南極の海氷上における接地気層の観測*

真 木 太 一

(農業技術研究所気象科)

The Observation of the Atmospheric Surface Layer on the Sea Ice
in Antarctica

Taichi MAKI

(Div. of Meteorology, National Institute of Agricultural Sciences, Tokyo)

1. は し が き

著者は第11次南極地域観測隊の気象研究隊員として、1970年2月より1971年2月まで昭和基地(69°00'S, 39°35'E)で生活し、気象観測を行なつた。

接地気層の観測において、安定状態の顕著に発生する場所は南極であり、その逆に不安定状態の顕著に発生する場所は砂漠である。このような典型的な場所における気象を解明することは、ひいては中立状態も含めて、安定状態から不安定状態までの接地気層を明らかにすることになる。この南極での観測結果は、安定状態から超安定状態までの資料として、農業気象も含めた接地気層の基礎的な研究を行なう上で、大いに参考になるものと思われる。

昭和基地において、気象研究観測の主要課題として、微細気象観測を行なつたのは今回が初めてである。昭和基地における気象要素の観測は、20m鉄塔を用いての超音波風速計による風の乱れ、三杯式風速計と白金抵抗温度計各5台による風速・気温の垂直分布、さらに、6mの測風用のポールにおける風速・気温および雪中温の観測を行なつた。ここでは、20m鉄塔および6mポールにおける風速・気温の垂直分布に関してだけ述べることにする。

20m鉄塔による観測および6mポールによる観測は、基地内で行ない、さらに基地の気象観測とは別に、同じ6mポールを用いて、オングル海峡のほぼ中央の海氷上で1カ月間観測用カブースに宿泊して観測を行なつたが、この期間には雪面で-41°C、観測用カブース内でも-30°C以下になる程の極低温期で、しかも比較的晴天

が続いたため、良好なデータが得られた。海氷上の大部分の観測結果については、別な機会に譲ることとする。

なお、これらの観測全般に当つては、第11次隊の松田隊長に、さらに種々の便宜を与えられた定常気象担当の大野、里見、上橋の各隊員に、そして最後に、海氷上の夜間の観測に当つては、保安の意味で一緒に宿泊してもらつた白壁隊員に心から謝意を表します。

2. 観測方法および解析方法

図1に、昭和基地および昭和基地付近における気象観測地点を示した。

昭和基地の東側で、海氷に面した場所(C地点)に20m鉄塔を立て、その鉄塔における気温の垂直分布観測は、1970年3月より1971年2月まで、同様に風速の垂直分布観測は、1970年3月より8月まで行なつた。また海氷上で6mの測風用のポールによる風速の観測は、1970年3月中旬より8月中旬までと8月20日より9月19日までと、場所を移動させて観測を行なつた。前者の観測期間は、管制棟の北側約150mの海氷(A地点)上で行なつた。この観測場所は障害物があつて、あまり観測には適さないが、主風向(北東)風に対しては十分観測可能な場所であり、しかも観測ケーブルが届く範囲では、この場所以外に適当な場所は見当らなかつた。後者の観測期間は、昭和基地の東方約2kmのオングル海峡のほぼ中央で、周囲約1kmには障害物のない平坦な海氷(B地点)上で観測を行なつた。

風速および気温の垂直分布の観測は、高度21, 10, 5, 2.5, 1.25mに三杯式風速計および白金抵抗温度計を取り付け、約100m離れた内陸棟で、気温は電子管記録計で連続自記し、風速は計数計でカウントし写真撮影制御装置で、正時10分前より正時までの風程を、自動撮影お

* 昭和46年9月29日農業気象学会関東支部会にて発表
昭和46年10月29日受理

よび適宜、読み取り観測を行なつた。またA地点における風速も、同時に写真撮影された。

一方B地点における風速は、観測用カブス内で遂次、計数計による10分間の風程を読み取つた。観測高度は、観測時期により多少異なるが、A、B地点共ほぼ同じく、6, 3, 1.5, 0.8, 0.4 m である。気温については交流電源使用不可能のため棒状温度計で高度、4, 2, 1, 0.5, 0 m の値を毎正時に読み取つた。なお雪中温についても観測を行なつたが、ここでは省略する。

