

平衡温度による河川水温の 1 次元解析

ONE-DIMENSIONAL TEMPERATURE ANALYSIS OF RIVER
WATER BY EQUILIBRIUM WATER TEMPERATURE

佐 渡 公 明*

By Kimiteru SADO

1. ま え が き

河川水温の解析のために熱収支方程式を最初に研究したのは、1950年に発表された Eckel & Reuter の論文¹⁾といわれている^{2),3)}。その後、数多くの研究がなされてきている。河川水温 θ の数値解析を行うには、流速、水深などの水理要素と日射量、気温、風速などの気象要素があらかじめ既知でなければならない。気象要素については、水温に影響する熱収支要素を評価するときに用いる気象データが必要である。

ところで、水体に作用する全熱収支量 $H_T(\theta)$ の要素としては、水面熱収支量 $H_S(\theta)$ 、河床伝熱量 $H_b(\theta)$ 、粘性逸散による摩擦熱、横流入水と水面降雨による移流熱がある⁴⁾。これらのうち、水温 θ に関し非線形なのは後述するように $H_S(\theta)$ であり、このことが熱収支方程式の解析にとって最大の問題点である。 $H_S(\theta)$ の線形化に関して代表的なのは^{5),6)}、水面逆長波放射量の二項展開と飽和水蒸気圧の差を θ の 1 次式で表わす EDG モデル⁷⁾とある基準温度 θ_B を用いて $H_S(\theta)$ を Taylor 級数に展開し 2 次以上の項を無視する YJF モデル⁸⁾である。顕熱・潜熱フラックスに不安定時の自由対流を考慮した場合は YJF モデルが有利である。Paily ら^{9),9)}は温排水を受ける冬期の熱損失の研究において、水面降雪を考慮した全熱収支量を $H_T = -(\epsilon\theta + \eta)$ と線形化するために、 ϵ , η を風速、気温、湿度、視程、雲量、雲高を説明変数とする重回帰モデルで表わしている。また、TVA¹⁰⁾、Wunderlich¹¹⁾、Morse^{12),13)}は $H_S(\theta)$ を θ の回帰 2 次曲線とし回帰係数を 3, 6, 24 時間間隔ごとにある期間に対して求めている。この方法は気象要素に平均値を使うので、計算期間内の気象変動が激しいときには計算誤差が大きくなる。以上のように、 $H_T(\theta)$ が θ の 1 次式あるいは 2 次式で表わされると、 $H_T(\theta^*) = 0$, K

$= -\partial H_T / \partial \theta$ で定義される平衡温度 θ^* と熱交換係数 K が容易に得られ、水温計算もより簡単になる。 $H_S(\theta)$ を非線形のままにして、熱収支方程式を差分法^{14),15)}や有限要素法¹⁶⁾で数値解析することもできるが、この場合解の精度や安定性もさることながら、解の重ね合わせができないので水温に対する各熱収支要素の影響を検討するのが困難になる。

温排水の放水口周辺のように、流れ方向以外に水深方向や川幅方向の水温分布が必要なときは、2 次元または 3 次元の数値解析が要求される。特に、水深方向の水温分布を求めようとすると、 H_S や H_b は熱収支方程式の中には現われず、それぞれ水面と河床面での境界条件に入ってくる¹⁷⁾⁻¹⁹⁾。TVA²⁰⁾は、水深方向に温度成層しているかまたは十分に混合して等温と判断できるかの判定式を与えている。熱負荷を受けない河川の自然水温 $\theta(x, t)$ (x : 流下方向座標, t : 時間) に対する 1 次元解析の場合、乱流拡散の影響はほとんど無視でき、初期条件 $\theta(x, 0)$ を必要としない特性曲線法による解析が有利である。

次に、全熱収支量として H_S 以外に H_b を考慮した研究としては著者の知る範囲で、Zimmerman⁹⁾、Pivovarov¹⁸⁾、Bowles²¹⁾ がある。しかし、河床伝熱量が実際の河川水温にどのように影響するかについては検討されていない。これら 3 者の中で最も実用的な解析法は Pivovarov の方法である。さて、粘性逸散による水温上昇については、水面が全面結氷した状態に対して Ashton²²⁾ が算定式を与えている。水面降雨が実際の河川水温にどのような影響を与えるかについては、いまだ検討されていないようである。以上のほかに、水温に影響する要素としては、計算区間内にある湧水や支川などの横流入水と周囲の地形や樹木のために水面上にできる日影がある。西沢²³⁾は、水面熱収支量以外に横流入水の影響が大きいことを利根川の支川である神流川で調査している。Brown²⁴⁾ と Crittenden²⁵⁾ は水温に及ぼす日影の重要性

* 正会員 工修 北見工業大学助教授 開発工学科

を指摘しているが、水温日変化にどのように影響するかについては言及していない。

本論文では、河川の自然状態の水温解析を目的として水面熱収支量以外に河床伝熱量、粘性逸散、横流入水、水面降雨を考慮した一般化した1次元熱収支方程式の数値解析を取り扱う。最初に、一般化した1次元熱収支方程式の非線形性について述べ、YJFモデルを使って平衡温度と熱交換係数を求め、 $x \sim t$ 平面上を流下する特性曲線上で水温計算する方法を述べる。次に、平衡温度に対する水温の応答性を説明し、河川水温に対する流量、粘性逸散、横流入水、水面降雨の影響を検討する。最後に、常呂川上流の10.365 km区間に対して1980年10月4日19:30~10月9日13:00まで実施した熱収支・水温・流量観測結果に基づいて、本解析法による水温日変化の計算値と実測値を比較検討し、本方法の妥当性を検討する。

2. 一般化した1次元熱収支方程式の非線形性

横断面内で十分に混合している河川水の一般化した1次元熱収支方程式は、次のとおりである¹⁾。

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + U \frac{\partial \theta}{\partial x} = \frac{1}{A} \frac{\partial}{\partial x} \left(AD_t \frac{\partial \theta}{\partial x} \right) + \frac{H_T(\theta)}{c_w \rho_w h} \dots \dots \dots (1)$$

$$H_T(\theta) = H_S(\theta) + H_b(\theta) + \frac{r_w}{J} i_f q + \frac{c_w \rho_w q_{tr}}{B} (\theta_{tr} - \theta) + c_w \rho_w r (\theta_r - \theta) \dots \dots \dots (2)$$

ここに、 θ :水温、 U :断面平均流速、 A :横断面積、 h :断面平均水深、 B :水面幅、 D_t :乱流拡散係数、 c_w :水の比熱、 ρ_w :水の密度、 r_w :水の単位重量、 H_T :全熱収支量、 H_S :水面熱収支量、 H_b :河床伝熱量、 i_f :摩擦勾配、 q :単位幅当たりの流量、 J :熱の仕事当量、 q_{tr} :本川単位長さ当たりの横流入量、 θ_{tr} :横流入水の温度、 r :雨量、 θ_r :雨水の温度である。

