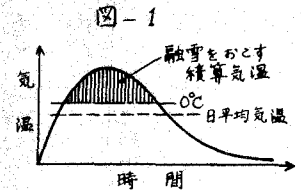


Ⅱ - 24 融雪流出の解析における 2, 3 の問題点について

室蘭工業大学 正員 工博 境 隆 雄

融雪の主な原因は、大気より伝わる熱、大気中の水蒸気の凝結熱および太陽輻射熱などである。そこでもしも熱力学的な方法で河川流域の融雪量を求めようとするならば、雨や地熱による融雪など比較的に小さいものを省略するとしても、気温、風速、湿度、日射量、雪面の Albedo、雪面からの長波輻射熱量などの気象資料が、流域の各地点において与えられなければならない。しかしこれらのすべてを一般の河川流域において用意することは、わが国の気象観測の現状では不可能である。したがってこのような熱力学的計算を河川流域の融雪流出解析に直ちに適用することは困難であるといえよう。

融雪流出の実用的計算法としては、代表的な気象要素として気温（日平均気温）を用いるところの Degree day による方法¹⁾があるが、実際に日中のある時間において融雪のおこるような気温であつても、日平均気温が 0°C 以下であるならば、Degree day の値が 0 と計算される不合理をもっている。（図-1 参照）これは当然 0°C 以上の積算気温を用いるべきであつて、この故に著者はすでに Degree hour を用いる解法を提案したのであつた。²⁾



著者は気温の日変化曲線式として

$$T = 0.2355 \Delta T t e^{-t/98} \quad (1)$$

ここに T は日最低気温を基準とする気温 ($^{\circ}\text{C}$)、 ΔT は日気温差、 t は最低気温時を起算とする時間 (hr)、上の (1) 式を導き、この式から、日最低気温 T_1 および日最高気温 T_2 が与えられたとき、 T_2 と ΔT ($= T_2 - T_1$) との比 $m = T_2 / \Delta T$ の関数 m を直ちに求める図表を作成し、1 日の 0°C 以上の積算気温 D (Degree hour) を、 $D = \sum \Delta T$ によつて容易に計算しうるようにした。

この方法を用いて、著者が北海道の沙流川あるいは石狩川上流部について解析計算した結果は、大体良好であつた。³⁾

しかし基本的な考え方における一つの問題点は、風速に対する考慮である。Wilson⁴⁾によれば、大気から雪面への熱の対流伝達率は次式で与えられる。（メートル単位に換算）

$$M = 10.2 K V T \quad (2)$$

ここに M は 6 時間当りの融雪水量 (cm)、 V は風速 (m/sec)、 T は気温 ($^{\circ}\text{C}$)、 K は常数で 0.001 位の値である。

この式によれば、融雪量は風速に比例するわけである。したがつて風速を考慮に入れるならば、より一層精密な結果が得られるであろうことが期待される。しかしそのためには適当な観測資料が必要であり、また風速の日変化は気温の日変化のような一定の型をもたないので、もしもこれを加味した計算が著しく煩雑になるならば、実用性が稀薄となるの

で、計算方式の単純化ということが充分考究されなければならないであろう。

融雪流出の解析における他の問題とは、融雪流出率およびこれに関連して直接流出と基底流出との分離の問題である。融雪流出においては、毎日融雪が続くので、その流出曲線は比較的に変化が乏しく、明瞭に孤立した流出曲線を得難いので、直接流出と基底流出との分離は容易ではない。しかし融雪期の初めにおいては、冬期渇水量から基底流量の推定が可能であり、したがって直接流出の流出率を求めることも可能である。

融雪現象そのものと河川への流出との間には或る時間のずれがあり、また流出分布の末尾部は長く尾を引き、これが次第に集積するので、もしも仮に基底流量を一定とするならば、単位の積算気温当りの融雪流出率は、春の季節の進行とともに、見かけ上漸次増大するわけである。Linsley が California 地方の諸河川について求めた結果もこれを示している。しかし Work⁵⁾ が Crater Lake で調査した結果によれば、河川への流出とは無関係に、融雪率そのものが季節の進行とともに変化している。これは結局、気温以外の他の要素の季節的变化によるものと考えざるを得ない。それらの要素としては、日射熱、雪質、積雪深および Albedo などの変化が考えられる。これらを総合して、融雪流出率の季節的变化を数値的に定めることは困難ではあるが、著者の考察によれば、北半球の中緯度地方の河川においては、4, 5, 6 各月中日における値の比率は、およそ 1:2.5:5.0 と見てよい。このような比率を仮定すれば、融雪期の初めから出発して、毎日の基底流量を計算することが可能である。

次に融雪期の降雨流出については、特別の考慮が必要である。融雪期における降水量の高度分布は、図-2 のように考えられるので、1) 雪線あるいは凍結線以下の無雪地帯における降雨、2) 融雪地帯における降雨あるいは降雪、3) 凍結線以上における降雪、以上の3つに分けて考えるべきである。したがって、雨量観測所が低高度地帯に位置するときには、流域全体に対する雨量の平均値を得るためには、観測値を修正する必要があることが明らかであり、特に凍結線が比較的低高度にある早春において、そのような修正の必要性が大である。

参 考 文 献

- 1) Linsley & others: Applied Hydrology, 1949. pp. 428~432.
- 2) 境 隆 雄: 河川流域における融雪流出量の算定について、室蘭工大研究報告, 1958.
同 上: Degree-hour Factor による融雪流出量の算定について、土木学会年次学術講演会, 1958.
- 3) Sakai, T.: A Study of the Snow-melt Runoff of Rivers, 室蘭工大研究報告, 1962.
- 4) Wilson, W.T.: An Outline of the Thermo-dynamics of Snow-Melt, T.A.G.U., 1941.
- 5) Work, R.A.: Snow-Layer Density Changes, T.A.G.U., 1948.

図-2