次に解析方法について述べる。

20m鉄塔における気温傾度は高度10mと1.25mから求め、10m当りの気温傾度で表わし、月別の気温傾度の頻度分布およびその年変化を求めた。さらに高度20, 10, 1mの月平均気温 (T_{20} , T_{10} , T_1) の年変化および対流圏最高気温 (T_x) とその発生高度 (H_x) の年変化を求め、 $T_x - T_1$, $T_{20} - T_1$, $T_{10} - T_1$, $(T_{10} - T_1)/(T_{20} - T_1)$, $(T_{20} - T_1)/(T_x - T_1)$ および $(T_{10} - T_1)/(T_x - T_1)$ の年変化を求めた。

なお、ここに使われている気温は、逆転層が発生した場合のみの平均値であり、対流圏最高気温は3時(地方時)の高層気象観測値より求めたものである。一方海水上における観測では、高度6mの風速 (U_6) を基準風速とし、気温傾度は4mと2mの値から1m当りの気温傾度を求めた。

季節区分は、昭和基地の気候特性を考慮して、年間を単に4等分とはしないで春・秋季の前後1ヵ月分を冬季に加えて、冬期間を5ヵ月とした。すなわち季節区分は、春季(10, 11月), 夏季(12, 1, 2月), 秋季(3, 4月), 冬季(5, 6, 7, 8, 9月)として、以後の解析を行なつた。

Fig. 1 Locations of the tower and the pole used to the meteorological observations at Syowa Station and around there.

3. 観測結果および結果の考察

(1) 気温傾度の頻度分布とその月変化および季節変化
地上20m高度までの気温の垂直分布に関しては、年間の約75%, 冬期間だけでは約88%の気温傾度がプラス(安定状態)になっている。図2に月別の頻度分布を、図3に季節別の頻度分布を示している。

これらの図2, 3を眺めると、夏季の約7割が不安定状態になり、残り3割の安定状態の場合にも、10m当りの気温傾度が 1°C 以下の場合がほとんどである。また、冬季7・8月の分布範囲は広く、夏季(12, 1, 2月)のそれは狭くなっている。そして、7・9月では、最高値が小さく30%程度であるのに対して、秋・春季では一區間($0 \sim 0.05^{\circ}\text{C}/\text{m}$)に集中している度合が大きくて、53~56%であり、春季は夏季に、秋季は冬季に近い変化傾向を示している。また、春・秋季の頻度分布は、左右対称に近い変化を示しているのに対して、冬季では安定(右)側に、夏季では不安定(左)側に滑らかに減少していて、分布範囲が冬季では、不安定側よりも、そして夏季では、安定側よりも広がっている。すなわち、頻度分布のピークが冬季では左側に、夏季では右側に偏っている。そして、夏季(12, 1, 2月)のピークは、 $-0.05 \sim 0^{\circ}\text{C}/\text{m}$ により、他の季節では9月を除いてピークは $0.05^{\circ}\text{C}/\text{m}$

Fig. 2 Monthly variation of the frequency distribution on the temperature gradient.

Fig. 3 Seasonal variation of the frequency distribution on the temperature gradient.

にある。

以上、気温傾度について述べて来たが、ここに、Plateau 基地における逆転気温傾度の例を引用しておく、SCHWERDTFEGER (1970) は、冬季、晴天 (2/10Ci) での10日間の平均値として、2, 30mの高度までは、1m当り1°Cの気温傾度を観測しているが、これは昭和基地における観測結果よりもはるかに大きい値である。また、Australia でも OKAMOTO and WEBB (1970) が最高値で1.6°C/m の値を観測している。

なお図2, 3に示されている気温傾度の単位は°C/10mで示されていて、図9の気温傾度の単位と異なっている。

これらの観測結果は、昭和基地の東側で、海氷に面した20m鉄塔における値である。昭和基地は、海氷面より約15m高く、また20m鉄塔を設立した場所でさえ8m程度の傾斜面上にあるため、主風向(北東)風が吹く場合、海氷側からの吹き上げとなり、その反対に、西・南風ではオングル島の高地からの吹き下しとなるため、大気擾乱が発生し、気層が乱れて、気温傾度は小さくなる傾向が生じる。

