

新しいタイプのレーザー雨滴計の開発とこれを用いた降雨の雨滴粒径分布の観測

山田 正¹・日比野忠史²・鈴木 敦³・蓑島弥成⁴・中津川誠⁵

¹正会員 工博 中央大学教授 理工学部土木工学科 (〒112 文京区春日 1-13-27)

²正会員 工博 広島大学助手 工学部第4類建設系 (〒724 東広島市鏡山 1-4-1)

³正会員 工修 水資源開発公団 (〒378-04 群馬県利根郡片品村大字鎌田 3870)

⁴正会員 工修 神奈川県企業庁水道局 (〒249 神奈川県逗子市山の根 3-4-2)

⁵正会員 工博 北海道開発局 開発土木研究所 (〒062 札幌市豊平区平岸 1条 3丁目)

降雨の雨滴粒径分布を高精度に自動観測できる雨滴粒径計測器(以後レーザー雨滴計とする)を新たに開発した。このレーザー雨滴計は雨滴粒径の観測と雨量強度の観測を同時に行うことが可能であり、かつ安価に作製し得る。本論文は、このレーザー雨滴計を用いた東京における降雨の雨滴粒径分布の2年半にわたる観測の成果を記したものである。本研究において観測された雨滴粒径分布から求められるレーダ定数(B, β)は降雨の成因別に分類でき、一地点では一雨ごとに固定されたレーダ定数を用いてもレーダ雨量計によって実用上十分な精度で降雨強度を算定できることが明らかにされた。

Key Words : *raindrop size distribution, laser raindrop gauge, Marshall-Palmer distribution, radar parameter*

1. はじめに

レーダ雨雪量計による降雨や降雪に関する情報は、防災、河川管理、ダム管理などに有効に利用されている。レーダ雨雪量計の大きな特徴は、広範囲の降雨・降雪域を瞬時にかつ連続的に観測できる点にあるが、降雨・降雪の種類によっては降水量を正しく測定できない場合もある。レーダ雨雪量計により観測された降水量に測定誤差が生じる要因は、例えば吉野(1994)¹⁾により詳細にまとめられており、その一つとしてレーダ雨雪量計の受信電力(レーダ反射因子)から降雨強度に変換する際に用いているレーダ定数が、雨滴(降雪粒子)の粒径分布の違いによって大きく変動することが挙げられる。レーダ雨雪量計がとらえる雨滴(降雪粒子)による電波の反射強度は、レーレーの散乱理論よりその粒径の6乗の総和に比例しており、レーダ雨雪量計によって得られたデータから定量的な降水強度を算定するには、その正確な粒径分布を知ることが必要である。しかし、現状では雨量の観測システムが、建設省によるテレメータや気象庁によるAMeDASに代表されるようにすでにほぼ整備されているのに対して、雨滴(雪粒子)観測は、その観測手段さえ十分に確立されていない。本研究はまず雨滴(雪粒子)の観測手段を確立し、次に観測された降雨(降雪)ごとの粒径分布の違いをレーダ雨雪量計のレーダ定

数に反映させることにより、レーダ雨雪量計の測定精度をさらに向上させることを目的としたものである。

本研究では、1)新しいタイプのレーザー雨滴計の開発、2)レーダ雨滴計の測定精度の確認、3)降雨の雨滴粒径分布の観測に基づいたレーダ定数(B, β)の同定を行った。その結果レーザー雨滴計によって計測された一地点における雨滴粒径分布データから、それぞれの降雨ごとにレーダ定数(B, β)を1組決めることができれば、それによりレーダ雨雪量計の測定精度が向上されることが確認された。

2. 雨滴粒径分布に関する従来の研究

レーダ雨雪量計によって降雨量を定量的に測定することを目的とした雨滴粒径分布に関する研究は、従来から多くの研究者によって行われている。例えば、Marshall and Palmer (1948)はオタワにおける観測結果から降雨の雨滴粒径分布が指数関数で近似でき、その分布パラメータが降雨強度の関数で表されることを示し、レーダ定数(B, β)=(296, 1.47)を提案している²⁾。このMarshall-Palmer分布は、その式形のシンプル性から降雨シミュレーションなどにも広く用いられ、最も有名な雨滴粒径分布のモデル式として知られている。またその他の雨滴の粒径分布に関する多くのモデルは、例え



写真-1 雨滴粒径分布の観測風景 (東京都文京区)

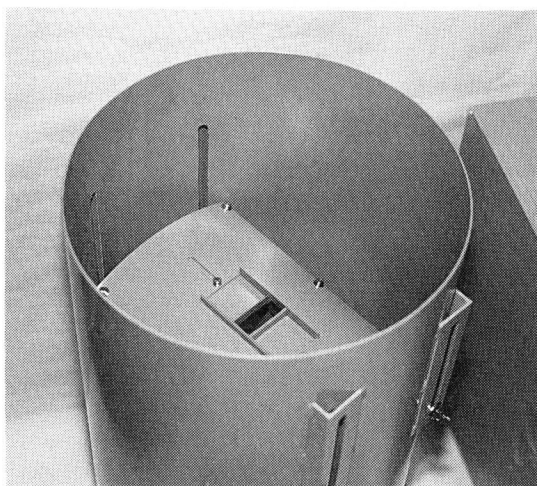


写真-2 (b) 雨滴検出部を上方から見た写真
(図-1にこの雨滴検出部の概略図を示している。)

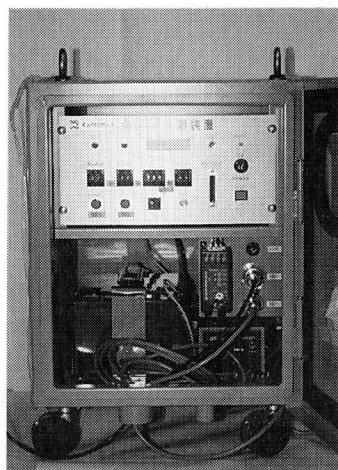


写真-2 (a) データ処理部及びバッテリー部

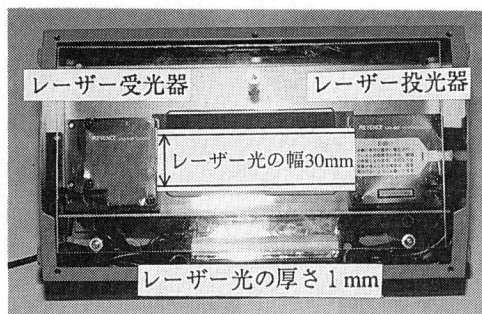


写真-2 (c) センサー内部のふたをはずした状態
(図-2にレーザー光部分の横断面図を示している。)

写真-2 新しく作製したレーザー雨滴計 (雨滴の粒径と落下速度が測定できる。)

ば建設省土木研究所³⁾や沖⁴⁾によって詳しくレビューされている。しかし従来のレーダ観測システムでは、統計的手法により求められたレーダ定数 (B, β) によって $Z-R$ 関係が規定され、雨滴粒径分布を考慮したレーダ定数の同定は実用レベルではあまり行われていない。しかし雨滴粒径分布を考慮した気象学的手法はレーダ観測システムの測定精度向上に極めて有効であり、例えば地上における雨滴粒径分布の観測から $Z-R$ 関係をキャリブレーションして逐次レーダ定数を求める手法が沖・虫明⁵⁾によって提案されている。

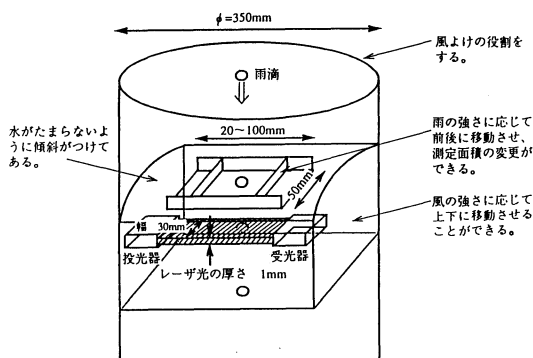
一方、従来から行われている雨滴の観測方法は、例えば、雨滴を採集する方法、雨滴を直接撮影する方法、電気音響による雨滴の運動量を測定する方法、光学的に雨滴断面積を測定する方法などがある⁶⁾。雨滴採集法は最も簡便な方法であり、Wiesner によって試みられたろ紙法、Bentley によって始められた小麦粉法⁷⁾、鶴飼他による油盆法⁸⁾などがある。降雨撮影法による測定の代表的な例としては高橋による特殊ビデオゾンデ観測⁹⁾がある。電気音響法は雨滴の運動量をマイクロフォンによ

て計測する方法で Distromet 社によって開発された、光学的断面積測定法¹⁰⁾は後町によって開発されている。雨滴を直接測定する採集法や撮影法は、測定原理が単純で簡易的な雨滴の測定が可能であるが、データの解析が非常に困難である。電気音響による運動量を測定する方法及び光学的に断面積を測定する方法は自動的な計測が可能であるが、既存の装置は高価であり、全国各地でこれらの装置を使った観測を行うことが困難であるという欠点を持つ。本研究において新たに開発したレーザー雨滴計は光学的断面積測定法に属するが、従来の光学的計測器と異なるのはその光源に安定性の優れたレーザー光を用いた点¹¹⁾にあり、また自動的な降雨・降雪の観測が可能である。

3. レーザー雨滴計の開発

(1) 概要

写真-1 には降雨の観測風景が示されている。写真-2 は本研究において新たに開発されたレーザー雨滴計の



図—1 雨滴検出部分の概略図

システム部 (写真—2 (a)) と計測部 (写真—2 (b), (c)) を示したものである。このレーザー雨滴計は、以下に示す4つの大きな特徴を有する。1) レーザー光 (波長 780 nm) を用いた精密測定機器を準用し、優れた精度で雨滴の粒径と落下速度の計測が可能。2) 転倒ます型雨量計と連動させることにより、雨滴計の電源を自動的に on/off させることが可能。3) バッテリーを装備し、電源が得られない山地流域等での観測が可能。4) 従来の雨滴計と比較し安価。

(2) 測定原理

レーザー雨滴計による雨滴の測定は、レーザー光線の雨滴による遮光量が雨滴の粒径と相関があるという原理を利用して、個々の雨滴による遮光量及び遮光時間から、雨滴の粒径及び落下速度が求められる。図—1 は雨滴検出部分の概略図を示している。

