

都市と郊外における日中の大気加熱量の比較

Comparison of daytime air heating amount between city and surrounding areas

菅原 広史*¹
Hirofumi Sugawara

相曽 豪夫*¹
Hideo Aiso

小田 僚子*²
Ryoko Oda

清野 直子*³
Naoko Seino

*¹ 防衛大学校地球海洋学科 Earth and Ocean Sciences, National Defense Academy of Japan

*² 千葉工業大学生命環境科学科 Life and Environmental Sciences, Chiba Institute of Technology

*³ 気象研究所予報研究部 Forecast Research Department, Meteorological Research Institute

Corresponding author: Hirofumi SUGAWARA, hiros@nda.ac.jp

ABSTRACT

Radiosonde measurements were taken in Tokyo and its surrounding rural area in summer and autumn 2011. Simultaneous launch of radiosondes at four site clarified distribution of air heating amount. In calm fine daytime, air heating in the central part of Tokyo is 93 Wm^{-2} (50%) larger than that of rural area. The mixing layer height is also ca. 50% larger in the urban area. Heat budget analysis revealed that urban-rural difference of the heating amount was mainly caused by the difference of surface sensible heat flux.

キーワード: 顕熱輸送量, メソスケール, ラジオゾンデ

Key Words : Sensible heat flux, Meso-scale, Radiosonde

1. はじめに

都市域はメソスケール(数 km~数十 km)の大気現象に対して何らかの影響を与えていることが観測事実として指摘されている。たとえば東京の都心部で見られた短時間強雨はその出現位置が局地的な収束と空間的に対応している⁽¹⁾。また関東地方において西部の山岳域で発生した降水システムが都心部を通過する際に強化される⁽²⁾。関東地方の晴天積雲は主要道路あるいは人口密集地上に出現することが多い⁽³⁾。

これら観測事実が存在する一方で、都市がどのようなメカニズムで広域(メソスケール)の大気現象に影響を与えているのかは定かではない。既往研究をまとめると以下の4つのメカニズムが考えられる。

A) 建築物が粗度体として働き地表面摩擦を大きくする力学的影響⁽⁴⁾。

B) 人工排熱を含めた多大な顕熱輸送による熱的影響⁽⁵⁾。

C) 自動車等から排出されるエアロゾルが凝結核として雲物理過程に影響する⁽⁶⁾。

D) 人工排熱として排出される水蒸気(潜熱)が雲物理過程に与える影響⁽⁷⁾。

本研究では B の熱的影響に着目する。大気境界層に対する都市の熱的影響という観点からすると、都市における高温域がどの程度上空まで広がっているのかは必ずしも明らかになっていない。多大な地表面顕熱は大気の静的安定度を不安定化させ、対流性降水の発生に影響する⁽⁸⁾。都市の上空では対流性降水エコーの出現高度が高いという指摘もある⁽⁹⁾。

そこで本研究では、都市および郊外においてラジオゾン

デ観測により気温の鉛直分布を測定した。都市影響の鉛直方向の広がりを調べるとともに、気温分布の時間変化から大気加熱量の推定を行った。大気加熱量について都市と郊外の差を検討する。

2. 測定

ラジオゾンデによる気温、湿度、風向、風速の鉛直分布観測を関東平野の4地点で同期させて行った。図1に観測地点を示す。浮間は都心部、小金井は都心部からやや西に離れた位置にあり、住宅と畑が混在した土地被覆である。つくばは周囲の主な土地被覆が田畑であり、横須賀は東京湾に面した岬の先端に位置する。

2011年8月19日から10月7日の間で計11日間の観測を行った。測定後のゾンデセンサーが人口密集地域に落下する危険性があるため、測定ではゾンデの航跡予測をもとに実施判断を行った。このため11日間のうち同期観測に成功したのは4日間(9月29日、10月3、4、5日)であった。地点によって多少異なるが概ね1日4回(9、12、15、18時)の観測を行っている。本論文ではこのうち晴天弱風であった9月29日と10月4日について解析を行う。ただし、29日の小金井については欠測である。

