

ハイドログラフの逓減特性を用いた流出特性の抽出

EXTRACTION OF RUNOFF CHARACTERISTICS FROM FLOW RECESSON CHARACTERISTICS OF HYDROGRAPH

呉修一¹・腰塚雄太²・山田正³

Shuichi KURE, Yuta KOSHIZUKA and Tadashi YAMADA

¹ 学生員 中央大学大学院 理工学研究科土木工学専攻 (〒112-8551 東京都文京区春日 1-13-27)

² 学生員 中央大学 理工学部土木工学科 (〒112-8551 東京都文京区春日 1-13-27)

³ 正会員 工博 中央大学教授 理工学部土木工学科 (〒112-8551 東京都文京区春日 1-13-27)

The purpose of the present study is to clarify the runoff mechanism from recession characteristics of hydrograph. We proposed a method to explain runoff characteristics and obtained an analytical solution related to recession curve of hydrograph. We can estimate the parameters of the present model from observed data of discharge. Runoff parameters are determined in term of the slope gradient, slope length, thickness of surface soil layer, unsaturated hydraulic conductivity and effective porosity. In our runoff analysis model, runoff characteristics in a basin can be extracted from characteristics of recession curve.

Key Words: Analytical solution, Rainfall-runoff, Flow recession characteristics, Runoff characteristics

1. はじめに

現在, 降雨流出解析の劇的な進歩に伴い様々な流出計算手法が提案されている。流域を平均化し降雨流出過程を概念的に表現してきた合理式, 単位図法, 貯留関数法, タンクモデル等の代用を目的として, 降雨流出過程を物理的観点から追及し, 流域の土壌, 地形特性を考慮した多くの物理モデルが登場している。しかしながら, 流域しいては土壌中の降雨流出経路の不可視性に起因する複雑性, 不確実性によりいまだに流域の諸特性の総合化, 定量評価はできていないのが現実である。

従来から, 流域特性の把握及び水資源確保の観点から降雨流出の逓減特性を追及することが, 端的に流域特性の理解に繋がると考えられ多くの観測, 解析が行われている。Homer and Flynt¹⁾, Barnes²⁾らは流出量逓減部を指数関数形で表現することにより逓減定数の経験的評価を行っている。大久保³⁾は流出量逓減部を統計学的見地から取り扱い, 降雨流出機構を統計的立場から理解することを試みた。また, 無降雨期間の減水部をつなぎ合わせて包絡線を作成し, 流域の標準的な減水を示す曲線と考える標準減水曲線の方法による試みが江川⁴⁾, 竹内⁵⁾らによって行われている。上記の試みは全て経験則に基づいているといえよう。理論的解析例として Werner and Sundquist⁶⁾, Roche⁷⁾, 高木⁸⁾らは低水流出の逓減式を理論的に導いた。高木⁸⁾はダルシー則と連続式を拡散型方程式の形に変形

し, 不圧地下水流出の場合, 本論文中の(25)式と同形の逓減式, 被圧地下水流出の場合, 本論文中の(26)式と同形の逓減式を導き出している。

これらの式中に現れる逓減特性を表す逓減係数の影響要因として Knisel⁹⁾, 中野¹⁰⁾により季節要因が, Cross¹¹⁾, Knisel⁹⁾, 虫明ら¹²⁾により地質要因が指摘された。また, 安藤ら¹³⁾は逓減特性の影響要因の総合化を試みた。これらより, 流量観測によりハイドログラフの逓減部をとらえることができれば, その逓減係数を回帰することが可能であり, それにより流域の水文諸量を推定することができると考えられる。逆に, 実測の水文資料の少ない流域においても流域の土壌特性がわかれば, 流出量逓減部を推定することが可能となる, これは利水, 治水両面において非常に有益な知見になると考えられる。

よって, 本論文では, 流出量逓減部の解析解を理論的に導出し, 過去の流量データよりパラメータを決定し, 流域の諸特性の把握と定量的評価を試みる。

2. 単一斜面における降雨流出の基礎式の導出及びパラメータの決定方法

(1) 単一斜面における降雨流出の基礎式の導出

山地流域における降雨流出の直接流出は様々な流出形態をとるとして, 一般化された運動則を(1)式とする。連続式は(2)式のように表される。(1)式を(2)式へ代入し q

について整理すると(3)式の表面流に関する kinematic wave 方程式が得られる。

$$v = \alpha h^m, q = vh = \alpha h^{m+1} \quad (1), \quad \frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = r(t) \quad (2)$$

