

霰の粒度分布の観測*

梶川 正 弘** 木 場 和 子***

要 旨

霰の粒度分布を沓紙法により観測し、その特徴やレーダ反射係数 (Z) と降水強度 (R) との関係について調べた。

空間粒度分布を、 $N_D = N_0 \exp(-\lambda D)$ で表現したとき、 N_0 は降水強度の増加と共に大きくなる傾向が見られた。これは、Marshall・Palmer (1948) による雨滴についての分布や、Gunn・Marshall (1958) による雪片についての分布とは違った特徴といえる。また、 λ は降水強度の増加につれて減少し、雨滴や雪片と同じ傾向を示した。しかし、 λ の大きさをみると、同じ降水強度では雨滴の値より小さく、さらに、 $R = 0.75 \text{ mm} \cdot \text{hr}^{-1}$ 以上では雪片より大きく、これ以下では雪片より小さくなった。

Z - R 関係については、観測された霰の平均密度の大小により、2つのグループに分け、その各々について、広範囲の R に対し実験式が求められた。 $Z = AR^b$ の関係式において、 b 係数は両者であまり違わなかったが、 A 係数は小密度グループの方が3倍近く大きい値となった。これは、密度の違いによる落下速度差を通しての N_D の差の効果というよりも、大粒径の占める N_D の違いが利いたためと考えられる。

1. まえがき

雨滴、雪片、霰などの降水粒子の粒度分布は、雲内での成長過程のみならず雲の発達過程とも密接に関係していると考えられている。また、特に、空間粒度分布は降水のレーダ観測にとっても基礎的な量となっている。

霰の粒度分布の観測は、これまでに、Magono (1954), List (1958), Ohtake (1970), 武田他 (1972), 藤原他 (1972), 播磨屋 (1973) および由田 (1975) によって行なわれており、特に、後の4つの報告では、空間粒度分布やレーダ反射係数 (Z) と降水強度 (R) との関係 (いわゆる Z - R 関係) についても調べられている。しかし、雨滴に対する同種の観測に比較すると、特に、降水強度が強い場合について例数は非常に少ないといえよう。

さらに、これらの観測では空間粒度分布の計算に際し必要な、落下速度の適用において、多かれ少なかれ仮定を含んだ取り扱いがなされている。霰の落下速度は、抵抗係数との関連で、同じ大きさでもまた同じ融解直径に対

しても、密度の違いによりその値が大きく変化することが知られている (たとえば Fujiwara, 1957; Kajikawa, 1975)。したがって、観測に際しては個々の霰の落下速度と同時に粒度分布も測定すれば良いわけであるが、観測方法や条件の設定が難しくなる。そこで、次善の方法としては、同じ地域で同じ時期に時刻は異なるけれども、両者をできるだけ対応させて測定することが望ましいと考えられる。

そこで、冬季の秋田市周辺では霰が単独で降る場合が多いのを利用し、上述の観点から空間粒度分布の観測を行なったので、その結果を報告する。なお、同じ地域で並行して行なった、霰の落下速度と密度の観測結果はすでに報告した (Kajikawa, 1975 および 梶川, 1976)。

2. 観測方法

Z - R 関係には、霰を融かして水滴としたときの大きさ、いわゆる融解直径 (D) が必要となるので、この観測では一般的に利用されている、沓紙による吸収法を使用した。降ってくる霰を防水処理済の黒布 (モヘア) に適量受け、露出時間を正確に計り、これを接写した後、弱い電熱で暖められた密閉加湿箱で融かして水滴とし、water blue 処理をした沓紙 (25×29 cm 程度) に吸収させた。接写した写真と対応させながら、別に定めた検定曲線を用いて、 D が 0.2 mm 間隔毎に数を調べた後、

* Observation of Size Distribution of Graupel Particles.

** M. Kajikawa, 秋田大学教育学部地学教室

*** K. Kiba, 秋田市上北手小学校

—1977年8月15日受領

—1978年4月6日受理

後述の落下速度の観測値を使用して空間粒度分布を求めた。今回の解析では、霰が単独で降った時のデータのみを選び、読み取りに際しては、 D が0.2 mm以下の粒子は破片雪粒子と区別ができないので計数から省いた。

秋田市周辺に降る霰については、観測時の地上気温別の頻度分布をみると、 -1°C と 1.5°C 付近に2つのピークが見られ、地上気温 0.5°C で2つのグループに分けられることが指摘されている(梶川, 1976)。この点は、両グループで平均の密度にも差があることも考え合わせるならば、霰形成層の雲水量、雲粒の粒度分布や温度条件などと関連して、その成長過程に差があることを示している可能性も考えられる。以上のことをふまえて、粒度分布の観測結果は、地上気温 0.5°C を境として大密度グループ(気温 0.5°C 以上)と小密度グループ(気温 0.5°C 未満)とに分類して取り扱った。

