

溪流水温の研究 (第1報)

—林試・釜淵試験地・1号沢：
無雪期 (5月～9月間) の溪流水温の解析—

森 田 浩

(山形大学農学部農業工学教室)
(昭和44年8月30日受領)

The Water Temperature of a mountain Stream (I)
—Studies on Stream temperature of No. 1 experimental watershed
in Kamabuchi Forest Experiment station, Yamagata Pref.—

Hiroshi MORITA

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

目 次

I. まえがき	185
II. 研究方法の要点	187
III. 研究結果	187
III・A. 無降雨時・地下水流出の卓越する場合	187
III・A-1. 関係式の誘導	187
III・A-2. 関係式・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 (Q_M) と地下水流出 (Q_G) が共存する場合 (Q_M の場合と略す)	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

I. ま え が き

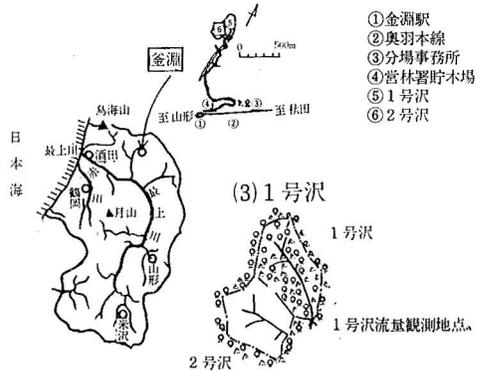
筆者はさきに融雪後期 (5月～7月上旬間) における実際河川の水温について研究し、冷水流出現象の基本的構造¹⁾を明らかにする一試案を提起した。河川水温の形成機構を一層明らかにするためには引続き実際河川の年間各時期における水温現象に提起した方法で接近するとともに、他方源流にさかのぼって小流域の溪流についても検討することが重要であると考えられる。幸い農林省林業試験場山形分場 (山形県最上郡真室川町釜淵)・小野茂夫技官のご厚意により釜淵試験地・1号沢 (流域面積 3.060 ha, 図-1 (1)~(3) 参照) の溪流水温 (昭和26年1月～30年4月間: 9時観測) ならびに流量^{(注)1}・気温 (乾球気温・湿球気温)^{(注)2}・地温等の解析に必要な諸資料 (以下, 釜淵1号沢観測資料という) が得

られたので、この報告ではまづ無雪期(5月~9月間:積雪および降霜のない期間)における渓流水温について研究した。一般的に云って、渓流水温も実際河川の水温と同様に降雨及びその流出状況の影響を受け

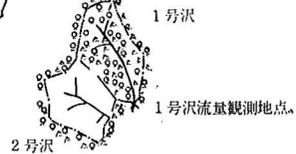
(注)1 日降水量・日流出量は農林省林業試験場森林理水試験地観測報告(昭・36・3)を引用。その他は未発表資料

(注)2 湿球気温($t_{a,w}$ °C)と乾球気温($t_{a,D}$ °C):釜淵・1号沢観測資料では気温データとして両者が揃っているのですが、気温としては両方とも採用した。なお、参考のために無降雨時および降雨時における両者の差の度数分布を図-2・A, Bに示す。

(1)山形県~釜淵 (2)試験地位置図



(3)1号沢



1号沢諸元

項目	記号	数値
面積 (ha)	A	3.060
周囲 (m)		706
沢の長さ (m)	L	290
流域・平均巾 (m)	B	106
形状係数	F	0.364
平均勾配	$\bar{\theta}$	34'30"
平均高度 (m)	Z	42
平均方位		E21°S

注 $B = A/L$, $F = B/L = AL^{-2}$

図-1 林試・釜淵試験地および釜淵・1号沢位置図

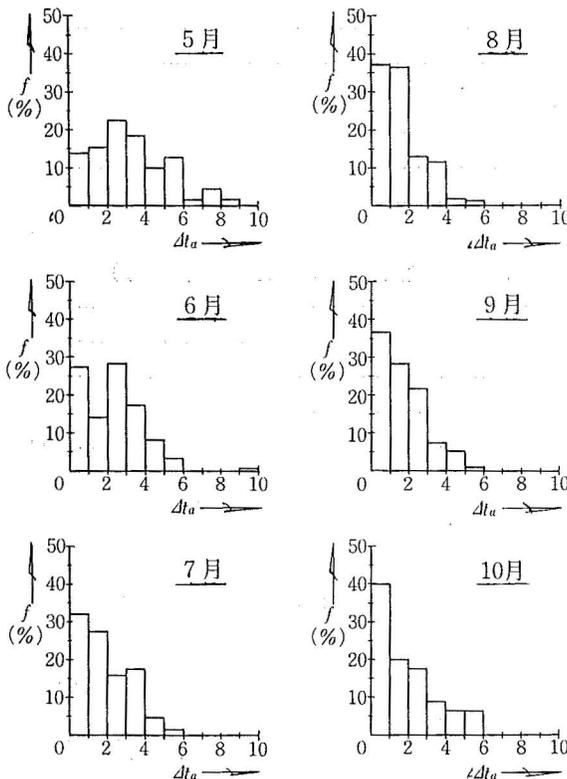


図-2・A 林試・釜淵・1号沢:無降雨時乾球気温と湿球気温の差の月別度数分布(単位:°C)

(1) $Q < 7\text{mm/day}$ の場合 (2) $Q > 7\text{mm/day}$ の場合

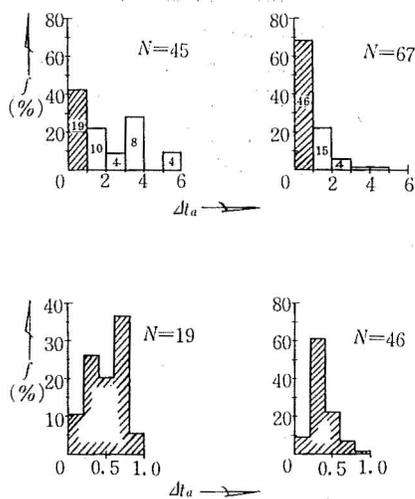


図-2・B 林試・釜淵・1号沢:降雨時乾球気温と湿球気温の差の度数分布

るので、ここでは解析の手順として④無降雨時・基底流量 (地下水流出) が卓越する場合、⑤降雨後・基底流量 (地下水流出) の中間流出が共存する場合、および⑥降雨時・表面流去を生ずる場合に区分して取り扱い、最後にこれらの結果を総括して、⑦降雨前後の水温分析に適用・吟味した。これらのうちAおよびBの場合をまとめて第1報とする。

II. 研究方法の要点

本研究では既報¹⁾で提起した接近方法に従ったが、その要点はおおむね次のようである。

① 河川 (溪流) 水温の現象は流域全体にかかわりあいをもつと云う認識より、流域を一つのユニットとして取り扱い流体全体について水温の形成過程を考察すること、② 河川 (溪流) 水温は気象的条件 (その主なる指標としての気温) のほか、流量と深くかかわり合うので流量を導入すること、③ これらの観点に立って現時点で現象に接近可能な一つの方法は、現象を巨視的^{(註)3,4}に把握して従来の熱学的考察に加えるに水文の考察を併用する方法である。

このような方針にもとづいて、現象分析およびその理論的考察よりまず水温—流量—気温の関係を導き、つぎに関係式の諸係数の関数型を実際溪流の観測値より求める半理論的方法をここでは採用した。この方法の主なる特徴点は、流域全体における表面流出系に及ぼす熱的諸条件の影響を巨視的にとらえて、「流域の熱効果」なる物理量 (温度項)¹⁾を導入したことである。

(注) 3 物理学で規定する概念を援用して、「非常に多くの部分から成り立っている流域の状態が少数の物理学的の量で定められるとする立場」を前提としている。〔芝亀吉：熱力学・岩波全書 (1965) p. 2 参照〕原著では部分→分子、流域→物体

(注) 4 このような研究方法についてとくに留意すべきこととして、次の記述は重要であると考えられる。「一つの微視的 (マイクロ) 状態があると、それによって一つの巨視的 (マクロ) 状態が定められる。これに反して同一の巨視的 (マクロ) 状態を与える微視的 (マイクロ) 状態は一つに限らず数箇もあり得る。」〔芝亀吉：物理学概説Ⅱ (熱学), 岩波 (1931) p. 276〕
従ってこのような研究方法には必然的に確率論的な考察が要求されるであろう。

III. 研究結果

III. A 無降雨時・基底流量 (地下水流出) の卓越する場合

III. A. 1 関係式の誘導

[1] 地点水温^{(註)5}と流域の熱効果および地点気温^{(註)6}の相互関係

無雪期・無降雨で地下水流出が卓越していて中間流出が僅小なる場合には、地点流量^{(註)7} Q の構成要素は近似的には地下水流出 Q_G (その水温 t_G) のみであると見なされる (以下 $Q \rightarrow Q_G$) であろう。いま「地表流出系全体におよぼす外的条件の総合的熱効果 (以下流域の熱効果という) を Δt (°C) とすれば、この場合の地点水温 (t °C) は地下水水温 (t_G °C) と「流域の熱効果」 (温度項, Δt °C) の和であるので、次式 (1) が成立する。

$$t = t_G + \Delta t \dots\dots\dots(1)$$

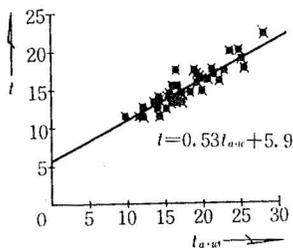
(注) 5 地点水温 ($t^{\circ}\text{C}$): 流量観測地点の渓流水温

(注) 6 地点気温 ($t_a^{\circ}\text{C}$): 渓流域隣接露場の気温・流量観測地点の気温と見なせるもの

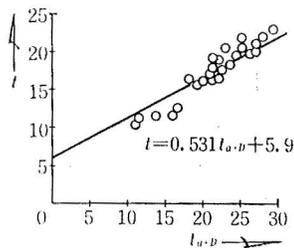
(注) 7 地点流量 (Q : mm/day): 観測地点の流量

一方でこの場合の地点水温 ($t^{\circ}\text{C}$) と地点気温 ($t_a^{\circ}\text{C}$) との係数は、観測値の分析結果 (図-3・A B参照) によると (既報¹⁾) の実際河川の結果と同様に) 一定の流量区間について直線的である。その観測方程式は次の (2)' 式で表される。

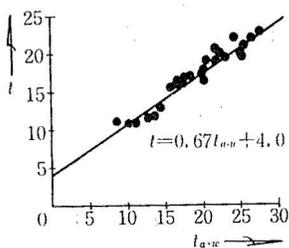
(1) $Q=0.08\sim 0.12$ mm/day $q_G=5.0$



(1) $Q=0.08\sim 0.12$ mm/day $q_G=5.0$



(2) $Q=0.70\sim 0.90$ mm/day $q_G=40.0$



(2) $Q=0.70\sim 0.90$ mm/day $q_G=40.0$

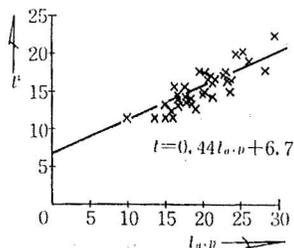


図-3・A 釜淵・1号沢: 無降雨時・地下水流出が卓越する場合の $t\sim t_{a-w}$ 関係
 t_{a-w} : 湿球気温 (単位: $^{\circ}\text{C}$)

図-3・B 釜淵・1号沢: 無雪期・無降雨時・地下水流出が卓越する場合の $t\sim t_{a-D}$ 関係
 t_{a-D} : 乾球気温 (単位: $^{\circ}\text{C}$)

$$t = b \cdot t_a + C_1' \dots\dots\dots(2)'$$

$C_1' \equiv C_1 \cdot t_G$ とおくと,

$$t = b \cdot t_a + C_1 \cdot t_G \dots\dots\dots(2) \text{ (流量パラメータ)}$$

定まった流域については、これらの係数 b , C_1 は流量のみの関数である。(以下、この報告では $t_G=12^{\circ}\text{C}$ とする。)¹⁾

(1) と (2) より、 $\Delta t\sim t_a$ 関係式は次のようになる。

$$\begin{aligned} \Delta t &= t - t_G = b \cdot t_a + C_1 \cdot t_G - t_G \\ &= b \cdot t_a + (C_1 - 1)t_G \end{aligned}$$

この式で $C_2 = C_1 - 1$ とおくと、(したがって $C_1 = C_2 + 1$)

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

[2] 地点水温—流量関係 (気温をパラメータとして)

気温をパラメータとする地点水温 ($t^{\circ}\text{C}$) と渓流流量 ($Q \rightarrow Q_G$ mm/day) の関係は、観測結果より 図-4 のようである。周知のように無降雨時の地下水流出量 Q_G の経時変化³⁾ の主な特性は、図-5 に示すように指数関数的な逓減曲線であるので、近似的には次式 (4)

で表示される。

$$\left. \begin{aligned} Q_G &= Q_{G,i} + (Q_{G,i} - Q_{G,i})e^{-\lambda T} \\ \text{または } Q_G &\doteq Q_{G,i} e^{-\lambda T} \end{aligned} \right\} \dots(4)$$

この関係を用いると、図-4 に例示される $t \sim Q$ 曲線の方程式は次の (5) 式で近似的に表わすことが出来る。

$$Q_G(t - \Delta t^{**}) = Q_{G,i} t_G \dots\dots\dots(5)$$

ここに Δt^{**} は前述した (1) 式の Δt (流域の熱効果) とは異なる量で、分析計算の操作上便宜的に導入した温度項である。(ただし、後述するように Δt と一定の関係をもつ量である。) この (5) 式を変形して、次の (6) 式を導く。

$$t = \Delta t^{**} + \frac{Q_{G,i}}{Q_G} \cdot t_G, \quad q_G = \frac{Q_G}{Q_{G,i}} \text{ (以下基底流量比と仮称する) とおくと,}$$

$$t = \Delta t^{**} + \frac{1}{q_G} \cdot t_G \dots\dots\dots(6)$$

これらの表示式 (5), (6) の主要な役割は、いまの場合と既報の融雪流出後期の場合、および後述する無雪期の他の場合 (まえがきで述べた B, C 等) とを統一的に取り扱うことにある。

