slopes as well as to estimate river channel sediment dynamics. In estimating the volume, one must consider not only the scale of rainfall during flood, but also the basin storage capacity, which is an index of the degree of moisture in the basin. Therefore, the authors quantified the basin storage capacity by using a hydrologic cycle model that simulates long-term spatial distribution of rainfall and runoff before and during a flood. This paper proposes equations for estimating the volume of sediment yield in the Nukabira river basin of Hokkaido by using rainfall, slope angle and basin storage capacity as explanatory factors. As a result, good reproducibility was obtained for the total of sediment volume and for the distribution of sediment.

Key Words : *slope failure, basin storage capacity, long-term hydrologic cycle model*

1. はじめに

土砂問題はこれまで、ダムや河川、海岸といった個々の領域でそれぞれ対応策が検討されてきた。しかし、近年では流域全体を流砂系と捉え、より高度な管理を目指す総合的土砂管理¹⁾が求められている。流域の土砂動態の中でも山地における斜面崩壊、土砂生産については、いわば河道を流下する土砂の境界条件にあたり、流砂系を扱う場合重要な要素として考えられる。

そこで本研究では、斜面崩壊に基づく土砂生産に着目し推定を行った。豪雨によって発生する斜面崩壊の要因には洪水時の降雨だけではなく、洪水前の降雨の状態である先行降雨の影響、地質、地形、土地利用などが考えられる。中でも先行降雨の影響については特にその関連性が認められ、例えば、実効雨量^{2),3)}を用いた土砂災害発生予測の検討や土壌水分量の消長をタンクモデルによって考慮する土壌雨量指数^{4),5)}からも窺い知ることができる。しかしながら、以上に示した手法は流域に依らずパラメータを一定にし、降雨のみを入力値として評価を行う分析手法であり、流域の特性までは考慮されていない。

そこで、本研究では流域の特性を考慮するため、洪水時のみならず洪水前から流域の水循環を考慮し、流量の再現性に基づいた定量的な流域貯留量の推定を行った。更に、推定された流域貯留量と崩壊土砂量の関係からその推定式を導き出した。具体的な推定手順は以下の通りである。

- 1) 種々の気象データをメッシュ分割した流域全体に補間し、各メッシュの気象データを整備する。
- 2) 熱・水収支法により、日単位の各水文諸量(融雪量、蒸発散量)を長期にわたって推定する。
- 3) 長期流出計算の過程で得られるタンクモデルの貯留量を流域貯留量とみなし、洪水前からの長期的な推定を行う。
- 4) 洪水発生前日の流域貯留量を初期条件とし、レーダー雨量データを用いて時間単位の洪水流出計算を行う。
- 5) 洪水流出計算の過程で得られる斜面流出量から、短期の流域貯留量の変化を再現する。
- 6) 統計学的分析手法である数量化 I 類を用いることで流域貯留量を崩壊土砂量に関係づける。

以上により、流域貯留量を考慮した崩壊土砂量の推定式を提案した。

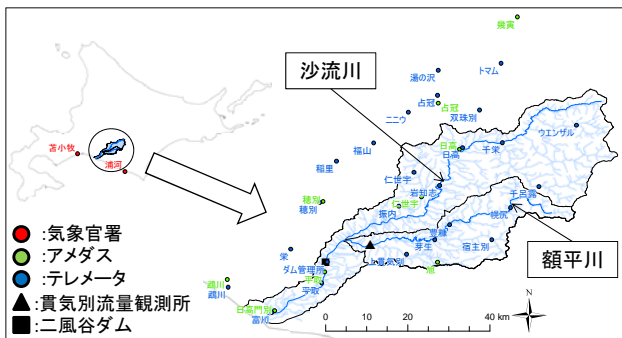


図-1 対象流域（沙流川流域，額平川流域）

表-1 基礎データ（数字は地点数，括弧内は補足）

地形要素	種別	気象要素	気象官署	アメダス	テレメータ
標高	数値地図 50mメッシュ	降水量		8(平取除く)	25(全地点)
地質	国土数値情報	気温		6(平取、旭、仁世宇除く)	
傾斜角		降雪量		6(鶴川、日高門別、仁世宇除く)	
起伏量	メッシュ内の 最大標高、最低標高	積雪深		6(鶴川、日高門別、仁世宇除く)	
LAI	石狩川 ⁹⁾ による 解析結果	風速		6(平取、旭、仁世宇除く)	
		日照時間	1(浦河)	6(平取、旭、仁世宇除く)	
		日射量	1(浦河)		
		湿度	2(全地点)		

