

長野市における夜間ヒートアイランド強度に対する 風速と接地逆転の強さの関係

榊原保志*¹・田中 忍*²・伊藤由香*³

要 旨

長野市(人口約35万)のヒートアイランド強度を調べるため、1995年と1996年の夏から初冬にかけて、都市部とその周辺において延べ43回の自動車による気温の移動観測が行われた。気象台等で観測された他の気象要素もデータの解析に用いられた。その結果、次のことがわかった。

- (1) ヒートアイランド強度の最大値は4.9°Cであった。この値は、Park (1987) が指摘する、日本におけるヒートアイランド強度と人口の統計的關係から推定される、35万人規模のヒートアイランド強度より1.7°Cほど大きい、北米や西欧の場合ほどではなかった。
- (2) 風速が大きくなってもヒートアイランド強度に大きな変化はなかった。
- (3) ヒートアイランド強度は、都市部周辺における温位の鉛直増加率の平方根と高い相関($r=0.796$)を示した。

1. はじめに

都市気候を代表とする特徴の1つに、夜間の気温低下が抑えられることがある。大都市の熱帯夜の日数は確実に増加しており、その原因の1つにヒートアイランドが考えられている。このヒートアイランド形成メカニズムの解明は都市環境を考える上で重要である。

ヒートアイランドに関する研究はこれまでも多く報告され、中でもヒートアイランドの強さと気象条件との関係を調べた研究は古くから行われている。Sundborg (1950) は、ヒートアイランドの強度を雲量と風速で説明するモデルを作った。また、風速と雲量が夜間のヒートアイランドに関する重要なファクターであるとし、どちらも直線関係で示されるとしている。一方、Oke (1973) はヒートアイランド強度と風速の関係は非線形であるとしている。

ヒートアイランドの立体構造も解明され多方面にわたって研究が進められるようになった。そのきっかけになったのは、都市内外の2地点の気温鉛直分布を比

較し、クロスオーバー現象を見いだした、Duckworth *et al.* (1954) のカリフォルニアの3都市における研究であろう。

田宮・武藤(1974)は住宅団地内外で観測を行い、住宅団地外で接地逆転は間欠的に出現し、それと同時にヒートアイランドも間欠的に出現することから、ヒートアイランドの出現には団地外における接地逆転の存在が不可欠であることを示した。また、田宮・大山(1981)は、3つの集落で観測を行い、集落外の逆転強度が大きくなるとヒートアイランド強度も大きくなることを示した。

Summers (1965) は大気に顕熱のエネルギーを供給するヒートアイランドモデルを示し、ヒートアイランド強度は夜間の接地逆転層における温位の鉛直増加率(以後、温位増加率)の平方根に比例することを示した。しかし、Oke (1976) によれば、Summers のモデルは実際の気象現象にうまく適応できないという。

一方、Park (1987) は都市規模の尺度として人口数をとり、ヒートアイランド強度の年間最大値との関係を求めた。「北米や西欧」ではその関係は直線関係が見られるのに対し、「日本と韓国」では人口30万人付近で人口増に対するヒートアイランド強度の増加傾向が異なり、下に凸の形になるという興味ある指摘をした。

