複数雨滴集団モデルによる極値雨量強度曲線からの雨滴粒度分布の再現*

塩　月　善　晴**

要　旨

雨量データのみからその雨を構成した雨滴粒度分布（N_D分布）を再現する方法の第2報である．前報(塩月，1981）では刻々の N_D 分布が含水量の単一正規分布で表現され，そのパラメータである含水量（M)，平均直径（D)，k（=標準偏差／平均直径）がそれぞれ雨量強度（R）との間に相関があるとして，最終的に雨量強度をもっともよく再現したパラメータ関係から N_D を求める方法であった．そのためには雨量データとして極値雨量強度曲線（R_T 曲線）を使用した．

今回の方法は同じく R_T 曲線から N_D 分布のパラメータを解析解として求めるもので，前回の経験的，統計的方法からより物理的方法になったと言える．得られた結果は現実に起こる多様な N_D 分布を形の上で完全に再現するところ迄は至らないが，N_D 分布から計算される雲物理的に代表的パラメータである R，M，Z（レーダ反射）などは実測値に対して相対誤差±10%以内にある．特に Z では広く使われている M-P 式による $Z=200R^{1.6}$ から求められるZよりはるかに精度よく再現できた．

1. 序　論

前報（塩月，1981）では N_D 分布を含水量の単一正規分布で表現すること（Single Gaussian）により，極値雨量強度曲線（R_T 曲線）を使用して雨滴粒度分布（N_D 分布）をほぼ満足できる形で再現することができた．そこで用いた方法は Single Gaussian のパラメータである，M（含水量)，$\bar{D}$（平均直径)，k（平均直径のまわりの標準偏差 σ と $\bar{D}$ の比）が，それぞれ雨量強度 R との間に関係があるとし，いくつかの M-R，$\bar{D}$-R，k-R 関係を想定して，それらの組合せで1秒間 N_D を作り，これを必要な時間だけ加算平均して，例えば最大1分間雨量強度時の N_D を再現するものであった．しかし Single Gaussian では雷雨の時のように幅広い雨滴のスペクトラムに十分追随しないこと，またこの方法には，R_T 曲線からの1秒間雨量の推定，最適のパラメータ関係の組合せを探す時の判定条件，例えば雨滴の最大直径のもつ N_D 値などにいくつかの仮定や経験条件を含んでいた．

* Reconstruction of the raindrop size distribution from the rainfall intensity maxima curve by Multi Gaussian Model.

** Yoshiharu Shiotsuki，山口大学工業短期大学部土木工学科．

—1985年4月23日受領—
—1985年7月29日受理—

そのため，実測データがほとんどない豪雨の N_D 分布再現等には，各パラメータ関係の想定，およびいくつかの仮定や経験条件がどれだけ通用するか不確定な要素が含まれていた．そこでモデルからできるだけ仮定や経験条件を取り除くことを改良点として新たなモデルを模索してきた．

今回のN_D分布再現モデルは，地上で観測されたN_D分布は上空での複数の雨滴集団からもたらされる雨滴の合成であること，および R_T 曲線にも同じくこれら複数の雨滴集団が反映されていることに基づいており，R_T 曲線のパラメータを与えれば一義的に N_D 分布の解を決めることができる．得られた結果は N_D 分布の形の再現もかなりよく，R_T 曲線から雨滴の気候学的考察のみならず，降雨雲の構造や雲物理的過程にも言及できることを示している．

本報告の目的は，雨量資料（R_T 曲線）のみから，上空にあった雨滴集団の特性を推定することにより，これらによってもたらされるN_D分布を再現することにある．

2. N_D 分布再現モデル

2.1. Multi Gaussian モデル

Single Gaussian の N_D 式（第1表参照）より，$\sigma/\bar{D}=k$ とおけば，以前報告したように（Shiotsuki，1976）

第1表　代表的 N_D 分布曲線とそのあてはめによる R, M, Z 値の実測値との比較

名称(記号)	N_D 式	パラメータ	出典	mm/hr R	g/m^3 M	mm^6/m^3 Z
実測(OBS)				70.7	2.34	4.01×10^5
M—P	$N_D=8000/e^{\lambda D}$	$\lambda=4.1/R^{0.2}$ D：cm 単位	Marshall & Palmer(1948)	74.6	3.18	1.52×10^5
Best	$N_D=6000Mn/\pi/a^nD^{n-4}/e^{(D/a)^n}$	$a=1.3R^{0.232}$ $M=0.067\,R^{0.846}$ D：mm 単位	Best (1950)	66.3	2.45	2.25×10^5
SHO	$N_D=8000/e^{0.41D}+205/e^{\lambda D^2}$	$\lambda=1/R^{0.44}$ D：mm 単位	Shiotsuki (1974)	66.5	2.36	2.39×10^5
Weibull (W)	$N_D=6000/\pi k/C^kD^{(k-4)}M/e^{(D/C)^k}$	k, c は色々与えられて，現実に合うのが選ばれる．	Weibull (1951)	73.8	2.33	3.84×10^5
Single Gaussian(S)	$N_D=6000M/\rho/\pi/D^3/\sqrt{2\pi}\,\sigma/e^{(D-\bar{D})^2/2\sigma^2}$	$\bar{D}$：平均直径，D：mm 単位　σ：標準偏差 ρ：水の密度 (1g/cm^3)	Shiotsuki (1975)	69.5	2.30	3.86×10^5
Multi Gaussian(M)	$N_D=\sum_{n=1}^{3}(\text{Single Gaussian})_n$	n：全体の N_D の中に内在する Single Gaussian の番号	本　著	70.2	2.34	3.90×10^5

