

— 解 説 —

雨滴の最大粒径について

北海道大学低温科学研究所 藤吉康志

1. はじめに

我々の研究室のキーワードは、風・雲・雨・雪である。どれも気象を語る上で欠かせない要素であり、誰でもが触れたり、見たりできる身近な現象であるにもかかわらず、まだまだ見逃したり、気付かれていないことも多い。今回は、意外と注目されていないことに私自身が最近気付いた「雨滴の最大粒径」について解説する。内容は、本号に掲載されている支部研究会の要旨と一部重複するが、研究会後に新たに見出された観測結果も含めて、やや詳細に解説する。

2. 雨滴の成長、形、大きさの限界

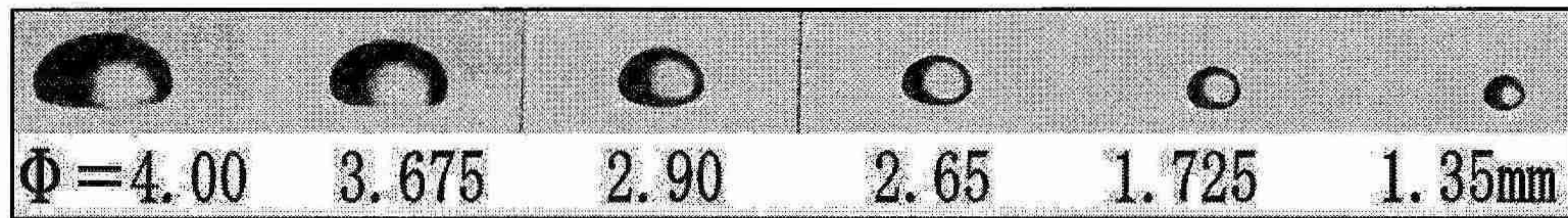
地上に降る雨には、霜・霰・雪片などの固体降水が融けた「冷たい雨」と、液相の雲粒が成長してできた「暖かい雨」とがある。「暖かい雨」では、落下速度の速い大きな水滴が、落下速度の遅い小さな水滴と衝突・併合することで成長する。両者の速度差（粒径差）が大きい場合には、衝突して互いに併合する確率はほとんど1に近い。一方、直径がmm単位の雨滴同士の場合には、衝突の衝撃によって分裂する確率が急速に高くなる。仮に割れたとしても、衝突前の2つの雨滴よりも大きな粒径の雨滴が形成される確率の方が高いが、それでも衝突・併合過程による雨滴の成長速度は急速に減少する。後で述べるが、札幌では球相当直径で7mm以上の雨滴が観測されている。直径6mmの雨滴が1回の衝突・併合によって7mmの雨滴になるためには、もう片方の雨滴の直径は5mmでなければならない。これも後述するが、直径4mm以上になると雨滴の落下速度が大きさによってほとんど変化しなくなり、かつ直径が5mm以上の雨滴の数は極めて少ないため、そもそも5mmと6mmの雨滴が衝突する確率は極めて低く、更に、衝突したとしても、割れてしまう確率が極めて高い。このように考えると、大きな雨滴ほど併合過程では形成されにくく、大きな雨滴が存在すること自体が不思議に思えてくる。

雨滴の形については、それほど芸術的興味が惹かれることはなく、また雪のように形が手元に残るわけでもないので、これが世界で初めての雨滴の絵というものはまだ見つかっていない。雪の形ならば、ウプサラの司教オラウスが自身の経験と観察をまとめた「北方民族文化誌」（1555年出版）の中の木版画に残されているものが初出と言われている。ただし、哲学者デカルトが1637年に出版した「方法序説および試論集」の中で、水滴による光の屈折効果が虹を作っていることをスネルの法則を使って示したところを見ると、雨滴の形がほぼ球形であることは、当時の科学者の間では良く知られた事実であったと思われる。

現代ではシャッタースピードの速いカメラやビデオが普及しているので、工夫すれば、特殊な装置を用いなくとも、毎秒10m近い速さで落下する雨滴の形を撮影することができる。以前は、ストロボスコープという装置で、閃光を高速で繰り返し発生させ、シャッターを開放したままのカメラのフィルムに雨滴（時には白い色をつけて）の形を感光させて観察を行った。

あるいは、円筒の下から整流した風を送り込み、その風に水滴を浮かせることで観察を行った。その結果、雨滴の形は涙（ラッキョウ）形では無く、図1に示したように、小さな雨滴はほぼ丸く、大きくなるにつれて扁平な鏡餅型であることが示された。ほぼ楕円形をした雨滴を横から見た時の縦横比(b/a)は、1から9mmまでの範囲の球相当直径D (cm) の水滴に対して、次式で近似でき (Chuang and Beard, 1990)、実験結果との誤差は1%程度である。

$$b/a = 1.101668 - 0.09806D - 2.5286D^2 + 3.75061D^3 - 1.68692D^4 \quad (1)$$



Pruppacher and Beard, 1970: Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 96

図1 鉛直風洞に浮かべた水滴の形。図中の数字は球等価直径。

図1に示した雨滴の形は、最も安定な状態であり、実際には、落下中に上下左右に振動し、縦長になったり横長になったり、表面が波立ったりする。鉛直風洞を用いた実験によれば、球相当直径9mm（扁平な形の長径が10.0~10.5mm）以上になると、表面張力ではもはや雨滴の振動を支えきれず、自発的に分裂してしまう(Pruppacher and Pitter, 1971)。従って、実験室に比べて風の乱れの大きい自然界では、球相当直径が9mm、あるいは最大直径が10mmを超える雨滴は存在しないと信じられてきた。余談になるが、無重力状態ならばいくらかでも大きな水滴を作ることができ、宇宙飛行士の毛利衛さんがスペースシャトル内で水滴の振動実験を実演している様子が、NHKから貰ったVTRの中に映っていた。ただ、シャトル内では雨滴を1点に静止させることがむづかしく、糸を使って雨滴の動きを止めていた。

図1のような撮影を行うためには、一定の大きさの雨滴を繰り返し作らなければならない。先を細くしたガラス管や注射針から水滴を垂らすと、表面張力によって雨滴の重さが支えきれなくなった時に雨滴が落下するので、ほぼ同じ大きさの水滴を作ることができる。栓のゆるくなった蛇口から垂れる滴と同じである。ところが、直径100マイクロン以下の水滴となると、そう簡単に注射針の先端から離れてくれず、針の先端に振動板を取り付けるなどの工夫が必要である。逆に、直径1cmを超えるような大きな水滴はなかなか理論通りの大きさにはならず、また、表面張力によってちぎれるように管から離れるため、上下に振動しながら落下してしまう。私が感心したのは、表面に繊毛を持つ蓮の葉に一定量の水を垂らして水滴を作るという故孫野長治教授（北大・理学部）が採用された方法である。こうすると、葉から水滴を落下させる時も表面に水が残らず、きれいに落下する。現代のように高性能の撥水剤が無い時代でも、雪結晶を成長させた兎の毛と言ひ、高級な実験材料を欲しがるとはではなく、身近な自然材料に目を向けて実験を進める工夫は学ぶべきことが多い。

3. 雨滴粒径の測定法とこれまでに報告された最も大きな雨滴

雪片、霰（アラレ）、雹（ヒョウ）といった固体降水粒子は、地上に落下した後も形が残っているため、大きさの正確な測定が可能である。これまでに正式に報告された最大雪片は、

長さ 38cm、厚さ 20cm で、1887 年 1 月 28 日にアメリカのモンタナ州で記録された。我が国では、長径 9cm、短径 5cm という記録が残されている。また、雹では、直径約 18cm、重さ約 2.5kg が今のところ世界記録と言われているが、日本の公式記録は報告されていない。霰については、雪片のように巨大なものは期待できず、また発達した積乱雲の中では霰を種として雹が形成されることが多いため、霰単独の世界記録や日本記録共に報告が無い。

