

# 水位流量曲線補正方法에 對하여

## A Method of Rating Curve Adjustment

朴 庭 槿\*  
Chung Keun Bahk

### Summary

With the use of many rivers increased nearly to the capacity, the need for information concerning daily quantities of water and the total annual or seasonal runoff has become increased.

A systematic record of the flow of a river is commonly made in terms of the mean daily discharge. Since a single observation of stage is converted into discharge by means of rating curve, it is essential that the stage discharge relations shall be accurately established.

All rating curves have the looping effect due chiefly to channel storage and variation in surface slope. Loop rating curves are most characteristic on streams with somewhat flatter gradients and more constricted channels.

The great majority of gauge readings are taken by unskilled observers once a day without any indication of whether the stage is rising or falling.

Therefore, normal rating curves shall show one discharge for one gauge height, regardless of falling or rising stage.

The above reasons call for the correction of the discharge measurements taken on either side of flood waves to the theoretical steady-state condition. The correction of the discharge measurement is to consider channel storage and variation in surface slope.

#### (1) Channel storage

As the surface elevation of a river rises, water is temporarily stored in the river channel. Therefore, the actual discharge at the control section can be attained by subtracting the rate of change of storage from the measured discharge.

#### (2) Variation in surface slope

From the Manning equation, the steady state discharge  $Q$  in a channel of given roughness and cross-section, is given as

$$Q \propto \sqrt{I}$$

When the slope is not equal, the actual discharge will be  $Q_{r,f} \propto \sqrt{I \pm \Delta I}$ .  $\Delta I$  may be expressed in the form of  $\Delta I = \frac{dh/dt}{c}$  and the celerity is approximately equal to 1.3 times the mean water velocity. Therefore, The steady-state discharge can be estimated from the following equation.

$$Q = \frac{Q_{r,f}}{\sqrt{\left(1 \pm \frac{A \cdot dh/dt}{1.3 Q_{r,f} I}\right)}}$$

If a sufficient number of observations are available, an alternative procedure can be applied. A rating curve may be drawn as a median line through the uncorrected values. The values of  $\frac{1}{cI}$  can be yielded from the measured quantities of  $Q_{r,f}$  and  $dh/dt$  by use of Eq. (7) and (8).

From the  $1/cI$  v. stage relationship, new values of  $1/cI$  are obtained and inserted in Eq. (7) and (8) to yield the steady-state discharge  $Q$ .

The new values of  $Q$  are then plotted against stage as the corrected steady-state curve.

## I. 緒 論

우리나라의年間總水資源은 1,140億 $m^3$ 에 達하며, 中 約 55%에 該當하는 630億 $m^3$ 가 河川을 通하여 바다로 流出하고, 510億  $m^3$ 은 蒸發滲透等으로 消費된다. 따라서 人爲的으로 水管理가 可能한 總水量은 630億 $m^3$ 가 되며, 이의 71%에 該當하는 450億  $m^3$ 가 여름철에 洪水의 形態로 流下하며, 나머지 180億 $m^3$ 가 平常時의 流下量으로서 利用可能한 水量이다. 然이나 實際利用되고 있는 水量은 그 13%인 81億 $m^3$ 에 不過하므로 平常時에는 每年 水이 不足하여 旱害를 가져오고, 雨期에는 江水가 氾濫하여 洪水를 일으키고 있다.

한便 一毛作灌溉所要水量은 130萬ha의 논에서 ha 當 平均 10,000 $m^3$ 로 보면 總所要水量은 130億 $m^3$ 가 되어 가문해에는 平常時 流下量 全量을 利用한다면 겨우 必要水量을 供給할수 있으며, 現在의 實際利用量을 基準하면 總所要水量의 切半程度가 되고 있다는 結論이다. 따라서 水資源利用率을 높이기 爲하여서는 앞으로 流域全體에 對한 水管理에 徹底를 期하여야 할것이며, 必要한 水文資料蒐集에 努力을 게울리 하여서는 不될것이다.

開發對象流域의 水文資料에는 많은 資料가 必要하겠으나 그中에서도 河川의 流去量은 가장 重要한 項目이며, 이를 얻기 爲하여는 河川의 어느 地點에서 水位와 流量을 定期的으로 觀測하여야 한다.

