

# 地相因子에 의한 瞬間單位圖 誘導와 流出量 豫測

## Derivation of the Instantaneous Unit Hydrograph and Estimation of the Direct Runoff by Using the Geomorphologic Parameters

千 萬 福\* · 徐 承 德\*\*  
Chun, Man Bog · Suh, Seung Duk

### Summary

The purpose of this study is to estimate the flood discharge and runoff volume at a stream by using geomorphologic parameters obtained from the topographic maps following the law of stream classification and ordering by Horton and Strahler.

The present model is modified from Cheng's model which derives the geomorphologic instantaneous unit hydrograph. The present model uses the results of Laplace transformation and convolution intergral of probability density function of the travel time at each state.

The stream flow velocity parameters are determined as a function of the rainfall intensity, and the effective rainfall is calculated by the SCS method.

The total direct runoff volume until the time to peak is estimated by assuming a triangular hydrograph. The model is used to estimate the time to peak, the flood discharge, and the direct runoff at Andong, Imha, Geomchon, and Sunsan basin in the Nakdong River system. The results of the model application are as follows :

1. For each basin, as the rainfall intensity doubles form 1 mm/h to 2 mm/h with the same rainfall duration of 1 hour, the hydrographs show that the runoff volume doubles while the duration of the base flow and the time to peak are the same. This agrees with the theory of the unit hydrograph.

2. Comparisons of the model predicted and observed values show that small relative errors of 0.44-7.4% of the flood discharge, and 1 hour difference in time to peak except the Geomchon basin which shows 10.32% and 2 hours, respectively.

\* 農漁村振興公社 特定事業団

\*\* 慶北大學校 農科大學

키워드 : 地相因子, 河川分類, Markov 確率過程, 徑路確率到達時間, 回歸積分, 瞬間單位圖 洪水量, 流出量

3. When the rainfall intensity is small, the error of flood discharge estimated by using this model is relatively large. The reason of this might be because of introducing the flood velocity concept in the stream flow velocity.

4. Total direct runoff volume until the time to peak estimated by using this model has small relative error comparing with the observed data.

5. The sensitivity analysis of velocity parameters to flood discharge shows that the flood discharge is sensitive to the velocity coefficient while it is insensitive to the ratio of arrival time of moving portion to that of storage portion of a stream and to the ratio of arrival time of stream to that of overland flow.

## I. 緒 論

一般的으로 河川流出은 氣象因子인 降雨와 地相因子인 流域面積, 河川길이, 河川경사등에 의해 이루어지므로, 地相因子와 流出的 關係를 규명하는 것은 水文解析에 있어서 重要的 基本過程이라 볼수 있다.

많은 水文學者들에 의해서 流出量算定에 대한 方法들이 提案되었으나, 이는 주로 經驗에 의한 것이었는바, 流出解析은 長期間의 지속적인 관측과 現場調査등을 통한 많은 資料가 必要하게 되는데, 洪水 및 여러 장애요인으로 인하여 資料가 결측점이 많아서 地域에 따라서는 適用이 마땅치 않은 경우가 발생할 수도 있다. 따라서 未計測된 流域이나 資料가 결핍된 地域에서는 降水와 地相因子에 따른 流出解析을 數學的, 確率的인 方法에 의할 수 밖에 없는 경우가 생기게 된다. 이러한 方法의 일환으로 確率的인 水文解析方法이 제시되고 있는바, 本 研究에서는 Gupta와 Wang<sup>10,11)</sup>의 基本模型을 cheng이 修正하여 開發한 模型을 변형한 것으로서, 河川의 貯留部分과 移動部分에 대한 流出速度 및 到達時間을 Horton과 Strahler가 提案한 河川分類 및 河川次數法則에 따라 지형도에서 구한 流域의 地相因子와 降雨強度에 의해서 計算하였다. 또 地相因子에 대해서는 Markov 確率過程을 導入하여 各 狀態(state)에서의 지체 時間을 指數的 分布로 가정된 확률밀도함수를 Laplace

변환과 회선적분으로 瞬間單位圖를 誘導하여 有效降雨에 따른 洪水量과, 水文曲線을 삼각형으로 가정하여 流出量이 計算되는 過程으로 전개시켰다. 이러한 理論과 方法을 適用하여 地相因子에 의한 瞬間單位圖를 誘導하고 洪水, 流出量을 豫測할 수 있는 模型을 開發함으로써 河川幅, 河床狀態 및 粗度등의 水理的 條件이 未計測되고, 또 水文資料가 결핍된 中, 大河川流域에서 지형도와 氣象資料를 利用하여 流域의 洪水, 流出量을 豫測할 수 있는 方法을 提示하고자 하는데 研究의 目的을 두었다.

## II. 模型의 基本理論

本 模型은 流域을 線形貯水池로 가정하여 Horton과 Strahler가 提案한 河川分類 및 次數法則에 의해 구한 各 次數別 地相因子에 대하여 Markov 확률과정을 導入하고, 또한 流域의 各 次數河川 및 地表面에서 遲滯時間을 指數的 分布로 가정된 確率密度函數를 Laplace 변환과 回旋積分에 의해 誘導된 瞬間單位圖로서 有效降雨에 대한 洪水量을 구하고 水文曲線을 삼각형의 單純形態로 가정하여 洪水時까지의 總流出量을 計算하는 水文解析의 方法이다.

### 1. 有效降雨의 時間에 따른 流出

單純有效降雨가 流域에 均等하게 내린다고 가정하면, 流域의 出口에서는 零에서 시작하여

어는 時點에서 降雨의 總體積에 해당하는 量으로 모여지게 될 것이다.

時間에 따른 出口에서의 體積의 追跡은 到達 時間 以內의 해당 流域面積이나, 또는 流出의 時間에 따른 積分으로 나타낼 수 있다.

$$V_{(t)} = \int_0^t q(t) dt \dots\dots\dots (1)$$

여기서  $V_{(t)}$ 는 임의의 時間  $t$ 에서 流域出口의 流出量을 나타내며,  $V_{(t)}$ 의 微分은 降雨에 따른 流出  $q(t)$ 의 hydrograph를 나타내어,  $q(t)$ 는 瞬間單位圖가 된다.

이러한 方法外에 임의의 雨滴이 時間  $t$ 에서 出口를 通過하는 確率에 관한 方法으로 提示될 수 있다.

이러한 確率過程을 나타내는 函數는 Fig. 1에 나타난 바와같이 初期에 0에서 始作하여 時間이 무한히 흐르면 1이 될 것이다.

Fig. 1의 從軸은 流域의 出口를 通過하는 降水의 體積比로 解析될 수 있으며, 고로 式(1)의  $V_{(t)}$ 에 對應할 수 있다.

### 2. 河川의 分類

流域에 대한 河川의 分類는 Horton과 Strahler의 河川分流 및 次數法則을 利用하였다.

### 3. Markov 確率過程

임의의 時間  $t$ 에서 雨滴이 어떤 地點에 到達할 確率過程에 대한 誘導는 다음 두가지 가정이 필요하다. 첫째, 상태(state)는 임의의 時間  $t$ 에서

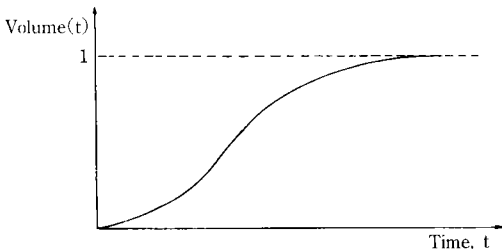


Fig. 1. Effective rainfall volume collected at the trapping state as function of time.

雨滴이 位置하는 河川의 次數를 말하며, 雨滴이 流域에서 地表面을 流下할 동안의 狀態는 해당 流域의 到達河川의 次數이다. 雨滴이 어떤 狀態에서 始作되던간에 결국 가장 큰 次數에서 끝나게 된다.