[3] Δt と Δt^{**} の関係

(1) 式の Δt と (5) 式の Δt^{**} との関係は、(1) と (6) より次のようになる。

$$\Delta t = t - t_G = \Delta t^{**} + \frac{1}{q_G} \cdot t_G - t_G$$

$$\therefore \Delta t = \Delta t^{**} + \left(\frac{1}{q_G} - 1 \right) \cdot t_G \dots\dots\dots(7)$$

つぎに Δt^{**} と地点気温 (t_a °C) の関係は、(2) と (6) より以下のようにになる。

$$\Delta t^{**} = t - \frac{1}{q_G} \cdot t_G = b \cdot t_a + C_1 t_G - \frac{1}{q_G} \cdot t_G$$

$$= b \cdot t_a + \left(C_1 - \frac{1}{q_G} \right) \cdot t_G$$

$$C_2^{**} = C_1 - \frac{1}{q_G} \text{ とおくと,}$$

$$\Delta t^{**} = b \cdot t_a + C_2^{**} \cdot t_G \dots\dots\dots(8)$$

$$\text{ここに } C_2^{**} = C_1 - \frac{1}{q_G} \text{ または } C_1 = C_2^{**} + \frac{1}{q_G} \dots\dots\dots(9)$$

前掲 (3) 式と (8) 式を比較して見ると、地点気温 (t_a °C) と地下水温 (t_G °C) に関して対照的な関係式であることがわかる。両式における定数項 ($t_G = \text{一定}$) の係数 C_2 と C_2^{**} の関係を求めると、(3), (7) および (8) より次のようになる。

$$C_2 = C_2^{**} + \frac{1}{q_G} - 1 \dots\dots\dots(10)$$

$$q_G = QQ_{G,i}, \quad Q_{G,i} = 0.02 \text{ mm/day}$$

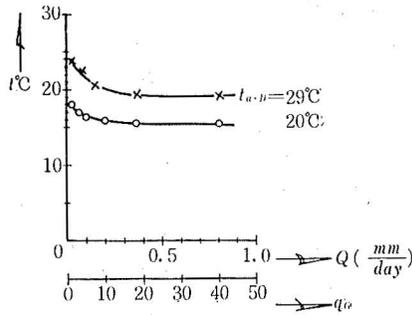


図-4 釜淵・1号沢：無雪期・無降雨時・地下水流出の卓越する場合
 渓流水温 (t °C) ~ 流量 (Q) 関係： $Q \doteq Q_G$
 $t_{a,D}$ (乾球気温)：パラメータ。 [t °C：9時値]
 (注) 湿球気温の場合も同様の傾向である。

$$Q_G = Q_{G,i} + (Q_{G,i} - Q_{G,i}) \exp[-\lambda T]$$

$$\text{または } Q_G = Q_{G,i} \exp[-\lambda T]$$

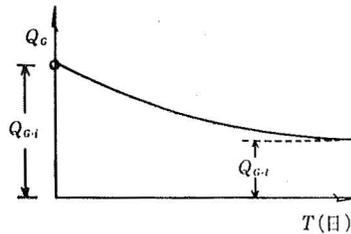


図-5 基底流量 (地下水流出) の低減曲線

[4] 関係式のまとめとその無次元化

以上この場合の解析に必要な関係式を導いたが、その要点は(2)式の係数 b および C_1 の流量に関する関数型が定まれば、一定流域における地点水温($t^{\circ}\text{C}$)—流量($Q \rightarrow Q_G \text{ mm/day}$)—地点気温($t_a^{\circ}\text{C}$)の関係が明らかになることである。したがって残された問題点は、観測資料にもとづいて b および C_1 の q_G に関する関数型を求めることである。今後の分析操作の便宜上、これらの関係式を整理して既報の融雪流出後期・無降雨時の関係式と比較・対置するとともに、 $\theta = \frac{t}{t_G}$, $\theta_a = \frac{t_a}{t_G}$, $q_G = \frac{Q_G}{Q_{G,1}}$, $\delta\theta = \frac{\Delta t}{t_G}$, $\delta\theta^{**} = \frac{\Delta t^{**}}{t_G}$ とにおいて無次元化し表-1に示す。換言すれば、表-1の関係式・比較表の目的は、河川水温現象の各場合を統一的に把握して相互の関連を明らかにし、且つ分析に役立てることにある。

表-1 各場合の関係式の比較

区分 項目	無雪期・無降雨時 Q_G のみの場合 ($Q=Q_G$)	融雪流出後期・無降雨時 Q_S と Q_G の場合 ($Q=Q_S+Q_G$)
関係式	$t = b \cdot t_a + C_1 t_G$ $Q_G(t - \Delta t^{**}) = Q_{G,1} \cdot t_G$ $t = \Delta t^{**} + \frac{Q_{G,1}}{Q_G} \cdot t_G$ $\Delta t^{**} = b \cdot t_a + C_2^{**} \cdot t_G$	$t = b \cdot t_a + C_1 t_G$ $Q(t - \Delta t) = Q_G \cdot t_G$ $t = \Delta t + \frac{Q_G}{Q} \cdot t_G$ $\Delta t = b \cdot t_a + C_2 \cdot t_G$
無次元量	$q_G = \frac{Q_G}{Q_{G,1}}$, $\theta = \frac{t}{t_G}$, $\theta_a = \frac{t_a}{t_G}$, $\delta\theta^{**} = \frac{\Delta t^{**}}{t_G}$	$q = \frac{Q}{Q_G}$, $\theta = \frac{t}{t_G}$, $\theta_a = \frac{t_a}{t_G}$, $\delta\theta = \frac{\Delta t}{t_G}$
無次元式	$\theta = b \cdot \theta_a + C_1$ $q_G(\theta - \delta\theta^{**}) = 1$ $\theta = \delta\theta^{**} + \frac{1}{q_G}$ $\delta\theta^{**} = b \cdot \theta_a + C_2^{**}$	$\theta = b \cdot \theta_a + C_1$ $q(\theta - \delta\theta) = 1$ $\theta = \delta\theta + \frac{1}{q}$ $\delta\theta = b \cdot \theta_a + C_2$
係数関係	$C_2^{**} = C_1 - \frac{1}{q_G}$ または $C_1 = C_2^{**} + \frac{1}{q_G}$ $C_2 = C_1 - 1$ $= C_2^{**} + \frac{1}{q_G} - 1$	$C_2 = C_1 - \frac{1}{q}$ または $C_1 = C_2 + \frac{1}{q}$ (注) $q=1$ (すなわち $Q=Q_G$, $Q_S=0$) のとき $C_2=C_1-1$ となる

III・A・2 関係式諸係数の関数型

ここでは上述の関係式を用いて林試・釜淵・1号沢の観測資料(渓流水温: 9時値, 気温: 10時値, 流量: 日平均)を分析し、無雪期・無降雨時・地下水流出が卓越する場合の前記係数 b , C_2^{**} , C_1 および C_2 等の流量に関する関数型を明らかにする。

これらの分析計算では $Q_{G,1}$ の定め方が問題となる。その理由は、低流量区間で基底流量の最小規準を定めることが容易でないことにある。実際河川の場合には、 $Q_{G,1}$ の値として渴水量を用いることが妥当であると考えられるが、渓流の場合には低流量区間における流量分布から見て慣用の渴水量を画一的に用

表-2 最小流量区間の流量度数分布

流量 $Q \text{ mm/day}$	度数 f
0.01	1
0.02	12
0.03	8
0.04	6
計	27

(注) 昭和26年1月~30年4月間釜淵・1号沢観測資料より

いることに疑問を生ずる。

ここではこれらの吟味をかね、渓流流量 (4カ年間) の最小区間 ($0.01 \leq Q \leq 0.04$ mm/day) において流量の度数分布 (表-2 参照) を求め、これより $Q_{G,l} = 0.02$ mm/day を基準値として採用した。(分析計算はこの基準値によるものを中心として記述する。) しかし湯水量を妥当とする見地からすると $Q_{G,l} = 0.05$ mm/day 程度であるので、主要な係数については $Q_{G,l} = 0.02, 0.03, 0.05$ mm/day の各場合について分析し、これらの結果を比較検討した。(後述 III・A・3 分析結果に対する考察参照。)

III・A・2-1 流量をパラメータとする $t \sim t_a$ 関係と勾配 b の関数型

流量 ($Q = Q_G$) をパラメータとする $t \sim t_a$ 関係は、その分析例を前掲 図-3・A・B に示すようにおおむね直線的である。前記観測資料より $Q_G \leq 1.0$ mm/day ($q_G \leq 50$; $Q > 1.0$ mm/day の範囲では中間流出の影響が大となるので III・B で後述) の範囲において表-3・A・B に示すように多数の流量区間を設定してそれぞれの区間ごとに $t \sim t_a$ 関係を図示し、図式概算法または相関法 (筆者の経験によれば前者の方法で十分のようである) により $t \sim t_a$ 直線関係の勾配 b および y 切片 $C_1' (= C_1 \cdot t_a)$ を求める。湿球気温および乾球気温について求めたこれらの計算結果を、それぞれ表-3・A・B に示す。

これらの数値表より勾配 b と基底流量比 q_G の関係を画がき (図-6 (1), (2) 参照), その観測方程式を求めると次式 (11) のようになる。($1 < q_G < 50$) 広範囲の q_G に対して、

$$b = b_l + (b^* - b_l) \exp[-k(q_G - 1)] \dots \dots \dots (11 \cdot a)$$

$1 \leq q_G < 10$ の範囲において、

$$b = b^* \exp[-k'(q_G - 1)] \dots \dots \dots (11 \cdot b)$$

ここに b^*, b_l, k および k' 等は流域に固有な常数であって、湿球気温と乾球気温に対

表-3・A 釜淵・1号沢：無雪期・無降雨時・地下水流出の卓越する場合
—— $Q_{G,l} = 0.02$ mm/day——

湿球気温のときの各流量区間における

$$b, C_1 \text{ および } C_2^{**} \text{ の標本値, } C_2^{**} = C_1 - \frac{1}{q_G}$$

流量区間	区間平均	基底流量比	勾配 (標本値)	y 切片係数 (標本値)			
mm/day	\bar{Q}_G	q_G	b_{ob}	$(C_1)_{ob}$	$\frac{1}{q_G}$	$(C_2^{**})_{ob}$	
1	0.01~0.04	$Q_{G,l} = 0.02$	1.00	0.78	0.30	1.00	-0.70
2	0.04~0.06	0.05	2.50	0.75	0.25	0.40	-0.15
3	0.06~0.08	0.07	3.50	0.72	0.29	0.286	0.04
4	0.08~0.12	0.10	5.00	0.69	0.333	0.20	0.133
5	0.12~0.16	0.14	7.00	0.66	0.375	0.143	0.232
6	0.16~0.24	0.20	10.00	0.61	0.417	0.100	0.317
7	0.24~0.32	0.28	14.00	0.57	0.450	0.071	0.379
8	0.32~0.40	0.36	18.00	0.55	0.46	0.056	0.404
9	0.40~0.50	0.45	22.50	0.55	0.46	0.044	0.416
10	0.50~0.60	0.55	27.50	0.54	0.46	0.036	0.424
11	0.60~0.70	0.65	32.50	0.53	0.46	0.031	0.429
12	0.70~0.90	0.80	40.00	0.53	0.46	0.025	0.435
13	0.90~1.10	1.00	50.00	0.53	0.46	0.02	0.440

表-3・B 釜淵・1号沢：無雪期・無降雨時・地下水流出の卓越する場合
 $Q_{G,I}=0.02 \text{ mm/day}$
 乾球気温の場合の b, C_1 および C_2^{**} の標本値, $C_2^{**}=C_1-\frac{1}{q_G}$

流 量 $Q \text{ mm/day}$	基底流 量 比	勾配 b	y 切片 係 数 $C_{1,D}$	$\frac{1}{q_G}$	C_2^{**}
	q_G				
0.02	1.00	0.63	0.458	1.00	-0.542
0.03	1.50	0.60	0.417	0.667	-0.250
0.07	3.50	0.583	0.458	0.286	0.172
0.10	5.00	0.56	0.458	0.200	0.258
0.11	5.50	0.54	0.500	0.182	0.318
0.12	6.00	0.53	0.500	0.167	0.333
0.13	6.50	0.52	0.500	0.154	0.346
0.16	8.00	0.503	0.517	0.125	0.392
0.19	9.50	0.48	0.524	0.105	0.419

する値は図中に示す。これらの分析結果から明らかなように、 b の値は前者の場合が後者の場合より大きい。

Ⅲ・A・2-2 係数 C_2^{**}, C_1 および C_2 の関数型

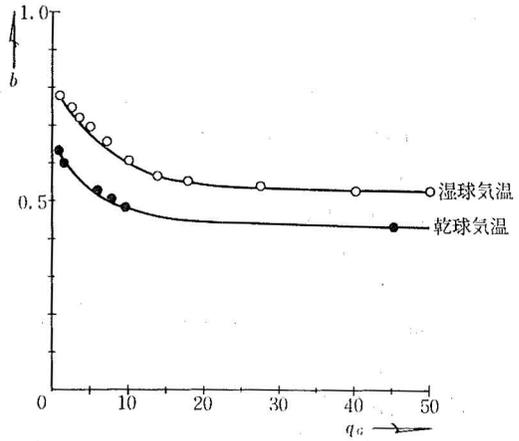
前述の表-1 に示す関係式のの比較表を見ると表区分の2つの場合において、 C_2^{**} は C_2 と対応した関係にあることがわかる。既報¹⁾のように C_2 は流量に関する単調増加の関数であり、その関数型は次の(12)'式で表示される双曲線型であるので、 C_2^{**} もこれと類似の関数型であることが予想される。

$$C_2 = \frac{\gamma}{q + \alpha} - \beta \dots\dots\dots(12)'$$

ここに、 α, β, γ 流域に固定な定数、 $q = \frac{Q}{Q_G}$ (Q : 融雪水を含む全流量)

一方、この場合の係数間の関係式 $C_2^{**} = C_1 - \frac{1}{q_G}$ および観測資料を分析して求められた前掲表-3の C_1 値より、各流量(または q_G)ごとに C_2^{**} が計算される。このようにして求めた

