



大気境界層の気象

(II) 気温と地温の変化

近 藤 純 正*

1. はしがき

地表面では太陽からの放射量（日射量）と大気からの赤外放射量（大気放射量）の変化により，その温度が上がったり下がったりしている．同時に，地表面上の大気との間で交換される顕熱・潜熱の変化によっても地温と気温が変化する．気温が変化すると気圧も変化し風の変化も生じるわけで，気温と気圧と風の吹きかたは密接に関係する．

経験によれば，地上付近の気温は天気や風速のほかに，地面が乾いているか湿っているか，地表面が樹木で覆われているか裸地であるかによって変わる．この解説は，気温・地温の変化の仕組みの理解を目的としている．第2章では地表面の状態によって最低気温や最高気温が変わる実例を示す．第3章では夜間の放射冷却がどの要素によって決まるのかを理解する．第4章では各種地表面における地温の日変化の観測結果を比較する．第5章では大気境界層内の気温鉛直分布の時間変化を説明する．第6章では平地と山地，あるいは盆地における気温変化の仕組みを理解する．第7章はまとめ，第8章は質問と回答である．

2. 気温変化の2例

岩手県盛岡の北東約20 km のところに藪川がある．ここは本州一寒いところとして知られ，1945年1月26日に -35°C を記録している．この日，盛岡の最低気温は -20.6°C であったので，藪川は盛岡より 14.4°C も低温であった．藪川は盛岡に比べて標高が525 m 高いところにある．平均的には，気温は標高100 m につき 0.65°C 低くなるので，通常なら盛岡より 3.4°C 程度の低温であれば異常ではない．これよりさらに約 10°C も低温であったのはなぜだろうか？ 当日は晴天であったが，藪川では密度の小さい新雪が深く積もっていた．

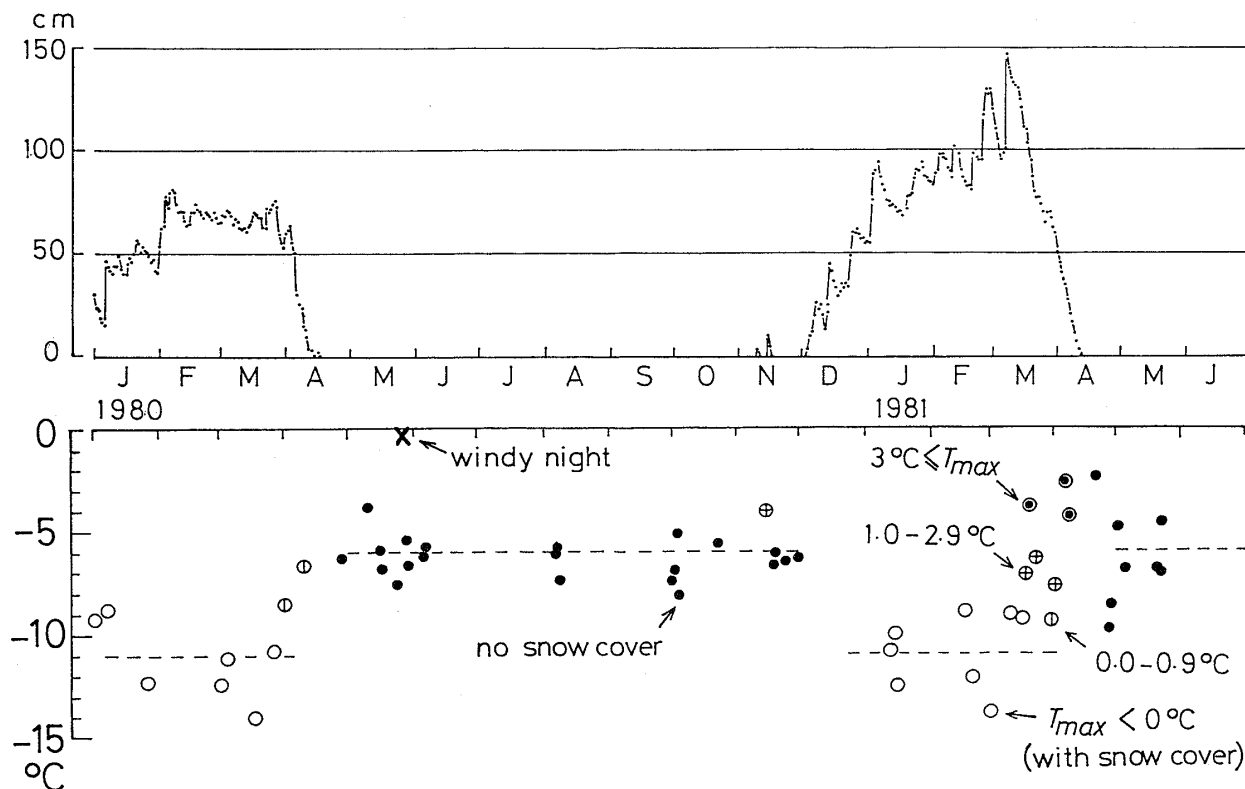
(注：現在の藪川のアメダスは当時の場所から移転している．Q & A の1を参照．)

積雪深と最低気温の関係を調べてみよう．盛岡は積雪が少ないが，標高の高い藪川は積雪が多いところである．第1図は1980年1月から1981年6月にかけての藪川における積雪深（上図）と，晴天日の藪川と盛岡における最低気温の差（下図）である．最低気温の差は，積雪のない季節には 6°C 前後（黒丸印）であるのに対し，積雪のある冬期は 3°C 前後から 13°C 前後の範囲まで広がっている．例えば，1981年3月21日（積雪深 $=0.8\text{ m}$ ）には最低気温の差は 3.8°C であるのに対し，1月17日（積雪深 $=0.7\text{ m}$ ）には差は 12.5°C となっている．このことは，積雪深だけでは説明がつかない．地表面（この場合は積雪面）の冷却を支配する地中の熱伝導は積雪の密度によって大きく変わる．そこで，積雪密度を推定するために，前日の最高気温によって記号で分類してみた．前日の最高気温が 0°C 以下の寒い日は白丸， $0\sim+0.9^{\circ}\text{C}$ の日は白丸に1を入れた記号， $+1.0\sim2.9^{\circ}\text{C}$ の日は白丸に+を入れた記号， $+3^{\circ}\text{C}$ 以上の高温日は二重の黒丸で示した．前日の最高気温が高いほど積雪は圧縮されて密度が高く，冷却されにくく，藪川と盛岡の最低気温の差は小さくなることがわかる．

