

<論 文>

季節流域 模型을 使用한 流量의 空間的分布 決定

Areal Distribution of Runoff Volume by Seasonal Watershed Model

鮮于仲皓\*  
Jung-ho Sou

Abstract

Watershed Model by mathematical formulation is one of the powerful tool to analyze the hydrologic process in a watershed. The seasonal watershed model is one of the mathematical model from which the monthly streamflow can be simulated and forecasted for given precipitation data. This model also enables us to compute the monthly runoff at each subbasin when the basin is subdivided into several small subbasins. The computation of runoff volume makes a Prediction of the areal distribution of runoff volume for a given precipitation data.

Several basins in Han River basin were chosen to simulate the monthly runoff and compute the runoff at each subbasin. A simple logarithmic regression were conducted between runoff ratio and area ratio. The correlation was very high and the equation can be used for predicting flood volume when flood at downstream gaging station is known.

1. 序 論

流域의 流出을 결정하기 위한 模型은 電子計算機의 發展과 더불어 장족의 발전을 보았으며 특히 概念的 模型(Conceptual Model)은 1958年 SSARR(Streamflow Synthesis and Reservoir Regulation)를 시작으로 하여 Stanford Watershed Model IV 등 많은 研究者에 의하여 개발되어져 왔다. 이러한 概念的 流出模型은 水資源開發計劃, 洪水豫測, 貯水地의 效率의 運營等의 實際問題에 많이 사용되고 있다.

이러한 流域의 流出模型은 단순 호우에 대한 流出을 求하고자 하는 단순호우 유출모형(Single storm Watershed Model)과 長期流出을 모의 발생하는 長期模擬發生 모형(Long term Simulation Model)로 크게 나눌 수 있으며 前者는 Stanford Watershed Model이 대표라 할수 있으며 後자는 U.S.G.S의 日流量 模擬發生模型이 그 代表라 할수 있다. 이러한 長期模擬發生 模型은 洪水의 예측이라는 點보다는 水資源의 효율적 관리 또는 貯水地의 設計 및 運營등에 많이 사용되고 있다. 이들 장기 유출모형은 月流量의 模擬發生(Salas, 1981)에 까지 擴大 되었으며 이의 적용은 計測된 流域의 情報로 부터 未計測流域의 分析에 使用되며 또한 流域의

物理的 變化에 따른 流出에의 영향, 流量의 空間的 分配에 이르기까지 多樣하게 사용되고 있다.

우리나라에서의 流量의 測定은 주로 本流 또는 大河川에 국한되어 있어 流域面積이 적은 流域의 資料를 얻기는 매우 어렵다. 보통 이러한 경우 면적비에 의하여 流量을 分配하나 이들 유량의 비는 면적비에 선형으로 비례하지는 않는다. 따라서 季節 流域模型을 使用하여 流域의 面積의 감소에 따른 流量의 감소율을 구하고자 한다.

2. 季節流域 模型

2.1 模型의 構造

流域은 Fig.1과 같이 N개의 소유역으로 나눌수 있

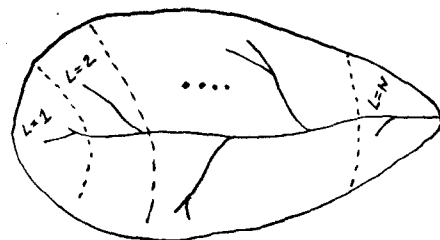


Fig.1 季節 流域모형적용을 위한 流域의 分割

\* 서울大學校 土木工學科 副教授

다고 가정하며 각 小流域은 3개의 저류량으로 구성되어 있다. 즉 지표저류(Surface Storage), 비포화 지대에서의 地下저류(Subsurface Storage in unsaturated Zone) 및 포화지대에서의 지하저류(Subsurface Storage in Saturated Zone)의 3개 저류로서 이들 값들은 측정되어 알고 있는 값 또는 계산에 의하여 추정되어 지는 값들이다. 지표저류의 값은 유량 또는 수위측정에 의하여 결정될수 있으며 비포화 지대에서의 지하저류량은 토양도에 의하여 물 포유능력(Field Capacity)을 추정하거나 침투능산정 공식에 의한 침투량등의 계산에 의하여 추정되어 질수 있다. 이러한 요소들은 상호작용에 의하여 영향을 받으며 이 요소들의 구성은 Fig.2에 나타내었다.