水位觀測은 一般的으로 容易하나 流量觀測은 많

은 勞力과 時間이 要求되어 지므로 이에 對處하여 水位流量曲線圖를 作成하여 水位觀測만으로 流量을 아는 方法이 一般的으로 採擇되어지고 있다. 따라서 流量의 正確度는 水位流量曲線의 精密度 如何에 있으며, 水位流量曲線은 水文資料의 基本이 된다. 本資料는 洪水時 水位流量曲線의 理論과 作成法을 紹介하여 水資源에 從事하는 技術者에게 도움을 주고자 한다.

## II. Loop 曲線의 理論

水位流量曲線은 많은 觀測值의 中位點을 連結하

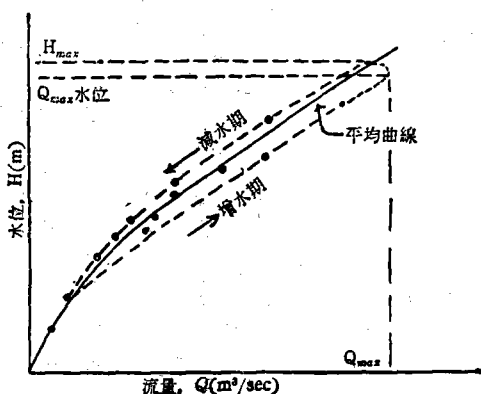


그림 1. 水位流量曲線圖

므로써 얻어 질수 있다고 一般的으로 생각되어 지고 있다. 그러나 事實은 그러하지를 않다. 萬一各流量觀測의 時期가 增水期 또는 減水期로 明示된다면 그 水位流量曲線은 嚴密히 말해서 그림 1에서의 點線과 같이 Loop 曲線을 이루게 될것이다. 이와 같은 Loop 現象에는 여러 原因이 있다.

첫째로, 河道貯溜이다. 河川의 水位가 上昇하여 지면 河川은 貯溜能力을 갖게 되고, 上流에서 流入된 流去水는 그흐름에 있어 一時遲滯現象이 일어나서 流量은 減少되어 진다.

둘째로, 洪水波가 下流로 移動할 때 생기는 水面傾斜의 變化이다.

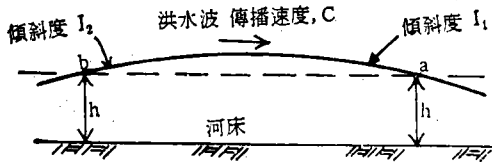


그림 2. 洪水時 河川의 從斷面圖

그림 2는 어느 河川에서 下流로 移動하는 洪水波의 縱斷面을 나타낸다. a點이 流量觀測所地點을 通過할 때 量水標地點의 水深은 h이며, 이 때 河川流水斷面積은 A, 水面傾斜은 I<sub>1</sub>이다. 洪水波가 繼續 下流로 移動하여 b點이 流量觀測所地點에 到達하면 이 때의 量水標地點의 觀測水深은 h, 河川流水斷面積은 A로서 前과 同一하나 水面傾斜은 I<sub>2</sub>가 된다.

지금 河川 어느地點의 水位를 H라고 하면 그 流水斷面積 A와 徑深 R는 모두 水位 H의 函數가 되므로, 觀測地點의 河床이 거의 均一하여 水流를 水面傾斜(I)에 對한 等流狀態로 생각하면 Manning公式에 의한 流量은

$$Q = AV = A(H) \cdot \frac{1}{n} R(H)^{2/3} I^{1/2} = b \cdot \frac{1}{n} h^{5/3} I^{1/2}$$

으로서 水位H에 依해서 決定할 수 있다. 그러나 河川의 흐름이 通常 等流狀態인 때는 거의 없고, 減水 아니면 增水이므로 A, R, n의 값이 同一한 가운데 I가 變化되며, 水面傾斜은 增水期에서 가장 크고, 最高水位에서 定常流의 傾斜에 가깝고, 減水期에는 그것보다 작아진다. 그래서 簡單히 等流公式이 適用된다고 생각하면 同一한 水位 H에 對해서 增水期의 流量은 減水期의 流量보다 커진다.

셋째로, 위의 Manning 公式에서의 粗度係數 n은

一定한 것으로 보았으나 實察로는 增水期와 減水期에 있어 粗度係數는 變化된다. 即 增水期에는 粗도가 작아지고, 減水期에는 粗도가 커진다. 二理由로는 河川의 增水時에는 더욱 큰 bed ripple를 이루는 反面에 減水時에는 時間遲滯作用으로 河道에 貯溜되었던 遲滯水가 徐徐히 빠져 나오기 때문에 減水時에는 粗度係數 n은 커지므로 增水期와 減水期의 두流量曲線 사이의 間隔은 더 넓어지게 된다.