$$R=15.95M\sqrt{\bar{D}}\left(1-\frac{k^2}{8}\right)$$

$$Z=1910M\bar{D}^3(1+3k^2)$$

が得られる．いま一雨を構成する雨滴集団が3個あると想定し，それらの雨滴集団の番号を n=1, 2, 3 とすると，全体の M, R, Z は各々の集団の M, R, Z の和となり

$$M=M_1+M_2+M_3$$

$$R=15.95\left\{M_1\sqrt{\bar{D}_1}\left(1-\frac{k_1^2}{8}\right)+M_2\sqrt{\bar{D}_2}\left(1-\frac{k_2^2}{8}\right)+M_3\sqrt{\bar{D}_3}\left(1-\frac{k_3^2}{8}\right)\right\}$$

$$Z=1910\{M_1\bar{D}_1^3(1+3k_1^3)+M_2\bar{D}_2^3(1+3k_2^2)+M_3\bar{D}_3^3(1+3k_3^2)\}$$

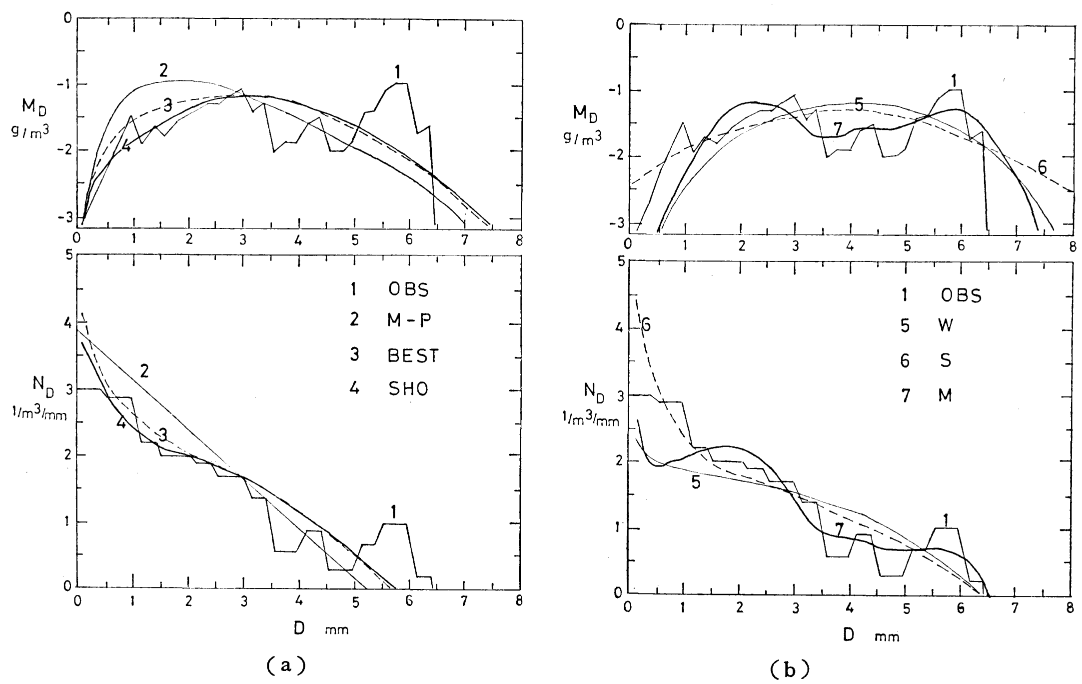
いま適当な値を各集団の $\bar{D}_n$（平均直径），k_n に与えると，M, R, Z はろ紙の雨滴観測による測定値で既知なので上の M_n についての3元連立方程式から各集団のもつ含水量M_nを決定できる．全体の N_D は$\sum_{n=1}^{3}$ (Single Gaussian)$_n$で与えられ，このことからこの方法を Multi Gaussian と呼ぶ．

第1図（a，b）の下段は宇部市において，ろ紙（1秒間露出）に観測された雷雨時の N_D 分布に対し，これまで報告された代表的 N_D 分布曲線と，今回の Multi Gaussian をあてはめたものを比較したものである．代表的分布曲線の式とパラメータの説明は第1表に示した．なお，N_D; 雨滴直径 $D\sim D+\Delta D$ 内の雨滴の空間密度(m^{-3}mm^{-1})，D; 雨滴直径(mm)，R; 雨量強度(mm/hr)，M; 含水量 (g/m^3) である．

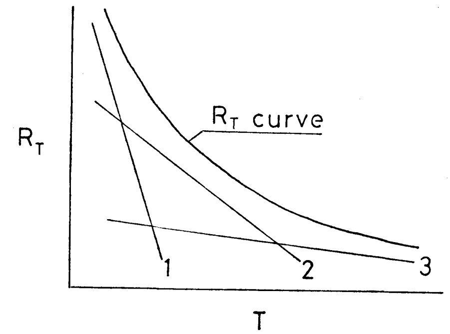
第1表には，これらの N_D 分布から計算されたパラメータ R, M, Z（レーダ反射 mm^6/m^3）の数値が示されている．実測値と比較して，Weibull, Single, Multi の適合度がよく，特に上段の直径毎の含水量では，直径3mm～6mm の凹部を Multi Gaussian がよく表現している．なお，Weibull 分布では，k=3.5, c=4.5の場合が観測値 M, R, Z に最も近かった．図の Multi では ($\bar{D}_1$, $\bar{D}_2$, $\bar{D}_3$)=(2.25, 4.15, 5.75) (mm), (k_1, k_2, k_3)=(0.25, 0.15, 0.1) を与えて (M_1, M_2, M_3)=(1.12, 0.149, 0.804) (g/m^3) を得たときのものである．

