HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	降雪粒子の雲粒捕捉成長と気象条件との関係
Author(s)	佐藤, 節; 播磨屋, 敏生
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 54, 23-36
Issue Date	1990-08-31
DOI	https://doi.org/10.14943/gbhu.54.23
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/14212
Type	departmental bulletin paper
File Information	54_p23-36.pdf

Hokkaido University Collection of Scholarly and Academic Papers : HUSCAP

北海道大学地球物理学研究報告
Geophysical Bulletin of Hokkaido University, Sapporo, Japan
No. 54, August, 1990, p. 23−36.

降雪粒子の雲粒捕捉成長と気象条件との関係

佐藤　節*・播磨屋敏生
北海道大学理学部地球物理学教室

(1990年5月28日受理)

The Relationship between Riming Growth of Solid Precipitation Particles and Meteorological Conditions

Misao SATO* and Toshio HARIMAYA
Department of Geophysics, Faculty of Science, Hokkaido University

(Received May 28, 1990)

It is well known that solid precipitation particles grow through the processes of deposition, aggregation and riming. It is considered that riming growth process contributes to an extreme extent to the snowfall amount in seaside areas of Japan Sea side in Japan. So the riming growth process of solid precipitation particles was studied in detail, paying attention to the relationship between riming growth of solid precipitation particles and meteorological conditions.

The results are as follows. It was ascertained that the proportion of riming growth process became larger as the temperature of cloud base became warmer under the snowfall during winter monsoons. But, an ideal relationship between the proportion of riming growth process and the thickness of mixed cloud could not be determined because of the contribution of parameters of the temperature of cloud base and maximum reflectivity factor of radar.

The analysis was carried out regarding the comparison between the snowfall during winter monsoons and after the passage of a cold front during the periods in which values were equal in maximum reflectivity factor of radar. The result was that the snowfall after the passage of a cold front showed a larger proportion as compared with that during winter monsoons. On the other hand, it was determined from the analysis that the snowfall after the passage of a cold front had a warmer temperature of cloud base and thicker mixed cloud

*現在，日本気象協会北海道本部
* Now with, Hokkaido Branch, Japan Weather Association

than that during winter monsoons. Therefore, based on these facts, it is possible to explain why the snowfall after the passage of a cold front has a larger proportion than that during winter monsoons.

I. まえがき

北海道石狩平野の冬期季節風時における降雪について，これまで多くの研究がなされてきた．降雪の一般的特徴は，帯状の降雪雲が石狩湾に侵入し，石狩平野上の降雪量分布も帯状をなすということである．

降雪粒子に関しては，Higuchi (1963) と Magono et al. (1964, 1966) によって，石狩平野の海岸部では，霰や雲粒付着度の高い雪片が多く，内陸部では雪粒付着度の低い雪片や雲粒の付いていない雪片が多いことが指摘されている．また Kikuchi (1967) は，石狩湾の海岸線に沿った地点での雪結晶のレプリカ観測から，雲粒付雪結晶が樽川—花畔間で多く，それはレーダーエコーの強いところと一致していたことを報告した．

一般に，降雪粒子の成長過程には，昇華成長，併合（雪片形成）成長と雲粒捕捉成長過程があるが，上記の研究から石狩平野の海岸部での降雪には，雲粒捕捉成長が実質的に大きく貢献していると考えられる．それ故，降雪粒子の雲粒捕捉成長過程を研究することは重要である．

しかし，降雪粒子の付着雲粒量の定量的測定はまだ行なわれていなく，Hobbs et al. (1971), Reinking (1975, 1979), Fujiyoshi and Wakahama (1985) 等によって，雲粒の付着している面積の割合によって見積った方法等の定性的な測定がなされているのみであった．その後，Harimaya and Sato (1989) によって雪片の付着雲粒量の定量的測定がなされた．また Harimaya and Sato (1990) は，その方法を使って求めた付着雲粒量の寄与率の特徴および雪雲の発達段階等との関係も調べた．本論文は，それらの研究をさらに進めて，降雪粒子の雲粒捕捉成長の寄与率と気象条件との関係について研究したものである．

II. 観　　測

北海道石狩平野において，降雪雲の微細構造と微物理過程を調べるために，1987 年 1 月下旬から 2 月中旬にかけて特別観測を行なった．降雪雲の微細構造は，北海道大学理学部のレーダーで観測し，他方 Fig. 1 に示されるように，レーダーサイトから北北東方向約 7.9 km の篠路に地上観測点を設け，降雪粒子の雲粒捕捉成長過程の観測を行なった．

地上観測点（篠路）では，1 分毎の降雪強度，10 分毎の降雪粒子（雪片）の付着雲粒量の寄与率，降雪粒子の粒径分布，雪結晶の顕微鏡撮影，その他の一般気象観測を行なった．

降雪についての観測は，季節風時の強風の影響を避けるために，Harimaya and Sato (1990) で述べられたように二重防風ネットの中で行なわれた．降雪粒子（雪片）の付着雲粒量を測定するために降雪粒子を竹串を使って分解し，各々の雪結晶を大型マクロ写真装置で撮影した．その

写真をもとにして，Harimaya and Sato (1989) の方法で雪片を構成する雪結晶の各タイプの頻度分布，および付着雲粒量を降雪粒子の全質量に対する付着雲粒量の質量の比である寄与率として求めた．また別の方法として，ビロードを張った板の上に降雪粒子を受けて，それを接写装置で撮影し，その後融解箱の中で融解して，濾紙に浸み込ませた．その接写写真と濾紙のデータに基づいて，Harimaya and Sato (1989) の方法で付着雲粒量を求めた．降雪強度の測定は，小西他 (1988) が開発した重量測定から降雪強度を求める方法を用いた．測定感部である電子天秤と観測小屋に置いたハンドヘルドコンピューターとつなぎ，1分毎の降雪強度をプリンターに出力させた．

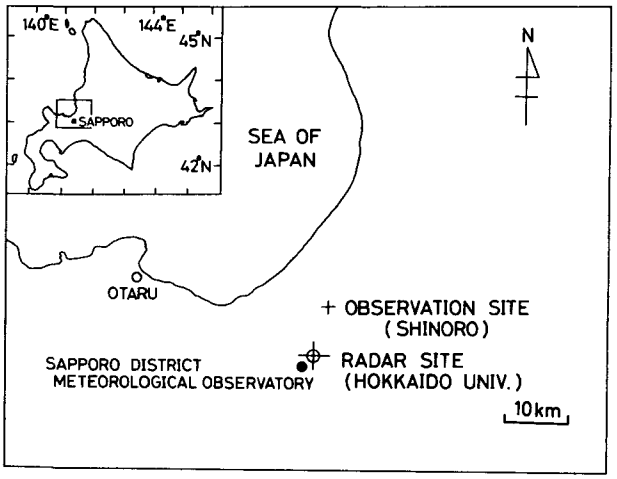

Fig. 1. Observational area.

