TECHNICAL REPORTS OF THE METEOROLOGICAL RESEARCH INSTITUTE No. 8

THE STUDY OF MELTING OF SNOWFLAKES

IN THE ATMOSPHERE

By

PHYSICAL METEOROLOGY RESEARCH DIVISION, MRI

気象研究所技術報告

第8号

大気中における雪片の融解現象に関する研究

物理気象研究部

気象研究所

METEOROLOGICAL RESEARCH INSTITUTE, JAPAN

FEBRUARY 1984

Meteorological Research Institute

Established in 1946

Director: Dr. S. Moriyasu

Forecast Research Division Head: Mr. M. Yoshida Typhoon Research Division Head: Dr. M. Aihara Physical Meteorology Research Division Head: Dr. T. Okabayashi Applied Meteorology Research Division Head: Mr. N. Murayama Meterological Satellite Research Division Head: Dr. K. Naito Seismology and Volcanology Research Division Head: Dr. H. Watanabe Oceanographical Research Division Head: Dr. H. lida Upper Atomoshpere Physics Research Division Head: Dr. M. Kano Geochemical Research Division Head: Mr. T. Akiyama

1-1, Nagamine, Yatabe-Machi, Tsukuba-Gun, Ibaraki-Ken 305, Japan

Technical Reports of the Meteorological Research Institute

Editor-in-chief: Dr. T. Okabayashi

Editors	:	Dr.	Τ.	Akiyama	Mr.	H.	Kondoh	Dr.	Y.	Sasyo
		Dr.	T.	Yoshikawa	Dr.	J.	Aoyagi	Dr.	M.	Seino
		Dr.	M.	Endoh	Dr.	K.	Kodera	Dr.	K.	Fushimi

Managing Editors : K. Nishida, H. Nishimura

Technical Reports of the Meteorogical Research Institute

has been issued at irregular intervals by the Meteorological Research Institute since 1978 as a medium for the publication of survey articles, technical reports, data reports and review articles on meteorology, oceanography, seismnlogy and related geosciences, contributed by the members of the MRI. この報告は、気象研究所の経常研究「固体降水粒子の隔解に関する研究」(昭和55~57年度 担 当:松尾敬世)を主体としてまとめたものである。気象集誌にもすでに四編の論文(Matsuo and Sasyo, 1981 など)として発表され、その内容が整理され研究成果の総合報告としたのが本書であ る。

降水が雨か雪かを予測することは,天気予報・防災業務上重要であるが,従来は雪の融解に関し ては気温以外の因子の影響は全く考慮されてこなかった。それで雪など固体粒子の融解に影響を与 える因子を把握するために,それらが融けて雨になる仕組を物理的に明らかにしたのがこの研究で ある。研究では,野外観測,室内実験,数値計算,気象データの解析などが総合的に進められ,結 論として,気温以外に相対湿度,雪片の粒径・密度の重要性が示されている。特に雪片などの融解 に湿度の重要さを明らかにしたことは注目され反響をよんだ点であろう。

この報告にみられる成果は、今後この分野の研究にも生かされ、また、予報および観測などの現 業業務にも有益な一助となるであろう。担当研究官の努力を多とするとともに、それを支援した当 研究部の諸氏の労も多としたい。

昭和58年12月

気象研究所 物理気象研究部長

岡 林 俊 雄

大気中における雪片の融解現象に関する研究

		次	
序			
概要(和文)		1
アブストラ	クト(英文)		3
1. 序 論			5
2. 地上の	降水の型と気象要素との関係に関する解析 …		9
2.1 解	析に用いた地点と期間		9
2.2 降;	水の型と気温及び相対湿度との関係		10
2.3 雪,	片の性質が降水の型に与える影響		20
3. 雪片の	融解に関する実験		25
3.1 実	験方法		25
3.2 融	解過程の観察	••••••••••••••••	30
3.3 融	解過程に関する理論的取り扱い		31
3.4 実	験結果		34
4. 0℃高	度下の雪片の融解に関する数値計算		39
4.1 数	値モデル	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	39
4. 1. 1	仮定		39
4.1.2	融解中の雪片の落下速度		40
4.1.3	計算スキーム	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	42
4.2. 計	算結果		48
4.2.1	雪片の温度の高度変化	• • • • • • • • • • • • • • • • • • • •	48
4.2.2	雪片の直径,含水率,落下速度の高度変化 …		50
4.3 計	算結果と解析結果との比較		56
4.4 雪	片の昇華,融解に伴う大気の変化	•••••••••••••••••••••••••••••••••••••••	60
4.4.1	雪片の昇華によって起こる気温と相対湿度の変	纪	62
4.4.2	雪片の融解に伴う気温と相対湿度の変化	······	64
5. 霙の野	外観測		67
5.1 降	雪観測	•••••	67
5. 1. 1	降水期間中の大気状態		67
5.2 測	定方法	••••••	68
5.3 雪	片の密度	••••••	69
5.4 雪	片の含水率		70
55 雪	ちの落下速度		71

6.	結	論		•••••		• • • • •	•••••	•••	•••••	•••••	•••••	•••••	•••••	•••••	•••••	•••••	••••	•••••	••••••	75	
謝	辞	•••••	••••	••••	• • • • • •	•••••	•••••	•••••	•••••	•••••	·······	•••••	•••••	•••••	•••••	•••••		•••••		77	
参考	文献	: ··	• • • • •	••••	• • • • • •	• • • • •	•••••	•••••	•••••	•••••	•••••	• • • • • • •	•••••	•••••	••••••		••••	••••••	••••••	77	

大気中における雪片の融解現象に関する研究*

概

要

降水粒子は、一般に上空では氷からなる固体降水粒子であり、これが地上に落下する途中に融解 によって雨滴になる場合が多い。固体降水の代表的なものが雪であり、気温によって、雪は霙から 雨へと変化することが知られている。地上の降水が雪となるか雨となるかは、天気予報の中では雨・ 雪の判定の問題として、これまでに多くの統計的研究がある。また、降水が雪から雨へと変化する 過程で見られるぬれ雪は、通信路や電線路で起こる着雪現象の主要な因子として知られ、このぬれ 雪の成因についての研究も多い。降水の型の問題は、また雪氷の質量収支に大きな影響を与えるた め、雪氷域の増減と関連して多くの研究がある。雪氷域の増減は、山岳部の積雪のように水力発電 ならびに工業用水などの水資源の問題にとって重要であるばかりでなく、寒冷地域の気候にも少な からぬ影響を及ぼしている。

このような問題は、いずれも大気中で起こる雪片の融解過程と密接に関連している。融解過程に おいて、気温が重要な因子となっていることは、これまでの統計的な研究によって明らかになって いる。しかし、気温だけでは説明できない現象の報告も多く、気温の他にも融解過程に影響を与え ている因子の存在が推察される。これらの因子については、これまで、全く検討されていない。雪 片の融解に関連した現象を解明するためには、雪片の融解過程を明らかにし、融解過程に影響を与 える因子を定量的に明らかにする必要がある。これらについて、総合報告的な意味を含めて解説し たのが第1章である。

この研究の目的は,解析,実験,数値計算,観測等によって,雪片の融解過程およびそれに影響 を及ぼす因子を明らかにし,大気中における雪片の融解現象を解明することにある。

まず第2章では,気象資料の解析によって,地上の降水型(雪,霙,雨)と気象要素との関係を 調べ,大気中における雪片の融解現象に関する問題点を提起する。気象要素として,気温,相対湿 度,降水強度を選んだ。地上の気温と相対湿度が高いほど雨の出現頻度が高くなり,逆に低いほど 雪の出現頻度が高くなった。更に,同じ気温と相対湿度の場合でも,降水強度が大きい時の方が, 降水は雨より霙になりやすい傾向が見られた。解析によって,雪片の融解現象において,気温の他 に大気の相対湿度や雪片の性質が重要な因子となっている可能性が示された。

第3章では,雪片の融解に関する実験によって,雪片の融解の物理過程を調べ,雪片の融解速度 を表現する実験式を求める。大気中を落下してきた雪片を採取し,垂直風洞内のナイロンの網の上 に置き,これを速度100 cm・sec⁻¹,温度5.5 ℃の気流のなかで融解させた。融解に伴う雪片の形

*松尾敬世 物理気象研究部

-1 -

気象研究所技術報告 第8号 1984

態の変化を観察した上で、伝熱理論を用いて雪片の融解速度式を求めた。融解速度を雪片の半径 R の減少速度で表わすと、dR/dt = - $\epsilon \hat{a}$ (KdT + LvD $d\sigma$)/Lf ρ iR と表わされた。ここで、 右辺第1項は外気から熱伝導で輸送される熱によって雪片が融解する効果を表わし、第2項は雪片 の表面へ輸送される水蒸気の潜熱による効果を示している。係数 ϵ は理論と実験をつなぐ重要な係 数であり、1.75の実験値を得た。

第4章では,実験によって得られた融解速度式を用いて,雪片の融解過程に関して行なった数値 計算の結果を示す。大気の相対湿度,雪片の粒径,密度をパラメータとして,雪片の直径,含水率, 落下速度が0℃高度より下の落下距離によってどのように変化するかを調べた。大気が水飽和の場 合,0℃高度の直下から雪片は融け始め,0℃高度の下に融解層が形成される。融解層は,雪片の 粒径,密度が大きいほど厚くなった。大気が水未飽和の場合,0℃高度の直下では,雪片は昇華に よって冷やされ,融けない。0℃高度の下でこのように形成される非融解層は,相対湿度が低くなる ほど厚くなり,たとえば相対湿度が90%で120m,50%で700mとなった。非融解層の下で雪片 は融け始める。融解層の厚さは,相対湿度が低く,雪片の粒径,密度が小さいほど狭くなった。計 算結果と解析結果との比較から,雪片の融解過程に影響を与える因子として,まず気温と相対湿度, 更には雪片の粒径と密度が重要であることが明らかになった。

第5章では, 霙の野外観測によって, 数値計算の結果を検証すると共に, 観測によって新たに見 出だされた事実の物理的意味を明らかにする。観測は1978年と1979年の冬期に新潟県長岡市にお いて行なった。観測では, 雪片の断面積, 質量, 落下速度, 含水率の測定を行なった。雪片の含水 率及び落下速度は, 地上の気温と相対湿度及び雪片の質量に依存していた。雪片の含水率は, 地上 の気温と相対湿度が高いほど大きく, また同じ気温と相対湿度の場合でも, 雪片の質量が小さいほ ど大きかった。雪片の落下速度は, 同じ質量でも地上の気温と相対湿度が高いほど大きかった。地 上の気温が0℃以下の場合には, 雪片の落下速度は雪片の質量が大きいほど大きくなった。この関 係は, Magono(1953)及びLangleben(1954)がこれまでに観測で得た結果と一致する。しか し, 高い地上気温(1.2℃以上)の場合には, 雪片の落下速度は雪片の質量によらずほぼ一定か, 時には軽い雪片の落下速度が重い雪片の落下速度より大きくなる場合があった。1.2℃以上の気温 で見出だされたこのような関係は, 雪片の融解と関連していた。これらの観測結果は, 数値計算の結 果を用いて矛盾なく説明できた。

結論として,大気中における雪片の融解過程は,外気から雪片へ輸送される熱と水蒸気の相変化 に伴う潜熱によって支配され,この過程に影響を与える因子としては,気温と相対湿度,更には雪 片の粒径,密度が重要であることが明らかになった。

-2-

The Study of Melting of Snowflakes in the Atmosphere Takayo Matsuo

Physical Meteorology Research Division, MRI

ABSTRACT

The phenomena of melting of snowflakes in the atmosphere have been studied by analysis of surface weather observation, laboratory experiment, theoretical calculation, and field observation.

Analysis was made of the relationship between forms of precipitation and surface meteorological elements. The occurrence frequency of snow increased with decreasing air temperature and relative humidity. That of sleet and rain increased with increasing temperature and relative humidity. With increasing precipitation intensity, in this case, sleet rather than rain frequently occurred. These results suggest that the melting of snowflakes in the atmosphere is influenced not only by air temperature but also by relative humidity and precipitation intensity. The precipitation intensity is probably associated with snowflake size or density, and according to Gunn and Marshall (1958) snowflakes of larger size become dominant as precipitation intensity increases. It is presumed that sleet is likely to form at high intensity of precipitation because large snowflakes melt slowly.

In the experiment, the melting process of snowflakes was observed in a vertical wind tunnel in an airstream of 5.5 °C in temperature and of 100 cm sec⁻¹ in velocity. The examination revealed that no break-up of snowflakes took place in melting and that the melted water did not accumulated on the snowflake surface but percolated into the inside. The percolation may be due to capillary action. By the above result, a micro-physical model was proposed of a snowflake in melting. Using the model, an empirical formula for the melting rate of snowflakes, which is expressed as the rate of decrease in radius R by melting, was obtained to give the relation $dR/dt = -\varepsilon \tilde{a} (K\Delta T + L_V D\Delta \sigma)/L_f \rho_i R$. The coefficient ε is an adjustable parameter to bridge the gap between experiment and theory, and evaluated as 1.75. \tilde{a} is the ventilation coefficient of spheres, K the thermal conductivity of air, L_V the latent heat of vaporization of water, D the coefficient of molecular diffusion of water vapor in air, ρ_i the density of the snowflake, $\Delta \sigma$ the difference between water vapor density of airstream and equilibrium water vapor density on the snowflake surface, and ΔT the temperature difference between snowflake and ambient airstream.

Using the empirical formula as a basic equation, simulation of melting of snowflakes in the atmosphere was made to estimate the effects of air temperature, relative humidity, and snowflake size and density on the process of melting; the effect of relative humidity and snowflake size and density in particular was noted in this simulation. The results indicated that the fall distance for the onset of melting below freezing level increased with decreasing relative humidity and that the fall distance for

- 3 -

気象研究所技術報告 第8号 1984

the completion of melting increased with decreasing relative humidity and with increasing snowflake size and density. If the air below freezing level is subsaturated, say 50 %, snowflakes reach the ground in unmelted condition, even at a warm surface air temperature of 5 °C. If it is saturated, snowflakes begin to melt from just below freezing level. Snowflakes of ordinary size, with equivalent diameter 1-4 mm in raindrop, completed melting within several hundred meters below freezing level. Large snowflakes with diameter 5-6 mm in raindrop did not complete melting as far as 1 Km below freezing level. The fall distance for the completion increased further with decreasing relative humidity.

The fall distance for the onset of melting is explained in terms of wet-bulb temperature of snowflakes. With decreasing relative humidity, the wet-bulb temperature of snowflakes decreased and snowflakes which would have a wet-bulb temperature below 0 °C do not melt. The fall distance for the completion is interpreted by the heat capacity of snowflakes and latent heat due to evaporation of water vapor from the snowflake surface; large snowflakes with large heat capacity melt slowly and a large amount of evaporation of water at low relative humidity suppresses the melting rate.

To verify the result of simulation, field observation has been carried out of snowflake water content, fall velocity, mass, and cross-sectional area under various conditions of surface air temperature and relative humidity. The results showed that fall velocity and liquid water content of snowflakes were dependent on surface air temperature above 0 °C, relative humidity, and snowfalke mass. Fall velocities increased with increasing air temperature and relative humidity. Increase in velocity was greater with snowflakes of smaller mass. At surface air temperatures above 1 °C, fall velocities were almost constant with respect to snowflake mass. These findings show a different tendency from the results of Magono (1953) and Langleben (1954) which were obtained mainly about non-melted snowflakes. The water content in snowflakes was highest at the highest surface air temperature of 1.8 °C. In the case of the same air temperature, it increased with increasing relative humidity and in the case of the same air temperature and relative humidity, it increased with decreasing snowfalke mass. These observations agree well with the result of simulation.

It is concluded that the melting process of snowflakes is under the control of (1) heat transfer from the ambient air to the snowflakes, (2) latent heat accompanying the phase change of water vapor on the snowflake surface, (3) heat capacity of snowflakes. The factors important in the process are air temperature, relative humidity, and snowflake size and density.

The present study will contribute to the clarification of bright-band formation in radar meteorology. It will also be useful for predicting the precipitation form and snow accretion in routine weather forecast.

