

## RRI を用いた流出計算法実用化に関する研究

Research on practical application of runoff calculation method using RRI-iRIC

北海道大学工学部環境社会工学科 ○学生員 佐々木慎司 (Shinji Sasaki)  
 (株)River Link 正会員 旭一岳 (Kazutake Asahi)  
 北海道大学大学院工学研究院 フェロー 清水康行 (Yasuyuki Shimizu)

## 1. はじめに

近年、台風などの影響による大規模洪水によって、中小河川などで深刻な被害が頻発している。国内および国外にはこのような河川が数多くあり、今後さらに水災害が頻発すると考えられる。このような流域内の各地で発生する氾濫を伴う洪水災害に対し、河川管理者や防災対策者は、限られた情報をもとに被害の全容を把握し、迅速な対応が求められる。大規模洪水の浸水範囲を特定するうえで、衛星による洪水モニタリングの実用化が進んでいるが、衛星による洪水モニタリングは撮影頻度や空間解像度に限界があり、氾濫原水深を予測することは難しい。既存の水文モデルの多くは、山地流域からの降雨流出をシミュレーションすることを主な目的としており、氾濫の現象を再現しておらず、また、破堤地点からの越流量や河川水位を境界条件とし、特定の氾濫原を対象に適用することが一般的であり、流域全体でどの地域がどのように氾濫するかを降雨情報から予測するにはあまり適さない。小河川を含む流域全体では、流域の複数箇所で氾濫が発生することが多いため、小河川の水位やその周辺の浸水状況を包括的に把握する必要がある。そのために、流域全体で降雨を入力として流出過程と氾濫過程を一体的に解くことが可能な RRI(Rainfall Runoff Inundation)モデルが開発された。(Sayama et al., 2012)

本研究では、2016年8月に台風による氾濫被害に見舞われた南富良野の空知川上流域において RRI モデルを組み込んだ iRIC<sup>1)</sup>で解析、再現し、モデルの検証を行った。

## 2. RRI(Rainfall Runoff Inundation)モデル

RRI モデルは、流域全体を格子単位で分割する分布型モデルであり、降雨を入力して降雨流出と洪水氾濫を一体的に解析する。降雨は流域斜面に入力し、河道と斜面で水の流れを計算するとともに、両者の水のやり取りを計算する。以下で、モデルの基礎式を説明する。

## (1) 流域斜面の基礎式

流域斜面では、連続式 (1) と二次元浅水方程式 (2), (3) を適用する。

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} = r - f \quad (1)$$

$$\frac{\partial q_x}{\partial t} + \frac{\partial u q_x}{\partial x} + \frac{\partial v q_x}{\partial y} = -gh \frac{\partial H}{\partial x} - \frac{\tau_x}{\rho_w} \quad (2)$$

$$\frac{\partial q_y}{\partial t} + \frac{\partial u q_y}{\partial x} + \frac{\partial v q_y}{\partial y} = -gh \frac{\partial H}{\partial y} - \frac{\tau_y}{\rho_w} \quad (3)$$

ここに、 $h$ : 水深、 $u, v$ :  $x, y$  方向の流速、 $q_x, q_y$ :  $x, y$  方向の単位幅流量、 $r$ : 降雨強度、 $f$ : 鉛直浸透強度、 $g$ : 重力加速度、 $t$ : 時間、 $H$ : 基準面からの水位、 $\tau_x$ : 境界面摩擦応力、 $\rho_w$ : 水の密度である。RRI モデルでは、低平地の降雨流出過程や氾濫原における浸水の状況を的確かつ迅速に解析するため、拡散波近似を用いて移流項を無視することによって、流量を (4), (5) 式で計算する。

$$q_x = -\frac{1}{n} h^{\frac{5}{3}} \sqrt{\left| \frac{\partial H}{\partial x} \right|} \operatorname{sgn} \left( \frac{\partial H}{\partial x} \right) \quad (4)$$

$$q_y = -\frac{1}{n} h^{\frac{5}{3}} \sqrt{\left| \frac{\partial H}{\partial y} \right|} \operatorname{sgn} \left( \frac{\partial H}{\partial y} \right) \quad (5)$$

