

물 收支法에 依한 우리나라 河川流域(錦江)의 季節(期)別 蒸發散量 推定에 關한 研究

Studies on the Estimation of Catchment Evapotranspiration by the Water Balance Method in the Geum River Basin, Korea

嚴 柄 鉉* · 曹 鎮 久* · 李 汶 樹* · 崔 洙 明*
Byong Hyon Um, Jin Goo Cho, Moon Soo Lee, Soo Myong Choi

Summary

In Korea, the demand for water is increasing greatly due to Korea's rapid economic progress which is similar to Japan's. A correct estimation of the runoff factors is the question that must be settled first to establish the appropriate plans for water use and water resources. Of these plans the estimation of catchment evapotranspiration for every river basin is the subject of the most importance.

It is impossible theoretically to measure evapotranspiration directly, because it is an atmospheric translatory phenomenon. Many approaches have been devised to estimate evapotranspiration, but each of these methods estimates from information taken from a specified point, and these methods are considered incomplete for estimating catchment evapotranspiration.

In this paper, the seasonal evapotranspiration estimating method that was proposed by Linsly and was applied in the Kamigamo experimental basin (subjected to Kyoto Univ.) by Takase et al, was used for the Geum river which is the main river in Korea.

Conclusion of experiment.

1) The average annual E_C in this river basin from 1966 to 1972 was 470mm. That is considered appropriate since the average value for the six other large river basin in Korea was 485mm.

2) The E_C/E_P and E_C/E_{P_m} ratios were 0.43 and 0.52, respectively (E_C : estimated evapotranspiration by water balance method, E_P : average pan evaporation, E_{P_m} : evaporation by Penman method). The seasonal E_C/E_P ratios were: 0.4 in spring, 0.6 in summer, 0.4 in autumn and 0.2 in winter. These are rather small when compared to Japan's or England's.

3) The reason for this was that the precipitational difference in wet and dry seasons were greater, and there was not sufficient soil moisture harmonize with the evapotranspiration capacity in the dry season, and that evapotranspiration was small due to the numerous barren mountains.

Department of Agriculture Engineering, College of Agriculture, Chonnam National University.

* 全南大學校 農科大學

I. 緒 論

韓國에 있어서도 先進諸國과 같이 近年의 飛躍의 經濟發展에 隨伴하여 물에 對한 需要가 急激하게 增加하고 있다. 이에 反하여 우리나라의 年平均 降水量은 1,200mm 程度로서 거의 太半이 兩期(7月~8月)에 偏在하기 때문에 往往 灌溉期間中에 旱魃이 되던 農業 및 工業用水는 勿論 他産業用水마저 그 需給上 必然的 蹉跌을 招來케 하며 이로 因한 물 需要의 逼迫은 年益 拍車를 加하고 있는 實情이다. 이에 對備하여 各種 對策이 積極的으로 推進되고 있으나 只今까지 施行해 온 水資源開發計劃에서 恒常 論議의 對象이 되는 것은 물의 可用資源의 季節의 分布와 實際 流出되는 流量中 特히 長期基底流出의 量的 推定이 問題가 된다. 事實 自然現象인 물 循環에서는 그 推定이 결코 容易하지는 않다. 이의 根本原因은 流出以前에 流域內에서 發生되는 損失 降水의 動態把握이 너무나 煩雜하기 때문이다. 周知하고 있는 바와 같이 損失降水中 地下浸透水는 流域貯留量으로서 短期가 아닌 長期流出이란 觀點에서 볼 때는 地下水의 水源으로 早晚間에 中間 및 基底流出形態로 變換되지만 流域에서 蒸發하고 蒸散하는 所謂 流域全體의 蒸發散量은 完全損失降水量으로서 오늘날 長期流出解析 過程에서 가장 複雜多樣하고 보다 難解性으로 指摘되고 있는 factor 이다.

一般的으로 蒸發散이란 水文循環過程의 一環으로서 大氣 中에서의 水蒸氣의 移動現象이다. 그러므로 이것을 直接 測定한다는 것은 原則上 不可能하다. 從來 이分野의 數 많은 研究에서 오늘날 比較的 넓이 알려지고 있는 蒸發散量 推定方法으로서는 大氣中에서 水蒸氣의 上向 輸送量을 空氣中の 水蒸氣密度差에 比例하는 것으로 생각하고 그 比例定數(渦動擴散係數)를 風速分布式과 關聯시켜 蒸發散量을 推定하는 所謂 Holzman-Thornthwaite의 空氣力學的方法¹⁾ 그리고, 蒸發散에는 必然的으로 熱 Energy의 消費가 隨伴됨을 利用한 Bowen의 熱收支에 의한 方法²⁾ 上記 兩者 法을 混合하여 補完改良한 Penman의 混合法³⁾ 등을 列擧할 수 있다. 이 以外에도 氣溫, 日照時間을 Factor로 하여 經驗的으로 만든 Thornthwaite의 monthly heat index法에 의한 所謂 氣候學的方法⁴⁾이 있다. 그러나, 上記 어느것을 莫論하고 流域의 어느 特定 地點에서 調査 蒐集한 水文資料에 依하여 1個 地點 蒸發散量

을 推定하는 方法에 不遇할 뿐 결코 全流域 單位의 蒸發散量을 定量的으로 推定할 만한 適合한 方法이라고는 말할 수 없다.

여기서 本 研究에서는 Linsley가 提案한 바 있고⁵⁾ 日本 京都大學 灌溉排水學 研究陣에서 Kamigamo 試驗地를 對象으로 試行한 바 있는 물 收支法에 依한 期別 蒸發散量 推定法을 우리나라 四大江 水系의 하나인 錦江流域에 適用하고 分析 檢討한 結果에 對하여 報告하고자 한다.

II. 물 收支法의 概要와 問題點

自然 流域에서의 어느 期間의 물 收支式은 流域 外로부터의 地表水 및 地下水의 流入이 없다고 한다면 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$P - (E_c + G_2 + Q_2) = \Delta S \dots\dots\dots(1)$$

여기서 P : 流域內의 平均 面積降水量, E_c : 流域 蒸發散量, G_2 : 地下水流出量, Q_2 : 地表水流出量, ΔS : 물 收支期間內의 流域內 貯留量 變化.

(1) 式에 있어서 萬一 地下水 流出量 G_2 를 어떠한 方法에 依하여 推定한다면 또는 이것이 他的 물 收支項에 對하여 相對的으로 無視되어질 수 있는 條件을 選定할 수만 있다면 이量 G_2 는 (1)式에 있어서 既知項 또는 零으로 取扱可能하다.

한편 (1)式과는 別途로 流域內 貯留量과 그 流域 外로부터의 流出量 間에는 大體로 다음과 같은 關係式이 成立되는 것으로 認定하고 있다.⁶⁾

$$S = f(q \cdot \frac{dq}{dt}) \dots\dots\dots(2)$$

여기서 S : 流域內 貯留量, q : 地表流出量, t : 時間, f : 任意的 函數를 表示한다.

