

盆地内に形成される夜間の安定気層 (冷氣湖)*

近藤 純正**・森 洋介***・安田 延寿**
 佐藤 威**・萩野谷 成徳**・三浦 章**
 山沢 弘実**・川中 敦子**・庄司 邦彦***

要旨

深さ 80m, 直径 450m の模形的円形盆地内にできる晴天夜間の安定気層を観測した。その結果, 1) 安定気層は山頂の一般風の風速が $2\sim 3\text{ms}^{-1}$ 以下の微風時には厚いが, 風速の増加と共に薄くなる。2) 安定気層の生成は盆地の底の地表面の放射冷却と斜面滑降冷気流の堆積による。一方, 安定気層の破壊は上空の風が含む乱流の機械的作用による。これら2つの作用が釣り合う状態で安定気層の深さが決まる。3) 一般風が微風のときの盆地の底の地表面冷却は放射冷却で説明できる。4) 微風時の盆地一帯の地表面付近の大気の夜間冷却は顕著な局地性を示すが, 強風時には盆地の底, 斜面, 山頂部によって夜間冷却量に差がなくなる。

1. はしがき

複雑地形が混在する現実の大気境界層の振る舞いを解明する機運が最近高まってきた。本研究は複雑地形の夜間冷却予知法開発の目的で, 単純地形の円形小盆地として吾妻小富士の火口を選び, その中に形成される夜間の安定気層を調べたものである。

これまでの研究を要約してみると, 微風晴天夜の地表面温度は近似的に放射冷却に従って下降し, その度合いは正味大気放射量と地中の熱物定数 $c_g \rho_g \lambda_g$ (c_g : 土壌の比熱, ρ_g : 密度, λ_g : 熱伝導率) によってきまる (近藤, 1982b)。近藤と森 (1982; 1983) の解析によれば, 比較的平坦な平野部の夜間冷却量は境界層上端付近の風, つまり自由大気の風速 $U_{free} \leq 3\text{ms}^{-1}$ のときは大きいが, 風が強くなると小さくなり, $U_{free} \approx 7\text{ms}^{-1}$ のとき

は微風時の $3/4$ になる。さらに, この解析から平野部の地衡風抵抗係数 (Geostrophic drag coefficient) として $u_* / U_{free} = 0.022$ が推定された (u_* は地表面摩擦速度)。この地衡風抵抗係数は従来, 夜間の平坦地で直接的な乱流観測から得られている値と比較して妥当と考えられるので, この種の方法を複雑非平坦地に適用すれば, 夜間冷却量から地域の平均的粗度の見積もりが可能であるように思われる。地域の平均的粗度を知ることは局地循環や大気大循環のモデリングの研究にとっても必要な事である。

斜面を持つ山地における夜間冷却の熱収支解析をした森ほか (1983) によれば, 山麓平地では下層大気の冷却量の大部分は斜面冷気の移流によって起こっている。斜面のある複雑地形では平坦地の場合と違って, 一般風がなくても斜面滑降流の発生・移流・堆積によって冷却が大きくなる。つまり, 冷気の堆積はそれが無いときに比較して地表面に入射する下向きの大気放射を減少させ, 地表面冷却をますます増加させるので, 下層大気の冷却もそれだけ大きくなる (近藤・山沢, 1983)。

このように, 複雑地形では一様平坦地と異なる冷却機構が存在するので, 従来の平坦地表面上で考えてきた境界層の取り扱い方が許されなくなる。複雑地形が混在す

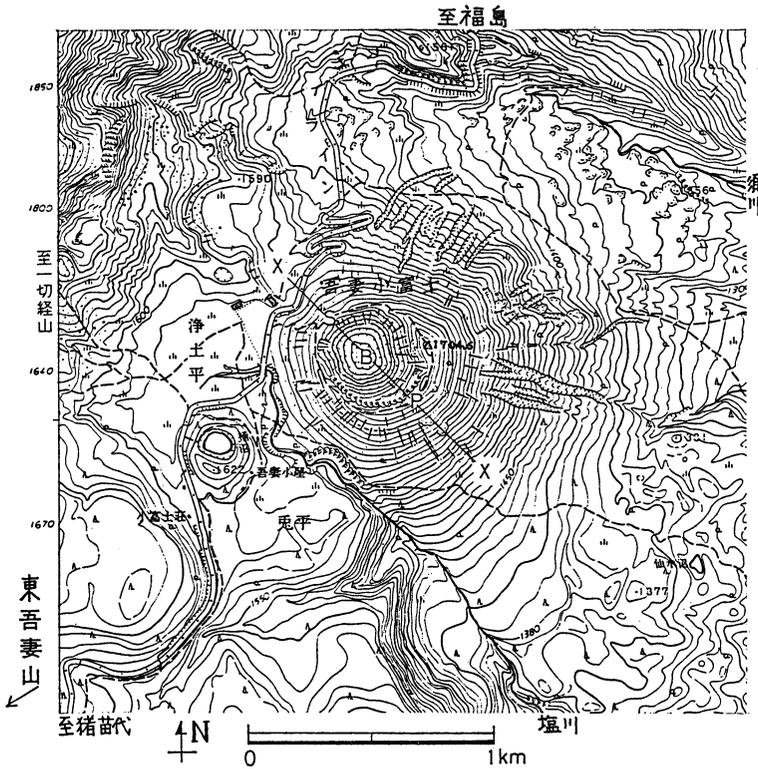
* The nocturnal stable layer "cold air lake" formed in the basin.

