

# 河川の融雪流出に関する研究

## A STUDY OF THE SNOW—MELT RUNOFF OF RIVERS

境 隆 雄\*

By Takao Sakai

### 1. 緒 論

積雪地河川の春の融雪流出は、時には融雪洪水をもたらす、治水上重要な問題であるとともに、発電その他公共用水の供給源ともなるので、利水上にも重要な問題である。たとえば北海道の代表的河川である石狩川では、江別における4～5月の2カ月間の流出量は、年間総量の約40%に達し、8～10月の3カ月間の流出量よりも大であるばかりでなく、春の出水における最大流量そのものも、台風期のそれに匹敵するほど大であって、この河川における融雪流出の重要性を示している。

融雪流出に関する研究は、1930年頃より米国で盛んに行なわれたが<sup>1),2)</sup>、なかんずく注目に値するのはWilson<sup>3)</sup>の融雪に関する熱力学的研究であり、Light<sup>4)</sup>もまた同様の理論的研究を行なった。野外における積雪および融雪の調査としては、Gooseberry CreekやCrater Lakeで行なわれたものがあり、興味ある結果が報告されている<sup>5)</sup>。融雪期を通しての全流出量を予報するためには、融雪期直前の積雪測量が応用され、たとえば、Clyde<sup>6)</sup>はこれをUtah州の河川に試みた。しかし毎日の流出量を予報するために、Linsley<sup>7)</sup>はDegree dayによる方法を用い、これをCalifornia地方の河川に適用した。

わが国では、1948年に菅谷重二氏<sup>8)</sup>が大雪山付近の石狩川水系忠別川流域において、積雪水量の測定および流出調査を行なって以来、この方面の調査研究がようやくさかんとなり北海道開発局土木試験所水工研究室<sup>9),10)</sup>、札幌管区気象台<sup>11),12)</sup>などによって行なわれた。融雪量を支配するおもな要素として気温を考え、これと実際河川の流量との関係を求める試みは、信濃川支川魚野川については石原健二氏<sup>13)</sup>、また石狩川については大坪善久太郎博士<sup>14)</sup>によって行なわれた。真嶋恭雄氏<sup>15)</sup>は、気温の日変化をsine曲線と仮定して気温の積算量を求め、これと実測融雪量との関係を求めたが、河川への流出量に対する係数値を決定するには至らなかった。

Wilsonの研究によって知られるとおり、融雪の原因となる熱移動を重要性の順にあげると、つぎのとおりである。1) 大気からの熱(主として対流伝達)、2) 大気中の水蒸気の凝結熱、3) 日射熱、4) 暖かい雨からの

熱、5) 地熱

以上のうち主要なものは1)～3)であり、4)は降雨のもつ動的作用を除けば熱量としては案外に小さく、5)は無視しうるほどに小さい。これらのおのおのについての熱力学的計算は、Wilsonの公式などによって一応可能である。しかし、これらの諸因子の組合せはきわめて複雑であり、また自然条件にはかなり変化の幅があるので、観測資料が十分提供されなければ、これらの式を適用することは困難である。すなわち、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、前掲4)～5)の量的に小さいものを省略するとしても、流域内の各地点における気温、風速、湿度、日射量、雪面のAlbedo、雪面からの長波輻射量などが与えられなければならない。しかし、これらの資料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実情では不可能である。したがって理論式あるいは小試験地での研究成果を、実際の広大な河川流域の融雪流出解析に適用することは、困難であるといわなければならない。

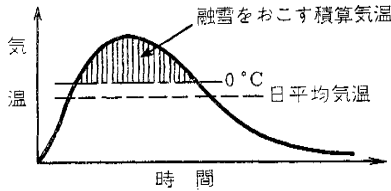
実用的な方法として、従来、米国で用いられてきたのは、Degree dayを用いる方法である。これは融雪の原因となる諸因子を気温で代表させる方法であって、Degree dayとは、1日の平均気温が融雪の始まる日平均気温を超過する度数に1日という時間に乗じた量である。融雪の始まる日平均気温はやや不明確であって、0°Cよりも少し低いはずであるが、観測方法とも関連してこれとは逆の意見もあり、議論の存するところであるが、結局、普通には0°Cを用いている。単位degree dayあたりの融雪量あるいはその流出量をDegree-day factorと呼び、従来諸家によってその測定値が報告されているが、およそ0.02～0.15 in./°F·dayすなわち、0.09～0.7 cm/°C·dayとなっている。

Degree-day factorによる方法は、簡単でしかも有効な実用的方法であるといえる。たしかに、融雪の原因となる諸因子のうち最も主要なものは気温であり、ただ一つで代表させるとすれば、これ以外にはないであろう。しかし、この方法の欠点と考えられるのは、1日の平均気温(普通には最高および最低気温の平均値)をもって計算するので、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っても、日平均気温が0°C以下で

\* 正員 工博 室蘭工業大学教授 工学部土木工学教室

あるならば、degree day の値は0となる不合理のあることである(図-1参照)。したがって、より正確を期するには、0°C以上の積算気温を用いるべきである。よって著者は Degree-hour factor による解法を提案することとしたのである<sup>16),17)</sup>。

図-1 融雪をおこす積算気温と日平均気温



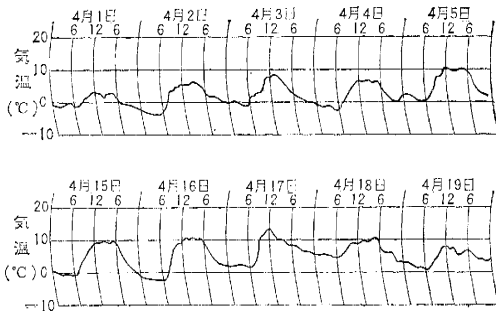
2. 融雪流出に関する著者の解法

(1) 積算気温の算定法

融雪量を支配するおもな要素である0°C以上の積算気温は、自記温度計の記録があれば求められるが、一般の軽易な観測所では、毎日の最高および最低気温のみを記録するのが普通であるから、直接に求めることはできない。これを求める著者の方法はつぎのとおりである。

まず気温の日変化については、一般に早朝日の出の直前に最も低く、それから上昇して午後1~2時頃に最高となり、その後は下降して翌朝再び最低となることは周知のとおりである。その一例として、北海道胆振の鶴川における昭和32年春の自記気温グラフの一部を図-2に示す。

図-2 自記気温グラフの例 (鶴川, 昭.32)



多くの実例をみると、気温の日変化は週期的ではあるが sine 曲線とは異なり、上昇期は短く下降期は長い。これは上昇期が太陽熱の吸収による一種の強制現象であり、下降期は熱の放散による減衰現象であるためと考えられる。そこで著者は気温の日変化を次式で表わすことにした。

$$T = Cte^{-\alpha t} \dots\dots\dots(1)$$

ここに  $T$  は最低気温を基準とする気温 (°C)、 $t$  は最低気温時を起点とする時間 (hr)、 $C$  および  $\alpha$  は定数である。

この形の式を選んだのは、上昇時と下降時との時間長が相異なる変化を一つの関数で表わすことができ、また下降時の減衰現象を表わすのに適しているからである。厳密に言えば、上昇起点付近には実際には反向曲線が存在するが、この関数ではそれを表わせないという欠点はあるが、積算気温を求めるための近似式としては適当なものと考えられる。

さて、この式は、当日の最低気温時より翌日の最低気温時までを一区間として適用する。融雪期における最低気温時はおよそ午前5~6時頃、最高気温時は午後1~2時頃で、その間の時差は8時間である。しかし前述のように上昇起点付近に実際には反向曲線の存在することを考慮し、曲線の性質上から時差を1時間短くとり7時間として、式中の定数を求めるとつぎのようになる。

