

山地流出の非線形性に関する研究

STUDIES ON NONLINEAR RUNOFF IN MOUNTAINOUS BASINS

山田正¹

Tadashi YAMADA

¹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 this study is to clarify the nonlinearity of runoff phenomena and to understand hydraulic processes in mountainous basins. Universal lumped analysis method for runoff in mountainous basins is proposed in this study. This model can express the characteristics of nonlinearity of runoff and base-flow recession on small mountainous basins. Runoff in mountainous basins are uniquely determined by model parameters concerning slope gradient, slope length, the thickness of surface soil layer, unsaturated hydraulic conductivity and effective porosity.

Key Words: Nonlinear runoff analysis, Mountainous basins, Universal physical analysis method, Flow recession, Theoretical solution

1. はじめに

山地流域の流出現象を表現するモデルは古くから提案されて来ている。その多くは降雨に対する流出の応答関数を重視したもので、一般に概念モデルと呼ばれるものである。合理式や Sherman¹⁾の提案する単位図法は流出現象を線形として扱っているため、非線形な挙動を示す実際の流出現象においては、これらのモデルでは対応しきれない場合がある。また、非線形な流出形態を表現したモデルとして菅原²⁾の提案するタンクモデル、木村³⁾の提案する貯留関数法が挙げられる。しかし、これら概念モデル中のパラメータは物理的根拠に乏しく、長期にわたる降雨流出データが無い限り、使用しているパラメータを容易に推定できないという問題がある。

物理過程を踏まえた流出モデルの研究は Horton から始まり、これまでに多くの観測、見解により著しい発展がなされてきた。Tsukamoto⁴⁾は試験地での実測により、斜面での短期流出は地表流よりも中間流が卓越するという観測結果を得た。Hursh⁵⁾も同様の観測結果を得ている。これらにより、中間流出の理論的根拠が確立したと言える。Hewlett^{6), 7)}, Betson⁸⁾は降雨量が流域の浸透能を超過したとき一部の飽和域から流出は生じるという部分流出寄与域の考えを提案した。それに先立ち高棹⁹⁾は表土層内をダルシー型の中間流とみなし、水深が表土層を越える時表面流を kinematic wave として取り扱い、流出過程を総合的に表現する解析の方法を確立している。これは、Hewlett^{6), 7)}, Betson⁸⁾が提案する部分流出寄与域の考え方

を理論的に説明したものと認められる。現在短期流出は 0 次, 1 次河川程度の溪流近傍の短い飽和面近くで発生すると考えられている。一方で、四俣¹⁰⁾, 平野ら^{11), 12)}, 角屋ら¹³⁾及び本論文の著者¹⁴⁾は流域の水文学的特性の空間分布を基礎とする流出解析を行った。本論文の著者は流域の持つ水文学的特性は分割された各流域の特性の和と捉え、時定数スペクトルの概念を導入した流出解析手法を考案することにより、それらの概念をより一般化した。また、不飽和浸透流の基礎式である Richards の方程式を用いた流出解析の試みが Freeze¹⁵⁾による表層土中の 2 次元不飽和浸透流の研究を先駆として始まり、鈴木^{16), 17)}は不飽和浸透流による無次元ハイドログラフからパラメータの影響と実流域の地形、土壌条件を検討し単純化した基礎式を導出した。窪田ら¹⁸⁾は飽和-不飽和ダルシー則を基礎に不飽和浸透過程の特性を考慮した流出モデルを提案することにより物理的、地形特性的根拠に基づいた流出解析が可能となることを示した。Werner and Sundquist¹⁹⁾, Roche²⁰⁾, 高木²¹⁾らは低水流出の逓減式を理論的に導いた。高木はダルシー則と連続式を拡散型方程式の形に変形し、被圧地下水流出の場合、本論文中の (29) 式と同形の逓減式、不圧地下水流出の場合、本論文中の (28) 式と同形の逓減式を導きだしている。

