



Title	降雪粒子の粒径分布と降雪雲の発達段階との関係
Author(s)	金村, 直俊; KANEMURA, Naotoshi; 播磨屋, 敏生 他
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 55, 1-12
Issue Date	1991-03-15
DOI	https://doi.org/10.14943/gbhu.55.1
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/14213
Type	departmental bulletin paper
File Information	55_p1-12.pdf



降雪粒子の粒径分布と降雪雲の発達段階との関係

金村 直俊・播磨屋敏生・佐藤 節*

北海道大学理学部地球物理学教室

(1990年11月19日受理)

The Relationship between the Size Distribution of Solid Precipitation Particles and the Development Stage of Snow Clouds

Naotoshi KANEMURA, Toshio HARIMAYA and Misao SATO*

Department of Geophysics, Faculty of Science, Hokkaido University

(Received November 19, 1990)

Observations of the size distribution for the solid precipitation particles were made to study the growth process of the solid precipitation particles using the filter paper method. The ratios between the snowfall intensity of particles with a size width of 1 mm intervals and that of all particles were calculated from the melted diameter and the number of particles observed. This ratio shows how solid precipitation particles with a designated size width contribute to the snowfall intensity. When the snowfall intensity increased, the changes of the ratio were classified into two cases. Case I: The ratio of the particles of less than 1 mm in size decreased and that of the particles of more than 1 mm in size increased. Case II: The ratio of the particles of less than 1 mm in size increased. The form of size distribution changed for each case as follows: the number of particles of less than 1 mm (N_s) decreased and the number of particles of more than 1 mm (N_l) increased for case I, and N_s increased and N_l were nearly the same for case II.

The differences between two cases were studied using the radar reflectivity factor and aerological data in consideration to the kind of solid precipitation particles, i. e. snowflake or graupel. In snowflake, the convective activities of snow clouds were weak for case I, so it is considered that the productions of snow crystals were limited. Under the condition when snow crystals grew into aggregation, so N_s decreased and N_l increased. For case II, the convective activities of snow clouds were strong, so it is considered that many snow crystals were produced. The result was that N_s increased. In graupel, the conditions of snow clouds were similar for each case, thus the differences between two cases could not be explained.

*現在, 日本気象協会北海道本部

* Now with, Hokkaido Branch, Japan Weather Association

I. ま え が き

地上で観測される雪片やあられ等の降雪粒子の種類、および降雪粒子の粒径分布は、上空の降雪雲内での降雪粒子の成長の微物理過程や降雪雲の発達の力学過程に関係すると考えられる。すなわち降雪粒子の種類は、その成長過程が衝突併合成長であるか、雲粒捕捉成長であるかにより左右される。また降雪粒子の粒径分布は、気象条件、対流雲や層状雲等の降雪雲のタイプおよび降雪雲の発達段階などにより変化する。他方、降雪粒子の粒径分布は、レーダー観測によって降雪量を算定する場合に基礎となる物理量である。

降雪粒子の粒径分布に関する研究は、Imai et al. (1955), Gunn and Marshall (1958), Sekhon and Srivastava (1970), 藤原他 (1972), 由田 (1975), Harimaya (1978), 梶川・木場 (1978) および Yagi et al. (1979) 等が行っているが、空間粒径分布の特徴やレーダー反射因子 (Z) と降水強度 (R) との $Z-R$ 関係について調べられることが多かった。また、小西他 (1985) は、一降雪の降雪粒子の粒径分布の時間変化を上空の降雪雲の状態と対応させて調べた。しかし降雪粒子の粒径分布に関する研究は、雨滴に関する同種の研究に比べて少ないと言える。特に気象条件、降雪雲のタイプ、降雪雲の発達段階との関係について調べた例はほとんどない。

本論文では、濾紙法を用いて降雪粒子の粒径分布を求め、その粒径範囲別の個数を降雪強度の時間変化と詳しく対応させて、その特徴を調べた。そしてその結果を降雪雲の発達段階と対応させて、降雪粒子の成長過程についての考察をおこなった。

II. 観 測

観測は1987年1月下旬から2月上旬にかけて、Fig. 1に示されるように石狩平野の海岸部に位置する篠路に地上観測点を設置し、降雪粒子の観測をおこなった。これと同時に北海道大学理学部レーダーによって石狩平野内の降雪雲の観測もおこなった。地上観測点では、電子天秤の秤量

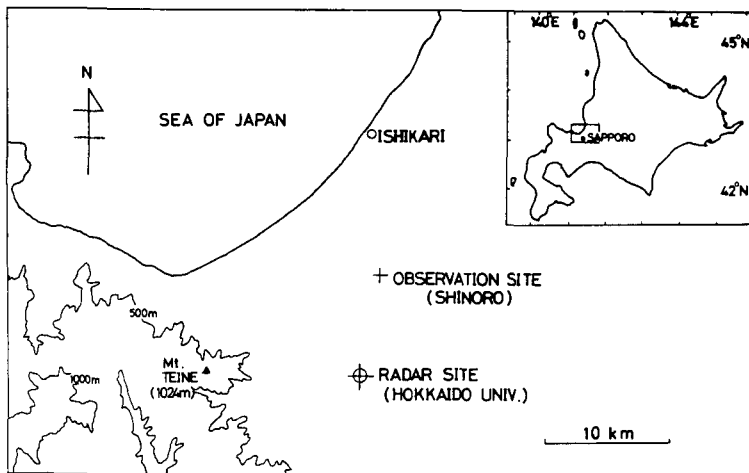


Fig. 1. Locations of observation site (+) and radar site (⊕).