(2)式에 있어서 S 는 q 및 $\frac{dq}{dt}$ 의 函數로서 表現될 수 있음을 提示하고 있다.

지금 (1)式에 있어서 $\Delta S = 0$ 로 둘 수 있는 期間을 選定하는 方法에 對하여 살펴보기로 한다. (2)式에서 表示하고 있는 바와 같이 S 는 q 와 $\frac{dq}{dt}$ 兩者의 函數이기 때문에 q 만이 同一하게 되는 期間을 選定한다고 해서 S 도 반드시 同一해진다고 볼 수 없다. 따라서 $\Delta S = 0$ 로 둔다는 것은 안된다.

그래서, q 및 $\frac{dq}{dt}$ 가 時系列的으로 같은 時間에 共히 같아지는 期間을 選定하지 않으면 안된다. 여기서 다행히 同一 流域에서의 discharge hydrograph에서의 recession部에서는 $\frac{dq}{dt}$ 의 符號도 同一하며, falling limb部에서는 depletion Curve Coefficient도 거의 一定값으로 볼 수 있기 때문에 이 期間을

選定하고 일단 $\Delta S=0$ 로 假定한다. 따라서 이 條件을 滿足하는 期間에서는 (1)式은 다음과 같이 簡單하게 整理할 수 있다.

$$E_c = P - Q_2 \dots\dots\dots(3)$$

따라서, 降水量, P , 流出量, Q_2 를 測定하면 間接的으로 季節 流域蒸發散량을 推定할 수가 있다. (3)式에 依하여 季節(期)別 流域蒸發散량을 推定할 境遇의 留意事項을 다시 整理하여 列記하면 다음과 같다.

1. 流域測定點에서의 地下水流出量 G_2 가 他의 물收支項 P, E_c, Q_2 ,와 比較해서 無視해질 수 있어야 할 것.
2. 流域內의 貯留量 變化 ΔS 가 零으로 되어질 수 있는 期間에서 收支計算을 할 것.
3. 降雨의 測定精度가 좋고 流域의 面積雨量을 代表할 수 있는 것이라야 할 것.
4. 同時에 流量의 測定精度도 良好하여야 할 것.

Ⅲ. 錦江 流域의 概要와 觀測方法

1. 流域의 概要

本 研究의 Model 流域인 錦江 流域은 韓國 南半島 中 西部(東經 $126^{\circ}39' \sim 128^{\circ}04'$ 北緯 $35^{\circ}35' \sim 37^{\circ}03'$)에 位置하는 錦江水系의 上流 一帶를 占有하는 比較的 넓은 面積 $7,000\text{km}^2$ 의 流域이다. 北으로부터 東南으로 小白山脈이 달리고 南으로는 八公山을 主峰으로 한 盧巔山脈이 서쪽으로 누워 있다.

本 研究에 利用한 流量測水點은 上記 兩 山脈에 끼여 東으로부터 黃海로 流入되는 錦江水系 本流의 中間 地點에 所在하는 公州地點(東經 $127^{\circ}18'$ 北緯 $35^{\circ}23'$)이다. 이 地點의 河床은 岩盤이 露出되어 있어 地下水 流出量은 極히 少量인 것으로 判斷된다.

本 流域의 大半은(約 $5,000\text{km}^2$)은 山地로 이루어져 있고 그 곳에는 우리나라 河川 流域이면 어디 서나 볼 수 있는 自然生의 赤松, 落葉松, 其他 雜木林 등으로 植生되어 있다. 그러나, 山地面積에 比하여 樹冠面積은 거의 半程度에 不過하며 比較的 疏林狀態로 形成되어 있다. 그리고, 平地 $2,150\text{km}^2$ 의 80%는 耕地(畜地 $1,335\text{km}^2$ 田地, 其他 耕地 387km^2)이고 其他는 20% (430km^2)에 不過하다. 流域의 植生狀態는 1年을 周期로 하여 變化되어가고 있으나 畜地에서는 水稻作의 收穫이 끝나면 完全히 裸地狀態로 되는 境遇가 많고 山地에서도 約 35%는 草木生의 植物群落이기 때문에 冬期에는 枯葉, 雜根作用 등으로 因하여 草生自體의 蒸散作用은 거의

의 中止되는 것으로 봐진다. Table-1은 本 流域의 特性의 一部를 表示한 것이다.

Table-1. Watershed Characteristics

流 域 面 積	7,178.84km ²
流 路 延 長	305.00km
流 域 平 均 幅	44.10km
平 均 勾 配	0.03
平 均 高 度	350.00m
高 度 差	395.00m

2. 流量觀測⁸⁾

本 流域에서의 水位流量觀測은 本 研究에서 檢討한 公州水文觀測所 以外에 數 個所 設置되어 있으나 觀測精度에 多少의 問題點이 있는 것으로 思料된다. 公州水文觀測所는 本 研究의 前提條件이 되는 地形的 面에서 具備되어 있고 더구나 每年 $H \sim Q$ Curve의 檢測도 施行되고 있기 때문에 資料選定에는 別로 瑕疵가 없을 것으로 判定된다.

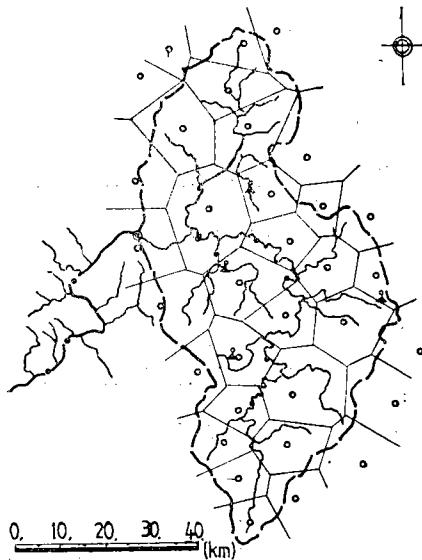
本 地點에서 水文觀測이 開始된 것은 1915年 4月 부터이며 自記水位計 使用은 1962年 以後이다. 自記水位計는 float-roller型을 使用하고 있으며 自記紙의 交替는 週마다 實施되고 있다. 流量觀測은 流速計. (Rotating Current meter 中 Cuptype과 Propeller type 併用)에 依하여 計測하고 測水法은 高水時는 水深의 2點法을 適用하며, 低水時는 水深의 1點法에 依하는 것을 原則으로 하고 있다. 그리고 年間의 流量實測回數는 低水는 30回以上 高水는 水位變化에 따라 隨時 觀測하는 것으로 되어 있다.

