

蒸發散량의 算定과 그 問題點

曹 喜 九

<本協會理事·延世大學校 理工大助教授>

1. 序 論

물은 地表面이나 海面으로 부터 蒸發한 水分이 凝結되어 비나 눈이 되어 地表面에 落下함으로서 얻어진다. 一部分은 海面에 落下하나 一部는 地面에 達하여 짧은 期間에 地表의 凹面에 또는 植物等에 保留되어 다시 蒸發散으로서 大氣中으로 되돌아 간다. 그 나머지는 流出 또는 地下水로서 江이나 바다로 흘러가서 蒸發을 하게 된다. 이와같이 蒸發은 물 循環過程中에서 基本成分의 하나이다.

물이 蒸發하여 水蒸氣로 變할때 많은 熱量이 消耗되므로 蒸發散량의 調査에 熱量問題도 同時에 研究되고 있다. 그러므로 地表와 大氣사이에서 일어나고 있는 물과 熱交換에 直接關係되는 水文學, 氣象學, 農學 및 海洋學 等の 여러分野에서 自然蒸發을 各各 다루고 있다.

특히 最近에 와서는 人口가 增加하고 文化가 高度로 發達함에 따라 물의 利用度가 急增되어 水資源開開發事業이 世界共通課題로서 WMO, UNESCO 및 FAO 等の 國際機構에서 蒸發散에 관한 研究를 積極 勳獎하고 있다. 故로 蒸發散에 관한 國際 Symposium 이 Rome (1954), Toronto (1961), Berkeley (1963), Cambera (1956, 1963), Coblenz (1969)와 London (1970) 등에서 開催되어 各國間에 關係情報交換이 이루어 졌다.

現在까지 發表된 地表의 自然蒸發에 관한 論文에서 다음 다섯가지의 基本研究傾向을 찾아 볼 수 있다. ① 水體 혹은 流域의 물收支에서 다른 成分을 測定함으로 蒸發散량을 求하는 물收支法, ② 蒸發에 의하여 消費된 潛熱을 蒸發面의 熱收支로 부터 求하는 熱收支法, ③ 蒸發面에서 일어나는 水蒸氣의 亂流擴散을 分析함으로 求하는 空氣力學的方法, ④ 熱收支法과 空氣力學的方法을 結合한 結合法과 ⑤ 蒸發量과 氣象要素사이

의 相關關係를 調査하여 求한 經濟法이 있다.

이들 연구의 主內容은 自然條件下에서 正確한 蒸發散량의 測定과 算定에 관한 것이며 이들 方法에 의하여 얻어진 蒸發散량은 應用面뿐만 아니라 理論的인 問題를 解決하는데도 重要한 資料가 된다. 그러므로 위의 分類에 따라 本稿에서는 蒸發散량의 算定에 관한 調査方法과 그 問題點을 說明하겠다.

2. 물 收支法

주어진 期間과 깊이에 있어서 水體와 土壤層의 물收支는 다음과 같이 表示할 수 있다.

$$E = P + I - O - \Delta W \quad (1)$$

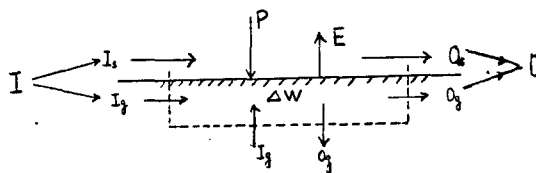


그림 1. 물 수지

\$E\$는 蒸發散量, \$P\$는 降水量, \$I\$는 流入量, \$O\$는 放出量이고 \$\Delta W\$·貯水池의 물貯留量의 變化量 또는 土壤水變化量이다. 이 方法은 右邊의 各項을 實測 또는 算定함으로써 蒸發散량을 얻는 簡單한 原理를 利用한 것이다.

1) 貯水池의 蒸發

流入量 \$I\$를 그림 1과 같이 表面流入量 \$I_1\$와 地下流入量 \$I_2\$로 나누고 放出量 \$O\$도 마찬가지로 表面에 對하여 \$O_1\$와 地中에 對하여 \$O_2\$로 나누어 생각할 수 있다. 貯水池의 \$O_2\$는 댐 아래에 있는 水位觀測所에서나 Turbines을 通하여 放出되는 流量等에 의하여 正確하게 測定할 수 있다. 그러나 \$O_1\$가 蒸發量에 比하여 많

을 경우에는 이량의 測定誤差가 적을 지라도 물收支에 의한 蒸發量의 計算値는 큰 誤差를 나타내는 結果가 된다. I_s 는 O_s 보다 正確하게 測定하기가 더 어려움으로 普通 流入되는 主流만 測定하게 된다. 特히 洪水期에는 이 流入量을 正確하게 測定하기란 거의 不可能하다. 乾燥期의 I_s 와 O_s 의 量은 蒸發量에 比하여 아주 적거나 거의 無視되므로 물收支式에 의한 方法이 有效하다고 한 것이다.

地下放出量 O_g 와 地下流入量 I_g 의 값이 一般的으로 잘 調査되어 있지 않다. O_g 와 I_g 의 差 即 純地下浸透損失量은 貯水池를 만들기전에 땅의 規模와 貯水池의 面積을 決定할때 地質學的인 調査에 의하여 이미 밝혀져 있는 곳도 있다. 美國의 Lake Hefner의 경우에 이 損失量을 調査하기 위하여 湖水附近의 土層 調査와 約 3~15m 깊이에 達하는 40個의 試驗구멍을 뚫고 水壓 深測圖(Piezometric Map)를 만들고 또 Pumping Test 등에 의하여 調査한 結果 純地下浸透損失量이 1日에 246噸에 達하였다. 그러나 貯水池에 따라서는 이들 項을 無視할 수 있는 경우도 있다.

貯留量의 變化 ΔW 를 求하기 위하여 貯留量을 測定하여야 한다. 이 量은 貯水池의 地形의 그리고 水文學的 調査에 의하여 作成한 容水量表(Capacity Table)로서 求하게 된다. 그러나 Langbein은 美國의 Lake Mead에서 이 表에 의한 값이 實際의 貯留量보다 約 12%가 적다는 것을 밝혔다. 故로 貯水池에 따라서는 ΔW 를 正確하게 調査할 수 없는 경우도 있다.

