

長期間流出解析法に関する 2,3 の考察

A STUDY ON THE LONG RANGE RUNOFF SYSTEM RESPONSES

石原 藤次郎*・高 棹 琢 馬**・池 淵 周 一***
By Tojiro Ishihara, Takuma Takasao and Shuichi Ikebuchi

要 旨 本研究は著者らが Wiener の濾波・予測理論に基づいて提案した従来の統計的単位図法の難点を改良するため、地下水流出と中間流出を分離し、まず入力としては中間流出成分および地下水流出成分への雨水の供給量を考え、これらを土湿量変化に及ぼす蒸発散の効果をもとり入れて算定するとともに、他方、出力としては地下水流出の単位図から推定された地下水流出量を実測流出量から分離して中間流出量を求め、これら入力・出力から中間流出の統計的単位図を算定したものである。

1. はしがき

経済の高度発展、人口の都市集中による水需要の急激な増加と偏在化は、大都市を中心とする水不足を激化し、河川表流水の資源としての価値を高めつつある。その結果、河川水の水資源としての効率的利用、さらには大規模開発が本格的に進められようとしているが、そのためには長期間流出機構の解明が必須の条件である。

従来は短期間の異常な流出、いわゆる洪水流出の解明に力が注がれ、長期間流出機構の究明には、洪水を主対象とする決定論的流出解析法¹⁾の概念を拡張して用いられるものが多かった。しかし、長期間流出過程に内在する複雑かつ不確定な機構を考えると、決定論的立場だけではその解析は不十分であって、確率・統計論的な面からのアプローチをも考慮する必要がある。著者らはこうした観点から、流出機構の水理学的側面に関心を払いながら、Wiener の濾波・予測理論の概念を導入した長期間流出解析法を提案してきた¹⁾。すなわち、相関解析により降水・流量系列の統計的性状を把握し、流出現象の物理機構を考慮して系の定常・線形化をはかった後、流出系の最適応答関数を求め²⁾、降雨期と融雪期の統計的単位図を提案した。これらの由良川流域への適用結果は、統計的単位図法が長期間流出の場所的・時間的な統計的性状を定量的に把握する手段として有効であること

を実証したが、算定された統計的単位図のピーク値が各年で変動し、また低水流量部の予測精度が悪いという問題点を残した。

以上の検討を経て、本研究は中間流出および地下水流出を分離して、それぞれに対する統計的単位図を求めるとともに、蒸発散量を導入し、長期間流出に対して一層精度の高い統計的単位図法を得ようとしたものである。

2. 従来の長期間流出解析法とその問題点

長期間流出解析法はおもに中間流出と地下水流出の 2 成分または地下水流出分だけを対象としたものであるが、その目的は、1) 欠測流量を補充すること、2) 模擬降水の発生によって将来の長期的な流出形態を量的に予測することにある。その意味で、以下では降水と流量との対応関係を考慮したモデルをあげることにし、統計的手法だけを基礎としたモデル、たとえば時系列論に基づくモデルは省略する。

従来から提案されてきたモデルを大別すると、解析的モデルとパラメトリックモデルに分けられよう。

(1) 解析的モデル

これには線形系理論と非線形系理論があり、前者についてはその多くが洪水流出に適用されており³⁾、近似的にも線形性が成り立たない洪水流出への直接的な適用には限界がある。日野はこの線形理論を長期間流出に適用するために、日降雨系列を 2 乗するという非線形変換法を導入して予測精度を高めているが³⁾、その変換法の物理的意義は少ない。また、Wiener の非線形理論に基づいたものとして Amorocho⁴⁾、日野⁵⁾らの研究がある。前者は洪水流出に適用されたものであり、後者の非線形流出核の算定には数学的興味はあるが、流出機構をほとんど考慮しない Black box 的取扱いは流出系に関する水文情報をあまり多く期待することはできないであら

* 正会員 工博 京都大学教授 工学部土木工学科
** 正会員 工修 京都大学助教授 同
*** 正会員 工修 京都大学講師 同

注 1 著者らは、この関数の算出方法が統計的であり、しかもその概念が単位図に類似していることから、これを統計的単位図とよんだ。

う。

(2) パラメトリックモデルまたはパラメーター最適化法

いくつかの流出系パラメーターをあらかじめ組み入れて流出系の1次的または概括的モデルをつくり、計算機によって実際の流量記録と計算結果とがある許容限界内で適合するまで計算を繰り返し、パラメーターの値を決定する方法である。この方法は計算機の発展とあいまって実用的ではあるが、選択するパラメーターの数やその物理的意義に問題があり、また多くの資料を要するという難点がある。このモデルの代表的なものとしては、タンクモデル法⁶⁾やStanford-Watershed Model⁷⁾などがあげられよう。

以上、従来の方法はいずれも実際の現象を表現する十分な手段とはいえず、また普遍性という面でも疑問がある。そこで以下では、Wiener の濾波・予測理論にできるだけ流出機構を組み入れて改良した統計的単位図法を提案する。

3. Wiener の濾波・予測理論とその流出系への適用

(1) Wiener の濾波・予測理論

この理論は、ある与えられた統計的基準のもとで、雑音に埋れた信号をできるだけ正確に推定しようとするものである。特に、この理論で注意すべきことは、入力信号が統計的に定常であり、変換系が物理的に定常・線形であるという前提にたっている点である。いま、系が定常・線形であるとする、任意の入力に対する系の応答、すなわち出力は単位インパルス応答関数を用いて簡単に表現することができる。すなわち、時刻 t の入力を f(t)、出力を g(t) とすると、単位インパルス応答関数 h(τ) を用いて、

g(t) = ∫_{-∞}^t f(τ) · h(t-τ) dτ(3.1)

で表現される。ところで、現実には雑音があるために、出力 g(t) をわれわれが望む理想的な出力 g*(t) に完全に一致させることはできない。しかし、何らかの基準を用いると、g(t) と g*(t) の差をもっとも小さくさせる線形系の単位インパルス応答、すなわち最適応答関数 h(τ) を求めることができる。Wiener は、

ε(t) = g(t) - g*(t)(3.2)

の平均2乗誤差

ε²(T) = lim_{T→∞} 1/T ∫_{-T/2}^{T/2} [g(t) - g*(t)]² dt(3.3)

を最適化の基準として採用し、この平均2乗誤差の最小

化には、Euler-Lagrange の変分法を利用して、つぎのWiener-Hopf 積分方程式で h(τ) を与えた⁸⁾。

∫_{-∞}^∞ h(t) · φ_{11}(τ-t) dt - φ_{12}(τ) = 0 (τ ≥ 0)(3.4)

