

夏季夜間の局地風系に及ぼす東京都心域の ヒートアイランド現象の影響

—高密度観測網の気圧データを用いた事例解析—

高 橋 一 之^{*1}・高 橋 日出男^{*2}

要 旨

本研究では、東京周辺の観測で得られた気圧データを用いて、東京のヒートアイランド (UHI) 現象が、夜間の気圧分布と局地風系に及ぼす影響を解析した。使用した気圧データは、東京周辺の気象官署のデータと、東京都内で気象観測を行った METROS のデータである。METROS の気圧データには、観測機器の固有の器差が含まれているが、観測機器は既に撤去されていたため、本研究では、静力学平衡を仮定して補正した気圧データを用いた。解析期間は、暑夏年であった2004年の7月～8月である。本研究の結論は以下のようにまとめられる。

- (1) 都心部での UHI の発達に伴って、顕著な低圧部が形成されていく過程が示された。また、高温域と低圧部がほぼ一体となって存在し、時間の経過に伴って移動していく状況が示された。
- (2) 深夜に局地風系の進行に伴う局地風前線が、内陸側から都心部に向かって進行することが示された。局地風前線は03時頃に都心部に到達し、一時的に東京湾の沿岸付近にまで進行するが、06時頃には後退を始め、東京湾上に進行することはなかった。
- (3) 局地風前線が停滞する現象を気圧分布を用いて解析し、UHI の高温により都心部が東京湾上に比べて、最大で約0.5 hPa 低圧になっていることを示した。南側の高圧部から都心部に向かって南寄りの風が収束することと、東京湾上で南寄りの風が吹くことが、局地風前線が停滞する要因であると考えられる。本研究で見られた夜間の局地風前線の停滞には、先行研究で示された日中の海風前線の停滞と同様に、UHI の高温が影響を与えていると考えられる。

1. はじめに

ヒートアイランド (UHI) 現象は、地表面粗度や地表面被覆の変化などと共に、風系、湿度、降水量、境界層高度など、都市の気象要素に変化を与えることが指摘されている (Kim and Baik 2005; Freitas *et al.* 2007)。これらの中で風系の変化は、都市への風の収束を引き起こし、大気汚染物質濃度の上昇や、対流

性降水の頻度と強度を大きくする可能性が指摘されている (例えば、Oke 1987)。このため、UHI と風の収束との関係について、古くから研究が行われてきた (Okita 1960; Chandler 1965; Bornstein and Johnson 1977; Shreffler 1979; Fujibe and Asai 1980; Fujibe 2003)。

一方、東京やニューヨークのような沿岸の都市では、都市周辺の環境に海風が大きな影響を与えることが知られている (Landsberg 1981; Kuwagata *et al.* 1990; Runnalls and Oke 2000; Gedzelman *et al.* 2003; Childs and Raman 2005)。そして、UHI による風の収束は、海陸風などの局地風を変化させ、都市周辺の環境に影響を与えることが指摘されている (気象庁 2005a)。また、UHI による風の収束と、海陸風

*1 (連絡責任著者) 東京都環境科学研究所/首都大学東京 都市環境科学研究科 (現: 東京都都市整備局).
Kazuyuki_2_Takahashi@member.metro.tokyo.jp

*2 首都大学東京 都市環境科学研究科.

—2012年10月23日受領—

—2013年3月24日受理—

や山谷風のような局地風系が生じる要因はともに気温差であることから、両者は相互作用する (Landsberg 1981) と言われている。そして、これらの相互作用の結果が、都市の風系を形成すると考えられる。

UHI と都市の風系に関する研究は、かつては夜間の現象が主な対象であった (例えば, Bornstein and Johnson 1977; Shreffler 1979; Landsberg 1981)。しかし、最近では熱中症の多発などから、夏の昼間の暑さやその対策が社会的な問題になり、都市における昼間の高温に関心が集まるようになった。また、コンピュータの計算能力の飛躍的な向上もあって、首都圏を中心にシミュレーション研究が盛んに行われ、UHI による気温分布や、都市の風系への影響が議論されてきた (Yoshikado 1992, 1994; Yoshikado and Tsuchida 1996; Kusaka *et al.* 2000; Ohashi and Kida 2002)。しかし、これらの研究は昼間の現象を対象としたものであり、首都圏を対象として夜間の風系を解析した例はあまりなく (藤部 1981; Fujibe 1985; 鈴木・河村 1987; 高橋 1998), UHI との関係を実証的に解析した研究は見られない。

UHI 強度は通常、昼間よりも夜間に大きくなることが知られている (Landsberg 1981; Simpson 1994; Kim and Baik 2002)。東京の経年的な気温上昇の割合は、日最高気温よりも日最低気温の方が大きく (Fujibe 1995), このことは UHI 強度が夜間に大きいことを反映している (藤部 2012)。また、Landsberg (1981) は、すべての総観場のパラメータの中で、風は夜間の UHI の発達に最大の影響を持つと述べている。このため、UHI 強度が大きい割には解析されていない、夜間の UHI と風系との関係を解明することが必要である。

著者らは、東京都区部で高密度の気象観測を行った METROS (Metropolitan Environmental Temperature and Rainfall Observation System) のデータを使用して、UHI と夜間の風系の挙動に注目して解析を行った。その結果、夏季の海陸風日の夜間と、風速が小さい夜間に、内陸側からの「局地風系」の進行に伴う「局地風前線」が都心部付近に現れ、ほぼ停滞する現象が見られた (この風系は後の解析で見ると、陸風の一般的な定義とは異なり海上に到達しない。このため本研究では、この風系を局地風系、その前線を局地風前線と呼ぶ)。そして、この局地風前線の停滞が、UHI による風の収束に起因する可能性を示した (Takahashi *et al.* 2011)。

UHI と局地風との相互作用で、風速が小さい夜間に、都心部に局地風前線が停滞すれば、UHI の発達に大きな影響を与えることが予想される。そこで本研究では、局地風前線の停滞と、気温・風系分布との関係を考察するために、風系に影響する都市の気圧分布を解析することにした。

UHI と収束との関係を解析するために、都市の気圧分布は有用な情報を与えるものと考えられる。しかし、収束を起こす気圧低下量は微小であり、これを表せる高精度・高密度の観測網がなかったために、収束と気圧低下との関係を直接解析することはできなかった。

最近では、観測機器の性能向上と共に、UHI 現象や対流性降水などへの関心が高まっており、気圧を含む詳細な気象観測が自治体などで行われている。先述の METROS による気象観測では、気温、相対湿度、風向、風速などのほかに気圧の観測も行っており、このデータを用いて気圧分布を含む気象現象の解析ができると期待された。仁科・三上 (2008) は、METROS のデータを用いて東京都区部の気圧の日変化を解析したが、海面気圧の分布には、地点ごとの観測機器の固有の器差が含まれていることを示唆した。

気圧計の器差補正は、気象庁 (2002) にあるように、基準となる気圧計の指示値との比較で行うのが一般的であり、現存する気圧計であればこの方法で器差を求め、データの補正を行うことが可能である。しかし、METROS の観測機器は既に撤去されており、この方法で補正を行うことは不可能であった。

高橋ほか (2011) は、通常の方法では器差補正が不可能な、このような気圧データに対して、静力学平衡を仮定して器差を算出した。すなわち、夜間の静穏な条件下で、METROS 各地点の海面気圧が東京 (以下「大手町」と称する) の海面気圧と等しいとみなせる場合の、METROS 各地点での気圧計の指示値と、大手町の気圧の差を器差として検出した。そして、この方法によって気圧データの補正を行い、夜間の東京都区部の気圧分布を表した。

本研究は、このようにして得られた補正気圧データと、東京周辺の気象官署の気圧データを用いて、東京の UHI 現象が、夜間の気圧分布と局地風系に及ぼす影響を解析することを目的とする。本稿の第 2 章では、使用データ、解析期間と事例解析日などについて述べる。第 3 章では、UHI が発達した日の事例解析を行い、都心部における低圧部の形成過程を示す。ま