霰の落下速度($v\text{ cm}\cdot\text{sec}^{-1}$)は、多数個の測定値に基づく次の実験式(Kajikawa, 1975)を使用した。

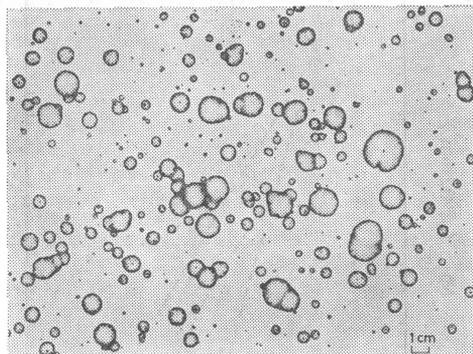
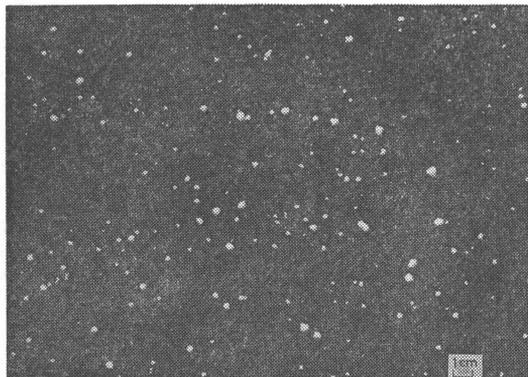
$$\begin{aligned} \text{大密度グループ} & \begin{cases} v=1376 D^{0.833} & (D<0.2\text{ cm}) \\ v=708 D^{0.421} & (D\geq 0.2\text{ cm}) \end{cases} \\ \text{小密度グループ} & \begin{cases} v=1032 D^{0.833} & (D<0.2\text{ cm}) \\ v=541 D^{0.421} & (D\geq 0.2\text{ cm}) \end{cases} \end{aligned}$$

観測地点は2つあり、各々海岸からの距離は2.5 kmおよび6.5 kmである。冬の季節風時には、通常、積雲系の雲が海岸方向(西方)から進行してきて、霰を降らせながら通過していき、その間に高い山は存在していない。これら2地点における同一時刻での地上気温の差は、 0.2°C であったが、今回の解析結果すなわち上述のグループ分けには影響を及ぼさない値であった。なお、観測期間は、既に報告した霰の落下速度と密度の場合と重複して、1972年12月より冬季間数シーズンにわたっている。

3. 結果

3.1 霰の空間粒度分布

第1図に、霰の写真とこれに対応する沓紙の一例を示す。これには沓紙上の痕跡が重なっているものも見られるが、これらは写真と対応させて可能な限り分離して計数し、誤差を少なくした。第2図の点線は、第1図をもとにして計算された空間粒度分布で、降水強度は $2.86\text{ mm}\cdot\text{hr}^{-1}$ となり、今回の観測例の中ではやや強い部類に入る。図中の破線は、Marshall・Palmer (1948)による雨滴の空間分布(以下 M.P. 分布と呼ぶ)およびGunn・Marshall (1958)による雪片の空間分布(G.M. 分布)を、同じ降水強度で示したものである。霰の分布