ここに、φ_{11}(τ) は入力 の 自己相関関数、φ_{12}(τ) は入力 と 実際の出力との相互相関関数であり、それぞれ以下のように与えられる。

φ_{11}(τ) = lim_{T→∞} 1/T ∫_{-T/2}^{T/2} f(t) · f(t+τ) dt(3.5)

φ_{12}(τ) = lim_{T→∞} 1/T ∫_{-T/2}^{T/2} f(t) · g(t+τ) dt(3.6)

(2) 長期間流出系への適用

流出現象においては、入力として降水量、出力として河川流量、変換系として流出変換系を対応させることができ、Wiener の濾波・予測理論の流出系への適用が考えられる。しかし、ここで注意すべきことは、さきにも述べたように、この理論は入力信号が統計的に定常であり、変換系が物理的に定常・線形であるという前提にたっていることである。したがって、まず、これらの前提が実際の流出現象に適合するかどうかを検討しておかなければならない。

a) 降水系列の定常性

定常的という概念は、時間的に不変ということの意味する。しかし、実際は観測数が有限であり、また時間軸上の一点に対して観測値は一つしかないので、厳密な意味での定常性の検定はできない。そこで、実際上は観測系列をいくつかの群に分け、各群の間で平均値、分散および自己相関係数に有意な差がないと、その系列は定常とみなしている。一般に降水系列に関しては、洪水をもたらすような豪雨は定常とみなしがたいが、日降水系列を対象とする限りは、一年を適当な期間分割をすることによって近似的に定常とみなすことができる。

b) 流出変換系の定常・線形性

いま、降水量を R(t)、流量を Q(t) とすると、流出系は時間遅れ系であるから、降水はある時間だけ遅れて流量となり、次式で与えられる相互相関係数 φ_{RQ}(τ) は、ある τ の付近で大きくなる。

φ_{RQ}(τ) = lim_{T→∞} 1/T ∫_{-T/2}^{T/2} R(t) · Q(t+τ) dt / √ [1/T ∫_{-T/2}^{T/2} R(t)² dt · 1/T ∫_{-T/2}^{T/2} Q(t)² dt](3.7)

すなわち、max φ_{RQ}(τ) を満たす τ を τ_m とし、これを流出系の等価遅延時間とよぶことにすると、τ_m は φ_{RQ}(τ) の形とともに系を定常化するための期間分割の基準となる。一般に夏・秋の降雨流出と冬・春の融雪流

出とはその機構を異にし、 τ_m および $\phi_{RQ}(\tau)$ に相違が認められるので、少なくとも融雪流出の卓越する流域および期間では、降雨期と融雪期とに期間分割し、系の定常化を図る必要がある。

次に、系の線形性について検討しよう。一般に流出成分には表面流出・中間流出および地下水流出があるが、表面流出の非線形特性が強いことは理論的にも経験的にも実証されている⁹⁾。中間流出は地表面下 20~40 cm の透水性のきわめて大きい層（以後、A層とよぶ）を側方に流下する成分であり、A層に貯留された雨水が水みちへ浸出し、水みちを流下して河道に流入するものと、A層内を流れて直接河道へ流入するものから構成されている。後者はダルシー則に従ってA層内を流れるから線形であるが、問題は非線形特性をもつ水みち流出である。しかし、従来の流出解析の結果によれば、通常の森林山地では中間流出は線形と考えてよいようである¹⁰⁾。一般には、水みち生起場の存在を無視できないから、中間流出は準線形ともいうべきであろう。一方、A層底下層への浸透能によって補給された雨水は、地下水位を上昇せしめ、地下水流出として河道に流入するが、この流れはダルシー則に従うから線形である。

以上の点を考慮すると、非線形特性の強い表面流出成分を除去することによって、流出系は線形化されることになる。長期間流出の支配的な成分が中間流出と地下水流出の2成分であることを考えると、こうした表面流出の除去は実際のな面でも都合がよいわけである。

さて a), b) の考察によって降水系列の定常性がいえ、系の定常・線形化がはかれると、式 (3.4) を解くことによって流出変換系の最適応答関数が得られる。これが著者らが従来から提案してきた統計的単位図とよばれているものである。もちろん、式 (3.4) では観測時間を無限として取り扱っているが、実際現象では有限であるから、

$$\int_0^T h(t) \cdot \phi_{11}(\tau-t) dt - \phi_{12}(\tau) = 0 \quad (\tau \geq 0) \quad \dots\dots\dots(3.8)$$

を考えればよい。また、著者らは長期間流出現象を対象としているので、解析を進めるにあたっては、時間単位 t として日単位をとり、 $R(t)$ を t 日の降水量、 $Q(t)$ を t 日の流量にとるものとする。そうすると、式 (3.8)、(3.5) および (3.6) はそれぞれ離散的な形で次式のように表現される。

$$\phi_{RQ}(\tau) = \sum_{k=0}^m h(k) \cdot \phi_{RR}(\tau-k) \quad \dots\dots\dots(3.9)$$

$$\phi_{RR}(\tau) = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N R(i) \cdot R(i+\tau) \quad \dots\dots\dots(3.10)$$

$$\phi_{RQ}(\tau) = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N R(i) \cdot Q(i+\tau) \quad \dots\dots\dots(3.11)$$

ここに、 N は対象とする期間の日数であり、 m は降水が流量に影響を及ぼす日数である。

4. 改良された統計的単位図法

(1) 従来の統計的単位図法とその問題点

Wiener の濾波・予測理論を長期間流出系に適用し、その最適応答関数を求めたものが統計的単位図であった。実際に適用するためには、前章でも述べたように流出系の定常・線形化が問題となり、従来の統計的単位図法では、まず系の定常化としては降雨期と融雪期とに分けて考え、また系の線形化のためには、降雨期では流域の先行条件、すなわちA層内土湿量変化を考慮し、融雪期では日融雪量を入力として統計的単位図 $h(\tau)$ が求められた。こうした系の定常・線形化によって、統計的単位図法は長期間流出系の統計的構造を定量的に把握する手段として有効であり、流況予測の精度の面でもかなり良好であることが明らかにされた。しかし、統計的単位図のピーク値が各年で変動し、またこの方法による低水流量部の予測精度が悪いという問題点が残されていた。

