



Title	盆地冷却における接地気層の乱流構造
Author(s)	小林, 俊一; KOBAYASHI, Shun'ichi
Citation	低温科学. 物理篇, 30, 93-102
Issue Date	1973-03-05
Doc URL	<a href="https://hdl.handle.net/2115/18202">https://hdl.handle.net/2115/18202</a>
Type	departmental bulletin paper
File Information	30_p93-102.pdf



## 盆地冷却における接地気層の乱流構造\*

小林 俊一  
(低温科学研究所)  
(昭和47年10月受理)

### I. 序 論

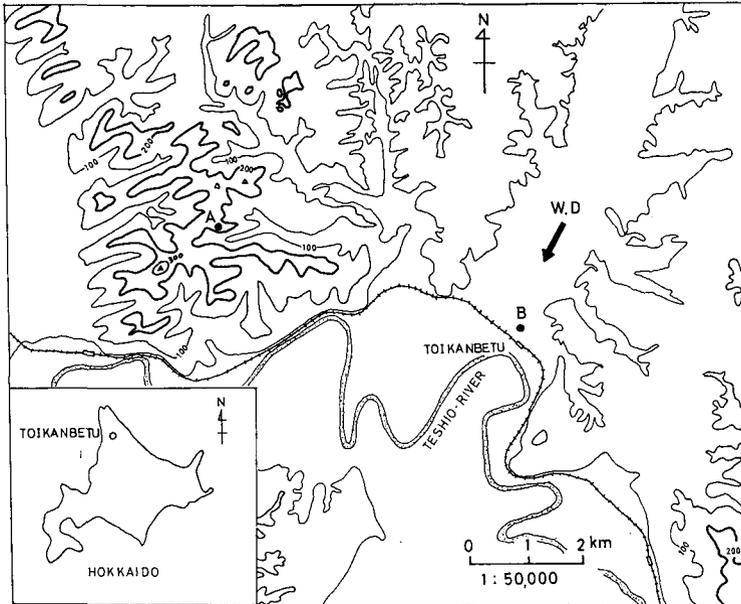
雪氷で被われた地域で、気温が氷点下の時、雪面近くの温度は、表面における輻射の収支の平衡状態に対応して変化する。輻射平衡が負の場合には、気温の表面逆転層が容易に形成される。この顕著な例は南極大陸の雪氷原上、またはその沿岸部の海水上においてみられる<sup>1)-3)</sup>。さらに地形が盆地状になっている場合には、地形の作用による著しい逆転がみられ、冷気が盆地の中に溜ったような、いわゆる冷気湖が形成される。この現象は大気汚染や寒さの問題と関連して、人間生活に関係をもっている。これらの観測の例としては、北海道の間寒別における石川・石田<sup>4)</sup>の報告があり、また米国アラスカ州フェアバンクスでは、大気汚染の問題と関連して詳しい研究がなされている<sup>5)-7)</sup>。しかしこれらの研究は、主に熱収支や Ice Fog の観測である。筆者はこのような冷気層の中の安定状態の下での風の乱流構造に興味をいだき、主に超音波風速計を使って厳冬期の北海道間寒別にて、盆地冷却の際の風の乱流を測定し、二、三の結果を得たので報告する。

### II. 観測場所と観測方法

観測場所は、第1図に示した北海道天塩郡幌延町間寒別の北海道大学天塩地方演習林内の(A), (B)で記した2個所である。図中の(A)は、海拔約250mの尾根上にある低温科学研究所の雪崩観測実験室であり、(B)は、海拔約10mの演習林庁舎裏である。地形は単純な盆地ではなく、多くの谷を枝に持つNEの方向に走るチャンネルといった方が良い。従って(B)点での卓越風はほとんどNE方向からの風である。また(A)は(B)の源流部ではないので、同時測定の場合には適当な場所といえないが、(A), (B)で毎冬期気象観測が行なわれているのでこの二点を選んだ。

観測方法は、(A), (B)点で風速分布、気温分布、湿度分布、正味輻射量、表面霜の量等が主に夜間において同時測定された。(B)点ではこの他に、2成分超音波風速計により風速変動を適時測定した。本報告では、熱収支の問題には触れずに、大気の安定度と風の乱流構造に主眼をおき、その他二、三の興味ある現象について述べる。

