HOKKAIDO UNIVERSITY

| | |
|---|---|
| Title | 積雪表面近傍の気温変動について |
| Author(s) | 石川, 信敬; 本山, 秀明; 小島, 賢治 |
| Citation | 低温科學. 物理篇, 43, 69-78 |
| Issue Date | 1985-03-18 |
| Doc URL | http://hdl.handle.net/2115/18501 |
| Type | bulletin (article) |
| File Information | 43_p69-78.pdf |

Instructions for use

Hokkaido University Collection of Scholarly and Academic Papers : HUSCAP

Nobuyoshi ISHIKAWA, Hideaki MOTOYAMA and Kenji KOJIMA 1984 The temperature fluctuation in stable stratification above snow cover. *Low Temperature Science, Ser. A, 43* (With English Summary P. 78)

# 積雪表面近傍の気温変動について

石川信敬・小島賢治
(低温科学研究所)
本山秀明
(北海道大学大学院　理学研究科)

(昭和59年10月受理)

## I. まえがき

冬期の夜間において晴天弱風のもとでは，放射冷却が卓越し容易に接地逆転層が形成される[1,2]。この時，表面近傍の大気は温度成層をなし，しかも弱風のため熱的にも機械的にも安定な状態にあり，乱流は極めて小さくなる[3~5]。Okamoto と Webb (1970) [6] は気温の測定から大気安定度（リチャードソン数 $R_i$[7]）が0.2以下で大気は乱流状態にあり，$R_i$が大きくなると静流 (quiet) 状態になると報告している。Kondo ら (1978) [8] は裸地上（取入れ後の田）に設置した22 m のタワーの観測から安定大気中に存在する間歇的乱流の報告をしている。例えば30秒平均気温 ($T$) の標準偏差 ($\sigma_T$) が0.05°C 以下を静流，それ以上を乱流とし，観測時間内 ($t_0$) に生じる乱流状態にある時間 ($t_1$) の比 $P\left(=\frac{t_1}{t_0}\right)$ を間歇因子 (intermittency factor) と定義した。従って $P=1$ の時は観測期間中が全て乱流状態にあり，$P=0$ の時は全てが静流状態にあることを意味する。彼らの報告によると，乱流状態にある大気において $R_i > 0.2$ になると乱れは間歇的に生じるようになり，$R_i \simeq 2$ 以上ではもはや乱流は生じない。一方，Kunkel と Walters (1981) [9] は砂漠に設置した32 m タワーにおける気温の測定から $R_i \simeq 10$付近でも依然として間歇的乱れが存在することを観測した。このような安定層内における間歇的な乱れは積雪上の冷気流の観測からもその存在が報告されている[3, 10]。さらに南極斜面下降風帯における風速変動の観測では，乱流状態と静流状態の中間で間歇的乱流が発生することが確かめられた[11]。

著者らはこのような間歇的乱れとは別に，乱れが弱まる放射冷却時の夜間に積雪表面近傍において，極めて顕著な気温の変動を観測したのでその現象を報告する。

## II. 観測方法

測定は1983年12月25日－1984年 4 月19日の期間，北海道大学低温科学研究所の実験露場で行なった。露場は周囲を住宅で囲まれた約500 m × 500 m の地積を有する平担な雪原の南東の角に位置し，最も近い住宅でも50 m 以上離れている。冬期の卓越風向は西－北であり，放射冷却日には露場の気温は周囲よりも低温になる[12]。

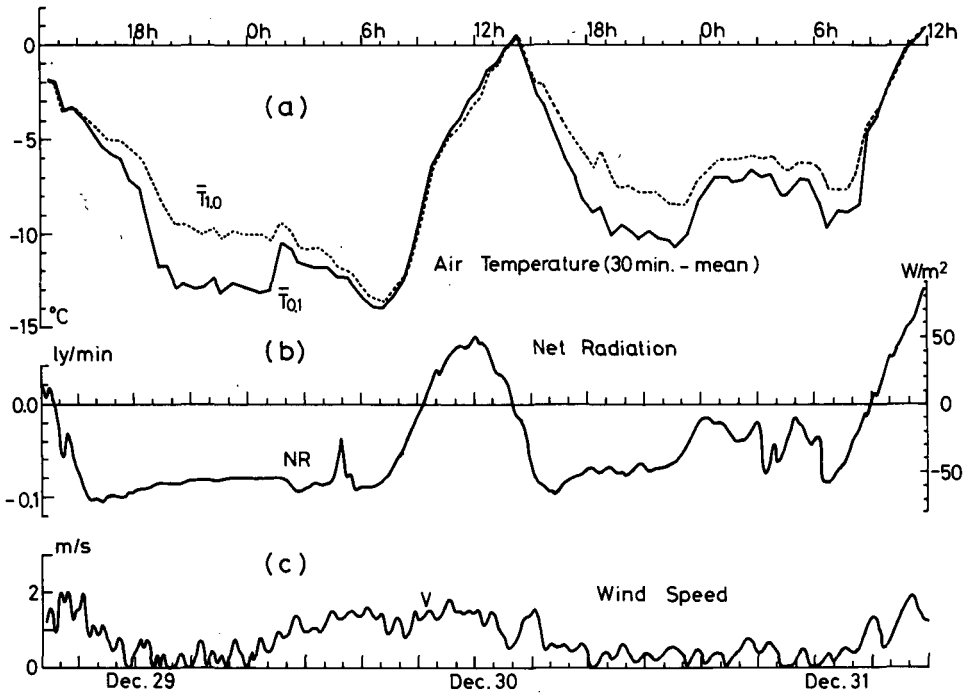
気温の測定は通風速度 4 m/s 以上の通風管の中に直径2.3 mm のサーミスター（宝工業KK

