



Title	雪結晶ゾンデによる降雪雲の事例解析
Author(s)	入川, 真理; IRIKAWA, Shinri; 遠藤, 辰雄 他
Citation	低温科学. 物理篇, 43, 101-112
Issue Date	1985-03-18
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/18504
Type	departmental bulletin paper
File Information	43_p101-112.pdf



雪結晶ゾンデによる降雪雲の事例解析*

入川 眞理

(北海道大学大学院理学研究科)

遠藤辰雄・山田知充・若浜五郎

(低温科学研究所)

(昭和59年10月受理)

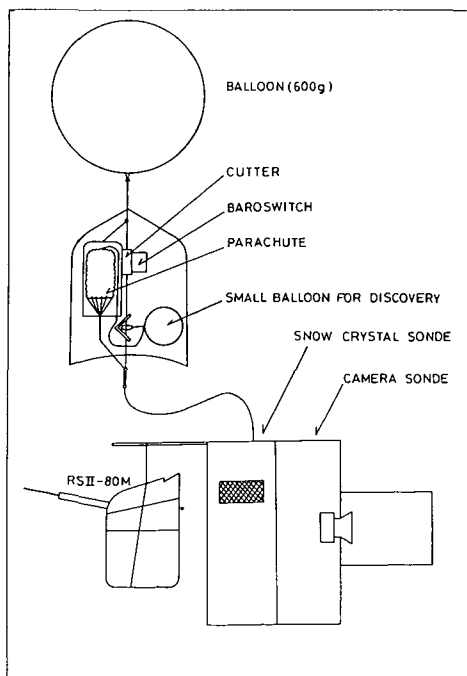
I. 諸 言

降雪雲における雪粒子の形、数、大きさの鉛直分布およびその時間変化を知ることが、降雪雲の構造および降雪形成過程を明らかにする上で重要な情報となる。雪結晶ゾンデはこの目的のために有効な手段の一つである。従来、Magono et al¹⁻²⁾, Lee and Magono³⁾, Magono and Lee⁴⁾らは雪結晶ゾンデを用いて多くの観測を行い、雲内の気象状態と雪の結晶形の関係を明らかにした。われわれはこれらの研究をもとに、さらに雪雲の微物理過程を明らかにしようという目的で1982-83年の冬以来、ゾンデとレーダによる降雪観測を行ってきた。ここでは1982年12月-83年3月に行った一連の観測のうち2例について雪結晶ゾンデのデータを解析し、さらにその結果を利用しつつ簡単なモデル計算を行い、雪粒子の落下にいたる履歴を求め観測結果と比較、検討した。以下にそれを報告する。

II. 観測方法

観測に用いたゾンデは、上空における降雪粒子の鉛直分布を得るための雪結晶ゾンデと気象要素を測定するためのRS II 80 Mレーウインゾンデおよび雪片の空間濃度を測定する目的で試作された空中カメラの三種類である。

雪結晶ゾンデはMagono and Tazawa⁵⁾によるものをもとに、ここでは開口面積を大きく



第1図 降雪観測用ゾンデの概観

* 北海道大学低温科学研究所業績 第2638号

し、フィルム速度を速くし、かつ通風口をもうけて捕捉率を上げるように改良した。

RS II 80 M ラジオゾンデから送られてくる上層のデータは、マイクロコンピュータを用いて自動処理されることにより、各高度における気温・湿度・風向・風速がリアルタイムで得られる。

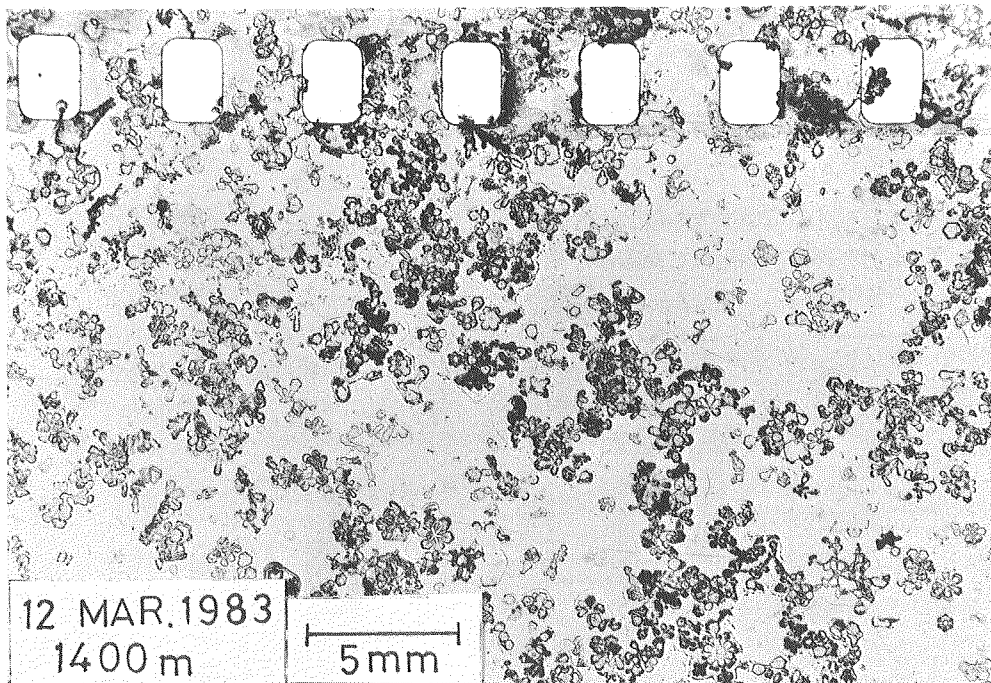
空中カメラは35 mm 全自動カメラをタイマーにて約13秒毎に撮影するものである。

