

II-544

数値計算による河川の大気冷却効果の評価

建設省土木研究所汚泥研究室 正員 平山 孝浩

九州大学工学部建設都市工学科 正員 武若 聡

東京工業大学工学部土木工学科 正員 池田 駿介

1. はじめに

都市の気象環境は周辺郊外地と比較して高温・低湿度であり、この都市に特有の気象はヒートアイランド現象として知られている。このような気象環境の改善を行うには都市域内にある水面・緑地を積極的に利用することが考えられる。著者ら^{1), 2)}は都市内河川の有する大気冷却効果に着目し、夏期に河道内外における気象環境及び熱収支観測を実施し、大気が河川上で冷却されるプロセスならびにこの影響が周辺市街地に到達する状況を詳細に捉えた。本研究では大気の運動を数値的に計算し、大気が河川上で冷却される状況を再現した。計算結果の妥当性は観測された気象データとの比較により確かめた。さらに、温排水・貯水池からの流出水等により河川水温が変化した場合の大気環境の変化を予測した。

2. 数値計算の概要

数値計算では、図-1に示す式系を解いた³⁾。表面で熱収支式を解き θ_s を決定する際には、鉛直方向の運動量・熱・水蒸気量のフラックスを計算し、大気からの短波及び長波放射・表面のアルベド・表面下方へ取り込まれる熱量を観測値を参考にして与えた。表面水蒸気量は、水面では表面温度に対応する飽和水蒸気量の値を与え、高水敷では観測で得られた結果を参考にして与えた。運動量及び熱・水蒸気量に関する粗度高さ z_{0m} 、 z_{0h} は、水面では摩擦速度の関数として算定し、高水敷では観測で得られた結果を参考にして与えた。

3. 計算結果

計算は図-2に示す計算領域内で行った。図中のa1～a4, b, cは著者らが観測を行った地点¹⁾に相当する位置を表している。計算領域上流端の風速、温位及び水蒸気量の鉛直分布を著者らにより得られた14時の観測値¹⁾を参考にして与えた。この他に観測値を参考にして与えた諸量を表-1に示す。水面のアルベドは0.07とした。上端の境界では風速 U の鉛直方向フラックスを0とし、温位、水蒸気量の鉛直方向フラックスを一定とした。下流端の境界では各変数の水平方向の2階微分値を0とした。

図-3にa1～a4における風速、気温、水蒸気量の鉛直分布の計算結果を観測値と共に示す。計算領域が高度60mまでに限られているので、気温と温位の間の換算はしていない。河道内

$$\begin{aligned} \frac{\partial U}{\partial t} + U \frac{\partial U}{\partial x} + W \frac{\partial U}{\partial z} &= -\theta \frac{\partial \pi}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial z} (K_m \frac{\partial U}{\partial z}) \quad (1) \\ \frac{\partial \theta}{\partial t} + U \frac{\partial \theta}{\partial x} + W \frac{\partial \theta}{\partial z} &= \frac{\partial}{\partial z} (K_h \frac{\partial \theta}{\partial z}) \quad (2) \\ \frac{\partial q}{\partial t} + U \frac{\partial q}{\partial x} + W \frac{\partial q}{\partial z} &= \frac{\partial}{\partial z} (K_q \frac{\partial q}{\partial z}) \quad (3) \\ \frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial W}{\partial z} &= 0 \quad (4) \\ \frac{\partial \pi}{\partial z} &= -\frac{g}{\theta} \quad (5) \\ (1-\alpha) S_R \downarrow + L_R \downarrow - \sigma \theta_s^4 &= H + \ell E + G \quad (6) \end{aligned}$$

ここに U, W は風速(水平及び鉛直方向成分)、 θ は温位、 q は水蒸気量、 x, z は水平及び鉛直方向座標、 t は時間、 π はエクスター関数、 K_m, K_h, K_q は運動量、熱、水蒸気量の鉛直方向拡散係数、 g は重力加速度、 $S_R \downarrow, L_R \downarrow$ は大気からの短波及び長波放射、 α は表面のアルベド、 σ はステファン・ボルツマン定数、 θ_s は表面温位、 $H, \ell E$ は顕熱及び潜熱、 G は表面下方に取り込まれる熱量である。

図-1 主な基礎式

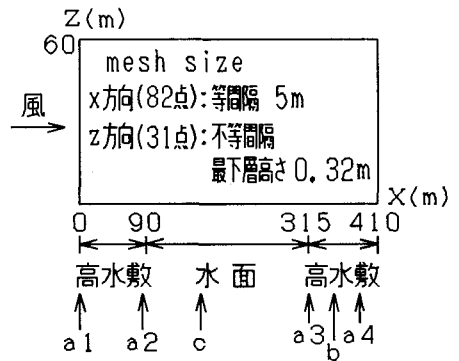


図-2 計算領域

表-1 与えた諸量(14時)

$S_R \downarrow$ (W/m^2)	$L_R \downarrow$ (W/m^2)	高水敷				水面
		α	G (W/m^2)	z_{0m} (m)	表面の 相対湿度(%)	G (W/m^2)
450	400	0.29	10	0.016	62	220