図1に示してあるように、昭和基地の東方約2kmのオングル海峡のほぼ中央の平坦な海氷上で、極低温期(雪面の最低気温 -41°C)である8月20日より9月19日まで、微細気象観測を行なつたが、この期間に、1m当り2.0°Cの気温傾度を最高に、1m当り1.0°C以上の気温傾度が極めて多く観測された。このことは、海氷上における気温傾度が4mと2mの気温差より求められたものであるために、一見、観測高度の低さに原因しているものと思われがちだが、そうではなくて、LILJEQUIST (1957) も観測しているように、南極での極低温期間の接地気層中における気温の垂直分布は、高度に対してほぼ直線的

に変化こととするが、ほとんどであることを考慮すると、観測高度による気温傾度の差よりも、観測場所や地形の違いの方が、はるかに大きい影響力を与えているものと思われる。

これらの結果を考察すると、真木 (1972) にも述べたように、昭和基地の20m鉄塔における気温および風速の垂直分布の観測は、南極という特徴的な気象状態を観測する目的から考えた場合、あまり理想的な場所とは思われない。しかし、このような鉄塔における昭和基地の気温および風速の垂直分布の観測を一度は必要とする意味で、極めて有意義であつたと思われる。

(2) T_x , T_{20} および T_1 の年変化

図4に逆転層発生時のみの平均気温である T_x , T_{20} および T_1 の年変化を示した。

これらの気温変化は、ルーチン観測で用いられる地上平均気温の変化傾向(例えば、村越, 1958 と MURAKOSHI and YATA, 1962) とほぼ同じ変化傾向であるが、この図に示された T_{20} と T_1 の値の方が低温になっている。この原因は逆転層発生時のみの平均値で示されているからで、全平均値と逆転層発生時のみ平均値を T_1 について比較すると全平均値よりも冬季は約1.5°C、春・秋季では約1.0°C、夏季では約0.2°Cの差がみられる。また逆転層発生時のみの平均値の方が、特に冬季(5~9月)に

Fig. 4 Annual variation of monthly mean temperatures (T_x , T_{20} and T_1) including all cases of the observation and monthly mean temperatures except the observation without inversion at Syowa Station.

は T_x , T_{20} , T_1 の較差が顕著に大きくなっている。

この図に示されている気温の変化傾向は、ルーチン観測でのそれと、ほぼ同じであり、夏季から冬季への気温下降よりも、冬季から夏季への気温上昇の方が、急激な気温変化をしている。また冬季に気温が低下するはずのところが低下しないで、いわゆる Kernlose type (例えば、WEXLER, 1958) と呼ばれる U 字型または鍋底型

(山崎他, 1969)に近い変化を示している、この現象が対流圏最高気温の変化にも影響を与えていることが判る。

なお、Kernlose とは、南極大陸における気温の特徴的な変化現象であつて、冬期間に大陸の雪面における長波放射冷却によつて、強い子午線方向の温度勾配が生じ、その温度勾配の反作用として発生する内陸部への移流熱のために、気温が低下するはずの期間に気温低下が起らない現象をいう。

(3) 逆転層発生率と対流圏最高気温発生高度の年変化

図5に逆転層発生率と対流圏最高気温発生高度の年変化を示した。

この図で、逆転層発生率は、9月を最高に、1、2月が最低値を示している、4、5、6月の発生率が相対的に秋・冬・春季の値と比較して小さいようである。その逆に H_x では5、6月に最高値を示している春季から夏季にかけては、ほぼ一定で低い値を示している。この逆転層発生率と対流圏最高気温の発生高度(逆転層発生高度)とを比較すると、秋季には逆転層の高度は高くなるが、発生率は相対的に低くなり、その逆に春季では、逆転層発生率は高いが、逆転層高度は低くなっている。夏季においては、逆転層発生率が低く、しかも逆転層発生高度もかなり低い。これは、太陽放射で地表面の気温が上昇して、発生率が低下するためであり、逆転層の厚さも減少することが言える。また春・秋季での気温を比較すると、対流圏最高気温(T_x)の値はほぼ同じで、 1°C 秋季の方が低く出ている程度である。これより、南極昭和基地では、夏季を除けば、逆転層の厚さが大になれば、逆転層の発生率は低くなり、逆転層の厚さが小になれば、逆転層発生率は高くなるということが結論できるこ

Fig. 5 Annual variation of monthly mean altitudes corresponding to the tropospheric maximum temperature and the rate of the frequency distribution on inversion.

