

融雪流出の解析における出水の遅れについて

正 員 境 隆 雄*
正 員 ○ 番 匠 勲**

1. ま え が き

融雪流出の解析における一つの問題点は、出水の遅れである。融雪現象は主として積雪表面で行なわれ、融雪水は積雪層を通り、地面に達したのちに流出するものであり、また融雪現象は必ずしも常に全流域にあらわれるものではなく、むしろ季節の進行に伴って、融雪区域は測水地点より次第に遠ざかり、その面積も次第に減少する。

これらの点において、融雪流出は降雨流出の場合と異なるものであり、このことは出水の遅れに影響する。したがって、融雪流出量を時間的に配分するにあたっては、この問題を十分に検討する必要がある。

この研究においては、上述の問題を含む出水の遅れについて考察し、尻別川の解析例によって、実際に検討してみることにした。

2. 融雪流出の解析と出水の遅れ

(1) 融雪流出の解析

融雪流出の解析については、Degree hour を用いる境の方法¹⁾があり、その要点は次のとおりである。

気温 T の日変化曲線を

$$T = 0.2355 \Delta T t e^{-t^2/98} \quad (1)$$

とし、日最低気温を T_1 、日最高気温を T_2 、日気温差を ΔT とすれば、 0°C 以上の積算気温 D (Degree hour) は、

$$\left. \begin{aligned} D &= \xi \Delta T \\ \Delta T &= T_2 - T_1 \\ \xi &= f(m) \\ m &= T_2 / \Delta T \end{aligned} \right\} \quad (2)$$

m と ξ の関係については、図表が作られており、 T_1 、 T_2 が与えられるならば、当日の積算気温 D は直ちに求めることができる。

相当な高度差のある流域全体について解析するには、任意の日において、雪線高 H_s と凍結線高 H_f とが与えられれば、それぞれの高度に対する流域面積の % p_1 および p_2 は、面積高度曲線より求まり、融雪区域の面積 A は全流域

面積を A_0 とすれば、

$$A = (p_1 - p_2) A_0 / 100 \quad (3)$$

となる。積算気温 D は、融雪区域の中位高度において計算すべきであるが、いま $k = A/A_0$ とすれば、 kD は積算気温面積であり、融雪流出率 (Degree-hour factor) f_s を用いると、融雪流出量 $V_s (\text{m}^3)$ は、

$$V_s = f_s k D \quad (4)$$

によって求めることができる。

融雪期の降雨は、流域の一部に積雪が無くなった場合、無雪区域の降雨と、融雪区域の降雨とを区別して考える必要がある。

いま、雪線以下の雨量を $R (\text{mm})$ 、雪線以上の平均雨量を $R' (\text{mm})$ 、流出率を f_r とすれば、

i) 無雪区域の降雨流出量 $V_r (\text{m}^3)$ は、

$$V_r = 10^{-3} f_r R (1 - p_1 / 100) A_0 \quad (5)$$

ii) 融雪区域の降雨流出量 $V'_r (\text{m}^3)$ は、

$$V'_r = 10^{-3} f_r R' (p_1 - p_2) A_0 / 100 \quad (6)$$

によって求めることができる。

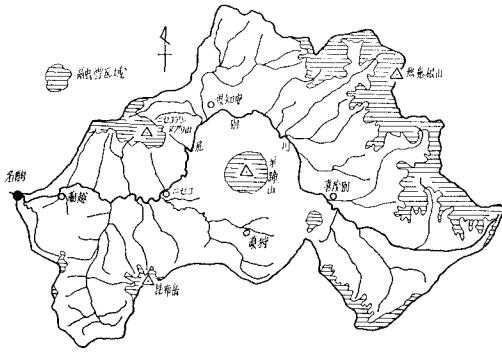
(2) 出水の遅れ

融雪流出量の時間的配分を決めるには、単位図法を応用するのが便利であるが、その際に問題となるのは、出水の遅れの時間である。出水の遅れの時間が、融雪流出の場合、一般に降雨流出の場合よりも大となることは、常識的にも理解できることであるが、その一つの理由は、積雪表面における融雪水が積雪層を浸透して地面に達するまでに時間を要することであり、また他の理由としては、融雪期の進行につれて、融雪区域が、測水地点より遠ざかることにもあると考えられる。