た、同じ日の事例を用いて、第4章では、局地風前線が都心部で停滞する現象を示し、先行研究を踏まえつつ、局地風前線が停滞する要因を気圧分布から考察する。

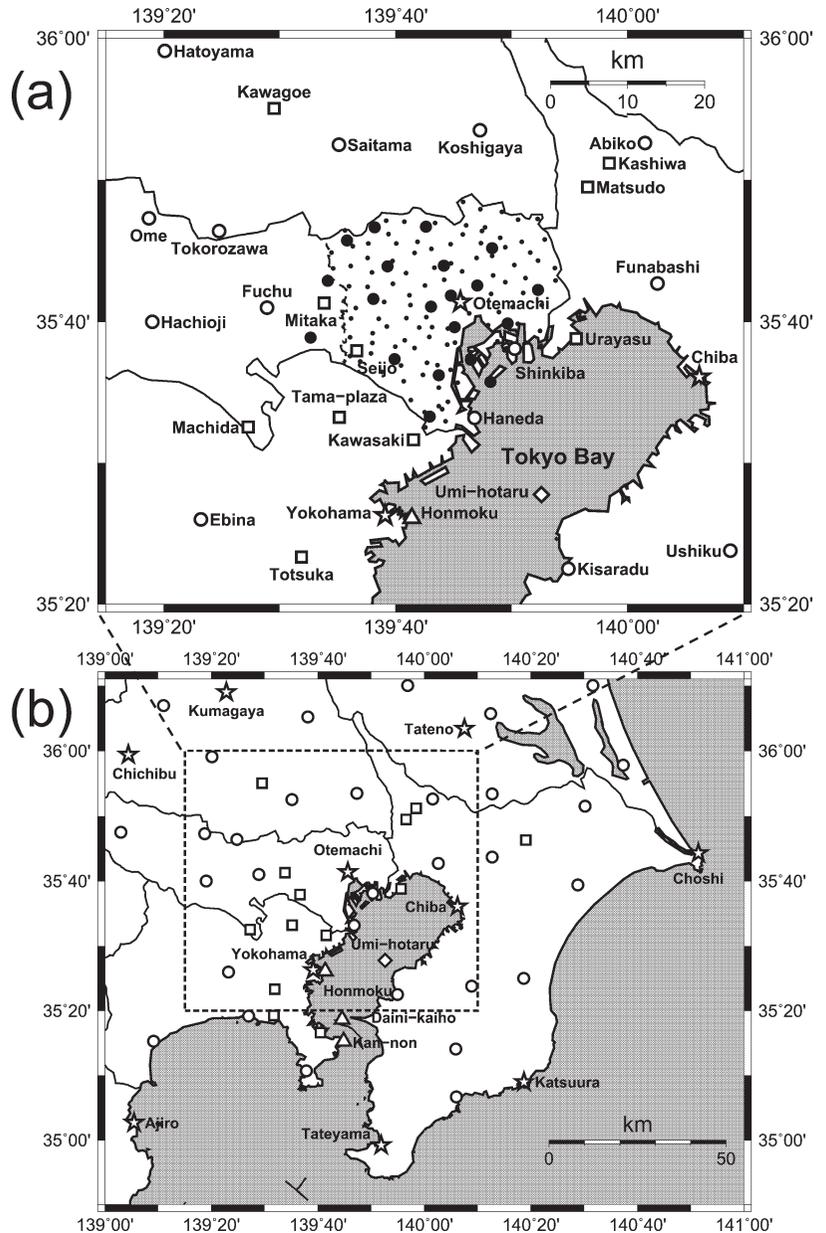
2. 使用データ、解析期間と事例解析日

2.1 使用データ

本研究では、東京都区部で高密度な観測を行ったMETROSと、東京周辺の気象庁のデータを主に使用した。第1図aに本研究の対象領域と、METROS、気象庁、およびその他のデータの観測地点を示す。

METROSの観測網は、東京都環境科学研究所が都心部のUHIの実態把握を目的として設置した。METROSによる気象観測は、東京都環境科学研究所と東京都立大学（現：首都大学東京）気候学研究室の共同で、2002年8月から2005年3月の間に行われた。なお、METROSの観測機器は、観測の終了に伴い既に撤去されている。

METROSは、METROS-20とMETROS100の2種類の観測システムからなる。METROS20は、20か所のビルの屋上などに設置され、都市キャノピー層上部の風向、風速、気温、気圧などの観測を行った。一方、METROS100は、100か所（2003年4月からは106か所）の小学校の百葉箱の中に設置し、約2.5 km×2.5 kmの地域に1か所の高密度で、地上気温と



第1図 (a)本研究の対象範囲と、(b)使用したデータの範囲。(a)で三鷹の東側の点線は、東京都の区部と市部の境界を示す。黒の円：METROS20（風向・風速、海面気圧）、黒の点：METROS100（気温）、星印：気象官署（風向・風速、気温、海面気圧）、白の円：アメダス（風向・風速、気温）、白の正方形：エルロボ（風向・風速）、白の菱形：環境省・海ほたる（風向・風速、気温）、白の三角形：日本海洋データセンター（風向・風速）。

相対湿度の観測を行った（三上 2004）。
本研究で使用したMETROSのデータの気象要素

(測定単位) は以下のとおりである。METROS20：風向 (16 方位)，風速 (0.1 ms^{-1})，現地気圧 (0.1 hPa)。METROS100：気温 (0.1°C)。なお，METROS20の海面気圧データは，現地気圧と観測点高度，観測点の気温から，気象庁 (2002) にある換算式及び同じパラメータを用いて求められており，他の気象官署と同様の海面更正が施されている。

METROS20の海面気圧データは，高橋ほか (2011) で述べた方法で器差を補正し，本研究では，器差補正された海面気圧データを使用した。

本研究の主たる対象領域は第1図aの範囲であるが，分布図作成時における外周部でのデータの外挿を避けるために，第1図bの範囲のデータを使用して内挿した。各データで使用した気象要素は，図の説明文に示す。

2.2 解析期間

UHI 現象と局地風系が発達するのは，どちらも総観場の気象条件が静穏な場合である (Landsberg 1981; Thompson 1998)。そして，このような条件下で，両者の相互作用が顕著になると考えられる。

そこで本研究では，本州付近が太平洋高気圧に広く覆われ，総観場の気圧傾度の小さい日が多いことが期待される7月～8月を対象とする。ただし，METROS-20の気圧データには，気圧センサ自体に起因する経年的な変化が含まれていることも考えられることから，1か年の7月～8月の期間を選定することにした。

7月～8月について METROS のデータが揃っているのは，2003年と2004年である。2003年は冷夏年で曇雨天日が多く，気圧傾度の小さい日が少ない。一方，2004年は暑夏年で晴天日が多く，気圧傾度の小さい日が多い。以上のことから，解析期間は2004年の7月～8月とした。

2.3 弱気圧傾度日

解析期間中の総観場の気圧傾度を，新潟，網代，銚子，敦賀の日平均海面気圧から求めた。気圧傾度が $0.3 \text{ hPa}/100 \text{ km}$ 以下 (METROS20全域での気圧差が 0.1 hPa 以下) となる日を，「弱気圧傾度日」として選定した。結果として，12日間が弱気圧傾度日として選定された。本研究の事例解析日はこれらの中から選択し，4.1節で述べるコンポジット解析を行った3日間も弱気圧傾度日に該当する。

2.4 事例解析日

弱気圧傾度日として選定された日の中で，7月7日と8日は，本州付近が太平洋高気圧に広く覆われ，安

定した夏型の気圧配置であった。弱い気圧傾度 ($0.19\sim 0.28 \text{ hPa}/100 \text{ km}$) と晴天の下で，UHI が良く発達した。この2日間を事例解析日として，夜間における気温分布と気圧分布から，都心部の UHI の発達と低圧部の形成について事例解析を行う。

なお，7月8日については，気象庁 (2005b) でも典型的な UHI が見られる「弱風晴天日」として選定され，都市気候モデルを用いた気温と風分布の解析が行われており，本研究の解析結果との比較が可能である。

3. 夜間の UHI 発達と低圧部形成の事例解析

3.1 気温分布による UHI 発達の解析

METROS100の観測気温に，外周部の観測地点 (第1図b) の気温を加えた気温分布図 (第1図aの範囲) を作成し，UHI が発達する過程の解析を行う。第2図a～1は，7月7日17時 (JST，以下同じ) から8日07時までの毎正時 (一部は2時間毎) における気温と風系の分布を示す。

東京周辺の夏季の日中の気温分布は，内陸での昇温や海風の影響によって，都心部だけでなく，埼玉県にかけての広範囲で高温になることが指摘されている (気象庁 2005b)。