となる。

図5の上側に対流圏最高気温の発生高度を示している。

この対流圏最高気温の発生高度、すなわち、逆転層の厚さ(H_x)が冬季には350~400m、夏季には250~300mである。この逆転層の最高気温発生高度が、はからずも内地において、冬季の静穏日に山の中腹部が、あまり低温にならない温暖帯(農業気象ハンドブック, 1961)の高度にほぼ匹敵する結果が得られたことは興味深いことであるが、この発生機構に関しては考察されていない。

(4) $T_x - T_1$, $T_{20} - T_1$ および $T_{10} - T_1$ の年変化

図6に示してあるように、2高度間の気温差である対流圏最高気温と1m高度の気温差($T_x - T_1$)、20m高度の気温と1m高度の気温差($T_{20} - T_1$)および10m高度の気温と1m高度の気温差($T_{10} - T_1$)のそれぞれの年変化は、 $T_x - T_1$, $T_{20} - T_1$, $T_{10} - T_1$ の順に小さくなっている。このことは、逆転層発生時のみの平均値であるから、観測高度差より判断して、当然のことである。また各気温差の変化を平均化すると、図中の実線で示されたようになる。この変化傾向は、冬季の7月が最大で、夏季の1、2月が最小を示していること、すなわち、冬季に逆転が強くなり、夏季に逆転が弱くなることを示していることにほかならない。

Fig. 6 Annual variation of monthly mean temperature differences $T_x - T_1$, $T_{20} - T_1$ and $T_{10} - T_1$.

(5) $(T_{20} - T_1)/(T_x - T_1)$, $(T_{10} - T_1)/(T_x - T_1)$ および $(T_{10} - T_1)/(T_{20} - T_1)$ の年変化

各々の気温差の比を図7に示した。

この図で、 $(T_{20} - T_1)/(T_x - T_1)$ と $(T_{10} - T_1)/(T_x - T_1)$ との値は約2倍の差があるが、ほぼ同じ変化傾向を示し、秋季に高く、冬季、春季、夏季と次第に減少していく傾向を示している。この2倍の差は、単に高度差

9/19を示しているものである。一方、 $(T_{10}-T_1)/(T_{20}-T_1)$ の変化は、秋季に高く、夏季に低く、冬季と春季では、ほぼ同じ値を示している。この場合、高度の比が0.474であるから、冬季と春季では、観測高度による気温傾度差はみられないことを示しており、その理由としては、気温が低いと、オングル島上が、ほとんど雪氷で被われているために、気温傾度は、直線的に変化することを示している。このような気温の垂直分布は、南極のような超安定状態下における特徴的な傾向である。そして、秋季では、10 m 高度以下での接地下層部の方が、その高度以上の気温傾度よりも大であることを示しており、夏季では、下層部の方が、気温傾度が小であることを示している。これは、図8に示してあるように、秋季では、下層部の方が上層部より一層急激に低下して、気温傾度が大きくなり、また、この夏季の現象は、たとえ、逆転層発生時のみの平均値とはいえ、夏季に不安定状態になる場合も多いことを考え合わせれば、当然接地下層部の方が、上層部の気温傾度より、小さくなることが理解できると思われる。

Fig. 7 Annual variation of the ratio of monthly mean temperature differences $(T_{10}-T_1)/(T_{20}-T_1)$, $(T_{20}-T_1)/(T_x-T_1)$ and $(T_{10}-T_1)/(T_x-T_1)$.

Fig. 8 Typical temperature profile on the sea ice around Syowa Station in each season.

