

洪水中の河床材料表層の粒度分布に関する検討

(株)建設環境研究所 ○叶正興, 斎藤優太, 京都大学名誉教授 藤田正治
京都大学防災研究所 山野井一輝, 京都大学大学院工学研究科 岩井智哉

1. はじめに

砂防計画が河床変動計算に基づいて行われるようになり, 計算モデルの検証データを得るために流砂観測の必要性はますます高くなっている. 流砂観測は主にハイドロフォンや濁度計などのセンサーを用いて行われるが, 各センサーで観測できる粒径範囲が限られているので, 全ての粒径階に対して流砂量を計測することは基本的に難しい. しかし, 河床表層の粒度分布がわかれば従来提案されている流砂量式から, 粒径別流砂量や全流砂量を推定することができる. 本研究の視点は, 流砂量の把握にあたり, 洪水中の河床表層の粒度分布の推定に努力すべきであるということである.

2. 流砂量式に関する共通認識と流砂量観測に関する本研究のアイデア

流砂量は摩擦速度, 砂の比重, 重力加速度, 河床表層の粒度分布が与えられれば, 掃流砂量式や浮遊砂量式を用いて計算することができる. 実験や観測によって精度が検証された流砂量式は多く提案されており, 合わせこみ係数のない完成したものであればどれでも信頼性は高く利用できる. しかし, 山地河川での多くの観測では, 流砂量の計算値と実測値に大きな乖離があることが知られている. そのため流砂量式の適用の可否などが問題になるが, そう考えるのではなく入力データの精度に問題があると考えるのが科学的である. 観測地点の摩擦速度は川幅, 河床勾配, 水理量, マニングの粗度係数から算定される. 現地での水理量の観測には技術的な問題もあるが, 努力すれば精度の良いデータが得られる. 川幅の広い河川では, 流路が横断方向に一様でないという問題もあるが, これは観測地点の選定などで解決できる. しかし, 河床表層の粒度分布は空間的に大きく変わるし, 洪水中, 洪水後も時間的に変化する. したがって, 過去の調査データはあまり役に立たない. 流砂量式の適用に当たっては, 洪水中の河床表層の粒度分布をいかに知るかが問題になる. 言い換えればこれを克服すれば全流砂量や粒径別流砂量を推定することができ, 流砂観測技術の大きな一歩になる.

3. 流砂量の推定に関する基本的な考え方

著者らは, 生産土砂(P)の粒度分布 $f_P(d)$, 観測点における十分発達したアーマーコート(A)の粒度分布 $f_A(d)$ を用いて, 洪水中の河床表層(B)の粒度分布 $f_B(d)$ が下記のように表されることを提案した¹⁾.

$$f_B(d) = (1 - \alpha)f_A(d) + \alpha f_P(d) \quad \dots (1)$$

ここに, α : 河床表層の粒度分布における生産土砂の寄与率であり, 土砂流出過程と関係する係数である.

ハイドロフォンで観測できる粒径の下限値を 0.2cm とし, ハイドロフォンによる掃流砂量の観測値が正しいと考えれば, α は次のように同定される. まず, 掃流砂量式に水理量を代入し, ハイドロフォンで観測される粒径範囲の掃流砂量を算定し, 観測値と計算値が一致するような α を求めることで α が同定される. この α で河床表層の粒度分布を決定し, 掃流砂量式と浮遊砂量式で粒径別流砂量が推定できる.

洪水中の河床表層の粒度分布の変化過程は α をパラメータとして表現することができる. 既往研究¹⁾で求めた一例を図1に示す. しかし, 本手法では, 河床表層の粒度分布が式(1)のような線形和で表されるかどうか問題であり, 本研究ではこの点について検討する.

