

昭和基地における可降水量, 気柱雲水量, 気柱氷水量の観測

和田 誠¹・小西啓之²Observations of Precipitable Water, Column Liquid Water
and Column Ice Water at Syowa StationMakoto WADA¹ and Hiroyuki KONISHI²

Abstract: Observations of water vapor, liquid water content and ice water content in the atmosphere were carried out at Syowa Station in 1988. Precipitable water, column liquid water and column ice water were measured. This paper reports the results and the relationships among them and temperature, humidity and satellite brightness temperatures. Based on the relations the characteristics of clouds and precipitation are discussed.

要旨: 大気中の水蒸気, 雲水, 氷水, の量に関する観測を 1988 年に行った。特に気柱当たりの総量をそれぞれ求めこれらの量の相互の関係, その他の気象観測データ, 衛星観測データとの比較を行った。それらの結果から南極の雲, 降雪雲の特性, 季節による違い等について解析した。

1. はじめに

南極域における気候変動に関する総合研究 (Antarctic Climate Research; ACR) (山内・高部, 1989) の期間に, ACR の研究の一つである雲降水の研究の一環として, 大気中の水蒸気, 雲水, 氷水, の量の測定を行った (和田ら, 1990)。可降水量 (単位気柱当たりの水蒸気量) は気象定常観測グループによる 1 日 2 回 (00, 12 UTC) の高層ゾンデ観測データを利用した (松原ら, 1990)。気柱雲水量 (単位気柱当たりの液体の水の量) は 37 GHz のマイクロ波放射計の輝度温度データから計算した。但し欠測や異常データ等のときは 19 GHz のマイクロ波放射計のデータを利用した。詳細については WADA (1991) に記載されている。気柱氷水量 (単位気柱当たりの固体の水の量) は X バンドレーダー (WADA and KONISHI, 1992) の各高度の反射強度データを積算して求めた。得られたデータについて季節変化, および相互の関係, その他の気象データとの相互比較を行った。更に, 衛星観測 (高部・山内, 1989) で得られたデータとこれらの量の比較を行った。南極域での水蒸気に関する研究はすでに行われているが (例えば BROMWICH, 1979), 大気中の雲水, 氷水の観測については今まで報告されていない。この報告で

¹ 国立極地研究所, National Institute of Polar Research, 9-10, Kaga 1-chome, Itabashi-ku, Tokyo 173.

² 大阪教育大学, Osaka Kyoiku University, 698-1, Asahigaoka 4-chome, Kashihara 582.

はこれらの結果を示すこと、および、その結果に基づいて南極の雲、降雪の季節による特性等を考察することを目的とした。

2. 気柱雲水量の季節変化

マイクロ波放射計の観測は1987年から1989年まで3年間行われた。ここでは1988年2月から12月までの大気中の気柱雲水量について報告する。マイクロ波放射計から得られた輝度温度データから気柱雲水量を求める方法は、WADA (1991) による。図1に5月と9月の1時間平均の気柱雲水量、露点温度、3時間ごとの下層雲の雲量を示した。どちらの図も気柱雲水量の多い期間は、露点温度の極大付近に、また下層雲量10付近にほぼ対応していることがわかる。また5月と9月では月総計の気柱雲水量がかなり異なっていることがわかる。すなわち5月で

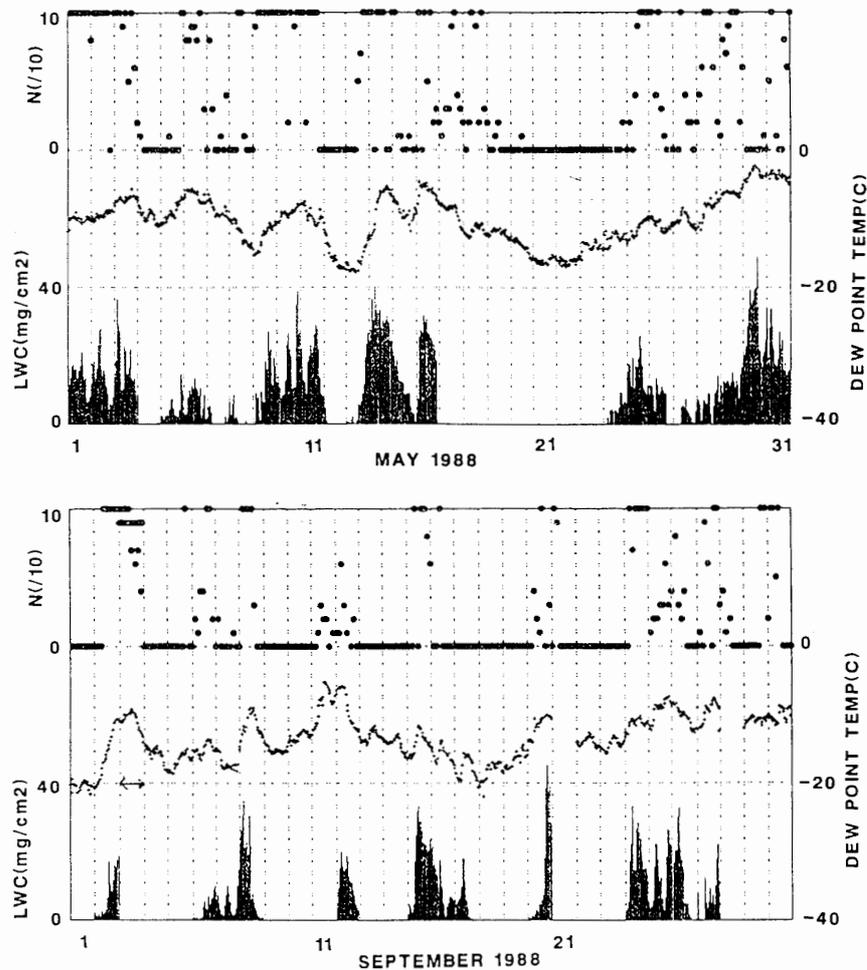


図1 5月と9月の1時間平均の気柱雲水量(棒)、露点温度(点)、3時間ごとの下層雲の雲量(丸)

Fig. 1. Hourly mean column liquid water (bars) and dew point temperature (dots), and 3-hourly mean cloud amounts of low clouds (circles) in May and September.

は 17 から 23 日の期間を除いて気柱雲水量はほぼ毎日プラスとなっているが、9 月は気柱雲水量が 0 の日が 5 月と比べて多い。季節あるいは月ごとの特徴を調べる目的で 2 月から 12 月までの月ごとの気柱雲水量を表 1 に示した。第 1 項は観測時間、2 項は気柱雲水量の総計、3 項は時間平均の気柱雲水量、4 項は下層雲量が 10 である観測回数、5 項は月平均気温、6 項は気柱雲水量が 0 を示す日数、7 項は欠測および輝度温度データが異常（ほとんどのケースはアンテナが濡れるためにおきる）を示した日数である。3 項のデータから大きく 2 つの期間に分けられる。気柱雲水量が 6 以上の月 (3, 4, 5, 11 月) と 5 以下の月 (2 月, 6 から 10 月, 12 月) である。

次に水蒸気量の変動を図 2 に示す。1988 年 2 月から 1989 年 1 月の期間の高層観測による 1 日 2 回の可降水量のデータからこのほぼ 1 カ月 (31 日) の移動平均を求め、もとの可降水量からこの移動平均値を引いたものを示した。図を見ると 7 月後半から 12 月前半の期間はそれ以外の期間に比べて振幅が小さい。さらに周期もこの期間は他の期間より長い。水蒸気量の増加

表 1 1988 年 2 月から 12 月の気柱雲水量と関連する諸量。第 1 項は観測時間 (hr), 2 項は気柱雲水量の総計 (mg/cm^2), 3 項は時間平均の雲水量 (mg/cm^2), 4 項は下層雲量が 10 である観測回数 (回), 5 項は月平均気温 ($^{\circ}\text{C}$), 6 項は気柱雲水量が 0 を示す日数 (日), 7 項は欠測および輝度温度データが異常 (ほとんどアンテナが濡れたために起きる) を示した日数 (日)。

Table 1. Column liquid water and the related values of each month from February to December 1988. The columns from 1st to 7th show total observation time (hr), total column liquid water (mg/cm^2), average column liquid water (mg/cm^2), frequency of appearance of overcast low clouds, average temperature ($^{\circ}\text{C}$), total days without column liquid water and total days of no observation or no good data, respectively.