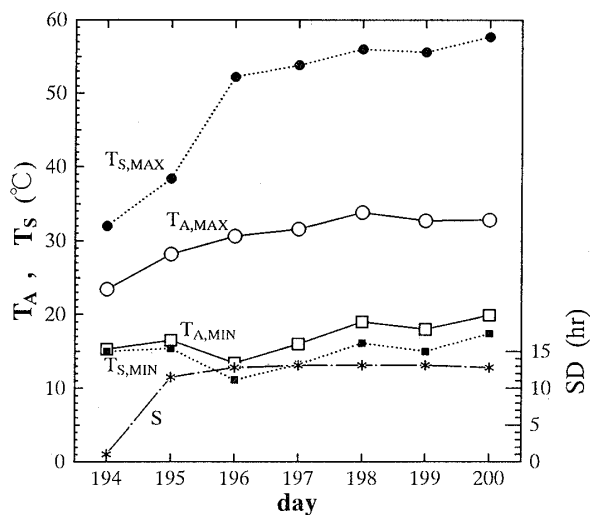
他の地点についても同様に調べてみると，密度の小さい積雪が50 cm 以上積もったときは，朝の最低気温は異常に低くなることがわかった．

第2図は中国の半乾燥域にある蘭州における降雨後の連続的な快晴日における最高・最低気温（ $T_{A,\text{MAX}}$ ， $T_{A,\text{MIN}}$ ）と最高・最低地表面温度（ $T_{S,\text{MAX}}$ ， $T_{S,\text{MIN}}$ ）の変化である．*印は日照時間を示し，目盛りは右側の縦軸につけてある．day は1月1日からの日数である．day=194（7月13日）に17.9 mm の降雨があり，地面は湿った．最高気温と最高地表面温度は7月13日の雨日と比べて翌日にはそれぞれ 4.8°C ， 6.4°C 上昇し，そ

* Junsei Kondo, 東北大学名誉教授.



第1図 岩手県藪川における積雪深(上)と、晴天日の藪川と盛岡の最低気温の差(下)、記号は前日の最高気温で分類してある。



第2図 中国の蘭州における降雨の後の連続快晴日における最高・最低気温 ($T_{A,MAX}$, $T_{A,MIN}$) と最高・最低地表面温度 ($T_{S,MAX}$, $T_{S,MIN}$)。星印(目盛りは右側)は日照時間 (SD)。

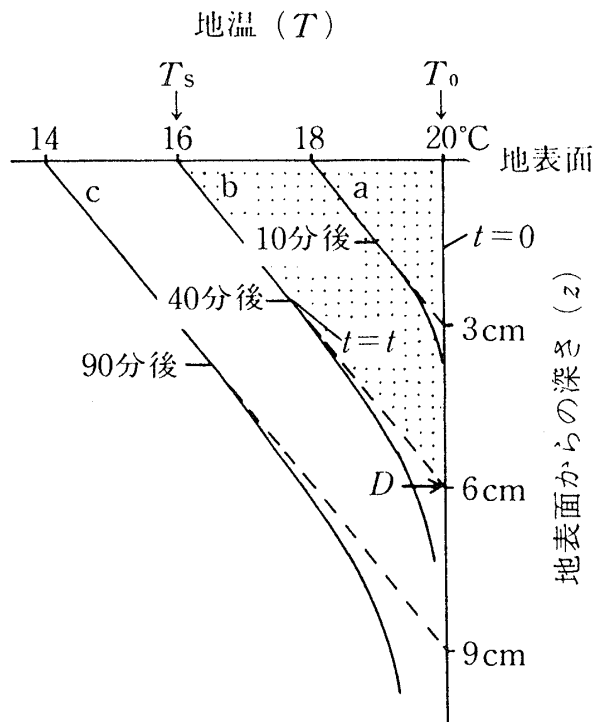
の次の日にはさらに 2.4°C , 13.8°C の上昇, その後は少しずつ次の降雨が起きる日の前日 (day=200) まで上昇している。一方, 最低気温と最低地表面温度の値そ

のものはあまり変化していないが, 最高温度から最低温度までの変化幅(温度較差)は日ごとに大きくなることが分かる。この例では, 地表層近くの地中の水分量の減少によって, 蒸発量が減ることと地中に熱が伝わりにくくなる2つの理由によって, 地表面温度が変わることを示した。地表面温度が変わるので, 気温の日変化も変わることになる。

3. 夜間の放射冷却

地表面では日射量, 大気放射量, 顕熱と潜熱の輸送量, 地中伝導熱が交換されている(次回の解説を参照)。

いま夜間を想定すると日射量はゼロとおける。さらに, 風の弱い晴天夜間には, 大気放射量に比べて顕熱と潜熱の輸送量が小さくなる。そこで, 顕熱と潜熱の輸送量がゼロと仮定すると地表面と大気との間で交換されるのは, 正味放射量 R_n (地表面が放つ赤外放射量と大気から地表面へ入る大気放射量との差) のみである。一方, 地中から地表面に向かって伝導熱 G が伝わる。これら両者はバランスすることになり, 次の熱収支式が成り立つ。



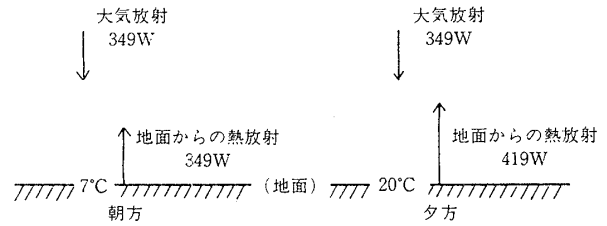
第3図 地温の冷却の説明図 (近藤, 1987, p. 43).