＊ 北海道大学低温科学研究所業績　第2687号

製）を固定して雪面上0.1mと1.0m高度で行なった。なおセンサーの時定数は空中において20秒以下である。風速は3杯光電式風速計（AS41，牧野応用測器研究所KK製）と超音波風速計（DAT-100，海上電機KK製）を用いて雪面上1.0m高度で測定した。その他，表面温度（ER-2007赤外線放射温度計，松下電器産業KK製），放射収支（CN-11放射収支計，英弘精機KK製）も測定し，それぞれのデータは20秒毎に採取した後，5分平均値として収録した。なお各測定器センサーの高さは雪面上1.0mになるように各降雪毎に調整した。

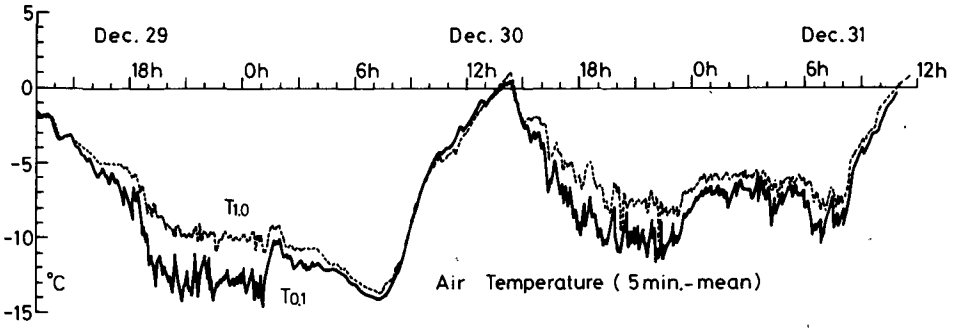
## Ⅲ. 観 測 結 果

第1図は1983年12月29日12時－31日12時の48時間にわたる(a) 2高度（1.0m，0.1m)における気温の30分平均値（$\overline{T}_{1.0}$，$\overline{T}_{0.1}$），(b)放射収支量$NR$の5分平均値，(c)風速$V$の5分間平均値の時間変化を示したものである。この期間，夜間には風が極めて弱く，放射冷却が卓越し，




**第1図** 観測露場における気象要素の時間変化図（1983年12月29日12時～12月31日12時，札幌）
(a) 気温(1.0mと0.1m)の30分平均値
(b) 放射収支量の5分平均値
(c) 風速の5分平均値

気温は下って－7°C以下になった。しかしこの図からは気温の変動がはっきりしない。そこで第2図には全く同じ期間における気温の5分平均値（$T_{1.0}$，$T_{0.1}$）の変化を示した。このように平均化時間を短かくすると，夜間において放射収支量が$-0.05\ \mathrm{cal/cm^2 \cdot min}$（$=-35\ \mathrm{W/m^2}$）以下で風速が小さく(0.6m/s以下)なるところで，顕著な気温の変動がみられた(29日17時－30日01時，30日16時－22時，31日04時－07時)。しかし晴天日の夜間でも風が強くなると気温の変動は




**第2図**　2高度(1.0 mと0.1 m)における5分平均気温の時間変化図
(1983年12月29日12時～12月31日12時，札幌)

小さくなる(30日01時－07時)。さらに気温の上昇期や日中には気温の変動は見られない。一般に時定数の大きな温度センサーを用いたり，データの平滑時間を長くしたりすると気温の変動は不明瞭になる。

気温の変動を表わす方法として，(A)5分毎の平均気温 $T$ の差 $\Delta T = T^n - T^{n-1}$ ($n$ は時間ステップ。符号は正の時に気温の上昇，負の時に気温低下を意味する)と，(B)分散 $\sigma_T^2$ を用いることにする。ここで分散 (variance) $\sigma_T^2$ は