このような結果から，前報と同じく，R_T 曲線のみから，Multi Gaussian による N_D 分布再現ができないかと注目した．Shiotsuki (1974) や Takeda, et al.(1976) によると，上空に成長過程の異なった複数の雨滴集団があり，地上で受ける分布はこれらの重合であることが示唆されている．Multi Gaussian による解析は，そのような上空の雨滴集団の特性を説明する可能性を含んでいると考えられる．

N_D が上空の複数の雨滴集団からの重合であるとすれば，このことは R_T 曲線にも反映されていると考えられる．例えば R_T 曲線として Talbot 型 ($R_T=a/(T+b)$, T：降雨継続時間（分），a, b はパラメータ）を採用し



第1図　実測 N_D, M_D と代表的分布曲線との比較（N_D, M_D は対数表示）．記号は第1表参照．



第2図　R_T 曲線とそれを形成，内在する3つの雨滴母集団による R_T 曲線．

た時，第2図のように R_T 曲線を構成する3個程度の異なる雨滴集団による R_T 曲線①，②，③が考えられる．一般的に

①は平均直径が大きく降雨継続時間が短いもの

②は平均直径が中程度で降雨継続時間が中間のもの

③は平均直径が小さく降雨継続時間が長いもの

と言うことができ，①②は ice phase を履歴したもので，①は高層での雹，あられ等を起源とする雷雨時に見られる雨，②は Bright Band が顕著となる雲片を起源とする雨，③は中低層の層状雲からの雨と想定できる．

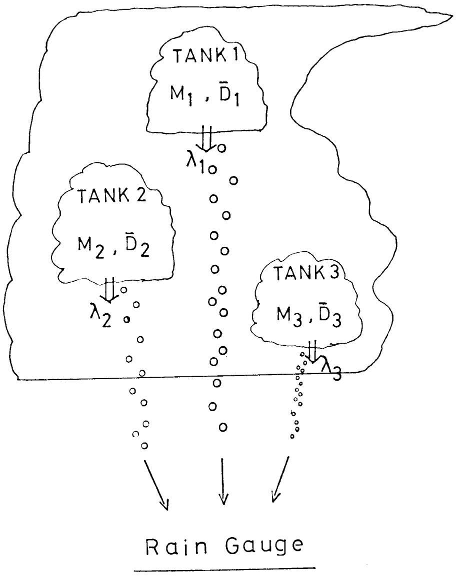
①②③はそれぞれ簡単に直線で描いているが，これらの直線の縦軸との交点はそれぞれ，母雲の含水量の規模，また勾配はそれぞれの雨滴集団の寿命（ライフタイム）と関係しているものと考えられる．

2.2. 計算方法

第1図のごとく，M, R, Z の雲物理的パラメータが実測値として与えられていれば，Multi Gaussian は適当な $\bar{D}_n$, k_n を与えて簡単に N_D を再現できる．しかし，本論では R のデータのみから Multi Gaussian 法で N_D 再現を行うものであるので，次のような計算方法を作成した．

① モデル特性

一雨は，上空にあって，それぞれ成長過程の異なる3個の雲，あるいは雨滴集団により形成される．各集団からもたらされる雨滴が，各集団毎の R_T 曲線を構成し，かつこれに応じて極値含水量曲線（M_T 曲線）をもっている．各集団の雨滴の流出により，各集団の含水量が降雨継続時間 T とともに減衰する．各雨滴集団での雨滴の平均直径は一雨の間変わらないとした．第3図は以上のことを模式的に示している．3つの雨滴集団には，含水量(M)，平均直径($\bar{D}$)，雨滴集団の寿命と関係する M の降雨継続時間に対する減衰率（λ）等の特性があり，



第3図　複数雨滴母集団モデル．TANK は雨滴母集団を意味する．

これらは N_D 分布および R_T 曲線に反映されている．

② R_T 曲線の型

一番単純な型である Talbot 型（$R_T=a/(T+b)$，T は分単位，a，b はパラメータ）を採用する．

③ 減衰率の決定

各雨滴集団からの減衰は，それぞれ指数減衰型（$e^{-\lambda T}$）で与え，λ を減衰率とする．まず，第2図の2番目の雨滴集団が R_T 曲線全体の性格を負っていると考え，一雨の寿命に関連する減衰率 λ_2 を与える．いま一雨の寿命（TT分）とは R_T 曲線を構成する $T=TT$ での1分間雨量値 r_{TT} が雨量強度 1 mm/hr 以下になったとき一雨が終わったと考え，寿命 TT 分と考える．

$$r_{TT}=TT\times\frac{a}{TT+b}-(TT-1)\frac{a}{TT+b-1}$$
$$=1\ \mathrm{mm/hr}$$

これから

$$TT=\frac{1-2b\pm\sqrt{4ab+1}}{2}\cdots\cdots\cdots\cdots(1)$$

a，b値はそれぞれ通常100～40000，1～200の範囲にあるので，(1) 式において負号はない．

例えば，$a=100$，$b=1$ のとき，(1) 式により

$$TT\fallingdotseq 9.5\ \mathrm{min}$$

となり，R_T 曲線による $T=0$ min での最大瞬間雨量強度は $R_0=a/b$，$T=TT$ での最大TT分間雨量強度 $R_{TT}=a/(TT+b)$ より両者の比は