遮光量の雨滴粒径への変換において、落下する雨滴の形状を回転楕円体と仮定し、雨滴の扁平率は式 (1) に示す Pruppacher and Pitter (1971) による実験式によって^{12), 13)}。また解析等に用いる雨滴の等価直径は式 (2) に示すように回転楕円体と等価な体積の球の直径と定義している。

$$\frac{b}{a} = 1 \quad (D \leq 1 \text{ mm}) \quad (1)$$

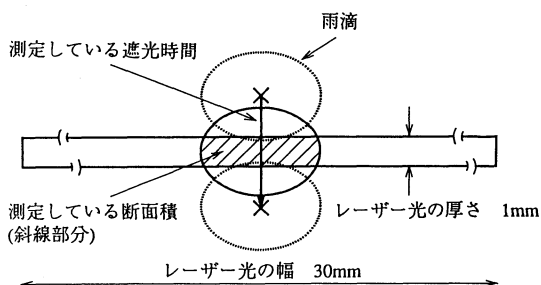
$$\frac{b}{a} = 1.05 - 0.0655D \quad (1 \text{ mm} < D \leq 6 \text{ mm})$$

$$\frac{\pi}{6} a^2 b = \frac{\pi}{6} D^3 \quad (2)$$

ここに a : 回転楕円体の長軸直径 (mm), b : 同短軸直径 (mm), D : 等価直径 (mm) である。

一方、計測している遮光面積は図—2 に示した斜線部分であり、この面積は式 (3) に示すように a , b の関数として表される。

$$S = \frac{a \cdot b}{2} \cdot \left(\alpha + \frac{1}{b} \cdot \cos \alpha \right) \quad \text{ただし, } \alpha = \sin^{-1} \frac{1}{b} \quad (3)$$



図—2 レーザー光の横断面図 (計測する物理量を示す)

式 (1), (2), (3) より、雨滴の等価直径 D (mm), 長軸直径 a (mm), 短軸直径 b (mm), 遮光面積 S (mm²) の関係を求めておくことにより、計測された遮光面積 S (mm²) から雨滴の等価直径 D (mm) が求められる。

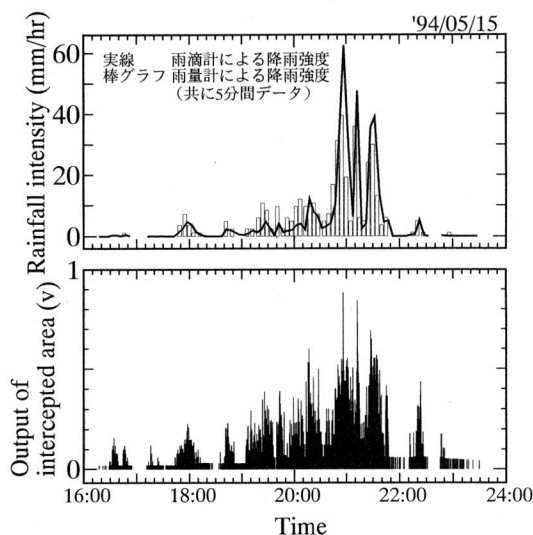
一方雨滴の落下速度 V (m/sec) は、計測した遮光時間 T (msec) を用いて式 (4) より求めることができる。

$$V = \frac{b + L - T_h}{T} \quad (4)$$

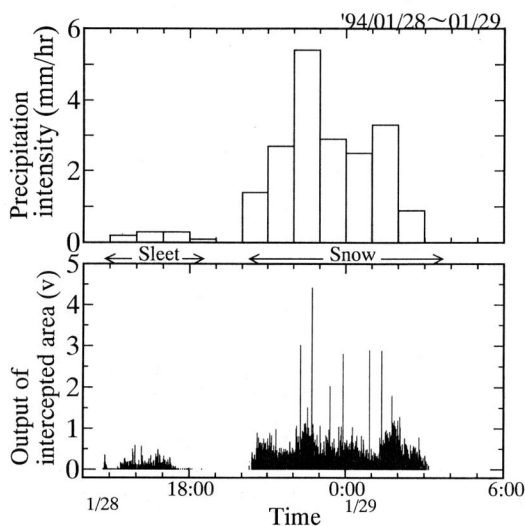
ここに、 L : レーザー光の厚さ (=1 mm), T_h : 雨滴検出までに必要な距離 (mm), T : 遮光時間 (msec) である。

(3) 雨滴計による観測データ

図—3 は観測したある降雨 (a) とみぞれ及び降雪 (b) の2ケースについて、レーザー雨滴計の遮光量の出力 (生データ) を示している。図—3 (a) は降雨の観測例であり、図—3 (b) はみぞれ及び雪の観測例である。図—3 (a) では降雨強度の時系列 (上図) とレーザー雨滴計出力の時系列 (下図) がよく似ていることがわかる。これは雨が強いときには大きな雨滴が存在するという従来我々が経験的に得ている常識的な現象を示しており、この結果はレーザー雨滴計の正常な動作を示している。また図—3 (b) に示した雪によるレーザー雨滴計の出力値は、雨滴による出力と比較し大きいことがわかる。従来のレーダー雨雪量計システムのみでは不可能であった雨と雪の判別は、レーザー雨滴計により計測されたこの遮光量及び落下速度の違いから可能となる。図—4 は図—3 (a) に示した降雨のある5分間の遮光時間の出力 (生データ) を、横軸を時間的に拡大し示したものである。図—4 の点一つひとつは、個々の雨滴がレーザー光を通過するのに要した時間を示している。粒径 0.5 mm ~ 6 mm の雨滴が厚さ 1 mm のレーザー光を通過するのに要する時間は計算より約 0.4 ~ 0.6 msec の間にあり、図—4 よりレーザー雨滴計が雨滴による遮光量の変化を良くとらえていることがわかる。また、電気的ノイズ、あるいは計測部の縁に当たった水しぶき等による出力は、遮光時間から判断し解析ではデータから除去している。



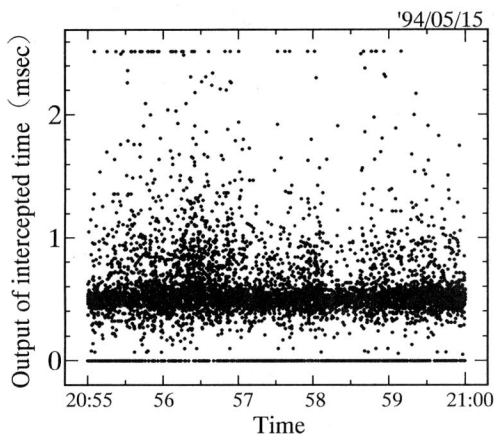
(a) 1994.5.15の寒冷前線による降雨



(b) 1994.1.28~1.29のみぞれ及び降雪

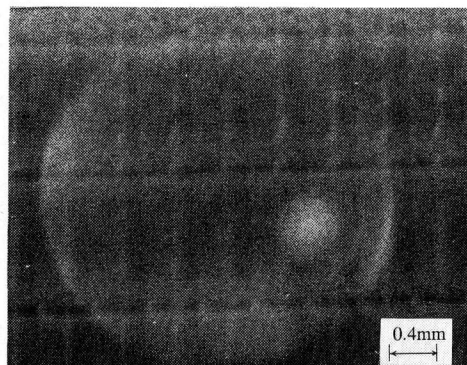
図—3 レーザー雨滴計による雨滴及び雪粒子の観測例

(図—3 (a) 上段には5分間降雨強度(実線は雨滴計, 棒グラフは転倒ます型雨量計による), 下段にはレーザー雨滴計による遮光量の生データ, 図—3 (b) 上段には貯水型雨量計による1時間降水強度, 下段にはレーザー雨滴計による遮光量の生データが示されている.)



図—4 レーザー雨滴計による遮光時間の観測例

(図—3 (a) に示した降雨のある5分間を拡大して示している)



写真—3 検定に用いた水滴写真 ($\phi=2.6\text{ mm}$)

(4) 検定実験

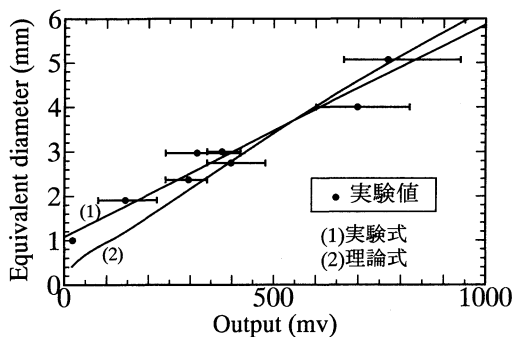
a) 検定方法

遮光面積と雨滴計出力の関係を明らかにするためあらかじめ検定実験を行った。検定実験は内径の異なる注射針を用いて作った種々の大きさの水滴の重量を計測することにより行っている。その水滴の形状は撮影により確認している。水滴の撮影は暗室内で連続して落下させた水滴にストロボスコープを用いて光を当て、シャッターを開放にしたままモータードライブによりフィルムを約33 cm/sec (毎秒8.7コマ相当) で巻き上げるにより撮影した。これにより落下する水滴をうまく写すこと

ができる。1.7 m 上から落下させた水滴を撮影した1例を写真—3に示している。水滴は長径2.60 mm, 短径2.45 mmの回転楕円体をしていることがわかる。

b) 検定結果

図—5にはこれらの検定実験で得られた検定曲線が示されている。雨滴計の出力は水滴の粒径の増大とともに線形的に増大していることがわかる。図—6 (a) は検定実験の一例を示している。ここに示した検定に用いた水滴の粒径は平均粒径が5.07 mmであり、それを3.5 m 上から落下させている。図—6 (a) では水滴径の平均値に対して $\pm 1\text{ mm}$ 程度のばらつきがあるが、これは検定に用いた雨滴の粒径にばらつきがあること、落下中に水滴自体が振動することが原因であり、ビーズ球を落下させた事前の検定では $\pm 0.01\text{ mm}$ の精度を有してい



図—5 レーザー雨滴計の検定曲線（レーザー光幅 30 mm）

た。図—6（b）は同じ検定実験における落下速度のばらつきを示している。落下速度は、粒径として平均粒径の 5.07 mm を用い、遮光時間は計測値から求めたもので、検定実験における遮光時間のばらつきを示しているともいえる。

