

第 3 章 降雪粒子の諸特性*

3.1 はじめに

冬季日本海沿岸では、降雪雲の通過に伴って雪やあられが降る。これらの降雪粒子は、降雪雲の中で起こっている降雪機構からの出力である。したがって、降雪粒子の質量・落下速度・riming 率などの降雪粒子の諸特性は、降雪雲内の降雪機構を反映したものであると考えられる。降雪粒子の諸特性を地上観測によって把握することは、降雪雲の降雪機構の解明と降雪雲調節の可能性を調べる上で重要なことである。

2 章の地上降雪粒子の統計によって、気候学的に東北地方から北陸地方の日本海沿岸ではあられ降水が卓越し、降雪雲内で過冷却水滴が降水過程に重要な役割を果たしていることが示された。しかし、個々の降雪雲からの降雪粒子は、降雪雲の発達段階や降雪雲の高さなどによってその諸特性が変化することが考えられる。この章では、降雪現象の事例解析によって、個々の降雪雲の通過に伴う降雪粒子の諸特性の変化と降雪雲の高さと降雪粒子の諸特性との関係を示す。

3.2 観測方法

降雪粒子の質・量に関する基礎的データを得るため、地上降雪観測の一部として通常地上気象観測とともに降雪粒子の①接写・超接写写真撮影、②濾紙法による質量測定、③ストロボ撮影による落下速度の測定、を行った。これらのデータは、質量・落下速度・riming 率などの降雪粒子の諸特性の把握と、ゾンデ観測、レーダ観測、マイクロ波放射計観測などの他の観測データとともに降雪雲の降雪機構の解析に用いられている。

降雪粒子の地上観測の特徴は、

- a) 降雪粒子を直接観測すること、
- b) 時間的にほぼ連続して観測できること、

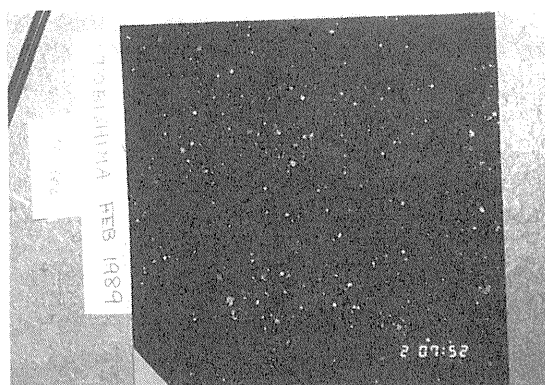
である。a) はリモートセンシング観測であるレーダ観測のデータを使う上で有効であり、b) は観測点での時間変化を空間分布に変換してデータを解釈する上で重要である。

3.2.1 観測項目

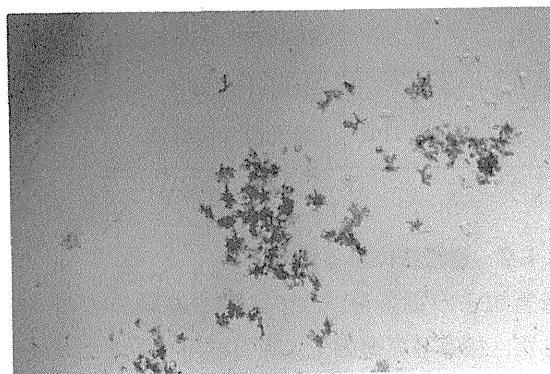
3.2.1.1 接写・超接写写真撮影

降雪粒子の形状・粒径を観測するため、接写写真撮影と超接写写真撮影を行った。接写写真撮影は、一辺の長さ 20 cm の正方形のビロード板の上に一定時間（降雪強度によって 2 秒から 20 秒まで変化させた）降雪粒子を受け、これを写真撮影するものである（第 3.2.1 図）。写真撮影後に濾紙法による質量測定を行って、降雪粒子の質量と粒径との関係を求めた。

超接写写真撮影は、約 3 cm×5 cm の大きさのスライド板の上に降雪粒子を受けて、これを拡大して写真撮影するものである（第 3.2.2 図）。雪片を構成する雪結晶などを、詳細に観察できる。

