

**投稿論文(和文報告)
TECHNICAL
REPORT**

感潮河川の熱特性に関する研究 —荒川における測定—

池田駿介*・財津知亨**・館健一郎***

河川周辺の熱環境の解明や河川水熱の利用のために、熱収支や貯熱量の観測を荒川感潮域で実施した。その結果、水面に入射する純放射量は、日射による短波放射にほぼ支配されていることがわかった。更に、熱収支解析と水温分布の測定から、本河川では水温は放射熱収支のみによって決定されるのではなく、河川水の移流による熱輸送が重要な役割を果たしていることが明らかになった。又、日中に大気から水塊へ向かう顕熱輸送が効果的に生じており、これが大気冷却効果を生み出していることが示された。

Key Words: field observation, heat balance, urban river, water temperature

1. 序論

東京では1950年代頃から徐々に熱帯夜の増加、冬日(最低気温が0°C以下の日)の減少が進行し、その傾向は1980年代に入って特に顕在化した¹⁾。現在、大都市では熱汚染問題が深刻の度を増しつつあるが、その原因として、(1)人工熱の増加、(2)道路のアスファルト舗装、鉄筋コンクリートの建物の増加、(3)開水面や緑地の減少が挙げられている。

東京のような大都市は物流の便利さから河口域にあることが多く、感潮河川域の水熱をヒートポンプを用いて、利用しようとする機運が高まりつつある。しかし、河川感潮域の水温構造、熱輸送機構については殆ど観測されたことがない。又、周囲の大気環境や生物環境に大きな影響を与えることなく利用しうる熱量がどの程度であるかという点についても未解明である。以上のように、感潮河川域における熱構造を解明することは環境上、あるいは資源としての河川水熱を利用する上で重要であり、その研究が必要とされている所以である。

武若ら²⁾は既に河川水面が持つ夏期の暑熱緩和効果に着目し、1992年7月29日に荒川で主に大気を対象として熱収支観測を行った。その結果、熱せられた大気が河川水面上を通過する場合には35 W/m²の熱吸収を行い、気温が1°C程度低下し、水蒸気量は0.5 gr/m³程度増加することを明らかにした(参考文献2)のFig.6, Fig.4(c)をそれぞれ参照)。又、鉛直一次元熱収支解析の結果、当日の午後2時には、純放射量 R_{net} が360 W/m²であったのに対し、その約78%にあたる280 W/m²の熱量が水中に輸送されていることが示された。

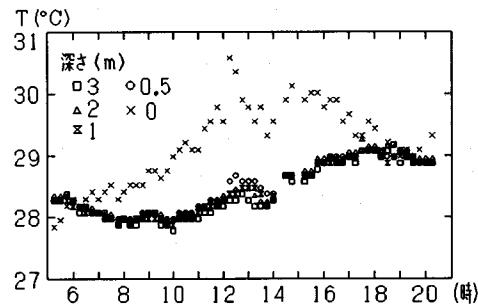


図1 1992年7月の観測における水温の日変化

しかし、1992年7月の観測では水温観測も行ったが、水温変化の影響は当初の予想よりもずっと深くまで及んでいることがわかり、河川水中に貯えられた熱量については定量的に把握することができなかった。そこで本年度(1993年)は、前年度の経緯をふまえ、主に河川水熱について熱収支観測を行い、河川水が有する貯熱効果を明らかにすることにした。

2. 1992年度の水温測定結果

測定は1992年7月29日に東京都足立区の荒川(西新井橋~千住新橋間)の13.25 km地点で、ポート上から行われた(観測の詳細は参考文献2)を参照)。水表面温度は放射温度計により、水表面から0.5, 1, 2, 3 mの各深さについてはサーミスタ温度計によって測定がなされた。測定は午前5時から20時30分まで、15分間隔で行われた。

測定結果を図1に示す。午前7時頃までは表面水温と下層の水温は一致しているが、日射によって温度差が次第に大きくなり、12時30分頃にはその差は2°Cにも達している。日没が近付くにつれて水温差はなくなり、測定している水深では水温は一様になっている。この間、下層では潮汐の影響を受けたとみられる水温変化が見ら

* 正会員 工博 東京工業大学教授 土木工学科
(〒152 東京都目黒区大岡山2-12-1)

