



Title	2. 融雪水の流出(その1): 上川試験地北谷の流出
Author(s)	中尾, 欣四郎
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 10, 23-32
Issue Date	1963-03-25
DOI	10.14943/gbhu.10.23
Doc URL	<a href="http://hdl.handle.net/2115/13845">http://hdl.handle.net/2115/13845</a>
Type	bulletin (article)
File Information	10_p23-32.pdf



[Instructions for use](#)

## 2. 融雪水の流出 (その1)

### 上川試験地北谷の流出

中尾欣四郎

(北海道大学理学部地球物理学教室)

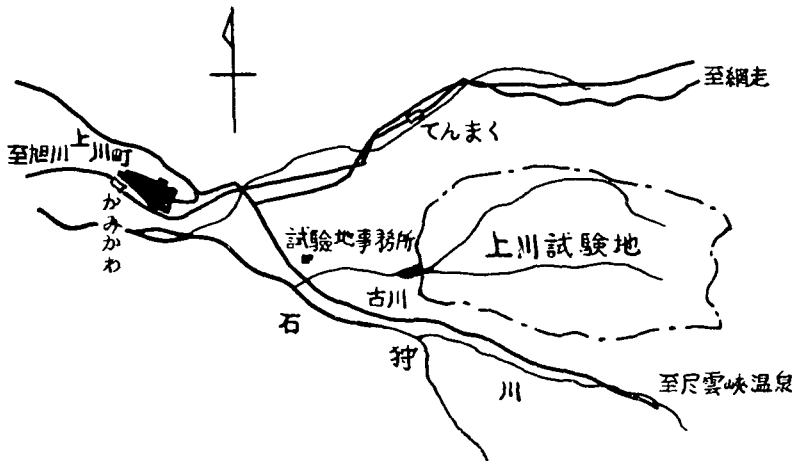
— 昭和 37 年 9 月受理 —

### I. ま え が き

融雪流出では、雨量に相当する融雪水量が unknown な量である。融雪水量と気象要因との間の相関については、W. T. Wilson<sup>1),2)</sup> 以来多くの研究されているが、流域全体の地域差を考慮し、総ての気象要因について相関係数を求めることは難しい。筆者は融雪に関係する気象要因の総合量として、高度による遞減を考えた流域平均気温を index として用い融雪水の流出機構を考察した。

### II. 流域及び資料の概要

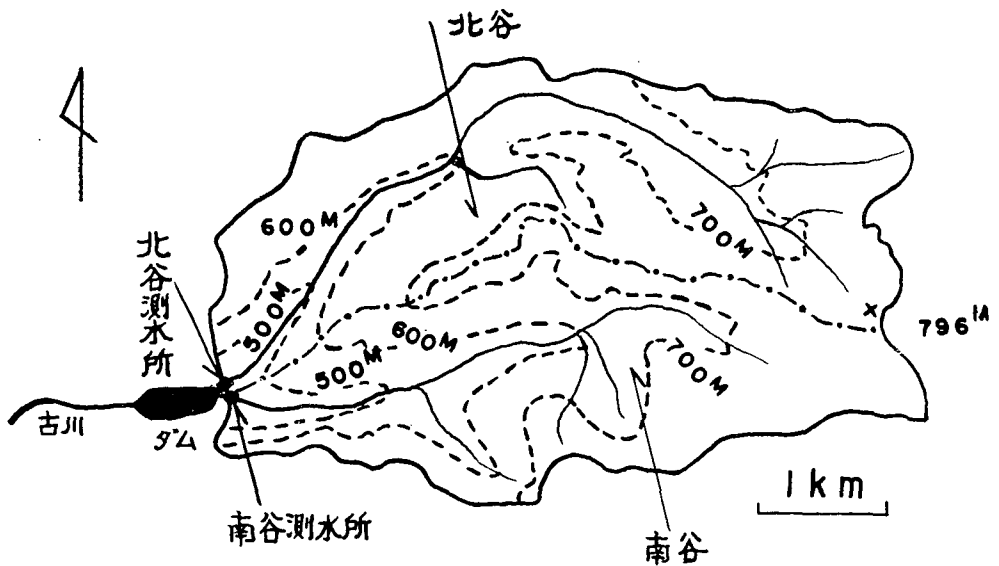
上川試験地は、北海道上川郡上川にあり、農林省林業試験場に属している。試験地の概略の位置は図-1 に示した。流域は、図-2 に示す通り試験地のほぼ中央を東西に走る分水界によって二分され、その北側を北谷流域、南側は南谷流域と名づけられている。



第 1 図 上川試験地の位置概略

Fig. 1. Location of Kamikawa experimental basin.

