

リュツォ・ホルム湾沿岸域の表面温度分布

中川 清隆*

Surface Temperature Distribution in Lützow-Holm Bay and its Neighborhood

Kiyotaka NAKAGAWA*

Abstract: All the NOAA/AVHRR thermal infrared images received at Syowa Station from February 1990 to January 1991 were analyzed to make temperature distribution maps. From this analysis the warmer area in midslope, *i.e.* the so-called thermal belt (D. GREENLAND, The Encyclopedia of Climatology, ed. by OLIVER and FAIRBRIDGE, 594, 1987), appeared on the ice sheet slope along the coast around Lützow-Holm Bay, especially on the Sôya Coast, frequently in winter. The relationship between the thermal belt on the Sôya Coast and the surface inversion layer over Syowa Station was investigated. When the surface inversion layer thickness increased, the thermal belt was displaced toward the interior or higher part of the ice sheet slope. However, even if the surface inversion layer appeared over Syowa Station, the thermal belt did not necessarily appear. The appearance or absence of the thermal belt on the ice sheet slope is considered to correspond to how the surface inversion layer over the ice sheet, a katabatic wind, connects with the surface inversion layer over the foot of the slope.

要旨: 1990年2月-1991年1月に昭和基地で受信された全 NOAA/AVHRR 熱赤外画像が解析され、温度分布図が作成された。この解析の結果、リュツォ・ホルム湾沿岸、特に宗谷海岸の氷床斜面中腹に高温域、いわゆる斜面温暖帯が、冬季頻繁に出現した。宗谷海岸の斜面温暖帯と昭和基地の接地逆転層の関係が調査された。接地逆転層の厚さが増すに従って、斜面温暖帯は氷床斜面の内陸側、高所側に変位した。しかしながら、昭和基地に接地逆転層が出現しても、斜面温暖帯は必ずしも出現しなかった。氷床斜面に斜面温暖帯が出現するか否かは氷床上の接地逆転層、すなわち、カタバ風が、氷床斜面末端の接地逆転層とどの様に関わっているかによると考えられる。

1. はじめに

日本南極地域観測隊は、昭和基地近くのみずほ高原の氷床上で様々な雪氷学的あるいは気象学的調査を行ってきた。これらの調査の結果、この地域の温度分布の概観が明らかになり、氷床表面温度の減率は乾燥断熱減率を上回っていることが明らかになった (例えば, SATOW,

* 上越教育大学自然系, Division of Science, Joetsu University of Education, Yamayashiki-machi 1, Joetsu 943.

1978; 井上, 1991)。しかしながら、これらの結果は調査旅行のルートに沿って得られた物で、時間的にも空間的にも孤立した瞬間値であり、測定精度も必ずしも十分とはいえない。

近年、昭和基地でも準太陽同期気象衛星 NOAA の AVHRR データのルーチン的な直接受信が実施されるようになったため、晴れてさえいれば、昭和基地周辺の広域の表面温度分布を毎日一回観測することが可能になった (高部・山内, 1989)。KIKUCHI *et al.* (1992) によるみずほ高原の年平均表面温度分布図はこの NOAA/AVHRR を用いた最初の成果である。彼らは地上移動観測に基づいた SATOW (1978) と類似の年平均地表面温度の減率を再現することに成功した。しかしながら、彼らの仕事には、画素の間引きによる低分解能、画像処理誤差による最大 50 km にも及ぶ位置ずれ、雲ピクセルと非雲ピクセルの未分離等の問題点を残していた。このため、彼らは傾斜の緩やかな内陸の高原部分以外では詳細な氷床斜面温度分布を議論しなかった。