まず、水面熱収支量は次のように示される。

$$H_S(\theta) = (1 - \alpha) I + 0.97 R_a - \epsilon \sigma (\theta + \delta)^4 + \alpha_H(\theta) (\theta_{a2} - \theta) + \alpha_E(\theta) \{e_2 - e_0(\theta)\} \dots \dots \dots (3)$$

ここに、 α :アルベード、 I :短波放射量、 R_a :大気長波放射量、 ϵ :射出率、 σ :ステファン・ボルツマン定数、 α_H :顕熱伝達率、 α_E :潜熱伝達率、 θ_{a2} : $z=2$ mの気温(z :水面上の高さ)、 e_2 : $z=2$ mの水蒸気圧、 e_0 :水面の飽和水蒸気圧、 $\delta=273.15$ である。潜熱・顕熱伝達率は、修正 Shulyakovskiy 式を用いるとそれぞれ $W/(m^2 \cdot mb)$ 、 $W/(m^2 \cdot ^\circ C)$ 単位で次のようになる。

$$\alpha_E(\theta) = \frac{\rho_w L}{24 \times 3600} \{0.112 V_2 + 0.094 (\Delta \theta_V)^{1/3}\} \dots \dots \dots (4)$$

$$\alpha_H(\theta) = \frac{c_a p}{622 L} \alpha_E \dots \dots \dots (5)$$

ここに、 ρ_w (kg/m^3)、 L :蒸発の潜熱(kJ/kg)、 V_2 : $z=2$ mの相対風速(m/s)、 $\Delta \theta_V$:水面上と $z=2$ mの湿潤空気の仮温度差($^\circ C$)、 c_a :空気の定圧比熱($J/(kg \cdot ^\circ C)$)、 p :気圧(mb)である。

以上のように、 $H_S(\theta)$ は水面逆長波放射量、 $\alpha_H(\theta)$ 、 $\alpha_E(\theta)$ 、 $e_0(\theta)$ のために θ に関し非線形である。ただし、接水気層状態が安定時か中立立時のときは、 $\Delta \theta_V=0$ なので $H_S(\theta)$ が非線形なのは水面逆長波放射量と $e_0(\theta)$ による。次に、Pivovarov¹⁸⁾によれば、初期時刻 $t=0$ から $m \Delta t$ 経過した $t=m \Delta t$ における河床伝熱量は、次のとおりである。

$$H_{b.m \Delta t}(\theta_m) = 2 \sqrt{\frac{c_g \rho_g \lambda_g}{\pi \Delta t}} \left\{ \frac{\bar{\theta}_g - \theta_0}{2 \sqrt{m}} + \sum_{i=0}^{m-1} \theta_i \Phi_{i.m} - \theta_m \right\} \dots \dots \dots (6)$$

ここに、 c_g 、 ρ_g 、 λ_g :それぞれ河床地盤の比熱、密度、熱伝導率、 $\bar{\theta}_g$:初期時刻における河床地盤の平均地温、 θ_i : $t=i \Delta t$ における水温、

$$\Phi_{i.m} = \begin{cases} i=0 & \dots \dots \dots \sqrt{m} - \sqrt{m-1} \\ 1 \leq i \leq m-1 & \dots \dots \dots 2\sqrt{m-i} - \sqrt{m-i-1} - \sqrt{m-i+1} \\ i=m & \dots \dots \dots -1 \end{cases}$$

河床伝熱量は、 Δt ごとの水温の1次関数であることがわかる。結局、式(2)の全熱収支量 $H_T(\theta)$ が θ に関し非線形なのは、水面熱収支量のためである。

ところで、山、建物、樹木などにより水面にできる日影の部分は、直達日射量 I_{dir} が遮られるので水面熱収支量に大きく影響する。水表面積のうちで日影面積の占める割合を日影率 S_f (%)とし、散乱日射量 I_{dif} は日影と日向で同じと仮定すれば、短波放射量は $I=(1-S_f/100)I_{dir}+I_{dif}$ となる。

3. 平衡温度による水温計算

(1) 平衡温度と熱交換係数

式(3)の $H_S(\theta)$ を θ に近い基準温度 θ_B を使って Taylor 級数に展開し、1次の項までとると次式のようになる。

$$H_S(\theta) \approx H_S(\theta_B) + H_S'(\theta_B)(\theta - \theta_B) = K_S(\theta_B) \{ \theta_S^*(\theta_B) - \theta \} \dots \dots \dots (7)$$

$$K_S(\theta_B) = -H_S'(\theta_B) = 4 \epsilon \sigma (\theta_B + \delta)^3 + \alpha_H(\theta_B)$$

$$-\alpha H'(\theta_B)(\theta_{a2}-\theta_B) + \alpha_E(\theta_B)e_0'(\theta_B) - \alpha E'(\theta_B)\{e_2 - e_0(\theta_B)\} \dots\dots\dots(8)$$

$$\theta_{S^*}(\theta_B) = \theta_B + \frac{H_S(\theta_B)}{K_S(\theta_B)} \dots\dots\dots(9)$$

ここで、 θ に関する微分を ' で表わしている。 $K_S(\theta_B)$ と $\theta_{S^*}(\theta_B)$ がそれぞれ水面熱収支量に対する熱交換係数と平衡温度である。式(6)において、 $\theta_m = \theta$ とおくと、河床伝熱量に対する熱交換係数 K_b と平衡温度 θ_b^* は

$$H_{b.m.st}(\theta_m) \equiv H_b(\theta) = K_b(\theta_b^* - \theta) \dots\dots\dots(10)$$

$$K_b = 2\sqrt{\frac{c_g \rho_g \lambda_g}{\pi d t}} \dots\dots\dots(11)$$

$$\theta_b^* = \frac{\bar{\theta}_g - \theta_0}{2\sqrt{m}} + \sum_{i=0}^{m-1} \theta_i \phi_{i,m} \dots\dots\dots(12)$$

と得られる。横流入水と水面降雨に対する熱交換係数、 K_{lr} 、 K_r を式(2)の右辺第4、5項から

$$K_{lr} = c_w \rho_w q_{lr} / B, K_r = c_w \rho_w r \dots\dots\dots(13)$$

とおく。式(7)、(10)を式(2)に代入すると、 $H_T(\theta)$ は次のように線形化される。

$$H_T(\theta) = K(\theta_B)\{\theta^*(\theta_B) - \theta\} \dots\dots\dots(14)$$

$$K(\theta_B) = K_S(\theta_B) + K_b + K_{lr} + K_r \dots\dots\dots(15)$$

$$\theta^*(\theta_B) = \frac{1}{K(\theta_B)} \left\{ K_S(\theta_B)\theta_{S^*}(\theta_B) + K_b\theta_b^* + K_{lr}\theta_{lr} + K_r\theta_r + \frac{r_w}{f} i_f q \right\} \\ = \theta_B + \frac{H_T(\theta_B)}{K(\theta_B)} \dots\dots\dots(16)$$