** 学生会員 東京工業大学理工学研究科修士課程学生
*** 東京工業大学工学部学生

表一 測定項目及び方法（1993年8月）

高水敷上（地点：a）

測定項目	測定高さ(m)	測定機器	測定時間	データ処理方法
風向	3.0	矢羽式風向計	連続測定	毎時 0, 15, 30, 45分前後
日射量	3.0	日射計		15分間の平均値
赤外放射量	3.0	赤外放射計		

水位観測所（地点：b）

測定項目	測定高さ、深さ(m)	測定機器	測定時間	データ処理方法
上向き短波 流速	1.0 1.5, 2.5	日射計 電磁流速計	連続測定	毎時 0, 15, 30, 45分前後 15分間の平均値
放射収支	2.0	放射収支計		
水表面温度		放射温度計		15分毎に測定 直読平均値
水温	0.01, 0.02, 0.05, 0.10, 0.25, 0.50	サーミスタ温度計		
水温	0.3, 0.5, 1.0, 2.0, 3.0, 3.5			

船（地点：c）

測定項目	測定高さ、深さ(m)	測定機器	測定時間	データ処理方法
水温	0.02, 0.05, 0.10, 0.25, 0.50	サーミスタ温度計	15分毎に測定	直読平均値
水温・透過率 ・塩分濃度	0.3, 0.5, 1.0, 2.0, 3.0, 4.0, 5.0, 6.0	多項目水質計	連続測定	毎時 0, 15, 30, 45分前後 15分間の平均値
風速	1.2			
気温・湿度	1.2	三杯式風速計 白金温度計		

な把握ができなかった。

3. 1993年度の観測概要

観測は前年度同様、東京都足立区荒川（西新井橋～千住新橋間）で、1993年8月24日（5時～19時）に実施した。当日の関東地方は太平洋高気圧に広く覆われた晴天夏日であった。この区間には西新井水位観測所が左岸寄りにあり、荒川はこの付近で低水路幅約200m、平均水深は約8mである。左右岸にはそれぞれ幅約100mの高水敷があり、芝生となっている。

観測は（a）高水敷、（b）水位観測所、（c）船の3箇所で行われた（図-2）。左岸水際近くのa地点はよく刈り込まれた芝生となっており、ここでは風向、風速、日射量（短波放射量）および赤外放射量（長波放射量）の測定がなされた。水位観測所b地点では足場を組み、水面の短波反射率（アルベド）を測定する日射計、放射収支を測定する放射収支計、水表面温度を測定するための放射温度計、水温を測るサーミスタ温度計及び電磁流速計（2台）を設置した。なお、水温測定に際しては、水表面付近の詳細な温度分布を測定するために板状のフロートに設置した6台のサーミスタ温度計によって深さ50cmまでの温度測定を行い、更に1台のサーミスタ温度計を表面から深さ6mまで上下に移動させて測定を行った。船からの測定点cでは三杯式風速計、白金温度計、サーミスタ温度計を用い、その他に水温、塩分濃度及び日射透過率を測定するため多項目水質計

