HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	雪片の粒径分布とその成長過程
Author(s)	播磨屋, 敏生; 金村, 直俊; 石田, 晴彦 他
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 56, 21-32
Issue Date	1992-09-10
DOI	https://doi.org/10.14943/gbhu.56.21
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/14216
Type	departmental bulletin paper
File Information	56_p21-32.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. 56, September 1992, p. 21−32.

雪片の粒径分布とその成長過程

播磨屋敏生・金村　直俊*・石田　晴彦
北海道大学理学部地球物理学教室
岡崎　賢治**
北海道大学大学院環境科学研究科環境構造学専攻

（1992年1月31日受理）

The Size Distributions of Snowflakes and Their Growth Processes

Toshio HARIMAYA, Naotoshi KANEMURA*, Haruhiko ISHIDA
Department of Geophysics, Faculty of Science, Hokkaido University
and
Kenji OKAZAKI**
Division of Environmental Structure, Graduate School of Environmental Science,
Hokkaido University

(Recieved January 31, 1992)

It is considered that the size distributions of snowflakes observed on the ground surface are related with the microphysics of snowflake formation in snow clouds and the dynamical process of cloud evolution. Therefore, observations were carried out regarding the characteristic features of the size distributions of snowflakes, the relationships between snowfall intensities and size distributions of snowflakes, and the relationships between meteorological conditions and size distributions of snowflakes, as a means of clarifying the precipitation mechanisms.

The principal component analysis was applied to a large quantity of the data over a wide range of snowfall intensities. The results are as follows. It is characteristic that the size distributions change towards the large number density keeping their exponential shapes as the snowfall intensity increases. Besides, even under equal snowfall intensity, the size distributions superimpose the small variation on its principal change, in which the slope of exponential distribution changes.

In the case of a small increase of snowfall intensity, the size distributions change to the

---

＊現在，札幌総合情報センター株式会社
＊ Now with, Sapporo Information Network Co. Ltd.
＊＊現在，徳島地方気象台
＊＊ Now with, Tokushima Regional Meteorological Observatory

type which has a lot of large snowflakes or a lot of small snowflakes as the snowfall intensity increases. It was shown by observation that the former type corresponds to the snowfall from snow clouds of dissipating stage or mature stage with a weak updraft, and the later type corresponds to the snowfall from snow clouds of mature stage. Therefore, it is recognized that the change of size distribution is closely connected with the growth process of snowflakes.

Based on the above-mentioned conclusion, it is clear that the present results of size distributions contain the Gunn and Marshall's results (1958).

I. ま え が き

地上で観測される雪片の粒径分布は，上空の降雪雲内での雪片形成の微物理過程や降雪雲の発達の力学過程に関係していると考えられる。すなわち，粒径分布形成は雪結晶の生成およびそれらの昇華成長やそれら同志の衝突，併合による雪片形成などの速度に関係する。他方，雲内の温度分布，降雪雲の発達段階に対応する上昇気流速度などの気象条件によっても変ると考えられる。

雪片の粒径分布についての今までの研究は，レーダー観測から降雪量を算定する場合に，レーダー反射因子 (Z) と降雪量 (R) とを結びつける経験則である $Z-R$ 関係が必要であるので，その $Z-R$ 関係を求めたものが多かった。例えば，Imai et al.(1955)，Gunn and Marshall(1958)，Sekhon and Srivastava (1970)，由田 (1975)，Harimaya (1978) および Yagi et al. (1979) などが $Z-R$ 関係を求めている。

他方，雪片の粒径分布形の特徴について，はじめて言及したのが Gunn and Marshall (1958) で，彼らによると粒径分布は指数分布をしていて，

$$N_D = N_0 e^{-\lambda D}$$

で表わされるとした。ここで D は粒子の直径，N_D は $D \sim D+dD$ 間の粒子数，λ は指数分布の傾き，N_0 は y 切片である粒子数を示している。そして降雪強度が強くなるにつれて，N_0 と λ が減少するような幅の広い分布形となることを述べた。Houze et al. (1979) は前線に伴う雲内での上部から下部への粒径分布の変化として，雪片の成長を示す N_0 の減少と λ の減少を報告した。その後 Lo and Passarelli (1982) は雪片の平均落下速度と等しくなるように航空機を回転降下させて，雪片成長の高度変化を観測した結果，最初のステージでは N_0 の増加と λ のわずかな変化，第2ステージでは N_0 と λ の急激な減少，第3ステージでは N_0 と λ の変化停止という特徴を示すような粒径分布の変化を報告した。小西他 (1985) は地上観測において，降雪域の通過に伴い，N_0 と λ は初めに増え，降雪のピークを過ぎると N_0 と λ はともに小さくなることを示した。

雪片の粒径分布について，理論的に取扱った研究もある。昇華成長と衝突，併合成長を考慮した雪片の粒径分布の変化についての解析モデルが Passarelli (1978) によって作られた。その後 Mitchell (1988) によって雪片の分裂も含んだモデルが作られ，上記の Lo and Passarelli (1982) の観測結果を再現した。

