

昭和基地の降水の特徴とその季節変化

小西啓之¹・遠藤辰雄²Characteristics and Seasonal Variations of
Precipitation Phenomena at Syowa StationHiroyuki KONISHI¹ and Tatsuo ENDOH²

Abstract: Long-term observations of precipitating clouds were carried out by a vertical pointing radar, PPI radar and a 37 GHz microwave radiometer at Syowa Station (69°00'S, 39°35'E), Antarctica in 1989. It is concluded from the observations that precipitation near Syowa Station, Antarctica is mainly brought by cloud vortices associated with extratropical cyclones which advance to high latitude while developing to a mature stage. The seasonal variations of clouds and precipitation were analyzed corresponding to the seasonal changes of air temperature and sea ice area. The occurrence frequencies of cloud vortices which brought snowfall to Syowa Station increased in the fall and spring seasons corresponding to activity of the circumpolar trough. However, the activities of cloud systems that bring precipitation weaken in spring when the sea ice area expands to low latitudes, because of less supply of heat and vapor. In 1989, the amount of precipitation in spring brought by a few snowfall events was as large as the amount of precipitation in fall brought by frequent snowfall events. Radar observations revealed that there were three abundant snowfall seasons at Syowa Station and the amount of snowfall was uniform in all seasons except summer. The amounts of precipitation in fall, winter and spring were 74, 74 and 53 mm respectively.

要旨: 南極昭和基地で行ったレーダーやマイクロ波放射計を使った1989年の総合的な「雲と降水」の観測を基に、昭和基地付近の降水量及び降水をもたらす雲について解析し、降水量、降水をもたらす低気圧に伴う雲の構造、降水の季節変化の特徴について調べた。

- 1) レーダーの連続観測から、1989年の昭和基地の年降水量は204 mmと推定した。夏を除く季節に降水があり、秋、冬、春に降水量の大きな差は現れなかった。
- 2) 昭和基地付近の降水に大きく寄与する雲は、南極沿岸部で最盛期を迎える温帯低気圧に伴う渦状の雲であることがわかった。この渦状の雲の外側は、南極沿岸を西向きに周回する低温かつ水蒸気の少ない気団の上に低緯度側からの暖気が入り、温暖前線状の層状の構造を持つことが分かった。また、その内側は良く発達した渦に一回りした寒気が入り込み、寒冷前線性の対流性の雲を形成していた。
- 3) 雲や低気圧の季節変化から、秋は数多く沿岸に近づく低気圧によって降水

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

² 北海道大学低温科学研究所, Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University, Kita-19, Nishi-8, Kita-ku, Sapporo 060.

がもたらされるのに対し、春は数少ない低気圧から降水がもたらされていることがわかった。低気圧に伴う雲は春、秋に多く、また、沿岸部で発達する雲水量の多い背の高い雲は秋に多いことから、南極沿岸に降水の寄与が大きい季節は秋であると考えられる。降雪の頻度が多い秋に比べ降雪の頻度が少ない春の降雪の有無がその年の降雪量の特徴を決めていると推定された。

1. はじめに

ACR 期間中に昭和基地ではレーダーやマイクロ波放射計を使った総合的な「雲と降水」の観測を行った。ここでは、その観測から得られたデータを基に昭和基地周辺の降水量の見積もり、降水をもたらす低気圧の雲の構造の特徴、及び降水の季節変動について述べる。

南極大陸は氷厚 2000 m、面積 1200 万 km² の広大な氷床からなり、地球の気候を支配する冷源として重要な役割を担っている。その氷床の質量収支は、降雪による涵養と氷河の流失や氷床表面からの蒸発等の消耗とのバランスで決まるため、降水量の見積もりは氷床の質量収支を考える上で重要な要因の一つである。しかしながら南極では、低温、強風のため観測が難しいことなどから降水の十分な観測ができず、また観測点も少なく、降水量の見積もりについて不明なことが多く残っている。

強風であることが常の南極沿岸部では降水時に降水粒子と地吹雪粒子の区別をすることは難しく、普通の雨量計では降水量を全く測れないと考えてよい。1957 年に開設された昭和基地では、開設当初から降水量観測として古典的な雪尺による方法が採られ、雪面に数本の雪尺を適当な間隔で立て、それぞれの積雪深の変化を読み取り降水量の推定を行っている（例えば村越, 1958; NARUSE, 1971）。この方法は簡便なため南極にある多くの観測点で行われているが、風で積雪が移動することが多く、降水量を知る意味では観測値の信頼性は低いと考えられる。

雪尺に代わる降水量の測定例として、実際の降雪粒子をレプリカに採り、その数と大きさから降雪強度を求め、降水時間を考慮して降雪量を推定する試みが行われた (KIKUCHI *et al.*, 1981)。手作業のため連続した観測ではなく、また、強い地吹雪の場合に飛雪と降雪の判別が難しいことから誤差を含んでいると考えられるが、年間降水量を約 400 mm であると推定している。また、昭和基地から内陸に 200 km 入ったみずほ基地では 30 m の鉄塔を使った地吹雪量の鉛直分布の観測から降水量を推定することが行われ、年間降水量を約 200 mm と推定している (KOBAYASHI, 1985; TAKAHASHI, 1985)。いずれの場合も南極で降雪を測定する場合、地吹雪と降雪の判別が大きな問題で降雪量の測定に影響を与えている。

南極全体の降水量については、BUDD (1966) がいくつかのルート上の雪尺測定や表層の積雪層の解析からの推定値をまとめて述べている。それによると沿岸部から内陸に行くに従い降水量が減少し、沿岸部にある昭和基地付近は約 400 mm と推定している。また、SCHWERTFEGER (1984) は南極上の数カ所の観測点の雲量や水蒸気量を使い水蒸気輸送の観点から降水量を推定している。同様に高層観測データを使って BROMWICH (1988, 1990) や CONNOLLEY and KING

(1993) は客観解析データを基に水蒸気輸送量を求め、降水量の見積もりを述べている。しかしながらこれらの推定値は、数少ない南極大陸上の観測点のデータを使い、しかもその少ない観測点もほとんどが海岸にあり内陸の観測点がほとんどないため、推定値の誤差は小さくないと考えられる。

本報告では、まず3章でACR期間に昭和基地で年間を通して観測したレーダーデータを使った降水量の見積もりについて述べる。レーダー観測から降水強度を推定する試みは日本国内では既に行われ、FUJIYOSHI *et al.* (1990) らが報告している。レーダーは短時間間隔でデータを取得することが出来るので、レーダーデータから降水量を推定すると一連の降雪ごとに細かい降水量の時間変動を見ることが出来る利点がある。また、降水をもたらす雲の構造について見ることが出来るので、これまで南極で行われた多くの観測が降水の結果としての降水量だけが観測されていたのに対し、原因である雲の構造についても観測できる利点がある。さらに、南極でレーダーを使って降水量を観測する一番の利点は、レーダーでは上空の雪粒子の空間濃度を観測するため、地表面付近の地吹雪粒子の影響がなく、風がある場合も連続してデータを取得できることにある。これまで南極で気象用レーダーを使って観測した例は少なく、WHINNERY *et al.* (1979) やWARBURTON *et al.* (1981) が南極半島のPalmer基地で行った観測例が報告されている程度である。

次に南極に降水をもたらす低気圧の雲の構造について述べる。南極の降水の水蒸気源は大陸の周りの海洋からもたらされるが、低緯度で発生した温帯低気圧が南下し、大陸沿岸に近づき低気圧の東側が低緯度からの風の場になったときに多くもたらされると考えられる。従って、南極沿岸の降水の特徴を調べる上で沿岸での低気圧の活動度が重要である。しかし、南半球の低気圧の発生頻度、経路などの研究は、南半球が北半球に比べ海洋の面積が大きく地上観測点が少ないため十分な観測が出来ず、衛星画像が使用されるまでは系統的に行われなかった。また、衛星画像が使われるようになってからも初期の頃は、可視画像のみ観測であったので、太陽光があたらない冬期の極域の低気圧の解析はほとんど行われず、1970年代に赤外画像が利用されるようになって初めて年間を通した解析が行われるようになった。TROUP and STRETEN (1972) は、初期の衛星画像を使って南半球の低気圧の発生から消滅の各段階を分類し、また、STRETEN and TROUP (1973) はその経路を示し、南極大陸に近づく南緯55度以南の低気圧は、低気圧の生涯の後半にあたる成熟期から消滅期のものが多く、沿岸で閉塞化や消滅することが多いことを示した。また、STRETEN (1980) は、昭和基地付近の南極大陸沿岸に近づく低気圧の経路として、東経30度付近にその頻度が多いことも述べている。また、最近では南極への水蒸気輸送に総観規模の低気圧が重要な役割をはたしていることがCARLETON (1992) によって述べられている。

これらの南極に降水をもたらす低気圧に伴う雲の構造、頻度を調べるため、ACR期間中は昭和基地に気象レーダーを設置し通年の降水観測を行った。レーダーデータは、降水をもたら

す雲のメソスケールの構造を知る上で有用な情報を提供している。4章では、レーダー観測からみた昭和基地の降水の特徴を述べ、その特徴と天気図や NOAA 衛星データから得られた総観規模の特徴との対応関係について調べ、総観規模の低気圧にともなう渦状の雲の構造の概念モデルを示す。

最後の5章では、降水の季節変化の特徴について述べる。昭和基地は南極大陸沿岸部にあるため雲や水蒸気が外洋から大陸に進入する過程を観測する上で適している。その外洋は冬季には海岸線から 1000 km ほど低緯度まで張り出し、海水がほとんどない夏季の海洋とは大きく異なるので、海水上で雲の変質過程と季節による雲の特徴の違いを観測できると考えられる。これまでの南半球の中高緯度では総観規模の観測から春と秋に気圧が低下する半年振動が見られ、また、その季節には環南極低圧帯が南下し南極沿岸部に近づくことが報告されている (VAN LOON, 1967)。この低気圧の活動の季節変化は、沿岸部の降水の季節変動にも影響し、春と秋の降水が多いことが考えられる。

2. 観測方法, データ

観測点の昭和基地は、南極大陸沿岸の東オングル島にあり、南極大陸から 5 km 離れている。ACR 期間の 1989 年は 1988 年から始めた垂直レーダー観測、マイクロ波放射計観測に加えて PPI レーダーによる降水量の通年の観測を行った。垂直レーダーは 1988 年 2 月から 1989 年 12 月までの期間 10 秒間隔で、高度分解能 50 m、高度 6.4 km までのエコー強度を連続して観測した。また、PPI レーダーは 1989 年 2 月から 12 月までの期間 18 分間隔で、距離分解能 500 m で距離 62.5 km までのエコー強度を連続して観測した。図 1 の円内が PPI レーダーの観測範囲である。今回使用したレーダーの仕様、データの詳細は WADA (1990) と KONISHI (1992) が報告しているが、主な仕様を表 1 に示した。また、マイクロ波放射計 (37 GHz) を使った鉛直上方の気柱に含まれる雲水量の連続観測は 1988 年 2 月から 1989 年 12 月まで行った。観測方法、データの詳細は KONISHI and WADA (1991) が報告している。

これらのリモートセンシングの観測に加えて地上観測として高感度の降雪強度観測、降雪粒子観測等を行った。レーダーエコー強度との対応を取るため行った降水強度の観測は、電子天秤の上に降雪を受ける容器を載せ、容器の重量の変化を 1 分間隔で自動収録する方法 (小西ら, 1988) で行った。この降雪強度計で測定できる最小の降水強度は 0.062 mm/hr である。降雪強度計は垂直レーダーのデータと比較するため垂直レーダーの側に設置し、1 辺 2 m 高さ 3 m の囲いで囲み、風による天秤の揺れを小さくするように努めた。降雪量計では地吹雪粒子が降雪粒子に混ざる場合は真の降雪量が測定できないので、風速が 5 m/s 以下の場合のデータのみを使用した。また、降水粒子の記録は弱風時に実体顕微鏡を使って行い、粒子の形状を顕微鏡写真記録した。