最高気温時においては、 $dT/dt=0$  であるから、

$$dT/dt = C(1-2\alpha t)e^{-\alpha t} = 0$$

$$\therefore \alpha = 1/2t^2 \quad t=7 \text{ とすれば}$$

$$\alpha = 1/98$$

また式(1)より

$$C = \frac{T}{t} e^{\alpha t^2} = \frac{T}{t} e^{1/14}$$

1日の最高および最低気温差を  $\Delta T$  とすれば、 $t=7$  のとき  $T = \Delta T$  であるから、

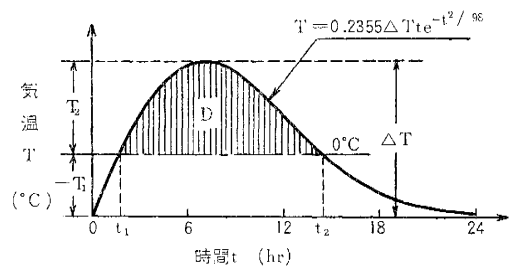
$$C = \frac{\Delta T}{7} e^{1/14} = \frac{\Delta T}{7} \times 1.649 = 0.2355 \Delta T$$

ゆえに次式を得る。

$$T = 0.2355 \Delta T e^{-t^2/98} \dots\dots\dots(2)$$

この式により気温  $T$  の日変化曲線を描けば、図-3のとおりとなる。

図-3 気温の日変化曲線



いま日最低気温を  $T_1$ 、日最高気温を  $T_2$  とすれば、日気温差  $\Delta T$  は、

$$\Delta T = T_2 - T_1$$

融雪がおこるためには、 $T_2 > 0^\circ\text{C}$  であるが、しかし  $T_1$  は、 $T_1 \leq 0^\circ\text{C}$  である。

a)  $T_1 < 0^\circ\text{C}$  のとき このときは  $0^\circ\text{C}$  の位置は、図-3のように  $T_1$  と  $T_2$  との中間にあり、これと  $T$  曲線とが交わる時刻  $t_1$  および  $t_2$  は、 $T_2/\Delta T$  の比によってきまる。そこで  $t_1$  から  $t_2$  まで  $T$  を積分すれば、積算気温が求められる。いま

$$\left. \begin{aligned} m &= T_2 / \Delta T \\ C &= n \Delta T \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (3)$$

とおけば、時刻  $t_1$  および  $t_2$  においては、

$$T = \Delta T - T_2 = (1-m)\Delta T = n \Delta T e^{-at^2}$$

$$\therefore te^{-at^2} - (1-m)/n = 0 \dots\dots\dots (4)$$

式(4)中の常数に数値を入れ、また計算に便利な形に書き直せば、

$$t/10^{0.00443t^2} - \frac{1-m}{0.2355} = 0 \dots\dots\dots (4')$$

上式を解けば  $t_1$  および  $t_2$  が求められるが、それには  $m$  のいろいろな値に対し、まず図式的に  $t$  の近似値を求め、それから漸近法によって真正値を求めることができる。

そこで 図-3 において、 $0^\circ\text{C}$  より以上の積算気温  $D$  (Degree hour) は、

$$\begin{aligned} D &= \int_{t_1}^{t_2} T dt - (\Delta T - T_2)(t_2 - t_1) \\ &= \left\{ \frac{n}{2a} (e^{-at_1^2} - e^{-at_2^2}) - (1-m)(t_2 - t_1) \right\} \Delta T \\ &= \{ 11.54(10^{-0.00443t_1^2} - 10^{-0.00443t_2^2}) \\ &\quad - (1-m)(t_2 - t_1) \} \Delta T = \xi \Delta T \dots\dots\dots (5) \end{aligned}$$

上式において  $\xi$  は結局  $m$  の関数であって、これを計算すれば 表-1 のとおりである。

表-1  $m$  に対する  $\xi$  の値

$m$	$t_1$	$t_2$	$\xi$
0.1	4.8	9.4	0.29
0.2	4.0	10.6	0.86
0.3	3.3	11.5	1.60
0.4	2.8	12.5	2.49
0.5	2.2	13.5	3.55
0.6	1.8	14.5	4.74
0.7	1.3	15.6	6.08
0.8	0.9	17.1	7.62
0.9	0.4	19.3	9.37
1.0	0	24.0	11.50

b)  $T_1 = 0^\circ\text{C}$  のとき このときは  $m = 1$  であり、このときの  $D$  を  $D_0$  とすれば、表-1 より

$$D_0 = 11.50 \Delta T \dots\dots\dots (6)$$

c)  $T_1 > 0^\circ\text{C}$  のとき このときは  $m > 1$  であり、

$$\begin{aligned} D &= D_0 + 24 T_1 \\ &= \{ 11.50 + 24(m-1) \} \Delta T \\ &= 24(m-0.521) \Delta T = \xi \Delta T \dots\dots\dots (7) \end{aligned}$$

すなわち、この場合には、 $\xi$  は  $m$  の一次式であるから直線的に変化する。

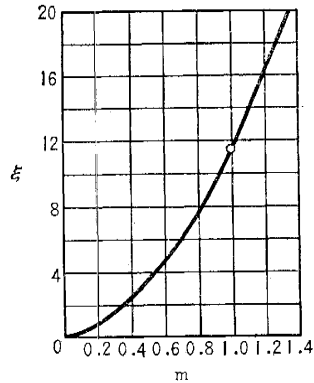
以上を総合して  $m$  と  $\xi$  との関係を示せば、表-2 および 図-4 のとおりである。

以上により、任意の日において、最高および最低気温さえ与えられるならば、表-2 より  $\xi$  を求め、これから当日の  $0^\circ\text{C}$  以上の積算気温  $D$  ( $^\circ\text{C}\cdot\text{hr}$ ) をただちに求めることができる。その関係式を一括すれば、つぎのとおりである。

表-2  $m$  に対する  $\xi$  の値

$m$	.00	.02	.04	.06	.08
.0	.0	.0	.1	.1	.2
.1	.3	.4	.5	.6	.7
.2	.9	1.0	1.1	1.3	1.5
.3	1.6	1.8	1.9	2.1	2.3
.4	2.5	2.7	2.9	3.1	3.3
.5	3.6	3.8	4.0	4.2	4.5
.6	4.7	5.0	5.3	5.5	5.8
.7	6.1	6.4	6.6	6.9	7.3
.8	7.6	7.9	8.3	8.6	9.0
.9	9.4	9.8	10.2	10.6	11.0
1.0	11.5	12.0	12.5	13.0	13.4
1.1	13.9	14.4	14.9	15.3	15.8
1.2	16.3	16.8	17.3	17.7	18.2
1.3	18.7	19.2	19.7	20.1	20.6
1.4	21.1	21.6	22.0	22.5	23.0
1.5	23.5	23.9	24.4	24.9	25.3
1.6	25.9	26.3	26.8	27.3	27.8
1.7	28.3	28.7	29.2	29.7	30.2
1.8	30.7	31.1	31.6	32.1	32.6
1.9	33.1	33.5	34.0	34.5	35.0

図-4  $m$ - $\xi$  曲線



$$\left. \begin{aligned} \Delta T &= T_2 - T_1 \\ m &= T_2 / \Delta T \\ D &= \xi \Delta T \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (8)$$

ここに  $T_1$  および  $T_2$  はそれぞれ日最低および最高気温 ( $^\circ\text{C}$ ) である。

以上の理論は、当日の最低気温と翌日のそれとがほぼ同一であると仮定して取り扱ったものである。しかし実際には、これら兩者の間には多少の差があるので、そのために  $D$  の計算値と実際値との間に誤差を生ずる。このような誤差を除くためには、計算に用いる最低気温としては、当日のものと翌日のものとの中間値をとればよく、中間値のとり方もいろいろ考えられるが、精度の点から見て複雑な操作をさげ、結局、兩者の単純平均値をとればよいと考えられる。すなわち、当日の最低気温を  $T_{1a}$ 、翌日のそれを  $T_{1b}$  とすれば、

$$T_1 = (T_{1a} + T_{1b}) / 2 \dots\dots\dots (9)$$

計算例：

$$T_{1a} = -4^\circ\text{C} \quad T_{1b} = -2^\circ\text{C} \quad T_2 = -8^\circ\text{C}$$

