

第2章 降雪の統計

2.1 地上降雪粒子の統計*

2.1.1 はじめに

日本列島を含む中・高緯度地方における降水の大部分は、冷たい雨のメカニズムによることが知られている (Ohtake, 1963). すなわち、地上に雨や雪をもたらす場合の多くは、0℃高度より上空で氷の粒子として成長して降水となっている。特に、冬季の日本海側で降る雪やあられは、しばしば豪雪をもたらす、交通障害や家屋被害等の雪害を起こしている。このように日本列島周辺における降水機構においては、氷粒子の成長過程が重要である。

雪やあられ、ひょうなどの氷粒子は、次の三つの成長過程によって大きくなる。すなわち、昇華成長、雲粒捕捉成長、併合成長である。雪の結晶は氷晶が昇華成長したものであり、あられやひょうは氷晶あるいは凍結水滴が過冷却の雲粒を捕捉して成長したものである。また、雪片は、氷晶あるいは雪の結晶が併合成長したものである。これらの地上降雪粒子は上空における氷粒子の成長過程を反映しており、その統計によって降水機構の気候的な特徴を把握することができる。

特に、あられ降水の統計は、降雪雲調節を目的とした総合観測やシーディング実験観測の計画立案のための資料として重要である。その理由は、過冷却水滴の存在がドライアイス等のシーディングによる降雪雲調節の必要条件である (Braham, 1986 a, b) からである。あられは、氷晶や凍結水滴が過冷却水滴を捕捉して成長したものであり (Harimaya, 1976 and 1977; Pflaum *et al.*, 1978), 上空の過冷却水滴の存在を示すことになる。したがって、過冷却水滴が空間的・時間的・量的にどのように存在するかをあられを含む地上降雪粒子の統計によって把握することは、降雪雲調節の観点から重要である。

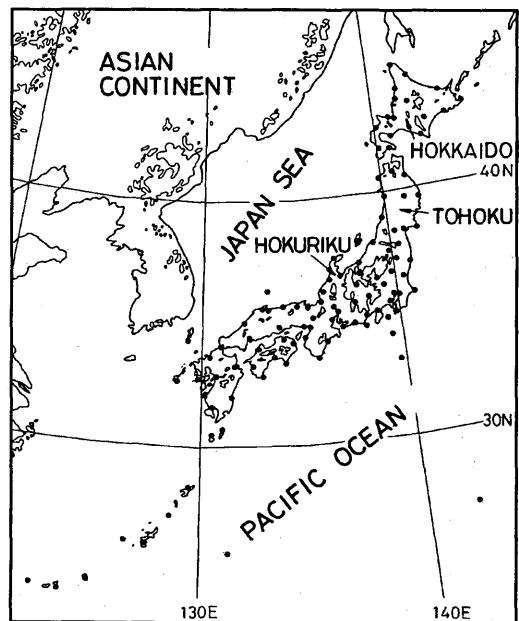
本稿では、日本列島各地の気候観測官署で観測されている大気現象の記録を用いて行った、あられを中心とした地上降雪粒子の統計結果を報告する。なお、この統計結果については、すでに Mizuno (1992), 水野 (1992 a, b) で報告しており、これらの中の図を編集して用いている。

2.1.2 資料と統計方法

2.1.2.1 資料

統計に用いた資料は、普通気候観測・時日別累年値データの磁気テープ資料である。この磁気テープ資料は、日本列島各地にある気象庁の気候観測官署 150 地点 (第 2.1.1 図) で長期間にわたって観測・記録されてきている地上気象観測日原簿 (現在は、地上気象観測原簿 (気象庁, 1973; 気象庁, 1990)) をもとに作成されている。この資料で地上降雪粒子の存在は、第 2.1.1 表の符号による一日の大気現象を表す日別値として、また、地上実況気象通報式の現在天気の数値符号 ww による定時の時刻値として、表現されている。したがって、日別値については第 2.1.1 表の符号と地上降雪粒子とを対応させ、また、特別値については現在天気の数値符号 ww を第 2.1.2 表のようにまとめた天気と地上降雪粒子とを対応させて、それぞれの統計を行った。第 2.1.1 表の符号の日別値から天気日数を、また、第 2.1.2 表の現在天気の数値符号 ww から降水天気観測率を求めた。さらに、特別値からあられ降水としゅう雪時の気象条件の統計も行った。

磁気テープ資料についての統計期間は、調査を行



第 2.1.1 図 全国気候観測官署 150 地点の分布気候観測官署の位置 (・) と標高 1000 m の等高線。

* 水野 量：物理気象研究部 (現 気象大学校)

った時点で気象研究所で利用可能だった 1971 年～1986 年の 16 年間である。この期間には、1973/1974、1980/1981、1983/1984、1985/1986 年の多雪年と、1971/1972、1972/1973、1978/1979 年の少雪年が含まれている。全国の気候観測官署 150 地点における長期間の資料の統計であるため、気候的な特徴を把握できると考えられる。

また、磁気テープ資料の統計結果からあられ降水が卓越していることが示された、5 地点（米子、輪島、酒田、秋田、深浦）における 1982 年～1986 年の 5 年間の 1 月の地上気象観測日原簿を用いた。この地上気象観測日原簿には 1 時間降水量と各降水の開始・終了時刻の記録があり、これらの記録から各降水天気別の降水量を見積もった。

2.1.2.2 統計方法

天気日数と天気観測率は全国気候観測官署について、降水天気別降水量とあられ降水時の気象条件はあられ降水が卓越する地点について、それぞれ次のように統計を行った。

(a) 天気日数

第 2.1.1 表の符号は、日におけるそれぞれの気象現象を表している。そこで、各符号の年間日数と月別日数の累年平均値、および旬別累年平均百分率を求めた。そして、第 2.1.1 表の符号が 2, 3, 6, 7 の日には凍雨か雪あられか氷あられが含まれることから、これらの符号の日数の合計をあられ日数として算出した。

(b) 降水天気観測率

まず、定時観測で得られている現在天気の数字符号 ww の全符号 (00～99) の年間・月別・旬別累年平均百分率（全観測回数に対する百分率）を求めた。次に、第 2.1.2 表のように各降水天気に対応づけて、各降水天気の年間・月別・旬別累年平均百分率を算出した。さらに、各降水天気の全降水天気に対する百分率を旬別に計算して、各降水天気の割合が季節的にどのように変化するかを調べた。