メソスケールの雲の特徴を調べる上でレーダーデータは有効であるが、それより大きい総観

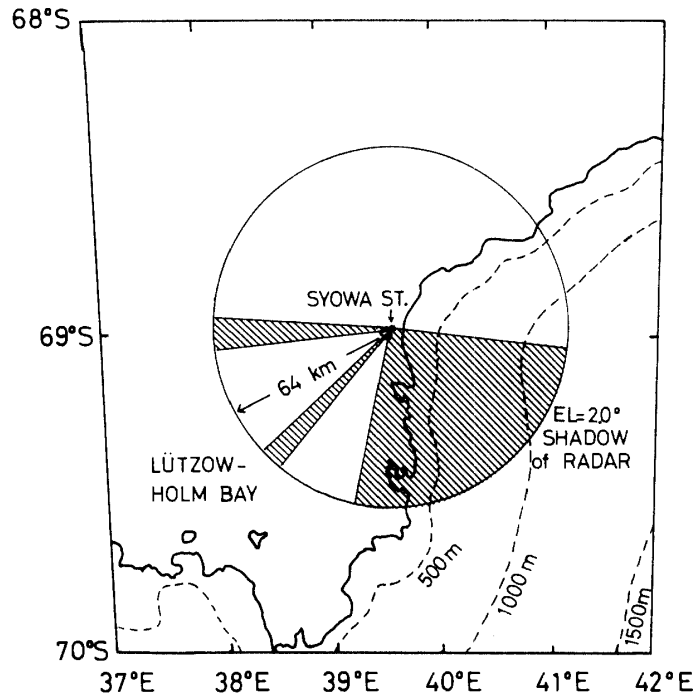


図1 PPIレーダーの観測範囲(半径64 km) 斜線部は地形の影響で観測できない範囲を示す。

Fig. 1. Detectable range of PPI radar. The radar detects the precipitating echo within 64 km radius. The hatched area shows the shadow caused by the ground blocking the radar beam at an elevation angle of 2.0 degrees.

表1 PPIレーダー主要性能

Table 1. Specifications of vertical pointing radar and PPI radar.

	垂直	PPI
送信周波数	9410	9740 MHz
尖頭出力	40	40 kW
パルス幅	0.5	0.5 μ s
繰り返し周波数	750	750 pulse/s
最小受信感度	-103	-105 dBm 以下
パラボラ直径	2	1.2 m
回転数	—	2 rpm
データ分解能	50	500 m
取得範囲	6.4	64 km
間隔	1/6	18 min

規模の雲の特徴を調べるために NOAA 衛星画像を利用した。NOAA 衛星画像は昭和基地で一日一画像以上受信し、低気圧に伴う渦状の雲の位置、頻度を観測した。また、12時間ごとの ECMWF の 1000 hPa 面の客観解析データを使用し、低気圧の中心の位置、軌跡を調べた。

3. 降水量の見積もり

3.1. レーダーエコー強度と降水強度の関係

昭和基地付近の降雪量を見積もるため 1988 年 2 月から 1989 年 12 月まで連続して垂直レーダーで観測を行った。また、1989 年 2 月から 12 月までは弱風時に電子天秤を使った高感度の降雪強度計でも 1 分ごとに降雪強度を観測した。レーダーエコー強度 (Z (mm^6/m^3)) と降水強度 (R (mm/hr)) は通常 $Z=B \cdot R^b$ で関係づけられる。これまで経験的に多くの Z - R 関係が求められているが、中緯度で観測されたものが多く、南極域の観測は、WHINERY *et al.* (1979) が Faraday Base で測定を行った報告がある程度で、その数は少ない。中緯度に比べ気温の低い極域では降雪粒子の粒径や形状も中緯度とは異なることが多いため、 Z - R 関係も中緯度で用いていた関係とは異なることが予想される。図 2 は昭和基地で観測した粒子のタイプが異なる 3 例の一降雪ごとの Z - R 関係である。エコー強度は 10 秒ごとのデータの 5 分間平均、降雪強度は積算降雪量の 5 分ごとの差である。垂直レーダーの 400 m 高度より低いエコー強度データはノイズが多く信頼性が低いため、使用したエコー強度データは 400 m 高度のデータである。従ってこの高度には地吹雪の影響はほとんど出ていないと考えられる。

図の 3 例の Z - R 関係は、それぞれ、あられ、交差角板の雪片、樹枝状結晶の雪片の降雪粒

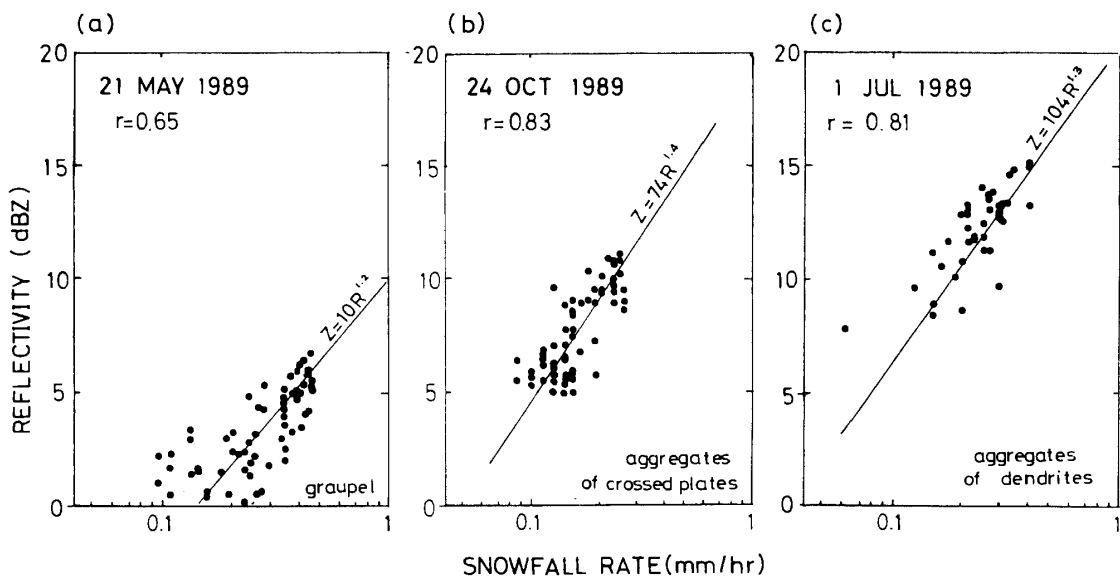


図 2 エコー強度と降水強度の関係。エコー強度は垂直レーダーの 400 m 高度の 5 分平均値、(a) あられ、(b) 交差角板の雪片、(c) 樹枝状結晶の雪片

Fig. 2. Relationship between radar reflectivity factor at 400 meter height and snowfall rate at the ground observed in a series of snowfalls at Syowa Station. Each solid circle represents a 5 minute averaged value. The types of crystals were mainly graupel, aggregates of crossed plates, and aggregates of dendrites in cases (a), (b) and (c) respectively.

子が主として降った時の例で、樹枝状結晶の雪片のように粒径の割に質量の軽い、見かけ密度の小さい粒子の場合は図の上の方に点が多くなり、あられ、角柱、砲弾集合等の見かけ密度の大きい粒子の場合は図の下の方に点が多くなっている。あられの多く降った5月21日の例では樹枝状結晶の雪片が多く降った7月1日の例に比べ同じ降雪強度の場合、エコー強度が約7倍大きくなっている。従って、あられと樹枝状結晶の雪片では $Z-R$ 関係が大きく異なっていることが分かる。降雪強度は中緯度に比べ小さく、最大降雪強度は5分間で見た値でも 1 mm/hr を越えることはまれで、図1に示した例も最大の降雪強度がそれぞれ $0.5, 0.3, 0.5 \text{ mm/hr}$ と小さくなっている。

降雪強度とレーダー強度の両方が観測できた場合に降雪ごとに $Z-R$ 関係を求めたが、強風で降雪強度のデータを取得出来た例が少なく、1989年2月から12月の観測期間中に14例しか比較することが出来なかった。この14例の B と β の関係に粒子の形状と日平均気温を加えて、表2にまとめた。 B は $7.6-63.0$ 、 β は $1.02-1.52$ で、直線の傾きを示す β はあまり変動せず 1.3 付近の値を示したのに対し、直線と縦軸との交点の値を示す B の値は大きく異なっていた。角柱、砲弾集合等の見かけ密度の大きい粒子の B, β の係数は *SATO et al. (1981)* によってまとめられた南極点での氷晶に対しての係数とほぼ同じ値であった。

3.2. $Z-R$ 関係の係数

エコー強度は雪粒子が球形であると仮定すると直径の6乗に比例することが知られている。

表2 $Z-R$ 関係の係数 B, β の観測例 ($Z = B \cdot R^\beta$)
Table 2. Coefficient B and β in $Z-R$ relation.

Date 1989	Coefficient		Daily mean temperature ($^{\circ}\text{C}$)	Type of crystals
	B	β		
28 Feb.	61.6	1.21	-1.4	Aggregates of dendrites
02 March	62.3	1.32	-3.8	Aggregates of dendrites
13 March	17.1	1.26	-7.2	Graupel
07 May	26.3	1.27	-18.0	Column
22 May	11.0	1.28	-16.9	Graupel
19 June	17.0	1.15	-21.6	Column, thick plate
21 June	7.6	1.31	-14.6	Combination of bullets
01 July	45.7	1.02	-10.5	Aggregates of dendrites
24 July	16.4	1.29	-22.9	Combination of bullets
02 Oct.	16.5	1.30	-12.6	Graupel-like
03 Oct.	22.0	1.29	-16.0	Graupel-like
24 Oct.	63.0	1.52	-2.5	Aggregates of crossed plates
25 Oct.	46.7	1.40	-5.3	Aggregates of dendrites
31 Oct.	40.4	1.21	-10.0	Aggregates of dendrites

雪片のように大きな粒子が降る場合とあられや濃密雲粒付きの小さい粒子が降る場合を比べると、降雪強度が同程度であれば、エコー強度は雪片の方が大きいと考えられる。従って、同じ降雪強度でのエコー強度の違いは単位体積中の質量、つまり見かけの密度の違い（空隙の量の違い）を意味している。Z-R 関係の係数 B の値は、降雪強度が 1 mm/hr の時のエコー強度の値であることから、粒子の見かけ密度の値が係数 B に反映されていると考えられる。あられのように見かけ密度が大きいと係数 B は小さく、雪片のように見かけ密度が小さいと係数 B は大きくなっている。

Z-R 関係の係数 β を 1.3 に固定し、表 2 に示した係数 B の最大値 63.0 を使用して降雪強度を計算した場合は最小値 7.6 を使用した場合に比べ、約 5 倍大きい降雪強度が算出される。従ってすべての降雪に対して同じ値の係数 B を使用して、降雪強度を求めると大きな誤差を含むことが予想される。より正確にエコー強度から降雪強度を求めるためには、個々の降雪時の降雪粒子の形状を観測し、その降雪粒子に対する Z-R 関係（係数 B ）を使用しなければならない。しかしながら、強風が吹き荒れる南極では降雪粒子の形状を連続して観測することは不可能である。従って粒子の形状を記録する代わりに、連続測定できる他の物理量との関連を調べることが必要である。

粒子の形状が第一に依存している物理量は気温である。また、気温は連続観測が出来る。気温が高い時は、降雪粒子は樹枝状結晶の雪片になり、係数 B が大きい値を示し、一方、気温が低いときは、降雪粒子は角柱や砲弾集合になり、係数 B は小さい値を示している。表 2 の係数 B と日平均気温の関係を図 3 に示したが、係数 B は図の回帰曲線の周りに分布し、気温に依存

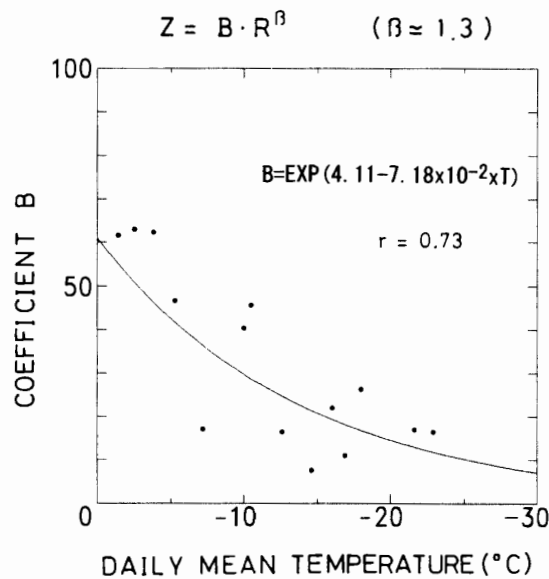


図3 表2で示した14例の係数 B と日平均気温の関係

Fig. 3. Dependence of coefficient B on daily mean surface air temperature based on the values summarized in Table 2.