レーダー観測は，半径 63.5 km の範囲内のエコーの反射強度デジタルデータを，動径方向 250 m，方位角方向約 1° のメッシュ上で得，アンテナの仰角を 20° まで変化させて，10 分毎に磁気テープに収録した．解析の際，1 km×1 km メッシュの値に変換し，水平面図や鉛直断面図(鉛直方向には 0.5 km メッシュ)を作成した．尚，高層気象データは，札幌管区気象台によって測定されたものを使用した．

III. 結　　果

1．季節風時における降雪粒子の雲粒捕捉成長

降雪粒子の成長における雲粒捕捉成長の寄与率が高い値を示す原因として，雲内での雲水量が多い場合と降雪粒子が混合雲の中を落下する時間が長い場合が考えられる．このうち，雲水量は直接測定していないので，雲水量に代わるパラメーターとして雲底温度を考えた．その理由は，ある雲底の空気塊が上昇して，同じ1℃気温が下がっても，雲底温度の高い方が飽和水蒸気圧の差が大きいので凝結する水の量が多くなるからである．雲底温度は，地上の気温，湿度，気圧から混合比を求め，高層データを使い，エマグラムから持ち上げ凝結高度を決定し，持ち上げ凝結高度を雲底高度として，その温度を雲底温度とした．

そして，もう一つのパラメーターである混合雲の中の降雪粒子の落下時間も測定していないが，それは混合雲の厚さと降雪粒子の見かけの落下速度のパラメーターであると考えられる．また降雪粒子の見かけの落下速度は，降雪粒子の落下速度と雲内の上昇流によってきまる．それで混合雲の中での降雪粒子の落下時間は，混合雲の厚さと上昇流のパラメーターであると考えられる．上昇流の代わりとして，ここでは対流の活動度を表わすレーダーの最大反射強度を用いた．他方

混合雲の厚さは以下のようにして求めた．エマグラムから雲頂高度を推定し，雲頂温度が−20℃より低い時は−20℃の高度を混合雲の上端高度とし，雲頂温度が−20℃以上の時は，その雲頂高度を混合雲の上端高度とした．航空機観測の結果をまとめた Pruppacher and Klett (1978) によると，雲頂温度が−20℃より低くなるような水雲は，全体の10%より少なかった．このことから気温が−20℃より低いところは氷晶雲で，−20℃以上のところは雲粒を含んだ混合雲であると考えるのは妥当であろう．そして，このようにして求めた混合雲の上端高度と雲底高度の差を混合雲の厚さとした．

以上のように，雲粒寄与率を決めるパラメーターとして，レーダーの最大反射強度，雲底温度と混合雲の厚さが考えられる．雲粒寄与率とレーダーの最大反射強度の関係については，Harimaya and Sato (1990) により報告されているので，他の二つのパラメーターである雲底温度と混合雲の厚さについて以下に述べる．

a．雲底温度が低い場合の降雪

雲底温度が低い場合の降雪として，1987年2月1日8時50分から11時40分の降雪を例にあげる．Fig. 2は，1987年2月1日9時の地上天気図である．低気圧の中心が北海道東方海上に位置し，等圧線の間隔が広がった季節風時であることがわかる．

Fig. 3は，9時50分の仰角2.1°のレーダーの水平分布画像である．北西から南東に伸びる帯状のエコーが数本石狩平野に侵入しており，また小樽方面からもエコーが侵入してきている．帯状のエコーを地上観測点の篠路を通るＸＹ鉛直断面で切ったのが Fig. 4 である．強い反射強度である 19dB(z) の等値線でみたエコー頂が 2.5 km まで達しているのがわかる．

Fig. 5は，8時50分から11時40分までの降雪の雲底温度，雪片を構成する雪結晶の各タイプ（Harimaya and Sato, 1989 による分類）の頻度分布と雲粒寄与率の時間変化である．雲底温度は他の降雪と比べると低い値で，雪片を構成する雪結晶はタイプII，IIIが多く，雲粒寄与率は雲底温度が高い場合に比べて比較的低いことがわかった．

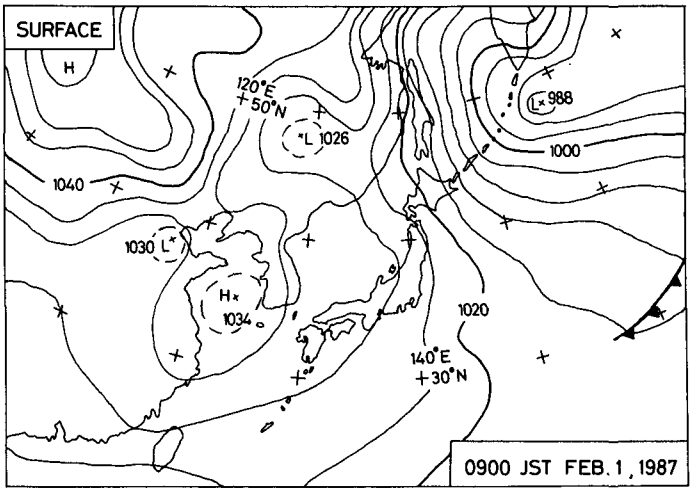

Fig. 2. Surface weather chart on 0900 JST 1 February 1987.