1. 序 論

大気中で雪が融けて雨になる現象は, 霙として観測され, 雨・雪の判定や着雪などの問題として, 予報上, 重要である。また, この現象は, 上空においては融解層としてレーダ等でも観測され, 雨 のできる仕組みを知る上でも大切である。

降水が雨か雪かでは、社会的影響が全く異なる。雨であれば注意報にもならないものが、雪の場 合は、何らかの被害が現われる。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。この地域の降 雪は、0℃付近の気温で起こることが多く、予報上、雨・雪の判定が難しい。山岳地域の降水は、 雪崩や遭難の原因になり、雨か雪かは山岳勤務者や登山者にとって大きな関心事である。

雨・雪が気温と関係があることはよく知られ,解析によって気温との間によい相関があることが 確かめられている。各地域で,雨・雪を判別する基準作りが進められてきた。降水の型(雨・雪)と 各高度の気温との関係が統計的に調べられ,雨と雪の境界温度が求められ,現業に利用されている。 境界気温は,統計的(確率的)に意味があり,実際の応用に当ってはある幅を考慮している。季節 風の下で起こる日本海側の降水は,地上気温が3℃以下で雪,3℃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,1.3℃以下で雪となる。このようにして得られた統計値や 経験則が,予報の中で重要な位置をしめ,雨・雪予報に利用されている(気象庁,1976,中沢・ 能登,1971)。

気温が0℃以上と高くなると,降雪は水分を含んでぬれ雪(霙)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。最近では,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。航空機の被害では,1982年1月に米国の ワシントンで起こった墜落事故が記憶に新らしい。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る。

着雪の発生と発達の機構に関して、これまでに多くの調査や研究がある(荘田、1953;伊藤、1953;林他、1953;蔵重、1953;大後、1968;高木、1973;五藤・黒岩、1975;五藤、1976; 坂本、1978;若浜他、1982)。気温が比較的高く、風が弱く、降雪量が多く、ぬれ雪の場合に、着 雪が発生・発達しやすいことが明らかになっている。この中で、着雪にとって不可欠な条件は、ぬ れ雪の生成であり、この成因が気温との関連の中で調べられている。ぬれ雪は、統計的にはプラス 1℃前後で生成することが示され、この気温が着雪予報に利用されている。

雨・雪の問題は、このほかに、雪氷領域の増加と減少の問題とも関連しており注目される。雪氷 域の増減は、山岳地域の積雪のように生活・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、寒冷地域の気候にも少なからぬ影響を及ぼしている。Higuchi(1977)および Ageta

- 5 -

et al. (1980)は、 ヒマラヤ等の高山地帯の氷河の質量収支に、雨・雪が重要な影響を与えてい ることを見出だした。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。また、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洗い流されて減少し、雪であると堆積して増加する。降 水が雨か雪かで、氷河の領域が大きく変動する。彼らは、氷河の質量収支の見積りと予測に雨・雪 の境界気温を用いている。

各分野で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、統計値だ けでは理解できない。北海道では、地上気温が9℃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、1948)。荒川・田畑(1956)は、九州の南の臥蛇島で地上気温か9.7℃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℃の降雪の例があると述 べている。高温時の降雪の原因については、いまのところ根拠のある説明はない。高橋(1943)は、 一つの仮説をたてている。雪は熱の不良導体であり、0℃以下の気温のもとで生成した時の温度を 保持しているので、たとえ外気温が0℃以上になっても融けない場合があるとしている。最近、 Harris(1977)は、雪片にも湿球温度の考え方が適用でき、相対湿度の効果によって、気温が0 ℃以上でも雪片が融けない可能性があることに言及している。いずれにせよ、統計を中心とした予 報の限界が推察される。

予報をさらに適確なものにしてゆくためには,併行して,現象の物理的な把握が必要である。統 計的な手法を取り入れた予報では,上述のような不確実さは避け難い。統計的に90%の確率で起こ る現象は,残り10%はそれ以外の現象であり,これによって予報がはずれる。現象が,サイコロの 目のように純粋に確率的なものであれば仕方かない。しかし,気象現象の多くは何らかの物理法則 に基づいており,10%の原因をつきとめることが大切である。10%でも予報のはずれは社会的に問 題となる。現象の中から,問題点を抽出し,物理法則を把握し,予報に役立てる姿勢が重要となる。

上空の融解層内の物理過程は、降雨の形成過程を理解する上で重要な意味を持っている。レーダ 気象学では、ブライトバンドの形成に関する観測や理論計算が数多く行なわれている。Austin and Bemis(1950)およびWexler(1955)は、レーダ観測と理論計算によって、ブライトバンド におけるレーダ反射強度の高度変化を説明した。反射強度の高度変化を、主に、雪片の融解によっ て起こる、1)雪片の誘電率の増加、2)雪片の断面積の減少、3)落下速度の増加に伴う降水粒 子の空間個数濃度の減少等によっておこるとした。Gunn and Marshall(1958)は、観測された 雪片の粒径分布と雨滴の分布との関係を調べ、これらの効果の他に融解層内で起こる雪片の分裂の 効果が重要であるとしている。Ekpenyong and Srivastava(1970)およびTakeda and Fujiyoshi(1978)は、レーダ観測と理論計算から、分裂の効果の他に、特に雪片の併合の効果に着目 し、この効果の重要性を指摘している。Houze et al.(1976),Houze et al.(1978),Leary

- 6 -

and Houze(1979)は、レーダ観測や飛行機による降水粒子の採集によって、融解層上部のレー ダ反射強度の増加は、雪片の併合や雲粒捕捉による降雪粒子の成長によるものと推測している。こ れに反し、Du Toit(1967)はドップラレーダの観測から、Ohtake(1969)は高度が異なる2 地点での降雪粒子と雨滴の同時観測から、雪片の併合と分裂の効果はレーダ反射強度を説明する上 であまり重要でないと述べている。Battan(1973)は、雪片の併合と分裂の重要性はブライトバ ンドによって異なるものと推論している。

このように、ブライトバンドの形成理論には、種々の微物理過程が提案されているが、これらの 重要性については定量的にまだよくわかっていない。これは、融解層に関する直接的な観測や雪片 の融解過程に関する基礎的な知見が充分でないことに起因している。たとえば、雪片の融解過程を 微物理的に観察することは、分裂過程の研究や融解雪片のレーダ反射断面積の計算を行う上で必要 となってくるが、この方面の研究はほとんどない。最近、Knight(1979)は、融解中の雪片の形 態変化を観測しているが、まだ予備的実験の段階でレーダ気象学へ応用するまでには至っていない。 物理的取り扱いが比較的簡単な氷球や雹の融解については、これまでMason(1956)、Macklin (1963)、Drake and Mason(1966)、Goyer et al.(1969)等の実験を中心とした研究が あり、融解速度が求められている。レーダ気象学では、雪片の融解を氷球や雹の融解と同様に取り 扱う場合が多い。これが正しいかどうかの確証はない。

このように、雪片の融解現象は多くの分野に関連しており、重要であるにもかかわらず、物理的 にはほとんど明らかになっていない。雪片は、形状・構造が複雑で理論計算の対象にはなりにくい。 雪片に関する量を求めようとしても、簡単な理論では表わせない。例えば、大気から雪片へ流れ込 む熱輸送量がそれである。この量の見積りは、雪片の融解を定量的に取り扱う上で重要であるが、 複雑な形状、空隙、表面の凹凸をもつ雪片への熱輸送の問題は、現在の熱輸送理論からしても、容易 には解決できないであろう。

融解の問題は、結局、理論からだけでなく、現実の現象をよく把握した上で、種々の手法を用いて明らかにする以外にない。解析によって問題点を抽出・整理し、仮説を立て、これを検証するといった操作が必要となる。

この観点に立ち,この研究では大気中における雪片の融解現象を解明するために,(1)地上の降水の型と気象要素との関係に関する解析,(2)雪片の融解に関する実験,(3)0℃高度下の雪片の融解に 関する数値計算,(4)霙の野外観測,等を行なった。即ち,

- (1) 気象観測資料の解析によって、地上の降水の型と気象要素との関係を調べる。これによって、 大気中で起こる雪片の融解現象に関しての問題点を提起する。
- (2) 雪片の融解に関する室内実験によって,雪片の融解の物理過程を調べ,融解速度を表現する実 験式を求める。
- (3) 実験によって得られた融解速度式を基本式として、0℃高度の下で起こる雪片の融解に関する 数値計算を行なう。計算によって、融解過程に影響を与える因子を定量的に把握する。解析の結

気象研究所技術報告 第8号 1984

果と計算結果とを比較し検討することによって,大気中における雪片の融解過程と融解過程に影響を与える因子を明らかにする。

(4) 霙の野外観測によって,落下中の雪片の含水率,落下速度,質量,断面積の測定を行なう。観 測結果と計算結果とを比較して,数値計算の結果を検証すると共に観測によって新たに見出ださ れた事実の物理的意味を明らかにする。

このような方法で、雪片の融解の物理過程を調べ、融解過程に影響を与える因子を定量的に明ら かにした。大気中における雪片の融解過程は、外気から雪片へ輸送される熱と水蒸気の相変化に伴 う潜熱によって支配され、この過程に影響を与える因子としては、気温の他に大気の相対湿度、更 には雪片の粒径、密度が重要であることが明らかになった。これらの因子が今後、実用的な問題に 取り入れられ、活用されることが期待される。

この研究が,雨・雪に関する物理的な指針として予報業務の一助となり,また,降雨の形成理論 の発展に役立てば幸いである。

なお、この研究は気象研究所経常研究の一環として行われ、報告は、主に、気象集誌に掲載され た4編の論文(Matsuo and Sasyo, 1981 a, d, c; Matsuo et al., 1981 d) をまとめたもの である。

2. 地上の降水の型と気象要素との関係に関する解析

地上で観測される降水の型(雪,霙,雨)が必ずしも気温だけの影響で変化しない現象があるこ とは,すでに述べたとおりである。この章では、地上の降水の型と気象要素との関係を解析により 調べ,雪片の融解に影響を与える気温以外の因子等,大気中における雪片の融解現象に関しての問 題点を提起する。

2.1 解析に用いた地点と期間

解析資料としては,輪島,松本,日光の各測候所(図1)の冬期の地上気象観測日原簿を使用した。各々の測候所の地域特性を下に示す。



☑ 1 Map showing the location of three Weather Stations used in analyses (Wajima, Matsumoto, and Nikko).

地	点	位	置	海抜高度
輪	島	日本海沿岸地域		5 m
松	本	沿岸より内陸へ 9	0 km	610m
E.	光	沿岸より内陸へ1	2 0 km	1,292m

測候所では,正時に一般気象観測が行なわれている。気象要素の多くは有線式自動気象計によって 測定されているが,降水の型の判定は目視によって行なわれている。

冬のモンスーンの時期には、日本列島は大陸からの冷たい気団に被われる。この時期には、一般 的に日本海沿岸で降雪量が多く、沿岸から内陸へ入るにつれて少なくなり、日本アルプスを境にし て、太平洋側の地域での降雪は極めて少ない。降雪量に地域特性があるように、降雪中の雪片の性 質もまた地域によって異なると考えられる。雪片の性質(たとえば、粒径や密度)がもし雪片の融 解速度に影響を与えるならば、降水の型が地域によっても変化することは充分考えられる。地域の 特性が異なる3地点を選ぶことにより、この影響を調べることができる。解析を行なった期間は、 輪島が1月~3月(1975年~1978年)、松本が10月~5月(1970年~1977年)、日光が10 月~5月(1963年~1978年)である。

2.2 降水の型と気温および相対湿度との関係

まず,地上で降水があった時の解析地点上空の気温と相対湿度の高度分布を調べる。解析の3地 点の中で,輪島では高層気象観測が行なわれているが,松本と日光では行なわれていない。輪島に おける降水時の気温と相対湿度の高度分布を,地上で降水が観測された時の高層データを使用して 調べる。

解析では、気温減率を地上気温と0 C高度を用いて表わし、相対湿度の減率を地上と0 C高度の 湿度差で表わすことにする。0 C高度は、地上、1,000mb、900 mb、850 mb 高度の気温のデ ータを用いて、内挿法によって求めた。0 C高度の相対湿度は、0 C高度をはさむ 2 高度の相対湿



⊠ 2 Relationship between the height of freezing level and surface air temperature at the time of precipitation in the cold seasons at Wajima Weather Station.

度から内挿によって求めた。

地上気温と0C高度の関係を図2に示す。回帰分析によって求めた関係を実線で示すが、Hf = 148 T + 64 となる。ここでHf は0C高度(m)で、Tは地上気温(C)である。参考までに、 900 mb 高度で気温0C付近の湿潤断熱減率(6 $C \cdot km^{-1}$)を破線で示してある。降水時の輪島上 空の気温減率はばらつくが、平均的には湿潤断熱減率に等しくなっている。

図3に、降水時の地上と0℃高度の湿度差の頻度をヒストグラムで示す。地上、あるいは0℃高度の相対湿度が常に高いということはなく、湿度差は±15%以内におさまり、最大頻度は-2.5%となる。地上と0℃高度との間でそれほど大きな湿度差は存在しないといえる。



⊠3 Frequency distribution of humidity difference between the ground and the freezing level (RH_g - RH_f) in the presence of precipitation from January to March in 1975 at Wajima Weather Station.

次に、地上の降水の型と地上の気温および相対湿度との関係を調べる。図4(a),(b),(c)に,輪島, 松本、日光の地上の降水の型とその時の地上気温と相対湿度の関係を示す。降水は雪(×), 霙(×),雨 〇の3種類であり、霰のデータは含まれていない。いずれの地点でも降水は、地上気温が2.5℃よ り低いと雪であることが多く、2.5℃より高いと雨であることが多い。このような傾向は、これま での解析結果(気象庁、1976)とよく一致している。ここで注目したいのは、降水の型が相対湿 度によっても変化することである。2.5℃以上の気温でも相対湿度が低くなると降水は雪である頻 度が高くなる。特に高温時に出現した雪を破線で丸く囲ってある。地上気温が4℃以上の高温時の 降雪は相対湿度が50%程度かあるいはそれより低い場合にみられる。 JANUARY-MARCH, 1975-1978 WAJIMA



☑ 4(a) Relationship between the types of precipitation and the corresponding surface air temperatures and relative humidities at Wajima Station. Data were collected in the cold seasons (January- March) from 1975 to 1978.

気象研究所技術報告 第8号 1984

- 12 -



13 -

OCTOBER-MAY, 1963-1978 NIKKO



図4に示した資料を基に、雨の相対出現頻度分布を地上の気温と相対湿度を変数として調べた。 気温を0.2℃,相対湿度を5%で区切り,各領域で観測された降水の中の雨の相対出現頻度を表1 (a),(b),(c)に示す。雨の出現頻度は分数で示され,分母は降水の回数、分子は降雨の回数である。 降雨回数は,1回の降水について,雨の場合は1、霙は0.5,雪は0と定義される。各気温につい てみると、雨の出現頻度は相対湿度とともに変化している。一般に、気温が示す各々の欄は,雨の 出現頻度に関して3つの頻度領域(0,0~1,1)にわかれる。表1(a)の輪島の場合を例にとっ て説明する。欄の中で,破線は雨の出現頻度が0から0以上に変化する境界の相対湿度を示し、こ の臨界の相対湿度(RHcri(snow))以下では降水はすべて雪である。実線は,出現頻度が1にな る境界の相対湿度であり、この臨界相対湿度(RHcri(rain))以上では降水はすべて雨である。こ の2つの臨界相対湿度で囲まれる領域は降水が雪から雨へ変化する遷移領域となる。遷移領域は地 上気温が高くなると狭くなり,3.6℃以上ではなくなる傾向が見られる。この領域の中では,雪, 霙,雨のいずれもが存在するが,相対湿度の増加と共に雨の出現頻度が高くなる。各気温について の破線、実線をそれぞれつなげると、雨の相対出現頻度分布表は、雪の領域、雪・霙・雨が混在す る領域、雨の領域の3つの領域にわけられる。

分布表から臨界相対湿度と気温との関係を輪島,日光,松本のそれぞれについて求めた。各欄を 代表する気温T(℃)と2つの臨界湿度RHcri(%)との関係を図5(a),(b),(c)に示す。×印は雪 の臨界相対湿度,○印は雨の臨界相対湿度である。回帰分析によって得られたRHcriとTの関係を, 雪の臨界湿度を破線によって,雨の臨界湿度を実線によって表わしてある。雨の臨界湿度と気温と の関係を示す実線が,破線との交点で途切れているのは,高い地上気温では遷移領域がなくなること を考慮したためである。図の中で破線より下の領域では降水はすべて雪であり,実線より上の領域 では降水はすべて雨である。破線と実線で囲まれた点刻の領域は,降水が雪から雨にかわる遷移領 域である。3地点で得られた関係式を下に示す;

RHcŗi	(snow) =	- 7.5 T + 9 3	
RHcri	(rain) =	$4 6 \sqrt{6.2 - T}$	輪島
RHcri	(snow) =	- 7.3 T + 9 6	
RHcri	(rain) =	$39\sqrt{7.2-T}$	松本
RHcri	(snow) =	- 6.2 T + 9 1	
RHcri	(rain) =	$4 \ 3 \sqrt{6.8 - T}$	日光

ここで、RHcri(snow)とTの関係は1次式で示し、RHcri(rain)とTの関係は2次式で示してあるが、この理由については、4章で述べることにする。

- 15 -

表1(a) Relative occurrence frequency distribution of rain on the ground in the cold seasons from 1975 to 1978 at Wajima Weather Station as a function of surface air temperature and relative humidity. Fractions in classes indicate the relative occurrence frequency of rain in precipitations.

JANUARY-MARCH, 1975-1978 WAJIMA

T (* RH (%)	C) 0-0	0.2	0.2-0	.4 0.4-	0.6	0.6-0.8	3 0.8-1	1.0 1.0-	1.2	1.2-	1.4	1.4-1.6	1.6-1	.8 1.8-	-2.0	2.0-2	2.2	2.2-2	.4	2.4-2.6
95-10	0 0/	4	1/5	3	5	3/5	2/	3 2/3		3/	3	4.5/5	6/6	3.	5/4	2/2	2	4/4	4	5/5
90-9	5 1.5/	13	0.5/8	0.5	7	0/4	2.5/	7 2/1	0	1.5/	1	0/2	6/7	4.	.5/5 1		2	8/8	/84/4	
85-9	0 0/	10	0/5	0,	6	0/5	2/	8 1/6		2/	10	0.5/2	2/8	2.5	6/6	10/1	12	4/	5	5/5
80-8	5 0/	7	0/8	0	6	0/6	0/	5 0/2		0/•	1	0/3	1/5	0.	[4	2.5/0	5	2.5/	5	2/2
75-8	0 0/	5	0/1	3 0	5	0/4	0/	6 0/6		0.5/	1	0/3	0/2	()/1	0/2	2	0/:	5	3.5/5
70-7	5 0/	12	0/5	0	5	0/6	0/	5 0/4		0/4	1	0/1	0/3	()/1	0/4	1	0/2	2	1/5
65-7	0 0/	2	0/9	0,	4	0/1	0/	3 0/7		0/	5	0/5	0/2	(/6	0/1	<u> </u>	0/5	5	0/2
60-6	5 0/	1	0/1	0,	6	0/2		0/4		0/	7			(/2	0/2	2	0/1	1	0/3
55-6	0 0/	2	0/3	0	1	0/2	0/	4 0/2		0/		0/1		(0/6	0/1	1	0/2	2	0/1
50- 5	5							. 1		0/			I			<u> </u>				
	_ <u></u>	·····	r		·				· · · · ·							T		ir		
2.6-2.8	2.8-3.0	3.	0-3.2	3.2-3.4	3.4	-3.6	1.6-3.8	3.8-4.0	4.0	0-4.2	4.2-	-4.4 4	.4-4.6	4.6-4.8	4.8	8-5.0	5.0	-5.2	5.2-	-5.4
1/1	4/4		2/2	3/3		4/4	4/4	2/2		4/4	4/	/4	3/3	2/2		4/4	4	4/4	2	/2
1/1	5/5		6/6	1/1		4/4		1/1		2/2			1/1	3/3		2/2	2	2/2	2	/2
7/7	5.5/6		8/8	6.5/8		1/1		3/3		4/4	3/	/3	7/7	3/3	/3 6		2	2/2	2	/2
2/5	3/4		2.5/3	2.5/3		3/3	3/3	3/3		3/3				3/3		2/2	4	/4	5	/5
4/7	5/9_		3/4	2.5/3		2/2	3/3	2/2	0	0.5/1	1/	/1	2/2	4/4	2	.5/3	3	3/3	5	/5
2/4	1/2		5/6	1/1		2/2	2/2	2/2		1/1	1/	/1	2/2	3/3			1	/1	2	/2
0/2	0/1	L_	1/4	1.5/2	1.	.5/4		0.5/2	Į	2/2	1/	/1	1/1			4/4	1	/1		
0/1	0/2		0/3	0/1		1/1	0/2	0/2		2/2	1/	/1				2/3				
			0/1		ļ		0/1		F= .								0	/1	a	
						•	0/1			0/2			0.5/1	0/1					1,	/1

表 1(b) Same as Table 1(a) except for Matsumoto.

