

寒冷前線通過前後の針状結晶の粒度分布の変化*

岩井邦中**・石井智***

要旨

1970年2月21日、志賀高原において、寒冷前線通過前後において針状結晶および柱状結晶が数時間にわたり降り続いた。これらの結晶のa軸方向の長さ、c軸方向の長さ、軸比c/aの時間変化等を調べた。

寒冷前線が通過したと思われる時刻にa軸およびc軸方向の長さの頻度分布に顕著な変化があった。全測定個数は2000個をこえ、a軸方向の長さでは約100 μ 、c軸方向の長さでは約1.1mmにピークを持つ粒度分布が得られた。また針状結晶の成長に関して考察を行なった。

1. はじめに

針状の雪結晶は室内実験および野外観測の研究により -4°C ～ -6°C の比較的温度的の高い狭い領域で成長することが知られている、Nakaya (1954), Hallett と Mason (1958), Kobayashi (1958), Ono (1970) 等。

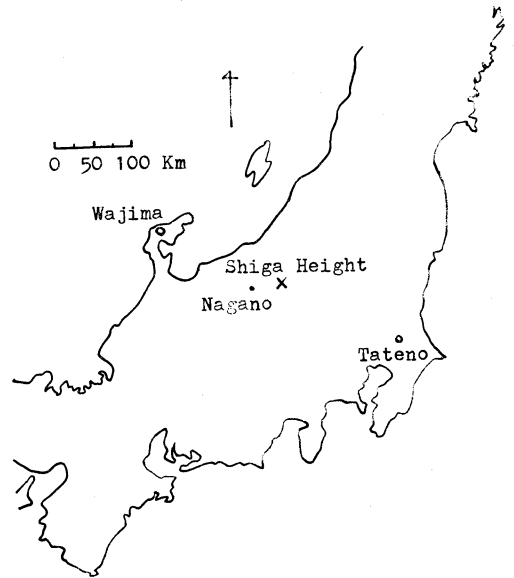
これまで天然に降る針状結晶の雪についての物理的特性に関する研究は余りなされていない。これは針状結晶が降ることがまれであるばかりでなく針状の雪が降るときは地上気温が 0°C 近くあるいは水の融点より高いためにレプリカにすることが困難であること等によるものと考えられる。

熊井と樋口(1952)は北海道、大雪山(海拔1050mの地点)において寒冷前線の通過する前に降った針状の雪のc軸方向の長さの頻度分布、空間個数、単位体積あたりの質量等について観測を行なった。またMagono(1962), Nakaya と Higuchi (1960), Higuchi (1962 a), b)らは温暖前線にともなって降った針状結晶についての成長に関する気象学的な条件について研究を行なった。

この論文では1970年2月21日夜半、寒冷前線通過前後に降った針状(柱状結晶も含む)結晶のa軸およびc軸方向の長さ、c/aの頻度分布の時間変化、空間個数の桁数の評価、輪島における高層観測を用いて針状の雪の成長する温度領域等の気象条件について議論する。

2. 観測地点

観測地点は第1図の×印で示す海拔約1600mの志賀高



第1図 観測点の位置を×印で示す。

原にある信州大学教育学部志賀自然教育研究施設である。志賀高原は日本海より約60km内陸部に位置し高田、飯山等北陸豪雪地帯の後側に位置している。高層の気象状態は輪島と館野のデータを用いた。第1図に示されている様に志賀高原は輪島と館野を結ぶ線上のほぼ中間点に位置している。

3. 観測方法

レプリカ液(フォルムバールの1%2塩化エチレン溶液)でうすくおおわれたスライドガラス(26mm×76mm)3枚を直接降雪中に10秒から数10秒露出し雪を採集してレプリカにする。

* The Change of Size Distribution of Snow Crystals of Needle Type before and after a Cold Front Passage.

** K. Iwai 信州大学教育学部地学教室

*** S. Ishii 長野県下伊那郡、鹿塩小学校

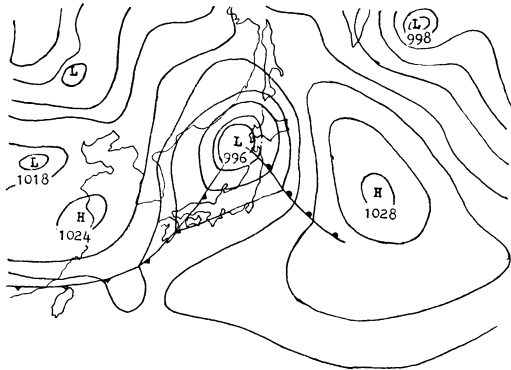
—1971年10月4日受理—

—1972年2月26日改稿受理—

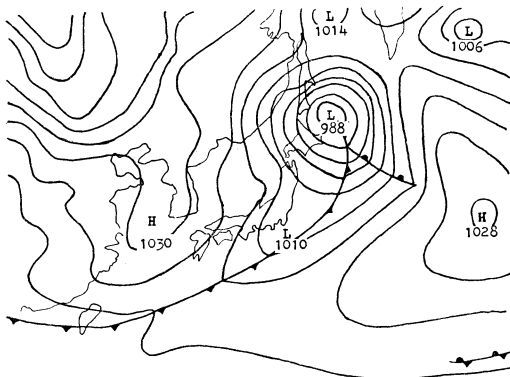
採集の時間間隔は0230JST から 0800 までの間 10 分から30分の間隔で行なった。またその間直接顕微鏡撮影を行なった。レプリカは研究室に持ち帰り低倍率(×20)の実体顕微鏡でc軸方向の長さおよびa軸方向の長さを接眼レンズに入れたスケールを用いて直接読みとった。