넓은 水面上의 降水量 P 도 亦是 正確하게 測定하기란 쉬운 일은 아니다. Lake Hefner의 調査에서는 8.91km²의 湖水周圍에 21個와 湖水中心의 噴霧위에 1個의 雨量計를 各各 設置하여 P 를 求하였다. 넓은 貯水池에 對流性소나기가 있는 것에서는 이 方法에 의한 蒸發量 調査는 無理한 일이라고 하겠다.

故로 물收支로서 貯水池의 蒸發量을 算定할 경우에는 各물收支成分의 正確한 測定이 可能한가에 對하여 먼저 水文學的 그리고 地質學的 調査가 이루어져야 할 것이다. 그리고 一般的으로 蒸發量은 每年變化가 比較的적으므로 長期間의 물收支 調査가 遂行되어야 할 것이다.

2) 流域의 蒸發散

流域에서는 土壤面의 蒸發과 植物의 蒸散을 合한 蒸發散量을 생각할 수 있으므로 물收支法에 의한 蒸發散量의 算定은 貯水池의 경우보다 一般的으로 더 어렵다고 할 것이다. 물收支式(1)의 流入量 I 와 放出量 O 의 두 項은 流域의 경우에 表面流入量 I_s 와 表面放出量

O_s 의 合을 表面流出量 RO 로 地下放出量과 地下流入量의 差 即 純地下浸透損失量을 地中流出 및 浸透量 UD 로 各各 代置할 수 있다. 그러므로 流域에 對한 물收支式은 다음과 같이 표시된다.

$$E = P - RO - UD - \Delta W \quad (2)$$

P 와 RO 는 比較的 正確하게 實測될 수 있다. 土壤水分의 變化量 ΔW 는 長期間에 對하여 無視할 수 있으나 短期間의 경우는 測定하지 않으면 안된다. 實容積測定法과 中性子水分計 등으로 ΔW 를 測定한다. 그러나 이러한 方法도 理論的인 見地에서 正確性에 관한 問題가 存在한다. 第一 問題되는 것은 地下浸透量 UD 이다. 이 값은 地下水位의 變化量과 有效空腔率로부터 算出되는 方法이 있으나 復雜한 地質構造를 形成하고 있는 流域에서 正確하게 推定한다는 것은 거의 不可能에 가깝다.

流域에 對한 물收支 調査는 IHD事業中에 重要한 課題의 하나이다. 그러므로 우리나라에서도 建設部에 의하여 1969年度부터 京畿道 龍仁에 試驗流域을 選定하여 調査中에 있으며 觀象臺에서도 1972年度부터 錦江上流에 試驗流域을 定하고 研究할 計劃을 하고 있다. 이와 같은 研究計劃을 하고 있다. 이와같은 研究結果는 四大江流域開發에 크게 活用될 것이며 國際協力에도 貢獻할 것이다.

3) Can 또는 Pan의 水面蒸發

이것을 蒸發計로서 利用하고 있으며 물收支를 매우 簡單한 方法으로 利用한 것이다. 물收支式(1)의 I 와 O 는 零이 되고 P 와 ΔW 만 正確하게 測定하면 된다 ($E = P - \Delta W$).

價格이 比較的 싸고 測定法도 容易하나 蒸發計의 色, 形, 크기와 露出狀態에 따라 測定値가 各各 다르고 自然狀態의 蒸發量을 直接 代表할 수 없는 것이 缺點이다. 蒸發計의 크기와 色의 效果에 對한 Young의 調査結果는 표 1과 2와 같다.

표 1. 蒸發計의 크기에 對한 比較*

直徑(ft)	係數
12	1.00
6	0.91
4	0.89
2	0.81
1	0.66

* 直徑 12ft, 길이 3ft의 Sunken Pan을 基準

그리고 Davis(1963)는 美國의 Class A Pan (122φcm × 25.4cm)과 Can(10.2φ cm × 14cm)의 蒸發量을 Davis, California에 있는 Lysimeter의 蒸發散位(E_L)와 比較

표 2. 蒸發計의 色에 對한 效果**

Pan의 色	Pan의 蒸發量과의 比較(%)
白	82.7
오 랜 지	92.0
엷 은 黃	93.3
아 투 미 靑	97.6
질 은 靑	101.6
질 은 綠	102.5
黑	102.7
銅(칠하지않음)	106.7

** 直徑이 2ft, 깊이 10inches, 地上에 設置

한 結果에 의하면 E_i/E_{pan} 의 比가 0.91(7月)에서 0.46(11月)까지 變化하여 年平均値가 0.77이었고 E_i/E_{kan} 의 比는 Can의 色, 水深, 網의 有無에 의하여 月平均 0.41~1.02까지 變하고 있다. 最近까지 發表된 E_i/E_{Pan} 의 値를 整理한 것을 보던 표 3과 같다.

貯水池의 蒸發量, E_{lake} 와 Pan 蒸發量, E_{Pan} 과의 比에 對하여 Sellers(1965)가 整理한 結果는 표 4와 같다 이표에 의하면 E_{lake}/E_{Pan} 의 比는 年平均 0.5~1.5의 範圍로서 크게 變하고 있다. 日本 十和田湖와 같은 깊은 貯水池에서는 貯熱量의 影響이 크므로 이들 係數는

표 3. 蒸發散位와 Pan 蒸發量과의 比較

資 料 場 所	E_i/E_{pan}	Pan 種 類	植 生	備 考
Penman (1948) Rothamsted, England	0.67~0.96 (0.75)	86φcm×183cm	Short grass	日蒸發量 2.54mm以上일 때 ()는 年平均値
Davis (1963) Davis, California	0.77	Class A	Short grass	
McIlroy 外 (1964) Aspendale, Australia	0.84	Class A	Short grass	
위 와 같 음	1.05	Australian Tank	Short grass	
Chang(1961) Makiki, Hawaii	1.08	Class A	Mature sugar cane	심은후 4개월 이상
Fritschen (1960) Iowa, USA	0.87	?	Mature Corn	Chang (1961)에 의함
農業氣象 Hand book (1961) 日本	1.13~1.27	?	水 稻	
金炳瓚(1969) 水原農業氣象觀測所	1.07	20φcm×10cm Copper plated pan	水 稻	6月~9月