OCTOBER-MAY, 1970-1977 MATSUMOTO

T (* RH (%)	C) 0-0	0.2 0.2-	-0.4	0.4-0.6	0.6-0.8	0.8-1.0	1.0-1.	2 1.2-1	.4 1.4-	-1.6	1.6-1.8	1.8-2.0	2.0-	-2.2	2.2-2.4	2.4-	2.6 2.	6-2.8	2.8-3.0
95-10	0 4/1	0 0)/2	1/5	3/5	3/3	3/3 2/2 2/2		2		3.5/5	1/1	1/	1		1	/1	3/3	1/1
90-9	95 2/7	0.	5/4	0/4	4.5/8	3/6	2/8	4/	9 1.5	5/6	0.5/1	4/4	1/	1	2/2	4	/4	1/1	1/1
85-9	0/1	· ()/5	0/5	0/3	0/3	0/1	0.5/	1 (D/1	1/1	0.5/3	0/	3		0.5	/1	1/1	1/1
80-8	35 0/1	(0/1		ļ	0/4	0/2	0/	1 0	0/2	0/1	ļ	1/	3		2,	4 (0.5/2	1.5/3
75-8	30 0/3			0/2	0/1	0/2	0/1	0/	1 0	D/1	0/2	1/2	0/	1	0/1	0/	/1		0/1
70-7	0/1		0/1		0/1		0/1			<u>)/2</u>		1/1	0/	2	0/1			0/1	
65-7	70 0/1		0/1	0/1	0/1	0/2		0/	2		0/1	1/1	0/	2	0/1				
60- 6	5		<u>71</u>		0/2	0/2	0/1	-			0/3				0./1			0/1	0/1
55-6	0/1		<u> //1</u>		+	0/2			1		0/1		0/	2	0/1		2	0/1	0/2
30- 3	0					0/1		0/	,	<u> </u>	0/1				0/2		1	0/1	0/1
40-4	15 0/1						0/1		-						0/2			0/1	0/1
35-4	10				1							<u> </u>	+					0/1	·
30-3	35			0/1															
3.0-3.2	3.2-3.4	3.4-3.6	3.6	-3.8 3.	8-4.0 4.0	0-4.2 4.2	2-4.4 4	.4-4.6	4.6-4.8	4.8	-5.0 5.0)-5.2 5	2-5.4	5.4-	-5.6 5.	6-5.8	5.8-6.	0 6.0	-6.2
		1/1		3/3	1/1	3/3	1/1	2/2	1/1		1/1	1/1	1/1	2/	2	2/2	1/1	1	1/1
2/2	1/1	3/3		5/5	4/4	7/7	1/1	3/3	1/1		1/1	1/1	3/3	3/	3	4/4	2/2	2	2/2
4/4	1/1	1/1	1	1/1	1/1	4/4	2/2	1/1	3/3		3/3	2/2	1/1	1/	1		2/2	1	1/1
1/1	3/3	1/1	1	/1	1/1	3/3	3/3	3/3	1/1	<u> </u>	2/2 :	2/2	1/1			3/3		1	1/1
1/1			<u> '</u>				2/2	2/2	1/1	+	2/2	1/1		1/	1	2/2			
2/2		0/1			·	2/2		2/2	2.12		2/2		1/1	1/	1	2/2	1/1	1	1/1
0/1		0/1						2/2	2/2		1/1	1/1	. /1	1/	1	1/1	1/1		
- 0/1			+			0/1				0	5/1 .	2/2	1/1	1/	1	1/1			/1
	0/2					<u> </u>				+				1/	<u>-</u> +-		1/1		1
1							1	1											
	0/1									1						0/1			<u>.</u>
	0/1								0/1			0/1				0/1	0/1		
	0/1							0/1	0/1			0/1				0/1	0/1		

気象研究所技術報告 第8号 1984

17

表 1(c) Same as Table 1(a) except for Nikko.

OCTOBER-MAY, 1963-1978 NIKKO

T (° RH (%)	C) 0-0	.2 0.2-	-0.4	0.4-0.6	0.6-0	.8 0.8-	1.0 1	.0-1.2	1.2-1.4	1.4-	1.6 1	.6-1.8	1.8-2	0 2.0-	-2.2	2.2-2	2.4	2.4-2	.6 2.6	-2.8	2.8-3.0	3.0-3.2
95-10	0 2/6	2/	13	7/12	9/1	4 7.5	/11	6.5/11	6/8	6/	7	10/10	7/7	7/	7	8/	8	6/6	7	7	5/6	6/6
90-9	5 1/5			3/5	0.5/7	2.5	4	1/4		1/	/2	2/4	1.5/2	4/	4	2/	3		3	/3	2/2	2/2
85-9	0			0/1				1/2	2/3	0.5/	/1	0/1	0/2	0/	1	1.5/	2				1/1	0/1
80-8	5 0/1	0/	1		0/2	1,	3	0/1	1/5	1/	2	0/2	0.5/1			1/	2	-	1	/1		1/1
75-8	0 0/1	0/	1	0/1				0/1	0/1	0/	1							1/2				
70- 7	5									0/	1	0/2	0/1	1/	3						0/1	
65-7	0	0/	3		0/5	.0	2	0/1	0/3	0/	1		0/1					0/1	0	/1	0/1	0/2
60-6	5 0/1	0/	4	0/4	0/4	0,	2	0/2	0/1	0/	2		0/2			0/	1		0	/1		0/2
55-6	0 0/2	0/	4	0/1	0/3	0,	3	0/5	0/3	0/	1			0/	1	0/	2	0/1				
50-5	5	0/	4	0/1	0/2	0,	1 ·	0/2		0/	1	0/2		0/	1	_			0	/2		0/1
45-5	0 0/1	0/	1		0/1	0,	1			1		0/1							0	/1		0/1
3.2-3.4	3.4-3.6	3.6-3.8	3.8	-4.0 4.0	0-4.2	4.2-4.4	4.4-	4.6 4.6	-4.8 4	8-5.0	5.0-	5.2 5.2	-5.4	5.4-5.6	5.6	-5.8	5.8	-6.0	6.0-6.2	2 6.2	2-6.4	
10/10	5/5	6/6	10	0/10	9/9	12/12	10/	10	8/8	2/2	9/9		9/9	14/14	8	3/8	. 9	9/9	5/5		7/7	
1/1	2.5/3	5/5			6/6	2/2	2/	2	3/3	3/3	1/1	1	2/2	1/1	3	/3	2	2/2	7/7			
2/2		2/2	1	/1	1/1	2/2	1/	1	1/1	2/2	1/1			1/1			1	/1	1/1		1/1	
	2/2					1/1			1/1				1/1	1/1	1	/1						
		1/1					1/	1	1/1	1/1				3/3			1	/1	2/2			
		1/1	1	/1					1/2			1	1/1		1	/1						
			1	/1						1/1	1/1				1	/1	1	/1			1/1	
	0/1				1/1		0.5/	1 0	.5/3			1	1/1		2	/2	1	/1	1/1			
0/1					0/1	0/2	0/	1		1/1				0/1	1	/1					1/1	
	0/1		0	/1										-						. (0/1	

- 18 -



⊠ 5(a) Relationship obtained from analyses among precipitation types on the ground, surface air temperature, and surface relative humidity, at Wajima Weather Station. Simbols of crosses and open circles indicate the critical humidities for snow and rain in the column of surface air temperature with a consecutive temperature interval of 0.2°C. The stippled area indicates the transition region from snow to rain. Below the dashed line, precipitation is all snow and above the solid line precipitation is all rain.



- 19 -



⊠ 5(c) Same as Fig. 5(a) except for Nikko.

遷移領域の幅を各相対湿度に対する気温幅で定義すると、領域の幅は相対湿度の減少と共に狭く なり、60%以下ではなくなっている。最大の幅は、いずれの地点も相対湿度が約95%の所で、輪島 が2.2℃、日光が1.8℃、松本が1.2℃となる。遷移領域の幅に地域特性がみられる。遷移領域の 幅が地点によって異なる原因の一つは、降雪中の雪片の性質が地点によって異なるためと考えられ る。

このように、地上の降水の型は地上の気温と相対湿度に依存して変化する。これは大気中における る雪片の融解過程が気温と相対湿度に関連して起っていることを示唆している。

2.3 雪片の性質が降水の型に与える影響

通常の地上気象観測では、雪片の粒径、密度等の雪片の性質は記録されていない。したがって、 観測資料から直接的に、雪片の性質が降水の型に与える影響を調べることはできない。しかし降雪 中の雪片の粒径分布は降水強度と密接な関係にあることは、すでによく知られている(Gunn and Marshall, 1958)。一般に、降水強度が強くなると、粒径が大きく密度も大きい雪片が、相対的 に降雪中に増加する傾向にあるといわれる。ここでは一つの試みとして、雪片の性質の代わりに降 水強度を用いて、雪片の性質の影響を間接的に調べる。

各地点で降水の型と降水強度との関係を調べてみる。結果を図 6(a), (b)に示す。(a)は輪島, (b)は 松本の例である。日光については,解析に必要な降水強度の資料が充分に得られなかった。降水強 度は前1時間の降水量で代表させる。図には,各々の相対湿度における降水の型,地上気温,降水 強度の関係が示されている。点刻の領域は,降水が雪から雨へ変わる遷移領域であり,相対湿度が



⊠ 6(a) Relationship among precipitation types, hourly precipitation rate, and surface air temperature at Wajima, at a consecutive humidity interval of 5%.



 \boxtimes 6(b) Same as Fig. 6(a) except for Matsumoto.

- 22 -

低くなると共に幅が狭くなっている。ここで注目したいのは,遷移領域中に存在する霙である。霙 は降水強度が強い時,出現する傾向にあるのがわかる。地上の気温と相対湿度が同じであっても, 降水強度が大きいと霙であり,降水強度が小さいと雨である。特に矢印で示された領域で,この傾 向が顕著に認められる。

このような関係は、雪片の融解過程が降水強度によっても影響を受けることを示しており、雪片 の融解過程が雪片の性質に依存することが示唆される。降水強度が大きいほど、密度の高いまた大 きい雪片が多く、これらは融けにくいので霙として観測されたものと解釈できる。

以上述べた解析結果によって、大気中における雪片の融解現象には、気温の他に相対湿度さらに は雪片の性質が関与しており、これらの因子が雪片の融解過程に影響を与えていることが示された。

3. 雪片の融解に関する実験

これまでに、雪片の融解の微物理的過程を観察した例は非常に少なく、雪片の表面で融解により 生成した水の挙動、雪片の融解中の分裂の有無などは全くわかっていない。この章では、実験によ って雪片の融解過程を調べた結果、およびその結果求められた雪片の融解速度の実験式について述 べる。

3.1 実験方法

1979年1月29日の夕方から30日の早朝にかけて,東京に降雪があった。落下する雪片をビロードで覆った木板に受け,実験の試料とした。雪片の形態は立体的であり,表面は全く融けてはおらず,構成する結晶はほとんどが樹枝状結晶であった。

試料雪片を垂直風洞内に取り付けたナイロン網の上に置き,速度100 cm・sec¹,温度5.5℃の気流中で融解させた。使用した風洞と実験装置の概略を図7に示す。垂直風洞の高さは180 cm,風管



🕅 7 Design of wind turnel used to observe the melting of snowflakes.

の断面積は四角で15×15cmである。ナイロン網は、直径100 μ mの糸を4.2 mの間隔に縦と横にはった ものを使用している。外気を直径25cm、長さ10mのビニールダクトを通して風洞内へ導く。外気の気 温と相対湿度は実験期間中あまり変動がなく、それぞれの平均値は0.3 °C、94%であった。これか ら外気の水蒸気密度を求めてみると、4.71×10⁻⁶ gr・cm⁻³ となり、0 °Cの水の飽和水蒸気密度4. 85×10⁻⁶ gr・cm⁻³にほぼ等しかった。

ビニールダクト中の外気は、暖かい室内に置かれたダクト内で、徐々に暖められ実験が行なわれ



⊠ 8(a) Photographs taken every ten seconds showing the shrinkage of snowflakes by melting. White horizontal and vertical lines are threads of a nylon net. Mass of the snowflakes is indicated in the upper left-hand corner. Experimental conditions of airstream are 5.5 °C in temperature and 100 cm sec⁻¹ in air velocity.



🖾 8(b) Same as Fig. 8(a), except for snowflake mass.

- 27 -

る風洞部では 5.5 ℃にまで昇温した。外気を導入した理由は、実験中、雪片の表面で起こる水蒸気の蒸発あるいは凝結の効果をできるだけ小さくしたいためである。融解中の雪片の温度は 0 ℃と考えられるので、ほぼ 0 ℃で飽和した外気を導入することにより、水蒸気の相変化に伴う熱の交換を極力おさえることができる。垂直風洞内の気流の水蒸気密度を、実験中、時々垂直風洞の吹き出し口付近で通風乾湿計によって調べた。平均の水蒸気密度は 4.97 × 10⁻⁶ gr・cm⁻³ となり、ほぼ外気の水蒸気密度(4.71 × 10⁻⁶ gr・cm⁻³)に等しかった。このことから、風洞内の気流の水蒸気密度はほぼ 0 ℃の水の飽和水蒸気密度に等しくなっていたということができる。

このような条件の下で、融解中の雪片の形態変化を、望遠レンズ(f = 200 mm)を取り付けたニ コンFモータードライブカメラを用いて、10秒間隔で斜め下から撮影した。図8(a), (b) に撮影例を 示す。雪片は、融解によって小さくなり、最後には水滴となっている。融解が完了した後、水滴の 大きさをウォーターブルーを付着させた沪紙で測定し、これから雪片の質量を求めた。各時刻の雪 片の断面積は、印画紙上の雪片の断面積を面積計で計ることにより算定した。

融解実験は、17個の落下した雪片について行なった。この中で、3個の雪片は非対称性が大きいため、これらのデータは融解速度式を求めるデータから除外した。図9に、残り14個の試料雪片の初期断





面積(融解が起っていない時)と質量との関係を示す。雪片が球であると仮定すると,平均密度 pi は 0.036 となる。

3.2 融解過程の観察

融解例(図8(a),(b))にも示されているように、融解がかなり進行した状態を除いて、雪片の表面には凸凹した氷が露出している。詳細に観察すると、表面で生成した水は雪片の内部へしみ込んで行くことがわかった。雪片は種々の結晶の混合体であり、多くの隙間や孔を持っている。雪片は、氷の骨格をした穴だらけの構造を持っているともいえる。このような状態では、水は毛細管の作用によって間隙や孔の中に容易にしみ込んで行くと考えられる。これは、氷球や雹の融解過程とは大きく異なる点である。

氷球や雹の場合,融解した水は内部にしみ込まなくて,表面に蓄積される。この場合,外気から 氷球へ輸送される熱は、まず表面の液層を昇温させるために使われ、その後熱伝導によって内部の 氷に運ばれ、氷の融解に使われる。このような過程では、内部の氷が融解する速度(氷球の融解速 度)は、結局、空気と液層との温度差に依存した外気からの熱輸送速度に依存している。一方、雪 片が融解する場合、上に述べたように、表面には液層が存在しないので、外気から輸送される熱が そのまま雪片の融解に使われる。したがって、雪片の融解速度は空気と雪片表面との温度差に依存 する外気からの熱輸送速度によってきまる。熱輸送速度をきめる温度差は、同じ外気条件(気温、 相対湿度)でも、氷球の場合と雪片の場合とでは異なるので、融解速度も氷球と雪片の場合とでは



☑ 10 Three examples of schematic drawing of time change in the perimeter of melting asymmetrical snowflakes observed at ten seconds intervals. Symbols plus indicate crossings of the threads. 違ってくると考えられる。

図10に、速度式を得るためのデータから除外した3例の非対称性雪片の融解に伴う形態変化を示 す。対称性の良い雪片と比較して、非対称性の強い雪片は融解による形態変化を観察するのに適し ている。雪片は融解によって小さくなるが、その間、融解前の形態を良く保っていることがわかる。 また、融解中に雪片が分裂した形跡は見当たらない。これは雪片の氷の骨格構造が一般に予想され るより融解によって壊れにくいことを示している。

3.3 融解過程に関する理論的取り扱い

雪片の融解過程に関係する熱は、外気から熱伝導で輸送される熱と、雪片表面で起こる水の相変 化に伴う潜熱である。物体と空気の間で起こる熱輸送や物質輸送の過程は、伝熱理論として古くか ら研究が行なわれている。形が簡単な球、円柱、楕円体への熱および物質の輸送速度は伝熱理論に よって詳細に調べられている。雲物理学の分野では、水滴や氷球を球形とみなし、伝熱理論の応用 として、その蒸発速度や融解速度が室内実験によって求められている(Ranz and Marshall,1952; Macklin, 1963; Goyer et al., 1969; Pruppacher and Rasmussen, 1979)。

理論によれば(Macklin, 1963; Goyer et al., 1969), 氷球の表面へ単位時間に外気から輸送される熱輸送量H'は次式で与えられる;

 $\mathbf{H}' = 4 \pi \mathbf{R}' \left(\widetilde{a} \mathbf{K} \Delta \mathbf{T} + \mathbf{L} \mathbf{v} \widetilde{b} \mathbf{D} \Delta \sigma \right) \qquad (1)$

ここでR'は氷球の半径,Kは空気の熱伝導率, Δ T は氷球と氷球から充分離れた場所の外気との 温度差,Lv は水の蒸発の潜熱,Dは空気中における水蒸気の拡散係数, $\Delta \sigma$ は球の表面と表面か ら充分離れた所の外気との水蒸気密度差である。右辺第1項は熱伝導による外気から氷球への熱輸 送量を,第2項は水蒸気の輸送に伴う潜熱の輸送量を示している。係数a,bは,それぞれ熱輸送, 水蒸気輸送に関する ventilation 係数である。Yuge(1960)の実験によれば,完全な球(金属球) の場合,aはレーノルズ数が10~1,800の間において次式で表わされる;

 $\widetilde{a} = 1 + 0.275 \text{ Pr}^{1/3} \text{ Re}^{1/2}$ (2)

ここで Pr は プラントル数, Re はレーノルズ数を示す。水滴や氷球の場合も同様な式で表わされ, 式の中の係数も金属球(0.275)の場合とほぼ等しい。

氷球の場合と違って、雪片へ外気から単位時間に輸送される熱量については、現在の所、全くわかっていない。そこで、氷球に対する熱輸送理論を雪片へ拡張して使用する。雪片は完全な球でもなく、表面も凸凹が多く多孔的性質を持っている。氷球と異なったこれらの性質が熱輸送速度に影響を与えることは充分考えられる。そこで、ここでは雪片に対する熱輸送速度をHとして、この事を考慮して氷球の熱輸送速度H'を補正したものを考える。この場合、熱伝導による輸送熱量((1)式石辺第1項)に対する水蒸気の輸送に伴って発生する潜熱量(右辺第2項)の比率は、熱輸送と物質