これらは第1図に示すように一体化して、600 g の気球にて飛揚した。これらは回収を必要とするので、予定の高度に達するとバロースイッチによる通電により、ナイロン索を焼切り、気球を放してパラシュートで落下する様に工夫した。また回収率を高めるため、赤い小気球(ヘリウム入り)も一緒にとりつけた。これらがまきついて離れなくなる事故を防ぐためにポリエチレンの袋に納め、パラシュートの上に赤い小気球が繋がって落下する様に工夫した。その仕掛けは第1図に示す通りである。

回収には方向探知用の小型受信機を用い、無線によりゾンデの位置情報を受けながら、落下地点へ車で急行した。

得られた雪結晶のレプリカはマクロフォト撮影装置で接写し、四つ切りに引き伸して解析した。第2図にその一部を示す。

飛揚は当研究所の屋上で行った。



第2図 雪結晶ゾンデにより得られた雪のレプリカの写真, 1983年3月12日 高度1400 m

Ⅲ. 結 果

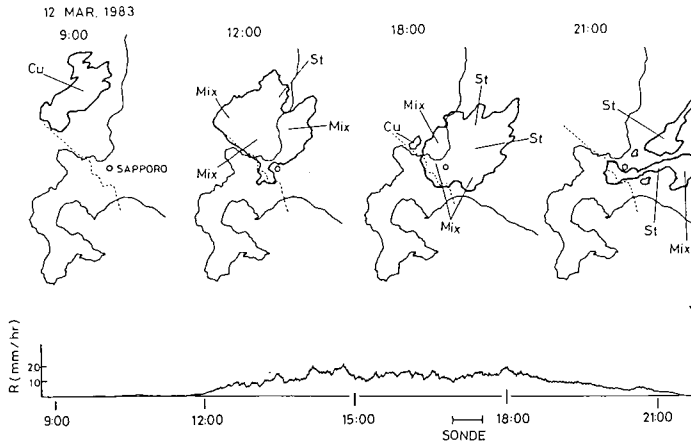
ここでは雪結晶ゾンデの記録状態が、比較的良好な二例について報告する。

Ⅲ-1. 1983年3月12日の事例

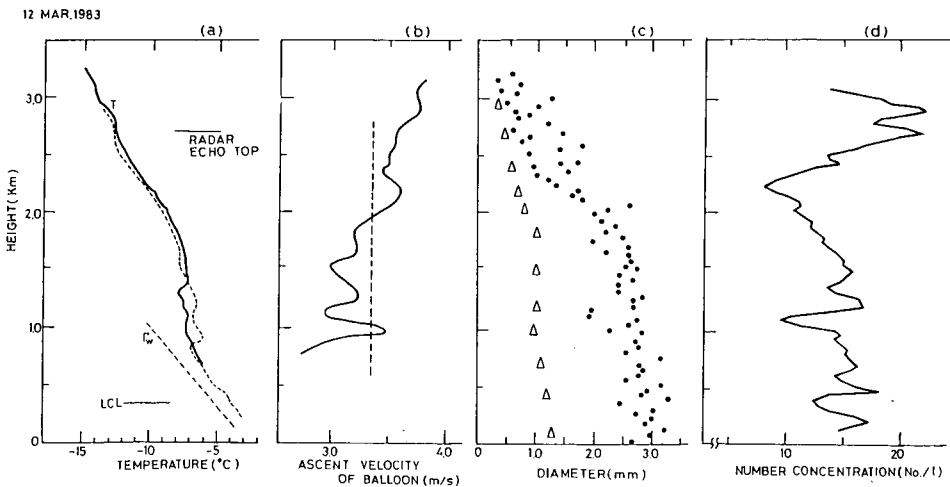
当日は日中、低気圧が樺太中部を通過し、その影響で札幌では12時から21時にかけて、持続的な降雪があった。

第3図は、このときの札幌管区気象台のレーダーエコーのスケッチと、当研究所に設置した視程計により得られた降雪強度の時間変化を示したものである。これらのエコーは対流の弱い層雲タイプである。