ここに、 $K(\theta_B)$ と $\theta^*(\theta_B)$ がそれぞれ水体に作用する全熱収支量を考慮したときの熱交換係数と平衡温度である。

以上のように、平衡温度と熱交換係数は $H_T(\theta)$ を線形化したときに簡単に得られる。これらの物理的意味は、ある一定の気象条件と水理条件に対し、平衡温度は外界との熱交換がなく熱的につり合った平衡状態の水温を表わし、熱交換係数は水温が1°C増加したときに外界に失われる総熱フラックスである。

なお、 $H_S(\theta)$ を式(7)で近似したとき、誤差の絶対値は $|H_S''(\theta)|(\theta - \theta_B)^2/2$ と $|H_S'''(\theta_B)|(\theta - \theta_B)^2/2$ の範囲にあるので、基準温度 θ_B はなるべく水温 θ に近い温度を取った方がよい。

(2) 水温計算

式(14)を式(1)に代入して、次式が得られる。

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + U \frac{\partial \theta}{\partial x} = \frac{1}{A} \frac{\partial}{\partial x} \left(A D_t \frac{\partial \theta}{\partial x} \right) + \frac{K(\theta^* - \theta)}{c_w \rho_w h} \dots\dots\dots(17)$$

式(17)の右辺第1項の乱流拡散項は、温排水があるときにはもちろん重要であるが、自然状態の河川では右辺第2項の全熱収支項より小さい^{11), 13), 16), 26)}。八鍬²⁷⁾は、

水温日変化に対して乱流拡散項を無視できる条件として、(1/h)単位の次式を示している。

$$\frac{U^2}{4 D_t} + \frac{K}{c_w \rho_w h} \gg \frac{2\pi}{24} \dots\dots\dots(18)$$

他方、 $U, A, D_t, h, K, \theta^*$ を一定とし式(17)をグリーン関数を用いて解くことにより²⁸⁾、式(18)を確認することができる。

結局、乱流拡散項を無視すると押し出し流れとなり、水温計算式は

$$\frac{dx}{dt} = U \text{ 上で } \frac{d\theta}{dt} = \frac{K(\theta^* - \theta)}{c_w \rho_w h} \dots\dots\dots(19)$$

となる。式(19)を水塊の出発点 $x = x_0, t = t_0$ で $\theta = \theta_0$ のもとに解くと

$$x = x_0 + \int_{t_0}^t U dt' \dots\dots\dots(20 \cdot a)$$

$$\theta = \theta_0 \exp\left(-\int_{t_0}^t \frac{K}{c_w \rho_w h} dt'\right) + \int_{t_0}^t \frac{K\theta^*}{c_w \rho_w h} \exp\left(-\int_{t'}^t \frac{K}{c_w \rho_w h} dt''\right) dt' \dots\dots\dots(20 \cdot b)$$

と得られ、さらに U, h, K, θ^* を一定とすると次のように表わされる。

$$x = x_0 + U(t - t_0) \dots\dots\dots(21 \cdot a)$$

$$\theta = \theta^* + (\theta_0 - \theta^*) \exp\left\{-\frac{K}{c_w \rho_w h}(t - t_0)\right\} \dots\dots\dots(21 \cdot b)$$

$$= \theta^* + (\theta_0 - \theta^*) \exp\left\{-\frac{K}{c_w \rho_w q}(x - x_0)\right\} \dots\dots\dots(21 \cdot c)$$

式(21・b)、(21・c)はそれぞれ $\lim_{t \rightarrow \infty} \theta = \theta^*, \lim_{x \rightarrow \infty} \theta = \theta^*$ となる。式(21・c)を無次元温度と流下距離の関係で図示すると図-1になる。図-1より、出発点の水温がどのような値であっても、水温は指数関数的に平衡温度に接近していく。また、単位幅当たりの流量が少なく熱交換係数が大きいほど、水温はより早く平衡温度に近づいていき、平衡温度に対する水温の応答性がよいことがわかる。実際の河川に対して水温計算を行うには、水塊が流

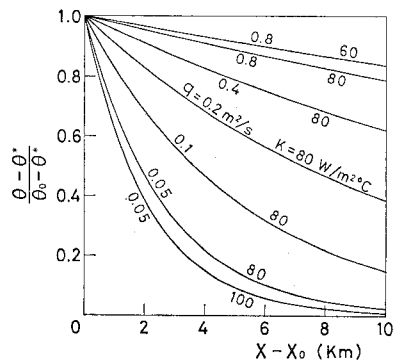


図-1 平衡温度に対する水温の指数関数的接近

下する $x \sim t$ 平面の特性曲線を水理条件と気象条件がともに一定になるように区間分割し、各区間に対し式 (21.a~c) を適用すればよい。

(3) 平衡温度に対する水温の応答性

式 (20.b) は、 K と h が一定、 $\theta^* = \xi + \eta \cos(\omega t)$ 、さらに $(t-t_0) \gg c_w \rho_w h / K$ の場合、次のようになる。

$$\theta = \xi + \frac{\eta}{\sqrt{1 + \left(\frac{c_w \rho_w h \omega}{K}\right)^2}} \cos(\omega t - \varphi) \dots\dots (22)$$

$$\varphi = \tan^{-1} \left(\frac{c_w \rho_w h \omega}{K} \right) \dots\dots (23)$$

周期を $T (T = 2\pi/\omega)$ とし、平衡温度に対する水温の位相遅れと振幅比を図-2 (a), (b) に示す。熱交換係数が大きく、水深が浅く、周期が長いほど、振幅比が1に近づき周期に対する位相遅れの割合が小さくなっており、したがって平衡温度に対する水温の応答性がよくなる。