(c) 降水天気別降水量

天気日数と天気観測率の統計結果からあられ降水が卓越していることが示された米子、輪島、酒田、秋田、深浦の 5 地点について、次のように各

第 2.1.1 表 大気現象 61 欄の符号表。

符 号	意 味
0	現象なし
1	●
2	△か △ ⁺ か △
3	符号 1 と 2 が起こったとき
4	*
5	符号 1 と 4 が起こったとき
6	符号 2 と 4 が起こったとき
7	符号 1 と 2 と 4 が起こったとき
8	↔

- (1) ●は、～、～、▽を含む。
- (2) *は、▽、△、△⁺を含む。
- (3) 大気現象の記号の意味は次のとおりである。
●雨、霧雨、～着水性の雨、～着水性の霧雨
▽しゅう雨、△凍雨、△⁺雪あられ、△氷あられ
*雪、▽しゅう雪、△霧雪、△⁺ふぶき、↔細氷
- (4) 気象庁 (1973) : 地上気象観測統計指針による。

第 2.1.2 表 天気と数字符号 ww との対応。

天 気	記 号	ww
霧 雨	’	50—59
雨	●	60—69
雪	*	70—79
しゅう雨	▽	80—84, 91, 92, 95, 97
しゅう雪	▽ ⁺	85, 86, 93, 94
あられ	△	87—90, 96, 99

*この対応表は、「地上気象観測指針」(気象庁、1993)の対応表と一部異なる。

降水天気別の 1 月の降水量を推定した。すなわち、5 時間降水量を 1 時間内の各降水天気（あられ、雪、雨）の降水継続時間に比例させて各降水天気別降水量に配分し、それぞれを 1 月について合計した後、5 年間の平均値を算出した。一般に、あられによる降水強度は雪によるものより大きいという報告がある(今井, 1954; 山本・孫野, 1964)。しかし、ここでは各地点におけるそれぞれの平均的な降水強度が具体的にどの程度か不明なため、1 時間内の各降水天気別の降水強度を同じと仮定して各降水天気別降水量を評価している。

(d) あられ降水としゅう雪時の気象条件

あられ降水がどのような気象条件で起こっているかをしゅう雪と対比しながら見るために、あられ降水が卓越している地点における 1 月の地上気象要素の統計的な特徴を調べた。具体的には、定

時観測時にあられの場合としゅう雪の場合について、気温と風との頻度分布を求め、両者の違いを調べた。実際的な有用性から気温と風を、地上気象要素として選んでいる。

2.1.3 結果

2.1.3.1 年間あられ日数と年間あられ天気観測率

第 2.1.2 図は日本列島各地の年間あられ日数を示し、第 2.1.3 図は年間あられ天気観測率である。

年間あられ日数は、北海道から山陰地方にかけての日本海沿岸で 30 日以上と多く、特に東北地方から北陸地方にかけては 60 日以上と最も多い。また、あられ日数は、日本海沿岸から内陸にかけて急激に減少し、太平洋側では少なくなっている。さらに、八丈島や五島列島の福江のように、かなり南に位置する地点であっても寒気の吹き出し時の雲の影響を受ける所では、あられ日数は少なからずあることが注目される。興味深いのは、北海道よりも東北・北陸地方の日本海沿岸であられ日数が卓越することである。これは、あられをもたらす寒気吹き出し時の雲の違いを反映していると考えられる。

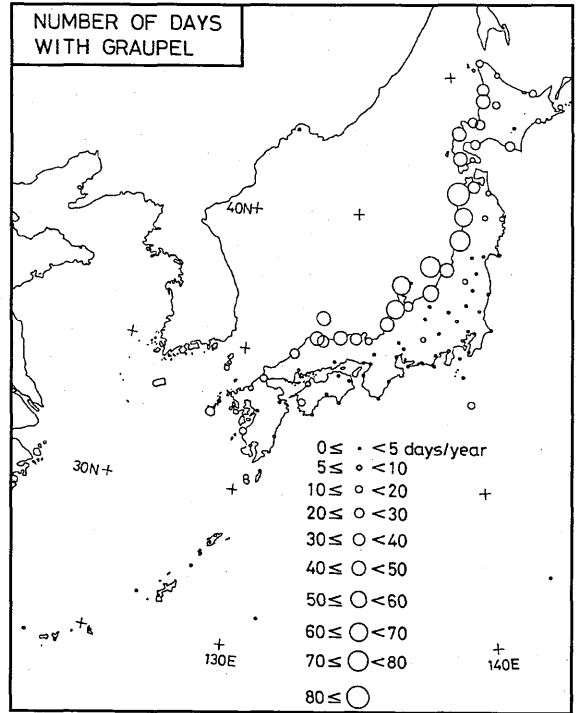
年間あられ天気観測率でも、年間あられ日数の分布と同様な特徴が見られる。すなわち、あられ天気観測率は、日本海沿岸地方で大きく、北海道よりも東北地方から北陸地方にかけて最も大きい。

2.1.3.2 天気日数と降水天気観測率の季節変化

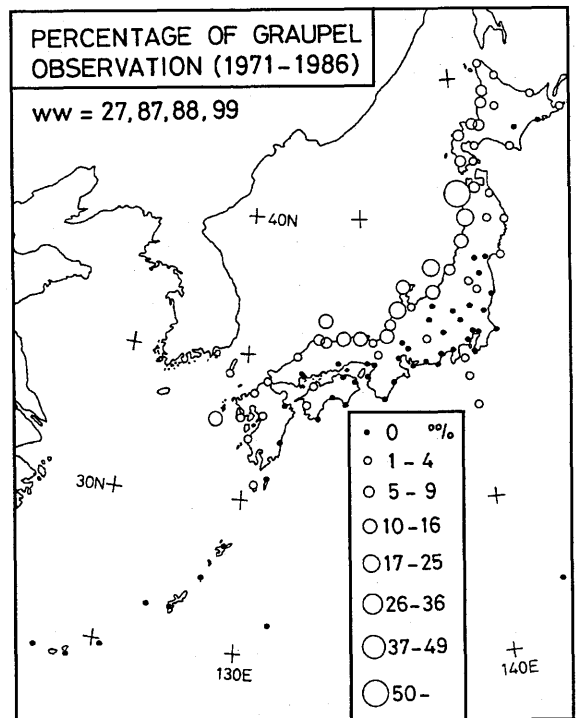
第 2.1.4 図と第 2.1.5 図は、あられが卓越する日本海沿岸の 4 地点（稚内、秋田、輪島、米子）における天気日数と降水天気観測率の季節変化をそれぞれ示している。