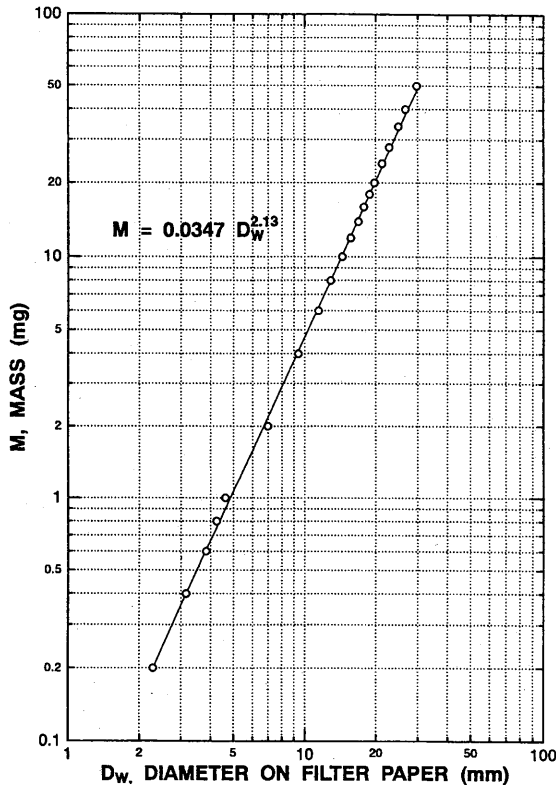


第 3.2.1 図 接写写真の例. 1989 年 2 月 2 日 7 時 52 分, 山形県酒田市飛島で観測された。



第 3.2.2 図 超接写写真の例. 1989 年 2 月 2 日 16 時 58 分, 山形県酒田市飛島で観測された。

* 水野 量：物理気象研究部（現 気象大学校）



第 3.2.3 図 水滴の質量と濾紙上の痕跡との関係。濾紙は、東洋濾紙 K.K. 製ペーパークロマトグラフ用濾紙 51B に水溶性のアニリンブルーを付着したものである。

第 3.2.1 表 地上降雪観測の観測期間・地点一覧。

観測期間	観測地点
1989年2月1日～10日	山形県酒田市飛鳥
	山形県飽海郡遊佐町大字白井新田
	山形県東田川郡立川町大字狩川
1990年2月1日～13日	山形県酒田市飛鳥
	秋田県由利郡西目町
1991年2月1日～12日	山形県酒田市飛鳥
	山形県酒田市落野目
1992年1月30日～ 2月11日	山形県酒田市飛鳥
	山形県酒田市落野目

3.2.1.2 濾紙法による質量測定

降雪粒子の質量を、次のような濾紙法によって測定した。接写写真撮影後に降雪粒子を受けたビロード板を暖めて降雪粒子を水滴に変え、これを濾紙に吸い取った。この濾紙は、東洋濾紙 K.K. 製ペーパークロマトグラフ用濾紙 51B を一辺の長さ 20 cm の正方形に裁断して水溶性のアニリンブルーを付着したものであ

る。水滴を吸うとその質量に応じて、青く変色する痕跡の大きさが変化する。水滴の質量 M (mg) と濾紙上の痕跡の直径 D_w (mm) との関係は、前もって検定して第 3.2.3 図の関係を得ている。このようにして濾紙上の痕跡の大きさから、降雪粒子の質量と降雪強度とを求めることができる。

接写写真も合わせると、降雪粒子の形状・粒径と質量との関係や riming 率も見積もることができる。すなわち、降雪粒子の riming 率 R (%) を Harimaya and Sato (1989) と同様に次式によって評価した。

$$R = 100 \times \frac{M_t - M_d}{M_t} \quad (3.2.1)$$

ここで、 M_t : 降雪粒子の質量 (mg), M_d : 降雪粒子の昇華成長による質量 (mg), である。 M_t は濾紙法によって求められ、 M_d は観測データによる次の経験式によるものを用いた。あられと単結晶の降雪粒子については、降雪粒子と同じ粒径 D_p (mm) の樹枝状結晶 (観測で卓越していた結晶形) の質量として Auer and Veal (1970) と Heymsfield (1972) の結果に基づく (3.2.2) 式を、また、雪片については Locatelli and Hobbs (1974) による (3.2.3) 式を、 M_d とした。

$$M_d = 1.45 \times 10^{-2} D_p^2 \quad (3.2.2)$$

$$M_d = 0.073 D_p^{1.4} \quad (3.2.3)$$

なお、あられは一般にその粒径よりも小さな雪結晶や凍結水滴を核として形成されている (Harimaya, 1976; Pflaum et al., 1977) から、(3.2.1) 式による riming 率は小さく評価される傾向があると考えられる。