** Junsei Kondo, Nobuhisa Yasuda, Takeshi Satoh, Shigenori Haginoya, Akira Miura, Hiro-mi Yamazawa, Atsuko Kawanaka, 東北大学理学部。

*** Yohsuke Mori, Kunihiko Shoji, 宮城教育大学。

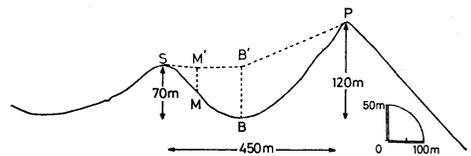
—1983年2月10日受領—

—1983年5月9日受理—



第1図 吾妻小富士の地図。

る現実の境界層構造とその振る舞いは大気大循環における地表のモデリングや環境科学、あるいは自然災害科学など多方面の必要性からその解明が望まれている。本研究はそれを目指す研究の1つである。なお、本報はページ数の関係で観測の詳細や説明の細部は割愛したので別報や他の普及書を参照されたい。



第2図 吾妻小富士の北西から南東方向の垂直断面図。

2. 観測の方法

観測は休火山の一つである福島県吾妻小富士の火口内で1981年8月1～3日と1982年7月4日～9月16日に行われた。火口の形はほぼ円形であり、その直径は平均450m、火口壁の一番高いところの海拔は1704.6m、内側の斜面傾斜角は約30°である。

第1図の中央に吾妻小富士が示されており、X-X線上の断面が第2図である。記号PとSはそれぞれ高いほうと低いほうの山頂、Bは火口底（以後、盆地と呼ぶ）である。SとBの高度差は70mある。P点で風速、気温、湿度を記録した。ここは地形の影響をあまり受けな

いと思われ、この風速 U を一般風と呼ぶ。

S点からB点に至る途中に、サーミスタ温度計、白金抵抗温度計、最高・最低温度計を配置し、地表から1m高度の気温、朝の最低気温、地表温度、地中温度を観測した。なお、地表温度は赤外放射温度計でも観測した。

山頂S点に設置した高さ5mの観測塔で気温鉛直分布を、また斜面上のM点でも気温と風速の鉛直分布を観測した。気温センサーは通風筒または自然通風筒に入れた。風速観測は牧野式3杯微風速計と熱線風速計を用い

た。盆底B点で気温、湿度、正味放射を記録した。

SからP間の宙に直径3mmと4mmロープを2本張り渡し、盆底上空B'における風速変動の鉛直成分を牧野製プロペラ式鉛直風速計で観測した。また、通風式サーミスタ温度計でB—B'間とM—M'間の気温鉛直分布を観測した。

3. 観測地の諸条件

この盆地内地表面は高山植物の背丈約30cmの群生草木が土石地表面に散在する。

3.1. 一般風の強さ

頂上P点（海拔1.7km）の風速（夕刻18時から翌朝6時までの平均風速を U_{18h-6h} とする）と仙台上空1.7kmの風速（15時、21時、3時、9時の平均を U_{free} とする）とを比較してみると相関はかなりよく（図省略）、

$$U_{18h-6h} = 0.85 U_{free} \quad (1)$$

の関係がある。なおP点の風速は地表面から2.5mの高さで観測した。

3.2. 盆地上空の乱流強度

頂上P点の風速 U と盆底上空B'での乱流鉛直成分標準偏差 $\sigma_w, 5min$ とを比較した（図省略）。 $\sigma_w, 5min$ はデータ収集時間の長さが5分間である。この値は連続した50分間の記録から求めた10個の $\sigma_w, 5min$ の平均値である。その結果、

$$\sigma_w, 5min = 0.26 U \quad (2)$$

この関係は第6.4.節の理論に用いる。なお、データ収集時間を5分間から50分間に増加させた場合の乱れの標準偏差 $\sigma_w, 50min$ は平均的に $\sigma_w, 5min$ の1.13倍である（図省略）。

3.3. 地表面のバルク輸送係数

外からの一般風が盆地内に十分入り込むほど強いときに盆地内斜面や盆底の地表面近くで風速 u と気温の鉛直分布をはかってみると、水平地におけると同様に、いわゆる「対数分布」になっている。観測から地表面に対する一般化抵抗 r とバルク係数 C を求めた。それらの定義は近藤（1981, p.94）を参照のこと。

各観測値（省略）から平均値を求めると次のようになった。ただし添字 M と H はそれぞれ運動量と熱に関することを意味する。（1）草木地で $r_M=12.0$, $r_H=19$, $C_M=0.0069$, $C_H=0.0044$, （2）土石地で $r_M=12.5$, $r_H=24$, $C_M=0.0064$, $C_H=0.0033$ 。