大手町における7日の日最高気温 (34.2°C) の発現時刻は15時であるが，気温と風系分布は，17時までほぼ同じ状態が続く (第2図a)。気象庁 (2005b) が指摘するように，気温が最も高い範囲は，都県境から鳩山付近にかけて見られる。海ほたるでは， 10 ms^{-1} 程度の南南西の風が吹いており，図中のほぼ全域が東京湾からの海風に覆われている。海ほたるの気温は大手町に比べて 6°C 以上低く，東京湾と都心部との気温差が，東京湾海風を強化していることを示唆している。海風による低温の範囲は，東京都側では沿岸部に止まっているが，船橋から北北東方向にかけては，低温部が内陸側にも進入している。

19時 (b) になると，鳩山付近から夜間の冷却の影響が現れ始める。船橋から北北東方向にかけて低温の範囲が広がり，UHI の東側の境界が形成されてくる。

21時 (c) には，鳩山付近から低温域が広がり，UHI の西側の境界が形成されてくる。都県境から北北西に伸びる尾根状の高温部にも気温勾配が現れ，都県境から都心部にかけての高温が顕著になる。図中において，川越付近から八王子付近にかけて見られる白線は，風速南北成分の絶対値が小さい場所 (白の実線が

0.0 ms^{-1} 、破線が $\pm 0.3 \text{ ms}^{-1}$ で、+は南風、-は北風の領域を表す)であり、内陸側からの局地風系の進行に伴う局地風前線に相当する。

23時(d)には、内陸側の気温低下が進み、UHIの北側の境界が形成し始める。

8日00時(e)には、外周部の気温低下がさらに進み、都心部を中心とした典型的な夜間のUHIが形成する。南寄りの風は、依然として東京都区部のほとんどを覆い、局地風前線はまだ埼玉県南部にある。

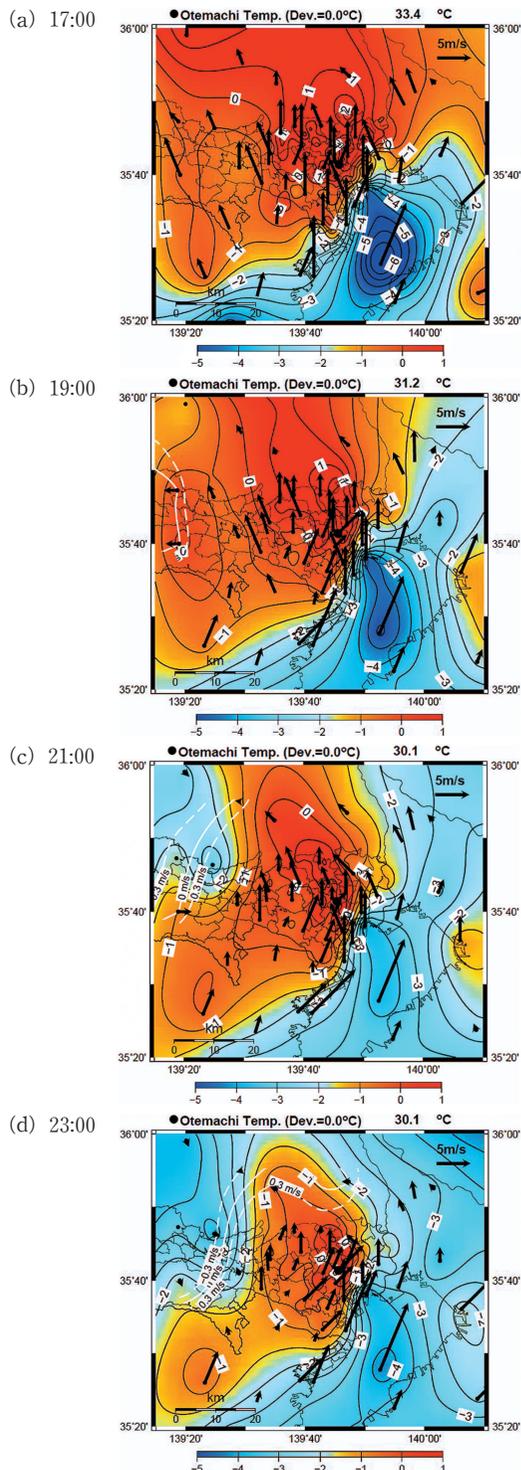
01時(f)から03時(h)にかけて、気温分布はほとんど変わらず、典型的なUHIが持続している。大手町の気温は 28°C を超えており、高温が継続している。局地風前線は北部から進行を続け、03時(h)に大手町付近に到達する。局地風前線を境とした風向の変化が顕著であり、南側ではまだ南風の影響下にある。

04時(i)から05時(j)にかけて、局地風前線は一時的に沿岸付近まで南下するが、06時(k)には北上を始め。局地風前線の北上には、東京湾上で持続している南寄りの風が影響していると考えられる。しかし、06時の海ほたるの気温は、大手町よりもまだ 2.5°C 程度低い。陸風は、夜間の内陸と海上との気温差で生じる。ところが東京周辺では、内陸と海上との間にUHIによる高温域があるため、陸風が海上まで進行しにくくなっており、南寄りの風の影響も加わり、局地風前線が都心部付近で停滞する現象が起きていることが考えられる。このことについては、第4章で気圧分布を用いて、詳しく解析し考察する。

07時(l)以降は、日照による影響を受けて気温分布が複雑になるが、都心部と海上との気温差が拡大することによって、南風が沿岸部から吹き始める。局地風前線は北上を始め、結局、東京湾上に進行することはなかった。

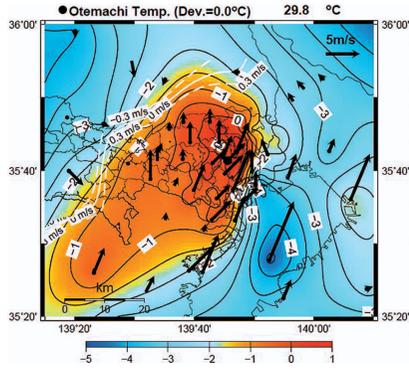
Fujibe (1985) は、陸風前線が東京都を通過する時刻を年間を通して解析し、夏季の陸風前線は遅い時刻に形成されるので、海風の吹き始めのときに、ほとんど東京都の区域を通過しないと述べている。しかし、Fujibe (1985) では、UHIによる陸風への影響は指摘されておらず、また、陸風前線が都心部付近で停滞する現象については見出されていない。

UHIによる高温が都心部の気圧を低下させ、風系に影響を与えることは一般的に知られている(Landsberg 1981; Thompson 1998)。しかし、どのような影響があるのかを、高密度の観測データで実証した研究は見られない。本研究では次節以降で、気圧の低下と