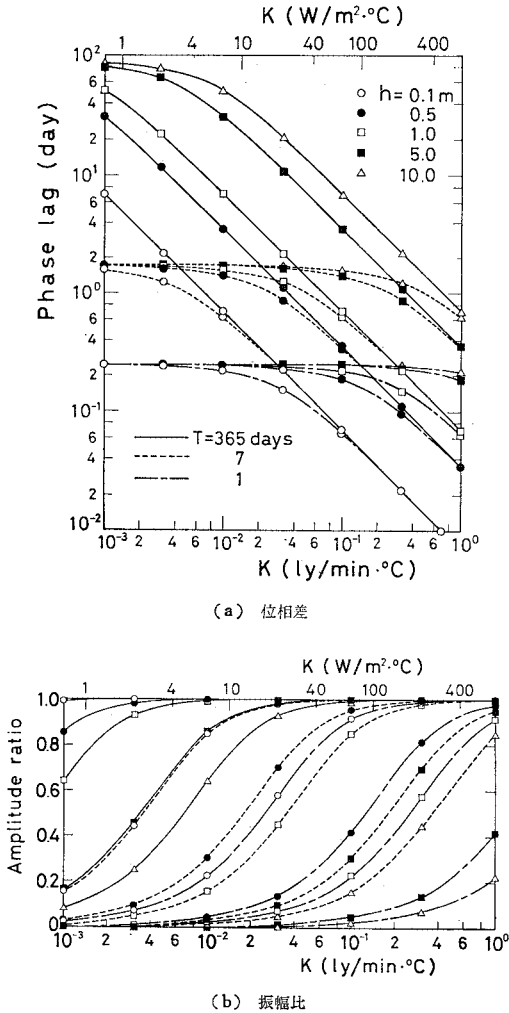


図-2 平衡温度に対する水温の応答性

たとえば、 $h=0.5$ m、 $K=0.1$ ly/(min·°C)、 $T=1$ 日の場合、全天日射量が最大となる正午頃に平衡温度の最大値が現われるとすると、水温の最大値は平衡温度の 41.7% で午後 4:21 頃となる。

なお、 $T=1$ 年は貯水池や湖沼に対しては問題ないが、河川に対しては非現実的である。

4. 河川水温に影響する水理要素

河川水温に影響する要素は、前述のように大きく水理要素と気象要素に分けられる。1次元解析の場合、水理要素には $U, h, A, B, i_f, q_{tr}, D_t$ があり、気象要素には $I, S_f, \alpha, R_a, V_2, \theta_{a2}, e_2, p, \bar{\theta}_g, r$ がある。乱流拡散係数については、式 (18) が成立しないときは考慮しなければならないが、ここではこれ以上言及しない。3.(1) より式 (1) は、特性曲線 $dx/dt=U$ 上で次の線形常微分方程式に変形され解の重ね合わせができる。

$$\frac{d\theta}{dt} = \frac{K_S \theta_S^* + K_b \theta_b^* - (K_S + K_b)\theta}{c_w \rho_w h} + \frac{\tau_w}{c_w \rho_w h} i_f q + \frac{q_{tr}}{A} (\theta_{tr} - \theta) + \frac{r}{h} (\theta_r - \theta) \dots\dots (24)$$

または、 Q を流量として

$$\frac{d\theta}{dx} = \frac{K_S \theta_S^* + K_b \theta_b^* - (K_S + K_b)\theta}{c_w \rho_w Q} + \frac{\tau_w}{c_w \rho_w Q} i_f + \frac{q_{tr}}{Q} (\theta_{tr} - \theta) + \frac{r}{Q} (\theta_r - \theta) \dots\dots (25)$$

水温に対する流量の影響については、図-1 あるいは式 (25) より、流量が増加すると熱容量が増すので当然ながら水温変化量は減少する。

さて、水温に及ぼす粘性逸散の影響を検討するため、式 (25) の右辺において第2項のみを取り出し他項は無視し流下距離 x (km) にわたって積分すると、粘性逸散による水温上昇量 $\Delta\theta_f$ (°C) は

$$\Delta\theta_f = \frac{1000}{427} \bar{i}_f x \dots\dots (26)$$

となる。 \bar{i}_f は x 間の平均摩擦勾配である。図-3 に式 (26) を示す。水温観測で要求される精度は、結氷初期の過冷却や氷晶の形成などでは $\pm 0.01^\circ\text{C}$ であるが²²⁾、一般的には $\pm 0.1^\circ\text{C}$ であり、水温計の精度も $\pm 0.1^\circ\text{C}$ までが多い。したがって、図-3 において $\Delta\theta_f \geq 0.1^\circ\text{C}$ の実線の範囲では粘性逸散の影響を無視できない。

次に、横流入水による影響をみるため式 (25) の右辺で第3項のみを考え、 θ_{tr} を一定とし横流入区間長 l にわたって積分すると、横流入水による水温変化量 $\Delta\theta_{tr}$ は次のように得られる。

$$\Delta\theta_{tr} = \theta_2 - \theta_1 = \frac{q_{tr} l}{Q_1 + q_{tr} l} (\theta_{tr} - \theta_1) \dots\dots (27)$$

ここに、 Q_1 : 横流入開始断面の本川流量、 θ_1 : 横流入

開始断面の本川水温, θ_0 ; 横流入終了断面の本川水温. 式 (27) を図示したのが 図-4 である. 自明ではあるが, 本川流量に対する横流入量の割合が大きく本川水温と横流入水温の差が大きいほど, 横流入水の影響が大きい. 図-4 の $|\Delta\theta_r| \geq 0.1^\circ\text{C}$ の範囲では, 横流入水が単独で水温に影響する.

最後に, 水面降雨と水温の関係を導くため, 一様な降雨強度 $r(\text{mm/h})$ で, 雨水の温度 $\theta_r(^\circ\text{C})$ も一定である単純な場合について考える. 式 (24) の右辺で第4項のみを考慮し, 雨の降り始め $t=0$ において水温を $\theta_0(^\circ\text{C})$,

水深を $h_0(\text{m})$ とすれば, 流下時間 $t_L(\text{h})$ のときの水面降雨による水温変化量 $\Delta\theta_r(^\circ\text{C})$ は

$$\Delta\theta_r = \frac{rt_L}{1000 h_0 + rt_L} (\theta_r - \theta_0) \dots\dots\dots (28)$$

となる. ただし, 降雨継続時間 $t_r(\text{h})$ が t_L より短い場合には, 式 (28) の t_L を t_r に代えればよい. 図-5 は式 (28) を表わしており, $|\Delta\theta_r| \geq 0.1^\circ\text{C}$ の範囲では水面降雨が単独で水温に影響する.

5. 常呂川上流における適用例

(1) 観測区間の概要と観測方法

平衡温度を用いた水温計算を実際の河川に適用するために, 図-6 に示す常呂川上流の A~K 区間 (10.365 km) を観測区間とし, 1980年10月4日19:30から10月9日13:00まで観測を実施した. 観測前に行った現地踏査の結果, 図-6の支川以外に小さな沢が9か所, 民家からの排水2か所, 取水1か所あったが, これらの流量は本川に比べ非常に少なく無視できる量である. また, 本川の熱収支に影響するような伏流水や湧水は存在していない. 図-6の地点名は, A:旭橋, B:無名地点, C:沢C(無名支川なのでこのようによぶ)と常呂川本川との合流点(ただし, 添字の1,2はそれぞれ合流点直前の本川側地点, 支川側地点である. 以下のH,Pの添字も同様である), H:幌加常呂川と本川との合流点, S:温泉橋, D:日の出橋, P:ポンポンオンネアンズ川と本川との合流点, K:勝山橋である.