- 31 -

輸送の物理過程の類似性を考慮すると、氷球と雪片の場合とで異なることは考えられないので、1 つの補正係数 *e* を用いて、次のように考えることにする;

 $H = \varepsilon H' = 4 \pi \varepsilon R \quad (\widetilde{a} K \varDelta T + L_V \widetilde{b} D \varDelta \sigma) \qquad (3)$

ここでRは雪片を球形と仮定した時のその球の半径を示す。 *ε* は氷球の理論を雪片に適用した時の 補正係数である。係数*ε* は実験的に求める必要がある。

水蒸気輸送に関する ventilation係数 \tilde{b} は、熱輸送と同じように与えられるものとして次のように 仮定する;

 $\widetilde{b} = 1 + 0.275 \text{ Sc}^{1/3} \text{ Re}^{1/2}$ (4)

ここでSc はシュミット数である。空気の Pr 数,Sc 数は通常, 0. 71 と 0. 60 の値であるので Pr^{1/3} とSc $^{1/3}$ はほぼ同じ値となる。ここでは Pr $^{1/3}$,Sc $^{1/3}$ として 0. 87 を用いる。したがって,a と \overline{b} はいずれも次式で与えられることになる;

$$\widetilde{a} = \widetilde{b} = 1 + 0.24 \text{ Re}^{1/2}$$
. (5)

外気から雪片の表面へ輸送される熱は、主に表面に露出した氷を融解するために使われるが、熱 の一部は、表面に残った少量の水を0℃以上に昇温させるために使われることが考えられる。しか し、昇温に使われた熱は、最終的には熱伝導によって水から0℃の氷に運ばれ、氷の融解に使われ る。水の熱伝導率は、空気の熱伝導率に比べかなり大きいので、この過程は外気からの熱輸送の過 程に比べて、充分速く起こると考えられる。ここで、これら2つの過程の熱輸送速度の違いを簡単 に算定してみる。いま単位時間に雪片の単位表面積に外気から熱伝導で輸送される熱量は、Qa = εa K A T / R で与えられるとする。一方、表面に存在する0℃以上に昇温した水から単位時間に 単位面積の氷に熱伝導によって運ばれる熱量は、Qw = Kw A T / ℓ で表わされる。 ℓ は表面に存 在する水と氷との平均的な距離であり、この場合、少し大きく見積って半径Rの1 / 10程度とする。 ここでK と Kw は空気と水の熱伝導率で、Kw / K ~ 25 となる。温度差 A T d C の過程でほぼ同 じと考え、 εa も実験条件から10程度を与えると、2つの過程の熱輸送速度の違いは、Qw / Qa = Kw / K ~ 25 となる。このように、水と氷の間で起こる熱の移動は、外気からの熱伝導に比べ非常 に速く起こることがわかる。

外気から輸送される熱の一部は、また、熱伝導によって雪片の内部へ運ばれ、雪片全体を昇温さ せるために使われることも考えられる。しかし、融解中の雪片は、生成した水のしみ込みによって、 氷と水がよくまじった状態となっており、表面と内部との温度差は極めて小さいとみられる。水と氷 との間で起こる速い熱の移動が、温度差を小さくするものと考えられる。したがって、融解中の雪 片の温度は一様に0℃であると近似してもよく、雪片全体を昇温させるために使われる熱の影響は 考慮する必要がないと考えられる。 このように、外気から輸送される熱は、すべて雪片の表面に露出した氷を融解させるために使われると仮定することは妥当であろう。 *dt*時間に融解する表層の氷の厚さを *dR*とすると次式が得られる;

ここで、Lf は氷の融解の潜熱, ρi は雪片の密度である。

融解実験中,気流の水蒸気密度(4.97×10⁻⁶ gr・cm⁻³) は0℃の水の飽和水蒸気密度(4.85×10⁻⁶ gr・cm⁻³)にほぼ等しくなっていたため,(6)式の左辺第2項は小さく,無視できる(この実験では第1項の3%程度)。左辺第2項を省略して(6)式を書き直すと,融解に伴う雪片半径Rの減少速度は次式で表わされる;

$$\frac{\mathrm{d}\,\mathrm{R}}{\mathrm{d}\,\mathrm{t}} = -\frac{\mathrm{K}\,\mathrm{d}\mathrm{T}}{\mathrm{Lf}\,\rho\mathrm{i}}\frac{1}{\mathrm{R}}\,\varepsilon\,(1+0.24\,(\frac{2\,\mathrm{R}\,\mathrm{V}}{\nu})^{1/2}) \quad \dots \tag{7}$$

ここで、νは空気の動粘性係数である。 ρi は融解していない雪片の密度であるが、水の骨格構造 が融解中壊れないとすると、融解中一定とおける。εを一定と仮定した場合の微分方程式(7)式の 解を(8)式に示す。

$$t = \frac{2 \operatorname{Lf} \rho i}{\alpha^{4} \operatorname{K} \Delta T} \frac{1}{\varepsilon} \left(\frac{1}{3} \alpha^{3} \left(\operatorname{R}_{0}^{3/2} - \operatorname{R}^{3/2} \right) - \frac{1}{2} \alpha^{2} \left(\operatorname{R}_{0} - \operatorname{R} \right) + \alpha \left(\operatorname{R}_{v}^{1/2} - \operatorname{R}^{1/2} \right) - \ln \frac{1 + \alpha \operatorname{R}_{0}^{1/2}}{1 + \alpha \operatorname{R}^{1/2}} \right)$$
(8)

ここで、 α は 0.24 $(2V/\nu)^{1/2}$, R₀は初期雪片半径、V は気流の速度である。規格化した断面積 S = π R² / π R₀² と実験の設定値を用いて、各定数の値を代入して(8)式を書きかえると、

$$t = \frac{2.36}{\varepsilon} \left(\frac{1}{3} B^3 (1 - S^{3/4}) - \frac{1}{2} B^2 (1 - S^{2/4}) + B (1 - S^{1/4}) - \ln \frac{1 + B}{1 + B S^{1/4}}\right).$$
(9)

ここで、BはαR^{1/2}である。代入した数値は以下の通りである。

$$K = 5.66 \times 10^{-5} \text{ cal} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{sec}^{-1} \cdot ^{\circ}\text{C}^{-1}$$

Lf = 79.9 cal \cdot gr^{-1}
 $\nu = 0.13 \text{ cm}^2 \cdot \text{sec}^{-1}$
dT = 5.5 °C

- 33 -

 $\rho i = 0.036 \, \text{gr} \cdot \text{cm}^{-3}$

 $V = 100 \text{ cm} \cdot \text{sec}^{-1}$

ここで、 *4*Tは空気と雪片の温度差であり、融解中の雪片の温度を0℃と仮定した。(9)式から、融解に伴う雪片断面積の時間変化を測定すれば、補正係数*6*を求めることができる。

補正係数 ε は理論と実験をつなぐ重要な係数である。 ε の物理的意味を考える時, ε の値を変化 させうる要因をはっきりさせておく必要がある。融解の問題は結局,(1)外気からどのよう速度で熱 が輸送され,(2)輸送された熱が融解にどのような割合で使われるか,という問題につきるので, ε の中には,(1)と2)の過程に関して雪片について行なったすべての仮定の影響が含まれることになる。 即ち,(1)雪片の形は完全な球ではない。したがって,これを球と仮定し,球の ventilation 係数 \tilde{a} , \tilde{b} を用いることによって生じる影響があげられる。雪片の形が球形からずれることによって ε の値 が変化することが考えられる。(ii)雪片の表面の粗度(凹凸)によって,ventilation 係数がなめらか な氷球のものと違う可能性がある。雪片の表面粗度(凹凸)によって,ventilation 係数がなめらか な氷球のものと違う可能性がある。雪片の表面粗度の影響が ε の中に含まれることが考えられる。 (iii)雪片の表面は凸凹しており、空隙部分もかなりあるとみられる。これは、表面がなめらかでつま った氷球とは、熱を受け取る実質的な表面積が異なることを意味している。雪片表面の凸凹の度合に よって ε の値が変化することが考えられる。(iV)外気から雪片表面へ輸送された熱は、すべて表面の氷 を融かすために使われると仮定した。厳密には、若干の熱が雪片の表面や内部にある水や氷を昇温 させるために使われることを考える必要がある。しかし、前にも述べたように昇温に使われる熱の 移動速度は、外気からの熱輸送速度に比べて25倍も速いのでこのような仮定の影響が ε の中に存在 するとしてもそれは極めて小さいものと考えられる。

このように補正係数 *c* の中には、氷球と異なる雪片のいろいろな性質の影響が含まれており、その物理的意味は複雑である。

3.4 実験結果

図11は規格化した雪片断面積 S の融解による時間変化を示す。D₀は雪片を球形と仮定した時の初 期直径である。初期直径が $3.8 \sim 8.6 \text{ mm}$ までの14個の雪片の融解例が示されている。図の下方に示 される破線は、融解が完了した時の S の値である; S = $(\text{Rr}/\text{R}_0)^2 = \rho i^{2/3}$ 。Rr は生成する水 滴の半径である。ここでは、S = 0.11として示されている。融解が完了する直前の測定はデータ から除いてある。この時点の雪片は表面が水でおおわれ、明らかに(9)式の適用には問題がある。初 期直径が 6.4 mmの雪片の場合には測定値が 2 回しか得られなかったが、これは、融解中の雪片が糸 から落下したために起こったものである。

規格化断面積 S と時間 t との関係を(9)式に代入し,各測定時における補正係数 ϵ を求める。これ を時間に対してプロットしたものを図12に示す。直径 8.0 ~ 8.6 mmと大きな雪片の場合, ϵ は時間 と共にわずかに減少する傾向が見られるが,多くの雪片で補正係数 ϵ は融解中ほぼ一定である。


 $\boxtimes 11$ Variation of normalized cross-sectional area caused by melting with time for various initial snowflake diameters D_0 .

融解中の平均の補正係数 ϵ mと初期直径との関係を図13に示す。個々の ϵ mは、1.4 ~ 2.1 の間の 値を取るが、初期直径によらずほぼ一定であり、平均すると 1.75の値となる。補正係数 ϵ を定数と 仮定することはほぼ妥当なものであるということができる。個々の ϵ mが試料雪片によってばらつ く原因は、試料雪片によって異なる形、表面粗度、多孔性の度合によるものと考えられる。雪片の 融解に関する補正係数 ϵ は、初期直径にそれほどよらず、また融解中ほぼ一定の値をとり、平均す ると1.75の値であると結論できる。

融解に伴う雪片半径の減少速度 d R / dt は、雪片を球形と仮定すると次式で表わされる;

$$\frac{\mathrm{d}\,\mathrm{R}}{\mathrm{d}\,\mathrm{t}} = -\frac{\varepsilon \widetilde{a}}{\mathrm{Lf}\,\rho\,\mathrm{i}} \frac{1}{\mathrm{R}} \left(\mathrm{K}\,\boldsymbol{\Delta}\,\mathrm{T} + \mathrm{Lv}\,\mathrm{D}\,\boldsymbol{\Delta}\boldsymbol{\sigma}\right). \quad (10)$$

€の値は上で述べたように1.75の値である。今後(10)式を雪片の融解速度式と呼ぶことにする。



 $\boxtimes 12$ Variation of adjustable parameter with time for various snowflake diameters D_0 . Numbers indicate the initial snowflake diameters.

雪片の表面において水蒸気の蒸発、凝結がない場合は、次式で与えられる;

 $\frac{\mathrm{d}\,\mathrm{R}}{\mathrm{d}\,\mathrm{t}} = -\frac{\varepsilon\,\widetilde{a}}{\mathrm{Lf}\,\rho\mathrm{i}}\,\frac{1}{\mathrm{R}} \quad \mathrm{K}\,\mathbf{\Delta}\mathrm{T}. \tag{11}$

融解速度式は、速度100 cm・sec⁻¹, 温度 5.5 $^{\circ}$ Cの気流中で、主に樹枝状結晶からなる立体的な 雪片について得られた。もし、速度式がこれらの条件によって変化するならば、この式を一般的に 適用するのに問題がでてくる。速度式の中では、流速の変化は ventilation係数 \overline{a} の中の Re 数によ って、温度の変化は dTで表現されている。伝熱理論によれば(甲藤,1979)、ventilation 係数 は一般に Pr 数(あるいは Sc 数)と Re 数の関数で表現することができ、物体の形が同じであれば、 流速や温度を変化させても係数(球の場合 0.275)も含めて式の表現は変わらない。これは実験的 にも確かめられている。ventilation 係数の式表現や係数に変化が起こるのは、雪片の形が融解中に 変化する場合である。しかし、すでに述べたように、雪片は全体的には融解中も最初の形を保つ傾



🖾 13 Mean value of ϵ of adjustable parameters as a function of the initial snowflake diameter.

向にあるので、速度式が流速と温度によって大きく変わることはないと考えてよい。

実験に使用した雪片と著しく性質の異なる雪片に対しては、速度式の中の補正係数 ε の値が大き く変わる可能性がある。補正係数 ε の値を変化させる因子として、雪片の形、表面粗度、多孔性等 が考えられる。事実、データから除いた非対称性の3つの雪片は、同質量の対称性のよい雪片より 早く融解する傾向があった。一般的には、実験でも示されているように、これらの因子の影響は、 補正係数 ε にして1.4~2.1の間におさまるものと考えられる。しかし、氷晶もしくは2~3 個の 氷晶からなる小雪片については、得られた速度式の直接的な適用には問題がでてくる。Knight

(1979)の実験にも見られるように、氷晶もしくは2~3個の氷晶からなる雪片では、融解によって生成した水は結晶の表面にたまるだけで移動しない。これは、多くの結晶からなる雪片とは融解の過程が本質的に異なるわけで、このような雪片には、明らかにこの実験で得られた速度式は適用できない。

- 37 -

4. 0℃高度下の雪片の融解に関する数値計算

実験によって求めた融解速度式を基本式として用い,0℃高度より下で起こる雪片の融解に関す る数値計算を行った。大気の相対湿度と雪片の大きさ,密度をパラメータとして,雪片の直径,含 水率,落下速度の高度変化を計算によって求めた。外気から熱伝導で雪片へ輸送される熱と同様, 雪片表面で起こる潜熱の交換が雪片の融解に重要な影響を与えると考えられるため,数値計算では, 特に相対湿度が融解に与える効果に着目した。

4.1 数値モデル

4.1.1 仮 定

簡単のため、雪片は球形とし0℃高度より落下するものとする。図14に数値モデルの概略を示す。 0℃高度より下の大気は、気温減率rが6℃・km⁻¹であり、相対湿度RHは高度によらず一定と する。この仮定は、降水時の平均的な大気状態を参考にして採用した。雪片が0℃高度より落下し 雨滴となるまでの間、外気の気温と相対湿度は変化しないものとする。その他の仮定を下に示す。 (1)雪片はしっかりした氷の骨格構造をもっており、これは融解によって壊れない。融解は雪片



⊠14 Schematic drawing of a model. Snowflakes of various sizes, originating at 0 °C level, fall sublimating and melting toward the ground.

表面で起こり、生成した水は骨格構造の内部へしみ込み、表面には蓄積されない。しみ込んだ水は 融解速度に影響を与えない。

(2)融解中の雪片の温度は0℃とする。

(3) 落下中に,雪片の分裂,併合はない。

(4) 雪片の半径が同質量の水滴の半径に等しくなった時,融解は完了したものとする。

4.1.2 融解中の雪片の落下速度

落下中の雪片に働く外力は,重力,抗力,浮力であり,雪片の浮力は一般に小さいので無視でき るとすると次式がなりたつ;

$$M \frac{dV}{dt} = Mg - \frac{1}{2} \rho_a C dS' V^2$$
 (12)

ここで,Mは雪片の質量,gは重力加速度, Paは空気の密度,Cdは雪片の抵抗係数,S'は雪片の断面積,Vは落下速度である。雪片が終端速度に達している状態では重力と抗力は釣り合っているので次式が得られる;

 $Mg = \frac{1}{2} \rho_a Cd S' V_t^2 .$ (13)

雪片を球形と仮定すると、落下速度 Vt は次式で与えられる;

 $Vt = \left(\frac{8 \text{ g}}{3\rho_a}\right)^{\frac{1}{2}} C_{d}^{-\frac{1}{2}} \rho_{1}^{\frac{1}{2}} R^{\frac{1}{2}}. \quad (14)$

(13) 式は、もし抵抗係数 Cd が個々の雪片であまり違わないとすると、落下速度の2乗 Vt²と質 量と断面積の比 M/S'は比例することを示している。図15(a)と(b)に、観測によって得られ た Vt²と M/S'との関係を示す。データは1978年と1979年の冬期に新潟県長岡市で行った降雪 観測によるものである。観測では落下中の雪片の落下速度、質量、断面積の同時測定を行っている が、観測の詳細については、5章で述べてある。図の中で、〇印は地上気温が0℃以上の観測例で あり、△印は0℃以下の場合を示す。Vt²はほぼ M/S'に比例している。特に気温が0℃以下の場 合の測定値は、抵抗係数 Cdを1.2とした時の(13)式によりよく表現されていることがわかる。 この値は、Magono and Nakamura (1965)が地上気温がほぼ0℃の場合に観測で得た値1.3 にほ ぼ等しい。気温が0℃以上の場合、推定される抵抗係数 Cd は 0.6 ~ 1.2 の間でばらついている。 小さい抵抗係数 Cd ≈ 0.6をもったと考えられる雪片はかなり融けた雪片であり、質量は 2 mg 以 上のものが多く、霙の中で観測された。抵抗係数 Cd ≈ 0.6 は、直径が 1.2 mm (質量は約1 mg)以 上の雨滴の抵抗係数に相当するので、このかなり融けた雪片は抵抗係数に関してほぼ雨滴に近い性 質を持っていたといえる。観測の結果から考えると、融解中の雪片の抵抗係数 Cd は融けていない

- 40 -

5



⊠15(a) Relation between snowflake fall velocity and the ratio of snowflake mass to snowflake crosssectional area obtained in the observation in January 1978, at Nagaoka city, Niigata prefecture, Japan.



⊠15(b) Same as Fig.15(a) except for February 1979.

