

II—26 河川水の熱収支について —常呂川の場合—

北見工業大学 正員 佐渡公明

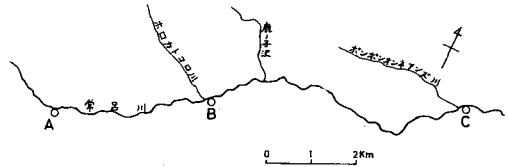
北見工業大学 正員 ○中尾隆志

1. まえがき

河川水温を従属変数とする微分方程式は、一般に熱収支方程式と呼ばれている。河川水温の解析はこの熱収支方程式を解けばよいのであるが、方程式を構成する水面および河床の熱収支項の算定が問題である。水面での熱収支項は、短波放射（日射）、長波放射、顕熱・潜熱輸送量が主な成分で、河床では地中伝熱に基づく河床伝熱量がある。顕熱は大気接水層の乱流熱伝達であり、潜熱は大気接水層の水蒸気輸送現象で結果として蒸発や凝結が起さる。顕熱、潜熱とも水理学的には空気の乱流拡散による輸送現象である。

従来、顕熱・潜熱輸送量の算定には夫々2高度間の温度差、水蒸気圧差に風速や大気安定度による係数をかけて求めるバルク法がよく用いられているが、主として海や湖に対し適用されている。また、J. F. Kennedy¹⁾によれば、蒸発量の算定式だけでも63ヶも発表されており、決定的な算定式はいまだ提案されていないようである。一オ、我国の応用水理学の分野で、河川水の熱収支に関する研究は殆んどなされていない。

以上を考慮して、本論文では1980年10月4日19:30～9日13:00の期間、常呂川・上流・温泉橋（置戸町）で実施した河川水の熱収支観測の方法と結果を述べる。特に、顕熱輸送量については、3方向型超音波風速温度計による直接測定と近藤の式およびHefner湖の式³⁾と比較する。また、河床伝熱量は水温計算で無視されることが多いのであるが、水深の浅い中小河川では無視できなく水温日変化を減衰させる効果のあることを示す。



2. 観測方法および観測結果

2-1 観測方法

図-1に示す常呂川上流のB地点（温泉橋）で上記期間実施したが、測定器のトラブルや停電のため完全なデータは、10月6日13:30～9日13:00の3日間得られた。なお、図-1のA（旭橋）～C（勝山橋）の10.4

図-1 常呂川上流の観測区間

表1 観測項目と観測器

観測項目	センサー位置	観測器
水温	水面、水深1, 3cm, 河床面	熱電対CC 0.32, 0.65mmφ
気温	水面上10, 50, 150cm	熱電対CC 0.32, 0.65mmφ
地温	河床面下-1, -2, -3, -5, -7, -10, -14, -20, -30, -40, -50cm	熱電対CC 0.32, 0.65mmφ
地中伝熱量	河床面下-5, -10, -20cm	熱流素子
日射量	水面上96cm	ネオ日射計
水面反射日射計	水面上11cm	ネオ日射計
湿度	水面上41cm	毛髪式自記湿度計
気圧	—	アネロイド型自記気圧計
総放射量	水面上47cm	放射収支計
風向、風速	水面上51cm	3方向型超音波風速温度計
顕熱・運動量輸送量	水面上51cm	3方向型超音波風速温度計
雨量	地面上20cm	普通雨量計
天気、雲量、雲形	—	目視観測
水位	—	量水板

水位 350.18m

流量 1.74 m/s , 平均流速 0.49 m/s , 平均水深 23cm , 水面幅 15.5m

次に観測項目、センサー位置、観測器は表1の通りである。ここで日射量とは全天日射量のことである。上記観測項目のうち、気圧、湿度、雨量、天気、雲量、雲形、水位を除く他の全ての項目は、デジタルレコーダに30

毎に記録した。日射量・水面反射日射量、3ヶの地中伝熱量は積算計を通して30分積算値を記録した。風向・風速は10分間平均値を記録し、顕熱・潜熱は値が小さいため瞬時値を記録し、後で計算のときに30分平均値を求めた。また、風向・風速・顕熱・潜熱・日射量・反射日射量・純放射量・気温の瞬時値と、風向・風速の10分間移動平均値を12打点アナログレコーダに同時に記録した。