第1図 霰の接写とそれに対応する沓紙の一例。観測日時1975年12月10日8時42分、露出時間10秒、地上気温 -0.7°C 。

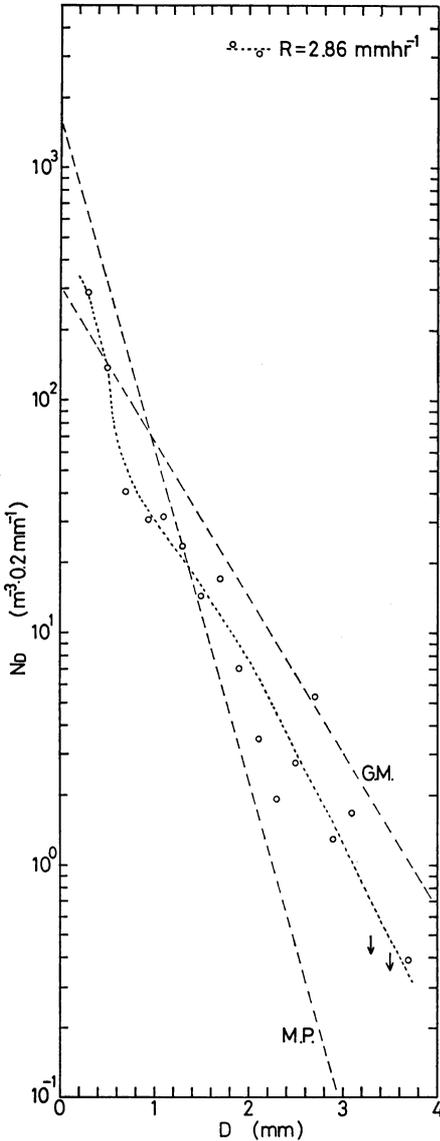
は、これら両者のほぼ中間の特徴を示していると考えられる。

空間粒度分布は、一般に次のような指数関係で表現されている。

$$N_D = N_0 \exp(-\lambda D)$$

ここで、 D は融解直径を表わし、 N_D は D と $D+\delta D$ の間にある粒子数である。

観測された霰の空間粒度分布をみると、必ずしも上式にあてはまるきれいな指数関係にはならないが、第一近似としてはこれを適用することも可能であろう。しかし、霰の空間粒度分布の特徴をより明確にするためには、個々の観測例に上記の指数関係式を適用して比較するよりも、播磨屋(1973)により採用されているような、降水強度別にいくつかに分類して、相互に比較するのが良いと考えられる。そこで、今回の観測例63個を $a\sim h$ までの8 caseに分類して比較した。第1表には、各 caseの分布における特徴を表現する諸量がまとめて



第2図 第1図より求められた空間粒度分布 (N_D). D は融解直径.

示されている。

第3図(a)(d)(c)の空間粒度分布は、今回の観測例の中で降水強度でみて、それぞれ、弱、並、強の各caseに相当する場合である。図中の黒丸と白丸は、既に報告した密度の観測結果(梶川, 1976)を参考にして分類したもので、各々、大密度グループ(平均の密度範囲は $0.29 \sim 0.42 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$) および小密度グループ (0.096

$\sim 0.30 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$) に対応し、実線は各 case の平均分布に指数関係をあてはめ最小自乗法により求めたものである。第4図は、分布の特徴を分かり易く示すために、各 case の空間粒度分布のうち平均分布のみを取り出してまとめたものである。

第1表、第3図および第4図にみられるように、降水強度が増加するにつれて、一般に N_0 の値が増していく。これは、雨滴に対する M.P. 分布や雪片の G.M. 分布とは違った特徴で、粒度分布を表現するとき霰の場合には、 N_0 の変化を考慮するのが適当であることを示している。また、降水強度の増加と共に、 λ の値が小さくなり、すなわち、指数関係の勾配は小さく分布の幅が広がっていくことが分かるが、この点は雨滴や雪片の分布とも共通している。

3.2 霰の Z-R 関係

レーダ反射係数 ($Z = \sum N_D D^6 \delta D \text{ mm}^6 \cdot \text{m}^{-3}$) と降水強度 ($R \text{ mm} \cdot \text{hr}^{-1}$) との関係は、降水粒子の空間分布により決まるが、多くの観測結果からはば次式で表現することができる。

$$Z = AR^b$$

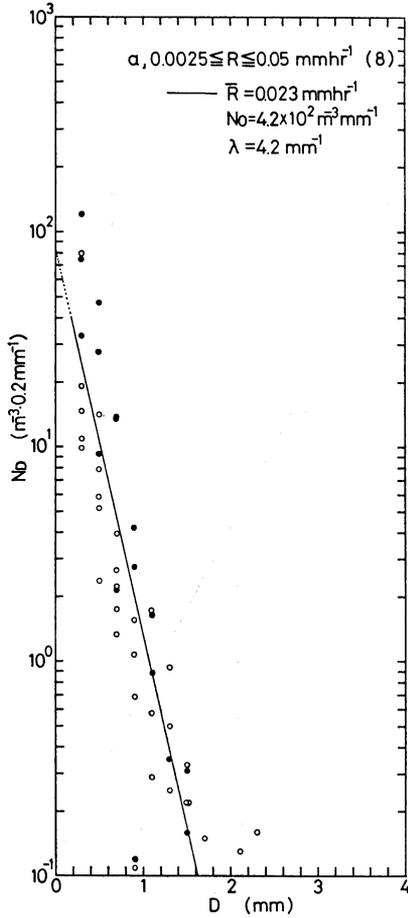
ここで、 A と b の値は降水の型や降水粒子の種類によって決まる定数である。

第5図には、前節とは少し観点を交えて個々の観測例について、 Z と R とを計算してプロットしたものを示した。密度、したがって、観測時の地上気温により2つのグループに分類して、黒丸(大密度グループ、観測例38)および白丸(小密度グループ、25例)とし、各々のグループに対する最小自乗法による実験式とさらに全観測例を合わせたものに対する実験式も図中に記入してある。