3.2.1.3 ストロボ撮影による落下速度の測定

降雪粒子をストロボ撮影することによって、その落下速度・形状・粒径を測定した。すなわち、落下中の降雪粒子を 1/200 秒間隔で点滅するランプで照らしながらビデオカメラで撮影し、1/200 秒間の降雪粒子の落下距離から落下速度を求めた。ストロボ撮影では、落下速度に加えて降雪粒子の形状と粒径も測定でき、落下速度と粒径との関係も知ることができる。したがって、この関係と 3.2.1.1, 3.2.1.2 の観測から得られる粒径と質量との関係を組み合わせると、降雪強度

も算出できる。

3.2.2 観測期間と観測地点

地上降雪観測は降雪雲の実態把握を目的とした総合観測の一部として実施され、その観測期間・地点は第 3.2.1 表の通りである。

3.3 結果

第 3.3.1 図は、第 3.2.1 表の観測期間中で最も降雪が多かった 1989 年の秋田の高層観測データによる安定層の高さを示している。安定層は降雪雲のこれ以上の高さへの発達を抑えるため、降雪雲の背の高さは安定層の高さとほぼ対応することが知られている（例えば、松本, 1987; 三瓶・川添, 1976）。ここでは、降雪雲の通過に伴う降雪粒子の諸特性の変化の典型例を 2 月 10 日夜（安定層の高さが約 5 km）の降雪現象について、また安定層の高さと降雪粒子の諸特性との関係を 2 月 2 日～4 日（安定層の高さが約 2～3 km）の降雪現象について、報告する。

3.3.1 降雪雲の通過に伴う降雪粒子の諸特性の変化

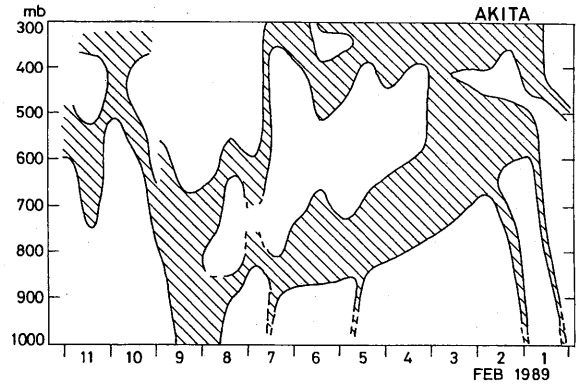
1989 年 2 月 10 日夜、北西季節風が日本列島周辺で卓越する気象条件下で、500 hPa 気温が -36°C 以下の寒気が東北地方北部にあった。このとき、山形県飽海郡遊佐町大字白井新田の観測点をいくつかの降雪雲が通過し、降雪現象をもたらした。ここでは降雪雲の通過に伴う降雪粒子の諸特性の変化の典型例として、10 日 22 時～23 時の降雪粒子の諸特性の変化を解析する。

降雪雲は、第 3.3.2 図のように観測点（図中+の位置）の北西から南東へ約 10 m s^{-1} の速度で移動し、22 時 15 分～22 時 45 分にレーダエコーが通過した。なお、レーダエコーは、約 2 km の高さのものである。

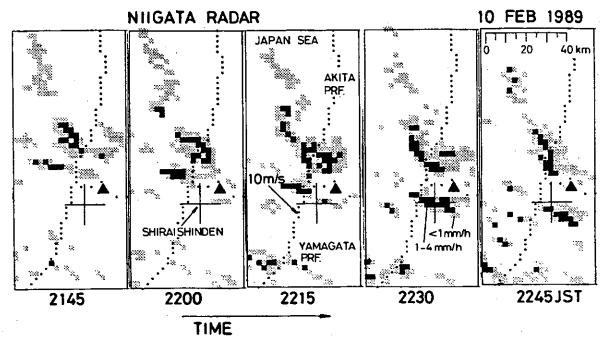
このときの降雪粒子の接写写真と降水強度、質量パラメータ b の時間変化を、第 3.3.3 図に示す。ここで、質量パラメータ b とは、降雪粒子の質量 (M) - 粒径 (D) 関係式、

