

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 (2)*

近 藤 純 正**・森 洋 介***

要 旨

アメダスの気温資料を用いて解析した夜間冷却量の大きさとその風速依存性から、(1) 夜間の平均的な地表面摩擦速度、(2) 地表面下の熱的物理定数および(3) 凍結にかかわる地表層の土壌水分量の見かけの値が推定された。さらに、積雪で覆われた冬期の東北地方 (ただし南部3県) 快晴日の朝に起こりうる最低気温の極値は -25°C 程度と推定された。

1. はしがき

地表面温度が夕方から朝方までに降下する夜間冷却量の大きさは、地表面の熱収支の状態によってきまる。たとえば、晴天で微風の夜は乱流作用によって生ずる下向きの顕熱輸送量が小さく、正味赤外放射 $R_n (= \sigma T_s^4 - L^{\downarrow})$ がそのまま地表面の冷却に寄与するため、夜間冷却量は大きくなる。地表面近くの大気は地表面温度が下がると、冷却されるので、地表面の冷却量が大きい夜ほど気温下降量も大きい。

地表面がかなり冷却し、下層大気の成層状態が安定になっている場合には、高度 $1\sim 2\text{ m}$ 以下の気層の温度は地表面温度より $1\sim 2^{\circ}\text{C}$ 程度高いのが普通である。理論的な考察 (近藤, 1982a) によると、地表面近くの大気の夜間冷却量 ΔT は、つぎの式で近似できる。

$$\frac{\Delta T}{\Delta T_{s^0}} = b_0 \tanh\left(\frac{a_0}{u_*}\right) \quad (1)$$

$$a_0 = 15.5 \text{ cm s}^{-1} \quad (2)$$

ただし、 ΔT_{s^0} は放射バランス だけから計算される「最

大可能冷却量」であり (定義は第1報参照)、 u_* は地表面の摩擦速度である。 u_* が大きいほど地表面付近の鉛直混合が強く、大気から地表面への顕熱輸送量が多くなるため、夜間冷却量は小さくなる。 b_0 は地表面下の熱的物理定数 $c_g \rho_g \lambda_g$ (地物も含めた平均的な土壌の比熱と密度と熱伝導係数の積) と観測所周辺の比較的狭い範囲の地形によって決まる係数である。

上式は理論的に得られた関係式であるが、摩擦速度 u_* は普通には観測できない量である。しかし、 u_* は上空の高度 1 km 付近 (大気境界層上端付近) の風速 U_h と密接な関係があるので (近藤, 1982b)、式 (1) はつぎのように近似することができる

$$\frac{\Delta T}{\Delta T_{s^0}} = b_2 \tanh\left(\frac{a_2}{U_h}\right) \quad (3)$$

これは実用式であり、(1) と (3) より $u_*/U_h = a_0/a_2$ の関係がある。したがって、夜間冷却量の観測資料解析から得られる係数 a_2 と理論値 a_0 の比較から、複雑で雑多な地物から成る現実の地表面に対する u_*/U_h を知る事ができるので、その場所の空気力学的粗度 z_0 の見かけの値が推定されることになる。

そのほか、夜間冷却量の観測からいろんな事を知ることができる。たとえば夕刻に 0°C 以上であった地温が夜間冷却によって氷点下になるような場合は、地物を含む地表面下に含まれる水分が凍結するので、凍結の潜熱の解放によって夜間冷却は弱められる。したがって、凍結日における夜間冷却量の減少から、逆に、凍結した水

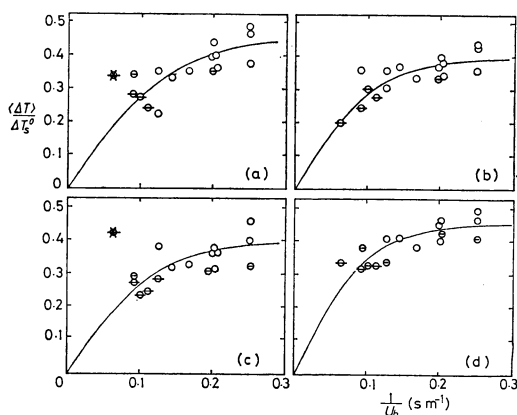
* Analysis on nocturnal cooling at the regional meteorological stations (Automated Meteorological Data Acquisition System-AMeDAS), Part 2.