ここに、 $n$ : 粗度係数である。 $\operatorname{sgn}(x)$ は符号関数といい、実数に対しその符号に応じて 1, -1, 0, のいずれかを返す関数である。

$$\operatorname{sgn} x = \begin{cases} 1, & (x > 0) \\ 0, & (x = 0) \\ -1, & (x < 0) \end{cases}$$

## (2) 流域斜面の側方浸透流と鉛直浸透流

流域斜面は山地部と平野部に分けて、山地部では側方浸透流を、平野部では鉛直浸透流を考慮する。

## a) 山地部の側方浸透流

山地部では通常、横方向の地下流と飽和した表面流が支配するので、鉛直浸透強度  $f$  は無視する。ここでは、不飽和・飽和側方流と表面流を一体的に解析する流量流積関係式<sup>2)</sup>を適用する。また、簡単のため  $x$  方向のみの式を記載する。

$$q_x = \begin{cases} -k_m d_m \left( \frac{h}{d_m} \right)^\beta \frac{\partial H}{\partial x}, & (h \leq d_m) \\ -k_a (h - d_m) \frac{\partial H}{\partial x} - k_m d_m \frac{\partial H}{\partial x}, & (d_m < h \leq d_a) \\ -\frac{1}{n} (h - d_a)^{\frac{5}{3}} \sqrt{\left| \frac{\partial H}{\partial x} \right|} \operatorname{sgn} \left( \frac{\partial H}{\partial x} \right) \\ -k_a (h - d_m) \frac{\partial H}{\partial x} - k_m d_m \frac{\partial H}{\partial x}, & (d_a < 0) \end{cases} \quad (6)$$

ここに、 $k_a$ : 飽和透水係数、 $d_a$ : 土層圧×空隙率、 $d_m$ : マトリクス部の層厚、 $k_m = k_a / \beta$  ( $\beta$ : 定数) である。

## b) 平野部の鉛直浸透流

斜面勾配が小さい平野部では、山地部と異なり降雨の

初期損失を考慮するため Green-Ampt モデル<sup>3)</sup>を用いて (7) 式で鉛直浸透を計算し、その余剰分を表面流として追跡する。

$$f = k_v \left[ 1 + \frac{(\phi - \theta_i) S_f}{F} \right] \quad (7)$$

ここに、 $k_v$ ：鉛直飽和透水係数、 $\phi$ ：空隙率、 $\theta_i$ ：初期体積含水率、 $S_f$ ：浸潤前線の吸引圧、 $F$ ：累積浸透量である。

### (3) 河道部の基礎式

河道部は (1) ~ (3) 式を一次元にした拡散波近似式を適用する。河道のあるグリッドセルにおいては、一つのグリッドセルに河道と斜面の両方が存在し、河道はグリッドセルの中央を流れる線分として表現する。河道形状は矩形とみなし、その形状は河道幅、河道水深、および堤防高によって定義され、河道幅や河道水深は、流域面積の関数として (8)、(9) 式により決定される。

$$W = C_W A^{S_W} \quad (8)$$

$$D = C_D A^{S_D} \quad (9)$$

ここに、 $W$ ：河道幅、 $D$ ：河道水深、 $C_W, S_W, C_D, S_D$ ：河道形状係数、 $A$ ：流域面積である。また、堤防高はある流域面積以上の場合に一様な高さとして与えられる。