融雪現象は、雪線と凍結線との間において生ずるが、これらはいずれも、季節の進行に伴い、日を追って上昇する。したがって、流域の平面形状を大まかに円形と仮定すれば、融雪区域の平面形は、次第に三日月型になっていくであろう。しかし実際の河川流域はもっと不規則な形をしているので、融雪区域の形状も複雑なものとなる。図-1は

* 室蘭工業大学 教 授 工博

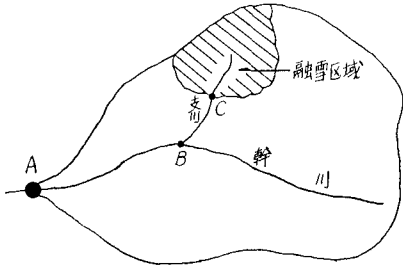
** 函館工業高等専門学校 講師



図—1 雪線高 700 m の場合の融雪区域 (尻別川)

尻別川の例を示す。

全流域に積雪がある場合の出水の遅れは、融雪水が地面に到達した以後については、融雪区域に限って、降雨流出の場合と同様に考えてもよいであろう。しかし、雪線が上昇し、流域の一部に無雪区域があらわれた際に、この考え方を適用するのは不合理である。そこで、このような場合の出水の遅れを次のように考えて計算する。



図—2

いま図-2の斜線部分を融雪区域とし、A点における出水の遅れ T_g (hr) を求める。まずC点での遅れ t_g は、たとえば中安式を用いれば、流路長を l (km) として、

$$t_g = 0.27 l^{0.7} \quad (7)$$

また、ABC間の水の到達時間 T は、たとえば、Bayern地方の公式を用いて、

$$T = L/72(H/L)^{0.6} \quad (8)$$

により求める。ここに L は ABC 間の流路長 (km)、 H は落差 (km) である。そうすると、

$$T_g = t_g + T = 0.27 l^{0.7} + L/72(H/L)^{0.6} \quad (9)$$

となる。

実際河川では、支川、小支川ごとにいくつかの小流域に分割し、それぞれの面積 S_i と流路長 l_i および L_i を測定し、(9)式による値に、面積による重みを付けて平均すれば、全流域に対する T_g の平均値が得られる。

この計算はかなり手数を要するように見えるが、次に述べる流域高度距離特性曲線を一度作成すれば、以後の計算

は簡単にできる。

雪線が巨視的には、等高線にほぼ一致することに着眼し、5万分の1もしくは20万分の1の地形図を用い、全流域をいくつかの小流域に分割し、各流域ごとの、等高線 100 m 間隔の間にはさまれる流路長 l_i 、面積 S_i および低い方の等高線から測水地点までの流路長 L_i を、その流域の最高高度に達するまで、順次測定する。測水地点から各等高線までの平均流路長 L_m 、および等高線間平均流路長 L_m は、それぞれ面積を重みとした平均によって次式により得られる。

$$\left. \begin{aligned} l_m &= \sum l_i S_i / \sum S_i \\ L_m &= \sum L_i S_i / \sum S_i \end{aligned} \right\} \quad (10)$$

各高度と平均流路長 L_m および累加高度間隔平均流路長 $\sum l_m$ との関係を示せば、図-10のようになる。

これらの曲線は、流域に特有なものであり、これを流域高度距離特性曲線と呼ぶことにする。

雪線高 H_s と凍結線高 H_f (H_f が $H_{\max}$ より高い場合には $H_{\max}$ を用いる。) が与えられると、図の L_m 、 $\sum l_m$ 曲線より、 H_s に対応する L 、および H_s と H_f に対応する l_1 、 l_2 が求まる。この場合の出水の遅れ T_g は、

$$T_g = 0.27 (l_2 - l_1)^{0.7} + L/72(H/L)^{0.6} \quad (11)$$

となる。

融雪流出においては、この他に積雪による遅れを考慮しなければならない。山田睦郎の研究²⁾によれば、融雪水の Peak の遅れ τ_m (hr) と積雪深 l_s (m) との関係は、次式で与えられる。

$$\tau_m = 2 l_s \quad (12)$$

そこで、これを加算すれば、全体の出水の遅れを求めることができる。

(3) 積雪深

積雪深については、たとえば尻別川流域の名駒、倶知安、喜茂別の昭和31~40年の3~5月の積雪深の経日変化の資料をしらべてみると、降雪のため多少部分的な変動はあるが、消雪深はおよそ季節の進行とともに増大する傾向がある。