4. 降雨観測

（1）観測概要

東京都文京区にある中央大学理工学部構内において、レーザー雨滴計、転倒ます型雨量計（0.1 mm・0.5 mm）、貯水型雨量計、温度計、湿度計、三杯式風速計により、雨滴、雨量、温度、湿度、風速の各気象要素の計測が行われている。1992 年 10 月からレーザー雨滴計の試作器を用いて雨滴の観測を行っているが^{14)~16)}、本論文では新たに改良したレーザー雨滴計により計測された 1994 年 1 月～9 月までの特徴的な降雨についての解析結果を示している。

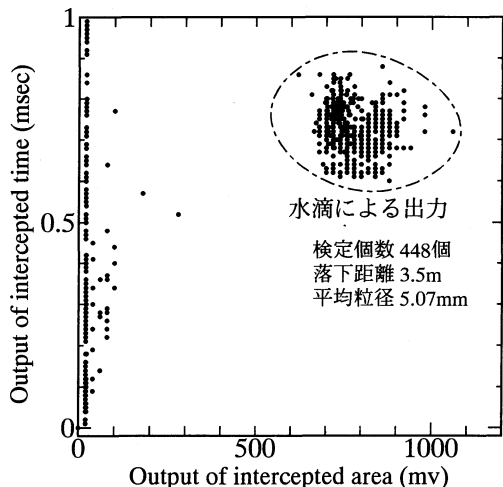
（2）解析に用いたデータ

以下に示す解析は表—1 に示した 16 の降雨について行っている。本研究では、表—1 に示した降雨の成因を新聞紙上で発表される天気図から判断し、また気象庁の AMeDAS データを用いてそれぞれの降雨の雨域の確認を行い降雨の特徴を分類した。図—7 は AMeDAS データ（東京・千葉・神奈川・埼玉）の 1 時間降雨量について、雷雨性の降雨と前線性の降雨について雨域の広さを比較したものを示している。一般に雷雨と呼ばれる対流性の強い降雨は、1～2 箇所の AMeDAS 観測所のみで観測されその雨域が狭く、その他の降雨と容易に判別することができる。

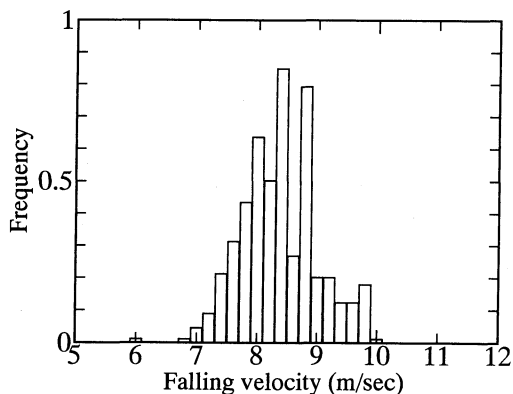
（3）観測結果

a) 観測された雨滴粒径分布

雨滴の粒径分布は分割された各粒径クラスごとに、観



図—6（a） レーザー雨滴計の検定結果の一例
（図の右上に示したデータが検定に用いた雨滴による出力である。これらデータが示すように同一の注射針により作製した水滴でも、それぞれ粒径が異なっている。）



図—6（b） レーザー雨滴計の検定結果の一例
（図—6（a）に示したデータを用いて、平均粒径 5.07 mm を代表粒径と仮定し計算した落下速度のばらつきを示している（平均落下速度 8.19 m/sec、標準偏差 0.628、サンプル数 448）。）

測時間内に観測された n 個の雨滴の落下速度を用いて次の式（5）から求めることができる。

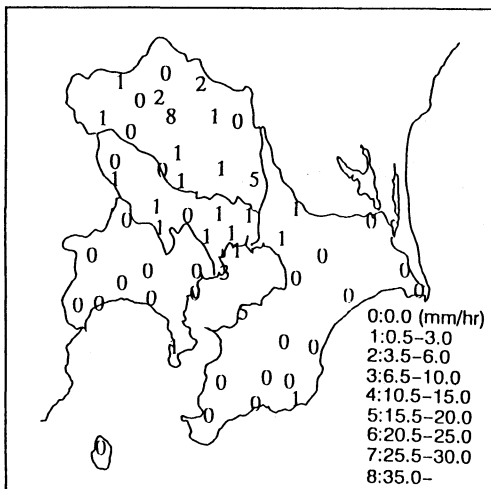
$$N_{Di} = \sum \frac{1}{V \cdot S \cdot T \cdot dD_i} \quad (5)$$

レーザー雨滴計では粒径 0.46 mm～6.0 mm の範囲の雨滴を 47 クラスに分割して計測している。分割幅 dD_i は各クラスにより異なるが、平均すると 0.12 mm である。また $N_{Di} \cdot dD_i$ は 1 m^3 中に存在する i クラス ($D_i - dD_i/2 \leq \text{粒径} < D_i + dD_i/2$) の雨滴の個数、 V は雨滴の落下速度 (m/sec)、 S (m^2) はレーザー雨滴計の観測面積、 T (sec) は観測時間である。

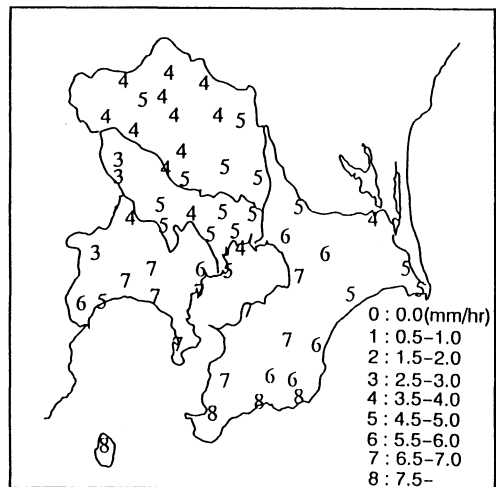
図—8 には一雨中の降雨強度の時系列及び時間の経過に伴う雨滴粒径分布の変化を示している。図の上段の棒

表一 本研究において観測し、解析を行った降雨

日時	降雨の成因	総降雨量 (mm)	天気概況
94/01/18	前線を伴った低気圧	10.3	前線を伴った低気圧が太平洋上を進む。(関東全域に弱い降雨)
94/02/08	前線を伴った低気圧	5.2	前線を伴った低気圧が太平洋上を進む。
94/03/22~24	前線を伴った低気圧	68.9	前線を伴った低気圧が太平洋上を進み、房総半島で常に強い雨が降る。
94/04/01~02	前線を伴った低気圧	15.6	前線を伴った低気圧が太平洋上を進む。
94/05/04	2つの低気圧	17.3	2つの低気圧が日本海と本州の南で発達する。
94/05/11	前線を伴った低気圧	34.5	前線を伴った低気圧が太平洋上を進む。
94/05/15	低気圧及び寒冷前線	34.0	寒冷前線を伴った低気圧が本州上を進む。
94/05/26~27	低気圧及び温暖前線	55.6	温暖前線を伴った低気圧が本州上を進む。天気は西から崩れていくが、同時に低気圧も弱まる。
94/06/01	大気的不安定	7.3	太平洋上に梅雨前線が停滞。北日本を中心に大気不安定。
94/06/09	梅雨前線	16.2	太平洋上に梅雨前線が停滞し、低気圧が前線上を東へ進む。
94/06/18~20	梅雨前線	74.9	太平洋上に梅雨前線が停滞し、低気圧が前線上を東へ進む。
94/07/07~08	梅雨前線(雷雨)	25.8	梅雨前線が東海から山陰にかけて停滞する。
94/07/18	上空の寒気団 (大気的不安定)	60.3	北方の低気圧に伴う寒冷前線が南下し、上空に寒気が流れ込む。関東地方全域において小スケールの雷雨が発生。
94/08/20~21	停滞前線 (大気的不安定)	90.2	北方を気圧の谷が通過。関東地方の広域において、20km以下のスケールの雷雨が多数発生。21日の朝方より、多摩・武蔵野地区を中心に組織的な強い雨域が発生。
94/09/01	上空の寒気団 (大気的不安定)	10.7	北方の低気圧に伴う寒冷前線が南下し、上空に寒気が流れ込む。
94/09/02	上空の寒気団 (大気的不安定)	50.1	全国的に高気圧に覆われているが、日本の上空に北日本を中心として寒気が入り、大気の状態が不安定。8/20と異なり、東京周辺のごく狭い一部分に強い降雨。



(a) '94年8月20日22:00~23:00 (雷雨)

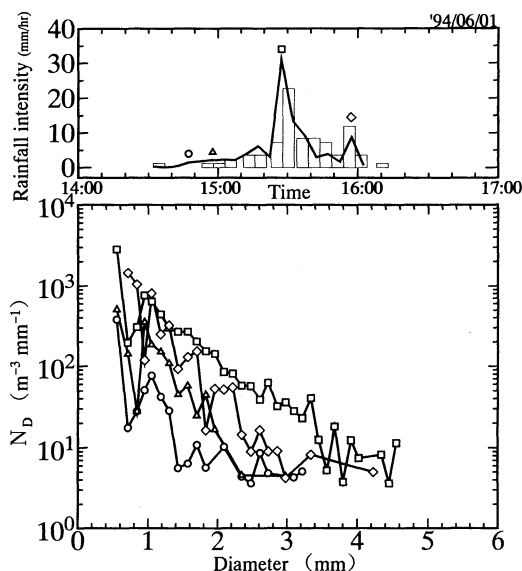


(b) '94年5月12日4:00~5:00 (低気圧による降雨)

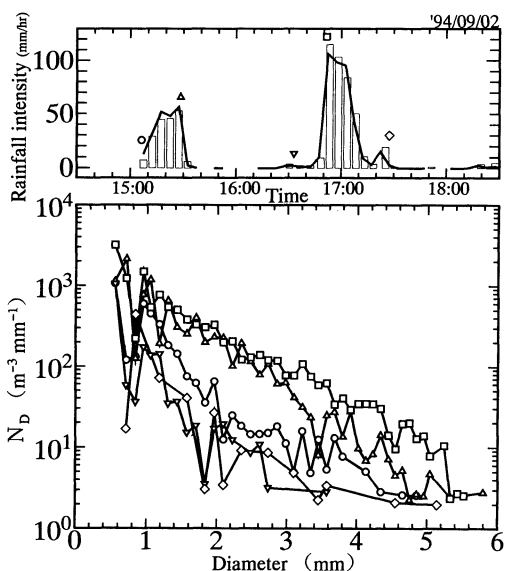
図一 降雨成因の違いによる雨域の比較 (AMeDAS データによる1時間降雨量)