これらの図から、次のことが分かる。

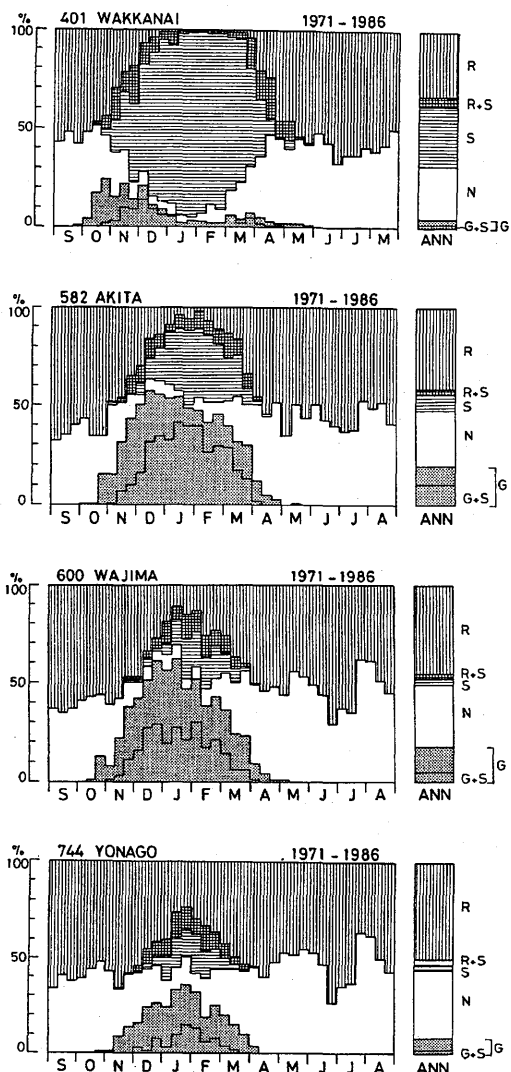
- ① 日本海沿岸では、冬季に降水天気観測率が卓越し、その内訳はあられやしゅう雪、しゅう雨の対流性降水である。
- ② 北海道稚内では、10 月～12 月にあられ日が多く、真冬の 1 月、2 月にはあられ日は少なくしゅう雪の日が大部分を占めている。
- ③ 秋田・輪島・米子では、12 月～2 月にあられ日数が卓越するが、降水天気観測率の内訳ではしゅう雪が大部分である。天気日数ではあられを重視した日数の統計が行われているが、降水天気観測率



第 2.1.2 図 年間あられ日数 (1971 年～1986 年の累年平均値)。資料：全国気候観測官署における地上気象観測日原簿。Mizuno (1992) による。



第 2.1.3 図 年間あられ天気観測率 (1971 年～1986 年の累年平均値)。あられ天気定義は第 2.1.2 表による。観測率は全観測回数に対する千分率。資料：全国気候観測官署における地上気象観測日原簿。水野 (1992) による。



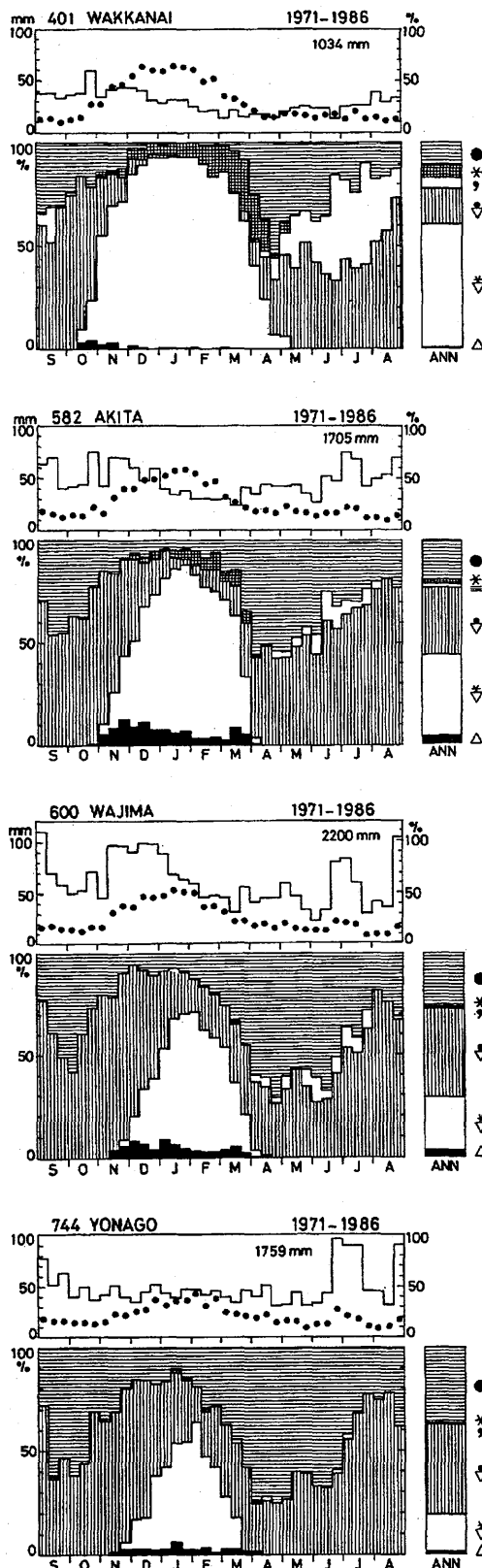
第 2.1.4 図 稚内・秋田・輪島・米子における旬別気象日数. 天気の種類は、第 2.1.1 表による。