표 4. Pan 과 湖水蒸發量과의 比較

湖 水	면 적 (km ²)	깊 이 (m)	期 間	蒸 發 面	蒸 發 量 (mmday ⁻¹)				年合計	Source
					겨 울	봄	여 름	가 울		
Salton Sea 33.2°N	777	7.4	1961~62	Lake Class A	2.25	7.03	7.94	3.26	1,873	Hughes(1963)
					5.74	14.07	13.96	5.94	3,627	
Mead 36.2°N	514	53.6	1952~53	Lake Class A	3.93	6.49	7.65	5.75	2,177	Harbek Kohler et al
					4.90	11.64	11.72	3.91	2,939	
Hefner 35.5°N	9	8.2	1950~51	Lake Class A	1.78	3.72	5.46	4.23	1,390	Kohler(1954)
					3.76	7.66	7.12	3.98	2,057	
Mendota 43.1°N	39	12.2	27年間	Lake Class A*	1.53	4.44	2.89	814	Dutton et al (1962)
					0.53	4.79	4.43	1.09	991	
Towada 40.5°N	60	80	1962~63	Lake 20cm Pan	2.77	0.73	2.55	3.82	902	Yamamoto and Kondo (1964)
					0.68	1.99	2.67	1.26	604	

* 計算値

無意味하다고 하겠다. Webb(1966)는 貯水池와 Pan · 表面水溫과 空氣의 溫度를 알면 貯水池의 蒸發量을 10% 精密性으로 Pan 蒸發量을 算定할 수 있다는 것을 밝혔다.

Riley (1966)의 Class A Pan 에 對한 熱收支研究에 의하면 Pan 에 주어진 全熱量의 29%가 側壁과 底面을 通하여 傳達되었다. 斷熱同型의 Pan 과 比較한 結果는 非斷熱 Pan 의 蒸發量이 28%가 많고 水溫은 2°C/day 가 더 높았다. 現在 觀象臺에서 觀測하고 있는 大部分의 蒸發計는 直徑이 20cm 이고 깊이 10cm 의 銅製容器로서 이 測定値의 水文學의 應用問題와 WMO 의 勸告

에 따라 臨時標準計로서 Class A Pan 을 使用하는 問題는 앞으로 우리나라의 氣候條件下에서 더 研究되어야 할 것이다.

4) Tank 內의 土壤과 植物面의 蒸發散

이 狀態는 蒸發散量計 또는 Ly-Simeter 로서 利用되고 있다. 물收支式(2)의 降水量 P(혹은 물注入量)는 雨量計로 測定할 수 있고 表面流出量 RD는 無視하거나 또는 한곳에 集中시켜 測定한다. 地下浸透量 UD는 Tank 底面의 排水管을 通하여 測定할 수 있다. 그러나 물貯留量의 變化量 ΔW는 重量法(Gravimetric Met-

hod) 혹은 容量法(Volumetric Method)으로서 測定된다.

① 重量法: Davis, California (Pruitt and Angus, 1960), Temple, Arizona (Van Bavel and Meyer, 1962) Aspendale, Australia (McIlroy and Angus, 1963)와 Coshocton, OHIO 등의 代表的인 高感度秤量 Lysimeter 가 있다. 그 感도가 各各 $\pm 0.03\text{mm}$, $\pm 0.01\text{mm}$, $\pm 0.025\text{mm}$, 와 $\pm 0.25\text{mm}$ 程度로 正確함으로 다른 蒸發散量計의 標準器로서 또는 研究所의 精密測定器로서 適合하다.

King(1956) 등에 의한 浮動型蒸發散量計가 있으나 側壁 또는 底面으로 부터 熱移動防止와 設置上의 難題가 남아 있다. 그外에 Tanner(1959)가 設計한 것으로 蒸發散量 Tank 아래에 물을 채운 비닐주머니의 壓力에 의하여 測定하는 徑濟的인 方法이 있으며 그 外에 Pasquill(1949)에 의한 적은 Pots로서 쉽게 測定하는 方法이 있으나 熱의 效果로 信賴할 수 있는 觀測資料는 못된다.

② 容量法: 土壤水分이 甬場容水量까지 達했을 때 觀測期間의 始作과 끝으로 定하고 降水量(또는 注入量)과 Tank 底面에 스며든 排水量을 測定하여 그 期間에 損失된 量을 그 期間의 蒸發散量으로 計算하는 方法이다. 故로 水收支式은 $E=P-UD$ 로서 表示되며 $\Delta W=0$ 에 該當한다. Thornthwaite(1950)는 一定한 Water Table 을 維持하는 蒸散散位計를 設計하였으며 이 測器가 現在 水原農業氣象觀測所에서 4臺가 作動하고 있다 Mather(1954)는 Thornthwaite 型을 簡易化하였고 이 型의 測器는 建設部에서 京畿道 龍仁試驗流域에 設置하여 觀測中에 있다. 따라서 Gilbert 와 Van Bavel(1954)은 Thornthwaite 型을 기름 Tank 로서 Mather 보다 더 簡單하게 만들어 $\pm 1.25\text{mm}$ 의 精密度로 測定하였다. 이 測器 亦是 水原에 3臺가 設置되어 蒸發散量의 研究에 利用되고 있다.

Lysimeter 나 蒸發散量計의 測定值가 代表性을 갖기 위하여서는 Tank 內의 土壤種類, 構造 및 植生狀態가 그 周邊과 同一하지 않으면 안된다. 그리고 “오와시스” 效果를 막기 위하여 Thornthwaite 와 Mather 1955)는 濕潤氣候를 가진 地方에서는 50cm, 砂漠에서는 적어도 400m 範圍의 植生과 土壤水分을 均一하게 가져야 한다고 하였다.

이와같은 測器는 蒸發에 對한 式의 係數決定과 理論的인 問題를 研究하는데 有效하나 Routine 觀測에는 不適當하다고 생각된다.

