

## 複数の都市で発達する局地風循環によるエネルギー輸送

大橋唯太\*・木田秀次\*\*

\* 京都大学大学院理学研究科(現:独立行政法人 産業技術総合研究所)

\*\*京都大学大学院理学研究科

### 要旨

複数の都市域を有する地域で形成される局地風循環のエネルギー輸送の特性について、京阪地域を対象にして調べた。大気汚染常時監視局データの解析から、局地風循環が発達する好天静穏日には、大阪市や京都市の都市集中地帯よりもその間に位置する郊外（吹田市・枚方市等）の方が、日中の大気の乾燥化が顕著であることが明らかとなった。このことは、従来から指摘されている、都市域が郊外よりも乾燥傾向にある事実とは反する結果である。この要因を解明する為に、メソスケール大気モデルを用いて、地形配置を理想化（2つの正方形都市とそれらを囲む台地）して与えた状況で数値実験を行なった。その結果、ヒートアイランド循環による潜熱エネルギーの輸送がそのことに大きく関与していることがわかった。郊外の乾燥化の程度は、都市間距離に依存しており、京阪地域はその乾燥化が顕著に現れる都市配置となっていることが指摘された。

キーワード：京阪地域、数値実験、局地風循環、熱エネルギー輸送、都市効果

### 1. はじめに

大阪平野北部には、海岸に隣接した大阪市、そこから約20 km離れた内陸に京都市という2つの都市集中地域を有している。大阪市約260万、京都市約146万の人口から考えても、昼夜を問わず活発な人間活動が予想される。都市域はその周辺の郊外に比べて、気候学的に見ても気温が数℃程度は高く維持されており、このことはヒートアイランド現象として昔から認識されている。これは、地表面を構成する物性の違いから、地表面熱収支のエネルギー分配が都市域と郊外で異なること(例えば Oke 1988)、都市域では人工排熱が存在すること等に起因する。この都市特有のヒートアイランド現象は、その場の海陸風や山谷風といった局地循環現象、さらには大気汚染の状態に大きな影響を及ぼすことが、Yoshikado (1992) による関東平野を対象にした研究で示されている。一方、冒頭で述べた大阪平野北部においても、Ohashi and Kida (2001) の観測から、都市域の存在による海風循環構造の変形が指摘されている。

このような局地循環の変形・変質構造は、種々の局地循環同士の相互作用によってもたらされるものとして理解がされてきている(例えば Yoshikado, 1992; Ohashi and Kida, 2002b)。その種々の局地循環としては、熱的生成現象である海陸風・山谷風・ヒートアイランド循環を挙げることができる。本研究では、京阪地域で現れる種々の局地循環がもたらしている効果について、エネルギー・物質輸送の観点から理解を深め、特に地形配置(都市域・山地)との関連性について議論を行なっていく。

### 2. 地上比湿の時空間分布

京阪地域で展開されている大気汚染常時監視局で得られた地上気象観測データの解析から、京阪地域の日中の水蒸気分布には特異性があることが明らかとなった。Fig.1 は、1992年から1996年の5年間ににおける7・8月のうち、好天静穏日として抽出された日の平均地上水蒸気圧を描いたものである。この図を見てもわかるように、大阪湾に隣接した大

