

# 盆地内における湖岸の小都市ヒートアイランド特性について

藤野 毅\*・浅枝 隆\*

## 要旨

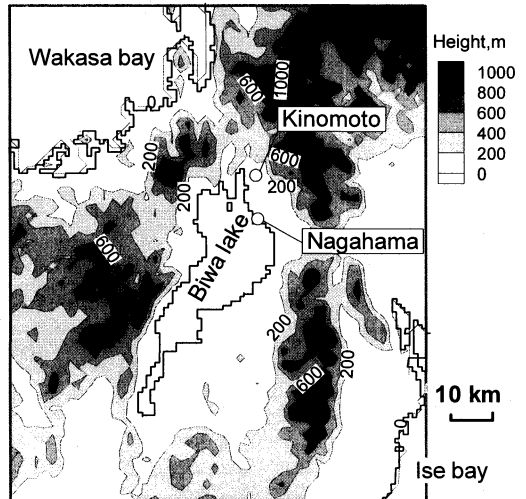
盆地内の琵琶湖岸に位置する小都市のヒートアイランド現象の実態を把握するため、夏季において気象観測を行った。観測期間中は湖面—山地間において日中に局地循環が卓越し、琵琶湖上では山地で加熱された高温大気の下降域となり、湖岸の地上気温は夕刻時にその風系が変化するまで昇温が続いた。この局地循環の影響によって、湖岸の都市および周辺の地上気温の高温状態は、地表面温度が下降しているにも関わらず夕方まで持続した。

この地域の都市のヒートアイランド強度は、限られた定点観測ではあるが、日中は1.5°C、夜間は2°C程度であった。これは、気温の変化が周囲からの移流の影響を受けているものの、平地における観測例と同程度であった。さらに、静穏に近い晴天日の夕方には、都市と郊外で一時的に最大4°Cの温度差が生じたが、これは谷風のフロントが郊外を通過した後発生した見かけ上の値であり、風系が変化する条件下でのヒートアイランド強度の評価には注意すべき点である。

### 1. はじめに

都市のヒートアイランド現象の研究は古くから行われてきており、都市の気温分布に関する実測例や、人工排熱、都市キャニオン内の貯熱効果などの発生要因に関する研究についても多くの成果が得られている(例えば、Lars *et al.*, 1985; Yinka, 1990; Kimura and Takahashi, 1991)。この現象の評価は、対象とする都市域からの熱排出特性の把握だけでは決定されず、周辺の条件によっても大きく変化するという特徴を持っている(例えば、Munn *et al.*, 1969; 藤野ほか, 1996)。すなわち、都市そのものの規模が異なることや、建物の密集度など都市の構造の違いのほか、それが海岸に位置しているなど立地条件によっても現象は大きく異なる。このように、ヒートアイランド現象には地域性があるため、都市域の熱環境の把握にはそれを取り巻く周辺の環境についても十分に調べる必要がある。

さて、都市のヒートアイランド現象を評価する代表



第1図 観測対象領域と周辺の地形。

的なパラメーターとして、都市と郊外の温度差により定義されているヒートアイランド強度がある。例えば、Oke and Maxwell (1975) によると、その強度は静穏で晴れた日の日没後の3~4時間後にその最大値を記録することが示されている。これは、都市と周辺部に

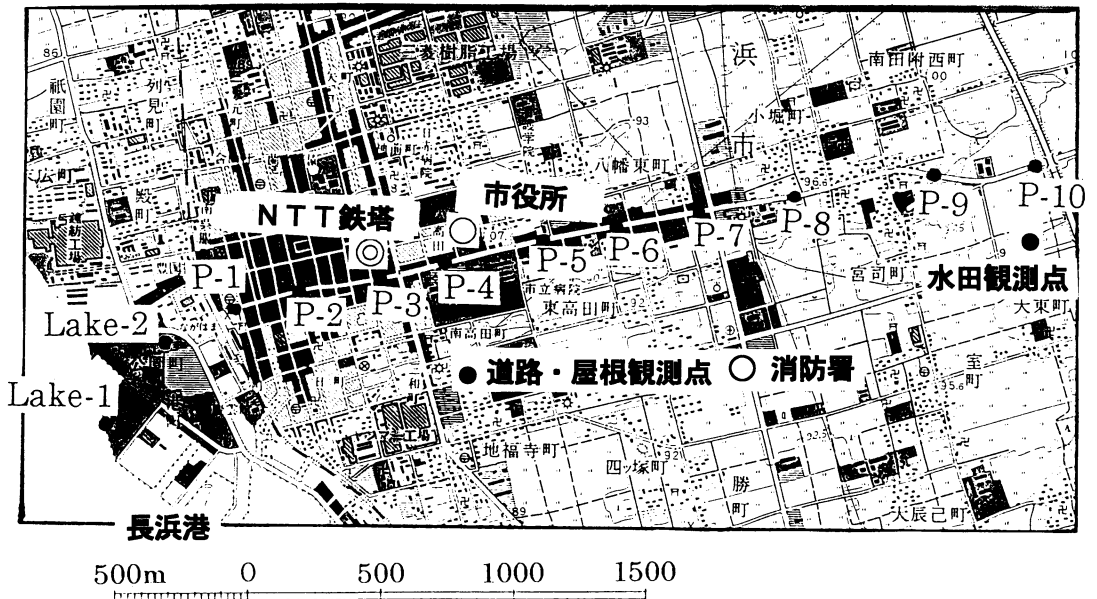
\* 埼玉大学大学院理工学研究科。

—1998年4月10日受領—

—1999年4月5日受理—

第1表 観測機器および記録方法.

