

京都大学工学部 正 員 高 梓 琢 馬
 京都大学工学部 正 員 池 淵 周 一
 京都大学大学院 学生員 〇 古 川 整 治

1. はしがりき 長期間流出解析法として従来から提案されている統計的単位図法には、単位図のピーク値が各年で変動したり、低水流量部の予測精度が悪いという欠点がある。本研究はこれらの問題点を改めるべく、地下水流出と中間流出を分離し、それぞれについて統計的単位図を求め、流量の予測精度を一層高めたものである。

2. 土湿量変化を考慮した各流出成分への補給量 中間流出の生起場であるA層内の土湿量は図-1のように分布しており、流出領域および初期損失領域の土湿量 $S(i)$ (mm/day)はそれぞれ次式のように低減する。

$$S(i+1) = \{S(i) + i_c/\alpha\}e^{-\alpha} - i_c/\alpha \quad \dots\dots(1), \quad S(i+1) = S(i) \cdot e^{-\beta} \quad \dots\dots(2)$$

ここに、 i_c はA層下層への最終浸透能(mm/day)、 α と β は減係数である。

したがって、降雨 $R(i)$ の各流出成分への補給量はつぎのように分離される。

i) 初期損失量領域への補給量 $L(i)$: $W_0 < S(i) < W_c$ かつ $S(i) + R(i) > W_c$ のとき、

$L(i) = W_c - S(i)$, $S(i) + R(i) < W_c$ のとき、 $L(i) = R(i)$, ii) 表面流出成分への補給量 $NL(i)$:

$S(i) + R(i) \geq W_c$ のとき、 $NL(i) = S(i) + R(i) - W_0$, iii) 中間流出成分への補給量 $Rs(i)$: $W_c <$

$S(i) \leq W_c$ かつ土湿量の日減少量 $DS(i) (= S(i) - S(i+1))$ が i_c よりも大きいとき、 $Rs(i) = DS(i) - i_c$, も

ちろん降雨 $R(i)$ がある場合は、 $W_c < S(i) + R(i) \leq W_0$ であるかぎり、 $S(i) + R(i)$ が $S(i)$ に相当する。iv) 地下水

流出成分への補給量 $Rg(i)$: $W_c < S(i) \leq W_0$ かつ $DS(i)$ が次の範囲にあるとき $Rg(i)$ が存在する。すなわ

ち、 $DS(i) \geq i_c$ のとき、 $Rg(i) = i_c$, $DS(i) < i_c$ のとき、 $Rg(i) = DS(i)$ 。もちろん、成分i)は流量の増加に