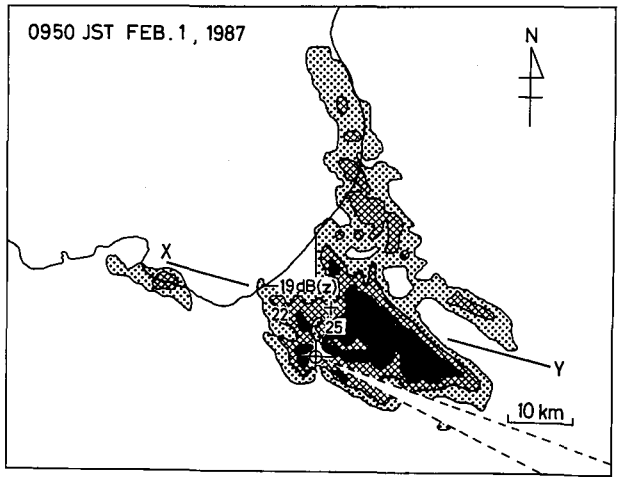

Fig. 3. PPI radar echo patterns on 0950 JST 1 February 1987.

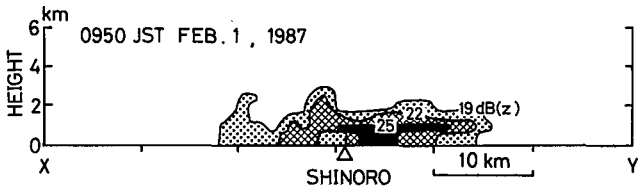

Fig. 4. Vertical cross section of radar echo along XY line in Fig. 3.

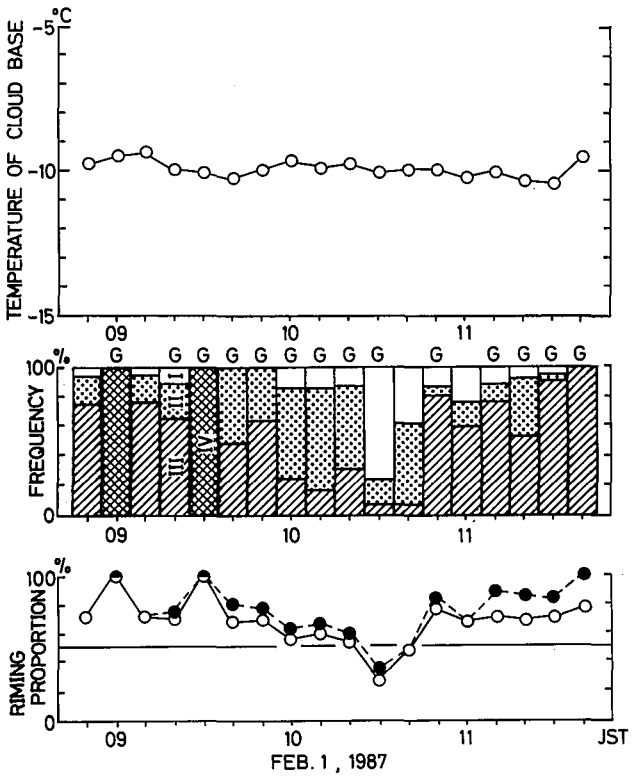

Fig. 5. Time changes of the temperature of cloud base over the observation site, frequency of snow crystals in each type and riming proportion at the observation site on 0850—1140 JST 1 February 1987. Solid circles in the lower part indicate the riming proportion incorporating the effect of graupel particles.

b．雲底温度が高い場合の降雪

雲底温度が高い場合の降雪として，1987年2月5日15時から17時50分の降雪を例にあげる．5日15時の地上天気図によると，低気圧の中心が北海道東方海上に位置し，等圧線の間隔が緩んだ季節風時であった．

15時40分の仰角2.1°のレーダー水平分布画像では，比較的弱い孤立したエコーが石狩平野に侵入していて，鉛直断面図では弱い反射強度である13dB(z) の等値線でみたエコー頂が約2 kmまで到達していた．

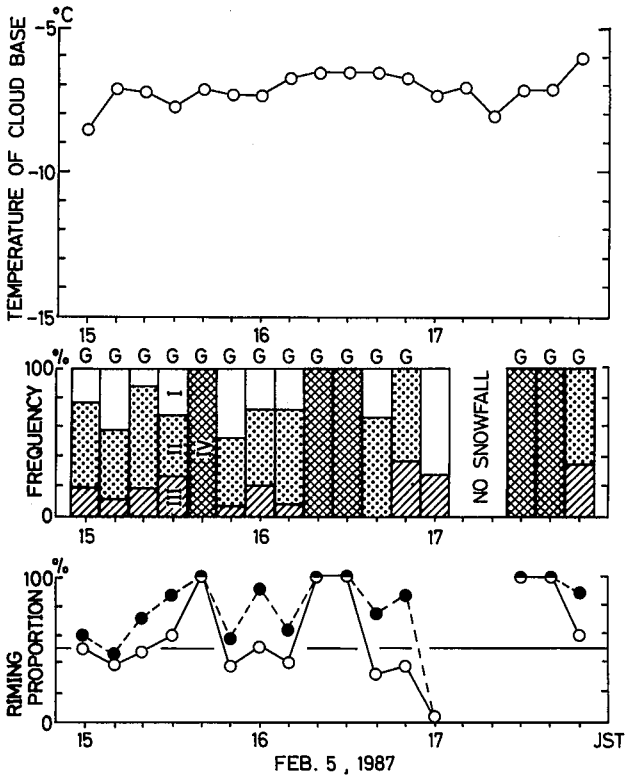

Fig. 6. As in Fig. 5 except for 1500−1750 JST 5 February 1987.

