

## 長短期流出 共用 Model과 댐 流入量豫測의 應用

日本京都大學防災研究所

教授 角 屋 睦



### 序 論

洪水流出解析에 있어서 問題點의 하나로서는 有効降雨의 推定問題를 들 수 있다. 이것은 곧 水工計劃段階 및 流出檢證을 위한 解析은 勿論, 댐의 安全管理上 要求되는 On-line的 또는 豫測的인 解析過程에서 보다 重要한 難題로 取扱되어지고 있다.

一般的으로 여기에 對處할 수 있는 方法으로서는 平時에 長期間 降雨 및 流量觀測, 解析等을 實施하여 當該降雨直前의 流域의 表層土濕條件을 正確하게 把握하고 이들의 水文資料를 有効降雨推定에 適切하게 利用하는 것이다.

本 研究에서 提案하는 長·短期流出 共用 Model은 바로 이와같은 實用上의 要請에 反應하기 위하여 檢討開發된 貯留型 流出 Model이다. 이 Model은 無降水日, 小降水日에는 日單位程度의 長期間 流出解析을 실행하면서 豪雨時에는 計算單位時間을 1時間 혹은 그 以下인 分單位로 置換해서 時時刻刻으로 入手되는 短時間雨量 내지는 그의 豫測값을 가지고 1~3時間後에 發生할 수 있는 洪水流出量을 豫測할 수 있도록 構成 組立된 Model이다.

그러나 事實上 이 Model을 實際流域에 適用할 때는 Model에 入力되는 流域平均 降水量

과 蒸發散量의 推定法, 그리고 誤差의 影響을 消去하기 위한 Filtering의 導入法等 檢討되어야 할 問題가 한 두가지가 아니다. 以下 本 論文에서는 長·短期流出 共用 Model의 構成 및 이 Model의 댐에서의 適用例, 나아가서는 Filtering解法의 兼用에 의한 댐流入量의 On-line的 豫測例를 記述키로 한다.

### I. 長·短期流出 共用 Model과 最適同定

#### 1. 流出 Model의 基本的 構造

長期流出解析을 위한 貯留型 Model은 지금까지 여러가지 型이 提案되어지고 있다. 日本에서는 菅原<sup>1,2)</sup>의 Tank model이 著名하다. 이와같은 類의 貯留型 Model은 豪雨時의 表層土濕條件도 間接적으로 表現可能하다. 그러기 때문에 洪水流出解析에서도 쉽게 利用可能한 것으로 알려지고 있다. 그러나 實際로 洪水流出 解析에 適用할 때는 直接的으로 여러가지 問題가 擡頭되고 있는 實情이다.

그러나 本 研究에서 提案하는 長短期流出 共用 Model은 洪水時의 有効降雨를 自動적으로 推定할 수 있을뿐 아니라 洪水·低水流出을 동시에 連續적으로 取扱할 수 있도록 操作되어 있다. 本 論文에서는 現在 使用되고 있는 그림.1-1과 같은 Model에 대하여 說明하고자 한다.

이 Model은 보통 3段의 Tank로서 構成되

어 있고 Tank 1段은 上層과 下層으로 分離되어 있다. 그리고 各 Tank의 連續式은 다음과 같다.

$$dS_1/dt = r - f - Q_1 - Q_2 \dots\dots\dots (1,1)$$

$$dS_2/dt = f - Q_3 - g_1 \dots\dots\dots (1,2)$$

$$dS_3/dt = g_1 - Q_4 - g_2 \dots\dots\dots (1,3)$$

$$dS_4/dt = g_2 - Q_5 \dots\dots\dots (1,4)$$

여기서  $S_1 \sim S_4$ : 貯留量,  $\gamma$ : 降雨強度,  $f$ : 浸透強度,  $g_1, g_2$ : 下段 Tank에 주는 供給量,  $Q_1 \sim Q_5$ : 流出成分,  $Q_1$ 은 表面流出,  $Q_2$ 는 早期中間流出,  $Q_3$ 는 晚期中間流出,  $Q_4, Q_5$ 는 地下水流出量을 各各 表示한 것이다.  $Q, g$ 는 貯留量이 流出孔의 높이를 넘어갈 경우에 한하여 流出되는 것으로 하였고  $Q, g$ 의 算出은 다음 式에 依한다.

$$Q_1 = a_1(S_1 - Z_1)^m, m = 5/3 \dots\dots\dots (1,5)$$

$$Q_2 = a_2 S_1 \dots\dots\dots (1,6)$$

$$Q_3 = a_3(S_2 - Z_3), g_1 = b_2 S_2 \dots\dots\dots (1,7)$$

$$Q_4 = a_4 S_3, g_2 = b_3 S_3 \dots\dots\dots (1,8)$$

$$Q_5 = a_5 S_4 \dots\dots\dots (1,9)$$

여기서  $a_1 \sim a_5, b_2, b_3$ : 定數,  $z_1 \sim z_3$ : 流出孔의 높이

表面流는 Manning法則에 依하는 것으로 보고 上記(1,5)式에서  $m = 5/3$ 를 採用한다. 그리고 (1,6)式은  $S_1 > Z_1$ 에도 適用하고 中間流出의 上限流量은 假定치 않는다. 勿論 kinematic 流出Model에 準하여 中間流出에 上限값  $Q_2 \max = a_2 Z_1$ 을 設定해도 좋다. 이런 경우 上限值를 設定치 않을 경우와 比較해서  $Z_1$ 은 약간 적게하고 係數  $a_1$ 은 약간 크게해도 推定精度에는 별 지장이 없다.

1段째 Tank의 上層으로부터 下層으로의 浸透強度,  $f$ 는 下層의 물이 차이지 않는 빈 容量에 比例하는 것으로 보고 다음式으로 表現할 수 있다.

$$f = b_1(Z_2 + Z_3 - S_2) \dots\dots\dots (1,10)$$

그리고 蒸發에 隨伴하여 發生되는 貯留量의 減少強度,  $E$ 는 다음 式에 依하여 算定한

다(그림. 1-3 參照)

$$E = \alpha E_p = E_1 + E_2 + E_3 \dots\dots\dots (1,11)$$

$$E_1 = \gamma \theta E, E_2 = (1 - \gamma) E, E_3 = \gamma(1 - \theta) E \dots\dots\dots (1,12)$$

$$\theta = 1 \quad ; \quad S_1 > 0 \text{ or } S_2 \geq Z_3$$

$$\theta = S_2 / Z_3; \quad S_1 = 0, \quad S_2 < Z_3$$

여기서  $E_p$ : 蒸發散能,  $E_1 \sim E_3$ : 各 Tank로부터의 蒸發散量,  $\gamma$ : 蒸發散의 最上段의 Tank에서의 割分比로서 지금까지의 檢討結果 많은 경우 0.6을 採用하는 例가 많다. 그리고  $\alpha$ 는 係數로서 降雨日의 無降雨時間에 對해서만  $\alpha \leq 1$ 로 보고 無降雨日에는  $\alpha = 1$ 로 한다.

그림.1-1의 Model이 導出될 때 까지는 未定定數는 16個 以下(菅原 Tank Model은 16個)로 그리고 表面流出孔 以外는 非線形表現은 하지 않는 條件 밑에서 約 15種類의 Model 構造를 檢討하였다. 그 結果 最終으로 定立된 것이 그림.1-1의 浸透孔,  $g_1$ 의 入口높이를  $Z_3$ 에 같도록 하고 蒸發散은 上層 Tank에 限定하는 LST-I型 Model로 하였다. 그러나 이 Model에서는  $Z_3 = 300\text{mm}$ 가 超過되어 事實上 物理的으로는 多少 使用上 不適合한 것으로 判斷되었다.

여기서 再次 檢討結果 LST-II型으로 指稱하는 그림.1-1의 Model이 導出되었다. 이 Model에서는 浸透孔,  $g_1$ 의 入口높이는 零으로 되고 蒸發散은 (1,11), (1,12)식에서 구하도록 하였다. 그 結果 大體의으로  $Z_3$ 는 30~50mm 程度로서 이 값은 山林流域에서 볼수 있는 最大初期損失雨量과 비슷한 값이다. 그리고 이 Model Tank의 各 Tank를 自然流域의 地表下, 斷面層으로 比喩할때 第1段 Tank 表層두께 ( $Z_2 + Z_3$ )는 草生類나 作物의 根群域層으로, 第2段 Tank는 樹木林의 根群域層, 最下段 Tank는 主根浸入域層에 該當하는 것으로 보면 될 것이다.

이 以外 流域이 森林主體流域일 경우는 最上段 Tank위에 降雨遮斷Tank를 하나 더 設定하는 것이 流出推定精度의 效率을 向上시킬 수도 있다.

2. 流出計算法

長短期流出 共用 Model에서는 計算時間,  $\Delta t$  内에서 降雨強度는 一定한 것으로 보고 各 Tank의 微分方程式을 數值的으로 解析하는 것으로 하고 解法에는 修正Euler法을 適用한다. 計算時間,  $\Delta t$ 는 自由로이 變更될 수 있으나 많은 경우 다음과 같이  $\Delta t$ 를 採用한다.

