



HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	積雪中における吸湿性粒子と生長のその人工降雨への應用
Author(s)	荻原, 哲二; OGIWARA, Sekiji; 小林, 禎作 他
Citation	低温科学. 物理篇, 12, 95-112
Issue Date	1954-03-30
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/17879
Type	departmental bulletin paper
File Information	12_p95-112.pdf



Sekiji OGIWARA and Teisaku KOBAYASHI 1954 On the Growth of Water Droplets around Hygroscopic Particles in Convective Cloud and its Application to the Artificial Rainmaking. *Low Temperature Science, Ser. A, 12.* (With English résumé p. 112)

積雲中における吸湿性粒子の成長とその人工降雨への應用*

荻原 晰二 小林 禎作

(低温科学研究所 气象学部門)

(昭和 29 年 3 月 受理)

1. ま え が き

水滴雲中における雨滴の生成に関しては幾多の研究がなされて来ており、(Heywood 1940, Langmuir 1948, Ogiwara and Satō 1951, Ludlam 1951, 1952, Smith 1951, Mason 1952) 特に Ludlam (1951)¹⁾ は雲滴の衝突によつて起される驟雨について詳細な研究を行つた。彼は海洋性気團のなかには初期の半径が 20μ 程度の大きな海水の飛沫が含まれており、これが他の雲粒と衝突して急速に成長し驟雨になると考えた。大陸性気團にはこのような大きな海鹽粒子が含まれていないので、めつたに驟雨は起らない譯である。彼はこのような吸湿性粒子が雨滴の大きさにまで成長するのは衝突だけが有効であつて、これら吸湿性粒子への水蒸氣の凝結は、積雲の下に於ても内部に於ても比較的小さいと考えた。

Woodcock (1952)²⁾ も大氣中の海鹽粒子の大きさの分布について注目すべき観測を行い、大きな海鹽粒子が雨滴になり得るとしたが、この結論は海鹽粒子の大きさの分布と観測された雨滴の分布との比較から導かれていて、凝結による成長は考慮に入れられていない。

本稿においては、吸湿性粒子の積雲中での凝結及び衝突による成長速度を計算し、凝結も亦これらの雲において降雨を引き起すための大きな因子となることを明らかにした。

2. 積雲中の過飽和度

凝結による雲粒の成長速度を計算するためには先ず雲の中の過飽和度を知ることが必要であるが、しかし乍ら現在の基礎的な量についての完全な知識は未だ得られていない。筆者は先ずこれを推定するために、Weickmann 及び Kampe (1953)³⁾ の観測による積雲中の含水量、雲粒の大きさ及び数についての資料を用いて、雲粒の成長速度の式から次のような計算を行つた。

雲粒と空氣との間の相對運動が無視される程に雲粒が小さい間は、凝結によるその質量の増加は次のように表わされる。

* 北海道大學低温科学研究所業績 第 248 號

$$\frac{dm}{dt} = -4\pi Dr (\rho - \rho_0) \dots\dots\dots (1)$$

ここで、 m ; 水滴の質量 (g), t ; 時間 (sec.), D ; 空気中における水蒸気の擴散係數 ($\text{cm}^2 \cdot \text{sec}^{-1}$), r ; 水滴の半径 (cm), ρ ; 周囲の大氣の水蒸気密度 ($\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$), ρ_0 ; 水滴の表面における水蒸気密度 ($\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$) (水滴の温度で飽和していると假定する。)

雲粒は凝結によつて潜熱を得、又傳導によつて周囲の空氣に熱を奪われるから、その温度の上昇する割合は次の式で與えられる。

$$m \frac{dT_0}{dt} = -4\pi DLr (\rho - \rho_0) + 4\pi Kr (T - T_0) \dots\dots\dots (2)$$

ここで T_0 ; 水滴の温度 ($^{\circ}\text{C}$), L ; 蒸發の潜熱 ($\text{cal} \cdot \text{g}^{-1}$), K ; 空氣の熱傳導度 ($\text{cal} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{sec}^{-1} \cdot \text{deg}^{-1}$), T ; 周囲の大氣の温度 ($^{\circ}\text{C}$) である。

凝結によつて水滴が大きくなる場合 (即ち, $\frac{dm}{dt} > 0$) には, $\rho > \rho_0$ で $T < T_0$ であるから、従つて周囲の空氣は水について過飽和でなければならない。若し $T^{\circ}\text{C}$ に於ける空氣の飽和水蒸気壓を ρ_s とするなら、水蒸気壓の過飽和分 $\Delta\rho$ は

$$\rho = \rho_s + \Delta\rho \dots\dots\dots (3)$$

として表わされる。

水滴と空氣との温度差は小さいから次の關係の成り立つことも許される。

$$\begin{aligned} \rho - \rho_0 &= \rho_s - \rho_0 + \Delta\rho \doteq \left(\frac{\partial \rho}{\partial T} \right)_{T_0} (T - T_0) + \Delta\rho \\ &\doteq \left(\frac{\partial \rho}{\partial T} \right)_T (T - T_0) + \Delta\rho \end{aligned}$$

この關係を (1) 及び (2) に入れると、

$$\frac{dm}{dt} = 4\pi Dr \left\{ \left(\frac{\partial \rho}{\partial T} \right)_T (T - T_0) + \Delta\rho \right\} \dots\dots\dots (1)$$

$$m \frac{dT_0}{dt} = L \frac{dm}{dt} + 4\pi Kr (T - T_0) \dots\dots\dots (2)$$

が得られ、上式から $(T - T_0)$ を消去すると次式のようなになる。

$$\Delta\rho = \frac{1}{4\pi \frac{K}{DL} r} \left\{ \left(\frac{K}{DL} + \left(\frac{\partial \rho}{\partial T} \right)_T \right) \frac{dm}{dt} - \frac{m}{L} \left(\frac{\partial \rho}{\partial T} \right)_T \frac{dT_0}{dt} \right\} \dots\dots (4)$$

對流雲の内部、少なくとも雲底の近くでは、 $\frac{dm}{dt} > 0$, $\frac{dT_0}{dt} < 0$ であつて、従つて、 $\Delta\rho > 0$ 、即ち周囲の大氣は過飽和である。

過飽和度についての近似的な値を得るために次のような假定をおく。

- (1) 雲の中ある高さに於ける雲粒の大きさは一様な分布をする。
- (2) Entrainment は起らない。

(3) 空氣 1 gr. 中の雲粒の數も一定。

従つて空氣 1 gr. 中の霧水量 M は次のように與えられ

$$M = nm,$$

ここで n は空氣 1 gr. 中に含まれる雲粒の數である。今周圍の大氣の比濕を q で表わせば

$$M+q = \text{高さにかかわらず一定,}$$

であつて、定常的な雲粒の成長過程では、(1) 及び (2) の左邊は次のように書き直される。

$$\frac{dm}{dt} = \frac{1}{n} \frac{dM}{dt} = -\frac{1}{n} \frac{dq}{dt} = -\frac{u}{n} \frac{\partial q}{\partial z} = -\frac{u}{n} \frac{\partial q_s}{\partial z} \dots \dots \dots (5)$$

$$m \frac{dT_0}{dt} = m \frac{dT}{dt} = \frac{M}{n} u \frac{\partial T}{\partial z} \dots \dots \dots (6)$$