$$Rn = G \quad (1)$$

符号のわずらわしさを除くために、ここでは Rn も G も上向きの場合を正として取り扱う。いずれも単位面積単位時間当たりの熱輸送量 (単位は Wm^{-2}) である。第3図に示すように、夕方 (初期条件) $t=0$ の地中温度を T_0 (深さについて一定) と仮定すれば、地中温度は時間とともに曲線 a, b, c の順序で下降する。計算を容易にするために、曲線を破線 a, b, c のように直線で近似し、 t 時間後の地表面温度を T_s 、 D を冷却の及ぶ深さ、 c_g と ρ_g を土壌の比熱と密度、したがって $c_g \rho_g$ を土壌 (地表面に積雪がある場合は積雪) の単位体積当たりの熱容量とすれば、時刻 $t=0$ から $t=t$ までに地表面が失った熱量は図に点点で示す三角形の面積に等しくなる。したがって、上の式は次のように表される。

$$Rnt = Gt = (1/2) c_g \rho_g D (T_0 - T_s) \quad (2)$$

ところで、夕方から2～3時間までは正味放射量 Rn は近似的に一定とみなすことができる。すると式 (1) によって、 $G=一定$ となる。したがって、地中伝導熱の定義 (式 (3) の左側の等式) により、地中の地表面直下の温度勾配 $(dT/dz)_{z=0}$ はいつも同じである。ゆ



第4図 放射最大冷却量の説明図 (近藤, 1987, p. 44).

えに第3図を参照すれば地中の伝導熱 G は、

$$G = \lambda_g (dT/dz)_{z=0} = \lambda_g (T_0 - T_s) / D = 一定 \quad (3)$$

ただし λ_g は土壌 (積雪面では積雪) の熱伝導率、 T は地温 (積雪の場合は雪温)、 z は地表面からの深さである。式 (3) は三角形 a, b, c が相似であることを意味している。三角形 a, b, c の面積は1倍、4倍、9倍と増えているので地表面の冷却は時間 t の平方根に比例することになる。このことを式で表してみる。式 (2) と (3) から D を消去することによって、

$$\text{冷却量: } T_0 - T_s = a Rn (t)^{1/2} \quad (4)$$

$$\text{係数: } a = (2 / c_g \rho_g \lambda_g)^{1/2} \quad (5)$$

となる。式 (4) によれば、① 時間 t の平方根に比例することは、地表面は夕方急速に冷却し、その後はゆっくりと冷却することを意味している。② Rn は地表面が出す放射量と大気放射量の差である。上空の平均気温が低く、さらに空気が乾燥した晴天夜ほど赤外放射を出す水蒸気が少ないので、大気放射量が少なく Rn が大きくなる。このような夜ほど冷却が激しい。また、③ 土壌中の水分が少ないとき (積雪のときはその密度が小さい、さらさらの雪のときは熱容量 $c_g \rho_g$ と熱伝導率 λ_g はともに小さいので、係数 a は大きくなり、いっそう冷却が大きくなる。新雪はその体積の約90%が空気から成り立っていて、あたかも断熱材である。

[注] 式 (4) は、正味放射量 Rn が近似的に一定とみなされる場合に導き出したものであり、夕方から2～3時間までの間に応用できる。なお、式 (4) は微分方程式の近似解法により得た結果であり、厳密解は係数 a 中の $2^{1/2} = 1.41$ が $(4/\pi)^{1/2} = 1.13$ となる。

次に、時間が十分に経過した状態を考えよう。上では Rn は一定で夕方の値 Rn_0 と変わらないと仮定したが、実際には、 Rn は地表面温度が下がるにしたがって減少する。そのような場合が第4図に示されている。つまり、夕方の地表面温度が $T_0 = 20^\circ C$ から下がり始め

第1表 代表的な土壌その他の熱的パラメータの概略値 (近藤, 1994, p. 152).

地面の状態	熱容量 $c_g \rho_g$ ($\text{J m}^{-3} \text{K}^{-1}$) $\times 10^6$	熱伝導率 λ_g ($\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$)	$c_g \rho_g \lambda_g$ ($\text{J}^2 \text{s}^{-1} \text{K}^{-2} \text{m}^{-4}$) $\times 10^6$
乾燥砂地・粘土	1.3	0.3	0.39
湿り砂地・粘土	3.0	2	6
新しい軽い雪	0.2	0.1	0.02
古い雪	0.8	0.4	0.32
コンクリート	2.1	1.7	3.6
アスファルト	1.4	0.7	1.0
田園集落地域			2
深い積雪地域			0.1
氷 (0°C)	1.93	2.24	4.32
水 (0°C)	4.18	0.57	2.38
空気 (静止)	0.0012	0.025	0.00003

