

北海道中央部における積雪・融雪を考慮した流出解析

芝野博文*・三上幸三**・西尾邦彦*

Runoff Analysis in the Central Hokkaido Considering the Snow Coverage and Melting

Hirofumi SHIBANO, Kohzoh MIKAMI and Kunihiko NISHIO

緒 言

1987年の関東地方の水不足は記憶に新しいところであるが、その原因の一端は、源流部における冬期間の降雪量不足にあったといわれる。また、豪雪地帯においては、春先の雪解けにともなう増水から洪水が発生し、多大の被害をもたらした例も過去に見られる。記録によると空知川支流布部川（北海道富良野市）においても、大正5年5月7日から8日にかけて、日本海上を北東に進んだ低気圧による気温上昇と降雨のため、融雪洪水が発生している。

このように積雪地帯では融雪による流出は人々の生活と深く関わり重大な意味をもっている。

東京大学北海道演習林では、1985年に東部4流域に初めて量水試験地を設け、雨量・流量観測を開始した。当演習林は1981年8月の台風で大きな被害を受けたが、4つの試験流域の被害面積率はそれぞれ異なり、流域間比較による森林の理水機能を検討する契機となった。今回はその2年分のデータをもとに行った解析結果を報告する。

当演習林試験流域では、4月下旬から5月上旬にかけて、融雪による流量の顕著な増加が現れ、1年のうちのどんな洪水よりも、はるかに多量の出水が観測される。したがってここでは流出解析に際して積雪と融雪の過程を考慮しなければならない。

積雪と融雪の過程のモデル化には、演習林気象観測データ及び最寄りの気象台で入手できる気象データから求められ、物理的な背景を持つ熱収支式から誘導された融雪量推算式を提案する⁹⁾。また、この推算式をもとに日単位の長期流出解析⁹⁾を行い、併せて観測結果からえられた2高水例を紹介し、北海道の火山地帯における流出特性を検討する。

なお、本研究の推進にあたり、いろいろと便宜を図って頂いた東京大学北海道演習林長渡辺定元教授、水文観測を担当して頂いた資料管理係の高橋康夫、芝野伸策、土木係の穴澤 力、五十嵐秀雄、飯沼利雄の各氏、また、水文観測資料の整理では原 勝氏（建設省中部地方建設局勤務）、その他多くの方々の御協力を頂いた。ここに深く感謝の意を表する次第である。

第1章 流域の概況

1. 位 置

本研究の対象流域は東京大学北海道演習林東部に位置する丸山沢、熊ノ巣沢、仙人峡、および

* 東京大学農学部林学科
Department of Forestry, Faculty of Agriculture, University of Tokyo.

** 大阪府土木部（現勤務先）
Osaka-Prefecture, division of civil engineering.

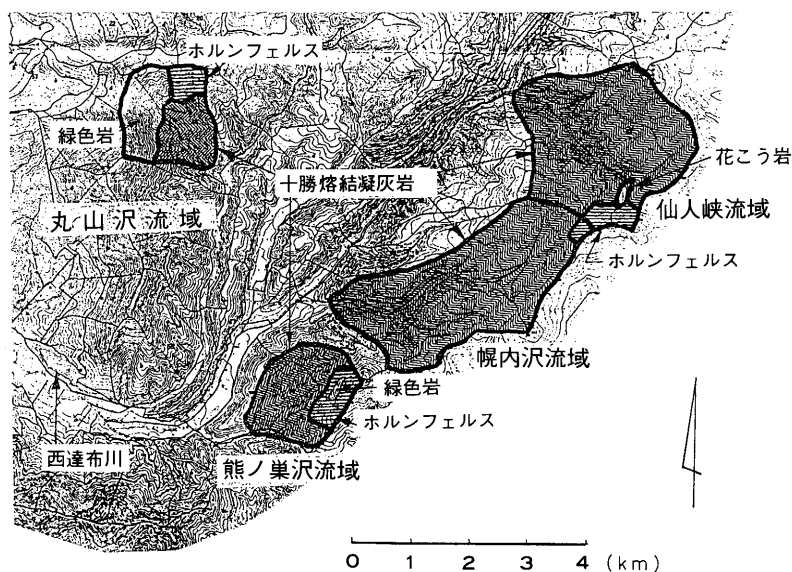


図 1-1 試験流域の位置と地質

Fig. 1-1. The location of the experimental basins and their geology.

幌内沢の 4 流域である。各流域の位置を図 1-1 に示す。なお図中に示さなかったが、C-13 地点（演習林 13 林班）では夏期に降水量調査を行い、大麓山の南斜面林道（俗称・前山林道）では冬期に標高別積雪水量を調査した。また、日平均気温、降水量の基準点としての麓郷気象観測所は演習林麓郷作業所内に位置する。なお、仙人峡流域は 1987 年から観測を休止し、布部川支流の本沢流域の観測を開始しているが、今回は上記 4 流域について報告を行う。

2. 地 形

各流域の地形概況を表 1-1 に示す。ここでは標高差 50 m 間隔で平均傾斜角、平均方位角、ならびに地帯面積を示した。

3. 地 質

流域を代表する岩層は、基盤の日高累層群、それを覆う火山噴出物、大麓山斜面に見られる崖錐堆積物および河岸に発達する新期の堆積物に分けられる。日高累層群は、ホルンフェルスおよび緑色岩類などの変成岩層と、全く未変成の岩層に分けられ、各試験流域の位置する西達布川上流域では、前者が卓越する。火山噴出物は第 4 紀初頭のいわゆる十勝熔結凝灰岩であり、中世代の日高累層群を覆っている。

図 1-1 に示すように流域の大部分は、この十勝熔結凝灰岩に占められる。この熔結凝灰岩は、一般に灰色～淡灰色を呈し、熔結作用の程度で若干の岩相変化が見られる。対象流域はさほど熔結作用が進んでおらず、黒色～淡灰色の角状軽石（4 cm 大以下）および粘板岩、砂岩などの岩片を含み軽石流堆積物の岩相を呈している。また岩質は、流紋岩質熔結凝灰岩で、3～5 mm 程度的大型石英粒と黒雲母を多量に含んでいるところに特徴がある⁵⁾。

表1-1 流域の地形
Table 1-1. The topographical features of experimental basins

標高範囲 (m)~(m)	丸山沢			熊ノ巣沢			仙人峽			幌内沢		
	傾斜角 (°)	方位角 (°)	面積 (ha)	傾斜角 (°)	方位角 (°)	面積 (ha)	傾斜角 (°)	方位角 (°)	面積 (ha)	傾斜角 (°)	方位角 (°)	面積 (ha)
~400				11.19	334.6	4.90						
400~450	25.28	170.7	5.43	18.32	253.9	42.22				29.90	67.5	10.12
450~500	20.39	239.1	31.05	15.40	252.1	50.18	22.00	233.3	10.46	28.56	276.9	26.54
500~550	15.18	126.8	43.68	15.63	259.5	48.34	22.81	293.5	29.39	28.02	294.2	43.99
550~600	13.78	116.3	48.81	11.59	282.1	44.67	23.37	7.9	39.28	19.32	286.7	78.59
600~650	14.66	123.2	47.56	18.03	278.1	14.59	33.72	268.7	39.28	9.96	274.5	151.61
650~700	16.07	126.2	33.20	19.28	271.3	8.41	22.05	331.8	62.65	9.81	260.0	136.37
700~750	18.89	56.2	6.94	19.03	292.5	2.69	13.33	295.5	143.35	9.24	256.4	84.52
750~800	20.29	90.0	3.15				7.45	268.8	177.32	14.74	219.1	31.32
800~850	12.95	45.0	0.18				13.29	271.0	62.44	15.19	200.4	19.94
850~900				18.32	212.4	13.07						
900~				9.21	270.0	4.76						
流域面積 (ha)	220.0			216.0			582.0			583.0		
標高範囲 (m)	425~805			377~737			460~931			400~837		
水系長 (km)	1.88			2.38			4.00			4.90		
起伏量比 (%)	13.6			10.7			8.3			8.7		
エロゲンゲーション比	0.89			0.70			0.68			0.56		

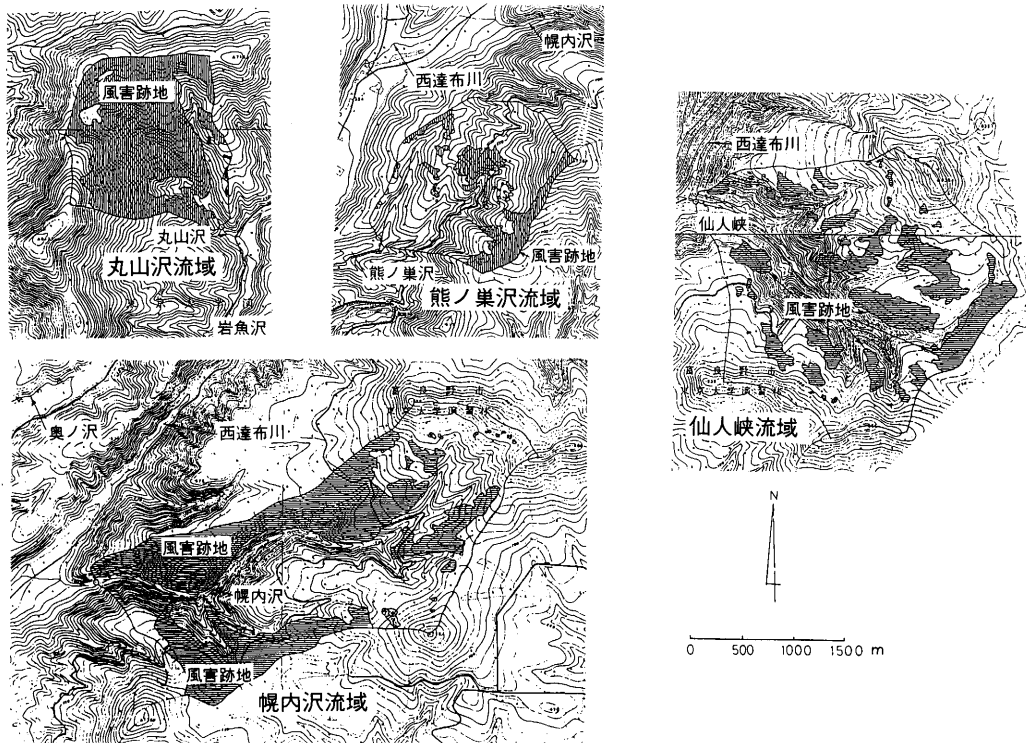


図 1-2 流域の地形と風害域の分布

Fig. 1-2. The topography of the experimental basins and the distribution of damaged area by the typhoon.