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

ただし, $a = (m+1)\alpha^{\frac{1}{m+1}}$, 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], $r(t)$: 有効降雨強度[mm/h], m : 流出パラメータ(抵抗則), α : 流域の流出特性を表すパラメータである。Hewlett¹⁴⁾, Betson¹⁵⁾の流出寄与域の考えに基づく, 流出は0次谷流域, 1次谷流域の河道及び河道近傍の湿潤領域からの斜面流出と考えることができる。よって, 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る。あるいは, 時事刻々定常解を過程すると(4)式の変数分離形が成立する。

$q(x,t) = xq_*(t)$ (4) 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, (4)式を用いると(3)式は(5)式の流出高に関する常微分方程式に変形できる。

$$\frac{dq_*}{dt} = a_0 q_*^\beta (r(t) - q_*) \quad (5)$$

$$\text{ただし, } a_0 = aL^{\beta-1} = (m+1)\alpha^{\frac{1}{m+1}} L^{\frac{-1}{m+1}} \quad (6), \quad \beta = \frac{m}{m+1} \quad (7)$$

(5)式は様々な流出形態に対応した(1)式より, 一般化された山地流域からの降雨流出を表す基礎式となる。

(2) 不飽和浸透理論と kinematic wave 方程式の関係

山田¹⁶⁾は流域特性を示すパラメータ α と m の値を鈴木¹⁷⁾, 窪田¹⁸⁾らの不飽和浸透理論と比較することにより決定している。以下その理論概要を示す。不飽和の基本式を2次元あるいは3次元のまま計算することは計算時間の関係から実用的ではない。この点に関して鈴木および窪田らは鉛直垂直方向に基本式を積分することで流れの断面水分量に関する一次元の方程式を導き出した。これにより流出解析は多いに前進することができたといえるだろう。不飽和領域での土中水の浸透は(8)式の不飽和浸透方程式であらわされる。

$$c \frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left\{ k \left(\frac{\partial \psi}{\partial x} - \sin \omega \right) \right\} + \frac{\partial}{\partial z} \left\{ k \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} + \cos \omega \right) \right\} \quad (8)$$

ここに, ψ : 圧力水頭, ω : 斜面勾配, c : 比水分容量, k : 透水係数である。鈴木によると土層の厚さに比べて斜面の長さが十分に長いとき, (8)式は右边第2項と第1項の $\partial \psi / \partial x$ を無視しても流量の遞減曲線はほとんど変化しない。このとき(8)式は(9)式ようになる。

$$c \frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial \theta}{\partial \psi} \frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial \theta}{\partial t} = -\sin \omega \frac{\partial k}{\partial x} \quad (9)$$

ここに θ : 含水率である。次に(9)式を z 方向に積分する

ことにより斜面方向に1次元化され(10)式が得られる。

この積分により含水率 θ 及び不飽和透水係数 k が z 方向に平均化される。

$$D \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t} = -D \sin \omega \frac{\partial \bar{k}}{\partial x} + r(t) \quad (10)$$

ここに D : 表層土層厚, $r(t)$: 地表面における有効降雨強度である。有効飽和度 S_e と不飽和透水係数 k の関係についてはいくつかの実験式が提案されているが, ここでは(11)式の一般化 Kozney 式を用いる。また, 含水率 θ と有効飽和度 S_e の関係を(12)式に示す。これらを z 方向に平均化するとそれぞれ(13), (14)式ようになる。

$$k = k_s S_e^\gamma \quad (11), \quad \theta = S_e \cdot w + \theta_r \quad (12)$$

$$\bar{k} = k_s \bar{S}_e^\gamma \quad (13), \quad \bar{\theta} = \bar{S}_e \cdot w + \theta_r \quad (14)$$

ここに $\bar{S}_e$: z 方向に平均化した有効飽和度, k_s : 飽和透水係数, γ : 土壌の透水性を表す無次元パラメータ, w : 有効空隙率であり $w = \theta_s - \theta_r$ (θ_s : 飽和含水率, θ_r : 残留含水率)で定義される。(10)式に(13), (14)式を代入すると(15)式が得られる。

$$Dw \frac{\partial \bar{S}_e}{\partial t} = -D k_s \sin \omega \frac{\partial \bar{S}_e^\gamma}{\partial x} + r(t) \quad (15)$$

ここで, 土中水の流速を水頭差であらわすダルシーの法則を不飽和領域に拡張し, z 方向に平均化すると(16)式が得られる。

$$v = k \frac{\partial \psi}{\partial z} = k_s \bar{S}_e^\gamma \frac{\partial \psi}{\partial z} = k_s \bar{S}_e^\gamma \quad (16)$$