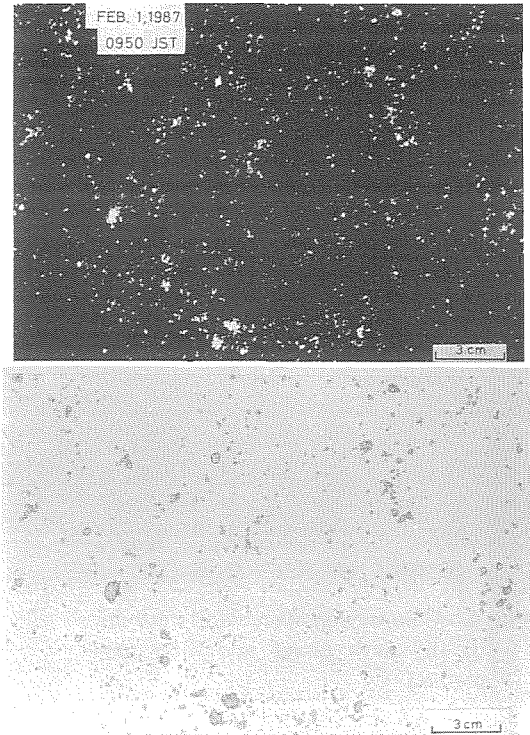


Fig. 2. Photograph of the solid precipitation particles (upper) and traces on filter paper of melted particles (lower).

法(小西他, 1988)による1分ごとの降雪強度の測定, 10分ごとの濾紙法による降雪粒子の粒径分布の測定をおこなった。

降雪粒子の粒径分布の測定は, 10分ごとに Fig. 2にみられるようにピロードを張った板を適当な時間露出することによって降雪粒子を受けて, その後その接写写真(上図)を撮った。次にこれをヒーターで融解しながら濾紙にしみ込ませた(下図)。それらの濾紙の読みとりは, Fig. 3に示されるように, 濾紙をビデオカメラで撮影入力し, 画像処理装置で降雪粒子の痕跡の面積を測定した。その測定の際, 接写写真と比較しながら複数個の降雪粒子が合併した痕跡は分離した。濾紙の痕跡と融解直径との検定曲線を使用して, 読み取り値を降雪粒子の融解直径値に変換した。この値を使って降雪強度と空間粒径分布を求めた。空間粒径分布への変換には, 雪片の落下速度については Langleben (1954), あられの落下速度については Kajikawa (1975) の観測値を用いた。

降雪雲の観測に用いたレーダーの観測範囲は半径 63.5 km の円内で, 動径方向 250 m, 方位角約 1 度のメッシュ上でレーダー反射因子のデジタルデータが取得できる。観測はレーダーアンテナの仰角を 0 度から 20 度まで変えながらデータを収録し, その測定を 10 分間隔で繰り返しおこなった。後にそのデータをコンピューター処理をして, 任意の高度を水平面上の 1 km × 1 km メッシュ上での反射因子のデジタル値, または任意方向の垂直面上の 0.5 km × 1 km メッシュ

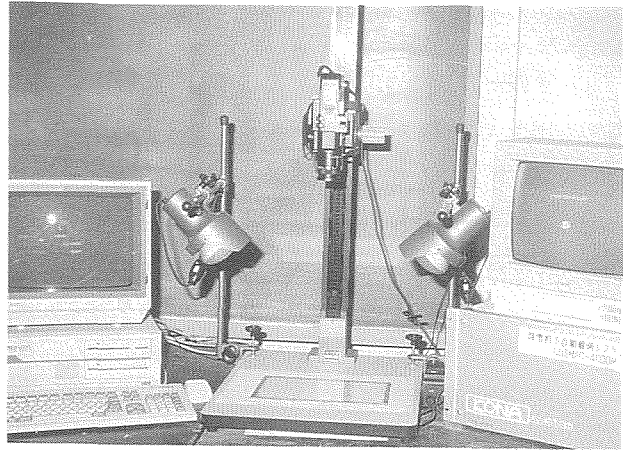


Fig. 3. Graphic data processor system measuring the melted diameter of solid precipitation particles on filter paper.

上の反射因子のデジタル値の分布図を作成して解析に用いた。

まず、解析に先だって露出時間の短い濾紙によって得られたデータが、正しいかどうかを確かめるため、濾紙によって得られた降雪強度と降雪量計で得られた降雪強度の比較を行なった。その結果が Fig. 4 であり、縦軸は濾紙法による降雪強度で、横軸は電子天秤を用いた降雪量計による 1 分平均の降雪強度である。降雪強度の弱いところでは値が多少ばらついているが、実際の降雪量で問題となる 0.1 mm/h 以上のところでは、両者による降雪強度はよく一致しているといえる。それで濾紙法による値を使用して今後の解析を進める。

