

河川水の熱収支に関する基礎的研究

FUNDAMENTAL STUDY ON HEAT BALANCE OF RIVER WATER

佐 渡 公 明*

By Kimiteru SADO

1. ま え が き

河川水温は河川の自然環境を示す一つの指標であり、水棲生物分布に及ぼす影響は大きく、水質調査の中では基本的な測定項目である。利水の面においても、水稻の冷水被害、工業用冷却水、温排水による生態系の変化、貯水池・水力発電所・取水ぜきの建設による水温への影響など河川水温は非常に重要な問題である。わが国における河川水温の研究は、稲作と水温の関係を中心として農学の分野で発展してきており^{1),13)}、河川工学の分野ではほとんど取り扱われなかった。しかし、水温形成機構を説明する水体の熱収支の研究は、本来水理学、微気象学、伝熱工学にまたがる学際的テーマである。北米やヨーロッパでは、冬期の河川結氷に関連して水温の研究が始まり、近年火力・原子力発電所からの温排水に伴う環境問題として関心が高い。河川水温の研究に対して、著者が最終的に目的としているのは、水温予測と寒冷地河川における結氷日・解氷日の予測である。河川の短い区間や短期間の水温予測にはここで述べる熱収支方程式を用いた方が精度的に有利であり、他方、河川全域や年間を通じての水温予測にはたとえば気温・水温を入出力とするインパルス応答モデルや水温の時系列モデルが適していると思われる。

ところで、河川水温の研究には、水体の熱収支機構を理解し、水温を従属変数とする熱収支方程式（熱拡散方程式ともよぶことができる）を正確に導き、この非線形方程式を精度よく数値解析することが必要である。他方、現地河川における各熱収支要素の算定法や測定法の研究と各熱収支要素の特性を把握することも、もちろん本質的な課題である。河川水の熱収支方程式の誘導にあたっては、流れの熱輸送による移流項と移流分散項、流れと直接関係なく水体に作用する各種の熱収支要素を考慮

しなければならない。この各種の熱収支要素としては、短波・長波放射と顕熱・潜熱輸送よりなる水面熱収支以外に、河床地盤を通して伝導により水体に出入りする熱量（これを河床伝熱量とよぶ）と粘性逸散により発生する熱量も水温形成に無視できない場合がある。さらに、直接流出水・地下流出水・支川・排水等の横流入水が持ち込む移流熱、伏流水・派川・取水等の横流出水が持ち出す移流熱、水面降雨・蒸発水（または凝結水）による移流熱、以上の移流熱はこれらを輸送する水量が本川流量の変化に寄与する場合はもちろん、本川水温との温度差が大きい場合にも本川水温に影響してくる。従来多くの研究者が熱収支方程式を取り扱ってきたが^{1),12),22),23)}、上記各種の熱収支要素をすべて考慮し河川の全区間に適用できるようにした1次元熱収支方程式はまだ示されていない。

支川の移流熱を考慮した水温計算を最初に行ったのは、著者の知る範囲で Raphael⁶⁾ である。八鍬²⁾は乱流拡散を考慮した1次元熱収支方程式を導き、乱流拡散係数が水温日変化の振幅や位相差に与える影響を調べている。Pivovarov⁵⁾は秋期、冬期の河川水温に対して、河床伝熱量、地下水と水面降水の移流熱、粘性逸散による摩擦熱の重要性を指摘し、これらを1次元熱収支方程式で考慮している。新井・西沢¹⁾は、表面流出水・地下流出水・支川の流入、伏流水・取水による流出を考慮した1次元熱収支方程式を導いている。しかし、横流入量と横流出量を本川単位長さ当たりの流量として扱っていないために誘導過程に無理がある。

さて、各熱収支要素の評価については、顕熱・潜熱輸送量と河床伝熱量が最も問題である。放射収支量は放射収支計で測定でき、移流熱はその水量と水温が既知であれば求まり、粘性逸散による熱量は後で示すように摩擦勾配と単位幅当たりの流量から計算できる。顕熱・潜熱輸送量の算定については Paily et al.³⁾、TVA¹⁷⁾、Ryan & Stolzenbach²⁰⁾ が詳述し、直接測定が可能な測定器も

* 正会員 工修 北見工業大学助教授 開発工学科

ある。河床伝熱量については、Pivovarov⁵⁾とJobson²¹⁾の算定法や熱流板を用いる測定法がある。河川水に対する顕熱・潜熱輸送量、河床伝熱量の評価については十分検討し最も信頼できる

実用的方法を用いなければならない。

本論文では、始めに水棲生物の生化学的反応熱および水と氷の相転移に伴う潜熱を除いた上記すべての熱収支要素を考慮した1次元熱収支方程式(これを一般化した1次元熱収支方程式とよぶ)を導く。この熱収支方程式を誘導する目的は、河川水的全熱収支量に寄与する熱収支要素にはどのような要素があり、その各要素は具体的にどのような形で全熱収支量の各項となるのか、また水温と全熱収支量の関係はどのように表わされるのかなどを把握するためである。次に、各熱収支要素の算定法または測定法について検討する。最後に、常呂川の upstream、温泉橋(置戸町)と中流、若松橋(北見市)において実施した熱収支観測について述べ、観測期間中の熱収支の特性を明らかにする。なお、一般化した1次元熱収支方程式の数値解析については次報で発表する。

2. 一般化した1次元熱収支方程式

(1) 方程式の誘導

本節では、コントロール・ボリューム法による熱量保存則から一般化した1次元熱収支方程式を導く。図-1は流下方向の微小長さ δx 区間に δt 時間に流入、流出する熱量を示している。流入する熱量は、座標 x の断面を通る本川の平均流と移流分散による輸送熱量、放射と対流による水面熱収支量、河床伝熱量、雨が持ち込む移流熱、横流入熱量、粘性逸散により発生する熱量である。他方、流出する熱量は、 $x + \delta x$ 断面の本川の平均流と移流分散による輸送熱量、横流出熱量、蒸発による移流熱である。この流入熱量と流出熱量の差により、 δx 区間の水体の貯熱量が $\int_A c_w \rho_w \theta dA \cdot \delta x$ から δt 時間に $\frac{\partial}{\partial t} \int_A c_w \rho_w \theta dA \cdot \delta x \delta t$ だけ増加する。したがって、水体に対する加熱を正、水体からの放熱を負として熱量保存の式は次のようになる。

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} \int_A c_w \rho_w \theta dA &= - \frac{\partial}{\partial x} \int_A c_w \rho_w \theta u dA \\ &+ \frac{\partial}{\partial x} \int_A D_L \frac{\partial}{\partial x} (c_w \rho_w \theta) dA \\ &+ \int_B H_s dB + \int_s H_b ds + \int_B c_w \rho_w \theta_r r dB \end{aligned}$$

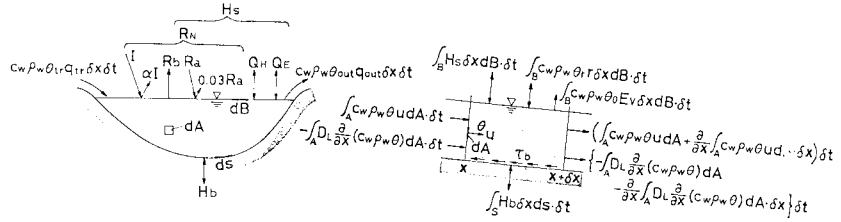


図-1 一般化した熱収支方程式の説明図

$$\begin{aligned} &+ \frac{\tau_b s U}{J} - \int_B c_w \rho_w \theta_0 E_V dB + c_w \rho_w \theta_{tr} q_{tr} \\ &- c_w \rho_w \theta_{out} q_{out} \dots \dots \dots (1) \end{aligned}$$

ここに、 A : 横断面積、 B : 水面幅、 s : 潤辺、 c_w : 水の比熱、 ρ_w : 水の密度、 θ : 微小部分 dA の水温、 u : dA の流速、 D_L : 縦分散係数、 H_s : 単位面積・単位時間当たりの水面熱収支量、 H_b : 単位面積・単位時間当たりの河床伝熱量、 θ_r : 雨滴の温度、 θ_{tr} : 横流入水の流入直前の水温、 θ_{out} : 横流出水の流出直後の水温、 r : 降雨量、 $q_{tr} \cdot q_{out}$: それぞれ本川単位長さ当たりの横流入量・横流出量、 τ_b : 河床面のせん断応力、 U : 断面平均流速、 J : 熱の仕事当量 = 427 kgf·m/kcal [=4.1868 ジュール/IT カロリー]、 θ_0 : 水面温度、 E_V : 単位時間当たりの蒸発量。