以上より  $D$  を求める。

$$T_1 = (-4 - 2) / 2 = -3^{\circ}\text{C}$$

$$\Delta T = T_2 - T_1 = 8 - (-3) = 11^{\circ}\text{C}$$

$$m = T_2 / \Delta T = 8 / 11 = 0.727$$

表-3 より  $\xi = 6.5$

$$D = \xi \Delta T = 6.5 \times 11 = 71.5^{\circ}\text{C} \cdot \text{hr}$$

以上の方法による  $D$  の計算値が、実際の自記気温グラフの示す値と比較して、どの程度に適合するかを検討してみると、実例として 図-2 の記録をとれば誤差はおおよそ  $\pm 8\%$  以内である。これに対し、従来の Degree-day の計算法によれば、 $\pm 30\%$  程度の誤差をふくみ、特に平均気温が  $0^{\circ}\text{C}$  に接近したときに誤差が大となる。

(2) 融雪の原因となる積算気温面積

河川流域において、積雪区域の下限すなわち積雪 0 の地点を連ねた線を雪線 (Snow line) とし、また日最高気温が  $0^{\circ}\text{C}$  となる地点を連ねた線を凍結線 (Freezing line) とすれば、融雪はこれらの両者にはさまれた地帯においておこる。

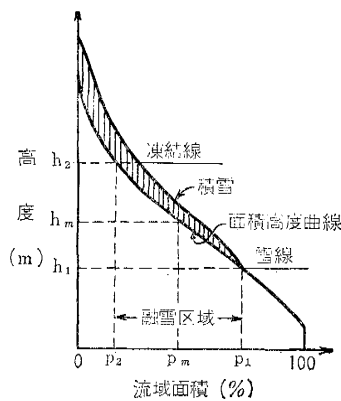
いま 図-5 において、流域の面積高度曲線 (Area elevation curve) を描き、雪線高度を  $h_1$ 、凍結線高度を  $h_2$  とすれば、そのおのおのに対する流域面積の  $\% p_1$  および  $p_2$  は、図上よりただちに見出される。したがって全流域面積を  $A_0$  とすれば、融雪区域の面積  $A$  は次式で表わされる。

$$A = (p_1 - p_2) A_0 / 100 \dots\dots\dots(10)$$

雪線は融雪期においては、月日の進行とともに上下に移動し、一定しない。また雪線は必ずしも等高線とは一致せず、一般に北向きおよび森林のある斜面において低く、南向きおよび裸の斜面において高い。しかし流域全体としての平均雪線高を求めることは可能であり、また月日の進行による移動を巨視的に知ることも可能である。

つきに凍結線もまた毎日変動し、一定しない。しかしその高度は、気温の高度による低下率 (Lapsc rate) を知れば、観測所の気温から求めることができる。この低下率は、一般に年平均では  $0.6^{\circ}\text{C}/100\text{m}$  であるといわれる<sup>16)</sup>。ただし季節によって異なり、夏に大であり、冬に小であるが、融雪期には中間すなわち平均に近いものと考えてよい。また実際の気温は高度だけではなく、地形や森林などの影響をうけて、複雑な分布を示すはずであ

図-5 融雪区域の高度と面積との関係



るが、流域全体の平均値として、気温低下率を一定と見なしてもよいであろう。よって本論においては、これを  $0.6^{\circ}\text{C}/100\text{m}$  と仮定する。そこで観測所の標高を  $h_0$ 、同所の日最高気温を  $T_2'$  とすれば、凍結線高度  $h_2$  は次式で求められる。

$$h_2 = h_0 + 100 T_2' / 0.6 \dots\dots\dots(11)$$

上式は直線関係を表わすが、これを図にしておけば、計算に便利である。

流域の面積高度曲線は、融雪面積の計算上重要な役割を演ずる。これを作るには、等高線により Planimeter を用いてはかる方法もあるが、ばく大な手数を必要とする。比較的容易でしかも精度の高い実用的方法として、方眼線交点の高度による交点法<sup>17)</sup>を著者は推奨したい。

さて融雪区域の気温は、その区域の中位高度 (Median elevation) すなわち  $50\%$  高度  $h_m$  における気温で代表される。この  $h_m$  は前出  $p_1$  と  $p_2$  との中点  $p_m$  に対する高度で、面積高度曲線よりただちに見出される。 $h_m$  と観測所との気温差  $T'$  は、

$$T' = (0.6/100)(h_m - h_0) \dots\dots\dots(12)$$

上式は前出式 (11) と結局、同形であるから、前の図を利用して  $T'$  を求めることもできる。そこで観測所における毎日の最高および最低気温から  $T'$  をさし引けば  $h_m$  における毎日の最高および最低気温が求められる。そうすると式 (8) によって毎日の  $D$  が求められるから、これに融雪面積  $A$  を乗ずれば、毎日の積算気温面積  $DA$  を得る。この  $DA$  はすなわち河川の融雪流出量を支配するおもな要素を数量的に表現したものである。

しかし多くの日数にわたってこのような計算を行なうときには、 $DA$  の代りにつぎの表現を用いるほうが便利である。すなわち融雪面積  $A$  と全流域面積  $A_0$  との比をと

$$k = A/A_0 \dots\dots\dots(13)$$

とし、 $kD$  をもって積算気温面積を表わす。 $kD$  は全流域面積を 1 としたときの積算気温面積であって、その単位は  $(^{\circ}\text{C} \cdot \text{hr})$  である。

(3) 河川流出の解析と融雪流出率

河川の流出は周知のとおり一般に直接流出と基底流出とに分けられるが、融雪期においては、これらはいずれも融雪流出と降雨流出とから成り立っている。直接流出はすなわち表面流出で、毎日の原因による変化の急激な部分であり、基底流出はすなわち地下水流出で、変化の緩やかな部分である。

いま河川流量を  $Q$ 、直接流出のうち融雪による流量を  $Q_s$ 、降雨による流量を  $Q_r$ 、基底流量を  $Q_0$  とすれば、

$$Q_s = Q - (Q_r + Q_0) \dots\dots\dots(14)$$

ある期間の流出量については、

$$V_s = \int Q_s dt = \int Q dt - \int (Q_r + Q_0) dt \dots\dots\dots(15)$$

いま流量を日平均流量で表わせば、1日は  $24 \times 60 \times 60 = 0.0864 \times 10^6$  sec であるから、流量と流出量とは、次式により互いに換算される。

$$\left. \begin{aligned} V &= \int Q dt = 0.0864 \times 10^6 \Sigma Q \\ \Sigma Q &= V / 0.0864 \times 10^6 \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (16)$$

ここに  $V$  はある期間の流出量 ( $m^3$ )、 $\Sigma Q$  はその期間の日平均流量の合計 ( $m^3/sec$ ) である。なお上式は流量と流出量との換算を一般に表示したが、融雪によるものは  $Q_s$  および  $V_s$  とかけばよい。

融雪期の実例について検討してみると、毎日の  $kD$  と流量との両方の変化は、ある時間のずれをもってよく対応しているが、一般に  $kD$  の変化は比較的鋭くはげしいのに対して、流量の変化は比較的ゆるやかである (実例参照)。これはある1日の  $kD$  による融雪流出が (降雨流出も) 1日だけで終るものではなく、何日かにわたって分布されるので、平均化されるためであり、さらにまた基底流量の存在するためである。そこで、ある適当な連続日数をとり、式 (15) および (16) により融雪流出量  $V_s$  を計算するとともに、これより前記の時間のずれだけさかのぼり、同じ連続日数内の  $\Sigma kD$  あるいは  $\Sigma DA$  をとれば、融雪流出率 (Degree-hour factor)  $f_s$  あるいは  $f_s'$  は次式で求められる。

$$\left. \begin{aligned} f_s &= V_s / \Sigma kD \\ f_s' &= V_s / \Sigma DA \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (17)$$