- 1) W. T. Wilson: An outline of the thermodynamic of snow-melt. Trans. A. G. U. **22** (1941), 182-195
- 2) L. L. Weiss and W. T. Wilson: Snow-melt Degree-Day ratios determined from snow-lab data. Trans. A. G. U. **39** (1958), 681-688.



第2図 上川試験地の流域  
Fig. 2. Kamikawa experimental basin.

北谷及び南谷の流域面積はそれぞれ、 $6,454 \text{ km}^2$ 、 $5,729 \text{ km}^2$ で、試験地の全流域面積にしても  $12 \text{ km}^2$  で河川流域としては小単位の流域である。

北谷、南谷は量水所の約  $200 \text{ m}$  下流で上川発電所貯水池に流入し古川となり石狩川に注いでいる。

北谷の流路延長は約  $6 \text{ km}$ 、南谷は約  $5.2 \text{ km}$  で流路の平均勾配は約  $1/15 \sim 1/23$  である。

森林理水試験地観測報告<sup>3</sup>によれば、林況は北谷流域は広葉樹6に対し針葉樹4の割合の混交林である。南谷流域はこれに比べて、立木度が疎で針葉樹の混交度が少なくなっている。

資料は林業試験場の御好意により拝借した、昭和28年から昭和31年まで、4年間の4月、5月の流量及び気象資料である。

量水設備は両谷ともコンクリートの短形水路をもうけ、その末端にはバザン式短形ノッチをつけ縮流堰とし井戸に導水し、水位を自記している。

水位流量曲線式は、

$$\text{北谷は } Q = 3.130 \times 10^{-3} \times H^{1.549}$$