*1 信州大学教育学部、*2 中野市立南宮中学校、

*3 長野市立若穂中学校。

—1997年5月8日受領—

—1997年10月23日受理—

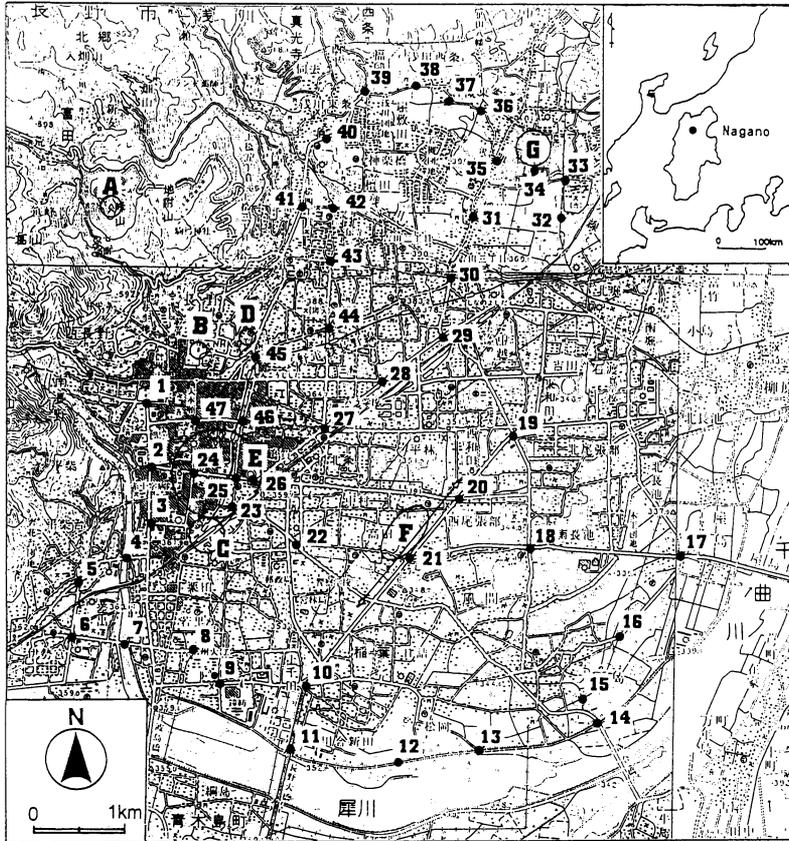


Fig. 1 Topographic map showing observation sites. A : Mt. Omine, B : Zenkoji Temple, C : JR Nagano Station, D : Nagano Local Meteorological Observatory, F : National Road 18, G : Orchard in Tokuma. (This figure is based on the composite map of two 1 : 25,000 maps, "Nagano" and "Wakatsuki", published by Geographical Survey Institute).

しかし、この関係には疑問があるとする報告（榎原、1994）もある。

本研究の目的は、ヒートアイランド強度と風速および接地逆転強度の関係を明らかにし、ヒートアイランド強度と人口との関係が世界の諸都市で得られた結果の回帰直線上に乗るか否かを長野市における実測データから検討することである。

2. 方法

2.1 対象地域と観測方法

長野市は長野県北部に位置し、平成5年1月1日現在では35万人の人々が暮らしている。1998年には、長野市を中心に冬季オリンピックが開催されることになり、この年に合わせて、関越自動車道上越線や北陸新幹線長野線の開通、競技施設やホテルの建設等が進め

られている。長野市は現在都市化の進展が著しい都市の1つといえよう。

長野市の北部から西部にかけては山地があり、南部と東部には犀川と千曲川が流れている。現在では、住宅地の拡大は限界に達して、山地の手前まで宅地化されているところも少なくない。そのため長野市東隣の須坂市や北隣の牟礼村等がベッドタウンになっている。大規模な緑地は、山地斜面を除き、犀川や千曲川の河川敷や北部に広がる果樹園等に限られる。特に後者の1つである徳間地区の果樹園（第1図G）は、平坦な地形のところを東西1 km南北0.6 kmの広さをもつ緑地帯である。この地点の北側に比高550 mの山があるが、3.5 km離れた両者の間には住宅地があるので山からの冷気流の影響は受けにくいと思われる。

JR長野駅（第1図C）から善光寺（第1図B）にか

けての地区は人口が集中している地区である。特に市役所から西に走る昭和通りの地帯(第1図E)は長野市で最も高い建物が建ち並ぶ地区である。この地区の北側2kmには、長野市街地を一望できる大峰山(第1図A)がある。ここで、気温観測が1時間毎に長野県衛生公害研究所において行われている。