\* 北海道大学低温科学研究所業績 第1212号



第1図 観測場所

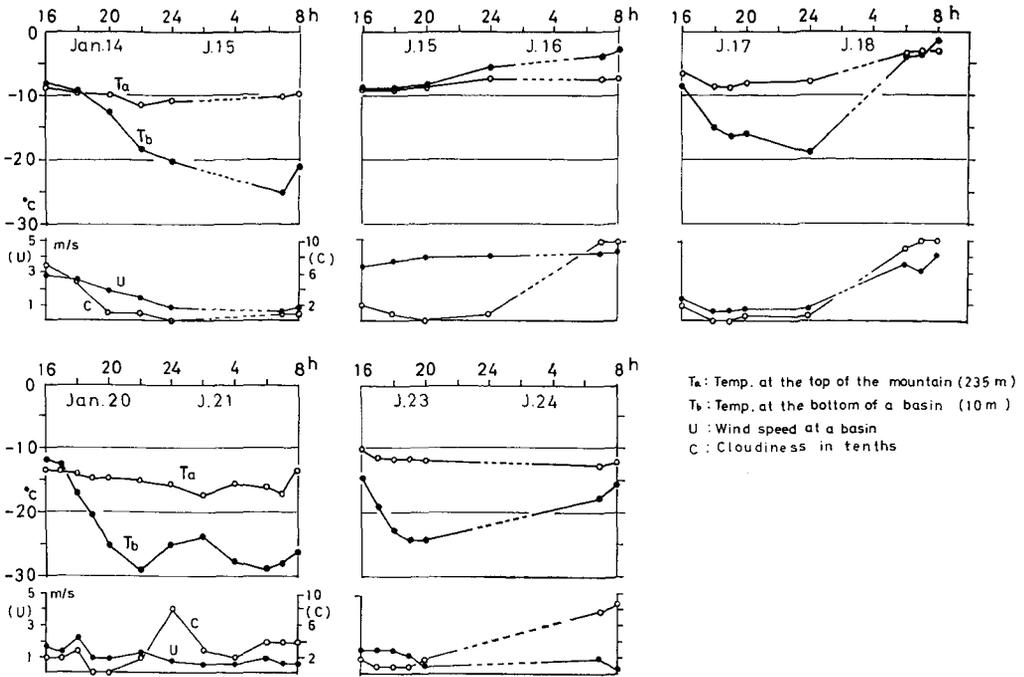
### III. 逆転と大気の安定度

風の乱れの指数として、大気の安定度が普通使われ、定安度は主に気温の減率で表わされる。本報告では、逆転を上方と下方の気温差が正の時として定義\*し、山頂の気温  $T_A$  と麓の気温  $T_B$  の差 ( $\Delta T = T_A - T_B$ ) を巨視的逆転とよび、麓での観測では、雪面上 2 m 位の接地気層内での雪面 1 m の気温  $t_a$  と雪面 10 cm の気温  $t_b$  との気温差 ( $\Delta t = t_a - t_b$ ) を微視的逆転と便宜的に名付ける。ただし  $T_A$ 、 $T_B$  はいずれも雪面 1 m の気温である。

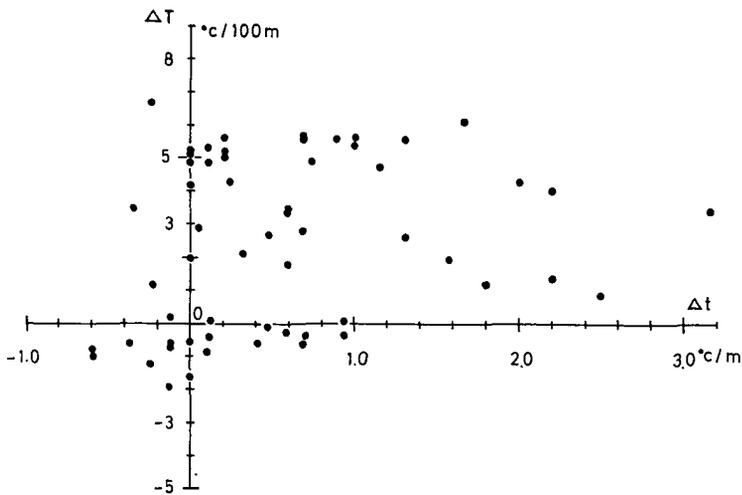
逆転の形態<sup>8)</sup>にも色々な種類があるが、本論文であつかうのは放射性逆転の場合に限る。放射性逆転は、特に快晴、弱風の夜間に発達する。著者等の観測期間の山頂と麓での気温の時間的变化、麓での風速、天気を示す雲量の変化をそれぞれ第2図に示した。1月15日~16日にかけては、風速が 3 m/s を越え快晴にもかかわらず巨視的逆転は生じていない。しかし雪面附近ではこの時微視的な逆転が生じ大気は安定な状態であった。他の日は、風が弱く巨視的逆転は顕著である。

