

渓流水温の研究 (第2報)

—林試・釜淵試験地・1号沢：
無雪期 (5月～9月) の渓流水温の解析 (続き)—

森 田 浩

(山形大学農学部農業工学教室)
(昭和45年8月31日受領)

The Water temperature of a mountain Stream.

—Studies on stream temperature of No. 1 experimental watershed in
Kamabuchi Forest Experiment Station, Yamagata pref. (continued)—

Hiroshi MORITA

(Laboratory of Agricultural Engineering, Faculty of Agriculture, Yamagata University)

目 次

III・C. 降雨の場合	44
III・C・1. 関係式の誘導	44
III・C・2. 関係式・諸係数の関数型	48
III・C・2-1. 分析計算における留意事項	48
III・C・2-2. 諸係数・関数型の分析	50
III・C・3. 観測値による分析結果の検討ならびに考察	63
III・C・4. 降雨の場合のまとめ	68
IV. 全体のまとめと今後の課題	68
V. あとがき	69
(附記) 渓流水温の研究 (第1報) の目次	
I. まえがき	185
II. 研究方法の要点	187
III. 研究成果	187
III・A. 無降雨時・地下水流出の卓越する場合 (Q _G の場合)	187
III・A・1. 関係式の誘導	187
III・A・2. 関係式の諸係数の関数型	190
III・A・3. 分析結果に対する考察	193
III・A・4. 分析結果のまとめと観測資料による検討	194
III・B. 降雨後・中間流出と地下水流出が共存する場合 (Q _M の場合)	198
III・B・1. 関係式の誘導	198
III・B・2. 関係式・諸係数の関数型	201
III・B・3. 観測結果の分析	206
III・B・4. 分析結果に対する考察	206
III・B・5. Q _M の場合のまとめ	214

III・C 降雨の場合

III・C・1 関係式の誘導

[1] 主なる関係式

降雨のときには対象とする流域で、表面流出 (流量 Q_R , 水温 t_R : 降雨の終末水温に同じ)、中間流出 (Q_M, t_M) および地下水流出 (Q_G, t_G) の表面流が、流域の熱的諸条件の影響を受けながら観測地点に達して、地点流量 Q (mm/day)、地点水温 t ($^{\circ}\text{C}$) となる。

前述した二つの場合と同様に「流域の熱効果」 Δt^* ($^{\circ}\text{C}$) (注)・10 を導入すると、流量の構成要素の式と熱収支の式はそれぞれ次の (28) および (29) 式となる。

$$Q = Q_R + Q_M + Q_G \dots\dots\dots(28)$$

$$Q_R(t_R - t) + Q_M(t_M - t) + Q_G(t_G - t) + \Delta t^*(Q_R + Q_M + Q_G) = 0 \dots\dots\dots(29)$$

(注) 10 等しい気温と流量でも降雨の有無によって、「流域の熱効果」は異なると考えられるので、降雨の場合の記号を Δt^* として、無降雨の場合のもの (記号 Δt) と区別する。

これらの2式から、次のようにして (30) 式が導かれる。

$$\begin{aligned} Q(t - \Delta t^*) &= Q_R \cdot t_R + Q_M \cdot t_M + Q_G \cdot t_G \\ &= \left(\frac{Q_R}{Q_G} \cdot \frac{t_R}{t_G} + \frac{Q_M}{Q_G} \cdot \frac{t_M}{t_G} + 1 \right) \cdot Q_G \cdot t_G \end{aligned}$$

この式に $K_R = \left(\frac{Q_R}{Q_G} \cdot \frac{t_R}{t_G} + \frac{Q_M}{Q_G} \cdot \frac{t_M}{t_G} + 1 \right)$ とおくと

$$Q(t - \Delta t^*) = K_R \cdot Q_G \cdot t_G \dots\dots\dots(30)$$

(30) 式を t について整理すると、次の (31) 式となる。

$$\begin{aligned} t &= \Delta t^* + K_R \left(\frac{Q_G}{Q} \right) \cdot t_G \\ &= \Delta t^* + \left(\frac{K_R}{q} \right) \cdot t_G \dots\dots\dots(31) \end{aligned}$$

ただし、 $q = Q/Q_G$

また、 $\theta = t/t_G$ 、 $\delta\theta^* = \Delta t^*/t_G$ とおいて (31) 式を無次元化すると、次式 (31-a) となる。

$$\theta = \delta\theta^* + \left(\frac{K_R}{q} \right) \dots\dots\dots(31-a)$$

一方、一定の流量区間をパラメータとする地点水温 (t) ~ 地点気温 (t_a) 関係は、観測結果の分析によると (後述 図-26 参照) この場合にも直線的関係であるので、その観測方程式は次式 (32) のようにおける。

$$t = b \cdot t_a + C_1^* \cdot t_G \dots\dots\dots(32)$$

つぎに $\Delta t^* \sim t_a$ 関係は、(31)、(32) より前述 Q_M の場合と同様な計算で次のようになる。

$$\left. \begin{aligned} \Delta t^* &= b \cdot t_a + C_2^* \cdot t_G \\ \delta\theta^* &= b \cdot \theta_a + C_2^* \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots(33)$$

ここに、 $C_2^* = C_1^* - \left(\frac{K_R}{q} \right)$ }

$$C_1^* = C_2^* + \left(\frac{K_R}{q} \right) \dots\dots\dots(34)$$

$$\delta\theta^* = \Delta t^*/t_G, \theta_a = t_a/t_G \quad (t_G = 12^{\circ}\text{C})$$

以上で求めた関係式において、降雨による影響項 $\left(\frac{K_R}{q} \right)$ は重要な役割をするので、つぎにこの項について検討する。

[2] 降雨による影響項 $\left(\frac{K_R}{q}\right)$ について

前述 (30) 式を導く過程より

$$K_R = \left(\frac{Q_R}{Q_G} \cdot \frac{t_R}{t_G} + \frac{Q_M}{Q_G} \cdot \frac{t_M}{t_G} + 1\right) \\ = \left(\frac{Q_R}{Q}\right) \left(\frac{Q}{Q_G}\right) \cdot \left(\frac{t_R}{t_G}\right) + \left(\frac{Q_M}{Q}\right) \left(\frac{Q}{Q_G}\right) \cdot \left(\frac{t_M}{t_G}\right) + 1$$

この式に $q_R = \frac{Q_R}{Q}$, $q_M = \frac{Q_M}{Q}$, $q = \frac{Q}{Q_G}$, $\theta_R = \frac{t_R}{t_G}$, $\theta_M = \frac{t_M}{t_G}$ とおくと,

$$K_R = q_R \cdot q \cdot \theta_R + q_M \cdot q \cdot \theta_M + 1 \\ \therefore \left(\frac{K_R}{q}\right) = q_R \cdot \theta_R + q_M \cdot \theta_M + \frac{1}{q} \dots\dots\dots(35)$$

また (28) 式を無次元化すると, 次の (28)' となる.

$$q_R + q_M + \frac{1}{q} = 1 \dots\dots\dots(28)'$$

$$\therefore q_R = 1 - \left(q_M + \frac{1}{q}\right) \dots\dots\dots(28)''$$

(28)'' 式を (35) 式に代入して, 整理すると次の (35-a) となる.

$$\left(\frac{K_R}{q}\right) = \{\theta_R - (\theta_R - \theta_M) \cdot q_M\} - (\theta_R - 1) \frac{1}{q} \dots\dots\dots(35-a)$$

次に, $q_M = \frac{Q_M}{Q} = \frac{Q_M}{Q_G} \cdot \frac{Q_G}{Q} = \frac{m}{q}$ (但し $m = \frac{Q_M}{Q_G}$) であるので, (35-a) を次式 (35-b) のように変形することが出来る.

$$\left(\frac{K_R}{q}\right) = \theta_R - \{(\theta_R - \theta_M) \cdot m + (\theta_R - 1)\} \cdot \frac{1}{q} \dots\dots\dots(35-b)$$

これらの (35-a), (35-b) 式は, θ_R, θ_M が既知なる場合にはそれぞれ q_M と m をパラメータとする $\left(\frac{K_R}{q}\right) \sim q$ に関する双曲線群の方程式である. これらの曲線群 (したがって上記両方程式) の性質の概要をあらかじめ知ることは, 降雨の場合の計算において大切であると考えられる.

いま降雨の終末水温 (以下, 降雨水温と云う) を $t_R = 12 \sim 21^\circ\text{C}$ 範囲, 中間流出の水温を $t_M = 7 \sim 15^\circ\text{C}$ 範囲で計算した $\left(\frac{K_R}{q}\right) \sim q$ 関係図のうち 1 事例 [$t_R = 15^\circ\text{C}$, $\theta_R = 1.250$, $t_M = 8.5^\circ\text{C}$, $\theta_M = 0.708$] を示すと 図-23 のようである. この図を見ると, $\left(\frac{K_R}{q}\right) \sim q$ の関数関係は略図-1 に示す $m = 0$ ($q_M = 0$; すなわち $Q_M = 0$) の曲線と $q_R = 0$ ($Q_R = 0$) の曲線にはさまれる平面内で展開されている. また両図より明らかなようにこの変域面の大小は $\Delta\left(\frac{K_R}{q}\right)_\infty$ の値とかかわり合うので, $\Delta\left(\frac{K_R}{q}\right)_\infty$ を変域範囲の指標と見なすことが出来るであろう. この $\Delta\left(\frac{K_R}{q}\right)_\infty$ は, 略図-1 の条件より (35) 式の諸関係を用いて計算すると次のようになる.

$$\left(\frac{K_R}{q}\right)_{q_M=0} = \left(\frac{K_R}{q}\right)_{m=0} = \theta_R - (\theta_R - 1) \frac{1}{q} \dots\dots\dots(36-a)$$

$$\left(\frac{K_R}{q}\right)_{q_R=0} = \left(\frac{K_R}{q}\right)_{q=0} = \theta_M + (1 - \theta_M) \frac{1}{q} \dots\dots\dots(36-b)$$

前掲 (25): 第1報参照

$$\Delta\left(\frac{K_R}{q}\right)_\infty = \left[\left(\frac{K_R}{q}\right)_{q_M=0} - \left(\frac{K_R}{q}\right)_{q_R=0}\right]_{q=\infty} : (\text{略図-1} : \text{参照})$$

$$\therefore \Delta\left(\frac{K_R}{q}\right)_\infty = \theta_R - \theta_M \dots\dots\dots(36)$$

$$q = \frac{Q}{Q_G}, \quad q_R = \frac{Q_R}{q}, \quad q_M = \frac{Q_M}{Q}$$

$$\frac{K_R}{q} = q_R \cdot \theta_R + q_M \cdot \theta_M + \frac{1}{q} \dots\dots\dots(1)$$

$$\frac{K_R}{q} = \theta_R - \{(\theta_R - \theta_M)m + (\theta_R - 1)\} \frac{1}{q} \dots\dots\dots(2)$$

$$\frac{K_R}{q} = \{\theta_R - (\theta_R - \theta_M)q_M\} - (\theta_R - 1) \frac{1}{q} \dots\dots\dots(3)$$

$t_R = 15^\circ\text{C}, \theta_R = 1.250, \theta_R - 1 = 0.250$
 $t_M = 8.5^\circ\text{C}, \theta_M = 0.708, \theta_R - \theta_M = 0.542$

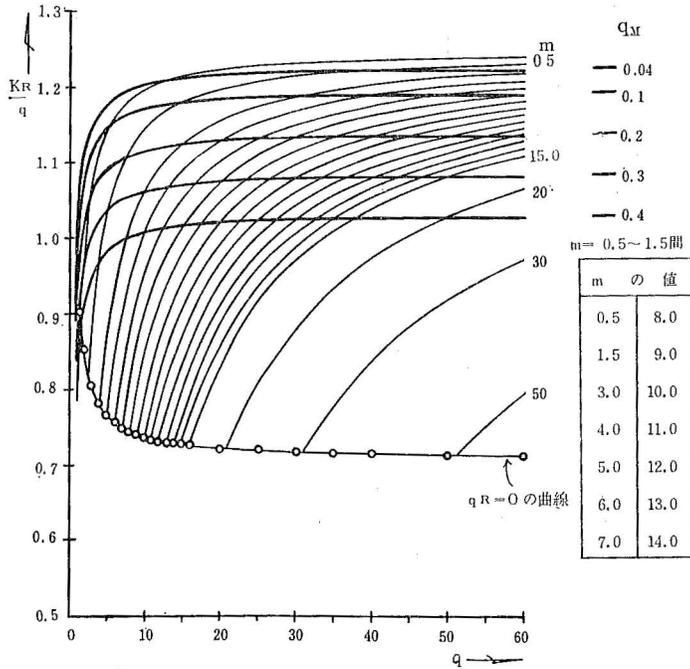
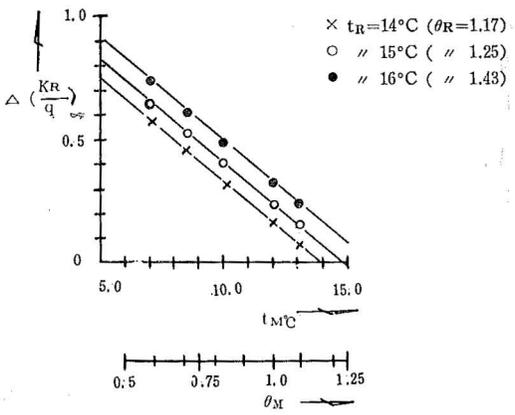
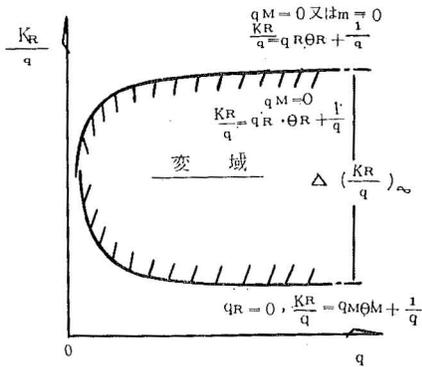