3. 熱收支法

蒸發面의 基本熱收支式은 다음과 같이 表示할 수 있다(그림 2 참조).

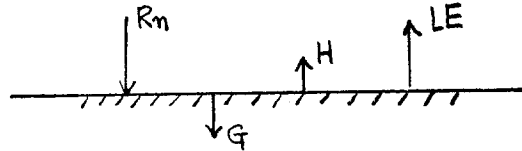


그림 2 열 수 지

$$R_n = H + LE + G \quad (3)$$

R_n 는 蒸發面의 純輻射, G 는 水體 또는 地中上에 傳達한 熱量即 貯留熱量의 變化, H 와 LE 는 各各 空氣中으로 熱이 移動하는 顯熱(Sensibl heat)과 蒸發에 의한 潛熱(Latent heat)이다. 이 式에서 光合成에 利用된 熱量(純輻射의 1~2%에 不過, 最盛期 5%), 降水量이나 貯水池에 流入된 물에 包含되어 純全히 入은 熱量과 運動에너지가 熱量으로 變換 量은 無視된 것이다.

R_n 는 Beckman 純輻射計 또는 日 全天輻射計의 上下向을 通하여 觀測한다. 그러나 H 의 값은 測定하기가 어려우므로 Bowen 比 β (H/LE) (Bowen 1926)를 導入하여 式 (3)을 다음과 같이 變形하여 蒸發散量을 求할 수 있다.

$$E = \frac{R_n - G}{L(1 + \beta)} \quad (4)$$

地中 또는 水體의 熱傳達量 G 는 1日以上의 期間에 對하여서는 無視될 수 있으나 그 以下의 短期間은 E 의 값에 큰 影響을 주고 있으므로 無視되지 않는다. 水體인 경우는 다음式에 의하여 G 를 求할 수 있다.

$$G = \frac{C_{\rho_1} V_1 (T_1 - T_0) - C_{\rho_2} V_2 (T_2 - T_0)}{At}$$

漆字 O 는 基準狀態($T_0 = 0^\circ\text{C}$); 1와 2는 測定期間의 初期와 終期狀態를 各各 뜻하고 V 는 貯水池의 水體積; A 는 平均水面과 t 는 期間을 意味한다. 地面인 경우의 G 는 다음式으로 표시된다.

$$G = \int_0^h C_z \rho_z \frac{dT}{dt} dz$$

h 는 溫度變化가 일어나지 않는 地層의 깊이; C_z 와 ρ_z 는 깊이 Z 에 對한 土壤의 比熱과 密度를 나타낸다. 이 近似式은

$$G = \frac{C_p h (T_2 - T_1)}{t_2 - t_1}$$

로 표시할 수 있으며 T_1 과 T_2 는 時刻 t_1 과 t_2 에 있어서 깊이 h 까지의 地層의 平均溫度이다.

Bowen 비 β 를 구하기 위하여 顯熱 H 와 潛熱 LE 의 식은 各各 다음과 같다.

$$H = \rho C_p K_H \frac{dT}{dZ}, \quad E = \rho K_w \frac{dq}{dZ}$$

ρ 는 空氣의 密度; C_p 는 定壓比熱; K_H 와 K_w 는 熱과 水蒸氣의 亂流擴散係數; T 는 溫度; q 는 比濕; Z 는 高度를 표시한다. 水蒸氣와 熱의 擴散이 同一機構에서 이루어지고 이들의 移動 Flux 가 垂直方向에 對하여 一定($K_H=K_w$)하다고 假定하면 β 는 다음과 같이 표시되어 求할 수 있다.

$$\beta = \frac{C_p}{L} \frac{dT}{dq} \quad (5)$$

$C_p/L(4.2 \times 10^{-4} \text{ } ^\circ\text{C})$ 는 Psychrometric Constant 이고 ΔT 와 Δq 는 同一 高度사이에서 測定한 氣溫($^\circ\text{C}$)과 比濕의 差이다. 이 假定은 大氣의 安定度가 中立 또는 安定狀態에 있을 때와 不定한 경우에는 傾度測定이 蒸發面에 가깝고 二 高度差를 적게 함으로서 滿足된다. Suomi 와 Tanner(1958)는 綠草地에서 10cm 와 70cm의 二 高度의 傾度測定으로 좋은 結果를 얻었고 Rider (1954)는 高 差가 0.15~2.0m의 範圍에서 또 Pasquill (1949)은 約 1m以內에서 위의 假定을 滿足함을 表示했다. 이와같이 β 의 값· 蒸發面이 濕한 地域에는 式 (5)에서 알 수 있는 바와 같이 적으므로 蒸發算定值에는 큰 誤差가 없으나 乾燥地域에서는 β 의 값이 커서 E 의 誤差에 크게 影響을 미치게 된다. 特히 熱移流가 甚한 乾燥地域에서는 熱이 空氣로 부터 蒸發面으로 흐르므로 β 가 負의 값을 갖는다. Tanner(1960)는 β 의 값이 -0.5 以下인 경우에는 誤式가 커서 E 의 算定이 不可能함을 밝혔다. 또 $\beta = -1$ 일때는 式(4)는 不定이나 蒸發量이 적은 밤이나 日出沒前後 熱交換이 적은 期間에만 일어남으로 實際에 重要하지 않다.

이와같이 Bowen 비를 包含하는 熱收支法은 自由水面이나 濕한 地域에는 有效하나 乾燥地域에서는 適合하지 않다. 따라서 β 의 測定이 容易하지 않으므로 特殊試驗觀測로서는 可能하나 Routine 觀測으로는 不可能하다고 생각 된다.

