

# 出水時における土砂の浮遊実態—長良川を例として

## OBSERVED CHARACTERISTICS OF SUSPENDED SAND AND SOIL DURING A FLOOD RUNOFF IN THE NAGARA RIVER

久保田 稔\*・高木 不折\*\*・河村 三郎\*\*\*

By Minoru KUBOTA, Fusetsu TAKAGI and Saburo KOMURA

The authors observed the characteristics of suspended sediment in the Nagara River for three years since 1979. The suspended sediment consists of the suspended load and the wash load, and the former grain size composition is related to the bed material and its concentration is governed by the flow rate, the latter turbidity is governed by the upslope supply rate. The authors examined the suspending aspects of both the suspended load and the wash load by using measured field data. Namely, the characters of the suspended load have been examined under the idea of interchangeability with the bed material, and it has been demonstrated that the mean grain size is about 0.2 mm to 0.3 mm and standard deviation of grain composition is nearly constant. While a generative process of wash load has been examined with a simple mathematical expression, and the results show that the wash load is characterized by the upslope supply sources.

### 1. はじめに

わが国の河川における年間土砂流出量は、その多くが洪水時の出水に伴うものであり、多い河川になると一洪水だけでも1000万 $\text{m}^3$ という多量の土砂を流出する<sup>1)</sup>。さらに、その総流出量のうち、浮遊土砂が大きな割合を占めている。

これらの土砂生産源は、主に上流域における山崩れ、斜面崩壊および斜面侵食である。このような生産土砂は、川を流下するにつれて流水によってふるい分けられ、河床材料の粒度分布は、その流水に見合った分布になる。

河床材料には、砂粒分以外に、シルト・粘土分などの土粒子分も含まれてはいるが、土粒子分は流送されやすく、貯水池、湖沼あるいは河口などの静水域以外では、土粒子粒度が河床粒度全体に占める割合はきわめて少ない。言い換えれば、このような土粒子分の流送は河床材料と交換しつつ行われるのではなく、浮遊状態で行われているものと考えられる。

出水時に流域内の侵食によって生成され、流送される浮遊土砂には、河床材料とあまり交換せず流下する土粒子分と河床材料と交換しつつ流下する土砂とが混在している。

上述のような出水時における浮遊土砂と河床材料との交換性の有無は、土砂の河床への沈降特性とかわかり、土砂の浮遊様式にかなりの差異を生じるものと考えられる。さらに、土砂の浮遊様式の差異が、総浮遊流送土砂量の算定に大きく関与することを想起すると、河床材料との交換性の観点より、土砂の浮遊様式を検討する必要がある。しかしながら、村本を中心とした一連の研究<sup>2)</sup>および金屋敷の研究<sup>3)</sup>以外、これまでの土砂の浮遊様式に関する実証的研究は、浮遊土砂と河床材料との交換性、言い換えれば浮遊土砂の生産源との関係についてはあまり配慮されていないようである。

著者らは、河床材料との交換性の観点から、浮遊土砂の実態を理解し、その生産源との関係を考察することが、総浮遊流送土砂量の算定精度を向上させる端緒の1つとなるものと考えた。そこで、長良川を選定し、1979年から3年間、出水ごとに浮遊土砂の実測を行ってきた。実測の技術的限界と測定精度の問題もあって、この論文では、土砂浮遊の微細な構造には言及し得ないが、巨視的観点から、土砂の浮遊様式に検討を加えている。

\* 正会員 工修 大同工業大学助教授 建設工学科  
(〒457 名古屋市南区白水町40)

\*\* 正会員 工博 名古屋大学教授 工学部土木工学科  
(〒464 名古屋市千種区不老町)

\*\*\* 正会員 工博 岐阜大学教授 工学部土木工学科  
(〒501-11 岐阜市柳戸1-1)

## 2. 浮遊砂と浮遊土粒子

河床材料と交換する成分は、河川を流下する過程で幾度も繰り返して、河床材料と交換しつつ浮遊流下する。ある地点におけるある時刻での浮遊状態はこのような過程の結果としてその地点での河床の状態と密接な関係があるはずである。一方、河床材料と交換せずに流下する成分については、その浮遊特性は、かなり上流部でのその発生、生成特性を反映しているはずである。

実測データから、浮遊土砂をこれら2つの成分に明確に分離することは難しい。そこで、本論文では第1段階として、実際の河床にはシルト、粘土分がきわめて少ないことに注目して、実測した浮遊土砂を砂粒子分とシルト分以下とに区分した。そして、前者はある河川長を浮遊流下する際に、河床との交換作用に起因する成分（浮遊砂とよぶ）、後者を河床と交換しない成分（浮遊土粒子とよぶ）と考えた。上記の考えより、砂粒子の浮遊様式については、河床材料との交換性を想定し、土粒子の浮遊様式については、土粒子の生成過程を想定して検討を行った。

## 3. 観測対象河川および出水

### (1) 流域の地形

本研究では長良川において観測を行ったが、その観測地点は河口から約34 km上流の羽島地点（その上流流域面積1966 km<sup>2</sup>、羽島大橋）と河口から約90 km上流の本川上流上田地点（流域面積713 km<sup>2</sup>、下田橋）であり、上田地点における観測は1回だけ行った。

長良川羽島流域は、北部の大日岳（1709 m）および鷲ヶ岳（1672 m）の源流部、さらに揖斐川流域と境界をもち、西部の板取村近くの左門岳（1224 m）および舟伏山（1040 m）に囲まれ、東部は木曾川流域と境を接し、濃尾平野に至る起伏に豊かな流域である。

### (2) 観測地点の河床勾配、河床粒度および断面形状

長良川羽島地点の河床勾配は、建設省木曾川上流工事事務所によると、1981年では約1/5000である。河床勾配について、谷津<sup>9)</sup>は、地形学的に平衡に達した河川の縦断面形が、河口からの距離の関数で、1本の指数曲線で表わせない場合として長良川を挙げている。彼によると、長良川の河床勾配は、河口から約40 km（羽島地点から約6 km上流）の所で不連続となっており、この不連続性を粒径変化の不連続性と関連づけている。土研資料<sup>9)</sup>によると、勾配急変点が発生する条件として、大局的地形勾配に急変点があること、粒度分布型が不連続であること、および掃流力が河床材料の大粒径成分のみを勾配急変点の上流へ堆積させる程度の大きさであることの3つの条件を挙げている。これらの指摘を考えると、