今まで述べてきたように雪片の粒径分布の特徴についての知見も増えてきたが，まだ解明すべ

き問題も多い。最近の観測測器の進歩によって大量のデータを取得，解析できるようになってきたので，今までの少数観測例から導かれてきた観測結果を吟味する事ができる。例えば，粒径分布にはどんな特徴があるのか，降雪強度の強まりとともに粒径分布がどう変化するのか等の問題である。吟味以外にも降雪機構を考える上で重要でありながら今までなされてこなかったテーマとして，粒径分布が気象条件とともにどう変化するのかという問題がある。そこで本論文では，雪片の粒径分布の特徴，降雪強度と粒径分布との関係および粒径分布の特徴が気象条件によってどう変化するのかに注目した解析結果について述べる。

II. 観　　測

観測は1989年1月下旬から2月中旬にかけて，Fig. 1に示されるように石狩湾の海岸線から約40 km内陸に位置する岩見沢に地上観測点を設け，雪片についての観測を行った。地上観測点では，前回のろ紙法（金村他，1991）にかわって光学的粒径分布測定装置（森技術研究所製，RAL-101型）を用いて10秒毎の雪片の0.1 mm幅毎の個数分布，電子天秤を使った秤量法（小西他，1988）による1分毎の降雪強度，その他一般気象観測を行った。

降雪強度および雪片の粒径分布測定にとって，季節風時の強風の影響を避けなければならないので，Fig. 2に見られるような6 m×6 mで高さ5 mの防風ネットを設置した。そして，よりその効果を高めるために，内部に3 m×3 mで高さ4 mの同種の防風ネットを2重に設置した。この2重防風ネットの中では，周囲で10 m/sec程度の風が吹いている時でも，雪片がほぼ垂直に落下し，降雪強度および雪片の粒径分布を正確に測定することができた。

雪片の粒径分布の測定は，光線の遮断によって直接的に粒径を計測する光学的粒径分布測定装置を用いた。データは観測室におかれたパーソナルコンピュータで連続記録され

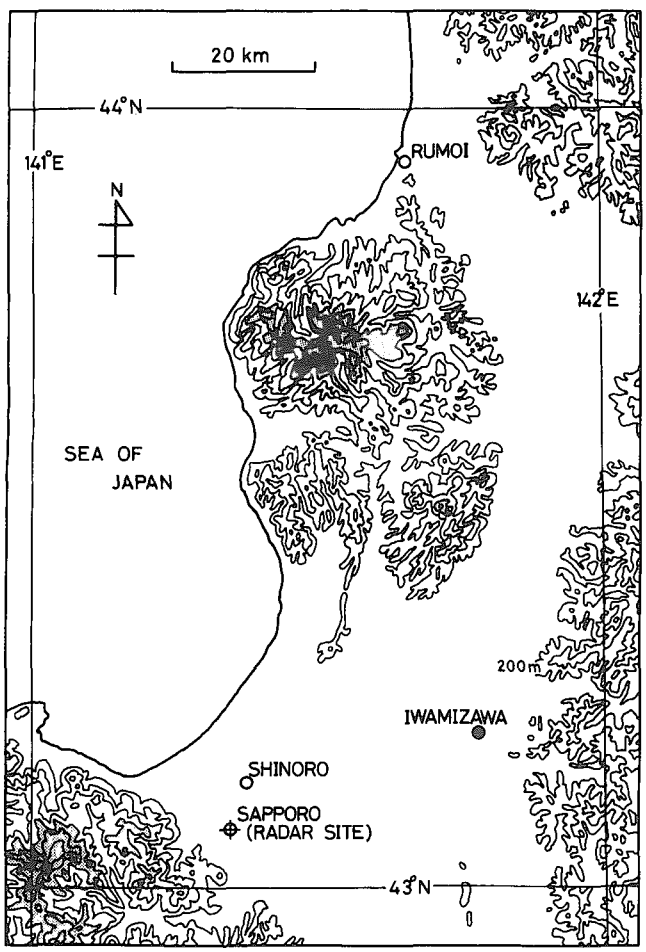

Fig. 1. Locations of observation site (●) and radar site (⊕).