ところで、こうした問題の主な原因としては次の点が指摘できよう。1) 実測のハイドログラフから表面流出を分離するために、中間流出の最大強度 r_a と流域面積 A との積 $r_a \cdot A$ の値以上を非線形成分として一様に分離したが、表面流出が $r_a \cdot A$ より小さな値からも生起していることを考えると、こうした一様分離では単純化の程度が大きすぎる。2) 線形近似が同様に成り立っても構造パラメーターの異なる中間流出と地下水流出を一つの統計的単位図で表現したため、それぞれの流出特性の相違が表わされていない。3) 土湿量変化に及ぼす蒸発散の効果が十分取り入れられていない。

こうした難点を改良するため、本研究では対象を降雨期に限り、中間流出と地下水流出を分離する立場から、まず入力としては中間流出成分および地下水流出成分への降雨の供給量を考え、これらを土湿量変化に及ぼす蒸発散の効果をも取り入れて算定するとともに、他方、出力としては地下水流出の単位図から推定された地下水流出量を実測流出量から分離して中間流出量を求め、これらの入力・出力から中間流出の統計的単位図を算定した。以下、順を追って説明しよう。

(2) 各流出成分への降雨の供給量

一般に降雨から流量への流出現象においては、樹葉遮断水およびA層土湿補充水として流量の増加に寄与しない初期損失成分があり、またA層がある水位まで土壌水分で満たされていると、降った雨のすべてがA層内に浸

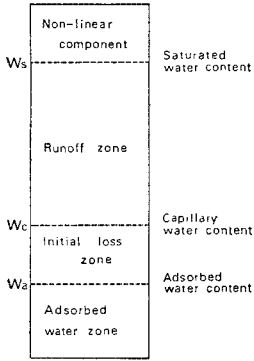


Fig. 1 Schematic diagram of soil moisture content in A layer

透して貯留されるのではなく、一部は地表面を流れる。これがいわゆる表面流出である。一方、A層内に貯留された雨水の大部分はA層から水みちへ浸出したり、A層内を流下して中間流出となり、また残部はA層下層へ浸透して地下水流出となる。もちろん、無降雨が続くと、これらA層内の貯留水は蒸発散によっても減少する。

いま、これらの現象をA層内貯留水のてい減特性から考察すると、各日に降った雨の各流出成分への供給量が推定される。まず、A層内の土湿貯留水の分布を Fig. 1 のように考える。ここに、毛管飽和水量 W_c はおもに毛管作用によって保持され、重力水として降下しない限界水量であり、飽和水量 W_s との間に流出領域 (runoff zone) を、吸着水量 W_a との間に初期損失量領域 (initial loss zone) を構成する。いま、中間流出がA層内貯留水深 S に比例するものと考え、 S に関する連続条件は、

$$\frac{dS}{dt} = -\alpha \cdot S - f - e_v \dots\dots\dots(4.1)$$

となる。ここに、 f はA層底からの浸透能である。 e_v は蒸発散量であるが、降雨期間中は0である。また α は流域固有の定数であって、中間流出のてい減係数に等しい¹¹⁾。ところで流量てい減部付近における浸透能 f は一般に一定値である最終浸透能 f_c に等しいと考えてよく、式 (4.1) は次のようになる。

$$S(t) = \left\{ S(t_0) - \int_{t_0}^t e_v(x) e^{\alpha(x-t_0)} dx + f_c/\alpha \right\} \cdot e^{-\alpha(t-t_0)} - f_c/\alpha \dots\dots\dots(4.2)$$

また、離散的に表現するため $t_0 = i$ 日、 $t = i+1$ 日とみると、蒸発散項は近似的に日蒸発散量 $e_v(i)$ と関連づけられ、上式は結局、

$$S(i+1) = \{ S(i) + (f_c + e_v(i))/\alpha \} e^{-\alpha} - (f_c + e_v(i))/\alpha \dots\dots\dots(4.3)$$

となる。したがって、中間流出は土湿貯留水が流出領域にあるときに限って生起するから、流出領域では式 (4.3) に応じて土湿貯留水がてい減する。一方、初期損失量領域では蒸発散による損失だけであるから、土湿貯留水は次式のようにてい減する。

$$S(i+1) = S(i) - e_v(i) \dots\dots\dots(4.4)$$

なお、 f_c は石原らの研究¹²⁾ によって求められる最終浸透能の日換算値であるが、定数 α および日蒸発散量

$e_v(i)$ の算定方法は次節で述べる。

以上、式 (4.3) および (4.4) が導かれると、降雨の各流出成分への供給量が以下のように分離される。

i) 初期損失量領域への供給量 $L(i)$: 土湿貯留水 $S(i)$ が初期損失量領域にある場合、降雨 $R(i)$ があるとそのある部分は初期損失分となって流出に寄与せず、その関係は次式で与えられる。

$$\left. \begin{aligned} L(i) &= W_c - S(i) ; S(i) + R(i) \geq W_c \\ L(i) &= R(i) ; S(i) + R(i) < W_c \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots(4.5)$$

ii) 表面流出成分への供給量 $N(i)$: 土湿貯留水 $S(i)$ が飽和水量 W_s を越える場合、表面流出が生起するから、

$$N(i) = S(i) + R(i) - W_s ; S(i) + R(i) \geq W_s \dots\dots\dots(4.6)$$

iii) 中間流出成分への供給量 $R_s(i)$: 土湿貯留水 $S(i)$ が流出領域にあり、しかもその日の土湿貯留水の減少量 $DS(i) (= S(i) - S(i+1))$ が $(f_c + e_v(i))$ よりも大きいとき、中間流出成分への供給量 $R_s(i)$ が存在し、次式で与えられる。

$$\left. \begin{aligned} R_s(i) &= DS(i) - (f_c + e_v(i)) ; \\ &DS(i) \geq f_c + e_v(i) \\ R_s(i) &= 0 ; DS(i) < f_c + e_v(i) \end{aligned} \right\} \dots\dots(4.7)$$

なお、降雨 $R(i)$ がある場合は、 $W_c < S(i) + R(i) \leq W_s$ である限り、 $(S(i) + R(i))$ が $S(i)$ に相当する。

iv) 地下水流出成分への供給量 $R_G(i)$: 中間流出成分への供給量と同じく、土湿貯留水 $S(i)$ が流出領域にあり、しかも $DS(i)$ が次の条件にあるとき、地下水流出成分への供給量 $R_G(i)$ が存在する。すなわち、

$$\left. \begin{aligned} R_G(i) &= f_c ; DS(i) \geq f_c + e_v(i) \\ R_G(i) &= DS(i) - e_v(i) ; DS(i) < f_c + e_v(i) \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots(4.8)$$

