降雨波形が洪水到達時間に及ぼす影響

Effects of Rainfall Pattern on Flood Concentration Time

近森秀高・永井明博* (岡山大学環境理工学部)

Hidetaka CHIKAMORI・Akihiro NAGAI Faculty of Environmental Science and Technology, Okayama University

The effect of temporal variation in rainfall intensity on flood concentration time, which is the flood propagation time when the discharge at the downstream end reaches a peak, was discussed using kinematic runoff model. This effect was theoretically shown to be expressed using the ratio of runoff depth (q_R) to mean effective rainfall ($\bar{r}_e$), $R = q_R/\bar{r}_e$, during the flood concentration time, and R was shown to be only affected by temporal variation in rainfall. Moreover, the temporal variation in R was examined by numerical experiments using the rainfall data observed in 80 heavy storms. The result shows that the flood propagation time does not become minimum simultaneously with the peak discharge but a little after the peak, and that temporal patterns of rainfall vary flood concentration time from 0.7 to 1.5 times as long as the time estimated by the flood concentration time formula.

Key words : Flood concentration time, Runoff analysis, Kinematic runoff model

洪水到達時間に及ぼす降雨波形の影響をkinematic流出モデルに基づいて理論的に考察した。雨水伝播時間内の平均有効降雨強度 $\bar{r}_e$ に対する下流端流出高 q_R の比を $R = q_R/\bar{r}_e$ とすると、洪水到達時間に及ぼす降雨波形の影響は R を用いて表現することができ、 R の時間的変化は降雨波形などの降雨特性のみに依存することを示した。また、洪水時の観測降雨波形80例を対象に、豪雨中の R の時間的変化を数値実験的に吟味した結果、雨水伝播時間はピーク流量発生時ではなくピーク後に最小になること、洪水到達時間内の平均有効降雨強度が等しければ洪水到達時間 t_p が必ずしも等しいというわけではなく、 t_p は降雨波形によって洪水到達時間推定式による値の0.7~1.5倍の範囲で変動することなどを明らかにした。

キーワード : 洪水到達時間, 流出解析, Kinematic流出モデル

I. はじめに

洪水到達時間は、中小河川において合理式を用いてピーク流量を求める際に極めて重要な概念である。

合理式では、ピーク流量に寄与する雨水流の伝播時間(洪水到達時間)内の平均有効降雨強度が流出高に等しいと仮定している。石原・高棹(1959)は、この仮定に加え、降雨波形の効果をとりあえず無視した上で洪水到達時間の実用的推定法を導出した。この取扱は、洪水到達時間について理論的に検討する上で極めて有用であり、角屋・福島(1976)による洪水到達時間推定式の誘導過程でも採用されている。

本研究では、これらの従来の洪水到達時間推定法の考え方に基づいて、単純な2斜面1河道モデルに

おけるkinematic流出を対象に、降雨強度の時間的変動が洪水到達時間に及ぼす影響について理論的、数値実験的に吟味した結果を報告する。

II. 降雨波形が雨水伝播時間に与える影響

1. 洪水到達時間式の構造

洪水到達時間の推定には、角屋・福島によって提案された下記のような推定式が広く用いられている。

$$t_p = CA^{0.22}(\bar{r}_e)^{-0.35} \quad (1)$$

ここに、 t_p :洪水到達時間(min), A :流域面積(km²), $\bar{r}_e$:洪水到達時間 t_p 内の間の平均有効降雨強度(mm/h), C :土地利用状態に応じて異なる係数。この式は、kinematic流出モデルに基づいてある特定の条件の下に導かれた理論式と、全国の大小18河川流域