た。光学的粒径分布測定装置によって得られた水平面を通る粒径分布のフラックスから，雪片の直径に対応する落下速度などを用いて，1 m^3 当りの空間粒径分布へ変換した。

また同時に，地上観測点から約 39 km 離れた札幌において，北大理学部ドップラーレーダーを用いて石狩平野内の降雪雲の観測も行われた。観測は，地上観測点の方向にレーダーアンテナを向けてレーダー反射因子，ドップラー速度成分，ドップラー速度成分の分散値の 3 種類のデータを取得し，その後レーダーアンテナの仰角を 2 度から 4 度まで 1 度毎に変えながら同様に 3 種類のデータを集録した。この測定を 10 分間隔で行った。後に，ドップラー速度の垂直断面のデータから 2 次元性を仮定することによって，水平風の発散値から垂直流速度を求めて解析に用いた。

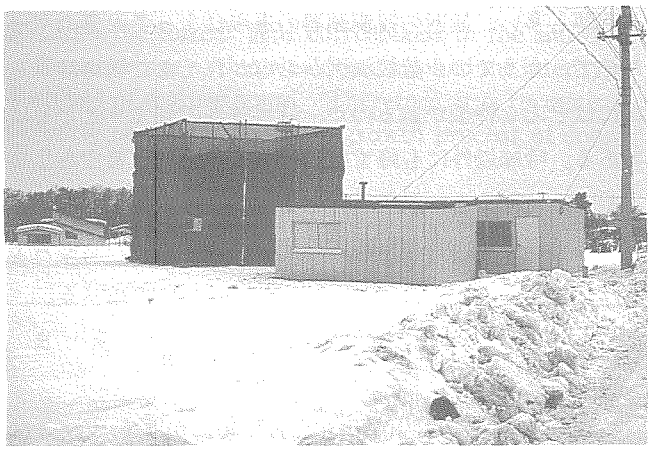

Fig. 2. The double wind breaker net structure and two observational huts at the site for snowflake observations. The wind breaker net structure consists of double nets 6m by 6m by 5m in height and 3m by 3m by 4m in height.

まず解析に先だって，光学的粒径分布測定装置で得られたデータの検定を行った。この測定装置は光線に垂直横方向の粒子の最大径を測定するようになっているが，雪片が球形でなければ，その姿勢によっては最大径を測定しないことになる。それでこの測定装置で得れた粒径分布について，Locatelli and Hobbs(1974) による雲粒なしの雪片についての粒径と質量の関係式を用いて，5 分間平均降雪強度を計算し，降雪強度計で得られた 5 分間平均降雪強度との比較を行った。その結果が Fig. 3 である。ここで縦軸は光学的粒径分布測定装置によって得られた粒径分布から計算した 5 分間平均降雪強度で，横軸は降雪強度計による 5 分間

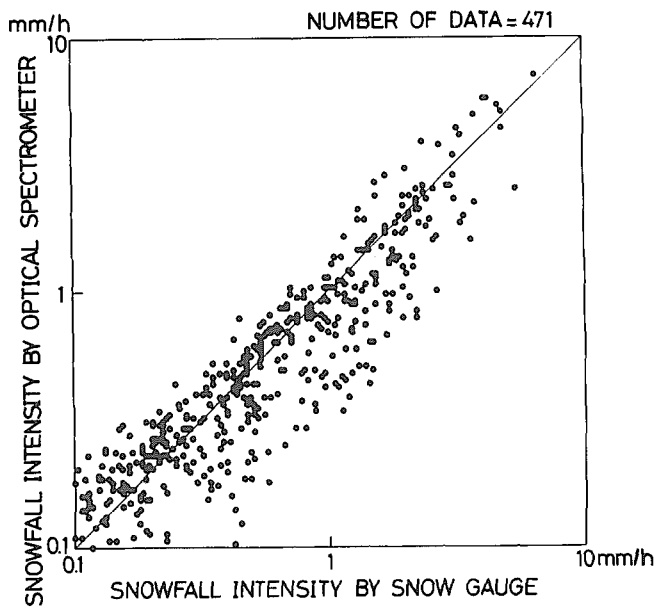

Fig. 3. Comparison of the snowfall intensity by snow gauge with that by optical spectrometer.

平均降雪強度である。粒径と質量の関係式を使って平均降雪強度を計算したことを考慮すると，雪片の姿勢による片寄りはそれほど大きくないと見られる。それで以後このデータを用いて解析を進める。

III. 結　　果

1．雪片の粒径分布の特徴

雪片の粒径分布の特徴を調べる第1歩として，たくさんのデータ数のある場合の解析に有効である主成分分析をまず行った。分析の変量として，直径0.5 mmから0.5 mm毎の雪片の空間粒子数（個/m^3·mm）を用いた。その分析結果をTable 1に示す。この表から，寄与率は第1主成分で約62%，第2主成分で約19%，それ以下の主成分は数%と値が小さく，かつ累積寄与率は第2主成分までで約80%となっている。通常，累積寄与率が80%となる主成分までで全体の特徴を表わしていると考えられているので，今後は第2主成分までについて議論することとする。

Table1. Proportion and accumulated proportion of each principal component.

