長岡における降雪粒子のZ-R関係および粒度分布の特徴?

著者	八木 鶴平, 上田 博
雑誌名	国立防災科学技術センター 研究報告
巻	23
ページ	29-38
発行年	1980-03
URL	http://doi.org/10.24732/nied.00000812

551.578.4:551.501.8(521.41)

長岡における降雪粒子のZ-R関係および粒度分布の特徴 Ⅱ

八木鶴平*・上田博*

国立防災科学技術センター

Size Distribution and Z-R Relationship of Snow Particles Observed in Nagaoka, II

By

Tsuruhei Yagi and Hiroshi Uyeda

National Research Center for Disaster Prevention, Japan

Abstract

Observations of the size distributions of snow particles were made in Nagaoka, Niigata Prefecture, in 1979 following those performed in 1978. The purpose of the observations was to clarify the characteristics of the size distribution of snow particles and their relationships between the radar reflectivity Z and the precipitation intensity R, prevailing in the district.

The average size distributions for snow particles are generally expressed by $N_D=N_0 \exp(-\Lambda D)$ where D is the diameter (mm) of the water drop to which a snow particle would melt. The characteristics of size distribution observed in 1979 were specified as $N_0=1.5\times10^3 R^{-0.38}$ and $\Lambda=2.0R^{-0.34}$ for aggregated snowflakes, and as $N_0=0.97\times10^3 R^{-0.01}$ and $\Lambda=2.2R^{-0.20}$ for graupel particles where R is in mm hr^{-1}. The Z-R relationships obtained were $Z=2600R^{1.8}$ for aggregated snowflakes and $Z=960R^{1.6}$ for graupel particles. The corresponding factors for 1978 have been reported in part I of the present paper.

Different size distributions were obtained with respect to the different meteorological situations in 1978 and 1979. The size distributions in 1979 snowfalls, where extratropical cyclones prevailed, were found to be similar to those for the study by Gunn and Marshall (1958), and were in contrast to those for the snowfall of 1978, where strong winter monsoons occurred. In 1978, the existence of numerous small particles was very distinct even for a high precipitation intensity.

Based on differences in the size distributions, the precipitation intensity R in heavy snowfalls under winter monsoon conditions was larger than that for snowfalls in cyclonic conditions under the same radar reflectivity Z.

* 第1研究部異常気候防災研究室

1. まえがき

豪雪時の交通路降雪情報は，近年の輸送需要拡大に対応した道路交通量の増大に鑑み，その重要性が大幅に増している．気象レーダーはこの降雪情報取得のための有力な手段と考えられるが，局地的な降雪現況の把握あるいは降雪域の動向の推測等には種々の利用上の問題点がある．その一つとして，レーダーを用いて降雪の降水強度を測定するために必要な降雪粒子のレーダー反射因子と降水強度の関係が確立していないことがあげられる．

この関係は一般にZ（レーダー反射因子）-R（降水強度）関係と言われ，雨滴に関しては数多くの観測がなされて気象状況やレーダーエコーパターン等により整理されているが，降雪粒子についての観測は比較的少ない．観測例として，Imai *et al.*（1955），Gunn and Marshall（1958），藤原・柳瀬・高橋（1972），由田（1975），梶川・木場（1978），播磨屋（1978）等があるが，これらの観測結果は降雪粒子のZ-R関係が，気象条件により，統一的に整理される段階にないことを示唆している．これは，単に観測例が少ないというだけでなく，雨滴の場合と異なり，降雪粒子の場合は形態・密度・含水量等の相異により種々のZ-R関係が観測されるためであると考えられる．地域性あるいは気象条件の差がZ-R関係に現われるとすると，ある地域でのレーダーによる降雪の降水強度の現業観測には，むしろその地域での降雪粒子のZ-R関係をいくつかの気象条件により限定的に決める方が実用的であるといえるかも知れない．

本研究はこのような観点で新潟県長岡市において降雪粒子の観測を行ない，同地におけるZ-R関係を求め，降雪粒子の粒度分布の特徴を明らかにすることを目的とした．観測は昭和52年度と昭和53年度の冬期2シーズンにわたって行なった．昭和52年度の観測結果は序報として前報（八木・清野，1979）に報告した．本報告は続報として，昭和53年度の観測結果について述べると共に，昭和52年度の結果と合せて考察を進める．

