論文

関東平野における降雪粒子の観測

八木 鶴 平¹⁾ 上 田 博²⁾

要 旨

関東平野における降雪日数はあまり多くはないが、雪に対する備えが弱いため都市やその周辺ではわずかな降雪でも交通障害などいろいろの被害がでる。また雪が降るか雨となるかの境の条件のときが多く、日本海側の降雪とは異なる特徴があるので、関東平野の降雪粒子の特性を調べることは、降雪過程や雪片の融解機構を理解する上で重要である。このような観点で、1978年と1979年に日本海側の長岡市で行った降雪粒子の観測に引続いて、1980～1982年の3冬期間、太平洋側の筑波研究学園都市において降雪粒子の落下速度と粒度分布の同時観測を行い、日本海側の結果と比較した。その結果筑波では、1) 雪片の落下速度は長岡と比べて2～3倍であった、2) $Z-R$ 関係の B 値は $1/2$ であった、3) 降雪粒子の単位体積当りの個数が少なかった、4) 上空高い層まで気温が高いため降雪粒子の多くは滞っていて融解過程にあった、などがわかった。

1. はじめに

関東地方の平野部における降雪日数は通常あまり多くはない。しかし雪に対する備えが弱いため、都市やその周辺ではわずかの降雪でも道路や鉄道などの交通障害や交通事故あるいは歩行者の転倒事故など種々の被害がでて、社会的・経済的な困難をひき起す。また、気象学的・雪氷学的観点においても、太平洋側に雪が降る時は雪と雨の境の条件のときが多く、日本海側の降雪とはまた違った特徴がある。従って関東平野の降雪粒子の特性を調べることは降雪過程や雪片の融解機構を理解する上で重要であると考えられる。

著者らは1978年と1979年に日本海側の新潟県長岡市において降雪粒子の観測を行なった(八木・清野, 1979; Yagi, Uyeda and Seino, 1979; 八木・上田, 1980; 上田・八木, 1980; Yagi and Uyeda, 1980)。本研究では、これらの観測に引続いて、1980年から1982年の3冬期間、太平洋側の茨城県筑波研究学園都市において行った降雪粒子の落下速度と粒度分布の観測の結果を報告し、また日本海側の降雪との比較を討論する。

2. 関東平野の降雪の概要

最初に関東地方の平野部での降雪の概況を把握するため、各都県の気象月報の積雪データにより積雪頻度および積雪深をながめる。表1は1978年から1983年の6年間の、関東地方の平野部のどこかで積雪があった場合について各年の積雪日数およびその年に記録された積雪深の最大値を示す。いずれも午前9時の状況である。この表によると、平野部では少なくとも年間5日から9日はどこかで積雪が観測されている(しかし1観測点でみると2, 3日程度である)。また積雪の深さの最大値は10～20cm がどこかの観測点で観測されている。表1によると筑波研究学園都市における今回の観測(1980年～1982年)は比較的年間積雪日数の多い年に当たっている。それぞれの降雪事例の詳しい積雪深の分布等は別に報告する予定である。

表1 関東平野の積雪の概況

年	午前9時に積雪のあった日数	午前9時の積雪の深さの年間最大値
1978	8	20 cm
1979	5	14
1980	7	10
1981	9	12
1982	7	10
1983	5	13

1) 国立防災科学技術センター
〒305 茨城県つくば市天王台 3-1
2) 同(現在 北海道大学理学部)
〒060 札幌市北区北10条西8丁目

3. 降雪粒子の観測と解析方法

観測と解析の方法については八木・清野(1979)と上田・八木(1980)に詳述してあるので、ここではその概略を記す。

降雪粒子の粒度分布の観測は、従来採用されてきたウォーターブルー汚紙法によった。これは降雪粒子の粒径をその融解直径として固定する方法である。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、

$$N_D = N_0 \exp(-AD) \quad (1)$$

で表現される。ここで N_0 は $D=0$ を仮定した場合の N_D の値であり、 A は粒度分布の広がりを表わす。観測されたそれぞれの汚紙から降雪粒子の空間粒度分布を計算するのに際して必要な降雪粒子の落下速度は、粒度分布の観測と同じ場所で同時測定した。