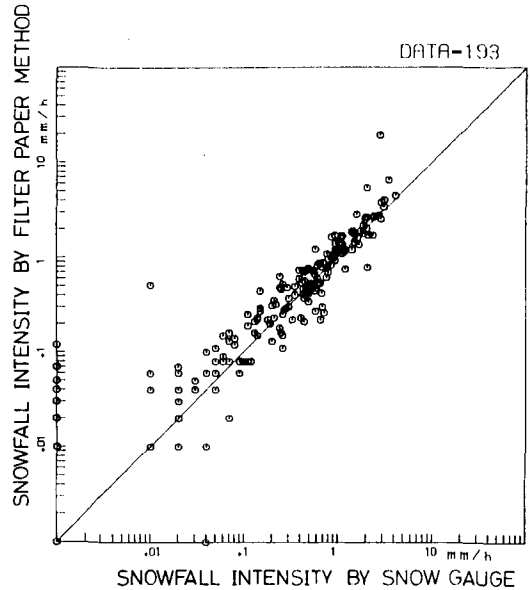


Fig. 4. Comparison of snowfall intensities by the snow gauge and filter paper method.

III. 結 果

降雪強度と降雪粒子の成長過程を対応させて考えるため、降雪強度に対してどの大きさの降雪粒子の粒径が寄与しているかを調べた。粒径を、1 mm 未満、1～2 mm、2～3 mm および 3 mm 以上の 4 つの範囲に分け、各範囲毎に粒径の大きさと個数から降雪強度を計算し、全降雪強度に対する寄与の割合をみたのが Fig. 5 である。図の上段は濾紙法による降雪強度を表わしている。下段の図は、各粒径範囲毎の降雪強度の全降雪強度に対する寄与率で、実線は粒径 1 mm 未満の降雪粒子、破線は 1～2 mm の降雪粒子、点線は 2～3 mm の降雪粒子、一点鎖線で 3 mm 以上の降雪粒子を表わしている。

まず最初に各粒径範囲の降雪強度の全降雪強度に対する寄与の割合を全降雪強度の時間変化と対応させてみる。まず降雪強度の弱いときは、例えば 2 月 1 日の 2 時から 5 時くらいまでのところを見ると、1 mm 未満の粒径範囲の粒子による降雪強度の寄与がほとんど全てである。これに対して、降雪強度が強くなる時はどのようになるかをみる。降雪強度が前の時刻より強くなった時刻を、次の二つのしきい値を与えて決定した。すなわち、30 分平均降雪強度が 0.5 mm/h 以上のところで、前の時刻との差が降雪強度 0.6 mm/h 以上のところである。そのようなところは、例えば 1 月 26 日の 8 時 20 分、2 月 1 日の 9 時 50 分である。

