



Title	札幌市における放射冷却日の最低気温分布
Author(s)	石川, 信敬; ISHIKAWA, Nobuyoshi; 油川, 英明 他
Citation	低温科学. 物理篇, 36, 121-137
Issue Date	1979-03-10
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/18361
Type	departmental bulletin paper
File Information	36_p121-137.pdf



札幌市における放射冷却日の最低気温分布*

石川信敬・油川英明・成瀬廉二

(低温科学研究所)

(昭和53年10月受理)

I. 緒 言

都市はその規模により、さまざまな形で気候に影響を与え都市独自の気候をつくっている。例えば都市大気汚染による放射場の変質^{1),2)}や建造物による局所風系^{3),4)}、さらには都市独自の温度場(ヒートアイランド)の形成等^{5),6),7)}である。この温度場の生因に関しては数値解析を基にした多くの報告^{8),9),10)}がある。

札幌市は近年急激に人口が増加し郊外へ住宅が伸びている(面積1118.0 km², 人口約130万人)。札幌市のほぼ中央にある札幌管区気象台から発表される気温が、郊外で測定される気温と異なることは指摘されているが、札幌市の気温の水平分布を詳しく述べた報告は少ない¹¹⁾。そこで1978年の積雪期(1月~3月)に、札幌市内において、日最低気温を測定しその水平分布を求めた。さらに都心の近くにありながらも500 m平方にわたり構造物がなく広い地積(雪原)を有する北海道大学の農場において、微気象観測を行ない積雪表面における熱収支を求めた。なお都市域と郊外の地表面構成物質は通常異なるが、冬期において地表面が約1 mの積雪で覆われている時は、ほぼ同質の表面とみなすことができる。

本論文は最低気温の水平分布を基に札幌市の都市気候を考察したものである。

II. 観測方法

1. 移動観測

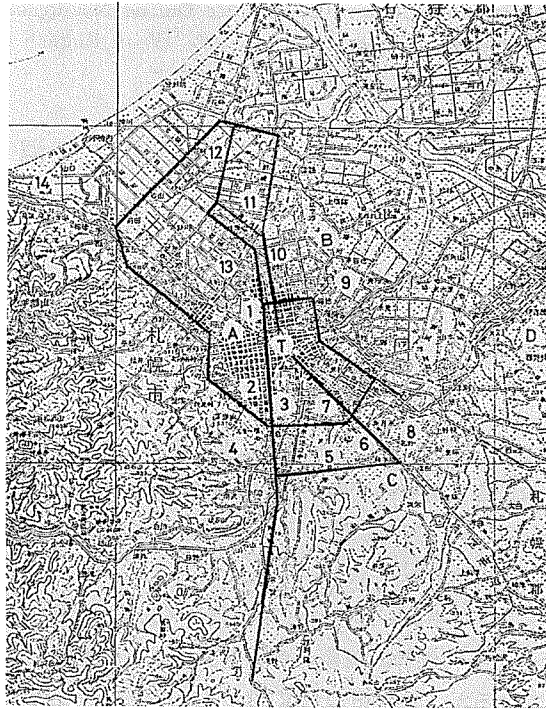
1978年2月の風の弱い晴れた日の早朝(04時~06時)に、第1図の実線に沿って気温の移動観測を行なった。これは自動車の地表面より1.5 mの高さに熱電対温度計を設置し、走行による自然通風を利用して行なった。なお走行は測定点において40~50 km/hrなので10 m/sec以上の通風となり気温の測定には十分な通風量である。

2. 定点観測

1978年の冬期(1月~3月)に、札幌市内の14箇所(第1図 No. 1~14)において最低気温の定点観測を行なった。その他、5箇所(第1図 No. A~D, T)の記録も参照した。これらの位置を第1図に示す。各測定点の場所と地理的特徴を第1表に示したが大きく分けて、人口密集地帯の都心域と人口の少ない郊外に分類できる。

北大構内に設置した観測点 No. 1 において、熱収支を求めるための微気象観測を行なっ

* 北海道大学低温科学研究所業績 第1950号



第1図 最低気温分布測定点の配置図

No. 1~14: 固定観測点 No. A~D, T: 気象データ参照点
 実線: 移動観測時の行路

第1表 各測定点の場所、地理的特徴、世帯密度、人口密度

観測点	場所と地理的特徴	世帯密度 (戸/ha)*	人口密度 (人/ha)*	
No. 1	北区北19条西8丁目	農地 (広い雪原) (都心)	2.8	11.6
2	中央区南9条西17丁目	住宅密集地 (都心)	48.6	129.6
3	豊平区中の島	住宅密集地 (都心)	37.6	108.7
4	南区北の沢	高台 (郊外)	1.8	6.8
5	豊平区西岡	住宅地 (郊外)	9.2	33.9
6	豊平区福住	住宅地 (郊外)	10.5	38.8
7	豊平区美園	住宅密集地 (都心)	50.7	142.2
8	白石区北野	住宅地 (郊外)	7.4	27.3
9	東区東苗穂	住宅地 (郊外)	8.0	29.9
10	東区北40条東2丁目	住宅密集地 (都心)	42.9	118.7
11	北区屯田	住宅地 (郊外)	12.4	44.9
12	石狩町花川	住宅地 (郊外)	—	—
13	西区八軒	住宅地 (都心)	11.0	37.2
14	西区手稲星置	海岸近く (郊外)	2.2	7.9
A	中央区北3条西18丁目	札幌管区気象台 (都心)	18.9	59.8
B	東区丘珠	飛行場 (郊外)	1.6	5.9
C	豊平区羊ヶ丘	農地 (郊外)	0.3	1.0
D	江別市野幌	林木育種場 (郊外)	—	—
T	中央区大通1丁目	テレビ塔 (都心)	13.5	40.9

* 世帯密度、人口密度は昭和50年10月1日現在。札幌市役所統計局調査資料による。

た。すなわち通風式抵抗温度計を用いて気温分布、EKO社CN-11型放射計で正味放射量、同MS-4R型放射計で大気放射量、3杯光電式風速計で風速、TPD熱流板で積雪内の熱流量及び抵抗温度計で雪温分布を測定した。

3. 札幌市の地理的特徴

札幌市は人口約130万人の都市であり7区(東,西,南,北,中央,白石,豊平)に分れている。中央区の中心部(約1km²)は、高層ビルが建ち並び都市中心街を形成しているが夜間人口は少ない。中心街から半径約5km以内は住宅が密集し都心域を形成している。札幌市の南～西側(SSE-S-W-NW)には高度500～1000mの山並みがあり、その麓(斜面)まで住宅地が伸びている。北～南東(NW-N-E-SE)方向には石狩平野が大きく広がり、市の北西～北側(都心より約20～30km)は海である。なお札幌市には大規模工場群はない。

