

これは、去る5月26日(昭和52年春季大会第3日)に南極委員会主催で行なった「POLEX-SOUTH と南極観測」と題するインフォーマル・ミーティングで話題提供されたものの一つです。当委員会では、南極における気象観測研究の現況・問題点などを一般会員に知っていただくことが、今後の極地気象の研究の発展に必要であるとの視点から、この様な解説原稿の執筆を関係者をお願いした次第です。

551, 555, 4 (239.9)

南極氷床斜面上の大気境界層*

小林 俊 一**

1. はじめに

南極氷床上の氷雪面は放射冷却が卓越するために、接地気層は絶えず冷却された重い安定した接地逆転層が形成される。南極氷床は、沿岸部より内陸部に入るにしたがって徐々に高度を増して氷床斜面を形成している。たとえば、南極みずほ高原(第1図)では、沿岸から高度3,100 mまでの勾配は $(2.2\sim 50)\times 10^{-3}$ で変動が大きく、高度3,100 m以上では勾配が $(0.5\sim 1.7)\times 10^{-3}$ で一定している(Shimizu *et al.*, 1977)。この南極氷床の斜面上の接地逆転を形成している重い冷気の層は、重力の作用で静止している事ができずに、絶えず南極氷床から周辺の海氷上へ斜面に沿って流出している。この発散系の地表風は一般にカタバ風(katabatic wind)と呼ばれ、南極氷床上の地上卓越風として良く知られている。Ball(1960)によれば、斜面の勾配が 2×10^{-3} を越えると重力の作用が気圧傾度力より卓越してカタバ風(重力風とも呼ばれる)が強くなる。したがって、上述の南極みずほ高原では高度3,100 m付近から定常的なカタバ風の吹く領域になる事が予想され、事実雪面にできるサスツルギー(sastrugi)と呼ばれる風による侵蝕模様の卓越方向がその事を明らかに物語っている(上田, 1971; Watanabe, 1977)。

また、みずほ高原におけるカタバ風の層の厚さは夏から秋にかけては250 m、冬には600 mになる事がラジオゾンデによる観測から知られている(Kobayashi・Yokoyama, 1976)。そして、この層内の風の hodograph は高度と共に左回転をするエクマン螺旋線を形成している。しかも、斜面上に接地逆転があるために水平方向に著しい

温度差を生じ、逆転層内を吹く風は、Dalrymple *et al.* (1966)によって温度風の寄与が著しい事が指摘された。一般に、高度3,000 m以上の南極高原ではSchwerdtfeger・Mahrt(1968)によって等高線に平行に、高度の高い方を右に見る温度風の成分がある事が示された。南極みずほ高原の高度2,000 m付近でも大気境界層の中に温度風の寄与がある事が明らかにされた。