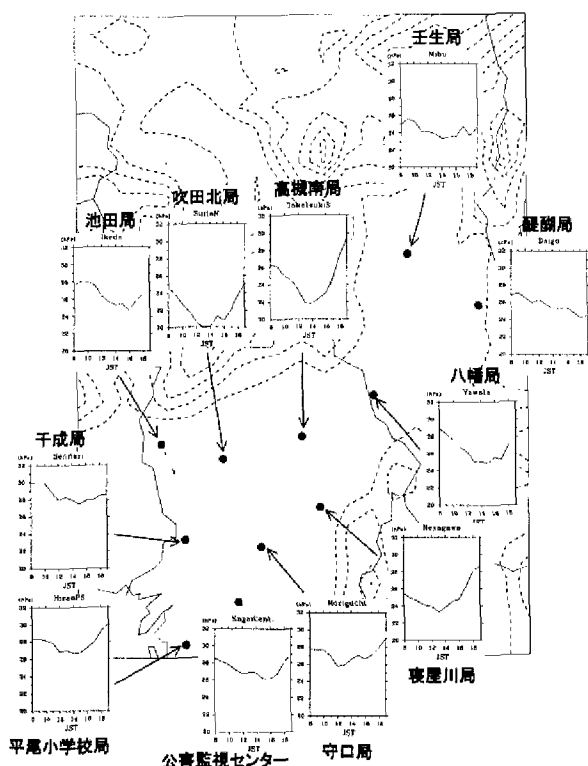


Fig. 1 Temporal variations of the mean water vapor pressure under calm conditions, at some observational sites in Osaka plain (x-axis: time 0800~1900 JST, y-axis: water vapor pressure 20~32 hPa).

阪市や、内陸の京都市といった大都市地域よりも、それらの間に位置する大阪府吹田市・高槻市、京都府八幡市といった郊外の方が水蒸気圧の日中の低下が著しく、日較差も大きい。これは、従来から言われている、日中の地表面熱収支から考えた都市域の方が郊外よりも大気が乾燥する傾向(例えば Oke 1988)とは逆であると言える。

Fig.2 に示す京阪地域の海・都市・山地を、Fig.3 のように理想化した配置で与えた数値実験を、3次元メソスケール大気モデル (Ohashi and Kida 2002a) を用いて行なった。モデルの詳細な部分は、Ohashi and Kida (2002a)、大橋・木田 (2000, 2001) に譲る。非圧縮性流体・静水圧平衡を仮定した方程式系を用いており、水平格子間隔は2 km, subgridスケール乱流は E-ε モデルを採用している。また、地表面温度は地表面熱収支式より計算される(土壌も大気と同様、多層モデル)。乱流フラックス等、地表面過程の計算については付録で述べておく。

Fig.4 は、その計算結果 (1330 LST) を示したものである。都市間距離 ΔX (都市域の中心点からの距離として定義) は、大阪・京都を想定して 40 km とした。計算された地上比湿の分布からも、都市域の間に位置する郊外上で最も大気が乾燥する様子が再現されている。このことから、京阪地域では都市域よりも郊外の方が日中の乾燥化が顕著になることが、何らかの過程を経てもたらされていることが考えられる。

### 3. 郊外乾燥化の機構

郊外の乾燥化がもたらされる機構に関して、数値実験から解明を試みた。海岸に隣接する都市域(以後、都市 A と呼称)・郊外(以後、都市間郊外と呼称)・内陸の都市域(以後、都市 B と呼称)の、あるグリッドでの大気カラム(モデル上端までを意味する)における潜熱収支を計算してみた。その結果、0600 LST から時間積分した地表面からの潜熱供給量は、1300 LST には郊外が都市域の2~3倍であるのに対して、大気カラムの潜熱蓄積量は都市域ではその符号がプラス、即ち潜熱エネルギーの蓄積が存在している一方、郊外では逆にマイナスの符号、即ち潜熱エネルギーの散逸を表していた。このことから、地表面熱収支だけから見れば、第1章で既述した従来から言われている都市域と郊外の乾燥関係に合致しているが、京阪地域では移流の効果が支配的である為に、地表面での潜熱エネルギーの交換よりもむしろ移流によって地上付近の水蒸気分布がほぼ決定されていると言える。

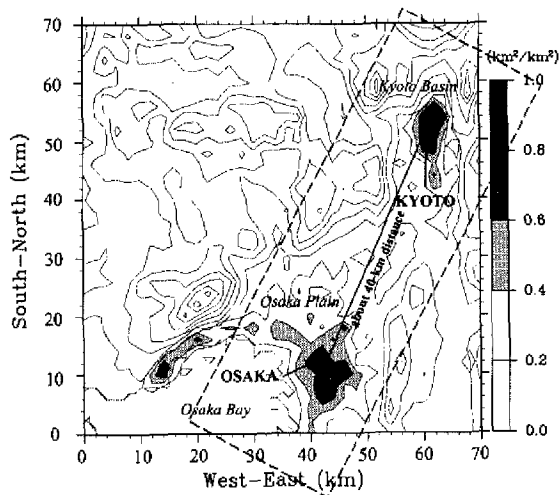


Fig. 2 Map of the Osaka plain and the surrounding area. The contours indicate every 100m above sea level. The tones indicate the covering rate of the big and tall buildings (c.g., skyscrapers, high-rise apartment complexes, etc.). The dashed rectangle means the objective region idealized for the numerical experiments.

