

韓國河川の月流出量推定を 위한 地域化 回歸模型

Regionalized Regression Model for Monthly Streamflow in Korean Watersheds

金 泰 喆* · 朴 成 宇**
Kim, Tai Cheol · Park, Sung Woo

Summary

Monthly streamflow of watersheds is one of the most important elements for the planning, design, and management of water resources development projects, e.g., determination of storage requirement of reservoirs and control of release-water in lowflow rivers.

Modeling of longterm runoff is theoretically based on water-balance analysis for a certain time interval. The effect of the causal factors of rainfall, evaporation, and soil-moisture storage on streamflow might be explained by multiple regression analysis. Using the basic concepts of water-balance and regression analysis, it was possible to develop a generalized model called the Regionalized Regression Model for Monthly Streamflow in Korean Watersheds.

Based on model verification, it is felt that the model can be reliably applied to any proposed station in Korean watersheds to estimate monthly streamflow for the planning, design, and management of water resources development projects, especially those involving irrigation.

Modeling processes and properties are summarized as follows;

1. From a simplified equation of water-balance on a watershed a regression model for monthly streamflow using the variables of rainfall, pan evaporation, and previous-month streamflow was formulated.
2. The hydrologic response of a watershed was represented lumpedly, qualitatively, and deductively using the regression coefficients of the water-balance regression model.
3. Regionalization was carried out to classify 33 watersheds on the basis of similarity through cluster analysis and resulted in 4 regional groups.
4. Prediction equations for the regional coefficients were derived from the stepwise regression analysis of watershed characteristics. It was also possible to explain geographic influences on streamflow through those prediction equations.

* 忠南大學校 農科大學

** 서울大學校 農科大學

5. A model requiring the simple input of the data for rainfall, pan evaporation, and geographic factors was developed to estimate monthly streamflow at ungaged stations. The results of evaluating the performance of the model were generally satisfactory.

I. 緒 論

우리나라는 最近 人口增加, 生活水準의 向上, 産業의 高度化, 干瀆地 開發 및 營農의 科學化로 因한 生活用水, 工業用水, 農業用水 等の 急激한 需要增大와 이에 隨伴되는 生活污水, 産業廢水로 因한 自然生態系 破壞 및 濁水期 河川水의 汚染等 물의 量的, 質의 問題가 深刻하게 擡頭되고 있다. 따라서 供給水量的의 安定化와 河川 水質의 保全을 위하여 多目的 堰, 河口의 淡水湖化 및 水系別 大型 堰建設等 水資源 開發에 主力하고 있다.⁶⁵⁾

水資源 開發은 合理的인 計劃이 先行 해야하며 이에 是 河川의 長期 流出量의 正確한 推定이 가장 根本的이고 重要한 問題이다. 우리나라의 長期 流出量 推定方法으로는 梶山⁶⁶⁾의 月 受水量 公式이 農業用 貯水池 및 多目的 堰⁶⁷⁾의 貯水容量 決定에 主로 使用되고 있다. 또한 梶山 公式에 대한 많은 批判과 改善策이 研究 提示되고 있지만 그 結果가 未洽한 實情이다. 한편 1970年代 우리나라의 大單位 農業綜合開發事業 推進으로 AGRML⁶⁸⁾, 小流域에 對한 컴퓨터 流出模型⁶⁹⁾, 탱크모델⁷⁰⁾等 現代의 流出機構 解析模型이 導入, 紹介되었으나 이 模型들을 一般化하고 普通化 하기 위한 各種 構成因子에 對한 基礎的인 水文資料 및 研究가 不充分하여 좋은 結果를 期待하기 困難하여, 設計基準으로 定着하지 못하였기 때문에 未洽하나마 梶山의 月 受水量 公式을 插橋川⁷¹⁾ 및 大湖⁷²⁾地區 綜合開發事業 基本計劃에 다시 使用하게 되었다.

梶山公式은 우리나라의 比較的 大流域 24個地點에서 1916—1927年의 流出資料로 誘導한 月 受水量 公式으로서 그 一般性和 正確性에 對한 많은 批判과 改善策이 提示되고 있다.

朴⁷³⁾~⁷⁵⁾은 梶山公式으로 公州地點의 月 流出量을 分析한 結果, 모든 誤差의 變化는 月 降雨量의 變化와 f 및 E 值의 不確實性에 基因하며, X^2 檢定 結果, 不適合한 것으로 判斷되어, 앞으로 梶山公式을 使用할 때는 이 들에 對한 修正이 必要하며, 또한 韓國 全體를 一律的으로 取扱한 것은 不合理할 辨

아니라 農業用 貯水池 設計의 基本이 될 公式으로 는 不適當하여 根本的으로 大修正하거나 本質的으로 새로운 流出量 計算方法의 誘導가 必要하다고 考察하였다.

金⁶⁶⁾은 洛東江 等の 7個 地點에서 試算으로 最適 f 值을 擇하여, 이 f 值과 河床係數와의 關係를 誘導한 바 梶山公式의 誤差는 月 降雨量의 變化에 있다고 判斷하여, 最適 f 值로 求한 推定 累加 流出量과 觀測 累加 流出量을 比較하였으며, 地點에 따라서는 30%以上의 誤差도 있지만 대부분 10% 內외의 誤差 밖에 안되므로 比較的 無難한 公式으로 評價하였다.

IHD⁶⁰⁾ 報告書는 月別 蒸發·氣溫等 氣象學的 要素가 考慮되지 않는 等の 問題點을 指摘하여 梶山 公式을 小規模새마을 事業에 利用할 수 있을 것으로 分析하였으며, 農業振興公社⁶⁴⁾는 3年間 示範事業으로 梶山公式의 a, f, K 值를 修正하여 補完公式을 提示하였으나 元來의 公式과 別다른 差異點을 發見하지 못하였다.

이러한 與件을 考慮하여 金⁶⁷⁾은 우리나라 河川의 長期 流出量 推定方法의 하나로 降雨量과 計器蒸發量 資料만으로 물 收支 回歸模型을 設定하여 流出의 季節的 變化를 究明하려 하였으며, 繼續하여 線型回歸模型에 依한 河川 月 流出量 推定의 一般化⁶⁸⁾, 月 平均 流域 蒸發散量 推定⁶⁹⁾, 流域 平均 降雨量 算定⁷⁰⁾, 流域 물 收支의 回歸模型化⁷¹⁾等 물 收支 回歸模型에 關한 一連의 基礎研究를 遂行하였다. 따라서 本 研究에서는 이 들 研究 結果를 綜合하고, 우리나라 33個 水文地點의 流出資料를 使用하여 Cluster分析, Stepwise 回歸分析 等の 統計的 方法으로 물 收支 回歸模型을 一般化하므로써, 어느 水文地點에서도 月 流出量을 推定할 수 있는 地域化 回歸模型을 開發하고자 한다.

II. 基本理論

降雨—流出의 關係는 原則的으로는 잘 알려진 物理學的, 生物學的 自然法則에 따라 이루어지므로 確定論的으로 解析 可能하지만, 流域特性, 初期條件,

分布等境界條件이 複雜하고 多樣하기 때문에 定量化하기 困難하여 經驗的, 統計的 方法에 依하여 流域의 水文反應을 模型化하고 있다.⁸⁵⁾ 美國 農務省 土壤保全局¹¹⁶⁾은 長期 流出推定方法으로 氣象因子에 依한 方法, 地形因子에 依한 方法 그리고 地形 및 氣象因子에 依한 方法으로 分類하고 있으며, 이 地形 및 氣象因子에 依한 方法에는 水收支分析, 地域化 分析, 直接流出 方法을 提示하고 있다.

長期 流出解析 模型은 主로 水 收支分析에 그 基礎를 두고 있다. 流出은 氣象因子와 地形·地質因子들의 複合的이고 有機的인 相乘積이다. 따라서 河川의 流出量은 降雨量, 蒸發散量 等の 氣象因子와 土壤의 性質, 被覆狀態, 流域特性 等の 地形地質因子들과의 어떤 有意的인 相關關係를 豫見할 수 있으며, 이 關係는 回歸分析으로 解析可能하다. 이와 같은 水 收支와 回歸分析의 基本理論을 우리나라 河川에 適用하여 月 流出量을 推定할 수 있는 一般化 模型인 地域化 回歸模型을 開發하고자 한다.

1. 水 收支分析

流域에서의 入力(降雨)과 出力(流出) 사이의 水文反應은 다음과 같이 나타낼 수 있다.^{10), 20)}

$$P=Q+ET+I+AD+AS+V \dots\dots\dots(1)$$

여기서

- P: 降雨量 Q: 流出量
- ET: 流域蒸發散量 I: 遮斷量
- AD: 地表貯溜量 AS: 土壤水分變化量
- V: 浸透量

實用的인 側面에서 I와 AD는 省略할 수 있다. 이는 流域 蒸發散量 中에는 이미 遮斷되고 地表 貯溜된 水의 一部 또는 全部가 蒸發散되기 때문이다.²⁰⁾ 適用하려는 單位時間에 따라 깊이 單位로 單純化한 水 收支 方程式은 다음과 같이 變形될 수 있다.⁸⁵⁾

$$(Q=P-ET+AS); \dots\dots\dots(2)$$

여기서 t: 單位時間

이를 各因子들은 長期間 直接 測定해야 하며 Q와 P는 觀測值를 使用할 수 있으나, ET와 AS를 全流域에서 觀測, 測定하기란 거의 不可能하다. 물론 中性子探查針, 重力法에 의한 土壤水分測定, 滲透計에 의한 浸透量 測定, 地質調査에 의한 地下水 移動量 測定 等으로 同質의 小流域에서는 不正確하지만 指針을 얻을 수 있는 實用的 範圍內에서는 流出量 計算이 可能할 것이다. 이와같은 調査 觀測에 따라 遮斷量, 潛在蒸發量, 地表貯溜量, 浸透量 等の

函數에 대하여 最適化 模擬發生하고 追跡(Routing) 方法으로 廣域化하는 컴퓨터技法이 最近의 確定論的 模型이 追求하는 方向이다.^{12), 20), 85)} Stanford 流出模型의 構造도 $(P=Q+ET+AS)$ 를 基本으로 하는 任意時間동안의 連續方程式이다.¹¹⁶⁾ 그러나 이들 各因子와 函數에 대한 基礎水文資料와 研究가 不足한 狀態에서, 더우기 流域이 커질 경우에는 아직 適用上의 問題點이 指摘되고 있다.⁸⁵⁾

한편 水 收支方程式에서 가장 큰 誘發因子인 降雨量의 單純回歸式 $Q=cP+b$ 가 年 流出量을 推定하는데 使用된다. 單位時間(t)은 日, 5日, 10日, 15日, 月, 季節 또는 年 單位를 取할 수 있다. 가장 正確한 單位時間은 降雨別 또는 日別 流出을 分析하는 것이지만 解析上의 複雜性, 큰 分散 및 非 定常性 때문에 또한 流域이 클 경우에는 이에 相應하는 正確度를 期待하기 어렵기 때문에 水資源計劃과 設計, 即 水資源 運用目的과 貯水容量의 規模에 따라 適合한 單位時間을 擇하게 된다.^{83), 85), 116)} 流出의 季節的 變動이 貯水量에 크게 影響을 미치지 않는 大規模 貯水池에서는 年 流出量이, 小規模 貯水池에서는 5日 또는 10日 單位의 流出量이 必要하게 되지만 一般的으로 月 單位 流出量에 의한 水 管理와 貯水容量 決定은 滿足한 것으로 알려져 있다.^{83), 85), 87)}

本 研究에서는 單位時間을 月 單位로 取하여 觀測이 困難한 ET와 AS를 計量할 수 있는 適合한 變數를 찾아 回歸模型化 함으로서 月 流出量을 推定하고자 한다. 따라서 流域 降雨量, 流域 蒸發散量 및 土壤水分變化에 따른 基底 流出量 推定 等으로 水 收支를 分析한다.