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 Knisel²²⁾, 中野²³⁾により季節要因が、Cross²⁴⁾, Knisel²²⁾, 虫明ら²⁵⁾により地質要因が指摘された。また、安藤²⁶⁾ら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。降雨流出は様々な形態があるが、多くの研究によりそれぞれの流出現象についてそれらを表現するモデルが提案され、流出特性の影響要因について多くの知見が得られてきた。しかしながら、これらの流出形態を統一的にあつかえる手法は未だ存在していない。そこで本論文においては、運動則を一般化しつつ流出過程を集中化した山地流出解析手法を提案する。また、基礎式中のパラメータの物理性を明らかにし、山地流域における降雨流出現象の非線形性の由来について述べる。

2. 単一斜面における降雨流出の非線形性の由来

1) 山地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 kinematic wave 方程式が得られる。

$$v = \alpha h^m, \quad q = vh = \alpha h^{m+1} \quad (1)$$

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = r(t) \quad (2)$$

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

ただし、 $a = (m+1)\alpha^{\frac{1}{m+1}}$ 、ここに、 v :断面平均流速[mm/hr]、 h :湛水深[mm]、 $q(t)$:単位幅流量[mm²/hr]、 $r(t)$:有効降雨量[mm/hr]、 α 、 m は流域の流出特性を表すパラメータである。Hewlett⁷⁾、Betsen⁸⁾の流出寄与域の考えに基づき、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。そのため斜面長は地形上の斜面長にくらべ十分短いものと考えられる。この条件のもとで(4)式の変数分離形の近似式が仮定できる。 $q(x,t) = xq_*(t)$ (4) ここに q_* :流出高[mm/hr]である。斜面長 L の末端で考え $x=L$ とすると(3)式は(5)式の常微分方程式に変形できる。

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

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

$$\beta = \frac{m}{m+1} \quad (7)$$

(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

前節で導いた山地流域における流出の基礎式中のパラ

メータは決定されていない。そこで流出パラメータ α と土壌特性との関係を検討する。ところで不飽和の基本式を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¹⁶⁾、17)および窪田¹⁸⁾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。ここに彼らの理論展開の概要を示す。不飽和領域での土中水の浸透は式(8)のRichardsの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、式(8)は右辺第2項と第1項の $\partial \psi / \partial x$ を無視しても流量の逓減曲線はほとんど変化しない。このとき式(8)は式(9)のようになる。

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

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量である。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 の関係を式(12)に示す。これらを z 方向に平均化するとそれぞれ式(13)、(14)のようになる。

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

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

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 :土壌の不飽和領域における透水性の減少の程度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。

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

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。

$$q = k_s D \bar{S}_e^\gamma \sin \omega \quad (17)$$

(17)式を z 方向に平均化した有効飽和度 $\bar{S}_e$ について整理すると(18)式ようになる。

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

(15)式を(18)式を用いて単位幅流量 q に関して式変形すると(19)式が得られる。

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

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。

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

(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 は土壌特性より表現することができる。

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

また、この比較より基礎式中の β を不飽和領域の透水性の減少を表すパラメータ γ で以下のように表すことができる。

$$\beta = \frac{m}{m+1} = \frac{\gamma-1}{\gamma} \quad (23)$$

ここで、斜面の断面平均流速を Manning 型の式(24)で表すと、等価粗度係数 n は土壌特性を用いて(25)式であらわすことができる。

$$v = \frac{1}{n} i^p h^m \quad (24), \quad n = \frac{D^{\gamma-1} w^\gamma}{k_s}, \quad p=1 \quad (25)$$

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等価粗度係数 n が(25)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 、透水性の減少の程度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

本研究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 β の値を推定する。運動則が飽和ダルシー則であるとする(1)式中の $m=0$ より(7)式を用いて $\beta=0$ 、Manning 則であるとする $m=2/3$ より $\beta=0.4$ 、層流表面流であるとする $m=2$ より $\beta=0.7$ 、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(23)式より $\beta=0.6 \sim 0.8$ となる。以上より流出パラメータ β は0~1位の値をとることがわかる。