雪片の値(Cd = 1.2)とそれと同質量の雨滴の抵抗係数との間にあるといえる。

物体の抵抗係数は、一般的に、物体の形、角張っている程度、表面粗度等によって変化する(西山、1971;石崎、1977)。実験によれば、物体の形が球形に近づくほど、角張った形態に丸みがつくほど、表面が滑らかになるほど、物体の抵抗係数は小さくなる。この時の抵抗係数の変化はRe数200~4000程度で最高2.0(角板)から最低0.4(球)にまで減少する。雪片は融解によって、角がとれて丸みをおび、表面も滑らかになり、最後に球形の雨滴になる。融解の過程は明らかに抵抗係数を小さくする作用がある。角張った雪片(Cd = 1.2)から融解によって滑らかな球に近い雨滴(Cd \simeq 0.6)になるまでの抵抗係数の変化が観測結果に表わされているとみることができる。

抵抗係数の変化の度合は,融解の度合に応じると考えられる。融解の度合は雪片半径Rの変化として現われるので,抵抗係数 Cd を半径 R の関数として近似することができる。最も簡単に近似す

気象研究所技術報告 第8号 1984

るならば、次のように1次関数で近似することができるであろう;

$$Cd = \frac{1.2 - Cdr}{Ro - Rr} (R - Ro) + 1.2$$
 (15)

ここで Cdr は初期半径 Ro の雪片が融けて雨滴となった時の抵抗係数, Rr は融解中の雪片の半径 である。半径 Rr の雨滴の抵抗係数 Cdr は(14) 式から次のように与えられる;

 $Cdr = \left(\frac{8 g}{3 \rho_a}\right) \rho_W Rr Vt^{-2} \qquad (16)$

ここで Pw は雨滴の密度である。Vt' は雨滴の落下速度で, Best (1950)によれば, 次のように与 えられる;

$$V'_{t} = 932 (1 - \exp(-(Rr / 0.885)^{1.147})).$$
 (17)

融解雪片の抵抗係数 Cd を, このように半径 Rの関数で表 すならば, 融解雪片の落下速度 Vt は 結局半径 Rの関数となる。

上で述べた議論は、雪片の落下速度が常に終端速度に達しているという仮定に基づいている。しかし、一般的には、融解中の雪片は、断面積の減少による抗力の変化を常にうけているので、必ずしも終端速度に達しているとはいえない。(12)式により、抗力の変化による落下速度の応答特性を調べてみる。(12)式より、 $A = \rho_a \operatorname{Cd} S' / 2 \operatorname{Mg}$ とし、終端速度 $Vt = 1 / \sqrt{A}$ を用いると落下速度V は次のように与えられる:

$$V = V t \left(\frac{e^{\frac{2g}{Vt}t} - 1}{e^{\frac{2g}{Vt}t} + 1} \right). \quad (18)$$

いま融解中の雪片の平均の終端速度を Vt \approx 300 cm・sec⁻¹ 程度として計算してみると, $\tau \approx 0.2$ 秒となる。応答時間 τ は非常に短い。いま,融解による落下速度の時間変化は,落下速度が常に終 端速度となっていると仮定した場合,大きくても1秒間に 20 cm・sec⁻¹ 程度の変化である(数値 計算の結果より)。常に終端速度であることを仮定した場合に落下速度に与える誤差は,最大で20 cm・sec⁻² × $\tau \approx 4$ cm・sec⁻¹ 程度となる。

4.1.3 計算スキーム

雪片の融解過程は、大気の状態が水飽和の場合と水未飽和の場合とで異なる。飽和の場合、0℃ 高度の直下では雪片の表面へ水蒸気の凝結が起こり、未飽和の場合は、雪片の表面から水蒸気が昇 華する。このため計算のスキームも2つの場合でやや異なる。

1)0℃高度の下の大気が水飽和の場合

0~

- 42 -

外気の水蒸気密度は、0 Cの氷の飽和水蒸気密度より高いため、落下中の雪片の表面へ水蒸気が 凝結する。雪片は外気から熱伝導で輸送される熱と凝結熱の両方で融解する。雪片半径Rの融解に よる減少速度は(10)式で与えられる。0 C高度より下では、融解中の雪片の温度は0 Cに保たれ ると仮定することができるので、(10)式の中の温度差 4Tと水蒸気密度差 4σ は次のように与え られる;

 $\Delta T = \gamma Z$

ここでZは雪片の0℃高度からの落下距離, Mo は水の分子量, \widetilde{R} は普遍気体定数, Ta = 273.15 + rZ は外気温, $e_a = (RH / 100) × e_{sat}$ (Ta)は外気の水蒸気圧, RH は相対湿度(この場合は水飽和で100%), $e_s = e_{sat}$ (T = 273.15°K)は0℃の雪片表面の飽和水蒸気圧である。 水の飽和水蒸気圧 e_{sat} (Ta)は Ta の関数として Tetens の公式によって次のように与えられる;

 $\frac{\mathrm{d}\,\mathrm{Mw}}{\mathrm{d}\,t} = \frac{4\,\pi\,\varepsilon\,\widetilde{\mathrm{a}}\,\mathrm{R}}{\mathrm{Lf}}\,(\mathrm{K}\,\mathrm{\Delta}\,\mathrm{T} + \mathrm{L}\,\mathrm{v}\,\mathrm{D}\,\mathrm{\Delta}\sigma\,) \qquad (21)$

のように与えられ,凝結する水の質量 mc の時間変化は,

 $\frac{\mathrm{d}\,\mathrm{m}_{\mathrm{c}}}{\mathrm{d}\,\mathrm{t}} = 4\,\pi\,\varepsilon\,\widetilde{\mathrm{a}}\,\mathrm{R}\,\mathrm{D}\,\mathrm{d}\,\sigma \qquad (22)$

で与えられる。したがって,落下距離Zの高度までに生成する水の質量 Mw と mc は,これらの式 を数値積分することによって求められる。凝結した水は液体の状態を保つとすると,雪片の含水率 F(%)は Mw とmc を用いて,

 $F = \frac{Mw + mc}{Mi + mc} \times 100 \qquad (23)$

- 43 -

のように表わされる。ここで, Mi は雪片の初期質量である。凝結した水の質量は雪片の質量を増加させ, 落下速度を増加させる付加的効果がある。

2)0℃高度より下の大気が水未飽和の場合

図16に、未飽和大気中における雪片の融解に関するモデルを示す。実線は外気温,破線は RH = 90%の時の外気の水蒸気密度の高度変化である。0 $^{\circ}$ の飽和水蒸気密度は 4.85 × 10⁻⁶ gr · cm⁻³ であり、図の上方の中央に示されている。0 $^{\circ}$ 高度から落下する雪片は 3 つの異なった過程を経て 雨滴となる。それらの過程に対応して、大気を 3 つの層 — I層(雪), II層(ぬれ雪),および III層(ぬれ雪) — にわけることができる。



Schematic drawing showing the effects of air temperature and water vapor density of the air on melting of snowflakes below freezing level. The layer below freezing level is divided into three sublayers(I), (II), and (III) due to the difference in heat transfer.

I層(雪)では、外気の水蒸気密度が0℃の氷に対する飽和水蒸気密度より小さいため、雪片表 面から水蒸気の昇華が起こる。昇華による冷却効果が、外気からの熱伝導によって暖まる効果より 大きいため、雪片は冷やされ融けない。II層(ぬれ雪)では、外気によって暖まる効果が昇華によ って冷やされる効果より大きいため、雪片の融解が起こる。III層(ぬれ雪)では、外気の水蒸気密 度が0℃での水の飽和水蒸気密度より高くなるため、雪片表面へ水蒸気が凝結する。融解は凝結に より発生する熱と外気から熱伝導で流入する熱の両方で起こるため急速に進行し、最終的に雨滴が 生成する。各層における理論的取り扱いを下に示す。

(a) I層(雪)

この層では、雪片は昇華によって冷やされ融けない。昇華に必要な熱は外気からの熱伝導で流入 する熱で補われる。定常状態では、2つの熱は釣り合うので次式が得られる;

 $K (Ta - Ts) = \frac{Ls DMo}{\widetilde{R}} \left(\frac{e's}{Ts} - \frac{e_a}{Ta} \right) \qquad (24)$

ここで、Ta は気温、Ts は雪片の温度、Ls は昇華熱、ea は外気の水蒸気圧、es' は温度 Tsの 雪片表面の氷の飽和水蒸気圧である。Tetens の公式によれば、es'(Ts)は、水に対する飽和蒸 気圧と同じような形で次のように与えられる;

いま,各落下距離 Z で定常状態が成立しているとすると, (24) および (25) 式から,ある距離 Z における雪片温度 Ts の値を数値的に求めることができる。後で示すが,求められた温度 Ts は落 下距離と共に高くなり,最終的に 0 ℃となる。この温度から雪片の融解が始まり,雪片は II 層に入 る。雪片の昇華によって起こる半径の減少速度,質量の減少速度,含水率を下に示す。含水率は融 解が起こっていないので 0 となる。

$\frac{\mathrm{d}\mathrm{R}}{\mathrm{d}\mathrm{t}} = -$	$\frac{\widetilde{a} \varepsilon DMo}{\widetilde{R} \rho_{i}} \frac{1}{R} \left(\frac{e's}{Ts} - \frac{e_{a}}{Ta} \right)$	(26)
$\frac{dM}{dt} = -$	$\frac{4\pi \varepsilon \widetilde{a} DM_{o}}{\widetilde{R}} R \left(\frac{e'_{s}}{Ts} - \frac{e_{a}}{Ta} \right) \qquad \dots$	(27)
F = 0		(28)

ここで、Mは雪片の質量である。雪片の半径、質量、落下速度の高度変化は、前と同様に求めることができる。

(b) Ⅱ層(ぬれ雪)

雪片が I 層を通過し、Ⅱ層に入ってくると融解が始まる。Ⅱ層では、外気から熱伝導で雪片へ流入する熱は、蒸発(あるいは昇華)と融解に使われる。雪片半径の減少は、融解と蒸発によって起こり次式で示される;

$$\frac{\mathrm{d}\,\mathbf{R}}{\mathrm{d}\,\mathbf{t}} = -\frac{\varepsilon\,\widetilde{\mathbf{a}}}{\mathrm{Lf}\,\rho_{1}}\,\frac{1}{\mathrm{R}}\left[\mathrm{K}\,(\mathrm{Ta}-273.15) - \mathrm{Ls}\,\mathrm{D}\,\frac{\mathrm{Mo}}{\widetilde{\mathrm{R}}}\left(\frac{\mathrm{e's}}{273.15} - \frac{\mathrm{e}_{a}}{\mathrm{Ta}}\right)\right] \\ -\frac{\widetilde{\mathbf{a}}\,\mathrm{DMo}}{\rho_{1}\,\widetilde{\mathrm{R}}}\,\frac{1}{\mathrm{R}}\left(\frac{\mathrm{e's}}{273.15} - \frac{\mathrm{e}_{a}}{\mathrm{Ta}}\right) \qquad (29)$$

- 45 -

気象研究所技術報告 第8号 1984

ここで、右辺第1項は融解による半径Rの減少を、第2項は蒸発による半径の減少を示す。雪片表 面で起こる蒸発は、水から起こる過程であるか、氷から起こる過程であるかははっきりしない。融 解実験の観察によると、融解中、雪片表面には氷が露出していた。ここでは蒸発は昇華によって起 こると仮定する。この層では、外気の水蒸気密度は0℃の水の飽和水蒸気密度に近く、層厚もそれ ほど厚くない。したがって、いずれの過程を採用しても数値計算の最終的な結果にはあまり影響し ない。

雪片の含水率 F は次式で与えられる;

$$F = \frac{Mw}{Mi - ms} \times 100 \qquad (30)$$

ここで, Mw は融解により生成した水の量, ms は昇華によって失なわれた氷の量である。 Mw と とms は(29)式の右辺第1項と第2項を時間積分することによって得られる。前と同様な方法で 雪片の半径, 質量, 落下速度, 含水率の高度変化が求められる。

(c) Ⅲ層(ぬれ雪)

この層では、外気からの熱伝導で流入する熱に、表面での水蒸気の凝結熱が加わるため融解が急速に進む。理論的取り扱いは、飽和大気中の雪片の融解(4.1.3 1))の場合と同様である。

$\frac{\mathrm{d}\mathrm{R}}{\mathrm{d}\mathrm{t}} = -$	$\frac{\varepsilon \widetilde{a}}{Lf \rho_{i}} \frac{1}{R}$	K (Ta -	- 273. 15)	- Lv D	$\frac{Mo}{\widetilde{R}} \left(\frac{e_{S}}{273.15} \right)$	$-\frac{e_a}{Ta}$	(31)
$\frac{\mathrm{d}\mathrm{m}\mathrm{c}}{\mathrm{d}\mathrm{t}} = -$	4πεãD	$\frac{Mo}{\widetilde{R}} R\left(\frac{1}{2}\right)$	<u>es</u> 273.15	$\frac{e_a}{Ta}$		·····	(32)
Маа	$+ m_c$						

 $F = \frac{MW + IIIC}{Mi + m_C} \times 100 \qquad (33)$

融解速度式(10)に初期値を与え、これを時間的に積分することによって、まず基本となる雪片の半径Rの時間変化を得て、さらに、雪片の半径、含水率、落下速度の高度変化を求める。計算は 融解が完了する時点で打ち切る。計算では時間差分 *4* t は1 秒とした。差分 *4* t を 0.5 秒、1 秒、 5 秒、10秒を与えてテストした結果、雪片半径Rの時間変化は与えた時間差分にはほとんど影響さ れなかった。但し、融解が完了する時間は与えた時間差分 *4* t だけの差があった。したがって、融 解が完了し雨滴が生成する落下距離は、時間差分 *4* t の違いにより、この計算では最大10m 程度の 差が生じる。

この節では、各層における雪片と空気との間の熱と水蒸気の輸送については、定常状態を仮定し ている。しかし落下する雪片のまわりの状態は常に変わるため、厳密には、この定常状態の仮定は 成立しない。特に、雪片が昇華している時、雪片の温度は変化し、定常の仮定は成り立たない。昇 華過程における雪片温度の応答特性を調べてみる。

- 46 -

いま初期温度 Ts, o をもつ雪片を相対温度 R H, 気温 T $_{\infty}$ (>Ts, o)の空気にさらしたとする。 雪片の温度 Ts は昇華によって下がり,最終的には定常温度に達する。この時の応答時間 τ を求める。外気から雪片へ熱が輸送される速度 Fx は次のように与えられる;

$$Fx = 4\pi \varepsilon R\widetilde{a} \left[K (T_{\infty} - T_{S}) + L_{S} D (\rho_{\infty} - \rho_{S}) \right] \qquad (34)$$

ここで、 ρ_{∞} は空気の水蒸気密度で $\rho_{\infty} = \rho_{sat}$ (T_{∞}) × RH/100 である。また ρ_{s} は雪片表面の氷の飽和水蒸気密度であり、 $\rho_{s} = \rho_{sat}$ (T_{s})である。雪片の温度の時間変化については、(34) 式から次のように書き表わされる;

ここで、 ρ_i は雪片の密度、Cは氷の比熱である。いま、狭い温度領域では飽和水蒸気密度は温度の1次関数とみなせるので、 ρ_{sat} (T_∞) – ρ_{sat} (T_s) = β (T_∞ – T_s)となる。これを(35) 式に代入して、この微分方程式を解き、応答時間 τ を求めると次のようになる;

$$\tau = \frac{\rho_{\rm i} \, C \, R^2}{3 \, \varepsilon \, \widetilde{a} \, (K + L \, s \, D \, \beta)} \,. \tag{36}$$

いま,雪片の応答時間 でを次のような雪片を代表する値と数値を入れて(36)式を用いて計算する;

$$P_i = 0.02 \text{ gr} \cdot \text{cm}^{-3}$$

 $C = 0.5 \text{ cal} \cdot \text{gr}^{-1} \cdot ^{\circ}\text{C}^{-1}$
 $R = 0.3 \text{ cm}$
 $K = 5.66 \times 10^{-5} \text{ cal} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{sec}^{-1} \cdot ^{\circ}\text{C}^{-1}$
 $Ls = 677 \text{ cal} \cdot \text{gr}^{-1}$
 $\beta = 3.6 \times 10^{-7} \text{ gr} \cdot \text{cm}^{-3} \cdot ^{\circ}\text{C}^{-1} (0 ^{\circ}\text{C} \text{ 付近})$
 $\varepsilon \tilde{a} = 10 \text{ (Vt} = 100 \text{ cm} \cdot \text{sec}^{-1} \succeq \text{ J} \mathbb{Z})$
 $D = 0.22 \text{ cm}^2 \cdot \text{sec}^{-1}$

応答時間 τ は、0.3 秒となり、雨滴の応答時間が通常 4 ~ 5 秒であるのに比べ、応答が非常に早い。 雪片の昇華過程における定常状態の仮定は妥当なものといえる。定常状態を仮定して計算した場合、 雪片の融解が開始する高度(I層の底の高度)に与える誤差は、 $\tau \times Vt$ 程度となる。雪片の落下 速度を 100 cm・sec⁻¹ とすると、この誤差は 0.3 m 程度となる。I層の厚さは、普通 100 m以上 あるので誤差は 0.3 %以下となる。

4.2 計算結果

4.2.1 雪片の温度の高度変化

図17に,計算によって求めた雪片の温度の高度変化を破線で示す。計算で与えた外気条件は,相 対湿度がRH=100,90,80%の3例で,気温の高度変化は6℃・km⁻¹(実線)である。 雪片



☑17 Calculated snowflake temperature as a function of distance below freezing level for various relative humidities of air. Calculated snowflake temperature is indicated by dashed lines. The ambient air temperature is also indicated by a solid line as a reference.

気象研究所技術報告 第8号 1984

の粒径は、(24)式から明らかなように、この数値モデルでは雪片の温度に影響を与えないので、 条件として与えていない。矢印は雪片の温度が0°となる高度、つまり融解が開始する高度を示す。 この高度より下では融解によって雪片の温度は0°に保たれる。大気が飽和(RH=100%)して いると、融解は0°高度から始まるが、未飽和の場合は0°高度から、ある距離落下しないと融解 が始まらない。この距離は相対湿度が90%まで120m、80%で250m、70%で390mとなる。この ように大気が水未飽和の場合、0°高度の下に、雪片の融解が起こらない非融解層がかなり厚く形 成されることは興味深い。この非融解層はI層(雪)に相当する。図18に、形成する非融解層の厚 さと相対湿度との関係を示す。この場合、層の厚さを融解が開始する高度の外気温(気温減率r = 6°・km⁻¹)で示す。実線は融解が開始する高度の気温と相対湿度の関係であり、この融解開始線



☑18 Dependence of melting on air temperature and relative humidity of air. A solid line is a critical line of melting.

の下側の高度(気温)では雪片の融解がまだ起こらないが、上側の高度(気温)では融解がすでに 起こっている。融解開始線を直線とみなすと、RH=100-13T で表わされる。この関係式は、 物理的には、温球温度が0℃となるような気温と相対湿度の関係を示している。このように相対湿 度が低いほど非融解層は厚くなる。

最近,藤吉・武田(1980) はレーダ観測によって、0℃高度の下、1~1.5 km の高度にでき たブライトバンドを見出だした。この時、0℃高度付近は、相対湿度が低く、50%以下となっていた。こ の原因はデータ不足ではっきりしないが、現象的には0℃以上の高温時にみられる降雪現象とよく 似ている。低湿度による雪片の冷却効果を示唆している。これについては後で詳しく述べる。

- 49 -

4.2.2 雪片の直径, 含水率, 落下速度の高度変化

図19(a),(b),(c)に雪片直径の高度変化を示す。相対湿度の条件としては,100%,90%,



⊠19(a) Calculated snowflake diameter as a function of distance below freezing level for various relative humidities of air. Density of snowflakes is 0.005 gr • cm⁻³.





