

霰の密度の観測*

梶 川 正 弘**

要 旨

霰の密度を測定し、地上気温や雲層の温度条件および大きさとの関係を調べた。体積が比較的正確に計算できるという観点から、紡錘状霰を対象とした。霰が観測された時の地上気温の頻度分布をみると、 0.5°C を境にして2つのピークが存在していた。地上気温が 0.5°C 以上のグループでは、平均密度 $0.286\sim 0.417\text{ g/cm}^3$ であり、 0.5°C 未満のグループでは、 $0.096\sim 0.303\text{ g/cm}^3$ となり、ほぼ 0.3 g/cm^3 を境として、地上気温の高いグループは大密度グループと対応していた。

霰の大きさが増すと、密度も大きくなる傾向がみられたが、この傾向は小密度グループに顕著であった。また、紡錘状霰の頂角などの形態的特徴についても調べられた。

1. ま え が き

霰の密度は、その落下速度や生長を考えるとときに必要な量といえるので、これまでに多くの測定結果が報告されている（たとえば冬季のわが国では、Nakaya・Terada 1935; 高橋, 1951; Magono, 1953 および 1954; 伊藤他, 1953; 今井, 1954; Maruyama, 1968; 藤原他, 1972)。

測定値をみると、ほぼ $0.1\sim 0.4\text{ g/cm}^3$ の範囲に変化しており、また大きさによって密度が変わる場合も報告されている。このような密度変化の原因は、単に測定時の体積計算法の違いにあるのみでなく、成長条件の違いが大きいことが指摘されてきた（播磨屋, 1974 a・b)。

しかしながら、これまでの報告では、測定された霰の大きさの範囲が限られている場合が多く、また測定時の気温やさらには雲層の温度条件などもほとんど示されていないようである。

一方、著者は先に秋田市郊外で霰の落下速度を測定した際に、地上気温が高くなると、密度も大きくなる傾向があり、またそれに応じて落下速度も大きくなることを報告した (Kajikawa, 1975)。

そこで霰の密度が観測時の地上気温や雲の温度条件とどのように関係しているか、また大きさと密度の関係などを、さらに詳しく調べるために観測を行った。

2. 観 測 方 法

観測地点は、落下速度の場合と同じ秋田市郊外（秋田地方気象台より、ほぼ NNW 6 km の所）で、観測時刻は、上記気象台における高層資料との対応をつける意味から、原則として8時30分～9時30分、14時30分～15時30分および20時30分～21時30分を選んだ。観測期間は、1972年12月～1973年3月および1973年11月～1974年3月までの2冬にわたり、霰の空間粒度分布の観測と合わせて実施されたが、今回報告するのは、第1年目資料の解析結果である。

霰は一般に、六花霰・塊状霰および紡錘状霰に分類され、多くの場合には、これらが混じって降ってくるが、今回の観測ではその体積が比較的正しく計算できると考えられる、紡錘状霰のみに注目した。体積計算法は、Maruyama (1968) と同様に、円錐に球の一部が付いた形に紡錘状霰を近似させる方法を採用した。

降ってきた紡錘状霰は、第1図下段の点線のごとくに、黒布上で接写撮影される。大きさ（あるいは直径、 D ）、 h' および H' を写真より測定すると、次式のようにして、球部の曲率半径 (R)、円錐部の高さ (H)、球部の高さ (h) および頂角 (θ) が計算からでてくるので、体積 (V) を求めることができる。

Type A : h' の測定値 $\leq h'$ の計算値、の場合で $R =$

$$H+h$$

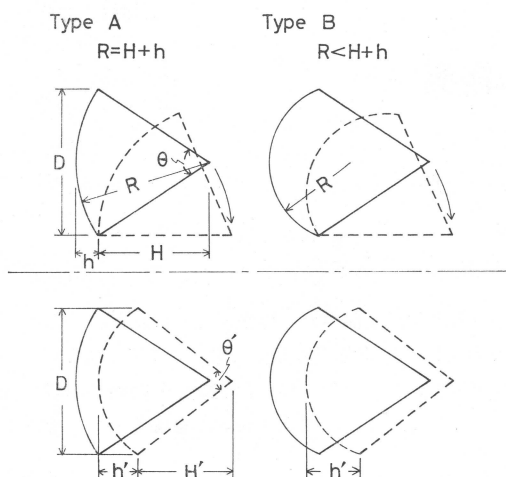
$$\tan \frac{\theta}{2} = \frac{D}{H} \text{ および } H' = H \cdot \cos \frac{\theta}{2} \text{ より}$$

* Observation of Density of Graupel Particles

** M. Kajikawa, 秋田大学教育学部地学教室

——1976年10月12日 受領——

——1976年11月16日 受理——



第1図 紡錘状霞のモデル。

上段の実線は側面からみた断面で、下段の実線は真上からみた断面。上段点線のように倒れて、下段点線のように接写される。大きさあるいは直径(D)、 h' および H' を写真より測定し、体積と頂角(θ)を計算する。

$$\theta = 2 \sin^{-1} \left\{ -\frac{H'}{D} + \sqrt{\left(\frac{H'}{D}\right)^2 + 1} \right\}$$

$$H = \frac{H'}{\cos \frac{\theta}{2}}, \quad h' = \frac{D}{2} \sin \frac{\theta}{2}, \quad R = h' + H'$$

$$h = R - H$$

Type B: h' の測定値 $> h'$ の計算値, の場合で

$$R < H + h$$

$$h = \frac{D}{R} \times h' \text{ の測定値 (近似式)}$$

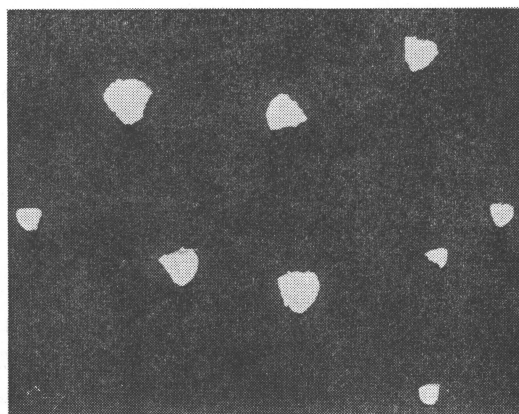
$$R = \frac{h + \left(\frac{D}{2}\right)^2}{2h}$$

