

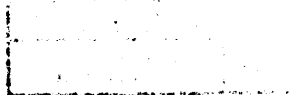
雪片の融解分裂による粒径分布の変化の解明

(研究課題番号 04640413)

平成5年度科学研究費補助金(一般C)
研究成果報告書

平成6年3月

研究代表者 藤吉 康志
(名古屋大学大気水圏科学研究所)



はしがき

雨には、雨滴の形成過程の違いによって、「暖かい雨」と「冷たい雨」とがある。「暖かい雨」とは、主に熱帯の海洋上の積雲内で発生する雨のことで、海塩粒子のような巨大凝結核を種として雲粒が形成され、それらが互いに併合して雨滴を形成した後、大きな雨滴が分裂し、いわゆる連鎖反応によって雨滴が短時間のうちに急速に数多く形成されることによって、降雨が生ずるものである。これらの一連の降雨形成過程は、全て液体の水のみで行なわれることから、「暖かい雨」と呼ばれている。しかし、このような「暖かい雨」が降る地域は地球上で限られており、ほとんどの地域に降る雨は、雪が融けてできる「冷たい雨」である。従って、地上でどのような粒径分布を持った雨が降るかを知るためには、雪の粒径分布を知ると同時に、それが融けたときにどのような大きさの水滴に変化して行くのかを明らかにする必要がある。

雨滴の粒径分布を知ることが何故重要であるかと言えば、気象レーダに代表される、リモートセンシングによる降水量の推定に大きな影響を与えるからである。気象庁は、現在、レーダアメダス合成図によって全国の降水量分布を表示している。この方法は、雨域から反射されるレーダの散乱強度を、地上のアメダスによる降水量を用いて補正することにより、広域の雨量を推定するものである。しかし、地上の測定が行なえない海上では、この手法を用いることはできず、リモートセンシングデータのみから降水量を見積らざるを得ない。地球上の水収支を明らかにするためには海上の降水量の正確な見積りは不可欠である。

そこで、本研究では、地球上のほとんどの地域で降る「冷たい雨」によってどのような粒径分布を持った雨滴が形成されるのかを明らかにするため、これまで未解明のままであった、ひとつひとつの雪片が融ける際にどのような大きさの水滴に分裂して行くのかを明らかにすることを目的とした。

測定と画像解析にあたっては、金沢大学工学部電気・情報工学科の村本健一郎助教授、及び同大学生の藤本宏二君に全面的に協力して頂きました。

本科学研究費の交付期間中に得られた測定数は必ずしも十分とは言えないが、当初の予測通りの結果が得られた。今後も、作成した装置を用いて測定数を増やし、統計的にも十分な結果を出す予定である。

課題番号 04640413
研究課題 雪片の融解分裂による粒径分布の変化の解明
研究代表者 藤吉康志（名古屋大学大気水圏科学研究所・助教授）
研究経費 平成4年度 1,800 千円
平成5年度 300 千円
計 2,100 千円

名古屋大学図書

和B 83971

研究発表

(学会誌)

Fujiyoshi, Y., K.Muramoto and K.Fujimoto, 1994: Stochastic disintegration of melting snowflakes.

J. Atmos. Sci. (to be submitted)

(口頭発表)

村本健一郎、藤本宏二、松浦弘毅、古川正弘、藤吉康志

融解雪片の画像処理解析

日本雪氷学会北信越支部研究発表会

1993年5月31日

藤吉康志

降雪粒子の形成と融解

日本雪氷学会関東・中部・西日本支部第15回雪氷フォーラム

1993年11月13日

(その他)

藤本宏二

降雪粒子の落下運動と併合量の解析

金沢大学工学部(電気・情報工学科)卒業論文

1993年2月24日

目次

1. 序	1
2. 測定装置の概要と測定方法	2
3. 雪片の解析	4
3.1 雪片形状の解析方法	
3.2 雪片形状の特徴量	
3.3 融解後の水滴の解析	
4. 解析結果と考察	9
4.1 個々の雪片の測定例	
4.2 雪片形状の特徴量と融解後の水滴との関係	
4.3 雪片の質量と生成される水滴との関係	
5. まとめ	24
引用文献	25

1.序

雪が融けて雨になることは誰でも知っていることであるが、実は、どのように融けていくのかについては未だに明らかになっていない。この過程を明らかにするためには、一つ一つの雪片を空中で追いかけて行かなければならず、このような観測は事実上不可能である。そこで、これまでは或る体積中に存在する雪片の平均的な融解過程を議論するにとどまっていた。即ち、レーダの反射強度の鉛直分布から融解過程を類推する方法(Ryde, 1946; Austin and Bemis, 1950; Takeda and Fujiyoshi, 1978; Yokoyama et al., 1984)、山の斜面に沿って降水粒子の粒径分布を測定してその変化を調べる方法(Magono and Arai, 1954; Ohtake, 1969; Yokoyama et al., 1985)、あるいは、航空機を用いて異なった高度の降水粒子の大きさと形を調べる方法がこれまでに行なわれてきた。しかし、これらの方法は、本質的に平均的な議論であるため、雪片融解の物理過程を明らかにすることはできない。

そこで、実験的に雪片融解過程を調べる試みがこれまでも行なわれてきた(Mason, 1956; Drake and Mason, 1966; Rasmussen and Prupaccher, 1982)。松尾・佐粧(1981)が行なった実験は、融解過程をシミュレートするのに極めて有効な結果を与えた。しかし、彼らの実験は、雪片を網の上に載せて下から空気を送ることによって融かしているため、空気中での融解過程とは必ずしも一致しないと思われる。Rasmussen and Prupaccher(1982)は、より天然に近い状態を実現するため、垂直風洞に雪片を浮かべながら融かした。一方、Knight(1979)や藤吉(1986)は、融解途中の雪片を冷やしたシリコンオイルで受け、その形を分類することにより、雪片の融解過程を分類して見せた。

以上の研究により、雪片の融解過程の定性的理解は進んだ。しかし、定量的理解は未だに進んでいない。未解決の問題の内最も重要な問題は、雪片が融解したときに最終的にどのような大きさの雨滴が作られるかである。これについては、極めて限られた数の報告があるのみで、実験的に示した報告は無い。これまでの研究から、雪片の粒径分布はGunn-Marshall分布(1958)で、雨滴の粒径分布はMarshall-Palmer分布でほぼ近似できることが知られている。しかし、Gunn-Marshall分布を示す雪片をそのまま融かしても、Marshall-Palmer分布にはならない。即ち、G-M分布では、降水強度が大きくなると大きい雪片の数が増えるが、小さい雪片の数はほとんど変わらない。従って、降水強度が大きくなるほど大きい雨滴の数が増えることがG-M分布から期待される。しかしM-P分布では、降水強度が大きくなると、大きい雨滴の個数の増加率よりも小さい雨滴の個数の増加率の方が大きく、G-M分布から予想される結果とは異なっている。従って、雪片一つ一つがどのような大きさの雨滴を作るかを先ず明らかにする必要がある。もちろんこの問題が解けたからといって、融解前の雪片の粒径分布と融解後の雨滴の粒径分布がすぐに結びつく訳ではない。雲内の複雑な気流及び数多くの粒子の衝突・併合・分裂といった粒子間の相互作用は考慮する必要があるが、これらは将来の課題である。

藤吉(1986)の研究から、雪片が融けていく過程で融解水が集まるのは、雪結晶が密に絡み合った場所であることが分かっている。また、同じく藤吉・若濱(1985)の研究から、雪片は様々な種類の数多くの雪結晶から構成されており、さらに併合した後も雲粒を付着させたり昇華成長をしていることが分かっている。従って、たとえ同じ大きさ或いは質量を持った雪片同士でも、構成する雪結晶の絡み合い方は千差万別であるはずであり、従ってそれらが融けてできる雨滴の大きさも互いに異なることが予想される。言い換えれば、ほぼ同じ質量を持つ雪片が融けてできた雨滴を数多くあつめれば、その粒径分布はほぼガウス分布に従うことが期待される。

そこで、本研究では、落下してくる雪片を灯油で直接受け、雪片が灯油中を落下しながら融けていく様子をビデオで撮影し、画像解析により生成された雨滴の大きさを測る事により、一つ一つの雪片の融解分裂過程を調べた。もちろん、この方法は、空中での雪片の融解過程を正確に再現しているとは言いがたい。灯油の粘性の効果、灯油の温度が測定結果に大きな影響を与えるであろう。これらの効果は恐らくは、空中で融ける場合に比べて雪片をより数多くの水滴に分裂させるであろう。一方、この方法では、融解してできた雨滴を全て測定できるという長所もある。Rasmussen and Pruppacher(1982)の使用している鉛直風洞では、天然の融解過程を忠実に再現することは可能であるが、生成された雨滴を全て測定することはできない。藤吉によれば、生成される雨滴の大きさは、融解段階で様々である。この装置ではある速度の上昇流で雪片を浮かしているため、融解途中で発生した水滴のあるものは上に運び去られ、またあるものは下に落下してしまう可能性が多い。本研究の目的は、雪片が確率的に融けることを実証することにあるため、生成した雨滴は全て測定する必要がある。従って、上で述べたような短所はあるものの、本研究の目的には本装置の方が適している。

2.測定装置の概要と測定方法

名古屋では冬季でも降雪がほとんどないため、測定は金沢大学の電気・情報工学科の校舎の屋上で行なった。測定装置に雪片がほぼ垂直に落ちてくるようにするためと、ビデオカメラなどの測定装置が濡れないようにするため、装置全体を囲む観測塔を立てた。観測塔の天井には雪片を通過させる穴が開けてある。観測塔内を落下してきた雪片を、横方向からカメラ2台で、上方向から同じくカメラ2台で撮影する。この4つの映像をビデオミキサで同期を取って合成し、ビデオデッキに録がした。観測内は暗いため、250Wのハロゲンランプ2個と500Wのハロゲンランプを設置し、測定空間内だけを照明した。

図1は、空中を落下する雪片の観測装置の模式図である。撮影に使用した上方向からのCCDカメラには、焦点距離100mmと70mmのレンズを取付け、シャッタースピードをそれぞれ1/2000秒及び1/500秒として形状と運動軌跡を撮影できるようにした。また、横方向からのカメラには70mmと40mmの焦点距離を持ったレンズを取付