における実測データに基づいて求められた半理論的実用式であり、中小河川における確率ピーク流量の推定によく用いられる。

ここでは、この洪水到達時間式の構造を示すために、誘導過程の概略を示す。

まず、斜面流に関する kinematic wave 法の基礎式は、以下のようになる。

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = r_e, \quad (0 \leq x \leq B) \quad (2)$$

$$h = kq^p \quad (3)$$

ここに、 t : 時間、 x : 斜面上流端からの距離、 h : 水深、 q : 斜面単位幅流量、 r_e : 有効降雨強度、 B : 斜面長、 k 、 p : 流れの形態で決まる定数(斜面流定数)。式(3)は、等流公式を書き換えたものと見なされ、洪水流出計算では Manning の抵抗則を適用したものがよく用いられる。

式(2)、(3)を連立して得られる特性方程式は以下のようである。

$$\frac{dx}{1} = \frac{dt}{pkq^{p-1}} = \frac{dq}{r_e} \quad (4)$$

式(4)は以下の3式で表される。

$$\frac{dx}{dt} = \frac{1}{pk} q^{1-p} \quad (5)$$

$$r_e dt = pk q^{p-1} dq \quad (6)$$

$$r_e dx = dq \quad (7)$$

いま、ある時点で斜面上流端から出発した雨水流の軌跡すなわち1本の特性曲線に着目し、上流端を出発した時点点を0とする。式(5)、(6)に基づいて、斜面上流端を出発した雨水流が下流端に到達するまでに要する時間(斜面流下時間) t_s と有効降雨強度 $r_e(\tau)$ を用いて斜面長 B を表すと、以下のようになる。

$$B = \frac{1}{pk^{1/p}} \int_0^{t_s} \left\{ \int_0^t r_e(\tau) d\tau \right\}^{1/p} dt \quad (8)$$

ただし、 τ は斜面上流端を出発してからの経過時間を表す。

いま、ある斜面に時間的空間的に一様な強度 $\bar{r}_e$ の有効降雨が与えられた場合を考える。降り始めに斜面上流端を出発した雨水が斜面下流端に到達すると、その後の斜面下流端流出高 q_s は一定になり、 $\bar{r}_e$ に等しくなる。斜面流下時間 t_s と斜面長 B との関係は、式(8)における $r_e(\tau)$ を一定値 $\bar{r}_e$ とおいた式を解くことによって以下のよう表される。

$$B = \frac{(\bar{r}_e)^{1/p} t_s^{1/p}}{k^{1/p}}$$

この式を t_s について解くと以下のようになる。

$$t_s = \frac{kB^p}{(\bar{r}_e)^{1-p}} \quad (9)$$

ここで、面積・勾配・斜面長・土地利用等が等しい2斜面が1本の河道の左右に接続した流域モデルを考える。

河道長 L をHackの法則に従って $L = uA^v$ (u, v : 定数)のように表現すると、斜面長 B は以下のように表される。

$$B = \frac{A}{2L} = \frac{1}{2u} A^{1-v} \quad (10)$$

また、洪水到達時間 t_p が斜面流下時間 t_s と河道流下時間 t_c との和で表されることを考慮して、以下のように変形する。

$$t_p = t_s + t_c = \lambda t_s \quad \left(\lambda = 1 + \frac{t_c}{t_s} \right) \quad (11)$$

これらの関係を用いると、式(9)から以下の式が得られる。

$$\begin{aligned} t_p &= \frac{\lambda k}{(2u)^p} A^{(1-v)p} (\bar{r}_e)^{p-1} \\ &= CA^{(1-v)p} (\bar{r}_e)^{p-1} \end{aligned} \quad (12)$$

ここに、 $C = \frac{\lambda k}{(2u)^p}$ 。ここで、Manningの抵抗則を考慮して p に0.6、Hackの法則における一般値として v に0.6を代入すると、

$$t_p = CA^{0.24} (\bar{r}_e)^{-0.4} \quad (13)$$

が得られる。

角屋・福島による式(1)は、観測データに基づいて上式のべき指数を修正した式であると考えられている。

なお、ここでは、時間的空間的に一様な強度 $\bar{r}_e$ の有効降雨が流域に与えられたものとして式(13)を誘導したが、実用上は $\bar{r}_e$ を洪水到達時間 t 内の平均有効降雨強度として取扱っており、この場合、

$$\bar{r}_e = \frac{1}{t_p} \int_0^{t_p} r_e(\tau) d\tau \quad (14)$$

となる。

2. 降雨波形と雨水流の伝播時間

1) 雨水伝播時間の一般的表現

ここでは、流域に一般的な降雨波形を与えた場合の雨水流の伝播時間について考察するために、まず、前述の式(12)の誘導過程で等しく置かれた斜面下流端における流出高 q_s と雨水の斜面流下時間内の平均有効降雨強度 $\bar{r}_e$ との比 $R = q_s/\bar{r}_e$ について調べてみる。

