

南極における成層圏突然昇温現象と宇宙線

井上 葵*・小玉 正弘*

STRATOSPHERIC SUDDEN WARMINGS AND COSMIC RAYS IN THE ANTARCTIC

Aoi INOUE* and Masahiro KODAMA*

Abstract

Using the data from Mawson, Antarctica, seven sets of partial temperature coefficients of the cosmic ray meson component, recommended by DORMAN and other authors, were examined on the basis of regression calculation analysis. The phenomenon of stratospheric sudden warming, which frequently appears in polar regions, is convenient for studying the atmospheric effect of cosmic rays, because the altitude dependence of the atmospheric temperature is largely different from that of usual days. The temperature coefficients by

DORMAN, by MAEDA and by WADA fit better with the observational results of all seven sets.

It shows that the upper atmospheric temperature, which is difficult to measure continuously, may be presumed from the cosmic ray intensities on the ground, if the accuracies of the cosmic ray data and of the lower atmospheric temperatures are more than 10^7 counts per hour and 0.1°C , respectively. This estimation will be referred to in the forthcoming extension of the cosmic ray observations in Antarctica.

1. はじめに

成層圏突然昇温現象とは、主として冬から春にかけての成層圏における急激な温度上昇で、大きい時には1日 10°C 内外の割合で気温が上昇する現象である。もともとは1954年に Berlin で飛揚されたラジオゾンデの観測によって見いだされた現象であるが、極地ほど大きく現われ、特に南極において顕著であることが IGY 以来各国の南極観測によって確かめられて来た。この現象は毎年必ず起こるとは限らず、又起こっても高度に対するその温度勾配の程度は常に同じとは限らないが、主として成層圏最上層部に大きく現われ、下層に行くに従い漸次小さくなる。気象学上は“30 mb 高度で -35°C 以上、10 mb 高度で -30°C 以上”と定義されている現象で、大気大循環における極地の役割を考える上に重要であり、その成因としてオゾン層に、又間接的に太陽風にも関係するとみられ、多方面から興味を寄せられている¹⁾。

宇宙線研究の立場から特に興味あるのは、突然昇温時の気温変化量が大きい事である。地

* 理化学研究所. The Institute of Physical and Chemical Research.

上で観測される宇宙線の間中性子成分は、地球磁場外の一次宇宙線の影響を受けるのみでなく大気中での崩壊、吸収による所謂大気効果によって強度変化する。即ちその変化分を δM とすると

$$\delta M = C_P \delta P + C_N \delta N + C_T \delta T + \varepsilon \dots \dots \dots (1)$$

で近似される。但し

$C_P \delta P$: 気圧 P の変化に基づく中間子強度 M の変化分

$C_N \delta N$: 一次宇宙線の変化分で普通は中性子成分 N が気温効果を 受けないとして、
気圧補正をした中性子強度を用いる。

$C_T \delta T$: 宇宙線が通過する大気の温度に基づく M の変化分

ε : 説明のつかない M の変化分

そこで、中間子、中性子、気圧、大気温度の同時測定値があれば定量的に気温効果を決定することが出来る。その際気温変化量 δT の大きい突然昇温現象は、いわゆる S-N 比(signal-to-noise ratio) を上げる利点がある。但しここで S は大気温度の変動に基づく中間子の変動分 $C_T \delta T$ 、N はそれ以外の原因による変動分 $C_P \delta P + C_N \delta N + \varepsilon$ であるが厳密には ε で示される。普通 S-N 比を上げる、即ち ε を小さくするためには大量な data の蓄積を必要とし、しかも太陽活動極小な時期を選ばなければならぬ。更にもう一つの利点は、突然昇温がほぼ成層圏だけに限られることである。このことは大気上層と下層の温度変化が同一でないことを意味する。しかるに宇宙線の気温効果は、大気各層の部分気温の影響を独立に、しかもほぼ均等に受ける。即ち(1)式の T は、荷重平均気温と呼ばれるもので

$$T = \sum_i w_i \Delta p_i t_i \dots \dots \dots (2)$$

で与えられる。但し i は等圧面高度を表わし

w_i : i 層の部分気温効果係数 (各層の weighting factor をふくむ)