温泉橋における熱収支観測は前報⁹⁾のとおりである. 水温観測は 図-6 に示す 10 地点で行い, CC 熱電対または Pt 100 Ω 測温抵抗体により連続記録した. 流量観測地点は本川, 支川ともに3か所, 水位観測地点は A, S, D, K, C₂, H₂, P₂ である. 観測期間中の水位は, 7 地点ともほぼ一定で, 流量は 図-6 に示すとおりである. 鹿の子ダム建設に伴う縦横断測量が観測期間中に行われたので, 200 m ごとの横断図を入手し, 断面積, 水

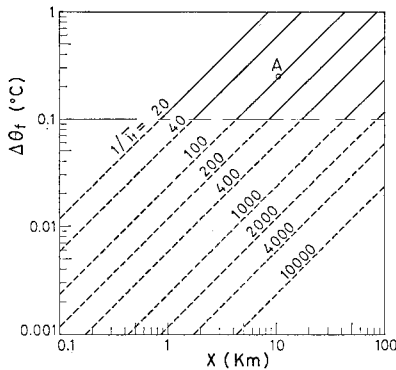


図-3 粘性逸散による水温上昇

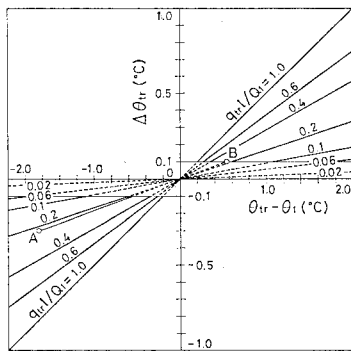


図-4 横流入水による水温変化

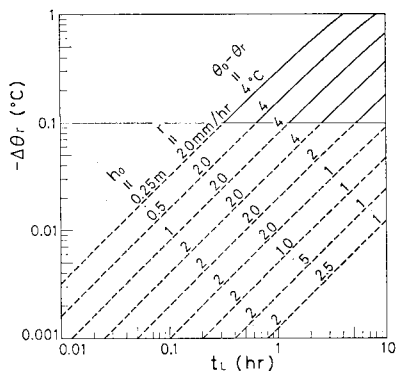


図-5 水面降雨による水温変化

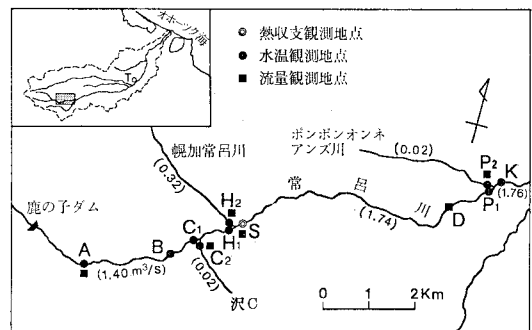


図-6 観測区間

面幅、水面勾配を求めた。観測区間の平均値は、断面積 2.87 m²、水面幅 12.3 m、水深 0.233 m、水面勾配 0.010 4、断面平均流速 0.601 m/s である。また、沢 C、幌加常呂川、ポンポンオンネアズ川が本川に合流する地点の支川の水面幅はそれぞれ 1.0、3.3、1.0 m である。流下時間は A~S 間 (3.755 km) が 2.00 時間、A~K 間が 5.11 時間である。

観測区間の中で日影率を考慮しなければならない部分として、日の出・日の入の時刻、太陽高度、周辺の標高、実体鏡による航空写真の観察以上から判断して 16 区間を設定した。10 月 2 日の日の出から日の入まで 16 区間について目視により日影率を 10% 単位で調査し、30 分ごとの日影率を求めた。

(2) 水温計算方法

観測区間を 図-8 の横軸に示すように 200 m ごとに分割する。ただし、支川の合流幅は 1 区間とし、旭橋、温泉橋、勝山橋、支川合流幅の上下流端ではこれらが端になるよう 200 m より短く区間分割する。結局、*x* 軸を総計 60 区間に分割し (日影率調査の 16 区間とは関係ない)、各区間の水量は支川の流入区間を除いて一定で等流の流れとする。一方、温泉橋における気象要素および熱収支要素は 30 分平均値で得られており、これらを全区間に適用し、時間軸 *t* は 30 分ごとに分割する。以上で、水理条件と気象条件がともに一定となるように *x*~*t* 平面の特性曲線が 70 区間に分割され、各区間に式 (21・a~c) を適用する。特性曲線上の各区間の初期条件は、前の区間の計算結果を使う。初期水温を θ_{in} とする。

ところで、水面の日影率を考慮する場合、水平面全天日射量 *I* の観測値しかないの、いわゆる *I* の直散分離 (*I* を直達日射成分 *I_{dir}* と散乱日射成分 *I_{dif}* に分離すること) が必要になる。直散分離の方法には、*I* の観測値から大気透過率を逐次近似法で求め *I_{dir}* と *I_{dif}* を計算する方法、*I* より *I_{dir}* を推定する回帰式を用いる方法などがある²⁹⁾。本論文では、これらの方法に加えて、図-6 の *T* (温泉橋より直線距離にして 45.2 km) に位置する北見工業大学の屋上で機械工学科・熱工学実験室が観測している水平面全天日射量と法線面直達日射量より求めた直散分離の比率を観測区間に適用する方法を検討し、後者の直散分離の実測比率を用いることにした。具体的には、*I_{dir}*/*I* の値は日の出、日の入頃の 0 から最大 0.872 まで変化している。

なお、表-1 の日影率 *S_f* の欄については次のとおりである。温泉橋の測定台に設置した全天日射計は日の出

表-1 水温計算の種類と誤差

水温計算の種類				絶対誤差			
				\bar{E} (°C)		σ_E (°C)	
Case	θ_B	<i>S_f</i>	<i>H_b</i>	温泉橋	勝山橋	温泉橋	勝山橋
1	θ_{in}	日影率の実測値*1)	○(考慮)	-0.27	-0.96×10^{-1}	0.20	0.26
2	θ_{in}	〃	×(無視)	-0.46	-0.26	0.22	0.42
3	θ_{in}	温泉橋の実測値*2)	○	-0.20	-0.48×10^{-2}	0.21	0.33
4	θ_{in}	〃	×	-0.37	-0.10	0.38	0.88
5	温泉橋の水温	日影率の実測値	○	-0.27	-0.97×10^{-1}	0.20	0.27
6	温泉橋の気温	〃	○	-0.10	0.19	0.27	0.39
7	θ_{in}	時空間平均日影率*3)	○	図-12 参照			