Month	1	2	3	4	5	6	7
2	625	1978.3	3.16	19	-3.2	15	3
3	539	3877.6	7.19	35	-4.7	9	6
4	720	4845.3	6.72	66	-11.0	3	0
5	744	6408.4	8.61	71	-11.1	8	0
6	721	2723.8	3.77	48	-14.4	19	0
7	696	3419.7	4.91	49	-16.6	8	2
8	673	3185.5	4.73	14	-17.9	11	3
9	650	3190.6	4.90	35	-16.2	14	1
10	566	966.6	1.70	44	-12.1	16	7
11	528	3509.1	6.64	91	-7.3	14	7
12	696	2508.6	3.60	34	-2.4	21	2

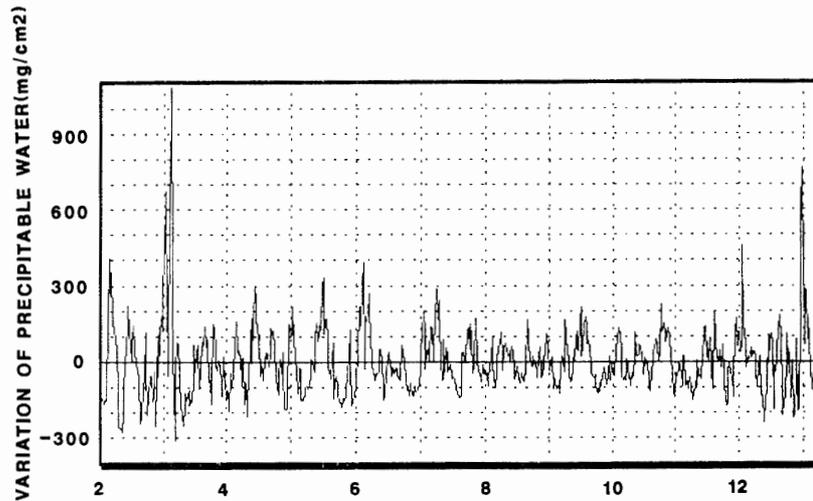


図2 1988年2月から1989年1月の可降水量の変動量

Fig. 2. Variation of the difference between precipitable water each day and monthly mean from February 1988 to January 1989.

は主に擾乱の接近により起きる。可降水量は気温に依存しているので相対的に平均気温の高い夏のほうが振幅が大きくなる。振幅は擾乱が多量の水蒸気を運んで来たか否かを示している。また周期が長いか短いかは擾乱の頻度によると考えられる。すなわち、7月後半から12月前半とそれ以外の期間で擾乱の強さ、擾乱の接近回数の違いがあると推察される。この期間の擾乱は比較的弱く、回数も少なかったと考えられる。

上の原因により、7月から10月の気柱雲水量は3月から5月に比較して少ないと考えられる。一方11月の気柱雲水量は大きい。しかし6項の雲水量0の日数で見ると11月は6月や10月に近く14日である。すなわち11月の雲水量は回数は少ないが強い擾乱によってもたらされたのではないかと考えられる。水蒸気量が特に多くはなく気柱雲水量の大きい擾乱、水蒸気の凝結が効率良くおきている擾乱、によってもたらされたと考えられる。11月の下層雲の回数を見ると91回と最も大きく凝結がおきやすい状態にあったと推察される。逆に2月は気温が高く水蒸気量も多いにもかかわらず気柱雲水量は少ない。下層雲量を見ると非常に少なかった(19回)ことがわかり、凝結がおきにくい状態であったと推察される。

1988年2月から12月の気柱雲水量の変化を見ると3月から5月の秋に大きくなり冬から夏は11月を除いて相対的に小さい。これらの値は擾乱の強さ回数、気温の双方に依存していると考えられる。

3. 気柱雲水量と地上気温の関係

図3に1988年の1時間平均の気柱雲水量と地上気温の関係を示した。この図を見ると気温の上昇に伴って気柱雲水量の最大値が増加しているのが見られる。気温と可降水量の関係につ

いては, 1 カ月平均のデータについて, WADA (1985) は片対数上での良い直線性について述べている。気温が低くなると飽和水蒸気量の絶対値が小さくなる。このため湿度の変化による水蒸気量の絶対値の変化量が小さく, 可降水量は気温にほぼ依存することとなる。気柱雲水量と気温の関係にも同様な関係がありそうである。しかし気柱雲水量は変化が大きいので雲の性質を反映した最大値より小さい値がたくさん見られる。

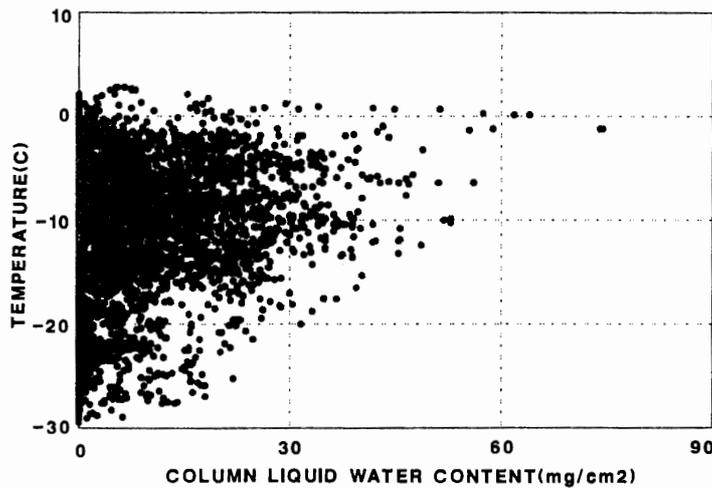


図 3 1988 年の 1 時間平均の気柱雲水量と地上気温の関係

Fig. 3. Relationship between hourly mean column liquid water and surface temperature in 1988.