Δp_i : i 層の mass

t_i : i 層の平均温度

従って大気各層の温度変化が一様でないことは、部分気温効果係数を研究するに適した大気構造という事になる。特にこの部分気温効果係数については従来多くの人々によって、理論的計算がなされて来ているのであるが、それらの理論値と実測値との合い方を比較検討するのに適している。

以上述べたように、宇宙線大気効果の研究は、中間子、中性子両成分を同時に測定して始めて可能となる。我々は現在昭和基地に大型中性子計を持っているが、中間子計は極めて小

型であり、装置自身も老朽化して実用価値は小さい。そこで近い将来これを大型化する計画であるが、どの程度の規模のものがよいか、又それによってどの程度の成果が期待されるであろうかの見通しを立てる一つの目安として、この突然昇温現象を利用し、宇宙線の部分気温効果係数の検討、及び宇宙線を元にしての高層気温の推定を試みる。

2. 解析に用いたデータおよび部分気温効果係数

南極大陸沿岸の Mawson (67°36'S, 62°53'E) で、IGY 以来 Australia 隊による各種の観測が行なわれ、1957~64年の測定値が発表されている²⁾。本解析では第1表に示すような Cubical 中間子計による宇宙線中間子成分強度、IGY 型中性子計による中性子成分強度、1日1回観測のラジオゾンデによる大気各層の平均温度、及び地上気圧の測定値を用いた。

第1表 Mawson 宇宙線計の概要

	中間子計	中性子計
型	Cubical	IGY
寸法	(1×1)×1 m	
吸収層	10 cm Pb	
平均計数值	$1.5 \times 10^5/\text{hr}$	$3.8 \times 10^4/\text{hr}$
1日平均標準偏差	0.05 %	0.10 %

Fig. 1 は 200~300 mb 間の平均温度 (1957~64 年, 1959 年は欠測) を示したもので、最も顕著な昇温現象は、1964年11月10~11日に見られる。他の一見昇温の大きい例では、宇宙線又はゾンデ観測のいずれかに欠測があったり、測定誤差のためか、気温と宇宙線との相関があまりに悪かったりして、結局、満足に解析に用いられるのは1964年の1例のみであった。

Fig. 2 は、この突然昇温日前後における大気各層別の温度を示す。10~11日に400 mbあたりを境にして、上下で温度勾配が逆になっているのが明瞭にみられる。

1964年11月の例より度合の小さい昇温現象として解析に用い得たのは次の5例であった。1957年 Oct. 7~8, 1958年 Nov. 21~22, 1961年 Oct. 28~30, 1963年 Oct. 12~14, 1963年 Dec. 1~6. Fig. 3 は各々の event をふくんだ数日間の大気各層別の温度変化を示す。

部分気温効果係数 ((2) 式の w_i) に関しては、大気中における中間子の吸収、崩壊の過程を理論的に計算して求めたものと、実際の気温補正の便宜を考慮して観測値との比較から empirical に求めたものとの2種類が提唱されている。前者には、DORMAN³⁾, MAEDA⁴⁾,

LINDGREN and LINDHOLM⁵⁾, 後者には, WADA⁶⁾, CARMICHAEL 等^{7,8)} のものがある. この内, MAEDA のものは更に 3 種類に分れ, (1) 天頂角 86° telescope 用のもの (Maeda- 86° と名付ける), (2) 500 mb 以下の気温の効果を重視したもの (Maeda-tilted と名付ける), (3) π -meson による正気温効果を見捨て μ -meson による負気温効果のみ考慮したもの (Maeda- μ と名付ける) がある.

本報告では, 以上の各係数の内, いずれが観測値とより良い一致を示すかを検討してみるが, それぞれの係数の値については, 第 2 表⁸⁾ 及び Fig. 4 に示した.