### (4) 河道と斜面の水交換

斜面と河道の水交換は、以下の A) から D) の場合に分けて計算する。

#### A) 河道水位が地盤高より低い場合

斜面から河道の流量は段落ち式 (10) により計算する。

$$q_{sr} = \mu_1 h_s \sqrt{gh_s} \quad (10)$$

ここに、 $\mu_1$ ：定数、 $q_{sr}$ ：斜面部から河道部への流量、 $h_s$ ：斜面部の水深である。

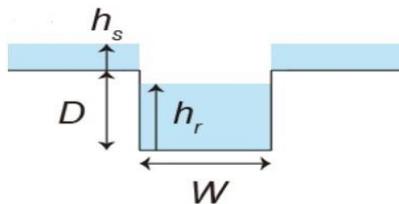


図 1 河道水位が地盤高より低い場合

#### B) 河道水位が斜面水位より高い、かつ河道水位と斜面水位の両方が堤防高より低い場合

両水位とも堤防高より低いため水のやり取りをしない。ここに、 $H_e$ ：堤防高である。

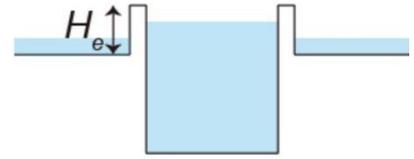


図 2 河道水位が斜面水位より高い、かつ河道水位と斜面水位の両方が堤防高より低い場合

#### C) 河道水位が斜面水位と堤防高より高い場合

河道から斜面への流量は越流公式 (11) により計算する。

$$q_{rs} = \begin{cases} \mu_2 h_1 \sqrt{2gh_1}, & \left( \frac{h_2}{h_1} \leq \frac{2}{3} \right) \\ \mu_3 h_2 \sqrt{2g(h_1 - h_2)}, & \left( \frac{h_2}{h_1} > \frac{2}{3} \right) \end{cases} \quad (11)$$

ここに、 $\mu_2, \mu_3$ ：定数、 $q_{rs}$ ：河道部から斜面部への流量、 $h_1$ ：堤防の頂点からの河道水位である。

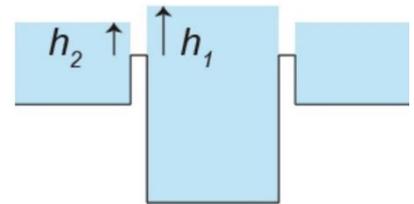


図 3 河道水位が斜面水位と堤防高より高い場合

#### D) 斜面水位が河道水位と堤防高より高い場合

斜面部から河道部への流量は (11) 式の越流公式で計算する。

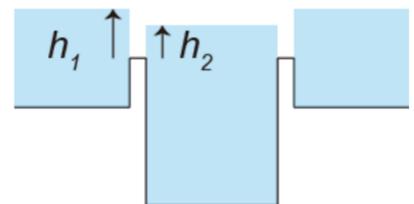


図 4 斜面水位が河道水位と堤防高より高い場合

## 3. 空知川上流域の洪水の概要

空知川流域は、北海道空知郡南富良野町北東部に位置する流域面積 2618km<sup>2</sup> の河川である。空知川は、上ホロカメットク山を水源とし、山間を経て、金山ダムに流入し、その後富良野盆地に入り、滝里ダム等を経て滝川市で石狩川に合流する。空知川幾寅地区は、金山ダム上流部の約 2.4km の区間で左岸は農地と市街地となっており、右岸は主に山林となっている。

2016年8月17日から8月23日の1週間に台風7号、

9号, 11号が北海道に上陸し, 北海道東部を中心に大雨により河川の氾濫や土砂災害が発生した. また, 8月29日からの前線と台風10号の接近による大雨により, 十勝川水系や石狩川水系・空知川上流で堤防の決壊や河川の氾濫, 日高山脈東側での道路や橋梁の流失などが相次ぎ, 大きな災害となった.

空知川の上流域において水位・流量を観測しているの金山ダム観測所と幾寅観測所であり, 金山ダムにおいては計画流入量(1000m<sup>3</sup>/s)を超え, 約1600m<sup>3</sup>/sを記録した. 幾寅観測所では, 1時間(8月30日16:00から17:00)で80cmを超える水位上昇量を記録し, その後欠測状態が続いた.