一般に、巨視的逆転と微視的逆転の間には第3図にみられる如く単純な関係で結びつかない。即ち巨視的逆転が生じていても雪面附近では微視的逆転がない場合や、巨視的逆転がなくとも微視的逆転がみられる場合も若干ある。また巨視的逆転と微視的逆転の時間変化の一例を第4図に示した。二つの間には時間的な位相差がみられる。この位相差の原因として考えられる事は、雪面附近の温度は天気(例えば雲量)に敏感に変化するが、これに反して雪面から高い所ほど反応が遅いためである。この他に観測点が平面的に違う事や、巨視的逆転の定義に垂直

\* 減率という意味と符号との関係が一致しない欠点があるが、逆転の強さを表わすのに便利なのでこれを採用した<sup>8)</sup>。



第2図 山頂と盆地での気温変化と天気状態

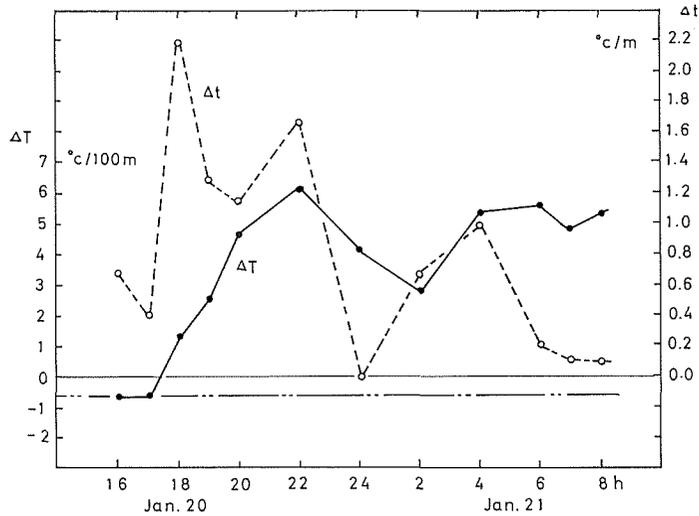


第3図 巨視的逆転と微視的逆転の関係

的な大気の温度減率を無視している事にも原因がある。係留気球等による連続的な気温垂直分布の測定がぜひ必要である。

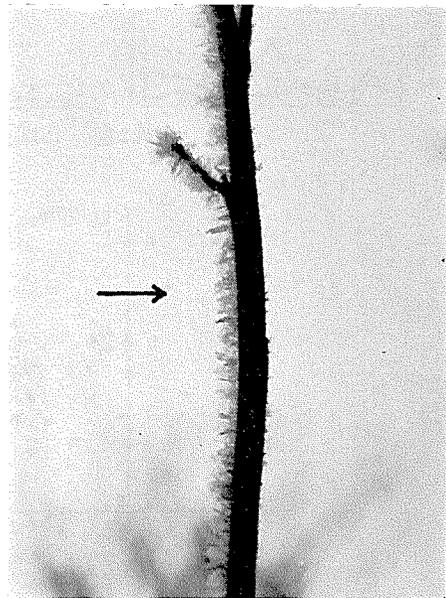
第4図からもわかるように、盆地性の地形における逆転は、平坦地に比べ逆転強度が大きい。このような強い逆転が生ずるのは、輻射の収支が負である他に、従来考えられていた冷気

の下降による冷気の堆積と、盆地の底では、接地気層の空気の運動が小さい事による雪面から



第4図 逆転の時間変化

の熱伝導の効果が主な原因であろう。接地気層は観測の結果天気の変化に応じて敏感に変化する。斜面上も同じように天気の影響があっても、冷却に際して重力のために下方へ動き易くなって、冷氣層の厚さは厚くならない。このような斜面下降風は雪面上ばかりでなく、畑地の斜面上でも観測されている<sup>9),10)</sup>。一般に南極大陸、グリーンランドのような規模の大きい Ice cap 上を吹く斜面下降風を除いては、この種の斜面下降風は、風速が 1 m/s 前後である。この風は方向性を持ち、地形によって支配されている。この事は、樹霜の観察からも、hoar の発達方向が例外なく傾斜面の上方か、谷の方向である等、局地性の風に原因していることがわかる<sup>11),12)</sup>。著者等の観測でも第5図の写真に示す如く hoar の発達がチャンネルの方向 NE であった。