$$\frac{R_{TT}}{R_0}=\frac{b}{TT+b}=\frac{1}{9.5+1}\fallingdotseq 0.09524$$

となる．

さらにこれは，極値雨量強度に対応する極値含水量（M_T）の $T=TT$ および $T=0$ における比と同じ程度だと考えると，いま $M_T=M_0e^{-\lambda T}$ で表しているので，

$$\frac{R_{TT}}{R_0}\fallingdotseq\frac{M_{TT}}{M_0}=e^{-\lambda_2 TT}$$

これより $\lambda_2=-\dfrac{ln\,0.09524}{TT}\fallingdotseq 0.2475$ が得られる．一般に M-R 関係として従来 $M=CR^{\gamma}$ の型でよく表現されているが，いずれの降雨例でも γ は1に近いことからこの仮定は許される．第2図のように，$\lambda_1>\lambda_2>\lambda_3$ となる別の集団の減衰率 λ_1，λ_3 があるが，ケーススタディでは λ_1，λ_3 にいろいろな値を入れて見て現実に合うものを選んだ．後に最適の λ_1，λ_3 をまとめると，λ_1 と R_T 曲線式の b 値によい相関があり，また $\lambda_3=\lambda_2/(\lambda_1/\lambda_2)$ で与えてよいことが判った．

④ 各雨滴集団のM，$\overline{D}$ の決定

流出する各雨滴集団のN_D分布は著者(Shiotsuki, 1975)の示した，雨滴直径毎の含水量の正規分布に基づく式で表現した．

$$N_D=\frac{6000}{\rho\pi}MD^{-3}\frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma}e^{-(D-\overline{D})^2/2\sigma^2}\cdots\cdots\cdots\cdots(2)$$

ここで，N_D; 雨滴の空間密度 m^{-3} mm^{-1}，D; 雨滴直径 mm，M; 雨滴による総空間含水量 g/m^3，$\overline{D}$; 平均直径 mm，σ; D からの標準偏差 mm．(2) 式の中での $\dfrac{M}{\sqrt{2\pi}\sigma}\exp\left\{-\dfrac{(D-\overline{D})^2}{2\sigma^2}\right\}$ が含水量の正規分布を示している．いま直径間隔 $\overline{D}$～$\overline{D}+\Delta D$（ΔDはサイズ幅）での含水量を $M_{\overline{D}}$ とすると，これより

$$M_{\overline{D}}=\frac{M}{\sqrt{2\pi}\sigma}e^{-(D-\overline{D})^2/2\sigma^2}\Delta D=\frac{M}{\sqrt{2\pi}\sigma}\Delta D$$

$$\therefore\ M=\sqrt{2\pi}\sigma M_{\overline{D}}/\Delta D$$

σ のかわりに $k=\sigma/\overline{D}$ となる k を与えると，

$$M=\sqrt{2\pi}k\overline{D}M_{\overline{D}}/\Delta D$$

ここで，$\Delta D=0.1$ mm，また，以前報告したように (Shiotsuki, 1979) 瞬間の N_D 分布では k は0.25に近いのでこれを採用すると

$$M=6.267M_{\overline{D}}\overline{D}\cdots\cdots\cdots\cdots(3)$$

が得られる．

従って，各雨滴集団の初期値での含水量Mと平均直径$\overline{D}$の間には1次関係が成り立っている．一般に，$M_{\overline{D}}$は，

第2表　降雨例毎に決定された λ_n と COF，及びそれによって決められる N_D 分布から再現した B，β 値の実測値との比較．a，b は各降雨例の Talbot式のパラメータ．

No.	a	b	λ_1	λ_2	λ_3	$\frac{\lambda_2}{(\lambda_1/\lambda_2)}$	COF	再現		実測		観測場所及び出典
								B	β	B	β	
1	1405	6.43	0.20	0.028	0.004	0.004	0.522	107	1.88	353	1.59	熊本県人吉市 Shiotsuki (1974)
2	742	6.18	0.21	0.035	0.006	0.006	0.522	64	1.87	1250	1.17	
3	575	6.47	0.22	0.036	0.006	0.006	0.482	171	1.59	1007	1.18	
4	1071	30.2	0.06	0.011	0.002	0.002	0.219	272	1.45	91	1.83	大分県板立地方 Shiotsuki (1976)
5	2740	16.6	0.10	0.012	0.002	0.001	0.815	103	1.64	261	1.5	
6	3013	24.4	0.07	0.009	0.002	0.001	0.482	189	1.59	219	1.53	
7	3363	13.6	0.12	0.013	0.002	0.002	1.300	57	1.68	110	1.57	
8	1710	22	0.08	0.012	0.002	0.002	0.363	197	1.56	310	1.43	
9	2978	9.6	0.15	0.017	0.002	0.002	1.300	75	1.69	27.5	1.9	
10	4463	12.2	0.13	0.013	0.001	0.001	1.380	100	1.64	108	1.67	
11	279	8.24	0.18	0.03	0.007	0.005	0.285	86	1.70	313	1.21	福岡県英彦山（冬季）
12	700	3	0.33	0.055	0.009	0.009	0.482	156	1.87	3395	1.16	韓国ソウル市，Shiotsuki(1976)
13	116	1.44	0.66	0.133	0.027	0.027	0.219	471	1.66	594	1.62	山口県宇部市
14	80	1.56	0.54	0.14	0.034	0.036	0.121	300	1.96	489	1.7	群馬県，清野他（1976）
15	156	2.75	0.43	0.086	0.017	0.017	0.285	413	1.47	387	1.5	
16	837	13.7	0.12	0.02	0.003	0.003	0.371	119	1.65	188	1.48	米国，Dingle & Hardy(1962)