** Junsei Kondo, 東北大学理学部.

*** Yosuke Mori, 宮城教育大学.

—1982年9月6日受領—

—1982年12月13日受理—



第1図 中地域ごとの平均夜間冷却量と高度1 kmの風速の逆数との関係。(a)山形県、(b)宮城県、(c)福島県西部、(d)福島県東部。記号(―)は凍結日、記号(*)は積雪日（詳細本文参照）。

分量を推定することが可能になる。

また、夜間冷却量は地物を含む平均的な土壌の熱的物理定数 $c_g \rho_g \lambda_g$ が小さいほど大きくなる。たとえば、湿潤地は一般に $c_g \rho_g \lambda_g$ が大きいので夜間冷却量は小さいが、深い新雪で覆われた地域の冷却量は大きい。この原理を利用して、夜間冷却量の解析から雑多な地物から成る地域の平均的な見かけの $c_g \rho_g \lambda_g$ の値を推定することも可能である。

本研究は、さきの第1報（近藤・森，1982）で得られた東北地方南部3県における夜間冷却量の結果を用いて、雑多な地物から成る複雑地形の大気境界層としての地表面の性質を調べる事を目的としている。

資料解析の方法や観測地点などについての詳細は第1報に、また夜間冷却の予報式（1～3）の導出などは研究の指針（近藤，1982 a）に記述されているので省略する。

2. 夜間冷却量と上層風速との関係

東南北部3県を山形県、宮城県、福島県西部、福島県東部の4つの中地域に区分し、各地域ごとの毎日の夜間冷却量の平均値 $\langle \Delta T \rangle$ を予報中枢（仙台）における最大可能冷却量 ΔT_0 で規格化し、その風速依存性を第1図に示した。第1報では各地点ごとにこれと同じような図が作られ、各地点について係数 a_2 と b_2 が求められた。本報告では、全体を見やすくするために広い範囲の

第1表 中地域一括の無風時無次元冷却量 b_2 と風速依存の係数 a_2 の値。

中地域名	b_2	$a_2(\text{m s}^{-1})$
山形県	0.46	7
宮城県	0.40	9
福島県西部	0.40	8
福島県東部	0.46	10

平均値をプロットしたわけである。

第1図中の丸印の中に(―)記号を入れたものは、各中地域の多数の観測所で夕刻の気温が $T_0 > 0^\circ\text{C}$ で、翌朝の最低気温が $T_{\min} < -2^\circ\text{C}$ になった場合である。この条件の日は地表面付近の水分が凍結した可能性があり、その潜熱の解放によって夜間冷却量は弱められるはずで、多少その傾向があるようにみえる。

同様に(*)記号を入れたものは多数の観測所で深い積雪がみられた日を示す。広範囲に密度の小さい軽い積雪で覆われると、地表面下の熱容量と熱伝導率の積 $c_g \rho_g \lambda_g$ が小さくなり、夜間冷却量は大きくなるはずである（近藤，1982 a）。この問題は第7章で再びとり上げる。

以上の2つを除外したときの各中地域一括の係数 b_2 と a_2 を第1図から求めると、第1表ようになる。たとえば宮城県一括の無風時無次元冷却量は $b_2 = 0.40$ 、風速依存の係数は $a_2 = 9 \text{ m s}^{-1}$ である。

3. 地域の平均的な凍結水分量

前述のように、凍結日の夜間冷却量が小さい傾向から、みかけの地表層の土壌水分が推定できる。いま、夜間の正味放射の平均値を R_n 、凍結熱を Q 、氷の単位質量あたりの融解熱を l_i 、土壌の単位体積中に含まれる凍結する水分を q 、凍結層の厚さを Δz 、夕刻から最低気温が起ころまでの時間を Δt 、地中伝導率の地表での値を G_0 、土壌の熱伝導率を λ_g 、凍結日の夜間冷却量を ΔT_i 、そうでない日の夜間冷却量を ΔT 、地表面温度の最低値を T_s 、凍結層の最下部の地温を $T_{\Delta z}$ （純水なら 0°C ）とする。微風時の地表面における熱収支式は $R_n \div G_0$ であるから

$$\frac{\Delta T_i}{\Delta T} = \frac{R_n - \frac{Q}{\Delta t}}{R_n} \quad (4)$$

$$\Delta z \div \frac{\lambda_g}{G_0} (T_{\Delta z} - T_s) \div \frac{\lambda_g}{R_n} (T_{\Delta z} - T_s) \quad (5)$$

$$Q = q l_i \Delta z \quad (6)$$

式（4）～（6）より

$$q = \frac{Rn \Delta t}{l_i \Delta z} \left(1 - \frac{\Delta T_i}{\Delta T} \right) \quad (7)$$

$$\div \frac{1}{\lambda_g} \left\{ \frac{Rn^2 \Delta t}{l_i (T_{\Delta z} - T_s)} \left(1 - \frac{\Delta T_i}{\Delta T} \right) \right\} \quad (8)$$