$$\text{南谷は } Q = 3.297 \times 10^{-3} \times H^{1.588}$$

ただし、 $Q$ ……流量  $\text{m}^3/\text{sec}$ 、 $H$ ……水位  $\text{cm}$  である。

この曲線式作製は、あらかじめ堰の直下流にもうけられた量水槽による実測から求められたもので、きわめて信頼度が高い。

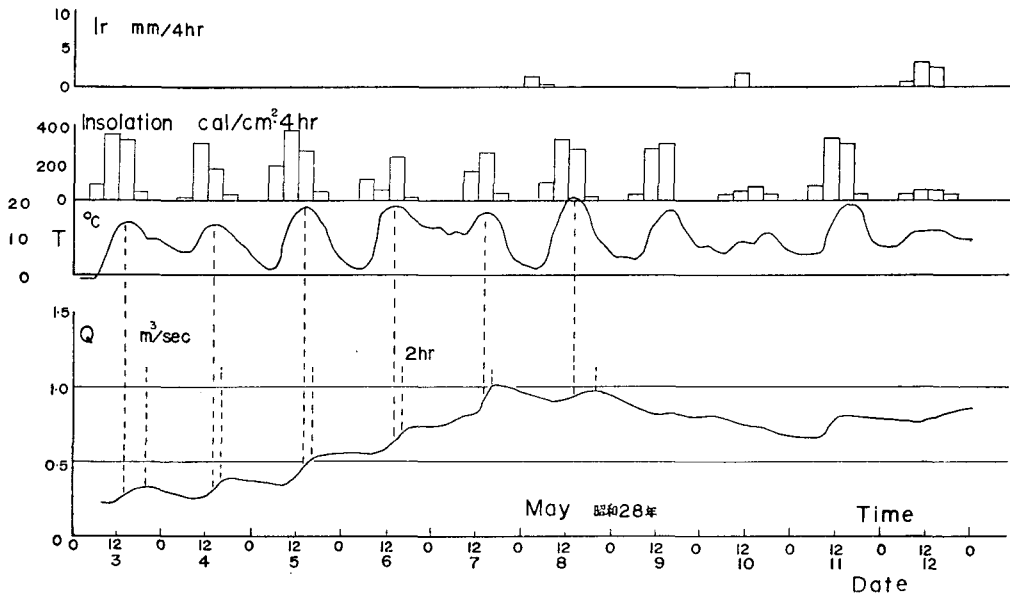
3) 農林省林業試験場：森林理水試験地観測報告（昭和36年3月）

気象資料は、試験地事務所で気温、雨量の自記及び日射量(昭和28年迄観測)、風向風速の観測がなされているので、これを用いた。

### III. 気温 index

融雪に関する主要な要因は気温の外に日射量が考えられる。

図-3は気温・日射量・雨量・流量の変化図(昭和28年の例)であるが、流量の一日周期の時間変化は気温の時間変化と約2時間の遅れでよく対応している。日射量も又気温と位相のずれはあるが、ほぼ一致した時間変化を示す。



第3図 気温・日射量・雨量と流量との相関

Fig. 3. Relations between air temperature · insolation · rainfall and discharge.

北谷の流域は、図-2に100 m contourで示した通り高度は400 m~800 mにわたり、気温観測地点(基地)の標高は388 mである。そこで100 m区間の4地帯について、高度の上昇による気温の逓減を考えた。(気温逓減率;  $0.6^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ )

第1表 100 m地帯別の面積及び気温

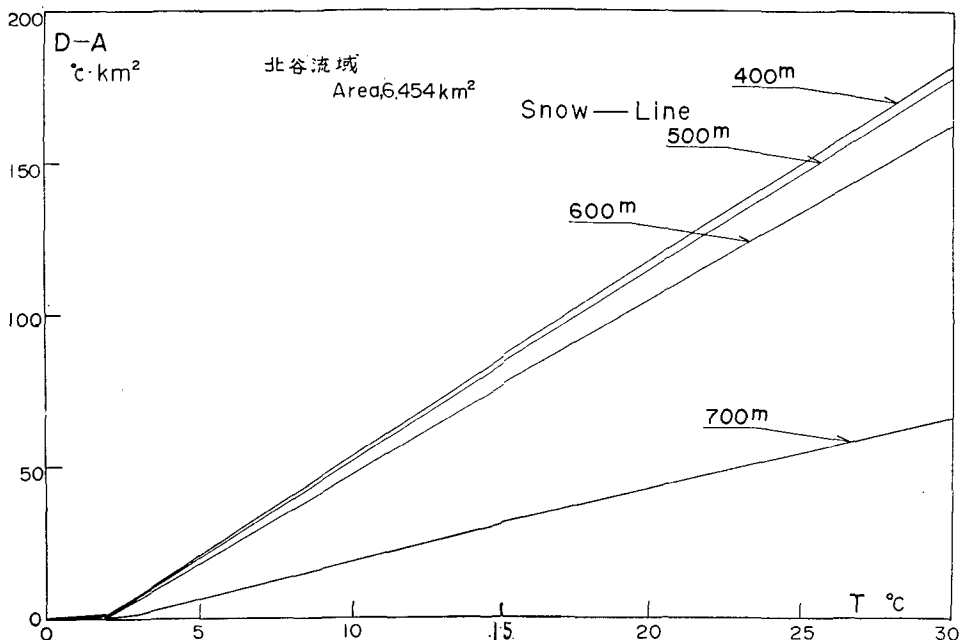
Table 1. Areas and air temperatures for 100 m zones.