ゾンデは一連の降雪の末期にあたる17時に飛揚され3200 mまで上昇した後降下した。

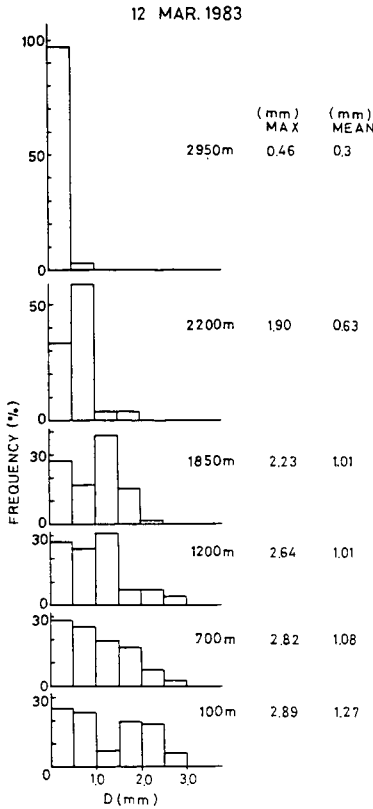


第3図 上、札幌管区気象台のレーダースケッチ
下、視程計により得られた降雪強度の時間変化

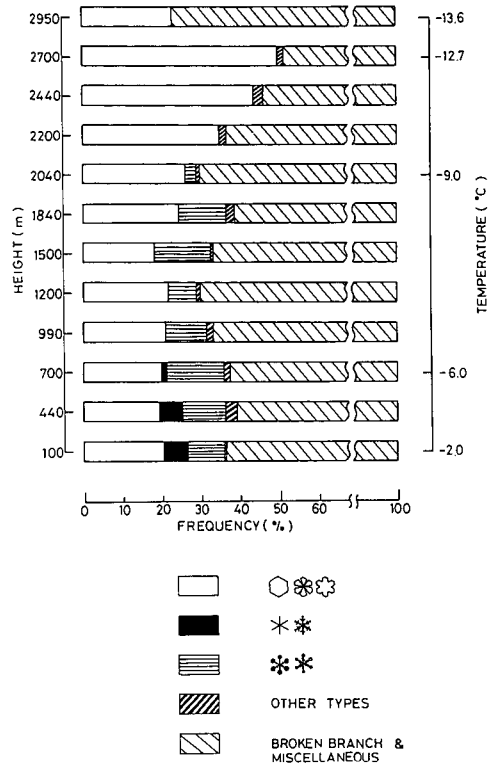


第4図 気象要素と雪粒子に関する高度分布

- (a) 気温
- (b) ゾンデ上昇速度
- (c) 雪粒子粒径の高度変化
黒丸：最大粒径
三角：平均粒径
- (d) 数密度の高度変化



第5図 各高度における粒径分布
 高度の右の数字は最大及び平均粒径



第6図 各高度における結晶形の頻度分布

第4図の(a)は得られた気温の鉛直分布で、実線は上昇中に、点線は下降時に得られたものである。気温減率は湿潤断熱減率 Γ_w よりゆるやかであり、このときのゾンデの経路に沿った大気が安定であったことを示している。図のエコー頂の高さはREI断面写真から求めたもので、雲頂は一般にこれより高く、3300 mまで雪結晶(氷晶)が観測されている。このことから、それを雲頂高度とした。また雲底は持ち上げ凝結高度(図中のLCL)より高くゾンデの消失時刻から1000 mと計算された。

第4図(b)はゾンデの上昇速度の高度変化を示す。図の中央の破線はゾンデの最高到達高度を、そこまでの所用時間で割ることより得られた平均上昇速度で、この直線より右は相対的に上昇流域、左は下降流域とみなすことができる。上空ほどゾンデの上昇速度が速くなり、また下層ほど下降流が速くなっていることがわかる。

この観測で得られた雪の結晶形は第2図に示すように広巾六花など比較的形の整ったものが多かった。

第4図(c)は雪結晶ゾンデで採集した雪粒子の粒径と高度の関係を示したものである。黒丸は最大粒径、三角は平均粒径を示す。

雪粒子は落下しながら成長しているのが、また高度2000 m近辺に成長速度の不連続が認

められる。第4図(d)は雪粒子の数濃度分布を示す。雪の上層部では下層に比べ数濃度が高い。

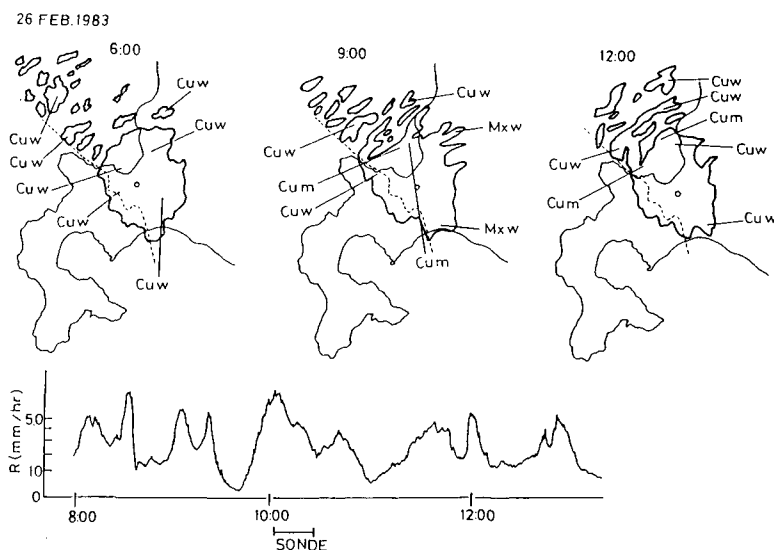
第5図に各高度での粒径分布を示す。第4図(c)と同様、落下と共に分布の巾が広がり、大きな粒子の数が増加している。高度1200 m以下の低層では直径が3 mm 近くの大きな雪粒子も観測されている。