式（4）は、無風時の夜間冷却量が正味放射量 Rn に比例するという関係から得られる。

したがって、雑多な地物から成る地域の平均的な見かけの土壌熱伝導率 λ_g 、または凍結層の深さ Δz のいずれかが既知であれば、地表層の凍結した土壌水分 q が推定できる。

そこで、 q の桁を見積もることとする。快晴夜間は $Rn = 58 \times 10^{-4} \text{ W cm}^{-2}$ ($= 5 \text{ ly h}^{-1}$)、 $T_{\Delta z} - T_s \div 3^\circ \text{C}$ 程度とみなされ、さらに第1図と同じ関係の図*（本論文には示していない）から、せいぜい $\Delta T_i / \Delta T \div 0.9$ 程度、 $\Delta t \div 13$ 時間であるので、式（5）と（7）から λ_g を $\text{W cm}^{-1} \text{ K}^{-1}$ 単位で表わすと

$$\Delta z \div 517 \lambda_g \text{ (cm)} \quad (9)$$

$$q = \frac{1.57 \times 10^{-3}}{\lambda_g} \text{ (g cm}^{-3}\text{)} \quad (10)$$

となる。あとの第6章の解析によると、地域の平均的な熱的物理定数が「やや湿った土壌に相当する」ことが得られるので、 $\lambda_g = 5 \times 10^{-3} \text{ W cm}^{-1} \text{ K}^{-1}$ と仮定すると、 $\Delta z = 2.6 \text{ cm}$ 、 $q = 0.03 \text{ g cm}^{-3}$ が得られる。ただし、これは 0°C 付近で相変化を起こす見かけの水分量で、温度が氷点下になっても凍結しない濃縮された植物体内の水分や土壌水分、それに強い吸着力で土壌固相と結合した氷点降下 (0°C 以下の温度になっても凍結しない) 水分などを除外した分である。

q の値が非常に小さいのは、今回解析した快晴夜が始まる日中はすべて晴天であったので、地表薄層（地表から深さ 2～3 cm まで）は比較的乾燥土壌となっていた事によるのかも知れない。なお、ここでは地表の蒸発・凝

結を無視した解析であるが、その潜熱も凍結の潜熱と同程度の大きさであるので、上記の q の見積もりは概算値と解釈しておくべきできる。しかしながら、意外なことに凍結水の量 $q \Delta z$ が 0.1 g cm^{-2} 以下と非常に小さな値であると推定された事は重要である。もし、地表薄層内に含まれる水分が一様に 1 g cm^{-2} も凍結したとすれば、潜熱は 330 J cm^{-2} ($\div 80 \text{ ly}$) 放出され、この熱量は一晚中の正味放射量に匹敵するので、夜間冷却はほとんど起こらない事になる。つまり、現実には夜間冷却に及ぼす凍結効果は非常に小さい。

4. 都市の人工熱の効果

夜間の長さ Δt の間に単位面積当たりに放出される人工熱の全量を Q とすれば、これを考慮した夜間冷却量 ΔT_i は式（4）と同形である。ただし、その式の ΔT は人工熱の効果がない場合の夜間冷却量である。しかし、都市の人工熱のすべてが地表面に与えられるのではなくて、直接的に空間へ放出されるものもあり、凍結熱が地表面で解放される場合と事情は異なる。したがって、 $Q/\Delta t$ が同じであっても、人工熱による効果は凍結効果より小さくなると考えるべきである。

仙台市のような都市で冬期に使用する電気、ガス、灯油、石炭類のエネルギー消費量を評価してみると、1人あたり約 1 kW である。仙台市の都市部の人口密度は 1 万人/km^2 程度であるから、エネルギー消費は $Q/\Delta t = 10 \text{ W m}^{-2} = 0.86 \text{ ly h}^{-1}$ となる。これは晴天夜間の正味放射量 ($58 \text{ W m}^{-2} = 5 \text{ ly h}^{-1}$) の17%に相当する。