図5に決壊箇所の状況を示す, 図に示す通り, 上流破堤箇所は大勝橋近傍に位置し, 下流破堤箇所は太平橋近傍に位置している. 2016年8月北海道豪雨災害調査団による現地での聞き込み調査によると, 下流破堤箇所は8月31日4時40分頃には確認されており, この時間帯までには既に上流, 下流共に破堤していた. ただし, 正確な時間は不明である. 結果として, 空知川の氾濫により, 南富良野町市街地を含む地域で浸水被害が発生し, 浸水面積は南富良野町幾寅地区で約130haとなった.



図5 空知川南富良野町における決壊箇所の様子

#### 4. RRIモデルの空知川上流域への適用

RRIモデルは, 地形データと雨量データを入力し, 河川流量や河川水位を出力する. 以下に, 各データの入手方法を構築方法を記述する.

##### 1) 地形データ

RRIの計算には同一格子形状で作成された以下のデータセットが必要である.

- DEMデータ: 各セルの標高
- DIRデータ: 各セルの落水方向
- ACCデータ: 各セルの上流集水ピクセル数

これらのデータは「流域データ抽出」サイト<sup>4)</sup>から取得する. 取得できるデータのメッシュサイズは, 1秒メッシュと3秒メッシュであり, 本研究では3秒メッシュサイズを使用する. 1セルあたりの面積は同じとしているため, 上流集水ピクセル数に値を1セルあたりの面積を乗じると, そのセルの流域面積 $A$ が算出でき, この値は(8), (9)式によって河道幅や河道水深を決定する際に使われる.

#### 2) 雨量データ

入力降雨は, 気象庁の地上観測雨量(解像度1kmメッシュ)を使用した. (毎時00分と30分に作成されている)図6は2016年8月29日0時から2016年8月31日22時の70時間の累積雨量を示している. 図よりこの70時間の間の累積雨量が500mm以上である箇所が複数地点あることが確認できる.

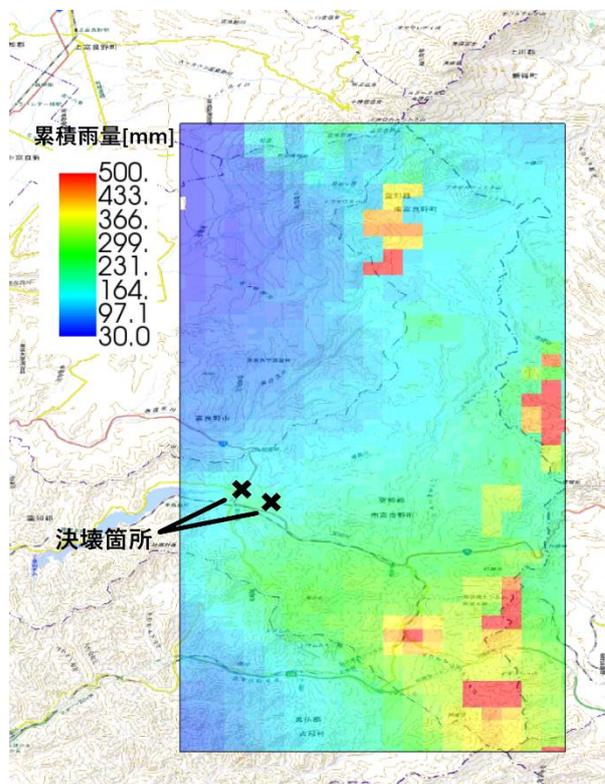


図6 2016年8月29日0時から2016年8月31日22時の70時間の累積雨量

#### 5. 再現結果

##### (1) 河川流量

2016年8月の空知川上流域の洪水をRRIモデルを組み込んだiRIC上で再現し, 計算結果と観測結果を比較する. 入力降雨は, 気象庁の地上観測雨量(解像度1kmメッシュ)を30分毎に使用する. 図7は幾寅観測所における降雨強度と計算流量と観測流量の比較を示している. (観測データが途中で欠損しているため, 参考までに北海道開発局が行った二段タンク型貯留関数モデルの計算結果も掲載した)