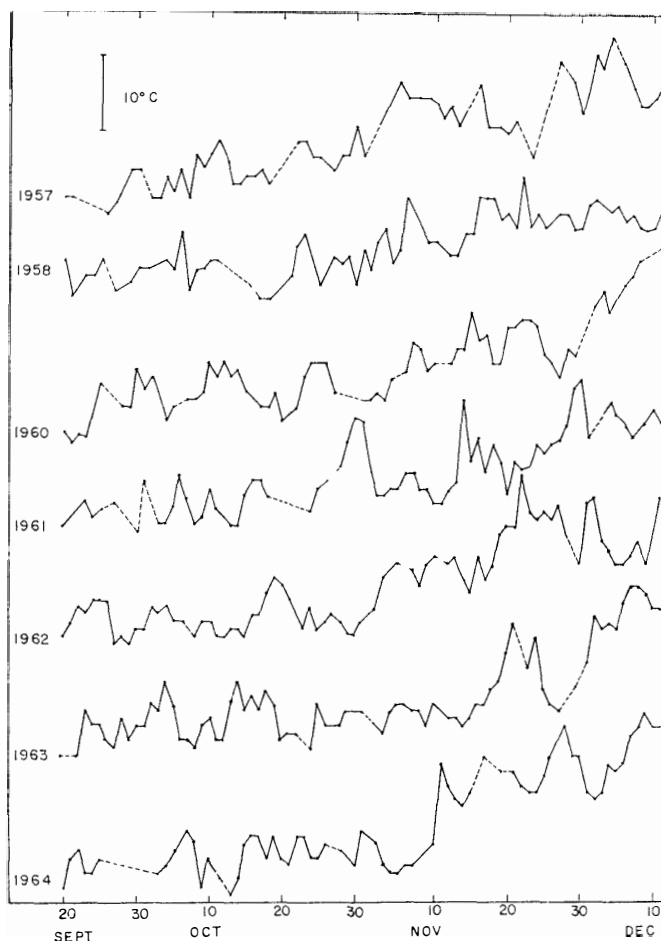


Fig. 1. Atmospheric temperatures at 200~300 mb isobar level at Mawson, Antarctica in September~December during 1957~64.

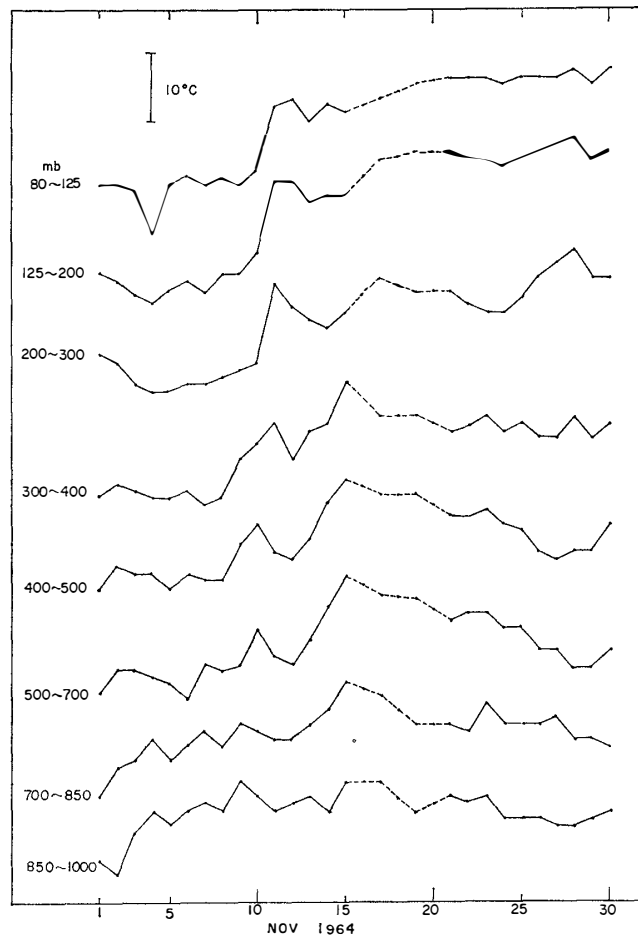


Fig. 2. Atmospheric temperatures at eight isobar levels at Mawson, Antarctica at the time of the stratospheric sudden warming in November 1964.