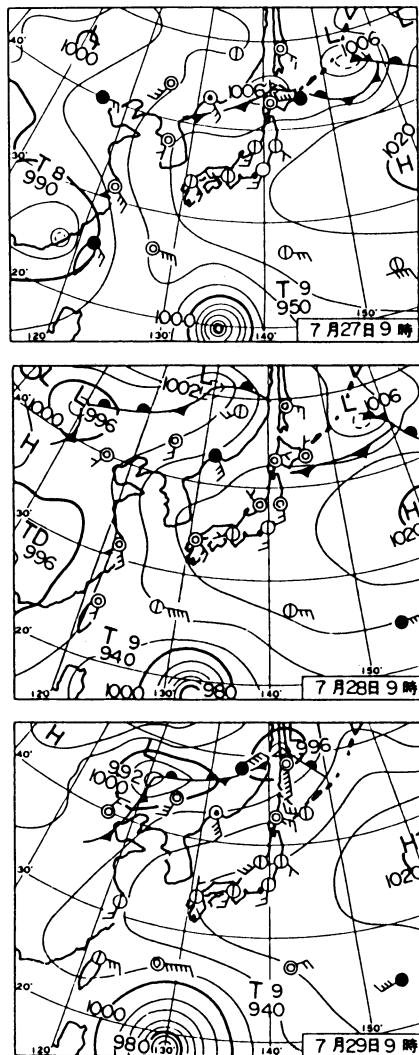
| 観測項目  | 観測地点および地上高さ(m)            | 観測機器(メーカー, 製品名)                        | 記録間隔 | 備考                                   |
|---|---------------------------|--|------|--------------------------------------|
| 全天日射量   | 市役所屋上: 16                 | アルベドメーター (EKO)                         | 1分   |                                      |
| 大気放射量   | 市役所屋上: 16                 | 精密赤外放射計 (EKO, MS-201)                  | 1分   |                                      |
| 地上気温  | 道路上: 1.5                  | サーミスタ温度計 (ESPEC, RT-10)                | 2分   | 第2図のLake-1, 2, P-1~P10 (全12地点) に対応する |
| 表面温度  | アルファルト道路及び瓦屋根             | 熱電対センサー (CHINO)                        | 5分   | 各2地点 (瓦屋根は南向き)                       |
|   | 水田                        | 長波放射計 (EKO, サーモフロー)                    | 1時間  | 全3地点                                 |
| 気温・湿度   | NTT 鉄塔: 13*, 25, 38.5,    | サーミスタ温度計・静電容量式湿度計 (ESPEC, RT-10・RS-10) | 2分   | *は気温と湿度, 他は気温のみ                      |
| プロファイル  | 45*, 51.5, 58*            |  |      | 観測                                   |
| 風向・風速   | NTT 鉄塔: 58;<br>琵琶湖岸: 3, 5 | プロペラ式風向・風速計 (KADEC)                    | 2秒   | 1分間の平均値を出力                           |
| (以上, 長浜市内 (標高90 m 程度) において実施 (1996年7月27~29日)) |                           |  |      |                                      |
| 高層気象<br>(気温・湿度・風向・風速・気圧)                      | 水田: 高度6000 m 程度まで         | ゾンデ (抵抗線温度計, カーボン湿度計, 空こう気圧計)          | 3時間  | 観測は気象協会関西支部による6時~18時まで               |
| (以上, 木之本町内 (110 m 程度) において実施 (1996年7月29日))    |                           |  |      |                                      |
| 水温  | 長浜港付近: 水深0.5              |  | 1時間  | 観測は滋賀県立環境衛生センターによる                   |
| 地上気圧  | 長浜消防署: 1.5                |  | 1時間  | 観測は長浜消防本部による                         |
| (以上, その他利用したデータ (1996年7月27日~29日))             |                           |  |      |                                      |



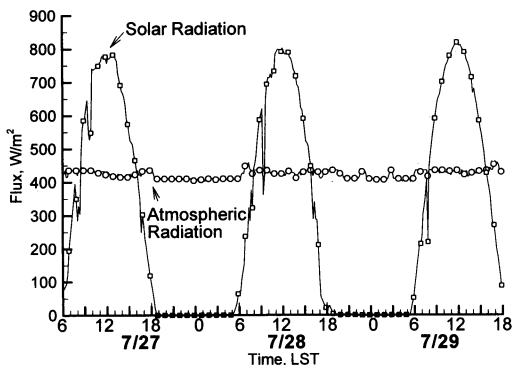
第2図 観測地点の位置 (国土地理院発行「土地利用図 長浜」より転載・加筆).

おける地表面熱収支の違いや夜間の放射冷却特性の違い等に起因するもので、観測事実だけでなく、数値計算によっても示されている (Oke, 1981). しかしながら、そこを取り巻く気候特性が盆地のように大規模な混合層が形成されるような場であったり、海岸にお

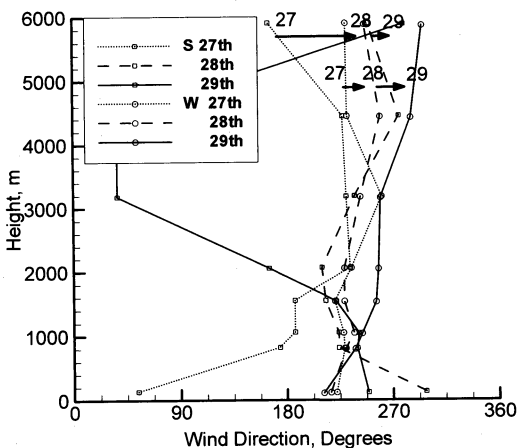
ける海風等、局地風が卓越するような場においては、地表面の違いやキャノピーの有無による熱収支特性の違いだけでは現象を十分に説明することができないことが予想される。このパラメーターの評価においても、地表付近の気温観測だけでは大気構造は十分に把握さ