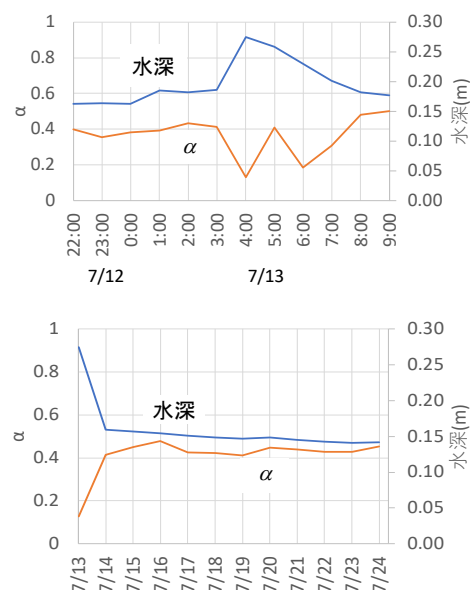


図1 洪水中の水深と α の時間変化 (上: 洪水ピーク前後の変化, 下: 洪水ピーク後12日間の変化)

4. 洪水中の河床表層の粒度分布の推定方法の妥当性

(1) 妥当性の検証方法

洪水中の河床表層の粒度分布を現地で計測することは難しく, 式(1)の妥当性を現地データから検証することは困難である. そこで, 本研究では河床変動計算を実現現象に見立てて, 洪水中の河床表層の粒度分布と生産土砂および十分発達したアーマーコートの粒度分布との関係について検討した. 計算には河床変動と河床表層の粒度分布の変化が計算できる山野井・藤田の土砂動態モデル SiMHIS²⁾を用い, 京都大学防災研究所穂高砂防観測所の試験流域の足洗谷とその支川のコル谷を対象とした.

(2) ヒル谷

足洗谷支川の源流の長さ約 1.1 km の溪流であり、年間の生産土砂量とその粒度分布が過去に調査されている³⁾。図 2 の P は生産土砂の粒度分布である。図中の十分発達したアーマールコート(armor coat)の粒度分布 A は、ヒル谷への供給土砂量を 0 にした計算を 2007 年から 2010 年の洪水を 40 年分繰り返すことで別途求めたものである。生産土砂の中の 0.2 cm 以下の砂はほとんど河床に残らず流出している。過去に調査された河床材料の粒度分布を初期値として与え、同じく調査された生産土砂量³⁾を 20 年間供給し、源頭部から約 700m の地点の河床表層の粒度分布を計算した。図 2 にその結果 B(sim.)を示す。同図には式(1)の α を 0.2 にした時の河床表層の粒度分布 $B(\alpha=0.2)$ を示している。1 cm 以上の粒度分布は計算結果とほぼ一致しているが、それより細粒成分では P の寄与率が小さくなっている。P の中で A には含まれない 0.2 cm 以下の成分は寄与しない($\alpha=0$)とすれば、粒度分布 $B(\alpha=0\sim0.2)$ は B(sim.)とよく一致している。

(3) 足洗谷

流域面積約 6.5 km²の足洗谷流域全体の土砂動態を計算した。生産土砂の粒度分布 P は図 3 のように調査されている⁴⁾。十分発達したアーマールコート(armor coat)の粒度分布 A は、ヒル谷同様供給土砂量を 0 にした計算で求めた。図 3 の A は源頭部から約 4.5 km 離れた地点でのアーマールコートの粒度分布である。土砂生産は凍結融解によるものが支配的で、足洗谷の土石流発生ポテンシャルの変化の研究⁴⁾で使われた土砂生産量を引用した。図 3 の上図は生産土砂 P、アーマールコート A、A と同じ場所の初期河床表層 B(initial)と式(1)による河床表層 $B(\alpha=0.5)$ の粒度分布を示したものである。初期河床表層の粒度分布は調査によるものである。 α を 0.5 にすれば比較的よく適合している。生産土砂が河床表層に 50%程度寄与していることがわかる。下図は、2 年後の河床表層の粒度分布の計算結果と式(1)による粒度分布 $B(\alpha=0.16)$ を比較したものである。 α を 0.16 にすればよく一致している。初期状態から細粒成分が流出し、生産土砂の寄与率が減少していることがわかる。