4) 流出量逡減部の表現式

流出量逡減部を表現するため、時間 t は降雨が止んだ時点を原点とし $r(t)=0$ とおくと、(5)式は(26)式の変数分離形となり $\beta \neq 0$ 、初期条件 $q_*(0)=q_{*0}$ より(27)式が得られる。

$$\frac{1}{q(t)^{\beta+1}} \frac{dq_*(t)}{dt} = -a_0 \quad (26) \quad q_*(t) = \frac{q_{*0}}{(1+a_0 \beta q_{*0}^\beta t)^{1/\beta}} \quad (27)$$

ここで、様々な流出形態が混在しているので集中化すると $\beta=0.5$ 位をとるとすると、(27)式は(28)式のようにになる。

$$q_*(t) = \frac{q_{*0}}{(1+1/2 a_0 \sqrt{q_{*0}} \cdot t)^2} \quad (28)$$

また、流出形態が飽和ダルシー則であるとして $\beta=0$ 、初期条件 $q_*(0)=q_{*0}$ とすると、(26)式は(29)式のようになる。

$$q_*(t) = q_{*0} \exp\left[-\frac{1}{a_0} t\right] \quad (29)$$

(28)式、(29)式は Werner and Sunquist¹⁹⁾、Roche²⁰⁾ および高木²¹⁾により理論的に導かれた不圧逡減式、被圧逡減式と同型の式である。このように、異なる流れ場に適用される方程式形から同形の逡減式が導かれていることが非常に興味深い。不圧逡減式、被圧逡減式の逡減係数に対する影響要因として Cross²⁴⁾、Knisel²²⁾、及び虫明ら²⁵⁾に流域地質が指摘されており、高橋ら²⁷⁾は地質学的分類からその相違を示している。本研究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(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 、透水性の減少の程度をあらわす無次元パラメータ γ 及び地形特性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の逡減部をとらえることができれば、回帰することにより逡減係数を求められ、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。

5) 降雨流出を表す基礎式の解析解

本研究で用いる降雨流出を表す基礎式は非線形方程式である。一般的に非線形方程式はある限られた条件の下にのみ解析解を求めることができる。本論文で用いる流出の基礎式は $\beta=1$ という条件の下に解析解を求めることができる。 $\beta=1$ のとき(5)式を変形すると(30)式の Bernoulli 型の微分方程式形となる。