둘째, 雨滴의 移動은 狀態의 移動으로 간주한다.

Horton과 Strahler의 河川法則에 의해 나타낸 流域과 河川의 排水網에서 雨滴의 移動에 대한 確率은 式(2)와 같이 分岐率에 의한 行列式으로 나타낼 수 있다.

즉,

$$P = \begin{bmatrix} P_{11} & P_{12} & P_{13} & \dots & P_{1M} \\ P_{21} & P_{22} & P_{23} & \dots & P_{2M} \\ P_{31} & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ P_{M1} & P_{M2} & P_{M3} & \dots & P_{MM} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 & P_{12} & P_{13} & \dots & P_{1M} & 0 \\ 0 & 0 & P_{23} & \dots & P_{2M} & 0 \\ 0 & 0 & 0 & \dots & 0 & \dots \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ 0 & 0 & 0 & \dots & 0 & 1 \end{bmatrix} \quad (2)$$

여기서, 分岐率  $P_{ij}$ 는 雨滴이 狀態  $i$ 에서 狀態  $j$ 로 移動하는 確率이다. 行列式  $P$ 는 狀態  $i$ 에 流入된 雨滴中 다른 狀態  $j$ 로 移動하는 比率을 나타낼 뿐이며, 어떤 雨滴이 流域의 出口로 가는 狀態는 時間에 따라 變化는 動的特性을 나타내지는 못한다. 그러나 動的特性은 各各의 時間들에 따라 發生하며, 同一時間에는 重複되지 않는다.

실제로는, 雨滴의 數는 無限하며, 時間은 連續인 것이므로 Markov Chain 개념의 利用이 필요하다.

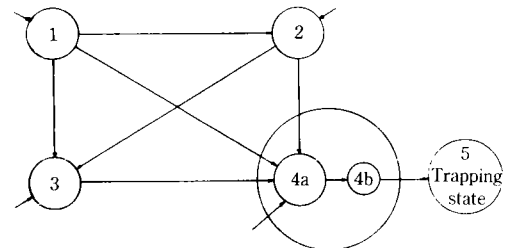


Fig. 2. Representative of fourth-order basin as a continuous Markov process.

Fig. 2는 時間 t에서 雨滴이 어떤 狀態에 있을 것인가를 나타내는 Markov 確率의 過程을 圖式化한 것이다.

임의의 雨滴이 各 次數의 流域에 내리게 될때, 各 次數의 流域 즉, 狀態에서 遲滯하는 時間에 대한 指數確率密度函數를 指數的의 分布로 가정하면, 式(3)과 같다.

$$f_{Ti} = \lambda e^{-\lambda t} = \frac{1}{T_i} \cdot e^{-t/T_i} \dots\dots\dots (3)$$

여기서  $f_{Ti}$ 는 i 狀態에서 遲滯時間에 대한 確率密度函數,  $T_i$ 는 i 狀態에서의 遲滯時間, t는 임의의 時間,  $\lambda = \frac{1}{T_i}$ 를 各各 나타낸다.

遲滯時間에 대한 指數確率密度函數는 가장 큰 次數 河川에 대한 瞬間的인 降雨에 대해 指數形態의 流出을 나타내므로서 零에서 始作되지 않는 것을 의미한다. 瞬間單位圖는 가장 큰 次數 流域의 單位對應函數에 一致하여 始作된다. Fig. 2에서 各 次數의 河川과 4次 流域에서 流入되는 물방울들은 狀態4a에 모여서 狀態4b를 통과하여 出口로 흘러가게 될 것이므로 가장 큰 次數의 流域은 두個의 線形 貯水池로 나타낼 수 있다. 各 時刻마다 狀態에서 다음 狀態로의 雨滴의 移動은 단지 雨滴이 現在 머무르는 狀態에 좌우된다고 가정하여 徑路確率 matrix  $\theta(n)$ 을 찾아내는 것으로 귀착되어질 수 있다.

$$\theta(n) = \theta(0) \cdot \phi(n) \dots\dots\dots (4)$$

여기서,  $\theta(n)$ 는 n단계에서 물방울이 狀態i에 있을 確率을 나타내는  $\theta_i(n)$ 의 row vector이다.

여기서, 단계란 雨滴이 狀態 i 에 있게 될때 까지 경과된 狀態의 數를 말한다.

$\phi(n)$ 는 n단계의 進行 以後 狀態 i 에서의 狀態j로 가는 確率을 나타내는 各 要素들  $\phi_{ij}(n)$ 의 多段階 確率 matrix이다.

Vector  $\theta_0$ 는 進行이 狀態 i 에서 出發하는 確率을 나타내는  $\theta_i(0)$ 의 初期狀態 確率 Vector이다. 그러나 狀態들 사이의 到達時間 또한, 雨滴의 位置에 좌우되기 때문에 이것을 連續的인

狀態의 遲滯가 Markov過程의 遷移確率에 의한다고 가정한다.

#### 4. 瞬間單位圖의 誘導

Horton의 河川分類法則에 의해 全體流域을 M次로 定하면, 流域의 地表面에 내린 降雨는 各 地表面 流域의 河川을 經過하여 流域의 出口를 通過하게 된다.

즉,  $U_i \rightarrow R_1 \rightarrow R_2 \dots\dots\dots \rightarrow R_m$ 의 徑路를 通하게 된다.

여기서,  $U_i$ 는 i차 流域,  $R_i$ 는 i次 河川을 나타낸다. 各 徑路를 통과하는 확률  $\phi_{ij}(r)$ 은  $\theta_{i(0)} \cdot \phi_i$ 가 된다.

임의의 降雨가 各 徑路를 통해서 出口에 到達하는 時間  $T_r$ 은 降雨가 各 狀態를 通過하는 時間의 總和가 된다. 즉,

$$T_r = T_{ui} + T_{r1} + T_{r2} + \dots\dots\dots + T_{rm} \dots\dots\dots (5)$$

여기서, 임의의 時間 t 에서 어떤 徑路를 通할 確率을  $P(T_r \leq t)$ , 임의의 到達時間 T의 確率을  $P(T \leq t)$ 라 하고, 임의의 時間 t를 초과할 수 없다면, 다음 式(6)이 成立하게 된다.

$$P(T \leq t) = \sum_{r \in R} P(T_r \leq t) \cdot \phi_{ij}(r) \dots\dots\dots (6)$$

여기서, R은 通過하는 모든 徑路의 總和이며, r 은 各 徑路를 各各 나타낸다.  $t > 0$ 일때, 降雨의 到達時間,  $T_r$ 의 確率密度函數를  $f_{Tr}$ 이라 하면, 各 徑路에서의 確率密度函數는 獨立으로, 주어진 徑路에서

$$f_{Tr(t)} = f_{Tui(t)} * f_{Tr1(t)} * f_{Tr2(t)} * \dots\dots * f_{Trm(t)} \dots\dots (7)$$

로 各 徑路에 대한 確率密度函數의 回旋積分(Convolution Integral)形態가 되어

$$P(T_r \leq t) = \int_0^t f_{Tr(t)} dt' \dots\dots\dots (8)$$

로 되며 式(8)을 式(5)에 代入하면

$$P(T_r \leq t) = \int_0^t f_{Tui(t)} * f_{Tr1(t)} * f_{Tr2(t)} * \dots\dots * f_{Trm(t)} dt' \dots\dots\dots (9)$$

가 되며 式(9)를 式(6)에 代入하면

$$P(T \leq t) = \sum_{r \in R} [ \int_0^t f_{Tur}(t') * f_{Tr}(t') * f_{Tj}(t') * \dots * f_{Tm}(t') dt' ] \cdot \phi_{ij} \dots \dots \dots (10)$$

을 얻을 수 있다.

