融雪期における高濁度水発生機構と 細粒土砂輸送

MECHANISM OF PRODUCTION OF SUSPENDED SEDIMENT DUE TO SNOWMELT AND ITS TRANSPORT

石田哲也¹・中山恵介²・大西健史³・夏井皓盛⁴・大森未音⁵・ アイヌルアブリズ⁶・丸谷靖幸³・岡田知也⁷ Tetsuya ISHIDA, Keisuke NAKAYAMA, Kiyofumi ONISHI, Kousei NATSUI, Mio OMORI AYINUER ABULIZI, Yasuyuki MARUYA, and Tomonari OKADA

¹正会員 国土交通省 北陸地方整備局 松本砂防事務所(〒390-0803 長野県松本市元町1丁目8番28号)
 ²正会員 工博 北見工業大学教授 工学部社会環境工学科(〒090-8507 北見市公園町165番地)
 ³学生会員 北見工業大学大学院 土木開発工学専攻(〒090-8507 北見市公園町165番地)
 ⁴非会員 北見工業大学工学部 土木開発工学科(〒090-8507 北見市公園町165番地)
 ⁵正会員 国土交通省 北海道開発局 網走開発建設部(〒093-8544 網走市新町2丁目6番1号)
 ⁶非会員 北見工業大学大学院 土木開発工学専攻(〒090-8507 北見市公園町165番地)
 ⁷正会員 工博 国土技術政策総合研究所 主任研究官 沿岸海洋研究部 (〒239-0826 横須賀市長瀬3-1-1)

High turbidity in rivers has a great impact on social, economical and environmental activity. Tokoro River is the longest river in Okhotsk area, which supply water to the largest city in the area and may have an important role for providing nutrient into the coastal area. In June of 2007, because of super high turbidity water, water supply stopped for up to four days. At that time, the maximum measured turbidity was close to 100,000 ppm. Therefore, it is urgently needed to understand how high turbidity water occurs and to clarify the mechanism of transportation of high turbidity in Tokoro River basin. We thus sampled surface soil for investigating particle diameter distribution, and carried out field experiment during snow melt season, which enables us to apply distributed hydrological model. The production rate of suspended sediment is found to be estimated by using distributed hydrological model.

Key Words : High turbidity, Distributed hydrological model, Snowmelt, Cold region, Suspended solid

1. はじめに

北海道オホーツク地方を流れる常呂川は網走管内最大 の流域面積を誇る河川であり、流域内に管内最大の人口 (13万人)を持つだけでなく、鮭やマスの遡上、上流域で の貴重な生物の生息が認められており、環境面から考え ても重要な河川であると言える.さらに、陸域における 栄養を沿岸域に与える役割も持ち、河口部周辺ではホタ テの養殖が盛んである.市民の生活にも大きな影響を与 えており、周辺市民の水源としての役割も持つ.

そのような重要な役割を持つ一方,平成13年9月の洪 水時における河口からの濁水・土砂流出によると考えら れている大量のホタテの斃死,平成19年6月の常呂川第 一頭首口工周辺における濁水の取水による北見市の水道 断水など,社会的に大きなダメージも与える可能性が大 きい河川であると言える.

上述の事故は、濁水・土砂によって発生した問題であ るが、水質環境の面からみて、鮭が遡上する河川である にもかかわらず、大腸菌群数が大きく、決して水質環境 が良いとは言えない河川であり、改善すべき点が存在す る.それらの問題を解決するためには、河道内における 濁水・土砂・水質環境の流動を把握し再現するだけでは、 十分な対策を講じることが困難であり、それらの発生源 である、流域全体を対象とした対策を検討・提案する必 要があると言える.