高度と積雪深との関係は一般にある高度 (1,500 m 程度) までは増加し、それ以上の高度では減少するといわれている。この高度による増加の割合と、消雪深の変化、さらに雪線の上昇速度の三者を組合せると、資料のほとんどない場合でも、次のようにすれば、旬間ごとの高度と積雪深の経日変化を求めることができる。

図-3において、雪線高 0 m の消雪日を基準にし、縦軸に最後の10日間の消雪深より、順次さかのぼって、消雪深を加算した値を描く、次いで10日後の雪線高の高度で同一作業を行なう。ただしこの場合、積雪深は雪線高 0 m における消雪日数より10日多い日数で消雪することになる

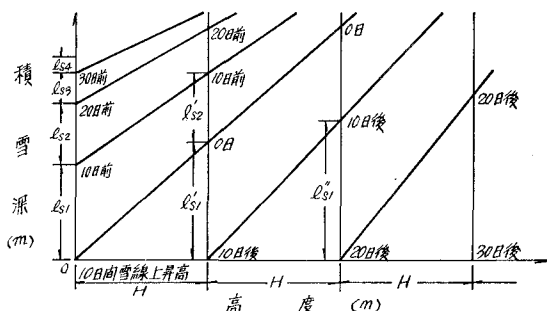


図-3 高度-積雪深の経旬変化図の作成法

ので、 l_{s4} だけ多くなる。

高度による積雪深の増加を Δl_s とすれば、一般に Δl_s と l_{s4} とは等しくならないので、 $l_{s1} + l_{s2} + l_{s3} + l_{s4} = l_s$ とし、季節の進行による消雪深の増加率 p_s を

$$p_s = (\Delta l_s - l_{s4}) / l_s \quad (13)$$

によって求め、

$$\left. \begin{aligned} l_{s1} &= (1 + p_s) l_{s1} \\ l_{s2} &= (1 + p_s) l_{s2} \\ &\dots \dots \dots \end{aligned} \right\} \quad (14)$$

とする。各 10 日ごとの雪線高の点において、同一の手順により各積雪深を求めることができるので、同一日を結ぶと、流域の高度と積雪深との関係を旬間ごとに求めることができる。この図上で、各旬間の平均中位高度における積雪深を読みとれば、(12) 式により直ちに積雪による遅れ τ_m を求めることができる。

3. 尻別川における解析例

(1) 流域概況

尻別川は北海道の多雪地帯である後志における最大の河川であり、その名駒より上流の概況は図-4のとおりである。尻別川は有珠郡大滝村北東の分水界より発し、羊蹄山の麓をめぐる、日本海に注いでいる。名駒測水所より上流の流域面積は 1,402 km²、流路延長は 107 km で、面積高度曲線は、交点法によって求めると、図-5のとおりである。

