



## 雪と雨をわけるもの

松尾 敬世\*

### 1. はじめに

降水が雪になるか雨になるかは、雪に対する備えが弱い我が国の太平洋側の都市では大きな問題である。降雪になれば何らかの被害が生じるからである。雪か雨かは、また、雪氷分布を変化させ、水資源等に影響を及ぼす問題でもある。

このような問題の背景には、大気中で起きる雪の融解現象が関係している。気温が融解に影響を与えることはよく知られている。しかし、気温だけでは説明できない現象の報告も多い。ここでは、雪の融解に関連する研究を紹介しながら「雪と雨をわけるもの」について解説する。

### 2. 雪か雨かで社会的影響が違う

降水が雪か雨かでは、社会的影響が大きく異なる。雨であれば注意報にもならない降水量でも、雪の場合は何らかの被害が発生する。降雪によって、交通網が寸断され、道路の除雪や凍結防止に多くの人々が動員される。降雪時の視程障害によって、航空機や船舶の運航が中止になったりもする。

大都市が集中する太平洋側は、雪に対する備えが弱く、わずかな降雪でも被害を受ける。最近では、平成10年1月8日と15日に本州の南岸沿いを発達しながら通過した低気圧の影響で、都心部で積雪が15 cm から20 cm となり、鉄道ダイヤが乱れ、高速道路の閉鎖等が相次ぎ、首都圏の交通機関は大混乱となった。このような降雪は、0°C付近の気温で起こることが多く、雪から雨、雨から雪へと変わりやすく、予報が難しい。

平野にある大都市とちがって山岳地域では、降水が雪崩や遭難の原因になるため、雪か雨かは山岳勤務者や登山者にとって大きな関心事である。

地上気温が0°C以上と高くなると、降る雪は水分を含んでぬれ雪(霰<sup>みぞれ</sup>)となり、電線路や航空機などに着雪して大きな被害を及ぼす。1980年12月に東北地方を襲ったぬれ雪によって、電線路に大きな被害が発生した。宮城、岩手、福島<sup>3</sup>の東北3県で、高圧線の鉄塔10基が倒壊、送電線の切断も予想以上の規模で、最大時61万戸の家屋が停電した。航空機への被害では、1982年1月に米国のワシントンで着雪による墜落事故が起こった。フロリダ航空ボーイング737型機が離陸直後に失速し、ポトマック川に墜落、78名の犠牲者を出した。機体への着雪が原因といわれている。ぬれ雪は、統計的には気温がプラス1°C前後で生成することが知られ、このような気温が着雪の予報に利用されている。