ここに  $f_s$  の単位は ( $m^3/C \cdot hr$ )、 $f_s'$  の単位は  $A$  を  $km^2$  で表わせば、( $10^{-3} mm^3/C \cdot hr$ ) である。 $f_s$  を  $f_s'$  に換算するには、 $k=A/A_0$  であるから、

$$f_s' = f_s / A_0 \dots\dots\dots (18)$$

前述のとおり、多くの計算を行なうときには、 $DA$  よりも  $kD$  を用いるほうが便利であり、したがって  $f_s'$  よりも  $f_s$  を用いるほうが便利である。しかし相異なる流域の値を比較するには、 $f_s'$  のほうがよい。

この  $f_s$  あるいは  $f_s'$  を用いると、融雪流出量  $V_s$  は、

$$\left. \begin{aligned} V_s &= f_s kD \\ V_s &= f_s' DA \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (19)$$

$f_s$  の計算にあたり、なるべく降雨の影響の微弱な日を選らばば精度は高まる。連続日数を何日とるかも問題で、河川の大きさにもよるが、後述の流出配分日数と関連して考えると、少なくとも5,6日以上とるべきであろう。降雨の有無にかかわらず各旬 (10日) ごとに区切って計算するのもよいと考えられる。

(4) 融雪流出率の季節的变化

Linsley が California 地方の諸河川について求めたところによれば、Degree-day factor の値は、早春3月頃には比較的に小さいが、4月から6月へと季節の進行するにつれて増大している。また Work が Crater Lake で調査したところによれば、degree-day あたりの融雪

率 (Melt value) は、やはり同じように季節の進行とともに増大しているが、これは融雪量そのものについて調べたのであって、河川への流出のおくれによる影響はふくまれていない。このような季節的变化について、Work は、気温以外の要素がかなり影響するのであろうと述べている。

これらの Data についてみると、いずれも  $f_s$  の値は季節の進行とともに増大することがわかるが、著者が沙流川について解析した結果も同様であった。

$f_s$  の計算にあたっては、基底流量のとり方が関連するが、基底流量そのものも変化するので、そこに問題の複雑性が存在するわけである。しかし Crater Lake の調査結果は、流出とは無関係に融雪量そのものの  $f_s$  が季節的に変化することを示している。

そこで  $f_s$  の季節的变化に影響すると思われる因子を考えてみると、日射熱および雪の Albedo の季節的变化や雪の成熟化などがあげられる。

a) 日射熱の影響 北半球においては、春から初夏へ向かうにつれて、太陽高度は高くなり、日射熱は大となる。水平面に対する日射の強さ  $J$  と太陽常数  $J_0$  との比は、

$$J/J_0 = \sin \theta p^{1/\sin \theta} \dots\dots\dots (20)$$

ここに  $\theta$  は太陽高度、 $p$  は大気の透過率で、0.6~0.8、中間値として0.7くらいである。いま太陽高度を日南中高度によって代表せしめると、たとえば北緯  $43^\circ$  (この近くに札幌がある) における3~6月の各月中旬の  $\theta$  を東京のそれから求め<sup>20)</sup>、 $p=0.7$  として式 (20) により  $J/J_0$  を計算すれば、表-3 のとおりである。

表-3  $J/J_0$  の経月変化 (北緯  $43^\circ$ , 昭和 32 年)

月	3月	4月	5月	6月
$\theta$	$45^\circ 30'$	$57^\circ 00'$	$66^\circ 00'$	$70^\circ 20'$
$J/J_0$	.432	.547	.617	.645

しかし雪面からの反対放射は、3月頃においてはほぼ日射量と同程度であると推定されるので、3月の  $J/J_0$  の値を各月のそれからさし引いた値  $[J/J_0]_{net}$  を求めると、表-4 のとおりとなる。

表-4  $[J/J_0]_{net}$  の経月変化

月	3月	4月	5月	6月
$[J/J_0]_{net}$	0	.115	.185	.213
4月との比	0	1.00	1.61	1.85

すなわち  $[J/J_0]_{net}$  の値は、4月に比べて6月には2倍近くとなる。

b) その他の影響 季節の進行とともに、雪の成熟化が  $f_s$  の値を大ならしめることは推定されるが、これを数値的に表わすことは困難である。

雪面の Albedo は、新雪で0.85、古雪で0.4~0.7くらいといわれるので、日射吸収率の概略の比較をすれば、

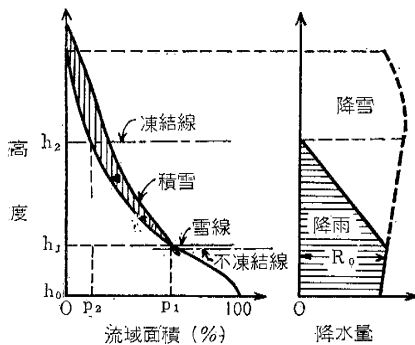
	Albedo	日射吸収率
新 雪	0.85	0.15
古 雪	0.50	0.50

であって、古雪の日射吸収率は新雪の3倍あまりとなる。

以上を総合して、 $f_s$ の値の季節的变化を一般的に定めることはむずかしい問題であるが、Linsley や Workらの Data をみると、 $f_s$ の値は、4月を1とすれば、5月はおよそ2~3、6月は4~6ぐらいの比率になっている。本節で考察した諸点を考えあわせると、この比率は大体において肯定しうる値である。したがって北半球の中緯度地方の河川において、 $f_s$ の値の季節的变化を仮定するとすれば、4, 5, 6各月中口における値の比率を、およそ1:2.5:5.0くらいにとつてよいと考えられる。

(5) 降雨流出の計算

図-6 融雪期の降水量の高度分布



融雪期の降水量の高度分布は、図-6に示すように、つぎの3つの区域にわけて考えるべきである。

- (1) 雪線または不凍結線以下の無雪地帯の降雨
- (2) 融雪地帯における降雨および降雪
- (3) 凍結線以上における降雪

ここに不凍結線とは、日最低気温が0°Cであるような高度線をさし、これと雪線とは必ずしも一致しないが、近似的にはほぼ一致するとみなしてもよいであろう。また、(2)と(3)との境界、すなわち降雨区域の上限と凍結線との一致についても同様のことがいえる。

(2)の地域においては、降雨と降雪(あるいはみぞれをふくむ)いずれもが起りうるものであり、実際には、ある時刻においては、ある高度以上は雪、以下は雨となるであろうが、その境界高度は気温の日変化とともに、1日のうちで上下に移動する。したがって1日を通して考えると、高度の低いほど降雨の割合は大となる。そして降雨量と降雪量との分布の境界線は、ある曲線となるであろうが、近似的には直線とみなしうるであろう。

降水量全体としては、周知のとおり、一般に高度の増すにつれてその値が大となるが、高山地帯では最大高度よりもやや下に最大値が存在するので、分布曲線はおよ

そ 図-6 に示すような形となる。

以上の考察により、雨量観測所が流域の低高度地点だけに存在するときは、流域全体に対する雨量の適正値を得るために、観測値を適当に修正する必要があることが明らかである。特に融雪期の初期において、凍結線が比較的低高度にあるときには、このような修正の必要性が大きい。しかし観測所が高高度地点にも存在する場合には、降雨および降雪はそれぞれ観測値として表われるので、修正の必要は少なくなる。

(3)の凍結線以上における降雪は、積雪となって止まるから、ただちに流出することはないので、これを除外することができる。

(1) 雪線以下の無雪地帯の降雨流出

これは普通の降雨流出と同様に扱ってよいと思われるが、雪線に近いところでは、融雪完了後日が浅いので土地の湿潤度大であり、したがって流出率は大であると推定される。雪線以下の流域面積  $A_1(\text{km}^2)$  は、

$$A_1 = (1 - p_1/100)A_0 \dots\dots\dots(21)$$

であるから、雨量を  $R(\text{mm})$ 、流出率を  $f_r$  とすれば、降雨流出量  $V_r(\text{m}^3)$  は、

$$V_r = 10^{-3} f_r R (1 - p_1/100) A_0 \dots\dots\dots(22)$$

(2) 雪線以上の融雪地帯における降雨流出

これはまず雨量そのものについて、前に述べたような修正あるいは考慮が必要である。この地帯の降雨は積雪中に水分としてかなりの時間保留されることがあるので、流出のおくれを生じ、融雪流出と同様の傾向をもつものと考えられる。