体積は両 Type 共通で、

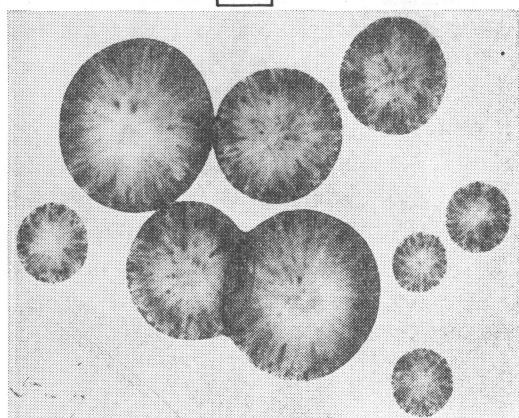
$$V = \frac{\pi}{12} D^2 H + \pi (R h^2 - \frac{1}{3} h^3)$$

ここで、Type A と Type B の区別は上記のように、 h' の測定値と計算値との大小により分けられ、Type B は Type A に比較して球部の曲率半径が小さくて、外観上底部がかなり出っっぱた紡錘状霞といえることができる。

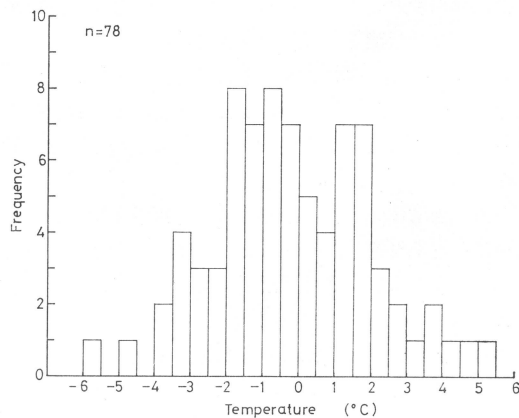
霞の質量の測定は、沔紙による吸収法（丸山・浜，1954）によった。第2図に示すように、紡錘状霞を黒布上に横に置き、接写した後、電熱で暖められた密閉し



1 cm



第2図 紡錘状霞の写真と対応する沔紙の例。



第3図 霞が観測された時の地上気温の頻度分布。

た乾燥していない箱の中で、これを融かして水滴とし、water blue 処理済の沔紙に吸収させた。黒布はあらかじめ防水処理を施したものを使用した。

“天気” 23.12.

実際にある観測時刻の密度を測定するときには、形の整った紡錘状霰を選びだして接写した場合と、適度に黒布上に受けて接写した後、写真上で形の良いものを選んだ場合の2通りの方法がとられた。

3. 結 果

3-1. 霰が観測されたときの地上気温

前述の2冬の観測期間において、霰の資料を採取した時刻の地上気温を自記紙より読み取り、その頻度分布を作成した。結果は第3図に示されている。 -1°C と 1.5°C 付近に2つのピークが見られ、地上気温 0.5°C で2つのグループに分けることができそうである。この結果と同様に、霰が観測されたときの地上気温に2つのピークが見られることは、北陸豪雪観測資料を解析した樋口(1973)によっても報告されている。この2つのピークの存在が何を意味するか、たとえば霰の生長過程に両グループで相違があるのか等のことは、さらに資料を増やして考察を進めて行きたいと考える。以下の解析では、地上気温 0.5°C 以上のグループと 0.5°C 未満のグループに分けて、密度や形の特徴を調べることにする。