ここで u は雲中の上昇風の速度、 q_s は $T^\circ\text{C}$ に於ける大氣の飽和比濕である。上の式を使えば過飽和度 S は

$$S = \frac{\rho}{\rho_s} - 1 = \frac{\Delta\rho}{\rho_s} = -\frac{u}{4\pi nr\rho_s} \left\{ \left(\frac{K}{DL} + \left(\frac{\partial\rho}{\partial T} \right)_T \right) \frac{\partial q_s}{\partial z} + \frac{M}{L} \left(\frac{\partial\rho}{\partial T} \right)_T \frac{\partial T}{\partial z} \right\} \dots \dots \dots (7)$$

によつて與えられ、 $\frac{\partial q_s}{\partial z}$ 、 $\frac{\partial T}{\partial z}$ は斷熱圖から容易に推定される。

最近 Weickmann と Kampe (1953) は積雲について霧粒の大きさと霧水量との詳細な觀測を行つたが、この資料を上式 (7) に適用することにより、積雲中に豫想される過飽和度を推定することができる。計算を簡單にするため、雲底の氣壓は 900 mb. $u = 1 \text{ m}\cdot\text{sec}^{-1}$ とする。

上の論文⁵⁾ 第 8 圖から各種積雲中の夫々の高度に對する r , T , 及び雲粒の數 (n/cc) が與えら

第 1 表

雲底からの高度 (km)	r (μ)	$n(n/\text{gr})$	$\Delta\rho$ (g/cc)	S (%)
0.5	5	220×10^3	1.54×10^{-8}	0.17
1.0	13	160 "	0.82 "	0.09
1.5	20	110 "	0.77 "	0.08
2.0	22	48 "	1.66 "	0.16

れるので、これらを用いて計算すると過飽和度 S は第1表のようになる。

上に示した雲底から 2 km の範圍内では、上昇氣流の速さは積雲の典型的な發達の段階でも 5 m/sec を越えることは少ないと考えられる。従つて積雲中の過飽和度は最も惠まれた條件の下に於ても 1%、普通の場合には 0.5

% 以下であらうと想像される。

又上の結果を導くに當つては自然の雲には考え難い假定が使われている。例えば、各高度における雲粒の大きさは決して一樣ではなく、その密度も高さと共に可成り急速に減少しているのであつて、これは雲の中での併合によることを大きく裏付けるものである。しかし乍ら上式 (1) (1) 及び (4) は雲粒の凝結のみによる時間微分を表わしているから、雲粒密度の併合による變化は上の結果に大きな誤差を招くことはないと思われる。

3. 積雲中に於ける吸濕性粒子の成長

吸濕性の粒子は周囲の大気の相対湿度によつてその大きさを變えるが、積雲中の上昇氣流によつて吹上げられる際には水蒸氣を吸収して急速に成長することが豫想される。ここでは簡單のためと人工降雨への應用との面から、食鹽粒子の成長を取扱つてみよう。

凝結による食鹽水粒子の質量の増加と溫度上昇の割合は、前節と同じ記號を使つて

$$\frac{dm}{dt} = 4\pi Dr (\rho - \rho_0) \quad \dots\dots\dots (8)$$

$$m \frac{dT_0}{dt} = 4\pi DLr (\rho - \rho_0) + 4\pi Kr (T - T_0) \quad \dots\dots\dots (9)$$

で表わされるが、ここで ρ_0 は食鹽水粒子の表面における水蒸氣密度である。今溫度 T_0 における純水上の飽和水蒸氣密度を ρ_{0w} 、吸濕性粒子の濃度を c とし、又吸濕性物質の溶解による蒸氣壓降下は濃度に比例するとして、その比例常數を a とすれば、(吸濕性粒子の濃度は決して瞬間的に一樣になるのではない。粒子の表面に水蒸氣の凝結がおこると表面の濃度は内部に比べてうすく、ある時間がたつてから内部擴散によつて濃度は一樣になる。従つて本稿のように凝結の瞬間に粒子の濃度は一樣になるという假定は實際とは少し異なるであろう。この點については木下⁶⁾が凝結による食鹽核の成長を顯微鏡で測定しているが、初期の状態として食鹽核が直ちに飽和の溶液で包まれるものと考え、これ以後の成長についてみれば結果は大體において合つていと云えよう。) 次の關係が成立つ。

$$\begin{aligned} \rho - \rho_0 &= \rho_s (1+S) - \rho_0 = (\rho_s - \rho_{0w}) + (\rho_{0w} - \rho_0) + \rho_s S \\ &\doteq \left(\frac{\partial \rho}{\partial T} \right)_{T_0} (T - T_0) + ac\rho_{0w} + \rho_s S \end{aligned}$$

$$m \frac{dT_0}{dt} \doteq mu \frac{\partial T}{\partial z}$$

従つて (9) 式は次のように書き換えられる。

$$mu \frac{\partial T}{\partial z} = 4\pi DLr (ac\rho_{0w} + \rho_s S) + 4\pi DLr \left(\frac{K}{DL} + \left(\frac{\partial \rho}{\partial T} \right)_{T_0} \right) (T - T_0) \quad \dots\dots (10)$$

上式において定常状態を考え、又 $\rho_{0w} \doteq \rho_s$ とすれば

$$\begin{aligned} \rho - \rho_0 &= \left(\frac{\partial \rho}{\partial T} \right)_{T_0} (T - T_0) + (ac + S) \rho_{0w} \\ (ac + S) \rho_{0w} + \left(\frac{K}{DL} + \left(\frac{\partial \rho}{\partial T} \right)_{T_0} \right) (T - T_0) &= 0 \end{aligned}$$

従つて $T - T_0$ を消去して

$$\rho - \rho_0 = (ac + S) \rho_{0w} \left(1 - \frac{\left(\frac{\partial \rho}{\partial T} \right)_{T_0}}{\frac{K}{DL} + \left(\frac{\partial \rho}{\partial T} \right)_{T_0}} \right) = \frac{(ac + S) \rho_{0w}}{1 + \frac{DL}{K} \left(\frac{\partial \rho}{\partial T} \right)_{T_0}} \quad \dots\dots (11)$$

が得られるが、これは雲粒の温度と大氣の温度とが同じとみなした時に比べ、凝結速度が

$$F(T_0) = \frac{1}{1 + \frac{DL}{K} \left(\frac{\partial \rho}{\partial T} \right)_{T_0}} \dots\dots\dots (12)$$