4. 気象概況

1970年2月20日2100JST に津軽海峡の西に 996mb の低気圧があり、これより南東に温暖前線が、南西に寒冷前

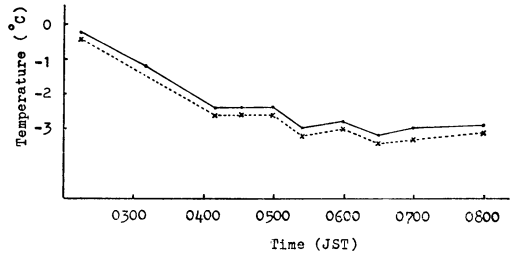


第2図 1970年2月20日2100JST の地上天気図



第3図 1970年2月21日0900JST の地上天気図.

線が日本海を通り、中国地方から九州の東を通り台湾の北部から中国大陆にまでびている(第2図)。この低気圧は発達しながら北東に進み、2月21日0900JSTには北海道の北東のオホーツク海に達した(第3図)。低気圧の移動にともない寒冷前線は本州を横切り太平洋に抜けた。第4図に観測地点における気温と湿球温度の時間変化を示す。気温は0°C~-3°Cであり、海拔1600mの地点で冬期としては異常に高い。湿度はほぼ水飽和に近い値



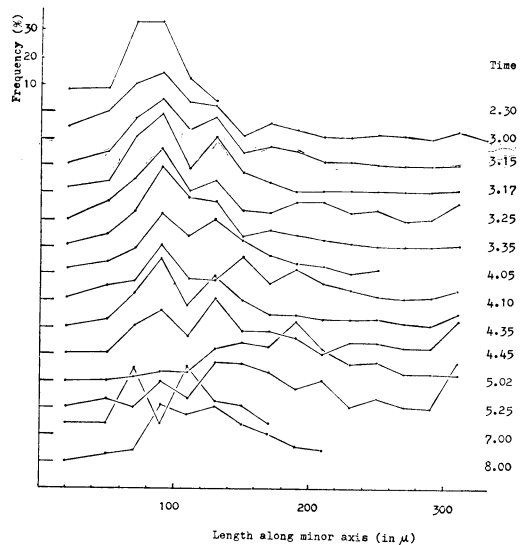
第4図 観測点における地上気温の時間変化.

である。第4図に示されている様に0230JSTから0400JSTまでは一様に気温が下がり0400JSTより0500JSTまではほぼ一定であるが0500JST過ぎに急に0.5°C気温が降下している。第2, 3図の地上天気図を参照し、寒冷前線の動きに注目すればこの時刻に観測点上を寒冷前線が通過したものと考えられる。

5. 結果と議論

a) a軸, c軸方向の長さ, 軸比c/aの頻度分布の時間変化

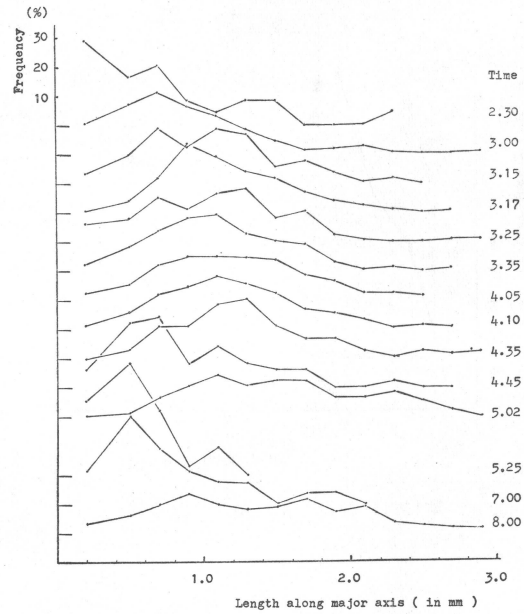
第5図にa軸方向の長さの頻度分布の時間変化を示す。横軸は20μ間隔にとった長さであり、縦軸はその頻



第5図 a軸方向の長さの頻度分布の時間変化。各時刻における頻度数は縦軸の一番上に示されているものと同じ長さである。

度数をパーセントでとったものである。採集した時刻を右側に示し各時刻における頻度数は、ゼロ点を下へずらして、左上に示した2時30分の頻度数と同じ長さで示し

ている。0230JSTより0445JSTまでa軸方向の長さは 80μ と 100μ の間にピークがあり、全個数の約30%以上を占めている。また 120μ と 140μ の間にも1つのピークがある。0500JSTを過ぎた頃に突然、最大頻度をもつa軸方向の長さは約 200μ になっている。これは前節で述べた寒冷前線の通過と関係があると思われる。この時刻まで主に針状結晶が降っていたものが気温の低下と共に柱状結晶に移りつつあると思われる。しかし第6図に示している様にc軸方向の長さについては0502JSTではまだそれ以前と顕著な差はない。この原因の1つとしてa軸方向への成長速度が温度に鋭敏であることが考えら