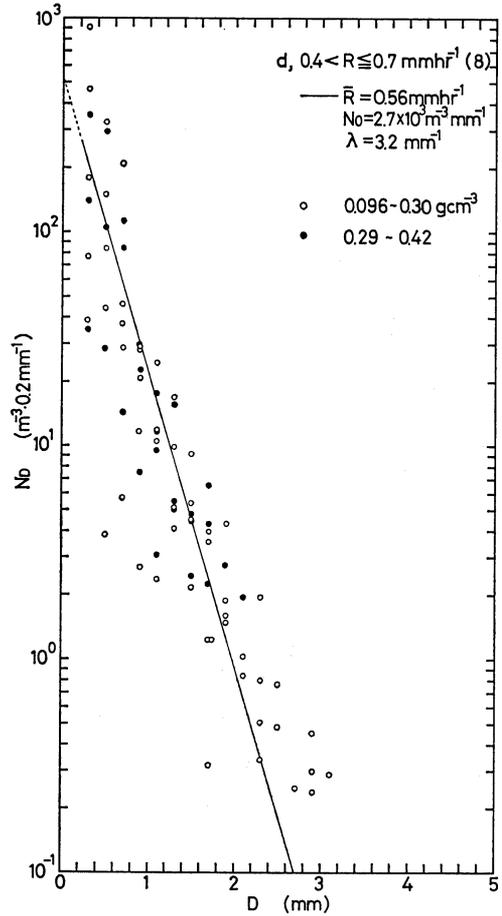
4. 考察

4.1 空間粒度分布の特徴

一般に、降水強度が同じで、さらに観測された D の分布範囲が同じなら、密度したがって落下速度をも考慮すると、 N_D の値は大密度グループの方が小密度グループより小さくなるわけである。しかし、第3図の3つのグラフにおいて、大密度グループ(黒丸、落下速度が大)と小密度グループ(白丸、落下速度が小)との間の、空間粒度分布における差異をみると、 R の範囲を同一に持った場合には、 D が特に大きいところを除いては N_D に明確な差は認められない。ここで、 D の分布の幅が小密度グループで広がっていること、すなわち、 D の大きいものがこのグループに含まれてくることに差があるが、この差は後述のように Z の計算に利いてくると考え



第3図(a)

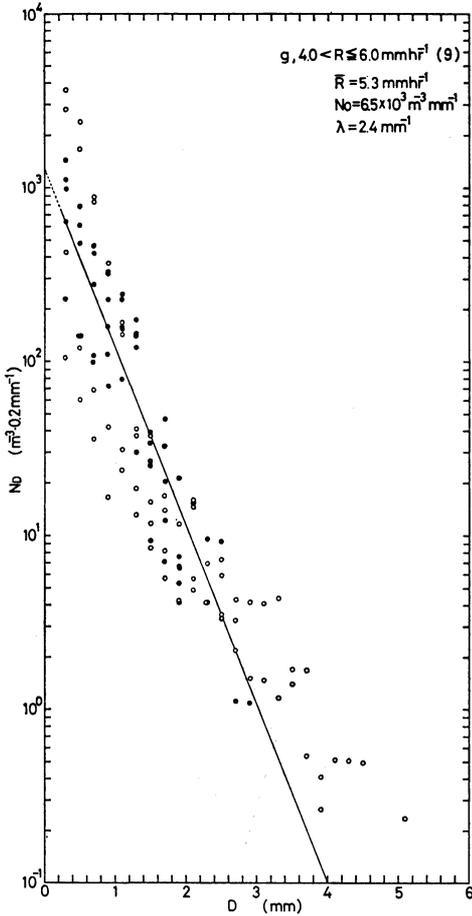


第3図(b)