Fig.2에 보는바와 같이 각 소유역은 3개의 저류량으로 구성되어 있다. 강우에 의하여 발생하는 지표 저류량은 다시 침투로 비포화 지대의 지하저류량을 보충시키며 비포화지대의 지하 저류량은 침투에 의하여 포화지대의 지하 저류량을 보충시킨다. 일반적으로 지하수로 알려져 있는 포화지대의 지하저류량은 인접 소유역의 지하저류량을 보충시키며 또한 기저유출에 의하여 다음 소유역의 지표 저류량을 보충시켜 주기도 한다. 따라서 한 소유역에서는 물의 질량보존의 법칙을 만족시켜 주도록 각 저류량들의 값이 조정된다.

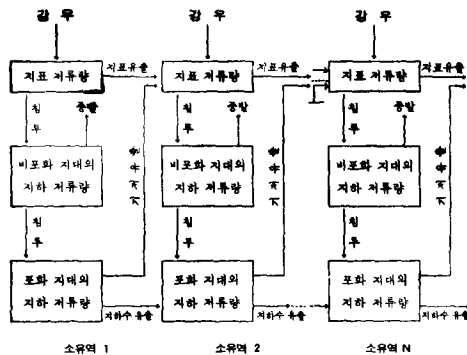


Fig.2 季節 流域模型의 概略圖

2.2. 模型의 構成要素

(가) 지표저류에서의 물收支

소유역 L에서 어느 시간구간 J의 初期에서의 지표저류 ST(J-1, L)는 시간구간 J에서의 강우 PP(J, L) 및 上流 (L-1) 小流域으로부터의 地表流出 WASR(J, L-1) 및 기저유출 BF(J, L-1)에 의하여 보충되어지는 반면 비포화지대의 저류량을 충전시키는 침투능 FIN(J, L) 및 下流 (L+1) 小流域으로 흐르는 地表流出 WASR(J, L)로 인하여 저류량은 감소하게 된다.

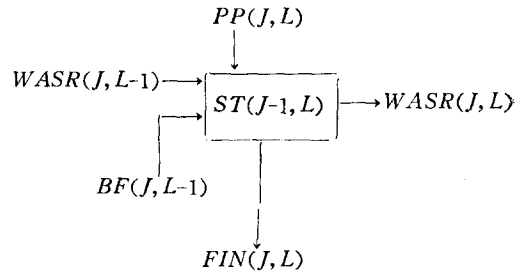


Fig.3 地表 저류에서의 물수지

降雨量 PP(J, L)은 시간 J동안 L流域에 내린 총 강우량으로서 mm의 단위를 가진다. 이는 모형에서 외부에서 流入되는 基本 流入量으로서 일반적으로 강우의 관측치를 사용한다. 地表流出 WASR(J, L)은 降雨-流出 關係로 求할수 있겠으나 Salas(1981)는 地表流出은 地表저류량과 선형의 關係를 가진다는 가정아래 다음과 같은 식을 사용하였다.

$$\text{우기 } WASR(J, L) = X_2 \cdot ST(J, L) \quad (1)$$

$$\text{건기 } WASR(J, L) = X_3 \cdot ST(J, L) \quad (2)$$

여기서 X<sub>2</sub>와 X<sub>3</sub>는 0 ≤ X<sub>2</sub> ≤ 1, 0 ≤ X<sub>3</sub> ≤ 1의 제약조건을 갖는 變數로서 최적화의 단계에서 구해지는 변수들이다. (1) 및 (2)식의 WASR 및 ST의 단위는 모두 체적(m<sup>3</sup>)의 단위를 갖는다.

기저유량 BF(J, L)은 지하수 층에서 지표저류량 ST(J, L)에 기여하는 양을 나타내 준다. BF값을 정확히 추정하기는 매우 어려우나 (1) 및 (2)식과 같은 형태로 포화지대의 지하저류량과 선형의 關係를 갖는다고 가정하면 BF(J, L)은 다음과 같이 표시할 수 있다.

$$BF(J, L) = X_5 \cdot SSS(J-1, L) \quad (3)$$

여기서 SSS(J-1, L)은 J-1과 L에서 포화지대의 지하저류량을 말한다. X<sub>5</sub>도 역시 0 ≤ X<sub>5</sub> ≤ 1의 제약조건을 가지는 변수로서 최적화의 과정에서 계산되어질 수 있다.