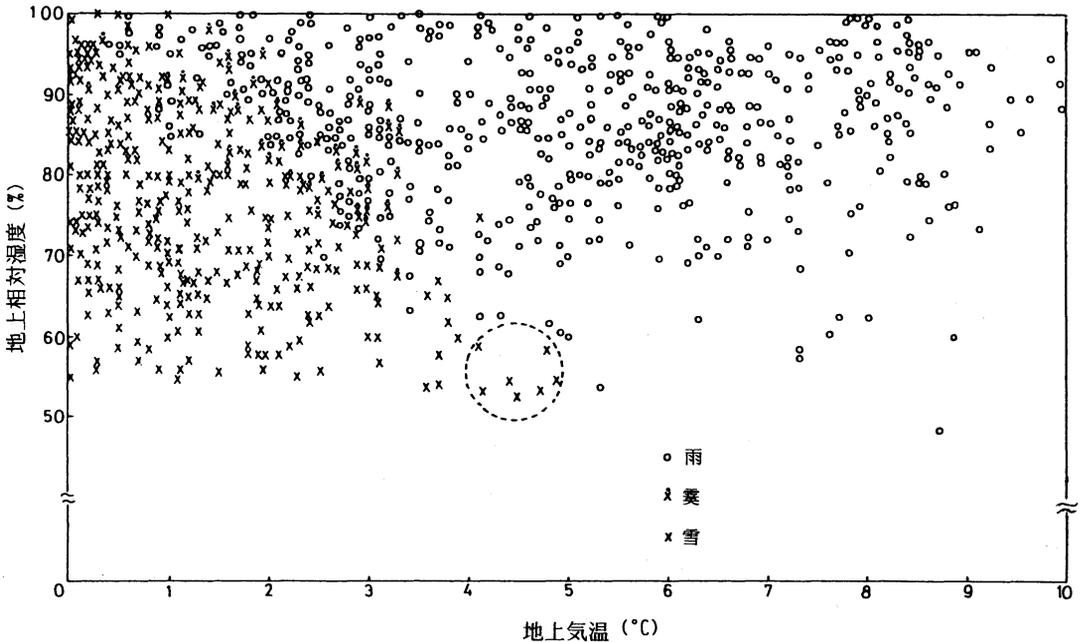
雪か雨かの問題は、この他に、雪氷分布の拡大と減少を引き起こし、地域規模の水資源や気候に影響を与える。雪氷域の増減は、山岳地域の積雪や氷河のように生活・工業用水などの水資源の問題として大切であるばかりではなく、地域規模の気候にも影響を及ぼしている。例えば、ヒマラヤ等の高山地帯の氷河の質量収支は、雪が降るか雨が降るか大きく変わる。ヒマラヤ地域の氷河は、下流のネパール、インド、中国にとって欠くことができない水資源であるばかりでなく、アジア地域の気候にも少なからぬ影響を与えている。このため、氷河の消長は多国間にわたる重要な問題となっている。この地域の氷河の増減は、モンスーンの時期に同時に起こる。降水が雨であると氷河は減少し、雪であると堆積して増加する。降水が雪か雨かで、氷河の領域が大きく変動する。氷河の質量収支の見積りと予測に雪と雨とを分ける経験的な気温(境界気温)が用いられている。

### 3. 雪か雨かは気温だけでは決まらない

雪か雨かが気温とよい関係があることはよく知られている。降水の型(雨・雪)と気温との関係が統計的

\* Takayo Matsuo, 気象研究所.

© 2001 日本気象学会



第1図 地上で観測された降水の型(雪, 霰, 雨)とその時の地上の気温と相対湿度との関係。この解析には, 気象庁輪島測候所の1975~1978年の1~3月の地上気象観測データが使用されている。高い地上気温で観測された雪が破線で囲まれている (Matsuo *et al.*, 1981)。

に調べられ, 雪と雨をわける境界気温が求められている。境界気温は, 過去の事例から雪と雨がそれぞれ50%の確率で観測される気温である。季節風の下で起こる日本海側の降水は, 地上気温が $2\sim 3^{\circ}\text{C}$ 以下で雪,  $2\sim 3^{\circ}\text{C}$ 以上で雨となる。主に低気圧によってもたらされる太平洋側の降水は,  $1\sim 2^{\circ}\text{C}$ 以下で雪となることが知られている (中沢・能登, 1971; 高橋, 1977)。

雪か雨かの問題に気温の統計値が利用され多くの成果を収めてきた。しかし, 現実の現象は, 気温だけでは理解できない。北海道では, 地上気温が $9^{\circ}\text{C}$ の場合に乾いた雪が降り, 珍奇な現象として報告されている (大北, 1943)。荒川・田畑 (1956) は, 九州の南の臥蛇島で地上気温が $9.7^{\circ}\text{C}$ で降雪があったと報告している。倉嶋 (1966) および和達・倉嶋 (1974) によれば, このような降雪は国内, 国外にわたって観測されており, スイスでは地上気温が $10.9^{\circ}\text{C}$ の降雪の例があると述べている。最近では, 平成11年12月20日, 沖縄県那覇市で雪のようなものが降り, ビデオで撮影された話題になった。このときの気温は $14^{\circ}\text{C}$ 近くもあり, 「南の島に雪が降った」かどうか議論を呼んでいる。

