



HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	Sediment pulse発生後における土砂の波状移動と分級現象
Author(s)	宮崎, 知与; 山田, 孝; 丸谷, 知己
Citation	砂防学会誌, 61(2), 5-15 https://doi.org/10.11475/sabo.61.2_5
Issue Date	2008-07
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/67997
Type	journal article
File Information	61(2)_5.pdf



論文

Sediment pulse 発生後における土砂の波状移動と分級現象

Influence of the mobility of the coarse particles on the sediment pulse evolution in torrential rivers

宮崎 知与^{*1}

Tomoyoshi MIYAZAKI

山田 孝^{*2}

Takashi YAMADA

丸谷 知己^{*2}

Tomomi MARUTANI

Abstract

Understanding how sediment supply from lateral source influences on sediment distribution along a channel reach is a key issue for preliminary surveying of sediment disaster. Sediment pulse formed by storm-induced sediment supply from lateral source was investigated for four years after 2003 storm at Kita-iwanai-ninosawa Creek located in a headwater catchment of Tokachi River, Eastern Hokkaido, Japan. Cross-section measuring and sediment sampling were conducted on site, and the relationship between longitudinal changes in sediment volume transformed to a sediment mass curve and grain size distribution was examined. In this paper, the ratio of sediment delivery magnitude (M) against quasi-stream power (Ps) was employed as an efficiency index (M/PS) of sediment transfer. The result is as follows: 1) Although storm-induced sediment pulse formed by quite lots of sediment input is not identified by deference in grain size, sediment pulses gradually reproduced by low-water flow after storm event have characteristics of grain size distribution. 2) Magnitude of sediment delivery with large materials (>75 mm) decreases downstream because of their short travel distance even by flooding. However, selective transport of smaller materials by low-water flow increases the magnitude of sediment delivery. 3) Comparing sediment mass curves, the wave peak by large-magnitude flooding is higher than that by small-magnitude flooding, and the wave length by large-magnitude flooding is shorter than that by small-magnitude flooding. 5) The efficiency index (M/PS) of sediment transfer yielded by storm-induced sediment supply is quite high, but it gradually decreases with time after the initial sediment supply.

Key words : initial sediment pulse and its evolution, particle size sorting, the mobility of the coarse particles, quasi-stream-power, magnitude of the sediment delivery

1. はじめに

山地上流で供給された土砂は、1 出水で流域外へ流出することはなく一部は河道内に滞留する。滞留土砂はその後の出水で再移動することにより、初期の土砂供給から遅れて長い期間にわたり流出する (Nakamura *et al.*, 1995; Madej and Ozaki, 1996; 新谷・黒木, 2001)。しかし、現在、このような長期的土砂流出に対応した砂防計画論や土砂移動の評価法が確立されていない。

山地河川における多くの堆積土砂は、河岸斜面崩壊や支川土砂流出など側方から供給される (Rice, 2001)。側方からの供給土砂の分布は、流域構造、地形・地質条件に強く依存しており、土砂供給規模は出水規模とは必ずしも比例しない。また、山地河川の河床堆積物は、 $d_{84}/d_{16} > 10 \sim 200$ と粒径幅が広く不均質であるといえる。不均質な河床堆積物は、出水規模の違いにより選択的な移動が発生し、山地流域の土砂流出を複雑にしている。山地河川における土砂移動を評価するためには、現地観測データの蓄積、実態の把握と Sediment pulse^{注1) 参照}としてのモデル化が重要である。

Sediment pulse に関する研究には、大規模水理実験や数値解析による Sediment pulse の移動特性解析 (Lisle *et al.*, 1997; Cui *et al.*, 2003 a; Cui *et al.*, 2003 b) や地すべり発生に伴う Sediment pulse の移動特性、粒径変化等の研究 (Lisle *et al.*, 2001; Kodama *et al.*, 2003) が行われている。sediment pulse 発達の初期過程は、水理実験 (Lisle *et al.*, 1997; Cui *et al.*, 2003 a) やシミュレーション計算 (Cui *et al.*, 2003 b) などにより詳しく扱われている。近年では、Brummer and Montgomery (2006) の例をはじめ、現地河川を対象として、sediment pulse 発生後の変化に焦点を当てた研究がある (例えば、Sutherland *et al.*, 2002)。しかし、初期過程から後の土砂移動過程や下流への影響を結び付けて論じられている例は、Kasai *et al.* (2004) の研究を除き報告されていない。

水系を対象とした砂防計画においては、上流の土砂供給源の影響が下流へ伝播する過程を解釈することが必要である。筆者らは、既に、側方からの供給土砂が Sediment pulse を形成するひとつの原因であると捉え、出水に伴う河道内堆積土砂量の分布特性について検討した (宮崎ら, 2007)。そこでの結果は、1 出水による sediment pulse

*1 学生会員 (株)シン技術コンサル Student member, Shin engineering consultant Co., Ltd. (miyazaki@shin-eng.co.jp) *2 正会員 三重大学生物資源学研究所 (前 北海道大学大学院農学研究院) Member, Graduate School of Bioresources, Mie University *3 正会員 北海道大学大学院農学研究院 Member, Graduate School of Agriculture, Hokkaido University

の発生実態であり、それ以降の出水による sediment pulse の変化（とくに、初期の sediment pulse の堆積曲線の変化や土砂供給源から流下方向の sediment pulse の土砂移動量と粒径の変化）は扱われていない。

そこで本研究では、sediment pulse 発生後の変化を出水ごとに追跡し、出水規模や土砂供給条件、とりわけ粒径の差異が土砂移動に与える影響について考察することを目的とした。

2. 調査地の概要

2.1 調査対象地域

本研究の調査対象地として、豪雨直後に側方から供給された土砂によって sediment pulse（以下、初期パルス）が形成された十勝川水系札内川上流北岩内二の沢川を選んだ（図-1、表-1）。本川岩内川合流点付近に位置する岩内川第1号砂防堰堤上流の流域面積は11.51 km²、堰堤から上流2000 m 地点で支川ウエダ川（面積3.29 km²）が合流する（図-3）。流域の地質は、先白亜紀粘板岩、砂岩であり、一部はホルンフェルス化している。また、小面積の花崗岩露頭が本川源頭部に見られる。河床には、この花崗岩露頭を供給源とすると思われる礫径0.5~1.0 m を超える巨礫がみられる。これらの河床堆積物と違い、初期パルスを構成する河床堆積物は、表面最大礫径0.3~0.4 m の粘板岩、砂岩を供給源とする砂礫であった。

2.2 土砂移動の起因となった降雨

初期パルスは、2003年8月台風10号の降雨（岩内二の沢雨量観測所（図-3）における総雨量277 mm）によって発生した（図-2）。この降雨により本川上流3,600~3800 m の右岸側において2箇所で斜面崩壊が発生し、土石流や崩土が本川へ供給された。崩壊の規模は、崩壊発生前後の空中写真判読より、崩壊地面積に平均崩壊深1.0 m を乗じて、それぞれ5200 m³、500 m³、合計5700 m³と見積もられた（図-3）。初期パルス発生以降、2005年9月に総雨量214 mm、2006年10月に総雨量184 mm の2回の大雨が発生した。2005年9月及び2006年10月の出水により初期パルスが変化した。しかし、2006年10月出水は、雨量強度が2005年9月出水より低く、出水規模が小さかったため、このときの移動土砂は、2005年9月出水で移動、堆積した土砂の再移動が主であった。

2.3 調査対象河川概要

北岩内二の沢川の流路延長は6.2 km である（図-3）。ウエダ川合流点下流は、河床勾配1/70~1/30、河幅10~25 m であり、流域内で比較的河床堆積物が多い区間である。一方、ウエダ川合流点上流は、河床勾配1/50~1/10、河幅5~20 m であり、河床堆積物は少なく露岩区間も見られる。4,000 m 地点から上流は、河床勾配1/10以上、河幅10 m 未満の露岩が連続した区間となっており、調査期間中の供給土砂量は少なかったと判断される。