に流入してきた大気下層が高水敷および水面上で加減速する様子が再現されており、観測値と概ね一致している。また、大気が河道内を吹送する間に、下層が冷却され、下層に水蒸気が補給される様子が再現されており、地表面あるいは水面近傍の観測値と概ね一致している。

顕熱 H ・潜熱 E の分布を図-4に示す。潜熱量に若干の差はあるが、観測における測定精度が約 10W/m^2 であることを考慮すると、この計算により高水敷・水面の熱収支が再現されていると判断される。

次に河川水温が変化した場合を想定した計算を行った。前述の計算により算出された平均水表面温度が 30.0°C であったので、水表面温度が $28, 32, 34^\circ\text{C}$ に変化した場合の計算を行った。その結果、風速分布には水表面温度が変化したことによる影響はほとんど見られなかった。よって、風速分布の形成に関しては表面粗度が支配的な要因であると考えられる。また、水表面温度が高くなるにつれて水面での顕熱、潜熱が大きくなった。表-2に水面風下端(a3)及び高水敷風下端(a4)での高さ約 1.3m における気温・相対湿度を示す。水面風下端(a3)では、水表面温度が高くなるにつれて大気の水面上での気温低下が小さくなり、相対湿度が増す。これに対して、高水敷風下端(a4)では水表面温度の上昇あるいは下降に伴う気温及び相対湿度の変化は小さい。これは高水敷の気象学的条件を河川水温の変化とは無関係に観測時の条件と同一として計算を行ったために、大気の下層が下流側の高水敷上を吹送する間に観測時の条件に応じた状態に移行するためである。

4. おわりに

数値的に夏期に大気が都市内河川上で冷却される状況を計算した。その結果、計算された河道内の風速、気温、水蒸気量分布、水面及び高水敷上の顕熱・潜熱量は観測結果と良好に一致した。さらに、高水敷の気象学的条件が河川水温の変化とは無関係とした場合、河川水温の変化に伴う河川上の気象環境の変化は高水敷の存在により緩和されることが示唆された。

- 参考文献 1)武若 他：都市内河川周辺の夏期の熱環境，水工学論文集，Vol. 37，pp.183-188，1993。
2)武若 他：都市内河川による大気冷却効果，土木学会論文集，投稿中，1993。
3)F.Kimura：Heat Flux on Mixtures of Different Land-use Surface；Test of a New Parameterization Scheme，J. Meteor. Soc. Japan，Vol. 67，pp.401-409，1989。

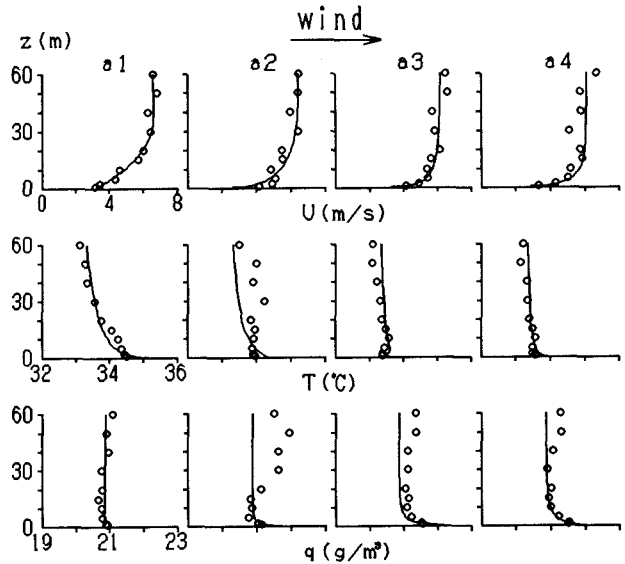


図-3 水平風速、気温、水蒸気量の鉛直分布(○:観測値)

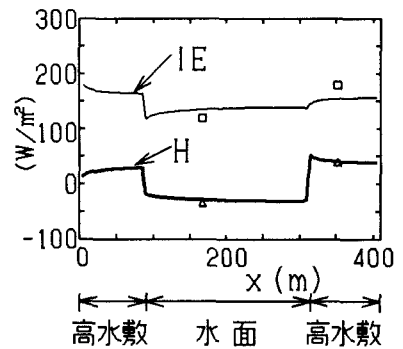


図-4 顕熱 H ・潜熱 E の分布
(△:顕熱の観測値，□:潜熱の観測値)

表-2 高度 1.3m における気温・相対湿度

水表面温度 ($^\circ\text{C}$)	高水敷風上端 (a1)		水面風下端 (a3)		高水敷風下端 (a4)	
	気温 ($^\circ\text{C}$)	相対湿度 (%)	気温 ($^\circ\text{C}$)	相対湿度 (%)	気温 ($^\circ\text{C}$)	相対湿度 (%)
28.0	34.7	53.6	33.4	59.0	33.7	58.3
30.0 (観測時に相当)			33.5	59.1	33.7	58.3
32.0			33.7	59.3	33.8	58.4
34.0			33.8	59.6	33.9	58.5