

# ライダーによる南極昭和基地での薄い雲の観測\*

和田 誠\*\* 岩坂 泰信\*\*\*

## 要 旨

1983年南極昭和基地にライダーが設置され雲の観測が実施された。ライダーの波長は  $0.6943 \mu\text{m}$  で最大出力は  $2.0 \text{ J/pulse}$  である。1983年5月から11月にかけて17回の雲の観測が行われた。観測された雲は、薄い雲が多く、後方散乱係数の最大値も平均  $0.2 \text{ km}^{-1}$  で、 $2 \text{ km}$  付近の高さにこのピークが見られた。この観測から次のような結果が得られた。積分後方散乱係数および偏光の垂直成分の積分後方散乱係数はともに、エコー頂の温度の下降に伴って増加する。平均的な偏光解消度（非球形因子 $\alpha$ から仮定を入れて求める）は、エコー頂の温度が $-25^\circ\text{C}$ より高い時、 $0.25$ で $-30^\circ\text{C}$ より低い時は $0.45$ であった。また雲層内の温度が $-25^\circ\text{C}$ 付近の雲のケースでは非常に大きな偏光解消度の値が観測された。

## 1. 始めに

Wada・Takeda (1983) や Wada (1987) は、昭和基地の高層ゾンデ観測のデータを用い、主に擾乱と直接的に結びつかない雲の性質の解析を行った。この中で、雲の形成や発展について論じ、雪面の放射冷却によって形成されたと思われる雲や、雲頂での放射冷却によって維持されていると思われる雲が、低温の南極のような地域には多く存在することを述べた。また Takeda *et al.* (1982) は、氷晶の数はあまり多くないが、比較的大きい氷晶からなる雲をカナダのイヌヴィークの観測から報告している。これらの雲と関係があると期待される雲について、1983年に昭和基地でライダー観測を行った。

ライダーによる雲の観測は現在まで多くの場所で各種の雲について行われている。Platt (1977) は氷と水の混じった高層雲についての観測をオーストラリアのアスペンデルで、Platt *et al.* (1978) は氷晶雲の観測を、アメリカ合衆国のボルダーで、Derr *et al.* (1976) は尾流雲とその母雲との観測を、アメリカ合衆国のボルダーで、McNeil・Carswell (1975) は多くのケースの雲、霧などの観測をカナダのトロントで行っている。また日

本では米沢で Shimizu *et al.* (1986) が、降雪雲についての観測を行っている。南極点基地ではすでに Smiley *et al.* (1986) や Smiley・Morley (1981) によって晴天降水や全天が曇っている時の弱い降雪についての観測がなされている。

これらの論文では後方散乱係数や偏光解消度について論じられている。まず後方散乱係数は、雲の種類で異なっている。特に Smiley・Morley (1981) の雲と、Platt (1977) が対象とした雲ではかなり違う。偏光解消度については必ずしも違いがはっきりしない。偏光解消度の違いについては、水滴と氷晶の個数の割合の違いや、氷晶の姿勢の違いを取り上げて論じている。

本論文では光学的にあまり厚くない雲について、後方散乱係数や非球形を表す値 ( $\alpha$ ) を求め、どのような構成粒子からなっているのか、どのような条件（温度、湿度など）が構成粒子を決めるのに重要であるかについて討論し、南極の薄い雲の雲物理学の特徴を知ろうとするものである。

## 2. ライダー装置

このライダー装置はレーザー発振部、送信光学部、受信光学部、光電変換部、信号処理部、データ処理部、そしてこれらの間の信号を制御する制御部よりなっている。このルビーレーザーは J.K. Laser Co. の JK 2000 を用い、波長は  $0.6943 \mu\text{m}$  と  $0.3471 \mu\text{m}$  である。今回の解析には  $0.6943 \mu\text{m}$  のデータのみを用いた。最大

\* Lidar observations of optically thin clouds at Syowa Station, Antarctica.

\*\* Makoto Wada, 国立極地研究所.

\*\*\* Yasunobu Iwasaka, 名古屋大学水圏科学研究所.

—1987年2月10日受領—

—1987年5月14日受理—

出力は 2.0 J/pulse でパルス幅は 40 ns である。最も速い繰返し時間は 60 pulse/min である。カセグレン式の望遠鏡と回転シャッターを用いて反射光を受光する。雲の観測では、アナログ出力が得られるが、A/D 変換を行い、データはデジタル値で出力される。データの高度方向のサンプリング間隔は 15m おきである。発振出力はモニターされており、この出力を用い、受信強度データの校正を行う。また空気分子による後方散乱係数の値を校正用の値として用い、雲からの後方散乱係数の値を計算した。このライダー装置についてのより詳細な記載は Iwasaka *et al.* (1981) や岩坂他 (1983) に述べられている。

### 3. 観測

観測は 1983 年の 5 月から 11 月にかけて、南極昭和基地で行われた。ライダー観測の大部分は、現地時間の 21.00 LST 頃行われた。一方定常気象観測による高層ゾンデ観測は、03.00 LST と 15.00 LST に行われている (Japan Meteorological Agency, 1985)。このためライダーデータの解析と比較する高層観測データは、ライダー観測時間の前後の高層観測データを用いた。

