

II-235 光の吸収率を考慮した河川水温の形成過程

群馬大学 学生員 塩田 肇久
 群馬大学 正 員 小葉竹 重機
 群馬大学 金子 剛士

1. まえがき

本研究は、佐渡^{1)・2)・3)}やSinokrot等^{4)・5)}が行った従来の研究の成果を利用し、また、実河川における観測も行つて、河川水温の形成過程を明らかにしようとするものであるが、昨年度はとくに、河川流下方向での水温形成について考察を行った。⁶⁾ すなわち、比較的大きな沖積河川では、日射との関係で準一様流と考えた取扱い法が許され、独立変数としては時間のみを考えればよくなるが、溪流あるいは扇状地に出てからあまり流下距離のない小河川では、地形による日射の遮蔽や水深の変化などの影響でこのような取扱いは許されない。本研究はこうした観点から、渡良瀬川の支川である桐生川での観測結果を用いて、河川流下方向での水温形成過程について検討を行おうとするものであるが、今年度はとくに昨年度の検討結果での疑問点について考察を行う。

2. 昨年度の検討結果

図-1は桐生川における観測点の位置関係を示したものである。桐生川ダム（貯水容量1,000万 m^3 ）の直下流を観測始点として、大きな支流の合流点を目安として図のように支川上2カ所、桐生川本川上に8カ所の観測点を設定している。各観測点において水温は、順次上流から下流に下って計測し、1サイクル終わると再び上流に戻るという方式で計測している。流量は簡単な断面計測とプロペラ型流速計によって計測する。また、上記の巡回計測中に、定点観測として大学近くの中里橋観測点で水温、風速、気温、放射収支の計測を経時的に行っている。

図-2は平成6年8月9日の中里橋における観測結果とそれに対する計算結果を示したものである。計算は佐渡らが誘導した熱収支方程式を簡略化した式(1)に基づき行った。

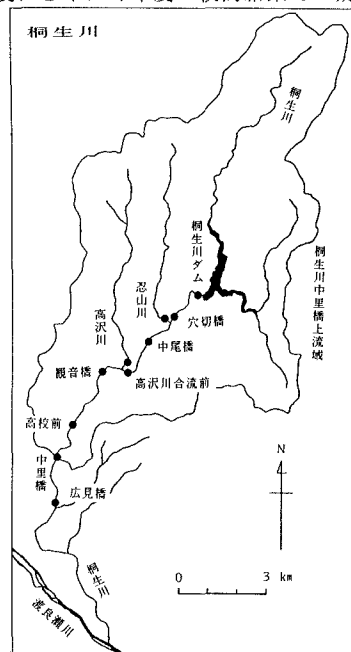
$$\frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} = D \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{H_T}{C_w \rho_w h} \quad (1)$$

$$H_T = R_n + Q_H + Q_E + H_b$$

ここに、 R_n は正味放射、 Q_H は顕熱、 Q_E は潜熱、 H_b は河床伝熱である。図-1 桐生川における観測位置
 いずれも水を温める方向を正としている。計算に当たって河床伝熱量が不明であるので、観測値から毎時間ごとに逆算しこれを平滑化して、改めて河床伝熱量の経時変化として与えた。この河床伝熱量を用いた計算結果が図中の実線であり、河床伝熱を無視して計算した結果が図中の破線である。観測値は黒丸である。このときの与えた河床伝熱量の経時変化を、他の量と共に示したものが図-3である。図中記号なしの実線のみで示した線が河床伝熱であり、午前10時頃から $-180w/m^2$ 程度の値となり、大きな熱量が水塊から河床に向かっていることになる。まだ水温自身があまり高くない時点からこのように大きな熱量が河床に向かうのは不自然であり、今年度はこの点について考察を加えた。

3. 光の吸収率を考慮した検討

光が水に吸収される率 α は、波長 $0.45 \sim 0.52 \mu m$ 付近では $\alpha = (1.5 \sim 2.0) \times 10^{-2} m^{-1}$ であり、水深100mま



で届くが、 $3\mu\text{m}$ 以上の長波長では $\alpha = 10^6\text{m}^{-1}$ 程度であり実質上無限小の厚さの水面で吸収される。⁷⁾

のように光の吸収率は波長で異なるが、エネルギーの大きい短波長の成分が比較的吸収され難いことを考えれば、清水で水深もあまり大きくない河川では日射の全エネルギーが水塊に吸収されてしまうとは考え難い。しかし、従来の河川水温の研究の中では日射は全て吸収されるとして取り扱われている。日射が全て吸収されるとして観測結果から逆算した河床伝熱量が不自然な値となったのはこれが原因であろう。

