都市域の汚染大気の大気環境に関する二次元シミュレーション*
(エアロゾルの影響)吉田 篤正^{*1}, 故国 友 孟^{*1}Two-Dimensional Simulation of the Thermal Environment
of a Polluted Urban Atmosphere
(Effects of Aerosol Characteristics)

Asumasa YOSHIDA and Takeshi KUNITOMO

A two-dimensional numerical simulation is carried out for the unsteady heat transfer in a polluted urban boundary layer containing aerosols. The effects of aerosols upon the thermal structure over a region including an urban area are studied synthetically in full consideration of radiative heat transfer. The results indicate a strong interaction among the distribution of air temperature, wind velocity and aerosol concentration in connection with the scattering and absorbing characteristics of aerosols. When the scattering of solar radiation by aerosols is predominant, the air temperature in the urban area drops greatly, and the convergent flow to the urban area becomes weak, causing the aerosol concentration in the urban area to become high. When the absorption of solar radiation is predominant, the convergent flow to the urban area is not weakened. Air temperature drops near the earth surface, but the change in the upper air temperature is small.

Key Words: Environmental Engineering, Numerical Analysis, Thermal Radiation, Aerosol, Urban Atmosphere, Atmospheric Boundary Layer, Environmental Heat Transfer, Solar Radiation, Local Thermal Environment, Air Pollution

1. 緒 言

都市域の気象状態は田園地帯のそれと大きく異なっている。このことは、都市化によって出現した人工的な熱環境によって引き起こされる。これまでにそのメカニズムを解明するため、数値シミュレーションによる研究が行われてきた。たとえば、流体力学モデルによる研究⁽¹⁾、熱収支モデルによる研究⁽²⁾⁽³⁾、両者を併せた複合モデルによる研究^{(4)~(8)}が挙げられる。これらは都市の熱環境を考える際、重要なかぎを握るふく射熱輸送について不十分な取扱いしかしていない。

ふく射熱輸送による影響を考慮した研究としては、Viskanta ら⁽⁹⁾、Welch ら⁽¹⁰⁾などの研究が挙げられる。しかし、これらの論文では、汚染物質の分布とその組成や濃度が現実の汚染大気状態に比べて強調されすぎている。粒子状汚染物質(エアロゾル)については、パラメータの選択に問題があり、都市大気の大気環境に与える影響について十分に解明されていない。

著者らは、これまでふく射の扱いにも十分に考慮を払い、一次元モデルにより都市大気の大気構造の数値シ

ミュレーションを行い、主に熱収支的な観点からエアロゾルの効果についても明らかにしてきた⁽¹¹⁾。本研究では、その結果を踏まえ、流れ場との相互関係にも注目し、二次元数値シミュレーションによりエアロゾルの影響について総合的な検討を行った。

記 号

C : エアロゾルの濃度
 C_s : 地下層の熱容量
 c_p : 定圧比熱
 d : エアロゾルの粒径
 F_c, F_d : 地表面での直達, 散乱日射量
 F_t : 地表面での全天日射量 ($=F_c+F_d$)
 f_c : コリオリ因子
 g : 重力
 K_h, K_z : 水平, 鉛直方向の渦拡散係数
 k : 地下層の熱伝導率
 l : 蒸発熱
 M : 蒸発比
 m_p : エアロゾルの発生源強度
 p, p_0 : 圧力, 標準圧力
 Q_A, Q_R : 地表面での人工熱, ふく射熱
 q, q_a, q_s : 比湿, 接地境界層の上端での比湿, 地表

* 昭和62年3月25日 第2回 ASME-JSME 熱工学合同会議において講演, 原稿受付 昭和63年9月19日。

^{*1} 正員, 京都大学工学部 (〒606 京都市左京区吉田本町)。

面での飽和比湿

R : ふく射による大気の加熱率

R_g : ガス定数

$T, T_s, \Delta T$: 気温, 地下層の温度, 気温差

U_g : 地衡風

u, v, w : 風速 (x, y, z 成分)

x, z : 水平, 鉛直方向の座標

x_u, x_d : 都市中心部からの距離, 都市の幅

z_0 : 粗度

θ : 温位

κ : 地下層の熱拡散率

λ : 波長

ρ : 大気密度

ρ_D : 太陽光に対する地表面の反射率(アルベド)