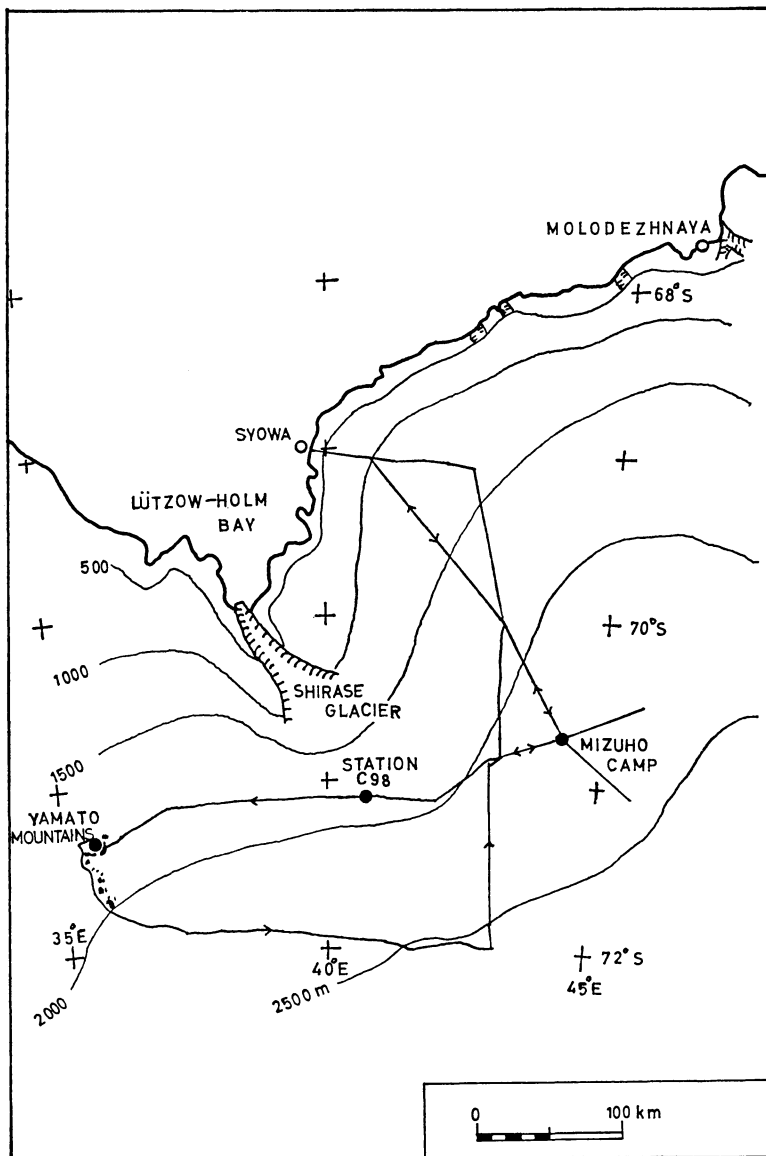
2. カタバ風層内の温度の鉛直分布

東南極大陸氷床上のカタバ風の卓越する領域における、これまでの観測基地としては、フランスのCharcot基地(69°30'S, 130°02'E, 2,400 m, 1957年1月から1959年1月まで開設)と、ソ連のPionerskaya基地(69°44'S, 95°30'E, 2,700 m, 1956年5月から1959年1月まで開設)があったにすぎない。1970年に日本南極地域観測第11次隊によってみずほ高原に、みずほ観測拠点(70°42'S, 44°20'E, 2,230 m)が建設されて以来、ここは今もなお前進基地として利用されている。ここはカタバ風の卓越する領域であって、定常的なカタバ風の研究にとって最適の地と言えるだろう。1973年第14次隊によってこの地域では初めてラジオゾンデによる観測が行なわれて、定常的なカタバ風層の垂直構造についての2, 3の知見が得られた(小林, 1975)。

第2図には、ラジオゾンデによる観測で得られた晴天時の温度の垂直分布の例が示されている。観測した回数は十分多くはなかったが、みずほ高原におけるカタバ風の厚さは接地逆転層に一致している。そして、逆転層の厚さは夏に250 m、冬に600 mと厚くなり、逆転の強さ(ここでは地上1.5 mの高さの気温と逆転層上部での気温の差)は夏は約5°C、冬にかけて15~20°Cと強くなる。また、低気圧の接近によってこの接地逆転層は一時的に破壊されるが、晴天と微風下では約15時間後に定常

* Atmospheric Boundary Layer above the Slope of Antarctic Ice Sheet.

** S. Kobayashi, 北海道大学低温科学研究所。



第1図 南極みずは高原付近の氷床表面上の500 m 等高線と調査旅行経路図.

的なカタバ風に回復する.

接地逆転層内の温度分布は, Mahrt・Schwerdtfeger (1970)によってつぎの如き近似式が提出された.

$$T(Z) = T_h - \Delta T \cdot \exp(-Z^*) \quad (1)$$

ここで $T(Z)$ は高さ Z での温度, T_h は逆転層上部の温度, ΔT は逆転層上部と地上1.5 m の高さの間の温度差, すなわちここで言う逆転の強さ, Z^* は無次元の形の垂直に独立な変数でつぎの形で表わされる.

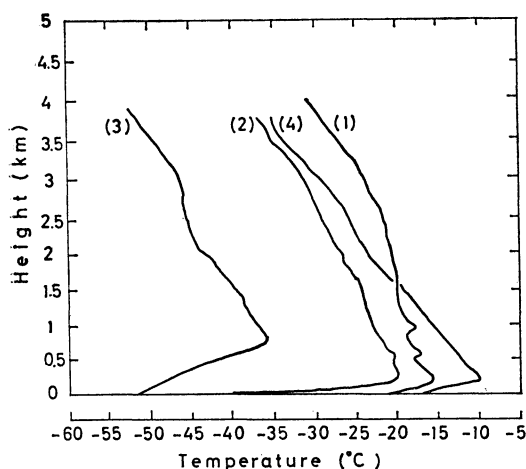
$$Z^* = Z / \sqrt{K/f} \quad (2)$$

ここで K は渦拡散係数, f はコリオリのパラメータである.

