水文データの乏しい流域における降雨流出精度の向上に関する研究 ~ベトナムのカウ川流域を例として~

A study for improving accuracy of runoff analysis in ungauged basin (PUB)

1. はじめに

「気候変動に関する政府間パネル」 IPCCは、第5次 報告書¹において,大雨の頻度,強度が増加するとと もに、大規模な河川洪水の被害者数が3倍に増加する と報告している.そのような昨今において、日本では 自然災害による被害を防ぐ為に降雨や水位を常時監 視されているデータにづいて, 従来より水資源の確 保や洪水、土砂災害の予測をするために降雨流出機 構を明らかにする取り組みがされてきた.一方で, 河川整備の進んでない発展途上国においては、水文 データが乏しく、その検証を十分な精度で行える場 所は限られている.既往の事例では概念モデルによる ものが多く、物理モデルを取り扱ったものは数少な い.しかし、物理流出モデルの重要性が広く認識さ れており、多くの物理性を持ったモデルが提案され ている. それらの利点として以下のものが列挙でき る.

(1) 流出パラメータが土壌・地形特性や植生特性など で表現される. (2) 水文データの乏しい流域における パラメータを決定することが可能である.

本研究では日本における検証によって高い精度が 示された山田ら²が提案した物理モデルである鉛直浸 透機構を考慮した流出計算手法により降雨流出計算 精度を向上することを目的とし、水文データが乏し いベトナムのCau River(以下,「カウ川」)流域で 過去に発生した洪水を対象に再現計算を行い、その 再現性を評価した.

2. 降雨流出計算の概要

(1) 単一斜面における降雨流出の基礎式

山田らは従来から単一斜面における一般化した降 雨流出の基礎式を提案している³.以下にその理論の 概要を記す.連続式及び一般化された運動則は(1), (2)式に示す.(1),(2)式を単位幅流量qについて整理す

ると(3)式が得られる.ここに、 $a = (m+1)\alpha^{\frac{1}{m+1}}$ 、ここに、

v:断面平均流速 [mm/h], *h*:水深[mm], *q*(t):単位幅 流量 [mm²/h], *q*(t):単位幅流量[mm²/h], *r*(t):有効降雨 強度[mm/h].

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = r(t) \tag{1}$$

中央大学大学院 学生員○Nguyen Anh Tuan
中央大学理工学部 フェロー会員 山田 正
Thuy Loi 大学水文水資源部 Pham Thanh Hai
Thuy Loi 大学水文水資源部 Hoang Thanh Tung
Thuy Loi 大学水文水資源部 Bui Cong Quang



(A) 鉛直浸透機構(B) 斜面計算のモデル図-1モデル構造の概念図

$$v = \alpha h^m, q = vh = \alpha h^{m+1} \tag{2}$$

$$\frac{\partial q}{\partial t} + aq^{\frac{m}{m+1}}\frac{\partial q}{\partial x} = aq^{\frac{m}{m+1}}r(t)$$
(3)

m:流出パラメータ(抵抗則), a:流出特性を表すパ
 ラメータである.また,流出パラメータaとmに関して,斜面流として土壌内の流れを対象とする場合
 (4), (5)式に示すよう土壌,地形特性から決定される.

$$\alpha = \frac{k_s i}{D^{\gamma - 1} w^{\gamma}} \qquad (4), \qquad \gamma = m + 1 \quad (5)$$

ここに,*i*:斜面勾配,*D*:表層土層厚, γ:土壌の 透水性を表す無次元パラメータ,*k*:飽和透水係数, w:有効空隙率である.