ここに, v : 鉛直方向の浸透速度である。 x 方向の単位幅流量について換算すると(16)式は(17)式となる。(17)式を z 方向に平均化した有効飽和度 S_e について整理すると(18)式ようになる。

$$q = k_s D \bar{S}_e^\gamma \sin \omega \quad (17), \quad \bar{S}_e(x,t) = \left(\frac{q}{k_s D \sin \omega} \right)^{\frac{1}{\gamma}} \quad (18)$$

(15)式を(18)式を用いて単位幅流量 q に関して整理すると(19)式が得られる。

$$D^{\frac{\gamma-1}{\gamma}} w k_s^{\frac{1}{\gamma}} \sin \omega^{\frac{1}{\gamma}} \frac{\partial q^{\frac{1}{\gamma}}}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = r(t) \quad (19)$$

以上が鈴木および窪田らの理論展開の概要である。

次に, (1)式を(2)式へ代入すると(3)式の kinematic wave 方程式と等価である(20)式ようになる。

$$\left(\frac{1}{\alpha} \right)^{\frac{1}{m+1}} \frac{\partial q^{\frac{1}{m+1}}}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = r(t) \quad (20)$$

(19)式と(20)式は同一の現象を異なる二つの観点から見た全く等価な式であり, 両式を比較することにより(21), (22)式が得られ流出パラメータ α, m は土壌特性より表現することができる。

$$\gamma = m + 1 \quad (21), \quad \alpha = \frac{k_s \sin \omega}{D^{\gamma-1} w^{\gamma}} \quad (22)$$

ここで特筆すべきことは従来実測に合うように決定されてきた流出パラメータが(21), (22)式に示すように土壌特性(表層土層厚 D , 飽和透水係数 k_s , 有効空隙率 w , 透水性をあらわす無次元パラメータ γ) から表現されているということである。

(3) 流出パラメータの物理特性

本論文ではあらゆる流出形態に対応させるため、運動則を(1)式とした。いま流出形態が飽和ダルシー則、Manning 則、層流表面流、不飽和浸透流であるとして運動則内の流出パラメータである抵抗則 m の値を推定する。運動則が飽和ダルシー則であると $m=0$, Manning 則であるとする $m=2/3$, 層流表面流であるとする $m=2$ であり、不飽和浸透流であるとする γ の値は土質、土壌条件によって 3~10 までの幅広い値をとるので(7), (21)式より $m=2 \sim 8$ となる。このように、流出パラメータ(抵抗則) m の値は 0~10 程度の値をとり、(7)式より流出パラメータ β の値は 0~1 程度の値をとることがわかる。

3. ハイドログラフ逓減部の解析解

本論文の降雨流出の基礎式である集中定数系方程式(5)式は流出高逓減部に解析解を持つ。流出高逓減部を表現するため、逓減時の流出高を $q_{**}(t)$, 時間 t は降雨が止んだ時点を経原点とし $t(t)=0$, とおくと、(5)式は(23)式の変数分離形となり $\beta \neq 0$, 初期条件 $q_{**}(0)=q_{**0}$ より(24)式のように流出高逓減部は非線形性特有の分数関数のべき乗形式で逓減するという解析解を得る。

$$\frac{1}{q_{**}(t)^{\beta+1}} \frac{dq_{**}(t)}{dt} = -a_0 \quad (23), \quad q_{**}(t) = \frac{q_{**0}}{(1 + a_0 \beta q_{**0}^{\beta} t)^{1/\beta}} \quad (24)$$

これは、非線形方程式特有の解であり、線形の場合、つまりは $\beta=0$ の時には(26)式のように、指数関数形で逓減式を求めることができる。実測流量逓減部が分数関数のべき乗で逓減していくということは、多くの実測により確認されており、降雨流出現象の逓減部は非線形的に逓減していくといえる。

ここで、降雨流出過程は様々な流出形態が混在しており、流出パラメータ β は 0~1 程度の値をとるので集中化を行うので $\beta=0.5$ 程度の値をとるとすると、(24)式は(25)式のようになる。また、流出形態が飽和ダルシー則であるとして $\beta=0$, つまりは線形の場合、(23)式は(26)式のようになる。

$$q_{**}(t) = \frac{q_{**0}}{(1 + 1/2 a_0 \sqrt{q_{**0}} \cdot t)^2} \quad (25), \quad q_{**}(t) = q_{**0} \exp(-a_0 t) \quad (26)$$

(25)式、(26)式は Werner and Sunquist⁶⁾, Roche⁷⁾ および高木⁸⁾らにより理論的に導かれた不圧逓減式、被圧逓減式と全く同形の式である。異なる流れ場に適用され