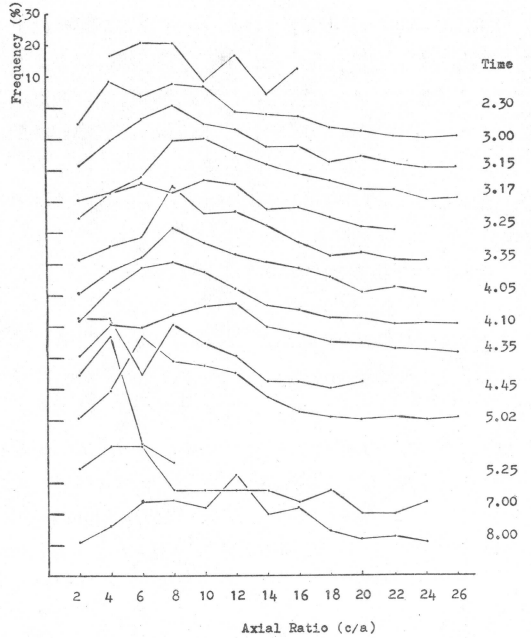


第6図 c軸方向の長さの頻度分布の時間変化。各時刻における頻度数は第5図に示すものと同じ。

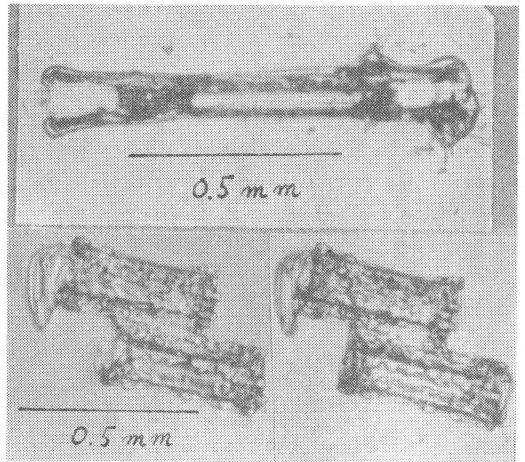
れるがc軸方向の長さが余り変化しないのでa軸方向だけピークの位置が2倍になることは考えにくい。これは水蒸気からの成長と考えるより、レプリカから見ると、寒冷前線が近づいたとき、雲内の状態が変化し、雲粒濃度の大きなところを落下してきたかあるいは局所的な上昇流のために落下の滞在時間が長くなったためと思われる。Ono (1969) は柱状結晶の場合の雲粒の付着の仕方はa軸方向の長さに鋭敏であることを示している。0525JSTにはa軸方向の長さは再び減小し $140\sim 160\mu$ にピークを持つ様になっている。第6図からわかる様に0525JSTに

c軸方向の長さは 0.6mm にピークを持つ様に急減している。

第7図に軸比c/aの頻度分布の時間変化を示す。0500JST以前にc/aは約8にピークを持つ分布をしていたが



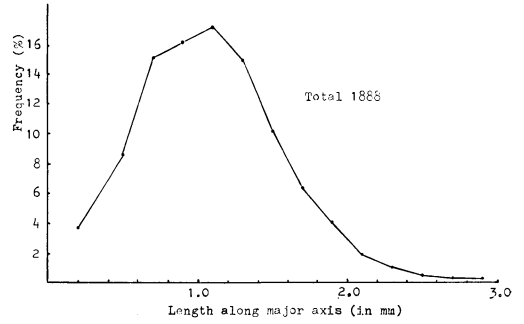
第7図 軸比c/aの頻度分布の時間変化。各時刻における頻度数は第5図に示すものと同じ。



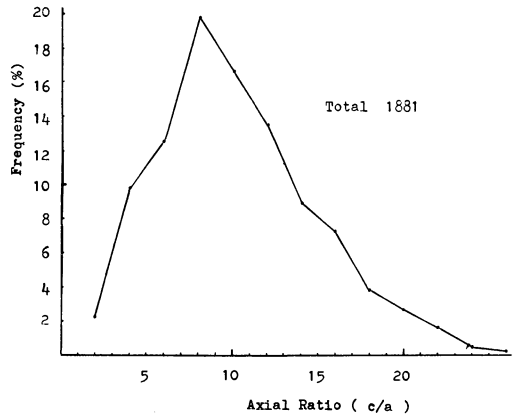
第8図 寒冷前線通過前後の雪結晶の違いの1例、上は通過前に主に降っていた針状結晶。下は通過後0525JSTに降った柱状結晶のステレオ写真。

寒冷前線が通過したと思われる0525JSTには急に5に減少している。第8図にこの時刻を境にした針状結晶および柱状結晶の写真を示す。柱状結晶はレプリカの立体写真であり髄晶構造をしていることがよくわかる。0230より0502JSTまでa軸方向の頻度分布において、80~100 μ および120~160 μ の間に2つのピークがあるがこれは上空に針状および柱状結晶の成長する温度領域にある2つの雲層が存在していたと考えられる。寒冷前線の通過に際し、針状結晶の成長する下層の雲は消え、上層の柱状結晶の成長する雲からのみ雪が降ってきたものと考えられる。しかし2月20日2100JSTの輪島の高層観測によると水飽和の層は針状結晶の成長する温度領域にある1層だけである。このことについては後の節c)で述べる。