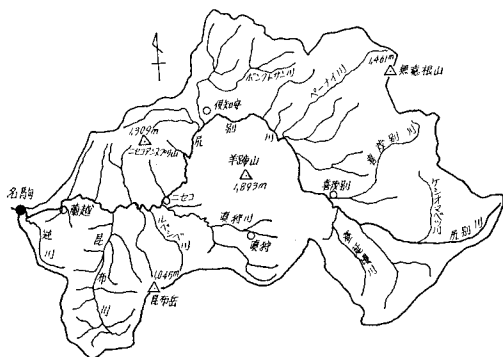


図-4 尻別川流域図

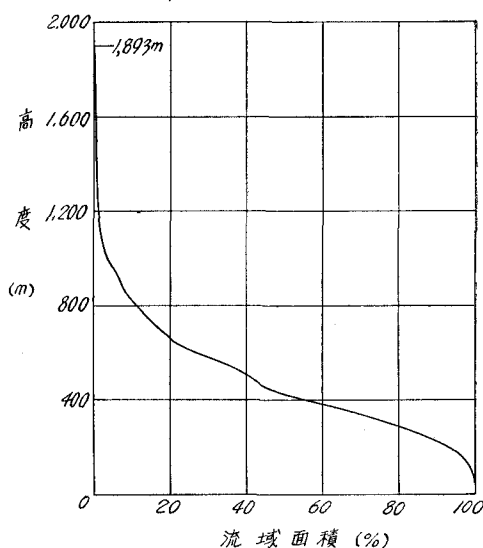


図-5 流域面積高度曲線

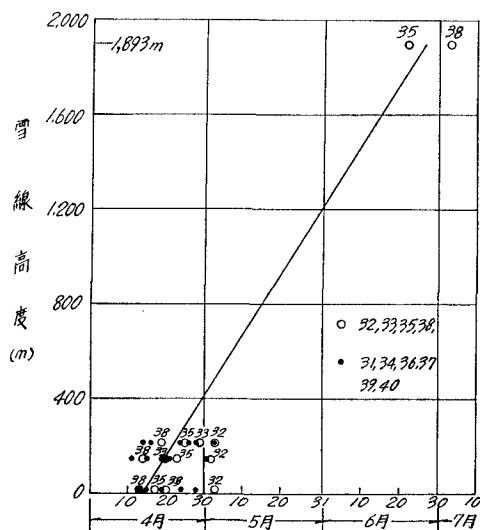


図-6 雪線高の経日変化

昭和 31~40 年における雪線高の経日変化は、図-6 のとおりであり、その上昇速度は 26 m/day である。

流域の最大高度は流域のほぼ中央に存在する羊蹄山山頂の 1,893 m であり、この流域のひとつの特色をなしている。

(2) 流域の積雪深の変化

解析に用いた積雪深の資料は、名駒 (標高 20 m)、倶知安 (176 m)、喜茂別 (260 m) の各観測所における昭和 31~40 年の積雪深の経日変化であるが、Snow Surveying は実施されていない。したがって高度による積雪深の増加の関係については、小田代・山口・橋本らの豊平川の研究³⁾ における資料より、高度 100 m に対し、25 cm の増加と推定した。高度が高くなるにつれて増加し、1,500 m を越えると減少

すると考えるのが一般的であるが、この点に関する資料が
 少ないことと、融雪流出におよぼす影響が少ないため、こ
 こでは直線的に増加するものとした。

昭和 32, 33 年の積雪深の経日変化は 図-7 のとおりで
 ある。

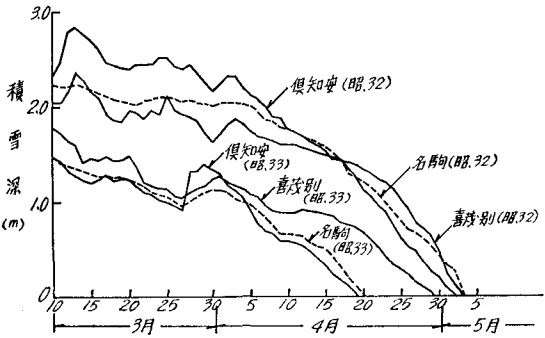


図-7 名駒, 倶知安, 喜茂別における
 積雪深の経日変化

いずれの場合も降雪によって、滑らかな曲線にはなっ
 ていないが、巨視的には放物線とみなすことができる。昭和
 32, 33 年において、消雪日からさかのぼって、10 日間ご
 の、前記 3 地点の平均旬間消雪深を求めると、表-1 のよ
 うになる。

表-1 平均旬間消雪深 (昭 32, 33)

旬	昭和 32 年 (cm)	昭和 33 年 (cm)
0 ~ 10 日 前	96	66
11 ~ 20 日 前	64	43
21 ~ 30 日 前	43	19

4 月 1 日以前には、常に降雪があるため、消雪深を適確
 に判断することが困難である。したがって、表-1 の消雪深
 から、消雪深変化が放物線をなすものと仮定して、それ以
 前の値を求めると、表-2 のようになる。

表-2 平均旬間消雪深 (昭 32, 33)

旬	昭和 32 年 (cm)	昭和 33 年 (cm)
0 ~ 10 日 前	96	66
11 ~ 20 日 前	64	43
21 ~ 30 日 前	43	28
31 ~ 40 日 前	29	18
41 ~ 50 日 前	19	12
51 ~ 60 日 前	13	8
61 ~ 70 日 前	9	5

各年の 3 月中旬~6 月までの、旬間ごとの雪線高、凍結
 線高、中位高度を求めると、表-3 のようになる。

表-3 雪線高, 凍結線高, 中位高度の
 経旬変化 (昭 32, 33)