このような問題点を解決するためには、間引きしない衛星画像上に適切な GCP を定め、これを用いてリサンプリングすることが必要である。夏場を中心とする画像では孤立した露岩域が極めて有効な GCP として利用出来ることが分かった (NAKAGAWA and SHIMODOORI, 1994)。露岩は周辺の雪氷面に比べて著しくアルベドが低いので日射をよく吸収し極めて高温となるので、熱赤外画像上で容易に判別できるからである。日射が無くなる極夜を挟む冬場には露岩は余り有効な GCP とはならないが、代わりに、定着氷域に出現した大規模なクラックの赤外画像上の痕跡が GCP として有効であることが分かった (NAKAGAWA and SHIMODOORI, 1994)。一度開水面となったクラックはその後再度結氷しても長期に渡って可視・赤外両画像でその痕跡が判別でき、一冬の間ではこれらと孤立露岩域との位置関係は少なくとも NOAA/AVHRR 画像上では変化しないことが確認できるからである。リュツォ・ホルム湾域程度の空間スケール (300 km×300 km) では画像の位置ずれには回転成分は認められなかったので、リサンプリングは平行移動のみで十分であり、従って、衛星画像内に最低一箇所の GCP が見つければ位置ずれ調整が可能である。

2. 大陸氷床における典型的な斜面温暖帯

図 1 は 1990 年 5 月 16 日 1600 LST の NOAA/AVHRR 第 4 チャンネル・データから求めた表面温度分布である。画像の地理的範囲は、中川 (1997) のアルベド分布図と全く同じであり、低温を黒、高温を白で表現するグレイスケールを用いて表示し、 -45°C 、 -40°C 、 -35°C 、 -30°C 、 -25°C 、 -20°C の等値線が描画されている。海水の結氷温度が約 -2°C なので、開水面を含む海水域がこの画像の中では一番高温であり、1.1 km ピクセルの平均温度は -20°C を上回っている。これに対して、下には暖かい海水が存在するにもかかわらず定着氷表面は低温であり、特にリュツォ・ホルム湾最奥部では -35°C を下回っている。ところが、沿岸部の南極大陸氷床は定着氷に比べると高温であり、 -25°C を上回っている。大陸氷床は内陸に向かって急



図1 NOAA/AVHRR から得られた表面温度分布の例 (1990年5月16日1600 LST) 等温線間隔は 5°C ごと。十字カーソルが昭和基地を表しており、東向のカーソル線に沿って表面温度のプロファイルが作成された (NAKAGAWA and SHIMODOORI, 1994より)。

Fig. 1. Example of the surface temperature distribution observed by NOAA/AVHRR on 1600 LST, May 16, 1990. Isotherms are at 5° intervals. The cross cursor stands for Syowa Station, and the eastward cursor line was used to make the profile of the surface temperature (after NAKAGAWA and SHIMODOORI, 1994).

激に高度が増すのに従い、温度も低下する。このため、等温線は等高線にほぼ平行に走っている。みずほ高原では表面温度は -40°C 以下であり、定着氷の最寒冷地点より低温である。従って、定着氷域と内陸大陸氷床域との間に相対的に高温な地域が帯状に出現する。

図1中の十字カーソルが昭和基地の位置を示しており、大陸氷床はこの東方に位置している。赤外画像では海岸線を含むピクセルを見いだすことは困難であるが、NOAA衛星の飛来時刻 (通常1500-1700 LST) には氷床斜面が日向斜面であるので、可視画像で昭和基地付近から東方へ向かって反射放射強度の急激な立ち上がり地点を探す方法により海岸線を含むピクセルを容易に特定出来る。海岸線の位置を正確に割り出してみると、上述の海岸線に平行な帯状の高温域の最高温度は海岸線より少し内陸側に存在することが明らかである。図2は、縦軸に