4. 風害の状況及び植生

1981 年 8 月に襲来した台風 15 号により、当演習林の奥地林は甚大な被害を受けた。各流域の被害状況を図 1-2 に示す。被害は、南東向きの比較的標高の高い部分に集中し、試験流域間での被害率にもかなりの差が見られる。立木の風害面積率は、最も被害の大きい丸山沢で 76%，次いで幌内沢の 61%，仙人峡の 28%，一番被害の軽かった熊ノ巣沢では 16%であった。被害域は若干の試験地を除いて、1983 年までにほとんど集材、搬出が終了している。

風害跡地を除く各流域の植生は、トドマツを主体とする針葉樹の間にミズナラやイタヤカエデ、ウダイカンパなどの落葉広葉樹が点在する針広混交林が中心となる。やや標高の高い部分では、それまでトドマツの中に散在していたエゾマツが針葉樹の主流となり、広葉樹もダケカンパに代わる。4 流域中の最も標高の高い仙人峡の奥地には、ダケカンバ林も見られる。また幌内沢の風害跡地の一部には、カラマツやアカエゾマツの植栽が行われている。

5. 降水特性

麓郷地方における 1950 年からの 25 年間の年平均降水量は、1055 mm であり、日本における平均値に比べかなり少ない。また、1934 年以降の年最大日雨量を、対数確率紙上にプロットした

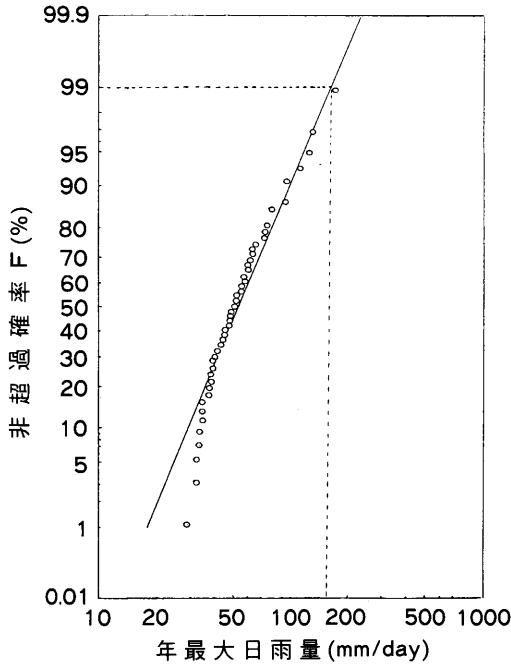


図 1-3 年最大日雨量とその超過確率

Fig. 1-3. The annual maximum daily precipitation and its excess probability.

ものが図 1-3 であり、それより判断して、100 年確率日雨量は 163 mm となった。この値と全国における 100 年確率日雨量 (図 1-4) を比較してみると、麓郷地方は、最大日雨量が全国でも最も少ない地域に位置し、豪雨に見舞われる機会が少ないことがわかる。また、同地区での降雪量は年降水量の半分を占め、融雪流出の年流出に対する比率も高い。

第 2 章 水文観測と資料

1. 水文観測法

1.1 流量

水位は、縮流堰を設けて測定され、観測施設の凍結を生じない 4 月から 11 月まで自記水位計により越流水深の連続記録が得られている。

4 流域のうち丸山沢、熊ノ巣沢、および幌内沢は、越流部に鋼製エッジを持つ矩形複断面のコンクリート製の堰堤が設けられている。各堰堤の規格は表 2-1 に示した。この水位記録に対しては、水位-流量式として矩形

ノッチに広く用いられる [沖の式]¹²⁾ を採用した。

[沖の式]

$H \geq h$ のとき

$$Q = Q_1 \quad (1)$$

$H < h$ のとき

$$Q = Q_1 + Q_2 \quad (2)$$

ただし、

$$Q_1 = C_1 B_1 h^{3/2} \quad (3)$$

$$C_1 = 1.838(1 + 0.0012/h) \{1 - (h/B_1)^{1/2}/10\} \quad (4)$$

$$Q_2 = C_2 B_2 (h - H)^{3/2} \quad (5)$$

$$C_2 = 1.838 \{1 + 0.0012/(h - H)\} \cdot [1 - \{(h - H)/B_2\}^{1/2}/10] \quad (6)$$

ここに、 Q : 流量 [m^3/sec], h : 越流水深 [m]

H : 複合矩形ノッチの小矩形部分の高さ [m]

B_1 : 複合矩形ノッチの小矩形部分の幅 [m]

B_2 : 複合矩形ノッチの大矩形部分の幅 [m]

一方、仙人峡には木製堰堤が設置されている。堰堤の規格は、表 2-2 に示した。ここでは堰堤を広頂堰とみなして [ゴビンダ=ラオの式]⁴⁾ を適用した。

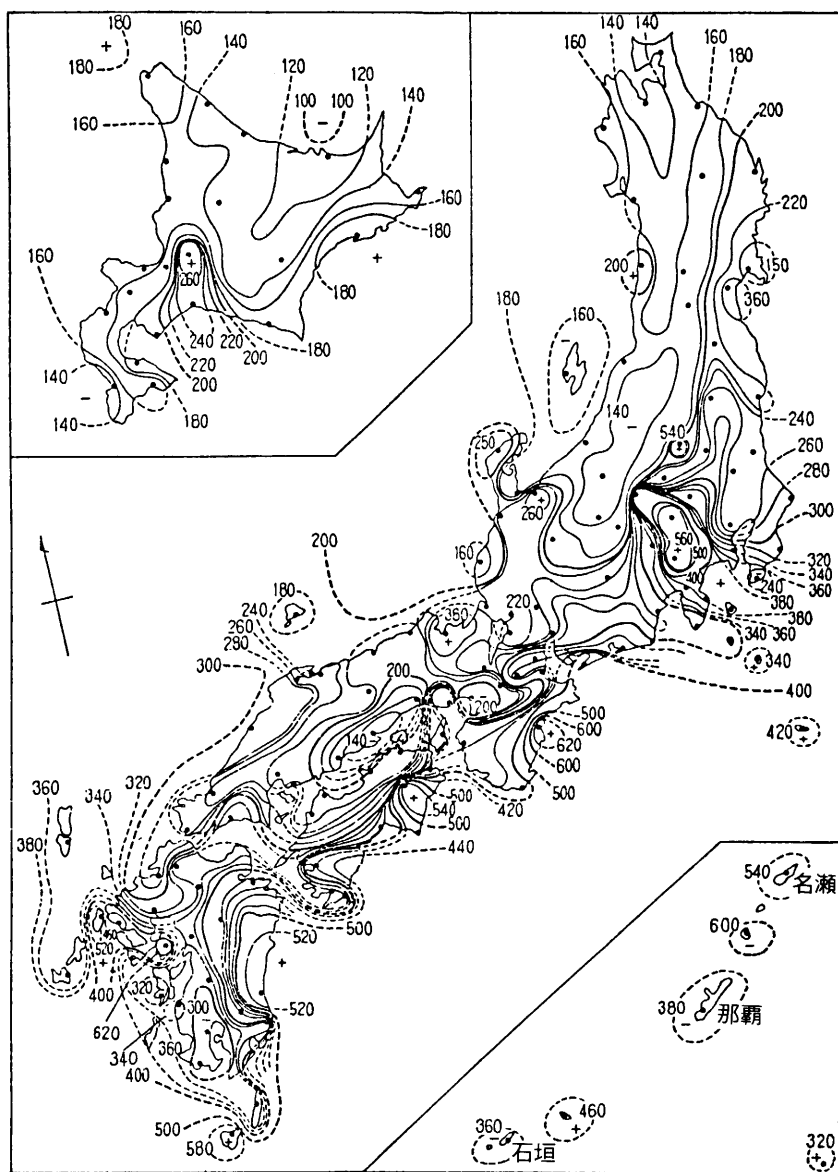


図 1-4 全国の 100 年確率日雨量の分布 (岩井・石黒: 応用水文統計学より転載)

Fig. 1-4. The distribution of daily rainfall with return period of 100 years.

[ゴビンダ=ラオの式]

$h \leq H$ のとき

$$Q = C_1 B_1 h^{2/3}$$

(7)

$h > H$ のとき

$$Q = C_1 B_1 h^{3/2} + C_2 B_2 (h - H)^{3/2}$$

(8)

表 2-1 コンクリート製堰堤の規格

Table 2-1. Dimension of gauging weir made of concrete

	(単位: mm)		
	B ₁	B ₁	H
丸山沢	399	9,501	502
熊ノ巣沢	502	11,398	494
幌内沢	1,100	14,900	951

表 2-2 木製堰堤の規格

Table 2-2. Dimension of gauging weir made of wood

	(単位: mm)				
	B ₁	B ₂	H	L ₁	L ₂
仙人峡	1,925	2,015	500	1,000	400

ただし,

$$C_1 = 1.642(h/L_1)^{0.022} [0 < h/L_1 \leq 0.1] \quad (9)$$

$$C_1 = 1.552 + 0.083(h/L_1) [0.1 < h/L_1 \leq 0.4] \quad (10)$$

$$C_1 = 1.444 + 0.352(h/L_1) [0.4 < h/L_1 \leq 1.5] \quad (11)$$

$$C_2 = 1.642\{(h-H)/L_2\}^{0.022} [0 < (h-H)/L_2 \leq 0.4] \quad (12)$$

$$C_2 = 1.552 + 0.083\{(h-H)/L_2\} [0.1 < (h-H)/L_2 \leq 0.4] \quad (13)$$

$$C_2 = 1.444 + 0.352\{(h-H)/L_2\} [0.4 < (h-H)/L_2 \leq 1.5] \quad (14)$$

ここに, Q : 流量 [m^3/sec], h : 越流水深 [m]

H : 複合矩形ノッチの小矩形部分の高さ [m]

B_1 : 複合矩形ノッチの小矩形部分の幅 [m]

B_2 : 複合矩形ノッチの大矩形部分の幅 [m]

L_1 : 複合矩形ノッチの小矩形部分のせき長 [m]

L_2 : 複合矩形ノッチの大矩形部分のせき長 [m]

いずれも 30 分間隔の水位の読み取りを基に, 30 分間流量レートを算出している。また, 流域面積に比べて, 堰堤後背部の貯水池水表面積は狭いので貯水池による調節効果は無視した。

1.2 降水量

降水量は, 4 月から 11 月までは各堰堤の近くに置かれた降水 0.5 mm のパルスを記録する自記電接計に接続された転倒樹型雨量計により観測した。読み取りは, 流量と同様 30 分間隔とした。

1.3 日単位ハイドログラフ

各年度の日流量をグラフに表現したのが, 図 2-1, 図 2-2 である。1985 年の幌内沢流域は木製堰堤による水位観測が実施されているが, ここでは図示していない。図から明らかなように当流域では長期流出の解析に積雪・融雪の過程を考慮することは不可避である。

2. 関連データの処理法

2.1 標高別気温差

一般に気温は, 高度 100 m の上昇につき, 0.6°C 程度低下する。麓郷での日平均気温をもとに各流域で標高差 50 m 間隔での気温を推定し, 積雪・融雪の計算に用いた。

2.2 降水量の標高別割増し法

山間地帯における降水量は, 地形・風向風速・植生等様々の要因に左右され, その空間的な分布状況を知ることは難しいが, この報告では数ある因子のうち標高だけに着目し, 降水量の流域

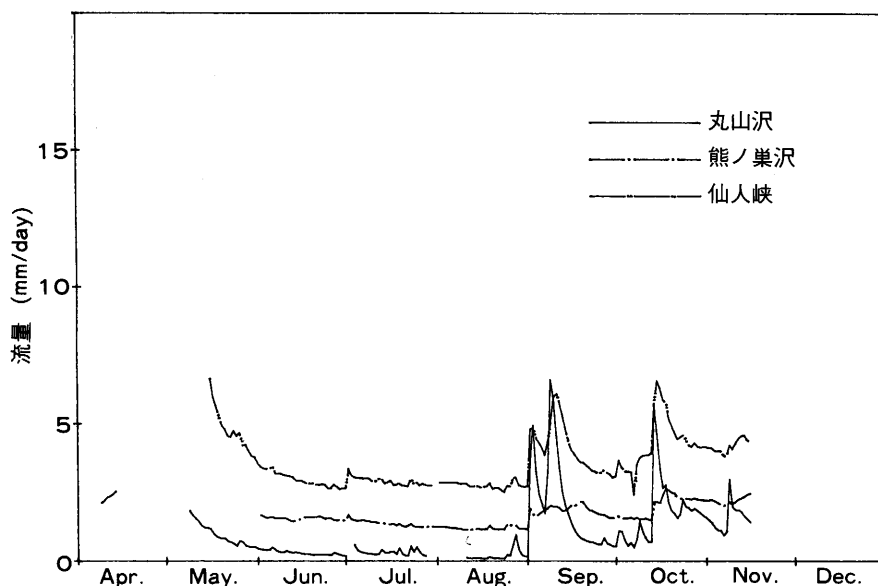


図 2-1 観測された日単位ハイドログラフ (1985 年)

Fig. 2-1. The observed daily hydrograph (1985).

