

治水計画における降雨波形の処理について

TIME DISTRIBUTION ANALYSIS OF HOURLY RAINFALL
AND ITS APPLICATION TO DESIGN FLOOD田中雄作*
By Yusaku Tanaka

1. まえがき

出水解析において、その入力となる降雨の特性は、これまで多くの研究者によってさまざまな角度から捉えられてきた。それは、降雨現象があまりにも複雑・多様であるからにはほかならないが、いずれもその究極の目的が出水現象をよりの確に表現し、水計画に寄与しようとする点にあることは一致している。

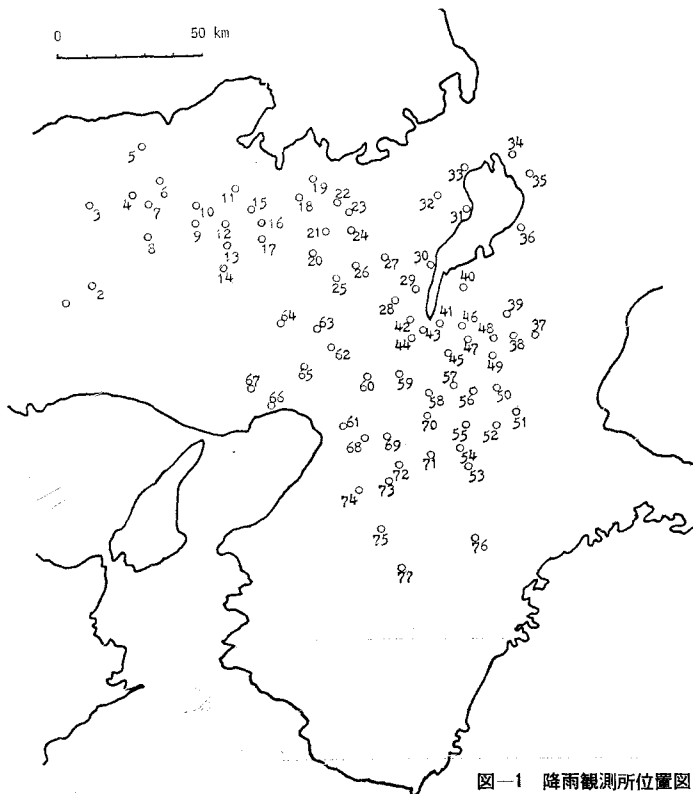
さて、降雨の特性を表わすために、総雨量・継続時間・最大強度など多くの要素がとり上げられており、主として統計的な取り扱いによって計画に組みこまれている。残された問題は、雨量の時間的な変化、すなわちハイエトグラフの形状（以下降雨波形という）であって、その把握は現在のところきわめて困難である。それは、降雨波形を決定する要因が、気象条件・地形要素などをはじめ非常に多く、またそれらが互いに複雑に影響しあう結果、無数ともいえる降雨波形を生み出すからであろう。

しかしながら、現在および将来の水計画にあたって、この問題の早急な解決は必須の条件であり、特に治水計画においては、ダム操作・流量配分などの問題に関連してきわめて重要である。

このような要請に応じて、近年、降雨波形を定めるために主として確率・統計的な立場からの研究が進められている。たとえば、過去の多くの観測記録から降雨波形を構成する要素の統計的性質を見出し、それらを組み合わせる方法¹⁾²⁾³⁾、

あるいは、一連降雨の時間配分過程はランダムであるとして、その確率構造を追求する方法⁴⁾などがそれである。

筆者も、降雨波形が事実上無限に存在する以上、このような stochastic な面からの考察の重要性を十分認めるものであるが、反面、対象が「出水解析法の入力としての降雨」であることを考えて、本文では deterministic に定め得る要素をも積極的にとり入れる立場からの接近を試みる。それは、観測記録が少ないにもかかわらず、具体的な降雨波形が必要であるという実用上の要求に応えようとするものであって、その主な目的は治水



図一 降雨観測所位置図

* 正会員 工修 (株)熊谷組名古屋支店土木部

計画における計画降雨波形の作成にある。

本研究では、降雨波形を i) 地域的特性および ii) 時間的特性の両面から考察する。前者はいわば気象学的な見地から、一降雨の波形について地域的な変動の実態を把握しようとするものであり、後者は一流域における多くの降雨を対象とし、流出への影響を究明して、降雨を含む出水系において流域固有の特性を見出そうとするものである。この両者は本来いずれが欠けても、出水現象の解明には不十分といわねばならず、特に数少ない資料による解析を余儀なくされる場合、上述の二つの接近法について十分な研究を進める必要がある。

なお、本文では実用上の精度および観測記録の状態から考えて、1時間単位の雨量強度をとり扱うことにする。解析に用いた降雨観測所を図-1 に示しておく。

2. 降雨波形の地域的変動

(1) 地域的変動の原因とパターン化

一連の降雨は広範囲にわたって一様に降るものでないことは周知のとおりであるが、特に降雨波形は観測地点ごとに複雑に変化しているのが常である。このような降雨波形の地域的変動を生み出す原因は、主として降雨機構・気象条件・地形因子が互いに複雑に関連して生じる大気じょう乱の変動であって⁹⁾、その結果生ずる現象は雨域の消長とその移動として理解できるが、その実態は非常に複雑である。

このように複雑な降雨波形を総合的に表現するために、これをパターン化しようとする試みが従来よりなされている⁹⁾。筆者らも由良川流域における降雨記録を解析することによって、出水をひきおこす降雨波形が図-2 に示す4つの型にパターン化できることを見出した⁷⁾。

- 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存在するもの。
- B 型 (一山型) : 前期降雨につづいて比較的明瞭なピークが一つあるもの。
- C 型 (二山型) : ほぼ同程度のピークが二つあるもの。