この観測では、個々の観測によって異なるが、次の 3 つの受信強度のうちの 3 つが観測されている。それらは、後方散乱による全受信強度、偏光の垂直成分および水平成分の受信強度である。それらの強度は同じ日の観測でも同時刻の測定ではなく、ほとんどのケースで 5 分から 15 分異なった時刻で観測されている。観測時刻がこれ程異なると、雲の内部の細かい現象は 2 つの観測時刻で異なったものとなってしまう可能性が大きいので、2 つの時刻のずれた観測データを比較して使うためには、平均化したデータとしなければならない。全体としての雲は、この程度の時刻のずれではあまり変化しないと考えられる。

レーザー光は鉛直上方へ発振され、雲からの反射光は受信望遠鏡で受ける。この時得られる高度  $z$  からの後方散乱係数を  $\beta(z)$  とする。 $z$  方向の 15 m 間隔のデータ 10 個、即ち 150 m の層内の  $\beta(z)$  の平均値を  $\beta$  10 とする。エコー底の高さ、エコー頂の高さを、それぞれ  $z_b$ ,  $z_t$  とする。 $\beta(z)$  を  $z_b$  から  $z_t$  まで積分した値を  $\gamma$  とする。即ち

$$\gamma = \int_{z_b}^{z_t} \beta(z) dz \quad (1)$$

この  $\gamma$  を積分後方散乱係数と呼ぶ。また後方散乱光の水平や垂直の成分について、これらの量を表す時は、添字

として、水平には ( $\parallel$ ) を、垂直には ( $\perp$ ) を付加した。

雲の内部の粒子の性質を考える上から、全受信光強度と垂直偏光成分の受信光強度の観測が多いので、次に定義する量  $\alpha$  を導入する。

$$\alpha \equiv \gamma_{\perp} / \gamma \quad (2)$$

もし同時刻に  $\beta_{\perp}(z)$  と  $\beta(z)$  の観測が行われているとすると、非球形度を表すと言われている、いわゆる偏光解消度  $\delta(z)$  は、

$$\delta(z) \equiv \frac{\beta_{\perp}(z)}{\beta_{\parallel}(z)} = \frac{\beta_{\perp}(z)}{\beta(z) - \beta_{\perp}(z)} \quad (3)$$

となり、雲全体の平均値として  $\delta$  を考えると

$$\delta = \frac{\gamma_{\perp}}{\gamma - \gamma_{\perp}} \quad (4)$$

となる。雲全体としては  $\alpha$  は時間的にあまり変わらないとすると、 $\delta$  と  $\alpha$  の関係は、(4) 式に (2) 式を代入して、

$$\delta = \frac{\alpha}{1 - \alpha} \quad (5)$$

となる。

### 4. 結果

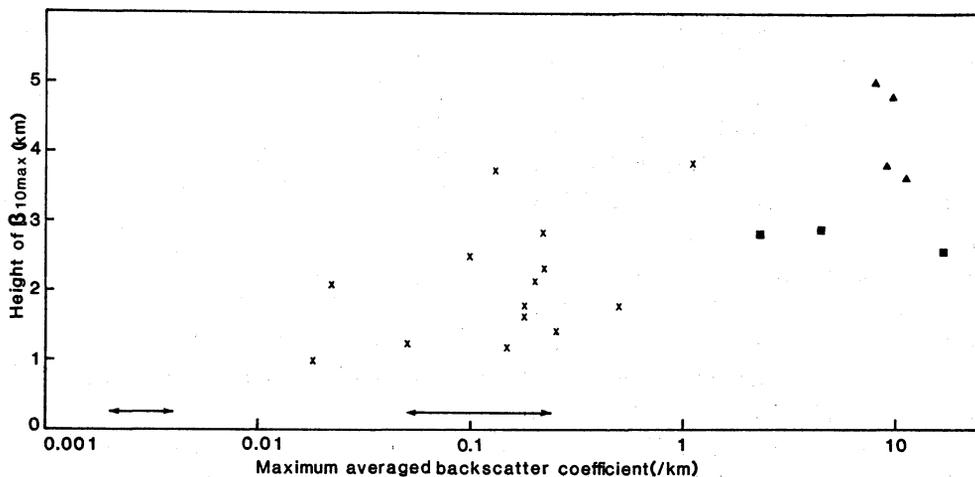
雲の観測は 1983 年 5 月から 11 月にかけて、17 のケースについて行われた。これらのうち雲量が 10 で降雪があったケースは 2 ケースで、その他の殆どのケースでは、雲量は 6 以下であった。また天気図からみると、6 月 30 日と 7 月 1 日のケースを除いて、昭和基地の近くに低気圧はみられなかった。これらから判断すると、ライダーで観測された雲の大部分は、あまり厚くない雲であったと考えられる。