図-23 $\frac{K_R}{q} \sim q$ 関係 ; $t_R = 15^\circ\text{C}, t_M = 8.5^\circ\text{C}$



略図-1 $(\frac{K_R}{q}) \sim q$ 関係における変域とその指標 図-24 $\Delta(\frac{K_R}{q})_\infty \sim t_M; t_R$, パラメータ

(36) 式の関係を t_R (θ_R) をパラメータとして図示すると 図-24 の実線のようなである。図中の点記号は上述した計算結果 (計算例: 図-23参照) より求めた $q=60$ における計算値を示す。 [図-24より, $A\left(\frac{K_R}{q}\right)_\infty \doteq A\left(\frac{K_R}{q}\right)_{60}$]

以上の分析結果から, $\frac{K_R}{q} \sim q$ 関係は複雑であるがその変域範囲は降雨水温と中間流出の水温の差で規定されることがわかる。

[3] 関係式のまとめ

以上求めた関係式をまとめ、前述 (第1報⁵) 参照) した Q_G の場合および Q_M の場合と比較検討する都合上、一覧表に整理すると表-14のようである。

表-14 釜淵・1号沢・渓流水温・無雪期各場合の関係式および係数関係

区分 \ 項目	無雪期・無降雨時 Q_G の場合	無雪期・降雨後 Q_M の場合	無雪期・降雨時 Q_R のある場合
流量構成要素の式	$Q = Q_G$ $q = Q/Q_G = 1$	$Q = Q_G + Q_M$ $q_M + \frac{1}{q} = 1$	$Q = Q_G + Q_M + Q_R$ $q_R + q_M + \frac{1}{q} = 1$
基底流量	$Q_G = Q_{G,i} + (Q_{G,i} - Q_{G,i}) \exp[-\lambda T]$ $q_G = Q_G/Q_{G,i}$		$Q_G \gg Q_{G,i}$ $q = Q/Q_G$
流量—水温式	$Q_G(t - \Delta t^{**}) = Q_{G,i} \cdot t_G$ $t = \Delta t^{**} + \frac{1}{q_G} \cdot t_G$	$Q(t - \Delta t) = K_M \cdot Q_G \cdot t_G$ $t = \Delta t + \left(\frac{K_M}{q}\right) \cdot t_G$	$Q(t - \Delta t^*) = K_R \cdot Q_G \cdot t_G$ $t = \Delta t^* + \left(\frac{K_R}{q}\right) \cdot t_G$
$\left(\frac{K}{q}\right)$ の値	$\frac{K}{q} = 1$	$\frac{K_M}{q} = q_M \cdot \theta_M + \frac{1}{q}$ $= \theta_M + (1 - \theta_M) \cdot \frac{1}{q}$ こゝで, $\theta_M = t_M/t_G$	$\frac{K_R}{q} = q_R \cdot \theta_R + q_M \cdot \theta_M + \frac{1}{q}$ $= \theta_R - \{(\theta_R - \theta_M) \cdot m + (\theta_R - 1)\} \cdot \frac{1}{q}$ こゝで, $\theta_R = \frac{t_R}{t_G}$, $m = \frac{Q_M}{Q_G}$
水温—気温式	$t = b \cdot t_a + C_1$ $= b \cdot t_a + C_1 \cdot t_G$		$t = b \cdot t_a + C_1^* \cdot t_G$
流域の熱効果	$(\Delta t^{**} = b \cdot t_a + C_2^{**} \cdot t_G)$ $\Delta t = b \cdot t_a + C_2 \cdot t_G$	$\Delta t = b \cdot t_a + C_2 \cdot t_G$	$\Delta t = b \cdot t_a + C_2^* \cdot t_G$
係数関係	$C_2^{**} = C_1 - \frac{1}{q_G}$ $C_1 = C_2^{**} + \frac{1}{q_G}$ $C_2 = C_1 - 1$ $= C_2^{**} + \frac{1}{q_G} - 1$	$C_2 = C_1 - \frac{K_M}{q}$ $C_1 = C_2 + \frac{K_M}{q}$	$C_2^* = C_1^* - \left(\frac{K_R}{q}\right)$ $C_1^* = C_2^* + \left(\frac{K_R}{q}\right)$
無次元量	$q_G = Q_G/Q_{G,i}$, $q = Q/Q_G$, $q_M = Q_M/Q$, $m = Q_M/Q_G$ $q_R = Q_R/Q$, $\theta = t/t_G$, $\theta_R = t_R/t_G$, $\theta_M = t_M/t_G$, $\theta_a = t_a/t_G$		

III・C・2 関係式・諸係数の関数型

第1報・II“研究方法の要点”で述べたように、これらの関係式・諸係数 (b, C_1^*, C_2^* 等) の関数型は、上述した諸関係を用いて観測値(原資料)を分析することにより求める。この分析計算の操作順序は概略次のようである。

① 原資料より分割された流量区間について、 $t \sim t_a$ 関係を図示する。この関係は一般的に直線で近似される。

② $t \sim t_a$ 図(流量 Q_i をパラメータとする直線的関係)より各流量区間ごとに方向係数 b および y 切片 $C_1^* \cdot t_G$ の第1次近似値を図式解法で求める。

③ b 及び C_1^* の流量に関する観測方程式を求めて、以降の分析計算の基本とする。換言すれば、観測方程式で規定される b および C_1^* の値を第2次近似値として採用し、それぞれの補正された標本値として取扱う。

④ 式(34)の関係式 $C_2^* = C_1^* - \left(\frac{K_R}{q}\right)$ を用いて、 C_1^* の標本値および $\left(\frac{K_R}{q}\right)$ の計算値より C_2^* (標本値) を求め、 $C_2^* \sim q$ 関係の関数型を分析する。(以下、間接法と略称する。)

⑤ 得られた C_2^* の関数を用いて、 $C_1^* = C_2^* + \left(\frac{K_R}{q}\right)$ の関係より逆に C_1^* を計算し、さきに③で求めた C_1^* の観測方程式と比較検討して、 C_2^* の関数型の正否を吟味する。

⑥ 別途 C_2^* については、式(31-a) および (33) より $C_2^* = \theta - \left(\frac{K_R}{q}\right) - b \cdot \theta_a$ なる関係が得られるので、この式を用いて個々の観測値より直接的に多数の C_2^* 値を求める。(以下、直接法と云う。)

⑦ これらの多数の直接計算値 C_2^* と、さきに④間接法で求めた C_2^* の関数関係の分析結果を比較検討して、 C_2^* の関数型の正否を再度吟味する。(間接法と直接法の比較)

⑧ C_2^* の関数型が決定されると、 C_1^* の関数型はこれに $\left(\frac{K_R}{q}\right)$ の項を加えて求められる。

III・C・2-1 分析計算における留意事項

以上のような計算順序で各係数の関数型を求めるが、この場合には降雨による影響項 $\left(\frac{K_R}{q}\right)$ が関与するので、原資料にはない降雨水温、中間流出の水温について留意するとともに、各係数の流量に関する一般の性質(関数型の基本的傾向)を検討するには無降雨の場合(第1報)と同様に基底流量基準値⁵⁾についても吟味する必要がある。

[1] 降雨水温について

降雨が地表に達する直前(地上1m以内)の終末水温を、ここでは降雨水温という。したがって、降雨水温 ($t_R^\circ\text{C}$) は表面流去の初期水温と一致する。降雨水温は一般に気温 ($t_a^\circ\text{C}$) より低いことが多い⁶⁾といわれているが、その形成機構は複雑⁷⁾であって、現在のところ観測データは非常にすくないようである。

表-15 降雨の終末水温(鶴岡市・山形大学農学部構内)

年月日	時刻	降雨水温 $t_R^\circ\text{C}$	気温 $t_a^\circ\text{C}$	差 ($^\circ\text{C}$)	降水量 (日雨量)
昭和44 6.12	14h5' ~15h.00	17.5	22	4.5	9 mm
6.12	15h10' ~16h40'	16.5	21	4.5	9
7. 9	15h30'	17.5	18~19	1~1.5	3
7.12	—	20.5	24.2	3.7	5

(注) 観測方法：魔法瓶に降雨を貯めて、水銀棒状温度計で水温を測定。

表-15は筆者が平野部(鶴岡市・山形大学農学部構内)で観測した結果である。観測回数が僅少な上に、観測方法は初歩的なもの(ま法ビン—水銀棒状温度計)であるので、今後も観測を続けて慎重に検討する必要があるが、目下の目安として参考になるものと考えられる。なお後述(III・C・2-2[1]およびIII・C・3項参照)するように、本分析方法による計算結果からも「気温が $t_a=18\sim 23^\circ\text{C}$ の範囲にあるときには、気温と降雨水温との差は、約 $3\sim 5^\circ\text{C}$ の間にあることが多い」ようであって、上記の観測結果とほぼ一致するといえよう。

[2] 中間流出の水温について

この場合にも第1報 III・B: Q_M の場合⁵⁾と同様に、「中間流出の水温($t_M^\circ\text{C}$)は、その流動層の地温($t_s^\circ\text{C}$) (第1報・図-14参照)にほぼ近似する」と仮定する。 Q_M の場合の分析結果(第1報・表-13参照)によると t_M について次のような一般的傾向がある。

項目	主 要 な 傾 向
Q_M の場合: 中間流出の水温 ($t_M^\circ\text{C}$)	(a) 5月~7月上旬 ($t_s < 10^\circ\text{C}$) の期間では、 $t_M \doteq 8.5^\circ\text{C}$ (b) 7月下旬: $t_M \doteq 10^\circ\text{C}$ (c) 8月~9月 ($t_s > 12^\circ\text{C}$) の期間では、 $t_M \doteq 13^\circ\text{C}$

上記のように中間流出の水温(t_M : 無次元量 θ_M) は時期的に変化し、 Q_M の場合には $t \sim t_a$ 直線関係の y 切片係数は $C_1 = C_2(\text{const.}) + \theta_M + (1 - \theta_M) \frac{1}{q}$: 式(26) であるので、 $t \sim t_a$ 関係も時期的に相違する。(第1報 III・B・3参照) しかるに、降雨の場合には後述(III・C・2-2(1)参照) するように「河川水温~気温の関係における時期的な相違は比較的にすくない。これは、降雨の場合の $t \sim t_a$ 関係・ y 切片係数 C_1^* が主として降雨水温の影響を受け、中間流出の水温の影響は二次的であることによる。(後述 III・C・2-2参照)。したがって、降雨の場合には対象期間に観測される t_M 値の中央値を、 t_M の基準値として取扱って差支えないであろう。釜淵地下3mにおける対象全期間における地温中央値はほぼ $t_M \doteq 12^\circ\text{C}$ であるので、本報文では現象の一般的性質を分析するにあたって、基準の t_M 値として $t_M \doteq 12^\circ\text{C}$ を用いる。[ただし、個々の観測値の分析では、第1報・図-14および Q_M の場合の t_M に関する一般的傾向を参照して、妥当と考えられる t_M 値を推定する必要がある。なお、従来 t_M に関する知見はほとんどないようであるが、昭和44年度より岩手大学・御明神試験地(I・H・D試験流域)で文部省特定研究(水文学)の一環として、中間流出の水温観測を開始したことを参考のために附記する。]

[3] 降雨の場合の基底流量基準値

基底流量(Q_G , mm/day)は先行条件により変化するので、個々の観測値について詳細な分析計算をするに当たっては、それぞれの期日の前後における降雨条件と流出状況を考慮して、 Q_G の第1次近似値を推定する必要がある。しかし、前述した計算順序で関係式・

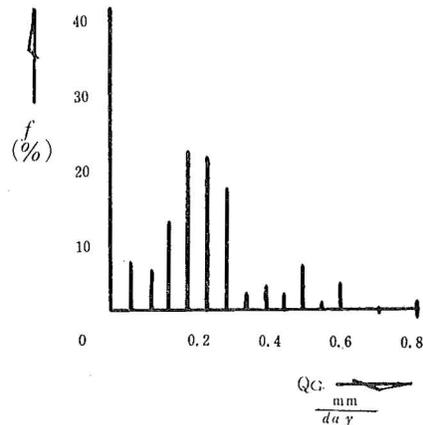


図-25 釜淵・1号沢 Q_G の度数分布

諸係数の流量に関する一般的性質(すなわち諸係数の関数型)を求めるには、出現度数の多い Q_G を代表値(降雨の場合の基底流量基準値)として用いると計算が容易となる。このために対象期間の流量曲線から観測期日前後の上記条件を考慮して、 Q_G の第1次近似値を推定しその度数分布を求めると図-25 のようになり最頻値 $Q=0.20\sim 0.25$ で、 $Q\approx 0.5$ 前後に小さいピークがある。この分析結果より、本報では降雨の場合の基底流量基準値を $Q_G=0.25\text{mm/day}$ とし、また Q_G 値による関数型の変化を検討するために参考値として $Q_G=0.5\text{mm/day}$ を採用する(注).11

(注).11 $Q_G=0.1\text{mm/day}$ の場合を補足する。後述Ⅲ・B・4参照。

III・C・2-2 諸係数・関数型の分析

[1] $t\sim t_a$ 関係の分析と勾配 b および y 切片係数 C_1^* の観測方程式

原資料より、流量(小区間)をパラメータとする $t\sim t_a$ 関係を求め、その数例を湿球気温、乾球気温の場合についてそれぞれ図示すると図-26. A・B のようである。

これらの例示した図より観察されるように、渓流水温の $t\sim t_a$ 関係には次のような傾向が見受けられる。

- ① $t\sim t_a$ 関係はほぼ直線的である。
- ② $t\sim t_a$ 関係の時期的な相違は、 Q_M の場合ほど顕著でないが、この場合にも5月～7月上旬間の標本値は8月下旬～9月間のものよりやや下位にあることが多い。
- ③ 流量範囲 $Q>20\text{mm/day}$ 、気温範囲 $t_a>18^\circ\text{C}$ では渓流水温が $16\sim 17^\circ\text{C}$ 前後に集中する傾向がある。(図-26(5)および図-27参照)
- ④ 乾球気温の場合は湿球気温の場合より標本値の分散が大きい。