け、シャッタースピードを $1/4000$ 秒及び $1/60$ 秒とし、上方向と同様に形状と運動軌跡を撮影できるようにした。

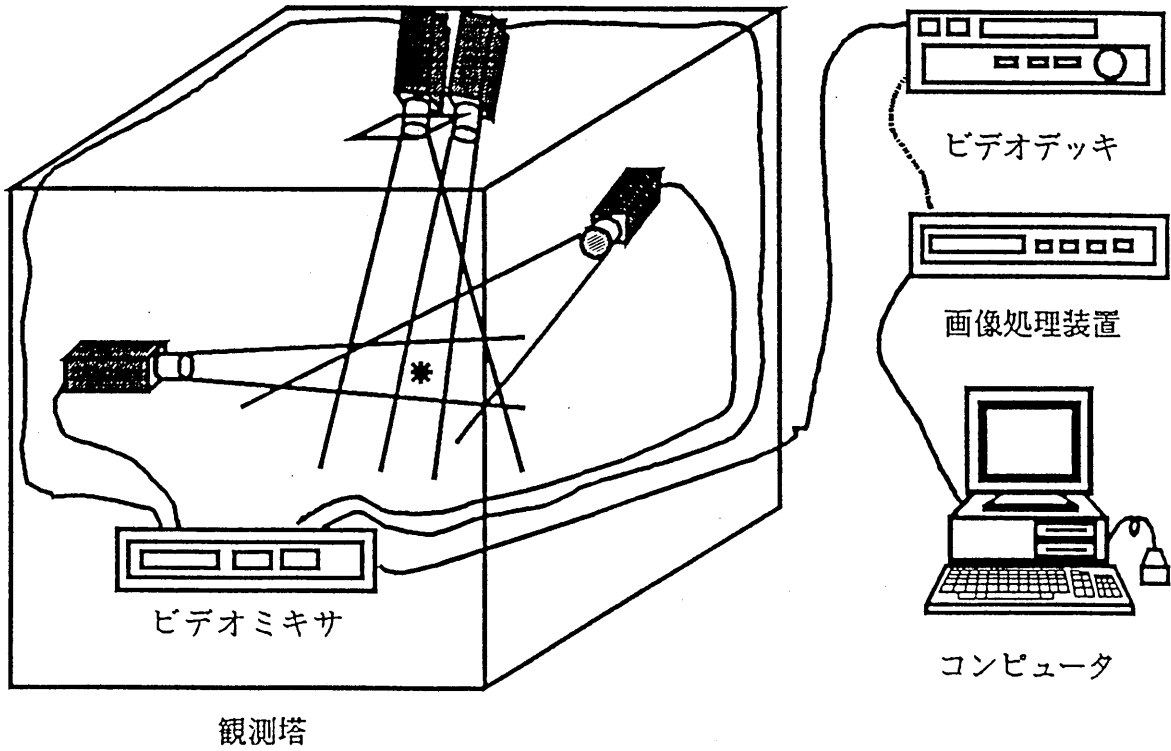


図 1 空中を落下する雪片の観測システム

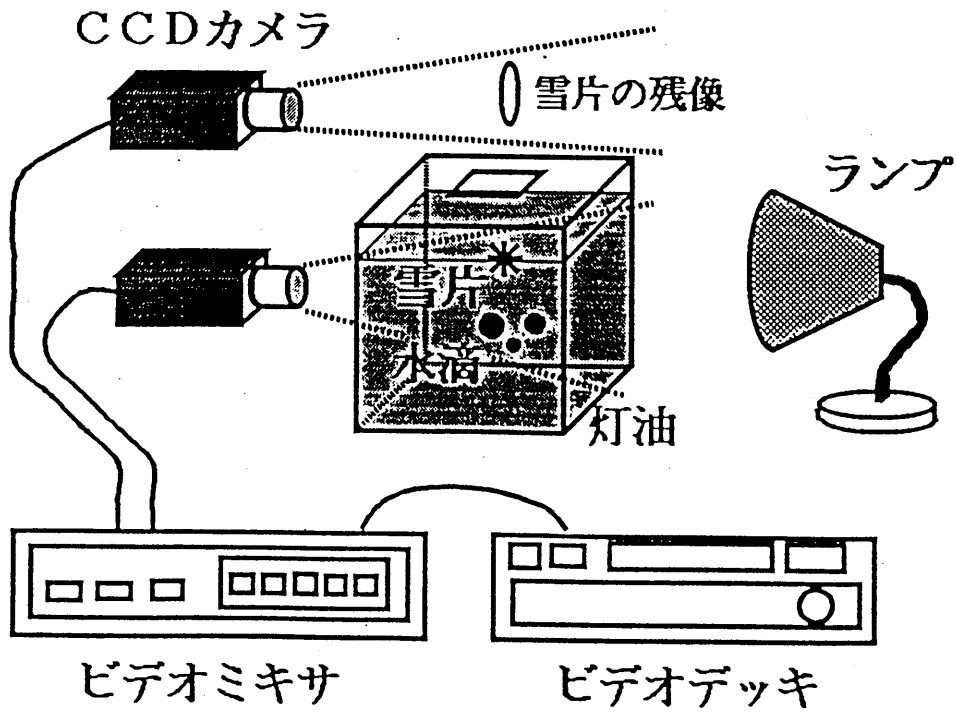


図 2 融解雪片の観測システム

図2は、融解雪片の観測装置の模式図である。空中を落下して来た雪片と、融解する雪片との対応付けを行なうため、1台のCCDカメラの観測視野が雪片融解装置のすぐ上に位置するように設置し、同期をとった。融解後の水滴は透明であるため、水滴からの反射光を撮影するよりも逆光で水滴の影を撮影した方がはっきりと水滴の輪郭が得られることから、照明をカメラの向い側に設置した。本観測装置では、1台のCCDカメラで、灯油中を落下する雪片の融解過程を撮影した。雪片は、アクリル板で作った30x30x50cmの容器の中に入れた灯油中を落下しながら融解する。容器の中央に雪片を落下させるため、4cm角の穴を開けたベニア板を蓋にした。照明には60Wのランプを用いて直接容器を照らした。撮影は、焦点距離が50mmのレンズとCCDカメラの間に5mmのリングを付け、カメラを撮影空間の中心から45cmの距離に設置して、観測視野を38x41mmとした。また、落下直前の雪片の残像を撮影した映像と、ビデオミキサーで同期を取り、映像を合成してビデオデッキで録画した。

図3は、本観測システムによる撮影画像を模式的に示したものである。また、図4は、雪片が融けて水滴となるまでの様子を模式的に示したものである。雪片は、図のように、様々な大きさの塊に分離し、最終的にいくつかの水滴になる。

3. 雪片の解析

3.1 雪片形状の解析方法

録画されたテープを再生し、画像処理装置を用いて雪片の映像をコンピュータに取り込んだ。画像処理装置は、1画面当たり512x512画素を濃淡256階調で取り込み、1画素当たりの長さは、0.08mm/画素である。従って、量子化誤差は0.04mm以内である。取り込んだ時の雪片及び水滴の画像を図5に示した。

次に、コンピュータに取り込んだ濃淡画像は2値化され、雪片を背景から分離する。雪片の2値化像の輪郭線情報の記録にはチェーンコードを用いた。チェーンコードとは、輪郭線のみを記録する方法である。その求め方は、まず、走査により左上の開始点を検出し、その点から輪郭線にそって図6のような8方向のベクトルで、反時計回りに追跡し、最終的にもとの点に戻ってくると追跡を終了し、8方向のベクトルからなるチェーンコードとして記録される。この方法によると、輪郭線座標をそのまま記録する場合と比べて、最小1/4の記録サイズで済むという利点がある。