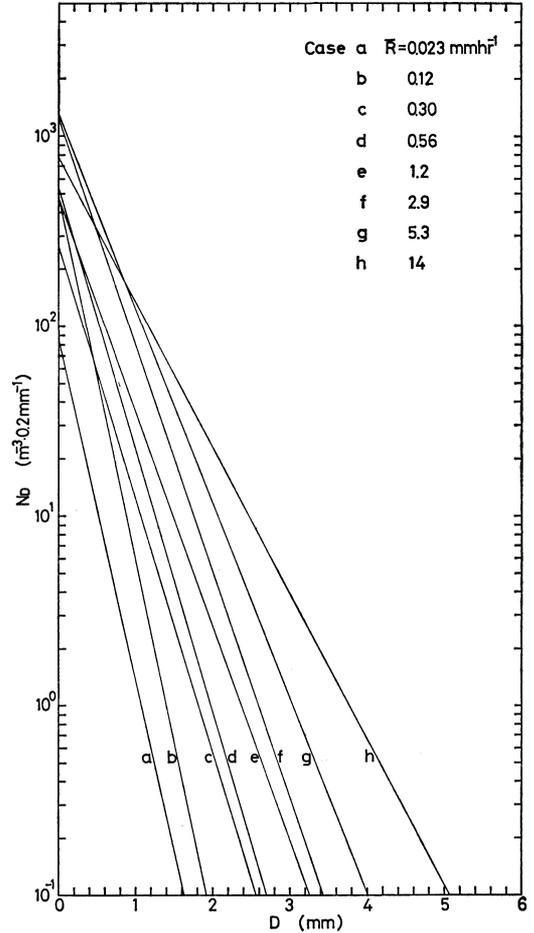
第3図 aより順に降水強度(R)でみて、弱(a), 並(b) および強(c)の各 case における空間粒度分布。白丸は小密度グループで黒丸は大密度グループを示し、 \bar{R} は平均降水強度である。()内は観測回数。

第1表 降水強度により分類した場合の N_0 (融解直径 $D=0$ における N_D の値) と λ (粒度分布の勾配)。 \bar{R} は各 case における平均降水強度。

case	R mm \cdot hr $^{-1}$	\bar{R} mm \cdot hr $^{-1}$	観測回数	N_0 m $^{-3}\cdot$ mm $^{-1}$	λ mm $^{-1}$
a	0.0025 \sim ≤0.05	0.023	8	4.2×10^2	4.2
b	0.05 \sim ≤0.2	0.12	6	2.4×10^3	4.4
c	0.2 \sim ≤0.4	0.30	8	1.3×10^3	3.1
d	0.4 \sim ≤0.7	0.56	8	2.7×10^3	3.2
e	0.7 \sim ≤2	1.2	8	2.3×10^3	2.6
f	2 \sim ≤4	2.9	8	6.1×10^3	2.7
g	4 \sim ≤6	5.3	9	6.5×10^3	2.4
h	6 \sim ≤26	14	8	3.8×10^3	1.8



第3図(c)



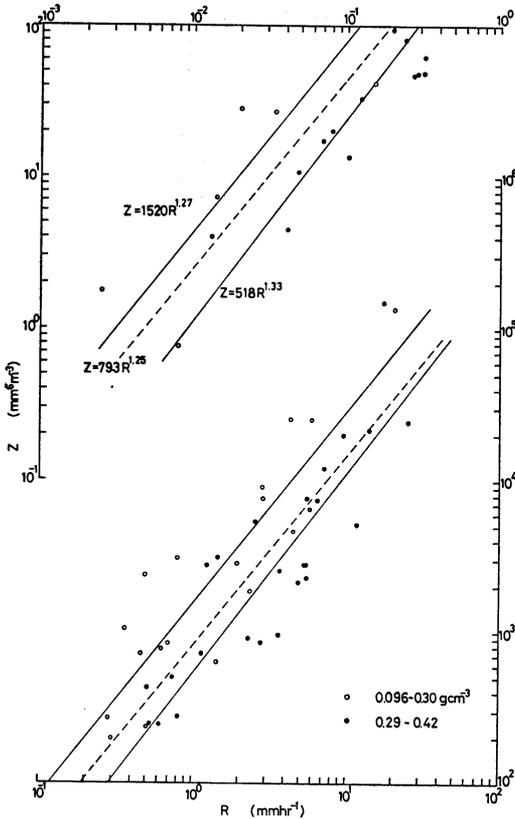
第4図 各 case 毎の平均降水強度と空間粒度分布。

られる。ただし、それぞれの case の中に含まれる観測例がやや少ないので、この点はもう少し資料を増やして検討を要する事柄である。

次に、降水粒子の空間粒度分布を特徴づけるものとして、先に述べた指数関係の式における N_0 と λ の2つが、降水強度と共にどう推移するかが考えられる。第4図をみると、若干の逆転が存在するものの、全体としてみた場合、降水強度の増加と共に N_0 の値は増していくとみた方が妥当であろう。 N_0 の推移については、雨滴における M.P. 分布の場合では一定値をとり、雪片における G.M. 分布では R の増加と共に減少していくので、霰の分布は両者とは著しく違った特徴を持つといえよう。この事を図に示したのが第6図で、霰に対する実験式の他に M.P. 分布および G.M. 分布における N_0 の推移も比較のために記入してある。播磨屋 (1973) による北海