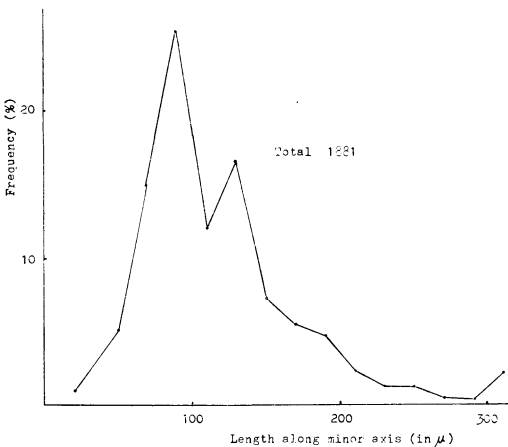
b) a軸、c軸方向の長さおよび軸比c/aの頻度分布
第9, 10, 11図に針状結晶が主に降っていた0230より0445JSTまでのa軸方向の長さ、c軸方向の長さおよび軸比c/aの頻度分布を示す。a軸方向については80 μ と100 μ の間に顕著なピークがあり全体の25%以上占めている。これまで針状結晶のa軸方向の頻度分布は余り測定されていない。最近AuerとVeal(1970), Ono(1970)等はa軸方向およびc軸方向の長さを直接プロットして表わしているが頻度分布として表わされていないので本結果と直接比較はできない。本結果の一部をa軸方向およびc軸方向の長さで直接プロットすると第12図の様になり、AuerとVeal(1970)が求めた針状と柱状の平均的な大きさの間に大部分が存在する。これはAuerとVealの結果は笠雲の中の比較的一様な雲内で成長した



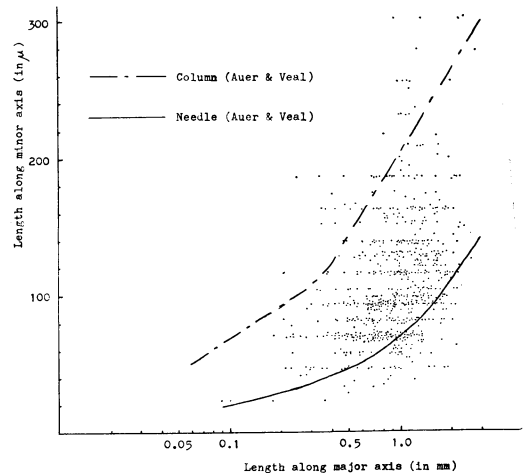
第10図 第11図と同様の雪のc軸方向の長さの頻度分布曲線。



第11図 軸比c/aの頻度分布曲線。



第9図 1970年2月21日0230JSTより0445JSTまでの針状(柱状を含む)結晶のa軸方向の長さの頻度分布曲線。



第12図 a軸方向とc軸方向の長さの関係。

ためと思われるのに対し、本測定は柱状結果まで含まれていることおよび雲粒づきのためと考えられる。

Ono (1970) は自然の雲内での氷晶の観測の結果針状結晶の a 軸方向の長さには約 60μ に限界があり、輻状では約 80μ, solid あるいは hollow column では約 100μ に限度があり、それより、大きいものはほとんど雲粒づきになっていることを示した。また a 軸方向の長さが約 50μ より小さい結晶は雲粒がつかないことを示している。本結果で大部分が雲粒づきであることを考えるならば 80μ と 100μ の間にピークがあることは Ono (1969) の結果と矛盾しない。

平均値、標準偏差、歪度、尖度は Folk と Ward (1957) によれば次の様に簡単に与えられる。

$$\text{平均値} = \frac{P_{16} + P_{50} + P_{84}}{3}$$

$$\text{標準偏差} = \frac{P_{84} - P_{16}}{4} + \frac{P_{95} - P_5}{6.6}$$

$$\text{歪度} = \frac{P_{16} + P_{84} - 2P_{50}}{2(P_{84} - P_{16})} + \frac{P_5 + P_{95} - 2P_{50}}{2(P_{95} - P_5)}$$

$$\text{尖度} = \frac{P_{95} - P_5}{2.44(P_{75} - P_{25})}$$

ここに P₅, P₁₆, ……は 5 パーセンタイル, 16 パーセンタイル, ……である。P パーセンタイルとは累積度数をパーセントで表わしたとき、P パーセントに相当する値(この場合 a 軸, c 軸方向の長さおよび軸比)を言う。

第 1 表に a 軸方向の長さ, c 軸方向の長さおよび軸比 c/a の平均値, 標準偏差, 歪度, 尖度を示す。

第 1 表

	a 軸方向 の長さ	c 軸方向 の長さ	軸 比 c/a
平均値	115μ	1.1 mm	10.1
標準偏差	46.4μ	0.44mm	5.5
歪 度	0.39	0.12	0.20
尖 度	1.18	1.03	0.99

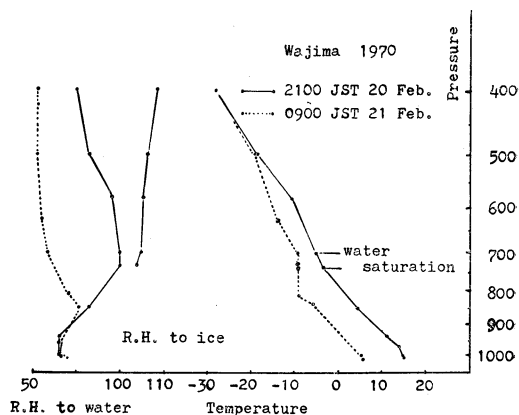
これまで針状結晶の代表的な大きさとして Nakaya (1954) によって与えられているが、本結果は平均値において Nakaya の値より小さい。熊井と樋口(1952)の測定によると最大頻度は約 0.8mm にあり最大値は約 3.5mm であった。針状結晶の粒度分布の測定は比較的少なく樋口 (1954) は降雪によって頻度の大きさ, 大きさの範囲