第3図 観測期間中の天気図(日本気象協会発行「気象」より転載)。



第4図 全天日射量と大気放射量の変化。



第5図 観測期間中の輪島および潮岬測候所における高層大気の風向プロファイル(記号Sは潮岬, Wは輪島を示す。矢印は、観測期間中の一般風向が南西から西よりに変化している傾向であることを示す)。

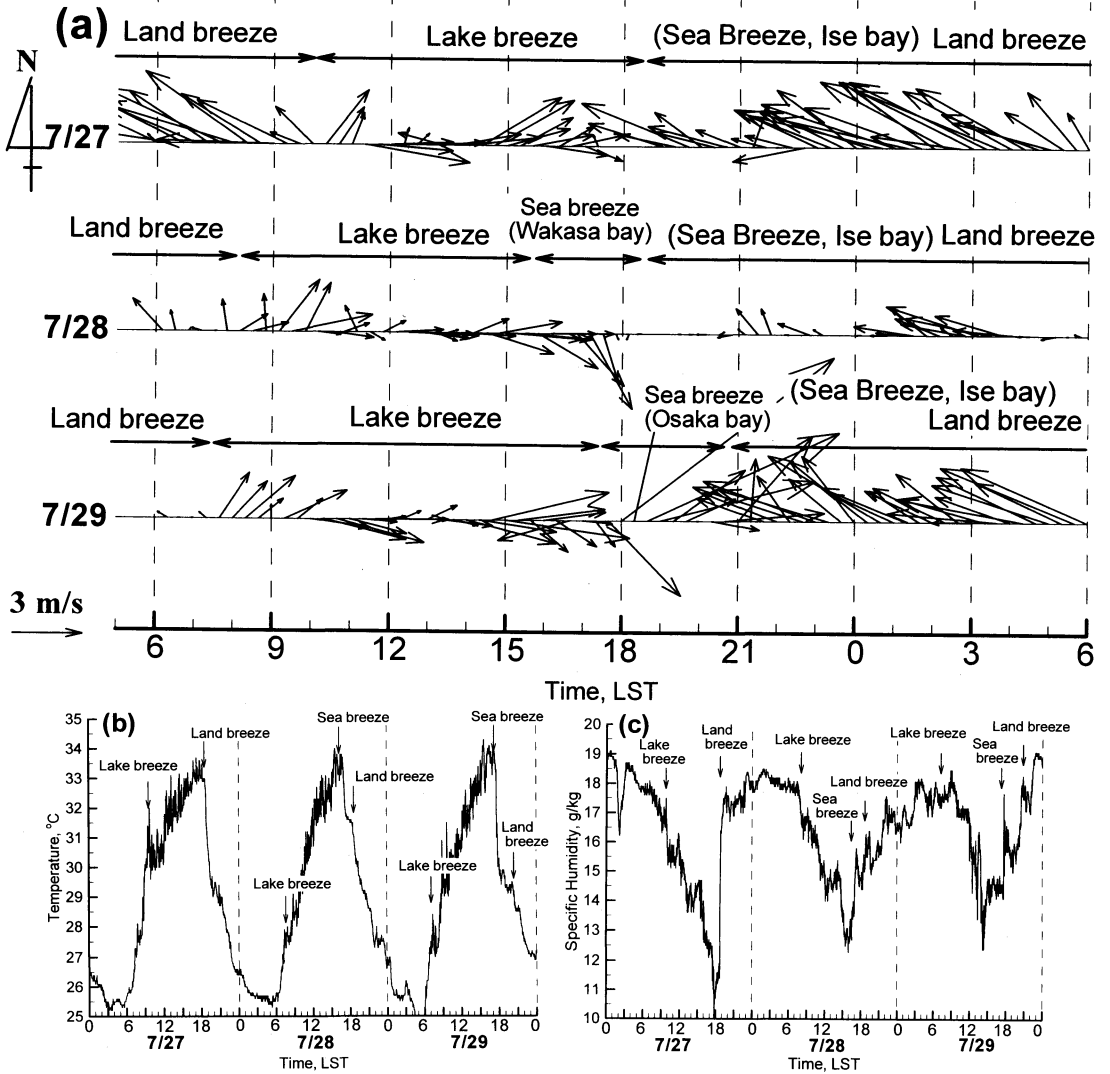
れないため、立体的に調べる必要がある。

本研究は、盆地内の湖岸において局地風が発達し、周囲との土地利用条件が明白に異なる小規模な都市の熱環境特性を把握することを試み、地形の特性が都市の気温場に果たす役割と都市のヒートアイランドの評価について考察したものである。

2. 観測概要

都市およびその周辺での気象観測は、琵琶湖東岸に位置する滋賀県長浜市内(35°22'N, 136°18'E)において、1996年7月27日から29日までほぼ連続して行われ

た。第1図に、長浜市の位置およびその周辺部の地形を示す。観測を行った長浜市市街地の規模は5.5 km<sup>2</sup>であり、そこでの人口は1995年の国勢調査によれば2万7千人程度である。市街地内の建物は、高さ7 m程度の瓦屋根の住宅が多い。市街地の周囲は多く水田が存在し、土地利用の対比は明瞭である。観測項目は、地上気温、高さ58 mまでの気温および相対湿度、アスファルト道路表面および瓦屋根面温度、水田の放射温度、全天日射量、大気放射量、琵琶湖岸の地表付近および市街地内の高さ58 mにおける風向・風速である。さらに、長浜港付近における水深50 cmの水温と長浜消防署における地上気圧データを入手した。第1表に、



第6図 NTT 鉄塔における高さ58mの気象の時間変化 (a) 風ベクトル, (b) 気温, (c) 比湿.