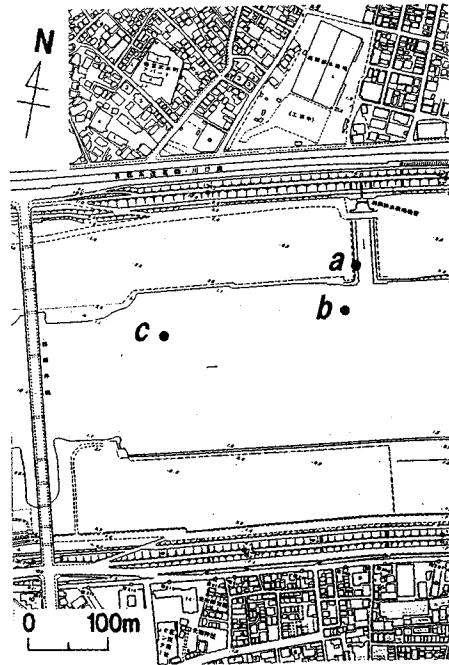


図-2 荒川における観測位置
a:高水敷、b:水位観測所、c:船

れる。上記の測定結果では、水表面と深さ0.5mの間に一次温度躍層があり、水熱が蓄えられていることが伺えるが、水温分布の詳細が明らかでないためその定量的

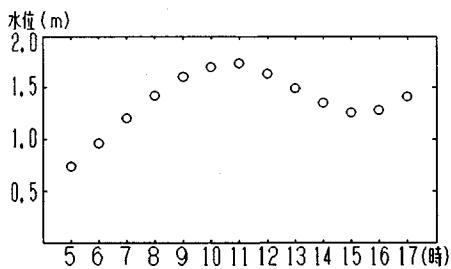


図-3 地点 b (水位観測所) での水位の日変化

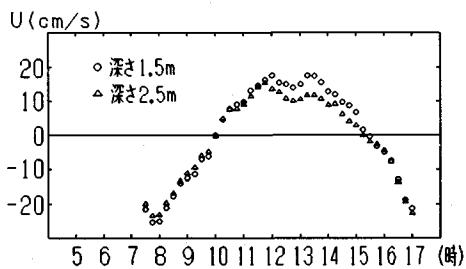


図-4 地点 b (水位観測所) での流速の日変化

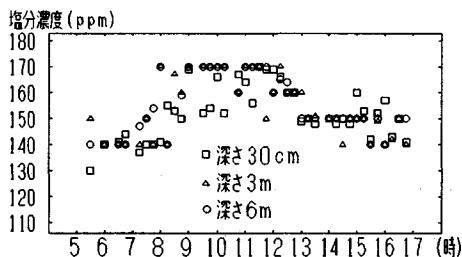


図-5 地点 c (船) での塩分濃度の日変化

(STANDARD ECO PROBE, ME GMBH 社) を用いた測定を行った。サーミスタ温度計による水温測定は深さ 50 cmまでの表層で行った。

以上の観測項目、使用した観測機器、各測定が行われた時間及びデータ処理方法を表-1に示す。

4. 測定結果

(1) 水環境 (水位、流速、塩分濃度)

前述のように測定区間は感潮域であり、水位は潮汐の影響を受けて変動する。図-3に西新井水位観測所における観測当日の水位変化(T.P.)を示す。測定時間の午前5時から午後5時の間に約1.0 mの水位差がある。水位変化に対応して午前5時から11時までは流れは上流向きであり、その後、午後3時までは下流に向かって流れている。午後3時から5時までは再び上流へ向かって流れている(図-4)。

多項目水質計を上下に移動させて各深さで測定した塩分濃度の日変化を図-5に示す。水位変化にはほぼ対応し

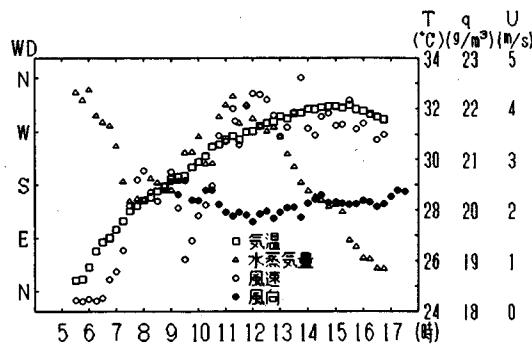


図-6 高水敷上で観測された風向及び船上で観測された風速、気温、水蒸気量の日変化

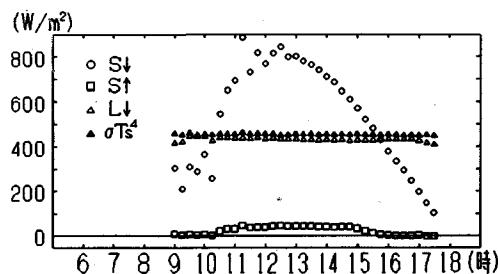


図-7 河道内で観測された各放射量の日変化

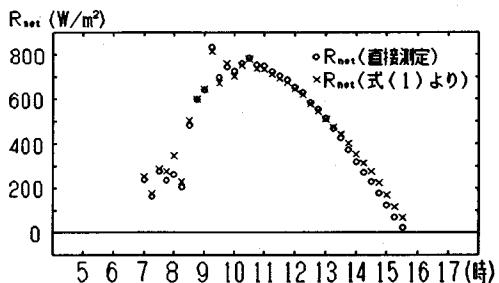
て塩分濃度は増減しているが、その変化は比較的小さく130 ppmから170 ppmの間に収まっている。各深さ間の濃度差も小さく、塩分濃度は鉛直方向にはほぼ一様であると考えてよい。即ち、塩水くさびの分類でいえば強混合にあたる。

(2) 大気環境 (風向、風速、気温、水蒸気量)