3.2 雪片形状の特徴量

個々の雪片の融解後の水滴の個数や粒径分布及び総体積の違いに関わりのあると思われ

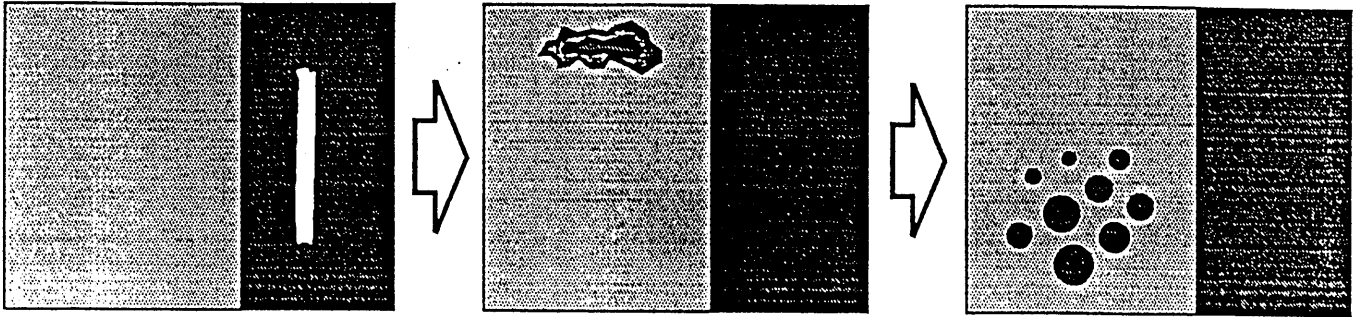


図 3 撮影映像例

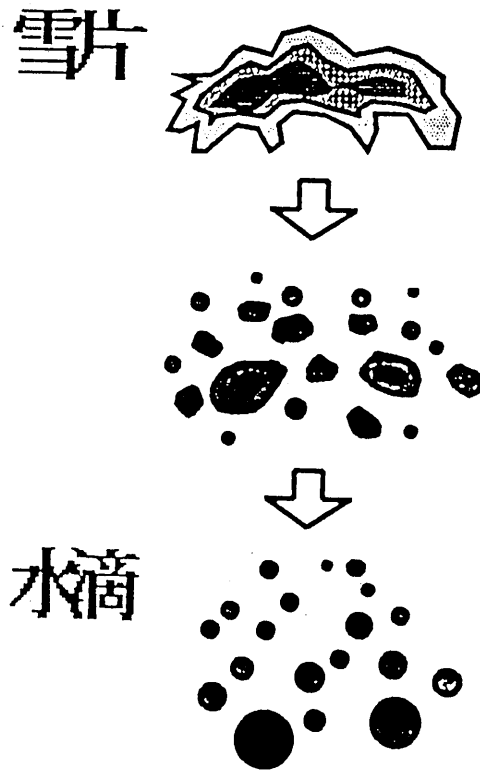


図 4 雪片が融解して水滴となるモデル

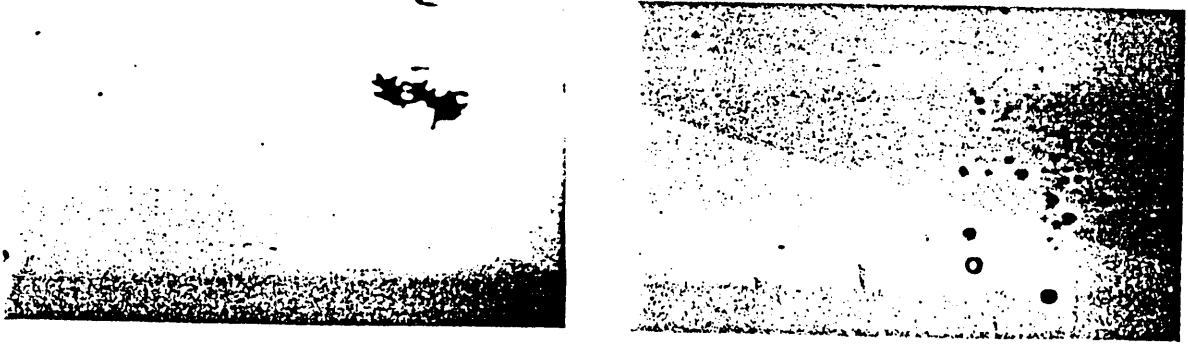


図5 雪片および水滴の映像

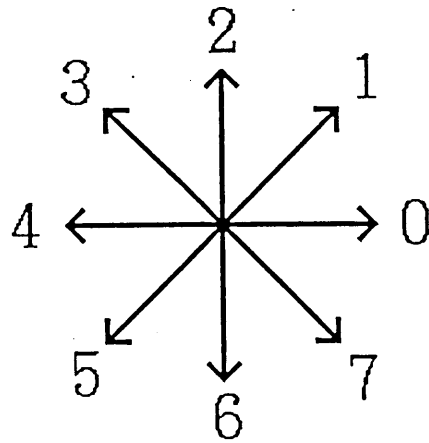


図6 輪郭線追跡用ベクトル

る、雪片形状から得られる特徴を表すいくつかの指標量を求めた。ここでは、指標量として用いる各特徴量についての説明を行なう。本研究では、特徴量として雪片の輪郭情報である、最大粒径、凹凸度、領域内の情報である断面積、モーメントを用いた。これらの特徴量は、雪片の輪郭情報及び雪片の濃淡から求められるものである。

*最大粒径

雪片の輪郭上の任意の2点間の距離で最大のものを最大粒径と定義した。この最大粒径を求めることによって、雪片の任意の1方向への広がり分かる。

*断面積

雪片映像を2値化（雪片部分1、背景部分0）したときの1の画素の数である。画像のデジタル性によりこの定義では誤差を含むが、面積を特徴として利用する対象が、塊図形であるので、誤差は相対的に小さい。また、穴を持つ連結成分では、穴の面積も特徴となる。

*凹凸度

融解雪片では、輪郭形状に凹凸が現われる。そこで、輪郭形状の複雑さとしてこの凹凸度を融解雪片形状の特徴量とすることにした。図7のように、雪片の輪郭線長さをB、雪片に包絡線を引いた時の包絡線長をAとした時、凹凸度を以下のように定義する。この値は、凹凸が無い時に1をとり、凹凸が大きくなるに従って1より大きな値になる。

$$\text{凹凸度} = B/A$$

*モーメント

画像処理装置で取り込んだときの雪片映像は、256階調の濃淡を持っており、その濃淡が重心からどのように分布しているかを定量的に示すための1つの方法に、2次のモーメントを求める方法がある。雪片内の各画素の濃度を雪片中で最大の濃度で割ることにより、濃度を0～1の値に規格化した。断面積によらず不変の値となるために正規化した2次のモーメントは、次式で与えられる。ここでkは、雪片内の画素、 f_k はその画素の濃度値、 d_k は重心から画素への距離である。図8は、モーメントを求めた例である。この結果を見ると、bの方が濃度の高い領域が重心から離れているため、高濃度の領域の面積は狭いが、aよりもモーメントは大きい。そのため、雪片の断面積が同じでも、モーメントが大きい方が融解後は数多くの水滴に分裂することが予想される。

3.3 融解後の水滴の解析

融解後に生成された個々の水滴は、チェインコードを用いて輪郭成分を取りだし、球であることからそれぞれの粒径を求めることができ、それをもとに、粒径分布と体積を求めることができる。また、総体積から、水の密度が1であるとして、融解前の雪片の質量も求めることができる。ただし、1画素の大きさが0.08mmであることから、ノイズと水滴とを明確に区別するため、ここでは2画素以下の大きさを持つ水滴（即ち直径0.16mm以下）はひとつにまとめた。

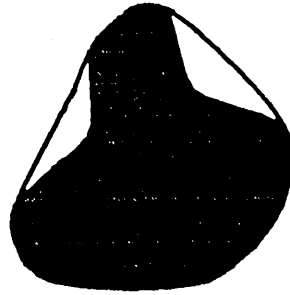
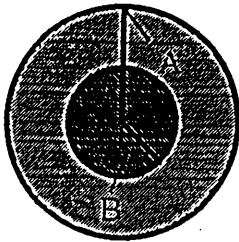


図7 凹度の定義

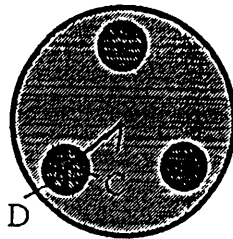
$$I_2 = \frac{\sum_k f_k \cdot d_k^2}{\left(\sum_k f_k\right)^2}$$

a.



0.21

b.



0.25

モーメント

濃度値

■ 0.5

■ 1.0

A	20 dot
B	10 dot
C	6 dot
D	5 dot

図8 モーメントを求めた例

4. 解析結果と考察

4.1 個々の雪片の測定例

個々の雪片の特徴量と水滴の個数との関連を明らかにする前に、具体例をいくつか示しておく。まず、粒径の大きな雪片を2つ選び、その特徴量を比較したものが表1である。また、比較した2つの雪片の輪郭画像を図9に、生成された水滴の粒径分布を図10に示した。表1を見て分かるように、雪片Aの方が、雪片Bよりも質量、粒径、断面積共に小さいが、生成した水滴の個数は多い。その水滴の粒径分布を見ると、雪片Aでは粒径の小さな水滴が生成されており、雪片Bでは大きな水滴が形成されていることが分かる。雪片AとBとではモーメントもほぼ同じであり、雪片Aの方が大きい値を示しているのは、凹凸度のみである。雪片の輪郭を見ても、雪片Aの方が形が複雑であり、直感的にも雪片Aの方が割れやすいことが分かる。

次に、断面積、最大粒径及び凹凸度がほぼ等しく、質量とモーメントが異なる2つの雪片CとDについて、生成された水滴の個数を比較してみる。図11と図12は、それぞれ雪片の輪郭と生成された水滴の粒径分布である。また、表2は、各雪片の特徴量をまとめたものである。雪片Dはモーメントが小さいことから、質量の分散が小さいため一つにまとまりやすいため、生成される水滴の個数が少なかったと考えられる。一方、雪片Cは、質量が雪片Dに比べて約3分の1であるにも拘わらず、最大粒径や断面積がほぼ等しい。従って、雪片Cは密度が小さく、全体に質量が分散していると思われ、このことが大きいモーメントとなって現われている。

同様に、質量が約3倍異なるにもかかわらず、生成された水滴の個数がほぼ同じである、雪片EとFの特徴量を比較してみる。図13と14は、同じく雪片の輪郭と水滴の粒径分布であり、表3は、それぞれの特徴量である。雪片Fの方が、質量がEの約3分の1であるにも拘わらず、最大粒径が大きく、断面積もほぼ等しい。従って、雪片Fは密度が小さく、モーメントが大きくなっている。また、凹凸度も雪片Fの方が大きいことから、雪片Fは数多くに分裂することが予想される。表3をみると、生成された水滴の個数はほぼ同じであるが、実際に作られた水滴の大きさが全く異なることが、図14から分かる。

更に、図15に示した、質量がほぼ等しい雪片GとHについてその特徴量(表4)と生成された水滴の粒径分布(図16)を比較してみる。表4から、雪片Gの方が、粒径が大きく、かつ断面積が大きいことから、密度が小さいことが分かる。従って、モーメントが大きい。また、凹凸度も大きい。これらのことから、雪片Gの方が、Hよりも数多くの水滴を作ると予想される。しかし、実際には、水滴の総個数にはほとんど差が見られない。むしろ差が現われるのは、水滴の粒径分布である。即ち、雪片Gは、ある大きさの水滴を中心として各サイズの水滴を生成しているが、雪片Hは、大きな水滴と小さな水滴に分かれてしまっている。

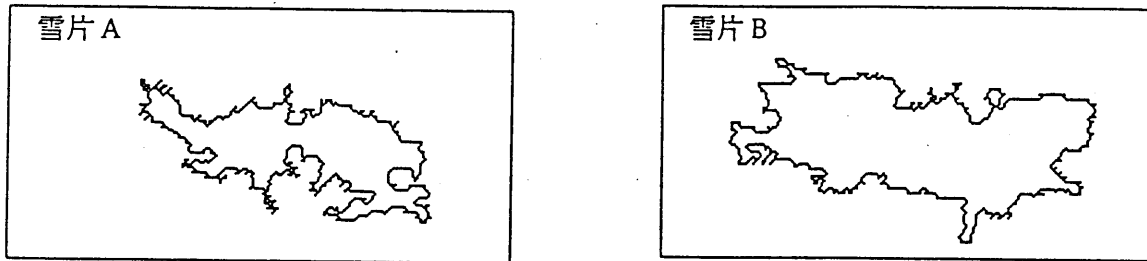


図 9 比較に用いた雪片 A と B

表 1 雪片 A と B の特徴量の比較

	個数	質量	最大粒径	断面積	凹度	モーメント
雪片 A	71 個	5.53 mg	8.26 mm	3783 dot	2.25	0.49
雪片 B	45 個	7.33 mg	10.43 mm	5396 dot	1.85	0.50