上記のような固体降水粒子に比べて、雨滴の正確な大きさを測ることは困難である。これまで用いられてきた雨滴粒径の測定法としては、粉法、スクリーン法、濾紙法、音響法、ドップラースペクトル法、偏波法、光学センサー法、などがある。粉法とは、薄く敷いた小麦粉やメリケン粉などで雨滴を受けて、いわゆる雨滴の団子を作る方法である。この方法の長所は保存が効くことであるが、雨滴を受ける粉の粒の大きさが一定でないため定量性に問題がある。スクリーン法とは、細かいメッシュ状の布（たとえば使い古したストッキングなど）を木枠などに弛みの無いように張って雨滴を受けると、雨滴は飛び散ることなく通り抜けるので、その痕跡から雨滴の大きさを測定する方法である。この方法は、かなり正確に大きさを測定できる長所を持つ反面、保存ができないことと大量生産に向いていないことから、長時間の野外観測に用いられたことは無い。ただし、今ならば工夫次第で、自動観測装置を作れる可能性がある。

最近まで、あるいは今も使われている濾紙法とは、水に濡れると青くなる物質（ウォーターブルー）を乳鉢で細かい粉にして濾紙の表面に一樣に散布し、そこに雨滴を落下させる方法である。その際、青い染みが残るので、その面積を測り、あらかじめ作成した検定曲線を用いて雨滴の直径に換算する。これは、直径 4mm 程度までならばかなり正確に雨滴の大きさが測れるが、それ以上になると、雨滴が濾紙に衝突する際に激しく飛び散ってしまうため、定量性が失われてしまう。この方法で過去に観測された雨滴の最大直径は、4~5mm であった (Mason, 1971)。

音響法とは、物に当たった雨滴の音の大きさから雨滴の大きさを推定する方法 (Joss and Waldvogel, 1967) で、現在も広く使われている。ドップラースペクトル法とは、真上に電波を放射して、雨滴から反射してくる電波のドップラー速度分布を測定する方法である。原理は、野球のボールや車の速度を測るスピードガンと全く同じである。鉛直下向きのドップラー速度が雨滴の落下速度に一致すると仮定できれば、雨滴の直径 (D : cm) と落下速度 (V : cm s^{-1}) の間に 1:1 の関係があることを利用して、ドップラー速度のスペクトル分布から雨滴粒径分布が推定できる。雨滴の形は、図 1 に示したように大きさによって変化するため、雨滴の落下速度を純粹に理論的に求めることは困難であり、実験的に決められている。実験の近似式として最も簡単な式 (Atlas et al., 1973) は、

$$V = 965 - 1030 \exp(-6D) \quad (2)$$

である。ただし、空気密度によって落下速度は変化するので、大気密度 ρ の中を落下する雨滴の落下速度に対しては、 ρ_a を 1013 hPa、20°C の条件下での空気密度とすると、 $(\rho_a / \rho)^{0.4}$ の補正が式 (2) に必要である。偏波法とは、水平と垂直の 2 種類の電波を放射し、それらのレーダー反射因子の差 (ZDR) を測定する方法である。ZDR は雨滴の扁平度によって変化し、雨滴の扁平度は式 (1) のように雨滴の大きさと 1:1 に対応することを利用して、雨滴の粒径分布を推定する (吉野, 2002)。

音響法やドップラースペクトル法では、同じ体積の雨滴でも、形、大きさ、落下速度などに違いがあること、下降流や上昇流によって地面に相対的な雨滴の落下速度が変化してしまうことなどを考慮すると、ひとつひとつの雨滴の大きさを調べる研究には向いていない。また、式(2)からも分かるように、相当直径が4 mm以上になると落下速度はほとんど変化しなくなるため、それ以上の雨滴に対しては、スペクトル法による粒径の測定精度が悪くなる。偏波法でも、あらかじめ基本となる雨滴の粒径分布を仮定する必要があるため、これも、ひとつひとつの雨滴の大きさを調べる研究には向いていない。

そこで残るのは、「雨滴」を直接視ることができる光学センサーを使った方法である。これには、細いビーム上を通過した雨滴によって遮られた光から雨滴の大きさを推定する方法と、カメラで直接撮影する方法とがある。Beard et al. (1986)は、最大直径が8mmもある雨滴を、Hobbs and Rangno (2004)は、最大直径が少なくとも8.8mm、恐らくは10mmに達する super-large raindrops を、PMS 2D-P という光学式の降水粒子計を搭載した航空機によって見つけた(図2)。Takahashi et al. (1995)は、カメラをつけた気球で、熱帯の積乱雲内で直径10mm(等価直径ではなく最大直径)の雨滴を数多く見出している。著者が知る限り、Hobbs and Rangno (2004)が見つけた雨滴が、これまでに正式に報告された最大雨滴であるが、図2を見て分かるように、実際にとらえているのは雨滴の一部であり、その数値には信頼性が薄いと言わざるを得ない。

4. 雨滴の粒径分布と最大雨滴の物理的意味

雨滴には様々な大きさのものが混じっていることは、経験的に知られている。図3は、3節で紹介した濾紙法を用いて、わずか34点のプロットから作成した雨滴の粒径分布であるが、気象学で最も引用回数が多い論文のひとつである(Marshall and Palmer, 1948)。この図で示された、次式(3)で近似される雨滴の粒径分布は、論文の著者名をとってマーシャル・パルマー分布と呼ばれている。

$$n(D) = n_0 \exp(-\Lambda D) \quad \text{但し、} \Lambda(\text{cm}^{-1}) = 41R^{-0.21} \quad (3)$$

ここで $n(D)$ は、直径が $D \sim dD(\text{cm})$ の大きさを持つ雨滴の単位体積当たりの雨滴の数、 $R(\text{mm hr}^{-1})$ は降水強度、 $n_0 (=0.08 \text{ cm}^{-4})$ は $D=0$ の時の $n(D)$ の値である。現在この分布は、数値モデルによる雨の形成や降水システムの再現実験、衛星、気象レーダーからの雨量の見積もりなどに広く利用されている。一方、雨滴粒径分布の時空間変動を野外で観測している研究者からは、そもそも定常な状態というもの存在するのか、また定常状態が無いのであれば、雨滴