McIlroy 는 式 (4)의 Bowen 비를 包含하고 있는 項 $1/(1+\beta)$ 를 Psychrometric 式을 利用하여 다음 式으로 誘導했다(Slatyer and McIlroy 1961).

$$\frac{1}{1+\beta} = 1 - \frac{\gamma}{S+\gamma} - \frac{\Delta T}{\Delta T_w}$$

故로 式 (4)는

$$E = \frac{R_n - G}{L} \left(1 - \frac{\gamma}{S+\gamma} - \frac{\Delta T}{\Delta T_w} \right) \quad (6)$$

ΔT 와 ΔT_w 는 乾球와 濕球溫度的 垂直高度에 따른

變化; γ 는 Psychrometric Constant(C_p/L)이고 $S(0.622(e_{w2}-e_{w1})/P(T_{w2}-T_{w1}))$ 는 平均濕球溫度에 對한 飽和 水蒸氣壓曲線의 勾配이다. McIlroy 와 Angus(1964)가 式 (6)에서 $Z_1=0.25\text{m}$, $Z_2=1.0\text{m}$ 의 高度를 取하고 計算한 값과 Lysimeter의 實測值와 比較한 結果에 의하면 그비가 0.72로서 計算值가 적었다.

4. 空氣力學의 方法

이 方法은 亂流에 의한 水蒸氣의 擴散率을 測定 또는 推定함으로서 蒸發散量을 求하는 것이다.

1) Dalton 式

水面蒸發量을 求하기 위하여 利用된 가장 오래된 方法이라 하겠다.

$$E = f(u)(e_s - e) \quad (7)$$

e_s 는 蒸發面의 水蒸氣壓; e 는 水面上의 한 高度의 水蒸氣壓 그리고 $f(u)$ 는 水平風速의 函數이다.

이 方程式은 自由水面에 對한 蒸發量의 算定에는 널리 應用되고 있으나 蒸發散量에는 別로 利用되지 않고 있다. 風速에 關係되는 經驗係數를 正確하게 決定할 수 만 있다면 理論式보다 매우 좋은 結果를 얻게 될 것이다. 이들 係數는 Lysimeter 또는 熱收支法等의 正確한 方法에 의하여 決定되어야 할 것이다. 그리고 이 方法은 係數의 誤差가 蒸發量에 直接 影響을 주는 것이 缺點이라 하겠다.

氣象統計資料로서 Class A Pan의 蒸發量 $E_p(\text{mm/day})$ 을 計算하기 위하여 筆者(1969)는 Dalton 式의 係數를 $\pm 13.8\%$ 의 誤差로 다음과 같은 式을 얻었다.

$$E_p = (402.59 + 1.95U_{1000}) \times 10^{-3}(e_s - e_{150})$$

U_{1000} 는 地上 1,000m 高度의 風程(km/day); e_s 는 氣溫 T_a 에 對한 飽和蒸氣壓(mb)이고 e_{150} 는 地上 150cm 高度의 水蒸氣壓(mb)을 뜻한다. 美國과 소련에서도 貯水池의 蒸發量 $E_L(\text{cm})$ 을 다음과 같이 各各 표시하여 比較의 正確한 값을 얻었다고 한다.

$$E_L = 0.131U_2(e_w - e_2)$$

와

$$E_L = 0.13(1 + 0.72U_2)(e_w - e_2)$$

e_w 는 水濕에 對한 飽和蒸氣壓(mb), e_2 와 U_2 는 各 各 2m 高度의 水蒸氣壓(mb)과 風速(m/s)이다.

2) Thornthwaite-Holzman 式

Thornthwaite-Holzman(1939)은 키가 적은 植物被覆面의 蒸發散量, E_t 을 얻기위하여 처음으로 空氣力學的인 方程式을 다음과 같이 誘導했다.

$$E_t = \frac{\rho K^2 (q_1 - q_2) (U_2 - U_1)}{(L_n Z_2 / Z_1)^2} \quad (8)$$

ρ 는 空氣密度; K 는 Von Karman 常數(0.40), U_1 , U_2 , q_1 과 q_2 는 高度 Z_1 과 Z_2 의 風速과 比濕이다.

Pasquill(1950)는 式(8)을 키가 큰 作物에 對하여 地面修正量 d 를 考慮하여 다음과 같은 式으로 變形시켰다.

$$E_t = \frac{\rho K^2 (q_1 - q_2) (U_2 - U_1)}{\left(L_n \frac{Z_2 - d}{Z_1 - d} \right)^2} \quad (9)$$

이들 式은 다음 두가지 條件이 成立될 때 만이 有效하다. ① 水蒸氣와 運動量의 擴散係數가 同一하고 ② 地面附近의 垂直風速分布가 對數法則을 滿足하여야 한다. 이 두條件은 Bowen 比의 경우와 같이 大氣가 安定狀態에서만 成立되므로 不安定狀態에서는 正確한 E_t 를 期待할 수 없다. Pruitt(1963)가 Davis, California에서 Lysimeter의 實測值와 式(8)의 計算值와 比較한 結果 큰 差異를 나타냈다.

Pasquill 式은 地面修正量의 값이 風速과 複雜한 關係를 갖고 있으므로 式(8)보다 誤差가 클수 있는 要因을 內包하고 있다. 그리고 키가 큰 作物에 對하여서는 測器의 設置位置의 問題가 따르게 된다. 면에 너무 가깝게 設置하면 그 면이 均一하지 않기 때문에 測定值가 代表性을 가질 수 없으며 反面에 아주높게 設置하면 水蒸氣와 運動量의 擴散度의 差異때문에 誤差가 크게 나타난다.

Rider(1954)와 House, Rider와 Tugwell(1960)은 空氣力學的 方程式으로 大氣의 安定度가 中立狀態에서 正確한 結果를 얻었다고 하나 此外 研究者들은 讚揚한 만한 結果를 얻지 못했다. 植物被複狀態보다 平滑한 水面인 Lake Hefner에서도 좋은 結果를 얻지 못했다. Thornthwaite와 Halsted(1942)는 空氣力學的인 方法이 正確할 지라도 溫度와 風速의 傾度測定의 어려움 뿐만 아니라 그 測定值를 精密性이 Routine 觀測值보다 約 10배가 더 되어야 함으로 試驗用으로서 만 可能하다고 指摘했다.

3) 亂流變動法

이 方法은 처음에 Swinbank(1951)에 의하여 처음 考案되었으나 後에 McIlroy(1961)에 의하여 一般化 되었다. 이 原理는 風速과 水蒸氣가 基準面에서 垂直에 對한 短期變動을 測定하는 것이다.