(5:30~5:33) から 9:00 までと 16:30 から日の入 (16:56~16:59) まで山影に入り、9:00~16:30 は日向である。このような全天日射量を全観測区間に用いる場合が *2) である。日向の全天日射量として、9:00~16:30 は温泉橋の観測値を用い、これ以外の時間帯は北見工業大学屋上の観測値を用い、これらに日影率の実測値を考慮する場合が *1) である。*3) は、昼間の流下距離すべてにわたって日影率を 0~100% の中の一定値とする、*x*~*t* 平面の時空間平均日影率 \bar{S}_f を用いる場合である。

(3) 水温計算結果および実測値との比較検討

10 月 6 日 13:30 から 10 月 9 日 11:30 まで 30 分ごとに旭橋を出発する水塊に対し水温計算を行い、たとえば温泉橋では 30 分ごとの水温計算値 138 個、勝山橋では 131 個求めた。計算条件は表-1 に示す Case 1~7 である。まず、図-7 は旭橋、温泉橋、勝山橋の水温実測値と温泉橋、勝山橋の Case 1 による水温計算値を示している。3 地点の水温日変化の位相差は明確でないが、日隔差は下流にいくほど大きくなっている。計算値はピーク付近で実測値より低いが、ほぼ実測値に合っている。なお、Richardson, Elder, Parker & Krenkel¹⁷⁾ の式から求めた乱流拡散係数を用いると、乱流拡散を無視できる条件式 (18) は成立する。

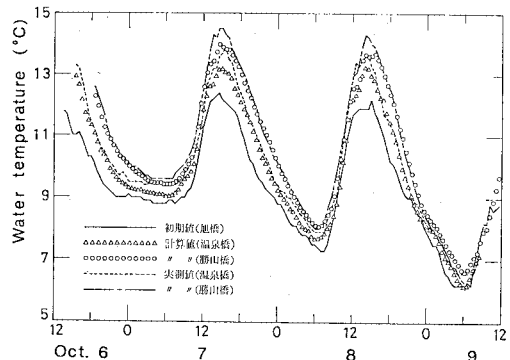


図-7 旭橋、温泉橋、勝山橋の実測値と温泉橋、勝山橋の計算値 (Case 1)

旭橋を10月7日の0, 4, 8, 12, 16, 20 時に出発した水塊の流下に伴う水温変化を図-8に示す。水温計算値はCase 1である。図中の0.35, 1.10, ..., -0.50°Cは勝山橋の水溫計算値から旭橋の初期値を引いた観測区間の変化量である。8:00に出発した水塊は主として全日射量の増加により最大の水溫上昇量を示している。計算値と実測値はほぼ合っている。全計算結果について調べると、流下に伴う水温変化は、全区間で増加、減少、増加の後減少、減少の後増加の4種類に大きく分類される。図-9はCase 1に対する、流下に伴う水温、平衡

温度 θ^* 、熱交換係数 K の変化の一例で、(a)は最大水温低下 -1.54°C を示す場合、(b)は逆に最大水温上昇 5.57°C を示す場合である。水温計算値は、平衡温度より低いときに上昇し、平衡温度より高いときに減少している。さらに、 K に比べ θ^* の変動が大きいため、平衡温度と計算値の差が大きいほど計算値の勾配も大きいことがわかる。3支川の合流点では K 、 θ^* が急激に変化している。合流点 C, H, P での熱交換係数は (a), (b) とそれぞれ、12.5, 50.0, 11.2 $\text{ly}/(\text{min}\cdot^\circ\text{C})$ である。支川の持ち込む移流熱のみを考慮した簡易式⁹⁾を使って求めた本川水温は、全熱収支要素を考慮したときに比べて3支川ともわずかに $\pm 0.01^\circ\text{C}$ の誤差しかない。これは、支川流入区間内の流下時間が短いためである。

沢Cの水溫は、合流点直前の本川水温 θ_1 の実測値や計算値よりすべて低いが、式(27)を適用して $-0.1 < \Delta\theta_{tr} < 0^\circ\text{C}$ である。ポンポンオンネアンズ川についても、 θ_1 として実測値や計算値を用いた場合いずれも $|\Delta\theta_{tr}| < 0.1^\circ\text{C}$ である。梶加常呂川については、 θ_1 に実測値を用いた場合、 $-0.17 \leq \Delta\theta_{tr} \leq 0.06^\circ\text{C}$ である。実測値より変動の大きい計算値を θ_1 とした場合、 $-0.29 \leq \Delta\theta_{tr} \leq 0.10^\circ\text{C}$ となり、これを図-4に示すと直線ABとなる。

次に、粘性逸散による摩擦熱の影響については、式(26)に観測区間の距離と平均水面勾配を入れると、 $\Delta\theta_f = 0.25^\circ\text{C}$ となり無視できないことがわかる。これを図-3に示すと点Aになる。観測期間中の最大雨量強度は10月8日の14:30~15:30までの2.35 mm/hで、雨水の温度は計算により 11.75°C である。この場合、 $t_L = t_r = 1\text{h}$ として水温変化は式(28)より、 $-0.020 \leq \Delta\theta_r \leq -0.001^\circ\text{C}$ となり、わずかながら河川水を冷却している。

さて、Case 1, 2, 3, 4による水温計算値と実測値を勝山橋において比較したのが図-10である。また、計

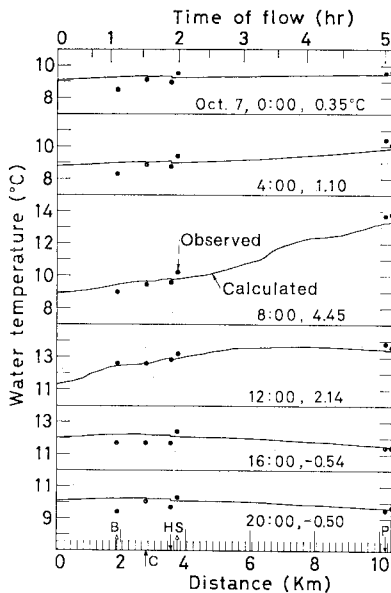
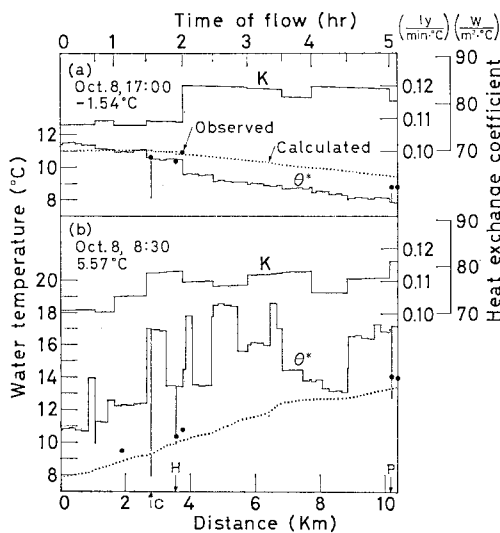