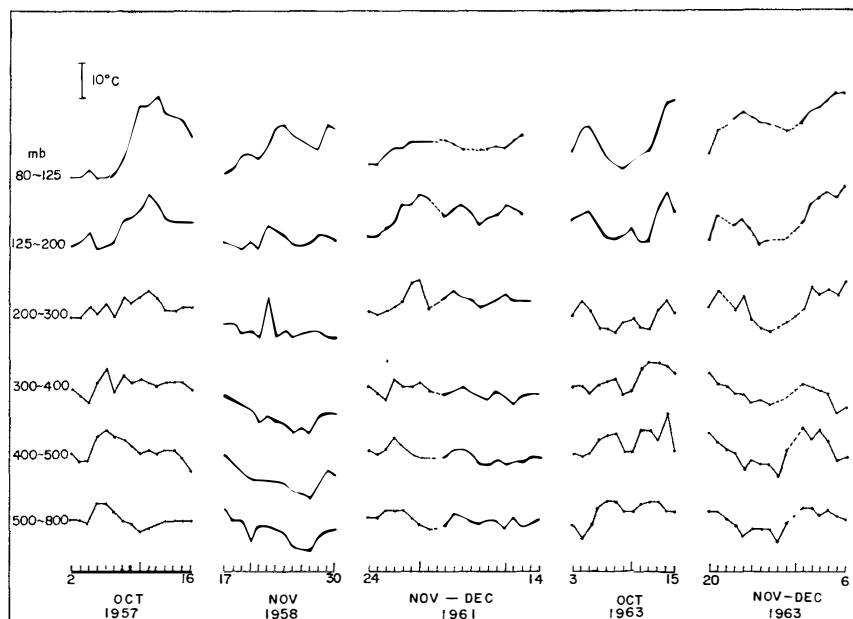


Fig. 3. Atmospheric temperatures at six isobar levels at Mawson, Antarctica at the times of moderate stratospheric sudden warmings during 1957~63.

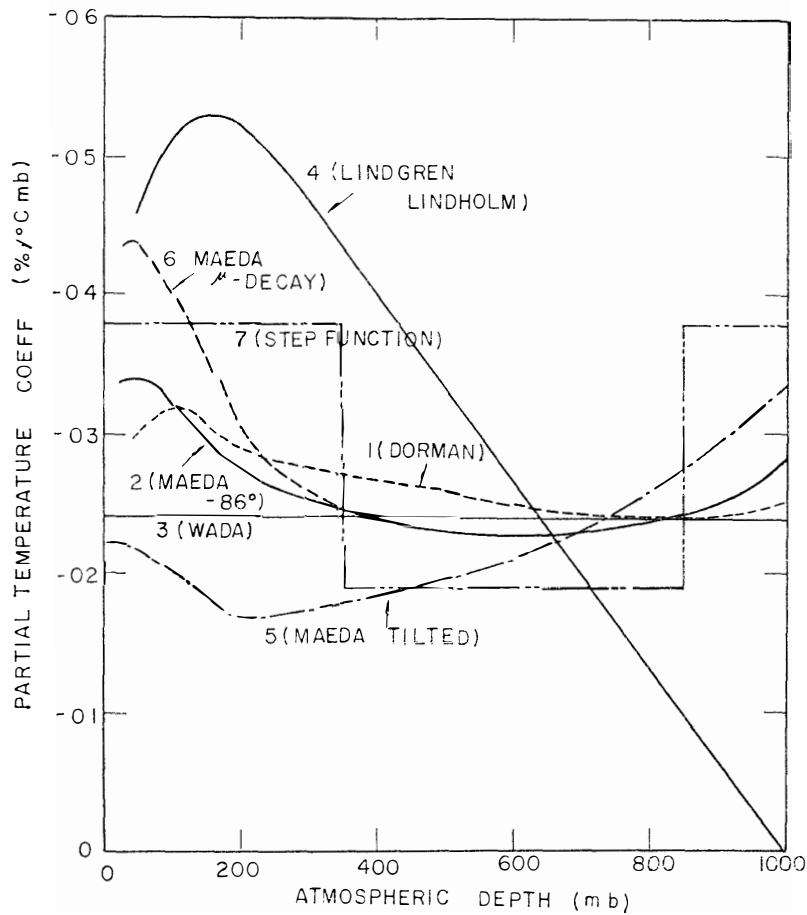


Fig. 4. Temperature coefficients of the cosmic ray meson component against the atmospheric depth. The following seven different dependences are drawn: (1) Dorman, (2) Maeda-86°, (3) Wada, (4) Lindgren & Lindholm, (5) Maeda-tilted, (6) Maeda- μ -only, (7) Step function.