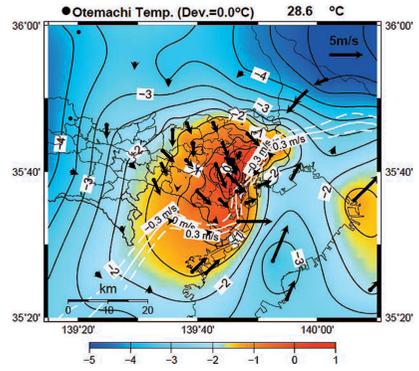


第2図 2004年7月7日17:00 (JST) から8日07:00の気温(大手町基準、等温線間隔 0.5°C)と風の分布図(次頁に続く)。

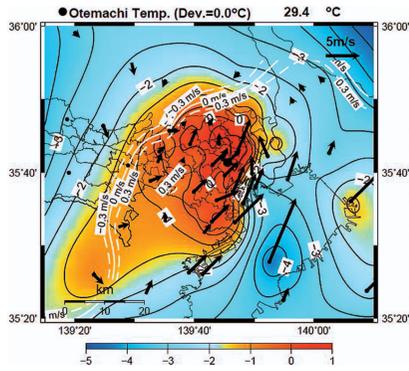
(e) 00:00



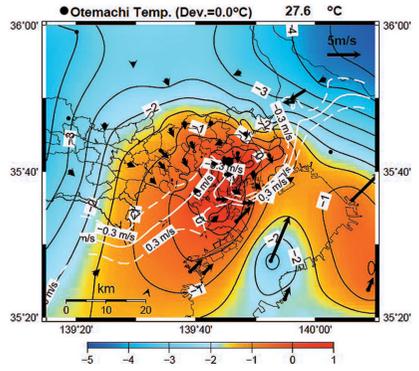
(i) 04:00



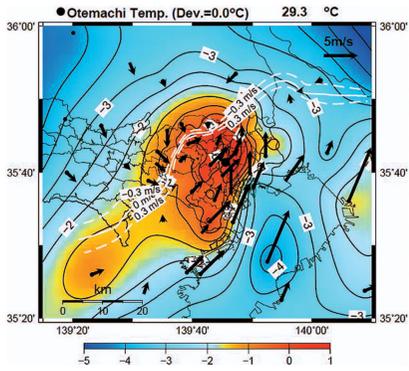
(f) 01:00



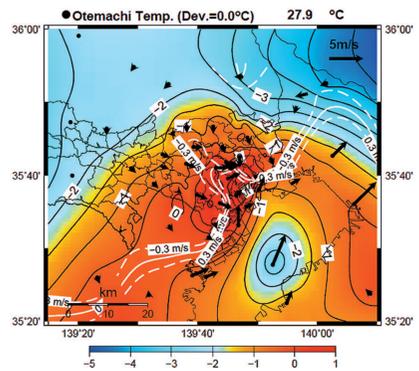
(j) 05:00



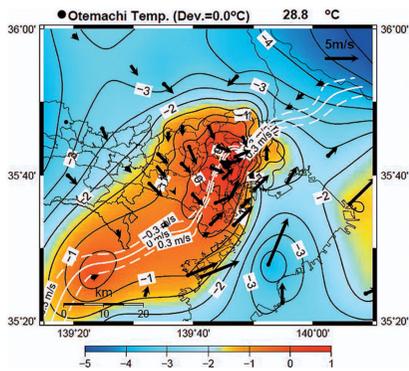
(g) 02:00



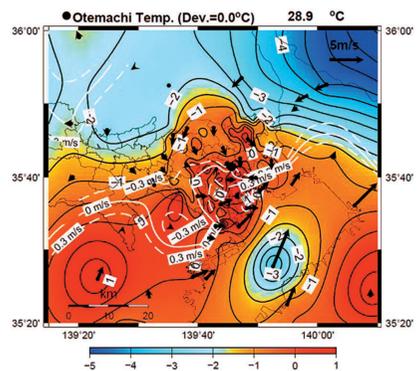
(k) 06:00



(h) 03:00



(l) 07:00



(第2図の続き)

局地風前線が停滞する現象について、気圧分布図を用いて解析を行う。

3.2 気圧分布による低圧部形成の解析

3.1節で見たように、7月8日01時から03時にかけては、典型的なUHIが都心部で持続した。高橋ほか(2011)では、中間の時刻である02時におけるMETROS20の補正気圧分布図(高橋ほか(2011)の第11図)を例示した。ここでは、その図に、熊谷、銚子など外周部の気象官署(第1図b)の海面気圧を加えて海面気圧分布図(第1図aの範囲)を作成した(第3図a)。先のMETROS20の補正気圧分布図に、外周部のデータによる内挿が行われた結果、同心円状の低圧部が都心部に明瞭に現れた。図中のNNW-SSE方向の実線は、大手町と海ほたるを結ぶ直線で、後の解析で用いる。また、METROS20の風向・風速データに、外周部の観測地点の風向・風速データを加えて求めた発散量分布図を第3図bに示す。発散量は、観測された風のデータを格子点化した後、東西成分と南北成分に分けて、式(1)から求めた。

$$D_{i,j} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \approx \frac{u_{i+1,j} - u_{i-1,j}}{2\Delta x} + \frac{v_{i,j+1} - v_{i,j-1}}{2\Delta y} \quad (1)$$

ここで、 u, v は各格子点における風の東西成分(西

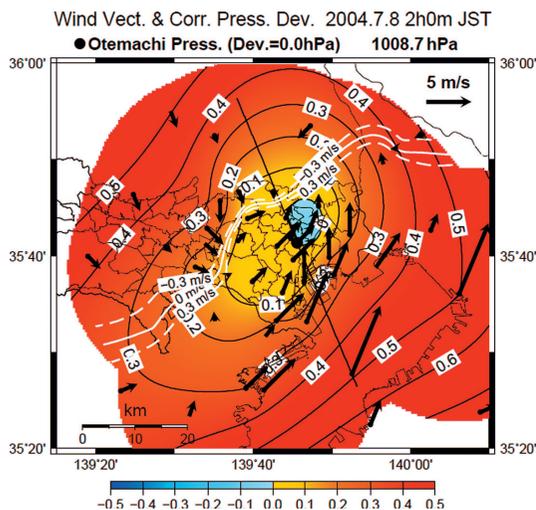
風が+)、南北成分(南風が+)であり、 i, j は各格子点の東西方向、南北方向の番号(東向き、北向きに増加)である。また、 $\Delta x, \Delta y$ は東西方向、南北方向の格子点間隔で、緯度の2分(約3.7 km)とした。第3図bの細い矢印は、各格子点に内挿した風ベクトルを示す。

第3図a, bと、同時刻における気温分布図である第2図gとの比較で、都心部の高温域、収東域、局地風前線、風系と、気圧分布がほぼ対応していることから、第3図aに対応する気圧分布図は定性的には妥当であると考えられる。

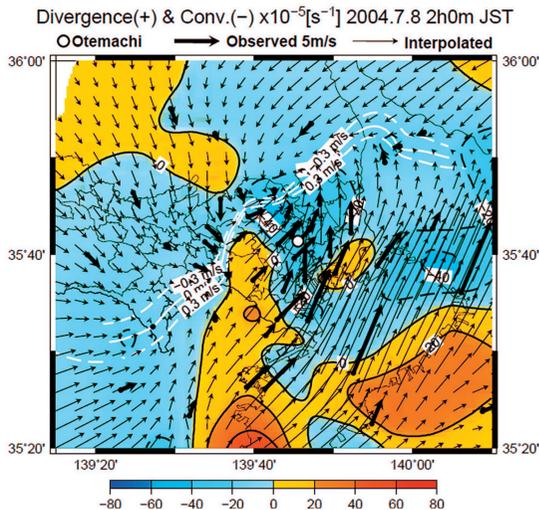
次に、第3図aの気圧値を定量的に評価する。4.1節で図中の直線に沿った気温、気圧、風系を詳しく解析するので、ここでは、直線上にある大手町と海ほたるとの気温差と気圧差を例に検討する。海ほたるでは気温の観測が行われており、このときの大手町との気温差は -4.3°C であった。しかし、気圧は観測されておらず、第3図aで見られる約0.5 hPaという気圧差は、METROS20の補正気圧と、大手町、横浜、千葉、館山、勝浦などの海面気圧から平面的に内挿して得られた値である。

著者らは、大手町とMETROS20各地点の気温差と気圧差を回帰分析し、回帰係数には地点により $-0.08 \sim -0.13 \text{ hPa/K}$ の幅があるが、両者には、気

