

河川水の熱収支観測法*

佐渡 公明**

中尾 隆志**

(昭和58年4月30日受理)

A Study on Heat Balance Observations of River Water

by Kimiteru SADO and Takashi NAKAO

In this paper, we described the method of measuring heat balance components of river water and showed time variations in heat balance at Wakamatsu bridge in the middle reach of the Tokoro River in Hokkaido during August 10-16, 1982, as an example.

The conductive heat flux through the river bed was measured by a heat flow plate buried at a specific depth as well as thermocouples set in some soil layers between the bed and the heat flow plate. Good agreement was shown between this measured bed conduction and the values calculated using Pivovarov's method.

The reflectivity of the water surface and the atmospheric radiation, which were measured using one net-radiometer, two pyranometers and one thermocouple, were discussed as compared with some empirical formulas.

1. ま え が き

河川水温は、水資源の利水計画を行う際に必要となる検討項目の1つであり、水質や水棲生物の分布に及ぼす影響は大きい。従来、わが国における河川水温の研究は主として、稲作とのかかわり合いから農学の分野で発展してきており、河川工学の分野ではほとんど取り扱われてきていなかった。しかし、温排水および貯水池・水力発電所などの建設による水温への影響は非常に重要な問題である。河川水温の研究においては、水温を形成する水体の熱収支機構を十分理解し、各熱収支要素を正確に測定または算定し、これらの各要素の特性を把握しなければならない。

本論文では、まず各熱収支要素の現地における測定方法について述べる。次に熱収支観測例として、常呂川の中流・若松大橋(北見市)の場合を示し、河床伝熱量の実測値と Pivovarov の算定式より得られる計算値との比較検討を行う。また、熱収支要素の1つである純放射量を

* 昭和57年度土木学会北海道支部研究発表会にて一部発表(1983年2月)

** 北見工業大学開発工学科

構成する大気長波放射量とアルベドについて、現地で得られた観測値と種々提案されている経験式による計算値との比較検討を行う。

2. 河川における熱収支観測法

熱収支量の符号は水体に対する加熱を正、水体からの放熱を負とすると、全熱収支量 H_T は次式のように表わされる¹⁾。

$$H_T = R_N + Q_H + Q_E + H_b + H_f + H_{lr} + H_r \quad (1)$$

ここに、 R_N : 純放射量, Q_H : 顕熱輸送量, Q_E : 潜熱輸送量, H_b : 河床伝熱量, H_f : 粘性逸散により生ずる摩擦熱, H_{lr} : 横流入水の移流熱, H_r : 水面降雨による熱量。横流出と蒸発水による移流熱は全熱収支量 H_T に含まれてはいないが、これらは河川の水面幅, 水深, 流速が変化することにより水温に影響してくる。また, 水蒸気輸送が蒸発ではなく凝結のとき, 式(1)の右辺に凝結水の移流熱 $c_w \rho_w E_c (\vartheta_{az} - \vartheta)$ (E_c : 凝結量, c_w : 水の比熱, ρ_w : 水の密度, ϑ_{az} : 水面上高さ z における気温, ϑ : 河川水温) が加わる。

以下, 本章では各熱収支要素の測定方法について述べる。

2.1 純放射量

純放射量 R_N は放射収支計を用いることにより, 直接測定が可能である。放射成分は有効短波放射量 $(1-\alpha)I$, (α : アルベド, I : 全天日射量) と大気中の雲や水蒸気が射出する大気長波放射量 R_a , また水面から大気へ向かう水面逆長波放射量 R_b がある。

通常, $(1-\alpha)I$ はすべて水体に吸収されるとして扱われている。一方, 長波放射量 R_a は大気中の雲量や水蒸気圧により大きく変化し, これを直接測定することは困難であるが次章で示すように種々の算定式が提案されている。この大気長波放射は水中に入射すると, そのほとんどは水深 1 cm の層で吸収され水面での反射率は一般に 3% であるといわれている。水面逆長波放射量 R_b は水面温度を測定することにより, Stefan-Boltzmann の法則から (ly/min) 単位で次式のように容易に求められる。

$$R_b = \varepsilon \sigma T_0^4 \quad (2)$$

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 = 8.13×10^{-11} ly/(min \cdot K⁴), T_0 : 水面の絶対温度 = $\vartheta + \delta$ (K), $\delta = 273.15$ 。なお, 1 ly/min \equiv 1 cal/(cm² \cdot min) = 697.8 W/m² である。