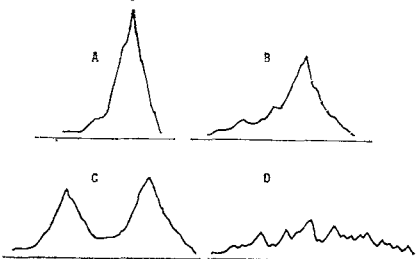


図-2 降雨波形のパターン

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。

これらの型は、一般の流域にもほぼあてはまり、実際の降雨はほとんどこの4つの型のいずれかに分類できるが、同じ降雨でも地点が異なれば、その量ばかりでなく、波形のパターンも変化する場合があることに注意しなければならない。図-3 にその一例として、15号台風時(1956年9月)の3つの地点での降雨記録を示す。水口(No. 39)では明らかにB型であるのに対して、初瀬(No. 71)ではC型、枚方(No. 60)ではD型としてとり扱う方が妥当であることがわかる。

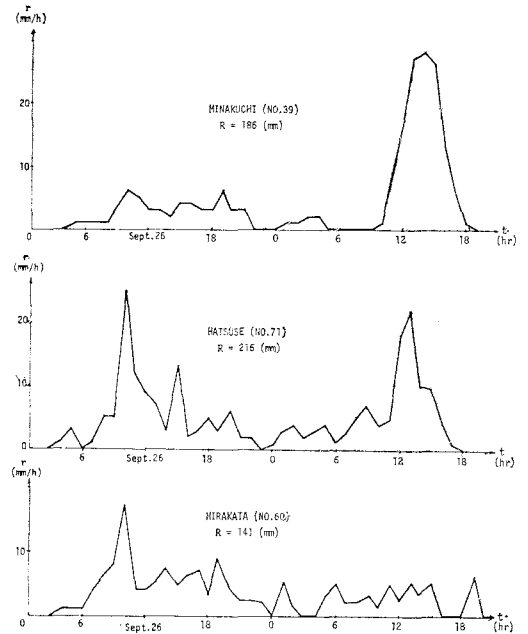


図-3 パターン変化の実際例

(2) 降雨波形同一とみなせる範囲の推定

前述のように同じ降雨でも場所的に波形が異なるとすれば、同じ波形とみなせる範囲はどの程度かということを知っておく必要がある。これはいわば空間的な意味での降雨波形のパターン化であり、それは同時に欠測資料の補充、面積雨量の算出などにも有効であることはいうまでもない。

以下では降雨波形を一種の度数分布と考え、分布の適合度検定に用いられる χ^2 検定により、降雨波形同一とみなせる範囲を推定する。

a) 百分率降雨波形

降雨波形について議論する場合、総雨量と結びつけられる形で、しかも多くの地点の比較ができるもっとも簡単な方法は、「各時間雨量の総雨量に対する割合」で表現する、いわゆる百分率降雨波形である。

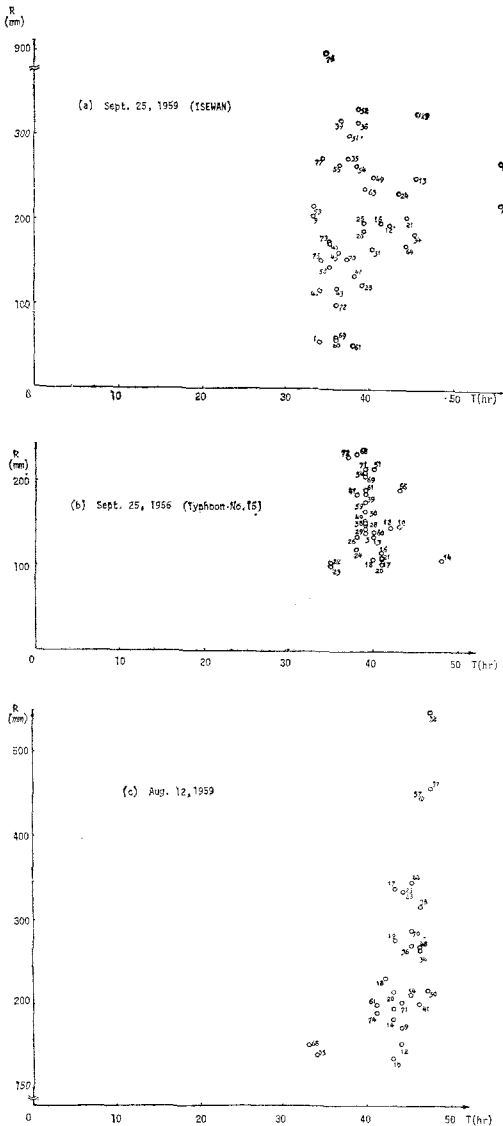


図-4 R と T の関係

百分率降雨波形を用いることの妥当性を検討するため、一降雨について多数の観測地点の記録より、総雨量 R と継続時間 T との関係を探ると図-4 のようになる。図中の数字は図-1 に示した観測所の番号である。これより、少なくとも図-1 の近畿地方の範囲内では、総雨量に関係なく継続時間は一降雨についてほぼ一定であるといえよう。このことは、総雨量の変化にともなって、降雨波形は図-5 のように各時間雨量に比例した形で変化すると

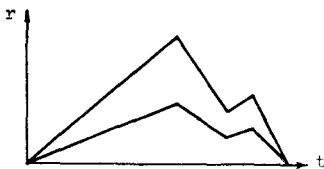


図-5 総雨量による波形の変化

考慮してよく、したがって、百分率波形によって多地点の降雨波形を比較できることを示している。ただ、総雨量が小さい場合には、この方法では波形が強調されすぎるので、注意しなければならない。