次に、測定器の設置場所は次の通りである。地温・地中伝熱量については、できるだけ自然状態のままに測定するために測定開始日の1週間前に右岸水際の河床を掘ってセンサーを埋設した。水温センサーは、横断面内の水温差がわずかなので右岸水際にセットした。測定断面内の川幅中央部は砂礫が堆積し水深が浅いので、ここに量水板と観測台を固定し、観測台の上に日射計・湿度計・気圧計・放射収支計・超音波風速計アローフを置いた。気温センサーは量水板に取付けたポールにセットし、アルミ箔の日除けを付けた。

2-2 観測結果

図-2は水面水温、水面上1.5mの気温、湿度、風速の30分平均値を表わした図である。気温の変動に比べ水温の変動は小さく、地温は省略したがこうに変動は小さくなる。

水温の最大・最小値が生ずる時刻は、気温のそれより少し遅れ、位相差がある。湿度と風速は水面上の値なので、負の相関が見られる。

図-3は、水面上の放射収支量を1時間平均値で表わし、単位を $\text{kg/min} = \text{cal/cm}^2 \cdot \text{min}$ とした図で、水面に入射する場合を正としている。

記号は、 $I\downarrow$ ：日射量、 $I\uparrow$ ：水面反射日射量、 $R\downarrow$ ：大気長波放射量、 $R\uparrow$ ：水面逆長波放射量、 R_N ：純放射量 $=I\downarrow - I\uparrow + R\downarrow - R\uparrow$ である。 $I\downarrow$ 、 $I\uparrow$ 、 R_N は実測値で $R\uparrow$ 、 $R\downarrow$ は次式より求めた。

$$R\uparrow = 0.97\sigma(\theta_s + 273.15)^4 \quad \text{----- (1)}$$

$$R\downarrow = R_N - I\downarrow + I\uparrow + R\uparrow \quad \text{----- (2)}$$

ここに、 θ_s ：水面水温、 σ ：ステファン・

ボルツマン定数 $= 8.13 \times 10^{-11} \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{min} \cdot \text{K}^4$

アルベド(反射率)は $I\uparrow/I\downarrow$ で定義されるが、その値は太陽高度、雲量、雲高により1.0~14.8%である。図-3より $R\uparrow$ 、 $R\downarrow$ の変動量は夫々

0.052, 0.155 kg/min と $R\downarrow$ は $R\uparrow$ の約3倍である。昼間 $R\uparrow$ と $R\downarrow$ はほぼ等しく、アルベドの最大値は75%と小さいので、 R_N の変化は殆んど $I\downarrow$ の変化に支配される。夜間に $R_N = R\downarrow - R\uparrow$ となり、 R_N の変動は小さい。