가. 平均 流域 降雨量 算定

降雨量은 水 收支分析에서 入力源으로 대단히 重要한 因子이다. 水文循環過程에서 降雨量은 時間과 空間에 따라 變化한다. 時間的 分布는 주어진 持續時間동안의 累加 降雨量으로 나타내며 空間的 分布는 주어진 流域內外의 地點降雨의 平均值인 流域降雨量으로 나타낸다. 流域降雨量은 洪水解析(分, 時日)과 水資源計劃(日, 月, 年)에 重要하며, 流域의 地形條件, 觀測地點數, 觀測所 位置에 따라 算術平均法, Thiessen法 및 等雨量線圖法이 一般的으로 使用되고 있으며, 最近에는 컴퓨터에 의한 等雨量線圖 作成, 有限要素法^{83), 85)} 以外에도 Surface處理에 따라 Multiquadratic Surface 等 複雜한 數學的 技法이 研究되고 있다.⁸³⁾ 缺測降雨 補完法으로는 算

術的 補間法, 統計的 亂數發生法⁷⁵⁾ 地形條件을 考慮한 Domain 理論²⁹⁾ 등이 있다.

金⁸⁰⁾은 錦江水系 公州地點에서 有限要素法과 Domain理論에 의한 月 平均 流域降雨量을 算定하여 他 方法들과 比較하였으나, 複雜한 數學的 技法에 의하여 보다 近似한 流域降雨量을 算定하는 것은 重要하지만 물 收支分析 因子中에서 流出量 觀測 誤差가 대단히 크기 때문에 算定方法間의 誤差는 相對的으로 아주 작았다. 따라서 本 研究에서는 比較的 客觀的인 Thiessen法으로 流域 降雨量을 算定하였으며, 算術的 補間法으로 缺測降雨量을 補完하였다. 물 收支分析의 計算上 便宜에 따라 月 流出量을 採擇한 것이므로 流域面積과 流路延長에 따라 流出遲滯時間을 考慮하여 每月 末頃의 降雨은 調整하는 것이 要望된다.^{41), 66)} 徐¹¹¹⁾는 1,000km² 內외의 流域面積을 가진 水文地點의 流出 遲滯時間은 約 6~10 時間, 10,000~20,000km²의 경우에는 20~50時間을 嚴¹¹²⁾은 7,120km²인 公州地點에서 約 24時間을 考慮한 바 있다. 따라서 本 研究에서는 10,000km² 內외의 水文地點은 月末 1日降雨量, 20,000km²內외의 水文地點은 月末 2日降雨量을 다음 달의 降雨로 調整하였다.

나. 流域 蒸發散量 推定

水文循環 過程에서 流域 蒸發散量의 季節的 變化는 水資源計劃 特히 灌溉에서 澆水期 流出解析에 가장 重要한 因子中의 하나이다. 이제까지의 蒸發散에 대한 研究는 주로 比較的 작고 單純한 表面에서 的 蒸發散, 即 水面, 裸地, 草地, 畚水面 등에서 計器 蒸發量 또는 라이시메타 觀測으로 많이 이루어졌으나 크고 複合的인 表面인 流域에서의 蒸發散量에 관한 研究는 뚜렷치 못한 實情이다.^{26), 28), 42), 108), 109)}

Bouchet¹²⁾는 地表에 到達한 日射量에서 潛在 蒸發量을 빼므로서 月 平均 流域 蒸發散量을 求하는 (3)式을 發表하였다.

$$E_R = (1-a)R_C - E_{pot}, \dots\dots\dots(3)$$

여기서

E_R : 流域 蒸發散量 a : Albedo.

R_C : 地表에 到達한 日射量 E_{pot} , 潛在蒸發量

Morton⁶⁸⁾은 (3)式을 캐나다의 60個 水文地點에 適用하여 實用性 立證한 바 있어 金⁸⁰⁾은 錦江 龍潭地點에서 이 方法을 適用하였으나 Fig.3의 E_R 에서 나타난 바와 같이 一般的으로 使用할 수 없는 것으로 나타났다.

作物에서의 實際 蒸發散量은 一般的으로 (4)式으로 나타낸다.⁸¹⁾

$$ET_{crop} = K_C \cdot ET_0 \dots\dots\dots(4)$$

K_C : 季節別作物係數 ET_0 : 基準潛在蒸發量
基準 潛在蒸發量은 Blanney-Criddle, Penman, Radiation, 計器蒸發量 方法 등으로 求한다.

Hargreaves⁴⁴⁾는 計器 蒸發量으로 季節別 實際 蒸發散量을 推定하였다. 또한 TVA 流出模型⁸¹⁾에서도 計器蒸發量을 利用하여 流域 蒸發散量을 推定하고 있다.

$$ET_i = GIK_i \cdot \bar{E}_{pi} \dots\dots\dots(5)$$

이와같이 作物 또는 流域의 季節別 蒸發散量을 推定하는데 計器 蒸發量이 널리 利用되고 있으며, 高瀨¹¹²⁾, 金子⁶⁵⁾, 嚴¹¹³⁾ 등도 計器蒸發量 또는 潛在蒸發量으로 부터 推定하고 있다.

$$ET_i = K_w \cdot E_{pi} \text{ 또는 } ET_i = K_w \cdot E_{pot}, \dots\dots(6)$$

K_w : 月別 流域係數 E_{pi} : i月的 計器蒸發量

(6)式的 統計的 推定은 (7)式으로 나타낸다.

$$ET_i = a_0 + a_1(K_w \cdot E_{pi}) \dots\dots\dots(7)$$

本 研究에서는 Linsley⁸²⁾의 물 收支方法으로 流域 蒸發散量을 求하고, 이를 觀測值로 取扱하여 錦江 龍潭地點에서 分析한 結果는 Fig.1~3과 같고 (6)式的 K_w 值는 Table 1과 같다. 計器 蒸發量에 K_w 를 곱하여 推定한 流域 蒸發散量의 觀測值와의 比較는 Fig.4와 같다.

Solomon¹⁰⁸⁾은 計器蒸發量은 一種의 潛在蒸發量으로서 實際 流域 蒸發散量은 流域의 土壤 水分狀態에 따라 支配되며 土壤水分 狀態는 主로 降雨에 依하여 變化하게 되므로 推定된 流域 蒸發散量에 月 降雨量과 季節別 假變數를 考慮하여 보다 近似한 實際流域蒸發散量을 얻고 있다. Fleming⁸³⁾과 Nick⁸⁴⁾ 등도 蒸發散量을 模擬發生하는데 降雨日數와 計器 蒸發量을 取하고 있다.

Fig.4에서 月 降雨量이 平均値 以下인 달의 推定 流域 蒸發散量은 觀測 流域蒸發散量보다 過大하게, 平均値 以上인 달에는 過少하게 推定됨을 알 수 있다. Shih¹⁰⁹⁾ 등은 南部 Florida의 1,900km² 流域에서 計器 蒸發量으로 推定된 流域 蒸發散量은 降雨가 없는 겨울철에는 過大하게 降雨가 많은 여름철에는 過少하게 나타났다고 밝혔다.

따라서 (7)式에다 月 降雨量을 考慮한 月 平均 流域 蒸發散量 推定式은 (8)式으로 나타낸다.

$$ET_i = a_0 + a_1(K_w \cdot E_{pi}) + a_2P_i \dots\dots\dots(8)$$

이같은 關係를 龍潭地點에 適用한 結果 그 關係

Table-1. Monthly value of K_w

K_w	Month	Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	May	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Oct.	Nov.	Dec.
ET/E_p		0.25	0.25	0.25	0.40	0.40	0.40	0.60	0.50	0.45	0.45	0.45	0.45
$ET/E_{pot.}$		0.40	0.40	0.40	0.45	0.45	0.45	0.60	0.60	0.60	0.60	0.70	0.70
ET/E_R		0.20	0.20	0.30	0.80	0.80	1.40	2.20	2.00	1.10	0.80	0.60	0.40

Table-2. Various relationship to estimate watershed evaporation from pan evaporation data at Yongdam station

Relationship	r
$ET_i = -4.16 + 0.472E_{pi}$	0.78
$ET_i = 2.8 + 0.923(K_w \cdot E_{pi})$	0.84
$ET_i = -1.7 + 0.3E_{pi} + 0.138P_i$	0.79
$ET_i = -1.14 + 0.8(K_w \cdot E_{pi}) + 0.096P_i$	0.88

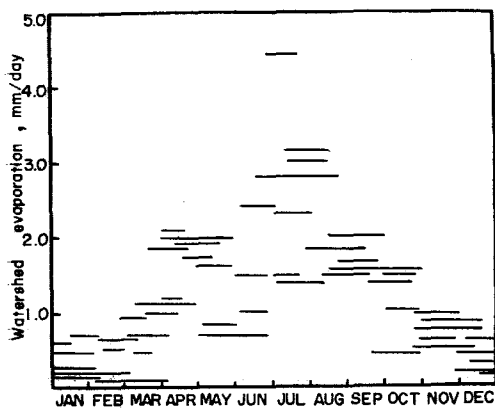


Fig. 1. Watershed evaporation in each water balance term

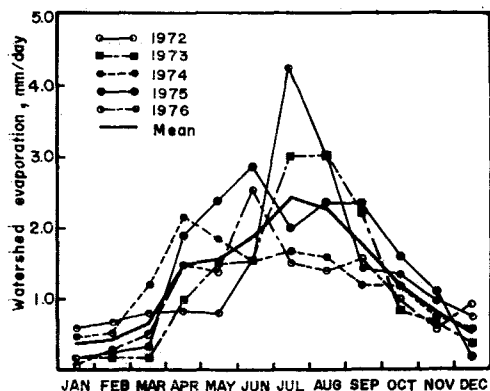


Fig. 2. Monthly watershed evaporation in each year

式은 Table2와 같다. (8)式으로 推定된 月 平均 流域蒸發散量은 Fig.5와 같이 改善되었으며, 이는 TVA流出模型인 (5)式과 類似한 構造를 가진다.