羽島地点の粒度は、羽島より数 km 上流の地点における粒度分布と相当に異なっているものと思われる。実際著者らの2 mm以下の砂粒子を対象とした数か所での河床粒度分析によると、羽島地点より約5.3 km上流の墨俣の平均河床粒径  $d_{50}$  は0.72 mmであり、羽島地点では0.44 mmであった（羽島地点の河床粒度分布は Fig. 7を参照）。

さて、観測地点羽島大橋における河床変動状況について触れよう。羽島大橋の河川幅は約230 mであり、横断面形状は、出水予報直前または平水時に、重さ約40 kgの錘を橋の欄干から釣り下げ、横断方向に約2.5 m間隔で自由表面と河床との高さを測定した。1981年6月30日から11月2日までの7回の測定からは、左岸側の河床変動が特に著しいことが判明した。なお、6月30日を基準とした場合の橋の欄干から河床までの横断面積は、10月に1度わずかに断面積が減少しているが、平均的には断面積は増加傾向にあり、11月には約150 m<sup>2</sup>も増加している。すなわち、河床が大きく低下していることが判明した。長良川では1966年から1980年の間に年平均約27.2万 m<sup>3</sup>の土砂を採取しており<sup>9)</sup>、羽島大橋における河床低下には、この採取の影響も含まれているものと思われる。

なお流量については、上田地点では中部電力下田橋の流量データであり、羽島地点では羽島から5.3 km上流の墨俣の流量データを使用した。

### (3) 降雨量

Table 1は、浮遊土砂の実測を行った出水時の年月とそれぞれの出水での総降雨量である。この論文では、表示のように出水番号によって各出水をよぶ。なお出水1番だけ、羽島・上田両地点で観測を行い、出水2番以降は、羽島地点でのみ観測を行った。同表中の総降雨量は、出水に関与したと考えられる一連の降雨量である。1926年より1981年まで56年間のデータをもとに羽島地点における確率降雨量を検討すると、出水1番における最大24時間降雨量98.9 mmおよび出水3番における97.8 mmの値は、ほぼ2年に1度の年最大日降雨量に相当している。

## 4. 観測と分析

採水は、1時間（あるいは2時間）ごとに橋の中央部から採水ピンを降ろし、自由表面近くの流水を、約500

Table 1 Date and rain type at observation sites.

Flood No.	Date	Rain type	Total rainfall(mm)	
			HASHIMA	KAMITA
1	Oct. 19 1979	20th Typhoon	1014	1368
2	Oct. 13~15 1980	19th Typhoon	662	
3	July 3~4 1981	Heavy rain	165.8	
4	Sept. 25-26 1981	Heavy rain	65.0	
5	Nov. 2~3 1981	Heavy rain	295	

cc ずつ 2 回採水した。

浮遊土砂の分析では、それぞれの採水サンプルを、2.0 mm, 1.2 mm, 0.84 mm, 0.59 mm, 0.42 mm, 0.279 mm, 0.149 mm, 0.088 mm および 0.074 mm のふるいを使用してふるい分けを行った。その後、これらの粒径範囲の乾燥重量を、0.1 mg まで測定可能な直示天秤（ポインター，研精工業 kk 製）で求めた。以上のふるい分けで捕捉された分をここでは浮遊砂と考えることにする。

0.074 mm のふるいを通過した分を土粒子と考えるが、これについては、積分球式濁度計（SEP-T，日本精密光学製）で濁度を、さらに、濁度が 10 ppm 以上の場合については、光透過式粒度分析機（SKV-1000，セイシン企業製）によって土粒子の粒度分布を求めた。

浮遊砂および土粒子の粒度分布は、対数正規確率紙上でほぼ直線関係を示すことを確認した。そこで、確率紙より、両者の成分について 16 パーセント粒径  $d_{16}$ 、50 パーセント粒径  $d_{50}$  および 84 パーセント粒径  $d_{84}$  を読み取り、さらにこれらの値を使用して  $\sigma = \sqrt{d_{84}/d_{16}}$  と定義されている標準偏差  $\sigma$  を求めた。

### 5. 浮遊砂の浮遊様式

まず、河床材料と交換しつつ流下する浮遊砂の浮遊様式を検討しよう。

浮遊砂の浮遊様式を検討するには、水深方向の濃度分布および速度分布が必要であるが、出水時における強い

流水のため、水深方向の実測を断念した。そこで、以下に浮遊様式に関する若干の定性的検討を加える。

Fig. 1 は、各出水時における濃度、潮位、50 パーセント粒径  $d_{50}$ 、流量および標準偏差  $\sigma$  の時間変化を示している。なお、同図中で、同一時刻における 2 回の測定値は縦棒で結んである。

Fig. 1 より、同一時刻における濃度変動幅は大きく、さらに最大流量と最高濃度との時間的關係は、後述する土粒子の場合ほど明瞭ではない。以下に濃度変動の原因から考察しよう。

#### (1) 同一時刻および減水時における濃度変動

Fig. 1 から、濃度の変動幅は、同一時刻でも 10 倍以上変動している場合がある。村本ら<sup>7)</sup>は、採水ビンでの粒度分布は採水器の場合より細砂分に偏ると報告している。著者らは、同一の採水ビンを継続使用しており、採水ビンでの粒度がたとえ細砂分に偏ろうと、この同一時刻における大きな濃度変動を採水方法だけによる影響と考えるのは難しい。むしろ、この変動は、砂粒子を取り込んだ大きな渦の流下および河床からの砂粒子の巻き上げさらに沈降等、河床砂と浮遊砂との複雑な交換現象の結果であると思われる。