考えてよく、したがって、百分率波形によって多地点の降雨波形を比較できることを示している。ただ、総雨量が小さい場合には、この方法では波形が強調されすぎるので、注意しなければならない。

b) 降雨波形の類似性に関する χ^2 検定
 度数分布の適合度に関する χ^2 検定の一般的な手順は次のようである⁸⁾。

① 大きさ m の標本を適当な方法で k 個の互いに排反な階級 C_1, C_2, \dots, C_k に分割する。

② 階級 C_i に属する観測度数 f_i 、期待度数 F_i を求める。

$$\chi_0^2 = \sum_{i=1}^k \frac{(f_i - F_i)^2}{F_i} \dots \dots \dots (1)$$

を計算する。これは近似的に自由度 $k-1$ の χ^2 分布にしたがうことが知られている。

④ 危険率 α を定め、自由度 $k-1$ の値 $\chi_{\alpha, k-1}^2$ を求める。

⑤ $\chi_0^2 < \chi_{\alpha, k-1}^2$ であれば、観測度数分布は期待度数分布に適合しているとする。

さて、ここで検定しようとするのは、時間雨量そのものではなく波形であるから、前述の百分率波形を度数分布と考えることにする。そうすると、二地点について一方を観測度数、他方を期待度数として両者の適合度が検定できる。この場合、 C_i および f_i, F_i にはそれぞれ時間、および両地点の百分率時間雨量が対応する。また、百分率降雨波形を用いることから、この場合は標本の大きさ $m=100$ である。

ところで、実際にこの χ^2 検定を用いて解析を進める場合、次のような問題が生じる。(i) 微小な変動が多く、出水解析への影響が小さいと考えられるのに、 χ_0^2 値が大きくなる。(ii) わずかな時間のずれが χ_0^2 値に大きく影響する。(iii) $f_i > 5$ となるようにまとめるのがよい⁹⁾とされているが、特に降雨初期において小さな値が連続する。

本文では、上記の問題を解決するために、以下の操作を加えた。まず、(i) 自記による観測記録を時間単位にまとめる際に生ずる誤差および微小な変動をとり除くために、三点移動平均法により波形を平滑化する。次に (ii) 両地点の降雨波形が全体としてよく合うように、一方を時間軸上で T_L 時間平行移動する。 T_L は次式で示す相互相関関数 $\phi_{12}(T_L)$ が最大となるように定める¹⁰⁾。

$$\phi_{12}(T_L) = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N f_{i-T_L} \cdot F_i \dots \dots \dots (2)$$

ここに、 N は降雨継続時間である。さらに、(iii) f_i, F_i がいずれも観測記録であることを考えて、ともに 5 mm より大きくなるように、降雨初期から順次時間軸を

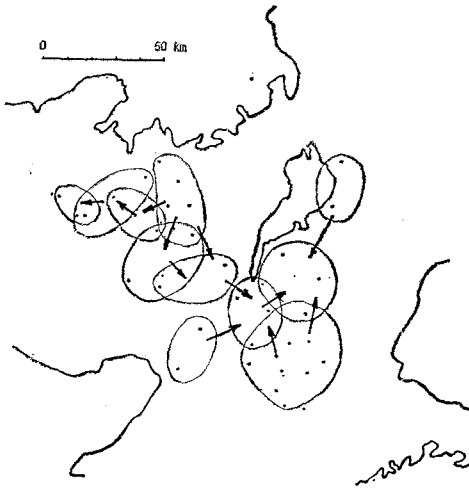


図-6 降雨波形および生起時刻同一の領域とその移動

適合しているような部分行列を作れば、それらの地点で構成される領域内では、波形と生起時刻がともに一致していることになる。図-6 は、表-1 (a) をもとにして上述の部分行列を作り、いくつかの領域を定めた一例で、実線で囲まれた領域内の地点は、それぞれ上記の条件を満足している。その範囲は直径約 10~30 km で、他の台風性降雨について調べた結果もほぼ同様であるが、この値が雨域の大きさに近い¹¹⁾ことは興味深い。また、図中の矢印は、それぞれの領域相互の時間的なずれを、表-1 (a) の行列要素の正負によって表わしたもので、雨域の移動と密接な関係があると考えてよい。図-6 と表-1 (a) をあわせて考えると、降雨波形の地域的変動の実態を明確にとらえることができよう。

以上述べた方法を用いれば、複雑な降雨波形の変動を詳細に説明できるばかりでなく、欠測資料の正確な補充、時間的な要素をも考慮した面積雨量の算定などが可能となり、治水計画の基本である出水解析の精度を向上させることができる。

3. 降雨波形の時間的変動

前節で降雨波形の地域的変動について考察したが、本節では一つの地点あるいは流域への多くの降雨を対象とし、流域特性をも含めた降雨波形の時間的特性について検討する。

(1) 有効降雨の導入

一地点における多くの降雨波形は互いに独立であり、そのままではそれぞれの間に通な特性を見出すことは不可能であろう。そこで、ここでは降雨から流量への変換系の一過程と考えられる有効降雨をとり上げ、その特

性から降雨波形の時間的特性を考察する。

有効降雨の算定法は、その多くが一連の流出解析法の一部として提案されたものであり、それだけを単独に考察することには異論もあろう。実際、立神の提案による流出指示率の概念など、出水解析法と切りはなして考えることの困難なものや、タンクモデル法などのように、特に有効降雨を考えなくても計算できる出水解析法もある。しかし、一連の出水解析法の手順を図-7 のように考えるとき、特に有効降雨のみについて考察することにも意義を見出せよう。また、これによって複雑な出水現象を2つの変換系の結合として表わすことができ、それぞれの系における種々の方法の長所を生かして、目的に応じた解析法の選択・組み合わせを考えることができる。