このようにして選んだ降雪強度が強くなった時刻について、各粒径範囲の降雪強度の全降雪強度に対する寄与率の変化をみると、次の二つのケースに分けることができた。

ケース I：1 月 26 日の 8 時 20 分のように、1 mm 未満の粒子による寄与率が減り、1 mm 以

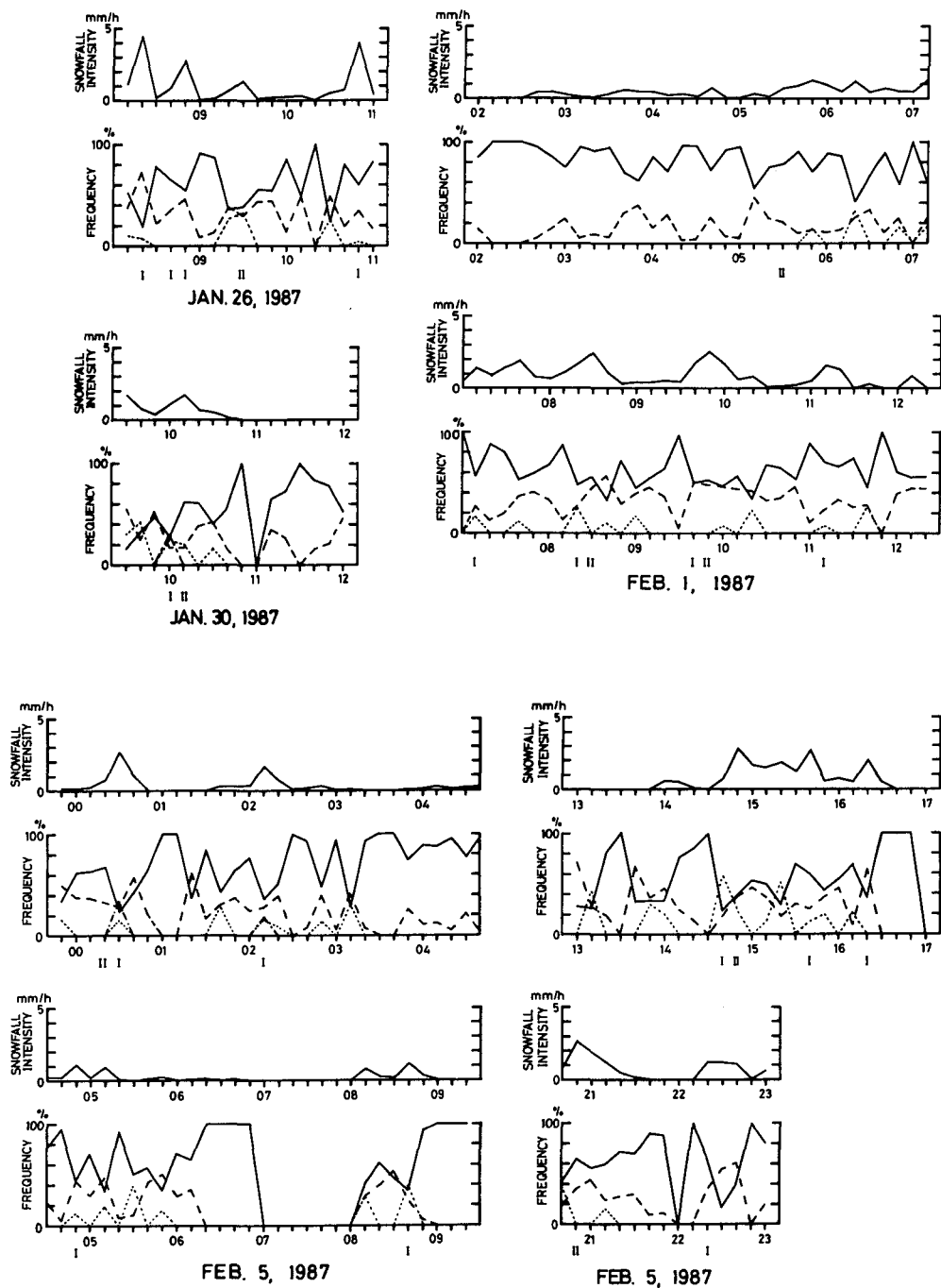


Fig. 5. Time changes of snowfall intensity (upper) and the ratios of snowfall intensity of particles with each size width to total snowfall intensity (lower). Solid lines show snowfall intensities by the filter paper method (upper). Solid lines, broken lines, dotted lines and chain lines show particles with diameter < 1 mm, $1 \text{ mm} \leq$ diameter < 2 mm, $2 \text{ mm} \leq$ diameter < 3 mm and diameter ≥ 3 mm, respectively (lower).

上の粒子による寄与率が増加している。

ケースII：2月5日の20時50分のように、1 mm未満の寄与率が増加している。

図中には、それぞれのケースの時刻を、IおよびIIで示した。全データについて調べた結果、ケースIは18例、ケースIIは8例であった。このように全降雪強度に対する各粒径範囲毎の粒子の寄与という形でみた二つのケースの変化が、内訳けとして粒径分布ではどのような変化をしたためかを次に調べた。この際に雪片とあられの降雪粒子の種類毎に分けて解析した。

まず最初に、降雪強度が強くなった時刻に、観測された降雪粒子がほとんど雪片であった場合についてみる。ケースIの場合の粒径分布の時間変化の例をFig.6に示す。図には、対象とする時刻(黒丸)およびその一つ前の時刻(白丸)の実際の粒径分布および降雪強度の値を示した。粒径分布を表わす太実線は、 $N(D) = N_0 \exp(-\lambda D)$ の式をあてはめたものである。ここで $N(D)$ は融解直径 D の 1 m^3 あたりの個数、 λ はこの直線の傾きである。粒径分布の変化は、降雪強度の強くなる2時から2時10分においてのように、粒径1 mm未満の小粒子(以下、小粒子とする)が減り、他方粒径1 mm以上の大粒子(以下、大粒子とする)が増えていた(10例)。このほかの変化はなかった。このような変化は、Gunn and Marshall (1958)によって指摘された雪片についての分布と同様な特徴である。

ケースIIの場合の粒径分布の時間変化の例をFig.7に示す。粒径分布の変化には、左図に示される8時20分から30分においてのように、大粒子が減り小粒子の数が増加する場合(5例)と、右図に示されるように粒径分布が全体的に個数の多い方にシフトし、特に小粒子での増加が大きい場合(1例)があった。このほかの変化はみられなかった。寄与率の変化の様子がケースIIで、粒径分布が右図のような変化になったのは、大粒子と小粒子の増加の兼ね合いで降雪強度の寄与率の変化には、1 mm未満の小粒子の寄与率が増加したといえる。雪片の場合、降雪強度の増加に対して、小粒子が減り大粒子が現われるケースと、大粒子が減り小粒子の数が増加するケースのあることがわかった。

次に、観測された降雪粒子がほとんどあられであった場合の例をみる。Fig.8はケースIの場合の粒径分布の時間変化の例である。あられのときも、左図のように小粒子が減り大粒子が増える場合(3例)と、真中の図のように全体的に個数の多い方にシフトし、特に大粒子での増加が大きい場合(2例)と、右図のように小粒子での増加が大きい場合(3例)があった。右図の

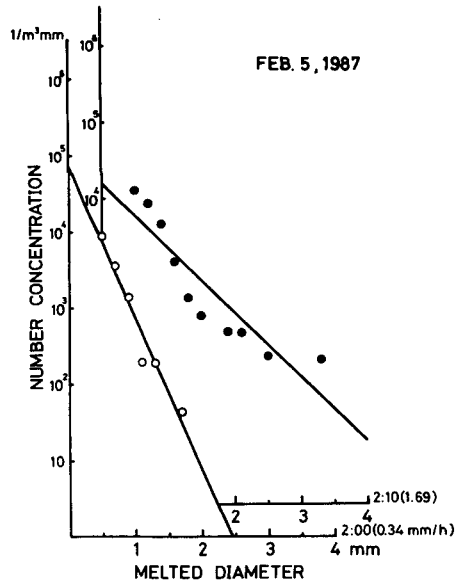


Fig. 6. Size distributions of snowflakes at 0200 JST (○) and 0210 JST (●) of February 5, 1987. Thick solid lines show those fitted by $N(D) = N_0 \exp(-\lambda D)$.