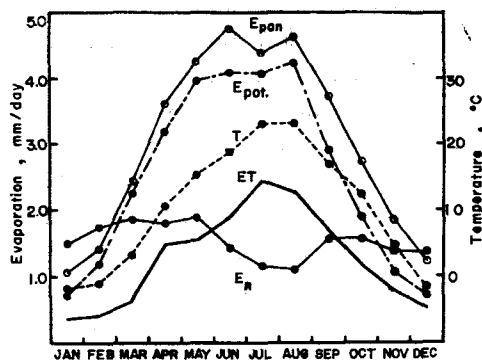


Fig. 3. Mean monthly values of evaporation by various method

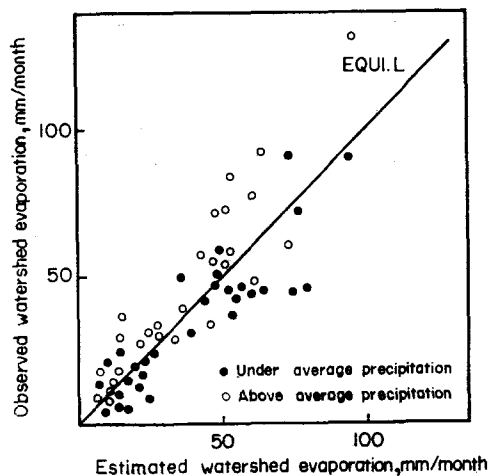


Fig. 4. Observed watershed evaporation compared with estimated one in months with above- and under-average precipitation

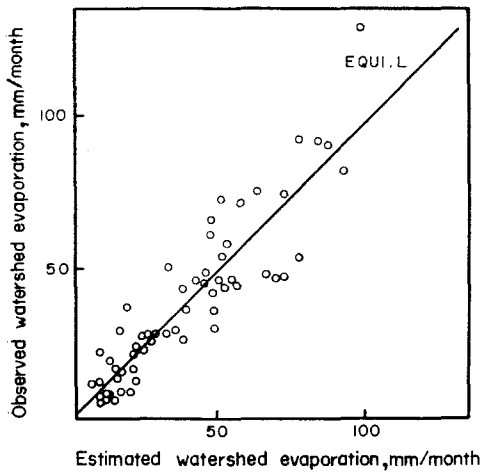


Fig. 5. Comparison between observed and estimated watershed evaporation after considering monthly precipitation

다. 土壤水分 變化에 따른 基底流出量 推定

土壤水分變化는 地下水 또는 基底流와 關係되는 因子로서 年 單位 물 收支에서는 日常的으로 無視하고 있으나, 月 單位 물 收支에서는 誤差를 誘發하는 因子가 되고있다.⁶⁵⁾ 이러한 基底流는 流域의 地形, 地質學의 特性에 支配되어, 傾斜가 急한 岩盤質의 山間 地形地質에서는 큰 降雨가 바로 큰 流出이 되므로 降雨가 끝난 뒤에는 바로 流出이 停止되며⁴⁵⁾ 沖積層으로 이루어진 比較的 平坦地에서는 큰 貯溜能을 가진다.⁶⁶⁾

Callahan¹⁵⁾은 漢江水系 大小流域 47個 水文地點에서 渴水位를 測定한 結果, 年 單位 流出量의 경우에는 여름 雨期에 70%가 내려 거의 모두가 流出되는 우리 나라의 特殊한 降雨形態 때문에 地形·地質學의 影響이 나타나지 않으나, 渴水期에 나타나는 基底流出로 볼 때, 地形·地質構造에 依한 季節的 影響은 뚜렷하며, 基底流出量은 400~1,000m³/day/km²라고 밝히고 있다.

徐¹¹⁾도 韓國의인 流域規模를 볼 때 比較的 中型의 것 들로서 150km² 以上에서는 降雨가 地表 또는 地下에 浸透되어 有效降雨에 依한 流出이 끝난 뒤에도 많은 量의 基底流出量이 오래 繼續된다고 하였다. peck⁶⁵⁾은 한달 또는 두달 前의 流出量을 年 流出量 推定을 위한 地下水 移越量 指數로 取하였다.

이 土壤水分變化量을 Dooge의 基底流 模型에서는 貯溜一流出의 關係를 線型으로 假定하였다.⁶⁸⁾

$$S = K_s \cdot Q \dots\dots\dots (9)$$

여기서 S: 貯溜量 K_s: 貯溜係數

또한 連續에 따라 (10)式이 된다.

$$I - Q = \frac{dS}{dt} = K_s \cdot \frac{dQ}{dt} \dots\dots\dots (10)$$

여기서 I: 流入量

여기에 t=0 일때 I=0의 條件으로 (11)式이 成立된다.

$$Q = Q_0 e^{-(t-t_0)/K_s} \dots\dots\dots (11)$$

基底流는 指數函數로 減少하며 log Q-t座標上에서 直線으로 나타난다.

이는 季節에 따른 流域의 蒸發散量 變化에 依하여 그 範圍가 變하는 一連의 減水曲線群을 形成한다. 減水曲線上의 流出에 따른 貯溜量 變化는 (11)式을 積分하여 求한다.

$$\begin{aligned} dS &= Q_0 \cdot e^{t_0/K_s} \int_{t_1}^{t_2} e^{-t/K_s} dt \\ &= -Q_0 \cdot K_s \cdot e^{t_0/K_s} (e^{-t_2/K_s} - e^{-t_1/K_s}) \\ &= -K_s (Q_2 - Q_1) \dots\dots\dots (12) \end{aligned}$$

여기서 單位時間 1, 2는 一般的으로 時間, 日, 月, 年을 取할 수 있으며⁶²⁾, 月 單位로 取하면 土壤水分 變化에 따른 基底流出은 前月의 流出量과 今月의 流出量과의 差에 流域 蒸發散量의 季節變化에 따른 貯溜係數의 곱으로 나타낼 수 있다.⁴⁷⁾

即, 土壤水分貯溜量 S_g와 河川의 基底流出量 Q_g와의 關係는 (13)式과 같다.⁶⁶⁾

$$Q_g = \alpha \cdot S_g \dots\dots\dots (13)$$

따라서 無降雨時 河川 流出量은 土壤水分貯溜量에 따라 決定되므로 前月의 流出量을 基底 流出量의 指標로 取할 수 있다. 이는 어떤 時點의 流出이 많으면 地下水水位가 上昇하게 되며, 그 다음 期間에 降雨가 적더라도 높은 地下水水位 때문에 많은 基底流出이 나타나고 反對로 어떤 時點의 流出이 적으면 그 期間동안의 地下水가 枯渴되기 때문에 다음 期間에 많은 降雨가 있더라도 그 降雨는 枯渴된 地下水를 補充해야 하므로 流出은 적게 됨을 뜻한다.⁶⁹⁾

이같은 事實을 根據로 一次 Markovian 流出模型인 Thomas-Fiering 모델에서는^{22), 23)} 前달과의 一次系列相關係數(r₁)와 前달의 流出量을 考慮하여 月 流出量을 模擬發生하고 있다. 우리나라 河川의 水文地點中에서 14年以上의 比較的 長期間 記錄이 있는 10個 水文地點에서의 前달과의 一次系列相關係數

Table-3. Lag-one serial correlation coefficients (r_i)

Station	Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	May	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Oct.	Nov.	Dec.
Yeoju	.837	.446	.433	-.014	.589	.324	.409	-.587	.056	.570	.790	.877
Chungju	.868	.810	.530	-.018	.596	.296	.442	-.479	.188	.498	.696	.881
Gongju	.881	.230	.019	0.005	.574	.270	.179	-.206	.431	.240	.516	.823
Songpo	.805	.350	.043	-.063	.375	.549	.227	-.434	0.271	.230	.422	.759
Yongdam	.866	.401	-.033	-.208	.425	.339	.119	-.346	.282	.188	.329	.792
Jindong	.651	.318	-.094	.007	.647	.007	.317	-.168	.585	.722	.280	.796
Waegwan	.880	.460	.113	.112	.612	.110	.281	-.226	.364	.498	.254	.893
Jeongam	.147	.444	.037	-.039	.722	.365	.300	-.058	.740	.488	.282	.736
Naju	.680	.420	.047	-.018	.700	.308	.182	.238	.533	.196	.000	.906
Seomjin	.809	.400	-.205	.590	.180	.399	-.160	.130	.109	.265	.794	.508

r_i은 Table-3과 같다.

2. 물收支回歸模型

降雨로 부터 流出을 推定, 豫測하는 代表的인 方法으로는 單位圖法과 統計的인 回歸模型이 있다.⁸⁸⁾ 單位圖法은 "Black box" 技法으로서 物理的 法則의 解析보다는 觀測值의 反應函數에 依하므로 物理的 現象을 理解할 수 없다. 統計的 回歸模型은 誘發因子들에 대한 最適合 係數를 찾는 것으로 이 方法도 物理的 現象을 具體的으로 說明하기 困難하다.

本 研究에서는 流出에 影響을 미치는 水文量을 降雨量, 蒸發散量, 土壤水分變化로 單純化하여 (2)式을 回歸模型의 流出構造로 定立하고, 各 水文地點에서 流域의 水文反應을 回歸係數에 의하여 主觀的으로 解析하고자 한다. 流出量은 降雨, 蒸發散量, 地形地質, 土壤水分變化에 따른 流出遲滯 等の 變數들의 影響을 받기 때문에 一般的으로 外部從屬的이며, 月 流出量 時系列은 貯溜된 물의 移越과 氣象의 年循環의 影響 때문에 一般的으로 內部從屬的이다. 이와같이 대부분의 水文變數는 外部從屬的이며, 그 時系列은 內部從屬的이다. 統計的 模型에서는 이러한 外部從屬的인 變數를 獨立變數로 취하여 回歸 또는 相關分析을 하게 되며, 設定된 統計的 模型은 반드시 流域의 水文反應을 物理的으로 說明할 수 있어야 된다.²⁰⁾

(2)式의 單位時間을 月 單位로 取하면 (14)式과 같다.

$$Q_i = \alpha P_i + \beta ET_i + \gamma \Delta S_i + \delta \dots \dots \dots (14)$$

여기에 ET_i을 (8)式으로, ΔS_i를 (12)式으로 代入하여 整理하면 (15)式과 같다.

$$Q_i = \frac{\alpha + a_2\beta}{1 + K_1\gamma} * P_i + \frac{K_1\gamma}{1 + K_1\gamma} * Q_{i-1} + \frac{a_1\beta K_w}{1 + K_1\gamma}$$

$$* E_{pi} + \frac{a_0\beta + \delta}{1 + K_1\gamma} \dots \dots \dots (15)$$

各變數들의 係數群은 誘發因子間的 交互作用으로서 이를 包括的인 回歸係數로 取하여 (16)式으로 나타낸다.

$$Q_i = b_0 + b_1 * P_i + b_2 * Q_{i-1} + b_3 * E_{pi} \dots \dots \dots (16)$$

(16)式은 理論的으로나, 統計的으로나 線型으로서 流域의 水文反應을 回歸係數의 變化를 통하여 概括的, 定性的, 演譯的으로 解析하고자 한다. 即 直接流出成分의 指標로 流域 降雨量, 流域 蒸發散量의 季節的 變化의 指標로 計器蒸發量을, 土壤水分變化에 따른 基底流出의 季節的 變化의 指標로 前期의 流出量을 取하여 季節的 變化의 單位時間을 旬, 月 또는 季節 單位로 이에 該當되는 模型을 設定하므로서 旬, 月 또는 季節 流出量을 推定할 수 있는 一般的인 模型으로서 물收支 因子中에서 가장 重要한 3個의 變數만으로 (Fig.6의 굵은 實線部分) 比較的인 單位時間에 대하여 單純化한 構造이다.

回歸分析은 從屬變數에 影響을 미치는 獨立變數들의 複合的인 關係를 說明할 수 있기 때문에 河川 流出量 推定^{11), 40), 104)} 融雪에 의한 季節洪水量 豫測⁸⁹⁾ 洪水量推定^{4), 88)} 乾期の 河川 流出豫測^{40), 88)} 河川 水質의 推定 및 豫測²²⁾ 降雨分析²²⁾, 蒸發散量 推定¹⁾, 等の 水文分析에 널리 利用되고 있다.