る式から全く同形の式が導出されたのは非常に興味深い。本論文の一連の解析により、流域地質の影響要因の物理的特性は(6), (21), (22)式に示す勾配 ω , 表層土層厚 D , 飽和透水係数 k_s , 有効空隙率 w , 透水性を示す無次元パラメータ γ 及び斜面長 L により決定されることがわかり、流量観測によりハイドログラフ逓減部をとらえることができれば、回帰することにより逓減係数を求められ、そのことにより流域の水文諸量の推定が原理的には可能となった。よって、本論文では草木ダム流域における実測流入量逓減部に対して流出高逓減部の解析解(24)式を用い流域特性の把握を試みる。

4. ハイドログラフ逓減部から流出パラメータの推定

適用流域としては、利根川水系の渡良瀬川上流 78km 地点に位置する多目的ダムである草木ダム流域(流域面積 254km²)を対象とした。草木ダムではダムへの流入量が 500m³/s を超えた場合を洪水と定義しており、その中で 1979 年 10 月から 2002 年 7 月までのハイドログラフ逓減部に降雨の無い 11 洪水を対象とした。ハイドログラフ逓減部の定義としては実測流入量データから基底流量一定値をカットし流域面積で割ることにより直接流出高を算出し、逓減開始にあたる降雨終了時点 2 時間後からその 4 日後までを逓減部分とした。ここで、降雨終了時点 2 時間後としたのは、草木ダム流域において降雨と流入量のピーク時遅れ時間が平均して 2 時間程度発生するためである。また、この逓減部の定義では逓減開始流入量を各ケースで一定値として扱えないと考え、逓減時流入量が 500m³/s 以下の時を逓減部として扱った場合も一つの指標として同時に考える。逓減部解析解(24)式を用い実測流出高データを回帰することにより求めた流出パラメータおよび総降雨量の関係を図-1~6 に示す。図-1~3 は逓減開始を降雨終了後 2 時間とした場合であり、図-4~6 は逓減開始を逓減時流入量が 500m³/s 以下の時とした場合である。図-1, 4 より、流出パラメータ(抵抗則) m の値は総降雨量の増加に伴い増加する場合と低下する場合が確認できる。この二つの場合のハイドログラフ郡を確認すると、 m の値が増加する場合の降雨波形はハイエトグラフ末端が強降雨の直角三角形タイプであり、ハイドログラフはピーク以降急激に逓減している。流出パラメータ(抵抗則) m が減少する場合の降雨波形はハイエトグラフ中央部が強降雨の正三角形タイプであり、ハイドログラフはピーク以降も降雨の影響により緩やかに逓減していくタイプである。このように、流出パラメータ(抵抗則) m の値はハイドログラフ毎に異なり、ほぼ 1~15 程度の値をとり推定が困難である。しかしながら、本論文で提案する降雨流出計算手法で用いる流出パラメータは a_0 , β であり(6), (7)式で表現されているように $\beta=f(m)$,

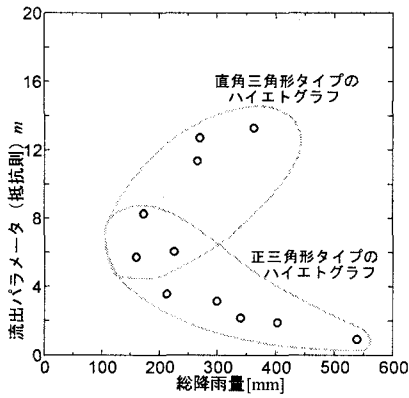


図-1 総降雨量と
流出パラメータ(抵抗則) m の関係
(逓減開始: 降雨終了後2時間)

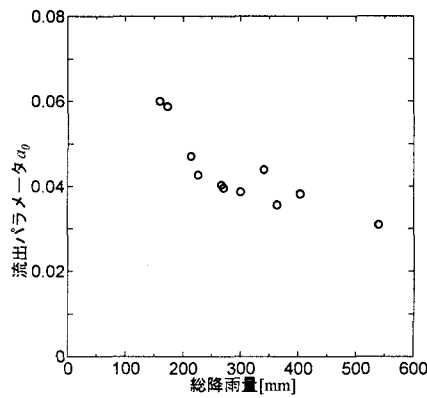


図-2 総降雨量と
流出パラメータ a_0 の関係
(逓減開始: 降雨終了後2時間)