$$M = aD^b, \quad (3.2.4)$$

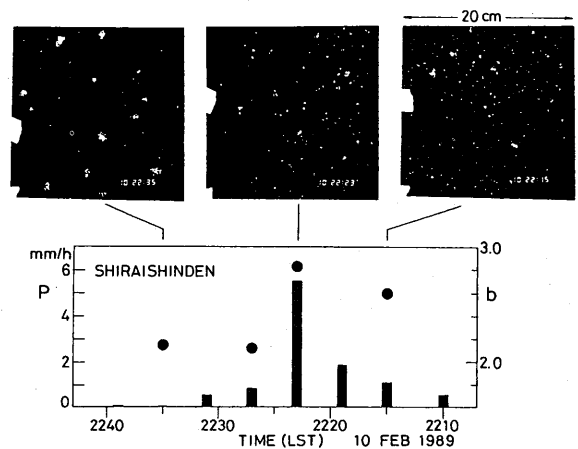
におけるパラメータ b である。降雪粒子が球状に成長する場合には $b \sim 3$ であり、板状に成長する場合には $b \sim 2$ となることが期待される。第 3.3.2 図では、22



第 3.3.1 図 安定層高度の変化. 1989 年 2 月 1 日～11 日, 秋田高層観測資料による。



第 3.3.2 図 レーダエコーの移動. 新潟レーダ, 1989 年 2 月 10 日 21 時 45 分～22 時 45 分, +: 山形県飽海郡遊佐町大字白井新田, ▲: 鳥海山, レーダエコーは約 2 km の高さのものである。



第 3.3.3 図 降雪雲の通過に伴う降雪粒子（上段接写写真）、降水強度（下段棒グラフ）、質量パラメータ b の時間変化. 1989 年 2 月 10 日山形県飽海郡遊佐町大字白井新田における観測による。質量パラメータ b については、本文 (3.2.4) 式参照。

時 10 分頃から小さなあられが降り始め、22 時 23 分頃に粒径 4～5 mm の大きなあられが降り最大降水強度約 5 mm h^{-1} となっている。その後、降水強度が小さく

なり、大きな雪片に変わっている。質量パラメータ b は、降雪の前半で $b \sim 3$ であり、降雪の後半で $b \sim 2$ と変化している。この質量パラメータ b の変化は、降雪の前半にあられが降り後半に雪片に変化したという降雪粒子の形状の変化と対応するものである。

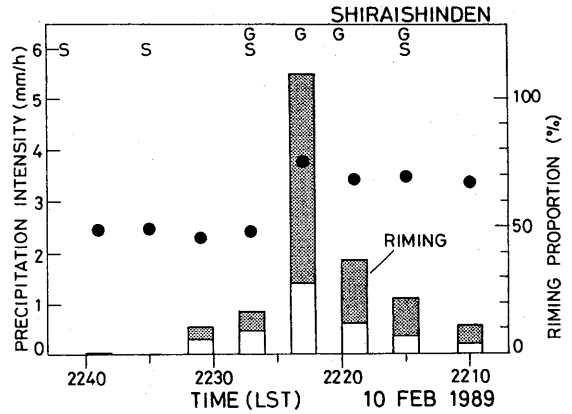
次に、降雪粒子の riming 率の時間変化を、第 3.3.4 図に示す。降雪の前半では riming 率は $\sim 70\%$ 高く、後半に riming 率 $\sim 50\%$ 以下になって昇華成長による質量の方が大きくなっている。この riming 率の時間変化は、降雪の前半にあられが降り後半に雪片に変化したという降雪粒子の形状の変化とも対応するものである。

第 3.3.5 図は、riming 率と降水強度との関係を調べたものである。データは、10 日 22 時から 11 日 1 時までの降雪現象についてである。第 3.3.5 図から、降水強度が小さい ($< 1 \text{ mm h}^{-1}$) ときには riming 率 $\sim 50\%$ であるが、降水強度が大きくなるにつれて riming 率が高くなり $\sim 90\%$ 以上となる傾向を指摘できる。降水強度の増大に伴って riming 率が 100% 近くするという第 3.3.5 図の結果から、この事例における降水量の大部分は過冷却水滴によるものであると言える。