ここで,直接流出は流出寄与地のみからの流出と 考えると,斜面長は実地形上の斜面長にくらべ十分 短いものと考えられ,(6)式の変数分離形の近似式が 成立するq(x,t)≒xq*(t),ここにq*:流出高[mm/h]である. 斜面長Lの末端で考えx=Lとし,(6)式を用い整理する と(3)式は(7)式の流出高に関する常微分方程式に変形 できる.

$$\frac{dq_*}{dt} = a_0 q_*^\beta (r(t) - q_*) \tag{7}$$

$$\Xi \subseteq k^{2}, \quad a_{0} = aL^{\beta-1} = (m+1)\alpha^{\frac{1}{m+1}}L^{\frac{-1}{m+1}}$$
 (8), $\beta = \frac{m}{m+1}$ (9)

上式は単一斜面における降雨流出を表す基礎式となる.

(2) 斜面多層流れを考慮した流出計算手法の概要

一般的に山地流域における流出現象では、表面流 より中間流が卓越することが知られている.このた め、図-1のように斜面流れを多層構造として扱う必要 がある.まず、山腹斜面が複数の層で構成されている と考え、n層目における鉛直浸透について考える.n-1 層からn層目への浸透量V_n-1(=b_n-1S_n-1)、n層目からn+1層 目への浸透量V_n(=b_nS_n)と各層における流出に寄与する 雨量(流出に寄与する降雨量)の連続関係から(10)式を 得る.各層の流出に寄与する降雨量は(10)式に示す ように土層内水位S_nが各層の保水力h_mを超えた時点 で発生するとする.また、鉛直方向への浸透量V_nは 土層内水位S_nに比例するものとした.さらに(10)式中 のn_mを(12)式の基礎式に斜面流出に寄与する降雨とし て与えることで一連の斜面計算が行われる.

$$\frac{dS_n}{dt} = V_{n-1} - r_{nm} - V_n$$
(10)

$$\begin{cases} r_{nm} = 0 & (s_n < h_{nm}) \\ r_{nm} = a_{nm}(s_n - h_{nm}) & (s_n \ge h_{nm}) \end{cases}$$
(11)

$$\frac{dq_{nm}}{dt} = \alpha_{nm} q_{nm}^{\beta_{nm}} (r_{nm} - q_{nm})$$
(12)

ここに、n: 層数, m: 各層における側方成分の数で $ある. 例えば、流出高 <math>q_{21}$ は「表層から数えて 2 層目 の上から 1 つ目の流出成分」であると考える. また、 $S_n: 各層の土壌内水位[nm], a_{nm}, b_n: 各側方成分、浸$ $透成分の比例定数[1/h], h_{nm}: 流出成分発生の閾値$ $[mm], <math>r_{nm}: 有効降雨量[mm/h], V_n: 鉛直浸透量[nm/h]$ $である. <math>a_{nm}, \beta_{nm}$ は単一斜面における降雨流出の基礎 式(7)中のパラメータ a_0, β にそれぞれ対応する. この ような構造を取ることにより、鉛直浸透に起因する 非線形性、側方流出に起因する非線形性を表現可能 となった.

3. 河道計算の概要

河道部においては一次元不定流の計算を行った. 一 次元不定流の基礎式である Saint-Venant 方程式を以下 の(13),(14)式に示す.

 $\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\alpha \frac{Q^2}{A} \right) + gA \frac{\partial H}{\partial x} + \frac{gn^2 Q |Q|}{AR^{4/3}} = 0 \quad \text{imbread} \quad (13)$

ここに, *t*:時間 [s]; *x*:方向; *Q*:流量 [m³/s]; *q*:側 方流入・流出量[m²/s]; *H*:水位[m]; *g*:重力加度 [m²/s]; *A*:通水面積[m²]; *R*:経深[m]; *α*:流速分布 形状による補正係数(=1); *n*:Manning粗度係数である. 斜面流出計算結果の流量ハイドログラフを河道上流 端に境界条件として与えることで斜面と河道を結び 付け,流域上流端から GiaBay 地点である流域下流端 までの降雨流出計算を行っている.