放射収支計がない場合, 全天日射計 2 台, 水温および気温センサー各 1 個, 湿度計 1 個を用いて雲量を観測することにより純放射量を求めることができる。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 が求まり, R_a は算定式を用い, 水面水温から R_b が求まる。従って, 次式より純放射量を得ることができる。

$$R_N = I - \alpha I + R_a - 0.03 R_a - \varepsilon \sigma T_0^4 \quad (3)$$

放射収支計がある場合は、 R_N を直接測定できるので最も簡便である。しかも、大気長波放射量は次式から求まる。

$$R_a = \frac{R_N - (1 - \alpha)I + \varepsilon \sigma T_0^4}{\varepsilon} \quad (4)$$

ところで、放射収支計を用いて測定する場合、設置高さや測定中の機器管理に十分注意しなければならない。放射収支計の下側受光面には設置高さの10倍程度の円の範囲から入射するので、その範囲内に河岸、洲、岩場などを含まないように設置しなければならない。また、観測期間中に放射収支計の受光部を覆うポリエチレンドームに露が付着すると、その水滴に長波放射の大部分が吸収されてしまう²⁾。このため、露が受光面ドームに付着しないよう常に乾燥空気を送るような構造になっている防湿タイプの放射収支計が望ましい。

2.2 顕熱・潜熱輸送量

顕熱輸送量 Q_H は大気接水層における気温と水温差にもとづく乱流熱伝達であり、潜熱輸送量 Q_E は表面水温に対する飽和水蒸気圧と空気中の水蒸気圧の差にもとづく水蒸気輸送現象であり、このとき蒸発や凝結が生じる。潜熱輸送量 Q_E は、蒸発の潜熱を L (cal/g) とし、蒸発量 E_V と次の関係がある。

$$Q_E = -\rho_w L E_V, \quad L = 597.1 - 0.5708\vartheta \quad (5)$$

一般に水面蒸発量を求める方法は種々あるが、河川水の場合バルク法が最適である。バルク公式には種々あるが、信頼性の高いのは、風による強制対流と浮力による自由対流を考慮している修正 Shulyakovskiy 式である。

$$E_V = \left\{ 0.112v_2 + 0.094(\Delta\vartheta_V)^{1/3} \right\} (e_0 - e_2) \quad (6)$$

$$\Delta\vartheta_V = \frac{\vartheta + \delta}{1 - 0.378e_0/p} - \frac{\vartheta_{a2} + \delta}{1 - 0.378e_2/p}, \quad \Delta\vartheta_V < 0 \text{ ならば } \Delta\vartheta_V = 0 \quad (7)$$

ここに、 v_2 : 水面高さ2mにおける風速、 e_0 : 水面上の飽和水蒸気圧、 e_2 : 水面上高さ2mにおける水蒸気圧、 $\Delta\vartheta_V$: 水面上の飽和空気の仮温度と $z=2$ mの湿潤空気の仮温度差、 p : 大気圧、 ϑ_{a2} : 水面上高さ2mの気温。

一方、顕熱輸送量はボーエン比 B_r を使って、 $Q_H = B_r Q_E$ 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次式より求まる。

$$B_r = \frac{c_a p}{0.622L} \left(\frac{\vartheta - \vartheta_{a2}}{e_0 - e_2} \right) \quad (8)$$

ここに、 c_a : 空気の定圧比熱。

ところで、河川水の場合、フェッチと表面流速に注意する必要がある。風速・気温・湿度の水面上からの測定高さは、水面上を吹送してきた空気でおめられる高さ(フェッチの1/200程度)以内でなければならない。これより上層では異質の気層となっているからである。水面

上の高さで測定された風速・水蒸気圧・気温を2 mに高度変換するには対数分布則を用いる。次に、湖沼・海では風速に比べ表面流速は非常に小さく無視することができるが、河川では表面流速は無視できない。したがって、これまででてきた風速は表面流速とともに移動する座標からみた相対風速を用いなければならない。通常用いられている風速を絶対風速と呼ぶことにし、水面上高さ z の相対風速は次式のように得られる。

$$V_z = \sqrt{v_z^2 + u_s^2 + 2v_z u_s \cos \varphi} \quad (9)$$

ここに、 v_z : 絶対風速、 u_s : 表面流速、 φ : 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。