また、交通渋滞は長野市街地でも例外でなく、それを緩和するために作られた長野バイパス(国道18号, 第1図F)も交通渋滞が著しい。

観測は長野市内に48地点の観測点を選び、第1図に示される地点番号順に自動車で移動し気温を測定する方法で行った。自動車による移動観測は、少ない人数及び測器で気温分布が得られるため、ヒートアイランドの観測で一般的に用いられている方法である。自動車による観測システムは榊原(1994)と同じである。

観測地点数は48地点で、総走行距離は約36km、1回の観測時間は平均1時間20分を要した。また、全ての観測値は第1図地点1を基準として時差補正を行った。

観測は、観測開始時に晴れ間が見える夜間を選び、1995年と1996年の秋と冬を中心に延べ43回の観測を行った(第1表)。郊外の風速は長野地方気象台(第1図D)の観測値を利用した。この場所が郊外を代表とする地点として適切であるかは議論の余地があるが、他に適当な観測データが得られなかった。

2.2 ヒートアイランド強度の算出

ヒートアイランドの出現の指標として、ヒートアイランド強度を用いる。Oke(1973)によると、ヒートアイランド強度 ΔT_{u-r} は都市と郊外の最大気温差とされ、次式で表される。

$$\Delta T_{u-r} = T_u - T_r \quad (1)$$

ただし、 T_u は都市部における一番高い気温、 T_r は郊外における一番低い気温である。自動車の移動観測を行う際、排気熱など自動車の影響を受けないように注意して測定を行ったが、一般公道なので理想的にはいかない場合もある。このような理由から、都市と郊外の地点を一地点のみで代表させる方法はデータの信頼性に不安が残るので、都市部と郊外の地域からそれぞれ数地点を選び、その平均値を算出してヒートアイランド強度を求めた。この方法で得られたヒートアイランド強度はOke(1973)の方法で得られたものより小さい。

このヒートアイランド強度を算出するために、地点24, 25, 26の平均気温を都市の気温、地点34, 35, 39

の平均気温を郊外の気温とした。その地点を選んだ理由は、周囲の景観から判断したこと、後述する気温分布図からそれぞれ高温部と低温部であったこと、河川の影響を受けにくい地点であることによる。

2.3 温位増加率 α の推定方法

Summers(1965)は、ヒートアイランドが静夜に見られる逆転層の強さに関係があることを理論的に検討し、郊外で生じる逆転層が都市部では都市表面から放出される熱により破壊され、都市境界層下部では等温位状態になるというモデルを作った。次の式は彼が導いた関係式の1つである。

$$\Delta T_{u-r} = \left(\frac{2QL\alpha}{U\rho C_p} \right)^{0.5} \quad (2)$$

ただし、 Q は都市で排出される人工熱、 α は郊外における温位増加率、 L は都市周辺から中心までの距離、 U は郊外における接地層の風速、 C_p は空気定圧比熱、 ρ は空気密度である。この式から ΔT_{u-r} は α/U の平方根に比例することが分かる。

次に、本論で α をどのように推定したかを述べる。第2図は郊外における概念的な気温鉛直分布を示す。ここで γ を乾燥断熱減率、 α を温位増加率、 h を等温位状態となる都市境界層下部内の上空の気温観測点における高さ、 T_o をそこの気温、 Z_i を逆転層頂部の高さ、 T_r を地上気温とする。さらに、 θ を温位、 T は単なる温度とすると、大気下層では

$$\begin{aligned} d\theta/dz &= \alpha \\ &\equiv dT/dz + \gamma \end{aligned}$$

となるが、

$Z \geq Z_i$ で $\alpha = 0$ 、 $Z \leq Z_i$ で $\alpha =$ 一定をそれぞれ仮定し、積分すると

$$T = T_o - \gamma(Z - h), \quad Z \geq Z_i \quad (3)$$

$$T = T_r + (\alpha - \gamma)Z, \quad Z \leq Z_i \quad (4)$$

となる。従って、 $Z = Z_i$ で温度が連続するとすれば

$$\alpha = (T_o + \gamma h - T_r) / Z_i \quad (5)$$

が導ける。ただし、乾燥断熱減率 γ は $0.00986^\circ\text{C}/\text{m}$ である。

郊外の気温 T_r は、地点34, 35, 39における平均値である。上空の気温 T_o は、先に述べた長野県衛生公害研究所による大峰山山頂の観測値である。大峰山の観測は1時間毎なので、移動観測中央の時刻に換算した。たとえば、観測中央の時刻が20時50分ならば20時と21時の間の気温は直線的に変化したものとして推定した。

逆転層の高さ Z_i は、鶴野ほか(1988)の札幌市にお

Table. 1 Meteorological conditions on observation days.