III. 観測結果

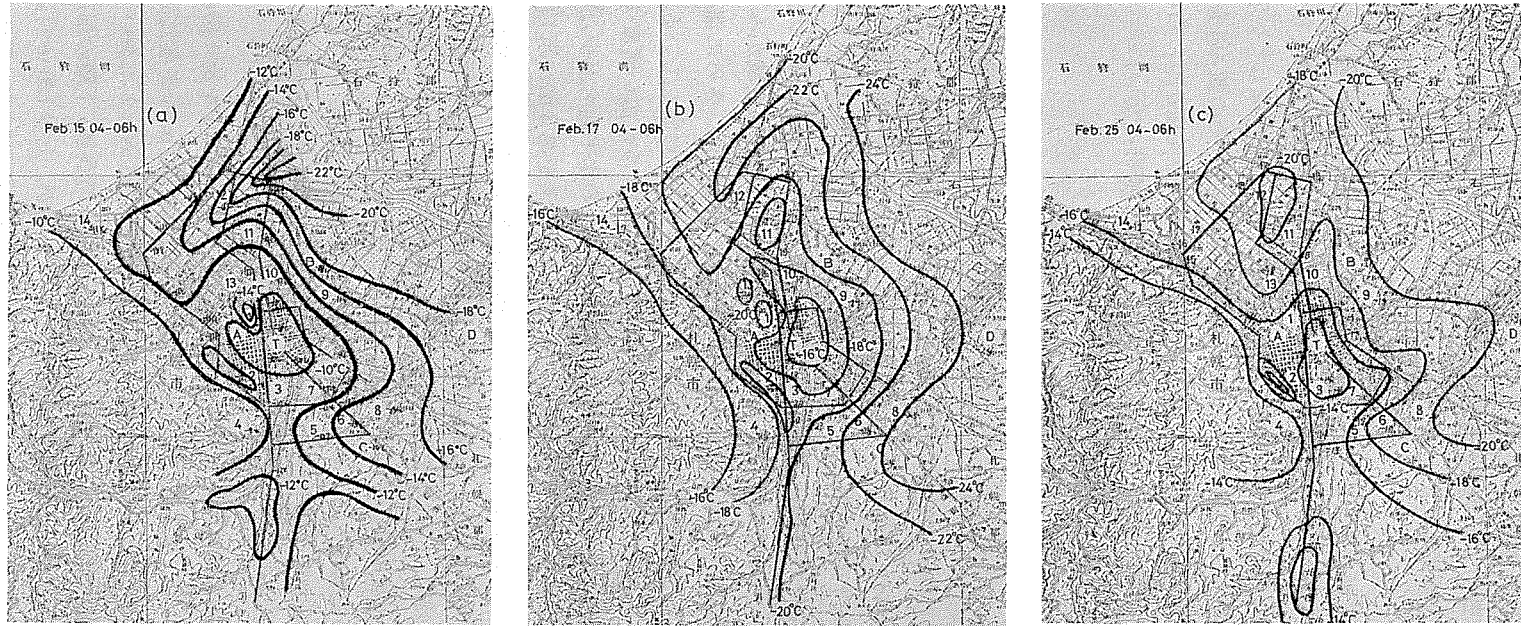
A. 短期的にみた気候特徴

1. 最低気温の水平分布

晴天静夜の放射冷却日の早朝(04時～06時)に移動観測と定点観測から求めた札幌市の気温分布を第2図に示した。(a)は1978年2月15日,(b)は2月17日,(c)は2月25日の例である。なお2月17日は、1978年冬期の札幌における最低気温が観測された日であった。等温線は2°C間隔である。 \bar{V} , \bar{R}_i , \bar{Q} は観測点No.1で測定された夜間の平均の風速,大気放射量,正味放射量である。いずれの場合も都心の南東から東,北側にかけて低温域がみられ南～西側の海拔高度が増す山側へ向かって温度が上昇していることがわかった。さらに都心部にはそれ自体でこの温度場とは別の高温度領域が存在しヒートアイランドを形成している。都市と郊外で最大8°Cの温度差が得られた。市街地にあっても北大農場のように広い雪原(空地)においては、郊外と同じように低温域になっており、周りの市街地との水平混合が少ないことを示している。この気温の水平分布を得た日のNo.1における気象要素を第3図に示した。気象要素はいずれも地上1.0～1.5mで測定されたもので、時間平均値で示してある。観測日はいずれも風が弱く風速は2m/s以下であった。気温は夜間通して低下し早朝に最低気温を示すが2月14～15日の場合は、午前3時頃、一時全天雲に覆われ気温が上昇した。気温の変化と大気放射量の変化に良い関係がみられ放射量が少ない程気温は低く、放射量が増すと気温が上昇する傾向がみられた。なお気温の記録をみると04～06時の温度変化は極めて小さい。このため移動観測で得られた値は時間変化による補正をすることなく互いに比較することができた。

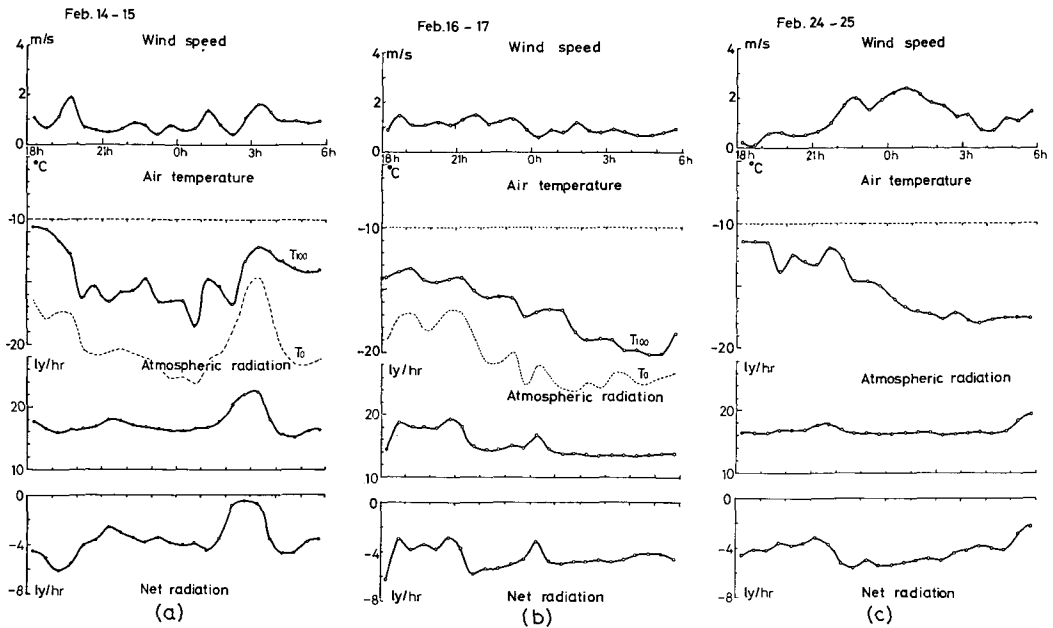
2. 気温の垂直分布

3回の移動観測日における札幌市上空120mまでの気温イソプレットを第4図に示した。この気温は都心にあるテレビ塔(第1図,T点)の地上30,60,90,120mの高度に設置された通風式抵抗温度計を用いて測定されたものであり、地上気温は測定点No.1において得られた値である。なお等温線(実線)の間隔は2°Cである。日没直後(18時前後)下層の都市大気は等温分布をしている。地上付近においては夜間気温が下がっているが、上空120m付近ではあまり温度変化はない。その結果地上と上空120mの間に大きな接逆転が生じ、温度差は最大約



第2図 札幌市の早朝(04時~06時)気温分布図

- | | | | |
|-----------|---------------------------|---|---|
| (a) 2月15日 | $\bar{V}=0.4 \text{ m/s}$ | $\bar{R}_i=16.6 \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{hr}$ | $\bar{Q}=-3.4 \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{hr}$ |
| (b) 2月17日 | $\bar{V}=0.5 \text{ m/s}$ | $\bar{R}_i=14.4 \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{hr}$ | $\bar{Q}=-4.2 \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{hr}$ |
| (c) 2月25日 | $\bar{V}=1.2 \text{ m/s}$ | $\bar{R}_i=15.8 \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{hr}$ | $\bar{Q}=-4.2 \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{hr}$ |



