

# アメダス（地域気象観測所）データを用いた夜間 冷却量の解析と最低気温予報式（1）\*

近藤 純正\*\* 森 洋介\*\*\*

## 要 旨

東北地方南部3県のアメダス資料を用いて晴天夜間の冷却量を調べ、朝の最低気温を予報する式を求めた。全般的な天気と初期値としての気温と上空の風速を用いて、翌朝の最低気温を予報する際の精度の限界は標準偏差で $0.8^{\circ}\text{C}$ 程度である。

夜間冷却量の大きさは観測所周辺の比較的狭い範囲の地形によって異なり、冷気が流出しやすい丘の上や都市では小さい。また、夜間冷却量は上空（高度1km）の風が微風のとき最大で、風速が強まると小さくなる。冷却量が微風時の76%になる上空の風速は $6\sim 10\text{ms}^{-1}$ が多いが、この風速は観測所によって異なる。

## 1. はしがき

この研究の目的は、 $15\sim 30\text{km}$ の間隔で配置されたアメダス（地域気象観測所）のデータを用いて晴天夜間の冷却量を調べることである。アメダス観測所はその周辺をほぼ代表できる場所に設置されているので、各地点の全般的な傾向を知ることができる。

夜間冷却の大きさを支配する主な要素は(i)地表面が失う正味大気放射、(ii)上空の風による鉛直混合作用、(iii)地表面粗度による混合の強さ、(iv)上空の風を遮断しやすいかどうかの地形、(v)冷気を堆積しやすいかどうかの地形、(vi)地表面下の熱的物理定数、の6つである。アメダスでは大気放射資料がないので(i)の直接的効果は調べられない。それゆえ、大気放射量が近くの高層気象観測所のラジオゾンデ資料から比較的精度よく計算できる快晴夜間を解析することにした。

解析したデータは、第1図に示す東北部3県（宮城県、山形県、福島県）のアメダス観測所におけるものである（ただし、図中の三角印は雨量だけの観測所である

ので除外する）。なお、第1図の破線長方形は後の第3章で用いる範囲である。

まず、1980年の1か年間について東北地方の18時、21時、0時、3時、6時の局地天気図と衛星雲資料を参考にして、東北地方南部一帯の快晴夜間を選び出した。快晴夜間は後で第2表に示すように17回あったが、春と秋に多い。快晴夜間が始まる日を当日と呼ぶことにし、日付に用いる。

この解析における快晴夜間とは、全域で雲量が完全に0であることが望ましいが、その条件を満足するのは年間に1回程度しかないので、ごく一部に短時間だけ雲量が2～5程度出現した日も快晴夜間とした。

## 2. 予備的解析

最初に、各県別に印刷出版されている「気象月報」からデータ解析の方針をさぐることにした。

### 2.1. 日平均気温の海拔高度分布

夜間冷却が始まる日没ごろの気温は大ざっぱにその日の日平均気温に等しいとみなされ、これを当分の間 $T_0$ とする。各観測所の $T_0$ の平均値と海拔高度 $x$ との関係を第2図に示した（第4章以後では $T_0$ の定義は替える）。丸印は宮城県（18地点）、四角印は山形県（20地点）、三角印は福島県（29地点）内の観測所で、全部で67地点である。

快晴日の日平均気温 $T_0$ は海岸・湖岸（石巻、塩釜、

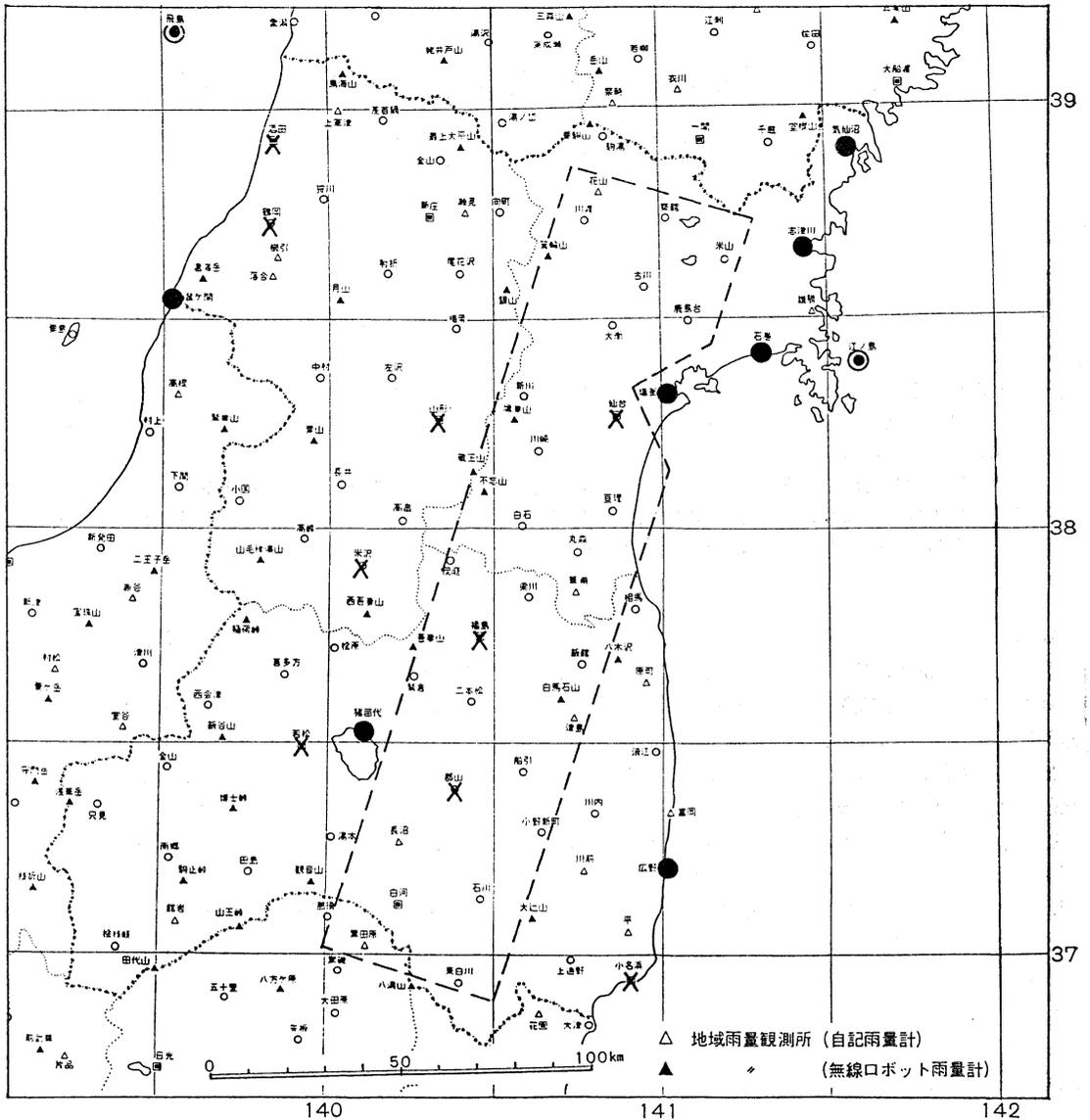
\* Analysis on nocturnal cooling at the regional meteorological stations (Automated Meteorological Data Acquisition System—AMeDAS), Part 1.

\*\* Junsei Kondo, 東北大学理学部.

\*\*\* Yosuke Mori, 宮城教育大学.

