

雲物理から雲科学へ*

藤 吉 康 志**

1. はじめに

1974年に刊行された気象研究ノート「雲物理特集I～III」では、氷の物性、雲核・氷晶核、雪結晶と雪片・あられ・ひょうの生成についてまとめられており、当時は、「雲物理」とは「雲の中で起こる物理・化学過程」を研究し、「降水機構の解明」を目指す学問であった。その後、観測手段と計算機の急速な進展によって、「雲物理」単独での研究は少なくなり、例えば、メソスケールの雲システムの研究に関連して「雲物理過程」も議論されるようになった。しかし、空間分解能の高い全球あるいは領域雲解像モデルが開発されている現在でも、雲の取り扱いが極めて不十分である。地球温暖化や局地的豪雨・突風災害など、雲が介在する多様な大気現象の再現および予測精度を高めるためには、様々なスケールの気象モデルの中で、「雲物理過程」をいかに適切に扱うかが重要課題である。

以下では、紙数が極めて限られたため、北大低温研に助手として採用された1980年から現在まで、私が関わった旧来の「雲物理」研究についてのみ解説する。本稿に含めることができなかつた重要で興味深いトピックには、雲凝結核から雲粒スペクトルの成長までの実験および詳細モデル開発¹⁾、エアロゾル-雲解像モデル-3次元放射モデルの結合、また、航空機やドップラーレーダーなどの大型の装置を用いて行ってきた豪雨・豪雪発生メカニズムなどがある。

2. 雪結晶に関する研究

赴任時の低温研では、黒田（以下敬称略）と古川が、氷晶表面に存在する擬液体層の研究を進めてお

り、中谷宇吉郎以来謎であった温度による氷晶の晶癖変化（平板と角柱の変化）を、理論的に解釈しかつ実験的に確認することに成功した。その功績によって黒田は権田（東京理科大、当時）と共に1984年度の日本気象学会賞を受賞した。なお、現在は、氷の結晶成長機構は、分子動力学シミュレーションによって大きな進展が見られている²⁾。また、それまでの雪結晶の成長実験は、厳密には下地の上で成長させた霜の実験であった。そこで、高橋（庸）（現：北海道教育大）は、福田（ユタ大）が開発した低温型鉛直風洞を用いて、完全に空中に浮かんだ状態での雪結晶の成長実験を行い、質量や大きさの成長速度と同時に落下速度も測定した^{3,4)}。これは、結晶成長と雲物理を結びなおす重要な研究成果であった。

一方、雪結晶の成長実験の多くは、中谷以降も -40°C より高い気温条件下で行われていたが、自然界ではそれよりも低い気温で生成される氷晶も存在する。赴任前年に参加した厳冬のカナダのイヌヴィックで行った、POLEX (Polar Experiment)-Northの観測の際に、「カモメ型」や「御幣型」など、菊地（北大理学部、当時）が命名したユニークな名前をもつ低温型雪結晶⁵⁾を見ることができ、低温型雪結晶の併合成長も論じた⁶⁾。その後、温暖化に果たす巻雲の重要性が強調されて以来、巻雲の形成過程およびその構成粒子である低温型雪結晶の成長過程に関する研究が進展中である^{7,8)}。我が国では、気象研が中心になってJACCS (Japanese Cloud-Climat Study) (1991～1999)を立ち上げ、HYVIS (Hydrometeor Video-sonde)という特殊ゾンデを用いて巻雲の直接観測を行うことに成功した^{9,10)}。HYVISは、航空機観測が必ずしも充実していない我が国では、今も有力な雲内観測装置である。最近では、気象研が雲生成チャンバーを作成し、気温 -100°C 、気圧30 hPaまでの様々

* From cloud physics to cloud science.