各 水文地點에서 回歸分析을 實施하여 回歸係數의 變化를 考察한다.

$$Q_i = b_0 + b_1 * P_i + b_2 * Q_{i-1} + b_3 * E_{pi} + \epsilon \dots \dots (17)$$

여기서 $\epsilon \sim N(0, I\sigma^2)$ Cov(ε_i, ε_j) = 0, i ≠ j
σ², i = j

行列式으로 나타내면

$$Q = X\beta + \epsilon, \epsilon \sim N(0, I\sigma^2) \dots \dots \dots (18)$$

여기서

$$X = \begin{pmatrix} 1 & P_1 & Q_0 & E_{p1} \\ 1 & P_2 & Q_1 & E_{p2} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ 1 & P_n & Q_{n-1} & E_{pn} \end{pmatrix}$$

β 의 最適 線型 不偏推定量(BLUE)은 이의 普通 最小自乘(OLS) 推定量 b 가 되며 $(X^T X)^{-1} X^T Q$ 이다.

한편 從屬變數 Q 가 1個 水文地點에서의 流出量이 아니고 同一水系內의 數個 水文地點의 流出量을 同時에 回歸 分析하려면 g 개의 從屬變數들을 n 번 觀測할 때에 j 번째 觀測된 從屬變數의 값들 間에는 相關關係가 存在하여, 이 時系列 資料의 從屬變數間의 交互作用은 多變量 回歸分析으로 解析한다.

$$Q_k = X_k \beta_k + \epsilon_k, \quad k=1, 2, \dots, g \dots\dots\dots(19)$$

$$\epsilon_k \sim N(0, I \sigma_k^2)$$

β 의 最適 線型 不偏 推定量은 이의 一般 最小自乘(GLS) 推定量 b^* 가 되며 $(X_k^T \Omega^{-1} X_k)^{-1} X_k^T \Omega^{-1} Q$ 이다.

本 研究에서는 使用資料의 觀測期間이 觀測地點에 따라 다르기 때문에 各 水文地點에 대하여 多重 回歸分析을 實施한다.

3. 地域化 回歸模型

流出에 影響을 미치는 因子는 크게 氣象因子와 地形因子로 大別된다.^{99),110)} 물 收支 回歸模型에서는 氣象因子만으로 單純化하여 물 收支를 分析하였다. 이 물 收支分析 結果를 無計測 河川의 月 流出量 推定에 適用하려면 各 水文地點에서의 回歸係數와 地形因子와의 關係를 찾으므로 一般化할 수 있다.

Ross¹⁰¹⁾는 17個 小流域 水文地點에서 Stanford 流出模型의 媒介變數와 流域特性과의 關係에 대한 一般化를 試圖하였으며, Joseph⁹⁹⁾은 Haan模型의 4個 媒介變數와 地形·地質因子와의 關係를 一般化한 豫測方程式을 發表하였다.

地形因子로는 流域面積, 河川延長, 流域重心까지의 河川延長, 流域平均傾斜, 緯度, 徑度等이며, 이 中 가장 重要한 因子인 流域面積과 河川延長을 無次元數로 取하여 流域形態를 자주 나타낸다.²⁰⁾ 이러한 流域特性은 水文地點에 따라 各 各 다르기 때문에 우리나라 河川에 하나의 流出公式를 一律으로 適用하는 것은 바람직하지 못하다. 또한 우리나라 四大江의 水系別 流域特性을 認定하여 水系別 流出模型을 考慮할 수 있으나, 대체로 水文地點의 流域面積이 크고 觀測地點數가 작기 때문에 水文反應이 相似인 水文地點들로 이루어진 몇 개의 群으로 地域

化 하고자 한다. 地域化 分析은 主로 回歸分析에 의하며 洪水流出^{115),116),118)}과 長期流出^{48),100)} 解析에 適用되고 있다. 本 研究에서의 地域化 分析은 多變量 分析中 Cluster 分析方法을 擇하였다. Cluster 分析은^{10),46)} 相似性에 따라 觀測值(여기서는 水文地點)를 分類하는 方法이다. 水文地點(n 個)과 流出에 影響을 미치는 流域特性因子(p 個)로 이루어진 $(p \times n)$ 行列로 부터 $(n \times n)$ 相關行列을 計算하며, 이 $(n \times n)$ 行列을 相似行列로 使用하여, 高度의 相關關係를 가진 한 쌍의 地點을 하나의 要素로 看做한다. 이를 反復하여 새로운 小規模 相似行列로 줄여 가므로서 n 個의 水文地點을 流域特性이 서로 다른 몇 개의 群으로 分類한다. 같은 群에 屬한 水文地點들의 流域特性은 相似로 取扱한다. 各 地域群別로 回歸係數(b_1, b_2, b_3)와 有意性이 큰 流域特性因子를 stepwise 回歸分析에 의하여 選擇하여, 回歸係數 豫測方程式인 地域化 回歸模型을 設定하였고, 模型의 構造는 Fig.6의 굵은 實線部分이다. 이 方法은 氣象·地形因子의 모든 變數들에 대하여 stepwise 回歸分析으로 組織的으로만 解析하는 方法보다 水文反應을 보다 具體的으로 一般化 할 수 있다.

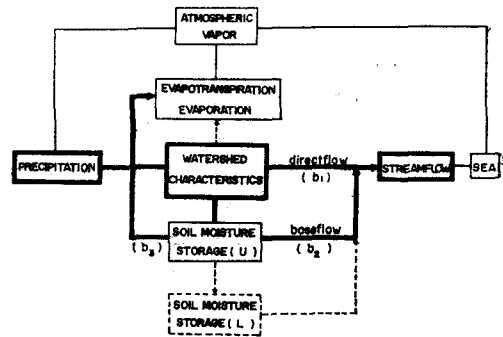


Fig. 6. Modeling structure of simplified water-balance in watershed

Ⅲ. 地域化 回歸模型의 開發

Ⅱ章의 地域化 模型의 基本理論을 우리나라 河川의 大小 33個 水文地點에 適用하였다. (Fig.7 參照) 各 水文地點에서 最適當 물 收支 回歸係數를 決定하고, Cluster 分析에 依하여 地域化하고, 各 地域群別로 Stepwise 回歸分析으로 流域特性을 考慮한 地域化 回歸模型을 開發하였다. 統計分析과 電算作業은 Hp-3000 시스템으로 處理하였다.

1. 使用資料

가. 流域概要

우리나라는 花崗岩과 花崗片麻岩이 主岩을 이루고 其他 堆積岩 또는 變成岩이 조금씩 分散되어 있다. 氣候는 多濕 溫帶性으로, 多雨期인 여름은 海洋性 高氣壓圈에 들어 高溫多濕의 亞熱帶性이며, 겨울은 大陸性 氣候의 影響으로 寒冷乾燥하다. 다른 季節는 半 乾燥性 氣候로서 이러한 두 氣候의 交叉로 여름 雨期에 年 降雨量의 70%가 偏重되기 때문에 地表 및 地下水資源 開發에 커다란 影響을 주는 氣候의 特性을 가진다. 우리나라는 北緯 33°6'~38°30', 東經 124°11'~131°52' 사이에 位置하며 98,934 km²의 流域은 太白, 小白, 車嶺, 蘆嶺山脈에 依하여 流域區分되어 漢江, 錦江, 洛東江, 榮山江, 蟾津江, 安城川 등이 主河川을 이루고 있으며, 土地利用狀態⁸³⁾는 1981年 現在 山林面積 66%, 畝 13%, 田 9%, 其他 12%로 되어 있다.

나. 氣象·水文資料

1) 流出量 資料

우리나라는 1904年 부터 河川水位를 觀測하기 始作하여 現在는 比較의 大流域의 221個 水文地點에서 水位를 觀測하며, 最近에는 IHD⁸⁰⁾, IHP⁸⁴⁾ 事業으로 小流域 代表試驗流域 調查를 하고 있다.

建設部는 1977~1978年에 實施한 새마을 事業 水文調查⁷⁸⁾에서 流出 觀測資料를 分析·評價하여 우리나라 74個 水位·流量 觀測地點中에서 23個所의 日 또는 月 平均 流出量과 34個所의 洪水 流出量을 提示하였다. 따라서 本 研究에서는 建設部⁷⁸⁾, ⁸⁰⁾, ⁸²⁾ 管轄 水文地點 23個所와 農水產部·農業振興公社⁷⁹⁾, ⁷⁴⁾에서 觀測蒐集한 比較의 小流域의 水文地點 10個所 等 33個 水文地點의 1962~1976年사이의 資料를 使用하였다. 그리고 日 平均 流出量을 流出深으로 換算하여 合算한 月 平均 流出深을 使用하였다.

2) 氣象資料

降雨量 및 蒸發量은 中央氣象臺 氣象月報²⁴⁾를 使用하였다. 流域 降雨量은 Thiessen方法으로 求하였다. 分析에 使用한 降雨觀測所는 漢江水系 31個所, 錦江水系 22個所, 洛東江水系 51個所, 榮山江水系 15個所, 蟾津江水系 14個所, 安城川水系 4個所 等 137個所이다. 蒸發量은 小型 計器蒸發量을 使用하였으며 漢江水系 10個所, 錦江水系 12個所, 洛東江 19個所, 榮山江水系 5個所, 蟾津江水系 4個所, 安城川水系 3個所 等 53個所의 資料를 使用하였다.

3) 其他

水文地點의 流域面積, 河川延長, 緯度, 經度, 最高標高, 最低標高, 流域平均傾斜, 形狀係數의 逆數 等 流域特性因子는 地形圖로 부터 求하였다.

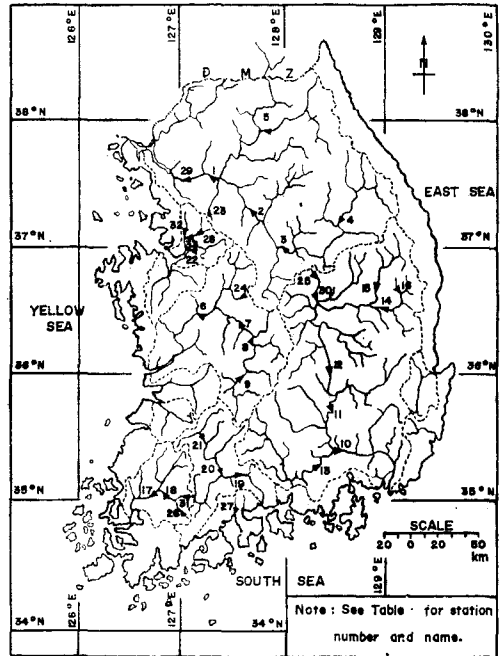


Fig. 7. Gauging station locations

2. 물收支 回歸模型의 分析結果 및 考察

가. 模型의 設定

從屬變數에 影響을 미치는 獨立變數들의 線型的인 合인 (16)式的 回歸模型을 33個 水文地點에서 分析한 結果, 諸 統計量은 Table-4와 같다.

나. 模型의 檢定

統計의 判定基準에 따라 相關係數, 回歸係數의 有意性檢定, 分散分析 및 推定值 標準誤差를 檢討하였으며 그 結果는 Table-4와 같다.