$$\frac{dq_*(t)}{dt} - a_0 r(t) q_*(t) + a_0 q_*(t)^2 = 0 \quad (30)$$

この微分方程式の解析解は初期流量を $q_*(0)=q_{*i}$ とおいたとき(31)式で示される。

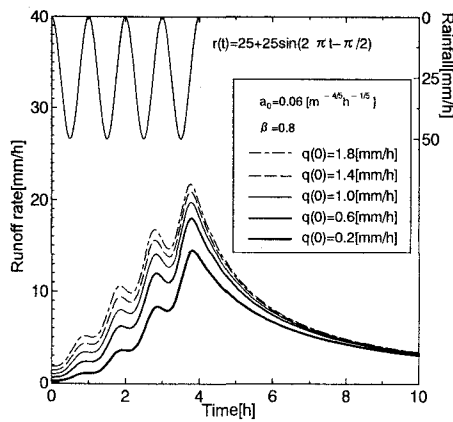


図-1 初期流出量と流出量の関係

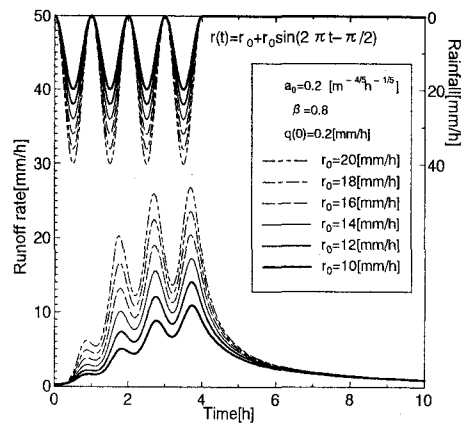


図-2 降雨強度と流出量の関係

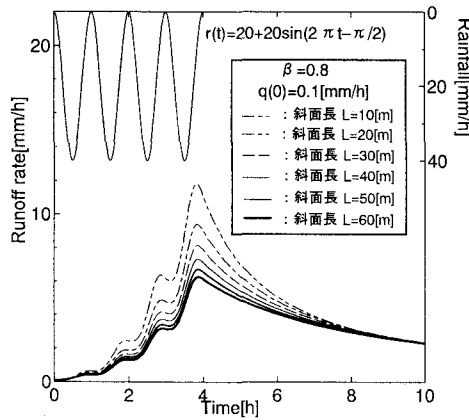


図-3 斜面長と流出量の関係

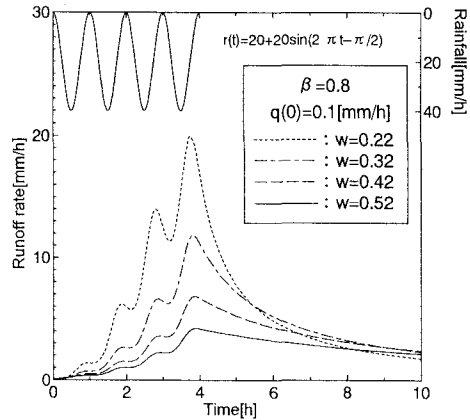


図-4 有効空隙率と流出量の関係

$$q_s(t) = \frac{q_s e^{a_0 \int_0^t r(\tau) d\tau}}{q_s a_0 \int_0^t e^{a_0 \int_0^\tau r(\tau) d\tau} dt + 1} \quad (31)$$

解析解は指数関数の中に降雨の積分値が入りこんでおり、降雨の履歴効果が非線形的に表現されている。一方初期条件も単純な関数形ではなく分数形で表されており、初期条件のもつ非線形効果を陽に見出すことができるなど興味深い結果になっている。

3. 降雨流出現象における非線形性の特性

一般に山地流域からの降雨流出は非線形性を示すと言われている。しかしながら、非線形性を示す要因と非線形性現象の特性について本質的に調べた例は少ない。そこで、本論文では流出解析の基礎式である(5)式に sin 関数で降雨を与え、様々な条件のもとで計算を行ない、降雨流出の非線形現象の特性を調べた。

1) 降雨前の土壌の初期水分量に対する非線形性

降雨前の土壌の初期水分量の条件による流出量の変化を見るため、初期流出量を変化させて計算した結果を図-1に示す。初期流出量を単純に増加させたとしても、流出量はそれに比例して増加せず、非線形的に増加していることがわかる。また、初期流出量の増加、時間の経過

に従い、ハイドログラフは一定曲線へ収束していることがわかる。これらのことはまさに降雨流出現象における土壌の初期水分量に対する非線形性といえるであろう。

2) 降雨強度に対する非線形性

古くから雨の降り方によって、河川流量の増加の仕方が異なることは一般的に言われてきた。そこでここでは降雨強度を変化させて計算を行なった。その結果を図-2に示す。線形理論では降雨強度を2倍にすれば流出量のピーク値も2倍になる。しかし本計算結果では降雨強度を2倍にしたところ、流出量のピーク値は単純に2倍になるのではなく3倍近くになっており、流出量は降雨強度と線形関係にはない。このことも降雨流出現象における降雨強度に対する非線形性といえるだろう。

3) 斜面長に対する非線形性

次に斜面長のみを変化させた時の流出量の変化を見た。この計算で求めているのは流出高[mm/h]であり線形理論では斜面長は流出高に影響しないもののように考えられる。しかし、図-3を見ると斜面長の増加にともない流出量のピーク値は減少し、時間の経過とともに一定曲線に収束していくことがわかる。これは降雨流出現象における斜面長に対する非線形現象と言えるだろう。