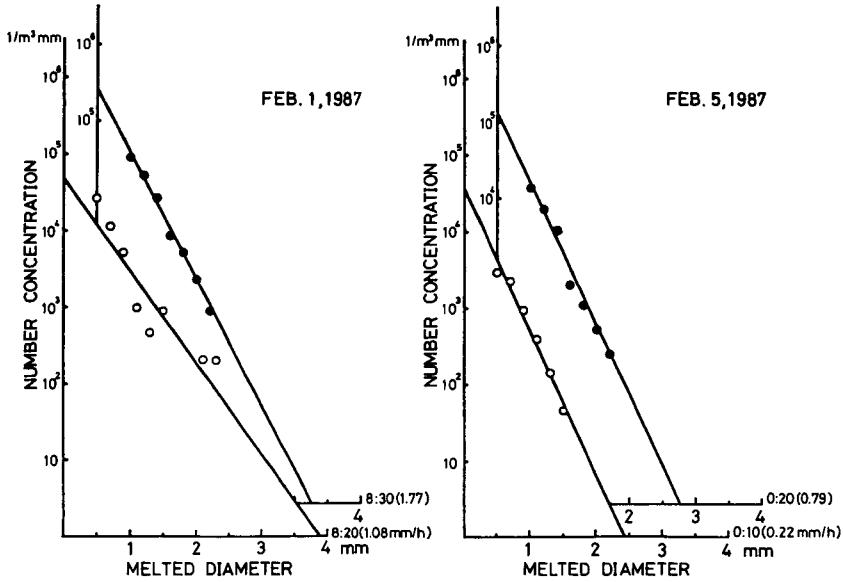


Fig. 7. As in Fig. 6 except for 0820 JST (○) and 0830 JST (●) of February 1, 1987 (left), and 0010 JST (○) and 0020 JST (●) of February 5, 1987 (right).

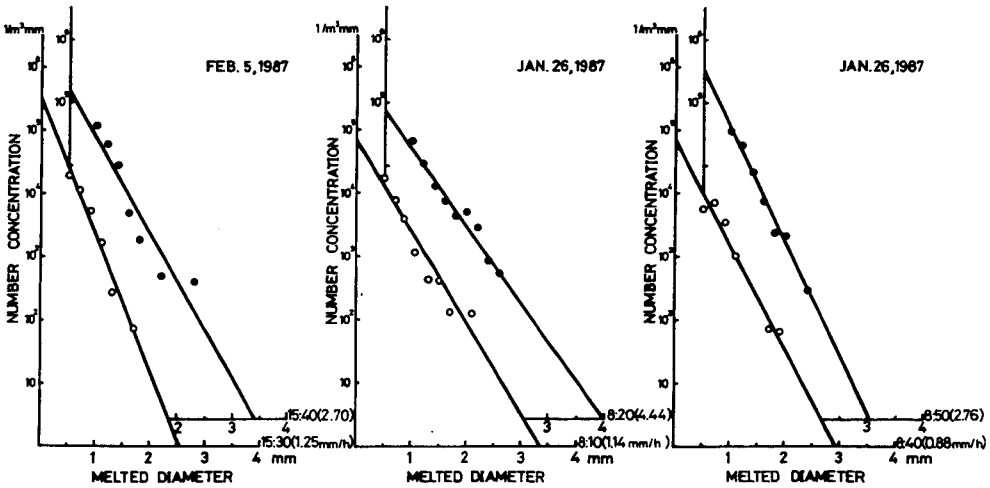


Fig. 8. As in Fig. 6 except for graupel at 1530 JST (○) and 1540 JST (●) of February 5, 1987 (left), and at 0810 JST (○) and 0820 JST (●) of January 26, 1987 (middle), and at 0840 JST (○) and 0850 JST (●) of January 26, 1987 (right).

ような変化でも、実際のデータでの1 mm以上の大きさの粒子の増加の程度によって、各粒径範囲の降雪強度の寄与率の変化はケースIになる。

Fig. 9はケースIIの場合の例である。このケースでも雪片のときにみられたように、全体的に個数の多い方へシフトする場合(2例)であった。降水強度の増加に小粒子が寄与することがあることは、Yagi et al. (1979)の観測結果にも現れている。

このように、雪片とあられの両方を含めて、降雪強度の増加に対して粒径分布の変化が次の2つのケースのあることがわかった。ケースIは、全降雪強度に対して小粒子の寄与が減り大粒子の寄与が増加する場合で、粒径分布は小粒子が減り大粒子が増加するという変化(18例中13例)と、全体的に個数が増えるが、特に大粒子での増加が大きくなる(18例中2例)場合と小粒子での増加が大きくなる(18例中3例)という変化を示した。ケースIIは、全降雪強度に対して小粒子の寄与が増加する場合で、粒径分布は大粒子の数が減り小粒子の数が増加する(8例中5例)という変化と、全体的に個数が増えるが、特に小粒子での増加が大きくなる(8例中3例)という変化を示した。