- 50 -

気象研究所技術報告 第8号 1984



 \boxtimes 19(c) Same as Fig. 19(a) except for density $\rho_i = 0.04$.

80%を,雪片の密度としては $\rho_i = 0.005$ (軽い), $\rho_i = 0.02$ (中程度), $\rho_i = 0.04$ (重い) が 与えられている。矢印は融解が開始する高度を示す。大気が飽和していると,融解は0℃高度の直 下より始まり,雪片の直径は急速に小さくなり最後に雨滴の直径となる。未飽和の場合,0℃高度 の下ではまず昇華が起こり,これによって直径が僅かに減少する。融解が開始すると雪片は急速に 小さくなり最後に雨滴になる(破線,一点鎖線)。直径の変化は,一般に,融解層中で大きく非融 解層中では非常に小さい。雨滴のなる高度は,雪片の初期直径と密度が大きいほど,また相対湿度が 低いほど低くなる。融解が始まる高度は,相対湿度に依存し,融解が完了する高度は相対湿度の他 に雪片の初期直径と密度に依存している。ここでいま,初期直径が13 mm,密度が $\rho_i = 0.04$ の 雪片の高度変化を例にとってみる(図19(c))。計算例の中で,これは一番重くて大きい雪片で ある。この時,生成する非融解層と融解層の厚さは相対湿度100%でそれぞれ0mと620m,90% で120mと590m,80%で250mと570mとなる。相対湿度が低くなると非融解層は厚く融解層は 逆に狭くなる。この時生成する雨滴の直径はいずれも約5 mm となり,地上で観測される最大の雨 滴粒径に近い。雪片の初期直径と密度がこれより小さくなると,雨滴が生成する高度は高くなり, 生成する雨滴の直径は小さくなる。たとえば,雨滴直径にして1~3 mm 程度の雪片は,0℃高度

- 51 -

より下,数100mの層内で融解が完了する。これらの結果は,雪片の融解速度が,蒸発による冷却 効果と雪片の熱容量に大きく依存していることを示している。相対湿度が低いほど,蒸発による冷 却効果が大きくなり,雪片は融けにくくなる。粒径と密度が大きいほど雪片の熱容量は大きく,融 け終わるまでに時間がかかる。

図20(a),(b),(c)に雪片含水率の高度変化を示す。矢印は融解が開始する高度である。含 水率曲線の上の数字は,初期雪片の直径である。含水率は落下距離と共に増加し,最後には100% となる。落下距離に対する含水率の増加の速度は,小さくて軽い雪片ほど大きい。また,同じ粒径, 密度の雪片でも,相対湿度が低いほど含水率の増加速度は大きい。これらの原因は,(i)小さく で軽い雪片ほど落下速度が小さく融解速度が大きいため,落下距離に対する含水率の増加速度が大 きくなるためであり,(i) 相対湿度が低くなるほど,非融解層中での昇華量が大きくなるため, 雪片はますます小さくなり,これが融解層に入ると急速に融けるため含水率の増加速度が大きくな る,ためである。(i) の状況は,特に軽くて小さい雪片の場合に顕著に見られる。粒径,密度が 非常に小さい雪片は,相対湿度が低くなると,融解層に入る前に昇華によって消滅してしまうこと がある。この例は,図20(a)の初期直径3,5,7 mmの雪片に示される。







 $\rho_{\rm i} = 0.02$.

図21に雪片の落下速度の高度変化を示す。曲線の端の数字は初期雪片の直径である。相対湿度が 100%の場合,落下速度は0℃高度から徐々に増加し,最終的に雨滴の落下速度となる。相対湿度 が90%の場合,落下速度は最初はほとんど変化しないが融解が開始すると急速に大きくなる。この ような落下速度の変化は,主に融解による雪片断面積の減少によって起こる。雪片の落下速度は, 融解の完了直前でのみ増加するとした Austin and Bemis (1950)の推測はあまり妥当なもので はないことがわかる。

計算によって得られた結果をまとめて下に示す。

(1)0℃高度より下の大気が水飽和の場合,雪片の融解は0℃高度の直下より始まり,融解層が 形成される。形成する融解層は,雪片の粒径,密度が大きくなるほど厚い。

(2)0℃高度より下の大気が水未飽和の場合、雪片は0℃高度より下、かなりの距離にわたって 昇華し、昇華によって雪片は冷されるため融けない。この時形成する非融解層は、相対湿度が低い ほど厚くなる。融解層は、この非融解層の下に形成する。融解層は、相対湿度が低いほどうすく、 雪片の密度、粒径が大きいほど厚くなる。

(3)0℃高度より下における雪片の含水率と落下速度は、大気の相対湿度、雪片の密度、粒径に



🖾 20(c) Same as Fig. 20(a) except for density $\rho_i = 0.04$.

依存して変化する。

このように、雪片の融解過程に影響を与える因子として、これまで指摘されている気温の他に相 対湿度、さらには雪片の粒径、密度が重要であることがわかる。



⊠21 Calculated snowflake fall velocity as a function of distance below freezing level for relative humidities of RH = 100 %and 90%; D₀ is snowflake diameters and ρ i densities.

4.3 計算結果と解析結果との比較

解析結果と比較しやすいように、計算結果を前節で示された図を基にして書き直し、図22(a), (b),(c)に示す。破線は雪片の融解が開始する高度の気温と相対湿度の関係(融解開始線)を 示し、ほぼ直線となる。実線は融解が完了する高度の気温と相対湿度の関係(融解完了線)で2次 式に近い曲線となる。融解開始線は雪片の性質によらないが、完了線は粒径、密度にも依存してい る。完了線に沿って書かれた括弧の中の数字は生成する雨滴の直径(mm)である。相対湿度が低 いほど雪片表面での水蒸気の昇華量が多くなり、生成する雨滴直径は小さくなる。点刻の領域は遷 移領域で、この領域では水分を含んだ雪片(霙に相当)が存在する。先の解析結果(図5(a),(b), (c))と計算結果を比較してみると、融解の開始線と完了線の定性的傾向は、ほぼ一致している。

ここで、解析で得られた関係式の意味を計算結果を用いて考察する。0℃以上の高い地上気温で 観測される降雪現象は融解の開始線と関連していると考えることが出来る。この現象は先の解析で 得られているように RH cri (snow) とTの関係式で表わされる。これを計算結果と比較しやす いようにまとめて、図23に示す。破線は解析によって得られた各地点における関係であり、実線は 計算結果である。破線と実線とはほぼ一致している。しかし、融解の起こっていない領域が、解析 の方が理論より広くなる傾向が見られる。これは、(1)解析の非融解領域は、目視によって雪と 判定された領域であり、僅かに融けた降雪は霙ではなく雪と判定されやすいためであり、(2)応 答の遅れにより、実際の雪片の温度は、計算の温度よりいくらか低くなっているため、と考えられ る。これらの原因を考慮すと、解析結果と計算結果はよく一致しているとみることができる。解析 例における相対湿度の高度分布は分らないが、地上気温が0℃以上の時にみられる降雪現象は低い 相対湿度の大気中で起こった現象であり、これは昇華によって雪片が冷やされ融けないために起こ ったと解釈できる。

図5に示されている遷移領域の幅は融解の完了線と関連していると考えられる。遷移領域の幅は、 2章ですでに述べたように、それぞれの相対湿度に対する気温の幅で示される。すなわち、ある相 対湿度の大気中を落下する雪片が融け始めてから融け終わるまでに経験する気温領域とも考えるこ とができる。数値計算では、広い気温幅は、落下する雪片の粒径、密度が大きいことを意味する。 この観点からすると、解析で得られた各地点の気温幅は、各地点の降水中にときどき観測される雪 片の粒径あるいは密度の最大値を反映していると考えられる。これより小さくて軽い雪片は雨とし て地上に落下するため、遷移領域内に含まれてしまう。

解析で得られた遷移領域の幅から、各地点の雪片の最大直径を計算結果を参考にして見積ること が可能である。各地点の雪片の密度はわからないので、これまで報告されている平均的な密度(*P*i = 0.02)を採用する。図22(b)を参考にすると、輪島の遷移領域の幅(ここでは最大幅2.2℃に 着目する)は、直径にして約11mmの雪片の融解完了線に相当する。日光の幅は1.8℃で、直径 にして約8mm、松本は1.2℃で約6mmとなる。雪片の最大直径は、輪島、日光、松本の順に小 さくなっている。



☑22(a) Relationship obtained from previous calculation among precipitation types on the ground, surface air temperature, and relative humidity, for various initial diameters of snowflakes whose density is 0.04. Solid lines indicate the relations in the completion of melting, for various initial snowflake diameters. Numbers in parentheses on the lines indicate diameters of generated raindrops due to melting. In this case, it is assumed that snowflakes fall melting and evaporating through air with constant relative humidity.

57 -





気象研究所技術報告 第8号 1984



🖾 22(c) Same as Fig. 22(a) except for density $\rho = 0.005$.

ここで示した見積りは,解析で得られた遷移領域の幅が融解速度式が適用できるような雪片と関連 している場合に,妥当なものといえる。解析に用いた資料の中には,雪片の性質に関する記録が含 まれていないのではっきりしないが,内陸の松本や日光の資料の中には氷晶もしくは2~3個の氷 晶からなる小雪片の降雪が含まれているかもしれない。しかし,これらの降雪は融解の進行が早い ため,解析結果の中では遷移領域の中に雨として取り込まれてしまっていると考えられる。遷移領 域の幅は,主に速度式が直接適用できる大きい雪片に関連しているものと考えることができる。

図24に,各地点の降水強度の出現頻度をヒストグラムで示す。解析の対象とした期間は,2.2節 と同じであるが,日光については降水量のデータが入手できない期間があり短くなっている。降水 強度は前1時間の降水量で表わすことにする。0.0~0.5mm/hrの弱い降水強度の出現頻度は, 松本が一番高く,日光,輪島の順に低くなっている。これに反して,1mm/hr以上の降水強度の 出現頻度は輪島が一番高い。これから判断すると,降水強度の大きい降水は輪島で降りやすく,日 光,松本の順に降水強度が弱くなってゆく傾向があるといえる。この傾向は,各地点で見積られた 雪片の最大直径の順序と一致する。

図25に長岡市において観測した降雪中の雪片断面積の出現頻度をヒストグラムで示す。長岡市は 輪島と同じ北陸地方の日本海沿岸地帯にあり、冬期の降雪の状況は輪島と似ている。したがって降 雪中の雪片の性質も長岡と輪島とでは似ていると考えられる。図の横軸は雪片断面積を10 mm² 毎 に分けたクラスを示し、縦軸は相対出現度数を示す。1978年2月と1979年1月の種々の降雪中で 測定した全雪片の個数は198個である。降雪中には比較的小さい雪片が卓越し、50 mm²以下の断



23 Dependence of melting of snowflakes on air temperature and relative humidity. A solid line and dashed lines are critical lines obtained from the calculation and the analyses for three Weather Stations, respectively.



X24 Histogram showing relative frequency of hourly precipitation rate at each station. The analyzed periods are as follows: Jan.-Mar. 1975-1978 at Wajima, Oct.-May 1970-1977 at Matsumoto, and Oct.-May 1975-1977 at Nikko.



EX25 Histogram showing relative frequency of cross-sectional areas of snowflakes observed in January of 1978 and in February of 1979 at Nagaoka in Japan. The numbers of abscissa indicate the sign of classified cross-sectional areas. Total number of observed snowflakes is 198.

面積をもつ雪片が圧倒的に多い。大きい雪片も存在し,120 mm²もの断面積をもつものが見られる。 更に大きい雪片も見られるが,出現頻度が極めて小さく2%以下である。これからすると,長岡で 時々観測される大雪片の断面積は120 mm²程度と見られる。これを直径に換算すると約12 mmとな り,輪島の解析の最大直径11 mmとほぼ一致する。解析の最大直径は,降雪中に時々見られる大雪 片の直径と対応している。日光と松本の大雪片の粒径についてははっきりしない。しかし,一般的 にいって,内陸の日光や松本の大雪片の粒径は,沿岸の輪島の大雪片に比べて小さいことは充分考 えられる。計算結果と解析結果はよく対応しているようである。

4.4 雪片の昇華,融解に伴う大気の変化

0℃高度より下では、雪片は一般に昇華、融解、凝結等の過程を経て雨滴となる。昇華、融解に 必要な熱は外気からの熱伝導で補われるので、大気の気温は常に降下する傾向にある。また、昇華 や凝結により起こる水蒸気密度と気温の変化によって、大気の相対湿度も常に変化すると考えられ る。藤吉・武田(1980)は簡単な試算から、0℃高度より下の空気が入れ替わらない状態(閉じ た系)で、降水量として2mmの雪片が蒸発すると外気温は数度降下すると述べている。空気の入 れ替わりがあると、気温の降下量はこれより小さくなる。現在のところ、大気中で起こる空気の入 れ替わりの程度に関して、我々は全く正確な知識を持っていない。一般的には、大気中には風があ り,そのシャーや乱れによって空気が入れ替わっていることは確かである。実際の現象は,空気の 入れ替わりが激しい状態(開いた系)と入れ替わりが全くない状態(閉じた系)との間で起こって いると考えられる。本章の計算では,外気状態が変化しないという開いた系の仮定を用いている。 開いた系の計算結果と解析結果がほぼ対応していることから,現実は開いた系に近い状態になって いるとも考えられる。ここで,2つの系の限界をおさえる意味で,閉じた系についても試算を行うこ とは有意義である。試算によって,外気状態の変化が雪片の融解に与える最大の影響をおさえるこ とができる。

試算は、外気状態(気温と相対湿度)の変化が、雪片の昇華によって起こる場合と融解によって 起こる場合の2つにわけて考える。外気は単位体積の閉じた空気を考え、この空気の気温と相対湿 度の時間変化を計算によって求める。計算には、空気の中に含まれる雪片の粒径分布が必要になる が、この場合、粒径は融解直径ではなく実際の粒径が必要となる。報告されているこれまでの粒径 分布の殆んどが融解直径で表わされている。したがって、適当な仮定において、報告されている粒 径分布を実際の粒径分布に変換する必要がある。雪片の粒径分布(融解直径)は、Sekhon and Srivastava(1970)によれば、

$$n (Dm) = n_0 e x p (-\Lambda Dm) \qquad (37)$$

ここで、 $n_0 = 0.025 R_f^{-0.94} cm^{-4}$, $\Lambda = 22.9 R_f^{-0.45} cm^{-1}$ である。 R_f は降水強度(mm/hr), Dm は融解直径である。いま雪片の密度を ρ_i として、融けていない雪片の粒径を Ds とするとDm = Ds $\rho_i^{\frac{1}{3}}$ となり、これを用いて(37)式を書き直すと次式が得られる;

 $n (D_{s} \rho_{i}^{\frac{1}{3}}) = n_{0} e x p (-\Lambda D_{s} \rho_{i}^{\frac{1}{3}})$. (38)

直径 Ds ~ Ds + d Ds の間にある雪片の空間個数濃度は次式で表現できる;

 $n(D_s) d D_s = n_0 \rho_1^{\frac{1}{3}} e x p (-\Lambda D_s \rho_1^{\frac{1}{3}}) d D_s.$ (39)

(39) 式を雪片の粒径分布として使用する場合,新たに得られる降水強度が先の(37) 式の降水強 度とあまり違わないことが必要である。雪片の密度としては、一般的な値 ℓi = 0.02 を採用する。 新しく得られる降水強度 R_f[']を下に示す。(40) 式から求めてみる;

$$R_{f'} = 3.6 \times 10^4 \int_{D_s} n (D_s) V (D_s) \frac{4}{3} \pi \left(\frac{D_s}{2}\right)^3 \rho_{i} dD_s$$
(40)

ここで、V (Ds)は雪片の落下速度で(14)式から求められる。先の降水強度 R_f を与えて新しい 降水強度 R_f'を計算すると、R_f = 1 mm / hr に対して R_f' = 1.0 mm / hr, R_f = 4 mm / hr に対して R_f' = 3.6 mm / hr となる。R_f と R_f' との間には大きな相異はない。したがって、(39) 式を雪片の粒径分布として使用する。

- 61 -

4.4.1 雪片の昇華によって起こる気温と相対湿度の変化

非融解層中では,気温は雪片の昇華によって降下する。相対湿度は,気温の降下と水蒸気密度の 増加で高くなる。昇華によって起こる気温と相対湿度の時間変化をもとめる。

直径 Ds の雪片から単位時間に昇華する水蒸気の質量は(27)式より得られる。したがって, ðt 時間に単位体積の空気中の種々の雪片から放出される全水蒸気量 ð Mt は次式で与えられる;

$$\delta Mt = \int_{Ds} n (Ds) \frac{dM}{dt} dDs \,\delta t \,. \quad (41)$$

Ls を昇華による水の潜熱とすると、雪片表面で昇華によって使われる全熱量は Ls ∂ Mt で表わ せる。昇華に必要な熱は外気からの熱伝導で補われるので、気温の降下量 ∂ T は次式で与えられ る;

$$\delta T = \frac{\text{Ls } \delta Mt}{\text{Cp } \rho_{a}}$$
(42)

ここで、Cp、Paはそれぞれ空気の定圧比熱と密度である。気温に初期値を与えて(42)式から気 温の時間変化を求めることができる。

時刻 t における相対湿度 R H は次式で与えられる;

 $R H = \frac{\sigma_i + M't}{\sigma^* (T)} \times 100 \qquad (43)$

ここで、 σ^* (T)は時刻 t の空気の温度T に対する飽和水蒸気密度、 σ_i はt = 0 における初期水 蒸気密度、Mt['] は時刻 t までに放出された全水蒸気の質量である。簡単な数値計算によって、気温 と相対湿度の時間変化を求めて表2に示す。降水強度 R_f[']は1.0 mm / hr と3.6 mm / hr の場合が 与えてある。いずれの降水強度の場合でも、100 秒程度では昇華による気温と相対湿度の変化は非 常に小さい。最大でも10%程度の変化にすぎない。しかし、1000 秒経過すると影響がでてくる。 R_f['] = 1.0 mm / hr の場合、気温は0.6 ~ 0.9 ℃下降し、相対湿度は10%程度増加する。R_f[']=3.6 mm / hr の場合、変化量はこれより大きく、気温は1.4 ~ 2.3 ℃下降し、相対湿度は10~30%増加 する。気温と相対湿度の変化量は初期の相対湿度が低いほど大きくなる。

いま,ここでこのような気温と相対湿度の変化が,雪片の昇華過程に与える影響を考察する。ま ず,非融解層中で起こる雪片直径の減少速度に与える影響を考える。昇華によって起こる気温の下 降と相対湿度の上昇は,雪片の昇華をおさえ,雪片直径の減少速度を小さくする。ただし,非融解層 中では昇華によって雪片の直径が減少する速度は極めて小さいため,昇華による大気の変化は,雨 滴が生成する高度や生成する雨滴の直径等の最終的な結果には殆ど影響を与えない。

次に、気温と湿度の変化によって起こる融解の開始高度の変化について考える。昇華による気温 の下降は、融解の開始高度を低くする働きがあり、また、昇華による湿度の上昇は開始高度を高く 表 2

Time change in air temperature and relative humidity due to sublimation of water vapor from snowflakes, at a given rainfall intensity.