出口の降水量に対する割増しを試みた。また夏期の降雨と冬期の降雪とで割増し率が異なると推測し、気温が氷点下とならない 6 月から 9 月までの夏期とそれ以外の冬期に分けて考察した。

(1) 夏期

夏の降雨については、1981 年から 1982 年にかけて C13 地点 (標高 740 m) と麓郷 (同 315 m) における、降雨を比較した結果、図 2-3 に示すとおり、標高差 425 m において 1.22 倍となったことから、次式によって求めた。

$$R = R_0 \cdot \left(\frac{0.22 \Delta H}{425} + 1 \right) \quad (15)$$

R : 地点降水量 R_0 : 観測降水量 ΔH : 標高差 [m]

(2) 冬期

冬期における降雪量の標高による格差は、後述する観測結果からみて夏期の降雨と比べるとかなり大きい。

冬期における標高別降水量を知る手がかりとして、1982 年から 1983 年にかけて大麓山で測定された積雪量を参考とした。ある程度の誤差を含むと思われるが、図 2-4(a) のグラフから次のような推測ができる。

11 月後半より一度降った雪は、低温状態が持続する 4 月前半まで、ほとんど融けることなく保存される (参考までに標高 260 m の東山作業所での根雪の開始日の平均は 12 月 1 日頃、終了の平均は 4 月 10 日頃である¹³⁾)。したがって、この期間のグラフの傾きを標高別割増し率と考えることができる。その後、気温がプラスに転じる時期になると、低地帯から融雪が始まるが、山上はまだ降雪状態にある。つまりグラフの傾斜はより急角度となる。さらに気温が上昇するにつれ

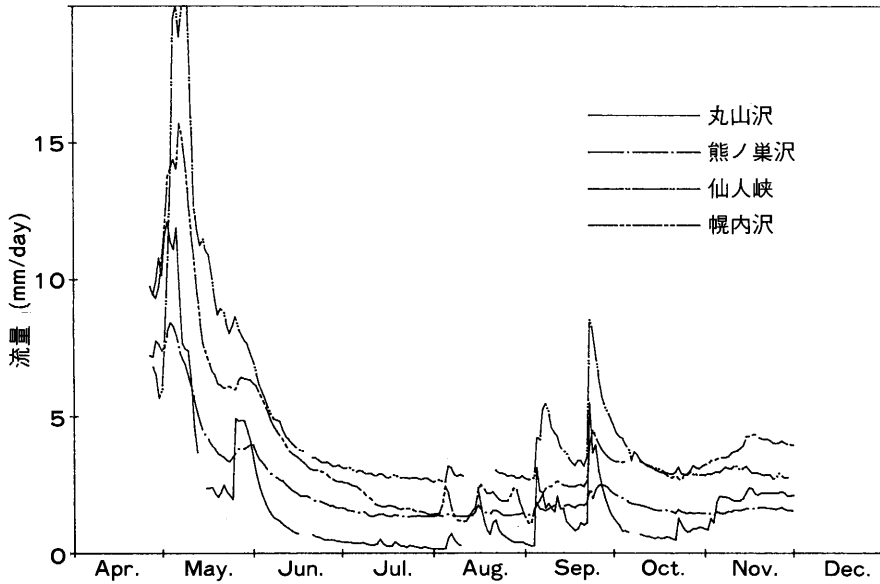


図 2-2 観測された日単位ハイドログラフ (1986 年)

Fig. 2-2. The observed daily hydrograph (1986).

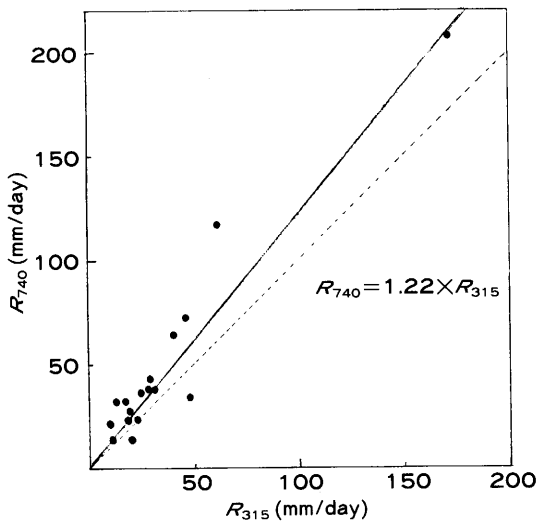


図 2-3 北海道演習林内 2 観測点間の降水量の対応関係

Fig. 2-3. The relationship between the daily precipitation observed two sites in the University Forest in Hokkaido.

R_{315} : 麓郷観測所における降水量

R_{740} : C13 地点における降水量

て、雪線は山頂に接近していく。すなわち、図 2-4(b) の曲線が推定でき、これは次式で表すことができる。

$$S_1 = S_0 + R_1 \cdot \{x \cdot \Delta H + 1\} \quad (16)$$

ここで、 S_1 : 積雪相当水量 [mm]

S_0 : 前日の積雪相当水量 [mm]

R_1 : 観測地点降水量 [mm]

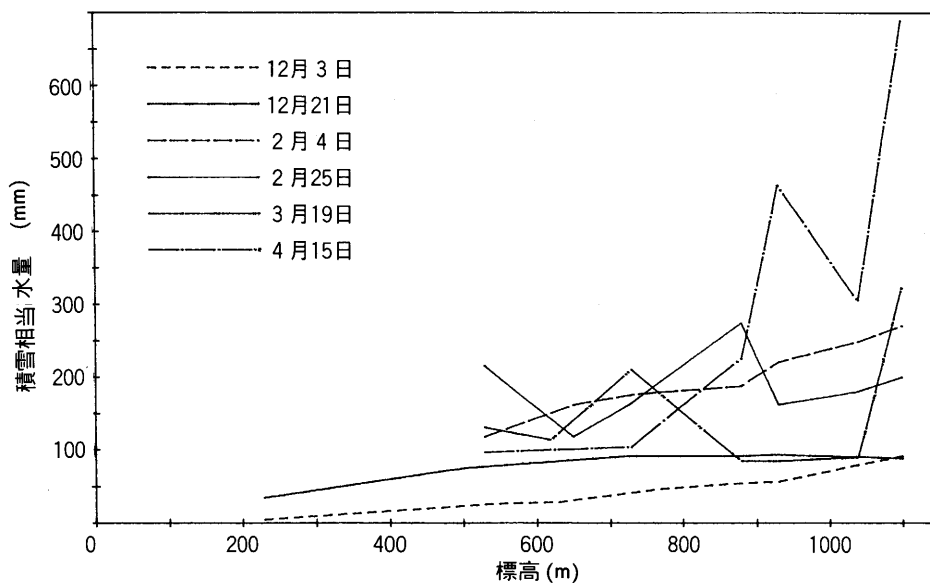


図 2-4(a) 積雪水量の標高別変化の年間における推移 (1982~1983 年)

Fig. 2-4(a). The trend of the observed snow-water equivalence with altitude in 1982 and 1983.

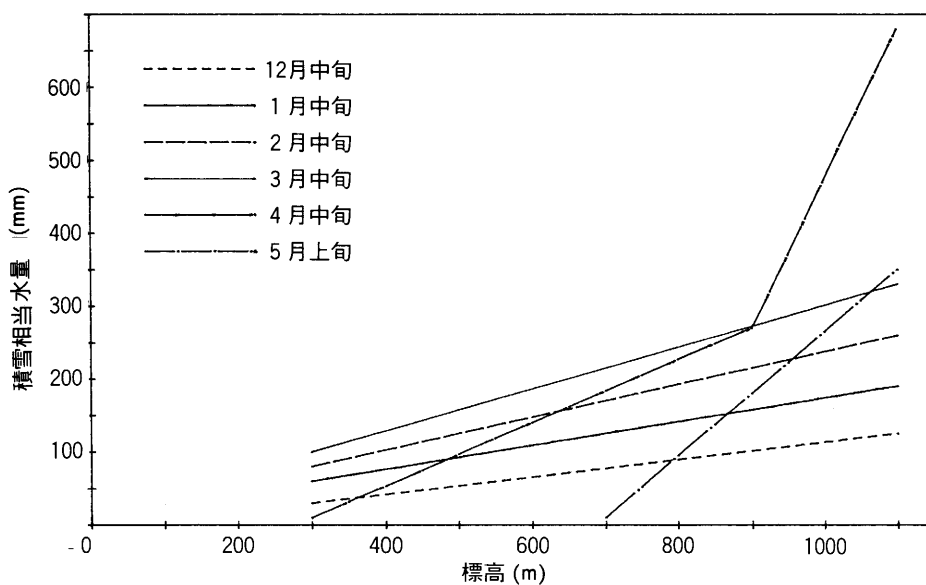


図 2-4(b) 積雪水量の標高別変化の年間における推移 (計算値)

Fig. 2-4(b). The trend of the calculated snow-water equivalence with altitude.