넷째로, 河川敷地가 耕作地인 境遇와 그렇지 않은 境遇와는 다르다. 例를 들면 敷地에 벼가 자라고 있으면 粗度係數는 커지고, 減水時 時間遲滯現象이 나타나며, 敷地에 벼가 없는 때에 比하여 流量은 작아진다. 潤邊粗度는 流量에 큰 影響을 미치고 있으며, 粗度係數가 0.035인 河川에서 粗度係數 0.001의 誤差는 流量에서 3%의 誤差를 나타낸다.

Loop 形狀이 어떠한간에 모든 Loop 曲線은 그림 1과 같이 低水位에서는 定常流曲線이 되고, 增水하여 水位가 peak에 達하면서 左便으로 屈曲되어지는 增水期曲線과 이의 左便에 位置하는 減水期曲線으로 構成되어지며, 中間水位 및 低水位에서 河川의 흐름은 다시 定常流로 還元되어 低水位流量曲線과 단나는 自閉現象을 갖는다. 增水期の 流量曲線은 理論上 減水期 流量曲線의 右便에 偏倚하여 位置하지만 定常流狀態의 流量曲線은 一般的으로 兩者의 中間이 아니고, 減水期 流量曲線쪽으로 더 가까이 接近하는것이 普通이다. 그 理由로는 河川의 水位 및 流量觀測은 大部分 減水期에 實行되어지기 때문이다. 또한 最大流量은 洪水波의 尖銳度에 따라 河川水位가 最高에 到達하기도 前에 일어나는 때가 흔히 있으며 이는 더욱 急한 水面傾斜가 流速에 미치는 影響이 流水斷面積의 微小한 增加를 능가하는 수도 있기 때문이다.

以上的 諸理由로 流量觀測을 增水期와 減水期에 共に 實施하면 水位流量曲線은 Loop를 이룬다. 그러나 大部分의 水位觀測은 增水 또는 減水에 對한 아무런 記錄없이 普通 하루에 1回 觀測所附近에 住居하는 未熟練 雇用人으로 하여금 實施되어 지는 것이 普通이므로, 水位流量曲線은 理論上 定常流狀態의 水理條件을 갖는 水位流量曲線으로 補正되어야 할 必要를 갖게 된다. 定常流狀態의 水位流量曲線에서는 減水, 增수에 拘碍됨이 없이 하나의 水位는 단 한개의 流量을 가지며, 水位觀測에 依한 河川의 全流量은 終局에는 平衡水量이 되어 진다. 河川 傾斜가 充分히 急하고, 流量觀測地點下流의 通水能力이 充分히 큰境遇에는 增水期와 減水期의 두流量

曲線사이의 間隔은 六端의 增하치므로 微小한 測定 誤差를 許容하던 兩者의 中間曲線을 洪水時 水位流量 曲線으로 생각하여도 實上은 큰 支障은 없다. 그러나 河川은 거의 河床傾斜가 相當히 緩하여 流量 曲線은 Loop 現象을 크게 일으키므로 實測한 流量을 定常流狀態의 流量으로 補正하여 水位流量 曲線을 作成하여야 한다.

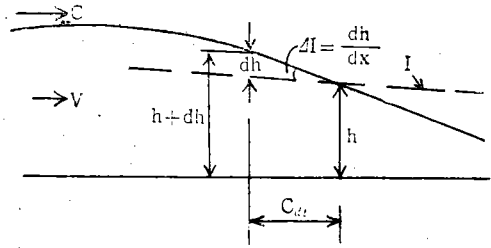


그림 3. Δt 時間後 洪水波 水面傾斜變化圖

그림 3에서 ΔI는 水位上昇速度  $\frac{dh}{dt}$  와 洪水波의 傳播速度 c로 나타낼 수 있다.