9月29日、10月4日は関東地方は広く高気圧におおわれ、東京管区気象台での日平均風速はいずれも 2.6 m s^{-1} であった。また、同気象台での9~15時の日射量は 600 Wm^{-2} 程度と晴天であった。ただし、横須賀のみ4日午後は雲量8/8の曇りで雲底高度は約2000mであった。

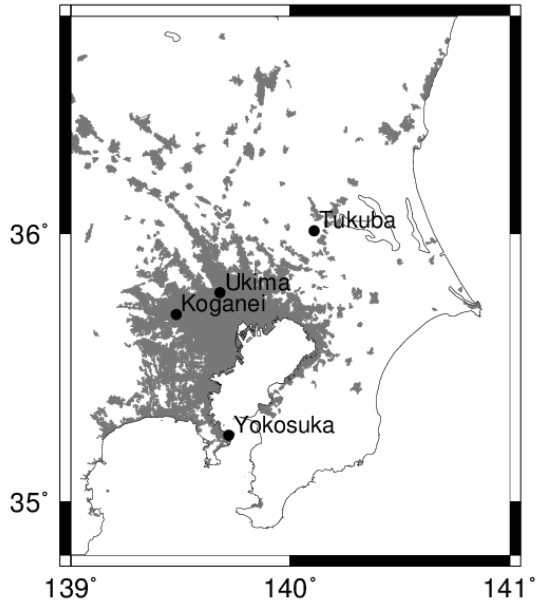


図1 観測地点。灰色部分は人工密集地域。

3. 解析方法

地面からの顕熱輸送により日中の大気混合が発達する過程を対象とし、混合層内での大気加熱量 Q_s [Wm^{-2}] を求める。 Q_s は各地点において連続した観測時刻の結果から次式で求めた。

$$Q_s = \left(\int_0^{z_2} \rho_2 \theta_2 dz - \int_0^{z_1} \rho_1 \theta_1 dz \right) \frac{c_p}{(t_2 - t_1)} \quad (1)$$

ρ は大気密度、 θ は温位、 c_p は定圧比熱、 t は観測時刻で添字は1が早い方、2が遅い方の観測時刻である。本研究では加熱過程に着目するため、 t_1 と t_2 として9:00と12:00 および、12:00と15:00 のペアを用いた。以下、それぞれを午前、午後と呼ぶことにする。

式(1)の積分範囲となる混合層の上端高度は温位の鉛直分布から求めた。図2に9月29日の例を示す。混合層は活発な混合により温位が一定となった層と捉えることができる⁽¹⁰⁾。そこで、地表付近から続いた等温位層を混合層とし、その上端高度を式(1)で用いた。図中矢印で示したのが各時刻での上端高度である。朝から昼過ぎにかけて混合層が上空へと成長していることがわかる。18時を除いて最下層で強い不安定層がみられるが、これは地表面(建築物)からの加熱を直接受けている都市キャノピー層を含んだ層であると考えられる。

また図3に比湿の鉛直分布を示した。比湿も温位と同様に

保存量であり、混合層内ではほぼ一定値をとるとされている⁽¹⁰⁾。図3においても温位で見られた混合層に対応した等比湿層が見られている。しかし、その上端高度は温位のそれと必ずしも一致しない。これは温位と比湿で空気密度への寄与が異なることに起因する輸送効率の差異、あるいはより上空での鉛直勾配の違いが原因であると考えられる。