第3図 移動観測日(18時~06時)の気象要素変化図

(a) 2月14日~15日 (b) 2月16日~17日 (c) 2月24日~25日

7°Cを示した。日の出後1~2時間で逆転層はくずれ、大気は元の通減状態にもどっている。

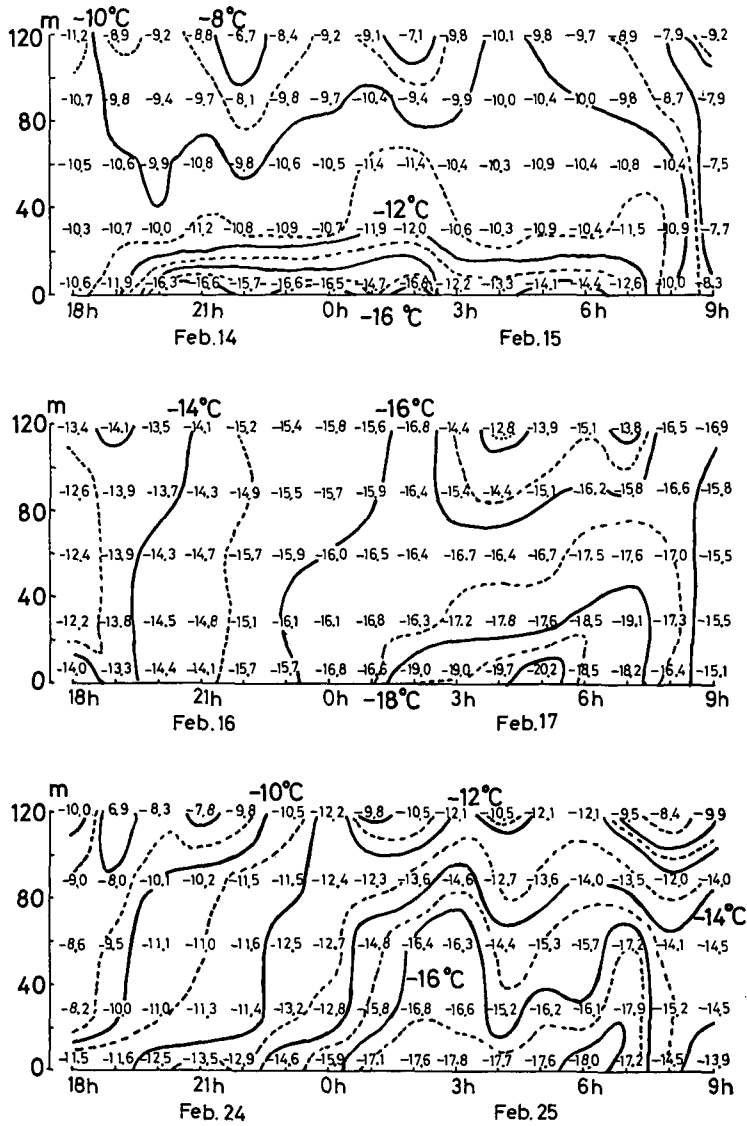
3. 風 系

気温の水平分布を求めた日の09時の風系を第5図に示した。測定点における風向を矢印で表わしてある。なお測定高度はそれぞれ異なり No. 1 においては地上1.5 m, A-D 点では10 m, T 点では30 m と90 m の2点である。いずれの日も風速は弱かった(0.5~2.0 m/s)。風向は都心を中心に反時計方向を示している。このように都心へ吹き込む低気圧型の風系により、都心域での上昇気流の存在が推察される。

B. 長期的気候特徴

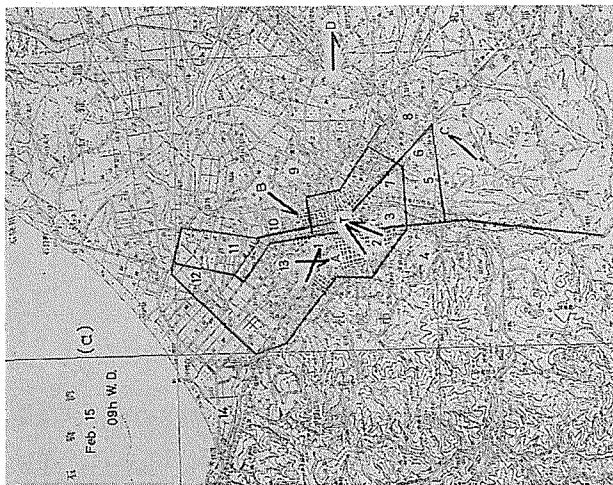
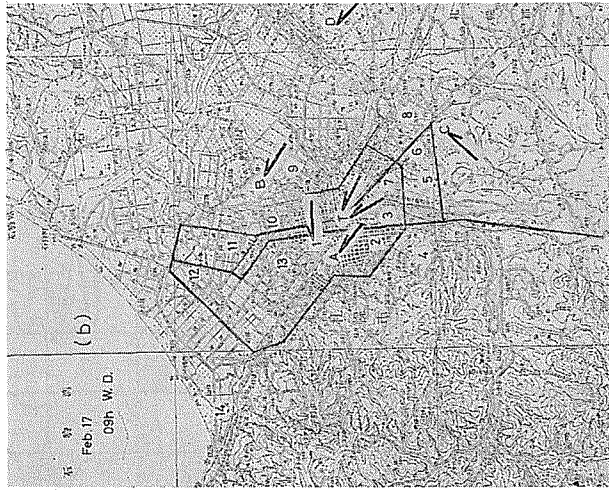
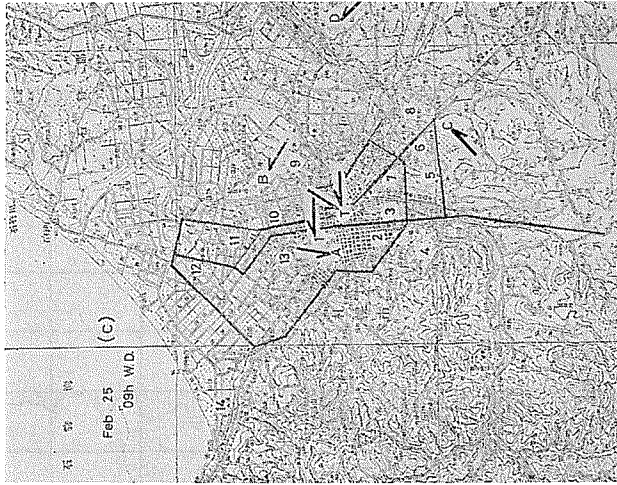
1. 最低気温特性

1978年1月1日~3月30日までの各測定点と都心(気象台)で得られた日最低気温の差 ΔT (°C)を第6図に示した。都心より最低気温が低い時、 ΔT は負の値をとる。移動観測により得られた温度傾向(第2図 a, b, c)が長期的にもはっきりと現われている。すなわち都心に近い住宅地(No. 2, 3, 10, 13)と都心との間ではほとんど温度差はなく最大3.5°Cであった。一方郊外(例えば都心の南東側のNo. 5, 6, 8, C, Dや北東部のNo. 11, 12, B等)においては大きな差があらわれ時には都心より7~8°C低くなることもある。郊外であっても山の斜面の高台にあるNo. 4においては、他の測定点が都心より低い気温を示す時に、逆に都心より高い温度(最大4°C)を示した。これは第4図で述べた接地逆転層が下層大気中に形成され上空の温度の高い空気塊が斜面に接していることによると思われる。このような温度分布は山の斜面でしばしば報告されている¹²⁾。なお海岸に近いNo. 14は、市街近郊とは別の温度場に所属しているようである。第7図に各測定点での日最低気温(縦軸: Y)と気象台で測定された日最低気