Fig. 6 が15時から17時50分までの降雪の雲底温度，雪片を構成する雪結晶の各タイプの頻度分布と雲粒寄与率の時間変化である．雲底温度は，他の降雪と比べると高い値を示している．雪片を構成する雪結晶は，タイプII，III，IVが多く，雲粒寄与率も比較的高い値であった．

c．混合雲の厚さが厚い場合の降雪

混合雲の厚さが厚い場合の降雪として，1987年2月5日4時から6時50分の降雪を例にあげる．5日6時の地上天気図によると，低気圧の中心は北海道東方海上に位置し，等圧線の間隔が緩んだ季節風時であった．4時50分の仰角2.1°のレーダーの水平分布画像では，石狩平野一面にエコーが拡がっていて，鉛直断面図では反射強度の弱い13dB(z) の等値線でみたエコー頂が1.5 kmと低く，層状のエコーであった．

Fig. 7は，4時から6時50分までの降雪の混合雲の厚さ，雪片を構成する雪結晶の各タイプの頻度分布と雲粒寄与率の時間変化である．混合雲の厚さは他の降雪と比べて高い値であるが，予想に反して雪片を構成する雪結晶はタイプIが多く，雲粒寄与率が低い値であった．その理由は後に考察する．

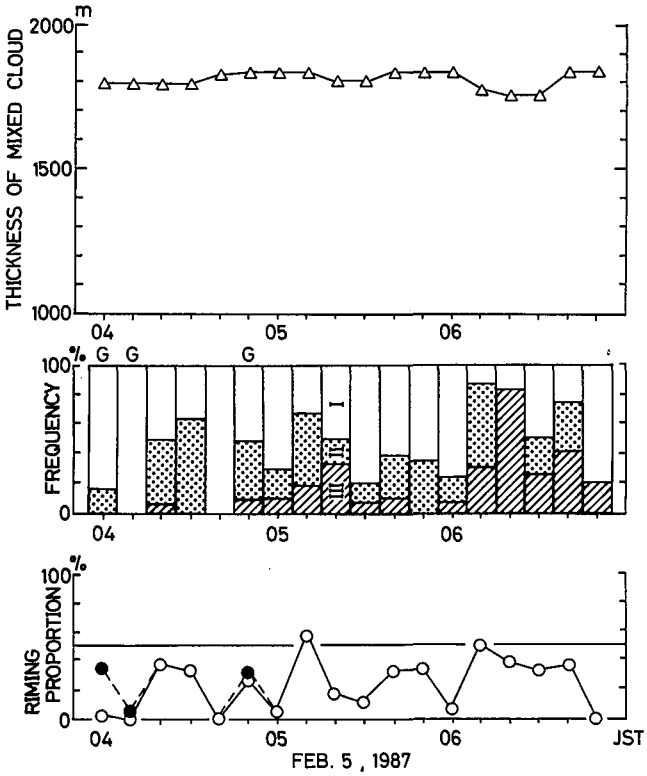

Fig. 7. As in Fig. 5 except for the thickness of mixed cloud on 0400−0650 JST 5 February 1987.

d．混合雲の厚さが薄い場合の降雪

混合雲の厚さが薄い場合の降雪として，a．で解析した1987年2月1日8時50分から11時40分までの降雪をあげる．

Fig. 8は，8時50分から11時40分までの降雪の混合雲の厚さ，雪片を構成する雪結晶の各タイプの頻度分布と雲粒寄与率の時間変化である．混合雲の厚さは他の降雪と比べて低い値であるが，混合雲の厚さの高い場合に比べると予想に反して雪結晶はタイプII，IIIが多く，雲粒寄与率も高い値で

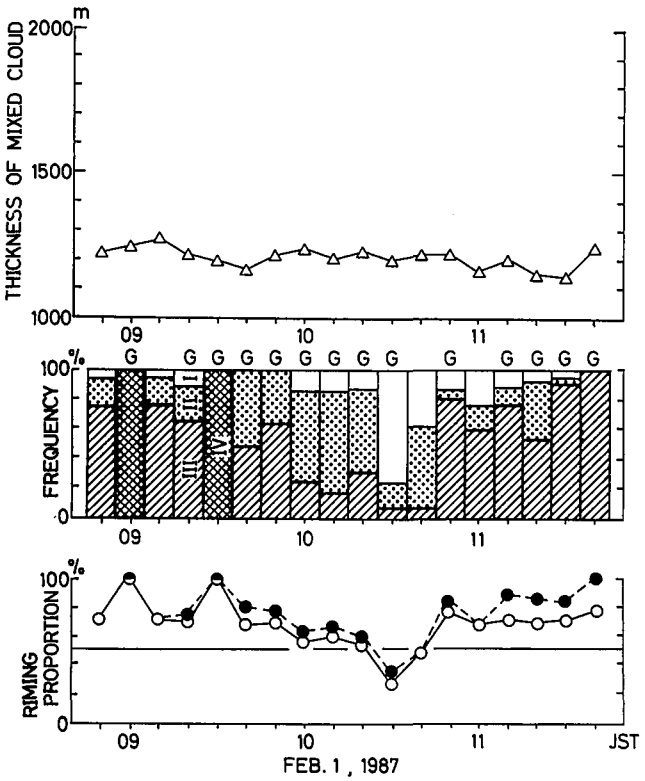

Fig. 8. As in Fig. 5 except for the thickness of mixed cloud.

あった．この理由も考察の章で議論する．

a．からd．では各々の降雪について，雲粒寄与率とそれを決めるパラメーターとして考えられる雲底温度および混合雲の厚さとの関係について調べた．その結果のうち雲粒寄与率と雲底温

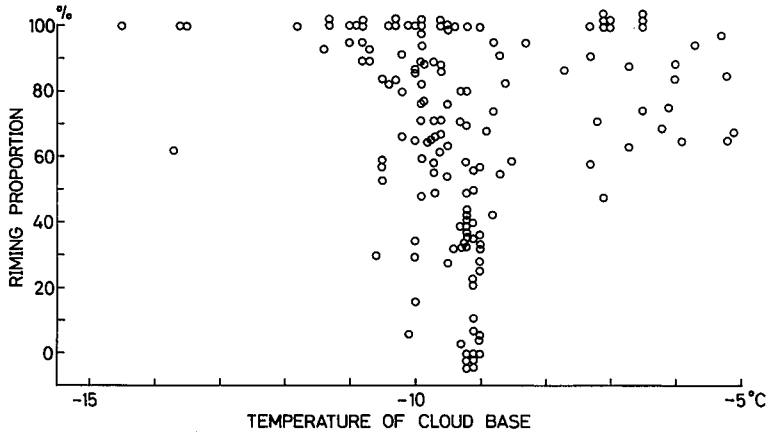

Fig. 9. Relationship between the riming proportion and the temperature of cloud base.