Principal component	Proportion (%)	Accumulated proportion (%)
1	61.5	61.5
2	18.8	80.2
3	4.1	84.4
4	3.1	87.5
5	2.8	90.3
6	2.2	92.4
7	1.7	94.1
8	1.5	95.6
9	1.3	96.9
10	1.1	98.0
11	0.8	98.8
12	0.6	99.4
13	0.2	99.7
14	0.2	99.9
15	0.1	100.0

第1主成分の固有ベクトルの要素の値を各粒径毎にプロットしたのがFig. 4の左図である。この図において見られるように，各粒径について，要素の値がすべてプラスである。この特徴をわかりやすくするために，各スコア別に平均した粒径分布を右図に示す。各々のスコアについての粒径分布はほぼ指数分布を示していて，スコアがマイナスの値からプラスの値へと高くなるにつれて，平均粒径分布は数密度の多い方へほぼ平行に移動するのが見られる。次にこの統計結果について，スコアがマイナスの値からプラスの値へ高くなることの気象学的意味を調べる。

スコアが高くなるのに対応して，雪片の全粒径についての数密度が多くなることから考えて，スコアは降雪強度と関係がありそうであると期待される。そこで降雪強度と第1主成分のスコアとの関係をプロットしたのがFig. 5である。この図から，降雪強度が強くなるにつれてスコアの値が大きくなることがわかる。この事実を使ってFig. 4の右図の特徴を言いかえると，第1主成分の特徴とは，降雪強度が強くなるにつれて粒径分布がほぼ平行に数密度の多い方へ変化することと言える。

第1主成分の場合と同様に第2主成分について，各粒径に対しての固有ベクトルの要素の変化を示したのがFig. 6の左図である。第2主成分の場合は，粒径が大きくなるに従って粒径4 mm

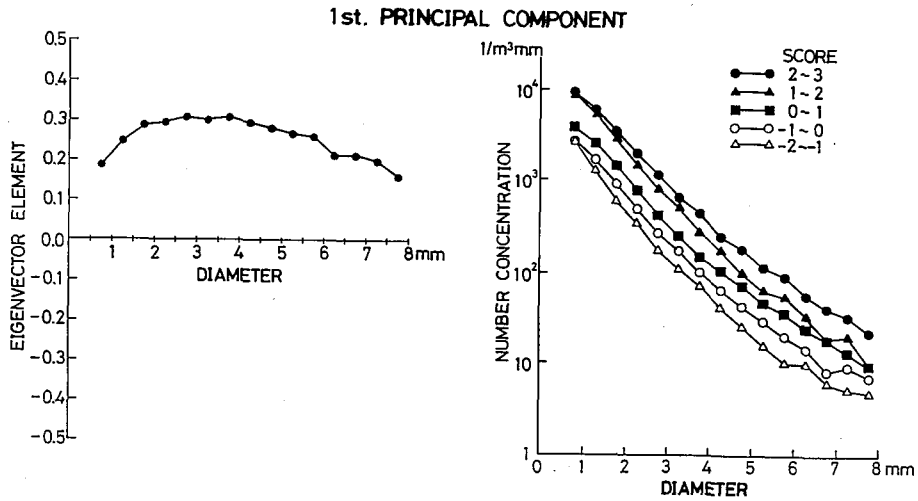

Fig. 4. Eigenvector elements of the first principal component against the diameters of snowflakes (left) and size distributions regarding each score of the first principal component (right).

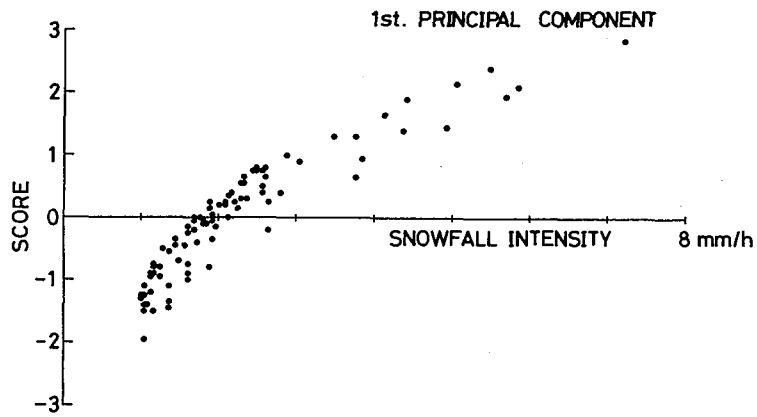

Fig. 5. Relationship between the snowfall intensities and the scores of the first principal component.