月. 日	代表 日 (各旬 中日)	日 数	昭和 32 年			昭和 33 年		
			雪 線 高 (m)	凍結 線 高 (m)	中位 高度 (m)	雪 線 高 (m)	凍結 線 高 (m)	中位 高度 (m)
3. 16~21	3. 15	6	0	422	288	0	569	321
3. 22~31	3. 25	10	0	430	235	0	471	252
4. 1~10	4. 5	10	0	1,040	349	0	1,147	410
4. 11~20	4. 15	10	0	1,362	422	55	1,281	414
4. 21~30	4. 25	10	94	1,691	438	299	2,061	525
5. 1~10	5. 5	10	351	2,373	560	559	2,815	715
5. 11~20	5. 15	10	611	3,028	756	819	2,061	940
5. 21~31	5. 25	11	884	3,484	1,085	1,092	2,815	1,273
6. 1~10	6. 5	10	1,157	2,883	1,494	1,365	3,795	1,530
6. 11~20	6. 15	10	1,417	—	1,670	1,625	3,187	1,750
6. 21~30	6. 25	10	1,677	—	1,770	—	—	—

消雪深と雪線上昇速度 26 m/day, および高度 100 m に
 対する積雪深の増加量 25 cm の各資料より、昭和 32 年の
 場合には、高度 94 m、昭和 33 年の場合には、高度 55 m の
 点を基準として、前述の方法によって、各旬間ごとの、高
 度と積雪深の関係を求めると、図-8, 9 のようになる。

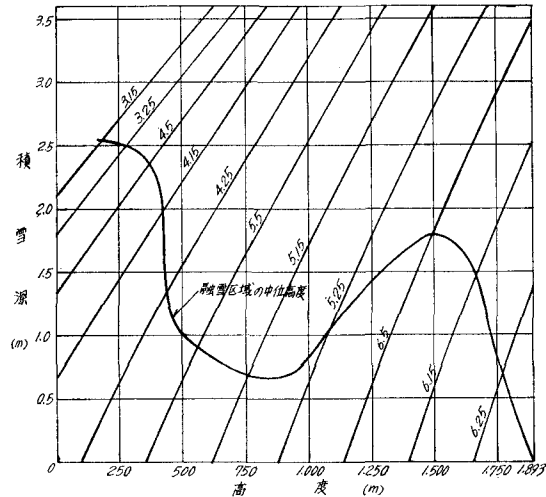


図-8 高度-積雪深の経旬変化 (昭 32)

図において、旬間平均積雪深曲線と旬間平均中位高度線
 との交点を求めると、融雪流出における、積雪による遅れ
 を求めるための積雪深が得られる。1,000 m 以上の中位高
 度に対する積雪深が大きくなっているが、これは、高度に
 よる積雪深の増加を直線変化と考えたことと、面積高度曲
 線からも判るように、流域面積の%が急激に減少している
 ため、わずかな%の移動によって、それに対応する高度の
 変化が大きくなること、の 2 点が原因である。

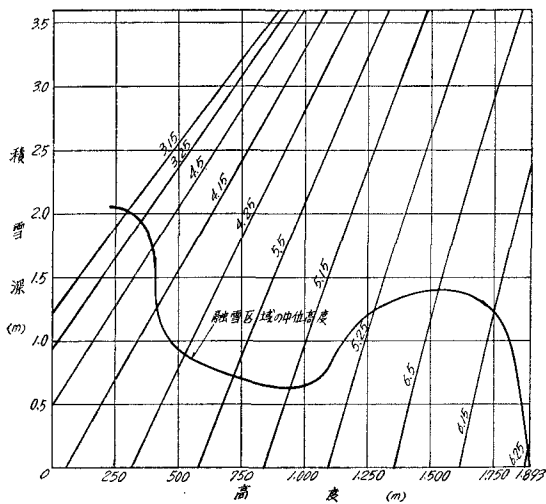


図-9 高度-積雪深の経旬変化 (昭33)