道での同種の観測からは、 N_0 の値はほとんど一定値 ($N_0 = 5.0 \times 10^4 \text{ m}^{-3} \cdot \text{mm}^{-1}$ 程度) を示すことが報告されているが、今回の観測では、上述のように一定とは言えずまた数値も一桁以上も小さくなっている。すなわち、北海道で観測された霰では、同じ R でも小さい粒子が相対的に非常に多くなっている。これには今回の解析では、 D が 0.2 mm 以下になると霰の破片とか飛雪粒子などを計数してしまうのを避ける意味で、この範囲を省いた点にも差の原因があると考えられる。また、北海道での霰の密度と今回のものとの違いとか、他には、雲の中での成長過程とかその他の条件にも何らかの違いが存在するのかも知れないが、さらに検討を要する問題である。

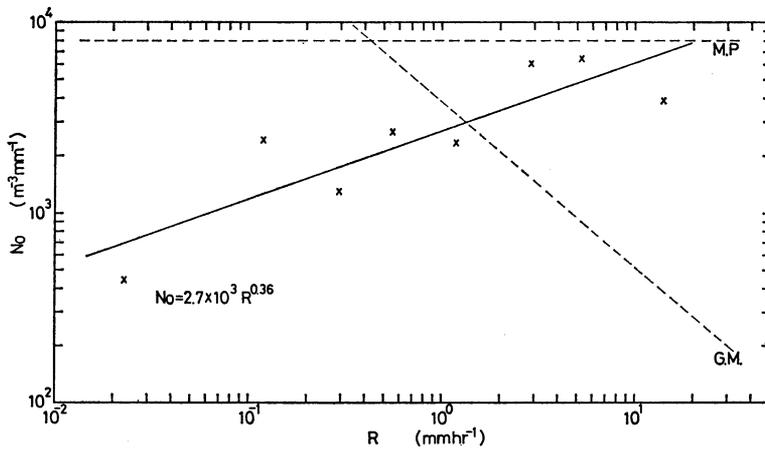
第7図は、空間粒度分布の勾配を示す λ が、降水強度



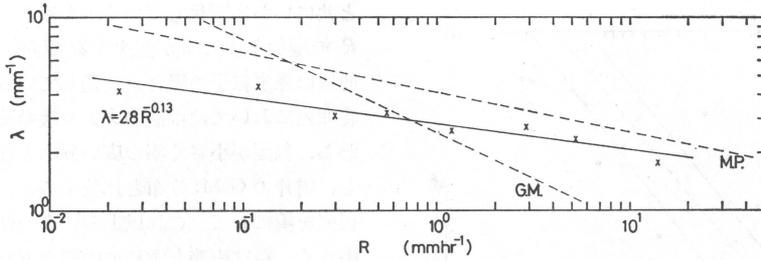
第5図 霰の Z-R 関係。白丸と黒丸は第3図に同じ。

と共にいかに変化していくかをみたものである。一般に R の増加と共に λ が減少する傾向は、雨滴や雪片など他種の降水粒子の場合と共通しているが、通常の R の範囲内においては雨滴の λ より霰のそれは小さい。すなわち、勾配が小さく幅の広い分布となっている。しかし、雪片の G.M. 分布と比較すると、 $R=0.75 \text{ mm}\cdot\text{hr}^{-1}$ 程度を境にして、これ以上の強度では雪片の方が勾配が小さく、霰は雨滴と雪片の間、どちらかというとも雨滴の分布に近い特徴を持つといえる。Ohtake (1970) によると、霰の分布は G.M. 分布より λ が小さい、すなわち、勾配が小さく幅の広い分布になると述べているが、この点は第7図にみられるように、降水強度にも依存していると考えられる。

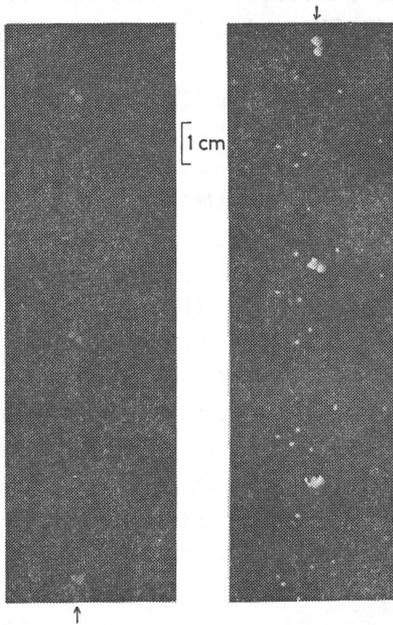
以上述べた空間粒度分布の特徴について、雨滴の場合は、ごく単純化して降水強度増加と衝突併合過程による大粒子の増加とが結びついており、雪片の場合は、付着凝集過程で小雪片あるいは単一雪結晶が減少して大雪片が増加していくことを考えると、説明可能とされている。一方、霰の場合は過冷却雲粒の捕捉過程で成長するわけであるが、孫野・小口 (1955) に述べられているような霰同志の付着も起こっている可能性がある。事実、落下中の霰のストロボ写真を多数とってみると、地上気温がプラスのときに、まれに大小2つの霰が付着しているのが観測される(たとえば第8図参照)。しかしながら、汚紙上の痕跡を数える段階では、これらを別々の粒子として扱ってしまうのでその付着効果は空間分布のグラフ上には表現されないことになる。このように、形成