4. 対象流域の概要

本研究の検証を行うにあたり、対象とした水系は図-



図-2ベトナムの全地図とカウ川流域図

2 に示すベトナム北部に位置する Thai Nguyen Prov.を 流れる、カウ川流域とした.カウ川は流路長 288km, 流域面積 6030km²であり、流域内にはおよそ 300 万人 の人々が生活している.土地開発が盛んに行われて おり、人口の増加が進んでいる土地である.一方で、 カウ川流域に設置されている水文・気象観測所は図-2 に示した地点であり、気象観測所が 3 地点、水位観 測所が 1 地点である.流域面積 3750km²の日本・利根 川上流域には雨量観測所だけで 68 カ所あり、対象流 域の観測所の数が乏しいことがわかる.また、本流 域では降雨流出計算精度が悪く、流域特性に基づく 物理モデルを適用したことがない.

5. 計算結果

(1) パラメータ推定結果

カウ川流域にあるGiaBay観測所地点から上流まで の流域を対象に既往の10洪水の降雨を用いてパラメ ータの推定をGauss-Newton法で行った.その計算結果 の一例を図-3に示す.図-3からもわかるようにハイド ログラフの適合度は立ち上がり,ピーク値,低減部の 全ての部分で良好であった.他の洪水においても同 様に再現性は良好であった.

(2) 推定したパラメータを用いた再現計算結果

(1)で推定したパラメータ平均値の1セットを用いて他の1洪水分の再現計算を行った.図-3に再現計算した結果の一例を示す.図に示すように、ハイドログラフの適合度は立ち上がり,低減部の部分は良好であり、 ピーク値については実測値と再現値にわずかなさがでているが、誤差は約8%になり、再現性は良好といえる.しかしながら、全てのCaseで再現性が良好というわけではない.そこで、各Caseでのピーク流出量の実測値と再現値の差の分布図とそのヒストグラム図-4に示す.図-4からもわかるように、ほとんどの点は±50m3%以内に分布しているが図-4中の黒い線で囲まれている部分が示すようにピーク流出量値と再現値



図-3 パラメータのセットを用いた再現計算の結果 の一例



図-4ピーク流出量の実測値と再現値の差の分布図

の差が大きいCaseも存在する.

6. 有効降雨の推定

次に,損失雨量,有効降雨の時空間的な挙動を定量 的に評価することが重要だと考え,実測流量データ から有効降雨を逆推定することを試みた.有効降雨 の推定法では一層のみの斜面流下方向流れとした降 雨流出の基礎式を用いる方法と山田によって提案さ れた保水能の理論と比較を行った.降雨流出を表す基 礎方程式である集中定係数方程式(7)式を変形すると (15)式に示す有効降雨の関数を表現することができる.

$$r(t) = \frac{dq_*(t)}{dt} \frac{1}{a_0 q_*^\beta} + q_*(t) \qquad (15)$$

(15)式の微分項は実測流出高データに対して数値補間 を行い求める.この(15)式を用いることにより,実測 流量データから有効降雨を求めることが可能である. ここで流量データから流出高データに単位換算を行 う際の流域面積は2259km² その用いる.実測流出高デ ータとしては基底流出高 – 定値をカットし直接流出 高を対象とする.ここで、後述する保水能の理論から 求めた有効降雨も図-5,6に一緒に示してる.保水能の 理論の概要については以下に述べる.累積降雨量がそ の土壤特性によって決まる値に達するまで,雨水は土 壌の毛細管力に支えられることで保水されるか,窪地 に貯留されることにより直接流出に寄与しない.この 時の累積降雨量を保水能と定義する.実際の流域ない において保水能は様々な値となる.そこで,ある保水 能を持つ土壌の流域全体に占める割合を保水能分布



図-5 求めた 有効降雨 (Case4)

と定義する. 流域のある部分の保水能をhとし保水能 分布をS(h)とする. T時刻までの降雨量R(t)のうち, 保水 能を超過した分だけが流出するものであり, さらにそ の面積割合S(h)chと超過分との積を保水能について積 分したものが有効降雨となる. この時有効降雨u(t), 総 損失量F(R)は保水能分布を用いて(17), (18)式のように 表現できる.