観測 No.	観測開始 時の日付	観測 時間帯	長野地方気象台				大峰山		ヒートアイランド 強度 (°C)	温位増加率 (°C/m)
			時刻	風速	時刻	雲量	時刻	気温		
1	950907	23:01-00:21	23:40	2.1	21:00	10	23:00	15.2	1.4	0.018
2	950912	23:31-00:47	00:10	2.5	03:00	0	00:00	10.9	3.2	0.037
3	950918	23:12-00:32	23:50	0.2	21:00	4	23:00	10.7	2.3	0.036
4	950920	22:11-23:25	22:50	0.7	21:00	10	22:00	12.1	1.9	0.028
5	950928	22:32-23:48	23:10	0.2	21:00	9	23:00	11.9	1.7	0.027
6	951003	20:52-22:09	21:30	0.0	21:00	10	21:00	14.8	1.4	0.010
7	951010	23:02-00:16	23:40	4.8	21:00	10	23:00	10.6	2.2	0.070
8	951012	23:43-00:51	00:20	3.2	21:00	10	00:00	11.3	2.9	0.032
9	951017	19:43-21:02	20:20	0.8	21:00	2	20:00	11.6	1.9	0.029
10	951021	23:09-00:14	23:40	4.9	21:00	10	23:00	9.8	0.7	0.005
11	951023	22:46-23:56	23:20	4.1	21:00	4	23:00	10.7	3.0	0.049
12	951027	00:13-01:35	01:00	0.4	03:00	0	00:00	8.5	2.1	0.045
13	951031	20:05-21:28	20:50	1.2	21:00	10	20:00	12.4	2.4	0.053
14	951101	00:02-01:15	00:40	1.2	03:00	0	00:00	11.5	2.7	0.075
15	951106	22:46-00:04	23:30	0.4	21:00	2	23:00	6.7	3.0	0.075
16	951128	21:03-22:16	21:40	1.3	21:00	7	21:00	-0.5	2.5	0.022
17	960619	21:30-22:49	22:10	1.6	21:00	2	22:00	14.3	2.1	0.038
18	960626	22:00-23:20	22:40	1.1	21:00	10	22:00	16.8	2.4	0.040
19	960719	22:05-23:22	22:40	1.1	21:00	10	22:00	19.9	1.8	0.020
20	960725	21:54-23:08	22:30	0.6	21:00	3	22:00	23.2	2.5	0.031
21	960805	21:37-22:47	22:10	1.4	21:00	9	22:00	18.4	1.8	0.013
22	960808	22:20-23:35	23:00	4.3	21:00	4	22:00	19.3	0.9	0.003
23	960819	21:30-22:50	22:10	1.6	21:00	0	22:00	19.2	2.2	0.029
24	960903	22:05-23:30	22:50	2.6	21:00	1	22:00	15.8	1.7	0.034
25	960918	21:20-22:30	22:00	1.5	21:00	10	21:00	17.1	1.3	0.027
26	960924	22:54-00:11	23:30	0.7	21:00	10	23:00	14.5	3.4	0.058
27	960927	22:59-00:20	23:40	1.4	21:00	0	23:00	10.3	3.2	0.055
28	961005	21:56-23:09	22:30	2.5	21:00	0	22:00	11.7	2.3	0.038
29	961006	21:15-22:29	21:50	3.6	21:00	10	21:00	14.5	3.6	0.043
30	961010	21:32-22:49	22:10	0.8	21:00	10	22:00	10.0	1.9	0.031
31	961013	21:37-22:45	22:10	0.8	21:00	9	22:00	12.4	1.4	0.030
32	961016	21:57-23:10	22:30	1.3	21:00	0	22:00	4.7	1.5	0.036
33	961021	22:25-23:37	23:00	1.3	21:00	3	23:00	3.8	3.3	0.040
34	961022	21:58-23:15	22:40	1.9	21:00	0	22:00	6.6	4.0	0.053
35	961023	21:00-22:18	21:40	4.6	21:00	8	21:00	9.9	1.3	0.003
36	961023	22:25-23:31	23:00	6.9	21:00	8	22:00	9.5	0.7	0.004
37	961024	21:39-22:57	22:20	3.6	21:00	3	22:00	11.1	0.9	0.001
38	961030	20:17-21:45	21:00	1.6	21:00	0	21:00	13.3	3.5	0.075
39	961103	21:22-22:31	22:00	0.7	21:00	0	21:00	8.0	3.0	0.057
40	961114	21:35-22:49	22:10	1.6	21:00	2	22:00	4.8	4.0	0.082
41	961118	21:55-23:09	22:30	1.1	21:00	0	22:00	2.8	3.3	0.054
42	961128	22:18-23:31	22:50	1.9	21:00	0	22:00	0.9	2.0	0.047
43	961206	22:52-00:05	23:30	1.1	21:00	4	23:00	-3.6	2.4	0.030