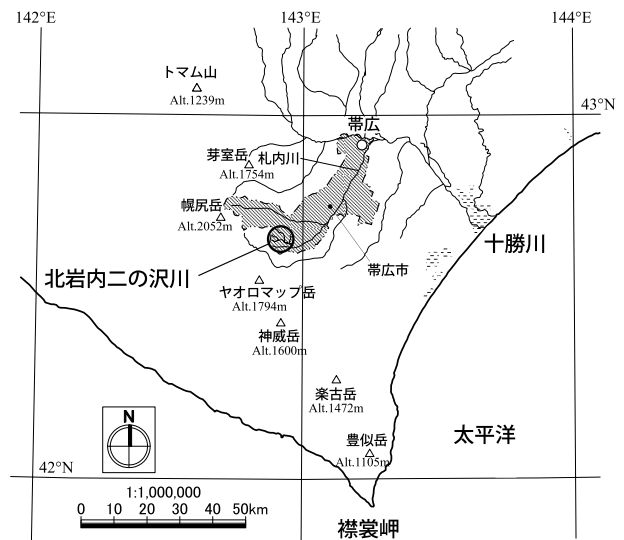


図-1 調査対象箇所位置図

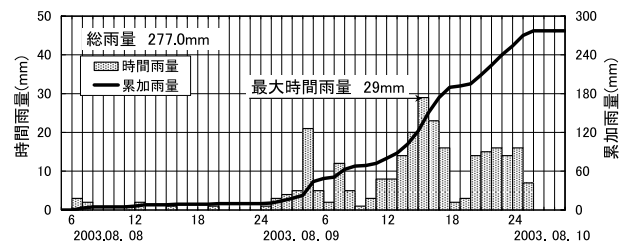
Fig.1 Location of study catchment, Kita-iwanai-ninosawa Creek

表-1 対象流域の概要

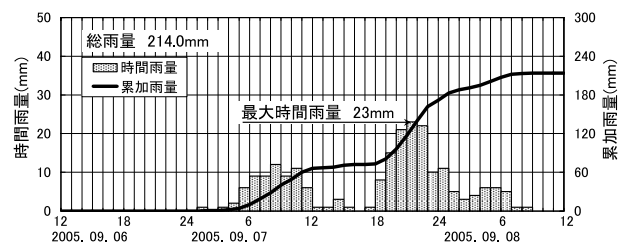
Table 1 Geological and Hydrological characteristics of study catchment

流域面積 A (km ²)	流路延長 L (km)	流域形状 係数 A/L ²	Horton- Strahler の 水流次数 So	流域平均 勾配 (起伏比) I	平均 河床勾配 i	地質条件	砂防・ 治山施設
11.51	6.18	0.30	4	0.19	0.013 ~0.18	先白亜紀粘板岩、砂岩、一部ホルンフェルス化	岩内川第1号砂防堰堤 (1992)

A. 2003.8.8-10



B. 2005.9.6-8



C. 2006.10.6-8

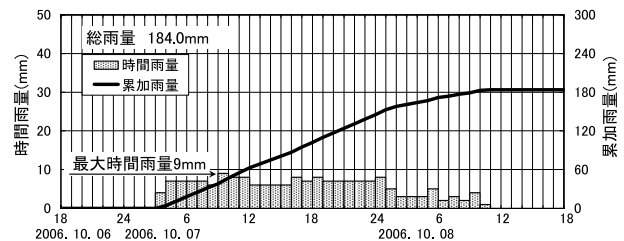


図-2 土砂移動の起因となった降雨

Fig.2 Hourly rainfall distribuaion of Iwanai-ninosawa Meteoology Observetory

支川ウエダ川は、河床勾配 1/25～1/10、河幅 5～20 m であり、本川より急勾配の河川である。2003 年 8 月出水では、1100 m 地点右岸側で斜面崩壊に起因する土石流が発生したが、ウエダ川に流出する前の扇状地部にほとんどの土砂が堆積した（図-3）。よって、ウエダ川本川河道における初期パルスは顕著でなかった。河床堆積物は、2003 年 8 月出水以前から河床に分布していた土砂である。平均粒径は 50～120 mm と本川北岩内二の沢川より粗い粒径であり、露岩区間が多く見られる。

3. 研究方法

3.1 sediment pulse 発生後の変化を対象とした調査

山地河川において、長期間にわたる流出土砂量を sediment pulse を用いて予測するために（宮崎ら，2007），初期パルス発生以降の土砂移動過程と粒径の変化に着目した。本研究対象地においては、初期パルスの供給源からの距離により、河床変動の時期とその粒径変化に異なる影響を及ぼすことが観察されたからである（写真-1）。初期パルスにおける堆積土砂量の判別に、出水前後の空中写真判読や河床堆積地に侵入した樹木の年齢、土砂に埋没した樹木の埋没深さなどを用いた。初期パルス発生以降の河床変動調査は、2005 年 7 月、2005 年 10 月、2006 年 7 月、2006 年 11 月の合計 4 回実施した。

3.1.1 河床変動調査

河床変動調査は、本川 11 本、支川 4 本の定期横断測

量及び本支川 50～100 m おきにスケールを設置してデジタルカメラによる定点撮影を行なった。これにより、各断面における浸食断面積 A_e と堆積断面積 A_d を計測した。河床浸食土砂量 G_e と河道内堆積土砂量 D は、各区分平均断面積に、断面 k ～断面 $(k+1)$ 間の測点間距離 L_k を乗じ、平均断面法により算出した。

3.1.2 河道滞留土砂の粒径調査

粒径調査は、容積サンプリング法によった。容積サンプリング法は、表面礫除去後、表面最大礫径の違いにより掘削量を 135～900 kg として試料を採取した。粒径 75 mm 以上の礫は、現地において 3 軸径と重量を測定した。粒径 75 mm 未満の砂礫は 4 分法により 30 kg 程度になるまで縮分して持ち帰り、室内試験（JIS A 1204）により粒度分析を実施した。調査結果は、現地測定した 75 mm 以上の礫と 75 mm 未満の室内試験結果を合成して粒径別の材料構成比（残留率）を算出した。

3.1.3 調査データの取り扱い

本研究では、現地河川における調査から土砂移動の変化を捉えようとした。そこで、平均断面法で得られるデータの精度を前提として、時間的な瞬間値や 1 横断面の変化ではなく、より長い時間や距離での積算値や平均値あるいは、縦断的な変化傾向として用いることが妥当であると考えられた。よって、出水規模や土砂移動量は、時間積分値あるいは区間平均値として定義した。また、流出土砂量や堆積土砂量はその変化傾向として捉えた。