観測機器および記録方法について示す。第2図に、市街地内外に設置したこれらの観測項目の観測地点を示す。ここで、地上気温観測地点が東西方向に伸びているのは、湖陸風の向きを予想し、この風に沿った気温の空間的な変化を把握するためである。

また、7月29日には、長浜市から13 km 北に位置する滋賀県木之本町内において、ゾンデによる高層気象観測が行われた。盆地気候の特性の把握のために、この観測データも利用した。

### 3. 観測結果

#### 3.1 総観場の気象

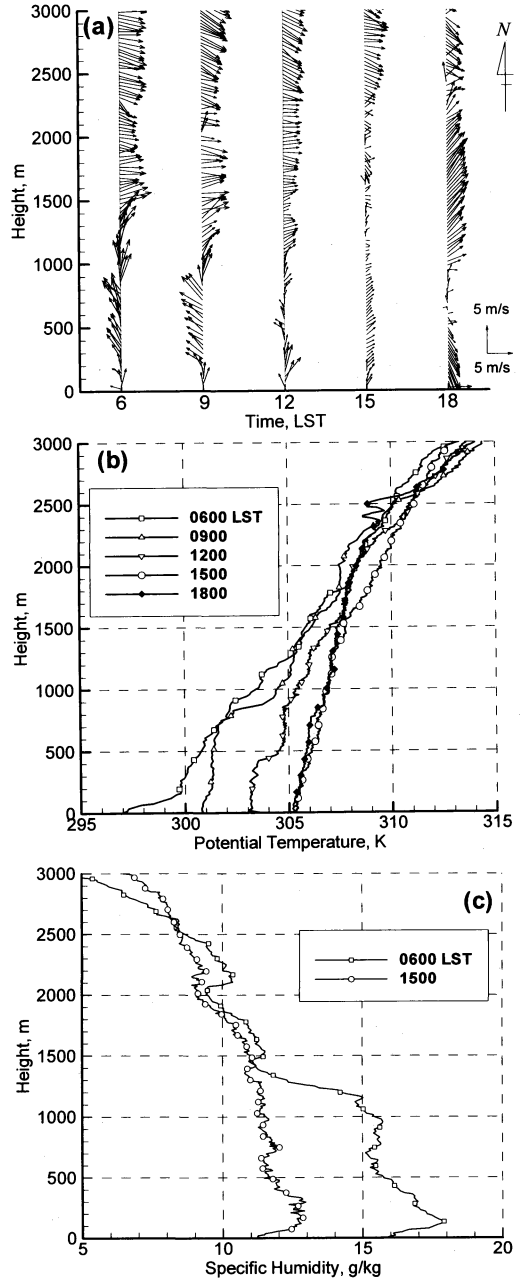
第3図に観測期間中の天気図を、第4図に全天日射量と大気放射量の観測結果をそれぞれ示す。観測期間中、対象領域は北太平洋高気圧に覆われており、市街地上空はほぼ快晴であった。気圧勾配は緩やかで、輪島および潮岬測候所の高層データによれば、高度5 km 付近までの風速は常に10 m/s 以下であった。第5図に輪島と潮岬における高さ6000 m までの風向のプロファイルを示す。これより、上空2000 m 以上の風向は南西から西よりに変化する傾向が見られた。

3.2 上空の風速・気温・比湿

はじめに、第6図aからcに、NTT 鉄塔において観測された高度58 mにおける風ベクトル、気温、比湿の時間変化をそれぞれ示す。ただし比湿の値は、気温および相対湿度と、消防署で観測されている高度1.5 mの気圧の値をそのまま用いて算出した。風ベクトルの日変化の全体的な傾向として、3日間とも8時から10時の間にそれまで陸よりの風から湖よりの風に変化し、19時から21時までには再び陸よりの東南東の風が卓越した。地形を考慮して南西から西北西までの湖よりの風を湖風と定義し、21時から翌朝まで卓越する東南東の風を陸風と定義すれば、全体としては湖陸風が明瞭に現れたといえる。但し、16時から19時までを詳細に見ると、27日では17時から19時に風ともいえる無風に近い状態を境に湖風から東南東の風に転じたのに対し、28日では16時頃に一時北西風が卓越し、また、29日では18時から1時間程度5 m/s以上の強い南西の風が生じたことがわかる。このような夕刻に生ずる風系の変化については枝川(1992)により詳しく調べられており、今回観測された東南東の風は伊勢湾から、28日の北西風は若狭湾からそれぞれ海風が到達したものと推測される。しかし、伊勢湾周辺のアメダスの風ベクトルから判断すると、この海風が翌朝まで持続したとは考えにくく、夜間は鈴鹿山地系からの下降流が生じたとも予想される。また、29日の強い南西の風は、第5図に示したように一般風の風向が前々日、前日よりさらに西よりであり、大阪湾周辺のアメダスの風ベクトルを確認した結果、大阪湾からの海風が到達したものと推測される。

次に、この風ベクトルの変動を考慮しながら気温の変動に着目すると、どの日も湖風が発生した直後に一時的に昇温が弱まるが、その後再び気温は上昇し、それは夕刻に風系が変化するまで継続した。また、夕刻に風系が変化した直後に急激な気温の低下が生じたことがわかる。気温の最高値は27日では18時、28日では16時、29日では17時頃にそれぞれ記録した。一方、比湿の変動は、気温の変動とは逆の傾向が得られた。すなわち、湖風時には比湿が減少し続け、その後風系が変化した直後に急激に増加した。

以上のような気象の時間変化パターンを理解するため、高層大気のプロファイルを見てみる。第7図aからcに、7月29日に滋賀県木之本町で放球されたゾンデにより得られた風ベクトル、温位、比湿のプロファイルの日変化をそれぞれ示す。まず、この地点の風ベ