第 1 表に観測時刻、エコー層の高さ、積分後方散乱係数、後方散乱係数の 10 個の平均値  $\beta$  10 の最大値 ( $\beta$  10 max)、それに  $\alpha$  の値を各ケースについて示した。5 月 10 日と 6 月 18 日のケースでは 2 層のエコーが見られたので 2 つに分けて示した。一方これらのケースに対応する高層観測データを第 2 表に示した。第 2 項の  $mw$  は、ライダー観測時刻の前後の高層観測から得られた地上から 500 mb 付近までの可降水量の平均値である。第 3 項にはエコー層内の最高、最低の温度を、第 4 項にはエコー頂の温度を示した。第 5 項にはエコー層内の相対湿度の最大値を、第 6 項にはエコー層内の風速を 3 段階 ( $w$ : 弱,  $m$ : 中,  $s$ : 強) に分けて示した。

南極昭和基地で今回観測された雲を他の地域で観測された雲と比較検討するために、各ケースの後方散乱係数の 10 個の平均の最大値を観測された高度とともに、第 1 図に示した。第 1 図には同時に他の観測者 (Platt, 1977;

第1表 ライダーで観測された雲の光学特性

date	time			height	$\gamma$	$\alpha$	$\beta_{10\max}$
	t.	perp	para	(km)	(t.)		(/km)
5/03	1004	1008		-0.50	—	0.67	—
5/10	2040	2047		0.42-1.72	2.88 E-2	0.17	0.0497
				1.83-1.76	1.32 E-1	0.17	0.130
6/18	0025	0037		0.62-1.10	6.90 E-4	0.25	0.0181
				1.74-2.01	1.47 E-1	0.30	0.504
6/30	2210	2220		-2.65	1.79 E-1	0.68	0.147
7/01	2041	2050		-3.00	1.42 E-1	0.16	0.0973
7/04	2047	2053		-2.76	1.09 E-1	0.22	0.181
7/05	2204	2214		1.25-1.83	6.97 E-2	0.16	0.254
7/07	2050	2108		-2.35	1.06 E-1	0.18	0.254
7/08	2249	2249		0.86-0.99	—	0.33	—
7/13		2354	2354	-0.47	—	0.30	—
7/14	2207		2202	0.45-2.60	5.74 E-2	0.17	0.222
7/19	2231	2243		1.92-2.22	6.57 E-2	0.22	0.198
7/20	2105	2115		0.45-3.00	7.27 E-2	0.22	0.0228
10/02	2305	2320		1.47-4.95	4.51 E-1	0.31	0.217
10/15	0223	2034		2.82-4.08	6.28 E-1	0.31	1.90
11/05		2217	2231	2.55-3.24	—	0.33	—
11/09	2121	2140		-4.08	—	0.39	—



第1図 後方散乱係数の最大値とその高さ。×印は今回の観測データ、▲は Platt (1977) のアスペンデルのデータ、■は Platt *et al.* (1978) のボルダールのデータ、↔は Smiley・Morley(1981) の極点基地のデータ。後方散乱係数の大きい方の↔が氷と水の混合雲のデータで他が晴天降水のデータ。

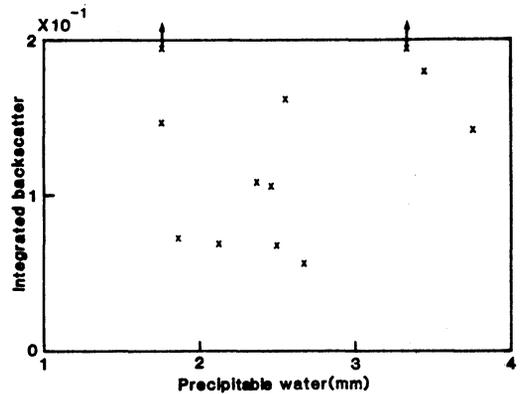
第2表 高層ゾンデデータおよび衛星データ

date	mw (mm)	temp. (c)		c. top temp	R. hum (%)	w.s.	NOAA
		Max	Min				
5/03	3.14	-11	-15	-13.8	69	W	○
5/10	2.56	-12	-22	-22.0	79	W	○
		-22	-32	-31.5	73	W	
6/18	1.76	-21	-25	-24.5	69	W	○
		-29	-32	-31.4	75	W	
6/30	3.445	-9	-25	-23.0	78	S	×
7/01	3.755	-9	-26	-26.5	77	S	×
7/04	2.37	-15	-28	-27.0	82	S	○
7/05	2.13	-17	-22	-21.5	70	W	○
7/07	2.455	-12	-26	-26.0	80	W	×
7/08	1.42	-25	-27	-26.5	80	W	○
7/13	3.66	-16	-16	-15.9	79	W	○
7/14	2.67	-15	-26	-26.0	81	W	×
7/19	2.29	-24	-26	-26.0	76	M	×
7/20	1.87	-24	-27	-26.5	75	M	○
10/02	3.33	-14	-34	-33.5	76	S	×
10/15	1.77	-30	-38	-37.5	65	S	×
11/05	2.695	-28	-30	-30.0	71	M	○
11/09	2.66	-10	-40	-38.0	68	M	×

Platt *et al.*, 1978 ; Smiley・Morley, 1981) の結果を示した。Smiley・Morley の結果はエコーの高度が示されていないので、矢印で、後方散乱係数の範囲のみ示した。今回の観測では、強いエコーは大体 1.5 km から 2.5 km 付近にあり、その後方散乱係数は約  $0.2 \text{ km}^{-1}$  である。もっとも強いものでも  $1.1 \text{ km}^{-1}$  であった。