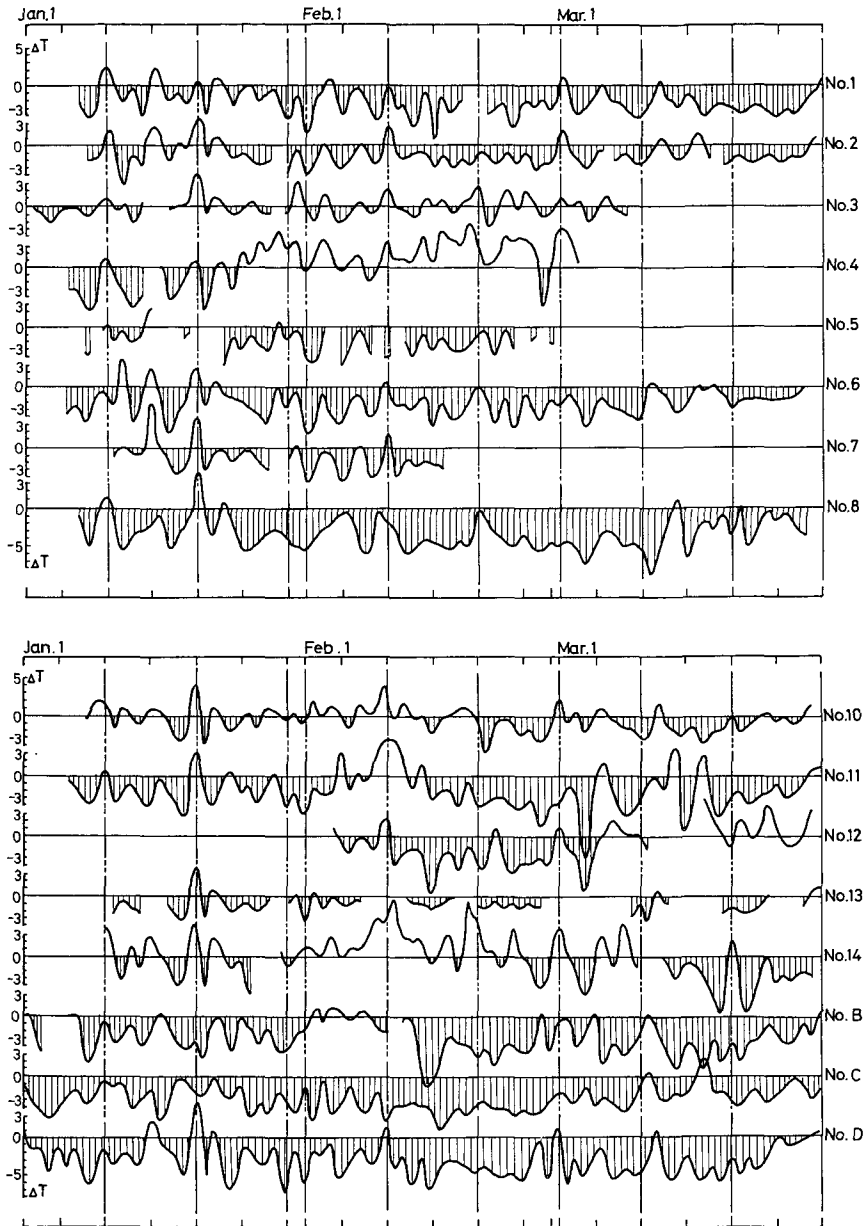


第4図 札幌市上空の気温イソプレット (第1図, T点における測定)

温 (横軸: X) の関係を示した。都心部 (No. 2, 3, 10, 13), 郊外 (No. 5, 6, 8, 11, 12, B, C, D), 海岸 (No. 14), 高台 (No. 4) とそれぞれの測定点の特徴がよくあらわれている。すなわち都心と郊外の最低気温の差は、気温が低くなる程 (すなわち放射冷却が進む程) 温度差が大きくなっている。都心と郊外の温度差で都市のヒートアイランドの強さをあらわすなら¹³⁾, 放射冷却が進む程強いヒートアイランドがあらわれることになる。両者の関係は $Y=a+bX$ の1次回帰直線 (太い実線) で表わすことができ、 a, b の値を第7図の中に示した。先にのべた気温が低い時に郊外と都心の気温差が大きくなるという傾向は勾配 b によく表われている。すなわち郊外において b は1より大であり都心域においては1に近い。なお両者の相関係数 r を第2表に示した。海岸近く (No. 14) や山の斜面 (No. 4) の測定点の分散が大きく相関は良くな



第5図 ヒートアイランドを観測した日の風系
(a) 2月15日 (b) 2月17日 (c) 2月25日

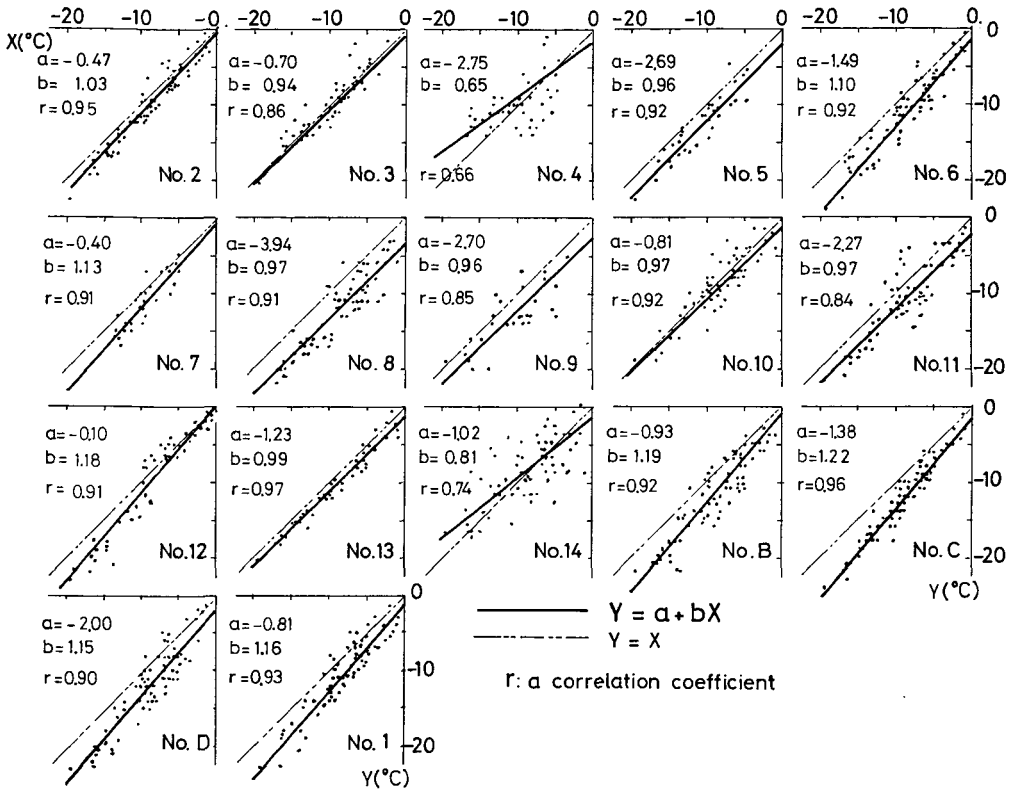


第6図 各測定点と都心 (No. A) における日最低気温の差 ΔT ($^{\circ}\text{C}$)
1978年1月1日~3月30日

いが、他の観測点においては良い相関を示している。

2. 最低気温と他の気象要素の関係

顕著な放射冷却日の移動観測を行なった夜間 (18時~06時) の気温、風速、放射量の時間変化は先に示した (第3図) が、放射量と気温の変化が良く合っていた。第8図は北大構内に設けた No. 1 で測定した気象要素の日変化を1月1日から3月30日にかけて示したもので



