

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

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は、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、流域の複数箇所でも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。これを目的として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¹⁾が開発された。(Sayama et al., 2012)

本研究の目的は、2016年8月に台風による氾濫被害に見舞われた空知川流域、札内川流域において、RRIモデルを組み込んだiRRI²⁾で解析、再現をすることによって、モデルの検証を行い、RRIモデルの北海道河川への適用性を評価することである。

2. RRI(Rainfall Runoff Inundation)モデル

以下、佐山ら³⁾によるRRIモデルの概要を示す。

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、 τ_x ：境界面摩擦応力、 ρ_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⁴⁾を適用する。また、簡単のため x 方向のみの式を記載する。

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

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、 $k_m : k_a/\beta$ (β ：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⁵⁾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、 ϕ ：空隙率、 θ_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樣の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。

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

ここに μ_1 は定数、 q_{sr} は斜面部から河道部の流量、 h_s は斜面部の水深である。

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 は堤防高である。

河道から斜面への流量は越流公式 (11) により計算する。

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

ここに、 μ_2, μ_3 は定数、 q_{rs} は河道部から斜面部への流量、 h_1 は堤防の頂点からの河道水位である。

C) 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。

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。

3. 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
- 土地利用区分データ

これらのデータは東京大学生産技術研究所山崎大らにより公開されている「流域データ抽出」サイト⁶⁾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解析雨量(解像度約1km)をアメリカ海洋大気庁(NOAA)が提供している grib2 処理プログラムである wgrib2⁷⁾と Python 言語を用いて著者らが開発したデータ変換ツールにより、iRIC で計算できるよう変換したものをを用いた。

5. RRI モデルの空知川流域への適用

(1) 計算条件

計算対象である空知川流域を図1に示す。斜面及び河道のパラメータは表1、表2のように設定した。RRI を組み込んだ iRIC では、水田、畑、山地、都市、水域の5つに対してパラメータを設定できるが、ここでは、水田、畑、都市、水域のパラメータはを統一し、4つをまとめて「平野」として計算を行った。また、河道幅と河道水深を決定するパラメータである C_W, S_W, C_D, S_D は、Google Earth⁸⁾等から得られた複数の河道幅、河道深さ等の断面情報をもとに設定した。計算期間は2016年8月20日0時~25日0時までの計120時間とした。



図1 空知川流域概要図

表1 斜面の計算条件

パラメータ	山地	平野
$n (m^{-\frac{1}{3}}s)$	0.3	0.3
$d_a (m)$	0.35	—
$d_m (m)$	0.03	—
$k_a (m/s)$	0.15	—
$k_v (m/s)$	—	8.33×10^{-7}
φ	—	0.398
$S_f (m/s)$	—	0.2185
β	4	—

表2 河道の計算条件

パラメータ	
$n_{river} (m^{-\frac{1}{3}}s)$	0.015
C_W	0.44
S_W	0.7
C_D	0.95
S_D	0.2

(2) 再現結果

2016年8月出水をRRIモデルで再現した計算結果を観測結果と比較する。

図2は幾寅観測所、学田観測所、布部観測所の3つの観測地点における計算流量と観測流量を比較である。3つの観測地点では、モデルが過大評価している部分もあるが、ピーク時刻及び波形は概ね良好に対応している。3つの観測地点の比較結果において、共通して見受けられたのは、8月21日～22日における計算値が実測値を大きく上回っているところである。これは山地部の不飽和流・中間流を表現するパラメータである d_a 及び d_m の調整が不十分であることが原因であると考えられる。しかし、この期間に合わせて d_a を小さくし、 d_m を大きくする等のチューニングを試みたが、結果的に8月23日のピーク流量が小さくなってしまったため、今回のパラメータ設定はモデルのデフォルト値をそのまま用いるのが妥当であると判断した。