観測時刻 t_1 と t_2 は約3時間の差があり、式(1)は各観測時刻での混合層内の空気塊の持つ乾燥静的エネルギーの差を計算する形になっている。このため総観規模の気圧変化によって生じる密度の時間変化が Q_s の計算に大きな影響を与える。そこで観測時刻 t_1 と t_2 で同質量の空気塊について Q_s を計算することにした。まず z_2 を混合層上端高度にとる。次に観測時刻 t_2 における積分範囲($0 \sim z_2$)の空気塊の質量を求め、それと t_1 での積分範囲($0 \sim z_1$)の質量が等しくなるように z_1 を決定した。この取扱いをせず、 t_1 と t_2 で積分範囲を等しく(同じ高度まで)して計算すると、 Q_s には最大で 394 Wm^{-2} (質量が等しくなるように z_1 を決定した場合の101%)の差異が生じた。

Q_s の計測誤差の要因として考えられるのは A) ゾンデの器差、B) 観測時刻差 $t_2 - t_1$ の誤差、C) ゾンデが水平風に流されること、D) 混合層上端高度の推定誤差である。それぞれについて評価する。まず A のゾンデの器差は飛揚直前に基準の温度計と 0.1°C の精度で検定・校正している。仮に連続する2つのゾンデ観測で気温に 0.1°C のバイアスがあったとすると Q_s は平均で 12 Wm^{-2} 変化する。B の観測時刻はゾンデの飛揚開始時刻を用いており、その誤差は数秒以内である。観測時刻 t_1 と t_2 には約3時間の差があり、時刻の測定誤差は無視できる。C については実際にゾンデで測定された風速を用いて、ゾンデが z_2 まで上昇する間の水平移動距離が計算できる。本研究で解析対象とした計71回の観測の平均移動距離は $1.1 \pm 1.1 \text{ km}$ であった。これは本研究の方法で求める Q_s の測定エリア ($6 \sim 30 \text{ km}$) と比べて小さく無視できる。D については、 z_2 は温位プロファイルから目視で決定している。目視ではなく温位プロファイルの傾きについて閾値を設けて混合層上端高度を決定する方法もあるが、その閾値の決定にはやはり任意性があり、また鉛直分布に複数の変曲点が存在する場合は必ずしも妥当な決定がなされない。したがって、本研究では気象条件や温位プロファイルの形状を総合的に検討してケースバイケースで混合層高度を決定した。このため、 z_2 にはある程度の任意性があり、その大きさはおよそ $\pm 100 \text{ m}$ と見積もられる。感度解析によるとこれによる Q_s の誤差は約 10 Wm^{-2} であった。以上より、A～D 各要素は独立していると考えられるので、それぞれによる誤差の2乗和の平方根をとると最終的な Q_s の誤差は 15.6 Wm^{-2} となる。

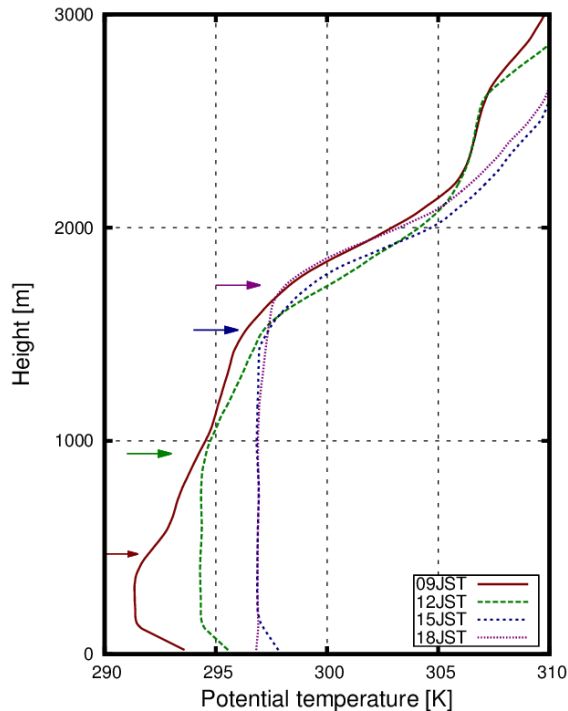


図2 温位プロファイルの例(9月29日, 浮間). 高度はゾンデ放球地点周辺の平均標高を基準とした地上高度. 推定した混合層上端高度を矢印で示す.