Fig. 1 をみると、流量の減水期に濃度は単調には減減せず、むしろ数時間ごとに増減しているように観察される。

いま、1 時間ごとに採水を行った出水 3 番、4 番および 5 番の同一時刻における測定値を平均し、3 項移動平

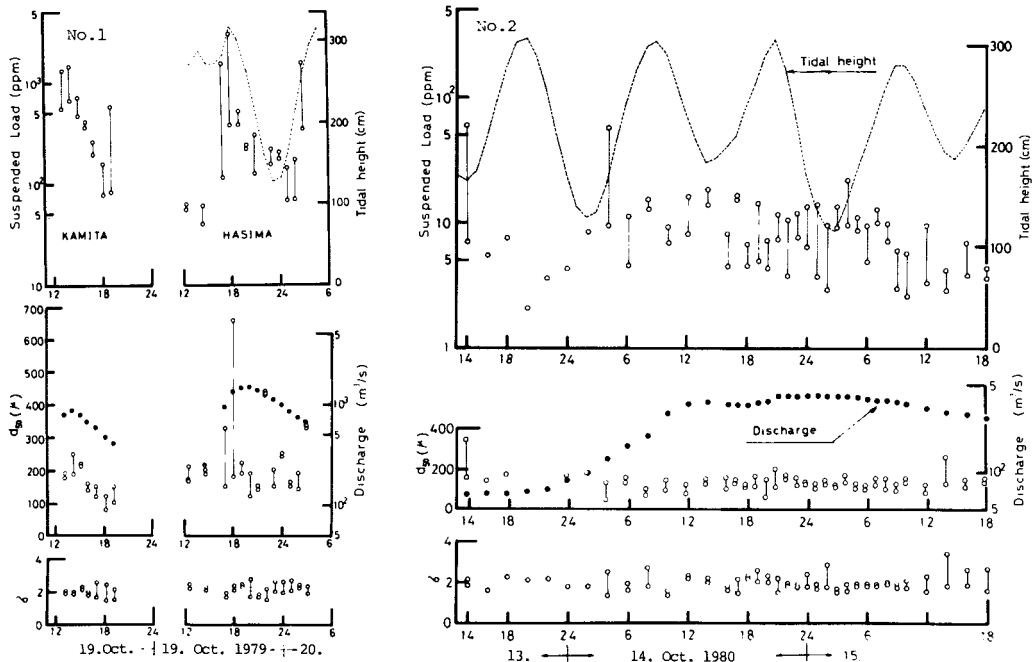


Fig. 1 (a) Behaviors of the suspended sediment in the floods, No. 1 and No. 2.

均を行うと、減水時の濃度は12~7時間の周期的変動を繰り返しながら逓減する結果を得た。

3項移動平均の周期から考えると、このような濃度の変動は、流れの下流端条件としての潮位変化によるのではないかと思われる。しかし、長良川では河口から上流約25 kmの区間までが感潮域であり<sup>8)</sup>、河口から約34 km上流の羽島大橋は感潮域外にあって、濃度変化を潮位変動によって直接説明づけることはできなかった。

(2) 50パーセント粒径  $d_{50}$

今回観測した50パーセント粒径の特性について検討するに先だてて、まず従来行われた実験事実を省みておこう。

Sengupta<sup>9)</sup>は、路床砂粒度および流速が浮遊砂の50パーセント粒径  $d_{50}$  および濃度にどのような影響を及ぼすかを実験的に検討している。実験に用いた4種類の路床砂平均粒径は0.083 mm, 0.168 mm, 0.237 mmおよび0.58 mmであり、平均流速は約20 cm/sから約150 cm/sの間である。

Fig. 2はSenguptaの実験結果である。縦軸は、路床から20 cmの位置における浮遊砂の  $d_{50}$  であり、路床砂の  $d_{b50}$  は記号で分類してある。同図より、流速が増加しても浮遊砂径はわずかしか変化していない。むしろ浮遊砂径の大小は路床平均粒径の大小と対応しているようにみえる。なお、流速が増加しても浮遊砂径は変化しないが、濃度は相当に増加していることが示されている (Fig. 3 参照)。

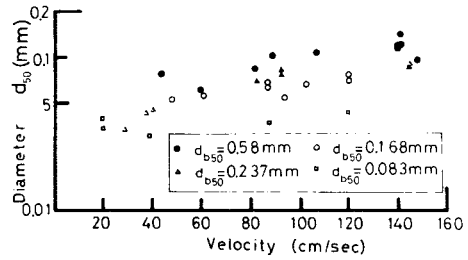


Fig. 2 Mean grain sizes of suspended load at different velocities (after Sengupta).

さて、今回の観測データについて、浮遊砂の  $d_{50}$  (時間平均値) と流量との関係を示したのが Fig. 4 である。この図では、 $d_{50}$  の値は相当にばらついていてその値自身について検討するのは難しいが、Senguptaの実験結果を参考にすると、実測の  $d_{50}$  も流量に対してほとんど変化していないと考えるのが妥当であろう。一方、この図で示した  $d_{50}$  ではなく、いくつかの出水時の最大浮遊砂径  $d_{max}$  について調べたところでは、流量が約800  $m^3/s$  と比較的小さい場合に  $d_{max}=2$  mm程度の砂粒子が浮遊しているのに対し、2000  $m^3/s$  以上の流量の場合なのに  $d_{max}=1$  mm程度にすぎないことがある。最大浮遊砂径のようなものは、そのときの流量ばかりではなく、局所的あるいは一時的な大きな渦などに支配されることが多い。いうまでもなく、 $d_{50}$  もまた局所的、一時的な現象に左右されるであろうが、Fig. 4に示されるように砂粒子の分布の代表的な  $d_{50}$  が流量の大小にかかわ