2. 対象流域

対象流域は北海道日高地方を流れ太平洋に注ぐ一級河川、沙流川（流域面積：1,350km²）の支川額平川（流域面積：384km²）である（図-1）。額平川は日高山脈最高峰幌尻岳（標高：2,053m）に源を發し、二風谷ダム直上流において本川沙流川と合流する。流域の地質としてはプレート運動に由来した付加体堆積物、深成岩、正常堆積物などが混在しており、土砂生産が盛んである。村上ら⁶⁾は既往報告において、2003年8月9～10日に発生した台風10号による豪雨は流域に4,000箇所を超える新規崩壊地をもたらしたとしている。また、本イベントは観測史上最大の規模であったため、全川にわたって計画高水位を上回り、流域に甚大な被害をもたらした⁷⁾とされる。

3. 流域貯留量の推定

(1) 基礎データの整理

長期的な水循環を考慮するにあたり、流域を約1km四方（3次メッシュ）に分割し、各メッシュに気象条件を分布させるために補間処理を行った。補間に用いた地形データおよび気象データといった基礎データは表-1、図-1に示す通りである。気象データに関してはデータ数の不足を補うため、沙流川流域内の観測所だけでなく流域外のデータも用いている。気象データの補間については、距離を重みとした手法⁹⁾によって行った。また、流出計算に用いる流入流出データについては、石狩川流域ランドスケープ情報¹⁰⁾を参考に任意メッシュの周囲に位置する東西南北の4つのメッシュから流下方向をいずれか1つとして決定し、図-2に示す擬似的な河道網を作成した。

(2) 熱・水収支法による水文諸量の推定

解析期間はデータの蓄積が十分な1998年1月1日～

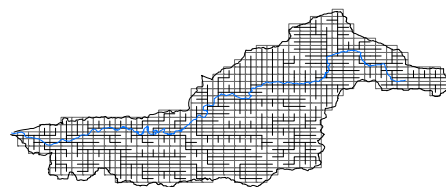


図-2 額平川流域河道網

2006年12月31日までの9年間とし、日単位の観測データを用いた。一般的に、流域の水循環を的確に推定するためには蒸発散量、融雪量などの推定が不可欠であると考えられる。そこで、まず(1)で補間を行った気象データ（表-1に示す「降水量」など）を各メッシュで入力し、気温と湿度から降水量、降雪量の判別¹¹⁾を行った。その後、熱・水収支法（口澤ら¹²⁾）を適用し、「融雪量」、「蒸発散量」を推定した。熱・水収支法の基礎式は次の式(1)、(2)で構成される。

$$f_v R \downarrow + (1 - f_v) \sigma T_v^4 - Q_G + Q_R = \varepsilon \sigma T_g^4 + H_g + IE_g \quad (1)$$

$$(1 - f_v)(R \downarrow + \varepsilon \sigma T_g^4) = 2(1 - f_v) \sigma T_v^4 + H_v + I(E_v + I) \quad (2)$$

ここで、式(1)は地表面の熱収支式、式(2)は植被層の熱収支式をあらわす。 f は放射に対する植被層の透過率、 $R \downarrow$ は下向きの正味放射量(W/m²)、 Q_G は地表面に供給される熱フラックス(W/m²)、 Q_R は降雨によって供給される熱フラックス(W/m²)、 H_g および H_v は地表面および植被層からの顕熱フラックス(W/m²)、 IE_g および IE_v は地表面および植被層からの潜熱フラックス(W/m²)、 I は植被層からの遮断蒸発に伴う潜熱フラックス(W/m²)、 T_g および T_v は地表面および植被層の代表温度(K)、 ε は射出率(土壌面=1.00、積雪面=0.97)、 σ はStefan-Boltzmann定数(=5.67×10⁻⁸W/m²/K⁴)、 I は蒸発潜熱(=2.50×10⁶J/kg)である。以上のモデルにより蒸発散量、融雪量を推定した。なお、その詳しい推定手法については参考文献^{11),12)}を参照されたい。