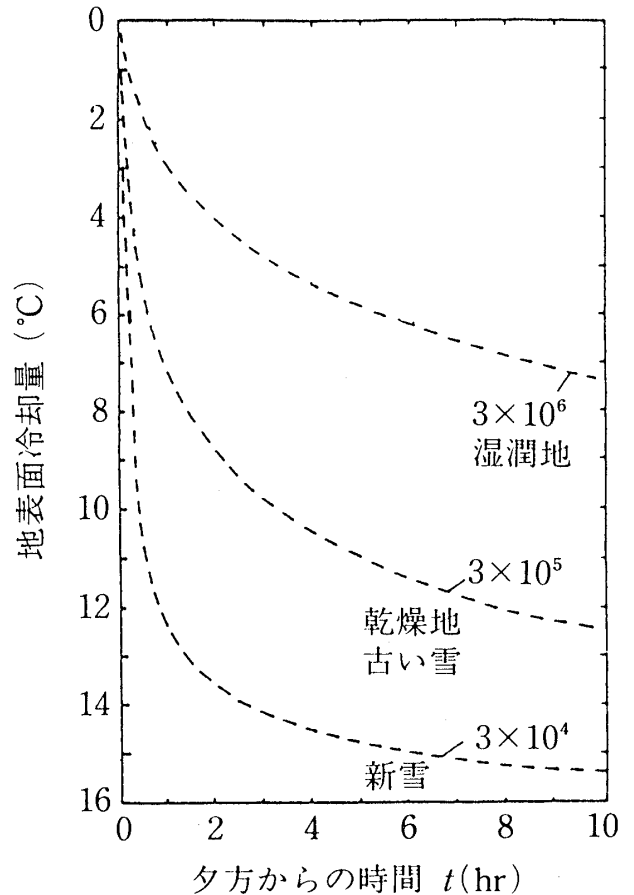
るとする。夕方には、地表面が失う赤外放射量 ($\sigma T_0^4 = 419 \text{ Wm}^{-2}$) は下向きの大気放射量 ($L_0 = 349 \text{ Wm}^{-2}$) に比べて大きいので、正味放射量は $Rn_0 = 419 - 349 = 70 \text{ Wm}^{-2}$ となり、地表面温度 T_s は T_0 から下がることになる。ところが、地表面の出す赤外放射量は σT_s^4 であるので、 T_s が低くなれば、それに応じて赤外放射量も小さくなる。仮に T_s が最低極限の温度 $T_{sc} = 7^\circ\text{C}$ まで下がったとすれば、 $\sigma T_s^4 = \sigma T_{sc}^4 = 349 \text{ Wm}^{-2}$ となり、正味放射量はゼロとなる。それゆえ、十分時間が経っても地表面温度は $T_{sc} = 7^\circ\text{C}$ 以下になることはない。夕方の温度との差 $DT_{\text{MAX}} \equiv T_0 - T_{sc} = 20 - 7 = 13^\circ\text{C}$ を放射最大冷却量 (または、最大可能冷却量) と呼ぶ。これは下向きの大気放射量が $L_0 = 349 \text{ Wm}^{-2}$ の場合である。

上述の考察を一般の場合について式で表してみると、以下ようになる。夕方の状態: $Rn_0 = \sigma T_0^4 - L_0$ と、最低極限の状態: $\sigma T_{sc}^4 = L_0$ の2式から、 L_0 を消去すると: $\sigma T_0^4 - \sigma T_{sc}^4 = Rn_0$ がえられる。この式の左辺をテイラー展開によって近似すると、 $4 \sigma T_0^3 (T_0 - T_{sc}) \approx Rn_0$ 、したがって放射最大冷却量は次式で与えられる。

$$\begin{aligned}
 DT_{\text{MAX}} &\equiv T_0 - T_{sc} \\
 &\approx Rn_0 / 4 \sigma T_0^3 \\
 &\approx (T_0 / 4) (Rn_0 / \sigma T_0^4) \\
 &\approx (T_0 / 4) \{1 - (L_0 / \sigma T_0^4)\} \quad (6)
 \end{aligned}$$

L_0 は夕方の下向きの大気放射量、 Rn_0 は夕方の正味放射量、 T_0 (単位は K) は夕方 $t = 0$ (具体的には日没30分前とするのが適当) の地表面温度である。

まとめると、 $t = 0$ の近くでは式(4)に近いが、十分時間が経過すると式(6)で示される冷却量に漸近して



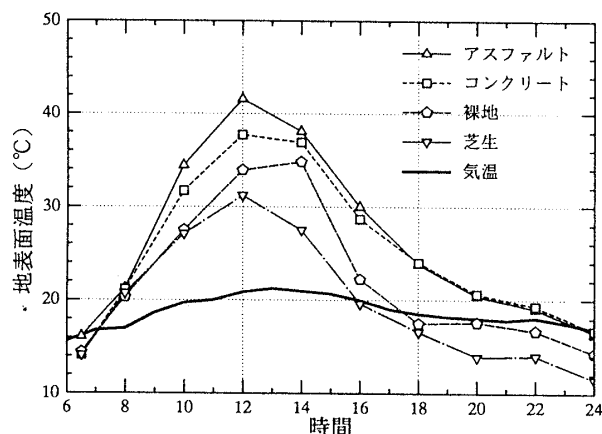
第5図 地表面の状態による夜間の冷却量の違いの比較、図中の数値は地表層の熱的パラメータ $c_g \rho_g \lambda_g$ (単位: $\text{J}^2 \text{s}^{-1} \text{K}^{-2} \text{m}^{-4}$)、ただし放射最大冷却量が 17°C のとき (近藤, 1987, p. 46)。

いく。秋から春の低温時は $4 \sigma T_0^3$ が小さく、かつ空気が乾燥した晴天夜は Rn_0 が大きいので、放射最大冷却量が大きくなり、冷却が激しくなるわけだ。

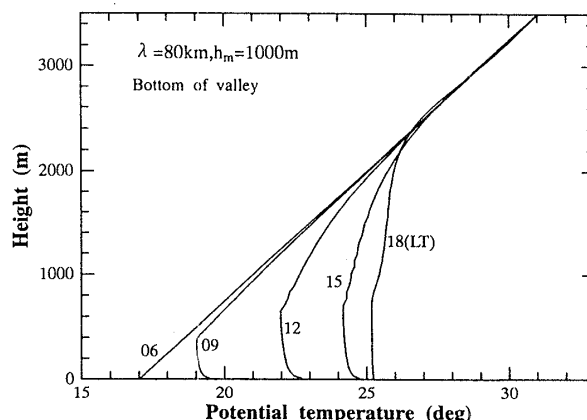
第1表には地面の状態と土壌や積雪などの熱容量と熱伝導率を示した。

第5図は放射最大冷却量が 17°C の条件のときの、夕方からの時間と地表面の冷却量の関係である。パラメータは地表層の $c_g \rho_g \lambda_g$ である。新雪時や乾燥地では冷却が大きいことを示している。

一般の場合を含めて夜間の放射冷却について要約すると、① 晴天で空気が乾燥しているときは地表面へ入る大気放射量が少なく放射最大冷却量が大きく、冷却が激しい。曇天日は雲からの大気放射量が大きいので冷却は小さい。② どのような地表面状態でも十分時間が経過すると、冷却量は放射最大冷却量に近づいていくが、その速さは土壌層の熱的パラメータ ($c_g \rho_g \lambda_g$) によって異なる。夜間の長さが6~20時間程度の極域以



第6図 5種類の地表の地表面温度日変化の観測, ただし太い実線は気温 (杉本・近藤, 1994).