ΔH : 標高差 [m]

x : 割増し率

第3章 積雪量・融雪量計算式

1. 積雪相当水量

まず、融雪開始時点での、積雪量を求めなければならない。雪は、結晶自体が大きな間隙を持ち、圧力を受けると体積が減少するので、融雪量は、単純な積雪深では表すことができず、融けた時の水量（積雪相当水量）に変換して表す必要がある。積雪相当水量を導く方法としてはいくつかの式が提案されているが、融雪開始時までの降水量、気温、日射量の観測から推定する方法を提案した。林内に積雪のない前年10月当初からの麓郷における日降水量、日平均気温、全日日射量の観測値を用いた。次に述べる判定気温（後述の(28)式）がマイナスの場合には、日降水量は雪と判断し、積雪量に加え、融雪はなかったものとし、また判定気温がプラスの時は、降水はすべて雨として流出し、積雪も融雪式より計算される量が融解流出すると仮定した。

2. 融雪量計算式

既に提唱されている融雪量推定法は、小口による風の乱流交換を考慮した空気力学的方法¹⁰⁾、雪面における熱交換を考慮した熱収支法²⁾、その他、菅原の経験則¹⁵⁾によるものなどがある。小口の式は室内実験によるもので、自然流域では過大となること、風速が有力なパラメータとして取り入れられているが、風は微地形的影響を強く受け、その分布を推定することは当流域ではまだ困難であることなどが考えられる。また、熱収支法は物理学的な背景のもとに提案された式であり、多数の測定項目が必要である。今後、この方法を試みるにしても、今回の解析では測定項目の不足から熱収支法による測定はできなかった。さらに菅原の式は方法の簡便さで優れているものの、当試験流域に対して融雪開始時期に関して計算値が実測値と適合しなかった。そこで、気温と降水量という比較的簡単に取得できるデータをもとに計算できるという菅原の式の構造を基本にして、熱収支的な要素を取り入れ、実用性を考慮した融雪量計算式を誘導した。

式の誘導法は次の通りである。まず、熱収支にもとづく融雪式は次式で表される。

$$M_s = \frac{1}{\rho\omega L_f} \{(H_A + H_E - H_C) + H_R\} + \frac{H_r}{\rho\omega L_f} \quad (17)$$

ここで、 M_s ：融雪量

$\rho\omega$ ：水の密度

L_f ：氷の融解熱

H_A ：大気よりの顕熱流入量

H_E ：大気よりの潜熱流入量

H_C ：積雪内部への伝導熱

H_R ：正味放射量

H_r ：降雨よりの供給熱

このうち、積雪表面から深部への熱伝導 H_C は無視しうる。また、顕熱 H_A と潜熱 H_E を EAGLESON のモデル³⁾に基づいて次のように表す。

$$H_A = \gamma B U (t - t_s) \quad (18)$$

$$H_E = B U (h \cdot e - h_s \cdot e_s) \quad (19)$$

ここで、 r ：乾湿計定数

B : バルク拡散係数

U : 風速

t : 気温

t_s : 雪面温度

h : 空中湿度

h_s : 雪面湿度

e : 大気の飽和蒸気圧

e_s : 雪面の飽和蒸気圧

温度 t における飽和水蒸気圧 $e(t)$ は土屋喬の式⁸⁾で示される。

$$e(t) = a' \cdot \exp\left(-\frac{c't}{b' + t}\right) \quad (20)$$

ここで a', b', c' は定数である。また、 $b' \gg t, b' \gg c'$ であるから次の近似がなりたつ。

$$e(t) \approx \frac{a'c'}{b'} t \quad (21)$$

これを (19) に代入して

$$H_E = (a'c'/b')BU(h \cdot t - h_s \cdot t_s) \quad (22)$$

前述の通り H_c は無視しうるし、融雪時においては $t_s \approx 0$ とおけるので

$$\begin{aligned} H_A + H_E - H_c &\approx \gamma BU t + (a'c'/b')hBU t \\ &= (\gamma + (a'c'/b')h)BU t \\ &= kt \end{aligned} \quad (23)$$

ここで、 $k(= (\gamma + (a'c'/b')h)BU)$ は定数である。また、

$$H_R = H \downarrow + H \uparrow \quad (24)$$

であるから、

$$M_s \equiv a''(kt + H \downarrow - H \uparrow) + \frac{Pt}{80} \quad (25)$$

ただし、 $H \downarrow$: 大気を通して雪面に与えられた熱量

$H \uparrow$: 雪面から大気中に放出される熱量

a'' : 経験的に与える定数

現階段では、 $H \downarrow$ および $H \uparrow$ を現地計測することはできないので、それに代わるものとして気象台のデータからの使用を考えた。

式 (25) は、下記の解釈により次式のようにも書ける。

$$M_s = a \{t + b \cdot S - c \cdot (273 + t)^4\} + \frac{P \cdot t}{80} \quad (26)$$

ここで、 M_s : 融雪量 [mm/day]

t : 日平均気温 [°C]

S : 全天日射量 [MJ/m²]

P : 日降水量 [mm/day]

a, b, c : 経験的に与える定数

式 (25) から式 (26) への移行段階では、 $H \downarrow$ を地表に到達した太陽放射から与えられるものと

して、地方气象台で計測されている全天日射量を用いた。一方 $H\uparrow$ は、地表面からの放射エネルギーと考え、ブラント型の式⁷⁾にしたがうとし、雪面のその近傍の大気からの長波放射とみて気温 t の関数とした。ただし同法則にしたがう大気から地表への長波放射は、負の成分として $H\uparrow$ 中にまとめることにする。

この式は熱収支式から誘導された式であるが、 b と c を考慮しなければ菅原の融雪量計算式¹⁵⁾,

$$M_s = at + P \cdot t / 80 \quad (27)$$

に一致する。

また、降水量の区別、および融雪状況発生の有無の判断のために、判定気温 t_j を次のように定義した。

$$t_j = t + b \cdot S - c \cdot (273 + t)^4 \quad (28)$$

判定気温 t_j がマイナスの時は、降水は雪として前日までの積雪量に加え、融雪はなく、プラスの時は、降水は雨とし、融雪量計算式から融雪量を求め積雪相当水量から引く。

参考までに、小口の式¹⁰⁾は次のように示される。

$$M_s = (0.080 + 0.32\sqrt{U})t \quad (29)$$

第4章 長期流出解析

1. 流出モデル

この章では流出モデルを使用して、降水・気温・日射を入力として、実測値に近いハイドログラフを求めている。

長期流出の解析の対象として日単位のハイドログラフを取り扱う。図 2-1, 2-2 に示された実測のハイドログラフから明らかなように道央部では融雪水が年間の流出に占める比率は大きく、積雪融雪のモデルの持つ比重は大きく、十分な吟味が必要である。

1.1 モデルの選択

タンクモデルは物理的な根拠のもとではパラメータを決定できない構造で、いわゆるブラック・ボックス的な色彩の濃いモデルとされ、しかも、パラメータの多いことは難点であるが、構造の明快な点、使いやすさに優れている点から広く普及している。

長期流出モデルとしては、日単位降雨・流量資料に対して高い適合度を示し、構造の簡単なタンクモデル¹⁵⁾を採用することとした。融雪のモデルを前章で提案したが、両者は容易に結合する。

1.2 パラメータの決定

タンクモデルのパラメータは、流域の地形、地質、植生等様々の要因に支配され、流域間で異なる。いい換えれば、パラメータに流域特性が集約されている。各流域ごとパラメータは、融雪の影響の及ばばなくなった 1986 年の 6 月以降を基準として試行錯誤により決定した。求められたパラメータを図 4-1 に、実測値と計算値の適合の様子を図 4-2～図 4-5 に示す。

比較のために図 4-1 には、東京大学愛知演習林白坂流域のパラメータも同時に記載する。図 4-6 には白坂でのキャリブレーションの様子を示す。

2. タンクモデルへの入力としての融雪量計算式

積雪層が新雪状態に近い初冬期と、ざらめ化したあとの春先とでは、融雪水が地表面に達する

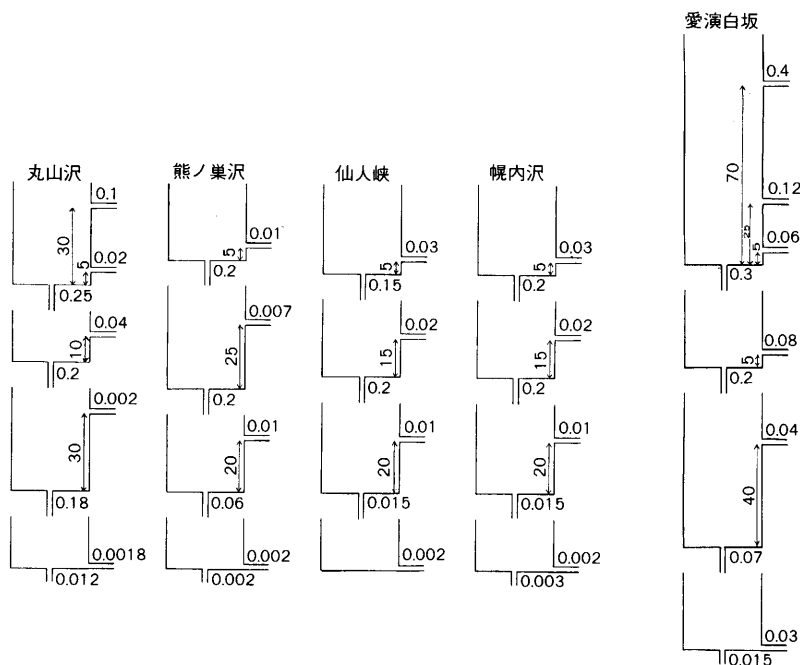


図 4-1 タンクモデルの最適パラメータ

Fig. 4-1. The optimum parameter in tanks model.

までの流下時間に関きがある。

本解析では、融雪水の積雪層流下に要する時間的遅れの違いは、考慮しないことにして、融雪量を降雨の場合と同様にタンク 1 段目に一緒に与えた。

3. 長期流出シミュレーション

以上の方法により、2 年間連続した資料に対して長期流出のシミュレーションを試みた。本研究で新しく提案した融雪量計算式について以下に吟味する。

3.1 既存の融雪量計算式の検討

(1) 小口の式

小口の式 (29) に、麓郷における平均風速 [m/s]、平均気温 [°C] から日融雪量を求め、雨による融雪を別に考慮し、丸山沢における長期流出のシミュレーションを行った結果を、図 4-7 に示す。融雪ピークは、実測値より約半月早く、融雪は一気に発生する。この理由は、平坦な雪面を対象とした室内実験式を複雑な自然流域に適用したため、複雑な地形要素や森林による微気象変化が表現できなかったためと思われる。

(2) 菅原の式

次に、菅原の式 (27) についてシミュレーションを行った。麓郷における平均気温、日降水量を与え、丸山沢に適用したものが、図 4-8 である。式 (27) は、気温と降水量という比較的簡単なデータから、融雪量の計算ができるというメリットはあるが、計算値は実測値に比べ、融雪ピークが 10 日ほど早まっており、しかも、ある一時期に集中している。実際には、気温がプラスに転

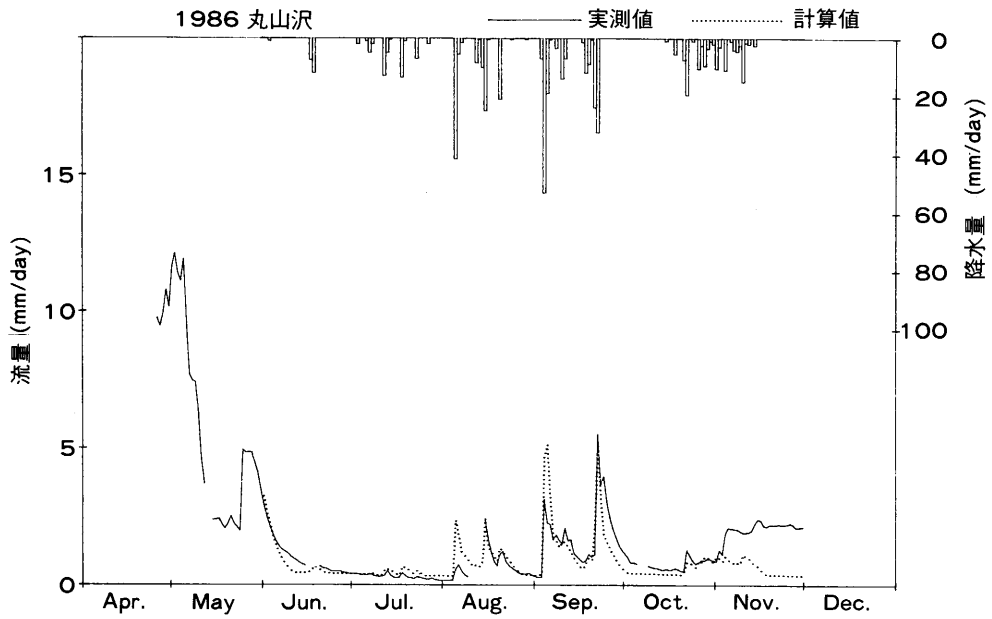


図 4-2 タンクモデルによるキャリブレーション (丸山沢)
Fig. 4-2. Calibration by tanks model (Maruyamazawa).