2.3 河床伝熱量

水体と河床地盤との間の熱交換には伝導による河床伝熱量 H_b と浸透水が輸送する移流熱の2通りがあり、後者については横流入・横流出として取り扱うことができる。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、河床面から熱流板までの地盤を n 個の土層に分割し、各土層の Δt 時間内の温度変化から貯熱量を求め次式より Δt 時間内の平均河床伝熱量が求まる。

$$H_b = H_P + c_g \rho_g \sum_{j=1}^n \Delta h_j \frac{\Delta \vartheta_{g,j}}{\Delta t} \quad (10)$$

ここに、 H_P : Δt 時間内に熱流板を通過した平均熱流速、 $c_g \rho_g$: 河床地盤の体積熱容量、 Δh_j : 土層 j の厚さ、 $\Delta \vartheta_{g,j}$: 土層 j における Δt 時間内の地温変化。

熱流板や地温センサー設置にあたっては、掘り起こしによる河床地盤の乱れをできるだけ少なくするように注意をし、設置後流れの掃流力により砂礫が運搬されず、かつ死水域を避けた地点を選ばなければならない。埋設直後は、掘り起こしによる地温の擾乱のため、少なくとも測定開始1週間前には熱流板と地温センサーを設置しておかななければならない。

土層の分割は通常地温分布が河床面に近いほど地温変化が大きいいため、河床面に近い地点では土層厚を薄く、深くなるにつれて厚くなるように分割すればよい。また、もし地温変化がなくなる深さまで地温センサーを埋設できれば、熱流板は不要となる。

河床地盤中にセンサーを埋設することが困難な場合、一定時間間隔 Δt ごとの河床水温の離散値を用いて河床伝熱量を算定する次の Pivovarov の式を用いればよい³⁾。

$$H_b(m\Delta t) = \sqrt{\frac{c_g \rho_g \lambda_g}{\pi \Delta t}} \left\{ \frac{\bar{\vartheta}_g - \vartheta_{b,0}}{\sqrt{m}} + 2 \sum_{i=0}^m \vartheta_{b,i} \Phi_{i,m} \right\} \quad (11)$$

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

ここに、 λ_g : 熱伝導率、 $\vartheta_{b,i}$: $t=i\Delta t$ における水温、 $\bar{\vartheta}_g$: 初期平均地温

河床地盤の熱定数として体積熱容量や熱伝導率が必要となる。有機成分を含まない河床地盤の体積熱容量は土粒子、水、空気の3相成分の体積熱容量と容積比率から次のように得られる。

$$c_g \rho_g = \gamma - 0.8\gamma_0 \quad (\text{cal}/(\text{cm}^3 \cdot ^\circ\text{C})) \quad (12)$$

ここに、 γ , γ_0 はそれぞれ河床地盤の湿潤比重、乾燥比重である。熱伝導率 λ_g と体積熱容量 $c_g \rho_g$ 、温度伝導率 k_g の間は $\lambda_g = c_g \rho_g k_g$ の関係があり、2個の値が既知であれば他の1つは求まる。温度伝導率 k_g は深さの異なる2地点の日較差あるいは位相差より求まる。

2.4 粘性逸散による摩擦熱およびその他の移流熱

粘性逸散によるエネルギーは、すべて水体を加熱すると考えて、 $\rho_w g i_f q / J$ で表わされる。ここに g は重力加速度、 i_f は摩擦勾配、 q は単位幅当りの流量、 J は熱の仕事当量 = 427 kgf·m/kcal である。摩擦勾配は等流の場合、水面勾配に等しい。