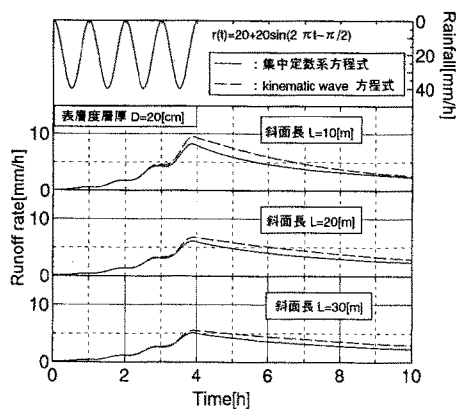


図-5 斜面長を変化させた時の集中定数系方程式と kinematic wave 方程式の解の比較

4) 有効空隙率に対する非線形性

最後に山地流域のもつ空間的な土壌特性の違いが流出量に及ぼす影響を見るため有効空隙率を変化させて計算した結果を図-4に示す。本論分中の(22)式からも有効空隙率に対して非線形性が現れる事がわかる。計算結果より有効空隙率 0.1 の違いにより流出量に大きな違いが生じる事がわかる。このことから降雨流出現象における非線形性が有効空隙率等の土壌特性の流域における空間分布からも生じることがわかる。

これら 1), 2), 3), 4) のことから、降雨流出過程に見られる非線形現象は単一の土壌、地形、降雨特性等に由来するものであり、それら一つ一つの要因が空間的に絡みあい、さらなる非線形現象を生み出しているので複雑性が深まるものだと考えられるだろう。また、以上のことは従来の流出モデルでは表現できなかったことであり、本論分の基礎式は非線形現象を顕著に表現することができたといえるだろう。

4. 降雨流出過程の集中化の合理性

本論文における山地流域での降雨流出過程の集中化が合理的であることを不飽和浸透方程式及び kinematic wave 方程式の解と比較することにより示す。

1) 集中定数系方程式と kinematic wave 方程式の解の比較

斜面における降雨流出過程を集中化するために用いた変数分離形の近似式(4)式の有効性を見るために kinematic wave 方程式(3)式の解と集中定数系方程式(5)式の解の比較を行った。ここでは、kinematic wave 方程式を $\Delta t = 4s$, $\Delta x = 40cm$ の条件で差分化して解き、斜面長 L で割ることによって比較した。土壌特性は砂混じり粘土を想定し、全ての計算において同様の条件を用いた。各パラメータ値は表層土層厚 $D = 20cm$, 斜面長 $L = 10m$, 飽和透水係数 $k_s = 0.0035cm/s$, 有効空隙率 $w = 0.42$, 飽和含水率 $\theta_s = 0.42$, 残留含水率 $\theta_r = 0.01$, 勾配 $i = 20^\circ$, 透水性の減少の程度を