第7図 各測定点 (Y軸) と都心 (No. A) (X軸) における日最低気温

第2表 各測定点と気象台との最低気温の相関

測定点	No. 1	No. 2	No. 3	No. 4	No. 5	No. 6	No. 7
個数	55	57	50	47	33	59	31
平均 (°C)	-11.8	-10.9	-10.3	-9.7	-13.9	-12.1	-11.3
相関係数 r	0.93	0.95	0.86	0.66	0.92	0.92	0.91
測定点	No. 8	No. 9	No. 10	No. 11	No. 12	No. 13	No. 14
個数	59	25	58	59	38	40	57
平均 (°C)	-13.2	-12.8	-10.0	-11.5	-11.9	-11.2	-8.9
相関係数 r	0.91	0.85	0.92	0.84	0.91	0.97	0.74
測定点	No. A	No. B	No. C	No. D			
個数	59	58	59	59			
平均 (°C)	-9.6	-12.3	-13.1	-13.0			
相関係数 r	—	0.92	0.96	0.90			

ある。ここで正味放射量 (Q) は夜間 12 時間 (18 時～06 時) の総量 (ly/12 hrs), 大気放射量 (R_i) は夜間 (18 時～06 時) 平均値 (ly/hr), 風速 (V) は 0 時～06 時の平均値 (m/s), 風向は 0 時～06 時の平均, 気温 (T_i) は夜間 (18 時～06 時) の最低気温 (°C) で示してある。長期的な記録においても大気放射量と最低気温の変化がよく合っており、特に微風時には、大気放射量が少ない

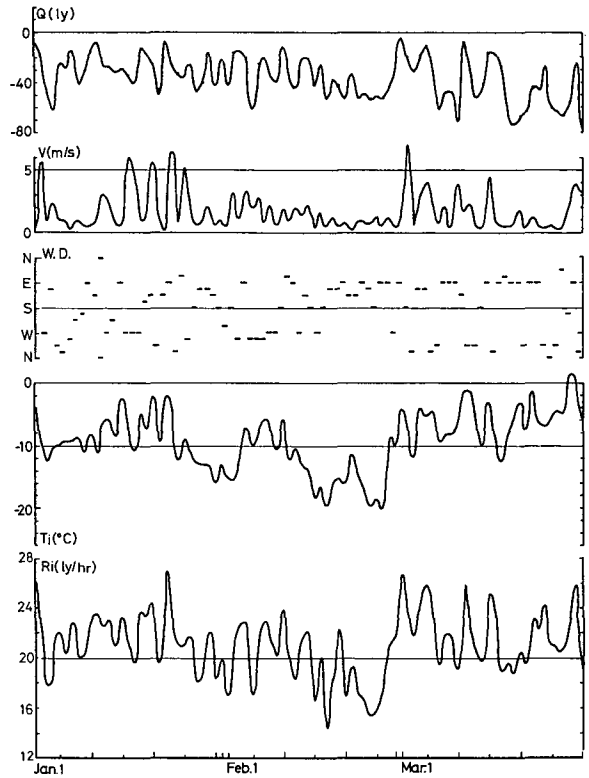
程, 低い気温になる傾向が顕著に現われている。 -10°C 以下の気温は大気放射量が 20 ly/hr ($240 \text{ ly}/12 \text{ hrs}$) 以下になった時に, 頻繁に観測された。

1月~3月にかけての $T_i - V$, $T_i - Q$, $T_i - R_i$ の関係を第9-a図に示した。最低気温と風速 ($T_i - V$) の間には, 弱い相関があり, 低い気温は風が弱い時 (2.5 m/s 以下) にしばしば観測される。気温と正味放射 ($T_i - Q$) には相関がみられない。一方気温と大気放射量 ($T_i - R_i$) には良い相関がみられる (相関係数 $r = 0.72$)。そこで風速が 1.0 m/s 以下の微風の日だけを選んで $T_i - R_i$ の相関を求めると (第9-b図) さらに良い相関を示す。両者の関係は $T_i = -44 + 1.6 R_i$ の回帰直線であらわすことができ, 相関係数 $r = 0.87$ であった。以上の観測結果から次のことが明らかになった。

1) 都心部と郊外の日最低気温を比較すると, 気温が低い時程, 郊外の最低気温が低くなり都心との温度差が大きくなった。

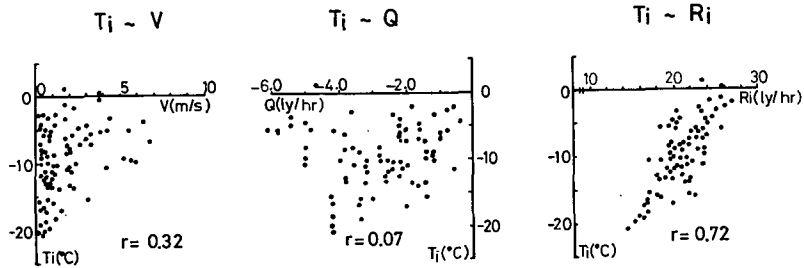
2) 測点 No. 1 の気象観測によると, 風が弱く大気放射量が少ない時に低い気温が得られた。

そこで次に風速が $0 \sim 1 \text{ m/s}$ の時を選んで, 市内の各測定点における日最低気温と都心 (気



第8図 測定 No. 1 における気象要素 (1月1日~3月31日)