雨が持ち込む熱量は雨量が多いときや河川水温と雨滴温度差が大きい場合、河川水温に影響する。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取り扱われている。デジタル式湿度計や毛髪湿度計のように直接、相対湿度を求めるときは相対湿度、気温、気圧を用いて別途湿球温度を求めなければならない。空気中の水蒸気圧 e はエリネックの式より次のように表わされる。

$$e = e_{sat}(t_{aw}) - 0.0008p(t_a - t_{aw}) \quad (13)$$

ここに、 t_{aw} : 湿球の温度、 $e_{sat}(t_{aw})$: t_{aw} における飽和水蒸気圧。

一方、相対湿度 R_H (%) より空気中の水蒸気圧は、 $e = e_{sat}(t_a) \times R_H / 100$ と表わされ、この式と式(13)から湿球の温度が求められる。降雨が持ち込む熱量は降雨量を r とし、

$$c_w \rho_w r (t_{aw} - t) \quad (14)$$

より求まる。同様に、横流入水による移流熱は横流入水の流入直前の水温 t_{tr} と本川単位長さの横流入量 q_{tr} 、本川の水面幅 B より、次式から求めることができる。

$$\frac{c_w \rho_w q_{tr}}{B} (t_{tr} - t) \quad (15)$$

3. 常呂川・若松大橋における夏期の熱収支観測例

河川における熱収支観測の例として、1982年8月9日18時から8月16日16時までの1週間、常呂川中流の若松大橋(北見市)下流69.5mにおいて熱収支観測を実施した。

3.1 観測方法

観測項目、測定器およびセンサー位置を表-1に示す。観測地点には、網走開発建設部北見河川事務所を設置した自記量水板のH鋼があり、これを利用し日射計(波長範囲0.29~3.0 μm)、放射収支計(波長範囲0.3~100 μm 以上)、デジタル湿度計および風速計を取り付け、量水

表-1 観測項目、測定器とセンサー位置

観測項目	測定器	センサー位置
水 温	CC 熱電対 0.32, 0.65 mm	水面, 水深 2, 5, 10, 20 cm
気 温	CC 熱電対 0.32, 0.65 mm	水面上 10, 50, 132, 200 cm
地 温	CC 熱電対 0.32, 0.65 mm	{河床面下 0, -1, -3, -5, -7, -10, -14, -20, -30, -40, -50 cm
相 対 湿 度	デジタル湿度計	水面上 132 cm
絶対風速・風向	3 方向型超音波風速温度計	水面上 131 cm
全 天 日 射 量	ネオ日射計	水面上 121 cm
水面反射日射量	ネオ日射計	水面上 38 cm
純 放 射 量	放射収支計	水面上 56 cm
地 中 伝 熱 量	熱流素子	河床面下 -5, -10 cm
気 圧	アネロイド型自記気圧計	—
雨 量	普通雨量計	地面上 20 cm
天気, 雲量, 雲形	目視観測	—
水 位	量水板	—
流 量	プロベラ式流速計	—

板の横に気温・水温測定用ポールを固定した。気温センサーには直射日光の影響を防ぐため、ブリキ製の日よけを取り付けた。地温センサー・熱流板(商品名:熱流素子)は量水板の位置よりさらに約2m右岸よりの地点(水深2cm)に埋設した。地温センサーは浸透水の影響をできるだけ受けないように鉄管内にセットし、囲りの河床材料を鉄管内につめ打ち込んだ。また熱流素子は河床地盤から水体に入る熱が正となるように水平に埋設した。地温センサー・熱流素子の埋設は観測開始日より21日前の7月20日である。その際カッター付の打ち込み用モー