図-6は左岸高水敷上 a 地点での風向き WD と船上 c 地点での風速 U 、気温 T 、水蒸気量 q の時間変化を示している。風向は日中を通じて南~南東の風であり、ほぼ河川を横断して吹いていた。風速は早朝は微風であったが、午前10時頃から急速に大きくなり、正午頃から夕方までは4 m/s前後の比較的強い局地風(海風)が吹いていた。水蒸気量は早朝と正午付近で最大となる日変化を示した。この水蒸気量の変化は、当日気象庁で観測された水蒸気量の日変化にはほぼ対応しており、この河川上特有のものではない。ただし、水蒸気量の絶対値は河川上の方が気象庁の観測値よりも大きな値を示した。

(3) 放射環境 (短波放射、長波放射)

水面に出入りする放射は太陽からの日射量(短波放射量) $S\downarrow$ 、水表面からの反射量 $S\uparrow (= \alpha S\downarrow)$ 、大気からの赤外放射量(長波放射量) $L\downarrow$ 、水面からの赤外放射量 σT_s^4 である。ここに α はアルベド、 σ はステファン・ボルツマン定数 ($= 5.67 \times 10^{-8} \text{ W/m}^2 \cdot \text{K}^4$)、 T_s は水表面温度である。以上の値の内、 $S\downarrow$ は高水敷 a 地点で測定された値、 $S\uparrow$ 及び σT_s^4 は水位観測所 b 地点で得られた

図-8 直接測定した R_{net} と式 (1) より算出した R_{net} の比較

値をそれぞれ用いた。図-7 に測定結果を示す。日射量 $S \downarrow$ のピークは正午頃に 800 W/m^2 前後の値を示している。これに対する反射量 $S \uparrow$ は小さく、 40 W/m^2 程度であり、従って水面のアルベドは約 0.05 である。一方、当日の太陽高度は 66° であり、フレネルの法則を用いて水平な面に対する反射率を求めるとき約 0.02 となる³⁾。観測値はこの値よりもやや大きいが、これは波立っていることによる散乱の増加や濁りによる反射率の増大によるものである。大気からの赤外放射量 $L \downarrow$ 、及び水面からの赤外放射量 σT_s^4 は測定時間を通じてほぼ一定であり、 σT_s^4 の方が極くわずか大きいものの、両者とも $400 \sim 500 \text{ W/m}^2$ 程度の値である。

以上の入射放射量を加減した正味の入射量が純放射量である。即ち、純放射量 R_{net} は次式で表せる。

$$R_{net} = S \downarrow - S \uparrow + L \downarrow - \sigma T_s^4 \quad \dots \dots \dots (1)$$

このようにして各成分の測定から求められた純放射量と、この値を直接測定できる放射収支計（水位観測所に設置）から得られた純放射量を比較したものが図-8 である。両者は極めてよく一致しており、これから放射関係の測定諸量は信頼性が高いことが確認できた。

以上によって、河川を取りまく気象、放射、水位などの外的環境を把握することができた。以下に、これらの外的環境が感潮河川の熱収支や水温分布にどのような影響を及ぼしているかを調べる。

5. 感潮河川の熱構造

(1) 鉛直一次元熱収支

河川水表面では様々な形で熱が出入りしている。放射による正味の入射量 R_{net} 、大気との温度差による顕熱輸送量 H 、蒸発に伴う潜熱輸送量 IE である。ここに、 l は単位質量の水の気化熱（ 25°C において $583 \text{ cal/g} = 2240 \text{ J/g}$ ）、 E は蒸発量である。静止している水では水面で以下の熱収支式が成立する。

$$R_{net} = H + IE + G \quad \dots \dots \dots (2)$$

ここに G は水表面から水中へ伝達される熱量であり、貯熱量とも呼ばれ、水中に貯えられていく熱量である。 G は 2 つの部分に分割することができる。即ち、熱伝

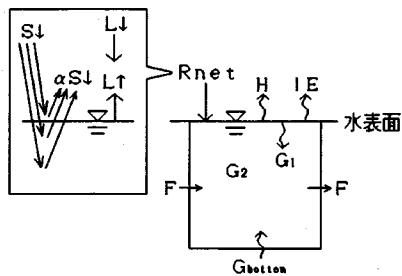


図-9 熱収支の概念図

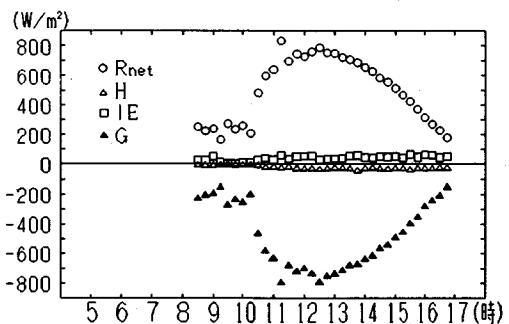


図-10 河川水面上の熱収支の日変化

(R_{net} は水表面に入る場合を正、 H , IE は水表面から出る場合を正、 G は水中に入る場合を負とする)