第2表 7組の宇宙線中間子成分部分気温効果係数

No.	著者	略称	気温効果係数 $\% \times 10^5 / ^\circ\text{C} \cdot \text{mb}$										
			等圧面高度 (mb)										
			1000	900	800	700	600	500	400	300	200	100	50
1	DORMAN	Dorman	-25	-24	-24	-24	-25	-26	-27	-28	-29	-32	-30
2	MAEDA	Maeda-86°	-28	-25	-24	-23	-23	-23	-24	-26	-27	-32	-34
3	WADA	Wada	-24	-24	-24	-24	-24	-24	-24	-24	-24	-24	-24
4	LINDGREN & LINDHOLM	L. L.	0	-7	-13	-20	-27	-33	-40	-47	-52	-51	-46
5	MAEDA	Maeda-t	-34	-29	-26	-23	-21	-19	-18	-18	-17	-20	-22
6	MAEDA	Maeda- μ	-28	-25	-24	-23	-23	-23	-24	-26	-30	-40	-44
7	CARMICHAEL <i>et al.</i>	S. F.	-38	-38	-19	-19	-19	-19	-19	-38	-38	-38	-38

3. 部分気温効果係数の理論値と実測値との照合

部分気温効果係数の理論値と実験値との合い方は、実測の中間子変動分 δM と気圧、中間子および気温の実測値から推定される中間子変動分 δM_{FIT} との差の大小によって判定される。即ち次の(3)式の ΔM を最小にする理論が最適な理論となる。

$$\Delta M = \sqrt{\sum_{k=1}^n [\delta M(k) - \delta M_{FIT}(k)]^2 / n - 4} \dots\dots\dots(3)$$

ここで

$$\delta M_{FIT}(k) = C_P \delta P(k) + C_N \delta N(k) + C_T \delta T(k) \dots\dots\dots(4)$$

但し

M : 中間子の実測値

N : 中性子の実測値

P : 気圧の実測値

T : (2) 式で与えられる荷重平均気温の実測値

δ は各々統計に用いた値の平均値からの差を意味する。

又 C_P, C_N, C_T は各々 P, N, T の M に対する回帰係数で、best fit の δM_{FIT} を得るためには、 P, N, T, M の四重相関で求める。

1964年11月10~11日をふくむ27日のdataで統計した結果を第3表に示す。

第3表 1964年11月(標本数27日)の統計結果

No.		ΔM %	T の回 帰係数	左の誤差	回帰係数 に対する t -value	重相関 係 数	気温data 標準偏差 %	
1	Dorman	0.26664	0.818	0.077	10.6	0.99351	0.956	中間子 data 標準偏 差 2.204 %
2	Maeda-86°	0.26576	0.883	0.083	10.6	0.99355	0.890	
3	Wada	0.26553	0.940	0.088	10.6	0.99356	0.842	中性子 data 標準偏 差 6.386 %
4	L. L.	0.30895	0.548	0.062	8.8	0.99127	1.300	
5	Maeda- t	0.27586	1.114	0.110	10.2	0.99305	0.719	気圧 data 標準偏差 8.298 mb
6	Maeda- μ	0.26953	0.817	0.078	10.5	0.99336	0.951	
7	S. F.	0.27945	0.767	0.077	10.0	0.99286	1.005	

これから ΔM の小さい順位は、No. 3-2-1-6-5-7-4 となる。これ等の ΔM の差の有意性を統計的に出すことはむずかしいので、2 節に記した他の 5 例の前後 13~20 日間の data から求めた ΔM の順位で比較検討する。