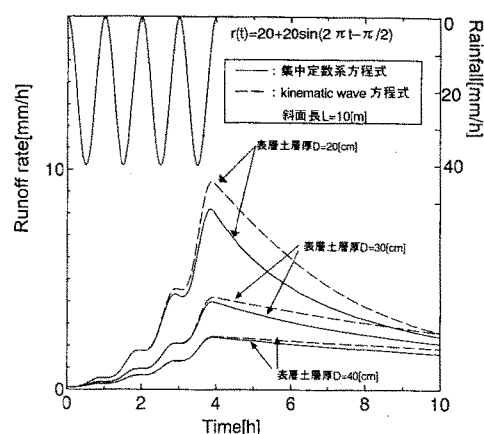


図-6 表層土層厚を変化させた時の集中定数系方程式と kinematic wave 方程式の解の比較

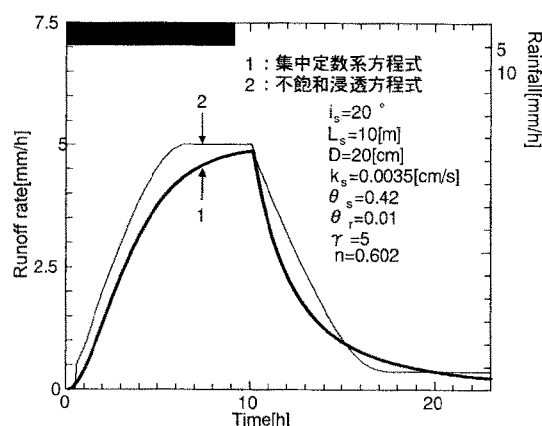


図-7 不飽和浸透方程式と集中定数形方程式の解の比較

あらわす無次元パラメータ $\gamma = 5$ を基本とし、斜面長及び表層土層厚を変化させた。これらの土壌特性及び(6), (23), (25)式, $\gamma = 5$ より等価粗度係数 $n [m^3 \cdot s]$, $a_0 [mm^{-1} \cdot h^{-1/5}]$, β (無次元)は従属的に求まる。また、降雨は $\sin$ 関数で与え、初期流出量は $0.1mm/h$ とした。計算結果の比較を以下に示す。図-5は表層土層厚 $D = 20cm$ のもとで $L = 10, 20, 30m$ と変化させた場合の計算結果を、図-6は斜面長 $L = 10m$ のもとで $D = 20, 30, 40cm$ と変化させた場合の計算結果を比較したものである。これらの図より、いずれの場合においてもハイドログラフは良く一致し、集中化の際に用いた近似式(4)式は斜面長が長い場合にも、表層土層厚が厚い場合にも適応可能であると考えられる。

2) 集中定数系方程式と不飽和浸透方程式の解の比較

飽和・不飽和を問わず土壌中の水の挙動は(8)式の Richards の式により支配されている。ここでは Richards の式を数値的に解き、単純な二次元斜面を対象として数値計算(以下、不飽和浸透方程式と呼ぶ)を行い、著者らが提案する集中化した集中定数系方程式との計算結果の比較を行った。計算条件としては斜面を単位幅とし、境界条件は地表面部では降雨を与え、斜面末端では自由流

出条件, 斜面頂上部及び表層土層底部では不透水条件を用いた。初期条件として計算領域内すべて均一に自然含水率を用いた。土壌特性は4.1)のkinematic wave方程式の解との比較で用いたものを用い, 斜面長 $L=10\text{m}$, 表層土層厚 $D=20\text{cm}$ とした。この計算において降雨強度は一定とした。図-7 は不飽和浸透方程式と集中定数形方程式の計算結果の比較であるが計算結果はよく一致することがわかる。集中定数系方程式のパラメータを土壌特性より定めることで土壌中の水の挙動を支配する不飽和浸透方程式と集中定数系方程式の計算結果が一致するという事は, 不飽和浸透理論との比較から集中定数系方程式のパラメータを決定することが有効であったといえるだろう。

これら 1), 2) の結果より本論文で提案する山地流域における降雨流出過程の集中化が合理的であったと考えられる。

5. まとめ

本論文は降雨流出過程に現れる非線形現象の由来について述べたものであり, これにより様々な流出形態をとる降雨斜面流出に統一的に適用できる流出計算手法を提案したものである。ここで得られた知見を述べる。