導や乱流拡散によって水表面から水中へ輸送される熱量 G_1 と、日射が水中を透過し吸収されることによって熱に変換される量 G_2 である。ところで河川では水が移動しているので、移流による熱輸送 F を考える必要がある。特に感潮部のように、上下流で水温差がある場合には重要なファクターとなる。図-9 は河川における熱輸送を模式的に表したものである。水面に関する鉛直一次元解析では両側面と底面を構成する検査面を通過する熱量は無視される。

先ず、水表面を通じての熱収支を考える。式 (2) の各項の内、 R_{net} については前述の放射収支計で得られた値を用い、顕熱輸送量 H 、潜熱輸送量 IE は船上の c 地点において水面からの高さ 1.2 m で測定された気温、風速、水蒸気量（図-6 参照）から以下に示すバルク法によって求めた。

$$H = \rho C_p C_{H1.2} U_{1.2} (T_{sw} - T_{1.2}) \quad \dots \dots \dots (3)$$

$$IE = IC_{E1.2} U_{1.2} (q_{sw} - q_{1.2}) \quad \dots \dots \dots (4)$$

ここに、 ρ は空気の密度 ($= 1.205 \text{ kg/m}^3$)、 C_p は空気の比熱 ($= 1006 \text{ J/kg \cdot K}$)、 $C_{H1.2}$ 、 $C_{E1.2}$ はそれぞれ高さ 1.2 m の値を用いた場合の顕熱、水蒸気量に関するバルク輸送係数であり、ここでは $C_{H1.2}$ は $0.3 \times 10^{-3} \sim 1.4 \times 10^{-3}$ 、 $C_{E1.2}$ は $0.3 \times 10^{-3} \sim 1.5 \times 10^{-3}$ の値であった（計算式は複雑であるのでここでは記載しない。詳しい計算方法は文献 4) を参照のこと）。式 (3), (4) において添字 SW は水面の値、 1.2 は水面から 1.2 m の高さに

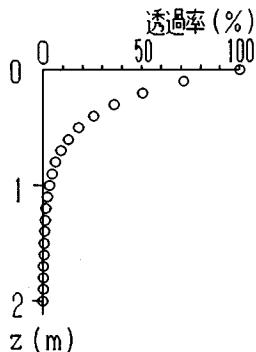


図-11 地点c(船)で観測された透過率(12時)

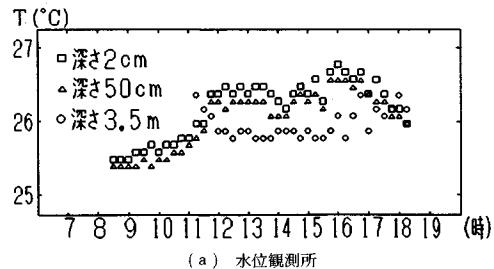
おける値を意味している。

このようにして得られた R_{net} , H , IE の値を図-10 に示す。顕熱輸送量 H は 30 W/m^2 程度で小さいが昨年の測定同様、大気から水に向かって輸送が発生している。この顕熱輸送量は水面上を吹送する大気を直接冷却する効果として現れる。蒸発による潜熱輸送量 IE は顕熱輸送量よりも若干大きいがそれでも 50 W/m^2 程度の値であり、 H , IE はともに R_{net} と比較すると圧倒的に小さい。従って、本年度の観測では、純放射量の大部分は水中に貯熱されることになる。図-10 の貯熱量 G は式(2)から $R_{net} - H - IE$ として求めたものである。この貯熱量 G が妥当な値であるかどうかは、後に水温分布の時間変化から検討する。