- i)  $\gamma=0$ ,  $S_1=0$ 일때  $\Delta t=24$ 時間
- ii)  $\gamma>0$ ,  $S_1>0$ 일때  $\Delta t=1$ 時間

그리고 浸透強度,  $f$ 의 算定에서는  $f$ 에 해당되는 量이 1段 Tank 上層에 貯留되어 있을 경우, 即  $(f+Q_1+Q_2) \Delta t < S_1 + \gamma \Delta t$  때는 (1-10)式을 使用하면 되지만 그렇지 않을 경우 다음式으로서  $f$  또는  $(Q_1+Q_2)$ 을 求한다.

i)  $(f+Q_1+Q_2) \Delta t > S_1 + r \Delta t$ , 그리고  $f \Delta t < S_1 + r \Delta t$ 일 경우는  $f=b_1(Z_2+Z_3-S_2)$ 를 計算한 후 (1.13)式으로  $(Q_1+Q_2)$ 를 算出한다.

$$Q_1+Q_2 = S_1/\Delta t + r - f \dots\dots\dots (1,13)$$

ii)  $f \Delta t > S_1 + r \Delta t$ 일 경우

$$f = S_1/\Delta t + r \dots\dots\dots (1,14)$$

$$Q_1=0, Q_2=0$$

3. 最適同定法

이 Model의 同定에 있어서 同定初日에는 早期中間流出은 發生치 않는 것으로 하고 1段째 Tank의 初期水深을  $S_1^0=0$ 으로 固定하는 것으로 한다면 同定할 未知數는  $a_1 \sim a_5, b_1 \sim b_3, Z_1 \sim Z_3$ , 初期水深  $S_2^0 \sim S_4^0$ 로서 合計 14個가 된다. 最適同定法으로서는 日本의 永井角屋가 提案하고 있는 S·P法<sup>5)</sup>을 使用한다.

最適Model定數를 求하기 위한 目的函數로서는 다음(1,15)式의  $x^2$ 誤差評價基準을 適用한다.

$$J_{xs} = \frac{1}{N} \sum \frac{(Q_c - Q_o)^2}{Q_o} \rightarrow \min \dots\dots (1,15)$$

여기서  $J_{xs}$ :  $x^2$ 誤差評價基準,  $Q_o$ : 實測流量,  $Q_c$ : 計算流量,  $N$ : 資料數

그리고 再現性의 計算을 할 때는 理解하기 容易하도록 相對誤差基準,  $J_{re}(\%)$ 도 아래와 같이 表示한다.

$$J_{re} = \frac{1}{N} \sum \frac{|Q_c - Q_o|}{Q_o} \times 100 \dots\dots\dots (1,16)$$

한편 Model定數의 探索에 있어서는 다음과 같은 制約條件을 設定해야 된다.

$$\left. \begin{aligned} (a_1 \sim a_5; b_1 \sim b_3; Z_1 \sim Z_3; S_2^0 \sim S_4^0) &\geq 0, \\ S_2^0 &\leq S_u \\ a_3 > a_4 > a_5, \quad b_2 > b_3 \\ 0.2 < b_2/a_3 < 5, \quad 0.2 < b_3/a_4 < 5 \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (1,17)$$

여기서  $S_u$ 는  $S_2$ 의 上限值로서 다음과 같이 表現될 수 있다.

$$\left. \begin{aligned} S_u &= (f_u - f_c) / b_1 \\ f_u &= b_1(Z_2 + Z_3) \\ f_c &= [b_1 b_2(Z_2 + Z_3) + a_3 Z_1 b_1] / (a_3 + b_1 + b_2) \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (1,18)$$

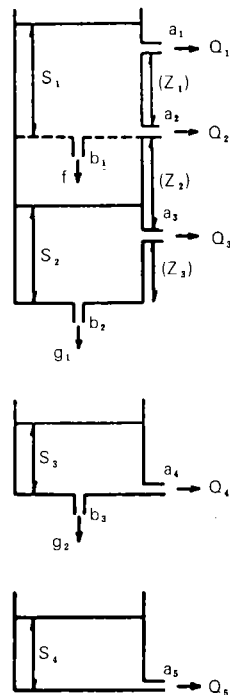


그림. 1-1. 長短期流出 共用 model

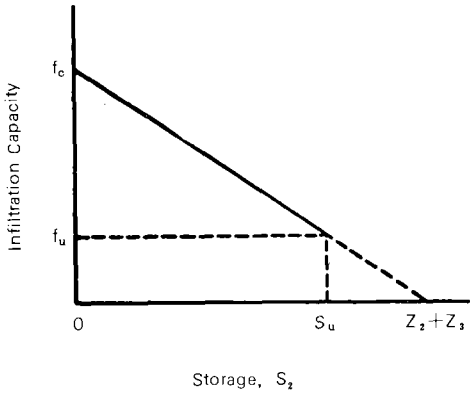


그림. 1-2. 貯留量과 浸透能과의 關係

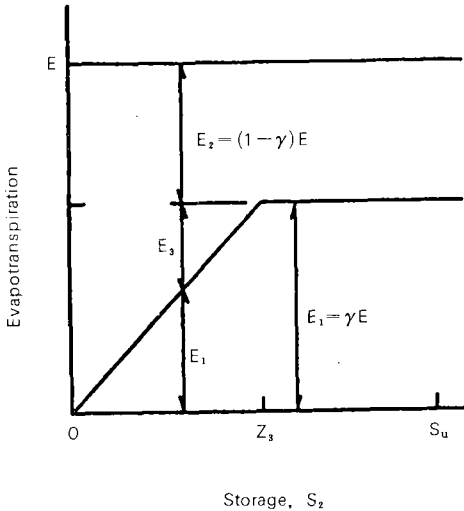


그림. 1-3. 貯留量과 蒸發散量과의 關係

## II. 大迫 (Osako) 댐 流域에서의 長短期流出解析

### 2.1 對象流域과 資料

本 研究의 對象試驗流域인 大迫댐 流域은 紀伊半野의 中心地域을 貫通하는 紀ノ川의 最上流部에 位置하고 있는 農業用의 利水를 위한 댐이다. 餘水吐는 水門調節式型으로 設置되어 있고 이로 因하여 洪水豫測은 本 댐 維持管理上 가장 重大한 業務의 하나로 處理되어지고 있다. 이 댐의 流域은 주로 險峻한 褶

曲山地로 이루어져 있으며 地質은 砂岩, 粘板岩을 主體로 하는 中古生層으로 形成되어 있다. 集水面積은 114.8km<sup>2</sup>이고 그의 全域은 杉林이 主 群落으로 形成된 密林地域이다. 流域의 標高는 댐 地點이 大體로 海板 400m로 부터 最高 1,780m까지 大端히 起伏이 심하고 險難한 山地로서 平均標高는 860m가 된다. 한편 流域의 南側에는 日本 有數의 多雨地域인 大台ヶ原이 位置하고 있다(그림. 2-1 參照)

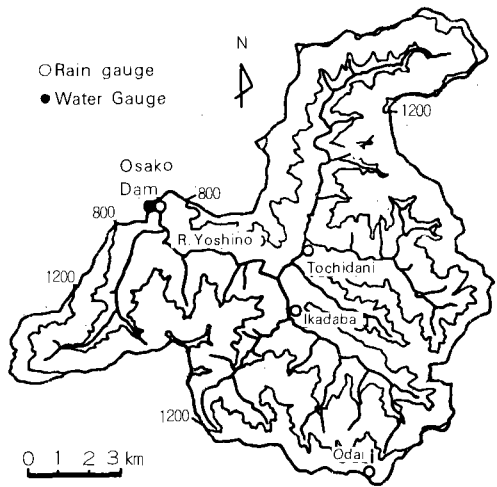


그림. 2-1. 大迫 (Osako) 댐 流域

本 研究에 使用한 資料는 1974年에서 1985年까지의 約 12個年間의 流域內의 4個地點(大迫댐, 筏場, 栃谷, 大台ヶ原)에서 觀測되고 있는 時間降水量 및 댐 地點에서 實測된 流量, 日最高, 最低氣溫 等이다. 여기서 流量은 댐의 貯水位 變化와 放流量에서 算定되는 平均流量으로서 日流量(午前 9時에서 다음날 9時까지)과 尖頭流量 100m<sup>3</sup>/sec 以上の 出水時에는 每時의 平均流量을 使用하였다.

### 2. 流域平均雨量의 推定法

大迫댐 流域에는 日本에서도 多雨地帶로 손꼽히는 大台ヶ原이 南部에 位置하고 있다. 流域內에 4個의 雨量觀測所中 大迫댐, 筏場,

栃谷의 下流側 3個地點의 雨量은 標高 1520m 에 位置하는 大台ヶ原의 雨量에 比하여 顯著하게 적다. 또한 大台ヶ原 觀測點은 冬期積雪 때문에 每年 約5個月間은 缺測을 免치 못하는 實情이다. 그러므로 流域降水量의 正確한 把握은 大端히 困難하다. 그래서 本 研究에서는 各 雨量觀測點의 雨量特性을 檢討한 結果 다음 方法을 採用키로 하였다.

1) 泫流域을 表-2-2와 같이 標高別로 分割한다. 그리하여 第1地帶의 降水量에는 下流側 3個地點의 算術平均値를, 다음 第3,4地帶의 降水量에는 大台ヶ原의 雨量을 適用한다.