Q : 正味放射量, R_i : 大気放射量, V : 風速, T_i : 最低気温, W.D.: 風向



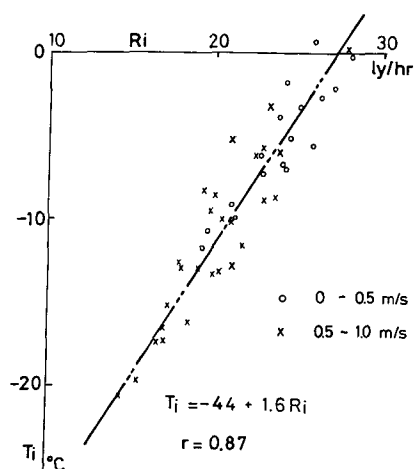
第9-a図 最低気温 (T_i) と他の気象要素との関係

$T_i - V$: 最低気温と風速
 $T_i - Q$: 最低気温と正味放射量
 $T_i - R_i$: 最低気温と大気放射量

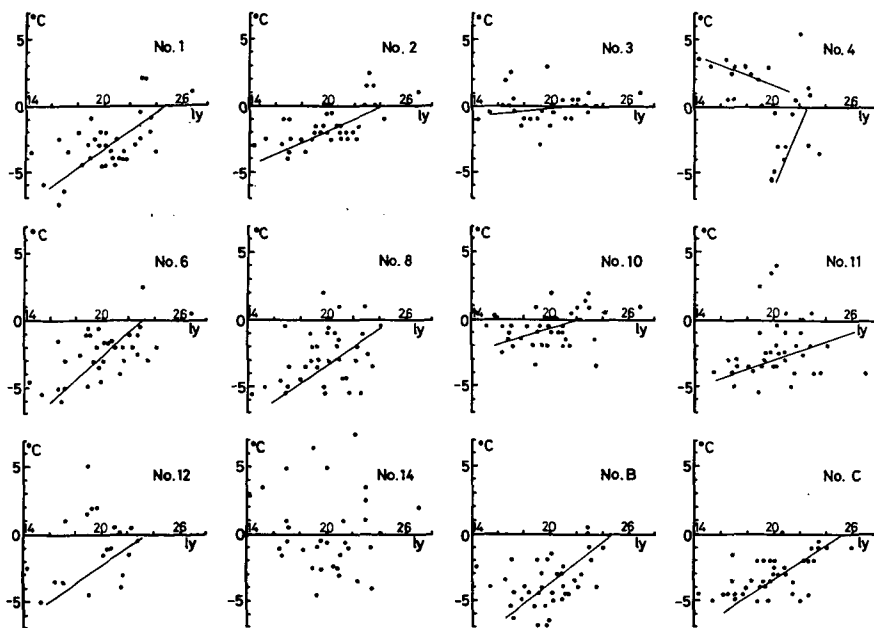
象台) で得られた日最低気温との差 ΔT ($^{\circ}\text{C}$) と大気放射量 R_i との関係を示した。 ΔT の符号は都心より気温が低い時に負になる。都心部の住宅地 (No. 2, 3, 10) では温度差は小さく、郊外 (No. 6, 8, 11, 12, B, C) や広い雪原 (No. 1) 等では温度差が大である。さらに大気放射量が少ない程温度差が大きくなる傾向にある。一方高台にある No. 4 においては、大気放射量が少ない程、気温は都心よりも高くなっている。海岸に近い No. 14 は変動が大きくはっきりした傾向はみられない。1~3月中で、夜間の平均風速が $0\sim 1.0$ m/s, 最低気温 -10°C 以下, 夜間の平均正味放射量 -3.0 ly/hr 以下, 平均大気放射量 20 ly/hr 以下を全て満たす日の各測定点と都心 (気象台) との日最低気温差の平均値 ΔT_1 ($^{\circ}\text{C}$) と、全期間 (1~3月) の日最低気温差の平均値 ΔT_2 ($^{\circ}\text{C}$) を第3表に示した。放射冷却条件を満たす日に都心と郊外の温度差が大きくなり (平均 $4\sim 5^{\circ}\text{C}$), 都心域に強いヒートアイランドが形成されていることがわかる。なお各測定点における温度差の違いはそれぞれの地理的特徴を反映しているようである。

C. 放射冷却日の熱収支

測点 No. 1 で測定した気象要素を基に積雪表面における垂直方向の熱交換量を求めた。



第9-b図 微風時の最低気温 (T_i) と大気放射量 (R_i) の関係 (測点 No. 1 の値)



第10図 微風時の各測定点と都心 (No. A) での日最低気温の差 ΔT と大気放射量との関係

第3表 都心 (No. A) と各測定点での最低気温の差

測定点	No. 1	No. 2	No. 3	No. 4	No. 5	No. 6
$\Delta T_1 (^{\circ}\text{C})$	-4.0	-2.5	-0.2	1.9	-2.3	-3.7
$\Delta T_2 (^{\circ}\text{C})$	-1.2	-0.7	-0.1	0.3	-1.7	-1.5
測定点	No. 7	No. 8	No. 9	No. 10	No. 11	No. 12
$\Delta T_1 (^{\circ}\text{C})$	-2.8	-3.3	-2.3	-0.8	-2.2	-2.8
$\Delta T_2 (^{\circ}\text{C})$	-0.5	-1.7	-1.7	-0.3	-2.0	-1.1
測定点	No. 13	No. 14	No. B	No. C	No. D	
$\Delta T_1 (^{\circ}\text{C})$	-1.3	1.5	-4.4	-3.9	-4.7	
$\Delta T_2 (^{\circ}\text{C})$	-0.9	0.3	-1.9	-2.6	-2.0	

ΔT_1 : 放射冷却日の温度差の平均
 ΔT_2 : 全期間 (1~3月) の温度差の平均

ここで移流は無視した。積雪表面での熱収支を

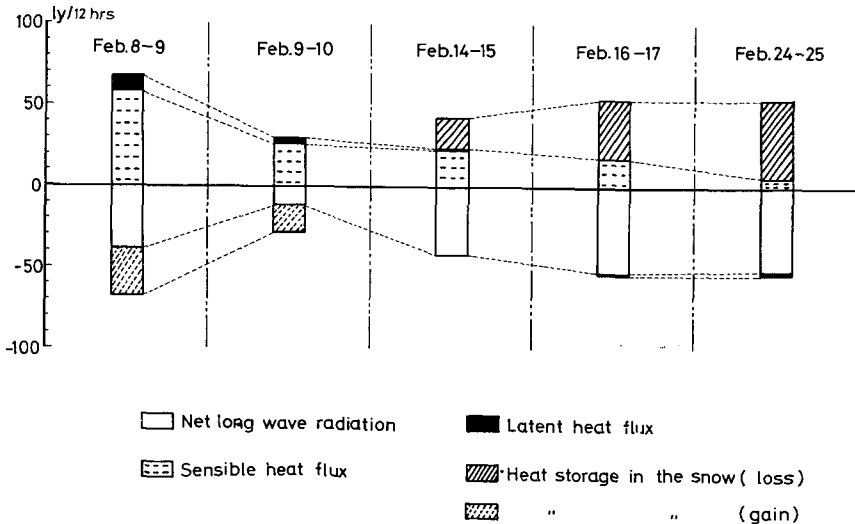
$$R_i - \epsilon \sigma T_0^4 + Q_A + Q_E = \Delta Q_C \quad (1)$$

とおく¹⁴⁾。ここで R_i は大気放射量, $\epsilon \sigma T_0^4$ は積雪表面からの地面放射量, ϵ は積雪の射出係数 ($\epsilon \approx 1$), T_0 は表面温度, Q_A は顕熱量, Q_E は凝結 (蒸発) 潜熱量, ΔQ_C は積雪内貯熱変化量である。左辺において積雪表面に向かう熱流は正, 表面から熱が奪われる場合は負の符号をとる。右辺の貯熱量に関しては正が蓄熱, 負が放熱をあらわす。 Q_A と Q_E は

$$Q_A = \rho_a C_p k^2 \frac{V \cdot \Delta T}{(\ln z_1/z_0)^2} \frac{1}{(1+X)^2} \quad (2)$$

$$Q_E = L \rho_a k^2 \frac{0.623}{P} \frac{V \cdot \Delta e}{(\ln z_1/z_0)^2} \frac{1}{(1+X)^2} \quad (3)$$