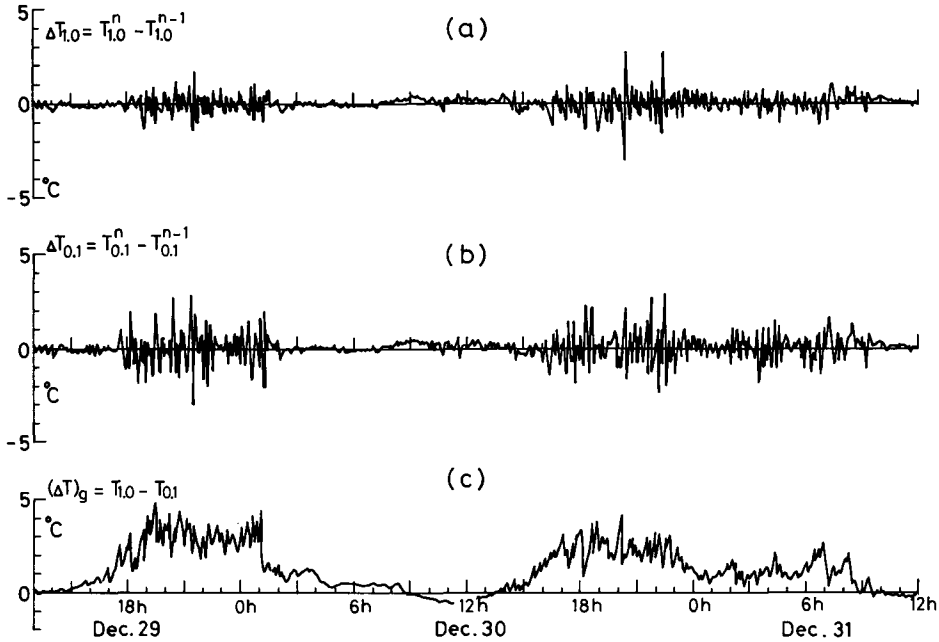
$$\sigma_T^2 = \frac{\sum_{i=1}^{N}(T_i - T)^2}{N} \tag{1}$$

であり，20秒毎の値 ($T_i$) を用いて5分平均値 $T$ を求め分散値を算出した。データの取り込みに用する時間があるため $N=13$個とした。なお5分毎の $\sigma_T^2$ を30分間にわたって平均したものを $\overline{\sigma_T^2}$ で表わすことにする。

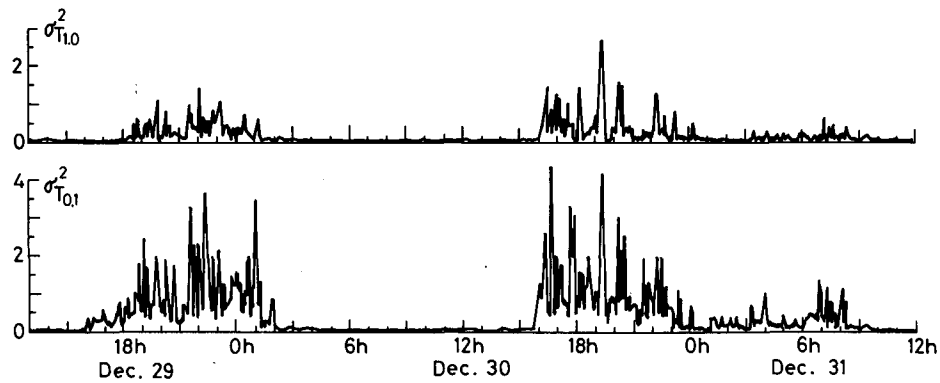
第3図は5分平均気温 $T$ の5分毎の差 $\Delta T$ の時間変化を雪面上1.0 m (a図) と0.1 m (b図) に分けて示したものである。気温の上昇期には $\Delta T$ は一様に正の値をとるが，冷却進行時の温度変化の激しい時には $\Delta T$ はゼロをはさんで(＋)側と(－)側に大きく変動している。なお雪面に近い程 $\Delta T$ の振幅は大きくなる。第3図には1.0 mと0.1 m高度の5分平均気温の差 $(\Delta T)_g = T_{1.0} - T_{0.1}$ の時間変化 (c図) も示した。日中数時間は逓減状態となり $(\Delta T)_g < 0$ であるが，その他はほとんど温度の逆転状態 ($(\Delta T)_g > 0$) になっている。気温の変動が激しい時に，垂直方向の温度差 $(\Delta T)_g$ は大きくなっており，さらに $(\Delta T)_g$ の振幅の変化も激しくなっている。