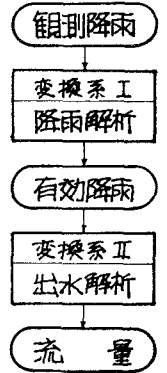


図-7 出水解析の手順

さて、有効降雨はそれ自身が「表面流に実質的に供給される雨水」と定義され¹²⁾、必然的に流域の特性を考慮している。したがって、降雨の原波形ではなく、有効降雨の波形について議論を進めることによって、流域特性をも含めた降雨波形の時間的特性を解明する手がかりを得ることができる。同時にそれは、出水解析法の入力としての降雨波形の作成という本来の目的を損うものでないことは明らかである。

以下では、各種の有効降雨算定法のうち、表土層の支配的な山腹斜面における雨水の水利機構を的確に表現した置換有効降雨を採用し、その特性を明らかにして、降雨波形間に通な要素を見出すことにする。

(2) 置換有効降雨

斜面における表層近傍の水利機構を図-8 のように考えると、不飽和域への降雨の供給と飽和域からの浸出に関する連続の条件から、時刻 t における表面流の非発生場の指標 $L_r(t)$ は次のようになる¹³⁾。

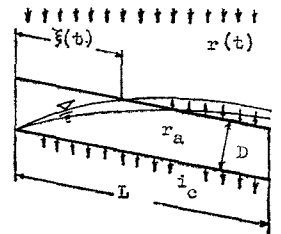


図-8 表層近傍の水利機構

$$L_r(t) = \frac{\xi(t)}{L} = \left[\int_0^t b e^{\int_0^s a(z) dz} ds + 1 \right] e^{-\int_0^t a(t) dt} \dots\dots\dots (3)$$

ここに、

$$a(t) = 2\{r(t) + r_a\}/r D, \quad b = 2(r_a + i_c)/r D$$

- L : 斜面長
- $\xi(t)$: 時刻 t の表面流非発生場の長さ
- $r(t)$: 時刻 t の観測降雨
- rD : みかけの表層厚
- r_a : 中間流出の最大強度
- i_c : 最終浸透能

置換有効降雨 $r^*(t)$ はこの $L_r(t)$ を用いて近似的に次式で表わされる¹⁴⁾。

$$r^*(t) = \{1 - L_r(t)\} \{r(t) + r_a\} \dots\dots\dots(4)$$

このように、置換有効降雨は表面流発生場の変動を組み入れ、中間流出をも含めた雨水の挙動を水理学的に明確な形で表現したすぐれた方法である。なお、式(3)、(4)で用いられている流域固有の定数の間には次の関係が成立する¹⁴⁾。

$$rD = \{e^{-\lambda_2(t_2 - t_1)} - 1\} \cdot i_c / \lambda_2 \dots\dots\dots(5)$$

$$r_a = \lambda_2 rD \dots\dots\dots(6)$$

- ここに、 λ_2 : 中間流出のてい減係数
- t_1 : 表面流出の消失時刻
- t_2 : 中間流出の消失時刻

(3) 置換有効降雨の特性

a) 降雨終了後の特性

置換有効降雨の波形は、表土層内での貯留効果により、原降雨波形よりかなり平滑化される。特に、降雨終了後は式(3)、(4)において

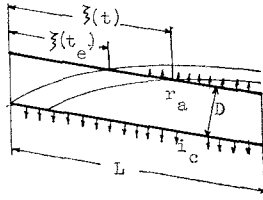


図-9 降雨終了後の水理機構

て $r(t) = 0$ とした指数関数的な減少過程を示す¹³⁾が、このときの水理機構は図-9 のようであって、式(3)の係数 a, b をそれぞれ $a_0 (= r_a / rD)$ 、 $b_0 (= (r_a + i_c) / rD)$ に変換することによって表現できる。

いま、図-10 に示すような一般的な降雨について考えると、時刻 $t (> t_e$: 降雨終了時刻) での置換有効降雨は次のようになる。すなわち、式(3)と同様に

$$L_r(t) = \frac{\xi(t)}{L} = \left[\int_{t_e}^t b_0 e^{\int_{t_e}^s a_0 ds} ds + \frac{\xi(t_e)}{L} \right]$$

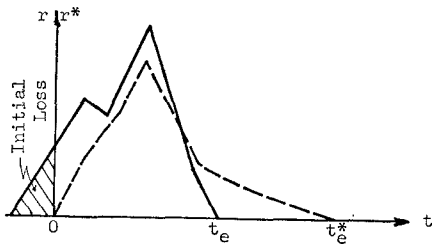


図-10 一般的な降雨と置換有効降雨

$$\times e^{-\int_{t_e}^t a_0 ds} = \left\{ L_r(t_e) - \frac{b_0}{a_0} \right\} e^{-a_0(t-t_e)} + \frac{b_0}{a_0} \dots\dots(7)$$

となるが、一つの降雨波形を与えれば $L_r(t_e)$ は定数となり、また、 $b_0/a_0 = 1 + i_c/r_a$ であるから、式(4)は結局次のようになる。

$$r^*(t) = \{1 - L_r(t)\} \cdot r_a = K \cdot e^{-r_a/rD \cdot (t-t_e)} - i_c \dots\dots\dots(8)$$