2) 大台ヶ原地點의 觀測値가 缺測일때 第3,4地帶의 降水量은 第1地帶의 降水量의 1.8倍로 하여 推定한다.

3) 第2地帶의 降水量은 第1地帶의 1.3倍로 하여 推定한다.

積雪量 融雪量의 推定에는 菅原의 方法<sup>1)</sup>을 使用한다. 即 各地帶別 日平均氣溫  $t_i$ ( $^{\circ}\text{C}$ )가  $0^{\circ}\text{C}$ 以下일때는 降水量  $\gamma_i$ 을 降雪로 보고  $t_i$ 가  $0^{\circ}\text{C}$ 以上일때는 降雨로 取扱하여 다음式에 의해 推定融雪量,  $\gamma_m$ 를  $\gamma_i$ 에 加算한 값을 Model에 入力한다.

$$r_m = mt_i + r_i t_i / 80 \dots\dots\dots (2,1)$$

여기서  $m$ : 融雪의 定數,  $m=0.25$  (mm/h/ $^{\circ}\text{C}$ )  
 $r_i$ : 第*i*地帶의 降水量 (mm/h),  $t_i$ : 第*i*地帶의 氣溫 ( $^{\circ}\text{C}$ ), 그리고  $t_i$ 은 標高에 의한 氣溫低減率을  $0.6^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 로 하고 泫地點의 日平均氣溫,  $t$ 를 基準으로 各地帶別로 求한다. 그리고 泫地點의 日平均氣溫,  $t$ 는 泫地點의 日最高氣溫,  $t_h$ 와 日最低氣溫  $t_l$ 에서 다음 式과 같이 하여 算定한다.

$$t = \alpha t_h + (1 - \alpha) t_l, \alpha = 0.6 \dots\dots\dots (2,2)$$

### 3. 蒸發散量의 推定法

長期流出解析에 있어서 蒸發散量의 推定은 主로 計器蒸發量을 利用하는 例가 많다. 그러나 本 研究에서는 다음에 提示하는 Hamon 式<sup>7)</sup>을 採用키로 하였다.

$$E_p = 0.140 D_0 2q_t \dots\dots\dots (2,3)$$

여기서  $E_p$ : 日平均蒸發散能 (mm/day),  $D_0$ : 可照時間  $t_t$ , 即 月平均 1日可照時間을 12時間으로 나눈 값,  $q_t$ : 日平均氣溫에 對한 飽和 絶對濕度 ( $\text{g}/\text{m}^3$ )

上記式(2-3)의 適用에 있어서는 流域內의 標高差가 큰것을 考慮하여 流域平均 標高에 있어서의 日平均氣溫을 對象으로 해서 使用키로 하였다. 流出計算시에는 (2,3)式으로부터 日蒸發散量을 구하여 月單位로 集計하고 다시 月平均 日蒸發散量을 구해서 適用하였다.

### 4. 流出Model의 適用結果

長短期流出 共用Model은 보통 14個의 未知定數를 갖고 있다. 이번 大迫泫 流域에 本 Model을 適用했을 때는 이 14個의 未知定數를 다음에 提示하는 解析順序에 따라 最適 同定하였다.

1) 먼저 日單位 流出高를 對象으로 해서 14個定數를 同定한다.

2) 上記 1)項에서 算定한 定數를 初期値로 하고 洪水時의 時間流量을 對象으로 해서 上層部의 4個定數( $a_1, a_2, b_1, z_1$ )를 再同定한다. 이때 다른 10個의 定數는 固定해 둔다.

또한 同定에는 1974, 1975年의 2年間의 資料를 使用했고 이어서 1976年~1985年 10月까지 9年 10個月間을 檢證期間으로 하였다.

以上の 方法에 의해 導出한 最適 Model 定數는 그림.2-2에 提示하고 이 Model에 의해 推定한 日單位 流出量의 相對誤差는 表-2-3에 그리고 34個 洪水事象에 대한 時間平均流量의 相對誤差는 表-2-4에 提示하였다. 長期 流出量의 再現結果는 그림.2-3, 4에, 洪水時의 再現結果는 그림.2-5, 6에 나타내었다.

한편 各 洪水의 實測尖頭流量과 計算尖頭流量을 對比한 結果를 그림.2-7에 提示하였다.

長期流出의 再現性에 대해서는 日流出高의 相對誤差로는 平均 17%로서 推定精度가 大端히 良好한 것으로 볼 수 있다. 한편 물 收支

表-2-1. 4觀測地点의 年間總降雨量 (mm)

年 度	댐	筏 場	枋 谷	大台ヶ原	年流出高
1974	2363 ( 1)	2605 ( 0)	2450 (32)	3896 ( 134)	2662
1975	2449 ( 0)	2688 ( 0)	2894 ( 0)	4143 ( 133)	2951
1976	1944 (23)	1179 ( 99)	2087 ( 0)	3200 ( 154)	2289
1977	1262 ( 1)	1405 ( 17)	1533 ( 0)	2587 ( 154)	1872
1978	1041 ( 0)	1177 ( 0)	1556 ( 0)	1620 ( 149)	1319
1979	1554 ( 0)	2105 ( 0)	2651 ( 0)	3252 ( 146)	2204
1980	2044 ( 0)	2501 ( 0)	1952 ( 8)	2882 ( 150)	2237
1981	1611 ( 6)	1597 ( 0)	1760 ( 0)	2548 ( 146)	1796
1982	2518 ( 0)	2823 ( 3)	2871 ( 4)	3864 ( 153)	3146
1983	1893 ( 0)	1878 ( 0)	1839 ( 0)	2451 ( 126)	1929
1984	1490 ( 0)	1597 ( 0)	1669 ( 0)	2397 ( 147)	1753
計	20164 (31)	21555 (119)	23262 (44)	32840 (1592)	24158

注 1) ( )内는 欠測日數

計算上으로 봐서도 大體로 바람직한 結果가 나오고 있다. 그러나 渴水年에 該當하는 1984年에 대해서는 相對誤差가 27.8%로서 아주 低下되고 있다. 특히 秋期, 冬期의 再現性에는 문제가 있다고 사료된다. 그리고 洪水시의 再現性에 대해서는 相對誤差로 보는 限 一部를 除外하고는 20%前後로서 比較的 良好한 結果가 나오고 있음을 볼 수 있다. 그러나 尖頭流量에 對해서는 計算값이 實測값에 比해 적게 出水되는 傾向을 보여주고 있다. 그리고 再現性이 不良한 例로 提示한 그림.2-6의 경우와 같이 實測流量과 推定流量의 값이 顯著한 差異를 보이는 期間도 있다. 이와같은 경우는 大體로 流域平均雨量의 推定誤差가 크게 影響된 것으로 思料된다.

그렇지만 가장 중요한 入力으로 볼수 있는 流域平均雨量의 推定精度가 지금은 明確치 못함에도 不拘하고 이만큼이나마 流出量의 推

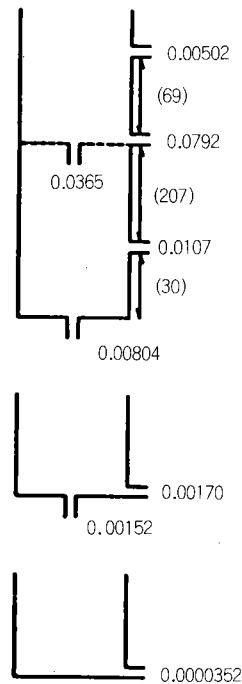


그림. 2-2. 最適 Model定數

表-2-2. 地帶別面積率

地 帶	標 高(m)	面積百分率(%)
第1地帶	400 - 700	26
第2地帶	700 - 1000	45
第3地帶	1000 - 1300	25
第4地帶	1300以上	4

定精度가 良好한 것으로 본다면 그래도 本研究에서 開發한 이 Model의 效率性은 長期流出 및 洪水流出子測에도 결코 뒤 떨어지지 않음을 判斷할 수 있다.

表-2-3. 長期流出量の再現性 評價

年度	降水量	相對誤差	水收支誤差
	R(mm)	Jre(%)	JQ(%)
1974	3463	21.3	- 4.0
1975	3695	16.4	1.0
1976	2835	15.5	- 2.7
1977	2209	14.1	- 10.6
1978	1724	17.6	- 3.6
1979	2959	13.6	- 1.4
1980	3042	15.5	4.7
1981	2333	14.5	- 2.7
1982	3686	15.3	- 3.9
1983	2415	16.0	1.0
1984	2204	27.8	- 2.1
1985	(2362)	19.3	- 8.1
全期間の平均誤差		17.2	- 2.5

注1) 降水量=降雨量+融雪量

注2) 1985年 1~10月 까지임

注3) Jre(%), JQ(%)는, 次式에서 算定함

$$Jre = \frac{1}{N} \sum \frac{|Q_c - Q_o|}{Q_o} \times 100(\%)$$

$$JQ = \frac{\sum Q_c - \sum Q_o}{\sum Q_o} \times 100(\%)$$

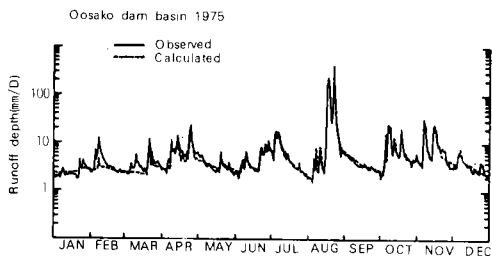


그림.2-3. 長期流出量の再現結果(1) (同定期間 相對誤差16.4%)