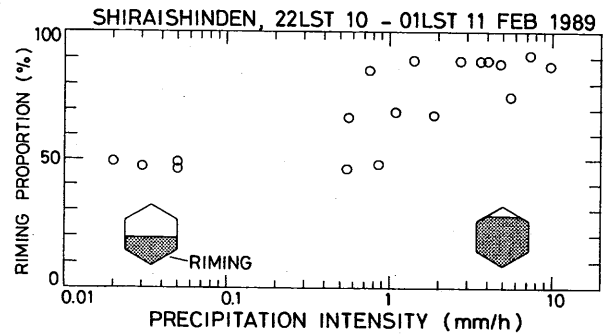
以上のように、降雪雲の通過に伴う降雪粒子は、riming 率の大きな降雪粒子（あられが主体）が降雪の前半に降り、降雪の後半に riming 率の小さな降雪粒子（昇華成長による質量が大きな雪片や雪結晶が主体）が降るといった時間変化をしている。このような降雪粒子の時間変化は、降雪雲の時間変化が小さい場合には降雪粒子の空間分布として考えることができる。すなわち、降雪雲の進行方向の前方部分に riming 率の大きな降雪粒子が、後方部分に riming 率の小さな降雪粒子が分布していると考えられる。したがって、降雪雲内の雲水量や上昇流も進行方向の前方部分に位置すると推定される。

3.3.2 安定層の高さと降雪粒子の諸特性との関係

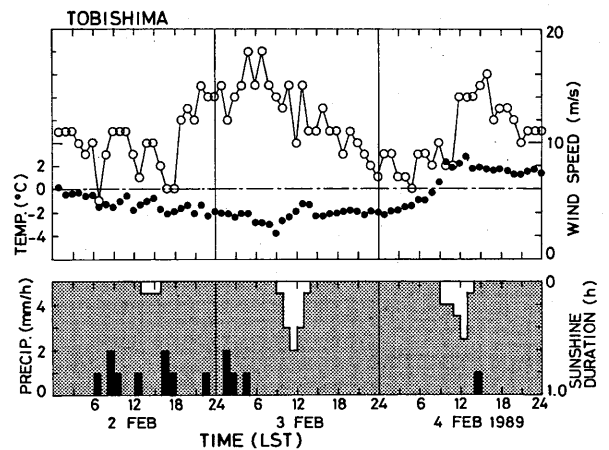
1989 年 2 月 2 日から 4 日にかけて日本海周辺では、北西季節風が卓越する気象条件となった。この期間の秋田上空における安定層の高さは、第 3.3.1 図のように 2 月 2 日夜約 700 hPa から 2 月 4 日夜約 800 hPa へと、次第に低くなった。このとき日本海上で発生した降雪雲が、観測点の山形県酒田市飛島を次々と通過して降雪をもたらしている。ここでは、降雪現象が多く



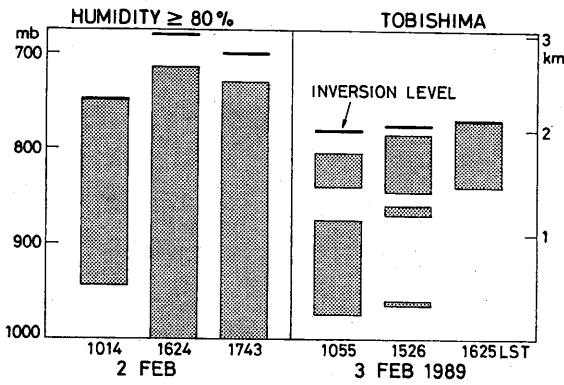
第 3.3.4 図 降雪雲の通過に伴う降水強度（棒グラフ）と riming 率（●印）。棒グラフ内の点域部分は、riming による降水強度を示す。図上部の英字は降雪粒子の種類を表し、G：あられ、S：雪片である。観測日時・場所は、第 3.3.3 図に同じ。



第 3.3.5 図 riming 率と降水強度との関係。1989 年 2 月 10 日 22 時～11 日 1 時、山形県飽海郡遊佐町大字白井新田における観測による。



第 3.3.6 図 各気象要素の変化。1989 年 2 月 2 日～2 月 4 日、飛島地域気象観測データによる。上段○：風速 (m/s)，上段●：気温 (°C)，下段上の棒グラフ：毎時の日照時間 (h)，下段下の棒グラフ：毎時の降水量 (mm)。