Fig.3에서 보는 바와 같이 침투에 의한 손실을 나타내주는 FIN(J, L)은 가장 결정하기 어려운 값이나 이 유출모형이 장기 모의 모형이라면 단일 호우 모형에서와 같은 복잡한 침투능모형을 사용하지 않고 비교적 간단한 방법을 사용할 수 있다. 즉

$$FIN(J, L) = PP(J, L) \text{ if } PP(J, L) \leq CI(J, L) \quad (4)$$

$$FIN(J, L) = CI(J, L) \text{ if } PP(J, L) \geq CI(J, L) \quad (5)$$

여기서 FIN은 침투능(길이단위)을 나타내주며 CI는 시간 J동안 흙이 포유할 수 있는 물의 최대량을 나타내주는 잠재 침투능으로서 계절(건기 또는 우기) 또는 각 달에 따라 다른 값을 가지는 것이 보통이다.

위의 식 (1)~(5)를 고려한다면 지표저류량의 물 수지공식은 다음과 같다.

$$ST(J, L) = ST(J-1, L) + \{PP(J, L) - FIN(J, L)\} \cdot AR(L) + WASR(J, L-1) + BF(J, L-1) - WASR(J, L) \quad (6)$$

여기서  $AR(L)$ 은  $L$ 소유역의 면적이다.

(나) 비포화지대의 지하저류의 물수지  
비포화 지대의 지하저류에서의 물수지는 Fig. 4에 나타낸 바와 같다. 이를 식으로 표시하면,

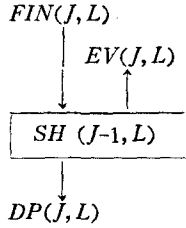


Fig. 4 비포화지대의 지하저류의 물수지

$$SH(J, L) = SH(J-1, L) + \{FIN(J, L) - EV(J, L) - DP(J, L)\} \cdot AR(L) \quad (7)$$

여기서  $SH(J, L)$ 은 시간구간  $J$ , 유역번호  $L$ 에서의 비포화지대의 지하저류량(체적의 단위를 가짐)이며  $FIN(J, L)$  및  $EV(J, L)$ ,  $DP(J, L)$ 은 각각 침투량, 증발량, 침투에 의한 지하수 보충량(각각 길이의 단위를 가짐)이다.

Fig. 4 또는 (7)식에서 알 수 있는 바와 같이 비포화 지대의 저류량은 침투량에 의하여 보충되거나 증발 및 침투에 의하여 감소된다. (7)식에서  $FIN$ 의 값은 (4) 및 (5)식에 의하여 이미 정하여진 값이며  $EV$ 의 값은 다음과 같이 가정할 수 있다.

$$EV(J, L) = X_1 \cdot EVA(J, L) \quad \text{if } SH(J-1, L) \geq SMAX(L) \quad (8)$$

$$EV(J, L) = X_1 \cdot EVA(J, L) \cdot SH(J-1, L) / SMAX(L) \quad \text{if } SH(J-1, L) < SMAX(L) \quad (9)$$

여기서  $EVA$ 는 증발잠시에 의한 증발량이다. 지표면에서의 증발량은 흙의 공극내에 있는 수분의 양에 따라 많은 영향을 받기 때문에 공극내의 수분의 양이 어느 기준치 ( $SMAX$ )보다 큰가 또는 적은가에 따라 증발량 계산식이 (8)식과 (9)식으로 된다.  $X_1$ 은  $0 < X_1 < 1.0$ 의 값을 가지는 비례 상수이다. 지하수층으로의 침투량은 비포화 지대를 구성하고 있는 흙의 물포유능력 (Field Capacity)에 따라 다르며 다음과 같이 표시 될 수 있다.

$$DP(J, L) = 0 \quad \text{if } \frac{SH(J-1, L) + SH(J, L)}{2} \leq FC(L) \quad (10)$$

$$DP(J, L) = SH(J, L) - F(L) \quad \text{if } \frac{SH(J-1, L) + SH(J, L)}{2} \geq FC(L) \quad (11)$$

여기서  $FC(L)$ 은 소유역  $L$ 에서의 물포유능력 (Field Capacity)이다.