この人工熱は完全に地表面で放出されるとみなされないし、さらに移流もあるので、夜間冷却緩和の効果を正確に評価することは困難である。しかし、仮にその50%が地表面に供給された事に等しいとし、完全無風時を仮定すれば、夜間冷却量は人工熱がない時より約9%小さくなることになる。

一方、夜間冷却量の観測から都市効果を調べるために、第1報で解析した都市観測所と海拔 150 m 以下の郡部観測所（ただし、島、海岸、高地除外）の夜間冷却量の年平均値を比較すると、

都市（9箇所）…… 8.7°C

郡部（20箇所）…… 9.3°C

比率…………… 0.94

になる。つまり都市観測所のほうが約6%冷却量がすくない。しかし、都市が存在する場所の地形とそうでない

* 各観測所における無次元冷却量 $\Delta T/\Delta T_s$ を $1/U_h$ の関数としてプロットし、前述の凍結条件の日とそうでない日を記号分けして眺めてみると、凍結条件の日の $\Delta T/\Delta T_s$ はそうでない日の値より若干小さい事が分かる。

場所の地形は同一ではないので、この比率は都市効果だけを表すとは簡単には言えないが、一応の参考値である。

5. 地域の平均的な地表面摩擦速度

近藤（1982 a）が予測したように、夜間冷却量の観測から地域の平均的な地表面摩擦速度 u_* が推定できる。

ここで注意すべき事は、本研究で解析した地域平均の夜間冷却量 $\langle \Delta T \rangle$ は真の意味で全地表面の平均値ではなく、比較的平坦な場所に設置されているアメダス地点、つまり多くのスポット点だけの平均値のことである。

理論式（1）と観測から決める式（3）を比較すると、 $b_0 \div b_2$ のことであるから、つぎの関係を導く。

$$\frac{u_*}{U_h} = \frac{a_0}{a_2} \quad (11)$$

前報で求められた平野部における値 $a_2 \div 7 \text{ m s}^{-1}$ （第1報の第3表と第9図を参照）と式（2）から

$$\frac{u_*}{U_h} = 0.022 \quad (12)$$

今回解析に用いた、1980年の快晴日の上空風速平均値は $U_h = 7 \text{ m s}^{-1}$ であるから

$$u_* = 15 \text{ cm s}^{-1} \quad (13)$$

以上の結果（式（12）と（13））は、従来、接地層の乱流観測から求められている夜間における値と比較して妥当である（近藤，1982 b，その他を参照）。

6. 地域の平均的な地中の熱的物理定数

地表面温度の冷却は夕方から時間の経過と共にすすみ、しだいに「最大可能冷却量」に近づく。その近づき具合は地中の熱容量と熱伝導率の積 $c_g \rho_g \lambda_g$ の値による（たとえば近藤，1982 a，第3図を参照）。

今回調べた日の日没30分前（初期時刻）の平均時刻は16時50分、日の出の平均時刻は5時40分であるから、夕刻から最低気温が起こるまでの経過時間は約13時間である。一方、無風時の夜間冷却量 ΔT と地表面温度の最大可能冷却量 ΔT_s^0 との比、つまり係数 b_2 は、たとえば平野部では $b_2 \div 0.5$ である（第1報参照）。したがって今回の ΔT_s^0 の平均値が 24.6°C である事から、無風時の ΔT の平均値は 12.3°C になる。地表面温度は気温より約 1°C 程度低いので（近藤，1982 a），気温に対する係

数 b_2 を地表面温度に対する係数に換算すると

$$b_2 = b_2 \frac{12.3 + 1}{12.3} = 0.54 \quad (14)$$

の程度と推定される。

無風条件に対してつくられた近藤（1982 a）の第3図に示された破線群から、 $t=13$ 時間で $\Delta T_s/\Delta T_s^0=0.54$ の点を読めば

$$c_g \rho_g \lambda_g \div 2 \times 10^{-2} \text{ J}^2 \text{ cm}^{-4} \text{ K}^{-2} \text{ s} \quad (15)$$