$\overline{D}$が小さいときは大きく，$\overline{D}$が大きいときは小さな値をとり，降雨のタイプに依存しているので，解析ではいろいろな$M_{\overline{D}}$値を入れて，最終的に現実と合うものを選びだす．また $M_{\overline{D}}$ は各雨滴集団に変動するであろうが，本論では単に3つの雨滴集団で $M_{\overline{D}_1}=M_{\overline{D}_2}=M_{\overline{D}_3}$ として取り扱った．

各雨滴集団の M および $\overline{D}$ は R_T曲線より，R_1（最大1分間雨量強度），R_5（最大5分間雨量強度），R_{10}(最大10分間雨量強度）をとり出し，次のごとく求められる．

(2) 式から雨量強度の近似式

$$R=15.95\,M\sqrt{\overline{D}}\left(1-\frac{k^2}{8}\right)$$

が得られるので（Shiotsuki 1976），添字nで雨滴集団の番号を示すと，

$$R_T=\sum_{n=1}^{3}15.95\times M_n\times e^{-\lambda_n T}\times\sqrt{\overline{D}_n}\times\left(1-\frac{k_n{}^2}{8}\right)$$

となり，いま $k_n=0.25$ であり，(3) 式を上式に代入すると，

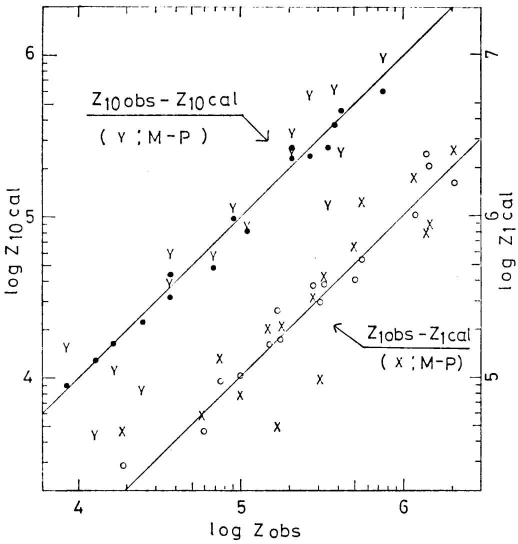
$$R_T=99.18\sum_{n=1}^{3}M_{\overline{D}n}e^{-\lambda_n T}D_n{}^{1.5}\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots \quad (4)$$

となる．

先に示した手順で，λ_n，$M_{\overline{D}n}$をいろいろ変化させ，かつ，(4) 式に R_1，R_5，R_{10} を適用すれば $\overline{D}_n$ についての3元連立方程式となり，これを解けば，各雨滴集団の $\overline{D}_n$ が得られ，さらに (3) 式で各雨滴集団の M_n を得る．$M_n e^{-\lambda_n T}$ で時間 T での流出した含水量を与えると，(2) 式で各雨滴集団の N_D が計算されて，最終的にこれを加算すると全体の $N_D\left(=\sum_{n=1}^{3}N_{Dn}\right)$ が決定される．

3. 過去の事例への適用

以上のモデルの計算方法によって，第2表に示したようにこれまで報告のあった，実際にろ紙観測による雨滴データをもつ降雨例（16ケース）について解析を行った．各ケースの雨量強度，レーダ反射等の雲物理的パラメータは1分間毎に観測されたろ紙上の雨滴から計算されている．筆者による雨滴データは1分間で通常2回～3回の観測が行われており，1分間の値としてそれらの平均をとった．引用した著者の雨滴データは正味1分間のものである．解析では λ_n，$M_{\overline{D}n}$ をいろいろに変えてみて，最終的に，再現した一連の $N_{\overline{D}}$ 分布から求まる Z-R 関係（$Z=BR^{\beta}$）が実測データに基づく Z-R 関係に最も近くなった時の（λ_n，$M_{\overline{D}n}$）の組合せを最適なものとした．得られた結果は第2表に示した．表中の COF は第3式の係数 $6.267\times M_{\overline{D}}$ のことである．また実測の



第4図　最大1分間雨量強度時（下線）及び最大10分間雨量強度時（上線）の実測，再現，M-P 式による，Z の比較．Z の添字 1，10はそれぞれ1分，10分を意味する．

Z-R 関係の B，β 値と再現によるB，βも記してある．第4図には，再現されたレーダ反射を実測のものと比較するために，最大1分間雨量強度（R_1）時の実測と再現のレーダ反射 Z_1obs，Z_1cal（図中○印），および最大10分間雨量強度（R_{10}）時の Z_{10}obs，Z_{10}cal の相関図（図中●印）を示した．なお，横軸は Z_1obs，Z_{10}obs の数値をとり，右側縦軸には Z_1cal，左側縦軸には Z_{10}cal をとった．M-P 式による Z-R 関係（$Z=200R^{1.6}$）による Z 値（1分間では X 印，10分間では Y 印）を比較のため描き込んだ．これから今回の再現 N_D 分布による Z 値が実測のものにはるかによく合っていることが判る．