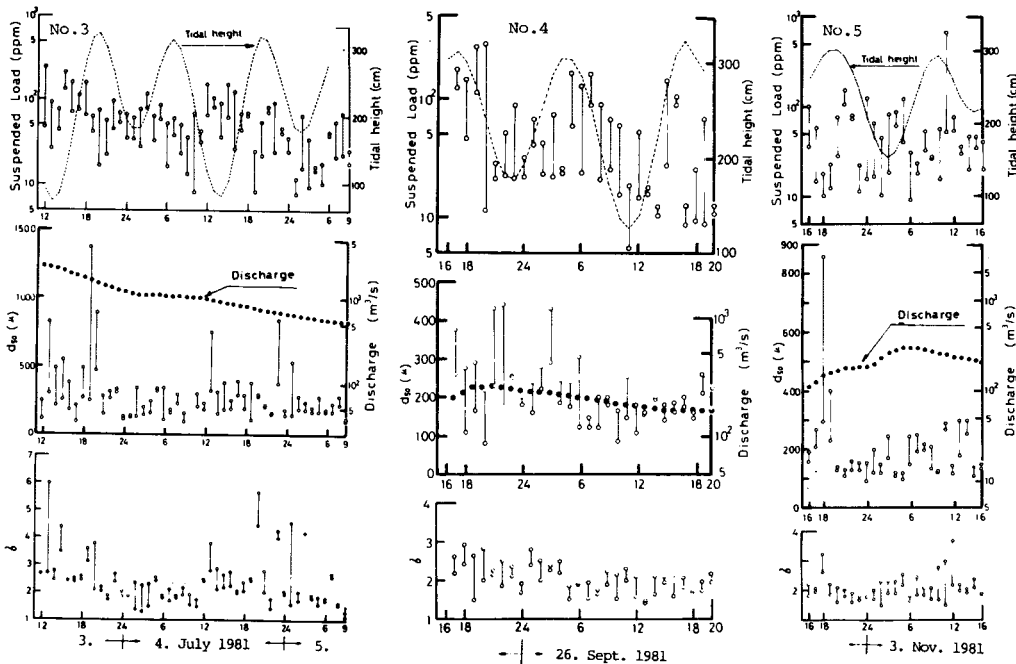


Fig. 1 (b) Behaviors of the suspended sediment in the floods, No. 3, No. 4 and No. 5.

らず、巨視的にはほぼ一定の範囲内の値とみなせることは注目すべきであろう。

Senguptaの実験では、浮遊砂の  $d_{50}$  は路床平均粒径と深い関係をもっていた。この事実を参考として、Fig. 4の  $d_{50}$  をみれば、この  $d_{50}$  もまた長良川羽島地点での河床砂分布と深い関係にあることが推察される。実際この図からは、 $d_{50}$  は0.2から0.3 mm程度であると考えられるが、羽島地点での河床砂の  $d_{50}$  は0.44 mmであった。

次に濃度について考えよう。Fig. 5は羽島地点における濃度（時間平均値）と流量の関係を示したものである。すでに述べたように、同一時刻ですら濃度は大きく異なる場合があって、この図でも濃度の値自身は相当に広い範囲にばらついている。したがって、その詳細を論じるのは難しいが、巨視的な眼でみる限りでは、流量の増加に応じて濃度も増加している傾向がみられる。

(3) 標準偏差  $\sigma$

Fig. 6は、標準偏差  $\sigma$  と流量である。同図中の  $\sigma$  の幅は相当に広がっている。特に出水3番の場合、流量が700 m<sup>3</sup>/s前後で、 $\sigma$  が5から6という大きい値を示している。だが、この  $\sigma$  に対する濃度の値は38から22 ppmと比較的に低い値であり、浮遊砂の粒度範囲の広さと濃度の高低とは必ずしも対応関係を示してはいない。上記の場合の粒度分布を検討すると、比較的に細かい浮遊砂群中へ、1 mm前後の砂粒子が唐突に入り込んでいた。すなわち、1. で推測したように、砂粒子を取り込んだ大きな渦の流下および河床からの砂粒子の巻き上げ現象を示唆するものであろう。このFig. 6でも  $\sigma$  は相当にばらついてはいるが、流量には関係せず、その値はほぼ2.0前後の一定値とみるのが自然であろう。

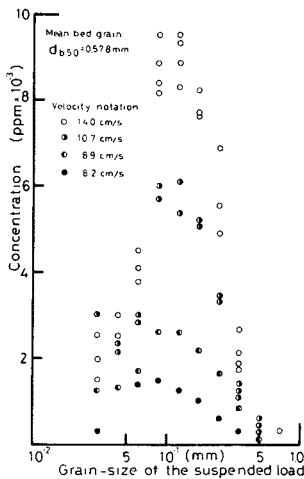


Fig. 3 Relationship between concentration and grain size for each velocity (after Sengupta).

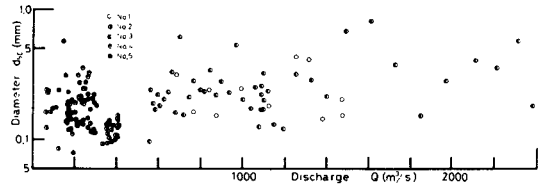


Fig. 4 Relationship between mean suspended sediment grain size and discharge.

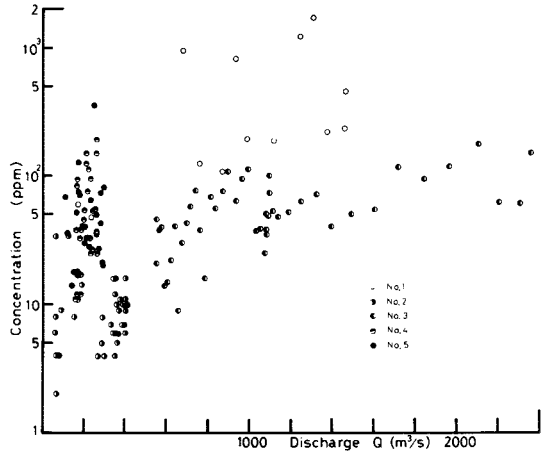


Fig. 5 Relationship between suspended sediment concentration and discharge.

(4) 浮遊砂の浮遊

以上、浮遊砂の  $d_{50}$  が河床材料の粒度と深い関係をもっていること、そして濃度は流量の増加とともに増加する傾向にあることを示してきた。多くの観測時の浮遊砂の粒径加積曲線のうち、出水3番の浮遊砂粒径加積曲線の数例と1981年8月の羽島地点での河床材料の粒径加積曲線（ただし  $d < 2$  mm）とをFig. 7に示す。同図より、浮遊砂の加積曲線が河床材料の加積曲線と非常に一致している。

Fig. 7の結果は、ただちに浮遊砂と河床材料との交換性を強く主張するものではないが、これらの事実は、ここでいう浮遊砂分が河床材料と交換しつつ浮遊流下していることを示唆しており、さらに、量的には、すなわち浮遊砂量（濃度）は流量に支配されていることがわらう。この特性は以下に考察する浮遊土粒子の場合とは大いに異なる点である。

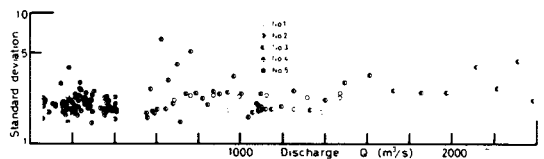


Fig. 6 Relationship between standard deviation of grain size and discharge.