度の関係をまとめたものがFig. 9である．この図から，雲底温度の低い場合には雲粒寄与率の値はばらつくが，雲底温度が高くなると雲粒寄与率も大きくなるという関係が見られる．

Fig. 10は，雲粒寄与率と混合雲の厚さの関係をまとめたもので，雲粒寄与率と混合雲の厚さには，期待した結果が認められなかった．このことについての議論も考察の章で行う．

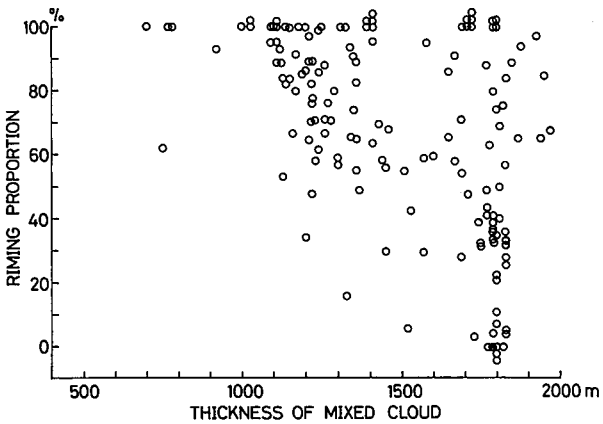

Fig. 10. Relationship between the riming proportion and the thickness of mixed cloud.

2．寒冷前線通過後における降雪粒子の雲粒捕捉成長

a．寒冷前線通過後の降雪

Fig. 11は，1987年1月30日9時の地上天気図である．この時の降雪は，寒冷前線が通過した後の降雪で，9時25分頃から降雪が始まり，10時50分頃には殆んど止んだ．10時のレーダーの水平分布画像によると，石狩平野一面にエコーが広がっていて，そのエコーは東進した．

Fig. 12は9時30分から10時50分までの雲底温度，混合雲の厚さ，地上観測点（篠路）上空のレーダー反射強度と降雪強度の時間変化である．上空の強い反射強度に対応して，降雪強度が強

くなっているのがわかる．そして，雲底温度は，－3℃から0℃の値，混合雲の厚さは2300 mから2600 mの値をとった．

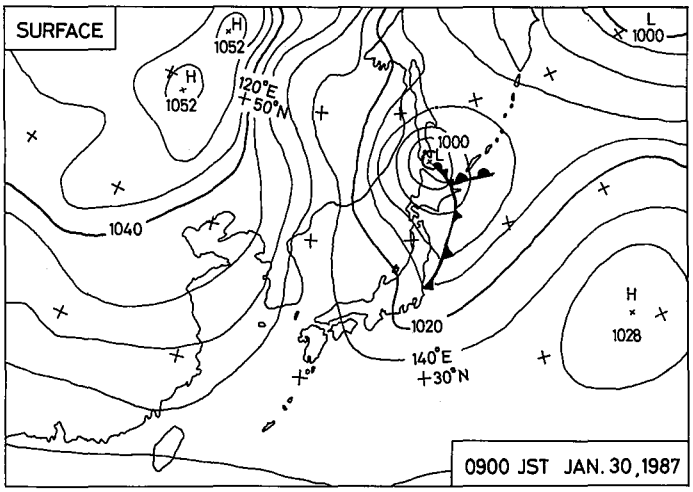

Fig. 11. Surface weather chart on 0900 JST 30 January 1987.

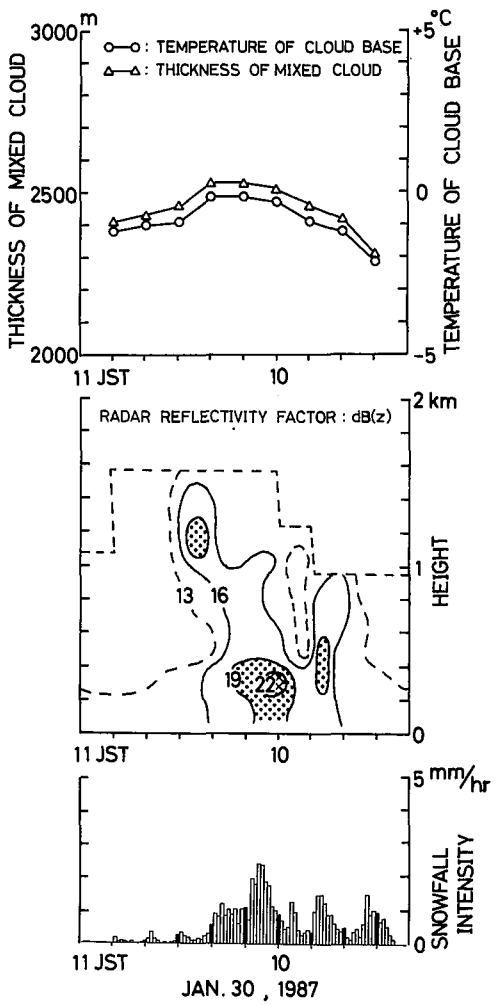

Fig. 12. Time changes of the temperature of cloud base, the thickness of mixed cloud, radar reflectivity factor over the observation site and snowfall intensity at the observation site on 0930–1050 JST 30 January 1987.