單位時間에 單位面을 通하여 나가는 水蒸氣의 平均量 $\overline{\rho w q}$ 은 다음 式으로 표시 했다.

$$\overline{\rho w q} = \overline{\rho w q} + \overline{(\rho w)'} \overline{q'}$$

右邊의 둘째項이 湍동이束(eddy flux)으로서 蒸發散量을 표시하게 된다. 即

$$E = \overline{(\rho w)'} \overline{q'} \quad (10)$$

혹은

$$E = \frac{0.622}{p} \overline{\gamma(\rho w' e') \partial(\rho w') \partial(e')}$$

여기의 Bar(-)는 平均值; Prime(')은 平均值的 偏差; w 는 風速의 垂直成分을 뜻한다. 따라서 $\gamma(\rho w' e')$ 는 變動值 w' 와 e' 와의 相關係數; $\partial(\rho w')$ 은 $\rho w'$ 의 標準偏差; $\partial(e')$ 는 e' 의 標準偏差이다.

理論的인 見地에서 가장 좋은 方法이라 하겠으나 測器設計에 있어서 Munn(1961)은 다음 세가지 問題點을 提示했다. ① q' 와 w' 를 測定하는 測器사이의 間隔이 水蒸氣 Flux에 影響을 주는 가장적은 湍동이 보다는 적어야 한다. ② 受感測器의 反應時間(response time)이 같아야 한다. ③ 受感部의 反應時間은 매우적은 渦束이 記錄될 수 있게끔 아주 짧아야 한다.

위와같은 問題點은 一般的으로 測定高度를 增加시키면 解消되나 反面에 風速과 表面粗度(roughness)가 增加하게 된다. McIlroy(1957)는 約 1m 程度의 高度에서 反應時間이 大部分의 경우에 約 0.2秒가 適當하다고 한다. 그리고 Priestley(1959)는 1.5m의 高度에서 記裝置의 反應時間 때문에 約 30%까지 過少計算值를 얻는 結果를 나타냈다. 故로 이 方法에는 精密한 記錄計와 Computing System을 要求하고 있다.

Taylor와 Dyer 그리고 Dyer와 Maher(1965)는 이 原理를 利用하여 携帶用測器인 Evapotron을 試作했다. Pruitt(1962)가 秤量 Lysimeter의 測定值와 灌溉한 밭의 4m 高度에서 Evapotron 值를 比較한 結果에 의하면 兩者가 잘 一致하나 周圍에 灌溉하지 않은 地域이 乾燥하게 되었을때 移流의 影響으로 크게 差가 났다.

이 方法은 앞으로 測器가 改良되면 蒸發散을 測定하는 理想的인 方法이 된 것이다. 그러나 完全한 測器가 製作될 지라도 測器의 露出狀態와 觀測網의 密度의 決定問題가 남아 있다. 그리고 現在에 Evapotron과 같이 測器의 高價로 標準測器로 使用하기는 아직 時間이 要할 것 같다.

5. 結合法

熱收支方法은 正確한 Bowen 比를 求하기가 어려움으로 Dalton 型의 蒸發式과 熱收支式을 結合하여 Bowen 比에는 直接關係되지 않은 式을 誘導하여 調査하는 方法이다.

1) Penman 法

Penman(1948)은 比濕 q 와 溫度 T 와의 關係를 近似式으로 表示하고 熱貯留量의 變化 G 를 無視함으로 다음 關係式을 誘導했다.

$$E = \frac{\Delta R_n + \gamma E_a}{\Delta + \gamma} \quad (11)$$

여기의 E 는 蒸發量(mm/day); Δ 는 氣溫에 對한 飽和 蒸氣壓曲線의 句配(mb/°C)로서 다음式으로 주어진다.

$$\Delta = \frac{de}{dt} = \frac{e_a}{273.16+t} \left(\frac{6790.498}{273.16+t} - 5.02808 \right)$$

$$e_a = e_{xp} \left[54.878919 - \frac{6790.4985}{273.16+t} - 5.02808 t_n (273.16+t) \right]$$

e_a 는 氣溫($t^\circ\text{C}$)에 對한 飽和蒸氣壓(mmHg); R_n 는 純 輻射量(mm)으로서 다음式으로 주어진다.

$$R_n = (1-\alpha)R_A(0.18 + 0.55n/N)$$

$$-\partial T^4(0.56 - 0.092\sqrt{e_a})(0.10 + 0.90n/N)$$

α 는 albedo(年平均值에 對하여 Penman은 水面의 경우 0.05, 濕한 裸地에 0.10, 綠地에 0.25로 取하였음); R_A 는 大氣의 上部에 入射하는 短波輻射의 理論值(mm) n/N 는 日照時間과 可照時間의 比; σT^4 는 溫度 T 에 對한 黑體輻射量(mm); σ 는 Stefan-Boltzman 常數($= 1.171 \times 10^{-7} \text{Cal cm}^{-2} \text{deg}^{-1}$); e_a 는 露點溫度에 對한 飽和蒸氣壓(mmHg); γ 는 乾濕計常數(mb/°C)로서 다음式으로 表示한다.

$$\gamma = 0.00066(1 + 0.00115t_w)P$$

t_w 는 濕球溫度($^\circ\text{C}$); P 는 氣壓(mb); 非通風乾濕計에 對하여 $\gamma=0.799$; 通風乾濕計에 對하여 $\gamma=0.66$; E_a 는 空氣力學的인 成分으로 다음과 같이 表示했다.

$$E_a = 0.35(e_a - e_d)(1 + U_2/100)$$

U_2 는 2m 高度의 24時間風程(mile/day)이고 Lake Hefner의 研究結果에 의하여 風速項을 $(1 + U_2/100)$ 에서 $(0.5 + U_2/100)$ 로 修正했다. 熱量單位(Cal)에서 蒸發量單位(mm)로 換算할때 潛熱 L 를 水溫이 $t^\circ\text{C}$ 인 경우 $L \approx 59.59 - 0.054 t_0$ 로 표시하여 求할 수 있다.

Penman式은 測候所에서 一般的으로 觀測하고 있는 氣象要素 即 輻射, 溫度, 濕度和 風速으로서 蒸發量을 算定할 수 있다. 그러나 風速은 大部分이 約 10m 高度의 값이므로 다음 方法에 의하여 計算하여 代入한다.