していることが分かる。

以上述べたように本報告では、 Z - R 関係の係数 B と β は、図 3 で示された回帰曲線から求められる日平均気温に対応した値と定数 1.3 の値をそれぞれ使用し、これらの係数による Z - R 関係を使って、降雪強度を算出した。

3.3. 降水量

1989 年の 1 年間の垂直レーダー観測から算出された日降水量を図 4 に示した。1989 年の昭和基地の降水日数は 130 日、年間降水量は 204 mm と推定された。降水日数が多い割に量が少なく、日降水量 5 mm 以下の弱い降水の日が大半であった。図 2 の回帰曲線の相関係数は 0.73 で降水量には 36% 程の誤差が含まれると考えられる。これまで行われた昭和基地付近の降水量観測と比べると 204 mm という値はかなり小さいが、測定方法が全く異なるので、その結果を単純には比較できない。また、年々の変動もあると考えられるのでこれまでの観測結果と比較は意味のないことと考えている。しかし、今回の観測は年間を通して、細かい時間間隔で連続して行っているのでかなり質の高い結果であると考えている。

図 4 から 1989 年の降雪量の季節変化として三つの雪の多い季節を見ることが出来る。降雪の多い一番長い季節は 2 月から 4 月の秋季で、74 mm の降水があった。冬季は 74 mm、10 月、

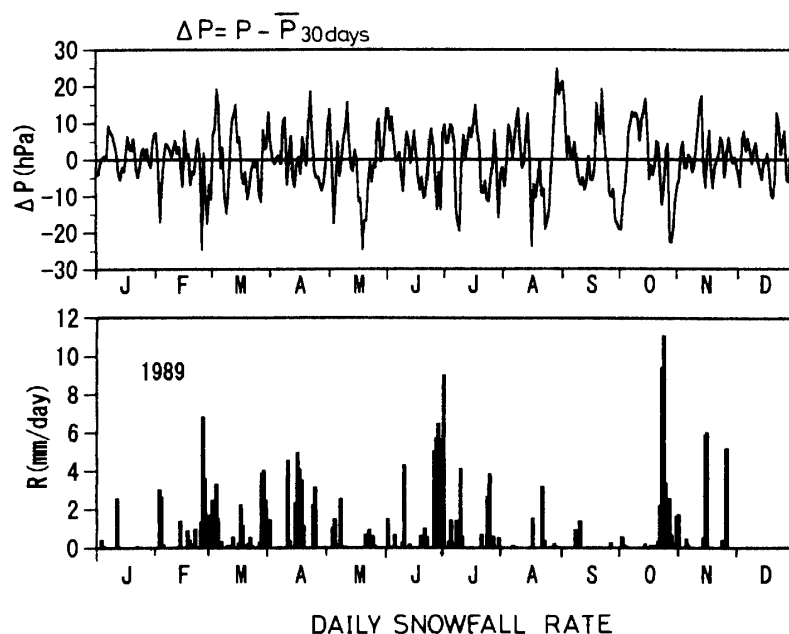


図 4 昭和基地の日降水量と気圧変動。上図: 30 日移動平均から求めた気圧の偏差。下図: 垂直レーダーのデータから求めた日降水量

Fig. 4. Daily snowfall rate and deviation of sea surface pressure at Syowa Station. The upper figure shows the deviation of surface pressure from pressure averaged over 30 days. The lower figure shows the daily snowfall rate calculated from vertical pointing radar data.

11月の春季は53mmであった。春の降雪には日降雪量11.0mmを記録するような大雪があり、春の雪は他の季節に比べて一降雪あたりの量が多いことが予想される。図4の上部には、地上気圧の30日変動からの偏差を合わせて示したが、降水量が多い時はほとんどが低圧時にあたり、低気圧性の降水が多いことがわかる。CARLETON(1992)も南極沿岸部の雲と降水を産み出すの水蒸気の供給源として、総観規模の低気圧が重要であると述べている。しかしながら、低圧時はすべて降水をもたらしているわけではなく、昭和基地付近に降水をもたらさない低気圧もあることが分かる。

4. 発達した低気圧に伴う雲の構造

4.1. 3タイプの降雪雲のエコー

垂直レーダーを使って昭和基地で1989年1月から12月まで連続して降水をもたらす雲の鉛直構造を観測した。低気圧に伴う雲は水平数100kmの広がりを持っているので、低気圧からの降雪時間は長時間になると考えられる。実際1989年の垂直レーダーのエコーの連続出現時間を調べると、10時間以上連続してエコーが現れたケースは53例あり、この長時間の降雪で一年間の降雪の量の66%、降雪時間の50%を占めていることがわかった。従ってこの長時間の降水、すなわち低気圧に伴う雲による降水が南極沿岸部に多くの降水をもたらしていると考えられた。

この53ケースの垂直レーダーのエコーの時間高度断面は3タイプに分類することができた。図5に典型的な例を各二例ずつ示した。タイプAのエコーは高い層状の雲と低い対流性の雲が対になっているタイプで、降り始めの数時間は高い層状の雲で後半は低い対流性の雲からなっている。タイプBのエコーは層状の高層雲が10時間以上連続した場合で地上に降雪をもたらさないタイプである。タイプCのエコーは対流性の雲が短時間間隔で繰り返し現れた場合である。それぞれのA、B、Cタイプの年間の出現回数は21、11、4回で、いずれにも属さない分類出来ないタイプが17例あった。

この3タイプの熱力学的、運動学的な大気構造を高層ゾンデ観測から得られた相当温位と風向風速から調べ、図6に示した。図6に示した例は図5に示した各タイプの例と対応している。タイプAの相当温位の鉛直分布から、上層にエコーが現れた前半時には上層に暖気があり、下層にエコーが現れる後半には上層の暖気が弱まっていることがわかる。3月4日15時(実線)と5日3時(破線)の例について温位を比較すると、高度4km付近の気温は20度以上差があることがわかる。高度4km以上の大気の鉛直安定性を見ると3月4日15時は小さく、5日3時には大きくなっていることが分かる。このことからタイプAのエコーが昭和基地上空を通過したとき上層の気団が入れ替わったことが予想される。タイプBの相当温位の鉛直分布は、上層のエコーが熱的に安定な層にあり、時間的にほとんど変化していないことを示している。風向が全層にわたって東風であることから低気圧の中心が昭和基地の北にあると考えられる。

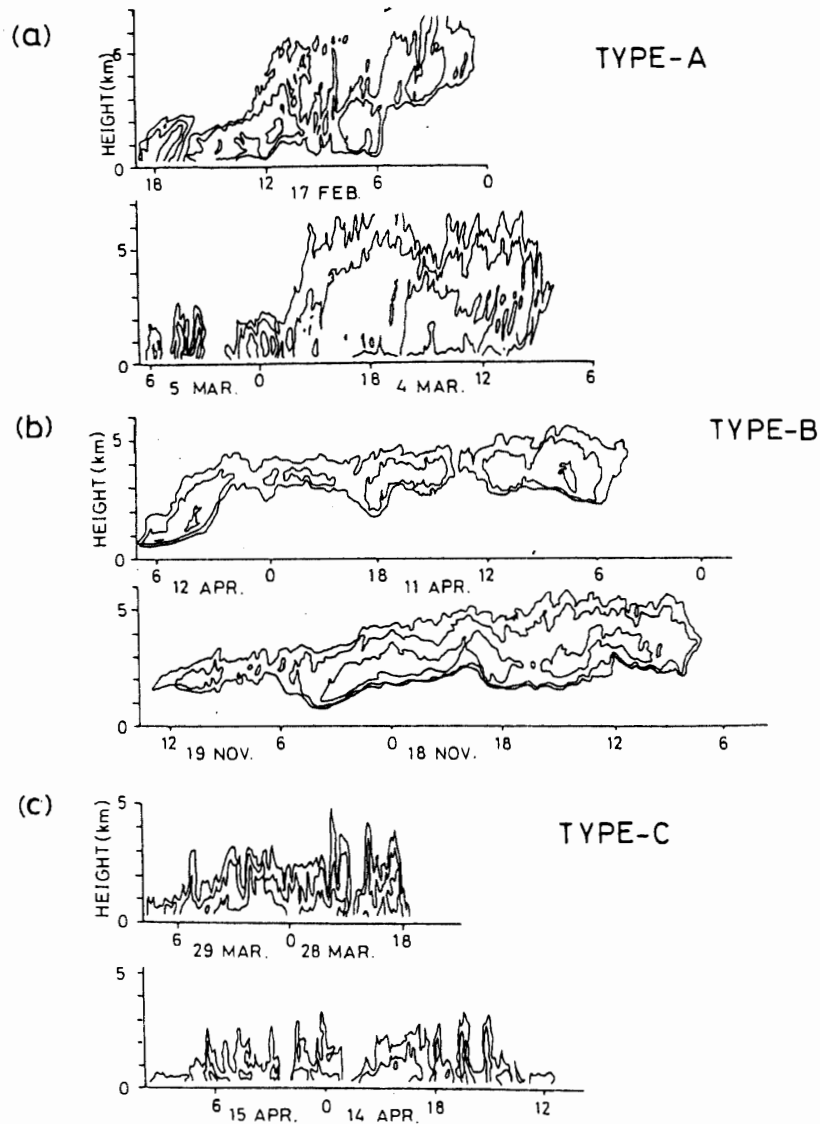


図5 3タイプの時間高度断面。(a) 前半の厚いエコーと後半の浅いエコーが組に成っているタイプ。(b) 地上に降雪をほとんどもたらさない宙に浮いた層状のエコーのタイプ。(c) 背の低い対流性のエコーが短時間間隔で現れるタイプ (エコーの等値線は外側から2, 12, 20 dBZ)。

Fig. 5. Three types of time-height cross section observed by vertical pointing radar. (a) A pair of early deep echoes and later shallow echoes defined as type-A echo in this paper. (b) A high level echo without precipitation on the ground for over 10 hours defined as type-B. (c) The shallow echo from short periodic convective cells defined as type-C. The radar echo intensity is contoured at 2, 12 and 20 dBZ.

