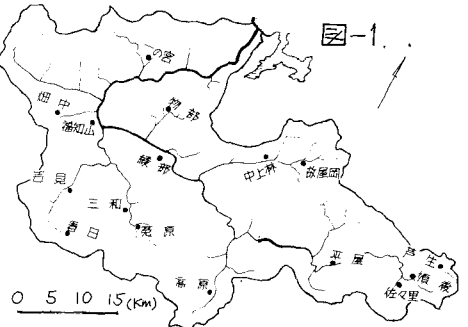


京都大学工学部 正員 石原 藤次郎
京都大学工学部 正員 ○田中 雄作

Ⅱ 序 説

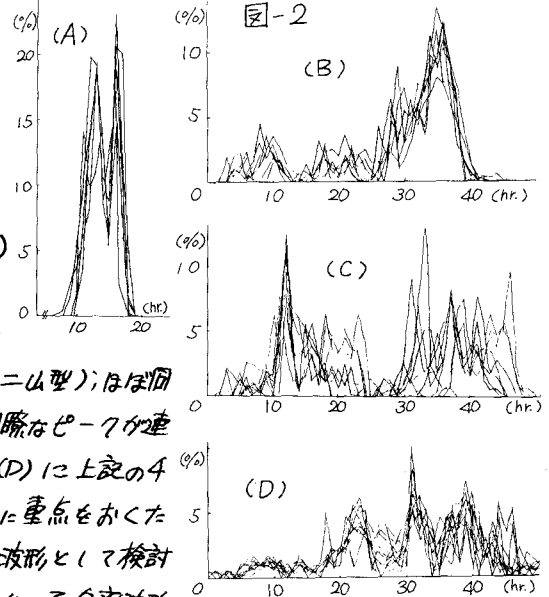
近年、河川計画はますます多様化し、計画対象地域もきわめて広汎である。このような現状では計画の基礎となる水文資料が不十分な場合が多く、これに対処するため、われわれは既知の水文資料からできるだけ有効な情報を得るための手法の確立に努めてきた。本研究はその一部である。

基本高水の概念はダムによる洪水調節が重視されるにしたがつて生まれたもので、実際には既成最大洪水を中心に、対象地域の重要度、事業の経済効果などを考慮して決定される場合が多い。(しかし、既成の流量資料が不十分な場合、また最近のように確率洪水を重視する場合は、雨量をもとにしてこれを決定する方が合理的であろう。この場合量的な把握には統計的な処理が比較的容易であるが、その時間的な分布すなわち降雨波形の把握はきわめて困難である。そこでわれわれは、基本高水決定の入力としての降雨波形は、これを統計的にとらえるよりもむしろいくつかのパターン化、さらには流出機構をも考慮して、降雨の流出有効成分について統一化をはかる方がより合理的であるとする立場から議論を進める。なお、実際に検討した資料は図-1に示す由良川流域の降雨観測地点において、過去15年間に生じた一連降雨の時間雨量資料である。



② 降雨波形のパターン

まず、降雨波形を場所的にとらえるために、ひとつの降雨が各観測地点についてどのような変化をしているかを検討する。前述の資料のうちほとんどの観測地点に記録が存在する数個の降雨について波形をつぎの4つのパターンに分類した。A型(集中型)：短時間に集中的な降雨があり、きわめて明瞭なピークがあるもの。B型(一般型)：なだらかな初期降雨と比較的明瞭なピークがひとつあるもの。C型(二山型)：ほぼ同程度のピークが2つあるもの。D型(持続型)：不明瞭なピークが連続し、降雨継続時間が長いもの。図-2(A),(B),(C),(D)に上記の4つの型の代表的なものを示す。なお、ここでは波形に重点をおくため、それぞれの時間雨量を総降雨量で除いて百分率波形として検討した。各地点ごとに総降雨量にはかなり差異があるが、百分率波形はよく似ているとみてよい。このことより、由良川流域内ではどのような雨でも波形には大きな地域



的変動はなく、ひとつの地点での時間雨量の記録があれば、総雨量の記録が存在する任意地点での時間雨量が作成できる。また、一連降雨の量的な相関関係をとらえることにより、この手法を雨量資料のない地点にまで拡張することも可能であろう。なお、ひとつの降雨について波形状が同一とみなせる範囲の推定とその表現法について、さらに他流域の資料をも考慮して検討中である。