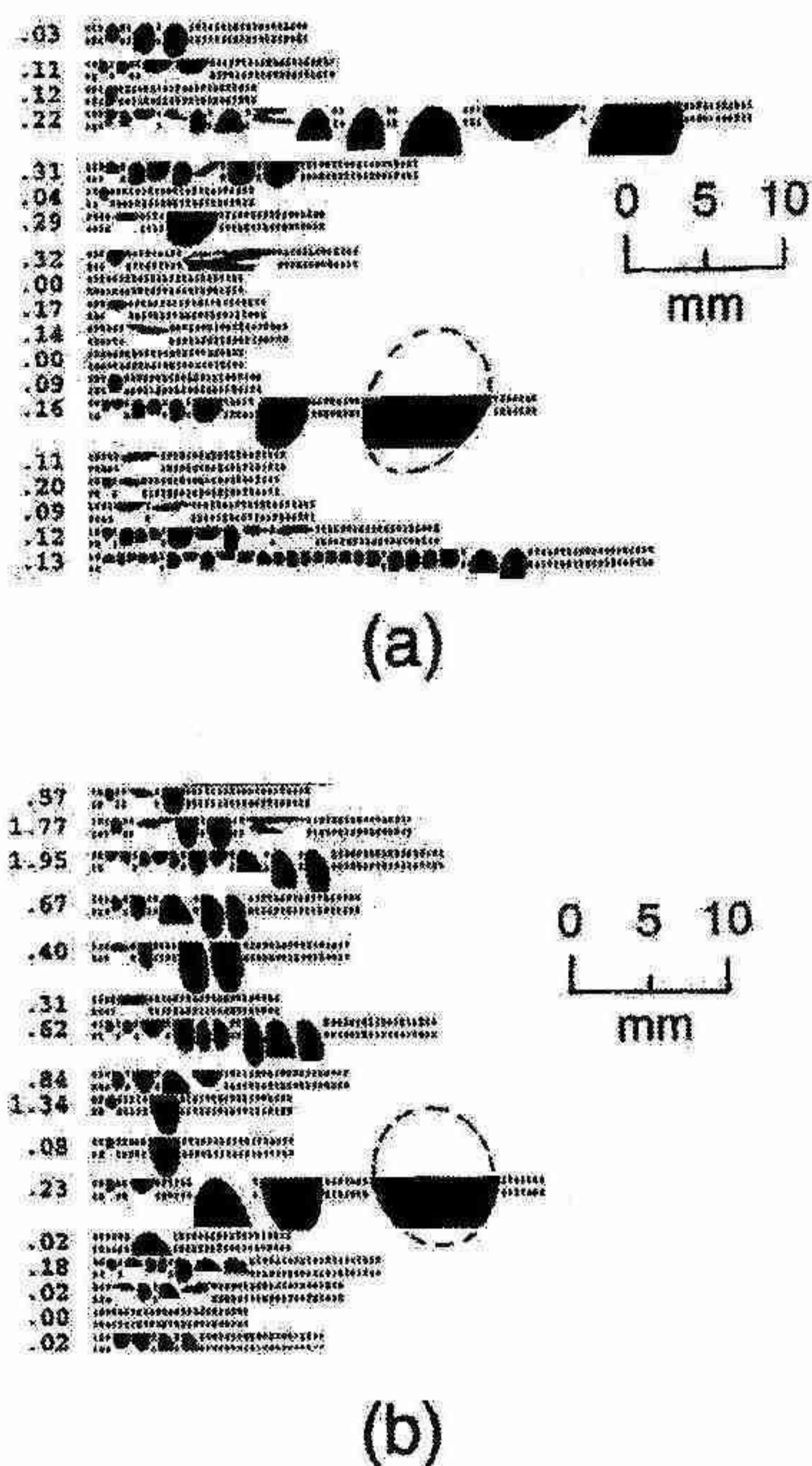


図2 Hobbs and Rangno (2004) が航空機観測でとらえた巨大雨滴の PMS-2DP 画像.

の粒径分布とは一体何を意味しているのかという疑問が提出されている (Jameson and Kostinski, 2001 and 2002)。確かに、ある時間と空間に存在する雨滴の粒径分布は実在するが、時間・空間変化の激しい実際の降水現象に対しては、先験的に与えられた雨滴粒径分布の物理的意味は薄い。

1回の降水イベントに対する雨滴粒径分布の物理的意味は、上記のように必ずしも一意的に決まるものではない。一方、1回の降水イベント中に存在する最大雨滴の粒径というものは、一意的に決まる物理量である。また、雨滴粒径分布を仮定せざるを得ない時、雨滴粒径の上限を先験的に決めることができ

ないので、雨滴の上限に関して何らかの情報が欲しいところであるが、意外にも、過去に雨滴の最大粒径を統計的に調べたものは無い。その主な理由として、以下の3点が挙げられる。①1年中、雨が降るたびに雨滴の大きさを測定する労力が大変である。②球等価直径9mm以上の雨滴は直ぐに分裂してしまうと言われてきたため、所詮上限のある最大直径を報告してもインパクトが少ない。③雨滴の個数は、直径が大きくなるほど数が指数関数的に減少するため、観測した最大直径がその降水イベント中の本当の最大直径と言い切るのが困難である。

最近のコンピューターの大容量・高速化によって、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、雲解像モデルの多くが、未だに雨滴の粒径分布形を固定したバルク法を用いている。今後、局地予報の精度を向上させるためには、降水強度・降水域・降水雲の持続時間などの予報改善が必要であり、そのためには雨滴の粒径分布の時間変化をも計算するビン法を導入する必要がある。従って、雨滴成長 (衝突-併合-分裂) 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、地表に存在する植物、土砂、構造物への雨圧の推定、更に何よりも、自然科学的興味から、雨滴の最大直径が地域、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。

5. 札幌および沖縄で観測された大きな雨滴トップ10

我々は、2D-Video Distrometer (JOANNEUM RESEARCH) (Schöenhuber et al, 1997) を用いて1年中連続観測を行っている。本装置は、3節で述べた光学センサー法のひとつであり、雨滴を2方向から画像として捉えることで形と大きさを測定し、かつ落下速度も同時に測定できる。解析に用いたデータは、札幌 (低温研の中庭に設置) では2003年~2006年までの降雪時期を除く4月~11月、沖縄 (独立行政法人情報通信研究機構沖縄亜熱帯計測技術センターに設置) では2004年5月~2006年10月までである (一部欠損あり)。この2地点のデータを用いた目的は、気温と降水量の年変化、そして雨をもたらす降水システムが全く異なる気候区で、どのような相違が見られるかを明らかにするためである。