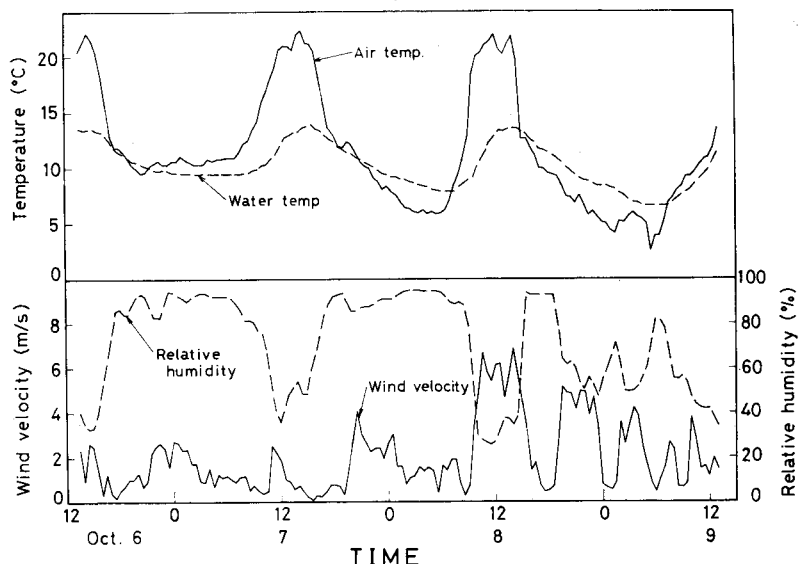


図-2 気温・水温・風速・湿度の観測値

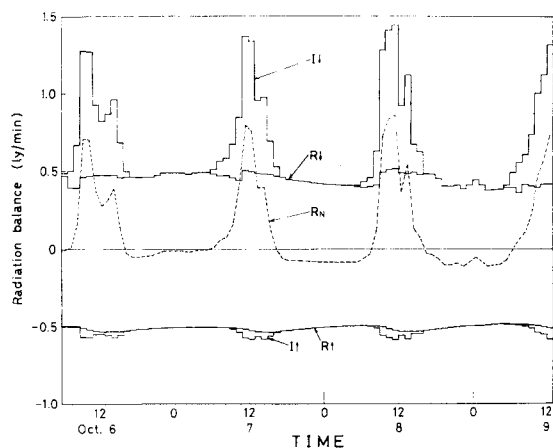


図-3 放射収支の時間変化

次に、顕熱輸送量 Q_H と潜熱輸送量 Q_E は観測値を用いて次式より計算される。

$$Q_H = c_p \rho_a \bar{\theta}' w' \quad (3)$$

$$Q_E = Q_H / B \quad (4)$$

$$B = \frac{c_p \rho}{0.622 l} \left(\frac{\theta_s - \theta_z}{e_s - e_z} \right) \quad (5)$$

ここに、 c_p : 空気の定圧比熱、 ρ_a : 空気の密度、 θ' : 気温の変動分、 w' : 垂直方向風速の変動分、 B : ホーエン比、 ρ : 気圧、 θ_s, e_s : 水面上の気温・水蒸気圧、 θ_z, e_z : 水面上の高さ z における気温・水蒸気圧、 l : 蒸発の潜熱 $= 597.1 - 0.5708 \theta_s$

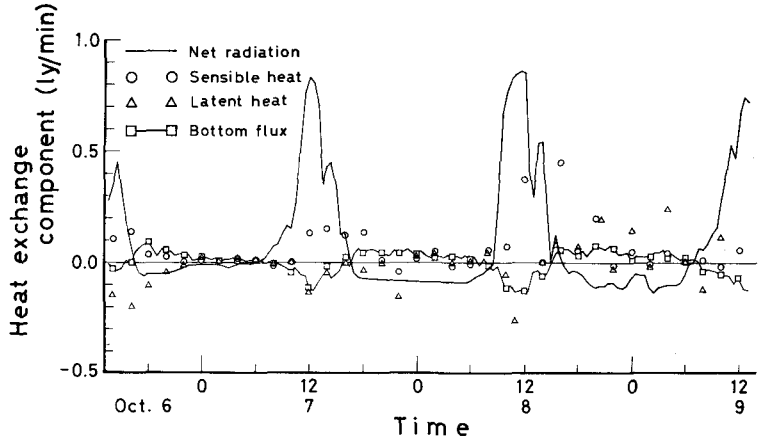


図-4 熱収支項の時間変化(温泉橋)

$\theta' w'$ は 3 方向型超音波風速温度計によって測定される。得られた Q_H 、 Q_E は図-4 に示す。

最後に、河床伝熱量 B_0 は次のように熱流素子の値と土層の伝導熱量の和で求められる。

$$B_0 = B_h + c_p \sum_i \Delta h_i \frac{\Delta \theta_i}{\Delta t} \quad (6)$$

ここに、 B_h : 河床面下 h cm の熱流素子による地中伝導熱量、 c_p : 河床土壌の比熱・密度、 Δt : 平均化時間 i : 深さ h までの土層の数、 Δh_i : 各土層の厚さ、 $\Delta \theta_i$: 各土層の Δt 内の地温変化
本論文では、 $h=5$ cm、 $i=5$ 、 $\Delta t=30$ min とし、比重試験より $\rho=2.169$ g/cm³、比熱試験より $C=0.446$ cal/gm²℃ が得られた。30 分平均の河床伝熱量を図-4 に示す。純放射量とは符号が逆で昼間負、夜間正となり、水温日変化の振幅を減衰させる効果がある。