4. エコー頂, 気柱雲水量, 氷化度の関係

図 4, 5 にゾンデによる観測から得られたエコー頂の気温に対する, 気柱雲水量, 氷化度についての関係を示した。ここで述べる氷化度とは次式で定義した。

$$\text{氷化度} = \text{気柱氷水量} / (\text{気柱雲水量} + \text{気柱氷水量}),$$

また氷水量 M (mg/m^3) は各高度のレーダー反射強度 Z (mm^6/m^3) から次の関係式 (SATO *et al.*, 1981) を用い算出した。気柱氷水量はこの氷水量を積分して求めた。

$$M = 49 \cdot Z^{0.9}.$$

図 4, 5 から見ると, エコー頂の気温と気柱雲水量とは良い相関はみられない。一方エコー頂の気温と氷化度との関係は非常に弱い相関がみられ, 気温が下がるにつれて氷化度が大きくなっている。そこで更に夏期, 冬期, 移行期と区別して調べた。ここで夏期は 1988 年 2, 3, 12 月, 1989 年 1 月とし冬期は 1988 年 6, 7, 8, 9 月とし移行期は 1988 年 4, 5, 10, 11 月とした。その

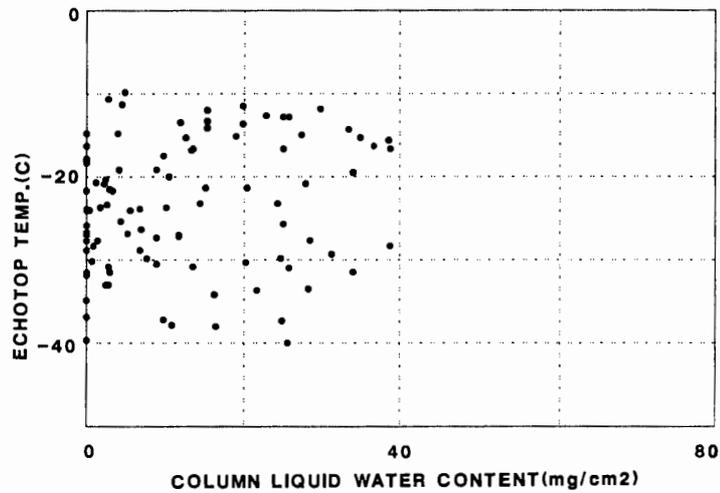


図4 エコー頂の気温と気柱雲水量の関係

Fig. 4. Relationship between temperature at the top of the radar echo and column liquid water.

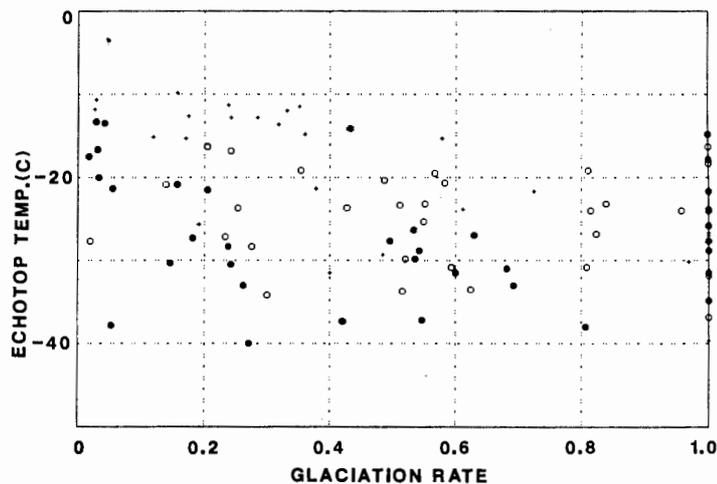


図5 エコー頂の気温と氷化度の関係。夏期 (プラス), 冬期 (黒丸), 移行期 (白丸) に分けて示す。

Fig. 5. Relationship between temperature at the top of the radar echo and glaciation rate in summer (pluses), winter (black circles) and transition season (white circles).

結果次のことが見られる。夏期はエコー頂の気温が下がるにつれて氷化度も大きくなる傾向が見られる。移行期についてははっきりした傾向が見られない。冬期は氷化度と気温の関係ははっきりしないが、氷化度が1.0を示すケースが多い。

次に可降水量とエコー頂高度の関係を図6に示した。エコー頂が高い雲が必ずしも多くの可降水量を示してはいない。一方エコー頂が低い雲は最大値としての可降水量はエコー頂が高い雲の最大値と比べ小さい。すなわち可降水量の最大値はエコー頂高度と関係があるが、可降水

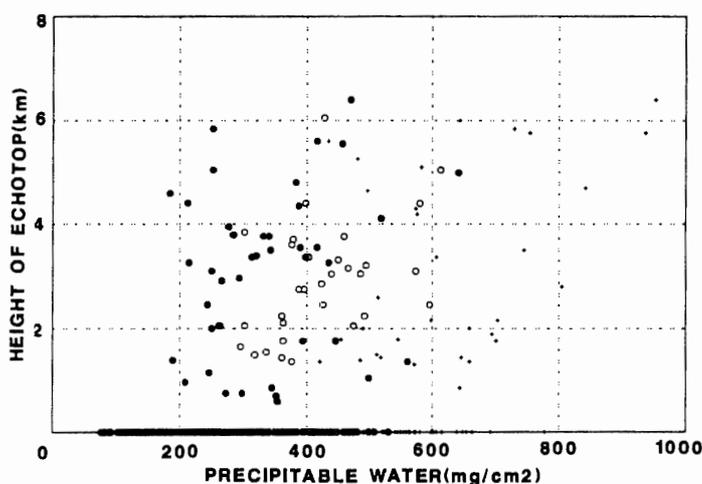


図6 可降水量とエコー頂の高度の関係。印は図5と同様

Fig. 6. Relationship between precipitable water and height at the top of the radar echo. Symbols are the same as in Fig. 5.

量が小さくてもエコー頂高度の高い雲が存在する。これらの原因は雲の性質の違いと考えられる。更に雲の性質が季節によっても違いがあるのではないかと考えられる。水蒸気量（可降水量）が多い大気状態は気温の関係から夏期に多い。夏期は更に海水面の温度は高く対流活動は活発であると考えられるから、エコー頂高度の高い雲が相対的にはできやすいであろう。図6でわかるように夏期、移行期、冬期のそれぞれの点を比較すると夏期が可降水量の多い右側に寄っている。また夏期は昭和基地周辺の海氷の張り出しが小さくなる。このため南の海洋上で発達した低気圧は昭和基地の近くまで、水蒸気を多く維持したままで、接近できる。発達期の状態が維持されているケースが多いであろう。

一方冬期は夏期とは逆に水蒸気量（可降水量）は少ない。また海水面の温度も低く全般的には対流活動は弱い。北の前線帯で発達した擾乱が昭和基地まで達することは考えられるが、昭和基地に近づく頃には、海氷の張り出しが大きく水蒸気の供給を受けられないため、衰退期の状態となるであろう。氷化度が1でエコー頂の気温が高いケースは衰退期の雲のためであろう。冬期はそのケースが多くなっている（図5）。冬期にエコー頂の気温が低いにもかかわらず、氷化度の小さいケースがある。昭和基地に近いところで水蒸気の供給を受け（リード等から）発達している雲であると考えられる。

5. 衛星データとの比較

5.1. AVHRR データと垂直レーダー観測

垂直レーダーから求めたエコー頂高度と、NOAA衛星のAVHRRのChannel 4の輝度温度について夏期（1988年3, 12, 1989年1月）、冬期（1988年7, 8, 9月）、移行期（1988年4, 5, 6, 10, 11月）にわけて図7に示した。ここでは高層ゾンデの通年のデータから、気温の鉛直プロファ

イルが似ているときを基準にして、夏期、冬期、移行期を上記の様に分類した。図の実線はそれぞれ12月、8月、5月の15時の月平均気温の鉛直プロファイルである。冬期、移行期では、ほとんどのケースでエコー頂の示す輝度温度はその高度の気温より低い。すなわち衛星の測定している輝度温度はエコー頂より高い高度の気温を示していると考えられる。これはエコー頂高度が雲頂高度より低い事によると考えられる。しかし同じエコー頂高度でも輝度温度にかなりの違いがあり、これは雲の性質の違いによるものと考えられる。夏期の実線より右側にあるケースは、夏期の気温プロファイルが平均のプロファイルから時々大きく変わるために起きているものと思われる。