(다) 포화지대의 지하저류의 물수지

포화지대의 지하저류는 비포화지대에서의 침투와 상류유역 ( $L-1$  유역)의 포화지대로부터 유출되는 지하수에 의하여 보충된다고 가정하며 또한 下流域 ( $L+1$  유역)의 기저유출, 지하수유출에 의하여 감소한다. 이를 수식화하면 다음 (12)식과 같다.

$$SSS(J, L) = SSS(J-1, L) + DP(J, L) + GWF(J, L-1) - BF(J, L) - GWF(J, L) \quad (12)$$

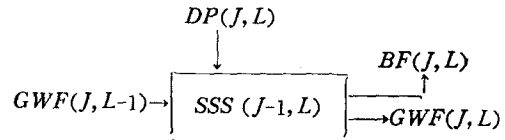


Fig. 5 포화지대의 지하저류의 물수지

여기서  $SSS$ 는 지하저류량을 나타내주며  $GWF$ 는 지하수유출을 나타내 준다. 또한  $GWF$ 는 다음과 같이 지하저류량에 비례한다고 가정할 수 있다.

$$GWF(J, L) = X_4 \cdot SSS(J-1, L) \quad (13)$$

### 2.3. 모형의 Calibration

(가) 최적변수의 계산

모형을 단순화 하기 위하여  $WASR, BF, EV, GWF$  등은 각각의 저류량에 선형적으로 비례한다는 가정하에 (1), (2), (3), (8), (9) 및 (13)식이 유도되었다. 그러나  $X_i$ 는 관측유량과 계산유량의 차의 자승이 최저가 되도록 결정하여야 한다. 이는 최적화 기법에 의하여 결정될 수 있으며 Rosenbrock(1960)이 개발한 Hill Climbing 방법을 사용하면 쉽게 구할 수 있다.

Rosenbrock(1960)이 제안한 비선형 제약조건을 갖는 비선형 목적함수의 경우 다음 절차에 의할 수 있다.

$$\text{목적함수 } F(X_1, X_2, \dots, X_N) \quad (14)$$

$$\text{제약조건 } G_k < X_k < H_k, \quad K=1, \dots, M \quad (15)$$

여기서  $G_k$  및  $H_k$ 는  $X_k$ 의 함수일 수도 있다. 제절모형의 경우 목적함수  $F$ 는

$$F = \sum (Q_{comp} - Q_{obs})^2 \quad (16)$$

이며 제약 조건은

$$0 \leq X_k \leq 1.0 \quad K=1, \dots, 5 \quad (17)$$

$$0 \leq X_4 + X_5 \leq 1.0 \quad (18)$$

Rosenbrock의 Hill Climbing 방법의 기본개념은 경계조건을 만족시키는 임의의 시작점에서 각  $X_i$ 에 대하여  $S_i$ 만큼 움직여서 목적함수의 거동을 살핀다. 즉 목적함수의 움직이는 方向에 따라 계수  $\alpha_i$  ( $\alpha_i > 1.0$ ) 또는  $\beta_i$  ( $0 < \beta_i < 1.0$ )을  $S_i$ 에 곱하여 새로 목적함수를 계산한다. 한 단계에서  $X_i$ 의 모든 값을 변환시키면 좌표

측을 회전하여 새로운  $X_i$ 의 값들을 다음식에 의하여 구한다.

$$\text{New } X_i^{(k)} = \text{Old } X_i^{(k)} + S_j^{(k)} \cdot M_{i,j}^{(k)} \quad (19)$$

여기서  $M_{i,j}^{(k)}$ 는 Normalize된 方向 Vector性分이다. 위와 같은 Algorithm으로  $X_i$ 가 경계조건을 만족시키고 목적함수가 최초로 수렴하였을때 최적의  $X_i$ 가 구해진 것으로 본다. 여기에서 구한 최솟값이 구간내에서全體最小值인가를 알기 위하여 시작점을 달리하여 위의 절차를 반복하여 이를 전의 값과 비교하여 전체 최소값이 되도록 이의 절차를 계속한다. 이 Roserbrock의 Hill Climbing 방법은 목적함수의 미분을 구할필요가 없으므로 비교적 간단히 적용될 수 있다.

(나) 各變數의 決定

잠재 침투능(CI, Infiltration Capacity): 잠재 침투능은 어느기간에 흠으로 침투될 수 있는 최대의 침투량으로 이는 전기 강우 또는 토질, 계절에 따라 다른 값을 가지게 된다. 따라서 이값은 보통 합리식의 유출율 C와 관련하여 계산할 수 있다. 즉

$$CI = a(1 - C)P \quad (20)$$

여기서 C는 유출계수, P는 기간동안의 강우량, a는 비례 계수로서 1과 0 사이의 값을 가진다.

흙의 물포유 능력(Field Capacity): 흙의 물포유능력은 흙의 종류에 따라 다르며 Linsley(1981)에 의하면 0.5~2.0 in/ft of Soil depth의 값을 가진다.