2. 理論解析

2.1 物理モデル 対象とする系の物理モデルを図1に示す。解析を行う際の条件と仮定を次に示す。

(1) 大気層と地下層は無限平行平板状であり, 二次元的に取扱う。

(2) 対象とする鉛直方向の領域は地下 50 cm~地上 2 000 m とする。地表面から 50 m までを接地境界層(鉛直方向の運動量, 熱, 物質の輸送量が高さによらず一定の層)とする。

(3) 対象とする水平方向の領域は 80 km とする。代表的な都市, 郊外域の幅をそれぞれ 10, 5 km とする。

(4) 局所的な熱平衡が成り立っている。

(5) 雲のない快晴状態を考える。相変化と化学変化はないとする。

(6) ふく射熱輸送を評価する際, 非灰色ふく射性ガス (H_2O , CO_2 , O_3) とエアロゾルを考慮する。エアロゾルに関してはふく射, 吸収と非等方性散乱を考える。

(7) 中緯度を対象とする。

図1 物理モデル(R, S, U は田園, 郊外, 都市を表す)

(8) 大気層では静力学平衡が成り立っている。

Boussinesq 近似を仮定する。

2.2 基礎方程式

(1) 大気境界層 ($50 \leq z \leq 2\,000$ m)

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + w \frac{\partial u}{\partial z} = -c_p \theta \frac{\partial \pi}{\partial x} + f_c v + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z^m \frac{\partial u}{\partial z} \right) + K_n \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} \quad (1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + w \frac{\partial v}{\partial z} = f_c u - f_c u + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z^m \frac{\partial v}{\partial z} \right) + K_n \frac{\partial^2 v}{\partial x^2} \quad (2)$$

$$0 = -c_p \theta \frac{\partial \pi}{\partial z} - g \quad (3)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (4)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + u \frac{\partial \theta}{\partial x} + w \frac{\partial \theta}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z^g \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) + K_n \frac{\partial^2 \theta}{\partial x^2} + R \quad (5)$$

$$\frac{\partial q}{\partial t} + u \frac{\partial q}{\partial x} + w \frac{\partial q}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z^q \frac{\partial q}{\partial z} \right) + K_n \frac{\partial^2 q}{\partial x^2} \quad (6)$$

$$\frac{\partial C}{\partial t} + u \frac{\partial C}{\partial x} + w \frac{\partial C}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z^c \frac{\partial C}{\partial z} \right) + K_n \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} \quad (7)$$

ここで, $\pi = (p/p_0)^{R_g/c_p}$, $\theta = T/\pi$ である。 $K_n = 10^4 \text{ m}^2/\text{s}$ とする。ふく射による加熱率 R は文献(12)より求める。鉛直方向の渦拡散係数 $K_z^m, K_z^g, K_z^q, K_z^c$ は O'Brien の式⁽¹³⁾を用いる。 $K_z^g = K_z^q = K_z^c$ とする。

(2) 接地境界層 ($0 \leq z \leq 50$ m)

この層には Monin-Obukhov の安定度理論⁽¹⁴⁾を適用する。支配方程式は文献(11)に与えられている。

(3) 地下層 ($-50 \leq z \leq 0$ cm)

$$\frac{\partial T_s}{\partial t} = \kappa \frac{\partial^2 T_s}{\partial z^2} \quad (8)$$

境界条件は次のとおりである。

(i) 大気境界層の上端 ($z = 2\,000$ m)

$$u, v, w, \theta, q, C, \pi = \text{const.} \quad (9)$$

ここで $u = U_g, v = w = 0$ とする。

(ii) 地表面 ($z = 0$)

$$u, v, w = 0 \quad (10)$$

$$\rho c_p K_z^g \frac{\partial \theta}{\partial z} + l \rho K_z^q \frac{\partial q}{\partial z} - k \frac{\partial T_s}{\partial z} + Q_R + Q_A = 0 \quad (11)$$

$$q = M q_s + (1 - M) q_a \quad (12)$$

$$K_z^c \frac{\partial C}{\partial z} = -m_p \quad (13)$$

(iii) 地下層 ($z = -50$ cm)

$$T_s = \text{const.} \quad (14)$$

(iv) 水平方向の両端 ($x=0, 80 \text{ km}$)

$$\frac{\partial}{\partial x}(u, v, \theta, \pi, q, C)=0, w=0 \dots\dots\dots (15)$$

ふく射熱流束 Q_R は文献(12)より求める。地表面におけるエアロゾル濃度の境界条件はその発生量 m_p で与えられる⁽⁹⁾。地衡風 U_g が正方向(x のプラス方向)に吹いていれば、 $x=80 \text{ km}$ における式(15)の境界条件は不必要である。接地境界層の上端($z=50 \text{ m}$)では $u, v, w, \theta, \pi, q, C$ は連続である。