従来、浮遊砂の濃度についてはいろいろな検討がされてきたものの、その粒度特性については実験的な研究が多く、実際の河川についての研究は比較的少なかった。河床と交換する成分の定義にもなお問題は残されているが、実際の河川でこのように浮遊砂粒度が河床粒度と密接な関係をもっていることが示されたのは興味深い。

6. 浮遊土粒子の浮遊様式

Fig. 8 は、濁度、流量、土粒子の 50 パーセント粒径  $d_{50}$ 、水温および標準偏差  $\sigma$  である。同一時刻での 2 回の測定値はすべて縦棒で結んであり、今後は、時間平均値を使用する。

(1) 濁度 流出

土粒子は河床とその材料の交換をせず、その発生地点より浮遊流下してきたものと考えた。このような観点にたてば、濁度の特性はその地点での流量というよりは、流域からの雨水の流出過程と深い関係をもつはずである。

一般に定常な降雨が続いた場合、流量は、集水面積および降雨強度に比例して、時間とともにある一定値に漸近する。一方、濁度流出では、濁度は雨水流による土粒子の侵食量に依存している。ところで、土屋らの雨滴衝撃力と侵食量についての研究<sup>10)</sup>、岩垣らの転波列発生による斜面微細粒子への攪乱作用に関する研究<sup>11)</sup>などが示しているように、斜面の被覆状態や表面流の発達状況が大きく侵食量に関与している。また、沢井の流出量に関する実験<sup>12)</sup>および平井<sup>13)</sup>の表層流と濁度生産に関する実験では、たとえ雨水流や降雨強度が定常でも、土粒子流出量は時間とともに減少することが示されている。上述のように単一斜面を考えた場合、濁度と雨水の流出様式は相当に異なっている。だが、流域を単一斜面が複合したものと考えた場合、各斜面から発生する濁度はある

時間遅れを伴って合成され、雨水流出と類似した流出様式、すなわち Fig. 8 にみられるように、降雨開始からある時間後に最高濁度をもって流出するであろう。

さて、濁度流出を表現する試みとして、貯留関数法の手法を用い、濁度流出の非線形性を侵食土粒子量の仮想的な貯留効果で表わし、この手法で、どこまで濁度流出を表現できるか検討する。

著者らは、濁度流出過程を次のような 2 つの過程から成っていると考えた。すなわち、斜面上の土粒子群は降雨による攪乱・侵食作用を受け、流域内に移動しやすい土粒子として貯留される。一方、雨水流は貯留されている土粒子の一部を土粒子貯留量と流送能力に応じて運搬する。そこで、流出土量に関する連続式と貯流関数を

$$\frac{dS_{s,t}}{dt} = f \cdot A \cdot r^n - Q_{s,t} \dots \dots \dots (1)$$

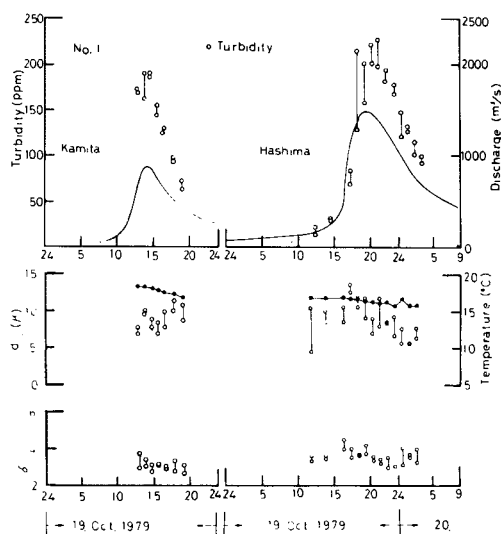


Fig. 8 (a) Behaviors of turbidity in the flood, No. 1.

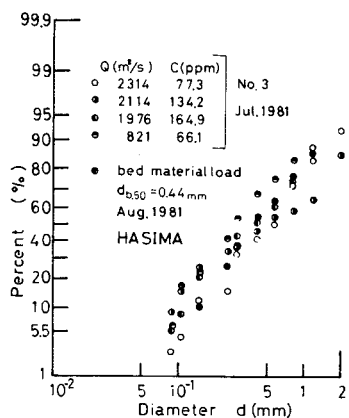


Fig. 7 Grain size distributions for suspended load and bed material load.

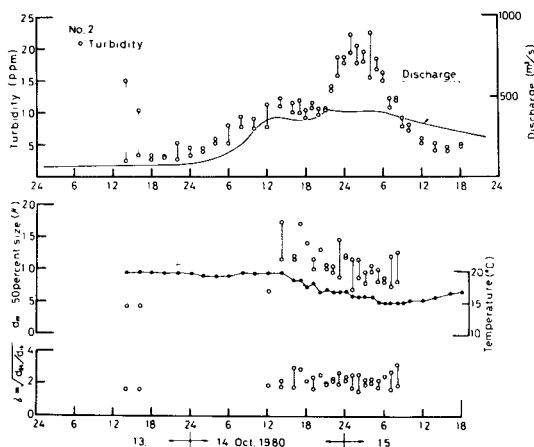


Fig. 8 (b) Behaviors of turbidity in the flood, No. 2.

$$Q_{s,i} (= C_i \cdot Q_i) = \alpha Q_i \cdot S_{s,i}^m \dots \dots \dots (2)$$

と表わした。ここに、 $S_{s,i}$ は移動しやすい状態になった土量貯留量、 $A$ は流域面積、 $r$ は降雨強度、 $Q_{s,i}$ は流出土量、 $C_i$ は濁度、 $Q_i$ は流量、 $t$ は時間、 $f$ 、 $\alpha$ は係数および $n$ 、 $m$ は指数であり、添字 $i$ は時間のずれを示す。式(1)の右辺第1項は降雨による攪乱・侵食作用を受け移動しやすい状態になる土粒子発生量であり、第2項は雨水流によって運搬される土粒子の流出土量である。流出土量の多少は、貯留量の多少および表面流の発達状況に対応すると考えた。