第5図は，第2表の結果から，(λ_1，b)，(COF，a/b) の値をプロットするとよい相関があることを示したものである．また第2表より，λ_3 は

$$\lambda_3=\lambda_2/(\lambda_1/\lambda_2) \tag{5}$$

で与えてよいことも判る．a図より

$$\lambda_1=0.8310/b^{0.7523}(\text{相関係数}r=-0.9967) \tag{6}$$

が得られた．またb図では，COF$-(a/b)$ 関係は降雨タイプによって明瞭に別れ，$b\geqq 0.1825a^{0.4954}$の領域の雨では

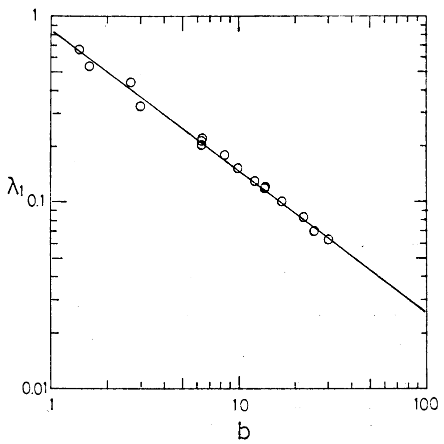
$$\mathrm{COF}=0.009982\ (a/b)^{0.8475}\ (r=0.9825) \tag{7}$$

$b<0.1825a^{0.4954}$ の雷雨では

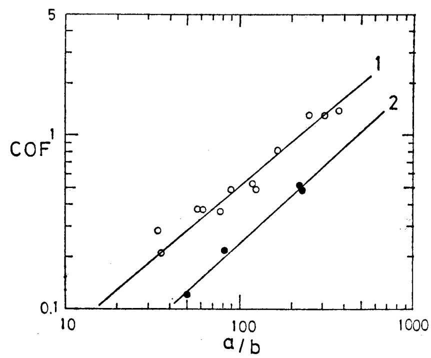
$$\mathrm{COF}=0.003509\ (a/b)^{0.9183}\ (r=0.9908) \tag{8}$$

の関係が見つかる．図中●印で示した点は (a，b) 値が (1405，6.43)，(700，3)，(116，1.44)，(80，1.56) の雷雨群で，$b=0.1825b^{0.4954}$はこれら雷雨の4点と残り12点の境界線を示している．

従って，(1)，(5)，(6)，(7)，(8) 式により，(a，b) 値を与えると直ちに減衰率 λ_n，平均直径 $\overline{D}_n$での含水量 $M_{\overline{D}n}$ が決定され，(4) 式を解くことによって，$\overline{D}_n$，続いて M_n が求まる．すなわち1つの (a，b) 値に対して



(a)



(b)

第5図　a）λ_1-b 関係．b）COF-a/b 関係
（○印は雷を伴わない降雨例，●印は雷雨）．

第3表　本文 (1), (5), (6), (7), (8) 式を使用することにより (4) 式で求められた各降雨例の M_n, D_n の解析解.

No.	a	b	M_1	M_2	M_3	D_1	D_2	D_3
1	1405	6.43	3.23	1.94	1.03	6.54	3.94	2.08
2	742	6.18	2.28	1.22	0.919	3.94	2.12	1.59
3	575	6.47	1.71	0.893	0.783	3.82	1.88	1.75
4	1071	30.2	0.599	0.438	0.410	2.92	2.13	2.00
5	2740	16.6	2.89	1.69	1.56	3.82	2.24	2.06
6	3013	24.4	2.05	1.57	1.06	3.47	2.66	1.78
7	3363	13.6	4.35	2.54	2.06	4.08	2.38	1.94
8	1710	22	1.35	0.831	0.846	3.38	2.08	2.12
9	2978	9.6	5.56	3.28	2.11	4.31	2.54	1.64
10	4463	12.2	6.38	3.97	2.53	4.30	2.67	1.70
11	279	8.24	0.682	0.219	0.424	3.45	1.11	2.14
12	700	3	3.36	2.44	0.227	6.41	4.67	0.432
13	116	1.44	1.13	0.725	0.291	5.74	3.67	1.48
14	80	1.56	0.726	0.458	0.222	5.57	3.51	1.70
15	156	2.75	1.07	0.659	0.361	3.50	2.16	1.18
16	837	13.7	1.15	0.446	0.761	3.53	1.37	2.34

1つの N_D 分布が再現されることになる.

第3表は，第2表の16降雨例について以上の手続きで再現したパラメータの一覧である．λ_n, COF については第2表とあまり変化はなく，また，実測と再現の Z 値比較でも良好なのでここでは M_n, $\overline{D}_n$ のグループを示して各降雨の特徴を見た.

第3表の M_n, $\overline{D}_n$ の数値から特徴的なものを挙げると次のようになる.

① 各雨滴集団のもつ M の最大値は，ケース No. 10 で 6.38 g/m^3 となっているが，現実に起こりうる値の範囲にあり，本モデルが現実的であることを示している.