Fig.5 に、都市 A・都市間郊外・都市 B を代表するグリッドで計算された地上比湿の時間変化を示す。標準実験 (a) を見ても明らかなように、都市間郊外のみで、正午過ぎに顕著な比湿低下が生じている。この標準実験から都市 A・B を取り除いた実験 (b) を行なったところ、都市間郊外でのそ

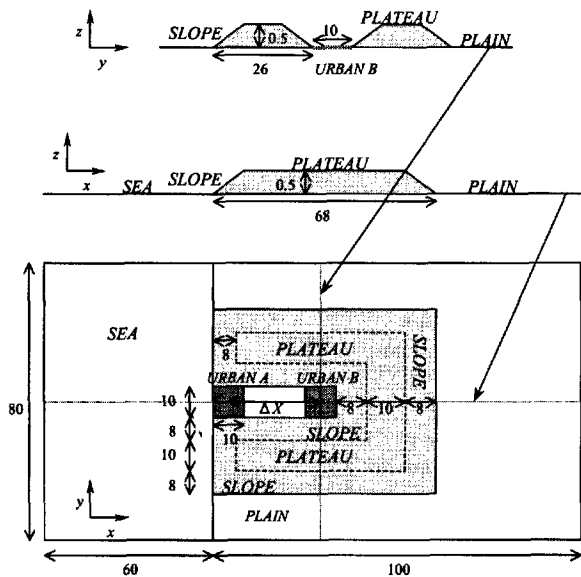


Fig. 3 The configuration of the model domain. The dark and light tones indicate the urban and mountain areas, respectively. Numerals denote the km unit.  $\Delta X$  means the distance between the centers of the two urban areas.

のような低下は緩和された一方、内陸の都市 B で大きな比湿低下が現れた。このことから、都市の存在が都市間郊外の乾燥化、逆に都市 B の湿潤化を引き起こしていることがわかる。都市が存在することによって、ヒートアイランド循環が両都市域上で形成され（図省略）、都市間郊外では地上付近で水蒸気を水平発散させ、その補償として上層の乾燥空気を流入させるような循環場を作り（Ohashi and Kida 2002a）。一方の都市 B 上では、逆に水蒸気収束を作り出している。標準実験から山地を取り除いて平坦地形にした実験 (c) を行なった場合でも、都市間郊外の乾燥化が緩和されている。山地領域では谷風循環が形成されており、地上付近で水蒸気の水平発散、その補償として上層の乾燥空気を取り込む循環場が、山地で囲まれた平野スケールで生み出されようとする。従って都市間郊外では、ヒートアイランド循環と谷風循環の両方が乾燥化を招いていることになる。このことが乾燥現象の顕在化を引き起こす原因となっているものと考えられる。今まで述べてきた地上付近での水蒸気輸送について、Fig.6 に模式図としてまとめておく。

#### 4. エネルギー輸送と地形配置の関係

都市間郊外での乾燥化現象の程度は、海岸都市と内陸都市の間の距離に依存しており、かつ非常に興味深い特徴を示すことがわかった。Fig.7 に 0600 LST からの潜熱エネルギー蓄積量の最小値（即ち乾燥化の程度を意味する）と都市間距離  $\Delta X$  の関係を図示する。その位置は都市間郊外を中心地点であり、蓄積量はそのグリッド上を鉛直方向に積分した大気カラム量として定義する：

$$Q_{LH}(t) = \lambda \rho \int_{z_g}^{z_t} [q(z,t) - q_{gh}(z)] dz \quad (1)$$

( $\lambda$  : 水の気化潜熱,  $\rho$  : 空気密度,  $q$  : 比湿,  
 $z_g$  : 地表面高度,  $z_t$  : モデル上端高度,  $t$  : 時刻,  $z$  : 高度)