融雪区域の面積は、前出の式(10)で与えられるから、降雨流出量は、

$$V_r = 10^{-3} f_r R (p_1 - p_2) A_0 / 100 \dots\dots\dots(23)$$

(3) 無雪地帯と有雪地帯とを一括した場合の降雨流出

この場合には、降雨区域の面積  $A_r$  は、

$$A_r = (1 - p_2/100) A_0 = \alpha_1 A_0 \dots\dots\dots(24)$$

ここに  $\alpha_1$  は降雨面積の割合を表わす係数である。

つぎに雨量の平均値  $R_m$  は 図-6 において、雪線以下の雨量を近似的に一樣と考え、これを  $R_0$  とすれば次式で求められる。

$$R_m = \{(h_1 \cdot h_0) + (h_2 - h_1)/2\} R_0 / (h_2 - h_0) \\ = \frac{h_2 + h_1 - 2h_0}{2(h_2 - h_0)} R_0 = \alpha_2 R_0 \dots\dots\dots(25)$$

ここに  $\alpha_2$  は雨量の平均値を表わす係数である。

$h_2$  が流域の最大高度  $h_{\text{max}}$  よりも下にあるとき、 $h_1 < h_0$  ならば  $\alpha_2 < 1/2$ 、 $h_1 = h_0$  ならば  $\alpha_2 = 1/2$ 、 $h_1 > h_0$  ならば  $\alpha_2 > 1/2$  であって、 $h_2$  が  $h_{\text{max}}$  よりも高くなり、 $h_2$  および  $h_1$  が上昇するほど  $\alpha_2$  は1に近づく。

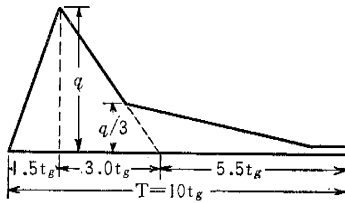
そこで降雨流出量は、

$$V_r = 10^{-3} \alpha_1 \alpha_2 f_r R A_0 \dots\dots\dots(26)$$

以上いろいろな場合について考察したが、これらの降

雨流出は、1日で終るものではなく、何口かにわたって行なわれるものである。その流出配分を計算するには、Unit graphの方法を応用するのがよいであろう。しかし、この場合のUnit graphは、その目的から考えて、精密なものを作る必要はなく、三角形を組合せた近似的なものでもよいと思われる。たとえば、中安氏の流出分布図<sup>21)</sup>を参考とし、図-7に示すようなものが考えられる。

図-7 Unit graph



このようなUnit graphは、出水のおくれ $t_g$ さえ推定すれば、ただちに作ることができる。そこで雨量に対して、このUnit graphからHydrographを合成すれば、これから毎日の流出配分の%を求めることができる。

(6) 基底流量

融雪期の基底流量(Base flow)は、これを巨視的にみれば、およそつぎのような特性をもつものといえるであろう。

- (1) 融雪期の初めの基底流量は、冬期濁水量とはほぼ等しい。
- (2) 融雪期の進行とともに基底流量は増大し、融雪のさかんな期間中高い値を持続する。
- (3) 融雪期の終りには、基底流量は次第に減少して低い値におちつこうとするが、初めの値よりは大きい。

そこで基底流量の値を計算する著者の方法は、つぎのとおりである。

まず冬期濁水量を参考として、仮りに全融雪期を通して一定の基底流量 $Q_0$ をとり、各旬について式(17)により $f_s$ を求める。そうするとこの $f_s$ の値は、季節の進行とともに増大するであろうが、一般にその増大の程度は、さきに(4)で考察した比率(これを標準比率と名づける)を越えるはずである。何となれば、一般に基底流出をふくめての融雪流出は、融雪現象そのものよりかなりおくれおこり、そのおくれが順次集積して行くために、 $f_s$ の兄かけ上の値は月日の進行とともにいちじるしく増大するからである。そこで $f_s$ の値の季節的变化を標準比率にとどめ、これに合致するように各旬における基底流量の値を引上げ修正するのである。その計算法はつぎのとおりである。

まず当初に基底流量を $Q_0$ と仮定したときのある期間の $f_s$ の値を $f_{s1}$ とし、修正値を $f_{s2}$ とする。そして

$$\Delta f_s = f_{s1} - f_{s2}$$

とする。 $f_s$ を修正するために $Q_0$ を $\Delta Q_0$ だけ引き上げることは、すなわち $\Delta Q_0$ に等しい $\Delta Q_s$ だけ直接の融雪流量を減ずることであるから、式(16)および式(17)の關係を用いて、次式を得る。

$$\Sigma \Delta Q_0 = \Delta f_s \Sigma k D / 0.0864 \times 10^6 \dots \dots \dots (27)$$

すなわち、この期間において、 $\Sigma \Delta Q_0$ だけ基底流量を引き上げればよいわけである。そこで、この期間の日数を $n$ とすれば、引き上げるべき基底流量の平均値は、

$$[\Delta Q_0]_m = \Sigma \Delta Q_0 / n \dots \dots \dots (28)$$

となる。

(7) 流出の配分および合成

融雪流出の配分は、基本的には降雨流出と同様に考えてよいと思われる。しかし融雪流出は普通の降雨流出よりも遅滞の傾向があり、したがって $t_g$ の値はより大となることが予想される。その値は、実際の河川流域において、降雨流出の影響を無視する日のHydrographのPeak時と、これに先立つ最高気温時との時差から求められるであろう。

融雪流出にUnit graphを適用するにあたり、その原因量となる積算気温 $D$ の時間配分は、 $m$ の値によって決まる。 $m$ の値は月日の進行とともに大となるが、実例についてみると、融雪最盛期にはおよそ $m=0.8 \sim 0.9$ である。そこでいま代表的に $m=0.8$ とし、仮りに単位時間を4時間にとり、各4時間ごとの積算気温 $D$ の%を求めると図-8のとおりである。

図-8 4時間ごとの積算気温%

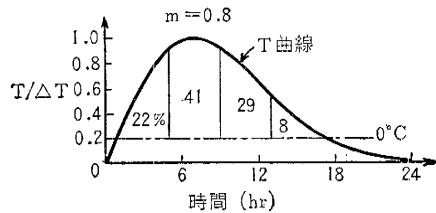


図-8の4時間ごとの $D$ によってUnit graphを合成すれば、これから毎日の流出配分の%を求めることができる。ただしUnit graphそのものを用いて流出配分を求めても、これと大差ない結果が得られる。

以上のように、融雪流出量および降雨流出量は、いずれもこれを計算し、かつ、またその流出配分を決めることができる。また基底流量もこれを推定あるいは計算することができる。そこで任意の日における河川流量 $Q$ は、これらを合計して次式で求められる。

$$Q = Q_s + Q_r + Q_0 \dots \dots \dots (29)$$

(8) 融雪洪水予報

治水上必要な融雪洪水予報は、以上の解法を応用することによって可能である。

ある流域について、1~2年間の融雪期に対する流出

解析を行なえば、およそその流域に特有な  $f_s$  の値および基底流量の傾向を見出すことができる。したがって気象条件さえ予報されるならば、毎日の平均流量を予報することができる。しかし洪水予報に必要なのは、日平均流量よりも最大流量の値およびその出現時刻である。いま日平均流量を  $Q$ 、最大流量を  $Q_{max}$  とし、

$$Q_{max} = \eta Q \dots\dots\dots(30)$$

とおき、この  $\eta$  の値を解析のときに求めておく。もちろん  $\eta$  の値は一定ではなく、 $Q$  の大きさその他により多少変化するであろうが、大体の傾向および値は求められるはずである。そこでこれを用いれば、 $Q_{max}$  は求められる。