のところで固有ベクトルの要素の値はマイナスからプラスへ変るようにほぼ直線的に増加している。そのことをわかりやすく表わしたのが右図である。その図からわかるように，スコアの値がマイナスからプラスへと値が高くなるにつれて，平均粒径分布は小粒径の粒子数が多くて大粒径の粒子数が少ない分布から小粒径の粒子数が減って大粒径の粒子数が増える分布，つまり分布の傾きがゆるくなっていくこととなる。

次にスコアがマイナスの値からプラスの値へ高くなることの気象学的意味を調べる。第1主成分の場合と同様に，降雪強度と第2主成分のスコアの値との関係を見てみたのが Fig. 7 である。図からわかるように降雪強度と第2主成分のスコアの値との間には，降雪強度3 mm/h 以下では

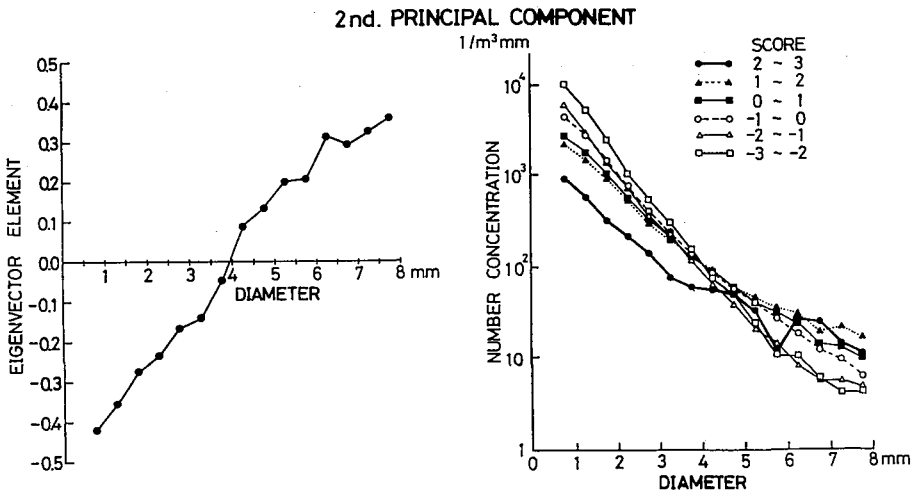

Fig. 6. As in Fig. 4 except for the second principal component.

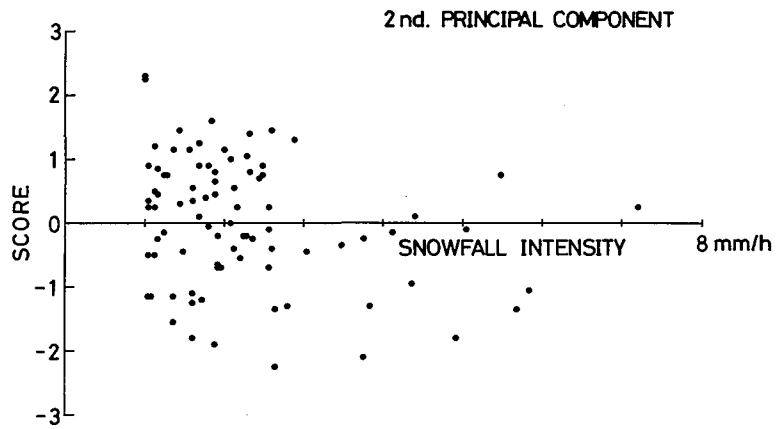

Fig. 7. As in Fig. 5 except for the second principal component.

ほとんど相関関係が見られず，3 mm/h 以上ではスコアはマイナスの値が多い。つまり，降雪強度以外の物理量と関係していて，等しい降雪強度でも小粒径の粒子数の多い分布と小粒径の粒子数が少なくて大粒径の粒子数が多い分布の両方あるというのが第2主成分である。

今までの解析結果をまとめたのが Fig. 8 である。降雪強度が S_1，S_2，S_3と強くなるにつれて粒径分布の大きい変化が実線のように起こる。そして，それに伴い小さい変化が破線のように重なって起こることが，降雪強度の強まりに伴う雪片の粒径分布の変化の特徴である。このことは，融解直径で表わした雪片の粒径分布の特徴として，降雪強度の強まりは N_0 と λ の減少，つまり総粒子数の減少と大きい粒子の増加によってなされるとした Gunn and Marshall (1958) の結果とは異なっている。

2．降雪強度と雪片の粒径分布との関係

上記の主成分分析の結果は，広範囲にわたる降雪強度，大量にあるデータについての平均的な粒径分布の特徴を表わしたものである。次に降雪強度変化と粒径分布の変化とを個別に対応させて検討した。降雪強度の変化としては，前の時刻より強くなる場合，変らない場合，弱くなる場合の3種類が考えられる。ここでは解析の第1歩として降雪強度が強くなる場合をとりあげる。

降雪強度が強くなる例として，1989年1月21日の降雪をとりあげ，その降雪強度の時間変化をFig. 9に示す。ここで降雪強度が前の時刻より強くなるとは，その時刻の降雪強度が0.5 mm/h以上で，前の時刻との降雪強度の差が0.6 mm/h以上のところと定義した。その例としては，時刻軸のところにIとIIと示されているように，15時20分と15時25分のところである。

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，雪片の粒径分布の変化を見ると次の2つのタイプに分けることができた。以後タイプIとよぶものの特徴は，Figs. 10と11を比較することによって分る。そこでは降雪強度が強くなることに対応する15時15分から15時20分の粒径分布の変化において，粒径の大き