これらの流量区間別の $t\sim t_a$ 図より、図式計算により平均的な直線の勾配 (b) および y

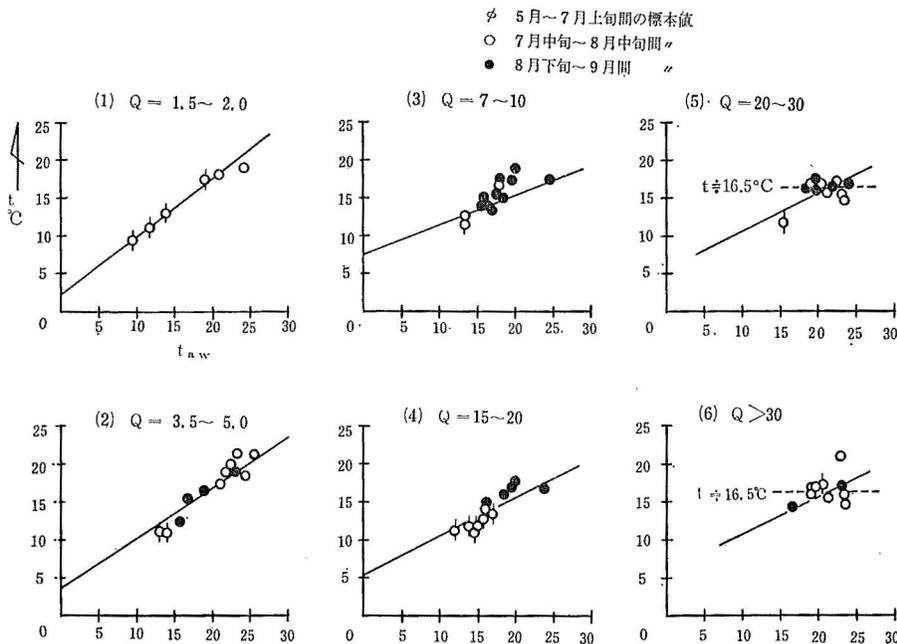


図-26・A 釜淵・1号沢： $t\sim t_a$ 関係——湿球気温 (t_{aw})——

◇ 5月～7月上旬間の標本値
○ 7月中旬～8月中旬間 “
● 8月下旬～9月間 “

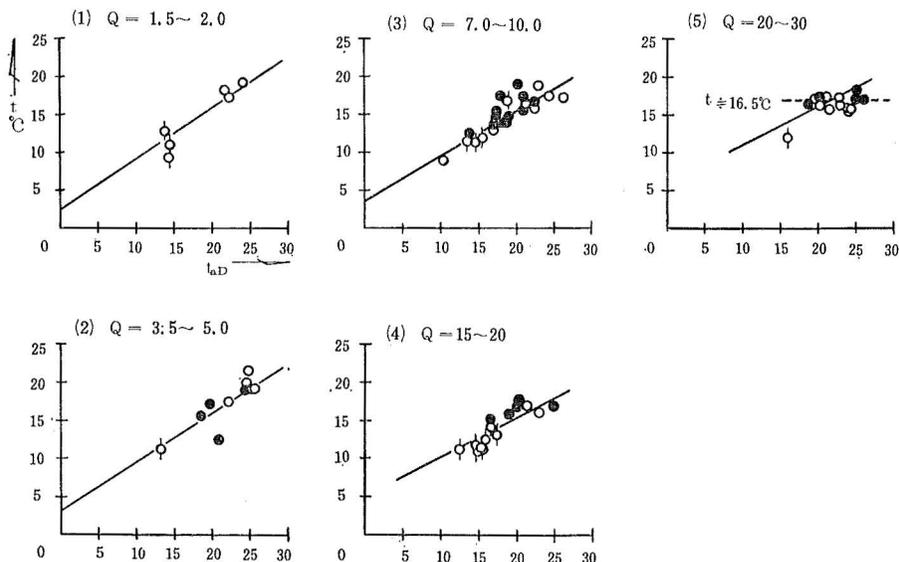


図-26・B 釜淵・1号沢: $t \sim t_a$ 関係——乾球気温 ($t_{a,D}$)——

切片 ($C_1^* \cdot t_a$) を求め、これらの第1近似値を整理して表-16 A, B に示す。 C_1^* の値は湿球気温、乾球気温の場合で等しいが、 b の値は前者の場合は後者の場合より全般的に大きい。(第1報・I・まえがき、(注)で述べたように、降雨の場合には湿球気温は乾球気温より僅かだけ小さい。図-28・A, B のように単調減少の指数関数型であって、その観測方程式は (37) 式で表示される。

$$b = b_1 + (b^* - b_1) \exp[-k(q - q^*)] \dots \dots \dots (37)$$

(37) 式の諸定数の値は、図中の数値表のようである。この観測方程式の曲線と標本値は、図-28・A, B に示すようにおおむねよく一致する。(b の値: 巻末附表-2 参照.)

$C_1^* \sim q$ 関係は図-29に示すように双曲線型であって、その観測方程式は (38) 式で示される。((38) 式の C_1^* の値: C_1^* の第2次近似値, 巻末附表-3参照)

$$C_1^* = \frac{\gamma'}{q + \alpha'} - \beta' \dots \dots \dots (38)$$

なお、前掲・ $t \sim t_a$ 関係・図-26の実線は、これらの観測方程式より計算した b および C_1^* の値 (第2次近似値) を用いて求めたものである。

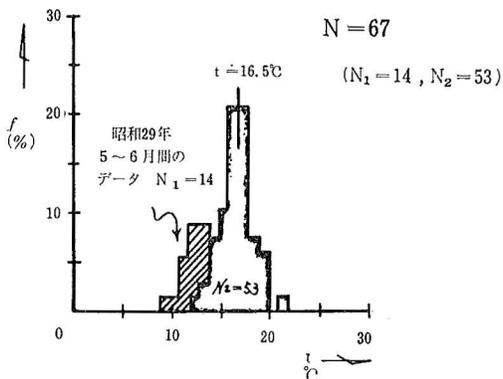


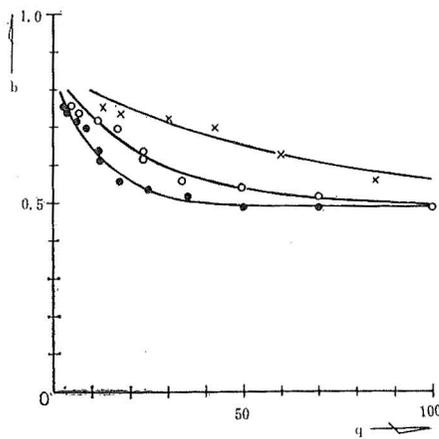
図-27 釜淵・1号沢: 無雪期・降雨の場合流量が大 ($Q > 20 \text{mm/day}$) なるときの渓流水温度数分布

表-16・A 釜淵・1号沢・渓流水温
 ——湿球気温 ($t_{a,w}$)—— $t \sim t_{a,w}$ 関係: 勾配 b と y 切片係数 C_1^* の標本値
 (第1次近似値)

Q の 区 間 ($\frac{\text{mm}}{\text{day}}$)	区間平均 \bar{Q}	$\bar{q} = \frac{\bar{Q}}{Q_G}$			勾 配 b	y 切 片 $C_1^{*'} = C_1^* t_G$	y 切片係数 C_1^*
		$Q_G = 0.1$	$Q_G = 0.25$	$Q_G = 0.5$			
1.1—1.5	1.30	13.0	5.2	2.6	0.75~0.76	2.0	0.167
1.5—2.0	1.75	17.5	7.0	3.5	0.74	2.3~2.4	0.192~0.20
2.5—3.5	3.00	30.0	12.0	6.0	0.72~0.73	2.5~2.6	0.208~0.217
3.5—5.0	4.25	42.5	17.0	8.5	0.70	3.0~3.6	0.25 ~0.30
5.0—7.0	6.00	60.0	24.0	12.0	0.62~0.64	3.8	0.317
7.0—10	8.50	85.0	34.0	17.0	0.56	4.2	0.35
10—15	12.50	125.0	50.0	25.0	0.54	5.0	0.146
15—20	17.50	17.50	70.0	35.0	0.52	5.4~5.6	0.45 ~0.467
20—30	25.00	—	100.0	50.0	0.49	5.7~5.8	0.475~0.483
>30	35	—	140	70	0.49	6.0	0.50

表-16・B $t \sim t_{a,D}$ 関係: b および C_1^* の標本値 (第1次近似値)
 ——乾球気温 ($t_{a,D}$)——

Q の 区 間 ($\frac{\text{mm}}{\text{day}}$)	区間平均 \bar{Q}	$\bar{q} = \frac{\bar{Q}}{Q_G}$			勾 配 b	y 切片係数 C_1^*
		$Q_G = 0.1$	$Q_G = 0.25$	$Q_G = 0.5$		
1.1—1.5	1.30	13.0	5.2	2.6	0.68~0.70	↑ 湿球気温の場合に同じ↓
1.5—2.0	1.75	17.5	7.0	3.5	0.68	
2.0—2.5	2.25	22.5	9.0	4.5	0.67	
3.5—5.0	4.25	42.5	17.0	8.5	0.63	
7.0—10	8.50	85.0	34.0	17.0	0.55~0.57	
15—20	17.50	175.0	70.0	35.0	0.52~0.53	
>30	35	—	140	70	0.50	



Q_G	q^*	b^*	b_e	k
0.1	10.0	0.8	0.49	0.0160
0.25	4.0	0.8	0.49	0.0398
0.5	0.8	0.8	0.49	0.0793

—x— 湿球気温 $Q_G = 0.1$
 —o— " $Q_G = 0.25$
 —●— " $Q_G = 0.50$

図-28・A $b = b_e + (b^* - b_e) \cdot \exp[-k(q - q^*)]$ ——湿球気温—— $q > q^*$ ($Q > 1$)

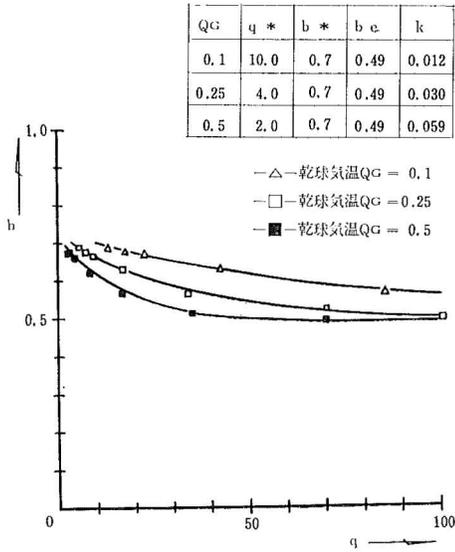


図-28・B $b = b_e + (b^* - b_e) \cdot \exp[-k(q - q^*)]$
 —— 乾球気温 —— $q > q^*$ ($Q > 1$)

C_1^* の観測方程式

$$C_1^* = \frac{\gamma}{q + \alpha} - \beta,$$

Q_G 別 α' , β' , γ' の値 $q > q^*$

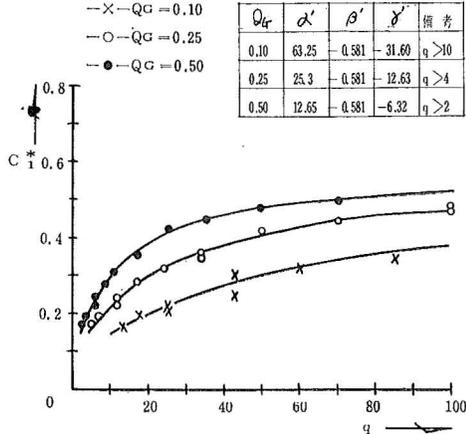


図-29 釜淵・1号沢：無雪期降雨の場合
 —— 湿球気温(注) ——

(注) C_1^* の観測方程式は乾球気温の場合も同じである。

[2] $t \sim t_a$ 関係における直線性の吟味

上述した (37) および (38) の両観測方程式が今後の分析の基礎となるので、これらの妥当性を検討するために、個々の観測値ごとに流量曲線より Q_G を求め、あらためて流量比 $q = Q/Q_G$ の小区間に $t \sim t_a$ 関係を図示すると図-30・A, B のようである。すなわち、基底流量 Q_G の値如何により標本点が直線から著しく偏倚するか否かを吟味するために、同図では標本値を基底流量 Q_G で類別し、また $Q_G = 0.25$ と $Q_G = 0.5$ の場合の直線関係を実線で画いてある。これらの図より明らかなように、 Q_G の値如何にかかわらず流量比 q の一定区間では標本点は直線より著しく偏倚せず、 q をパラメータとした $t \sim t_a$ 関係は直線性を保つことがわかる。したがって、この直線の関係を規定する上記両観測方程式はおおむね妥当であるといえよう。

[3] C_2^* の関数型

1. C_2^* の関数型の分析 (間接的計算法)

C_1^* の観測方程式で規定されるその第2次近似値が定まると、前掲 (34) 式および (35-b) 式より C_2^* を計算することが出来る。すなわち、

$$C_2^* = C_1^* - \left(\frac{K_R}{q} \right) \dots \dots \dots \text{前掲 (34)}$$

$$\left(\frac{K_R}{q} \right) = \theta_R - \{(\theta_R - \theta_M)m + (\theta_R - 1)\} \frac{1}{q} \dots \dots \dots \text{前掲 (35-b)}$$

ここに $\left(\frac{K_R}{q} \right)$ の項は III・C・1[2]で述べたように複雑なる関数(計算図表例：図-23参照)であるが、図-31に例示するように中間流出 (Q_M) の水温 (t_M ：無次元量 $\theta_M = t_M/t_G$) の範囲は自ら一定の限度があつてその平均値は $t_M \doteq 12^\circ\text{C}$ ($\theta_M = 1.0$) であり (III・C・2-1; [2] 参照), また $m (=Q_M/Q_G)$ の値も図-32に示すその度数分布からわかるように