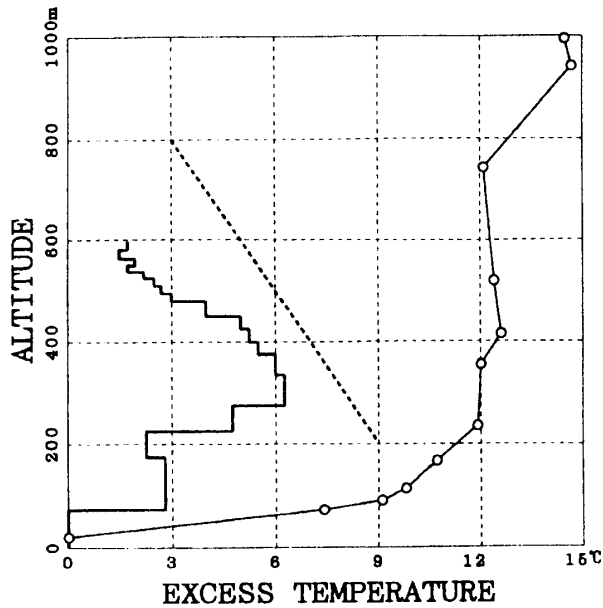


図2 氷床斜面に沿った表面温度のプロファイル (1600 LST) と昭和基地上空の気温鉛直プロファイル (1500 LST) の比較。太実線と白丸を結んだ細実線は、それぞれ、表面温度と気温のプロファイルを示す。太破線は乾燥断熱減率を表す (NAKAGAWA and SHIMODOORI, 1994 より)。

Fig. 2. Comparison of profiles of surface temperature on the ice sheet slope (1600 LST) and of the ascending air temperature at Syowa Station (1500 LST). The heavy solid line is the surface temperature profile on the ice sheet slope along the eastward cursor line in Fig. 1, the heavy dotted line is the dry adiabatic lapse rate ($=10 \text{ K/km}$), and open circles show the ascending sonde profile at Syowa Station at 1500 LST on May 16, 1990 (after NAKAGAWA and SHIMODOORI, 1994).

高度、横軸には温度を目盛ってプロットした東向の測線に沿った氷床表面温度のプロファイルである。ピクセルの高度は日本南極地域観測隊宗谷海岸作業図に基づいて割り出した。海岸よりも内陸のピクセルの方が高温であり、最高温は標高が約 300 m の海岸から 4 番目のピクセルに認められ、海岸線よりも 6.3°C 高温である。これより内陸側では、温度は標高とともに減少している。このような温度分布の特徴は、より高度が低い斜面末端やより高度が高い斜面上部に比べて斜面の中腹が高温であることを意味している。すなわち、南極大陸氷床斜面に斜面温暖帯が形成されている。

3. 斜面温暖帯と定着氷上接地逆転層との関係

図 3, 4 は、1990 年 2 月-1991 年 1 月に受信された NOAA/AVHRR 画像の中から宗谷海岸が雲に汚染されていないとみなせた 80 事例に基づいて、上記測線に沿って計測した斜面温暖帯の位置と強度の年変化を示した物である。斜面温暖帯の位置は海岸線を含むピクセルから数えた最高温地点のピクセル番号で表し、強度は最高温ピクセルと海岸線を含むピクセルとの温度差で表してある。これらの図から、大陸氷床斜面温暖帯は冬期に頻繁に出現し、しかも出現位置が内陸側、すなわち高所側に変位し、その強度も強いことが明らかである。

図 2 に重ねて示されている最寄り時刻 (1500 LST) の昭和基地上空のゾンデ・プロファイルによると約 300 m に上限を持つ強度が 12°C を上回る顕著な接地逆転が形成されており、この