第5図 樹霜の発達方向、矢印は風向

#### IV. 逆転時の風の乱流

大気が安定状態の時に第1図に示した(B)点において雪面より 155 cm の高さで、二成分超音波風速計を設置して鉛直、水平方向の風速変動の測定を行なった。これより風速変動のスペクトル解析を Blackman と Tukey<sup>13)</sup> の方法に従って計算し、更に鉛直成分の風速変動の確率分布の相対的な歪度を示す Skewness factor<sup>14)</sup> を計算した。Skewness factor は次の式で定義される。

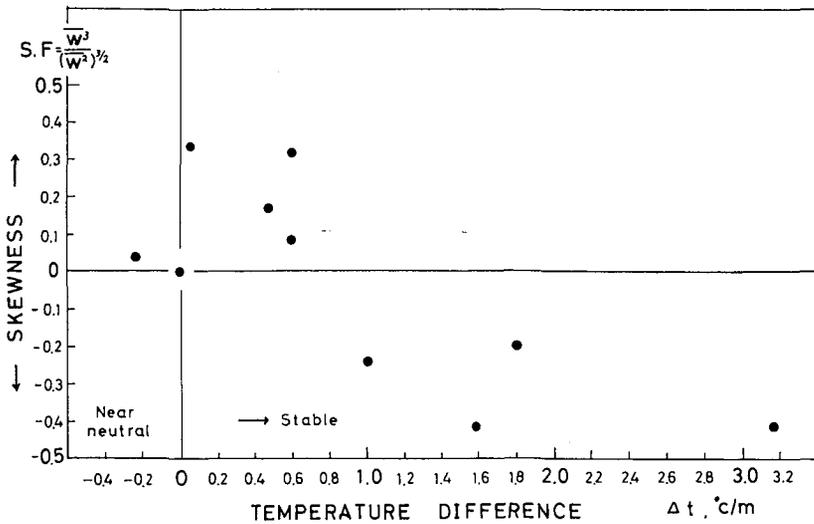
$$S.F \equiv \frac{\overline{w^3(t)}}{(\overline{w^2(t)})^{3/2}} \quad (3)$$

もしも風速速度の確率分布密度がある風速値について対称ならば S.F は 0 となる。不安定な温度成層ではこれが正の値に大きく、強い上昇流が時間的、空間的に局所化されていると考えられている。従って安定成層の場合にはこの値が安定度の増加に伴い負の値をとる。この事は千葉<sup>15)</sup>の研究の中でも報告されている。著者等の測定でも第1表、第6図に示した如く中立状態

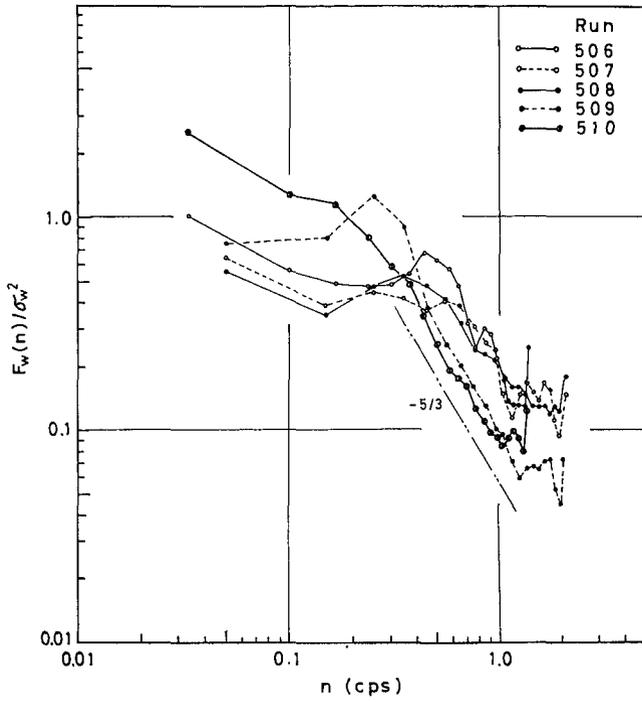
第1表 超音波風速計による測定結果 (1972)