が変わることを示している。最大値については Nakaya (1954), 熊井と樋口 (1952), Hallett (1965), Auer と Veal (1970) および本結果はいずれも約 3mm で一致している。これは実験室での研究によると針状結晶の成長する温度領域が -4°~-6°C とせまくこの温度領域の雲内における成長は約 3mm に限度があることを示しているためと考えられる。

Kikuchi (1968) は砲弾型の雪結晶について c 軸方向の長さの頻度分布, 軸比 c/a の頻度分布を報告しており、平均の長さ 0.59mm, 標準偏差 0.16, 歪度 0.05, 尖度 1.67 の値を得ている。また最大値は約 1.5mm であった。この結果と本測定結果を比較すると、平均値, 最大値とも約 2 倍異なっており、標準偏差も約 2 倍に広がっている。しかし軸比の平均値では本結果は砲弾型の約 3 倍の 10.1 である。すなわち針状結晶は砲弾型結晶に比較して a 軸方向の長さが小さいことを意味している。すなわち針状結晶は砲弾型に比較して a 軸方向への成長よりは c 軸方向への成長が卓越することを意味している。樋口 (1958) は角柱結晶の軸比を調べ結晶構造をもつものは c 軸方向の長さ按比例して軸比は増加することを示している。しかしここではこれについてふれない。

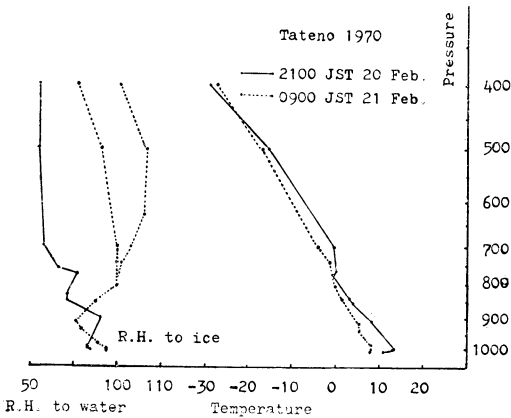
c) 針状結晶の成長と高層の気象状態

第 13, 14 図に輪島 および 館野における 2 月 20 日 2100 JST と 2 月 21 日 0900 JST の状態曲線を示す。実線は 2



第 13 図 1970 年 2 月 20 日 2100 JST と 2 月 21 日 0900 JST における輪島での状態曲線。

月 20 日 2100 の状態曲線であり破線は 2 月 21 日 0900 のものである。図の左側には水に対する相対湿度を示す。2 月 20 日 2100 の輪島および 2 月 21 日 0900 の館野については 0°C 以下の温度で氷に対する相対湿度も示す。観測点と



第14図 1970年2月20日2100JSTと2月21日0900JSTにおける館野での状態曲線。

輪島との距離は約200kmであるが2月20日2100JSTにおける輪島での状態が余り変質することなく移動したと考えるならば輪島での状態曲線を使うことが出来るであろう。2月20日2100に輪島では700mbと737mbの間に水に対する相対湿度100%の気層があり水雲の存在を示している。この気層の厚さは約400mであり、気温は-3.7°C~-4.9°Cである。この温度領域は Nakaya (1954), Hallett と Mason (1958), Kobayashi (1958) からの室内実験で知られる針状の雪の成長する温度領域である。

Isono et al (1956) は -4.4°C に過冷却した霧の中にドライアイスシーディングして生じた氷晶(柱状)の成長速度を求めた。その結果、成長速度はc軸方向について2μ/secであった。1mmの大きさになるためには500秒、2mmには約17分かかることになる。Hallett (1965)も同様の実験を行ない、約-4°Cに過冷却した霧の中にドライアイスシーディングし、15~30分後に長さ3mm、直径0.2mmの針状結晶が降ったことを報告している。

Nakaya と Terada (1935) によると針状の雪結晶の落下速度は大きさと共に増加するがここでは針状の雪の落下速度を平均50cm/secで一定とすると400m落下するのに要する時間は800秒(約13分)である。Isono et al の実験の成長速度を用いると約1.6mmの長さの針状結晶に成長することになり、本測定結果の大部分の結晶は上記の雲層内で成長したとして説明できる。しかしa)の項で述べた様に柱状結晶の成長する温度領域には水飽和の層はない。Higuchi (1962 b) は柱状および針状の雪

が同時に降っているときの高層の状態には柱状および針状の雪が成長する2つの雲層が明瞭に存在することを示している。柱状結晶は高温領域と低温領域で成長する2種類があり Higuchi (1962 b) の場合の柱状結晶は低温領域のものであった。第13図からわかる様に柱状結晶の成長する温度領域において、水飽和以下であるが氷に対しては過飽和になっており柱状結晶として成長できるであろう。そこで、a)のおわりで述べたように、寒冷前線の通過したと思われる時刻を境にして針状結晶の成長する温度領域の雲は消え上層の柱状結晶の成長する雲からのみ雪が降ってきたと考えられる。