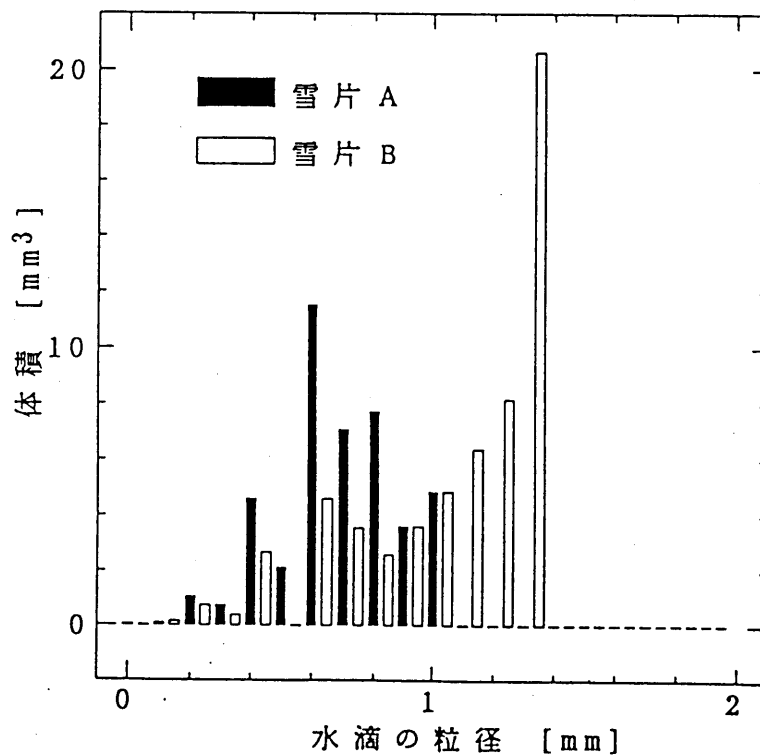


図 10 雪片 A と雪片 B の融解後の水滴の粒径別体積分布

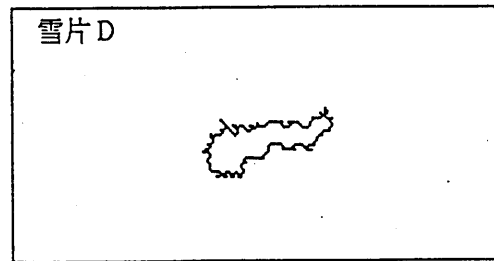
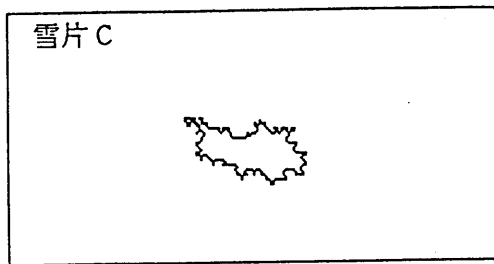


図 1 1 比較に用いた雪片 C と D

表 2 雪片 C と D の特徴量の比較

	個数	質量	最大粒径	断面積	凹度	モーメント
雪片 C	16 個	0.60 mg	3.50 mm	817 dot	1.54	0.50
雪片 D	6 個	2.07 mg	3.71 mm	960 dot	1.46	0.38

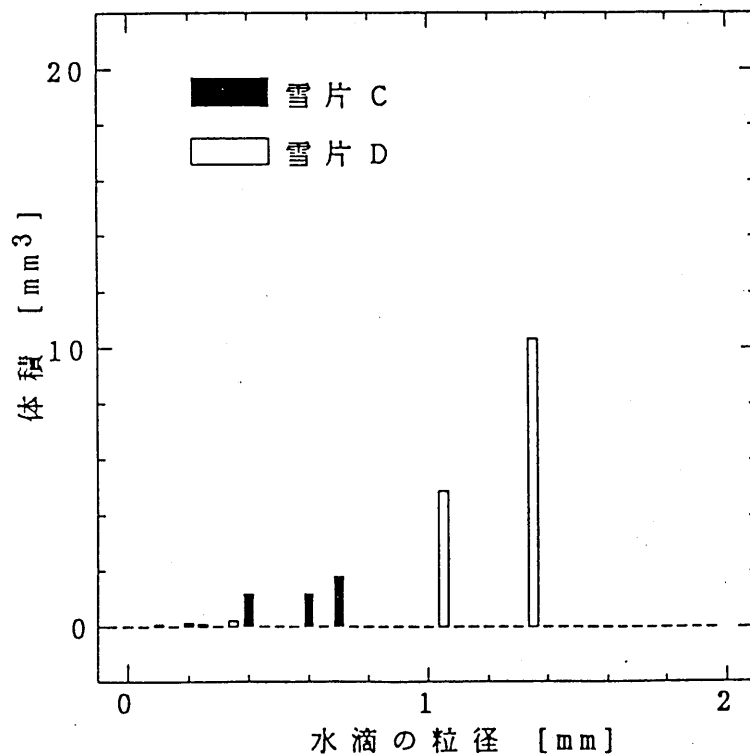


図 1 2 雪片 C と雪片 D の融解後の水滴の粒径別体積分布

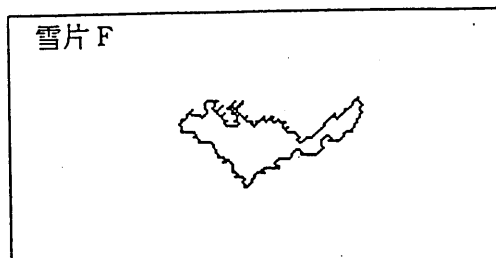
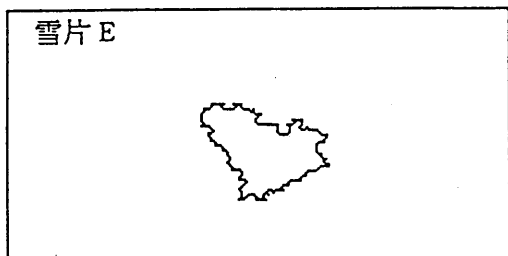


図 1 3 比較に用いた雪片 E と F

表 3 雪片 E と F の特徴量の比較

	個数	質量	最大粒径	断面積	凹度	モーメント
雪片 E	25 個	3.75 mg	3.64 mm	1254 dot	1.40	0.24
雪片 F	27 個	1.40 mg	5.18 mm	1208 dot	1.62	0.67

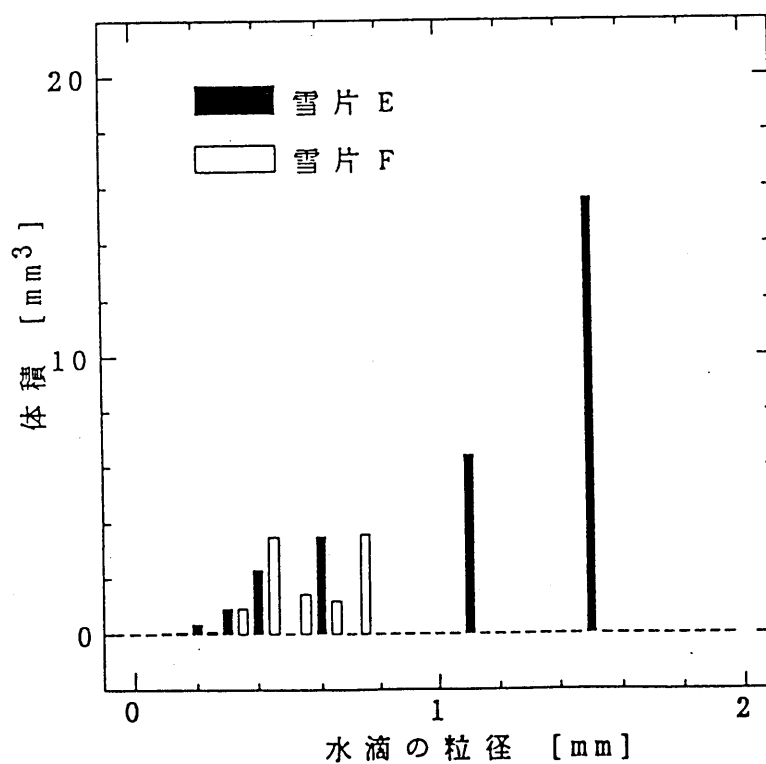


図 1 4 雪片 E と雪片 F の融解後の水滴の粒径別体積分布

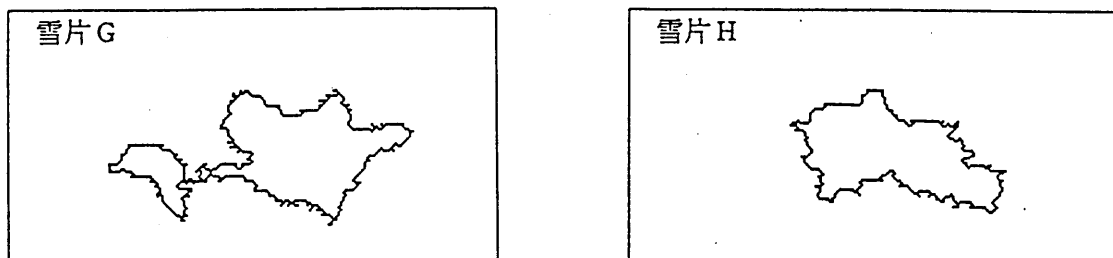


図 15 比較に用いた雪片 G と H

表 4 雪片 G と H の特徴量の比較

	個数	質量	最大粒径	断面積	凹度	モーメント
雪片 G	28 個	2.95 mg	8.82 mm	3243 dot	1.78	0.44
雪片 H	31 個	2.93 mg	6.16 mm	2375 dot	1.43	0.35