つぎに最大流量の出現時刻は、単に融雪流出のみならば、小流域ではたいてい夜中になるであろう。大流域では、各支川について求めたものを、洪水追跡の方法により合成して求めればよい。

3. 解析計算の実例

(1) 沙流川流域の融雪流出

沙流川は北海道日高の河川で、その平取より上流の流

図-9 沙流川流域図

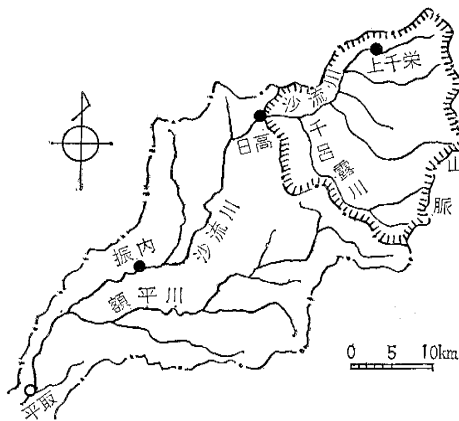
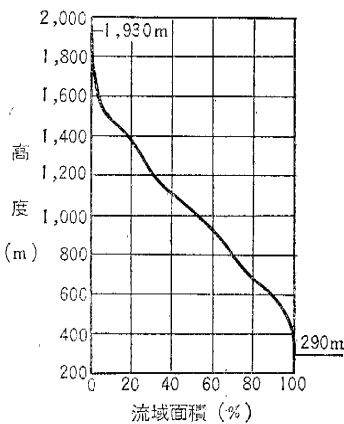


図-10 沙流川流域面積高度曲線



域は、図-9 のとおりである。その上流水源地には、北海道の背骨ともいべき急峻な日高山脈がある。

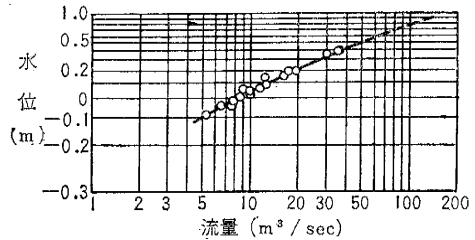
この流域の融雪流出については、すでに著者の発表したものがあるが<sup>(10),(11)</sup>、その後の研究による補正を加え

てここに述べることにしたい。

日高観測所より上流の流域面積は 420 km<sup>2</sup> で、その面積高度曲線は、20 万分の 1 地形図上に 2 km 間隔の肉眼線を引き、交点法によって求めると 図-10 のとおりである。

日高観測所における水位流量曲線は、実測資料よりこれを作成すれば 図-11 のとおりで、これを用いて同所の日記水位グラフから、毎日の平均流量を求めることができる。

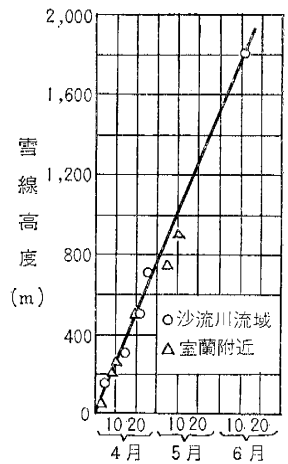
図-11 沙流川日高水位流量曲線



実際の日記水位グラフをみると、昼夜による水位の波動があり、夜半付近に Peak があるので、これを中心として計算するために、毎日正午で区切って日平均流量を求めることにした。

昭和 32 年春における本流域の雪線高の経日変化は、調査の結果、図-12 のとおりで、直線的であり、室蘭付近における観測値もほぼこの線上にのる。任意の日の雪線高  $h_s$  はこの図からただちに求められる。また流域の最大高度は 1930 m であるから、およそ 6 月 17 日で流域内の融雪が完了したことになる。

図-12 沙流川流域雪線高の経日変化



著者は同年 4 月 4、5 両日にわたり本流域の積雪水量測定を行なったので、4 月 5 日より 6 月 17 日までの全流出量を求めると、 $\int Q dt = 2669 \text{ m}^3/\text{sec} \cdot \text{day}$  で、これを換算すれば  $230.6 \times 10^6 \text{ m}^3$  である。

積雪水量測定の結果についてはすでに発表したが<sup>(10),(22)</sup>ここに補正を加える。一般に積雪水量の高度分布が直線的である場合には、流域の中位高度における積雪水量を  $\bar{H}_w$ 、全流域面積を  $A$ 、森林の影響による補正係数を  $C$  とすれば、全積雪水量  $V_s$  は、

$$V_s = C \bar{H}_w A \dots\dots\dots(31)$$



Cの値については、菅谷氏の調査資料を参考とし、本流域の森林の状況から推定して、 $C=0.9$  とすれば、4月5日現在の全積雪水量は、

$$V_s = 0.9 \times 0.663 \times 420 \times 10^6 = 250.7 \times 10^6 \text{ m}^3$$

となる。

つぎに雨量は、日高(標高 290 m)、上千栄(600 m)、および振内(87 m)の3カ所の観測値を平均することにした。この期間の合計雨量は 167 mm であって、全降雨水量  $V_r$  は、

$$V_r = 0.167 \times 420 \times 10^6 = 70.2 \times 10^6 \text{ m}^3$$

そこでこの期間における平均流出率は、

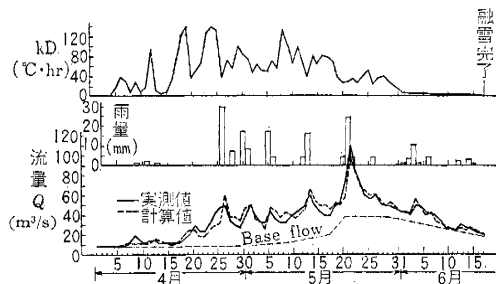
$$f = \frac{\int Q dt}{(V_s + V_r)} = 230.6 / (250.7 + 70.2) = 0.72$$

となる。

つぎに凍結線高度  $h_0$  は、式(11)の  $h_0=290$  m として求められる。

そこで著者の方法により、日高観測所における毎日の最高および最低気温から毎日の  $kD$  を求め、さきに求めた毎日の流量および雨量とともに図示すれば、図-13のとおりとなる。

図-13 毎日の  $kD$ , 雨量および流量(沙流川日高)



流出の解析にあたり、基底流量はまず融雪期直前の湧水量をとり  $Q_0=8.0 \text{ m}^3/\text{sec}$  とし、当初は全期間を通して一定と仮定した。降雨流出は式(26)により、 $f_r=0.75$  と仮定して計算した。各旬ごとの  $f_s$  の計算値は表-5のとおりである。

表-5  $f_s$  の計算

月日	日数	$\Sigma Q$ ( $\text{m}^3/\text{s}$ )	$\Sigma Q_0$ ( $\text{m}^3/\text{s}$ )	$\frac{.0864}{3} \left( \frac{\Sigma Q - \Sigma Q_0}{10^6 \text{ m}^3} \right)$	$V_r$ ( $10^6 \text{ m}^3$ )	$V_s$ ( $10^6 \text{ m}^3$ )	$\Sigma kD$ ( $^\circ\text{C}\cdot\text{hr}$ )	$f_s$ ( $10^6 \text{ m}^3 / ^\circ\text{C}\cdot\text{hr}$ )
4. 5~10	6	73	48	2.2	0.1	2.1	123.4	.0170
~11~20	10	150	80	6.1	0.3	5.8	517.7	.0112
~21~30	10	337	80	22.2	11.7	10.5	847.7	.0124
5. 1~10	10	371	80	25.1	7.3	17.8	697.7	.0255
~11~20	10	496	80	35.9	6.8	29.1	620.7	.0469
~21~31	11	677	88	50.9	10.1	40.8	330.3	.1235
6. 1~10	10	391	80	26.9	6.0	20.9	26.5	.789*
~11~17	7	174	56	10.2	1.9	8.3	2.7	3.074*
計	74	2 669	592	179.5	44.2	135.3	3 166.7	.0427