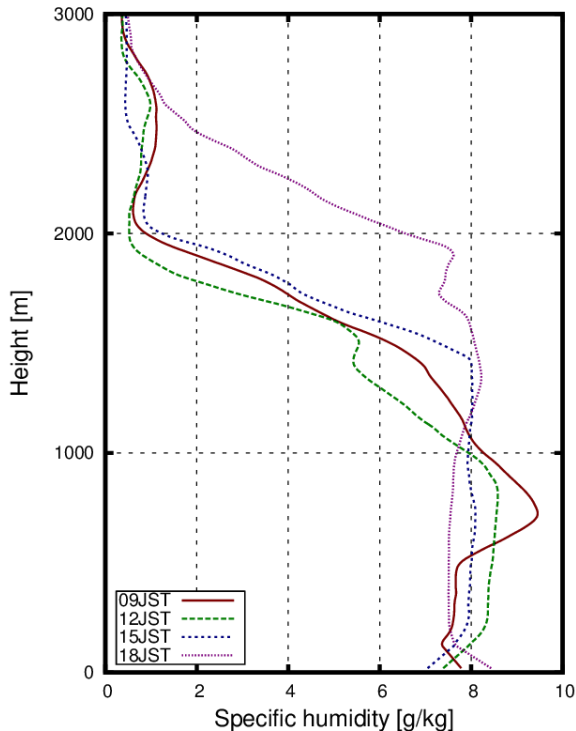


図3 比湿プロファイルの例(9月29日, 浮間)

4. 結果

4.1 混合層上端高度

図4に10月4日15時の各地点での温位プロファイルを示す. 混合層上端高度は大きい順に浮間(2.3 km), 小金井(1.8 km), つくば(1.3 km), 横須賀(900 m)となっている. 浮間を都市,

つくばを郊外とすれば, その差は1.0 km (浮間での値の43%)である. 浮間で上端高度が高いのは, 「はじめに」で述べた力学的影響(A)と熱的影響(B)によるものと考えられる.

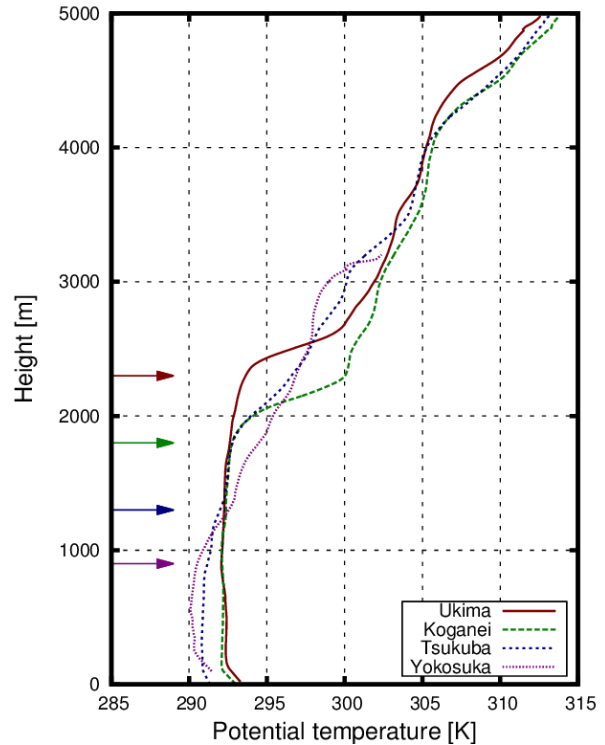


図4 温位プロファイル(10月4日15時). 推定した混合層上端高度を矢印で示す.