② No. 1, No. 12, No. 13, No. 15, No. 16 は雷雨のケースであるが，No. 15, No. 16 を除いて，$\overline{D}_n$ に示す通り，明瞭に3個の雨滴集団があったことが判る．特に No. 1, No. 12 ではそれぞれ観測で最大直径 7.2mm, 8 mm を得たが，再現でも $\overline{D}_1=6.54$ mm. $\overline{D}_1=6.41$ mm と大きな雨滴平均直径をもっている.

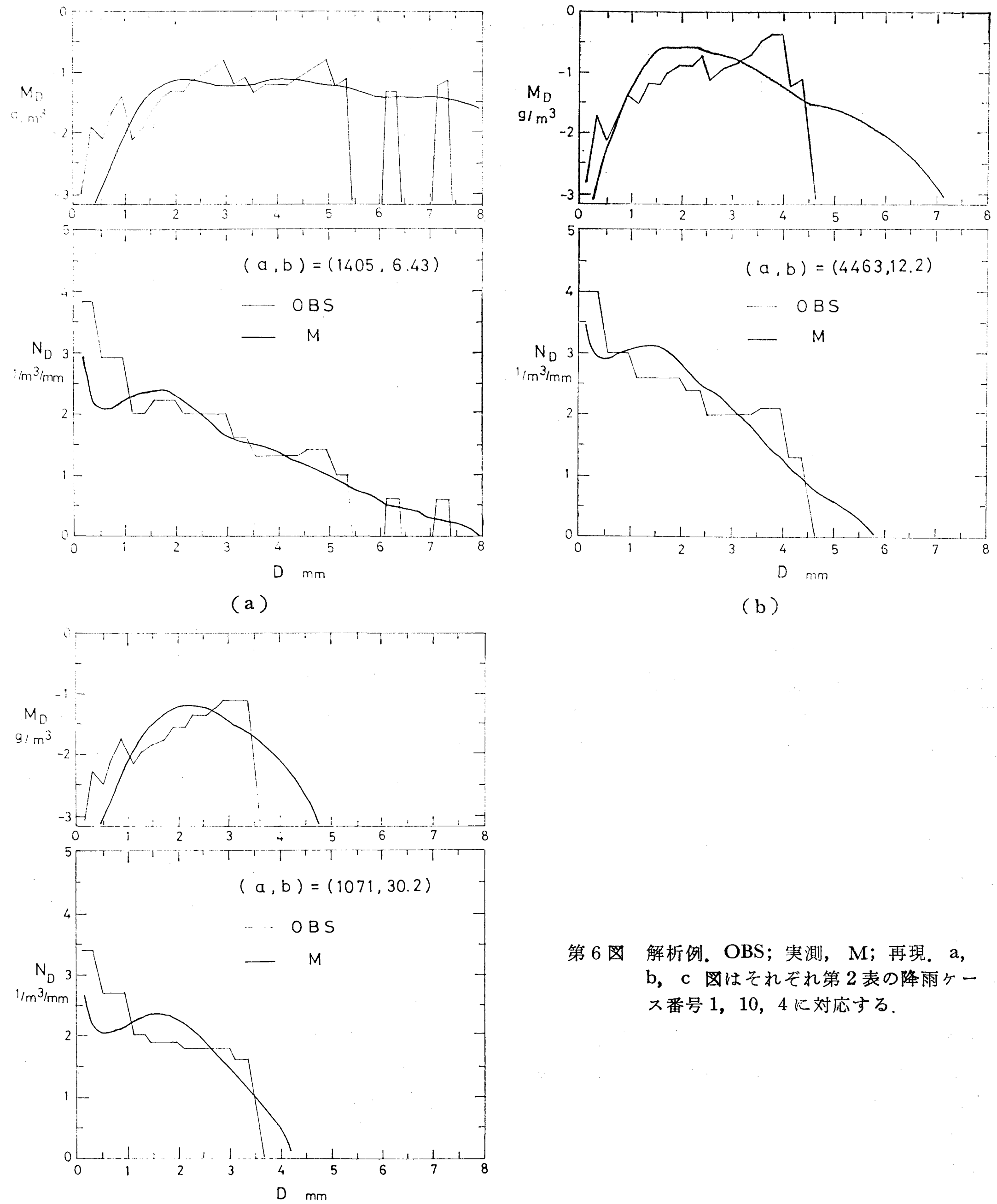
③ No. 7, No. 9, No. 10 は梅雨末期の豪雨のケースで，雨量強度が大きいにもかかわらずそれぞれ $\overline{D}_1=4.08$, $\overline{D}_1=4.31$, $\overline{D}_1=4.30$ と小さく，他の雨滴集団の平均直径は 2 mm 前後で，むしろ降雨雲は2重構造（雨滴集団が2個）であったと推定できる.

④ No. 4 は b 値が30.2と大きいが，$\overline{D}_1\sim\overline{D}_3$ は 2.92 mm〜2.00mm で，ほとんど変化がなく，雨滴集団は1つで代表できるものであったと言える.

第6図は以上の特徴を示すものとして，ケース No. 1; $(a, b)=(1405, 6.43)$, ケース No. 10; $(a, b)=(4463, 12.2)$, No. 4; $(a, b)=(1071, 30.2)$ のろ紙観測による1分間降雨における実測と再現の N_D, M_D 分布を比較したものである.

再現された N_D 分布はかなり実測 N_D に合っているが，M_D 分布では（b）図のケースのようにピークがずれたり，また実測では $D=4.5$mm で切れているのに対し，再現ではそれ以上の大きさの雨滴まで尾を引いている．しかし雲物理的に代表的なパラメータである R, M, Z の実測 N_D と再現 N_D による数値をそれぞれのケースで見ると以下のようになった.