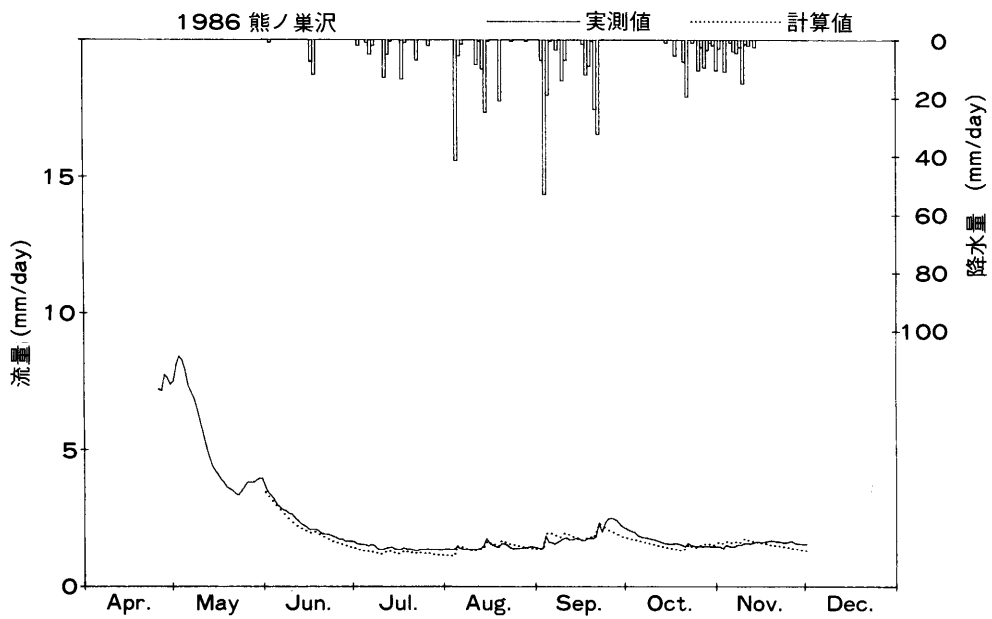


図 4-3 タンクモデルによるキャリブレーション (熊ノ巣沢)
Fig. 4-3. Calibration by tanks model (Kumanosuzawa).

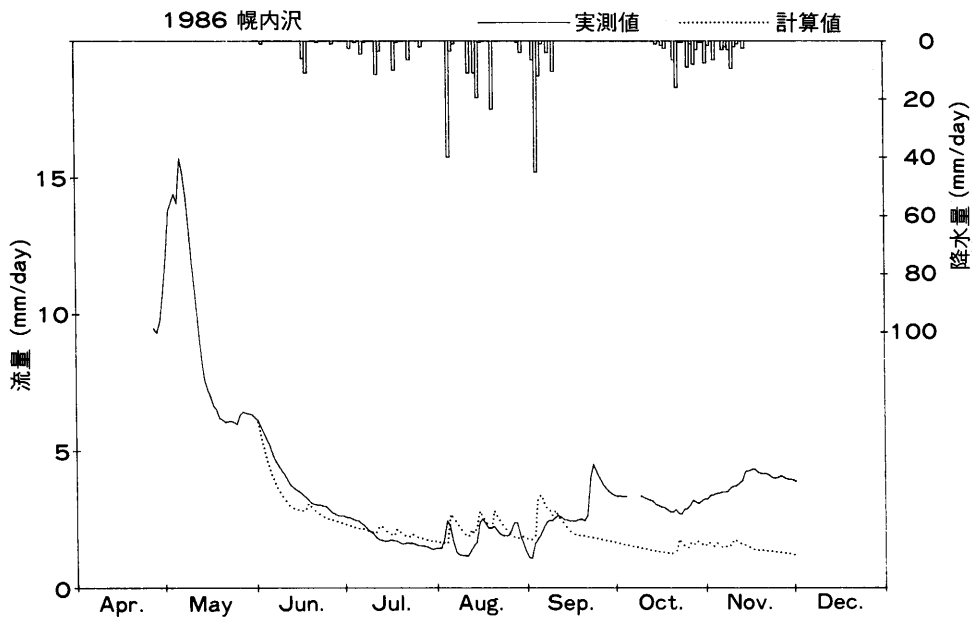


図 4-4 タンクモデルによるキャリブレーション (幌内沢)

Fig. 4-4. Calibration by tanks model (Horonaizawa).

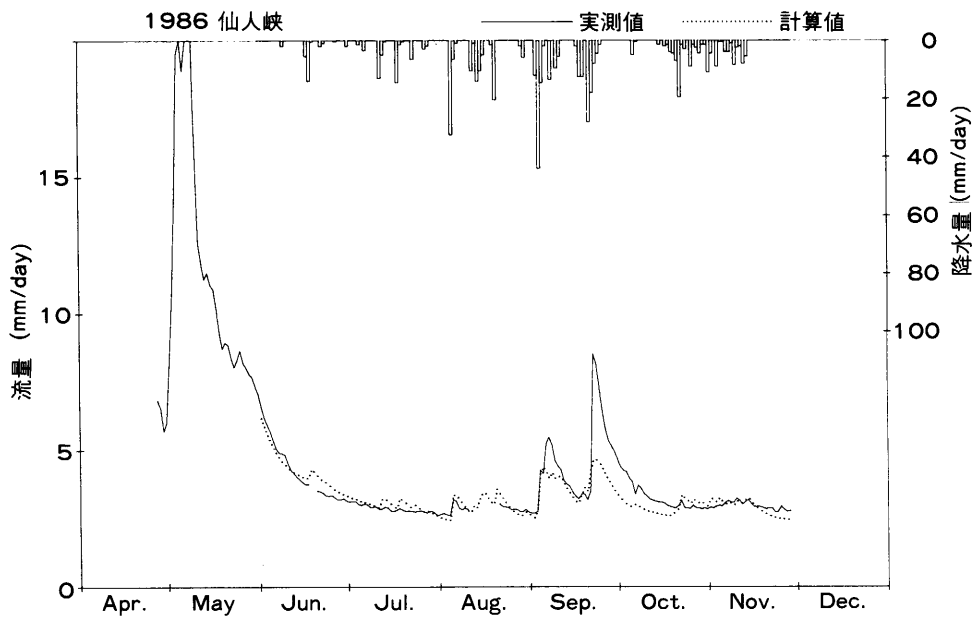


図 4-5 タンクモデルによるキャリブレーション (仙人峡)

Fig. 4-5. Calibration by tanks model (Sen ninkyo).

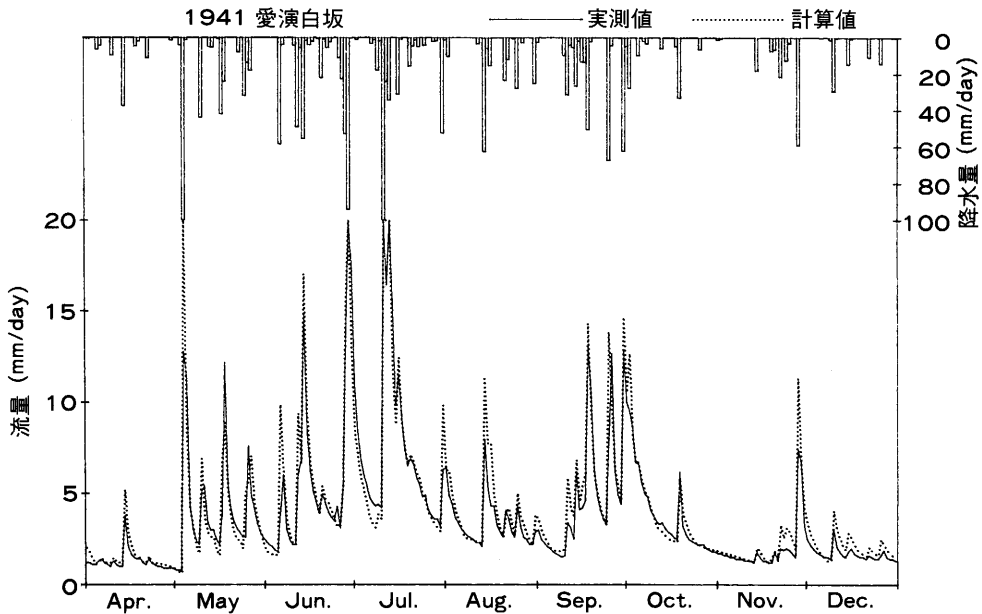


図 4-6 タンクモデルによるキャリブレーション (白坂)

Fig. 4-6. Calibration by tanks model (Shirasaka).

じた直後も融雪は急には発生せず、ゆっくりと“細く長く”解ける。

3.2 新しい融雪量計算式

新しく導入した式 (26) に旭川地方気象台における全天日射量、麓郷観測所における平均気温および日降水量を与え、日融雪量を次のように計算した。全天日射量のうち主要な部分は太陽からその地点へ方向を持つベクトルである直達日射と見なして試験流域の斜面を分割し、水平面での観測値を補正して、斜面に対する法線方向の成分を求めた。変換は岡上¹¹⁾の式による。表 4-1, 4-2 にそれぞれ 4 月 15 日、5 月 15 日での各標高帯別の日照比 (旭川地方気象台での観測値に対して特定の斜面が受ける値の比) を示した。式 (26) 中の S には旭川地方気象台での観測値にここで求めた日照比をかけてその地点の全天日射量とした。

3.2.1 パラメータ決定の順序

キャリブレーションは、次の三段階に分けて計算した。

① 夏期のデータによるタンクモデルのパラメータのキャリブレーション

これは積雪・融雪の計算を要しない 1986 年夏期のデータに対するキャリブレーションにより求める。

② 冬の降水量割増し率 ($=x$) の決定

前山林道での標高別積雪水量の実測値 (1983 年 2 月 4 日) とのキャリブレーションによって求める。図 4-9 にキャリブレーションの様子を示す。

③ 融雪量計算のパラメータ, a, b, c の決定

実測ハイドログラフとの照合により求める。ただし、流域によらず a, b, c には同じ値を与える。

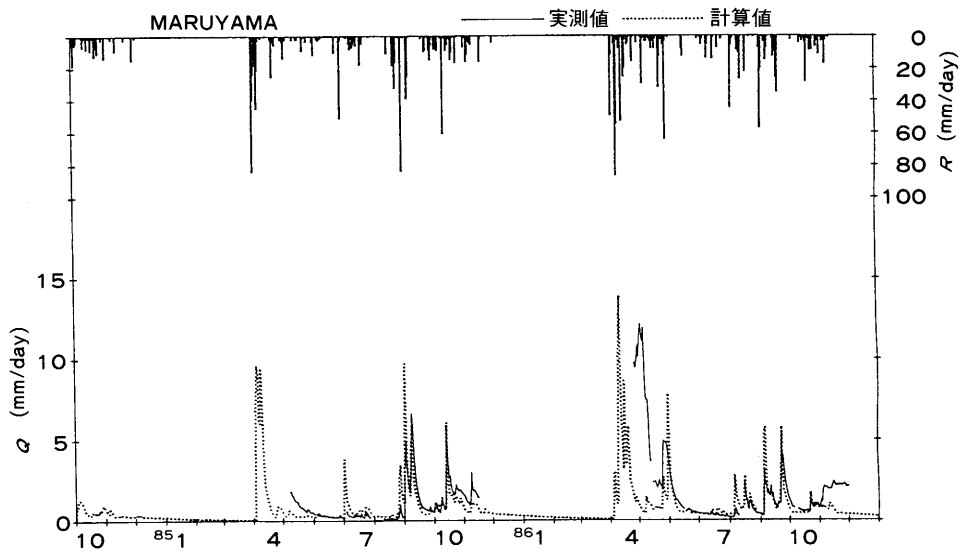


図 4-7 小口式によるシミュレーション

Fig. 4-7. Simulation by Oguchi formula.