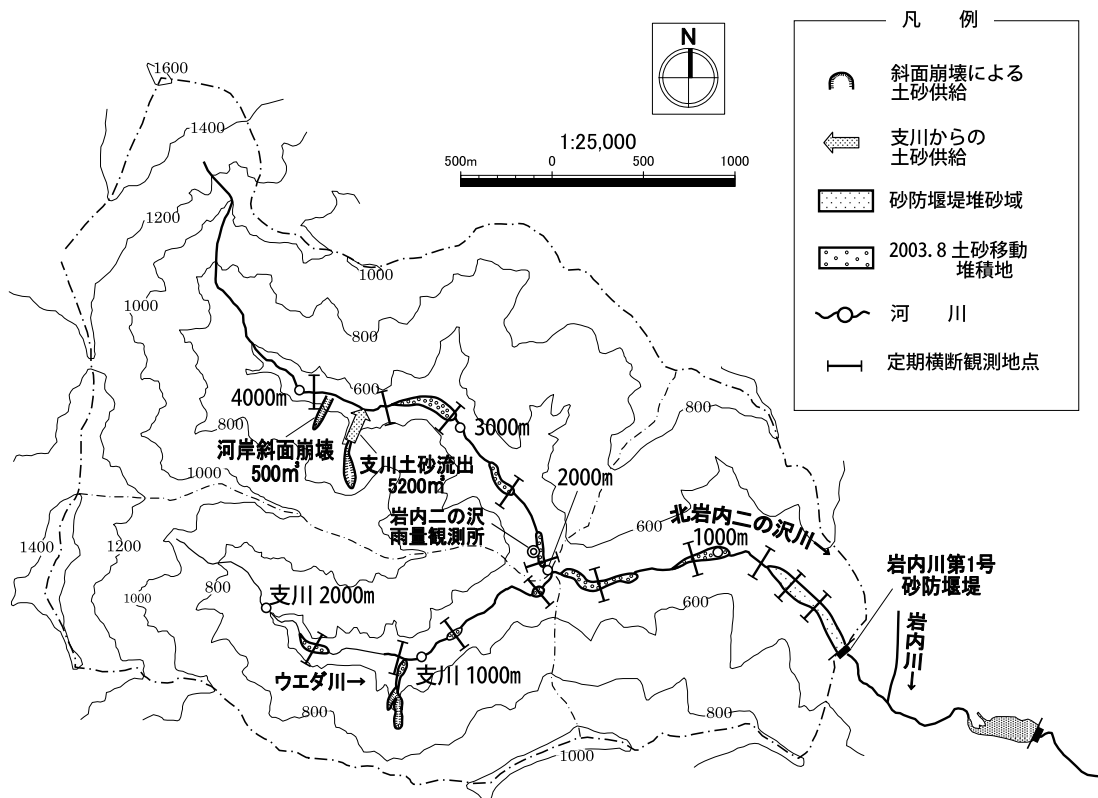


図-3 北岩内川二の沢川流域図

Fig.3 Details of the Kita-iwanai-ninosawa catchment and cross-section survey points

2005 年 7 月



2005 年 10 月



2006 年 7 月



2006 年 11 月



2200m地点: Sediment pulse 発生後における河床の上昇(2005 年 10 月まで)とそれ以降における低下傾向を示す。

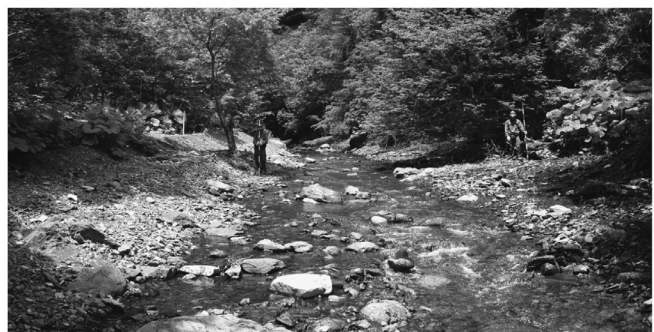
2005 年 7 月



2005 年 10 月



2006 年 7 月



2006 年 11 月



3200m地点: 土砂供給源付近における滞留土砂量が継続して減少した様子を示す。

写真-1 調査期間における河床状況の推移

Photo 1 aggradation and degradation in the different point in the travel distance

3.2 流出土砂量の計算法

河床変動調査結果から土砂収支計算法により 100 m 区間ごとの流出土砂量を算出した。断面 $k \sim$ 断面 $(k+1)$ 間の土砂収支式は、下流側断面 k の流出土砂量を Q_s^k とすれば、(1)式のとおりととなる。

$$\begin{aligned} Q_s^k &= Q_s^{k+1} + G_k^{k+1} - D_k^{k+1} \\ &= Q_s^{k+1} + (G_{bk}^{k+1} + G_{hk}^{k+1} + Q_{trk}^{k+1}) - D_k^{k+1} \dots\dots\dots(1) \end{aligned}$$

ここに、 G ：供給土砂量 (m^3)、 G_b ：河床浸食土砂量 (m^3)、 G_h ：河岸斜面からの供給土砂量 (m^3)、 Q_{tr} ：支川からの流出土砂量 (m^3)、 D ：堆積土砂量 (m^3) を示す。ただし、 Q_s の添え字は断面位置、その他の文字の添え字は区間を指す。

Sediment pulse は、初期パルス形成後の出水によって変化（発達）する。この sediment pulse の発達過程を表現するために、滞留土砂量 S (m^3) を(2)式により定義した。滞留土砂量は、調査以前の堆積土砂量の累計であり、調査以降の移動可能土砂量を意味する。

$$S^n = S^{n-1} - G_b^n + D^n \dots\dots\dots(2)$$

ここで、添え字は出水番号を示す。初期条件は、初期パルスを形成した滞留土砂量とした。ウエダ川合流点から下流の滞留土砂量は、ウエダ川からの流入土砂の影響があり、本川の sediment pulse がはっきりしなかったため、便宜的に初期条件を 0 (m^3) とした。

3.3 出水規模の評価

出水規模の評価には、ストリームパワーを用いた。ストリームパワー Ω (J/ms) は、一般的に、単位長さ（縦断距離）、単位時間あたりの位置エネルギー消費量として(3)式のとおりで定義される (Knighton, 1998)。

$$\Omega = \rho g \cdot Q \cdot I \dots\dots\dots(3)$$

ここに、 ρ ：水の密度 (kg/m^3)、 g ：重力加速度 (m/s^2)、 Q ：流量 (m^3/s)、 I ：対象地点河床勾配。ただし、ここでは、瞬間値ではなく 1 洪水期間中の累積ストリームパワーを表現するため、 Ω を時間 t (s) について積分し、それに比例する「擬似(quasi-)ストリームパワー P_s (m^3)」を次式のとおりで定義した。

$$P_s = A \cdot R_{24} \cdot I \times 10^3 \propto \frac{1}{\rho g} \int \Omega dt \dots\dots\dots(4)$$

ここに、 A ：流域面積 (km^2)、 R_{24} ：24 時間雨量 (mm)。擬似ストリームパワーは、支川合流、降雨規模や河床勾配の影響を考慮することができる。

3.4 堆積曲線と土砂移動量

出水によって変化する sediment pulse の変化特性を表現するために、堆積土砂量の分布を把握した。堆積土砂量の縦断分布形は、土砂供給源や供給土砂量の違いにより変化する (宮崎ら, 2007)。その特徴は、堆積ピークの間隔と高さで表現される。それらが土砂供給源との位

置関係から予測できれば、急激な土砂堆積の発生やその後の下流への影響を知ることができる (新谷, 1971)。この堆積土砂量の縦断分布形を本論では「堆積曲線」と呼ぶ。

粒径の違いによる土砂移動の変化を調べるために、土砂移動量を定義した。土砂移動量は、Bagnold (1977) の流砂効率を応用して評価した。流砂効率 e_b とは、ストリームパワーの内、掃流砂によって消費されるエネルギーの割合を意味し、(5)式により定義される。

$$W_b = e_b \Omega = (\sigma - \rho) g b q_b \tan \phi \dots\dots\dots(5)$$

ここに、 W_b ：掃流砂によって消費される単位長さ、単位時間あたりエネルギー量 (J/ms)、 σ ：砂礫の密度 (kg/m^3)、 b ：河幅 (m)、 q_b ：単位幅流砂量 (m^2/s)、 $\tan \phi$ ：動摩擦係数。これを擬似ストリームパワーと比較するため、時間で積分する ((6)式)。(6)式より水の単位重量当りの時間積分は、流出土砂量と比例関係にあることがわかる。

$$Q_s \propto \frac{1}{\rho g} \int W_b dt = \frac{(\sigma - \rho)}{\rho} \tan \phi (1 - \lambda) \int \frac{b q_b}{1 - \lambda} dt \dots\dots\dots(6)$$