(1)式では K は Z に対して一定と仮定し, $f = 1.4 \times 10^{-4} \text{ sec}^{-1}$ を用いて第2図の逆転層内の温度分布の値 $T(Z)$ から K を計算によって求める事ができる. 第2図の4例について K を求めた結果を第1表に掲げた. K の値は $10^3 \sim 10^5 \text{ cm}^2 \text{ sec}^{-1}$ の値であったが, これは接地

第1表 南極氷床斜面上の接地逆転層内の平均的な渦拡散係数と温度風の強さ。

観測番号	1	2	3	4
観測年月日	1973年1月21日	1973年4月23日	1973年8月25日	1973年11月21日
観測地点	みずほキャンプ	みずほキャンプ	みずほキャンプ	C98
時間(地方時)	24:00	14:20	15:00	18:00
地上温度, $T_s(^{\circ}\text{C})$	-21	-40	-52	-16.5
接地逆転層頂の温度, $T_h(^{\circ}\text{C})$	-16	-20	-36	-10
逆転の強さ, $\Delta T = T_h - T_s(^{\circ}\text{C})$	5	20	16	6.5
接地逆転層内の平均温度 $T_m = \frac{T_h + T_s}{2} (^{\circ}\text{C})$	-18.5	-30	-44	-13.3
渦拡散係数, $K(\text{cm}^2/\text{sec})$	1.0×10^4	5.7×10^3	5.0×10^5	2.0×10^5
温度風, $\Delta G(\text{m/s})$	4	16	14	5



第2図 晴天時の氷床斜面上における温度の垂直分布。(1)(2)(3)はみずほキャンプ, (4)はC98地点で観測。

層内の風速の対数分布から求めた摩擦速度による10m高さの渦拡散係数の値とはほぼ同程度であった。

3. 斜面上の接地逆転層内の温度風

つぎに、斜面上に接地逆転層がある場合には、水平方向に温度傾度が大きくなり、この場合には等高線に沿って平行に温度風が吹く事になる。南極氷床では高度が高い程寒冷であるから (Satow *et al.*, 1974), 斜面上の接地逆転層内の温度風は高地を右に見るように吹く (Dalrymple *et al.*, 1966; Dalrymple, 1966; Schwerdtfeger・Mahrt, 1968; Mahrt・Schwerdtfeger, 1970)。この斜面上の接地逆転層内を吹く温度風の大きさはつぎの(3)式から計算できる (Dalrymple *et al.*, 1966)。

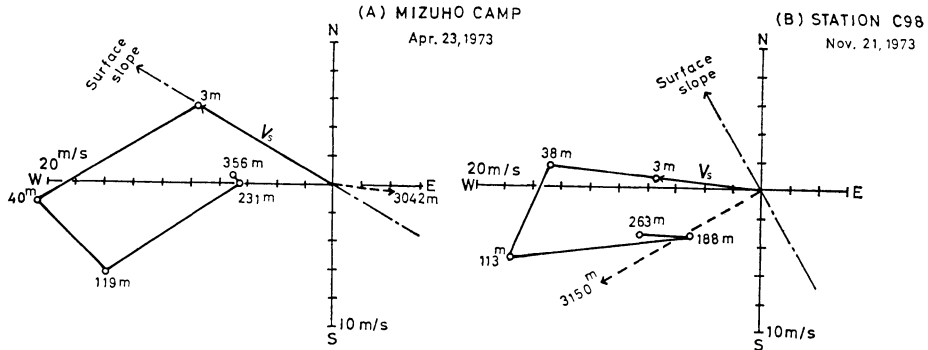
$$\Delta G = \vec{G}_h - \vec{G}_o = \frac{g \cdot \Delta T \cdot S}{f \cdot T_m} \quad (3)$$

ここで、 ΔG は逆転層上部での地衡風ベクトル \vec{G}_h と地表での地衡風ベクトル \vec{G}_o の差から求めた接地逆転層内の平均的な温度風、 g は重力の加速度、 ΔT は逆転の強さ、 S は斜面の勾配、 f はコリオリのパラメータ、 T_m は接地逆転層内の平均温度である。