Magono (1962) によると針状結晶は雲の中の温度を知る上で有効な指示者になるが、柱状結晶の場合は余り有効ではないことを示している。

第2表に2月20日2100JSTにおける輪島の高層のデータから読み取った $\rho_a - \rho_i$ を示す。ここに ρ_a は周囲

第2表 1970年2月20日2100JSTにおける輪島での高層の気温と水蒸気密度差。 ρ_a : 周囲の水蒸気密度、 ρ_i : その気温における氷の飽和水蒸気密度。

Height mb	$\rho_a - \rho_i$ gr/ m ³	Temperature °C
737	0.13	-3.7
700	0.16	-4.9
578	0.099	-10.7
500	0.068	-18.3
400	0.04	-27.7

の水蒸気密度、 ρ_i はその気温における氷の飽和蒸気密度である。この表からわかる様に400mbの高さまで(それ以上の高さでは露点温度が与えられていない。)氷に対して過飽和状態になっている。低温での湿度の測定には不定さがあると考えられるが、今この値を採用すると、500mbの高さで-18.3°Cであるので板状の結晶も降ってよさそうであるが0500JST過ぎの寒冷前線が通過したと思われる時刻以外に板状の雪は降っていない。Kobayashi (1958) によると低過飽和度では温度によらず hollow column あるいは solid column になることが示されているのでこの場合には板状の雪は降らなくてもいいものと考えられる。この意味において Magono (1962) の述べ

ている様に柱状結晶は雲の温度の指示者としては有効でないと考えられる。

成長速度は $\rho_a - \rho_i$ に比例すると考えられる。500mb および 737mb での $\rho_a - \rho_i$ はそれぞれ 0.068g/m^3 および 0.13g/m^3 である。500mbにおける値は737mbの水飽和における値の $1/2$ 以上あり、500mbから700mbまでの気層においても雪はかなりの大きさにまで成長してもいいはずであるが前述した様に水飽和の層だけでも針状結晶の成長は説明できる。Hallett (1965) は -5°C に成長速度の極大があり、 -8°C の柱状結晶の成長する温度で極小になることを示している。また最近 Koenig (1971) Jayaweera (1971) らは理論的に取り扱い Hallett (1965) と同様の結果を得ている。これらのことは柱状結晶の成長速度は小さく針状の結晶の成長速度が大きいことを示しており、雪の成長速度にとって興味ある問題である。

なおここでは雪は垂直方向に降ってくるものとして議論しているが実際は雪は風により水平方向にかなりの距離流される。Nakaya と Higuchi (1960), Higuchi (1962, a, b.) は降雪中の雪の水平分布について研究を行ない、針状結晶と板状結晶が降雪地域を異にして同時に降っていることを示している。ここで取り扱った雪は一点観測であるので他の地域にどの様な雪が降っているかは不明であるが約200km離れた輪島の高層観測による気象状態と観測された雪の結晶形は比較的いい一致を示しており、寒冷前線が通過したと思われる時刻以前に雲は水平方向にかなり一様であったものと考えられる。しかし第8図に示している様な柱状結晶では雲粒が付着していることから明らかに水飽和の層を通過しているが柱状結晶の成長する温度領域には水飽和の層は高層観測から見出されない。またもし下層の針状結晶の成長する温度領域にある水雲の中を通過しているならば柱状結晶の端から針がのびてもよいがそれは見出されていない等の細い点についてはよくわからない。これは恐らく高層観測が時間的、空間的に粗であることおよび局所的な影響が現われているものと思われる。

d) 針状および柱状結晶の空間個数

針状の雪結晶の空間個数について論ずるが雪を採集する際の露出時間を正確に測定していないことおよび落下速度を仮定しなくてはいけないこと等で正確な空間濃度は求められないが大体の桁数を見積もることはできる。スライドガラスの面積は約 17cm^2 、露出時間は約10秒、落下速度を平均 50cm/sec とするとスライドガラス上に100個~150個あったので空間個数は約10個/l~20個/lの

オーダーになる。この値は熊井と樋口 (1952) による針状結晶の空間個数の測定とほぼ一致している。針状結晶の成長する温度領域で働く自然氷晶核の空間個数は測定できない程度に少ないが、低温での氷晶核の温度スペクトルから外挿して求めると 10^{-3} 個/l (Mossop, 1963) 程度であり、上記の針状の雪の空間個数に比較して4桁以上少ない。この様に雪の空間個数とその温度では活性化が期待される氷晶核の空間個数の違いは Braham (1964), Mossop (1968), Mossop と Ono (1969) らの飛行機観測, Higuchi (1965) による雪ゾンデの観測から雲内の氷晶個数とその温度で活性化が期待される氷晶核数との比較によって指摘されている。このくい違いは現在雲物理学において最も重大な問題の1つである。この違いを説明するために現在次の様に考えられている。

1) 上層の低温領域で氷晶核上に形成された氷晶が落下途中蒸発しても一度活性化した氷晶核は 0°C より少し低い比較的湿度の高いところにおいて活性化しやすい。いわゆる preactivation nuclei(例えば Mason と Maybank (1958), Higuchi と Fukuta (1966) 等) である。