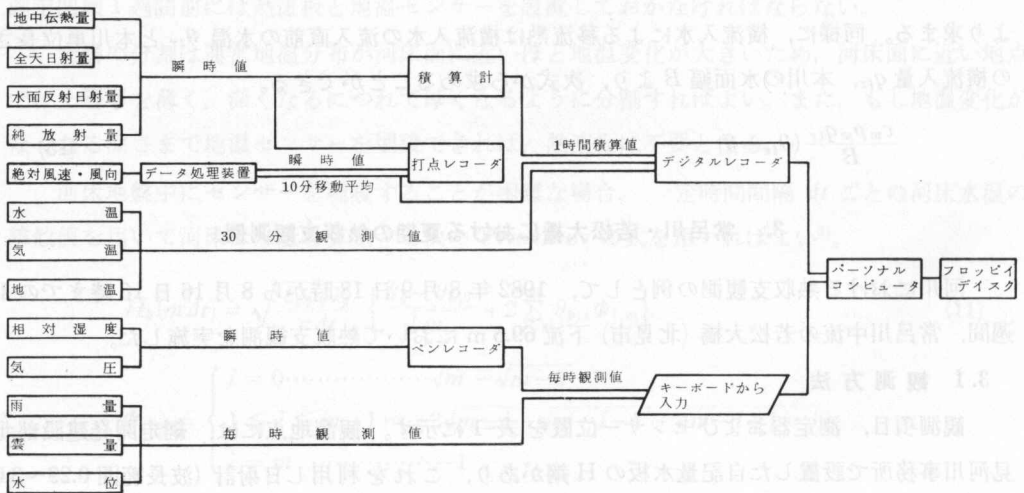


図-1 熱収支観測のための計測システム

ルドを注意深く押し込み、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、その後乾燥単位体積重量を求めた。右岸側の岸辺に観測小屋を設置し、気圧計、積算計、超音波風速計データ処理装置、記録計およびデータ収録用パーソナルコンピュータを置いた。

図-1は、本観測で用いた熱収支データの収録方法を示したものである。熱収支観測には膨大なデータが必要となり、このため、データ収録は1 Mbのフロッピディディスクを用いた。デジタル記録計 (PROCOS-VII) は時刻の出力が可能であり、常にパーソナルコンピュータにはデジタル記録計の時間信号が送られている。水温・気温・地温センサーはデジタル記録計に接続されており、パーソナルコンピュータは30分毎にデジタル記録計から水温・気温・地温データを読みとり、その瞬時値をただちにフロッピディディスクに記録する。一方、地中伝熱量・全天日射量・水面反射日射量・純放射量の瞬時値は積算計を通し、1時間積算値がデジタル記録計に入力されるようになっている。パーソナルコンピュータは1時間毎にこの積算値を入力し、フロッピディディスクに記録し、その後積算計にリセット信号を送り、積算計は再び初期状態から積算を開始する。積算計に入る前の値は、打点レコーダにも接続されており、その時間変化も記録される。3方向型超音波風速温度計 (DAT-310) のプローブは水平面2方向、垂直1方向の風速成分と気温を測定することができる。さらにフラックスメータ2台が装備されている。このフラックスメータを用いて、入力として水平風速の変動分 v'_z 、垂直風速の変動分 w'_z を用いて運動量クラックス $v'_z \cdot w'_z$ が、また入力として w'_z と気温の変動分 θ'_a を用いることにより、顕熱フラックス $w'_z \cdot \theta'_a$ が求められる。これらの各出力端子は、瞬時値、10分移動平均値の2つの端子があり、瞬時値は打点レコーダに、10分移動平均値はデジタルレコーダを通して、パーソナルコンピュータに10分毎に入力し、フロッピディディスクに記録した。一方、デジタル湿度計はペンレコーダに、気圧は自記気圧計の週巻用チャート紙にそれぞれアナログ量として記録し、後で毎時の観測値をキーボードからパーソナルコンピュータに入力した。雨量は、降雨があった時のみ普通雨量計で1時間毎に測定し、雲量・雲形・天気は日の出から日の入まで1時間毎に観測した。水位は、日中は1時間毎に観測し、夜間は北海道開発局北見河川事務所の水位データを用いて、雨量・雲量とともに後から1時間毎のデータをパーソナルコンピュータに入力した。

3.2 観測結果と考察

絶対風向の主風向は下流からのほぼ北であり、このときのフェッチは310 mである。したがって各測定器の測定高さは1.55 m以内となり表-1の $z=2$ mの気温は対象外となる。以下、気温の設置高さは $z=1.32$ mのものを用いる。

図-2は河床伝熱量の比較を示しており、Pivovarovの方法による1時間毎の瞬時値と熱流素子を用いた場合の1時間平均値の比較である。初期時刻は8月9日23時であり、初期平均地温は23.16°Cである。体積熱容量は0.78 cal/(cm³・°C)、温度伝導率は 5.1×10^{-3} cm²/sと得られた。Pivovarov式に用いた水温は河床面に近い水面下20 cmの測定値を用いた。また、8月13