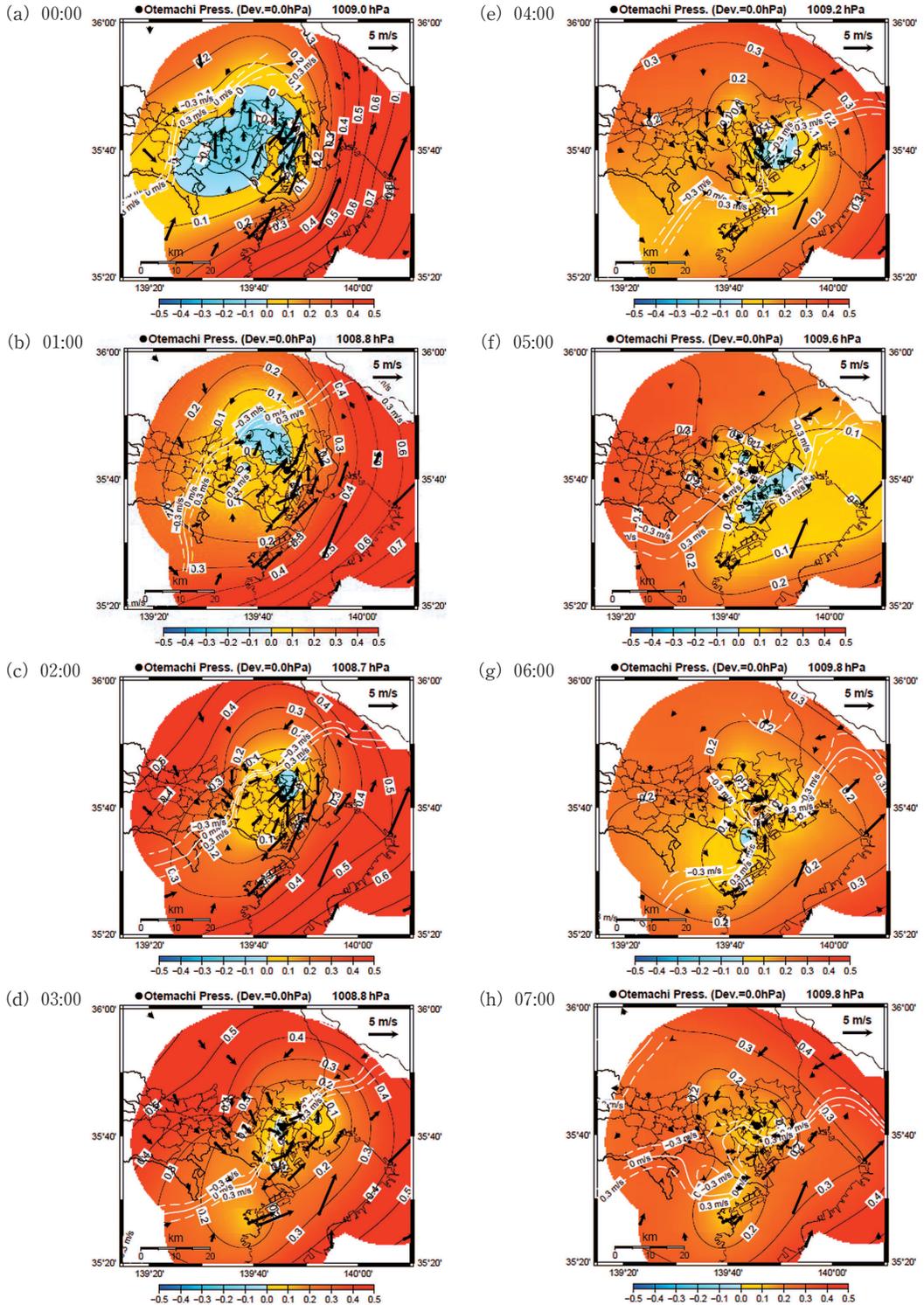
(a)



(b)



第3図 2004年7月8日02:00 (JST)における、(a)海面気圧(大手町基準、等圧線間隔0.1 hPa)、(b)発散量(暖色が発散、寒色が収束を表し、単位は 10^{-5}s^{-1})の各分布図。(a)中のNNW-SSE方向の実線は大手町と海ほたるを結ぶ直線である。



第4図 2004年7月8日00:00 (JST) から07:00の海面気圧 (大手町基準, 等圧線間隔0.1 hPa) と風の分布図。

温が上昇すると気圧が低下する線形の関係があることを示した(高橋ほか 2011)。上で述べた大手町と海ほとるとの、気圧差と気温差の比(これら多数から統計的に求めたのが回帰係数に相当する)は -0.116 hPa/K であり、前述の範囲にあることから、第3図 a の気圧値は定量的にもほぼ妥当であり、解析に用いることが可能と考えられる。

第4図は、7月8日00時(a)から07時(g)までの毎正時における海面気圧と風系の分布を示す。高橋ほか(2011)で述べたように、気圧補正には00時から07時までのデータを用いたことと、風が強い場合には動圧の影響が懸念されるため、この時間の範囲とした。

8日00時(a)には、北部に伸びていた高温域が都心部に集中する(第2図 d~e)のに伴って、同心円状の低圧部が区部西部から多摩地域東部を中心に存在する。01時(b)から03時(d)にかけては、典型的な UHI に対応する、明瞭な熱的低気圧の状況を示す。弱い気圧傾度の下で、都心部と南北との気温差がほぼ等しいので(第2図 g と h)、都心部と南北との気圧差もほぼ等しくなっている。局地風前線は南部に進行し、03時(d)には大手町付近で低圧中心とほぼ位置が重なる。各時刻で低気圧性の風の循環が見られるが、02時(c)と03時(d)では特に顕著である。

04時(e)から06時(g)にかけては、海上との気温差が小さくなり、高温域が南部にやや広がる(第2図 i~k)。これに対応して低圧中心も南部に移動し、局地風前線がやや南下する。しかし、07時(h)以降は都心部の昇温に伴い、海上との気温差が拡大して(第2図 l)海上が相対的に高圧となり、南風が吹き始めると共に局地風前線が北上を始める。

以上のように、第2図と第4図から、都心部での夜間の UHI の発達に伴って、周囲の風系の変化とともに、顕著な低圧

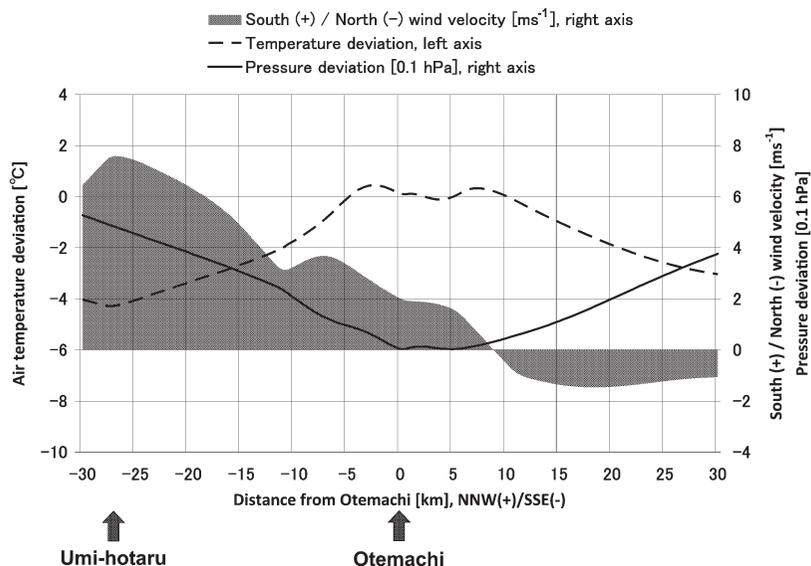
部が形成されていく過程が観測データによって初めて示された。また、高温域と低圧部がほぼ一体となって存在し、時間の経過に伴って移動していく様子が示された。

4. 局地風前線の挙動解析

4.1 局地風前線の停滞事例の解析

第3図 a で、大手町と海ほとるを結ぶ NNW-SSE 方向の直線に沿った、大手町を基準とした気温偏差(破線)と海面気圧偏差(実線)、南北風速(灰帯)の断面図を第5図に示す。横軸は、大手町を基準とした NNW 方向(+)と SSE 方向(-)の距離 [km] を示す。気温偏差 [°C] を縦軸(左)で、海面気圧偏差 [0.1 hPa] は縦軸(右)で示す。南北風速 [ms⁻¹] は縦軸(右)で示し、+ は南風、- は北風を表す。都心部の高温に対応して低圧部が存在し、局地風系の進行に伴う前線の南北で風向の変化が現れている。また、3.2節で述べた、気温と気圧の負の対応関係を明瞭に示している。

第6図は、第5図に示した各変量の時間変化を表すために、海面気圧偏差(大手町基準、等圧線:黒実線)、気温偏差(大手町基準、0°Cと+1°C:緑実線)



第5図 2004年7月8日02:00 (JST)における、第3図 a の直線に沿った、大手町を基準とした気温偏差(破線)と海面気圧偏差(実線)、南北風速(灰帯)の断面図。横軸は大手町からの距離 [km] で、+ は NNW 側、- は SSE 側を表す。気温偏差 [°C] を縦軸(左)で、海面気圧偏差 [0.1 hPa] は縦軸(右)で示す。南北風速 [ms⁻¹] は縦軸(右)で示し、+ は南風、- は北風を表す。

線, -1°C : 緑破線), 南北風速 $\pm 0.3\text{ ms}^{-1}$ の範囲(灰帯, 左端が $+0.3\text{ ms}^{-1}$, 右端が -0.3 ms^{-1})を, 00時~07時までの時系列で表した図である. 高温域が南下するのに伴って, 低圧中心も南下する. 00時に+22 km付近にあった局地風前線は着実に進行し, 03時には都心部で, 気温の最高部, 低圧中心, 局地風前線がほぼ重なる. 05時には低圧中心の移動に伴い, 局地風前線は-10 km付近まで南下する. しかし, 06時~07時には南部の高圧部の影響もあって, 局地風前線は都心部の低圧中心まで北上し, 結局, 東京湾上に進行することはなかった.