第6図は各高度における結晶形の頻度分布である。この観測で得られた雪の結晶形は、Magomo and Lee⁶⁾の分類によると15~16種類にもなるので、ここでは枝先の結晶形に着目して大きく5種類にまとめた。この図でわかるように、樹枝状六花は高度700 m以下、温度では -6°C 以上の高度だけに観測され、本来、樹枝状六花が生成、発達する -15°C 近辺、高度で3000 mの高さのところには全くみられなかった。この理由としては、ゾンデが上昇する経路と雪の落下の軌跡が異っていること、樹枝状結晶と角板結晶の発生源が異なり、各々の発生源の気象条件が異っていたことが考えられる。

III-2. 1983年2月26日の事例

この日の気圧配置は典型的な冬型であったが、さらに石狩湾に小低気圧が発生したため札幌地方は2月26日から27日にかけて豪雪に見舞われた。

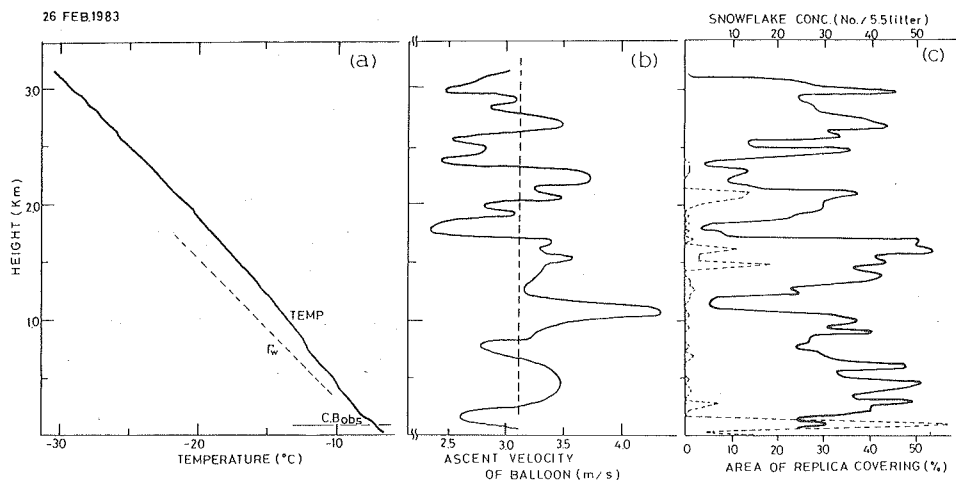
第7図は2月26日午前、札幌管区气象台で得られたレーダーエコーのスケッチと、われわれが観測した降雪強度の時間変化の一部である。これから巾10~20 kmのエコーがトランスパーソナル・モードに配列して、石狩平野に続々と侵入して、断続的に強い降雪をもたらしたことがわかる。



第7図 上：札幌管区气象台のレーダースケッチ
下：視程計により得られた降雪強度の時間変化

第8図(a)にゾンデにより得られた上空の温度分布を示す。大気は1000 m 付近までは安定、それ以上の高度では、やや不安定になっているのがみとめられる。

同図(b)はゾンデの上昇速度の鉛直分布で上昇速度の変化の巾がかなり大きいことがわかる。第4図(a), (b)と第8図(a), (b)を比較すると、層雲型と積雲型の雲の対流の違いが良くわかる。

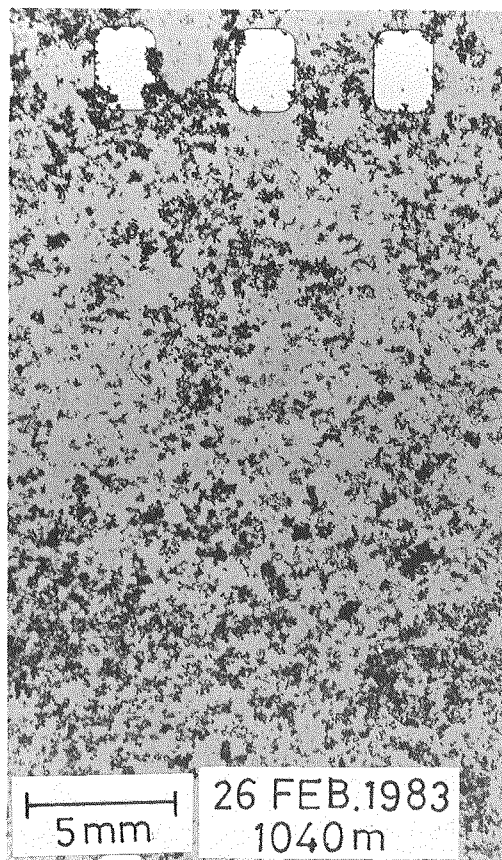


第8図 気象要素と雪粒子に関する高度分布

- (a) 気温
 (b)ゾンデの上昇速度
 (c) 実線：画像解析装置により得られたフィルムのレプリカにおおわれた面積の割合
 点線：空中カメラより得られた雪片の空間密度