グラフ及び実線はそれぞれ転倒ます型雨量計 (0.1 mm 計) 及び雨滴計により観測された5分間の降雨強度 (mm/hr) が示されている。レーザー雨滴計では、通常の転倒ます型雨量計よりも時間的に詳細な降雨強度が

計測できることがわかる。下段には5分間ごとに整理した雨滴粒径分布が示されている。雨滴粒径分布を表す記号は、図の間に示した時刻のデータを意味している。図一8より、降雨強度と雨滴粒径分布が、降雨の降り始め・



(a) 1994.6.1の降雨(梅雨前線による雷雨)



(b) 1994.9.2の降雨(大気的不安定に伴う雷雨)

図-8 ある降雨における時間の経過にともなう雨滴粒径分布の変化

(上段: 5分間降雨強度の時系列(棒グラフは転倒ます(0.1mm)型雨量計, 実線はレーザー雨滴計の観測結果を示す。) 下段: 図中に示した時刻における雨滴粒径分布を示す(データ整理時間は5分間としている。))

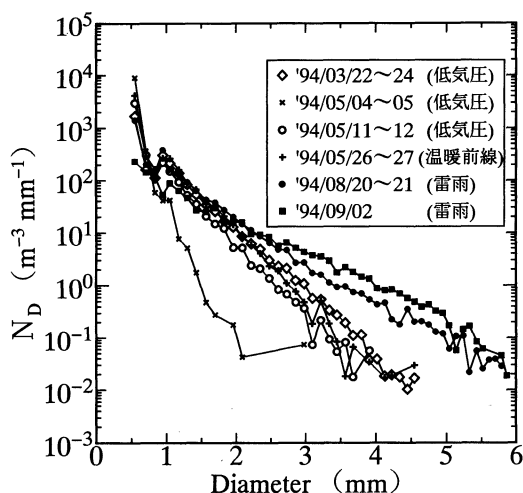


図-9 一雨ごとに整理した雨滴粒径分布
(片logスケール上に示された雨滴粒径分布は、低気圧性降雨では直線形状を示すが、雷雨性降雨ではSを横にしたような形状を示している。)

降雨中・降り終わりで変化していることがわかる。次に一雨ごとに、降り始めから降り終わりまでの長い時間スケールで見た雨滴粒径分布を示したのが図-9である。観測された雨滴粒径分布は、雨域の狭い雷雨性の降雨では、粒径3mm以上の雨滴の個数が相対的に多く、Sを横にしたような形になっているが(この結果は従来示さ

れている傾向と一致している³⁾), Marshall-Palmer (1948) が示したようにほぼ指数関数で近似できることがわかる。図-10(a)-(c)は全降雨について指数関数で近似した時の分布パラメータである傾き λ 及び切片 N_0 と、降雨強度 R の3つの変数の関係を示しており、その時間スケールを1時間と5分間とで比較している。著者らの観測結果では、雨滴粒径分布の分布パラメータについて次式のような結果が得られた。

観測時間スケール

1 時間の場合

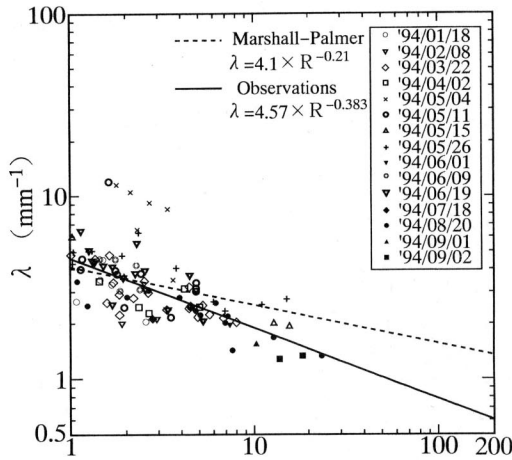
$$\lambda = 4.57R^{-0.383} \quad N_0 = 8000R^{-0.61} \quad (6)$$

5 分の場合

$$\lambda = 4.0R^{-0.29} \quad N_0 = 8000R^{-0.39} \quad (R \leq 20 \text{ mm/hr})$$

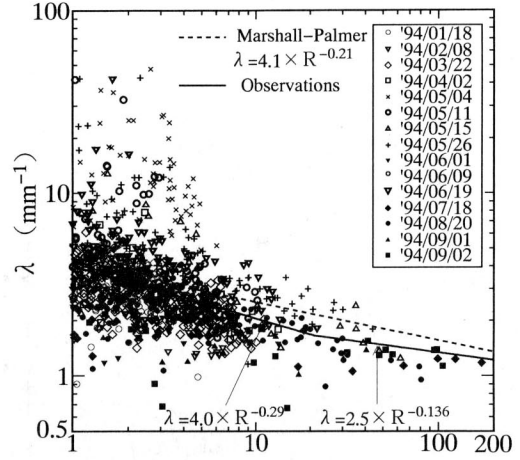
$$\lambda = 2.5R^{-0.136} \quad N_0 = 1000R^{0.26} \quad (R > 20 \text{ mm/hr}) \quad (7)$$

これらの図-10(a)-(c)よりどちらの時間スケールでも、傾き λ 及び切片 N_0 は、降雨強度 R が5mm/hr以下では値が大きくばらついているが、全体的な傾向として R に依存していることがわかる。この傾向は沖・虫明(1993)⁵⁾が示した傾向と一致している。また時間スケールを5分間とすると、傾き λ 及び切片 N_0 の傾向がある降雨強度を境に変化していることがわかる。これは降雨強度の増加に伴い、雨滴粒径分布の形成過程が図-11に示すように過程1と2の2種類あることが推測



Rainfall intensity R (mm/hr)

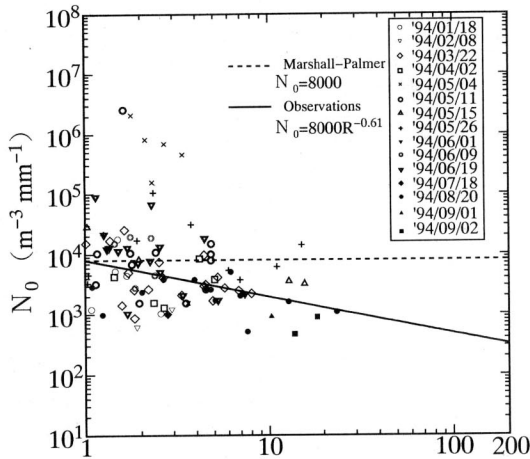
(データ整理時間 1 時間)



Rainfall intensity R (mm/hr)

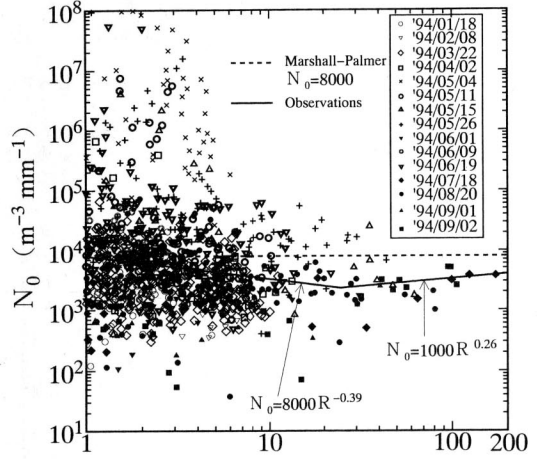
(データ整理時間 5 分間)

図—10 (a) 降雨強度と雨滴粒径分布の傾き λ の関係



Rainfall intensity R (mm/hr)

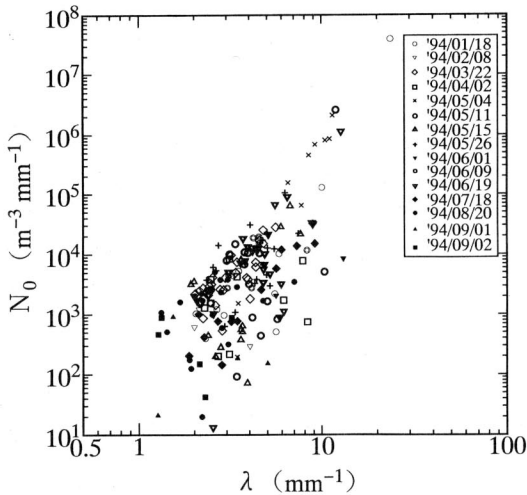
(データ整理時間 1 時間)



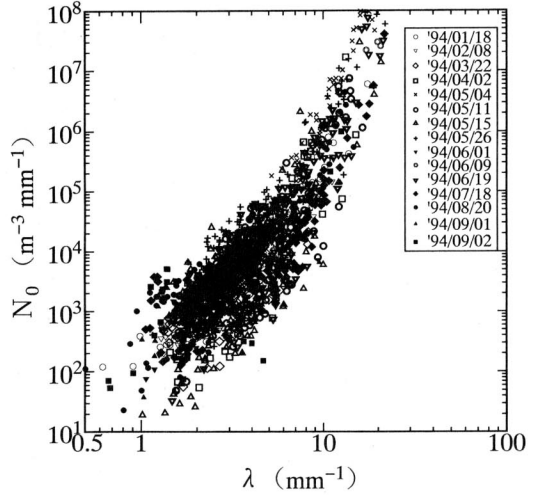
Rainfall intensity R (mm/hr)

(データ整理時間 5 分間)