4.2 大気加熱量

図5に各日の大気加熱量 Q_s を示した. 概ね100~300 Wm^{-2} である. 先行研究⁽¹⁾は暖候期に内陸での加熱量が200 Wm^{-2} , 峠では100 Wm^{-2} 程度と述べている. 本研究では新たに都心(29日午後, 浮間)で329 Wm^{-2} という値が得られており, これは例えば同時刻の郊外(つくば, 227 Wm^{-2} , 横須賀249 Wm^{-2})より100 Wm^{-2} 程度大きい. 浮間とつくばの Q_s の差は2日間の平均で94 Wm^{-2} (浮間の35%)であった. Q_s は大きい順に浮間, 小金井, つくば, 横須賀となっており, これは都市化の度合いに応じた順になっていると考えられる.

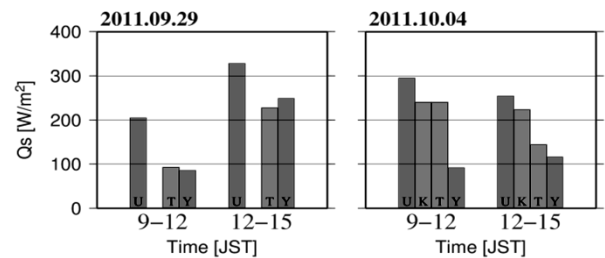


図5 大気加熱量の算定結果. U:浮間, K:小金井, T:つくば, Y:横須賀. 29日の小金井は欠測.

4.3 大気加熱量の内訳

晴天日を対象とすれば、大気加熱量 Q_s は地表面顕熱フラックス H の他に、混合層上端での混合(エントレインメント)による熱フラックス Q_{ent} 、水平方向の移流による熱フラックス Q_{adv} 、放射による空気塊の加熱冷却 Q_{rad} を含んだ正味の加熱量である。すなわち、

$$Q_s = H + Q_{ent} + Q_{adv} + Q_{rad} \quad (2)$$

右辺各項は対象空気塊を加熱するもの(検査体積へ流入する正の熱量)を正とする。以下、それぞれの項を定量的に見積もる。

エントレインメントフラックスは地表面顕熱の10~20%程度であることが知られている⁽¹⁰⁾。既往研究⁽⁹⁾ ⁽¹²⁾では20%が典型的な値であるとされていることが多い。ここでは20%とする。すなわち、

$$Q_{ent} = 0.2H \quad (3)$$

として式(2)に代入する。なお、エントレインメントがあるにも関わらず温位や比湿が上端高度付近でも一定値をとるのは、それだけ混合が活発であるからと考えられる。

放射による加熱冷却については SBDART⁽¹³⁾を用いて評価を行った。ここでは晴天日を対象としているので SBDART の計算では雲の効果を考慮していない。評価に先立ち、十条(板橋区)において測定された地表面全天日射量と下向き大気放射量を用いて SBDART のパラメータ同定および精度検証を行った。十条はゾンデ観測地点である浮間から南東へ約5 km 離れている。9月29日および10月4日の浮間でのゾンデ観測結果を SBDART に入力し、同日の十条での観測値と比較したところ、短波・長波放射量いずれに対しても21 Wm⁻²(RMS)の精度で一致した。この際、エアロゾルの種類として rural タイプを仮定すると地上観測値と最も一致した出力を得た。9月29および10月4日の浮間について推定された混合層厚さを用いて混合層内の放射収支(正が加熱)を見積もったところ、短波の収支は0~+24 Wm⁻²、長波は-16~-2 Wm⁻²、正味で-5~22 Wm⁻²となった。

移流熱フラックスは次式で見積もった。

$$Q_{adv} = - \int_0^{z_{top}} c_p \rho U \frac{d\theta}{dx} dz \quad (4)$$

ここで U は風速、 $d\theta/dx$ は温位の水平傾度である。温位傾度は4地点でのゾンデ観測値を用いて、同時刻での風上側地点との差として算出した。ただし、風向によっては風上側に観測点がない場合もあり、その際は移流熱フラックスの見積りを行わないこととした。