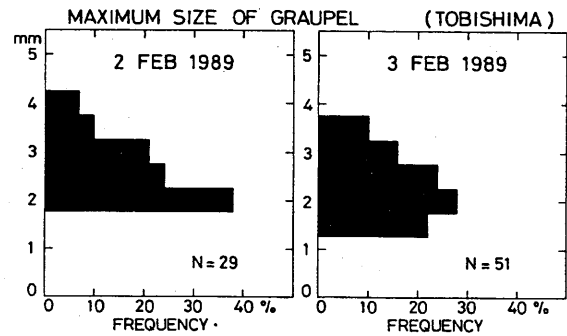
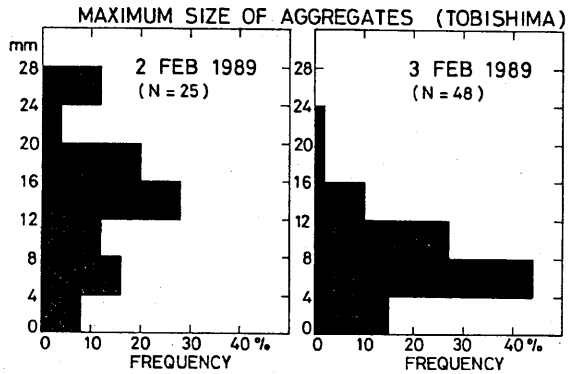
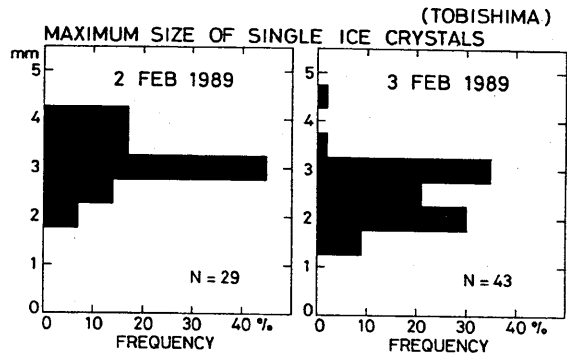
第 3.3.7 図 安定層の高さ (太線) と相対湿度 80% 以上の層 (点域)。1989 年 2 月 2 日と 2 月 3 日の飛島におけるゾンデ観測による。横軸上の 4 桁の数値はゾンデの飛揚時刻が、また縦軸には気圧 (左) と高さ (右) が示されている。

見られた 2 月 2 日と 2 月 3 日の地上降雪観測データについて、安定層の高さと降雪粒子の諸特性との関係を解析する。

まず、第 3.3.6 図に、飛島の 2 月 2 日～4 日における各気象要素の変化を示す。気温は、2 月 2 日は 0℃ から -2℃ へと次第に下降し、2 月 3 日は -2℃～-3℃ と低いままである。降水量は 2 月 2 日 7 時から 2 月 3 日 5 時にかけてでており、1 時間当たりの降水量では 1～2 mm h⁻¹ の降雪現象である。日照時間は、2 月 2 日に 0.3 時間、2 月 3 日に 1.6 時間である。まとめると、2 月 2 日は 2 月 3 日より、気温がやや高く、降水量が多く、日照時間が少ない。

次に、第 3.3.7 図に、飛島におけるゾンデ観測による安定層の高さと相対湿度 80% 以上の層を示す。ここで相対湿度 80% 以上の層を示す理由は、降雪雲の雲頂温度に近い -20℃ における氷に対する飽和蒸気圧がほぼ相対湿度 80% であるためである。第 3.3.7 図から、安定層の高さは、2 月 2 日は約 2.4 km～3 km、2 月 3 日は約 2 km と、2 月 2 日の方が高い。また、2 月 2 日の方が、2 月 3 日より相対湿度 80% 以上の層が厚い。