2.3 計算手法 式(1)～(8)は差分法(陽解法)を用いて数値解析する。移流項には風上差分、拡散項には中心差分を採用した。変数の配置はスタッガードグリッドによる。鉛直方向の格子間隔は高さ 1000 m 以上では 100 m 、 1000 m 以下では 50 m である。地下層では $2.5 \sim 5 \text{ cm}$ である。水平方向の格子間隔は 2500 m である。時間ステップは鉛直方向の渦拡散係数の大きさにより $5 \sim 60 \text{ s}$ である。計算は $12:00$ (正午)から始め、初期値の影響が無視できる 12 h 後の午前 $0:00$ から 24 h の結果で評価した。計算には FACOM VP-200 を使用し、1日のシミュレーションを行うのに約 25 min (CPU)の計算時間を必要とする。

3. 結果と考察

計算に用いる3領域(田園, 郊外, 都市)のパラメータを表1に示す。なお、地表面のふく射率は 1.0 とする。境界条件は3領域で同じである。

3.1 地表面近傍の気温 図2にエアロゾルが地表面近傍の気温に与える影響を示す。 $\Delta T_{1,p-c}$ は、都市中心部の高さ 1 m において、エアロゾルの影響により低下した気温の大きさを表す。図中の Model 2 はエアロゾルの複素屈折率の値を表す⁽¹²⁾。都市で観測される散乱性の強い典型的なエアロゾルのタイプである。本研究では Model 2 以外に、非都市域で観測される Model 1, 都市の汚染大気中で観測され、太陽ふく射に対する吸収性の強い Model 3 を用いる。また、図中の Case 1～3 はエアロゾルの発生量 m_p のタイプを表す。Case 1, 2 は m_p の値が時刻によらず一定であり、それぞれ $5, 10 \mu\text{g}/\text{m}^2/\text{s}$ である。一方、Case 3 は日中、夜間で m_p の値が異なる場合であり、1日を通してのエアロゾルの発生量は Case 1 と同じである。地衡風 U_g は大規模な気象条件の影響を受けて大気境界層の上端で吹く風である。季節的には、夏より冬の場合のほうがエアロゾルの影響は大きい。これは、冬は夏より太陽高度が低く、光学的厚さが大きいためである。時間的には、夜間はエアロゾルの影響がほとんど認められない。正午前後に最も影響が大きい。エアロゾル

の発生量のタイプ(Case 1～3)を比較すると、Case 1 と Case 3 がほぼ同じ効果を持つ。このことは、エアロゾルの発生量は時刻によって変動するが、1日に発生するエアロゾルの総量を把握すれば、熱環境に与える影響をほぼ知ることが可能であることを示す。以下では、エアロゾルの発生量は時刻によらず一定であるとする。

3.2 気温分布と風速分布 図3(a)～(c)に地衡風 $U_g=0 \text{ m/s}$ の場合の気温と風速分布を示す。 ΔT は都市化の影響受けない地域と比較したときの都市域の気温上昇を意味し、次式で定義される。

$$\Delta T(x_u, z) = T(x, z) - T(0, z) \dots\dots\dots (16)$$

ここで、 $x=x_u+40 \text{ km}$ 。Case 2, 3 はそれぞれエアロゾルの太陽光に対する散乱、吸収が優勢な場合を表している。Case 1 と Case 2 を比較すると、Case 2 のほうが都市域での気温の上昇が小さくなっており、都市へ収束する流れも弱くなっている。Case 2 では、地表面に到達する太陽ふく射がエアロゾルのため減衰し、大気中においてもエアロゾルによる吸収が弱いためである。Case 3 でも、地表面に到達する太陽ふく射は減衰するが、上空でエアロゾルによる吸収がある。そのため、Case 1 と比べて都市の地表面付近の気温は低下しているが、高さ 400 m 付近に気温上昇のピークを持ち、高温域が上空まで延びている。これに対応して、Case 1 と 2 に比べて上昇流も上空まで及んでいる。収束の強さは Case 1 と差がない。

図4にエアロゾルの濃度分布を示す。Model 1 はエ

表1 田園, 郊外, 都市のパラメータ

	Rural	Suburban	Urban
ρ_D	0.20	0.20	0.15
M	0.30	0.20	0.05
z_0 (m)	0.1	0.2	1.0
Q_A (W/m^2)	0.0	10.0	100.0
κ (m^2/s)	3.5	5.0	7.0×10^{-7}
C_S ($\text{J}/\text{m}^3/\text{K}$)	1.75	1.85	2.00×10^6