倍であることを示している。Fの値としては T₀ の各値に對し第2表のように與えられる。

又 α は吸湿性物質の種類によつてきまる常數で、これを第3表に掲げる。

食鹽溶液滴中の溶質の質量を m' (gr) 水の密度を d (gr/cm) とすれば濃度 c は

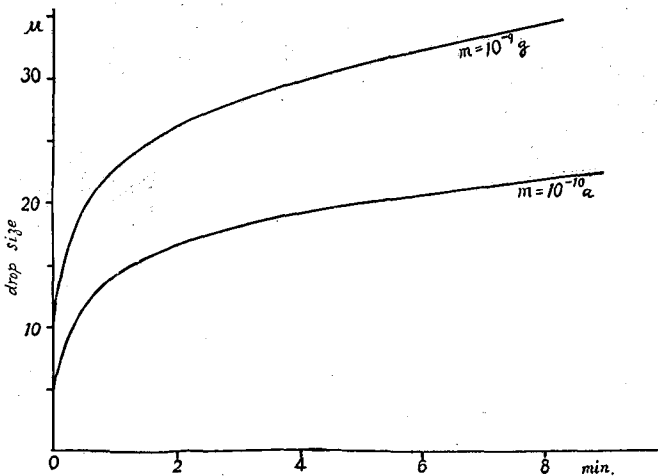
$$c = \frac{3m'}{4\pi r^3 d}$$

成長の初期に於ては $ac \gg S$ であり、S はきめられないから之を無視すれば、(8) 式は次のようになる。

$$\frac{d}{dt} \left(\frac{4\pi}{3} r^3 d \right) = 4\pi r D F a c \theta_s \dots\dots\dots (13)$$

又は $\frac{dr}{dt} = \frac{3am' DF \theta_s}{4\pi r^4 d^2} \dots\dots\dots (14)$

吸湿性物質として NaCl を用いた場合、T=10°C とし、m'=10⁻¹⁰gr (飽和溶液滴の半径約 5μ), m'=10⁻⁹gr (飽和溶液滴の半径 10μ) の場合について夫々その成長速度を計算すると第1圖のようになる。但し t=0 の時は飽和溶液になつてゐるとする。ここでは $ac \gg S$ とした



第 1 圖

第 2 表

T ₀ (°C)	-20	-10	0	10	20	30
F	0.83	0.70	0.56	0.42	0.30	0.17

第 3 表

	NaCl	MgCl ₂	CaCl ₂
飽和水溶液濃度 (%)	26	50	42
これと平衡する大氣温度	75	38	35
α	0.962	1.24	1.55

が實際には雲の中が過飽和になつてゐるため、大粒になつてから (半径で約3倍以上位) の成長はもう少し速い。然し何れにしても數分後の生長は可成り徐々であつて、凝結だけでは雨をつくることはできない。

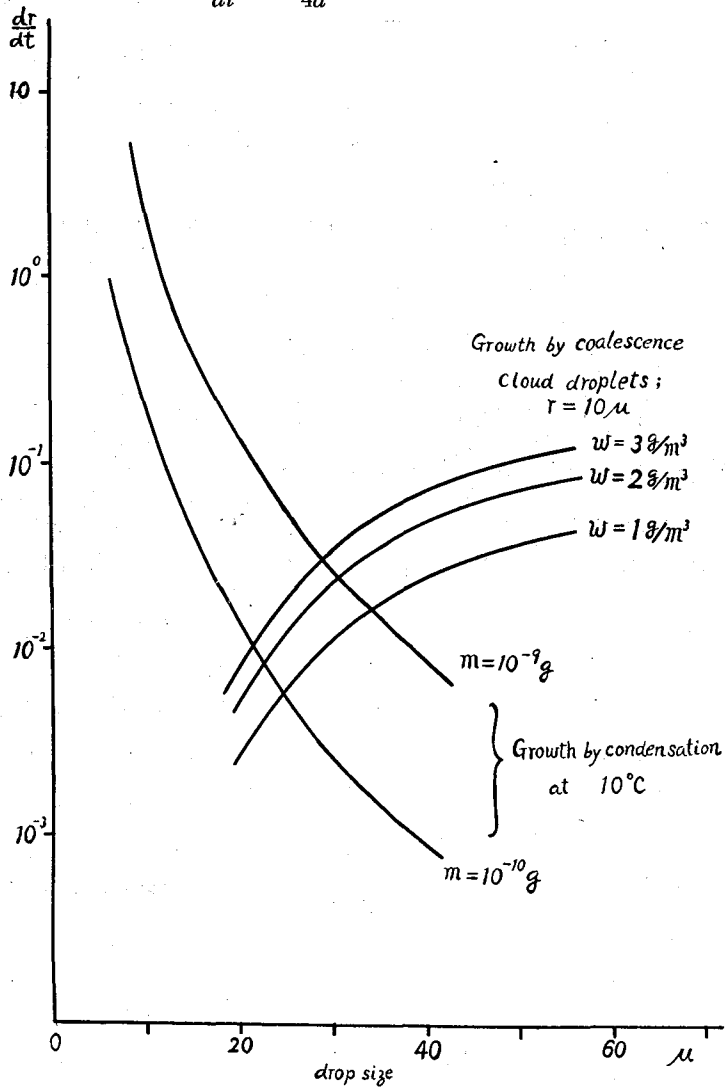
4. 併合 (衝突) による成長

雲の頂上が氷點に達しないような暖かい雲からも降水の

起り得ることが見出され、殊に熱帯地方ではこのような雲からも強い驟雨の降ることがレーダーなどで屢々観測されるようになってきた。これは雲の中に特に大きな雲粒ができ、十分な捕捉率を持つようになると、他の小さな雲粒を併合して雨粒になると考えられている。(併合説) この場合併合による成長は最初の中はゆつくりであるが、雲滴の落下速度が増し粒径が大きくなるにつれて成長速度は急速に増大する。この計算は Langmuir & Blodgett⁽⁶⁾ の捕捉率 E 又はこれに補正を施したもの (Ludlam⁽⁷⁾) を基として多くなされている。

半径 r 、質量 $\frac{4}{3}\pi r^3 d$ の水滴が霧水量 w (g/cm³) の雲中を、雲滴に対する相対速度 v (≡水滴の落下速度) で落下するとすれば、その成長の割合は

$$\frac{dr}{dt} = \frac{wvE}{4d} \dots\dots\dots (15)$$



第 2 圖 凝結と併合とによる雲粒の成長速度の比較

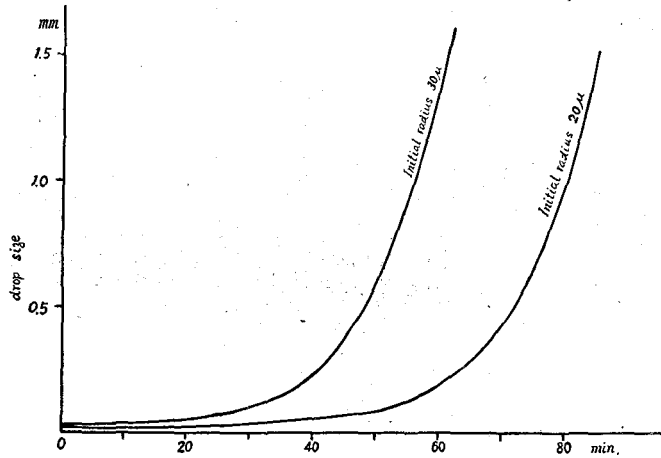
で與えられる。 E は雲粒の半径と水滴半径 r とによるが、ある厚さの雲の層の中では雲粒半径を一定とすれば、 E は r のみの函数となる。⁷⁾ 今雲粒の半径を 10μ とし、 $w=1, 2, 3\text{ g/cm}^3$ の場合について成長速度を求め、これを凝結による成長と比較すると第2圖のようになる。