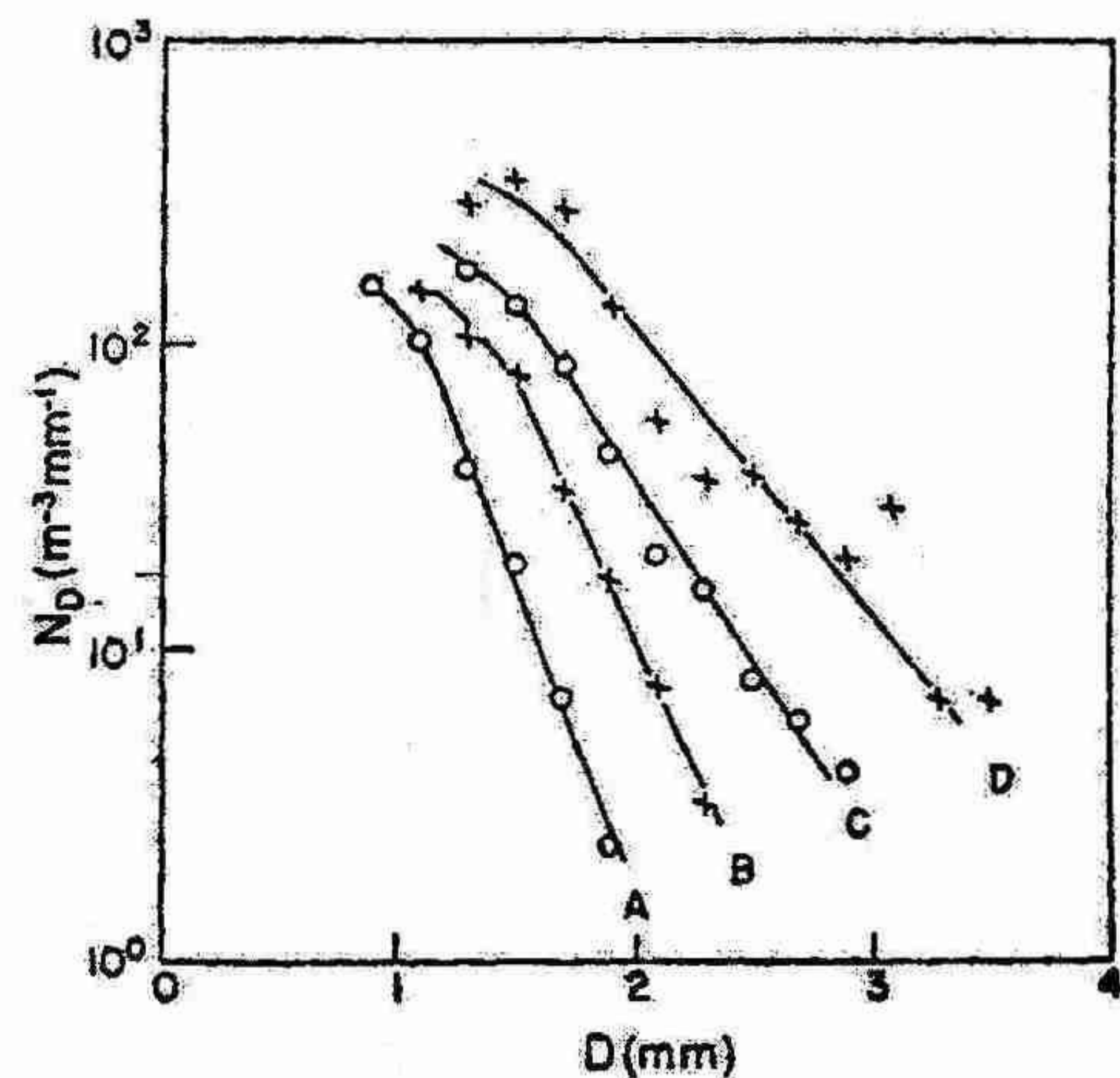


図3 Marshall and Palmer (1948)が濾紙法を用いて作成した、雨滴の粒径分布。

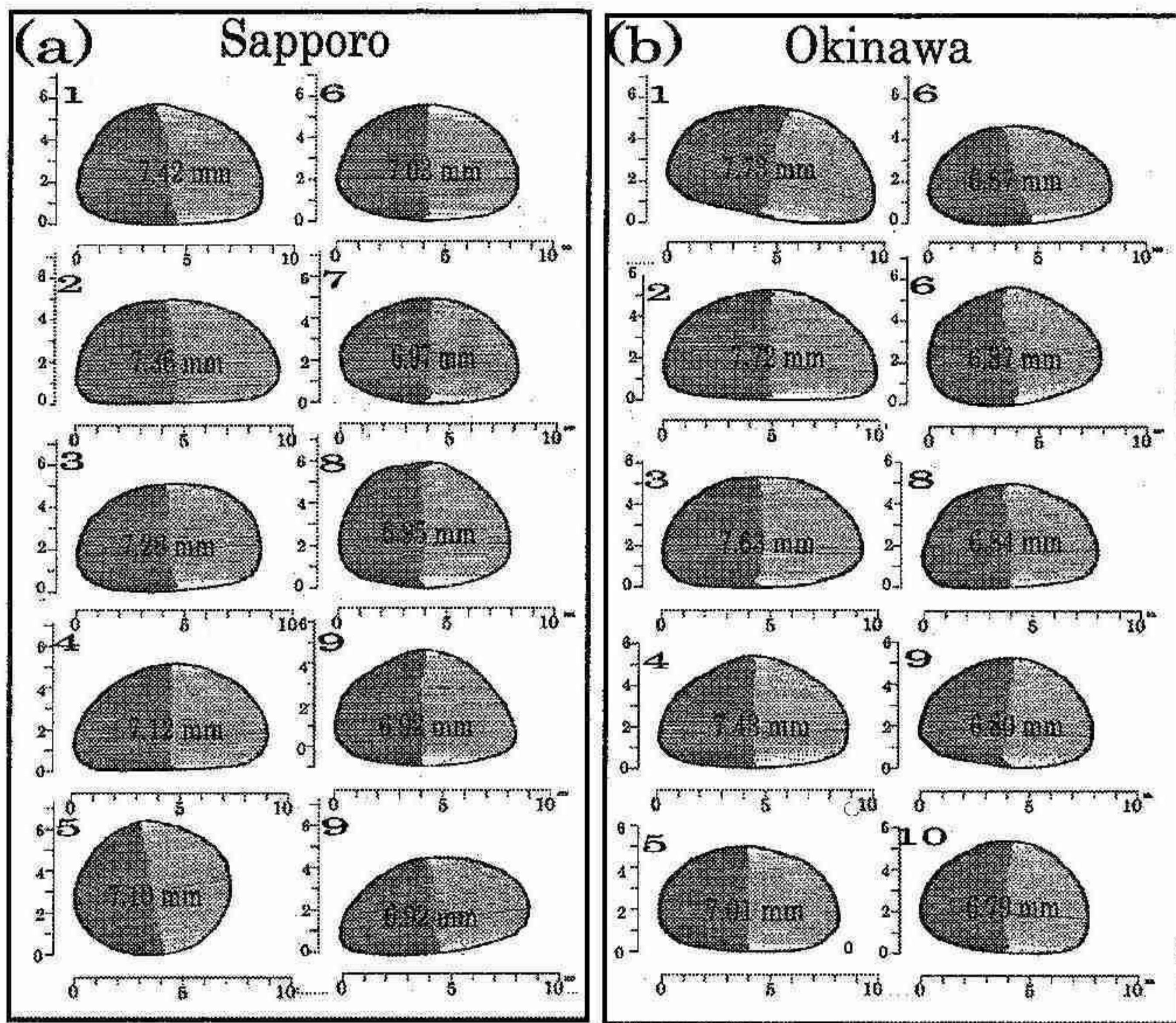


図4 札幌と沖縄で観測された雨滴の中の最大雨滴 TOP10. 雨滴中の数字は、球等価直径。
(Fujiyoshi et al., 2007)

図4は、札幌と沖縄でそれぞれ観測された全雨滴（数千万個）のなかで、上位10番までの雨滴の画像を示したものである。ほとんどの雨滴がいわゆる安定形（Bear and Chuang, 1987）をしているが、縦や横に振動したモード（Beard and Chuang, 1987）や、斜めに傾いて（カンティング）降ってくる場合も多い。これらは全て、レーダーを用いた雨量推定の誤差要因である。札幌では、これまで測定した中で最大の雨滴の等価直径は7.42mmであり、沖縄では7.73mmであった。また、札幌及び沖縄での2番目の雨滴

は、形が扁平であるため最大直径はそれぞれ9.38mmと10.0mmにも達した。興味深いのは、札幌に比べて沖縄のほうがTOP4までは大きいですが、それ以下では、札幌の方がむしろ大きく、全体としては、両地点でほぼ同じような大きさの雨滴が降っていることである。

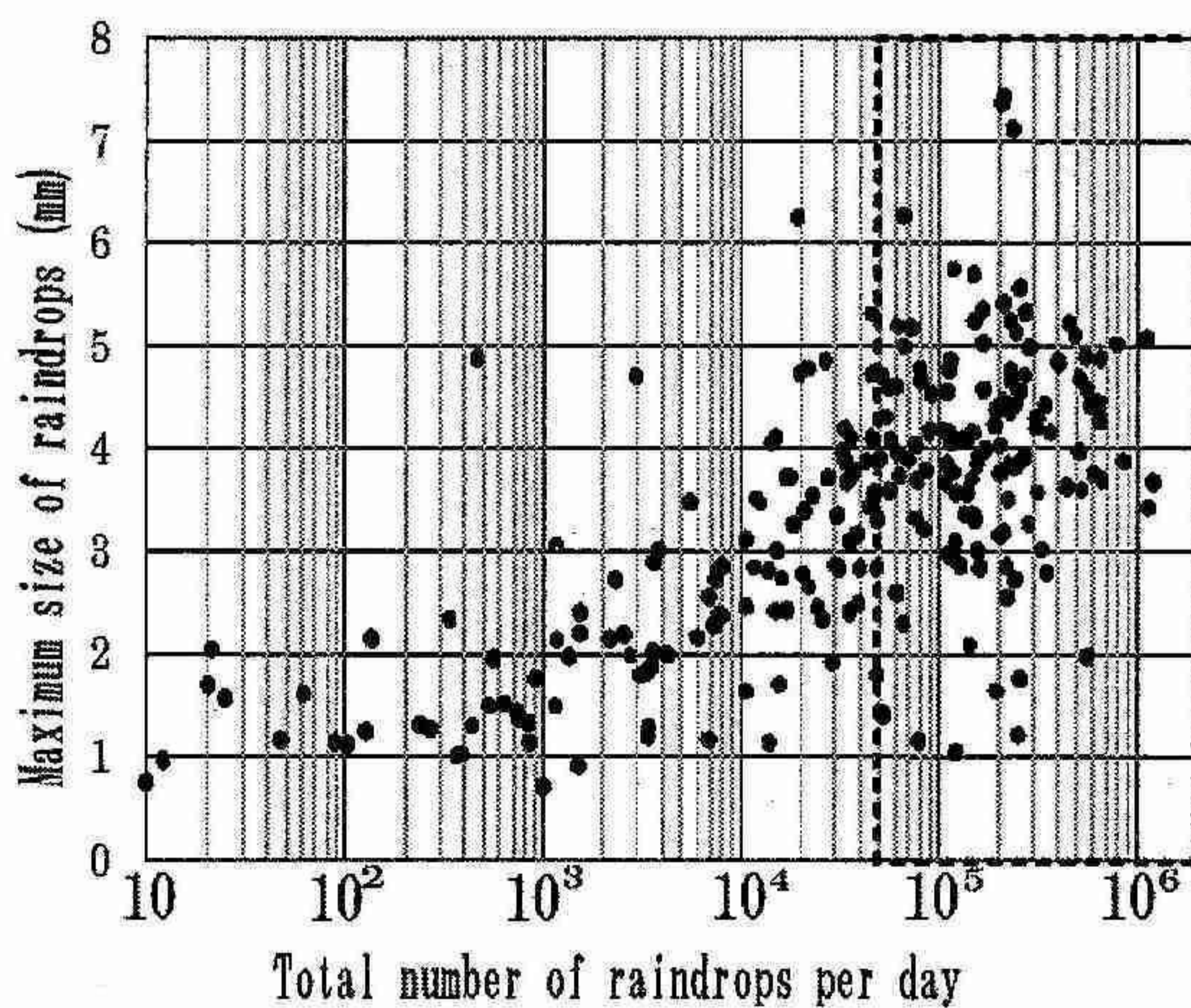


図5 札幌で1日に降った雨滴の総数(横軸)と、その雨滴中の最大粒径(縦軸)。
(Fujiyoshi et al., 2007)