ここに、 λ ：河床堆積土砂の空隙率。さらに、分析対象の「堆積曲線」に対応した区間における土砂移動量を表現するため、区間内における 100 m おきの流出土砂量の平均を考え、これを土砂移動マグニチュード M (m^3) と定義した。(1)式を代入して整理すると(7)式となる。

$$\begin{aligned} M &= \sum_{k=1}^m \frac{\Delta L \cdot Q_s^{k-1}}{L} \\ &= \frac{1}{L} \sum_{k=1}^m \{k \cdot \Delta L \cdot (G_{k-1}^k - D_{k-1}^k) + L \cdot Q_s^m\} \dots\dots\dots(7) \end{aligned}$$

ここに、 L ：対象区間延長 (m) であり $L = m \Delta L$ 、 Q_s^m は対象区間上流端における流入土砂量を示す。 $k \Delta L$ は、土砂供給位置から下流端までの流下距離を指す。よって、 M は、区間内の供給土砂が全て区間外へ流出したときに消費されるエネルギーから実際は消費されなかったエネルギーを差し引いたものと解釈できる。よって、 M は供給された土砂がエネルギーを消費した結果であり、堆積曲線に対応した土砂移動量を表現する。

4. 調査結果

4.1 河道滞留土砂の波状移動

調査期間中における滞留土砂量の縦断変化について流域下流端を 0 m として図-4 に示す。2003 年 8 月に発生した初期パルスは、2005 年 9 月の出水により変化した。初期パルスを形成した滞留土砂量は減少し、下流 2,200 ~ 2,400 m 地点に新たな堆積ピークを形成した。2,000 m 地点より下流側では、支川ウエダ川からの流入土砂を加え、1,500 m 地点に堆積ピークが形成されている。

その後、2006年10月出水までの変化は、初期パルスの変化は少なく、2005年9月出水時に堆積した土砂が浸食され、再移動していることを示している。

図中の横断模式図は、土砂供給源からの距離の異なる3断面についての变化を示す。土砂供給源付近(3,100 m地点)の横断形は、2005年9月の出水前、幅が約5~7 mあった流路で河岸浸食が発生し、14 mに拡幅した。2006年10月の出水規模は、2005年9月の出水より小さかったため、側方の浸食は発生せず、元あった流路幅見合いで最大0.9 mの縦浸食が発生した。2,400 m地点においては、2005年9月出水により高さ1.1 mの堆積地を形成し、2006年11月の調査までに堆積地の浸食と流路部分の堆積が発生した。1,400 m地点は、当初、最大礫径300~500 mmの大径礫に覆われた河床であった。

2005年9月出水により、細粒土砂によって礫間が満たされ、その後の出水ではほぼ元の河床状況に戻った。粒径300 mm以上の大径礫は、2005年7月以降の出水によりほとんど移動していないことが観察された。

土砂収支式((1)式)により算出された流出土砂量の分布を図-5に示す。2003年8月及び2005年9月出水における土砂供給は、側方からの土砂供給や初期パルスを形成した滞留土砂の再移動であった。土砂供給地点より下流では流出土砂は増加するが、それぞれの供給源から200~700 m下流で減少した。一方、2005年9月以降の出水は、小規模な2006年融雪出水と2006年10月出水であった。この2回の出水における流出土砂の供給源は、初期パルスを形成した滞留土砂ではなく、主として2005年9月出水時に堆積した土砂の再移動であった。よって、

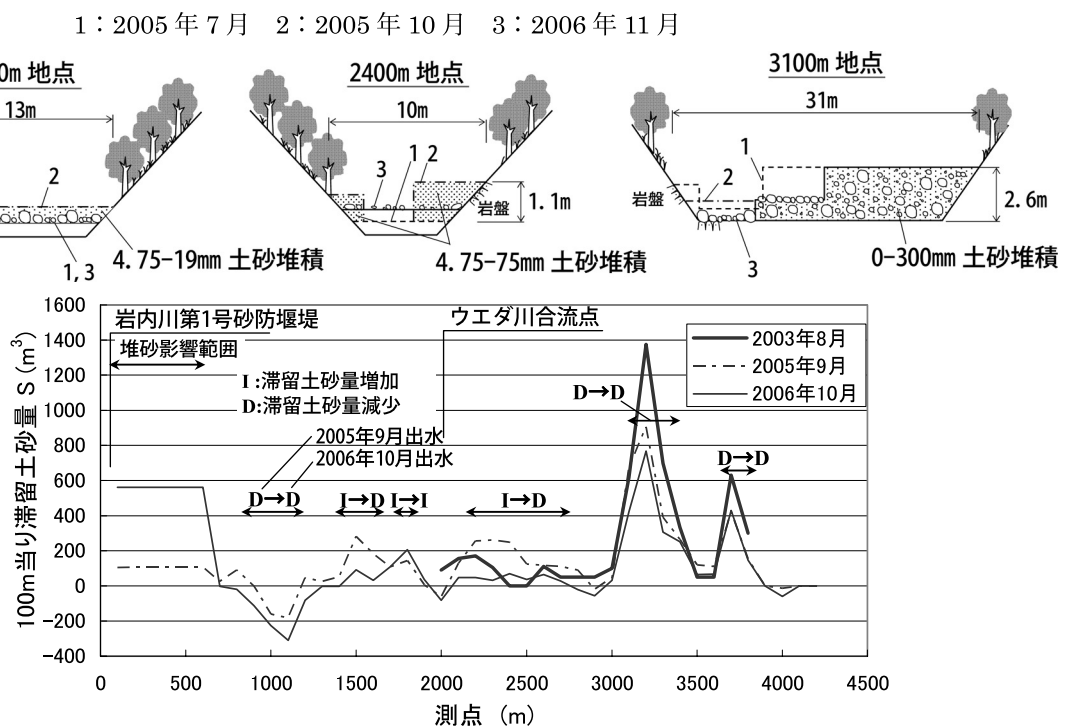


図-4 Sediment pulse の発生・伝播と滞留土砂量変化

Fig. 4 Longitudinal changes in sediment stored volume and cross sectional changes at 1400 m, 2400 m and 3100 m

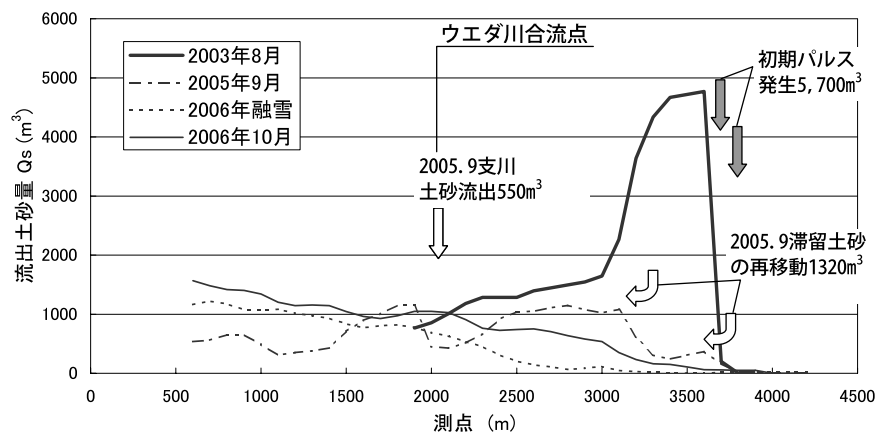


図-5 流出土砂量分布図

Fig. 5 Longitudinal changes in sediment discharge

単位距離当りの供給土砂量は少なかった。ただし、土砂供給が長い距離で連続し、堆積土砂量が少なかったため、流下方向の流出土砂量が増加した。

Sediment pulse 発生後における滞留土砂の変化を表す河床変動量を図-6に示す。3,200~3,800 mにおいては、初期パルス発生に伴い多量の土砂が滞留していた。2005年9月出水においては、この滞留土砂が浸食された。2006年融雪出水や2006年10月出水では、2005年9月出水により堆積した箇所(600~700 m, 1,100~1,200 m, 1,400~1,600 m, 1,700~1,900 m, 2,100~2,500 m, 2,700~2,800 m, 3,000~3,200 m, 3,500~3,600 m)で浸食が発生している。よって、堆積土砂は、その直後の出水で再び浸食されやすい傾向を示している。堆積曲線のピーク箇所を出水別に示すと2005年9月の出水とそれ以降の出水で大きな違いが見られる。2005年9月の出水では、ウエダ川合流点上流の堆積ピーク箇所数が4箇所(2,400, 2,800, 3,100, 3,550 m)、下流4箇所(700, 1,200,