更に観測された雲と大気中の水蒸気量の関係を知るために、積分後方散乱係数と可降水量の関係を図2に示した。積分後方散乱係数は、0.5から2.0に散らばっており、可降水量とは良い相関を示さない。可降水量が多い時、必ずしも雲のエコーが強いと言うことはできない。

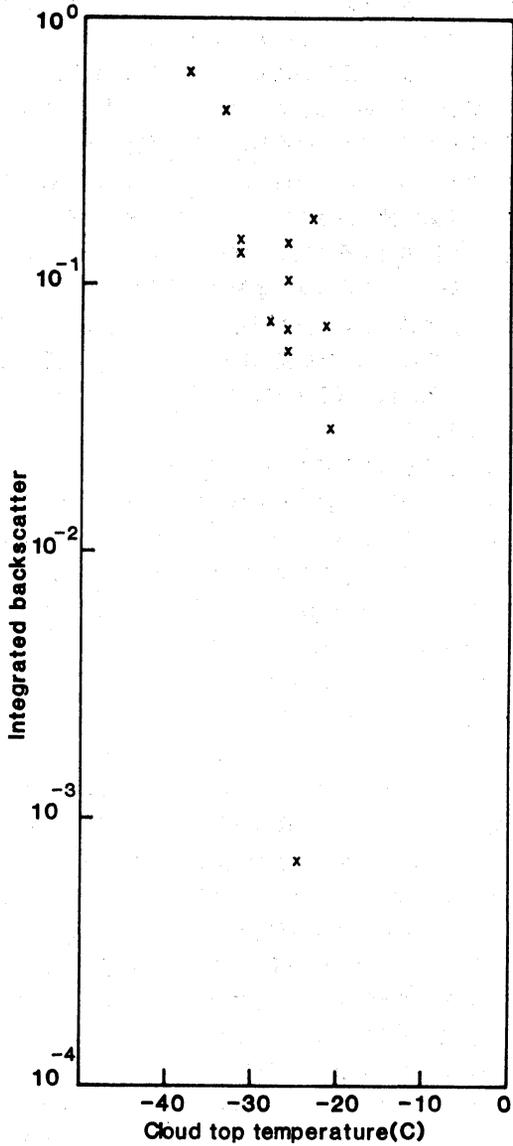
それぞれの雲の積分後方散乱係数と、エコー頂の温度との関係を第3図に示した。積分後方散乱係数は、エコー頂の温度が下がるに伴って増加していることが見られる。更に偏光の垂直成分の積分後方散乱係数と温度との関係を見ると、これも、温度が下がるにつれて同様に増加している(第4図)。また  $\alpha$  値とエコー頂の温度との関係を第5図に示した。図の  $a$  と  $b$  の  $\alpha$  の値は他に比べ非常に大きい。また  $b$  と  $c$  の温度は他に比べずっと高い。これら3つのケースを除いて考えると、エコー頂の温度が  $-30^\circ\text{C}$  より低い時は、 $\alpha$  は大体0.3付近、 $-25$



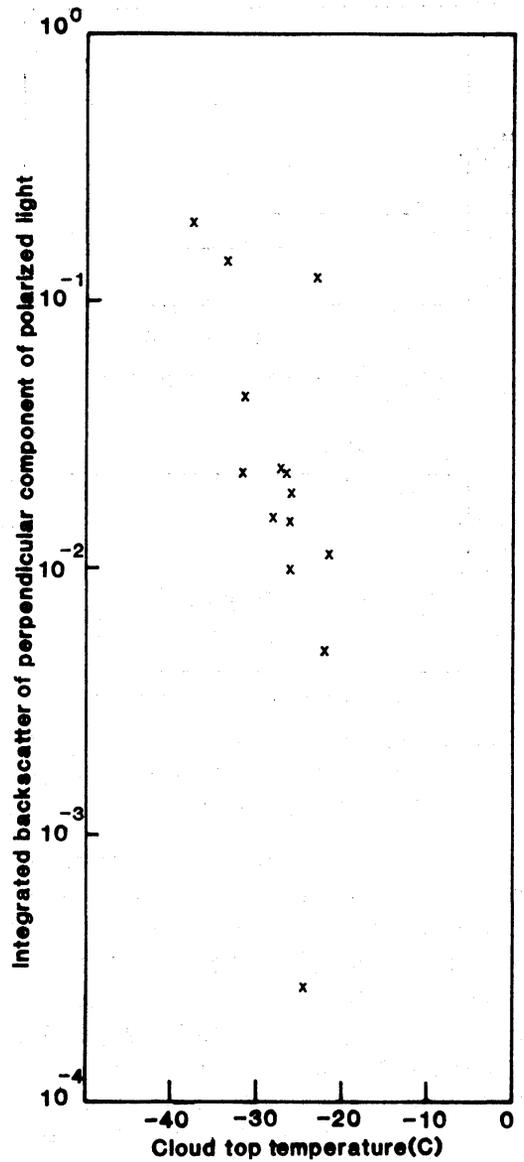
第2図 積分後方散乱係数と可降水量との関係。

$^\circ\text{C}$  より高い時は、 $\alpha$  は大体0.2付近となっていることが示されている。

エコーのある層の詳細な検討をするために、7月8日のケースの後方散乱係数  $\beta(z)$  と  $\alpha(z)$  の値を図6に示した。このケースは第1表で示したように、全受信光強度と偏光の垂直成分の受信光強度との観測がほぼ同時に行われているので両強度の細かい比較が可能である。