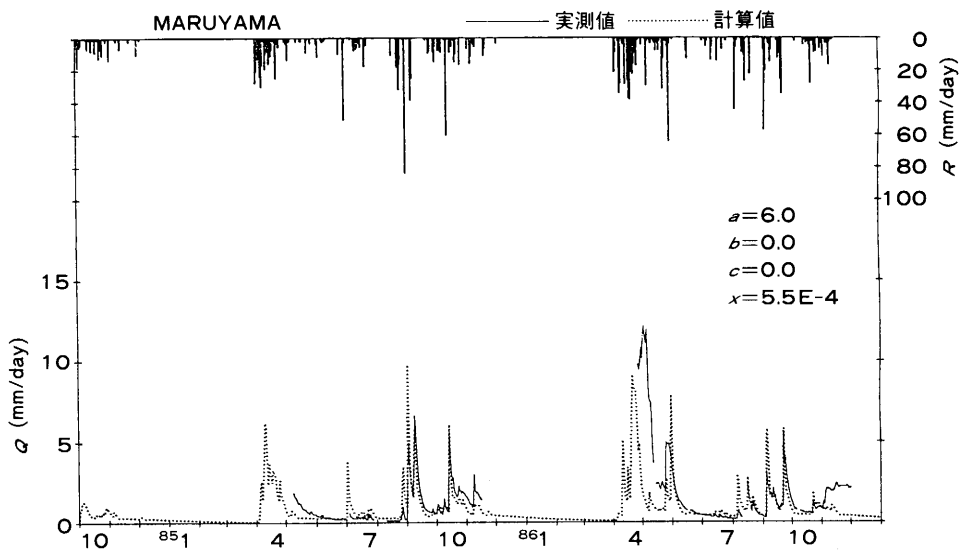


図 4-8 菅原式によるシミュレーション

Fig. 4-8. Simulation by Sugawara formula.

3.2.2 キャリブレーションの結果

以上の方法によって以下のパラメータを決定した。

$$a = 5.0$$

$$b = 4.5E-1$$

$$c = 1.4E-9$$

表 4-1 斜面の方位・傾斜に応じた日射量の補正比 (1)

Table 4-1. correction factor of insolation corresponding to the slope direction and inclination (1)
1986 年 4 月 15 日

標高範囲 (m)~(m)	丸 山 沢		熊ノ巣沢		仙 人 峽		幌 内 沢	
	日照比 (%)	面積 (ha)	日照比 (%)	面積 (ha)	日照比 (%)	面積 (ha)	日照比 (%)	面積 (ha)
~400			97.7	4.90				
400~450	102.2	5.43	97.7	42.22			85.8	10.12
450~500	95.7	31.05	94.7	50.18	94.0	10.46	88.0	26.54
500~550	100.6	43.68	95.5	48.34	87.9	29.39	86.9	43.99
550~600	102.5	48.81	93.1	44.67	83.1	39.28	92.0	78.59
600~650	103.2	47.56	87.9	14.59	82.6	39.28	97.5	151.61
650~700	101.8	33.20	89.1	8.41	88.5	62.65	97.9	136.37
700~750	90.2	6.94	84.6	2.69	94.2	143.35	98.0	84.52
750~800	98.9	3.15			97.7	177.32	101.9	31.32
800~850	92.1	0.18			95.3	62.44	105.0	19.94
850~900					103.2	13.07		
900~					99.7	4.76		

注) 日照比は旭川地方気象台 (=平地) を 100 としたもの

表 4-2 斜面の方位・傾斜に応じた日射量の補正比 (2)

Table 4-2. Correction factor of insolation corresponding to the slope direction and inclination (2)
1986 年 5 月 15 日

標高範囲 (m)~(m)	丸 山 沢		熊ノ巣沢		仙 人 峽		幌 内 沢	
	日照比 (%)	面積 (ha)	日照比 (%)	面積 (ha)	日照比 (%)	面積 (ha)	日照比 (%)	面積 (ha)
~400			97.7	4.90				
400~450	93.2	5.43	94.6	42.22			87.8	10.12
450~500	93.9	31.05	94.2	50.18	91.6	10.46	87.2	26.54
500~550	97.9	43.68	94.0	48.34	89.6	29.39	87.0	43.99
550~600	99.5	48.81	94.9	44.67	89.0	39.28	92.6	78.59
600~650	99.5	47.56	90.5	14.59	81.8	39.28	97.1	151.61
650~700	98.9	33.20	89.9	8.41	89.6	62.65	97.3	136.37
700~750	95.1	6.94	89.2	2.69	95.1	143.35	97.5	84.52
750~800	98.1	3.15			98.4	177.32	97.0	31.32
800~850	97.1	0.18			96.3	62.44	98.0	19.94
850~900					96.5	13.07		
900~					97.9	4.76		

注) 日照比は旭川地方気象台 (=平地) を 100 としたもの

$$x = 7.8E-4$$

キャリブレーションの様子は図 4-10, 11, 12, 13 にしめす。ただし, パラメータは流域の如何に関わらず一定である。

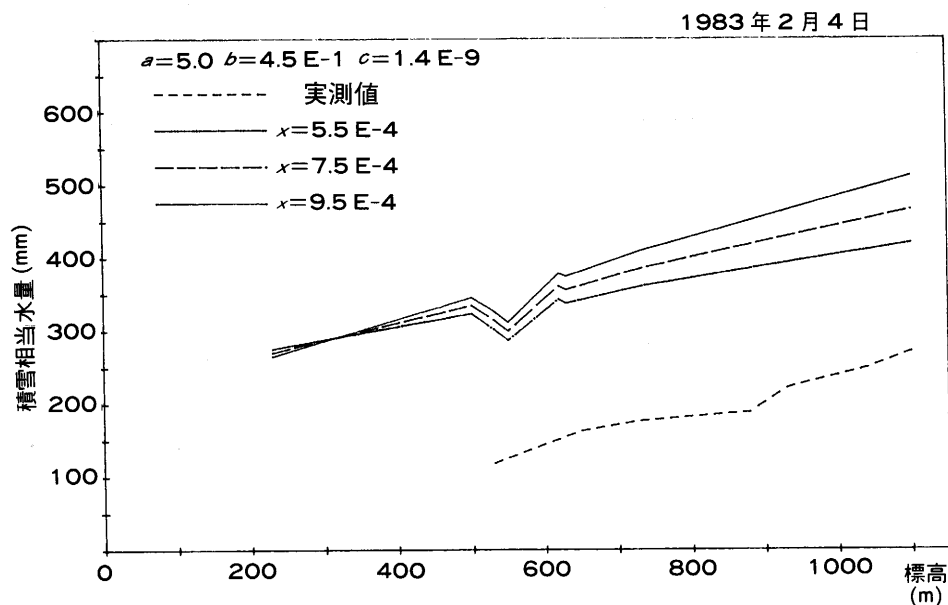


図4-9 標高別積雪水量のキャリブレーション (標高に伴う増加率を評価)

Fig. 4-9. Calibration of snow-water equivalence with altitude (on the inclination).

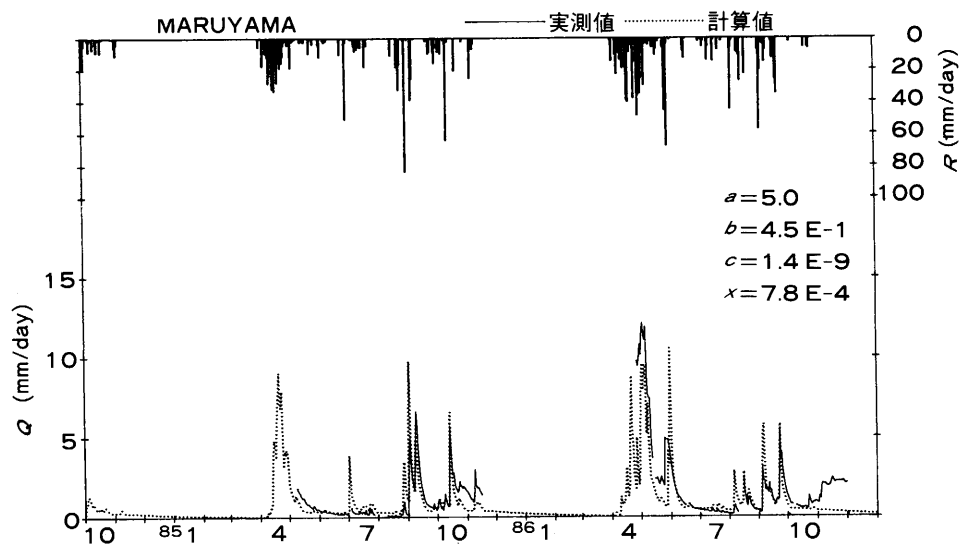


図4-10 丸山沢の長期流出シミュレーション

Fig. 4-10. Runoff simulation at Maruyamazawa.

4. キャリブレーション結果に関する考察

4.1 融雪量

融雪期では、融雪ピーク発生時期および増水期間は一致しているにもかかわらず、計算総流量が実測総流量を下回る結果となった。この理由としては、冬期の降水量はすべて麓郷観測所の

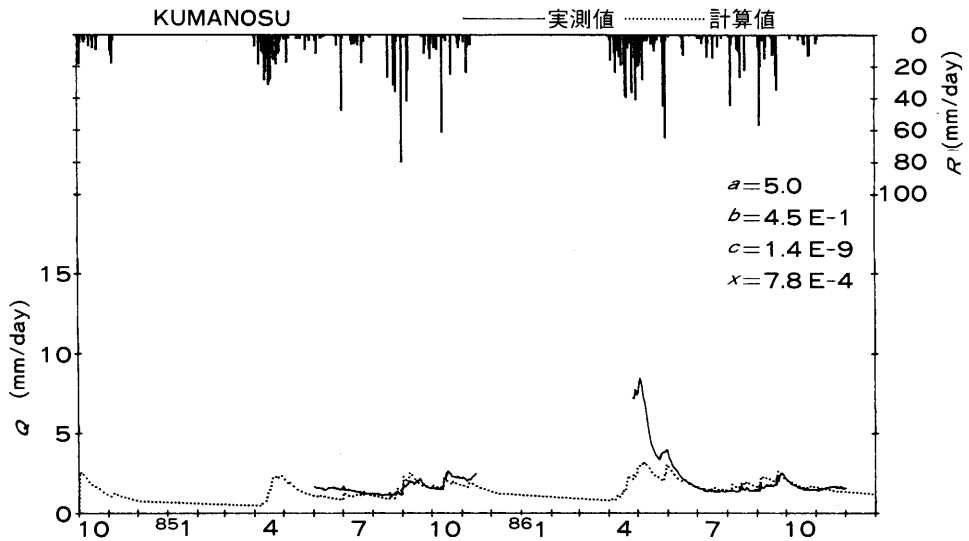


図 4-11 熊ノ巣沢の長期流出シミュレーション

Fig. 4-11. Runoff simulation at kumanosuzawa.