2. 降雪粒子の観測と解析

観測と解析方法は前報に詳述してあるので，ここではその概略を記す．

降雪粒子の観測は，従来採用されてきた沪紙法によった．この方法は降雪粒子の粒径をその融解直径として固定する．融解直径Dによる降雪粒子の空間粒度分布N_Dは，一般に指数関数を仮定して，

$$N_D = N_0 \exp(-\Lambda D) \qquad (1)$$

で表現され．ここで，N_0は$D=0$を仮定した場合のN_Dの値であり，Λは粒度分布の広がりを表わす．観測されたそれぞれの沪紙から空間粒度分布を計算するに際し必要な降雪粒子の落下速度は，著者らの観測地と同じ日本海側の秋田での実測値（梶川，1974；Kajikawa,1975）を用いた．

空間粒度分布が決まれば，降雪の強さに関係するレーダー反射因子Zは融解直径の6乗に比例し

$$Z=\int N_D D^6 \mathrm{d}D \qquad (2)$$

となる．また降水強度Rは

$$R=\frac{\pi}{6}\int V D^3 N_D \,\mathrm{d}D \qquad (3)$$

で求められる．ここでVは降雪粒子の落下速度である．この時，レーダー反射因子と降水強度の関係，すなわち Z–R 関係は実験的に，

$$Z=BR^{\beta} \qquad (4)$$

で表現することができる．ここにBおよびβ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．

本研究では長岡での降雪粒子のB値とβ値および粒度分布の特徴を表わす（1）式のN_0値とΛ値の降水強度に対する変化を観測資料をもとに解析する．

3. 結　　果

観測期間は昭和54年1月24日から2月4日である．この年の観測では合計87枚の沪紙に粒度分布を固定することができたが，解析にあたっては，受雪時に一部の降雪粒子が風のため

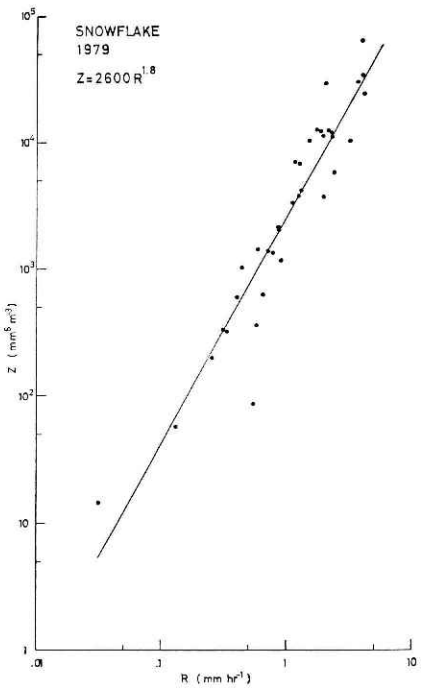


図 1　昭和54年の雪片の Z–R 関係

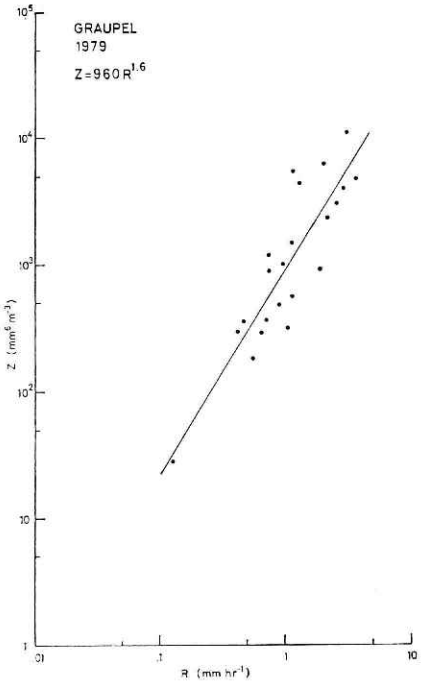


図 2　昭和54年のあられの Z–R 関係

黒布から跳び出したものや，黒布上で粒子が破壊したものなどを除く63枚について解析した．

3.1 気象状況

昭和54年の1月から2月にかけては異常高温・少雪の暖冬傾向が顕著であった．気温は全般に高く，雨やみぞれの日が多くて降雪日は少なかった．観測地の中越地方平野部の積雪は平年の2～3割であった．今回観測された降雪は本州中部を通過した低気圧あるいは前線によるものであった．また上層500mb面での顕著な寒気の南下はなかった．