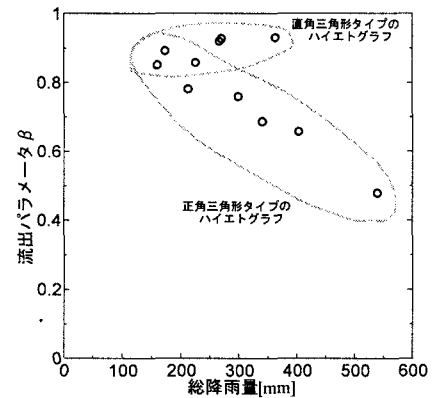


図-3 総降雨量と
流出パラメータ β の関係
(逓減開始: 降雨終了後2時間)

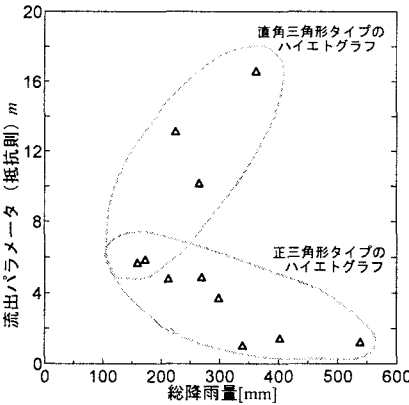


図-4 総降雨量と
流出パラメータ(抵抗則) m の関係
(逓減開始: 流入量が $500\text{m}^3/\text{s}$ 以下の時)

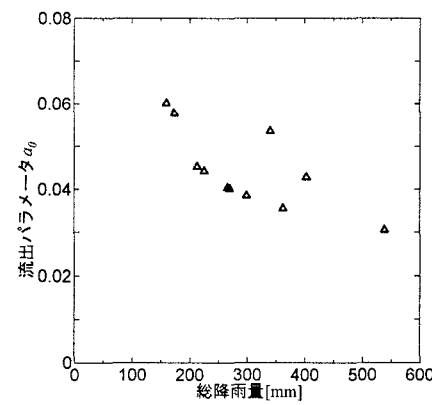


図-5 総降雨量と
流出パラメータ a_0 の関係
(逓減開始: 流入量が $500\text{m}^3/\text{s}$ 以下の時)

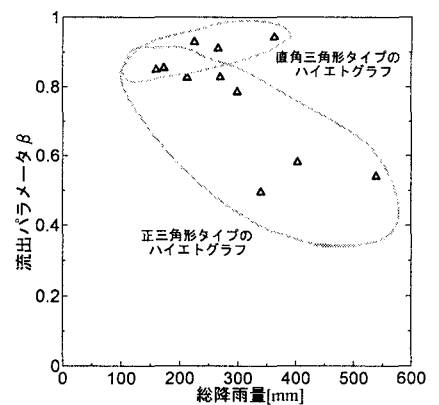


図-6 総降雨量と
流出パラメータ β の関係
(逓減開始: 流入量が $500\text{m}^3/\text{s}$ 以下の時)

$a_0 = f_1(m, \alpha, L)$ であり、流出パラメータ α は断面平均流速がマニング則をとるならマニングの粗度係数 n 、斜面勾配 $\sin \omega$ で表現され、また、不飽和浸透理論との比較では(22)式で表現されるよう飽和透水係数、表層土層厚、有効空隙率、透水性を示す無次元パラメータ γ で表現され、 $a_0 = f_2(m, n, \omega, L) = f_3(m, L, k_s, D, w, \gamma, \omega)$ となり抵抗則 m は流出パラメータ a_0 の一要因にすぎず図-2, 5に示すよう、 m の変動は a_0 にさほど大きく影響しないものと考え。また、図-7に示すように流出パラメータ m および β の関係は $\beta = m/(m+1)$ であり、逓減部の定義が異なる2ケースともに抵抗則 m が1~15程度に変動しても β の値は0.5~0.9程度での変動しか示さないことがわかる。このように、流出パラメータ(抵抗則) m の値に対し、使用するパラメータ a_0, β は、図-2, 3, 5, 6に示すよう変動は小さく a_0 の値は0.03~0.06程度、 β の値は0.5~0.9程度となる。また、ハイドログラフ逓減部の定義として降雨終了後2時間とした場合と逓減時流入量 $500\text{m}^3/\text{s}$ とした場合で流出パラメータに大差はなく、逓減部の定義を降雨終了後2時間と定義したことは適切であったと考える。以上により、本論文で提案するハイドログラフ逓減部の解析解を用い実測流入量データを回帰することにより流出パラメータを決定できることを示した。