では単純に定時観測で現れる降水天気の割合が表現されている。要約すると、これらの地点では 12 月～2 月にあられが降る日が多いが、観測時刻にあられが観測される回数は少なく、大部分はしゅう雪である。

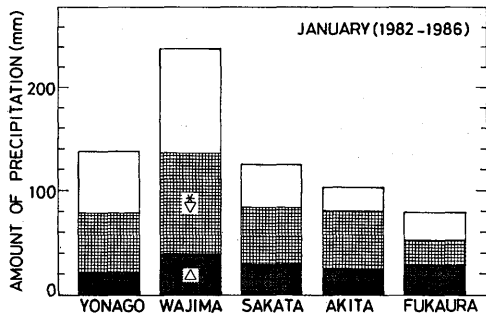
2.1.3.3 降水天気別降水量

これまでで、あられ日数が東北地方から北陸地方の日本海沿岸で 12 月～2 月に卓越すること、しかし、この地域・時期の降水天気別ではしゅう雪が大部分であること、が示された。

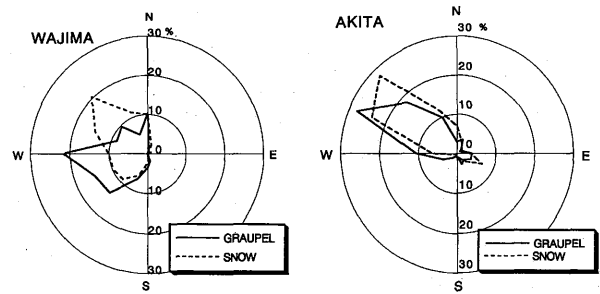
第 2.1.6 図は、米子、輪島、酒田、秋田、深浦における各降水天気別の 1 月の降水量を見積もった結果である。これらの地点は、あられ日数が多いことから選ばれている。第 2.1.5 図から、次のことが言える。



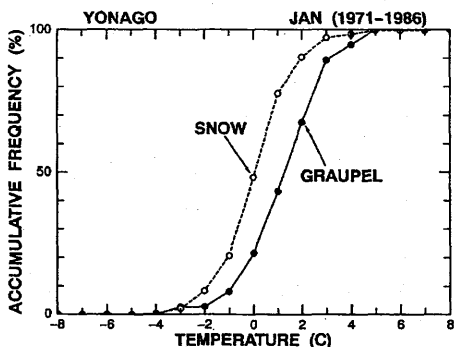
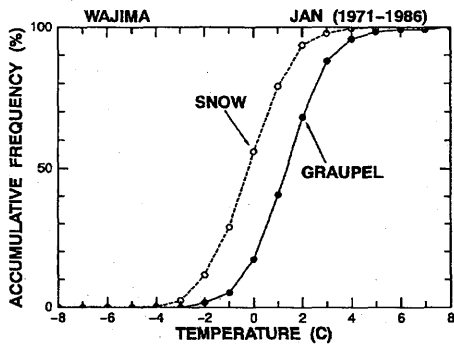
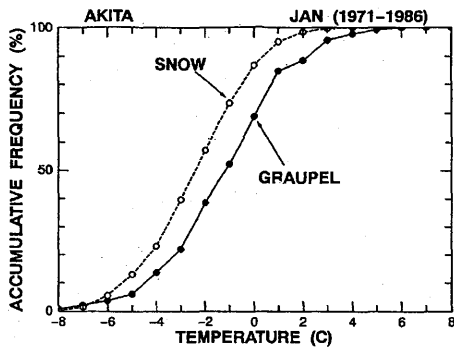
第 2.1.5 図 降水天気観測率。(上段の●)と旬降水量(上段の階階グラフ)、各降水天気の全降水天気に対する旬別百分率(下段の内訳棒グラフ)降水天気の定義は第 2.1.2 表による。



第 2.1.6 図 降水天気別降水量. あられ日数の多い米子・輪島・酒田・秋田・深浦の 1 月降水量に占めるあられと雪による降水量. 資料: 1982 年~1986 年の地上気象観測日原簿.



第 2.1.8 図 秋田・輪島におけるあられ・しゅう雪時の風配図 (1 月). 資料: 1971 年~1986 年.



第 2.1.7 図 秋田・輪島・米子におけるあられ・しゅう雪時の気温累積頻度分布 (1 月). 資料: 1971 年~1986 年.

- ① 1 月のあられ降水量は, 少なくとも 20~30 mm で, 酒田・秋田・深浦では月降水量の 1/4~1/3 である.
- ② 雪による降水量も対流性降水のしゅう雪がほとんど

どであり, この降水量の大半は過冷却水滴が関係していると考えられる.

2.1.3.4 あられ降水としゅう雪時の気象条件

第 2.1.7 図は, 秋田・輪島・米子におけるあられとしゅう雪時の気温の累積頻度分布である. 3 地点ともあられ降水時の気温範囲は, しゅう雪時の気温範囲よりも 1~2℃高い傾向がある. しかし, 大部分の気温範囲では, あられとしゅう雪の両方が現れている. また, 輪島・米子では, あられ・しゅう雪の出現気温は秋田よりも高く, あられの約 90%, しゅう雪の約 50%が 0℃よりも高い. すなわち, 融解しながら地上に落下している.

第 2.1.8 図は, 秋田・輪島におけるあられとしゅう雪時の風配図である. 大部分のあられ・しゅう雪が, 西~北西の風向のときに起こっている. また, しゅう雪時の風向の方が, あられ降水時の風向よりもやや北に偏っているが, 同じ風向であられとしゅう雪の両方が現れる場合が多い.

以上をまとめると, あられとしゅう雪は, 北西季節風下の気温-4℃~2℃で起こっている. あられはしゅう雪よりもやや南よりの風で気温も 1~2℃高い傾向があるが, 両者が同じ気象条件で降る場合が大半である.

2.1.4 まとめ

冬季日本海上で発生する降雪雲の降雪機構の中で過冷却水滴がどの程度重要なのか, また, 降雪雲調節の可能性を評価する上で過冷却水滴がいつ・どこで・どのくらい存在するのか, ということを知ることは非常に重要なことである.