図2 高さ 1 m の気温に与えるエアロゾルの効果の日変化

図 3 気温分布と風速分布- $U_g=0$ m/s-($\blacksquare$, $\square$ は都市, 田園を表す)

図 4 エアロゾルの濃度分布

図 5 温位の時間変化率とふく射による大気の加熱率の鉛直分布

エアロゾルによる散乱, 吸収がともに弱く, 風速分布は清浄大気の場合とほぼ同じである。Model 2 のエアロゾルの場合は前述のように, 都市へ収束する流れが弱く, 周辺部への拡散が妨げられるため, 都市中心部における濃度が Model 1 と比べると高い, エアロゾルの濃度が高くなれば, 太陽ふく射が減衰し, 都市への収束がさらに弱くなる。このようなフィードバックのため, エアロゾル濃度の高い状態がいったん形成されると解消されにくく, 長時間にわたって高濃度汚染の状態が持続される可能性が高い。

図 5 に気温(温位)場の形成への大気中のふく射熱交換の寄与を示す。式(5)の温位変化率 $\partial\theta/\partial t$ とふく射による加熱率 R を比較すれば, 都市の汚染大気ではふく射熱輸送が大きく, 移流と拡散による熱輸送に比べて無視できないことがわかる。都市の汚染大気と清浄大気ではふく射熱交換の寄与に大きな違いがあるが, 温位変化率 $\partial\theta/\partial t$ の差は小さい。都市内外の温位

変化率の差は 400~800 m の大気層で大きく, 境界層の発達に大きな差が認められる。

図 6(a), (b) に弱い地衡風が吹いている場合($U_g=1$ m/s) の気温と風速分布を示す。Case 2(汚染大気)では Case 1(清浄大気)に比べて, 都市部の上昇気流が弱く, Case 1 で認められる都市の風下側の弱い循環流が消滅している。このため, 都市部の高温域が都市の風下側へ延びている。エアロゾルの濃度分布も都市の風下側にも高濃度層が広がる。これらの現象は, 大気の安定度の高い夜間から午前中の早い時間帯にかけて都市部に出現するエアロゾルの高濃度層の影響で, 都市の気温の上昇が抑えられるために起こる。

3.3 地表面に到達する日射量 図 7 にエアロゾルの粒径と複素屈折率の影響を示す。ここで, エアロゾルの体積濃度は粒径によらず等しい。直達成分 F_d

(a) Case 1

(b) Case 2

図6 気温分布と風速分布- $U_g=1$ m/s-($\blacksquare$, $\hatchedbox$ は都市, 田園を表す)

図7 エアロゾルの粒径の効果

と散乱成分 F_d を比較すれば, Model 2 は粒径の大きい場合散乱が優勢であり, Model 3 は全般に吸収が優勢であることがわかる. 全天日射量 $F_t (= F_c + F_d)$ は Model 2, 3 とともに, 粒径が $0.4-0.6 \mu\text{m}$ で最も少なくなる. それ以上の粒径では粒径の増加とともに F_t はやや大きくなる. 地表面近傍の気温の低下と全天日射量の減少にはよい対応が見られる.

図8に地表面に到達する太陽ふく射のスペクトル分布を示す. 汚染大気中のエアロゾルによる減衰は可視域で大きく, 直達成分のスペクトル F_{ca} のピークは長波長側へシフトしている. しかし, 散乱成分も含めた太陽ふく射のスペクトル分布 F_{ta} にそれほど変化は見られない.

図9にエアロゾルの発生量 m_p の影響を示す. 図9から明らかなように, m_p が大きくなるにつれて全天日射量は減少するが, それは主に直達日射量の減少による. 散乱日射量は m_p が $2.5 \mu\text{g}/\text{m}^2/\text{s}$ 以下では増加するが, それ以上ではやや減少する程度である. エアロゾルの影響による地表面近傍の気温の低下の大きさ

図8 太陽ふく射のスペクトル分布

図9 エアロゾルの発生源強度の効果

は全天日射量の減少割合にほぼ比例すると言える.