3. 顕熱・潜熱輸送量に対する近藤の式²⁾と Hefner 湖の式³⁾

水温と気温の差によって生ずる顕熱輸送量および大気と水面間の水蒸気の移動に伴う潜熱輸送量を求める式は従来種々提案されているが、本研究では 3 方向型超音波風速温度計による顕熱輸送量の実測値と比較するため近藤の提唱している式と Hefner 湖の経験式を用いた。

近藤の式は、バルク法による半経験式であり、高さ 10 m の風速 U_{10} を用い、運動量・顕熱・潜熱のバルク輸送係数を求め、これらの係数より顕熱・潜熱輸送量を求めるものである。今、風速変動の乱れによる、すなわち中立時の場合、各バルク輸送係数はつぎようになる。

$$\left. \begin{aligned} 10^3 C_D(10m) &= 1.08 U_{10}^{-0.5}, & 10^3 C_H(10m) &= 1.185 U_{10}^{-0.197}, & 10^3 C_E(10m) &= 1.23 U_{10}^{-0.16} & 0.1 \leq U_{10} < 2.3 \text{ m/s} \\ 10^3 C_D(10m) &= 0.771 + 0.085 U_{10}, & 10^3 C_H(10m) &= 0.927 + 0.0546 U_{10}, & & & 2.3 \leq U_{10} < 5.0 \text{ m/s} \\ & & 10^3 C_E(10m) &= 0.469 + 0.0521 U_{10} & & & 5.0 \leq U_{10} < 8.0 \text{ m/s} \\ 10^3 C_D(10m) &= 0.867 + 0.0667 U_{10}, & 10^3 C_H(10m) &= 1.15 + 0.01 U_{10}, & & & \\ & & 10^3 C_E(10m) &= 1.18 + 0.01 U_{10} & & & \end{aligned} \right\} \quad (7)$$

一方、粗度高さ z_0 は、

$$Z_0 = \exp \{ \ln 10 - k (C_D(10m))^{-1/2} \} \quad \text{但し, } k; \text{カルマン定数} \quad \text{----- (8)}$$

任意の高さ \$Z\$ における各バルク輸送係数 \$C_D, C_H, C_E\$ は、式(7)を用い

$$\left. \begin{aligned} C_D &= K^2 \{ k A^{-1} - \ln(10/Z) \}^{-2}, \quad C_H = k C_D^{1/2} \{ k A (C_H(10m))^{-1} + \ln(Z/10) \}^{-1}, \\ C_E &= k C_D^{1/2} \{ k A (C_E(10m))^{-1} + \ln(Z/10) \}^{-1} \end{aligned} \right\} \quad \text{但し, } A = C_D(10m)^{1/2} \quad \text{--- (9)}$$

また、風速の対数分布則の関係式より、高さ \$Z\$ の風速 \$U_Z\$ より高さ \$10m\$ の風速を求めると、

$$U_{10} = U_Z \ln(10/Z_0) / \ln(Z/Z_0) \quad \text{----- (10)}$$

となる。

したがって、高さ \$Z\$ の各バルク輸送係数は逐次近似法で求まる。最初 \$U_{10} = U_Z\$ とおき、式(7)から第1近似の \$C_D(10m)\$ を得る。これを式(8)に代入し、式(10)より第2近似を得る。これを再び式(7)に代入し繰り返し計算を行ない、最終的に求まった \$C_D(10m), C_H(10m), C_E(10m)\$ を式(9)に代入することにより \$C_D, C_H, C_E\$ は求まる。一方、自由対流を伴う非中立時の場合、バルク輸送係数 \$C_{DD}, C_{HD}, C_{ED}\$ は安定度を表わすパラメータとして次式の \$S\$ を使い、

$$S = S_0 |S_0| / (|S_0| + 0.01) \quad \text{但し, } S_0 = (\vartheta_s - \vartheta_z) U_Z^{-2} [1.0 + \log_{10}(10/Z)]^{-2} \quad \text{----- (11)}$$