ける係留気球を使った直接測定の結果から、その平均値 90.6 m を採用したが、あくまでも概略値にすぎない。ちなみに、大峰山付近の道路に沿った気温の移動観測から長野市の逆転層高度を類推した岡田 (1980) の報告では、長野市上空 100 m 前後とされる。

ここで、郊外の地点として選ばれた 3 地点における平均高度は 403.3 m、大峰山の高度は 828.2 m であり、

その差 h は 424.9 m である。以上述べた値を用いて、(5) 式からそれぞれの観測について α を算出した。

以上の議論では、簡単のため逆転層より高いところで $\alpha = 0$ と仮定したが、この仮定の妥当性を調べてみる。接地層より高いところでは $\alpha = 0$ でなく、 $\alpha = \alpha_1 = 0.001^\circ\text{C}/\text{m}$ とすると、(3) 式は

$$T = T_o + (\alpha_1 - \gamma)(Z - h), \quad Z \geq Z_i \quad (6)$$

となり、(4)式を用いて α を求めると、

$$\alpha = (T_o + \gamma h + \alpha_1(Z_i - h) - T_r) / Z_i \quad (7)$$

が得られる。ここで11月14日の観測データから、大峰山の気温を4.8°C、郊外の気温を1.56°Cを代入すると、 α は0.078°C/mとなる。これは、 $\alpha_1 = 0$ と仮定したケースと比べ、0.004°C/mだけ小さい。したがって、 $\alpha_1 = 0$ としても、実際の問題はないと判断される。

3. 結果

3.1 明瞭に出現したヒートアイランドの例

典型的にヒートアイランドが出現した例として、1996年11月14日21時35分～22時49分の気温分布を第3図に示す。この日の天気は晴れで、長野地方气象台(第1図B)において西の風1.6 m/sが吹いていた。高温部は市役所(第1図E)を中心とする地域にみられ、低温部は長野市北東部の果樹園(第1図地点34)に現れた。先に述べた都市と郊外の数地点で代表させて算出したヒートアイランド強度 ΔT_{u-r} は4.0°Cであり、都市と郊外をそれぞれ1地点で代表させたOke(1973)の方法による ΔT_{u-r} は4.9°Cであった。後者の値はPark(1986)が示す日本や韓国の35万人規模の都市におけるヒートアイランド強度より1.7°Cほど大きな値であるが、Oke(1973)が示す北米の9°Cや西欧の7°Cよりは小さい。また、気温分布のパターンは、他の観測例においても、出現の程度に差はあるものの、一般に似た傾向を示した。