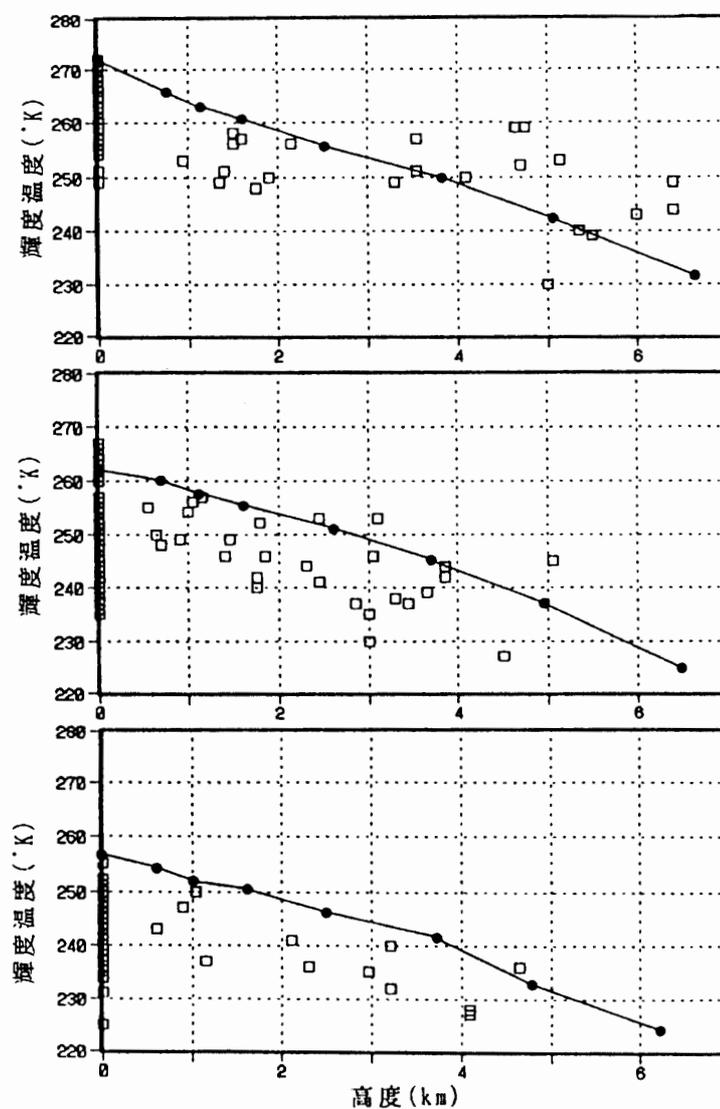


図7 エコー頂高度と輝度温度の関係。上から夏期、移行期、冬期を示す。

Fig. 7. Relationship between height at the top of the radar echo and NOAA satellite channel 4 brightness temperature. Summer, transition season and winter data are shown from top to bottom.

更に詳しく関係を調べるために，衛星の観測時刻に最も近い高層ゾンデ観測から求めたエコー頂の温度と輝度温度のデータとの比較を行った (図 8)。ここでは前章と同じく夏期として 3, 12, 1 月 (1988 年の 2 月はレーダの観測が行われていない) を，冬期として 6, 7, 8, 9 月を，移行期として 4, 5, 10, 11 月を取った。この図は次のことを示している。夏期には輝度温度よりもエコー頂温度が低いケースがやはり見られる。冬期は夏期に比べ相関が高くエコー頂の温度は輝度温度より約 10°C 高い。逆に夏期，移行期は相関が低くデータがばらついている。夏期は対流性の雲ができやすくエコー頂の高度も空間的に乱れが大きいためであろう。ゾンデ観測の時刻と衛星の観測時刻の違いが夏期のデータのばらつきを大きくしている。更に輝度温度よりもエコー頂温度が低いケースも見られる。冬期は対流性の弱い雲が多くエコー頂の上下方向の乱れが少なく相関が良い，と考えられる。

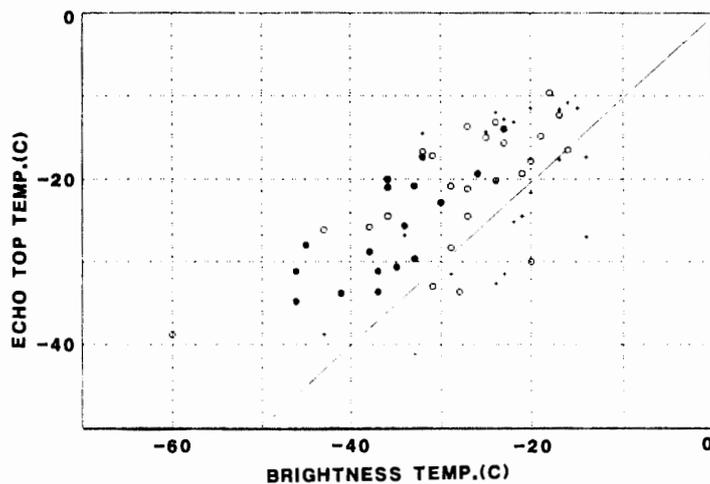


図 8 エコー頂の気温と輝度温度の関係。直線は気温と輝度温度が等しい関係を示す。印は図 5 と同様

Fig. 8. Relationship between air temperature at the top of the radar echo and NOAA satellite channel 4 brightness temperature. The line joins points of equal air and brightness temperatures. Symbols are the same as in Fig. 5.

5.2. SSM/I データと地上マイクロ波放射計観測

昭和基地のマイクロ波放射計によって求められた気柱雲水量，可降水量と DMSP 衛星搭載の SSM/I によって求められた気柱雲水量，可降水量の比較を行った。地上からの可降水量は 1 日 2 回の高層ゾンデ観測データから求めた。地上観測のマイクロ波放射計の輝度温度のデータとゾンデから求めた可降水量データから，地上からの気柱雲水量を見積った。一方衛星からの可降水量，気柱雲水量は 37 GHz の輝度温度データから気柱雲水量を求め，次に 22.235 GHz のデータから可降水量を求めた。衛星のデータから可降水量，気柱雲水量を求めるためには海上

データでなければならない。またサイドロープの影響が有るため大陸の近くのデータは解釈が難しい。このため昭和基地から約 350 km 離れた地点の衛星データと昭和基地の地上観測データとの比較をおこなった。図 9, 10 に地上観測による気柱雲水量, 可降水量の 1988 年 3 月の変化を示した。一方衛星による気柱雲水量, 可降水量の 1988 年 3 月の毎日の変化を図 11 に示した。地点が 350 km 離れているので当然異なる結果を示しているが, 空間的に変化の少ない可降水量を比較すると, 変動傾向は良く一致している。気柱雲水量の変動は異なっているが最大値は地上観測で 40 mg/cm^2 (0.4 mm), 衛星観測で 25 mg/cm^2 (0.25 mm) である。また可降水量の最大値は地上観測で 15 mm , 衛星観測で 10 mm である。このデータの食い違いの原因の一つは, 衛星データが $25 \times 25 \text{ km}$ 空間の平均値であることによると考えられる。地上観測の可降水量のデータは 1 回のゾンデ観測データであり平均化したものではない。このため最大値で可