一方，昭和53年に観測された降雪は1月下旬から2月初めの寒波による豪雪時のものが多くを占めた．上層500mbの温度は1月30日輪島で－35°Cまで下り，以後数日北日本に寒冷渦が持続した．

3.2 降雪粒子のZ–R関係

63回の有意な観測資料を，降雪粒子の種類別に，雪片，あられおよび粉雪の三種に大別し，それぞれのZ–R関係を求めた．

雪片が観測されたのは36回で，降水強度の範囲は0.031から4.3 mm/hrであった．図1に解析結果を示す．実線は回帰直線を表わし，Z–R関係式（4）におけるB値は2600でβ値は1.8であった．

あられが観測されたのは22回で，降水強度の範囲は0.13から3.7mm/hrであった．B値は960，β値は1.6であった．解析結果は図2に示す．

粉雪だけの観測回数は少なく5回であった．粉雪だけが単独で降り続くことが少かったためである．わずか5回であるが回帰させるとB値で670，β値で1.6であった．

3.3 降雪粒子の粒度分布の特徴

観測された各沪紙について計算した空間粒度分布から降雪粒子の粒度分布の特徴を調べるため，前報で述べたように降水強度の階級ごとに分類して空間粒度分布の式（1）のN_0とΛを求めた．表1は雪片，表2はあられについての分類である．なお粉雪については観測回数が少ないためにこの節では取扱わない．

表1 昭和54年の雪片の降水強度別の粒度分布におけるN_0値とΛ．$\bar{R}$はそれぞれの階級での平均降水強度で，各階級の降水強度の幅は観測回数がおおむね平均化するように定めた．

R(mm/hr)	$\bar{R}$	N_0	Λ	観測回数
0.03～0.4	0.217	1.77×10^3	3.13	5
0.4 ～0.6	0.497	3.56×10^3	2.97	4
0.6 ～1.0	0.782	2.62×10^3	2.44	7
1.0 ～1.5	1.242	1.00×10^3	1.72	5
1.5 ～2.0	1.848	8.74×10^2	1.51	5
2.0 ～3.0	2.266	1.01×10^3	1.55	5
3.0 ～4.5	3.940	1.06×10^3	1.36	5

図3と図4はそれぞれ雪片とあられについて，粒度分布の特徴，すなわちN_0とΛが降水強度の変化に対し，どのように変動するか

表2 昭和54年のあられの降水強度別の粒度分布におけるN_0値とΛ値．

R(mm/hr)	$\bar{R}$	N_0	Λ	観測回数
0.02～0.5	0.341	8.94×10^2	2.70	3
0.5 ～1.0	0.753	1.21×10^3	2.46	7
1.0 ～2.0	1.275	8.85×10^2	2.05	6
2.0 ～4.0	2.735	9.39×10^2	1.82	6

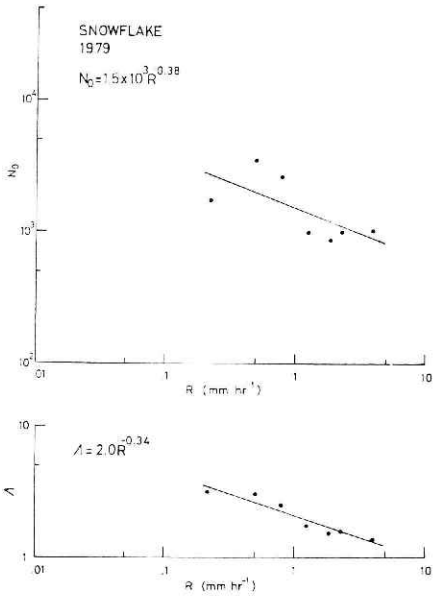


図 3 昭和54年の雪片の粒度分布の特徴. 上図は N_0 の，下図は Λ の，それぞれ降水強度 R に対する変化を表わす.