——1982年6月18日受領——

——1982年10月8日受理——



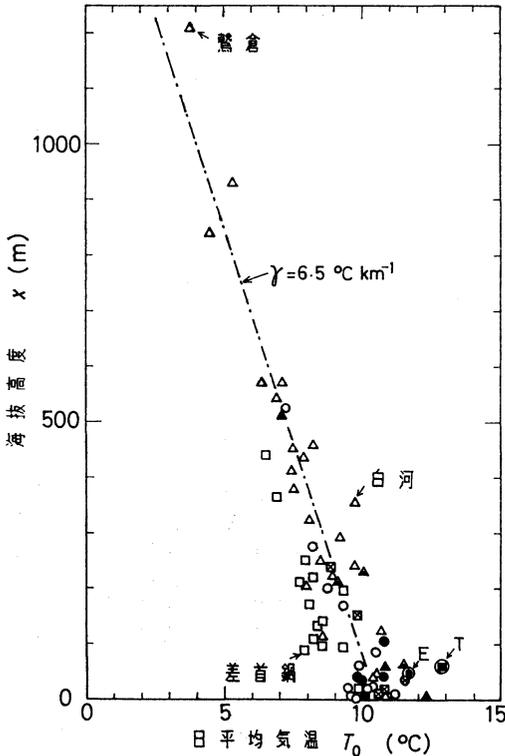
第1図 東北部3県（宮城，山形，福島）のアメダス配置図。黒丸印は海岸・湖岸観測所（7カ所），×印は人口約10万人以上の都市（9カ所），丸で囲んだ黒印は小さな島の観測所（2カ所），白丸印はその他の観測所である（三角印は雨量だけの観測所であるから除外）。宮城県と福島県にまたがる破線の長方形内は2点間の夜間冷却量の差を求める範囲（第5図参照）。

志津川，気仙沼，鼠ヶ関，広野，猪苗代，島（江の島，飛鳥）および人口約10万人以上の都市（仙台，山形，酒田，鶴岡，米沢，福島，若松，郡山，小名浜）では高温の傾向がある。それらが区別できるようにプロット点は記号で分けてある。上記の地形特徴以外の観測所は白抜

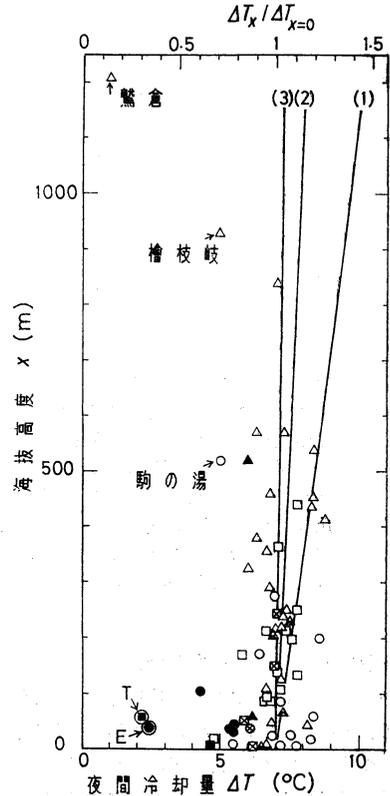
き記号で示してある。主として白抜き記号を参考にして気温の海拔高度分布の減率 $\gamma$ を求めると，約 $6.5^{\circ}\text{C km}^{-1}$ である。

2.2. 夜間冷却量の海拔高度分布

日平均気温  $T_0$  と翌日の最低気温  $T_{\min}$  との差， $\Delta T =$



第2図 快晴夜間の始まる日の日平均気温の平均値（横軸）と海拔高度（縦軸）との関係。○は宮城県，□は山形県，△は福島県，×は都市，●▲■は海岸と湖岸，丸の中の黒印は島で E は江の島，T は飛鳥。鎖線は高度減率が  $6.5^{\circ}\text{C km}^{-1}$  の気温分布。



第3図 第2図と同じ，ただし横軸は夜間冷却量  $\Delta T = T_0 - T_{min}$  の平均値。実線は地形などが同じとした場合の夜間冷却量の海拔高度に対する関数形で，その目盛りは図の一番上に示す。曲線(1)は熱帯や中緯度の夏，(2)は春秋，(3)は冬に対する理論的關係。

$T_0 - T_{min}$  を当分の間、夜間冷却量とする。  $\Delta T$  の平均値を観測所の海拔高度  $x$  に対してプロットしたのが第3図である。

第3図によると、海岸・湖岸と島の観測所で夜間冷却量は小さい。これらの特殊地点を除外しても、夜間冷却量は海拔高度と共に、僅かながら増加する傾向がある。これは気温および垂直気柱内に含まれる水蒸気量（正しくは放射に対する有効水蒸気量） $w_0$  が海拔高度と共に減少するので、地表面が失う正味放射が増加し夜間冷却量を大きくするからである。図中の実線（1）は熱帯か中緯度の夏，（2）は春秋，（3）は冬の場合の理論的予想値である（近藤，1982 a）。この関数形は夜間冷却量が地表面の正味放射量に比例することから求めたものである。

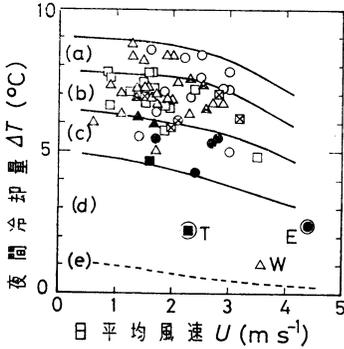
夜間冷却量が特に小さい観測所は福島市と猪苗代湖の

中間に位置する鷲倉で、ここは山の斜面の海拔 1,210m のところにある。海拔 930m の福島県南西部の檜枝岐と 520m の宮城県北部の駒の湯も同様の傾向である。この2カ所は、観測所そのものは斜面にはないが、付近は夜間にできた冷気の一部が流出するような地形である。

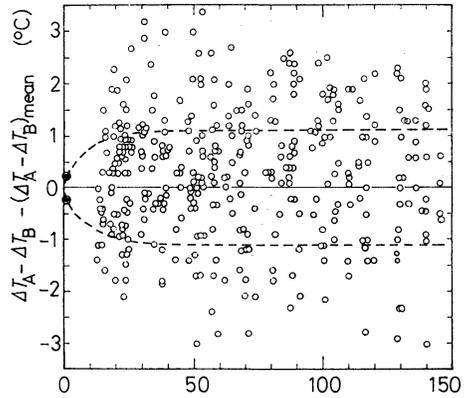
### 2.3. 夜間冷却量の年平均値と地形特徴

概して風が弱い観測所は周辺が閉ざされたような地形であり、冷気の混合拡散が弱く、夜間冷却は大きいと予想される。

快晴夜間が始まる日の日平均風速の年平均値（サンプル平均）と夜間冷却量の年平均値（サンプル平均）との関係を第4図に示した。夜間冷却量の風速に対する理論的な関数形（近藤，1982 a）を参考にして、この図に補



第4図 快晴夜間の冷却量の平均値(縦軸)と各観測所の日平均風速の平均値(横軸)との関係。グループ(a)は主として広い平地や盆地の観測所、(b)都市とその他の観測所、(c)海岸・湖岸丘の上の観測所、(d)島と高山斜面やの観測所でEは江の島、Tは飛鳥、Wは鷺倉。記号は第2図と同じ。



観測所AとBの水平距離(km)

第5図 任意の2つの観測所AとBにおける夜間冷却量の差(縦軸)をAB間の水平距離(横軸)に対してプロットした図、1980年10月1日、2日、3日、4日。ただし、観測所Aは第1図に長方形で囲んだ範囲内の全地点、観測所Bはその中の古川、仙台、白石、二本松、東白川である。詳細は本文参照。