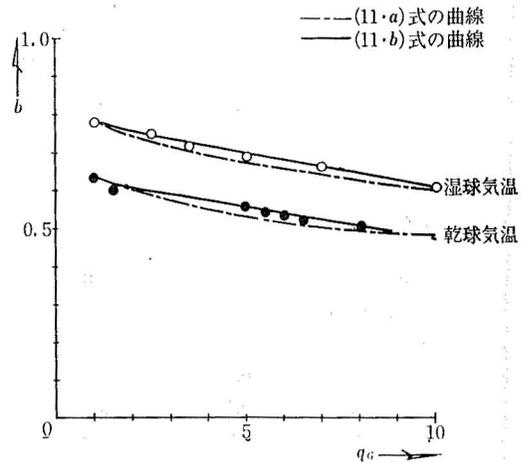
q_G の広範囲に対して、($Q_{G,I}=0.02$)
 $b = b_1 + (b^* - b_1)\exp[-k(q_G - 1)] \dots\dots(11 \cdot a)$



項目	b_1	b^*	k
湿球気温	0.53	0.78	0.139
乾球気温	0.44	0.63	0.183

図-6 (1) 釜淵・1号沢：無雪期・無降雨時・地下水流出の卓越する場合：勾配 b の関数型

$1 \leq q_G < 10$ の範囲に対して
 $b = b^* \exp[-k'(q_G - 1)] \dots\dots\dots(11 \cdot b)$



項目	b^*	k'
湿球気温	0.78	0.028
乾球気温	0.63	0.032

図-6 (2) 釜淵・1号沢：無雪期・無降雨時・地下水流出の卓越する場合：勾配 b の関数型

C_2^{**} の値と q_G との関係を描くと、さきに予想した通り q_G に関して双曲線型の曲線 (図-7 参照) となる。周知の方法⁴⁾ でこの曲線の観測方程式を求めると、(12)' 式と全く同型の次式 (12) が得られる。図-7 で明らかのように標本値と関係式 (12) の曲線とはおおむね一致する。

$$C_2^{**} = \frac{\gamma}{q_G + \alpha} - \beta \dots \dots (12)$$

ここに α , β , γ は流域に固有な定数で、この場合の数値は湿球気温の場合・乾球気温の場合についてそれぞれ 図-7 に示す通りである。

以上のようにして $C_2^{**} \sim q_G$ の関係式 (12) が求まると、 $C_1 = C_2^{**} + \frac{1}{q_G}$ 等の係数間関係式 (表-1 参照) より C_1 および C_2 の観測方程式はそれぞれ (13) 式、(14) 式となる。

$$C_1 = \frac{\gamma}{q_G + \alpha} + \frac{1}{q_G} - \beta \dots (13)$$

$$C_2 = \frac{\gamma}{q_G + \alpha} + \frac{1}{q_G} - (\beta + 1) \dots \dots \dots (14)$$

$C_1 \sim q_G$ 関係を図示すると 図-8 のようになり、観測資料より分析した標本値 (表-3・A および B 参照) は関係式 (13) の曲線と比較的よく一致することがわかる。なお、今後の計算に資するために $C_2 \sim q_G$ 関係を 図-9 に示す。

III・A・3 分析結果に対する考察

さきに関係式諸係数の関数型 (III・A・2 項参照) を求める際に、留意すべき事項として $Q_{G,l}$ の定め方について述べた。ここでは $Q_{G,l}$ の値が分析結果にどのように影響するかを考察する。この考察の要点は、①

主なる関係式 (2) の係数 b および C_1 が $Q_{G,l}$ の値でどのように変化するか、したがって②係数 b の表示式 (11・a) ならびに C_1 の表示式 (13) に含まれる流域固有の諸定数が如何に変化するかを検討することであろう。以下 $Q_{G,l} = 0.02$ の場合と $Q_{G,l} = 0.05$ の場

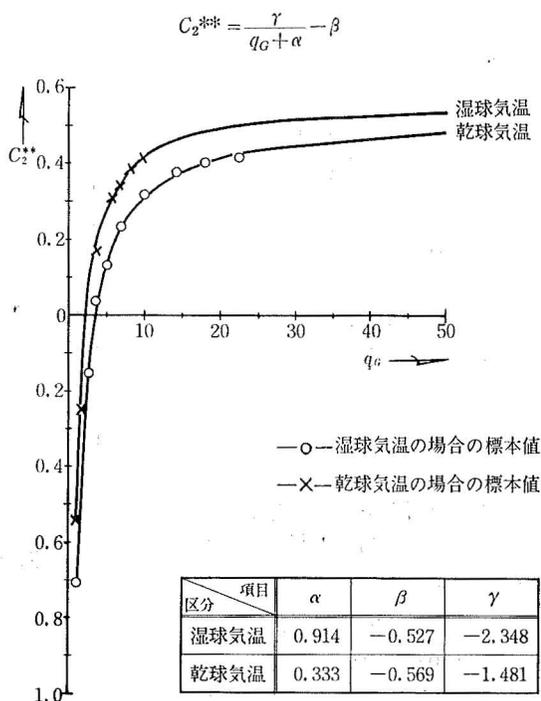


図-7 釜淵・1号沢：無雪期・無降雨時・地下水流出の卓越する場合： C_2^{**} の関数型 ($Q_{G,l} = 0.02$)

$$C_1 = \frac{\gamma}{q_G + \alpha} + \frac{1}{q_G} - \beta$$

($Q_{G,l} = 0.02$)

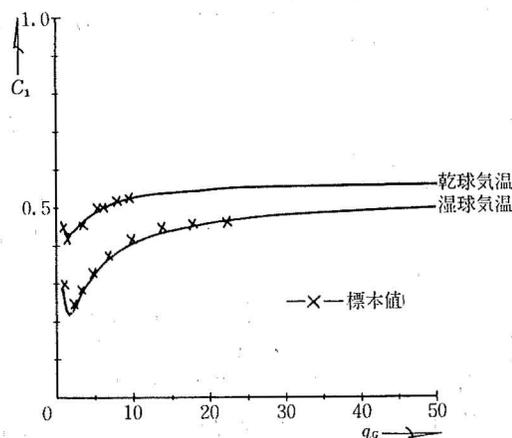


図-8 釜淵・1号沢：無雪期・無降雨時・地下水流出の卓越する場合： y 切片係数 C_1 の関数型

合についてこれらの問題点を吟味する。

1) 諸定数の変化について

既述した $Q_{G,l}=0.02$ mm/day の場合と全く同じ手順で、その他の $Q_{G,l}$ 値について湿球気温の場合の流域に固有な諸定数を求め、これらの計算結果をまとめて表-4 および図-10 に示す。これらの図表から α, γ の変化は大きい β の変化は小さいことがわかる。

2) 主要なる係数 b および C_1 の変化

これらの諸定数の値を用いて、関係式(2)の勾配 b および γ 切片の係数 C_1 と q_G との関係を求め図-11(1), (2) に示す。いま両者 ($Q_{G,l}=0.02, 0.05$) の場合を対置して、各流量区間の数例について図-11よりそれぞれの b, C_1 の値を求め、且つ気温 20°C における水温値 (t_{20}) と γ 切片 C_1' を計算して比較すると表-5 のようである。この表より明らかなように流量区間 $Q=0.16\sim 0.24(Q=0.20)$ までは $Q_{G,l}=0.05$ の場合がやや高い値を示すが、しかし両者の差は僅小であって5%以下である。流量がより大きくなるとこれと反対の傾向を示し、両者の差は一層僅小となる。

さて、表-5 において両者の差が最も大きい $Q=0.08\sim 0.12(Q=0.10)$ 区間について、それぞれの場合の計算値と観測値との適合度を吟味するために、①計算で求めた関係式と観測値の直接的比較(図-12・A 参照)および②個々に求めた計算値と観測値の誤差分布の分析(図-12・B 参照)を行なった。図-12・A・B から明らかなように両者の場合とも比較的よい一致を示し、それぞれの分散(S)は 6.15 および 6.21 でほぼ等しい。ただ $Q_{G,l}=0.02$ の場合の方が、全体として計算値と観測値のへだたりがややすくない。したがって実用上では、湧水量(0.05)を $Q_{G,l}$ として採用してよいであろう。

III・A・4 分析結果のまとめと観測資料による検討

この場合の関係式の分析結果をまとめた上で、 $Q_{G,l}=0.02$ mm/day の場合を基準として採用し観測値と計算値とを比較検討して計算誤差の精度を吟味した。以下これらの要点を順次述べる。

1) 渓流水温 ($t^\circ\text{C}$) と地点気温 ($t_a^\circ\text{C}$) の関係

$$C_2 = \frac{\gamma}{q_G + \alpha} + \frac{1}{q_G} - (\beta + 1)$$

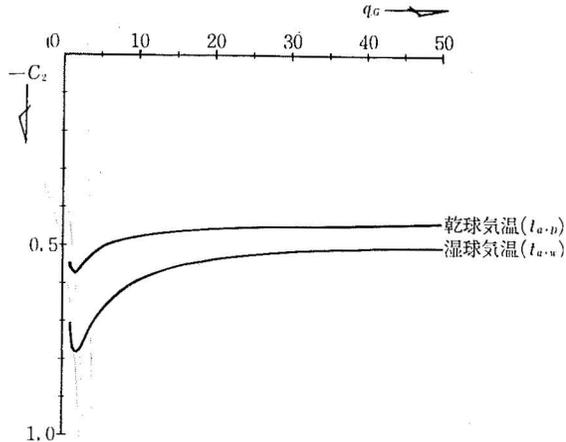


図-9 釜淵・1号沢：無雪期・無降雨時・地下水流出の卓越する場合： $C_2 \sim q_G$ 関係

表-4 釜淵・1号沢：無雪期・無降雨時・地下水流出の卓越する場合 — 湿球気温 — $Q_{G,l}$ による流域に固有の諸定数の変化

定数	b_l	b^*	k	α	β	γ
$Q_{G,l}$ mm/day 0.02	0.53	0.78	0.139	0.914	-0.527	-2.348
0.03	0.53	0.78	—	0.357	-0.512	-1.643
0.05	0.53	0.75	0.38	-0.024	-0.47	-1.19

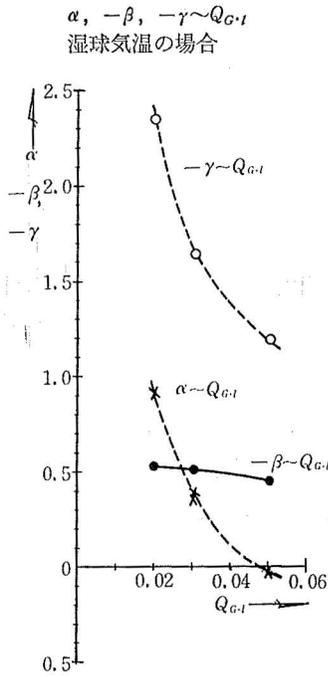


図-10 釜淵・1号沢：無雪期・無降雨時・地下水流出の卓越する場合

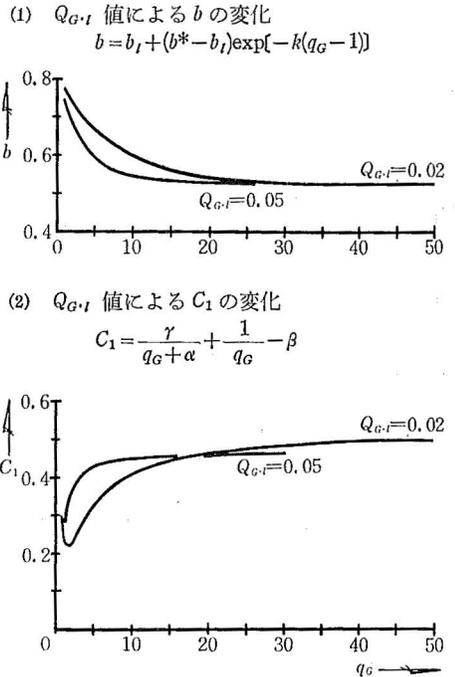


図-11 釜淵・1号沢：無雪期・無降雨時・地下水流出の卓越する場合

表-5 $Q_{G,t}$ の取り方による係数 b および C_1 値の相違 (湿球気温について)

区分 Q の区間	$Q_{G,t} = 0.02$				$Q_{G,t} = 0.05$			
	\bar{q}_G	b	$(t)_{20}$	C_1	\bar{q}_G	b	$(t)_{20}$	C_1
0.04~0.06 $\bar{Q} = 0.05$	2.5	0.73	0.24	2.9	1.0	0.75	0.251	3.0
0.08~0.12 $\bar{Q} = 0.10$	5.0	0.67	0.330	4.0	2.0	0.684	0.368	4.4
0.16~0.24 $\bar{Q} = 0.20$	10.0	0.602	0.412	4.9	4.0	0.607	0.421	5.1
0.40~0.50 $\bar{Q} = 0.45$	22.5	0.543	0.471	5.7	9.0	0.550	0.448	5.4
0.70~0.90 $\bar{Q} = 0.80$	40.0	0.531	0.495	5.9	16.0	0.550	0.459	5.5
0.90~1.10 $\bar{Q} = 1.00$	50.0	0.530	0.501	6.0	20.0	0.550	0.460	5.5

(注) $(t)_{20} \equiv (t)_{t_G=20} = 20 \cdot b + C_1'$: 湿球気温 20°C における水温値
 $C_1' = C_1 \cdot t_G, t_G = 12^\circ\text{C}$