3. 雨量觀測⁹⁾ 및 諸氣象資料¹⁰⁾

本 流域에 있어서의 雨量觀測은 建設部所管의 觀測所와 觀象臺所管의 觀測所의 兩側에서 施行하고 있다. 本 研究에서는 兩系統의 觀測所에서 觀測한 33個所의 資料를 綜合하여 使用하였다. 그리고 本 流域의 面積雨量은 Fig. 1에서 提示한 바와 같이 Thiessen法¹¹⁾에 依하여 算定하였다.

其他 本 研究에 使用한 諸氣象資料(計器蒸發散量, 氣溫, 相對濕度, 風速, 日照時間等)는 大田, 淸州, 群山, 秋風嶺等の 4個 觀測所에서 測定한 것을 蒐集 使用하였다. Fig. 1은 本 Model流域에서의 氣象 및 水文觀測所의 配置圖이다. 이 概略圖에서 볼 수 있는 바와 같이 雨量觀測所는 比較的 均等하게 分布配置(1個所當 支配面積 217km^2)되고 있으나 우리나라 南韓의 Precipitation gage network density

(1個所/179km²)에 比하면 多少 그 密度가 稀薄한 偏이다. 一方, W.M.O.에서 提示하고 있는 推薦下 限密度(1個所/250km²)보다는 上廻하며 事實 우리나라 山地에서의 降水計測網으로서 더 以上 要求하기 에는 現實問題로 무리가 아닌가 싶다. 따라서 流域 平均降水量 算定에도 稀薄한 密度때문에 多少의 아쉬움은 있었으나 그대로 試行키로 한 것이다. 그리고 本 研究에 使用한 氣象 및 水文資料의 蒐集對象 期間은 本人이 直接關與(流量測定)했던 1966 年부 1972년 까지의 7年間으로 選擇하였다.



Legend

本 流 域 의 境 界	
錦 江 本 川	
錦 江 支 川	
水 位 觀 測 所 (公 州 地 點)	
水 位 觀 測 所 (其 他)	
雨 量 觀 測 所	
Thiessen method 에 의한 network	
氣 象 測 候 所	

Fig. 1. Location of Observing Station (Gong-Ju in the Geum River basin)

IV. 流域蒸發散量의 算定 및 結果

1. 降水에 對한 流量의 遲滯時間의 取扱

먼저 實測降雨와 거기에 對應하는 實測 流量을 比較하면 Fig.2에서 模式的으로 提示한 바와 같은 Hydrograph와 Hyetograph를 얻을 수 있었다. 이 模式圖에서 밝히고 있는 바와 같이 降雨의 規模에 關係없이 降雨開始後 어느 程度 遲滯되어 流量이 上昇하는 境遇가 많았다. 本 流域은 大流域이기 때문에 觀測點까지의 流水의 到達所要時間關係로 이와 같은 現象은 當然한 것으로 보고 7年間의 實測 Hydrograph 中 그 曲線波型이 比較的 簡潔한 것을 高水, 平水, 低水別로 總 30餘個 選定하여 이에 對應하는 Hyetograph와 比較한 끝에 本 Model 流域의 出水遲滯時間을 2日間으로 定하였다. 即 Fig. 2에서 表示한 斜線과 같이 降雨을 2日間씩 全部 늦추어서 流量과 對比시키고 本 法(3式)을 適用하였다.

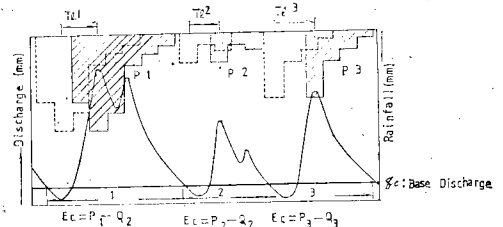


Fig. 2. Schematic of relation between basic discharge water period and lag time

2. 基準流量(q_c)의 取扱

다음에 물 收支式을 適用할 때 가장 難題가 되는 것은 基準流量을 얼마로 採擇하느냐 하는 것이 問題가 된다. 事實 本 法을 當初 提案한 Linsley도 本 法에 對한 基本的 着想만 提示했을 뿐 具體的으로 實地適用上의 方法 및 要領은 一切 言及되어 있지 않고 있다. 한편 過去 本人이 日本 京都大學에서 高瀨等¹²⁾과 合同으로 本 方法에 對하여 1次 試圖했을 때도 基準流量의 策定에 關하여 確定的인 方法論을 찾아낼 수는 없었고 다만 經驗的으로 그 河川의 年平均基底流量에서 多少 上限值를 基準流量으로 잡고 一年間쯤 數個의 基準流量을 假定하여 試算하는 수 밖에 없었다. 即, 이 基準流量을 過大하게 策定하면 물 收支期間이 길어지고 流域蒸發散量의 期別

變化를 얻을 수 없을 뿐 아니라 高水時의 成分이 混入되어 (2)式의 流域貯留量 S 와 流量, Q_2 및 流量變化 $\frac{dQ_2}{dt}$ 의 一價關係의 假定도 不確實하게 된다. 反面 基準流量을 基底流量以內 또는 同量程度로 過小하게 잡더라도 물 收支期間이 길어지고 역시 蒸散量의 期別變化도 얻을 수 없게 된다.

그래서 本 研究에서도 京都大學에서의 經驗을 勘案하여 本 水系의 年平均基底流量(0.8mm/day)¹⁴⁾을 바탕으로 하여 基準流量 q_c 를 0.5mm/day, 1.0mm/day, 2.0mm/day, 3.0mm/day 등으로 設定하고 이에 對하여 몇 年度(1967, 1969, 1970, 1972)에 限하여 流域蒸發散量 E_c 를 推定하여 比較하여 보았다 그 結果의 一例(1969년)로서 表示한 것이 Fig. 3이다. 이 그림에서도 볼 수 있는 바와 같이 $q_c=0.5$ mm/day, $q_c=3.0$ mm/day의 境遇에는 E_c 의 季節別變化가 明確하게 나타나지 않는다는 事實을 確認할 수 있었다. 反面 $q_c=1.0$ mm/day와 $q_c=2$ mm/day의 境遇에는 大體로 E_c 의 季節的 變化 樣相을 알 수 있었다. 그래서 本 研究에서는 일단 前者($q_c=1.0$ mm/day)를 採擇하고 以下の 檢討를 推進키로 하였다.