鈴木・河村(1987)は, 3年間の夏季の解析から, 暖候期に東京湾湾奥に陸風が発生する頻度は少なく, 夜間の風系の8%だったと述べている. 本研究では, 62日間の解析期間中, 第2図, 第4図と同様の図から, 00時~07時の間に目視で局地風前線が確認されたのは6日間であった. このうち, 局地風前線が停滞したのは3日間で, いずれも弱気圧傾度日であった. 他の3日間は, 局地風前線が東京湾上に進行した.

局地風前線の停滞が見られた3日間で平均した, 第6図と同様のコンポジット図を作成した(図は省略). 事例数は多くないが, 都心部を中心に高温域と低圧部

が存在し, 南北から高圧部が取り囲む, 第6図と同様の気温・気圧分布の特徴が見られた.

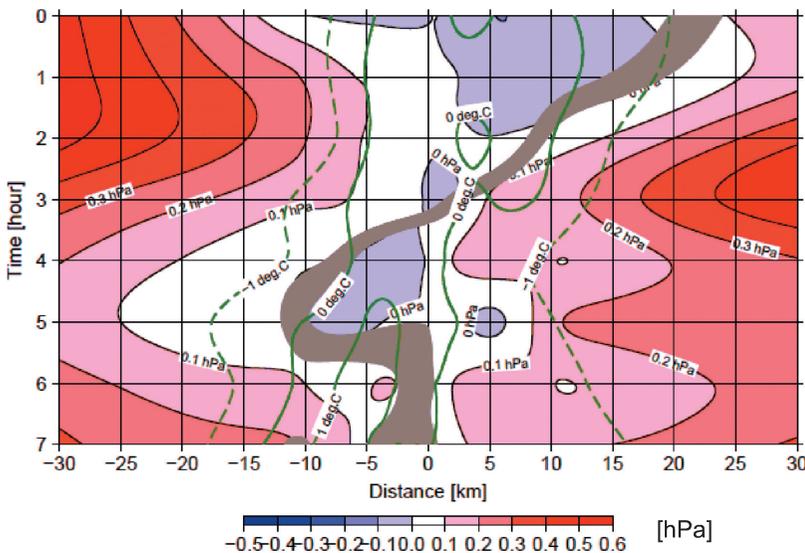
4.2 先行研究との比較と考察

4.2.1 先行研究における議論

Yoshikado and Kondo (1989)は, 夏季日中の東京とその周辺の観測で, 都心の高温により気圧低下が生じ, 都市の内陸側で, 海風循環と逆向きの循環が存在することを示した. そして, この観測結果に基づき, Yoshikado (1992)は2次元のモデルで数値実験を行い, 海風循環と逆向きの循環によって, 郊外に弱風域が形成することや, 海風の内陸進入が遅れることなどを示した. また, Freitas *et al.* (2007)は, 冬季のブラジル・サンパウロを対象に, 気圧分布を含む3次元の数値実験を行った. UHIが発達するにつれて都市の気圧が低下して強い収束域を形成し, 海風前線が都市に到達するまでは, 都市の中心に向かって海風前線を加速し, 海風前線が都市に到達した後は, 海風前線が都市の中心で停滞することを示した.

これらの研究は, 対象地域や季節が異なるが, UHIによる高温で都心部の気圧が低下し, 海風前線が都市に到達した後は, 都市の内陸側で生じる海風循環と逆向きの循環が海風の内陸進入を妨げ, 海風前線が停滞するというプロセスには共通性が見られる. また, Kusaka *et al.* (2000)や Ohashi and Kida (2002)でも, 同様の現象が見られる.

本研究が対象とする夜間の局地風系は, 内陸側から海側に向かって進行し, 進行方向が海風とは反対である. しかし, 局地風前線が都市に到達した後に, UHIによる気圧低下で都心部に収束する風が, 風系の海側への進行を妨げるというメカニズムには類似性があると考えられる. UHIによる夜間の局地風前線の停滞を解析した研究は見られないので, Yoshikado (1992)や Freitas *et al.* (2007)などとの比



第6図 2004年7月8日00:00~07:00 (JST)の間の, 海面気圧偏差(大手町基準, 等圧線: 黒実線), 気温偏差(大手町基準, 0°C と $+1^{\circ}\text{C}$: 緑実線, -1°C : 緑破線), 南北風速 $\pm 0.3\text{ ms}^{-1}$ の範囲(灰帯, 左端が $+0.3\text{ ms}^{-1}$, 右端が -0.3 ms^{-1})の時系列図. 横軸は大手町からの距離[km]で, +はNNW側, -はSSE側である.

較を通して考察を行う。

4.2.2 気圧傾度について

Freitas *et al.* (2007) の解析では、海岸と都心部の距離は約62 kmで、UHIが発達した1700 (LST) における海岸と都心部の気圧差は約0.7 hPaであった。この距離は大手町と熊谷の距離とほぼ等しく、また、2004年7月8日03時における大手町と熊谷の海面気圧差は同等の0.7 hPaであった。Freitas *et al.* (2007) の結果との比較をするために、同時刻における第2図と同様の気温分布図と、第4図と同様の海面気圧分布図の範囲を熊谷まで拡大した図を作成した(図は省略)。これらの分布図の大手町と熊谷を結ぶ直線に沿った、大手町を基準とした気温偏差(破線)と海面気圧偏差(実線)、南北風速(灰帯)の断面図を第7図に示す。図の表示方法は、第5図と同様である。都心部の高温に対応した低圧部が形成されており、それを中心にして南側では南寄りの風が、北側では北寄りの風が吹いている。

Yoshikado (1992) と Freitas *et al.* (2007) の海風のシミュレーション結果の中で、UHIの影響がある場合に、都市の海側と内陸側で風向が反転する強い収束が見られる。また、Freitas *et al.* (2007) は、UHIの影響がある場合の気圧分布のシミュレーション結果の中で、都市の内陸側は都市よりも高圧になっ

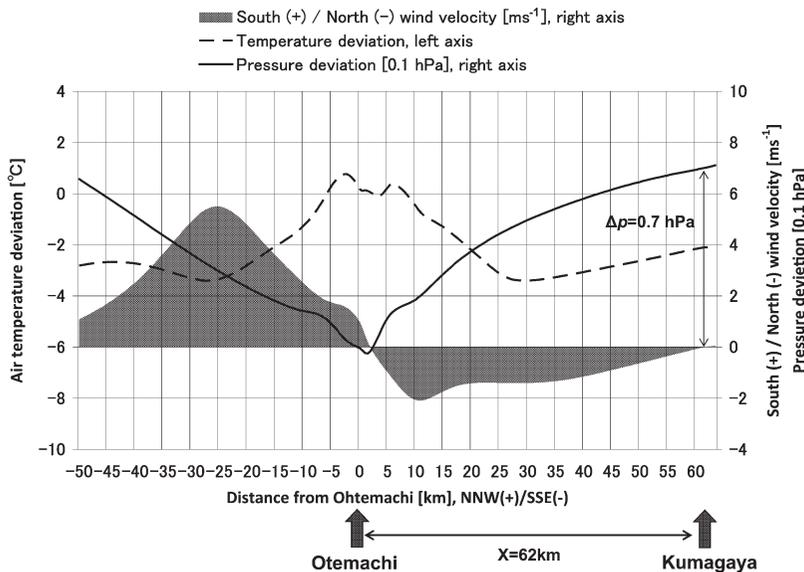
ており、この気圧差が内陸側から都市に向かう風を発生させ、海風前線が都市に到達した後は、海風前線の進行を妨げることを示した。

第7図の風系は、これらの研究で見られたのと同様に、UHIによる収束の特徴を示す。しかし、北側と南側では、最大風速の大きさやその出現位置に大きな違いがあり、これらはUHIによる収束だけでは説明ができない。本研究は観測データに基づく実証研究であるために、Yoshikado (1992) や Freitas *et al.* (2007) のシミュレーション研究とは異なり、純粋なUHIと局地風系との相互作用だけではなく、関東平野スケールでの一般風系の影響が現れていると考えられる。そこで、顕著な差がある第7図の北側の北寄りの風と、南側の南寄りの風の性質について、それぞれ以下で検討する。