助線を入れてグループ分けをした。

グループ(a)には主として広い平地と盆地観測所が含まれる。(b)には都市とその他が含まれる。都市は建築物、つまり大粗度によって混合が盛んで、大気安定度が極端に強くなれないと考えられることや大気放射の遮へい効果、さらにエネルギー消費が大きい場合には人工熱の影響で冷却が小さいと考えられる。(c)は海岸の丘の上にある塩釜や石巻など、その他である。(d)は小さい島と高山斜面である。参考のために外洋上の大気の夜間冷却量の概略値を破線(e)で示した。

上で調べたように、島などの特殊地点を除外したとしても、各観測所の夜間冷却量には差がある。この差はおもに、観測所周辺の水平距離1km以下の局地的地形にもよると思われる。

ここで指摘しておきたい点は、海岸の近くに設置された観測所の多くは丘の上にあることである。したがって、本論文では、そのような観測所の夜間冷却量が小さい事をいわゆる「海に近い」からとか「海岸効果」だとするよりは「丘の上にあること」によると考える。

### 3. 夜間冷却量の空間相関

晴天夜間の冷却量の年平均値(サンプル平均)は第4図で示したとおりであるが、個々の晴天日について、ある観測所Aで冷却量が大きい夜は隣の観測所Bでも大きいのであろうか。

第1図で破線長方形で囲んだ210km×50kmの面積内に含まれる任意の2つの観測所AとBにおける夜間冷却量の差  $\Delta T_A - \Delta T_B$  を、2点間の水平距離に対してプロットしたのが第5図である。これは10月1日から5日朝までの連続した快晴で、風などの気象条件がよくそろった期間のものである。各観測所で夜間冷却量の年平均値  $\Delta T_{mean}$  が少しずつ異なるため、実際にはそのぶんだけ差し引いた値を図の縦軸にとってある。プロット点の縦軸上の正と負のそれぞれについての平均値を滑らかに結んだのが破線である。2点間の水平距離が1kmのところの黒丸印は、広い平地に特別に設けた2カ所(宮城県北部平野の北浦にある東北大学大気境界層観測塔の西0.5kmと東0.5kmの位置)で観測したデータから求めた値である。

任意の2点間の距離が約30km以上になると縦軸上の値の絶対値の平均は  $\pm 1.13^\circ\text{C}$ 、標準偏差  $\sigma_{AB} = 1.41^\circ\text{C}$  で一定となり、距離と共に増加するようなことは認められない。

第5図に使用した、この10月1日からの4日間における日々の夜間冷却量の各地点におけるばらつき標準偏差の全地点の平均は  $\sigma_{\Delta T} = 1.06^\circ\text{C}$  である。もし、各地点の夜間冷却量の大きさが各地点ごとに独立であるとすれば、任意の2点間での夜間冷却量の差の標準偏差は統

計学から知られているように  $\sigma_{AB} = \sqrt{2} \sigma_{AT} = 1.06 \times \sqrt{2} = 1.50^\circ\text{C}$  となり, 上記の  $1.41^\circ\text{C}$  に非常に近い値となる. それゆえ, 2点間の距離が 30 km 以上では  $\Delta T_A$  と  $\Delta T_B$  の値はほとんど独立した現象によるものとみなすことができる. それに対して, 互いに近接した, たとえば 10 km 以内の隣同士の観測所 A と B では, A で夜間冷却量が大きい夜は B でも夜間冷却量が大きい傾向にあるといえる.

ところで, ここで特別に選んだ 10 月 1 日からの連続した 4 日間は, 前述の如く快晴であり高度 1 km の風速はどの日も約  $5 \text{ m s}^{-1}$  で同じで, しかも直前の数日間は降雨もなかったため, つまり地表面の熱的条件を決める植物や土壌水分条件もきわめてよくそろっていた期間である. それにもかかわらず日々の夜間冷却量に  $\sigma_{AT} = 1.06^\circ\text{C}$  が生ずるのは何が原因であろうか. 物理的なイメージとしてつぎのような現象が想像される. 静かな夜間に経験されるように, たとえば風向変化は不規則的 (予知不可能) であり, 北から吹いたかと思えば東から吹いたりでかなりジグザグ的である. このような現象をおこす気塊は, スケールで 10 km 程度または 10 km の距離を走るうちに拡散消散する. したがって観測所間 A ~ B が数 km であれば似たような状態が観測されるが, 30 km 以上になるとそれと同一の現象に会わず, 別の渦を観測する. また, これと同じような経過をする現象が次の夜に起こるとはかぎらない. さらに視覚的にとらえられる現象でたとえば, 同じ晴天日でも一片の雲塊が空間的にも時間的にも不確定的に出現するようなものである. このような事が  $\sigma_{AT} = 1.06^\circ\text{C}$  を生ずるのであろう.

各観測所における日々の夜間冷却量のばらつき  $\sigma_{AT}$  の中には, 実用上あまり意味がない単なるランダム誤差も含まれると思われるので, そのぶんの大きさを検討しておこう. 各県別の気象月報に記載されているアメダス資料による最低気温は「24 時世界の毎正時の値の中の最低値」と定義されている. したがって瞬間ごとに乱流的に変動する気温を 1 時間に 1 回だけ観測するのであるから, 時時刻刻変動する実際の気温変動の標準偏差  $\sigma_\theta$  程度の誤差 (ここでは代表性の誤差) をもちうる.

地上高 1~2 m 付近では  $\sigma_\theta/\theta_* = 2\sim 3$  として知られている (たとえば近藤, 1982b, 5 章のまとめを参照). ここに  $\theta_* \equiv -Q/u_*$  ( $Q$  は温度フラックス,  $u_*$  は摩擦速度) で定義される乱れの温度スケールである. 夜間の準定常状態では  $\theta_* = 0.09^\circ\text{C}$  であるから (近藤, 1982b),  $\sigma_\theta = 0.25^\circ\text{C}$  になる. しかしながら接地層で知られ

ている  $\sigma_\theta/\theta_* = 2\sim 3$  という従来の結果は観測時間の長さが 10~30 分間のものであり, さらに, 長周期変動 (トレンド) を除去したものである. したがって観測時間が 1 時間のときの現実的な  $\sigma_\theta$  の大きさは上記の 1.5 倍程度で,  $\sigma_\theta = 0.3\sim 0.4^\circ\text{C}$  とみておかなければならない. つまり, 日々の夜間冷却量の標準偏差のうち,  $0.3\sim 0.4^\circ\text{C}$  は意味のない乱流的な分である.

#### 4. 最低気温と夜間冷却量の定義

ある瞬間の気温は変動幅  $\sigma_\theta$  をもち代表性が少ないので, それよりは 1 時間程度の平均気温を知るほうがよいように思われる.

こう考える根拠としては, たとえば地表面が凍結するとき, 氷の厚さが 1 mm になるまでには約 8 ly ( $33 \text{ J cm}^{-2}$ ) の熱放出が必要であり, 放射冷却だけによって氷結するとすればそれに要する時間は

$$t = \frac{l_i d}{R_n} \quad (1)$$

から求められる.

ここに  $l_i (= 80 \text{ cal g}^{-1})$  は氷の融解の潜熱,  $d$  は氷の厚さ,  $R_n (< 5 \text{ ly h}^{-1} = 58 \text{ W m}^{-2})$  は夜間の正味大気放射である. したがって, 氷の厚さが 1 mm になるまでには 1.6 時間以上かかる.