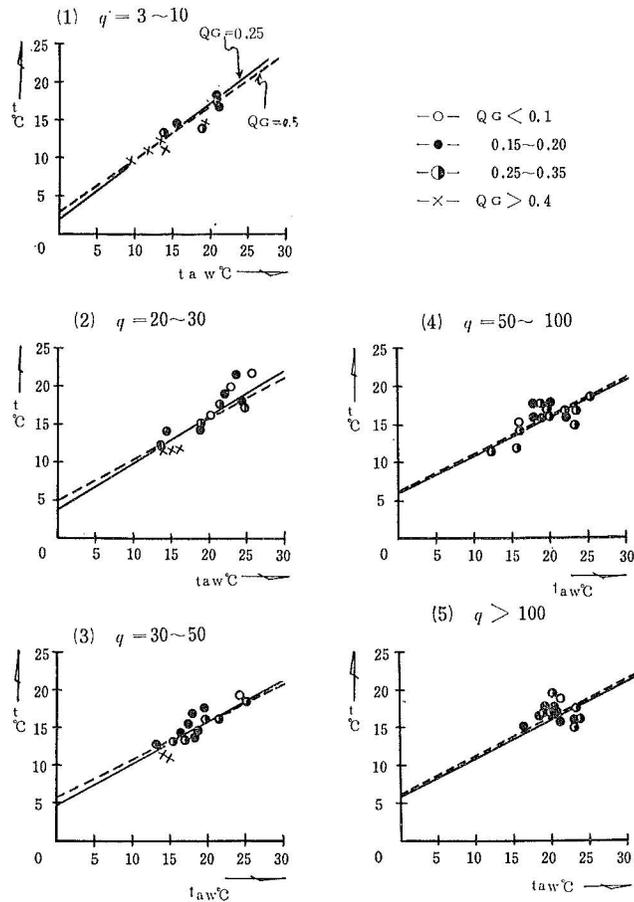


図-30 $t \sim t_a$ 関係の直線性の吟味 A: 湿球気温の場合

$m \approx 2 \sim 3$ とおけるので、 $\left(\frac{K_R}{q}\right) \sim q$ 関係 (図-31) は主として降雨水温 ($t_R : \theta_R$) をパラメータとする少数の曲線で表示することが出来る。これらの関数を用いると、 $C_2^* \sim q$ 関係は t_R をパラメータとして C_1^* の第2次近似値と $\left(\frac{K_R}{q}\right)$ の差として計算される。なお、 C_1^* の値は前述したように湿球気温と乾球気温の場合とで等しく $\left(\frac{K_R}{q}\right)$ の値はこれらの場合共通であるので、 C_2^* の値もまた両者の場合で等しい。したがって、以下湿球気温の場合を中心にして C_2^* の関数型を分析する。この分析計算にあつては計算の都合上、所要の各水文量の値を次のように定めた。

水文量 \ 区分	A	B	備 考
Q_G	mm/day 0.25	0.5	図-25参照
m	2	3	図-32参照
t_R	C° 12, 15, 18, 21		図-26, 図-30および表-15参照
t_M	12°C		Ⅲ・C・2-1(2)記述参照

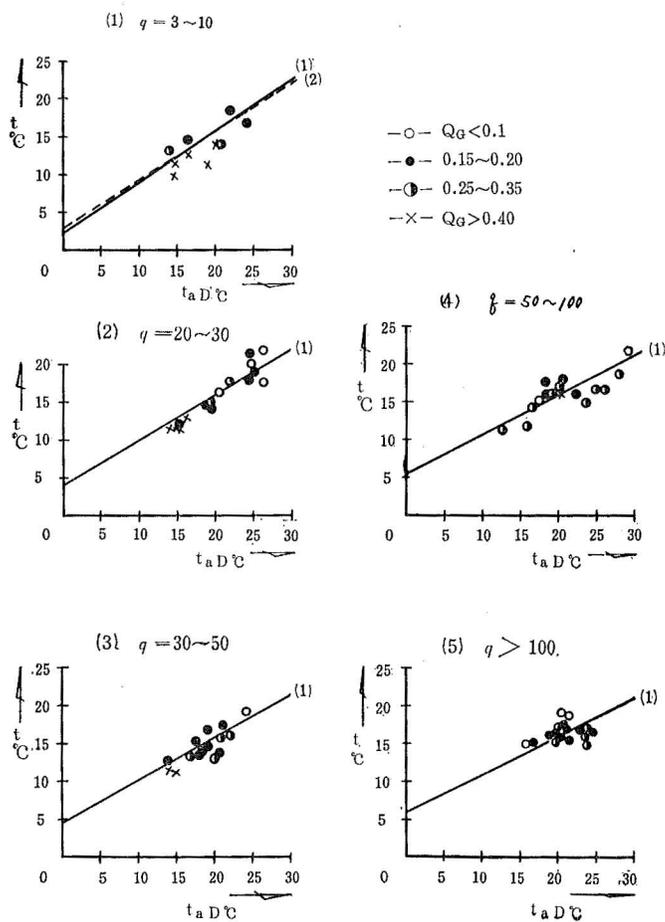


図-30 $t \sim t_a$ 関係の直線性の吟味 B: 乾球気温の場合

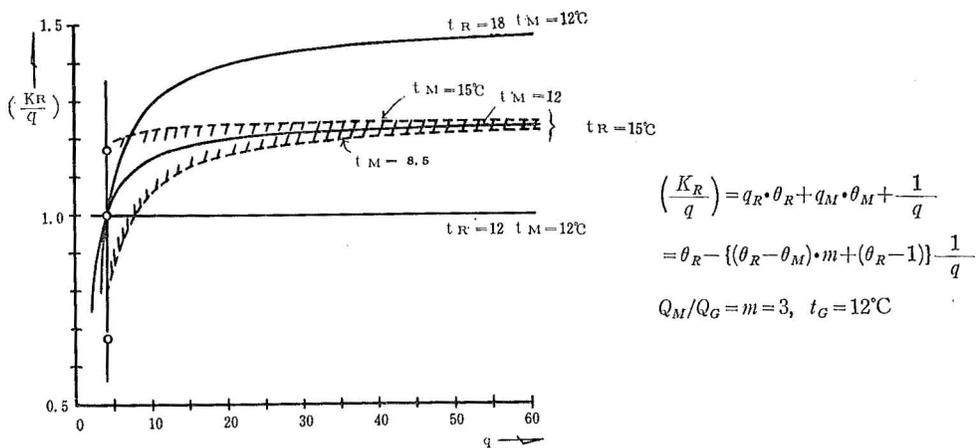


図-31 釜淵・1号沢: 無雪期・降雨の場合

これらの数値の各組合せについて計算した分析方法は全く同じであるので、多数の計算結果より (A) $Q_G=0.25\text{mm/day}$, $t_R=18^\circ\text{C}$, $t_M=12^\circ\text{C}$, $m=2$ および (B) $Q_G=0.5\text{mm/day}$, $t_R=15^\circ\text{C}$, $t_M=12^\circ\text{C}$, $m=3$ の場合を計算例としてそれぞれ 図-33 (A), (B) に示す. 両図において C_2^* の第2次近似値と $\left(\frac{K_R}{q}\right)$ の差として求めた C_2^* と q の関係を (-x-) 印で示す. これらの $-C_2^* \sim q$ 関係に $\frac{\theta_R}{q}$ の項を加える. [$f(q)=C_2^* - \frac{\theta_R}{q}$ とする; $C_2^* < 0$, $f(q) < 0$] と, 両図の (-o-) 印で示すように $-f(q) \sim q$ 関係は双曲線型となるので, 周知の計算法⁴⁾で $f(q)$ の関数型を求めると次式のようになる.

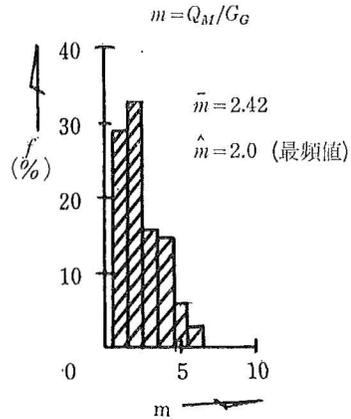


図-32 釜淵・1号沢: m の度数分布

$$f(q) = \frac{\gamma}{q + \alpha} - \beta \dots\dots\dots(39)$$

ここに, α, β, γ は流域条件と降雨条件で規定される定数であって, それぞれの数値を上記の図中に示す.

したがって, C_2^* の関数型は $C_2^* = f(q) + \frac{\theta_R}{q}$ なる関係より次の (40) 式で表示される.

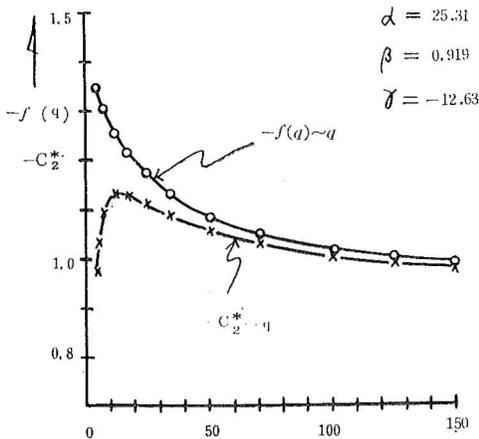
$$C_2^* = \frac{\gamma}{q + \alpha} + \frac{\theta_R}{q} - \beta \dots\dots\dots(40)$$

この式で計算される $C_2^* \sim q$ 曲線を描くと, 前掲図-33 (A), (B) の (-x-) 印の標本値に近接する実線のようになり, 求めた曲線と標本値はいずれの場合も適合性がよい. 図-34

(A) $Q_G=0.25\text{mm/day}$
 $t_R=18^\circ\text{C}$ ($\theta_R=1.500$)
 $t_M=12^\circ\text{C}$ ($\theta_M=1.000$)
 $m=2$

$$f(q) = \frac{\gamma}{q + \alpha} - \beta$$

$$C_2^* = \frac{\gamma}{q + \alpha} + \frac{\theta_R}{q} - \beta$$



(B) $Q_G=0.5\text{mm/day}$
 $t_R=15^\circ\text{C}$ ($\theta_R=1.250$), $t_M=12^\circ\text{C}$ ($\theta_M=1.000$)
 $m=3$

$$f(q) = \frac{\gamma}{q + \alpha} - \beta,$$

$$C_2^* = \frac{\gamma}{q + \alpha} + \frac{\theta_R}{q} - \beta$$

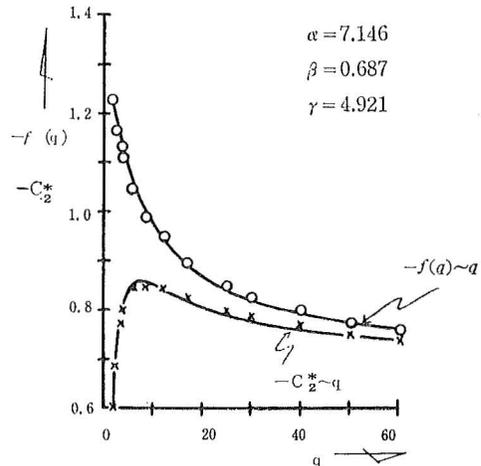


図-33 釜淵・1号沢: 無雪期・降雨の場合

(1), (2) は, 前述した所要水流量の組合せた数値について, 上記のような計算結果を取りまとめたものである. また, (40) 式の定数 α, β, γ は流域条件と降雨条件で規定され, 基底流量 (Q_G) をパラメータとする各定数と降雨水温 (t_R) との関係は図-35のようである. (C_2^* の数値表は巻末附表-4 に示す.)

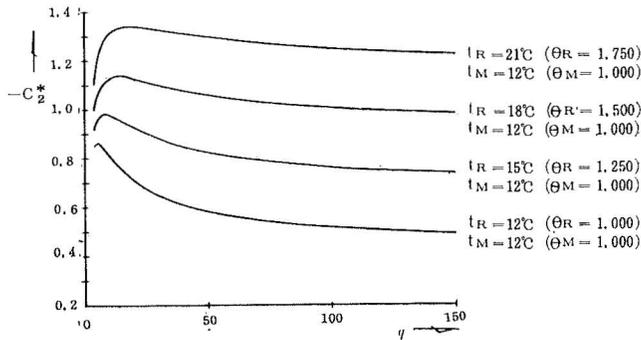
つぎに, C_2^* に及ぼす t_R の影響が大きいのでこの傾向を検討するために, q をパラメータとする $C_2^* \sim t_R$ 関係を描くと図-36(1), (2) のようである. これらの結果より, $q > 10$ の場合を除くと q の各範囲において, 両者の関係はほぼ直線的であると云える.