一方、タイプCの相当温位の鉛直分布からエコーは熱的に中立な層中にあり、対流混合により鉛直によく混ぜられた結果であると考えられる。

三つのタイプのエコーの出現頻度は先にも述べたが、1989年にはタイプAが最も多く観測

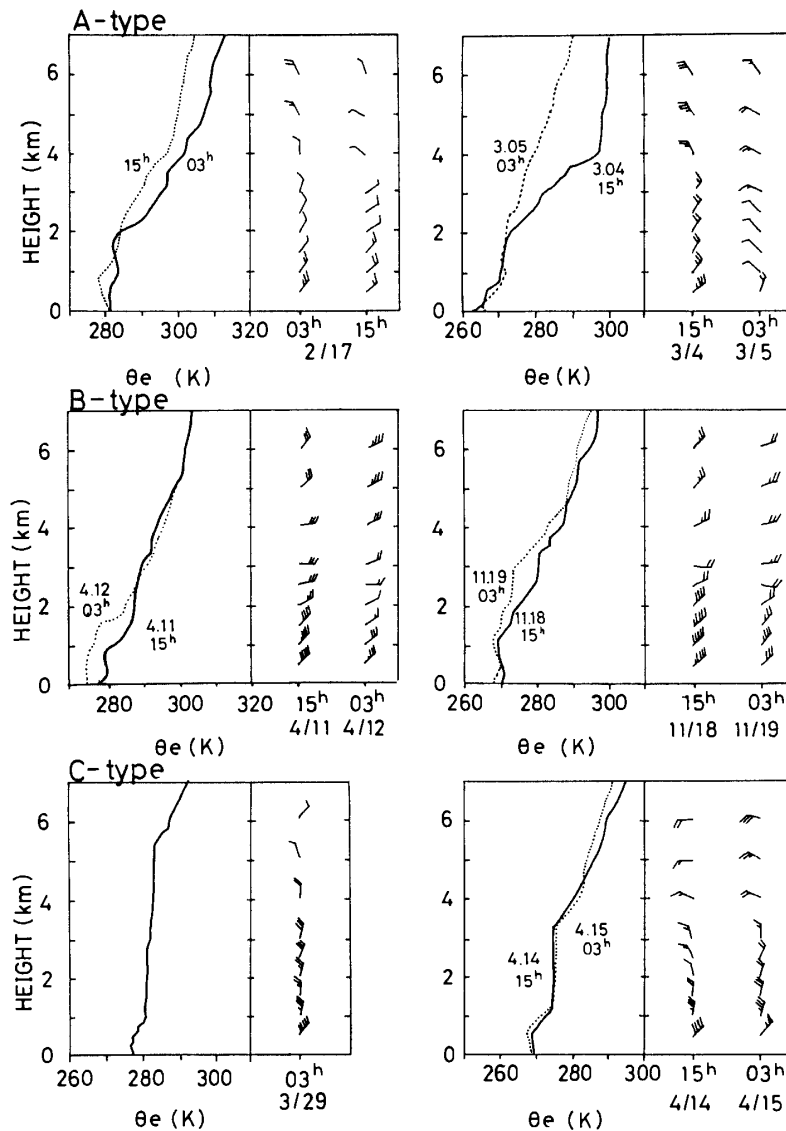


図6 3タイプのエコーの鉛直構造 (相当温位, 風向, 風速)

Fig. 6. Vertical profiles of equivalent potential temperature and wind for the same 6 cases shown in Fig. 5.

された。図5と同様に6例のタイプAのエコー時間高度断面を図7に示した。図7の横軸の時間スケールは図5のそれに比べ6倍縮めている。図から分かるようにタイプAのエコーはどの季節にも現れている。最も高いエコー頂の高度は破線で示した -35°C の高度とほぼ一致し、エコー頂が気温の変化に対応していることがわかる。横軸に示した三角形のマークは、タイプAのエコーが昭和基地上空を通過したときに地上気圧が最も低くなった時を示している。この最も気圧の下がる時刻が、タイプAのエコーの前半の高層のエコーから後半の下層のエコーに代わる時とほぼ一致している。このことから、気圧減少時に厚いエコーが現れ、気圧上昇時に薄いエコーが現れていると見ることができる。従って、2種のエコーの境界は暖気と寒気を

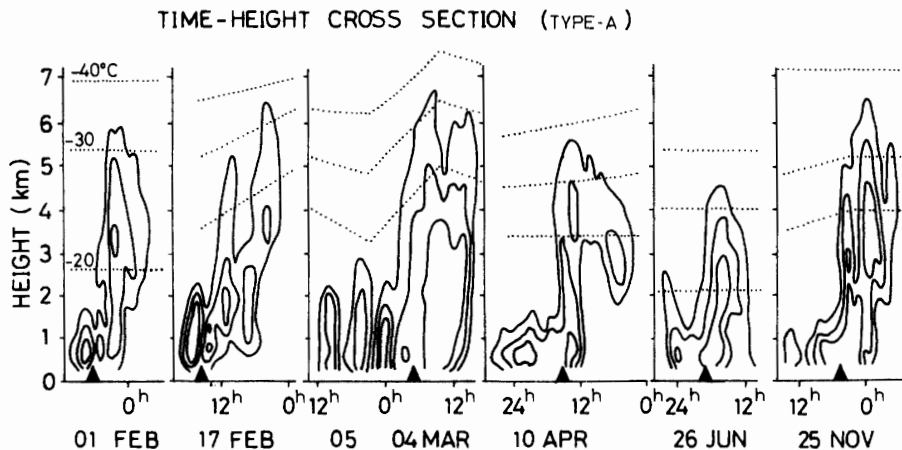


図7 タイプAのエコーの時間高度断面。実線: エコーの等値線, 外側から2, 12, 20 dBZ。点線: 等温線, 上から -40°C , -30°C , -20°C 。三角印: エコー出現時に地上気圧が最低を記録した時刻

Fig. 7. Six cases of time-height cross section of type-A clouds as shown in Fig. 5a. The radar echo intensity averaged for one hour is contoured by solid lines at 2, 12, 20 dBZ. Dotted lines show the upper air temperature at -40 , -30 , -20°C . The solid triangle on the horizontal axis shows the time of minimum surface pressure during the passage of the echo.

分ける前線面であると考えられる。

次にタイプAのエコーの面的な構造を見るためにPPIレーダーデータとNOAA衛星画像を比較した。図8は3月4日から5日にかけての典型的なタイプAのエコーについて示したPPIレーダーの合成図である。図8の下図はPPIレーダーデータの昭和基地の10km北の東西断面を合成して作った時間距離断面で、上図は下図との比較のため垂直レーダーデータの時間高度断面である。このPPIレーダーデータを使って作成した距離時間断面図から、3月4日21時を境に前半は面状のエコーで後半は線状のエコーであることが分かる。時間高度断面と比較すると前半の面状のエコーは厚い層状のエコーに対応し、後半の線状のエコーは浅い対流性エコーに対応していることがわかる。図9に示したNOAA衛星画像は3月4日16時頃のものであるが、渦状の雲のバンドが昭和基地上空にかかっているのが示されている。この渦状の雲のバンドは昭和基地の上空を北から南に移動したと考えられ、雲のバンドの走行方向は、タイプAのエコーが現れ始めたバンドの南縁が昭和基地にかかったときは、ほぼ東西であったのに対し、タイプAのエコーが通過した北縁では、バンドの走行方向が北東から南西方向に変わっている。このバンドの走行方向の変化は図8の時間距離断面図からも読みとることが出来、前半の層状のエコーの走行方向はほぼ東西であったのに対し、後半の対流性のバンドのエコーの走行方向が北東から南西寄りになり、衛星画像の走行方向と一致している。従って、タイプAのエコーは低気圧に伴う渦状の雲のバンドに直交する断面と考えられる。

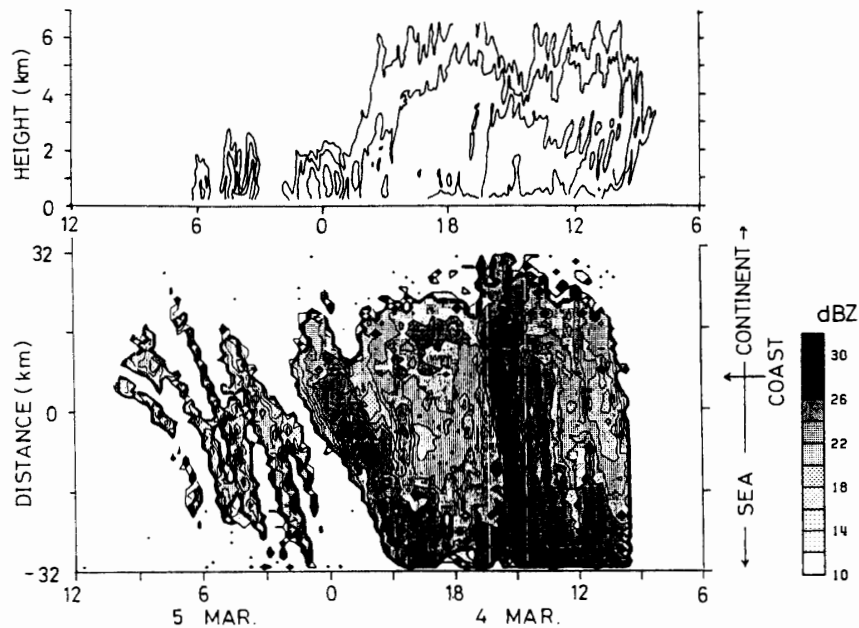


図8 典型的なタイプAのエコーの合成図。上図: 垂直レーダーエコーの時間高度断面 (エコーの等値線は外側から 2, 12, 20 dBZ)。下図: PPI レーダーデータの昭和基地の北 10 km の東西分布の時間距離断面 (エコーの等値線は 10 dBZ から 2 dBZ ごとに 30 dBZ まで)

Fig. 8. Echo structure of the type-A clouds observed on 4 March and 5 March 1989. The lower part of the figure shows the horizontal structure of a type-A echo as a time-distance cross section using the PPI radar echo along a line 10 km north of Syowa Station. The upper part of the figure shows the vertical structure of the type-A echo as a time-height cross section using the vertical pointing radar echoes corresponding to the horizontal structure in the lower panel.

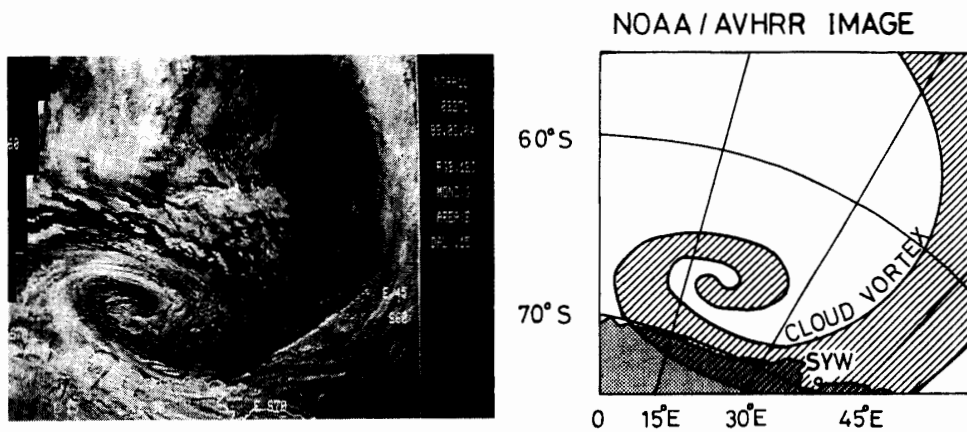


図9 NOAA衛星からみた典型的な渦状の雲

Fig. 9. Typical cloud vortex observed on 4 March 1989 by NOAA/AVHRR image near Syowa Station corresponding to the radar echoes in Fig. 8. The left figure shows the image of the cloud vortex and the right figure shows the schematic pattern of the cloud vortex by a hatched area in the map of the same area shown in the left AVHRR image. The shaded area shows the continent.