3.4. 土壌の熱物理定数

土壌密度 ρ_g は土と砂と石が混在した湿潤土壌の重量

をはかって求めた。土壌比熱 c_g は熱量計原理で測定した。土壌の温度拡散係数 $a=\lambda_g/c_g\rho_g$ は地表から深さ30cmまでの6層で地温日変化を観測し、位相差または振幅と深さとの関係から求めた（近藤, 1981, p.118参照）。地温の観測時間が1日間以内の場合は熱伝導微分方程式を2回積分した式から a が求まる。すなわち

$$\int_0^{z_1} \int_{z_1}^z \frac{\partial T}{\partial t} dz dz = a \left\{ (T_{z_1} - T_0) - z_1 \left(\frac{\partial T}{\partial z} \right)_{z_1} \right\} \quad (3)$$

具体的には $z_1=30cm$ とし、 $\partial T/\partial t$ は数時間の地温変化を平滑化した値を用いる。ただし、 z は深さ、 T は地温、 t は時刻。

土壌水分 F_v の求め方は、まず採集土壌の重量をはかる。次に完全乾燥時の重量減少から

$$F_v = \frac{\text{水分が占める容積}}{\text{湿潤土壌容積}}$$

F_v を用いれば、 $\rho_g = \rho_{g,dry} + \rho_w F_v$ の関係がある。 ρ_g は湿潤土壌密度で採土によって、最初に求まる量であり、 $\rho_{g,dry}$ は完全乾燥土壌密度、 ρ_w は水密度、また、熱量計で求める湿潤土壌熱容量は $c_g \rho_g = (c_g \rho_{g,dry} + c_w \rho_w F_v)$ 。ただし、 $(c_g \rho_{g,dry})$ と $c_w \rho_w$ はそれぞれ乾燥土壌と水の熱容量である。なお、容積含水率 F_v と重量含水率 F_m （=水分重量/湿潤土壌重量）との関係は、 $\rho_w F_v = \rho_g F_m$ 。

土壌諸定数の各測定値は省略。平均値は $\rho_g=1.5 g cm^{-3}$, $c_g \rho_g=1.5 J cm^{-3} K^{-1}$, $a=0.003 cm^2 s^{-1}$, $c_g \rho_g \lambda_g=6.8 \times 10^{-3} J^2 s^{-1} K^{-2} cm^{-4}$ 。

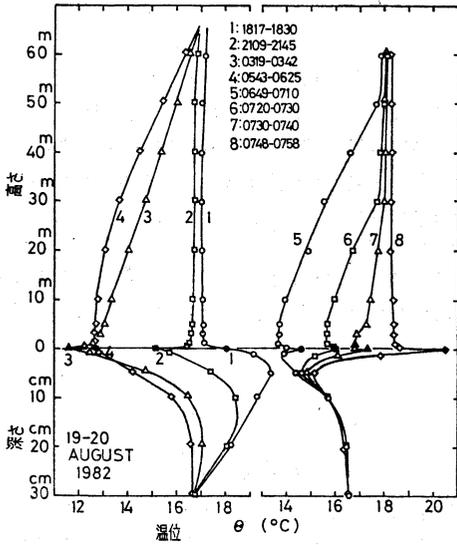
4. 盆地内のできる晴天夜間の安定気層

以後は晴天夜のデータのみ解析する。晴天夜の盆底における夕刻の正味大気放射量 R_{n0} は0.07~0.11 $ly min^{-1}$ 、平均値は0.095 $ly min^{-1}$ である。

盆底B点を高さの基準点、そこからの海拔差を h とし、気温 T を温位 θ に換算して解析する。すなわち、 $\theta = T + \Gamma_d h$, $\Gamma_d = 0.0098^\circ C m^{-1}$ 。

観測によれば、盆地内は夕刻にはほぼ等温位であるが、時間と共に安定気層が形成される。その時の等温位面は全体的には水平的だが、斜面の地表面近くでは地表面にはほぼ平行である。

第3図は盆底B点の温位鉛直分布と地中温度分布の例である。時間経過と共に分布(1), (2), ……と変化する（黒印は地表面温度）。この日の夕刻は曇天で、21時ごろはまだ冷却はなく、ほぼ等温位である。22時過ぎから晴天となり安定気層の形成が始まる。分布(3)では温位は高さに対してほぼ直線的である。日の出後の分布(4)では、日射散乱光の地表面入射で地表面近くは昇温