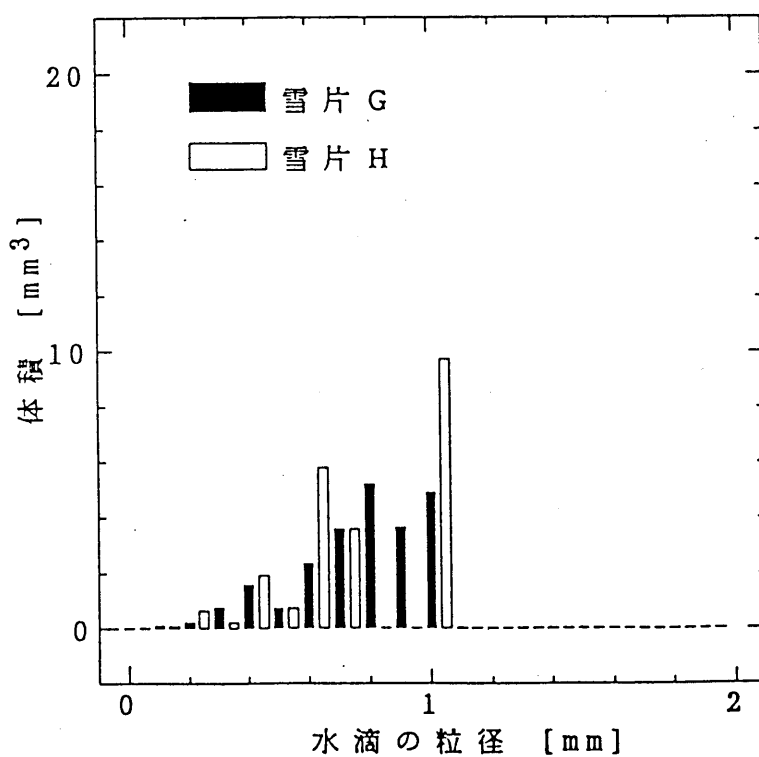


図 16 雪片 G と雪片 H の融解後の水滴の粒径別体積分布

4.2 雪片形状の特徴量と融解後の水滴との関係

1993年2月2日に、油温9℃の条件のもとで撮影した雪片について、その特徴量と、融解後の水滴の個数、粒径、質量との関係を調べた。サンプル個数は全部で50である。

図17、18、19、20及び21は、それぞれ、雪片の最大粒径、雪片の断面積、雪片の凹凸度、雪片のモーメント及び雪片の質量と生成された水滴の個数との関係を示したものである。これらの図から、最大粒径、断面積、凹凸度及び質量が大きい程、生成される水滴の個数の上限が大きくなっていることが分かる。また、これらの各値が大きくなるほど、生成される水滴の個数のばらつきが大きいことも明らかである。すなわちこの結果は、粒径、断面積、凹凸度及び質量が小さい雪片は、それらが同じであればほぼ同じ個数に分裂するが、これらの値が大きい雪片は、あるときには粉々になり、また、あるときには大きな水滴にもなることを示している。即ち、数多くの水滴を生成する雪片は、最大粒径、断面積、凹凸度及び質量が大きいが、しかし、これらの値が大きいからといって必ずしも数多くの水滴が生成されるとは限らない（必要ではあるが十分ではない）。これらの特徴量のうち、雪片の質量が、最も分裂する水滴の個数との相関が高く、次いで雪片の断面積との相関が高い。これに比べて、雪片のモーメントと水滴の個数とはほとんど相関が見られない。

次に、各特徴量との間の相関を調べてみたのが、図22、23及び24である。図22は質量と最大直径との関係を、図23は断面積と凹凸度との関係を、また、質量とモーメントとの関係を示したものが図24である。これらの図から、凹凸度と断面積、及びモーメントと質量との間にはほとんど相関が無いことが分かる。即ち、雪片がどの程度複雑な形をとり得るかは、雪片の大きさによらないということが分かる。言い換えれば、雪片が大きかろうと小さかろうと、その形は等しく複雑であると言える。同様に、質量によらずモーメントはほぼ0.5付近に集中している。このことは、重い雪片（あるいは大きな雪片）であるからと言って、中心部に質量が集中しているとは限らず、逆に、軽い雪片（あるいは小さな雪片）であるからと言って質量が一様に分散しているとは限らないことを意味している。モーメントも凹凸度も、何れも空中での雪粒子の併合様式に関係した値である。従って、雪粒子の併合様式は、その大きさや重さによらないランダムな現象であることが示唆される。一方、図22に示した質量と最大粒径との間には良い相関が見られる。この両者の関係は、これまでに知られている関係と良く一致する。

4.3 雪片の質量と生成される水滴との関係

4.2で示したように、生成される水滴との相関が最も高いのが、質量であった。また、雪片の粒径分布から雨滴の粒径分布を計算する場合には、雪片の大きさか質量を変数とした方が計算が楽である。また、雪片の粒径と質量とは図22に示したような関係がある。そこでここでは、雪片の質量を変数として、どのような水滴が形成されるのかを明らかにする。これまでも述べてきたように、同じ質量の雪片でも、併合様式がランダムなことに起因して、生成される水滴の大きさと数にはばらつきが生じる。そこで、雪片の質量を、