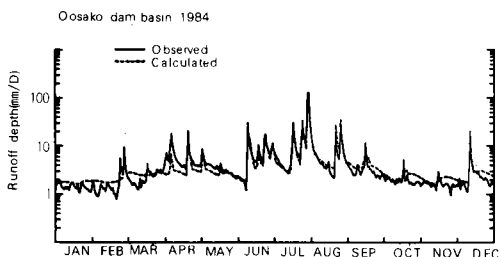


그림.2-4. 長期流出量の再現結果(2) 同定期間 利對誤差 27.8%

表-2-4. 洪水時の再現性 評價

出水日時	尖頭流量 Qp(m <sup>3</sup> /s)	相對誤差 Jre(%)	出水日時	尖頭流量 Qp(m <sup>3</sup> /s)	相對誤差 Jre(%)
74. 6. 4	213.5	14.1	80. 9. 9	351.6	48.5
74. 7. 6	302.8	15.9	80.10.14	194.0	12.6
74. 7. 24	186.8	26.6	81. 7. 30	112.0	20.9
74. 8. 24	192.6	8.4	81.10. 8	108.1	32.3
75. 8. 31	545.1	14.8	82. 7. 31	1315.5	14.7
75. 8. 15	950.3	22.0	82. 8. 26	517.2	26.2
75.10. 7	125.7	39.9	82. 9. 11	254.6	55.5
75.11. 6	88.3	-	82. 9. 24	870.9	27.8
76. 9. 8	294.6	19.5	82.11.29	128.4	34.9
77. 9. 8	146.1	32.6	83. 8. 15	658.5	32.5
77.11.16	109.9	52.5	83.10. 8	150.6	16.5
78. 6. 23	131.2	18.1	84. 7. 23	171.4	14.1
79. 8. 31	455.2	24.3	84. 7. 28	514.0	19.9
79. 9. 29	392.8	24.1	84. 8. 25	159.1	13.1
79.10.17	870.9	23.4	85. 5. 24	95.3	-
79.11. 9	146.9	14.6	85. 6. 25	151.6	14.5
80.5. 30	136.6	7.3	85. 6. 30	677.4	14.1

注1) 相對誤差는 100m<sup>3</sup>/s以上の 流量을 對象으로 評價

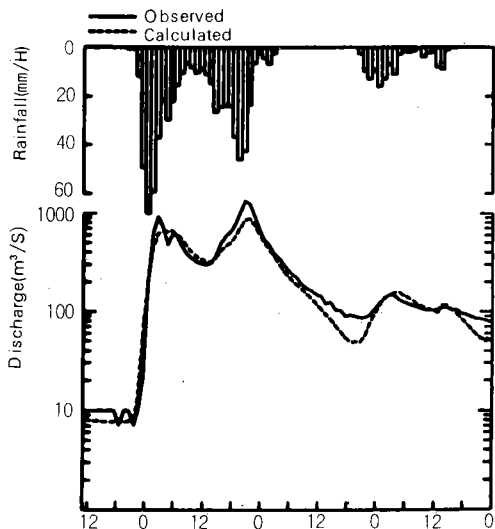


그림. 2-5. 大出洪水時の再現結果(1)  
相對誤差 14.7%

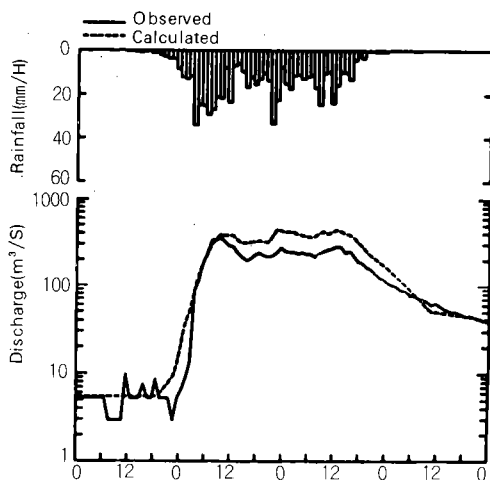


그림. 2-6. 大出洪水時の再現結果(2) 再現성이  
不良한 例 · 相對誤差 48.5%

### Ⅲ. 洪水予測 System의 構成

#### 1. 狀態修正法에 의한 流出予測의 構想

一般的으로 流出Model을 개입시킨 流量予測에서는 Model構造가 極度로 單純化 되어있고 Model媒介變數의 同定精度가 充分하지 않기 때문에 이것들에 의한 Model의 誤差와 降

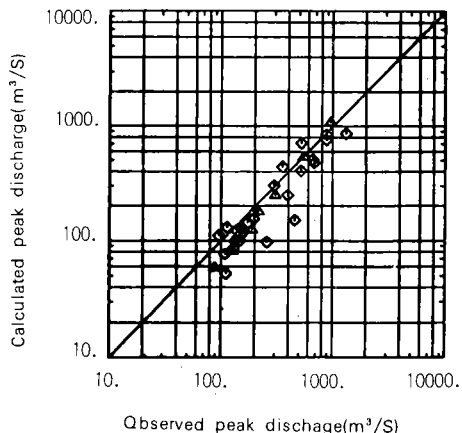


그림. 2-7. 實測Peak流量과 計算Peak流量의 比較  
△ : 同定期間, ◇ : 檢證期間

水量, 蒸發散量, 혹은 流量等の 觀測誤差에 起因하는 여러가지 誤差介入은 避할 수 없다. 그래서 이와같은 誤差를 補償하여 推定流量을 實測流量에 接近시킬 수 있도록 Kalman-Filter 理論에 입각하여 Filtering, 予測 System을 構成한다.

Kalman-Filter理論의 適用에 있어서는 流出Model의 作動狀態를 表現하는 物理量을 狀態變量으로 하고 그것을 時時刻刻으로 推定修正해가는 狀態修正法과 Model Parameter를 狀態變量으로 代替해서 Model Parameter를 시시각각 推定修正해가는 Parameter修正法을 생각할 수 있다. 여기서는 Model構造, Model-Parameter는 이미 信賴할 수 있는값을 얻을 수 있는 것으로 생각해서 여기서는 狀態修正法을 採用한다. 그리고 洪水를 對象으로 하는 System을 생각해서 蒸發散은 考慮하지 않는 것으로 한다.

그래서 지금까지 提案되어지고 있는 物理的 流出Model의 전부는 다음 3-1式과 같은 狀態方程式 (3,1)으로 記述되어 진다.

$$\dot{x} = dx/dt = f(x, r, t) \dots\dots\dots (3,1)$$

여기서 x : 狀態變量 Vector, r : 降雨強度  
f ( )는 一般的으로 非線形函數가 된다.

(3,1)式은 모든 誤差要因을 無視하고 있



나 이것들의 誤差를 考慮하기 때문에 (3,1) 式을 (3,2)式과 같이 表現하고 다시 離散時間, K에서의 狀態變量 Vector의 不確定한 觀測을 (3,3)式으로 定義한다.

$$\dot{x} = f(x, r, t) + w(t) \dots\dots\dots (3,2)$$

$$y(k) = h(x(k)) + v(k) \dots\dots\dots (3,3)$$

여기서,  $w(t)$  : 平均值 0의 白色雜音인 System雜音,  $y(k)$  : 觀測量 Vector,  $V(k)$  : 平均值 0의 白色雜音인 觀測雜音,  $h(\ )$  :  $x$ 의 函數式 一般的으로  $x$ 에 대하여 받드시 線形式으로 된다고는 볼수 없다.

線形System에 對應하는 Kalman-Filter理論<sup>8)</sup>을 適用하기 위하여 (3,2), (3,3) 式을 局所的으로 線形化하고 (3,2)式을  $(t, t+\Delta t)$  即,  $(k, k+1)$ 에 對하여 積分하면 線形離散化된 狀態方程式 (3.4)式 및 觀測方程式 (3.5)式을 얻을 수 있다.

$$x(k+1) = \phi(k)x(k) + b(k) + w(k) \dots\dots (3,4)$$

$$y(k) = H(k)x(k) + c(k) + v(k) \dots\dots\dots (3,5)$$

여기서  $x$  :  $n$ 次元狀態變量Vector,  $\phi$  : 狀態遷移行列( $n \times n$ ),  $b$  :  $n$ 次元 列Vector,  $W$  :  $n$ 次元 System 雜音Vector,  $y$  :  $m$ 次元觀測量 Vector,  $H$  : 係數行列( $m \times n$ ),  $C$  :  $m$ 次元列 Vector,  $V$  :  $m$ 次元觀測雜音Vector.