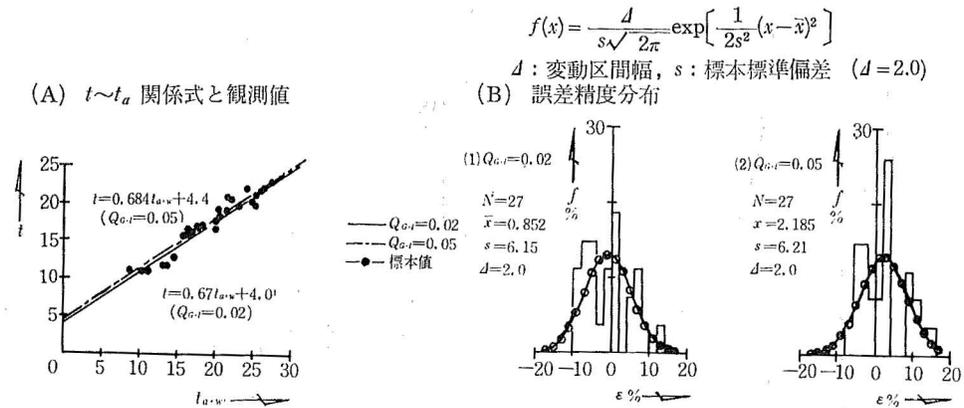


図-12 釜淵・1号沢：無雪期・無降雨時・地下水流出の卓越する場合：湿球気温 $Q_{G,t}$ の定め方と計算値—観測値の適合度 $Q = 0.08 \sim 0.12 (Q = 0.10)$

表-6 釜淵・1号沢：無雪期・無降雨時地下水流出が卓越する場合：流域に固有な諸定数の数値表

定数 気 温 t_a	b_t	b^*	k (k')	α	β	γ
湿球気温の場合 ($t_{a,w}$)	0.53	0.78	0.139 ($k' = 0.028$)	0.914	-0.527	-2.348
乾球気温の場合 ($t_{a,D}$)	0.44	0.63	0.183 ($k' = 0.032$)	0.333	-0.569	-1.481

(注) $Q_{G,t} = 0.02 \text{ mm/day}$ の場合 ($q_G = \frac{Q_G}{Q_{G,t}}$)

$$\begin{aligned}
 t &= b \cdot t_a + C_1 \cdot t_G \\
 &= \{b_t + (b^* - b_t) \exp[-k(q_G - 1)]\} \cdot t_a \\
 &\quad + \left(\frac{\gamma}{q_G + \alpha} + \frac{1}{q_G} - \beta \right) \cdot t_G \dots\dots\dots (15)
 \end{aligned}$$

2) 「流域の熱効果」 $\Delta t(^{\circ}\text{C})$ と地点気温 ($t_a^{\circ}\text{C}$) の関係

$$\begin{aligned}
 \Delta t &= b \cdot t_a + C_2 \cdot t_G \\
 &= \{b_t + (b^* - b_t) \exp[-k(q_G - 1)]\} \cdot t_a \\
 &\quad + \left\{ \frac{\gamma}{q_G + \alpha} + \frac{1}{q_G} - (\beta + 1) \right\} \cdot t_G \dots\dots\dots (16)
 \end{aligned}$$

3) 釜淵・1号沢：無雪期・無降雨時地下水流出が卓越する 場合— $Q_{G,t} = 0.02 \text{ mm/day}$ 一流域に固有な諸定数の値と $t \sim t_a$ 関係式

湿球気温と乾球気温について、この場合の諸定数の値をまとめると表-6 のようである。これらの数値と (15) 式を用いて各 q_G に対する $t \sim t_a$ 関係式を求め、これらをまとめて表-7 に示す。これらの表より湿球気温の場合は乾球気温の場合に較べて、勾配 b は大きく切片 C_1' は小さいことがわかる。前掲図-3・A・Bには、このようにして求めた $t \sim t_a$ 関係式より、それぞれの条件に該当するものを例示した。

4) 計算誤差精度の吟味

以上に述べたように流量 ($Q = Q_G$) と気温 (t_a) の 1 組の観測値に対応して 1 つの水温値

表-7 溪流水温 ($t^{\circ}\text{C}$) ~ 気温 (t_a) 関係式: まとめ

$$t = b \cdot t_a + C_1', \quad b = b(q_G) \quad C_1' = C_1(q_G) \cdot t_G$$

$$\text{但し } q_G = \frac{Q_G}{Q_{G \cdot t}} \quad Q_{G \cdot t} = 0.02 \text{ mm/day}, \quad t_G = 12^{\circ}\text{C}$$

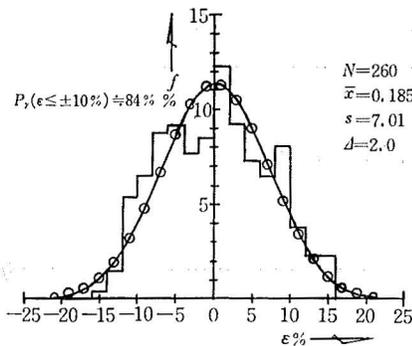
区分 q_G	湿球気温 ($t_{a,w}$)			乾球気温 ($t_{a,D}$)		
	b	C_1' $^{\circ}\text{C}$	$(t)_{t_{a,w}=20}$	b	C_1' $^{\circ}\text{C}$	$(t)_{t_{a,D}=20}$
1.00	0.78	3.6	19.2	0.630	5.5	18.1
1.50	0.76	2.6	17.8	0.613	5.1	17.4
2.00	0.75	2.7	17.7	0.598	5.2	17.2
2.50	0.73	2.9	17.5	0.584	5.4	17.0
3.00	0.72	3.1	17.5	0.572	5.5	16.9
3.50	0.71	3.4	17.6	0.560	5.6	16.8
4.00	0.70	3.6	17.6	0.550	5.7	16.7
5.00	0.67	4.0	17.4	0.531	5.9	16.5
7.00	0.64	4.5	17.3	0.503	6.1	16.2
10.00	0.60	4.9	16.9	0.477	6.3	15.8
14.00	0.57	5.3	16.7	0.458	6.4	15.6
18.00	0.55	5.5	16.5	0.448	6.5	15.5
22.50	0.54	5.7	16.5	0.444	6.6	15.5
27.50	0.54	5.8	16.6	0.441	6.6	15.4
32.50	0.53	5.8	16.4	0.441	6.7	15.5
40.00	0.53	5.9	16.5	0.440	6.7	15.5
50.00	0.53	6.0	16.6	0.440	6.7	15.5

計算誤差・精度の度数分布 (誤差分布曲線)

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

d : 変量区間幅, s : 標本標準偏差

A. 湿球気温の場合



B. 乾球気温の場合

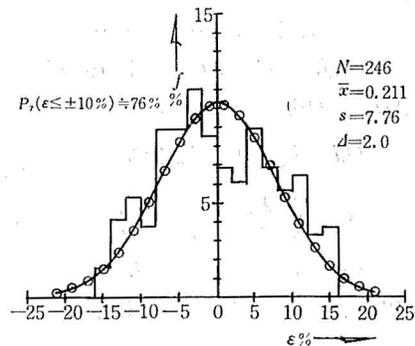


図-13 釜淵・1号沢: 無雪期・無降雨時・地下水流出の卓越する場合

(t)が計算されるので、多数の観測値群について水温の計算値とその観測値を比較検討することが出来る。この場合の計算誤差を対象期間の全観測結果について個々に求め、その精度 ($\epsilon\%$) の度数分布 (誤差分布曲線) を画くと 図-13・A・B のようである。いずれも分散は大きいが規準正規分布に比較的よく一致していて、それぞれ約84%および76%のものが誤差精度 $\pm 10\%$ の範囲内にあるので、このような複雑な現象に対しては比較的良い結果といえよう。(後述Ⅲ・Bで述べるように、計算誤差が大となる理由は主として中間流出の影響によるものと考えられる。)

さて、 $t \sim t_a$ 直線関係における観測値の分散度合については前掲図-3・A・Bに例示する1部の分析結果からもうかがえるように、乾球気温の場合 (図-3・B参照) には湿球気温の場合 (図-3・A参照) よりも直線性からの観測値の分散の仕方が大きい、別に求めた各流量区間別・誤差分布の分析結果 (紙面の都合上省略) によると、この傾向は $Q > 0.5$ mm/day の範囲で一層大きくなるが、これは後述 (Ⅲ・B参照) するように主として中間流出の影響によるものと考えられる。

このような理由から図-13・B (乾球気温の場合の誤差分布曲線) では、 $Q > 0.5$ mm/day の範囲で誤差の精度を $\epsilon > 16\%$ のものは除いてあって、同図中に示すように標準偏差は $S = 7.76$ (除く前の標準偏差 $S = 9.18$) である。湿球気温の場合 (図-13・A) の標準偏差は $S = 7.01$ であるので、明らかに乾球気温の場合の方が分散は大きい。このことは上述した直線性からの観測値の分散の仕方における両者の相違を裏書するであろう。なお、これらの二つの場合についての一層の検討は全体の考察で行なう。

Ⅲ・B 降雨後・中間流出 (Q_M) と地下水流出 (Q_G) が共存する場合 (以下 Q_M の場合と略す)

Ⅲ・B・1 関係式の誘導

(1) 主なる関係式

この場合には対象とする流域で、中間流出 (流量 Q_M , 水温 t_M) と地下水流出 (流量 Q_G , 水温 t_G) と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 ・地点水温 t となる。〔流量: mm/day, 水温: $^{\circ}\text{C}$ 〕

いま対象流域で地表流出系全体に及ぼす外的諸条件の総合的熱効果すなわち「流域の熱効果」を $\Delta t^{\circ}\text{C}$ とすると、流量の構成要素の式 (17) と熱収支の式 (18) は次のようになる。

$$Q = Q_G + Q_M \dots\dots\dots (17)$$

$$Q_G(t_G - t) + Q_M(t_M - t) + \Delta t(Q_G + Q_M) = 0 \dots\dots\dots (18)$$

(17) と (18) より

$$Q(t - \Delta t) = Q_M \cdot t_M + Q_G \cdot t_G = \left(\frac{Q_M}{Q_G} \cdot \frac{t_M}{t_G} + 1 \right) \cdot Q_G \cdot t_G$$

$$K_M = \left(\frac{Q_M}{Q_G} \cdot \frac{t_M}{t_G} + 1 \right) \text{とおくと,}$$

$$Q(t - \Delta t) = K_M \cdot Q_G \cdot t_G \dots\dots\dots (19)$$

(19) を変形すると、次式 (20) が得られる。

$$t = \Delta t + \left(\frac{K_M}{q} \right) \cdot t_G \dots\dots\dots (20)$$

ただし $q = \frac{Q}{Q_G}$ (流量比)

一方この場合にも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直線的であるのでその観測方程式は (21) のようにおける。

$$t = b \cdot t_a + C_1', \quad C_1' \equiv C_1 \cdot t_G$$

$$= b \cdot t_a + C_1 \cdot t_G \dots\dots\dots (21) : (\text{前掲 (2) と同じ})$$

(20) と (21) より

$$\Delta t = t - \left(\frac{K_M}{q}\right) \cdot t_G = b \cdot t_a + C_1 \cdot t_G - \left(\frac{K_M}{q}\right) \cdot t_G = b \cdot t_a + \left(C_1 - \frac{K_M}{q}\right) \cdot t_G$$

$C_2 = C_1 - \frac{K_M}{q}$ とおくと、

$$\Delta t = b \cdot t_a + C_2 \cdot t_G \dots\dots\dots (22) : (\text{前掲 (3) と同じ})$$

ここに $C_2 = C_1 - \frac{K_M}{q}$ }
 または $C_1 = C_2 + \frac{K_M}{q}$ } $\dots\dots\dots (23)$

[2] $\frac{K_M}{q}$ について、 $\left(\frac{K_M}{q} : \text{中間流出の影響項}\right)$

$$K_M = \frac{Q_M}{Q_G} \cdot \frac{t_M}{t_G} + 1 = \frac{Q_M}{Q} \cdot \frac{Q}{Q_G} \cdot \frac{t_M}{t_G} + 1$$

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

$$K_M = q_M \cdot q \cdot \theta_M + 1$$

$$\therefore \frac{K_M}{q} = q_M \cdot \theta_M + \frac{1}{q} \dots\dots\dots (24)$$

(17) 式を上記無次元記号 q_M , q で表わすと次のようになる。

$$q_M + \frac{1}{q} = 1 \dots\dots\dots (17')$$

$q_M = 1 - \frac{1}{q}$ を (24) に代入して整理すると、次の (25) 式が得られる。

$$\frac{K_M}{q} = \theta_M + (1 - \theta_M) \cdot \frac{1}{q} \dots\dots\dots (25)$$

この式は θ_M をパラメータとする双曲線の方程式である。 $\theta_M = \frac{t_M}{t_G}$ であり、 t_M (中間流出の水温) は地温 (t_s °C) の影響を受ける(注)8。 (t_M の観測資料は入手困難であるので目下観測準備中である。ここでは地表面下 1.2 m および 3.0 m の地温を参考値とした。) 釜淵試験地の地温観測資料より 5月~9月間の変化を整理すると、図-14・A・B に示すように特徴ある経時変化をする。これらの分析結果を参考として θ_M を決定し、(25) 式を用いて $\frac{K_M}{q} \sim q$ 関係を図示すると、図-15 のようである。(なお、これらの数値は計算上重要であるので、附表-1 に重複をいとわ記載した。)

(注) 8 中間流出の水温 (t_M) はその流動層の地温 (t_s) の影響を受けると考えられるが、現在のところ正確な情報が得られない。しかし既往の知見から、定性的には次のようなことが推論される。

- ① 地温は深さによって経時変化の特性が異なる。
- ② 1次中間流出と2次中間流出では流動層の深さが異なる。

- ③ 従って1次中間流出と2次中間流出とでは水温を異にする可能性があると予想される。(以下、 $t_M \doteq t_s$ として取り扱う.)