5. 逓減開始以降の累積流入量の算定

ハイドログラフ逓減部の解析解である、(24)式を用いると流量逓減部の累積流入量を求めることができる。これにより、あるピーク流量以降にどれほどの総流入量が発生するのかを算定することが可能であり、洪水時のダム放流制御等において、あるピーク流入量を確認した時点でダム貯水容量に対してどの程度の放流を行えるのかを決定でき、洪水制御を行ったためダムの貯水容量が洪水以前より低下することを防ぐことが可能である。これは、水資源管理の面で非常に有益な情報となると考える。流出高逓減部の解析解(24)式を積分することにより逓減開始以降の累積流入量が求まる。また、ハイドログラフ逓減部を降雨終了後4日間までと本論分では定義しているので、積分時間を4日間つまりは96時間積分したものが逓減開始以降の累積流入量の解析解(27)式となる。

$$\int_{t_0}^{96} q_{\dots}(t) dt = \frac{q_{\dots}^{(1-\beta)} \left((1 + 96 a_0 \beta q_{\dots}^{\beta})^{(\beta+1)/\beta} - 1 \right)}{a_0 (\beta - 1)} \quad (27)$$

この(27)式を用い実測の逓減開始以降の累積流入量との比較を行う。用いる流出パラメータは前述の降雨終了2時間後から逓減開始と定義し求めた11ケースの流出パラメータの平均値を用い、実測累積流入量としては逓減

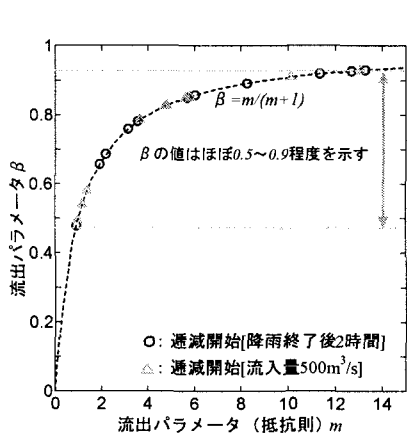


図-7 流出パラメータ(抵抗則) m と β の関係

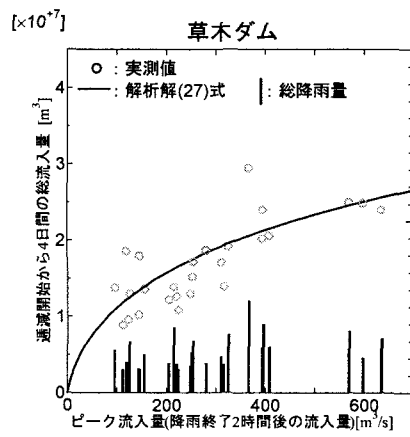


図-8 草木ダムにおけるピーク流入量と減速開始からの総流入量の関係

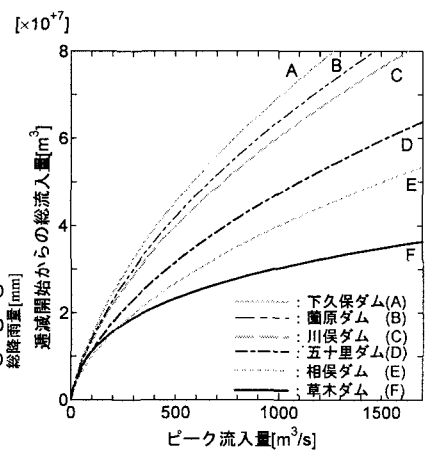


図-9 各ダムにおけるピーク流入量と減速開始からの総流入量の関係

表-1 6ダムにおける流出パラメータの比較

河川名	流量観測所名	流域面積 [km²]	流出パラメータ		
			a_0	β	m
利根川水系 渡良瀬川	草木ダム	254.0	0.043	0.79	3.9
利根川水系 片品川	箇原ダム	493.9	0.034	0.50	1.0
利根川水系 鬼怒川	川俣ダム	179.4	0.022	0.50	1.0
利根川水系 男鹿川	五十里ダム	271.2	0.036	0.50	1.0
利根川水系 赤谷川	相俣ダム	110.8	0.028	0.50	1.0
利根川水系 神流川	下久保ダム	328.4	0.025	0.50	1.0