b．季節風時の降雪との比較

気象条件による雲粒寄与率の違いを調べるために，寒冷前線通過後の降雪と季節風時の降雪の比較を行なった．Harimaya and Sato (1990) によると，レーダーの最大反射強度が強くなると雲粒寄与率も高くなるという関係があるので，等しい長さの時間帯でのレーダーの最大反射強度の平均値がほぼ等しくなる場合の降雪で比較を行なった．即ち，寒冷前線通過後の降雪のレーダーの最大反射強度の時間平均値が 18.0 dB(z) なので，18.0±1.0 dB(z) の条件に合うような降雪を季節風時降雪の中から捜して比較した．

Fig. 13 が，レーダーの最大反射強度の時間変化で，各々のグラフの左上にレーダーの最大反射強度の平均値を示してある．寒冷前線通過後の降雪は 1987 年 1 月 30 日 9 時 30 分から 10 時 50 分までで，季節風時の降雪は 1987 年 1 月 26 日 9 時 40 分から 11 時，2 月 1 日 4 時 40 分から 6 時，10 時 20 分から 11 時 50 分，2 月 5 日 7 時 30 分から 8 時 50 分，21 時から 22 時 20 分までの 5 例である．

ここで，寒冷前線通過後の降雪と季節風時の降雪を比較するのだが，寒冷前線通過後の降雪は気温が高くて雪片を分解できなかった．そこで Harimaya and Sato (1989) の濾紙による吸収法を用

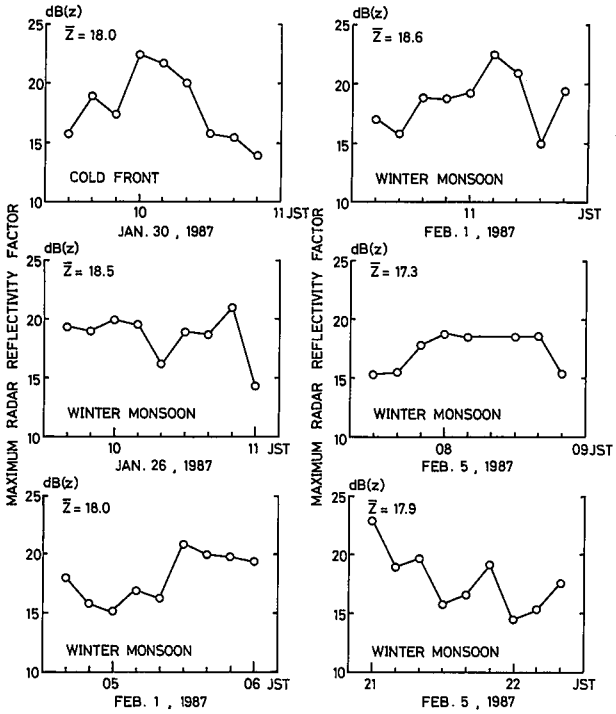

Fig. 13. Time changes of maximum reflectivity factor of radar under snowfalls after the passage of a cold front and during winter monsoons. $\bar{Z}$ indicates the mean value of maximum reflectivity factor of radar during each period.

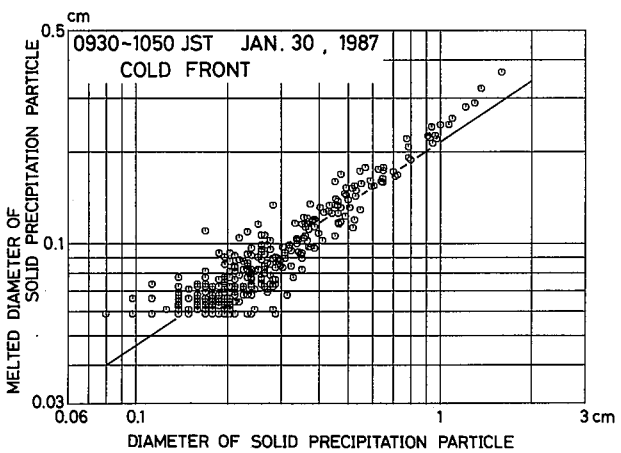

Fig. 14. Relationship between the diameter of solid precipitation particle and its melted diameter under snowfall after the passage of a cold front.

いた．その方法では，接写写真から降雪粒子の円相当直径を，濾紙から降雪粒子の融解直径を求める．

Fig. 14 は，寒冷前線通過後の降雪で，1987 年 1 月 30 日 9 時 30 分から 10 時 50 分の降雪粒子の直径と融解直径との関係を表わしたものである．両対数のグラフ上では，降雪粒子の直径と融解直径とは直線的関係にあるとして，最小二乗法で求めた直線を実線で示してある．

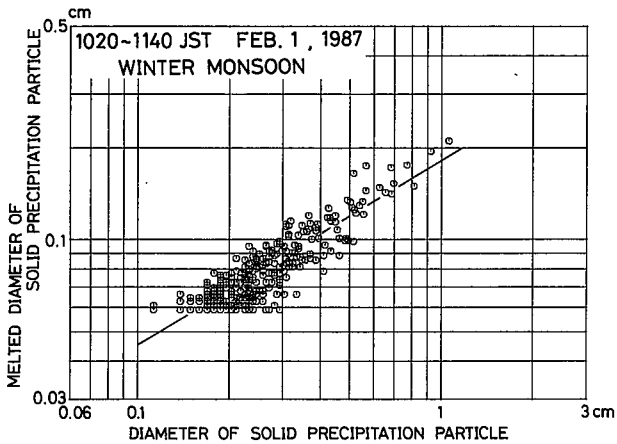

Fig. 15. As in Fig. 14 except for snowfall during winter monsoons.