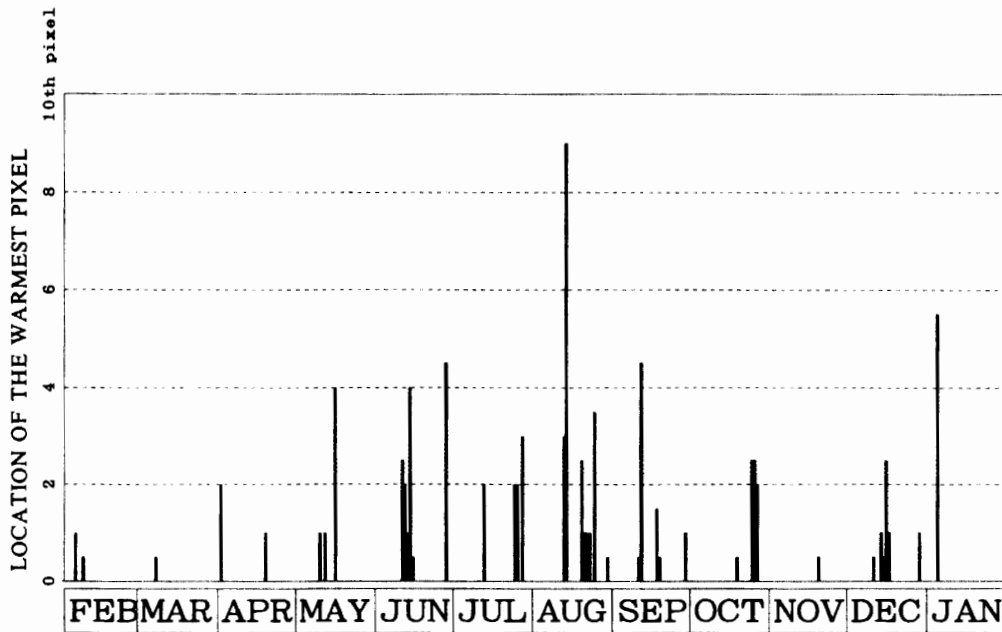


図3 1990年2月-1991年1月に宗谷海岸に出現した斜面温暖帯の位置の年変化。斜面温暖帯の位置は最高温のピクセルの出現位置を海岸からのピクセル数で表してある (NAKAGAWA and SHIMODOORI, 1994より)。

Fig. 3. The annual march of the thermal belt location, the pixel number from the coast of the warmest pixel on the slope along the eastward cursor in Fig. 1, from February 1990 to January 1991 (after NAKAGAWA and SHIMODOORI, 1994).

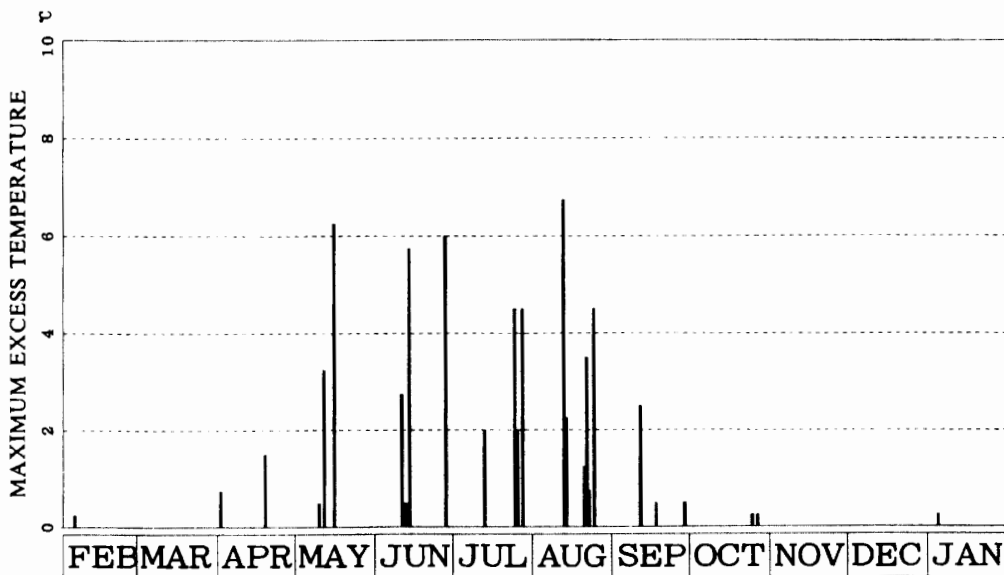


図4 1990年2月-1991年1月に宗谷海岸に出現した斜面温暖帯の強度の年変化。斜面温暖帯の強度は最高温のピクセルと海岸線を含むピクセルの温度差で表してある (NAKAGAWA and SHIMODOORI, 1994より)。

Fig. 4. The annual march of the thermal belt intensity, the excess temperature of the warmest pixel from the coast (same format as Fig. 3) (after NAKAGAWA and SHIMODOORI, 1994).