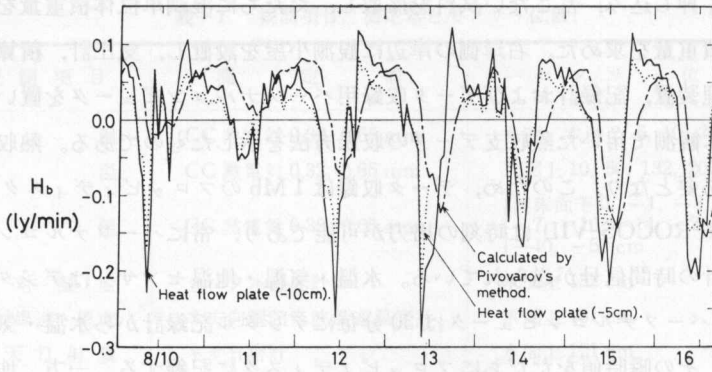


図-2 河床伝熱量の比較

日 12 時より 20 時までは記録計の不調により河床面下 5 cm の熱流素子を用いた河床伝熱量は欠測となった。

図-2 の 3 者の値はほぼ同様の傾向を示すが熱流素子を用いた方が、日較差は大きく、また位相差もみられる。これは、地温センサーを鉄管内に埋め込んだため、地盤の熱伝導率よりも鉄管の熱伝導率が大きく、地温がこの影響を受け、通常よりも大きな日較差となり、位相も早まったものと思われる。図からも明らかなように、河床伝熱量は夜間は正、昼間は負の値を示す。

次に、大気長波放射量について検討する。先に述べたように、大気長波放射量は式 (4) を用いて実測値の残分として表わされる。算定式としては、雲のない場合のブランド・山本の式、オングストローム・リンケの式およびエルサッサー・ダインスの式に雲の効果 $(1+0.0017C^2)$ を掛けた式がある⁴⁾ (C : 0~10 の雲量)。これらの 3 種類の経験式による計算値には、ほとんど差がない。図-3 は、式を用いた実測値とブランド・山本の式に雲の影響を考慮した算定式、 $R_a = (1+0.0017C^2)(0.51+0.066\sqrt{e_2})\sigma T_{a2}^4$ 、 T_{a2} : 水面上高さ 2 m の気温 (絶対温度) の比較を観測期間中、両者が最も一致する場合 (8 月 12 日) と最もかけ離れる場合 (8 月 15 日) を示したものである。雲量の観測は 5 時から 18 時の毎時のみしか観測していないため、この時間帯のみを示し

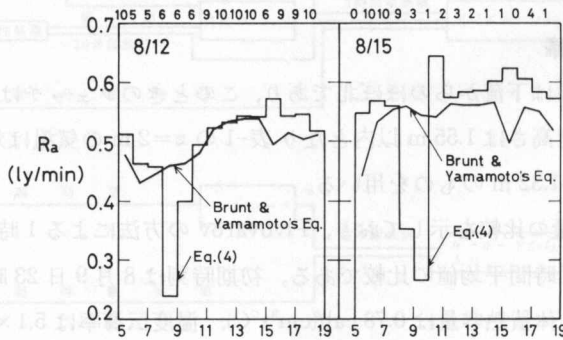


図-3 大気長波放射量の比較

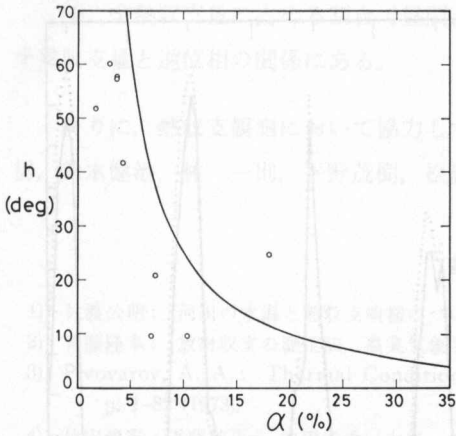


図-4 アルベドの比較 (快晴の場合)

た。雲量が比較的多い場合、両者は一致するが雲量が小さい場合、両者の差が大きくなる。これは、経験式に太陽高度が考慮されていないことや雲量として毎時の観測値を用いているためと思われる。また、8月12, 15日とも実測値から求めた R_a は、8時から10時にかけて値が急激に減少しているが、これは測定器がなんらかの影響（放射収支計と全天日射計に露が付いていたか日影に入った等）を受けたと思われる。