$m'=10^{-9}\text{ g}$, $m'=10^{-10}\text{ g}$ の場合、凝結による成長速度は共に $t=4\text{ min}$ 、位(その時の溶液滴の半径は夫々 30μ , 20μ である。)で併合による成長速度と等しくなり、それ以上は併合による生長が遙かに大きくなる。

初めの粒徑を 20μ ($m'=10^{-10}\text{ g}$), 30μ ($m'=10^{-9}\text{ g}$), $T=10^\circ\text{C}$, $w=1\text{ g/cm}^3$, 雲粒の半径 10μ の場合について、(15) を積分して、

$$t = 4d/w \int_{r_0}^r dr/vE \dots\dots (16)$$

を得、これによつて成長を時間について示したのが第3圖である。これから一定の大きさ r に達するに要する時間は霧水量に逆比例し、又雲滴の大きさが小さいと増すことがわかる。



第3圖 併合による雲滴の成長
(積雪中の霧水量; 1 g/m^3),
(雲粒の半径; 10μ)

5. 積雲の底に入つて後の吸湿性粒子の成長

雲底に達した吸湿性粒子は最初の間は凝結によつて成長するが、數分後には併合による生長の方が速い程度の大きさになる。即ち $300\sim 400\text{ m}$ 程度入つた所から併合による成長が始まるが、雲底上の高さとの關係を求めれば、上昇氣流の速さを u (m/sec) として、

$$\frac{dz}{dt} = u - v \dots\dots\dots (17)$$

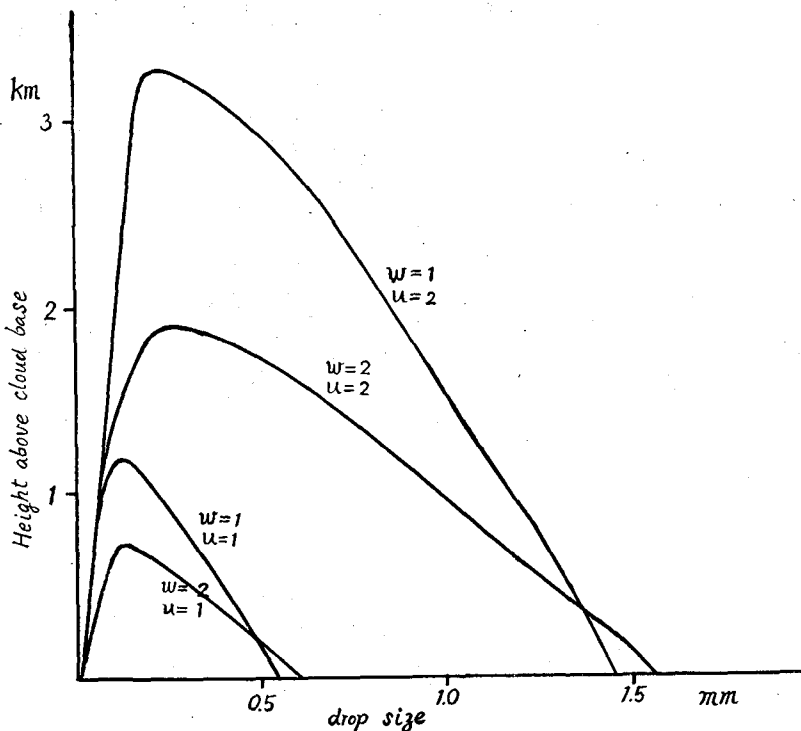
(15) 及び (17) 式より dt を消去すると

$$\int wdz = 4d \left[u \int dr/Ev - \int dr/E \right] \dots\dots\dots (18)$$

が得られ一樣な霧水量と上昇氣流を假定すれば、これから雲の中における水滴の成長が計算出来る。第4圖は $w=1, 2\text{ g/cm}^3$, $u=1, 2\text{ m/sec}$ の場合を示したものである。

6. 人工降雨への應用

上に述べたことから明らかのように、 10^{-9} g (NaCl の飽和溶液滴の半径 10μ) 程度の粒子を雲底に送りこむと、普通の上昇氣流と含水量を持つ雲からは降雨が起り得ることがわかる。不



第4圖 積雲中におけるNaCl溶液滴の生長

$$\left(\begin{array}{l} m = 10^{-9} \text{ g (飽和溶液滴の半径 } 10 \mu) \\ T = 10^{\circ}\text{C} \quad w = 1, 2 \text{ g/m}^3 \\ u = 1, 2 \text{ m/sec.} \end{array} \right)$$

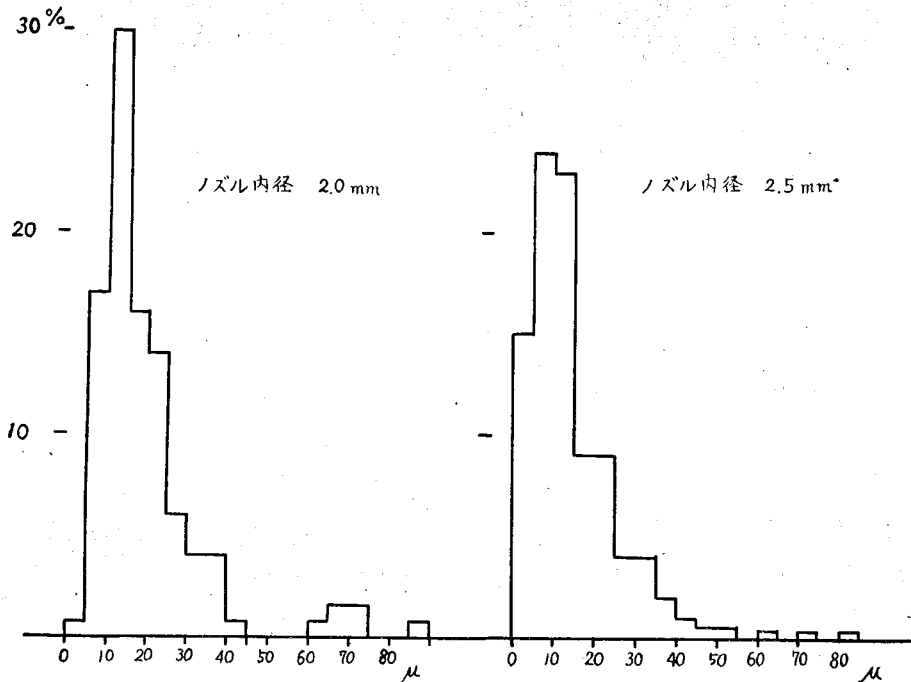
安定な成層からの雨の場合に必要な氷晶核の数は H. P. Palmer 等によれば 1~10/litre の程度であつて、吸濕性粒子が水滴雲からの雨の原因である (Woodcock, Ludlam) とすれば、矢張り同程度の数の核が必要であらう。Woodcock の観測によれば、1400 m 位の上空で 10^{-10} g 以上の核の数は 1~5/litre、 10^{-9} g 以上の核の数は 0.01~0.05/litre である。 10^{-10} g 程度の粒子では餘程雲が厚くないと降水を起すことは難かしく (第3圖)、従つてこの方法を人工降雨に用いるに當つては、是非とも 10^{-9} g 以上の粒子を 1~10/litre の程度積雲中に種播きすることが必要になつてくる。