部と定義した降雨終了2時間後から4日間の実測流入量を累積した値を用いる。実測累積流入量と(27)式との比較およびその累積流入量を示した時の総降雨量を図-8に示す。実測値と解析解の差は総降雨量が突出して大きい場合(総降雨量:540[mm])意外はかなりの精度で減速開始以降の累積流入量を算定できることを示した。また、ハイドログラフの減速特性は流域毎に異なり、その減速特性の違いから流域特性の違いを把握することは非常に重要であると考え累積流入量の解析解(27)式を他流域に適用することを試みる。ここで、安藤ら¹³⁾は高木⁸⁾らが求めた減速部の解析解(25)式を用い同様にパラメータの回帰を行い流出パラメータの推定を行っている。この高木らの解析解(25)式は本論文の解析解(24)式が $\beta=0.5$ の時、つまりは抵抗則 $m=1$ の時と全く同形の式であり、流出パラメータは a_0 ひとつである。このことにより、流出パラメータ(抵抗則) m の値は草木ダム流域と他ダムによって当然異なる。しかしながら、比較のための有益な指標となると考え、安藤らが求めた流出パラメータを用い他流域の累積流入量の解析解を求める。今回用いた、安藤らのデータおよび求めた草木ダム流域における平均流出パラメータを表-1に、求めた累積流入量の関係を図-9に示す。図-9に示すように流域毎に減速特性が異なり、ピーク流入以降の累積流入量は各ダムにおいて2倍以上の差が生じ、流域の減速特性の把握は水資源管理の面で非常に重要であることがわかる。以上により、流域固有の減速特性を本論文で提案するハイドログラフ減速部の解析解は表現することが可能であり、前述したように水資源管理の上で、つまりはダムの洪水制御における放流量算定に非常に有益な知見となると考えられる。

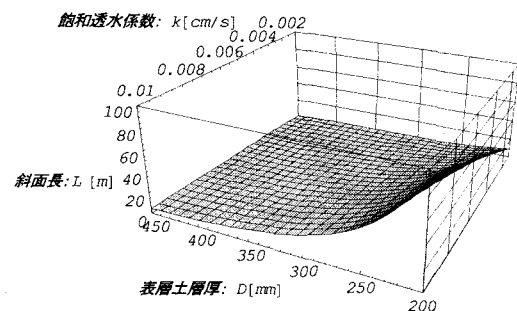


図-10 草木ダムにおける斜面長、飽和透水係数、表層土層厚の関係

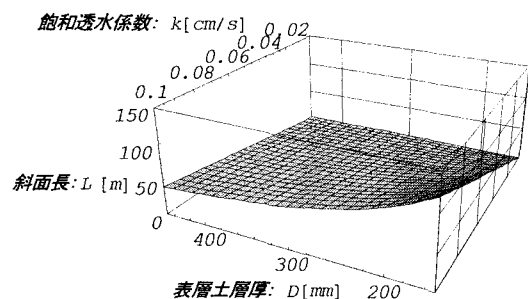


図-11 五十里ダムにおける斜面長、飽和透水係数、表層土層厚の関係

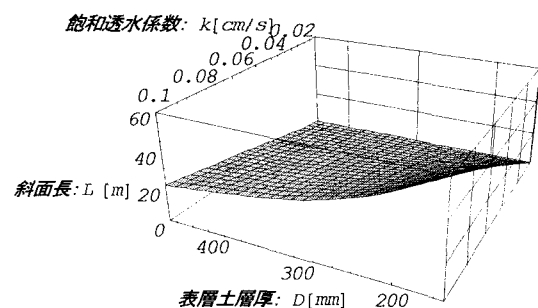


図-12 下久保ダムにおける斜面長、飽和透水係数、表層土層厚の関係

6. 流出パラメータからの流域特性の抽出

降雨流出現象において土壌、地形特性は非常に重要な影響要因であり、土壌、地形および降雨流量データの不足した、あるいは皆無の流域において降雨流出予測を行うことは非常に困難である。また、Hewlett¹⁴⁾、Betson¹⁵⁾の流出寄与域の考えに代表されるよう、降雨流出過程に寄与する斜面長とは、降雨形態の変化に伴い変動し、実地形上の斜面長とは大きく異なり、推定が困難である。よって、単一の降雨流量データから土壌、地形特性、しいては流出に寄与する斜面長を推定可能であるなら降雨流出予測において非常に有益な知見になると考えられる。本論文では実測流量逓減部から回帰することにより流出パラメータ a_0 および抵抗則 m を推定することが可能であり、 a_0 は降雨流出計算手法で提案したように土壌、地形特性から(6)、(22)式で表現されることを示した。よって、求めた流出パラメータから流域の平均的な土壌特性を与えることにより流出に寄与する斜面長を決定することを行う。(6)式を用い(22)式を斜面長 L に関して表現すると以下の(28)式となる。

$$L = \left\{ \frac{a_0}{m+1} \right\}^{-(m+1)} \cdot \alpha = \left\{ \frac{a_0}{m+1} \right\}^{-(m+1)} \left(\frac{k_s \sin \theta}{D^m w^{m+1}} \right) \quad (28)$$