Kohler(1959)는 美國의 蒸發量分布圖을 作成하기 위하여 다음 露法則(Power law)을 利用했다.

$$\frac{U_1}{U_2} = \left(\frac{Z_1}{Z_2} \right)^n$$

U_1 는 必要한 高度 Z_1 의 風速; U_2 는 風速計가 設置되어 있는 高度 Z_2 의 風速; n 는 常數(Kohler는 $Z_1=2\text{ft}$ 로 하여 0.3을 取하였음)이다. Purvis(1961)는 $h\text{ft}$ 되는 高度의 觀測值 U_h 를 2ft 高度의 風速 U_2 를 換算하기 위하여 다음 對數法則을 利用했다.

$$U_2 = \frac{U_h \log 6.6}{\log h}$$

Penman이 $G=0$ 로 假定한 것이 熱帶와 海洋性氣候 區에서는 全純輻射의 5%로서 成立되나 大陸性 또는 乾燥地方에서는 季節에 따라 G 가 純輻射의 15%까지 達하므로 無視할 수 없다. 그리고 純輻射를 計算할 때 氣溫과 地面溫度와의 差를 無視하고 또 放出率(Emissivity)을 1.0로 假定했다. 그러나 Budyko(1956)는 이러한 點을 考慮하여 Penman法과 本質的으로 같은 式을 만들었다.

Penman法과 Budyok法의 共通된 問題點은 그들의 式이 무슨 狀態의 蒸發面을 생각했느냐 하는 것이다. Penman은 처음에 얕은 水面蒸發量을 式(11)로서 求하고 蒸發散에 對하여 는 어떤 係數(年平均 0.75)를 式(11)의 計算值에 乘하여 얻었다. 그後에 그는 綠地에 對하여 水面 Albedo 0.05 代身에 0.25를 代入하여 蒸發散量을 求하였다. 여기에서 Albedo뿐만 아니라 風速에 關係되는 亂流擴散係數도 水面 代身에 綠地의 값으로 修正하여야 되지 않느냐 생각된다. Budyko도 마찬가지로 地表面이 完全히 濕했을 때 Albedo는 實際 값으로 使用했으나 亂流擴散係數는 實際의 값을 代入하지 않고 蒸發散位를 얻을 수 있는지 의문이 된다. 亂流擴散係數에 關하여서는 Tanner와 Pelton(1960)과 Sellers(1964)가 調査하였으나 어느 값이 最適인가 하는 것은 아직 未定이다. 특히 森林에 對하여서는 文獻도 거의 없다. 蒸發散位는 假想的 蒸發面에 對한 概念이므로 무슨 狀態의 蒸發面을 생각하여야 하는가는 不明確하다.

Penman式의 計算이 매우 復雜함으로 McCulloch(1965)·Table··Rijkooort(1954), Kohler(1955) 등은 Nomograms로서 Lamoureux(1962), Young(1963), Berry(1964), Thomas(1970) 등은 Computer programs로서 쉽게 求할 수 있게 하였다. 現在, 觀象臺에서도 Penman式을 包含한 몇個의 式을 Programs化하여 計算值와 實測值와 比較研究中에 있다.

2) McIlroy 法

McIlroy(1961)가 Penman式을 多少變形시켜 微氣象 觀測值로 計算할 수 있게끔 다음 類似式을 만들었다.

$$E = \frac{S}{S+\gamma} \left(\frac{R_n - G}{L} \right) + \frac{h}{L} (D - D_0) \quad (12)$$

D_0 와 D 는 水面(Zero level)과 高度 Z 의 濕數(Wet bulb depression); h 는 두 高度사이의 風速에 關係되는 熱傳達係數($eC_p K_H/Z$); 그외의 項은 式(6)에서 定義된 값과 同一하다. 이 式은 Penman 式의 飽差(Saturation deficit) 代身에 濕數를 利用한 것이며 그 利點은 觀測하기가 Penman 項보다 쉽고 常數項이 적다는 點이라 하겠다.

그외에 結合法에는 Penman의 經驗要素를 除去한 Van Bavel(1966) 式이 있으나 現在까지의 試驗結果에 의하면 實用的인 面에서 Penman 法이 最適인 方法이라 하겠다.

6. 經驗法

地表面의 實際蒸發散量은 大氣狀態, 地表狀態(植生, 表面의 構成等)와 地中狀態(土壤水分, 土壤의 熱의 性質)의 세 狀態에 影響을 받고 있다고 하겠다. 그러나 蒸發散量은 이들 狀態에 關係되는 要素의 函數로서 求하려고 하고 있으나 이들 要素의 相互物理的關係에 對한 完全한 理解와 測定上의 問題로 아직 滿足한 方法을 얻지 못하고 있다.

그러므로 蒸發散量을 쉽게 求하기 위하여 觀測資料와 氣象要素의 相關性을 利用하여 經驗式으로서 求하는 것이 더 便利한 경우가 종종 있다. 그 代表的인 例로서 다음 方法을 들 수 있다.

1) Thornthwaite 法

Thornthwaite(1948)는 美國中央部와 東部에서 Lysimeter와 水收支에 의하여 얻은 蒸發散位와 氣溫으로서 다음 經驗式을 만들었다.

$$E_{pt} = 16L_a \left(\frac{10\bar{T}_a}{I} \right)^a \quad (13)$$

E_{pt} 는 蒸發散位(mm); L_a 는 日照時間에 對한 補正値, \bar{T}_a 는 月平均氣溫($^{\circ}\text{C}$); I 는 年熱指數이고 月熱指數를 i 로 표시했을 때

$$I = \sum_{n=1}^{12} i_n = \sum_{n=1}^{12} \left(\frac{\bar{T}_n}{5} \right)^{1.514} \text{ 이고}$$

$a = 6.75 \times 10^{-7} I^3 - 7.71 \times 10^{-5} I^2 + 1.79 \times 10^{-2} I + 0.49$ 이다.