北海道に於ても夏の最盛期には積雲の雲底は 1.2~2.0 km であるのに對し、沃化銀が氷晶核として有効に働く -5°C の氣層は 5~6 km の高さにある。従つて雲頂が氷點下に達しなくても尙充分な厚さを持つた積雲が存在し得ることになり、このような雲に對しては沃化銀法は全然期待されないが、吸濕性粒子によれば降水をもたらすことも可能であらう。又この方法では紫外線による粒子の變質を恐れる必要もない。

以上のような見地から筆者らは、札幌管區氣象臺、旭川測候所、北海道學藝大學旭川分校、北海道電力會社の協力を得て昨年夏、沃化銀法と共に食鹽の飽和溶液を微水滴にして噴射する

方法とを用いて人工降雨實驗を行つた。夏の積雲型の雲を對照とすること、實用的な點を考へに入れて選ばれた實驗地は石狩川の上流域を含む大雪山系である。

食鹽の微粒子を用いるにしても、固体にして放射する方法と水溶液の微小水滴を用いる方法とが考えられる。第一の方法は Schaefer⁸⁾ 等によつて行われているが技術的に容易でないので、我々は飽和の微小水滴にして噴射する方法を用いた。1 馬力の Compressor で 6 kg の壓力にした空氣を用いて、内徑 2 mm の Spray Gun から水を噴射させた結果、直徑 10 μ 程度のものが最も多く、この大きさは Compressor の壓力や Gun を調節することによつて變えられることが分つた。このような豫備實驗を基として、現地では 5 馬力の Compressor を用い 2 個の Gun を並列にして溶液を噴射するようにした。Spray Gun は内徑が夫々 2.0 mm 及び 2.5 mm の二つのものを同時に使用したが、壓力は初めの豫定よりも少し低く 4~5 kg/cm² で、現地でも溶液滴の大きさを測定した結果、直徑 15 μ 程度のものが最も多かつた。(第 5 圖) 液滴



第 5 圖 食鹽飽和溶液滴の粒徑分布

の大きさの頻度分布から求めた液滴の数は、雨の成長に役立つと思われる直徑 10 μ 以上のものは、1 cc の溶液につきおおよそ 10^9 個であつた。實驗中溶液の噴射速度は 1 時間に 15 l 程度であつたから、噴射された有効粒子数はおおよそ 10^{11} 個/sec であつた。先に述べた Shaefer 等の方法では、1 μ の大きさのものが 10^{11} 個/sec 放射されているが、このように小さい粒子を地上から放射しても殆んどその効果は期待されず、又その数も我々の場合に比べて同程度であるから、溶液を用いる方法の方が優れていると思われる。

次に問題になるのは、直径 15μ というような大粒の粒子が高い所まで上昇できるかという問題である。1947 年以來、Woodcock 等は大氣中の海鹽核を觀測しているが、その結果によると、大粒のものは小粒のものに比べてずっとその數は少ないけれども、尙直径 20μ 程度のものが 1400 m 上空でも觀測されている。この觀測で興味のあることは、大粒のものと小粒のものとの數の割合は 1μ から 20μ 程度の範圍に亘つて高さには殆んど關係しないことである。いかえれば、可成り大粒の粒子でも小さいものと同じように大氣中に上昇し浮遊できるということである。我々の場合には一層有利な條件が二つあつて、それは發射地點が大雪山系の中腹に當り（江卸發電所の東約 3 km 、忠別川右岸の丘の中腹、標高約 500 m ）、可成りの上昇氣流があること（無浮力氣球による觀測から屢々確かめられた）と、もう一つは地面附近の濕度は積雲の發達し易い場合には 75% 以下のことが少なくないことである。このような場合には液滴は蒸發して小さくなる。直径 15μ の水滴の落下速度は 8 mm/sec であるから少しの上昇氣流がありさえすれば落下する恐れはない。

實驗は 7 月下旬から現地で準備を始め、8 月 4 日短時間試射を行つた後 6 日から 19 日までに、雨の爲實驗できなかつた 15、17 日を除いて沃化銀法 12 回、食鹽法 7 回の放射實驗を行つた。以上二つの方法は同時に發射することなく、特に沃化銀の變質の恐れのある直射日光のあるような場合には食鹽法を用いた。

7. 實驗の概況と判定結果

實驗全般に亘る詳しい経過については他に報告したので⁹⁾、ここには食鹽法によつたものの概況だけを述べる。

實驗現地では全期間を通じ、測風氣球による上層風觀測が屢々行われ、又地上の風向、風速、氣温、濕度、雲の状態等は詳しく觀測された。旭川測候所ではラジオゾンデによる高層氣象の觀測を隨時行い、又 16 耗映畫攝影機によつて積雲の發達狀況等も調べた。この地域では眞夏の主風向は南西で、放射された粒子が流れて行く風下の大雪山東北側には多くの觀測點が求められない憾みがあるが、大雪山を中心とし約 150 km 四方の區域内にある 110 の觀測所に依頼して、7 月 27 日から 8 月 25 日までの毎日の天氣、風、降水量、降水記事、附近河川の水位又は流量を觀測、報告を受けるようにした。降水量は若干の點には自記雨量計を置いたが、大部分は當日 9 時から翌日 9 時までの日降水量によつた。