4.2.3 風系について

はじめに、北寄りの風の性質についてである。高橋(1998)は、3年間の夏季の海陸風日における関東地方の地上風系を、夜間と早朝の時間帯を含む時刻別に示した。第2図で示した風系は東京周辺に限定したものであるが、23時~03時の間については、高橋(1998)が示した内陸側から進行する風系の特徴を良く表している。このため、第2図で内陸側から進行する局地風系は、高橋(1998)が指摘した関東山地や北関東からの山風由来するものと思われる。

しかし、この風系は、川越、さいたままでは、03時までは2 ms⁻¹程度の風速を示すが、04時以降は急速に衰えており、高橋(1998)が示した風系が05時~07時の間に持続するのは違いがある。第2図と第4図で、03時までと04時以降の気温分布と気圧分布を比較すると、04時以降は川越、さいたま付近での等温線の間隔が広がり、気圧傾度も緩やかになっている。そして、これに対応するように内陸側からの風系が衰えている。本研究の対象領域から、内陸風系の性質をこれ



第7図 2004年7月8日03:00 (JST)における、大手町と熊谷を結ぶ直線に沿った、第5図と同様の断面図。

以上詳しく知ることはできないが、04時以降の衰弱については、気温分布と気圧分布から推察することができる。

また、04時の第2図iと第4図eで顕著であるが、川越、さいたまに比べて、風下側の都県境付近から都心部にかけての風速がしだいに大きくなっている。これは、Freitas *et al.* (2007) が、海風前線が都市に到達するまでは、都市の中心に向かって海風前線を加速すると述べたのと同様の現象が、内陸から進行する局地風系に作用しているためであると考えられる。ただし海風前線の場合には、都市で数時間停滞した後に、午後の内陸部の昇温で海風が強化されて内陸進入を始めるが、本研究の事例では、都心部が高温で海上が低温である温度構造に変化がないために、内陸からの局地風系が強化されることがないのが、Freitas *et al.* (2007) との違いである。

第7図では、±50 kmの地点と大手町との間の平均気圧傾度はどちらも約1.3 hPa/100 kmである。第7図の北側では、北風成分が、熊谷付近からほぼ一定の気圧傾度の下で都心部に向かって加速し、+12 km付近で最大値に達する。そして、都心部の低圧中心付近で風向が反転する。都心部に向かって加速し、低圧中心付近で風向が反転するこの風系は、UHIによる収束の特徴を表している。このため、第7図の北寄りの風は、関東山地や北関東からの山風由来し、UHIによる収束の影響を強く受けた風系であると考えられる。

次に、南寄りの風の性質についてである。夏の関東平野では、夜間に内陸から吹く陸風が東京付近にまでしか到達せず、東京湾付近は夜間も南～南西風が吹く傾向にあることは、すでに1970年代から指摘されていた(河村 1977)。鈴木・河村(1987)は、夏型気圧配置時における、東京湾上を含む地上風系の特徴を解析した。それによれば、夜間の風系(全141例)は、Na型(48例)、Nb型(43例)、Nc型(50例)の3つに分類される。いずれも全域的に風速の小さい風系型であるが、東京湾付近で南寄りの風が卓越するのはNa型とNb型である。このうちNb型は、東京湾付近の南寄りの風が内陸にまでは及ばないのがNa型との違いである。また、Nc型は全域的に非常に風速の小さい風系型であり、東京湾付近の南寄りの風が卓越しないのが特徴である。

本研究で見られた事例では、第7図の-25 km地点で約+5 ms⁻¹の南風を示しており、最寄りの海ほと

るではSSW 7.4 ms⁻¹の風を観測している(第2図h)。しかし、夜間としては強いこの南風の範囲は沿岸部に止まっている。このような風系の特徴を鈴木・河村(1987)の類型で分類すれば、本研究で見られた南寄りの風は、夜間の風系の約3割で発生するNb型の風系で出現したものと思われる。

しかし、先述した平均気圧傾度から、都心部の低圧中心の南側においても、北側と同等の気圧傾度力が働いており、東京湾上で吹く南寄りの風とは別に、UHIにより北側と同程度の風速の南風が収束していると考えられる。このため、第7図の南寄りの風は、東京湾上で吹く南寄りの風の都心方向へのベクトル成分と、UHIによる収束から成る風系であると考えられる。

4.2.4 局地風前線の停滞要因

Yoshikado(1992)やFreitas *et al.* (2007)では、海風の進行に対向する一般風(offshore風)がなくても、UHIに起因する気圧傾度により、内陸側から都心部に収束する風によって、海風前線が停滞することが示された。第7図の南側では、UHIによって都心部に収束する風に加えて、東京湾上で吹く南寄りの風の影響があり、内陸側から進行する局地風前線は、より停滞しやすくなると考えられる。

しかしながら、局地風前線の停滞と通過を最終的に支配するのは、南北からの風のバランスである。鈴木・河村(1987)は、先述した3つの風系型と、総観規模の気圧傾度の方向と大きさに関連があることを示しており、東京湾上で吹く南寄りの風の出現にもこれらが影響すると考えられる。このため、局地風前線の停滞と通過には、周囲の気圧傾度の方向と大きさが大きな影響を与えられるが、これらの関係の解明には、局地風前線が通過する事例を含めた解析が必要であり、このことについては今後の課題としたい。

局地風前線の停滞事例である第7図の風系では、局地風系の進行方向や、海上での一般風の存在など、Yoshikado(1992)やFreitas *et al.* (2007)が解析した風系とは相違もある。しかし、都市の高温と海面気圧の低下傾向、それに伴う風の収束と局地風前線の停滞は、これらの研究で見られたものとはほぼ同様である。また、4.1節で述べたように、気温と気圧には負の対応関係がある。以上のことから、本研究で見られた夜間の局地風前線の停滞は、夜間のUHIによって生じた都心部の気圧低下により、南側の高圧部から都心部に向かって南寄りの風が収束することと、東京湾

上で南寄りの風が吹くことが要因であると考えられる。

5. まとめ

本研究では、東京周辺の観測で得られた気圧データを用いて、東京のUHI現象が夜間の気圧分布と局地風系に及ぼす影響を解析した。

使用した気圧データは、東京周辺の気象官署とMETROSのデータである。METROSの気圧データには、観測機器の固有の器差が含まれているが、観測機器は既に撤去されており、通常の方法では器差補正が不可能であった。このため本研究では、高橋ほか(2011)で述べた、静力学平衡を仮定した気圧データの補正法で補正した気圧データを用いた。解析期間は、暑夏年であった2004年の7月～8月である。本研究の結論は以下のようにまとめられる。

- (1) 都心部でのUHIの発達に伴って、顕著な低圧部が形成されていく過程が、観測データによって初めて示された。また、高温域と低圧部がほぼ一体となって存在し、時間の経過に伴って移動していく状況が示された。
- (2) 深夜に局地風系の進行に伴う局地風前線が、内陸側から都心部に向かって進行することが示された。局地風前線は03時頃に都心部に到達し、一時的に東京湾の沿岸付近にまで進行するが、06時頃には後退を始め、東京湾上に進行することはなかった。
- (3) 局地風前線が停滞する現象を気圧分布を用いて解析し、UHIの高温により都心部が東京湾上に比べて、最大で約0.5 hPa低圧になっていることを示した。南側の高圧部から都心部に向かって南寄りの風が収束することと、東京湾上で南寄りの風が吹くことが、局地風前線が停滞する要因であると考えられる。本研究で見られた夜間の局地風前線の停滞には、Yoshikado (1992) や Freitas *et al.* (2007) で見られた海風前線の停滞と同様に、UHIの高温が影響を与えていると考えられる。

本稿では、UHIが発達した日の事例解析で、局地風前線が都心部で停滞する現象を気圧分布から考察した。しかし、局地風前線は常に停滞するわけではなく、東京湾上に進行する事例も見られた。局地風前線が都市を通過する事例についても気圧分布を用いて解析し、局地風前線の停滞・通過と、周囲の気圧場との関係を表すことを今後の課題としたい。

謝辞

本論文を査読して頂き、貴重な御意見を下さった2名の査読者の方と、論文全体について助言を下さった藤部文昭編集委員に感謝致します。

海ほたるのデータは環境省のデータを、その他の海上のデータは日本海洋データセンター (JODC) のデータを使用しました。また、作図には、ハワイ大学のThe Generic Mapping Tools (GMT 4.3.1) を使用しました。各機関にお礼を申し上げます。