に相当する。この値は土壌なら「少し湿りぎみの土や砂地の値」に等しい。

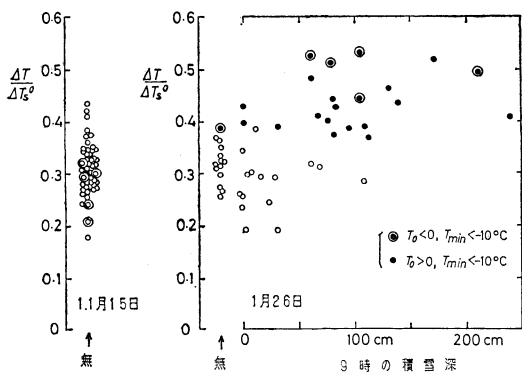
雑多な地物から成る現実の地表面の見かけの $c_g \rho_g \lambda_g$ がこのように推定されたわけであるが、近藤（1982 a）の第3図は境界条件および初期条件が共に単純な場合のものであるから、現実の条件とは必ずしも一致しないので、上記の物理定数の値には多少の誤差が含まれる。なお、ここで推定された $c_g \rho_g \lambda_g$ は土壌なら地温の日変化が及ぶ深さ（地表から10～20 cm）までの平均値である。実際には樹木や作物その他の地物のすべてを含んだ見かけの値である事に注意すること。

7. 積雪による地中の熱的物理定数の変化

冬期に、密度の小さな軽い積雪で覆われると、地表面下の熱的物理定数 $c_g \rho_g \lambda_g$ が非常に小さくなり、地中からの伝導熱がほとんど遮断されることになり、夜間の地表面（この場合は積雪表面が地表面のこと）の温度冷却は大きくなる。したがって気温の冷却も大きい。

実際に、山形県と福島県西部域の大部分の観測所に積雪がみられた1980年1月26日は、上空の風速は今回解析したものの中では最強の 16 m s^{-1} であったにもかかわらず、その日の夜間冷却量はかなり大きい（第1図のaとcの*印参照）。

1月26日9時の積雪深と無次元冷却量 $\Delta T/\Delta T_s^0$ との関係を図2の右側にプロットした。この図は、冷却量がすくない島や丘の上などの特殊地点を除くために、夜間冷却量の年平均値が $\overline{\Delta T} \geq 8^\circ\text{C}$ の観測所だけのものである。白抜き記号は翌朝の最低気温が $T_{\min} > -10^\circ\text{C}$ の観測所、黒印は夕刻の気温が $T_0 > 0^\circ\text{C}$ で、かつ $-10^\circ\text{C} \geq T_{\min} > -16^\circ\text{C}$ の観測所、二重丸の黒印は夕刻の気温が氷点下で、かつ $-14^\circ\text{C} > T_{\min} > -17^\circ\text{C}$ の観測所（中村、檜原、南郷、湯本、田島）である。したがって、これら二重丸の黒印は、たぶん、日中にも融雪がほとんど起こらず、軽くて $c_g \rho_g \lambda_g$ の小さな積雪で覆われてい



第2図 1980年1月26日9時の積雪深と無次元冷却量との関係。図の左側は積雪がなかった1980年11月15日のプロット（詳細本文参照）。

た観測所である。

同図の左側には積雪がない1980年11月15日（上空の風速 $U_h = 10 \text{ m s}^{-1}$ ）の無次元冷却量の値がプロットされており、二重丸記号は右側の図の二重丸と同じ観測所である。

第2図から明らかなように、積雪深が深くなるほど夜間冷却量は大きい。積雪深が50 cm 以上になり、かつ、軽い積雪とみなされる場合の無次元冷却量は、無積雪時に比べて約1.7倍（ $\div 0.5/0.3$ ）に増加している。

夜間冷却量は無積雪時に

$$\frac{\Delta T}{\Delta T_s} = b_2 \tanh\left(\frac{a_2}{U_h}\right) \quad (3)$$

積雪時は*記号を付けて表現すれば

$$\frac{\Delta T^*}{\Delta T_s^*} = b_2^* \tanh\left(\frac{a_2}{U_h}\right) \quad (16)$$

の形におくことができる。したがって、 $b_{2*} = 1.7$, $b_2 \div 0.85$ 。

* たとえば、近藤（1981）がまとめた図6.13（大気科学講座第1巻の158頁，東大出版会）や表5.2（同119頁）などを参照のこと。

** 近藤（1982a）の第3図を見ても明らかなように、無次元冷却量が1に近いところでは $c_g \rho_g \lambda_g$ をパラメータとした線が混んでいる。つまり、 $c_g \rho_g \lambda_g$ がある程度より小さくなると、無次元冷却量は $c_g \rho_g \lambda_g$ の大きさにあまり依らなくなる。したがって、多少の誤差を含みうる無次元冷却量の観測値から、逆に $c_g \rho_g \lambda_g$ を推定することは困難になる。