表-5 において、6月の  $\Sigma kD$  の値は小さく、流出はむしろ減衰部分と見なすべきであり、したがって  $f_s$  の

値(\*印をつけたもの)は信頼できない。

表-5 をみると、4月中の  $f_s$  の値はほぼ一定で、平均 0.012 である。そこでこれを基準にとり、4, 5, 6 各月中日において 1:2.5:5 の標準比率を用い、 $f_s$  の適正値の季節的变化を描けば 図-14 に示す曲線となる。

図-14  $f_s$  の値の季節的变化

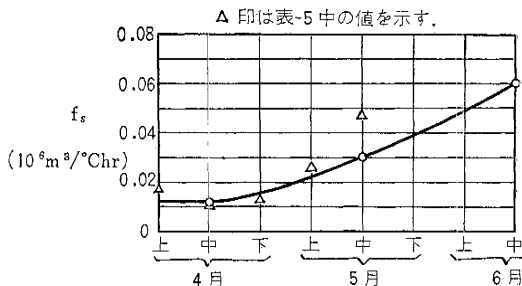


図-14 から、各旬における  $f_s$  の値を求めると、表-6のとおりである。

表-6  $f_s$  の値 ( $10^6 \text{ m}^3 / ^\circ\text{C}\cdot\text{hr}$ )

旬	4月	5月	6月
上旬	.012	.022	.049
中旬	.012	.030	.060
下旬	.015	.039	

表-6 の  $f_s$  の値を用い、式(27)および式(28)により、基底流量  $Q_0$  の値を修正すれば表-7のとおりとなる。

表-7 平均  $Q_0$  の値

旬	4月	5月	6月
上旬	8	11	31
中旬	8	20	21
下旬	8	37	

つぎに融雪流出に対する出水のおくれ  $t_0$  は 10 時間と推定されるので、これにより近似的な Unit graph を作り、それから流出配分をつぎのように決めた。

日次	1	2	3
流出%	50	30	20

降雨流出の配分は、融雪地と無雪地とを一括して取り扱う場合には、融雪流出のそれと大差ないものと考えられるが、一般に降雨は融雪のように毎日連続しては起こらないので、配分日数はより多くとる必要がある。ここでは流出配分をつぎのように仮定した。

日次	1	2	3	4
流出%	50	25	15	10

以上のようにして求めた毎日の  $Q_s$ ,  $Q_r$  および  $Q_0$  の合計  $Q$  は、図-13 に示すとおりである。流量の計算値と実測値とは、かなりよく適合しているといえるであろう。

(2) 石狩川上流部流域の融雪流出

伊納より上流の石狩川流域は 図-15 のとおりで、流

域面積は 3 430 km<sup>2</sup> であり、その面積高度曲線は 図-16 のとおりである。

この流域における雪線高の 経日変化は 図-17 に示す

図-15 石狩川上流部流域図

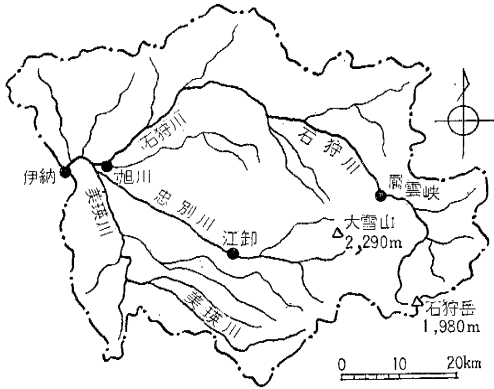


図-16 石狩川上流部面積高度曲線

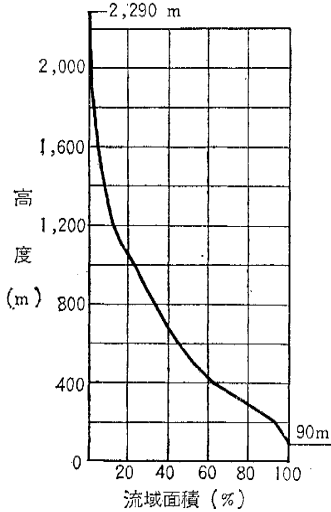
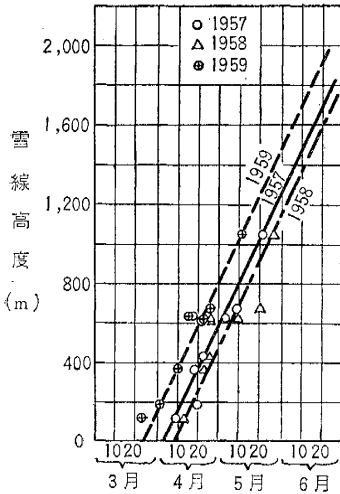


図-17 石狩川流域雪線高の経日変化



とおりで、年により多少のずれはあるが、その平均上昇速度は一定で、22 m/日 である（沙流川では 25 m/日 であった）。

気温の高度による減少率を本流域で調べた結果は、0.6°C/100 m で、気象学の定説と一致している。

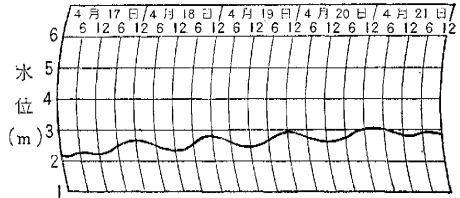
気温の観測所としては、旭川（標高 113 m）をとり、 $kD$  を計算した。

雨量の観測所としては、旭川（113 m）、江卸（360 m）および層雲峽（625 m）の 3カ所を選んだ。これら 3カ所の観測値の平均は、平面的にもまた高度的にもほぼ全流域の適正平均値を表わすものと考えられる。

昭和 32 年春の伊納における自記水位グラフをみると、おもな融雪期は 4 月中であることがわかるので、3 月末から 5 月 10 日まで解析を行なうことにした。

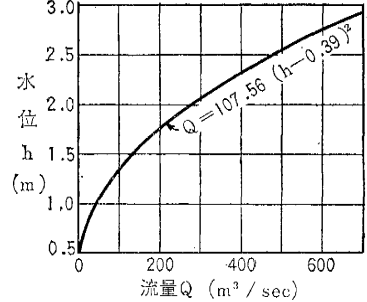
昼夜による水位の波動は、沙流川の場合よりもさらに顕著であって、その一部は 図-18 のとおりである。

図-18 昼夜による水位の変動（石狩川伊納）



伊納における水位流量曲線は 図-19 のとおりで、これを用いて自記水位グラフから毎日の平均流量を求めることができる。

図-19 石狩川伊納水位流量曲線

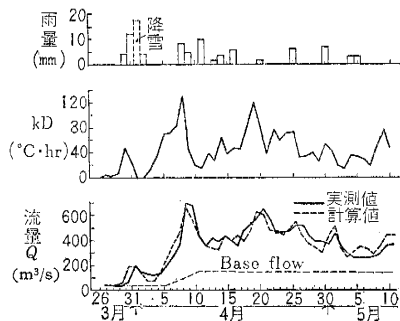


以上のように

して求めた毎日の  $kD$ 、雨量および流量を 図示すれば、図-20 のとおりとなる。

図-20 をみると、毎日の  $kD$  および流量の変化は、

図-20 毎日の  $kD$ 、雨量および流量（石狩川伊納）



半日のずれをもって、互いによく対応していることがみとめられる。

流出の解析にあたり、基底流量は当初まず融雪期直前の低水流量をとり  $Q_0=40 \text{ m}^3/\text{sec}$  とし、全期間を通して一定と仮定した。降雨流出は式 (26) により、沙流川の場合を参考として  $f_r=0.75$  として計算した。