以上は蒸発散量 $e_v(i)$ が算定できる場合であったが、実際にはその算定は困難である。そこで以下に精度は少し悪くなるが、実用的に簡単な供給量の算定方法を提案する。すなわち、流出領域では貯留水のA層内での滞留時間が短く、蒸発数量そのものの効果が小さいと考え、式 (4.3) において $e_v(i) = 0$ とみなすのである。したがって、式 (4.7) および (4.8) においても $e_v(i) = 0$ として中間流出成分および地下水流出成分への供給量を算定する。一方、初期損失量領域では主たる損失は蒸発散量であって無視できないので、貯留水は

$$S(i+1) = S(i) \cdot e^{-\beta} \dots\dots\dots(4.9)$$

のように指数関数的にてい減すると考え、降雨の初期損失分への供給量を算出する。こうした近似法によっても供給量がかなり有効に算定されることは、実際流域への適用結果から実証されよう。

(3) 定数および日蒸発散量の算定法

前節で各流出成分への供給量が推定されたので、これらの推定の基本となる定数 α, β および日蒸発散量 $e_v(i)$ の実際的な算定方法を述べる。

著者らの研究によれば、中間流出のてい減特性から A 層厚 D と有効空げき率 r の積として与えられるみかけの A 層厚 rD は、

$$rD = \{e^{\alpha(t_2 - t_1)} - 1\} f_c / \alpha \dots\dots\dots(4.10)$$

として求められる¹³⁾。ここに、 α は式 (4.3) でも重要となる中間流出のてい減係数、 t_1, t_2 はそれぞれ表面流出および中間流出の終了時刻であり、 f_c は前述の最終浸透能である。一般の A 層被覆型流域では rD は 60~140 mm の値をとるが、この rD は流出領域の最大値 $(W_s - W_c)$ に等しいとみなしてよく、Fig. 1 の各水量が以下のように決定される。

i) 飽和水量 W_s : A 層厚 D と空げき率 n の積 nD で与えられる。これらの値はほぼ D ; 20~35 cm, n ; 50~70% の範囲にあると考えられよう¹⁴⁾。

ii) 毛管飽和水量 W_c : $(W_s - rD)$ で与えられる。

iii) 吸着水量 W_a : 一般の植土では毛管飽和水量 W_c の 60~70% といわれている¹⁵⁾。 $(W_c - W_a)$ は初期損失量領域の最大値に相当し、20~40 mm の範囲にあると考えられるので、 $(W_c - W_a)$ がこの範囲内にはない場合には、 W_s の値を仮定しなおさなければならない。

以上のようにして W_s, W_c および W_a が決定されると、流出領域での定数 α は中間流出のてい減係数から、日蒸発散量 $e_v(i)$ を導入しない場合の初期損失量領域のてい減係数 β は W_c が 15~20 日の無降雨で W_a 近くに達すると考えることから算定される。一方、流域からの蒸発散量 $e_v(i)$ については、一般にその測定が他の水文量に比して困難であり、その機構にも未知の問題が多いので、著者らは蒸発散量が蒸発計蒸発量と高い相関を示すことや、土湿貯留水と強く関係していることにのみ注目し、角屋の研究¹⁶⁾を参照して、Fig. 2 の

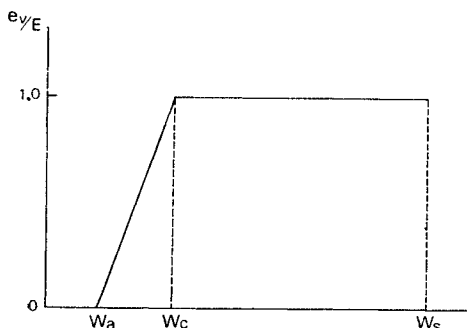


Fig. 2 Relationship between soil moisture content and evapotranspiration

ごとく土湿貯留水と蒸発散量を関係づけた。ここに、縦軸は蒸発散量 $e_v(i)$ と蒸発計蒸発量 $E(i)$ の比をとっている。このように考えると、式 (4.3) の $e_v(i)$ は $E(i)$ で置換され、また初期損失量領域では式 (4.4) の $e_v(i)$ が

$$e_v(i) = \{S(i) - W_a\} \cdot E(i) / (W_c - W_a) \dots\dots(4.11)$$

で表現される。

(4) 地下水流出量の分離

前節式 (4.8) により地下水流出成分への雨水の供給量 $R_G(i)$ が算定されたので、次に地下水流出量を推定する。地下水流出はダルシー則に従うから線形性が成り立ち、その流出を特徴づける単位図 $h_G(\tau)$ を Fig. 3 のように与えると、地下水流出量 $Q_G^*(i)$ が次式の重量積分によって算出される。すなわち、

$$Q_G^*(i) = \sum_{\tau=0}^{T_G} h_G(\tau) \cdot R_G(i - \tau) \dots\dots\dots(4.12)$$

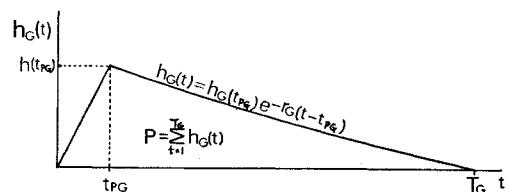


Fig. 3 Unitgraph of groundwater runoff

したがって、実測のハイドログラフから $Q_G^*(i)$ を分離すると、その残差として表面流出量および中間流出量が得られる。なお、Fig. 3 の単位図のパラメーターとして、 r_G は地下水流出のてい減係数、 T_G は流出の継続時間、 t_{pG} はピーク生起時刻であり、 p は地下水流出成分への雨水の供給量のうち、他流域へ流出したり、深層地下水帯へ浸透していく部分を除いた、いわゆる地下水の流出率であるが、これらの構造パラメーターは以下のように決定される。

i) てい減係数 r_G : 周知のように河川流量の低水部をなすものは地下水流出分であって、そのてい減部は通常、指数関数的であることが知られている。したがって、地下水流出のてい減係数は片対数紙上に描かれた低水部ハイドログラフの直線の傾きから決定される。

ii) 継続時間 T_G : 一般に地下水流出には storm type, seasonal type および perennial type のものがあるといわれており、この点を考慮して継続時間を求める必要があるが、実用的には前 2 者を考えて 40~50 日の継続時間が妥当であろう。

iii) ピーク生起時刻 t_{pG} : 中間流出と地下水流出とは、ピークの生起時刻がほぼ同時であると観測されており¹²⁾、地下水流出のピーク生起時刻は降雨の翌日、すな

わち $\tau=1$ 日に生じるとみなしてよい。

iv) 流出率 p : これについては、現在のところ知る方法はないが、一般に山岳上流域では流出率は1に近く、下流域の平野部では河川に平行な地下水流も生じることが考えられるので、1よりも小さいことが予想される。本研究では流出率を仮定し、式(4.12)で推定された地下水流出量が実測のハイドログラフの低水部とよく一致するように最適な流出率を決定した。