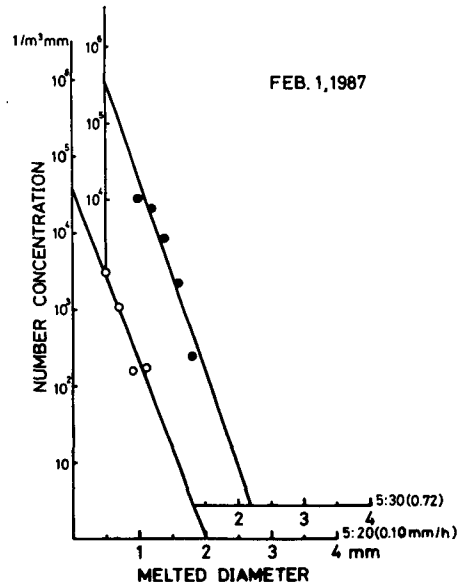


Fig. 9. As in Fig. 8 except for 0520 JST (○) and 0530 JST (●) of February 1, 1987.

IV. 考 察

前章でみられた二つのケースの各粒径範囲別の降雪粒子の降雪強度に対する寄与の相違と降雪雲の発達段階との関係を考察する。降雪雲の発達段階は、前章で注目した降雪強度の強かった時刻に地上観測点上を通過したエコーセルを、観測点通過前から通過後まで追跡して、そのエコーセルの最大反射因子の時間変化から決定した。発達期、成熟期および消滅期の例を、それぞれ Fig. 10, Fig. 11 および Fig. 12 に示す。Fig. 10 の上図は1月26日8時37分から9時までのエコーセルの追跡図で、下図は各位置でのエコーセルの最大反射因子の値の変化を示す。下図の横軸は地上観測点(篠路)からの距離を表している。つまり距離ゼロのところは地上観測点で、マイナス方向が地上観測点通過前、プラス方向が地上観測点通過後の距離である。これをみると、このエコーセルは8時44分に地上観測点上を通過した。その最大反射因子の変化をみると、最大反射因子のピークはエコーセルが地上観測点を通過した後に起こっている。このようなものを発達期とした。Fig. 11 において、最大反射因子のピークが地上観測点上で起こっており、このような変化を示したものを成熟期とした。また Fig. 12 において、最大反射因子のピークはエコーセルが地上観測点通過前に起こっており、このような変化を示したものを消滅期とした。このような降雪雲の発達段階と降雪強度に対する各粒径範囲の降雪粒子の寄与の分類によるケースIおよびIIを対応させた結果、レーダーデータがあるものについては次のようになった。降雪粒子が雪片の場合、ケースIについては消滅期の雲が3例、発達期の雲が1例あった。ケースIIについては成熟期の雲が2例、消滅期の雲が1例あった。

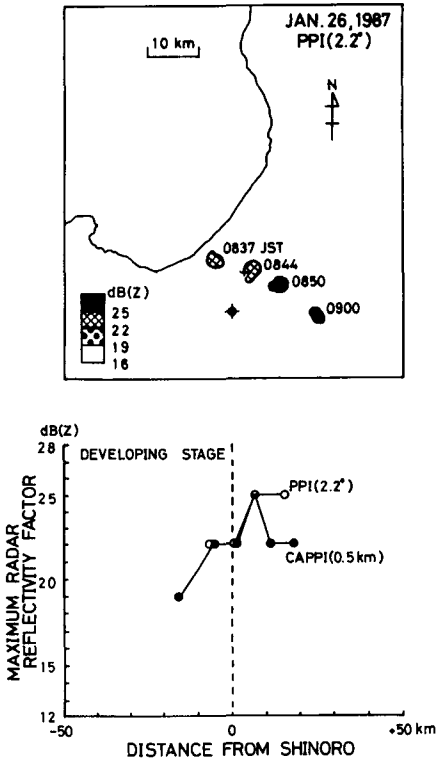


Fig. 10. Classification of life cycle of snow clouds. Upper and Lower figures show movement of the echo cells in the developing stage, and the relation between the distance from Shinoro and the maximum radar reflectivity factor of echo cells on PPI (○) and CAPPI (●), respectively.

まず最初にケース I での発達期の雲 1 例とケース II での消滅期の雲 1 例をのぞいて考えると、雪片の場合での全降雪強度に対して小粒子の寄与が減って大粒子の寄与が増加したケース I の雲は、消滅期の雲であったことになる。雪片が形成される場合には、雪結晶の衝突・併合によってなされるので、大きい粒子が増加し、小さい粒子が減少する。しかし、新しい雪結晶の生成があれば、大きい粒子が増加しても小さい粒子は減少しない。消滅期の降雪雲では対流活動が弱くて新しい雪結晶の生成が少ないと考えられるので、この過程のもとでは新しい雪結

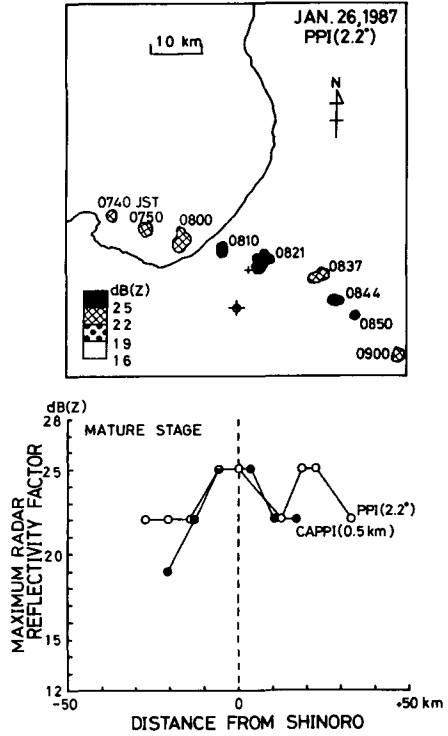


Fig. 11. As in Fig. 10 except for the mature stage.