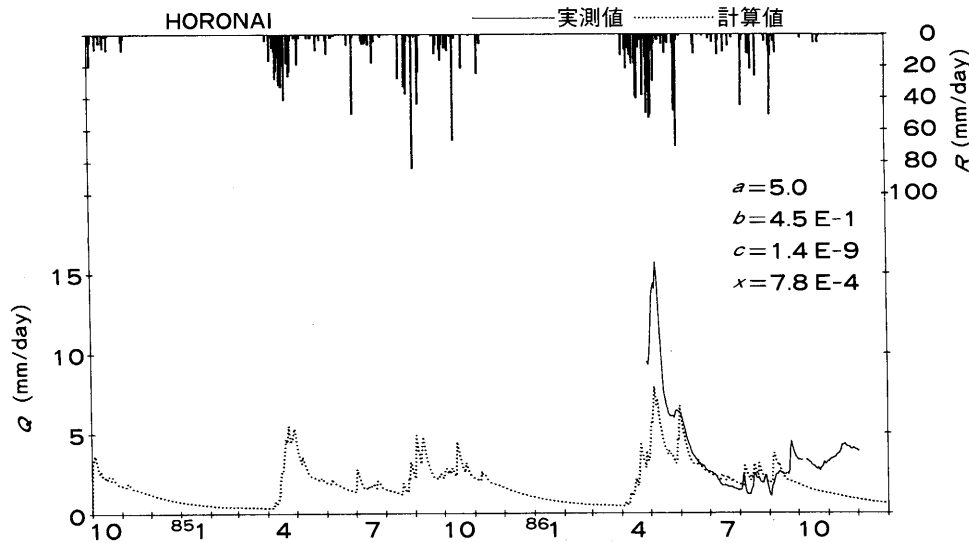


図 4-12 幌内沢の長期流出シミュレーション

Fig. 4-12. Runoff simulation at Horonaizawa.

データを用いたが、平地と山地の降雪量の差は、ここで考慮した標高別の降水割増しでは説明し得ない現象であり、今後に残された課題となった。

4.2 新しい融雪モデルの適合度

本解析において新しく提唱した式 (26) は、入手しやすい気象データのみを用いているので、適用範囲が広い。さらに、熱収支を考慮したことによって長期シミュレーションの適合度も良好で

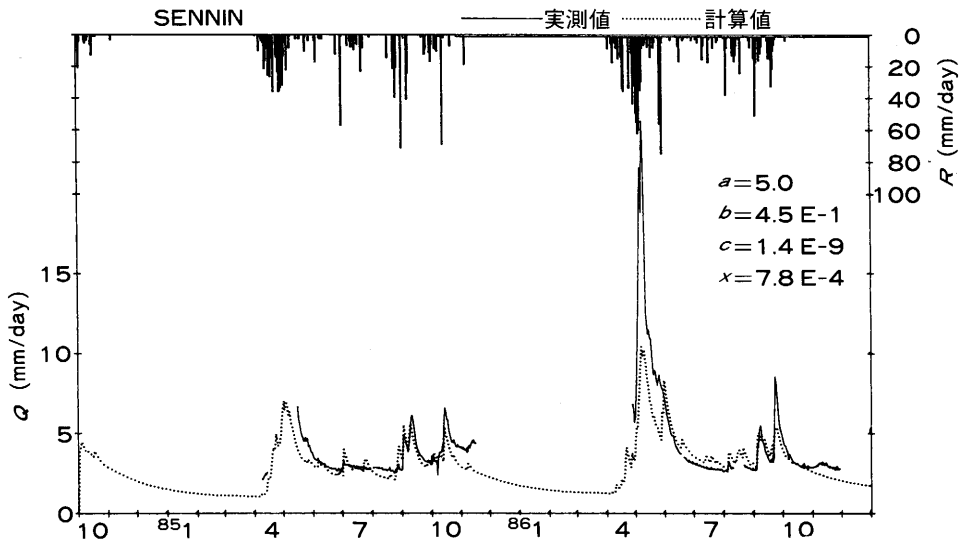


図 4-13 仙人峡の長期流出シミュレーション

Fig. 4-13. Runoff simulation at Senninkyo.

あり、融雪のピークの発生時をほぼ正確に再現している。

第5章 北海道演習林試験流域の流出特性に関する考察

1. 各流域の特性

北海道演習林において、1981年8月の台風15号により大面積に及ぶ多量の風倒木被害が発生した。今回対象とした4流域は、被害後の流量および流出土砂量の変動を、永続的に解析する目的から、あらかじめ比較対照が行い易いよう設定されている。流域面積は丸山沢と熊ノ巣沢が約2.2 km²であるのに対し、仙人峡と幌内沢は約5.8 km²である。被害面積率の大きい流域としては丸山沢と幌内沢があげられ、熊ノ巣沢と仙人峡の被害面積率は相対的に少ない。また、地質は丸山沢が十勝熔結凝灰岩と緑色岩がほぼ半々に分布するのに対し、他の3流域は十勝熔結凝灰岩が卓越する。降水量に関しては、各流域が近接していることから一連続降雨に対しては大差ないと考えられ、4つの試験流域の実測流量のハイドログラフは同一降雨に対する応答として比較することも可能であろう。

(1) 融雪時ピーク流量発生日

各流域の融雪時期におけるピーク流量発生日を1986年のデータをもとに比較すると、丸山沢5月2日、熊ノ巣沢5月3日、幌内沢5月6日、仙人峡5月7日の順になる。融雪量の大小に関わる各流域の要因のうち、単純に標高だけを比較してみる。標高50 mごとの区分の結果、最大面積を示した区間は、熊ノ巣沢450 m～500 m、丸山沢550 m～600 m、幌内沢600 m～650 m、仙人峡750 m～800 mであった。丸山沢と熊ノ巣沢は、面積もほぼ等しく流域の形状も似ているにもかかわらず、標高の高い丸山沢の方がピークの出現が早かった。

この原因としては、斜面方位や森林うっ閉度からくる日照量の違いのほか、風倒木被害率等の地表状況および地質の違いによるピーク到達時間の遅延も考えられる。前述の積雪・融雪モデル

によっても融雪のピーク時が再現できたことを考慮すると、流域間でのピーク時の遅延は標高分布と斜面の傾斜や方位によっても十分に説明しうるようであり、森林の面積率という要素がこれにどう関わるかは今後の課題である。

(2) 平常時流量

平常時流量は、6月以前と10月以降については積雪および融雪の影響を受け、過大であるか過小となるので考察の対象から除外する。7月～9月にかけての3ヶ月における平常時流量は、丸山沢 0.2 mm/day, 熊ノ巣沢 1.2 mm/day, 幌内沢 1.5 mm/day, 仙人峡 2.7 mm/day となる。日本における平均的な平常時流量が 1 mm/day 程度であることを考えると、丸山沢は過小、仙人峡は過大な流量を示す。

以上(1), (2)を踏まえて各流域間比較に移る。

第4章で各流域に対応させたタンクモデルのパラメータを表示したが、これによって4流域が2つのグループに分かれることがわかる。丸山沢が1段目に2つの側孔を持つ長期流出に用いられる一般的なモデル型を示す一方、熊ノ巣沢、仙人峡、幌内沢の3流域は1段目の側孔は1つで十分間に合いかつその係数も小さい。とりわけ仙人峡と幌内沢は4段目の浸透孔の有無が異なるのみでほとんど同一モデルと考えてもよい。したがって後者グループは、降雨に対する反応が鈍く直接流出成分の割合がきわめて低いという特徴を持つ。流域に与えられた降雨及び融雪水の大部分は、地下に浸透し貯留された後、徐々に基底流出として放出される。このことは、現地踏査においてこれらの3流域の各所に湧水点が見られたことから裏付けられる。熊ノ巣沢、仙人峡、幌内沢はその90%以上が、孔隙に富む固結度の低い十勝熔結凝灰岩に覆われている。このように2つのタイプに分けられる最大の要因は、各流域を支配する地質に負うところが大きいと考えられる。

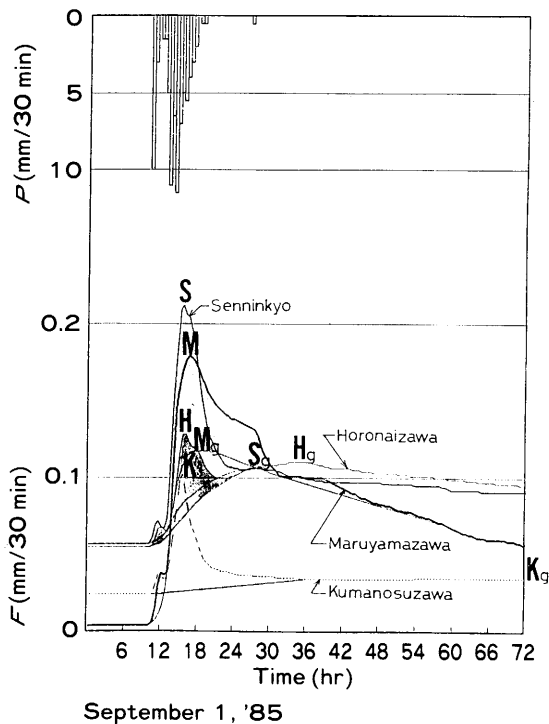
また、仙人峡と幌内沢をみると平常時流量が異なるが、ハイドログラフの形状はよく似ているという結果が得られた。2流域が境を接し、流路網の配置と風害面積率を異にする以外はほぼ他の諸条件の一致をみることから考えて、被害率が少なく平常時流量の多い仙人峡は地下水貯留容量が大きいと推定される。あるいは、地下水分水界が地形上の分水界を越えて広がっているとも考えられる。

長期流出の流域間比較から次のような結論に達する。丸山沢は降雨に対し比較的敏感に反応する。また斜面の中復に観測点があるため、流出の一部が地下深部へかん養され、そのまま流域外に出ているとみられる。熊ノ巣沢は4流域中最も流量変動が少ないという特性を持つ。その理由として、ここは風害面積率が最少で、孔隙に富む十勝熔結凝灰岩が流域の大部分を覆い、浸透能も高く、地下水貯留容量が大きく直接流出成分がきわめて少ないことが考えられる。

2. 短期流出特性

参考までに、前節で得られた長期流出特性に関する知見を補う意味で非積雪期における短期流出の観測結果を紹介し、その流出特性に言及し、当試験流域の流域特性を考察してみる。

図5-1(a), (b)には30分単位で流量レートをプロットした短期流出ハイドログラフを示す。降雨ハイトグラフは4流域で類似しているので熊の巣沢流域での観測値を図中に示した。例えば、1986年の仙人峡流域のハイドログラフをみると、2つの極大点があることに気がつく。時間的に早い極大点は直接流出のピークであり、遅い極大点は基底流出のピークである。フリーハン



September 1, '85

図5-1(a) 高水例の流域間比較 (1)

Fig. 5-1(a). Comparison between high waters obtained in each experimental basin (1).