以上の見積りの結果を式(2)に代入して残差として地表面顕熱フラックス H を求めた。4日午後の横須賀は曇で雲中での潜熱の影響が考えられ、また SBDART の精度が落ちるため、式(2)による解析は適用しないこととした。得られた大気加熱量の内訳を図6に示す。式(2)においてマイナスの項は図6ではx軸の下側に描いており、x軸の上側の部分から下側の部分を引いた長さが Q_s に対応する。地表面顕熱と比較しても、やはり浮間は他地点よりも大きく、つくばとの差は3事例の平均で45 Wm⁻²(浮間の24%)である。なお、本解析では

エントレインメントレートとして文献値を使用していることから、地表面顕熱フラックスの推定に不確実性が生じる。仮にエントレインメントが無いとすると、地表面顕熱の差は54 Wm⁻²となる。

総じて見れば各地点での大気加熱量の差は地表面顕熱フラックスの差に起因している。放射項はどの地点でも30 Wm⁻²程度である。短・長波放射での内訳をみると(図略)、短波放射はどの地点でも24 Wm⁻²程度で、長波放射は各地点での気温鉛直構造や地表面温度による差異が生じていた。移流熱フラックスは両日とも午後に負の値をとっている地点がある。図7に示すように地表面付近では鹿島灘および房総半島東側からの低温気塊の進入が認められる。

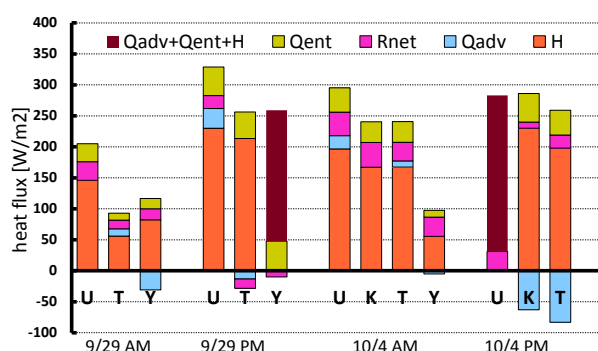


図6 大気境界層の熱収支の内訳。T:つくば, U:浮間, Y:横須賀, K: 小金井。移流熱量が推定できなかった場合は H と Q_{adv} の代わりに $H + Q_{adv} + Q_{ent}$ の値を示す。4日午後の横須賀は曇のため解析対象外とした。

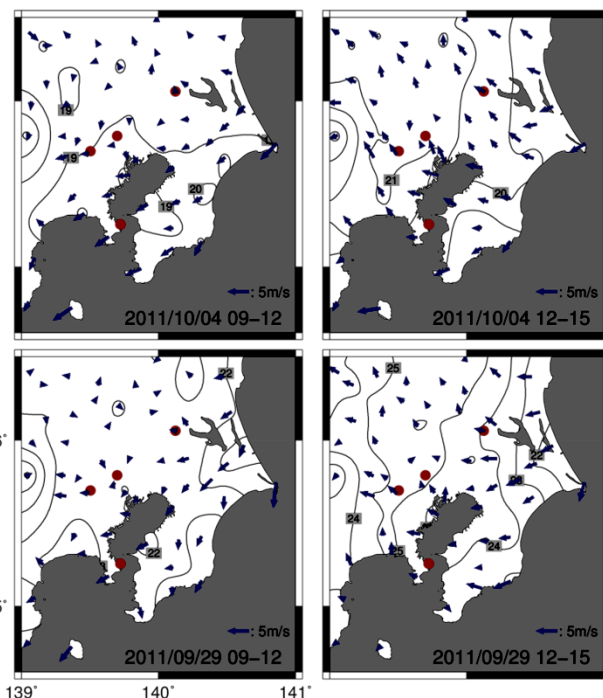


図7 アメダスによる風と気温の分布。表記時刻3時間の平均。

5. 結論

都市域と郊外での大気加熱量の違いを明らかにするため、2011年の夏～秋季にかけて関東の4地点で同時ゾンデ観測を実施した。日中の混合層における加熱過程を対象として、その構造と熱量でみた形成要因を明らかにした。