(5) 表面流出量の分離と中間流出の統計的単位図

地下水流出量を分離し、その残差として得られた流出量系列から表面流出量を除去すると、中間流出の日流出量系列が得られる。一方、中間流出成分への雨水の供給量 $R_s(i)$ が式(4.7)によって求められているので、この両者から式(3.9)で与えられる Wiener-Hopf 積分方程式を導けば、中間流出の統計的単位図が算定される。

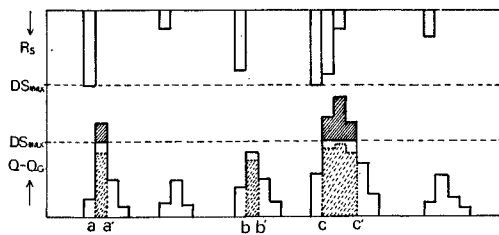


Fig. 4 Separation of surface runoff component

まず、実測流出量から地下水流出量を分離すると、その残差系列は一般に Fig. 4 のように描かれるが、図上の a~a' および c~c' 部分では明らかに表面流出が生起していると考えられる。いま、表面流出量分離の一つの基準として、中間流出成分への供給量の最大値を考

ると、その値 DS_{max} は土湿貯留水の日変化量 $DS(i)$ の最大値から近似的に次式で与えられる。

$$DS_{max} \approx (\tau D + f_c/\alpha)(1 - e^{-\alpha}) - f_c \dots\dots (4.13)$$

したがって、流出高に換算された残差系列からこの DS_{max} を一様に分離すると、Fig. 4 の斜線部が表面流出量として除去される。この分離方法は従来の統計的単位図法でとられたものと類似しており、表面流出量が十分に分離されないという欠点がある。その原因としては、 DS_{max} はすべて瞬時に中間流出量になるわけではなく、 DS_{max} 以下でも表面流出が生起していることが考えられる。事実、 DS_{max} 一様分離法によって求めた中間流出の統計的単位図は、表面流出をある程度含んでいるために各年で変動し、しかもそのピーク付近の推定流量は Fig. 4 の点線部で示すように DS_{max} よりも小さくなっている。しかし、中間流出への供給量 $R_s(i)$ が DS_{max} およびそれに近い値をとるところでは表面流出が生起していると考え、その場合に限り、 DS_{max} 一様分離法によって推定されたピーク付近の値が近似的に実際の中間流出量を表わしているとみなすことができる。すなわち、Fig. 4 における a~a', b~b' および c~c' 部分では、点線部が実際の中間流出量であり、これ以外の部分では、残差系列そのものが中間流出量となっている。

このように中間流出量を修正すると、 $R_s(i)$ との間で再び中間流出の統計的単位図 $h_s(\tau)$ が算定され、中間流出量 $Q_s^*(i)$ が次式によって推定される。

$$Q_s^*(i) = \sum_{\tau=0}^{T_s} h_s(\tau) \cdot R_s(i-\tau) \dots\dots (4.14)$$

ここに、 T_s は中間流出の継続時間である。

以上、本章では改良された統計的単位図法として、地

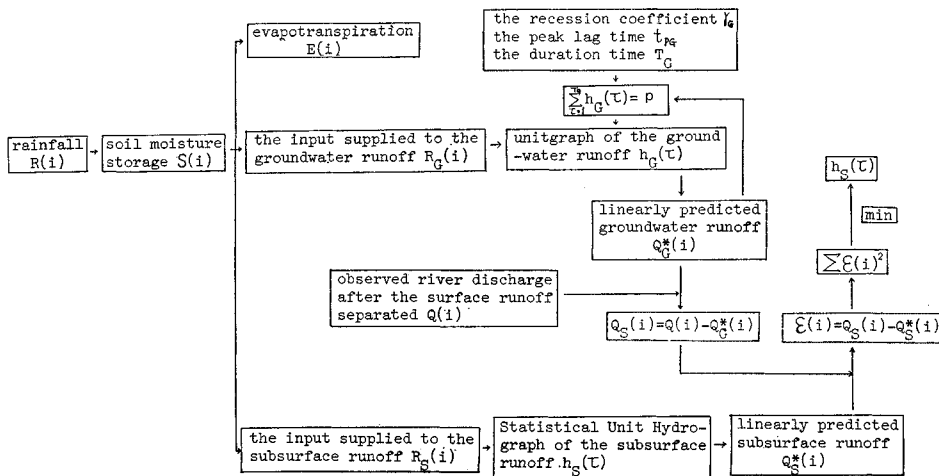


Fig. 5 Flow chart for estimating the statistical unit hydrographs of subsurface and groundwater runoffs

下流流出および中間流出の統計的単位図を求める方法を展開したが、最後にその手順をフローチャート Fig. 5 に示しておこう。

5. 由良川流域への適用と考察

本章では、前章までの理論を由良川流域に適用し、その結果について考察する。

(1) 流域の概要と水文資料

由良川は三国岳(標高 959 m)にその源を發し、西流して丹波高原を東西に貫き、福知山付近で北折して由良において日本海に注ぐ流域面積 1882 km²、流路延長約 140 km の中河川である。その流域は山地が 89%、平地が 11% であって、典型的な山地河川である。本研究の対象となる福知山地点までの流域概要を Fig. 6 に示す。流域の林相は良好であり、流域上流部は京都大学芦生演習林である。また気候的には裏日本型の特色を示し、曇天や降水の日数が多く、特に冬期は降雪日数が多い。降水量は河川表流水の重要な供給源であるが、年降水量は一般的にいて上流水源地ほど多く、下流部へいくほど少ない。月別には 6~7 月の梅雨期と 8~9 月の台風期がもっとも多く、この 4 ヶ月で年降水量の約 50% を占めている。

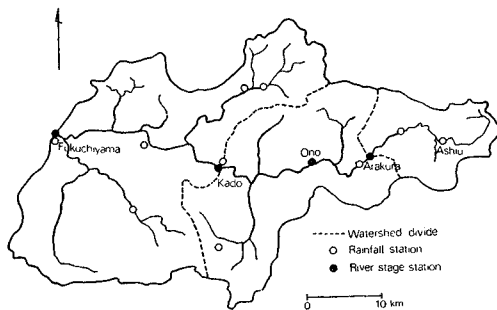


Fig. 6 General data of the Yura River basin

次に、水文資料は場所的な流出形態を考察するために、荒倉(流域面積 150 km²)、角(556 km²)、福知山(1157 km²)の 3 地点のものを選んだ。流出系への入力である各流域の日平均面積降水量は、Fig. 6 に示す観測所の地点雨量から Thiessen 法によって算出した。また出力である日平均流量は荒倉、角地点については関西電力、福知山地点については近畿地建福知山工事事務所の資料を用いた。その他使用した資料は、京都大学演習林のある芦生地点での蒸発計蒸発量および大野地点での出水時の時間流出量記録である。1960 年以後は大野ダムの操作が加わるので、資料の採用期間はいずれも 1954