そこで、ある水塊における日射の吸収率を β として熱収支を描いたものが図-4である。すなわち、まず、入射量 S は水面での反射能 α_1 で反射され残り $(1-\alpha_1) \cdot S$ が水中に入り、このうち $(1-\alpha_1) \cdot S \cdot \beta$ が水中で吸収され、河床には残りの $(1-\alpha_1) \cdot S \cdot (1-\beta)$ が届く。河床面において反射能 α_2 で反射した $\alpha_2 \cdot (1-\alpha_1) \cdot S \cdot (1-\beta)$ が再び水中を透過していき、これに β を乗じた量がその際に水塊に吸収されることとなる。以下、同様の反射・吸収を水面と河床面で繰り返すはずであるが、ここでは以下の繰り返しは無視することにする。吸収率をこのように定義した上で、水温等の観測値からこの β の値を算定してみた。その際に、式(1)において拡散項を無視すると保存型の1階偏微分方程式となることから、これを特性曲線表示したものをを用い、河床への伝熱が小さいと考えられる午前10時頃までの観測値から β を逆算した。その結果、渡良瀬川（足利水質観測所の水温記録と、日射量は工学部構内での我々の観測結果を使用）では6ケースの平均として $\beta = 1.0$ 、桐生川では2ケースの平均として $\beta = 0.82$ を得た。図-4のような β の定義であると、水深が大きくなるほど β の値は大きくなり、ほぼ妥当な値と考えられる。

そこで、 β を0.8として河床伝熱を無視して計算を行った結果が図-5である。図中の実線が計算値、黒丸は観測値である。午後になってから計算値が観測値よりも低い値となるのは、河床からの伝熱を無視しているからである。

4. あとがき

従来河川水温の形成上では考慮されていなかった光の吸収率を考慮することによって、無理なく水温の形成過程を説明することができることがわかった。

参考文献1)佐渡公明：土木学会論文報告集、第330号、1983年3月 2)佐渡公明：水理講演会論文集、第27巻、1983年2月 3)佐渡・中尾：水理講演会論文集、第27巻、1983年2月 4)B.A.Sinokrot and H.G.Stefan：Water Resources Research, Vol.29, No.7, July, 1993 5)B.A.Sinokrot and H.G.Stefan:Journal of Hydraulic Engineering, ASCE, Vol.120, No.6, June, 1994、6)塩田孝久、小葉竹重機：第50回土木学会年次講演会概要集、平成7年9月、7)近藤純正：水環境の気象学、朝倉書店、1994年

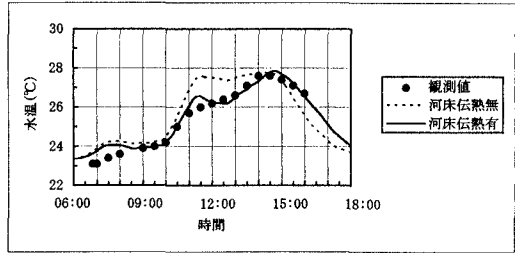


図-2 観測結果と計算結果の比較

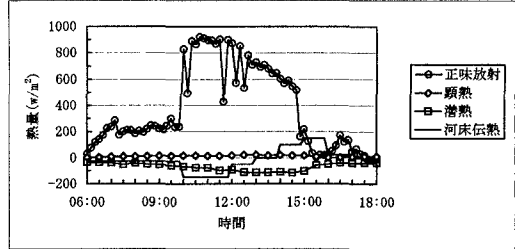


図-3 仮定した河床伝熱量の変化

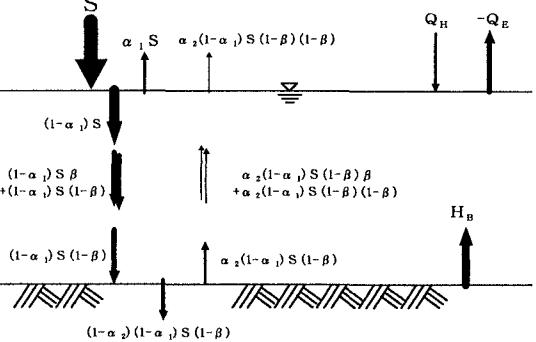


図-4 光の吸収率 β を考慮した熱収支図

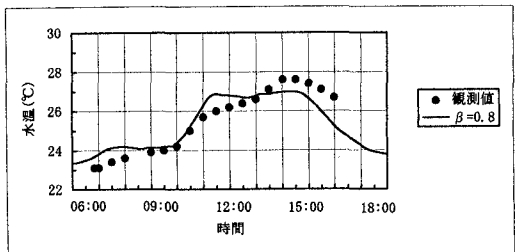


図-5 光の吸収率を考慮した計算結果