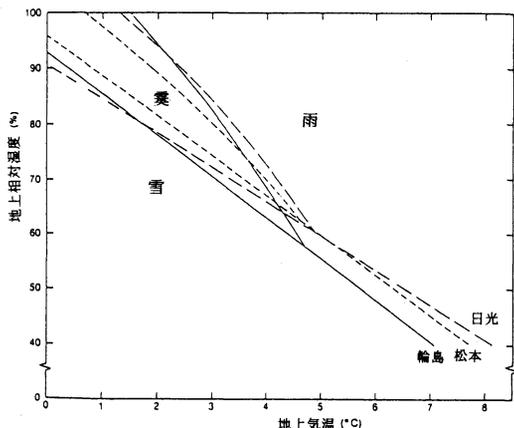
#### 4. 雪か雨かは気温の他に相対湿度や雪の性質が関係している

地上で観測される降水の型(雪・雨・霰)が, 気温だけではなく, 相対湿度や雪の性質によっても変化することが明らかになってきた。地上気象観測資料を用いて調べた, 輪島における降水の型とその時の地上の気温, 相対湿度との関係を第1図に示す。3地点(輪島, 松本, 日光)の関係をまとめたものを第2図に示す (Matsuo *et al.*, 1981)。

雪・雨・霰はそれぞれ決まった気温と相対湿度の領域に現れる(第2図)。地上気温が $0^{\circ}\text{C}$ 以上であっても, 相対湿度がある臨界値(臨界湿度)以下であれば雪が降り, 高温時にみられる降雪は相対湿度が低い場合に現れる。臨界湿度と地上気温との関係は直線で示されている。雪となるには, 気温の他に相対湿度が重要な役割を果していることがわかる。

雨は, 地上気温が $0^{\circ}\text{C}$ 以上で, 相対湿度がある値(臨界湿度)以上の領域に現れる。臨界湿度と地上気温との関係は曲線で示されている。

霰は雪と雨に挟まれた領域に出現する。地点により霰の領域の面積に違いがあり, 松本が一番狭い。これは降雪中の雪片の性質が3地点で違うためである。霰



第2図 地上の降水の型(雪, 霰, 雨)と気温と相対湿度との関係(3地点: 輪島, 日光, 松本). 3地点において降水の型を分ける曲線が示されている(実線: 輪島, 短い破線: 松本, 長い破線: 日光). 雪の領域では雪だけが観測される. 雨の領域では雨だけが観測される. 霰の領域では雨と雪が同時に観測される (Matsuo et al., 1981).

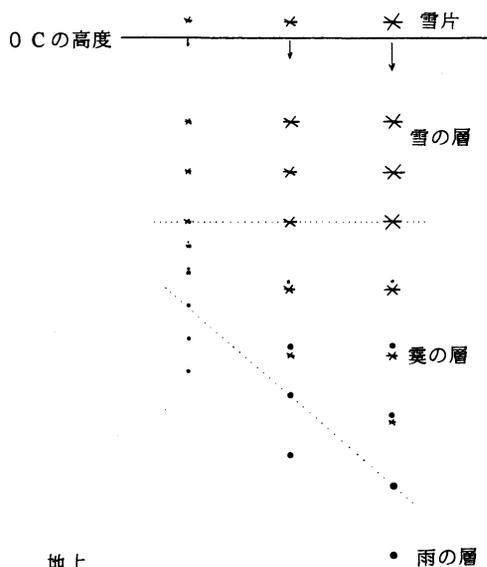
が観測される領域は, 相対湿度が低くなるにつれて狭くなり, 50%以下では存在しない.