~1959 年の 6 年間とした。なお、計算は京都大学大型計算機センターの FACOM 230-60 によった。

(2) 地下水流出成分および中間流出成分への降雨の供給量

この方法の適用にあたっては、Fig. 1 の飽和水量 W_s をはじめとする各水量を与える必要がある。まず、A 層厚と有効空けき率の積 rD を式 (4.10) から算定しよう。Fig. 7 は由良川大野地点における中間流出のてい減曲線を示したものであり、 $\alpha=0.050 \text{ hr}^{-1}$ 、 $t_2-t_1 \approx 60$ 時間程度であることがわかる。また、著者らの研究により、由良川流域では $f_c=0.27 \text{ mm}\cdot\text{hr}^{-1}$ という結果を得ているので、これらの値を式 (4.10) に代入すると $rD \approx 120 \text{ mm}$ が得られる。飽和水量 W_s は A 層厚と空けき率の積として 180 mm を与えると、毛管飽和水量 W_c が W_s と rD の差として 60 mm となり、その 60% をとると $W_a=36 \text{ mm}$ が得られる。したがって、 W_c-W_a は 24 mm となり、これは一般にいられている初期損失分の範囲 20~40 mm に含まれているので、これらの決定は妥当と思われる。

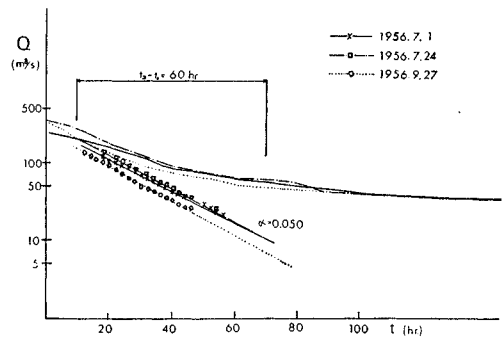


Fig. 7 Recession curves of the subsurface runoff at Ono

以上の決定された数値をもとに、流出領域でのてい減係数 α は 0.05 hr^{-1} を日単位に換算して 1.200 day^{-1} とし、また日蒸発散量が算定されない場合の初期損失量領域におけるてい減係数 β は、 W_c が 20 日間の無降雨で W_a になるとして 0.026 day^{-1} とした。一方、日蒸発散量 $e_0(i)$ の算定は荒倉地点にのみ適用したが、それは蒸発計蒸発量が芦生地点でのみ観測されているからであり、その値を荒倉以外の地点に適用すると誤差が大きいと考えたからである。なお、上記の各定数は大野地点の解析から求めたものであるが、福知山上流域の各地点でもほぼ成り立つので、荒倉・角・福知山地点についても同じ値を採用した。

Fig. 8 は日蒸発散量を導入した式 (4.7) および (4.8) から算定された中間流出成分および地下水流出成分への

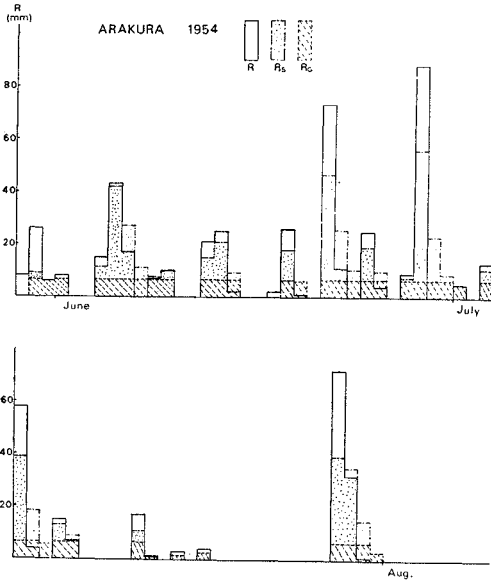


Fig. 8 Input series separated by the soil moisture variation

降雨の供給量分布の一例を示したものである。

(3) 地下水流出量の分離

まず、地下水流出の単位図を構成するパラメーターを決定しよう。Fig. 9 は地下水流出のてい減部を片対数紙上にプロットしたものであり、その傾きから各地点のてい減係数を求めると、荒倉：0.572 day⁻¹、角：0.556、福知山：0.497となる。次に、継続時間 T_G としては、地下水流出の storm type および seasonal type の継続を考慮して $T_G=50$ 日を与え、ピーク生起時刻 t_{pG} は1日とした。最後に、流出率 p は荒倉では山岳上流域であることからほとんど1に等しいと予想され、実際に $p=1.0$ とすると、Fig. 10 のように低水部の実測値と推定値はよく一致している。しかし、角・福知山地点では平地部を含んでいるので、流出率は1よりも小さいと考えられ、実際に最適な流出率を求めると、角：0.8、

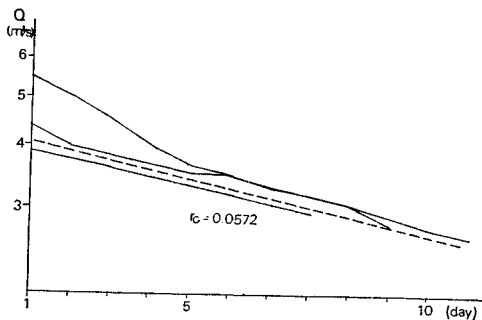


Fig. 9 Recession curves of the groundwater runoff at Arakura

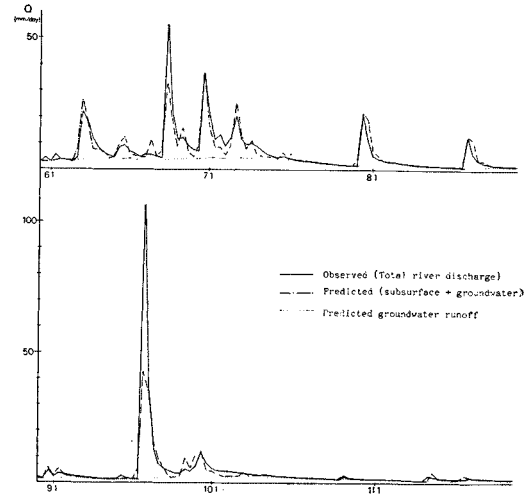


Fig. 10 Comparison between the observed and predicted river discharges at Arakura