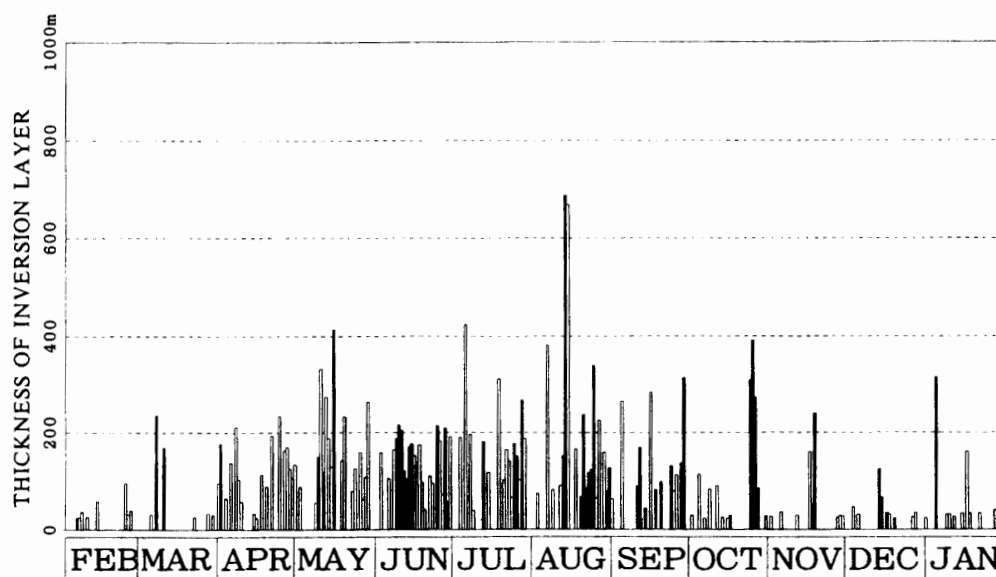


図5 1990年2月-1991年1月の1500 LSTに昭和基地で観測された接地逆転層の厚さの年変化 (NAKAGAWA and SHIMODOORI, 1994より)。

Fig. 5. The annual march of the height of the surface inversion layer over Syowa Station (same format as Fig. 3). Black columns are days when satellite data are available; white columns are other days (after NAKAGAWA and SHIMODOORI, 1994).

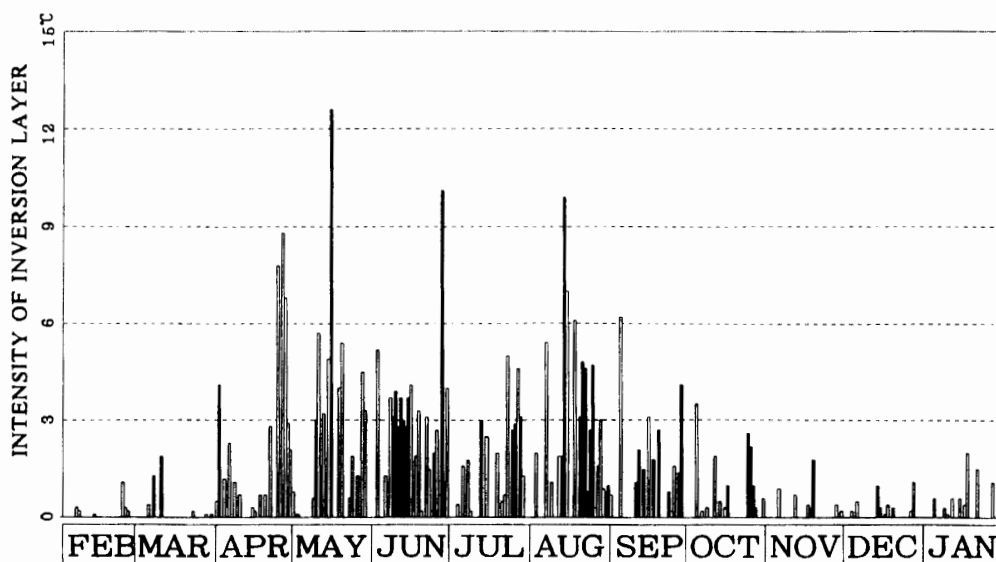


図6 1990年2月-1991年1月の1500 LSTに昭和基地で観測された接地逆転層の強度の年変化 (NAKAGAWA and SHIMODOORI, 1994より)。

Fig. 6. The annual march of the intensity of the surface inversion layer over Syowa Station (same format as Fig. 3) (after NAKAGAWA and SHIMODOORI, 1994).