他の例として, 厚さ 0.3 mm の平らな植物の葉が凍結する時間を計算してみる. 植物は 70% 程度が水分であるから, 熱的物理定数を水に等しいと近似する. 植物の単位表面積から失う顕熱は (近藤, 1982b)

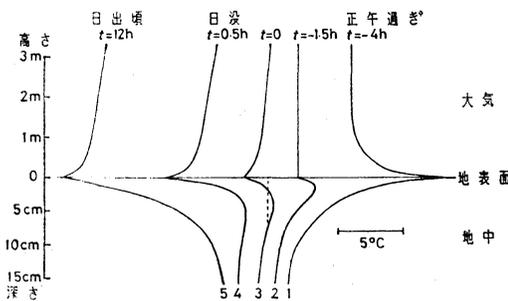
$$H = c_p \rho C_h U (T_l - T_{air}) \quad (2)$$

ただし  $c_p$  と  $\rho$  は空気sの定圧比熱と密度,  $C_h U$  は熱交換係数で概略  $1 \text{ cm s}^{-1}$  であり,  $T_l$  は葉温,  $T_{air}$  は気温である.  $(T_l - T_{air}) = 2^\circ\text{C}$  のとき  $H = 2 \text{ ly h}^{-1} (= 13 \text{ W m}^{-2})$  になる. それゆえ, 放射熱放出も含めると凍結するまでの時間は概略 20 分間になる. 以上の 2 例から, 最低気温は 1 時間の平均値で表現するほうが実用上望ましいと思われる.

この見地にたち, 夜間冷却量を再び調べ直してみることにした. 宮城県北部の 7 観測所 (川渡, 築館, 米山, 古川, 大衡, 鹿島台, 仙台) における 10 月 1 日, 2 日, 3 日, 4 日の夜のアメダスの 10 分間ごとに打ち出された記録紙から気温を読みとり, 30 分間ごとの平均気温を計算する. 便宜上, この 30 分間ごとの連続データから, 連続した 1 時間の平均気温が最低になるものを「1 時間平均の最低気温」と定義する. この最低気温は従来の瞬間最低気温と区別し, 今後実用的に予報するものとするなら,

第1表 晴天で微風時の夜間冷却量  $4T$  の例。上空の風速  $U_h$  は15時と21時の仙台の風速で高度 1 km における平滑値である。

1980年 月 日	$U_h$ ( $\text{m s}^{-1}$ )	$4T$ ( $^{\circ}\text{C}$ )						
		川 渡	築 館	米 山	古 川	大 衡	鹿 島 台	仙 台
10 1	5	7.4	11.7	10.3	9.5	11.5	12.1	9.2
2	5	10.4	9.1	9.5	9.3	9.9	10.3	7.5
3	5	8.0	11.0	10.6	10.4	9.6	11.0	7.7
4	5	8.0	12.1	10.1	10.4	10.6	11.5	7.9
平均	5	8.5	11.0	10.1	9.9	10.5	11.2	8.1



第6図 気温と地中温度の鉛直分布模式図。(1)は気温が最高になる時刻、(2)は気温が等温になる日没2時間前頃、(3)は日没30分前で夜間冷却開始の基準時刻、(4)は日没時で夜間冷却がかなり進んだ時刻、(5)は日出時刻頃。温度分布は時刻ごとにずらしてある。

これは前章で述べたランダム誤差  $\sigma_{\theta} = 0.3 \sim 0.4^{\circ}\text{C}$  を含まない値である。

つぎに夜間冷却の始まる時の気温を考える。気温の冷却量は地表面の冷却によってきまるが、地表面温度の下降は夕刻（初期時刻）の地中温度の鉛直分布に左右される。たとえば、日中に日射が強く微風であると、地表面から深さ 5 cm 付近までの地温は非常に上昇し、夕刻になっても 5 cm 付近の地温は深層（たとえば 10 cm 付近の地温）より高温のままである。したがって、同じ地中伝導熱  $G_0$ （これは近似的に夜間の正味放射量とバランスする熱）を放出するには地表付近の浅い地層が大きな冷却を受けなければならない。

この理由によって、日々の夜間冷却量をより精度高く予報するには浅層と深層両方の地温を初期条件に用いるのが良いことになる。初期時刻における各層の地温鉛直

分布が観測されている場合には問題はないが、一般には地温データはない。そこで、浅層の地温は夕刻の気温  $T_0$  で代用し、深層の地温は位相遅れを考慮してそれより半日前の午前中の平均気温  $T_M$  で代用する。

そうして、夜間冷却量をあらためて次式で定義しなおす

$$4T = \frac{T_0 + T_M}{2} - T_{min} \quad (3)$$

$T_0$ : 日没30分前を中心とする60分間（気温変動が激しい時は90分間程度）の平均気温、

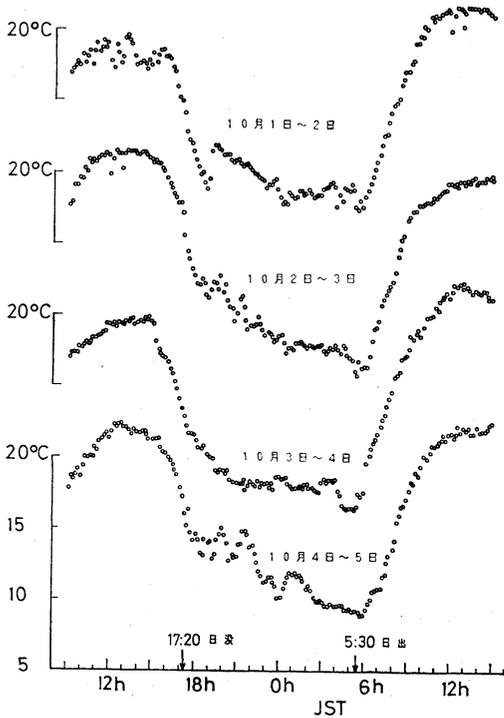
$T_M$ : 当日の朝の日出直前時刻から日最高気温の起こる頃の13時までの平均気温、

$T_{min}$ : 翌朝の1時間平均の最低気温、ただし午前8時までで起こった値。

ここで日没30分前を時刻の基準に選んだ理由はつぎの根拠に基づくものである。経験によると、地表面が放出する正味放射は日没約1時間前に負から正に転換し、しだいに大きさを増して日没時からほぼ一定値に近くなる。このことから日没30分前を夜間冷却開始時刻と考えた。この時刻を基準に選んだ第二の理由は、地表面近くの浅層の地温平均値がそれよりも少し深い層の地温に近似的に等しくなるのが日没30分前頃であるからである（第6図参照）。

### 5. 予報精度の限界

つぎに、このように定義した夜間冷却量  $4T$  を予報する際の誤差はいくらになるかを調べてみよう。前記7観測所の夜間冷却量の例を第1表に示した。これはまえにも述べた風速の条件も天気状況もよく似た日のものである。表の最下段の平均値は「東北地方南部全般が快晴で微風の夜」の各観測所における平均値とみなすことができる。各観測所における、この平均値からの日々の夜間

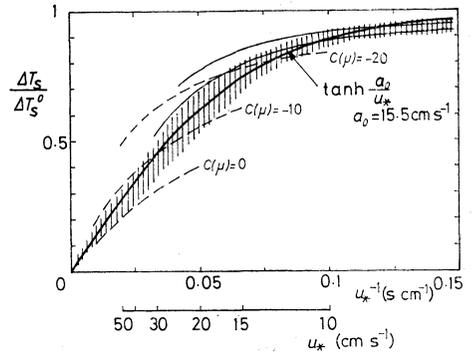


第7図 川渡観測所における晴天日の気温日変化，4日分．縦軸の気温目盛は1日ごとに10°C ずらしてある．

冷却量のばらつき各点の標準偏差の7観測所平均値は  $\sigma_{\Delta T} \doteq 0.8^\circ\text{C}$  (4)