第7図 温位の鉛直分布の時間変化の計算結果, 数値は地方時 (Kimura and Kuwagata, 1995).

外なら, 放射冷却量は土壌水分の多い湿潤地と密度の小さい積雪地では2~3倍の違いがある. ③風がある夜や傾斜地では斜面流が発生し, 風によって大気から地表面へ顕熱が運ばれ, 地表面の冷却は抑制される. ④風があるとき, 地表面付近の空気の乾・湿と, 土壌の乾・湿により, 地表面で蒸発になるか結露になるかによって冷却量は違ってくる. 空気が湿っていて適当な風速のとき結露がもっとも多くなり, 冷却は抑制される. ⑤微風夜に放射冷却にしたがって地温が下降しているとき, 急に風が出てくれば, 大気から地表面へ顕熱が供給され, 地温は急上昇する. その結果, 地上気温も上昇する. もう1つの過程として, 夜間に接地逆転層ができているとき, 風が吹けば, 上下に混合されるので, 地面付近の気温は上昇, やや上層の気温は下降する.

4. 各種地表面における地表面温度の日変化

熱容量 ($c_g \rho_g$) は熱量をどれだけ貯めうるかを, 熱伝導率 (λ_g) は地表面とその下層との間での熱の伝えやすさを表すものである. それゆえ, $c_g \rho_g \lambda_g$ は, 夜間には地表面の冷却の度合いを, 日中には地表面温度の上昇の度合いを決めるパラメータとなる.

日中は, 夜間に比べて一般に風が強く対流活動が盛んなので, 顕熱と潜熱の輸送量も大きくなる. したがって, (a) 地表面からの蒸発量が重要なパラメータとなる. また, (b) 地表面のアルベド (反射率) が小さい場合には, 日射量は多く吸収されて, 地表面温度は上昇しやすい.

以上の条件についての定量的な検討は, 次回に行うこととし, ここでは観測例のみを示しておこう. 第6

図は地表面がアスファルト, コンクリート, 裸地, 芝生の場合について, 晴天日の地表面温度の日変化を比較したものである. アスファルト面は黒くアルベドが小さいのでコンクリート面より日中の温度が上昇している. 芝生地では蒸発がもっとも盛んで, 地表面に入る日射量の多くが蒸発の潜熱に費やされるため昇温しにくい. アスファルト面と芝生地では正午の温度は, 10°C も違う.

これらの観測は距離100 m 以内の近接した範囲で得られたものである. したがって, 各地表面上の気温 (高度1 m 以上) はほとんど同じとみなしてよいだろう. もし, これらの地表面が広大で数100 m 以上の広がりがあれば, 各地表面上の気温も地表面温度に応じて変わってくる. つまり, 砂漠のような蒸発量の少ない地域では, 蒸発散が盛んな森林・草地に比べて, 気温も高くなる.

5. 気温の鉛直分布の時間変化

地表面から大気へ輸送された顕熱は, まず最下層の大気を加熱し, 拡散によってしだいに大気境界層全体を昇温させる. 第7図は夏の晴天日の朝6時から夕方18時までの温位の鉛直分布の時間変化を示している. ただし, これは数値シミュレーションの結果である. この図では, 午後の大気境界層 (大気混合層) は高度2500 m 近くまで高くなっている. 朝6時に直線の温位分布であったものが, 9時には高度300 m 以下で $1 \sim 2^{\circ}\text{C}$ 昇温し, しだいに高温範囲は拡大し15~18時には高度2000 m 付近までほぼ等温位層となっている. ただし, 地表面と高度10 m までの範囲は温度差が大きく複雑になるので, この図では省略してあるが, 18時の

地表面温度は12時や15時の地表面温度より 5°C 以上も低温になっていて、この時刻にはすでに冷却が始まっている。

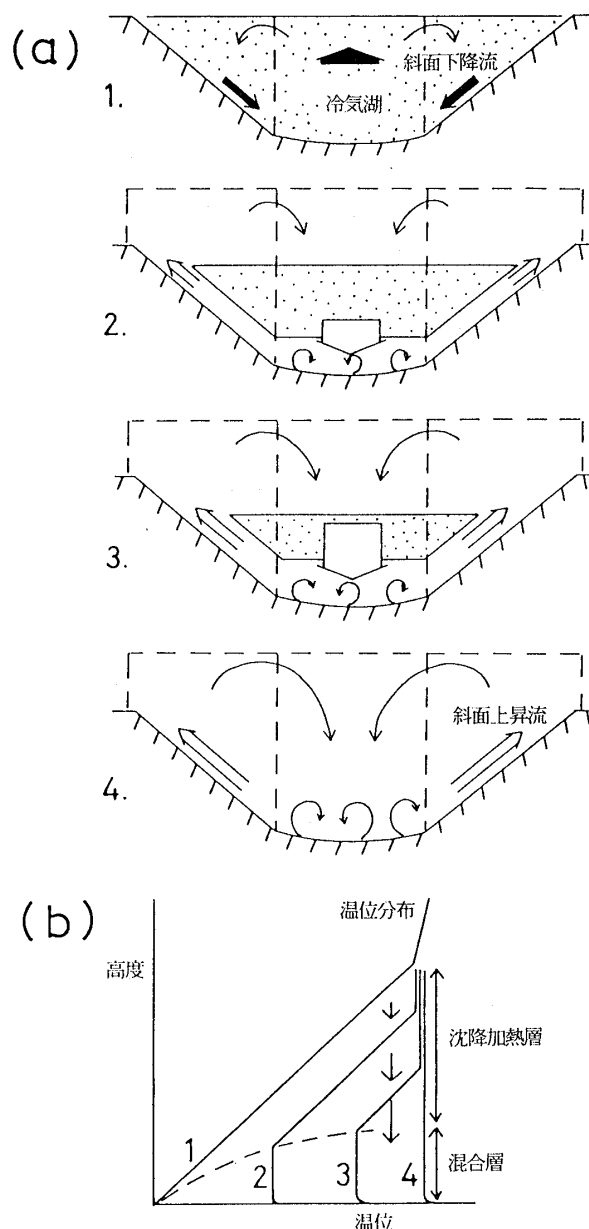
6時の直線分布から各時刻の分布曲線で囲まれた三角形のような範囲の面積(昇温量)は地表面から大気への顕熱輸送量に概略等しい。この図は幅80 km、深さ1000 mの比較的大きな盆地状谷地形の中央部を想定したときの数値計算結果である。盆地の場合には、空気塊が盆地の底から山の方へ昇り、さらに山の方から盆地上空へ流れ、そうして盆地の底へ沈降してくるといふ循環流が形成される。この循環の沈降流による効果が温位の鉛直分布に現れている。例えば12時の鉛直分布に見られる高度600~2000 m付近の弱安定層は、この効果によるものである。平地でも定性的には、この図に似た温位鉛直分布の時間変化が観測されるが、上記の沈降流の効果は現れない。