ここに、

$$K = r_a \cdot \{1 - L_r(t_e)\} + i_c (= \text{const.})$$

また、 $r^*(t_e^*) = 0$ として置換有効降雨終了時刻 t_e^* を求めると次のようである。

$$t_e^* = t_e + \frac{rD}{r_a} \cdot \ln \frac{K}{i_c} \dots\dots\dots(9)$$

上式は置換有効降雨の継続時間も表わしているが、これを式(8)に代入して t_e を消去すれば、次式が得られる。

$$r^*(t) = i_c \{e^{-r_a/rD \cdot (t-t_e^*)} - 1\} \dots\dots\dots(10)$$

したがって、降雨終了後の置換有効降雨は、原降雨に関係なく流域固有のてい減曲線に一致することがわかる。また、式(7)より、そのてい減係数は中間流出のそれに等しい。

b) 長方形波形の特性

降雨期間内の置換有効降雨波形を厳密に求めることは、式(3)、(4)からもわかるように、原降雨波形を知らなければ不可能である。

ここでは 図-11 に示す長方形波形の降雨について、二、三の特性を調べる。図において、

$$r(t) = r_0 \quad (0 \leq t \leq t_0) \\ = 0 \quad (t_0 < t)$$

であるが、この場合の置換有効降雨は式(3)、(4)および式(8)より次のように表わされる。

$$r^*(t) = (r_0 - i_c) \{1 - e^{-2/rD \cdot (r_0 + r_a)t}\} \quad (0 \leq t \leq t_0) \\ = K_0 e^{-r_a/rD \cdot (t-t_0)} \quad (t_0 < t) \dots\dots\dots(11)$$

ここに、

$$K_0 = \{r_0(r_a + i_c) - r_a(r_0 - i_c) \times e^{-2/rD \cdot (r_0 + r_a)t_0}\} / (r_0 + r_a)$$

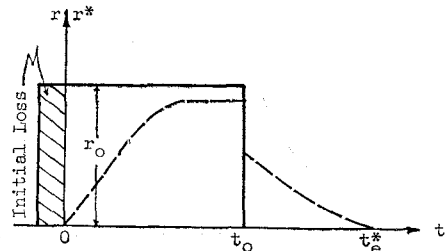


図-11 長方形波形の降雨と置換有効降雨

また、置換有効降雨の継続時間 t_e^* および総和 R^* は、次式で表わされる。

$$t_e^* = t_0 + \frac{rD}{r_a} \ln \frac{K_0}{i_c} \dots\dots\dots(12)$$

$$R^* = \int_0^{t_e^*} r^*(t) dt \dots\dots\dots(13)$$

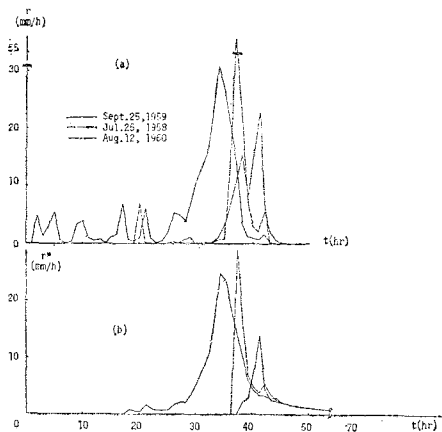
式 (13) に式 (11), (12) を代入して整理すると、結局

$$R^* = r_0 \cdot t_0 - i_c \cdot t_e^* \dots\dots\dots(14)$$

となる。もとの長方形波形降雨において、初期損失を除いた総和を R とすれば、 $R = r_0 \cdot t_0$ であるから、式 (14) は R から置換有効降雨継続時間内の最終浸透能を差し引いたものが R^* であることを示している。

一般の降雨波形をこのような長方形波形で近似することは無理であるが、2. a) で述べたパターンごとにとりまとめ、 t_0 を適当に定めれば、継続時間・総雨量などの相互関係は、式 (12), (14) を用いてある程度表現できる。このことについては次項で実証的に検討する。

c) 実測資料による検討



図—12 観測降雨と置換有効降雨

ここで用いた資料は、由良川流域平屋地点 (図—1, No. 24) の時間雨量記録であり、大きなピーク流量をもたらすものとして、2. a) で述べたパターンのうち、特に A 型および B 型を対象としている。なお、置換有効降雨では初期損失を除いて考えるため、B 型でも實際上 A 型に近いものとしてとり扱うことになる。ここでは従来の研究より初期損失 30 mm, $rD = 120$ mm, $r_a = 6$ mm/hr⁽⁴⁾, $i_c = 0.27$ mm/hr⁽⁵⁾ として計算した。

図—12 は観測降雨 (a) とそれに対応する置換有効降雨 (b) とを比較したものである。図では置換有効降雨終了時刻 t_e^* を一致させて示しているが、原降雨終了時刻以降は一つの減曲線にしたがっており、本節 a) の考察を裏づけている。また、置換有効降雨の波形は原降雨波形に比べて平滑化されており、同時に異なった原降雨による置換有効降雨の波形もそれぞれ互いに類似した形状を示している。

図—13 の破線は b) で述べた長方形波形について、 t_0 をパラメーターとして、初期損失を除いた総雨量 R と式 (12) で計算した t_e^* との関係を示したものであるが、 t_e^* におよぼす t_0 の影響は、 R の増大とともに大きくなる。図中に○で示す観測降雨による総雨量 (初期損失を除く) R と t_e^* との関係も、 R によって t_0 を変えるべきであることを示している。