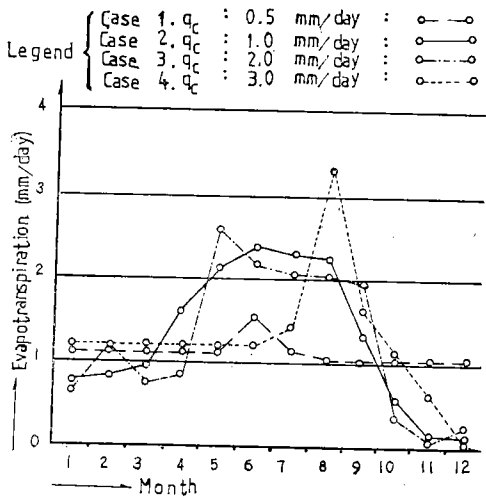


Fig. 3. Monthly variation of E_c for each basic discharge, q_c (1969)

3. 各年の 月別 季節(期)別 流域蒸發散量 (E_c)의 算定

(1) 基準流量(q_c)를 1mm/day로 하고 우선 Fig. 4에 例示하는 바와 같은 方法으로 Semilog Paper을 利用하여 7年間(1966年~1972年)의 實測 discharge Hydrograph를 作成하고, 여기에 基準流量(q_c)線

을 導入함으로써 延 7年間 長短 83個期의 물 收支期間을 設定하였다. 다음에는 設定한 83個의 물 收支期間別로 本法인 (1)式을 適用하여 各各의 流域蒸發散量을 算定하고 이것을 다시 各 年別로 各 물 收支期間의 日數로서 加重平均計算을 行하여 月別 또는 季節(期)別의 平均流域蒸發散量을 算定하였다. (Table-2, Table-3 參照)

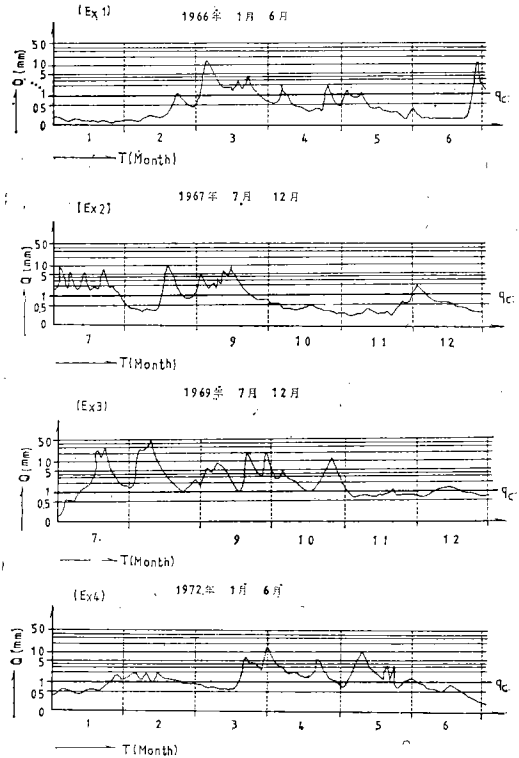


Fig. 4. Calculation of Catchment Evapotranspiration by water balance method (Ex. 1)

Table-2. A detailed Chart in Calculation of Catchment evapotranspiration for monthly average (1966年例)

區分 月	水收支期間		日數	流域蒸發散量		
	自	至		日平均	加重量	月平均
	月/日	月/日				
1	1/1	1/31	31	mm/日 0.75	23.25	mm/日 0.75
	2/1	2/4.5	4.5	0.75	3.38	
2	2/4.6	2/28	23.5	0.78	18.33	0.78
			28		21.71	

區分 月	水收支期間			流域蒸發散量		
	自	至	日數	日平均	加重量	月平均
	月/日	月/日				
3	3/1	3/2.6	2.6	0.78	2.03	0.17
	3/2.7	3/24.4	21.8	0.06	1.31	
	3/24.5	3/31	6.6	0.29	1.91	
4	4/1	4/8.4	8.4	0.29	2.44	1.69
	4/8.5	4/30	21.6	2.23	48.17	
			30		50.61	
5	5/1	5/2	2	2.23	4.46	2.11
	5/3	5/13	11	2.76	30.36	
	5/14	5/20.7	6.7	1.70	11.39	
	5/20	5/31	10.3	1.87	19.26	
6	6/1	6/1.6	1.6	1.87	2.99	2.35
	6/1.7	6/4.8	3.2	3.36	10.57	
	6/4.9	6/30	22.5	2.25	56.70	
7	7/1	7/31	31	2.25	69.75	2.25
	8/1	8/31	31	2.25	69.75	2.25
	9/1	9/13.7	13.7	2.25	30.83	1.29
9/13.8	9/30	16.3	0.48	7.82		
		30		38.65		
10	10/1	10/25.3	25.3	0.48	12.14	0.45
	10/25.4	10/31	5.7	0.04	1.71	
			13		13.85	
11	11/1	11/30	30	0.04	1.20	0.04
12	12/1	12/18.6	18.6	0.04	0.74	0.06
	12/18.7	12/31	12.4	0.10	1.24	
			31		1.98	

(2) 以上 本法에 依하여 算定한 流域蒸發散量 E_c 와 比較 檢討하기 爲한 主要 諸元으로서 流域內의 計器蒸發量 E_P 와 潛在蒸發量(蒸發散能) E_{PM} 을 算定키로 하였다.

먼저, 計器蒸發量, E_P 에 對해서는 前述한 바와 같이 本 流域內의 主要 氣象觀測所인 大田, 淸州, 秋風嶺, 群山 等의 4個所의 計器蒸發散량을 7年間(1966年~1972年) 年度別 月別로 整理하고 이것을 다시 平均하여 本流域의 月平均 計器蒸發量으로 算定하였다. (Table-4 參照)

Table-3. A Concepted chart of average monthly Catchment evapotranspiration in respective years
單位: mm/day

年度 月	1966	1967	1968	1969	1970	1971	1972	平均	Remark
1	0.15	0.35	0.16	0.75	0.10	0.19	0.25	0.28	
2	0.27	0.35	0.16	0.78	0.10	0.49	0.33	0.35	
3	1.64	0.97	0.62	0.17	0.47	0.20	0.66	0.68	
4	1.39	1.16	1.24	1.69	0.74	0.21	0.68	1.02	
5	2.60	2.40	1.02	2.11	2.28	2.38	1.72	2.07	
6	3.24	2.40	3.68	2.35	2.33	2.45	2.26	2.67	
7	2.86	2.37	3.11	2.25	1.96	2.66	2.46	2.52	
8	2.51	1.96	3.29	2.25	1.96	2.66	2.20	2.40	
9	1.46	1.99	1.79	1.29	1.96	1.13	1.43	1.58	
10	1.27	0.90	1.14	0.45	1.13	0.43	1.36	0.95	
11	0.82	0.90	0.57	0.04	0.20	0.24	0.39	0.56	
12	0.36	0.29	0.72	0.06	0.11	0.24	0.39	0.31	

Table-4. Monthly average value of Pan evaporation (E_P) in respective years (CHUNG JU, DAE JEUN, CHOOPOONG RIDGE, GUN SAN: average of 4 observatory)
單位: mm/day