第8図(b)の中央の破線は第4図(b)と同様に引いた平均上昇速度で、これより1000 m付近に最も強い上昇流の場が存在していたことが認められる。

このときの雪粒子の形状は、雪結晶ゾンデに捕えられたものも地上で採取されたものも、全体の約9割以上に雲粒が濃密に付着したアラレ状のものであった。特に雪結晶ゾンデにより捕えられた雪は地上から上空までの間、大きさと形状とがすべて同じであり、結晶形が判別されない不定形の粒子の痕跡が全面をおおっていた。その写真を第9図に示す。このように数濃度を計数することは難かしいので、画像解析装置を用いて写真上の雪粒子によっておおわれた面積の割合、すなわち被覆度を測定し、それにより数濃度の大小を定性的に調べた。その結果を第8図(c)に実線で示す。図中の破線は空中カメラにより得られた雪片の空間濃度の高度分布であるが、両者を比較すると数濃度の高度分布が良く一致している。この集計法が妥当であることが確



第9図 雪結晶ゾンデより得られた雪のレプリカ写真、1983年2月26日 高度1040 m

かめられた。

第10図は、地上で採集した数個の雪片をほぐし個々の雪粒子について粒径を測定した結果である。0.7~1mm程の小さな粒子が卓越していて、粒径分布の中も3月12日の場合に比べると狭い。また採集した時間の違いで最頻粒径は最小0.4mmから最大1.2mmまでの間を変動していたことがわかる。

IV. 考 察

以上二つの事例についてのべたが、これらと比較してみると降雪の様式と雪粒子の種類、及び結晶形などがかなり異っている。これは主に層雲型と積雲型という雲の性質の違いからもたらされたものであろう。そこで雪の降り方、雪粒子の形状などの違いが何によって生ずるかを吟味するため上述の観測および解析の結果を用いて雪粒子の成長の履歴を計算によって推定することを試み、その結果と実際の現象を合せて検討してみる。

IV-1. 計算の方法

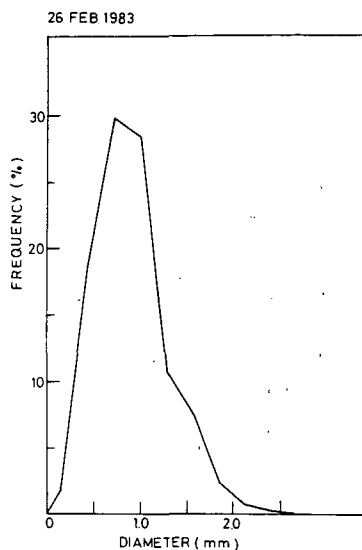
雪粒子の成長の履歴の計算としては、Heymsfield⁷⁾が巻雲を構成する氷晶についてかなり緻密に行った例がある。しかし、われわれの場合、対象とする雲のスケールが大きいので大気状態の設定が困難であり、また雪粒子の成長過程も非常に複雑なので、ここでは下記のようないくつかの大きな仮定を設けて計算を行った。

1. ある高度における気温・気圧・風速・上昇下降流の大きさは水平方向に対して一様であるとする。
2. 雪粒子は上昇流中でのみ成長し、下降流中ではそれまでの大きさを維持する。
3. 雪粒子の空間濃度、粒径分布は考慮せず、直径が $10\mu\text{m}$ の大きさから出発する一つの粒子について追跡する。
4. この雲内の大気中の湿度は常に水飽和とする。
5. 雪粒子の成長過程としては水蒸気の昇華凝結 (deposition) によるものだけを考える。

この5の仮定は雲粒付のはげしかった2月26日の場合には適当ではないが、凝結して折出する雲粒が、きわめて効率よく付着するものとみなすことのできる例であったので、微物理過程は別として、成長則がそのままつかえるとしてみた。

計算の手順は、まず成長方程式より一定時間ごとの粒子の質量を求め、その時の終端落下速度を計算し、上昇流下昇流と落下速度による相対速度から、その時間間隔ごとの落下又は上昇距離を求める。それらを繰り返し積算していくことにより、ある高度を出発した雪粒子が成長しつつ地上に達するまでの履歴を求めることができる。

基本となる成長方程式は



第10図 雪片の構成粒子の粒径分布
1983年2月26日13:50~14:30
の間に採取された数個の雪片
をほぐすことにより得られた
もの

$$\frac{dm}{dt} = 4\pi C \sigma f_m / f(T) \quad (1)$$

$$f(T) = \frac{JL^2M_w}{KRT^2} + \frac{RT}{DM_wP_i(T)}$$

である。ここで

C : 雪粒子の形状に依存する定数

$$D : \text{拡散係数} \left\{ = 0.211 \times \left(\frac{T}{273.15} \right)^{1.94} \left(\frac{1013.25}{P} \right) [\text{cm}^2 \text{s}^{-1}] \right\}$$

f_m : 通風に関する定数

J : 熱の仕事当量

K : 大気熱伝導係数

L : 昇華の潜熱

M_w : 水の分子量

P : 大気圧

$P_i(T)$: 氷表面における飽和蒸気圧

$P_w(T)$: 水表面における飽和蒸気圧

R : 気体定数

T : 絶対温度

$$\sigma : \text{氷に対する過飽和度} \left\{ = \frac{P_w(T)}{P_i(T)} - 1 \right\}$$

これらのうち、 $C \cdot D \cdot f_m$ についてはHall and Pruppacher⁸⁾によって詳しく説明されているので、ここでは省略する。

