

荒川感潮域の熱収支構造

AN OBSERVATION OF HEAT BALANCE AT ARA RIVER

池田駿介*

財津知亨**

館健一郎**

Syunsuke IKEDA *, Tomoyuki ZAITSU **, Ken-ichiro TACHI **

ABSTRACT ; Field observation 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 radiation, 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.

KEYWORDS ; field observation, heat balance, urban river, water temperature

1. 序論

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い。このような河口付近では潮汐の影響により河川の熱構造は複雑になることが予想される。またヒートアイランドの影響による電力の逼迫等により、河川感潮域の水熱をヒートポンプを用いて利用しようという機運が高まりつつある。しかし、河川感潮域の水溫構造、熱輸送機構については殆ど観測されたことがなく、また、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のかという点についても未解明である。以上のことより河川感潮域の熱構造を解明することは環境上、また資源として河川水熱を利用する上で重要である。

武若ら²⁾は1992年7月に荒川において河川水面が持つ夏期の気象緩和効果について熱収支観測を行った。その結果、都市域で熱せられた大気は河川水面上を吹送する間に冷却されることを明らかにした。また、河川水面での鉛直一次元熱収支解析の結果から、正味放射量の内の大部分が水中に取り込まれていることが明らかにされた。一方、この1992年の観測では水溫の観測も行ったが、水溫変化が当初の予想よりもずっと深くまで及んでおり、熱収支と水溫変化の関係や河川感潮域での熱構造を把握することはできなかった。

本研究では前年度の経緯をふまえ、主に河川水面について熱収支観測を行い、河川水が有する貯熱効果、および河川感潮域での熱構造を明らかにすることにした。

2. 観測概要

観測は前年度同様、東京都足立区荒川13.5km地点（西新井橋～千住新橋間）で、1993年8月24日の5時から19時にかけて実施した。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よりにあり、この施設も観測に際し利用した。荒川はこの付近で低水路幅約200m、平均水深は約8mであり、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地点で行った（図-1）。左岸水際のa地点では風向、日射量（短波放射量）および大気からの赤外放射量（長波放射量）を測定した。b地点の水位観測所では水面または水中で反射された日射量、水表面に入射する純放射量、水表面温度、水面下の水溫の鉛直分布および

*;東京工業大学工学部土木工学科 Dept. Civil Eng., Tokyo Inst. Tech., **;東京工業大学大学院理工学研究科 Grad. School, Tokyo Inst. Tech.

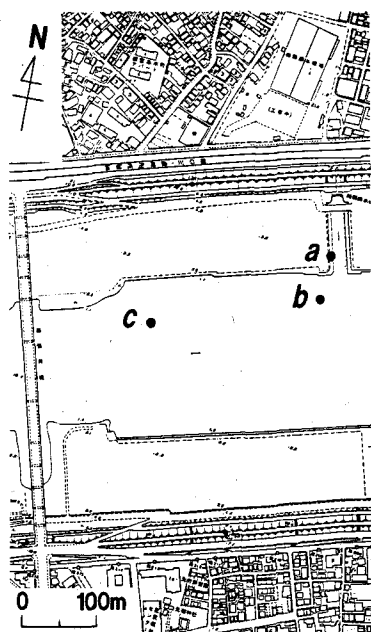


図-1 荒川における観測位置
a:高水敷, b:水位観測所, c:船

流速を測定した。水温測定は、サーミスタ温度計によって水深50cmまでの詳細な水温鉛直分布を測定し、更にもう1台のサーミスタ温度計を表面から河底まで上下に移動させて水温を測定した。c地点の船では水面上の風速、気温、水蒸気量を測定し、また、多項目水質計（STANDARD ECO PROBE, ME GMBH社）を用いて水面から水深6mまでの水温、塩分濃度および透過率の鉛直分布を測定した。さらにサーミスタ温度計によって深さ50cmまでの詳細な水温鉛直分布の測定を行った。