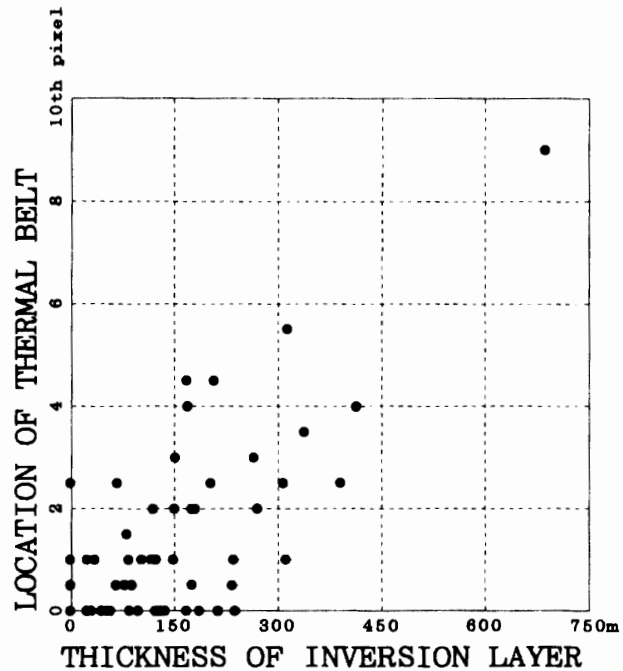


図7 宗谷海岸の斜面温暖帯の位置と昭和基地の接地逆転層の厚さの関係 (NAKAGAWA and SHIMODOORI, 1994 より).

Fig. 7. The plot of the surface inversion layer thickness over Syowa Station versus thermal belt location (after NAKAGAWA and SHIMODOORI, 1994).

接地逆転上限と斜面温暖帯の高度はよく対応している様に見える。そこで、1990年2月-1991年1月の1500 LSTにおける昭和基地上空の接地逆転層の厚さと強度の年変化を調査した (図5, 6)。衛星画像が解析された日のデータを黒柱で示し、その他の日は白柱で示してある。昭和基地上空、すなわち、大陸氷床斜面末端では冬期に頻繁に接地逆転層が形成され、しかも逆転層厚が増し逆転強度が強くなる明瞭な年変化傾向が存在し、衛星画像が得られた日々だけが特別の傾向を持ってはいないことは明らかである。

図7は斜面温暖帯の位置と斜面末端における接地逆転層の厚さの関係を示した物である。斜面温暖帯の位置が0と言うのは斜面温暖帯が出現していない状態を指す。斜面末端において接地逆転層が形成されていても、斜面温暖帯は出現したり出現しなかったりし、出現した場合には接地逆転層が厚ければ厚いほど斜面温暖帯は内陸側、すなわち、高高度側に変位することがこの図から明らかである。この事実、斜面温暖帯が出現するか否かは氷床斜面末端における接地逆転層と氷床斜面上の気層、すなわち、カタバ風の相互作用の結果であることを示唆している。

4. 斜面温暖帯出現のための必要条件

井上 (1991) の考察に従うと、氷床斜面上の温度 T_s は、氷床末端から極点への距離 y 、氷床の標高 h 、及び氷床上の接地逆転層の厚さ h_i の関数として次の様に表現される。

$$dT_s = -\beta dy - \gamma(dh + dh_i) - dT_i \quad (1)$$

ここで、 β と γ は、それぞれ、 y 方向と h 方向の自由大気中の気温勾配であり、これらはほぼ一定である ($\beta=0.04^\circ\text{C}/\text{km}$, $\gamma=5.0^\circ\text{C}/\text{km}$)。 T_i は接地逆転層の強度で、これは地表面温度と

$$T_i = -AT_s - B, \quad (2)$$

で関係付けられている。ここで A と B は実験定数であり、冬期の典型的な値は、それぞれ、0.38 と 3.1 とされている (井上, 1991)。この定数は南極大陸の諸観測基地の月平均値に対して求められたものであるが、1990年2月-1991年1月の昭和基地の瞬間値から作成した散布図上のデータのばらつきが井上 (1991) の図3の $-40^\circ\text{C} \sim 10^\circ\text{C}$ 領域のばらつきと大差がないので、氷床斜面末端でもそのまま援用できるものとする。さらに氷床標高を次式の様な y の関数として表現する。

$$h = L\{1 - \exp(-\tau y)\}. \quad (3)$$

ここで L ($=4.0 \text{ km}$) は氷床の最大標高、 τ ($=3.02 \times 10^{-3} \text{ km}^{-1}$) は y 方向の標高の減衰率であり、これらは昭和基地とみずほ基地の相対的位置関係から定めた。