である（第3章までの夜間冷却量の定義は替えてあるので、この  $\sigma_{\Delta T}$  は第3章のそれと違うことに注意すること）。したがって、東北南部全般の天気と風速の条件、それに地表層の熱的物定数の条件を考慮して得られる各点毎の気温予報の精度の限界は概略  $0.8^\circ\text{C}$  と言える。予報誤差の最大値は標準偏差の3倍つまり  $\pm 2.4^\circ\text{C}$  程度とみてよいであろう。

予報精度の限界をより分かり易く教えるのが第7図である。これは上で調べた観測所の1つである川渡における10分ごとに打ち出された気温の10月1日からの4日分である。この観測所は畑の中に設置されているが、周囲1km以内には田畑と牧草地、それに林地が混在しており、風向の変化に対して気温も変動する。他の観測所においても似たようなもので、この記録が示すように気温変動の実態は乱流的であるために、予報精度には自ら限界があることが理解される。



第8図 無風時を1としたときの地表温度の夜間冷却量と地表面の摩擦速度  $u_*$  の逆数の関係、太い実線は近似式(5)で、 $b_0=1$ の場合。

## 6. 最低気温予報式

### 6.1. 上空での移流がないとき

夜間冷却量は上空の風速がある値以下の時は放射冷却に等しいが、強風時は風速に逆比例する。ここで上空の風とは大気境界層の上端付近の風のことである。第8図は夜間冷却量と地表面の摩擦速度の逆数との関係で、細い縦線でぬりつぶした範囲が予想値である（近藤, 1982a, の第4図を書き変えたもの）。太い実線はこの範囲をよく表現する近似式

$$\frac{\Delta T}{\Delta T_s^0} = b_0 \tanh\left(\frac{a_0}{u_*}\right) \quad (5)$$

$$a_0 = 15.5 \text{ cm s}^{-1} \quad (6)$$

である。ただし  $\Delta T_s^0$  は定義「最大可能冷却量」で、その近似式は

$$\Delta T_s^0 \doteq \frac{T_0}{4} \frac{Rn_0}{\sigma T_0^4} = \frac{T_0}{4} \left(1 - \frac{L_0 \downarrow}{\sigma T_0^4}\right) \quad (7)$$

$T_0$  は夕刻の気温、 $Rn_0$  と  $L_0 \downarrow$  はそれぞれ夕刻の正味大気放射と下向き大気放射、 $\sigma$  はステファン・ボルツマンの定数である。

なお、 $\Delta T_s^0$  の導出は以下の考えによるものである。完全無風で顕熱の鉛直輸送がなく、かつ下向き大気放射が一晩中一定で夕刻の値  $L_0 \downarrow$  に等しいという条件のもとで、正味放射  $Rn$  が0の平衡になるときの地表温度をこれ以下になりえない温度と考え、それを  $T_e(\sigma T_e^4 = L_0 \downarrow)$  とし、夕刻の気温  $T_0$  との差

$$\Delta T_s^0 \doteq T_0 - T_e \quad (8)$$

を地表温度の最大可能冷却量とした（近藤, 1982a）。つまり、夕刻の正味放射は

$$Rn_0 = \sigma T_0^4 - L_0 \downarrow \quad (9)$$

正味放射が0になる平衡状態では

$$Rn = \sigma T_e^4 - L_0 \downarrow \equiv 0 \quad (10)$$

この2式から

$$\begin{aligned} Rn_0 &= \sigma T_0^4 - \sigma T_e^4 \\ &= \sigma T_0^4 - \{\sigma T_0^4 - 4\sigma T_0^3(T_0 - T_e)\} \\ &= 4\sigma T_0^3(T_0 - T_e) \end{aligned}$$

ゆえに

$$\Delta T_{sa}^0 \equiv T_0 - T_e = \frac{Rn_0}{4\sigma T_0^3} = \frac{T_0}{4} \frac{Rn_0}{\sigma T_0^4}$$

つまり, 式(7)がえられた。

式(5)はつぎの実用式に書き替えることができる。

$$\frac{\Delta T}{\Delta T_{sa}^0} = b_2 \tanh\left(\frac{a_2}{U_h}\right) \quad (11)$$

$U_h$  は地域を代表するような大気境界層上部の風速で, 本研究では仙台の高度1kmの風速を用いる。係数  $b_2$  は  $U_h=0$  の時の無次元冷却量で, 観測所周辺一帯の植被状態・土壌の熱的物定数や夜間冷気が堆積しやすいかどうかの狭い局地的地形によって決まる。係数  $a_2$  は風速依存性を表し, 水平距離が100mから数10kmまでを含む地形によって決まる。ちなみに,  $\tanh 0.5=0.462$ ,  $\tanh 1=0.762$ ,  $\tanh 1.5=0.905$  であるから,  $U_h > a_2$  になる日の夜間冷却量は急激に小さくなる。

## 6.2. 接地層の上空に移流があるとき

式(7)と(11)は上空の大気状態が夕刻から朝までに大きな変化をしない場合を想定して導出されたものである。しかし実際には, 特殊な場所では主風向の違いによって接地層の上空に温度の異なる厚い気層が移流してることがある。また, 非常に深い盆地では厚い冷気層がいつでも移流してくる。ここで厚い冷気層とは, 地表面での下向き大気放射  $L \downarrow$  を大きく変化させるような, 数100m以上の厚さの気層を意味する。

このような場合の「最大可能冷却量」は夕刻の下向き放射  $L_0 \downarrow$  で定義するのではなく, 入れ替わった大気による下向き放射で定義するほうがよい。それは, たとえば上空に厚さが500m程度の冷気が流入すると, 下向き放射はかなり減少するので, それだけ地表面の夜間冷却量は大きくなるからである。

夕方の放射  $L_0 \downarrow$  が途中で移流によって  $L_a \downarrow$  に変化するとき, 式(10)は

$$Rn = \sigma T_e^4 - L_a \downarrow \equiv 0 \quad (12)$$

と置き替えなければならない。これと式(9)から最大可能冷却量の近似式は

$$\Delta T_{sa}^0 = T_0 - T_e \doteq \frac{T_0}{4} \left(1 - \frac{L_a \downarrow}{\sigma T_0^4}\right) \quad (13)$$

ここで, もし一晩のうちに大気境界層の平均的気温がもとの値  $T_0$  から移流によって  $T_a$  に入れ替わったとしても, 垂直気柱に含まれる全有効水蒸気量  $w_\infty$  は50%程度以上は変化しないとすれば, 放射の計算によって

$$\frac{L_a \downarrow}{\sigma T_a^4} \doteq \frac{L_0 \downarrow}{\sigma T_0^4} \quad (14)$$

と近似できることが確かめられるので,

$$\begin{aligned} L_a \downarrow &= L_0 \downarrow \frac{\sigma T_a^4}{\sigma T_0^4} \\ &\doteq L_0 \downarrow \left\{1 - \frac{4\sigma T_0^3(T_0 - T_a)}{\sigma T_0^4}\right\} \end{aligned}$$

これを式(13)に代入し, 詳しく書けば

$$\begin{aligned} \Delta T_{sa}^0 &\doteq \frac{T_0}{4} \left\{1 - \frac{L_0 \downarrow}{\sigma T_0^4} + \frac{L_0 \downarrow}{\sigma T_0^4} \frac{4}{T_0} (T_0 - T_a)\right\} \\ &= \frac{T_0}{4} \left(1 - \frac{L_0 \downarrow}{\sigma T_0^4}\right) + \frac{L_0 \downarrow}{\sigma T_0^4} (T_0 - T_a) \\ &= \Delta T_{sa}^0 + \frac{L_0 \downarrow}{\sigma T_0^4} (T_0 - T_a) \quad (15) \end{aligned}$$