單位有效降雨에 대해 時間 t일때, 流域에서의 貯流量 S(t)는 降雨가 流域의 出口가 到達하는 時間 T일때의 降雨量과 같거나, 時間 t일때의 降雨의 總量보다 적기 때문에,

$$S(t) = \frac{(\text{降雨量}, T > t)}{\text{到達總降雨量}} \cdot \text{降雨總體積} \dots (11)$$

$$\text{즉, } S(t) = (\text{降雨 總體積}) \cdot P(T > t) \dots \dots (12)$$

로 表示될 수 있다.

여기서, P(T > t)는 임의時間 T에서 降雨가 流域에 머무를 確率을 나타낸다.

時間 t 에 있어서의 線形 tank모형에서 貯水池 流入量을 I라 하고, 流出을 O라 하면, 貯留方程式은

$$I(t) - O(t) = \frac{dS(t)}{dt} \dots \dots \dots (13)$$

가 된다. 單位有效雨量에 대해 0(t)가 瞬間單位圖이므로, S(t)를 길이 單位로 換算하면,

$$S(t) = P(T > t) = 1 - P(T \leq t) \dots \dots \dots (14)$$

가 되며, 式(10)을 式(14)에 代入하여 미분하면,

$$dS(t)/dt = - \sum_{r \in R} [ \{ f_{Tur}(t) * f_{Tr}(t) * f_{Tj}(t) * \dots * f_{Tm}(t) \} \cdot \phi_{ij}(r) ] \dots \dots \dots (15)$$

이 된다. 式(13)에서 t=0이면 I(t)=0 이므로, 式(13)과 式(15)에서

$$U(t) = \sum_{r \in R} [ \{ f_{Tui}(t) * f_{Tr}(t) * f_{Tj}(t) * \dots * f_{Tm}(t) \} \cdot \phi_{ij}(\gamma) ] \dots \dots \dots (16)$$

의 瞬間單位圖 基本方程式이 된다. 또한, Gupta는 降雨가 流域内の 移動에 所要되는 時間의

確率密度函數가 指數分布가 된다고 가정하면, 流域은 線形貯水池形態로 되며, 確率密度函數가 均一分布이고, 流域內에서 降雨가 같은 速度로 移動된다고 가정하면, 流域은 直列 및 並列로 된 線形貯水池와 水路의 개념으로 생각할 수 있다는 가정을 하였다. 이러한 가정에서 河川部分의 到達時間에 대한 確率密度函數는 式(3)으로 부터 指數分布인,

$$f_{Tri}(t) = 1/T_{ri} \cdot e^{-t/T_{ri}} \dots \dots \dots (17)$$

가 된다. 여기서, T<sub>ri</sub>는 i 次河川 平均到達時間이다. 그리고 河川을 流速이 均一分布인 移動部分과 指數分布인 貯留部分으로 나누어 생각한 Dooge의 理論을 導入하면 河川에서의 到達時間 T<sub>ri</sub>는

$$T_{ri} = T_{mi} + T_{si} \dots \dots \dots (18)$$

로 나타낼 수 있다. 여기서, T<sub>mi</sub>는 移動部分 到達時間, T<sub>si</sub>는 貯留部分 到達時間을 나타낸다.

式(18)을 式(16)에 代入하면

$$U(t) = \sum_{r \in R} [ \{ f_{Tui}(t) * f_{Tmj}(t) * f_{Tsi}(t) * \dots * f_{Tmm}(t) * f_{Tsm}(t) \}_r \cdot \phi_{ij}(r) ] \\ = \sum_{r \in R} [ \{ f_{Tui}(t) * f_{Tmi}(t) * f_{Tsi}(t) * \dots * f_{Tmm}(t) * (f_{Tsi} * \dots * f_{Tsm}(t)) \}_r \cdot \phi_{ij}(\gamma) ] \dots \dots \dots (19)$$

로 나타낼 수 있다

河川에서 移動部分과 貯留部分의 到達時間比, 즉, T<sub>m</sub>/T<sub>s</sub>를 T<sub>p</sub>라 하고, 到達時間에 대한 確率密度函數를 Laplace變換에 의해 간략히 나타내면,

$$f_{Tui}(t) * f_{Tr}(t) * \dots * f_{Tm}(t) = w \cdot [ G(t) + \sum_{k=1}^M (-1)^k \cdot U_{2T_p}(t) \cdot G(t - 2T_p) ] \dots \dots \dots (20)$$

가 되며 式(20)에서 U(t)는 單位段階函數이며, t ≥ T<sub>p</sub>이면, U(t)=1이 된다. 또한,

$$G(t) = a_1 + a_2 t + \dots + \frac{1}{(n-1)!} a_n t^{n-1} + b_i e^{-1/T_{ui}} + C_i e^{-t/T_{si}} + \dots + C_M e^{-t/S_M} \dots \dots \dots (21)$$

이 된다. 여기서 n은 다른 河川의 次數를 나타내며, 또한,

$$w = \{T_{ui} \cdot T_{si} T_{sj} \dots \dots T_{sM} \cdot (2T_{mi}) \dots \dots (2T_{mM})\}^{-1}$$

$$a_n = T_{ui} \cdot T_{si} \dots \dots T_{sM}$$

$$b_i = \left\{ \left(-\frac{1}{T_{ui}}\right)^n \cdot \left(-\frac{1}{T_{ui}} + \frac{1}{T_{si}}\right) \dots \dots \left(-\frac{1}{T_{ui}} + \frac{1}{T_{sM}}\right) \right\}^{-1}$$

$$C_i = \left\{ \left(-\frac{1}{T_{si}}\right)^n \cdot \left(-\frac{1}{T_{si}} + \frac{1}{T_{ui}}\right) \dots \dots \left(-\frac{1}{T_{si}} + \frac{1}{T_{sM}}\right) \right\}^{-1}$$

$$\vdots$$

$$C_M = \left\{ \left(-\frac{1}{T_{sM}}\right)^n \cdot \left(-\frac{1}{T_{sM}} + \frac{1}{T_{si}}\right) \cdot \left(-\frac{1}{T_{sM}} + \frac{1}{T_{sj}}\right) \dots \dots \left(-\frac{1}{T_{sM}} + \frac{1}{T_{sj}}\right) \right\}^{-1}$$

$$\dots \dots \dots (22)$$

이다. 式(19)와 式(20)에 의해

$$U(t) = \sum_{r \in R} \left[ w \cdot (G(t) + \sum_{k=1}^n (-1)^k U_{2T_{mk}}(t) * G(t - 2T_{mk}) \right]_{r} \cdot \phi_{ij}(r) \dots \dots \dots (23)$$

의 瞬間單位圖 式이 定立된다.

### III. 模型의 構成

模型은 Horton과 Strahler의 河川分流 및 次數法則에 따른 地相因子에 대하여 Markov 確率過程을 導入하여 각 徑路의 確率을 計算된다.

또한, 各 狀態에서의 到達時間은 有效降雨과 地相因子를 利用하여 洪水波에 따른 河川의 移動部分과 貯留部分의 到達時間比가 算定되어 河川에서의 到達時間이 計算되며, 河川과 地表面에서의 到達時間比를 利用하며 地表面 到達時間이 計算 되어짐으로써 求解진다.

그리고 徑路確率과 各 狀態에서의 遲滯時間에 대한 確率密度函數를 Laplace 變換과 回旋積分에 의해 瞬間單位圖가 誘導되어 有效降雨에 따른 流域出口에서의 洪水時까지의 總流出量이 計算된다.

### 1. 徑路確率

입의의 狀態에 내린 各各의 徑路를 通하여 流域의 出口를 通하게 되는 確率은 앞의 式(4)에 의해 計算될 수 있다.

여기서  $\theta_i(0)$ 는 初期狀態確率으로써 各 次數別 流域面積을 全體流域 面積으로 나누어 求解지며, 多段階 確率 matrix  $\phi(n)$ 의 各要素들인  $\phi_{ij}(n)$ 의 곱으로 計算된다.