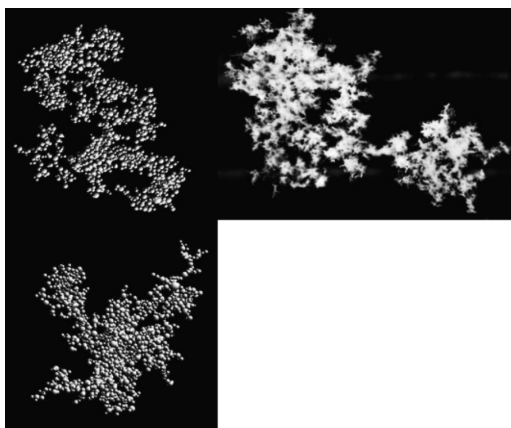
** Yasushi FUJIYOSHI, 北海道大学低温科学研究所。
© 2007 日本気象学会

な条件下での氷晶の生成・成長実験を行っている。

3. 雪から雨へ

「形の科学会」が発足した1985年頃になると、マンデルブロが命名したフラクタルという言葉がほぼ定着した。私は、複雑な形をした雪片こそ形の研究としては面白いと考えていたが、空中に浮かんだ状態で雪片の形を定量的に測定する方法が見つからなかった。そこに、露出時間を変えた2台のビデオカメラで、雪片の形と落下速度を同時に自動観測する装置が村本(現：金沢大)によって開発され¹¹⁾、フラクタル次元を初めとした雪片の形状研究が進展した¹²⁾。一方我々は、モンテカルロ法と衝突併合モデルを組み合わせたモデルによって、雪片成長のシミュレーションを行った¹³⁾。このモデル雪片は実際の雪片の形状を良く再現しており(第1図)、またフラクタル次元も観測値に近い値が得られた。ただし、形の変化に伴う種々の落下運動パターン¹⁴⁾が雪片の併合成長に及ぼす効果までは、考慮しきれていない。ちょうどこの論文を発表した頃、「雪は天から送られた手紙」の英訳が話題になっており^{15,16)}、私が偶然みつけた論文中¹⁷⁾に書かれていた“the snow crystal is a hieroglyph from the heavens”が、今のところ一番古い文章とのことである。また、「雪は天から送られた手紙」であるならば、雪片は巻物と言えるので、我々の論文の紹介記事に roll という単語を用いた。

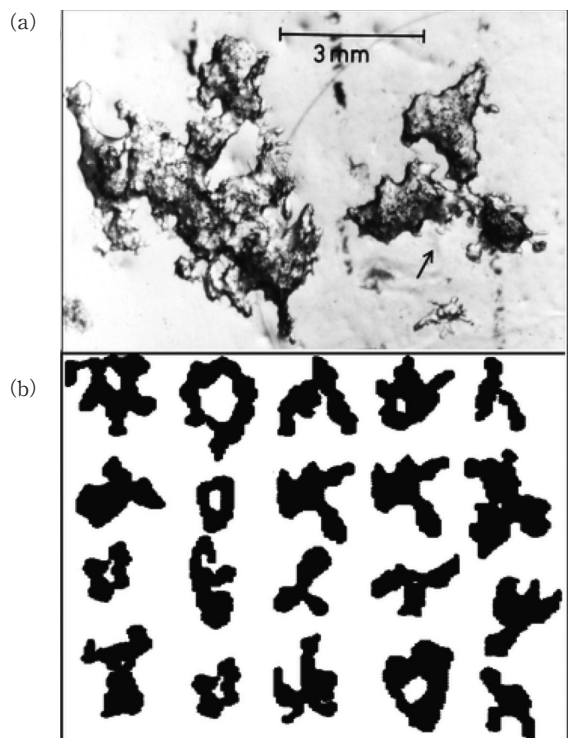
村本の装置はその後改良され、雪片の落下運動パターンも測定できるようになったが、個々の雪片内の