気温の分散値 $\sigma_T^2$ の時間変化図(第4図)から，第3図で示された $\Delta T$ の変動が激しい期間に $\sigma_T^2$ も大きな値をとっていることがわかる。すなわち5分平均温度の変動が激しい時には，平均値を形成する20秒ごとの温度の変動も大であることを意味している。一方気温の上昇期には，$\Delta T$ は正の値をとるがその時の分散は小さい。このように気温の乱れは時間変化 $\Delta T$ や分散値 $\sigma_T^2$ を用いて表わされることがわかった。なお今後は気温の乱れ (変動) は分散値 $\sigma_T^2$ を用いて表わすことにする。

第3図で示したように垂直方向の温度差 $(\Delta T)_g$ が大である時に気温の時間変化 $\Delta T$ も大であった。第5図は温度差 $(\Delta T)_g$ と分散値 $\sigma_T^2$ の関係を表わしたもので横軸は1.0 mと0.1 m高度の温度差 $(\Delta T)_g$ の30分平均値 $(\overline{\Delta T})_g$，縦軸は0.1 m高度の気温の5分毎の分散値 $\sigma_{T0.1}^2$ の30分




**第3図** 5分平均気温の5分ごとの差 $\Delta T$ と2高度の気温の差$(\Delta T)_g$の時間変化図（1983年12月29日12時～12月31日12月，札幌）
(a) 1.0 m高度の $\Delta T_{1.0} = T_{1.0}^{n} - T_{1.0}^{n-1}$
(b) 0.1 m高度の $\Delta T_{0.1} = T_{0.1}^{n} - T_{0.1}^{n-1}$
(c) 1.0 m と0.1 m の温度差$(\Delta T)_g = T_{1.0} - T_{0.1}$

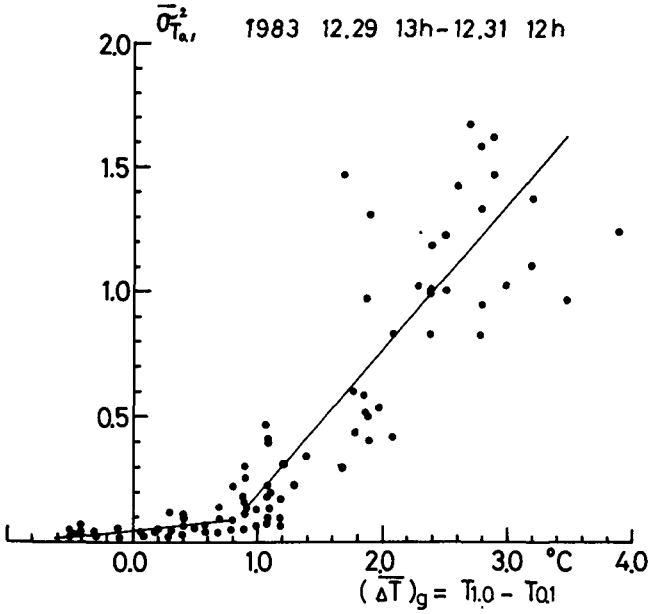



**第4図** 2高度(1.0 m と0.1 m)の気温の分散値の時間変化図(平均時間は5分)

平均値 $\overline{\sigma_{T0.1}^2}$ をとったものである。温度差 $(\Delta T)_g$ が小さい時には，分散は小さい。しかし$(\Delta T)_g$が1°C以上になると急激に分散値は大きくなり気温の変動が激しくなっていることがわかる。そこで次に大気安定度と気温の変動の関係をみることにする。大気安定度としてリチャードソン数 $R_i$ を用いる。

$$R_i = \frac{g}{T_0} \frac{T_2 - T_1}{(V_2 - V_1)^2} Z \ln\left(\frac{Z_2}{Z_1}\right) \tag{2}$$