$$u(t) = r(t) \int_{0}^{R} S(h) dh$$
(17)

$$F(R) = R - \int_{0}^{R} (R - h)S(h)dh$$
 (18)

(18)式は第一種Volterra型積分方程式であり、Laplace変換により保水能分布S(R)に関して(30)式得ることが出来る.

$$S(R) = -\frac{d^2 F(R)}{dR^2} + \left[1 - \frac{dF}{dR}\Big|_{R=0}\right] \delta(R)$$
(19)

ここに、ô(R)はディラックのデルタ関数であり、流域の不浸透面積部分の割合を意味している関数である.山田によると総降雨量 R(t)と総損失量 F(R)の関係の回帰式には(20)式のような関数が考えられる.(20)式は山地流域における降雨損失量を表現する.このときの a,b は回帰するときのパラメータであり、流域固有の値である.整理することにより保水能分布形状を表す(21)式を得る.

$$F(R) = \alpha \tanh(bR) \tag{20}$$



図-6 求めた有効降雨(Case5)

 $S(R) = \frac{2\alpha b^2 \sinh(bR)}{\cosh^3(bR)} + (1 - \alpha b)\delta(R)$ (21)

GiaBay 観測所の流域における実測の雨量、流量デー タから求めた損失雨量曲線を図-7に、(21)式より求め た保水能分布を図-8 に示す. 図-7 から総降雨量と損 失雨量の関係は累積降雨量の増加に伴い損失雨量が 緩やかに増加していることがわかる.総降雨量 150mm 以下では線形的に損失雨量は増加している. 総降雨量 300mm 程度を超えると損失雨量は一定値に 収束し飽和に達していることがわかる. 上の保水能 分布図-8 で GiaBay 観測所の流域における保水能分布 ピークは 150mm 程度であることがわかる。損失雨量 曲線の違いが保水能分布に与える影響は損失雨量を 大きく見積もった場合、保水能分布が小さくなる. 同一累積降雨量を考えた場合でも流出に寄与する部 分は小さくなることがわかる. 平均近似曲線を用い た場合不浸透面積率は0.4 であり、かなりの部分が不 浸透域であることがわかる. 損失雨量を大きく見積 もった場合の不浸透域面積率は 0.1 であり、ほぼ全流 域において損失が生じていることがわかる.

8. まとめ

本研究で提案する降雨流出モデルを実際の水文デー タが乏しい流域に適用する際の流出解析制度と有効 降雨の取扱に関して述べた.ここで得られた知見を 下記に列挙する. 0

600



図-8 GiaBay観測所の流域における保水能分布

300

保水能h[mm]

400

500

200

0.1

100

1)水文データの乏しいカウ川流域の様な流域に山田 が提案した降雨流出手法を用いて適度合が良好で再 現できることを示した.

2)実測流量データから降雨の逆推定を行うことで有 効降雨の算定が可能であることを示した.求めた有 効降雨は実際の降雨より少なく求まり,初期で遅れ て現れ土壌中が飽和に近づくにつれて実際の降雨と 同時刻で現れることを明らかにした.

3)保水能の理論から求めた有効降雨は降雨の逆推定 から求めた有効降雨より初期に小さくピーク時で大 きく求まることがわかった.これは保水能の理論が 降雨の累積量を対象としていることと,土壌内水分 量がある保水能に達する以前にも流出に寄与する成 分が存在するためと考えられる.

参考文献

- IPCC: the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, 2014
- 山田正,吉見:鉛直浸透機構を考慮した流出計算手法の長短期流出解析への適用,土木学会論文集 B,2014.
- Kure S. and T. Yamada. (2004): Nonlinearity of Runoff and Estimation of Effective Rainfall in a Slope, Proc. of the 2nd Asia Pacific Association of Hydrology and Water Resources Conference in Singapore, 2, 76-85.