これら5例は昇温の規模が小さいため統計精度が落ち（荷重平均気温 T の標準偏差は64年11月の約1/2, T の回帰係数の誤差は2倍程度になる. t -value は, 3~8の間の値である.), ΔM の順位は, 5例まちまちで統一性がないが, 重相関のよいものに weight をかけて5例の平均を求めてみると, ΔM の小さい方から No. 6-2-1-3-5-7-4 の順となる. なお相関係数は標本数の異なるものの間では absolute に比較できないので, weight には次の F-value を用いた.

$$\overline{\Delta M^2} = \frac{\sum \Delta M^2 \cdot F}{\sum F}$$

$$F = \frac{r^2/p}{(1-r^2)/n-p-1}$$

但し

r : 重相関係数

n : 標本数

p : 独立変数の数

部分気温効果係数の適不適を検討するための統計では, たとえ標本数をふやしても必ずしも結果が明瞭になるというものではないが（各層の温度の動き方が一様でなく, 各々異なった特徴があらわれれば明瞭な結果が得られると考えられるが, 変化量の大きい点が少ないと, 標本数が増すにつれて特徴が平均化される恐れがあるからである), 1964年1年通じて統計した結果を第4表に示す. この場合冬期には高層部の気温が欠測がちであって, 標本数は218日である.

第4表 1964年通し（標本数218日）の統計結果

No.		ΔM %	T の回 帰係数	左の誤差	回帰係数 に対する t -value	重 相 関 係 数	気温data 標準偏差 %	
1	Dorman	0.41882	1.138	0.023	48.7	0.98919	1.303	中間子data標準偏 差 2.837 % 中性子data標準偏 差 7.493 % 気圧data標準偏差 9.578mb
2	Maeda-86°	0.42029	1.193	0.025	48.5	0.98912	1.240	
3	Wada	0.43352	1.251	0.027	46.9	0.98842	1.179	
4	L. L.	0.46177	0.992	0.023	43.7	0.98685	1.502	
5	Maeda- t	0.47177	1.318	0.031	42.7	0.98627	1.100	
6	Maeda- μ	0.41140	1.134	0.023	49.7	0.98957	1.308	
7	S. F.	0.43598	1.027	0.022	46.6	0.98828	1.423	

ここで ΔM の小さい順位は, No. 6-1-2-3-7-4-5 である.

以上の結果をまとめると第5表のようになる.

第5表 部分気温効果係数の理論値と実測との合い方順位

順位	1	2	3	4	5	6	7
1964年11月	No. 3	No. 2	No. 1	No. 6	No. 5	No. 7	No. 4
5例平均	6	2	1	3	5	7	4
1964年通し	6	1	2	3	7	4	5

これから Nos. 1, 2, 3, 6 が Nos. 4, 5, 7 よりすぐれているといえよう.

なお CARMICHAEL 等⁸⁾は, 1962~64年にわたる Canada の Deep River の data の 31 日 running mean を用いて 1 年毎に統計し, 同様な解析を行なっているが, 第6表のような結果を得ており, 我々の結果と矛盾しない.

第6表 Deep River の data による統計結果 (CARMICHAEL 等⁸⁾)

	1962-63		1963-64	
	ΔM %	重相関係数	ΔM %	重相関係数
No. 1	0.164	0.99755	0.245	0.99415
2	0.165	0.99751	0.248	0.99403
3	0.164	0.99755	0.250	0.99396
4	0.309	0.99131	0.340	0.98878
5	0.178	0.99712	0.269	0.99297
6	0.173	0.99727	0.250	0.99394
7	0.195	0.99652	0.280	0.99237

4. 宇宙線より上層気温を推定する試み

宇宙線が気圧効果や気温効果を受けるということは, いいかえれば地上で観測される宇宙線は, 通って来た大気内の情報をもっているということになるから, 宇宙線の観測を上層気象の研究に役立てられないかという考えは, 古くからいだかれて来た問題である. 具体的にどのようなことに利用出来るか, 又そのためにはどの程度の測定精度の宇宙線計を必要とす

るか検討してみる.