以上の観測項目、使用した観測機器、各項目が行われた時間およびデータ処理方法を表-1に示す。

3. 測定結果

3.1 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-2に西新井水位観測所における観測当日の水位変化を示す。測定時刻5時から17時の間に約1.0mの水位差がある。図-3は流速の日変化で、水位変化（図-2）に対応した動きとなっている。塩分濃度の日変化を図-4に示す。水位変化にほぼ対応して塩分濃度は増減しているが、その変化は比較的小さく130ppmから170ppm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ほぼ一様であると考えてよい。即ち、強混合にあたる。

3.2 大気環境（風向、風速、気温、水蒸気量）

図-5は左岸高水敷上a地点での風向きWDと船上c地点

表-1 測定項目及び方法（1993年8月）

観測地点	観測項目	測定高さ、深さ(m)	観測機器	観測間隔	データ処理
高水敷 (a)	風向	3.0	矢羽式風向計	15分	15分平均
	日射量	3.0	日射計	15分	15分平均
	赤外放射量	3.0	赤外放射計	15分	15分平均
水位観測所 (b)	上向き短波	1.0	日射計	15分	15分平均
	水面温度	0.01, 0.02, 0.05, 0.10, 0.25, 0.50	放射温度計	15分	直続平均値
	水温	0.3, 0.5, 1.0, 2.0, 3.0, 3.5	サーミスタ温度計	15分	直続平均値
	流速	1.5, 2.5	電磁流速計	15分	15分平均
	放射収支	2.0	放射収支計	15分	15分平均
	水温	0.02, 0.05, 0.10, 0.25, 0.50	サーミスタ温度計	15分	直続平均値
船 (c)	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	15分	各深さ1分平均
	風速	1.2	三杯式風速計	15分	15分平均
	気温・湿度	1.2	白金温度計	15分	15分平均