第1図 左側の上下2枚は、モデルでシミュレーションした疑似雪片のトップビューとサイドビュー¹³⁾で、右側が実際の雪片のトップビュー²⁰⁾である。

空隙や融解粒子を捉えるのには若干難がある。そこで我々は、2003年に2次元のビデオ粒子測定システム(2-Dimensional Video Distrometer)¹⁸⁾を導入して、雨滴や雪片を問わずあらゆる降水粒子の形状と落下速度の連続観測を開始した。第2図は、地上で実際に受けた霰粒子の画像(第2図a)¹⁹⁾と2DVDの画像(第2図b)を並べたものであるが、小さい小片に分裂する直前と思われる霰粒子の形がよく捉えられている。また、降水粒子が雪から雨に遷移していく過程での、降水粒子の大きさと落下速度の関係の時間変化を調べたところ、雪片の平均落下速度は融解が進むにつれて増加しているが、落下速度の粒径依存性が融解前の雪片と同様に小さいことが分かった²⁰⁾。これは、大きな融解雪片ほど大きな空気抵抗を受けるような形に変形しながら落下したためと、定性的には解釈できる。したがって、融解雪片の落下速度は、融解量のみ関数として近似できそうである。

最近では、雲物理過程を詳細に含んだモデルが数多く開発されているが²¹⁾、未だに融解粒子は陽に扱われていない。個々の霰や雪片の融解素過程をシミュレー



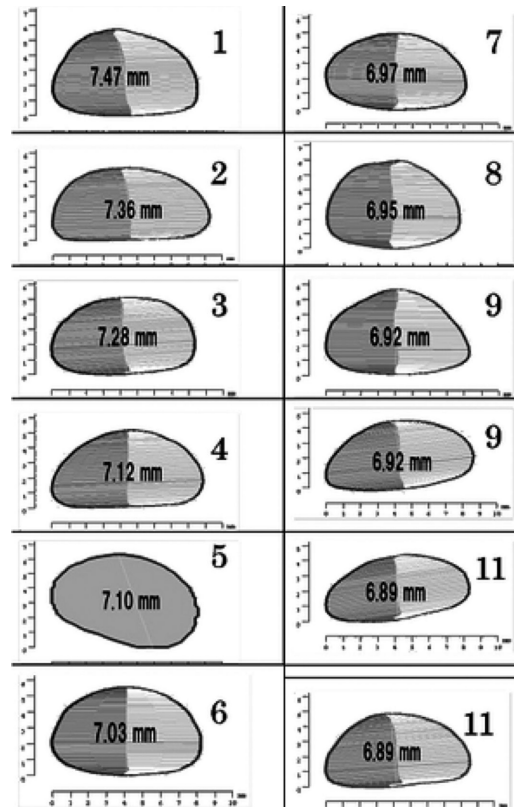
第2図 霰粒子の(a)地上での接写写真¹⁹⁾と、(b)2DVD画像。

ションする物理モデルは存在するが^{22,23,24)}、融解層内での併合・分裂過程まではまだまだ実験および観測事実が不足しているためパラメータ化ができていないのが現状である²⁵⁾。実は、多くの雲解像モデルですら、未だに雨滴の粒径分布を仮定したバルク法を用いている。降水強度・降水域・降水雲の持続時間などの予報を改善するためには、雨滴の粒径分布を陽に計算するビン法を導入する必要がある。ビン法を用いたモデル開発にとって最大の難関は、雪片・霰粒子と同様に、雨滴同士の衝突併合・分裂過程の計算である。雲粒同士ならば併合確率はほぼ1に近いが、雨滴同士の衝突併合確率は1よりも小さく、かつ双方の雨滴が分裂する可能性も無視できない²⁶⁾。それでは、実際に地面に到達した雨滴の最大直径はどれくらいであろうか。熱帯の積乱雲内で最大径9 mmの雨滴が測定された事例²⁷⁾はあるが、過去に雨滴の最大粒径を統計的に調べたものは無い。しかし、ビン法を使った雨滴成長モデルの検証や、地上および衛星からのレーダーを用いた降水量の推定精度の向上、さらに何よりも、自然科学的興味から、雨滴の最大直径が季節あるいは降水システムにどのように依存しているのかを観測的に確かめる必要がある。