の式を用いて得られる。ここで ρ_a は空気の密度, C_p は空気の定圧比熱, k は Von Kármán



第11図 観測点 No. 1 における熱収支

定数, V は高さ z_1 における風速, ΔT は高さ z_1 と z_0 での温度差, L は蒸発(凝結)潜熱, P は大気圧 (mb), de は z_1 と z_0 での蒸気圧差 (mb), X は大気安定度^{15),16)} であり

$$X = \frac{gk^2(z_1+z_0)^2}{T \cdot u_*^2} - \frac{dT}{dz} \quad (4)$$

の式で与えられる。 g は重力加速度, u_* は摩擦速度である。なお ΔQ_c は(1)式により求めた。極めて低い気温 (-18°C 以下) を測定した日 (2月14~15日, 2月16~17日, 2月24~25日) と, 比較的高い気温 (-7°C 以上) の日 (2月8~9日, 2月9~10日) の夜間 (12時間) の熱収支の例を第11図に示した。放射は大気放射量と地面放射量の差, すなわち正味放射量で示してある。いずれの日も, 放射量は負で積雪表面は長波長放射によって熱を失っており, 逆に乱流交換による顕熱量は正で, 常に大気から積雪表面に与えられている。凝結(蒸発)による潜熱量はいずれの日においても少ない。2日8~9日は天気が良く風が強い場合であり, 2月9~10日は天気が悪く風が弱い場合である。両日とも積雪表面は, 放射によって失う以上の熱を大気から得ており, 貯熱量は増し温度は下がらない。一方2月14~15日, 16~17日, 24~25日には, 放射によって失われる熱を補償するだけの熱が大気から供給されず, 積雪の温度が下がり, その際放出される熱がこの不足分を補償している。

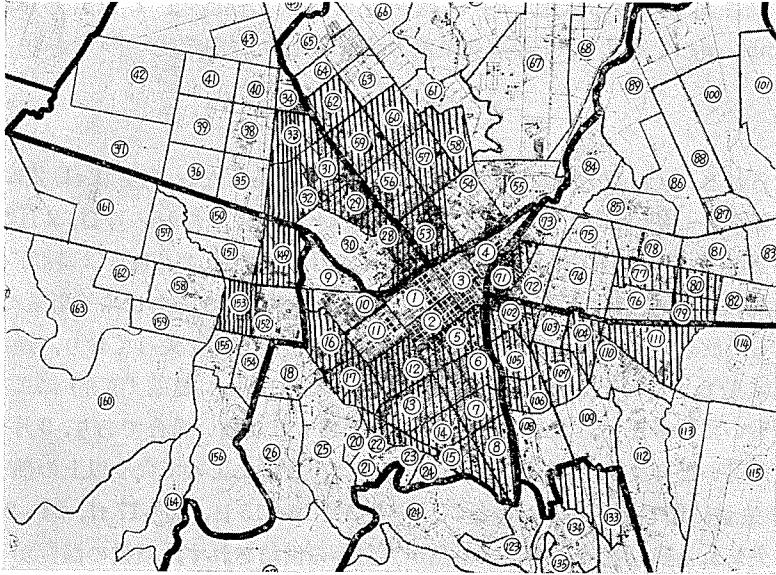
IV. 人工熱の役割

都市の気温が郊外の気温より高くなる原因としては, 都市活動により生成される人工熱や都心を構成する物質が郊外と大きく異なるための日射の吸収や蒸発の違いが考えられる¹⁴⁾。札幌市で行なった観測においても先にのべた毎く都心域に高温域が存在することが確認された。本観測は地表面が約1mの積雪で覆われた冬期間の, しかも都市(人間)活動がもっとも少ない早朝の最低気温の観測である。そこで, 都心域が高温になる原因のひとつとして, 人工熱を考え, これが都市気温に及ぼす影響を考察した。人工熱は都市の活動によって生成されるもので主に工場, 自動車, 家庭等からの排熱であるが, 冬期の夜間の人工熱の第1次近似として各家庭からの排熱と考えられる。都市の気温と人口密度に関する報告¹⁷⁾があるが, 本研究では家庭からの排熱を見積もるために世帯密度について調べた。

札幌市の世帯密度を行政区域別に調べて40戸/ha以上の区域を第12図に示した。都心部の番号(1), (2), (3)は高層建造物が密集した地域で, 夜間の人口は少ないが, そこを取り囲むように都心部の住宅密集地域があり, 第2図であらわした気温の高温域に対応していることがわかる。

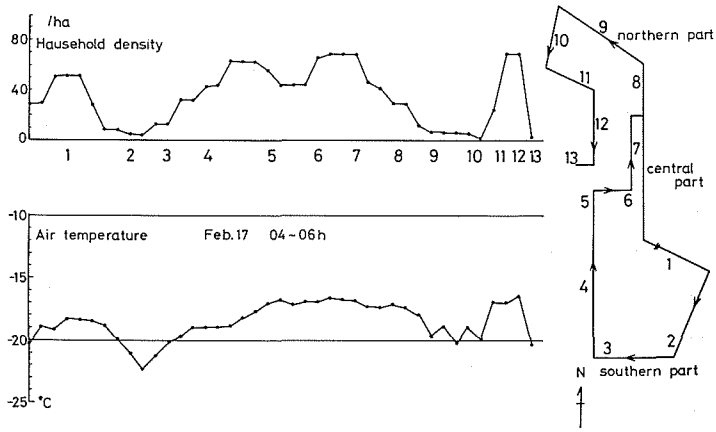
第13図に2月17日の早朝に行なった移動観測による札幌市の南北縦断線に沿った気温と世帯密度(戸/ha)の関係を示したが, 世帯密度が高い地域で温度が高くなっている傾向がはっきりと現われている。番号(13)が北大農場であり, 低温度になっている。この低温度域は夏期の昼間の温度分布にも報告されており¹¹⁾, 都心部の住宅密集地帯に取り囲まれても広大な地積を有する農地(雪原)においては周囲との混合が少ないことを示している。

家屋から排出される熱に関していくつかの報告がある¹⁸⁾が, 本研究では暖房用の石油消費による熱を考えた。市販の石油暖房器具の発生熱量(平均して最低1900 kcal/hr, 最高6600



第12図 札幌市の高世帯密度の地域

斜線部： 世帯密度 40 戸/ha 以上の地域
 番号 (30) の地域： 北大構内
 番号 (1), (2), (3)： 都市中心街



第13図 気温と世帯密度(戸/ha)の関係
 1978年2月17日 04時~06時

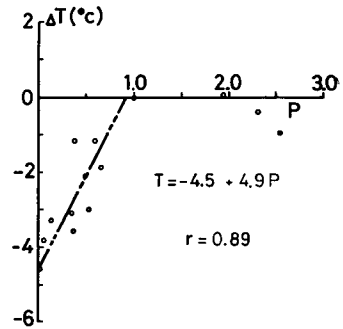
kcal/hr) に第1表に示した各測定点における世帯数を乗じて人工熱を見積もると、都心域において最大 $0.055 \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{min}$ 、最低 $0.016 \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{min}$ 、平均 $0.043 \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{min}$ であった。各測定点における人工熱量を放射冷却時の平均大気放射量 ($0.254 \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{min}$) に占める割合で表わし第4表に示した。郊外における人工熱は極めて少なく最大でも5%以下であるが、都心部の人工熱は最大20%以上ある。観測期間中の各測定点と都心(气象台)との日最低気温の関係を第7図の回帰直線で表わした。この関係式を用いて、都心が -15°C の気温の時、各点における気温を求めて各点の世帯数(人工熱)との関係を得た(第14図)。横軸は各測定点と都心の世