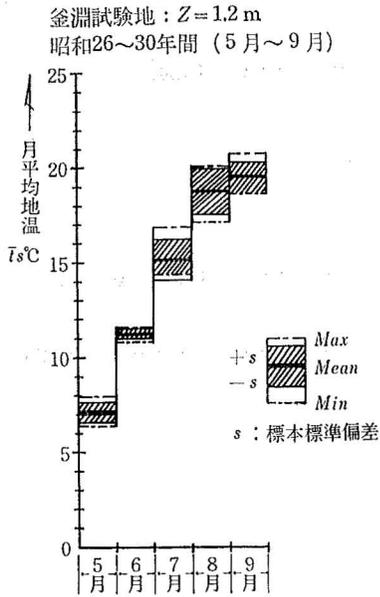


図-14・A 月平均地温の変化

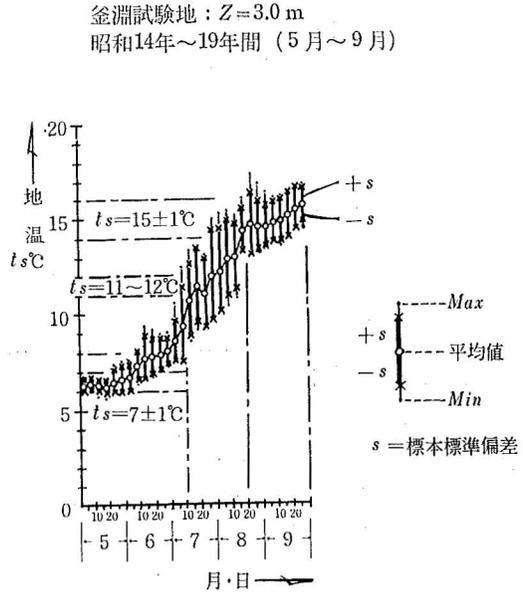


図-14・B 地温の経時変化

$$\frac{K_M}{q} = q_M \cdot \theta_M + \frac{1}{q} = \theta_M + (1 - \theta_M) \cdot \frac{1}{q}$$

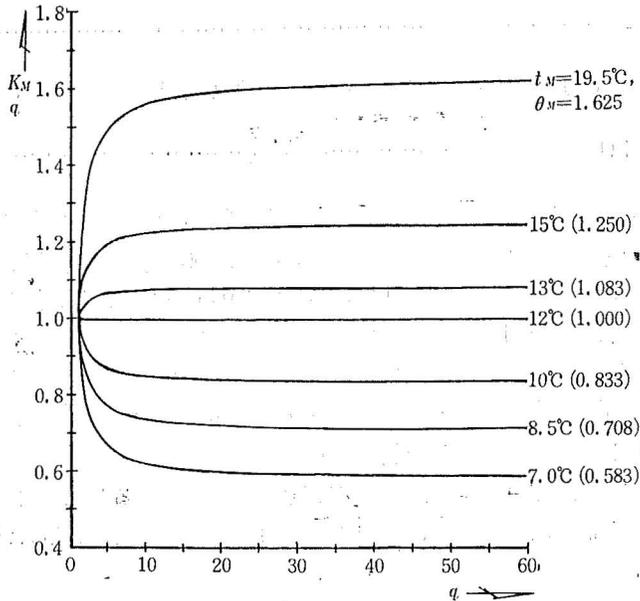


図-15 $\left(\frac{K_M}{q}\right) \sim q$ 関係 $t_M, \left(\theta_M = \frac{t_M}{t_G}\right)$: パラメータ

[3] 関係式のみまとめ

以上求めた関係式をまとめ、前述した Q_G のみの場合と比較すると表-8 のようである。表よりこの場合には中間流出の水温の影響項 $\left(\frac{K_M}{q}\right)$ が特徴的であり、 Q_G のみの場合には見掛の流域熱効果 dt^{**} の導入が特徴的であることがわかる。なお、主なる関係式(水温—気温式、流域熱効果—気温式)は両者の場合とも同一型式で表示され、式の係数の関数型が異なることが予想される。

III・B・2 関係式・諸係数の関数型

この場合の諸係数の関数型を考察するには、次のことに留意することが大切であろう。

① 無降雨時の dt について

前述 III・A： Q_G のみの場合もこの(III・B)場合もともに無降雨であるという観点からすれば、気象的条件は等質であるといえよう。従って両者の場合において、等しい流量と気温に対しては「流域の熱効果」 dt はほぼ等しいと考えられる¹⁾。すなわち、 Q_G のみの場合の dt 式の勾配 b および切片係数 C_2 は、 Q_G と Q_M が共存する場合へも適用して差支えないであろう。

表-8 無雪期・無降雨時の各場合比較表

区分 項目	無雪期・無降雨時 Q_G のみの場合	無雪期・降雨後(無降雨時) Q_G と Q_M が共存する場合
流量構成要素 の式	$Q = Q_G$ $q = \frac{Q}{Q_G} = 1$	$Q = Q_G + Q_M$ $q_M + \frac{1}{q} = 1$
基底流量	$Q_G = Q_{G,i} + (Q_{G,i} - Q_{G,i}) \exp[-\lambda T]$ $q_G = \frac{Q_G}{Q_{G,i}}$	$Q_G \gg Q_{G,i}$ $q = \frac{Q}{Q_G}$
流量—水温式	$Q_G(t - dt^{**}) = Q_{G,i} \cdot t_G$ $t = dt^{**} + \frac{1}{q_G} \cdot t_G$	$Q(t - dt) = K_M \cdot Q_G \cdot t_G$ $t = dt + \left(\frac{K_M}{q}\right) \cdot t_G$
$\left(\frac{K_M}{q}\right)$ 値	$Q_M = 0, q_M = 0$ $q = 1$ $\frac{K_M}{q} = 1, (K_M = 1)$	$\frac{K_M}{q} = q_M \cdot \theta_M + \frac{1}{q}$ $= \theta_M + (1 - \theta_M) \cdot \frac{1}{q}$ ここに $\theta_M = \frac{t_M}{t_G}$
水温—気温式	$t = b \cdot t_a + C_1' = b \cdot t_a + C_1 \cdot t_G$	$t = b \cdot t_a + C_1' = b \cdot t_a + C_1 \cdot t_G$
流域の熱効果	$(dt^{**} = b \cdot t_a + C_2^{**} \cdot t_G)$ $dt = b \cdot t_a + C_2 \cdot t_G$	$dt = b \cdot t_a + C_2 \cdot t_G$
係数関係	$C_2^{**} = C_1 - \frac{1}{q_G}$ $C_1 = C_2^{**} + \frac{1}{q_G}$ (注) $C_2 = C_1 - 1 = C_2^{**} + \frac{1}{q_G} - 1$	(注) $C_2 = C_1 - \frac{K_M}{q}$ $C_1 = C_2 + \frac{K_M}{q}$

(注) 無降雨時の dt の性質上、等しい実際流量に対しては C_2 の値は等しなる。
(後述 III・B・2 参照)

② 基底流量基準値 (Q_G) について

Q_G と Q_M が共存する場合の基底流量の最小値で一般的な分析の基準となるものを、基底流量基準値と仮称する。さきに III・A・4 計算誤差 (ϵ) 分布の項で指摘したように、流量 (Q) が約 0.5 mm/day ($Q_{G,I}=0.02$ として、 $q_G=25$) より大となると、計算誤差が16%以上である標本の割合が増す傾向がある。この傾向は次のような現象に内在する理由によるものと考えられる。すなわち $Q>0.5$ mm/day の流量範囲では、基底流量 (Q_G) のほかに中間流出 (Q_M) が加わる確率が大となるとともに、 Q の増大に伴って Q_M の量もまた大となるので、中間流出の水温 (t_M) の影響で標本値は Q_G のみの場合の $t \sim t_a$ 関係から離れ計算誤差 (ϵ) は著しく大となる。(換言すれば、 $Q<0.5$ mm/day では Q_M の影響は僅かであるので、 Q_G のみとして取扱っても計算誤差は比較的小さい。) 従って、 Q_G と Q_M が共存する場合の最小の基底流量(基底流量基準値)を分析の都合上 $Q_G=0.5$ mm/day としてよいであろう。(云うまでもなく基底流量は先行条件で変化するから、個々の観測値の分析にあたってはそれぞれの観測日の前後の状態を考慮して、その観測月日の基底流量を定めこれを個々の分析計算に用い必要がある。)

さて、主要な関係式 $t=b \cdot t_a + C_1 \cdot t_G$ の切片係数 C_1 は、($C_1=C_2 + \frac{K_M}{q}$ であるから) C_2 と $\frac{K_M}{q}$ から求まる。 $\frac{K_M}{q}$ については前述した通りその関数型が明らかとなったので、ここではまず上記の留意事項に基づいて C_2 および b について検討し、つぎに C_1 について述べる。

[1] C_2 および b について

b , C_2 ないし C_1 の一般的性質を検討するために、基底流量基準値として $Q_G=0.5$ mm/day を採用する。なお上述したように基底流量 (Q_G) は先行条件により変化するので、 Q_G 値の変化が b , C_2 ないし C_1 に及ぼす影響をあらかじめ吟味するために $Q_G=1.0$ mm/day の場合も併せ検討する。

$Q_G=0.5, 1.0$ mm/day の場合と $Q_{G,I}=0.02$ mm/day の場合の q (または q_G) 値を対照しながら、無降雨時の Δt に関する留意事項〔上述①〕に基づいて C_2 値および b 値を整理すると表-9 のようになる。表より明らかなように両値とも q が大きくなるに従って小となるが、その変化は僅小であってその変動の割合は高々5%以内である。従って、これらの値は一定であると見なしても実用上では差支えないであろう。本報告では一般的性質を

表-9 基底流量基準値 ($Q_G \cdot Q_{G,I}$) 別 q 値の対照表並びに C_2 および b の数値表

流量 Q mm/day	q (または q_G) の値			$Q_{G,I}=0.02$ の場合の $-C_2$ 値		$Q_{G,I}=0.02$ の場合の b 値	
	$Q_G=0.5$	$Q_G=1.0$	$Q_{G,I}=0.02$	湿球気温	乾球気温	湿球気温	乾球気温
0.50	1.0	—	25.0	0.524	0.45	0.54	0.443
0.75	1.5	—	37.5	0.511	0.444	0.532	0.44
1.00	2.0	1.0	50.0	0.499	0.44	0.53	0.44
1.50	3.0	1.50	75.0	0.497	0.438	0.53	0.44
2.00	4.0	20.0	100.0	0.495	0.436	0.53	0.44
10.00	2.00	10.00	(500.0)	0.476	0.432	0.53	0.44
要 約	$q \geq 1.0$ の全範囲で			0.5±0.024	0.44±0.01	0.53	0.44

表-10 係数一定としたときの b, C_2 値

係数 气温	b	$-C_2$
湿球气温	0.53	0.50
乾球气温	0.44	0.44

(注) (11・a) 式: $b=[b(q)]_{Q_G=50} \doteq b_t$
 (14) 式: $C_2=[C_2(q)]_{Q_G=50} \sim -(\beta+1)$

問題とするときは次表 (表-10) のようにこれらの値を一定として取扱い, 分析結果の吟味で詳細なる検討を必要とするときのみ正確な値を用いる。

[2] C_1 の関数型および $C_1 \cdot t_G$ ($t \sim t_a$ 関係式の y 切片) と中間流出の水温 (t_M) との関係

C_2 と $\frac{K_M}{q}$ が決定されると, C_1 は両者の和として求められる。図-16・A・B は湿球気温と乾球気温の場合についてそれぞれの $C_1 \sim q$ 関係を示す。これらの図より明らかなように, $C_1 \sim q$ の関係は中間流出の水温 ($t_M^\circ\text{C}$, $\theta_M = \frac{t_M}{t_G}$) をパラメータとして広範囲に変化するが, その関数型は次の (26) 式で表示される。

$$C_1 = C_2(\text{const}) + \theta_M + (1 - \theta_M) \cdot \frac{1}{q} \dots\dots\dots (26)$$

以上の分析によって, $t \sim t_a$ 関係の y 切片係数 C_1 (従って y 切片 $C_1' \equiv C_1 t_G$) は中間流出水温 (t_M) の影響を強く受けることが明らかとなったので, つぎに y 切片 C_1' と t_M との直接的関係を求める。前述した (23), (24)