### 5. 雪が融けて雨になるメカニズムとは

地上で雨を観測する時, 上空では大抵雪が降っている. 上空の雪は落下する途中で暖かい大気の中で融けて雨となる. 寒候期では気温が低いので雪は融けないで地上に落ちてくる. ここでは, 雪片の融解に関する理論的研究等の結果を紹介する (Matsuo and Sasyo, 1981abc; 松尾, 1984; Stewart, 1992).

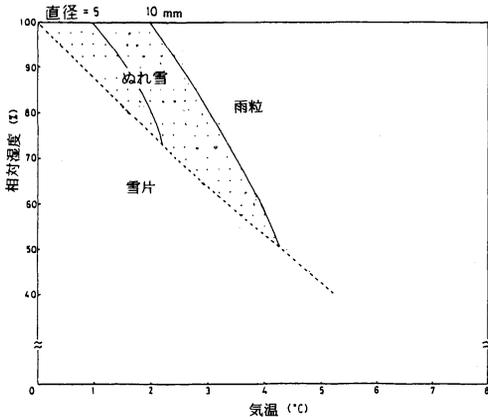
大気相対湿度が100%の場合, 落下する雪片は0°C高度(気温が0°Cの高度)を通過するとすぐに融け始める. 融解は, 0°C以上の大気から熱伝導によって雪片に流入する熱と, 雪片に流入する水蒸気が雪片表面で凝結する際に発生する潜熱によって起きる. 雪片は落下するにつれて融解が進み, ぬれた雪になり, 最後に雨滴となる. この融け始めてから雨滴になるまでの層が霰が観測される融解層である. 融解層は, 雪片の粒径や密度が大きいほど融けるのに時間がかかるため厚くなる. 通常の降雪中の雪片の大きさ(5~10 mm)と大気気温減率(6°C/km)を想定すると, 霰の層は200~300 m程度となる

0°C高度より下の大気相対湿度が100%未満の場合,



第3図 大気中で雪が融けて雨になる様子を示す概念図. 大気は平均的な状態を仮定しており, 0°C高度の下では相対湿度が100%未満で, 気温は0°C以上で地上に向かって高くなっている. 大ききの異なる3つの雪片が地上に向かって落下する時, 高度による雪片の変化を示す.

合, 落下する雪片は0°C高度を通過してもすぐには融けない(第3図). 100%未満では, 雪片の表面で水蒸気が昇華するため雪片は冷される. 0°C高度より下数百mの層では, この冷却効果が大気からの熱の流入による昇温効果を上回り, 雪片の温度は0°C以下になり融けない. このため, 0°C高度の下に, 気温が0°C以上であっても雪が融けない層が形成される. 理論的な計算によれば, この雪の層の厚さは相対湿度によって変化し, たとえば相対湿度が90%の場合は120 m, 50%の場合は700 mとなる. これらの層の厚さは, それぞれ0~0.7°Cと0~4.2°Cの気温領域に相当する. この雪の層の下では, 気温がさらに高くなるため, 昇温効果が冷却効果を上回り, 雪片は融け始める. 落下する途中で融解が進み, ぬれた雪になり最後に雨滴になる. この融け始めて雨滴になるまでの層が霰の層(融解層)であり, その厚さは, 雪片の大きさと相対湿度により変化する. 計算によると雪片の直径が10 mmの場合, 厚さは250 mであるが, 5 mmになると70 mになる(第3図参照). 一方, 相対湿度によっても厚さは変化する. 計算によれば, 相対湿度が低くなるほど霰の層が薄くなり, 60%以下では霰の層は極めて薄くなる.



第4図 理論的に求められた、降水の型(雪, 霰, 雨)と気温, 相対湿度との間の関係. この関係は, 雪片を球形, 密度は  $0.02 \text{ g/cm}^3$  を仮定し, 直径が  $5 \text{ mm}$  と  $10 \text{ mm}$  の雪片の融解について計算した結果(実線)に基づいて得られたものである (Matsuo and Sasyo, 1981b).