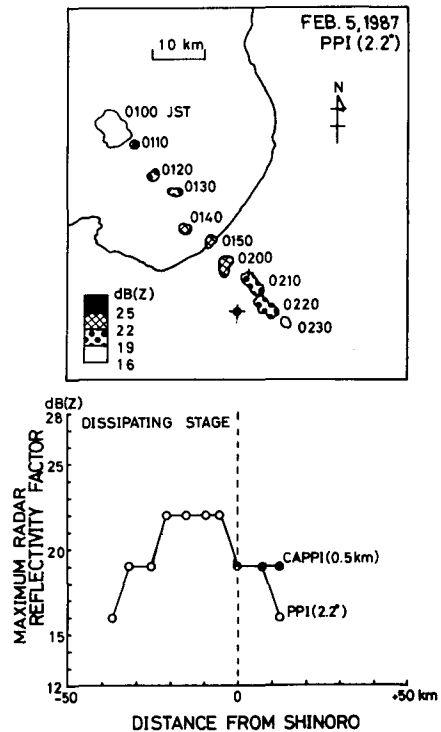


Fig. 12. As in Fig. 10 except for the dissipating stage.

晶の生成数によっては小粒子が減るか、またはほとんど変わらずに大粒子が増えることになる。このことによって消滅期の降雪雲ではケース I のような降雪粒子の粒径分布の特徴をもつことになる。

これに対して、小粒子の寄与が増加したケース II の雲は、成熟期の雲であったことになる。成熟期の降雪雲では対流活動が活発であるために次々と新しい雪結晶が生成されるので、小粒子の数が増加する。このことによって、成熟期の降雪雲ではケース II のような降雪粒子の粒径分布の特徴をもつこととなる。

次に、前に除いた例について考察する。まず、粒径分布の特徴がケース I でかつ発達期の雲であった 1 月 26 日 10 時 50 分の場合について、地上観測点上空のレーダー反射因子の鉛直断面図 (Fig. 13)、および高層データを用いて決定した雲頂高度と雲の厚さについて調べた。そうするとケース I でかつ消滅期の雲と比較して雲頂高度は高く、雲の厚さは厚かった。雲頂高度が高ければ温度が低いので、雪結晶が発生しやすく、また雲が厚ければ落下距離が長くて雪結晶の衝突回数が多くなる。この場合、雪結晶の発生項と衝突併合項の兼ね合いで大きい雪片の形成数の方が小粒子より多い場合が考えられる。この場合は、降雪雲が発達期であってもケース I の特徴を示すようになる。

また、ケース II でかつ消滅期の雲

であった 2 月 5 日 14 時 50 分について、地上観測点上の反射因子の鉛直断面図を Fig. 14 に示す。これを見るとケース II でかつ発達期の雲と比較して反射因子は強く、対流性エコーであった。また雲頂高度を求めると雲頂高度も高かったことから、この降雪雲は対流活動が活発であったと考

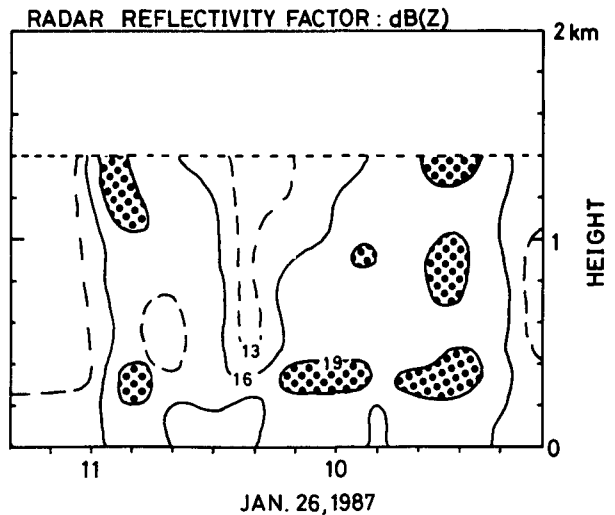


Fig. 13. Time-height cross section of radar reflectivity factor above observation site from 0910 JST to 1120 JST January 26, 1987.