1,500, 1,800 m)、合計8箇所の堆積ピークが認められる。一方、2006年融雪出水及び2006年10月出水の堆積ピーク数は、それぞれ、3箇所(600, 1,800, 2,950 m)、5箇所(700, 1,200, 1,800, 2,600, 3,300 m)と少なくなっている。また、堆積ピーク数の減少とともに、堆積ピーク高(「堆積曲線」の高さ)も低くなっている。2006年10月出水の擬似ストリームパワーは、2005年9月出水の約0.8倍であり、2006年融雪出水の規模は、2006年10月出水よりさらに小さかったと推定される。また、2006年融雪出水や2006年10月出水では、滞留土砂の粒径調査結果から、主として75 mm未満の細かな粒径の土砂移動であったと推測された。

4.2 土砂供給源から流下方向の粒径変化

初期パルスを形成した土砂の粒径調査結果を図-7に示した。100 m 当たり堆積土砂量に各粒径の材料構成比(図-7)を乗じて粒径別の堆積土砂量を算出した(図-8)。初期パルスを構成する粒径別の堆積ピーク位置は、どの粒径階の土砂も供給源から500 mと一致している(表-2)。よって、初期パルスにおいては、流水の掃流力が各粒径階の限界掃流力よりも大きく、停止限界に至る時間のずれが少なかったため、粒径の分級は顕著でな

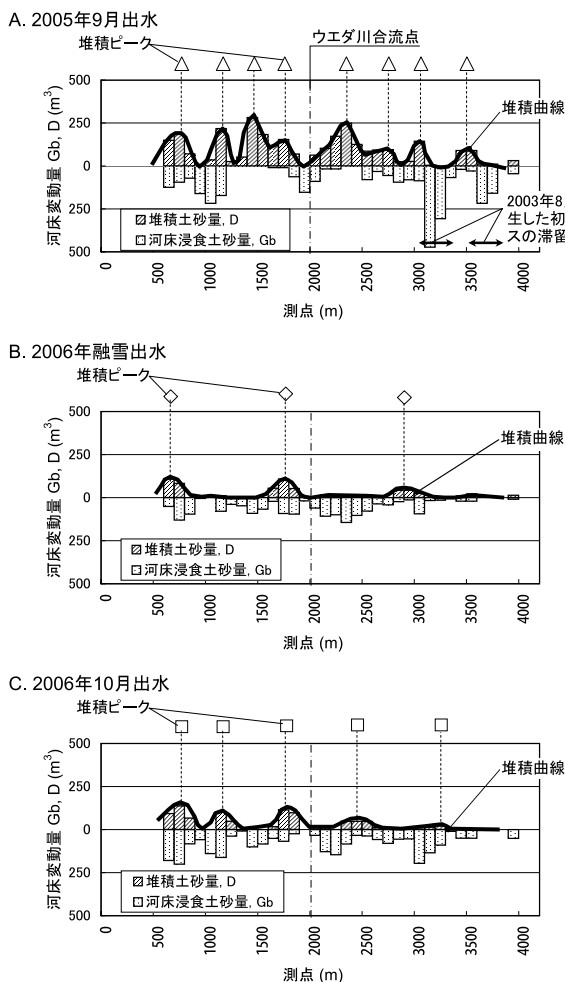


図-6 浸食・堆積土砂量分布図

Fig.6 Longitudinal changes in accumulated and yielded sediment volumes. Each Symbol ($\triangle$, $\diamond$, $\square$) above the figure represents the peaks of the accumulated sediment at the event, September 2005, snowmelt season 2006 and October 2006, respectively.

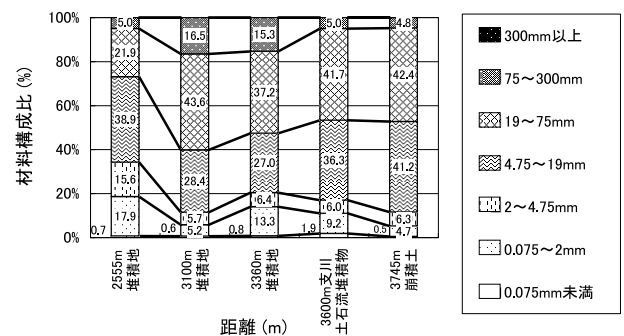


図-7 初期パルスの縦断粒径変化

Fig.7 Longitudinal changes in the grain size distributions of the initial sediment pulse

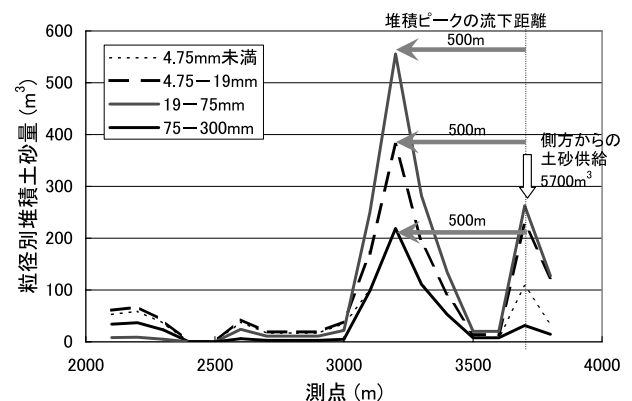
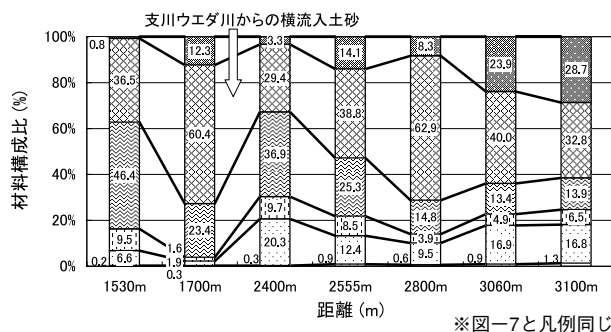


図-8 2003年8月出水における粒径別堆積土砂量分布

Fig.8 Longitudinal changes in the accumulated sediment volumes of the different grain size classes in the 2003 event. The travel distance of coarse grain size class (75-300 mm) from the sediment supplied point is equivalent to the one of the other finer grain size class.

かった。

2005年9月の出水における流下方向の粒径調査結果は図-9のとおりであった。2003年8月の出水と同様に粒径別の堆積土砂量分布図を作成した(図-10)。4.75 mm以上の礫については、粒径の違いにより土砂供給源を起点とした流下距離に違いがあると見られる。2005年9月出水では、滞留土砂の多い区間(3,200~3,800 m)から1,320 m³が供給された。その範囲のほぼ下流端となる3,200 m地点を起点として考えた。その結果、粒径75~300 mm, 19~75 mm, 4.75~19 mmの堆積ピーク



※図-7と凡例同じ

図-9 2005年9月滞留土砂再移動における縦断粒径変化
Fig.9 Longitudinal changes in the grain size distributions of the reworking of the stored sediment in 2005 flood event.