前章と同様に、近藤（1982a）の第3図を参考にし、地表面の見かけの熱的物理定数を求めると、 $c_g \rho_g \lambda_g$ は $1 \times 10^{-3} \text{ J}^2 \text{ cm}^{-4} \text{ K}^{-2} \text{ s}$ の程度になる。これは、密度が小さい積雪に対する値*と同程度である事がわかる。ただし無次元冷却量が1に近いときは、この方法で見積る $c_g \rho_g \lambda_g$ の値は不正確になる事に注意すること。*

積雪深が50 cmを境にして夜間冷却量が急激に大きくなるのには2つの意味があると考えられる。その1は、理想的な平坦地なら積雪深10 cm程度でも地中からの伝導熱をほとんど遮断できると思われるが、現実の地表面は凹凸しており地物もあるので、地域の広い範囲を覆う事は出来ない。しかし、50 cm以上も積もっている場合は地域のほとんど全部を覆った効果になると想像される。その2は、地中伝導熱 G_0 の大きさである。いま、積雪の厚さを Δz ，積雪面温度を T_s ，積雪下端面温度を $T_{\Delta z}$ （ $\div 0^\circ \text{C}$ ），新雪の熱伝導率を λ_g （ $= 8 \times 10^{-4} \text{ W cm}^{-1} \text{ K}^{-1}$ ）とすると、定常状態では

$$G_0 = \frac{\lambda_g}{\Delta z} (T_{\Delta z} - T_s)$$

であるから、 $T_s = -10^\circ \text{C}$ ， $\Delta z = 10 \text{ cm}$ とすれば $G_0 = 8 \times 10^{-4} \text{ W cm}^{-2}$ （ $= 0.69 \text{ ly h}^{-1}$ ）となる。この熱量は、正味大気放射量の大きさに比較して、無視できるかどうかの境の値である。比較的堅くなった積雪の λ_g は上の値の約5倍になるので、積雪深10 cmでは地中伝導熱を遮断することはできない。

8. 最低気温の極値の推定

上記の如く東北地方南部では積雪深が50 cm以上の冬期快晴無風日の夜間冷却量は最大可能冷却量の0.85倍である事がわかった。仙台で冬期快晴日の下向き大気放射の最低値は $L_o' = 200 \text{ W m}^{-2}$ （ $= 17.4 \text{ ly h}^{-1}$ ）（Yamamoto・Sasamori, 1954, ほか）程度であるので、これを天空の有効温度 T_e に換算すると、 $L_o' = \sigma T_e^4$ より $T_e = -28.8^\circ \text{C}$ になる。地表面温度はこれ以下になりえないが、 $b_{2*} = 0.85$ を考慮すると、実際に起こりうる最低値は -25°C 前後と推定される。

-25°C は、広い地域が50 cm以上の軽い積雪で覆われ、快晴で、しかも高度1 km付近の上空風速が0（実際的には 3 m s^{-1} 以下）の時に起こりうる最低気温である。この条件が東北地方で冬期に起こりうる確率は小さく、10年間に1回程度であろう。

参考までに、最低気温の極値の観測例を「東北地方の

第2表 東北地方の気象官署における最低気温の極値と近年1951～1978年の期間の最低値

* 印は現在地に移転する前の所在地における値である。

	統計開始年	極値(°C)	近年の最低値(°C)
山形	1890	-20.0	-14.7
仙台	1927	-11.7	-10.2
石巻	1888	-14.6	-11.0
福島	1890	-18.5	-11.5
青森	1886	-24.7*	-18.0
秋田	1886	-24.6*	-13.8
盛岡	1923	-20.6	-17.2
水沢	1902	-22.6	-20.0

気候」と「気象庁観測技術資料第46号」から調べ、その一部を第2表と第3表に掲げた。なお、この表には、今回対象にした東北南部3県ばかりでなく、東北北部3県の青森県、秋田県、岩手県内の資料ものせてある。

これらの資料を参考にすると、今回推定された「東北南部で起こりうる最低気温の極値、 -25°C 前後」は妥当な値と考えられる。

1951～1978年の期間に、最低気温の極値が東北南部3県内の多数の観測所（現在のアメダス観測所のほか農業気象観測所も含む）で出現した日は次のとおりである。

1967年2月15日（8地点で極値記録）

1970年1月20日（6地点で極値記録）

1976年2月14日（10地点で極値記録）

1976年12月30日（11地点で極値記録）

念のために、これら極値出現日の前日21時と当日3時、9時の仙台上空の風速鉛直分布を調べてみると、高度1 kmの風速は 4 m s^{-1} 前後以下で、冬期の平均値約 10 m s^{-1} よりかなり弱い。また、1000～800 mb 高度面間の平均鉛直シアは $1.3\text{ m s}^{-1}\text{ km}^{-1}$ で、冬期平均値 $6.5\text{ m s}^{-1}\text{ km}^{-1}$ の20%である。