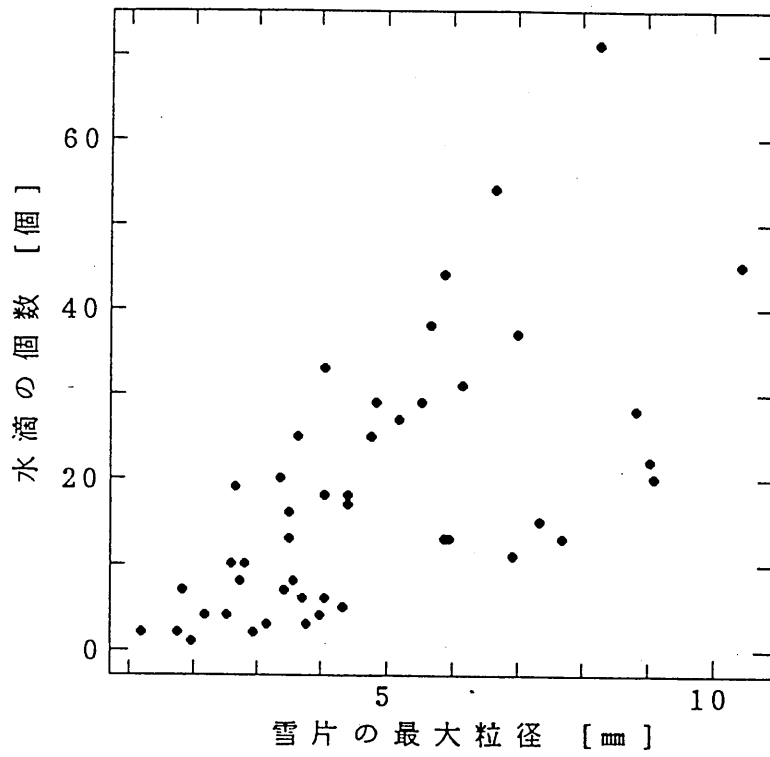


図17 雪片の最大粒径と融解後の水滴の個数の関係

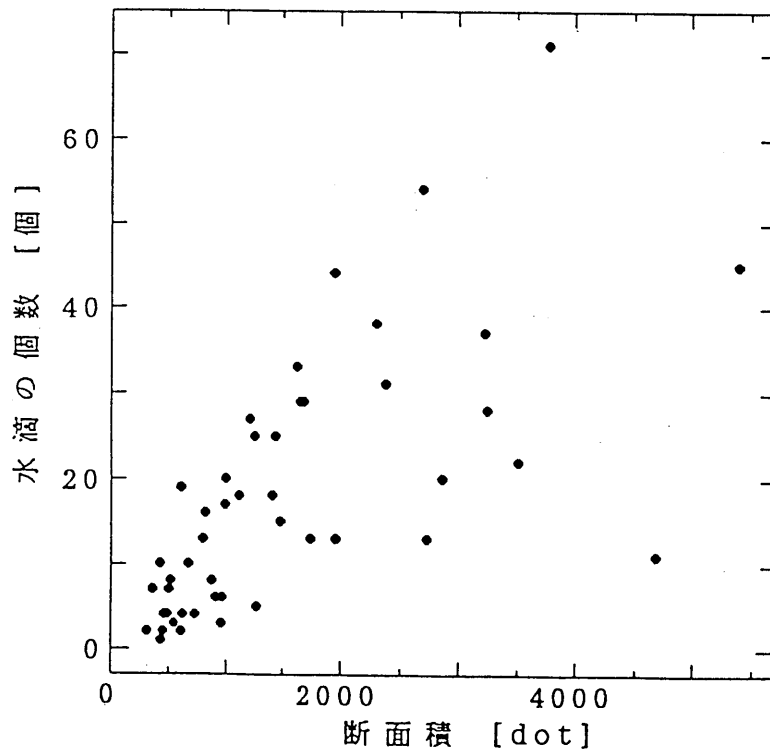


図18 雪片の断面積と融解後の水滴の個数の関係

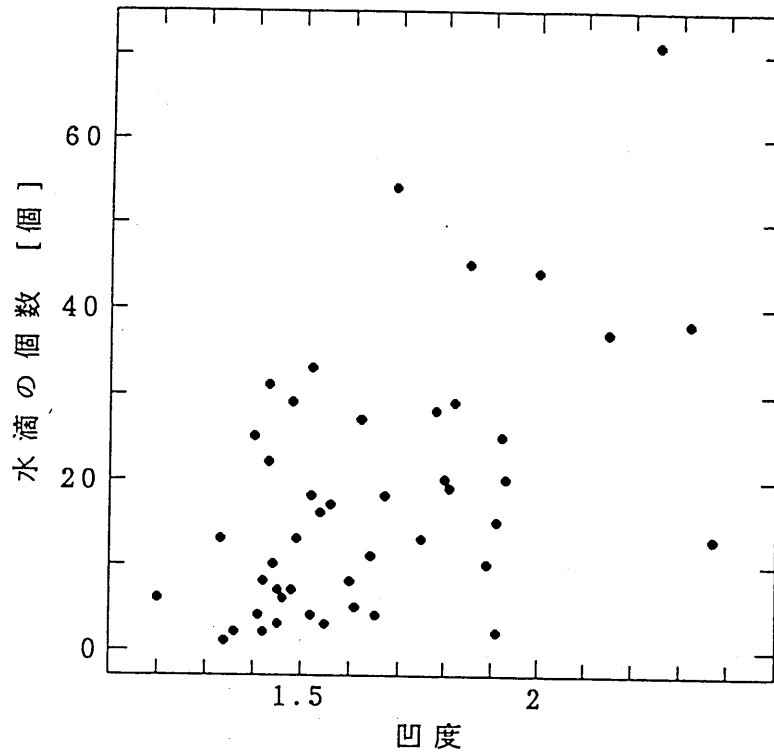


図 19 雪片の凹度と融解後の水滴の個数の関係

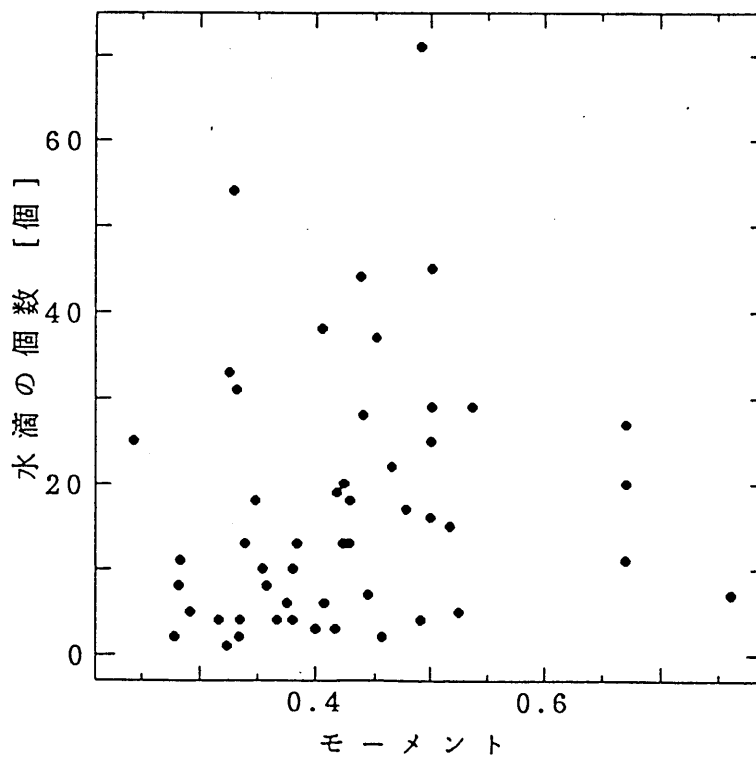


図 20 雪片のモーメントと融解後の水滴の個数の関係

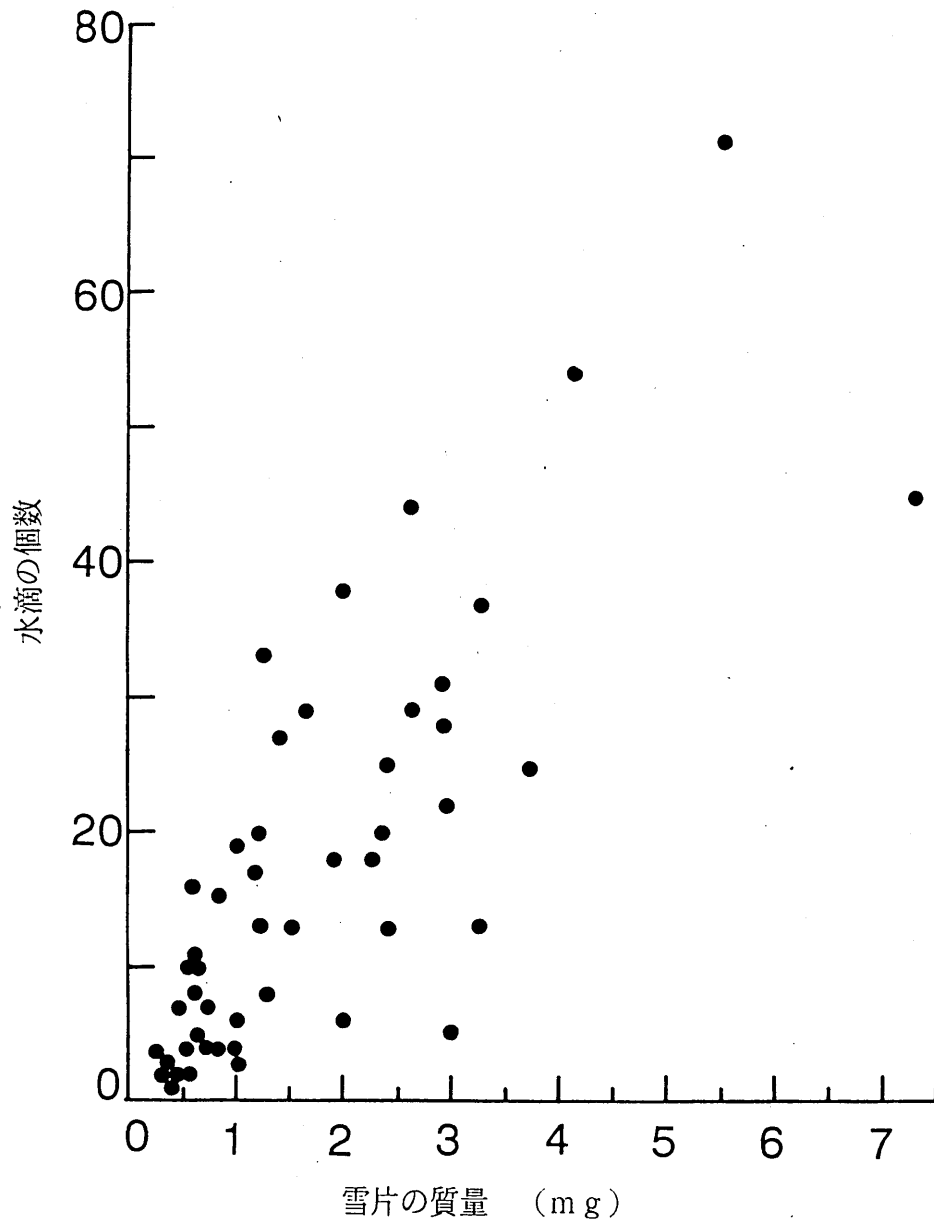


図 2 1 雪片の質量と融解後の水滴の個数の関係

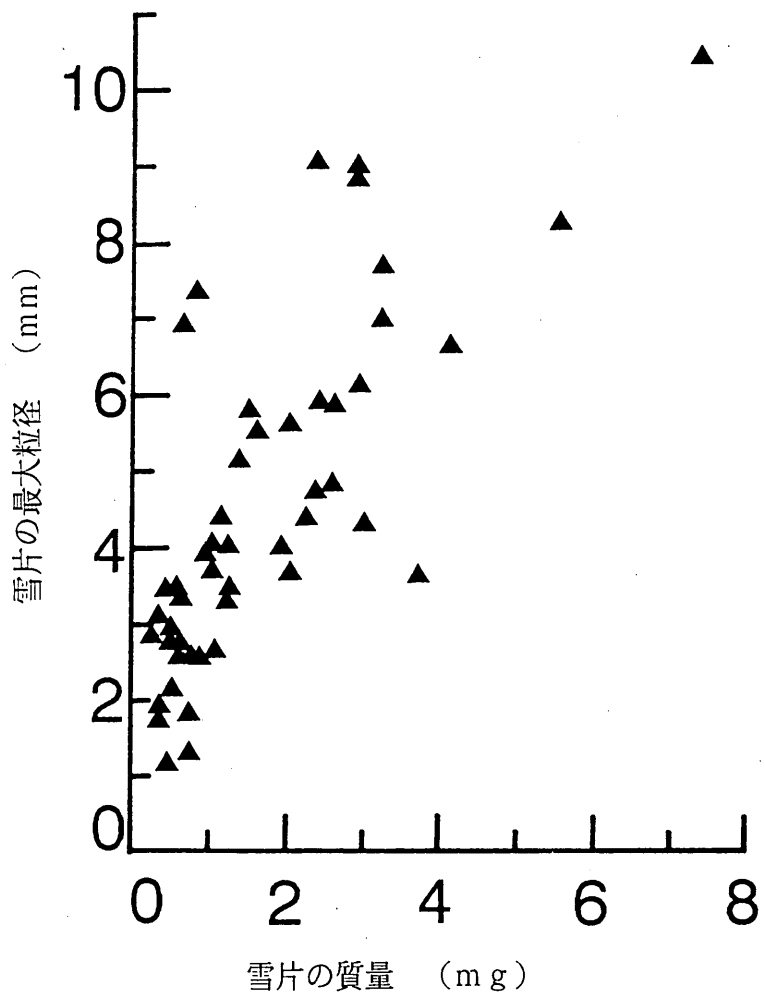


図22 雪片の質量と雪片の最大直径の関係

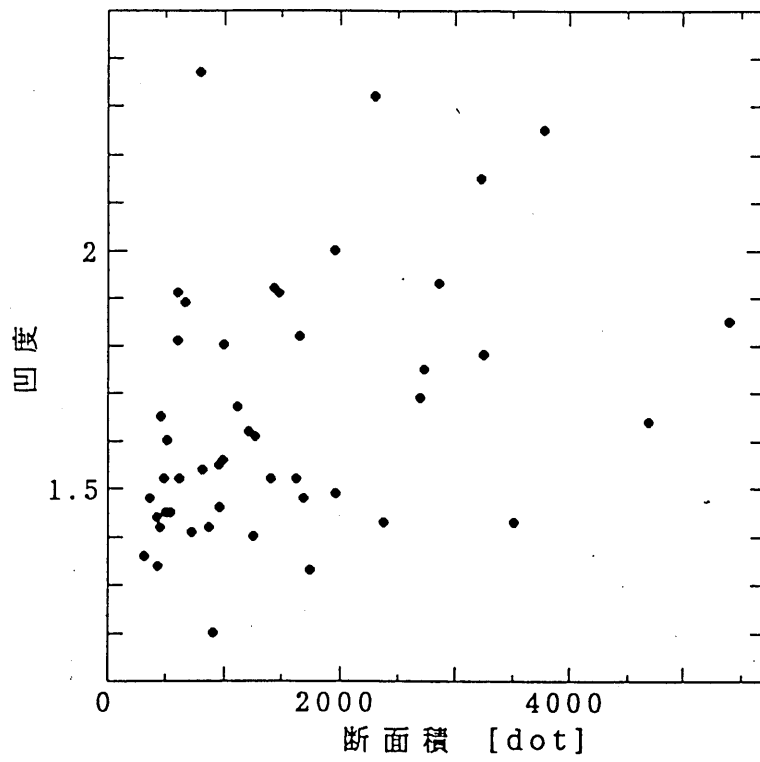


図 2 3 雪片の凹度と断面積の関係

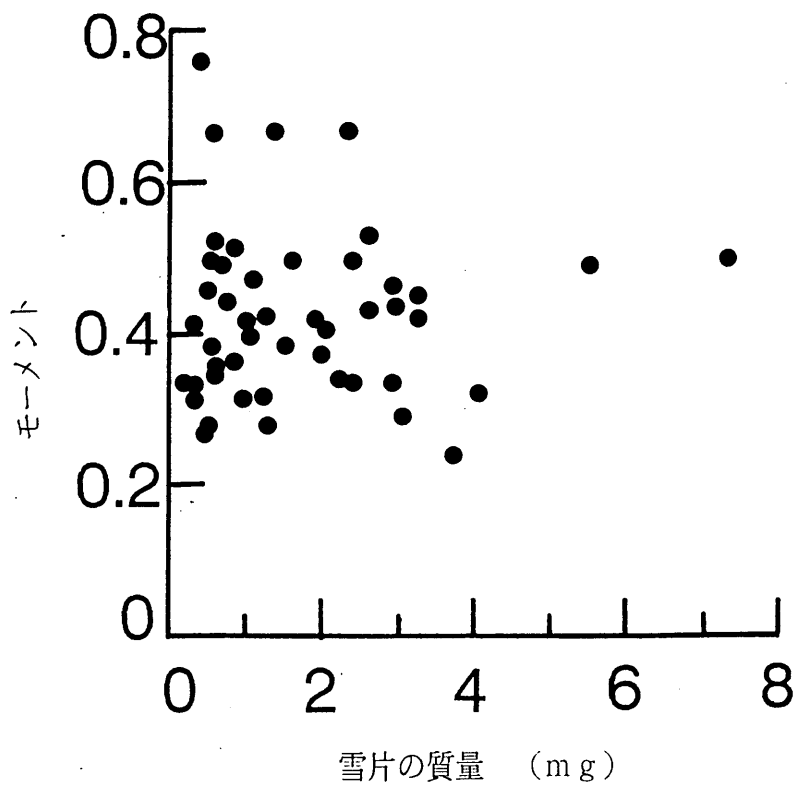


図 2 4 雪片の質量とモーメントの関係

階級1 (0~1 mg)、階級2 (1~2 mg)、階級3 (2~3 mg)に分けて、それぞれの階級に入る雪片が生成する水滴について統計処理を行なった。サンプル数は、それぞれ、19、13、11である。階級3以上の雪片の数は4以下であるため、このような統計処理から除外した。