式(2) と式 (3) を式 (1) に代入した後に、式 (1) を h で微分すると次式を得る。

$$\frac{(1-A)dT_s}{\gamma dh} = -\frac{\beta}{\gamma\tau(L-h)} - 1 - \frac{dh}{dh}. \quad (4)$$

斜面温暖帯が存在するためには、少なくとも海岸線、すなわち、 $h=0$ において

$$\frac{dT_s}{dh} > 0, \quad (5)$$

であることが必要である。 $1-A > 0$ だから、斜面温暖帯出現のための必要条件は、

$$-1 > -\frac{\beta}{\gamma\tau L} - 1 > \frac{dh}{dh}, \quad (h=0) \quad (6)$$

となる。この式は、斜面末端では斜面を登るにつれて斜面標高が増加する以上の割合で接地逆転層の厚さが急激に減少する状態でなければ斜面温暖帯は出現しないことを意味している。この条件が満たされている場合には、勿論、 $dT_s/dh=0$ となる地点に斜面温暖帯が出現することになる。

図7において氷床末端に接地逆転層が存在しても斜面温暖帯が出現したりしなかったするのは、上記の斜面温暖帯出現のための必要条件が満たされているか否かによっている可能性が大きい。氷床上の接地逆転層はカタバ風そのものであり、氷床上の接地逆転層の層厚の y 方向の変化とは流下に伴うカタバ風層の層厚変化を意味しているので、上記の必要条件は斜面末端においてカタバ風層上限高度が流下するにつれて急激に増加すること、すなわち、カタバ風のジャンプを意味している可能性が大きい。この現象が出現するか否かは、氷床斜面末端の定着氷上に形成された接地逆転層の上限に氷床斜面上流から氷床上の接地逆転層、すなわち、カタバ風が流入してくる際の両者の相互関係により決まる。カタバ風が氷床末端の接地逆転層より低温であればカタバ風は接地逆転層基部にまで流入し、逆に高温であれば基部には至らず接地

逆転層上部のしかるべき場所に向かってジャンプするはずである。

しかし、これまで蓄積された情報では氷床斜面末端における斜面上の接地逆転層の層厚の地理的分布はおろか、リュツォ・ホルム湾の接地逆転層と氷床斜面上の接地逆転層の相互関係は全く未知なので、現時点では観測事実によってこのような考察の適否を議論することは不可能である。今後に残された興味ある課題の一つである。

文 献

- 井上治郎 (1991): 南極氷床上の気温を支配する要因。氷コア解析による氷河氷床の動力学的特性と環境変動に関する総合研究, 若浜五郎編。札幌, 北海道大学, 193-202.
- KIKUCHI, T., SATOW, K., OHATA, T., YAMANOUCHI, T. and NISHIO, F. (1992): Wind and temperature regime in Mizuho Plateau, East Antarctica. *Int. J. Remote Sensing*, **13**, 67-79.
- 中川清隆 (1997): リュツォ・ホルム湾域のアルベド分布。南極資料, **41**, 63-71.
- NAKAGAWA, K. and SHIMODOORI, H. (1994): The relationship between the thermal belt on the slope of the ice sheet on the Sôya Coast and the surface inversion layer over Syowa Station. *Proc. NIPR Symp. Polar Meteorol. Glaciol.*, **8**, 53-65.
- SATOW, K. (1978): Distribution of 10 m snow temperature in Mizuho Plateau. *Mem. Natl Inst. Polar Res., Spec. Issue*, **7**, 63-71.
- 高部広昭・山内 恭 (1989): 気象衛星 NOAA データ処理装置。南極資料, **33**, 73-87.

(1996年8月19日受付; 1996年10月23日改訂稿受理)