この  $\Delta T_{sa}^0$  を上空に厚い気層の移流があるときの地表面温度の最大可能冷却量と呼ぶことにする。

実際に観測される最低気温  $T_{min}$  は冷却量が最大可能冷却量に時間的に近づいて行く途中の段階で現われたものであり, 移流がないときの夜間冷却量は式(11)の形で表わされる。したがって, 移流によって  $L_0 \downarrow$  から  $L_a \downarrow$  に変化し,  $U_h=0$  のときの夜間冷却量は

$$\Delta T(U_h=0) = T_0 - T_{min}(U_h=0) = b_2 \Delta T_{sa}^0 \quad (16)$$

$U_h \neq 0$  のときは, 移流がないときの式(11)に替って

$$T_a - T_{min} = (T_a - T_{min}(U_h=0)) \tanh\left(\frac{a_2}{U_h}\right) \quad (17)$$

と考えることができる。夜間冷却量  $\Delta T$  はこの式を用いて書き直せば

$$\Delta T = T_0 - T_{min} = T_0 - T_a + (T_a - T_{min})$$

したがって

$$\Delta T - (T_0 - T_a) = (T_a - T_{min}(U_h=0)) \tanh\left(\frac{a_2}{U_h}\right)$$

とできるので, 結局

$$\frac{\Delta T - (T_0 - T_a)}{\Delta T_{sa}^0 - \frac{1}{b_2} (T_0 - T_a)} = b_2 \tanh\left(\frac{a_2}{U_h}\right) \quad (18)$$

これは厚い気層の移流があるときの夜間冷却量  $\Delta T$  をあらわす式である。

式(18)を実際に応用するのは, つぎのような例である。移流がめったに起こらない地点においては, 前もって観測データから式(11)によって係数  $a_2$  と  $b_2$  を実験的に決めておき, 実際の夜間冷却量を予報することができる。ところが, 風向が普段とは違った特別な方向か

第2表 予報中樞 (仙台) における条件と中地域ごとの平均夜間冷却量  $\langle \Delta T \rangle$ .  $w_\infty$  は垂直気柱内の有効水蒸気量 ( $w_\infty = q^{-1} \int_0^{P_s} q(p/p_0) dp$ ,  $g$  は重力の加速度,  $p_s$  は地上気圧,  $p_0$  は標準気圧,  $p$  は気圧,  $q$  は比湿),  $L_0 \downarrow$  は夕刻の下向き大気放射,  $T_0$  は夕刻の気温,  $\Delta T_s^0$  は最大可能冷却量 (式 (8) による),  $U_h$  は高度 1 km における風速.

1980年 快晴夜間 月 日	予報中樞における条件					地域平均の $\langle \Delta T \rangle$ ( $^{\circ}\text{C}$ )			
	$w_\infty$ g	$L_0 \downarrow$ ly/min	$T_0$ $^{\circ}\text{C}$	$\Delta T_s^0$ $^{\circ}\text{C}$	$U_h$ $\text{m s}^{-1}$	宮城県	山形県	福島東部	福島西部
1 26	0.37	0.306	4.0	29.5	16	5.8	9.7	9.7	12.2
3 27	0.37	0.315	6.6	30.3	11	7.2	8.3	9.3	8.0
4 10	0.63	0.332	6.7	27.1	9	7.5	6.4	8.7	6.6
25	0.67	0.356	10.3	26.3	8	8.0	5.8	7.8	7.4
5 11	1.23	0.402	18.9	26.9	8	9.6	9.4	10.8	10.3
6 5	1.66	0.473	21.5	18.5	4	8.2	9.3	8.9	8.8
9 14	1.53	0.469	25.2	22.8	6	7.9	8.2	8.9	7.7
10 1	1.29	0.428	19.7	23.6	5	9.3	10.4	10.7	8.9
2	1.45	0.444	20.5	21.9	5	8.8	8.9	9.4	8.3
3	1.06	0.408	17.2	24.2	5	8.4	8.8	9.9	7.7
4	1.17	0.444	20.2	21.6	5	8.8	8.7	10.2	8.9
23	1.19	0.388	12.3	22.7	7	8.6	7.7	9.5	7.4
11 11	0.85	0.388	13.9	24.3	4	8.8	9.1	9.9	7.9
15	0.64	0.333	8.1	28.3	10	8.4	7.6	9.1	6.6
17	1.22	0.391	11.0	20.9	5	7.2	7.5	9.0	6.7
19	1.24	0.395	12.3	21.5	4	9.7	10.2	10.8	8.9
12 1	0.63	0.353	11.0	27.5	11	9.8	9.3	10.3	7.9

ら吹き,  $(T_0 - T_a)$  があらかじめ予知されるような場合には, 式 (18) で  $\Delta T$  を予報すれば精度は上がる.

しかし厚い気層の移流が毎日のように起こる地点については, この効果は最初から係数  $b_2$  に含めておき, 式 (11) だけを用いて解析する. そのような場所では, 下向き大気放射が一晩の内に大きく変化するけれども, 夕刻の状態できめられた  $\Delta T_s^0$  を使うので,  $b_2$  は大きな値として求まる. したがって,  $b_2 > 1$ , つまり  $\Delta T > \Delta T_s^0$  になる特殊な地点も存在しうる. 続報の第2表に掲げる岩手県の藪川観測所 (ただし現所在地と異なる) の場所はそれに相当すると思われる.

### 7. 予報式の係数 $b_2$ と $a_2$

前節 6.1. で示した夜間冷却量の予報式 (11) の係数  $b_2$  と  $a_2$  を, アメダス資料から求めてみよう. この際, 夜間冷却量  $\Delta T$  は式 (3) を簡略化したつぎの式 (19) を用いる. 式 (19) は第3節で述べた気温の乱流の変動を含むので, 個々のデータには当然ばらつきがある. しかし, 係数  $b_2$  と  $a_2$  の概略的な傾向を調べるためだけの

目的には式 (19) を使用することは差支えない (詳細解析では式 (3) を用いることが望ましい).

$$\Delta T = \frac{T_0 + T_M}{2} - T_{min} \quad (19)$$

$T_0$ : 日没30分前を中心とする前後1~2時間内の1時間ごとのアメダス資料から推定された日没30分前の気温,

$T_M$ : 当日朝の日出直前時刻から13時までの毎正時の気温の平均,

$T_{min}$ : アメダス資料で翌朝1~8時の毎正時の気温の中の最低値,

日没と日出時刻: ここでは地区予報中樞 (本研究では仙台) における日没と日出時刻を他の観測所にも共通に用いる. また, 日出直前時刻とは日出前の正時のことである.

$\Delta T_s^0$ : 同上地点における値を他の観測所にも共通に用いる.  $\Delta T_s^0$  を求めるに必要な夕刻の下向き大気放射  $L_0 \downarrow$  は, 上空の鉛直気柱に含まれる有効水蒸気量  $w_\infty$  と気温鉛直分布 (21時の高層資料による) を用いて, 山本の

第3表 各地点別の諸量。U は地上の日平均風速の平均値、U<sub>h</sub> は仙台上空 1km の風速、 $\overline{\Delta T}$  は快晴夜間の冷却量年平均値。地形特徴の記号は、△：内陸盆地や山間部、+：内陸部海拔 150m 以下、○：島や高山斜面、⌒：海岸・湖岸、□：仙台平野および庄内平野で海拔 60m 以下、└：阿武隈山地の太平洋岸の海拔 60m 以下、黒印：人口が概略10万人以上の都市。（ ）はデータのばらつきが大きすぎて数値が不正確と思われるものを示す。最下端に示す a<sub>2</sub> と b<sub>2</sub> の値は、中地域の毎日の平均夜間冷却量 <ΔT> の解析から求めた係数である（詳細は第2報参照）。