つまり、陸域から沿岸域までの土砂、水質環境を把握 し、陸域の沿岸域へのインパクト、および沿岸域からの 陸域へのフィードバック¹⁾を理解する必要があると言え る²⁾.特に寒冷地域に位置する常呂川では、融雪期にお



図-1 研究対象流域(オロムシ川)の河道と標高の関係

表-1 オロムシ川での土地利用区分, 面積と採泥地点

土地利用区分	面積 (km ²)	採泥地点
畑地	2.48	No.1,No.2,No.3,No.4
森林	26.58	No.5, No.6, No.7, No.8, No.9, No.10, No.11, No.12, No.14, No.15, No.16, No.17, No.18
荒地	0.15	No.13
建物用地	0.02	-
幹線交通用地	0.09	I
その他の用地	0.01	-

ける細粒土砂の発生,それによる生態系への影響が大き いと考えられる.

北海道における事例を主として挙げたが,関連する問題として,沖縄周辺での細粒分土砂の沿岸域へ流出による問題が存在する.細粒分の土砂流出が,サンゴを壊滅的な状態に追い込んでいる問題であり³⁴⁰,細粒分の土砂輸送に関わる問題は至急,解決されなくてはならない課題であると言える.

そこで本研究では、流域における総合的な土砂輸送の 把握、水質環境の維持・改善を目的とし、まずは常呂川 で最も大きな問題であると考えられている高濁度水の発 生要因の解明を目的として研究を行った.対象とした時 期は、高濁度水の発生を確認できた融雪期であり、その 高濁度水の発生要因を検討するため、融雪モデル^{5)67/8)}



図-2 オロムシ川における土地利用区分と採泥地点図

表-2 オロムシ川での表層土壌区分,面積と採泥地点

表層土壌区分	面積 (km ²)	採泥地点
岩屑性土壌	2.29	No.1, No.2, No.3, No.4
粗粒残積性 未熟土壌	17.49	No.5, No.7, No.8, No.12, No.14, No.17
黒ぼく土壌(a)	9.55	No.6, No.9, No.10, No.11, No.13, No.15, No.16, No.18

および分布型流出モデルを適用した.

2. オロムシ川流域

本研究の目的が,細粒分土砂の発生要因解明であることから,土地利用の状態,表層土壌の状態などを詳細に検討し,解析を行う必要がある.常呂川流域では,それらの空間的な情報が,数km単位で分布している.そこで本研究では,詳細な表層土壌の土地利用などの空間分布を考慮するため,流域面積29.3km²,流路延長9.7km,平均河床勾配1/43である,常呂川流域の小河川であるオロムシ川流域を研究対象とした(図-1).

オロムシ川流域の土地利用区分は,森林80.7%,畑 15.7%であり,流域の大半が森林と畑で構成されており, 土壌構成は,粗粒残積性の未熟土壌59.6%と黒ぼく土壌 (a)32.6%が流域の大半を占めている(図-2,図-3,表-1, 表-2).流域からの土砂輸送に関する検討の一つとして, 図で示される表層状態を考慮し,流域を18に分割して代



図-3 オロムシ川での表層土壌区分、採泥地点と各採泥地点での粒度分布試験結果

表地点を選び,採泥を実施した(図-3). 粒度分布の特性として,粒径が10-15 μ m,80-100 μ mの領域において,2つの卓越した粒度のピークを持っていることが分かった。全ての地点において,2つのピークを持つ分布は,約63 μ mを境界として存在している。下流端では63 μ m 以下の細粒土砂が僅かしか確認されていない。確認された細粒土砂はWash loadとして流出すると考えられるため,下流端では63 μ m以下の粒径は堆積せず流出したものと推定した。これらから,63 μ m以下の細粒土砂は流域から河道へと流出する可能性があると考えた。即ち,流域全体が細粒土砂の生産場となる可能性が示された。

3. 融雪における高濁度水の発生

残雪がほぼ消滅した2009年4月29日に、この時期としては稀である、まとまった降雪が発生し、積雪深32cmを記録した(図-4).その前後の期間において、図-2の流域下流端にて水位とSS濃度の計測を行った(図-5).その際、過去の調査で作成された水位流量曲線を用い、流量を計算した.積雪深が日射等の影響により減少している間、徐々に流量が増加している様子が観測されていた(図-4と図-5).しかし、平水流量が約0.5m³%であることを考えると、その増加割合は小さく、融雪期にオロムシ川にてみられる顕著な流量の増大は生じていなかったと考えられる.