Fig. 2 でみられるように 1964 年 11 月 event において, 200~400 mb の間に温度の動きの逆転層があるが, これの正確な高さを宇宙線を使って推定してみる. それには, 200~400 mb の間を実測より細かい層に分けて, 各々に仮定の温度を与え, それから得られる δT を用いて前節の方式で, 推定の中間子変動 δM_{FIT} と実測の中間子変動 δM の差 ΔM を比較すればよい. 仮定が正しければ ΔM を最小にするであろう. 層の細分を 50 mb 間隔にしてためした結果, 時間軸に対する温度勾配が, 200~250 mb 迄は上層の勾配と同じ向き, それ以下は逆になると仮定した時の ΔM が最小となった. この際部分気温効果係数は, No. 1 (Dorman) を用いた.

大気温度の測定はラジオゾンデで行なわれているが, これは常時, 連続的に行なうわけにいかないし, Mawson の例でみると, 200 mb 高度位迄は四季を通じて測られているが, それ以上の高度は欠測がちで, 特に冬期はまれにしか測定出来ないといった難がある. そこで, 測定しやすい下層を実測し, それと宇宙線観測から上層の温度が推定出来れば実用的である. これは原理的には可能である. 但し測定に相当な精度が要求されるので以下にこの点について考察してみる.

中間子強度に気圧補正と一次線変動補正 (中性子補正) をほどこしたものを M_{NP} とすると, (1) 式より

$$\begin{aligned}\delta M_{NP} &= \delta M - C_P \delta P - C_N \delta N \\ &= C_T \delta T + \varepsilon \dots\dots\dots(5)\end{aligned}$$

(2) 式より

$$\begin{aligned}\frac{\delta M_{NP}}{C_T} &= \sum_{i=1}^k w_i \Delta p_i t_i + \varepsilon \\ &= \sum_{i=1}^{k-1} w_i \Delta p_i t_i + w_k \Delta p_k t_k + \varepsilon \dots\dots\dots(6)\end{aligned}$$

$$\therefore t_k = \frac{\delta M_{NP} - C_T \cdot \sum_{i=1}^{k-1} w_i \Delta p_i t_i - \varepsilon}{C_T \cdot w_k \cdot \Delta P_k} \dots\dots\dots(7)$$

(t_i は i 番目と $i+1$ 番目の等圧面の ΔP_i mb 間の平均温度, w_i はそこにおける部分気温効果係数) t_k は ΔP_k mb の幅の特定層の平均温度を表わす. この t_k の誤差は, ΔP_k のとり方によって大きく左右されるが一応 $\Delta P_k = 100$ mb とし, w_i は一定値 $0.00024\%/^{\circ}\text{C}\cdot\text{mb}$ (No. 3 の

方式) を採用して概算を行なう. なお C_P , C_N , C_T は w_i に採用した方式により決まるものであるが, 概算として3節の計算に基づき, それぞれ -0.2 , 0.5 , 1.0 とする. 観測の誤差は, Mawson の例から中間子 0.08% , 中性子 0.10% , 気圧 0.1 mb, 気温 1°C とすると, (7) 式の分子は, δM_{NP} について $\sim 0.15\%$, $\sum_{i=1}^{k-1} w_i \Delta P_i t_i$ について $\sim 0.22\%$ の誤差がつき, 分母 $C_T \cdot w_k \cdot \Delta P_k$ の値が $0.024\%/^\circ\text{C}$ であるから t_k には $\sim 15^\circ$ の誤差がつくことになる. ΔP_k の値を $200, 300, 400$ mb と広げれば, t_k の誤差は $\Delta P_k = 100$ mb のときの $1/2, 1/3, 1/4$ と小さくなる. 大気全体の平均温度を得ようとするなら $\Delta P_k = 1000$ mb であるから $\sim 1^\circ\text{C}$ の精度で得られることになる. つまり精度のよい温度推定値を得るには推定する層の幅を広げねばならず, 幅を広げれば得られる情報は, 幅広い平均的なもので細部のことはわからなくなる. 実用に供するためには, たとえば, 200 mb 位迄は実測し, それ以上の高度の温度を宇宙線を用いて 1°C 位の精度で知るためには, 宇宙線および気温の測定の精度を1けた上げねばならない. 宇宙線計としては, 計数にして, Mawson の $1.5 \times 10^5/\text{hr}$ の 100 倍, 少なくとも $10^7/\text{hr}$ の計数値が必要ということになる.