(3) 流域高度距離特性曲線

流域高度距離特性曲線を求めるために、名駒以上の流域を支川、小支川ごとに、分水界に注意しながら、77個の小流域に分割し、おのおのについて、等高線100mごとの面積と、流路長を測定し、(10)式の l_m および L_m を求めると、図-10の結果を得る。 Σl_m 曲線は、流域の勾配の変化に類似しており、問題は無いが、 L_m 曲線は、高度が増すにつれて途中から L_m の値がかえって減少している。これは他の流域とは異なり、流域の最大高度が、流域のほぼ中央に位置する羊蹄山にあるためで、この流域の特性である。

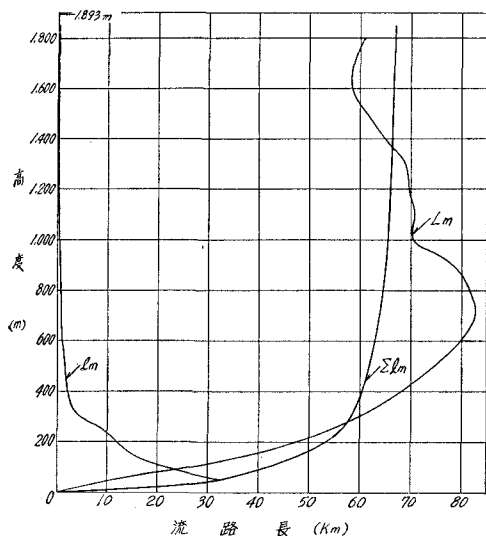


図-10 流域高度距離特性曲線

(4) 出水の遅れ

出水の遅れを求めるには、表-3の各雪線高と凍結線高に対応する、 l および L を図-10の流域高度距離特性曲線より

表-4 出水の遅れ (昭32)

旬 (中日)	L (km)	l (km)	L による遅れ T (hr)	l による遅れ t_g (hr)	l_s による遅れ τ_m (hr)	全体の遅れ T_g (hr)	計算に用いた遅れ T_g (hr)
3. 15	0	60.8	0	4.8	5.1	9.9	10.0
3. 25	0	61.0	0	4.8	5.0	9.8	10.0
4. 5	0	65.6	0	5.0	4.7	9.7	10.0
4. 15	0	66.2	0	5.1	4.0	9.1	10.0
4. 25	25.2	19.4	10.3	2.2	2.7	15.2	15.0
5. 5	64.3	7.1	20.4	1.1	1.8	23.3	23.0
5. 15	80.1	3.6	20.8	0.7	1.3	22.8	23.0
5. 25	79.3	1.8	16.4	0.4	2.1	18.9	17.0
6. 5	70.0	1.0	11.4	0.3	3.6	15.3	17.0
6. 15	64.4	0.6	8.8	0.2	3.0	12.0	10.0
6. 25	58.5	0.2	6.8	0.1	1.4	8.3	10.0

表-5 出水の遅れ (昭33)

旬 (中日)	L (km)	l (km)	L による遅れ T (hr)	l による遅れ t_g (hr)	l_s による遅れ τ_m (hr)	全体の遅れ T_g (hr)	計算に用いた遅れ T_g (hr)
3. 15	0	62.7	0	4.9	4.0	8.9	10.0
3. 25	0	61.7	0	4.8	3.9	8.7	10.0
4. 5	0	65.8	0	5.1	3.5	8.4	10.0
4. 15	14.6	32.3	5.5	3.1	2.5	11.1	10.0
4. 25	59.6	8.3	19.8	1.2	1.8	22.8	23.0
5. 5	77.7	4.1	20.8	0.7	1.4	22.9	23.0
5. 15	81.2	2.2	17.8	0.5	1.3	19.6	17.0
5. 25	70.8	1.1	12.0	0.3	2.5	14.8	17.0
6. 5	66.7	0.7	9.1	0.2	2.8	12.1	10.0
6. 15	58.3	0.2	7.6	0.1	2.3	10.0	10.0

り、また積雪による遅れを求めるための積雪深を図-8、9より求め、それぞれ、(7)、(8)、(12)式を用いて計算すれば表-4、5のようになる。

全体の遅れにより、各々のUnit graphを作成して、比較した結果、配分率のそれほど異ならないものをそれぞれ計算に用いた遅れのようにまとめ、それを解析に用いた。