斜面下流端における流出高 q_B は、式(6)より以下のように表される。

$$q_B = \frac{q}{B} = \frac{1}{Bk^{1/p}} \left(\int_0^{t_s} r_e(\tau) d\tau \right)^{1/p}$$

ここで、斜面流下時間 t_s 内の平均有効降雨強度 $\bar{r}_e$ (式(4))を用いると q_B は以下ようになる。

$$q_B = \frac{1}{Bk^{1/p}} (t_s \bar{r}_e)^{1/p} = \frac{t_s^{1/p}}{Bk^{1/p}} (\bar{r}_e)^{1/p}$$

したがって、 R は以下ようになる。

$$R = \frac{q_B}{\bar{r}_e} = \frac{t_s^{1/p}}{Bk^{1/p}} (\bar{r}_e)^{\frac{1-p}{p}} \quad (15)$$

これを t_s について解くと次式が得られる。

$$t_s = \frac{kB^p R^p}{(\bar{r}_e)^{1-p}} \quad (16)$$

この式(16)は式(9)の右辺に R^p を乗じた形であることが容易に分かる。

なお、流域の雨水伝播時間 t_p と斜面流下時間 t_s の比が式(11)の場合と同様に λ で表され、斜面長 B と流域面積 A との間に式(10)の関係を仮定できるならば、雨水伝播時間 t_p は A 、 $\bar{r}_e$ を用いて、

$$t_p = \frac{\lambda k}{(2u)^p} R^p A^{(1-p)/p} (\bar{r}_e)^{p-1} \quad (17)$$

と表される。この式から、式(12)における定数 C は、

$$C = \frac{\lambda k}{(2u)^p} R^p \quad (18)$$

と表現され、土地利用の他に降雨波形の影響も含んだ定数と見なすことができる。

以上の結果から、2 斜面 1 河道モデルでは、流出高—平均有効降雨強度比である R が雨水伝播時間に及ぼす降雨波形の影響を表していることが分かる。

2) 流出高—平均有効降雨強度比の一般的表現

ここで、 R の構造をもう少し詳しく見ることにする。式(15)の B に式(8)を代入して整理すると以下のようにになる。

$$\begin{aligned} R(t_s) &= \frac{t_s^{1/p} \{ \bar{r}_e(t_s) \}^{\frac{1-p}{p}}}{\frac{1}{pk^{1/p}} \int_0^{t_s} \left\{ \int_0^t r_e(\tau) d\tau \right\}^{\frac{1-p}{p}} dt \times k^{1/p}} \\ &= \frac{pt_s [R_e(t_s)]^{\frac{1-p}{p}}}{\int_0^{t_s} [R_e(t)]^{\frac{1-p}{p}} dt} \end{aligned} \quad (19)$$

ここに、

$$R_e(t) = \int_0^t r_e(\tau) d\tau, \quad \bar{r}_e(t) = \frac{1}{t} \int_0^t r_e(\tau) d\tau$$

この t_s は、雨水流が上流端を出発してから経過時間である。ここで t_s を t に置き換えて以下のように表す。

$$R(t) = \frac{pt [R_e(t)]^{\frac{1-p}{p}}}{\int_0^t [R_e(\tau)]^{\frac{1-p}{p}} d\tau} \quad (20)$$

次に、 $R(t)$ の導関数 $R'(t)$ を求めることにする。まず、式(20)を、

$$R(t) \int_0^t [R_e(\tau)]^{\frac{1-p}{p}} d\tau = pt [R_e(t)]^{\frac{1-p}{p}}$$

