

融雪流出に関する2, 3の考察

京都大学工学部 正員 池淵周一
 京都大学大学院 学生員 岡田知己

1. はしりき 水資源として河川表流水を利用する場合、その長期的な流出形態と場所的・時間的に把握する必要があるが、著者らはその方法として統計的単位図法を提案し、降雨期においては十分な流況予測の精度をあげてきた¹⁾。しかし、積雪期・融雪期においては、複雑な融雪流出機構のモデル化による問題があり、観測・測定の困難さともなっており、その精度は現在のところ十分とはいえない。そこで、本研究では対象を融雪流出に限定し、この期間の統計的単位図法に改良を加え、予測精度の向上をはかるものである。

2. 融雪機構 積雪は気温の上昇し、日射量が強まると表層から融け始め、また下層からは地熱によって融雪が徐々に進行する。一般に、融雪現象に寄与する諸因子として日射量、熱伝導、蒸発凝固、長波長放射、気温、降雨、地熱などが考えられるが、本研究では観測・測定資料やこれら諸因子の相関性ならびに量的関係などを考慮し、融雪因子として気温と降雨をとりあげた。また、融雪水の移動を量的に正確に把握することは現状では極めて困難であるので、その日の融雪水はその日のうちに全てA層表面に達するものと仮定した。気温融雪量 M_T は一日の気温変化と最高・最低・平均気温を用いて図1に示す直線で近似し、 0°C 以上の積算気温 D ($^\circ\text{C}$)

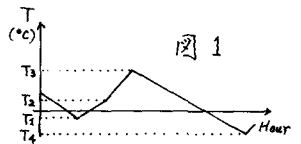


図1

$(^\circ\text{C} \times \text{hour})$ を求めて $M_T = C \cdot D$ ----- (1) で算出する。ここに、 C は比例定数で多くの観測結果から $0.2 \sim 0.4 \text{ mm}/^\circ\text{C} \cdot \text{hour}$ である。

降雨融雪量 M_R は、降雨から $R \cdot T$ なる熱量が雪層に加えられるから $M_R = R \cdot T / 80$ ----- (2) で与えられる。ここに、 R : 日降雨量、 T : 降雨温度、実際には平均気温 (0°C 以上) である。このように各融雪量が算出されると、流出系への全入力 M は積雪水量 S を考慮し、さらに降雨量 R を加えることにより、次式で与えられる。

$$M = \text{Min}(C \cdot D + R \cdot T / 80, S) + R \quad (3)$$

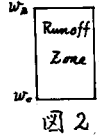
つぎに、流域全域での流出系への全入力、流域を標高によりいくつかの地帯 $A_1, A_2, \dots, A_n$ に分割し、気温 T_i の減率および降雨増加率を考慮して

$$M = \sum_{i=1}^n A_i \{ \text{Min}(C \cdot D_i + R_i \cdot T_i / 80, S_i) + R_i \} / A \quad (4)$$

で与えらる。ここに、 A_i : 各分割地帯の面積、 A : 流域全面積である。以上の手順にしたがえば日融雪量が算定されるが、積雪深の観測資料は一般に標高の低い部分 A_1 にある場合が多く、それより高い分割地帯においては一般に得られない。しかし、積雪深の標高による増加量は一般に大であると考えられるので、 A_2 以上では積雪があれば $C \cdot D_i + R_i \cdot T_i / 80 < S_i$ が常に成立すると仮定する。また、雪線の後退速度は1, 2月の厳寒期と春先の融雪期とでは異なるが、それぞれの期間における雪線後退は標高とほぼ一次関係にあるので、各分割地帯での雪線後退速度とそれぞれ t_1 日、 t_2 日と仮定する。

3. 融雪期の統計的単位図法 積雪期・融雪期においては、流出系への入力となる融

雪水は絶えず系内へ供給されていると考えられるので、A層内土湿貯留量は降雨期と異なり、一ねに図2の流出領域にある。図中の w_c は毛管飽和水量、 w_s は飽和水量である。したがって、流出領域における土湿量 S のてい減は、 S に関する連続条件式から



$$S(i+1) = \{S(i) + f_c/\alpha\}e^{-\alpha} - f_c/\alpha \quad (5)$$

で与えられる。ここに、 f_c : A層底からの最終浸透能、 α : 中間流出のてい減係数である。

(5)式によりA層内土湿貯留量が算定されにならば、表面流出成分への供給量 $NL(i)$ 、中間流出成分への供給量 $M_s(i)$ 、地下水流出成分への供給量 $M_g(i)$ はそれぞれ

$$NL(i) = S(i) + M(i) - w_s \quad ; \quad S(i) + M(i) \geq w_s \quad (6)$$

$$M_s(i) = DS(i) - f_c \quad ; \quad DS(i) \geq f_c \quad M_s(i) = 0 \quad ; \quad DS(i) < f_c \quad (7)$$

$$M_g(i) = f_c \quad ; \quad DS(i) \geq f_c \quad M_g(i) = DS(i) \quad ; \quad DS(i) < f_c \quad (8)$$

で与えられる。ここに、 $DS(i) = S(i) - S(i+1)$ である。

このように各流出成分への供給量が算出されると、地下水流出量 $Q_g^*(i)$ は地下水流出の単位関数 $h_g(\tau)$ と仮定することにより

$$Q_g^*(i) = \int_{-\infty}^{\infty} h_g(\tau) \cdot M_g(i-\tau) \quad (9)$$

で推定される。 T_g は地下水流出継続時間である。

地下水流出量ならびに表面流出量が実測流出量から除去されると中間流出量 $Q_s(i)$ が得られ、Wienerのゆ波・予測理論を用いて、すなわち次式

$$\phi_{M_s}(\tau) = \int_{-\infty}^{\infty} h_s(\tau) \cdot \phi_{MM}(\tau-\tau) \quad (10)$$

を解くことにより、中間流の統計的単位関数 $h_s(\tau)$ が求められる。ここに、 T_s : 中間流出の継続時間、 ϕ_{M_s} : $M_s(i)$ と $Q_s(i)$ の相互相関関数、 ϕ_{MM} : $M_s(i)$ の自己相関関数である。 $h_s(\tau)$ が求められると中間流出量 $Q_s^*(i)$ は次式により推定される。

$$Q_s^*(i) = \int_{-\infty}^{\infty} h_s(\tau) \cdot M_s(i-\tau) \quad (11)$$

4. 由良川荒倉地点への適用と考察 図3は前述の方法を由良川上流部荒倉流域(150 km²)に適用して求めた中間流の統計的単位関数である。積雪期・融雪期の単位関数は降雨期と同様ピーク値は翌日であるが、当日の $h_s(\tau)$ もかなり大きくなっている。また、図4は推定流量と実測流量を比較した一例であり、同じく図5は図3の平均単位関数を用いて将来流況を予測したものである。いずれも推定流量と実測流量の合致度は高く、本方法の融雪流出解析にかなり有効な手段であることが実証されたい。

参考文献 1) 石原藤次郎、高柳琢馬、池淵周一: 長期間流出解析法に関する2, 3の考察、土木学会論文報告集、第196号、昭46.12.