図21から、質量が大きいほど数多くに分裂することが予想される。この傾向を定量的に示したものが図25である。図25は、各階級に属する雪片が生成した水滴の平均個数である。ただし、ここでは、各階級を更に半分にして、それぞれの質量範囲にある雪片が生成した水滴の平均個数を示してある。図から明らかなように、雪片の質量の増加に伴っ

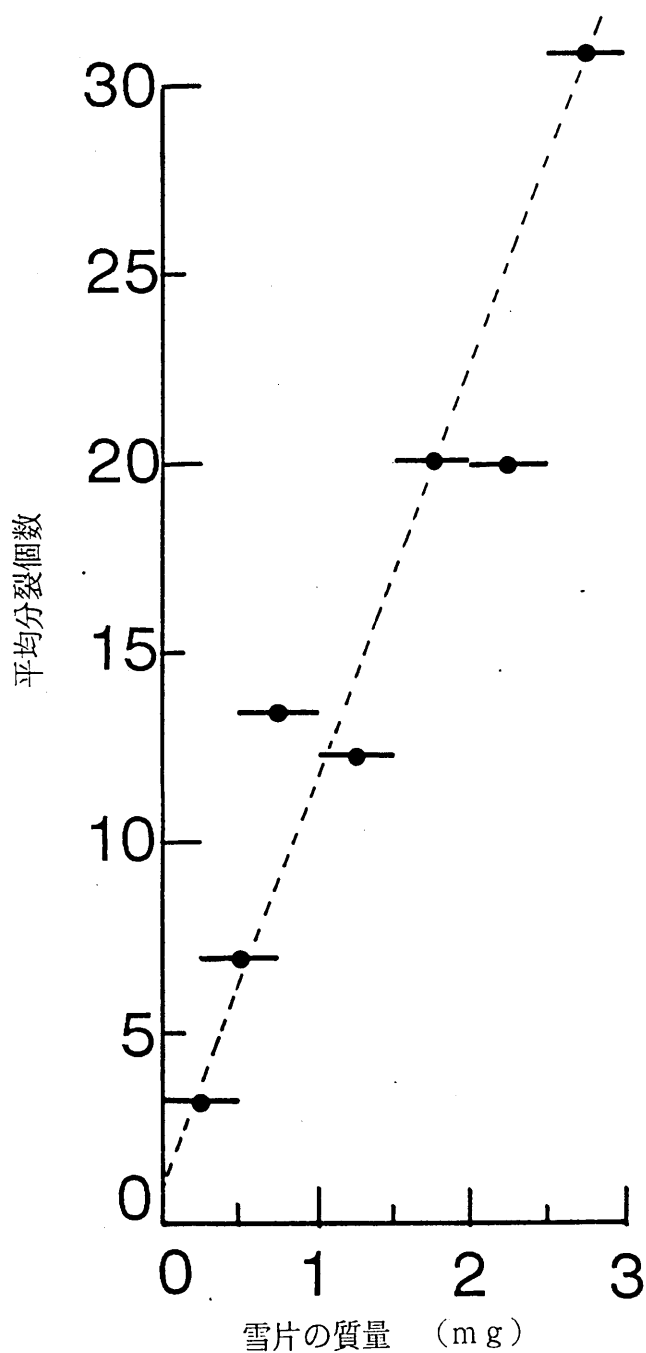


図25 雪片の質量と融解後の水滴の平均分裂個数の関係

て、ほぼ直線的に水滴の平均個数が増加している。図26は、各階級の雪片の質量を水滴の平均個数で割った平均質量から求めた、生成される水滴の平均直径である。興味深いことに、雪片の質量が大きいほど、生成される水滴の平均粒径は小さくなる傾向が見られる。言い換えれば、雪片が大きいからといって、平均的には大きい水滴が形成されるわけではない。このようなことが起こる理由は、質量の大きい雪片ほど断面積や粒径が大きいため、小さい雪片に比べてより数多くに分離するためである。

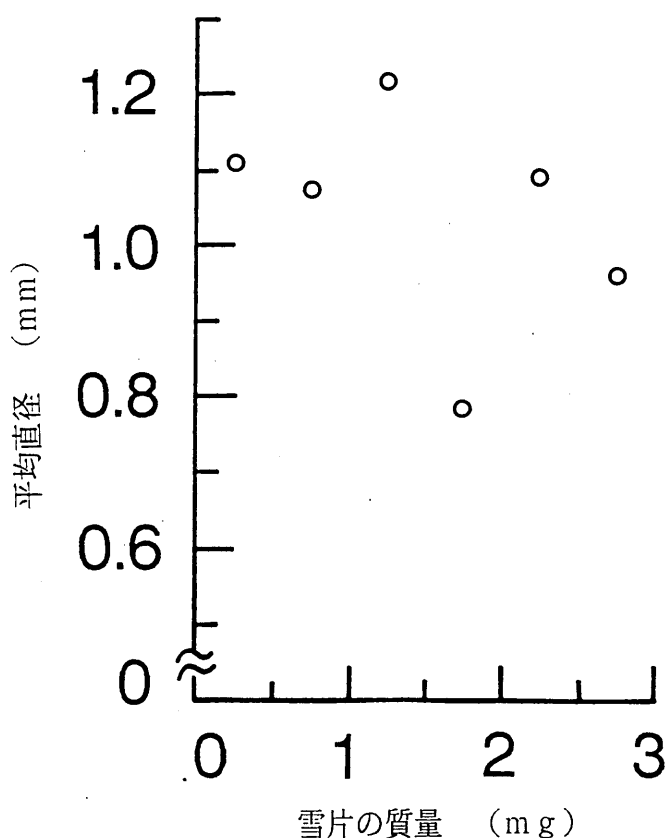


図26 雪片の質量と融解後の水滴の平均直径の関係

図25及び図26に示した結果は、あくまでも平均的な話である。実際には、質量の大きな雪片ほど大きな水滴を形成する。このことを明らかにするためには、生成された水滴の粒径分布を調べる必要がある。図27は、雪片の各階級別に、横軸に水滴の直径を0.1mm刻みでとり、縦軸には、その粒径を持つ水滴の規格化された個数（個数/全体の個数）をとったものである。この図からは、(1)階級1では、圧倒的に小さい水滴が多く、0.4mm以上の水滴はほぼ同じ頻度で形成されていること、(2)階級2では、生成される水滴の粒径が大きくなるにつれてなだらかに個数が減少していること、(3)階級3では、生成される水滴の粒径が大きくなるにつれて、階級2に比べて急速に個数が減少し、また小さい水滴の個数も減少していることが分かる。以上の3つの粒径分布を比較したものが図28である。ただし、横軸は比較のために、各階級の上限（それぞれ、1、2、3mg）の質量を持つ水滴の粒径でそれぞれの粒径を割って規格化してある。図より、質量が大きくなるほど、

相対的に大きな水滴が作られる頻度は小さくなり、その代わりに、ある大きさ（今回の測定では最大粒径の0.2の大きさ）に高い出現頻度を持つ、いわゆるガウス分布に近い頻度分布を示すようになることが分かる。