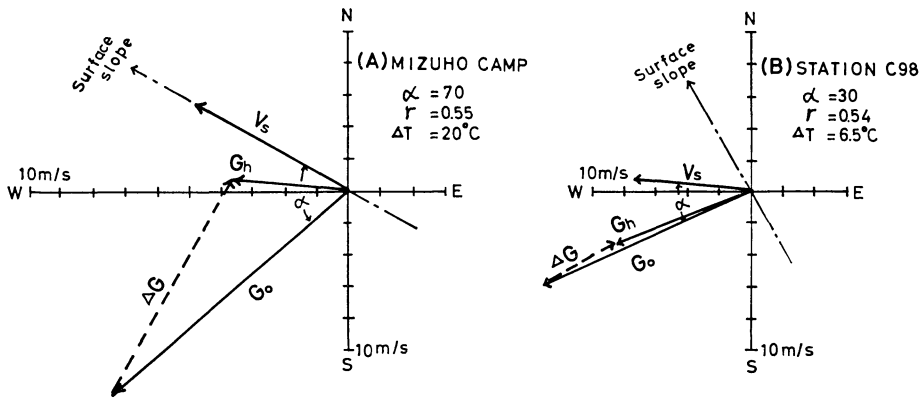
ここで、みずほ高原における氷床斜面の傾きは、Shimizu *et al.* (1977) によれば、問題としている高度2,100~3,100 mの間では $(2.2 \sim 3.8) \times 10^{-3}$ である。ここでは平均として 3×10^{-3} の値を使う。第2図の温度分布の値を使って(3)式によって計算した温度風の大きさを第1表に示した。(3)式からわかるように、斜面上の接地逆転層内の温度風は逆転の強さと斜面の傾きに比例する。ただし、(3)式は地面摩擦力を無視した2高度における地衡風のシアベクトルから求めた自由大気層で成り立つ式である。接地逆転層の上層では地衡風が吹くとしても、地表では摩擦力が無視できないから、摩擦を無視した仮想の地表風と摩擦力が効いた実際の地表風は当然異なる。これら2つの地表風の関係は図式的に求められるので次節で述べる。

4. カタバ風層内の風のシア- hod グラフ

カタバ風の鉛直方向の風の hod グラフの例を第3図に示した。第3図の(A)はカタバ風が発達した時のみずほ基地での観測例であり、(B)はカタバ風の比較的弱い夏のC98地点での観測例である。前者の逆転の強さは 20°C 、後者は 6.5°C であった。カタバ風層内では、地面摩擦力、転向力、気圧傾度力が釣り合う大気境界層を形成している。また、この層内の風速は40~100 mの間に最



第3図 カタバ風層内の風のシアーホドグラフ。(A)はみずほキャンプ(秋)，(B)はC98地点(夏)での観測。



第4図 氷床斜面上の接地逆転層内の温度風の寄与。(A)(B)は第3図の観測例に対応。

大値があり、これより逆転層の上部まで高度とともに風速は減少し、逆転層上部で最小となる傾向を示した。また、風は高度とともに左に向きを変えるエクマン螺旋線を作っている。

3節で述べた如く、斜面上の接地逆転層内には温度風の寄与がある。この温度風は等高線に平行で斜面の傾きと逆転の強さに比例し、コリオリのパラメータと逆転層内の平均温度に逆比例する。温度風と実際の風の関係は第4図に示した。逆転層の上部での風(\vec{G}_h)は地面摩擦力が無視できて地衡風と平衡していると仮定している。逆転層内の水平温度差による圧力傾度の変化は温度風の効果によって地衡風 \vec{G}_h を変え、表面で摩擦を無視した地衡風 \vec{G}_0 を形成する。したがって、実際の表面風 \vec{V}_s と \vec{G}_0 のベクトル間の差は明らかに摩擦によるものであり、これは逆転の強さと表面粗度に依存するものである。また、この差は偏角 α と風速の比 $r = |\vec{V}_s|/|\vec{G}_0|$ によって

表わされる。第4図での2つの例で、逆転の強さが大きい時($\Delta T=20^\circ\text{C}$)には偏角は大きく($\alpha=70^\circ$)、逆転の強さが小さくなると($\Delta T=6.5^\circ\text{C}$)、偏角も小さくなる($\alpha=30^\circ$)傾向を示した。