年度 月	1966	1967	1968	1969	1970	1971	1972	平均	Remark
1	1.29	1.03	1.42	0.96	1.51	1.14	1.01	1.19	
2	1.73	1.55	1.71	1.26	1.93	1.53	1.35	1.58	
3	2.36	2.47	2.84	2.52	3.03	2.49	2.06	2.53	
4	3.94	3.24	4.55	3.13	4.43	4.34	3.44	3.87	
5	4.81	4.68	4.58	4.65	5.01	4.95	3.89	4.65	
6	5.63	5.26	6.03	5.36	3.98	4.27	4.81	5.05	
7	4.37	3.54	4.82	3.66	2.98	3.93	4.74	4.05	
8	4.53	3.94	4.83	3.86	4.13	4.09	3.68	4.09	
9	2.83	3.25	4.20	2.68	2.81	3.79	3.05	3.23	
10	2.56	2.52	2.67	3.07	2.57	3.21	2.66	2.75	
11	1.59	1.54	1.55	1.82	1.97	1.91	1.24	1.66	
12	1.20	1.19	1.24	1.31	1.36	1.53	1.09	1.26	

(3) 다음 流域平均蒸發散能, E_{PM} 算定은 Penman의 混合法⁴⁾과 Thornthwaite의 月 熱指數法⁵⁾을 適用하여 各各 算定하였다.

그러나, 周知하고 있는 바와 같이 Thornthwaite法은 어디까지나 簡易法으로서 蒸發散량을 氣溫에만 偏重시키고 있기 때문에 다른 重要因子를 度外 視한데서 오는 缺陷의 影響은 推定結果에도 多分히 미치는 것으로 본다. 本 研究에서도 그렇게 만족할 만한 값을 얻을 수는 없었다. 그렇기 때문에 本 論

Table-5. Calculation of monthly average evapotranspiration Capacity in respective years by Penman method

單位: mm/day

年度 月	1966	1967	1968	1969	1970	1971	1972	平均	Remark
1	1.07	1.01	0.92	0.79	0.73	0.66	0.74	0.85	
2	1.25	1.26	1.09	1.08	1.20	1.04	1.22	1.16	
3	1.80	2.03	1.94	1.68	1.98	1.73	1.70	1.84	
4	2.84	2.75	3.11	2.68	3.06	2.95	2.64	2.86	
5	4.05	4.94	3.40	3.84	3.99	4.02	3.59	3.98	
6	4.09	4.58	4.42	4.28	3.32	3.64	4.16	4.07	
7	3.50	3.92	3.63	3.31	3.23	3.55	4.19	3.62	
8	3.78	4.25	3.69	3.28	3.57	3.74	3.51	3.69	
9	2.37	3.05	2.96	2.45	2.36	3.14	2.76	2.73	
10	1.83	1.69	1.70	2.02	1.76	2.03	2.02	1.86	
11	1.19	1.29	0.95	1.14	1.04	1.08	1.04	1.10	
12	0.90	0.81	0.80	0.70	0.73	0.90	0.71	0.79	

文에서는 Penman法에서 얻은 結果值만을 取扱기로 하였다. (Table-4 参照)

여기서 Penman法을 適用하는데 必要한 諸氣象資料는 上述한 바와 같이 流域內 4個 觀測所의 것을 使用하였으며 流域 表面反射率 Albedo의 算定은 本流域을 構成하고 있는 植生 및 地目別 面積에 對한 平均加重值로서 算定하였다.

Penman式의 諸元은 다음과 같다.

$$E_{PM} = \frac{(A/r) \cdot H + E}{(A/r) + 1}$$

$$E = 0.35(ea - ed)(1 + 0.537 \cdot W_2)$$

$$H = R(1 - r)(0.18 + 0.55 \cdot S) - B(0.56 - 0.092 \cdot ed^{0.6}) \times (0.10 + 0.9 \cdot S)$$

여기서 A: 飽和蒸氣壓 曲線의 기울기, ea: 平均氣溫에 對한 飽和蒸氣壓(mmHg), ed: 實際의 蒸氣壓(mmHg), ed=ea×相對濕度(%), W₂: 地上 2.0m 地點의 風速 (m/sec), W₂=W₁(log6.6/logh) W_h: 任意高 h에서의 實測值(m/sec), R: 平地에서의 日照強度, r: 表面反射率 Albedo: 0.16, S: 日照率(實日照/可日照時間) B: Value of B in the Penman equation: B=σT_a⁴ r: Psychrometer의 常數(0.485mmHg/°C)

“參考” 本 model 流域에서의 Albedo r의 算定 內容

① 本流域의 地目構成(總面積 7,178.78km²)

山地 (70%)	: 5,025.18km ²	平地 (30%)	: 2,153.60km ²
松地	: 4,020.14km ²	畚地	: 1,335.00km ²
針葉樹	} 1,055.04km ²	田地	: 387.00km ²
廣葉樹		其他	
雜林		宅地河川	: 431.60km ²

② Albedo r의 算定表

被覆狀況別 Albedo : r值(%)	面積	加重值	Albedo定數	
	km ²			
松林: 14	4,020.00	56,281.96	r = $\frac{115,530.30}{7,178.78}$ = 16.00%	
針葉樹: 10~15 : 12.5	16	1,005.04		
廣葉樹: 15~20 : 17.5				
雜林: 18.0	16,080.64			
畚地: 7~22: 14.5	1,335.00	26,032.50		
田地: 10~25 15~25 20~25	: 20	387.00	7,740.00	率 0.16
其他: 10~35: 22.5	461.60	9,495.00		

(4) 上記 (1)(2)(3)에서 各各 推定한 7年間의 流域蒸發量, E_c와 同期間의 月平均蒸發散能, E_{PM} 및 計器蒸發量, E_P 等을 같은 그림 上에 記入하고 比較한 것이 Fig. 5이다. 그리고, 其中 代表的인 2

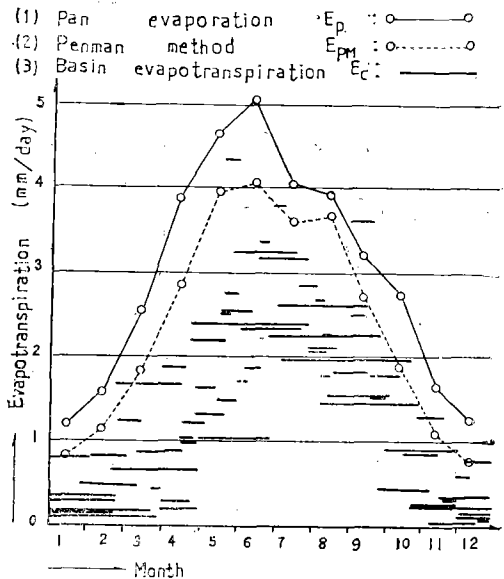


Fig. 5. Comparison of E_c with E_P, E_{PM} is every water balance period

年間(1966年~1967年)을 比較한 것이 Fig. 6 이다. 이것들의 圖上에서 알 수 있는 바와 같이 E_c 는 7年 間分을 總괄하여 圖示 해 놓고 보면 같은 月에도 各 年度別의 氣象의 諸 影響으로 E_c 의 分散은 그 幅을 크게 갖게 되지만 Fig. 6에서와 같이 單年別로 볼때