ここでは A 型、B 型を想定しているから、これに近い長方形波形として、図—11 において、

$$t_0 \text{ (hr)} : r_0 \text{ (mm/hr)} = 1 : 2$$

であるような波形を考える。 $r_0 \cdot t_0 = R$ であるから、

$$t_0 = (R/2)^{1/2}, \quad r_0 = (2R)^{1/2}$$

となり、式 (12) より t_e^* は図—13 の実線で表わされる。○はこの実線に適合しているとみてよいであろう。

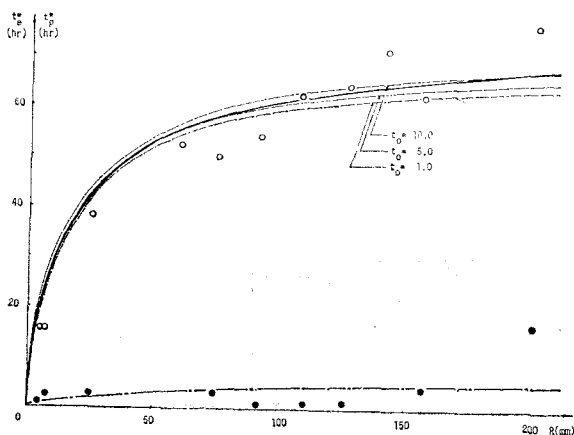
また、ピークはこの長方形波形の中央に位置すると考えると、その生起時刻 t_p は $t_0/2$ に等しい。置換有効降雨のピーク生起時刻 t_p^* はほぼ t_p に一致するから、

$$t_p^* \approx t_p = t_0/2 = (R/8)^{1/2} \dots\dots\dots(15)$$

と考えることができる。図—13 の●は観測降雨による R と t_p^* の関係であって、鎖線で示す式 (15) で近似できることを示している。

図—14 の破線は R と R^* の関係を示したものであるが、この場合は t_0 による差異は小さく、○で示す観測降雨による両者の関係は式 (14) に適合している。図—13 と同様に、 $t_0 = (R/2)^{1/2}$ である場合の関係を実線で示しておく。

このように、少なくとも A 型および B 型については、長方形波形で表わした降雨とその置換有効降雨に関するいくつかの関係が、 $t_0 = (R/2)^{1/2}$ とすることにより、ほぼそのまま一般的な降雨波形にもあてはまることになる。



図—13 R と t_e^* , t_p^* の関係

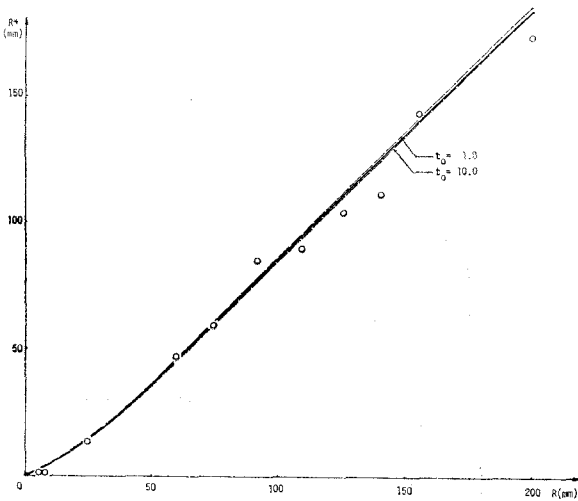


図-14 R と R* の関係

以上述べたことは、本来降雨ごとに独立であるはずの降雨波形も、A 型、B 型といった大まかなパターンにまとめ、さらに置換有効降雨に変換すれば、流域固有の定数を媒介として互いに共通した要素、すなわち、雨の降り方によって変わらない要素を見出せることを意味している。ただ、このような要素だけでは、原降雨のもつ変動の差異を明確に表現することはできないので、これを厳密な意味での出水解析に適用することは困難であり、あくまでも将来の水計画といった立場から利用されるべきものである。

4. 治水計画への応用

本節では、出水解析への入力、さらには治水計画への基礎資料となる降雨波形の作成を目的として、前節までに述べた結果の応用をはかる。ここでは、降雨に関する情報としては、総雨量のみが与えられている場合を考える。それは、総雨量は時間雨量に比べて資料が入手しやすいことから、従来より年最大日雨量、年最大2日雨量、一連降雨の総雨量などを対象として研究が進められており、その確率・統計的な処理によって計画にとり入れられてきたからである。問題は、この総雨量を時間的にどのように配分するかという点にあるが、以下にその具体的な手順を述べよう。

(1) 百分率降雨波形の応用

本項では、一つの既応の出水を解析するにあたって、対象地点の時間雨量の記録がない場合を想定している。そのときの他地点の時間雨量記録の存在状態によって、次の5つの場合があ

る。

① 他の多くの地点に時間雨量記録がある場合は、まず 2.(2) で述べた方法で表-1、図-6 に相当するものを作成し、降雨波形の地域の変動を把握する。対象地点を含むような波形・時間同一領域があれば、その中にある地点の百分率降雨波形を、時間ごとに算術平均して平均百分率降雨波形を作成し、総雨量を乗じて対象地点の降雨波形とする。

② 上述の領域がない場合には、対象地点を中心として時間的に前後する2つの領域を選び、両領域と対象地点の位置から、まず、時間軸上の波形の位置を定める。次に、両領域のいくつかの地点の降雨波形を時間軸上で一致させた後、平均百分率降雨波形を作成し、総雨量を乗じる。

③ 表-1、図-6 が作成できるほどの資料がなくても、対象地点を中心に半径約 10 km 以内に資料があれば、2.(2) e) の考察により、その百分率波形に対象地点の総雨量を乗じて所要の降雨波形とする。

④ 同一流域内に資料がある場合には、その百分率波形を用いて同様の操作を行なう。

⑤ 上のいずれにも該当しない場合には、厳密な意味での降雨波形を作成することは困難で、次項で述べるような方法によらなければならない。

上述の方法のうち、①～③は波形・生起時刻ともに実際の降雨に近く、精度もこの順に高いと考えられるが、④はいずれについても確実性に欠けている。

図-15 は、伊勢湾台風の京都(図-1, No. 28)における降雨波形が不明であるとして、上述の手順で作成したものである。②は周山(No. 26)、歌垣(No. 63)、宇治(No. 44)の資料を用いて時間を調整したもの、③は歌垣、④は周山の資料のみを用いた結果である。これらは上に述べた傾向を示しているが、細い実線で示す実際の記録に比べていずれも解析上十分な精度をもってるといえよう。