この節では, 上空の過冷却水滴の存在を示すあら

れ降水に着目して、地上降雪粒子の統計を行った。その結果、あられ降水は日本列島周辺では東北～北陸地方の日本海沿岸の12月～2月に卓越し、あられによる降水量は1月の月降水量の少なくとも1/4～1/3に達することが示された。したがって、過冷却水滴も、気候的にあられ降水と同じ地域・季節で卓越し、冬の降水量に密接に関係していると考えられる。

参考文献

Braham, R. R., 1986 a: The cloud physics of weather modification. part I. Scientific basic. WMO Bull., **35**, 215-222.

-----, 1986 b: The cloud physics of weather modification. part II. Glaciogenic seeding for precipitation enhancement. WMO Bull., **35**, 308-315.

Harimaya, T., 1976: The embryo and formation of graupel. *J. Meteor. Soc. Japan*, **54**, 42-51.

-----, 1977: The internal structure and embryo of graupel. *J. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser. VII*, **5**, 29-38.

今井一郎, 1954: 季節風による降雪の研究. 気象集誌, **32**, 192-214.

気象庁, 1990: 地上気象観測統計指針.

-----, 1973: 地上気象観測統計指針.

-----, 1993: 地上気象観測指針. 167pp.

Mizuno, H., 1992: Statistical characteristics of graupel precipitation over the Japan Islands. *J. Meteor. Soc. Japan*, **70**, 115-121.

水野 量, 1992 a: 日本列島におけるあられ日数とあられ天気の詳細. 研究時報, **44**, 141-169.

-----, 1992 b: 地上降雪観測. 科学技術振興調整費 降積雪対策技術の高度化に関する研究 (第I期: 昭和63～平成2年度) 研究成果報告書. 科学技術庁研究開発局. 31-43.

Ohtake, T., 1963: Hemispheric investigation of warm rain by radiosonde data. *J. Appl. Meteor.*, **2**, 594-607.

Pflaum, J. C., J. J. Martin and H. R. Pruppacher, 1978: A wind tunnel investigation of the hydrodynamic behavior of growing, freely falling graupel. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **104**, 179-187.

山本孝二・孫野長治, 1964: 石狩平野における驟雨, 驟雪のメソスケールの研究. 北大地球物理学研究報告, **12**, 99-112.

2.2 降雪雲エコーの統計*

2.2.1 はじめに

冬期日本海沿岸ではしばしば豪雪が起り、交通障害や家屋被害等の雪害を被っている。これらの沿岸地方における降雪は、日本海上で発生・発達して上陸する降雪雲からもたらされる。海上～沿岸地方における降雪雲の振舞を把握することは、降雪の短時間予測や降雪雲調節の観点から重要である。

降雪雲の振舞を把握する場合、特に海上においてはレーダが非常に有用である。レーダは、マイクロ波を発射して大気中の降水粒子（雪や雨など）からの反射（エコー）を受信する。そのエコー強度は、レーダ反射因子 Z (1 m^3 中の降水粒子の粒径の 6 乗の積算値) に比例する。レーダ反射因子 Z と降水強度 R (mm h^{-1}) との間には一定の関係があり、レーダによって降雪雲の消長を知ることができる。

気象レーダを用いた日本海沿岸の降雪雲についての研究の多くは、解析的研究である。北陸地方の冬期対流雲については、Miyazawa (1967), Matsumoto *et al.* (1968), 藤原ほか (1971), Shimizu and Uchida (1974), 深津・服部 (1974), 深津 (1977), 内田 (1979, 1982), 八木・内山 (1983), 石原 (1995) などの研究があり、北海道地方については、斎藤ほか (1967), 岡林・里見 (1971), 七沢 (1975), 村松ほか (1975), 村松 (1977) などが報告している。また、東北地方については、三瓶・川添 (1976), 土屋ほか (1978), 真木 (1992), Yamada *et al.* (1994) の観測的研究と佐々木 (1986) の東北地方の大雪に関するレビューがある。これらの解析的研究では、線状エコーや弧状エコー、渦状エコーなどの組織化した降雪雲が大雪をもたらすことが強調されている。

一方、降雪雲エコーについての長期間にわたる統計的研究は、気象庁におけるレーダ気象観測が導入当初からデジタル化されるまではスケッチ観測に基づくものであったため、困難であった。岡村・舟田 (1979), 岡村 (1980), 俣野 (1984) は昭和 54～55 年度の新潟レーダによる特別観測において得られたデジタルデータを用いているが、通常のレーダ気象観測はスケッチ観測であった。

気象レーダのデジタル化は、気象庁では昭和 56 年度から推進され、平成元年度までで沖縄地方を除く

17 のレーダについて完了している (迫田, 1990)。気象レーダのデジタル化によって、降雪雲エコーの統計的研究を容易に行えるようになってきている。

Kikuchi *et al.* (1989) は、デジタル化されたエコーデータを用いて石狩湾の降雪雲エコーの統計を行い、その有用性を示している。また、三角 (1993) は、デジタル化された 18 箇所のレーダのレーダエコー合成図を用いてメソスケール降水系の統計的研究を行っている。

本稿では、冬期庄内平野付近の日本海上における降雪雲エコーの統計結果を示し、種々の降雪雲の出現頻度や相対的重要性などを報告する。東北地方の庄内平野周辺では、降雪雲調節の可能性を把握するため 1989 年～1992 年にドップラーレーダ観測および雲粒子ゾンデ観測、航空機観測を含む総合観測が実施された。この降雪雲観測では、庄内平野付近の日本海上における種々の降雪雲（バンド状降雪雲、孤立型など）の内部構造と気流構造が把握された。これらの降雪雲の出現頻度や相対的重要性などを示す統計結果は、降雪雲調節の可能性の検討に有用であると考えられる。