2. C_2^* の直接的計算法およびその計算結果と間接法との比較

以上, C_1^* の第2次近似値と $\left(\frac{K_R}{q}\right)$ の平均的推定値より C_2^* の関数型および $C_2^* \sim t_R$

$$(1) \quad C_2^* = \frac{\gamma}{q + \alpha} + \frac{\theta_R}{q} - \beta, \quad m = \frac{Q_M}{Q_G} = 2, \quad Q_G = 0.25 \text{ mm/day}$$

$t_R; t_M$: パラメータ



$$(2) \quad C_2^* = \frac{\gamma}{q + \alpha} + \frac{\theta_R}{q} - \beta, \quad m = \frac{Q_M}{Q_G} = 3, \quad Q_G = 0.5 \text{ mm/day}$$

$t_R; t_M$: パラメータ

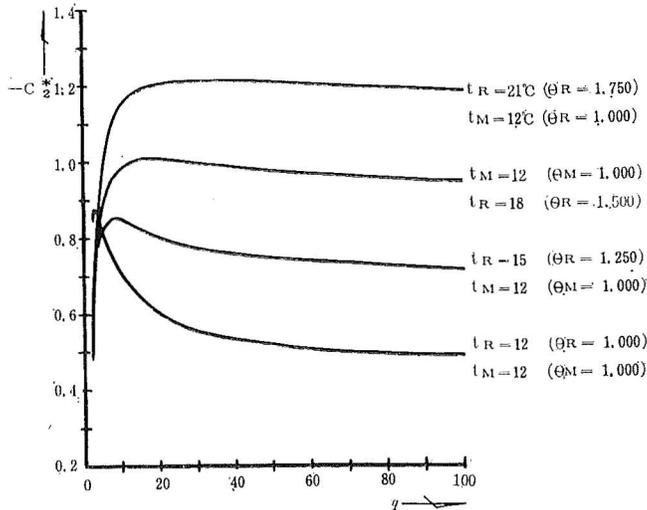


図-34 釜淵・1号沢: 無雪期・降雨の場合

関係を明らかにしたが、これらの分析過程では計算の都合上、基底流量 (Q_G)・中間流出 (Q_M) の水温 (t_M) および $m(=Q_M/Q_G)$ 等の値に統計的推定にもとづく制約をつけた。したがって、これらの制約された量を取らされた任意の値をとる実際の場合に、得られた分析結果がどの程度に適合し得るかを検討する必要がある。このために、 C_2^* の値を各水文量の実測値および実測値に準ずる値 (以下準観測値と仮称) より直接的に計算して、これらの計算結果と間接法で求めた諸分析結果 (とくに比較検討が容易である 図-36・ C_2^* $\sim t_R$ 関係) とを対照して吟味する。

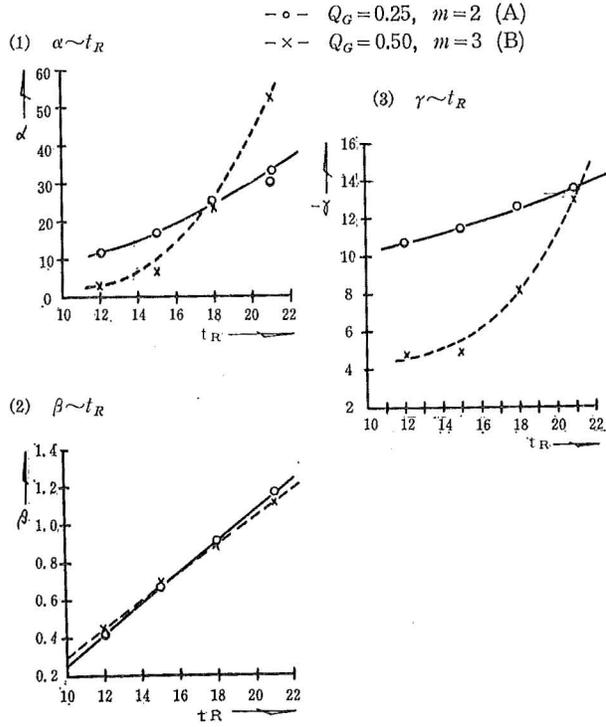


図-35 釜淵・1号沢：無雪期・降雨の場合

$$C_2^* = \frac{\gamma}{q + \alpha} + \frac{\theta_R}{q} - \beta \quad t_M = 12^\circ\text{C}, (\theta_M = 1.000)$$

定数 $\alpha, \beta, \gamma \sim t_R$ 関係

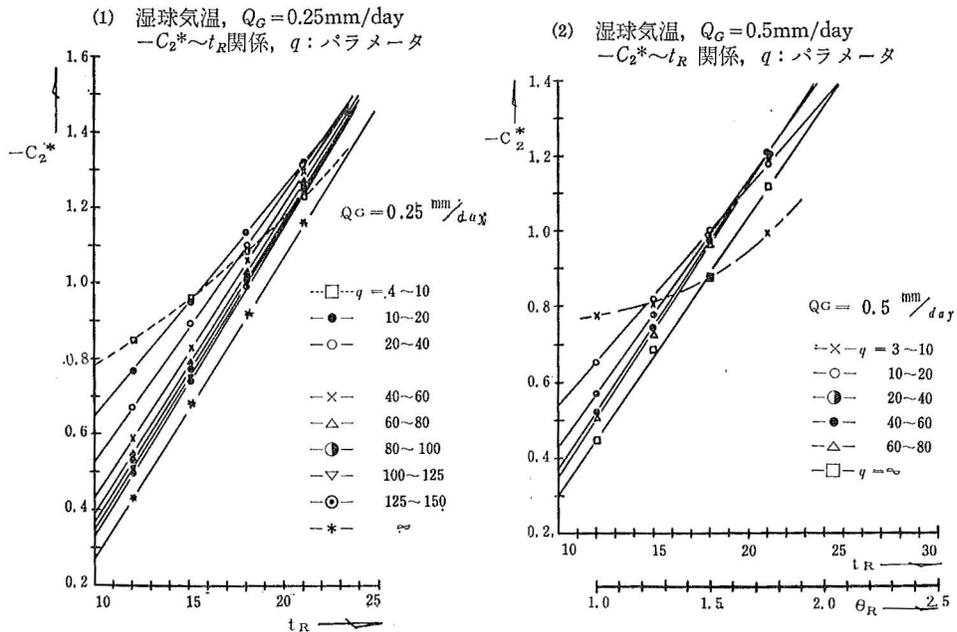


図-36 釜淵・1号沢：無雪期・降雨の場合

(1) C_2^* の直接的計算法 (直接法)

C_2^* を直接的に計算するには次式 (41) を用いる。

すなわち、

$$\theta = \delta\theta^* + \left(\frac{K_R}{q}\right) \dots\dots\dots \text{前掲 (31-a)}$$

$$\delta\theta^* = b \cdot \theta_a + C_2^* \dots\dots\dots \text{前掲 (33)}$$

$$\left(\frac{K_R}{q}\right) = \theta_R - \{(\theta_R - \theta_M)m + (\theta_R - 1)\} \frac{1}{q} \dots\dots\dots (35-b)$$

$$\begin{aligned} \therefore C_2^* &= \delta\theta^* - b \cdot \theta_a \\ &= \theta - \left(\frac{K_R}{q}\right) - b \cdot \theta_a \dots\dots\dots (41) \end{aligned}$$

(41) 式および (35-b) 式・右辺における各項の内容を実測値か否かということに着目して整理すると次表のようである。

各項(無次元量)	物理量	観測値としての性質	備考
q	Q/Q_G	Q (流量): 実測 Q_G (基底流量): 流量曲線 (観測値) より従来の水文的知見を用いて推定 (準観測値)	文献 1) 参照
θ	t/t_G	t (河川水温): 実測 t_G (地下水温): 実測値ないし準観測値	文献 1), 5) 参照 東北地方では $t_G \doteq 12^\circ\text{C}$
θ_a	t_a/t_G	t_a (気温): 実測	同上
b	$t \sim t_a$ 関係の割合	実測値の分析結果: Q_G の基準値*により $b \sim q$ 関係は 3 曲線に区分される。	図-28・A, B参照 Q_G の基準値 (適用範囲) $Q_G = 0.1$ ($Q_G \leq 0.15$) $Q_G = 0.25$ ($0.15 < Q_G < 0.35$) $Q_G = 0.5$ ($Q_G \geq 0.35$) 本文 III・C・2-1・[3]参照
θ_R	t_R/t_G	t_R (降雨水温): 気温観測値 (t_a) より推定 (準観測値)	表-15参照
θ_M	t_M/t_G	t_M (中間流出・水温): 地温観測値より推定 (準観測値)	文献 5) 参照
m	Q_M/Q_G	Q_M (中間流出): 流量曲線 (観測値) より, 従来の水文的知見により推定 (準観測値)	文献 5)

上記の表からわかるように (41), (35-b) 両式・右辺で b 以外の各項は実測値ないし準観測値であると云えよう。これらの値は釜淵・1号沢資料では得られているので、各年月日ごとに各量を整理し計算式 (41) に従って C_2^* を直接的に求めることが出来る。これら多数の計算結果よりその一例を示すと表-17 (1), (2) のようである。これらの計算では湿球気温の場合と乾球気温の場合とで気温 (t_a) と割合 b が異なることに注意する必要がある (図-28・A, B 参照)。(なお、前述したように間接法で得られた C_2^* の分析結果は湿球気温と乾球気温の場合で等しい。表-17 (1), (2) を見ると、直接法の場合にも同様な傾向であることがうかがえる。)

表-17 C_2^* の直接的計算法： $C_2^* = \theta - \left(\frac{K_R}{q}\right) - b \cdot \theta_a$

$$\left(\frac{K_R}{q}\right) = \theta_R - \{(\theta_R - \theta_M) \cdot m + (\theta_R - 1)\} \frac{1}{q}$$

(1) — 湿球気温 —

単位 mm/day, °C

項目 年月日	①	②	③	④	⑤	⑥	⑦	⑧	⑨	⑩	⑪	⑫	⑬	⑭	⑮
	流量 Q Q_G	流量比 q	雨量 Rmm	河水 川温 t θ	気温 t_a θ_a	降水 雨温 t_R θ_R	中流 間出 Q_M m	同・水温 t_M θ_M	(35-b)式 参照 $\left(\frac{K_R}{q}\right)$	=ウ配 b	⑤×⑩ $b \cdot \theta_a$	④-⑨-⑪ 直接法 $-C_2^*$	間接法 $-C_2^*$	⑭-⑮ 差	⑮/⑭ 誤差精度 ε_1 %
1951. 9. 22	5.26 0.20	26.3	21.3	12.0 1.000	13.3 1.108	11 0.917	0.6 3.0	15 1.250	0.958	0.62	0.687	0.645	0.63	0.015	2.3
1951. 10. 15	6.96 0.20	34.8	13.2	13.6 1.133	16.9 1.408	14 1.167	0.7 3.5	15 1.250	1.171	0.58	0.817	0.855	0.87	0.015	1.8
1952. 5. 20	5.65 0.15	37.7	31.2	13.7 1.142	18.1 1.508	13 1.083	0.45 3.0	7 0.583	1.041	0.57	0.860	0.759	0.80	0.021	2.3
1952. 6. 24	6.01 0.20	30.1	17.4	14.5 1.208	18.5 1.542	13 1.083	0.3 1.5	8 0.667	1.060	0.60	0.925	0.777	0.75	0.027	3.5
1952. 7. 14	5.00 0.25	20.0	29.6	17.5 1.458	21.2 1.767	16 1.333	0.75 3.0	10 0.833	1.241	0.66	1.166	0.949	0.97	0.021	2.2
1952. 8. 9	5.25 0.20	27.6	13.8	17.8 1.483	24.3 2.025	19 1.583	1.4 7.0	12 1.00	1.414	0.61	1.235	1.166	1.20	0.034	2.9
1954. 7. 9	6.38 0.50	12.8	18.8	13.6 1.133	15.9 1.325	14 1.167	0.8 1.6	9.5 0.79	1.101	0.62	0.822	0.79	0.78	0.01	1.3

(2) — 乾球気温 —

1951. 10. 15	6.96 0.20	34.8	13.2	13.6 1.133	17.2 1.433	14 1.167	0.7 3.5	15 1.250	1.171	0.57	0.817	0.866	0.87	0.004	0.5
1952. 6. 24	6.01 0.20	30.1	17.4	14.5 1.208	18.7 1.558	13 1.083	0.3 1.5	8 0.667	1.061	0.58	0.904	0.756	0.75	0.006	0.8
1954. 7. 9	6.38 0.50	12.8	18.8	13.6 1.133	16.7 1.392	14 1.167	0.8 1.6	9.5 0.79	1.101	0.60	0.835	0.803	0.78	0.023	2.9

(2) 直接法と間接法の比較

上述したように直接法は個々の日観測資料にもとづいて C_2^* を計算するので、数値上の制約がない。したがって、これらの直接法計算結果を基準として、 Q_G 、 t_M (θ_M) および Q_M (m) の値に制約条件のある間接法の分析結果を吟味することが出来る。表-17 に例示

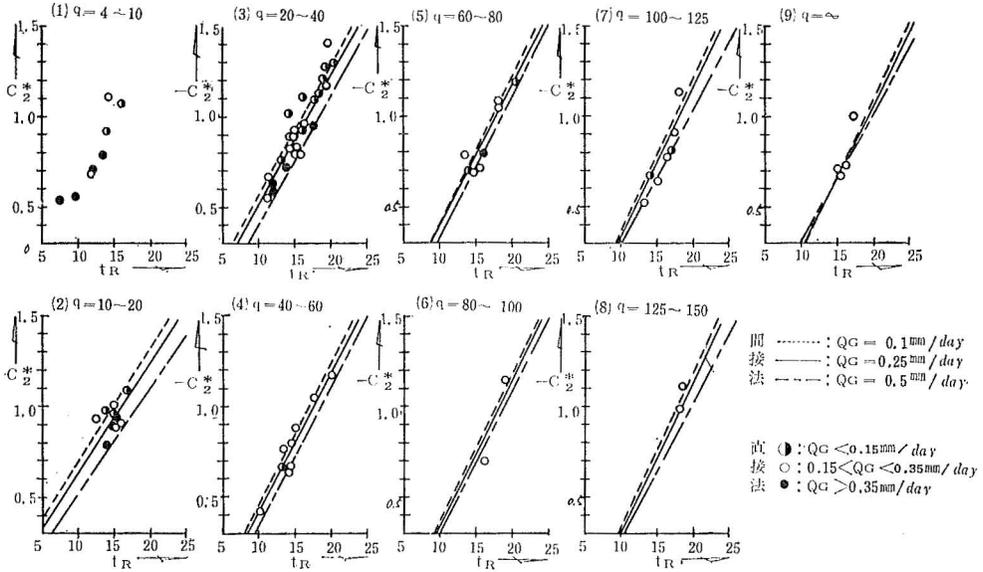


図-37 (1) 釜溪・1号沢：無雪期・降雨の場合 —— 湿球気温 ——
 $-C_2^* \sim t_R$ 関係：間接法 (計算値) と直接法 (標本値) の比較