第3図 積分後方散乱係数とエコー頂温度との関係。

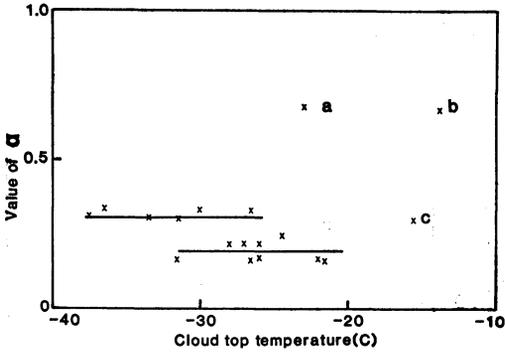


第4図 偏光の垂直成分の積分後方散乱係数とエコー頂温度との関係。

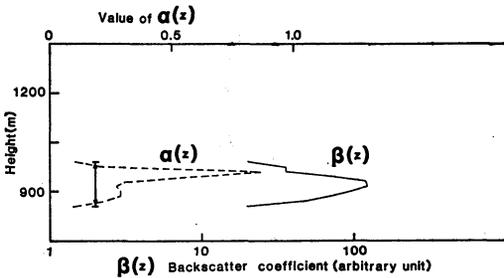
実線は後方散乱係数  $\beta(z)$  (軸は相対値であらわす) で破線は  $\alpha(z)$  である。  $\alpha(z)$  の最大値はエコー頂のすぐ下 (約 30 m) の高さに見られ、値は 0.8 である。一方  $\beta(z)$  の最大値は  $\alpha(z)$  の最大値より更に 30 m 程下に見られる。

5. 討論

第1図に他地域も含めたライダーによる雲の後方散乱係数の観測結果を示したが、後方散乱係数はオーストラリアのアスペンデールの氷と水の混合雲やアメリカ合衆国のボルダーの冬の氷晶雲に比べ今回の観測データは1桁から2桁小さい。一方南極点の観測と比較すると、氷



第5図 エコー頂温度と $\alpha$ の値の関係。



第6図 1983年7月8日のケースの $\alpha(z)$ と後方散乱係数 $\beta(z)$ のプロファイル。矢印はエコーのあった高さを示す。

と水の混合雲については大体同じであり、氷晶雲については大きい。最大の強度のエコーの出現しやすい高さは、大体2kmでアメリカ合衆国やオーストラリアのケースより低い。第2表の最後の欄にNOAA衛星の赤外画像で、昭和基地付近の海岸線が見える(○)か、見えない(×)かを示した。写真は衛星の関係で16.00 LSTから18.00 LSTのものが多いので3~5時間の観測時刻にずれがあるが、目安として十分使えると考えられる。ライダーで観測したケースのうち3つのケースでは、昭和基地付近の海岸線が画像の中に見られ、雲はあまり光学的に厚いものでないことがわかる。このように後方散乱係数からも、衛星画像からも光学的に厚くない雲を主に観測したことが明らかである。雲の目視観測の記載から見ると、観測した雲は、もちろん、中下層の雲であり、南極ではこのような薄い雲が見られることがわかった。Wada・Takeda (1983)によれば、等温層がある時できる雲のうちあるものは、中層の乱流運動をきっかけに発生するのではないかと述べられているが、2km付近にエコーのピークが見られる原因は、これらと

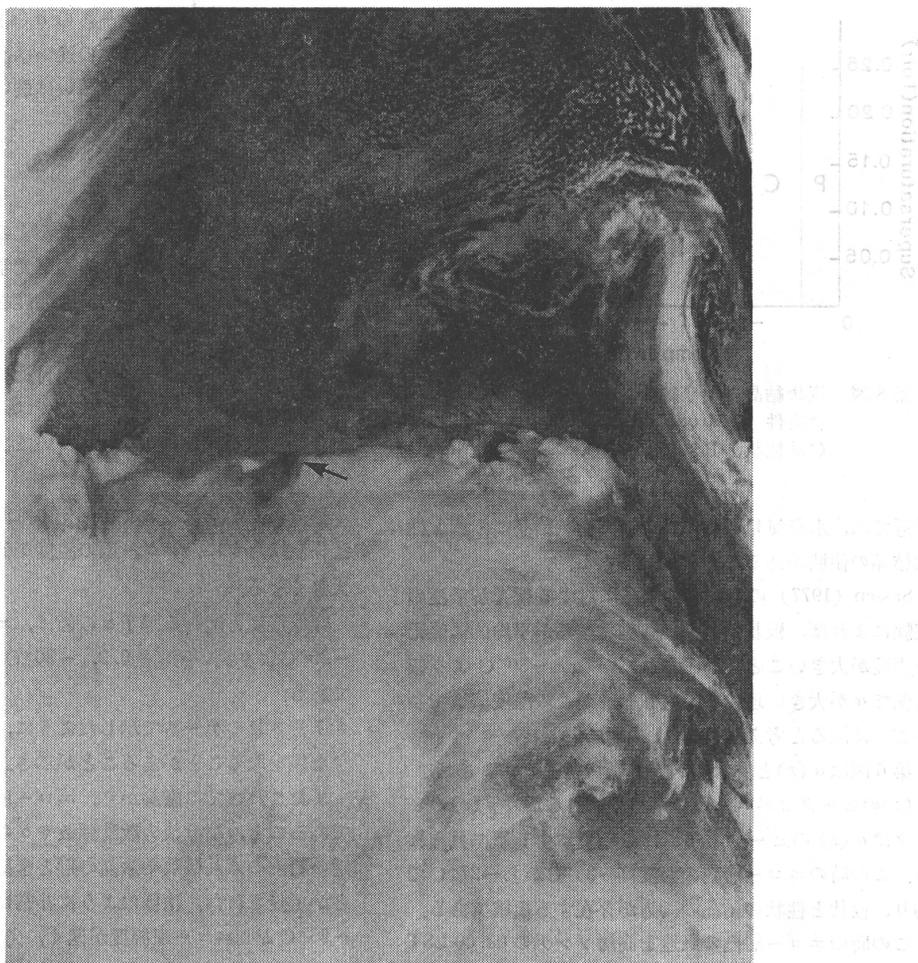
関係していると考えられる。7月8日の雲の衛星画像を第7図に示した。この図のように擾乱と擾乱の間に沿岸付近にできる雲が昭和基地ではときどき見られる。