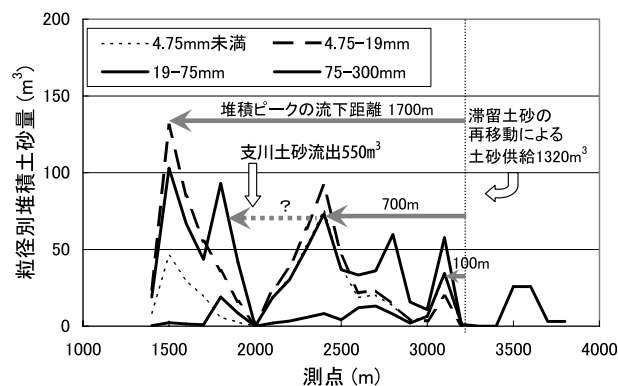


図-10 2005年9月出水における粒径別流下距離の違い
Fig.10 Longitudinal changes in the accumulated sediment volumes of the different grain size classes. In this figure, difference of the travel distance from the sediment supplied point in each grain size class is described by the arrows

表-2 出水の違いによる粒径別の流下距離

Table 2 Comparison of the travel distance between the different grain size classes

初期の Sediment pulse 発生以降の出水	土砂堆積ピークの流下距離 (m)		
	4.75~19 mm	19~75 mm	75~300 m
a. 2003.8 出水による初期パルス形成した滞留土砂	500	500	500
b. 2005.9 出水による滞留土砂の再移動	1700	700	100

の流下距離は、それぞれ100 m, 700 m, 1700 mである(表-2)。2,000 m地点下流は、上述のとおり支川土砂流出の影響を受けている。2,000 m地点下流の19~75 mmの堆積ピークは、本川と支川ウエダ川からの土砂流出が混在した結果である。2005年9月出水における粒径75~300 mmの堆積ピークの流下距離は、2003年8月出水時より400 m短くなった。よって、出水規模の違いにより、粒径階別の土砂の流下距離が異なることが示唆される。

その後の土砂移動は、出水規模が小さく初期パルス形成した滞留土砂の再移動は少なかった。主として2005年9月出水において再移動し、流下方向に分級して細くなった土砂(75 mm未満)が浸食されている。砂防堰堤堆砂域500 m地点における粒径の時系列変化は徐々に細粒化しており、2006年10月には75 mm未満の土砂が99%を占めた(図-11)。一方、土砂供給源に近い2,555 m地点の粒径は、徐々に粗粒化しており、75 mm未満特に粒径4.75~75 mmの移動しやすい礫の割合が減少した(図-12)。

4.3 土砂供給条件と土砂移動量の変化

出水の違いによる土砂供給条件と土砂移動量の変化を調べるため、供給土砂量 G 、擬似ストリームパワー P_s

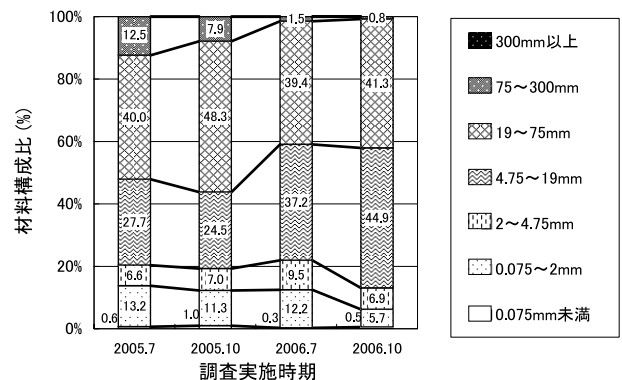


図-11 500 m地点の時系列粒径変化
Fig.11 Temporal changes in the grain size distributions at 500 m from the erosion control dam

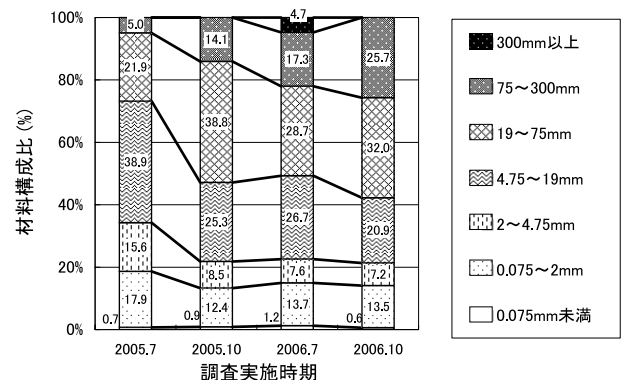


図-12 2555 m地点の時系列粒径変化
Fig.12 Temporal changes in the grain size distributions at 2555 m from the erosion control dam

及び土砂移動マグニチュード M の組み合わせから、2種類の指標を考えた。

- 1) Ps/G ：土砂供給条件を相対的に示す。値が小さいとき土砂供給が過剰な状態 (transport limited), 値が大きいとき土砂供給が不足した状態 (supply limited) を示す。
- 2) M/Ps ：擬似ストリームパワーによる土砂の動きやすさ, あるいは, 相対的な土砂移動量を示す。値が大きいとき土砂供給発生・流出傾向, 値が小さいとき土砂供給抑制・堆積傾向を示す。

支川ウエダ川合流点 (2,000 m 地点) を境界として上下流に区間分けして, 上記の指標を算出した (表-3)。初期パルス発生後の変化量を示す他河川の例として, 河道滞留土砂の浸食を主な供給源として発生した著保内川の土砂移動も表-3 に示した (宮崎ら, 2007)。

5. 考察

5.1 粒径の変化がもたらす土砂移動への影響

土砂の移動粒径の変化による流出土砂量分布の変化について考察する。Sediment pulse 発生以降の土砂移動においては, 粒径別の流下距離に違いがあり, 移動土砂の分級が発生した (図-10)。流下方向の流出土砂量の変化は, 移動粒径階の違いに対応して変化した。粒径階が大きな土砂 (75~300 mm) の移動を伴う土砂流出 (初期パルスと 2005 年 9 月の土砂流出) では, 流下距離が短い粗粒土砂が堆積するため, 流出土砂量が流下方向に減少した (図-5)。また, 粒径階が小さな (75 mm 未満) 土砂の粒径選択的な土砂流出 (2006 年融雪出水と 2006 年 10 月出水による土砂流出) では, 少ない土砂供

給でも流下距離が長い場合流出土砂量が流下方向に増加したと考えられる。

次に, 初期パルス発生以降における土砂供給条件の変化について考察する。表-3 に示すデータをもとに横軸に供給土砂量, 縦軸に擬似ストリームパワーを取りプロットした (図-13)。2006 年 10 月の出水以前には, 2006 年融雪出水が発生した。よって, 2006 年融雪出水と 10 月出水をひとつの出水と捉え, 両出水における供給土砂量 G を足し合わせた値もプロットした。このときの土砂移動マグニチュードも 1 出水により消費されたと考え, たし合わせた。

図中において原点からの傾きが小さくなれば, Ps/G が小さくなり, 供給過剰の transport limited に近づく。また, 傾きが大きくなれば供給不足の supply limited に近づくことを示している。2,000~3,800 m における初期パルス発生以降の Ps/G は, 6~11→10~30 まで増加