右辺第6項の粘性逸散のエネルギーは熱に変換され、すべて水体を加熱するとしている。この理由は、河床面における水深方向の水温勾配と地温勾配に相違いの差はないが、水体の水深方向の渦温度伝導率が河床地盤の熱伝導率より相違いに大きいからである。水面熱収支量は、図-1にも示すように次式で表わされる。

$$\begin{aligned} H_s &= I - \alpha I + R_a - 0.03 R_a - R_b + Q_H + Q_E \\ &= R_N + Q_H + Q_E \dots \dots \dots (2) \end{aligned}$$

ここに、 I : 短波放射量、 α : アルベド(反射率)、 R_a : 大気長波放射量、 R_b : 水面逆長波放射量、 Q_H : 顕熱輸送量、 Q_E : 潜熱輸送量、 R_N : 純放射量。

有効短波放射 $(1-\alpha)I$ はすべて水体に吸収されるとし、大気長波放射の反射率は一般に3%が用いられている^{3), 17), 20)}。ここで気象要素は水面幅内で一定、河床伝熱量は潤辺内で一定、縦分散係数は断面内で一定とする。断面平均水温を $\bar{\theta} (= \int_A \theta dA / A)$ 、本川流量を Q とし、断面内の水温分布に関する補正係数 $\beta_1 = \int_A \theta u dA / (\bar{\theta} Q)$ 、 $\beta_2 = \theta_{out} / \bar{\theta}$ 、 $\beta_3 = \theta_0 / \bar{\theta}$ を導入すると式(1)は、

$$\begin{aligned} \left(\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t} + \beta_1 U \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial x} \right) &+ \frac{\bar{\theta}}{A} \left(\frac{\partial A}{\partial t} + \beta_1 \frac{\partial Q}{\partial x} + \beta_2 q_{out} \right. \\ &+ \beta_3 E_V B) = \frac{1}{A} \frac{\partial}{\partial x} \left\{ D_L \frac{\partial (\bar{\theta} A)}{\partial x} \right\} \\ &+ \frac{B}{c_w \rho_w A} \left(H_s + \frac{s}{B} H_b + c_w \rho_w \theta_r r \right. \\ &+ \frac{c_w \rho_w}{B} \theta_{tr} q_{tr} + \frac{\tau_b s U}{BJ} \left. \right) \dots \dots \dots (3) \end{aligned}$$

となる。次に、河川水が十分に混合して断面内の水温 θ が近似的に一定と仮定できるときは、 $\beta_1 = \beta_2 = \beta_3 = 1$ となり、式 (3) は次の連続の式 (4) を使って式 (5) に変形される。

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} + q_{out} = q_{tr} + (r - E_V)B \dots\dots\dots (4)$$

$$\left\{ \begin{aligned} \frac{\partial \theta}{\partial t} + U \frac{\partial \theta}{\partial x} &= \frac{1}{A} \frac{\partial}{\partial x} \left(AD_t \frac{\partial \theta}{\partial x} \right) + \frac{H_T(\theta)}{c_w \rho_w h} \\ &\dots\dots\dots (5) \\ H_T(\theta) &= H_s + H_b + c_w \rho_w r (\theta_r - \theta) \\ &+ \frac{c_w \rho_w q_{tr}}{B} (\theta_{tr} - \theta) + \frac{\rho_w g}{J} i_f q \dots\dots\dots (6) \end{aligned} \right.$$

ここに、 D_t ：乱流拡散係数、 H_T ：本川が輸送する熱量を除いて水体に作用する単位面積・単位時間当たりの全熱収支量、 h ：断面平均水深、 i_f ：摩擦勾配、 q ：本川の単位幅当たりの流量。

式 (5), (6) が河川の全区間に対する一般化した1次元熱収支方程式である。式 (6) では径深 R を $R \approx h$ としている。横流出と蒸発による移流熱は全熱収支量 H_T に含まれていないが、これらは本川の A , h , U が変化することにより水温に影響してくる。式 (6) の右辺第5項の粘性逸散による熱量は、 q を (m^3/s) 単位とすると $14.05 i_f q$ ($cal \cdot cm^{-2} \cdot min^{-1}$) [$= 9.804 i_f q (W \cdot m^{-2})$]

となるが、文献 4), 5) でも同様の結果だけが述べられている。

なお、水蒸気輸送が蒸発でなく凝結のときは、式 (6) の右辺に凝結水の移流熱 $c_w \rho_w E_C (\theta_{az} - \theta)$ (E_C ：凝結量、 θ_{az} ：水面上高さ z における気温) が加わる。

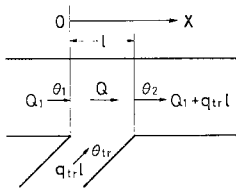


図-2 横流入の模式図

(2) 横流入に対する簡易式

図-2 に示すような横流入がある場合、流入区間末端 $x=l$ の水温 θ_2 を求める次の簡易式がある³³⁾。

$$\theta_2 = \frac{\theta_1 Q_1 + \theta_{tr} q_{tr} l}{Q_1 + q_{tr} l} \dots\dots\dots (7)$$

ここに、 $\theta_1 \cdot Q_1$ ：横流入開始断面 ($x=0$) における本川の水温と流量、 l ：本川に沿う横流入区間長。

式 (7) の関係を式 (5), (6) を使って説明する。式 (5) において乱流拡散項を無視し、 H_T として横流入項のみを考慮すると

$$\frac{d\theta}{dx} = \frac{q_{tr}}{Q} (\theta_{tr} - \theta), \quad \frac{dx}{dt} = U \dots\dots\dots (8)$$

となり、 $x=0$ で $\theta = \theta_1$ の境界条件で解くと

$$\theta = \frac{\theta_1 Q_1 + \theta_{tr} q_{tr} x}{Q_1 + q_{tr} x} \dots\dots\dots (9)$$

と得られ式 (7) が求められる。すなわち、式 (7) の簡

易式は次の2つの仮定で成立する。1つは、横流入による混合が急速で完全に行われるため断面内の水温が、ほぼ一定で時間的変動成分もない。他の1つは、横流入区間内の流下時間が短いため、横流入の移流熱に比べ他の熱収支要素は無視できる。

3. 各熱収支要素の算定または測定方法

本章では、式 (6) 右辺の各熱収支要素の算定または測定方法を検討する。横流入による移流熱については、本川単位長さ当たりの流入量と流入直前の水温が既知であれば問題はない。降雨が持ち込む熱量の算定に必要な雨滴の温度は通常、通風乾湿球温度計の湿球温度に等しいとして扱っており^{1), 6), 17)}、本論文でもこれに従う。

(1) 純放射量

水面逆長波放射量 R_b は、Stefan-Boltzmann の法則より水面温度 θ_0 ($^{\circ}C$) を用いて、(ly/min) 単位で次のように示される。

$$R_b = \epsilon \sigma T_0^4 \dots\dots\dots (10)$$

ここに、 ϵ ：水面の射出率=0.97、 σ ：ステファン・ボルツマン定数= $8.13 \times 10^{-11} cal \cdot cm^{-2} \cdot min^{-1} \cdot K^{-4}$ [$= 2.04 \times 10^{-4} J \cdot m^{-2} \cdot h^{-1} \cdot K^{-4}$]、 T_0 ：水面の絶対温度= $\theta_0 + \delta$ (K)、 $\delta = 273.15$ 。

なお、 $1 ly/min \equiv 1 cal / (cm^2 \cdot min) = 697.8 W/m^2$ である。また 2. では J を熱の仕事当量として使ったが、ここでは熱量の単位のジュールであり、以後もこの意味で使う。全天日射量 I 、アルベード α および大気長波放射量 R_a を算定する経験式は種々あり^{1), 3), 16)~18), 20)}、観測地点においてどの式が妥当なのか判断に苦しむ。最も正確に放射成分を評価するには、全天日射計2台、放射収支計1台、水温センサー1個で観測することである。上向きに設置した全天日射計より I が得られ、下向き全天日射計より αI が測定され、 α が求まる。放射収支計は純放射量 R_N を直接測定できるので、 R_a は次式から求まる。

$$R_a = \{R_N - (1 - \alpha)I + R_b\} / 0.97 \dots\dots\dots (11)$$

ところで、水中に入射した長波放射は、水深 1 cm の層でほとんどすべて吸収される。しかし、短波放射は水深の指数関数で減衰しながら水中を透過していき、河床面に達した日射はそこで吸収と反射成分に分かれる。吸収成分は河床面の地温を上げ河床伝熱量に影響し、反射成分は水中を減衰しながら水面に達し、ここで屈折光と反射光に分かれ屈折光は空気中に進行し、反射光は再び水中で同じ過程を繰り返す。この過程を定式化したり、河床面の反射率を決めることは難しいので、近似的に $(1 - \alpha)I$ がすべて水体に吸収されるとしている。ただ