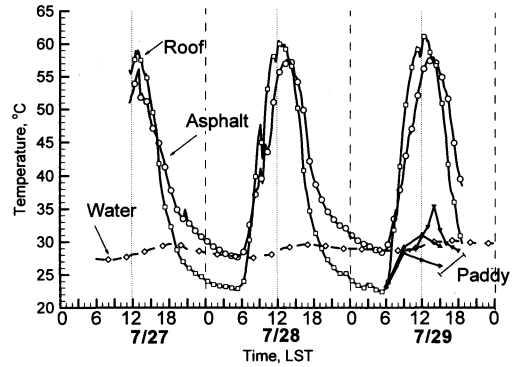
第7図 ゾンデによる気象のプロファイル(7月29日)(a)風ベクトル、(b)温位、(c)比湿。

クトルのプロファイルから、6時では高度800 m付近を境に大きく分けて南東の風と西よりの風の大气層が確認できる。9時では、長浜市での観測とは異なり、地表付近において明瞭な湖よりの風は確認できない

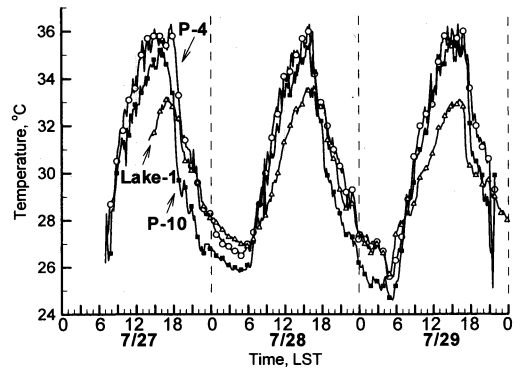
が、12時には厚さ400 m程度、さらに、15時には厚さ1000 m以上の湖風が発生したことがわかる。

次に、温位のプロファイルを見ると、12時では2段の混合層が形成されており、15時にはこれらが結合して地上から1500 m程度の高さまで一様な温位勾配をもった弱安定成層を形成している。この状態は18時も継続している。このような日中の温位プロファイルの変化について、Kimura and Kuwagata (1995) は次のように説明している。まず、正午に見られた2段の混合層について、上段の昇温の熱は、下段の低温位から供給されたものとは考えにくく、局地循環によって加熱された層であり、15時から18時において確認される大きな弱安定成層については、乱流による地表面から発達する混合層と局地循環により加熱された層が合体したものである。ここで、Kuwagata *et al.* (1990) による盆地の観測結果では、午後の大きな混合層はほぼ完全な中立状態であったのに対し、木之本上空においては弱安定状態である。これは、ゾンデが風によって運ばれるため、上空では放球地点から山岳方面にずれていくことや、東西方向の盆地底部の幅が異なるために、局地循環の形が異なっていることなどの理由が考えられる。次に、比湿のプロファイルを見ると、午前6時では地上付近において16 g/kg程度記録されたのが、高度と共に減少し、高さ2000 mでは10 g/kg以下まで下がっている。これが15時には、地表から1200 mの高さにわたり5 g/kg程度も減少したことがわかる。このような盆地底部における日中の比湿の減少も局地循環がもたらす大きな特徴である。

ここで、15時の各プロファイルより湖風の厚さを1200 mとし、琵琶湖(面積670 km<sup>2</sup>)を半径14.6 kmの円として、この円柱から高さ1200 mまでの湖風風速の平均値1.6 m/sで一様に吹き出すものと想定すると、質量保存則から高さ1200 mでの下降風速は26 cm/sと見積られる。但し、湖面では下降風が生じないため、この層内における平均的な下降風速は10 cm/sのオーダーである。ここで、盆地内の下降風速は1.5~4 cm/sであることが報告されており(近藤, 1994)、ここで見積られた下降風速は極めて大きな値である。これは、簡素化した見積りではあるが、盆地の底が湖で占められているために、この地域は斜面上昇流と湖風という2つの要因が原動力となり、循環がより強まる傾向にあることが考えられる。さらに、長浜市の鉄塔において観測された29日の比湿の時間変化からも、午前9時のピーク時から15時までに5 g/kgの減少が生じてお



第8図 地表面温度および水温の日変化。



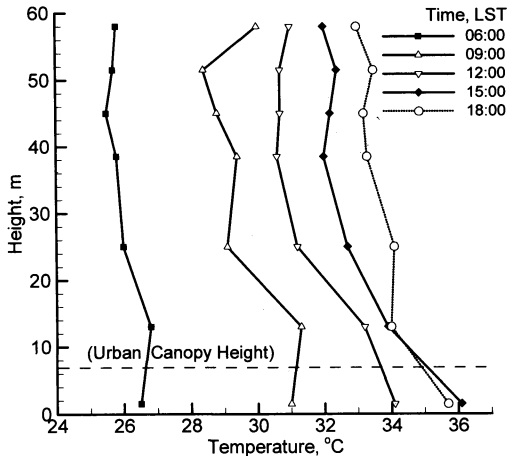
第9図 地上気温の日変化。

り、空気塊が周囲との交換が生じないと仮定すると、この時刻間に1200 mもの大気の沈降が生じたことになり、その平均下降速度は5.6 cm/sと見積られる。特に、15時では局地循環が最も発達し、この時刻での10 cm/s オーダー以上の下降風速は十分に考えられる。

第6図 a から c に示したように、観測期間中は夕刻にそれぞれ異なる風系が卓越したものの、湖風時における気温と比湿の変動パターンが3日間とも同様であったことから、以上のような日中の大規模な循環は3日間とも生じていたものと思われる。