日中は対流と乱流が盛んなため、熱の伝わりかたが速く大気境界層の上部には、この図に示されたように、ほぼ等温位層が形成される。しかし夜間は下向きの顕熱輸送量が小さく、地表面の冷却にともなって形成される安定層は下層からゆっくりと厚さを増していく。

6. 地形や、海岸からの距離による気温の違い

現実の熱的局地循環による熱輸送は複雑で、上述の沈降流による効果は観測によって確認できるとは限らないが、盆地の深さが相対的に深くなると、盆地固有の特徴が顕著に見られることがある。

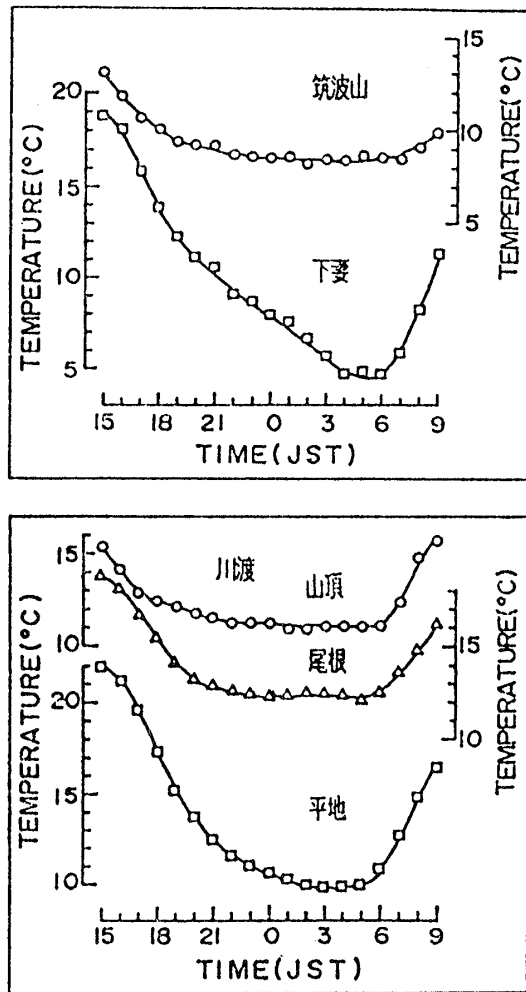
第8図(b)は直径450 m、深さ100 mの盆地(福島県吾妻小富士、旧噴火口)で観測された温位鉛直分布の模式図である。図に付けた番号(1), (2), (3), (4)は時間の経過順である。夜間の放射冷却によって、日の出のころまでに冷氣層「冷氣湖」が形成され、温位は(1)の分布になっている。このときの立体構造は上図(a)の(1)に対応する。日が昇り日射が地表面に注がれるようになると下層からほぼ等温位の「混合層」が形成される。同時に斜面付近では温かい空気は斜面に沿って「斜面上昇流」となって上っていく。盆地底の上でできる「混合層」の中では、温かい空気と冷たい空気が激しく上下に混合している。斜面上では、斜面で熱せられた空気塊は、その少し上から、より高温の気層によって蓋を被せられたようになっていて、そのまま鉛直方向に真上に昇れず、薄い混合層の様相をもちながら斜面に沿って斜め方向に昇っていく。一方、この斜面上昇流を補償するための沈降流が盆地の中央



第8図 盆地大気の昇温過程の説明図 (Kondo, *et al.*, 1989).

部で起こる。沈降流によって形成される温位分布は分布(1)の鉛直勾配をほぼ保ったまま下方に下がってきて、分布(2)のようになる。この状態の立体構造は上図(a)の(2)に示されている。時間が経過して、下層からできる「混合層」と沈降流によってできる「沈降加熱層」がほぼ等温位になったのが分布(4)である。これが日中の温位鉛直分布である。

盆地では、一般風がないときでも、夜間は「斜面下降流」が、日中は「斜面上昇流」が発生し、大気と斜面の間で比較的大きな顕熱・潜熱の交換が起きる。そのため、盆地では気温の日較差が平地に比べて大きく

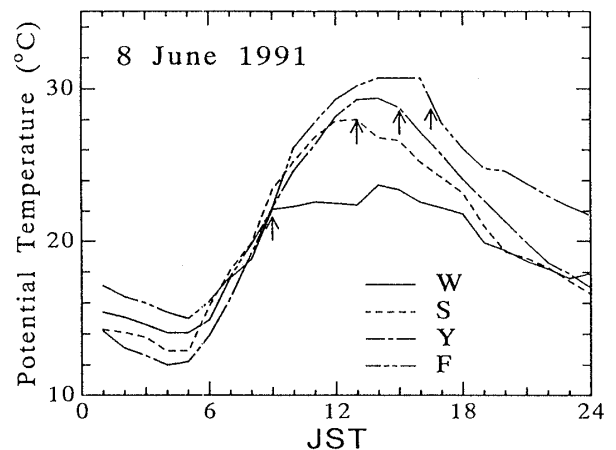


第9図 山と平地における気温日変化観測値の比較。(上)筑波山,(下)川渡(森・近藤, 1984)。

なる。また、一般風がやや強いときには、周囲の山岳による遮蔽効果によって風速が弱くなり、日中、盆地の底の部分の地表面は昇温しやすく、その結果でも、気温が平地に比べて高くなる。