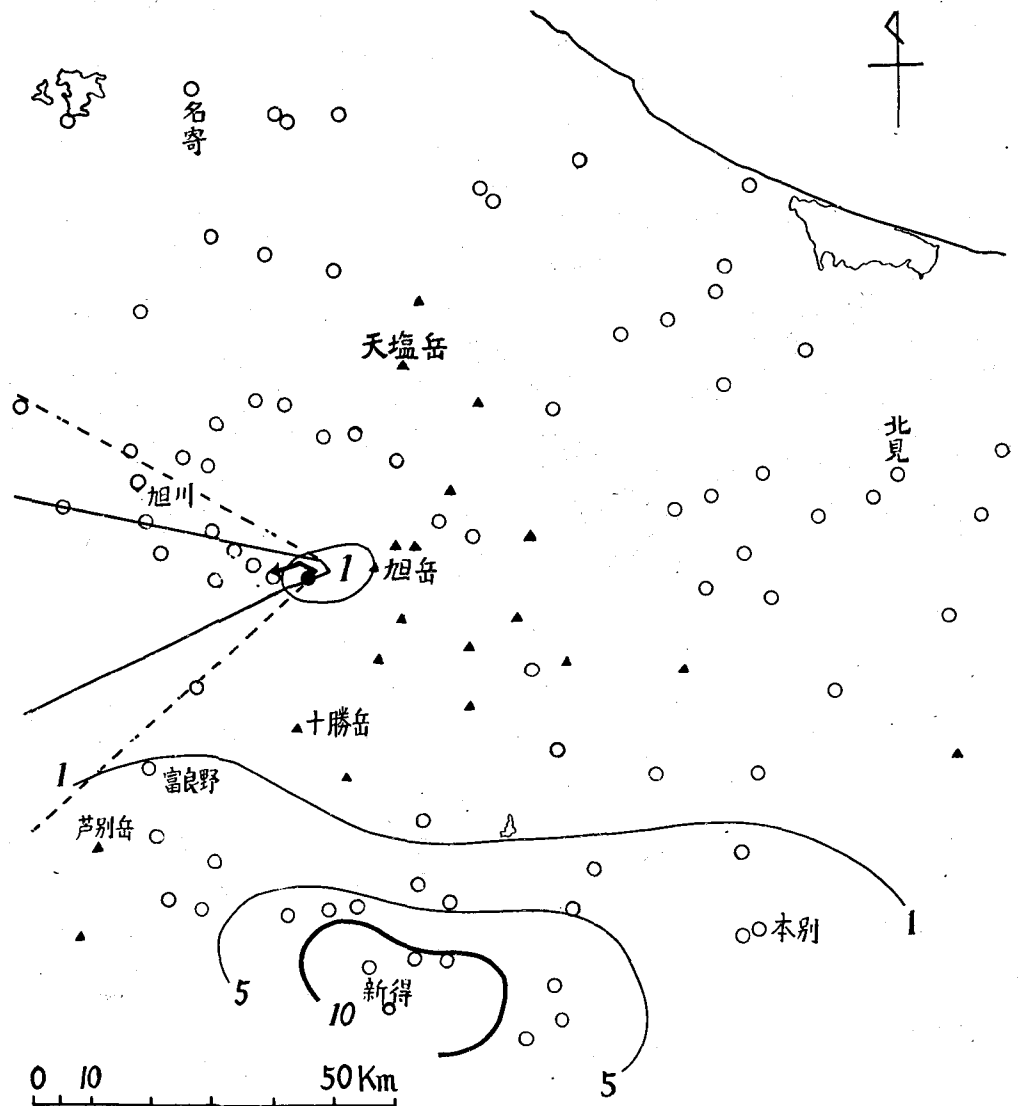
(1) 8 月 6 日 (第 6 圖)

この日北海道はカムチャッカ南方から南西に張り出した高氣壓の圏内にあつたが、日中ごく弱い局地的の低壓部が北海道中部を東に進んでいた。先ず 9h 46m から 14h 13m まで沃化銀による種まきを行い、14h 17m から 17h 05m まで食鹽法で實驗した。日中は山岳方面に積雲が多く發達し實驗に好適の日であつた。6 日 9 時から 7 日 9 時までの降水量は第 6 圖の通りであるが、大部分の雨は 6 日夜から 7 日早朝にかけて通過した寒冷前線に伴つて降つたもので

上の湿度は 60% 近くまで低下した。食鹽水の噴射は 13h 40m から 15h 40m まで行われたが、雲は益々消散する傾向にあり、高層氣象の観測によれば大氣は乾燥し成層は安定であつた。この日殆んど各地共降雨なく種まきの効果は全くないことがわかつた。

(3) 8 月 9 日 (第 7 圖)

颱風が北海道の南東海上を北東に進んできた爲午後次第に雲は低くなつてきた。食鹽法による種まきは 13h 40m から始められたが、發射地點を含めこの附近一帯にだけ 1~2 耗程度の驟雨が 16h 頃から降つた。1 km 以下の風は W, 以上の風は E で共に弱かつたので、發射地點にまで降水があつたのは不思議ではない。發射地點の雨滴は 0.5~1.2 mm のものが最も多