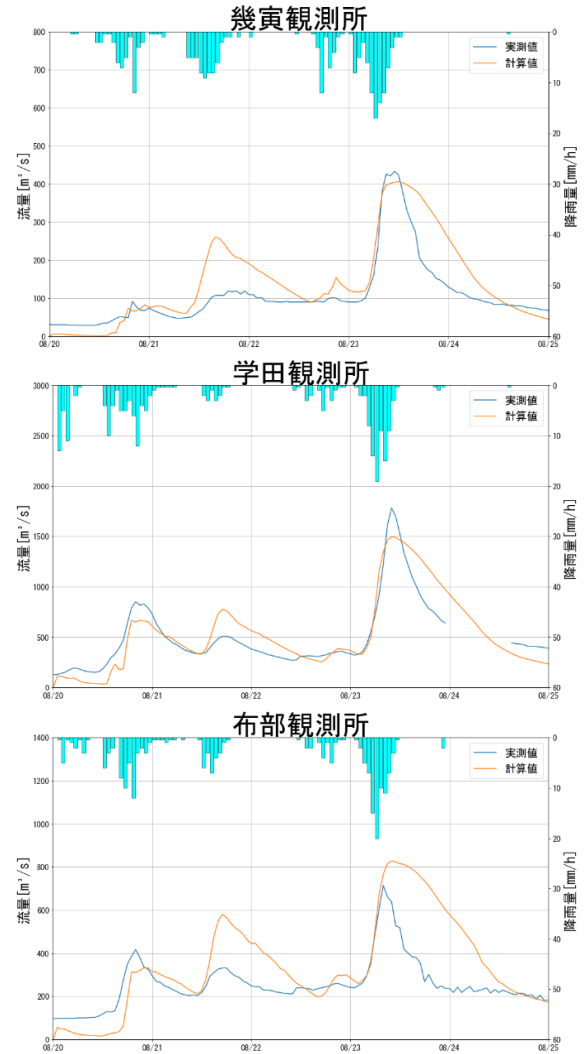


図2 計算流量と観測流量の比較

6. RRIモデルの札内川流域への適用

(1) 計算条件

同様に2016年8月に洪水の被害に見舞われた札内川流域においてもRRIモデルを適用した。

計算対象である札内川流域を図3に示す。また、今回は斜面及び河道のパラメータを、空知川流域同様、表1、表2のように設定し、計算結果にどのような違いが生じるかを検証した。また、計算期間は2016年8月29日0時～9月1日0時までの計72時間である。

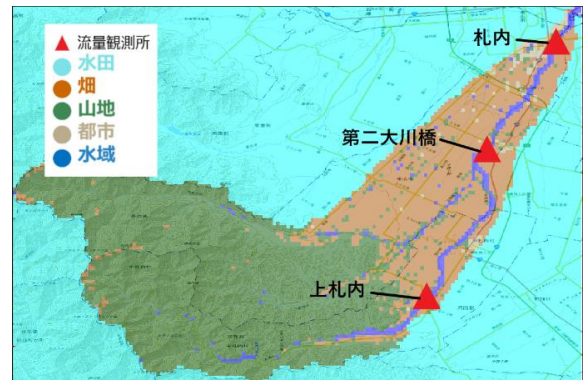


図3 札内川流域概要図

(2) 再現結果

図4は上札内観測所、第二大川橋観測所、札内観測所の3つの観測地点における計算流量と観測流量を比較している。

3つの観測地点では、ピーク時刻及び波形は概ね良好に対応しているが、実測値に比べ、全体的にかなり過小評価であるという結果となった。空知川流域の土地利用区分は大半が山地であるが、札内川流域は畑の割合が非常に高くなっている。しかし、今回は水田、畑、都市、水域を同じパラメータに設定しており、このことが少なからず影響しているのではないかと考えた。

