

2. 雲 物 理 学

名大水質科学研究施設 磯 野 謙 治

§ 1. はじめに

雲物理学は大気物理学あるいは気象学の一分野で大気中の水の相変化に関連する諸現象をその研究の対象としている。この水の相変化にともなう著しい気象現象は雲の形成及び降水現象である。通常、気象学では降水現象を流体力学、熱力学を基礎として大気の運動という面からとらえて研究をすすめている。降水現象は地球大気の大規模な運動の中で生起しているが、降水を起す過程を詳しく見ると、水蒸気から水滴あるいは氷晶が形成され雨滴になるまでには水物質のみでなく大気中に存在するいろいろの化学組成、粒径のエアロゾルや気体がその過程に参加し、また微水滴の間の交互作用を行い、それらの結果として降水が起る。雲物理学はこの様ないわゆる微物理学的過程を中心に発展して来たが、最近電子計算機による降水粒子を考慮して雲の数値実験が行われる様になった結果気象学者の多くが雲の力学過程に二次的な効果しか与えないとして考慮の外においていた上昇気流中の降水粒子の形成、成長、が対流の発達減衰、降水の継続に大きな影響をもつことが明らかにされつつある。

一方、大気中の微量成分である二酸化炭素、亜硫酸ガスなどの気体、種々の発源のエアロゾル粒子は太陽放射、大気放射を吸収、散乱するとともに雲の形成、降水の過程に参加し地球大気のエネルギー収支に大きな役割をしている。特に近年人間活動によって急速に増加しつつある大気中のエアロゾルをその他の物質の挙動とそれが地球環境に及ぼす影響に関する問題は雲物理学の一つの大きな研究課題である。

この小論ではこれらの問題のうち降水の素過程、特に微物理学的過程の研究を中心に述べることとする。

§ 2. 大気中の水の相変化過程

2.1 凝結過程 大気中の水蒸気の凝結はいわゆる均質核形成 (homogeneous nucleation) によって起るのではなく、水以外の微粒子を核として起ることは Wilson,

Aitken 等の古典的研究で明らかにされている。しかし、均質核形成の問題は凝結のみでなく、後に述べる大気中の氷晶の形成、特に水滴の自発凍結の研究の基礎として重要で、現実の大気中では半径が $0.1 \mu\text{m}$ 以上の吸湿性粒子が多数存在しているために過飽和度 0.1% 以下で雲や霧が生ずる。従って、ウィルソン霧箱中で凝結の核として働くイオンなどの様に大きな霧粒形成の臨界過飽和度をもつ小さな粒子や非吸湿性粒子は霧や雲の核としては働かない。大気中のエアロゾル粒子を粒径で分類すると第1図のようになる⁽⁴⁾。

	0.001	0.001	0.01	0.1	1	10	100	1000	10000
			← エートケン粒子 →	← 大粒子 →	← 巨大粒子 →				
凝 結 核				← <雲粒の核・巨大凝結核> →					
光の散乱吸収			← 煙霧粒子 →	← 雲，霧の粒子 →					
大 気 電 気		← 小イオン →	← 大イオン →						
降 水					← 雲，霧の粒子 →	← 雨 粒 →			
臨界過飽和度 (%) * (NaCl)	質量 (g) →		10^{-15}	10^{-13}	10^{-12}	10^{-10}			
			0.13	0.013	0.0042	0.00042			
同 上 (%) 不溶性核			22.3	12.5	1.2	0.01			

第1図 大気中のエアロゾル粒子の名称

粒子がNaCl あるいは非水溶性の固体粒子としたときの臨界過飽和度を示した⁽¹⁾。雲粒の核として働らく吸湿性大粒子は 0.01% の程度の過飽和度で活性化され、極めて短時間に半径数 μm の雲粒を形成する。通常の断熱膨脹式核数計、たとえばエートケン核数計ポラック核数計⁽¹⁾などでは大きな過飽和の下で測定するので、半径 $5 \times 10^{-3} \mu\text{m}$ の程度の粒子までが数えられる。この様なエートケン粒子の大部分は雲粒の核としては働かない。近年雲粒の生ずる様な低過飽和度で活性化する粒子の測定を行うために、温度の異なる平行に近接して置かれた板間の水蒸気の拡散場の中で活性化する粒子の測定を行う Wieland の方法を改良したものが用いられている。凝結核として働く粒子の物質についてはカスケード・インパクターなどを用いて採集した粒子の電子顕微鏡、X線回折、化学分析などによって研究されている。それらの結果大粒子の属するものには硫酸等の燃焼によって生じた微小液滴、これの付着した固体粒子、硫酸アンモニウム等が見出される場合が多く、巨大粒子に属するものには海塩成分が多い⁽⁴⁾。近年 Gunge 等によって成層圏内（高度 $17 - 20 \text{ km}$ ）に硫酸塩粒子と推定される粒子が層状に存在していることが見出されている⁽⁷⁾。これは、大気下層から SO_2 、 NH_3 などが気体の形で上方に運ばれ、 SO_2 が光化学反応

によって酸化され、これが上層で NH_3 と反応して生じたものと考えられている。このような自然起源及び人間活動起源の物質の間の反応は対流圏から成層圏を通じて行われる。これらの反応に大気中の水蒸気及び水滴が関与し、大気中に複雑な組成をもつエアロゾルを生じ大気環境に影響を与える。

大気中には既に述べた種々様々の粒径、化学組成をもつ吸湿性のエアロゾル粒子が存在しているので、普通の場合には凝結核の多少は雲の形成の支配あるいは制限因子とはなっていない。これが制限因子となり得るのは成層圏以上の大気、あるいは大陸、工業地帯から遠く海洋上空あるいは成層圏以上の大気中である。しかし、大気中のエアロゾルは太陽光、赤外線を散乱あるいは吸収し地球のエネルギー収支に影響を与える。凝結核のうち特に降水に重要な役割をするのは海水の飛沫から生じた巨大海塩核^{(4),(8)}で、これを核として半径数 $10\ \mu\text{m}$ 以上の大きな雲粒が生じ、“暖い雨”（後述）で主要な役割をする。なお、海水から生じた海塩粒子の化学組成は一般に母液と異なり⁽⁴⁾、たとえば $[\text{Cl}^-]$ に比し $[\text{Na}^+]$ 、 $[\text{Ca}^{++}]$ などが濃縮されている。この濃縮の過程については未だ明らかではないが、これまでの実験によれば、飛沫を生ずる気泡の薄膜で成分分離が起っているためであると考えられている。

2.2 氷晶の形成 大気中では雲粒が 0°C 以下 -20°C 程度まで過冷却水滴の状態であることが多く、 -30°C — -40°C の低温まで過冷却雲のあることが知られている。Bergeron (1935)⁽¹¹⁾ は雲のコロイド安定について考察し、過冷却雲中に共存する氷晶が、水上、氷上の飽和蒸気圧差によって急速に成長することが降水を引き起す主要な原因であるという考えを提出した。1947 年以後、空気中の氷晶形成に関する実験的研究が進み、約 -40°C 以上の温度で空気中に氷晶が形成されるためには核 — 氷晶核 (ice nuclei) とよばれる) を必要とすること、また約 -40°C 以下では微水滴の自発凍結が起ることなどが見出された。Vonnegut (1947)⁽¹⁴⁾ によってヨウ化銀粒子が極めて有効な氷晶核として働くこと、また Schaefer (1946)⁽¹³⁾ が過冷却霧中をドライアイスの小塊を落すと、無数の微氷晶を生ずること（自発凍結）を発見し、さらに自然の過冷却雲にドライアイス塊をまいて氷晶の形成、成長による降水が始まること、すなわち前述の Bergeron 過程の起ることを実験的に証明した⁽¹⁵⁾。これらの研究は近年の降水機構の研究、気象の人工調節（人工降雨を含む）の研究の発展の端緒となった。