一方、山地の地上部では夜間は冷気が、日中は暖気が溜まりにくく、気温の日変化は小さい。第9図(上段)は茨城県筑波山の山頂(標高868 m)と麓の下妻(標高20 m)における晴天日5日間平均の気温の日変化である。15時から朝までの気温変化量は麓では約15°Cであるのに対し山頂では約4.5°Cである。同様に、第9図(下段)は宮城県川渡の山頂(標高572 m)と、ゆるい傾斜の尾根線上(標高550 m)、および麓の平地(標高175 m)における晴天日10日間平均の気温の比較である。気温変化量は平地で約12°C、尾根線上で約6.5°C、山頂で約4.5°Cである。

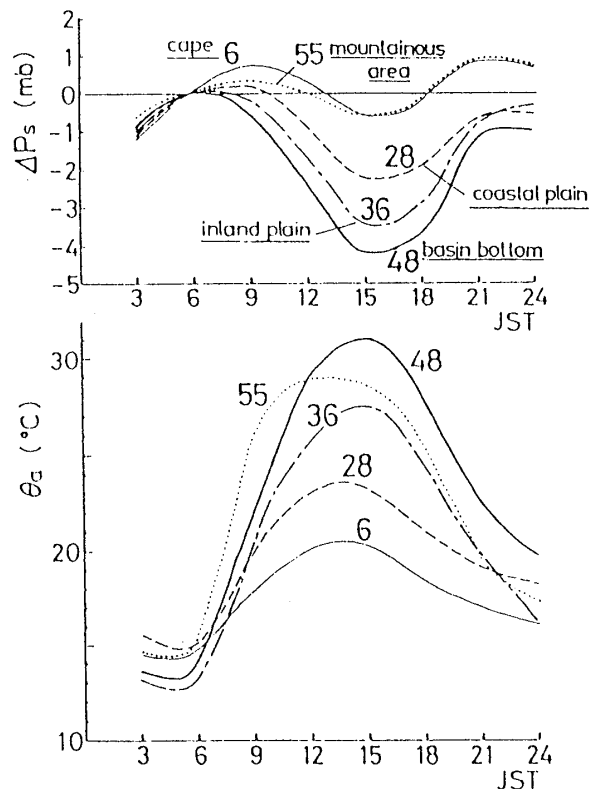
両図からわかるように、冷気を堆積しやすい山麓平



第10図 晴天日の平野部から盆地にかけての気温の日変化観測値の比較、矢印は風向が急変した時刻を示す。W: 亘理, S: 白石, Y: 梁川, F: 福島 (Kimura and Kuwagata, 1993)。

地や盆地では、気温は日の出直前まで下がるのに対し、冷気を流出しやすい山頂では日没約1時間後から気温はほとんど下がらない。そびえ立つような地形ほど冷気は溜まりにくく、その気温は地形の影響を受けていない同一レベルの大気温度に近い値となる。このことを利用して、盆地底の上空の気温を推定することができる。

海岸域では海上と陸面間で気温に差ができ気圧差が生じ、日中は「海風」が発生する。また、平地と盆地間でも昇温のしかたが違い気圧差ができて、平地から盆地へ向かう循環流「平地—盆地風」が形成される。これら「海風」や「平地—盆地風」が気温に及ぼす影響を見てみよう。第10図は1991年6月8日の晴天日に仙台平野南部から福島盆地にかけてのアメダス4地点における気温の日変化を示している。この日は高気圧に覆われ、上空の一般風は南～南西の風であった。海岸から5 kmのW地点(亘理)では9時ころから気温はほとんど上昇しなくなる。これは海上からほぼ一定温度の東寄りの風が吹き始めたことによる。図中の矢印は風向が急変した時刻を示し、海風が始まったところである。海岸から風に沿って約30 kmにあるS地点(白石)での風向の変化は13時であり、その後、気温は下降し始めた。約40 kmにあるY地点(梁川、福島盆地の入り口)では15時に風向が変わり北寄りとなり、約50 kmのF地点(福島)では16時30分ころ風向が急変した。この時刻は循環流「平地—盆地風」が盆地へ到達したことを示している。この程度の距離までは「海



第11図 晴天日における岬(番号6:御前崎), 海岸域(番号28:東京), 内陸平野(番号36:前橋), 内陸盆地(番号48:松本), 山岳域(番号55:日光)における温位(下の図)と気圧(上の図)の日変化の比較 (Kuwagata, *et al.*, 1990).

風」は入り込まないと考えられており、「平地—盆地風」の到着である。福島における日中の最高気温は亘理に比べて6°C以上も高くなっている。ここで例とした地域一帯は、海風の生じる範囲と平地—盆地風の生じる範囲が隣接しており、両範囲を区別する境界は明らかではない。盆地に近い平野部では、海風と平野—盆地風が合体した状況の風が吹いていると考えてよいだろう。

第11図下段は1986年と1987年の高気圧に覆われた4～6月の8日間平均の気温日変化の比較である。番号6(御前崎)は岬、番号28(東京)は海岸域、番号36(前橋)は内陸平野、番号48(松本)は内陸盆地の底、番号55(日光)は山岳域の代表地点である。同図上段は各地点における気圧の日変化の比較である。岬や山岳域(6, 55)で気圧変化が小さいのは、その上の大気境界層全体の昇温量が少ないことを意味している。内陸平野や内陸盆地(36, 48)では昇温量が大きく日中の地上気圧は4hPa 前後も下がっている。高い高度まで気温が上昇すると、それに応じて地上気圧の降下が

大きくなる。この原理を利用すれば、地上気圧の変化から、どの高度まで気温が上昇しているのかを推定することができる。また、夜間なら冷却によってできた冷氣層(冷氣湖)の厚さを推定することができる(近藤・桑形, 1984)。

7. まとめ

太陽からの「日射量」と大気からの「大気放射量」の変化により、地表面温度が変化し大気温度も変わる。はじめに、簡単な例として夜間の「放射冷却」を考えた。①地表面温度の上昇・下降の速さは、地表層の熱的パラメータ(熱容量と熱伝導率)によって支配され、また地表面の吸収する放射エネルギーに比例する。②盆地内の大気の昇温過程は、平地と違い、斜面の効果による熱の循環が作用している。③大気昇温量は盆地内や内陸平野で大きく、沿岸域や山岳で小さい。

8. Q & A

Q1: 藪川の最低気温はなぜ本州一なのか、他の地域でも同じ状態のところはあると思われるのだが?