し、放射収支計を用いると、空気中に出て来た屈折光が下側受光面に入射するので誤差は少なくなる。

(2) 顕熱・潜熱輸送量

潜熱輸送量 Q_E は、蒸発の潜熱を $L(\text{kJ/kg})$ として、蒸発量 E_V と次の関係がある。

$$Q_E = -\rho_w L E_V \dots\dots\dots(12)$$

$$L = 2500 - 2.39 \theta_0 \dots\dots\dots(13)$$

$\rho_w L$ の値は水温の上昇とともにわずかに減少する。たとえば、水温が 0°C と 30°C のときの $\rho_w L$ の比は $1:0.967$ である。したがって、 Q_E の変化は $-E_V$ の変化にはほぼ一致する。一般に水面蒸発量の算定方法は種々あるが、河川水の場合にはバルク法が最適である²⁹⁾。バルク法による蒸発量は、次式で表わされる。

$$E_V = \Psi(e_0 - e_2) \dots\dots\dots(14)$$

ここに、 Ψ ：蒸発係数、 e_0 ：水面温度 θ_0 に対する飽和水蒸気圧、 e_2 ：水面上高さ $z=2\text{m}$ における水蒸気圧。

$e_0(\text{mb})$ は次の Magnus-Tetens の式から求まる。

$$e_0 = \exp\left\{2.3026\left(\frac{7.5\theta_0}{\theta_0 + 237.3} + 0.7858\right)\right\} \dots\dots\dots(15)$$

式(14)において水面上の気象要素の測定高さ z は 2m が一般的である。他方、顕熱輸送量 Q_H はボーエン比 B_r を使って式(16)で表わされ、ボーエン比は顕熱輸送と水蒸気輸送に対する拡散係数が等しいとすれば式(17)となる。

$$Q_H = B_r Q_E \dots\dots\dots(16)$$

$$B_r = \frac{c_a p}{0.622 L} \left(\frac{\theta_0 - \theta_{a2}}{e_0 - e_2} \right) \dots\dots\dots(17)$$

ここに、 c_a は空気の定圧比熱、 p は大気圧、 θ_{a2} は $z=2\text{m}$ における気温である。

表一は、顕熱輸送量、潜熱輸送量および雨が持ち込む熱量の正負を示している。 θ_d は露点温度である。

さて、蒸発量が得られると式(12)、(16)より潜熱・顕熱輸送量が求まるので、蒸発量の評価が基本となる。蒸発係数 Ψ は、風による強制対流と浮力による自由対流の効果を示す係数で、接水気層の風速と安定度の関数で表わされる。強制対流のみを考慮したバルク公式は数

多く提案されているが^{33), 17), 20)}、その中で代表的なのは、信頼性の高いデータに基づく Hefner 湖の式である。風速が弱く水面温度が気温より高い不安定時には、自由対流を考慮した蒸発係数が必要になる。この種のバルク公式としては、Rymsha & Dochenko の式³⁾、Shulyakovskiy 式¹⁹⁾、Ryan & Stolzenbach による修正 Shulyakovskiy 式²⁰⁾、TVA の式¹⁷⁾、近藤の式²⁴⁾がある。これらの中で、信頼性の高いのは修正 Shulyakovskiy 式と近藤の式である。Hefner 湖の式、修正 Shulyakovskiy 式および近藤の式から得られる蒸発量を (mm/day) 単位でそれぞれ E_{VH} 、 E_{VS} 、 E_{VK} とすればこれらは次式で示される。

$$E_{VH} = 0.131 v_2 (e_0 - e_2) \dots\dots\dots(18)$$

$$E_{VS} = \{0.112 v_2 + 0.094 (\Delta\theta_V)^{1/3}\} (e_0 - e_2) \dots\dots\dots(19)$$

$$\Delta\theta_V = \frac{\theta_0 + \delta}{1 - 0.378 e_0/p} - \frac{\theta_{a2} + \delta}{1 - 0.378 e_2/p}$$

$$E_{VK} = 5.37 \times 10^4 \frac{\rho_{a2}}{p} C_E(2) v_2 (e_0 - e_2) \dots\dots(20)$$

ここに、 v_2 ： $z=2\text{m}$ の風速 (m/s)、 $e_0(\text{mb})$ 、 $e_2(\text{mb})$ 、 $\Delta\theta_V$ ：水面上の飽和空気の仮温度と $z=2\text{m}$ の湿潤空気の仮温度の差 ($^\circ\text{C}$ 、ただし $\Delta\theta_V < 0$ のときは $\Delta\theta_V = 0$ とする)、 $\theta_0(^\circ\text{C})$ 、 $\theta_{a2}(^\circ\text{C})$ 、 $p(\text{mb})$ 、 $C_E(2)$ ： $z=2\text{m}$ における水蒸気のバルク輸送係数、 ρ_{a2} ： $z=2\text{m}$ の空気の密度 (kg/m^3)。

$\Delta\theta_V$ の負、0、正は接水気層の成層状態がそれぞれ安定、中立、不安定であることを示す。 $\rho_{a2}(\text{kg/m}^3)$ は式(22)で表わされる $z=2\text{m}$ の混合比 r_2 を用いて式(21)から得られる。

$$\rho_{a2} = 0.348 \left(\frac{1+r_2}{1+1.61r_2} \right) \frac{p}{(\theta_{a2} + \delta)^4} \dots\dots\dots(21)$$

$$r_2 = 0.622 \frac{e_2}{p - e_2} \dots\dots\dots(22)$$

Hefner 湖の式は安定度を考慮していないために、近藤の式と修正 Shulyakovskiy 式に比べ、安定時と中立時に蒸発量が過大で、逆に強い不安定時には過少である。また、 v_2 がある限界風速より弱いとき $E_{VS} > E_{VK}$ 、強いとき $E_{VS} < E_{VK}$ となる。この限界風速は、 $\Delta\theta_V \leq 0$ に対し $C_E(2) = 2.08 \times 10^{-6} p / \rho_{a2}$ を満足する風速 (たとえば $p=1000\text{mb}$ 、 $\rho_{a2}=1.2\text{kg/m}^3$ のとき $v_2=7.6\text{m/s}$ となる)、 $\Delta\theta_V > 0$ に対し $v_2 = (\Delta\theta_V)^{1/3} / \{57.1 \times 10^4 \rho_{a2} C_E(2) p^{-1} - 1.19\}$ である²⁹⁾。近藤は海面、湖面を対象に運動量・顕熱輸送量についても検討し、次の顕熱輸送量の半理論式を提案している²⁴⁾。

$$Q_H = 1.44 \rho_{a2} C_H(z) v_2 (\theta_{a2} - \theta_0) \dots\dots(23)$$

ここに、 $Q_H(\text{ly/min})$ 、 $C_H(z)$ ：水面上 z における顕熱輸送に対するバルク輸送係数。

表一 顕熱・潜熱輸送量、雨が持ち込む熱量の正負

水質の大きさや水質記号	湿度 < 100%							湿度 = 100%		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
顕熱輸送量	+	+	+	+	+	0	-	+	0	-
潜熱輸送量	+	0	-	-	-	-	-	+	0	-
雨が持ち込む熱量	+	+	+	0	-	-	-	+	0	-

注 1) + は水体に対する加熱を、- は水体からの放熱を表わす。
 潜熱輸送量の + は水蒸気の凝結を、- は蒸発を表わす。
 注 2) 矢印は、顕熱の移動方向を表わす。

