

CCTV データ等を用いた山地流域の流出特性の検討

株式会社気象工学研究所 ○坂井大作、友村光秀
国土技術政策総合研究所 山越隆雄、泉山寛明、平田育士

1. はじめに

山地流域での土砂災害対策を行うためには、山地流域の土砂移動現象を規定する山地流域の洪水流出に関する実態把握、および機構解明が必要不可欠である。これまで、直轄砂防事務所において CCTV により取得された映像データ（以降、「映像データ」と表記）を用いて、山地流域の豪雨時の流出特性についての研究を行ってきた¹⁾²⁾³⁾⁴⁾。タンクモデルを用いた場合、適切にパラメータを設定すれば土石流、洪水流に関わらず精度良くハイドログラフが推定できる可能性が示された（ただし土石流の場合は表流水起源と考えられる流量）が、そのパラメータによって大小様々な規模の流出を再現できると言い難い。汎用性のある降雨流出解析を目指す上では、降雨流出機構の解明を行う必要があり、できる限り物理的な特性を反映した流出モデルによって検討を行うことが必要と考える。

そこで、本研究では、過去に山地洪水が発生した溪流のうち、映像データが存在する溪流および上下流に水位計が設置されている溪流を対象に山地洪水のピーク流量等を推定し、分布型流出モデルを用いて一連の出水における流下特性について分析を行った。

2. 解析方法

2.1. ハイドロ・ハイトグラフの推定

解析対象流域として、5 流域を選定した（図-1）。那智川以外の 4 流域では、CCTV 設置地点および流砂観測地点を 1 つずつ含んでいる。那智川流域では複数の地点で水位計が設置されている。

選定した 5 流域について、水位データを用いて各 3 イベント、合計 15 イベントを抽出した。抽出したイベントにおいて、那智川以外の 4 流域では既往の H-Q 式を用いて水位から流量への変換を行った。那智川流域に関しては、観測された流量データを用いた。

また、流域の最寄りの雨量観測所（10 分間隔）を収集するとともに、FRICS 同時刻合成解析雨量（略）を用いてハイドロ・ハイトグラフを作成した。



図-1 選定した5流域

2.2. 分布型流出モデルによる再現計算

2.2.1. 分布型流出モデルの設定

分布型流出解析としては立川ら（2004）⁵⁾の流出モデル（GeoHyMoS⁶⁾、OHyMoS⁷⁾）を用いた。まず、GeoHyMoS により、標高メッシュデータの解像度に応じた地形モデルを構築した。図-2 に一例として那智川流域の河道網と部分流域図を示す。その上で降雨の時空間分布をインプットデータとして OHyMoS に与え、対象流域下流端におけるハイドログラフの推定を行った。OHyMoS では河道部での洪水流を、河床の抵抗則としてマニング則を用いたキネマティックウェーブモデルにより計算する。斜面部では、土層内の飽和・不飽和

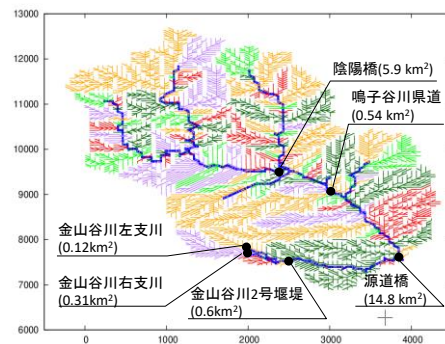


図-2 那智川流域の河道網と部分流域図
（標高メッシュ：50m×50m）

表-1 SCE-UA 法によるパラメータの探索範囲

パラメータ	最小値	最大値
河道の粗度係数 n_1 [$\text{m}^{-1/3} \text{s}$]	0.01	0.16
斜面の粗度係数 n_2 [$\text{m}^{-1/3} \text{s}$]	0.1	3
飽和透水係数 k_a [m/s]	0.0001	0.5
θ_e に相当する空隙の厚さ d_a [m]	0.001	10
θ_m に相当する空隙の厚さ d_m [m]	0.001	5
飽和・不飽和透水係数比 β	2	10

浸透流をダルシー則を用いて計算する。なお、地下水深の大小により毛管移動水、重力水と透水特性を分けて取り扱っている。表面流は河道部と同じ取り扱いである。パラメータとしては粗度係数（河道部 n_1 、斜面部 n_2 ）、飽和透水係数 k_a 、土層厚 d の有効間隙率 θ_e 分の高さ $d_a (=d\theta_e)$ 、毛管水として移動する空隙 θ_m 分の高さ $d_m (=d\theta_m)$ 、飽和、不飽和透水係数比 $\beta (=k_a/k_m; k_m$ は不飽和透水係数) であり、空間的に一様に与えている。

2.2.2. 分布型流出モデルの解析の実施

環境省植生 3 次メッシュデータを用いて、流域を森林、丘陵・耕作地、裸地の 3 区分に分け、各区分の割合を算出した。さらに各区分について、上記のパラメータを表-1 に示す範囲で同定した。パラメータの同定は、流域ごとに任意に選択した 1 出水イベントを対象に、SCE-UA 法を用いて同定を試みた。ただし 3 区分のうち、丘陵・耕作地、裸地は面積が小さいことに加え、パラメータのバラつきが小さいと考えられること

から、代表値（初期値）で固定し、森林のパラメータのみ変化させることとした。同定したパラメータを用いて、他にデータが取得できたイベントがある場合は再現計算を行い、パラメータの妥当性や適用限界について検証を行った。再現性が低い場合は、パラメータを変化させて感度分析を行った。再現性は、洪水波形の立ち上がり時刻、上昇速度、下降速度、ピーク流量およびピーク時刻のずれの観点から評価した。