一方,SS濃度は積雪直後から低い値を示しており, 流量の増加に伴った上昇傾向はみられなかった.しかし, 融雪開始直後,急激にSS濃度が増大し,最大で 6,000ppm程度にまで達していた.高濃度は数時間の裾 野を持ち発生しており,突発的で局所的な撹乱による濁 度の上昇によるものではなく,融雪出水により発生した と考えられる.つまり,山地斜面が雪で覆われている間 は、雪が土砂の発生を抑制するが,融雪が開始すると表 層の土壌をはがし,出水ピーク直前に高濁度水を発生さ せたと考えられる.

4. 分布型流出モデルによる検討

融雪開始直後における細粒分土砂の放出により,高濁 度水が発生することが推測された.その現象の発生を検 証するため,分布型流出モデルによる再現計算を行った.

(1) 分布型流出モデル

これまでの研究で、物理過程に基づいた分布型流出モ デルが、流域からの流出、細粒分の土砂輸送、および水 質を再現できることが示されている⁹¹⁰⁰¹¹⁰².そこで本研 究でも、過去の論文で示されたモデルと同様な仕組みの モデルを作成し、利用することとした.表面流にはキネ マティック方程式、氾濫流には浅水流方程式、浸透流に はリチャーズの式に基づく不飽和浸透流方程式⁸,河道 流にはキネマティック方程式を用いた.河道の流れの再 現には、山地河川の再現性が高いHeyの式¹³⁾を利用した.

計算に用いた流域モデルは100mメッシュ,計算時間 間隔は10秒間隔とし,融雪モデルで計算された時間融雪 量を与えた.

(2) 融雪モデル

融雪を扱う場合,簡便な手法としてDegree-hour法を 挙げることが出来る⁵.しかし,本研究では,雪による トラップとリリースの効果を流域において詳細にとらえ る必要があるため,山地の地形勾配を考慮できる融雪モ デルを用いることとした⁷⁸⁾.熱収支方程式は,以下に 示される式を利用した.

$$Q_G = R - \varepsilon \sigma T_s^4 - H - lE + Q_B + Q_R \tag{1}$$

$$R = (1 - ref)S + \varepsilon L \tag{2}$$

ここで、 Q_G :積雪層が表面および底面から得る正味 のエネルギー(融雪に使われるエネルギー)、R:入 力放射量、 ε :積雪の射出率、 σ :ステファン-ボルツ マン定数、 T_s :積雪表面温度(K)、H:顕熱、 lE:潜熱. Q_B :積雪底面からの地中伝導熱、 Q_R :雨 の熱量、S:水平面日射量、L:下向き大気放射量、 ref:積雪面のアルベードである.

H, IE は、以下の式で与えられる^{7/8)}.

$$H = c_p \rho C_H U(T_s - T)$$
(3)
IF = $l \rho C_T U[a_s(T) - a]$

$$\cong l\rho C_E U[(1-rh)q_{sat}(T) + \Delta \cdot (T_s - T)]$$

$$(4)$$

$$\Delta = \frac{dq_{sat}}{dT} \tag{5}$$

ここで、 c_p :空気の定圧比熱、 ρ :空気密度、 C_H 、 C_E :それぞれ顕熱および潜熱に対するバルグ輸送係数、 U:風速、T:気温(K)、l:水の気化潜熱、 $q_{sat}(T_s)$ 、 $q_{sat}(T)$:それぞれ気温および積雪表面温度 に対する飽和比湿、q:比湿、rh:相対温度である、 本研究での計算対象期間は無降雨であったため、 $Q_R = 0$ とした、また、本研究では降雪期間が短く、積 雪深も比較的小さかったため積雪底面からの地中伝導熱 による影響があると考え融雪量 Q_B を考慮してすること とした、 Q_B の値は、Try and Errorにより設定した。