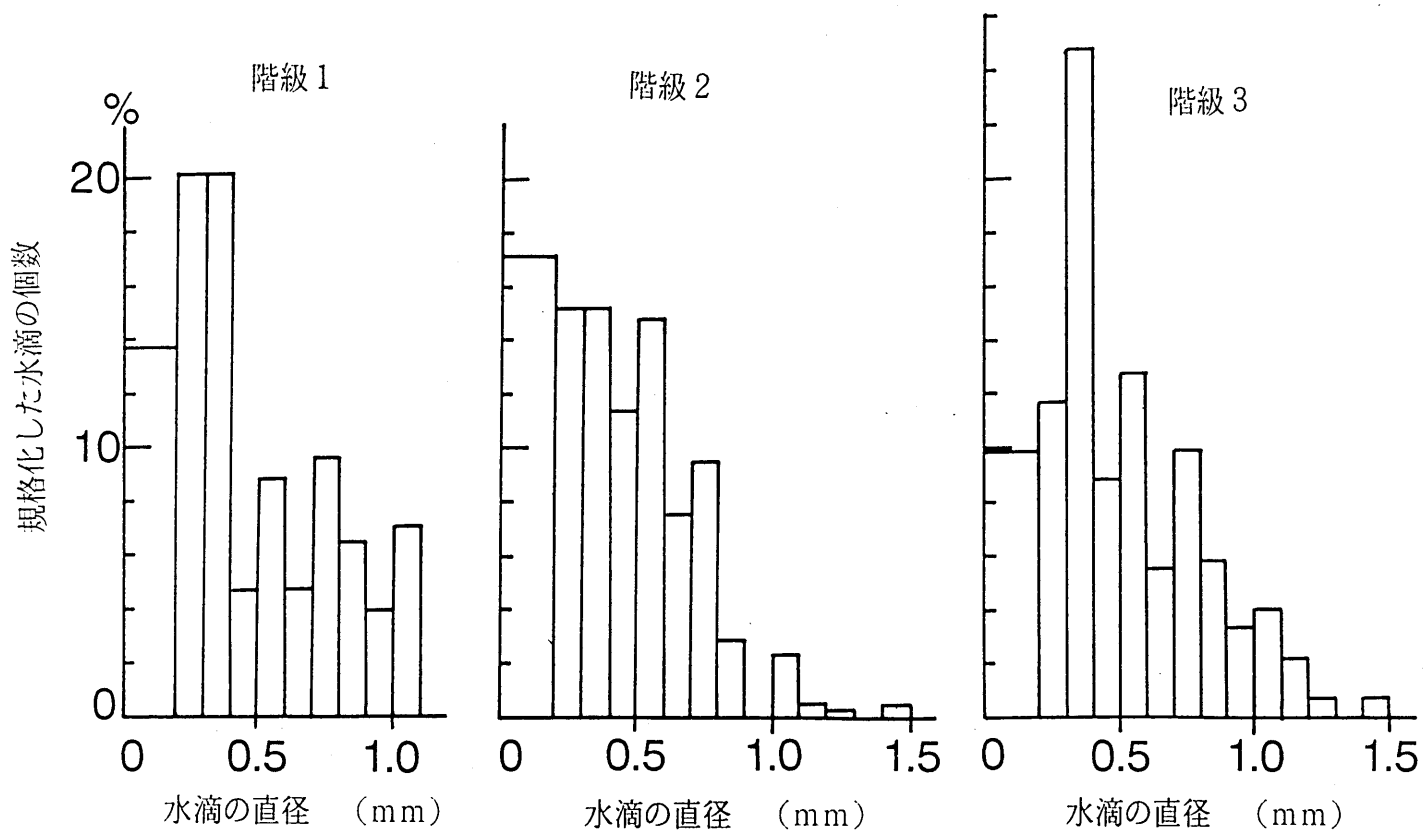


図 2 7 融解後の水滴の粒径分布

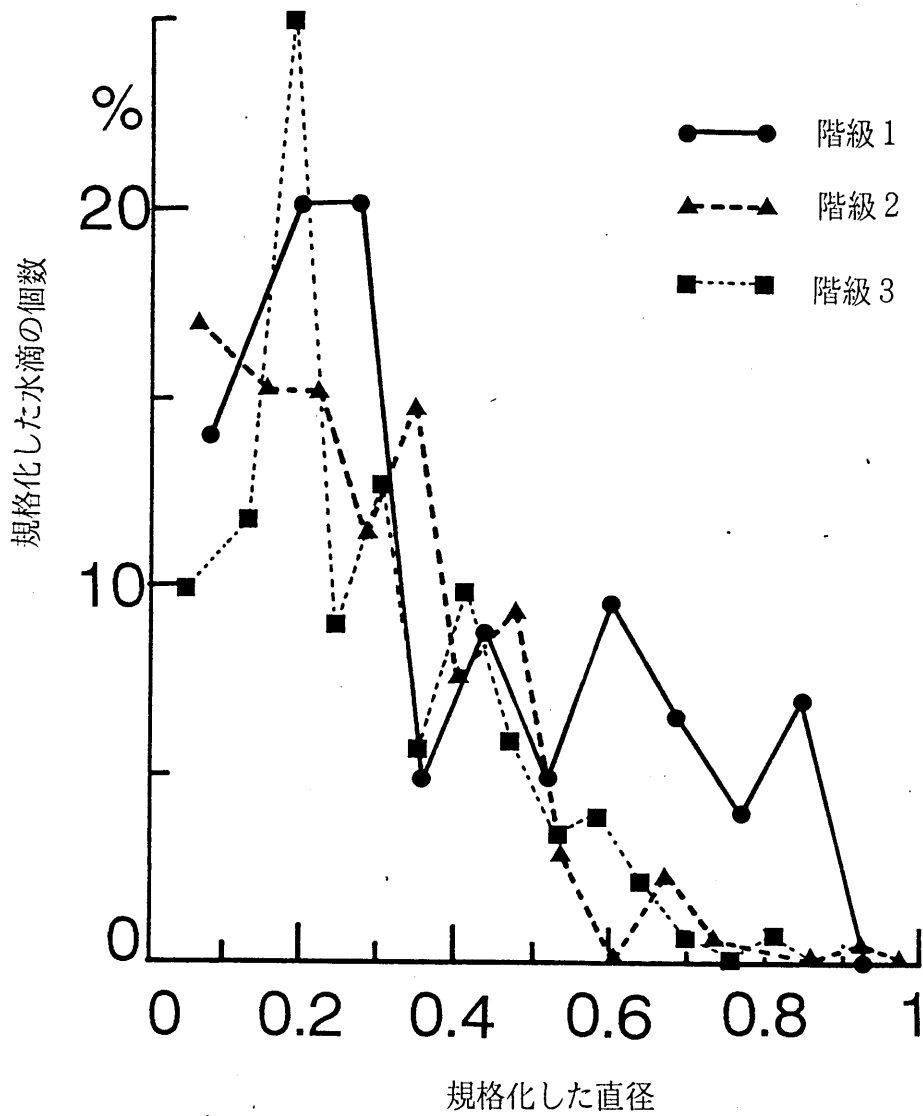


図2.8 融解後の水滴の規格化された粒径分布

5. まとめ

雪片を灯油中で融かすことにより、個々の雪片が融解する際に、どのような粒径分布の水滴を形成するかを測定した。その結果、平均的には、雪片の質量が増大するにつれて、ほぼ直線的に生成される水滴の個数が増大することが明かとなった。これは、本研究によって世界で初めて明かとなった事実である。雪片の質量の増加によって、急激に分裂する水滴の個数がふえるため、生成される水滴の平均粒径は、雪片の質量が増えるにつれて逆に減少することも明かとなった。また、生成される水滴の粒径分布を調べると、質量の大きな雪片ほど相対的に小さい粒径の水滴を作りやすいことが示された。

これらの測定結果を用いると、これまで説明ができなかった、*Gunn-Marshall*分布を示す雪片をそのまま融かしても、*Marshall-Palmer*分布にはならないというこれまでの説が容易に説明可能である。即ち、*G-M*分布では、降水強度が大きくなると大きい雪片の数が増えるが、小さい雪片の数はほとんど変わらない。従って、雪片の分裂を考慮しなければ、降水強度が大きくなるほど大きい雨滴の数が増えることが*G-M*分布から期待される。しかし*M-P*分布では、降水強度が大きくなると、大きい雨滴の個数の増加率よりも小さい雨滴の個数の増加率の方が大きく、*G-M*分布から予想される結果とは異なっている。そこで、今回得られた結果、即ち大きい雪片ほど数多くに分裂するという事実を考慮すると、降水強度の増加によって増える大きな雪片は、小さな水滴を数多く生成するため、生成される雨滴の粒径分布は降水強度の増加に伴って小さい雨滴の個数が増える結果になり、*G-M*分布と全く矛盾しなくなる。

雪片の最大粒径、雪片の断面積、雪片の凹凸度、雪片のモーメントと生成された水滴の個数との関係をしらべると、数多くの水滴を生成する雪片は、最大粒径、断面積、凹凸度及び質量が大きいが、しかし、これらの値が大きいからといって必ずしも数多くの水滴が生成されるとは限らない（必要ではあるが十分条件ではない）ことが明かとなった。各特徴量との間の相関を調べると、凹凸度と断面積、及びモーメントと質量との間にはほとんど相関が無いことが分かる。即ち、雪片がどの程度複雑な形をとり得るかは、雪片の大きさによらないということが分かる。言い換えれば、雪片が大きかろうと小さかろうと、その形は等しく複雑であると言える。また、重い雪片（あるいは大きな雪片）であるからと言って、中心部に質量が集中しているとは限らず、逆に、軽い雪片（あるいは小さな雪片）であるからと言って質量が一様に分散しているとは限らないことを意味している。モーメントも凹凸度も、何れも空中での雪粒子の併合様式に関係した値である。従って、雪粒子の併合様式は、その大きさや重さによらないランダムな現象であることが示唆された。

今後は、測定例を増やし、ここで得られた結果をより統計的に有意なものにする予定である。

引用文献

- Austin, P.M. and A.C. Bemis, 1950: A quantitative study of the "bright band" in radar precipitation echoes. *J. Meteor.*, 7, 145-151.
- Drake, J.C. and B.J. Mason, 1966: The melting of small ice spheres and cones. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 92, 500-509.
- Fujiyoshi, Y. and G. Wakahama, 1985: On snow particles comprising an aggregate. *J. Atmos. Sci.*, 42, 1667-1674.
- Fujiyoshi, Y., 1986: Melting snowflakes. *J. Atmos. Sci.*, 43, 307-311.
- Knight, C.A., 1979: Observations of the morphology of melting snow. *J. Atmos. Sci.*, 36, 1123-1130.
- Magono, C. and B. Arai, 1954: On the split of snowflakes. *J. Meteor. Soc. Japan*, 32, 336-369.
- Matsuo, T. and Y. Sasyo, 1981: Empirical formula for the melting rate of snowflakes. *J. Meteor. Soc. Japan*, 59, 1-9.
- Ohtake, T., 1969: Observations of size distributions of hydrometeors through the melting layer. *J. Atmos. Sci.*, 26, 545-557.
- Rasmussen, R. M. and H.R. Pruppacher, 1982: A wind tunnel and theoretical study of the melting behavior of atmospheric ice particles. I: A wind tunnel study of frozen drops of radius 500 μm . *J. Atmos. Sci.*, 39, 152-158.
- Ryde, J.W., 1946: The attenuation and radar echoes produced at centimeter wave-lengths by various meteorological phenomena. *Meteorological Factors in Radio Wave Propagation*, London, Phys. Soc. London, 169-189.
- Takeda, T. and Y. Fujiyoshi, 1978: Micro-physical processes around melting layer in precipitating clouds as observed by vertically pointing radar. *J. Meteor. Soc. Japan*, 56, 293-303.
- Yokoyama, T., H. Tanaka, K. Nakamura and J. Awaka, 1984: Microphysical processes of melting snowflakes detected by two-wavelength radar. Part II. Application of two-wavelength radar technique. *J. Meteor. Soc. Japan*, 62, 668-678.
- Yokoyama, T., H. Tanaka, K. Akaeda, T. Ohtani, N. Yoshizawa, M. Yamanaka, A. Mita, Y. Ishizaka and A. Ono, 1985: Observation on microphysical processes in the stratiform precipitations including melting layers at Mt. Fuji. *J. Meteor. Soc. Japan*, 63, 100-111.