여기서  $\phi_{ij}$ 는 i 次河川의 流域面積中에서 j 次河川으로 流出되는 面積의 比率 즉, 分岐率을 나타낸다.

### 2. 河川流速

河川의 입의 地點에서의 流速은 降雨強度가 커짐에 따라 커지게 되며, 또한, 폭우로 인해 일시적으로 큰 流量이 흐르게 되는 경우에는 洪水波의 흐름 速度로 流出이 이루어지게 될 것이므로 本 模型에서는 地相因子인 河川길이와 河川傾斜, 降雨強度에 의해 求한 流域出口에서의 定常流흐름 流速을 Convex 方法에 의해 洪水波의 流速으로 바꾸어 計算하였다.

가. 河川에서의 定常流흐름 流速

降雨強度에 따른 流域出口에서의 定常流흐름의 平均流速을 ARS(Agricultural Research Service)에서 提案한 다음 經驗公式을 利用하여 求하였다.

$$V = 20.580 \times L^{-0.448} + R_i^{0.1764} \times S^{0.207} \dots \dots \dots (24)$$

여기서, V는 平均流速(km/h), L은 河川길이(km),  $R_i$ 는 降雨強度(mm/h), S는 河川傾斜(m/m)를 各各나타낸다.

나. 洪水波 流速

式(24)에 의해 求한 V는 流域出口에서의 定常流 흐름이므로, 洪水波의 速度를 Convex方法에 의해 自然河川에서의 經驗的 推定公式을 利用하여 求하였다.

$$C = \frac{V}{V + 0.5182} \dots\dots\dots (25)$$

여기서, C는 洪水波에 대한 定常流 흐름流速의 比를 나타낸다. 따라서 流域出口에서의 洪水波 速度는 式(28)을 이용하여 求한 V에 C의 逆數를 곱한 式(26)으로 求해진다.

$$V_r = V \times \frac{1}{C} \dots\dots\dots (26)$$

여기서,  $V_r$ 는 洪水波 流速을 나타낸다.

다. 流速係數

一般的인 自然河川에서의 流速은 河川傾斜에 대한 간단한 다음의 Manning公式으로 表現될 수 있다.

$$V_r = C_v \cdot S^{\frac{1}{2}} \dots\dots\dots (27)$$

여기서  $V_r$ (km/h)은 流速,  $C_v$ (km)는 流速係數로 粗度係數와 動水半徑을 포함하며, S(m/m)는 河川傾斜를 各各나타낸다.

本 模型에서는 式(26)에 의해 求해진  $V_r$ 를 式(27)에 代入하여,

$$V_r = C_v \cdot S^{\frac{1}{2}} \dots\dots\dots (28)$$

로서 流域出口에서의  $C_v$ 를 求하였다.

一般河川에서 上·下流의 흐름流速은 거의 같다는 pilgrim의 實驗結果를 利用하여 本 模型에서는 河川의 傾斜가 河川次數가 증가함에 따라 감소하므로 全體河川에서의 流速을 同一하게 維持시키기 위하여 河川次數에 따라  $C_v$ 를 變化시켰다.

즉 時間t=0에서  $C_v=0$ 이 될것이므로 4次流域의 경우 다음 式으로 河川次數에 따라  $C_v$ 를 計算하였다.

$$C_v(i) = 0.21 \times C_v \dots\dots\dots (29)$$

여기서 i는 河川次數,  $C_v$ 는 式(28)에서 求한 流域出口에서의  $C_v$ 를 各各나타낸다.

라. 各 次數別 河川流速

各 次數別 河川流速은 式(29)에서 求한  $C_v(i)$ 를 다음 式(30)에 代入하여 求하였다. 즉,

$$V_r(i) = C_v(i) \times S(i)^{\frac{1}{2}} \dots\dots\dots (30)$$

여기서 i는 各 河川의 次數를 나타낸다.

3. 河川의 移動部分과 貯留部分의 到達 時間比

河川의 입의의 한 斷面에서의 流速分布는 河床부근의 貯留部分에서는 粗度狀態等の 영향으로 表面부근의 移動部分보다 느리게 나타날 것이다. 이러한 形態가 洪水波가 發生되는 경우에는 더욱 커지게 될것이다.

Fig. 3은 式(25)에서의 C와 V의 關係를 나타낸 것으로 V가 증가함에 따라 C도 점차 커짐을 알 수 있다.

또한, 降雨強度가 커짐에 따라 V도 증가하며 河川의 入의 斷面에서의 貯留部分과 移動部分의 相對速度比도 점차 커지게 될것이다. 따라서 本 模型에서는 하천에서의 移動部分과 貯留部分의 到達時間比( $T_m$ )를 1-C로 計算하여 降雨強度의

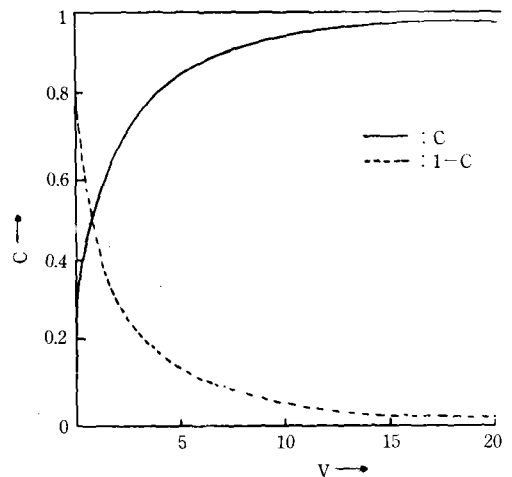


Fig. 3. Relationship between C and V.

증가에 따라  $T_p$ 가 감소되도록 하여다. 여기 C는 앞의 식(25)에 의해 求해진 값이다.

한편, Fig. 3에서 나타난 것처럼 V의 값이 4 이하에서는 1-C의 값인  $T_p$ 가 V의變化에 대해 민감하게變化되나 4以上에서는 아주 완만하게變化됨을 알 수 있다.

#### 4. 各 狀態에서의 遲滯時間

임의 狀態에서의 遲滯時間은 河川에서의 遲滯時間과 地表面에서의 遲滯時間의 合으로 求하여 질 수 있다.

本 模型에서는 各 次數別 流域을 V字 形態로 가정하여 河川과 地表面에서의 遲滯時間을 計算하였다.

##### 가. 河川에서의 遲滯時間

各 次數 河川의 길이  $e_w$ 에 대한 降雨의 到達時間은 式(30)의  $V_r(i)$ 를 利用하여 求하였다.

$$T_{ri} = l_i / V_{ri} \dots\dots\dots (31)$$

여기서,  $l_i$ 는 各 次數 河川의 길이 (km),  $T_{ri}$ 는 各 次數 河川에서의 遲滯時間(hr)을 각각 나타낸다. 또한 河川의 移動部分과 貯留部分에 대한 各 遲滯時間은

$$\left. \begin{aligned} T_{mi} &= T_{ri} \times T_p / (1 + T_p) \\ T_{si} &= T_{ri} / (1 + T_p) \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (32)$$

로 計算되며, 여기서  $T_{mi}$ ,  $T_{si}$ 는  $i$  차 河川에서의 移動部分과 貯留部分의 遲滯時間을 各各 나타낸다.

##### 나. 地表面에서의 遲滯時間

임의 狀態에서의 地表面 遲滯時間은 Fig. 5에 나타난 地表面의 傾斜面길이  $l_w$ 에 대한 到達時間으로 計算되어지며, 地表面길이  $l_w$ 는

$$l_w = \frac{A'}{2l} \dots\dots\dots (33)$$

로 求해질 수 있다.

여기서,  $A'$ 는 各 次數 流域의 面積(km<sup>2</sup>)을 나타낸다.