③ 置換有効降雨と確率雨量

本項では、同一地点におけるいくつかの降雨について考察する。前項の分類だけをみても降雨波形状は多様であり、このままでは確率雨量と波形状とを結びつけようとする目的に近づくことは困難である。そこでここでは置換有効降雨の概念を導入する。これは表層被覆を有する山腹斜面での雨水の挙動に着目して実際に直接流出に寄与する降雨成分を与えるものである。図-3のような斜面を考えると、不飽和域への降雨供給と飽和域からの浸出とに関する連続の条件をもとに、斜面上流端から表層飽和域までの距離 s は次式で表わされる。

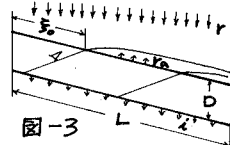


図-3

$$s = \left[\int_{t_s}^t b \cdot e^{\int_{t_s}^t a dt} ds + C \right] \cdot e^{-\int_{t_s}^t a dt} \quad \text{----- (1)}$$

ここに、 $a = (\frac{1}{\delta D})(r + r_a)$, $b = (\frac{1}{\delta D})L(r_a + i)$, C : 積分定数, r : 降雨強度, r_a : 中間流出の強度, i : 表層から下層への浸透能, δ : 表層の有効空隙率, t_s : 表面流出の生起時刻である。なお、 δD , i は流量 Q 、減部等の資料より流域固有の値として得られるが、さらに $r_a = (L - s)(r + r_a) \div L(r + r_a)$ なる近似をもって可変量 r_a に変換し、これを用いて置換有効降雨 r^* を次式のように算出できる。

$$r^* = r + r_a = (1 - \frac{s}{L})(r + r_a) \quad \text{----- (2)} \quad \text{このようにして算出された } r^* \text{ の総和は、}$$

もとの降雨の総和から初期損失と浸透損失を除いたものである。降雨が終了すれば r^* は(1), (2)式において $r = 0$ とした関係にしたがって指数函数的に減少するが、この曲線は r_a , δD , i に支配される流域固有のものである。図-4は平屋における資料よりとくに大洪水をひきおこす可能性の高いA型、B型を抽出して、従来の研究より初期損失30mm, $r_a = 6 \text{ mm/hr}$, $\delta D = 120 \text{ mm}$, $i = 0.23 \text{ mm/hr}$ として上記の計算を行なった結果である。図-5に示すもとの波形状よりかなり平滑化されて互いに類似した形状を示し、降雨終了後は流域固有の減部曲線に一致している。このことは、山腹表層における貯留効果を示すと同時に、直接流出に寄与する降雨の時間分布は流域の特性に支配されることを示している。また、総雨量が多いほど r^* の継続時間は長くなるが、ピークから r^* が終了するまでの時間 t^* と r^* の総和とは図-6に示すように1つの函数関係となり、これも流域固有のものと推定される。

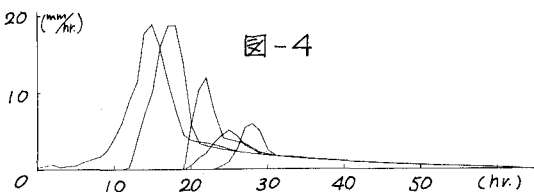


図-4

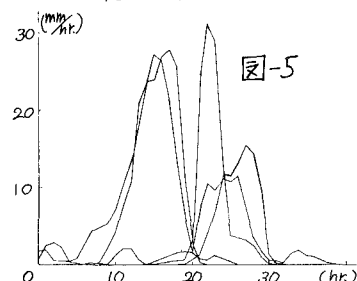


図-5

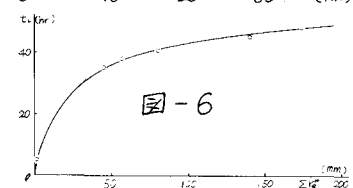


図-6

以上の考察から、流域の特性と確率雨量を知って確率洪水算定の入力となる降雨波形状を作成する半がかりが得られたが、十分実用的な降雨波形状を作成するにはなお若干の検討が必要であるのでなまづ本研究を続行中である。

- 1) 石原 高博「中間流出現象とそれが流出過程に与える影響について」土木学会論文報告書373
- 2), 3) 石原 高博(監) 高博 頼「流域の洪水特性に関する研究」京大工学部第5号A, 48373