(28)式より、流出パラメータ a_0 , m が既知であるとき土壌、地形特性を与えることにより斜面長を求めることができる。今回適用流域としては、互いに同程度の流域面積を有する草木ダム、下久保ダム、五十里ダムの3つを考える。使用するパラメータは草木ダムにおいては求めた平均流出パラメータを使用し、下久保、五十里ダムは安藤ら¹³⁾が求めたパラメータを使用する。斜面勾配、有効空隙率は仮定として平均的な値 $w=0.4$ 、斜面勾配 $\theta=15^\circ$]を与え、流出に寄与する斜面長と飽和透水係数、表層土層厚との関係を見た。求めた結果を図-10~12に示す。表層土層厚、飽和透水係数に関するばらつきはあるが、草木ダムについては流出に寄与する斜面長は10~100[m]程度、五十里ダムが50~110[m]程度、下久保ダムが20~60[m]程度の値をとることがわかった。以上より、ハイドログラフ逓減部を回帰することで流出パラメータを決定し、流域の土壌、地形特性を、つまりは流出に寄与する斜面長を推定できる可能性を示したものと考える。

7. まとめ

本論文は運動則を一般化しつつ集中化した降雨流出計算手法を提案するとともに、流出高逓減部の解析解を理論的に導出することにより実測流量データから流出パラメータを回帰し、流域の流出特性さらには流域の土壌、地形特性の把握を試みたものである。ここで得られた知見を述べる。

1) 運動則を一般化しつつ集中化した降雨流出計算手法

を提案するとともに、流出高逓減部の解析解を理論的に導出した。

- 2) 理論的に導出した流出高逓減部の解析解を用い、実測流量データ逓減部から流出パラメータを回帰し、求めることができることを示した。
- 3) 逓減部解析解を積分することにより逓減開始以降の累積流入量を推定し、ダム管理の洪水制御における最適放流量の決定につながる有益な知見を示した。
- 4) 求めた流出パラメータから流域の地形、土壌特性を抽出でき、流出に寄与する斜面長の推定が可能であることを示した。

参考文献

- 1) Homer, W.W. and Flynt, F.L. : Relations between rainfall from small urban areas, Transactions of the American Society of Civil Engineers, No.101, pp.140, 1936.
- 2) Barnes, B.S. : The Structure of discharge-recession curves, Trans. Amer. Geo. Union, pp.731, 1939.
- 3) 大久保辰雄：河川の流出機構について、電力気象連絡集報、第2輯、第2巻、第1号、昭和29.1.
- 4) 江川太朗：河川流出の標準逓減曲線とその適用に関する研究、東京大学博士論文、1979.
- 5) 竹内俊雄：地表水、水資源講座2、土木学会誌、46-11、昭36.11
- 6) Werner, P.W. and Sundquist, K.J. : On the groundwater recession curve for large watersheds, Publ. No.33, IAHS, pp.202-212, 1951.
- 7) Roche, M. : Hydrologie de Surface, Gauthiervillars, pp.267-275, 1963.
- 8) 高木不折：低水流出の低減特性に関する研究、土木学会論文集、第128号、pp.1-11, 1966.
- 9) Knisel, W.G. : Baseflow recession analysis for comparison of drainage basins and geology, Journal of Geological Research, Vol.68, No.12, pp.3649-3653, 1963.
- 10) 中野秀章：森林水文学、水文学講座13、共立出版、pp.137-187, 1976.
- 11) Cross, W.P. : The relation of geology to dryweather stream flow in Ohio, Transactions, American Geophysical Union, Vol.30, No.4, pp.563-566, 1949.
- 12) 虫明功臣、高橋 裕、安藤義久：日本の山地河川の流況に及ぼす流域の地質の効果、土木学会論文報告集、第309号、pp.51-62, 1981.
- 13) 安藤義久、高橋 裕、伊藤和央：低水流出の分数関数減水式の地質・季節要因による総合化、土木学会論文報告集、第357号、pp.149-157, 1985.
- 14) Hewlett, J.D. : Soil moisture as a source of base flow from steep mountain watersheds, US Dept. Agric., Forest Service, Southeastern Forest Experiment Station, Asheville, North Carolina, Station Paper No.132, 1961.
- 15) Betson, R.P. : What is watershed runoff?, J. Geophy. Res., Vol.69, No.8, pp.1541-1552, 1964.
- 16) 山田正：山地流出の非線形性に関する研究、土木学会水理講演会論文集、Vol.47, pp.259-264, 2003.
- 17) 鈴木雅一：山地流域の基底流出逓減特性(I)、日林誌、66, pp.174-182, 1984.
- 18) 窪田順平、福嶋義宏、鈴木雅一：山腹斜面における土壌水分変動の観測とモデル化(II)ー水収支および地下水発生域の検討ー、日林誌、70(9), pp.381-389, 1988.

(2003.9.30 受付)