$\Delta X$  は 16~64 km まで変化させた。標準実験 (—●—) では、 $\Delta X = 48$  km の時に最も乾燥化が顕著になり、それよりも  $\Delta X$  が大きくなると乾燥化は緩んでいく。一方で標準実験から都市を取り除いた実験 (—▲—) では、乾燥化の都市間距離に対するそのようなピークを持ってはおらず、 $\Delta X = 64$  km まで漸増傾向を示している。このことから、そのピークはヒートアイランド循環に起因するものと考えられ、 $\Delta X$  が 48 km よりも大きくなると、ヒートアイランド循環による乾燥化の影響が及ばなくなっているものと推測される。つまり、 $\Delta X$  が大きくなることで、海風循環と都市 A で発達したヒートアイランド循環が内陸に移動してその位置にまで到達するのに時間がかかり、到達した頃には既にヒートアイランド循環が衰退段階に入っていることが主要因と考えられる。都市効果を表す、標準実験と都市なし実験の結果の差（実線）を見てわかるように、 $\Delta X$  が 32~48 km の時に都市の存在によ

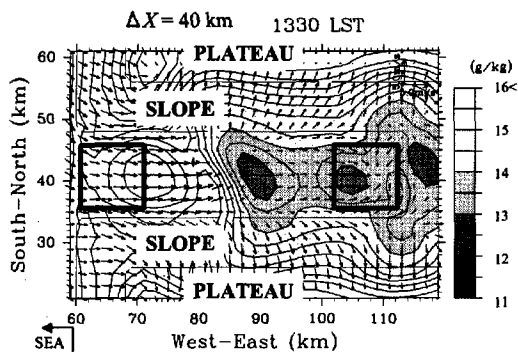


Fig. 4 Horizontal distributions of the wind vector and specific humidity (tones and contours) near the surface at 1330 LST. The solid squares indicate the urban area. The contour interval is 0.5 g/kg.

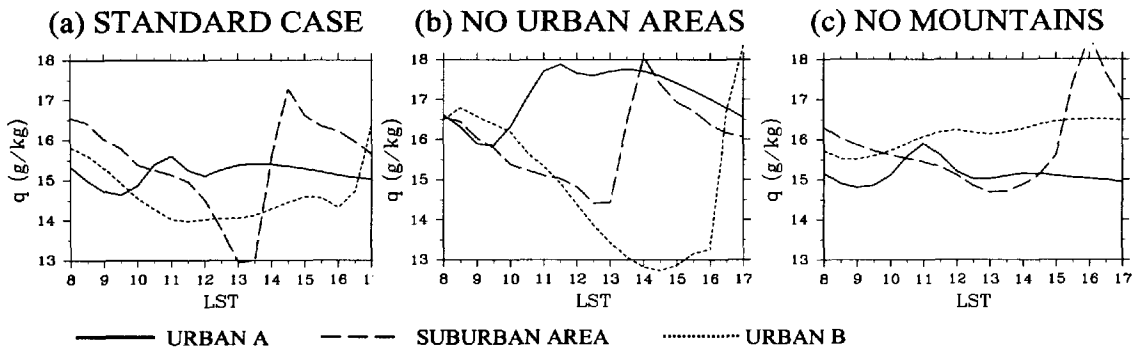


Fig. 5 Temporal variations of the specific humidity near the surface (20 m) for (a) the standard case ( $\Delta X=40$  km), (b) the case where the urban areas are removed from the standard case, and (c) the case where the mountains are removed from the standard case. The solid, dashed, and dotted lines indicate the specific humidity within the coastal urban area ( $x=68$  km,  $y=42$  km), the suburban area ( $x=88$  km,  $y=42$  km), and the inland urban area ( $x=112$  km,  $y=42$  km), respectively.

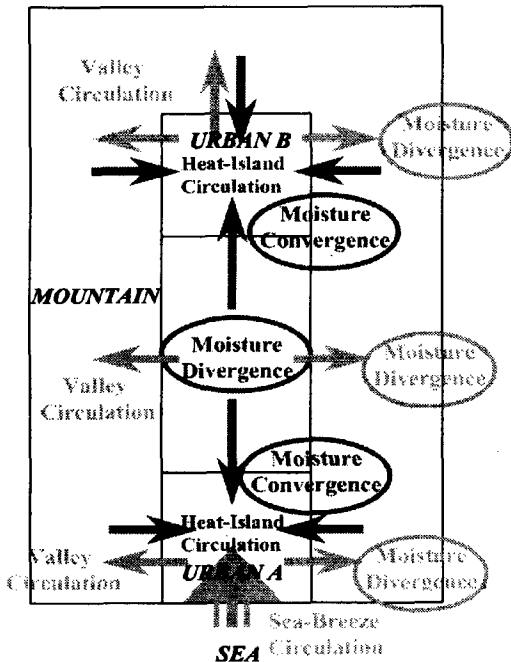


Fig. 6 Conceptual diagram of the moisture transport near the surface.