そこで我々は、札幌で上記の2DVDを用いた観測を開始した2003年以降の全雨滴について、統計的解析を行った²⁸⁾。第3図に、球等価直径で上位12番までの雨滴を示した。これまで測定した数千万個中の最大雨滴の等価直径は7.47 mmであった(情報通信研究機構沖繩亜熱帯計測技術センターの中川勝広氏からいただいた2DVDデータでは等価直径7.73 mmのものがみついている)。2番目の雨滴直径は7.36 mmであるが、形が扁平であるため最大直径は9.38 mmにも達した。また、1日に降った全雨滴の中での最大直径の出現頻度(相対)を調べたところ、最大直径は3.5~5 mmの範囲に集中し、4 mmを中心としたガウス分布でほぼ近似できた。このような雨滴特性が、現在のビンモデルと整合的かどうか、あるいは国内外の他の地域でも同じかどうかは興味ある課題である。

4. 風を観て、雲も掴む観測—終わりに代えて

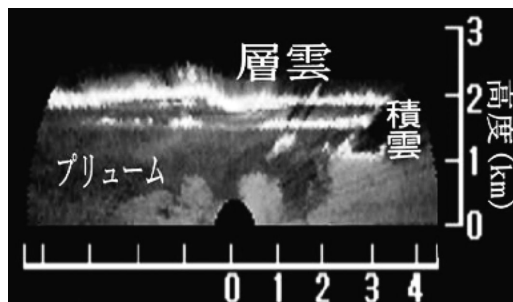
IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) で、温暖化予測にとってもっとも不確実性が大きい要素が雲であるとの指摘がなされて以来、雲観測の気運が高まった。その成果のひとつとして衛星搭載雲レーダー (CloudSAT) がNASAによって打



第3図 2003年4月~2006年9月までに札幌で観測された全雨滴中、上位12番までの雨滴の画像。雨滴内の数値は、球等価直径である。

ち上げられ、現在全球観測中である。さらに近い将来、ミリ波雲レーダーとライダー他を組み合わせたEarthCARE (Earth Clouds Aerosols and Radiation Explorer) と名づけられた本格的な衛星が、ESA と JAXA の共同で打ち上げられる予定である。

Luke Howardが1802年に提案した雲の名前が約200年にわたって踏襲され、現在は雲の十種雲形が国際的な雲の分類の基準として用いられている。最近では、衛星で測定した雲の放射特性(放射輝度温度と反射率)を用いて雲の判別を行い、長期にわたる全球的な雲のデータセットも作成されている (ISCCP: International Satellite Cloud Climatology Project)。しかしながら、これまで無数に出されたどの教科書や解説書も、「何故雲が3層構造を示しているのか」「何故ある高度範囲に層状雲が形成されるのか」について明確な答えを与えていない。このような根源的な課題に挑戦するためには、大気の流れ、すなわち風の



第4図 CDLで2005年4月26日に観測した対流混合層と雲の多層構造。地表付近にプリュームが存在し、プリュームの上端が凝結高度(約1 km)に達したところに積雲が形成され、さらにその上空には層雲が2層存在している。

観測も必要である。ミリ波雲レーダーや通常の気象レーダーでは、散乱体として雲粒や雨粒などの比較的大きな粒子(100 μm 以上)を利用して気流の測定を行っているため、雲や雨の無い領域での大気の流れは測定できない。最近低温研に導入された3次元走査型のコヒーレントドップラーライダー(Coherent Doppler Lidar, 以下CDLと記す)²⁹⁾を用いることにより、地上から対流圏の中層(およそ5 km)までの、通常ではとらえることのできない波や乱流構造を3次元的に観測研究することが可能となった。第4図は、CDLの観測事例である。半径4 kmの半円形の中に、エアロゾルで可視化された乱流混合層内に存在するプリューム/サーマルと、その上端に形成された積雲、さらにその上空に層雲が2層存在している。これまでの我々の観測によれば、乱流混合層の上には、弱い気温逆転層に挟まれた厚さの薄い層が何層も重なっていることが多く、これらの層内でいわゆる層雲が形成されている。このような大気が多層構造がメソスケールの水平規模と寿命を持って存在し、かつ乱流混合層がさらにその上空の層雲や層積雲の形成及び大気の流れに関与していることが、CDLを用いて初めて目に見える形で示された。