Kalman-Filter理論에 의하면, 時點 $k$ 까지의 情報가 얻어졌을때의 時點 $(k+1)$ 에 있어서의 狀態變量推定值  $\hat{x}(k+1|k)$  및 推定誤差分散行列,  $P(k+1|k)$ 는 다음 式에서 구할 수 있을 것이다. (豫測)

$$\hat{x}(k+1|k) = \phi(k)\hat{x}(k|k) + b(k) \dots\dots (3,6)$$

$$P(k+1|k) = \phi(k)P(k|k)\phi^T(k) + U(k) (3,7)$$

여기서,  $P$  : 狀態變量的 推定誤差分散行列 ( $n \times n$ ),  $U$  : System雜音共分散行列( $n \times n$ ),  $T$  : 轉置記号,

다시 出力值의 豫測은 다음 式에 의한다.  
 $\hat{y}(k+1|k) = H(k+1)\hat{x}(k+1|k) + c(k+1)$   
 $\dots\dots\dots (3,8)$

이어서 時點 $(k+1)$ 에 새로운 觀測值,  $y(k+$

1)가 入手되어진 경우의 時刻 $(k+1)$ 에 있어서 狀態變量的 更新推定值 $\hat{x}(k+1|k+1)$  및 推定誤差分散行列 $P(k+1|k+1)$ 은 다음 式으로 求解될 수 있다. (Filtering)

$$x(k+1|k+1) = \hat{x}(k+1|k) + G(k+1) [y(k+1) - \hat{y}(k+1|k)] \dots\dots\dots (3,9)$$

$$P(k+1|k+1) = [I - G(k+1)H(k+1)]P(k+1|k) \dots\dots\dots (3,10)$$

$$G(k+1) = P(k+1|k)H^T(k+1)[H(k+1)P(k+1|k)H^T(k+1) + R(k+1)]^{-1} \dots\dots\dots (3,11)$$

여기서,  $G$  : Kalman-Gain行列( $n \times m$ ),  $I$  : 單位行列 ( $n \times n$ ),  $R$  : 觀測誤差共分散行列 ( $m \times m$ ), 그리고 윗式的 表現은 非線形函數  $f(\ )$ ,  $h(\ )$ 를  $x$ 의 最新值의 周圍에서 局所的으로 線形化, 離散化함으로써 얻어진다. 즉,  $\phi(k)$ ,  $b(k)$ 는  $\hat{x}(k|k)$ 에 대하여 推定되고  $H(k+1)$ ,  $C(k+1)$ 은  $\hat{x}(k+1|k)$ 에 대하여 推定되어진다.

그리고 (3,6), (3,8) 式은 받드시 線形化되는 것은 아니고 基礎方程式을 直接 積分해서 얻어지는 式을 採用할 수도 있다(擴張 Kalman-Filter).

## 2. 洪水豫測 System I - 最上層水深修正法 -

長短期流出 共用Model은 3段4層의 Tank를 갖지만 洪水流出量은 거의 最上段 上層水深,  $S_1$ 에 의해서 左右된다고 봐도 좋다. 여기서 이  $S_1$ 만을 狀態變量으로 하는 洪水豫測 System을 생각해보면 이때의 基礎式은 다음 式이 된다.

$$dx/dt = r - f - a_1\{I[x - Z_1]\}^m - a_2x, m=5/3 \dots\dots\dots (3,12)$$

$$y = a_1\{I[x - z_1]\}^m + a_2x + (Q_3 + Q_4 + Q_5) \dots\dots\dots (3,13)$$

여기서  $x = S_1$ ,  $y$  : 流量,  $Q_3 \sim Q_5$  : 下層Tank로부터의 流出量,  $r$  : 降雨強度,  $f$  : 浸透強度, 但 Filtering을 행하는 것은  $b_1(Z_2 + Z_3 - S_2) < x/\Delta t + r$ 일때 한해서 한다. 그리고 函數  $I$

[x]는 다음의 의미를 갖는다.

$$I[x] = \begin{cases} x, & x > 0 \\ 0, & x \leq 0 \end{cases} \dots\dots\dots (3,14)$$

그리고 Kalman-Filter를適用하기 위해서 基礎式을 다음과 같이 線形化, 離散化한다. 그리고 (3,12), (3,13)式은  $x=Z_1$ 에 있어 連續이고 Taylor展開가 가능하다. 먼저 (3,12)式에 대해서는 左邊을  $f(x)$ 로 두고  $\hat{x}(k|k)$ 의 주위에 線形化하면

$$f(x) = f(\hat{x}(k|k)) + F(k)(x - \hat{x}(k|k))$$

$$F(k) = \left. \frac{\partial f}{\partial x} \right|_{x=\hat{x}(k|k)} \dots\dots\dots (3,15)$$

윗 式은

$$dx/dt = f(x) = ax + b \dots\dots\dots (3,16)$$

$$a = F(k), \quad b = f(\hat{x}(k|k)) - F(k)\hat{x}(k|k)$$

의 形式으로 되어 있기 때문에 單位時間을  $\Delta t$ 로 할때 離散化 形式은 다음 式이 된다.

$$x(k+1) = \phi(k)x(k) + \Gamma(k)b \dots\dots\dots (3,17)$$

$$\phi(k) = \exp(a\Delta t), \quad \Gamma(k) = (\phi(k) - 1)/a$$

또한 (3,13)式은 左邊을  $h(x)$ 로 두고  $\hat{x}(k+1|k)$ 의 주위에서 線形化하면 다음 式이 된다.

$$y = h(x) = h(\hat{x}(k+1|k)) + H(k+1)$$

$$(x - \hat{x}(k+1|k))$$

$$H(k+1) = \left. \frac{\partial h}{\partial x} \right|_{x=\hat{x}(k+1|k)} \dots\dots\dots (3,18)$$

(3,17), (3,18)式에 誤差項을 부가하면 (3,4), (3,5)式의 形式으로 되기 때문에 時時刻刻 狀態變量의 修正이 행해지게 된다.

Kalman-Filter의 實用에 있어서 問題가 되는 것은 하나의 System雜音, 觀測雜音의 分散設定法이 있다. 이것은 시행 錯誤的으로 設定하지 않을 수 없지마는 여기서는 다음과 같은 값을 採用한다.

$$U(k) = \{\lambda \hat{x}(k|k)\}^2$$

$$R(k) = \{\mu y(k)\}^2 \dots\dots\dots (3,19)$$

$$\lambda = \mu = 0.05$$

### 3. 洪水豫測 System II, 一全 Tank 水深修正法一

長短期流出 共用Model 各 Tank의 貯留水深  $S_1, S_2, S_3, S_4$ 를 狀態變量으로 하여  $x_1, x_2, x_3, x_4$ 로 表示하고 이것들을 時時刻刻 修正하는 方法을 생각한다. 이때의 連續方程式 및 運動方程式은 다음 식과 같이 表示될 수 있다.

$$\begin{pmatrix} \dot{x}_1 \\ \dot{x}_2 \\ \dot{x}_3 \\ \dot{x}_4 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} f_1(x_1, x_2, x_3, x_4, r) \\ f_2(x_1, x_2, x_3, x_4, r) \\ f_3(x_1, x_2, x_3, x_4, r) \\ f_4(x_1, x_2, x_3, x_4, r) \end{pmatrix} \dots\dots\dots (3,20)$$

$$y = Q_1 + Q_2 + Q_3 + Q_4 + Q_5 = h(x_1, x_2, x_3, x_4)$$

$$\dots\dots\dots (3,21)$$

여기서, 윗式을 (1,1)~(1,9)式과 對比하고 다시 (1,13), (1,14)式을 考慮하면 函數  $f_1, f_2, f_3, f_4, h(\ )$ 는 各各 다음과 같이 表示할 수 있다.

$$b_1(Z_2 + Z_3 - x_2) \leq x_1/\Delta t + r \text{ 일때}$$

$$f_1 = r - b_1(Z_2 + Z_3 - x_2) - a_2x_1 - a_1$$

$$\{I[x_1 - Z_1]\}^m, \quad m = 5/3 \dots\dots\dots (3,23)$$

$$f_2 = b_1(Z_2 + Z_3 - x_2) - a_3I[x_2 - Z_3] - b_2x_2$$

$$\dots\dots\dots (3,23)$$

$$b_1(Z_2 + Z_3 - x_2) > x_1/\Delta t + r \text{ 일때}$$

$$f_1 = -x_1/\Delta t \dots\dots\dots (3,22)$$

$$f_2 = x_1/\Delta t + r - a_3I[x_2 - Z_3] - b_2x_2$$

$$\dots\dots\dots (3,23)$$

$$f_3 = b_2x_2 - a_4x_3 - b_3x_3 \dots\dots\dots (3,24)$$

$$f_4 = b_3x_3 - a_5x_4 \dots\dots\dots (3,25)$$

$$h(\ ) = a_1\{I[x_1 - Z_1]\}^m + a_2x_1 + a_3I[x_2 - Z_3] + a_4x_3 + a_5x_4 \dots\dots\dots (3,26)$$

上述한 式에 의하여 函數  $I[x]$ 를 內包하고 浸透能, 降雨強度 및 貯留水深에 부응하여 函數形이 不連續으로 變化하는  $f_1, f_2$  및 函數  $I[x]$ 를 포함한  $h(\ )$ 가 강한 非線形性을 나타내는 構造로 되어 있다.

一般的으로 非線形函數를 局所的으로 線形

화할때는 Taylor展開의 1次項까지 취하는 방법이 자주 사용되지만 여기서 問題가 되는 非線形函數  $f_1, f_2, h(\ )$ 의 경우 導函數가 求해될 수 없는 難點이 있다. 그래서 本 研究에서는 統計的 線形化 方法을 사용하기로 하였다. 이 方法은 函數의 微分을 생각하지 않고 Taylor展開가 되지 않는 函數에도 適用될 수 있는 特徵이 있고 이미 kitanidis·Bras<sup>10)</sup>나 高棹·椎葉·宝<sup>11)</sup> 등이 流出豫測에 適用하여 그의 有用性을 확인하고 있으며 이 方法은 다음과 같다.