그림 3은 洪水波의 移動을 나타내는 增水期 河川 縱斷面이며, 水面은 하나의 山이 되어 下流로 移動한다. 流量觀測初期의 量水標地點水深을 h, 一定時間 dt後의 水深을 h + dh라고 하면 水面傾斜變化量은

$$\Delta I = \frac{dh}{cdt} = \frac{dh/dt}{c} \dots\dots\dots(3)$$

로 表示되여 지며, 時間에 對한 水位變化量  $\frac{dh}{dt}$  는 增水期에는 陽記號(+), 減水期에는 陰記號(-)가 된다. 따라서 다음과 같이 Manning 公式을 適用하면 增水期과 減水期의 流量을 求하는 式이 誘導되 어진다.

$$\text{定常流狀態: } Q = b \cdot \frac{1}{n} I^{1/2} h^{5/3} \dots\dots\dots(4)$$

增水 또는 減水時:

$$Q_{r,f} = b \cdot \frac{1}{n} \left( I \pm \frac{dh}{dx} \right)^{1/2} h^{5/3} \dots\dots\dots(5)$$

따라서

$$\text{流量比 } \frac{Q_{r,f}}{Q} = \sqrt{\frac{I \pm \frac{dh}{dx}}{I}} \dots\dots\dots(6)$$

또한 水面傾斜變化量은

$$\Delta I = \frac{dh}{dx} = \frac{dh}{dt} / \frac{dx}{dt} = \frac{1}{c} \frac{dh}{dt}$$

으로도 表示될 수 있으므로 이를 (6)式에 代入하면 流量比는 다음과 같다.

$$\text{增水時: } \frac{Q_r}{Q} = \sqrt{1 + \frac{1}{cI} \frac{dh}{dt}} \dots\dots\dots(7)$$

$$\text{減水時: } \frac{Q_f}{Q} = \sqrt{1 - \frac{1}{cI} \frac{dh}{dt}} \dots\dots\dots(8)$$

어느 河川區間의 上下流에 主量水標과 補助 量水 標가 設置되여 流量測定을 實施하면 式(7)과 (8)에서 Q와 c를 除外한 其他項은 測定이 可能하다. 觀測地點부터 下流로 巨離 l인 곳에 補助 量水標을

### Ⅲ. 水位流量曲線補正

本小考에서는 어떤 하나의 公式으로 一律적으로 規定지을수 없는 粗度係數 n에 對한 補正을 除外한 (1) 河道貯溜에 對한 補正과 (2) 水面傾斜變化에 對한 補正을 記述하고자 한다.

#### 1. 河道貯溜에 對한 補正

例를 들어 說明하면 지금 觀測結果 流量은 100m<sup>3</sup>/ec 이고, 觀測期間동안 量水標은 0.2m/hr의 水位 上昇을 보여 주었다. 이와같은 水位上昇은 流量觀測地點과 調節斷面區間 1,000m 사이에 適用되여 進다고 假定하고, 平均水面幅을 100m 라고 하면 貯溜 變化量은

$$ds = 1,000 \times 100 \times 0.2 \\ = 20,000 \text{ m}^3/\text{hr} = 5.6 \text{ m}^3/\text{sec}$$

가 된다. 即 流量觀測結果는 水位流量 曲線上에 100m<sup>3</sup>/sec가 아니고, 貯溜變化量 5.6m<sup>3</sup>/sec를 뺀 94.4m<sup>3</sup>/sec로 plot되여야 한다. 다시 말하면 94.4 m<sup>3</sup>/sec가 河川水面이 平均水位에 到達했을 때 調節斷面을 通過하는 實流量이 된다.

#### 2. 水面傾斜變化에 對한 補正

이의 補正方法에는 (1) 水面기울기法과 (2) 洪水波傳播速度 水面傾斜 積算平均法의 두가지가 있다.

##### 가. 水面기울기法

이方法은 Manning의 流量公式을 應用하는 것이며, 定常流狀態의 流量 Q는 어느河川에서 粗度係數 n과 流水斷面積 A가 주어지면, Manning 公式에서 流量은

$$Q \propto \sqrt{T} \dots\dots\dots(1)$$

로 表示된다.

윗式에서 水面傾斜가 定常流狀態의 水面傾斜 (I)로 되지 않을 境遇는 增水期이거나 減水期이며, 이때의 實際流量은

$$Q_{r,f} \propto \sqrt{T \pm \Delta I} \dots\dots\dots(2)$$

로 表示될 수 있다.