地帯の標高 (m) Elevation of zone	面積 (km <sup>2</sup> ) Area	気温 (°C) Air temperature
400~500	$A_1=0.150$	$T_1=T_0-0.36$
500~600	$A_2=0.521$	$T_2=T_0-0.96$
600~700	$A_3=3.392$	$T_3=T_0-1.56$
700~800	$A_4=2.391$	$T_4=T_0-2.16$

表-1 はその分割地帯の面積及び基地の気温を  $T_0$  としたときの、それぞれの地帯の平均気温である。そこで気温 index としては (1) 式で計算される  $D-A$  量を用いた。

$$D-A = \sum_{i=1}^4 T_i A_i \tag{1}$$

従って  $D-A$  は地帯面積で荷重した気温である。任意の  $T_0$  に対する  $D-A$  の計算は、雪線の後退による融雪面積の縮小を考え、雪線高度を Parameter とした計算図表 (図-4) を用いた<sup>4)</sup>。



第 4 図  $D-A$  と  $T_0$  との関係

Fig. 4. Relation between  $D-A$  and  $T_0$ .

分水界での消雪日は、流出曲線が気温の変化にかかわりなくなる日ときめ、基地の消雪日

第 2 表 4 年間の基地及び分水界の消雪日

Table 2. Snow melted dates at the meteorological station and watershed during four years.

消雪日 Snow melted date	基地 (380 m) meteorological station 月・日	分水界 (800 m) watershed 月・日
昭和 28 年	4. 25	5. 26
昭和 29 年	4. 22	5. 23
昭和 30 年	4. 14	5. 18
昭和 31 年	4. 26	5. 14

4) R. K. Linsley: A simple procedure for the day to day forecasting of runoff of snow-melt. Trans. A. G. U. 24 (1943), 62-67.