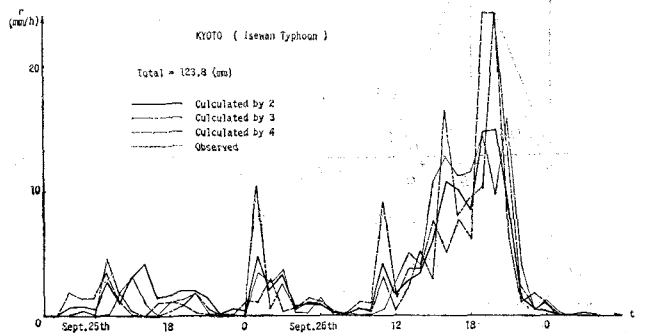


図-15 百分率波形による推定

(2) 置換有効降雨波形の応用

本項では、時間雨量の記録がまったくない場合、あるいは将来における計画降雨の波形を作成する場合などを想定している。

一般に、大きなピーク流量をもたらす降雨は尖頭的なピークをもつと考えられる¹⁶⁾ので、対象降雨は A 型または B 型であると仮定しよう。この仮定をおくことにより、前節で述べた置換有効降雨の特性を利用することが可能となり、確率雨量といった形で総雨量を与えれば、その置換有効降雨波形を推定することができる。

a) 基本的方針

図-12 に示したように、置換有効降雨の波形は原降雨波形に比べて互いに類似した形状を示し、その主要部は二等辺三角形に近い形をしている。これは、対象が A 型・B 型の降雨であることから当然の結果ともいえる。したがって、ここでは置換有効降雨の波形を図-16 のように、二等辺三角形と、指数で減曲線の組み合わせとしてモデル化しよう。図において、

- t_p^* : 置換有効降雨のピーク生起時刻
- t_e : 原降雨の終了時刻
- t_e^* : 置換有効降雨の終了時刻
- r_p^* : 置換有効降雨のピーク値
- r_q^* : 原降雨終了時の置換有効降雨の値

である。また、点 T_0, P, Q, T_3 で囲まれた図形の面積は、置換有効降雨の総雨量 R^* に等しい。したがって、問題はこれを満足するような点 T_0, P, Q, T_3 を決定することである。なお、ここでは既応の出水解析により、流域の特性である rD, r_a, i_c および初期損失雨量は既知であるとし、 $R = (\text{総雨量} - \text{初期損失雨量})$ である。

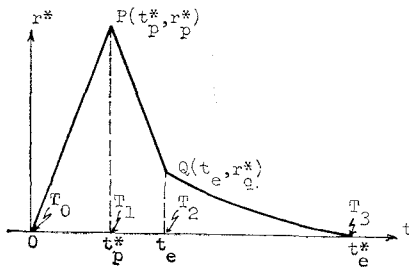


図-16 置換有効降雨波形のモデル

b) 作成手順と実際例

いま、 R がわかっているから、3. (3) で述べた置換有効降雨の特性を利用して、次の手順で図-16 の波形を決定することができる。

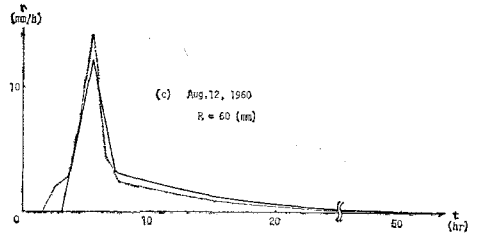
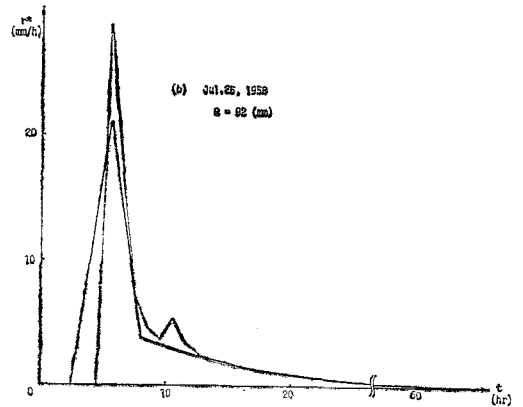
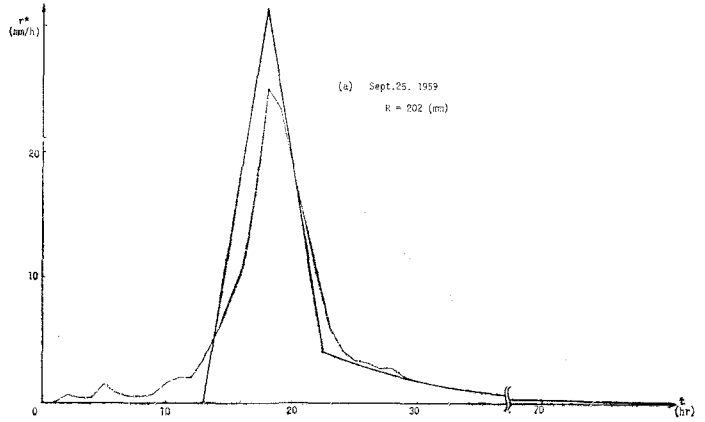