安定条件 (\$\vartheta_s - \vartheta_z < 0\$) に対して、

$$\left. \begin{aligned} C_{DD}/C_D &= C_{HD}/C_H = C_{ED}/C_E \\ &= 0.1 + 0.03S + 0.9 \exp(4.8S) \quad -3.3 < S < 0 \\ &= 0 \quad S \leq -3.3 \end{aligned} \right\} \quad \text{(12)}$$

また、不安定条件 (\$\vartheta_s - \vartheta_z > 0\$) に対して、

$$C_{DD}/C_D = 1.0 + 0.47S^{0.5}, \quad C_{HD}/C_H = C_{ED}/C_E = 1.0 + 0.63S^{0.5} \quad \text{----- (13)}$$

したがって、近藤の式を用いた顕熱・潜熱輸送量 \$Q_H, Q_E\$ は次式のように求まる。

$$\left. \begin{aligned} \text{i) 中立時} \quad Q_H &= C_p \rho_a C_H (\vartheta_z - \vartheta_s) U_Z, \quad Q_E = 0.622 \rho_w \rho_a L C_E (e_z - e_s) U_Z / p \\ \text{ii) 非中立時} \quad Q_H &= C_p \rho_a C_{HD} (\vartheta_z - \vartheta_s) U_Z, \quad Q_E = 0.622 \rho_w \rho_a L C_{ED} (e_z - e_s) U_Z / p \end{aligned} \right\} \quad \text{--- (14)}$$

但し、\$\rho_w\$; 水の密度

一方、Hefner湖における蒸発量を求める中立時の経験式は、高さ \$2m\$ の風速 \$U_2\$ (m/s) と水蒸気圧 \$e_2\$ (mb) を用いて、次式のように表わされる。

$$E_0 = 5.47 \times 10^{-3} U_2 (e_s - e_2) \quad (\text{mm/hr}) \quad \text{----- (15)}$$

また、非中立時の蒸発量 \$E\$ は、Richardson 数の関数から次式のように求まる。

$$E = E_0 f(R_i) \quad \text{但し, } f(R_i) = \begin{cases} (1+34R_i)^{-0.8} & 0.01 \leq R_i < 2 \\ 1.0 & -0.01 < R_i < 0.01 \\ (1-22R_i)^{0.8} & -1 < R_i \leq -0.01 \end{cases} \quad \text{(16)}$$

したがって、Hefner湖における蒸発量を求める式(15)、(16)を用い、さらにボーエン比を用いることにより、顕熱・潜熱輸送量は、

$$\left. \begin{aligned} \text{i) 中立時} \quad Q_E &= -\rho_w L E_0, \quad Q_H = B \cdot Q_E \\ \text{ii) 非中立時} \quad Q_E &= -\rho_w L E_0 f(R_i), \quad Q_H = B \cdot Q_E \end{aligned} \right\} \quad \text{--- (17)}$$

となる。

式(14)、(17)により計算された顕熱輸送量と3方向型超音波風速温度計により得られた顕熱輸送量を比較したものが図-5である。近藤の式とHefner湖の式による計算結果はどちらも実測値とほぼ同様の傾向を示すが両計算結果は実測値よりも小さな値となっている。

4. 結論

以上10月4日19:30~10月9日13:00まで常呂川・上流温泉橋で行った観測により以下のことがわかった。

1) 3方向型超音波風速温度計を用いることにより、今まで計算によって求められていた顕熱輸送量を容易に直接求めることができる。また計算により求める場合、近藤のバルク輸送係数を用いる式とHefner湖の経験式とを比較した場合、ややHefner湖の経験式の方が大きめの値となり、実測値と比較して両者は小さな値となっている。

2) 図-4からわかるように河床伝熱量は無視できなく、純放射量と符号が反対で水温日変化を減衰させている。よって中小規模の河川の熱収支計算や水温計算を行なう場合河床伝熱量を考慮しなければならない。

3) 全熱収支項のうち最も大きな熱収支項は純放射量で昼間正で夜間負となる。図-3から明らかなように、本観測期間中、大気長波放射および水面からの逆長波放射の割合は、昼間はほぼ等しくなり、屋間の純放射量は日射量にほぼ依存する。従って、

森林地帯を流れるような上流部では、日影の地域と日射の地域では屋間水面の熱収支にかなりの差ができる。一方、日射量の少ない夜間、水面からの逆長波は大気からの長波放射より大きくなり、水温の低下を促す。