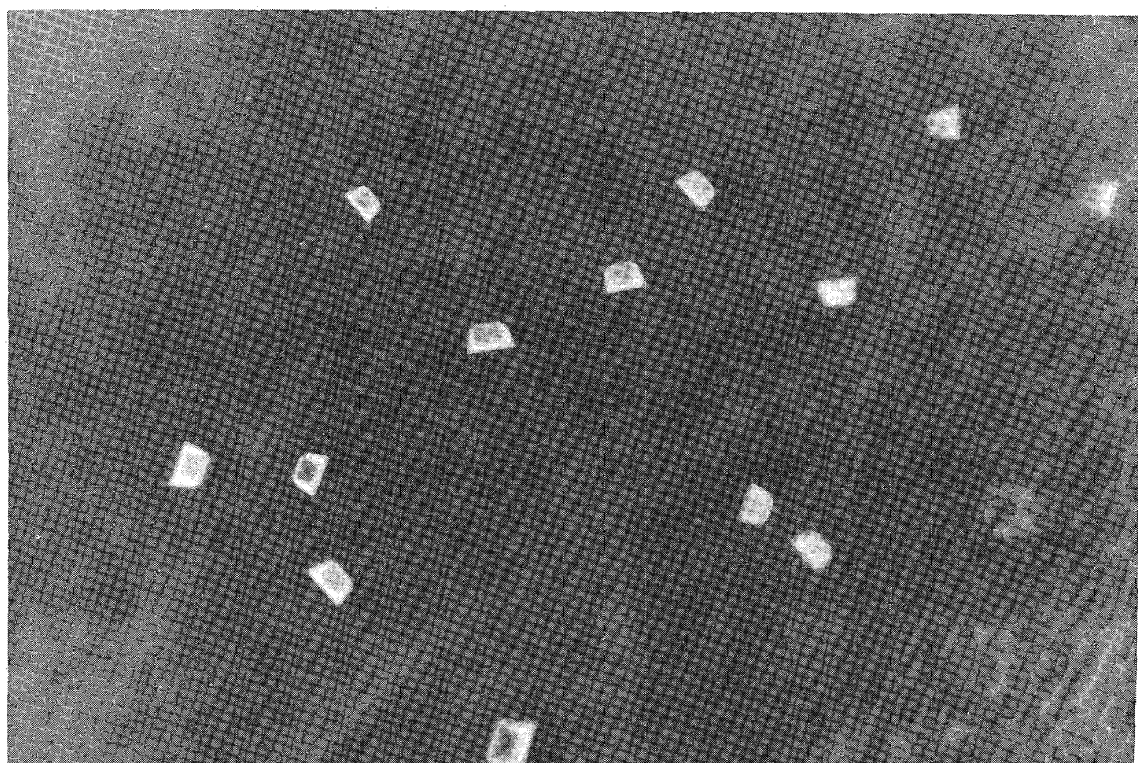
氷晶核上に水蒸気が直接昇華し氷晶が形成されるものであれば、氷飽和以上未飽和の状態で氷晶が生じてよいと考えられるが実験結果によれば、^{(16),(1)}物質、温度によって異なるが、多くの場合氷飽和以上あるいは氷過飽和約 10 % 以上で始めて氷晶が形成される。これはまず凝結より核上に水の薄膜ができた後にこれが凍結することによるものと考えられている。この意味で凍結核 (freezing nuclei) という言葉が用いられる。しかし、その薄膜の厚さが、数分子層から数 100 分子層であると推定される場合も多く、この場合には巨視的な意味での水の凍結と異なるので氷晶形成の核を総称して氷晶核とよんでいる。これまで氷晶核として作用することが実験的に確められた物質は多いが、その主な化学物質の活性化 (上限) 温度を第 2 表に示した。^{(1),(17)} 氷晶核作用はその物質の純度に極めて敏感であり、同じ物質であっても、その表面の状態、粒径、空気中の分散状態によって異なる。有機物質では phloroglucinol⁽²⁰⁾, metaaldehyde⁽²⁴⁾, α -phenazine⁽²²⁾, その他^{(21),(1)} のものが氷晶核として有効に働くことが知られている。

第 1 表 -16°C 以上の温度で氷晶核として活性化する化学物質
(Mason, Heuvel⁽¹⁷⁾ による)

Substance	Crystal symmetry	Lattice constants (Å)			Substrate plane	% Misfit between substrate and ice lattice in directions:			Threshold temp. ($^{\circ}\text{C}$)
		a	b	c		(1 $\bar{2}$ 10)	(10 $\bar{1}$ 0)	(0001)	
Ice (0°C)	Hex.	4.52		7.36					
(a) Insoluble substances									
AgI	Hex.	4.58		7.49	(0001)	+1.3 _(1:1)	+1.3 _(1:1)	+1.8 _(1:1)	-4
CuS	Hex.	3.80		16.43	(0001)	-2.8 _(3:2)	+2.8 _(1:2)	+11.5 _(2:1)	-6
HgI ₂	Tetrag.	4.36	4.36	12.34	(001)	-3.5 _(1:1)	+11.5 _(1:2)	-16.2 _(2:1)	-8
	O. Rhombic	4.67	13.76	7.32	(010)	+3.3 _(1:1)	-6.4 _(1:1)	-6.5 _(2:1)	
Ag ₂ S	Monoclinic	4.20	6.93	9.50	(010)	-7.1 _(1:1)	-0.3 _(1:1)	-5.9 _(1:1)	-8
	$\beta = 55^{\circ}$								
Ag ₂ O	Cubic	4.72			(001)	+4.4 _(1:1)	-9.5 _(2:3)	-3.8 _(2:3)	-11 (prisms)
(b) Soluble substances									
PbI ₂	Hex.	4.54		6.86	(0001)	+0.4 _(1:1)	+0.4 _(1:1)	+6.8 _(1:1)	-6
NH ₄ F	Hex.	4.39		7.02	(0001)	-2.9 _(1:1)	-2.9 _(1:1)	-4.6 _(1:1)	-9
V ₂ O ₅	O. Rhombic	11.48	4.36	3.55	(100)	-3.5 _(1:1)	-2.1 _(3:2)	-3.5 _(1:2)	-10 (prisms)
					(001)	-3.5 _(1:1)	-2.1 _(3:2)	-3.5 _(1:2)	-15 (plates)
CdI ₂	Hex.	4.24		6.84	(0001)	-6.2 _(1:1)	-6.2 _(1:1)	-7.1 _(1:1)	-12
I ₂	O. Rhombic	4.78	7.25	9.77	(001)	+5.8 _(1:1)	-16.3 _(3:2)	-1.5 _(1:1)	-12 (prisms)
						+5.8 _(1:1)	-7.3 _(1:1)	-11.6 _(3:2)	-14 (plates)
(c) Metallic oxides									
Cu ₂ O	Cubic	4.25			(100)	-6.0 _(1:1)	+8.7 _(1:2)	+15.5 _(1:2)	-6
CuO	Monoclinic	4.65	3.41	5.11	(001)	+2.9 _(1:1)		-7.35 _(1:2)	-7 (prisms)
	$\alpha = 99^{\circ}$				(010)	+2.9 _(1:1)	-2.0 _(2:3)		(plates)
SnO ₂	Tetrag.	4.72	4.72	3.16	(001)	+4.4 _(1:1)	-14.2 _(1:2)	-3.8 _(2:3)	-8
α -Al ₂ O ₃	Rhombohedral	5.13	$\alpha = \beta = \gamma = 55^{\circ}6'$	Any face	+13.5 _(1:1)	+7.7 _(1:2)			-8
Mn ₂ O ₄	Tetrag.	5.75	5.75	9.42	(100)	+4.2 _(1:2)	+10.3 _(2:3)	+17.2 _(2:3)	-8
CdO	Cubic	4.69			(100)	+3.8 _(1:1)	-10.0 _(2:3)	-4.4 _(2:3)	-9
NiO	Cubic	4.17			(100)	-7.7 _(1:1)	+6.6 _(1:2)	+13.3 _(1:2)	-11