でもたらされる乾燥化が最も大きい。従って、京阪地域は、日中発達する局地循環が大気を乾燥させるのに最も都合が良い都市配置 ( $\Delta X=40$  km) と言うことができる。

一方、顕熱エネルギーの蓄積と都市間距離の関係は、上述の潜熱エネルギーの場合と異なっている (Fig.8)。標準実験、都市を取り除いた実験ともに、 $\Delta X$  が大きくなるにつれて郊外での顕熱蓄積量も漸増していく。これは、 $\Delta X$  が大きいと海風の到達時刻が遅れることによって、顕熱蓄積の継続時間が長くなることに起因する。潜熱の場合と同様、標準実験と都市を取り除いた実験の結果の差を取って、都市効果を調べてみると、都市間距離が近い程その効果は最も大きく、遠い程小さくなっていくことがわかった。このことは、都市域に近い程、都市起源の顕熱エネルギーの影響を強く受ける結果と推測できる。

## 5. おわりに

京阪地域でも、従来から指摘されている「都市域の方が郊外よりも乾燥する傾向にある」という特徴は、地表面熱収支の鉛直1次元だけから見れば成立する。しかしながら、この地域では特に山地や都市配置に伴う局地循環の影響を強く受けており、地表面での熱交換の効果を大きく越えた熱エネルギーの授受が移流によって行われていることがわかった。京阪地域の場合、都市間郊外上で谷風循環の下降流とヒートアイランド循環のそれが重合した形で現れ、郊外の乾燥化に大きな役割を果たしていることがわかった。また、この乾燥化の程度は都市間距離に依存し、京阪地域の都市配置が、大気の乾燥化に最も都合良い状況になっていることも明らかとなった。

謝辞

本研究の遂行に際し、京都市・京都府・大阪府・大阪市の  
大気汚染常時監視局、並びに気象庁からデータを提供して  
頂きました。また、神戸商船大学・海洋機械工学講座・海洋  
情報科学研究室 (<http://misa.kaiyou.kshosen.ac.jp/>) から海  
面温度のデータ提供をして頂きました。この場を借りて深謝  
致します。

参考文献

大橋唯太・木田秀次 (2000): 京阪神地域の海陸風・山谷  
風の数値シミュレーションについて—都市と山地の効果  
について—, 京都大学防災研究所年報, Vol. 43B-1, pp.  
249—257.

大橋唯太・木田秀次 (2001): 京阪地域の局地循環による  
熱・水蒸気輸送について, 京都大学防災研究所年報,  
Vol. 44B-1, pp. 113—120.

Beljaars, A. C. M. and A. A. M. Holtslag, 1991:  
Flux parameterization over land surface for atmospheric  
models. *J. Appl. Meteor.*, Vol. 30, pp. 327—341.

Dyer, A. J., 1974: A review of flux-profile relationships.  
*Bound. -Layer Meteor.*, Vol. 7, pp. 363—372.

Klemp, J. B., and D. K. Lilly, 1978: Numerical  
simulation of hydrostatic mountain waves. *J. Atmos.  
Sci.*, Vol. 35, pp. 78—107.

Kondo, J., 1976: Heat balance of the East China Sea during  
the air mass transformation experiment. *J. Meteor. Soc.  
Japan*, Vol. 54, pp. 382—398.

Lee, H. N., 1997: Improvement of surface flux calculation  
in the atmospheric surface layer. *J. Appl. Meteor.*, Vol.  
36, pp. 1416—1423.

Louis, J. F., 1979: A parametric model of vertical eddy  
fluxes in the atmosphere. *Bound. -Layer Meteor.*, Vol.  
17, pp. 187—202.

Mascart, P., J. Noilhan, and H. Giordani, 1995: A  
modified parameterization of flux-profile relationships in  
the surface layer using different roughness length values for  
heat and momentum. *Bound. -Layer Meteor.*, Vol. 72,  
pp. 331—344.