のように変形した上で、両辺を t で微分すると、

$$\begin{aligned} R'(t) \int_0^t [R_e(\tau)]^{\frac{1-p}{p}} d\tau + R(t) [R_e(t)]^{\frac{1-p}{p}} \\ = p [R_e(t)]^{\frac{1-p}{p}} + t(1-p) r_e(t) [R_e(t)]^{\frac{1-2p}{p}} \end{aligned}$$

となる。これを $R'(t)$ について整理すると以下のようにになる。

$$\begin{aligned} R'(t) &= \frac{[R_e(t)]^{\frac{1-p}{p}}}{\int_0^t [R_e(\tau)]^{\frac{1-p}{p}} d\tau} \\ &\quad \times \{ p + t(1-p) r_e(t) [R_e(t)]^{-1} - R(t) \} \end{aligned}$$

ここで、式(20)を考慮すると、

$$\frac{[R_e(t)]^{\frac{1-p}{p}}}{\int_0^t [R_e(\tau)]^{\frac{1-p}{p}} d\tau} = \frac{R(t)}{pt}$$

であるから、 $R'(t)$ は以下のようにになる。

$$\begin{aligned} R'(t) &= \frac{(1-p)R(t)}{pt} \left\{ \frac{tr_e(t)}{R_e(t)} - \frac{R(t)-p}{1-p} \right\} \\ &= \frac{(1-p)R(t)}{pt} \left\{ \frac{r_e(t)}{\bar{r}_e(t)} - \frac{R(t)-p}{1-p} \right\} \end{aligned} \quad (21)$$

ここで、 $H(t) = \frac{r_e(t)}{\bar{r}_e(t)}$ とおき、式(21)を以下のように変形する。

$$\begin{aligned} R'(t) &= \frac{(1-p)R(t)}{pt} \left\{ H(t) - \frac{R(t)-p}{1-p} \right\} \\ &= \frac{R(t)}{pt} \{ (1-p)H(t) + p - R(t) \} \\ R'(t) &= \frac{R(t)}{pt} \{ (1-p)H(t) + p - R(t) \} \end{aligned}$$

ここで、 $J(t) = (1-p)H(t) + p$ において変形すると、以下のようにになる。

$$R'(t) - \frac{J(t)}{pt} R(t) + \frac{1}{pt} \{ R(t) \}^2 = 0 \quad (22)$$

これをBernoulliの微分方程式として解くと、 R の一般解として以下の結果が得られる。

$$R(t) = \frac{e^{\int \frac{J(t)}{pt} dt}}{C_1 + \int \frac{1}{pt} e^{\int \frac{J(t)}{pt} dt} dt} \quad (23)$$

ここに、 $J(t) = (1-p) \frac{r_e(t)}{\bar{r}_e(t)} + p$ 、 C_1 : 定数。

式(23)は、流出高—平均有効降雨強度比 R を有効降雨強度 r_e と対象となる雨水流の流下時間内の平均有効降雨強度 $\bar{r}_e$ とを変量として陽的に表現して

おり、 R に対する r_e の影響を示している。このことから、式(6)における R は有効降雨波形が斜面流下時間に与える影響を示すパラメータであることが分かる。ただし、式(23)は、ある時点に斜面上流端を出発した雨水流、すなわち1本の特性曲線上における R の変化を表現したものであるから、斜面下流端に到着した雨水流における R を求めるためには、式(23)と斜面長 B を表す式(8)とを連立して解く必要がある。

3) 流出高—平均有効降雨強度比と降雨波形の関係

流出高—平均有効降雨強度比 R が一定値をとる場合の降雨波形を調べることにする。

まず、

$$S_{Re}(t) = \int_0^t [R_e(\tau)]^{1-p} d\tau$$

とおくと、式(20)は次のような S_{Re} に関する常微分方程式に書き直される。

$$\frac{d}{dt} S_{Re} - \frac{R}{p} S_{Re} = 0$$

R を一定とした場合、上式の解は以下のである。

$$S_{Re} = C_2 e^{\int \frac{R}{p} dt} = C_3 t^{R/p} \quad (C_2, C_3: \text{定数})$$