지금 n次元의 Vector  $x$ 와 그의 scalar값 函數,  $f(x)$ 를 주어지는 것으로 한다. 그리고  $x$ 는 平均值 $\bar{x}$ , 正則한 分散行列 $P$ 를 가지며 正規分布에 따른다고 볼때 scalar  $b$  및 n次元 Vector  $H$ 를 (3,27) 式이 最小가 되게끔 定해 놓고  $f(x)$ 를 (3,28) 式으로 近似시킨다.

$$E\{|f(x) - [b + H(x - \bar{x})]|^2\} \rightarrow \min \dots (3,27)$$

$$f(x) \approx b + H(x - \bar{x}) \dots \dots \dots (3,28)$$

(3,2) 式을 最小로 하는  $b, H$ 는 다음式에 의하여 定해진다.

$$b = E\{f(x)\}, PH^T = E\{(x - \bar{x}) f(x)\} \quad (3,29)$$

이때 問題는  $E\{f(x)\}, E\{(x - \bar{x}) f(x)\}$ 의 計算이다. 이것을 解析的으로 구하기는 困難하기 때문에 本 研究에서는 高棹, 椎葉·富澤<sup>12)</sup>가 統計的 2次 近似理論에 適用할 때 採用한 Hermit-Gauss積分公式 및 UD分解法에 의하여 計算하기로 하였다.

長短期流出 共用Model에서는 線形化해야 할 函數  $f_1, f_2, h(\ )$ 중 非線形性을 表示하는 部分이 狀態變量,  $x_1, x_2$ 만의 函數로 되어 있다는 것을 考慮해서  $x_1, x_2$ 의 周邊分布만을 對象으로 하여 各各 統計的 線形化를 適用하면 (3,20), (3,21) 式은 結局 다음과 같이 變換시킬 수가 있다.

$$dx/dt = Ax + d \dots \dots \dots (3,30)$$

$$y = Hx + c \dots \dots \dots (3,31)$$

여기서,  $x$ : 狀態變量 Vector,  $y$ : 觀測流量

(Scalar),  $A, d, H, C$ : 統計的 線形化에 의해 구해지는 係數行列 및 係水 Vector, 다시 (3,30) 式을 指數行列의 展開法으로 離散化하면 다음 式이 구하여 진다.

$$x(k+1) = \phi(k)x(k) + \Gamma(k)d(k) \dots \dots (3,32)$$

$$\phi(k) = \exp(A\Delta t) = I + A\Delta t + \frac{1}{2}(A\Delta t)^2 + \frac{1}{6}(A\Delta t)^3 + \frac{1}{24}(A\Delta t)^4 \dots \dots \dots (3,33)$$

$$\Gamma(k) = [\exp(A\Delta t) - I]A^{-1} = \Delta t \{ I + \frac{1}{2}A\Delta t + \frac{1}{6}(A\Delta t)^2 + \frac{1}{24}(A\Delta t)^3 \} \dots \dots \dots (3,34)$$

여기서,  $k$ : 時點,  $I$ : 單位行列,  $\Delta t$ : 計算 單位時間.

結局, (3,31), (3,32) 式에 誤差項을 부가하면 (3,4), (3,5) 式과 同一한 形式이 얻어지고 上述한바 있는 Filtering과 豫測 Algorithm을 適用할 수 있게 된다.

Filtering豫測을 위해서는 System雜音, 觀測雜音이 갖는 分散行列  $U, R$  및 狀態變量의 推定誤差共分散行列의 初期值  $P(0|0)$ 를 決定할 必要가 있다.  $U, R$ 의 決定에 있어서는 몇가지로 생각할 수 있으나 여기서는 다음에 提示한 方法을 사용한다.

長短期流出 共用Model을 對象으로 하는 경우를 생각하면  $U(k)$ 는  $4 \times 4$  行列,  $R(k)$ 는 Scalar가 되며 그의 要素는 다음과 같이 定해진다.

$$U(k) = \begin{pmatrix} \sigma_{w_1}^2 & & & 0 \\ & \sigma_{w_2}^2 & & \\ & & \sigma_{w_3}^2 & \\ 0 & & & \sigma_{w_4}^2 \end{pmatrix}$$

$$R(k) = \sigma_v(k)^2 \dots \dots \dots (3,35)$$

洪水流出의 경우 流量이 크게 變動하며 거기에 따라서 특히 狀態變量  $x_1$ , 即 第1段 Tank上層의 貯留水深  $S_1$ 도 크게 變動하는 것을 고려해서 이것들의 誤差의 非定常性을 假定하고  $\sigma_{w_1}^2, \sigma_v^2$ 를 다음과 같이 주어진다.

$$\sigma_{w_1}(k)^2 = \begin{cases} (\lambda x_1(k))^2, & (\lambda x_1(k))^2 \geq V_{w_1}^{\min} \\ V_{w_1}^{\min}, & (\lambda x_1(k))^2 < V_{w_1}^{\min} \end{cases} \dots\dots\dots (3,36)$$

$$\sigma_v(k)^2 = \begin{cases} (\mu y(k))^2, & (\mu y(k))^2 \geq V_v^{\min} \\ V_v^{\min}, & (\mu y(k))^2 < V_v^{\min} \end{cases} \dots\dots\dots (3,37)$$

여기서  $V_{w_1}^{\min}$ :  $\sigma_{w_1}^2$ 의 下根值,  $V_v^{\min}$ :  $\sigma_v^2$ 의 下根值,  $\lambda, \mu$ : 係數,  $x_1(k)$ : 時點k의 狀態變量,  $y(k)$ : 時點k의 觀測流量, 여기서  $V_{w_1}^{\min}, V_v^{\min}$ ;  $\lambda, \mu$ 의 各各에 一定值를 設定한 것으로 한다.

#### IV. 大迫댐 流域에 있어서 洪水流量의 On-Line의 豫測과 考察

##### 1. 降雨時系列의 豫測法

前章에서 설명한 流量豫測 System을 適用하기 위해서는 降雨時系列 豫測이 必要하게 되지만 雨量의 短時間豫測은 大端히 어렵고 지금까지도 正確한 方法은 確立되어 있지 않은 實情이다. 本 研究에서는 洪水時에 있어서 Dam Gate 操作이든지 下流에 대한 洪水豫報 等 實際問題에 대한 便宜을 생각해서 3時間 앞까지의 流量豫測을 試圖하였다. 이때 適用하는 降雨豫測法(外插法)으로서는 다음의 a)~c)의 3가지 豫測法과 이것들의 精度를 對比하기 위해 豫測雨量系列이 觀測值와 같다고 하는 d) 法의 4種의 方法을 檢討했다.

- a) 現時點의 降雨強度가 繼續되는 것으로 하는 外插法
- b) 過去 3時間 平均降雨強度가 繼續하는 것으로 하는 外插法
- c) Kalman Filter에 의한 降雨時系列 豫測法
- d) 完全豫測, 即 將來의 雨量系列을 既知로 하는 경우

上述의 c)는 (4,1) 式과 같은 AR式의 AR係數  $a_1 \sim a_4$ 를 狀態變量,  $x$ 로 바꾸어 읽고 Kalman Filter로서 時時刻刻 同定하면서 豫測計算을 시행하는 것이 된다.

$$\hat{r}_{k+\nu} = a_1 r_k + a_2 r_{k-1} + a_3 r_{k-2} + a_4 r_{k-3} \dots (4,1)$$

여기서  $r_k$ : 時點(k-1)~k의 1時間 雨量,  $\hat{r}_{k+\nu}$ : 時點 (K+ν-1)~(k+ν)의 1時間 雨量豫測值,  $a_1 \sim a_4$ : AR係數, K: 現時點番号, ν: 豫測時間. (ν=1,2,3.)

上式의 AR係數는 ν=1,2,3의 各各에 對하여 獨立으로 同定·豫測計算을 행하는 것으로 한다.

이 豫測法과 比較하면 a)는  $a_1=1, a_2=a_3=a_4=0$ 인 特別한 경우이고 b)는  $a_1=a_2=a_3=1/3, a_4=0$ 의 特別한 경우라 할 수 있다.

##### 2. 洪水流量豫測 System의 適用結果

앞에서 構成한 流量豫測system을 用해서 大迫Dam에 있어서 洪水流量豫測을 시도하였다. 對象으로 하는 洪水는 大迫Dam에서 Peak流量 350m<sup>3</sup>/s 以上을 記錄한 12個 洪水로서 降雨資料는 第2章에서 서술한 流域 平均雨量을 사용하였다.

狀態變量의 初期值  $\hat{X}(0|0)$ 에는 第2章의 Model을 適用함으로써 구해진 各 洪水別의 初期貯留水深을 使用한다. 그리고 豫測system II에서는 初期值 P(0|0)는 그의 對角要素로서  $P_{11}=0.0001(\text{mm})^2, P_{22}=P_{33}=P_{44}=0.1(\text{mm})^2$ 을 주어서 非對角要素에는 0을 준다. System雜音·觀測雜音의 共分散行列에 대해서 여기서는  $V_{w_1}^{\min}=0.0001(\text{mm})^2, V_v^{\min}=1(\text{m}^3/\text{S})^2, \lambda=\mu=0.05, \sigma_{w_2}^2=\sigma_{w_3}^2=\sigma_{w_4}^2=0.1(\text{mm})^2$ 을 준다. system I도 비슷하다. 그리고 여기서 利用되는 觀測流量은 瞬間流量이 아니고 時間平均流量  $\bar{Q}$ 가 된다.