また、精度検証のために水収支法を用いて蒸発散量の推定を行うこととした。なお、水収支法による蒸発散量の推定式は次式であらわされる。

$$E = R + S_w - Q \quad (3)$$

ここで、 E は蒸発散量(mm)、 R は降水量(mm)、 S_w は降雪水量(mm)、 Q は流出高(mm)である。水収支を考慮する期間は一年間隔とした。

表-2には額平川流域末端に最も近い貫気別流量観測所の上流域（流域面積：365.8km²）において、熱・水収支法によって推定された蒸発散量を流域平均し年合計した値と水収支法によって推定された蒸発散量を示す。両者を比較すると、熱・水収支法で推定される蒸発散量は水収支法で推定される蒸発散量より100mm/年程度過大であることがわかる。近藤ら¹¹⁾によれば、水収支法による蒸発散量の推定誤差は±100mm/年であることから、本研究で得られた値は誤差の範囲内であると推察できる。しかし、2006年に関しては水収支法の蒸発散量が過小である。

表-2 蒸発散量の推定結果および流域水収支
(貫気別流量観測所上流域)

年	降雨量 R	降雪量 S_w	流出高 Q	水収支法 E	熱・水収支法 E	欠測日数
1998	1265	596	1418	444	535	0
1999	1173	537	1203	507	576	2
2000	1080	775	1386	469	571	0
2001	1194	574	1322	446	501	0
2002	934	597	1075	456	561	0
2003	1227	539	1412	355	480	0
2004	1003	701	1228	476	552	3
2005	1106	592	1155	544	496	0
2006	1224	481	1422	283	490	138
平均値	1134	599	1291	442	529	16

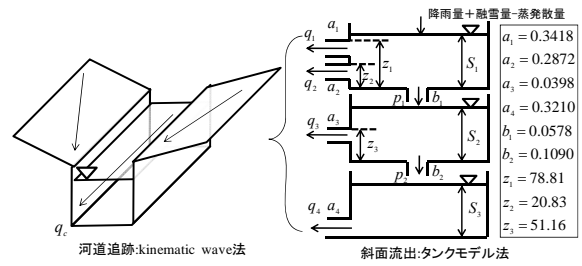


図-3 長期流出モデルの概要

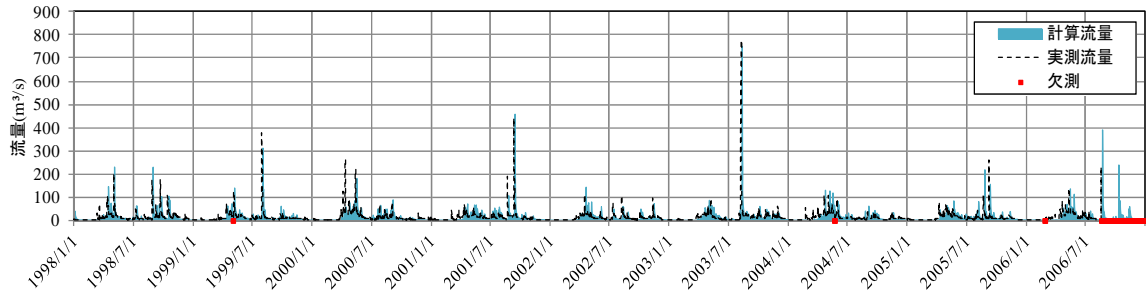


図-4 長期流出計算結果 (貫気別流量観測所)

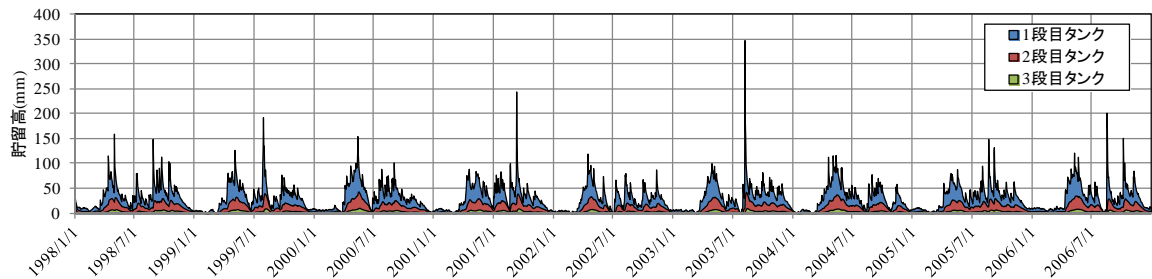


図-5 タンク貯留量の推移 (貫気別流量観測所上流域平均)