設置하여 그 사이의 水面差를  $h$ 라고 하면 水面傾斜는  $I = \frac{h}{L}$ 로서 주어진다. 여기에서  $Q$ 는 求하고자 하는 定狀流狀態의 流量이며,  $c$ 는 洪水波의 平均傳播速度이다. 平均傳播速度  $c$ 는 Corbett 나 Linsley 氏의 經驗公式에 依하면 相當히 均一한 河川斷面에서 洪水時 平均流速의 約 1.3倍이다. 따라서  $c = 1.3 \frac{Q_r, f}{A}$ 를 式(7)과 (8)에 代入하면 増水時와 減水時 定常流狀態의 流量  $Q$ 을 求하는 다음식이 誘導된다.

$$\text{増水時: } Q = \frac{Q_r}{\sqrt{\left(1 + \frac{A \cdot dh/dt}{1.3Q_r I}\right)}} \dots\dots\dots (9)$$

$$\text{減水時: } Q = \frac{Q_f}{\sqrt{\left(1 - \frac{A \cdot dh/dt}{1.3Q_f I}\right)}} \dots\dots\dots (10)$$

【例題】

洪水時 어떤 河川에서 流量觀測을 實施한 結果,  $Q_r = 3,160 \text{ m}^3/\text{sec}$  이었다. 觀測期間은 2時間이며, 이 期間 동안 量水標水位는 50.40m에서 50.52m로 水位上昇을 보였다. 流量觀測地點에서 上流로 400m, 下流로 300m 地點과의 水面差는 0.1m를 나타냈으며, 이 때 河川水面幅은 500m이고, 平均水深은 4m이었다. 定狀流狀態의 流量은 얼마로 補正되어야 하는냐.

(풀이)

流水斷面積  $A = 500\text{m} \times 4\text{m} = 2,000 \text{ m}^2$

水位上昇速度  $\frac{dh}{dt} = \frac{0.12\text{m}}{7,200\text{秒}} = 1.67 \times 10^{-5}$

河川水面勾配  $I = \frac{0.1}{700} = 1.43 \times 10^{-4}$

河川은 増水期에 있으므로 式(9)을 適用하면

$$Q = \frac{Q_r}{\sqrt{\left(1 + \frac{A \cdot dh/dt}{1.3Q_r I}\right)}} = \frac{3,160}{\sqrt{\left(1 + \frac{2,000 \times 1.67 \times 10^{-5}}{1.3 \times 3,160 \times 1.43 \times 10^{-4}}\right)}}$$

$$= \frac{3,160}{\sqrt{1.057}} = 3,080 \text{ m}^3/\text{sec}$$

따라서 平均水位 50.46m인데 定常流狀態의 流量은  $Q = 3,080 \text{ m}^3/\text{sec}$ 이다.

나. 洪水波傳播速度 水面傾斜積算平均法

이 방법은 Boyer 氏가 提案한 것으로서 洪水波傳播速度  $c$ 와 水面傾斜  $I$ 를 求할 必要가 없으므로 計算이 簡便하다. 増水 및 減水時 또는 定常流時의 어느 때를 莫論하고 流量觀測을 많이 하여 놓으면 非補正水位流量曲線은 이들 實測值의 中位點을 連結하여 그릴 수 있다. 이 中位曲線에서 읽어지는 流量은 暫定的으로 定常流狀態의 流量으로 한다.  $Q_r, f$ 와  $dh/dt$ 는 實測한 既知數이므로 式(7) 및 (8)에서 各實測值에 對한  $1/cI$ 의 값을 求하여 이를 그림 4에서와 같이 量水標水位  $H$ 에 對하여 plot하고 이들 여러點을 滿足시키는 中位曲線을 그린다.

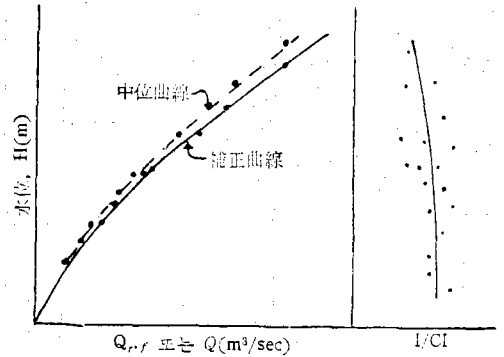


그림 4.  $c$ 와  $I$ 를 計算하지 않는 河川流量 補正法

平均中位曲線에서 얻어진 새로운  $\frac{1}{cI}$ 의 값을 式(7) 또는 (8)에 代入하면 定常流狀態의 流量  $Q$ 를 計算할 수 있다. 다음에 새로운  $Q$  값을 量水標水位  $H$ 에 對하여 plot 하면 이것이 求하고자 하는 定常流狀態의 水位流量曲線이 된다.

參 考 文 獻

1. Stream Flow by N. C. Grover and A. W. Harrington
2. Engineering Hydrology by E.M. Wilson.
3. Introduction to River Engineering by ir H. C. Frijlink.
4. 河川水文과 水理, 崔榮博
5. 農業用水總覽 (1970)