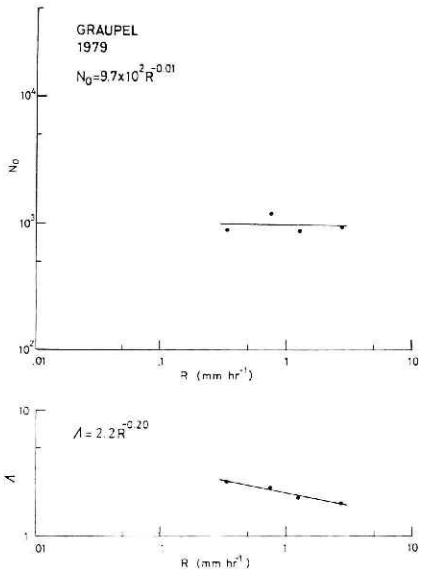


図 4 昭和54年のあられの粒度分布の特徴.

を表わしたもので，直線はそれぞれ表1と表2の N_0，Λ の R に対する回帰直線である.

雪片の場合，N_0 は降水強度の増加に伴って，$N_0=1.5\times10^3R^{-0.38}$ で減少した．一方 Λ は $\Lambda=2.0R^{-0.34}$ で減少した．すなわち昭和54年の雪片の空間粒度分布の特徴は降水強度が増加すると共に，分布の幅は広がるが小雪片の個数がむしろ減少して大雪片の数が増加するという結果であった．この傾向は前報で報告した昭和53年の結果とは N_0 に関して全く逆である．すなわち昭和53年は降水強度が増すにしたがって，小雪片の数も増加した．また分布の広がり方も大きい．昭和54年の結果は層状雲からの降雪を観測した Gunn and Marshall (1957) と同じ傾向である.

あられの場合は，昭和54年は，降水強度の増加に伴って，$N_0=9.7\times10^2R^{-0.01}$の関係で N_0 はほとんど一定であり，Λは$\Lambda=2.2R^{-0.20}$ で減少した．すなわち降水強度が増すにしたがって，大きなあられが増えることにより分布が広くなるという傾向を示した．これはやはり昭和53年の結果と同じではない．すなわち昭和53年の N_0 は降水強度の大きいところで増加しているが，昭和54年はほとんど一定であり，降水強度の増加に寄与しているのは昭和53年は全体的な個数の増加，昭和54年は大きなあられの個数の増加である.

4. 考　　察

比較のため前報で報告した昭和53年の雪片とあられの Z-R 関係および粒度分布の特徴を図5～8に示す.

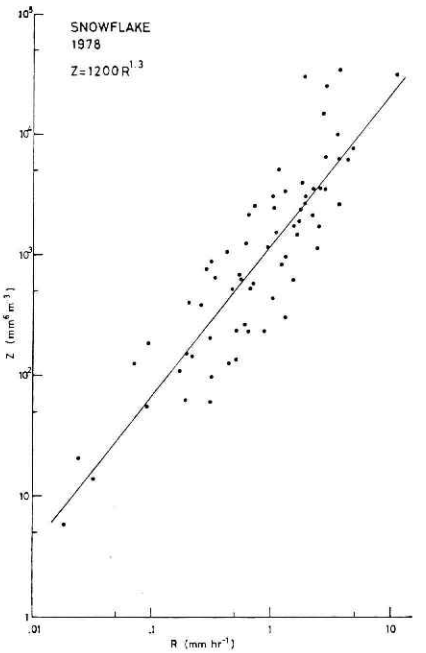


図 5　昭和153年の雪片の Z-R 関係.

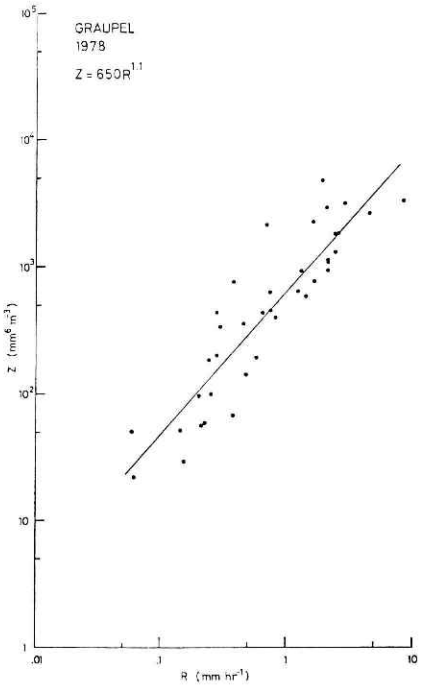


図 6　昭和153年のあられの Z-R 関係.