ところで、河川に対する蒸発量の研究はほとんどないので、上記の貯水池・湖・海に対するバルク公式を適用しているのが現状である。このとき、フェッチと表面流速に注意しなければならない。まず、風速・気温・湿度の水面上の測定高さは、水面を吹送してきた空気で占められる高さ（フェッチの1/200程度²³⁾）以内にしなければならない。これより上層では異質の気層となるからである。風速・気温・水蒸気圧の高度変換には対数分布則を用いることにする²²⁾。水面の空気力学的粗度、気温および比湿分布に対する粗度高さは、近藤のバルク輸送係数から得られる。次に、貯水池・湖・海では普通風速に比べて表面流速は無視され、固体壁面上の風速として扱っている。しかし、河川では表面流速を無視できない。これまで蒸発量や顕熱輸送量の算定式にでてきた風速としては、表面流速とともに移動する座標からみた相対風速を考えなければならない。ここでは、通常の風速・風向を絶対風速・絶対風向とよぶことにする。相対風速ベクトルは、絶対風速ベクトルから表面流速ベクトルを引いて得られる。すなわち、相対風速 V_z は次式となる。

$$V_z = \sqrt{v_z^2 + u_s^2 + 2v_z u_s \cos \varphi} \quad \dots\dots\dots (24)$$

ここに、 v_z は絶対風速、 u_s は表面流速、 φ は表面流速ベクトルから絶対風速ベクトルへ時計回りに測った角度である。

水蒸気輸送量の直接測定には、超音波風速計と熱電対乾湿温度計または紫外線温度計が用いられ、顕熱輸送量は超音波風速温度計を使って測定される。これらの測定器の水面上の高さは、やはり上述の限界内に設置しなければならない。

(3) 河床伝熱量

水体と河床地盤の間の熱交換には、伝導による河床伝熱量と浸透水が輸送する移流熱がある。後者については横流入・横流出として扱うことができる。

図-3 は、1978年9月1日から1979年8月31日までの1年間、常呂川・中流の若松橋下流32mで観測した日平均気温（観測期間の平均水位より4.05m高い右岸地面上に設置した百葉箱内のPt 100Ω 測温抵抗体（地表面上1.28m）で測定）、日平均水温（たれ流し式のPt 100Ω 測温抵抗体で測定）、日平均地温（河床面下-32cmに埋設したPt 100Ω 測温抵抗体で測定）の変化である。11月～3月の間は地温が水温より高いので、河床伝熱量 H_b は正で水体を加熱することになる。それ以外の期間では、気温に対する地温の応答性が水温の応答性より悪いので、気温の変動が高いピーク時に $H_b < 0$ 、低いピーク時に $H_b > 0$ となっている。すな

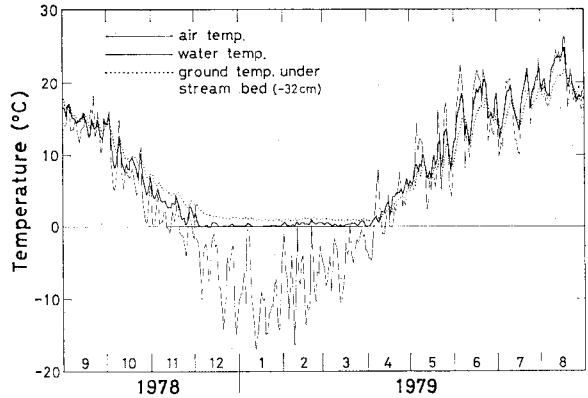


図-3 日平均気温・水温・地温の年変化
(常呂川・若松橋)

わち、河床伝熱量は水温年変化を滑らかにし、水温年隔差を小さくする作用がある。さて、河床地盤の温度 $\theta_g(x, t)$ は、次の半無限固体内における1次元熱伝導方程式(25)を、式(26)の条件で解く問題に帰着される。

$$\frac{\partial \theta_g}{\partial t} = k_g \frac{\partial^2 \theta_g}{\partial x^2} \quad \dots\dots\dots (25)$$

$$\left. \begin{aligned} \text{境界条件 } & \theta_g(0, t) = f_b(t), \theta_g(\infty, t) = \text{const.} \\ \text{初期条件 } & \theta_g(x, 0) = f_g(x) \end{aligned} \right\} \quad \dots\dots\dots (26)$$

ここに、 k_g は温度伝導率、 x はこれまでと違い本節だけは河床面を原点とした下向きの座標として用いる。河床伝熱量は、 λ_g を熱伝導率として $H_b = \lambda_g \partial \theta_g / \partial x |_{x=0}$ より得られる。河床水温 $f_b(t)$ については、1日や1年を周期とするフーリエ級数で近似する方法、あるいは一定時間間隔 Δt ごとの河床水温の離散値を用いて区分的に時間の1次関数で近似する方法がある。 Δt が大き過ぎない限りは計算が簡単な区分的1次関数による近似法で精度も十分と思われる。地温に対する初期地温分布 $f_g(x)$ の影響は、初期時刻からの時間経過とともに少なくなり、十分に経過した時間においては無視できる。 $f_g(x) = \text{一定}$ として扱うのが簡単であるが、時間の経過が十分でないときには地表面下の地温分布と同じく指数関数で表わした方がよい。Pivovarov²⁾ は、 $f_g(x)$ を初期時刻における河床地盤の平均地温 $\bar{\theta}_g$ とし、 $f_b(t)$ を区分的1次関数で近似して式(25)の解を求め、 $t = m\Delta t$ における河床伝熱量を次のように求めている。

$$H_b(m\Delta t) = \sqrt{\frac{c_g \rho_g \lambda_g}{\pi \Delta t}} \left\{ \frac{\bar{\theta}_g - \theta_{b,0}}{\sqrt{m}} + 2 \sum_{i=0}^m \theta_{b,i} \phi_{i,m} \right\} \quad \dots\dots\dots (27)$$

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

ここに、 $c_g \rho_g$ は体積熱容量、 $\theta_{b,i}$ は $t=i\Delta t$ における河床水温である。一方、Jobson³¹⁾ は、厚さ d の河床地盤に対し $z=d$ で断熱、 $f_g(z)=\text{const.}$ 、 $f_b(t)=\text{const.}+1$ という条件で d 内の地温分布を計算し、これに体積熱容量を掛けて全厚さに関し積分して単位水温上昇に対する $i\Delta t \sim (i+1)\Delta t$ 時間の河床伝熱量 $\Delta H_b(i\Delta t)$ を求め；さらに Δt 時間ごとの河床水温変化量を $\Delta H_b(i\Delta t)$ に掛けて、所定の時間から過去 24 時間までの和を求めて河床伝熱量を計算している。この方法では、 $\bar{\theta}_g$ の値は不要であるが d の推定が困難である。平衡温度による水温解析には Pivovarov の方法が適当である。

次に、河床伝熱量を測定するには、河床地盤のある深さに熱流板を水平に埋め、河床面と熱流板との間を n 個の土層に分け、各土層の温度を測定し、 Δt 時間内の平均河床伝熱量を次式から求めればよい。

$$H_b = H_p + c_g \rho_g \sum_{j=1}^n \Delta h_j \frac{\Delta \theta_{g,j}}{\Delta t} \dots\dots\dots (28)$$

ここに、 H_p は Δt 時間内に熱流板を通過した平均熱流束、 Δh_j は土層 j の厚さ、 $\Delta \theta_{g,j}$ は土層 j における Δt 時間内の地温変化である。熱流板や地温センサーは観測開始 1 週間前ぐらいに埋設し、できるだけ河床地盤を乱さないようにすることは当然である。もし、地温変化がなくなる深さまでの地温測定ができれば、熱流板は不要である。

ところで、河床地盤の熱定数として体積熱容量と熱伝導率が必要である。 $c_g \rho_g$ 、 λ_g 、 k_g の間には $\lambda_g = c_g \rho_g k_g$ の関係があるので、いずれか 2 個の値が既知でなければならぬ。有機物成分を含まない河床地盤の体積熱容量は 3 相成分（土粒子、水、空気）の体積熱容量と容積比率から次のように得られる。

$$c_g \rho_g = \tau - 0.8 \tau_0 \quad (\text{cal}/(\text{cm}^3 \cdot ^\circ\text{C}))$$

$$= 4.1868 \times 10^6 (\tau - 0.8 \tau_0) \quad (\text{J}/(\text{m}^3 \cdot \text{K}))$$

……………(29)

ここに、 τ 、 τ_0 はそれぞれ河床地盤の湿潤比重、乾燥比重である。式 (29) は、Chudonovsky の式³⁰⁾からも得られる。温度伝導率は、深さの異なる 2 地点の地温日隔差あるいは位相差より求まる³⁰⁾。