3.4 都市規模と都市域の気温上昇の関係 図10に都市の幅 x_d と都市中心部の気温上昇の関係を示す. ここで, $\Delta T_{10,U-R}$, $\Delta T_{500,U-R}$ はそれぞれ, $z=10$, 500 m における都市中心部と都市の熱的な影響が及ばない周辺の田園地帯との気温差を表す. 都市規模と都市域の気温上昇の関係についてはこれまでに統計に基づく研究が行われてきた. Oke の報告⁽¹⁵⁾ によると, 最大のヒートアイランドの強さ, すなわち都市と田園

図 10 都市の規模と気温の関係 (Case 1: 清浄大気, Case 2: 汚染大気 [Model 3, $d=0.4 \mu\text{m}$, $m_p=2.5 \mu\text{g}/\text{m}^2/\text{s}$])

との最大気温差 $\Delta T_{U-R,\max}$ は $\log P$ (P は人口) に比例する。二次元モデルを考える場合には $\log P$ は $\log x_d$ に置き換えることができる。ヒートアイランドの強さが最大となる日の出直前, 午前 7:00 において $\Delta T_{10,U-R} \propto \log x_d$ の関係が認められる。エアロゾルの影響の現れる日中においても清浄大気 (Case 1), 汚染大気 (Case 2) と $\Delta T_{10,U-R}$ と $\log x_d$ の比例関係がほぼ認められる。しかし, 都市規模の影響の受けやすさは, 汚染大気のほうが小さくなっている。これはエアロゾルの濃度が都市規模が大きくなるにつれて高くなり, その影響による気温の低下が大きくなるためである。 $z=500 \text{ m}$ においても $\Delta T_{500,U-R}$ と $\log x_d$ の比例関係がほぼ認められる。都市上空ではエアロゾルの太陽光の吸収があるため, Case 1 と Case 2 の差が $z=10 \text{ m}$ の場合に比べて小さくなっている。 $x_d=5 \text{ km}$ 付近では Case 1 と Case 2 のラインが交差しており, 条件によっては, 都市上空では汚染大気のほうが, 都市と田園との気温差が大きくなることを示唆している。

4. 結 言

都市で発生するエアロゾルが, 都市域の大気環境に与

える影響を知るために, 二次元シミュレーションを行った。その結果, 以下のことが明らかになった。

(1) 日中, 境界層の上端を吹く風がない条件では, 散乱が優勢なエアロゾルの場合, 都市への収束が弱くなり, エアロゾル濃度の高い状態が維持され, 気温も全般に低下する。吸収が優勢なエアロゾルの場合, 都市への収束はそれほど弱くならず, 気温は地表面近くでは低下するが, 上空では逆に高くなる場合もある。

(2) 境界層の上端を吹く風が弱い条件では, 都市の風下側に弱い循環が生じる。しかし, エアロゾルの影響が強い場合には, この循環は形成されない。

(3) エアロゾルの影響による全天日射量の減少割合と地表面付近の気温低下の間にはよい対応関係がある。

(4) 都市規模 x_d と都市と田園との気温差 ΔT_{U-R} の間には, エアロゾルの影響の有無にかかわらず, $\Delta T_{U-R} \propto \log x_d$ の関係が認められる。

文 献

- (1) Kimura, R., *J. Meteor. Soc. Jpn.*, **53**(1975), 440.
- (2) Myrup, L. O., *J. Appl. Meteor.*, **8**(1969), 908.
- (3) Atwater, M. A., *Boundary-Layer Meteor.*, **3**(1972), 229.
- (4) Gutman, D. P. and Torrance, K. E., *Boundary-Layer Meteor.*, **9**(1975), 217.
- (5) Bornstein, R. D., *J. Appl. Meteor.*, **14**(1975), 1459.
- (6) Sawai, T., *J. Meteor. Soc. Jpn.*, **56**(1978), 159.
- (7) Vukovich, F. M. and King, W. J., *J. Appl. Meteor.*, **19**(1980), 761.
- (8) Saitoh, T. and Fukuda, K., *Bull. JSME*, **28**(1985), 101.
- (9) Viskanta, R., ほか 2 名, *J. Atmos. Sci.*, **34**(1977), 1091.
- (10) Welch, R. M., ほか 2 名, *Tellus*, **30**(1978), 136.
- (11) Yoshida, A. and Kunitomo, T., *Int. J. Heat Mass Transf.*, **29**(1986), 1041.
- (12) Yoshida, A. and Kunitomo, T., *Bull. JSME*, **26**(1983), 1929.
- (13) O'Brien, J., *J. Atmos. Sci.*, **27**(1970), 1213.
- (14) Monin, A. S. and Obukhov, A. M., Tr., *Akad. Nauk SSSR Geofiz. Inst.*, No.24(1954), 163.
- (15) Oke, T. R., *Atmos. Environ.*, **7**(1973), 769.