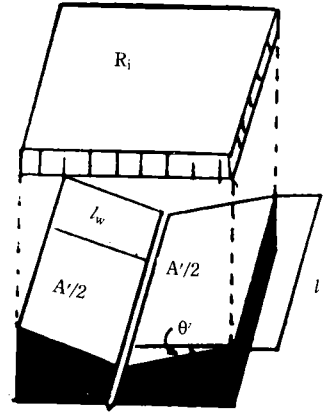


Fig. 4. Schematic representation of the average subcatchment.

Fig. 4에서 地表面의 傾斜  $\theta$ 는 구하기 대단히 어려우므로 本 模型에서는 單位 有效降雨가 狀態內에 있는 河川의 傾斜에 대한  $l_w$  길이에서의 到達時間( $T_{ri}$ )과 SCS公式를 利用하여 求한 河川傾斜와 同一한 傾斜의 길이  $l_w$ 에서의 地表面 到達時間( $R_i$ )를 算定하여 求하였다. 즉,

$$T_{wi} = R_i \times T_{ki} \dots\dots\dots (34)$$

여기서  $T_{wi}$ 는  $i$ 차 流域에서의 地表面 到達時間(hr)을 나타내며,  $T_{ki}$ 는 河川에서의 單位 有效降雨 到達時間으로 Kirpich가 提案한 다음 公式(35)를 利用하여 求하였다.

$$T_{ki} = 0.0663 \times L_i^{0.77} \times S_i^{-0.385} \dots\dots\dots (35)$$

여기서  $L$ 은 河川길이(km),  $S$ 는 河川傾斜(m/m)를 각각 나타낸다. 河川傾斜와 同一한 傾斜의 地表面 傾斜面에서의 單位 有效降雨 到達時間은 SCS(soil conservation service)에서 提案한 地表面흐름 流速圖表를 利用하여 求하였다.

#### 5. 洪水量

임의 時間  $t$ 에서 雨滴이 流域出口를 通過할 確率을 Laplace 變換으로 풀어 간략히 나타낸 瞬間單位圖式(23)을 利用하여 有效雨量에 대한 洪水量을 計算하였다.



## 6. 洪水到達時까지의 總流出量

瞬間單位圖에 의한 各 時間變數에 대한 流入量은 값이며, 또한 本 研究에서는 洪水波의 速度를 利用함으로 인하여 洪水到達時間과 洪水量的 豫測에 적합한 模型이므로 水文曲線을 삼각형의 單純形態로 假定하여 洪水到達時까지의 總流出量을 計算하였다.

## IV. 模型의 應用 및 檢定

### 1. 對象流域 및 水文資料

本 研究의 模型에 應用한 對象流域으로는 洛東江 水系中에서 4個 流域을 擇하였다. 즉, 안동댐流域(1,612.8 km<sup>2</sup>)과 반변천, 길안천의 이하流域(1,694.8 km<sup>2</sup>), 영강의 점촌 流域(586 km<sup>2</sup>) 및 감천의 선산流域(979.3 km<sup>2</sup>)으로 水位觀測地點에 대한 流域의 水系가 他 水位觀測地點의 流域水系와 重複되지 않는 流域을 選定하였다. 降雨 및 水位資料는 87년부터 設置, 運營되고 있는 洛東江 水系의 洪水豫 警報system인 Telemeter 觀測網으로 부터 記錄된 每時間 單

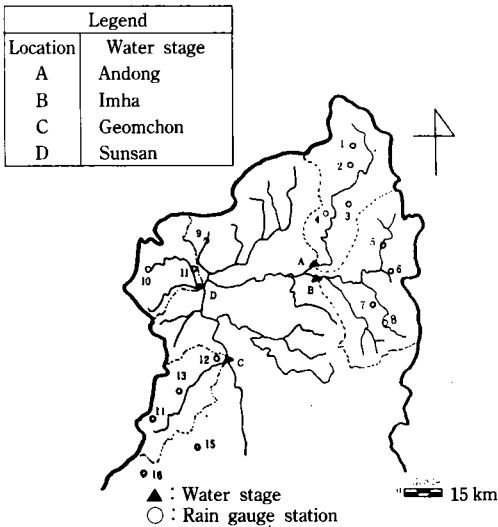


Fig. 5. Location map of gauging stations.

位의 資料를 調査하여 分析하였다. 안동댐, 선산流域에 대해서는 資料의 漏落과 誤差로 인해 各 各 88年과 87年 資料만을 利用하였다. 時間別 流量은 안동댐流域에서는 澗水位에 대한 貯水池 內容積曲線으로 부터 求하였고, 他 流域에 대해서는 水位—流量曲線을 이용하여 計算하였다.

流域의 流出數(Curve Number)와 雨量觀測所의 Thiessen係數는 建設部의 洛東江 洪水豫·警報報告書(1986)에 調査된 값을 利用하였다.

### 2. 模型의 適用

#### 가. 人力資料

##### 1) 地相因子

流域의 地相因子는 1 : 50,000地形圖를 利用하여 Horton과 strahler의 河川分類 및 次數法則에 따라 河川을 分類하고, 各 河川 次數別 河川數, 流域面積, 河川길이, 河川傾斜, 排水面積化, 流域總面積, 主河川長등을 求한 結果는 Table-1과 같다.

##### 2) 單位有效降雨의 洪水到達時間

流域에 내린 單位有效降雨가 出口까지 到達하는데 所要되는데 時間은 全體流域을 Fig. 7과 같은 부채꼴의 形態로 假定하면, 主河川길이 r와 流域의 境界面에서 主河川까지의 距離 Lw/2에 대한 到達時間의 sum으로 나타낼 수 있다.

여기서,  $L_w = 2\pi \cdot \frac{\theta}{2\pi}$ 로 求해질 수 있다.

主河川에서의 所要時間은 kirpich가 提案한 式(35)를 利用하여 求하였고, 流域境界에서 主河川까지의 地表面距離 Lw/2에서의 所要時間은 次數別 小流域을 Fig. 4와 같은 V字形으로 假定하여 나타낸 地表面에서의 到達時間에 대한 式(34)에 의해 計算하였다.

##### 3) 有效降雨

流域의 平均降雨量은 流域內隣近降雨觀測所의 Thiessen係數를 利用하여 求하였으며, 有效降雨는 SCS方法을 利用하여 求하였다.

##### 4) 分岐率

各 次數 河川別 初期 徑路確率  $\theta_i(0)$ 는 各 次

Table-1. Geomorphologic data for each Basin.

Factor Basin	Order	Number of Stream	Mean Stream Length(km)	Mean Stream Slope	Mean Area (km <sup>2</sup> )	Ratio of Drainage Area	Main Stream Length(km)	Total Area (km <sup>2</sup> )
An-dong	1	56	5.64	0.0470	16.16	0.5612	160.00	1,612.80
	2	13	6.92	0.0120	17.15	0.1382		
	3	2	52.25	0.0061	95.91	0.1196		
	4	1	66.50	0.0014	291.95	0.1810		
Imha	1	165	3.54	0.0442	7.51	0.6310	105.35	1,964.80
	2	31	6.05	0.0113	11.98	0.1890		
	3	6	25.12	0.0041	37.33	0.1140		
	4	1	59.50	0.0014	129.68	0.0660		
Sun-san	1	123	3.38	0.0700	5.08	0.6380	70.25	979.35
	2	28	4.53	0.0151	7.24	0.2070		
	3	5	12.60	0.0073	21.21	0.1080		
	4	1	23.50	0.0017	45.68	0.0470		
Geom-chon	1	71	3.20	0.0859	4.99	0.6359	55.75	568.01
	2	13	4.61	0.0158	7.36	0.1715		
	3	3	12.38	0.0057	20.53	0.1104		
	4	1	25.30	0.0020	45.85	0.0822		

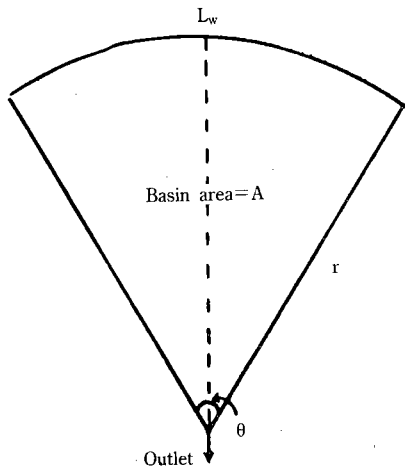


Fig. 6. Schematic representation of the basin.