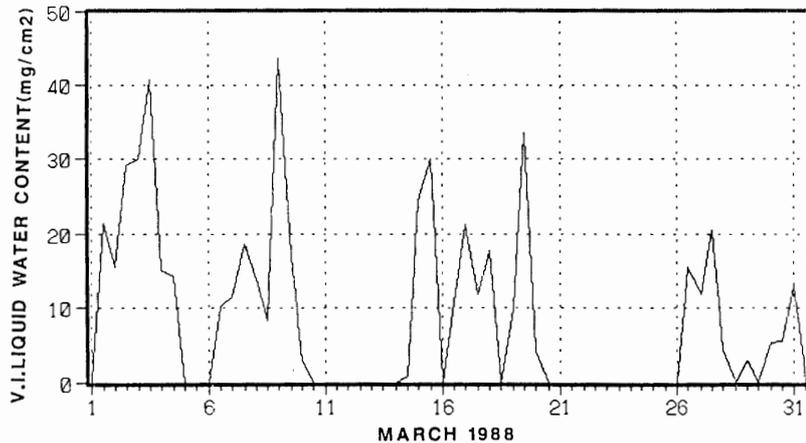


図 9 地上からの観測による 1988 年 3 月の気柱雲水量の変化

Fig. 9. Variation of column liquid water from the surface in March 1988.

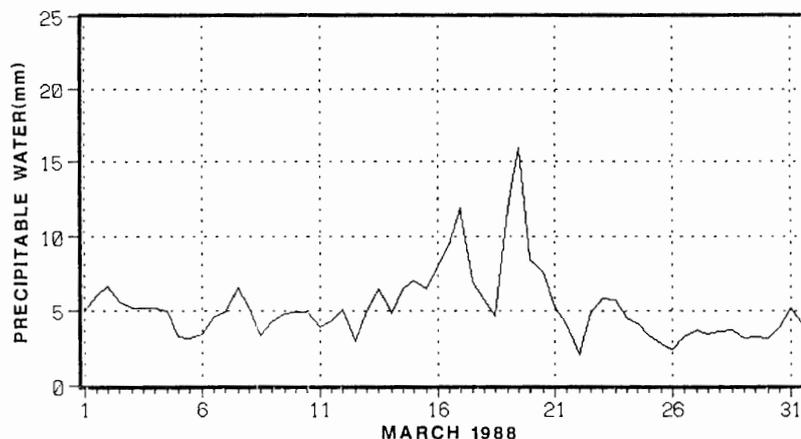


図 10 地上からの観測による 1988 年 3 月の可降水量の変化

Fig. 10. Variation of precipitable water from the surface in March 1988.

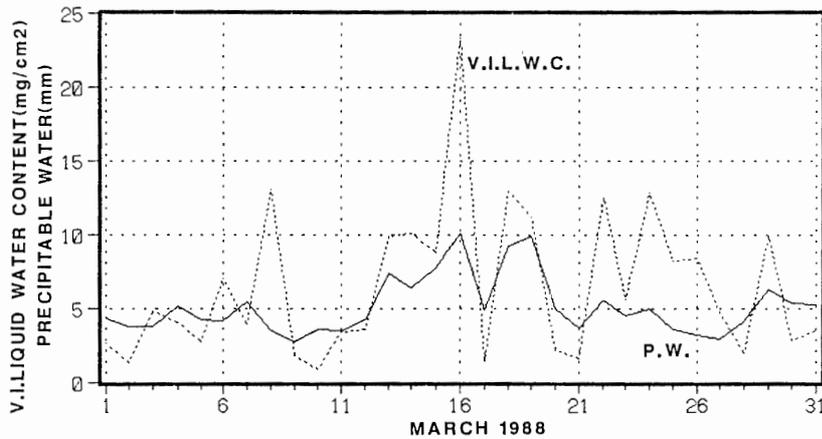


図 11 衛星による 1988 年 3 月の気柱雲水量，可降水量の変化

Fig. 11. Variation of column liquid water and precipitable water from space in March 1988.

降水量は 5 mm の違いがでたのであろう。一方気柱雲水量は 3 時間平均値である。このことから考えると 15 mg/cm² の違いは大きすぎる。昭和基地の 3 月の降雪データを調べると，気柱雲水量が 30 から 40 mg/cm² の値を示す期間は，図 12 に示すように降雪があった期間である。今回の計算では，氷粒子からのマイクロ波に対する寄与は，水粒子に比べて 1 桁小さいので，無視している。観測センサーのすぐ近い所に雪粒子が多量にあれば，無視できなくなり，この影響で高過ぎる輝度温度を示したのではないかと考えられる。以上まとめると秋 3 月頃の空間平均での最大値を見積もると可降水量は 10 mm，気柱雲水量は 25 mg/cm² (0.25 mm) である。地上観測のデータからは最大の可降水量の値は 15 mm である。また最大の気柱雲水量は (WADA

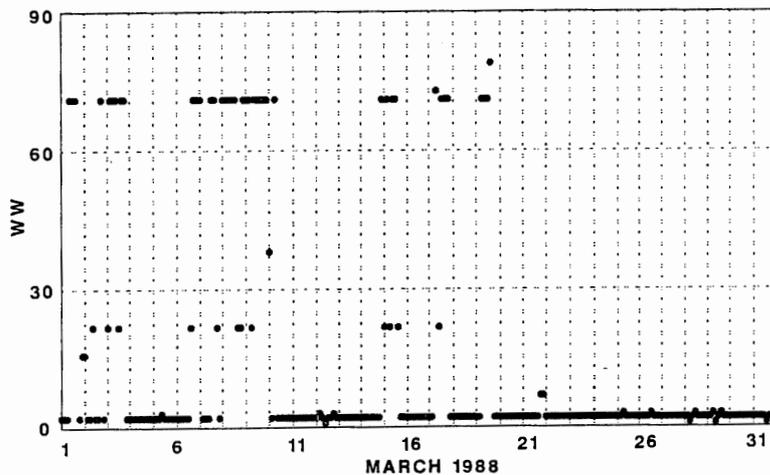


図 12 1988 年 3 月の昭和基地の降雪期間 (ww の 70 台は雪を意味する)

Fig. 12. Snow precipitation in March 1988 when the values of ww were over 70.

and YAMANOUCHI, 1992) によると, 1分ごとのデータからは, 55 mg/cm^2 (0.55 mm) と見積もられる.

5.3. 衛星データによる海氷上での気柱雲水量の見積もりの可能性

海洋 (水) のマイクロ波領域の射出率は約 0.5 で変化は小さい. また海洋の表面温度の変化もある程度の空間領域で考えれば小さい. このためマイクロ波放射計の輝度温度の変化によって大気中の水蒸気, 水滴による変化が重要となる. しかし海氷はマイクロ波に対する射出率が 0.9 以上であり海氷の状態によってマイクロ波放射計の輝度温度に大きな影響を与える. 大気中の水蒸気や水滴の変化は相対的には輝度温度に対して影響が少ない. このため海氷上の擾乱などの様子をマイクロ波の輝度温度から捕えるのは難しい. しかし海氷の状況がほとんど変化