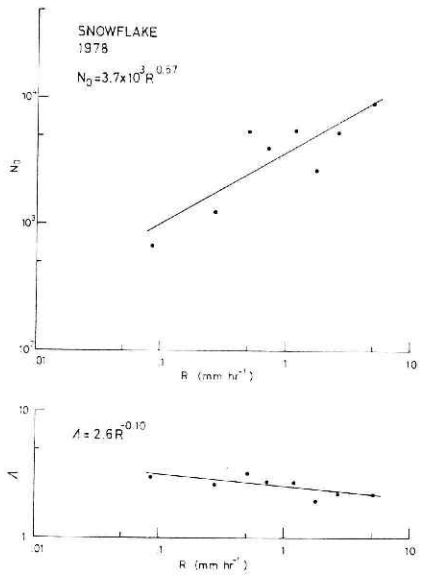


図 7　昭和153年の雪片の粒度分布の特徴.

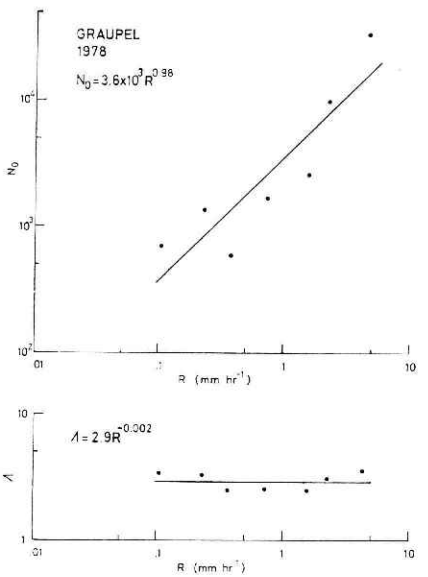


図 8　昭和153年のあられの粒度分布の特徴.

初めに降雪粒子の種類別の Z-R 関係をみると，まず雪片の場合，昭和53年の観測結果は68回の観測で $Z=1200R^{1.3}$，昭和54年の観測結果では，36回の観測で $Z=2600R^{1.8}$ であった．この両年の観測結果が表わす Z-R 関係の相異は両年の気象状況の違いからくる粒度分布の相異によると思われる．すなわち昭和53年の観測は季節風下の豪雪型の降雪が多くを占め，一方昭和54年は暖冬であり取得されたデータの大部分は前線あるいは低気圧の通過に伴う降雪のものであった．これを粒度分布の特徴からみると，昭和54年度は粒度分布の式 $N_D=N_0\exp(-\Lambda D)$ における N_0 値が降水強度の増加に伴って減少し，また Λ の値も明らかな減少を示した．これは Gunn and Marshall (1958) と同じ傾向であり，降水強度の増加と共に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と考えると説明されよう．このような粒度分布の特徴の相似性が，昭和54年の $Z=2600R^{1.8}$ と Gunn and Marshall の $Z=2000R^{2.0}$ が比較的良い一致をみせたことに関係すると考えられる．一方豪雪型の降雪が主であった昭和53年は，N_0 の値が降水強度の増加と共に，明らかな増加を示し，また Λ の値は昭和53年ほどではないがゆるやかな減少を示した．このことは降水強度が増加するに伴って大雪片の増加もみられるが，依然として小雪片ないし粉雪が存在し，小粒子から大粒子まで全体として個数が増加することにより降水強度が増加したことを示している．すなわち大雪片に混って降る小雪片や粉雪の存在が粒度分布の大きな特徴となった．この特徴が昭和53年の Z-R 関係に反映し，同関係式における B 値が1200，β 値が1.3と昭和53年に比し小さな値になったと考えてよい．またこのような豪雪時の粒度分布の特徴は，一過的な前線性あるいは低気圧性の降雪の場合と違って，季節風下の日本海の大気中への持続的な水蒸気供給に関係すると考えられるかも知れない．