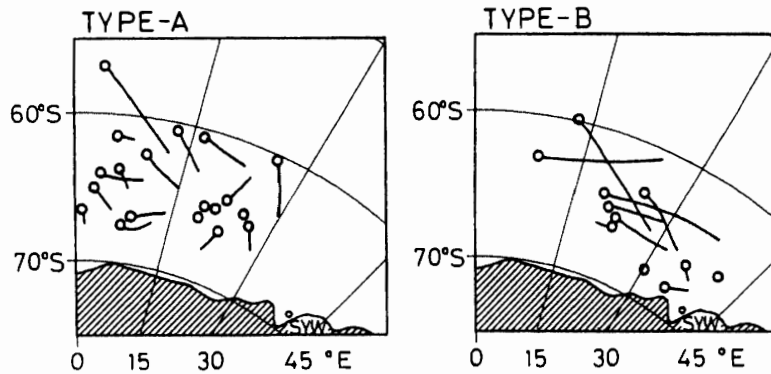


図 10 昭和基地に降水をもたらす低気圧の中心位置。白丸は昭和基地にエコーが現れ始めたときの低気圧の中心位置，実線はその後の低気圧の位置。

Fig. 10. Trajectories of low pressure centers for the type-A and type-B echoes which appeared over Syowa Station. Open circles show the positions of centers when the echoes first appeared over Syowa Station. Solid bars show the trajectories of the low centers during the time when the echoes covered Syowa Station.

4.2. 総観規模の特徴

低気圧の位置と移動経路について、ECMWF の 1000 hPa の客観解析データを利用して解析を行った。図 10 はタイプ A とタイプ B のエコーが昭和基地で見られたときの低気圧の中心の移動軌跡を示している。白丸が昭和基地にエコーが現れ始めたときの低気圧の中心の位置，実線はエコーが現れている間の低気圧の移動経路である。タイプ A のエコーが現れたときは低気圧の中心の多くは昭和基地の北西方向にあるのに対し，タイプ B のエコーが現れたときは昭和基地の北に低気圧があることがわかる。タイプ A のエコーがタイプ B のエコーに比べて多く現れていることの一理由の一つとしては，昭和基地の北西方向に低気圧がより多く現れる傾向があるということが上げられる。これは，STRETEN (1980) も指摘していることで昭和基地付近の低気圧の良く現れる場所は，昭和基地の北西の東経 20-30 度付近であると述べている。

4.3. 低気圧に伴う渦状の雲の構造

昭和基地の降水の多くは低気圧に伴う雲からもたらされる。その低気圧は，最盛期から消滅期にかけてのものが多く，しばしば渦状の雲を伴っている。これまで述べた観測結果を総合すると，その渦状の雲は図 11 のような概念モデルで示される構造であると考えられる。渦状の雲は西向きに寒冷な大気と低緯度から来る暖気の境界に現れる。もし，低気圧の中心が昭和基地の北西の環南極低圧帯で最もよく低気圧が現れる場所付近にある場合は，渦状の雲のバンドは低緯度から昭和基地に近づき，タイプ A のエコーが昭和基地で観測されるはずである。このタイプ A のエコーはバンドに直交する閉塞前線の断面を示していると考えられる。一方，低気圧の中心が昭和基地の北の沿岸を西から東に進む場合は，昭和基地の上空に渦状の雲のバンドの南縁がかかり，地表に降水をもたらさないタイプ B のエコーが昭和基地で観測されるはずで

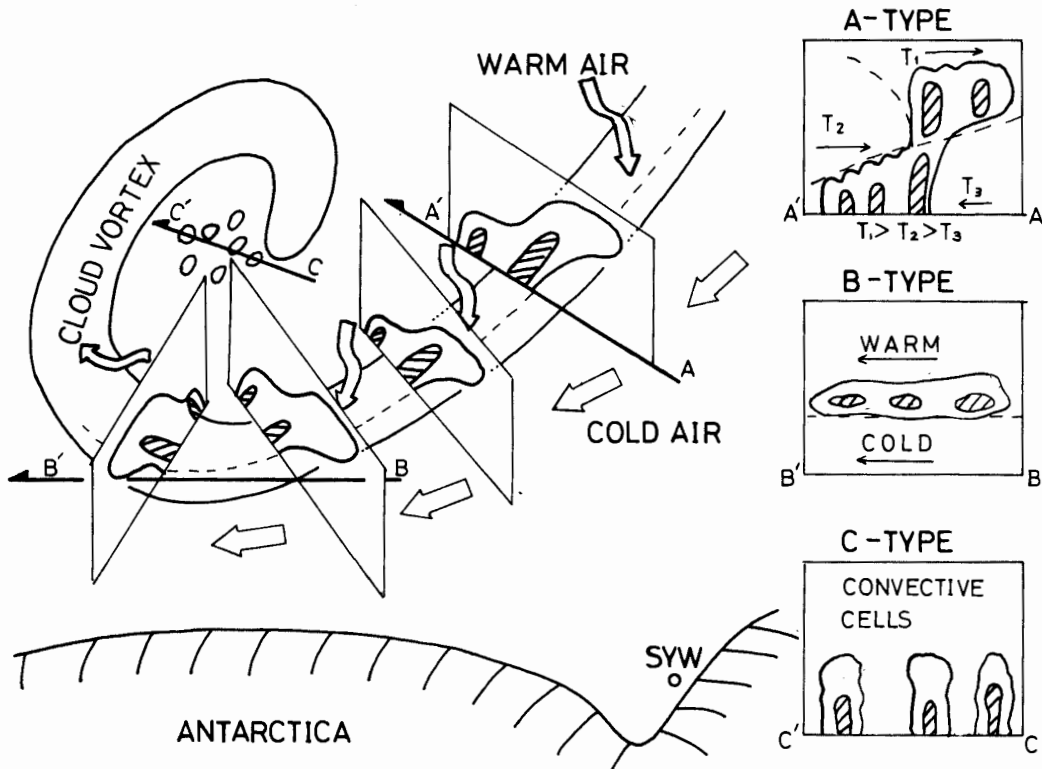


図 11 低気圧に伴う渦状の雲の概念モデル

Fig. 11. Conceptual model of cloud vortex structure. The type-A echo corresponds to the cross section normal to the cloud vortex (i.e. A-A'); the type-B echo is from the southern periphery of the cloud vortex (i.e. B-B'). The type-C echo is considered to be from convective cells near the low pressure center.

ある。従ってこのタイプ B のエコーはタイプ A のエコーと同じ渦状の雲のバンドの異なる断面を示していると考えられる。また、低気圧の中心が昭和基地のごく近傍まで近づいた場合にはタイプ C の対流性エコーが現れると考えられる。対流性のセルは低気圧の中心付近の鉛直混合の結果であると考えられる。

この低気圧に伴う渦状の雲のバンドの構造は、MATEJKA *et al.* (1980) によって述べられた北半球の低気圧に伴う前線の構造と似ていると考えられる。彼らはその構造や微物理学的な特徴から前線を六つのタイプに分類している。本研究でみられたタイプ A の前半部の雲の構造は、寒冷な下層の安定層の上に形成された不安定な温暖前線の雲と同様な構造であると考えられる。しかしながら、本研究のタイプ A の前半部にはそれほど明瞭な不安定層は見られていなかった。低緯度に前線があるときは不安定層が存在したが、昭和基地に近く連れて鉛直混合が進み、中立や安定な層に変わったと考えられる。タイプ A の後半の線状の雲の構造は、上層の寒冷前線の後ろで地表の閉塞前線の付近に見られる不安定層中で発達した波打った形の降雨帯と同様な構造であると考えられる。WANG and HOBBS (1983) は降雨帯の走行方向は上層の風向と平行であると述べているが、本研究でみられたタイプ A のエコーの後半にみられた

線状のエコーの走行方向は図 8 に見られるように風向と一致し、彼らの観測結果と同様な特徴がみられた。

5. 昭和基地の降水現象の季節変化

5.1. 気温、海氷域の季節変化

気温や海水域の季節変化にともない昭和基地上空の水蒸気量は変動し、降水をもたらす雲の特徴も変化すると考えられる。それで、ここでは降水の季節変化と密接な関係がある気温、海水域の季節変化について、まず述べる。図 12 は 1989 年の気温と海水域の季節変化で、図の上段は昭和基地の旬別平均地上気温、実線は 1989 年の値、破線は平年値である。1989 年は平年に比べ 5 月と 9 月に低温になっているのが特徴的で、最低気温は 9 月 11 日に記録した -39.6°C であった。5 月と 9 月に低温になることが多く、真冬とほとんど変わらない気温を記録し、極域で特徴的な鍋底型の気温の季節変化 (coreless winter) を示している。気温の下がる時を秋、低温期を冬、気温の上がる時を春、と定義すると、1989 年の秋、冬、春の季節は、それぞれ 2 月から 4 月、5 月から 9 月、10 月から 11 月に区分できる。次に海水域の季節変化として図

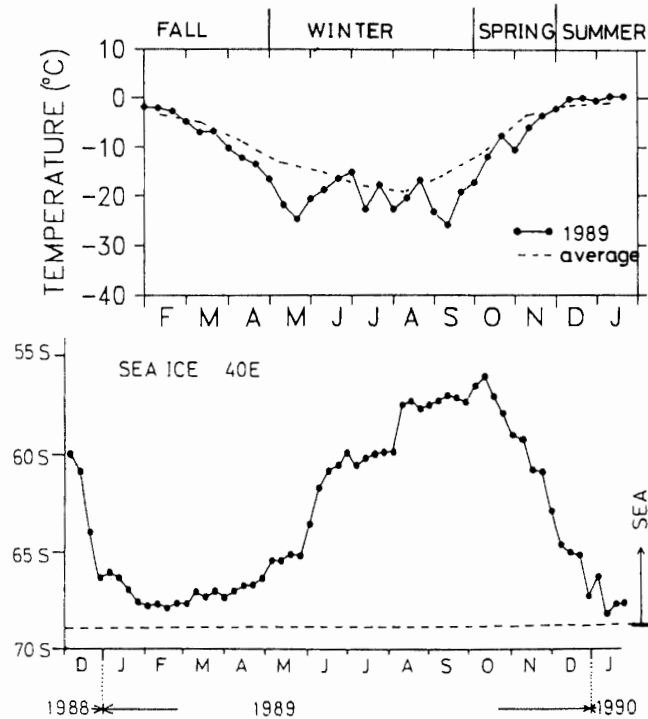


図 12 1989 年の気温と海水域の季節変化。上図: 昭和基地の地上旬別平均気温 (実線: 1989 年, 破線: 平年値)。下図: 東経 40 度に沿った密接度 80% 以上の海水域の位置

Fig. 12. Seasonal variations of surface air temperature and the sea ice edge along longitude 40° . The upper figure shows the 10-days averaged temperature observed at Syowa Station drawn by a solid line. The averaged value is also drawn by a dashed line. The lower figure shows the sea ice edge defined as the boundary of ice compactness larger than 80%.