物質の氷晶核作用を調べる方法として、温度、過飽和度を制御することのできる顕微鏡のステージ上に結晶をおき、その上の氷晶の成長を観察する方法が用いられる。

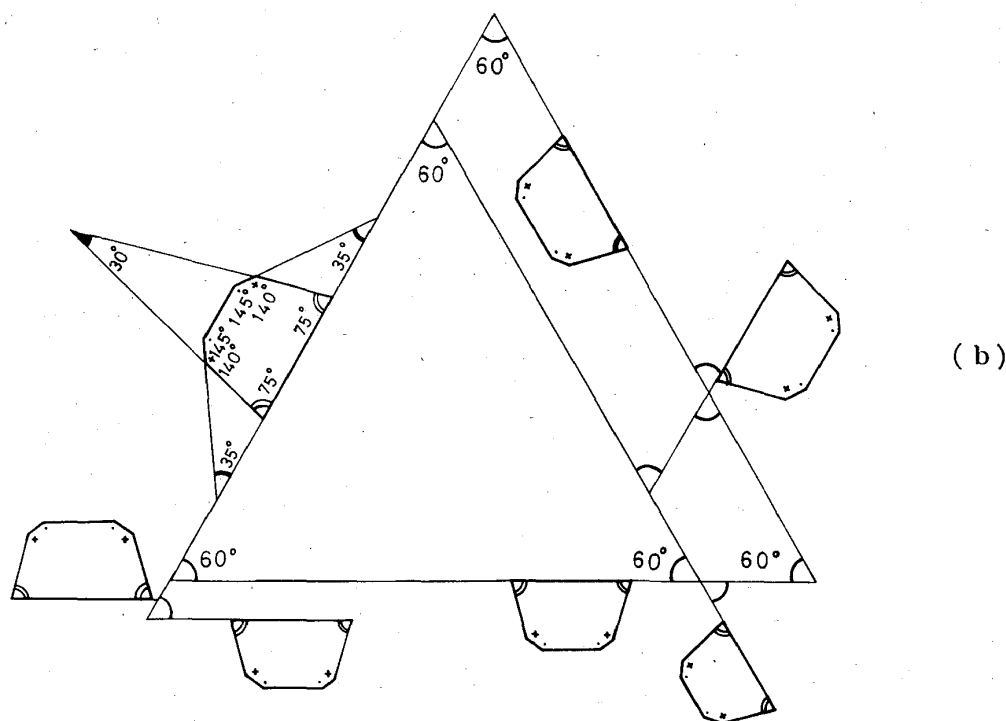
第2図は雲母のへき開面に蒸着したAgI結晶上に温度 -70°C で形成された氷晶で、指向性成長、(エピタクシー)が見られる⁽¹⁾。この様に第2表に示した諸物質の場合には、その結晶面上の氷晶のエピタクシーによる成長が氷晶核作用の主な原因と考えられる。表に示した様に高温で活性化する物質の場合はミスフィット ($M = \frac{a - a_0}{a_0}$, ここで a_0 , a はそれぞれ氷及び氷晶核物質の格子定数) が数パーセント以下である。これに対し、有機物質に関する実験結果は、氷の酸素原子と結合しやすいその物質の分子のある位置が氷の結晶の酸素の配置と適合することが重要であることを示唆している。いずれの場合も、結晶のステップ、割れ目、凹部などに氷晶が形成されやすいことが実験的に見出されている。



(a)

第2図 雲母上に 230°C で蒸着した $\alpha\text{-AgI}$ の(0.01)面上に成長した台形の氷晶
温度 -17.6°C , 過飽和度 16.2%

* 氷晶核の実験には膨脹箱, 拡散箱, 混合箱などが用いられる。氷晶の形成, 成長には数秒以上の時間を要するので普通は拡散箱, 混合箱が用いられる。氷晶の検出には過冷却砂糖溶液, 石鹼膜, 光学的方法が, 定量的には特に前2者が用いられる。