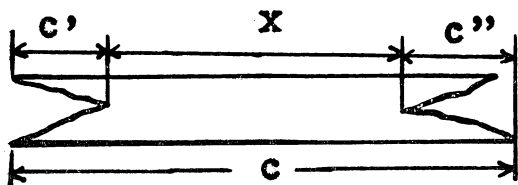
2) 雪あるいは霰が過冷却雲内を落下し雲粒を捕捉する際、雪あるいは霰の表面で凍結した雲粒からスプリンターの形で氷晶が飛び出し、それらが次々に新しい氷晶を形成するいわゆる ice-multiplication 過程(例えば Koenig (1963), Mossop と Ono (1969)等) である。

ここで観測された針状結晶は上記の2つの過程のいずれかあるいは他の過程によるものかどうかわからない。観測された空間個数 $10\sim 20$ 個/lの値は Isono et al(1966)により測定された輪島での氷晶核の空間個数の $-18^\circ\sim -20^\circ\text{C}$ で活性化する値に相当する。第13図に示す様に輪島における高層観測では400mbの高さ(気温 -27.7°C)まで氷過飽和になっており、低温域で形成された氷晶が余り成長することなく落下してきて針状結晶の成長する温度領域にある水飽和の層で急に成長したのと考えられるが、前節で述べた様に雪の成長速度とあいまって未だよくわからない点が多く今後の課題である。

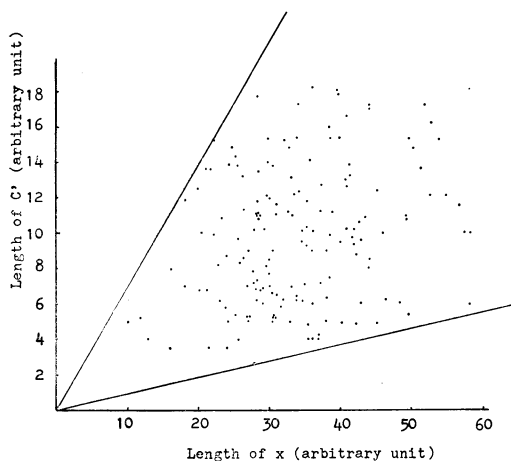
e) 針状結晶の特性について

針状結晶とは第15図に示している様に柱状あるいは靴状の両端に針の様に尖がっている部分を持っているものをさす*。この針状結晶を第15図に示す様に2つの部分にわけ端の C' , C'' の部分をここで針部分と名づけ、中央部の柱状あるいは靴状の部分の長さを x とする。第16

* 1970年春季大会において小林禎作氏の指摘による。



第15図 針状結晶の模式図， C' ：ここで針部分と名づけた長さ， x ：柱状あるいは鞘状部分の長さ， C ：全体の長さ。



第16図 第15図に示した C' と x の間の関係

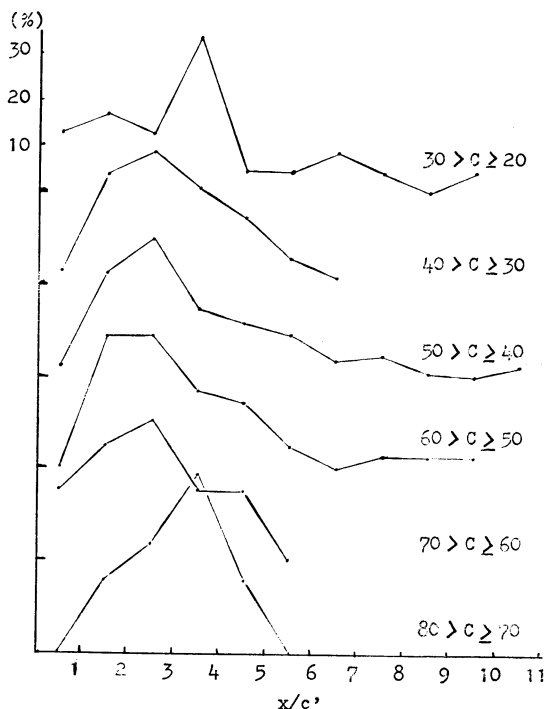
図に針部分の長さ C' と中央部の x の長さの関係を示す。かなりのばらつきはあるが一般的傾向として x の大きいものほど針部分の長さも大きい。第17図に全体の長さ C を数段階にわけ、 x/C' の頻度分布を示す。図からわかる様に x/C' の頻度分布は全体の長さ C に余りよらず 3~4 にピークを持っている。

6. まとめ

1970年2月21日、志賀高原において、寒冷前線通過後に降った針状および柱状結晶の粒度分布の変化、針状結晶の成長と気象状態、針状結晶の空間個数等に関して考察を行なった。その結果をまとめると

1) 寒冷前線通過後において、 a 軸方向、 c 軸方向、軸比 c/a に顕著な変化があった。

寒冷前線の通過する前には主に針状結晶が降り a 軸方向の長さでは 80μ と 100μ の間に最大頻度をもち、 c 軸方向の長さでは約 1.1mm に最大頻度があった。軸比 c/a の平均は 10.1 であった。寒冷前線が通過したと思われる後では a 軸方向で $140\sim 160\mu$ に c 軸方向では 0.6mm に最大頻度を持つ様に変化し、軸比 c/a も約 5 に減少した。



第17図 全体の長さ C の階級別 x/C' の頻度分布。

2) 針状結晶の空間個数は約 $10\sim 20$ 個/ l の桁であり、針状結晶の成長する温度領域 ($-4\sim -6^\circ\text{C}$) で活性化が期待される氷晶核の空間個数に比較して約 4 桁多い。このくい違いはよくわからないが、上層の低温領域で形成された氷晶が、氷に対して比較的低温過飽和になっている層を余り成長することなく落下してきて、水飽和領域で急に成長したものと考えられるが未解決の問題であり、今後に残された大きな課題である。