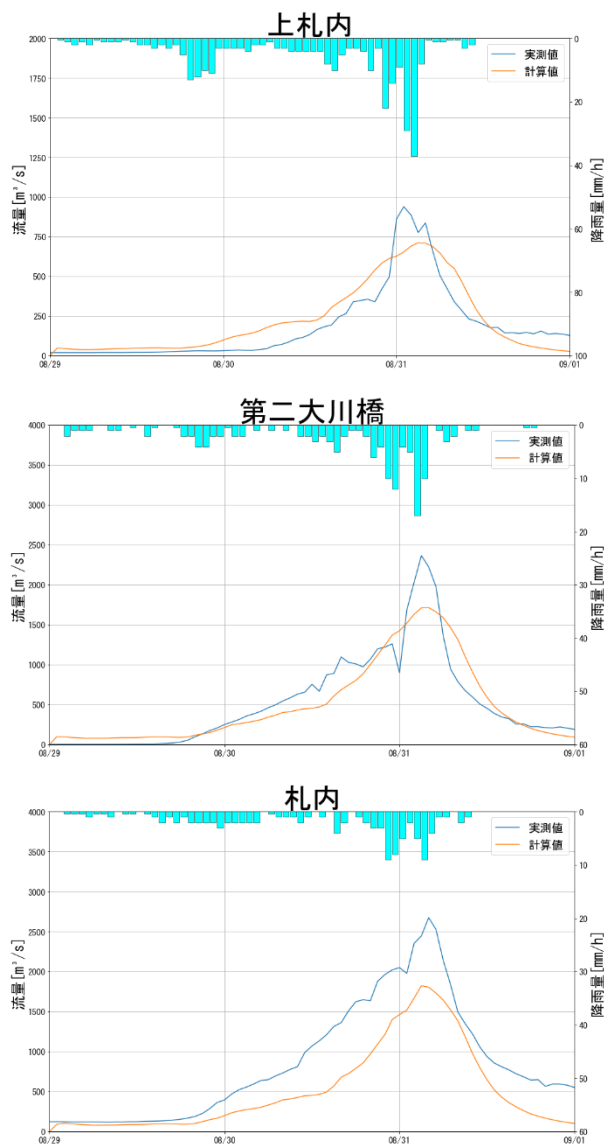


図4 計算流量と観測流量の比較

6. 考察と今後の課題

計算結果と観測結果を比較すると、空知川流域においては再現度は概ね良好であるとわかった。しかしながら、空知川流域と同じ計算条件で計算を行った札内川流域においては、かなり過小評価であるという結果が示された。このことから、対象流域の土地利用区分に応じて斜面の

パラメータを臨機応変に変更することの重要性が示唆された。札内川流域については、今後のパラメータのパラメータのチューニング次第で再現性が改善されると考えられるので引き続き計算を行っていきたい。また、ハイドログラフの比較だけでなく、浸水面積の比較等を行うことで、洪水現象の再現性についても調べていきたい。

7. 参考文献

- 1) 佐山敬洋・岩見洋一：降雨流出氾濫（RRI）モデルの開発と応用，土木技術資料 56-6，2014
- 2) iRIC Project: <http://i-ric.org/ja/>
- 3) 佐山敬洋・深見和彦・田中茂信・竹内邦良：広域降雨流出浸水予測モデルの開発，水文・水資源学会総会・研究発表会，2010.
- 4) 立川康人・永谷言・寶馨：飽和・不飽和流れの機構入した流量流積関係の開発.水工学論文集，48，7-12，2004
- 5) 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.
- 6) 流域データ抽出サイト：
<http://153.126.130.135/RiverInformationDL/RiverInfoApiJFlow6y.html>
- 7) National Weather Service Climate Prediction Center：
<https://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/wesley/wgrib2/>
- 8) Google Earth：<https://earth.google.com/web/>
- 9) ICHARM：
https://www.pwri.go.jp/icharm/research/rri/index_j.html
- 10) 佐山 敬洋・藤岡 奨・牛山 朋来・建部 祐哉・深見和彦：インダス川全流域を対象とした2010年パキスタン洪水の降雨流出氾濫解析
- 11) 山本浩大・佐山敬洋・近者敦彦・中村要介・三宅慎太郎・寶馨：千種川流域を対象にしたRRIモデルによる降雨流出・洪水氾濫統合型解析
- 12) 佐山敬洋・建部祐哉・藤岡奨・牛山朋来・萬矢敦啓・田中茂信：2011年タイ洪水を対象にした緊急対応の降雨流出氾濫予測