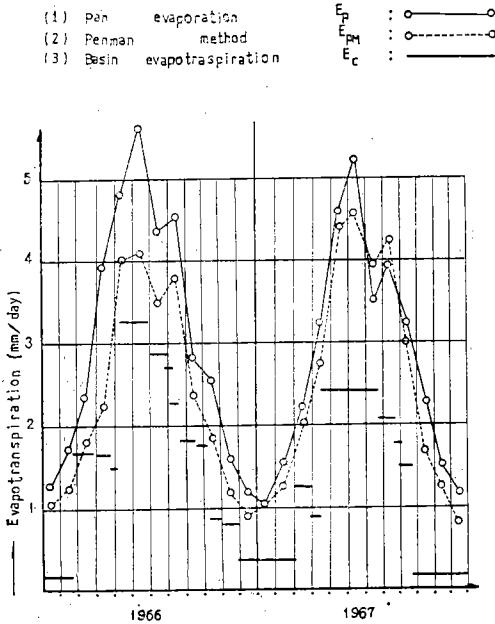


Fig. 6. Example of Calculation of Catchment evapotranspiration by water balance method

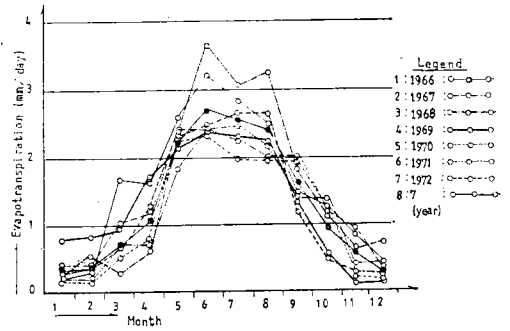


Fig. 7. Average monthly Catchment Wap-otranspiration, E_c in respective years

는 同月의 分散은 若干程度(2mm)이며, 一年을 概 觀해 볼 때는 流域蒸發散量의 大勢를 그나름대로捕 捉할 수가 있을 것이다. 그리고, Table-2,3,을 基 礎로 하여 作成한 Fig. 7에서 보면 비록 同月間에 는 年度別로 振幅이 있어도 7年間의 流域蒸發散量 의 變動傾向은 大體로 6,7月을 peak로 하여 曲線群 을 形成하고 있음을 알 수 있다.

4. 年間 流域蒸發散量

다음에 蒸發散量의 季節別變化가 아니고 年間의 값을 求하여 보았다. 먼저 錦江流域에서는 本 方法 을 使用하여 7年間 平均 年間 約 470mm/year를 얻 을 수 있었다. (Table-6 參照) 이 값이 他의 國內

Table-6. Calculation of Catchment evapotranspiration for average between respective years, monthly and yearly

日	年度	1966	1967	1968	1969	1970	1971	1972	平均	Remark
1		4.65	10.85	4.96	23.25	3.10	5.89	7.75	8.64	
2		7.56	9.80	4.64	21.84	2.80	13.72	9.57	9.99	
3		50.84	30.07	19.22	5.27	14.57	6.20	20.46	20.95	
4		41.70	34.80	37.20	50.70	22.20	6.30	20.40	30.47	
5		80.60	74.40	31.62	65.41	70.68	73.78	53.32	64.26	
6		97.20	72.00	110.40	70.50	69.90	73.50	67.80	80.19	
7		88.66	73.47	96.41	69.75	60.76	82.46	76.26	78.25	
8		77.81	60.76	101.99	69.75	60.76	82.46	68.20	74.53	
9		43.60	59.70	53.70	38.70	58.80	33.90	42.90	47.33	
10		39.37	27.90	35.34	13.95	35.03	13.33	42.16	29.58	
11		46.50	27.00	17.10	1.20	6.00	7.20	11.70	16.67	
12		11.16	8.99	22.32	1.86	3.41	7.44	12.09	9.60	
年間		589.65	489.74	534.90	432.18	408.01	406.18	432.61	470.46	

Table-7. Water balance table of six rivers in respective years

單位 : mm/year

河川名	地 點	降水 流出 損失	P Q PI	1966	1967	1968	1969	1970	1971	1972	平 均
漢 江	驪 州	P		1,342	986	1,027	1,399	1,331	1,016	1,466	1,244
		Q		763	552	601	809	790	607	850	710
		PI		579	434	426	590	541	409	616	514
	忠 州	P		1,236	876	932	1,286	1,072	966	1,352	1,103
		Q		650	538	535	714	610	537	761	621
		PI		586	338	397	572	462	429	591	482
振 威 川	會 和	P		1,399	1,149	1,237	1,175	1,680	1,246	1,646	1,362
		Q		927	765	810	785	1,098	903	1,005	899
		PI		472	384	427	390	582	343	641	463
	松 山	P		1,255	1,276	1,072	1,018	1,145	1,327	1,395	1,212
		Q		642	640	550	546	583	650	715	618
		PI		613	636	522	472	562	670	680	594
蟾 津 江	鴨 綠	P		826	1,007	1,014	1,386	1,410	713	1,736	1,156
		Q		559	723	679	907	950	478	1,129	775
		PI		267	284	335	479	460	235	607	381
	松 帝	P		1,409	978	1,028	1,804	936	1,054	1,840	1,293
		Q		850	642	655	1,120	583	673	1,140	809
		PI		559	336	373	684	353	381	700	484
洛 東 江	玄 風	P		1,006	962	798	809	1,430	900	1,232	1,020
		Q		400	348	283	318	684	375	490	414
		PI		606	614	515	491	746	525	742	606
	倭 館	P		986	865	774	1,281	1,290	1,041	1,325	1,080
		Q		477	420	350	645	605	529	635	523
		PI		509	445	424	636	685	512	690	557
安 城 川	良 寧	P		901	860	994	1,130	1,221	1,200	1,138	1,063
		Q		613	550	666	736	818	780	751	702
		PI		288	310	328	394	403	420	387	361
太 和 江	蔚 山	P		1,076	904	901	646	1,600	713	1,811	1,093
		Q		658	589	557	417	1,010	450	1,142	689
		PI		418	315	344	229	590	263	669	404
6大 河 川 平 均		P		1,144	986	978	1,193	1,311	1,018	1,494	1,161
		Q		654	577	569	700	773	598	862	676
		PI		490	490	409	493	538	420	632	485

河川과 比較하여 果然 妥當한 값이 되는가를 檢證해 보기 위하여 他의 6大河川 10個所의 流域⁹⁾에 對하여 1月부터 12月까지를 水年으로 하고 (3)式에 依하여 流域蒸發散量을 年別로 求해 보았다. 그 結果는 Table-6에 提示한 바와 같다. 6大河川(漢江, 洛東江, 蟾津江, 太和江, 振威川, 安城川)에 있어서

의 7年間(1966~1972)의 年平均 降水損失高 (近似的으로는 流域蒸發散量)는 平均 485mm로서 約 500mm사이며 우리 나라 年降水量 1,200mm의 約 42%가 蒸發散되는 것으로 나타났다. 그리고 本法에 依하여 算定한 錦江水系 流域蒸發散 470mm와는 큰 差가 없는 것으로 判定된다.

