

水循環解析モデルを用いた洪水流出モデルの統合化の試み

パシフィックコンサルタンツ株式会社 ○古川正修, 吉武央気, 稲毛孝章, 謝明明
 国土交通省 国土技術政策総合研究所 金澤瑛
 一般財団法人 砂防・地すべり技術センター 中谷洋明
 株式会社ブルーアースセキュリティ 森康二

1. はじめに

山崩れ・がけ崩れの発生危険性は、降った雨が土壌中の水分として貯まっている量（土壌水分量）が多いほど高いことが知られている。土壌水分量から土砂災害の危険度を見積もるため、気象庁によって開発されたものが「土壌雨量指数」である^{1),2)}。周知のとおり、「土壌雨量指数」の大元は、Ishihara and Kobatake(1979)³⁾が洪水流出モデルの作成にあたり崩壊を誘発する表層土層の土壌水分量との統合化⁴⁾を図って開発した3段直列タンクモデルの貯留高であるが、地表水流れと地下水流れを各々の物理モデルで計算していた頃に、表層土層における直接流出・浸透・中間及び地下水流出といった一連の水循環過程を模し、かつ計算負荷も小さいIshihara and Kobatake(1979)³⁾の3段直列タンクモデルに着目して「土壌雨量指数」を開発したことは、開発者らの慧眼と言える。しかし、Ishihara and Kobatake(1979)³⁾の洪水流出モデルのような集中型モデルは、流出特性に係る地形条件が明示的に入力されていない、パラメータが物理モデルのように物理的意味を持たないといった点が指摘されている⁵⁾。そこで本検討では、計算機的能力向上と相まって、近年普及しつつある地表水・地下水流れを連成して解く物理モデル（水循環解析モデル）を用い、Ishihara and Kobatake(1979)³⁾と同様の洪水流出モデルの統合化を試みた。

2. 水循環解析モデルの概要

地圏の2次元地表水流れ、地下3次元地層媒体中の地下水流れを連成して解くことのできる水循環解析コードのうち、研究利用に限定せず国内外で比較的広く利用されているものに、HydroGeoSphere⁶⁾とGETFLOWS⁷⁾がある。これらは、地表水を2次元平面（浅水波長方程式で近似）流れとして一般化し、1次元開水路と2次元平面内の地表流を区別する必要がない。地下地層媒体中は完全3次元流れとし、飽和・不飽和領域を区別していない。地表水と地下水の相互作用は完全陰的解法によって取り入れている。これにより、地表水・地下水流れを完全に連成した物理モデルとなっている。両コードの違いは空間離散化手法にあり、HydroGeoSphereはコントロールボリューム有限要素法、GETFLOWSは積分有限差分法である。本検討では、地形的特徴（谷筋・尾根筋等）をできる限りモデル化するため、三角柱要素を扱えるHydroGeoSphereを用いた。支配方程式は次式の通り、 Γ_{ex}, Γ_o ：交換フラックス[m³/m³/s]、 Q, Q_o ：湧出量/吸込量[m³/m³/s]、 θ_s ：有効空隙率[-]、 S_w ：飽和度[-]、 $\vec{K}$ ：飽和透水係数[m/s]、 k_r ：比透水係数[-]、 ψ ：圧力水頭[m]、 z, z_o ：標高[m]、 d_o ：水深[m]である。

$$\text{質量保存則(3次元地下水流れ)}: -\nabla \cdot \vec{q} + \sum \Gamma_{ex} \pm Q = \frac{\partial \theta_s S_w}{\partial t}$$

$$\text{運動量保存則(ダルシー則)}: \vec{q} = -\vec{K} \cdot k_r \nabla(\psi + z)$$

$$\text{質量保存則(2次元地表水流れ)}: -\nabla \cdot d_o \vec{q}_o - d_o \Gamma_o \pm Q_o = \frac{\partial \phi_o(z_o + d_o)}{\partial t}$$

$$\text{運動量保存則(マニング則)}: \vec{q}_o = -\frac{d_o^{2/3}}{n\Phi^{1/2}} k_{ro} \nabla(d_o + z_o)$$