$C_1 \sim q$ 関係, t_M : パラメータ $q = \frac{Q}{Q_G}$, $Q_G = 1.0 \text{ mm/day}$

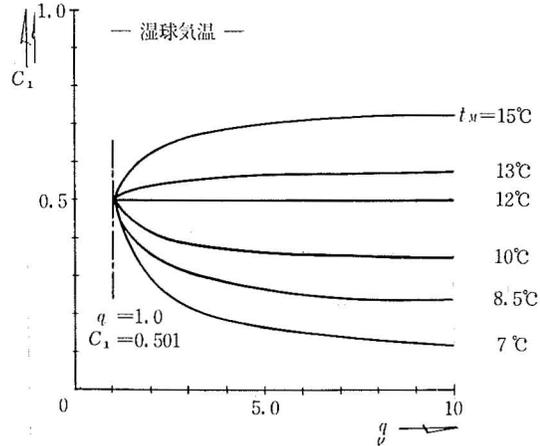


図-16・A 釜淵・1号沢: 無雪期 (5月中旬~9月) 無降雨・中間流出 (Q_M) のある場合

$C_1 \sim q$ 関係, t_M : パラメータ $q = \frac{Q}{Q_G}$, $Q_G = 1.0 \text{ mm/day}$

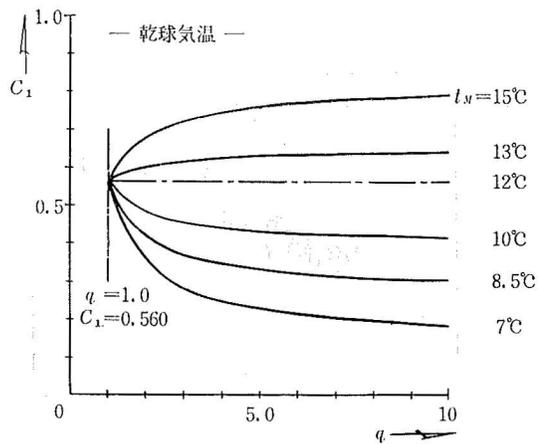


図-16・B 釜淵・1号沢: 無雪期 (5月中旬~9月) 無降雨・中間流出 (Q_M) のある場合

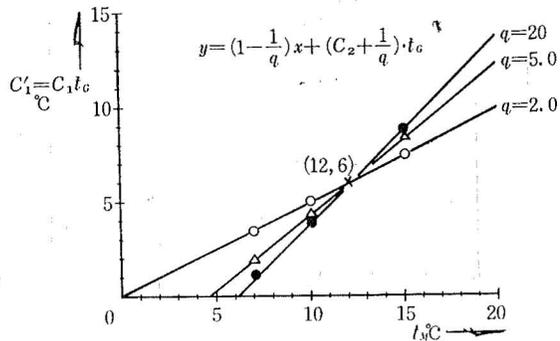


図-17 $C_1' \equiv C_1 \cdot t_G \sim t_M$ 関係 — 湿球気温 —

$$t = b \cdot t_{a.w} + C_1 \cdot t_G \quad q: \text{パラメータ}$$

標本値類別記号
 ● 5月~7月上旬間の標本値
 ○ 8月下旬~9月間の標本値
 ● その中間の標本値

関係式の直線類別記号
 ——— $t_M=7.0\sim 8.5^\circ\text{C}$
 - - - - 12.0
 - · - · 15.0

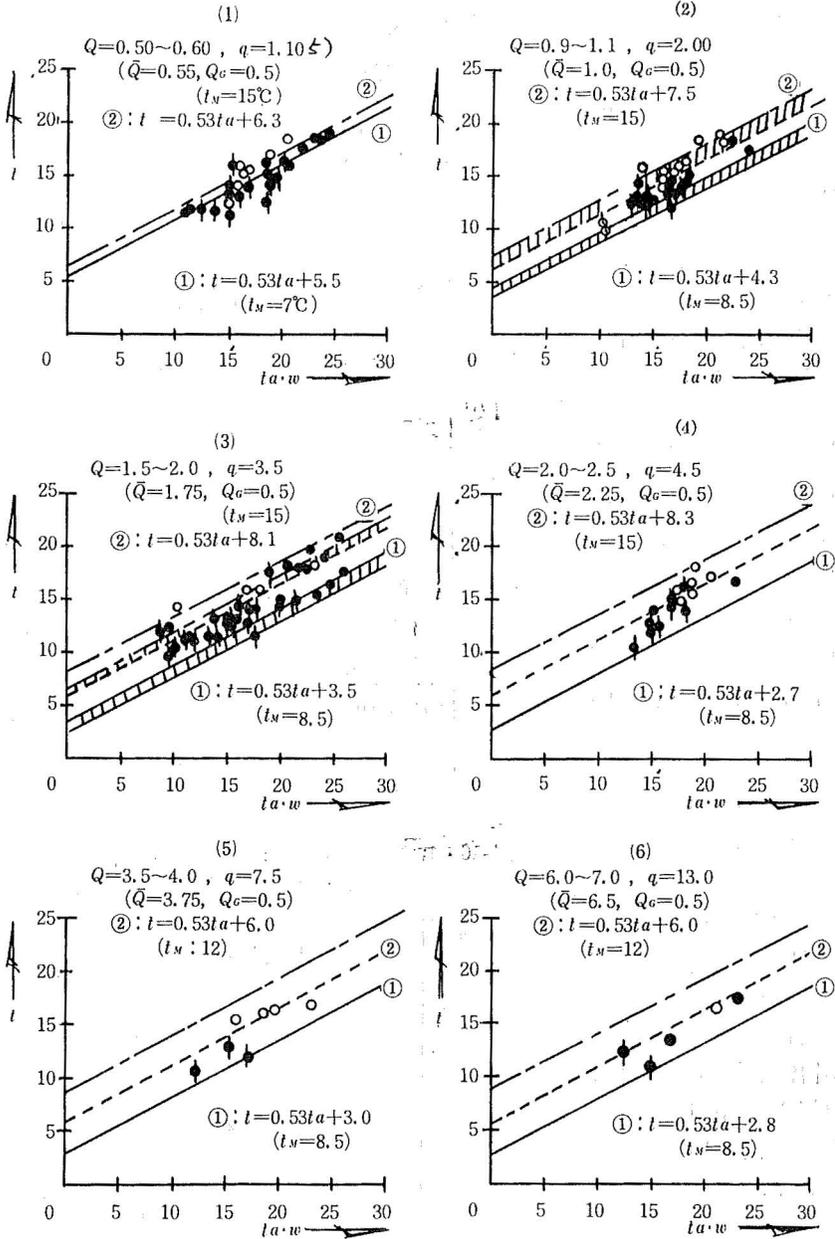


図-18. Q_M のある場合の $t \sim t_a$ 関係 ——— 湿球気温 ———

および (17)' 式を用い、 $C_1' (\equiv C_1 \cdot t_G \equiv y)$ と $t_M (\equiv x)$ との関係式を誘導すると、次式 (27) のようになる。

$$y = \left(1 - \frac{1}{q}\right)x + \left(C_2 + \frac{1}{q}\right) \cdot t_G \dots\dots\dots (27)$$

ここに $y \equiv C_1' \equiv C_1 \cdot t_G (^{\circ}\text{C})$, $t_G = 12^{\circ}\text{C}$

$x \equiv t_M$ (//)

C_2 の値 (一定): 表-10 参照

$$q = -\frac{Q}{Q_G}$$

(27) 式は q をパラメータとすると C_1' と t_M に関する直線の式であって、湿球気温の場合について図示すると図-17 のようである。この関係を用いると、 $t \sim t_a$ 関係の y 切片 C_1'

表-11 Q_M がある場合: 湿球気温, $Q_G = 0.5 \text{ mm/day}$
 $t = b \cdot t_a + C_1 \cdot t_G$, $C_1 = C_2 + \left(\frac{K_M}{q}\right)$, $-C_2 \doteq 0.50$

流量範囲 (平均)	$q = \frac{Q}{Q_G}$	中間流出水温		y 切片		勾配 b	$t_a = 20^{\circ}\text{C}$ $b \cdot t_a$	$t_a = 20^{\circ}\text{C}$ のときの t (b) $t_{a=20}$
		t_M	θ_M	C_1	$C_1 t_G$			
1. 0.50~0.60 (0.55)	1.10	7	0.583	0.460	5.5	0.53	10.6 $^{\circ}\text{C}$	16.1
		12	1.00	0.500	6.0	"	"	16.6
		15	1.250	0.526	6.3	"	"	16.9
2. 0.90~1.10 (1.00)	2.00	7	0.583	0.292	3.5	0.53	10.6	14.1
		8.5	0.708	0.354	4.3	"	"	14.9
		15	1.250	0.625	7.5	"	"	18.1
3. 1.5 ~2.0 (1.75)	3.50	7	0.583	0.202	2.4	0.53	10.6	13.0
		8.5	0.708	0.291	3.5	"	"	14.1
		12	1.00	0.500	6.0	"	"	16.6
		13	1.083	0.560	6.7	"	"	17.3
		15	1.250	0.679	8.1	"	"	18.7
4. 2.0 ~2.5 (2.25)	4.50	8.5	0.708	0.228	2.7	0.53	10.6	13.3
		12	1.00	0.500	6.0	"	"	16.6
		15	1.250	0.695	8.3	"	"	18.9
5. 3.5 ~4.0 (3.75)	7.50	8.5	0.708	0.246	3.0	0.53	10.6	13.6
		12	1.00	0.500	6.0	"	"	16.6
		15	1.250	0.717	8.6	"	"	19.2
6. 6.0 ~7.0 (6.5)	13.0	8.5	0.708	0.230	2.8	0.53	10.6	13.4
		12	1.00	0.500	6.0	"	"	16.6
		15	1.250	0.732	8.8	"	"	19.4

の変動巾 $\Delta C_1'$ より中間流出水温 (t_M) の変動域 Δt_M が求まる。しかるに、 t_M は地温 (t_s) の影響を受けること、また地温は地層の深さによって特徴的な変化をすることが明らかであるので、上記のようにして求められる Δt_M から流域全体で平均化された中間流出の流動層の深さを推定することが可能となるであろう。このような可能性の具体的な検討については、観測値の分析の項で後述する。

III・B・3 観測結果の分析

この場合の観測資料 ($0.5 \leq Q < 7.0$ mm/day : $Q > 7.0$ の範囲では表面流去を生ずることが多いので除く) より15の流量区間を設定し、各流量区間ごとに湿球気温と乾球気温の場合について $t \sim t_a$ 関係を求めた。それらの数例を図示すれば図-18のようである。(紙面の都合上、ここには湿球気温の場合のみを記述する。乾球気温の場合は分散度合がやや大きいが以下述べる一般的傾向は全く同じである。) さきに述べたようにこの場合には、渓流水温は中間流出の水温 (t_M : その直接的指標としては流動層の地温 t_s , 近似的に、 $t_M \doteq t_s$ と仮定) の影響を受ける。しかるに、各深さの地温 (したがって各流動層からの中間流出の水温) は前掲図-14に示すように5月~7月上旬、7月中旬~8月中旬および8月下旬~9月間でそれぞれ異なるので、これらの影響の仕方を明らかにするために図-18では上記の3期間の標本値を類別記号を用いて区別した。つぎに、これらの数事例について (III・B・2で $Q_G = 0.5$ として求めた b および C_1 より)、 $t \sim t_a$ 関係の勾配 b 及び y 切片 $C_1 \cdot t_a$ を求め表-11に示す。これらの計算結果より上述図-18にはそれぞれの流量区間に該当する関係式を記載した。

さて、図-18を検討すると次のような傾向がうかがえるであろう。(ただし、以下の考察は上に例示した以外の流量区間についての分析結果も参照して記述した。)

① 類別記号 \dagger 印の標本値 (5月~7月上旬間の観測値) は $t \sim t_a$ 直線関係の最下方にあるものが多く、 $t_M = 7 \sim 8.5^\circ\text{C}$ の関係式の近傍にあるこのことは、5月~7月上旬まで地温が低いことと対応する。

② $Q < \text{約 } 2.5$ mm/day の範囲では、類別記号 \circ 印の標本値 (8月下旬~9月間の観測値) は $t \sim t_a$ 直線関係の上位にあるものが多く、 $t_M = 13 \sim 15^\circ\text{C}$ の関係式の近傍にある。このことは、8月下旬~9月間では地温が急に高くなる観測事実と対応する。

③ $Q > \text{約 } 2.5$ mm/day の範囲では、8月下旬~9月中の標本値 (類別記号 \circ 印の観測値) でも、 $t_M = 13 \sim 15^\circ\text{C}$ の関係直線より下方にあることが多い。この主なる理由は、流量がある限度以上になると深い流動層 (地温 12°C 前後の地層) からの中間流出の割合が多くなることにありと推察される。

これらの諸結果より、本報告で求めた関係式は観測結果の主要なる傾向を表わすと云えよう。なお、計算誤差の分析等詳細な考察は、個々の標本値の諸条件を考慮した上で検討する必要があるので、次項・分析結果の考察で述べる。

III・B・4 分析結果に対する考察

[1] Q_G の値による関係式諸係数の変化

ここでは、 Q_M と Q_G が共存する場合に Q_G 値の定め方により、関係式の係数 (b , C_1) がどのように変化するかを検討する。 $Q \geq 0.5$ mm/day の範囲では表-10に示すように勾配 b は $q \left(= \frac{Q}{Q_G} \right)$ に無関係に一定であり、 C_1 のみ前掲 (26) 式 $\left[C_1 = C_2 + \left(\frac{K_M}{q} \right) = C_2(\text{const}) + \theta_M + (1 - \theta_M) \frac{1}{q} \right]$ で表示される q の関数である。したがって $Q \geq 0.5$ mm/day

の範囲でこの課題を考察するには、 C_1 (または $C_1' \equiv C_1 \cdot t_G$) の変化のみを吟味すればよい。

図-19は、中間流出の水温 $t_M = 8.5^\circ\text{C}$ および 15°C の場合について、 $Q_G = 0.5, 1.0, 2.0 \text{ mm/day}$ としたときの流量 Q に対する $C_1 \cdot t_G$ の変化を示す。図より明らかなように、小流量ほど基底流量 Q_G の取り方による $t \sim t_a$ 関係の y 切片 (C_1') の変化は大きい。このことは、計算を実施する当って Q_G 値のきめ方が (とくに小流量の範囲では) 重要であることを示す。本研究の現段階では、対象とする時期 (月日) の前後の条件より錯誤的に (予測計算では余裕範囲を設けて) Q_G 値を定める。[この具体的計算例は後述 III・D—降雨前後の渓流水温分析の項で述べる。なお、この項では分析の都合上最小の基底流量 (基底流量基準値) を 0.5 mm/day ($Q_G \geq 0.5$) とした (前述 III・B・2-②参照) が、個々の観測値の分析計算ではその期日の前後の条件により $Q_G < 0.5 \text{ mm/day}$ とする場合も生ずる。このような場合には既に述べた $Q_G = 0.5 \text{ mm/day}$ の場合に準じて計算する。]

[2] Q_M ($Q_G = 0.5 \text{ mm/day}$, $q = \frac{Q}{Q_G}$) の場合と Q_G のみの ($Q_{G,i} = 0.02 \text{ mm/day}$, $q_G = \frac{Q_G}{Q_{G,i}}$ とした) 場合の関連

Q_M の場合は (前述したことを要約すると)、 $q_G > 25$ の範囲での Q_G のみの場合に中間流出の水温 (t_M) の影響 $\left[\frac{K_M}{q} = \theta_M + (1 - \theta_M) \frac{1}{q}, \theta_M = \frac{t_M}{t_G} \right]$ が附加されたものと云えよう。

さて、 $Q > 0.5 \text{ mm/day}$ ($q_G > 25$, $q > 1$) の範囲について、上記二つの場合の $C_1 \sim C_2$ 関係式を再録すると次のようである。

Q_G のみの場合: $C_1 = C_2(\text{const}) + 1$ 前掲 (3) の関連式

Q_M の場合: $C_1 = C_2(\text{const}) + \theta_M + (1 - \theta_M) \frac{1}{q}$ 前掲 (26)

ここに $C_2(\text{const}) \doteq [C_2(q_G)]_{q_G=50}$

$C_2(q_G) = \frac{\gamma}{q_G + \alpha} + \frac{1}{q_G} - (\beta + 1)$ 前掲 (14)

$\alpha \cdot \beta \cdot \gamma$: 前掲表-6

これらの $C_1 \sim C_2$ 関係式を見ると、前者は後者において $\theta_M = \frac{t_M}{t_G} = 1$ すなわち $t_M = t_G = 12^\circ\text{C}$ としたもの $\left[\left(\frac{K_M}{q} \right) = 1 \right]$ の場合] に相当することがわかる。 $t_M = t_G$ とすることは中間流出 (Q_M) が地下水流出 (基底流量 Q_G) と水温の観点では等質となることを意味し、このような条件の下では Q_M を Q_G に繰り込むことが出来る。換言すると、 $t_M \doteq t_G = 12^\circ\text{C}$