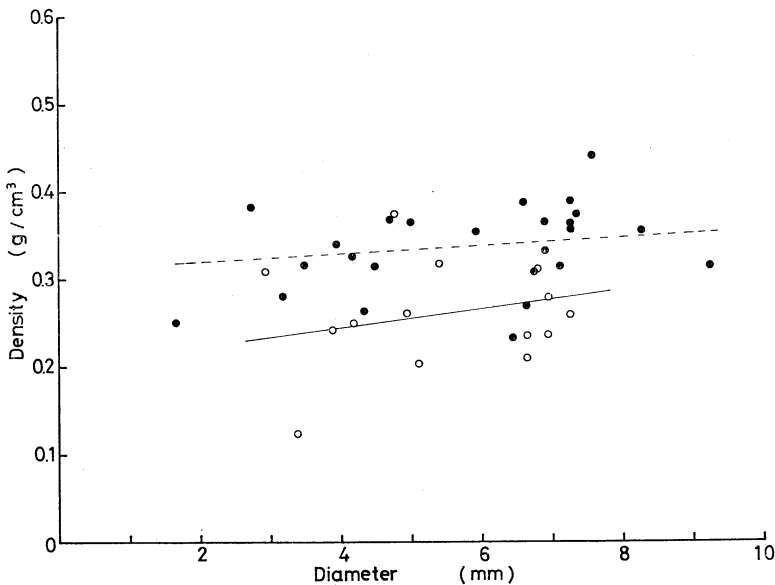
3-2. 紡錘状霰の密度

第4図に、1973年1月11日の6時15分～7時(黒丸)、および3月2日の20時～21時30分(白丸)に観測された

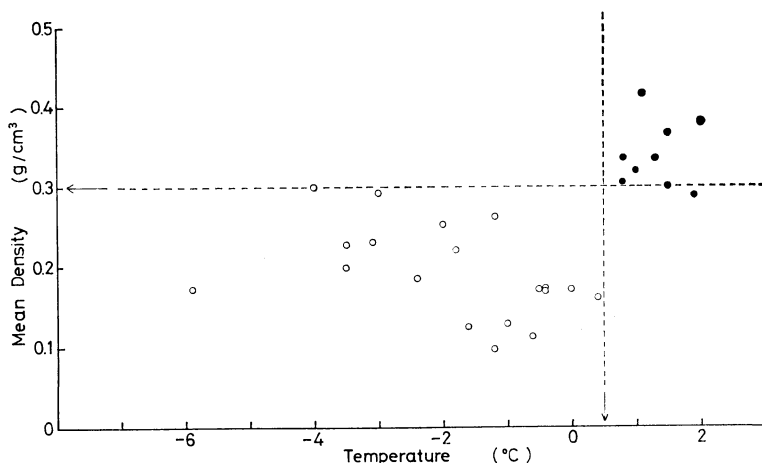
霰の密度の測定値を示す。前者の場合地上気温は 0.8°C で平均密度は 0.335g/cm^3 であり、一方後者の場合地上気温は -2°C で平均密度は 0.253g/cm^3 であった。平均密度を計算する場合には、霰の個数は少なくとも10個以上測定できた場合のみに限った。

この図から、地上気温が高いとそれが低い場合に比較して、紡錘状霰の密度が大きい傾向がみられる。また、霰の大きさあるいは直径(円錐部の底部直径)と密度の関係については、大きさの増加と共に密度が増すことは、平均密度の小さい場合によりはっきりしているように見える。以上2つの傾向をさらに確かめるために、まず地上気温と平均密度との関係を調べたのが第5図である。この図から、地上気温に対する霰の観測頻度の特徴に対応した形で、地上気温 0.5°C を境として、平均密度もほぼ 0.3g/cm^3 以上と以下に分けられそうである。すなわち、地上気温が 0.5°C 以上の場合には、大密度グループとなり(以下黒丸で表示する)、地上気温が 0.5°C 未満の場合は、小密度グループ(白丸表示)となるように対応する。

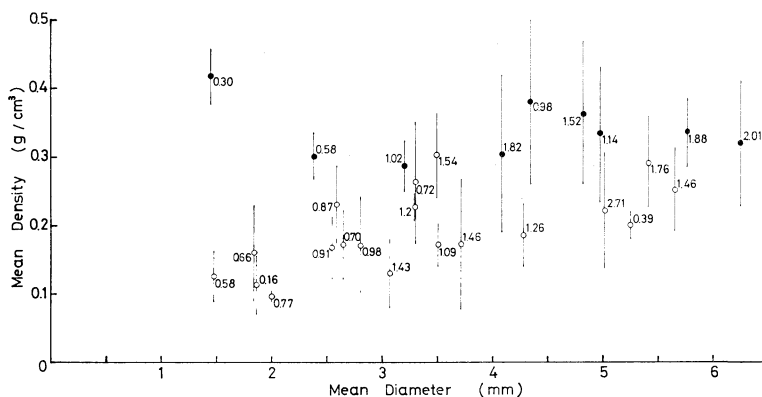
平均密度と平均の大きさとの関係を調べたのが第6図である。図中で縦の棒とその横の数字は、それぞれ密度および大きさの標準偏差を示しているが、測定値のばら



第4図 紡錘状霰の大きさ(直径)と密度との関係。黒丸は、1973年1月11日の6時15分～7時まで、白丸は3月2日の20時～21時30分までに降ったもので、各々地上気温は 0.8°C および -2°C であった。破線と実線は、それぞれ黒丸と白丸の平均を示す。



第5図 地上気温と平均密度との関係。黒丸は、 0.5°C 以上の場合で白丸は 0.5°C 未満の場合。



第6図 平均密度と平均の大きさ(直径)との関係。縦棒と横の数字は、それぞれ密度と大きさの標準偏差を示す。黒丸と白丸は第5図に同じ。

つきは、平均の大きさが大きくなるほどやや大きい傾向がみられる。

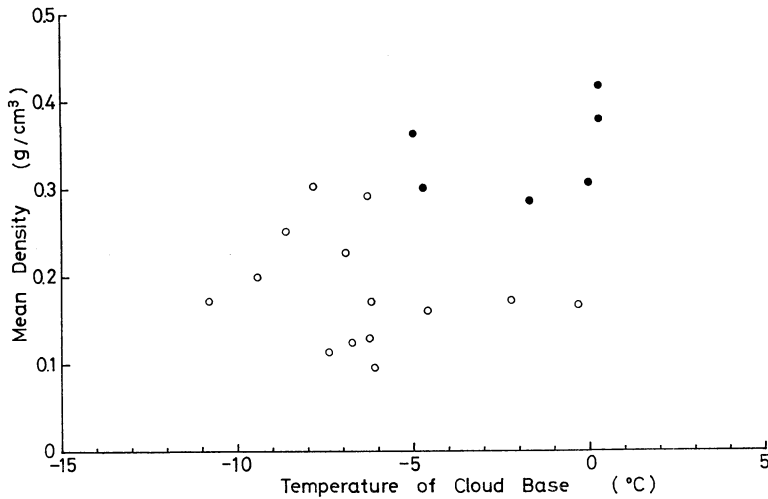
平均密度の最大値 (0.417 g/cm^3) が観測されたときは、大きさの平均値も 1.46 mm と小さい霰であり、その時の地上気温をみると 1.1°C と高くなっていた。従って、この場合の密度の測定値が、他と比較してやや異常に大きくなっていることは、霰表面の融解が相当程度影響しているものと考えられる。表面の融解があると、体積が小さく見積られ、従って密度は実際よりも大きく見積られる危険があり、さらにこの影響は相対的に見て、小さい霰ほど著しいと考えられるからである。以上の点を考慮すると、地上気温が高い場合すなわち大密度グループでは、大きさの増大と共に密度の増加は少なくなっ