증발산 계산을 위한 SMAX의 값: 흙의 표면에서의 증발산량은 흙의 수분 함유상태에 따라 다르게 되므로 흙의 함유량의 기준에 따라 증발산량을 결정할 필요가 있다. 대부분의 경우 SMAX의 값을 흙의 물포유능력(Field Capacity)과 같게 한다.

초기 지하수 저류량: 지하저류량은 지하수층의 특성에 따라 다르나 보통 지하수층의 비생수량(Specific Yield)으로 결정하는 경우가 많다. 실제 관측치가 있는 경우를 제외하고는 초기 지하수 저류량은 전체지하수의 일부분이라고 가정한다.

3. 漢江流域에서의 面積의 다른 流量의 分配

앞에서 설명한 바와 같이 季節流域模型은 各小流域의 流量을 계산할 수 있으므로 같은 流域內에서는 面積에 따른 流量의 分配를 不能하게 한다. 季節流域模型이 他 模型보다 이러한 流量의 面積에 따른 分配에 有利한 點은 많은 變數가 必要치 않을 뿐만 아니라 各種變數를 時間平均값을 사용할 수 있다는 點이다. 따라서 이 模型을 사용하여 面積에 따른 流量의 分配는 비교적 쉽게 할수 있다.

3.1. 流域의 分割

季節 流域模型을 적용하기 위한 漢江流域內의 流域은 Fig.6과 같다. 漢江 流域은 他流域에 比하여 流量測定 지점이 많은편이며 또한 국제 수문개발 계획에 의거 적은 유역에서의 유량측정을 하였으므로 총 9個의 流域을 擇하여 季節流域模型을 적용시켰다. 적용 자료는 表 1에 보인 바와 같이 1980년과 1983년 사이의 월별 우량및 유량이다. Fig.7은 模型을 적용하기 위한 소유역으로의 分割을 나타내주며 이 分割은 임의로 비교적 유역경계가 뚜렷할 수 있는 지점을 선택하였다. 따라서 表 1의 各流域은 2個의 소유역으로 분할되었으며 각각 소유역의 면적을 같은 표에 나타내었다.

표 1. 적용대상유역(한강유역)

관측소명	소유역의 면적 (km <sup>2</sup> )	총면적 (km <sup>2</sup> )	자료기간
1. 이북정 (평창강)	29.0 29.6	58.6	1982.10~ 1983. 9
2. 백옥포 (평창강)	76.4 68.6		145.0
3. 장 평 (평창강)	58.7 47.2	105.9	"
4. 상안미 (평창강)	269.4 126.6		396.2
5. 문 막 (섬 강)	453.6 924.0	1,377.6	1981. 1~ 1982.12
6. 횡 성 (섬 강)	163.7 290.0		453.7
7. 서 면 (홍천강)	881.3 614.0	1495.3	1982. 6~ 1983. 5
8. 홍 천 (홍천강)	512.0 369.3		881.3
9. 후 포 (평창강)	694.5 751.0	1445.5	1980. 1~ 1981. 1

3.2. 季節流域 模型의 적용및 결과

유역모형의 적용을 위하여 계산치와 관측치의 차이를 최소로 하기 위하여  $X_i$ 의 적용은 건기와 우기로 구분한다. 韓國 기후의 特性에 따라 우기는 6,7,8및 9월의 4개월간을 택하였으며 년중 기타의 달은 건기로 간주하였다.

各流域의 잠재 침투능(Infiltration Capacity)의 결정은 (20)식을 사용할수도 있으나 본 유역에서는 시산변에 의하여 CI를 결정하였다. 본 유역 모형은 CI 값에 매우 민감한 반응을 보이므로 CI값을 변화시키면서 최소의 오차(즉 (16)식)를 가질 경우를 찾아 이때의 CI 값을 결정하고 동시에 유역의 도양도로부터 흙의 종류