ここで、 $Q_G = 0$ と仮定し T_s について解くと式(6)が得られる ($C_H = C_F$ と近似した).

$$T_{s} = \frac{R - \varepsilon \sigma T^{4} - l \rho C_{H} U (1 - rh) q_{sat}(T) + Q_{B}}{4 \varepsilon \sigma T^{3} + (l \Delta + c_{p}) \rho C_{H} U} + T \quad (6)$$

式(6)においての $T_s < 0$ ℃場合には融雪は起こらず, $T_s \ge 0$ ℃の場合には融雪が生じる.融雪が生じる場合は $T_s = 0$ ℃と置き換え,式(3),式(4)に代入して,H,IEが求められる.あとは入力値Rが得られれば Q_G が求め られる.これにより次の式から融雪深 M_s が求められる.

$$M_s = Q_G / \left(\rho_s L_f \right) \tag{7}$$

ここで、 ρ_s :雪の密度、 L_f :氷の融解熱

アメダス気象観測所(北見)において観測された積雪 深は32cmであり、およそ2日間で消滅した(図-4).平 地における融雪計算を行い、積雪深の再現を行ったとこ ろ、ほぼ一致した再現結果を得ることが出来た(図-4, 表-3).そこで本モデルを流域に適用し、積雪深の空間 分布の時間変化を計算した(図-6).

山地における融雪のパラメータは、平地におけるもの と異なることから、山地での融雪計算は斜面の向きを考 慮して入力放射量*R*など、山地の地形による融雪係数 を与えて計算した.また、積雪深は、アメダス観測所 (北見)の値を流域に一様に与えた.

本モデルで与えた計算条件での結果,積雪深が小さく, 2日間で全て平野部では融けてしまったことから,流域 内では地形的な特徴が現れるような融雪ではなく,ほぼ 一様に融雪が進行していたことが分かった(図-6).

オロムシ川流域の計算された積雪深とアメダス観測所 (北見)の積雪深との変化を比較してみると,図-6の流 域中心での積雪深の変化は,かなりゆっくりと進行して いたことが分かる(図-4,図-7).これは,平野部との 地形的な違いが融雪に表現されたと考える.また,本融 雪モデルでは斜面勾配や向きによる影響は評価して計算 したが,森林の影響については観測結果がないため,森 林の影響によるアルベドや風の減衰等が表現されていな い.そのため,山地での融雪が一様になった原因として, 森林の存在によるアルベド,風等の違いが考えられる.

高濁度水の再現計算を行う前に、流量に関するモデルの再現性の検討を行った.流量の計算は融雪モデルで計算された結果を与えて行い、再現計算は、2009年4月29日から5月4日における融雪による流量に対して行った

表-3 融雪の計算条件

ε=1.00	$\sigma = 5.67 \times 10^{-8} (W/m^2/K^4)$
ref=1.00	$c_p = 1005(J/Kg/K)$
$\rho = 1.2 (kg/m^3)$	$C_{H} = C_{E} = 0.0015$
rh =0.7	<i>p</i> =1013.0(hPa)
$L_f = 333500(J/kg)$	$\Delta x = \Delta y = 100(m)$
$\rho_{s}=200(kg/m^{3})$	$\Delta t=1.0hr$



図-4 アメダス気象観測所(北見)での積雪深の観測結果 と融雪モデルによる積雪深変化のシミュレーション 結果

(図-5). その結果,細かな変動については検討の余地 があるが,流量の再現としてはピークの再現も出来てお り,良好な結果を得ることが出来た. 今後,より再現性 を向上するための工夫としては,流域規模に比べてゆっ くりとした融雪出水の形態を示していることから,浸透 モデルのパラメータの最適化を行うことが考えられる.