ここで, 各パラメータは次のように設定した. 土層圧 $\times$ 空隙率 $d_a$  0.471[m], 飽和透水係数 $k_a$  0.1[m/s], 鉛直飽和透水係数 $k_v$   $5.56 \times 10^{-7}$ [m/s], 浸潤前線の吸引圧 $S_f$  0.273[m],  $\beta$  4, 河道の粗度係数 $n_{river}$   $0.03[m^{-1/3}s]$ , 斜面の粗度係数 $n$   $0.4[m^{-1/3}s]$

図7を見ると, 洪水の立ち上がり部分においては, 観測結果との誤差が大きい, 流量が200m<sup>3</sup>/sに近づくにつれ再現制度が高まっていることがわかる. また, 欠

測しているため、十分な比較とは言えないが、二段タンク型貯留関数モデルと比較すると、ピーク生起時刻は概ね一致している。また、全体的に過小評価しているが、波形も概ね一致しているとわかる。

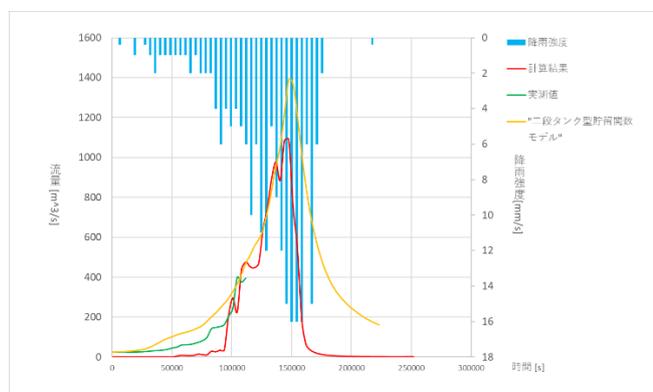


図 7 計算流量と観測流量の比較

また、流域内の他の観測地点のデータとの比較を行い、計算結果と観測結果の比較回数を増やすことで、パラメータのより適切な設定を目指していきたい。

## 7. 参考文献

- 1) iRIC Project: <http://i-ric.org/ja/>
- 2) 立川康人・永谷言・寶馨：飽和・不飽和流れの機構を導入した流量流積関係の開発.水工学論文集, 48, 7-12, 2004
- 3) Raws, W.J., Ahuja, L.R., Brakensiek, D.L. and Shirmohammadi, A.: Infiltration and soil water movement, Handbook of Hydrology, MacGrawHill Inc., New York, 5.1-5.51, 1992.
- 4) [http://153.126.130.135/RiverInformationDL/RiverInfoApi\\_JFlow\\_6y.html](http://153.126.130.135/RiverInformationDL/RiverInfoApi_JFlow_6y.html)
- 5) 2016年8月北海道豪雨土木学会調査団報告書
- 6) [https://www.pwri.go.jp/icharm/research/rri/index\\_j.html](https://www.pwri.go.jp/icharm/research/rri/index_j.html)

## (2) 河道水深と氾濫原水深

図 8 にピーク時 (2016 年 8 月 31 日 1 時) における河道水深と氾濫原水深を示す。この図より、2 つの決壊箇所を中心に市街地が氾濫しているとわかる。これは、当時の証言とも概ね一致しており、良好な再現結果を示している。



図 8 ピーク時 (2016 年 8 月 31 日 1 時) の河道水深と氾濫原水深の計算結果

## 6. 考察と今後の課題

計算結果と観測結果を比較すると、再現度は概ね良好であるとわかった。しかしながら、洪水の立ち上がりにおける観測結果との誤差が大きいことや、全体的にやや過小評価である。これは、パラメータのチューニングが不十分であることや、斜面のパラメータを全範囲同じにしているということ等が原因だと考えられる。今後は、流域の土地利用区分を反映させるために、土地利用区分ごとにパラメータの値を変えて更なる再現性の向上に努めていきたい。