あられの場合，昭和53年の観測結果は，38回の観測で $Z=650R^{1.1}$，昭和54年の観測結果は22回の観測で $Z=960R^{1.6}$ であった．両年の粒度分布の特徴は昭和53年が N_0 の増加，Λ の一定，昭和54年が N_0 の一定，Λ の減少である．昭和53年はあられに大量の粉雪が混って降ったことがこのような粒度分布として現われたと考えられ，Z-R 関係式においては昭和

表 3 雪片について，他の地方で観測された Z-R 関係式における B 値および β 値と長岡における著者らの観測値の比較．

出典と観測地	R(mm/hr)	B	β	観測回数
Imai *et al.* (1955) 東京		600～2400	1.8	
Gunn and Marshall (1958) Montreal		2000	2.0	
Ohtake and Henmi (1970) Alaska		400～3300	1.5 ～2.3	
藤原他 (1972) 金沢付近		2000～2900	1.27～1.70	
武田他 (1972) 英彦山(福岡)		300～ 650	2.0～2.7	
山田 (1975) 札幌と近郊		1400	1.1	
著者ら 長岡	0.013～11	1600	1.4	104
1978（八木・清野, 1979）	0.013～11	1200	1.3	68
1979	0.031～4.3	2600	1.8	36

表 4　あられについて，他の地方で観測された Z–R 関係式における B 値および β 値と長岡における著者らの観測値の比較．

出典と観測地	R(mm/hr)	B	β	観測回数
Ohtake and Henmi (1970) Alaska		900	1.6	
藤原他 (1972) 金沢付近	0.001 ～ 2.0	300～2000	1.30～1.66	60
武田他 (1972) 英彦山(福岡)		200～ 500	1.5 ～2.0	
由田 (1975) 札幌と近郊	0.02 ～ 2.0	1400	1.3	8
梶川・木場 (1978) 秋田	0.0025～25	793	1.25	63
播磨屋 (1978) 札幌と近郊	0.02 ～ 4.0	110～ 520	1.2 ～1.5	35
著者ら 長岡	0.058 ～ 8.1	780	1.3	60
1978（八木・清野, 1979）	0.058 ～ 8.1	650	1.1	38
1979	0.13 ～ 3.7	960	1.6	22

54年に比し，B 値と β 値が小さくなった．

次にいくつかの気象状況のもとでの平均的な長岡での Z–R 関係という意味で，両年の結果を合わせて回帰直線を求めると雪片の場合，$Z=1600R^{1.4}$，またあられの場合，$Z=780R^{1.3}$ となる．このような長岡での雪片とあられの Z–R 関係を従来の他の地域の観測と比較するとそれぞれ表3，表4のようになる．雪片の場合 B 値で数百から二千数百および β 値で 1.1 から 2.7 にいたる範囲である．あられの場合 B 値で数百から二千，β 値で 1.1 から 1.7 にいたる範囲である．著者らの結果にみられたように全般的にいってあられの方が雪片より B 値と β 値双方において小さな値をとる傾向がある．表3，表4でみられた Z–R 関係の変動はそれぞれの観測地点に卓越した気象状況の反映であると考えられるが，従来の報告では，気象状況を明確に示して結果を分類整理したものは少ない．むしろある観測地で観測された全ての雪片やあられ等降雪粒子別に資料を積み重ねて解析した場合が多い．図9は従来の測定値をもとに播磨屋 (1978) が雪片とあられについて，それぞれがとり得る B 値と β 値の範囲を B–β 面に描いたものである．破線で囲まれた領域が雪片について，実線の領域があられについてである．この図に長岡における両年の結果を重複させると，雪片は丸印，あられは三角印のようなところにくる．それぞれ昭和54年の方を黒くぬりつぶしてある．ここで著者らが関心を持つことは，これら4つの点が播磨屋の雪片とあられの領域にそれぞれおおむね包含されるということよりも，むしろ昭和53年の季節風による豪雪時の雪片とあられの Z–R 関係と