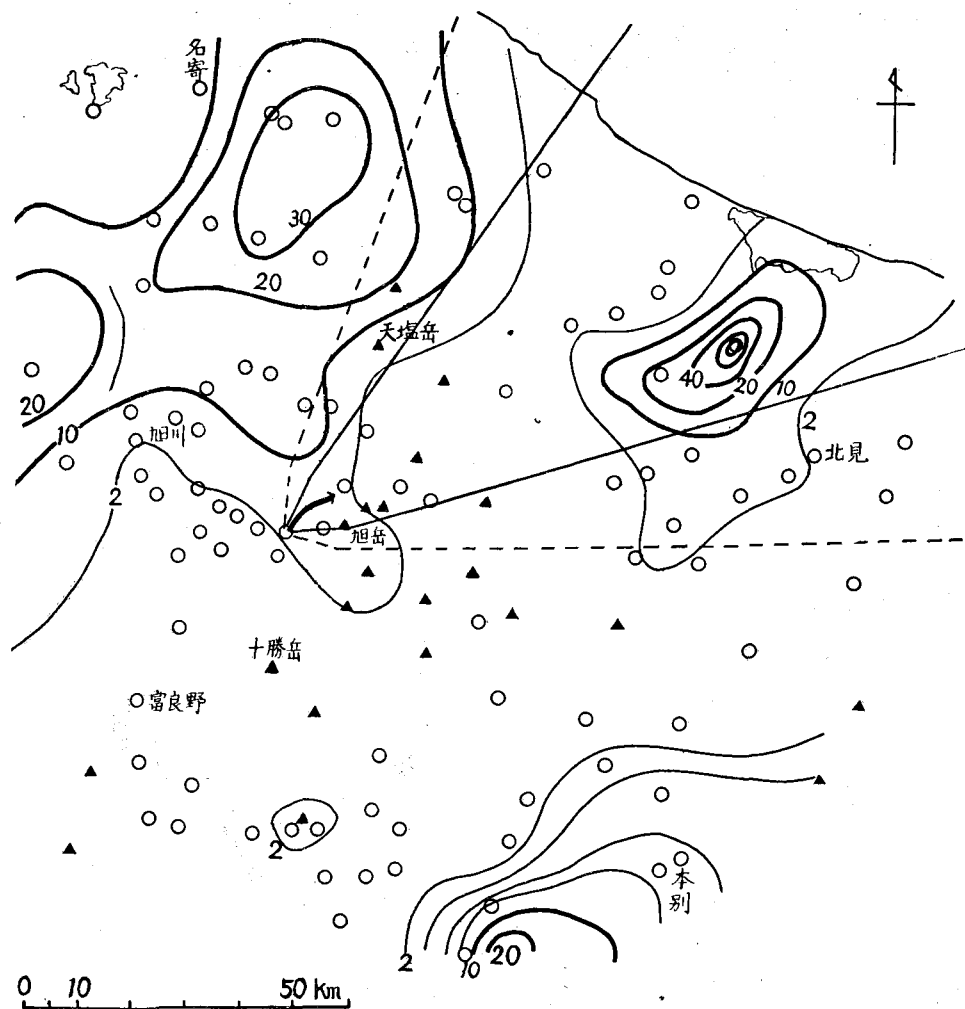


第 7 圖 8 月 9 日 降水量

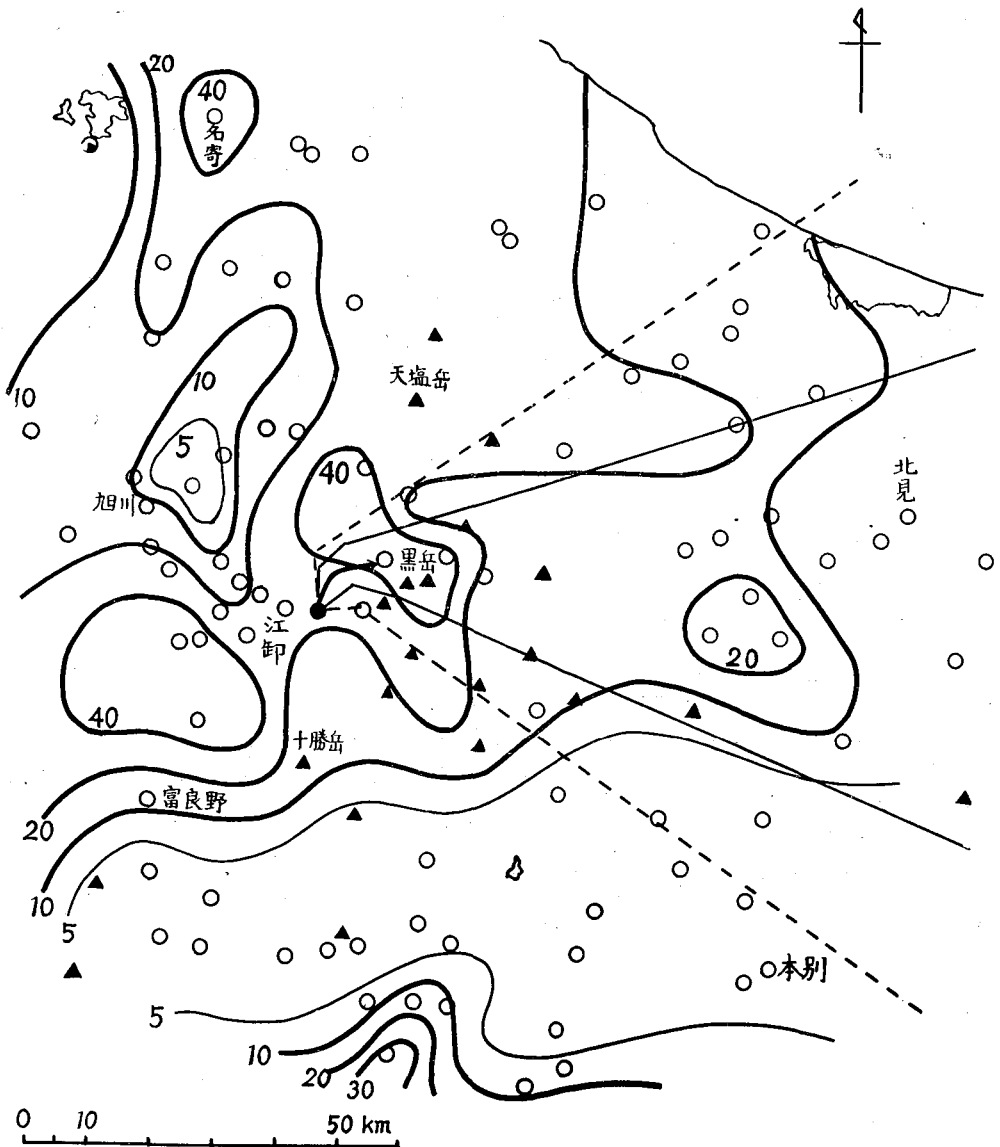
かつた。(第4圖参照) 要するに量こそ少なかつたがこの日の降雨は種まきの効果と考えていいだろう。

(4) 8月12日 (第8圖)

夜に寒冷前線が通過したので大部分の雨は夜から翌日早朝にかけて降つたものである。種まきは13h20mから食鹽法で行われたが、發射地點のNNE方面に當る天鹽岳方面にかけ旭川から密雲が見られた。又觀測點が少ないためはつきりしないが、瀧の上では12hと18hの間に渚滑川が1mも増水している點からして、その上流地方には午後強い驟雨があつたと想像される。この日上層風は下層で南、上層で南西風が強かつたので効果があつたとすれば可成り遠方まで及んだと思われる。



第8圖 8月12日降水量



第 9 圖 8 月 14 日 降水量

(5) 8 月 14 日 (第 9 圖)

實驗に好適の日であつて各地に雨が降つた。食鹽法による種まきは 10h 50m から始められた。15h 20m に無浮力の氣球は發射點のやぐらの上から NE の谷に沿つて上流に進み、急な谷を上つて更に上の C_0 雲に入るのが觀測された。この觀測によると C_0 雲の下でも 2~3 m/sec の強い上昇氣流のあることがわかつた。雨量自記紙の解析によれば、この日の粒子の流されたと思われる區域には他の地方とは獨立の降水が認められた。又降水量の極大もこの風下區域に當つている。それ故この日の種まきによつて可成りの効果があつたものと認められる。

8. 統計的判定への考察

人工降雨の効果判定は長期に亘る多数の實驗を行つて、これから統計的に歸納するのが最も信頼出来るものとされ、この方面についても色々の試みがなされて來ている。特に Langmuir 等による Periodic Seeding¹⁰⁾の方法は興味あるものである。一方我國に於ても、關西電力の手によつて I.B.M. 統計機による可成り大がかりな統計が行われてきてゐる。¹¹⁾

筆者等が今回行つた實驗は期間も短かく、又最初から統計的取扱いに供する意圖も持たなかつたので、資料の採り方等にも色々と不備な點が多かつたのであるが、今後の實驗段階への目安を得るため一應の檢定を行つた。

種まきが降水に及ぼす効果を抽出するには種まき以外の影響を消さなくてはならない。これらの影響としては

- (1) 天氣圖で表現されるような“全般的天氣狀態”
- (2) “土地のくせ”

が考えられる。

(1) については、今回の様な廣範圍の地域が各實驗日毎に必ずしも同一の天氣狀態にあるとは考えられないが、“實驗日別の統計”をとることによつて (1) は一應消去されるものとした。(2) については日降水量の年平均をもつて統計にかけることとした。即ち、全觀測點中大部分のものは臨時に觀測を依頼したもので過去の資料が得られないため、24 の區内觀測所の資料によつて過去4年の平均雨量を求め、先ず實驗地區を三つの等雨量地帯に分け、これによつて全觀測點の日降水量年平均比を計算した。

平年日雨量の取り方も、平年月降水量を (I) 月の總日數で割るか、(II) 平年降水日數で割るかの問題がある。雨は毎日平均して降る譯ではないから (II) の方が適當であるが、降水日數の増加をもみようとするれば (I) の方が良いと云える。然し乍ら今回の短期間の實驗で (I) はそれ程意味がないので (II) の方法のみによつた。