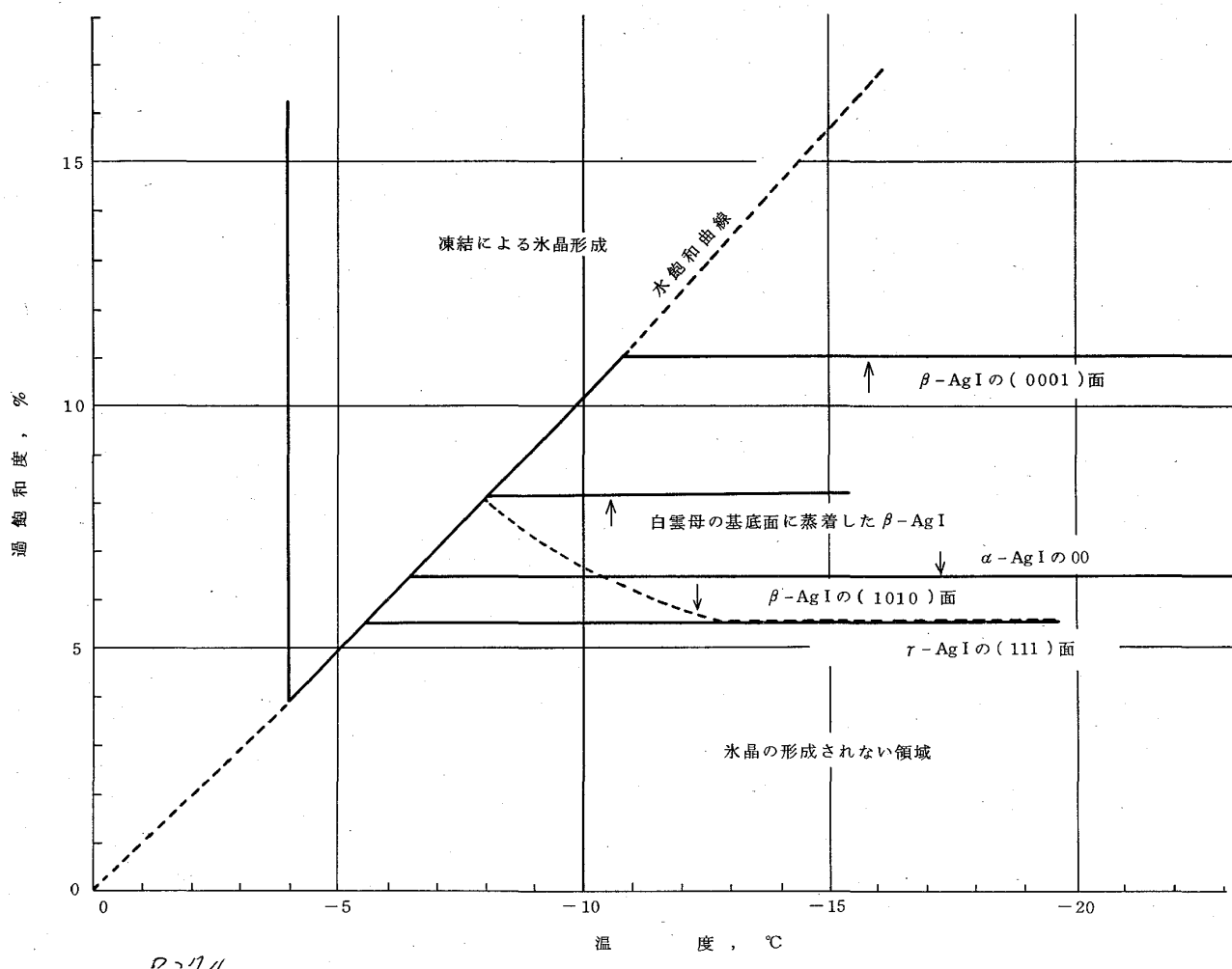


第 2 図 (b)

このほか、諸種の物質の氷晶核としての能力に関し多くの実験が行われ、ミスフィット、^{(2),(3),(19)}のほか結晶の物性諸定数によって活性化温度を説明する試みが行われているが、未だ満足される結果は得られていない。今後さらにどのような因子が氷晶形成に重要であるかを追求する実験を行う必要がある。Bryant, Hallet, & Mason (1959)⁽²⁵⁾はAgI (hex.)の単結晶面上の氷晶の形成を観察し、 -5°C から -12°C 間では湿度が氷飽和以上で始めて氷晶が形成されるが、 -12°C 以下では氷過飽和12% (水未飽和)で氷晶が生ずることを見出した。その後、磯野、石坂(1972)は雲母へき開面を種々の温度に保ち、その上にAgI真空蒸着した試料を用い、 α 、 β 、 γ -AgI結晶面上の氷晶の形成に関する実験を行って第3図に示す様な結果を得た⁽¹⁸⁾。 β -AgI (hex.)のプリズム面が基底面よりも氷晶形成能力が高いことは、Fletcher (1963)⁽¹⁹⁾の理論的結果と定性的には一致するが、臨界過飽度、活性化温度などの両者の差は大きい。

なお、人工降雨等に用いるヨウ化銀粒子は通常KIあるいはNaIのアセトン飽和溶液にAgIを1—10%溶解させるが、AgIを液体アンモニアに溶解させるかして、これを噴霧燃焼させる。この様にして生じたAgI粒子は、燃焼の温度、空気量などによって粒径分布あるいは粒子の形状、沃化銀の結晶構造が異なるに従って、氷晶核としての能力が

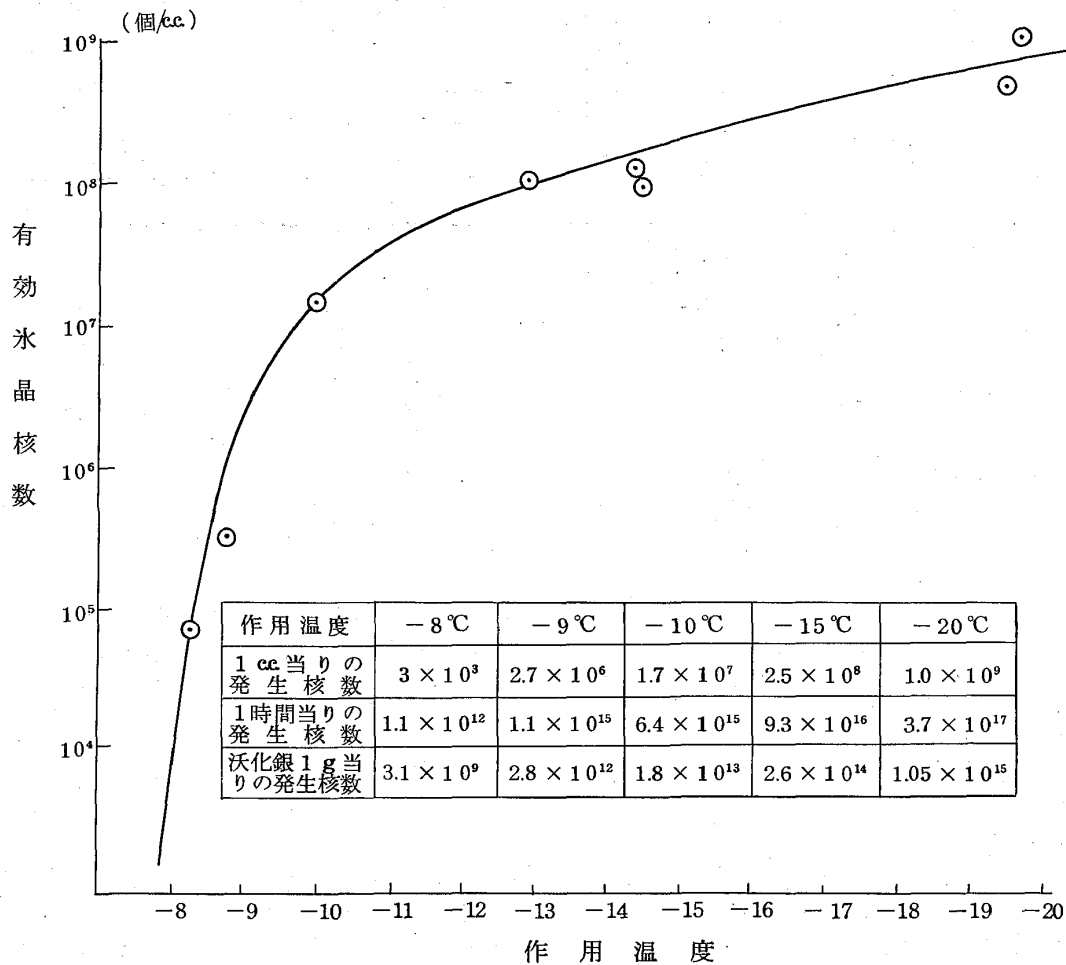
異なる。その1例を第4図に示した⁽²⁶⁾。



第3図 α -, β -, γ -AgI 結晶面の氷晶核としての特性水平の実線及び破線は作用下限過飽和度を示す。-4°C以下で水飽和以上の領域では AgI 面上に微小水滴が形成されたのち凍結がおこる。
(Isono & Ishisaka)