ていると見ることができる。一方地上気温が低い場合すなわち小密度グループでは、大きさの増大と共に密度の増加はかなり顕著であるといえる。

3-3. 紡錘状霰の密度と雲の温度条件

現に観測している霰を降らせている雲の温度分布や雲層の厚さなどがわかればもっとも理想的な訳であるが、これは現在のところ望めないで、9時および21時(15時の例も若干含まれる)の秋田地方気象台における高層資料などと霰の密度との対応を試みた。

雲底高度は、秋田における冬期の積雲についての岡村(1971)の研究に従って、 $1,000\text{ mb}$ 気塊の持上げ凝結高度より推定し、雲頂高度は、逆転層および安定層(等温層および気温減率が急減する層を意味するものとする)



第7図 雲底の温度と平均密度との関係。白丸と黒丸は第5図に同じ。

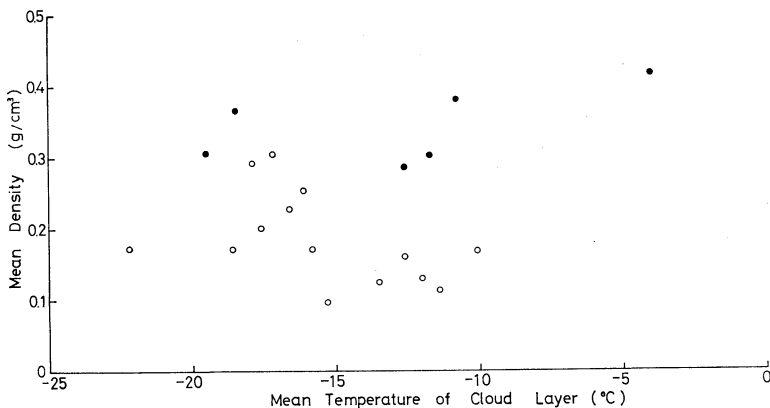
下端に一致するものと見なした。安定層の不明確な場合には、秋田レーダによる冬期の対流性エコーの平均エコー頂高度と安定層下端の高度との対応が良いことが、加藤他(1972)の調査で知られているので、レーダエコーの平均エコー頂高度を雲頂とみなした(この場合は20例中4例と少ない)。雲の温度条件と対応させるべき霰の密度資料は、9時・15時および21時を中心に前後30分以内に降ったものを用いた。

第7図は、雲底の温度と平均密度との対応をみたものである。大密度グループ(黒丸)は、雲底温度が高くなると平均密度は一定かやや増大する傾向がみられるが、これに反して小密度グループ(白丸)では、そのような傾向はない。

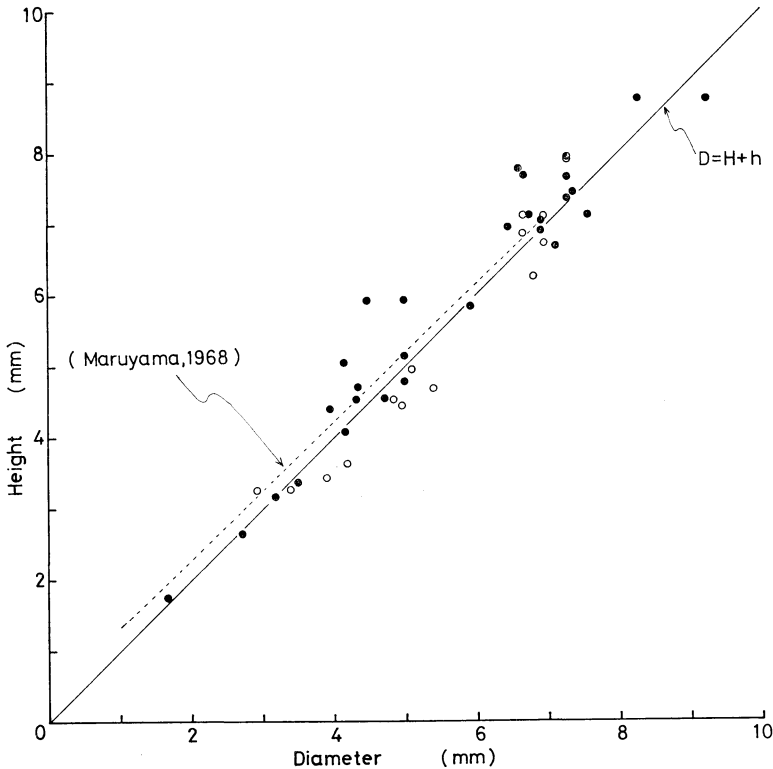
雲頂の温度と雲底温度との平均を仮りに、雲層の平均温度とみて、霰の密度との関係を調べたのが、第8図である。この場合も、第7図と同様に、大密度グループでは、雲層の平均温度が高くなると平均密度は一定かやや増す傾向がみられるが、小密度グループでは、この傾向はないといえる。