一般的に擾乱が昭和基地に近づくと、気温が上昇し、可降水量も増加する。その結果、雲が維持、形成されやすくなる。しかし、積分後方散乱係数は第2図で見たように、可降水量に独立である。Wada (1985)は、昭和基地の可降水量は冬は夏よりずっと少ないけれど、雲量は夏と冬であまり変わらないと報告している。このように可降水量は必ずしも、雲の維持、形成に関係しない。雲の成長、あるいは後方散乱係数の増大などは、可降水量以外の要因、例えば氷晶核数や氷晶のタイプも影響していると考えられる。

雲の積分後方散乱係数は第3図からわかるようにエコー頂の温度が下がるにつれて増加している。積分後方散乱係数は氷晶と水滴からの後方散乱係数の合計として表される。積分後方散乱係数の増加は氷晶や水滴の増加と関係している。温度範囲が0°Cから-25°Cでは、氷晶の濃度は、温度に依らない、または温度の上昇とともに減少する (Pruppacher・Klett, 1978)。しかし温度範囲が-25°Cから-60°Cでは、直径が100 $\mu$ m以上の氷晶については、温度の下降とともに氷晶濃度も減少する (Heymsfield, 1977)。また固体の水の量も温度の下降とともに減少すると報告されている (Heymsfield, 1977) がしかし第3図は逆の結果を示している。

Pruppacher・Klett (1978)は多くの観測者の結果をまとめ、温度と氷晶核の関係を示した。それによると、温度範囲が-13°Cから-24°Cでは、氷晶核数は温度の下降に伴って増加する。さらにKikuchi (1971)は南極昭和基地における-20°C氷晶核数は温度の下降に伴って増加することを示している。またJayaweera・Ohtake (1973)はアラスカで氷晶核数を測り、温度範囲は-4°Cから-20°Cであるが、氷晶数および氷晶核数は雲頂温度の下降とともに、同じ傾向で増加することを示した。

第4図はエコー頂温度の下降に伴って偏光の垂直成分の積分後方散乱係数も、全受信光による積分後方散乱係数と同様に、増加することを示している。もし積分後方散乱係数が、温度の下降による過冷却水滴の増加のために、増加したと考えると、偏光の垂直成分の積分後方散乱係数は温度の下降によってあまり変らないはずである。更に温度の下降によって、氷晶が成長し大きくなることにより、積分後方散乱係数が増加したとすると、可降水量の増加と積分後方散乱係数が良い相関を示すはず



第7図 7月8日 16.41 LST の NOAA 衛星の写真、矢印付近が昭和基地、白い領域が大陸側。

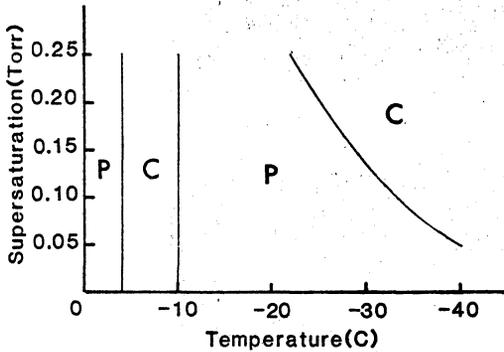
である。しかし第2図はあまり良い相関を示していない。これらのことを考えると、温度の下降によって積分後方散乱係数が増加した原因は、氷晶数の増加と考えられる。

これまで述べた議論を総合すると次の機構が考えられる。エコー頂の温度が低い時は、氷晶核数が多いので、過冷却水滴が氷晶となりやすい。この結果エコー頂の温度が低い雲では氷晶数が、温度の高い雲に比べて多くなり、偏光の垂直成分の積分後方散乱係数も相対的に大きくなる。即ちエコー頂の温度が低く、氷晶核数が多いことが重要である。