図—10 (b) 降雨強度と雨滴粒径分布の切片 N_0 の関係

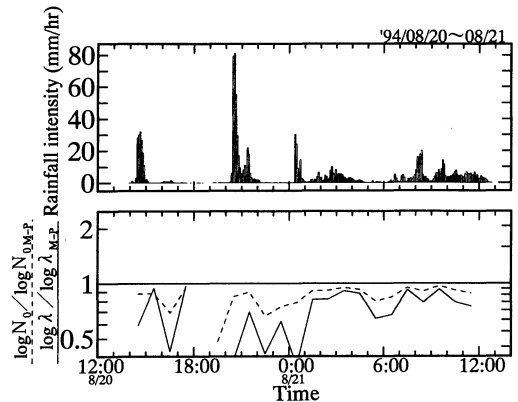
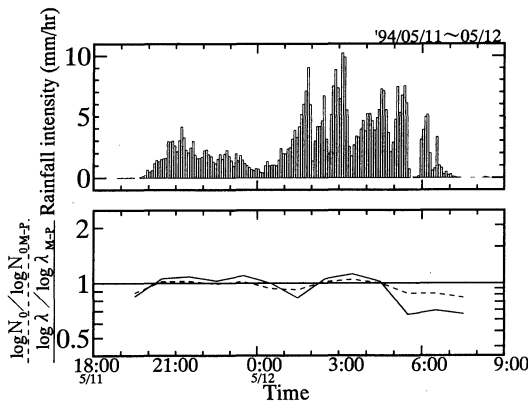
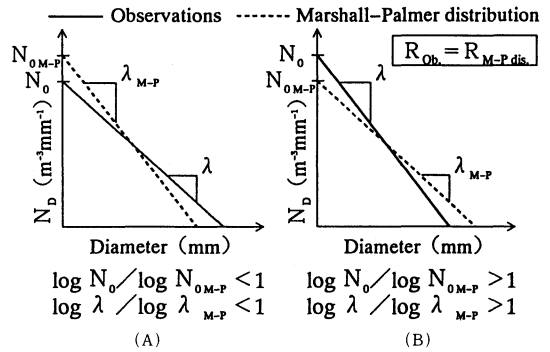
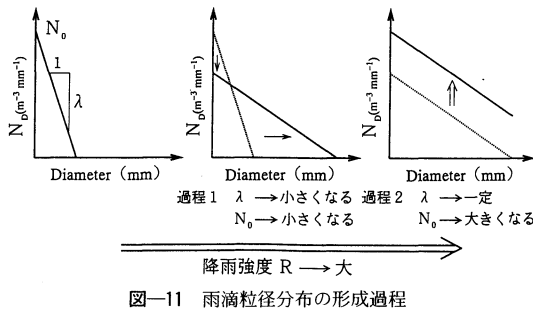


(データ整理時間 1 時間)



(データ整理時間 5 分間)

図—10 (c) 雨滴粒径分布の傾き λ と切片 N_0 の関係



図—13 Marshall-Palmer 分布と観測値との比較

(Marshall-Palmer 分布は低気圧性降雨の雨滴粒径分布を平均的に表現したモデルであり、雷雨性降雨でも同じ降雨強度でも図—12 (A) のように大きな雨滴が Marshall-Palmer 分布よりも多く存在することがわかる。)

できる。過程1では雨滴粒径分布が降雨強度の増加に伴い、傾き λ 及び切片 N_0 がともに減少する。これは大きな雨滴が小さな雨滴を捕捉する現象が卓越していることが考えられる。過程2では降雨強度の増加に伴い、傾き λ が一定で切片 N_0 が増加する。これは併合によって粒径6 mm以上になった雨滴が多く的小さな雨滴に分裂する現象が卓越していることが考えられる。しかしこの傾向は、時間スケールを1時間とした場合には見られない。すなわち見る時間スケールが異なると、降雨強度も雨滴の粒径分布形も異なり、1時間程度の長い時間スケールで見るとこのような現象は包括されてしまうことがわかる。

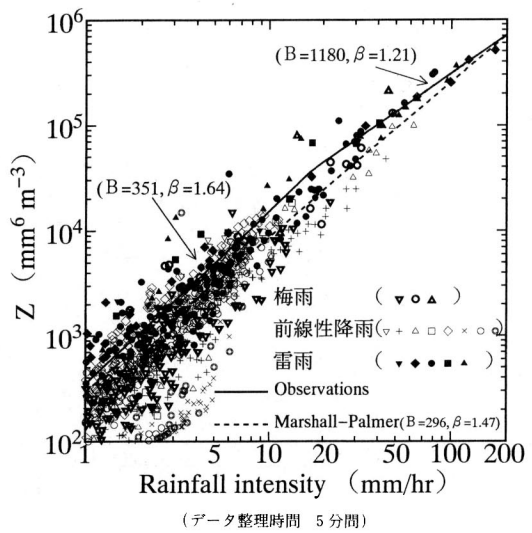
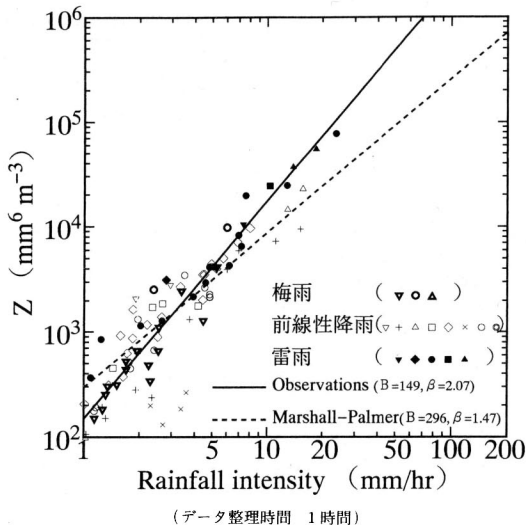
b) Marshall-Palmer 分布と観測値との比較

Marshall-Palmer 分布は観測データをもとに求められた雨滴粒径分布の経験式で、次の式(8)に示すように降雨強度の関数として表される。

$$N_D = N_0 \exp(-\lambda D), \lambda = 4.1 R^{-0.21} \quad (8)$$

ここに、 $N_0 = 8000 \text{ (m}^{-3} \text{ mm}^{-1}\text{)}$ 、 $\lambda \text{ (mm}^{-1}\text{)}$ 、 $D \text{ (mm)}$

は雨滴の粒径、 R は降雨強度(mm/hr)である。雨滴の粒径分布は降雨強度に依存するため、その降雨中に大きい雨滴が相対的に多いのか、あるいは小さい雨滴が相対的に多いのかは、それぞれの時間における降雨強度を考慮して比較されなくてはならない。そこでこの一雨における降雨の雨滴粒径分布がどのように変動しているかを、降雨強度の関数である Marshall-Palmer 分布と比較することにより検討した¹⁷⁾。図—12に示したように Marshall-Palmer 分布の N_0 及び λ との比が1より小さいとき(A)では、大きな雨滴が Marshall-Palmer 分布よりも相対的に多いことを示し、1より大きいとき(B)では、小さい雨滴が Marshall-Palmer 分布よりも相対的に多いことを示している。図—13は1時間ごとに観測された雨滴粒径分布と Marshall-Palmer 分布との比較例が示されている。図—13より、雷雨は一雨を通して(A)の傾向があり、すなわち大きな雨滴が Marshall-Palmer 分布よりも相対的に多く、低気圧性の降雨は平均的に Marshall-Palmer 分布に近いことが



図—14 雨滴粒径分布の観測から得られた $Z-R$ 関係
(観測する時間スケールが異なると $Z-R$ 関係も変わり、レーダ定数 B , β の値が変わることがわかる.)

わかる。

c) レーダ反射因子 Z と降雨強度 R

式 (9) に示すように、雨滴計による観測値からレーダ反射因子 Z を求めることができる。

$$Z = \sum_{i=1}^j D_i^6 \cdot N_{Di} \cdot dD_i \quad (9)$$

ここに、 D_i は i クラスの雨滴の等価直径 (mm), j は総分割クラス数 (ここでは $j=47$ としている) である。また式 (10) に示すように、雨滴計による観測値から降雨強度 R (mm/hr) を求めることができる。

$$R = \frac{600\pi}{S \cdot T} \sum_{i=1}^j D_i^3 \cdot N(D_i) \quad (10)$$

ここに、 $N(D_i)$ は観測された i クラスの雨滴の個数である。図—14 は解析した降雨について式 (9) 及び式 (10) によって求めた降雨強度 R とレーダ反射因子 Z との関係、時間スケールを 1 時間と 5 分間とで示している。

図—14 に示した点線は Marshall-Palmer が示した $Z-R$ 関係を示しており、実線は雨滴粒径分布を指数関数と仮定し、その形状パラメータの降雨強度依存性を示した式 (6) 及び式 (7) から得られた $Z-R$ 関係、式 (11) 及び式 (12) を示している。

観測時間スケール

$$1 \text{ 時間の場合 } Z = 149R^{2.07} \quad (11)$$

$$5 \text{ 分間の場合 } Z = 351R^{1.64} \quad (R \leq 16.7 \text{ mm/hr})$$

$$Z = 1180R^{1.21} \quad (R > 16.7 \text{ mm/hr}) \quad (12)$$

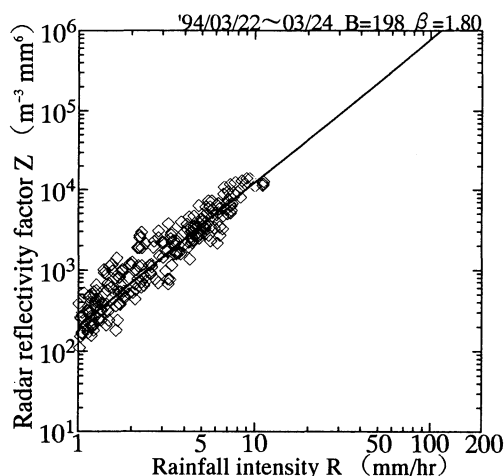
雨滴粒径分布にもその傾向が見られたように、観測された時間スケールの違いにより、異なるレーダ定数が求め

られた。また Marshall-Palmer 分布は全ての降雨の平均的な値を示しているが、観測結果から求めた $Z-R$ 関係は、降雨ごとにかなりばらついている。現行のレーダシステムのように一定のレーダ定数を用いた場合、特に雷雨性降雨に対する測定誤差が大きくなることが雨滴粒径分布の観測結果からわかる。