Run No.	Time	$U$ (m/s)	$T^*$ (sec)	$\Delta T$ (°C/100m)	$\Delta t$ (°C/m)	$R_i$ (95cm)	$\bar{w}$ (cm/s)	S.F
503	J. 23, 16h	0.8	0.75	1.96	1.58	0.18	4.2	-0.417
504	J. 23, 17h	1.0	0.75	3.42	3.16	0.44	7.5	-0.412
502	J. 23, 19h	0.9	0.75	5.65	1.00	1.58	6.1	-0.242
501	J. 24, 7h	0.9	0.75	2.90	0.05	0.73	7.3	0.335
505	J. 16, 24h	2.9	0.375	-1.2	-0.24	-0.08	11.8	0.04
506	J. 14, 16h	2.0	0.375	-0.22	0.59	0.05	9.1	0.317
507	J. 14, 16h	2.0	0.250	-0.22	0.59	0.05	10.6	0.086
508	J. 14, 18h	2.0	0.250	-0.09	0.47	0.04	10.1	0.171
509	J. 14, 20h	1.1	0.375	1.16	1.80	0.30	13.1	-0.198
510	J. 15, 8h	0.8	0.375	5.1	0.0	0.0	12.2	0.002

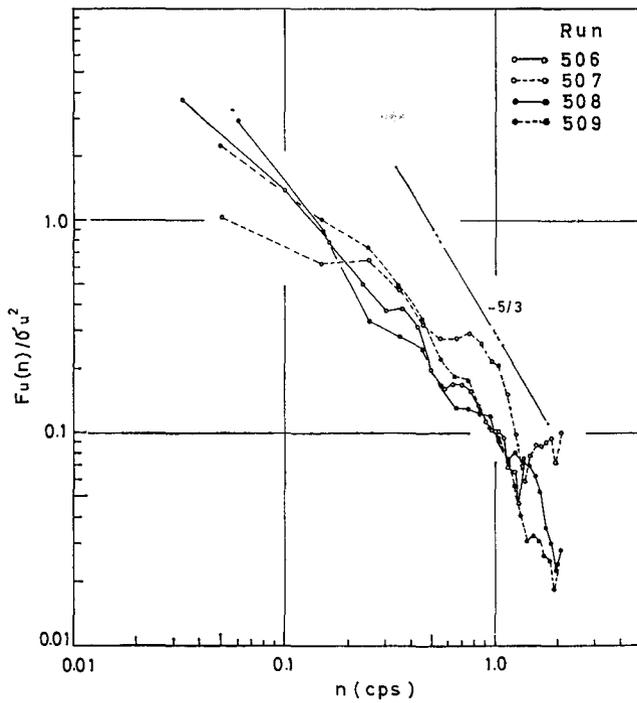
$U$ ; mean wind speed  
 $T^*$ ; Sampling time  
 $\Delta T, \Delta t$ ; Temperature difference  
 $R_i$ ; Richardson Number  
 $\bar{w}$ ; mean of vertical velocity component  
 S.F; Skewness factor