數의 河川流域이 全體流域에서 차지하는 比率, 즉, 排水面積比로서 各次數의 流域面積을 全體流域面積으로 나누어 구하며, 各次數 河川의 徑路는 本分析에 使用된 對象流域들이 모두 4次流域으로서, 各狀態간의 徑路確率  $\phi_{ij}(r)$ 로

나타내면 다음과 같다.

Path 1 ;  $R_1 \rightarrow R_2 \rightarrow R_3 \rightarrow R_4 \rightarrow (P_{12} \cdot P_{23} \cdot P_{34})$

Path 2 ;  $R_1 \rightarrow R_2 \rightarrow R_3 (P_{12} \cdot P_{24})$

Path 3 ;  $R_1 \rightarrow R_3 \rightarrow R_4 (P_{13} \cdot P_{34})$

Path 4 ;  $R_1 \rightarrow R_4 (P_{14})$

Path 5 ;  $R_2 \rightarrow R_3 \rightarrow R_4 (P_{23} \cdot P_{34})$

Path 6 ;  $R_2 \rightarrow R_4 (P_{24})$

Path 7 ;  $R_3 \rightarrow R_4 (P_{34}=1)$

Path 8 ;  $R_4 \rightarrow R_5 (P_{45}=1)$

여기서,  $P_{ij}$ 는  $i$ 次 河川에서  $j$ 次 河川으로 흘러가는 流域面積을  $i$ 次 河川 流域面積으로 나눈 分岐率이다.

Table-2는 流域을 4次로 나눈 對象流域에서의 分岐率을 求하여 나타낸 것이다.

### 5. 直接流出과 基底流出의 分離

水文曲線에서 初期流出 上昇點과 減水曲線 下降部の 變曲點을 直線으로 連結하여 上·下部를 各各 直接流出과 基底流出로 分離하는 지하수 含水곡선법을 利用하였다.

Table-2. Branching ratio of each basin.

Basin	$P_{12}$	$P_{13}$	$P_{14}$	$P_{23}$	$P_{24}$	$P_{34}$
Andong	0.59	0.35	0.06	0.81	0.19	1
Imha	0.81	0.12	0.17	0.83	0.17	1
Sunsan	0.76	0.22	0.02	0.88	0.12	1
Geomchon	0.67	0.25	0.08	0.75	0.25	1

나. 出力資料

地相因子와 有效降雨, 單位有效降雨의 到達時間의 人力으로 洪水量 및 洪水到達時間, 洪水到達時間까지의 每時間別 總流出量이 計算되어진다.

다. 結果分析 및 考察

1) 降雨強度에 따른 單位圖

降雨持續時間을 同一하게 1時間으로 하고, 降雨強度를 各各 1 mm/h, 2 mm/h로 하였을 경우, 流域의 出口에서 나타나는 流出에 대한 單位圖를 作成하여 本模型의 適用을 試驗하였다.

Fig. 7~10에서 나타난 바와 같이, 同一流域에서 降雨強度가 2倍로 증가됨에 따라 每時間別 流出의 크기도 2倍로 되며 基底流出時間과 洪水到達時間은 同一하게 나타나, 單位圖의 基本異論과 一致함을 알 수 있다.

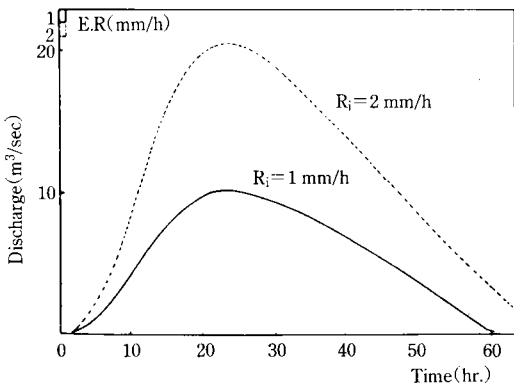


Fig. 7. Hydrograph for each rainfall intensity at Andong.

2) 洪水量 및 洪水到達時間

實測된 값과 模型에 求한 洪水量 및 洪水到達時間을 比較한 결과, Table-3에서 나타난 바와같이 降雨強度가 적은 점촌流域에서 洪水到達時間과 洪水量이 各各 2時間(實測: 17時間), 10.32%를 나타내며, 나머지 流域에서 各各 1時

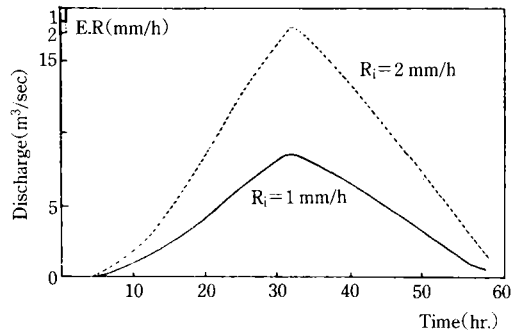


Fig. 8. Hydrograph for each rainfall intensity at Imha.

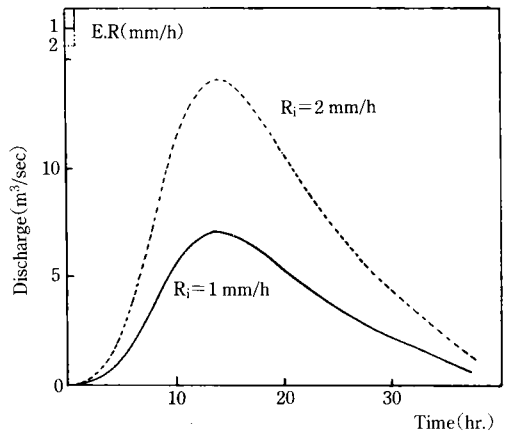


Fig. 9. Hydrograph for each rainfall intensity at Sunsan.

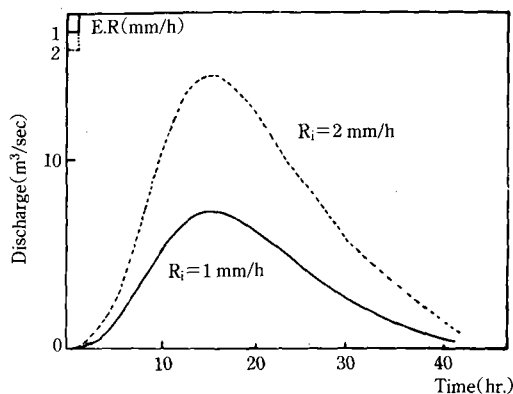


Fig. 10. Hydrograph for each rainfall intensity at Geomchon.

間以内(實測: 11~31時間), 0.44~7.4%의 작은 오차로서 양호한 결과가 나왔다. 또한, 同一流域에서 降雨强度가 큰 87年度에는 88年度보다 오차가 작게 나타났다. 이는 本 模型에서는 河川의 流速에 洪水波 개념을 導入하여 降雨强度가 적을 때에는 河川流速이 적어지므로, 오차가 커지는 것으로 思料된다.