参考文献

- Bornstein, R. D. and D. S. Johnson, 1977: Urban-rural wind velocity differences. *Atmos. Environ.*, **11**, 597-604.
- Chandler, T. J., 1965: *The Climate of London*. Hutchinson, London, 292pp.
- Childs, P. P. and S. Raman, 2005: Observations and numerical simulations of urban heat island and sea breeze circulations over New York City. *Pure Appl. Geophys.*, **162**, 1955-1980.
- Freitas, E. D., C. M. Rozoff, W. R. Cotton and P. L. Silva Dias, 2007: Interactions of an urban heat island and sea-breeze circulations during winter over the metropolitan area of São Paulo, Brazil. *Bound.-Layer Meteor.*, **122**, 43-65.
- 藤部文昭, 1981: 海陸風の季節的特性. *天気*, **28**, 367-375.
- Fujibe, F., 1985: Air pollution in the surface layer accompanying a local front at the onset of the land breeze. *J. Meteor. Soc. Japan*, **63**, 226-237.
- Fujibe, F., 1995: Temperature rising trends at Japanese cities during the last hundred years and their relationship with population, population increasing rates and daily temperature ranges. *Pap. Meteor. Geophys.*, **46**, 35-55.
- Fujibe, F., 2003: Long-term surface wind changes in the Tokyo metropolitan area in the afternoon of sunny days in the warm season. *J. Meteor. Soc. Japan*, **81**, 141-149.
- 藤部文昭, 2012: 観測データから見た日本の都市気候. *気象研究ノート*, (224), 1-23.
- Fujibe, F. and T. Asai, 1980: Some features of a surface wind system associated with the Tokyo heat island. *J. Meteor. Soc. Japan*, **58**, 149-152.
- Gezdelman, S. D., S. Austin, R. Cermak, N. Stefano, S. Partridge, S. Quesenberry and D. A. Robinson, 2003: Mesoscale aspects of the urban heat island around

- New York City. *Theor. Appl. Climatol.*, **75**, 29-42.
- 河村 武, 1977: 海陸風の気候. 南関東大気環境調査報告書 I, 気象庁, 46-52.
- Kim, Y.-H. and J.-J. Baik, 2002: Maximum urban heat island intensity in Seoul. *J. Appl. Meteor.*, **41**, 651-659.
- Kim, Y.-H. and J.-J. Baik, 2005: Spatial and temporal structure of the urban heat island in Seoul. *J. Appl. Meteor.*, **44**, 591-605.
- 気象庁, 2002: 地上気象観測指針. 19-32.
- 気象庁, 2005a: 異常気象レポート2005. 312-323.
- 気象庁, 2005b: ヒートアイランド監視報告 (平成16年夏季・関東地方). 25pp.
- Kusaka, H., F. Kimura, H. Hirakuchi and M. Mizutori, 2000: The effect of land-use alteration on the sea breeze and daytime heat island in the Tokyo metropolitan area. *J. Meteor. Soc. Japan*, **78**, 405-420.
- Kuwagata, T., M. Sumioka, N. Masuko and J. Kondo, 1990: 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. Meteor. Soc. Japan*, **68**, 625-638.
- Landsberg, H. E., 1981: *The Urban Climate*. Academic Press, New York, 275pp.
- 三上岳彦, 2004: ヒートアイランド研究の今後と政策へのかかわり. *天気*, **51**, 118-122.
- 仁科淳司, 三上岳彦, 2008: 夏季静穏日における東京都心部の局地気圧系の日変化. *季刊地理学*, **60**, 121-130.
- Ohashi, Y. and H. Kida, 2002: Numerical experiments on the weak-wind region formed ahead of the sea-breeze front. *J. Meteor. Soc. Japan*, **80**, 519-527.
- Oke, T. R., 1987: *Boundary Layer Climates*. Second edition, Routledge, London, 435pp.
- Okita, T., 1960: Estimation of direction of air flow from observation of rime ice. *J. Meteor. Soc. Japan*, **38**, 207-209.
- Runnalls, K. E. and T. R. Oke, 2000: Dynamics and controls of the near-surface heat island of Vancouver, B. C. *Phys. Geogr.*, **21**, 283-304.
- Shreffler, J. H., 1979: Heat island convergence in St. Louis during calm periods. *J. Appl. Meteor.*, **18**, 1512-1520.
- Simpson, J. E., 1994: *Sea Breeze and Local Wind*. Cambridge, Cambridge University Press, 248pp.
- 鈴木力英, 河村 武, 1987: 夏型気圧配置時の中部日本における地上風系の特徴. *天気*, **34**, 715-722.
- 高橋日出男, 1998: 安定した総観条件下における関東地方の地上風系場と収束・発散分布の日変化—夏季海陸風日と冬季季節風日について—. *新地理*, **45**(4), 34-53.
- 高橋一之, 高橋日出男, 三上岳彦, 横山 仁, 安藤晴夫, 赤坂郁美, 2011: 静力学平衡を仮定して補正したデータによる東京都心部の気圧低下の検出. *天気*, **58**, 131-141.
- Takahashi, K., T. Mikami and H. Takahashi, 2011: Influence of the urban heat island phenomenon in Tokyo on the local wind system at nighttime in summer. *J. Geogr.*, **120**, 341-358.
- Thompson, R. D., 1998: *Atmospheric Processes and Systems*. Routledge, London, 194pp.
- Yoshikado, H., 1992: Numerical study of the daytime urban effect and its interaction with the sea breeze. *J. Appl. Meteor.*, **31**, 1146-1164.
- Yoshikado, H., 1994: Interaction of the sea breeze with urban heat islands of different sizes and locations. *J. Meteor. Soc. Japan*, **72**, 139-143.
- Yoshikado, H. and H. Kondo, 1989: Inland penetration of the sea breeze over the suburban area of Tokyo. *Bound.-Layer Meteor.*, **48**, 389-407.
- Yoshikado, H. and M. Tsuchida, 1996: High levels of winter air pollution under the influence of the urban heat island along the shore of Tokyo Bay. *J. Appl. Meteor.*, **35**, 1804-1813.

Influence of Urban Heat Island Phenomenon in the Central Tokyo on Nocturnal Local Wind System in Summer: A Case Study Using Atmospheric Pressure Data of High Density Observation Network

Kazuyuki TAKAHASHI*¹ and Hideo TAKAHASHI*²

*¹ (*Corresponding author*) *Tokyo Metropolitan Research Institute for Environmental Protection / Department of Geography, Tokyo Metropolitan University (Present affiliation: Bureau of Urban Development, Tokyo Metropolitan Government, 1-1-6 Sotokanda, Chiyoda-ku, Tokyo, 101-0021, Japan).*

*² *Department of Geography, Tokyo Metropolitan University.*

(Received 23 October 2012; Accepted 24 March 2013)

Abstract

The present study analyzed the influence of the urban heat island (UHI) phenomenon in Tokyo on the nocturnal atmospheric pressure distribution and local wind system by using observed atmospheric pressure data in the central Tokyo and its surroundings. We used the atmospheric pressure data observed at the JMA observatories located in and around the central Tokyo, and that observed by METROS network which had been installed in the Tokyo wards area. The atmospheric pressure data of METROS included specific instrument errors. Moreover, the observational instruments had already been removed. Therefore we corrected the atmospheric pressure data by assuming hydrostatic equilibrium. We focused on the period from July to August 2004 which was a hot summer. The results of the present study can be summarized as follows:

- 1) The formation process of a remarkable low pressure area due to the development of the UHI in the central Tokyo was shown for the first time by using observed data. Moreover, it was shown that the high temperature and low pressure areas existed together, and that they moved together toward the central Tokyo as time passed.
- 2) In the middle of the night, it was shown that a local wind front advanced toward the central Tokyo from the inland side. The front arrived at the central Tokyo at about 0300 JST, and it advanced near the coast temporarily. However, it began to retreat at about 0600 JST, and as a result it did not head out to Tokyo Bay.
- 3) By analyzing the front stagnation using the atmospheric pressure distribution, it was revealed that the high temperature due to the UHI caused a maximum about 0.5 hPa low pressure in the central Tokyo compared with Tokyo Bay. It is found that the stagnation was caused by the southerly wind converging from the southern high pressure area to the central Tokyo, and the southerly general wind flowing on Tokyo. Similarly to the stagnation of the sea breeze front in the afternoon shown in the previous studies, the high temperature due to the UHI affected the front stagnation of the nocturnal local wind shown in the present study.