相關係數는 0.754~0.988사이의 高度의 有意性을 나타내고 있으나 月 流出量資料의 歪曲度 때문에 相關係數만으로 有意性을 過信해서는 안된다. ⁸⁷⁾, ¹⁰⁴⁾ 決定係數로 볼 때 33個 水文地點中 17個所에서 約 90%, 9個所에서 約 80%, 7個所에서 約 70%以上의 月 流出量 變異를 解析할 수 있다.

回歸係數의 有意性 檢定에서는 b_1 은 33個 모두에서 1.0%水準에서, b_2 는 4個所에서 1%, 18個所에서 5%水準에서, b_3 는 17個所에서 1%, 8個所에서 5%

Table-4. Summary of multiple regression analysis.

Name of watershed	Sta. No.	Name of station	Calibration period	Mean	S_y	S_e	b_c	b_1	b_2	b_3	r	F
Han	(29)	Indogyo	1962~1965	61.8	84.5	28.2	2.2	0.575**	0.279**	-0.143*	0.947	128.2
	1	Goan 2	1966~1968	67.2	103.8	33.8	6.1	0.701**	0.112*	-0.213**	0.952	102.8
	2	Yeoju	1962~1965	66.5	93.2	20.2	8.6	0.678**	0.082*	-0.207**	0.978	325.1
	3	Chungju	1962~1965	70.7	102.8	24.3	5.1	0.765**	0.060+	-0.218**	0.974	270.8
	4	Yeongweol	1962~1964	83.2	116.1	23.1	-3.3	0.790**	0.050++	-0.098+	0.975	291.9
	5	Soyang	1974~1976	58.7	86.8	20.3	-3.7	0.830**	0.089*	-0.137*	0.975	207.3
Geum	6	Gongju	1967~1971	59.0	70.0	31.8	8.9	0.631**	0.171**	-0.249**	0.889	78.2
	7	Songpo	1967~1971	56.8	66.5	29.8	11.2	0.634**	0.120*	-0.233**	0.908	89.7
	8	Ogcheon	1966~1969	55.8	70.4	30.0	7.2	0.677**	0.070+	-0.232**	0.916	53.6
	9	Yongdam	1972~1976	64.3	59.4	18.0	6.2	0.687**	0.061+	-0.141*	0.955	196.7
Nakdong	10	Jindong	1966~1968	31.1	37.5	23.2	9.4	0.533**	0.124*	-0.241**	0.811	20.5
	11	Hyeonpung	1970~1972	43.3	51.0	12.1	-2.1	0.583**	0.175**	-0.240**	0.975	202.5
	12	Waegwan	1962~1966	30.3	36.2	22.7	8.1	0.581**	0.127*	-0.227**	0.808	18.8
	13	Jeongam	1966~1968	40.3	54.0	26.7	12.7	0.631**	0.070++	-0.366**	0.888	38.4
	14	Imha	1972~1975	66.6	59.8	29.4	11.4	0.658**	0.102*	-0.107+	0.880	64.2
	15	Yean	1969~1971	51.7	64.8	22.3	-3.2	0.663**	0.080*	-0.100+	0.947	90.6
	16	Yeongyang	1970~1972	63.0	69.1	12.6	4.7	0.783**	0.072*	-0.368**	0.986	235.5
(30)	Sanyang	1974~1975	77.4	93.4	24.0	-3.7	0.721**	0.081*	-0.084+	0.960	120.5	
Yeongsan	17	Naju	1972~1975	73.7	78.3	25.5	1.5	0.651**	0.134*	-0.168*	0.950	135.6
	18	Nampyeong	1973~1975	84.6	97.7	17.5	-12.8	0.801**	0.137*	-0.100+	0.986	351.1
Seomjin	19	Songjeong	1973~1976	52.0	57.3	23.5	2.7	0.570**	0.156*	-0.252**	0.919	80.5
	20	Abrog	1973~1976	56.7	73.8	32.3	-2.6	0.626**	0.148*	-0.250**	0.930	34.3
	21	Seomjin	1973~1976	59.3	67.9	31.9	-3.0	0.699**	0.056++	-0.134*	0.950	49.5
Anseong	22	Yucheon	1970~1972	63.2	93.6	19.6	-7.6	0.684**	0.138*	-0.126*	0.980	265.4
Tributary	23	Gyeongan	1969~1971	104.4	137.0	25.1	0.0	0.930**	0.040+	-0.321**	0.985	345.5
	24	Goeun	1973~1975	46.1	62.9	29.7	0.0	0.830**	0.170**	-0.340**	0.896	39.4
	25	Supyeong	1974~1975	77.2	80.6	24.0	0.0	0.720**	0.070++	-0.040++	0.894	120.5
	26	Ipgyo	1974~1975	95.2	101.9	19.6	0.0	0.810**	0.087++	-0.250**	0.986	183.6
	27	Yangyulgyo	1970~1972	93.8	110.2	35.3	0.0	0.683**	0.169*	-0.190*	0.953	106.4
	28	Idong	1966~1968	81.1	98.9	25.1	0.0	0.630**	0.090*	-0.090++	0.970	243.3
	(31)	Whasun	1974~1975	93.4	103.1	29.1	0.0	0.830**	0.046++	-0.186*	0.967	82.3
	(32)	Songsan	1970~1972	63.2	101.2	35.0	0.0	0.653**	0.141*	-0.139*	0.989	120.0
	(33)	Hoewha	1970~1972	68.7	108.9	36.0	0.0	0.700**	0.110+	-0.230**	0.754	15.0

() Excluded for regional analysis, Level of significance **1.0% *5.0% +10.0% ++20.0%

水準에서 有意性을 나타내고 있다.

分散分析 結果, F値는 모두 1% 水準에서 有意性이 있다. 推定值 標準誤差(S_e)는 回歸方程式이 誤差分散을 크게 줄일 수 있는지는 觀測值 標準誤差와의 比(S_e/S_y) 또는 觀測值 平均과의 比(S_e/Y)로 判断한다. 이들 값이 各各 18~63%, 21~75% 사이에 있어 推定值 標準誤差는 相當히 작다.

한편 從屬變數와 殘差, 各 獨立變數와 殘差 間的 散布圖에 依하여 殘差를 檢討한 結果, 設定된 回歸模型의 假定과 變數의 選擇 및 變換이 適合한 것으로 判断되며²⁾ 標本例로 洛東江 倭館地點의 散布圖는 Fig.8과 같다.

다. 模型의 考察

河川 流出量의 물 收支를 降雨量, 蒸發散量, 土

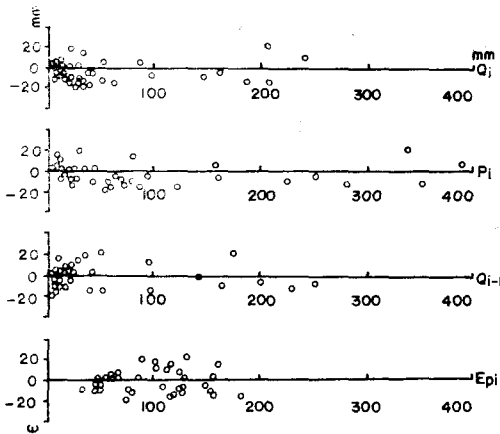


Fig. 8. Scatter diagram of residuals at Waegwan station

壤水分變化量으로 單純化하여, 이를 降雨量, 計器蒸發量, 前期流出量의 變數로 回歸模型化 하므로서 回歸係數를 통하여 다음과 같은 流域水文反應의 一般化 傾向을 考察하였다.

回歸係數 b_1 은 降雨中에서 遮斷, 地表貯溜量 및 河道損失을 直接 流出成分의 指標로서 水系別로 下流流域面積이 커짐에 따라 b_1 값은 작아진다.

回歸係數 b_2 는 土壤水分變化에 따른 流出遲滯를 나타내는 基底 流出的 指標로서 流域面積이 커지고 流域 平均傾斜가 緩慢할 수록 流域의 貯溜能이 커지므로 b_2 값도 커진다.

回歸係數 b_3 는 土壤水分과 土壤被覆狀態에 따른 流域 蒸發散에 의한 損失의 指標로서 下流 流域面積이 커짐에 따라 地表 및 地下 貯溜能과 裸地表面이 커지므로 b_3 값도 커진다.

이들 回歸係數들은 獨立變數들의 交互作用에 의한 流域의 水文反應을 概括的, 定性的, 演譯的으로 解析할 수 있어, 이를 바탕으로 模型의 一般化가 可能하다. 降雨日數가 많은 달은 대체로 計器蒸發量이 적으므로 큰 流出이 發生하며, 前달의 流出이 많았으면 그 달에 降雨가 없어도 基底流出이 나타나는 流出的 季節的 變化를 解析할 수 없다.

또한 獨立變數들의 從屬變數에 대한 相對的 寄與度를 나타내는 Beta Coeff.를 檢討한 結果¹²⁾ 月流出量에 미치는 寄與度는 降雨量이 80%, 前달의 流出量이 9%, 蒸發量이 11%程度이다.

3. 地域化 模型의 分析結果 및 考察

물收支 回歸方程式의 各 回歸係數로부터 流域特性을 考慮한 地域化 回歸模型을 開發하기 위하여 小流域 水文地點을 除外한 22個 水文地點에 대하여 流域面積(A), 流域平均傾斜(A_s), 形狀係數의 逆數($CS : L^2/A^{80}$), 緯度(ALATI), 經度(LO), 水文地點의 最高標高(EMAX), 最低標高(EMIN) 등 7個의 流域特性因子를 選擇하여 stepwise 回歸分析과 cluster分析을 實施하였다.

가. stepwise 回歸分析

물 收支回歸係數들과 高度의 有意性을 가지는 流

Table-5. Correlation matrix of watershed characteristics on regression co-efficients b_1 , b_2 and b_3

Var.	b_1	1	2	3	4	5	6	7
b_1	1.000	-.512	.535	-.298	.306	-.144	-.508	.469
1	-.512	1.000	-.648	.062	.199	-.027	.449	-.480
2	.535	-.648	1.000	-.181	.153	.374	-.210	.676
3	-.298	.062	-.181	1.000	.284	-.003	.562	-.261
4	.306	.199	.153	.284	1.000	.292	.500	.415
5	-.144	-.027	.374	-.003	.292	1.000	.345	.444
6	-.508	.449	-.210	.562	.500	.345	1.000	.087
7	.469	-.480	.676	-.261	.415	.444	.087	1.000
Var.	b_2	1	2	3	4	5	6	7
b_2	1.000	.531	-.490	.063	-.183	-.381	-.052	-.649
Var.	b_3	1	2	3	4	5	6	7
b_3	1.000	-.487	.669	-.142	.277	.462	-.085	.718

韓國河川의 月 流出量推定을 위한 地域化 回歸模型

域特性因子와의 關係를 찾기 위한 相關行列은 Table-5와 같다.

1) 回歸係數 b_1 과 流域特性因子와의 關係

回歸係數 b_1 은 緯도가 높고 流域平均傾斜가 급하면 커지므로 漢江水系가 洛東江水系보다, 高地帶가 低地帶보다 直接流出이 크다는 流域水文反應을 Table-6에서 알 수 있다. 또한 流域面積, 徑도가 크고 流域形態가 細長하면 直接流出率이 작아지는 것을 Table-5에서 알 수 있다.