空間粒度分布は降雪をレーダーで測定しようとするときに、非常に重要な量となる。すなわち降雪粒子の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

表 2 筑波での降雪粒子の観測

No.	年	月	日	観測時刻	汚紙枚数	地上気温
1)	1980	2	19	0838-1152	24	$T_s < 0.5^\circ\text{C}$
2)	1980	2	28	0830-1128	18	$T_s > 0.5^\circ\text{C}$
3)	1981	1	16	0354-0756	16	$T_s < 0.5^\circ\text{C}$
4)	1981	2	17	1009-1420	23	$T_s > 0.5^\circ\text{C}$
5)	1881	2	24	1135-1214	6	$T_s > 0.5^\circ\text{C}$
6)	1982	1	16	1100-1155	6	$T_s < 0.5^\circ\text{C}$
7)	1982	2	4	2154-2323	8	$T_s > 0.5^\circ\text{C}$

図 1 1981年1月16日03時の地上気圧配置と低気圧の経路図

(2) 1981年1月16日の事例の気象解析

観測は前述のように午前4時から8時まで行った。図1に観測時刻に近い午前3時の地上天気図を示す。房総半島の南東約300kmに温帯低気圧がある。1月14日15時から1月17日3時までのこの低気圧の移動経路を×印を結ぶ曲線で示した。全体として中国大陸華中から黄海を経て、日本列島南岸沿いに東進した。

一般に、太平洋側での降雪の1つは、北西季節風が強い時に脊梁山脈を越えてきた雪雲による山岳部の降雪がある。一方、関東地方の平野部での降雪は、おおむね図1のような経路をとりながら発達した温帯低気圧が、太平洋沿岸沿いに日本列島の少し南を通過する場合が多い。温帯低気圧が日本列島からあまり離れると関東地方には降水が届かず、近過ぎると低気圧の暖域に近くなり地上では雨になる。低気圧の中心が八丈島の北を通過すると雨、南を通過すると雪になるといわれているが、1

月16日の未明から早朝にかけては筑波研究学園都市では降雪があった。

図2に1月16日9時の関東地方の積雪深の分布を示す。1月16日未明から早朝にかけて栃木県東部・茨城県・神奈川県に降ったと思われる降雪は0cmから数cmであるのが分る。括弧で示した前日の積雪深と比較すると、大体減少しているので関東地方の北部・西部の山岳地帯の降雪は多分無かったと考えられる。

一方、図3に示した筑波研究学園都市で観測した降雪の時間帯を含む日降水量の分布からわかるように、茨城県・千葉県のパ洋洋沿岸に5mmから10mmの比較的多い降水が観測された。降水量の値から推察してこれは雪として降った部分もあるが、みぞれあるいは雨として降った部分の方が、多いと思われる。いずれにしても関東平野の降雪は気温条件により雪になるか雨になるかの境界のところで降る場合が多い。

図3 1981年1月16日の関東地方の日降水量の分布

(3) 雪片の落下速度

関東平野に降る雪は、たとえ雪の形で降ったとしても濡れていることが多く、このことは、筑波研究学園都市で観測した雪片の落下速度の測定にも顕著に現われている。図4に3冬期間の7つの観測例の落下速度と融解直径をすべてプロットした。筑波研究学園都市の測定値は融解直径が 0.5 mm から 3.0 mm ないし 4 mm であるのに対して、落下速度は地上気温が 0.5°C 以上の時は（図中で●印）、大体 2.5 m/sec から 4 m/sec 以上であった。一方地上気温が 0.5°C より低い時は（図中で○印）、落下速度は 1.5 m/sec から 3.5 m/sec であった。融解直径 (D) に対する速度 (V) を $V=kD^m$ の形で書くと、地上気温が 0.5°C 以上では $V=299D^{0.18}$ 、 0.5°C 以下では $V=212D^{0.40}$ と表わされる。図中にこれらの曲線