これは、水収支法の年合計流出高は年平均流出高を日数で乗じた値であることに加え、表-2に示すように欠測日が多かったためであると考えられる。

(3) 長期流出計算

(2)によって得られたメッシュ単位の降雨量、融雪量、蒸発散量を入力値として長期的な流出計算を行った。長期流出計算のモデルの概要図を図-3に示す。各メッシュで斜面流出計算と河道追跡計算を行う構成となっている。メッシュ内の斜面流出量は3段タンクモデルによって計算を行った。なお、モデルパラメータは実測の流量を再現するよう調整を行っており、全メッシュで同一の値を用いることとした。河道追跡計算にはkinematic wave式を変形した次式⁹⁾を用い、差分化して計算を行った。

$$\frac{\partial q_c}{\partial t} + \frac{5}{3} \frac{i_c^{0.3} q_c^{0.4}}{n_c^{0.6} B^{0.4}} \frac{\partial q_c}{\partial x} = 0 \quad (4)$$

ここで、 q_c は流量(m^3/s)、 n_c は粗度係数($m^{-1/3}s$)、 i_c は河道勾配、 B は河道幅(m)である。粗度係数は0.04、河道勾配はメッシュ標高差および距離から決定し、河道幅 B については山口ら¹³⁾の提案式を参考に流域面積に対応して変化する次式を用いた。

$$B = 3.476 A^{0.435} \quad (5)$$

ここで、流域面積 A はメッシュ面積の積算値として求められる。以上の手法により、貫気別流量観測所での長期的な流出の再現計算により得られた結果を

図-4に示す。図によると、洪水時の流出だけでなく、平常時の流出まで満遍なく再現できていることから、再現流量の妥当性を示したといえる。次に、流出計算過程で得ることができるタンクモデルの貯留量の変化を図-5に示す。タンクの貯留量の精度検証は実測データが存在しないため不可能であるが、流量の再現性が得られていることを鑑みると、妥当な値を示していることが推測できる。本研究では流量を的確に再現できることから、タンクの貯留量を流域貯留量とみなせるものと考えた。

(4) 洪水流出計算

洪水時の流量は短時間に急激に増加するため、強い非線形性が現れる。そこで、洪水時の流出計算には長期流出計算とは異なるモデルを用いる。一般に、洪水時の流量は土壌の湿潤状態に依存すると考えられる。そのため、洪水流量の再現は(3)で得られた流域貯留量を考慮して行うこととした。洪水時の全流出量は直接流出と地下水流出に分けられ、直接流出量(=全流出量-地下水流出量)を全降雨量で除したものを流出率とした。流出率の決定には次式であらわされる山田ら¹⁴⁾の提案式を用いた。

$$f_i = 1 - \frac{\exp(-\alpha S_1)}{\alpha \int_0^t r dt} \{1 - \exp(-\alpha \int_0^t r dt)\} \quad (6)$$

ここで、 f_i は降雨開始からの流出率、 S_1 は降雨開始前日における1段目タンク貯留高(mm)、 r は雨量強度

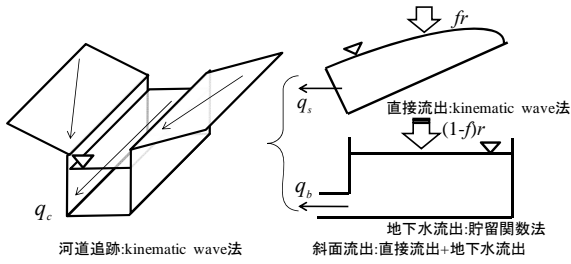


図-6 洪水流出モデルの概要

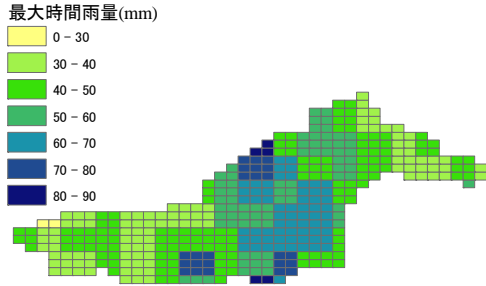


図-7 最大時間雨量分布 (2003年8月9~10日)

(mm/h), α は未知定数(1/mm)である. 本研究では直接流出成分の流出率を考慮するため S_1 を採用している. α は流域の特性を表す定数であり, 本来であれば臼谷ら¹⁵⁾の手法のように複数の出水事例から求められるべきであるが, 本研究では試行錯誤を行うことによって $\alpha=0.006$ と一定とした. 以上で得られた流出率を用いて斜面流出の流出成分を直接流出と地下水流出に分離して計算を行い, 河道網による追跡計算をおこなって流量を推定した. 洪水流出計算のモデルの概要図を図-6に示す.