Q_M の場合: 湿球気温
 $C_1 = C_2 + \theta_M + (1 - \theta_M) \frac{1}{q} \doteq 0.50$

- $Q_G = 0.5$
- 1.0
- ◐— 2.0

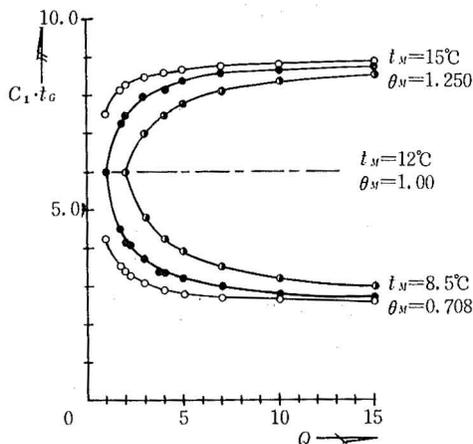


図-19 Q_G 値による $C_1 t_G$ の変化

と近似すれば、 Q_G のみの場合の関係式は Q_M の場合にも適用される¹⁾。一方、観測結果によると5月～9月間の地温 ($t_S \doteq t_M$: 中間流出の水温) は約 7～15°C 前後に変化するので、 $t_M(\doteq t_S) = 12^\circ\text{C}$ とすることは統計的にはこの期間内の平均的な t_M 値を与えることである。実際に観測値に基づいてこれらの関係を検討すると、図-20 に示すように Q_G のみの関係式は流量の大なる Q_M の場合にも平均的には適用されることがわかる。

[3] 計算誤差の吟味による Q_G 値と t_M 値の検討

前述Ⅲ・B・3 “観測結果の分析” では $Q_G = 0.5 \text{ mm/day}$ とし、 $t_M = 7 \sim 8.5^\circ\text{C}$ および $12 \sim 15^\circ\text{C}$ の範囲について $t \sim t_a$ 関係式 (前掲表-11 参照) を求め、これらの計算結果と観測結果を比較検討して、 Q_M の場合の $t \sim t_a$ 関係について一般的傾向を明らかにした。しかし引続いてⅢ・B・4 “考察” [1] で述べたように、 Q_G 値による $C_1 \cdot t_G$ 計算値の変化は $Q < 5 \text{ mm/day}$ の範でとくに大きいので (前掲図-19 参照), このような流量範囲における個々の観測結果を分析するに当っては、基底流量を画一的に $Q_G = 0.5 \text{ mm/day}$ とすると計算誤差が過大となる場合を生ずる。ここでは計算誤差を最小にすることを目安として、個々の観測結果に対する Q_G 値と t_M 値の適正值について検討する。このことは見方をかえると、流量観測値 (Q) の基底流量 (Q_G) と中間流出 (Q_M) への適正な配分を吟味することにほかならない。以下、計算誤差の算式、計算例および計算結果に基づく考察について順次述べる。

1) 計算誤差の算式

$$t = b \cdot t_a + C_1 \cdot t_G \dots\dots\dots \text{前掲 (2), (21)}$$

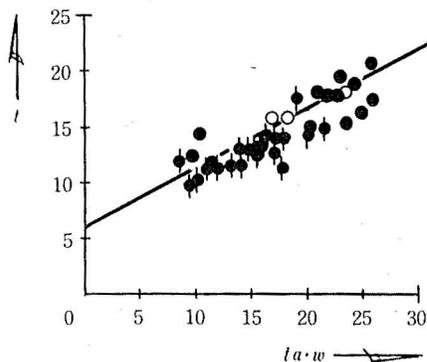
$$C_1 = C_2 + \theta_M + (1 - \theta_M) \frac{1}{q} \dots\dots\dots \text{前掲 (26)}$$

$$b \doteq 0.53, C_2 \doteq -0.50 \text{ 前掲表-9, 10}$$

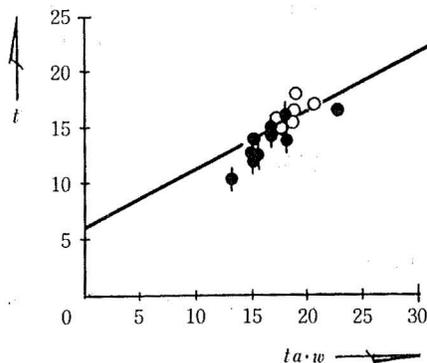
図中の直線は $q_G \geq 50$ としたときの「 Q_G の場合」の計算結果

標本値類別記号(Q_M の場合)
 ● 5月～7月上旬間の標本値
 ○ 8月下旬～9月間の標本値
 ● その中間の標本値

(1) $Q = 1.5 \sim 2.0$



(2) $Q = 2.0 \sim 2.5$



(3) $Q = 3.5 \sim 4.0$

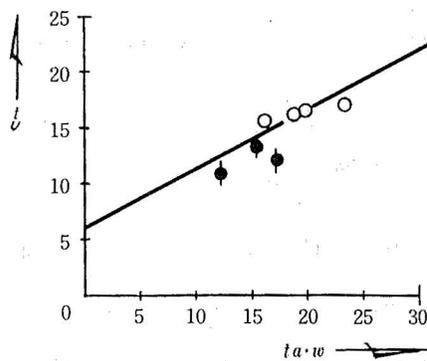


図-20 Q_M の場合と Q_G の場合の関連

表-12 Q_M の場合 ——湿球気温 ($t_{a'w}$)——

Q_G 値および t_M 値の推定結果

$$t = b \cdot t_a + C_1 t_G$$

$$C_1 = C_2 + \theta_M + (1 - \theta_M) \cdot \frac{1}{q}$$

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

$$t_G = 12^\circ\text{C} \quad -C_2 \doteq 0.50 \quad b \doteq 0.53$$

区 分 (地温の条件)	(昭和) 年 月 日	流 量 Q (mm/day)	湿球気温 t_a ($^\circ\text{C}$)	水 観 測 値 t ($^\circ\text{C}$)	基底流量比 Q_G q	中間流出 の水温 t_M θ_M	y 切片 係 数 C_1
(1) $Q=0.9\sim 1.1$ 5月~6月 $t_s < 12^\circ\text{C}$	26. 5. 21	0.92	10.7	10	0.306	9.4	0.348
					3.0	0.783	
					0.46	8.4	
					2.0	0.700	
	28. 5. 26	0.93	13.5	12.8	0.50	8.0	0.462
					1.84	0.667	
					0.40	11.3	
					2.32	0.942	
	29. 5. 26	1.01	10.3	10.7	0.45	11	0.370
					2.07	0.917	
					0.50	11	
					1.86	0.917	
29. 6. 26	1.02	17.2	13.5	0.60	10.7	0.364	
				1.55	0.892		
				0.40	10.7		
				2.52	0.892		
(2) $Q=0.9\sim 1.1$ 7月下旬~9月 $t_s > 12^\circ\text{C}$	27. 9. 2	1.10	21.5	18.5	0.50	14.0	0.589
					2.20	1.17	
					0.61	14.4	
	27. 9. 19	1.07	16.0	14.1	1.80	1.20	0.466
					0.45	11.3	
					2.38	0.942	
	27. 9. 20	0.92	16.1	14.7	0.50	11.2	0.465
					2.14	0.935	
					0.65	11.0	
	28. 8. 9	0.96	22.5	18.4	1.645	0.917	0.467
					0.40	12.9	
					2.40	1.076	
28. 8. 27	0.98	17.1	15.5	0.50	13.0	0.540	
				1.92	1.083		
				0.50	1.92		
28. 9. 20	1.02	14.1	15.8	0.50	12.8	0.533	
				1.96	1.069		
				0.50	1.96		
29. 7. 31	1.02	23.9	17.6	0.50	16.5	0.691	
				2.04	1.375		
				0.50	2.04		
(3)	26. 5. 12	1.97	15.3	12.6	0.50	9.8	0.407
					2.04	0.817	
					0.5	10.0	
					3.94	0.833	0.375
					0.8	9.5	
					2.46	0.792	
					1.0	9.0	0.377
					1.97	0.750	

区 分 (地温の条件)	(昭和) 年月日	流 量 Q (mm/day)	湿球気温 t_a (°C)	水 観 測 温 値 t (°C)	基底流量比 Q_G q	中間流出 の水温 t_M θ_M	y 切 片 係 数 C_1
(3) $Q=1.5\sim 2.0$ 5月~7月上旬 $t_s < 12^\circ\text{C}$	26. 5. 12	1.97	15.3	12.6	1.2 1.64	8.2 0.683	0.376
	29. 5. 17	1.53	13.7	13.0	0.5 3.06	11.6 0.966	0.477
					1.0 1.53	11.2 0.933	0.477
	29. 6. 9	1.50	11.3	11.5	0.5 3.00	11.3 0.942	0.461
					1.0 1.50	10.6 0.883	0.461
	29. 6. 25	1.59	16.9	12.7	0.5 0.795	8.6 0.717	0.306
					3.18 2.00	7.4 0.612	0.306
29. 7. 5	1.98	21.3	15.0	0.5 3.96	8.9 0.742	0.307	
				1.0 1.98	7.3 0.608	0.306	
29. 7. 7	1.99	17.6	14.1	0.5 3.98	10.35 0.862	0.397	
				1.0 1.99	9.6 0.800	0.400	
(4) $Q=1.5\sim 2.0$ 8月~9月 $t_s > 12^\circ\text{C}$	27. 8. 4	1.77	25.8	17.6	0.5 3.54	9.1 0.758	0.326
					1.0 1.77	7.2 0.600	0.326
	27. 9. 1	1.92	23.2	18.3	0.5 3.84	12.1 1.008	0.506
(5) $Q=2.0\sim 2.5$ 5月 $t_s < 12^\circ\text{C}$	26. 5. 11	2.26	13.4	10.3	0.5 4.52	8.4 0.700	0.266
					1.0 2.26	6.9 0.575	0.263
(6) $Q=2.0\sim 2.5$ 9月 $t_s > 12^\circ\text{C}$	27. 9. 16	2.02	18.7	16.4	0.5 4.04	12.6 1.050	0.538
					1.0 2.02	13.0 1.083	0.542

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

Δ = 観測値 (t_{ob}) - 計算値 (t_{cal}): 計算誤差

$$\epsilon = \frac{\Delta}{t_{cal}} : \text{誤差の精度 (\%)}$$

2) 計算例とその検討

観測資料より表-12に示すように $Q=0.9\sim 2.5$ mm/day の範囲で21観測日を選び、各年月日ごとに Q_G と t_M を変え(注)9 上述の算式で誤差精度 ϵ を算出し、 Q_G をパラメータとする $\epsilon \sim t_M$ 関係を画く。(図-21 (1)~(4) 参照). つぎに、これらの分析結果から $\epsilon \approx 0$ となるような Q_G と t_M の値を定めて、各観測日ごとに (Q_G, t_M) 値を整理すると表-12のようである.

(注) 9 Q_G と t_M はそれぞれ独立変数であるが、これらの変域には各時点でそれぞれに制約条件 (Q_G : 地下水流出の法則性に伴う変域の制約, t_M : 中間流出および地温の変化特性に伴う変域の制約) がある. Q_G と t_M を変えるときには、これらの点を考慮して行なう.

表-12にまとめた計算結果を検討すると、 Q_G と t_M の適正值について次のような一般の傾向が認められる.

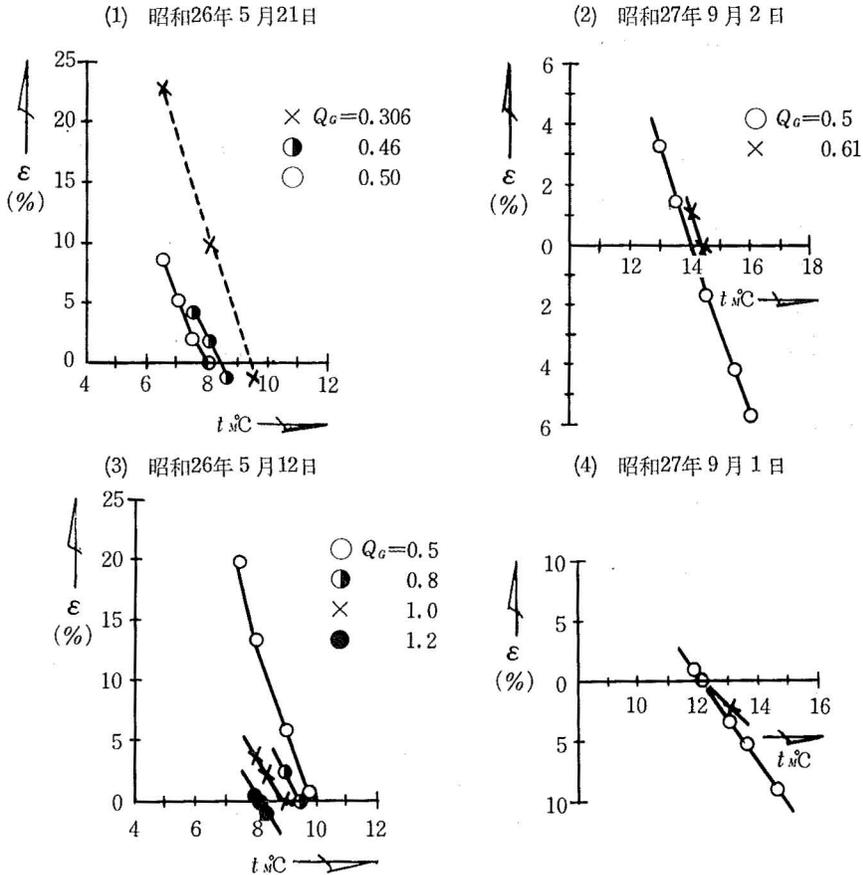


図-21 $\varepsilon \sim t_M$ 関係 Q_G : パラメータ

① 5月～7月上旬 ($t_s < 10^\circ\text{C}$) の期間では、中間流出の水温適正值は $t_M \doteq 8.5^\circ\text{C}$ であることが多い。数例の例外があるが、これらについては後述する。