を実線で示した。比較のために1979年長岡市で測定した落下速度と融解直径の関係を一点鎖線で示した。また梶川（1974）が秋田市で行なった観測値を破線で示した。この図から明らかな様に同じ融解直径に対して筑波研究学園都市で測定した雪片の落下速度は日本海側（長岡市、秋田市）のそれと比べて2倍から3倍の値が測定された。

(4) レーダー反射因子と降水強度の関係

図5は1980年と1981年の観測の $Z-R$ 関係（(4)式）である（1982年は件数が少ないので除外した）。筑波研究学園都市で同時観測した落下速度を用いて計算した $Z-R$ 関係を●印でプロットした。これらの測定値の回帰曲線（実線）は $Z=1180R^{1.57}$ である。一方、粒度分布は筑波のデータを用い、落下速度は梶川の値（梶川, 1974）を使用するとその $Z-R$ 関係は○印の様になり、その回

図4 筑波研究学園都市での雪片の融解直径に対する落下速度。白丸は気温が 0.5°C 以下、黒丸は 0.5°C 以上の時の値を示す。また実線はそれぞれの回帰曲線を表わす。破線は著者の長岡市での測定で、点線は梶川による秋田市における測定である。

図 5 筑波研究学園都市での雪片の Z - R 関係を黒丸で示しその回帰曲線を実線で示す。白丸及び破線は同じ粒度分布のデータを用いて、落下速度に秋田市での梶川の測定値を用いた場合である。

表 3 筑波での降雪粒子の Z - R 関係と粒度分布の特徴

観 測 年	沓紙数	R	B	β	N_0	A
1980	42	0.01-4.1	3120	1.6	$6.6 \times 10^2 R^{0.20}$	$1.7 R^{-0.18}$
1981	42	0.01-2.0	1450	1.4	$2.3 \times 10^3 R^{0.40}$	$2.3 R^{-0.13}$
1982	14	0.01-0.3	2060	1.7		
1980 & 1981	84	0.01-0.3	2350	1.6	$9.9 \times 10^2 R^{0.19}$	$1.8 R^{-0.18}$

帰曲線（破線）は $Z=2350R^{1.56}$ となる。筑波で観測された雪片が秋田のそれと比べて濡れており、落下速度が大きいので、 $Z-R$ 関係の B 値は約 $1/2$ である。このことは実用的には同じレーダー反射因子に対して降水強度が若干大きくなることを意味する。

(5) 粒度分布

観測された各戸紙について計算した空間粒度分布 (1) 式からその特徴を調べるため、降水強度の階級ごとに分類して相互に比較し、全体として N_0 と A の R への依存性を求めた。これらの値を表 3 に B , β と共に示した。1982 年は件数が少ないので N_0 と A は求めなかった。また最下段に 1980 年と 1981 年を合計した計算例を示

した。筑波研究学園都市での雪片の粒度分布の特徴として、降雪粒子の単位体積当りの個数が比較的小さいことが指摘できる。たとえば N_0 の値でみると、筑波研究学園都市では $9.9 \times 10^2 R^{0.19}$ に対し長岡では 1978 年は $3.7 \times 10^3 R^{0.59}$, 1979 年は $1.5 \times 10^3 R^{-0.38}$ であった。

5. 考察とまとめ

1979 年長岡市で観測した雪片の落下速度 V は融解直径 D に対して $V=107D^{0.29}$ であり、1980 年から 1982 年にかけて全く同じ測定装置を用いて観測した筑波研究学園都市での回帰曲線は $V=299D^{0.18}$ であった。図 4 に示したように $D=0.5 \text{ mm} \sim 4.0 \text{ mm}$ に対して筑波は気温が

図 6 実線は筑波研究学園都市で観測した時の館野の気圧気温のプロファイル（添えた番号は表 2 の各ケースに対応する）。点線は長岡市で観測した時の輪島の気圧-気温のプロファイルを示す。