### 3.3 地上気温・地表面温度

前節の結果から、この地域上空の気象の変化は局地循環に支配されており、高さ58 mでの観測においてもその特徴が明瞭に現れた。そこで、ここではこうした局地循環が都市域の地上気温の変化にどのような影響をもたらしているのかを調べることにする。まず、第8図に、アスファルト道路、瓦屋根、水田の地表面温



第10図 NTT 鉄塔における気温プロファイルの時間変化 (7月27日)。

度、および琵琶湖の水温の日変化を示す。日中の瓦屋根面とアスファルト道路表面の温度は3日間とも55°C以上に達し、水田、および琵琶湖の水温と比較して最大20°C程度も高く、都市域の日中の気温場を形成する大きな熱源になる。瓦屋根は12時頃に、アスファルト道路は13時頃にそれぞれ最高値を記録し、それ以降は日射量が弱くなるに従い表面温度は下降する。これらの最高値の時刻と高さ58 mでの気温の最高値の時刻は最大5時間以上も異なっている。

次に、第9図に、地上気温観測点 LAKE-1, P-4, および P-10(以下、それぞれ湖岸、市街地、郊外と定義する)におけるそれぞれの気温の時間変化を示す。湖岸と市街地では、日中の気温差が最大3~4°Cに達しており、さらに市街地はより内陸の郊外よりも常に気温が高い。これは、それぞれの場所を代表する表面温度の違いが主要因であることが考えられるが、市街地がより湖に近いことを考慮すると、都市キャノピー層の中では湖風の移流による冷却効果は小さいと考えられる。ここで、最高記録時について着目すると、湖岸の気温は58 mの鉄塔で観測されたのと同様に、湖風時から卓越風系が変化するまで上昇傾向にあることがわかる。ここで、日中に上昇し続けた湖風の温度が、風下の都市域にどのように影響しているかを見てみよう。第10図に、鉄塔の各高さに設置された温度計より得られた市街地の気温のプロファイルを示す。まず、6時では大気は全体にわたって中立状態であったが、9時には13 mでの観測点において気温のピークが現れている。この高さでは、日陰のない屋根面の方が道

路面よりも急激に高温になり、その影響を最も強く受けたことが考えられる。その後、時間と共に層内全体の気温は上昇し、大気はキャノピー内外では2°C以上の差を持った強い不安定状態にあるように見える。しかし、こうしたキャノピー内外の大きな温度差は、従来の観測では見られなかった現象である。Nakamura and Oke (1988) の観測結果によれば、日中のキャノピー内外の温度差について、ストリートキャニオンのアスペクト比(道路幅と建物高さとの比)がおよそ1:1の場合では、屋根面高さ付近とキャノピー内との気温差は最大1°C程度であり、他の多くの観測結果においてはその差は0.5°C程度と報告されている。さらに、孟・老川 (1995) が行った住宅キャノピーを対象にした乱流観測結果によれば、キャノピー高さの3~4倍の規模で組織渦が形成され、そこでは活発な運動量および熱の交換が生じ、日中のキャノピー内外の不安定層を破壊し、一様な温度分布を形成すると説明している。長浜市街地においては、キャノピー内外間でこのような乱れによって温度分布を一様にさせる効果が働いていたとしても、湖岸の気温は市街地より3°Cも低く、観測地点が琵琶湖から1 km程度しか離れていないために、キャノピー外の気温はキャノピー内とは異なり、湖風の移流の影響を強く受けている。そのため、こうした不安定状態が見かけ上強くなっている。

さらに、18時の気温のプロファイルは、15時までの不安定状態と比較して、より一様な中立状態のように見える。ここで注目すべきことは、高さ13 mまでの気温は、15時での値とほとんど変わらないのに対し、それ以上の高さでは全体にわたって加熱が持続していることである。この時間では15時と比較して、市街地の道路および屋根面温度が10°Cから15°Cも下がり、大気へ輸送される顕熱は減少し、地上気温の上昇に与える効果も小さいものの、湖風の温度が15時以降もなお上昇しており、キャノピー層外においては、地表面温度の下降に伴う大気の冷却が抑制されている。このように、夕刻には地表面温度が下降したにも関わらず、局地循環により風上の湖風の温度が上昇することによって地上気温の下降を遅らせていることがわかった。

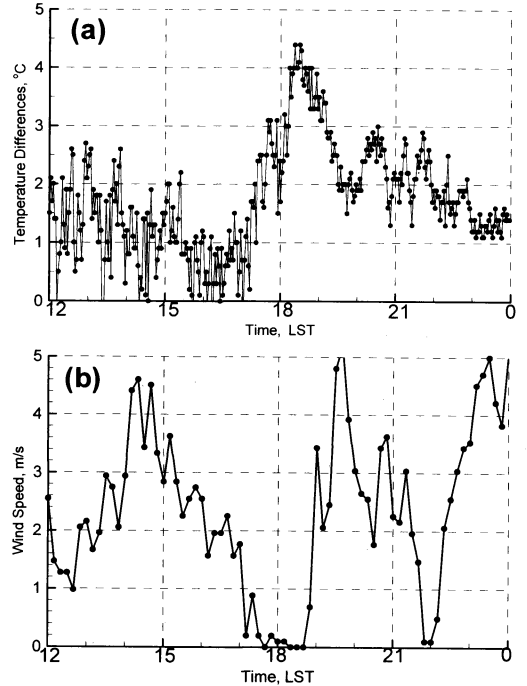
次に、夕刻に風系が変化した直後の地上気温に着目すると、第9図より、市街地と郊外において1時間の間にそれぞれ最大4°Cもの下降が生じたことがわかる。これは、前節で述べたように伊勢湾などの大規模な海風が山地を越えて侵入したものと推測されるが、これらの風の温度は、これまでの局地循環によって維