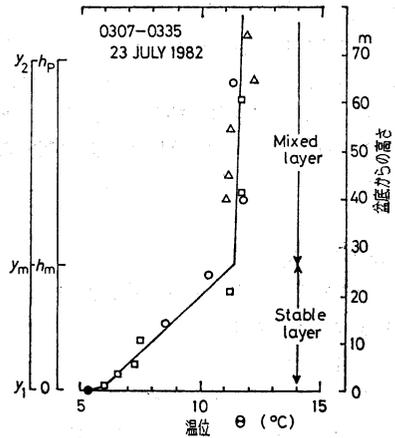
第3図 盆地B点上の温位と地中温度の鉛直分布の例。番号の1から8までは時刻の順に並べてある。黒印は地表面温度。日射は5時40分には盆地の東向き斜面の上のほうに当たり始め、6時50分には同斜面の大部分に、7時20分には盆地中央部まで当たる、安定層は7時50分ごろ解消。

を開始したが、上空はまだ気温下降を続けている。分布(5)では高度50m以上にはほぼ等温位層がある。分布(6)の時にはその等温位層は高度30mまで降りた。この時刻には斜面は強い日射で昇温し斜面に沿う上昇流が発生する。その補償流の沈降流が盆地中央部上空から降りてきていることによって、この等温位層が見られるのである。以後の解析は夜間安定気層形成・維持問題に焦点を絞る。

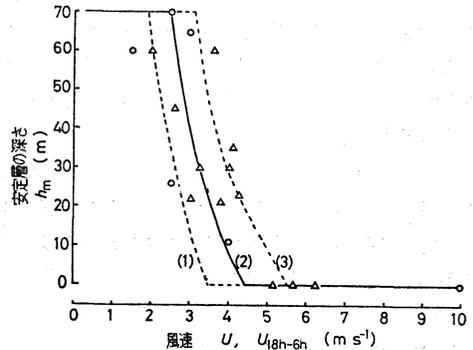
4.1. 安定気層の深さと風速との関係

微風時は第3図分布(3)のように安定気層は盆地内全層でみられた。第4図は一般風が少しある時の温位鉛直分布の例で、この図には盆地B点のほか、斜面上で観測した温位分布も重ねてある。ただし斜面上では地表面近くは少し低温であるので、地表面上5m以上の値のみである。斜面上1m高度の温位はB-B'線上の同レベルの温位より平均的に0.5~1°C低温である。

第4図では高度が $h < 26m$ に安定気層があり、ごく地表付近を除けば「直線分布」である。 $h > 26m$ を混合層と呼び、 h_m を安定気層の深さと定義する。 h_m は頂上P点で観測した一般風 U によって変化する。安定気層は一担形成されても風が強くなれば上空から破壊され消失



第4図 盆地内の温位鉛直分布の例。四角印はB-B'線に設置した吊り下げ手動サーミスタで観測した温位、丸印は同自記サーミスタによる温位、三角印は斜面上M-M'線で観測した温位。



第5図 安定層の深さ h_m と風速 U との関係。曲線(1)~(3)は理論関係(式21)。

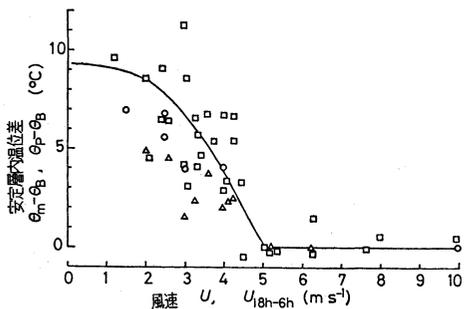
することもある。

朝がたの h_m とその観測前3時間の平均風速 U との関係を第5図に丸印で示す。温位鉛直分布がB-B'線上で観測されなかった場合には、安定気層の深さはS-B線の地表面上1m高度の朝の最低気温高度分布からも決定できる。その h_m は1晩の平均風速 U_{18h-6h} の関数として三角印で図に示す。

なお、図中の曲線(1)~(3)は第6.4.節の理論的關係である。

4.2. 安定気層の強さ

安定気層の温位鉛直勾配 $\gamma = \partial\theta/\partial h$ は一般に朝がた最



第6図 安定層の強さと風速との関係。丸印はB—B'線に設置した吊り下げサーミスタや斜面上の手持ちアスマン通風式乾湿計で観測した関係、四角印は頂上P点と盆底B点の温度自記記録から得た関係、三角印は多地点の地上1m高度に設置した最低温度計記録から得た関係。

大になる。高度 h_m の温位 θ_m と安定層下端の温位 θ_B (ただし盆底地面上1mの温位) との差

$$\Delta \equiv \theta_m - \theta_B = \gamma h_m \quad (4)$$

を安定気層の強さと呼ぶ。 Δ と風速との関係を第6図に丸印で示す。この風速 U は安定気層の温位鉛直分布を観測した時刻から3時間まえまでの平均値である。

上記の観測がない場合、 $\Delta \equiv \theta_P - \theta_B$ でも見積もりができ、さらに他の方法でも見積もりができる(説明省略)。ただし、この式の θ_B は盆底の最低温位、 θ_P は盆底で最低温位が記録された時刻の頂上P点の温位である。