Fig. 15 は，季節風時の降雪の一例で，1987 年 2 月 1 日 10 時 20 分から 11 時 40 分の降雪粒子の直径と融解直径との関係を表わしたものである．実線は最小二乗法で求めた直線である．同じように他の季節風時の降雪に関しても行ない，各々の降雪の降雪粒子の直径と融解直径との関係直線で比較したのが Fig. 16 である．寒冷前線通過後の降雪は実線で，季節風時の降雪は一点鎖線，破線と点線で示してある．寒冷前線通過後の降雪（実線）は，季節風時の降雪と比べて，降雪粒子の直径が 0.35 cm 以上では，降雪粒子の直径は同じでも，融解直径が大きくなっている．すなわち，降雪粒子の直径が同じでも質量が大きいことを意味する．ここで直径が小さい降雪粒子よりも直径が大きい降雪粒子の方が全体の質量に効いており，降雪粒子の直径と融解直径との関係直線からのずれを考慮しても，寒冷前線通過後の降雪の関係直線と季節風時の降雪の関係直線の差は有意であるといえる．つまり，同じ直径でも質量が大きいということは，雲粒寄与率が高いことであると考えられるので，寒冷前線通過後の降雪は，季節風時の降雪に比べて雲粒寄与率が高かったということができる．

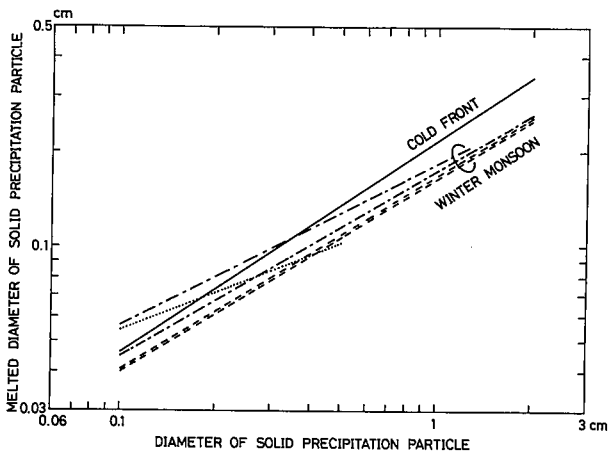

Fig. 16. As in Fig. 14 except for the comparison between snowfalls after the passage of a cold front and during winter monsoons.

IV. 考 察

1. 気象条件による降雪粒子の雲粒捕捉成長の相違

季節風時の降雪の全データについて，縦軸に降雪粒子の雲粒寄与率，横軸に雲底温度をとってまとめたものがFig. 17である．レーダーの最大反射強度と混合雲の厚さの閾値を各々16 dB(z)

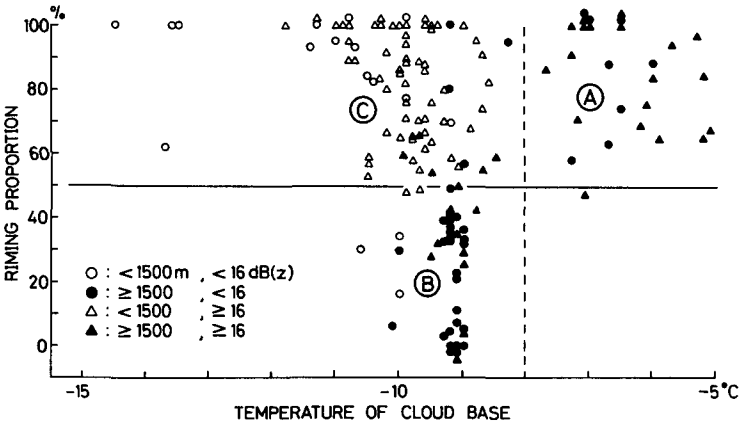

Fig. 17. Relationship between the riming proportion and the temperature of cloud base.

と1500 mとし，図に示したように白丸，黒丸，白三角と黒三角の記号で表示した．それらの各データは，実線と破線で三つのグループに分けられた．それぞれのグループを図のように記号によってⒶ，Ⓑ，Ⓒとする．この図から，Ⓐグループのように雲底温度が高い場合には，雲粒寄与率が高い値になると言える．また，雲底温度が低い場合には，ⒷグループとⒸグループのように雲粒寄与率に差があるのは，ⒸグループがⒷグループと比べてレーダーの最大反射強度が強いので，雲粒寄与率が高くなっているためだと考えられる．

季節風時の降雪の全データについて，縦軸に降雪粒子の雲粒寄与率，横軸に混合雲の厚さをとってまとめたものがFig. 18である．レーダーの最大反射強度と雲底温度の閾値を各々16 dB(z) と－8℃とし，図に示したように白丸，黒丸，白三角と黒三角の記号で表示した．それらの各データは，実線と破線で三つのグループに分けられた．それぞれのグループを図のように記号によってⓐ，ⓑ，ⓒとする．この図から，ⓐグルー

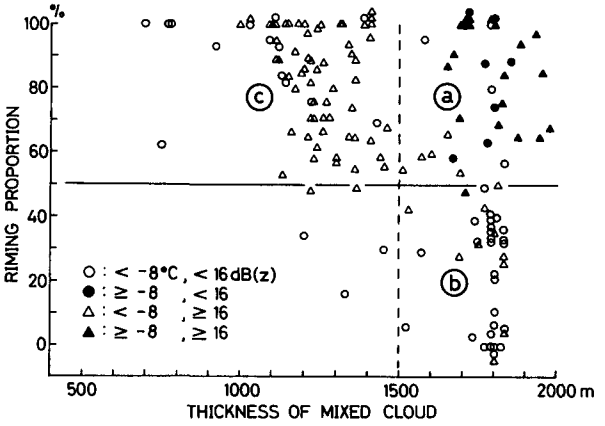

Fig. 18. Relationship between the riming proportion and the thickness of mixed cloud.