3.2 ヒートアイランド強度と風速

ヒートアイランドに関する従来の見解では、風速はヒートアイランドの出現に関する最も重要な気象ファクターとされている(大後・長尾, 1972)。第4図は風速とヒートアイランド強度 ΔT_{u-r} の関係を示す散布図である。ただし、点線はOke(1973)がカナダのケベック州の10都市に関して求めた、人口 P と風速 U から ΔT_{u-r} を推定する回帰式に長野市の人口35万人を代入して求めた回帰線である。図から分かるように、風速 U が大きくなると ΔT_{u-r} は小さくなる傾向は若干見られるものの、 ΔT_{u-r} の大きさはそれほど変わらない。また、Oke(1973)の回帰線と比べ、今回求めた ΔT_{u-r} は複数の地点の平均値から算出したことを考慮しても、全体的に小さい。ただし、Oke(1973)の結果は通年の結果であるのに対し、今回の結果は秋から冬の観測結果である。春から夏にかけて観測結果を追加して検討する必要はある。また、都市部の風速を郊外の風速とした影響の可能性もある。

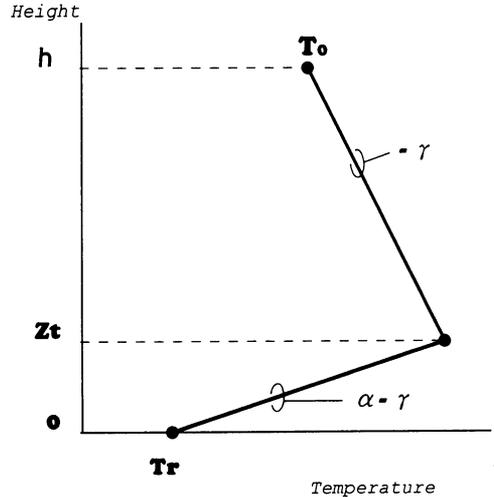


Fig. 2 Schematic diagram of the vertical temperature profile at a rural site. T_r : surface air temperature, Z_i : height of the top of surface inversion layer, T_o : air temperature at height h , γ : dry adiabatic lapse rate, α : rate of vertical increase in potential temperature.

3.3 ヒートアイランド強度と境界層における温位増加率の関係

全ての観測においてヒートアイランド強度 ΔT_{u-r} と郊外における温位増加率 α の関係を散布図にしたものが第5図である。ただし、点線はプロットされた観測値から求めた回帰線である。図から分かるように、 ΔT_{u-r} は α の平方根によく対応しているのが読みとれる。すなわち、逆転層が強く生じるとヒートアイランドは明瞭に出現するといえる。

3.4 ヒートアイランド強度と温位増加率・風速との相関

Summers(1965)によれば、ヒートアイランド強度 ΔT_{u-r} は風速 U の平方根の逆数に、そして α の平方根に比例することが指摘されている。このことを考えれば、それらの積 α/U に関連がありそうである。また、風速 U の逆数が ΔT_{u-r} に比例するという指摘(大後・長尾, 1972)もあり、 $1/U$, α , α/U そしてそれらの平方根が ΔT_{u-r} と相関が見られるかを全ての観測値を用いて検討した。

その結果、第2表から分かるように、最も相関が高いのは $\sqrt{\alpha}$ であった。これはSummers(1965)が示した結果に符合する。一方、風速の逆数との相関が最も低い。この結果は ΔT_{u-r} と風速の逆数と高い相関が見