4) 図-6は、1979年6月29日、常呂川・中流部・若松橋(北見市)で行った熱収支の観測結果の一例である。上流部・中流部、観測時期に差異はあるが上記2), 3)とほぼ同様の結果を示していることがわかる。

5. あとがき

以上、常呂川で行った熱収支の測定および本河川にみられる熱収支の特徴について述べてきた。熱収支の測定では特に3方向型超音波風速温度計を用いて顕熱輸送の直接測定が可能となった。今後はさらに応答性と精度の

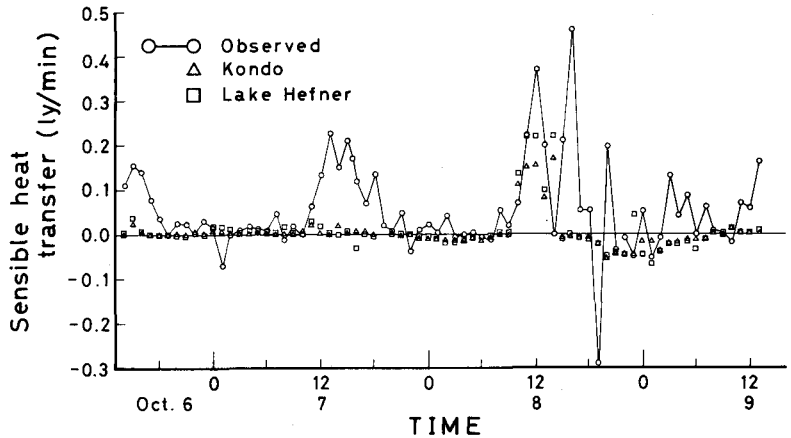


図-5 顕熱輸送量の実測値と近藤・Hefner湖の式による計算値

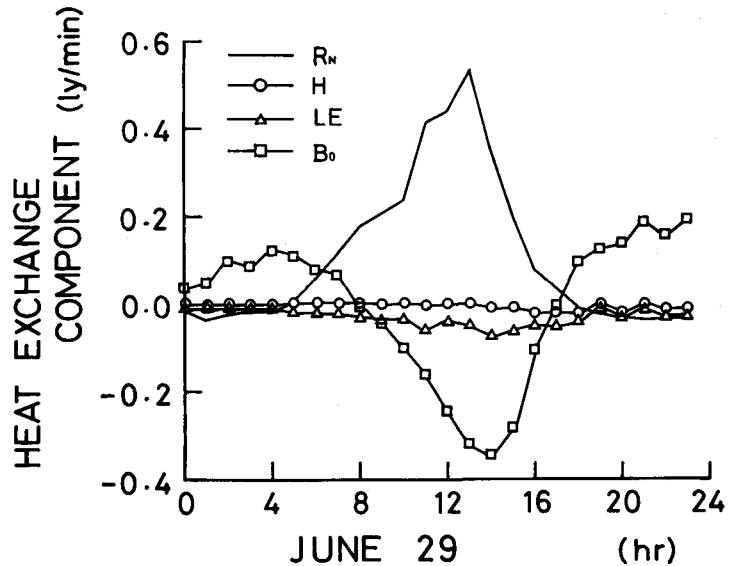


図-6 熱収支項の時間変化(若松橋)

よい温度計である熱電対乾湿温度計の導入により潜熱輸送量の直接測定を検討中である。

また、河床伝熱量の計算では深さ5cmの地点に埋設した熱流素子の値を用いて計算を行ったが他の2ヶ所(深さ10cm・20cm)の熱流素子を用いて計算した場合の計算結果についても興味あるところである。

著者らは現在、本観測で得られたデータをもとに河川水温の解析の研究を進めているが上記の問題も含め、これらの成果については、別の機会に発表することにする。

参 考 文 献

- 1) J. F. Kenedy; Winter-regime surface heat loss from heated streams, IIHR Report No.155. March 1974.
- 2) 近藤純生; 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究報告 第10号. 1974年10月.
- 3) Tennessee Valley Authority; Heat and mass transfer between a water surface and the atmosphere, Water Resources Research Lab. Report No.14 1972.