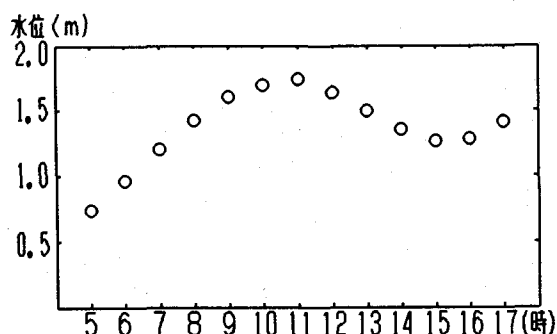


図-2 地点b(水位観測所)での水位の日変化

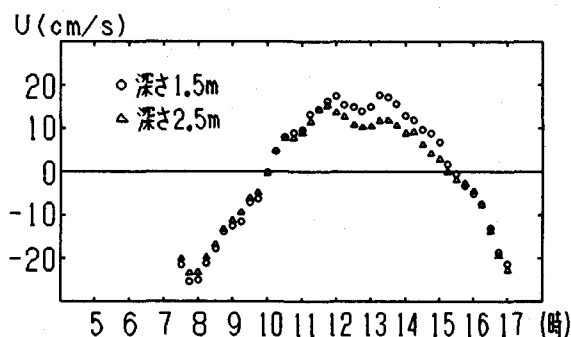


図-3 地点b(水位観測所)での流速の日変化

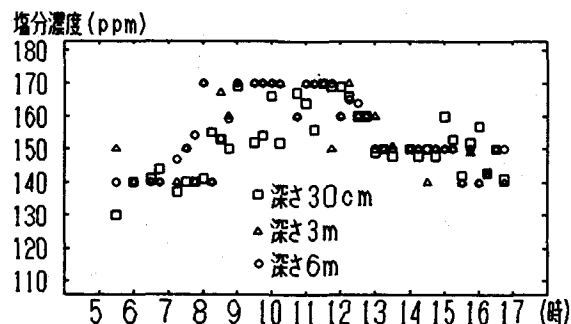


図-4 地点c(船)での塩分濃度の日変化

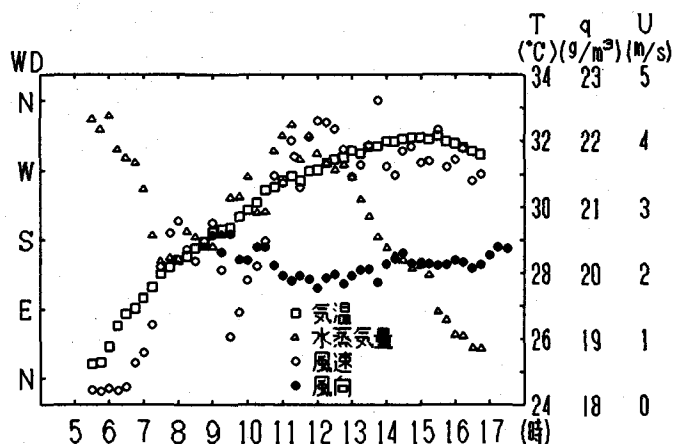


図-5 高水敷上で観測された風向及び船上で観測された風速、気温、水蒸気量の日変化

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、10時頃から急速に大きくなり、正午頃から夕方までは4m/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ほぼ対応しており、この河川上特有のものではない。但し、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。

3.3 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 $\alpha S\downarrow$ ，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。図-6に各放射量の測定結果を示す。日射量 $S\downarrow$ のピークは正午頃に800W/m²前後の値を示している。これに対する反射量 $\alpha S\downarrow$ は小さく、40W/m²程度であり、従って水面のアルベドは約0.05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 の方が極くわずかに大きいものの、両者とも400～450W/m²程度の値である。以上の放射量を加減した正味の入射量が純放射量 R_{net} である。即ち、 R_{net} は次式で表される。

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

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、放射収支計（水位観測所に設置）により直接測定された純放射量を比較したものが図-7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、日射、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熱分布にどのような影響を及ぼしているかを調べる。

4. 感潮河川の熱構造

4.1 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量 H ，蒸発に伴う潜熱量 E である。ここに、 l は単位質量の水の気化熱（25℃において583cal/g=2240J/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り立つ。

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

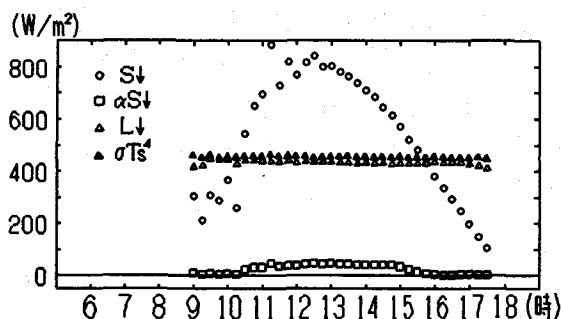


図-6 各放射量の日変化

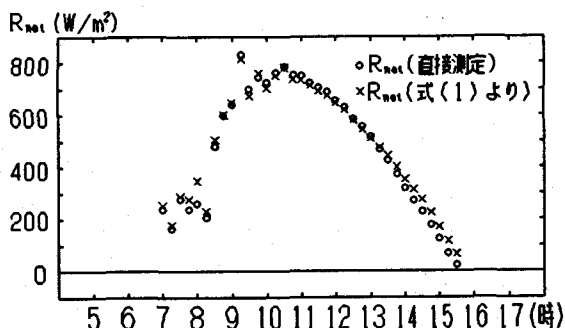


図-7 直接測定した R_{net} と式(1)より算出した R_{net} の比較

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、水中に貯えられる熱量である。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-8は河川における熱輸送を模式的に表したものである。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。

まず、水表面を通じての熱収支を考える。式(2)の各項の内、 R_{net} は前述の放射収支計で得られた値を用い、顕熱量H、潜熱量Eは船上のc地点において水面上1.2mで測定された気温、風速、水蒸気量（図-5参照）と水表面温度からバルク法⁴⁾によって求めた。