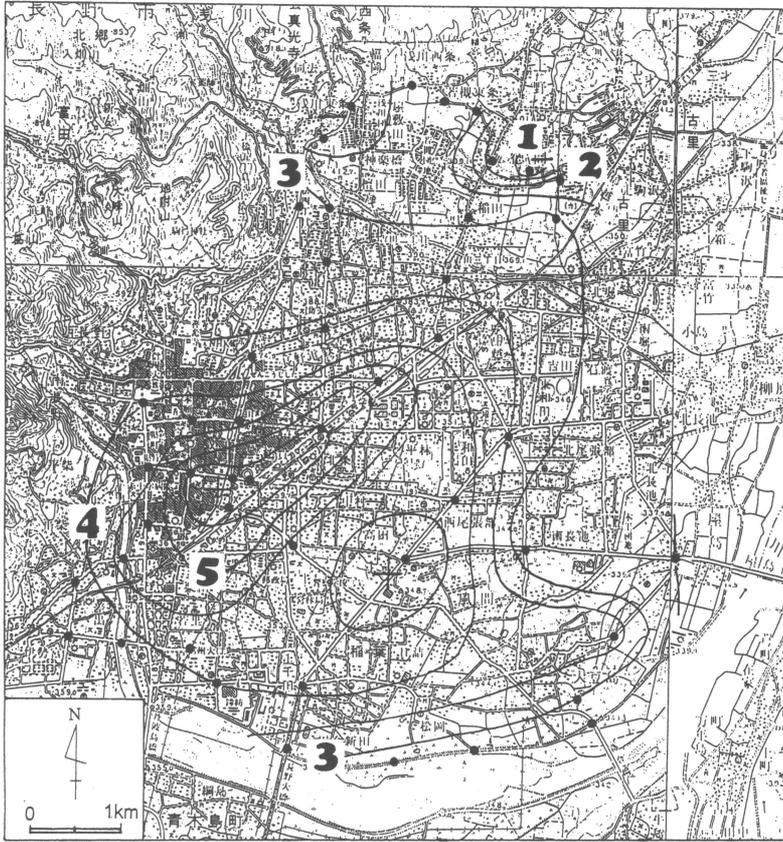


Fig. 3 Temperature distribution in the central part of Nagano at 22 : 12 on 14 Nov 1996, a fine day with a gentle wind (1.6 m/s). Isotherms show temperatures corrected for the difference in observation time.

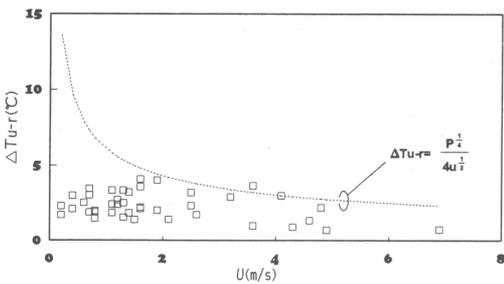


Fig. 4 The relationship between heat island intensity ΔT_{u-r} and the wind speed U .

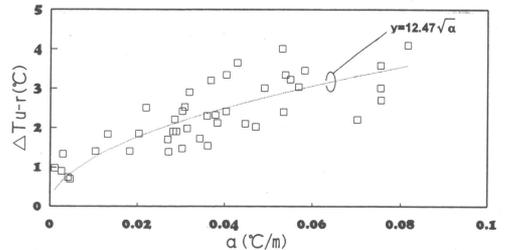


Fig. 5 The relationship between heat island intensity ΔT_{u-r} and the rate of vertical increase in potential temperature α in the boundary layer.

られたとする Oke (1973) の結果と一致しない

4. おわりに

以上述べてきたように夏から初冬における長野市で見られるヒートアイランドの特徴は次の通りである。

風速が大きくなっても、ヒートアイランド強度の大きさには大きな違いが見られず、散布図をとっても相関は大変悪い。これは、長野市のヒートアイランド強

Table. 2 The correlation coefficient between the wind speed U or the rate of vertical increase in potential temperature α and the heat island intensity ΔT_{u-r} .