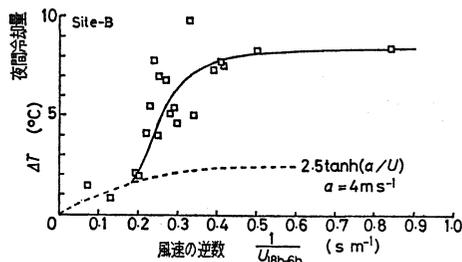
安定気層内の温位勾配 γ は第6図縦軸に示す安定気層の強さ Δ を第5図縦軸の h_m で除した値で、平均的に 0.1°C m^{-1} 程度である。

5. 夜間冷却量

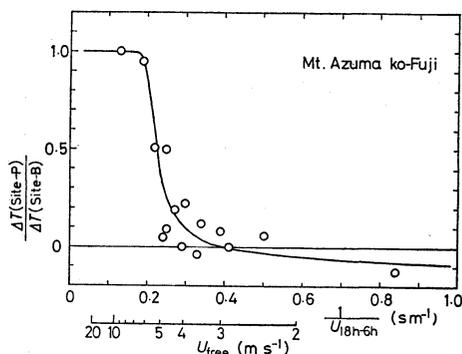
地上高 $z \approx 1\text{m}$ における気温が夕方から朝までに下がる量を夜間冷却量 ΔT と定義する。ただし、観測は夏季であり18時を夕方の時刻とした。盆底では18時の気温と朝の最低気温(1時間毎の読みの最低値)との差を ΔT としたが、最低気温起時が3時以後のみを解析。

頂上P点では気温の時間変化が小さいので、18時と日の出前の4時との気温差を ΔT とした。

第7図は盆底における ΔT と平均風速 U_{18h-6h} の逆数との関係である。微風時の夜間冷却量は第6.2節の理論計算によれば放射冷却だけで説明される。風が強くなれば ΔT は小さくなるが、これは大気から地表面への顕熱輸送量が放射冷却を抑制するためである。



第7図 盆底B点における夜間冷却量 ΔT と頂上P点における夜間平均風速 U_{18h-6h} の逆数との関係。破線は強風時における吾妻小富士一帯の夜間冷却量。

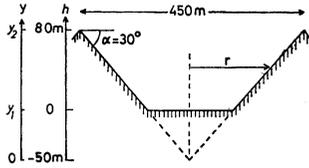


第8図 頂上P点と盆底B点における夜間冷却との比(縦軸)対一平均風速 U_{18h-6h} の逆数(横軸)との関係。

頂上P点の ΔT は $0 \sim 1^\circ\text{C}$ 程度であり、微風時でも大きくならない(図省略)。その理由は、ここは山岳地帯でしかも吾妻小富士の頂上は周辺よりもそびえたっており、山岳地帯の斜面で冷却した空気が福島や会津の大きな盆地のほうへ流下すると、その補償流として高温位流が上空から沈降してくることによる(森ほか, 1983, も参照)。

強風夜には盆底B点の夜間冷却量と頂上P点のそれはほとんど同じである。第5図や第6図で示したように、風速が 5 m s^{-1} 以上になると安定気層は存在せず、B点とP点の温位差はほぼ0になったが、これは強い鉛直混合によって頂上部や盆底部の区別なく、地表および接地層大気は空間的にほぼ一様な温位になるためである。

この様子を一層見やすくするために、山頂の夜間冷却量と盆底の夜間冷却量の比をとり、これと風速の逆数との関係を第8図に示した。強風時で横座標が 0.2 s m^{-1} 以下の夜の夜間冷却量の比は1に近い。微風時にはこの比



第9図 理論的な盆地模形図。

は小さく、夜間冷却量に顕著な局地性が現れてくる。この傾向はすでに森ほか（1983）の熱収支解析から示唆されていたが、本論文で確認されたわけである。

なお、第7図の破線に付記した関数の形は平地に対する理論近似式で、実際にアメダス資料を解析した結果でも成立する（近藤，1982b；近藤・森，1982）。これを前報と同形式にすれば

$$\frac{\Delta T}{\Delta T_{s, \max}} = b_2 \tanh\left(\frac{a_2}{U_{\text{free}}}\right) \quad (5)$$

ただし $\Delta T_{s, \max}$ は夕方の正味大気放射量から計算される地表面の最大可能冷却量、 a_2 は地形によって決まる風速依存の係数、 U_{free} は自由大気風速である。式(1)と $\Delta T_{s, \max} = 13.2^\circ\text{C}$ （第6.2節参照）を用いれば、 $b_2 = 0.19$ 、 $a_2 = 4.7 \text{ m s}^{-1}$ を得る。平坦地で a_2 の平均値は 7 m s^{-1} （近藤・森，1982）であったが、今回の a_2 はそれより小さい。その意味は、この付近一帯の夜間冷却量は上空の風の影響を受け易い事である。当地は「小富士」の名で示すように、そびえたつ孤立峰的な存在であることによる。