發射された粒子の擴散方向は次のようにして決定した。前に掲げた等雨量圖 (第6圖～第9圖) 中發射地點から伸びる矢印は、旭川の高層氣象觀測及び現地の上層風を基として、地上から濕潤不安定になる高度までは 1 m/sec、それ以上 -5°C になる高さまでは 10 m/sec の上昇速度で粒子が運ばれるとした時の、粒子の軌跡である。(沃化銀の場合は矢印の尖端ではじめて作用することになる。) -5°C 層以上ではこの高さの風向に流されるものとした。水平の擴散については、觀測點の最も遠いものでも 100 km 程度であるので吹走距離に比例するものとし、擴散の角度としては 40° 、この範圍内を食鹽或いは沃化銀粒子の作用地域とし、その兩側に 10° ずつの中間地帯を置いて、更にその外側全部を不作用地域とした。

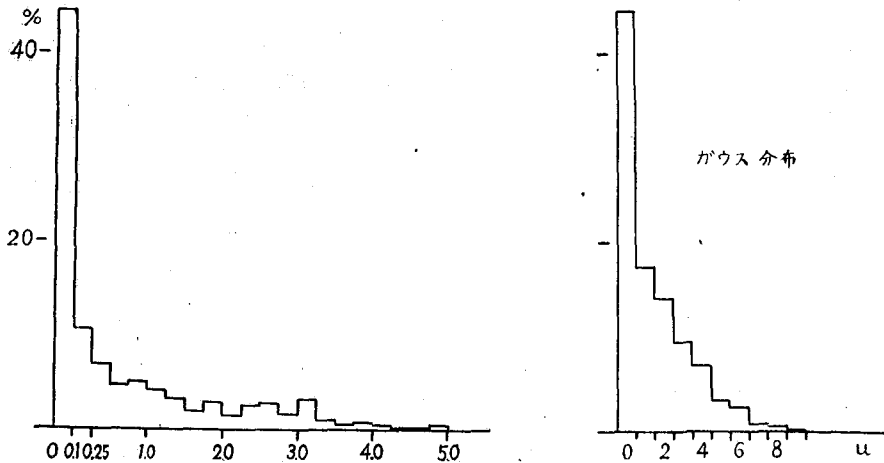
この作用地域、不作用地域とについて各實驗日毎の日降水量年平均比を比較し、

- (1) 兩者の平均値の差の有意性の檢定 (t 檢定)

(2) 分散分析による検定

の両方を行つた。

この際、よく知られている様に降水量分布は正規分布をしないので、平年比 (y) を次表のように區切つて新しい變數を u と名づけた。分布の例は第 10 圖に示す通りであつて $u=0$ の部分を除き大体ガウス分布に近くなる。



第 10 圖 日降水量平年比頻度分布

第 4 表 正規化のための變數變換

u	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
y	0~0.1	0.1~0.5	0.5~1.25	1.25~2.25	2.25~3	3~3.25	3.25~4	4~4.75	4.75~6	6~10

検定の結果は第 5 表の通りである。表中「作用」「不作用」の欄は、夫々作用地域、不作用地域の日降水量平年比を u の値で示したもので、「t 検定」「分散分析」の數値は夫々 t 表、F 表によつたものである。更に判定の + は危険率 20% で有意と判定されたもの、0 は危険率 20% 以内では有意と判定されぬもの、- は逆に不作用地域の方が降水が多く 20% の危険率で有意と判定されたものである。

第 5 表

月	日		作 用	不 作用	t 検 定	分散分析	判 定	自由度 n
VIII	6	沃化銀, 食鹽	1.96	1.61	1.03	0.94	0	84
	7	沃化銀	0	0.52	1.86	3.14	-	87
	9	食鹽, 沃化銀	0	0.41	1.06	1.08	0	88
	12	食 鹽	2.06	1.08	1.35	2.00	+	79
	13	沃化銀	3.56	3.42	0.18	0	0	87
	14	食 鹽	2.60	2.30	0.46	0.75	0	81

この結果からみれば + は僅か 1 日で、種まきの効果はつきりと認められるには至らないが、この推計學的判定も前節の綜觀的判定とは大体同じ傾向にあると云えよう。殊に統計的方法のためには更に長期の實驗が必要であり、放射時間についても氣象状態に拘わらず朝から夕方まで連続放射することが望ましい。(今回の實驗では多く午後の 3~4 時間に限られた。) 又噴射粒子の擴散範圍についても、無浮力氣球を數多く放す等の方法によつてもつと確かめる必要があり、更に發射點からの距離による粒子の濃度別檢定も試みる必要があらう。

最後に沃化銀法と食鹽法とを比較した場合、實驗回數が少ないのではつきりしたことは言えないが、食鹽法によつて降水をもたらした日の方が多く、夏の積雲型の雲を對照に種まきをする時には、この方法は可成り有効なものと考えられる。

9. あ と が き

本稿は故萩原教授の昨年仙臺での氣象學會講演ノートをもとにし、これに大雪山に於ける人工降雨實驗報告を附け加えて小林がまとめたものであり、先生の意圖を誤りなく傳え得られれば幸いである。

終りに實驗に協力いただいた各位、並びに本稿を閲讀願つた低温科學研究所助教授黒岩大助氏に心から感謝を述べる。尙、本研究に要した費用の一部は、文部省科學研究費によつたものである。

文 献

- 1) F. H. Ludlam 1951 The Production of Showers by the Coalescence of Cloud Droplets. Q. J. R. Met. Soc., 77, 402.
- 2) A. H. Woodcock 1952 Atmospheric Salt Particles and Raindrops. Journ. Met., 9, 200.
- 3) H. K. Weickmann and H. J. aufm Kampe 1953 Physical Properties of Cumulus Clouds. Journ. Met., 10, 3.
- 4) 同 上.
- 5) 木下誠一 1953 飽和水蒸氣中における吸湿性粒子の成長速度の測定. 低温科學, 第 12 輯. p 113
- 6) Langmuir and Blodgett 1945 Mathematical Investigation of Water Droplets Trajectories. G. E. Research Laboratory. Contract W-33-038-ac-9151.
- 7) I. Langmuir 1948 The Production of Rain by a Chain Reaction in Cumulus Clouds at Temperature above Freezing. Journ. Met., 5.
- 8) Schaefer 1953 Final Report Project Cirrus. Part I.
- 9) 北海道電力株式會社 1953 人工降雨實驗報告.
" 1954 未發表.
- 10) I. Langmuir 1953 Final Report Project Cirrus Part II. Analysis of the Effects of Periodic Seeding of the Atmosphere with Silver Iodide.
- 11) 大阪班 1953 人工降雨實驗. 第 5 報 (大阪).

Résumé

There have hitherto been a number of careful studies (either theoretical or observational) on the formation of rain drops in warm colud with large hygroscopic particles as nuclei. It is generally accepted that hygroscopic particles in a convective cloud cause the condensation to occur in the initial stage and the droplets thereby grown to a certain extent continue to develop by coalescence with other smaller droplets.

In the present work, the degree of supersaturation in a convective cloud was first estimated by making use of Weickmann and Kampe's observational data on the physical properties of cumuls clond, and then the growth of water droplets around hygroscopic particles by condensation and coalescence was studied. It was concluded that a droplet containing more than about 10^{-9} g of sea salt will be able to become a rain drop in convective droplet-cloud.

Applying this result to the artificial precipitation, we seeded cumulus cloud with sodium chloride particles sprayed from groundbased generators. The effect of seeding was critically analysed from both synoptic and statistical points of view.