A1: そのとおりである。気象の記録は、気象官署あるいはアメダス観測所などで記録されたものが正式になる。実際には、藪川より低い最低気温が生じていても、そこに観測所がなければ、その温度は「推定値」と考える。実は、藪川で1945年に氷点下35°Cを記録したのは現在のアメダス地点ではなく、地形的にずっと下流で、冷気が溜まりそうな場所における値である。

5万分の1の地形図を眺めて、地形的に低温が出そうなところとして、同じ北上高地の門馬アメダスがあるので行ってみた。このアメダスは盆地の底ではなく、鉄道線路脇の小高い丘状の地点に設置されていた。もし、このアメダスが数100 m離れた盆地状地形のくぼんだ場所に設置されていれば、放射冷却が激しい夜間の最低気温はもっと低温に記録されると思われる。最低気温には局地性があり、わずか200～300 m離れた場所間で、10°Cも違うことがある。

ただし、気象観測所はそのような局地的な低温が出現する場所に設置するのがよいとは限らない。目的にもよるが、なるだけ、その地域の広い範囲を代表できる場所に設置するのがよい。

ついでに付記しておきたいことは、東北地方南部3県のアメダス観測所について風速計設置場所が適切かどうかを調べたところ、67箇所中の29箇所(約43%)は、すぐ近くに障壁となる建物などがあり、風速観測

値には代表性がなく、利用に際しては注意が必要である(桑形・近藤, 1990). 昔の観測所(現在はアメダスとなっている)では役場の人とか、農家の人に依頼して観測が行われていたが、現在の風速はケーブルを使って電氣的に測るようになっているので、今後は、更新に際しては適地に風速観測塔を移設するのがよい。また、周辺に低木があつて当初はよかったとしても、樹木が成長し、風速計が樹冠の中に埋没したような例も見られるので注意しよう。

Q2: 接地逆転層の解消と、もやの消失について。晴天で空気が乾燥した風の弱い朝のこと、日の出前に煙か、もやがたなびいていた。このことから接地逆転層ができていたと思った。日が昇ると煙やもやはなくなったが、これは逆転層の解消によるものと考えてよいのか?

A2: 煙やもやのたなびきは、その層の安定度が非常に大きく乱流が弱く、拡散がほとんどないときに見られる。直射光があたると、①微粒子層が日射の吸収により直接昇温する、②地表面が加熱され、大気は下層からの顕熱輸送量によりしだいに昇温する(乱流による加熱)、③加熱した地表面からの赤外放射量の増加により高度1 m~10 m 付近の層が昇温(赤外放射による遠隔的な加熱)する。その結果、しだいに乱流が激しくなり、煙やもやが消失したと思われる。なお、日の出直後の0~10 mの大気層の平均的な昇温速度は10分間あたり0.3~1℃程度である。

Q3: 「海陸風」や「平地—盆地風」のような循環と同じような原因で吹く局地的な風は他にあるか?

A3: 「海陸風」は海上と陸上で、「平地—盆地風」は平地と盆地で顕熱交換量が違うことが主な原因で発生する局地風である。同じようなことは、森林域と砂漠化域(都市化域)の間でも、あるいは積雪域(多積雪域)と無積雪域(少積雪域)、などでも起こりうる。これらの現象は、やや広域の気圧の傾きが小さいときについて、数日~長期間の資料を統計すれば、明瞭に見いだすことができる。

広い平地が積雪で覆われると、日中でも積雪面の温度は0℃以上にはなれず、地表面近くの気温も、普通なら0℃以上にはなれない。しかし、近くに樹木の生えた山地があると、山地では樹木の日射吸収により昇温

し、山地から平地への循環流が形成される。その結果、平地の日中の気温が10℃程度まで上昇する(Yamazaki, 1995)。

現実の大気現象は、いろいろな原因が重なって生じているが、特定の条件のときには、その条件で発生する現象が顕著になる。したがって、データ解析ではその現象が顕著に現れる条件ごとに統計を行えば、興味ある現象が見いだされる。

参 考 文 献

- Kimura, F. and T. Kuwagata, 1993: Thermally induced wind passing from plain to basin over a mountain range, *J. Appl. Meteor.* **32**, 1538-1547.
- 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.
- 桑形恒男, 近藤純正, 1990: 東北南部から中部地方までのアメダス地点における地表面粗度の推定, *天気*, **37**, 197-201.
- 近藤純正, 1987: 身近な気象の科学, 東京大学出版会, pp. 189.
- 近藤純正(編著), 1994: 水環境の気象学—地表面の水収支・熱収支—, 朝倉書店, pp. 348.
- 近藤純正, 桑形恒男, 1984: 盆地内に形成される夜間冷気層(冷気湖)の厚さと地形との関係, *天気*, **31**, 727-737.
- Kondo, J., T. Kuwagata, and S. Haginoya, 1989: Heat budget analysis of nocturnal cooling and daytime heating in a basin, *J. Atmos. Sci.*, **46**, 2917-2933.
- 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, *J. Meteor. Soc. Japan*, **68**, 625-638.
- 森 洋介, 近藤純正, 1984: 冷気の堆積・流出を考慮した山地の夜間放射冷却, *天気*, **31**, 45-52.
- 杉本荘一, 近藤純正, 1994: 仙台市におけるヒートアイランドと各種地表面温度の日変化の観測, *天気*, **41**, 541-544.
- Yamazaki, T., 1995: The influence of forests on atmospheric heating during the snow-melt season, *J. Appl. Meteor.*, **34**, 511-519.