とあわせて表-2に示した。基地から分水界まで消雪する期間の雪線の上昇は直線的と考え、各期日の雪線高度を求め、 $D-A$ の計算に用いた。

#### IV. 融雪水の流出(北谷)

融雪水の流出形態を次の如く考えた。即ち積雪内に貯溜される貯水量を $S$ とし、流出量 $Q$ との間に

$$S=RQ \quad (2)$$

の比例関係( $R$ :比例常数)をおき、流入量 $I$ と $Q$ については、

$$I-Q=dS/dt \quad (3)$$

の連続の関係がある。

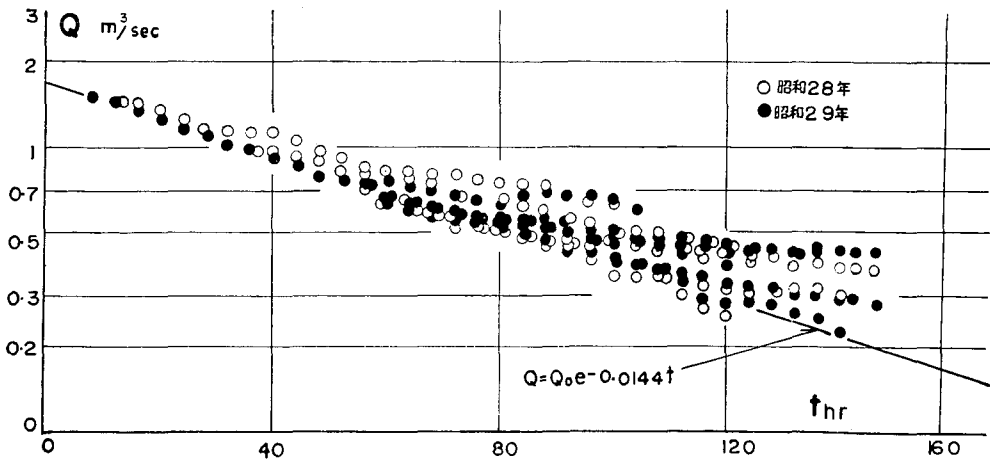
(2), (3)式から、流入量 $I=0$ のとき、

$$Q=Q_0 e^{-\alpha t}, \quad \alpha=1/R \quad (4)$$

$Q_0$ は $t=0$ のときの流量

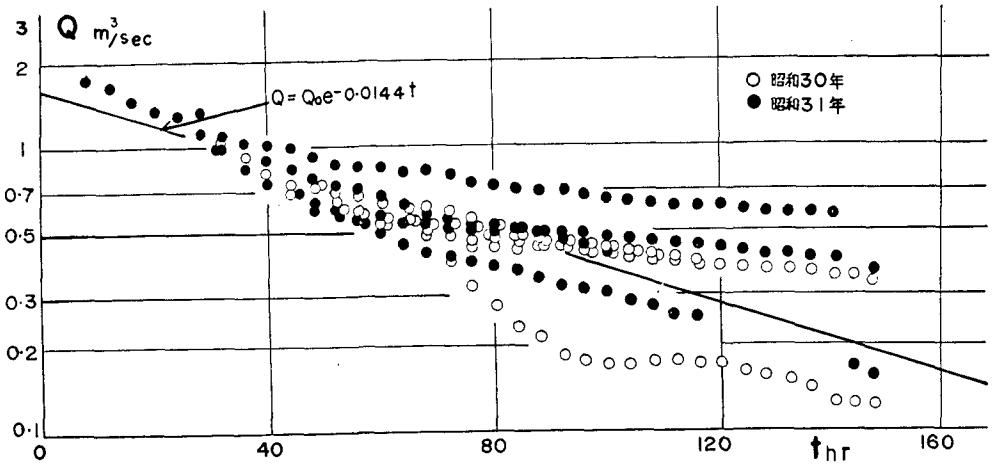
で減水する。このとき $\alpha$ を減水係数という。

昭和28年~昭和31年の流量資料について、気温が低く、融雪がほとんど起らない日の流量を図-5-1, 5-2に示した。図で時間 $t$ (hr)を普通目盛に、 $Q$ を対数目盛にとった。図-5の白丸, 黒丸は各年のいくつかの時期の減水部流量がplotされているが、流量の減水はほぼ指数関数によってあらわされる。然し概して、気温が低い期間は長時間継続しないので、時間が経てば減水がゆるやかになる傾向がある。昭和28年~昭和31年迄の4年間を通じて、減水係数を平均すれば、 $\alpha=0.0144 \text{ hr}^{-1}$ である。この減水係数の値は、夏季出水の表面流出のそれにく



第5-1図 流量の減水曲線、白丸は昭和28年、黒丸は昭和29年

Fig. 5-1. Runoff recession curve, ○; in 1953, ●; in 1954.



第5-2図 流量の減水曲線、白丸は昭和30年、黒丸は昭和31年  
 Fig. 5-2. Runoff recession curve, ○; in 1955, ●; in 1956.

らべ非常に小さく、地下流出の  $\alpha$  に相当するが、融雪水が積雪中を流下して河川に集まることからみて当然である。図-5-1、図-5-2の半対紙上に、平均の減水曲線、

$$Q = Q_0 e^{-0.0144 t} \tag{5}$$

を入れた。昭和28年、昭和29年の例はよく(5)式と一致している。然し昭和30年、昭和31年の例では、減水期ごとにやや減水傾向を異にする様である。この原因としては、昭和29年秋に石狩川流域に多大の風倒木を生じた台風の影響が考えられる。

融雪がほとんどない期間(即ち  $I \doteq 0$ )の流量が、指数関数であらわせるということは、実測流量について、(2)式の関係が成り立ち得ることをしめしている。

更に減水部だけでなく融雪流出の全期間について、(2)、(3)式の流出形式の適合性をたしかめるために、各時刻の流入量  $I$  について、(2)、(3)式から計算された各時刻の流量  $Q_{cal}$  と実測された流量とを比較した。

各時刻の融雪流入量  $I_s$  (mm) は表-3に示した平均の換算係数  $K$  (mm/D-A) で求め、降雨  $I_r$  (mm) がある際には、流入量  $I$  (mm) は

$$I = (I_s + I_r)$$

第3表  $K$  の算出  
 Table 3. Calculation of  $K$

昭和年	期間 (月・日) <sup>(1)</sup>	$\sum Q$ (mm) <sup>(2)</sup>	$\sum I_r$ (mm) <sup>(3)</sup>	$\sum D-A$ ( $^{\circ}C \cdot km^2$ ) <sup>(4)</sup>	$K$ (mm/D-A) <sup>(5)</sup>
28	5. 3~5.26	197.2	56.5	9,827	0.01432
29	4.22~5.23	226.1	101.1	10,034	0.01246
30	4.26~5.17	138.7	43.5	4,747	0.02005
31	4.30~5.17	169.4	27.6	6,488	0.02186