(3) 融雪による高濁度水の再現と検討

前節において、オロムシ川流域における再現性が確認 された分布型流出モデルを用いて、高濁度水の発生の再 現計算を行った.SS濃度の計算には、流域表面からの 細粒土砂の発生量を与えて、その発生量が全て下流端ま で運搬されるものと仮定し、キネマティック方程式を利 用して表面および河道における輸送を計算した.また、 本研究では、SS濃度が極端に高い場合においても流体 の性質は変化しないものと仮定して計算を行った.

上述のとおり,再現計算には流域表面における細粒土 砂の発生量を与えなくてはならない.しかし,土地利用 状態や表層土壌の状態を考慮した細粒分土砂の発生量に 関する現地実験を行っておらず,発生量は未知数である. 本研究では、観測により下流端での細粒分土砂による SS濃度の測定に成功している.そこで、流域における 細粒土砂の発生量はSS濃度として与えることとした. 流域内で発生させるSS濃度は、融雪がほぼ一様に進ん でいた計算結果から、流域表面から一様に発生すると仮 定して推定し、下流端で観測されたSS濃度の再現が最 もよくなるパターンをみつけ、それを細粒土砂の発生す るSS濃度とした(図-7).本研究では細粒土砂の発生 と輸送はSS濃度として与えたため、粒径による発生量 や輸送の違いは評価していない.計算時間間隔は10秒間 隔で実施した.

SS濃度の再現結果をみると、高精度に再現を行うことが出来ていることが分かる(図-5).空間的に一様にSS濃度が発生していたという仮定が、妥当であったことを示しているものと考えられる.流域に一様に与えたSS濃度の発生量をみてみると、4月29日の融雪開始直後に、1時間ほど1,000,000 ppmという超高濁度の表面流が発生していたことが推測される.その他の時間は急激に

0.15

0.1

0.05



 8:00 a.m. on April 29
 0:00 p.m. on April 30
 2:00 a.m. on May 1
 10:00 p.m. on May 1

 図-6
 融雪モデルによるオロムシ川流域における積雪深の変化(計算開始:4月29日)
 〇: 流域の中心

その値が減少し,最大でも10,000 ppm程度であった.

表面流におけるSS濃度の発生量の時間変化は,発生 直後から時間に反比例して減少していたことも分かった. この関係が,どの程度の普遍性をもつものであるか,よ り多くの観測データを集め検討してゆく必要がある.ま た,融雪初期における流量がまだ小さく,ピークを迎え る前の段階において高濁度が発生していたことから,超 高濁度水の発生については,融雪期初期に注意して監視 しておく必要があることが分かった.

5. まとめ

本研究により得られた主要な結論を以下に示す.

- (1) 採泥により高濁度の要因となる流域内における細粒 土砂の粒度分布試験結果から、粒径が10-15 µ m, 80-100 µ mの領域で2つの卓越した粒度のピークを 持っていることが明らかになった。
- (2) 採泥による粒度分布試験結果から全ての地点で2つのピークを持つ分布は、約63µmを境界として存在しており、63µm以下の微粒土砂が全ての流域から河道へと流出する可能性があることが示され、流域全体が細粒土砂の生産場となる可能性が示された.
- (3) 積雪深とSS濃度の観測結果から、山地斜面が雪で 覆われている間は雪が土砂の発生を抑制し、融雪が 開始すると表層の土壌をはがし、出水ピーク直前に 高濁度水を発生させる場合があることが明らかに なった。
- (4) 融雪モデルの適用により、対象流域での積雪深の変化を再現することが出来た.
- (5) 融雪モデルにより対象流域内の積雪深の空間分布の 時間変化を計算した結果,地形的な特徴が現れるよ うな融雪ではなく,ほぼ一様に融雪が進行している ことが分かった.また,平地との差を確認すること が出来た.
- (6) 適用可能であると判断した融雪モデルを用いて、 2009年4月29日から5月4日までの期間を対象に分布 型流出モデルにより流量の再現計算を行った結果、 良い再現性を示すことが出来た。
- (7)研究対象とした流域での下流端におけるSS濃度の 観測結果から推定したSS濃度の発生量を与えて分 布型モデルを用いてSS濃度の再現計算を行った結 果,十分な再現性を示すことができた.