熱収支要素の誤差評価に関して重要な事項は、河床面で吸収される短波放射量の算定または測定方法、顕熱・潜熱輸送量の算定式による計算値と直接測定値を比較することおよび河床地盤の熱定数の妥当性である。な

お、全熱収支量 H_T の誤差評価については、気象要素と河床地盤の熱定数がほぼ一定と仮定できる河川の比較的短い区間に対して、1 地点における熱収支観測データを使って区間下流端の水温計算値を求め水温実測値と比較することにより可能である。長い区間に対しては、気象要素と河床地盤の熱定数がともに一定とみなすことができる区間に分割し、各区間で熱収支観測を実施して H_T をたとえば水温の区分的 2 次関数で表わしておく¹²⁾。かくして、河川全域や年間を通じての熱収支計算や水温計算ができるが、かなりの労力を必要とする。

4. 常呂川における熱収支観測例

(1) 常呂川上流・温泉橋（置戸町）における観測

a) 観測方法

常呂川上流の温泉橋より下流 115 m において熱収支観測を 1980 年 10 月 4 日 19:30 から 10 月 9 日 13:00 まで実施したが、測定器のトラブルと停電のために欠測があり、完全なデータは 10 月 6 日 13:00 から 9 日 13:00 までの 3 日間得られた (Case 1 とする)。観測項目、測定器およびセンサー位置を表-2 に示す。水面幅の中央付近は砂礫が堆積し水深が浅いため、そこに測定台を固定し、これに日射計 (波長範囲 0.29~3.0 μm)、湿度計、放射収支計 (波長範囲 0.3~100 μm 以上)、超音波風速温度計を取り付け、測定台の横に気温測定用ポールと量水板を固定した。水温センサーは死水域を避けて右岸水際近くの水深 5 cm の地点に設置し、その下の河床土中に地温センサーと熱流素子 (熱流板の商品名) を測定開始日の 1 週間前に埋設した。右岸堤防の天端に設置した観測小屋に気圧計、積算計、超音波風速計のデータ処理装置、記録計を置いた。

水温・気温・地温は 30 分ごとにデジタルレコーダに

表-2 観測項目、測定器とセンサー位置 (Case 1)

観 測 項 目	測 定 器	セ ン サ ー 位 置
水 温 (θ)	CC 熱電対 0.32, 0.65 mm	水面, 水深 1, 3 cm, 河床面
気 温 (θ_{az})	CC 熱電対 0.32, 0.65 mm	水面上 10, 50, 150 cm
地 温 (θ_g)	CC 熱電対 0.32, 0.65 mm	{河床面下 -1, -2, -3, -5, -7, -10, -14, -20, -30, -40, -50 cm}
相 対 湿 度 (R_H)	毛髪式自記湿度計	水面上 41 cm
絶対風速・風向 (v_2, φ_0)	3 方向型超音波風速温度計	水面上 51 cm
全 天 日 射 量 (I)	ネオ日射計	水面上 96 cm
水面反射日射量 (αI)	ネオ日射計	水面上 11 cm
純 放 射 量 (R_N)	放射収支計	水面上 47 cm
地 中 伝 熱 量 (H_p)	熱流素子	河床面下 -5, -10 cm
気 圧 (p)	アネロイド型自記気圧計	—
雨 量 (r)	普通雨量計	地面上: 20 cm
天気、雲量、雲形	目視観測	—
水 位 (H)	量水板	—
流 量 (Q)	ブライス式流速計, プロベラ式流速計	—

記録し、全天日射量・水面反射日射量・純放射量・地中伝熱量は積算計を通して 30 分積算値をデジタルレコーダに記録した。代表的な水温・気温・地温の瞬時値、絶対風速・風向の 10 分移動平均値および全天日射量・水面反射日射量・純放射量の瞬時値はアナログレコーダに記録した。なお、温度測定用の CC 熱電対は、すべて精度 $\pm 0.1^{\circ}\text{C}$ のサーミスター電気水温計と比較し補正値を求めておいた。

河床地盤は凝灰角礫岩、泥岩からなる岩盤の上に砂礫が堆積している。土のうで部分的に締切りをした河床にカッター付きの打込み用モールドを注意深く押し込んで、カッターの刃に当たる礫は砂や小砂利で置換してほぼ乱さない試料を採取し、ただちに湿潤単位体積重量を測定し後で乾燥単位体積重量を求めた。なお、観測地点における横流入、横流出はなかった。

b) 観測結果と考察

観測断面の水位は観測期間中ほぼ一定で、3回の流量測定の結果は次のとおりである。

水位 350.18 m, 流量 1.74 m³/s,
 平均水深 0.23 m, 水面幅 15.5 m,
 平均流速 0.49 m/s, 表面流速 0.86 m/s,
 水面勾配 0.009 6,
 表面流速ベクトルの方位角 83.5°

図-4 に観測値の一部を示す。気温・水面温度・地温は瞬時値、雨量は 30 分平均の雨量強度、湿度・風速は 30 分平均値である。深さの異なる 4 か所の水温の最大差は、水面と河床面で生じ 0.4°C であり、水面温度が高いときもあり河床面温度が高いときもある。これ以後本節では計算に必要な水温、気温として水面温度と水面上 50 cm の気温を用いる。図-3 の年変化と同様に、日変化の場合も気温、水温、地温の順に変動が小さく、日最高・日最低温度となる時刻はやはり気温、水温、地温の

順に遅れている。絶対風向が川下からのときまたは絶対風速が表面流速の半分以下のときは、相対風速が絶対風速より大きくなっている。絶対風速が表面流速以上のとき相対風速が絶対風速より小さいのは、絶対風向が 234.4°~306.7° の範囲にあるからである。絶対風速と相対風速の平均値はそれぞれ 1.00, 0.79 m/s である。絶対風向の主風向は WSW で流下方向とほぼ一致しており、このとき左岸水際から測定台までのフェッチは 110 m である。したがって気温・絶対風速・湿度の水面上測定高さは 0.55 m 以内となり表-2 の $z=1.5\text{ m}$ の気温は対象外になる。

図-5 は、30 分平均のデータを用いて Hefner 湖の式、修正 Shulyakovskiy 式および近藤の式から得られた 1 時間当たりの蒸発量である。リチャードソン数 R_i 、近藤の安定度パラメーター S_K および仮温度差 $\Delta\theta_v$ による接水気層の成層状態も示している。 R_i は勾配型リチャードソン数を水面と $z=2\text{ m}$ で差分にした近似式を使い、 S_K は

$$S_K = S_0 \frac{|S_0|}{|S_0| + 0.01}, S_0 = \frac{\theta_0 - \theta_{a2}}{V_2^2 \{1 + \log_{10} 5\}^2}$$

を用いた²⁾。 S_K の欄の×印は $V_2 < 0.3\text{ m/s}$ のため近藤の式が使えないことを表わしている。3者による安定度の判定には、図-4 の水温と気温が交差する付近すなわち水温と気温の差が小さいときに多少違うが、それ以外では一致している。 E_{vH} の変化は、相対風速が増加し湿度が減少するときに大きくなり、逆に相対風速が減少し湿度が増加するときに小さくなっている。 E_{vS} と E_{vK} は、 E_{vH} の変動を安定度で補正した変化を示している。3者の大小関係は、安定時には $V_2 < 7.6\text{ m/s}$ なので $E_{vH} > E_{vS} > E_{vK}$ となり、強い不安定時に $E_{vS} > E_{vK} > E_{vH}$ 、弱い不安定時に $E_{vS} > E_{vH} > E_{vK}$ を示している。同様に、30 分平均のデータから得られた顕熱輸送量の比較を図-6 に示す。気温が水温より高い安定時(昼間)に正で水温を上昇させ、不安定時(夜間)には逆にになっている。8日の12時付近の大きな値は、図-4 からこの時間帯に気温・水温差と相対風速が最大になっているからである。また、顕熱輸送量の絶対値について3者を比較すると図-5の蒸発量の場合と同じことがいえる。