6. 安定気層の形成と維持に関する理論

6.1. 冷却量から求まる顕熱輸送量

観測地の地形を単純化すれば（第9図）、斜面の全面積 A と盆地内の空気容積 V は

$$A = \int_{y_1}^{y_2} \frac{2\pi r}{\sin \alpha} dy = \frac{\pi y_2^2}{\tan \alpha \sin \alpha} (1 - \xi^2) \quad (6)$$

$$V = \int_{y_1}^{y_2} \frac{\pi y^2}{\tan^2 \alpha} dy = \frac{\pi y_2^3}{3 \tan^2 \alpha} (1 - \xi^3) \quad (7)$$

ただし、 $r = y / \tan \alpha$ 、 $y_1 = 50 \text{ m}$ 、 $y_2 = 130 \text{ m}$ 、 $\xi = y_1 / y_2 = 0.38$ 、 $\alpha = 30^\circ$ 。

盆地内の温位鉛直分布を高度 h について、 $\theta = \theta_B + \gamma h$ とし、山頂の高さ h_P 面の温位 θ_P を一定と仮定、盆地内全容積の気温下降量平均値を $\langle \Delta \theta \rangle$ とすれば、1晩の時間長 Δt に空気が失う全熱量は

$$\begin{aligned} Q_{\text{total}} &= c_p \rho V \langle \Delta \theta \rangle \\ &= c_p \rho \int_0^{h_P} (\theta_P - \theta) S dh \end{aligned}$$

$$= \frac{c_p \rho \pi \gamma y_2^4}{\tan^2 \alpha} \left\{ \frac{1}{3} (1 - \xi^3) - \frac{1}{4} (1 - \xi^4) \right\} \quad (8)$$

ただし $S = (\pi y^2 / \tan^2 \alpha)$ は高度 y 面における水平断面面積、 c_p と ρ は空気の定圧比熱と密度。この Q_{total} を大気から盆地内斜面に与えられた顕熱輸送量とすれば、単位面積当たりの顕熱輸送量の斜面上での平均値 H は

$$\frac{H}{c_p \rho} = \frac{Q_{\text{total}}}{c_p \rho A \Delta t} = \frac{\gamma y_2^2}{14 \Delta t} \quad (9)$$

ここで $\Delta t = 10 \text{ hr}$ 、 $\gamma = 0.1^\circ\text{C m}^{-1}$ とすれば、 $H / c_p \rho = 0.34^\circ\text{C cm s}^{-1}$ 、または $H = 0.34 \text{ ly hr}^{-1}$ になる。この値は盆地における正味大気放射量の平均値の10%以下である。なお盆地地表面では斜面滑降流がないので顕熱輸送量は上で示した値より、さらに小さいと考えられる。

6.2. 盆地地表面の放射冷却

上記見積りによって、一般風がないときの盆地地表面の温度下降は放射冷却にしたがうとしてよい。一般に、盆地における地表面温度の放射冷却量 ΔT_s は近藤と山沢（1983）の式で与えられる。その理論式に今回観測した吾妻小富士の平均的条件、 T_0 （夕刻の気温） $= 287 \text{ K}$ (14°C)、 w_i （地表から逆転層高度 $z_i = 70 \text{ m}$ までに含まれる有効水蒸気量） $= 0.054 \text{ g cm}^{-2}$ （水蒸気圧 $e = 12 \text{ mb}$ ）、 $Rn_0 = \sigma T_0^4 - L_0 = 0.095 \text{ ly} \cdot \text{min}^{-1}$ 、 $c_g \rho_g \lambda_g = 0.068 \text{ J}^2 \text{ s}^{-1} \text{ K}^{-2} \text{ cm}^{-4}$ 、 $\Delta t = 10 \text{ hr}$ を代入すれば $\Delta T_{s, \max} = 13.2^\circ\text{C}$ を得ると共に、盆地地表面の放射冷却量は $\Delta T_s = 9.3^\circ\text{C}$ になる。ここで、微風夜間の盆地地表面温度は高度 1 m の気温より概略 1°C 低いことを考慮すれば、大気夜間冷却量は 8.3°C になる。したがって第7図に示す微風側の ΔT の観測値は放射冷却で説明できる。

6.3. 斜面滑降流速と顕熱輸送量

斜面上の平均顕熱輸送量 H はバルク係数 C_H を用いれば

$$\frac{H}{c_p \rho} = C_H \theta_s \langle u \rangle \quad (10)$$

ただし $\langle u \rangle$ は斜面滑降流の風速の斜面上での平均値、 θ_s は斜面上の気温 θ と地表面温度 θ_s の差の斜面上での平均値。近藤（1982b）を参照すると、斜面滑降流の風速 u は

$$u^2 = \frac{\theta_s}{1 + f_3} \left(\frac{C_H}{C_M} \right) \frac{g}{\theta} l \sin \alpha \quad (11)$$

ただし l は滑降距離、 $f_3 = 1$ 、 α は斜面傾斜角である。なお、区間 $0 \sim l$ での平均値は

$$\langle u \rangle = \frac{2}{3} u \quad (12)$$

微風時に盆地の底から上端までの全層にわたってできる安定気層の強さ $(\theta_P - \theta_B)$ は山頂の夜間冷却量がほ

ほぼ0であるから、盆地地表面の放射冷却量 ΔT_s に概略等しいとしてよい。ゆえに

$$\gamma \doteq \frac{\theta_P - \theta_B}{h_P} = \frac{\Delta T_s - \theta_\delta}{h_P} \quad (13)$$