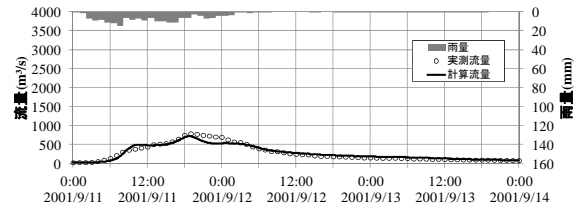
直接流出成分の計算は次式であらわされる kinematic wave法を用いることとした.

$$\begin{cases} \frac{\partial h_s}{\partial t} + \frac{\partial q_s}{\partial t} = fr \\ q_s = \beta h_s^p, \beta = \sqrt{i_s}/n_s, p = 5/3 \end{cases} \quad (7)$$

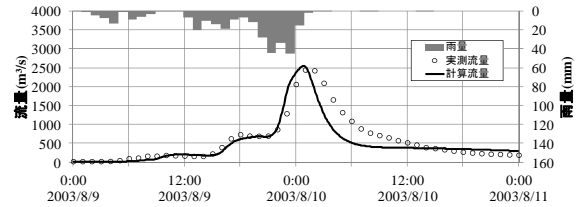
ここで, h_s は斜面の水位(m), q_s は単位幅流量(m^2/s), f は式(6)によって得られる流出率, r は雨量強度(m/s), i_s は斜面勾配, n_s は等価粗度($m^{-1/3}s$)である. 等価粗度は土地被覆によって変化するため, 文献値^{16),17)}を参考に与えた. また, 降雨量は気象庁提供のレーダーアメダス解析雨量を用いており, 2001年および2003年は2.5kmメッシュのデータであるため, 3次メッシュに投影する際には2.5kmメッシュとの重なりが最も大きい3次メッシュにその雨量値を与えている. なお, 2006年については1kmメッシュの解像度でデータが整備されているため, 3次メッシュに対応しており, そのまま使用した. 図-7には2003年8月9~10日の最大時間雨量分布を示す. 図によると流域中流部に集中して強い雨が降っていることが見て取れ, 後述する崩壊土砂量の多い箇所とも対応している.

地下水流出成分の計算には次式であらわされる2段タンク型貯留関数法¹⁸⁾の地下水流出を計算する2段目タンク部分を適用した.

2001年9月11日~9月13日



2003年8月9日~8月10日



2006年8月18日~8月19日

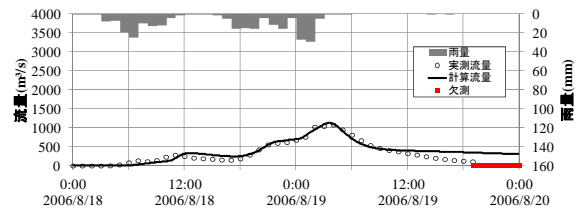


図-8 洪水流出計算結果 (貫気別流量観測所)

$$\begin{cases} s = k_1 q_b + k_2 dq_b / dt \\ ds / dt = (1 - f)r - q_b \\ k_1 = c_1 k_2, k_2 = (c_3 - 1) / c_0 \\ c_0 = (\delta / T_c)^2, c_1 = \delta^2 / T_c \end{cases} \quad (8)$$

ここで, s は貯留高(mm), q_b は地下水流出成分流出高(mm/h), c_3 はモデル定数, δ は減衰係数(=2.1), T_c は地下水流出成分の時定数である. パラメータは $c_3=2.0$, $T_c=30.0$ で一定とした. なお, 河道追跡計算については式(4)で示したkinematic wave法を用いた.