寄与しないし、また成分ii)は非線形成分を構成するが線形流出系への入力となるのは成分iii), iv)の両者のみである。

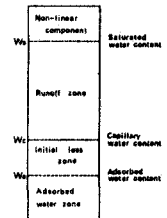


図-1

3. 地下水流出の単位図と地下水流出量の推定 いま地下水流出の単位図を図-2のよ

うに与える。ここに、 Y_0 は地下水流出の減係数であり、実際の

のハイドログラフを片対数紙上に描くと、その直線の傾きから決

定される。 T_0 は継続時間であり、実際的にはstorm type および Seasonal

typeの地下水流出を考慮して40~50日が妥当であろう。また、 tp_0 はピ

ーク生起時刻であるが、中間流出のピークと地下水流出のピークがほぼ同時であると考

え、翌日に生じるとみなしてよい。最後に、流出率 P については全く知る方法がないが、一般

に山岳上流域では1に近く、下流域の平野部では1よりも小さいことが予想される。本研

究ではパラメトリックな方法で最適な P を決定した。以上のようにして地下水流出の単位

図 $h_g(t)$ が与えられると、地下水流出量 $Q_g^*(i)$ は先に求めた $Rg(i)$ を入力として次式から推定

される。

$$Q_g^*(i) = \sum_{t=0}^{T_0} h_g(t) \cdot Rg(i-t) \quad \dots\dots(3)$$

4. 表面流出量の分離と中間流出の統計的単位図 実際の日流量系列 $Q(i)$ から $Q_g^*(i)$ を分

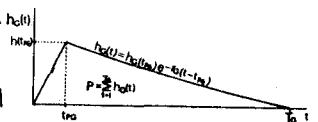


図-2

離し、さらに表面流出量を除去すれば中間流出の日流量系列 $Q_s(i)$ が得られ、先に求めた $R_s(i)$ とから Wiener-Hopf 方程式を導けば、中間流出の統計的単位関数が算定される。いま、表面流出量分離の第1段階として、中間流出補給量の最大値 $DS_{max} = (1-e^{-\alpha})(W_s - W_c) + (1-\alpha-e^{-\alpha})(c/\alpha)$ を流出高に換算された $Q_s(i)$ から一様に分離した。ところが、この分離方法は従来の統計的単位関数法でとられたものと類似しており、十分に表面流出量が分離されないという結果をもたした。そこで第2段階として以下の分離方法を考えた。すなわち、 DS_{max} は瞬時に中間流出量になるわけではないから、 DS_{max} 以下でも表面流出は生起している。したがって、土湿減少量 $DS(i)$ が DS_{max} に近い日では表面流出が生起していることが考えられるので、そういう時に限り、第1段階で求めた中間流出の統計的単位関数から推定された中間流出量が近似的に実際現象の中間流出量とみなせると考え、この推定値と $R_s(i)$ とから再び中間流出の統計的単位関数を算定するのである。したがって、中間流出量 $Q_s^*(i)$ はこの第2段階で求めた統計的単位関数 $h_s(\tau)$ を用いて次式から推定される。

$$Q_s^*(i) = \sum_{\tau=0}^{T_s} h_s(\tau) \cdot R_s(i-\tau) \dots\dots (4)$$

ここに、 T_s は中間流出の継続時間である。

5. 由良川流域への適用と考察 以上の方法を由良川流域荒倉(150km)、角(56)、福知山(117)3地点の1954~59年の降雨期(5~11月)に適用した。まず、定数 α 、 β および $W_s - W_c$ は中間流出のてい減特性からそれぞれ、 $\alpha = 1.200$ 、 $\beta = 0.026$ (1/day)、 $W_s - W_c = 120$ mm を得、また c は石原の研究をもとに $c = 6.5$ (mm/day) を与えた。図-3は上記3地点の中間流出および地下水流出の統計的単位関数を示したものであり、また図-4は実測値と計算値を比較したものである。中間流出の統計的単位関数は各年においてピーク値および全体の形ともよく一致しており、従来の方法よりもかなり良好な結果となっている。ただ福知山の1955年はピーク値および後述するF値においても問題があり今後検討したい。また図-4からも明らかなように流量が非常に大きいときには地下水流出の割合は幾分か小さいようであるが、治水部ではその一致度が非常に高く、こうした方法による治水流量の予測が極めて有効である。最後に、以上述べた方法の予測精度を比較検討するために、計算流量と実測流量の合致度を次式のF値で評価した。

$$F = \frac{\sum_{i=1}^N (Q(i) - Q^*(i))^2}{\sum_{i=1}^N Q(i)^2} \dots\dots (5)$$

ここに N は対象期間であり、 $Q(i)$ および $Q^*(i)$ は実測および計算流量である。表-1はその結果であり本研究で提案した方法が予測精度においてもすぐれていることが認められる。

6. 結論 本研究で提案した方法が長期間流出解析法としてかなり有効であることが実証されたが、同時に、中間流出の準線形性が認められること、および流出領域での土湿量変化に蒸発散効果を導入する必要があることがわかった。今後の検討課題とした。

参考文献

- 1) 高橋琢馬, 池田周一: 長期間流出機構に関する情報理論的研究, 京都大学防災研究所年報 12号B, 88-114, 3

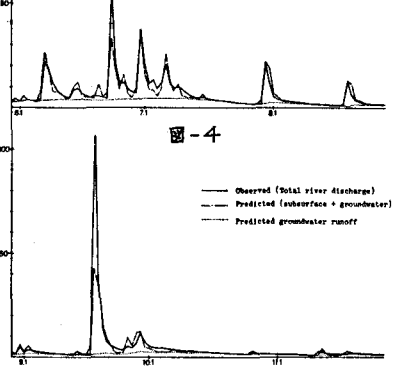
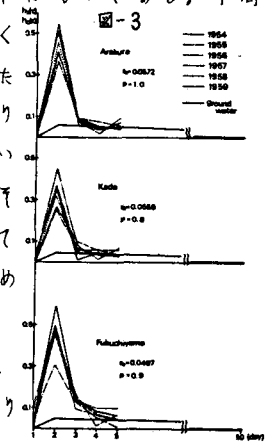


表-1

流域	方法	1954	55	56	57	58	59
荒倉	従来	0.200	0.070	0.136			
	今回	0.073	0.017	0.073	0.087	0.098	0.108
角	従来	0.100	0.13	0.114			
	今回	0.109	0.119	0.080	0.081	0.150	0.108
福知山	従来	0.073	0.256	0.093			
	今回	0.062	0.236	0.080	0.060	0.117	0.181