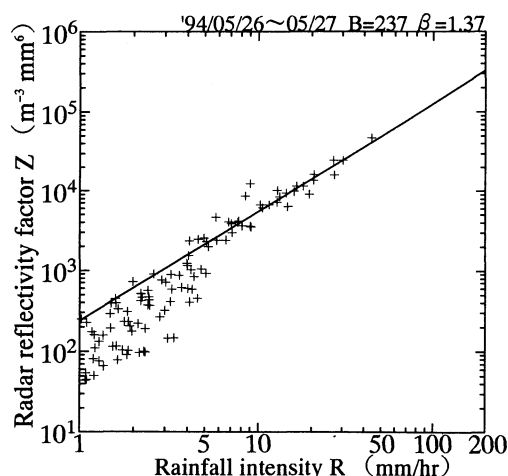
さらに一雨ごとにこの $Z-R$ 関係の検討を行った。図—15 は、雨滴粒径分布の観測値から一雨ごとに整理した $Z-R$ 関係を示している。 Z 及び R は 5 分ごとに算出した。著者らの行った観測によると、 $Z-R$ 関係は一雨ごとに同じような傾向を示すことがわかった。図—15 に示された直線は、 $R > 5$ mm/hr のデータを用いて回帰されたものである。この方法によって求めた一雨ごとのレーダ定数の分布が図—16 に示されている。 $Z-R$ 関係は一雨ごとに異なるが、降雨の成因別に分類できる傾向はみられる。しかし大気不安定による対流性の強い雷雨では、レーダ定数 (B , β) が大きくばらついている。これは 1) 雷雨性降雨の時間スケールが非常に短く、2) 3 mm 以上の雨滴が多いために粒径分布のばらつきの影響が大きいことの 2 点が考えられる。また著者らの観測から得られたレーダ定数 B , β は、参考値として示した建設省及び北海道開発局が設置している既存のレーダ雨量計において用いられている値と傾向が一致している。それぞれの地域でレーダ定数が異なるのは、対象とする降雨を雷雨性降雨にするのか、低気圧性降雨にするのかの違いではないかと考えられる。

d) 一雨ごとに同定したレーダ定数の検討

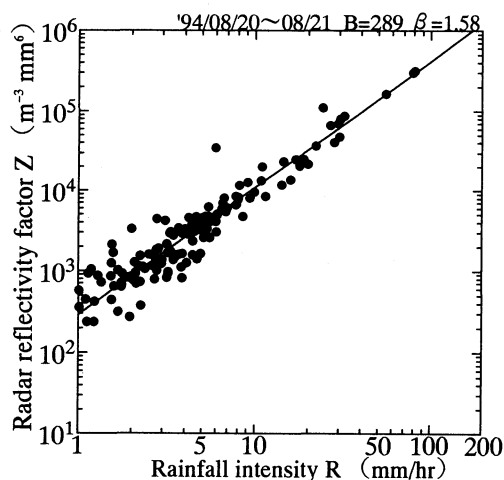
レーダ雨雪量計は、レーダ定数 (B , β) を用いて、



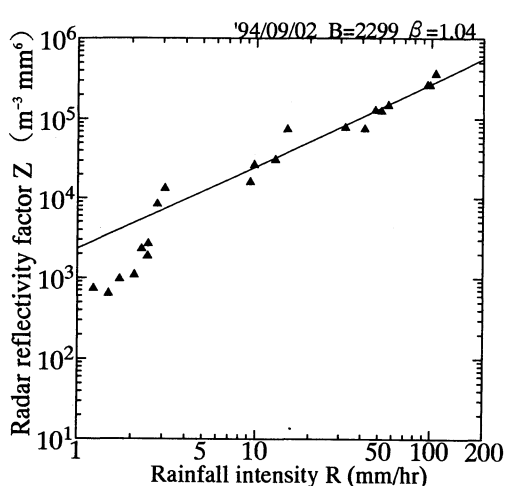
(a) 低気圧による降雨



(b) 温暖前線による降雨



(c) 停滞前線による雷雨



(d) 大気的不安定に伴う雷雨

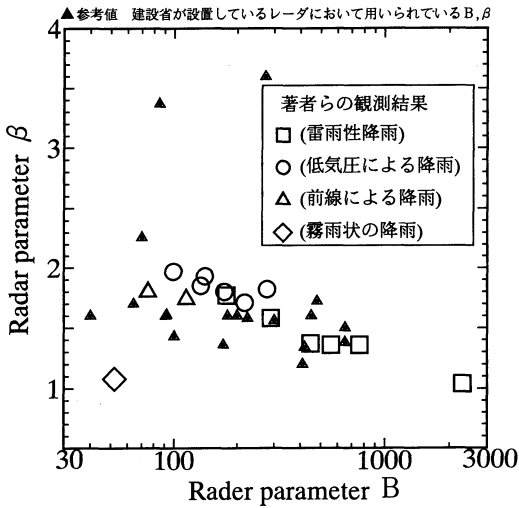
図—15 一雨ごとに整理した $Z-R$ 関係 (一雨ごとに一定の傾向を示すことがわかる.)

(直線は、5分ごとに雨滴粒径分布から算出した Z と R について、 $R > 5$ mm/hr のデータを用いて回帰されている.)

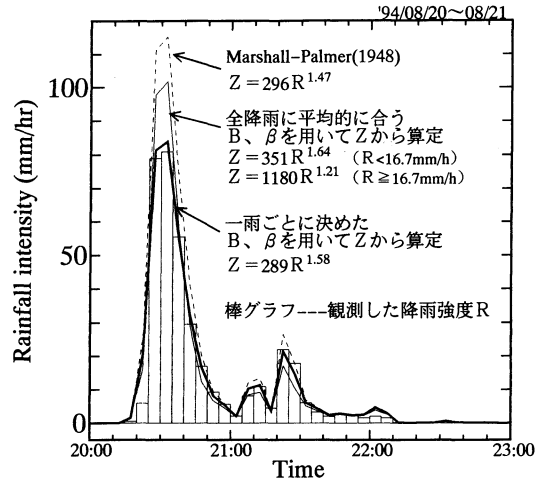
観測されたレーダ反射因子 Z から降雨強度 R を換算している。そこでレーダ定数の違いに伴う、換算された値と実際の観測値との推定誤差の評価をおこなった。図—17は全降雨について求められた平均的なレーダ定数 (B, β) を用いた場合と、一雨ごとに決定したレーダ定数 (B, β) を用いた場合について、観測されたレーダ反射因子 Z から算定した降雨強度の時系列を、観測された降雨強度 R とともに示している。なお、参考値として、Marshall-Palmerにより提案されたレーダ定数 (B, β) を用いた場合も示している。ここに示した降雨は雷雨性の降雨であるが、平均的に求めたレーダ定数 (B, β) を用いた場合、降雨強度を約2割程強めに算定していることがわかる。

e) レーダ定数の時間変動

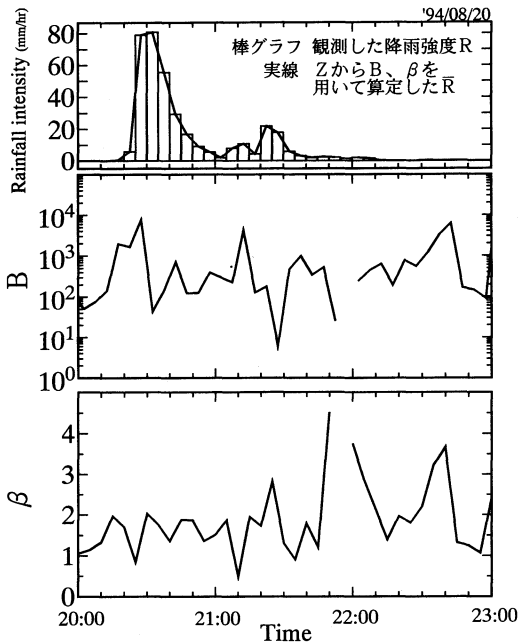
さらにレーダ定数の時間変動について検討を行った。観測結果を5分間ごとに整理し、 R と Z の時系列データを用いて統計的にレーダ定数 (B, β) を求めた。図—18には、過去10分間の2つのデータ (R, Z) を用いて決定した (B, β) の時系列及び降雨強度の比較例が示されている。求められた (B, β) は大きくばらつき、物理的に根拠のない値を示している。また用いるデータを過去1時間の12個のデータ (R, Z) を用いた場合が図—18 (b) に示されている。この場合 (B, β) は粒径分布から得られている値とオーダーが等しく妥当性があるが、雷雨の降り始めの突然非常に強く降り出している時間帯の R をうまく算定できていない。これは1地



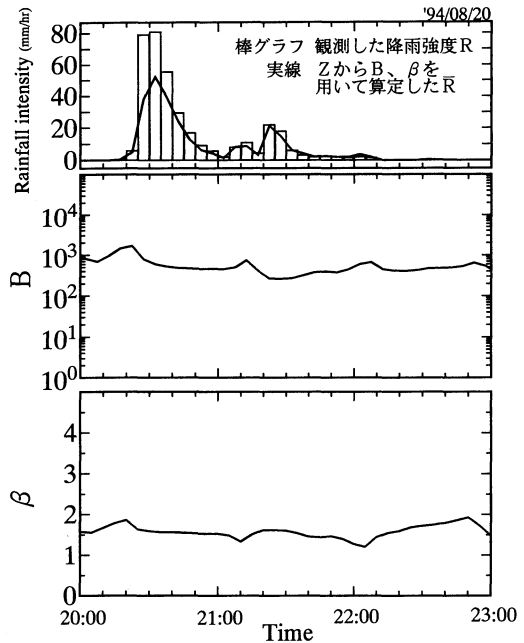
図一16 観測された雨滴粒径分布から求めたレーダ定数 B , β の分布
(参考値として、建設省及び北海道開発局が設置している既存のレーダ雨量計において用いられているレーダ定数 B , β が示されている.)



図一17 実測した降雨強度と Z から算定した降雨強度
(この結果一雨ごとにレーダ定数を決定すると、レーダ雨量計によって実用上十分な精度で降雨強度が算定できることがわかる.)



(a) 過去10分間のデータを用いた場合



(b) 過去1時間のデータを用いた場合

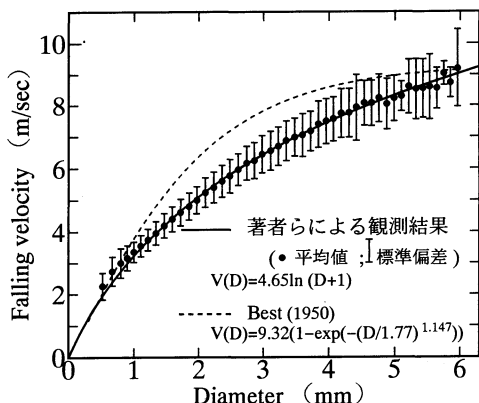
図一18 決定したレーダ定数 (B , β) を用いて算定した降雨強度 \bar{R} と雨滴粒径分布から求めた降雨強度 R 及びレーダ定数 (B , β) の時系列の一例
((a) の場合, B , β が物理的にあり得ないほどの値を示している. (b) の場合, 突然降雨強度が強くなる部分がよく合わない.)