(5) 計算結果

融雪流出の計算は、まず境のDegree hourによる方法により、倶知安測候所の毎日の最高気温および最低気温から、毎日の kD を求めた。

雨量は、名駒、倶知安、喜茂別の資料があるが、欠測があるので、倶知安測候所の資料のみを用いた。

雪線高以下の降雨は、観測資料をそのまま用い、雪線以上の降雨は、降雨と降雪からなり、高度の上昇に伴って、降雨の割合は直線的に減少し、凍結線高では、降雪のみになるものとして、計算により、平均雨量を求めた。

基底流量は、融雪期直前の流量をとり、昭和32年は、 $Q_0=7.0 \text{ m}^3/\text{sec}$ 、33年は、 $Q_0=28.0 \text{ m}^3/\text{sec}$ とし、当初は全期間を通して一定と仮定し、降雨流出率を無雪、融雪区域とも、 $f_r=0.75$ と仮定して、融雪流出率 f_s を求め、 f_s の季節的变化を、標準比率を用いて修正し、その値によって、基底流量の修正をおこなった。

数値計算は、大部分、室蘭工業大学の電子計算機FACOM-231によった。

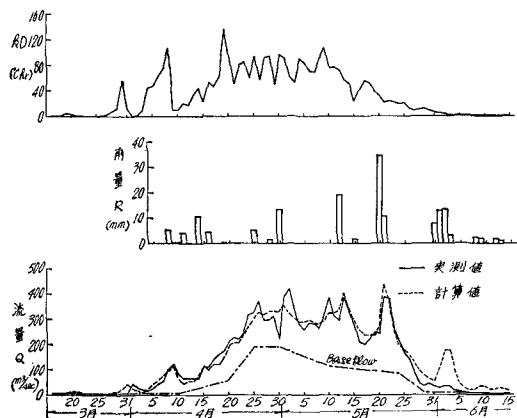


図-11 毎日の kD 、雨量、流量 (昭32)

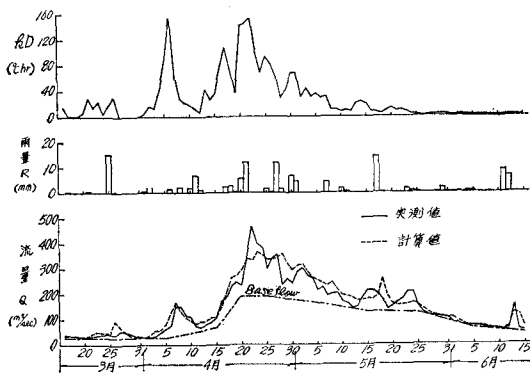


図-12 毎日の kD 、雨量、流量 (昭33)

これらの結果をまとめて図示すれば、図-11, 12のとおりになる。降雨資料が一地点のもので、流域平均でなかったために、降雨のある日の付近において、一部不適合の箇所はあるが、全体的にはかなりよく適合しているといえるであろう。

4. む す び

以上述べたことから、つぎの結論を得る。

- 1) 流域高度距離特性曲線は、流域の特性をよく示しており、雪線高が上昇して、流域の一部に無雪区域を生じた場合、融雪流出における出水の遅れを求めるのに便利である。
- 2) 高度一積雪深の経旬変化図と、中位高度とより、積雪区域における融雪流出の積雪による遅れを算出することができる。
- 3) 著者らの方法による、尻別川の昭和32, 33年の融雪期の計算値は、実測値とよく一致する。

なお、この研究は著者の一人、番匠が昭和44年度内地研究員として、室蘭工業大学に在留中に行なったものである。

終りに、資料の提供にご協力を賜った、小樽開発建設部尻別川蘭越改修事業所および倶知安測候所の方々、また、電子計算機FACOM-231の使用にあたり、ご協力をいただいた、室蘭工業大学土木工学教室、寺島拓郎助手、および電子計算機室員の方々、さらに橋敏生、阿部賢太郎両君の昭和41年度卒業論文「尻別川の融雪流出に関する研究」(境の指導による。)を参考にしたことを記し、以上の各位に対し深い謝意を表する次第である。

参 考 文 献

- 1) 境 隆雄：河川の融雪流出に関する研究，土木学会論文集，第95号，昭38。
- 2) 山田睦郎：融雪洪水の予報について，建設省直轄工事第16回技術研究報告，昭37。
- 3) 小田代弘・山口 甲・橋本謙秀：豊平川の融雪出水について，北海道開発局第8回技術研究会，昭39。