Miller, M. J., and A. J. Thorpe, 1981: Radiation  
conditions for the lateral boundaries of limited-area  
numerical models. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*,  
Vol. 107, pp. 615—628.

Oke, T. R., 1988: The urban energy balance. *Prog. Phy.  
Geog.*, Vol. 12, pp. 471—508.

Ohashi, Y. and H. Kida, 2001: Observational results of the

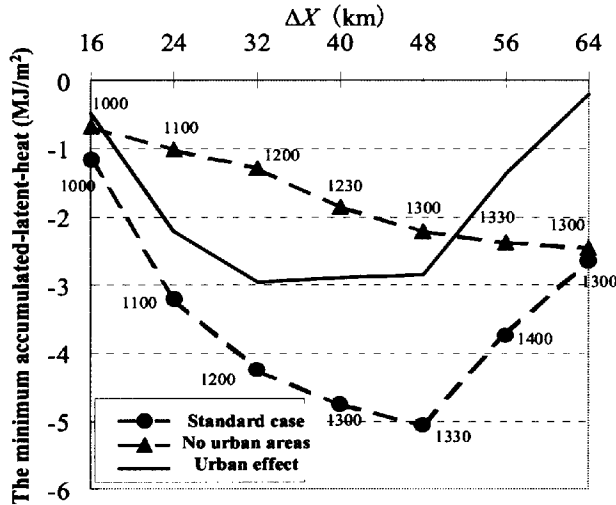


Fig. 7 Temporal variations of the minimum value of the accumulated latent-heat (from 0600 LST) for the standard case (—●—) and the case with no urban areas (—▲—) at the midpoint of the suburban area between the two urban areas (this point for the no urban case is the same as that of the standard case). The solid line denotes the difference of the two cases, that is, means the urban effect. The numerals stand for the time of the minimum accumulated-latent-heat (LST).

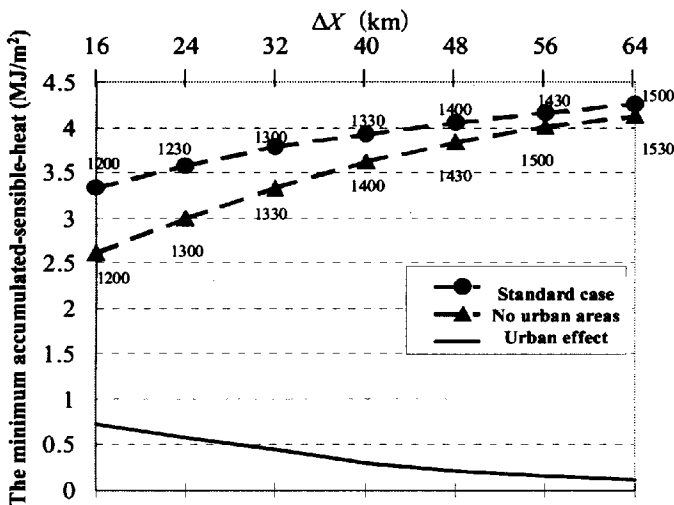


Fig. 8 The same as Fig. 7, but for the maximum value of the accumulated-sensible-heat.

sea breeze with a weak wind region over the northern Osaka urban area. *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 79, pp. 949–955.

Ohashi, Y. and H. Kida, 2002a: Local circulations developed in the vicinity of both coastal and inland urban areas: A numerical study with a mesoscale atmospheric model. *J. Appl. Meteor.*, Vol. 41, pp. 30–45.

Ohashi, Y. and H. Kida, 2002b: Numerical experiments on the weak-wind region formed ahead of the sea-breeze front. *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 80, in press.

Uno, I., X.-M. CAI, D. G. Steyn, and S. Emori, 1995: A simple extension of the Louis method for rough surface layer modeling. *Bound. -Layer Meteor.*, Vol. 76, pp. 395–409.

Yoshikado, H., 1992: Numerical study of the daytime urban effect and its interaction with the sea breeze. *J. Appl. Meteor.*, Vol. 31, pp. 1146–1164.