本研究により,融雪期における超高濁度水を推定する ための分布型流出モデルを構築することが出来た.今後 は,超高濁度の原因となる細粒土砂が,どの地点からど の程度の量を生産・流出させているかを推定し,本研究 でのモデルの適用性を検討していく予定である.これに より,超高濁度水の発生要因となる細粒土砂の生産・流 出モデルが構築されることになり,超高濁度水発生の対 策を検討することが出来るようになると期待する.

謝辞:本研究は、クリタ水・環境科学振興財団による助 成金および河川整備基金による助成により遂行されまし た.記して感謝の意を表します.

参考文献

- Kline T. C., Goering J. J., Mathisen O. A., Poe P. H. and Parker P. L.: Recycling of elements transported upstream by runs of Pacific salmon: I. delta-15 N and delta-13 C evidence in Sashin Creek, southeastern Alaska, Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences, Vol.47, pp.136-144, 1990.
- 2)中山恵介,大西健史,堀松大志,早川博,岡部博一, 溝口勝己,常呂川における平水時の長期的な水質変化について、土木学会北海道支部論文報告集,第64号, B-24,2008.
- 大澤 和敏,山口 悟司,池田 駿介,髙椋 恵,農地に おける土砂流出抑制対策の比較試験,水工学論文集,第49 巻,pp.1099-1104,2005
- 4) K. Osawa, S. Ikeda and S. Yamaguchi: Field observation and WEPP application for sediment yield in an agricultural watershed, River, Coastal and Estuarine Morphodynamics, River, Coastal and Estuarine Morphodynamics, pp.1137-1146, 2005.
- 5) 山崎剛,田口文明, 近藤純正:積雪のある森林小流域にお ける熱収支の評価,天気,41, pp.121-126,1994.
- 6) 近藤純正:水環境の気象学,朝倉書店, 1994.
- 7)陸旻皎,小池俊雄,早川典生:アメダスデータと数値地理 情報を用いた分布型融雪解析システムの開発,水工学論文 集,第42巻,pp.121-126,1998.
- 8)中山恵介,伊藤哲,藤田睦博,斎藤大作:融雪を考慮した 山地流出モデルに関する研究,土木学会論文集,No.691/II-57,pp.25-41,2001.
- V'azquez RF, Feyen L, Feyen J and Refsgaard JC.: Effect of grid size on effective parameters and model performance of the MIKE-SHE code. Hydrological Processes, Vol.16, Iss.2, pp.355–372, 2002.
- 10) Alam M. J., D. Dutta and K. Nakayama: A catchment based approach of nutrient modelling in a river basin, the 12th International Conference on Integrated Diffuse Pollution Management (IWA DIPCON 2008), 2008.
- Dutta D. and Nakayama K.: Effects of Spatial Grid Resolution on River Flow and Surface Inundation Simulation by Physically Based Distributed Modeling Approach, Hydrological Processes, Vol.23, Iss.4, pp.534-545, 2009.
- 12) Alam Md. J., D. Dutta and K. Nakayama: Modelling Nutrient Dynamics and Transport Process in River Basin: A Case Study – Saru River, Japan, the 7th Eco-Hydraulics, Topic 13 - Solute and Nutrient Transport and Exchange, No.30, pp.1-10, 2009.
- 13) 長谷川和義:山地河川の形態と流れ、土木学会第24回水工 学に関する夏期研修会講義集, 88-A-8, 1988.