$$I_s = K \cdot D - A \text{ (mm)}$$

$$\text{但し } K = (\Sigma Q - \Sigma I_r) / \Sigma D - A \text{ (mm/D-A)}$$

とした。

表-3の第2, 3, 4欄の  $\Sigma Q$ ,  $\Sigma I_r$ ,  $\Sigma D - A$  はそれぞれ対象とした融雪期間の流出量, 降雨量及び2時間ごとの気温に対する  $D - A$  の総和である。

今(2), (3)式から  $S$  を消去し,  $\Delta t$  の時間間隔の前後を suffix 1, 2 をつけてあらわせば, (2), (3)式は,

$$\frac{1}{\alpha} (Q_2 - Q_1) = \frac{\Delta t}{2} (I_1 + I_2) - \frac{\Delta t}{2} (Q_1 + Q_2) \quad (6)$$

となる。

各時刻の  $Q_{cal}$  は(6)式から計算することができるが,  $Q_{cal}$  を求める計算を簡便にするために, (6)式をそのまま計算せずに, 単位図法<sup>5)</sup>によった。即ち単位の流入  $I = 1 \text{ mm/4hr}$  に対する流出  $q(t)$  を求める。

単位の流入を流量単位に換算すれば,  $A = 6.454 \text{ km}^2$  で

$$I = 0.2778 \times \frac{1}{4} \times 6.454 = 0.448 \text{ (m}^3\text{/sec)}$$

$$\text{但し } 0.2778 = \frac{10^{-3} \times 10^6}{3600} \text{ (流量単位への換算係数)}$$

第4表 単位の流入 (1 mm/4 hr) からの流出  
Table 4. Unit-graph discharge for 1 mm/4 hr inflow.

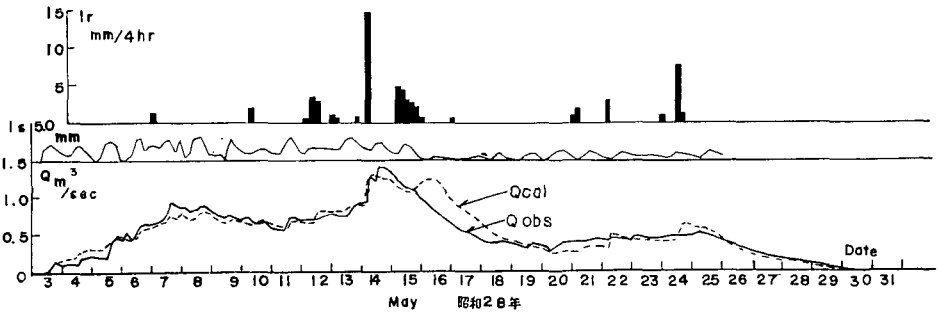
$t$ (hr)	4	8	12	16	20	24	28	32
$q$ (m <sup>3</sup> /sec)	0.0300	0.0284	0.0268	0.0253	0.0238	0.0225	0.0213	0.0201
$t$	36	40	44	48	52	56	60	64
$q$	0.0189	0.0178	0.0169	0.0159	0.0151	0.0142	0.0134	0.0127
$t$	68	72	76	80	84	88	92	96
$q$	0.0119	0.0112	0.0107	0.0101	0.0095	0.0089	0.0083	0.0077
$t$	100	104	108	112	116	120	124	128
$q$	0.0071	0.0065	0.0059	0.0053	0.0047	0.0041	0.0035	0.0029
$t$	132	136	140	144	148	152		
$q$	0.0024	0.0018	0.0013	0.0009	0.0004	0		