の下段に、東経 40 度に沿った密接度 80% 以上の海水縁の位置の変化を示した。海水縁の位置は NAVY-NOAA joint center 発行の南極周辺の海水域の weekly report を使って作成した。各季節の特徴を海水の変化から見ると、秋は海水の最小期、冬は海水の拡大期、春は海水の急速な縮小期とみることができる。海水域が最大になる 10 月と最小になる 2 月では海水縁までの距離がそれぞれ 1500 km と 100 km と 10 倍以上異なるため、大陸の周りの海を水蒸気源としている昭和基地付近の雲は、海水縁からの距離によって大きな影響があることが予想される。

5.2. 降水量の季節変化

本節では、降水量の季節変化について述べる。図 13 は図 4 の垂直レーダーのデータから求めた 1989 年の昭和基地の降水量を、旬別に集計したものである。秋、冬、春の降水量はそれぞれ 74, 74, 53 mm であり、短い夏以外はどの季節も降水があることがわかる。しかし、どの旬も降水のある秋に比べ、冬や春は旬によって降水のないこともあり、秋と冬や春の差も見られる。この理由として冬や春は、気温が低く海水域が大きい時期であるので、南極沿岸部への水蒸気の輸送が少なくなり、結果として降水量が少なくなることが考えられる。次に昭和基地周辺の降水量を、PPI レーダーデータを使って見積もった。PPI レーダーは昭和基地を中心に半径 64 km 以内の降水エコーを見ることが出来るので、垂直レーダーに比べ広い範囲の降水量を推定することが出来る。図 14 は仰角 2.0° のデータを使って見積もった昭和基地の北側 64 km 以内の半円内の 1 カ月積算降水量である。使った $Z-R$ 関係は昭和基地の北 10 km の仰角 6.0° のレーダーエコー強度 (Z) と昭和基地で測定した降水強度 (R) を比較して求めた $Z = 53 \cdot R^{0.78}$ である。昭和基地の降水量を離れた距離のレーダーデータと比較したのは、レーダー近くのデータは、高度が低いために地吹雪粒子が含まれ、ノイズが多いからである。距離 10

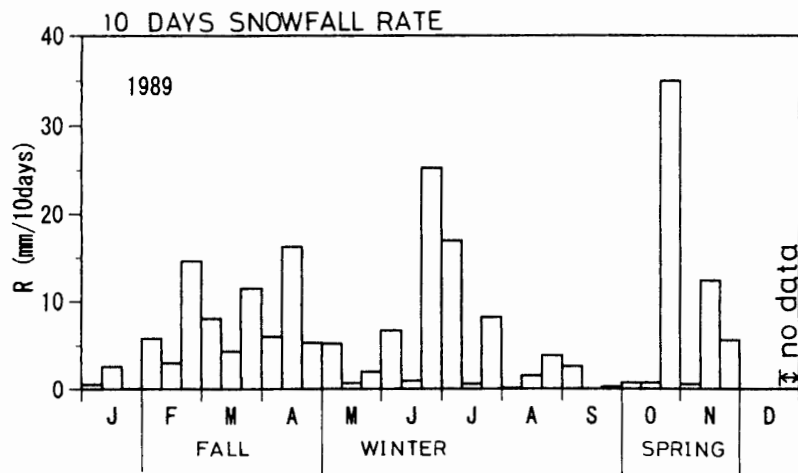


図 13 垂直レーダーのエコー強度から求めた昭和基地の 1989 年の旬別降水量
Fig. 13. Seasonal change of 10-day snowfall rate at Syowa Station in 1989.

km, 仰角 6.0° では高度は 1000 m になり, 地吹雪粒子の影響はない. この位置にある降雪粒子が, 風速 10 m/s の北風で運ばれ, 1 m/s で落下すると仮定すると, 落下するまでに 1000 秒か
 かり 10 km 南に運ばれ, ちょうど昭和基地に落下することになる.

図 14 の降水量の分布の特徴として同心円状に距離が遠くなると降水量が少なくなる関係が
 みられるが, 距離が遠いと弱い降水のエコー強度がノイズレベル以下になることや仰角 2.0° の
 データを使ったので距離が遠くなると雲の上部を見ているためと考えられ, 実際の降水量がこ
 のような同心円上の分布をしているわけではない. 仰角 2.0° で距離 64 km の場合, 高度は 2.2
 km に達し, エコー頂の低い雲は検出されず, 降水量も低く見積もる結果になる. このような
 誤差を取り除いて降水量の分布の特徴を見るには, 同心円の円周に沿った値を比較すればよ

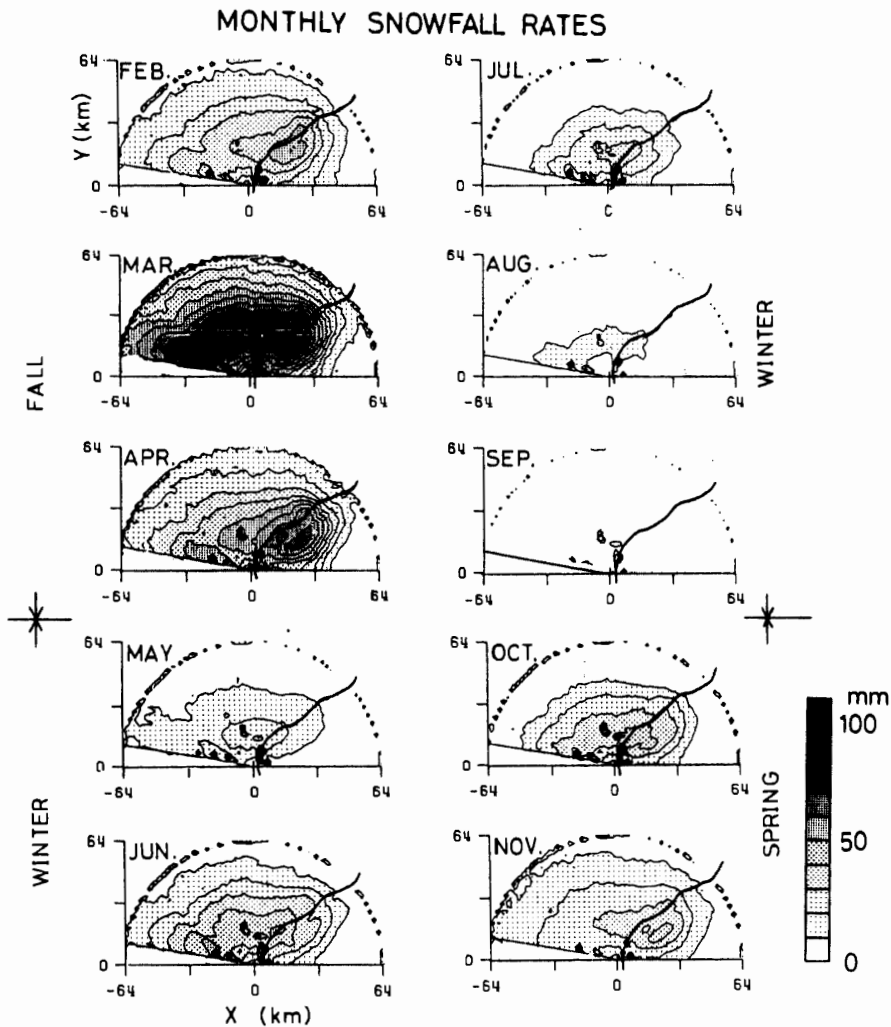


図 14 PPI レーダーのエコー強度から求めた昭和基地付近の月積算降雪量 (太実線は海岸線, 等値線は 10 mm ごと, 2 月は 16 日以降の積算値)

Fig. 14. Monthly accumulated snowfall rate obtained by PPI radar. The amount of snowfall is contoured every 10 mm/month. The thick solid line shows the coast of Antarctica.

く、昭和基地の北東側の大陸の海岸付近の降水量が北側や北西側の海上に比べ多いことがわかる。この海岸線に平行な降水量のピークの位置をさらに詳しく調べると、その位置が月によって異なっていることがわかる。秋の2,3,4月や春の10,11月は、冬の5,6,7月に比べピークの位置が海岸線から10-20 km内陸にあり、季節によってピークの位置が異なっている。

5.3. エコー頂の季節変化

南極沿岸部は中緯度に比べ気温が低いため、雲の高度も中緯度に比べ低い雲が多いことが予想される。本節では垂直レーダーのエコー頂に着目した解析結果を述べる。1989年2月から12月までのエコー頂の頻度を半月ごと、250 m ごとに集計し、その分布を図15に示した (KONISHI *et al.*, 1991)。図13に示した降水量に対応して降水の多い2,3,4,6,10,11月はエコーの出現頻度が高く、エコー頂高度は1 km 付近から6 km を越える高さまで幅広く分布している。しかし、各季節のエコー頂高度には特徴があり、秋(2,3,4月)は、低いエコー頂から高いエコー頂まで様々な高度の雲があり、主として3 km 以下のエコー頂をもつ雲が多かった。一方、冬(6,7月)は主として2 km 以下の低層のエコーが多く、春は4 km 以上の高い高度をエコー頂に持つ雲が多く存在していた。3 km より高いエコー頂の出現頻度の季節変化を見ると、春と秋に多

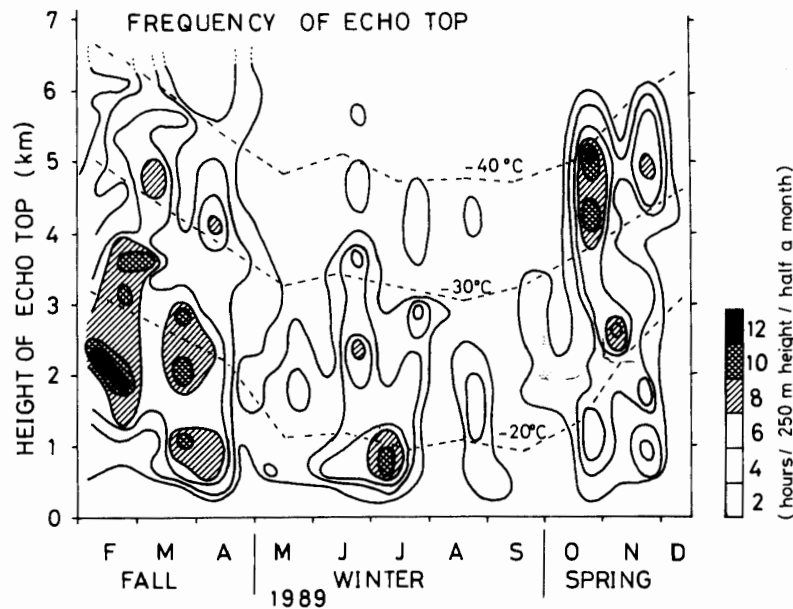


図15 エコー頂頻度の季節変化。頻度を半月ごと、250 m 高度間隔で集計し、等値線を2時間ごとに12時間まで引いた。斜線部は8時間以上、網部は10時間以上、黒部は12時間以上の頻度を示している。月平均気温の高度も併せて破線で示した。

Fig. 15. Seasonal variations of echo top height frequency. The frequency is summed every half month at height intervals of 250 m and contoured every 2 hours. The hatched region indicates 8 hours, double hatched region 10 hours and black region 12 hours. The monthly averaged upper air temperature is depicted by dashed lines.