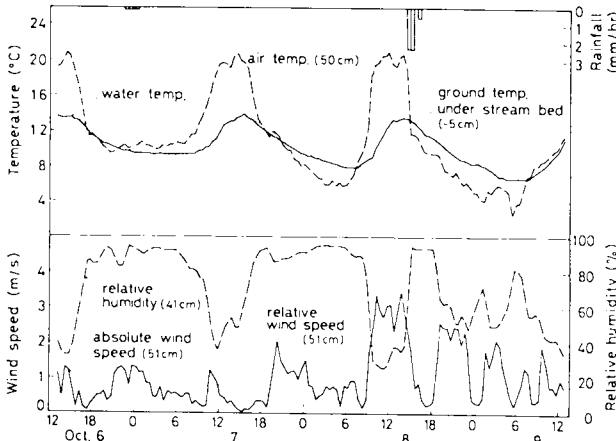


図-4 気温、水温、地温、雨量、相対湿度、絶対風速、相対風速 (Case 1)

次に、放射収支の時間変化を図-7 に示す。各放射成分は 30 分平均値である。図の上方にある 0~10 の数字は日の出から日の入までの毎時の雲量である。アルベド α の値は 1.0~14.8% である。気温、水蒸気量、雲量が増すと大気長波放射量 R_a は増加するのに対し、水面逆長波放射量 R_b は水面温度だけの関数であるから、 R_a の

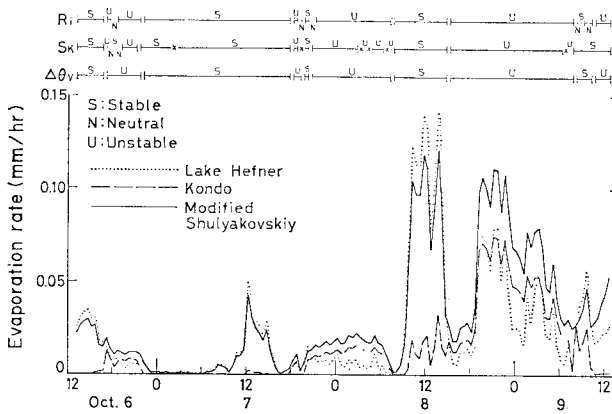


図-5 蒸発量の比較 (Case 1)

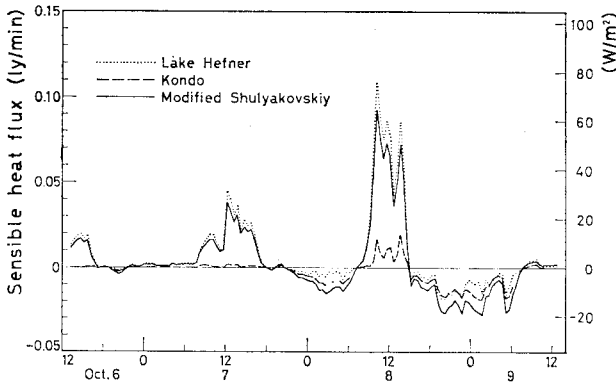


図-6 顕熱輸送量の比較 (Case 1)

方が R_b より変動が大きい。昼間は、長波放射収支量 $0.97 R_a - R_b$ に比べ短波放射収支量 $(1-\alpha)I$ がはるかに大きくまた α の最大値も 14.8% と小さいので、純放射収量 R_N の変化はほとんど全天日射量 I の変化に支配されている。夜間は、長波放射収支量が負で放射冷却を生じている。7~8日と8~9日の夜間は晴天で、6~7日の夜間は曇一時雨であるため前者の方が放射冷却の効果が大きい(表-3参照)。3日間とも13:00前後に I が急激に下がっているのは、この時間帯に直射光をさえぎる建物や樹木はなく雲量が増えた後減っていることから、雲の影響であろうと思われる。本論文では大気長波放射量 R_a を式(11)を用いて実測値の残分として求めたが、雲がない場合のプラント・山本の式、オングストローム・リンクの式およびエルサッサー・ダインスの式²³⁾に $(1+0.0017C^2)$ を掛けた算定式と比較してみる ($C: 0\sim 10$ の雲量)。この雲量の効果は、TVA が Bolz の式を実用的に変形して提案している係数である¹⁷⁾。この3種類の経験式による計算値にはほとんど差がなく、式(11)の R_a に対するこれら計算値の相対誤差は $-22.9\sim 3.3\%$ である。経験式による値が小さいのは、雲形、

雲高および太陽高度を考慮していないこと、式(11)の R_a はより正確には河床面で吸収された短波放射量を引かなければならないことによると思われる。また、純放射量の実測値 $R_{N,OBS}$ (計算値と区別するため本文だけこの記号を使う) に対する、上記 R_a の経験式を用いた純放射量の計算値の相対誤差は、 $R_{N,OBS} \geq 0.2$ ly/min のとき $-24.5\sim -0.8\%$ 、 $0.05 \leq R_{N,OBS} < 0.2$ ly/min および $R_{N,OBS} \leq -0.05$ ly/min のとき $-122\sim 135\%$ であり、 $|R_{N,OBS}| < 0.05$ ly/min のときは計算値が実測値の ± 9 倍にもなる。したがって、純放射量の絶対値が小さいときは、十分注意して R_a の経験式を用いなければならない。

図-8は河床熱伝量の比較を示しており、Pivovarovの方法より求められた30分ごとの瞬時値と熱流素子を用いて得られた30分平均値である。初期時刻は停電による欠測のため10月5日16:00とし、初期平均地温は表-2の地温センサー12個の平均値 9.0°C とした。河床地盤の体積熱容量は前述の方法で試験し、3個の試料の平均値 $0.69 \text{ cal}\cdot\text{cm}^{-3}\cdot^\circ\text{C}^{-1} [= 2.9 \times 10^6 \text{ J}\cdot\text{m}^{-3}\cdot\text{K}^{-1}]$ を採用した。温度伝導率は、12か所の地温について10月6, 7, 8日の日最高値、日最低値およびそれらの時刻から計算し、これらの総平均値 $6.1 \times 10^{-3} \text{ cm}^2/\text{s}$ を採用した。なお、熱伝導率は $4.2 \times 10^{-3} \text{ cal}\cdot\text{cm}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}\cdot^\circ\text{C}^{-1} [= 1.8 \text{ W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}]$ となる。図-8から、Pivovarovの方法による計算値と-5, -10 cmの熱流素子と地温変化から求めた実測値は比較的よく一致している。また、図-4の水・地温の変化と対照すると、河床熱伝量は水温が地温より低い夜間に正、水温が地温より高い昼間に負となる日変化を示している。

次に、全熱収支の時間変化を図-9に示す。顕熱・潜熱輸送量 Q_H, Q_E は修正 Shulyakovskiy 式による計算

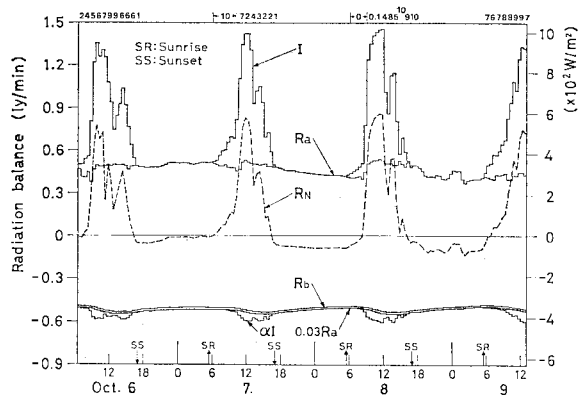


図-7 放射収支量の時間変化 (Case 1)

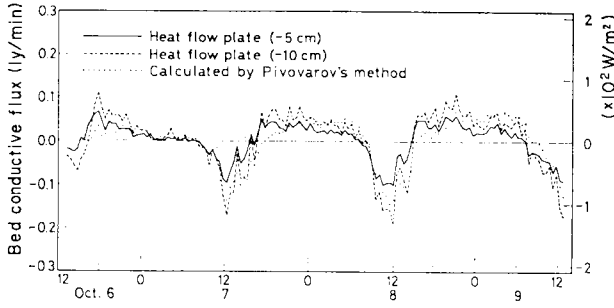


図-8 河床伝熱量の比較 (Case 1)

値であり、河床伝熱量 H_b は -5 cm の熱流素子を用いた値である。雨が持ち込む熱量は $-5.38 \sim -0.0432\text{ W/m}^2$ 、蒸発による移流熱は $-1.90 \sim -0.00178\text{ W/m}^2$ であり、両者とも値が小さいので図では省略している。純放射量 R_N は各熱収支項目の中で最も大きな変化を示し、全熱収支量 H_T に占める割合が最大である。 H_b の変動はかなりあり、 H_T や R_N と逆位相である。すな