3. 解析結果と考察

一例として、那智川流域の源道橋における同定および再現結果を示す。図-3は、SCE-UA法によるパラメータの同定過程を示す。（対象イベントは2017/6/18～6/24）。RMSEは65をやや下回る値に収束するように見える。なお、他の地点、イベントでは収束傾向を見いだせないものがあった。

図-4は、図-3の計算範囲内でRMSE最小時（=63.7）のパラメータを用いた時の再現結果である。同定対象イベント(a)では、流量波形のおおまかな変化傾向は再現できるものの流量増加量を過大評価し、その分最大値の再現性は悪い。また降雨のある前後は再現性が悪く、基底流量あるいは中間流出の取り扱いが不十分であることが分かる。同定したパラメータによって他のイベント（2017/10/19～10/25、2018/9/27～10/4）についても、降雨に伴う流量の増減は大まかには再現できているが、ピーク値が再現できていなかったり、基底流量の再現が悪かったりすることが分かる。

図-3の計算範囲内で得たRMSEを小さいものから順に並べたときの上位10位について、推定されたパラメータの範囲を見ると n_1 は0.01～0.02、 n_2 は0.28～0.4、 k_a は0.17～0.19 m/sであった。また d_a は0.24～0.29 m、 d_m は0.09～0.13 m、 β は2.1～2.7であった。

n_1 については山地河道で良く用いられる値（0.04～0.1）と比べて小さく、 k_a も非常に大きな値といえる。 β は立川ら（2004）によると2～6程度の値とされ、この範囲に収まっている。なお、 n_1 については再現性が低いものがみられるものの、他の流域、イベントで同定された値はもう少し大きめの値を示す。一方 k_a についてはどの場合も数cm/s～数十cm/sという同定結果であり、透水性の良い砂や礫などと同程度で系統的に大きな値を示す。しかしながら、ここには示さないが金山谷川上流右支川を対象にSCE-UA法によらず手動でパラメータを操作すると、 k_a は0.003m/sと小さな値を設定しても再現性の比較的高い結果が得られる。つまりSCE-UA法によりパラメータは一意に決まらないことを示しているが、降雨やパラメータを空間的分布するように与えておらず、その影響が考えられる。

4. まとめと今後の課題

本研究では流域面積の小さい複数の山地流域を対象に分布型流出解析を実施した。その結果、再現性にばらつきがあり、SCE-UA法でもパラメータが容易に決まらないことが分かった。今後は、パラメータを空間的に分布するように与えた検討を行ったり、流出解析モデルで反映できていない現象を検討したりするなどが必要である。

【参考文献】

- 1) 友村ら(2016)：平成28年度砂防学会概要集、2) 坂井ら(2017)：平成29年度砂防学会概要集
- 3) 桜井ら(2018)：平成30年度砂防学会概要集、4) 坂井ら(2019)：令和元年度砂防学会概要集
- 5) 立川ら(2004)：水工学論文集、第48巻、pp.7-12
- 6) <http://hywr.kuciv.kyoto-u.ac.jp/geohypos/geohypos.html>
- 7) <http://hywr.kuciv.kyoto-u.ac.jp/ohypos/index.html>

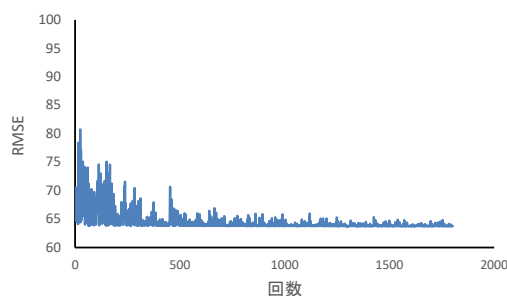


図-3 SCE-UA法によるパラメータの同定過程

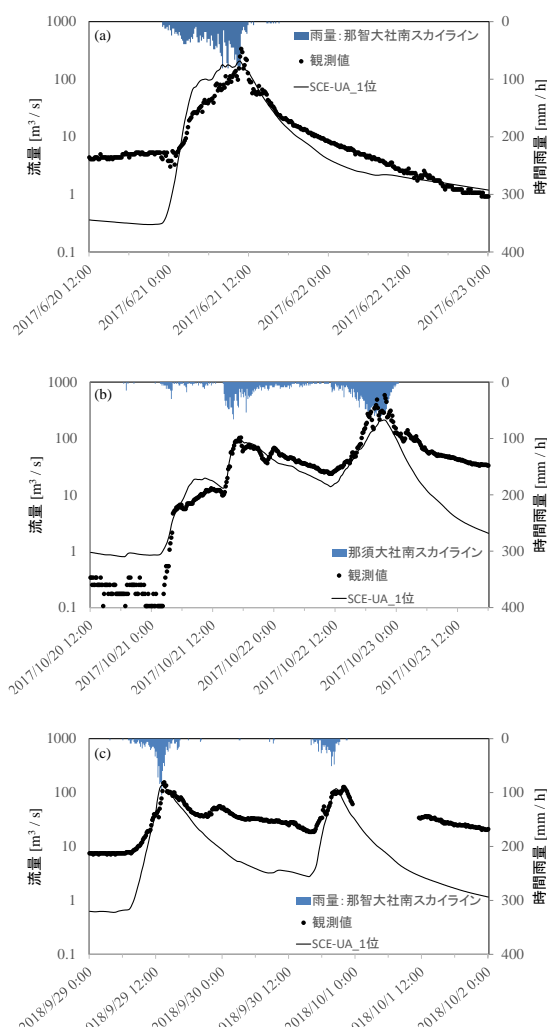


図-4 那智川・源道橋において、(a)SCE-UA法によりパラメータ同定結果、b)、(c)同パラメータを使用した場合の再現結果