くなる半年周期があり、昭和基地の雲の出現頻度が南半球高緯度の semiannual oscillation と呼ばれる半年振動の大気の変動と密接な関係があることが示唆される。

図 15 には -20 、 -30 、 -40°C の月平均高度も併せて示したが、エコー頂の最も高い高度は -40°C の高度に一致し、その高度より高いエコー頂を持つ雲はほとんどなかった。 -40°C は過冷却微水滴が spontaneous nucleation で氷晶化する温度であることから、 -40°C 高度近くまで過冷却水滴が存在し、それが氷晶化し増大してエコーに現れていることが示唆される。同様の -40°C の高度を雲頂に持つ雲の観測結果が北極域の雪雲の観測例で FUJIYOSHI *et al.* (1982) によって報告されている。

5.4. 雲水量の季節変化

中緯度に比べ低温な南極沿岸部の雲にも、多くの雲粒 (液体) を含む雲があることは、昭和基地の雪結晶観測から多くの雲粒が付着した霰状の降雪粒子や大きな雲粒が付着した降雪粒子が観測されていることから十分予想される。本節では昭和基地付近の雲の雲水量に着目して、雲水を持つ雲の頻度分布、季節変化について解析を行った結果を述べる。

雲内の粒子を観測する手段として、航空機による *in situ* な観測が中緯度ではしばしば行われているが南極では少なく、SAXENA and RUGGIERO (1985) が行っている程度である。一方、近年マイクロ波放射計のようなリモートセンシングの測器を使って雲水量を測定する技法が増加し、南極でも 37 GHz と 19 GHz の 2 波長のマイクロ波放射計を使った観測が行われた (WADA, 1991)。ここでは、37 GHz マイクロ波放射計で測定した放射温度から気柱内の雲水量を求めた結果を報告する。また、比較のため気柱氷水量を垂直レーダーデータを使って求めた。この方法は各高度のエコー強度から氷の量を $M = 33 \times Z^{0.77}$ の式に代入して求め、鉛直方向に積分し求めた。この式は Z - R 関係と同様に地上付近のエコー強度と実際の降水強度を比較し、雪粒子の落下速度を 1 m/s と仮定して求めた (KONISHI and WADA, 1991)。ここで雲水量に換算される雲粒はレーダーにとっては十分小さくレーダーでは雪粒子である氷水量だけ観測できると仮定した。

観測の結果、昭和基地にも 200 mg/cm^2 以上の雲水量を示す雲があり、中緯度と同程度の雲水量を持つ雲もあることがわかった。一般に低気圧に伴う前線性の降水の場合は降り始めのエコー頂が高いときには雲水量は少なく、後半は雲水量が増える傾向があった。ここで、便宜上、雲水量が 30 mg/cm^2 より多い雲を水雲、雲水量が 10 mg/cm^2 より少ない雲を氷雲と定義すると、それぞれの雲の出現頻度の季節変化は図 16 のようになった。斜線部が氷雲、網目部が水雲で、その間は中間タイプの雲の出現比率を示している。水雲は 2-4 月の秋に多く現れ、氷雲は 8-10 月の冬から初春に多く現れている。この雲のタイプの季節変化は気温、水蒸気量、氷晶核数、海氷の大きさ、風向風速などの季節変化する要因によって影響を受けていると考えられる。特に海氷域は最大期と最小期で面積が 10 倍ほど変化し、また、雲の発生源の水蒸気が

海水域の大小で大きく変動を受けることから海水域と密接な関係があることが予想される。

図の上部に図 12 の海水縁の季節変化を併せて示した。最も海水域が広がるのは 10 月で昭和基地の北 1500 km まで広がっている。このとき雲のシステムが海水縁から昭和基地まで時速 40 km で近づいたとすると、所用時間は 40 時間必要であり、最も海水縁に近い 2 月の 150 km と比べると 10 倍以上の時間がかかり、海水域で雲のシステムはより大きな影響を受けると考えられる。実際、図 16 に示した氷雲の出現頻度の季節変化は昭和基地から海水縁までの距離の季節変化と似た傾向を示している。

図 17 は海水縁までの距離と雲のタイプ (水雲・氷雲) の関係である。黒丸が水雲、六角形が氷雲、白丸がその中間の雲を示している。水雲は海水縁が 300 km 以内の近くにある場合にのみ現れ、海水縁が遠くなると氷雲の割合が増している。従って海氷上を雲のシステムが進行する過程で水を多く持つ雲が氷の雲に変質することが考えられる。図 17 には高度 2 km の気温を併せて示したが、水雲は $-7 \sim -22^{\circ}\text{C}$ の広い範囲に見られることから、温度依存性はないように見える。しかし、 -15°C より低い気温になると海水縁が 300 km より近くなった場合でも氷雲の割合が増え、氷晶化が低温になって促進されることを示している。

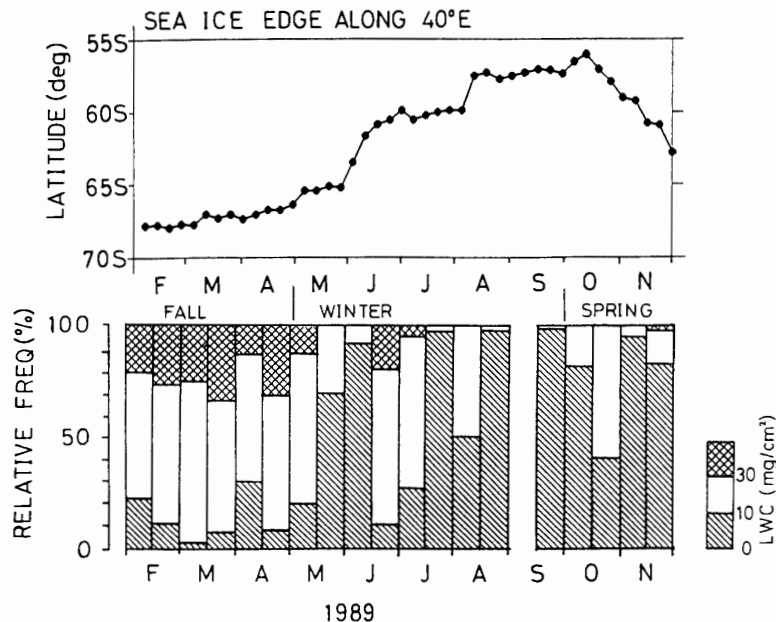


図 16 水雲、氷雲の頻度の季節変化 (網部が水雲、斜線部が氷雲)。図の上部に東経 40 度に沿った海水縁の位置も示した。

Fig. 16. Seasonal variation of the sea ice limit along 40° and liquid water content. The lower part of the figure shows the occurrence frequency of solid-phase clouds and mixed-phase clouds. Double hatched and hatched columns show the relative frequencies of mixed-phase clouds and solid-phase clouds respectively. Open columns show the intermediate clouds between them.

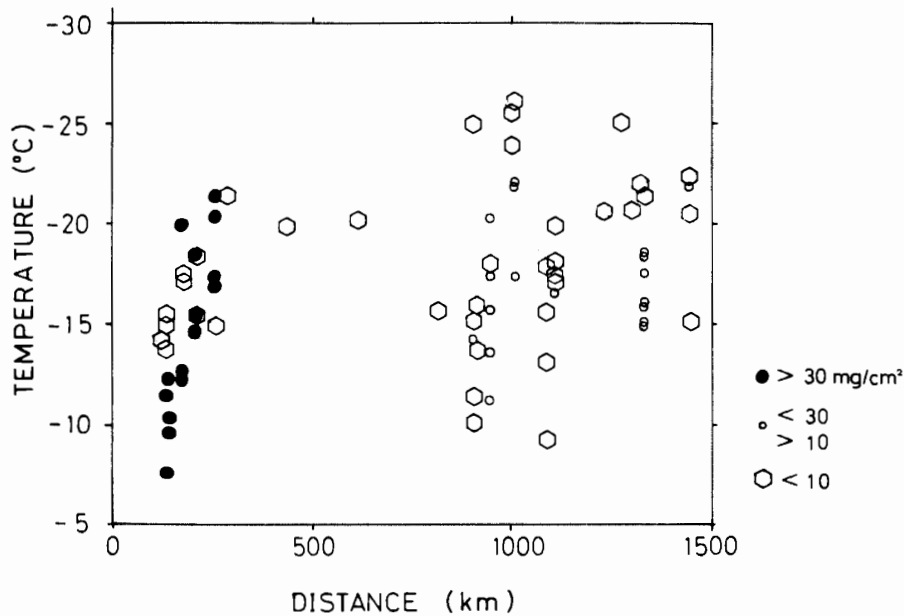


図 17 氷縁から昭和基地までの距離と高度 2 km の気温と雲のタイプ。黒丸: 水雲, 六角形: 氷雲, 白丸: 中間の雲

Fig. 17. Relation between air temperature at 2 km height and distance from Syowa Station to sea ice edge for each cloud. The hexagonal mark represents solid-phase clouds, the solid circle represents mixed-phase clouds and the open circle represents the intermediate clouds between them.

5.5. 低気圧の季節変化

4章で述べたように昭和基地の降水の多くが低気圧に伴う雲からもたらされているので, 昭和基地の降水の特徴を理解するためには, 低気圧の発生頻度や経路の解析が必要である。図 18 は, ECMWF の 1000 hPa 客観解析データを使って求めた 1989 年の昭和基地付近の低気圧の経路である。全体の傾向としては低気圧はほとんどが東に進むことが示されているが, 中には大陸近くの高緯度で停滞したり西に進むものも見られる。×印は低気圧が消滅した場所を示しているが, 良く発達した低気圧は, しばしば高緯度の大陸沿岸で停滞し消滅している。この低気圧の経路の図から, 昭和基地付近の低気圧の経路には二つのタイプがあることがわかる。一つは高緯度の沿岸に接近し, そこで消滅するタイプ, もう一つは, 海岸に沿って東に移動し, 去っていくタイプである。東に移動するタイプは冬と春に多く, 特に 5 月に多くみられる。晩冬から春にかけての 8 月から 11 月には, 東に移動しながら高緯度に進むのではなく, 逆に低緯度側に進む低気圧も見られる。これは冬季には極高気圧が強まり, 低緯度まで張り出し, 低気圧は沿岸に近づけないためと考えられる。この時期は海水の広がる時期でもあり, 高気圧が低緯度に張り出していると考えられる。図 18 には海水域も陰影をつけて示した。

次に図 18 の低気圧経路の季節変化を表 3 にまとめた。1989 年には総計 64 個の低気圧が図 18 の領域で消滅し, 29 個の低気圧が東に移動した。消滅した低気圧の数と東に移動した低気圧

の数の比を季節ごとに集計し、消滅した低気圧の割合を求めると秋、春、冬は、それぞれ 81, 72, 58% であった。秋や冬にはほとんどの低気圧が沿岸付近で消滅していたのに対し、春は消滅する低気圧の割合が少なく、低気圧が大陸の周りを回ることが多いことがわかる。春は海水域も広がり、低気圧が沿岸部に近づきにくいためであると考えられる。

4章で述べた昭和基地に 10 時間以上降水エコーをもたらした低気圧について、同様に経路によって二つのタイプに分類し、表中の括弧内の数に表した。東に移動するタイプの低気圧の数は少なく、ほとんどが消滅するタイプの低気圧であったことから、昭和基地付近の降雪は消滅する低気圧に伴う雲から生じていたことがわかる。低気圧は通常、発達期に大陸に近づき、最盛期を迎え停滞し、沿岸部で消滅することが多くなっている。よって、この停滞、消滅するタイプの低気圧のほうが東に移動するタイプの低気圧に比べ、昭和基地に多くの水蒸気を輸送し、高緯度への水蒸気の供給源として重要な役割を果たしていると考えられる。