短波放射である日射の内、可視部は特に水中深く透過し、吸収されて水温を上昇させる。透明度の高い外洋水では、透過日射量が海面の値の 10% になるのは約 20 m の深さである⁵⁾。濁りが大きくなると、表層近くで日射が吸収されてしまい、表層のみが暖められる。図-11 は c 地点の船から観測された 12 時における波長 670 nm の光(短波放射)の透過率である。この短波放射の透過率は日中を通じて殆ど変化がなかった。この地点では、この短波放射が表面の 10% になるのは約 70 cm の深さであり、上記の海水の場合に比べると、この地点の河川水が非常に濁っていることが分かる。波長の可視光全体(約 350 nm ~ 750 nm)に広げてもこの傾向はあまり変わらず、従って日射の大部分は乱れや対流による拡散がない限り、極く表層の水面を暖めるエネルギーとなる。

(2) 河川水温

b 地点(水位観測所)及び c 地点(船)において測定された水温の内、極く表面近くの 2 cm、日射が届いている下限である 50 cm、及び表面の影響がないと考えられる 6 m の 3 つの深さについて、水温の時間変化を図-12(a), (b) に示す。両地点とも 10~11 時頃まではどの深さにおいても一様に水温が上昇している。この原因は 2 つ考えられる。一つは 5 時から 11 時頃まで見られた上げ潮に乗って、温かい水がこの地点へ輸送され



(a) 水位観測所

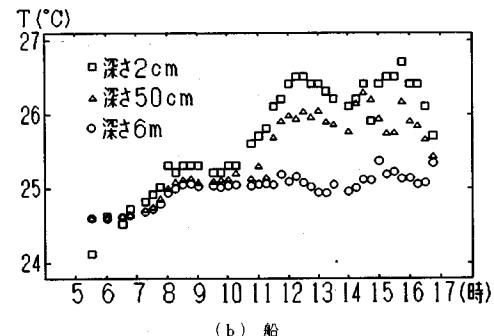


図-12 水温の日変化

てきた可能性である。他の一つは日の出とともに日射によって表層が暖められ、上げ潮時の流れが持つ乱れによって熱が拡散した可能性である。どちらが卓越しているかは、日射による熱量 G と水温の上昇から求められる貯熱量を比較すれば明らかとなるが、この点については後に検討する。

流れの方向が変る 11 時過ぎから表層付近の水温と深部の水温は急激に差を広げ、その水温差は約 1.5°C 程度になる。この後は上下層間ではほぼ同じ水温差を保つつ、潮汐の影響と考えられる小さな変動を示している。しかし、午後 4 時頃から上層の水温は急激に低下していく。この原因は、図-10 に見られるように午後には水面に入射してくる純放射量 R_{net} が次第に小さくなり、水表面に入ってくる熱量が減り、さらにこの熱量が水温を上げる前に混合によって下層へ輸送されたためである。純放射量が小さくなり、また、混合によって午後 5 時頃には上下層間の水温差は殆どなくなっている。

c 地点(船上)における水温の鉛直分布の時間変化を描いたのが図-13 であり、この分布から水温が最も急激に変化する深さを躍層面として描いたのが図-14 である。ここでは代表的な時間についての水温分布を示している。正味放射量 R_{net} が大きくなる 11 時頃から(図-8 参照)表面水温は上昇し、温度躍層はこの頃から急速に発達して、午後 1 時頃には表面から約 4 m の深さにまで達している。躍層面は午後 2 時頃からはその位置が上昇を始め、午後 4 時頃には 1~2 m の深さの位置になる。