0.5°C 以上の時で長岡の大体 3 倍以上の落下速度を持つことがわかる。また 0.5°C 以下の時でも全体として 2 倍から 3 倍である。これは筑波で観測した雪片が濃密な雲粒付であること、あるいは融解が始まり濡れていることなどに対応すると思われる。

Matsuo and Sasyo (1981) は 0°C の高度の気層が水飽和の場合、雪片は 0°C の高度の直下より融解し始め、雨滴直径にして 1~5 mm の雪片は、0°C の高度の下で、500~600 m の層内で融解を完了すると指摘している。今回筑波で観測した雪片は融解が完了したものではないが、図 6 を参考にして長岡と筑波の観測結果の相違を調べる。

図 6 中の実線は筑波で降雪観測した時の館野の気圧-気温のプロファイルを示す。図中の番号は表(2)の各ケースに対応している。破線は長岡における降雪観測時の輪島のプロファイルである。図中にそれぞれ観測時刻を付した。

ここで、まず地上気温を定性的にみてもと、筑波研究学園都市(館野)の気温が長岡(輪島)のそれよりやや高いとはいえ、全体的にみると 0°C から 2°C の間ではほとんど大差はない。しかし、たとえば 800 mb での雲層の温度は館野の -10°C から -3°C は、輪島の -15°C から -10°C に比べてかなり高いことがわかる。また館野の 0°C の高度は 950 mb 近辺であるから、これは Matsuo and Sasyo (1981) の指摘する 500~600 m の融解が完了する層、すなわち雪片が落下しながら融解しつつある高度差に近く、地上では雪片が濡れた状態になることがわかる。一方輪島の 0°C の高度は、ほとんど地上と変わらない。関東平野に降る雪が濡れていて落下速度が大きいのは、定性的に言ってこのように上空高い層まで気温が高くなっていることによるものと思われる。

表 3 に示したように、筑波研究学園都市での降雪粒子の単位体積当りの個数が、長岡(八木・清野, 1979: 八

木・上田, 1980) と比べて少ないのは、やはり 0°C 高度が数百 m の高さに在り、融解しつつある降雪粒子の併合が促進されたためと考えられる。地上で観測された降雪粒子の多くはまだ結晶形をとどめていたとはいえ雲粒をたくさん捕捉した、構成結晶数の多い濡れた雪片であった。

文 献

- 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.
- Matsuo, T. and Y. Sasyo, 1981: Non-melting phenomena of snowflakes observed in subsaturated air below freezing level. J. Meteor. Soc. Japan, Ser. II, **59**, 26-32.
- 上田 博・八木鶴平, 1980: 長岡における雪片の落下速度の測定と Z-R 関係への適用について. 国立防災科学技術センター研究報告, **23**, 39-46.
- 八木鶴平・清野 裕, 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, **22**, 49-61.
- 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 (Geophysics), **6**, No. 1, 79-92.
- 八木鶴平・上田 博, 1980: 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. 国立防災科学技術センター研究報告, **23**, 29-38.
- Yagi, T. and H. Uyeda, 1980: Different size distributions of snow based on meteorological situations. Communications á la VIII^{ème} conférence internationale sur la physique des nuages, II, 231-234.

An observational study on snowfall particles in the Kanto Plain

Tsuruhei YAGI and Hiroshi UYEDA*

National Research Center for Disaster Prevention, Tsukuba, Japan 305

*Present affiliation; Fac. Sci., Hokkaido Univ., Sapporo, Japan 060

Abstract: An observational study was made to clarify the characteristics of snowfall particles in the Kanto plain facing the Pacific Ocean. The results were compared with the features which had been observed in a region near the Sea of Japan. Different size distributions and fall velocities are discussed on the two kinds of snowfall weather conditions in the two regions.

(1987年12月14日受付, 1988年7月6日改稿受付, 1988年7月8日受理)