ドにより、基底流出の上昇部分を推測し直接流出成分を分離したのが図中のハッチを施した部分である。このように仙人峡・幌内沢・熊ノ巣沢では2つの極大点分離して出現する珍しい形状を持ったハイドログラフが得られる。一方、丸山沢は地下水のピークの時刻と直接流出のピークの時刻がほぼ一致し、一般的なハイドログラフの形状を示している。

図から明らかなように短期流出に関しては丸山沢を除いた3流域の特徴として、地下水のピーク発生が直接流出のピーク発生より10 hr~100 hr遅れて生じること、ハイドログラフ中に占める地下水成分が相対的に多いこと、一方、2つのハイドログラフに対応した直接流出はADTモデル¹⁴⁾による試算では愛知演習林白坂流域では2.5 mm ('85年), 5.4 mm ('86年)であることを考慮すると、ハイドログラフに占める直接流出成分の割合が極めて少ない(表5-1参照)ことを挙げることが出来る。このような流出特性は流域の浸透能が大きく、地中

に大きな貯留空間が存在することを示唆している。このことは天然林施業によって保存された厚い土壌層や孔隙に富んだ熔結凝灰岩の広い分布に帰着しうる。

次に、直接流出と基底流出のピークの出現が熊ノ巣沢・幌内沢・仙人峡では時間的に大きく分離して発生すること、両者の時間間隔は、仙人峡・幌内沢・熊ノ巣沢の順に隔たりが大きくなり、それに対応して基底流出のピーク流量レートも概してこの順に低くなっている。基底流出のピークの出現が遅いほど地下水の貯留容量が大きいことを意味し、浸透能が低下しなければ雨水はこの地下水貯留機構に流入して、その結果流出が平準化されてしまう。熊ノ巣沢で強い流出の平準化がみられるのはこのような観点から説明し得る。もちろん、熊ノ巣沢では良好な森林が多く残されたことも一因であろうが、森林面積率では仙人峡と熊ノ巣沢に大差はないにもかかわらず、熊ノ巣沢の流出の平準化が著しいのは地質に起因する地下の構造に特殊な条件が備わっているためであると考えて良いであろう。丸山沢は森林面積率が少ないためか直接流出は他の2~3倍あるが、愛知演習林白坂(林相は良好で、風化された花崗岩地域)に比べれば比較的少なく、むしろ風害による流出の変化はさほど顕著なものではなかったと推定される。

む す び

本研究では、簡単な気象データのみによって算出の可能な積雪・融雪量計算式の誘導を行い、

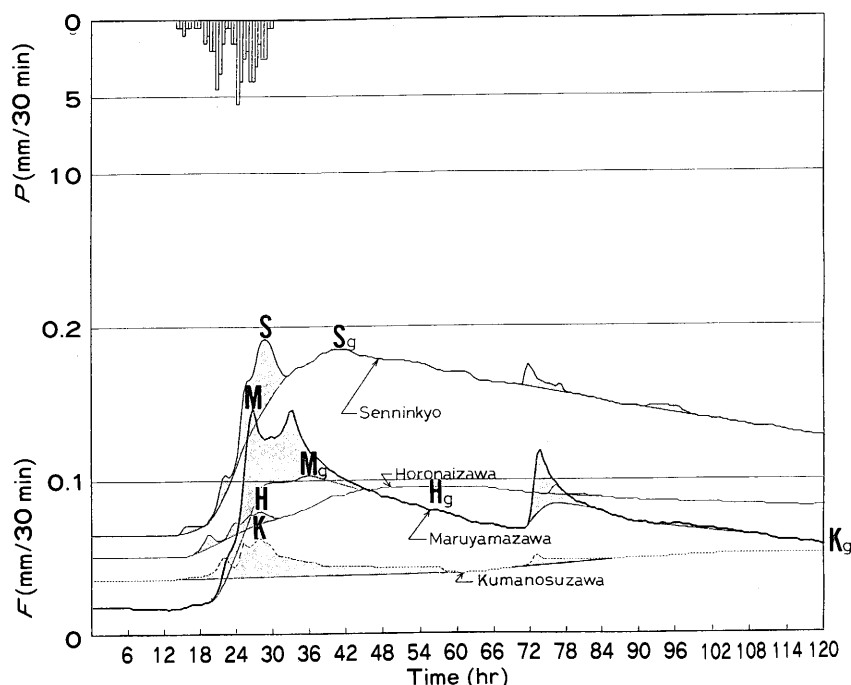


図 5-1(b) 高水例の流域間比較 (2)

Fig. 5-1(b). Comparison between high waters obtained in each experimental basin (2).

北海道演習林 4 試験流域の日単位ハイドログラフの再現に 응용して実測値を近似できる良好な結果を得た。現段階では、冬期の水文観測や降雨の面的分布の観測という資料の収集について改善すべき点があり、また、例えば積雪層内内部における融雪の貯留機構といったモデル化での改良の余地も多い。また、風害によって生じた地表状況の違いの流出への影響などは資料不足のため十分な解析にはいたらなかったものの、量水試験による実測の水文資料に検討が加えられ、一応、各流域の流出特性が明確にされ、本州で広く分布する風化花崗岩地帯の流出との比較から北海道中央部での特性も明らかにされた。新しい熔結凝灰岩が厚く分布する地域では表面流出のウェイトは低く地下水が卓越すること地形的な分水界以外にも地下水分水界に対する検討も要することなど今後に残された課題は多い。1987 年より本沢試験流域が新設され測定を開始し、北海道演習林における水文観測は次の段階に達した。今後資料収集が進められ解析されるにつれ、さらに興味ある結果が得られるものと期待される。

要 旨

東京大学北海道演習林では、1981 年の台風を契機に、立木の被害面積率を異にする 4 試験流域が開設され、冬期間 (12 月～3 月) を除いて降水量・流量の観測が行われている。本研究では 1985 年、1986 年の 2 年分の水文資料を対象に流出解析を行った結果を報告する。日単位流出解析では、熱収支に基づく理論より積雪・融雪過程のモデル化を行い、日降水量・日平均気温・全天日射量という、気象台からの入手の容易な気象要素を用いた簡単な融雪量式を提案した。この

表 5-1 短期流出特性の流域間比較

Table 5-1. Comparison among the short period runoff characteristics of each experimental basin

高水流出起日 総降雨量	September 1, '85 76.0 mm			
流域名	丸 山 沢	熊ノ巣沢	幌 内 沢	仙 人 峽
直接流出量 (mm)	1.39	0.74	0.48	0.60
ピーク出現間隔 (hr)	2	120	19	13
P (mm/30 min)	0.179	0.102	0.128	0.212
P_g (mm/30 min)	0.115	0.038	0.110	0.106
P_s (mm/30 min)	0.065	0.074	0.058	0.112

高水流出起日 総降雨量	September 20, '86 56.5 mm			
流域名	丸 山 沢	熊ノ巣沢	幌 内 沢	仙 人 峽
直接流出量 (mm)	1.09	0.78	0.14	0.66
ピーク出現間隔 (hr)	3	100	29	12
P (mm/30 min)	0.146	0.063	0.080	0.192
P_g (mm/30 min)	0.103	0.052	0.095	0.185
P_s (mm/30 min)	0.100	0.016	0.009	0.035

注) P : 直接流出のピーク発生時のピーク流量レート P_g : 基底流出のピーク流量レート P_s : 直接流出のピーク流量レート

式と、菅原のタンクモデルと組み合わせて日単位ハイドログラフを求めると、融雪のピークの発生時をよく再現することができた。また、短期流出では2つの高水例が紹介され、直接流出と地下水流出のピークが分離して発生するという珍しい形状を持つことが認められた。これは熔結凝灰岩という地質のもつ特異性によるものと判断された。さらに本州の風化花崗岩地帯の流出との比較から、熔結凝灰岩に覆われ豊かな林相を持つ当該試験流域は極めて高い流出一様性に恵まれていること、また4試験流域間での比較から、風害面積率の小さい流域ほど流出の平準化が進んでいるという結果を得た。

キーワード： 融雪，北海道中央部，流出一様性

引用文献

- 1) 愛知演習林・演習林研究部：愛知演習林量水観測結果報告（Ⅱ）．演習林（東大），**21**, 48-89, 1977.
- 2) 土木学会篇：水理公式集—昭和60年版—，625pp., 土木学会，1980.
- 3) EAGLESON, P. S.: Dynamic Hydrology, McGraw-Hill, New York, 1970.
- 4) GOVINDA Rao, N. S. and D. MURALIDHAR: Discharge characteristics of weirs of finite width, La Houille Blanche, No. 5, Aout/Sept p. 537, 1963.
- 5) 北海道開発庁編：5万分の1地質図幅説明書・西達布，北海道開発庁，1968.
- 6) 岩井重久・石黒政義：応用水文統計学，369pp., 森北出版，東京，1976.
- 7) 樫根 勇：水文学，272pp., 大明堂，東京，1980.
- 8) 気象ハンドブック編集委員会(編)：気象ハンドブック，689pp., 朝倉書店，東京，1988.

- 9) 三上幸三: 北海道地方における積雪・融雪現象を考慮した流出解析. 東京大学卒業論文, 1988.
- 10) 小口八郎: 融雪の及ぼす気温及び雪面の影響について, 農業物理研究, 3, 33, 1954.
- 11) 岡上正夫: 斜面に受ける日射量を求める簡単な方法. 日本林学会誌, 39(11), 1957.
- 12) 沖 厳: 完全縮流またはやや不完全な縮流を有する矩形ぜきの流量公式. 機械学会誌, Vol. 32, No. 147, 1929
- 13) 芝野博文・倉橋昭夫: 北海道演習林 3 流域の気象特性. 演習林 (東大), 23, 163-187, 1984.
- 14) 芝野博文: 水源帯における流出過程に関する研究 (1). 流出過程の分析. 東大農学部演習林報告, 78, 305-378, 1988.
- 15) 菅原正巳: 流出解析法, (水文学講座 7), 257pp., 共立出版, 東京, 1975.

(1988 年 4 月 30 日受理)

Summary

In the University Forest in Hokkaido, four experimental basins were set up for the observation of rainfall and runoff. The observation was not conducted during the winter season. The basins were damaged by a typhoon in 1981, which resulted in the different areal ratio of damaged forests. In this investigation, the results of runoff analysis on the data in 1985 and 1986 are reported. In the daily runoff analysis, the model of snow coverage and melting was induced from the theory of heat balance and by applying the model, daily amounts of snow melting can be determined in terms of daily precipitation, mean daily atmospheric temperature and global solar radiation which was obtained from the record of weather station. This model worked well with tank model by Sugawara for runoff calculation, resulting in good fit of the time when peak discharge occurred due to snow melting.

In short period analysis, two examples of hydrographs are introduced and the fact was found that the shape has two separate peaks of direct runoff and baseflow which were thought to be caused by the newly formed volcanic geology. In comparison with the runoff characteristics from that of the weathered granite in Honshu, it was proved that these experimental basins with the cover of welded tuff and the abundant forest are endowed with very high uniformity of runoff. Meanwhile, comparing the runoff characteristics of these four basins, it was found that the less the damage was, the higher the uniformity of runoff became.

Key words: snow melting, central Hokkaido, uniformity of runoff