福知山：0.9 が得られた。角の流出率が福知山のそれよりも小さいのは、地形特性に負うところが大きく、角での伏流水が福知山で流出するものと思われる。

以上のパラメーターが決定されると、各地点での地下水流出の単位図が Fig. 12 のごとく求まり、これとすでに Fig. 8 で与えられている地下水流出への供給量 $R_G(i)$ から地下水流出量 $Q_G^*(i)$ が算出され、その一例が Fig. 10 に示されている。流量が非常に大きいときには地下水流出の割合はいくぶん小さいようであるが、低水部ではその一致度が非常に高く、こうした方法による低水流量の予測がきわめて良好であることが実証されたといえよう。

(4) 中間流出の統計的単位図

前節で地下水流出量が分離されたので、さらに表面流出量を除去すると、中間流出量が得られる。4.(5) で述べた表面流出量の分離方法では土湿貯留水の日減少量の最大値 DS_{max} が分離の基準となるが、式 (4.13) から求めると $DS_{max} \approx 80$ mm となる。この DS_{max} を一様に分離して算定した中間流出の統計的単位図はピーク値が大きく変動する結果となったので、4.(5) で述べた修正をほどこすと Fig. 11 に示すような中間流出の統計的単位図が得られた。また、これらの統計的単位図から推定された流出量をさきに求めた地下水流出量に加えて、実測流出量と比較したものが Fig. 10 に示されている。統計的単位図は各年でピーク値および全体の形がともになりによく一致しており、しかも推定流量は大出水を除くと実測流量にきわめてよく一致している。

次に、日蒸発散量が無視できるとして、さきに求めた α, β を用いて各流域ごとに中間流出の統計的単位図を

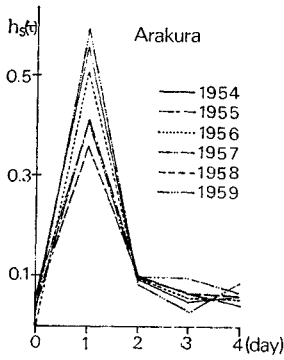


Fig. 11 Statistical unit hydrographs considering the effect of evapotranspiration

求める Fig. 12 のようになるが、各流域とも各年でピーク値および全体の形がかなりよく一致している。ただ福知山の 1955 年の統計的単位図は他の年に比べるとピーク値が小さく、後述の F 値もきわめて大きくなっている。この年を除くと、最下流域の福知山がもっとも安定した単位図を示しており、しかも $h_s(2)$ が他の地点に比べて大きく、流域面積が大きくなるにつれて貯留効果が大きくなって、流出形態が安定していくことが実証されている。1955 年の計算結果については、観測データを詳細に検討してその原因を明らかにしたい。さらに、これらの統計的単位図から推定される流出量を実測流出量と

比較したが、地下水流出の推定流出量が蒸発散量の多い 8,9 月では実測流出量よりやや大きくなり、その他の月ではやや小さく現われ、日蒸発散量 $Q_e(i)$ の算定を無視すると、精度的にやや悪くなることが実証された。しかし、その精度の低下も、後述の F 値でみるように大きなものではない。

以上の結果および考察は、長期間流出特性とその解析・推定に対して本研究での改良された統計的単位図法、すなわち地下水流出および中間流出の分離方法が有効であることを実証したといえよう。

ただ、依然として中間流出の統計的単位図はピーク値において若干変動しており、それらによる推定流量も流量が大きいたときは流出が早く、小さいときは緩慢であるという実測流量の特徴を完全には再現していない。これらは偏差の 2 乗平均値という Wiener の最適化基準にも原因があるが、中間流出現象そのものの非線形性にも原因があるようであり、今後はこうした特性をも考慮していかなければならないだろう。

最後に、以上述べた各種の方法の予測精度を比較・検討するために、推定流出量と実測流出量の合致度を次の評価基準 F で示すことにした。

$$F = \frac{\sum_{i=1}^N (Q(i) - Q^*(i))^2}{\sum_{i=1}^N Q(i)^2} \dots\dots\dots (5.1)$$

Table 1 Values of F

$$F = \frac{\sum (Q(i) - Q^*(i))^2}{\sum Q(i)^2}, \quad Q(i) : \text{observed}, \quad Q^*(i) : \text{predicted}$$

watershed	Year Method	1954	1955	1956	1957	1958	1959
Arakura	A	0.200	0.090	0.136			
	B	0.073	0.097	0.073	0.057	0.098	0.108
	C	0.068	0.085	0.067	0.074	0.089	0.096
Kado	A	0.100	0.131	0.114			
	B	0.109	0.119	0.080	0.091	0.150	0.108
Fukuchiyama	A	0.073	0.256	0.093			
	B	0.062	0.234	0.080	0.060	0.117	0.181

- A : the uniform separation method
- B : the separation method of subsurface and groundwater runoffs
- C : the method with effect of evapotranspiration

ここに、 N は対象期間の日数であり、 $Q(i)$ および $Q^*(i)$ はそれぞれ実測流出量と推定流出量である。Table 1 には比較のために従来の統計的単位図による F の値をも併記してあるが、これら F の値から総合すると、本研究で提案した各種の方法は予測精度においても従来の方法にまさっており、しかも蒸発散を考慮した方法の予測精度が高いことが理解されよう。