これは, 低い相対湿度の大気中を落下する雪片は昇華により蒸発し小さい雪片になってしまい, 霰の層の中ですぐに融けてしまうためである.

大きさの異なる雪片が大気中を落下する途中で起きる融解の様子を理論計算から求めた結果をまとめて第4図に示す. 初期直径  $5 \text{ mm}$  と  $10 \text{ mm}$  の雪片が種々の相対湿度をもつ大気中を落下する場合に, 融解による降水の型の変化を高度(気温)と相対湿度の図に表したものである. 雪片(雪)だけの領域は気温と相対湿度に依存し, 雪片の大きさには関係しない. ぬれ雪(霰)の領域は雪片の直径が大きいほど広い. 雨粒だけの領域は雪片の直径が大きいほど高い気温の方向に移行する. 理論計算から得られた第4図の関係は地上観測で得られた第2図の関係とほぼ一致していることから, 雪から雨への変化は, 気温, 相対湿度, 雪片の大きさ等の影響を受け, 起きていることがわかる.

上空の降水の観測によっても, このような状況が確かめられている. Murakami *et al.* (1992) は小型ビデオカメラを気球につけたゾンデを用いて上空の雪片や雨粒の観測を行った. 映像を解析した結果によると, 地上から上空に向かって先ず雨の層があり, その上空に雨と雪の混じる層(霰の層)があり, さらにその上では雪が降っていた. 霰の層は気温が  $0 \sim 5^\circ\text{C}$  の高度付近に見られた.

霰の層では, 雪の融解により大気が冷やされ, 気温

が  $0^\circ\text{C}$  に近づいている場合が観測される (Matsuo *et al.*, 1985). 地上においても霰が降ると気温が  $0^\circ\text{C}$  近くまで下がることを経験する. こんな時, 気温の低下により霰が雪に変わることがある. 雪か雨かを予測する時, 気温や相対湿度の予測に加えて, このような霰による気温の低下も考慮しておく必要がある.

## 6. 高温時の雪はなぜ起きる

高温時の降雪の原因について, 気温だけに基づいて説明しようとする, 雪は熱の不良導体であり,  $0^\circ\text{C}$  以下の気温のもとで生成した時の温度を保持している, たとえ外気温が  $0^\circ\text{C}$  以上になっても融けない場合があることが考えられる. しかし, このようなことは実際には起きていない. 近年, Matsuo and Sasyo (1981b) は, 雪片の温度に湿球温度の考え方が適用でき, 低い相対湿度の大気中では雪片が昇華により  $0^\circ\text{C}$  以下に冷やされるため, 気温が  $0^\circ\text{C}$  以上でも融けないことを確かめた. 高温時の雪は, 相対湿度が低い時に現われる.

ここで, これまでの知識を用いて, 昨年(1992)の沖縄県那覇市で観測されたという雪について考えてみよう. 当時の気温は那覇市の沖縄気象台の観測では  $13.9^\circ\text{C}$  と高い. この状況で雪が降るには, 相対湿度が  $10\%$  以下と極めて低い場合に限られる. 気象台で観測された当時の相対湿度は  $53\%$  であるので, 現地の相対湿度が  $10\%$  以下になっていたとは考えにくい. 自然の雪である可能性は極めて低い.

融けた霰あられの可能性はないのだろうか? 融けた霰は, 雪より高い地上気温でも観測される. これは, 霰は雪に比べて密度が大きいので, 融け終わるのに時間がかかり, 完全に融けないで地上に落ちてくるからである (Matsuo and Sasyo, 1982). しかし, 融けた霰が降る時は雨も同時に降るので, これは当日の気象とは違うようだ. 自然の雪や霰の可能性が極めて低いとすると, 降ってきたものは何であろうか? ——結論をだすにはさらに調査が必要なようだ.

## 7. おわりに

これまでの研究により, 雪片の融解に関する科学的な理解はかなり進展した. このような基礎研究の成果は予報や観測の現場に応用されている.