流入をヒストグラム形式に考えれば,

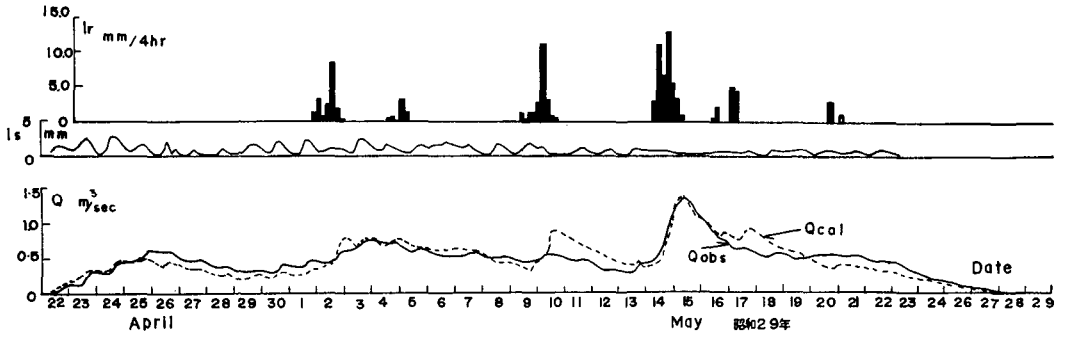
$$I_1 = I_2 = I = 0.448 \text{ (m}^3\text{/sec)}$$

5) R. K. Linsley, M. A. Kohler & J. L. H. Paulhus: Applied Hydrology. (1949), 444.

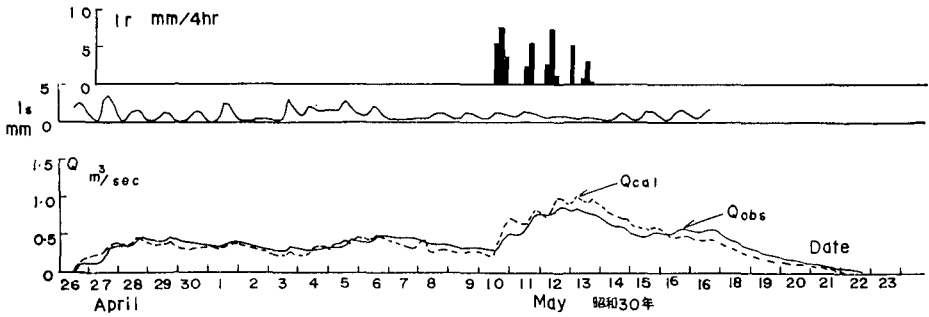




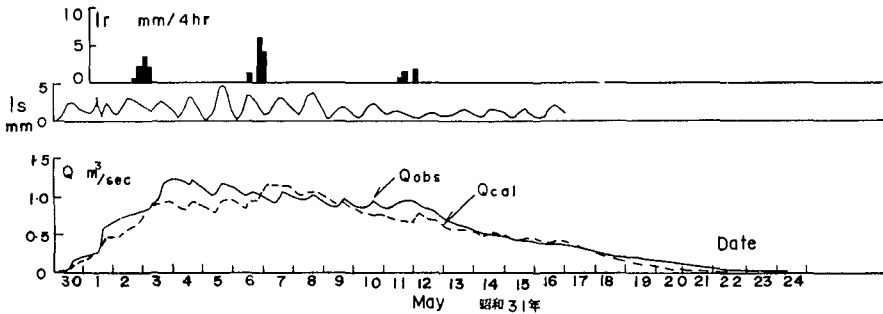
第6-1図 Fig. 6-1.



第6-2図 Fig. 6-2.



第6-3図 Fig. 6-3.



第6-4図 計算流量と実測流量との比較

Fig. 6-4. Comparison of observational discharge and calculational discharge.