この式と、 S_{Re} 、 R などの定義に基づいて有効降雨強度 r_e を表す式を誘導すると、最終的に次式が得られる。

$$r_e = C_4 t^{\frac{R-1}{p}} \quad (C_4: \text{定数})$$

この式より、 $R = q_0/\bar{r}_e < 1$ のとき t のべき指数は負になるから r_e は単調減少であり、 $R > 1$ のとき t のべき指数は正になるから r_e は単調増加、また、 $R = 1$ の時は一定値をとることが分かる。このことから、有効降雨の波形が減少傾向にある場合 $R < 1$ すなわち $q_0 < \bar{r}_e$ 、増加傾向にある場合は $R > 1$ すなわち $q_0 > \bar{r}_e$ となることが推測される。

III. 実降雨波形による流出高—平均有効降雨強度比の時間的变化

ここでは、具体的な降雨波形を仮想的な流域に与えたときの流出高—平均有効降雨強度比の変化を調べ、降雨波形の変化が洪水到達時間に与える影響を吟味する。

1. 解析対象流域および降雨資料

斜面勾配および斜面面積、土地利用が等しい2斜面とこれらに挟まれる1河道から成る11流域を想定し流出計算を行う。

ここで検討した流域1～11の流域面積・等価粗度・斜面長・勾配はTable 1に示すとおりである。これらの流域における斜面長は、流域の河道長がHackの法則に従うものとし、式(10)を用いて計算した。ただし、パラメータ u 、 v には、それぞれ代表的な値とされる1.4、0.6を用いた。なお、ここでは、斜面流にManningの抵抗則を適用しているので、式(3)における p には0.6を用いた。また、ここでは河道における雨水流伝播時間は無視した。

降雨データには、岡山県黒木ダムおよび岡山県加茂町の岩淵地区における観測データを用いた。

2. 単峰型降雨波形による流出高—平均有効降雨強度比の変化

流出高—平均有効降雨強度比 R の変動の基本的性質を検討するため、単峰型降雨波形を対象流域に与えて流出計算を行った。

降雨波形には、1998年10月17、18日に岡山県岩淵地区で観測された豪雨データに基づいて作成したTalbot型降雨波形を用いた。この豪雨では5分間最大雨量が10mm、継続時間が14時間で総雨量が170mmであったので、これらのデータに基づいて得られるTalbot式は以下ようになる。

Table 1 Properties of hypothetical basins

Basin	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Area (km ²)	10	10	10	50	100	10	10	1	1000	0.1	0.01
Equivalent Roughness	1.0	0.3	0.01	1.0	1.0	10	20	1.0	1.0	1.0	1.0
Slope length (m)	897.1	897.1	897.1	1707.8	2253.4	897.1	897.1	357.1	5660.3	142.2	56.6
Gradient						0.2					

$$i = \frac{188.01}{t + 1.483}$$

ここに、 i : 降雨強度(mm/h), t : 降雨継続時間(h).
この式に基づいて、継続時間が14時間、降雨ピークが降雨継続時間全体のそれぞれ20%, 50%, 80%の時刻に発生する3種類の降雨波形を作成し、これらを有効降雨波形と見なして用いた。なお、時間刻みは10分とした。

ピークが80%の時刻に位置する降雨波形を流域1, 2, 3に与えた場合の流域下流端における流出高-平均有効降雨強度比 R と流出高の時間的変化をFig. 1に示す。この図を見ると、いずれの流域でも R が有効降雨のピーク前では増加、ピーク後には減少しているが、これは、II. 2. 3)で考察した内容を裏づけるものである。 R は有効降雨強度の増減にほぼ対応する形で変動している。