6. 結 語

本研究は、著者らが Wiener の濾波・予測理論に基

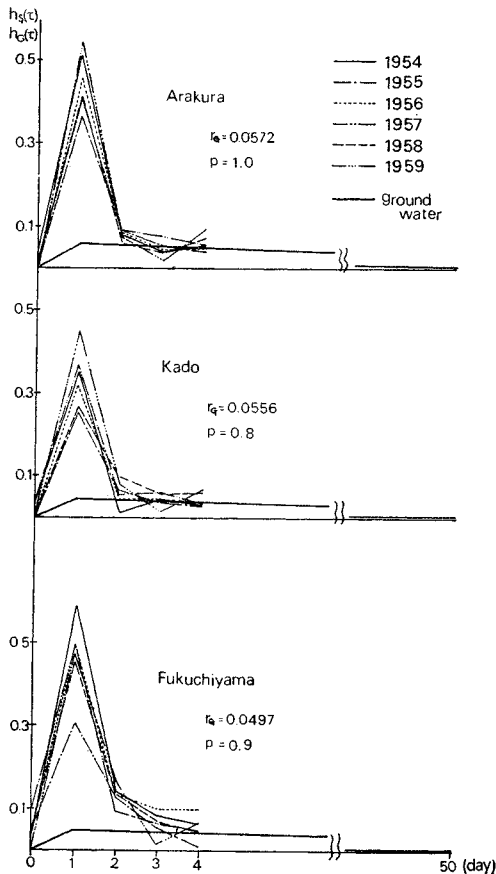


Fig. 12 Statistical unit hydrographs of subsurface and groundwater runoffs

づいて提案した従来の統計的単位図法の難点を改良するため、地下水流出と中間流出とを分離し、それぞれについて統計的単位図を求める方法を提案するとともに、蒸発散を考慮した土湿量変化によって統計的単位図法の精度を一層高めたものである。得られた結果を要約すると以下のようである。1) 統計的単位図法は長期間流出解析法としてきわめて有効であり、実測流量と推定流量との高い合致度は、日流量の予測、さらには流量資料の補充をも可能にするものである。2) 実測流出量と推定流出量との合致度からみると、蒸発散を考慮した方法がもっともよい。3) 地下水流出の単位図を定める流出率 p を除くと、解析に必要な各パラメーターは実測のハイドログラフから求められるので、こうした方法は他流域にも普遍的に適用できよう。4) しかし、こうした方法によっても中間流出に弱い非線形性が認められ、また全流出量を予測していくためには、こうした方法と表面流出量の予測方法との結合をはかっていかなければならない。

今後は、こうした方法を他流域にも適用して、その有効性を実証していくとともに、4) の問題点を解決して、より精度が高く、かつ普遍的な長期間流出解析法を組み立てていきたい。

最後に、本研究にあたって計算ならびに図面作成に協力下さった京都大学大学院生の古川整治君に謝意を表す。なお、本研究の一部に関しては、日米水文学シンポジウムセミナーに投稿中であることを付記しておく。

記号の説明

- A : 流域面積 (km²)
 D : A層厚 (mm)
 $DS(i)$: 土湿貯留水の日減少量 (mm/day)
 DS_{\max} : 土湿貯留水の日減少量の最大値 (mm/day)
 $E(i)$: 蒸発計蒸発量 (mm/day)
 $e_v(i)$: 日蒸発散量 (mm/day)
 $f(t)$: 入力関数
 f_c : 最終浸透能 (mm/hr)
 $h(t)$: 単位インパルス応答関数
 $h_G(\tau)$: 地下水流出の単位図
 $h_s(\tau)$: 中間流出の統計的単位図
 $L(i)$: 初期損失領域への供給量 (mm/day)
 m : 降水が流量に影響を及ぼす日数 (day)
 N : 計算対象期間の日数 (day)
 $N(i)$: 表面流出成分への供給量 (mm/day)
 n : A層空げき率
 p : 地下水流出率
 $Q(i)$: 観測日流量 (m³/sec)

- $Q_G^*(i)$: 地下水流出の推定値 (m³/sec)
 $Q_s^*(i)$: 中間流出の推定値 (m³/sec)
 $g(t)$: 出力関数
 $R(i)$: 観測日降水量 (mm/day)
 $R_G(i)$: 地下水流出成分への供給量 (mm/day)
 $R_s(i)$: 中間流出成分への供給量 (mm/day)
 r_a : 中間流出の最大浸出強度 (mm/hr)
 r_G : 地下水流出のてい減係数 (1/day)
 $S(i)$: A層の土湿貯留高 (mm)
 T_G : 地下水流出の継続時間 (day)
 T_s : 中間流出の継続時間 (day)
 t_1 : 表面流出の終了時刻
 t_2 : 中間流出の終了時刻
 t_{pG} : 地下水流出のピーク生起時刻
 W_a : 吸着水量 (mm)
 W_c : 毛管飽和水量 (mm)
 W_s : 飽和水量 (mm)
 α : 中間流出のてい減係数 (1/hr)
 β : 初期損失領域での土湿貯留水のてい減係数 (1/day)
 $\phi_{RQ}(\tau), \varphi_{RQ}(\tau)$: 日降水量と日平均流量の相互相関関数および相互相関係数
 $\phi_{RR}(\tau), \varphi_{RR}(\tau)$: 日降水量の自己相関関数および自己相関係数
 γ : A層の有効空げき率

参考文献

- 1) 高橋琢馬・池淵周一：長期間流出機構の情報理論的研究，京都大学防災研究所年報，第12号B，昭44.3.
- 2) Eagleson, P.S. : Optimum Discrete Linear Hydrologic Systems with Multiple Inputs, M.I.T., Hydrodynamic Laboratory, No. 80, August, 1965.
- 3) 日野幹雄：降雨と流出の統計的性質および非線形変換による流出予測，第23回土木学会年次学術講演会講演概要，II-59，昭43.10.
- 4) Amorocho, J., and G.T. Orlob. : Nonlinear Analysis of Hydrologic Systems, Univ. Calif. Water Resources Center, Contribution No. 40, 1961.
- 5) 鋤柄徹・日野幹雄・吉川秀夫：非線形流出系における流出核の計算，第25回土木学会年次学術講演会講演集，II-57，昭45.11.
- 6) 菅原正己・丸山文行：雨量から流量を予知する方法について，水文諸量の予知に関する研究論文集，昭36.
- 7) Crawford, N.H., and R.K. Linsley : The Synthesis of Continuous Streamflow Hydrographs on a Digital Computer, Dept. of Civ. Eng., Stanford Univ., 1962.
- 8) たとえば，大泉充郎・本多波雄・野口正一：情報理論，オーム社，昭37.12.
- 9) 石原藤次郎・高橋琢馬：単位図法とその適用に関する基礎的研究，土木学会論文集，第60号，別冊(3-3)，昭34.3.

- 10) 高棹琢馬：流出機構，土木学会水理委員会，水工学シリーズ，67-03，昭 42.7.
 - 11) 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創出 10 年記念号，昭 37.3.
 - 12) 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 卷，第 3 号，昭 31.
 - 13) 前出 11).
 - 14) 藤田哲夫：洪水流出過程における雨水の損失現象に関する研究，京都大学修士論文，昭 38.3.
 - 15) A.A. ロージュ，山崎不二夫訳：土壌と水，東京大学出版会.
 - 16) 角屋 睦：山地小流域河川の低水解析 (1)，京都大学防災研究所年報，第 9 号，昭 41.3.
 - 17) 石原安雄・小葉竹重機：山腹からの流出観測，土木学会第 25 回年次学術講演会講演集，II-53，昭 45.11.
(1971.5.15・受付)
-