第6図 Skewness factor と安定度の関係



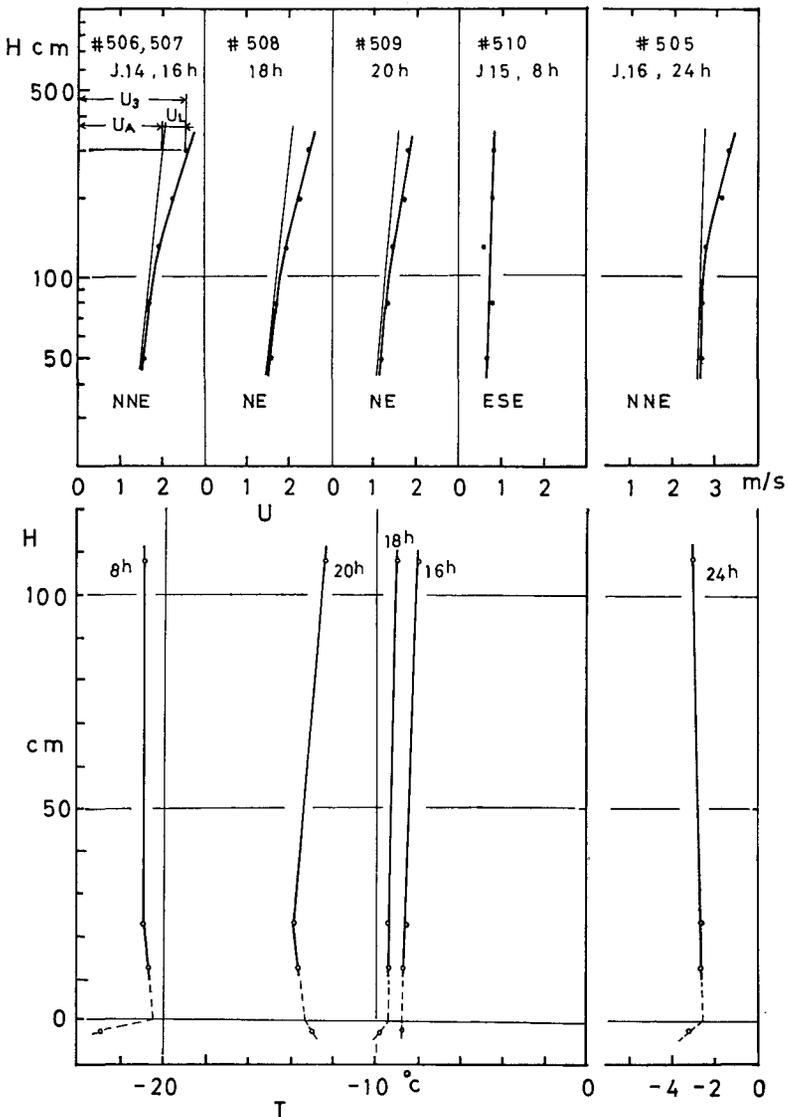
第7図 風速変動の鉛直成分のパワースペクトル



第8図 風速変動の水平成分のパワースペクトル

では S.F はほぼ 0 の値をとり安定になるに従って負の値をとる傾向を示した。ただし冷却の初期には Skewness factor が安定にもかかわらず正の値になった。これは後述するように冷気層の中に存在する脈動現象のために局所的に乱流が大きくなるためであり、冷却作用が完成すると冷気層は定安して Skewness factor は負の値になる。この脈動現象が冷気層の厚さを増す効果があるように思える。この点で平地での超安定層との観測の比較は興味ある問題である。

乱流場パワースペクトルを第 7, 8 図に示した。横軸には周波数を対数目盛で表わし、縦軸は normalized power spectral density を同じく対数目盛で表わしてある。第 7 図は鉛直成分で第 8 図は水平成分である。図中  $-\frac{5}{3}$  の勾配の直線は、乱流理論でいう慣性小領域 (inertial



第 9 図 乱流観測時の風速、気温分布

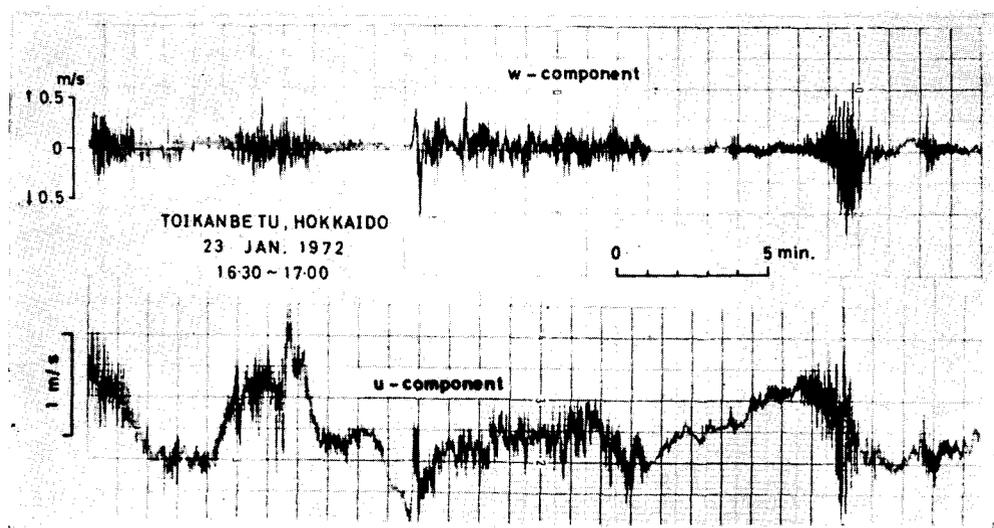
subrange) に於けるパワースペクトルで、等方性の乱流状態の存在を示している。水平成分に関しては、 $-\frac{5}{3}$  領域に近い状態がみられるが鉛直成分に関してはこれからの外れが大きい。これは地面に近い事他に大気が安定になるにしたがってこの傾向が大きいようである。光田等<sup>16)</sup> の観測結果においても同様な傾向がみられる。千葉<sup>15)</sup> の観測結果では地面から離れるにしたがって、即ち 16 m 位から  $-\frac{5}{3}$  の直線にのる事がわかった。著者の測定ではその点非常に雪面に近くその影響を強く受けたようである。以上の乱流測定時の風速、温度分布は第 9 図に示した。風速分布は、安定状態にあらわれる典型的な形をしている。Liljequist<sup>1)</sup> によれば、図で示したように次の式で表わした。