ここで気になるのが、4節の③で危惧した最大雨滴の検出確率である。そこで、2DVDが計測した1日に降った雨滴の総数と、その日の最大直径との関係を調べた(図5)。その結果、計測した雨滴の総個数が5万個以下だと、計測した雨滴の総個数(N_{total})は、雨滴の最大粒径(D_{max})に対して $\exp(2.26D_{max})$ という関数でほぼ近似できた。言い換えれば、直径1.5mmの雨滴は約1000個計数すればみつきり、一方、直径3mmの雨滴をみつけるためには約15000個の雨滴の測定が必要である。すなわち、計測した雨滴の総個数が5万個以下だと、その中で

の最大雨滴の直径は雨滴の粒径に依存した個数の検出確率の影響を受けてしまう。一方、計測個数が5万個を越えると、雨滴の最大粒径は総個数にほとんど依存しなくなる。この関係は沖

縄でも同様であった。計測個数が5万個を越えた事例について、1日に降った全雨滴の中での最大直径の出現頻度(%)を調べたものが、図6である。最大直径は、Mason (1971)の結果と同様に、札幌でも沖縄縄でも3.5~5mm付近を中心としたガウス分布でほぼ近似できる。ただし、沖縄の方が札幌に比べて5.5mm以上の大きな雨滴が降りやすい傾向にあった。また、札幌では直径1.5mm以下のいわゆる微雨の頻度が沖縄に比べて高い。

6. 大きな雨滴は降り始めに多いか？また、まとまって降るか？

夏の夕立のようなシャワーでは、降り始めの雨滴は大きいという印象がある。しかし、この経験を実証した観測報告例はこれまでに無い。そこで、等価直径が6.5mm以上の大雨滴が降った4事例について、

雨滴粒径と降水強度の時間変化を調べた(図7)。各図の上段は、10分間平均降水強度と各10分間に観測された最大雨滴の等価直径の時間変化である。下段は、上段で最大粒径が観測された時間帯の時間分解能を1分に上げたものである。図7a,bを見て分かるように、確かに雨の降り始めに大雨滴が観測されている。また、図7c,dのように、10分間雨量では降り始めに大雨滴が降っているようにみえない場合

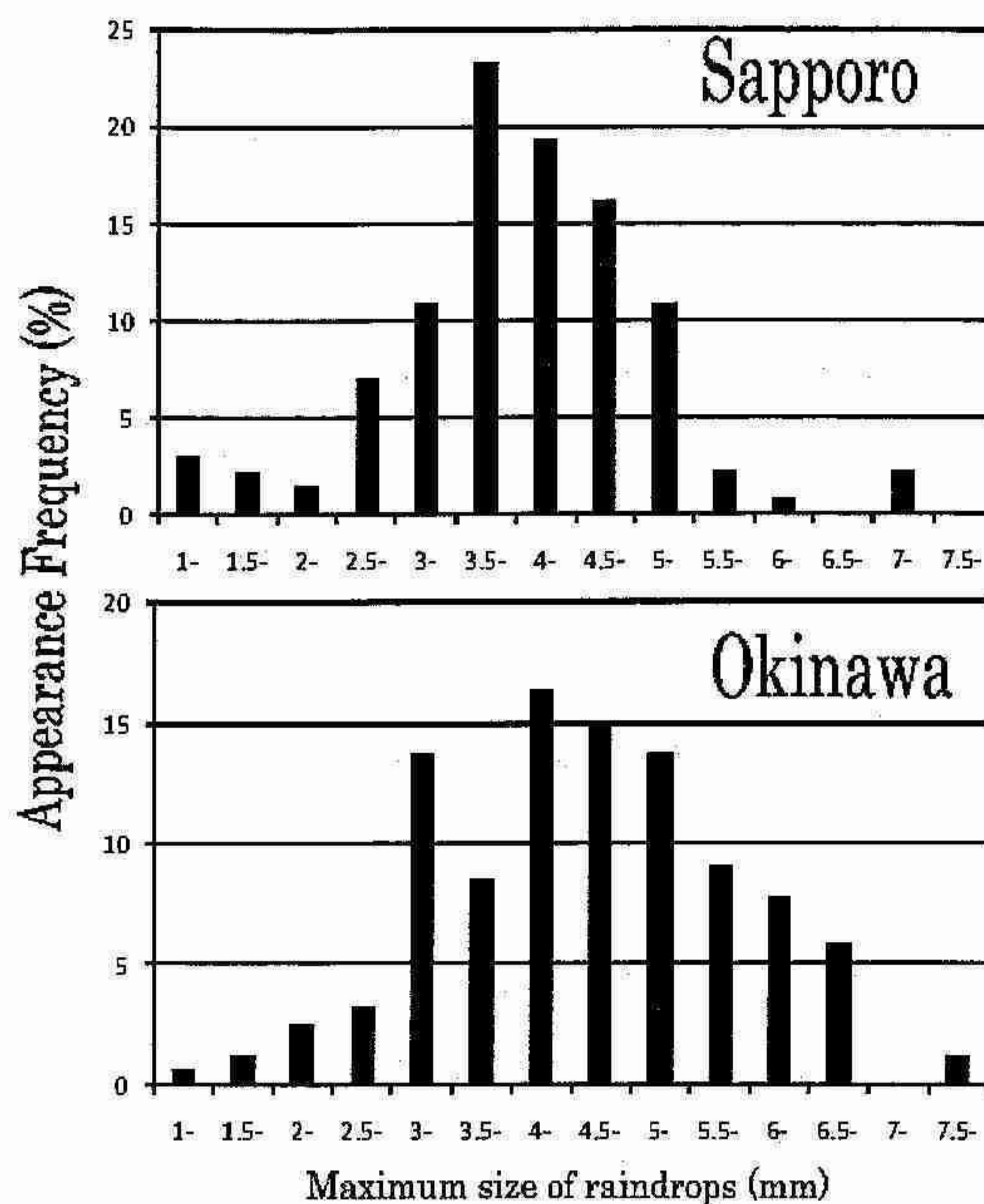


図6 札幌と沖縄で観測された最大雨滴の出現頻度分布(%). (Fujiyoshi et al., 2007)