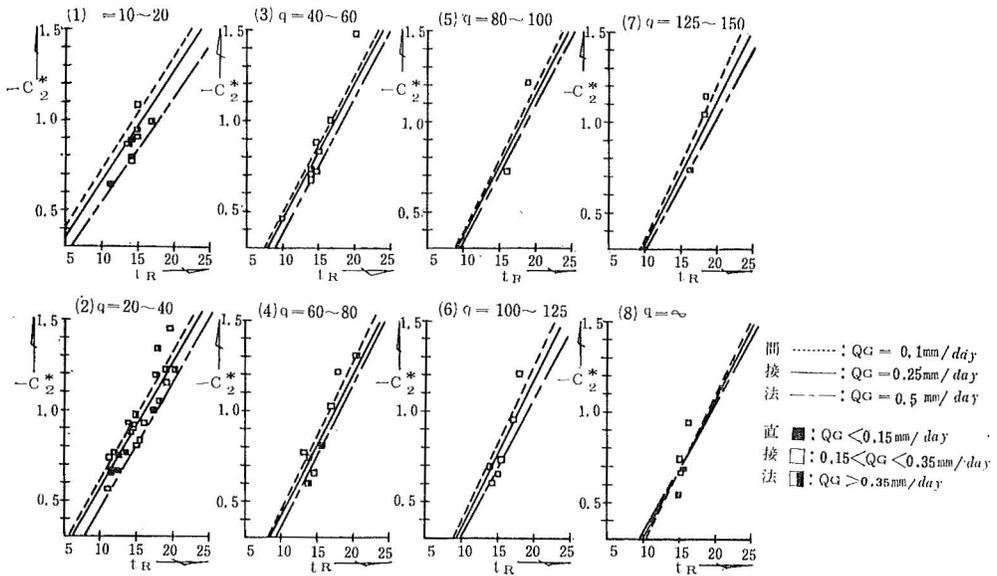


図-37 (2) 釜淵・1号沢：無雪期・無降雨の場合 —— 乾球気温 ——
 $-C_2^* \sim t_R$ 関係：間接法 (計算値) と直接法 (標本値) の比較

したような多数の直接法・計算結果を、間接法で得た分析結果 (図-36) と比較すると 図-37 (1), (2) のようである. 同図の $Q_G=0.1\text{mm/day}$ の場合の直線 (……) は, $Q_G=0.25, 0.5\text{mm/day}$ の分析結果より外挿して求めたものである. これらの図からわかるように, 直接法による C_2^* の計算値は間接法の分析結果とほぼ一致する. 直接法の計算結果を基準として両者の差の割合 (誤差精度に準ずる値: 表-17参照) を求め, その度数分布を 図-38 (1), (2) に示す. この場合標準偏差は $s \approx 10$ 前後であって分散度は大きい, 複雑なる現象の分析結果としては比較的適合性が良いと云えよう. (このことは, 後述するように溪流水温計算値の吟味で一層明らかとなる.)

従って, 流量 (Q), 基底流量 (Q_G) および降雨水温 (t_R : 気温より推定) がわかると, 図-36 の関係を用いて C_2^* の近似値を求めることが出来る. 換言すると, C_2^* の関数型は前掲 (40) 式で表示されると云えよう.

[4] C_1^* の関数型

以上のようにして C_2^* の関数型が得られると, $C_1^*=C_2^*+\left(\frac{K_R}{q}\right)$ の関係よりあらたに C_1^* の関数型は次式となる.

$$C_1^* = \left(\frac{K_R}{q}\right) + \frac{\gamma}{q+\alpha} + \frac{\theta_R}{q} - \beta \dots\dots\dots (42)$$

ここに,

$$\left(\frac{K_R}{q}\right) = \theta_R - \{(\theta_R - \theta_M)m + (\theta_R - 1)\} \frac{1}{q} \dots\dots\dots \text{前掲 (35-b)}$$

(42) 式で求められる $C_1^* \sim q$ 曲線の計算例 ($Q_G=0.25\text{mm/day}, t_R=12, 15, 18, 21^\circ\text{C}$,

(1) C_2^* 誤差精度 ϵ_1 の度数分布

$$f(x) = \frac{N \cdot dx}{\sqrt{2\pi} \cdot s} \exp\left[-\frac{1}{2s^2}(x-\bar{x})^2\right]$$

x : 誤差精度 ($\epsilon_1\%$)
 $N=70$
 $dx=6\%$
 $\bar{x}=0.26\%$
 $s=9.16$

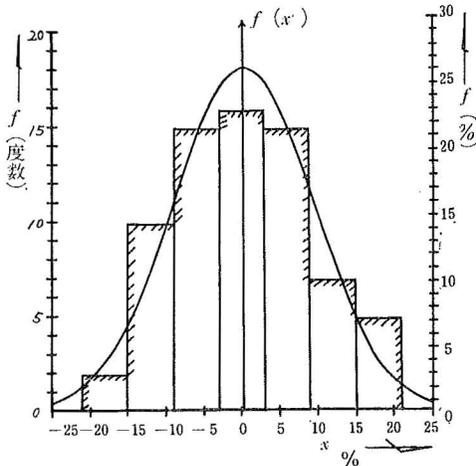


図-38 釜淵・1号沢: 無雪期・降雨の場合
 —間接法 (計算値) と
 直接法 (標本値) との比較—
 —湿球気温—

(2) C_2^* 誤差精度 ϵ_1 の度数分布

$$f(x) = \frac{N \cdot dx}{\sqrt{2\pi} \cdot s} \exp\left[-\frac{1}{2s^2}(x-\bar{x})^2\right]$$

x : 誤差精度 ($\epsilon_1\%$)
 $N=66$
 $dx=6\%$
 $\bar{x}=2.09\%$
 $s=11.60$

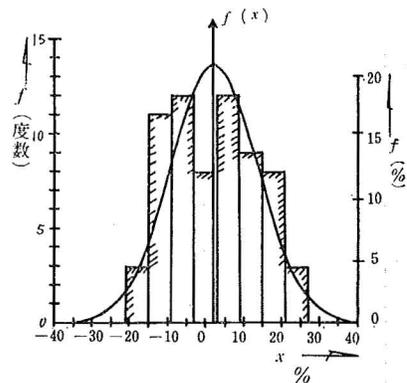


図-38 釜淵・1号沢: 無雪期・降雨の場合
 —乾球気温—

$t_M=12^\circ\text{C}$, $m=2$ の場合) を図-39に示す. 図より明らかなように, C_1^* の計算値と標本値の差は $q < 20$ の範囲が約0.04前後であるので, y 切片 ($C_1^* = C_1^* \cdot t_G$, $t_G=12^\circ\text{C}$) では約 0.5°C 前後の差となる. しかし $q > 20$ の範囲では両者はほぼ一致すると云えよう.

つぎに, (42) 式および前掲した C_1^* 観測方程式 (38) で $(C_1^*)_\infty \equiv (C_1^*)_{q \rightarrow \infty}$ を求めると, それぞれ $(C_1^*)_\infty = \theta_R - \beta$ および $(C_1^*)_\infty = -\beta'$ となる. したがって, これらの関係から $\beta' = \beta - \theta_R$ となる. この式は考察で後述するように, α , β , γ の正しい数値を吟味する上で重要である.

III・C・3 観測値による分析結果の検討ならびに考察

(1) 水温計算値と観測値の比較

以上のようにして, $b \sim q$ 関係 (37) 式および $C_1^* \sim q$ 関係 (42) 式, (35-b) 式が明らかになったので, これらの関係式と $t \sim t_a$ 式 (32) を用いて, 表-18に例示するように水温 (t) を計算することが出来る. 多数の観測資料より20例前後を任意抽出した上で, 水温観測値を基準としてその計算値との差の割合 (誤差精度 ϵ_2) を求め, その度数分布を図-40 (湿球気温の場合) および図-41 (乾球気温の場合) に示す. 両図において標準偏差は $s \doteq 7 \sim 8$ 程度で C_2^* 値の場合よりも分散の割合はやや良好である. 図-42および図-43は (この間の事情を明らかにするために), t の誤差精度 (ϵ_2) と C_2^* の誤差精度 (ϵ_1) とを比較して図示したものである. 両図から明らかなように水温 (t) の場合の誤差精度は, 「流域の熱効果」の切片係数 C_2^* の場合の約 $6 \sim 7$ 割程度であって, $|\epsilon_2| < 10\%$ となる確率はほぼ $\frac{8}{10}$, $[P\gamma (|\epsilon_2| < 10\%) \doteq 0.8]$ である (図-40, 41参照). これらの計算結果から, 上記の計算式の適合性はおおむね良好であると云えよう.

(2) 流量が大なる場合の $t \sim t_a$ 関係

さきに III・C・2-2・[1] において $t \sim t_a$ 関係の主なる傾向を述べた際に, 第3の事項として「流量範囲 $Q > 20\text{mm/day}$, 気温範囲 $t_a > 18^\circ\text{C}$ では渓流水温が 16.5°C 前後に集中する傾向がある」ことを指摘した (図-26 (5) および図-27参照). ここでは流量が大なる場合 ($Q_G=0.25\text{mm/day}$ として $q \geq 100$ の範囲) 渓流水温 (t) の略算式ならびに気温 (t_a), 降雨水温 (t_R) と Δt^* の関係を検討して, 上記の傾向を生ずる要因について考察する.

(1) $q \geq 100$ の範囲における t の略算式

$$t \text{ の計算式} : t = \left(\frac{K_R}{q} \right) \cdot t_G + \Delta t^* \dots\dots\dots \text{前掲 (31)}$$

$$\left(\frac{K_R}{q} \right) = \theta_R - \{(\theta_R - \theta_M) \cdot m + (\theta_R - 1)\} \frac{1}{q} \dots\dots\dots (35-b)$$

$Q_G=0.5\text{mm/day}$

$$C_1^* = \left(\frac{K_R}{q} \right) + \frac{\gamma}{q + \alpha} + \frac{\theta_R}{q} - \beta,$$

$$\left(\frac{K_R}{q} \right) = \theta_R - \{(\theta_R - \theta_M)m + (\theta_R - 1)\} \frac{1}{q}$$

$$t_R = 15^\circ\text{C}, \theta_R = 1.250, m = 3$$

$$t_M = 12^\circ\text{C}, \theta_M = 1.000$$

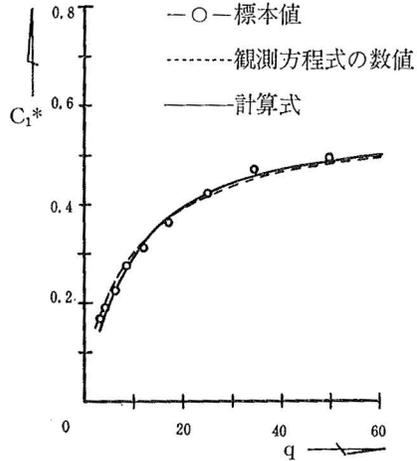


図-39 釜淵・1号沢：無雪期・降雨の場合

表-18 釜淵・1号沢：無雪期・降雨の場合
 渓流水温の計算値と実測値の比較

(1) — 湿球気温 —

 C_1^* : () 内数字は図-29よりの数値

年月日	①	②	③	④	⑤	⑥	⑦	⑧	⑨	⑩	⑪	⑫	⑬	⑭	⑮	⑯
	流量 Q	流量比 q	気温 t_a	降水 雨量 t_R θ_R	中間 流出 Q_M m	同左 水温 t_M θ_H	(35-b)式 コウ配 (図-28・ A) $\left(\frac{K_R}{q}\right)$	b	③×⑧ $b \cdot t_a$	図-36(1) $-C_2^*$	⑦-⑩ C_1^*	$t_G = 12^\circ\text{C}$ $C_1^* \cdot t_G$	⑩+⑫ $t_{計}$		⑬-⑭ $t_{実}$	⑮-⑯ 差 ϵ_2
1952. 8. 5	12.78 0.25	51.1	25.0	20.0 1.667	1.25 5.00	12 1.000	1.589	0.54	13.5	1.21	0.38 (0.41)	4.6 (4.9)	18.1 (18.4)	18.5	-0.4 (-0.1)	-2.2 (-0.5)
1953. 9. 25	18.20 0.30	60.7	18.6	14.6 1.217	0.40 1.333	15 1.250	1.213	0.52	9.7	0.78	0.43 (0.44)	5.2 (5.3)	14.9 (15.0)	16.0	-1.1 (-1.0)	-6.9 (-6.3)
1954. 6. 7	13.58 0.45	30.3	13.8	11.8 0.983	0.30 0.667	7 0.583	0.975	0.52	7.2	0.56	0.42 (0.43)	5.0 (5.2)	12.2 (12.4)	11.3	+0.9 (-1.1)	8.0 (9.7)

(2) — 乾球気温 —

1951. 8. 6	1.95 0.05	39.0	24.2	19.1 1.592	0.2 4.00	12.0 1.00	1.516	0.64	15.5	1.23	0.29 (0.27)	3.5 (3.2)	19.0 (18.7)	19.1	-0.1 (-0.4)	-0.5 (-2.1)
1952. 6. 24	6.01 0.20	30.1	18.7	14.5 1.208	0.3 1.50	8.0 0.667	1.174	0.58	10.8	0.86	0.31 (0.31)	3.7	14.5	14.5	0	0
1953. 7. 22	13.72 0.20	68.6	22.3	17.0 1.417	0.4 2.00	11.0 0.917	1.396	0.52	11.6	0.95	0.45 (0.42)	5.4 (5.0)	17.0 (16.6)	16.0	+1.0 (0.6)	6.3 (3.8)
1954. 6. 6	7.25 0.40	18.1	15.6	11.3 0.942	0.3 0.750	0.7 0.583	0.930	0.57	8.9	0.61	0.32 (0.35)	3.8 (4.2)	12.7 (13.1)	12.0	+0.7 (1.1)	5.8 (9.2)
1954. 10. 3	15.54 0.15	103.6	16.6	14.1	0.1 0.667	16.0 1.333	1.174	0.56	9.3	0.72	0.45 (0.42)	5.4 (5.0)	14.7 (14.3)	15.0	-0.3 (-0.7)	-2.0 (-4.7)

(35-b) より $q \geq 100$ に対しては $\left(\frac{K_R}{q}\right) \doteq \theta_R \left(= \frac{t_R}{t_G} \right)$ となるので, (31) 式は近似的に次式 (43) となる.

$$t \doteq \theta_R \cdot t_G + \Delta t^* \doteq t_R + \Delta t^* \dots\dots\dots(43)$$

(43) 式の現象的意味は次のように考えられる. すなわち, $(Q_G + Q_M)$ の値がある限度内にあるとき, q ないし Q が大となることは Q_R が大となることである. 流量 (Q) のうちで Q_R (降雨による表面流去量) が著しく大きければ, 河川水温 (t) は降雨水温 (t_R) に左右され, 近似的には降雨水温 (t_R) に「流域の熱効果」 Δt^* が加わったものとなる.