### 3) 時間別 總流出量

流域에 내린 有效降雨에 대해 流域의 地相因子로서 Markov確率過程을 導入하여 구한 水文曲線을 삼각형의 單純形態로 가정하여 每時間의 單位로 總流出量을 洪水到達時間까지 推定하였다. Fig. 11은 實測의 洪水到達時間까지의 總流出量에 대하여 本 模型을 利用하여 計算된

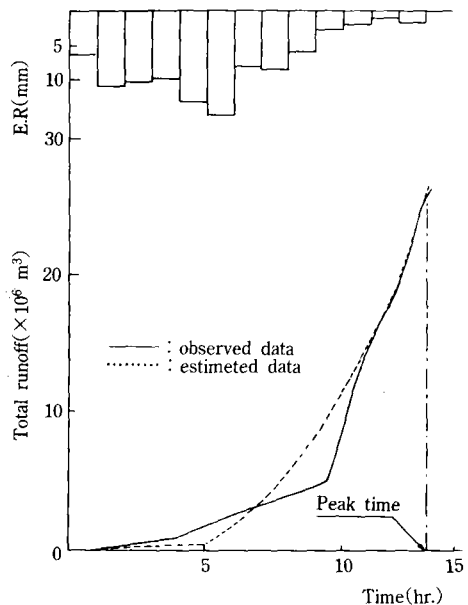


Fig. 11. Total runoff vs. time at Andong(87. 7. 16).

推定값과 實測값을 나타낸 것으로써, 처음에 多小 差異를 보이지만, 時間이 徑過하여 洪水到達時間 附近에서는 매우 近接되어짐을 나타내고 있다.

### 3. 模型의 檢定

#### 가. 媒介變數의 銳敏度 分析

各 流域의 地相因子들에 의해 求한 流速係數

Table-3. Comparison of estimated value with observed value of peak runoff and peak time.

Item	Date	Peak time (hour) ( $T_p$ )		Peak runoff ( $m^3/sec$ ) ( $Q_p$ )		Absolute error ( $Q_o - Q_e$ )	Relative error (%) ( $(Q_o - Q_e) / Q_o \times 100$ )	E · R Intensity ( $mm/h$ )
		Observed ( $O_t$ )	Estimated ( $E_t$ )	Observed ( $O_q$ )	Estimated ( $E_q$ )			
Andong	'87.7.16	13	13	1,942.92	1,858.91	83.01	4.25	6.63
	'88.7.12	31	32	1,038.43	983.97	54.51	5.25	3.26
Imha	'87.7.16	15	14	2,662.12	2,673.93	11.81	0.44	6.68
Geomchon	'87.7.14	17	15	78.57	86.68	8.11	10.32	1.61
Sunsan	'87.7.16	11	12	2,269.32	2,185.58	83.74	3.69	7.41
	'88.7.15	12	13	688.65	637.68	50.97	7.40	3.94

( $C_v$ ), 河川에서의 移動部分과 貯留部分의 到達時間化( $T_p$ ), 河川과 地表面 傾斜에서의 到達時間比( $R_t$ ) 등 各 媒介變數들에 대한 銳敏度를 分析하기 위하여 計算된 媒介變數들의 값이 70~130%의 範圍에서 變化할때 持續時間 1時間, 降雨強度 1mm/h에 대해 나타나는 洪水量 오차의 變化範圍를 검토하였다.

Fig. 12~Fig. 14는  $C_v$ ,  $T_p$ ,  $R_t$ 에 대한 洪水量의 銳敏度를 나타낸 것으로 橫軸은 원래의 各 因子값에 어떤 比率로 곱한 것을 表示하며 縱軸은 橫軸의 變化된 因子값이 比率에 따라 나타내는 洪水量의 오차를 원래의 값(比率 1.0일 때의 洪水量)에 대한 百分率로 나타낸 것이다

1) 流速係數( $C_v$ )

Fig. 12에서 나타난 바와같이  $C_v$ 의 값이 變化함에 따라 洪水量의 오차는 임하流域에서 -58~48%를 제외하고 모두  $\pm 30\%$  範圍를 나타내어  $C_v$ 값의 變化에 대한 洪水量의 銳敏도가  $C_v$ 값의 變化에 거의 一致함을 보였다.

2) 河川의 移動部分과 貯留部分의 到達時間比( $T_p$ )

$T_p$ 의 變化에 대한 洪水量 오차는 임하流域에서는 -4~3%의 작은 오차로 微小한 오차 範圍로써 反應이 적게 나타났다.

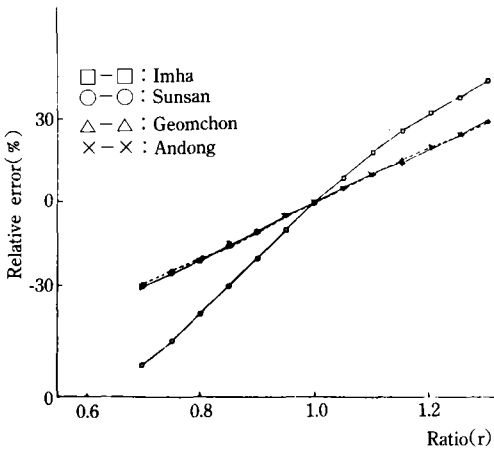


Fig. 12. Sensitivity of discharge to  $C_v$ .

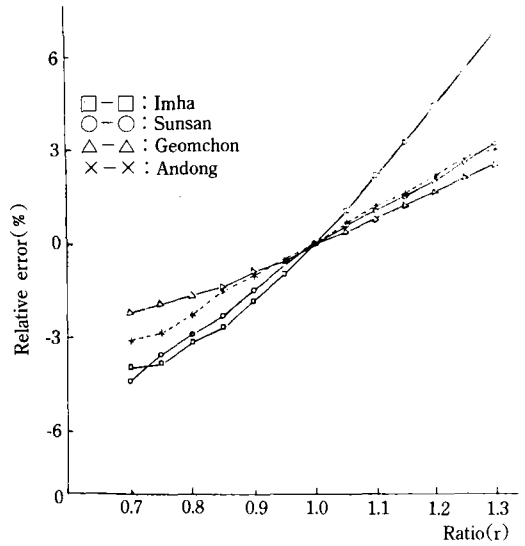


Fig. 13. Sensitivity of discharge to  $T_p$ .

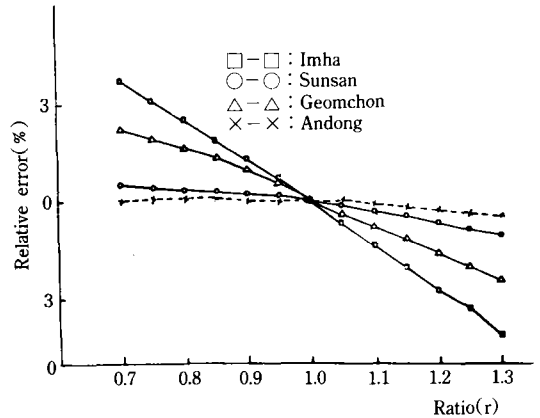


Fig. 14. Sensitivity of discharge to  $R_t$ .

3) 河川과 地表面 傾斜에서의 到達時間比( $R_t$ )  
 $R_t$ 의 變化에 대한 洪水量 오차는 임하流域에서  $\pm 4\%$ 를 제외하고 나머지 流域에서는  $\pm 2.5\%$ 의 微小한 오차의 範圍로써 反應이 적게 나타났다.

以上の 銳敏度 分析에서 임하流域에서는 媒介變數인  $C_v$ ,  $T_p$ ,  $R_t$ 에 대한 洪水量의 오차가 他流域에서 보다 크게 나타남을 알 수 있다.

이것은 임하流域의 形象이 流域出口에 대해 좌우가 橫으로 상당히 넓게 펼쳐 있어 洪水到

達時間이 짧고, 또한, 上昇部分이 급격히 큰 洪水量의 水文曲線이 나타나므로 人力因자의 적은 變化에도 큰 洪水量의 오차가 發生하는 것으로 思料된다.