降水現象に重要な氷晶核は大気中に存在する氷晶核粒子である。前述の混合法による氷晶核測定装置を用いて世界各地で氷晶核温度を測定した結果によると -20°C以上の温度で活性化する核の数(以後 -20°C核等と呼ぶ)は北半球で平均 1 ℓ 中 2-3 個程度, 南半球では 0.2 個程度である⁽²⁷⁾。一般に低温になるほど活性化する氷晶核数は急増する。たとえば -20°C核数は -15°C核数の 10 倍以上であるのが普通である。同一場所でも氷晶核濃度は大きく変動する。この様な自然氷晶核については, (1) 雪の結晶の核の電子顕微鏡による研究, (2) 氷晶核濃度の変動の研究, (3) 外気を低温槽内に導き, これによっ

て生じた氷晶中の粒子の電子顕微鏡，X線回折による研究，(3) 雪の中の固体粒子のX線回折による研究などがある。このうち(1)は熊井⁽²⁹⁾，磯野⁽³⁰⁾などによって行われ，主な雪の核は粘度鉱物などの土壌粒子であることが見出されたが，この方法の観点は物質の同定に大きな手数がかかり，多数の試料の同定を行うことができないこと，雪の結晶には中心粒子以外に多数の粒子を含まれていることなどのため，発見的な方法としては意義があったが，氷晶核の発源を定めるには適当な方法ではない。現在主として用いられているのは(2)の方法*で，特に氷晶核濃度のピークの出現と，風向などから発源地を推定する方法である。



第4図 沃化銀発塩炉から発生する氷晶核数，アセトン-NaI-AgI 溶液 (AgI 5%) を軽油と共に噴出燃焼，図は 1 cc の空気中に含まれる各温度で氷晶核として働く粒子数を示す。

* 氷晶核数の測定方法には，上述の方法以外に空気中の粒子をミリポアフィルターなどの濾紙で採集，これを一定温度，過飽和度に保ち形成された氷晶数を計数する方法がある。

この様な方法で、Schaefer (1954)⁽³¹⁾は米国西部の乾燥地帯から舞い上がった土壌物質が米国西部の大気の水晶核濃度を上昇させる原因となることを示し、また米国各地産の粘土その他の土壌粒子の水晶化能力（活性化温度）を測定した。Bowen⁽³²⁾は降雨統計から流星群が観測されてから約30日後に降水量のピークが出ることを示し、これは流星塵が水晶核として働くためであるという仮説を出し、オーストラリアの研究者が、この仮説を支持する水晶核濃度の測定結果を示したが、諸種の測定結果、隕石の粉末の水晶核能力の実験結果などは、上記の説を積極的に支持するものとは認められていない。磯野、駒林、小野(1959)⁽³³⁾は東京において水晶核濃度の変動を観測し大気の流れ線の解析を行い、日本上空の水晶核として、中国黄河流域の半乾燥地帯、中国北部の乾燥地帯に発生する風塵によって大気中にまき上げられた黄砂などの土壌粒子が重要であることを見出した。また黄砂の水晶核としての活性化温度スペクトルを実験的に決定した。また浅間山等の爆発による火山灰、火山塵が大気の水晶核濃度を増大させることを示した⁽³⁴⁾。さらに筆者らの研究室では、大気中の水晶核の発源地を知るために名古屋、ハワイ島マウナロア山、北米大陸西岸ワシントン州ブルーグレーシア、アラスカ、カレッジで水晶核濃度の同時測定、水晶核物質の採集を行い、アジア大陸（中国乾燥地帯）に発源した水晶核が北米大陸まで運ばれ、その地方の水晶核濃度のピークを与えることを示した⁽³⁵⁾。

なお水晶核による水晶の形成は温度のみでなく前述の様に過飽和度、及びそれらの状態の継続時間、過去の履歴などによるから、測定方法、測定用低温槽の大きさなどによって異なる。従って異なる装置による測定結果を直接比較することはできない。これに関し、世界各国各研究者が用いている装置の国際比較測定がこれまで2回行われた。実際の大気中の過冷却雲の中の状態も場所によりまた時により非常に異なるから、どの装置によるものがより正しいとは言えない。大気の大きさに比し極めて小さい有限の容量の装置を用いて自然水晶核の研究を行うためには、測定条件を明確にすること、その条件を変化させたときどの様に水晶形成状態が変化するかを定め、また水晶核濃度と共に物質の決定を行うことが必要である。水晶核の研究者で濃度の測定を行うものは多いが、同時に物質決定を行っているものは筆者の研究室以外ではほとんどない。

なお大気中の自然水晶核となり得る、土壌、造岩鉱物等の活性化温度を第2表に示した⁽¹⁾。

第2表 造岩鉱物土壌粒子などの氷晶核としての活性化温度

Substance	Chemical composition	Symmetry	Threshold temperature (°C)	References
Covellite	CuS	Hex	-5	M & M
Vaterite	CaCO ₃	Hex	-7	M & M
β-Tridymite	SiO ₂	Hex	-7	M & M
Magnetite	Fe ₃ O ₄	Cubic	-8	M & M
			-9	I & I
Kaolinite	Al ₂ (OH) ₄ Si ₂ O ₅	Triclinic	-9	M & M
			-13	I & I
Anauxite	Al ₂ (OH) ₄ Si ₂ O ₅	Monoclinic	-9	M
Illite		Monoclinic	-9	M
Metabentonite			-9	M
Microcline			-9	M & M
Hypersthene	(Mg, Fe) ₂ (Si ₂ O ₆)	Rhombic	-10	I & I
Haematite	Fe ₂ O ₃	Hex	-10	M & M
(Specularite)			-13	I & I
Pyrophyllite	Al ₂ (OH) ₂ Si ₄ O ₁₀	Monoclinic	-10	M
Gibbsite	Al ₂ (OH) ₆		-11	M & M
Halloysite	Al ₂ (OH) ₄ Si ₂ O ₅ ·2H ₂ O	Monoclinic	-12	M
			-13	M & M
Dickite	Al ₂ (OH) ₄ Si ₂ O ₅	Monoclinic	-12	M
Olivine	(Mg, Fe) ₂ SiO ₄	Rhombic	-12	P & S
			-18	I & I
Aquadag	C		-12	M & M
Dolomite	CaMg(CO ₃) ₂	Hex (Rhomb)	-14	M & M
Biotite		Monoclinic	-14	M & M
Attapulgit	4H ₂ O·(OH) ₂ Mg ₅ Si ₈ O ₂₀ ·4H ₂ O	Monoclinic	-14	M
Muscovite		Monoclinic	-14	I & I
			< -18	M & M
Vermiculite		Monoclinic	-15	M & M
Nontronite		Monoclinic	-15	M
Montmorillonite		Monoclinic	-16	M
			< -18	M & M
Gypsum	CaSO ₄ ·2H ₂ O	Monoclinic	-16	M & M
Graphite	C		-16	M & M
Cinnabar	HgS	Hex	-16	M & M
Orthoclase	KAlSi ₃ O ₈	Monoclinic	-17	I & I
			< -18	M & M
Anorthoclase			-17	M & M
Quartz	SiO ₂	Hex	< -18	M & M
			-19	I & I
			< -20	I, K & O

Stony meteorite	-17	M & M
	-17	I & I
	2 specimens) < -18	M & M
	3 specimens) < -17	M
Volcanic ash:		
10 Japanese volcanoes	-12 to -16	I, K & O
Mt. Etna	-13	M & M
Crater Lake, Oregon	-16	S
Paricuten, Mexico	-23	S
Soils:		
American-loam, clay,	-8 to -25	S
Clay	-11	P & S
Loess, N. China	-12	I & I
	-15	I, K & O
Loess, Hanford, U.S.A.	-11	S