このようにして得られた R_{net} 、H、Eの値を図-9に示す。顕熱量は $40W/m^2$ 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。蒸発による潜熱量は顕熱量よりも若干大きい。がそれでも $60W/m^2$ 程度の値であり、H、E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っている。図-9の貯熱量Gは式(2)から $R_{net}-H-E$ 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20m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-10はc地点の船から観測された12時における日射の透過率である。この日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、日射量が表面の10%になるのは約30cmの深さであり、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。

4.2 河川水温

c地点（船）において測定された水温の内、極く表面近くの2cm、日射が届いている下限である50cm、及び表面の影響がないと考えられる6mの3つの深さについて、水温の日変化を図-11に示す。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、

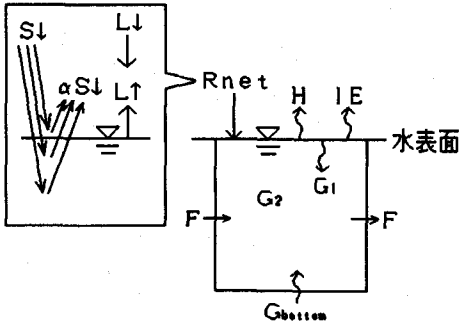


図-8 熱収支の概念図

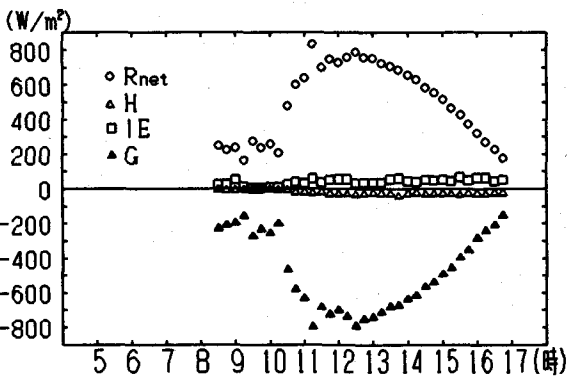


図-9 河川水面上の熱収支の日変化
(R_{net} は水表面に入る場合を正、H、Eは水表面から出る場合を正、Gは水中に入る場合を負とする)

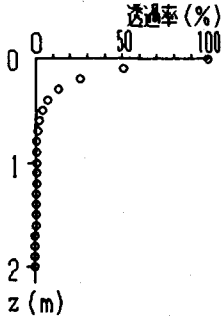


図-10 12時の透過率
(地点c、船)

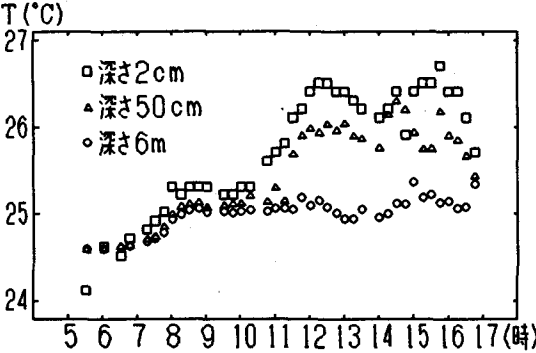


図-11 水温の日変化(地点c、船)

暖かい水がこの地点へ輸送され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。

流れの方向が変わる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。その後は上下層間ではほぼ同じ水温差を保ちつつ、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16時頃から上層の水温は急激に低下してくる。この原因は図-6に見られるように16時頃には水面からの長波放射量 σT_s^4 が入射してくる日射量 $S\downarrow$ を上回るようになり、放射によって水塊は熱を失うようになるからである。熱量を失った上層は急激に冷え、17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-12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-7参照）表面水温は上昇し、温度躍層はこの頃から急激に発達して、13時頃には表面から約4mの深さにまで達している。躍層面は14時頃からはその位置が上昇を始め、16時頃には1~2mの深さの位置になる。