なお、松尾ほか (1993) が 1992 年 2 月について降雪雲エコーの統計的な特徴を調べているが、今回の統計は同様な方法で統計期間を長くしたものである。

2.2.2 資料と統計方法

2.2.2.1 資料

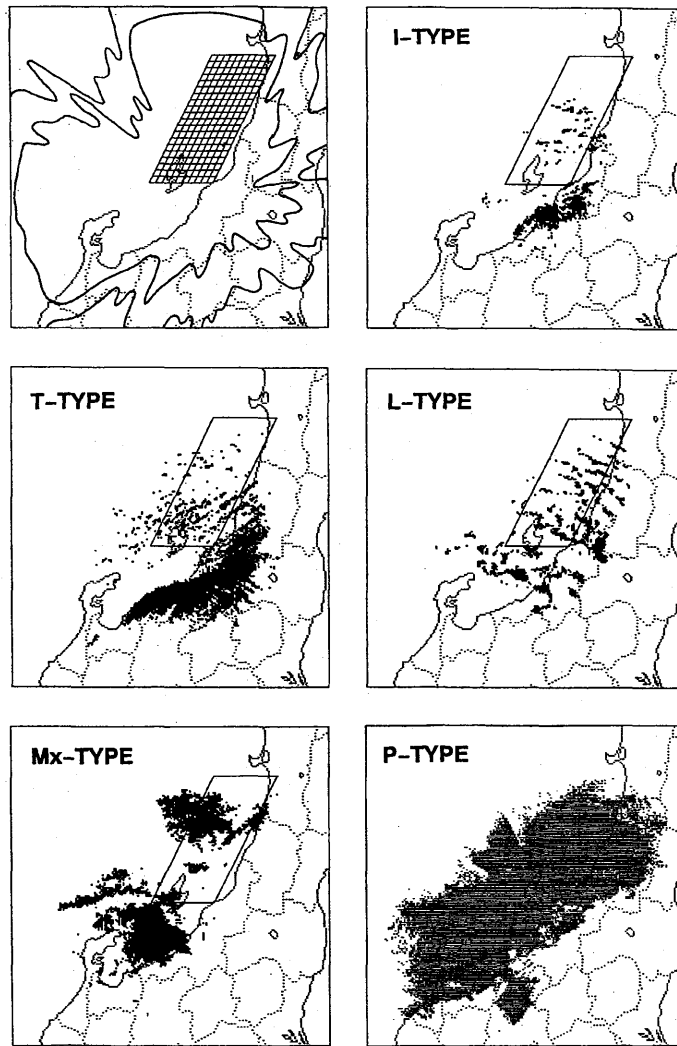
庄内平野付近の日本海上における冬期の降雪雲エコーの統計を行うために用いたデータは、フロッピーディスクに保存され利用可能な新潟レーダの 1989 年 1 月～1995 年 2 月までの毎正時のデジタル化レーダデータである。このデータは、 $2.5\text{ km} \times 2.5\text{ km}$ のメッシュについて高度 2 km を中心とするエコー強度データである。エコー強度データは、7 レベル ($0, <1, 1-4, 4-16, 16-32, 32-64, \geq 64\text{ mm h}^{-1}$) で収録されている。

2.2.2.2 統計方法

次のように、降雪雲エコーの統計を行う領域を定めてエコーのタイプを判別し、エコータイプ別の各種の統計を行った。

降雪雲エコーの統計を行った領域は、松尾ほか

* 水野 量：物理気象研究部（現 気象大学校）



第 2.2.1 図 降雪雲エコーの統計を行った領域とエコーのタイプ例.

(1993) と同じ第 2.2.1 図 (左上図) の 100 km×200 km の平行四辺形の領域である。この領域は、1989 年～1992 年に降雪雲調節の可能性を把握するために実施された総合観測の領域を含んでいる。また、この領域では新潟レーダのビームコードが 2 Km 以下であり、高度 2 km を中心とするエコーの探知が可能である。

降雪雲エコーのタイプを、三瓶・川添 (1976)、松尾ほか (1993) を参考にして、次の 5 種類に分類した。すなわち、

I-type : 孤立したエコー、

T-type : 下層の風向に直交する帯状エコー、

L-type : 下層の風向に平行になる帯状エコー、

P-type : 面状エコー、

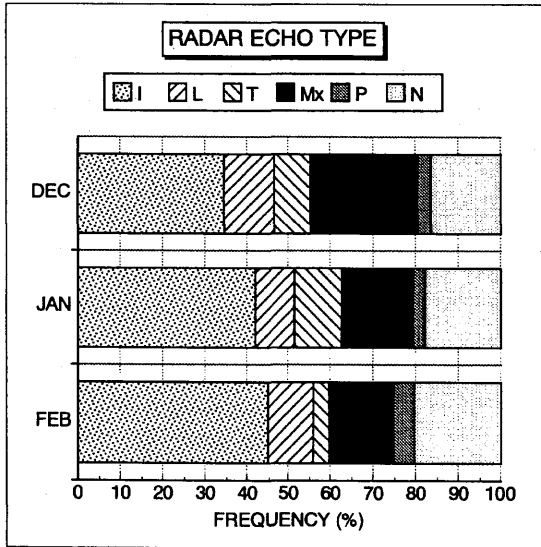
Mx-type : I, T, L, P-type が混在するエコー、

である。毎正時のレーダエコー分布から、対象領域で卓越するタイプを主観的に判別している。

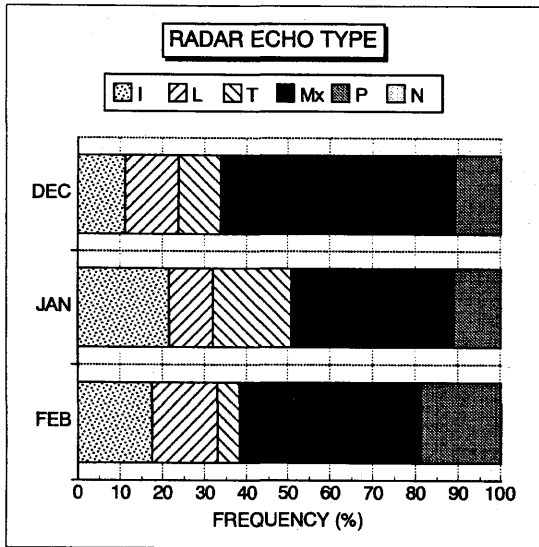
降雪雲エコーの統計を、エコータイプ別に次の三つの項目について行った。すなわち、

- ① 時間的なエコーの出現の程度を表すものとして、出現頻度、
- ② 空間的なエコーの広がりを表すものとして、エコー面積比率、
- ③ エコー強度に関するものとして、エコー強度比率、である。