図-8 流下に伴う水温変化の一例 (Case 1)



(a) 最大水温低下, (b) 最大水温上昇

図-9 流下に伴う水温、平衡温度、熱交換係数の変化 (Case 1)

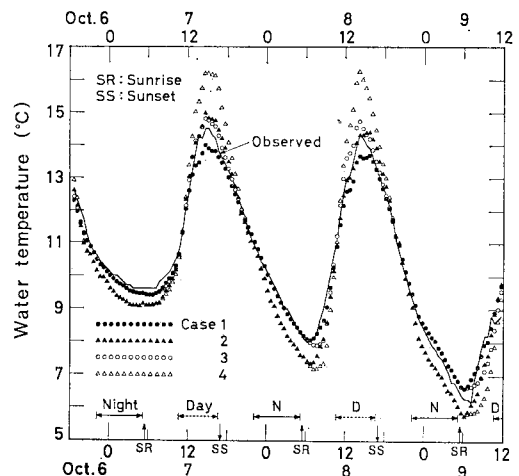


図-10 勝山橋における実測値と計算値

算値から実測値を引いた絶対誤差に関する平均値 \bar{E} と標準偏差 σ_E を、温泉橋と勝山橋に対して表一に示す。図一10の Night または N は、観測区間内の流下時間がすべて日の入から日の出までの夜間となり、Day または D は逆に流下時間がすべて昼間であることを示す。基準温度 θ_B と日影率 S_f を同一条件にした Case 1 と 2, あるいは Case 3 と 4 の比較より、河床伝熱量 H_b は水温日変化の振幅を減衰させる作用があることがわかる。さらに、表一より河床伝熱量を考慮した方が計算精度がよい。日影率の影響をみるために Case 1 と 3, あるいは Case 2 と 4 を比較すると、日の出付近の最低水温から上昇し始める頃は、Case 1 > Case 3, Case 2 > Case 4 であるが、水温の上昇とともにその差は小さくなり最高水温付近ではこの不等号が逆転し、水温低下とともに差は小さくなりながら夜間の流下時間帯に入り両者は一致する。この理由は、温泉橋では上記のように日の出～9:00 と 16:30～日の入までは $S_f=100\%$, 9:00～16:30 までが $S_f=0\%$ と単純であるのに対し、他の多くの区間では日影率の時間変化がもっと複雑で、日向や日影になる時間帯が温泉橋と部分的に逆になる区間もあるからである。水温計算の精度を比べると、全区間の日影率を考慮した方が温泉橋だけの日影率を考慮した場合より計算精度がよい。これは当然のことであるが、このように定量的に示すためには、全天日射量の直散分離の推定と日影率の観測をより実際に近い値になるようにすることが重要である。

ところで、基準温度の影響については、表一の Case 1, 5, 6 を比較すると、温泉橋の気温、温泉橋の水温(実測値)、各区間の初期水温 θ_{in} の順に計算精度がよくなっている。これは、温泉橋の気温、水温、初期水温の順に、同時刻の各区間の水温に平均して近いからである。最後に、Case 7 について結果を図一11, 12 に示す。図一11では、時空間平均日影率 \bar{S}_f が大きくなるに従

い最高付近の水温が著しく低下している。たとえば、最も極端に \bar{S}_f が 0% から 100% に変わった場合、最大の水温低下を示すのは、旭橋を 10月 8日 7:00 に出発して勝山橋に 12:07 に到着する水塊で -3.37°C である。図一12は \bar{S}_f

による絶対誤差の平均値と標準偏差の変化を表わしている。これから、 σ_E を最少にする \bar{S}_f を時空間平均日影率の推定値とすれば、旭橋～温泉橋間の時空間平均日影率は 28%, 旭橋～勝山橋間は 26% と推定できる。

6. 結 論

一般化した 1 次元熱収支方程式を平衡温度と熱交換係数を用いて解く方法を述べ、河川水温に影響する水理要素を検討し、本解析法を常呂川上流に適用した。本論文で得られた結果をまとめれば、以下のようになる。

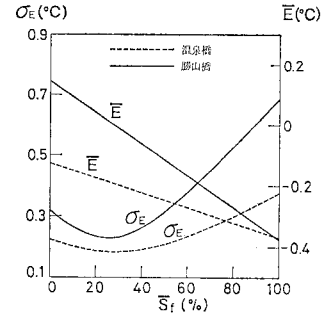
(1) 河川の任意の区間に適用できる一般化した 1 次元熱収支方程式を Taylor 級数を用いて線形化し、水面熱収支量以外に河床伝熱量、粘性逸散により発生する熱量、横流入水と水面降雨による移流熱を考慮した平衡温度と熱交換係数を求めた。

(2) 平衡温度は外界と熱的につり合った状態の水温であり厳密には存在しない。しかし、熱交換係数が大きく、水深が浅く、周期が長いほど、河川・貯水池・湖沼などの水温は平衡温度との振幅差や位相差が小さくなる。

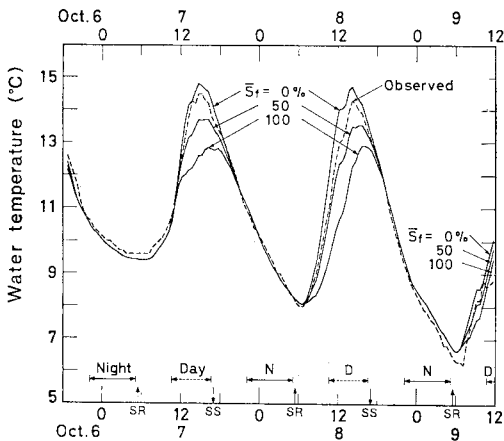
(3) 実際の河川に対し水温計算を行うには、まず水理要素と気象要素が既知のもとに $x \sim t$ 平面上を流下する特性曲線を水理条件と気象条件がともに一定になるように区間分割し、この各区間に式 (21・a～c) を適用すればよい。

(4) 粘性逸散による水温上昇量は式 (26) に示すように摩擦勾配と流下距離の積に比例する。横流入水による本川水温の変化量および水面降雨による水温変化量の算定式を導いた。粘性逸散、横流入水、水面降雨による水温変化量の絶対値が 0.1°C 以上であれば、これらの熱収支要素を無視できない。

(5) 水温日変化の計算精度をよくするには、河床伝熱量を考慮し、基準温度は各区間の初期水温とするのがよい。また、水面上の日影は水温に大きく影響するので、全天日射量の直散分離と日影率はできるだけ実際に