(2) $q \geq 100$ の範囲における Δt^*

上記 (43) 式における Δt^* の一般式は前掲した (33) 式である.

$$\Delta t^* = b \cdot t_a + C_2^* \cdot t_G \dots\dots\dots(33)$$

$q = 100 \sim 125$ ($Q_G = 0.25$ の場合) の範囲については (乾球気温の場合を例として), $b \doteq 0.50$ であり C_2^* は図-36 (1) より各降雨水温 (t_R) に対して求まるので (図-44の表・参照), t_R をパラメータとする $\Delta t^* \sim t_a$ 関係を (33) 式で計算した上で図示すると 図-44 のようになる. また前述 (III・C・2-1[1] 参照) したように降雨水温 (t_R) と気温 (t_a) の間には一定の関係があるので, t_a が定まると t_R の値は一定の範囲に限定され, したがって Δt^*

(1) t ・誤差精度 ε_2 の度数分布

$$f(x) = \frac{N \cdot \Delta x}{\sqrt{2\pi} \cdot s} \exp\left[-\frac{1}{2s^2}(x-\bar{x})^2\right]$$

$x = \varepsilon_2$: 水温の誤差精度

$N = 20, \Delta x = 6\%, \bar{x} = -1.5\%, s = 8.46$

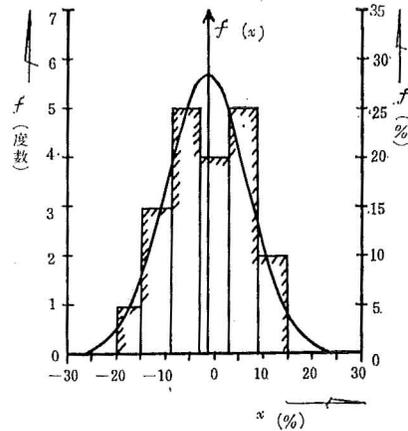


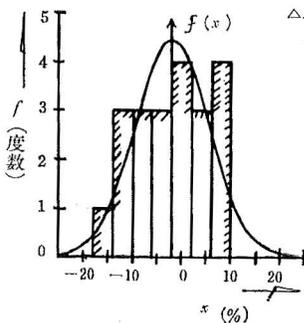
図-40 釜淵・1号沢：無雪期・降雨の場合
— 湿球気温 —

t ・誤差精度 ε_2 の度数分布

$$f(x) = \frac{N \cdot \Delta x}{\sqrt{2\pi} \cdot s} \exp\left[-\frac{1}{2s^2}(x-\bar{x})^2\right]$$

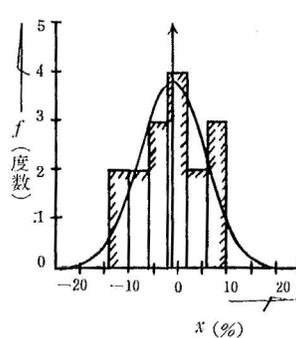
x : 誤差精度 ($\varepsilon_2\%$)

(1)各区間平均抽出



$N = 21$
 $\Delta x = 4\%$
 $\bar{x} = -2.10\%$
 $s = 7.55$

(2)標本値に比例して抽出



$N = 16$
 $\Delta x = 4\%$
 $\bar{x} = -1.25\%$
 $s = 6.68$

図-41 釜淵・1号沢：無雪期降雨の場合 — 乾球気温 —

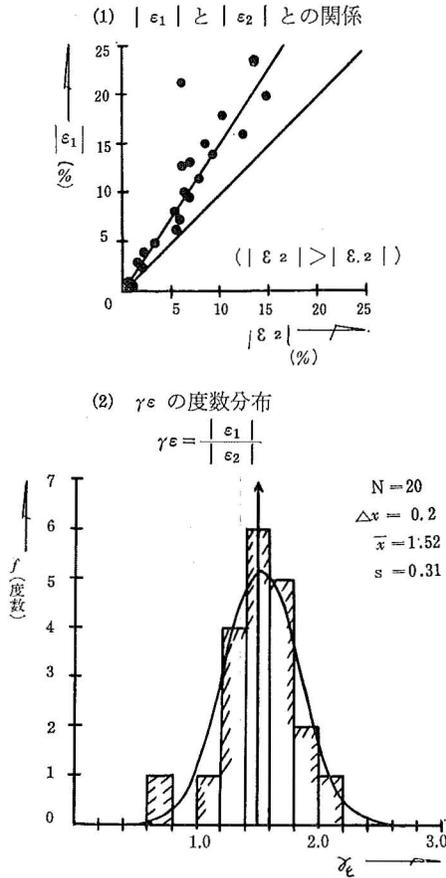


図-42 釜淵・1号沢：無雪期・降雨の場合
— 乾球気温 —

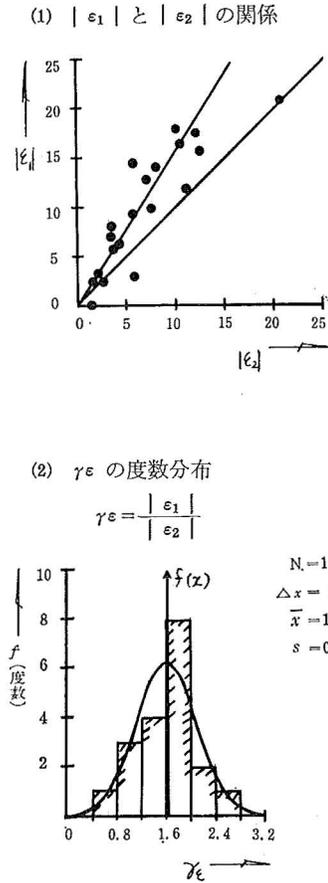


図-43 釜淵・1号沢：無雪期・降雨の場合
— 湿球気温 —

の範囲も限定されたものとなる。このように限定される範囲を図-44では、 t_R をパラメータとする $t \sim t_a$ 直線上に — 印で示す。図-44に示す — 印範囲の変化傾向を見ると、 t_a 従って t_R が大きくなるにつれて、この記号で示す範囲は右下方に移行している。上述のように Δt^* はこの範囲に限定されるので、 t_a ないし t_R が大きくなると Δt^* は小となり、 t_a が約 20°C 以上になると Δt^* の値は負となることが図-44からわかる。このような t_a 、 t_R および Δt^* の関係より上述の傾向を生ずるものと考えられる。

(3) 略算式による計算値と実測値の比較

上記の推論を吟味するために、 $Q > 20\text{mm/day}$ の範囲における観測データ (乾球気温の場合) 数例について、略算式を用いて渓流水温 (t) を計算し実測値と比較検討した。その結果を表-19に示す。なお、表-19には前述した (32)、(42) および (36-b) 式 (以下、精算式と略称) を用いて計算した誤差精度並びに気温と降雨水温 (推定値) との差を附記した。この表より次のことがわかる。

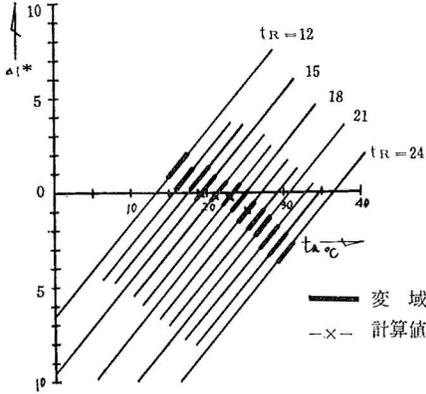
① 略算式による誤差精度は精算式のものと同程度で10%以下であり、その計算値は実測値より小となることが多いようである。

$$\Delta t^* = b \cdot t_a + C_2^* \cdot t_G$$

$$Q_G = 0.25 \text{ mm/day}$$

$$q \geq 100$$

$$b \approx 0.5$$



t_a °C	12	15	18	21	24
$-C_2^*$	0.55	0.79	1.03	1.27	1.51
$-C_2^*/q$	6.6	9.5	12.4	15.2	18.1

但し $q \geq 100$ $Q_G = 0.25 \text{ mm/day}$

(注) $q \geq 100$ に対しては次の略算式が成立する

$$t \approx t_R + \Delta t^*$$

図-44 流量が大なる場合 ($q \geq 100$) の Δt^* 計算図: t_R ; パラメータ
— 乾球気温 —

表-19 略算式 (43) による渓流水温・計算値

—— 流量大なる場合 ($q \geq 100$), 乾球気温 —— (図-44参照)

$$t \approx t_R + \Delta t^* \dots \dots \dots (43), \Delta t^* = b \cdot t_a + C_2^* \cdot t_G \dots \dots \dots (33)$$

	①	②	③	④	⑤	⑥	⑦	⑧	⑨	⑩	⑪
年月日	流量 Q Q_G	流量比 q	気温 (日雨量) t_a °C (R .mm)	降雨 水温 t_R °C	⑧-④ 温度差 Δa_R	図-44 より Δt^*	④+⑥ 略算値 $t_{略}$	河水 川温 実測値 $t_{実}$	⑦-⑧ 計算 誤差	⑨/⑩ 誤差精度 ϵ_1	精算 式による 誤差精度 ϵ_2
1952.7.29	23.79 0.20	119	20.9 (34.6)	16	4.9	-0.1	15.9	17	-1.1	-6.5	-3.5
8. 6	30.56 0.25	122	19.6 (23.6)	16	3.6	-0.8	15.2	16.8	-1.6	-9.5	-8.9
8.30	20.13 0.30	67.1	20.0 (25.1)	16	4	-0.6	15.4	17.1	-1.7	-9.9	-6.4
1953.7.23	20.42 0.20	102	22.9 (9.2)	17	5.9	-0.2	16.8	16.0	0.8	0.5	-10.6
7.25	22.94 0.20	114.7	22.7 (13.6)	17	5.7	-0.4	16.6	17.0	-0.4	-2.4	-0.6
8.14	31.24 0.20	156.2	21.4 (27.3)	16.4	5.0	-0.4	16.0	15.5	0.5	-3.2	8.4
8.20	22.75 0.35	65	20.0 (41.7)	16 15.5	4 4.5	-0.6 -0.1	15.4 15.4	16.0	-0.6	-3.8	0.6
8.21	25.59 0.35	73	25.0 (8.2)	19	6.0	-1.1	17.9	17.8	0.1	0.6	3.9
9.14	23.04 0.20	115.3	18.7 (45.1)	16 15	2.7 3.7	-1.3 -0.3	14.7 14.7	16.2	-1.5	-9.3	-4.9

② 気温 (実測値) と降雨水温 (推定値) との差 $d_{a,R}$ を気温別に整理すると、おおむね表-20の通りである。この結果は前述した「気温が $t_a=18\sim 23^\circ\text{C}$ の範囲にあるときには、 $d_{a,R}$ は約 $3\sim 5^\circ\text{C}$ の間にあることが多い。」こととほぼ一致すると云えよう。

表-20 気温と降雨水温差 $d_{a,R}$ (計算値)

t_a °C	19	20	21	23	24
$d_{a,R}$	約 3~4	4~5	5	6	6

これらの検討結果からみて、流量が大なるときにはおおむね (43) 式および図-44 に示す関係が成立するものと考えられる。

III・C・4 降雨の場合のまとめ

以上の解析結果より、降雨の場合の主なる事項をまとめると次のようである。

1) $\Delta t^* \sim t_a$ 関係

$$\Delta t^* = b \cdot t_a + C_2^* \cdot t_G \dots\dots\dots \text{前掲 (33)}$$

$$b = b_I + (b^* - b_I) \exp[-k(q - q)^*] \dots\dots\dots \text{前掲 (37)}$$

$$C_2^* = \frac{\gamma}{q + \alpha} + \frac{\theta_R}{q} - \beta \dots\dots\dots \text{前掲 (40)}$$

2) $t \sim t_a$ 関係

$$t = b \cdot t_a + C_1^* \cdot t_G \dots\dots\dots \text{前掲 (32)}$$

$$C_1^* = \left(\frac{K_R}{q} \right) + \frac{\gamma}{q + \alpha} + \frac{\theta_R}{q} - \beta \dots\dots\dots \text{前掲 (42)}$$

$$\left(\frac{K_R}{q} \right) = \theta_R - \{(\theta_R - \theta_M) \cdot m + (\theta_R - 1)\} \frac{1}{q} \dots\dots\dots \text{前掲 (35-b)}$$

(式の諸定数は本文および各数値表参照)

3) 基底流量基準値は、降雨の場合の基底流量 (第1次近似値) の度数分布より決定する

4) 中間流出の水温 (t_M) は、 Q_G の場合と同様な規準 (第1報・表-13参照) により推定するが、一般的な計算では $t_M \doteq 12^\circ\text{C}$ とする。

5) 降雨水温 (t_R) の推定に用いる気温-降雨水温の差については、観測結果と分析結果とは (本報告の計算範囲では) ほぼ一致した値を示し、その推算規準として本文・表-20を用いる。(しかし、両者の関係は複雑であるので、気象条件による相違を今後も引き続き検討するように留意すべきである。)