第6図 降水強度に対する N_0 の推移とその実験式。M.P. および G.M. は第2図と同じ。



第7図 降水強度に対するλの推移とその実験式。M.P. および G.M. は第2図と同じ。



第8図 大小2個の霰が付着して落下しているストロボ写真の例(矢印の粒子)。発光間隔は50分の1秒。

過程などを考えると、霰における N_0 の推移が他の降水粒子と違うのは当然の結果ともいえるし、また、 R の増加と共に N_0 も増すことは、雲内での小さい霰の補給の効果が著しいことを示すとも考えられる。

第2表には、空間粒度分布の特徴を示すと考えられる N_0 や λ と R との関係がまとめられている。また、含水量 M と R 、Median Volume Diameter D_0 と R との関係も示され、これらの量を雨滴や雪片の関係と比較すると、霰は上述した N_0 の特徴を除けば、雪片よりどちらかという雨滴に近い分布の特徴を示すと考えてよいであろう。

4.2 Z-R 関係について

第5図をみると、データのばらつきはかなり大きいですが、大密度グループと小密度グループで比較すると、 $Z=AR^b$ における b 係数の値はそれほど大きな差はないと言えるのに対して、 A 係数には3倍近い差がみられる。この差の原因は、前項で述べたごとく、同一降水強度で比較したとき N_D の分布に現われた両グループにおける差、すなわち、小密度グループでは大きい融解直径の粒子が含まれることによる効果が、落下速度の違いにより N_D が多いか少ないかの効果よりも大きく利いたためと考えられる。

今回の観測で得られた A 係数と b 係数の値を、これまで行なわれた観測や雨滴と雪片の代表的な値と比較すると第2表のようになる。これまでに行なわれた霰の観測は、降水強度が比較的弱い範囲に限られており、これと今回の結果とをそのまま比較するには若干の疑問がある。しかし、小密度グループでの A と b の値は、北海道で行なわれた由田(1975)の観測値に近く、また、密度の大きい霰の場合には、 A 係数は比較的小さくなる傾向が読み取れる。

藤原他(1972)や播磨屋(1973)の観測で指摘されているように、 $Z-R$ 関係の係数は観測地域による差の他に同一地域でも日によって差異が存在するわけで、これは粒度分布や霰の密度などの性質の違いに起因すると考えられるが、これと関連して霰の落下速度の式の適用のしかたにも問題がありそうである。

5. 結論

霰の空間粒度分布を $N_D=N_0 \exp(-\lambda D)$ のような指数分布の式で表現し、降水強度 (R) の増加と共に N_0 と λ とがいかに推移するかを調べることで、その分布の特徴をみることがができる。まず、 N_0 は第6図に示すように、 R の増加と共に $N_0=2.7 \times 10^8 R^{0.36} (\text{m}^{-3} \cdot \text{mm}^{-1})$ の実験式により増加していく。これは、Marshall・Pal-

第2表 霰の空間粒度分布と Z-R 関係の特性。従来までの観測値および雨滴や雪片の代表値との比較。()内は平均値。

降水型	Nom^{-3} , mm^{-1}	λ mm^{-1}	M $mg \cdot m^{-3}$	D_0 mm	A	b	R $mm \cdot hr^{-1}$	観測回数	観測地域など	観測者
霰					300~2000	1.30~1.66	0.001~2.0	60	石川県内5地点	藤原他 (1972)
					200~500	1.5~2.0			九州	武田他 (1972)
	約 5.0×10^4				110~520	1.2~1.5	0.02~4.0	35	北海道, 4日間	播磨屋 (1973)
					1400	1.3	0.02~2.0	8	北海道	由田 (1975)
	$(2.7 \times 10^3 R^{-0.36})$	$(2.8 R^{-0.13})$	$(136 R^{0.89})$	$(1.0 R^{0.15})$	518 (793) 1520	1.3 (1.25) 1.27	0.013~25 0.0025~20	38 25	密度 $0.29 \sim 0.42 g \cdot cm^{-3}$ 地上気温 $0.5^\circ C$ 以上 秋田市 密度 $0.096 \sim 0.30 g \cdot cm^{-3}$ 地上気温 $0.5^\circ C$ 未満	著者
雪片	$3.8 \times 10^3 R^{-0.87}$	$2.55 R^{-0.48}$	$250 R^{0.90}$	$1.44 R^{0.48}$	2000	2.0	Marshall・Palmer (1948)			
雨	8×10^3	$4.1 R^{-0.21}$	$72 R^{0.88}$	$0.90 R^{0.21}$	200	1.6	Gunn・Marshall (1958)			