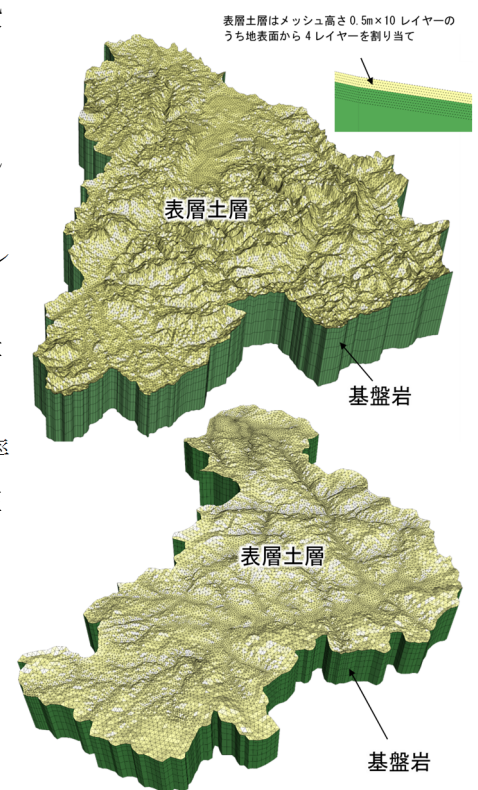


図-1 3次元水循環モデルの鳥観図
 (上段:高山ダム流域, 下段:大戸川流域)

注) 原著⁴⁾は「総合化」としているが、本稿では近年の用法（土壌雨量指数への応用）を踏まえ「統合化」とした。

対象流域は、Ishihara and Kobatake(1979)³⁾の洪水流出タンクモデルのうち、現行の土壌雨量指数タンクモデルに採用された花崗岩を主な地質とする木津川の高山ダム流域（旧・月ヶ瀬流域）と大戸川流域の2流域とした。地質区分については、地質特性の標準化を図るため、表層土層と基盤岩の2種とし、表層土層厚については表層崩壊に係る土層厚⁸⁾を踏まえて一律深度2mとした（図-1）。地表面の被覆も、主要河川と河川以外の2種とした。水理定数、地表面の粗度係数は、区分ごとに一律設定した。解析条件を表-1に示す。

3. 解析結果

H25 年台風 18 号、H29 年台風 21 号を対象とした解析結果を図 2 に示す。高山ダム流入量の計算では、ピーク流量は概ね一致したものの、実測の洪水の立ち上がりやピーク流量の出現時期が 6 時間程度遅い。一方、大戸川黒津観測所の流量の計算では、H25 年台風 18 号の洪水波形は実測ほどのシャープさを欠き、ピーク流量も大きいものの、洪水の立ち上がりやピーク流量の出現時期は良好な再現性を示した。

表-1 3次元水循環解析モデルの解析条件

項目	適用		
降水量	1kmメッシュ解析雨量		
蒸発散量	ハーモン式による可能蒸発散量×蒸発散係数0.65 （日平均気温は近傍の気象観測所の値を使用）		
初期条件 （地表水分布及び 地層の全水頭・飽 和度分布等） マニングの 粗度係数	近傍の気象観測所の1991～2020年の日平均降水量、日平均気温をもとにハーモン式から求めた蒸発散量を入力条件としてスピンアップ計算した解析結果を初期条件とした。		
地層の 水理定数	地層	透水係数 (m/s)	有効空隙率 (-)
	表層土層 (地表面～2.0m)	3.5×10^{-5}	0.3
	基盤岩	1.0×10^{-8}	0.1