5. 結論

河床材料の表層粒度分布を生産土砂の粒度分布と十分発達したアーマールコートの粒度分布の線形和で表すという方法の妥当性が示された。河床表層中の生産土砂の寄与率は粒径によって異なると考えられるが、およそ一定値で表現できた。しかし、河床表層になく生産土砂には存在する粒径、たとえばウォッシュロード成分のようなものについては寄与率を 0 にしたほうが良い。生産土砂の粒度分布は地質により異なるので、流域内で一つに決まらなないと考えられる。この点は今後解決しなければならない問題である。

参考文献

- 1) 叶・重村・藤田・宮田：掃流砂量観測と流砂理論に基づく河床材料の変化に着目した全流砂量の推定,令和 6 年度砂防学会研究発表会概要集 p.681
- 2) Fujita M, Yamanoi K, Suzuki G: A method for predicting debris-flow occurrence based on a rainfall and sediment runoff model, 7th International Conference on Debris-Flow Hazards Mitigation, 2019
- 3) 沢田:山地流域の土砂生産に関する研究, 京都大学学位論文, 1985
- 4) 小林:火山噴火後の渓床堆積土砂量と降雨浸透特性に着目した土石流発生ポテンシャルの変化, 京都大学修士論文, 2022

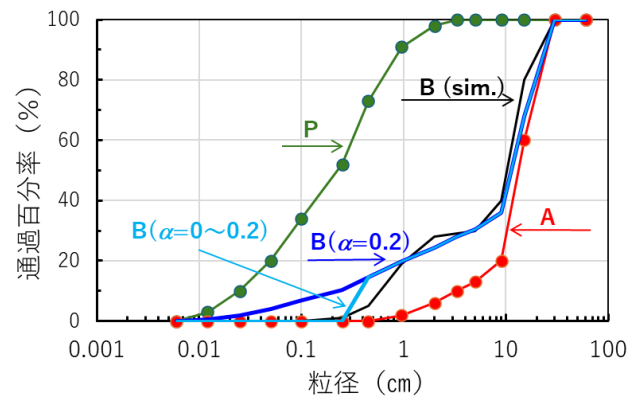


図 2 ヒル谷の生産土砂 (P), 十分発達したアーマールコート(A), 計算による河床表層(B(sim.)), 式(1)による河床表層(B(α))の粒度分布

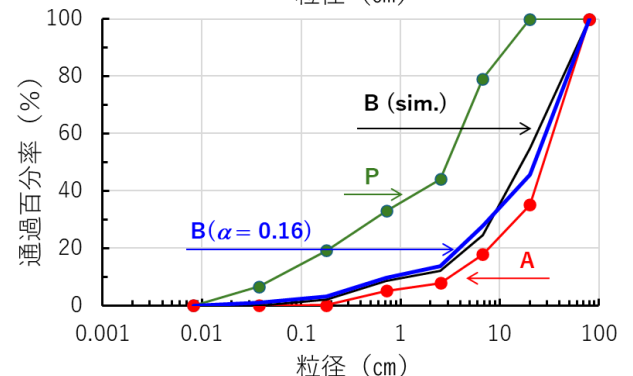
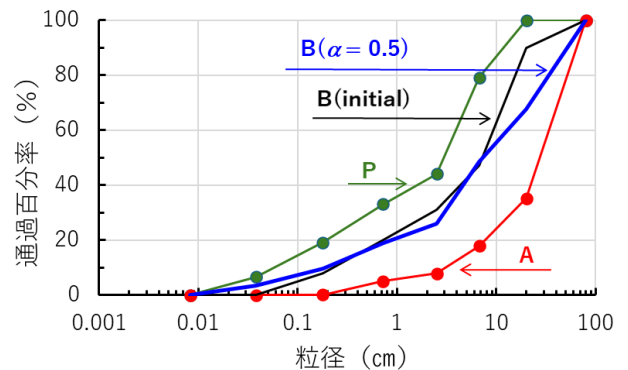


図 3 足洗谷の生産土砂 (P), 十分発達したアーマールコート(A), 河床変動計算の初期河床表層(B(initial)), 計算による河床表層(B(sim.))と式(1)による河床表層(B(α))の粒度分布