여기서 Kalman-Filter의 適用에 있어서는  $Q(k) \approx (\hat{y}(k/k) + \hat{y}(k-1/k-1))/2$ 를 생각해서 觀測量 y(k)를 다음식으로 구하는 것으로 하였다.

$$y(k) = 2\bar{Q}(k) - \hat{y}(k-1|k-1) \dots\dots\dots (4,2)$$

여기서, y(k): 觀測量(時點 k의 瞬間流量),  $\bar{Q}(k)$ : 時點 k~k-1의 時間平均流量(實際觀測值),  $\hat{y}(k-1|k-1)$ :  $\hat{X}(k-1|k-1)$ 에서 구해지는 瞬間流量, 但 豫測精度는 時間平均流量으로서 評價했다. 觀測值는 1時間마다 얻

어지기 때문에 모든 計算은  $\Delta t = 1$ 時間으로 해서 진행했다.

以上과 같은 適用條件하에서 1~3時間 앞의 豫測計算을 실시하였고 여기서 얻어진 結果를 要約하면 다음과 같다.(表-4-1, 4-2 參照)

1) 豫測system I 과 II 사이에는 그 差가 없고 어떤 것도 Kalman-Filter를 導入하지 않는 경우에 比較해서 豫測精度가 크게 向上되고 있다. 따라서 실지 사용할 때는 計算이 簡便한 system I 을 권장하고 싶다.

2) 豫測雨量으로서 a)~c)의 어떤 값을 사용하더라도 1時間앞, 2時間앞 豫測은 良好하며 특히 1時間앞 豫測에서는 12개 洪水에 대해 流量 $100\text{m}^3/\text{s}$  以上の 每時流量의 平均相對誤差는 10% 以下로 되어 있다.

3) 雨量豫測法으로서 a)~c)의 各 方法을 比較하면 各 方法 공히 큰 差異는 없지만 相對誤差를 보는限 現時點의 降雨強度가 繼續하는 것으로 한 a)法과 Kalman-Filter에 의한 降雨時系列 豫測을 사용한 c)法이 比較的

良好하며 어떤 것도 같은 程度의 豫測精度를 나타내고 있다. 但, Peak 부근의 誤差가 重視되어지는 것으로 보는 平均自乘誤差平方根, PMS로서 比較하면 3時間앞 豫測에 있어서 c)法の 誤差가 크게 되어 있다. 結局 이 計算結果를 보는 한 그 簡便性과 流量豫測精度로 보아서 現場에서 適用할 수 있는 方法으로서는 a)法이 권장 될 수 있을 것으로 사료된다.

豫測System II로서 雨量豫測a)法을 採用했을 경우의 1,3時間앞 豫測예를 그림. 4-1~4에 例示했다. 12개 洪水에 있어서의 Peak 流量 및 各 時刻流量(時間平均流量) 豫測値와 觀測値를 對比한 것을 그림. 4-5, ~8에 나타내었다.

1時間앞 豫測에서는 比較的 良好한 結果가 얻어졌지만 3時間앞 豫測에서는 Hydrograph의 時間이 어긋나고 있으며 流量의 變動도 크게 나타나고 있다.

그림.4-1,~4에서는 Hyetograph에 豫測雨量을 實線으로 부기하고 있지만 이에 의하면

表-4-1. 各種 洪水流量豫測法の 相對誤差(%) - (a) 現時點降雨繼續法의 경우

流出 豫測 豫測時間 出水起日	非 修正 Model			豫 測 System I			豫 測 System II		
	1h	2h	3h	1h	2h	3h	1h	2h	3h
1974. 8. 31	15.6	18.3	24.2	6.6	13.2	21.2	6.6	13.	21.2
1975. 8. 15	22.8	26.5	31.8	6.0	13.3	21.1	6.0	13.3	21.2
1979. 8. 31	23.0	24.2	39.3	25.0	26.6	46.5	46.5	28.7	30.0
1979. 9. 29	24.4	26.2	35.1	9.5	20.1	35.0	9.5	20.0	35.3
1979. 10. 17	23.2	27.6	37.9	8.5	19.2	32.8	8.4	19.1	33.0
1980. 9. 9	59.6	52.2	56.6	7.8	15.8	25.8	7.5	15.6	25.4
1982. 7. 31	14.8	19.4	28.8	7.8	16.7	27.2	7.9	16.8	27.2
1982. 8. 26	37.9	33.0	40.9	11.1	21.8	32.0	10.1	20.7	31.1
1982. 9. 24	34.5	36.2	52.5	14.4	24.2	40.7	14.5	24.3	41.0
1983. 8. 15	32.3	33.6	38.6	7.1	15.3	25.2	7.1	15.1	25.0
1984. 7. 28	20.2	24.1	28.6	10.9	19.5	25.4	19.9	19.4	25.4
1985. 6. 30	13.6	17.7	28.9	11.2	19.7	30.2	10.9	19.6	30.3
平均 相對 誤差 RMS	24.6	28.1	35.5	8.6	16.9	26.9	8.6	16.9	26.9
	86	108	153.	44.	93	146	44	93	146

注) 相對誤差(%), 平均 2 乘誤差平方根 RMS( $\text{m}^3/\text{s}$ )는 공히 流量 $100\text{m}^3/\text{s}$  以上으로 평가

表 4-2. 各種 降雨豫測法에 의한 洪水流量豫測 相對誤差 (%)  
- 洪水豫測 System II의 경우 -

降雨豫測法 出水起日	(b) 過去 3時間平均			(c) Kalman filter			(d) 完全 豫測		
	1h	2h	3h	1h	2h	3h	1h	2h	3h
1974. 8. 31	7.8	15.5	23.5	6.8	13.6	22.0	6.0	9.7	11.6
1975. 8. 15	6.6	15.4	23.3	6.3	14.7	23.6	5.8	8.5	10.5
1979. 8. 31	28.8	37.6	56.7	28.2	26.7	38.1	29.5	36.8	37.3
1979. 9. 29	12.1	26.6	43.9	9.7	20.5	37.0	11.9	17.2	20.6
1979. 10. 17	10.6	26.0	44.1	8.1	18.1	33.2	7.6	13.2	16.7
1980. 9. 9	7.3	16.8	27.2	6.9	14.0	23.0	7.0	11.4	15.8
1982. 7. 31	9.4	20.3	31.0	7.4	16.9	28.6	6.7	10.6	12.3
1982. 8. 26	10.7	21.4	32.6	10.0	22.3	34.7	9.0	13.0	15.5
1982. 9. 24	16.3	33.9	54.6	14.1	26.5	47.6	14.	18.8	20.4
1983. 8. 15	8.1	19.0	30.9	6.8	14.6	25.2	6.7	10.5	14.5
1984. 7. 28	11.8	20.9	27.7	10.4	17.4	22.6	11.0	15.4	17.7
1985. 6. 30	12.5	25.0	39.8	0.6	20.6	34.0	10.6	13.5	14.0
平均 相對 誤差 RMS	9.6	20.2	31.4	8.4	17.0	27.9	8.2	12.1	14.5
	51	112	163.	41	98	169	39	60	68.

註) 相對誤差(%), 平均 2乘誤差平方根RMS(m<sup>3</sup>/s)는 공히 流量 100m<sup>3</sup>/s 以上으로 평가

3時間 앞豫測에서 豫測雨量的 時間의 어긋남 이 流量豫測精度에 크게 影響을 미치고 있는 것으로 생각된다. 將來의 雨量을 既知로 한 d)法의 경우의 豫測精度를 보면 1時間 앞 豫

測에서는 다른 方法과 큰차는 없지만 3時間 앞 豫測에서는 相對誤差가 a)法의 半程度로

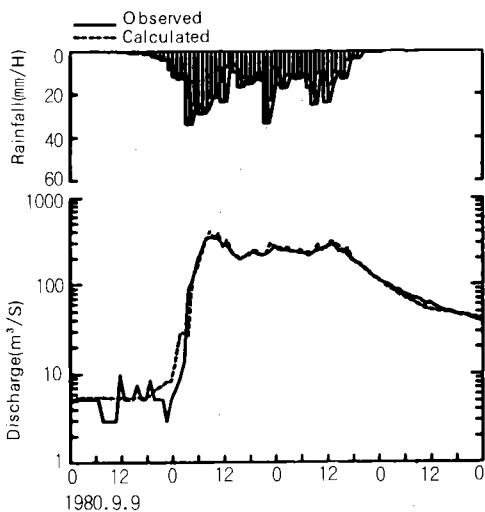


그림. 4-1. 1時間先豫測結果 (1) 降雨豫測 (a)法, 相對誤差 7.5%

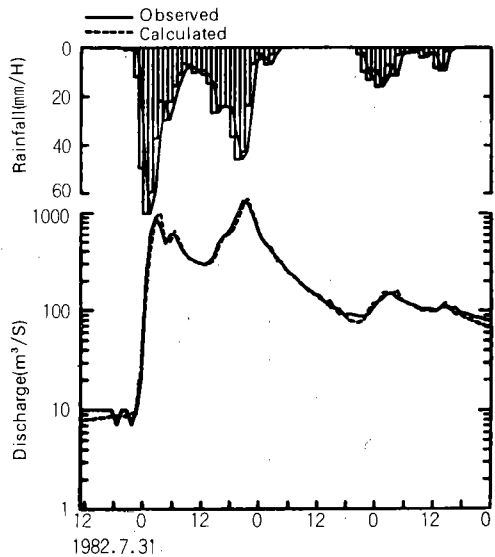


그림. 4-2. 1時間先豫測結果 (2) 降雨豫測 (a)法, 相對誤差 7.9%

比較的良好한 精度가 얻어지고 있다. 이것은 3時間 앞의 豫測이 되고 보면 雨量豫測의 精度가 流量豫測의 精度에 현저하게 반영되는 것을 시사하고 있다고 보겠다.