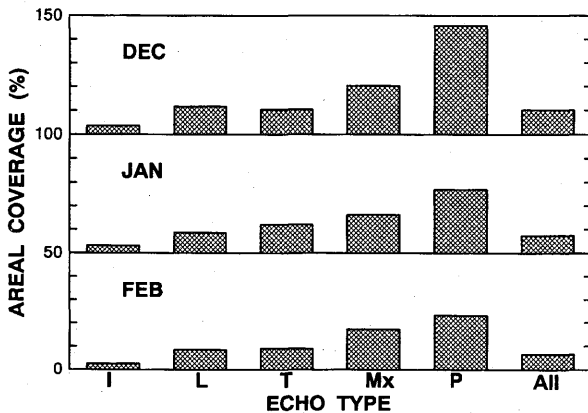
なお、降雪雲エコーの統計的特徴の月別推移を調べるため、12 月、1 月、2 月毎に各種の統計を行った。統計年数は、それぞれ 4 年、5 年、5 年である。出現頻度は、出現回数の頻度とエコー強度の重みを付けた頻度とを算出したが、エコー強度の重みは < 1, 1-4, 4-16 mm h⁻¹ (それぞれ L1, L2, L3 とする) のエコー強度に対してそれぞれ 1, 4, 16 とした。



第2.2.2図 エコータイプ別出現頻度.



第2.2.3図 エコーのタイプ別エコー強度比率.



第2.2.4図 エコータイプ別エコー面積比率.

2.2.3 結果

2.2.3.1 エコータイプ別出現頻度

領域全体としてどのような降雪雲エコーが出現しているかを調べるため、出現回数のタイプ別頻度と出現時のエコー強度の重みを付けたタイプ別頻度とを月別に求めた。エコー強度の重みを付けたタイプ別頻度の統計結果は、この領域全体の降水量に占めるエコータイプ別の寄与を示すことになる。

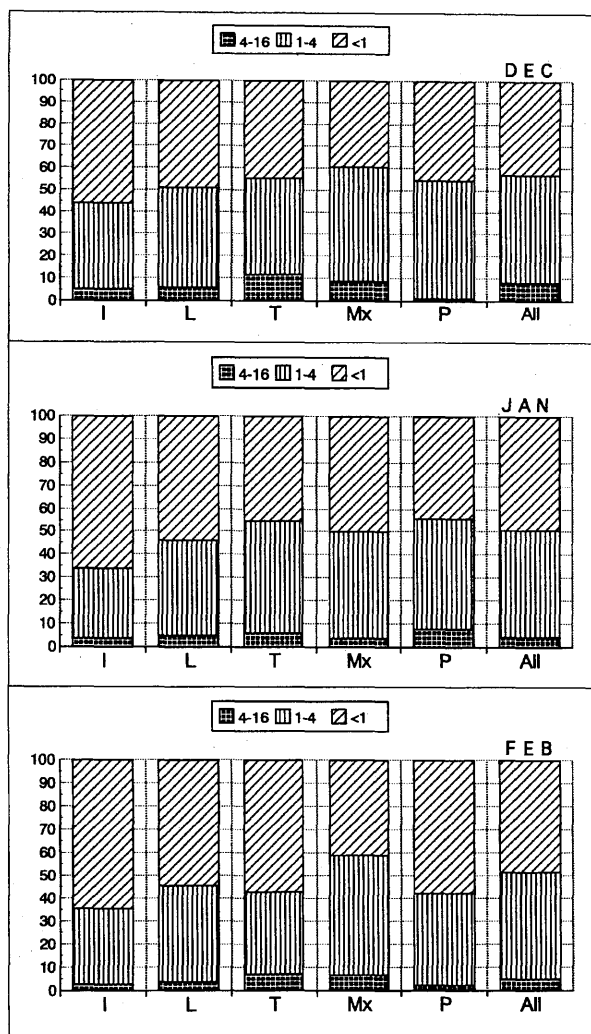
第2.2.2図は、降雪雲エコーの出現回数のタイプ別頻度を月別に示している。12月、1月、2月を通して、I-typeが40%前後で最も卓越している。次いでMx-type, L-type, T-type, P-typeの順である。降雪雲エコータイプの月別推移の特徴は、

- ① I-typeとNo echoが12月から2月にかけて徐々に増加していること、
- ② T-typeが12月、2月は10%前後であるが2月は5%以下と少ないこと、
- ③ L-typeは各月とも10~15%であること、

第2.2.3図は、降雪雲エコーのエコー強度の重みを付けたタイプ別頻度である。すなわち、この図は、領域全体の降水量に占める降雪雲エコーのタイプ別寄与を表している。12月、1月、2月を通して、Mx-typeが約50~40%で最も卓越している。I-typeは、出現回数では最も頻度が高いが、エコー強度の重みを付けた頻度では約10~20%である。T-type, L-type, P-typeは、月によって変動するが、おおよそ10~20%である。P-typeは、出現回数では5%以下と小さいが、エコー強度の重みを付けた頻度では約10~20%である。これは、P-typeの場合には面状エコーでエコーの隙間が少ないことを反映している。

2.2.3.2 エコータイプ別エコー面積比率

降雪雲エコーのそれぞれのタイプがどの程度の広がりをもっているかを調べるため、エコータイプ別に領域全体に対するエコー面積比率を求めた。第2.2.4図は、12月、1月、2月のエコータイプ別エコー面積比率を示している。P-typeのエコー面積比率が25~45%で最も大きく、エコー面積が広い面状エコーであることを反映している。次いで、Mx-typeが15~20%、T-typeとL-typeが10%前後、である。I-typeのエコー面積比率は、各月とも4%以下と小さい。