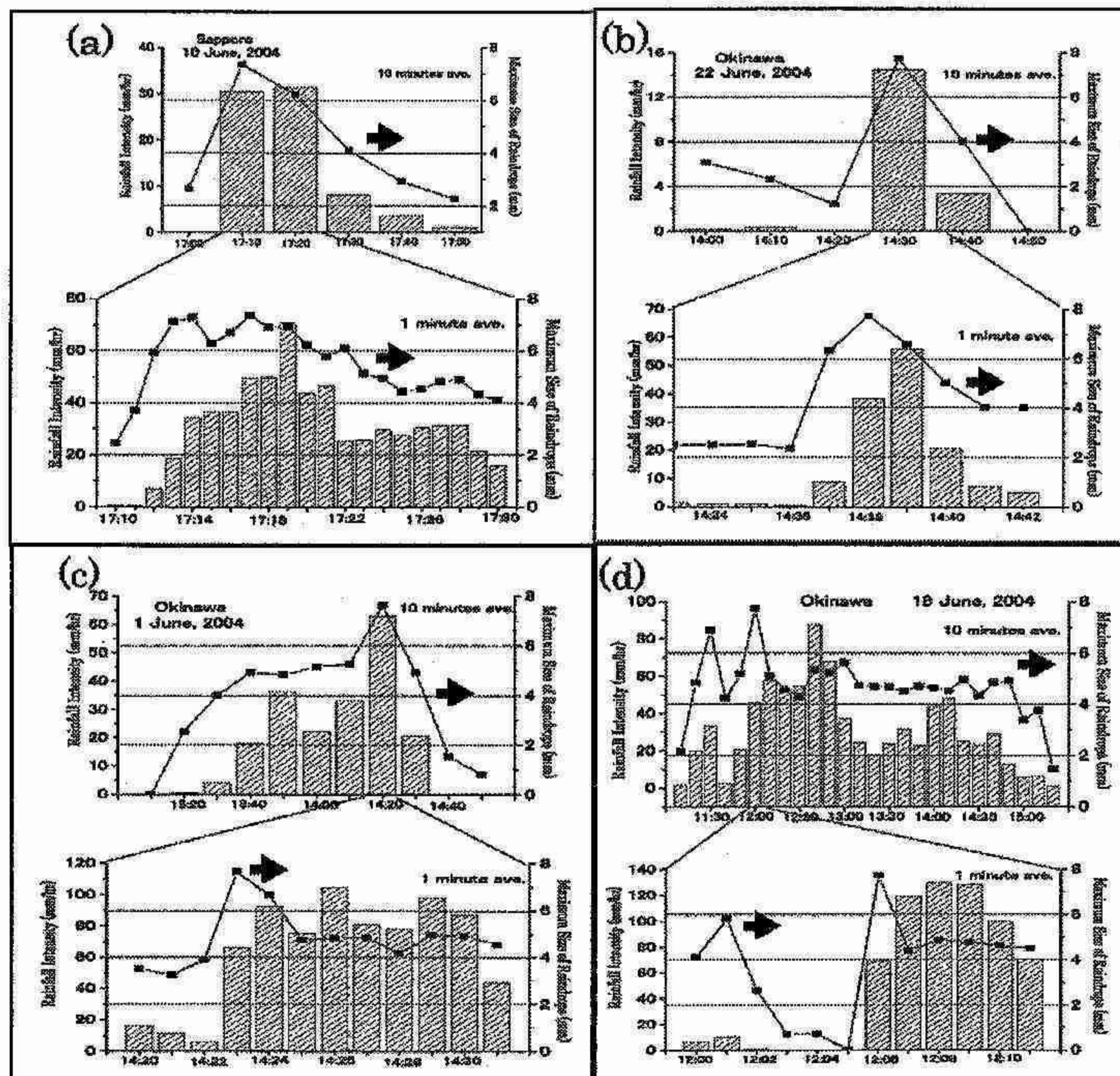


図7 雨滴粒径(折れ線、右軸)と降水強度(棒グラフ、左軸)の時間変化。各図の上段は10分間値、下段は1分間値である。(Fujiyoshi et al., 2007)

でも、1 分間雨量で見ると、大雨滴が観測される直前は一時雨が止んでおり、その意味では、やはり降り始めに大雨滴が観測されている。また、全事例で共通しているのは、雨が降り続けている時間帯では、たとえ降り始めよりも降水強度が大きくとも、最大雨滴の粒径は降り始めよりも小さいことである。

上記の事実は、降り始めならば大きな雨滴は小さな雨滴に衝突することなく落下できるが (Beard et al., 1987)、雨が降り続けている状態では、大きな雨滴の衝突・分裂が起こるため最大粒径が小さくなったと解釈できる。事実、Kobayashi and Adachi (2001)は、3 節で述べたドップラースペクトル法のひとつである UHF ウィンドプロファイラーを用いて、直径 6mm 以上の雨滴が 500m 落下する間に分裂して、その代わりに、直径 1.5mm 以下の雨滴の数が増えたという観測事例を報告している。

次に、直径が 6mm 以上の大雨滴が 3 個以上観測された時間帯を、全観測事例に対して調べた (表は省略)。それによると、最短時間は沖縄の 2004 年 6 月 22 日の 2 秒で、最長時間は札幌の 2005 年 10 月 3 日の 149 秒であった。何れも、統計学的にはあり得ない高い数密度でまとまって降っている。特に、2004 年 6 月 10 日には、札幌で降った大きな雨滴 TOP12 を占める巨大雨滴が、17:14:08~17:14:26 のわずか 18 秒の間に観測された。Beard et al. (1987) や Hobbs and Rangno(2004)も、大きな雨滴はレインシャフト (幅 100m 前後、長さ 1km 程度) としてまとまって降ってくると述べている。このような細いフィラメント状のレインシャフトは、通常の気象レーダーでは捉えることができない。幸い、北大低温研が所有する 3 次元走査型のコヒーレントドップラーライダー (三菱電機 (株) 社製) を用いて、上空から落下してくるレインシャフトを偶然観測することができたので、以下にその構造を示す。

雷雲からのレインシャフトは、2005 年 6 月 23 日 14 時頃に、ライダーの真上を落下しながら通過した。図 8a はライダーの S/N 比で、反射されたレーザー光の強さに比例する。図 8b は、ドップラー速度であり、レインシャフトがほぼ真上にあることから、ほぼ鉛直速度を示している。長年、ドップラーライダーを用いた観測を行ってきたが、このように明瞭にレインシャフトを捉えたのは初めてである。図中円で囲んだ領域を拡大したものが図 8c、d であり、幅 200m、長さ 1km 程度のレインシャフトが見られ、ダウンバーストを引き起こした強エコーの形

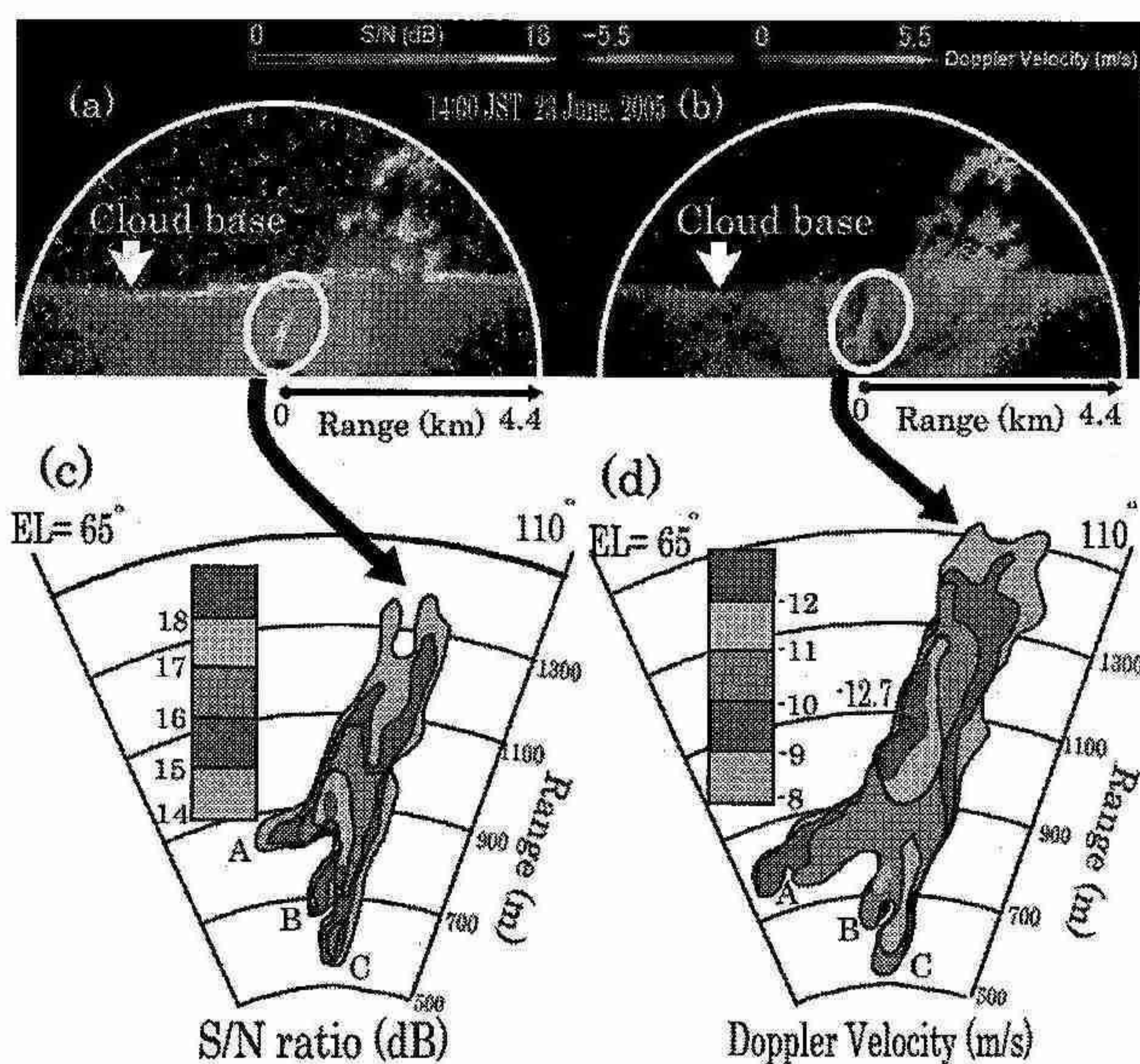


図 8 ドップラーライダーでとらえたレインシャフトの S/N 比 (左) とそのドップラー速度 (右). 下段は上段を拡大した図. (Fujiyoshi et al., 2007)