プと⑥グループのように，混合雲の厚さが厚い場合で，雲粒寄与率に差があるのは，⑥グループが@グループに比べて雲底温度が低いので，雲粒寄与率が低くなっているためと考えられる．また，混合雲の厚さが薄い©グループの雲粒寄与率が高いのは，レーダーの最大反射強度が強いためであると考えられる．

このように，降雪粒子の雲粒寄与率のパラメーターとして，雲底温度と混合雲の厚さを考えてきた．その結果，雲底温度については，雲粒寄与率との間に明瞭な関係が見られたが，レーダーの最大反射強度と雲底温度のパラメーターの効き方が大きかったために，混合雲の厚さと雲粒寄与率の間には予想した関係は見られなかった．

2．季節風時と寒冷前線通過後における降雪粒子の雲粒捕捉成長の相違

寒冷前線通過後の降雪と季節風時の降雪は，雲粒寄与率を決めるパラメーターの一つであると考えられるレーダーの最大反射強度がほぼ等しい値のもとで比較した．それで他の二つのパラメーターである雲底温度と混合雲の厚さに関して調べることにする．

Fig. 19 は，Fig. 16 に採用された寒冷前線通過後の降雪と季節風時の降雪についての雲底温度と混合雲の厚さの時間変化である．この図から寒冷前線通過後の降雪の雲底温度と混合雲の厚さは，季節風時の降雪と比べると両方とも高い値を示していることがわかる．このことから，レーダーの最大反射強度がほぼ等しい条件のもとで，寒冷前線通過後の降雪の雲粒寄与率が季節風時と比べて高かったのは，雲底温度が高く，混合雲の厚さも厚かったことによって説明できる．

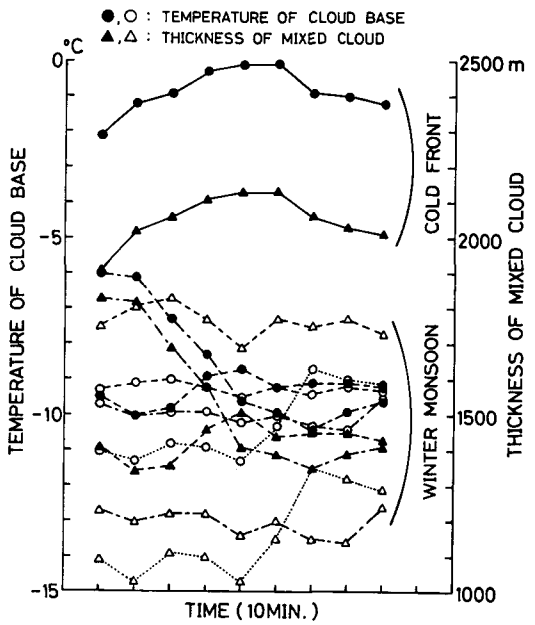

Fig. 19. Time changes of the temperature of cloud base and the thickness of mixed cloud under snowfalls after the passage of a cold front and during winter monsoons.

V．ま　と　め

降雪粒子の雲粒捕捉成長と気象条件との関係を調べるために，分解法と濾紙による吸収法を用いて雲粒捕捉成長の寄与率を測定した．この雲粒寄与率を使って，季節風時の石狩平野海岸部での降雪について解析した結果，雲粒寄与率と雲底温度との間には明瞭な関係が見られたが，雲底温度とレーダーの最大反射強度のパラメーターが大きく効いているために，混合雲の厚さとの間

には期待される関係は見られなかった．

寒冷前線通過後の降雪と季節風時の降雪の雲粒寄与率の比較を，雲粒寄与率に一番効いているレーダーの最大反射強度がほぼ等しい時間帯を選んで行なった．寒冷前線通過後の降雪は，気温が高かったため，分解法による測定ができなかったので，濾紙による吸収法で測定し，両者を比較した．その結果，寒冷前線通過後の降雪の方が，季節風時の降雪より雲粒寄与率が高いことがわかった．他方，雲底温度と混合雲の厚さについて調べた結果，二つのパラメーターとも寒冷前線通過後の降雪の方が大きかった．この観測事実によって，寒冷前線通過後の降雪の方が雲粒寄与率が高かったことを説明できる．

謝辞　この観測において，当時の北大理学部気象学講座の加藤聖治氏および北大環境科学研究科気象学講座の石岡太氏の協力を受けましたことに感謝致します．高層気象データを提供して下さった札幌管区気象台高層課にも感謝致します．本研究は，文部省科学研究費自然災害特別研究「集中豪雪の動的構造とその量的予測の研究」(研究代表者，北海道大学若濱五郎教授)の一環として行なわれたものである．

文　献

Fujiyoshi, Y. and G. Wakahama, 1985. On snow particles comprising an aggregate. J. Atmos. Sci., **42**, 1667－1674.

Harimaya, T. and M. Sato, 1989. Measurement of the riming amount on snowflakes. J. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser. VII, **8**, 355－366.

Harimaya, T. and M. Sato, 1990. Proportion of riming growth process to the growth of precipitation particles in snow clouds. (to be published)

Higuchi, K., 1963. The band structure of snowfalls. J. Meteor. Soc. Japan, **41**, 53－70.

Hobbs, P. V., L. F. Radke, A. B. Fraser, J. D. Locatelli, C. E. Robertoson, D. G. Atkinson, R. J. Farber, R. R. Weiss and R. C. Easter, 1971. Studies of winter cyclonic storms over the Cascade Mountains (1970－1971). Res. Rept. **6**, Dept. Atmos. Sci., University of Washington, 360 pp.

Kikuchi, K., 1967. On the characteristic distribution of snow crystals during a snowfall on the Ishikari Plain, Hokkaido. J. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser. VII, **3**, 37－47.

小西啓之・遠藤辰雄・若濱五郎，1988．電子天秤を用いた降雪強度計の試作．雪氷，**50**，3－7．

Magono, C., K. Kikuchi, T. Kimura, S. Tazawa and T. Kasai, 1966. A study on the snowfall in the winter monsoon season in Hokkaido with special reference to low land snowfall (Investigation of natural snow crystals VI). J. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser. VII, **2**, 287－308.

Magono, C., K. Kikuchi, S. Lee, T. Endo and T. Kasai, 1964. An observation of snow crystals and their mother cloud (Investigation of natural snow crystals V). J. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser. VII, **2**, 123－148.

Pruppacher, H. R. and J. D. Klett, 1978. Microphysics of clouds and precipitation. D. Reidel Publishing Company, 714 pp.

Reinking, R. F., 1975. Formation of graupel. J. Appl. Meteor., **14**, 745－754.

Reinking, R. F., 1979. The onset and early growth of snow crystals by accretion of droplets. J. Atmos. Sci., **36**, 870－881.