貫気別流量観測所において, 洪水流出の再現を3事例を対象に行った結果を図-8に示す. 本研究で対象としている2003年8月9~10日の洪水以外の事例を計算した理由としては, 本手法による流出計算の妥当性および汎用性を検証するためである. 図によると, 立ち上がりやピークは概ね良好な再現性が得られているといえる. しかし, ピーク後の減衰部分などで課題が残る. この原因としては流出率が考えられ, 前述したように過去の複数事例からの的確な流出率の設定が必要であると考えられる.

(5) 洪水時貯留量計算

洪水時の流域貯留量の算定式は流域の貯留機構を単純に考慮した次式を用い, 差分法により時々刻々と変化する流域貯留量を推定した.

$$\frac{dS}{dt} = r - q_s - q_b \quad (9)$$

ここで, S は貯留高(mm), r は降雨強度, q_s および q_b は(4)で得られた直接流出および地下水流出の計算値である. S の初期値には(3)の長期流出計算過程で得られる出水イベント前日の3段タンクモデルの貯留量の合計値(= $S_1+S_2+S_3$)を与えた. 上式については,

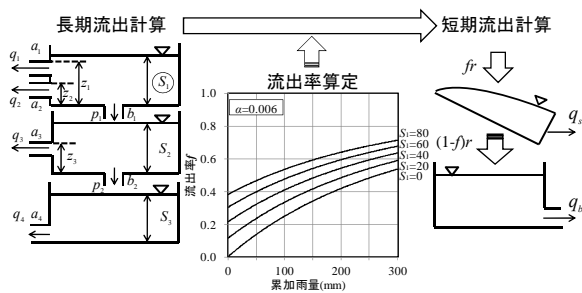


図-9 流域貯留量の考慮

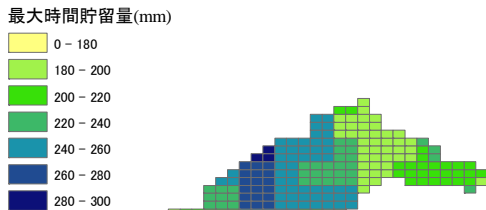


図-10 最大時間貯留量分布

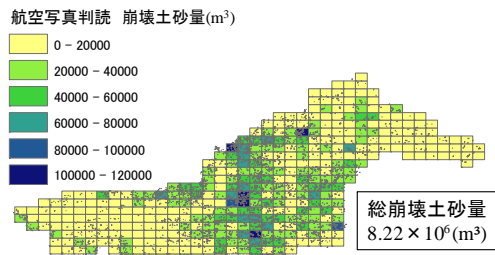


図-11 航空写真判読 崩壊土砂量分布⁶⁾
(灰色が崩壊地)

端野ら¹⁹⁾の研究実績が有り、最大貯留量と流域の全崩壊土砂量の関係性が強いことを指摘している。なお、貯留量はモデル毎に取り扱いが異なるが、土壌水分量という概念として図-9に示すように流出率によって違いを考慮している。図-10には以上の計算を行って得られた2003年8月9～10日の事例の貯留量の最大値の分布図を示す。図によると、最大時間雨量の分布状況と同様に流域の中流部に大きな値が集中していることがみてとれる。なお、本事例では2.5kmメッシュの分布で降雨量を与えているため、分布形状にまともにもみられるが、貯留量の差は最大100mm以上におよぶ状況となっており、大小的確な貯留量の分布を再現できているといえる。

4. 崩壊土砂量の推定

額平川の崩壊地の変遷については村上ら⁶⁾によって分析が行われている。それによると2003年8月9～10日の出水直後に航空垂直写真から読み取られた崩壊地面積(5.88km²)は、2001-2002年の人工衛星(IKONOS)画像で判読された崩壊地面積(1.64km²)に比べ、およそ3.6倍となり本イベントによって急激に拡大したことがわかる。図-11には2003年9月の崩

表-3 地質別崩壊深

地質	崩壊深(m)	区分
段丘・崖錐	2.00	未固結
沖積層	1.00	
新第三紀堆積岩類	1.93	
中生代～古第三紀堆積岩類	1.36	
蛭夷層群	2.41	半固結～固結
函淵層群	2.41	
日高変成岩類	0.75	変成岩
カムイコタン変成岩類	0.75	
蛇紋岩	1.36	深成岩