(6) 6 m 高度の風速と海氷上の気温傾度との関係

図9に6 m 高度の風速 (U_6) と気温傾度の関係が示されている。

これは、昭和基地の東方約2kmの海氷上での観測結果で、風速は6 m 高度の10分間の平均値より、気温傾度は4 m と 2 m の高度差と気温差より求められたものである。風速が8 m/sec を越えると低い地吹雪が発生し始める(真木, 1971)ため、大気擾乱が強くなつて、気温傾度は一層小さくなってしまふ。この図に示されたように、風速が8 m/sec 以上で $0.25^{\circ}\text{C}/\text{m}$ 以上のものは観測されなかつた。それに対して、弱風速 (5 m/sec) 以下では急激に気温傾度が大きくなり、風速が1.5 m/sec 程度で、 $2.0^{\circ}\text{C}/\text{m}$ の値を示すようになる。

図中の実線は観測された風速と気温傾度の関係で、最大臨界値を示したものである。この関係は、直角双曲線と比べて、弱風速 (5 m/sec 以下) 域で、若干大きく出ているが、全体としては、 $Y=3.0/X$ に近い変化を示している。ただし、 X は U_6 (m/sec), Y は気温傾度 ($^{\circ}\text{C}/\text{m}$) である。

Fig. 9 Relation between the wind velocity at the height of 6m (U_6) and the temperature gradient on the sea ice of Ongul Strait at about 2 km eastward from Syowa Station. Solid line is maximum limit of the relation between U_6 and the temperature gradient.

LILJEQULST(1957)は、Maudheim($71^{\circ}03'S$, $10^{\circ}56'W$) 基地において、風速、気温の垂直分布、その他の気象要素について観測を行ない、気温傾度の頻度分布、対流圏最高気温 (T_x), 10, 5, 0 m 高度の気温 (T_{10} , T_5 , T_0)

の年変化、さらに各高度との気温差およびその比を求めている。気温傾度の頻度分布の変化傾向は、ほぼ一致しているが、気温傾度の絶対値および分布範囲は、昭和基地の約4倍と大きい。また、 T_x , T_{10} , T_5 , T_0 およびその差についても傾向はほぼ同じであるが、各気温差の場合は、昭和基地の約2倍と大きい。また気温差の比については、高度の違いも影響して、かなりその傾向が異なっており、特に $(T_5 - T_0)/(T_{10} - T_0)$ は、0m 高度の気温が影響して、秋・冬・春季に高く、夏季に低いという特徴的な変化を示している。これらの理由は、気温差が夏季に 2°C 、冬季に 5°C 低いことよりも、平坦な雪原上での観測が影響しているものと思われる。

4. 要 約

南極の昭和基地で、著者は、風速の垂直分布については、1970年3月より9月までと、気温の垂直分布については、1970年3月より1971年2月まで観測を行なった。

観測結果を要約すると次のようになる。

(1) 気温傾度の頻度分布は、年間では約75%、冬期間だけでは約88%が安定状態であり、冬季7・8月の分布範囲は広く、夏季のそれは狭くなっている。春季(10・11月)、秋季(3・4月)では左右対称に近い変化を示しており、冬季(5~9月)では、不安定側に夏季(12・1・2月)では、安定側に急減している。

(2) 逆転層発生時のみの平均気温である T_x , T_{20} , T_1 の変化にも Kernlose type 現象がみられる。ここで T_x は対流圏最高気温、 T_{20} と T_1 は20m と 1m 高度の気温である。冬季には、 T_x , T_{20} , T_1 の較差が顕著に大きくなっている。

(3) 南極では、夏季を除けば、逆転層の厚さが大になると逆転層の発生率は低くなり、逆転層の厚さが小になると発生率は高くなる。

(4) $T_x - T_1$, $T_{20} - T_1$, $T_{10} - T_1$ の順に気温較差は小さくなり、その値は冬季7月が最大で、夏季1・2月頃が最小になっている。

(5) $(T_{10} - T_1)/(T_{20} - T_1)$ の変化は、秋季に高く、夏季に低く、冬季と春季ではほぼ同じ値を示している。この理由は、冬季と春季では、気温の垂直分布が直線的に変化するためであり、秋季では、接地下層部の気温傾度が急激に増加するためであり、夏季では、下層部の気温傾度が急激に減少するためである。