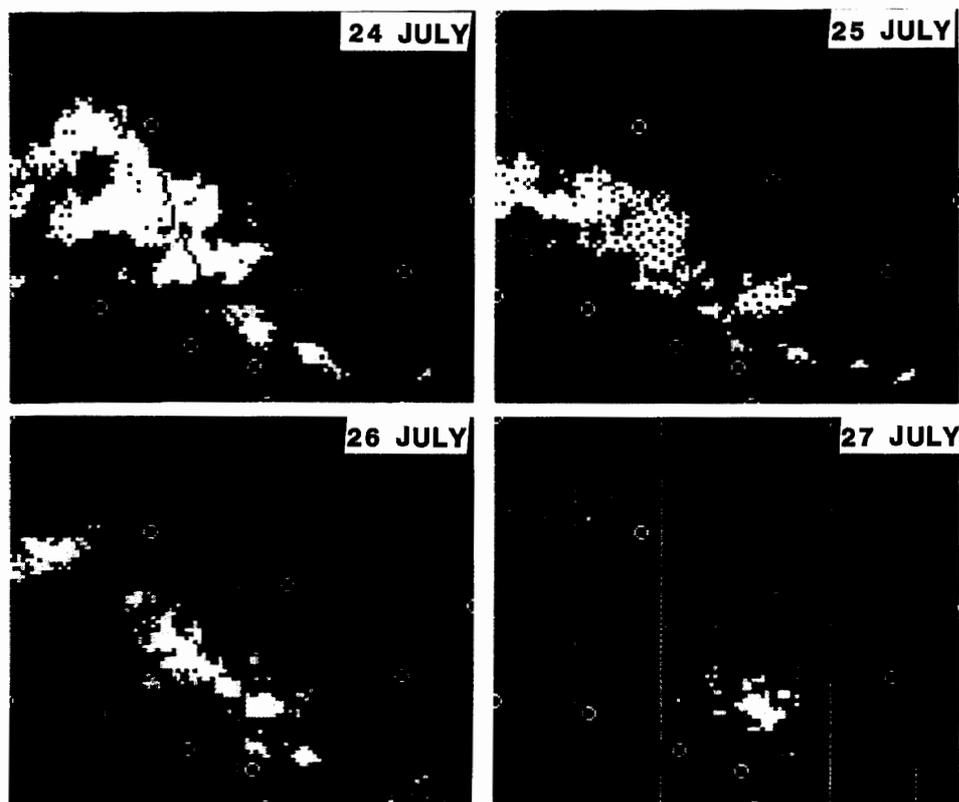


図 13 1988年7月24日から27日のNOAA衛星画像. 下の赤いラインが大陸と海氷の境, 上の赤いラインが開水と海氷の境. 下の白丸の列が 70°S の線 (左から4つ目は昭和基地), 上が 60°S の線. 白丸の経度は左から 0° , 15°E , 30°E , 45°E である

Fig. 13. NOAA images from 24 to 27 July 1988. The red line at the bottom shows the border between continent and sea ice, and the red line in the center shows the border between sea ice and open sea. The line of circles at the bottom shows 70°S (the 4th circle from the left shows the position of Syowa Station), and the line of circles in the center shows 60°S . The longitudes of the circles are 0° , 15°E , 30°E and 45°E (from left).

がないと言う条件下では，可能性があるので 1988 年 7 月のデータから，NOAA 衛星のデータを参考にしながら，検討を行った．SSM/I の 37 GHz 垂直偏波成分のみを利用した．データは南極域の 25 km グリッドデータである．データは毎日の輝度温度の平均値である．

図 13 に 7 月 24 日から 27 日までの昭和基地付近の輝度温度の変化を示した．青色の部分が海水でありその中に温度の高い黄色の部分が見られる．この黄色の部分は 24 日から 27 日で変化が激しい．これは NOAA の赤外画像で見ると擾乱が昭和基地に近づいて崩れていくときであり，その一部を示しているようである．しかし NOAA の画像との対応はあまり良く判らない．図 14 に 7 月 11 日の NOAA の画像 (上) と SSM/I の輝度温度の画像 (下) を示した．下の図で薄い青色の部分が海水で濃い青色の部分が海洋である．海洋上の赤色の部分は擾乱による気柱雲水量の多いところである．サイドロープの影響があり大陸，海水と海洋の境界領域のデータは信頼性が薄い．そのことを考慮すると海水上の黄色の部分には海洋上の赤色部分と繋がっているように見える．さらに NOAA の画像と SSM/I の画像を重ねると，丁度黄色の部分

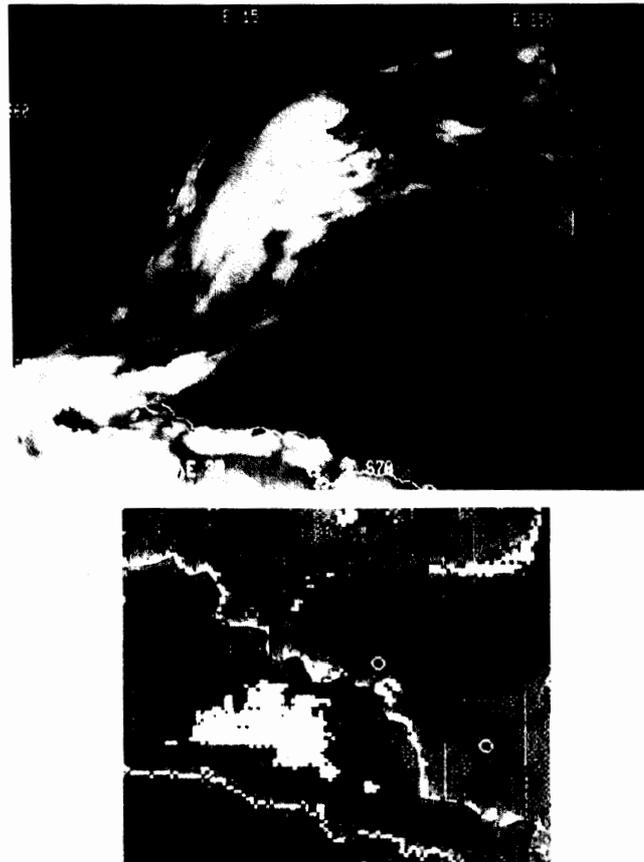


図 14 1988 年 7 月 11 日の NOAA 画像と SSM/I の輝度温度画像．下の図の白丸は図 13 と同じ

Fig. 14. NOAA image and microwave images of SSM/I on 11 July 1988. Circles in the lower figure mean the same as those in Fig. 13.

は NOAA の画像の白い雲の部分と一致する。確証はできないがこの黄色の部分の海水上の大気中の気柱雲水量の多い領域ではないだろうか。今後海水上のみならず、陸上での気柱雲水量の見積もりを含め方法を検討したい。

6. 雲内での雲粒と氷粒子 (霰, 雪等) の関係

1988 年 7 月 24 日から 25 日にかけて昭和基地に擾乱が接近した。この時得られたレーダー、マイクロ波放射計のデータを基にして降雪雲内の雲粒と、氷粒子の関係を考えた。図 15 に 24 日、25 日の気温と露点の変化を示す。また気温が上昇をする前の 24 日の 15 時と上昇した 25 日の 3 時の気温の高度分布を示した (図 16)。800 hPa 付近にあった逆転が 900 hPa 付近に下がっている。また 800 hPa より下で気温が上昇している。温暖前線面が昭和の近くを通過したのであろう。