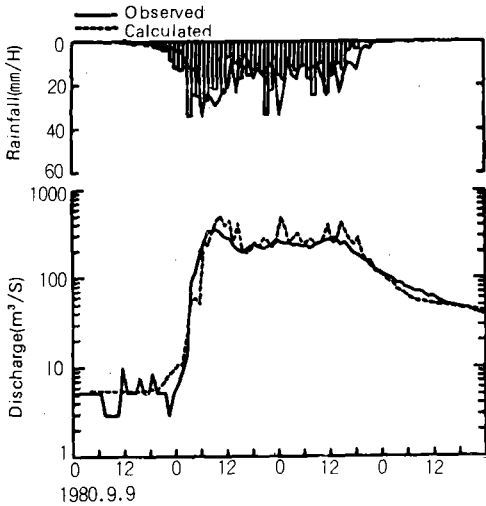


그림. 4-3. 3時間先豫測結果 (1) 降雨豫測 (a)法, 相對誤差 25.4%

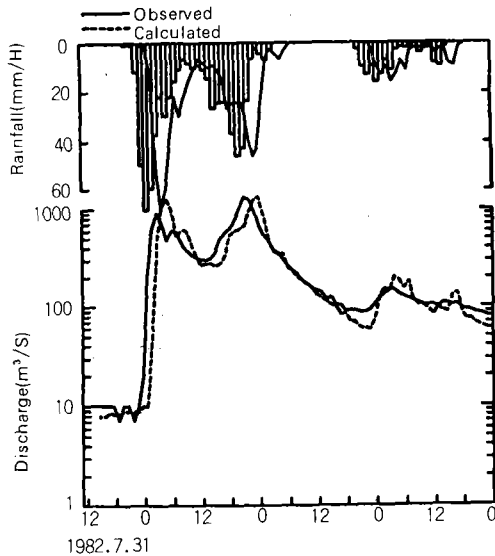


그림. 4-4. 3時間先豫測結果 (2) 降雨豫測 (a)法, 相對誤差 27.2%

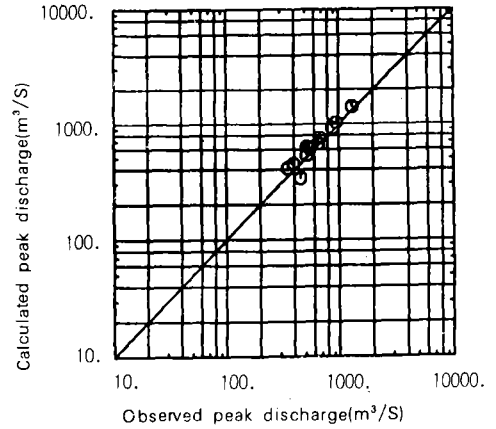


그림. 4-5. 1時間先豫測結果 降雨豫測 (a)法, Peak流量 比較

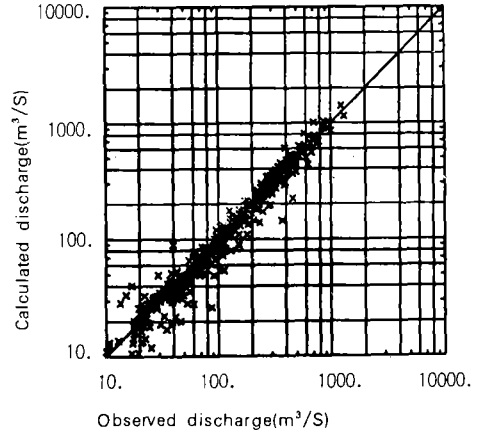


그림. 4-6. 1時間先豫測結果 降雨豫測 (a)法, 全流量 Data의 比較

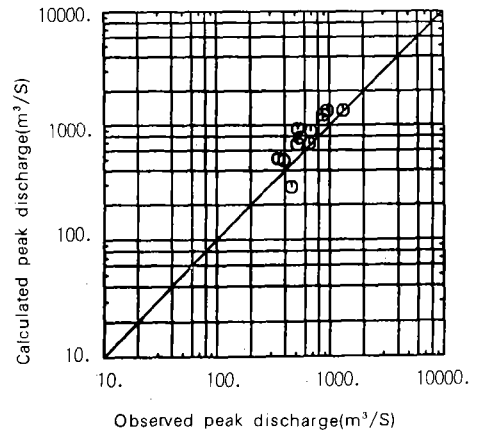


그림. 4-7. 3時間先豫測結果 降雨豫測 (a)法, Peak流量의 比較

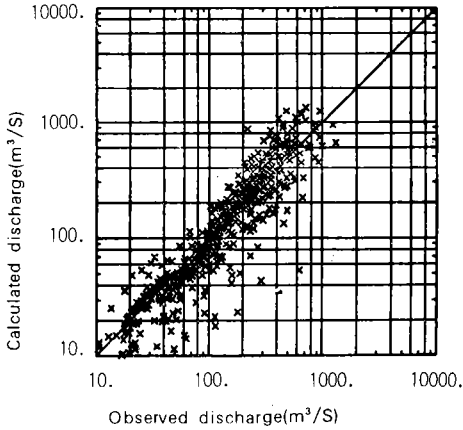


그림 4-8. 3時間先豫測結果 降雨豫測(a)法, 全流量 Data의 比較

### 結 論

本 報告에서는 水資源·治水 兩面에서 크게 이바지 될 수 있다고 생각되는 長短期流出 共用 Model과 그 Dam 流域에의 應用例를 기술한 것이다. 이 Model은 單純한 構造임에도 불구하고 洪水·低水 그 어느것의 推定에도 比較的 잘 맞는 것으로 볼 수 있다. 여기에 다시 Kalman Filter를 사용한 洪水豫測 System을 導入함으로서 1~3時間앞을 내다보는 洪水流量豫測의 精度를 높일 수 있었으며 이중에도 특히 1~2時間앞을 내다보는 流量豫測은 實際適用上 아무런 問題가 없음을 나타내었다. 今後 다시금 流域平均雨量 推定法의 改善과 豪雨移動에 관한 地域의特性을 考慮한 降雨豫測을 研究해 감으로써 가일층 豫測精度가 向上되어질 것으로 期待하는 바이다.

本 研究 수행에 있어 共同研究者인 京都大學 防災研究所 田中 丸治哉 助手의 커다란 功獻이 있었음을 附記하면서 진심으로 謝意를 表하는 바이다.

### 參 考 文 獻

1. 菅原正巳: 流出解析法, 共立出版, 1972.
2. 菅原正巳: 續流出解析法, 共立出版, 1979.
3. 角屋睦·永井明博·塚本浩二: 長短期流出兩用 Model의開發改良研究, 昭和59年度 農業土木學會講演要旨集, pp.190~191, 1984.
4. 永井明博·角屋睦: 長短期兩用貯留型流出 Modelとその最適同定, 京大防災研年報, 26B-2, pp.261~272, 1983.
5. 永井明博·角屋睦: 流出 Model 定數의 最適化手法, 京大防災研年報, 22B-2, pp.209~224, 1979.
6. (財)日本農業土木總合研究所: 昭和60年度近畿農政局管内ダム管理(洪水時)技術檢討報告書, pp.205~272, 1986.
7. Hamon, W.R.: Estimating Potential Evapotranspiration, ASCE, HY3, pp. 107~120, 1961.
8. 片山徹: 應用カルマンフィルタ, 朝倉書店, 1983.
9. Gelb, A. (Editor): Applied Optimal Estimation, The M. I. T. Press, 1974.
10. Kitanedis, P. K. and Bras, R. L., Real Time Forecasting With a Conceptual Hydrologic Mith a Conceptual Hydrologic Model, Water Resources Research, Vol. 16, No. 6, pp. 1025~1033, 1980.
11. 高棹啄馬·椎葉充晴·宝馨: 集中型流出 Model의 構成と流出豫測手法, 京大防災研年報, 25B-2, pp.221~243, 1982.
12. 高棹啄馬·椎葉充晴·富澤直樹: 統計的二次近似理論을適用した流出豫測 시스템의 構成, 京大防災研年報, 27B-2, pp.255~273, 1984.
13. 星清: 洪水豫測 시스템의 基礎的檢討(1), 土木試驗場月報, No.385, pp.42~51, 1985.