5. 中性子気温効果係数

地上で観測される中性子にはごくわずかではあるが, 大気中でできた中間子から生まれた中性子がふくまれている(高緯度で約 7%). 中性子自身は気温に関係ないが, 親の中間子が受ける気温効果が間接的に地上の中性子強度を左右する. ごくわずかなので一般には無視されているが, 気温自身の変化が大きければ, 中性子気温回帰係数が統計的に求まると考えられるので, 中間子と同様, 1964年11月の Mawson の資料より中性子強度, 気圧, 荷重平均温度の三重相関で回帰係数を求めてみた. 部分気温効果係数の Nos. 1~7 のいずれの場合も t -value $1.5 \sim 1.8$ で回帰係数は, 中間子成分のその約 $1/4$ という値を得た. 標本数 27 あたりでは, 危険率約 5% (係数の有意性の場合, 危険率は, t 分布表より求まるものの半分) であるから充分有意な値とはいえない. なお気温変化が, 1964年11月 event より小さい5例の統計からは, 全く有意性のある値は得られなかった.

6. おわりに

以上 Mawson 基地の宇宙線資料の解析から宇宙線と気象との定量的関係について述べた. 昭和基地には検出有効面積 8 m^2 までの中間子計を現在の中性子計に併置させることができる. その場合の計数値は, $\sim 2 \times 10^6/\text{hr}$ なので, もしある高度以下の温度分布がゾンデ観測

から得られれば、それ以上の高度での温度をほぼ 2°C の精度で推定し得ることになる。このことは精度上では満足すべきものではないかも知れないが、ゾンデ観測と異なり宇宙線観測は連続記録なので、適当な仮定の下に上層気温の連続データが得られる利点がある。又突然昇温を起すような暖気流の動きの方向なども、斜入射宇宙線の測定から分かるかも知れない。

しかし、いずれにしても、正確な温度推定のためには、ただ一種類の中間子計のみでは不十分で、異なる気温効果特性を持つ別種類の中間子計が必要であろう⁹⁾。種類の数はそのまま気温を推定し得る層の数に比例する。たとえば正気温効果を示す中間子計などは、基地近くの定着氷下の海底に比較的安定に設置しやすいし、大きな負気温効果を示す低エネルギー中間子成分の測定などは、まさに極地方に適した観測といえるだろう。近い将来、これらのプロジェクトが推進されることを期待したい。

文 献

- 1) 守田康太郎: 極地気象学. 極地, **2**, 2-9, 1966.
- 2) ANTARCTIC DIVISION, DEPARTMENT OF EXTERNAL AFFAIRS: ANARE Data Report Series C (II), Cosmic rays, 1960-66.
- 3) DORMAN, L. I.: Cosmic ray variations. Translation by U. S. Air Force Technical Document Liaison Office, 1958.
- 4) MAEDA, K.: Directional dependence of atmospheric temperature effects on cosmic-ray muons at sea level. J. Atmos. Terr. Phys., London, **19**, 184-245, 1960.
- 5) LINDGREN, S. and F. LINDHOLM: Atmospheric effect on the meson intensity recorded by the international standard cube at a high latitude station. Tellus, **13**, 280-290, 1961.
- 6) WADA, M.: Atmospheric effects on the intensity of cosmic-ray mesons (II). Sci. Pap. Inst. phys. chem. Res., Tokyo, **55**, 7-23, 1961.
- 7) CARMICHAEL, H., M. BERCOVITCH and J. F. STELJES: Introduction of meteorological corrections into meson monitor data. Proc. Int. Conf. Cosmic Rays, London, **1**, 492-494, 1965.
- 8) CARMICHAEL, H., M. BERCOVITCH and J. F. STELJES: Private communication. 1965.
- 9) 和田雅美, 須田友重: 宇宙線と気象. 日本物理学会誌, **21**, 563-574, 1966.

(1967年8月30日受理)