② 7月下旬では $t_M \doteq 10^\circ\text{C}$ である。

③ 8月～9月 ($t_s > 12^\circ\text{C}$) の期間では、中間流出水温の適正值は $t_M = 12 \sim 14^\circ\text{C}$ ($t_M \doteq 13^\circ\text{C}$) であることが多い。(この場合にも1～2の例外があるが、これらについては後述 III・Dの項で一括して検討する。)

④ Q_G の適正值については、 $Q = 0.9 \sim 2.5 \text{ mm/day}$ の流量範囲において $q \doteq 2$ 、すなわち $Q_G \doteq \frac{1}{2}Q$ であることが多い。

このような一般的傾向と異なる場合のうちで、主なるものは5月～6月間 ($t_s < 10^\circ\text{C}$) で中間流出の水温適正值が $t_M \doteq 10 \sim 12^\circ\text{C}$ となる次の観測年月日である。

a) 昭和28. 5. 26, b) 同 29. 5. 26 (以上 $Q = 0.9 \sim 1.1$ の範囲)

c) 同 29. 5. 17, d) 同 29. 6. 9 (以上 $Q = 1.5 \sim 2.0$ の範囲)

これらの4期日(観測日)について共通している点を検討すると、次のような事項(特徴徴点)を挙げる事が出来る。

i) 4観測日いずれも5月中旬～6月上旬の期間内にある。

ii) 流量曲線(紙面の都合上省略)より検討すると、これらの観測日は流量ピークよ

り3~4日後である。

iii) 4期日のうち3期日が昭和29年に集中している。

iv) $t_M = 10^\circ\text{C} \sim 12^\circ\text{C}$ の範囲に中間流出水温の適正值がある。

v) これらの場合でも、基底流量 (Q_G) の適正值は $Q_G \doteq \frac{1}{2}Q$ (すなわち $q \doteq 2$) である。

これらの共通事項と前掲図-14・A に示す $Z=1.2\text{ m}$ における5月下旬~6月上旬の地温変化 ($t_S \doteq 7 \sim 12^\circ\text{C}$) とを併せ考察すると、上記4観測日における中間流出の主要部分は浅層を流動したものであると推定することも可能である。しかし、いまの研究段階では分析資料が不十分であるので、正確な判断をすることは無理である。ここではこのような推論の可能性について指摘するにとどめ、上記の例外の生ずる理由の解明は今後の課題とする。(残された課題については、後述Ⅲ・Dで一層詳細に再検討する。)

3) 計算結果に基づく考察

以上、計算例の検討より、各観測日の Q_G と t_M の適正值をすべて正確に求めるにはなお困難な点があるが、一方 $t \sim t_a$ 関係の推算および分析に役立つ次のような一般的傾向があることが明らかになった。

表-13 Q_G および t_M の第1次適正值 (一般的傾向)

区 分	記 事
基 底 流 量 (Q_G)	$Q = 0.9 \sim 2.5 \text{ mm/day}$ の範囲で $q \doteq 2$ すなわち $Q_G \doteq \frac{1}{2}Q$ である。 (後述するように、 $Q = 0.5 \sim 0.9$ の範囲にも拡張される。)
中間流出の水温 (t_M)	(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、 $t_M \doteq 13^\circ\text{C}$

表-14・A 第1次基準値を用いた場合の計算誤差 (Q_M の場合)

その一: 5月~7月上旬 ($t_S < 10^\circ\text{C}$) — 湿球気温 —

基準値: $q=2.0$, $t_M=8.5^\circ\text{C}$ ($\theta_M=0.708$, $C_1=0.354$, $C_1 t_G=4.3$)

$$t = b \cdot t_a + C_1 t_G$$

流量区分	年月日	Q	Q_G	$t_{a'w}$	$b \cdot t_{a'w}$	t_{cal}	t_{ob}	$\frac{\Delta}{\epsilon} (\%)$
$Q = 0.9 \sim 1.1$	26. 5. 21	0.92	0.46	10.7	5.8	10.1	10	-0.1 -1.1
	28. 5. 26	0.93	0.465	13.5	7.2	11.5	12.8	1.3 11.3
	29. 5. 26	1.01	0.505	10.3	5.5	9.8	10.7	0.9 9.2
	29. 6. 26	1.02	0.51	17.2	9.1	13.4	13.5	0.1 0.75
$Q = 1.5 \sim 2.0$	26. 5. 12	1.97	0.985	15.3	8.1	12.4	12.6	0.2 1.6
	29. 5. 17	1.53	0.765	13.7	7.3	11.6	13.0	1.4 12.1
	29. 6. 9	1.50	0.75	11.3	6.0	10.3	11.5	1.2 11.7
	29. 6. 25	1.59	0.795	16.9	9.0	13.3	12.7	-0.6 -4.5
	29. 7. 5	1.98	0.99	21.3	11.3	15.6	15.0	-0.6 -3.8
	29. 7. 7	1.99	0.995	17.6	9.3	13.6	14.1	0.5 3.7
$Q = 2.0 \sim 2.5$	26. 5. 11	2.26	1.16	13.4	7.1	11.4	10.3	-1.1 9.7

表-14・B 第1次基準値を用いた場合の計算誤差
 その二：7月下旬～9月 ($t_s > 12^\circ\text{C}$) ——湿球気温——
 基準値： $q=2.0$, $t_M=13^\circ\text{C}$ ($\theta_M=1.083$, $C_1=0.541$, $C_1 t_G=6.4$)

流量区分	年月日	Q	Q _G	t _{a'w}	b · t _{a'w}	t _{cat}	t _{ob}	Δ ε (%)
Q=0.9~1.1	27. 9. 2	1.10	0.55	21.5	11.4	17.8	18.5	0.7 3.9
	27. 9. 19	1.07	0.535	16.0	8.5	14.9	14.1	-0.8 -5.4
	27. 9. 20	0.92	0.46	16.1	8.5	14.9	14.7	-0.2 -1.3
	28. 8. 9	0.96	0.48	22.5	11.9	18.3	18.4	0.1 0.55
	28. 8. 27	0.98	0.49	17.1	9.1	15.5	15.5	0 0
	28. 9. 20	1.02	0.51	14.1	7.5	13.9	15.8	1.9 13.7
Q=1.5~2.0	27. 8. 4	1.77	0.885	25.8	13.7	20.1	17.6	-2.5 -12.4
	27. 9. 1	1.92	0.96	23.2	12.3	18.7	18.4	-0.3 -1.6
Q=2.0~2.5	27. 9. 16	2.02	1.01	18.7	9.9	16.3	16.4	-0.1 -0.61

上記の第1次適正值を用い、前掲表-12のデータについて、直接的に誤差精度を計算すると表-14・A・Bのようである。表よりわかるように、計算誤差の精度は数%以下のものが多く、 $\epsilon = 12 \sim 13\%$ のものは前述した例外の場合である。したがって、誤差の大となる例外の場合を保留すれば、このような一般的傾向を Q_G および t_M の第1次適正值として用いても実用上さしつかえないであろう。なお次に述べるように $Q=0.9$ mm/day のより小なる流量範囲にも、上記の一般的傾向が適用される。図-22は、さきに図-18

Q = 0.50 ~ 0.60
 q = 1.1 と q = 2.0 の場合の比較

- 標本値類別記号
- 5月～7月上旬間の標本値
 - 8月下旬～9月間の標本値
 - その中間の標本値

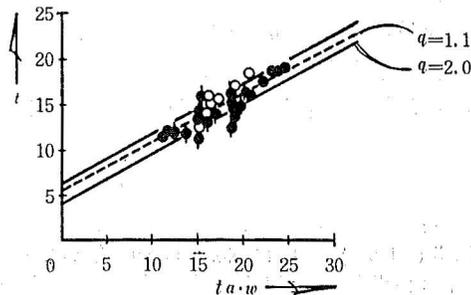


図-22 Q_M のある場合の $t \sim t_a$ 関係： $t = b \cdot t_{a'w} + C_1 \cdot t_G$
 ——湿球気温——

(1) で例示した $Q=0.50 \sim 0.60$ ($\bar{Q}=0.55$, $Q_G=0.5$, $q=1.1$) の場合を、 $q=2$ の条件で再分析したものである。図において、○印の標本値に対しては両者の直線はほとんど一致していずれも標本値との適合性がよいが、●印の標本値については $q=2$ として再計算した直線の方が、標本値との適合性が一層よくなっている。

以上の考察により、上記の諸事項 (一般的傾向) は、 $Q=0.5 \sim \text{mm/day}$ の範囲 (Q_M の場合) で溪流水温を地点流量と地点気温より推算する際に、基底流量および中間流出の水温に関する条件として重要であると考えられる。

III・B・5 Q_M の場合のまとめ1) $dt \sim t_a$ 関係

この場合も無降雨であるので, Q_G のみの場合 (ただし $Q > 0.5 \text{ mm/dag}$ の流量範囲) の $t \sim t_a$ 関係が適用される.

$$dt = b \cdot t_a + C_2 \cdot t_G \dots\dots\dots \text{前掲 (3), (22)}$$

ただし

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

$$C_2 \doteq \left[\frac{\gamma}{q_a + \alpha} + \frac{1}{q_G} - (\beta + 1) \right]_{q_G=50} \longrightarrow -(\beta + 1)$$

係数 b , C_2 の値 (表-10 参照) が, 流量に関係なく一定であることが特徴的である.

2) $t \sim t_a$ 関係

$$t = b \cdot t_a + C_1 \cdot t_G \dots\dots\dots \text{前掲 (2), (21)}$$

b の値: 湿球気温の場合 $b \doteq 0.53$

乾球気温の場合 $b \doteq 0.44$

(表-10 参照)

$$C_1 = C_2 + \left(\frac{K_M}{q} \right) = C_2 + \theta_M + (1 - \theta_M) \frac{1}{q} \dots\dots\dots \text{前掲 (26)}$$

C_2 : 表-10, $\left(\frac{K_M}{q} \right)$: 図-15, C_1 : 図-16・A・B参照

3) Q_G と t_M の一般的基準値

前掲 (26) 式より C_1 を求め, 同 (21) で地点気温 t_a に対応する水温 t を計算するには, それぞれの期日の Q_G と t_M の値を設定する必要がある. その一般的基準は概ね前掲表-13 のようである.

4) Q_G のみの場合と Q_M の場合の関連

$Q > 0.5 \text{ mm/day}$ ($q_G > 25$) の流量範囲では, Q_G の場合の $t \sim t_a$ 関係式で Q_M の場合・5月~9月間の平均的關係を表示することが出来る. その主なる理由は, 中間流出水温の上記期間の平均値が地下水温と近似していることにある.

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: 流出水の低水温形成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
山本莊毅編: 陸水 共立出版 (1968) p. 74
- 4) THEODORE R. RUNNING: Empirical Formula, New-York John Wiley & Sons, Inc. (1917)

Abstract

1. This paper examines water temperature data in No-snow seasons over a past 4-years period (1951. 1~1955. 4) for a stream of a small basin (i. e. No. 1 watershed in Kama-buchi exp^t. Station, Yamagata Pref.).

2. From the result of recent researches, this paper stands on two fundamental points

of view concerning method of reseach, 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 atomospheric temperature (t_a).

The main reults are as follows ;

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

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

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

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

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

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

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

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

$Q_{G.M}$: Min. Base-flow

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

Δt : Total heat-effect in watershed

$b_I, b^*, k : \alpha, \beta, \gamma$: 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

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

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

In this case, it is remarkable that Values of b and C_2 (charaeteristic 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.

$$\text{附表-1 } \frac{K_M}{q} = \theta_M + (1 - \theta_M) \cdot \frac{1}{q}$$

$$\theta_M = \frac{t_M}{t_G} (t_G = 12^\circ\text{C}), \quad q = \frac{Q}{Q_G}$$

$t_M \cdot ^\circ\text{C}$	7.0	8.5	10	13	15	19.5
$q \setminus \theta_M$	0.583	0.708	0.833	1.083	1.250	1.625
1.00	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
1.20	0.930	0.951	0.972	1.014	1.042	1.105
1.40	0.880	0.916	0.952	1.024	1.072	1.179
1.60	0.843	0.890	0.937	1.032	1.094	1.235
1.80	0.814	0.870	0.926	1.037	1.112	1.278
2.00	0.791	0.854	0.916	1.042	1.125	1.313
2.25	0.768	0.837	0.907	1.047	1.139	—
2.50	0.749	0.824	0.900	1.050	1.150	1.375
2.75	0.734	0.814	0.893	1.053	1.160	—
3.00	0.722	0.805	0.888	1.056	1.167	1.417
3.50	0.702	0.791	0.880	1.060	1.179	—
4.00	0.687	0.781	0.874	1.063	1.188	1.469
4.50	0.675	0.772	0.870	1.065	1.195	—
5.00	0.666	0.766	0.866	1.067	1.200	1.500
5.50	0.658	0.761	0.863	1.069	1.205	—
6.00	0.652	0.756	0.860	1.070	1.209	1.521
7.00	0.642	0.749	0.856	1.072	1.215	—
7.50	0.638	0.746	0.854	1.072	1.217	—
8.00	0.635	0.744	0.853	1.073	1.219	1.547
9.00	0.629	0.740	0.851	1.074	1.223	—
10.00	0.625	0.737	0.850	1.075	1.225	1.563
11.00	0.620	0.734	0.848	1.076	1.228	1.569
12.00	0.617	0.732	0.846	1.077	1.230	1.573
13.00	0.615	0.730	0.845	—	1.232	—
14.00	0.612	0.728	0.844	1.078	1.233	1.581
15.00	0.610	0.727	0.844	—	—	—
17.00	0.607	0.725	0.842	1.079	1.236	1.589
20.00	0.603	0.722	0.841	1.079	1.238	1.594
25.00	0.599	0.719	0.840	1.080	1.240	1.600
30.00	0.597	0.717	0.838	1.081	1.242	1.605
35.00	0.595	0.716	0.837	1.081	1.243	1.608
40.00	0.593	0.715	0.837	1.081	1.244	1.610
50.00	0.591	0.714	0.836	1.082	1.245	1.613
60.00	0.590	0.713	0.835	1.082	1.246	1.615