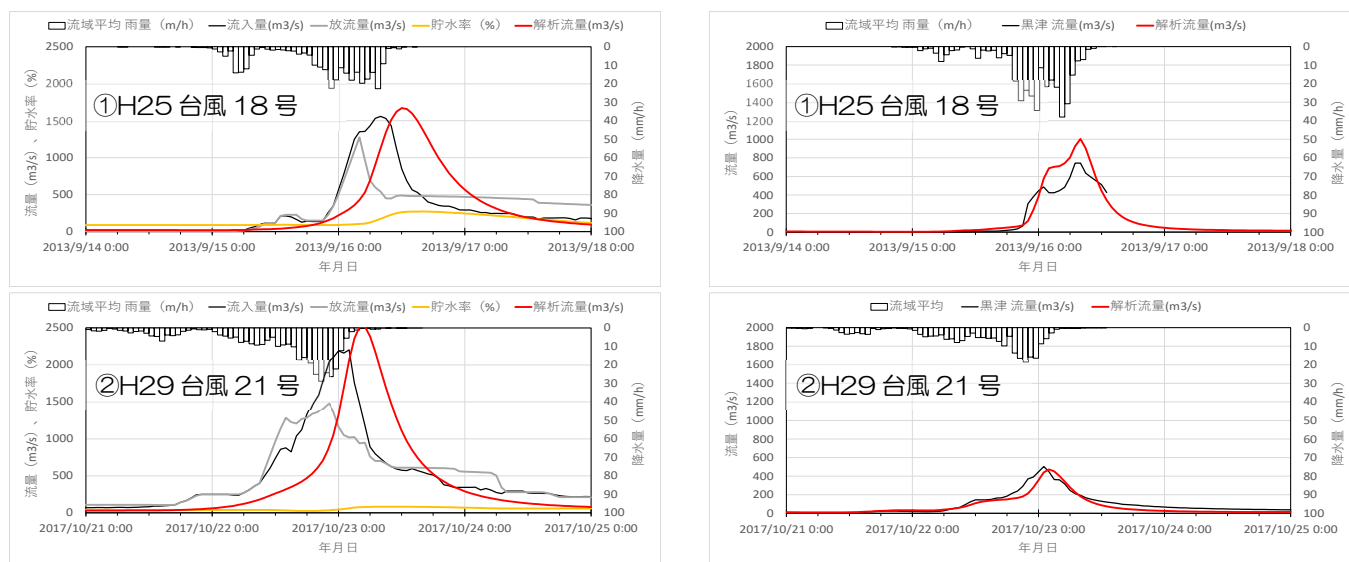


図-2 3次元水循環モデルによる洪水流量の再現性検証結果(左;高山ダム流域, 右;大戸川流域)

4. まとめ

洪水の立ち上がりやピーク流量の出現時期に遅れが生じるなど課題は残すものの、表層土層の層厚、水理定数、粗度係数を一律とした3次元水循環解析モデルでも2流域×2降雨イベントの洪水を比較的良好に再現した。このことから、Ishihara and Kobatake(1979)³⁾が3段直列タンクモデルを用いて取り組んだように、3次元水循環解析モデルを用いた洪水流出モデルにおいて、崩壊を誘発する表層土層の土壌水分量との統合化も可能と考えられる。

5. 参考文献

- 1) 岡田憲治(2000)：土砂災害の軽減に向けた「土壌雨量指数」の開発，消防科学と情報，No. 60
- 2) 岡田憲治・牧原康隆・新保明彦・永田和彦・国次雅司・斉藤清(2001)：土壌雨量指数，天気，Vol. 48，No. 5
- 3) Y. Ishihara and S. Kobatake (1979)：Runoff Model for Flood Forecasting, Bull. D.P.R.I., Kyoto Univ., 29
- 4) 洪水流出計算の総合化に関する一考察，京都大学防災研究所年報，第21号B-2
- 5) 水山高久・栗原淳一(2022)：質疑応答（近年の土砂・洪水氾濫時の水の流出の実態と予測可能性の検討ー土砂・洪水氾濫が発生する山地流域での流出解析における降雨の空間的集中度の違いと河道計算の影響に関する事例研究），砂防学会誌，Vol. 75，No. 5
- 6) R. Therrien, R. G. McLaren, E. A. Sudicky & S. M. Panday(2010)：HydroGeoSphere－A Three-dimensional Numerical Model Describing Fully-integrated Subsurface and Surface Flow and Solute Transport－
- 7) H. Tosaka, K. Itoh, & T. Furuno(2000)：Fully coupled formulation of surface flow with 2-phase subsurface flow for hydrological simulation. Hydrological processes, Vol. 14, No. 3
- 8) 千木良雅弘(1998)：災害地質学入門，近未来社