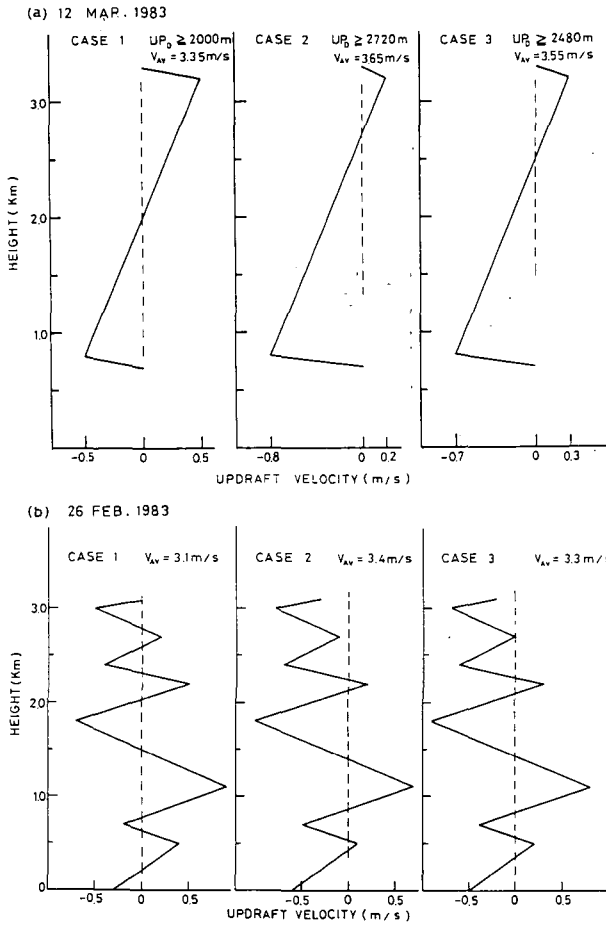
雪粒子の落下速度は

$$V = \frac{R_e \cdot \nu}{d} \quad (2)$$

であり、 d : 雪粒子の直径、 R_e : レイノルズ数、 ν : 空気の動粘性係数、を示す。ここでは R_e は雪粒子の質量・密度を用いて表わすことが出来る。この降雪粒子の落下速度については梶川⁹⁾が詳しく述べている。

上空の気温・上昇下降流などは観測より得られた実際のプロファイルに従い、それを簡略化したものを用い、これを高度の関数として表わして計算に組み込んだ。高度と気圧の関係は測高公式をそのまま用いた。

上昇流下降流の大きさは、平均上昇速度からの偏差として求めることが出来る。しかし平均上昇速度は、われわれがゾンデ観測を行った上空3kmまでの平均値を用いたので、さらに上空まで観測を行えば、その値が異なる可能性がある。平均上昇速度が変われば、それに伴って上昇流下降流の大きさも変わり、降雪粒子の成長速度に大きな影響を与えることが考えられる。そこでここでは平均上昇速度を三通りに設定した。それらの上昇下降流のプロファイルを第11図に示す。



第11図 上昇速度のプロファイル
 (a) 第4図(b)を簡略化したもの
 (b) 第9図(b)を簡略化したもの
 各々ケース1から3まで平均上昇速度 V_{AV} が異なっている