## 付録

支配方程式系に対しての大気層の下部境界条件として、運動量フラックス  $\tau$ 、顕熱フラックス  $SH$ 、潜熱フラックス  $LH$  が計算される。

$$\frac{\tau}{\rho} = -C_M U_a^2 \quad (A1)$$

$$\frac{SH}{c_p \rho} = -C_H U_a (T_a - T_s) \quad (A2)$$

$$\frac{LH}{\lambda \rho} = -C_H \beta U_a (q_a - q_s) \quad (A3)$$

( $\rho$ : 空気密度,  $c_p$ : 空気の定圧比熱,  $\lambda$ : 水の気化潜熱,  $\beta$ : 土壌の蒸発効率)

$U_a, T_a, q_a$  はそれぞれ、大気最下層格子でのスカラー風速、温度、比湿を示し、また  $q_s$  は地表面温度  $T_s$  での飽和比湿を表す。

運動量バルク交換係数  $C_M$  と熱・水蒸気バルク輸送係数  $C_H$  (熱と水蒸気は等しいと仮定している) は

$$C_M = \frac{k^2}{\left[ \ln \left( \frac{x_3}{z_0} \right) - \psi_M \left( \frac{x_3}{L}, \frac{z_0}{L} \right) \right]^2} \quad (A4)$$

$$C_H = \frac{k^2}{\left[ \ln \left( \frac{x_3}{z_0} \right) - \psi_M \left( \frac{x_3}{L}, \frac{z_0}{L} \right) \right] \left[ \ln \left( \frac{x_3}{z_0} \right) - \psi_H \left( \frac{x_3}{L}, \frac{z_0}{L} \right) \right]} \quad (A5)$$

( $k$ : Von Karman 定数 = 0.4,  $z_0$ : 粗度長,  $L$ : Monin-Obukhov

の長さスケール,  $x_3$ : 大気モデル第1層高度,  $z_0$ : 粗度長)

で与えられる。積分普遍関数  $\psi_M$  と  $\psi_H$  は、大気の成層状態が安定である時には Beljaars and Holtslag (1991)、不安定時は Dyer (1974) の式を使用している。

不安定時:

$$\psi_M(\zeta) = \ln \left[ \left( \frac{1 + \phi_m^{-1}}{2} \right)^2 \left( \frac{1 + \phi_m^{-2}}{2} \right) \right] - 2 \arctan(\phi_m^{-1}) + \frac{\pi}{2} \quad (A6)$$

$$\psi_H(\zeta) = \ln \left[ \left( \frac{1 + \phi_h^{-1}}{2} \right)^2 \right] \quad (A7)$$

ここで、 $\phi_m$  と  $\phi_h$  は普遍関数であり、以下のように与えられる。

$$\phi_m = (1 - 16\zeta)^{-1/4} \quad (A8)$$

$$\phi_h = (1 - 16\zeta)^{-1/2} \quad (A9)$$

安定時:

$$\psi_M(\zeta) = - \left[ a\zeta + b \left( \zeta - \frac{c}{d} \right) \exp(-d\zeta) + \frac{bc}{d} \right] \quad (A10)$$

$$\psi_H(\zeta) = - \left[ \left( 1 + \frac{2a}{3} \zeta \right)^{3/2} + b \left( \zeta - \frac{c}{d} \right) \exp(-d\zeta) + \frac{bc}{d} - 1 \right] \quad (A11)$$

ここで、 $a=1, b=0.667, c=5, d=0.35$  である。

$\zeta$  は、 $x_3/L, z_0/L$  を表しており、その中の長さ  $L$  は摩擦速度  $u_*$  と摩擦温度  $\theta_*$  の関数であるが、これらは直接、運動量、熱フラックスと関係した物理量である為、通常は、(A1)–(A5) を通して繰り返し法などの数値的解法が要求される。最近では、計算コストを考慮して  $L$  をバルク Richardson 数などの既知量でパラメタライズする方法が開発され、数値解を逐次求めていくことが避けられるようになってきた (例えば Louis, 1979; Mascart et al., 1995; Uno et al., 1995)。このモデルでは、上記の Dyer と Beljaars and Holtslag の関数形に対しての近似解 (Lee, 1997) を採用して、計算コストの軽減を図っている。

不安定時:

地表面温度  $T_s$  は、以下の地表面熱収支式から計算される。

$$SR(1 - \alpha) + LR_{air} = LR_{sfc} + SH + LH + GH \quad (A6)$$

( $\alpha$ : アルベド)