(山形県)	海拔 高度 m	地形 特徴	U/U <sub>h</sub>	$\overline{\Delta T}$ °C	b <sub>2</sub>	a <sub>2</sub> m/s	(宮城県)	海拔 高度 m	地形 特徴	U/U <sub>h</sub>	$\overline{\Delta T}$ °C	b <sub>2</sub>	a <sub>2</sub> m/s
飛島	58	○	0.32	1.5	0.09	(5)	駒の湯	520	△	0.42	6.3	0.36	6
酒田	3	■	0.44	8.0	0.46	6	気仙沼	40	⌒	0.38	7.1	0.37	7
差首鍋	90	+	0.13	8.4	(0.37)	(9)	川渡	170	△	0.24	8.3	0.46	7
金山	173	△	0.25	7.7	0.40	7	築館	25	□	0.35	9.9	0.53	7
鶴岡	16	■	0.26	7.8	0.58	4	米山	5	□	0.42	9.5	0.51	8
狩川	17	□	0.49	6.6	0.37	6	志津川	38	⌒	0.24	7.8	0.37	9
新庄	94	+	0.25	8.9	(0.43)	(7)	古川	23	□	0.32	9.0	0.53	6
向町	212	△	0.26	9.0	0.52	6	大衡	60	□	0.35	10.3	0.52	8
肘折	365	△	0.18	9.3	0.52	6	鹿島合	3	□	0.42	10.1	0.54	7
尾花沢	110	+	0.33	9.5	0.50	7	石巻	43	⌒	0.39	7.3	0.37	8
鼠ヶ関	7	⌒	0.22	6.2	0.27	10	新川	276	△	0.25	9.1	0.46	8
楯岡	95	+	0.21	9.3	0.48	7	塩釜	105	⌒	0.33	5.4	0.25	11
中村	440	△	0.13	10.3	0.58	6	江の島	40	○	0.61	2.9	0.12	(15)
左沢	137	+	0.24	10.5	0.49	9	仙台	38	■	0.28	7.9	0.35	12
山形	152	■	0.21	9.3	0.46	8	川崎	200	△	0.22	11.2	0.53	10
長井	200	△	0.13	9.9	0.46	9	白石	86	+	0.40	9.2	0.42	13
小国	140	+	0.22	9.3	(0.41)	(10)	亘理	10	└	0.19	7.3	0.31	17
高島	220	△	0.21	9.9	0.48	8	丸森	18	+	0.31	11.4	0.51	13
高峰	250	△	0.24	10.4	0.53	7							
米沢	239	▲	0.40	9.4	0.54	6							
全県一括			0.26	8.6	0.46	7	全県一括			0.34	8.3	0.40	9

(次ページへ続く)

大気放射図に基づいて算出した。

U<sub>h</sub>: 同上地点における値で代用するが、具体的には15時と21時(欠測があれば半日前の9時も含む)に観測した地上から高度 2km までの風速鉛直分布を平滑線で結んだときの高度 1km の風速の内挿値。

第2表の左半分には予報中枢(仙台)における条件の一覧を、また右半分には夜間冷却量の中地域平均値 <ΔT> を掲げてある。中地域として、福島県は県東と県西の2つに分け、宮城県と山形県は全県一括にした。

第3表には各観測所の夜間冷却量の係数 b<sub>2</sub> と a<sub>2</sub> を他の資料と共に示した\*。b<sub>2</sub> は無風時の無次元冷却量であるが、周辺一帯が比較的広い平野部などで b<sub>2</sub>=0.5、都市で b<sub>2</sub>=0.4~0.5、島や海岸の丘その他で b<sub>2</sub>≤0.4 である。

\* 積雪が多い日は地表の熱的物性定数 c<sub>g</sub>ρ<sub>g</sub>λ<sub>g</sub> が小さくなり、夜間冷却量が大きくなるので、そのようなデータを除外して決めた係数である(第2報参照)。

第3表 つづき

(福島県 西 部)	海拔 高度 m	地形 特徴	$U/U_h$	$\overline{\Delta T}$ °C	$b_2$	$a_2$ m/s	(福島県 東 部)	海拔 高度 m	地形 特徴	$U/U_h$	$\overline{\Delta T}$ °C	$b_2$	$a_2$ m/s
檜 原	839	△	0.15	9.4	0.52	6	茂 庭	250	△	0.29	9.3	0.48	7
喜多方	212	△	0.24	9.6	0.46	8	梁 川	46	+	0.21	10.7	0.48	11
鷲 倉	1210	○	0.50	1.6	0.09	(7)	福 島	67	■	0.35	9.4	0.46	9
西会津	110	+	0.25	8.8	(0.39)	(9)	相 馬	9	└	0.40	9.0	0.38	19
猪苗代	521	∩	0.24	7.9	0.43	7	飯 館	452	△	0.28	10.9	0.55	8
金 山	324	△	0.08	7.9	(0.37)	(9)	二本松	240	△	0.21	9.9	0.47	9
若 松	212	▲	0.21	9.0	(0.42)	(8)	船 引	460	△	0.26	9.0	0.46	8
只 見	377	△	0.15	8.4	(0.41)	(8)	浪 江	47	└	0.19	9.3	0.41	13
南 郷	570	△	0.32	8.4	0.39	8	郡 山	230	▲	0.32	9.5	0.54	6
湯 本	540	△	0.28	10.5	0.58	6	川 内	410	△	0.18	11.6	0.55	9
田 島	570	△	0.13	9.5	0.43	9	小野新町	433	△	0.18	10.7	0.54	8
檜枝岐	930	△	0.24	7.8	0.44	6	広 野	60	└	0.19	8.5	0.37	18
							白 河	354	△	0.38	9.6	0.45	10
							石 川	290	△	0.26	9.0	(0.42)	(10)
							上遠野	125	+	0.21	9.7	0.44	11
							東白川	217	△	0.21	9.5	0.40	17
							小名浜	3	●	0.36	8.4	0.37	12
県西一括			0.23	8.2	0.40	8	県東一括			0.26	9.6	0.46	10

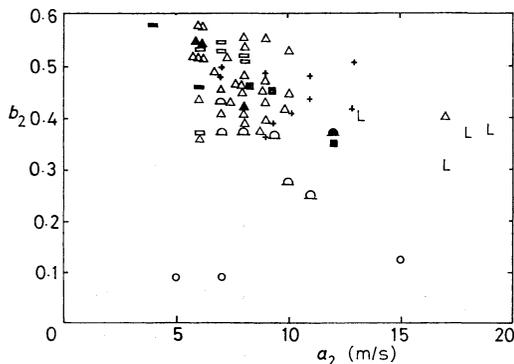
$b_2$  と  $a_2$  がどのような範囲をとりうるかの傾向を見やすくするために、第9図の縦軸に  $b_2$  を横軸に  $a_2$  をとって示した。記号は第3表の地形特徴の欄の記号と同じである。 $a_2$  は夜間冷却の風速依存性の程度を表す係数であるが、広い平野部で  $a_2=6\sim 8\text{ m s}^{-1}$  であるのに対し、仙台と小名浜それに阿武隈山地の東側の太平洋岸の観測所（宮城県南部以南の亘理、相馬、浪江、広野）で  $a_2 > 12\text{ m s}^{-1}$  である、つまり前者では高度1kmの風速が  $6\sim 8\text{ m s}^{-1}$  以上になると夜間冷却量は急激に小さくなるが、後者はそれほど小さくならず風速にあまり依らないといえる。

夜間冷却量と上層風速の逆数との関係の例を第10図に示した。図の下側は古川、上側は浪江である。係数  $b_2$  と  $a_2$  はこの図から求めたのである。古川は宮城県北部に広がる平野にあって、上空の風の混合作用を受け易いと思われる。浪江は太平洋岸から6.5kmにあり、観測所は周囲より少し高いところにある。その約3km西方