持された高温空気塊よりも低いために短時間で大きな温度差をもたらした。このように、盆地底部の市街地および郊外の気温は、そこを取り巻く周囲からの移流の効果が極めて支配的であることがわかる。

#### 4. 湖岸の都市ヒートアイランドに関する考察

本論の主題である琵琶湖周辺の局地循環および海陸風が都市気温に与える影響について、ヒートアイランド強度という観点から考察する。ヒートアイランド強度は、観測地点の選定やその定義によって大きく異なるため、このパラメータの一般性は厳密さに欠けることが指摘されているものの、都市の影響を客観的に示す指標としてよく用いられ、さらに、今回のような盆地内の小都市においてはどの程度に見積もられるのかは興味のあるところである。これまで、市街地と水田を対象としたヒートアイランド強度について、榊原(1994)は、関東平野に位置する埼玉県越谷市周辺で気象観測を行い、都市の規模は長浜市よりも大きい、夏季において昼間に最大 $4^{\circ}\text{C}$ 近くのヒートアイランド強度が観測されたことを報告している。その後、同じ越谷市における定点観測の結果からでは、夏季の日中では $1.4^{\circ}\text{C}$ 、夜間は $2^{\circ}\text{C}$ のヒートアイランド強度があると報告している(榊原ほか, 1996)。特に、日中のヒートアイランドの出現については、水田には水が敷かれており、昼間の蒸発散によって熱収支の違いが都市と郊外で大きくなったことが要因であると推測している。しかしながら、盆地内のような場合では、都市域および郊外の気温は単に地表面の状態の差異のみでは説明できず、気温差も平地の場合とは異なることが予想される。ここでは、観測点が限られているが、琵琶湖岸に直交する道路上において連続して観測を行った市街地(P-4)の気温と、さらに内陸に進んだ郊外(P-10)を対象に検討する。

市街地と郊外の気温の日変化は第9図に示したようであるが、27日の正午から28日0時における市街地と郊外の温度差、およびNTT鉄塔で観測された風速の時間変化はそれぞれ第11図a, bのようになる。この傾向は以下のようなものである。1日を通して市街地のほうが郊外より気温が高いことはすでに述べたが、日中の正午から15時頃までは、その差は $1.5 \pm 1^{\circ}\text{C}$ 程度であり、その後17時にかけて小さくなる。次に、夜間の19時半から23時にかけては $2 \pm 1^{\circ}\text{C}$ 程度の差になる。このような傾向は、28日および29日にも見られている。この日中および夜間のヒートアイランド強度は、榊原ほか



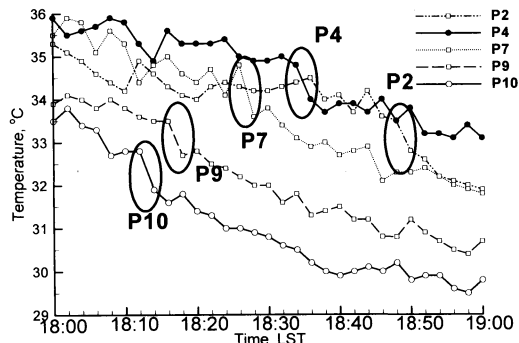
第11図 (a)市街地と郊外の気温差の時間変化(7月27日)、(b)NTT鉄塔における風速の時間変化(7月27日)。

(1996)の観測結果と同様である。特に日中では、風上の湖風の温度は市街地内よりも $3^{\circ}\text{C}$ 以上低いにもかかわらず、地上 $1.5\text{ m}$ の高さでは結果的に同じ規模の気温差が得られている。これは、第10図に示したように都市キャノピー内では冷気の移流は小さく、越谷市の場合と同様に市街地と郊外の地表面温度の差による効果が卓越している。夕方にかけて気温差が減少したのは、両地点の地表面温度差が小さくなったことに加えて、この地域をとりまく大気が局地循環により暖められているためである。

次に、特に留意すべきことは、18時から19時の間に最大 $4^{\circ}\text{C}$ 以上の気温差を記録したことである。このような大きな気温差が生じた理由を考えてみよう。ヒートアイランド出現の主要な条件として、第1節に記したように、静穏で晴れた夜間であることが指摘されている。高さ $58\text{ m}$ での風は1時間程度無風状態であり、気象条件としては満されているが、気温差が増加した時間帯は日没前の夕方である。ここで、この無風状態は湖風から陸よりの風に変化する風に対応するものがあるが、以後、夕方のこの陸より風を谷風と定義する。

第11図aより、市街地と郊外の気温差は17時から1





第12図 12地点の地上気温を測定したうちの5地点における18時から19時までの気温の変化(7月27日, 楕円は谷風フロント通過時を示す)。

時間で2°C程度増加している。この気温差の増加の割合は、複数の都市について検討されたOke (1981) による報告とよく一致している。但し、Oke (1981) の場合は日没時を基準としたものである。これらは都市と郊外の地表面の放射冷却の差によるものであり、それは地中の蓄熱量の差に起因する(例えば、浅枝・藤野, 1992)。ところが、18時以降では、気温差はより急激に増大し、18時半頃最大値を記録し、その後1時間程度は縮小傾向に転じている。この気温差の急激な変化とピークの出現過程をより詳細に示すために、第12図に12地点の地上気温を測定したうちの5地点における18時から19時までの気温の変化を示す。それぞれの地点において、気温が2分間で1°C程度も下がる時間帯が確認できる。さらに、これは郊外から市街地に向かう方向に遅れて生じている。気温観測を行った道路の方向と谷風の風向は30°程度のずれがあるものの、観測領域内において冷気を伴う谷風のフロント部が郊外から市街地に向けて通過した様子を捕らえたことがわかる。市街地と郊外の気温差は、谷風フロントが郊外を通過し市街地に到達する直前でピークとなり、それが市街地を通過すると減少する。このように、盆地内においては、そのままの気温差から判断すると極めて局所的な影響も加えた形のものヒートアイランド強度として評価してしまう可能性がある。しかも、風速が弱いほど注意しなければならない点である。一方、28日においては、同じように谷風が夕刻時に進入しているものの、前日のような一時的なヒートアイランド強度の増大はほとんど見られなかった。これは、16時頃に北西からの大規模な海風によって、一度市街地全体