2) 回歸係數 b_2 와 流域特性因子와의 關係

回歸係數 b_2 는 下流, 流域面積이 커지면 基底流出이 커진다는 流域水文反應을 Table-7에서 알 수 있다. 또한 流域平均傾斜, 緯度, 徑度, 最高標高가 커지면 基底流出은 작아지고, 流域形態가 細長할 수록 基底流出은 커짐을 Table-5에서 알 수 있다.

3) 回歸係數 b_3 와 流域特性因子와의 關係

回歸係數 b_3 는 水文地點의 標高와 流域平均傾斜가 작을수록 蒸發散 損失이 크다는 流域水文反應을 Table-8에서 알 수 있다. 또한 流域面積, 最高標高가 크고 流域形態가 細長하며, 緯度, 徑도가 작아

Table-6. Step-wised regression coefficients for b_1 parameter

Step	Variable entered	\bar{R}^2	\bar{S}_e	Int.	Regr. coeff.	S_e	Computed t-value	Remark
1	2	0.535	0.075	0.5958	0.03018	0.01124	2.685	
2	2	0.647	0.070	0.7746	0.02529	0.01039	2.434	
	6				-0.00012	0.00005	-2.248	
3	2	0.841	0.051	-1.6408	0.01538	0.00774	1.985	Chosen
	6				-0.00022	0.00005	-4.957	
	4				0.07151	0.01700	4.207	
4	2	0.860	0.050	2.2293	0.02197	0.00829	2.652	
	6				-0.00019	0.00005	-4.113	
	4				0.07150	0.01607	4.448	
	5				-0.03074	0.01807	-1.701	

Table-7. Step-wised regression coefficients for b_2 parameter

Step	Variable entered	\bar{R}^2	\bar{S}_e	Int.	Regr. coeff.	S_e	Computed t-value	Remark
1	7	0.649	0.028	0.1208	-0.00034	0.00009	-3.620	
2	7	0.675	0.028	0.1074	-0.00027	0.00010	-2.579	Chosen
	1				0.00000	0.00000	1.439	
3	7	0.674	0.029	1.3546	-0.00021	0.00012	-1.772	
	1				0.00000	0.00000	1.620	
	3				-0.00979	0.01025	-0.955	

Table-8. Step-wised regression coefficients for b_3 parameter

Step	Variable entered	\bar{R}^2	\bar{S}_e	Int.	Regr. coeff.	S_e	Computed t-value	Remark
1	7	0.718	0.040	-0.2266	0.00058	0.00013	4.375	
2	7	0.744	0.039	-0.2482	0.00040	0.00017	2.287	Chosen
	2				0.01227	0.00777	1.580	
3	7	0.740	0.041	-1.7485	0.00036	0.00018	1.944	
	2				0.01154	0.00789	1.463	
	5				0.01176	0.01409	0.835	

지면 流域 蒸發散量은 커짐을 Table-5에서 알 수 있다.

4) 截片 b_0 .

截片 b_0 는 誤差와 함께 回歸係數로 解析되지 않는 變異를 包容하고 있다. b_0 는 流域特性에 따라 秩序 있게 變하지 않고, 그 變異는 相對的으로 작기 때문에 一般化하기 위하여 地域群別로 平均値를 擇하였다. 200km² 以下の Group IV에서는 截片의 變異幅이 크므로 截片없는 豫測方程式을 設定하였다.

나. Cluster 分析

流域特性因子가 相似인 水文地點들로 地域化 分析을 實施한 結果, Fig.9의 Dendrogram에서와 같이 三個群으로 分類하는 것이 適合한 것으로 나타났다.

Cluster No.1은 漢江과 洛東江의 下流部 流域規模 10,000km² 以上인 大流域 水文地點들이 屬하는 第一群이다.

Cluster No.2는 漢江과 洛東江의 上流部, 錦江과 蟾津江 下流部の 流域規模 2,200~10,000km²사이의 水文地點이 屬하는 第二群이다.

Cluster No.3은 漢江과 洛東江의 支流, 錦江과 蟾津江의 上流部, 榮山江과 安城川의 本流 流域規

模 200~2,200km²사이의 水文地點이 屬하는 第三群이다.

各 水系의 流域規模 200km² 以下인 小流域 水文地點들을 第四群으로 한다.

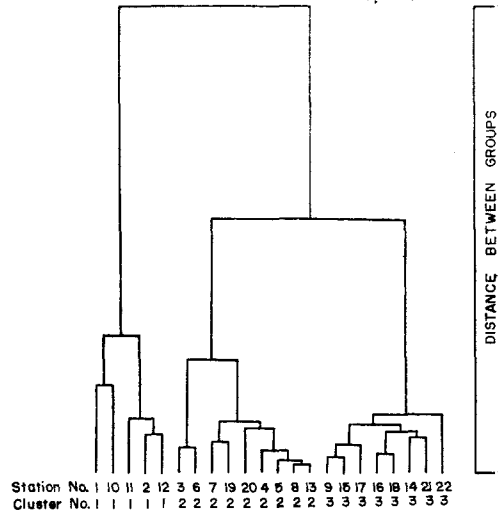


Fig. 9. A dendrogram where three clusters are apparent

Table-9. Prediction equation for regional coefficients and applicable regions

Group	Applicable regions	Prediction equation for regional coefficients	R ²
I	Large watersheds with drainage area greater than 10,000km ² . Downstream part of main Han river (Goan, Yeosu) Downstream part of main Nakdong river (Jindong, Hyeonpung, Waegwan)	$b_0 = 10.0$ $b_1 = -2.1053 + 0.0201AS + 0.0738ALATI$ $b_2 = 0.0972 - 8.0E-04EMIN + 2.4E-06A$ $b_3 = -0.1864 + 0.00134EMIN - 0.0475AS$	0.996 0.660 0.901
II	Watersheds with drainage area between 2,200 and 10,000km ² Upstream part of main Han river (Chungju, Yeongweol, Soyang) Downstream part of main Geum river (Gongju, Songpo, Ogcheon) Tributaries of Nakdong river (Jeongam) Downstream part of main Seomjin river (Songjeong, Abrog)	$b_0 = 8.0$ $b_1 = -2.6988 + 0.0537AS + 0.0896ALATI$ $b_2 = 0.1978 - 8.9E-04EMIN - 7.8E-06A$ $b_3 = -0.3335 + 6.3E-04EMIN + 0.0374AS$	0.842 0.748 0.754
III	Watersheds with drainage area between 200 and 2,200km ² Tributaries of Han river	$b_0 = 6.0$ $b_1 = 1.4069 + 0.0430AS - 1.2E-04EMAX - 0.021ALATI$	0.855

韓國河川의 月 流出量推定을 위한 地域化 回歸模型

Group	Applicable regions	Prediction equation for regional coefficients	R ²
III	Upstream part of Geum river (Yongdam)	$b_0 = 0.11526 - 4.3E-04EMIN + 1.2E-05A$	0.795
	Tributaries of Nakdong river (Imha, Yean, Yeongyang)	$b_0 = -0.2079 - 8.4E-05EMIN + 0.01754AS$	0.779
	Main stream of Yeongsan river (Naju, Nampyeong)		
	Upstream part of Seomjin river (Seomjin)		
	Main stream of Anseongcheon (Yucheon)		
IV	Small watersheds with drainage area less than 200km ² .	$b_0 = 0.0$	0.416
	Small tributaries in all river (Gyeongan, Goeun, Supyeong, Ipygo, Idong, Yangyulgyo)	$b_1 = 0.7303 + 0.0216AS - 1.2E-04EMAX$	0.620
		$b_2 = 0.0919 - 2.8E-04EMIN + 4.2E-04A$	0.620
		$b_3 = -0.1508 + 0.0027EMIN - 0.0624AS$	0.620
	Regionalized Regression Model for Monthly Streamflow	$Q(I) = b_0 + b_1 * P(I) + b_2 * Q(I-1) + b_3 * E_p(I)$	

다. 地域化 回歸模型의 開發

Cluster分析으로 地域化한 4個群別로 물 收支 回歸係數와 各項의 stepwise分析 結果에 따른 流域特性因子와의 關係인 豫測方程式을 設定하여 Table-9의 地域化 回歸模型을 開發하였다.

라. 地域化 回歸模型의 考察

地域化 回歸模型에 依한 各 水文地點의 推定值에 대하여 觀測值와의 相關係數(r), 回歸直線의 傾斜(S), 推定值 標準誤差(Se), 年 流出量의 平均值와 標準偏差의 百分率誤差(%)等 統計的 檢定을 實施하였으며, 우리나라에서 主로 使用되고 있는 梶山公式의 推定值와도 比較한 바 Table-10과 같다. 結果가 極히 不良한 蟾津地點을 除外하고 考察하였다.

相關係數는 0.880~0.986範圍에 있어 梶山公式에 依한 推定值의 0.878~0.993과 함께 모두 高度의 有意性을 나타내고 있다.

回歸直線의 傾斜는 0.818~1.251 範圍에서 約±10%誤差範圍로 等價線에 分散되어 있으나 (Fig. 15, 16) 梶山公式에 依한 推定值는 0.559~1.104 範圍에서 約 -5~+20% 誤差範圍에 있어 梶山公式에 依한 推定值는 相當히 過大하게 推定되는 傾向을 나타내고 있다. 推定值 標準誤差와 年 流出量의 平均值 및 標準偏差의 百分率 誤差도 좋은 結果를 나타내고 있다. (Table-10 參照) 地域化 回歸模型

으로 推定된 月 流出量中에서 水系別, 地域群을 考慮하여 漢江, 錦江, 洛東江, 榮山江, 安城川의 1個所씩 5個所의 月 流出量圖는 Fig.10~14와 같다.

이러한 統計的 檢定結果는 Haan模型等 外國의 研究結果(Table-11)와 비슷한 傾向이다. 流出 模型의 適合性을 判定할 수 있는 一般의 基準는 없으나 앞에서 考察한 바와 같이 다음의 基本假定下에서 本地化 回歸模型은 一般的으로 滿足한 模型으로 評價할 수 있다.

- ① 月末頃의 降雨는 流域의 크기, 流路延長에 따라 流出遲滯時間을 考慮하여 調整한다.
- ② 融雪에 依한 流出遲滯는 無視한다.
- ③ 地下水移動에 依한 損失은 無視한다.
- ④ 降雨一流出의 水文反應은 正常的이다.
- ⑤ 回歸係數를 推定하는데 使用된 모든 資料는 그 流域을 代表한다.

比較的 長期記錄을 가진 10個所 (Table-3 參照)의 月 平均 觀測值와 推定值의 月別 相對誤差는 11月~6月の 渴水期에 크며, 7月~9月の 洪水期에는 작기 때문에 絕對誤差는 比較的 작다. (Fig.17 參照) 1,2月은 降雪에 의한 流出遲滯로 約 20%, 5,6月은 移秧用水를 위한 導水로 約 20~35% 程度 크게 推定되는 것으로 判斷되어, 降雪과 農業用水에 대한 調査研究가 이루어지면 더욱 改善된 具體的이고 定量的인 模型을 開發할 수 있을 것이다.