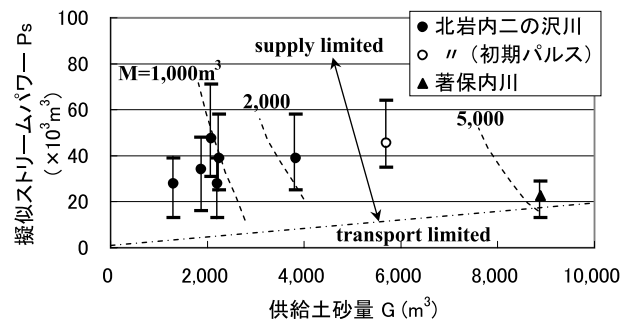


図-13 G- Ps 平面における土砂移動マグニチュードの分布
Fig.13 Distribution of the magnitude of sediment transport (M) related with the sediment supplied volume (G) and the quasi-stream-power (Ps)

表-3 支川ウエダ川合流点 (2000 m) 上下流のデータ一覧表

Table 3 Results of supplied sediment volume (G), quasi-stream power (Ps), sediment discharge (Qs), the peak of the accumulated sediment volume (Dp) and the magnitude of the sediment transport (M)

初期の Sediment pulse 発生以降の出水	対象区間	供給土砂量 G (m^3)	擬似ストリー ムパワー Ps ($\times 10^3 m^3$)	Ps/G	流出 土砂量 Qs (m^3)	流出率 $r=Qs/G$	堆積ピーク 間隔 λ (m)	堆積 ピーク高 DP (m^3)	土砂移動マグ ニチュード M (m^3)	M/Ps ($\times 10^{-2}$)	備 考
a. 2003. 8 出水による 初期パルスを形成 した滞留土砂	2,000 m - 3,800 m	5,700	35-64	6-11	850	0.15	500 - 1000	170 - 1380	2,170	3.4-6.2	24 時間雨量 263 mm 最大時間雨量 29 mm
b. 2005. 9 出水による 滞留土砂の再移動	2,000 m - 3,800 m	1,870	16-48	9-26	450	0.24	300 - 450	90 - 250	690	1.4-4.3	24 時間雨量 197 mm 最大時間雨量 23 mm
	600 m - 2,000 m	2,080	31-71	15-34	540	0.26	300 - 400	150 - 280	660	0.92-2.1	
c. 2006 融雪出水による 滞留土砂の再移動	2,000 m - 3,800 m	900	-	-	690	0.76	1150	40	170	-	主に融雪期の 出水による土 砂移動
	600 m - 2,000 m	1,590	-	-	1,160	0.73	1100	110	960	-	
d. 2006. 10 出水による 滞留土砂の再移動	2,000 m - 3,800 m	1,300	13-39	10-30	1,050	0.81	800	20 - 50	530	1.4-4.1	24 時間雨量 161 mm 最大時間雨量 9 mm
	600 m - 2,000 m	2,240	25-58	11-26	1,570	0.7	400 - 600	100 - 140	1,200	2.1-4.8	
1998 年出水におけ る著保内川の周期型 堆積曲線	0 m - 2,000 m	8,880	13-29	1-3	6,480	0.73	700 ¹⁾	220 - 830	5,250	18.1-40.4	24 時間雨量 290.5 mm 最大時間雨量 71 mm

1) 著保内川における堆積ピーク間隔は, 自己相関解析による波長として評価された数値である。

しており(表-3)、移動可能土砂(滞留土砂量)の減少(図-4)と河床表面の粗粒化(図-12)により、supply limited な状態に推移したものと考えられる。著保内川における P_s/G は、1~3 と北岩内二の沢川と比較して小さい。しかし、河道滞留土砂の浸食を供給源とする土砂移動では、洪水流による浸食に起因して土砂が供給されるため、供給過剰となることは起こらないと考えられる。著保内川の P_s/G が小さくなった理由は、出水前に移動可能な土砂が十分にあり、土砂が縦断的に複数の箇所あるいは長い距離に渡って供給され、多量の土砂が供給されたためと考えられる。

各データの土砂移動マグニチュード M から、 M の等値線(図-13の点線)を描いた。この等値線から、 M は G の増加に比例して増加していることがうかがえる。これは、移動可能な土砂が十分にあり、出水に見合った量の土砂が供給され、 M が増加することを示すと考えられる。一方、擬似ストリームパワー P_s が増加したとき、 M の増加は少ない。これは、 M が、 P_s より G の増減により大きく変化することを示している。 P_s の増加は、土砂の流下距離の増加により M の増加に寄与するが、 P_s の増加に比例して M は増加せず、結果として M/P_s が低下することを意味していると思われる。

初期パルスとそれ以降の土砂移動の違いを擬似ストリームパワー P_s に対する相対的な土砂移動量 M/P_s から比較する(表-3)。初期パルスでは、 $M/P_s = 3.4 \sim 6.2 \times 10^{-2}$ と相対的に大きい。その後の土砂移動では、supply limited な条件へと推移したため、 $M/P_s = 0.9 \sim 4.8 \times 10^{-2}$ と低下している。しかし、2006年10月の出水における600~2,000 mの M/P_s は、 $2.1 \sim 4.8 \times 10^{-2}$ と比較的高くなっている。これは、粒径の小さな75 mm未満の土砂が長い距離を移動したため、結果的に M/P_s が高くなったと考えられる。2006年10月の出水における2,000~3,800 mの M/P_s は、下流600~2,000 mほど高くならなかった。これは、2006年融雪出水により、細かな土砂が流出してしまい($M = 170 \text{ m}^3$ を消費)、2006年10月の出水時に移動可能な土砂が少なくなっていたためと考えられる。

5.2 初期パルス発生後における堆積曲線の変化

Lisle and Church (2002) は、既往の研究成果から sediment pulse の発達過程を2つに区分した。一つは、粒径の選択的供給が起こらず河床堆積物の粗粒化が顕著でない sediment pulse 発達の初期過程、もう一つは、滞留土砂の減少と河床堆積物の粗粒化により浸食が抑制され、土砂流出速度(単位時間当たり、例えば年間の流出土砂量)が低下する過程とした。この前者を transport limited (Phase I)、後者を supply limited (Phase II) と定義した。Brummer and Montgomery (2006) は、大規模地すべりによって発生した sediment pulse を対象として調査を行い、その後の河床地形と粒径のモニタリングにより、河床材料の粗粒化過程を明らかにした。彼らは、

Lisle and Church (2002) の区分に言及し、Phase I はおよそ1~2年の急速な下方浸食、Phase II はアーモークト形成による下方浸食抑制と横方向浸食による河幅拡幅の顕著な時期とした。北岩内二の沢川で観察された sediment pulse は、Phase I が2003年8月~2005年9月出水以前まで、Phase II が2005年9月出水とそれ以降の変化に相当するといえる。よって、初期パルスが形成された付近(影響範囲)の変化は、Lisle and Church (2002) の区分とほぼ一致した変化となったことがわかる。

初期パルス発生以降、特に初期パルスの影響範囲から下流の土砂移動については、現地で直接調べられた例がほとんどなく不明点が多い。Sediment pulse は、移動より分散が卓越する特徴を持っている(Lisle et al., 2001)。よって、今回対象とした初期パルスの影響は、流下距離が2 kmを超えると、別な供給源からの土砂と混在し、ほとんどわからなくなる。一方、出水別の堆積曲線をみると、初期パルスの土砂供給源から流下方向に増減を繰り返す(図-6)。この堆積曲線としての波形の変化は、出水規模、供給土砂量及び移動土砂の粒径の違いにより変化した。sediment pulse 発生後の変化を堆積曲線の変化として捉えることは、sediment pulse の下流への影響を分析するためのひとつの方法として考えられる。