$$U_3 = U_A + U_L$$

ただし、 $U_3$  は 3 m 高度の風速 (基準風速)、 $U_A$  は中立状態における対数法則に相当する風速値、 $U_L$  は雪面からの高さに比例する風速値である。南極における Liljequist<sup>1)</sup> や真木<sup>2)</sup> の観測では、 $U_L/U_3=k$  としたとき  $k$  と安定度の間にはっきりした関係が得られたが筆者の測定では、 $k$  と安定度の間に定式化できるような関係は得られなかった。

## V. 冷気層内の脈動現象

盆地冷却の際には、その地形的効果により冷気が低い所に溜るいわゆる冷気湖が形成される。しかも湖で観測される静振 (Seiches) に似た脈動現象がこの冷気層の中にも観測された。その観測記録の一例を第 10 図に示した。鉛直成分の風速変動は振幅 0.5 cm/s で週期約 5 分のビート状変動をする。周期は 5 分位であるがそれよりも長い事も短い事もあり冷却の割合によって色々と異なる。水平成分の風速も変化しているがこれは風向の変化に依るものである。鉛直成分と対応してその乱流成分は増減している。脈動現象のある時はその乱流強度は局所的に大きくなる。その脈動を起す原因として考えられる事は、盆地を囲む多くの谷からの冷気の



第 10 図 冷気層内の空気の脈動現象

貫入か、逆転層の上を吹く風による、逆転層の高さに生ずる内部境界波であろう。内部境界波の存在は第11図の写真によってもその存在は明らかである。ただし、脈動現象とこれらが結びつくかは夫々の定量的な測定とその解析を必要とするので本論文では断定できない。この脈動現象の詳細が解明できれば、盆地冷却の際の冷氣層の内部構造を知るのに役立つにちがいない。



第11図 逆転層附近の煙霧に現われた境界波(矢印)

## VI. 結 語

一般に大気が安定になればその乱流状態も

安定して、雪面と大気との空気の交換も小さくなるにちがいない。盆地状地形でも、風速変動の確率分布を調べてみると大体 S.F. の値がこの傾向を示す。ただ盆地状地形のために、冷氣の下降や冷氣層の脈動現象があり平坦な場所での状態とどのように違うのかまだ明らかにされていない。しかももっと単純な形での盆地における観測が望ましい。要約してみると、

1. 冬期の北海道においても盆地状の地形であれば、南極で観測されるような強い表面逆転層 ( $3.0^{\circ}\text{C}/\text{m}$  以下) が形成される。

2. 鉛直成分の風速変動の確率分布に於いて、相対的な歪度を示す Skewness factor は安定度が増すにつれて減少する傾向を示す。ただし安定度の増加する初期の段階 (温度差  $\Delta t \approx 0 \sim 0.6^{\circ}\text{C}/\text{m}$ ) で一時増加する傾向を示した。冷氣層内の脈動現象によるらしい。

3. 高さ  $1.55 \text{ m}$  での鉛直、水平成分の風速変動のパワースペクトルは、水平成分に関しては  $0.2 \sim 1.5 \text{ c/s}$  の周波数範囲では  $-\frac{5}{3}$  乗則が成り立つが、鉛直成分は表面の影響を受けてこれからの外れが大きい。

4. 冷氣層の中では、冷氣の貫入や逆転層の境界にできる内部境界波に原因すると思われる脈動現象が観察された。これは冷氣層の構造を知る上に今後の手がかりとなる。

本報告を書くにあたり、石田完教授より計算機のプログラムの作製や論文の推敲等で御指導を受けた。又観測に関しては低温科学研究所の成瀬廉二助手、石川信敬、高橋修平、坂本雄三の大学院学生がこれに参加した。これらの諸氏に深く感謝致します。更に観測に際しては、北大農学部附属演習林天塩地方演習林長滝川貞夫助教授をはじめ、同演習林の方々、低温科学研究所雪害科学部門の方々に御援助をいただいた。ここに記して感謝の意を表わす。

計算は北海道大学大型計算機センターの FACOM 230-60 によった。

調査は一部、雪崩の研究に対する文部省特別事業費によって行なわれた。

## 参 考 文 献

- 1) Liljequist, G. H. 1957 Surface inversions and turbulent heat transfer, *Nor. Brit. Swed. Antarct. Exped.* 1949-52, Sci. Res., II, Part 1 D., Oslo, 235-298.