3-4. 紡錘状霰の形態的特徴

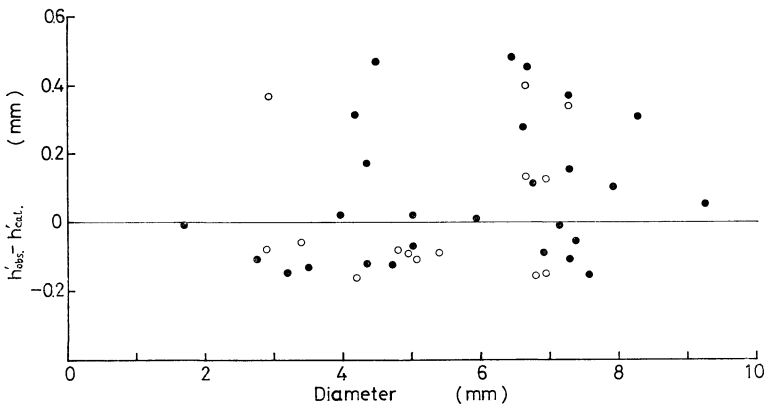
第9図は、紡錘状霰の大きさといわゆる高さ($H+h$)の関係を示したものであるが、大きくなるに従って高さもやや増大する傾向がみられる。これは、紡錘状霰が成長するとともに第1図の Type A から Type B の型に近づくものが多くなることも含まれるためと考えられる。そこで、第1図における h' の測定値と計算値を比較して



第8図 雲層の平均温度と平均密度との関係。白丸と黒丸は第5図に同じ。



第9図 紡錘状霰の大きさ(直径, D)といわゆる高さ(第1図の $H+h$) の関係。白丸と黒丸は、第4図と同じ。点線は Maruyama (1968) による測定値。

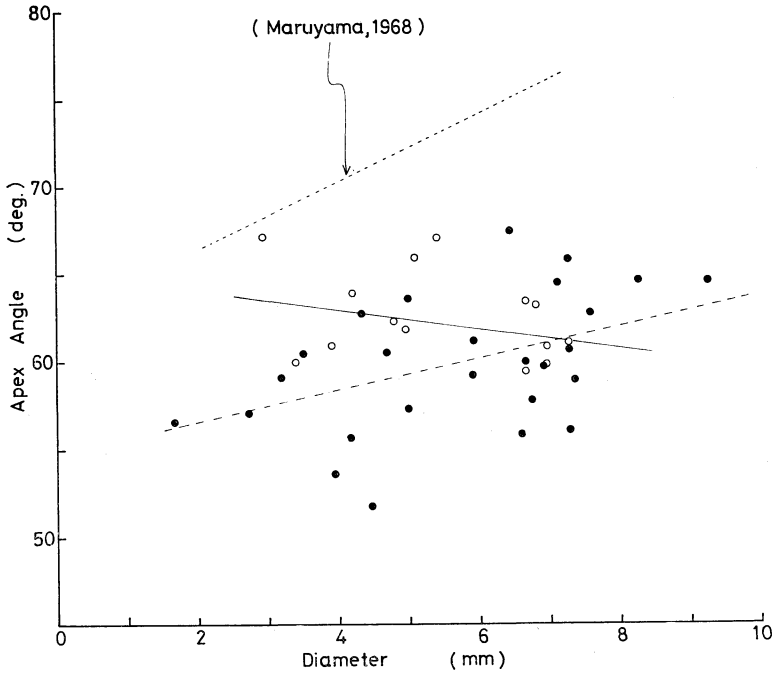


第10図 h' の測定値と計算値の比較。白丸と黒丸は、第4図と同じ。

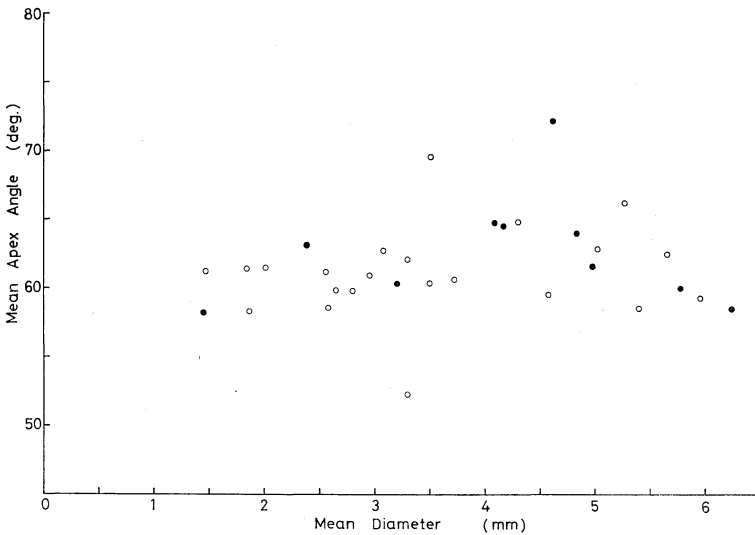
みたのが第10図で、縦軸の0以上が Type B ということになる。大きい霰に Type B の型がやや多い傾向がみられる。

次に頂角 (θ) の計算結果を第11図に示す。平均密度

の大きい場合(黒丸)では、大きさの増大と共に頂角がやや増加し、平均密度の小さい場合(白丸)は頂角がほとんど変わらないようである。さらに他の多くの観測を含めて平均値で比較してみたのが第12図である。約 60° を



第11図 紡錘状霰の頂角と大きさ（直径）との関係。白丸と黒丸は、第4図に同じ。点線は Maruyama (1968) による測定値。実線と破線は、それぞれ白丸および黒丸の平均を示す。



第12図 頂角の平均値と大きさ（直径）の平均値との関係。白丸と黒丸は、第5図に同じ。

中心として、かなりばらついているが、両グループ共に大きさの増大に伴う頂角の増加は、それほど顕著ではない。

4. 考 察

霰の密度について今回の結果と、これまでに冬季のわが国で測定された結果とを比較するために第1表にそれ

第1表 霰の密度の測定結果の比較.