ここでgは重力加速度，$V_1$と$T_1$，$V_2$と$T_2$はそれぞれ高度$Z_1$と$Z_2$における風速と気温であり

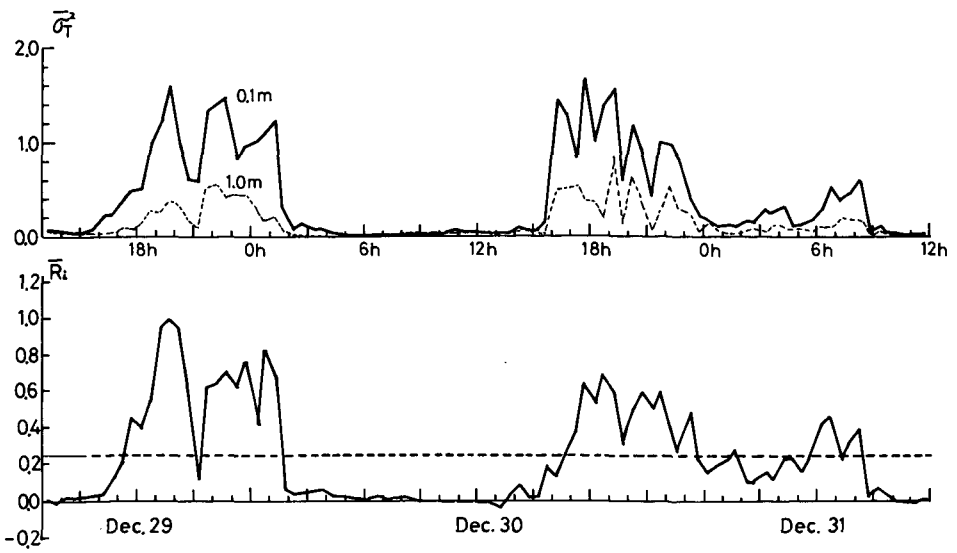



**第5図**　2高度間(1.0 mと0.1 m)の気温差 $(\overline{\Delta T})_g$ と0.1 m高度の気温の分散の関係

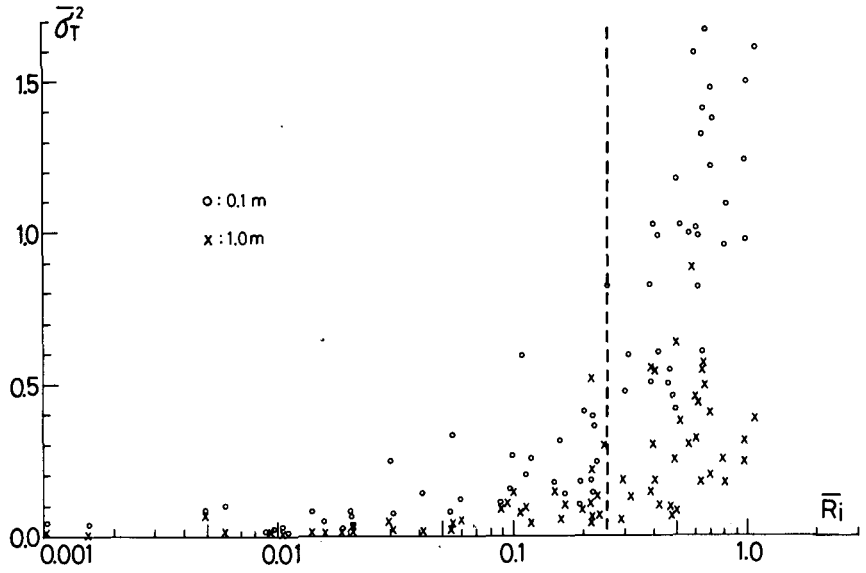
$$T_0 = \frac{T_1 + T_2}{2} \tag{3}$$

$$Z = \sqrt{Z_1 \cdot Z_2} \quad (Z_1 = 0.1\,\mathrm{m},\ Z_2 = 1.0\,\mathrm{m}) \tag{4}$$

である。第6図と第7図は分散と大気安定度の関係を示したもので，$\overline{\sigma_T^2}$ は5分ごとの分散値の30分平均値，$\overline{R_i}$ は5分平均気温と風速を用いて得られた5分ごとの安定度 $R_i$ の30分平均値である。$\overline{\sigma_T^2}$ は2高度（1.0 mと0.1 m）において求めた。両図には臨界リチャードソン数 $R_0$（＝