- 1) 単一斜面での抵抗則を一般化しつつ集中化した流出計算手法を提案するとともに, パラメータの物理特性は表層土層厚 D , 飽和透水係数 k_s , 有効空隙率 w , 透水性の減少の程度をあらわす無次元パラメータ γ , 斜面長 L によって支配されることを明らかにした。
- 2) 低水流出の低減性を理論的に導出することにより, 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, 逓減定数を求め流域の水文諸量を原理的には推定できることを示した。
- 3) 基礎式(5)式の解析解が $\beta=1$ の時求めることができたことを示し, その解の特性を見ることができた。
- 4) 本論文で示した流出解析の基礎式は降雨流出現象に見られる非線形性を顕著に表すことができた。
- 5) kinematic wave 方程式及び不飽和浸透方程式との計算結果の比較により集中化の際に用いた近似式(4)式は有効であり, 山地流域での降雨の斜面流出過程の集中化が合理的であることを示した。

参考文献

- 1) Sherman, L. K. : Streamflow from rainfall by unit-graph method, Eng. News Record, pp. 501-508, 1932.
- 2) 菅原正巳 : 流出解析法, 水文学講座, 共立出版, 1972.
- 3) 木村俊晃 : 貯留関数法, 土木技術資料, 4.1., 1961.
- 4) Tsukamoto, Y. : An experiment on subsurface flow, J. Jpn. Soc. Forestry, vol. 43, 61-68, 1961.
- 5) Hursh, C. R. & Brater, E. F. Separating storm hydrographs from small drainage area into surface and subsurface flow, Trans. Am. Geophys. Union, 863-870, 1941.
- 6) Hewlett, J. D. : Watershed management, US Dept. Agric., Forest Service, Southeastern Forest Experiment Station, Asheville, North Carolina, Report for 1961, pp. 61-66
- 7) 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.
- 8) Betson, R. P. : What is watershed runoff?, J. Geophy. Res., vol. 69, No. 8, 1541-1552, 1964.
- 9) 高棹琢馬 : 出水現象の生起場とその変化過程, 京大防災研究所年報, 第6号, pp. 166-180, 1963.
- 10) 四俣正俊 : 洪水流量逓減曲線の解釈, 土木学会論文報告集, No. 245, 1976.
- 11) 平野宗夫, 小川滋, 木川良二 : 山腹斜面からの流出について, 第29回土木学会年次学術講演会講演概要集, pp. 136-137, 1974.
- 12) 平野宗夫・伊藤尚規 : 到達時間の分布を考慮した流出解析, 第22回水理講演会論文集, pp. 197-202, 1978.
- 13) 角屋睦, 福島晟, 佐合純造 : 丘陵山地流域モデルと洪水流出モデル, 京都大学防災研究所年報, 第21号, B-2, 1978.
- 14) 山田 正 : 山地小流域の瞬間単位図と斜面長分布の関係, 土木学会論文報告集, 第306号, pp. 11-21, 1981.
- 15) Freeze, R. A. : Role of subsurface flow in generating surface runoff, 1. Base flow contributions to channel flow, Water Resour. Res., 8(3), pp. 609-623, 1972.
- 16) 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.
- 17) 鈴木雅一 : 山地流域の基底流出逓減特性(II), 日林誌, 66, pp. 211-218, 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) - 水収支および地下水発生域の検討 -, 日林誌, 70(9), pp. 381-389, 1988.
- 19) Werner, P. W. and Sundquist, K. J. : On the groundwater recession curve for large watersheds, Publ. No. 33, IAHS, pp. 202-212, 1951.
- 20) Roche, M. : Hydrologie de Surface, Gauthiervillars, pp. 267-275, 1963.
- 21) 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.
- 22) 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.
- 23) 中野秀章 : 森林水文学, 水文学講座 13, 共立出版, pp. 137-187, 1976.
- 24) 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.
- 25) 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.
- 26) 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.
- 27) 高橋 裕, 安藤義久, 伊藤 孝, 伊藤和央 : 山地河川の低水流出の減水特性に関する研究, 土木学会論文報告集, 第337号, pp. 75-82, 1983.
- 28) 志村光一, 大原憲明, 松木浩志, 山田 正 : 水理計算に基づく大規模河道網の洪水流出特性に関する研究, 水文・水資源学会誌, Vol. 14, No. 3, pp. 217-228, 2001.

(2002. 9. 30受付)