点のデータを用いているためであり、このような雷雨性降雨を統計的手法により精度よく算定するためには数点で雨滴粒径分布が観測される必要があり、ここにこの安

価なレーザー雨滴計の必要性があるといえる。

f) 観測された雨滴の落下速度

雨滴の落下速度は、Gunn and Kinzer (1948) などに



図—19 観測された雨滴の落下速度

(表—1 に示した全 16 降雨について整理した各クラスごとの雨滴の落下速度の平均値及びその標準偏差を示している。)

より実験的に示されている¹⁸⁾。また、Best (1950) は観測結果から式 (13) を提案している¹⁹⁾。

$$V(D) = A[1 - \exp\{- (D/m)^n\}] \quad (13)$$

ここに、 A 、 m 、 n は大気の状態によって決定される係数であり、標準大気では $A = 9.32$ 、 $m = 1.77$ 、 $n = 1.147$ である。この式 (13) は Gunn and Kinzer (1948) による実験値とよく一致しており、一般に雨滴の終末速度として用いられることが多い。

著者らの行った観測で得られた雨滴の落下速度は、使いやすい形で表すと次式 (14) のように示される。

$$V(D) = 4.65 \times \log(D+1) \quad (14)$$

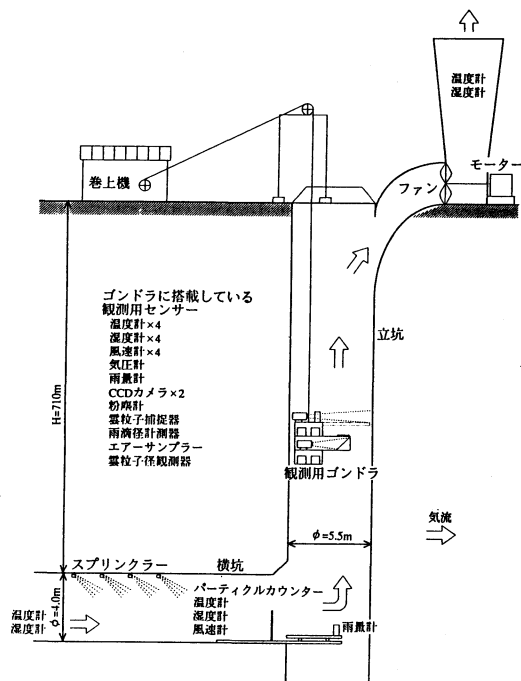
図—19 は表—1 に示した全ての降雨について整理した雨滴粒径ごとの落下速度の平均値及びその標準偏差を示しており、点線は式 (13) を示している。観測された雨滴の落下速度は、季節を問わず Gunn and Kinzer (1948) が示した値よりも約 1 割ほど小さい値を示している。

5. 定常状態の降雨における落下に伴う雨滴粒径分布の変化

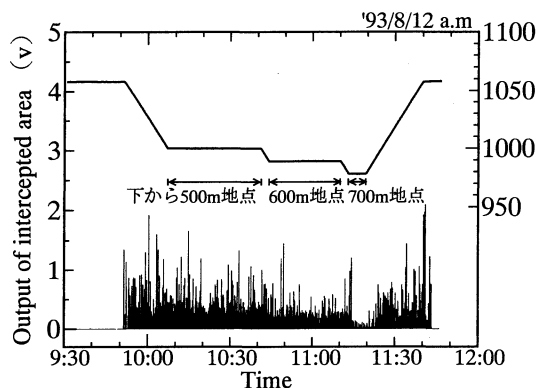
(1) 立坑を用いた雲物理実験^{注)}

著者らはこれまでに、北海道において廃坑になった炭坑の長大立坑を用いた実スケールの雲物理実験を行い、雲の形成過程を明らかにしている。図—20 は観測に用いている長大立坑の概略図を示している。この実験施設を用いて、定常状態の降雨の雨滴粒径分布が鉛直的に計測できる。この立坑内の雨滴粒径分布は、設置した観測用ゴンドラ上に取り付けたレーザー雨滴計の試作器により計測した。

注) この長大立坑を用いた実スケールの雲物理実験はすでに土木学会論文集に掲載されており²⁰⁾、実験の詳細はそちらを参照されたい。



図—20 雲物理実験に用いた長大立坑の概略図



図—21 雲物理実験における雨滴計出力 (生データ) と観測用ゴンドラに設置した気圧計データ (気圧データは観測している高度を意味している。)

(2) 実験結果

図—21 は雲物理実験において行ったある 1 ケースの雨滴計出力を示している。この観測ケースでは、観測用ゴンドラは気圧データに示されているように横坑の基準点から上に 500 m、600 m、700 m の 3 つの高度において、それぞれ約 33 分、約 25 分、約 5 分間停止させている。図—22 はこのゴンドラが停止しているときの雨滴計出力から得られた雨滴の空間分布を示している。データは検出された雨滴を粒径 0.2 mm 以上について 0.1 mm 刻みで整理している。図—21 より、1) 直径 0.9 mm 以下の雨滴が高度が下がるにつれて増加しており、2) 雨滴

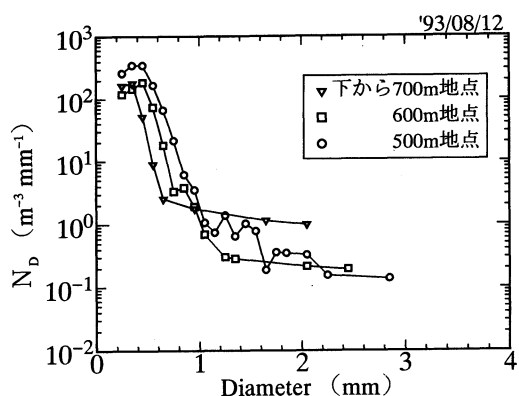


図-22 雲物理実験において確認された雨滴の落下に伴う粒径分布の変化
(下に行くほど粒径の最大値が大きくなる。)

直径の最大値が 1.4 mm から 1.8 mm に増加していること、がわかる。わずか 200 m 落下する間に雨滴粒径分布が大きく異なっていることが観測された。これらの観測結果は雨滴が 200 m 落下する間に雲粒を捕捉し成長したことを示していると考えられる。また各高度とも雨滴粒径のピーク値は 0.3 mm~0.4 mm の間にあり、粒径が大きくなるにつれて雨滴の個数が指数関数的に減少している。この傾向は先に示した一般的に観測される降雨の雨滴粒径分布と良く一致している。本論文では、実際に観測された降雨において、その成因別に雨滴粒径分布が異なり、レーダ定数 (B, β) が分類できることを示した。このような違いが生じる要因として、それぞれの降雨ごとに、例えば上昇風速の速さが異なること、あるいはその雲内の降水粒子の形態が異なること、などが考えられるが、各降雨ごとに雲の高度が異なると、雨滴が落下途中に衝突・併合・分裂を繰り返し、その粒径分布が変化することも考えられる。レーダ雨量計の測定誤差には、上空と地上とでの雨滴粒径分布の違いの影響も挙げられ、このような実スケールの雲物理実験や数値シミュレーションによるその影響の定量評価及び検討を現在著者らは行っている²¹⁾。

6. 結 論

研究成果をまとめると以下ようになる。

- 1) この雨滴計は降雨強度計として十分な精度を持ち、短時間の降雨強度の変動を測定することが可能である。
- 2) 雷雨性降雨では粒径 3 mm 以上の雨滴が相対的に多く、雨滴粒径分布は、指数関数の直線に対して S を横にしたような形状をしている。
- 3) 5 分間の時間スケールで観測された雨滴粒径分布は、降雨強度 20 mm/hr 付近でその形状の傾向が変わる。

- 4) $Z-R$ 関係は、観測される時間スケールによって変わる。
- 5) 一定の時間スケールで比較すると、 $Z-R$ 関係は降雨の成因毎に分類できる。しかし雷雨性降雨ではそのばらつきの範囲が広い。
- 6) 一雨ごとに $Z-R$ 関係は一定の傾向を示し、レーダ定数 (B, β) を一降雨ごとにそれぞれ一組に定めることができる。
- 7) 定常的にコントロールされた雲物理実験において計測された雨滴粒径分布は、雲の下端から雨滴が落下する過程でその粒径分布が変化することが明らかになった。
- 8) 本結果をもとに降雨の種類に応じたレーダ定数の値を用いることによってレーダ雨雪量計の精度の向上が期待できる。実用的には降雨当初にレーダ定数を決定することになるが本レーザー雨滴計を流域内の数カ所に配置することによってその決定は可能になる。

謝辞：本研究は文部省科学研究費一般研究 (c) (代表山田正)、及び河川情報センター開発助成援助金の援助を受けて行われており、ここに記して謝意を表す。また、東京大学生産技術研究所 沖 大幹氏には数多くの貴重な助言を頂き、本研究が遂行することができた。ここに記して深甚なる謝意を表す。

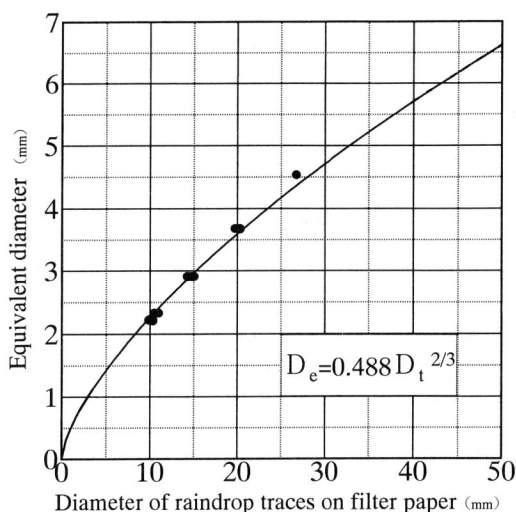
付録 測定精度の検証

(1) ろ紙法との比較 (雨滴粒径分布について)