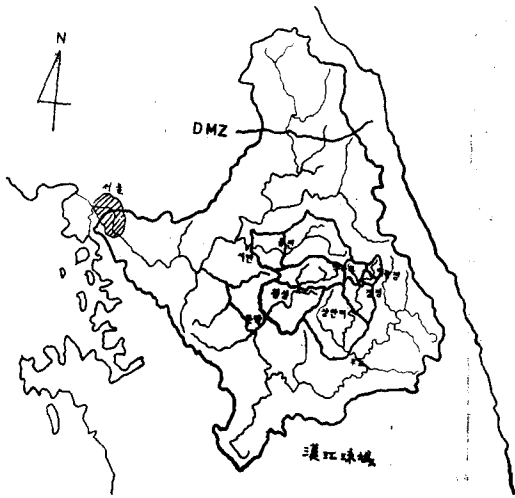


Fig. 6 季節流域模型의 적용대상 流域

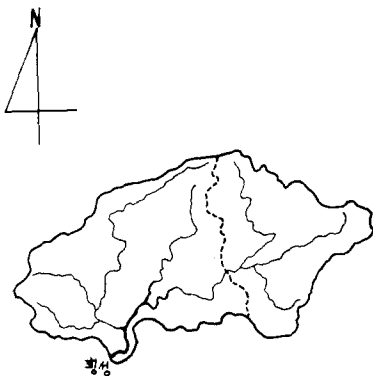


Fig. 7 섬강의 횡성지점 유역분할

에 따른 CI값과 비교하였다. 적용된 CI값은 20mm~90mm 사이의 값을 가지는 것으로 나타났다.

흙의 불포유능력(FC)의 값은 흙의 종류에 따라 다르

표 3. 계절유역모형의 적용결과

유역구	본 유역						소 유역		
	면적(A <sub>1</sub> )	침투 유량(m <sup>3</sup> )		유출 체적(m <sup>3</sup> )		면적(A <sub>2</sub> )	계산 침투 유량(Q <sub>2</sub> ) (m <sup>3</sup> )	계산 유출 체적(V <sub>2</sub> ) (m <sup>3</sup> )	
		관측치	계산치(Q <sub>1</sub> )	관측치	계산치(V <sub>1</sub> )				
이북정	58.6	23.7	24.0	101.7	98.6	29.0	8.1	34.1	
백옥포	145.0	67.1	80.0	420.5	305.9	76.4	28.7	108.8	
장평	105.9	51.0	64.3	317.4	231.0	58.7	24.2	84.8	
상안미	396.2	191.0	203.2	1001.7	815.3	269.4	82.2	325.6	
문막	1377.6	699.0	633.0	3509.5	3601.7	453.6	141.0	882.8	
횡성	453.7	217.0	223.3	827.3	632.6	163.7	63.1	170.6	
서면	1495.3	218.0	222.0	492.0	583.6	881.3	83.6	221.3	
홍천	881.3	409.0	492.0	2950.4	3491.6	512.0	191.0	1262.8	
후포	1445.5	761.0	794.0	4460.5	5332.9	694.5	269.0	1696.8	

나 유역의 평균치임을 고려한다면 정확한 값을 얻기는 상당히 어렵다. 본 유역에서 사용한 값은 50mm 부근의 값을 사용하여 가장 좋은 결과를 주는 값을 택하였다. 이와 같은 값의 대표적인 예는 표 2와 같다.

표 2. 시면유역에서의 각종 변수 값

변수	FC(mm)	초기 지표저류량(m <sup>3</sup> )	초기 지하수저류량(m <sup>3</sup> )	S MAX (mm)
값	50.8	2,540	1000.0	55.88

위와같은 각종 변수의 값과 월별 강우량 및 유량을 입력하여 본 결과 표 3과 Fig.8~10과 같다. 표 3에서의 본 유역이라 함은 유역출구에 해당하는 유역을 말하며 이에 해당하는 소유역이라 함은 계절모형을 적용하기 위하여 분할한 본유역내의 소유역을 말한다. Fig.7에서와 같이 횡성에서의 유역이 본유역이 되며 직선상류의 유역이 소유역이다. Fig.8~10은 각각 유역에 대하여 관측치와 계산치가 가장 적게 되도록 모든 변수를 조정하여 계산된 본유역과 소유역의 유량의 계절적 변화를 보여주고 있다. 계산 결과는 관측치와 같이 민감하게 강우에 대한 반응을 나타내 주지는 않으나 전반적인 좋은 일치를 보여준다고 할 수 있다.

3.3. 流域面積比에 따른 流量의 分配

앞절의 표 3에 나타낸 바 있는 본 유역과 소유역과 면적, 유량, 유출체적의 비를 계산하면 표 4와 같다. 이를 유역면적비를 독립변수로 하여 회귀분석을 한 결과 Fig.11과 Fig.12에 나타낸 바와 같이 전대수 지상에서 직선으로 표시된다. 회귀식은

$$Q_2 = 0.5893 Q_1 (A_2/A_1)^{0.7961} \dots\dots\dots(21)$$

$$r = 0.95$$

$$V_2 = 0.5424 V_1 (A_2/A_1)^{0.6867} \dots\dots\dots(22)$$

$$r = 0.98$$

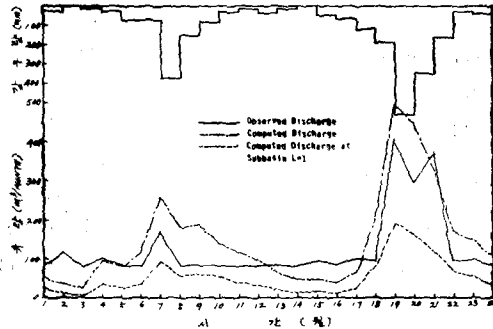


Fig. 8 관측유량과 계산유량의 비교  
(한강유역 홍천지점)