第5図に示したようにエコー頂の温度が、 $-25^{\circ}\text{C}$  より高い時には $\alpha$ の値は0.2でエコー頂の温度が $-30^{\circ}\text{C}$ より

低い時は $\alpha$ の値は0.3である。今回のケースでは光学的に薄い雲が多いことを考えると、氷晶と水滴の違いより、氷晶の形あるいは姿勢の違いと考えた方が妥当であろう。第5図のもう一つの重要な点は、 $-25^{\circ}\text{C}$ と $-30^{\circ}\text{C}$ の温度範囲では $\alpha$ は約0.2か0.3のどちらかの値となっており、除々に0.2から0.3に変わるのではない、ことである。

Kuroda・Lacmann (1982) は理論的な研究から板状結晶と柱状結晶の晶癖の変化は $-4^{\circ}\text{C}$ 、 $-10^{\circ}\text{C}$ 、 $-25^{\circ}\text{C}$ 付近で起こることを示した。第8図に Kuroda・Lacmann の晶癖の変化図を示した。 $-25^{\circ}\text{C}$ 付近では、温度のみによらず、水蒸気の過飽和度にも関係していることが示されている。このことは、 $-25^{\circ}\text{C}$ から $-30^{\circ}\text{C}$



第8図 板状結晶と柱状結晶の成長する温度と湿度の条件 (Kuroda and Lacmann 1982). Cは柱状, Pは板状結晶.

付近では、水蒸気量の違いによって板状結晶の領域と柱状結晶の領域があることを示している。

Sassen (1977) の室内での氷晶に対する偏光解消度の実験によれば、板状結晶に比べ柱状結晶が平均的に偏光解消度が大きいこと、が示されている。-30°Cより低温側で $\alpha$ が大きい理由は、柱状結晶がこの温度領域で多いことに因ると考えられる。

第6図は $\alpha(z)$ と $\beta(z)$ の高度プロファイルである。 $\alpha(z)$ のピークはエコー頂のすぐ下にあるが、 $\beta(z)$ のピークは $\alpha(z)$ のピークからずれて、更に少し下に見られる。この時のエコー層内の温度は-25°Cから-27°Cであり、板状と柱状の結晶の両方が存在する領域である。

この時のエコー層内の風速を高層ゾンデの03.00 LSTのデータで見ると、2 m/s以下であり弱い。Derr *et al.* (1976)によれば、ほとんど乱流のない状態で偏光解消度が100%以上の値を尾流雲で観測したという報告がある。今回の観測でも、 $\alpha(z)$ の値の大きい高度では、風が弱く、乱流がない状態であり、 $\alpha(z)$ の大きい値になりやすい条件があったと考えられる。また Platt (1978)は後方散乱係数は大きい、偏光解消度は小さいケースがあることを示した。彼の論文の中では更に、水平の姿勢を持った板状結晶のケースでは偏光解消度が非常に小さくなることを計算で示した。

Kuroda・Lacmann (1982)の-25°Cから-30°C付近で結晶形が変わること、Derr *et al.* (1976)の大きな偏光解消度の観測、Sassen (1977)の柱状結晶の方が板状結晶より偏光解消度が平均的に大きいという実験、Platt (1978)の氷晶でも場合によっては非常に小さい偏光解消度を示すという計算、などから考えると、第6

図に示した7月8日のケースの $\alpha(z)$ の大きな値や、 $\alpha(z)$ と $\beta(z)$ のピークの高さの違いは、雲内のわずかな湿度や温度の条件の違い、あるいは弱い風の条件によるものと考えられる。

## 6. まとめ

南極昭和基地でライダーによる雲の観測を行った。今回、観測を行った雲は、ほとんど光学的に薄い雲であった。平均的には、エコーの最大強度を示す高さは約2 km、そしてその強さ、後方散乱係数、は $0.2 \text{ km}^{-1}$ であった。これらの雲は南極の沿岸付近で時々見られる特徴的な雲と考えられた。目視観測では、高積雲、高層雲と記されている。これらの雲について次の結果が得られた。

積分後方散乱係数および偏光の垂直成分の積分後方散乱係数はともに、エコー頂の温度が低くなるにつれて、大きくなる。

非球形度と関わる因子 $\alpha$ の値は、エコー頂の温度が-25°Cより高い時は約0.2、-30°Cより低い時は約0.3である。

7月8日のケースで示したように、 $\alpha(z)$ が非常に大きな値を取ることがあることが示された。

またこれまでの議論から、エコー頂の温度は大変重要であること、積分後方散乱係数や $\alpha$ の値は、エコー頂付近の層内の氷晶核数や氷晶の形と密接に関係していることが示唆された。南極のように非常に寒い地域では、-25°Cよりエコー頂温度が低く、光学的にあまり厚くない雲が多く見られるので、柱状結晶の増加に伴って、 $\alpha$ の大きな値の雲層がしばしば観測されるのではないかと考えられる。