このように、現在は、乱流、エアロゾル、雲の発生までをシームレスに研究する雲科学が必要であり、かつそれが可能である。

参考文献

1) Kuba, N. and Y. Fujiyoshi, 2006: Atmos. Chem.

Phys., 6, 2793-2810.

- 2) 北大低温研(編), 2005: 低温科学, 64, 236pp.
- 3) Takahashi, T. *et al.*, 1991: J. Meteor. Soc. Japan, 69, 15-30.
- 4) Fukuta, N. and T. Takahashi, 1999: J. Atmos. Sci., 56, 1963-1979.
- 5) Kikuchi, K. *et al.*, 1982: J. Meteor. Soc. Japan, 60, 1215-1226. (POLEX-North)
- 6) Fujiyoshi, Y. and K. Kikuchi, 1984: J. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser. VII (Geophys.), 7, 295-305.
- 7) Lynch, D.K. *et al.*, 2002: Oxford Univ. Press on Demand, 480pp.
- 8) 梶川正弘ほか, 2006: 天気, 53, 621-627.
- 9) Mizuno, H. *et al.*, 1994: Atmos. Res., 32, 115-124.
- 10) Orikasa, N. and M. Murakami, 1997: J. Meteor. Soc. Japan, 75, 1033-1039.
- 11) 村本健一郎, 椎名 徹, 1989: 電子情報通信学会論文誌, J72-D-II (9), 1382-1387.
- 12) 村本健一郎ほか1994: 電子情報通信学会論文誌, J77-D-II (9), 1778-1787.
- 13) Maruyama, K. and Y. Fujiyoshi, 2005: J. Atmos. Sci., 62, 1529-1544.
- 14) Kajikawa, M., 1982: J. Meteor. Soc. Japan, 60, 797-803.
- 15) 神田健三, 2005a: 雪氷, 67, 56-57.
- 16) 神田健三, 2005b: 雪氷, 67, 193-195.
- 17) Nakaya, U., 1938: Quart. J. Roy. Met. Soc., 64, 619-624.
- 18) Schoenhuber, M. *et al.*, 1994: Proceedings of "Atmospheric physics and dynamics in the analysis and prognosis of precipitation fields", Rome, Italy.
- 19) Fujiyoshi, Y., 1986: J. Atmos. Sci., 43, 307-311.
- 20) 藤吉康志(編), 2005: 気象研究ノート, 207, 127pp.
- 21) Chen, J-P. and D. Lamb, 1994: J. Atmos. Sci., 51, 2613-2630.
- 22) Matsuo, T. and Y. Sasyo, 1981a: J. Meteor. Soc. Japan, 59, 1-9.
- 23) Matsuo, T. and Y. Sasyo, 1981b: J. Meteor. Soc. Japan, 59, 10-25.
- 24) Szymer, K. and I. Zawadzki, 1999: J. Atmos. Sci., 56, 3573-3592.
- 25) Fujiyoshi, Y. and K. Muramoto, 1996: J. Meteor. Soc. Japan, 74, 343-353.
- 26) Prupaccher, H.R. and J.D. Klett, 1997: Kluwer Academic Publishers, 954pp.
- 27) Takahashi, T. *et al.*, 1995: J. Meteor. Soc. Japan, 73(2B), 509-534.
- 28) 藤吉康志ほか, 2006: 日本気象学会秋季講演集, 90, 336.
- 29) 藤吉康志ほか, 2005: 天気, 52, 665-666.