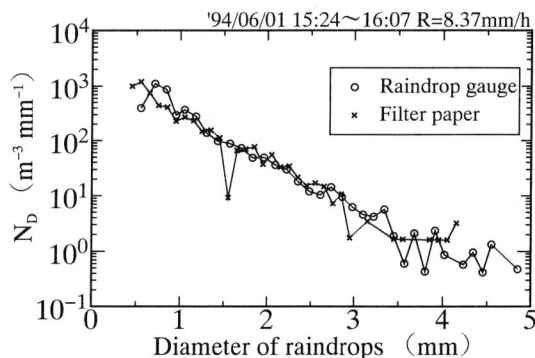
雨滴粒径分布の観測は、レーザー雨滴計と並行しろ紙法を用いて行い、レーザー雨滴計の測定精度を検討した。ろ紙法は、降雨強度に応じてろ紙を雨の下に 1~10 秒間さらし、ろ紙上に落ちた雨滴の質量を、附着させた Water-blue が溶けてできた痕跡の大きさから求める方法である²²⁾。ろ紙上にできた痕跡の大きさは、雨滴の質量とろ紙の厚さ及び空隙率に比例する²³⁾。本論文では、使用したろ紙 (Filter Paper 2; アドバンテックトーヨー社) について検定実験を行い、雨滴による痕跡の大きさから雨滴粒径への変換として付図-1 に示すように式 (15) で表される検定曲線を得ている。

$$D_e = 0.488 D_t^{\frac{2}{3}} \quad (15)$$

ここに D_e は雨滴の等価直径 (mm), D_t は痕跡直径 (mm) である。レーザー雨滴計が降雨を自動的かつ連続的に観測できるのに対し、ろ紙法による観測は限定された期間にしか観測できない。またろ紙法は観測者に対する負担が大きく、降雨強度が強いときには痕跡が重なり合い測定精度が悪くなるという不利点を持つ。しかしろ紙法は測定原理が単純で確実に雨滴粒径を計測することができるという利点を有する。



付図-1 本研究において用いられたろ紙法における痕跡(横軸)と雨滴粒径(縦軸)との関係

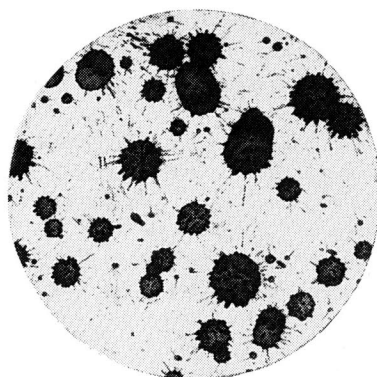


付図-2 レーザー雨滴計とろ紙法の観測結果の比較
(2つの別の方法によって観測された雨滴粒径分布が互いに一致していることが確認できる。)

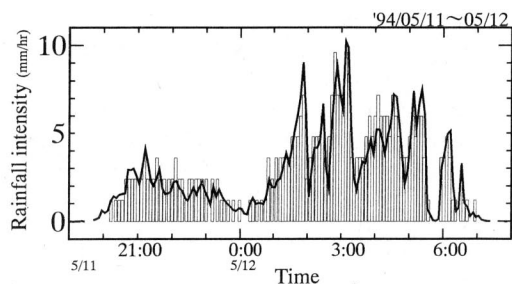
付図-2はレーザー雨滴計とろ紙法によって観測した雨滴粒径分布が比較されている。観測期間は43分間であり、○印が雨滴計、×印はろ紙法による観測値である。ろ紙法では計測期間中2分ごとに降雨強度に応じて1秒から10秒間計測を行い、合計77秒間に1259個の雨滴を観測している。より雨滴計観測とろ紙法観測から求めた雨滴粒径分布は良く一致していることがわかる。

(2) 転倒ます型雨量計と比較(降雨量について)

付図-3にはレーザー雨滴計と転倒ます型雨量計による5分間の降雨強度の比較が示されている。レーザー雨滴計によって観測された降雨強度は、ほぼ雨量計による降雨強度と一致している。さらにレーザー雨滴計では、雨量計よりも時間的に詳細な分単位の降雨強度の測定が可能であることがわかる。



付録写真 ろ紙による雨滴の捕捉状況
(ろ紙直径: 11 cm, 観測時間: 1994. 6. 1. 15:38 (1秒間), 測定した雨滴71個から求めた降雨強度 R : 59.7 mm/h)



付図-3 レーザー雨滴計と転倒ます型雨量計との降雨強度の比較
(棒グラフが転倒ます型雨量計(0.1mm)、実線がレーザー雨滴計により観測された降雨強度(共に5分間における)を示しており、互いに一致していることが確認できる。)

参考文献

- 1) 吉野文雄: レーダ水文学の発展と課題-レーダによる降水強度の定量観測を中心として-, 土木学会論文集, II-27, Vol.491, pp.15-30, 1994.
- 2) Marshall, J.S. and W.Mck. Palmer: The Distribution of Raindrops With Size, *J. Meteor.*, 5, pp.165-166, 1948.
- 3) 建設省土木研究所: 降水現象のレーダ観測に関する調査報告書, 土木研究所資料第2353号, 1986.
- 4) 沖大幹: 雨滴粒径分布とレーダによる降水観測-B \sim β 関係と雲物理, 鉾山の長大立坑を利用した実スケールの雲物理実験-雲をつかむ実験-, 平成3年度科学研究費補助金(総合研究B)研究成果報告書, pp.11-24, 1992.
- 5) 沖大幹, 虫明功臣: 雨滴粒径分布データを用いたレーダ換算定数の同定, 水工学論文集第37巻, pp.9-14, 1993.
- 6) Oguchi, T.: Electromagnetic Wave Propagation and Scattering in Rain and Other Hydrometeors, *Proc. of the IEEE*, Vol.71, No.9, pp.1029-1078, 1983.
- 7) Laws, J.Otis and Donald A.Parsons: The relation of raindrop-size to intensity: *Trans. Amer. geophys. Union*, 24, part II, pp. 452-460, 1943.
- 8) Ugai, S., K. Kato, M. Nishijima, T. Kan and K. Takagi: Fine Structure of Rainfall, *Ann. Telecommunic.*, 32,

- pp.422-429, Nov-Dec. 1977.
- 9) 高橋 劭：地球温暖化と水循環，琵琶湖プロジェクト特別講演資料，Mar.，1993.（未出版）
 - 10) 後町 幸雄：雨滴粒径の測定，気象研究ノート，130，pp.119-132，1976.
 - 11) 日本科学工業（株）：レーザー雨滴計取扱説明書，1994.
 - 12) Pruppacher, Hans R. and R.L.Pitter : A Semi-Empirical Determination of the Shape of Cloud and Rain Drops, *J. Atmos. Sci.*, 28, pp.86-94, 1971.
 - 13) Pruppacher, Hans R. and James D. Klett : *Microphysics of Clouds and Precipitation*, D. Reidel Publishing Company, pp.311-315, 1978.
 - 14) 鈴木敦，養島弥成，山田正：レーザー光を用いた雨滴計の作製（その1），第20回土木学会関東支部技術研究発表会講演概要集，pp.142-143，1992.
 - 15) 鈴木敦，養島弥成，日比野忠史，山田正：レーザーを用いた雨滴粒径分布測定器の作製と測定結果，第48回土木学会年次学術講演会講演概要集，pp.156-157，1993.
 - 16) 鈴木敦，日比野忠史，山田正：レーザー光を用いた雨滴計の試作とそれを用いた雨滴粒径分布の観測，水文・水資源学会1993年研究発表会要旨集，pp.212-213，1993.
 - 17) Harimaya, Toshio and Kenji Okazaki : A Comparison of the Raindrop Size Distributions from Stratiform Clouds with Those from Convective Clouds, *Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ.*, Ser. VII(Geophysics), Vol.9, No.3, pp.341-353, 1993.
 - 18) Gunn, Ross and Gilbert D.Kinzer : The terminal velocity of fall for water droplets in stagnant air, *J. Meteor.*, 6, pp.243-248, 1949.
 - 19) Best, A. C. : Empirical formulae for the terminal velocity of water drops falling through the atmosphere, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 76, pp.302-311, 1950.
 - 20) 山田正，日比野忠史，深和岳人，松浦正典，藤吉康志，播磨屋敏夫，稲毛正昭，中津川誠：実スケールの雲物理実験と降雨モデルによる雲の微物理過程の考察，土木学会論文集No.509，II-30，pp.1-13，1995.
 - 21) 養島弥成，鈴木敦，日比野忠史，山田正：雨滴の成長過程に関する研究，水文・水資源学会1993年研究発表会要旨集，pp.206-207，1993.
 - 22) (財)日本気象協会：地上気象観測法，p.199，1988.
 - 23) 佐粧純男，森 太郎，小野崎 統，斉藤貴志，筒井憲司：ろ紙による降水粒子の質量測定の精度について，天気，37，1，pp.61-66，1990.
 - 24) 菊地泰隆，日比野忠史，鈴木敦，山田正：降雨観測における観測面積と降雨時間の与える影響，第21回土木学会関東支部技術研究発表会講演概要集，pp.196-197，1994.
 - 25) 鈴木敦，養島弥成，日比野忠史，山田正，出茂 茂：新しい雨滴粒径計測装置の測定精度に関する研究，水文・水資源学会1994年研究発表会要旨集，pp.218-219，1994.
 - 26) 日比野忠史，鈴木敦，養島弥成，山田正：雨滴計を用いた雨滴粒径分布の特性に関する考察，降水を伴う中規模気象擾乱の観測・解析・数値モデルに関する総合的研究，平成4年度科学研究費補助金（総合研究B）研究成果報告書，pp58-63，1993.
 - 27) 山田正，日比野忠史，鈴木敦，養島弥成：新しいタイプのレーザー雨滴計を用いた雨滴粒径分布の観測，第3回河川情報センター研究発表会講演集，pp.29-36，1994.

(1995.4.10 受付)

OBSERVATION OF THE RAINDROP SIZE DISTRIBUTION WITH A NEWLY-DEVELOPED LASER RAINDROP GAUGE

Tadashi YAMADA, Tadashi HIBINO,
Atsushi SUZUKI, Yasunari MINOSHIMA and Makoto NAKATSUGAWA

A new type laser instrument for measuring the size of raindrop, called a laser raindrop gauge hereafter, is developed. This gauge can measure the minutely rainfall intensity besides the raindrop size distribution. The observation has been carried out at the campus of Chuo university in Tokyo for two years. It is concluded that the relationship between the radar reflectivity factor and the rainfall intensity can be treated as approximately constant during a rainfall event. If the radar parameters, B and β for a rainfall event are decided by the laser raindrop gauge, the rainfall intensity with radar raingauge can be estimated more accurate than by the conventional methods proposed formerly.