ただし $\theta_\delta (\approx 1^\circ\text{C})$ は盆地地上高度1mの気温と地表温度の差、 h_P は山頂と盆地の高度差である。式(9)~(13)から

$$\frac{H}{c_p \rho} \doteq \frac{(\Delta T_s - \theta_\delta)}{14 h_P \Delta t} y_2^2 \quad (14)$$

$$\left. \begin{aligned} \theta_s &= \left(\frac{2}{3}\right)^{-\frac{2}{3}} (C_H)^{-\frac{2}{3}} Y_1^{\frac{2}{3}} Y_2^{-\frac{1}{3}} \\ \langle u \rangle &= \left(\frac{2}{3}\right)^{\frac{2}{3}} (C_H)^{-\frac{1}{3}} Y_1^{\frac{1}{3}} Y_2^{\frac{1}{3}} \end{aligned} \right\} \quad (15)$$

$$Y_1 = \frac{(\Delta T_s - \theta_\delta)}{14 h_P \Delta t}$$

$$Y_2 = \frac{1}{1+f_3} \left(\frac{C_H}{C_M} \right) \frac{g}{\theta} l \sin \alpha$$

式(14)によると斜面上の1晩の顕熱輸送量平均値 H は盆地の放射冷却量 ΔT_s できまる。近藤と山沢(1983)によれば ΔT_s は夕刻の正味大気放射量 Rn_0 と土壌の熱定数 $c_g \rho_g \lambda g$ と1晩の長さ Δt できまる。ついでに式(15)で得た θ_s と $\langle u \rangle$ の理論値と実測値を比較してみる。当地の条件 $h_P=80\text{m}$, $y_2=130\text{m}$, $l \sin \alpha=h_P=80\text{m}$, $\Delta t=10\text{hr}$, $C_H=0.004$, $C_H/C_M=0.6$ と微風時の条件 $\Delta T_s - \theta_\delta = \theta_P - \theta_B \doteq 8^\circ\text{C}$ を式(15)に代入すれば、 $\theta_s=1.4^\circ\text{C}$, $\langle u \rangle=0.7\text{ms}^{-1}$ になる。一方、観測では $\langle u \rangle=0.3\sim 1.1\text{ms}^{-1}$ 程度、 $\theta_s=1.9^\circ\text{C}$ 程度(観測表一覽省略)であるので、理論推定値はほぼ妥当である。

6.4. 一般風があるときの安定気層の深さ

盆地内安定気層は斜面で生まれた冷気が堆積することで行われるが、一方では上空を吹く一般風の乱れによって破壊される。安定気層の生成のはやさや破壊のはやさのバランス関係で安定気層の深さ h_m がきまる。

ここでは1晩中の平均的状态を考える。第5章の結果を参考にして、まず、一般風がないとき、頂上高度 h_P と同一レベル面の気温は一定と仮定する。そのレベル以下の大気層気温は盆地地表面の放射冷却量 ΔT_s に比例して下降し、1晩の時間 Δt で温度鉛直勾配は γ になるとする(式13)。夕刻の等温位状態を基準とする盆地内大気の全位置エネルギー PE は

$$PE = \int_{y_1}^{y_2} \Delta \rho S y g \, dy = \frac{\pi \rho_B \gamma^* g}{5\theta \tan^2 \alpha} y_2^5 \quad (16)$$

ただし

$$\beta \doteq \frac{\rho_B \gamma^*}{\theta} \quad (17)$$

$$\gamma^* = (\gamma + \Gamma_{\text{homo}} - \Gamma_d) \left(1 - \frac{5}{4} \xi + \frac{1}{4} \xi^5\right) \quad (18)$$

$S = \pi y^2 / \tan^2 \alpha$, $\xi = y_1 / y_2$, $\Delta \rho = \rho_B - \rho = \beta h = \beta (y - y_1)$ 。式(17)は湿潤空気の状態方程式と静力学の式と温位の式から得られる $d\rho/dh$ と $d\theta/dh$ との関係として求まる。ここに ρ は空気密度、 ρ_B は盆地の空気密度、 Γ_{homo} ($\doteq 0.0341^\circ\text{Cm}^{-1}$) は等密度大気の仮温度減率。

$PE/\Delta t$ は単位時間当たりの位置エネルギー生成速度である。以下では、一般風が少し吹くときの位置エネルギー生成量は上記微風時の PE に等しいと仮定する。この仮定の根拠は位置エネルギー生成は斜面冷気が地表付近に沿って滑降し盆地下層部から堆積するのに対し、安定気層破壊は主として上層部から行われ、地表面付近には直接的に及びにくいと考えられるからである。