#### 나. 模型의 評價

本 模型에 의한 水文解析 過程의 主要 媒介 變數인  $C_v$ ,  $T_m$ ,  $R_i$ 가 모두 河川流域에 대한 因子이며, 이들중 流速係數 $C_v$ 에 의해 나머지 因子인  $T_m$ ,  $R_i$ 가 결정되어지므로,  $C_v$ 의 必要因子인 降雨強度가 가장 銳敏한 반면,  $T_m$ ,  $R_i$ 에 대한 反應은 微少하게 나타나므로 이는 地相因子에 대한 多少의 조사오차가 許容됨을 나타낸다.

따라서, 降雨에 따른 流出解析을 地形圖에서 求한 地相因子에 대해 Markov確率過程을 導入하여 瞬間單位圖의 誘導와 流出量을 推定하는 本 模型은 一般的인 中·大流域에서의 適用이 可能할 것으로 思料된다.

### V. 結 論

本 研究는 降雨에 따른 河川에서의 直接流出에 대한 解析을 地形圖를 利用하여 Horton과 Strahler의 河川分類 및 次數法則에 따라 求한 各地相因子들에 대하여 Markov 確率過程을 導入한 確率論의 方法에 의해 誘導된 瞬間單位圖를 利用한 水文解析으로서 未計測地域이나 資料가 결핍된 流域의 洪水量과 流出量을 推定하고자 試圖된 것이며, 本 模型은 Cheng<sup>6)</sup>이 開發한 地相學的 瞬間單位圖 誘導 模型에서 狀態에서의 遲滯時間에 대한 確率密度函數를 Laplace 變換과 回旋積分한 結果를 利用하고, 河川의 流速에 관한 變數들을 降雨強度에 따라 計算되도록 수정하여, SCS方法으로 算出한 有效降雨를 入力, 洪水量을 推定하고 水文曲線을 삼각형의 單純形態로 가정하여 洪水時까지의 總流出量을 計算하는 方法으로서, 洛東江 水系中에서 안동댐 流域, 임하流域, 점촌流域, 선산流域에 대하여 本 模型을 適用, 分析한 結果, 다음과 같은 結

論을 얻었다.

1. 同一流域에서 降雨強度 持續時間을 1時間으로 同一하게 하고, 降雨強度 1 mm/hr, 2 mm/hr에 대한 各各의 單位圖를 本 模型을 利用하여 作成한 結果, 降雨強度가 2 mm/hr인 경우의 流量은 1 mm/hr일때의 2배가 되면서 洪水到達時間, 基底流出時間은 同一한 값으로 나타나 單位圖의 基本, 比例假定 理論과 一致함을 알 수 있다.

2. 洪水到達時間과 洪水量을 本 模型을 利用하여 求하고 實測値와 比較한 結果 點촌流域에서 各各-2時間(實測: 17時間), 10,32%를 제외하고, 全流域에서 1時間以內(實測: 11~31時間), 0,44~7,40%의 적은 오차로 양호한 값을 얻을 수 있었다.

3. 各 對象流域에서의 降雨強度가 적은 時期에는 降雨強度가 큰 時期에 보다 洪水量 推定 값의 오차가 더 크게 나타남을 알 수 있다. 이는 本 模型의 河川流速에 대하여 洪水波 개념이 導入되었기 ため으로 思料된다.

4. 洪水時까지의 總流出量을 本 模型에 의해 計算하여 實測値와 比較한 結果, 88年의 新山流域에서의 경우 12,9%를 제외한 나머지 全流域에서 1,04~8,25%의 적은 오차로 양호한 값을 얻을 수 있었다.

5. 本 模型의 媒介變數 變化에 대한 洪水量의 銳敏圖 分析에서 降雨와 地相因子로써 計算되어지는 流速係數  $C_v$ 에 대해서는 銳敏하였으나, 地相因子에 의해 計算되어지는 河川의 移動部分과 貯留部分의 到達時間比  $T_m$ 와 河川과 地表面에서의 到達時間比  $R_i$ 에 대해서는 둔감한 反應의 結果를 나타내었다. 이는 本 模型에서 河川流速에 대하여 洪水波 概念을 導入하였으므로 是의 오차에 대해서도 큰 流出量 오차가 發生되지만  $T_m$ 는 큰 降雨強度에 대해 작은 變化를 보이며, 또한  $R_i$ 는 地相因子만에 의한 값이기 ため으로 思料된다.

以上の 結果에서, 本 模型은 未計測 地域이나

水文資料가 결핍된 流域에서 水資源計劃에 필요한 流出量을 推定하는데 有用할 것으로 思料 된다.

參 考 文 獻

1. 建設部 : 1986, 낙동강 홍수 예·경보 프로  
그램개발 최종보고서.
2. \_\_\_\_\_ : 1986, 낙동강 홍수 예·경보 프로  
그램개발 최종보고서.
3. 徐承德 : 1975, 유역특성에 의한 합성단위로  
유도에 관한 연구(I~II), 한국농공학회지,  
17(1) : 35~42.
4. 李淳赫 : 1977, 한국주요수계의 소유역에 대  
한 순간단위도 유도에 관한 연구(I~II),  
한국농공학회지, 19(1~2) : 18~33, 43~  
60.
5. Agricultural Research Service : 1973, Li-  
near theory of hydrologic systems, V.S.  
Dept. of Agri. Tech. Bull., No. 1468 : 75-231.
6. Cheng, B.L. : 1982, A study of geomorpholo-  
gic instantaneous unit hydrograph, Ph. D.  
thesis, Illinois Univ.
7. C.T. Wang & Vijay K. Gupta : 1981, A geo-  
morphologic synthesis of nonlinear in sur-  
face runoff, Water Resour. Res., 17(3) : 545-  
554.
8. Dooge, J.C.I., : 1965, A general theory of the  
hydrograph, J. Geophys. Res., 64(2) :  
241-256.
9. \_\_\_\_\_ : 1965, Analysis of linear  
systems by means of laguerre functions, J.  
of S.I.A.M. Control Service, 2(3) : 396-408.
10. Gupta, V.K., E. Waywire & C.T. Wang : 1980,  
A representation of the instantaneous unit  
hydrograph from geomorphology, Water Re-  
sour. Res., 16(5) : 855-862.
11. \_\_\_\_\_ : 1982, On the fo-  
rmulation of an analytical approach to unde-  
rstand hydrologic response and similarity  
at the basin scale. I.S.U.H.
12. Horton, R.E. : 1932, Drainage-basin charac-  
teristics, Trans. Amer. Geophys. Union :  
350-360.
13. \_\_\_\_\_ : 1945, Erosional development  
of stream and their drainage basins, hydro-  
physical approach to quantitative. Morpho-  
logy, Geol. Soc. American Bull., Vol. 56 : 275-  
370.
14. Nash, T.E : 1967, The role of parametric hyd-  
rograph, J. of Ins. of Water Eng., Vol. 21 :  
445-453.
15. \_\_\_\_\_ : 1970, River flow forecasting  
through conceptual models, J. Hydro., Vol.  
10 : 282-290.
16. Pilgrim, D.H. : 1977, Isochronoes of travel  
time and distribution of flood storage from  
a trace study on a small watershed, Water  
Resour. Res., 13(3) : 587-595.
17. Strahler, A.N. : 1952, Hypsometric Area-  
altitude, analysis of erosional topography,  
Geol. Soc. America Bull., Vol. 63 : 1117-11  
42.
18. \_\_\_\_\_ : 1957, Quantative analysis of  
watershed geomorphologys Trans. Ame.  
Geophys. Union, 38(6) : 913-920.
19. U.S. Soil Conservation Service : 1971, SCS  
Nation Engineering handbook, U.S.Gove-  
ment, Sect. 4.
20. Valdes, J.B, Y. Fiallo and I. Rodriguez-Itur-  
be : 1979, A rainfall runoff analysis of the  
geomorphologic IUH, Water Resour. Res., 15  
(6) : 1421-1434.