§ 3. 氷晶の成長, 雪の結晶

過冷却水滴雲中に形成された氷晶は、ほぼその温度の水飽和蒸気圧に相当する氷過飽和の下で昇華により成長する。ただし、成長しつつある氷晶は周囲の気温より少し高温である。その成長、質量 (M) の増加は水蒸気の拡散速度によって定る。

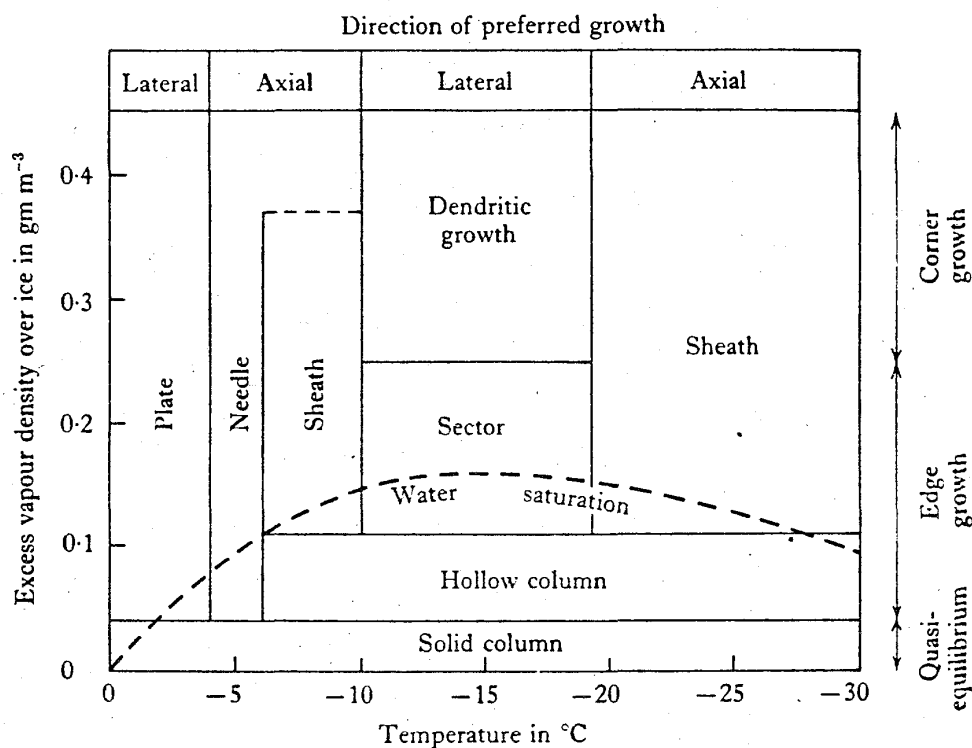
$$\frac{dM}{dt} = 4\pi CKD [\rho_w - \rho_{ws}]$$

こゝに D は水蒸気の拡散係数 ρ_w は周囲の水蒸気密度、 ρ_{ws} は氷晶の表面の水蒸気密度 K は氷晶が落下する際の相対風速の係数、C は氷晶と同形同大の孤立導体の静電容量である。気圧 500 mb の値を上式に入れると約 -16°C で成長速度が最大となる。

上記の氷晶の成長式には氷晶の形状すなわち、結晶の成長習性の知識が必要である。中谷⁽³⁷⁾は種々の温度、過飽和の下で雪の結晶を成長させ、雪の結晶の習性がそれらの条件でどの様に変化するかを図示した (中谷ダイアグラム)。また Weickmann (1947)⁽¹⁶⁾は絹雲の高度までの大気中の氷晶を採集しその形状を調べた。磯野^{(38), (39)}らは山上及び気球を用い、雪の結晶の形を調べラジオゾンデによる上層の気温、湿度分布と対比し、中谷ダイアグラムに示された結晶の形と一致することを示した。^{(38), (39)}従って地上に落下した雪の結晶から上層の状態を推定することができる。

雪の結晶の成長習性に関して、小林 (1960) はさらに詳細な研究を行い、第 5 図の様な結果

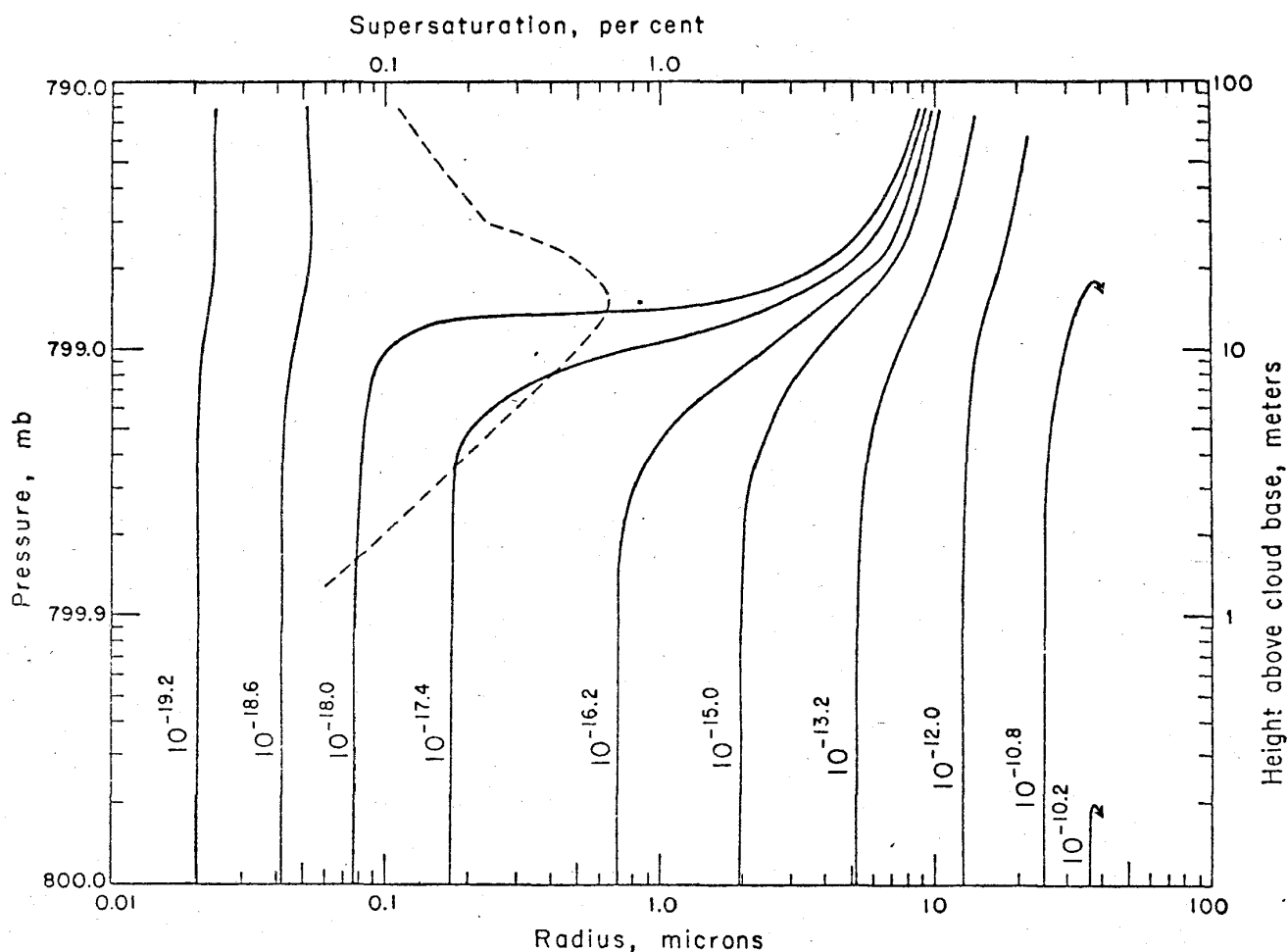
をえた。雪の結晶の成長がこの様に僅かな温度により異なるかについて Mason, Bryant and Van den Heuvel (1963)⁽⁴¹⁾ などによる水分子の surface migration によるステップの進行速度が温度によって変化することから説明を試みたが、種々の問題点があり、未だ習性を定める機構は明らかにされていない。筆者らは低圧下で実験を行い⁽⁴¹⁾、成長習性が常圧と異なること、また、水蒸気拡散速度の異なる他の気体中で氷晶の成長の実験を行い、これによっても結晶の成長習性、特に c 軸方向と a 軸方向の長さの比が異なる結果を得たが、Mason 等は異なる結果を得ている⁽¹⁾。ただし、Mason らの実験の場合に比べ筆者等の実験の場合氷晶の大きさがはるかに小さいのは注意すべきではないだろうか。また最近、筆者等は気圧 10^{-1} Torr 以下、低温で実験を行い、氷晶が小さい間にほぼ対称の形をもち次第に低指数の面が発達するという結果を得た⁽⁴³⁾。さらに、この様に周囲の条件を変えて実験を行うことにより、上述の様な成長習性を生ずるメカニズムを解明する手掛りが得られよう。