				Rf=1.	0 mm/	hr			-
t≃0	sec	t=10 s	sec	t=100	sec	t=600	sec	t=1000	о sec
Т	RH	Т	RH	Т	RH	Т	RH	Т	RH
0.0	90	-0.00	90	-0.05	91	-0.36	96	-0.61	100
0.5	90	0.50	. 90	0.45	91	0.14	96	-0.11	100
0.0	80	-0.00	80	-0.07	81	-0.48	88	-0.82	93
1.0	80	1.00	80	0.93	81	0.51	88	0.17	9Ż
0.0	70	-0.00	70	-0.08	71	-0.54	78	-0.93	84
1.0	70	1.00	70	0.92	71	0.45	78	0.08	83
				R _f =3.	6 mm/	hr			
t=0	sec	t=10 se	ec	t=100	sec	t=600	sec	t=1000	sec
T	RH	T	RH	T	RH	Т	RH	T	RH
0.0	90	-0.00	90	-0.09	91	-0.86	100	-1.40	100
0.5	90	0.50	90	0.41	91	-0.21	100	-0.93	100
0.0	80	-0.00	80	-0.12	82	-1.16	. 99	-2.00	100
1.0	80	1.00	80	0.86	82	-0.19	98	-1.00	100
0.0	70	-0.00	70	-0.16	72	-1.30	90	-2.30	100
1.0	70	1.00	70	0.84	72	-0.34	90	-1.30	100
2.0	70	2,00	70	1.84	72	0.66	89	-0.31	·100

する効果がある。開始高度の変化は、気温の下降率と相対湿度の上昇率の兼ね合いによってきまる。 融解が開始する高度の気温と相対湿度の関係は先に示したようにRH = 100 - 13 Tとなる。これは 湿球温度が 0 ℃となるような外気の気温と相対湿度の関係をも表わしている。表 2 から、時刻 t = 10 秒からも t = 1000秒の期間の気温の下降率に対する相対湿度の上昇率を求める。4 RH / 4 T は、初 期の気温、相対湿度および降水強度によらず一定で、-15%/℃となる。この値は、上の関係式(融 解開始線)の勾配 - 13% / ℃にほぼ等しい。このことは、開始高度付近の気温と相対湿度が昇華に によって変化しても、変化した後の 0 ℃高度付近の気温と相対湿度の関係は、やはり湿球温度を 0 ℃ とするような関係になっていることを示している。即ち、これは雪片の融解が開始する高度は、昇 華によって起こる気温と相対湿度の変化には、殆んど影響を受けないことを示している。このよう に、昇華によって大気状態が変化しても、気温の下降率と湿度の上昇率がほどよく釣り合って開始 高度は変化しない。

0 ℃高度は昇華によって気温が下降するために低くなる。降水強度が 1.0 mm / hr の場合, 1000

気象研究所技術報告 第8号 1984

秒後には気温は最高0.9℃下降し、高度にすると150m下がることになる。3.6mm / hr の場合、 最高2.3℃下がり、380m低くなる。融解の開始高度は外気状態の変化に殆ど依存しないので、非 融解層の厚さは降水の経過と共に狭くなる。

このように、昇華による大気の状態変化は、100 秒程度では無視できるが1000 秒程度と長く なると現われてくる。しかし結論的には、昇華による大気状態の変化は雨滴が生成する高度や生成 する雨滴の直径の問題等の最終的な結果には、殆ど影響を及ぼさない。最終的な結果には、融解層 中の過程が主要な役割を演じているからである。

4.4.2 雪片の融解に伴う気温と相対湿度の変化

融解中の雪片の温度は0℃となっている。融解中の雪片の表面へは、外気から常に熱伝導によって熱が輸送されているので、気温は時間 t と共に下降する。δt 時間に直径 Dsの雪片へ 輸送される熱量 δQ は次式で与えられる;

$$\delta Q = 4 \pi \left(\frac{Ds}{2}\right) \epsilon \tilde{a} K T \delta t.$$
 (44)

単位体積の空気中での δt 時間に失われる全熱量 δQt は次のようになる;

$$\delta Qt = \int_{D_s} 4\pi \left(\frac{Ds}{2}\right) \epsilon \tilde{a} KT \delta t n (D_s) dD_s. \quad (45)$$

したがって、気温の降下量 or は次式で与えられる;

$$\delta T = \frac{\delta Q_t}{C_p \rho_a} . \qquad (46)$$

いま, $\int_{D_s} 4\pi$ (Ds / 2) ε ã K · n (Ds) d Ds = A と置くと, 気温Tの時間変化は次式で与えられる;

$$T = T_0 e x p \left(-\frac{A}{Cp \rho_a} t \right) \qquad (47)$$

ここで、T₀ は t = 0 における気温である。係数Aを計算すると、R_f'=1.0mm/hrの場合に1.38 × 10⁻³ となり、R_f' = 3.6 mm / hr では 1.78 × 10⁻³ となる。 融解による気温の変化は1000 秒 程度経過すると現われてくる。

次に、空気の水蒸気密度の時間変化を求める。δt時間に直径 Dsの雪片に凝結する水蒸気の質量 δmc は次式で与えられる;

$$\delta \operatorname{mc} = 4 \pi \left(\frac{\mathrm{Ds}}{2} \right) \varepsilon \widetilde{a} \mathrm{D} (\sigma - \sigma^*) \delta t$$
 (48)

ここで、Dは水蒸気の空気中における拡散係数、 σ は空気の水蒸気密度、 σ^* は 0 \mathbb{C} の飽和水蒸気 密度である。単位体積の空気から δ t 時間に失われる全水蒸気の質量 $\delta\sigma$ は次式で与えられる;

ここで、 $\int_{D_s} 4\pi$ (Ds / 2) ϵ \tilde{a} D n (Ds) d Ds = B と置くと、水蒸気密度の時間変化は次式 で表わされる;

ここで、 σ_0 は t = 0 における空気の水蒸気密度である。Bの値を計算すると、 $R_f' = 1.0 \text{ mm/hr}$ の場合に B = 1.67 × 10⁻³ となり、 $R_f' = 3.6 \text{ mm/hr}$ で B = 2.16 × 10⁻³ となる。空気中の水蒸気密度もやはり 1000 秒程度経過すると影響がでてくる。

初期条件として,気温を4℃とし,相対湿度は100%,90%,80% を与えて計算した気温と相 対湿度の時間変化を表3に示す。時間 t が 100 秒までは,気温と相対湿度の変化は小さいが,1000

表3 Time change in air temperature and relative humidity due to melting of snowflakes, at a given rainfall intensity.

				$R_{f}=1$.	0 mm/hr				
t=0	sec	t=10	sec	t=100	sec	t=600	sec	t=1000) sec
Т	RH	т	RH	т	RH	Т	RH	Т	RH
4	100	4.0	100	3.5	100	1.7	99	1.0	9 9
4	90	4.0	90	3.5	91	1 . 7	95	1.0	96
4	80	4.0	80	3.5	82	1.7	91	1.0	94
				Rf=3.	6 mm/hr				
t=0	sec	t=10	sec	t=100	sec	t=600	sec	t=1000) sec
т	RH	т	RH	Т	RH	Т	RH	т	RH
4	100	3.9	100	3.3	100	1.4	98	0.7	99
4	90	3.9	90	3.3	92	1.4	98	0.7	97
4	80	3.9	81	.3.3	83	1.4	95	0.7	96

- 65 -

気象研究所技術報告 第8号 1984

秒経過すると変化がかなり現われてくる。降水強度 R_{f} が 1.0 mm / hr の場合, 1000秒後には気 温は 3 ℃降下し、相対湿度は最大14%上昇する。相対湿度の上昇は主に気温の下降によって起こる。 R_{f} が 3.6 mm / hr の場合, 1000 秒後には気温 3.3 ℃降下し、相対湿度の上昇は最高で16%とな る。

この計算では、簡単のため、雪片の空間個数分布 n (Ds)は融けていない雪片の分布を使用した。 融解層中では雪片の直径は融解によって小さくなっており、また空間個数も落下速度の増加によっ て少なくなっている。したがって計算結果は、実際の熱輸送量及び水蒸気輸送量の過大評価となっ ている。計算例は、気温と相対湿度がともに最大の変化に対応している。

一般に,融解層の厚さは300~500mであり、この中の雪片の平均の落下速度は2~4m・sec⁻¹ 程度である。したがって、雪片が融解層を通過するのに要する時間は、100秒程度と考えて良い。 100秒程度では、計算にも示されているように、気温と相対湿度は殆ど変化しない。これは融解層 中で雪片が融け始め、その後雨滴となるまでの間、層内の気温と相対湿度の分布は殆ど変化しない ことを示している。しかし、降水の開始から1000秒と長く経過した場合には、大気の状態は最初 と変わっていることは考慮する必要がある。

計算で与えた条件の厳しさと、閉じた系の非現実性を考えると、雪片の昇華や融解が大気の状態 に与える実際の影響は、更に小さいものと考えられる。モデル計算の中で用いた、"外気の気温と 相対湿度は変化しない"という仮定は、計算結果を実際に適用する際に、大きな影響を与えないと 判断してもよいであろう。

5. **霙**の野外観測

これまで行なってきた解析・実験・数値計算によって,大気中で起こる雪片の融解過程に与える 気温,相対湿度,雪片の粒径,密度の影響を調べた。この章では, 霙の観測によって得られた結果 と先の数値計算との比較を行ない,大気中における雪片の融解過程を定量的に調べる。

5.1 降雪観測

1978 年1月と1979 年2月に新潟県長岡市にある科学技術庁国立防災科学技術センター 雪害実 験研究所の露場で降雪の観測を行なった。長岡市は北陸地方の日本海沿岸地帯にある小都市で、冬 期は降雪が多い。この地域は冬期でも気温が高く,地上気温が0℃以上でもしばしば降雪がみられ る。観測期間中,約20回の降水(雪,霙,雨)を記録した。降雪中の雪片は立体的であり,構成す る結晶は殆ど樹枝状結晶からなり、実験で融解速度式を求めた雪片と同種のものであった。観測で は,個々の雪片の質量,断面積,落下速度,含水率の測定を行なった。

5.1.1 降水期間中の大気状態

観測を行なった期間中の,降水時の気温と相対湿度の高度分布を調べた。解析には,長岡市にお ける降水時に一番近い時刻の輪島の高層資料を用いた。解析の方法は,2章の解析方法(2.2節) と全く同様である。表4において,Hfは0℃高度を示す。表にはそれぞれの値の平均値(Mean) と標準偏差(S.D.)が示されている。

Periods	γ (℃∕km)	RH_{g} - RH_{f}	Hf (m)
21 ^h , 27 Jan. 1978	7.8	- 9	600
9 ^h , 28 Jan. 1978	7.7	- 8	225
21 ^h , 2 Feb. 1979	6.5	0	330
9 ^h , 4 Feb. 1979	6. 1	- 6	180
21 ^h , 4 Feb. 1979	6. 6	- 7	820
9 ^h , 6 Feb. 1979	4.0	- 2	420
Mean \pm S. D.	6.5 ± 1.4	-5 ± 4	

表 4 Atmospheric condition over Wajima Aerological Station at the time of precipitation at Nagaoka station.

- 67 -

大気の気温減率は湿潤断熱減率 6 ℃・km⁻¹(900mb 高度で気温が 0 ℃付近) にほぼ等しく, 地上 と 0 ℃高度の相対湿度の差は平均で 5 % と小さい。長岡市の降水時の大気状態は, 数値計算で仮定 した大気状態に近い。

5.2 測定方法

観測に使用した装置を図26に示す(Sasyo and Matsuo, 1980)。装置は、大きさ 50 × 50 cm, 高さ 170 cmの垂直角型洞から成る。フォトカプラーA, B, Cは発光部と受光部からなり、落下する 雪片が発光部より出る光線を遮蔽するとパルス状の電気信号が出る仕組みになっている。洞の底部



☑ 26 Schematic arrangement of apparatus used to measure snowflake fall velocity, cross-sectional area, and mass.

には透明なガラス板が置かれ、その下には落下する雪片を撮影するためのストロボとモータードラ イブカメラからなる写真装置Dがある。

雪片がフォトカプラーAを通過すると、スタート信号が発生し時間の測定が始まる。フォトカプ ラーBに来ると2つの信号が発生し、1つは時間間隔測定装置へストップ信号として送られ、これ から落下速度が計算される。もう一つはモータードライブカメラに送られシャッターを開放の状態 にする。フォトカプラーCに来ると、電気信号が発生し、これがストロボに送られ発光させる。こ れによって,落下中の雪片の断面積が撮影される。底のガラス板上に落下した雪片を融かし,質量 を沪紙法で測定する。これで1つの雪片について落下速度・断面積・質量の測定が終了する。雪片 が同時に2つ以上入った場合,装置が誤作動し,1つの雪片について3つの要素をすべて測定でき ない場合があった。

含水率は中村(1960)の方法によって測定した。ウォターブルーを付着させた沪紙を外気に充 分なじませ、これに落下する融解雪片を受ける。雪片の中の水がしみ出し沪紙に吸収され、青い円 を作る。この輪郭を鉛筆でふちどる。沪紙上に残った氷を暖め融かした後、大きくなった外円をふ ちどる。外円と内円の面積比から含水率を計算する。含水率の測定は、種々の降雪で行なわれたが、 地上気温が0℃以下の時の降雪では、含水量が微量で測定できなかった。

観測地点から50m程度離れた場所で測定された気温と相対湿度を,観測のデータ解析に使用した。

5.3 雪片の密度

雪片の密度は一般に結晶形,雲粒付着,融解等によって変化することが知られている。図27に, 測定された雪片の質量と断面積との関係を示す。実線は雪片を球形と仮定した場合の等密度線であ る。観測期間中の地上気温は降雪によって異なり,一4℃~+1.8℃の間で変化した。図の中で○



27 Relation between snowflake masses and cross-sectional areas observed. Solid lines are lines of constant density obtained by assuming spherical symmetry.

印は地上気温が0℃以上の場合の測定値を、△印は0℃以下の場合を示す。雪片の密度はおよそ 0.005 ~ 0.04 の間にある。気温が0℃以上の場合の方が0℃以下の場合に比べ、いくらか密度が

- 69 -

大きく, 平均でそれぞれ 0.017(T>0 \mathbb{C}) と 0.014(T \leq 0 \mathbb{C}) である。 全雪片の平均の密度は 0.016 である。図の中で,破線で囲まれた 4 つの雪片は, + 1.4 \mathbb{C} ~+ 1.8 \mathbb{C} の高い気温の場合に 観測されたものであり,これは融解によって密度が増加したことを示唆している。

5.4 雪片の含水率

図28に,測定した含水率と雪片質量の関係を示す。同じ記号は同じ降雪中の測定値を示す。測定 期間中の平均の地上気温と相対湿度を図の右上方に示す。含水率は一般に,地上気温が高いほど大 きく,同じ気温でも相対湿度が高いほど大きいことがわかる。また,同じ気温と相対湿度でも雪片 の質量が小さいほど含水率は大きくなっている。





比較のため,計算によって求めた含水率と質量の関係を実線で示す。計算に必要な雪片の密度は, 観測で得られた平均の密度 ρ_i = 0.016 を用いた。 計算方法及び大気状態の仮定は,4章の数値計 算の場合と同様である。90%あるいは94%の相対湿度の条件の下で,0℃高度から実線の端に示さ れた外気温になる高度まで雪片を落下させた。この高度における含水率と質量の関係が実線で示さ れている。太い実線は,観測時と全く同じ気温と相対湿度の条件の下で計算を行なって求めた関係 を示す。同じ条件の下での測定値と計算値を比較すると傾向はほぼ一致している。これは数値計算 の融解モデルが妥当であったことを示している。ただし,系統的に測定値の方が計算値より10~30 %だけ含水率が小さくなる傾向がみられる。この原因の一つは、沪紙法による含水率の測定にある と考えられる。沪紙による含水率の測定法は、かなりの測定誤差を伴う。沪紙法では、雪片の中に 含まれる水を完全に吸い取ることはできない。少量の水は,雪片の孔や間隙に毛細管の作用によっ て取り込まれており,容易には出てこない。このため測定値は実際の含水率より少なくなる可能性 がある。このような傾向が測定値と計算曲線との間に現われているとみることができる。しかし, この測定誤差がどの程度であるかは,個々の雪片については,沪紙法にまさる正確な含水率の測定 法がないので,はっきりしたことはわからない。

5.5 雪片の落下速度

観測期間中の降雪時の地上の相対湿度は、多くの場合90%あるいは94%に近かった。図29 (a), (b)は観測で得られた雪片の落下速度と質量との関係を示す。(a)は地上の相対湿度が約90%の場合で あり,(b)は約9%の場合である。 同じ記号は同じ期間の測定値を示す。期間中の平均の地上気温 と相対湿度を図の右下方に示す。特に、△印は地上気温が0℃以下の場合の測定値を示し、地上の 相対湿度と関係なく選んである。雪片の落下速度は、地上気温、相対湿度、雪片質量によって変化 することがわかる。地上気温が高くなると、落下速度は相対的に大きくなる。相対湿度が高いほど 落下速度は大きくなる。相対湿度が94%と高い場合((b)図)には、200 cm・sec⁻¹ 以上の大きい 落下速度が見られるが、90%の(a)図では、それが見られない。次に落下速度の質量に対する依存 性を調べる。地上気温が0℃以下の場合、△印で示されるように、落下速度は質量の増加と共に大 きくなる。この傾向は、これまでのMagono(1953)およびLangleben(1954)の観測結果とよく 一致する。しかし、気温が0℃以上で高くなっていくと(〇印が黒くなっていくと)、このような 傾向が見られなくなる。即ち、気温が1.2℃以上と高くなると、落下速度は質量によらず一定か、 時には小さい質量の雪片の落下速度が大きい質量のあのより大きくなる場合がみられる。これは、 気温の上昇による落下速度の増加が、特に小さい質量の雪片について顕著に現われてくるからであ る。このような傾向は、これまで報告された例はなく、雪片の融解の問題と関連して興味深い。

ここで,観測結果と計算結果とを比較する。計算によって求めた落下速度と雪片質量との関係を 図の中で破線によって示す。計算の方法は先の含水率の場合と同様である。地上気温0℃の計算曲 線は融解していない雪片質量と落下速度との関係を代表しているが,観測結果(△印)はほぼこの 曲線上にある。地上気温が0℃以上で高くなっていくと,理論曲線は右上がりから一定に,更には 右下がりの傾向を示す。これは,小さい質量の雪片ほど融解の進行が早く,断面積の減少速度が大 きいため,従って,落下速度が増加する度合が相対的に大きくなるために起こることを示している。 0℃以上の地上気温で測定された観測値の傾向は,このような理論曲線とほぼ一致している。この ことは、0℃以上の高い地上気温において新たに見出だされた雪片質量と落下速度との関係が,数値 計算の結果を用いてうまく説明できることを示している。しかし詳細にみると,同じ条件の下で計 算した理論曲線の周りに,観測値はかなりばらついている。これは,計算の中でうまく取り扱えな かった個々の雪片の性質の違いによって,起こっていると考えられる。質量が同じでも,雪片によ って形,多孔性の度合,雲粒付着の度合等が異なり,これらが落下速度に影響を与えていることが

- 71 -


1

72 -

☑29(a) Variations of fall velocities of snowflakes with their masses at relative humidity of about 90%, showing comparison of observational results(symbols) with theoretical curves(dashed lines) from numerical calculations, at the indicated surface air temperatures. Average surface air temperature and relative humidity during the snowfall period are indicated with symbols in a list in the lower right hand corner.