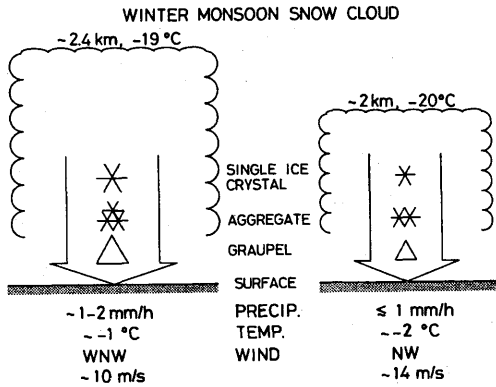
第 3.3.8 図には、2 月 2 日と 2 月 3 日について単結晶、雪片、あられの各観測時刻における最大粒径の頻度分布を示した。それぞれの日に撮影された接写写真から、最大粒径を読み取っている。2 月 2 日も 2 月 3 日も観測時間帯は、午前を中心としたものである。単結晶の大きさは降雪雲内での昇華成長の、雪片の大きさは併合成長の、またあられ粒子の大きさは雲粒捕捉



第 3.3.8 図 雪結晶 (上段)、雪片 (中段)、あられ (下段) の観測時刻における最大粒径の頻度分布。1989 年 2 月 2 日と 2 月 3 日の飛島における接写写真から求めた。

成長の程度を表していると考えられる。また、それぞれの最大粒径を選ぶ理由は、降雪雲内での最大の成長過程を経た降雪粒子が降雪機構を良く反映していると考えられるため、雲底下での昇華の影響をできるだけ避けるため、である。第 3.3.8 図から、単結晶、雪片、あられ粒子のどれも、2 月 2 日の方が 2 月 3 日より大きな粒子が観測されている。この理由は、2 月 2 日のように降雪雲の背が高く湿潤層も厚い場合には、昇華成長、併合成長、雲粒捕捉成長のどれもが促進されるためと考えられる。

以上の結果を、第 3.3.9 図に模式的に示した。すなわち、安定層の高さがより高く湿潤層が厚い気象条



第 3.3.9 図 1989 年 2 月 2 日と 2 月 3 日の飛島における安定層の高さと降雪粒子の諸特性との関係を示す模式図。

件下の降雪雲からの方が、より大きな雪結晶、大きな雪片、大きなあられが地上にもたらされる。

3.4 結 び

降雪粒子は、降雪雲の中で起こっている降雪機構からの出力である。したがって、個々の降雪雲からの降雪粒子は、降雪雲の発達段階や降雪雲の高さなどによってその諸特性が変化することが考えられる。降雪雲の通過に伴う降雪粒子の諸特性の変化の典型例を、1989 年 2 月 10 日夜（安定層の高さが約 5 km）の降雪現象について解析した。また、安定層の高さと降雪粒子の諸特性との関係を 1989 年 2 月 2 日～3 日（安定層の高さが約 2～3 km）の降雪現象について解析した。その結果、次のことが示された。

- (1) 降雪雲の通過に伴う降雪粒子は、riming 率の大きな降雪粒子（あられが主体）が降雪の前半に降

り、降雪の後半に riming 率の小さな降雪粒子（昇華成長による質量が大きな雪片や雪結晶が主体）が降るといふ時間変化をしている。

- (2) 安定層の高さがより高く湿潤層が厚い気象条件下の降雪雲からの方が、大きな雪結晶、大きな雪片、大きなあられが地上よりもたらされる。

参考文献

- Auer, A. H. and D. L. Veal, 1970: The dimension of ice crystals in natural clouds. *J. Atmos. Sci.*, **27**, 919-926.
- Harimaya, T., 1976: The embryo and formation of graupel. *J. Meteor. Soc. Japan*, **54**, 42-51.
- , and M. Sato, 1989: Measurement of the riming amount on snowflakes. *J. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser., VII*, **8**, 355-366.
- Heymsfield, A., 1972: Ice crystal terminal velocities. *J. Atmos. Sci.*, **29**, 1348-1357.
- Locatelli J. D. and P. V. Hobbs, 1974: Fall speeds and masses of solid precipitation particles. *J. Geophys. Res.* **79**, 2185-2197.
- Pflaum, J. C., J. J. Martin and H. R. Pruppacher, 1978: *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **104**, 179-187.
- 松本誠一, 1987: 新総観気象学—大気を診断し予測する—。東京堂出版。192pp.
- 三瓶次郎・川添信房, 1976: 冬季、寒気ドームの通過に伴う東北地方日本海側におけるレーダエコーの形状と特性の変化。研究時報, **28**, 189-200.