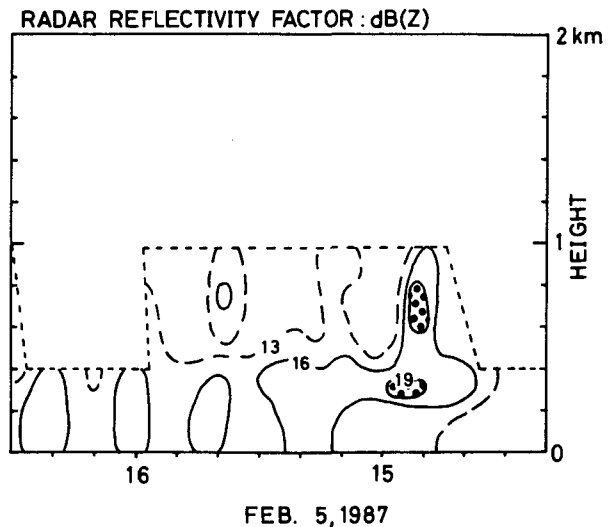


Fig. 14. As in Fig. 13 except for from 1420 JST to 1630 JST February 5, 1987.

えられる。そこでこの場合には、雪結晶が次々と発生し、小粒子の数が増加したと考えられる。

次に霰の場合も雪片の場合と同様な考察を行った。まず、降雪雲の発達段階を調べたところ、ケース I の場合には、発達期の雲が 2 例、成熟期の雲が 4 例あった。ケース II の場合には、雲の発達段階を求めることができた例がなかった。そこで、あられの成長過程に寄与する降雪雲の液相を含む混合雲の厚さについて調べた。ケース I においては、混合雲の厚さが厚かった。混合雲の厚さが厚ければ、粒子が霰として成長できる落下距離が長いので粒子は大きな霰に成長できる。ケース II についても調べたところ、混合雲の厚さはケース I の場合とほぼ等しい厚さにあった。この場合になぜ小粒子が増加したかの原因については説明できない。今後さらに細かく降雪雲の内部構造および発達段階を調べることが重要と思われる。

V. ま と め

降雪強度の増加に伴う降雪粒子の成長過程を考えるため、濾紙法を使って降雪粒子の粒径分布の観測をおこなった。粒径の大きさと個数から粒径別の降雪強度を計算し、全降雪強度に対する割合を求めて、降雪形成における各粒径毎の降雪粒子の寄与を調べた。その結果、降雪強度が強くなる時には、粒径 1 mm 未満の小粒子の寄与が減り、1 mm 以上の大粒子の寄与が増える場合（ケース I）と、1 mm 未満の小粒子の寄与が増える場合（ケース II）にわけられた。それぞれのケースに対する粒径分布の相違は、ケース I の場合には、小粒子が減るか、またはほとんど変わらずに大粒子が増えるという変化を示し、ケース II の場合には、大粒子は少し減少するか、またはほとんど変わらずに小粒子が増加するという変化を示した。

この二つのケースの違いを、降雪粒子の種類（雪片・あられ）ごとに、レーダー反射因子および高層データを用いて調べた。雪片の場合、ケース I の降雪雲は対流活動が弱いので新しい雪結晶の生成が少ないと考えられる。その条件のもとで、既存の降雪粒子は衝突・併合によって成長するので、小粒子が減少し大粒子が増加したと考えられる。ケース II の降雪雲は対流活動が活発で、次々と新しい雪結晶が生成されるので、その結果小粒子の数が増加したと考えられる。あられの場合は、ケース I・II とも降雪雲の状態がほぼ同様であったので、両者の相違を今回のデータからは明らかにできなかった。

謝辞 観測にあたり、当時の当教室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に協力をしていただきました。ここに記して感謝申し上げます。

本研究は、文部省科学研究費補助金自然災害特別研究「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）の一環として行われたものである。

文 献

- 藤原美幸・柳瀬利子・高橋克己, 1972. 霰のレーダ反射係数 Z と降水強度 R との関係. 天気, **19**, 31-36.
- Gunn, K. L. S. and J. S. Marshall, 1958. The distribution with size of aggregate snowflakes. *J. Meteor.*, **15**, 452-461.
- Harimaya, T., 1978. Observation of size distribution of graupel and snow flake. *J. Fac. Sci., Hokkaido Univ.*, Ser. VII, **5**, 67-77.
- Imai, I., M. Fujiwara, I. Ichimura and Y. Toyama, 1955. Radar reflectivity of falling snow. *Pap. Meteor. Geophys.*, **6**, 130-139.
- Kajikawa, M., 1975. Measurement of falling velocity of individual graupel particles. *J. Meteor. Soc. Japan*, **53**, 476-481.
- 梶川正弘・木場和子, 1978. 霰の粒度分布の観測. 天気, **25**, 390-398.
- 小西啓之・遠藤辰雄・藤吉康志・若浜五郎, 1985. 降雪雲の通過に伴う降雪粒子の粒径と落下速度の観測. 北海道大学特定研究経費研究成果報告書「広域同時立体観測による豪雪の動態に関する研究」(研究代表者 若浜五郎), 95-104.
- 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.
- Langleben, M. P., 1954. The terminal velocity of snowflakes. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **80**, 174-181.
- Sekhon, R. S. and R. C. Srivastava, 1970. Snow size spectra and radar reflectivity. *J. Atmos. Sci.*, **27**, 299-307.
- Yagi, T., H. Uyeda and H. Seino, 1979. Size distribution of snowflakes and graupel particles observed in Nagaoka, Niigata Prefecture. *J. Fac. Sci., Hokkaido Univ.*, Ser. VII, **6**, 79-92.
- 由田建勝, 1975. 石油づけ濾紙により求めた雪のレーダ反射係数と降水強度の関係. 研究時報, **27**, 107-111.