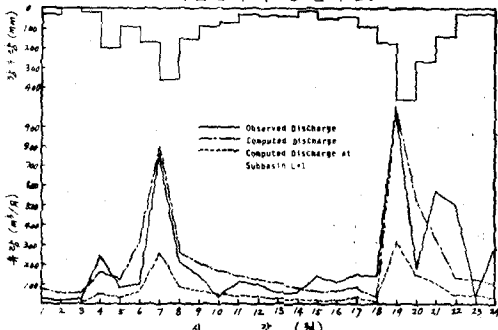


Fig. 9 관측유량과 계산유량의 비교  
(한강유역 후포지점)

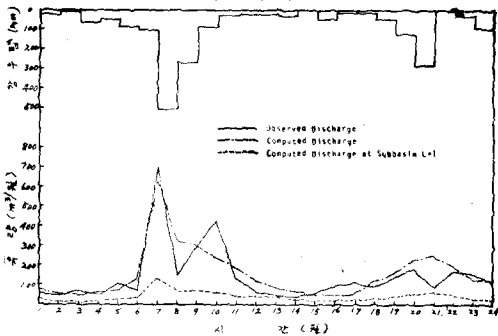


Fig. 10 관측유량과 계산유량의 비교  
(한강유역 분막지점)

표 4. 회귀분석을 위한 자료

지 점	유 량 비 ( $Q_2/Q_1$ )	유출체적비 ( $V_2/V_1$ )	유역면적비 ( $A_2/A_1$ )
이 목 점	0.3375	0.3458	0.4949
백 옥 포	0.3588	0.3557	0.5269
장 병	0.3764	0.4104	0.5543
상 안 미	0.4045	0.3994	0.6799
문 막	0.2227	0.2451	0.3391
횡 성	0.2826	0.2697	0.3608
서 면	0.3767	0.3792	0.5894
홍 천	0.3882	0.3616	0.5810
후 포	0.3388	0.3182	0.4805

이다.

UNESCO(1976)에 의하면 소련의 경우에 (21)식과 유사한 다음 (23)식을 사용하고 있다.

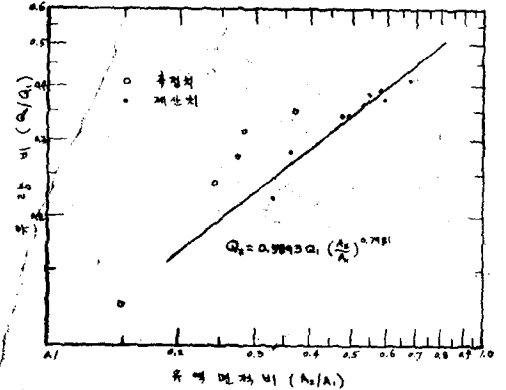


Fig. 11 유역면적비와 유량비의 상관관계 (한강유역)

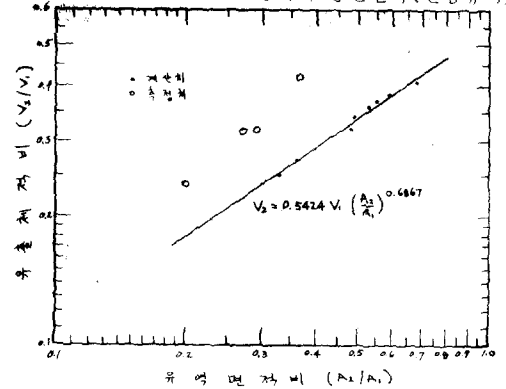


Fig. 12 유역면적비와 유출체적비의 상관관계  
(한강유역)

$$Q \approx Q_0 \cdot \delta_1 \delta_2 \left(\frac{A}{A_0}\right)^n \dots \dots \dots (23)$$

으로서  $Q_0$  및  $A_0$ 는 觀測된 地點에서 測量 및 流域 面積이며,  $\delta_1 \cdot \delta_2$ 는 호수 및 산림의 영향을 반영하는 0과 1 사이의 계수들이다. 여기서  $n$ 은  $0.2 < n < 0.5$ 의 값을 가지는 것으로 보아 (21)식보다는 적은 값을 가진다. Italy의 경우에는

$$Q = Q_0 \cdot \left(\frac{A_{100}}{A}\right)^2 \dots \dots \dots (24)$$

의 식을 사용하고 있다.  $A_{100}$ 은 유역면적이 100km<sup>2</sup>을 기준한 것이므로  $n=1.5$ 의 값을 가지는 것으로 간주할 수 있다.