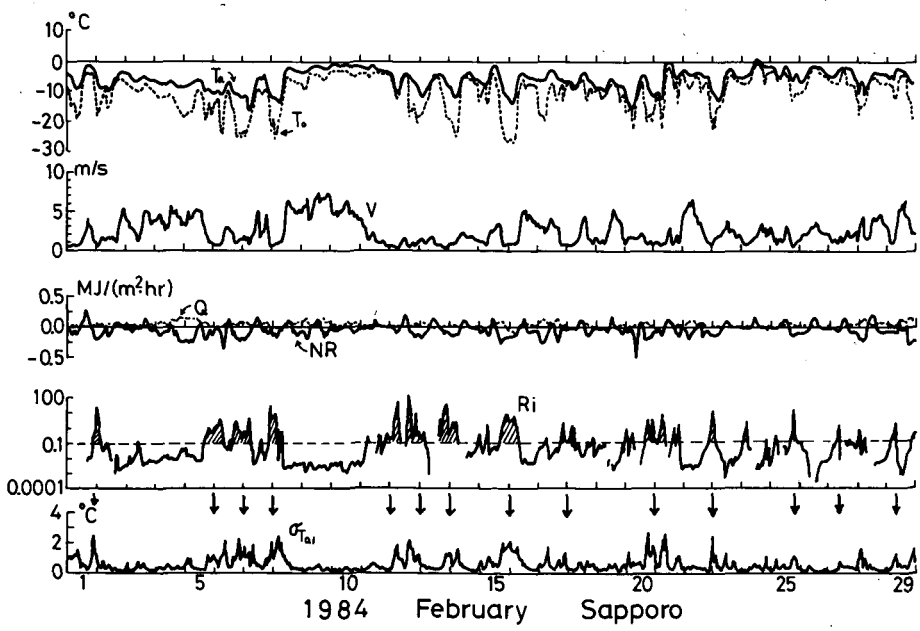



**第6図**　2高度(1.0 mと0.1 m)の気温の分散と大気安定度の時間変化図




**第7図** 大気安定度と気温の分散の関係図

0.25) を点線で示したが，この値以上になると大気はもはや乱流状態ではないといわれる[5]。しかるに気温の変動に関しては，大気が中立かやや安定であれば分散は小さい。しかし安定度が増加する程，分散は大きくなっている。特に $R_i = 0.1 \sim 0.2$ 以上になると分散値は急激に増加し，気温の乱れが激しくなり，さらに分散の高度変化をみると雪面に近くなる程大きくなっていることがわかる。

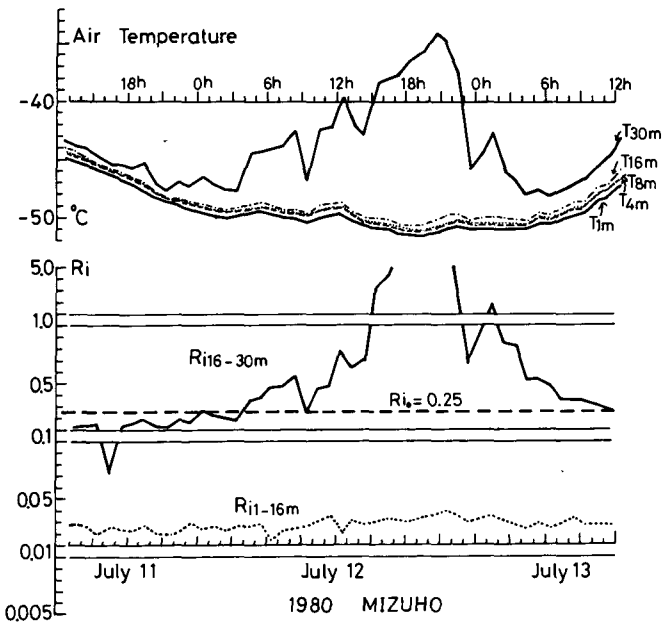



**第8図** 気温，表面温度，風速，顕熱量，放射収支量，大気安定度，気温の標準偏差の時間変化図。1984年2月1日～2月29日

このような気温の変動は特異な現象であろうか。第8図は1984年2月1日～2月29日の札幌における5分ごとの気温 $T_a$(°C), 表面温度 $T_0$(°C), 風速 $V$(m/s), 放射収支量 NR (MJ/m²・hr), 顕熱伝達量 $Q$ (MJ/m²・hr), 大気安定度 $R_i$, 標準偏差 $\sigma_T$(°C)を用いて1時間平均値を求めその変化を示したものである。安定度 $R_i$ が0.1以上になる時を矢印で示したが, 風が弱く夜間の放射収支の絶対値が大きい時, 安定度は増加し気温や表面温度は低くなっている。この時, 気温の標準偏差は大きくなり変動（乱れ）が激しくなっていることがわかる。

## Ⅳ. 南極氷床上の気温変動について

気温の変動は快晴弱風の夜間ばかりでなく, 強風帯でも観測されることがある[13]。第9図は南極大陸の斜面下降風帯に位置するみずほ基地の30 m 気象観測タワーで測定された1時間平均気温の時間変化を示したものである。観測は1980年7月11日13時～7月13日12時の日射が1日中全くない南極の冬に行なわれた。1～16 m 高度の気温はほぼ同じ変化傾向を示し, 弱い(0.5～1.2°C/15 m) 逆転状態にある。しかし30 m 高度の気温には極めて特異な変動がみられる。すなわち7月12日の4時頃からほぼ24時間にわたって30 m 高度の気温だけが激しい変化を示し, 12日の20時頃下層（1～16 m）の気温より15°C以上も高くなった。同図には安定度の時間変化も示されているが, 1～16 m 間の気層における安定度は0.04以下で中立に近い値である。一方