※崩壊深の内、蛭夷層群と函淵層群、日高変成岩類とカムイコタン変成岩類は同じ値を採用している

表-4 各項目のカテゴリ

項目	最大時間雨量(mm)	最大時間貯留量(mm)	最大傾斜角(度)	起伏量(m)	地質
1	～40以下	～190以下	～20以下	～100以下	未固結
2	40～50	190～210	20～30	100～200	半固結～固結
3	50～60	210～230	30～40	200～300	深成岩
4	60～70	230～250	40～	300～400	変成岩
5	70～	250～		400～500	
6				500～	

壊地の分布を示す。加えて、図には崩壊土砂量をメッシュ毎に整理したものを示している。崩壊土砂量(m³)は任意のメッシュの崩壊地面積(m²)×地質別崩壊深(m)で得られる。地質別崩壊深²⁰⁾は表-3に示す。図によると、崩壊地は中流部に集中しており、最大時間雨量分布、最大時間貯留量分布と同様の傾向を示しているといえる。

(1) 数量化I類による崩壊土砂量の推定

斜面崩壊を引き起こす要因としては地形、地質、降雨など様々な要因が考えられる。本研究では複数の要素を複合させて考慮することとし、崩壊土砂量の推定には数量化I類を用いた。本研究では既往研究^{6),21)}を参考に目的変数を崩壊土砂量とし、説明変数を水文学的要因として最大時間雨量と最大時間貯留量、地形的要因として傾斜角、起伏量を採用し、加えて地質を採用して推定を行った。変数として用いた最大時間雨量と最大時間貯留量については分布状況からも相関が強いようにみえるが、土砂災害発生判定に使われるスネーク曲線^{2),22)}の考え方を援用し、独立であるとみなした。また、既往事例²²⁾では時間雨量が大きくても土砂流出の大きくない事例も有り、降雨だけでなく流域貯留量を考慮する必要性があると考えられる。なお、地質に関しては今後の他流域への適用についての汎用性を勘案し、表-3のように国土数値情報土地分類メッシュに基づいて再区分を行った。以上の各カテゴリ、項目について整理したものを表-4に示す。

数量化I類の基礎式は次式であらわされる。

$$Y = \sum_{i=1}^n X_i + Z \quad (10)$$

ここで、Yは推定値(崩壊土砂量)、X_iはカテゴリスコア、Zは定数項、iは項目である。カテゴリスコアを項目毎に合計することで任意のメッシュの崩壊土砂量が推定できる。

(2) 崩壊土砂量推定結果

数量化I類によって得られたカテゴリスコアを表-5に示す。元々定量的なデータである最大時間雨量

表-5 各項目のカテゴリスコア

項目	最大時間雨量 (m^3)	最大時間貯留量 (m^3)	最大傾斜角 (m^3)	起伏量 (m^3)	地質 (m^3)
1	-7266.00	-2703.95	-436.47	-9717.60	-5961.01
2	-4540.27	-1826.27	7142.22	-1794.91	1929.79
3	6431.69	-204.88	-2309.78	6240.03	-18223.33
4	9692.33	4034.22	-6125.12	1474.67	-8310.69
5	8673.38	1898.92		-699.57	
6				458.21	

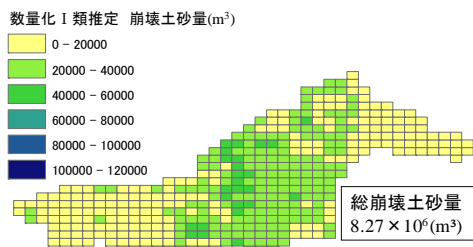


図-12 数量化 I 類推定 崩壊土砂量分布

や最大時間貯留量はカテゴリが高くなるほどスコアも大きくなる傾向を示している。ところで、最大傾斜角や起伏量については、カテゴリが高くなるほどスコアが減少する傾向がみられる。この理由として、村上ら⁹⁾による分析によれば、勾配が急な斜面なほど逆に崩壊しやすい不安定土砂が少ないことが指摘されており、この傾向はそれに準じていると考えられる。

数量化 I 類によって推定された崩壊土砂量の分布を図-12に示す。図によると、崩壊土砂は中流部を中心に分布し、図-11に示す航空写真判読の崩壊土砂量と類似した形態を示している。このことは、斜面崩壊がいかに水文的要因に左右されているかを示しているといえる。また、航空写真判読の崩壊土砂量を目的変数にしている影響もあるが、数量化 I 類で推定された総崩壊土砂量との誤差は $5万 m^3$ となっており、十分な再現性が得られた。