第5図 雪結晶の習性の温度過飽和度による変化
(Kobayashi (1958)⁽⁴⁰⁾)

§ 4. 雲粒, 雨滴の成長過程

雲粒は凝結核を中心として形成させ, 上昇気流中で成長する。種々の粒形, 化学組成の核があるときは, これらが互に競合し, 速く成長した水滴が上昇気流中の水蒸気を奪うため過飽和度が下る結果吸湿性が低く, 小さい核上に生じた水滴は雲粒に成長しない(第6図)。この様な競合に勝って雲粒の大きさまで成長した雲粒は半径 $10\text{ }\mu\text{m}$ 付近にピークをもつ巾の狭い粒径分布となり, 雲の寿命時間には半径 1 mm 程度の雨滴に達することはできない。



第6図 NaCl 粒子を凝結核として形成された雲粒の集団の成長。実線がそれぞれの数字で示した質量 (g) の NaCl に形成された雲粒の成長曲線, 約 10^{-10} 以上が巨大核。波線は過飽和度の変化。上昇気流の速度は 15 cm sec^{-1} 。曲線中の矢印は雲粒の対気落下速度が上昇速度をこえ, 落下を始めることを示す。Mordy (1959) による⁽²⁾。

降水要素の成長過程には、衝突による併合過程があるが、雲粒の大きさ、すなわち半径数 μ 程度の粒のブラウン運動あるいはマイクロタービュレンスによる衝突確率は極めて小さく、この過程で雲粒の成長が起ることは期待できない。雲粒に比し大きな水滴が落下するとき、それが通過する体積中にある雲粒は大水滴の周囲の流線に沿って流される結果、一部は大水滴を避けて通過する。上記の雲流中、大水滴に衝突捕捉される水滴の個数の割合を捕捉率(E)と呼ぶ。Langmuir等(1947)はEの値を計算した。その後、両粒子の半径の比が1に近く、水滴のまわりの流れによって互に影響を受ける場合の計算がHoking(1959)⁽⁴⁵⁾, Shafrir & Neiburger(1963)⁽⁴⁶⁾によって行われた。これらの結果に基づいて計算すると半径30 μ 以上の水滴が雲中にでき、雲の液体含水量が大きく1g/m³程度あると比較的速かに雨滴を生ずる。また、半径200 μ 以上の水滴は数ミクロン以上の半径の雲粒を集めて雨滴に成長する。また、大きな雨滴の分裂から生じた多数の水滴によって起される連鎖反応も強雨の原因として重要である⁽⁴⁴⁾。

§5. 降水過程

これまで述べた様に雲粒は吸湿性の粒子を核として成長し数 μm から10 μm 程度の半径になる。雲中に雨滴が生ずるためには、何等かの過程によって雲中に半径数10ミクロン以上の水滴が生じ、これが雲粒を捕捉し成長することが必要である。前に述べたBergeson過程の場合も、捕捉によって成長し得る様な降水粒子すなわち雪結晶を生ずる過程である。この際、過冷却水滴を捕捉し、アラレ、ヒョウなどを生ずる場合がある。0℃層以下に達し、とけて100—200 μm 程度の水滴となれば、下層の雲粒を効率よく集めて大きな雨滴になって降る。^{(1), (2), (49)}

低緯度地方海洋気団は含水量が大きいので激しい対流が起ると巨大海塩核から生じた約30 μm 以上の雲粒が多量に存在する雲粒を集めて雨滴に成長し、^{(1), (2), (44), (47), (48)} シャワーなど“強い雨”を生ずる。この様な雨を“暖い雨”という。

降雨機構を解明するためには、前節までに述べた様な種々の素過程に関する知識と、雲をつくる大きな系に関する知識が重要である。この様な知識を得るためには、降水の素過程に関する物理的諸量、降水粒子の形状、粒径などと共に、雲中の過程を反映する降水の化学成分、電荷、大気電場などの測定、またレーダー、ドップラレーダーによる雲中の降水粒子の観測などを行うことが有効である。また最近、降水要素の成長を考慮した雲の力

学的研究⁽⁵⁰⁾が盛んに行われる様になり、降水機構の研究も新しい局面を向えている。この際、既に述べた素過程のさらに深い研究がますます必要である。

なお、雷雲の電荷発生、分離、成層圏、中間圏の雲、エアロゾルなど雲物理学の主要問題、火星、金星などの惑星大気中で起る水その他の物質の相変化の問題など雲物理的に興味のある問題など、この小論ではふれることができなかった。

参 考 文 献

雲物理学一般の単行本としては次の(1)―(3)がある。

- (1) Mason, B. J. (1971), The physics of clouds Oxford monograph on meteorology. Claredon Press, Oxford.
- (2) Byers, H. R. (1965) Elements of cloud physics. The University of Chicago Press Chicago, London.
- (3) Fletcher, N. H. (1962), The physics of rainclouds. Cambridge University Press, Cambridge.

またエアロゾルその他大気化学に関する単行本に(4)がある。

- (4) Junge, C. (1963), Atmospheric chemistry and radioactivity. Academic Press, New York.
- (5) Farley, F. J. M. (1952), The theory of condensation of supersaturated ion free vapor. Proc. Roy. Soc. A212 530.
- (6) Wieland, W. (1956), Die Wasserdampfkondensation an natürlichen Aerosol bei geringen Übersättigungen. Z. angew. Math. Phys. 7 428.
- (7) Junge, C. (1960), Sulfur in the atmosphere. J. Geophys. Res. 65 227.
Junge, C. and Manson J. E. (1961) Stratospheric aerosol studies
J. Geophys. Res. 66 2163.
- (8) Woodcock, A. H. (1950) Salt nuclei in marine air as a function of altitude and wind force. J. Met. 10 362.
Woodcock, A. H., Kinzer, C. F., Arons, A. B., and Blanchard, D. C. (1953), Giant condensation nuclei from bursting bubbles. Nature, Lond. 172 1144.
- (9) Sugawara, K., Oana, S. and Koyama, T. (1949) Separation of the components of atmospheric salt and their distribution. Bull. Chem. Soc. Japan 22 47.