V. 考 察

1. 流域蒸發散量 E_C 와 計器蒸發量 E_P
및 蒸發散能 E_{PM} 의 日本 및 英國
과의 比較

Fig. 6 및 Table-3에서 提示한 7年間の 平均 月別 流域蒸發散量 E_C 와 流域內 4個所에서 測定하여 算定한 月別 平均 計器蒸發量 E_P (Table-4)와의 比를 Table-8에 提示하였다. 아울러 이 表에는 日本의 金子가 提案한¹¹⁾ E_C/E_P 및 本法과 같은 方法으로 京都大學 Kamigamo試驗流域에서 얻은 高瀨等¹²⁾의 E_C 값도 같이 例示하였다.

이 結果에 依하면 E_C/E_P 의 값은 冬期(12월~3

Table-8. Comparison E_C with E_P

月	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
金子	0.4	0.4	0.5	0.5	0.6	0.7	0.7	0.7	0.7	0.6	0.6	0.6
高瀨	0.9	0.9	0.7	0.5	0.6	0.6	0.8	0.8	0.8	0.8	0.9	1.0
本法	0.2	0.2	0.3	0.3	0.5	0.5	0.6	0.6	0.5	0.4	0.4	0.3

Table-9. Comparison E_C with E_{PM}

月	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
英國	0.6	0.6	0.7	0.7	0.8	0.8	0.8	0.8	0.7	0.7	0.6	0.6
日本	0.8	0.8	0.6	0.5	0.6	0.8	0.8	0.8	0.8	1.0	0.9	1.0
本法	0.3	0.3	0.4	0.4	0.5	0.7	0.7	0.7	0.6	0.5	0.5	0.4

월)에서는 0.2~0.3을 나타내고, 夏期(7月8月)에서는 0.6 程度가 되었다. 이값은 高瀨 및 金子의 값에 比하여 꽤 낮은 값이다. 아울러 流域蒸發散量

Table-10. Monthly distributed state of Catchment evapotranspiration (E_C) and Precipitation (P)(1966年~1972年 7年間平均値)

單位 : mm/month

區分 月	流域蒸發散量 E_C		降 水 量 P		六大河川(降水 P)		Remark
	月間量	分布(%)	月間量	分布(%)	月間量	分布(%)	
1	9.0	2	32	3	24	2	
2	10.0	2	43	3	34	3	
3	30.0	4	63	5	54	5	
4	64.0	6	77	7	88	7	
5	80.0	14	83	7	80	7	
6	78.0	17	88	7	112	10	
7	75.0	17	268	23	280	24	
8	47.0	16	254	22	230	20	
9	30.0	10	139	12	147	12	
10	17.0	6	57	5	46	4	
11	10.0	4	52	4	49	4	
12	47.0	2	18	2	17	2	
計	mm 470.0	% 100	mm 1,174.0	% 100	mm 1,161.0	% 100	% = $\frac{\text{月間量}}{\text{年間量}} \times 100$

E_C 을 Penman式에 依하여 求한 蒸發散能 E_{PM} 의 값 (Table-5)과도 比較하여 Table-9에 提示하였다. 이 表에도 英國¹⁵⁾ 및 日本의 E_C/E_{PM} 값을 같이 示하였다. 이 값(E_C/E_{PM})도 他國것에 比하여 本流域의 값이 多少 낮은 原因을 本論에서는 다음과 같이 考察하였다.

第1의 原因으로서는 雨期와 乾期의 氣象의(主로 降雨)인 變化가 日本이나 英國의 境遇에 比較하여 急激하다는 點이다. 그 例로서 Table-10에 提示한

바와 같이 冬期の 11月부터 3月까지는 各月 共히 年 降雨量의 2~5%에 不過할 程度로, 말하자면 極端的으로 降雨量이 적다. 이와 같이 降雨量이 적은 狀態에서는 비록 蒸發能이 크다고 하더라도 土壤水分이 不足하고 土壤中의 水分移動의 流動抵抗이 크기 때문에 實際의 蒸發量은 自然的으로 적어지지 않을 수 없다. 이러한 事實은 冬期の E_C/E_P 및 E_C/E_{PM} 의 값이 夏期の 그것 보다도 日本과 韓國과의 差가 크다는 點으로 미루어 보더라도 充分히 首肯이 된다.

第2의 原因은 植生 被覆 狀態가 不良하다는 點이다. 말하자면 나무가 적고 벗겨져 있는 산이 많기 때문에 葉面으로 부터의 절대 蒸散量이 英國, 日本에 比하여 적은 것이다. 그러나 6월부터 8월까지 夏期가 되면 E_C/E_P 및 E_C/E_{PM} 의 값이 日本, 英國의 그것과 近似한 原因으로서는 草木 植生の 繁盛 및 畚의 灌水를 들 수 있다. 流域의 約 20%는 畚地이고 이 期間은 湛水狀態가 되기 때문에 물논의 蒸發散量이 많아지고 따라서 全流域의 蒸發散量도 若干 增加한 것으로 본다.

第3의 原因으로서 降雨와 流量의 測定情度가 문제가 된다. 이것은 이 系統의 研究에서는 보다 所重하게 다루어야 할 것이지만 現在의 段階로서는 더 以上 細密하게 檢討한다는 것은 거의 不可能하다. 그러나 流域이 넓고 雨量 觀測所가 33個나 되기 때문에 1點降雨量에서 面積降雨로 變換시킬 때 果然 Thiessen法이 妥當한가 하는 點에 對해서는 問題가 된다. 그러나, 이 問題까지 介入시키게 되면 本 研究의 作業範圍는 姑捨하고 이것만으로 하나의 研究 課題가 되기 때문에 一般의 適用하는 通例에 따라 그 方法(Thiessen法)을 使用하였던 것이다. 여하간 第3의 原因에 對하여는 前述한 바와 같이 6大河川의 年間 損失雨量과 本 流域의 年間 蒸發散量과 別로 큰 差가 없다는 點을 勘案할 때 이것들의 實測值에는 極端의 誤差는 없는 것으로 思料된다.

2. 流域蒸發散量, E_C 와 蒸發散能, E_{PM} 과의 關係

流域蒸發散量, E_C 와 蒸發散能 E_{PM} 과는 大體로 如何한 關係가 있는가를 直接 알아보기 爲하여 7年間的 各月の E_C 와 各月の E_{PM} 과의 關係를 Fig. 8에 提示하였다. 이 그림에는 $E_C = E_{PM}$, $E_C = 0.5 E_{PM}$ 또는 $E_C = 0.25 E_{PM}$ 등의 直線을 圖入하여 兩者 關係의 比較에 容易하도록 하였다.