(6) 風速と気温傾度の最大臨界値の関係は、直角双曲線に近い変化を示していて、5m/sec 以下では急激に気温傾度が増加しており、8m/sec 以上では、地吹雪発生のため減少している。

引 用 文 献

- 1) LILJEQUIST, G.H., (1957): D. Surface inversions and turbulent heat transfer, Norwegian-British-Swedish Antarctic Expedition, 1949-52, Scientific Results, Vol. 2, Part 1D., 235-298.
- 2) 真木太一(1971): 昭和基地における地吹雪発生中の視程と風速の関係, 南極資料, **42**, 35-42.
- 3) 真木太一(1972): 昭和基地における風向, 風速, 気温および気温傾度の相互関係, 天気投稿中.
- 4) 村越 望 (1958): 第1次越冬隊気象部門報告, 南極資料, **4**, 1-22.
- 5) MURAKOSHI, N. and YATA, A., (1962): Meteorological observation at Syowa Base during the 4th Wintering, 南極資料, **15**, 1-11.
- 6) 農林省振興局研究部監修 (1961): 小地形と気温, 農業気象ハンドブック, 養賢堂, 296-298.
- 7) OKAMOTO, M. and WEBB, E.K., (1970): The temperature fluctuations in stable stratification, Quart. J. R. Met. Soc., **96**, 591-600.
- 8) SCHWERTFEGGER, W., (1970): Die Temperaturinversion über dem antarktischen Plateau und die Struktur ihres Windfeldes, Meteorol. Rdsch., **23**, Jg., Heft **6**, 164-171.
- 9) WEXLER, H., (1959): Seasonal and other temperature changes in the antarctic atmosphere, Quart. J. R. Met. Soc., **85**, 196-208.
- 10) 山崎道夫, 井部良一, 福谷 博, (1969): 昭和基地の天気と気象観測, 天気, **16**, 339-348.

Summary

At Syowa Station in Antarctica, the author observed the wind velocity profile from March to September in 1970 and the temperature profile from March 1970 to February 1971.

The results are summarized as follows:

(1) The frequency distribution of the stable temperature gradient is about 88 per cent in winter (from May to September) and about 75 per cent throughout the year. The variation pattern of the frequency distribution of the temperature is nearly symmetric in autumn (March and April) and spring (October and November), and is distorted in other seasons, namely the peak of the frequency distribution shifts to the small temperature gradient in winter and to the great temperature gradient in summer.

(2) The phenomenon of Kernlose type also appears at the annual variations of T_x (tropospheric maximum

temperature), T_{20} (temperature at 20 m height) and T_1 (temperature at 1 m height) which are averaged of the observations with inversion. The temperature differences between T_x , T_{20} , and T_1 increases in winter.

(3) The more the thickness of an inversion layer increases, the less the rate of an inversion appearance increases.

(4) The value of the temperature difference decreases in order of $T_x - T_1$, $T_{20} - T_1$ and $T_{10} - T_1$. The maximum value of the temperature difference is found in July and the minimum value of the temperature difference in January and February.

(5) The ratio of $(T_{10} - T_1)/(T_{20} - T_1)$ is great in autumn and is small in summer. The ratio of $(T_{10} - T_1)/(T_{20} - T_1)$ in winter and spring is nearly equal to the mean of the summer-value, which shows the maximum in the year, and the autumn-value, which shows the minimum in the year. The observation results, described above make clear that the temperature profile in winter and spring shows a linear variation and that the temperature gradient in the lower atmospheric surface layer remarkably increases in autumn and decreases in summer.

(6) To make clear the relation between the wind velocity and the temperature gradient, the observed data are plotted on the Fig. 9. From the distribution of the plots, it is possible to estimate the maximum value of the temperature gradient related with the wind velocity. This maximum value is called maximum limit of the relation between the wind velocity and the temperature gradient. The curve shape of the maximum limit looks like an orthogonal hyperbola. The temperature gradient remarkably increases in the case of the wind velocity at 10 m (U_{10}) below 5 m/sec and decreases in the case of the wind velocity above 8 m/sec, with which the snow cover begins to drift.