

河川水温の形成過程

群馬大学 学生員 塩田孝久 群馬大学 正員 小葉竹重機

1. まえがき

われわれはこれまでに河川が周辺大気環境に及ぼす影響について、観測的・実験的研究を続けてきた。その結果、河川の縦断方向に沿って風が吹く方が、河川の横断方向に風が吹くときよりも空気は冷却され、したがって、周辺への冷却効果も大きいことを見いだした。このことは、水温が周辺大気の冷却効果に大きな影響をもっているということであり、冷却効果を正しく算定するためには、河川水温を正確に把握する必要があることになる。

佐渡は、河川水温の予測と寒冷地河川における結氷日・解氷日の予測を最終目標として、河川水温の形成に関わる全ての要素を取り込んだ熱収支式を導くとともに、実河川における観測も平行して行い、熱収支の時間変化や各要素の割合について先駆的な研究を行っている。^{1)、2)、3)} Sinokrot等^{4)、5)}は佐渡等と同様に河床伝熱量を取り込んだ熱輸送式を導き、観測結果も用いて各要素の大きさ、感度分析などを行っている。

本研究は、こうした従来の研究成果を利用し、また、実河川における観測も行って、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、とくに、河川流下方向での水温形成について力点を置いたものである。すなわち、比較的大きな沖積河川となると日射が直接水面に到達するようになってからの流水の流下時間が長く、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、地形あるいは周囲の植生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ったものである。

2. 実河川における観測

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た。各観測点において水温と流量を計測した。水温は精密型水銀温度計を使用し、流量は簡単な断面計測とプロペラ型流速計によって観測した。観測は一人が順次上流から下流に下って観測した。また、大学近くの中里橋観測点では二人常駐して水温、風速、気温、放射収支の計測を経時的に行った。放射収支は英弘精機(株)製放射収支計を使用した。

観測は平成6年7月29日、8月9日の2回行った。なお、8月9日の観測では前回と流量はほぼ同じ状況であると判断されたので流量計測は行っていない。

3. 観測結果

表-1は7月29日と8月9日の移動観測の結果を示したものである。7月29日は2サイクル、8月9日は3サイクルの観測を行った。支流の水温は低いことが分かる。支流の合流による水温低下は単純な完全混合で説明できた。8月9日の観測を例に、ダムからの距離を横軸にとって、桐生川本川上の水温変化を図化したものが図-2であり、3サイクルを重ねて示している。東側に山があり谷も深い観音橋までは、午前中は流下に従って水温が低下し、水面に日射が

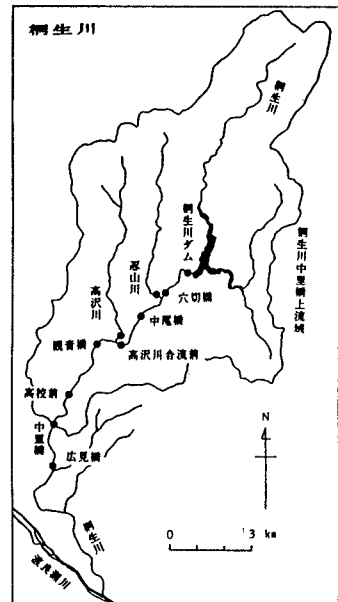


図-1 観測位置図

あるようになってからは、高沢川合流の影響を受ける観音橋を除いて、全川にわたって水温が上昇することがわかる。また、ダム直下流では水温の経時変化が小さいことが分かる。

以上の観測結果に基づき、流水の流下に伴う水温形成について考察を行う。

表-1 観測水温一覧表

観測点	7月29日		8月9日		
	9:45~14:40	15:20~17:00	8:20~10:10	12:40~14:30	14:55~16:40
ダム直下	22.50	23.00	23.80	24.00	24.00
穴切橋	22.70	22.70	23.50	24.50	24.30
(支) 忍山川	20.10	20.50	20.80	22.10	22.50
中尾橋	22.60	22.50	23.10	24.80	24.60
高沢川合流前	22.55	22.70	23.10	25.00	25.00
(支) 高沢川	19.90	20.10	20.90	21.85	21.80
観音橋	22.20	22.50	22.95	24.50	24.40
高校前	23.40	23.10	23.80	26.00	25.20
中里橋	24.60	23.80	24.20	27.60	26.70
広見橋	25.00	24.95	25.50	28.70	27.80