また R は、流量ピーク時にはいずれの場合も1を上回る値を示している。しかし、下流端への雨水の到達が早い流域3, 2, 1の順に R の変動が小さくなっており、これに伴って、流量ピーク時の R の値も、雨水流の伝播が早い流域ほど小さくなって

Fig. 1 Temporal variation in runoff depth and ratio of runoff depth to mean effective rainfall caused by the rainfall waveform with a single peak

いることが分かる。これは、雨水伝播時間が短くなるほどその時間内の有効雨量の変動幅が小さくなるためと考えられる。

次に、降雨期間中の雨水伝播時間 T とその時間内の平均有効降雨強度 $\bar{r}_E$ との関係を図2に示す。図中には式(3)に基づく $T \sim \bar{r}_E$ 関係も併示している。図中の○, □, △の記号は、Fig. 1に示した各ピークにおける $T \sim \bar{r}_E$ 関係の位置を示しているが、この図から、雨水伝播時間は流量ピークの発生時には最小になっておらず、ピーク後ある程度の時間を経過してから最小となっていることが分かる。

ピーク位置が20%, 50%の場合も同様の結果が得られたが、いずれの場合も、降雨開始から降雨ピークに至るまでに有効降雨が80%ピークの場合よりも急激に増加したため、降雨ピーク時に R が3近くまで上昇する場合もあった。ピーク流量発生時における R の値は1を超えたが、80%ピークの降雨波形の場合よりも1に近い値となった。

Fig. 2 Relationship between flood propagation time (FPT) and mean effective rainfall during FPT in the hypothetical flood caused by the rainfall waveform with a single peak

3. 実降雨波形による流出高—平均有効降雨強度比の変化

1) 降雨期間中の変化

岡山県吉井川上流の黒木ダムで1983年9月27, 28日に観測された1時間刻みの実観測降雨波形を流域1に与えたときの流域下流端における流出高—平均有効降雨強度比 R と流出高の時間的変化をFig. 3に、また、降雨期間中の雨水伝播時間 T とその時間内の平均有効降雨強度 $\bar{r}_T$ との関係をFig. 4に示す。

これらの図では、流量ピークの発生時として3点が示されているが、いずれの場合でも R は1より大きくなり、また、ピーク発生時点付近で雨水伝播時間が最小になるのは、ピーク流量の発生後であることなど、Fig. 1, 2と同様の結果が得られた。

2) ピーク流量発生時における流出高—平均有効降雨強度比

ここでは、ピーク流量発生時における流出高—平均有効降雨強度比 $R = q_p / \bar{r}_T$ の分布を調べるために、実観測降雨波形をTable 1の11流域に与えて流出計算を行った。

降雨資料には、岩淵地区で1991年～1997年の7年間に豪雨時の一雨雨量が50mm以上を記録した79降雨時の雨量データを用いた。なお、雨水流の伝播時間

Fig. 3 Temporal variation in runoff depth and ratio of runoff depth to mean effective rainfall caused by the rainfall waveform observed at the Kuroki dam site in September 27–28, 1983

が数分程度の流出の早い流域を対象とした場合、時間刻みが長い雨量データを用いると、伝播時間内の降雨強度の変化を考慮できなくなるので、雨量データの時間刻みは1分として流出計算を行った。

79観測降雨波形によるハイドログラフに基づいて得られた R の分布について、流域面積の変化との対応で整理した結果をFig. 5(a)に、等価粗度の変化との対応で整理した結果をFig. 5(b)に示す。ただし、ここでは、降雨開始後、斜面の途中から出発した雨水流がピーク時の流量に寄与した場合を除いているため、流域によって検討の対象とした降雨の数が異なっている。

まず、Fig. 5(a)を見ると、流域1, 5, 8において、洪水ピーク時の R の値が1をやや上回った値を中心に分布していることが分かる。また、上記以外の流域9, 11においても R の分布は1よりやや大きい方に偏っているように思われる。しかし、全体としてみると、流域面積による R の分布の変化は小さいようである。

Fig. 5(b)でも、流域1, 2, 3においては R が1よりも大きくなる場合が多いようである。しかし、等価粗度を特に大きく設定した流域6, 7では R はほぼ1を中心として分布している。

なお、流域面積の最も小さい流域11や等価粗度を

Fig. 4 Relationship between flood propagation time (FPT) and mean effective rainfall during FPT in the hypothetical flood caused by the rainfall waveform observed at the Kuroki dam site in September 27–28, 1983

(a) Changes by areas, A .