6) 「降雨の場合には $Q > 20\text{mm/day}$, $t_a > 18^\circ\text{C}$ の範囲で、渓流水温は 16.5°C 前後に集中する」傾向が観察される。本研究結果によると、①このような Q と t_a の範囲では河川水温の計算式は $t \doteq t_R + \Delta t^*$ となること、および② Δt^* の性質から上記の傾向を生ずることが明らかにされる。

IV. 全体 (第1報, 第2報) のまとめと今後の課題

以上、本研究の結果 (第1報, 第2報を通して)、「渓流水温の解析は河川水温の場合と同様な方法で出来る」ことが明らかとなった。またこの分析過程で、中間流出の水温 (なしいし地温) および降雨の水温と渓流水温とのかかわり合い方が以前より一層明らかにされ

た。これらの分析結果にはなお不十分な点があるが、河川水温の研究に一定の寄与となるであろう。

今後も河川および溪流について、各時期別に同様な分析を引き続いて行ないその成果を積み重ねて、応用面（水利用調査・計画、流量構成要素の分析、河川水の熱収支等）に一定の役割をはたすとともに、関係式に含まれる流域に固有な諸定数と流域条件との関連を明らかにすることが必要である。このような半理論的分析結果の蓄積は、河川水温に関するより本格的な理論的解析の発展に一定の役割をはたすであろう。

V. あとがき

河川ないし渓流水温の形成機構の問題は、水文学的には流域の水収支の問題と熱収支の問題の関連領域で、今後もその研究の発展が期待される。

本報告の要点は、渓流水温の場合も河川水温の場合と同様な方法で解析することが出来ることを明らかにするなかで、河川水温と地温、降雨水温との関係を不十分ながら提示したことである。

本報告をまとめるに当っては、多数の方々のご援助・ご鞭撻を頂いた。東京大学・農学部・教授野口陽一博士からは“河川水温の研究を引続き続けるように”とのご激励を賜り、同教授八幡敏雄博士からは同趣旨のご鞭撻を頂いた。農林省林業試験場山形分場小野茂夫技官からは貴重な観測資料をご教示頂いた。また、岩手大学農学部教授武田進平博士はじめ特定研究グループの方々からは種々のご援助を賜った。さらに、山形大学農学部・佐藤愛子氏からは本文・図表の清書等を手伝って頂き、北海道庁空知支庁増子誠技官からは一部計算にご援助を頂いた。

ここに記して、心から感謝の意を表する。

なお、本研究は昭和44年度および昭和45年度・文部省科学研究費（特定研究）を交付されたことを記して、感謝の意を表する。

引用文献

- 1) 森田 浩：流出水の低水温形成機構に関する研究 水温の研究 Vol.12 No.4 (1968.11), Vol.12 No.5 (1969.1) Vol.12 No.6 (1969.3), Vol.13. No.2 (1969.7)
森田 浩：流出水の低水温形式機構と冷水流の予報に関する基礎的研究，山形大学紀要（農学）第5巻第3号（昭和43年1月）
- 2) 芝 亀吉：熱力学 岩波全書（1965）p. 2
芝 亀吉：物理学概説Ⅱ（熱学）岩波（1931）p. 276
- 3) 高木万折：低水流出の低減特性に関する研究．土木学会論文集 No. 128（1966）p. 1～11
山本荘毅編：陸水 共立出版（1968）p. 74
- 4) THEODORE R. RUNNING：Empirical Formula, New-York John Wiley & Sons, Inc (1917)
- 5) 森田 浩：渓流水温の研究（第1報），山形大学紀要（農学）第6巻第1号（昭和45年1月）
- 6) 岡田武松：気象学，上巻
- 7) N. H. Fletcher：The Physics of Rain-clouds, Cambridge University press (1966)

Abstract

1. This paper examines water temperature data in No-snow seasons over a past 4-years period (1951.1~1955.4) for a small basin (i. e. No. 1 watershed in Kamabuchi

exp^t. Station, Yamagata Pref.).

2. From the result of recent researches, this paper stands on two fundamental points of view concerning method of research, i. e. the standing point of researching the phenomena in the total basin and of looking at the flow discharge.

3. This paper, standing on these points of view, makes clear the relation among the stream discharge (Q), the water temp. of stream flow (t) and atmospheric temperature (t_a).

The main results are as follows ;

[A] Base-flow Case. ($Q=Q_G$)

1) The Relation between t and t_a is expressed by the next formula (1).

$$t = b \cdot t_a + C_1 \cdot t_G = \{b_l + (b^* - b_l) \exp[-k(q_G - 1)]\} \cdot t_a + \left(\frac{\gamma}{q_G + \alpha} + \frac{1}{q_G} - \beta \right) \cdot t_G \dots\dots\dots(1)$$

2) The Relation between Δt and t_a ; formula (2).

$$\Delta t = b \cdot t_a + C_2 \cdot t_G = \{b_l + (b^* - b_l) \exp[-k(q_G - 1)]\} \cdot t_a + \left\{ \frac{\gamma}{q_G + \alpha} + \frac{1}{q_G} - (\beta + 1) \right\} \cdot t_G \dots\dots\dots(2)$$

3) Symbols of physical quantity in the formula and main characteristic constants.

t_G : temperature of ground-water ($t_G \doteq 12^\circ\text{C}$)

Q_G : Base-flow (or ground-water) discharge

$Q_{G,l}$: Min. Base-flow

$q_G = \frac{Q_G}{Q_{G,l}}$ (Base flow discharge ratio)

Δt : Total heat-effect in watershed

$b_l, b^*, k, \alpha, \beta, \gamma$: Characteristic constant, different in each Watershed (or river

basin). (See : Table-6 in this report).

[B] Base-flow plus Inter-flow Case. ($Q=Q_G+Q_M$)

1) The Relation between Δt and t_a :

$$\Delta t = b \cdot t_a + C_2 \cdot t_G \dots\dots\dots(3)$$

where

$$b \doteq \{b_l + (b^* - b_l) \exp[-k(q_G - 1)]\} q_{G=50} \doteq b_l$$

$$C_2 = \left[\frac{\gamma}{q_G + \alpha} + \frac{1}{q_G} - (\beta + 1) \right] q_{G=50} \doteq C_2 \text{ (const.)}$$

In this case, it is remarkable that Values of b and C_2 (characteristic coefft.) are independent of stream discharge (Q). (See, Table-10)

2) The Relation between t and t_a :

$$t = b \cdot t_a + C_1 \cdot t_G \dots\dots\dots(4)$$

where

Value of b is independent of Q . (See, Tabel-10)

$$C_1 = C_2 \text{ (const.)} + \theta_M + (1 - \theta_M) \frac{1}{q} \dots\dots\dots(5)$$

$$\theta_M = \frac{t_M}{t_G}, \quad q = \frac{Q}{Q_G}$$

t_M ; temperature of Interflow ($^\circ\text{C}$)

3) The 1st approximate values of Q_G and t_M

In calculating water temperature of the stream flow, it is necessary to estimate the value of Q_G and t_M . The 1st approximate values of these are obtained by analysing the original data, as shown in Table-13.

(Above parts were described in the 1st report, and the next residual part is reported in this 2nd paper.)

[C] Surface Run-off Case or Rain-fall Case,

$$(Q = Q_G + Q_M + Q_R)$$

1) The Relation between Δt^* and t_a ;

$$\Delta t^* = b \cdot t_a + C_2^* \cdot t_G \dots\dots\dots(6)$$

$$b = b_l + (b^* - b_l) \cdot \exp[-k(q - q^*)] \dots\dots\dots(7)$$

$$C_2^* = \frac{\gamma}{q + \alpha} + \frac{\theta_R}{q} - \beta \dots\dots\dots(8)$$

2) The Relation between t and t_a

$$t = b \cdot t_a + C_1^* \cdot t_G \dots\dots\dots(9)$$

$$C_1^* = \left(\frac{K_R}{q} \right) + \frac{\gamma}{q + \alpha} + \frac{\theta_R}{q} - \beta \dots\dots\dots(10)$$

$$\left(\frac{K_R}{q} \right) = \theta_R - \{(\theta_R - \theta_M) \cdot m + (\theta_M - 1)\} \frac{1}{q} \dots\dots\dots(11)$$

3) Symbols and Tables

$b^* = [b]_{q=q^*}$, $q^* =$ Lower limit of Q/Q_G

$\theta_R = t_R/t_G$, t_R : temp. of Rain-drops ($^{\circ}C$)

$m = Q_M/Q_G$, Q_M : Inter-flow discharge

Other symbols : As shown above

b_l, b^*, q^*, k : Fig.-28. A • B

α, β, γ : Fig.-33. A • B and Fig.-35

4) In this case, rain-drop temp. (t_R) is estimated from a air-temperature (t_a). The standard difference values between t_a and t_R are shown in Table-20 in this report.

5) There is a tendency in a Rain-fall case that water temp. (t) of the stream flow concentrates at about $16.5^{\circ}C$ degree under the conditions of $Q > 20mm/day$ and $t_a > 18^{\circ}C$. This paper makes clear a reason for the phenomenon.

(D) For Three cases :

The Calculating Values of these formulas agree with the observed values of the stream flow temperature within a satisfactory limit of allowance.

附表-2 釜淵・1号沢: 渓流水温

$$b = b_l + (b^* - b_l) \exp \cdot [-k(q - q^*)]$$

q			b の 値	
Q _G =0.1	Q _G =0.25	Q _G =0.5	湿球気温 の 場 合	乾球気温 の 場 合
10.0	4.0	2.0	0.800	0.700
13.0	5.2	2.6	0.785	0.693
17.5	7.0	3.5	0.765	0.682
25.0	10.0	5.0	0.734	0.665
30.0	12.0	6.0	0.716	0.655
35.0	14.0	7.0	0.698	—
42.5	17.0	8.5	0.675	0.639
50.0	20.0	10	0.654	0.620
60.0	24.0	12	0.630	0.605
70.0	28.0	14	0.609	—
75.0	30.0	15	—	0.586
80.0	32.0	16	0.592	—
85.0	34.0	17	0.584	0.575
95.0	38.0	19	0.570	—
100.0	40.0	20	0.564	0.561
120.0	48.0	24	0.544	—
125.0	50.0	25	—	0.543
135.0	54.0	27	0.532	—
150.0	60.0	30	0.524	0.529
175.0	70.0	35	0.513	0.519
—	80.0	40	0.505	0.511
—	90.0	45	0.500	0.506
—	100	50	0.497	0.502

(A) Q_G=0.25mm/day の場合

q* = 4.0

定数 \ 区分	湿球気温 の 場 合	乾球気温 の 場 合
b*	0.800	0.70
b _l	0.49	0.49
k	0.0398	0.03

(B) Q_G=0.5mm/day 場合

q* = 2.0

定数 \ 区分	湿球気温 の 場 合	乾球気温 の 場 合
b*	0.80	0.70
b _l	0.49	0.49
k	0.0793	0.059

(C) Q_G=0.1mm/day の場合

q* = 10.0

定数 \ 区分	湿球気温 の 場 合	乾球気温 の 場 合
b*	0.80	0.70
b _l	0.49	0.49
k	0.016	0.012

附表-3 C_1^* の第2次近似値 (標本値)

(C_1^* の観測方程式: $C_1^* = \frac{\gamma'}{q + \alpha'} - \beta'$ よりの計算値)

q			C_1^*
$Q_G=0.1$ の場合	$Q_G=0.25$ の場合	$Q_G=0.50$ の場合	
10.0	4.0	2.0	0.150
13.0	5.2	2.6	0.167
17.5	7.0	3.5	0.190
20.0	8.0	4.0	0.201
25.0	10	5.0	0.223
30.0	12	6.0	0.242
35.0	14	7.0	0.259
37.5	15	7.5	0.268
42.5	17	8.5	0.282
50	20	10	0.302
60	24	12	0.325
75	30	15	0.353
85	34	17	0.368
100	40	20	0.388
125	50	25	0.413
150	60	30	0.433
175	70	35	0.448
—	80	40	0.461
—	90	45	0.471
—	100	50	0.480
—	120	60	0.494
—	125	62.5	0.497
—	150	75	0.509
—	160	80	0.513
—	200	100	0.525

C_1^* 観測方程式の定数

定数 \ 区分	$Q_G=0.25$	$Q_G=0.5$	$Q_G=0.1$
	α'	25.3	12.65
$-\beta'$	0.581	0.581	0.581
$-\gamma'$	12.63	6.32	31.6

(注) y 切片係数 C_1^* の値は, 湿球気温の場合と乾球気温の場合とで等しい.

附表-4 釜淵・1号沢：無雪期・降雨の場合 —湿球気温—

$$C_2^* = \frac{\gamma}{q + \alpha} + \frac{\theta_R}{q} - \beta$$

$$Q_G = 0.5 \text{ mm/day}, \quad m = \frac{Q_M}{Q_G} = 3$$

		-C ₂ * の値 : t _M =12°C (θ _M =1.000)			
q	t _R °C (θ _R)	12 (1.000)	15 (1.250)	18 (1.500)	21 (1.750)
	2.00		0.850	0.600	0.467
2.60		0.875	0.711	0.633	0.683
3.50		0.868	0.792	0.771	0.852
4.00		0.857	0.816	0.819	0.912
6.00		0.800	0.853	0.924	1.050
8.50		0.741	0.855	0.977	1.127
12.00		0.683	0.840	1.003	1.175
17.00		0.630	0.817	1.012	1.204
25.00		0.582	0.790	1.007	1.217
30.00		0.564	0.778	1.001	1.219
40.00		0.539	0.760	0.989	1.215
50.00		0.523	0.748	0.980	1.210
60.00		0.511	0.739	0.971	1.205
80.00		0.497	0.727	0.958	1.194
100.00		0.489	0.720	0.950	1.185
係数の値	α	3.388	7.146	23.804	52.8
	β	0.452	0.687	0.898	1.116
	-γ	4.838	4.921	8.242	13.30