図-17 モデルによる置換有効降雨波形

- (i) 時間軸上で原点 T_0 を定める。
- (ii) 式 (15) または図-13 の鎖線より t_p^* を求め、 T_1 を定める。
- (iii) 式 (12) または図-13 の実線より、 $t_0 = (R/2)^{1/2}$ 、 $r_0 = (2R)^{1/2}$ として t_e^* を求め、 T_3 を定める。
- (iv) 式 (13) または図-14 の実線より R^* を求めておく。
- (v) 式 (10) により、 T_3 を通る指数減曲線をひく。
- (vi) T_1 を通り、時間軸に垂直な直線上に、任意の大きさで r_p^* をとり、 P を定める。
- (vii) PT_1 に関して PT_0 と対象な直線と、(v) で定めた指数減曲線との交点を Q とする。

(viii) T_0, P, Q, T_3 で囲まれた図形の面積を R^* とする。

(ix) P を上下に移動させて (vi)~(viii) の手順をくり返し、 $R^*=R^*$ となるようにする。

図一17は、図一12と同じ総雨量をもつ場合について、上述の手順にしたがって作成した置換有効降雨波形と、厳密な方法で求めた波形とを比較したものである。それぞれピーク生起時刻を一致させて示しているが、両者はいずれもよく適合しており、前述のようにかなり大胆な仮定に基づいた方法でも、実用上十分な精度が期待できることがわかる。なお、ここでは由良川流域を対象として説明したが、その手法は表土層をもつ一般の流域に適用可能であることはいうまでもない。

R として確率雨量を与えれば、上述の方法で得られた波形は、確率置換有効降雨波形ともいべきもので、これを入力として、単位図法・特性曲線法などの出水解析法を用いれば、基本高水のハイドログラフを得ることができる。

5. あとがき

本研究は、降雨波形自体のもつ特性と、それが流域という変換系を通ることによって生じる新たな特性とを追求し、水計画においてもっとも基本となる計画降雨波形の作成法に組み入れようとしたものである。

2. では、降雨波形を4つのパターンに分類するとともに、降雨ごとに異なる波形の地域的変動の実態も、百分率降雨波形に関する χ^2 検定の結果を行列表示することによって説明できることを示した。また、降雨波形および生起時刻が同一とみなせる領域と、その時間的な相互関係とを考察することによって、雨域の消長と移動の解明に関する手がかりを得た。これらの結果は、資料の不足を補い、面積雨量を算出するにあたって重要な示唆を与えるものである。

3. では、本来独立であるはずの多数の降雨波形も、置換有効降雨に変換することによって、流域の特性を媒介として、波形を構成する要素間に互いに共通した関係が見出せることを示し、計画降雨波形作成への一段階とした。

4. では、2., 3. で得られた結果をもとにして、総降雨量のみを知って降雨波形を作成する具体的手法を提案し、出水解析の入力、あるいは計画降雨波形として十分有用であることを示した。

本研究では、降雨波形の作成にあたって、あえて

stochastic な側面を考慮しなかった。そのため、かなり大胆な仮定をいくつか設けたが、それでも将来の計画降雨の作成といった観点からみれば有意義であると考えている。しかしながら、降雨波形を構成する要素の中には、deterministic に定めることの困難なものも多く、さらに複雑な波形をも対象とする場合には、どうしてもstochastic な方法に頼らざるを得ない。したがって、今後は両側面の特徴を有効に利用して、その結合をはかり、より適切な降雨波形の作成法を確立しなければならないと考えている。

なお、本研究を進めるにあたり、終始御指導を賜った京都大学の石原藤次郎名誉教授、高棹琢馬教授、ならびに、多くの有益な助言をいただいた池淵周一助教授に深く謝意を表す。

参考文献

- 1) Grace, R.A. and P.S. Eagleson : The Synthesis of Short-Time Increment Rainfall Sequences, M.I.T. Dept. of Civil Eng. Hydrodynamics Lab. Report No. 91, 1966.
- 2) 望月邦夫：淀川改修工事計画の修正, 土木学会誌, 第54巻第11号, 1969.
- 3) 室田 明・端野道夫：台風性降雨のシミュレーションに関する研究, 土木学会年次学術講演会講演集, 1970.
- 4) 石原安雄・友杉邦雄：降雨の時間配分に関する確率論的考察, 京都大学防災研究所年報, 第14号 B, 1971.
- 5) 川畑幸夫：水文気象学, 地人書館, 1961.
- 6) たとえば, 坂上 務：日本の雨の特性, 水工学シリーズ, 68-11, 土木学会水理委員会, 1968.
- 7) 石原藤次郎・田中雄作：基本高水決定における降雨波形の処理について, 土木学会年次学術講演会講演集, 1970.
- 8) 岸根卓郎：理論応用統計学, 養賢堂, 1969.
- 9) 鈴木栄一：気象統計学, 地人書館, 1968.
- 10) Chow, V.T. and Ramaseshan, S. : Sequential Generation of Rainfall and Runoff Data, Proc. ASCE Hy 4. Vol. 91, 1965.
- 11) 高橋 裕・虫明功臣・古木守靖：降雨域およびその移動が流出に及ぼす影響, 土木学会年次学術講演会講演集, 1969.
- 12) 石原藤次郎・高棹琢馬：洪水流出過程の変換系について, 京都大学防災研究所年報, 第7号, 1964.
- 13) 石原藤次郎・高棹琢馬：中間流出現象とそれが流出過程に及ぼす影響について, 土木学会論文集, 第79号, 1962.
- 14) 石原藤次郎・石原安雄・高棹琢馬・頼千元：由良川の出水特性に関する研究, 京都大学防災研究所年報, 第5号 A, 1962.
- 15) 石原藤次郎・田中要三・金丸昭治：わが国における単位図の特性について, 土木学会誌, 第41巻3号, 1956.
- 16) たとえば, 谷口雅宥・伴登義徳：降雨特性を考慮した基本流量決定法に対する一考察, 建設省技術研究報告, 1968.

(1972.3.9・受付)