各日ごとに計算した  $f_s$  の値は、表-8 のとおりである。

表-8

月日	日数	$\Sigma Q$ ( $\text{m}^3/\text{s}$ )	$\Sigma Q_0$ ( $\text{m}^3/\text{s}$ )	$\frac{.0864}{\Sigma Q_0} \left( \frac{\Sigma Q - \Sigma Q_0}{10^6 \text{ m}^3} \right)$	$V_r$ ( $10^6 \text{ m}^3$ )	$V_s$ ( $10^6 \text{ m}^3$ )	$\Sigma kD$ ( $^{\circ}\text{C}\cdot\text{hr}$ )	$f_s$ ( $\frac{10^6 \text{ m}^3}{^{\circ}\text{C}\cdot\text{hr}}$ )
4月上	10	3 176	400	240	13	227	462.6	.491
〃 中	10	4 553	400	359	31	328	543.7	.603
〃 下	10	4 619	400	364	23	341	500.0	.682
5月上	10	3 195	400	241	12	229	371.9	.616
計	40	15 543	1 600	1 204	79	1 125	1 878.2	.599

表-8 をみると、 $f_s$  の値はこの期間内では大した変動を示さないで、基底流量を適当に修正することによって、全期間を通じて  $f_s$  を一定とすることができると思われる。 $f_s$  の値は4月上旬だけが小さく、4月下旬にピークがあるが、4月中旬以降は大差はない。そこで4月中旬以降を一括して考え、これと4月上旬の値とを対比させて基底流量を計算することにした。その結果4月中旬以降の  $Q_0$  の値は  $150 \text{ m}^3/\text{sec}$  となった。

全期間を通しての  $f_s$  の修正値は  $0.43 \times 10^6 \text{ m}^3/^{\circ}\text{C}\cdot\text{hr}$  で、これを  $f_s'$  に換算すれば  $0.125 \text{ mm}/^{\circ}\text{C}\cdot\text{hr}$  である。さらに、これを換算すれば、 $0.30 \text{ cm}/^{\circ}\text{C}\cdot\text{day}$  に相当する。この値は、大坪喜久太郎博士<sup>14)</sup>が石狩川江別の流出解析で求めた値  $0.28 \text{ cm}/^{\circ}\text{C}\cdot\text{day}$  とほとんど一致している。

つぎに流出配分は、出水のおくれ  $t_g=12$  時間と推定されたので、この値をもつ Unit graph から沙流川の場合と同じくつぎのように決めた。

日次	1	2	3
配分%	50	30	20

降雨流出については、水源までの幹川流路長  $l$  は約  $120 \text{ km}$  であるから、出水のおくれ  $t_g$  は中安式によれば、

$$t_g = 0.27 l^{0.7} = 0.27 \times 120^{0.7} \approx 8 \text{ hr}$$

しかし降雨ピーク時と水位ピーク時との時差を実際の記録で調べてみると、平均しておよそ  $12$  時間であって、融雪流出の  $t_g$  と一致している。そこで、ここでは沙流川の場合と同様に流出配分をつぎのように仮定した。

日次	1	2	3	4
配分%	50	25	15	10

以上のようにして求めた毎日の  $Q_s$ ,  $Q_r$  および  $Q_0$  を合成して  $Q$  を求めると、図-20 に示すとおりとなる。実測流量と計算流量とを比較すれば、大体においてよく

一致しているといえるであろう。

#### 4. 結 論

以上述べたことから、つぎの結論を得る。

(1) 融雪の原因となる諸要素の熱力学的計算は可能ではあるが、これを実際の広大な河川流域の融雪流出に適用することは困難である。

(2) 融雪量を支配するおもな要素として気温を用いる方法は実用的であるが、従来 Degree day による方法は不合理をふくみ、また日平均気温が  $0^{\circ}\text{C}$  に近いときには誤差が大きい。

(3) 著者は Degree hour を用いることを提唱し、また日最高および最低気温だけから Degree hour を求める式を導き、計算に便利な  $m$ - $s$  の関係を与える図表を作成した。

(4) 著者の理論による Degree hour の計算値は、実際の自記気温グラフによる値とよく一致する。

(5) 融雪融出の計算には、流域の面積高度曲線が重要な役割を演ずるが、この曲線を描くには交点法が便利である。

(6) 融雪区域の中位高度における積算気温面積  $DA$  あるいは  $kD$  が、融雪量を支配する原因量を代表する。

(7) 融雪期における雪線高の経日変化は、巨視的にはおよそ直線的である。

(8) 融雪流出率は季節の進行とともに増大するが、比較的短い期間においては、一定とみなしてもよい。

(9) 融雪流出は普通の降雨流出にくらべて遅滞の傾向があり、融雪期の降雨流出についても同様のことがいえる。

(10) 融雪期における降雨量の高度分布については、特別の考慮が必要であり、これを流出の計算に用いなければならない。

(11) 流出の配分は Unit graph の方法を応用して決めることができる。

(12) 基底流量は融雪期の進行とともに増大し、広いピークをもつか、比較的大きな値を持続したのちに漸次減少する。基底流量の変化は、各月における  $f_s$  の値の標準比率を設定することによって計算することができる。

(13) 気象条件さえ予報されるならば、融雪洪水の予報は可能である。

(14) 著者の方法による沙流川流域および石狩川流域における融雪期の流量の計算値は、実測値とよく一致する。

終りに著者は、本研究のために水文資料を提供された各方面の関係各位に深い謝意を表したい。また懇切な指導を賜った室蘭工業大学長 大坪喜久太郎博士ならびに適切な助言を与えられた北大工学部教授 岸 力博

士に深い謝意を表する次第である。

#### 参考文献

- 1) Linsley, R.K. and others : Applied Hydrology, 1949, pp. 126~143, 427~443.
- 2) Houk, I.E. : Irrigation Engineering, Vol. I, 1951, pp. 213~240.
- 3) Wilson, W.T. : An Outline of the Thermodynamics of Snow-Melt, Trans. Am. Geop. Union, 1941.
- 4) Light, P. : Analysis of High Rates of Snow-Melting, Trans. Am. Geop. Union, 1941.
- 5) Work, R.A. : Snow-Layer Density Changes, Trans. Am. Geop. Union, 1948.
- 6) Clyde, G.D. : Forecasting Stream Flow from Snow Surveys, Civ. Eng., 1939.
- 7) Linsley, R.K. : A Simple Procedure for the Day-to-day Forecasting of Runoff from Snowmelt, Trans. Am. Geop. Union, 1943.
- 8) 菅谷重二 : 大雪山積雪水量および流出調査, 経済安定本部資源委員会, 1949.
- 9) 水工研究室 : 幾春別・芦別川に関する水文学的調査研究, 土木試験所報告, 1952.
- 10) 水工研究室 : 積雪および融雪流出に関する研究, 土木試験所報, 第 11 号, 1954.
- 11) 札幌管区気象台, 北海道電力 KK : 洞爺湖周辺並びに長流川流域の積雪調査および流出予想, 電力気象連絡会彙報, 第 2 輯, 第 1 巻 第 1 号, 1953.
- 12) 札幌管区気象台技術部 : 昭和 28~29 年積雪調査報告, 1954.
- 13) 石原健二 : 融雪洪水予報の研究, 洪水予報研究論文集, 資源調査会資料, 第 29 号, 1951.
- 14) 大坪喜久太郎, 鈴木洋二 : 石狩流域の融雪量算定に関する考察, 技術資料, 第 13 号, 土木学会北海道支部, 1957.
- 15) 真嶋恭雄 : 融雪流出量について, 技術資料, 第 12 号, 土木学会北海道支部, 1957.
- 16) 境 隆雄 : 沙流川流域の融雪流出について, 技術資料, 第 14 号, 土木学会北海道支部, 1958.
- 17) 境 隆雄 : 河川流域における融雪流出量の算定について, 室蘭工業大学研究報告, III-1, 1958.
- 18) 岡田武松 : 気象学通論, p. 13.
- 19) 1) の p. 248.
- 20) 東京天文台 編 : 理科年表, 昭和 32 年, p. 曆 32.
- 21) 中安米蔵 : 雨量より洪水量の推定について, 1950.
- 末松 栄 : 河川工学便覧, 下巻, p. 262.
- 22) 境 隆雄 : 沙流川流域の積雪水量測定について, 土木学会水理研究会講演会, 1958.

(原稿受付 : 1962.12.18)