第4表 各測定点における人工熱の放射量に占める割合

測定点	人工熱の放射量に占める割合 (%)		測定点	人工熱の放射量に占める割合 (%)	
	最低	最高		最低	最高
No. 1	0.4	1.2	No. 10	5.5	18.5
2	6.2	20.9	11	1.6	5.4
3	4.8	16.2	12	—	—
4	0.2	0.8	13	1.4	4.7
5	1.2	4.0	14	0.3	0.9
6	1.3	4.5	A	2.4	8.1
7	6.5	21.7	B	0.2	0.7
8	0.9	3.2	C	0.0	0.1
9	1.0	3.4	D	—	—

帯数(人工熱)の比 P であり、縦軸は最低気温の差 $\Delta T(^{\circ}\text{C})$ である。なお第7図において分散の大きな No. 4 と No. 14 についての値はこの図から除いてある。世帯密度比 P が1以下(都心より世帯数が少ない地点)では、 P と ΔT に良い関係があり相関係数 $r=0.89$ を得た。図からも世帯数が少なく人工熱が少ない程、低い温度になることがわかる。

先に熱収支を求めた No. 1 における人工熱は極めて少なく(0.4~1.2%)、(1)式において人工熱の影響を無視することができた。一方都心域においては、大きな人工熱の影響を受けており、さらに郊外と異なる放射場にある^{1),2)}。故に都心域における熱収支を得るためには、測点 No. 1 と同程度の気象観測を都心域においても行なわなければならない。今回は都心域における微気象観測が行なわれておらず都心域の熱収支は求められなかった。



第14図 各点の世帯数と都心 (No. A) の世帯数の比 P と温度差 $\Delta T(^{\circ}\text{C})$ の関係

V. 結 語

地表面が積雪に覆われている冬期の晴天静夜に、札幌市内外において最低気温分布を求めた。測定点の地理的特徴(都心、郊外、高台、海辺等)によりそれぞれ最低気温が異なり、郊外に較べて都心域(人口密集地帯)で高い気温が観測された。都心域の気温が高い理由のひとつとして人工熱の役割も大きい。すなわち郊外においては、風が弱く晴れた夜は、放射冷却が進み低い気温になるが、都心域においては人工熱等により冷却のされ方が弱く、その結果、都心域と郊外の間で大きな温度差が生じヒートアイランド現象が顕著になった。

VI. 謝 辞

本観測のデータ収集において以下の方々のお世話になった。秋田谷英次、石田 完、熊尾真喜子、小島賢治、小林俊一、新堀邦夫、成田英器の各氏(以上北海道大学低温科学研究所)。

梅原 勲氏（札幌市），久保田裕士氏（北大大学院），志尾 弥氏（教育大岩見沢分校）。さらに札幌管区気象台，陸上自衛隊北部方面航空隊，農林省北海道農業試験場，北海道林木育種場，札幌市環境局大気課からは資料を提供して頂いた。論文を書くにあたり小島賢治教授から助言と御意見を頂いた。ここに記して深く感謝いたします。なお本研究の費用の一部は文部省科学研究費（自然災害特別研究）によった。

文 献

- 1) Atwater, M. A. 1971 The radiation budget for polluted layers of the urban environment. *J. Appl. Meteorol.*, **10**, 205-214.
- 2) Oke, T. R. and Fuggle, R. F. 1972 Comparison of urban/rural counter and net radiation at night. *Boundary-Layer Meteorol.*, **2**, 290-308.
- 3) 荒川秀俊・相馬清二・提敬一郎・常岡好枝・江口 博 1971 世界貿易センタービル周辺の風. 天気, **18**, 12, 623-628.
- 4) 岩谷祥美・塩谷正雄・黒羽園夫 1975 建物周辺の風. 天気, **22**, 6, 303-310.
- 5) Benson, C. S. 1970 Ice fog, Low temperature air pollution. *CRREL Res. Rep.*, **121**, 118 pp.
- 6) Hage, K. D. 1972 Nocturnal temperature in Edmonton, Alberta. *J. Appl. Meteorol.*, **11**, 123-129.
- 7) Yoshino, M. 1975 Climate in a small area, Ch. 3., University of Tokyo Press, 80-97.
- 8) Delage, Y. and Taylor, P. A. 1970 Numerical studies of heat island circulations. *Boundary-Layer Meteorol.*, **1**, 201-226.
- 9) McElroy, J. L. 1973 A numerical study of the nocturnal heat island over a medium-sized mid-latitude city (Columbus, Ohio). *Boundary-Layer Meteorol.*, **3**, 442-453.
- 10) Sawai, T. 1978 Formation of the urban air mass and the associated local circulation. *J. Meteorol. Soc. Japan*, **56**, 3, 159-174.
- 11) 斎藤 武・谷口 博・園田 隆・田城徹雄・石田栄一 1977 都市地表面温度分布の測定. 北海道大学工学部研究報告; **84**, 27-38.
- 12) Ishikawa, N. 1977 Studies of radiative cooling at land basins in snowy season. *Contr. Inst. Low Temp. Sci.*, **A**, **27**, 46 pp.
- 13) Oke, T. R. and East, C. 1971 The urban boundary layer in Montreal. *Boundary-Layer Meteorol.*, **1**, 411-437.
- 14) Munn, R. E. 1966 Descriptive Micrometeorology. Academic Press, 245 pp.
- 15) Lettau, H. H. 1949 Isotropic and non-isotropic turbulence in the atmospheric surface layer. *Geophy. Res. Paper*, US, AFCPL, **1**, Cambridge, 86 pp.
- 16) Weller, G. E. 1968 The heat budget and heat transfer processes in Antarctic plateau ice and sea ice. *ANARE Sci. Rept., Ser. A (IV), Glaciol.* **102**, 155 pp.
- 17) 吉野正敏・甲斐啓子 1973 日本の諸都市における近年の気温変化と気圧配置, 人口密度との関係. 天気, **20**, 9, 489-497.
- 18) 大後美保 1977 微気象の研究, 第4章. N. H. K. ブックス, 121-137.

Summary

Daily minimum air temperatures were measured at 18 fixed stations (Fig. 1) in Sapporo city from January to March 1978, while distributions of air temperatures were obtained in consecutive sequence by automobile surveys along a circuit across this city on calm clear early mornings in February 1978.

It was clearly shown from the results of the survey that the region with relatively high

temperatures existed in the urban district (Fig. 2). The maximum temperature difference of 8°C was measured between the urban and rural.

The long-term records of daily minimum temperatures showed that the minimum temperatures in the rural were lower than that in the center of the urban depending on surrounding geographic features (Fig. 7); especially temperature differences between the rural and urban became larger when radiative cooling was dominant (Table 3).

A good correlation was seen between intensity of downward atmospheric radiation and minimum air temperature obtained at station No. 1, which was located in the urban but in a wide open place; namely the lower air temperatures were measured at smaller radiation amounts (Fig. 9-b).

The results of heat balance observation obtained at station No. 1 showed that the snow surface released heat energy due only to long-wave radiation and obtained energy mainly by sensible heat transfer from the air (Fig. 11). Whenever an energy supply was not enough to compensate for a energy loss, the air temperature just above the snow surface tended to decrease. The temperature decrease was smaller in the urban compared with that in the rural. Considering the amount of energy released by domestic combustion of fuel as part of the anthropogenic heat (artificial heat source), this amount was estimated (Table 5). The maximum amount of anthropogenic heat in the urban reached about 30% of the amount of downward atmospheric radiation in radiative cooling nights. A plot of household densities is parallel to that of air temperatures (Fig. 13) along a sequence of points where observations were made by an automobile survey. Therefore, it was confirmed in this investigation that the production of heat by domestic combustion was important as one of the causes which brought about an urban heat island.