アルベド α は観測方法で述べたように、全天日射計2台で測定することができる。実測できない場合の算定式として、雲の状態と太陽高度で表わしたアンダーソンの式がある⁵⁾。図-4、図-5、図-6はそれぞれ、快晴時($C=0$)、低い雲の場合、中間の雲高の場合のアルベドの観測値とアンダーソンの算定式の比較を示したものである。観測期間中、高い雲の場合はみられなかった。いずれの場合も、太陽高度が高くなるにつれ、アルベドの値は小さくなりアンダーソンの式とほぼ同様の傾向を示すが、太陽高度が低い時、観測値はアンダーソンの式から求めた計算値より小さめの値となる。これは、太陽高度が低い時測定器等により生ずる日影の割合が大きくなり、水面反射日射量は小さくなるため、アルベドは小さな値となる。

最後に、全熱収支量の時間変化を図-7に示す。顕熱・潜熱輸送量 $Q_H \cdot Q_E$ は修正 Shulyakovskiy 式を、河床伝熱量 H_b は Pivovarov の式を用いた値である。Pivovarov の式で水温の値としては、図-2では、式(10)から求めた河床伝熱量との違いを明らかにするため、河床水温に近い水面下20cmの水温を用いたが、図-7の H_b では水面水温を用いている。粘性逸散によ

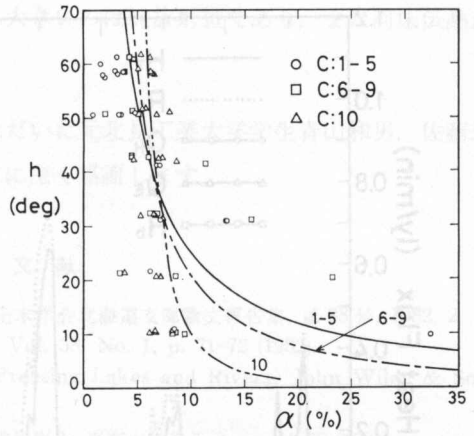


図-5 アルベドの比較 (低い雲の場合)

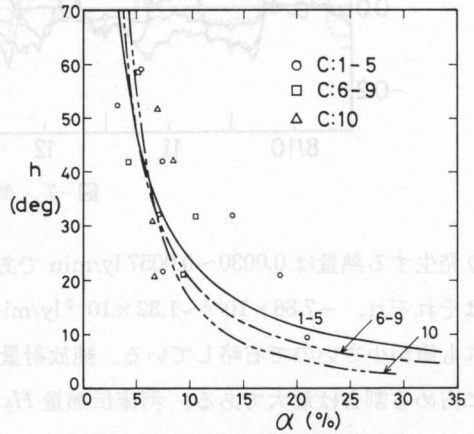


図-6 アルベドの比較 (中間の高さの雲の場合)