測定者	形	密度 (* 印は平均値) g/cm ³	大きさ (直径) mm	密度と大きさの関係	測定個数	体積計算法	観測場所, その他
Nakaya and Terada (1935)	六花塊状紡錘状	0.125*	1.0~3.1	一定	15	外接球近似	北海道
高橋 (1951)		0.092~0.146*	2.8~4.5	大きさと共に増す	多数	積雪密度測定用の円筒による	
伊藤他 (1953)	六花塊状紡錘状	0.10*	0.5~2.7	一定	23	外接球近似	長野県
Magono (1953)	紡錘状	0.35*			16		鎌倉
Magono (1954)		0.1~0.16	1.8~5.8	大きさと共に増す	9		北海道
今井 (1954)	塊状	0.40*	1.0~3.5	一定	12	外接球近似	輪島
	紡錘状		3.0~4.8		5	円錐近似	
Maruyama (1968)	紡錘状	0.396*	2.2~7.1	一定	15	円錐+球の一部	輪島
藤原他 (1972)	六花塊状紡錘状	0.08~0.35*	>2.5 (融解水滴直径)	大きさと共にやや増す	多数	平面写真と同一断面積の球	石川県
梶川	紡錘状	0.286~0.417* (地上気温, 0.5°C以上のとき)	1.29~9.4	ほとんど一定	97	円錐+球の一部	(地上気温, 0.8~2.0°C) 秋田
		0.096~0.303* (地上気温, 0.5°C未満のとき)	0.90~9.0	大きさと共に増す	194		(地上気温, -5.9~0.4°C)

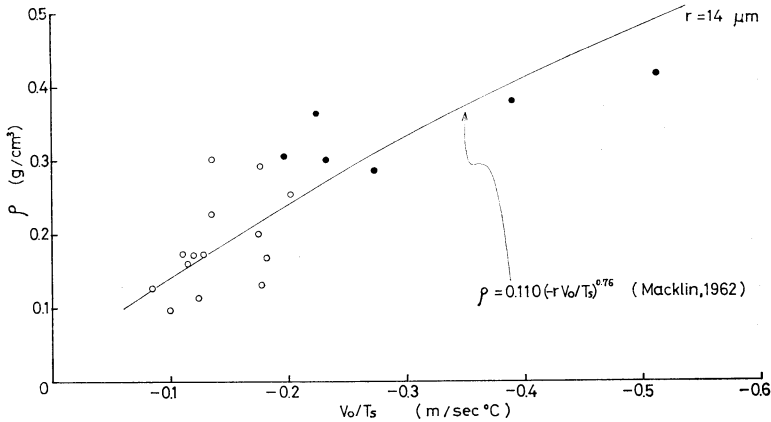
らをまとめてあげる。観測時の気温などが示されていない場合がほとんどであるが、これらの観測値と暖候期の List (1958) による観測値 0.5~0.7 g/cm³ とを合わせて考えると、播磨屋 (1974 a・b) の指摘するように、傾向として、北海道・東北・北陸および暖候期の順に、すなわち気温の高くなる順に密度も大きくなっているようである。

大きさと密度の関係では、大きさの増加と共に密度が大きくなるという結果と一定という結果の2通りがでているが、この場合には体積計算法による相違と霰の表面融解による影響が見逃せないと考えられる。たとえば、紡錘状霰を外接球近似とすると、当然体積を大きく見積ったことになり、従って密度は小さく見積られたことになる。また、紡錘状霰以外の六花霰と塊状霰は、体積計算において誤差を多く含むことが多いと思われるので、これら3つの種類を一緒に論じたものは問題があろう。

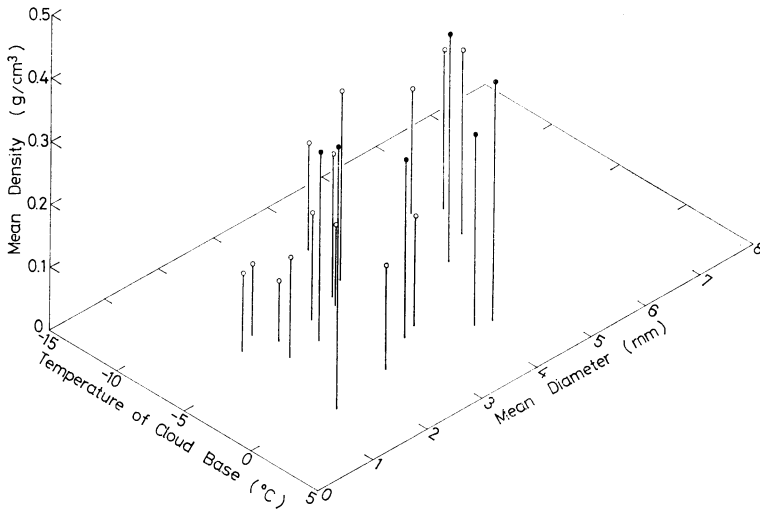
Macklin (1962) の着氷実験によると、密度は次のような実験式で表わされている。

$$\rho=0.110\left(-\frac{rV_0}{T_s}\right)^{0.76}$$

ここで、 ρ は密度 (g/cm³)、 r は微水滴半径 (μm)、 V_0 は微水滴の衝突速度 (m/sec)、そして T_s は表面温度 (°C) である。上式から考えて、他の条件が同じなら、 V_0 (これは天然の場合、第1近似として落下速度とみてよいと考えられる) が大、従って大きい霰ほど密度は大きくなるといえる。今回の観測では、第6図で明らかにように、小密度グループでは、大きさの増大と共に密度も増す傾向がみられたが、高密度グループではこの傾向が顕著ではなかった。この差の理由を考えると、表面融解の効果が高密度グループに、より大きく作用したことの他に雲水量・雲粒の粒径分布や霰の形成層の温度条件の相違などをあげることができよう。この中で、特に温度



第13図 Macklin (1962) の実験式による、雲粒半径 (r) の推定. ρ には平均密度, V_0 には平均の大きさに対応する落下速度そして T_s には雲層の平均温度を使用. 黒丸と白丸は, 第5図に同じ.