さて、まず係数 $f$ の決定方法を述べ、その後各係数および指数の値を決定する。式(2)を式(1)に代入し、

$$\frac{dS_{s,i}}{dt} = f \cdot A \cdot r^n - C_i \cdot Q_i \dots \dots \dots (3)$$

を得る。ここで、 $C_i(t_1) = C_i(t_2)$ となるように時間 $t_1$ 、 $t_2$ を選定し、 $t_1$ から $t_2$ まで式(3)を積分する。式(2)の関係より $S_{s,i}(t_1) = S_{s,i}(t_2)$ であるから、係数 $f$ は

$$f = \int_{t_1}^{t_2} C_i \cdot Q_i dt / A \int_{t_1}^{t_2} r^n dt \dots \dots \dots (4)$$

より求められる。上式より $f$ を求めるには、降雨の指数 $n$ をあらかじめ決定しておく必要がある。

土粒子発生項における降雨の指数 $n$ の値について、最近、土砂水理学的な立場から降雨による侵食土量の式がいくつか提案されている。だが、それら各式における降雨の指数の値は異なっており、また提案されている各式は流出してくる侵食土量そのものを与える式であり、著者らが想定しているような土粒子発生量ではない。すなわち、土粒子発生項は流出してくる侵食土量だけを表わすのではなく、移動しやすくなったままでその時点ではまだ流域に滞留する土粒子をも含んでいる。上述のような意味での土粒子発生項の構造が不明な現在、降雨の

指数 $n$ を試行的に決定するのもやむを得なからう。

そこで、増水期のデータを欠いている出水3番以外の実測データより、まずは降雨と流出土量との時間ずれ $t_i$ を仮定して、あらかじめ仮定した指数 $n$ のもとに式(4)より $f$ を決定した。その後、降雨開始時刻 $t=0$ から任意の時間 $t$ までの貯留量 $S_{s,i}$ を

$$S_{s,i} = f \cdot A \int_0^t r^n dt - \int_0^t C_i \cdot Q_i dt \dots \dots \dots (5)$$

より算出し、 $C_i$ と $S_{s,i}$ とが1価関数とみなせるまで時間ずれ $t_i$ を修正した。上述の手順より、あらかじめ仮定した数組の $n$ の値による係数 $f$ および式(2)の $C_i = \alpha S_{s,i}^m$ 関係を決定した。次に数組の $n$ の値から最適な $n$ を選択するために以下のように考えた。

土粒子発生項の係数 $f$ は、式(4)から明らかなように時間平均値で定義されており、濁度流出期間中は流量の多少にかかわらず一定である。そこで、降雨が流域に一樣に分布し、土粒子発生量に大きく関与するであろう裸地面積率が3年間の実測期間中ほぼ一定であるならば、出水の大小にあまり関係なく、 $f$ の値はほぼ一定値になると考えた。上述の考えより、出水の大小に関係なくほぼ一定の $f$ の値を与える指数 $n$ として $n=3$ を選定した。なお、 $n=3$ の場合における式(2)の $C_i$ と $S_{s,i}$ との関係は、係数 $\alpha=200$ (次元は、 $m^{-1.8}$ )で、指数 $m=0.60$ である。すなわち、

$$C_i = 200 S_{s,i}^{0.60} \dots \dots \dots (6)$$

であった。

Table 2は、上記の手順によって決定した係数 $f$ および時間ずれ $t_i$ であり、出水3番の $f$ および $t_i$ の値は推定値である。出水4番の $f$ の値は他の $f$ よりも1桁値が小さく出ている。この原因としては流域における降雨量分布が影響しているものと思われる。出水4番の出水

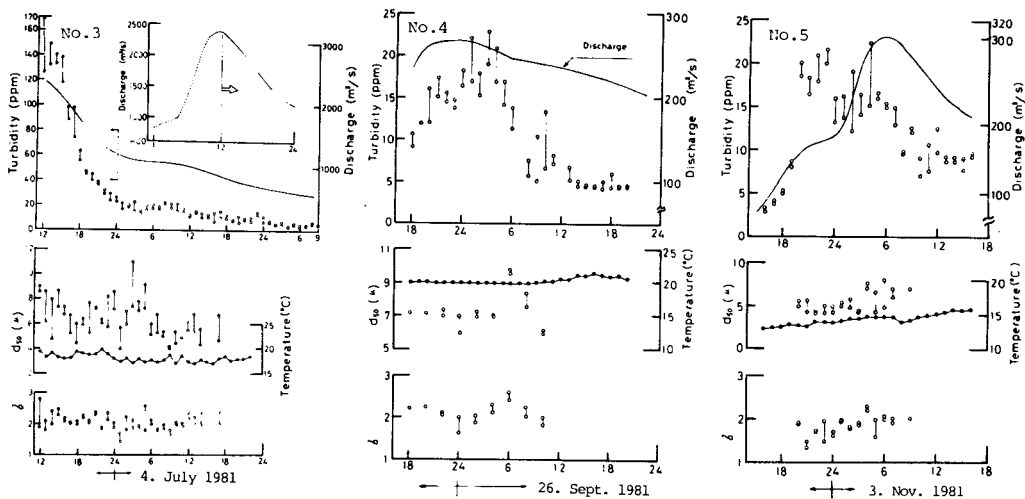


Fig. 8 (c) Behaviors of turbidity in the floods, No. 3, No. 4 and No. 5.

Table 2 Generation coefficients of soil and lag time.