5. まとめ

本報告において得られた結果を以下にまとめる。

- 1) 額平川流域を対象に熱・水収支に基づき、流域貯留量を流域の水文特性を反映して推定することができた。
- 2) 同じパラメータを用いて複数事例の洪水時流量を妥当に再現できたことから、流域貯留量推定手法の一般性を確認することができた。
- 3) 以上で得られた流域貯留量を土砂生産量の推定に活用し、崩壊土砂量の総量と空間分布について十分な再現性を得ることができた。

本研究で得られた成果を活用し、他流域での土砂生産量の推定に発展させていきたい。

謝辞：本研究の一部は国土交通省河川砂防技術研究開発公募（地域課題分野）の助成を受けて行ったものである。また、本論文をまとめるにあたり寒地土木研究所の村上泰啓主任研究員、気象庁に資料提供等でご協力いただいた。ここに記して謝意を表す。

参考文献

- 1) 河川審議会総合土砂管理小委員会：「流砂系の総合的な土砂管理に向けて」報告，1998。
- 2) 寺田秀樹，中谷洋明：土砂災害警戒避難基準の設定方法，国土技術政策総合研究所資料，第5号，2001。
- 3) 中井真司，海堀正博，佐々木康，森脇武夫：最近の土砂災害への新しい雨量指標R'の適用と警戒避難のための表現方法，砂防学会誌，Vol.60, No.1, pp.37-42, 2007。
- 4) 道上正規，小島英司：集中豪雨による崖崩れの発生予測に関する研究，鳥取大学工学部研究報告12(1), pp.167-178, 1981。
- 5) 岡田憲治，牧原康隆，新保明彦，永田和彦，国次雅司，斉藤清：土壌雨量指数，天気 48(5), pp.349-356, 2001。
- 6) 土木学会水工学委員会：平成15年台風10号北海道豪雨災害調査団報告書，pp.1-95, 2004。
- 7) 国土交通省河川局：沙流川水系河川整備基本方針，2006。
- 8) 石井孝，梨本真，下垣久：衛星データによる葉面積指数LAIの推定，水文・水資源学会誌，Vol.12, No.3, pp.210-220, 1999。
- 9) 白谷友秀，工藤啓介，中津川誠：石狩川を対象にした水循環の定量化，北海道開発土木研究所月報，No.628, pp.18-34, 2005。
- 10) (財)北海道河川技術防災研究センター：石狩川流域ランドスケープ情報，1998。
- 11) 近藤純正著：水環境の気象学，朝倉書店，1994。
- 12) 口澤寿，中津川誠：熱・水収支を考慮した流域スケールの積雪と蒸発散量の推定，北海道開発土木研究所月報，pp.19-38, 2002。
- 13) 山口甲，新庄興，三田村一弘，上野順也：豊平川の生産土砂について，土木学会北海道支部論文報告集，第55号(B), pp.268-271, 1998。
- 14) 山田正，山崎幸二：流域における保水能の分布が流出に与える影響について，第27回水理講演会，pp.385-392, 1983。
- 15) 白谷友秀，中津川誠：ダム機能向上のための流域貯留量の定量化，河川技術論文集，第17巻，pp.299-304, 2011。
- 16) 社団法人 土木学会：水理公式集[平成11年度版]，pp.40, 2000。
- 17) 中澤辰哉，中津川誠：鶴川流域における降雨履歴が流出に与える影響について，土木学会北海道支部論文報告集，第67号(B), 2011。
- 18) 北海道開発局：北海道開発局洪水予測システム，pp.24-26, 2007。
- 19) 端野道夫，室田明：豪雨による山腹崩壊土砂生産に関する推計学的研究，土木学会論文報告集，第188号，1971。
- 20) 室蘭開発建設部：沙流川総合開発事業の内 沙流川生産土砂調査検討業務報告書，2004。
- 21) 芳賀一斗，中津川誠，村上泰弘：豪雨時の土砂生産量の推定に関する研究 -額平川流域の事例-，土木学会北海道支部論文報告集，第67号(B), 2011。
- 22) 芳賀一斗，中津川誠，山下彰司：降雨特性による土砂災害発生要因の解析 -沙流川流域の事例-，土木学会北海道支部論文報告集，第66号(B), 2010。

(2011. 9. 30受付)