次に安定気層最上端が乱流で破壊されるのはやさを考える。乱流による摩擦応力は乱れのエネルギーに比例すると考えられるので、風が単位時間、単位面積になす仕事は

$$\text{仕事} = \text{力} \times \text{風速} \propto \rho \sigma_w^2 U \quad (19)$$

安定気層上端高度 h_m の水平な面積 S で単位時間当たりになす破壊の割合は、上記の仕事に比例し

$$\text{破壊速度} = m' \rho \sigma_w^2 U S = m'' \rho \sigma_w^3 S \quad (20)$$

ただし m' と m'' は比例定数、 σ_w は第3.2.節で求めた盆地上空の乱流強度、 $S = \pi y_m^2 / \tan^2 \alpha$, $y_m = h_m + y_1$ (第4図, 第9図参照)。式(16)と(20)の釣り合いから

$$y_m \doteq \left(\frac{\gamma^* g y_2^5}{5m' \theta \Delta t} \right)^{\frac{1}{2}} U^{-\frac{1}{2}} \sigma_w^{-1} \quad (21)$$

当盆地では $\sigma_w = 0.26U$ (式2) であるから $m' = 0.26m''$ である。ところで、近藤(1982a, 第5.3.節)によれば

$$\left(\frac{\text{日中の平坦地上における破壊速度}}{\text{日中の平坦地上における破壊速度}} \right) = m \rho \left(\frac{\sigma_{\text{max}}}{1.25} \right)^3 \quad (22)$$

ここに、 σ_{max} は日中の平坦地上の混合層中層の乱流強度、比例定数 $m \approx 0.36$ である。式(20)と(22)の比較から $m' = 0.048$ 。

当盆地の平均的条件(第6.2.節)を用いれば、 $\gamma^* \doteq 0.1^\circ\text{Cm}^{-1}$ を得る。さらに、式(2)と $y_2=130\text{m}$, $\Delta t=10\text{hr}$ を式(21)に代入すれば $h_m (=y_m - y_1, y_1=50\text{m})$ の理論値が求まる。その結果を第5図の実線(2)で示した。参考のために、夕刻の正味大気放射量が極端に大きくて盆地が今回の平均条件の約2倍も冷却し、 $\gamma^* = 0.2^\circ\text{Cm}^{-1}$ になる場合を破線(3)で示し、逆に $\gamma^* = 0.05^\circ\text{Cm}^{-1}$ の場合を破線(1)で示した。この理論的な関係は第5図にプロットした観測結果の傾向をよく説明している。

おわりに、観測に御協力をいただいた、高平 進、阿部愛美、桑形恒男、中山茂夫の諸氏に謝意を表します。なお、本研究は文部省科学研究費によるものである。

文 献

- 近藤純正, 1981: 大気科学講座第1巻(竹内・近藤著)の第4章 p. 94, 第5章 p. 118, 東京大学出版会 226 pp.
 ———, 1982 a: 大気境界層の科学, 東京堂出版, 219 pp.
 ———, 1982 b: 複雑地形における夜間冷却—研究の指針—, 天気, 29, 935-949.

- , 森 洋介, 1982: アメダス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.
 ———, ———, 1983: 同上(2), 天気, 30, 143-150.
 近藤純正, 山沢弘実, 1983: 夜間の地表面の放射冷却と積雪および日本各地の最低気温の極値について, 天気, 30, 295-302.
 森 洋介, 近藤純正, 庄司邦彦, 佐藤 威, 安田延寿, 萩野谷成徳, 三浦 章, 山沢弘実, 川中敦子, 高平 進, 阿部愛美, 1983: 山地の夜間冷却と熱収支, 天気, 30, 259-267.

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
第17回夏季大学「新しい気象学」教室	昭和58年8月2日～5日	日本気象学会	気象庁講堂
日本気象学会関西支部第5回夏季大学「新しい気象学」教室	昭和58年8月2日～4日	日本気象学会関西支部	大阪市立労働会館
第4回地球流体夏のセミナー	昭和58年8月3日～5日		筑波大学石打研修所
エアロゾル科学・技術研究討論会	昭和58年8月25日～26日	エアロゾル研究者連絡会ほか	筑波研究センター
第4回流れの有限要素法解析シンポジウム	昭和58年8月30日～31日	日本科学技術連盟	中央大学理工学部春日校舎
第20回自然災害科学総合シンポジウム	昭和58年9月1日～3日		北海道大学工学部
月例会「大気数値シミュレーション」(第5回)	昭和58年9月3日		気象研究所講堂
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
第21回粉体に関する討論会	昭和58年10月17日～19日		神田学士会館
日本気象学会昭和58年秋季大会	昭和58年10月19日～21日	日本気象学会	仙台第3合同庁舎
第9回レーザーレーダ(ライダー)シンポジウム	昭和58年11月10日～11日		もみじ荘(栃木県塩原温泉)
第9回リモートセンシングシンポジウム	昭和58年11月17日～18日	計測自動制御学会	国立教育会館
第30回風に関するシンポジウム	昭和58年12月9日	日本流体力学会ほか	東京大学工学部境界領域研究施設