(Fujita, 1992) に良く似ている。このレインシャフトは毎秒約 10m で落下し、ドップラー速度も 10 m s^{-1} を超えていた (最大 12.7 m s^{-1})。先端部には、A,B,C で示した 3 個の突起が見られ、下の突起ほどドップラー速度が大きいことから、レインシャフトの中でも、落下速度による鉛直方向の雨滴の振り分けが起こっていることが分かる。興味深いことに、レインシャフトの先端部のドップラー速度よりも、200m 上空のドップラー速度の方が大きい。この事実は、ダウンバーストの形成過程と密接に関係しているが、その説明はここでは省略する。

7. 巨大雨滴の形成過程

上でも述べたように、直径が 7mm を超えるような雨滴が、雨滴同士の併合・成長過程で作られる可能性はかなり低い。数値計算の結果でも、落下距離が長くなるほど衝突による分裂のために、大きな雨滴の個数が減ってくる (Hu and Srivastava, 1995; Seifert et al., 2005)。

「暖かい雨」をもたらす背の低い対流雲内で、直径 8mm を超えるような雨滴を見出した Beard et al. (1987) や Hobbs and Rangno(2004)は、異常に高い濃度で小さな雨滴が存在する領域内で、雨滴の併合成長が急激に起こったのではないかと推測している。しかし、沖縄は別として、大きな雨滴が高い頻度で観測される札幌の 10 月には、このような「暖かい雨」による巨大雨滴の形成過程は適用できない。他の可能性は、固体降水粒子の融解である。

雹が融解する時は、融けた表面の水は中に浸みこまずに周囲に振り飛ばされるため、直径 9 mm 以上の雨滴は形成されにくいという実験結果がある (Rasmussen et al., 1984)。従って、直径 8 mm 程度の雨滴ならば雹から形成された可能性はある。一方、霰や雪片から巨大雨滴、あるいはどのような大きさの雨滴が形成されるかは未解明である (藤吉,2005)。そこで、大きな霰や雪片が降りやすい日本海沿岸、具体的には、金沢で行った 2D-Video Distrometer のデータを解析した。驚いたことに、冬期間 (11 月～3 月) の金沢では、直径が 8mm を超える雨滴が頻繁に観測され、最大で等価直径 9.15 mm のものが見つかった (図 9)。これは、沖縄と

札幌で観測された最大雨滴をはるかに超える大きさであり、かつ室内実験から予想される最大雨滴の大きさをも超えている。冬の金沢では、気温がプラスの時には、湿った霰や雪片と同時に雨滴も降る。図 10a は、2005 年 1 月 11 日の事例で、等価直径が 7 mm を超える雨滴

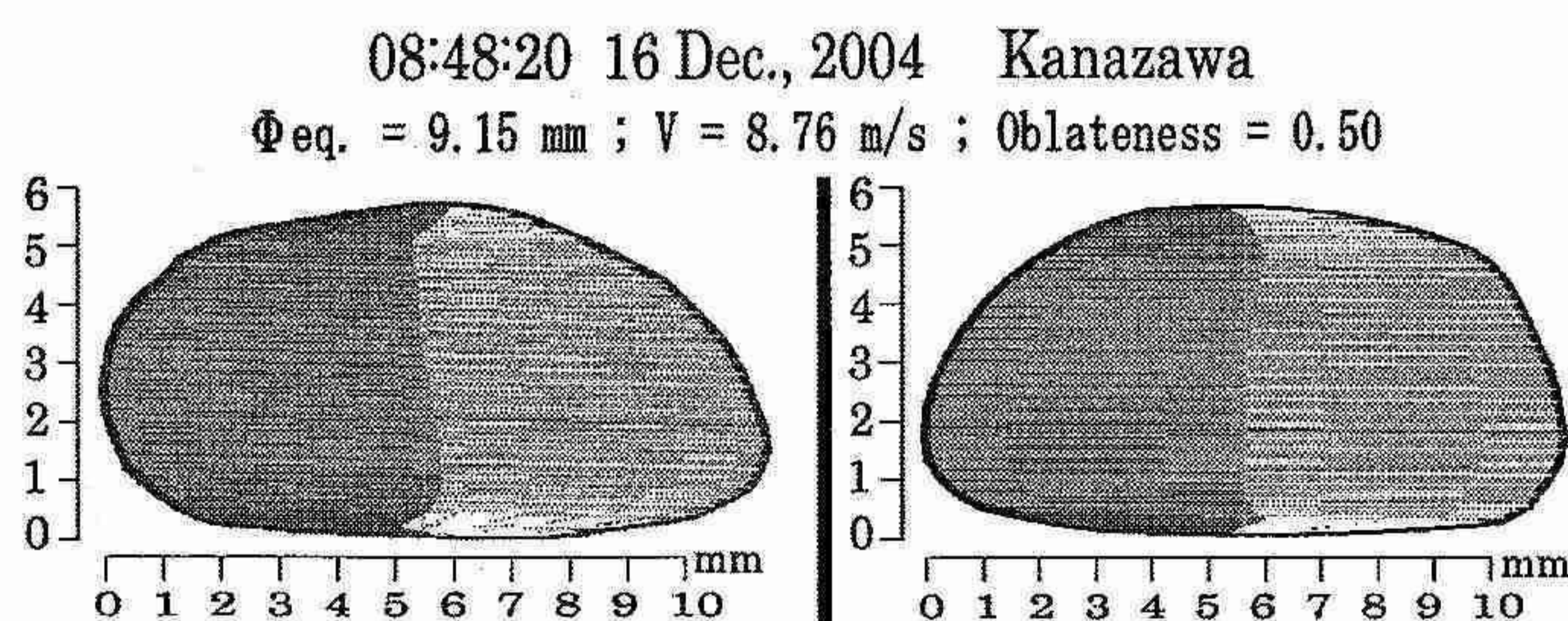


図 9 金沢で観測された、これまで観測した中で最も大きい雨滴。左は正面から、右は側面から撮影された雨滴の画像。図中の数字は、球等価直径、落下速度、扁平率である。

(Fujiyoshi et al., 2007)

が降った前後に、巨大な融解霰が観測された。図 10b は、2005 年 1 月 25 日の事例で、等価直径が 8 mm を超える雨滴が降った前後に、巨大な融解雪片が観測された。すなわち、これらの事例から、巨大雨滴は、霰や雪片が融解することで十分形成し得ることを観測的に実証できた。大事なことは、巨大融解粒子の落下速度が、巨大雨滴の落下速度とほぼ同じということである。