2 日間の気柱氷水量、気柱雲水量を図 17 に示す。この図はデータを 5 分平均した値から作成した。24 日 19 時頃エコーが現れ、20 時頃から雪は降り始めた。25 日 16 時 15 分頃にはエコーがほとんどなくなった。気柱雲水量はほぼ気温が上昇を始めた 18 時頃から、気柱氷水量の増加の始まる時刻より少し早く、増加を始めている。そして 23 時頃雲水量は氷水量より少し早くピークとなる。氷水量は少し遅れてピークとなるが、このとき一時的に雲水量は減少している。その後、氷水量は 1 時頃 0 mg/cm^2 となる、すなわちエコーがなくなっている。雲水量は 10 mg/cm^2 程度まで下がるが 0 にはならない。その後、氷水量、雲水量とも変化をしているが、少しずれて変化している。特に 25 日 13 時頃に氷水量は大きなピークがあるが、雲水量は 10 mg/cm^2 以下の小さい値を示している。図 18A に、特に違いが大きい、24 日 22 時から 23 時 (ケース A)、図 18B に 25 日 12 時から 13 時 (ケース B) のレーダーエコーの時間高度図と気柱雲水

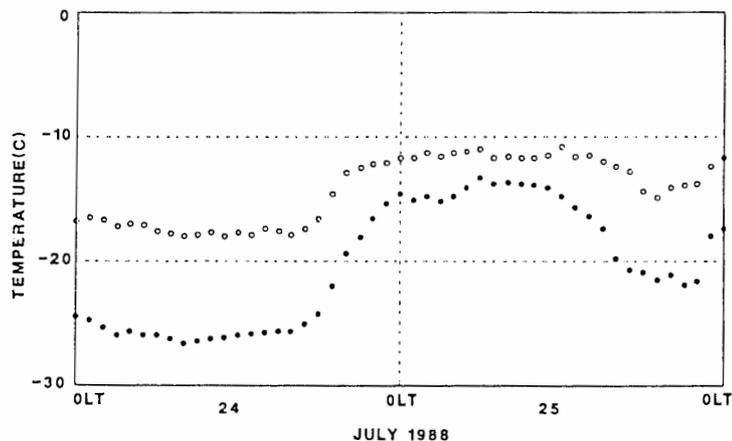


図 15 1988 年 7 月 24 日、25 日の昭和基地の気温 (白丸) と露点 (黒丸) の変化

Fig. 15. Variations of temperature (white circles) and dew point temperature (black circles) at Syowa Station on 24 and 25 July 1988.

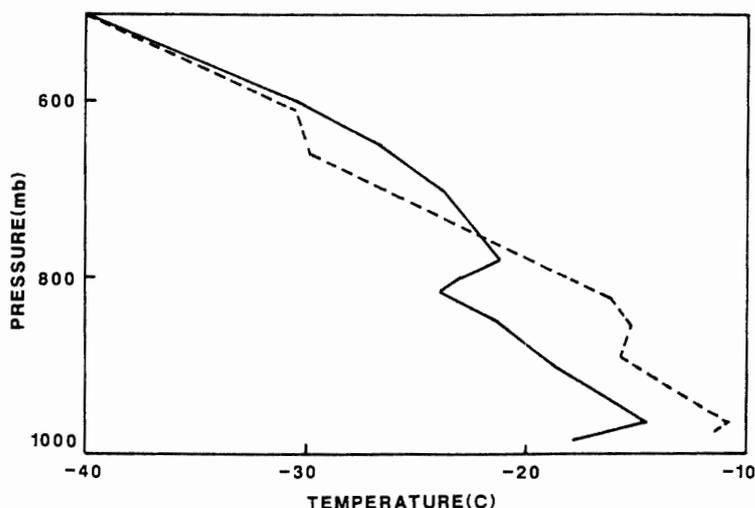


図 16 7月24日15時(実線)と25日3時(破線)の気温高度分布

Fig. 16. Temperature height profiles at 15 LT on 24 July (solid line) and at 3 LT on 25 July (dashed line).

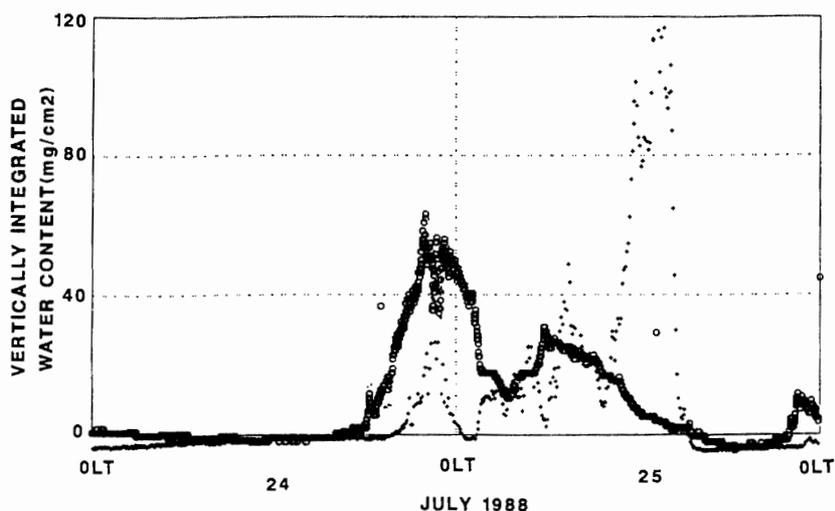


図 17 7月24日，25日の気柱氷水量(プラス)と気柱雲水量(丸)の変化

Fig. 17. Variation of column ice water (pluses) and column liquid water (circles) on 24 and 25 July.

量の変化図を示した。レーダーデータは10秒ごと，気柱雲水量は1分ごとの値である。Aでは雲水量は1時間の内に20 mg/cm²程度の変化をしている。レーダーエコーも10分から15分位で強い時と弱い時が見られる。そしてエコーの強い時と雲水量の少ない時がほぼ対応している。一方Bではレーダーエコーも雲水量もあまり変化していない。またAでは霰が多量に雲粒の付いた雪が降っていた。Bは地上まで降水は達しなかったため，他の似たエコーのケースから判断すると，砲弾集合型の雪結晶が形成されていたと考えることができる。