IV-2. 計算結果と考察

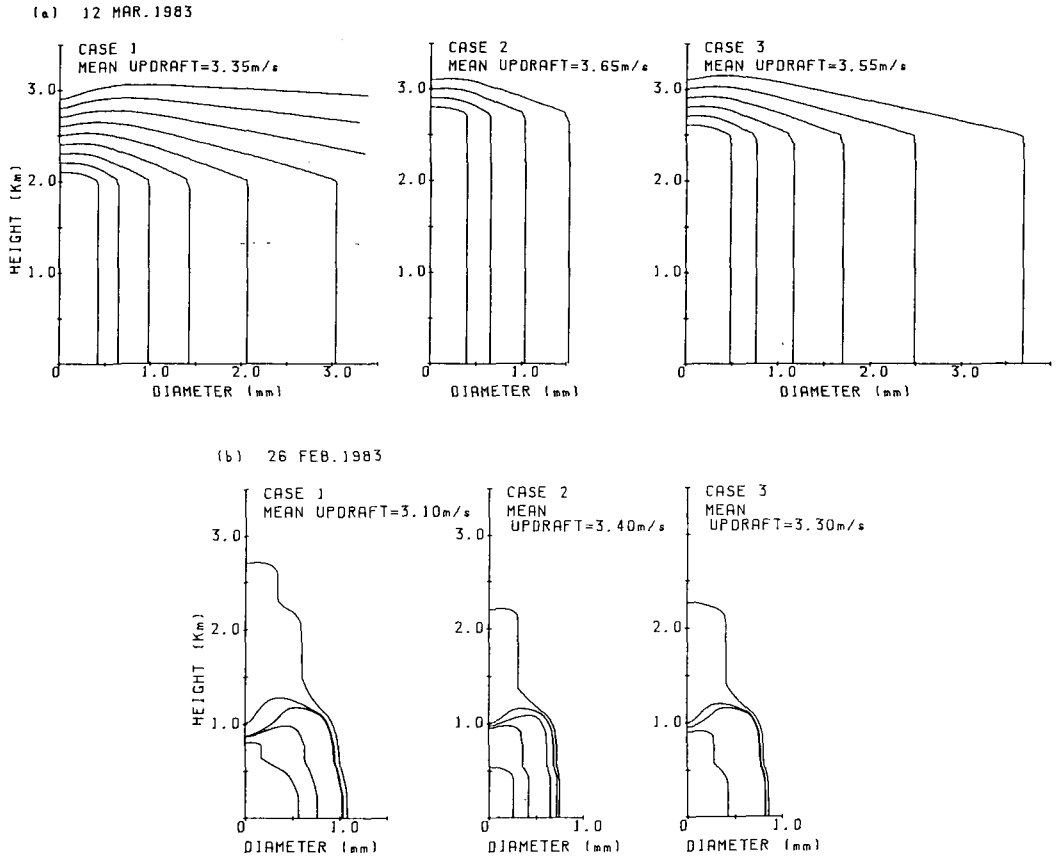
第12図に、初期の直径が $10 \mu\text{m}$ の雪粒子がさまざまな高度を出発してから地上に到着するまでの粒径の変化を、上記3月12日と2月26日のばあいについて計算し、その結果を夫々第12図(a), (b)に示す。いずれの場合も三通りの平均上昇速度について示してある。

まず、3月12日の場合、図の(a)の3つの図を見てわかるように、出発高度が高いほど最終粒径が大きくなる。またケース1からケース3まで平均上昇速度の違いにより地上に達する時の粒径分布の巾にかなりの開きがあることが認められる。この日観測された粒子径は最大で3mm程度であり、さらにこの日の雲が層雲型で対流性が乏しいことを考え合せると、これら3通りのうち、ケース2が観測結果によく合っているといえよう。

次に図の(b)の2月26日の計算結果は、(a)とはかなり異なり、3000~1000 mの間のいずれの高度から出発した粒子もほぼ同じ大きさの粒径に成長する。従って地上における粒径分布の巾

も(a)に比べると狭く、大きくても1mm前後であり大きく成長することが出来ない。このような計算結果は、速い落下の降雪粒子が多いこと、及び粒径分布の巾が狭いというこの日の降雪の特徴と一致している。

次にこのような結果が得られた理由を、観測結果と比べながら検討する。



第12図 計算による雪粒子の成長履歴

- (a) 3月12日の観測結果及び第11図(a)のプロファイルを用いて計算された雪粒子の直径の高度変化
 (b) 2月26日の観測結果及び第11図(b)のプロファイルを用いて計算された雪粒子の直径の高度変化
 Case 1～3は第11図の Case 1～3に対応している

第12図(a)を得るのに使用した上昇流のプロファイル(第11図(a))からわかるように、上昇流は上層ほど大きい。それゆえ雪粒子は上空から出発するほど上昇流中に長時間滞在できることになる。そのため上層から出発するほど大きな粒子に成長出来るであろう。

一方(b)では、種々の高度から出発した粒子がほぼ同一の粒径に成長するのは、高度1000m付近に強い上昇流が存在するからであろう。(第11図(b))。下層に大きな上昇流があるため、それより上では、さまざまな粒径を持つ粒子も、その上昇域に入るとなかなか落下できない。上昇流に打ち勝つだけの大きな落下速度をもつ大きさに成長して、始めて落下できるからである。そ

のため、この高度で粒径が揃い、またある大きさ以上の粒子には成長出来ないであろう。また計算では考慮していないが、雪粒子の数濃度がかなり高かったことも個々の粒子の成長をおさえる結果になったと考えられる。

この高度1000 m 付近の上昇流域は、観測結果を詳しく検討したところ、不安定な気塊が自から上昇しているのではなく、1000 m 以下の下層の逆向きに進む大気層がクサビの働きをして、北西からくる雲がこれに沿って滑昇する強制上昇であると推定される。一般の冬型気圧配置の時に下層にこのような大きな上昇域が出来ることが少く、従ってこの様な例は珍しいと思われる。

この計算は大きな仮定をしているが、夫々の場合の粒径分布の特徴を良く説明する結果を得ることができた。また粒径分布の違いは上昇流・下降流の構造の違いによって生じることが計算結果と実測との吟味から推定された。