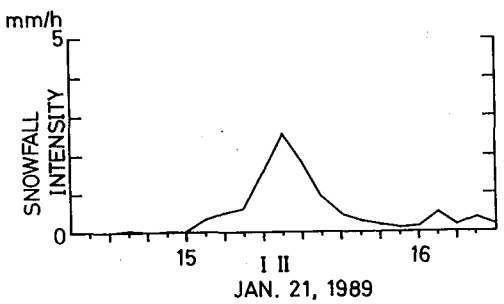

Fig. 9. Time changes of snowfall intensity

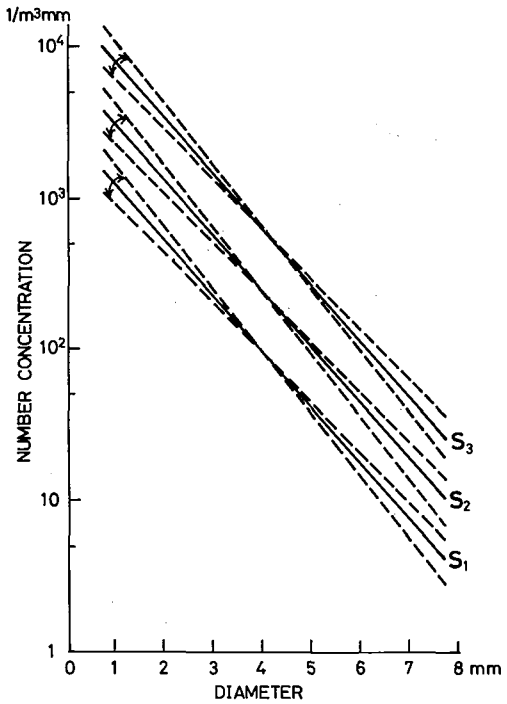

Fig. 8. Changes of size distributions of snowflakes accompanied by the increase of snowfall intensity. S_1, S_2 and S_3 ($S_3 > S_2 > S_1$) represent the snowfall intensities, respectively.

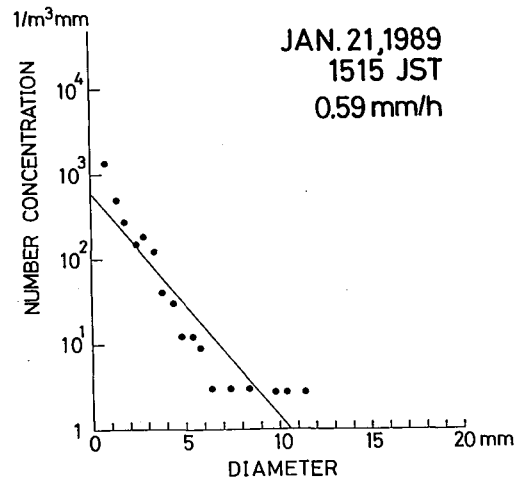

Fig. 10. Size distribution of snowflakes at 1515 of January 21, 1989. Solid line shows that fitted by $N_D = N_0 e^{-\lambda D}$.

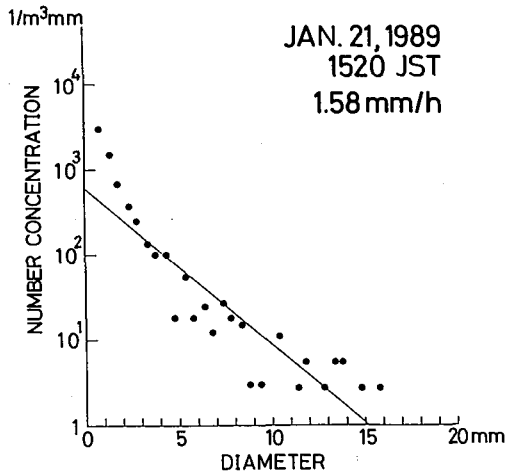

Fig. 11. As in Fig. 10 except for 1520 of January 21, 1989.

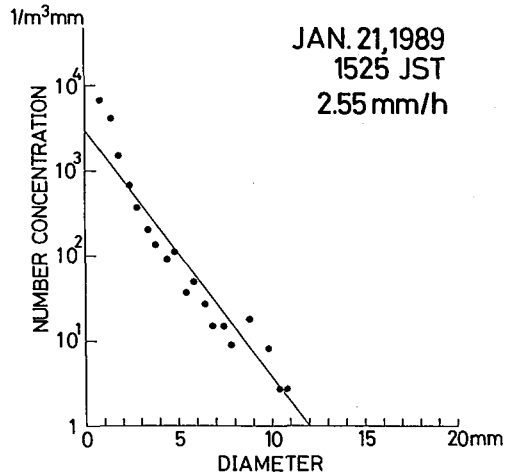

Fig. 12. As in Fig. 10 except for 1525 of January 21, 1989.