低気圧の経路の違いは、昭和基地で観測されるエコータイプの違いと関連している。表 3 に

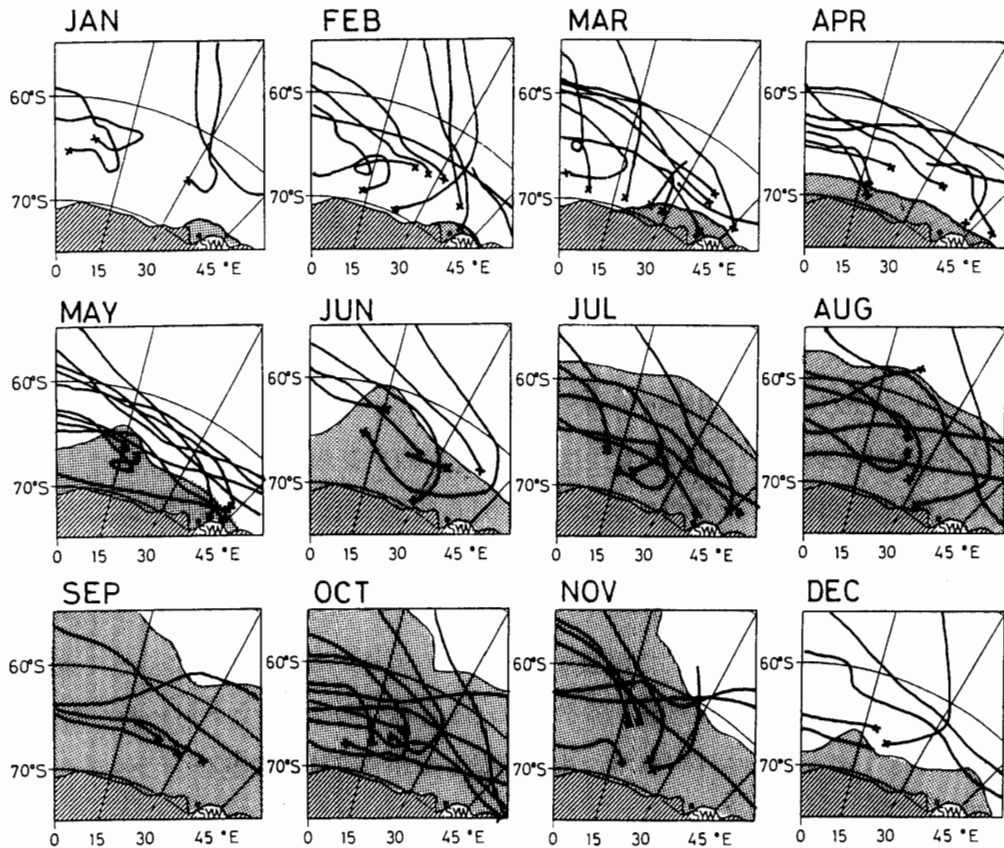


図 18 昭和基地付近の南緯 60 度以南の低気圧の経路。×印は、低気圧の消滅した場所、斜線部は南極大陸、陰影部は各月初めの海水域

Fig. 18. Trajectory of low pressure center south of latitude 60°. The cross marks show where the low pressure centers dissipated. The hatched region shows the continent, and the shaded area shows the sea ice extent at the beginning of each month.

表3 低気圧の経路タイプ別数
 Table 3. Number of low pressure (0-30°E and 60-70°S).

1989	Type of low				Echo type		
	Dissipating		Passing		Total	Type-A	Type-B
Feb.	7 (7)		2 (1)				
Mar.	9 (9)	22 (18)	1	5 (1)	27	10	5
Apr.	6 (2)		2				
May	6 (1)		4				
June	6 (3)		0				
July	6 (3)	26 (9)	1	10 (0)	36	5	1
Aug.	5 (1)		3				
Sep.	3 (1)		2				
Oct.	5 (4)	11 (9)	5 (1)	8 (3)	19	5	4
Nov.	6 (5)		3 (2)				
Dec.	2	5 (3)	3	4	9	1	1
Jan.	3 (3)		1				

は4章で述べた昭和基地の垂直レーダーのエコーの時間高度断面から分類したタイプAとタイプBの数も示した。タイプAは昭和基地の北西に停滞した低気圧に伴う渦状の雲のバンドの直交する断面であったので、低気圧の経路のタイプで言うと「消滅する低気圧」に一致している。一方、タイプBは昭和基地の北を西から東に移動する低気圧に伴う渦状の雲のバンドの南縁の断面であったことから、低気圧経路のタイプでいう「東に移動する低気圧」に一致している。従って、昭和基地に現れたエコーで分類したタイプAとタイプBの発生頻度の比は、低気圧経路で分類した、消滅するタイプと東に移動するタイプの発生頻度の比と非常に良く一致していた。

5.6. 南極沿岸域の降雪雲の季節変動

気温の変化や海氷域の消長に伴って、降水や雲の季節変動が見られた。先に述べた上空の温暖前線に伴う層状の高い雲の雲頂は -40°C の変化に対応した変化が観測された。一方、対流性の低い雲の割合は海氷域が広がり低温になる冬から春にかけて減少し、海氷域の消長に対応した関係が見られた。また、雲水量も海氷域の消長に対応した関係が見られ、開水面が近くにある秋には雲水量の多い雲が多く観測されたが、冬、春の海氷域が拡大した季節には雲水を多く持った雲が少なかった。気温や海氷域の消長は個々の雲システムに関係するだけでなく、渦状の雲を持つ低気圧そのものに影響を与えていると考えられる。低気圧活動は従来から言われている環南極低圧帯 (Circum-polar trough) が強まる春、秋に強くなるため、昭和基地に降水

をもたらす渦状の雲の頻度も春、秋に多くなっている。しかし、個々の渦状の雲の強さは海水が張り出す春の方が秋に比べ弱まることが多く、水蒸気や熱の供給のない海水上で低気圧の活動度が弱まることがわかる。従って秋と春を比較すると、秋は数多い低気圧から降水が起こっているのに対し、春は数少ない低気圧から降水がもたらされている。従って、それぞれの低気圧からの降水量が異なる場合、春は秋に比べ降水量の年々変動が大きく現れると考えられる。

1989年の春は数回の低気圧で大量の降水をもたらしたため、数多く観測された秋に匹敵する降水量が春に観測された(秋 80 mm, 春 60 mm)。また、冬も 60 mm の降水が観測され、夏を除く季節に大きな差は現れなかった。しかし、沿岸部で発達する雲は雲水量の多い背の高い雲であることが多く、その条件をみたら雲が秋に多いことから沿岸から南極大陸内部に多くの降水をもたらす雲は、秋に多いと考えられる。

文 献

- BROMWICH, D.H. (1988): Snowfall in high southern latitudes. *Rev. Geophys.*, **26**, 149-168.
- BROMWICH, D.H. (1990): Estimates of Antarctic precipitation. *Nature*, **343**, 627-629.
- BUDD, W.F. (1966): Glaciological studies in the region of Wilkes, Eastern Antarctica, 1961. ANARE Sci. Rep. Ser. A, **88**, 1-149.
- CARLETON, A.M. (1992): Synoptic interactions between Antarctica and lower latitudes. *Aust. Meteorol. Mag.*, **40**, 129-147.
- CONNOLLEY, W.M. and KING, J.C. (1993): Atmospheric water-vapour transport to Antarctica inferred from radio sonde data. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **119**, 325-342.
- FUJIYOSHI, Y., TAKEDA, T. and KIKUCHI, K. (1982): Observation of wintertime clouds and precipitation in the Arctic Canada (POLEX-North). Part 3: Radar observation of precipitating clouds. *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, **60**, 1227-1237.
- FUJIYOSHI, Y., ENDOH, T., YAMADA, T., TSUBOKI, K., TACHIBANA, Y. and WAKAHAMA, G. (1990): Determination of a Z-R relationship for snowfall using a radar and high sensitivity snow gauges. *J. Appl. Meteorol.*, **29**, 147-152.
- KIKUCHI, K., SATO, N. and KONDO, G. (1981): On the precipitation intensity at Syowa Station, Antarctica. *Mem. Natl Inst. Polar Res., Spec. Issue*, **19**, 167-177.
- KOBAYASHI, S. (1985): Annual precipitation estimated by blowing snow observation at Mizuho Station, East Antarctica, 1980. *Mem. Natl Inst. Polar Res., Spec. Issue*, **39**, 117-122.
- KONISHI, H. (1992): Antarctic climate research data, Part 5, PPI radar data at Syowa Station, Antarctica from February to December 1989. *JARE Data Rep.*, **173** (Meteorology 28), 60 p.
- KONISHI, H. and WADA, M. (1991): Antarctic climate research data, Part 3: Radar and microwave radiometer data at Syowa Station, Antarctica in 1989. *JARE Data Rep.*, **165** (Meteorology 26), 111 p.
- 小西啓之・遠藤辰雄・若浜五郎 (1988): 電子天秤を用いた降雪強度計の試作. *雪氷*, **50**, 3-7.
- KONISHI, H., MURAYAMA, S., KAKEGAWA, H., WADA, M. and KAWAGUCHI, S. (1991): Annual variation of snowfall and radar echo structure of snow clouds at Syowa Station, Antarctica. *Proc. NIPR Symp. Polar Meteorol. Glaciol.*, **5**, 90-96.
- MATEJKA, T.J., HOUZE, R.A. and HOBBS, P.V. (1980): Microphysics and dynamics of clouds associated with mesoscale rainbands in extratropical cyclones. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **106**, 29-56.
- 村越 望 (1958): 第1次越冬隊気象部門報告. *南極資料*, **4**, 1-22.
- NARUSE, R., ENDO, Y., ISHIDA, T. and AGETA, Y. (1971): Observations of snow accumulations and sea ice at Syowa Station, Antarctica. *Nankyoku Shiryo* (Antarct. Rec.), **40**, 57-64.
- SATO, N., KIKUCHI, K., BARNARD, S.C. and HOGAN, A.W. (1981): Some characteristic properties of ice

- crystals precipitation in the summer season at South Pole Station, Antarctica. *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, **59**, 772-780.
- SAXENA, V.K. and RUGGIERO, F.H. (1985): Real-time measurements of droplet size distribution in antarctic coastal clouds. *Antarct. J. U. S.*, **20**, 198-200.
- SCHWERDTFEGER, W. (1984): *Weather and climate of the Antarctic*. Amsterdam, Elsevier, 261 p. (Development in Atmospheric Science, 15).
- STRETEN, N.A. (1980): Some synoptic indices of the Southern Hemisphere mean sea level circulation 1972-1977. *Mon. Weather. Rev.*, **108**, 18-36.
- STRETEN, N.A. and TROUP, A.J. (1973): A synoptic climatology of satellite observed cloud vortices over the Southern Hemisphere. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **99**, 56-72.
- TAKAHASHI, S. (1985): Estimation of precipitation from drifting snow observation at Mizuho Station, in 1982. *Mem. Natl Inst. Polar Res., Spec. Issue*, **39**, 123-131.
- TROUP, A.J. and STRETEN, N.A. (1972): Satellite-observed Southern Hemisphere cloud vortices in relation to conventional observation. *J. Appl. Meteorol.*, **11**, 909-917.
- VAN LOON, H. (1967): The half-yearly oscillations in middle and high southern latitudes and the coreless winter. *J. Atmos. Sci.*, **24**, 472-486.
- WADA, M. (1990): Antarctic climate research data, Part 2. Radar and microwave radiometer data at Syowa Station, Antarctica from March to December 1988. *JARE Data Rep.*, **153** (Meteorology 24), 97 p.
- WADA, M. (1991): Estimation of vertically integrated liquid water contents in the atmosphere. *Nankyoku Shiryô (Antarct. Rec.)*, **35**, 1-11.
- WANG, P.Y. and HOBBS, P.V. (1983): The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. X: Wavelike rainband in an occlusion. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 1950-1964.
- WARBURTON, J.A., REINHARDT, E. and YOUNG, L.G. (1981): X-band weather radar—Palmer Station operation in the forecasting mode. *Antarct. J. U. S.*, **16**, 200-201.
- WHINNERY, R., BARNHARDT, B. and WARBURTON, J.A. (1979): Radar reflectivity and precipitation rate studies at Palmer Station and Faraday Base. *Antarct. J. U. S.*, **14**, 212-213.

(1995年9月6日受付; 1997年1月29日改訂稿受理)