には、高さ300~600mの山が南北方向に延びている。多分、その山の影響と思われるが、上空の風が強い日でも日平均地上風は  $2\text{ m s}^{-1}$  程度しか吹かない。つまり、地上風は上空の風から独立したようになっていて、係数  $a_2$  が大きい。

浪江と同地方の太平洋岸沿いの亘理、相馬、広野も同じような条件である。亘理は海岸から5.5kmの小さな町中の海拔10mの場所にあり、すぐ西側に接して海拔200m前後の山が南北に長く延びている。ちょうど山麓地形であるために上層風は遮断され、係数  $a_2$  を大きくしている。東側は平らな水田地帯が太平洋岸まで続いているので、西側の山から下りてきた夜間冷気は海に向かって流出しやすい地形で、係数  $b_2$  は0.31と小さい。

上空の風速と現地の地上風速日平均値との比  $U/U_h$  も第3表に掲げた。無風時の無次元冷却量  $b_2$  と  $U/U_h$  との相関関係はほとんどない。その理由は、たとえば観測所の近くに山があれば  $U/U_h$  は小さいが、片方が開



第9図 夜間冷却量の予報式の係数  $b_2$  と  $a_2$  の分布。各記号は観測所の地形特徴によって分けしてある。△：内陸盆地や山間部，＋：内陸部海拔 150 m 以下，○：島や高山斜面，⌒：海岸・湖岸，□：仙台平野および庄内平野で海拔 60 m 以下，└：阿武隈山地の太平洋岸の海拔 60 m 以下，黒印：人口が約10万人以上の都市（第3表参照）。

放地形なら冷気は流出し、 $b_2$  は小さくなる。それに対して、四方閉塞の盆地の底では風は遮断され、さらに冷気が堆積するので  $U/U_h$  は小さく、 $b_2$  は大きくなる。

以上のように、最低気温予報式の係数は地点ごとに決められたので気温予報に利用できる。一方、この係数を利用すれば複雑地形の種々の地域平均物理量を評価することが可能である。その詳細は続報に示されている。

8. 結論

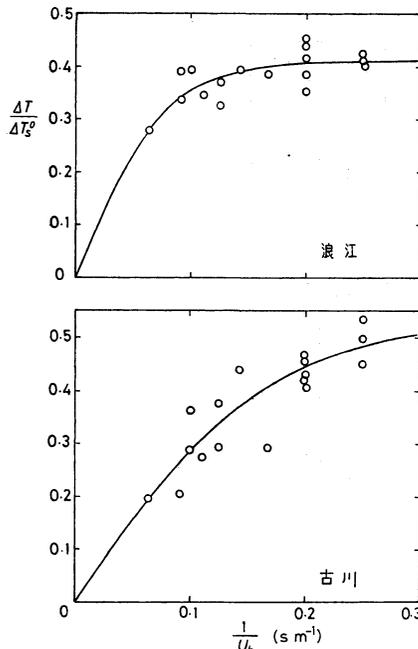
1) 夜間冷却量の海拔高度依存性は理論的予想と矛盾せず、僅かながら高度と共に増加する。

2) 夜間冷却量は観測所周辺の狭いスケールの地形によって変化し、一般に平地や盆地で大きく、海岸の丘の上などでは小さい。

3) 都市の夜間冷却量は小さいが、これは建築物による地表面の夜間放射遮へい効果（近藤，1982 a）と鉛直混合作用、さらにエネルギー消費が特に大きい都市では人工熱の3つが主な原因と考えられる。これを都市効果と呼びたい。

4) 2点間の夜間冷却量に相関があるのは水平距離が10 km 程度以内である。夜間冷却量の大きさは距離が30 km 以上では互いに独立した渦に支配されていると思われる。

5) ある瞬間における気温観測値には乱流的なランダ



第10図 夜間冷却量と高度 1 km の風速の逆数との関係。下は古川，上は浪江。

ム誤差が含まれている。それゆえ実用的見地からも、気温の予報は「1時間平均の最低気温」を対象にする事を提案する。

6) 全般的な天気と上空の風速および初期値の気温を用いて（初期値の地中温度鉛直分布の観測値を用いないで）、上記の最低気温を予報する際の精度の限界、つまり誤差の標準偏差は  $\sigma_{\Delta T} = 0.8^\circ\text{C}$  程度である。

7) 1時間平均の最低気温には、その地点固有の気温変動幅  $\sigma_\theta$  がついている。したがって、こまかく表現すると、たとえば「地点Aの明朝の平均最低気温は  $10^\circ\text{C}$ 、それに重なった瞬間的気温変動の標準偏差は  $0.4^\circ\text{C}$  であり、平均最低気温の予報誤差は  $0.8^\circ\text{C}$  である」ようになる。これを利用する立場からすれば、「明朝の平均最低気温は  $10^\circ\text{C}$  であり、それに伴う瞬間ごとの変動幅は標準偏差で  $0.4^\circ\text{C}$ 、最大幅は確率 0.3% で  $1.2^\circ\text{C}$  である。したがって瞬間最低気温が  $8.9^\circ\text{C}$  以下のことも起こりうる。なお、予報誤差は  $\pm 0.8^\circ\text{C}$  であるから、最大誤差が  $2.4^\circ\text{C}$  狂う確率も 0.3% はありうる」と解釈できる。このような表現はこまか過ぎると思われるかも知れないが、予報にはこのような内容を持つという意味である。

8) アメダス観測所について最低気温予報式の係数  $a_2$  と  $b_2$  を求めた。平野部では  $a_2=7 \text{ m s}^{-1}$  前後であるから、高度 1 km の風速が  $7 \text{ m s}^{-1}$  以上になる日の夜間冷却量は急激に小さくなる。

なお、本研究では完全快晴日でないデータも用いたので、算出された個々の係数には多少の誤差が含まれると思われる。精度のよい解析を行う場合は、現地で放射量の実測も行い、それを用いたデータ解析が望まれる。

#### 謝 辞

この研究を行うにあたり、仙台管区気象台の瀬良義郎

氏、瀬上哲秀氏ほかの方々には資料の提供にご便宜をはかって頂いたり、磁気テープのアメダス資料の取り出しをして頂いたので感謝いたします。

本研究は文部省科学研究費自然災害特別研究「作物被害の要因となる接地層の異常冷却の発生機構と量的予知に関する研究」の一環として行われたものである。

#### 文 献

近藤純正, 1982 a : 複雑地形の夜間冷却—研究の指針, 天気, 29, 935-949.

———, 1982 b : 大気境界層の科学 (気象学のプロムナード), 東京堂出版, 219 pp.

## 第22期第2回理事会議事録

日 時 昭和57年10月13日 17.30~19.00

場 所 札幌市教育文化会館

出席者 岸保, 荒井, 河村, 嶋村, 杉村, 竹内, 田宮,  
二宮, 増田, 松野, 村山 以上常任理事  
寺内, 菊地, 武田, 中島, 山元, 伊藤 以上理事

#### 議 題

##### 1. 昭和58年度第一次予算(案)について

嶋村理事から、予算書の編成内容について詳細な説明があった。

##### 2. 全国理事会のあり方について

各支部からあらかじめ議題を募集するなど、実のある討論が行われるようにしてゆきたい。

終わりに、寺内大会委員長から次の趣旨の挨拶があった。

当地での秋季大会の開催に当たり、多大なるご配慮を賜わり深く感謝している。3日間の大会を無事に済ませるよう役員一同努力したい。また小倉義光会員の特別講演の開催については、非常に感謝している。今後ともよろしくご援助をお願いしたい。