- 2) 直木太一 1972 南極の海氷上における接地気層の観測. 農業気象, **27**, 第4号, 15-22.
- 3) 直木太一 1972 超安定状態下の接地気層特性. 昭和46年度試験成績書, 農業技術研究所, 物理統計部, 67 pp.
- 4) 石川信敬・石田 完 1971 冬期における盆地冷却の観測. 低温科学, 物理篇, **29**, 115-123.
- 5) Wendler, G. 1969 Heat balance studies during an ice-fog period in Fairbanks, Alaska. *Monthly Weather Review*, **97**, No. 7, 512-520.
- 6) Wendler, G. 1971 An estimate of the heat balance of a valley and hill station in Central Alaska. *J. Appl. Meteorol.*, **10**, No. 4, 684-693.
- 7) Benson, C. S. 1970 Ice Fog Low Temperature Air Pollution. *CRREL, Res Rept.*, **121**, 118 pp.
- 8) 大田正次 1960 逆転層と煙の拡散. 気象研究ノート, **11**, 5号, 303-321.
- 9) 今岡円七 1964 斜面下降風の構造に関する観測とその考察. 農業気象, **20**, 17.
- 10) 今岡円七 1965 晴夜における小丘状地形上の冷気層と降霜分布. 農業気象, **20**, 3, 33-38.
- 11) 畠山久尚 1940 地上に於ける着氷現象に就いて. 雪氷, **2**, 147-152.
- 12) 小山内秀夫 1939 雪面の霜及空中霜に就いて. 雪氷, **1**, 91-94.
- 13) Blackman, R. B. Tukey, J. W. 1959 The Measurement of Power Spectra. Dover Publications, Inc., New York, 190 pp.
- 14) Lumley, J. L., and H. A. Panofsky 1964 The Structure of Atmospheric Turbulence. New York, Wiley, 239 pp.
- 15) 千葉 修 1971 接地気層における乱流構造. 東北大学地球物理学教室修士論文.
- 16) Mitsuta, Y., Hanafusa, T., and Maitani, T. 1970 Experimental studies of turbulent transfer process in the boundary layer over bare soil. *Bull. Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ.*, **19**, Part 4, No. 167, 45-58.

### Summary

Wind turbulence was measured by the use of a two-component sonic anemometer under conditions of basin cooling in the winter season of Hokkaido. The results may be summarized as follows:

(1) A strong surface inversion occurred in the basin when the temperature difference between the mountaintop (altitude of 250 m) and the bottom of the basin (altitude of 10 m) was lower than  $3.0^{\circ}\text{C}/\text{m}$  (Fig. 3).

(2) The odd moment of the mean values of powers of the vertical component of velocity fluctuation  $w(t)$  generally gives a description of its symmetry or absence of such symmetry. The lowest-order odd moment, the third, is called the skewness factor  $S.F \equiv \overline{w^3(t)} / (\overline{w^2(t)})^{3/2}$ . The skewness factor generally decreases as stability increases except at the initial stage when the stability increases. When the temperature difference  $\Delta t$  was in the range from 0 to  $0.6^{\circ}\text{C}/\text{m}$ , the skewness factor increased as shown in Fig. 6. It may have been caused by the phenomenon of pulsation in the cold layer.

(3) The normalized power spectra of vertical and horizontal velocity components measured at a height of 1.55 m above the snow surface are shown in Figs. 7 and 8. The spectra of horizontal velocity components follow the so-called “ $-5/3$ ” law in the frequency range from 0.2 to 1.5 cps, whereby the spectra of vertical velocity components do not follow the law, being affected by the snow surface.

(4) The phenomenon of pulsation caused by the penetration of the cold air into the basin and the internal boundary (or gravity) waves was observed in the cold layer as shown in Fig. 10. This phenomenon must have contributed to air mass mixing.