氣溫과 緯度만 주어지면 어느곳에 든지 蒸發散位를 計算할 수 있다. 그러나 Thornthwaite는 이 式을 發展시킨 地域과 氣候型이 아주 다른 地方에서는 이 式이

有效하지 않다고 하였다. 특히 다음과 같은 問題點을 指摘할 수 있다. ① 溫度는 거의 같으나 日射強度는 크게 差異가 있는 경우. ② 溫度는 輻射보다 낮은 感度를 나타내며 ③ 氣溫이 0°C 以下인 경우에는 計算이 不可能하고 ④ 風速에 無關係하고 ⑤ 移流에 의하여 氣溫은 變하나 輻射와 蒸發散量은 不變인 경우 등으로 생각할 수 있다.

이와같이 氣候區의 設定等과 같은 目的에는 相對的인 指標로서 有效하나 實際蒸發散位의 算定에는 반드시 그 地域에 따라 研究된 後에 適用如否를 決定하여야 할 것이다.

2) Blaney-Criddle 法

Blaney-Criddle(1950)은 原來的인 經驗式을 修正하여 다음 式을 만들었다.

$$E_t = 25.4KTP \quad (14)$$

E_t 는 蒸發散量(mm); K 는 作物의 種類에 따르는 經驗常數; T 는 月平均氣溫($^{\circ}\text{F}$)과 P 는 年晝間時間과 月時間과의 百分率을 意味한다. 이 方法은 美國西部의 亞乾燥地帶에서 蒸發散量을 推定하기 위하여 많이 利用되고 있으나 Thornthwaite 法과 같은 問題點을 內包하고 있다. 그외에 Makkink 法(1957), Turc 法(1954), Baver(1937), Lowry와 Johnson 法 등이 있으나 모두 비슷한 缺陷을 갖고 있다.

7. 結 論

蒸發 Pan의 水收支法을 가장 經濟的이고 쉬운 測定 方法이므로 各國에서 여러 形態로 만들어 蒸發量을 測定하고 있다. 그러나 이러한 測定資料는 實際自然狀態의 水面이나 地表의 값을 代表할 수 없다. 그러므로 Pan의 資料와 實際蒸發量과의 關係를 充分히 研究한 後에 Pan의 蒸發量을 應用하여야 할 것이다.

理論的인 見地에서 亂流變動法이 아무런 矛盾이 없고 어떠한 蒸發面이든지 適用되므로 가장 좋은 算定法이라 할 수 있다. 그러나 現在로서는 이 方法은 特殊 研究目的으로서만 可能하며 一般的인 使用을 위하여서는 測器의 價格이 너무 비싼 便이다. 그다음에 熱收支法을 들 수 있으나 이 方法은 純輻射觀測網이 잘 設置되어 있는 곳만이 適用할 수 있다. 그리고 Bowen比의 正確한 計算 혹은 顯熱의 直接的인 測定에는 아직 어려운 問題가 남아 있다.

現在 널리 알려져 있고 널리 利用되고 있는 方法으로는 Penman의 結合法과 Thornthwaite의 經驗法이라

하겠다. Penman 法은 熱收支法의 難題인 Bowen 比를 包含하고 있지 않으므로 普通氣象要素로서 妥當性있는 蒸發散量을 算定할 수 있다는 것이 長點이다. 故로 一般의인 目的으로서 廣範圍한 地域에 對하여 適用이 可能하다. 反面에 Thornthwaite 法은 氣溫만의 函數이기 때문에 特殊地域에 限하여 應用이 可能하다고 하겠다. Pasquill 等이 空氣力學的인 方法은 理論的인 基盤에 의하여 成立되었으나 實際應用을 위하여서는 더 研究發展되어야 할 것이다.

이와같이 各方法에 對한 많은 問題點이 內包되어 있으므로 妥當性있는 蒸發散量의 資料水가 資源開發事業

等の 經濟的이고 安全한 設計와 效率的인 運營面에 利用하기 위하여서는 各方法과 各流域에 따라 蒸發散量에 관한 研究調査가 이루어져야 할 것이다.

主要 參考文獻

1. W.M.O. 1966: Measurement and Estimation of Evaporation and Evapotranspiration, Tech. Note 83.
2. National Research Council of Canada, 1961: Evaporation, Proc. of Hydrology Symposium No.2.
3. J.H. Chang, 1968: Climate and Agriculture, Aldine Pub. Co.

投 稿 歡 迎

讀者 여러분의 意慾的인 玉稿를 公募하고 있습니다.

1. 原稿內容: 水文 “물”開發管理, 旱水害, 汚染公害, 流域開發에 關聯된 研究論文, 調查 및 工事記錄, 體驗記, 外國翻譯文, 建議 또는 提案等
2. 留意事項: 原稿의 種別은 執筆者가 原稿의 맨 앞에 明示하고 引用한 文獻은 本文 끝에 著者名册名을 記載하시기 바랍니다.
3. 稿 料: 採擇된 原稿에 對하여는 本協會所定の 原稿料를 드리겠습니다.
4. 提出期限: 1972. 3. 30
5. 提出處: 서울特別市 西大門區 貞洞 11~3(韓國水文協會編輯部)

會告移動事項

會員 여러분께서 다음처럼 移動事項이 있을때에는 本人은 勿論親知께서 即時本會事務局에 連絡하여 주시기 바랍니다. 接受되는 대로 會員動靜欄에 紹介하여 드리겠습니다.

1. 宅이 移徙했을 때: 住所 및 電話番號
2. 職場이 移動되었을 때: 職場名, 職位, 所在地 및 電話番號
3. 其他學位를 받는 境遇, 海外旅行을 하는 境遇, 特別한 事業에 參與하는 境遇等

科學會館建立基金贊助

各學, 協會의 基幹인 韓國科學技術團體總聯合會에서 永東地區에 地를 確保코 科學技術會館建立을 推進中에 있는바 傘不團體各學, 協會에서 會員 1人當 200원 以上씩 贊助키로 되어 本協會에서도 多數會員에 贊同既而 27,600원을 募金納付한바 있으나 配定額未達이오니 現在까지 未納하신 各會員은 本事業에 積極參與하는 뜻에서 金 200원 以上을 當協會事務局에 納付하여 주시기 바랍니다.

納付方法

直接當協會事務局에 納付하시거나 또는 振替口座 서울554番에 拂込하여 주시기 바랍니다.