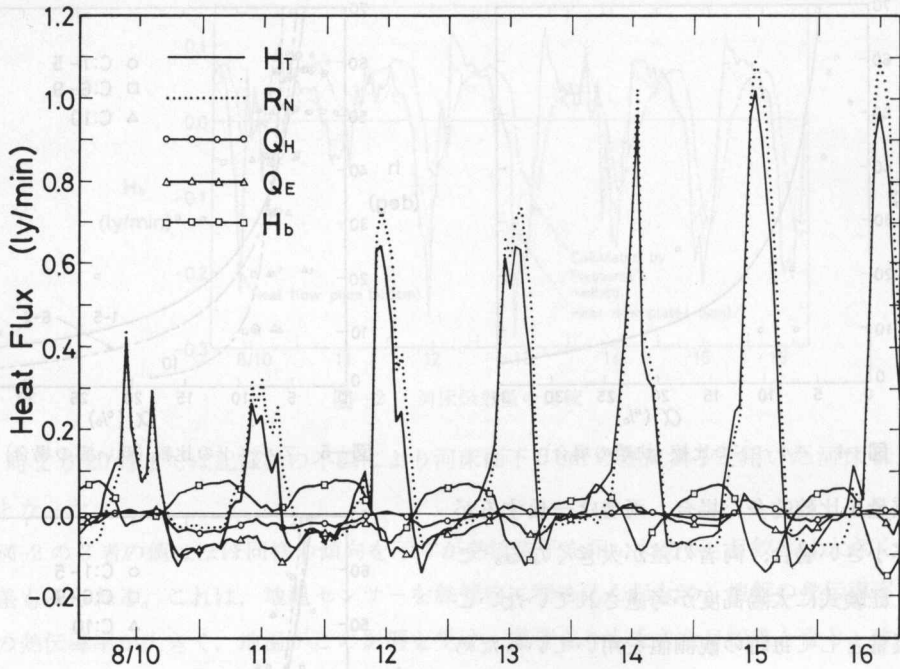


図-7 熱収支の時間変化

り発生する熱量は $0.0030 \sim 0.0057$ ly/min であり、雨が持ち込む移流熱および蒸発による移流熱はそれぞれ、 $-7.86 \times 10^{-3} \sim 1.32 \times 10^{-2}$ ly/min、 $-3.83 \times 10^{-3} \sim 3.60 \times 10^{-4}$ ly/min であり、いずれも値が小さいので省略している。純放射量 R_N は最も大きな変動を示し、昼間全熱収支量 H_T に占める割合は最大である。河床伝熱量 H_b の最大と最小の値は、それぞれ夜間、昼間にみられる。すなわち、 H_T と逆位相の関係がみられる。

4. 結 論

本論文では、河川水の熱収支観測法について述べ、さらに河床伝熱量・大気長波放射量・アルベドについて実測値と算定式の比較検討を行った。結論として、要約すると以下のようになる。

- (1) 熱収支測定にあたっては、各熱収支要素の特性を十分理解し、測定器設置にあたってその設置高さや設置場所の選定には十分な検討を要する。
- (2) 河床伝熱量の算定式として、Pivovarov の式は実測値と比較的によく一致する。
- (3) 大気長波放射量は雲量が多い場合、ブランド・山本の式に雲量の係数を掛けた式とよく一致するが、雲量が小さい時や大きく変化する時に実測値と計算値に差がみられる。またアルベドを算定するアンダーソンの式による計算値と実測値は太陽高度・雲量により差がみられるが、その傾向はほぼ同様となる。

(4) 全熱収支量に占める割合で昼間、最も大きいのは純放射量であり、また河床伝熱量は全熱収支量と逆位相の関係にある。

終りに、熱収支観測において協力していただいた元北見工業大学学生青山和男、佐藤三智男、鈴木健治、林 一則、平野茂樹、松浦淳君に深く感謝します。

参 考 文 献

- 1) 佐渡公明：河川の水温と熱収支機構について，土木学会北海道支部論文報告集，第38号，1982，2.
- 2) 斉藤隆幸：放射収支の測定法，農業気象学会誌，Vol. 38, No. 1, p. 71-72 (1982).
- 3) Pivovarov, A. A.: Thermal Conditions in Freezing Lakes and Rivers, John Wiley & Sons, p. 1-82 (1973).
- 4) 竹内清秀・近藤純正：地表に近い大気，大気科学講座1，東京大学出版会，p. 84-88 (1981).
- 5) Tennessee Valley Authority: Heat and mass transfer between a water surface and the atmosphere, Water Resour. Res. Lab. Report No. 14, 1972.

目 次

目 次

1. はじめに 115

2. 調査対象学生とその心理特性 117

3. 工学系学生の心理特性等に關する検討 119

4. アイデンティティ形成上の諸傾向 125

5. 考 察 131

The present paper is based on the questionnaire given to our students. Today, advance of science and technology is closely connected with human nature, and the advance of computer science and information processing technology is especially important aspect.

This paper is a part of a larger research directed toward the analysis of human biology and behavior that is affected by information society.

The goal of this paper is to examine the psychology and identity of technology students. Specifically, it aims at clarifying the life situations and psychological properties of these students, and the several tendencies in the formation of identity.

ま え が き

『The Third Wave』の著者 A. T. フォラーは、「新しい秩序体系」に關して次のような問題点を提起している。

「新しい文明が形づくられようとしている。しかし、われわれはその文明のなかで、ほんし

* 昭和57年度日本社会心理学会第23回大会第一分題発表(昭和57年11月)

** 北見工業大学一級教育科