#### 4. 結 論

流域의 計測은 예산 및 시간의 제한성 때문에 유역 내의 극히 일부분에 대하여 실시하고 있다. 그러나 많은 경우 미계측 지역에서의 流量을 구하고자 하는 경

우 특히 하류의 유량을 이미 제측되어 알고 있는 경우에 이들을 면적비에 따라 분배할 필요가 발생한다. 近來에 數學的 模型의 一種인 季節流域模型은 이를 可能하게 하여 준다.

월(月) 단위의 강우량과 유량을 季節流域模型에 입력시킨 결과 본유역을 분할한 각 소유역에서의 월유출량을 구하였다. 이를 유역면적비와 회귀분석을 한 결과 (21)식과 (22)식의 회귀식을 얻을 수 있었다. (21)식과 (22)식의 회귀분석에서 좋은 상관관계를 보여주고 있으므로 유역면적에 따라 유량을 分配하는 경우 유용하게 사용할 수 있으며, 비교적 적은 변수로서 사용될 수 있는 계절유역 모형을 유역의 변화, 流出分析 등에 쓸 수 있는 새로운 적용 가능성을 提示해 주고 있다.

謝 辭

본 연구는 1983년도 문교부 학술연구조정비에 의하여 연구되었으므로 연구비 지원에 감사를 드린다.

참 고 문 헌

1. 建設部, 1981,1982, “國際水文開發計劃” 報告書, 建設部.
2. 建設部, 1980,1981,1982, “韓國水文調查年報”, 建設部.
3. 漢江流域調查團, 1971, “漢江流域調查報告書”, 建設部.
4. Crawford, N. and Linsley, R., 1966, “Digital Simulation in Hydrology: Stanford Watershed Model IV” Tech. Report N. 39, Department of Civil Engineering, Stanford University, Stanford, California.
5. Kuester, J. and J. Mize, “Optimization Technique with Fortran”, McGraw-Hill, New York, 1973.
6. Leavesley, G. et al, 1981, “U.S.G.S. Daily Precipitation Runoff Model”, Preliminary User's Manual, Denver, Colorado.
7. Lichty, R., Dawdy, D. and Bergmann, J., 1968, “Rainfall-Runoff Model for Small Basin Flood Hydrograph Simulation”, Extract of Publication 81, Symposium of Tucson, Arizona, IASH.
8. Linsley, R, Kohler, M. and Paulhus, J., 1981, “Hydrology for Engineers”, 3rd Ed., McGraw-Hill Book, Co.
9. McWhorter, D. and Sunada, D., 1977, “Groundwater Hydrology and Hydraulics”, 1st. Ed., Water Resources Publication, Littleton, Colorado.
10. Mero, F., 1969, “An Approach to Daily Hydrometeorological Water Balance Computations for Surface and Groundwater Basins”, Proceedings IIC-UNESCO Seminar for Integrated River Basin Development, Delft, Holland.
11. Mero, F., 1978, “The MMOB Hydrometeorological Simulation System: Basic Concepts and Operators Guide”, Tahl Consulting Co., Tel Aviv. Israel.
12. Riley, J.P., Chadwick, D. and Bagley, J. 1966, “Application of Electronic Analog Computer to Solution of Hydrologic and River Basin Planning Problems: Utah Simulation Models”, Rep. PRWG-32-1, Utah Water Research Laboratory, College of Engineering, Utah State University, Logan, Utah, 129p.
14. Salas, J.D., 1981, “Hydrologic Simulation Model for a Watershed”, CSU-IICA-INDRHI Agreement of Technical Cooperation, Dominican Republic(in Spanish).
15. Sokolov, A. et al, “Floodflow Computation”, Studies and Reports in Hydrology, No.32, 1976, UNESCO, PARIS.
16. U.S. Corps of Engineers, 1972, “Program Description and User Manual for SSARR Model”, U.S.Army Engineer Division, North Pacific, Portland, Oregon.