3) 針状結晶の針部分（柱状あるいは鞘状の結晶の両端からのびた尖った部分）の長さ C' と柱状あるいは鞘状の部分の長さ x の比 x/C' は結晶の大きさにかかわらず約 $3\sim 4$ に最大頻度をもっていた。

4) 針状結晶の最大の大きさは本観測およびこれまでの観測でも約 3mm であり、この長さをこえるものはほとんどない。雪結晶の成長速度はこれまでの研究で多少知られているが、そのうち、質量の増加速度については、結晶のバルクの密度が知られてはいけない。これについては最近岩井 (1971) の測定があり、針状結晶では $0.2\sim 0.3\text{g/cm}^3$ はとかなり小さく針状結晶の内部は大部分が空洞になっていることを示している。

引用文献

- 1) Auer, A. H. and D. L. Veal Jr., 1970: The dimension of ice crystals in natural clouds. *J. Atmos. Sci.*, **27**, 919-926.
- 2) Braham, R. R., 1964: What is the role of ice in summer rain shower? *Ibid.*, **21**, 640-645.
- 3) Folk, R. L. and W. C. Ward, 1957: Brazos River bar: A study in the significant of grain size parameters. *J. Sed. Petrology*, **27**, 3-26.
- 4) Hallett, J., 1965: Field and laboratory observation of ice crystal growth from the vapor. *J. Atmos. Sci.*, **27**, 919-926.
- 5) Hallett, J. and B. J. Mason, 1958: The influence temperature and supersaturation on the habit of ice crystal grown from the vapour. *Proc. Roy. Soc. A*, **247**, 440-453.
- 6) 樋口敬二., 1955: 雪の結晶の大きさ及び雪片の構成要素について, *気象集誌* **33**, 9-22.
- 7) Higuchi, K., 1962 a: Horizontal distribution of snow crystals during the snowfall (II). *J. Met. Soc. Japan*, **40**, 73-82.
 ———, 1962 b: Horizontal distribution of snow crystals during the snowfall (III). *Ibid.*, **40**, 266-276.
 ——— and N. Fukuta, 1966: Ice in the capillaries of solid particles and its effect on their nucleating ability. *J. Atmos. Sci.*, **23**, 187-190.
- 8) 樋口敬二, 1965: 雪の結晶の数と氷晶核の数との比較, 1965年度日本気象学会秋季大会講演予稿集
- 9) Isono, K., M. Komabayasi, Y. Yamanaka and H. Fujita, 1956: An experimental investigation of the growth of ice crystals in a supercooled fog. *J. Met. Soc. Japan*, **34**, 158-163.
 ———, T. Takahashi and T. Tanaka, 1966: A physical study of solid precipitation from convective clouds over the sea: Part II. Relation between ice nucleus concentration and precipitation. *Ibid.*, **44**, 218-226.
- 10) 岩井邦中, 1971: c軸方向に発達した雪結晶の密度について, 1971年度日本気象学会春季大会講演予稿集
- 11) Jayaweera, K. L. F., 1971: Calculation of ice crystal growth. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 728-736.
- 12) Kikuchi, K., 1968: On snow crystals of bullet type., *J. Met. Soc. Japan*, **46**, 128-132.
- 13) Kobayashi T., 1958: On the habit of snow crystals, artificially produced at low pressure. *Ibid.*, **36**, 193-204.
- 14) Koenig, L.R., 1963: The glaciation behavior of small cumulonimbus clouds. *J. Atmos. Sci.*, **20**, 29-47.
 ———, 1971: Numerical modeling of ice deposition. *Ibid.*, **28**, 226-237.
- 15) 熊井基, 樋口敬二, 1952: 降雪時に大気中に含まれている雪の結晶と質量の測定. *気象集誌*, **30**, 345-355.
- 16) Mason, B. J. and J. Maybank, 1958: Ice-nucleating properties of some natural mineral dust. *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, **84**, 235-276.
- 17) Magono, C., 1962: The temperature conditions for the growth of natural and artificial snow crystals. *J. Met. Soc. Japan.*, **40**, 185-192.
- 18) Mossop, S. C., 1963: Atmospheric ice nuclei. *Z. Angew. Math. Phyk.* **14**, 456-486.
 ———, 1968: Comparison between concentration of ice nuclei. *IJ. Rech. Atmos.*, **3**, 119-124.
 ——— and A. Ono, 1969: Measurement of ice crystal concentration in clouds. *J. Atmos. Sci.*, **26**, 130-137.
- 19) Nakaya, U., 1954: Snow Crystals: Natural and Artificial. Harvard University Press, 510.
 ——— and T. Terada Jr. 1935: Simultaneous observations of the mass, falling velocity and form of individual snow crystals. *J. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser. 2*, **1**, 191-200.
- 20) Nakaya, U. and K. Higuchi, 1960: Horizontal distribution of snow crystals during the snowfall. *Physics of Precipitation Geophysical Union*, 118-129.
- 21) Ono, A., 1969: The shape and riming properties of ice crystals in natural clouds. *J. Atmos. Sci.*, **26**, 138-147.
 ———, 1970: Growth mode of ice crystals in natural clouds. *Ibid.*, **27**, 649-658.