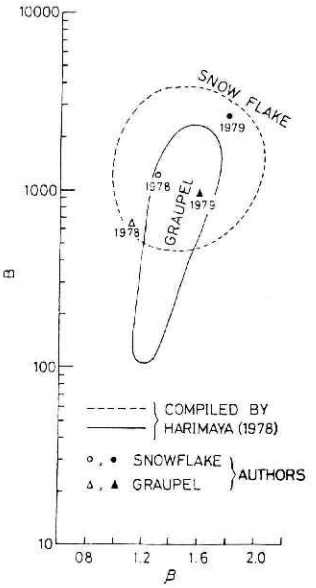


図 9　昭和53年と昭和54年の雪片およびあられの Z–R 関係式における B 値と β 値，および Harimaya (1978) による従来の測定値の領域．

昭和54年の低気圧性の降雪のそれとが図のように相異したということである．なぜならこの相異から，レーダーで降雪の降水強度を推測する場合，同じレーダー反射因子に対して豪雪型の気象条件の時は低気圧性の降雪の時よりも降水強度が大きいという結果が導かれるからである．

5. 結　　論

昭和54年の1月から2月にかけて，新潟県長岡市で降雪粒子の観測を実施し，解析の結果次のようなことがわかった．

(1) 低気圧性の降雪であった昭和54年の雪片の Z-R 関係は，$Z=2600\,R^{1.8}$ であった．

(2) 同じくあられの Z-R 関係は，$Z=960\,R^{1.6}$ であった．

(3) また雪片の粒度分布の特徴は，強水強度の増加と共に分布の幅は広がるが小粒子の個数はむしろ減少し大雪片が増加するという傾向であった．

(4) 同じくあられの場合も粒度分布の幅は広がり小粒子の個数はほとんど一定であるが，大粒子が増加して降水強度が増加した．

またこれらの結果を季節風による豪雪型の降雪が卓越した昭和53年の観測資料の前報で報告した解析結果と比較すると，

(5) 昭和53年の雪片の粒度分布は，降水強度の増加と共に分布の幅が広がり，小粒子も含めて全体として個数が増加した．

(6) 同じじくあられの場合も降水強度の増加に寄与する多数の小粒子の存在が顕著な特徴であった．

(7) このような粒度分布の対照的な特徴が Z-R 関係に反映し，豪雪時の同関係式における B 値と β 値は低気圧性の降雪の時より小さくなった．すなわち同じレーダー反射因子に対し豪雪型の気象条件の時は降水強度が大きいという結果になった．

謝　　辞

この観測を実施するにあたっては，国立防災科学技術センター雪害実験研究所に様々な便宜を計っていただいた．記して感謝の意を表わしたい．

本研究は科学技術特別研究促進調整費による「豪雪時における降積雪の監視システムならびに降雪過程に関する総合研究」（昭和51～53年度）の一環として行なわれたものである．

参 考 文 献

1) 藤原美幸・柳瀬利子・高橋克己 (1972): 霰のレーダー反射係数Zと降水強度Rとの関係．天気，**19**, 31–36.

2) Gunn, K. L. S. and J. Marshall (1958): The distribution with size of aggregate snowflakes. *J. Meteor.*, **15**, 452–461.

3) Harimaya, T (1978): Observation of size distribution of graupel and snow flake. *J. Fac.*

Sci. Hokkaido Univ. Ser. VII, **5**, 67–77.

4) Imai, I., M. Fujiwara, I. Ichimura and Y. Toyama (1955): Radar reflectivity of falling snow. *Papers in Meteor. Geophys.* **6**, 130–139.

5) 梶川正弘 (1974): 雪片の落下速度の測定. 秋田高専研究紀要, **9**, 83–87.

6) Kajikawa, M. (1975): Measurement of falling velocity of individual graupel particles. *J. Meteor. Soc. Japan*, **53**, 476–481.

7) 梶川正弘・木場和子 (1978): 霰の粒度分布の観測. 天気, **25**, 390–398.

8) Ohtake, T. and T. Henmi (1970): Radar reflectivity of aggregated snowflakes. Proc. 14th Radar Meteor. Conf., Tucson. Arizona, Amer. Meteor. Soc., 209–210.

9) 武田京一ら (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.

10) 八木鶴平・清野　豁 (1979): 長岡における降雪粒子の Z–R 関係および粒度分布の特徴 I. 国立防災科学技術センター研究報告, No. **22**, 49–61.

11) 由田建勝 (1975): 石油づけ沪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.

(1979年12月24日原稿受理)