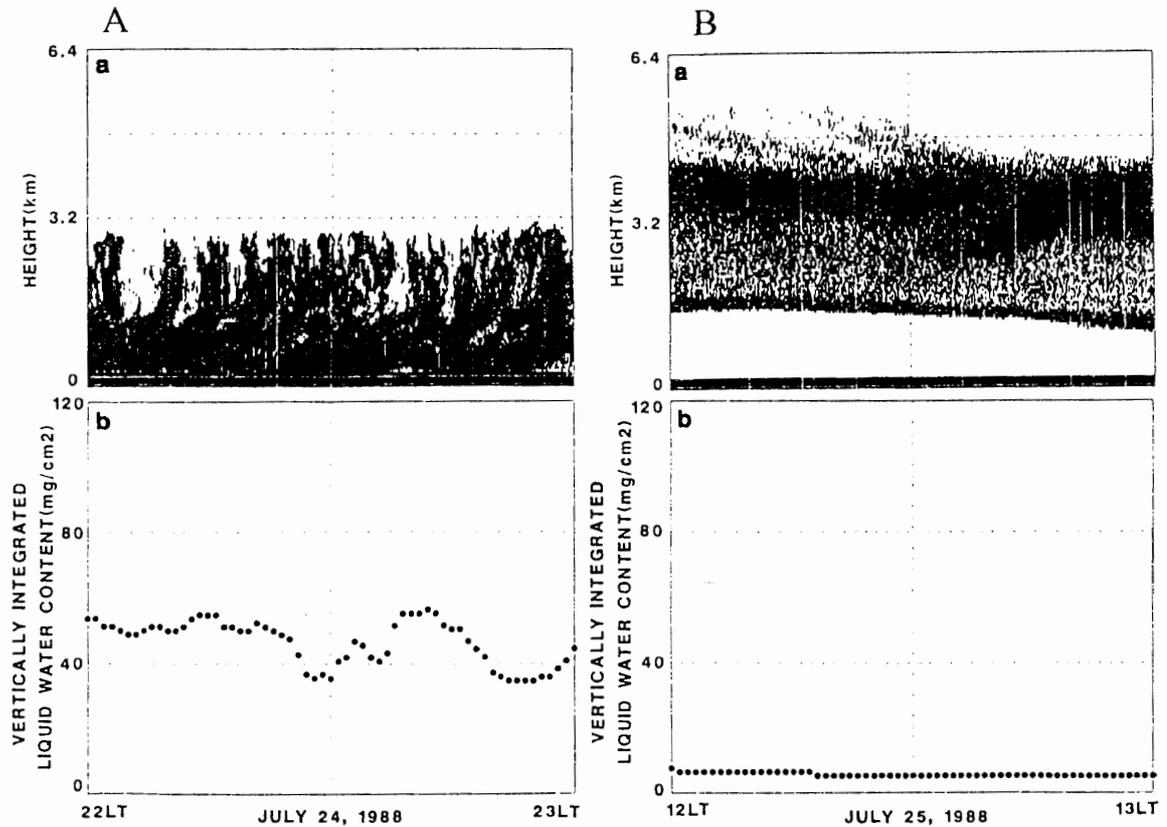


図 18 7月24日22時から23時(A)と25日12時から13時(B)のレーダーエコー時間高度図(a)と気柱雲水量の変化(b)

Fig. 18. Time height cross section of radar echo (a) and variation of column liquid water (b) from 22 to 23 LT on 24 July (A) and from 12 to 13 LT on 25 July (B).

このような2つのタイプの雲の大きな違いは気柱雲水量が多いか少ないかということであろう。気温が氷点下である時の液体の雲粒は過冷却雲粒であり、できてからそれ程時間が経過していない状態と考えられる。氷晶核が少ないことを反映していると考えられる。雲粒が少ない氷晶に直接附着し霰ができるのであろう。雲水量が少ないケースはすでにある程度時間が経過し出来上がった雪結晶が下降していると考えられる。Bのケースの雲の中では雪結晶の蒸発はあるが相の変化はないと考えられる。

一方Aのケースでは雲粒から氷晶への相変化が起きている。特にこの2つの図はそのことを示していると考えられる。図17からみると、雲水量は増加するが、氷水量のピーク時に、一時的に急激な減少を示している。雲粒がなにかの原因で爆発的に氷晶に変わり、その結果雲水量が減り氷水量が増加したことを示していると考えられる。また雲水量と氷水量の逆相関が図18Aには見られる。雲粒から氷晶への変化があることを示している。雲水量と氷水量の絶対値については精度が良くないので総量の比較はできないが相対的には確かと考えられる。Aの様

な雲水量と氷水量の逆相関関係については他のケースでもみられ，雲粒から氷晶への変化を示しているものと考えられる。

7. ま と め

大気中の可降水量，気柱雲水量，気柱氷水量の 1988 年 2 月から 12 月の観測データを基に，これらの相互の関係，その他の気象観測データ，衛星観測データとの比較を行った。それらの結果から南極の雲，降雪雲の特性，季節による違い等について考察した。その結果を以下にまとめる。

- 1) 1988 年の気柱雲水量の変化は 3 月から 5 月の秋に大きく，冬から夏は 11 月を除いて相対的に小さかった。これらの値は擾乱の強さ回数，気温の双方に依存していると考えられる。
- 2) 気温の上昇と気柱雲水量の最大値とは相関がありそうである。
- 3) エコー頂の気温と氷化度，エコー頂の気温と可降水量の関係を調べると，季節による違いが見られる。この原因は雲の季節による性質の違いを反映しているようである。
- 4) NOAA 衛星の輝度温度とエコー頂の温度の比較をすると，夏期には輝度温度よりもエコー頂温度が低いケースがある。冬期は夏期に比べ相関が高くエコー頂の温度は輝度温度より約 10°C 高い。逆に夏期，移行期は相関が低くデータがばらついていた。
- 5) SSM/I データから，秋 3 月頃の空間平均での最大値を見積もると可降水量は 10 mm，気柱雲水量は 25 mg/cm^2 である。地上観測のデータから見てもこの値は妥当である。
- 6) 海氷上の雲の識別については可能性はあるが，もう少し検討する必要がある。
- 7) 昭和基地で観測されたレーダーエコーのタイプを大きく分けると 2 つになる。この大きな違いは気柱雲水量の量による。雲水量が少ない雲は，すでに発達からある程度時間が経過し，出来上がった雪結晶が下降している雲と考えられる。雲水量が多い雲は発達期の雲と考えられる。

謝 辞

ACR 計画の研究代表者川口貞男国立極地研究所名誉教授，ACR 期間の雲降水の研究についてご意見をいただいた武田喬男名古屋大学教授，第 29 次南極地域観測隊隊長渡辺興亜国立極地研究所教授をはじめ気水圏部門隊員，気象定常観測隊員，その他観測隊員のみなさまには，研究内容の助言，機器の設置，実際の観測支援等多岐に渡るご協力を受けました。ここに厚くお礼を申し上げます。また SSM/I データは Cooperative Institute for Research in Environmental Sciences の National Snow and Ice Data Center から提供していただいた。

文 献

BROMWICH, D.H. (1979): Precipitation and accumulation estimates for East Antarctica, derived from

- rawin sonde information. Research Report, Dept. Meteorology, Univ. Wisconsin, 142 p.
- 松原廣司・土井元久・上窪 哲・岡田憲治 (1990): 第 29 次南極地域観測隊気象部門報告 1988. 南極資料, **34**, 175-215.
- SATO, N., KIKUCHI, K., BARNARD, S.C. and HOGAN, A.W. (1981): Some characteristic properties of ice crystal precipitation in the summer season at South Pole Station, Antarctica. J. Meteorol. Soc. Jpn., **59**, 772-780.
- 高部広昭・山内 恭 (1989): 気象衛星 NOAA データ処理装置. 南極資料, **33**, 73-87.
- WADA, M. (1985): Observations of relative humidity in the katabatic wind area, Mizuho Station in East Antarctica. Nankyoku Shiryô (Antarct. Rec.), **86**, 9-16.
- WADA, M. (1991): Estimation of vertically integrated liquid water contents in the atmosphere. Nankyoku Shiryô (Antarct. Rec.), **35**, 1-11.
- WADA, M. and KONISHI, H. (1992): A study of precipitation in the coastal area of Antarctica as observed at Syowa Station using a vertical pointing radar. Nankyoku Shiryô (Antarct. Rec.), **36**, 341-349.
- WADA, M. and YAMANOUCHI, T. (1992): Liquid water contents and precipitable waters in the atmosphere around the Syowa Station in Antarctica obtained from the data of ground based and satellite microwave radiometers. Specialist Meeting on Microwave Radiometry and Remote Sensing Applications, ed. by R. WESTWATER. Boulder, 329-333.
- 和田 誠・青木周司・青木輝夫・瀬古勝基 (1990): 第 29 次南極地域観測隊気水圏部門越冬報告 1988. 南極資料, **34**, 46-75.
- 山内 恭・高部広昭 (1989): 第 28 次南極地域観測隊による南極気候変動研究 (ACR) 観測報告. 南極資料, **33**, 53-72.

(1996 年 10 月 22 日受付; 1996 年 11 月 22 日改訂稿受理)