이 그림에서 밝혀진 바와 같이 乾期(10월~4월)와 雨期 및 半乾期(5월~9월)와는 明確한 group으로 區分 될 수 있음을 알 수 있다. 乾期의 E_C 는 50mm/month 以下가 되고 E_C/E_P 도 0.5~0.25를 中心으로 하여 分布하고 있는데 反하여 雨期 또는 半乾期의 E_C 는 50mm~100mm/month가 되고 E_C/E_P 도 거의 大部分이 0.5~1.0사이에 들어있다. 이와같이 各年 各月別의 E_C/E_{PM} 이 雨期和 乾期에서 明確하게 特徵지을 수 있다는 것은 앞에서 略及한

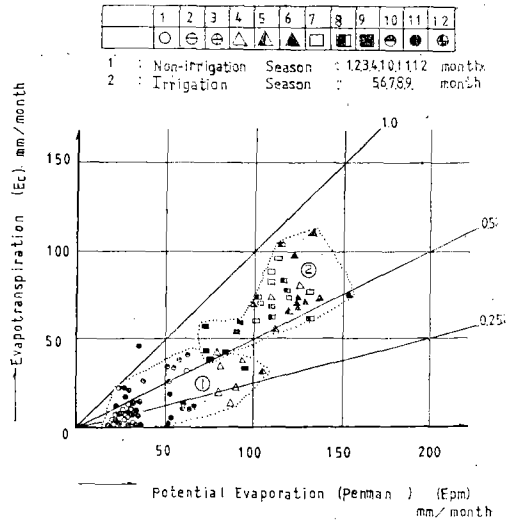


Fig. 8. Relation between E_C and E_{PM}

E_C/E_P 의 값이 乾期에 적고 雨期에 크다는 것을 7年間的 各月に 對하여도 마찬가지로(降雨의 多少月에 따라) 말 할 수 있음을 內包하고 있다.

VI. 結 論

流域蒸發散量을 正確하게 求한다는 것은 水利計劃이라든지 水資源計劃에 있어서 大端히 重要な 基礎的 事項이다. 本 研究에서는 韓國의 代表的인 河川의 하나인 錦江을 採擇하여 물 收支法에 依하여 季節(期)別 蒸發散量을 求하였다.

먼저 大流域에 對하여 물 收支法에 依한 季節(期)別 蒸發散量의 推定法을 適用할 때는 반드시 觀測點까지의 雨水의 流下時間을 考慮하여 같은 날의 降雨와 流量의 比較를 行하지 않고 雨水의 到達時間만큼 降水量을 全部 늦추어서 降雨 對 流出의 收支採算을 行하기로 하였다. 이러한 時系列(到達時間)의 原則下에서 流域蒸發散量 및 期別蒸發散量을 求한 結果는 다음과 같다.

(1) 流域의 1966年~1972年間的 年平均 流域蒸發散量은 470mm이고 이 값은 他的 韓國의 6大河川의 값 평균 485mm와 比較하여 거의 妥當한 것으로 判定하였다. 그러나 從來 생각하고 있었던 값보다는 多少 적은 값이었다.

(2) 期別 蒸發散量은 月別로 하여 計器蒸發散量 E_P 및 蒸發散能 E_{PM} (Pemman法에 依함)와의 比의 形으로서 整理하였다. 그리고 이것을 日本, 英

國에서 사용하고 있는 값과 比較한 바 月에 따라서는 多少 적은 값을 알 수 있었다.

(3) 이 理由로서 韓國에서는 雨期와 乾期의 降水量의 差가 심하고 乾期에는 蒸發散能에 따르는 充分한 土壤水分이 없다는 것, 山地에 植生狀態가 不良하여 蒸散生産의 原資源이 不振한데서 起因되는 것으로 推定하였다.

그리고 本 研究는 어디까지나 第2章의 물收支와 그의 問題點에서 提示한 條件이 錦江流域의 公州地點에서 成立한 것으로서 處理된 結論이라는 것을 留意하지 않으면 안된다. 今後 우리나라의 他 流域에도 이러한 方法으로 繼續 檢討를 推進·實施함으로써 流域蒸發散量과 推定精度를 開發 向上 시켰으면 하는 마음 간절하다.

以上 本 研究를 遂行하는데 있어서 文敎部 當局의 補助費 支援에 感謝드리는 바이다.

參 考 文 獻

- 1) C.W. Thornthwaite and B. Holzman "Measurement of evaporation from land and water surface, U.S.D.A. Tech, Bull, No. 817. pp.75 (1942)
- 2) I.S. Bowen, The ratio of heat losses by conduction and by evaporation from any water surface, phys. Rer. Vol 27. pp. 779~787 (1926)
- 3) C.W. Thornthwaite; An approach toward a rational Classification of climate, geograph. Rev. Vol, 38, pp. 55~94 (1948)
- 4) H.L. Penman; Estimating evaporation, Trans. A.G.U. Vol. 37 pp. 43~46 (1956)
- 5) R.K. Linsley Jr. M.A. Kohler Joseph L.H. Paulbus; Hydrology for Enigeers Mc Graw, Hill Book Company pp. 113~116 (1958)
- 6) Ramanand Prasad; A NONLINEAR HYDROLOGIC SYSTEM RESPONSE MODEL. Journal of the Hydraulics Division Proceedings of the A.S.C.E. pp. 206 (1967)
- 7) 錦江擴張地區水文 調查報告書, 農水產部 農業振興公社 調查設計部(1972)
- 8) Hydrologic Annual Report in KOREA;(1966~1972) Minstry of construction
- 9) Annual Report; (1966~1972) Central Meteorological Office Seoul Republic of. KOREA
- 10) WMO, 1955; Guide to International Meteorological Instrument and Observing Practice.
- 11) THIESSEN. A.H. (1911); Precipitation Averages for Large Area, Monthly Weather Review, 39, pp. 1082~1084
- 12) 高 瀨惠次, 丸山利輔, 嚴柄鉉; 水收支法による 季別 流域蒸發散量の推定 農土論集 12 pp. 31~36 (1965)
- 13) 金子良, 丸山利輔; 鹿島南部地域における 水收支と地下水. 農土論集 12 pp. 31~36 (1965)
- 14) 嚴柄鉉, 小林滿; 韓國河川 の長期的 低水流出況に關する研究. 農土論集(京都支部) 35. pp. 80~81 (1979)
- 15) D. Brunt "physical and dynamical meteorology" Cambrdge London, pp. 136 144 (1939).
H.L Penman, Natural evaporation from open water bare soil and grass procroyal soc (London), A, Vol, 193, pp. 120~145 (1948).