(単位℃)

4. 流下に伴う水温形成

一次元の基礎方程式は次式で与えられる。^{1)、4)}

$$A \partial T / \partial t + \partial(Q \cdot T) / \partial x = \partial(A \cdot D \cdot \partial T / \partial x) / \partial x + B \cdot S / \rho C_p$$

ただし、 $S = S_a + S_s$ 、 $S_a = H_s - H_L - H_e - H_c$

ここに、 A : 河積、 T : 水温、 Q : 流量、 D : 拡散係数、 B : 河幅、 S : 全熱収支量、 ρ : 水の密度、 C_p : 定圧比熱、 S_s : 河床を通じての熱輸送量、 H_s : 太陽からの短波放射量、 H_L : 天空からと地上からの長波放射の収支量、 H_e : 潜熱、 H_c : 顕熱、である。

単位幅当たりで表し、平均流速 U の変化は小さく、 D も一定とすると、上式は次式のように簡略化される。

$$\partial T / \partial t + U \cdot \partial T / \partial x = D \cdot \partial^2 T / \partial x^2 + S / (\rho C_p h)$$

この式に基づいて、定点観測を行った中里橋について経時的な数値計算を行った。その結果を示したものが図-3である。図中黒丸が観測値、破線は河道伝熱量を無視した結果である。河道伝熱を無視すると観測値を説明することができない。河道伝熱を考慮した計算結果が実線である。この計算中の河道伝熱量はまず、破線と観測値の差から必要な河道伝熱量を求め、つぎにこれをスムージングして経時的な河道伝熱量とした。その大きさと波形を示したものが図-4の記号Bである。波形の変化を見ても、河道伝熱量が水温形成に重要な役割を果たしているのがわかる。

5. あとがき

観測結果に基づき空間的に一様流とみなせない河川での水温形成過程を検討した。得られた結果を要約すると以下のようである。

- 1) 山地河川あるいは沖積地に出て間のない河川では空間的にも水温は変化する。もし、本川の水温が高い場合には支流の合流によって水温は低下するが、その見積りは単純な完全混合の計算で十分である。
- 2) 前記のような小河川では、水温形成に日射と潜熱、河床伝熱量が主要な役割を果たす。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

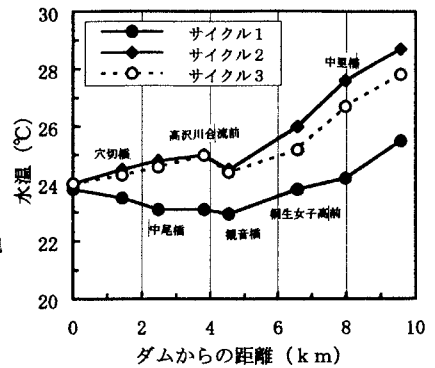


図-2 8/9の3サイクルの観測結果

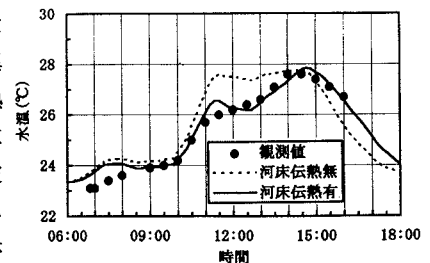


図-3 観測値と計算結果の比較

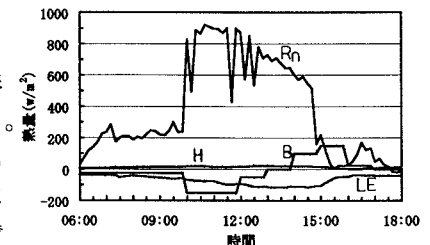


図-4 熱収支の各要素