* 岩手県蔵川の1951～1978年期間の極値は、「気象庁観測技術資料第46号」によると、 -35°C （1954年2月1日出現）となっていたが、その日の最低気温は -25°C である。1951～1978年期間の極値は正しくは1959年12月18日の -30°C である。蔵川の1951年以前の記録には -35°C （1945年1月26日）があるが、その時の場所は現所在地の北東約12 km付近における値である（第1報の6.2.節も参照のこと）。

第3表 東北地方において1951～1978年の期間に観測された最低気温の極値、代表地点についてのみ掲げる。観測所によっては統計期間が28年未満のものもある。

観測所	極値(°C)	起時年月日
(山形県)		
西郷	-23.0	1961. 1.18
肘折	-21.0	1967. 2.15
中村	-21.5	1967. 2.15
鶴岡	-17.9	1970. 1.20
高峰	-18.4	1970. 1.20
新庄	-20.2	1976. 2.14
(宮城県)		
古川	-15.9	1976. 12.30
鹿島台	-18.5	1976. 12.30
川崎	-17.9	1976. 12.30
(福島県)		
白河	-13.6	1967. 2.15
飯館	-23.2	1967. 2.15
田島	-23.4	1968. 2.22
若松	-15.2	1976. 2.14
磐梯高原	-24.7	1976. 2.14
小野新町	-19.2	1976. 12.30
湖南	-20.4	1976. 12.30
(青森県)		
五所川原	-20.3	1953. 1. 8
むつ	-19.9	1954. 1.28
(秋田県)		
沼館	-22.4	1970. 1.20
上小阿仁	-22.2	1976. 2.14
(岩手県)		
蔵川	-30.0*	1959. 12.18
門馬	-26.0	1969. 3. 4
田山	-24.8	1976. 2.13

以上のように、うえて述べた気象条件の日には夜間冷却量は大きく、翌朝の最低気温は異常に低くなることがわかる。

9. 結論

さきに報告した第1報の結果も含めると、つぎの結論がえられる。

1) 夜間冷却量の大きさを決める気象と地表面の状態は6要素あるが、これらは4つのパラメータにまとめることができる。6要素と4パラメータとの結びつきを第

第4表 夜間冷却量 ΔT をきめる要素と予報式 $\Delta T/\Delta T_s^0 = b_2 \tanh(a_2/U_h)$ との結びつき.

気象と地表面の条件	気象と地表面の条件を表すファクター	
	記号	説明
大気放射量 L_o (基本場の有効水蒸気量と気温)	ΔT_s^0 ($^{\circ}\text{C}$)	最大可能冷却量
基本場の風速	U_h (m s^{-1})	境界層上端（高度 1 km 付近）の風速
地表面粗度 z_o (鉛直混合の強さを支配する)	a_2 (m s^{-1})	風速依存度
地形（上層風を遮断するかどうかの）		
地形（冷気を堆積するかどうかの）	b_2 (無次元)	無風時の冷却量
地表面の熱的物理定数 $c_g \rho_g \lambda_g$		

4表に示す, 水平一様で単純な地表面においては, 地表面状態が既知であれば, 気温冷却量予報式の係数 a_2 と b_2 は理論的に算出が可能である.

2) 平野部のアメダス観測所における気温冷却量予報式の係数は $a_2 = 7 \text{ m s}^{-1}$ であることから, 夜間の地表面摩擦速度が $u_* = 15 \text{ cm s}^{-1}$ 程度と推定された. また, 無風時の無次元冷却量は平野部で $b_2 = 0.5$ 程度であることから, 地域の平均的な地表の見かけの熱的物理定数 $c_g \rho_g \lambda_g$ の桁は $2 \times 10^{-2} \text{ J}^2 \text{ cm}^{-4} \text{ K}^{-2} \text{ s}$ と評価された. これらの数値は妥当な値とみなされるので, 夜間冷却量の解析から複雑地形をもつ現実の地表面の性質を知る方法の手がかりがこの研究で示唆される.