第 2.2.5 図 エコータイプ別エコー強度比率。

2.2.3.3 エコータイプ別エコー強度比率

降雪雲エコーのそれぞれのタイプがどの程度のエコー強度で出現しているかを調べるため、エコータイプ別にエコー強度比率を求めた。第 2.2.5 図は、12 月、1 月、2 月のエコータイプ別エコー強度比率である。L2 以上のエコー強度比率に注目すると、Mx-type が 50~60% と最も大きく、エコー強度の大きなエコーが多いことを示している。また、T-type と L-type, P-type は 40~55% であり、I-type は 35~45% と小さい。月別のエコー強度比率を見ると、12 月は 1 月、2 月よりも各エコータイプとも L2 以上のエコー強度比率が大きい傾向がある。

2.2.4 まとめ

冬期庄内平野付近の日本海上における降雪雲エコーについて、5つのタイプに分類してその統計的特徴

を調べた。すなわち、I-type : 孤立したエコー, T-type : 下層の風向に直交する帯状エコー, L-type : 下層の風向に平行になる帯状エコー, P-type : 面状エコー, Mx-type : I, T, L, P-type が混在するエコー, について、出現頻度, エコー面積比率, エコー強度比率の統計を行った。

主な結果は、次の通りである。

- ① 出現回数の頻度では I-type が約 40% と最も多いが、領域全体の降水量に占める降雪雲エコーのタイプ別寄与では Mx-type が約 55~40% と卓越している。
- ② P-type のエコーが最も大きなエコー面積比率 25~45% であり、次いで Mx-type が 15~20%, T-type と L-type が 10% 前後、I-type のエコー面積比率は各月とも 4% 以下と小さい。
- ③ L2 以上のエコー強度比率は、Mx-type が 50~60% と最も大きく、T-type と L-type, P-type は 40~55% である。I-type は、35~45% と小さい。

これらの降雪雲の出現頻度や相対的重要性などを示す統計結果は、降雪雲調節の可能性の検討に寄与すると考えられる。

参考文献

- 藤原美幸・柳沢善次・青柳二郎, 1971: 冬季対流雲のレーダ観測. 気象研究ノート, **109**, 602-634.
- 深津 林・服部満夫, 1974: 二つの異なる走向を持つ線状エコー群の解析. 研究時報, **26**, 219-224.
- , 1977: 東尋坊レーダで観測される冬の線状エコーと帯状雲について. 天気, **24**, 183-189.
- Kikuchi, K., Y. Asuma and O. Nakahira, 1989: Statistical characteristics of radar echoes of precipitating snow clouds over the Ishikari Bay, Hokkaido, Japan (Radar echo climatology: part 1). *J. Meteor. Soc. Japan*, **67**, 221-230.
- 石原正仁, 1995: 日本海沿岸のメソスケール降雪雲帯の構造と振舞い. 研究時報, **47**, 1-65.
- 真木雅之・中井専人・八木鶴平・中村秀臣, 1992: 吹雪のドップラーレーダ観測. 天気, **39**, 551-563.
- 俣野 誠, 1984: 等高度 PPI (CAPPI) 観測による雪エコーの鉛直構造. 研究時報, **36**, 159-163.
- Matsumoto, S., K. Ninomiya and T. Akiyama, 1968: Mesoscale analytical study on a line-up cumulus row

- caused by orographic effect under the winter monsoon situation. *J. Meteor. Soc. Japan*, **46**, 222-233.
- 松尾敬世・山田芳則・村上正隆, 1993: 東北地方日本海上冬季レーダーエコーの特徴. 1993 年春季大会講演予稿集, 日本気象学会, **15**.
- 三角幸夫, 1993: メソスケール降水系の統計的研究. 平成5年度研究発表会誌, 気象研究所, 99-108.
- Miyazawa, S., 1967: On vortical mesoscale disturbances observed during the period of heavy snow or rain in the Hokuriku district. *J. Meteor. Soc. Japan*, **45**, 166-176.
- 村松照男・小倉士郎・小林尚治, 1975: 北海道西海岸小低気圧型の大雪. *天気*, **22**, 369-379.
- , 1978: 蛇行した雲バンドによる8時間周期の降雪量の変動. *天気*, **25**, 199-208.
- 七沢 謙, 1975: 道央地方における雪エコーの特徴と降雪予報. *研究時報*, **27**, 177-188.
- 岡林俊雄・里見 穂, 1971: レーダーと気象衛星による雪雲の研究. *天気*, **18**, 573-581.
- 岡村敏夫・舟田久之, 1979: レーダーエコーと降雪分布について. *天気*, **26**, 763-773.
- , 1980: レーダーエコーと降雪分布について (第2報). *天気*, **27**, 863-869.
- 斎藤 実・陳岡富士夫・松田 一・里見 穂・小花隆司, 1967: 北海道石狩湾付近の降雪のレーダー解析. *天気*, **15**, 42-50.
- 迫田優一, 1990: 気象レーダーのデジタル化について. *天気*, **37**, 659-670.
- 佐々木芳春, 1986: 東北地方の大雪に関する調査研究の要約. 東北技術だより, **3**, 455-587.
- 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ーエコーの形状と特性の変化. *研究時報*, **28**, 189-200.
- Shimizu, N. and A. Uchida, 1974: An observational study of organized snow echo over the Japan Sea. *J. Meteor. Soc. Japan*, **52**, 289-299.
- 土屋正一・加藤和夫・越後屋哲志, 1978: 東北地方北部における冬期豪雪の帯状 (弧状) エコーについて. *研究時報*, **30**, 1-9.
- 内田英治, 1979: V字型の雲パターンと日本海沿岸の大雪. *天気*, **26**, 287-298.
- , 1982: V字型の雲パターンと日本海沿岸の大雪 (II). *天気*, **29**, 43-52.
- 八木正允・内山良子, 1983: 能登半島と佐渡島を迂回し合流する雪雲の流れ—上越地方の大雪に関連して. *天気*, **30**, 291-294.
- , 1985: 冬期の季節風の吹き出し方向に対して, おおよそ直交する方向にロール軸をもつ大規模な雪雲—対流雲の走向についての解析と理論的な検討— . *天気*, **32**, 175-187.
- Yamada, Y., T. Matsuo, M. Murakami, H. Mizuno and K. Iwanami, 1994: Mesoscale and microscale structures of snow clouds over the Sea of Japan. Part II: Time change in airflow structures in isolated snow clouds derived from dual-Doppler radar observation - A case study -. *J. Meteor. Soc. Japan*, **72**, 695-708.