図一12 水温計算の誤差に対する \bar{S}_f の影響



図一11 勝山橋の水温に対する \bar{S}_f の影響

近い値を推定することが重要である。

(6) Case 1 による計算誤差は、勝山橋において絶対誤差の標準偏差が 0.26°C となり、実用的には満足できる値である。Case 1 に用いた熱収支要素は、直達日射量、粘性逸散による熱量、支川が持ち込む熱量を除いてすべて温泉橋における値である。これが計算精度に影響していると思われる。すなわち、上記3個の熱収支要素を除いた熱収支量が1観測地点と他の地点とではどの程度の差があるのが問題である。一般には、水温計算区間が長くなるほど気象要素の変化も大きくなるので、1地点の熱収支観測値だけでは全区間を代表できず計算誤差も増えてくる。また、日平均水温よりは水温日変化に対してこの影響が大きい。現地の熱収支観測は非常に労力を要するので、計算区間が長い場合には、全熱収支量に対して気象要素を説明変数とする重回帰モデルを適用するの1方法である。以上の熱収支観測値の代表性については、今後の課題としたい。

最後に、本研究を遂行するにあたり、有益な助言を賜った北海道工学部 山岡 勲教授に謝意を表します。また、観測区間の横断図を北海道開発局・網走開発建設部、鹿の子ダム建設事業所からお貸しいただいた。さらに、現地踏査、熱収支・水温・流量観測、日影調査において協力いただいた北見工業大学助手 中尾隆志氏、技官 岡田包儀氏および元北見工業大学学生 相沢和裕氏、小沢則昭氏、山本昌広氏に深く感謝いたします。

なお、本研究の計算には、北海道大学大型計算機センターの HITAC M-200 H を使用したことを付記する。

参 考 文 献

- 1) Eckel, O. und H. Reuter : Zur berechnung des sommerlichen wärmeumsatzes in flussläufen, Geoger. Ann., Vol. 32, pp. 188~209, 1950.
- 2) Vugts, H.F. : Calculation of temperature variation of small mountain streams, J. Hydrol., Vol. 23, No. 3/4, pp. 267~278, 1974.
- 3) Zimmerman, J.T.F. : On the diurnal heat balance and temperature cycle of natural streams, Arch. Met. Geoph. Biokl., Ser. A, Vol. 23, No. 3/4, pp. 349~370, 1974.
- 4) 佐渡公明 : 河川水の熱収支に関する基礎的研究, 土木学会論文報告集, No. 330, pp. 69~79, 1983.
- 5) Paily, P.P., et al. : Winter-regime surface heat loss from heated streams, IIHR Report No. 155, pp. 85~113, 1974.
- 6) Noble, R.D. : Comparison of two surface heat exchange models, Proc. ASCE, Vol. 107, No. HY 3, pp. 361~366, 1981.
- 7) Edinger, J.E., D.W. Duttweiler and J.C. Geyer : The response of water temperatures to meteorological conditions, Water Resour. Res., Vol. 4, No. 5, pp. 1137~1143, 1968.
- 8) Yotsukura, N., A.P. Jackman and C.R. Faust : Approximation of heat exchange at the air-water interface, Water Resour. Res., Vol. 9, No. 1, pp. 118~128, 1973.

- 9) Paily, P.P., et al. : Winter-regime thermal response of heated streams, Proc. ASCE, Vol.100, No. HY 4, pp. 531~551, 1974.
- 10) Tennessee Valley Authority : The computation of daily mean stream temperatures, Water Resour. Res. Lab. Report No. 25, 1971.
- 11) Wunderlich, W. : Heat transport models for rivers and reservoirs, Int. Inst. Appl. Syst. Anal. Conf. Proc., 76-2, pp. 667~713, 1976.
- 12) Morse, W.L. : Stream temperature prediction model, Water Resour. Res., Vol. 6, No. 1, pp. 290~302, 1970.
- 13) Morse, W.L. : Stream temperature prediction under reduced flow, Proc. ASCE, Vol. 98, No. HY 6, pp. 1031~1047, 1972.
- 14) DeWalle, D.R. : Effect of atmospheric stability on water temperature predictions for a thermally loaded stream, Water Resour. Res., Vol. 12, No. 2, pp. 239~244, 1976.
- 15) Paily, P.P. and E.O. Macagno : Numerical prediction of thermal-regime of rivers, Proc. ASCE, Vol. 102, No. HY 3, pp. 255~274, 1976.
- 16) Brocard, D.N. and D.R.F. Harleman : One-dimensional temperature predictions in unsteady flows, Proc. ASCE, Vol. 102, No. HY 3, pp. 227~240, 1976.
- 17) Hills, R.G. and R. Viskanta : Modeling of unsteady temperature distribution in rivers with thermal discharges, Water Resour. Res., Vol. 12, No. 4, pp. 712~722, 1976.
- 18) Pivovarov, A.A. : Thermal Conditions in Freezing Lakes and Rivers, John Wiley & Sons, pp. 1~82, 1973.
- 19) Rastogi, A.K. and W. Rodi : Predictions of heat and mass transfer in open channels, Proc. ASCE, Vol. 104, No. HY 3, pp. 397~420, 1978.
- 20) Tennessee Valley Authority : Criteria for fully-mixed stream temperature regime, Water Resour. Res. Lab. Report No. 17, 1969.
- 21) Bowles, D.S., et al. : Coupled dynamic streamflow-temperature models, Proc. ASCE, Vol. 103, No. HY 5, pp. 515~530, 1977.
- 22) Ashton, G.D. : Dynamics of Snow and Ice Masses, Ch. 5, Academic Press, pp. 261~275, 1980.
- 23) 西沢利栄 : 河川水温におよぼす湧水、支流水の影響について, 東教大地理研報告, Vol. 10, pp. 137~148, 1966.
- 24) Brown, G.W. : Predicting temperature of small streams, Water Resour. Res., Vol. 5, No. 1, pp. 68~75, 1969.
- 25) Crittenden, R.N. : Sensitivity analysis of a theoretical energy balance model for water temperatures in small streams, Ecol. Modelling, Vol. 5, No. 3, pp. 207~224, 1978.
- 26) Kahlig, P. : Über zwei versionen der exponentialmethode der flußtemperatur-berechnung, Arch. Met. Geoph. Biokl., Ser. A, Vol. 25, No. 4, pp. 367~381, 1977.
- 27) Yakuwa, I. : The longitudinal turbulent motion of a river flow and its role on the diurnal variation of water temperature, Memoirs of Faculty of Engin. Hokkaido Univ., Vol. 11, No. 3, pp. 375~388, 1962.
- 28) 佐渡公明 : グリーン関数による河川水温の解析, 土木学会第 34 回年講集, II-109, pp. 217~218, 1979.
- 29) 宇田川光弘・木村建一 : 水平面全天日射量観測値よりの直達日射量の推定, 日本建築学会論文報告集, No. 267, pp. 83~90, 1978.