No.	1	2	3	4	5
$\frac{f}{(3.6h^2/mm^2)}$	$1.28 \cdot 10^{-7}$	$1.07 \cdot 10^{-7}$	$(1.50 \cdot 10^{-7})$	$2.02 \cdot 10^{-8}$	$1.75 \cdot 10^{-7}$
$t_l$ (hr.)	8	8	(8)	7	8

規模は出水5番とほぼ同程度である。だが、出水4番では比較的流域下流部の観測地点で79mmから94mmの大きな降雨量が観測されているのに対して、出水5番のほぼ同じ観測地点での降雨量は54mmから67mmであり、また両出水とも他の観測地点の降雨量は40mmから50mm前後であった。すなわち、出水4番の場合、あまり侵食されにくいと思われる流域下流部に降雨量が集中し、そのため、他の出水に比べ土粒子発生項の係数 $f$ が小さくなったものと思われる。

さて以上で、各係数および指数の値が決定したので、式(5)および式(6)の構造がどの程度濁度流出を表現するか検討しよう。まず、実測データより決定した係数 $f$ および時間ずれ $t_l$ を用い、濁度の計算値と実測値との適合性を検討する。

Fig. 9は、出水1番および5番における計算値と実測値である。出水2番は二山洪水であり、計算値と実測値とにかなりの差があったが、出水4番では、時々刻々に変化している濁度の実測値と計算値とは、ある程度よく一致していた。まず、Fig. 9より、濁度の減速は実測値よりも計算値の方が急速である。他の出水(2番、4番)の場合も、Fig. 9と同様に、濁度の減速は計算値の方が急速であった。この原因としては、土粒子発生項の指数 $n$ を $n=3$ としているため、弱い降雨強度の発生項への関与の程度が小さくなるためと考えられる。また、Fig. 9(b)では、計算値と実測値とはそのピーク近傍で一致していない。この原因としては、係数 $f$ の値の大小(出水4番と5番)にもみられたように、降雨域の相違による土粒子発生量の違い、および侵食が活発に発生する場所とそうでない場所における、土粒子貯留と土粒子流出との時間遅れの相違などによると考えられる。今回は小さい流域についての資料が不足していたので、約2000km<sup>2</sup>の流域に貯留関数法的な考えを直接用いたが、今後、降雨の場所的分布特性および地質の特性に応じて、分割された小流域を対象にするなどの工夫をすれば、この問題もある程度解決できるのではと考えている。

さて、出水3番の場合には濁度の実測は洪水の減速部でしか行うことができず、増水時の資料を欠いている。このような場合にも、式(5)、式(6)が実際によく再現するか否かを検証しておこう。出水4番以外では $f$ の値は大略 $1.0 \times 10^{-7}$ から $2.0 \times 10^{-7}$ の間にある。そこで、出水3番については $f=1.5 \times 10^{-7}$ と仮定する。また、出水の規模を考慮して $t_l=8$ hとする。

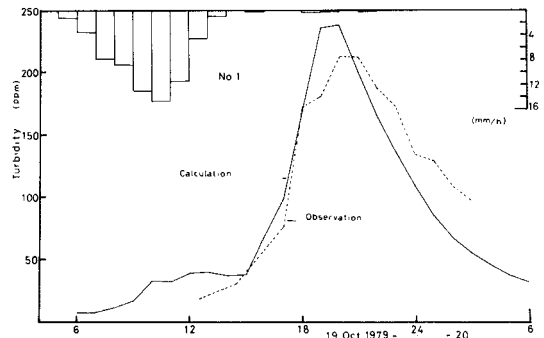


Fig. 9 (a) Comparison of both observational and calculative turbidity in the flood, No. 1.

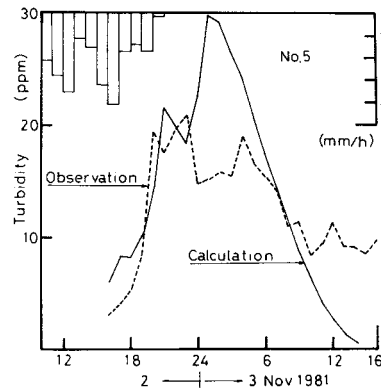


Fig. 9 (b) Comparison of both observational and calculative turbidity in the flood, No. 5.

Fig. 10はこのようにして求めた出水3番の場合の濁度の計算値と実測値である。同図中には、主要降雨期間以後の降雨(7月3日21時以降の降雨)を含めて計算してある。

主要降雨集団以後の降雨について、主要降雨による活発な侵食が終息すると、斜面にアーマ・コート等も発生しており、主要降雨集団以後の衰微な降雨ではもはや新たな土粒子の侵食は起こりにくいと考えられる。したがって、主要降雨集団以後の降雨をも濁度流出の対象降雨に含めると、計算上の濁度は実測の濁度より大きい値を算出するであろう。

上述したように、対象降雨に主要降雨集団以後の降雨をも含めて計算すると、Fig. 10の濁度減速部にみられるように計算濁度の唐突(4日12時から17時)な出現が起こっている。一方、同図で濁度の増加期において、濁度計算値は急激な増減を繰り返しながら増加する傾向を示している。

このように、いくつかの問題はあり、濁度の値そのものも若干異なっているものの、減速時における濁度の変化状況はある程度再現されている。



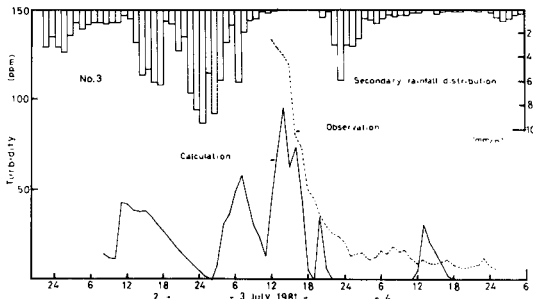


Fig. 10 Comparison of both observational and calculative turbidity in the flood, No. 3.

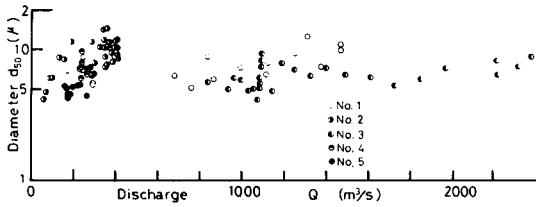


Fig. 11 Relationship between mean soil diameter and discharge.

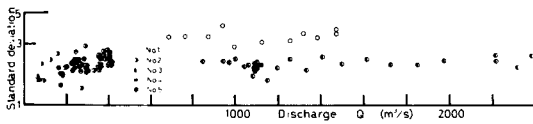


Fig. 12 Relationship between standard deviation of soil and discharge.