仮に、堆積曲線を波形として捉えれば、堆積ピーク間隔は波長、堆積ピーク高は振幅として理解される。著保内川で観測された堆積曲線について自己相関解析を行なった結果、波長は700 mであった(宮崎ら, 2007)。振幅は、北岩内二の沢川における2005年9月の出水で形成された堆積ピーク高のおよそ3倍であった。振幅が大きい箇所における粒径は、300 mm以上の大径礫を含んでいた。これは、大径礫の堆積により堆積曲線のピーク高が高くなり、振幅を増加させた可能性を示している。このような、堆積曲線の波形と粒径階別の土砂移動との関係が分析できれば、sediment pulse の下流への影響について、粒径を考慮した評価が可能になると考えられる。

6. おわりに

本研究により、sediment pulse 発生後における変化、特に、粒径階別の土砂移動について、いくつかの情報が得られた。上流の土砂供給源における土砂の下流への影響について調べるためには、堆積曲線の波形の変化要因を明らかにする必要がある。これには、山地河川における土砂移動実態の把握(データの蓄積)と sediment pulse としてのモデル化による分析が必要と考えている。

本研究により、以下のことが明らかになった。

- 1) 初期パルス発生時においては、出水規模が大きいいため、流水の掃流力が各粒径階の限界掃流力よりも大きい。また、停止限界に至る時間のずれが少なかったため、粒径の分級は顕著でない。初期パルス発生以降においては、粒径別の流下距離の違いにより移動土砂の分級が発生する。流下距離は粒径階の大き

な礫ほど短いと確認できた。

- 2) 粒径 75 mm 以上の大きな礫が移動するときは、流下距離が短い移動成分が存在するため、流出土砂量は流下方向に減少するが、小規模な出水時でも流下距離の長い細かな粒径階が選択的に供給されるとき、流出土砂量は流下方向に増加した。
- 3) 堆積曲線の形状を比較すると、出水規模が大きく粒径階が大きな土砂が移動するとき、堆積ピーク高が高くなった。また、出水規模が小さく流下距離が長い細かな粒径階の土砂移動では、堆積ピーク高が低く堆積ピーク間隔が長くなった。
- 4) 初期パルスが発生した後、側方から新たな土砂供給が発生しなければ、滞留土砂量（移動可能土砂量）の減少と河床表面の粗粒化により、土砂供給が不足した条件（supply limited）に推移した。
- 5) 初期パルスは、 M が大きく M/P_s も高い。初期パルス発生以降では、初期パルスを形成した滞留土砂（移動可能土砂）が小規模な出水により再移動した。出水ごとに土砂供給が不足した条件に推移したため、 M は低下し M/P_s も低下した。ただし、細粒土砂が選択的に供給されれば、土砂が動きやすくなり、 M/P_s が一時的に高くなった。

最後に、本研究のデータの一部は、北海道開発局帯広開発建設部の委託業務成果品（受注機関：(株)シン技術コンサル）を使用して行なったものである。本論文を作成するに当たり、資料の使用を快諾して下さった北海道開発局帯広開発建設部の関係各位に深謝の意を表する。

引用文献

- 新谷 融 (1971)：荒廃溪流における土石移動に関する基礎的研究，北大農演研報，第 28 巻 第 2 号，p. 193～258。
- 新谷 融・黒木幹男 (2001)：流域動態の認識とその方法，北海道大学図書刊行会，pp. 134～156。
- Bagnold R.A.(1977)：Bed Load Transport by Natural Rivers, Water Resources Research, Water Resources Research, Vol.13 No.2, p.303～312。
- Brummer C.J. and Montgomery D.R.(2006)：Influence of coarse lag formation on the mechanics of sediment pulse dispersion in a mountain stream, Squire Creek, North Cascades, Washington, United States, Water Resources Research, Vol.42 W 07412, p.1～16。
- Cui Y., Parkar G., Lisle T.E., Gott J., Hansler-Bal M.E., Pizzuto J. E., Allmendinger N.E. and Reed J.M. (2003 a)：Sediment pulses mountain rivers：1.Experiments, Water Resources Research, Vol.39 No.9, p.3～12。
- Cui Y., Parkar G., Pizzuto J.E. and Lisle T.E. (2003 b)：Sediment pulses mountain rivers：2.Comparison between experiments and numerical predictions, Water Resources Research, Vol.39 No.9, p.4～11。
- Hoey T.(1992)：Temporal variations in bedload transport rates and sediment storage in gravel-bed rivers, Progress in Physical

- Geography, 16(3), 319～338。
- (株)シン技術コンサル (2006)：十勝川直轄砂防事業の内岩内川溪岸溪床調査業務 報告書，pp.43, pp.114, pp.272。
- (株)シン技術コンサル (2007)：十勝川直轄砂防事業の内岩内川河床調査業務 報告書，pp.228, pp.302。
- Kasai M., Marutani T., Brierley G. (2004 a)：Patterns of sediment slug translation and dispersion following typhoon-induced disturbance, Oyabu Creek, Kyushu, Japan, Earth Surface Processes and Landforms, 29, p.59～76。
- Knighton D.(1998)：Fluvial forms and processes, Arnold, pp.106, pp.133～135。
- Kodama Y., Kobayashi T., Inoue T., Tashiro K. and S halkowski A.(2003)：Sediment pulse migration and stopping along the Sendai River, Japan, American Geophysical Union, Fall meeting 2003。
- Lisle T.E., Pizzuto J.E., Ikeda H., Iseya F. and Kodama Y.(1997)：Evolution of a sediment wave in an experimental channel, Water Resources Research, Vol.33 No.8, p.1971～1981。
- Lisle T.E., Cui Y., Parker G., Pizzuto J.E. and Dodd A.M.(2001)：The dominance of dispersion in the evolution of bed material waves in gravel-bed rivers, Earth Surface Processes and Landforms, 26, p.1409～1420。
- Lisle T.E.(2002)：Sediment transport-storage relations for degrading, gravel bed channels, Water Resources Research, Vol.38 No.11, p.1～14。
- Madej M.A. and Ozaki V.(1996)：Channel response to sediment wave propagation and movement, redwood creek, California, USA, Earth Surface Processes and Landforms, Vol. 21, p.911～927。
- Nakamura F., Maita H. and Araya T.(1995)：Sediment routing analyses based on chronological changes in hillslope and riverbed morphologies, Earth Surface Processes and Landforms, Vol.20, p.333～346。
- 宮崎知与・榊林基弘・山田孝・丸谷知己 (2007)：Sediment pulse に起因する山地流域非平衡土砂流出の実態，砂防学会誌，Vol.59, No 5, P. 3～14。
- Rice S.P., Greenwood M.T. and Joice C.B.(2001)：Tributaries, sediment sources and the longitudinal organization of macroinvertebrate fauna along river systems, Can.J.Fish.Aquat. Sci.,58,p.824～840。
- Sutherland D.G., Ball M.H., Hilton S.J. and Lisle T.E.(2002)：Evolution of a landslide-induced sediment wave in the Navarro River, California, Geological Society of America Bulletin, Vol.114 No.8, p.1036～1048。

注 1) sediment pulse：広義の sediment pulse とは、土砂流出速度や流砂量が、時間的に変化する非定常な現象の総称をさす。個々の土粒子の動きから砂州の移動など大規模河床変動まで、礫床河川における土砂のパルス形成に寄与していると考えられる (Knighton D., 1998；Hoey T., 1992)。よって、様々な時間スケール、空間スケールの現象に適用される。本研究においては、斜面崩壊や支川土砂流出により供給される多量の土砂とその下流への伝播を sediment pulse (または wave) と捉えている。出水別の堆積土砂量分布で表現される堆積ピーク (小さなパルス) も sediment pulse の 1 種と考えられるが、混同を避けるため「堆積曲線」と定義した。また、出水ごとに変化する堆積曲線で捉えられる移動形態を土砂の「波状移動」と呼んだ。

(Received 12 July 2007 ; Accepted 4 April 2008)