このことは、少なくとも降り始めの状態では、落下速度の遅い小さな粒子と衝突せずに長い距離落下できることを意味している。

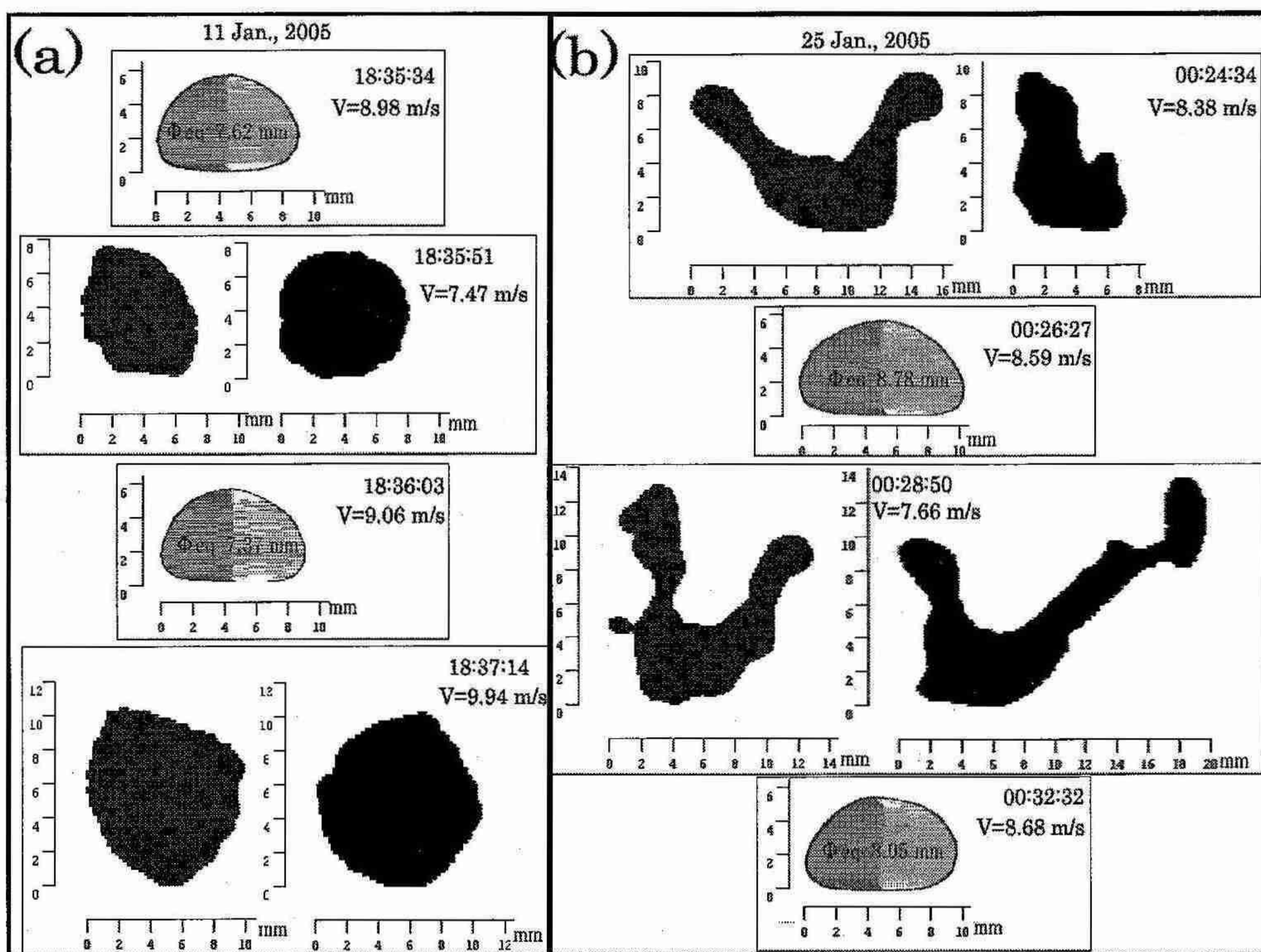


図 10 金沢で観測された巨大雨滴と、それが観測された時間の直前、直後に観測された融解霰 (a) と雪片の画像(b). (Fujiyoshi et al., 2007)

8. おわりに

地上および衛星搭載降雨レーダーTRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) を用いた降水量の測定精度を高める目的で、雨滴の粒径分布の気候学については、他の研究者達によって研究が進められている (たとえば、Bringi et al., 2003)。しかし、最大雨滴については、発見的な研究以外、これまで統計的に調査されたことは無い。本号の支部研究発表会の要旨を見ただけであれば分かるように、最大雨滴の気候学、すなわち地域による季節変化や日変化についても興味深い結果が得られており、各地の降水機構とも密接に関係している。例えば、札幌では秋に、沖縄では夏に、さらに、金沢では冬に大きな雨滴が降りやすい。このように、全く異なった気候区での測定事例を比較することで、これらの諸特性の地域特性あるいは、地域によらない一般性を議論することができる。今後は、数 10m という細い雨足を測定できる特殊なレーダー (ブロードバンドレーダー) との同時観測や、2DVD を用いた国内外の観測データとの比較も行う予定である。更に、ここで明らかとなった最大雨滴の諸特徴を、雲物理学的に解釈することと、それらの結果を雨滴成長モデルに反映させる予定である。

謝辞： 本稿で示したデータの作成には、山村育代（現：北大・院・環境科学院）、南雲信宏（現：仙台管区气象台）、中川勝広（独立行政法人情報通信研究機構）、村本健一郎（金沢大学）各氏の多大な協力を得ました。記して感謝致します。

引用文献

- Atlas, D., R. C. Srivastava and R. S. Sekon, 1973: Doppler radar characteristics of precipitation at vertical incidence. *Rev. Geophyscs. Space Physics*, 11, 1-35.
- Beard, K. V., D. B. Johnson, and D. Baumgardner, 1986: Aircraft observations of large raindrops in warm, shallow, convective clouds. *Geophys. Res. Lett.*, 13, 991-994.
- Beard, K. V., and C. Chuang, 1987: A new model for the equilibrium shape of raindrops. *J. Atmos. Sci.*, 44, 1509-1524.
- Bringi, V. N., V. Chandrasekar, J. Hubbert, E. Gorgucci, W. L. Randeu and M. Schöenhuber, 2003: Raindrop size distribution in different climatic regimes from disdrometer and dual-polarized radar analysis. *J. Atmos. Sci.*, 60, 354-365.
- Chuang, C. and Beard, K. V., 1990: A numerical model for the equilibrium shape of electrified raindrops. *J. Atmos. Sci.*, 47, 1374-1389.
- Fujita, T. T., 1992: The mystery of severe storms. WRL Research Paper 239, University of Chicago, 298 pp. [NTIS PB 92-182021]
- Fujiyoshi, Y., I. Yamamura, N. Nagumo, K. Nakagawa, and K. Muramoto, 2007: The maximum size of raindrops and associated climatology. Part I: Comparison between Sapporo and Okinawa, Japan. *J. Atmos. Sci.* (投稿中)
- 藤吉康志 (編)、2005 : 雪片の形成と融解、気象研究ノート、207号、127pp.
- Hobbs. P. V., and A. L. Rangno, 2004: Super-large raindrops. *Geophys. Res. Lett.*, 31, L13102, doi:10.1029/2004GL020167.
- Hu, Z., and R. C. Srivastava, 1995: Evolution of raindrop size distribution by coalescence, breakup, and evaporation: Theory and observations. *J. Atmos. Sci.*, 52, 1761-1783.
- Jameson, A. R. and A. B. Kostinski, 2001: What is a raindrop size distribution? *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 82, 1169-1177.
- Jameson, A. R. and A. B. Kostinski, 2002: When is rain steady? *J. Appl. Met.*, 41, 83-90.
- Joss, J., and A. Waldvogel, 1967: A raindrop spectrograph with automatic analysis. *Pure Appl. Geophys.*, 68, 240-246.
- Kobayashi, T. and A. Adachi, 2001: Measurements of raindrop breakup by using UHF wind profiler. *Geophys. Res. Lett.*, 28(21), 4071-4074.
- Marshall, J. S. and W. M. Palmer, 1948: The distribution of raindrops with size. *J. Meteor.*, 5, 165-66.
- Mason, B. J., 1971: *The Physics of Clouds*, 2nd ed., 671pp, Clarendon, Oxford, U. K.
- Pruppacher, H. R., and R. L. Pitter, 1971: A semi-empirical determination of the shape of cloud and rain drops. *J. Atmos. Sci.*, 28, 86-94.

- Rasmussen, R. M., V. Levizzani and H. R. Pruppacher, 1984: A wind tunnel and theoretical study on the melting behavior of atmospheric ice particles: III. Experiment and theory for spherical ice particles of radius $> 500 \mu\text{m}$. *J. Atmos. Sci.*, 41, 381-388.
- Schönhuber, M., H. E. Urban, J. P. V. P. Baptista, W. L. Randeu, and W. Riedler, 1997: Weather radar vs. 2D-video-distrometer data. *Weather Radar Technology for Water Resources Management*. B. Braga Jr. and O. Massambani, Eds., UNESCO Press.
- Seifert, A., A. Khain, U. Blahak, and K. D. Beheng, 2005: Possible effect of collisional breakup on mixed-phase deep convection simulated by a spectral (bin) cloud model. *J. Atmos. Sci.*, 62, 1917-1931.
- Takahashi, T., K. Suzuki, M. Orita, M. Tokuno, and R. de la Mar, 1995: Videosonde observations of precipitation processes in Equatorial cloud clusters. *J. Meteor. Soc. Japan*, 73 (2B), 509-534.
- 吉野文雄、2002 : レーダー水文学、森北出版、175pp.