今回の観測は薄い雲が中心であり対流活動のあまりない雲を扱ったと考えられる。しかし雲の時間変化を追っていないこと、また全受信強度と偏光の垂直成分の受信強度の観測時刻が同時でないこと、などから細かい雲の内部の様子は解析できなかった。今後これらの観測とともに、氷晶核数や結晶形の観測を行って行く必要がある。また昭和基地で見られたこのような薄い雲が、どのような一般場の条件で形成されやすいのかについても、細かい時間変化を追った観測を通して、今後研究して行く必要がある。

## 謝辞

本論文をまとめるに当たって名古屋大学水圏科学研究

所武田喬男教授には、多くの有意義な助言をいただき、深く感謝いたします。

### 文 献

- Derr, V.E., N. L. Abshire, R.E. Cupp and G.T. McNice, 1976: Depolarization of lidar returns from virga and source cloud, *J. Appl. Meteor.* 15, 1200-1203.
- Heymfield, A.J., 1977: Precipitation development in stratiform ice clouds: A microphysical and dynamical study, *J. Atmos. Sci.* 34, 367-381.
- 岩坂泰信, 平澤威男, 福西 浩, 藤西良一, 宮岡 宏, 伊藤昇司, 安田 升, 大谷博康, 1983: 南極中層大気探査用レーザレーダのシステム構成, 南極資料, 80, 1-13.
- Iwasaka, Y., M. Fujiwara, T. Hirasawa and H. Fukunishi, 1981: Laser radar monitoring of the polar middle atmosphere. *Mem. Natl Inst. Polar Res., Spec. Issue*, 19, 178-187.
- Jayaweera, K.O. L.F. and T. Ohtake, 1973: Concentration of ice crystals in arctic stratus clouds. *J. Rech. Atmos.* 7, 199-207.
- Japan Meteorological Agency, 1985: Meteorological data at Syowa Station in 1983, *Antarct. Meteor. Data*, 24, 260 p.
- Kikuchi, K., 1971: Observation of concentration of ice nuclei at Syowa Station, Antarctica, *J. Meteor. Soc. Japan*, 49, 20-31.
- Kurda, T. and R. Lacmann, 1982: Growth kinetics of ice from vapour phase and its growth forms, *J. Crystal Growth*, 56, 189-205.
- McNeil, W.R. and A.I. Carswell, 1975: Lidar polarization studies of the troposphere, *Appl. Opt.*, 14, 2158-2168.
- Platt, C.M.R., 1977: Lidar observation of a mixed-phase altostratus cloud, *J. Appl. Meteor.*, 16, 339-345.
- , 1978: Lidar backscatter from horizontal ice crystal plate, *J. Appl. Meteor.*, 17, 482-488.
- , N.L. Abshire and G.T. McNice, 1978: Some microphysical properties of an ice cloud from lidar observation of horizontally oriented crystals, *J. Appl. Meteor.*, 17, 1220-1224.
- Pruppacher, H. and J.D. Klett, 1978: *Microphysics of clouds and precipitation*, D. Reidel Pub. Co., Dordrecht, 714 p.
- Sassen, Kenneth, 1977: Ice crystal habit discrimination with the optical backscatter depolarization technique, *J. Appl. Meteor.*, 16, 425-431.
- Shimizu, H., I. Matsui, N. Sugimoto, Y. Sasano, N. Takeuchi, N. Tanno, N. Saitoh and K. Yokota, 1986: Short-time forecasting of snowfall by lidar. *Appl. Opt.* 25, 2109-2114.
- Smiley, V.N., B.M. Morley 1981: Lidar depolarization studies in the atmosphere at South Pole, *Appl. Opt.*, 20, 2189-2195.
- B.M. Whitcomb, B.M. Morley and J.A. Warburton, 1980: Lidar determinations of atmospheric ice crystal layers at South Pole during clear-sky precipitation, *J. Appl. Meteor.*, 19, 1074-1090.
- Takeda, T., Y. Fujiyoshi and K. Kikuchi, 1982: Observation of winter time clouds and precipitation in the Arctic Canada (POLEX-North). Part 1: Characteristic features of clouds and precipitation, *J. Meteor. Soc. Japan*, 60, 1203-1214.
- Wada, M., 1985: Statistical Studies of snow accumulation and snowfall in the coastal and katabatic area of Antarctica: 1980. Observations at Syowa and Mizuho Stations in 1979 and 1980, *Antarct. Rec.*, 85, 1-11.
- , and T. Takeda, 1983: Characteristic features of clouds in Antarctica as observed at Syowa Station, *Mem. Natl Inst. Polar Res. Spec. Issue*, 29, 94-102.
- , 1987: Formation mechanisms of clouds during high-pressure conditions in the coastal region of Antarctica, *J. Meteor. Soc. J. Japan*.

## 京都大学超高層電波研究センター共同利用研究の公募のお知らせ

当センターでは、現在昭和62年度後期(62年10月～63年3月)の共同利用研究課題を公募中です。

共同利用研究の中心的設備となる MU レーダは我国最初の中層・超高層大気観測用 VHF 帯大型レーダーです。また、他に共同利用に供される設備としてはアイオノゾンデ、二周波レーダー、ラジオゾンデ等があります。

利用を希望される方は、下記に御問い合わせ下さい。締切りは昭和62年8月15日です。

〒611 京都府宇治市五ヶ庄

京都大学超高層電波研究センター事務室  
TEL. 077-32-3111 内線 3330