下向きの短波放射フラックス  $SR$  は、太陽天頂角から計算され、また水蒸気の Rayleigh 散乱効果を経験式として取り入れたもの (Kondo, 1976) を用いている。下向きの長波放射

フラックス  $LR_{air}$  は、高度 110 m の気温、水蒸気量の関数とした経験式 (Kondo, 1976) を用いている。一方で、上向き長波放射  $LR_{sfc}$  と地中熱フラックス  $GH$  は、次式で与えられる。

$$LR_{sfc} = \varepsilon_e \sigma T_s^4 \quad (A7)$$

( $\varepsilon_e$ : 射出率,  $\sigma$ : Stefan-Boltzmann 定数)

$$\frac{GH}{c_g \rho_g} = -K_g \left( \frac{\partial T_g}{\partial x_3} \right)_{z=0} \quad (A8)$$

( $c_g$ : 土壌比熱,  $\rho_g$ : 土壌密度,  $K_g$ : 土壌熱拡散係数)

この数値モデルでは、土壌についても大気層と同様に多層モデルを仮定しており、

$$\frac{\partial T_g}{\partial t} = K_g \frac{\partial^2 T_g}{\partial x_3^2} \quad (A9)$$

の一次元熱伝導方程式から地中温度  $T_g$  を予報している。

下部・上部境界ともノースリップ条件としている。スカラー量に関しては、上部境界でゼロ勾配条件が採用されている。側面境界条件については、格子側面に対して接線方向の速度成分とスカラー量はゼロ勾配、一方、格子側面に対して法線方向の速度成分は、モデル内で発生する波の壁面反射を極力抑えて、自由に境界を通過できるようにした放射境界条件 (Miller and Thorpe, 1981) が使われている。放射境界条件は、境界で次式の 1 次元移流方程式を解くことになる。

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -c \frac{\partial u}{\partial x} \quad (0.1)$$

$c$  は代表的位相速度である。(5.1) 式は、

$$u_{x_b}^{i+\Delta t} = u_{x_b}^i (1-\gamma) + \gamma u_{x_b-\Delta x}^i \quad (0.2)$$

( $x_b$ : 境界格子点,  $x_b - \Delta x$ :  $x_b$  の一つ内側の格子点)

のように差分化される。ここで、 $\gamma (= c \Delta t / \Delta x)$  は、

$$\gamma = \frac{u_{x_b-\Delta x}^i - u_{x_b-\Delta x}^{i-\Delta t}}{u_{x_b-2\Delta x}^{i-\Delta t} - u_{x_b-\Delta x}^{i-\Delta t}} \quad (0.3)$$

で与えられる。ただし、 $0 \leq \gamma \leq 1$  とする。

上方伝播する波を吸収したり、上部境界面での波の反射を防ぐ為に、モデル領域の約上半分をスポンジ層としている。初期値からの摂動成分を減衰させるように働く項が、支配方程式系に付加される (Klemp and Lilly, 1978)。

## **Energy Transport by the Local Circulations Developed in the Vicinity of Multi-Urban Areas**

Yukitaka OHASHI\* and Hideji KIDA\*\*

\*Graduate School of Science, Kyoto University

(Present affiliation: National Institute of Advanced Industrial Science and Technology)

\*\*Graduate School of Science, Kyoto University

### **Synopsis**

We investigated characteristics of the energy transport by the local circulations in the vicinity of multi-urban areas: the Keihan region. From the data analysis of the air quality monitoring system established in the Keihan region, it was clarified that the atmosphere over the Osaka and Kyoto urban areas was not drier than that over the suburban area (e.g., Suita and Hirakata cities) located between those urban areas, during the daytime hours under clear and calm conditions. This result is opposite to the fact that urban areas are drier than suburban areas, as so far reported by many researchers. To elucidate the dryness of the suburban areas in the Keihan region, the numerical experiments, which idealized the geography of this region to two square-urban areas and a plateau surrounding those urban areas, were conducted using a 3D mesoscale atmospheric model. It was found from the result that the latent-heat-energy transport by the heat-island circulations contributed greatly to the dryness of the suburban areas. Furthermore, it was indicated that a degree of the dryness depends on the distance between the two urban areas, and this dryness was notable for the urban distance appeared in the Keihan region.

**Keywords:** Keihan region, numerical experiment, local circulation, heat-energy transport, urban effects