Table-10. Summary of monthly streamflow verification results

No.	Name of station	r		slope		%e				S _e		Intercept	
		R	G	R	G	Mean		Std.	Dev.	R	G	R	G
						R	G						
1	Goan 2	0.941	0.958	1.112	0.858	9.8	5.8	30.3	25.7	40.9	34.2	-4.7	3.6
2	Yeaju	0.952	0.969	0.989	0.803	0.1	5.3	0.1	3.2	24.1	29.2	7.6	9.8
3	Chungju	0.937	0.942	1.034	0.930	1.4	2.4	7.2	13.7	32.3	31.0	0.0	7.6
4	Yeongweol	0.950	0.878	0.989	0.816	8.4	5.6	5.2	5.2	31.9	48.0	-5.5	9.9
5	Soyang	0.975	0.983	1.075	1.007	2.4	5.8	2.4	27.0	20.2	16.5	-3.1	3.1
6	Gongju	0.918	0.912	1.105	0.770	10.6	15.0	24.0	25.0	28.2	33.6	2.0	6.8
7	Songpo	0.903	0.923	1.096	0.918	0.0	14.5	0.2	41.5	33.7	32.3	-4.4	-3.3
8	Ogcheon	0.937	0.934	1.154	0.925	4.3	11.1	38.0	32.1	34.6	30.6	-6.3	-3.0
9	Yongdam	0.950	0.955	1.040	0.850	2.5	0.1	12.3	9.5	25.0	27.3	5.3	9.8
10	Jindong	0.936	0.930	0.941	0.842	2.8	14.1	1.2	18.6	20.4	25.2	3.4	1.8
11	Hyeonpung	0.954	0.974	0.935	0.811	0.7	14.4	21.8	9.4	10.9	17.6	0.6	2.9
12	Waegwan	0.956	0.940	1.015	0.890	0.1	11.6	12.8	11.0	16.7	21.3	6.4	1.6
13	Jeongam	0.911	0.886	1.251	0.864	15.1	23.3	42.1	20.5	50.1	44.5	-9.0	-6.3
14	Imha	0.888	0.952	1.037	0.920	8.9	8.9	4.4	25.4	47.3	51.0	6.3	0.9
15	Yean	0.914	0.914	0.895	0.939	16.5	8.3	26.5	26.5	28.3	26.6	-5.0	0.9
16	Yeongyang	0.986	0.993	0.950	0.937	5.0	6.8	2.0	13.7	12.5	10.5	0.1	8.0
17	Naju	0.921	0.877	1.018	0.840	2.3	7.5	15.1	20.0	36.4	36.5	2.7	4.7
18	Nampyeong	0.979	0.973	1.161	0.986	5.2	10.2	3.3	2.7	23.3	22.9	-8.3	7.2
19	Songjeong	0.860	0.851	1.056	0.682	8.8	21.3	42.9	22.3	33.4	43.4	2.2	10.2
20	Abrog	0.830	0.822	0.832	0.559	20.9	50.8	21.5	8.3	34.7	54.9	-0.3	7.2
21	Seomjin	0.619	0.602	0.537	0.448	38.9	21.6	8.1	2.8	65.0	69.6	11.0	23.0
22	Yucheon	0.982	0.975	0.978	0.791	16.9	8.0	56.0	1.4	20.4	32.1	-9.1	9.2
23	Gyeongang	0.986	0.992	1.042	1.104	2.8	7.2	42.0	12.2	23.9	25.9	-7.6	-2.9
24	Goeun	0.880	0.906	1.010	1.158	1.1	12.5	81.5	78.9	28.7	27.4	0.1	-0.6
25	Supyeong	0.952	0.939	0.818	0.752	3.2	9.7	28.5	7.0	29.8	37.5	16.1	24.9
26	Ipyo	0.984	0.988	1.030	0.919	2.1	9.3	37.6	30.0	19.1	18.4	-0.8	5.0
27	Yangyulgyo	0.963	0.953	0.923	0.800	12.3	4.8	64.4	60.9	33.1	42.5	7.8	15.3
28	Idong	0.940	0.938	0.948	0.827	8.3	10.5	92.5	67.2	26.1	27.7	-1.4	4.7

R:Regionalized Regression Model. G:Gajiyama formular.

Table-11. Comparison of statistical results in verification stage with those of Gajiyama formular and of other models applied in United States

Model		r	s	%e	S _e	No. Sta.	Drainage Area km ²
Name	Type						
RRM Gajiyama	Monthly	0.880~0.986(16)	0.818~1.251(22)	0.1~38.9(21)	10.9~65.0(18)	28	9~23,880
	Monthly	0.878~0.993(12)	0.559~1.104 (6)	0.1~50.8(7)	10.5~69.6(10)	28	9~23,880
C.T.Haan	Monthly	0.700~0.980	0.710~1.380	0.07~21.1	—	46.	04~1,125
USDAHL	Daily	0.850~0.930	0.950~1.120	0.01~27.3	—	3	4~.8
TVA	Daily	0.790~0.930	0.960~1.158	—	—	6	2.2~6.55

() refers to No. of stations having better results among 28 stations between two methods.

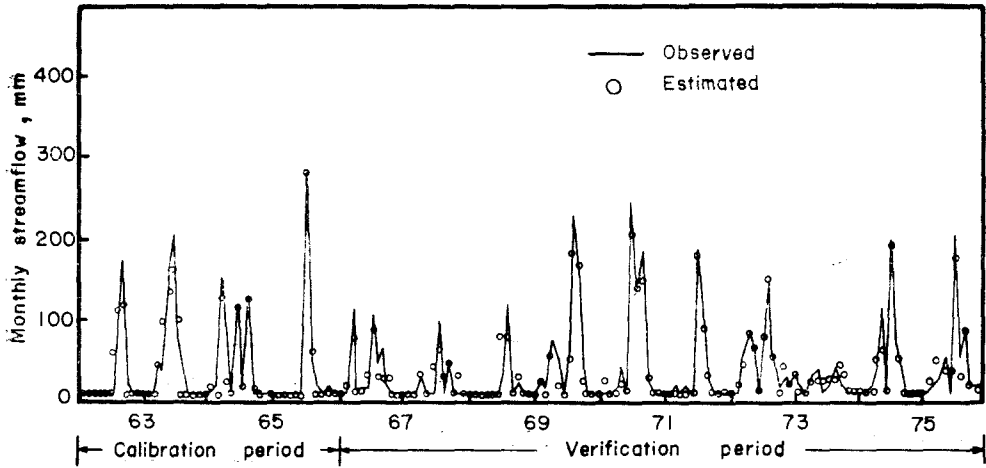


Fig. 10. Monthly streamflow hydrograph in verification stage at Waegwan (Group I) station in Nakdong riverbasin

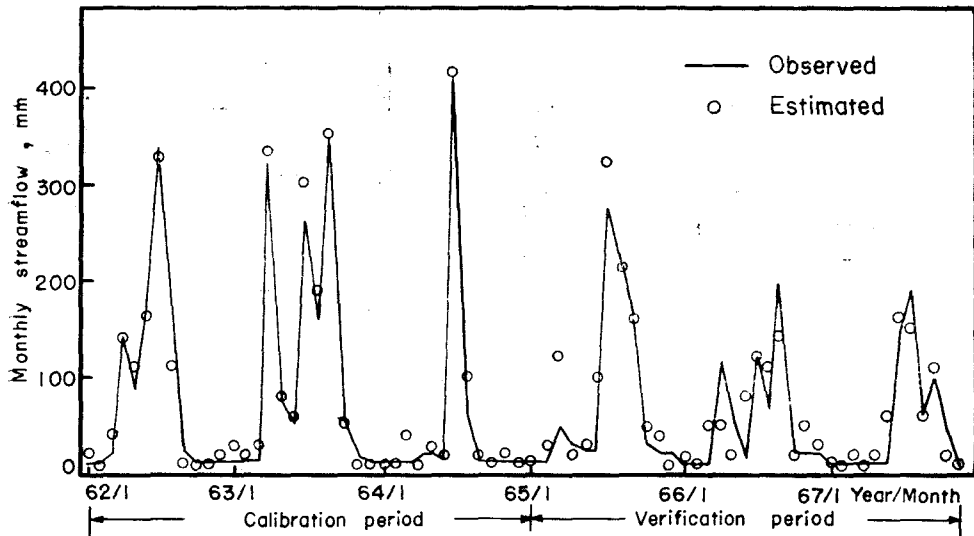


Fig. 11. Monthly streamflow hydrograph in verification stage at Yeongweol (Group II) station in Han riverbasin

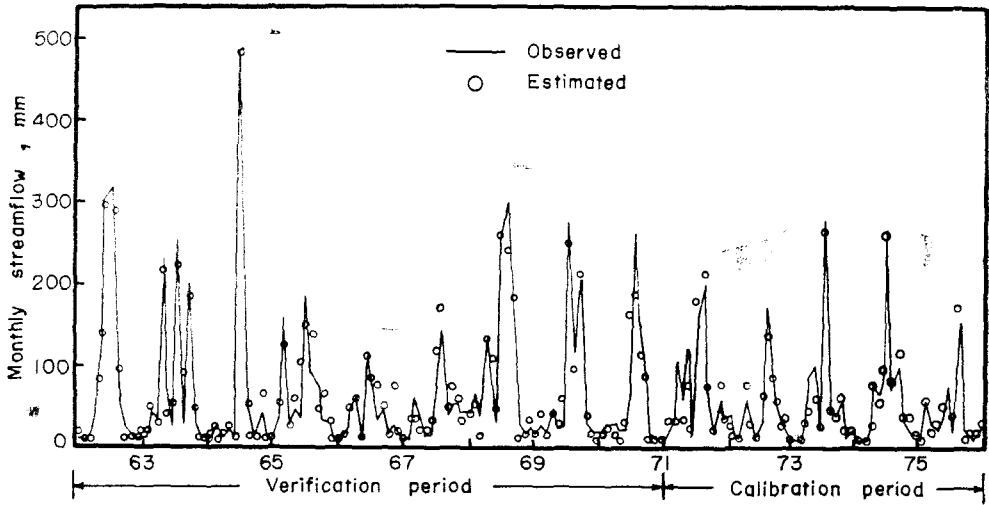


Fig. 12. Monthly streamflow hydrograph in verification stage at Yongdom(Group II) station in Geum riverbasin

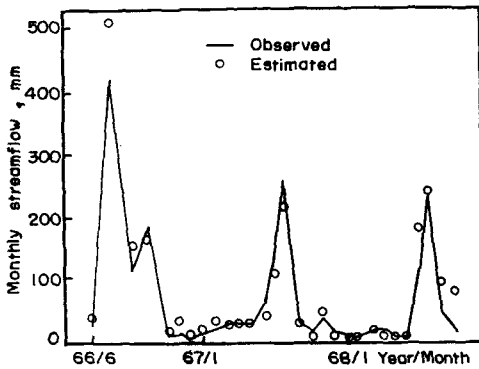


Fig. 13. Monthly streamflow hydrograph in verification stage at Nampyeong (Group II) in Yeongsan riverbasin

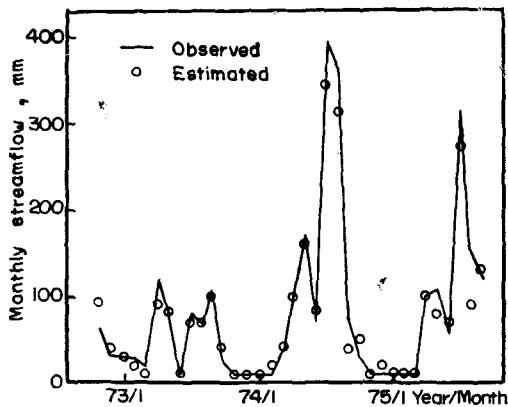


Fig. 14. Monthly streamflow hydrograph in verification stage at Idong (Group IV) in Anseongcheon riverbasin

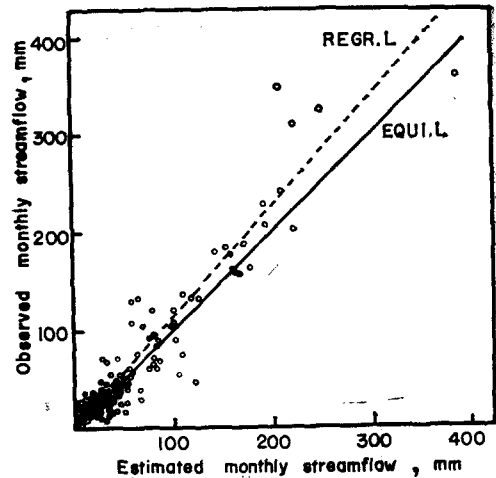


Fig. 15. Observed versus Estimated monthly streamflow by RRM at Gongju station

IV. 結論 및 要約

供給水量的 安定化와 河川水質의 保全을 위한 多目的댐, 河口的 淡水湖化 및 水系別 大型댐 建設等 水資源開發事業의 基本計劃, 設計 및 管理에 있어 河川의 月 流出量 推定은 가장 根本的이고 重要한 問題이다.