い粒子が現れるような変化をした。

次に，タイプIIとよぶものの粒径分布の特徴は，Figs. 11 と 12 を比較することによって分る。そこでは降雪強度が強くなることに対応する 15 時 20 分から 15 時 25 分の粒径分布の変化において，大きい粒子が減り，小さい粒子が増えるような変化をした。

以上に示されたように，降雪強度の強まりがあまり大きくない場合には，降雪強度の強まりとともに，タイプIやタイプIIのような粒径分布の変化となる。これは Fig. 8 の破線の変化に対応している。

IV. 考　　察

上記のような2つのタイプの降雪粒子の粒径分布の変化は，小さい粒子の発生のある，なしに関係すると考えられるので，雲の発達段階と粒径分布の変化との関係を考察する。降雪雲の発達段階は，降雪強度の強くなった時刻に地上観測点上を通過したエコーセルを，観測点通過前から観測点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。その解析例を Fig. 13 に示す。上図は 1 月 28 日 6 時 21 分から 7 時 21 分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を示している。下図の横軸は地上観測点(岩見沢)からの距離を表している。つまり，距離ゼロのところが地上観測点で，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 7 時 11 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する前に起こっている。このようなものを消滅期とした。また同様に，最大反射因子のピークが，地上観測点通過後で起こるものを発達期，地上観測点上にあるものを成熟期とした。

このような降雪雲の発達段階と雪片の粒径分布の変化によるタイプ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Table 2のようになった。タイプIについては消滅期の雲が2例，成熟期の雲が4例あった。タイプIIについては成熟期の雲が11例あった。

小さい粒径の粒子数が増加したタイプIIの雪片は，すべて成熟期の雲からの降雪であった。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，小さい粒径の粒子数が増加する。そのために成熟期の降雪雲ではタイプIIのような雪片の粒径分布の特徴をもつこととなる。

タイプIについては次のような事が考えられる。新しい雪結晶の生成がない状況下で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，大きい粒径の粒子数が増加して小さい粒径の粒子数が減少する。しかし，新しい雪結晶の生成があれば，大きい粒径の粒子数が増加しても小さい粒径の粒子数は減少しない。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が，この過程のもとでは新しい雪結晶の生成数によっては小さい粒径の粒子数が減少するか，またはほとんど変らずに大きい粒径の粒子数が増加することになる。このことによって消滅期の降雪雲ではタイプ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。

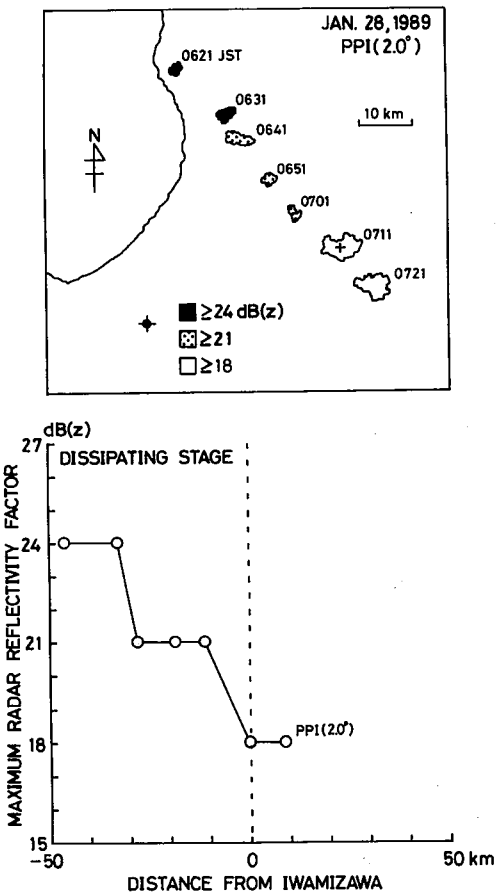

Fig. 13. Classification of life cycle of snow clouds. Upper and lower figures show movement of the echo cells in the dissipating stage, and the relation between the distance from Iwamizawa and the maximum radar reflectivity factor of echo cells on PPI, respectively.

しかし，成熟期の雲でありながらタイプIの粒径分布をもつ降雪の例があった。それらについて次に考察する。4例の内，1月22日4時5分，1月28日8時および1月29日16時20分について，降雪雲内の地上観測点上空の最大上昇流の値（カッコ内）をみてみると，いずれの例も最大上昇流はマイナスの値か，弱いプラスの値であることがわかる。これらの雲は発達段階の解析からは成熟期と判定されたが，最大上昇流の値が弱いことから新しい雪結晶の発生が少ないと考えられる。それでこれらの降雪雲ではタイプIの特徴を示すことになる。また1月29日14時10分の場合は，最大上昇流の値が測定されなかったので，その詳細は不明である。

以上のように雪片の粒径分布の特徴である大きい粒子の多いタイプと大きい粒子が少なくて小さい粒子が多いタイプは，金村他（1991）が示したように降雪雲の発達段階と密接に関係してい

ことが分る。すなわち降雪粒子の成長過程と関係あるこの問題について，最近 Ikawa et al. 1991）が数値実験の結果に基づいて，その重要性を指摘している。

Table2. Relationships between the growth stage of snow clouds and types I and II corresponding to the changes of size distributions of snowflakes. Numerals in parentheses represent vertical velocity in echo cells.