田中・石川⁶⁾によって行われた 1987 年夏の霞ヶ浦に

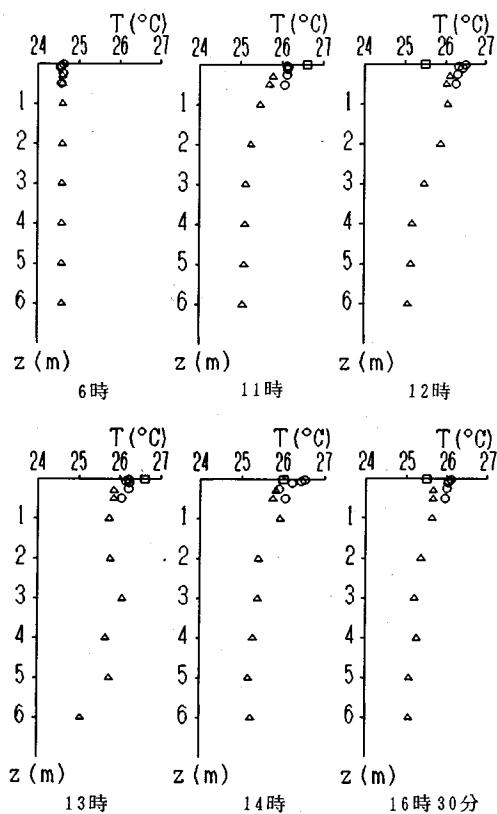


図-13 地点c(船)での水温の鉛直分布
 ○:フロート観測
 △:上下方向移動観測
 □:放射温度計による水表面温度

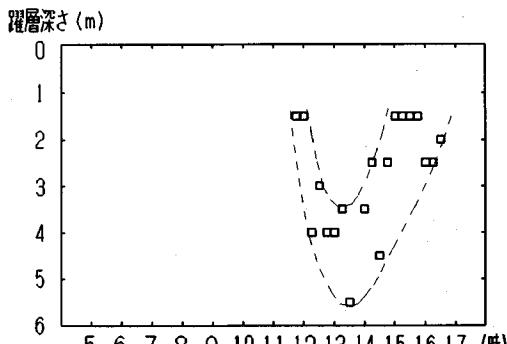


図-14 地点c(船)での躍層面の日変化
(破線は躍層面の大略の傾向を示す。マークのない時刻
は顕著な躍層面がなかった)

における観測では、水温躍層面は極めて明瞭に現れ、その位置は深夜に到るまで次第に深くなってくる。彼らの観測では午後の風速は4~7 m/sであり、今回の観測でみられた風速4 m/s前後の値と比較してやや大きいが、混合過程に大きな違いをもたらすほどの風速差ではないと考えられる。このことは、感潮河川の水温躍層は純放射量の変化と河川水の流れが有する乱流拡散によって規定

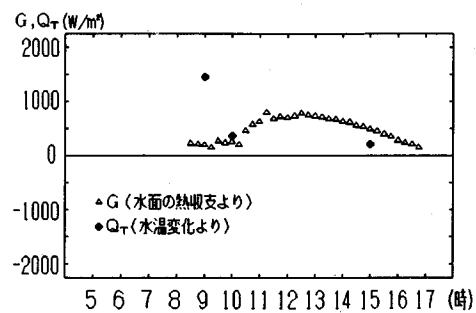


図-15 水温の時間変化より算出した Q_T と $R_{net} - H - IE$ より算出した G の比較

されていることを示唆している。即ち、純放射量が極大となる12~13時頃には、暖められた表層水は流れが持つ乱れによって拡散され、下方にまで運ばれる。しかし、純放射量が減少すると表層は逆に冷え始め、上下層間の水温差は急激に減少し、躍層面も上昇してくる。

次に、河川の流れによる熱の移流の効果について検討する。図-3, 4に示されているように上げ潮が最も顕著であり、水温分布が水深にわたって一様な午前9時と、流れが殆どない午前10時及び午後3時について単位時間当たりの貯熱量 Q_T を次式を用いて見積った。

ここに、 C_w (=4.186 J/gK)は水の比熱、 ρ_w (=1.0 g/cm³)は水の密度、 ΔT は Δt 時間の間の水温の変化である。 ΔT はここでは上記の時刻について前後30分の水温変化から見積った。その結果、c点の観測結果から以下のような値を得た。

午前 9 時： $Q_T = 1400 \text{ W/m}^2$

午前 10 時 : $Q_T = 370 \text{ W/m}^2$

午後 3 時： $Q_T = 210 \text{ W/m}^2$

この値を水表面での熱収支計算から得られた G (図-10 参照) と比較したものが図-15 に示されている。 G の値は午前 9 時には 200 W/m^2 前後であるのに対し、 Q_T の値はこれよりもはるかに大きい。このことは、図-12 で見た午前 11 時頃までの一様な水温上昇は上げ潮に伴う移流によって下流側から温かい水が運ばれてきたことを示している。一方、流れが静止している午前 10 時、午後 3 時の Q_T は熱収支から得られた G とほぼ合っている。

以上のことから本河川感潮域では、水温は放射熱収支のみによって決定されるのではなく、河川水の移流による熱輸送が重要な役割を果たしていることが知られる。このことは、逆にいえば武若ら²⁾によって測定された河川水による大気冷却効果は、冷たい河川水が上流から輸送されてくることによって生じていることを示している。更に、河川水では活発な乱流混合によって表層極く