変数	相関係数
$(\Delta T_{u-r}, 1/U)$	0.020
$(\Delta T_{u-r}, 1/\sqrt{U})$	0.097
$(\Delta T_{u-r}, \alpha)$	0.784
$(\Delta T_{u-r}, \sqrt{\alpha})$	0.796
$(\Delta T_{u-r}, \alpha/U)$	0.262
$(\Delta T_{u-r}, \sqrt{\alpha/U})$	0.419

度は風速が強くなっても小さくなる傾向は見られないとした岡田 (1980) の報告に一致する。このことは長野市固有の特徴なのか、あるいは盆地の都市に見られる傾向なのか興味あるところである。

また、ヒートアイランド強度は、 $1/U$ 、 α 、 α/U としてそれらの平方根の中では、 $\sqrt{\alpha}$ と最も相関が高いことが分かった。今後他の都市でもこのような関係が認められるか調べる必要があるだろう。

謝 辞

観測データ閲覧に際し、長野地方気象台と長野県衛生公害研究所の方には大変お世話になりました。ここに厚く御礼申し上げます。また、長野県自然保護研究所の浜田崇氏には本論について貴重なコメントをいただきました。ここに謝意を表します。

参 考 文 献

- 大後美保, 長尾 隆, 1972: 都市気候学, 朝倉書店, 215 pp.
- Duckworth, F. S. and J. S. Sandberg, 1954: The effect of cities upon horizontal and vertical temperature gradients, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **35**, 198-244.
- 岡田 浩, 1980: 長野市の気温分布の特性, 昭和55年度信州大学教育学部卒業論文, 96pp.
- Oke, T. R., 1973: City size and the urban heat island, *Atmos. Environ.*, **7**, 769-779.
- Oke, T. R., 1976: The distinction between canopy and boundary layer urban heat island, *Atmos.*, **14**, 268-277.
- Park, H. S., 1987: Variations in the urban heat island intensity affected by geographical environments, *Environ. Res. Center Papers*, **11**, 1-7.
- 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.
- Summers, P. W., 1965: An urban heat island model its role in air pollution problems, with applications to Montreal, Paper presented to First Canadian Conf. on Micrometeor.
- Sundborg, A., 1950: Local climatological studies of the temperature conditions in an urban area, *Tellus*, **2**, 222-232.
- 田宮兵衛, 武藤禎夫, 1974: 住宅団地において夜間観測される高温域について, *気象研究ノート*, (119), 196-205.
- 田宮兵衛, 大山秀樹, 1981: 小集落に夜間発生するヒートアイランドの実態と成因について, *地理学評論*, **54**, 1-21.
- 鵜野伊津志, 若松伸司, 植田洋匡, 1988: 夜間の都市境界層と大気汚染質の動態, *大気汚染学会誌*, **23**, 103-114.

The Relationship between Wind Speed and/or Ground Inversion Strength over Rural Environs and Nighttime Urban Heat Island Intensity in Nagano City

Yasushi Sakakibara*¹, Shinobu Tanaka*² and Yuka Itoh*³

*¹ (*Corresponding author*) *Shinshu University, Nagano 380-0871, Japan.*

*² *Nangu Junior High School.*

*³ *Wakaho Junior High School.*

(Received 8 May 1997 ; Accepted 23 October 1997)

Abstract

To investigate the urban heat island intensity of Nagano City, Japan, the population of which is about 0.35 million, 43 measurements of the air temperature distribution in and around the urban area were made by the car traverse method from summer to early winter in 1995 and 1996. Other meteorological elements measured at public observatories were also used to analyze the data. The results are as follows :

(1) The maximum intensity was 4.9°C, which is 1.7°C larger than that expected from its statistical relation to population for cities in Japan but is rather smaller than that in North America and Western Europe (Park, 1987).

(2) The intensity scarcely varied with changes in wind speed.

(3) The intensity correlated closely with the square root of the gradient of the vertical potential temperature over the surrounding rural area.

月例会「第42回山の気象シンポジウム」のお知らせ

日 時：平成10年6月20日（土）の予定。13時から

をつけて4月末までに下記に郵送して下さい。

場 所：専修大学付属高校梅田記念館

記

東京都杉並区和泉4-4-1

〒182-0036 東京都調布市飛田給2-26-25

京王線代田橋駅下車北へ約1 km

小岩清水 気付 山の気象研究会

講演希望の方は演題に200字以内のアブストラクト