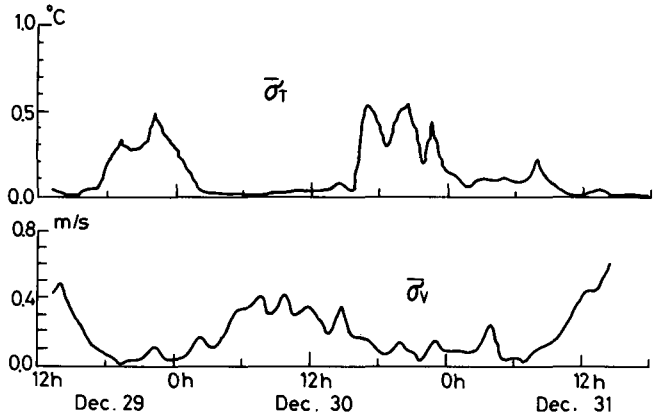



**第9図**　南極みずほ基地で測定された気温と大気安定度の時間変化図。1980年7月11日～7月13日

16～30 m 層の安定度はより大きな値を示し, 30 m 高度の気温変動が激しくなる時期に, 安定度は臨界リチャードソン数0.25を越えて急激に大きくなっている。

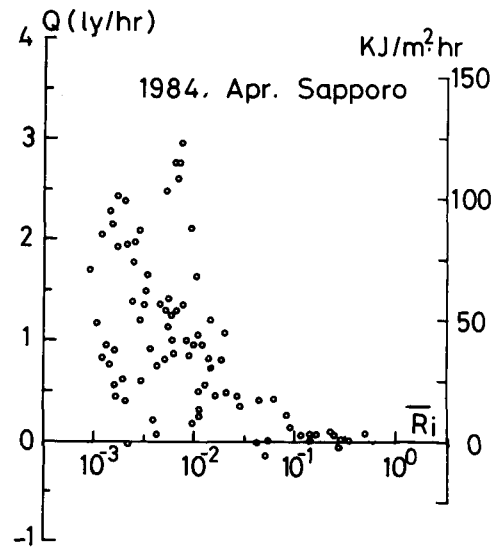
## V. 議　　論

札幌のような平担地における激しい気温変動は弱風の時に生じ，南極みずほ基地（斜面下降風帯）における気温変動は強風帯で観測された。しかしいずれの場合も垂直方向の温度勾配が大きくなった時に顕著になっていることがわかった。札幌（平担地）においては放射収支が負の時，接地層内の風速が弱いと機械的な乱れ（乱流）が弱められ鉛直方向の熱交換が小さくなり温度勾配が大きくなる。この時，何らかのじょう乱が安定な接地層に生じると，ある高さの気温に変動が現われる。安定な接地境界層に生じる乱れとはどのようなものであろうか。先に述べたように安定な気層内には間歇的な乱れや内部重力波が存在する。その乱れによって温度の高い上空の気塊が下降したり，雪上面の冷気塊が上昇したり，さらには移流による水平方向の混合が，ある高さの気温の変動として現われると考えられる。この現象は気温の垂直勾配が局所的に大きくなる（thermocline[14]が形成される）高さでもっとも顕著になるようであり，札幌の場合は積雪表面に近い程大きい。一方，南極（斜面）の場合，放射冷却が進むと冷気が滑り(吹き)出し，接地層下部は表面摩擦の影響を受けて垂直混合が生じ，表面近傍の温度勾配は小さくなる。その結果としてthermoclineがより高いところに形成されるため気温の乱れはより高いところに観測されることになる。




**第10図**　雪面上1.0mにおける気温と風速の標準偏差の時間変化（20秒ごとのデータで5分間の偏差）。1983年12月29日12時～12月31日12時

乱流とは「流体の不規則な流れ」と定義されており[7]，そこでは種々の物理量（例えば風速とか温度）が時間的にも空間的にも不規則に変動している。島貫（1973）[15]は乱流という言葉の不明確さを排除するために，乱流とは「流れの場を記述すべきデータが完備していないために，運動の因果関係を充分に説明できないような流れ」と定義して，「乱流とはデータの量に依存する術語である」とした。不規則な変動を含む流れにおいて，ある物理量はその平均値と変動量で表わすことができ，変動量が大きい程乱れが激しい。するとある物理量を風速にとると，大気が安定になる程風速の変動は小さくな




**第11図**　大気安定度と顕熱伝達量の関係　1984年4月1日～4月19日

って乱れは弱くなるといえるが，ある物理量を気温にとると，大気が安定になる程温度勾配が急になり，わずかなじょう乱により温度の変動は大きくなって温度に関する乱れは強くなる（第10図）ということになるのであろうか。第11図に大気安定度 $\overline{R_i}$ と顕熱伝達量 $Q$ $(=\rho C_p\overline{w'T'})$ の関係を示した。安定度が増加すると顕熱は急速に小さくなり $R_i=0.1$以上では，$Q$ は極めて小さな一定値をとっている。気温の変動（$T'$）が大であるにもかかわらず風速の乱れ（$w'$）が小さいために顕熱伝達量（熱交換）は依然として小さいままである。