田中・石川⁹⁾によって行われた1987年夏の霞ヶ浦における観測では、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いる。彼らの観測では午後の風速は $4\sim 7\text{m/s}$ であり、今回の観測でみられた風速 4m/s 前後と比較してやや大きい。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-2、3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9時と、流れが殆どない10時及び15時について単位時間当りの貯熱量 Q_T を次式を用いて見積った。

$$Q_T = \int_0^{\text{bottom}} C_w \rho_w \frac{\Delta T}{\Delta t} dz \quad (3)$$

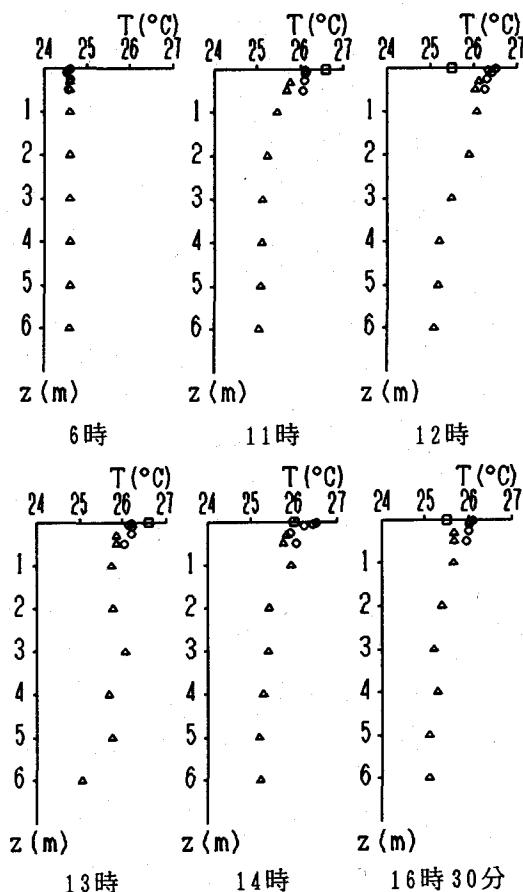


図-12 地点c(船)での水温の鉛直分布
○:フロート観測, △:移動観測

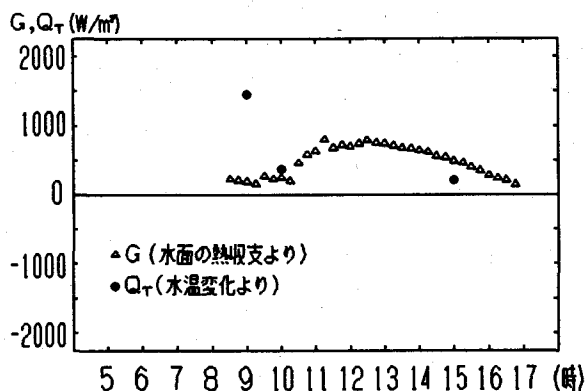


図-13 水温の時間変化より算出した Q_T と
 $R_{net} - H - E$ より算出した G の比較

ここに、 $C_w (=4.186\text{J/gK})$ は水の比熱、 $\rho_w (=1.0\text{g/m}^3)$ 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。この値を水表面での熱収支計算から得られた貯熱量 G (図-9参照) と比較したものが図-13に示されている。 G の値は9時には 200W/m^2 前後であるのに対し、 Q_r の値はこれよりもはるかに大きい。このことは、図-11で見た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暖かい水が運ばれてきたことを示している。一方、10時、15時の Q_r は熱収支から得られた G よりも若干大きいものの、オーダーとしてはほぼ合っている。

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。また、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。

5. 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、水塊の熱収支を明らかにした。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、長波放射の収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 E 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 $E=50\text{W/m}^2$ 、 $H=30\text{W/m}^2$ 程度であり、 800W/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及び水表面の水温上昇に伴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。温度分布は従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 1.4°C であった。

(5) 上記 (D) 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様であることから確かめられた。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、13～14時頃には最も深くなるが、その後は純放射量の減少に伴って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) 武若聡, 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—, 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巻, 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.