近くの水温躍層が形成されにくいので、大気と河川表層の間の温度差が有効に保たれ、そのために大気から河川水へ向かう顕熱輸送量 H が存在し続けることが、大気冷却効果を日中にわたって維持している大きな理由となっていることが理解できる。

6. 結 論

本研究では、典型的な夏日に実施した感潮河川の熱環境に関する観測の結果を解析し、水塊の熱收支を明らかにした。以下に得られた結論を述べる。

- 1) 水面を通して出入りする長波放射については、大気から入射する長波放射量と水面から放射する長波放射量は共に日中を通じて一定しており、その値もほぼ等しい。従って、水面に入射する短波放射、長波放射の收支を取った純放射量は日射による短波放射に支配されている。
- 2) 水面では大気に向かう蒸発による潜熱輸送 IE と、大気から水塊へ向かう顕熱輸送 H があるが、その値は日中の最も暑い時刻でもそれぞれ $IE=50 \text{ W/m}^2$, $H=30 \text{ W/m}^2$ 程度であり、 800 W/m^2 (正午) にも達する純放射量 R_{net} と比較すると小さい値である。しかし、水塊へ向かう顕熱輸送は大気冷却効果を有しており、暑熱環境を改善する効果を生み出している。
- 3) 純放射量の大部分は、水中を透過することにより日射が熱に変換されることと水表面の水温上昇にともなって熱伝達が生じることから、水塊に貯熱される。このことは水表面での熱収支解析及び水温上昇による貯熱量変化の解析から確かめられた。
- 4) 感潮域である本観測地では、熱収支は水塊の流動に伴う移流の効果を強く受けており、潮汐によって水温が上下している。温度分布は從来浅い湖で観測された例と比較するとより一様化しており、表層と下層の水温差は本観測では高々 1.5°C であった。

5) 上記 4) は本感潮域では乱流混合が強いことを示しているが、このことは塩分濃度の鉛直分布がほぼ一樣であることからも確かめられた。この乱流混合によって純放射量が大きくなる 11 時頃から水温躍層の位置は急激に深くなり、午後 1~2 時頃には最も深くなるが、その後は純放射量の減少とともに躍層面は急激に上昇した。このような躍層面の位置の変化特性は浅い湖のそれとは異なるものであった。

謝 辞

本観測に際しては、建設省荒川下流工事事務所から水位観測所の使用等で便宜をはかって頂き、又、東京工業大学土木工学科水工学第一講座の学生諸君の全面的な協力を得た。本研究は文部省科学研究費一般 B (池田駿介, 05452244) の補助を受けて行われたものである。記して謝意を表します。

参 考 文 献

- 1) 例えば、朝倉 正：熱くなる都市、フロント、リバーフロント整備センター 5 月号, pp. 60~61, 1992.
- 2) 武若 聰・池田駿介・平山孝浩・萱場祐一・財津知亨：都市内河川による大気冷却効果—都市内河川内外の夏期の熱環境および気象観測一、土木学会論文集, 479 号, pp. 11~20, 1993.
- 3) 例えば、竹内清秀・近藤純正：地表面に近い大気、東京大学出版会, pp. 142~143, 1986.
- 4) 近藤純正：水面のバルク輸送係数、水文・水資源学会誌, 5 卷, 5 号, pp. 50~55, 1992.
- 5) 竹内清秀・近藤純正：地表面に近い大気、東京大学出版会, pp. 127~128, 1986.
- 6) 田中昌宏・石川忠清：日成層形成時の吹送流の特性について、土木学会論文集, 405 号, pp. 63~72, 1989.

(1994.2.8 受付)

HEAT CHARACTERISTICS OF AN URBAN RIVER—OBSERVATION AT ARA RIVER— Syunsuke IKEDA, Tomoyuki ZAITSU and Kenichiro TACHI

Field observations were conducted at Ara-river in 1993 summer to evaluate the effect of heat balance on water temperature. The observation in the river course consists of measurements on long-and short-wave radiations, heat and vapor fluxes at water surface and measurements on vertical distribution of water temperature, saline concentration and transmissivity of solar radiation through the water body. The development of thermocline in the water body associated with net radiation was observed. It was found that the short-wave solar radiation dominates the balance of radiation, and it was also found that the heat convectively transported by flowing water is much larger than the heat generated by the radiation.