V. ま と め

雪雲内部での雪粒子の成長、落下など、降雪の微物理過程を調べる目的で1982—83年冬期、雪結晶ゾンデ観測により、雪雲内部での雪粒子およびレーウインゾンデにより気象要素の観測を行った。本論文では、そのうち1983年3月12日および同年2月26日の降雪について得られた解析結果とその考察について述べた。

3月12日の例は低気圧の暖域に発生した層状雲からの降雪であり、形の整った板状結晶が観測された。その粒径分布の中は広く、最大粒径は3 mm 程度であった。

一方2月26日は対流雲からのもので冬型気圧配置のもと石狩湾に発生した小低気圧の影響により大雪をもたらした対流性の雲からの降雪であった。ゾンデで採集された雪粒子は上層から下層まで全て雲粒が濃密に付着しており形状もはっきりしないアラレ状のものであった。粒径は1 mm 前後のものが大部分を占めていた。

これらの結果に基き、この二つの場合について雪粒子の成長の過程を計算で求めたところ観測で得られた粒径分布とよく一致することがわかった。また層状雲と対流雲からの降雪の粒径分布の違いをもたらす原因の一つは夫々の雪雲内部の上昇・下降流の構造の違いであることが推定された。

本研究は筆者の一人、入川真理の北海道大学大学院理学研究科修士課程地球物理学専攻における修士論文のテーマとして進められたものが中心となっている。

研究を進めるにあたり、協力を頂いた本研究所降雪物理学部門の藤吉康志博士、大学院生小西啓之君、また、雪結晶ゾンデの製作に際し有益な助言を頂いた金属工作室の松本慎一氏に対し心から感謝の意を表します。

文 献

- 1) Magono, C., K. Kikuchi, C. W. Lee, T. Endo and T. Kasai, 1964 An observation of snow crystals and their mother cloud (Investigation of natural snow crystals V). *J. Fac. Sci., Hokkaido Univ.*, VII, 2, 123-148.
- 2) Magono, C., K. Kikuchi, T. Kimura, S. Tazawa and T. Kasai, 1966 A study on the snow

- fall in the winter monsoon season in Hokkaido with special reference to lowland snowfall (Investigation of natural snow crystals). *J. Fac. Sci., Hokkaido Univ.*, VII, 3, 287-308.
- 3) Lee, C. W., and C. Magono, 1967 On the vertical distribution of snow crystals in relation with conditions revealed by two point radiosonde soundings. *J. Meteor. Soc. Japan*, 45, 343-352.
 - 4) Magono, C., and C. W. Lee, 1973 The vertical structure of snow clouds, as revealed by "Snow Crystal Sondes", Part II. *J. Meteor. Soc. Japan*, 51, 176-190.
 - 5) Magono, C., and S. Tazawa, 1966 Design of "Snow Crystal Sondes". *J. Atmos. Sci.*, 23, 618-625.
 - 6) Magono, C., and C. W. Lee, 1966 Meteorological classification of natural snow crystals. *J. Fac. Sci., Hokkaido Univ.*, VII, 4, 321-365.
 - 7) Heymsfield, A. J. '1957 Cirrus Uncinus generating cells and the evolution of cirriform clouds. Part III: Numerical computations of the growth of the ice phase. *J. Atmos. Sci.*, 32, 820-830.
 - 8) Hall, W. D., and H. R. Pruppacher, 1976 The survival of ice particles falling from cirrus clouds in subsaturated air. *J. Atmos. Sci.*, 33, 1995-2006.
 - 9) 梶川正弘 1974 降水粒子の落下速度について, *天気*, 21, 317-332.

Summary

To collect basic data concerning microphysics of snow clouds, the following were observed in the Ishikari Plain, Hokkaido, from February to March, 1983: the vertical distributions of snow crystal shape, size, number concentration and relative value of the up- and the down-draft, as well as the vertical profiles of air temperature, humidity, wind speed and direction. A newly designed sonde system was used; it consists of a snow crystal sonde and an ordinary radio sonde with a land-based real-time data processor.

In this paper, we pay attention to two typical types of snow clouds, the one caused under the monsoon pattern and the other under the low pressure pattern in the synoptic scale, observed on February 26 and March 12, respectively. The results follow:

In the former case, snowfall intensity varies sharply and periodically with the time attributed to the cyclic landing of a convective cloud cell from the Sea of Japan to the Ishikari Plain, the snow particles mainly consisting of the graupel and the range of size distribution being fairly narrow with the maximum size of some 1 mm at the ground level. On the other hand, in the latter case, snowfall continues with almost constant intensity, falling from snow clouds of the stratus type; the shape of snow crystal varies from the hexagonal plate in the top of the snow clouds to the dendrite at the ground level; the particle size at the ground level disperses rather in a wide range with the maximum size of some 3 mm.

For explaining the obvious difference of crystal size distribution at the ground level in the two cases, the growth of the individual initial crystal with the original size of 10 μm was simulated by the well-known crystal growth equation at every level of a snow cloud on reasonable assumptions from the observed profiles of air temperature, humidity and the up- and the down-draft. Concludingly, it is revealed that the structure of both drafts of air mass between the top of a snow cloud and the ground is the most important factor in determining the size distribution of snow particles at the ground level.