わち、 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。観測期間中の水蒸気輸送がすべて蒸発なので、 Q_E は負の値になっている。粘性逸散により生ずる熱量 H_f は 0.0151 ly/min [$=10.5\text{ W/m}^2$] であり、 Q_H や Q_E の絶対値より大きいときもあり無視できない。

最後に、図-7と図-9の各熱収支項目の定量的比較をするために、表-3に H_T および R_N に占める各熱収支項目の割合を昼夜別に示している。 H_T と R_N の熱量が正、負のときそれぞれ 100% 、 -100% として表わした割合である。昼間は、 H_T が R_N に支配され、 R_N は I に支配されていることがよくわかる。夜間は、 H_T に占める R_N の割合はやはり最大であり、 H_b と H_f は昼間より大きく影響している。

(2) 常呂川中流・若松橋(北見市)における観測

a) 観測方法

常呂川中流の若松橋より下流 32 m を観測断面とし、1979年6月24日12:00から7月1日14:00まで熱収支観測を実施した (Case 2とする)。観測項目は、次のとおりである。

水温(水面、水深 28 cm の河床)、気温(水面上 1.2 m の範囲に8か所)、地温(河床面下 $-18, -32\text{ cm}$)、相対湿度(水面上 1.42 m)、絶対風速・風向(水面上 1.36 m)、純放射量(水面上 1.48 m)、気圧、雨量、天気、雲量、雲形、水位、流量。

地温測定には $Pt\ 100\ \Omega$ 測温抵抗体を用い、絶対風速・風向は風車型風向風速計で測定し、これ以外の測定器は表-2のとおりである。温度計、風向・風速計、放射収支計は右岸水際から 7.6 m 、水深 28 cm の河床に固定した測定台に設置し、水温・気温測定センサーもこの測定台に取り付けた。地温センサーは、測定台の近くで水深 25 cm の河床地盤に以前から埋設しているものを使用した。なお、上記の水面上の高さ、右岸水際からの距離および水深は観測開始時点(6月24日12:00)の水位 55.93 m に対する値である。観測期間中の水位変動は $55.90 \sim 56.13\text{ m}$ である。

b) 観測結果と考察

観測期間中の最少水位のときに粘性逸散により発生する熱量は 1.32 W/m^2 、最大水位のときは 4.96 W/m^2 である。Case 1と比較すると単位幅当たりの流量は $1.2 \sim 3.1$ 倍と大きい、水面勾配が $1/9.7 \sim 1/6.5$ と小さいため、結局粘性逸散

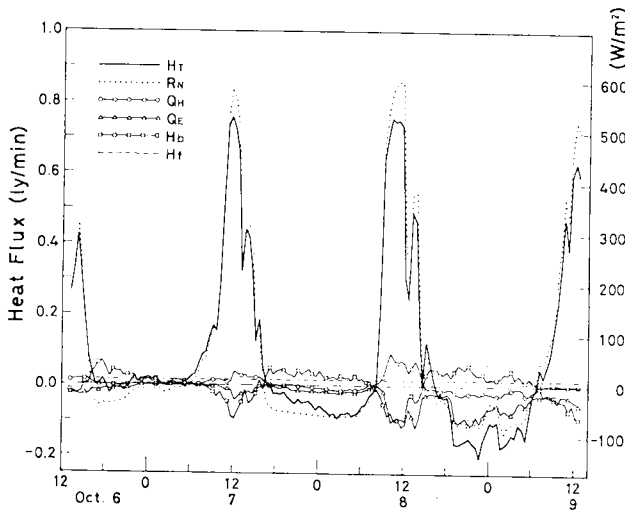


図-9 熱収支の時間変化 (Case 1)

表-3 全熱収支量と純放射量に占める各熱収支項目の割合 (Case 1)

項目	10/6-7		10/6-7		7-8		8-9	
	10/6-7 始-終時	始-終時	10/6-7 始-終時	7-8 時	7-8 時	8-9 時	8-9 時	
R	101.6%	112.0	-491.1	-145.2	-68.0			
	[I 122.2% II -8.1 R _A 176.4 -3.3 R _B -185.4 100.0%]	[124.5 -8.3 158.5 4.8 -169.3 100.0]	[- - 1945 -58 1987 -100.0]	[- - 540.5 -16.2 -524.3 -100.0]	[- - 473.9 -14.2 -560.7 -100.0]			
Q	5.5	19.2	6.0	-11.1	-14.3			
Q _H	-3.8	18.3	-109.1	-26.1	-54.1			
Q _E	-8.9	-9.3	402.5	55.1	24.9			
H _f	5.5	5.5	290.7	27.0	11.5			
H _T		-0.2	0.0					
H _b	100.0%	109.0	100.0	-100.0	-100.0			
	7.94MJ/河	7.81	0.164	-1.76	-4.11			

表—4 全熱収支量に占める各熱収支項目の割合 (Case 2)

熱収支項目	昼						夜						
	6/25 曇	26 曇一時晴	27 雨のち晴	28 曇一時雨	29 曇	30 曇のち晴	6/24—25 曇	25—26 晴時々曇	26—27 曇のち雨	27—28 曇	28—29 曇	29—30 曇	6/30—7/1 晴一時曇
R_N	145.1%	133.6	117.0	170.3	188.9	159.3	-40.0	-101.2	-68.2	-35.6	-84.4	-56.3	-71.0
Q_H	-18.0	-2.3	0.7	-15.2	-14.3	0.6	-28.0	-30.8	-29.2	-30.9	-36.7	-49.3	-15.1
Q_E	-56.3	-23.3	-10.8	-76.9	-74.3	-34.6	-95.5	-47.0	-89.7	-77.2	-103.1	-96.7	-44.3
H_b	27.8	-8.8	-7.9	17.0	-3.1	-26.1	62.3	76.5	92.3	37.5	112.4	96.8	28.6
H_f	1.4	0.8	2.2	4.8	2.8	0.8	1.6	2.5	5.0	6.2	11.8	5.5	1.9
H_r	—	—	-1.2	0.0	—	—	—	—	-10.2	—	—	—	-0.1
H_T	100.0% 5.33 MJ/m ²	100.0 9.88	100.0 8.91	100.0 2.72	100.0 3.75	100.0 11.6	-100.0 -3.03	-100.0 -1.88	-100.0 -1.03	-100.0 -1.78	-100.0 -0.548	-100.0 -1.04	-100.0 -2.62

による熱量は 1/8.0~1/2.1 に減少している。

絶対風向の主風向は下流からの北で、このとき右岸水際から測定台までのフェッチは 310 m あり、気温・絶対風速・湿度の水面上測定高さは 1.55 m 以内となる。最少水位のときでもこれを満足している。河床地盤は温泉橋とほぼ同様の地質で、体積熱容量は $0.78 \text{ cal}\cdot\text{cm}^{-3}\cdot\text{C}^{-1}$ [$=3.3\times 10^6 \text{ J}\cdot\text{m}^{-3}\cdot\text{K}^{-1}$]、温度伝導率は $5.1\times 10^{-3} \text{ cm}^2/\text{s}$ 、熱伝導率は $4.0\times 10^{-3} \text{ cal}\cdot\text{cm}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{C}^{-1}$ [$=1.7 \text{ W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$] と得られた。文献 2), 16), 30) より飽水状態の土壌の実測値は $c_g\rho_g=0.6\sim 0.9 \text{ cal}\cdot\text{cm}^{-3}\cdot\text{C}^{-1}$ 、 $k_g=(3\sim 8)\times 10^{-3} \text{ cm}^2/\text{s}$ 、 $\lambda_g=(3\sim 6)\times 10^{-3} \text{ cal}\cdot\text{cm}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{C}^{-1}$ 程度である。Case 1, 2 で得られた値はこれらの範囲に入っている。

図—10 は全熱収支の時間変化を示している。各熱収支量は 1 時間平均値である。粘性逸散により生ずる熱量、蒸発による移流熱 ($-7.75\sim -0.147 \text{ W/m}^2$) および雨が持ち込む熱量 ($-15.3\sim -0.358 \text{ W/m}^2$) は省略した。Case 1 と同様、 R_N は最も大きな変動を示し、 H_b は H_T や R_N と逆位相である。表—4 から、昼間 H_T に対し最も影響するのは R_N であり、ついで Q_E 、 H_b 、 Q_H である。夜間 H_T に最も影響するのは、晴れ間があるときは R_N 、相対風速が強いときは Q_E 、それ以外は H_b である。 H_b と H_f の影響は、Case 1 と同様に昼間より夜間の方が大きい。Case 1 に比べ相対風速と相対湿度は大差ないが、 $\theta_0-\theta_{a2}$ が大きくなり不安