TYPE I		
Developing Stage	Mature Stage	Dissipating Stage
0	4	2
	1/22 04:05(-2.7)	2/4 05:25
	1/28 08:00(0.8)	2/4 21:25
	1/29 14:10	
	1/29 16:20(0.0)	

TYPE II		
Developing Stage	Mature Stage	Dissipating Stage
0	11	0
	1/22 01:00	
	1/22 04:05	
	1/22 12:15	
	1/28 06:40	
	1/29 14:20	
	1/29 14:50	
	1/29 15:00	
	1/29 16:35	
	2/ 1 14:45	
	2/ 1 15:30	
	2/ 4 05:25	

V. ま と め

降雪機構を解明する一方法として，雪片の粒径分布の特徴，降雪強度と粒径分布との関係および粒径分布の特徴が気象条件によってどう変化するかについて調べた。その結果は次の通りである。

主成分分析法で示された広範囲にわたる降雪強度，大量にあるデータについての平均的な粒径分布の特徴は，降雪強度が強くなるにつれて指数分布を保ちながら数密度の多い方へ変化する。また降雪強度が等しい場合でも，指数分布の傾きを少し変動させるような小さな変化も重なってみられる。

降雪強度の強まりがそれほど大きくない場合には，強まりとともに大きい粒子が多いタイプと大きい粒子が少なくて小さい粒子が多いタイプの粒径分布へ変化する。前者のタイプは消滅期から最盛期でも上昇流の弱い降雪雲から，後者のタイプは最盛期の降雪雲から降ることが示された。そしてそれぞれは，新しい雪結晶の生成がない状況下での雪片が形成される過程と新しい雪結晶の生成下での雪片形成の過程で説明された。つまり，粒径分布の変化は，雪片の成長過程と密接に結びついている。

以上の結論に基づくと，雪片の粒径分布の特徴を最初に報告した Gunn and Marshall (1958) による降雪強度の強まりとともに N_0 と λ の減少するような幅の広い分布形になるという報告は，次のように説明することができる。彼らの測定した粒径分布は 0.31～2.5 mm/h と降雪強度の変化幅が小さい範囲に限られたので，総粒子数は増加しなかったと考えられる。また観測した

降雪雲が消滅期であったなら，降雪強度の強まりとともに小さい粒径の粒子数が減少し，大きい粒径の粒子数が増加して粒径分布の傾き（λ）がゆるくなるのであろう。そう解釈するならば，彼らの測定した粒径分布の特徴は，本論文で示された粒径分布則の一部に含まれることとなる。

謝辞 本研究にあたり，当教室気象学講座の菊地勝弘教授はじめレーダーグループの方々には，レーダーデータの使用でお世話になりました。ここに記して感謝申し上げます。この研究の一部は，文部省科学研究費補助金によって行われた。

文 献

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.

Houze, R. A., Jr., P. V. Hobbs, P. H. Herzegh and D. B. Parsons, 1979. Size distributions of precipitation particles in frontal clouds. *J. Atmos. Sci.*, **36**, 156−162.

Ikawa, M., H. Mizuno, T. Matsuo, M. Murakami, Y. Yamada and K. Saito, 1991. Numerical modeling of the convective snow cloud over the Sea of Japan −Precipitation mechanism and sensitivity to ice crystal nucleation rates−. *J. Meteor. Soc. Japan*, **69**, 641−667.

Imai, I., M. Fujiwara, I. Ichimura and Y. Toyama, 1955. Radar reflectivity of falling snow. *Pap. Meteor. Geophys.*, **6**, 130−139.

金村直俊・播磨屋敏生・佐藤節，1991．降雪粒子の粒径分布と降雪雲の発達段階との関係．北海道大学地球物理学研究報告，**55**，1−12.

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.

Lo, K. H. and R. E. Passarelli, Jr., 1982. The growth of snow in winter storms : An airborne observational study. *J. Atmos. Sci.*, **39**, 697−706.

Locatelli, J. D. and P. V. Hobbs, 1974. Fall speeds and masses of precipitation particles. *J. Geophys. Res.*, **79**, 2185−2197.

Mitchell, D. L., 1988. Evolution of snow-size spectra in cyclonic storms. Part I : Snow growth by vapor deposition and aggregation. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 3431−3451.

Passarelli, R. E., Jr., 1978. An approximate analytical model of the vapor deposition and aggregation growth of snowflakes. *J. Atmos. Sci.*, **35**, 118−124.

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ー反射係数と降水強度の関係．研究時報，**27**，107−111.