これまでの気温の変動の観測では，平地よりも強い放射冷却が生じ顕著な接地逆転が生じる盆地状の地形においては前述のような激しい気温の変動は得られなかった[16]。地形的要因によって thermocline 層が現われなかった（又は雪面上1.0 m までの観測高度内に存在しなかった）のか，あるいは安定層内に乱れが存在しなかったのか不明である。今後は安定層内における乱れとはどのようなものであり，その乱れがどのような要因に起因しているのか解析を進める必要があろう。

## 謝　辞

本観測に際し北大理学研究科大学院生山田芳則君に手伝って頂いた。気象学部門小林俊一助教授には有益なコメントを頂き論文の推稿を願った。記して感謝いたします。この研究に要した費用の1部は文部省科学研究費補助金（自然災害特別研究(1)，寒冷地域における融雪および融雪流出の予測に関する雪氷学的研究，代表者小林大二）から支出された。

## 文　献

1) Ishikawa, N. 1977 Studies of radiative cooling at land basins in snowy season. Contr. Inst. Low Temp. Sci., *A*, **27**, 46pp.
2) Magono, C. and Nakamura, C. 1982 Nocturnal cooling of the Moshiri Basin, Hokkaido in mid-winter. *J. Met. Soc. Japan*, **60**, 1106-1116.
3) 小林俊一　1972 盆地冷却における接地気層の乱流構造．低温科学，物理篇，**30**, 93-102.
4) 横山長之，林正康，水野建樹，山本晋 1983 晴天安定層の乱流構造．公害，**18**, 5, 243-258.
5) 近藤純正 1982 大気境界層の科学，東京堂出版，219pp.
6) Okamoto, M. and Webb, E. K. 1970 The temperature fluctuations in stable stratification. Quart. *J. Roy. Met. Soc.*, **96**, 591-600.
7) 和達清夫監修 1974 気象の事典．東京堂出版，704pp.
8) Kondo, J., Kanechika, O. and Yasuda, N. 1978 Heat and momentum transfers under strong stability in the atmospheric surface layer. *J. Atmos. Soc.*, **35**, 1012-1021.
9) Kunkel, K. E. and Walters, D. L. 1981 Intermittent turbulence in measurements of the tempeature structure parameter under very stable conditions. *Boundary Layer Meteorology*, **22**, 49-60.
10) 小林俊一，石川信敬 1982 積雪面上の冷気流の運動．低温科学，物理篇，**41**, 55-64.
11) Kobayashi, S., Ishikawa, N., Ohata, T. and Kawaguchi, S. 1982 Observations of an atmospheric gravity wave by shear instability in katabatic wind at Mizuho Station, East Antarctica. *Mem. Natl Inst. Polar Res., Spec. Issue*, **24**, 46-56.
12) 石川信敬，油川英明，成瀬廉二 1978 札幌市における放射冷却日の最低気温分布．低温科学，物理篇，**36**, 121-137.
13) Wada, M., Yamanouchi, T., Mae, S. and Tsukamura, K. 1981 Temperature fluctuations in the lower boundary layer at Mizuho Station, East Antarctica. *Mem. Natl Inst Polar Res., Spec. Issue*, **19**, 17-26.

14) Holmgren, B. 1971 Climate and energy exchange on a sub-polar ice cap in summer. Part B. Wind- and temperature-field in the low layer on the top plateau of the ice cap. Meteorologiska Institutionen, Uppsala Universitet, Meddelande, Nr. **108**, 43pp.

15) 島貫陸 1973 大気境界層内の理論と乱れ測定。第1部. 境界層と乱流. 気象研究ノート, 第114号. 1−69.

16) 石川信敬 1979 安定層内の気温変動について. 低温科学, 物理篇, **38**, 179-182.

## Summary

Temperature inversion due to radiative cooling forms above the snowcovered field very easily during the clear calm night. In general, the atmosphere is fully turbulent when it is in the near neutral state, but with increasing stability ($R_i$) it tends to become intermittently turbulent and then quiet as mentioned by many previous investigators. This paper describes the phenomenon of some temperature fluctuations in stable stratification over the snowcovered field.

Air temperatures were measured at every 20 sec by the ventilated resistance thermometer at 1.0 m and 0.1 m above the snow surface. The variance $\sigma_T^2$ (or standard deviation $\sigma_T$) of air temperature was evaluated in order to show the magnitude of temperature fluctuation.

Temperature fluctuation becomes larger under the conditions at night in which the air is clear, wind speed is low and temperature gradient is large (Figs. 2, 5 and 8). Variance of air temperature increases with increasing stability (Fig. 7), especialy when $R_i > 0.1$, and it is more dominant at the lower height above the snow surface. This temperature fluctuation appears at the level of the layer with a large temperature gradient (thermocline).

If the intensity of turbulence can be expressed by the magnitude of the variance, turbulence seems to become strong with increasing stability which is in contrast to wind speed (as shown in Fig. 10).