第14図 平均密度と雲底温度及び平均の大きさ(直径)との関係. 黒丸と白丸は, 第5図に同じ.

条件が重要と考えられる.

第13図は, Macklin (1962) の実験式と今回の密度のデータから, 雲粒半径を推定してみた図である. V_0 としては, 霰の平均の大きさに対応する落下速度 (Kajikawa, 1975) を使用し, また T_s は雲層の平均温度をとってみた. 雲粒半径としては $14 \mu\text{m}$ 前後ということになり, 妥当な値といえよう. これは, 霰の成長過程において, 上記実験式によってその密度を表わすことができる可能性がある, ということを示しているものと考えられる.

現に観測された霰を形成していると近似的に考えられる雲の温度条件との対応は, 第7図と第8図に示されているが, 霰の密度はどちらかといえば雲層の平均温度よりも雲底温度に左右される度合いが大きいようである. すなわち, 第7図によると -5°C 付近を境として, 大密度グループと小密度グループにだいたい分かれ, かつ大密度グループは雲底温度が高い方にかた寄っているのがわかる. さらに, これら両図から, 平均密度が霰の大きさに依存する度合いの少ないグループ (大密度グループ) では, 雲の温度が高くなれば密度は一定かやや大きくなる

傾向があるが、一方大きさに対する依存度が多いグループ（小密度グループ）では、この傾向はみられない。以上のことから、大きさと温度条件とを組み合わせ、密度との対応を考えてみるために、第14図を作成した。これは、雲底温度と平均の大きさを条件として、平均密度がどう変わるかを示したものであるが、温度が高く、さらに大きい霰ほど密度も大きくなる傾向が明らかである。

次に、紡錘状霰が成長と共にその形態をどのように変えていくかは、落下姿勢したがってその成長過程とも考え合わせると興味のある点である（たとえば、Magono, 1953; Jayaweera・Mason, 1965; List・Schemenauer, 1971; Kajikawa, 1975; Harimaya, 1976およびKajikawa, 1977）。Jayaweera・Mason (1965)の紡錘状霰の落下姿勢に関する模型実験によると頂角が大きくなり、また底部が平らなほど頂部を下に向けて落下しやすいことが示されたが、最近のKajikawa (1975)による天然の霰の落下姿勢の写真からは、大きさの増大と共に頂角がある限界をこえると宙返りをしながら落下するのが観測されている。

紡錘状霰の頂角の測定は、これまでにいくつか報告されている。Nakaya, *et al.* (1935)による十勝岳の測定では4個平均で68°, Magono (1953)によると、十勝岳では28個平均で68°, 札幌では7個平均で66°, さらに鎌倉では16個平均で81°となっており、またMaruyama (1968)によると第11図に示されているように大きさと共に頂角も増大している。これらの結果と今回の間接的な測定値を比較すると、概して今回の値が小さくなっており、また大きさの増加と共に頂角も増すという傾向はあまり顕著ではなかった。頂角の測定自体に誤差を多く含む可能性が考えられることと、さらに一方では頂角の大小が落下姿勢などにも関係してくるので、もっと多くの資料を集積して考察を進める必要がある。

Maruyama (1968)の測定によると、第9図に示されるように紡錘状霰の大きさよりも高さ($H+h$)がやや大きいとその差は次第に小さくなっていく傾向が見られた。しかし今回の測定結果では、大きさが7mmくらいになると高さが大きさよりも増す傾向がみられる。これは霰が大きくなるに従って、 h の増加が著しく、それによって球部の曲率半径が小さくなり、第1図のType Bの型に近づくものが多くなることを示すと考えられる。

4. 結 論

秋田においては、霰の降っている時刻の地上気温に対する観測頻度に2つのピークがみられた。そこで、地上気

温0.5°Cを境として2つのグループに分けて考察したところ、0.5°C以上のグループの密度は、個々の観測日の平均密度で0.286~0.417 g/cm³で、一方0.5°C未満のグループでは0.096~0.303 g/cm³となり前者の密度が大きかった。これは、その時の推定された雲底温度とも考え合わせると、霰の成長層の温度が高ければ、密度は大きくなることを示していると考えられる。密度と大きさの関係をみると、霰の大きさの増大と共に密度も増す傾向がみられたが、この傾向は上記の小密度グループに特に著しかった。これらの点は、Macklin (1962)の着氷実験からも予想できると思われる。

紡錘状霰の形態の特徴については、頂角の測定結果をみると60°を中心にして分布しており、大きさの増大と共に頂角もやや増すという傾向がうかがえた。また、大きい霰になると、球部の曲率半径が小さくなり、従って紡錘状霰の底の部分が次第に出っぱった形のものが多くなる傾向が一般的にみられた。