図29(b) Same as Fig. 29(a) except for relative humidity of about 94 %.

気象研究所技術報告 1984

. 73 -

考えられる。

観測結果をまとめると次のようになる。雪片の含水率ならびに落下速度は,地上気温,相対湿度, 質量に依存して変化する。地上気温が0℃以上で高いほど,また相対湿度が高いほど,雪片の含水 率は大きく,落下速度もまた大きくなる。地上気温が0℃以下の場合(雪片は融けていない状態) では,落下速度は雪片質量が大きくなるほど大きくなる。しかし,地上気温が0℃以上で高くなる と,落下速度は質量によらず一定か,時には小さい質量の雪片の落下速度が,大きい質量の雪片の 落下速度より大きくなる場合がある。

これらの観測結果は数値計算の結果とよく一致している。このことは,この研究によって示され た大気中における雪片の融解過程が妥当なものであることを示している。 大気中における雪片の融解現象を,地上気象観測資料の解析,雪片の融解に関する実験,雪片の 融解に関する数値計算, 霙の観測等によって調べた。

地上気象観測資料の解析では,地上の降水の型と気象要素との関係を調べた。解析の主な結果を 下に示す。

(1) 地上の降水の型は,地上気温だけではなく,相対湿度によっても変化する。地上気温が0℃以上でも,相対湿度がある臨界値(臨界湿度)以下であれば降水はすべて雪となる。 臨界湿度 RHcri(snow)と地上気温Tの関係は,解析の3地点(輪島,松本,日光)であまり変らず, 次式で与えられる;

RHcri(snow) = -7.5 T + 93	輪島
RHcri(snow) = -7.3 T + 96	松本
R H cri(snow) = -6.2 T + 91	日光

これは,雪片が融け始める条件において,気温の他に相対湿度が重要な役割を果していること を示唆している。

(2) 地上気温が0℃以上で,相対湿度がある値(臨界湿度)以上であれば,地上の降水はすべて雨 となる。臨界湿度RHcri(rain)と地上気温Tの関係は3地点で若干異なり次のように表わさ れる;

RHcri (rain) = $46 \sqrt{6.2 - T}$	輪島
RHcri (rain) = 39 $\sqrt{7.2 - T}$	松本
RHcri (rain) = $43 \sqrt{6.8 - T}$	日光

これは,雪片が融解して雨滴になる過程には,気温の他に相対湿度,更には地点によって異な る因子(たとえば雪片の性質)が影響を及ぼしていることを示唆している。

(3) 霙の出現頻度は、地上気温と相対湿度の他に、降水強度とも関連がある。これは、霙の形成に は、大気状態の他に雪片の大きさ、密度等が影響を与えることを示唆している。

このように,解析によって,大気中の雪片の融解現象には,気温の他に,相対湿度,雪片の性質 が関与している可能性が示された。

大気中における雪片の融解過程を明らかにするため,雪片の融解に関する室内実験を行なった。 実験では,雪片の融解過程を観察し,これに基づいて雪片の融解速度を表現する実験式を求めた。 実験によって得られた知見を下に示す。

- (1) 融解は雪片の表面で起こり、生成した水は雪片の内部にしみ込む。これは、雪片の多孔的性質 に基づく毛細管の作用によるものと考えられる。
- (2) 雪片は氷のしっかりした骨格をもっており、これは融解によって壊われにくい。
- (3) 雪片の融解速度式を融解による半径Rの減少速度で表わすと、次のように表わされる;

$$\frac{\mathrm{d}\mathbf{R}}{\mathrm{d}\mathbf{t}} = -\frac{\varepsilon \,\widetilde{a}}{\mathrm{L}_{\mathrm{f}}\rho_{\mathrm{i}}} \frac{1}{\mathrm{R}} (\mathrm{K}\,\mathbf{\Delta}\,\mathrm{T} + \mathrm{Lv}\,\mathrm{D}\,\mathbf{\Delta}\,\boldsymbol{\sigma}\,)$$

ここで、€は補正係数で、実験によって1.75の値を得た。

実験によって得られた融解速度式を用いて、0℃高度より下の雪片の融解に関する数値を行なった。計算では、大気の相対湿度、雪片の粒径、密度が雪片の融解に与える影響を調べた。計算結果 を下に示す。

- (1) 雪片の融解の度合は、大気の状態と雪片の性質に依存するが、中でも相対湿度が融解に与える 影響は大きい。0℃高度の下の大気が水飽和、水未飽和によって、雪片の表面で水蒸気の凝結あ るいは昇華が起こり、これに伴う潜熱が融解を加速あるいは減速する。
- (2) 0℃高度より下の大気が飽和している時,雪片は0℃高度の直下から融け始め,融解層が形成 される。融解は,外気から熱伝導によって輸送される熱に加え,雪片の表面で起こる水蒸気の凝 結に伴う潜熱によって起こる。融解層は,雪片の粒径,密度が大きいほど厚くなる。
- (3) 0℃高度より下の大気が水未飽和の時,雪片は0℃高度の直下では融けない。雪片の表面で起こる水蒸気の昇華による冷却効果によって,雪片は0℃以下に冷やされる。したがって,0℃高度の下に雪片が融けない層が形成される。非融解層の厚さは雪片の粒径や密度には依存しないが、相対湿度によって変化し、たとえば相対湿度が90%場合に厚さが120 mとなり、50%で700 mとなる。非融解層の下で,雪片は融け始め、最終的に雨滴となる。雨滴となる高度は、相対湿度が低いほど、また雪片の粒径や密度が大きいほど低くなる。通常の大気状態と雪片の性質を考えると、この高度は0℃高度より下、数100 m以下となる。このように、大気が水未飽和の時、0℃高度の下にまず非融解層ができ、その下に融解層ができることになる。
- (4) 雪片の落下速度の変化は、非融解層中では昇華によって起こり、融解層中では融解によって起こる。昇華によって落下速度は僅かに小さくなり、融解によって落下速度は大きく増加する。 数値計算によって、大気中における雪片の融解過程に与える気温と相対湿度の影響および雪片の 粒径と密度の影響が定量的に明らかになった。

ていた。 ての野外観測では、落下中の雪片の断面積、質量、落下速度の同時観測と含水率の測定を行なった。 観測結果と数値計算の結果を比較することにより、融解が雪片の含水率と落下速度に与える効 果は次のようにまとめられる。

- (1) 落下する雪片の含水率は、0℃以上の気温と相対湿度、更に雪片の質量によって変化する。気温と相対湿度が高いほど含水率は大きく、また同じ大気状態でも小さい質量の雪片ほど含水率は大きい。
- (2) 雪片の落下速度は、0℃以上の気温と相対湿度、更には雪片の質量に依存する。同じ質量の雪片でも、気温と相対湿度が高いほど落下速度は大きい。気温が0℃以下(雪片が融けていない場合)では、雪片の落下速度は雪片質量と共に増加する。しかし、気温が1.2℃以上で高くなると、

雪片の落下速度は質量によらず一定か,時には小さい雪片の落下速度が大きい雪片の落下速度より大きくなる場合がある。1.2℃以上の気温で見出だされたこのような関係は,雪片の融解と関連している。これを数値計算の結果から解釈すると,小さい雪片ほど融解の進行が早く,落下速度の増加速度も相対的に大きいために起こったとすることができる。

このように、雪片の含水率、落下速度は、気温と相対湿度、更に雪片の質量に依存して変化する。 これらの観測結果は、数値計算の結果と定量的にもよく一致している。

この研究によって,大気中における雪片の融解過程が調べられ,融解過程に影響を与える気温と 相対湿度,更には雪片の粒径,密度の効果が定量的に明らかになった。

謝 辞

観測に当たり,科学技術庁国立防災科学技術センター長岡雪害実験研究所栗山弘所長をはじめ木 村忠志第2研究室長,小出和成管理係長ならびに職員の皆様から多くのお世話をいただいた。資料 の収集に当たり,東京管区気象台調査課のご協力を得た。研究の上で,気象研究所物理気象研究部 佐粧純男第1研究室長から多くのご援助を,久保次郎前部長,岡林俊雄部長および職員の方々には 激励をいただいた。また,名古屋大学武田喬男教授には多くのご教示を,樋口敬二教授,小野晃教 授,岩城泰信助教授にはご助言をいただいた。解析に当たり,埼玉大学(現在,草加市立草加中学 校)佐藤靖裕氏の協力を得た。以上記して,御礼を申し上げる。

参考文献

Ageta, Y., T. Ohata, Y. Tanaka, K. Ikegami ang K. Higuchi, 1980 Mass balance of glacier A X 010 in Shorong Himal, East Nepal during the summer monsoon season. Seppyo, 41, 34 - 41.

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.

- Austin, P. M. and A. C. Bemis, 1950 : A quantitative study of the bright band radar precipitation echoes. J. Meteor., 7, 145 151.
- Battan, L. J., 1973 : Radar observation of the atomosphere. The University of Chicago Press, p. 195.
- Best, A. C., 1950 : Empirical formulae for the terminal velocity of drop falling through the atmosphere. Quart. J. R. Met. Soc., 76, 302 - 311.

大後美保, 1968:工業と天候, 産業科学学会, pp. 134-139.

- Drake, J. C. and B. J. Mason, 1966 : The melting of small ice spheres and cones. Quart. J. R. Met. Soc., 92, 500 - 509.
- du Toit, P. S., 1967 : Doppler radar observation of drop sizes in continuous rain. J. Appl. Met., 6, 1082 - 1087.

- 77 -

Ekepenyong, B. E. and R. C. Srivastava, 1970 : Radar observation of the atmosphere (Battan, 1973). The University of Chicago Press, p. 195.

藤吉康志,武田喬男, 1980:同時に異なった高度に現われたブライトバンド,天気, 27,29-34. Goyer,G.G.,S.S.Lin,S.N.Gitlin and M.N. Plooster, 1969: On the heat transfer

to ice spheres and the freezing of spongy hail. J. Atmos. Sci., 26, 319-326.

- Gunn, K. L. S. and J. S. Marshall, 1958 : The distribution with size of aggregate snowflakes. J. Meteor., 15, 452-466.
- 五藤員雄,黒岩大助,1975:北海道における電線着雪とその発達抑止に関する研究,雪氷,37, 182-191
- 五藤員雄,1976:捻れ回転による難着雪電線の着雪発達過程のシュミレーション計算法,雪氷, 38,13-23.

Harris, F. I., 1977: The effects of evaporation at the base of ice precipitation layers: Theory and radar observations. J. Atmos. Sci., 34, 651-672.

林潔,相木一男,柏村良一, 1953:送電線着雪の観測,雪氷の研究- I , 73- 79 .

- Higuchi, K., 1977 : Effect of nocturnal precipitation on the mass balance of the Rikha Samba Glacier, Hidden Valley, Nepal. Seppyo, 39, 43-49.
- Houze, R. A., J. D. Locatelli and P. V. Hobbs, 1976 : Dynamics and cloud microphysics of rainbands in an occluded frontal system. J. Atmos. Sci., 33, 1921-1936.

, P. V. Hobbs, P. H. Herzegh and D. B. Parsons, 1978 : Size distributions of precipitation particles in frontal clouds. J. Atmos. Sci., 36, 156-162.

- 伊藤博, 1953:着雪の予報, 雪氷の研究-Ⅰ, 81-85.
- 石崎潑雄, 1977: 耐風工学, 朝倉書店, 東京, pp. 49-80.

気象庁予報部, 1976:天気予報指針, pp. 207-213.

- Knight, C. A., 1979 : Observations of the morphology of melting snow. J. Atmos. Sci., 36, 1123-1130.
- 倉嶋厚, 1966:日本の気候,古今書院,東京, p. 132.
- 甲藤好郎, 1979: 伝熱概論, 養賢堂, 東京, pp. 44-182.
- 蔵重一彦, 1953:着雪予報の実際,雪氷の研究一Ⅰ, 86-92.
- Langleben, M. P., 1954 : The terminal velocity of snowflakes. Quart. J. R. Met. Soc., 80, 174-181.

Leary, C. A. and R. A. Houze, 1979 : Melting and evaporation of hydrometeors in precipitation from the anvil clouds of deep tropical convection. J. Atmos. Sci., 36, 669-679.

Macklin, W. C., 1963 : Heat transfer from hail stones. Quart. J. R. Met. Soc., 89,

360 - 369.

- Mason, B. J., 1956 : On the melting of hailstones. Quart. J. R. Met. Soc., 82, 209-216.
- Magono, C., 1953 : On the growth of snowflake and graupel. Sci. Rep. Yokohama Nat. Univ., Sec. 1, No. 2, 18-40.
- _____ and T. Nakamura, 1965 : Aerodynamic studies of falling snowflakes. J. Met. Soc. Japan, 43, 139-147.
- Matsuo, T. and Y. Sasyo, 1981 a : Empirical formula for the melting rate of snowflakes. J. Met. Soc. Japan, 59, 1-9.
 - _____ and _____, 1981b: Melting of snowflakes below freezing level in the atmosphere. ibid., 59, 10-25.

and _____, 1981c: Non-melting phenomena of snowflakes observed in subsaturated air below freezing level. ibid., 59, 26-32.

, _____, and Y. Sato, 1981d : Relationship between types of precipitation on the ground and surface meteorological elements. ibid., 59, 462-476.

中村勉, 1960:雪片の含水量の測定法について, 雪氷, 22, 145-146.

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.

西山哲男, 1971:流体力学(II),日刊工業新聞社,東京, pp. 95-113.

大北至盛, 1943:電線の着氷現象と通信線路の電害観察(9),雪氷, 5,14-22.

- Ohtake, T., 1969 : Observations of size distributions of hydrometeors through the melting layer. J. Atmos. Sci., 26, 545-557.
- Pruppacher, H. R. and R. Rasmussen, 1979 : A wind tunnel investigation of the rate of large water drops falling at terminal velocity in air. J. Atmos. Sci., 36, 1255-1260.
- Ranz, W. E. and W. R. Marshall, 1952 : Evaporation from drops. Chem. Eng. Prog., 48, 141-146.
- Sasyo, Y. and T. Matsuo, 1980 : On the statistical investigation of fall velocity of snowflakes. Pap. Met. Geophys., 31, 61-79.

坂本雄吉, 1978:電線への着氷雪とその予測,雪氷, 40,11-17.

Sekhon, R. S. and R. C. Srivastava, 1970 : Snow size spectra and radar reflectivity. J. Atmos. Sci., 27, 299-307.

荘田幹夫, 1953:着雪の研究, 雪氷の研究-1, 50-72.

Takeda, T. and Y. Fujiyoshi, 1978 : Micro-physical processes around melting layer

気象研究所技術報告 第8号 1984

in precipitating clouds as observed by vertically pointing radar. J. Met. Soc.

Japan, 56, 293-303.

高木子平, 1973:電線の着雪(石打における観測),雪氷の研究, 5, 94-101.

高橋龍太郎, 1943:風害·水害, 岩波書店, p. 180.

和達清夫, 倉嶋厚, 1974: 雨・風・寒暑の話, NHK ブックス, p. 155.

- 若浜五郎,黒岩大助,浅井修一,樋口紀雄,石井幸男,高橋満敏,1982: 電線着雪気象と事故対 策,電力と気象,27,65-76.
- Wexler, R., 1955 : An evaluation of physical effects in the melting layer. Proc. Fifth Wea. Radar Conf., 329-334.
- Yuge, T., 1960 : Experiments on heat transfer from spheres including combined natural forced convection. J. Heat Transfer, 82, 214-220.

気象研究所

1 9 4 6 (昭和21年) 設立 長 所 : 理博 森 安 茂 婎 予報研究部 部長: 吉 田 泰 治 台風研究部 部長:理博 彦 相 原 Æ 物理気象研究部 部長: 理博 凿 林 俊 婎 応用気象研究部 部長: 信 彦 村 山 気象衛星研究部 部長: 藤 恵 吉 工博 内 地震火山研究部 部長: 理博 渡 辺 偉 夫 部長:理博 海洋研究部 隼 飯 Ħ 人 部長: 嘉 靖 高層物理研究部 理博 納 宗 地球化学研究部 部 長 : 秋 Ш 勉

気象研究所技術報告

編集委員長: 岡林俊雄

編集委員	:	秋	山	孝	子	近	藤	洋	輝	佐	粧	純	男
		吉	Щ	友	章	青	柳	<u> </u>	郎	清	野	政	明
		遠	藤	昌	宏	小	寺	邦	彦	伏	見	克	彦

事務局 :西田圭子 西村浩弥

気象研究所報告は,気象学,海洋学,地震学,その他関連の地球化学の分野において,気象 研究所職員が得た研究成果に関し,技術報告,資料報告及び総合報告を掲載する。 気象研究所技術報告は,1978年(昭和53年)以降,必要の都度刊行される。

> 昭和 59 年 2 月 15 日発行 ISSN 0386-4049 編集兼発行所 気 象 研 究 所 茨城県筑波郡谷田部町長峰 1 - 1 印刷所 勝美印刷株式会社 TEL 03-812-5201-5