都市(浮間)では郊外(つくば)より混合層が厚く、10月4日の15時には1.0 km(都市の43%)の差があった。また大気加熱量は2日間の平均で都市の方が郊外よりも94 Wm²(都市の35%)大きかった。混合層内の熱輸送各項を推定したところ、放射による熱フラックスは地点による差異は比較的小さく、大気加熱量の地点による差異は主に地表面顕熱フラックスの差異に起因していた。地表面顕熱フラックスは3事例の平均で都市の方が郊外よりも45 Wm²(都市の24%)大きかった。

謝辞

本研究は文部科学省・社会システム改革と研究開発の一体的推進「気候変動に伴う極端現象に強い都市創り」の支援を受けた。高層気象台にはゾンデ観測にご協力いただいた。十条における日射観測には東京家政大学の松木孝幸教授、平井千津子助教、宮内正厚元教授にご協力頂いた。

参考文献

- (1) 藤部文昭・坂上公平・中鉢幸悦・山下浩史, 東京23区における夏季高温日午後の短時間強雨に先立つ地上風系の特徴, 天気, 49(2002), pp.395-405.
- (2) 佐藤友徳・寺島司・井上忠雄・木村富士男, 東京都市域における夏季の降水システムの強化, 天気, 53(2006), pp.479-484.
- (3) T. Inoue, F. Kimura, Urban effects on low-level clouds around the Tokyo metropolitan area on clear summer days, Geophys. Res. Lett., 31(2004), L05103, doi:10.1029.
- (4) 高橋日出男・中村康子・鈴木博人, 東京都区部における強雨頻度分布と建築物高度の空間構造との関係, 地学雑誌, 120-2(2011), pp.359-381.
- (5) M.A. Matheson, Y. Ashie, The effect of changes of urban surfaces on rainfall phenomenon as determined by a non-hydrostatic mesoscale model, J. Meteorol. Soc. Japan, 86(2008), pp.733-751.
- (6) D. Rosenfeld, Suppression of rain and snow by urban and industrial air pollution, Science, 287(2000), pp.1793-1796.
- (7) 妹尾泰史・神田学・木内豪・萩島理, 潜熱割合を考慮した人工排熱時空間分布の推計と局地気象に対する影響, 水工学論文集, 48(2004), pp.169-174.
- (8) N. Kalthoff et al., The dependence of convection-related parameters on surface and boundary-layer conditions over complex terrain, Q. J. R. Meteorol. Soc., 137(2011), pp.70-80.

- (9) F. Kobayashi, N. Inatomi and Radar Observation Group, First radar echo formation of summer thunderclouds in southern Kanto, Japan, J. Atmos. Electricity, 23(2003), pp.9-19.
- (10) R.B. Stull, An Introduction to Boundary Layer Meteorology (1988), Springer.
- (11) T. Kuwagata, M. Sumioka, N. Masuko, J. Kondo, The daytime PBL heating process over complex terrain in central Japan under fair and calm weather conditions. Part I: Meso-scale circulation and the PBL heating rate, J. Meteorol. Soc. Japan, 68(1990), pp.625-638.
- (12) 近藤純正, 地表面に近い大気の科学(2000), 東京大学出版会.
- (13) P. Ricchiazzi, S. Yang, C. Gautier, D. Sowle, SBDART: A Research and Teaching Software Tool for Plane-Parallel Radiative Transfer in the Earth's Atmosphere, Bull. Am. Meteorol. Soc., 79-10(1998), pp.2101-2114.

(Received December 11, 2013, Accepted April 13, 2015)