(b) Changes by equivalent roughness, N .

Fig. 5 Histograms of the ratio of runoff depth to mean effective rainfall at the peak discharge

Fig. 6 The relationship between ratio of runoff depth to mean effective rainfall, R , and the flood concentration time (FCT), T for hypothetical floods caused by 79 rainfall waveforms observed in Iwabuchi district

小さく設定した流域3では、 R の分布幅が小さくなり、1の周辺に集中している。これはこれらの流域では雨水流が下流端に到達するまでに要する時間が短いために、洪水到達時間 T 内の有効降雨強度の変化が小さくなり、 R の変動幅が小さくなったもの

と思われるが、降雨データの細かさ、すなわち観測時間刻みや計測単位にも関係しているのではないかと考えられ、この点については更に検討が必要である。

洪水ピーク時の $R = q_p / \bar{r}_e$ と洪水到達時間との関係をFig. 6に示す。この図では、流域面積や等価粗度に極端に大きい値を設定した流域6, 7, 9での結果を●で、その他の流域での結果を○で示しているが、●で示した値を除外して考えると、洪水到達時間が長くなるほど R が分布する範囲が広がっていることが分かる。また、 R の値はほとんどの場合0.5から2の間に分布している。このことから、式(16)で $p=0.6$ とおいたことを考慮すると、平均有効降雨強度が等しい場合、洪水到達時間は降雨波形の違いによっておよそ $0.5^{0.6} \sim 2.0^{0.6}$ 倍すなわち0.7~1.5倍の間で変化すると考えられる。

IV. おわりに

本研究では、2斜面1河道の流域モデルにおけるkinematic流出を対象に、降雨波形が雨水伝播時間および洪水到達時間に及ぼす影響について理論的・数値実験的に吟味し定量的な評価を行った。

本研究で得られた結果をまとめると、以下のようである。

- 1) 降雨波形が雨水伝播時間に及ぼす影響は、洪水到達時間内の平均降雨強度と下流端における流出高との比によって表現できる。
- 2) 単峰型降雨波形が与えられた場合、流出高—平

均有効降雨強度比は降雨ピーク前は徐々に増加し、ピーク後は減少する。

- 3) kinematic流出モデルで計算される雨水伝播時間は、洪水到達時間式による計算値に比べて、流量のピーク前で長く、ピーク後で短くなる傾向がある。また、雨水流の伝播時間が最小になるのは流量ピーク発生時刻より若干後である。
- 4) 洪水到達時間内の平均有効降雨強度が等しくとも、それに対応する洪水到達時間は一定ではなく、降雨波形によっておよそ0.7~1.5倍の間で変化する。
- 5) 流域面積が小さいか、あるいは等価粗度が小さいような雨水伝播時間の短い流域では、降雨波形が雨水伝播時間に及ぼす影響は小さい。すなわち、流量ピーク時における洪水到達時間も降雨波形の影響を受けにくい。

この研究では、河道や斜面長分布などの影響を考慮していないが、今後はこれらの点についても別途検討したいと考えている。

本研究に際し、貴重な観測資料を御提供いただいた岡山県黒木ダム管理事務所と、雨量観測に御協力いただいた岡山県美作台地開発建設事務所に深謝の意を表する。

参考文献

- 石原藤次郎・高棹琢馬(1959)：単位図法とその適用に関する基礎的研究，土木学会論文集，第60号別冊3-3。
- 角屋 陸・福島 晟(1976)：中小河川の洪水到達時間，京都大学防災研究所年報，第19号B, pp. 143-152。

(受付：1999年3月5日，受理：1999年5月11日)