の気温が下がったためである。

以上の結果より、盆地内の湖岸における小規模な都市と郊外を対象にした日中および夜間のヒートアイランド強度は、局地風の影響を受けて気温の日変化に大きな特徴が見られるものの、平地における既存の観測例と同規模である。但し、風系が変化する際には、見かけ上のヒートアイランド強度の増大が生ずる。こうした地形の下におけるヒートアイランドの評価には十分注意しなければならない点である。

### 5. まとめ

琵琶湖岸に位置する盆地内の小都市の熱環境の実態を調べるために、夏季において気象観測を行った。その結果について検討し、ヒートアイランドの特性として以下のような結論を得た。

- 1) 盆地内の局地風が卓越する日では、日中、湖面—山地間の局地循環によって生じた高温大気の降下によって、盆地底部の気温は風系が変化するまで上昇し続ける。
- 2) 盆地内の湖岸の都市は、局地循環により風上の湖風の温度が上昇する影響を受けるため、午後都市地表面温度が下降しても、高温を維持する。
- 3) この地域の都市のヒートアイランド強度は、日中は平均1.5°C、夜間は平均2°C程度であり、気温の時間変化は周囲からの移流の影響が大きいにもかかわらず、昼夜とも平地における既往の研究例と同程度である。
- 4) 静穏に近い晴天日の夕刻時には、都市と郊外で一時的に最大4°Cの温度差が生じたが、これは谷風のフロントが郊外を通過した後に発生した見かけ上の値である。風系が変化する条件下でのヒートアイランド強度の評価には注意すべき点であることを指摘した。

### 謝辞

本研究は、琵琶湖プロジェクト(代表幹事: 中北英一(京都大学))の一環として行われたものである。ゾンドの観測データは、京都大学の石哲助手より頂いた。琵琶湖の水温データは滋賀県立環境衛生センター大気科より提供して頂いた。NTT彦根支店、NTT長浜営業所、長浜市役所財務課、長浜消防署ならびに多くの長浜市民のみなさんには観測の便宜を図って頂いた。

最後に、本論に有益なコメントを頂いた査読者の

方々に記して感謝いたします。

### 参 考 文 献

- 浅枝 隆, 藤野 毅, 1992: 舗装面の熱収支と蓄熱特性について, 水文・水資源学会誌, 5, No. 4, 3-7.
- 枝川尚資, 1992: 琵琶湖北部流域における夕刻の局地風について, 地理学評論, 65A, 735-746.
- 藤野 毅, 浅枝 隆, 和氣亜紀夫, 1996: 夏季の都心部周辺における気温分布特性に関する数値実験, 地理学評論, 69A, 817-831.
- Kimura, F. and T. Kuwagata, 1995: Horizontal heat fluxes over complex terrain computed using a simple mixed-layer model and a numerical model, J. Appl. Meteor., 34, 549-558.
- Kimura, F. and S. Takahashi, 1991: The effects of land-use and anthropogenic heating on the surface temperature in the Tokyo metropolitan area: A numerical experiment, Atmos. Environ., 25B, 155-164.
- 近藤純正編, 1994: 水環境の気象学, 朝倉書店, 267-268.
- 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, 625-637.
- Lars B., O. M. Jan, and L. Sven, 1985: Canyon geometry, street temperatures and urban heat island in Malmö, Sweden, J. Climatol., 5, 433-444.
- 孟 岩, 老川 進, 1995: 都市キャノピー近傍による組織的乱流運動, ながれ, 14, 233-244.
- Munn, R. E., M. S. Hirt, and B. F. Findlay, 1969: A climatological study of the urban temperature anomaly in the lakeshore environment at Toronto, J. Appl. Meteor., 8, 411-422.
- Nakamura, Y and T.R. Oke, 1988: Wind, temperature and stability conditions in an east-west oriented urban canyon, Atmos. Environ., 22, 2691-2700.
- Oke, T. R., 1981: Canyon geometry and the nocturnal urban heat island: Comparison of scale model and field observations, J. Climatol., 1, 237-254.
- Oke, T. R. and G. B. Maxwell, 1975: Urban heat island dynamics in Montreal and Vancouver, Atmos. Environ., 9, 191-200.
- 榊原保志, 1994: 越谷市に見られるヒートアイランド強度—郊外が水田の場合—, 天気, 41, 515-523.
- 榊原保志, 原 芳生, 加藤俊洋, 1996: 越谷市南東部における臨時定点観測によるヒートアイランド強度の特徴, 天気, 43, 537-543.
- Yinka, R. A., 1990: Aspects of the variation in some characteristics of radiation budget within the urban canopy of Ibadan, Atmos. Environ., 24B, 9-17.

---

## Characteristics of Urban Heat Island at a Small City in the Lakeshore Basin Environment

Takeshi Fujino\* and Takeshi Asaeda\*\*

\* (Corresponding author) Graduate School of Science and Engineering,  
Saitama University, Urawa 338-8570, Japan

\*\* Graduate School of Science and Engineering, Saitama University

(Received 10 April 1998 ; Accepted 5 April 1999)

---