mer (1948) による雨滴や, Gunn・Marshall (1958) による雪片の代表的な粒度分布と比較して著しく違った特徴といえる。

次に, λ については, 第7図に示すように, $\lambda = 2.8 R^{-0.13} (mm^{-1})$ の実験式が得られ, R の増加と共に小さくなる。これは, 雨滴や雪片と傾向は似ているが, 値は全般的に雨滴よりも小さく, 同じ R で分布の勾配が小さく幅が広がる。また, 雪片と比較すると, $R = 0.75 (mm \cdot hr^{-1})$ くらいを境として, これ以下では霰の λ が雪片より小さくなる傾向が見出された。それ以上の R では, 霰の λ が雨滴と雪片の中間の値となった。

含水量 M や Median Volume Diameter D_0 と R との関係でみると, 第2表に示されているように, 霰はどちらかというと雨滴に近い関係式となっている。

レーダ反射係数 Z と降水強度 R との関係 (いわゆる $Z-R$ 関係) については, 全観測例の平均として従来よりも広範囲の R に対し, $Z = 793 R^{1.25}$ が得られた。これを大密度グループと小密度グループに分類して, 各々の実験式と比較したところ, 第2表に示されているように, A 係数では小密度グループが1520で, 大密度グループが518と3倍近くの差がでてきた。これは, 密度差による落下速度差を通しての N_D の違いの効果というよりも, 第3図にみられるように, 粒度分布の違い, すなわち, 小密度グループでは同一降水強度で融解直径の大きいものを含むという効果が利いたためと考えられる。一方, b 係数は両グループとも1.3程度となり, それほど

大きな差はないといえる。

以上の結論は, 冬季の秋田市周辺に降る霰について平均的に成り立つと考えられるわけであるが, 藤原他 (1972) や播磨屋 (1973) の観測で指摘されているように, 観測地域の差や同じ地点でも観測日の気象条件の差による, 粒度分布および $Z-R$ 関係の差異も重要と考えられる。したがって, 今後はこの点に注目した解析が行なわれる必要があろう。

謝 辞

この報告をまとめるにあたり, 有益な助言と討論をして頂いた, 北海道大学理学部の播磨屋敏生氏に感謝の意を表する。

文 献

Fujiwara, M., 1957: Note on collision frequency of snowflakes, 75th Anniv., J. Met. Soc. Japan, 57-64.
 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. Met., 15, 452-461.
 播磨屋敏生, 1973: 雪片・霰の粒度分布, 日本気象学会北海道支部研究発表会予稿集, 5.
 Kajikawa, M., 1975: Measurement of falling velocity of individual graupel particles, J. Met. Soc. Japan, 53, 476-481.

- 梶川正弘, 1976: 霰の密度の観測, 天気, 23, 685-695.
- List, R., 1958: Kennzeichen atmosphärischer Eiskristalle, 1, Teil, Graupeln als Wachstumszentren von Hagelkörnern, Z. Angew. Math. Phys., 8 A, 180-192.
- Magono, C., 1954: Investigation of the size distribution of precipitation elements by the photographic paper method, Sci. Rep. Yokohama Nat. Univ., Sec. 1, No. 3, 41-51.
- 孫野長治, 小口八郎, 1955: 雪片の分類と構造, 気象集誌, 33, 56-67.
- Marshall, J.S. and W.M. Palmer, 1948: The distribution of raindrops with size, J. Met. 5, 165-166.
- Ohtake, T., 1970: Factors affecting the size distribution of raindrops and snowflakes, J. Atmos. Sci., 27, 804-813.
- 武田京一, 塩月善晴, 早川誠而, 清野 豁, 杉谷俊一, 1972: 降水粒子の形態変化に伴う粒度分布の特徴, 日本気象学会 1972 年度春季大会 講演予稿集, 21, 81.
- 由田建勝, 1975: 石油づけ沷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.
-