- (10) Komabayashi, M. (1964) Primary fractionation of chemical components in the formation of submicron spray drops from seasalt solution.
J. Met. Soc. Japan 42, 309.
- (11) Bergeron, T. (1935), On the physics of cloud and precipitation.
Proc. 5th Assembly U.G.G.I. Lisbon 2 156.
- (12) Cwilong, B. M. (1947)-Sublimation in a Wilson Chamber
Proc. Roy. Soc. A109 137.
- (13) Schaefer, V. J. (1946) The production of ice crystals in a cloud of supercooled water droplets
Science N. Y. 104 457.
- (14) Vonnegut, B. (1947), The nucleation of ice formation by silver iodide.
J. Appl. Phys. 18 593.
Vonnegut, B. (1949), Nucleation of supercooled water clouds by silver iodide smoke. Chem. Rev. 44 277.
- (15) Langmuir et al. (1947), Summary of results thus far obtained in artificial nucleation of clouds. G. E. Res. Lab. First Quarterly Prog. Rep. Met. Res. 1947.
- (16) Weickmann, H. K. (1947) Die Eisphase in der Atmosphäre.
- (17) Mason, B. J. and Van den Heuvel, A. P. (1959), The properties and behavior of some artificial ice nuclei. Proc. Phys. Soc. 74 744.
- (18) Isono, K. and Ishisaka, Y. (1972), An experimental study on ice nucleating properties of α -, β -, γ -silver iodide.
J. de Recherches Atmospherique 7 No.1-2.
- (19) Fletcher, N. H. (1958), Size effect in heterogeneous nucleation
J. Chem. Phys. 29 572, 31 1136.
Fletcher, N. H. (1963)
J. Chem. Phys. 38 237.
- (20) Bashkirov, G. M. and Krasikov, P. V. (1957), Experiments with certain substances as crystallization agents for supercooled fog (ロシア語)
Trudy glav. geofiz Obs A. I. Voeikova 72 118.
- (21) Komabayashi, M. and Ikebe, I. (1961), Organic ice nuclei; ice-forming properties of some aromatic compound.

- J. Met. Soc. Japan 39 82.
- (22) Head, R. B. (1962) Ice Nucleation by Alpha-phenazine
Nature 196 736.
- (24) Fukuta, N. (1963) Ice nucleation by metaldehyde. Nature 199 475.
- (25) Bryant, G. W., Hallet, J. and Mason, B. J. (1959) The epitaxial growth of ice on single crystalline substances. Physics Chem. Solids 12 189.
- (26) 磯野謙治, 駒林誠, 小野晃 (1960), 東京都水源林における人工降雨実験報告(II)
東京都水道局水源林事務所
東京大学地球物理学教室気象研究室
- (27) Bowen, E. G. (1961), Freezing nuclei-methods of measurement and some of their characteristic
Nubila 4 7.
- (28) Mossop, S. C. (1963) Atmospheric ice nuclei
Z. angew Math. Phys. 14 456.
- (29) Kumai M. (1951), Electron-microscope study of snow-crystal nuclei. J.
J. Met. 8 151.
Kumai M. (1951) and Francis, K. E. (1962), Nuclei in snow and ice crystals on the Greenland. J. Atmos. Sci. 19 474
- (30) Isono, K. (1955) On ice nuclei and other substances found in snow crystals.
J. Met. 12 456.
- (31) Schaefer, V. J. (1954) The concentration of ice nuclei in air passing the summit of Mt. Washington. Bull. Am. Met. Soc. 35 310.
- (32) Bowen, E. G. (1953) The influence of meteoritic dust on rainfall. Aust. J. Phys. 6 490.
- (33) Isono, K., Komabayashi, M. and Ono, A. (1959) The nature and the origin of ice nuclei in the atmosphere. J. Met. Soc. Japan 37 211.
- (34) Isono, K., Komabayashi, M. and Ono, A. (1959) Volcanoes as a source of atmospheric ice nuclei. Nature 183 317.
- (35) Isono, K., Komabayashi, M., Takeda, T., Tanaka, T. Iwai, K. and Fujiwara, M. (1971) Concentration and nature of ice nuclei in rim of the North Pacific. Tellus 23 40.
- (36) Isono, K. and Ikebe Y. (1960) On the ice nucleating ability of rock-forming

minerals and soil particles

J. Met. Soc. Japan 38 213.

(37) Nakaya, U. (1954) Snow Crystals, Harvard University Press.

(38) Magono, C. and Tazawa, S. (1966), Design of 'Snow crystal sondes' J. Atmos. Sci. 23 618.

(39) Lee, C. W. and Magono, C. (1967) On the vertical distribution of snow crystals in relation with conditions revealed by two point radiosonde soundings J. Met. Soc. Japan 45 343.

(40) Kobayashi, T. (1957) Experimental researches on the snow crystal habit and growth by means of diffusion cloud chamber J. Met. Soc. Japan 75th Ann. Vol. 38.

Kobayashi, T. (1958) On the habit of snow crystals artificially produced at low temperatures

J. Met. Soc. Japan 36 193-208.

(41) Mason, B. J., Bryant, G. W. and Van den Heuvel, A. (1963) The growth habits and surface structure of ice crystals. Phil. Mag. 8 505.

(42) Isono, K., Komabayashi, M. and Ono, A. (1957) On the habit of ice crystals grown in the atmosphere of hydrogen and carbon dioxide. J. Met. Soc. Japan 35 327.

Isono, K. (1958) Mode of growth of ice crystals in air and other gases Nature 182 1221.

(43) Isono, K. and Iwai, K. (1971), Growth rate and habit of ice crystals in air at low pressure. J. Met. Soc. Japan 47 836.

(44) Langmuir, I. (1948) Production of rain by a chain reaction in cumulus clouds at temperature above freezing. J. Met. 5 175.

Langmuir, I. and Blodgett K. B. (1946) A mathematical investigation of water droplet trajectories. U. S. Army Air Forces Tech. Rep. No. 5418.

(45) Hocking, L. M. (1959) The collision efficiency of small drops, Q. Jour. Roy Met. Soc. 96 722.

(46) Shafrit, U. and Neuburger, M. (1963) Collision efficiency of two spheres falling in a viscous medium. J. Geophys. Res. 68 4141.

- (47) Bowen, E. G. (1950) Formation of rain by coalescence. Aust. J. Scient. Res. A3 193.
- (48) Ludlum, F. H. (1952) Production of showers by the coalescence of cloud droplets. Q. Jour. Roy. Soc. 77 402.
- (49) Houghton, H. G. (1950) A preliminary quantitative analysis of precipitation mechanism. J. Met. 7 363.
- (50) Takeda, T. (1971) Numerical simulation of convective cloud: the formation of a "long lasting" cloud. J. Atmos. Sci. 28 350.