3) 夕刻の気温が 0°C 以上で翌朝の最低気温が -2°C 以下になった日, つまり凍結条件の日の夜間冷却量はそうでない日の夜間冷却量よりわずかに小さい傾向がある. これは凍結による潜熱の解放の効果である. このことから, 地域の平均的な見かけの地表薄層の凍結にかかわる土壌水分を評価したところ, 0.1 g cm^{-2} またはそれ以下の値になった.

4) 都市の夜間冷却量は郡部より約 6% 小さいが, その原因の一部は人工熱によって説明することができる.

5) 概略, 数十 km 平方より広い範囲が厚さ 50 cm 以上の軽い積雪で覆われた場合, 上空の風が微風の時には夜間冷却量は「最大可能冷却量」に近くなるので, 東北地方南部の最低気温の極値は -25°C と推定された. この場合の見かけの地表面熱的物理定数は新雪のそれに近

いとみなされる.

6) 夜間冷却量予報式のパラメータと気象・地表面状態の関係はつぎの通りである (第4表参照).

(i) 地表面が失う正味大気放射が最大可能冷却量 ΔT_s^0 をきめる. ΔT_s^0 が大きい時ほど夜間冷却量は大きい.

(ii) 上空の風速 U_h が大きい時ほど夜間冷却は小さい.

(iii) 地表面粗度が大きいほど鉛直混合が強い. つまり摩擦速度 u_* が大で係数 a_2 が小さい観測所になる.

(iv) 上層風を遮断しやすい地形では a_2 が大きくなる. 深い盆地の底や山の麓がこの場合である. そこでの夜間冷却量の大きさは上空の風速にあまり依存しない.

(v) 冷気を堆積しやすい深い盆地状地形の底では係数 b_2 が大きくなる. しかし, 地形の一部が開放された所では b_2 は小さい. 傾斜地や丘の上でも b_2 は小さい.

(vi) 地表面下の熱的物理定数 $c_g \rho_g \lambda_g$ が小さいほど b_2 が大きい. 深い積雪で覆われた地域の平均的な $c_g \rho_g \lambda_g$ は小さく, b_2 は 1 に近くなる.

なお, (iv) 上空の風を遮断しやすい地形と (v) 冷気を堆積しやすい地形とは必ずしも一致しない事に注意すること. つまり, 係数の a_2 と b_2 は独立である.

謝 辞

夜間冷却が大きい事で知られる岩手県蕨川の現地地形を観察するために訪れた際に, 周辺を案内して下さい

藪川郵便局の日野杉氏に謝意を表します。

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・森 洋介, 1982：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），天気，29，1221-1233.

———, 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4），東京堂出版，219 pp.
気象庁, 1982：全国気温・降水量月別平年値表(1951-1978)，気象庁観測技術資料，第46号.
仙台管区気象台, 1951：東北地方の気候，381 pp.
Yamamoto, G. and T. Sasamori, 1954：Measurement of atmospheric radiation, Sci. Rep. Tohoku Univ. Ser. 5, Geophys., 6(1), 19-31.

日本気象学会および関連学会行事予定

行 事 名	開 催 年 月 日	主 催 団 体 等	場 所
日本気象学会昭和58年春季大会	昭和58年 5 月18日～20日	日本気象学会	筑波研究交流センター
第27回山の気象シンポジウム	昭和58年 6 月18日		気象庁第1会議室
第20回理工学における同位元素研究発表会	昭和58年 7 月 4 日～ 6 日		国立教育会館
第 2 回統計気候学国際会議	1983年 9 月26日～30日	WMO ほか	ポルトガル・リスボン

気象研究ノート 146 号「エアロゾル特集—応用編」（1983年 2 月）

目 次

I. 硫酸エアロゾルの生成	池 辺 幸 正
	鈴 木 国 弘
II. エアロゾルの輸送	佐 藤 公 喜
III. エアロゾルの除去	遠 藤 辰 雄
IV. 対流圏エアロゾルの空間分布	森 田 恭 弘
V. エアロゾルの気象に与える影響（雲粒を通しての影響）	児 島 紘
VI. エアロゾルの気象に与える影響（日射に対する効果）	村 井 潔 三
VII. 成層圏エアロゾル層の観測	岩 坂 泰 信

配布価格

通常会員	1,650円	定期購読会員	1,600円
団体会員	2,500円	会員外	2,800円

（注）既に送付したものは、背文字に誤りがありますので、深くお詫びいたします。