ここで示した濁度の表現は、 $f$ の降雨に対する依存性など検討せねばならない問題はありますが、係数 $f$ および時間ずれ $t_i$ が適切に評価されるならば、濁度流出の全体的な変化傾向を示し得る可能性はあると考えられる。すなわち、貯留関数法と類似な手法で濁度流出をある程度表現可能であるということは、流域内のある地点での濁度流出を土粒子の生成過程と直接に結びつけ得ることを示唆しており、河床と交換作用を経て浮遊流下する浮遊砂流出様式と大いに異なる点である。

(2) 50パーセント粒径  $d_{50}$

Fig. 11は $d_{50}$ と流量である。同図より、浮遊土粒子の $d_{50}$ は浮遊砂の場合ほど大きなちらばりを示さず、流量にかかわらず、ほぼ一定の範囲内の値である。

$d_{50}$ が流量にかかわらずほぼ一定であるとみなせることは、雨水流による各支川流域における侵食状況の相違および地質等の相違が測定地点における $d_{50}$ にあまり反映しないことを示唆しており、流域内の各地における地質の相違を濁度流出の表現の中に入れていない、前節の表現法の簡潔性を肯定するものであろう。なお、濁度と $d_{50}$ との間には、有意な相関はみられなかった。すなわ

ち、著者らは $74\mu$ 以下を土粒子としており、 $d_{50}$ の大きさが濁度の大きさに関与するのではなく、流出土量の多少が直接に濁度の大きさに関与しているものと思われる。

(3) 標準偏差  $\sigma$

標準偏差 $\sigma$ は侵食土粒子の粒度構成の示標と考えられる。Fig. 12は $\sigma$ と流量である。同図より、土粒子の $\sigma$ は砂粒子の場合より一層ちらばりが少なく、流量にかかわらず、ほぼ2から3の一定値であると考えられる。

浮遊砂の $\sigma$ の場合、比較的細かい浮遊砂群中へ、1mm前後の砂粒子が唐突に入り込み、ときとして大きな $\sigma$ の値を示していた。すなわち、浮遊砂群中への河床砂の唐突な混入を推測した。一方、土粒子の場合には比較的大きな土粒子の唐突な混入というような現象はみられず、土粒子の粒度構成は流量の多少にかかわらずほぼ一定であると考えられる。

(4) 土粒子の浮遊

以上、土粒子の浮遊様式を検討する一助として、濁度流出過程を降雨流出過程と類似な手法で表現し、ほぼ実測値と同様な傾向を得た。すなわち、前章における浮遊砂分とは異なり、土粒子流出は上流部でのその発生、生成過程を反映していることがわかった。このような単純な表現で濁度流出過程を表わし、濁度流出をある程度表現し得ることは興味深い。

7. むすび

以上、5回の出水時の実測データをもとにして土砂の浮遊様式を検討した結果、以下のような結論が得られた。

(1) 浮遊砂

a) 流域内の侵食によって生成された土砂のうち、河床材料と交換しつつ浮遊流下する砂粒子が存在する。このような砂粒子の浮遊状態には、ある地点、ある時刻での交換過程の結果としての特性が現われている。

b) 流量の増加は、浮遊砂の $d_{50}$ を大きくするように作用するのではなく、浮遊砂量を増す方向に作用するようである。

c) 羽島大橋における浮遊砂の $d_{50}$ は、河床材料のそれに近くほぼ0.2mmから0.3mmの間にあり、また浮遊砂粒度分布の標準偏差はほぼ一定と思われる。

(2) 浮遊土粒子

a) 濁度流出について、降雨分布が一山集団である場合には、侵食土粒子量に仮想的な貯留効果を考え、貯留関数法の手法を適用して濁度流出をある程度まで表現することができた。すなわち、土粒子は、流域内における土砂生産源からの性質をもちつづけ、河床材料と交換することなく浮遊流下する。この河床材料との交換性の有無が、ここでいう砂粒子と土粒子との流出様式に大きな差異を生んでいる。

以上、砂粒子と土粒子との浮遊様式の相違を、河床材料との交換性の有無の観点より検討を加えてきた。この研究より、土砂の浮遊様式に大きな違いがあることが認識できた。今後は、浮遊土砂がどのような水理学的条件のもとに河床材料と交換したり、またはここでいう浮遊土粒子のように浮遊状態のまま浮遊流下するかを明らかにしてゆきたい。

#### 参 考 文 献

- 1) 矢野勝正：土砂災害とその対策，水工シリーズ，67-06，1967.
- 2) 村本嘉雄・道上正規・藤田裕一郎・中村行雄：大戸川におけるウォッシュ・ロードの年間変化，京大防災研究所年報，第20号，pp.233~241，1977.
- 3) 金屋敷忠儀：山地流域における微細土砂の生産・流出機構と流出予測法に関する研究，京都大学博士論文，1981.
- 4) 高山茂美：河川地形，共立出版，1974.
- 5) 建設省土木研究所赤羽支所：土研資料，混合粒径砂の流送実験資料集，pp.5~8，第1390号，1978.
- 6) 藤沢 寛・高橋秀信・尾中宗久：河床変動の実態と局所洗掘について，第37回年講，pp.539~540，1982.
- 7) 村本嘉雄・道上正規・下島栄一：大戸川における微細砂の流送過程について，京大防災研究所年報，第16号，pp.433~447，1973.
- 8) 西畑勇夫先生記念会：西畑勇夫先生記念論文選集，pp.47~95，1979.
- 9) Sengupta, S. : Grain-size distribution of suspended load in relation to the bed materials and flow velocity, *Sedimentology*, Vol.26, pp.63~82, 1979.
- 10) 岩垣雄一・土屋義人：水適による地面浸食に関する二、三の実験，土木学会論文集，第35号，pp.55~63，1956.
- 11) 岩垣雄一・岩佐義朗：転波列の水理学的特性について，土木学会誌，第40巻，第1号，pp.5~12，1955.
- 12) 沢井健二：降雨による流路網の形成過程に関する実験，第18回自然災害総合シンポ，pp.159，1981.
- 13) 平井光之：表層流による濁度物質の生産に関する実験的研究，名古屋大学大学院修士論文，1982.

(1984. 4. 9・受付)