である。

従って  $\alpha=0.0144 \text{ hr}^{-1}$ ,  $\Delta t=4 \text{ hr}$  (単位時間) にとれば,  $Q_1=0$  で  $t=4 \text{ hr}$  後の流量  $Q_2$  は6式から,

$$\begin{aligned} Q_2 &= \frac{\Delta t}{2} (I_1+I_2) / \left( \frac{1}{\alpha} + \frac{\Delta t}{2} \right) \\ &= 0.0251 \text{ (m}^3/\text{sec)} = q(4) \end{aligned}$$

になり, それ以後の流量は, (4)式によって,

$$q(t) = 0.0251 e^{-0.0144(t-4)} \quad (7)$$

で減水する。

$t=152 \text{ hr}$  で  $q \neq 0$  と近似できるので, それ以後の総流出量を  $152 \text{ hr}$  までの流量に比例配分して修正したのが表-4である。

表-4に示した単位図 (unit-graph) で各時刻の  $Q_{cal}(t)$  を求める。融雪が始まってからの時間を4時間ごと ( $4 \text{ hr}$ ,  $8 \text{ hr}$ ,  $12 \text{ hr}$ ……) で  $t_1, t_2, t_3, \dots, t_i$  であらわせば,  $t_i$  時刻の流量  $Q_{cal}(t_i)$  は,

$$Q_{cal}(t_i) = I_{t_1} q_{t_i} + I_{t_2} q_{t_i - t_1} + \dots + I_{t_i} q_{t_i} \quad (8)$$

$\{ I_{t_i} \text{ mm}$  は  $t_{(i-1)}$  から  $t_i$  時刻までの融雪量 (mm) と降雨量 (mm) との和, 但し (8) 式の  $I_{t_i}$  は  $I_{t_i}/1 \text{ mm}$  で dimensionless.  $q_{t_i}$  は  $t_i$  時間の単位図の流量 ( $\text{m}^3/\text{sec}$ )

で計算される。

このようにして求めた, 計算流量  $Q_{cal}$  と実測流量  $Q_{obs}$  とを比較したのが, 図-6-1, 図-6-2, 図-6-3, 図-6-4である。この際の実測流量  $Q_{obs}$  は, 3月及び4月上旬の気温融雪が起る以前の流量 (昭和28年は  $0.08 \text{ m}^3/\text{sec}$ , 昭和29年  $0.10 \text{ m}^3/\text{sec}$ , 昭和30年  $0.10 \text{ m}^3/\text{sec}$ , 昭和31年  $0.20 \text{ m}^3/\text{sec}$ .) を基底流量として除いたものである。

図中に降雨量  $I_r$  及び融雪量  $I_s$  が併記してある。融雪期のほぼ全期間について, いずれの年もよく  $Q_{cal}$  と  $Q_{obs}$  とが対応している。このことは本論文で想定した, 貯溜と流出の関係が実際の場合によく適合することを示している。但し降雨がある期間については, 概して  $Q_{cal}$  が  $Q_{obs}$  にくらべて大きくなっている。これは降雨の損失を全然考えずに, 100% 流出としたためであろう。

## V. む す び

融雪量  $K$  の値は, 表-4によると昭和30年を境として大きくなっている。昭和29年秋の台風15号は試験地流域に多くの風倒木を生じた。このため森林の地被状態が変化し, 日射等による融雪効果が増大したことが予想される。この点については, 昭和30年, 昭和31年の流量の減水傾向の変化ともあわせ, 次の機会に報告するつもりである。

おわりに、御指導いただいた工学部岸教授、又種々の御助言をいただいた福富教授並びに資料について色々御便宜をはかっていただいた、林業試験場井上桂氏、遠藤泰造氏に厚くお礼申しあげます。

## 2. Runoff for Snow-Melt. (Part 1)

By Kinshiro NAKAO

(Department of Geophysics, Faculty of Science, Hokkaido University)

The writer investigated the mechanism of snow-melt runoff for North Valley Basin ( $A=6.454 \text{ km}^2$ ) at the Kamikawa district.

In this paper, the air temperature is used as the synthetic index of meteorological factor that effects to snow-melt because the temperature correspond well to runoff.

The runoff recession curve was determined as an exponential function of the time and the numerical value of recession coefficient  $\alpha$  was  $0.0144 \text{ hr}^{-1}$  as average value during four years.

Because the recession profile was shown as the exponential function, the relation between basin storage  $S$  and discharge  $Q$  was given by the equation :

$$S = \frac{1}{\alpha} Q$$