天気予報の現場では, 雨や雪の予報に雪片の融解に関する研究成果が利用され, 予報精度の向上が図られている. 今後は, 数値予報モデルの精緻化への取り組

みの中で雪片の融解過程が導入され、予報精度がさらに向上することが期待されている。

気象観測の現場では、観測機器の自動化が進んでいる。目視観測に代わる無人機器の利用が進められており、降水が雨か雪かを無人で判別する簡便な方法等が考案されている。降水の有無を検出する機器と同時に気温と相対湿度の観測値を得て、第2図の關係を用いて、無人で雨か雪かを推定する方法等が用いられている。

このような取り組みが気象庁や世界気象機関(WMO)等で進められている。

### 参考文献

- 荒川秀俊, 田畑七郎, 1965: 平地の雪はどこまで降るか, 天気, 12, 15-16.
- 倉嶋 厚, 1966: 日本の気候, 古今書院, 253pp.
- Matsuo, T. and Y. Sasyo, 1981a: Empirical formula for the melting rate of snowflakes, J. Meteor. Soc. Japan, 59, 1-9.
- Matsuo, T. and Y. Sasyo, 1981b: Melting of snowflakes below freezing level in the atmosphere, J. Meteor. Soc. Japan, 59, 10-25.
- Matsuo, T. and Y. Sasyo, 1981c: Non-melting phenomena of snowflakes observed in subsaturated air below freezing level, J. Meteor. Soc. Japan, 59, 26-32.
- Matsuo, T., Y. Sasyo and Y. Sato, 1981: Relationship between types of precipitation on the ground and surface meteorological elements, J. Meteor. Soc. Japan, 59, 462-476.
- Matsuo, T. and Y. Sasyo, 1982: Melting of snow pellets in the atmosphere, Pap. Meteor. Geophys, 33, 55-64.
- 松尾敬世, 1984: 大気中における雪片の融解現象に関する研究, 気象研究所技術報告, 80pp.
- Matsuo, T., H. Sakakibara, J. Aoyagi, and K. Matsuura, 1985: Atmospheric cooling around the melting layer in continuous rain, J. Meteor. Soc. Japan, 63, 340-346.
- Murakami, M., Y. Yamada, T. Matsuo, H. Mizuno and K. Morikawa, 1992: Microphysical structure of warm-frontal clouds, J. Meteor. Soc. Japan, 70, 877-895.
- 中沢全一, 能登正之, 1971: 判別解析による降水形態の予測, 研究時報, 23, 79-86.
- 大北至盛, 1943: 電線の着水現象と通信線の電害観察(9), 雪氷, 5, 14-22.
- Stewart R. E., 1992: Precipitation types in the transition region of winter storms, Bull. Ame. Meteor. Soc., 73, 287-296.
- 高橋浩一郎, 1977: 天気予報—理論と実際—, 海洋出版, 126pp.
- 和達清夫, 倉嶋 厚, 1974: 雨・風・寒暑の話, 日本放送出版協会, 235pp.

## 第20回 IGBP/GAIM 研究会のお知らせ

下記の日程で表記の研究会を開催します。

**開催日時:** 2001年4月6日(金)午前

**場 所:** 岐阜大学

地球圏と生物圏の相互作用を中心としたデータ解析, モデリングなどの学際的な研究の発表を募集いたします。発表希望者は, 2001年3月10日までに, 発表題目を添えてお申し込み下さい。

**発表申し込み先:** 〒790-8566 松山市樽味3-5-7

愛媛大学 農学部 末田達彦

Tel & Fax : 089-946-9878

E-mail : sweda@agr.ehime-u.ac.jp

または

〒305-0052

つくば市長峰1-1 気象研究所

環境・応用気象研究部馬淵和雄

Tel : 0298-53-8616

Fax : 0298-55-7240

E-mail : kmabuchi@mri-jma.go.jp