謝 辞

この報告をまとめるにあたり、種々の資料を提供された秋田地方気象台、ならびに有益な助言を頂いた北海道大学理学部の播磨屋敏生氏に感謝の意を表します。

文 献

- 藤原美幸, 柳瀬利子, 高橋克己, 1972: 霰のレーダ反射係数 Z と降水強度 R との関係, 天気, 19, 31-36.
- 播磨屋敏生, 1974 a: 過冷却雲内での降雪粒子の成長について (その2) 一霰の密度, 日本気象学会春季大会講演予稿集, 25, 68.
- , 1974 b: 霰・電一雲粒捕捉過程で成長する固体降水粒子, 気象研究ノート, 123, 193-235.
- Harimaya, T., 1976: The embryo and formation of graupel, J. Met. Soc. Japan, 54, 42-51.
- 樋口敬二, 1973: 雪害に関する融解現象, 第10回災害科学総合シンポジウム講演論文集, 13-14.
- 今井一郎, 1954: 季節風による降雪の研究, 気象集誌, 32, 192-214.
- 伊藤謙自, 矢野 直, 浜 晃一, 1953: あられ状降雪の粒度分布, 落下速度および結晶形について, 気象集誌, 31, 219-231.
- Jayaweera, K.O.L.F. and B.J. Mason, 1965: The behaviour of freely falling cylinders and cones in a viscous fluid, J. Fluid Mech., 22, 709-720.
- Kajikawa, M., 1975: Measurement of falling velocity of individual graupel particles, J. Met. Soc. Japan, 53, 476-481.
- , 1977: On the fall attitude of conelike graupel particles, Memoirs Fac. Ed. Akita Univ.,

- Natural Sci., 27. (印刷中).
- 加藤一靖, 佐々木芳春, 岡村敏夫, 阿部能明, 1972: 秋田レーダによる冬期の対流性エコーについて, 昭和47年度東北地方調査研究会資料, 秋田・青森・岩手地区, 1-20.
- List, R., 1958: Kennzeichen atmosphärischer Eiskristalle, 1. Teil. Graupeln als Wachstumszentren von Hagelkörnern, Z. Angew. Math. Phys., 9 A, 180-192.
- and R.S. Schemenauer, 1971: Free-fall behavior of planar snow crystals, conical graupel and small hail, J. Atmos. Sci., 28, 110-115.
- Macklin, W.C., 1962: The density and structure of ice formed by accretion, Quart. J. Roy. Met. Soc., 88, 30-50.
- Magono, C., 1953: On the growth of snow flake and graupel, Sci. Rep. Yokohama Nat. Univ., Sec. 1, No. 2, 18-40.
- , 1954: On the falling velocity of solid precipitation elements, Sci. Rep. Yokohama Nat. Univ., Sec. 1, No. 3, 33-40.
- 丸山晴久, 浜 晃一, 1954: 雨滴や雪片の連続観測, 天気, 1, 50-52.
- Maruyama, H., 1968: On conical graupel and its density, Pap. Met. Geophys., 19, 101-108.
- Nakaya, U. and T. Terada, Jr., 1935: Simultaneous observations of the mass, falling velocity and form of individual snow crystals, J. Fac. Sci., Hokkaido Imp. Univ., Ser. II, 1, 191-200.
- , Y. Sekido and M. Tada, 1935: Notes on irregular snow crystals and snow pellets, J. Fac. Sci., Hokkaido Imp. Univ., Ser. II, 1, 215-226.
- 岡村敏夫, 1971: 冬期観測される比較的雲頂の低い積雲系の雲について, 昭和46年度東北地方調査研究会資料, 1-10.
- 高橋喜平, 1951: 霰と霰状雪について, 雪氷, 12, 170-171.



力武 常次著

地震予知論入門

共立全書, 共立出版株式会社, 1976, 212頁, 1,300円.

地震予知は地震国住民の悲願である。最近における日本の地震予知研究計画は、1960年代の初めごろ近代科学の粋を集めて再発足した。本書の著者はもともと地球電磁気学の権威であったが、同計画の発足に際して東大地震研究所教授としてその頭初から中枢に参画し発展に寄与してきた。最近アメリカ・コロラド大学環境科学研究所にて地震予知研究に従事し帰国後東京工大に移られたが、この頃から地震予知に関する専門書・教養書を多数執筆された。本書はこれらの著書をふまえ、さらに最近の進歩も取り入れて専門的立場への入門書として要約したものである。

多方面にわたる地震予知関連要素、地殻変動、地震活動、地震波速度変化、地磁気・地電流、活断層・活構造、重力・地下水などの観測・研究および日本、中国、

アメリカ、ソ連等におけるその組織・態勢など著者の豊富な知識を駆使して要領よくまとめ、大変わかり易くなっている。

また岩石破壊、高ストレス下の物性などの室内実験、ディラタンシー説、プレートテクトニクス、周期説、地殻歪限界と地震発生確率などの地震予知理論に関する研究にもかなりの頁を割き、地震コントロール、地震警報等社会問題に言及してしめくくっている。ここではプレートの動きから地殻歪の蓄積によっておこる地震発生確率の算出や、各種の地震先行現象をまとめてその先行現象から地震がおこるまでの時間と地震の規模との関係など著者の最近の研究の傾向がうかがえる。

しかし全体としては地震予知関係各分野についてまんべんなく解説し、一読すれば専門的知識の概略がつかめるよう意図されている。地震予知に関しては昔から諸種の言い伝えがあり、この著者も別の教養書では詳しく書いているが、本書では物理学に立脚したもののみについて述べている。たとえば、動物や魚が何かの地震先行現象に感じるとしても、その刺激するシグナルそのものを物理的に捕捉して地震予知を行なうのが本筋だと言うという著者の考えによるものであろう。

(柳原 一夫)

成因として、海底谷の影響をあげている学者もある。

(松本 次男)

(696ページのつづき)

ことが報告されている。上述のほかに、Freak wave の