5. カタバ風と南極氷床上的大気循環モデル

南極氷床周縁上の地表風の主風向は南から南東の間にあり、これは、カタバ風と呼ばれて南極大陸をひとつの高気圧とみなし得るような発散風系を示している。そして、500 mb 面以上の上空では低気圧の渦があり偏西風が吹いている大気循環モデルが一般的に考えられる。カタバ風の生成は、雪の表面の放射冷却が非常に強いので表面に接した空気層は異常に冷やされるためである。この冷えた空気は周囲の空気より重いので、圧力は極地方の外側から内部に行くに従って増加し、言い換えれば、圧力分布は高気圧で空気の運動は一般に外向きであると考えられている。しかし、現在のところこの高気圧を確

認するための十分な気圧観測はまだ得られていない。このような高気圧は一般に南極高気圧 (Antarctic anticyclone) とか極冠高気圧 (polar cap anticyclone) とか呼ばれているが、その生成と構造についてはまだよくわかっていない。

南極氷床上の3,000 m より高い中心部では、晴天日数は多くカタバ風も弱くなり、晴天からダイヤモンドダストと呼ばれる氷晶が降る現象、すなわち晴天降雪 (clear sky precipitation) や、雪面では水蒸気の昇華凝結によつてできる表面霜 (surface hoar) がたびたび見られる。この地域の大気は下降流が卓越し、空気は力学的に暖められて雲は消え晴天になる。この晴天は、もしも空気中の絶対湿度が少ない時には、放射の運びを良くし、雪の表面と接地気層は異常に冷やされ、氷床斜面上よりも厚い温度の逆転層が作られる。氷床斜面上の接地逆転層と一致するカタバ風層と、高度 3,000 m より高い南極高原上のより卓越した接地逆転層も、ときどき訪れる低気圧擾乱によって破壊される。この時には多量の降雪や過冷却水滴が氷床上に堆積する。このような時の大気と氷床面の相互作用については観測が十分でなくよくわかっていないが、氷床の形態の維持機構を考察する時にはとくに重要な問題と思われる。

6. あとがき

南極氷床上の大気の構造と低気圧性擾乱の南極氷床内部への影響を密に調べる事は南極気象学のもっとも重要な項目の一つであろう。しかし、これを実現するための内陸調査旅行には大きな困難とそれに耐え得る体力が必要で、若い研究者の参加が切に望まれる。

文 献

上田 豊, 1971: 東南極みずほ高原付近の気象状態について, 南極資料, 41, 42-61.

- Ball, F.K., 1960: Winds on the ice slopes of Antarctica, Antarctic Met., Oxford, Pergamon Press, 9-16.
- Dalrymple, P.C., H.H. Lettau, and S.H. Wollaston, 1966: South pole micrometeorology program data analysis, Studies in Antarctic Met., Antarctic Res. Ser., 9, AGU., 13-57.
- Dalrymple, P.C., 1966: A physical climatology of the Antarctic Plateau, Studies in Antarctic Met., Antarctic Res. Ser., 9, AGU., 195-231.
- 小林俊一, 1975: 第14次南極地域観測に参加して一南極における接地層研究一, 天気, 22, 3-7.
- Kobayashi, S. and K. Yokoyama, 1976: Observations of the stationary katabatic winds in Mizuho Plateau, East Antarctica, Antarctic Rec., 56, 1-13.
- Mahrt, L.J. and W. Schwerdtfeger, 1970: Ekman spirals for exponential thermal wind, Boundary-Layer Met., 1, 137-145.
- Satow, K., O. Watanabe and C. Nakajima, 1974: Distribution of firn temperatures in Mizuho Plateau and West Enderby Land, East Antarctica, Antarctic Rec., 48, 52-69.
- Schwerdtfeger, W. and L. J. Mahrt, 1968: The relation between the Antarctic temperature inversion in the surface layer and its wind regime, In proceedings of International Symposium on Antarctic Glaciological Exploration, held at Dartmouth, N.H., 308-315.
- Shimizu, H., I. Yoshimura, R. Naruse and K. Yokoyama, 1977: Morphological feature of the ice sheet in Mizuho Plateau, Memoirs of National Institute of Polar Research, special Issue, (投稿中).
- Watanabe, O., 1977: Distribution of surface microrelief of the snow cover in Mizuho Plateau, Memoirs of National Institute of Polar Research, special Issue, (投稿中).