長期 流出量 解析 模型은 물 收支分析에 基盤을 두고 있으며, 河川의 流出量과 降雨量, 蒸發散量, 土壤水分 貯留量 等 誘發因子와의 關係는 回歸分析으로 解析 可能하다.

이물 收支와 回歸分析의 基本理論을 우리나라 33

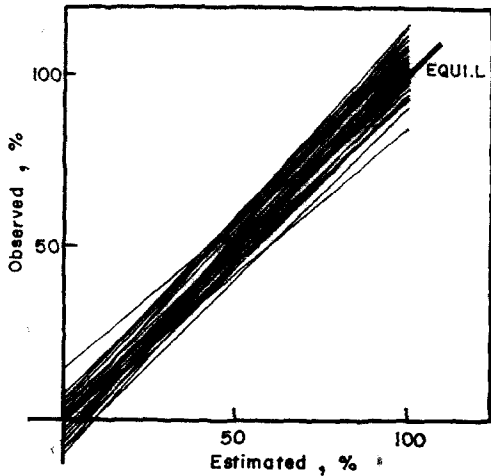


Fig. 16. Comparison of regression slopes of RRM with equivalent line at 28 stations

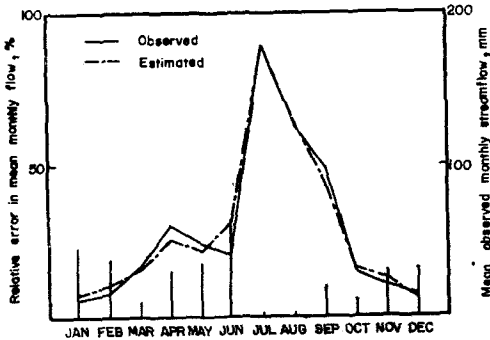


Fig. 17. Analysis of the impact of month on error in estimated monthly stream-flow values

個 水文地點에 適用하여 地域化 回歸模型을 開發하였다.

이 模型은 우리나라의 어느 河川에서나 月 流出量을 推定하여, 水資源開發 特히 灌溉를 위한 計劃設計 및 管理의 基礎資料로 活用될 수 있을 것이며 要約하면 다음과 같다.

1. 河川 流出量의 水 收支를 降雨量, 蒸發散量, 土壤水分變化量으로 單純化하고, 流域降雨量, 計器蒸發量, 前期流出量을 變數로 하여 回歸模型化 하였다.
2. 回歸模型에 있어서 回歸係數의 有意水準이나 水文反應의 物理的 意味로 볼 때, 理論的으로 統計的으로 線型合의 模型이 가장 適合하였다.

$$Q_i = b_0 + b_1 * P_i + b_2 * Q_{i-1} + b_3 * E_{P_i}$$

3. 回歸係數들로 流域의 水文反應을 概括的, 定性的, 演譯的으로 解析할 수 있다. 即,

b_1 은 降雨中에서 遮斷, 地表貯留量 및 河道 損失을 直接 流出成分의 指標로,

b_2 는 土壤水分 變化에 따른 流出遲滯를 나타내는 基底流出의 指標로,

b_3 은 土壤水分과 土壤被覆狀態에 따른 流域蒸發散에 의한 損失의 指標로 取하여 流域의 水文反應을 解析하였다.

4. 變數들이 月 流出量에 影響을 미치는 重要度를 나타내는 相對的 寄與度로 볼때, 降雨量이 約 80%, 前달의 流出量이 9%, 蒸發量이 11% 程度이며, 水 收支 回歸模型으로 流出의 季節的 變化를 解析할 수 있었다.

5. 우리나라의 33個 水文地點을 Cluster分析으로 流域特性이 相似인 4個群으로 地域化한 結果,

第一群은 漢江과 洛東江 下流部의 流域規模 10,000km² 以上인 大流域 水文地點들이고,

第二群은 漢江과 洛東江 上流部, 錦江과 蟾津江 下流部의 流域規模 2,200~10,000km²사이의 水文地點들이고,

第三群은 漢江과 洛東江 支流, 錦江과 蟾津江 上流部, 榮山江과 安城川 本流의 流域規模 200~2,200km²사이의 水文地點들이고,

第四群은 各水系의 流域規模 200km²以下인 小流域 水文地點들이다.

6. 回歸係數와 流域特性因子와의 關係를 Stepwise 回歸分析으로 豫測方程式을 誘導하여 流域特性이 流出에 미치는 影響을 分析한 바,

b_1 은 緯도가 높고 流域平均傾斜가 急할수록 直接 流出成分이 크고,

b_2 는 流域面積이 크고, 下流側이 平坦할수록 基底 流出이 커지며,

b_3 은 流域平均傾斜가 緩慢하고, 下流側이 平坦할수록 蒸發散 損失이 커지는 流域水文反應을 알수 있다.

7. 降雨量, 計器蒸發量과 流域特性因子의 簡單한 入力資料로 어느 河川에서나 月 流出量을 推定할수 있도록 水 收支 回歸模型을 開發하였다.

8. 28個 水文地點에서 地域化 回歸模型을 檢定한 結果, 回歸直線의 傾斜는 22個所에서, 累加流出量의 百分率 誤差는 21個所에서, 推定值 標準誤差는 18個所에서, 棍山公式에 의한 計算值보다 좋은 結果를 보이고 있다.

回歸直線의 傾斜로 볼때, 本 模型에 의한 推定值는 約 ± 10%의 誤差範圍로 等價線에 分散되어 있으나, 棍山公式에 의한 推定值는 約 -5~+20% 誤差 範圍에 分散되어 있어 相當히 過大하게 推定되는 傾向을 나타내었다.

累加 流出量의 百分率 誤差로 볼때, 本 模型에 의 한 推定值는 28個所中 21個所에서 10%以內的 誤差 를 보이고 있으나, 梶山公式에 의한 推定值는 15個 所에서 10%以內的 誤差를 보이고 있다.

9. 月別 相對誤差는 11月~6月の 渴水期에는 20 ~30% 程度로 크며, 7月~9月の 洪水期에는 아주 작다. 1,2月の 降雪과 5,6月の 移缺用水로 인하여 相對誤差가 큰 것으로 判斷되어 降雪과 農業用水에 대한 調査研究가 要求된다.

參 考 文 獻

1. Agada, Y. 1980. Determination of irrigation water requirements using Hungarian methodology in Shemanker riverbasin, Nigeria. ICID Bulletin 29(1) : 5-13.
2. Akin, J.E. 1971. Calculation of mean areal depth of precipitation. J. of Hydrology. 12 : 363-376.
3. Babb, C.C. 1893. Rainfall and riverflow. Trans. of the ASCE. 28 : 323.
4. Beard, L.R. 1972. Hydrologic data management. The Hydrologic Engineering Center, Corps of Engineers, U.S. Army, Davis, California. 2 : 4.01-4.27.
5. _____ 1975: Hydrologic frequency analysis. The Hydrologic Engineering Center, Corps of Engineers, U.S. Army, Davis, California. 3 : 7.01-7.15
6. _____ 1976. Reservoir yield. The Hydrologic Engineering Center, Corps of Engineers, U.S. Army, Davis, California. 8 : 5.01-5.05.
7. Beck, J.V. and J.A. Kenneth. 1977. Parameter estimation in engineering and science, John Wiley & Sons. 213-333.
8. Bengston, R.L., F.R. Crow and A.D. Nicks, 1980. Calibrating the USDAHL Hydrologic model on grassland watershed. Trans. of the ASAE. : 1473-1480.
9. Benjamin, J.R. 1970. Probability, Statistics and Decision for Civil Engineers. Mcgrawhill Book Co.
10. Benson, M.A. 1965. Spurious correlation in Hydraulics and hydrology. J. Hydraul. Div.,

ASCE. 91(HY4) : 35-41.

11. Benson, M.A. and N.C. Matalas. 1967. Synthetic hydrology based on regional statistical parameters. WRR. 3(4) : 931-935.
12. Biswas, A.K. 1976. Systems approach to water management. Mcgrawhill Ltd. : 16-53.
13. Bouchet, R.J. 1963. Evapotranspiration Reelleet Potentielle Signification Climatique. Publication No. 62, Intl. Assn of Scientific Hydrology, General Assembly of Berkeley.
14. Butler, S.S. 1957. Engineering hydrology. Prentice hall. Inc.
15. Callahan, J.T. 1971. Hydrogeologic reconnaissance of the Han riverbasin, Republic of Korea. MOC & WRDC., Republic of Korea.
16. Carr, D.P. 1973. Simulation methods in water development. Irri. and Drainage paper. FAO, Rome.
17. _____ 1973. A computer study of the role of uplands reservoirs in the management of water for rice paddy on the ROK 67/522 project. Working paper 5A. FAO.
18. Chatfield, C. and A.J. Collins. 1980. Introduction to multivariate analysis. Chapman and Hall. : 212-230.
19. 朝鮮總督部, 1929. 朝鮮河川調査書.
20. Chow, V.T. 1964. Handbook of applied hydrology. Mcgraw-hill Book Co.
21. _____ 1978. Stochastic modeling of watershed systems:Advances in hydroscience. Academic press Inc. :41-57.
22. Clarke, R.T. 1973. Mathematical models in hydrology. Irri and Drainage paper. FAO, Rome.
23. _____ 1976. Statistical method for study of spatial variation in hydrological variables. Facets of Hydrology. John Wiley and Sons. :299-314.
24. 中央氣象臺, 1962-1978. 氣象月報.
25. _____ 1972. 水資源 開發을 위한 流域의 水文氣象學的 研究. (MR72-4) (26~123 略)

本 研究는 1983年度 韓國科學財團의 研究費 支援으로 遂行된 것임.