定度が増したため、顕熱・潜熱輸送量は増加し、 H_T に占める割合も大きい。

5. 結 論

本論文では、河川水の熱収支に関する基礎的事項を述べたが、要約すると以下ようになる。

(1) 純放射量、顕熱・潜熱輸送量以外に、河床伝熱量、粘性逸散により発生する熱量、横流入水・横流出水による移流熱、水面降雨・蒸発水による移流熱を考慮した一般化した 1 次元熱収支方程式を導いた。

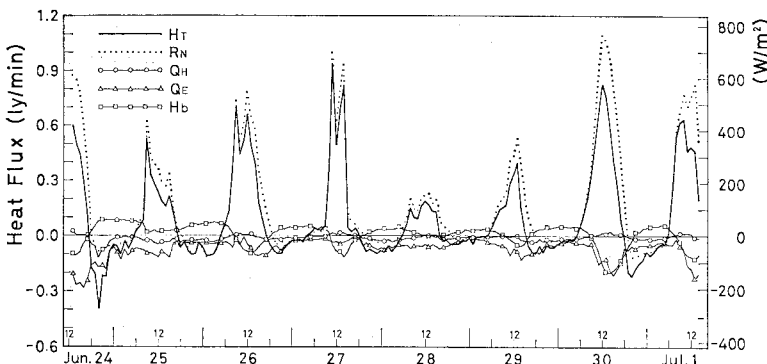
(2) 横流入に対する簡易式 (7) は、混合が急速で完全に行われること、横流入の移流熱に比べ他の熱収支要素は無視できること以上 2 つの仮定で成立する。

(3) 顕熱・潜熱輸送量の算定は、近藤の式によるかまたは修正 Shulyakovskiy 式と ポーエン比による方法が最もよい。ただし、風速は相対風速を用い、水面上の気温・絶対風速・湿度の測定高さに注意しなければならない。

(4) 河床伝熱量は、全熱収支量や純放射量と逆位相で水温の日変化・年変化を減衰させる作用がある。河床地盤の熱伝導率がよく、水温の日隔差・年隔差の大きい河川ほど河床伝熱量を無視できない。Pivovarov の方法による河床伝熱量の算定式は、地中伝熱量と地温の測定値から得られた実測値と比較的よく一致する。

(5) 粘性逸散により発生する熱量は、摩擦勾配と単位幅当たりの流量から求められ、全熱収支量に対する影響は河床伝熱量と同様に昼間より夜間の方が大きい。

(6) 常呂川において Case 1, 2 の熱収支観測を実施し、観測期間中の熱収支を明らかにし、その特性を述べた。特に、全熱収支量に占める各熱収支項目の割合を昼夜別に表わし、ま



図—10 熱収支の時間変化 (Case 2)

た Case 1 については放射成分の変化を示した。

水理システムにおける熱的現象は増加しつつあるの
で³²⁾、この種の研究は将来発展していくであろう。今後の
課題は、全熱収支量および各熱収支要素の誤差評価を
行うことである。

最後に、本研究を遂行するにあたり有益なご助言を賜
わった北海道大学工学部 山岡 勲教授に謝意を表しま
す。また、熱収支観測において協力いただいた北見工大
助手 中尾隆志氏および元北見工大学生 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。

参 考 文 献

- 1) 新井 正・西沢利榮：水温論，共立出版，1974。
- 2) 八鍬 功：河流の流体力学的特性と水温日変化との関係
について，北大工学部研究報告，第30号，pp. 153~220，
1962。
- 3) Paily, P.P. et al. : Winter-regime surface heat loss
from heated streams, IIHR Report No. 155, pp. 1~
84, 1974.
- 4) Michel, B. : Winter regime of rivers and lakes, CR-
REL Monograph III-Bla, pp. 22~41, 1971.
- 5) Pivovarov, A.A. : Thermal Conditions in Freezing
Lakes and Rivers, John Wiley & Sons, pp. 1~82,
1973.
- 6) Raphael, J.M. : Prediction of temperature in rivers
and reservoirs, Proc. ASCE, Vol. 88, No. PO2, pp.
157~181, 1962.
- 7) Brown, G.W. : Predicting temperature of small stre-
ams, Water Resour. Res., Vol. 5, No. 1, pp. 68~75,
1969.
- 8) Vugts, H.F. : Calculation of temperature variations of
small mountain streams, J. Hydrol., Vol. 23, No. 3/4,
pp. 267~278, 1974.
- 9) 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.
- 10) Hills, R.G. and R. Viskanta : Modeling of unsteady
temperature distribution in rivers with thermal dis-
charges, Water Resour. Res., Vol. 12, No. 4, pp. 712
~722, 1976.
- 11) Bowles, D.S. et al. : Coupled dynamic streamflow-
temperature models, Proc. ASCE, Vol. 103, No. HY
5, pp. 515~530, 1977.
- 12) Morse, W.L. : The dishonest method in stream tem-
perature modeling, Water Resour. Res., Vol. 14, No.
1, pp. 45~51, 1978.
- 13) 森田 浩：日本における河川水温研究の概観と問題点，
水温の研究，Vol. 11, No. 4, pp. 6~15, 1967.
- 14) Carstens, T. : Heat exchange and frazil formation,
IAHR Symposium, ice and its action on hydraulic
structures, Reykjavik, Iceland, 1970.
- 15) 気象庁：地上気象観測法，気象庁，1971。
- 16) 新編農業気象ハンドブック 編集委員会：新編農業気象ハ
ンドブック，養賢堂，1977。
- 17) Tennessee Valley Authority : Heat and mass transfer
between a water surface and the atmosphere, Water
Resour. Res. Lab. Report No. 14, 1972.
- 18) Budyko, M.I. (内島善兵衛訳)：地表面の熱収支，河川
水温調査会，pp. 1~70, 1959.
- 19) Shulyakovskiy, L.G. : Formula for computing evapora-
tion with allowance for the temperature of the free
water surface, Soviet Hydrology—Selected Papers,
No. 6, pp. 566~573, 1969.
- 20) Ryan, P.J. and K.D. Stolzenbach : Environmental heat
transfer, M.I.T. Summer session text, Ch. 1, 1973.
- 21) Ryan, P.J. et al. : Surface heat loss from cooling
pond, Water Resour. Res., Vol. 10, No. 5, pp. 930~
938, 1974.
- 22) 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.
- 23) Noble, R.D. : Analytical prediction of natural tempe-
ratures in rivers, Proc. ASCE, Vol. 105, No. EE 5,
pp. 1014~1018, 1979.
- 24) 近藤純正：海面と大気間の運動量・顕熱・水蒸気に対す
る輸送係数，国立防災科学技術センター研報，第10号，
pp. 41~63, 1974。
- 25) 近藤純正：蒸発についての問題点，海と空，Vol. 45, No.
2, pp. 49~75, 1969。
- 26) 片野尚明：海面からの蒸発と熱交換係数に関する検討と
新しい熱交換計算図表の提案，電力中央研究所報告，No.
376008, 1977。
- 27) 鳥羽良明：海洋物理 I，第 II 編（海洋科学基礎講座 1
巻），東海大学出版会，1977。
- 28) 谷 一郎：流体力学の進歩 乱流，丸善，pp. 195~201，
1980。
- 29) 佐渡公明：バルク法による河川水面蒸発量の研究，第26
回水理講演会論文集，pp. 549~554, 1982。
- 30) 土壌物理性測定法委員会：土壌物理性測定法，養賢堂，
pp. 278~303, 1972。
- 31) Jobson, H.E. : Bed conduction computation for ther-
mal models, Proc. ASCE, Vol. 103, No. HY 10, pp.
1213~1217, 1977.
- 32) Macagno, E. and E. Naudascher : Non-equilibrium
thermodynamics and hydraulic losses, Proc. of the
XVI-Congress of IAHR, Sao Paulo, Brazil, 1975.
- 33) 竹内清秀・近藤純正：大気科学講座 1，地表に近い大気，
東京大学出版会，pp. 84~88, 1981。

(1982.3.3・受付)