（a）図のケースでは（実測 R, 実測 M, 実測 Z）:（再現 R, 再現 M, 再現 Z）=(135.5 mm/hr, 4.436 g/m^3, 8.541×10^5mm^6/m^3):(132.4mm/hr, 4.240g/m^3, 9.185×10^5mm^6/m^3,（b）図のケースでは同様に (164.3, 6.0543, 4.044×10^5):(166.6, 6.413, 3.726×10^5),（c）図のケースでは (32.72, 1.315, 5.240×10^4):(32.56, 1.341, 4.826×10^4) となって実測と再現の相対誤差はすべて±10%以内に収まっている．特に示さないが，第1図と同じように第1表の旧来の M-P 式，Best 式，SHO 式のあてはめの場合よりはるかに良好であり，Weibull, Single Gaussian と同程度の精度であった．16

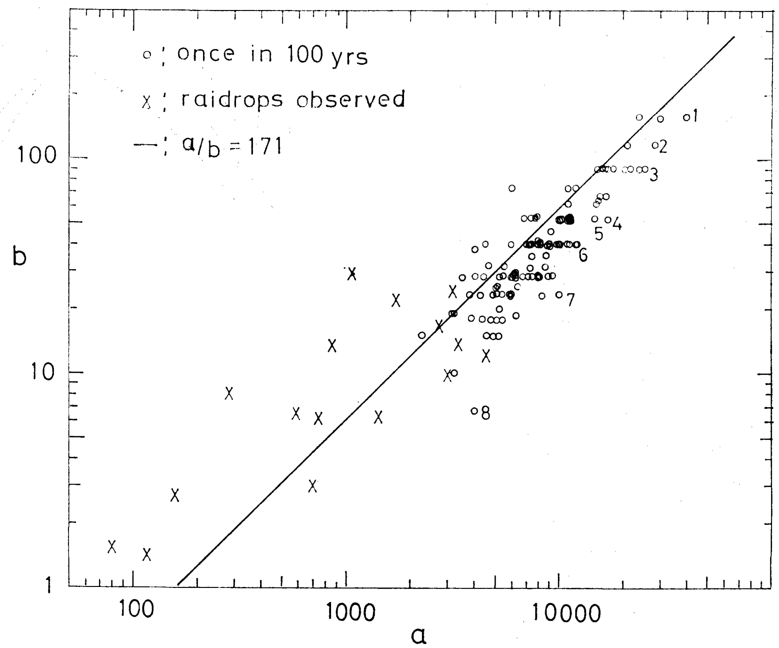


第6図　解析例．OBS；実測，M；再現．a, b, c 図はそれぞれ第2表の降雨ケース番号1，10，4に対応する．

ケース中の残りのケースについても同様である．以上のごとく，上空に3個の雨滴集団を想定する今回のモデルは特に雷雨のケースでその特徴がよく表れた．他のケースでは今回のモデルにより結果的に上空の雨滴集団の2個ないし1個，すなわち母雲が2重構造ないしは単一構造であったことが示された．このように今回のモデルは母雲の構造の判定まで言及できることを示している．

4. 豪雨の粒度分布

第7図の右上がりの斜めの実線は，これまで筆者が雨



第7図　実測（16例）と本邦各地の100年確率での（a，b）分布，数字は代表的地点を示す．1. 沖永良部　2. 尾鷲　3. 福江　4. 銚子　5. 苫小牧　6. 仙台　7. 宿毛　8. 福島．直線については本文参照．

滴観測に用いた厚さ 0.1mm のろ紙を使用した際，雨滴痕が露出時間1秒内でろ紙全体を覆ってしまう(被覆率)ときの（a，b）関係である．Shiotsuki (1976) で述べたように，雨量強度 R (mm/hr)，被覆率 I，露出時間 t sec では $R \fallingdotseq 171 \times I/t$ の関係があり，$I=1$，$t=1$ sec，Talbot 型での瞬間雨量（T=0）を R とすれば $R=a/b=171$ の関係が得られる．

すなわち，実線の右にくる（a，b）領域では露出時間 1 sec ではもはや雨滴痕を判別し難い，ろ紙による雨滴観測が不可能となるほどの強い雨の領域であり，本章ではこれらの領域にくる雨を豪雨と称して解析を行う．先の16例（図中×印）で，人吉での$(a, b)=(1405, 6.43)$，ソウルでの (700, 3)，杖立での (4463, 12.2) (2978, 9.6) (3363, 13.6) はこの領域にあり，豪雨域の観測例に含まれる．

一方，岩井・石黒 (1970) の確率雨量の研究によると，本邦各地での n 年確率での極値雨量強度曲線のパラメータが与えられている．地点毎で極値雨量強度曲線の型が異なっているので多少の誤差が伴うが，ここでも Talbot 型を採用して100年確率での各地の（a，b）をプロットすると第7図のようになる．図のように100年確率では本邦のほとんどの地点で先程の $a=171\times b$ 線の右側に分布しており，先に述べた本論で言う豪雨となっている．本章では図に示したように代表的な(a，b)点として福島（a，b）=(4000, 6.7)，宿毛 (10000, 23.5)，銚子 (17000, 52)，沖永良部 (39000, 155) を選んだ．これらの点は前に述べた5つの実測豪雨例よりもはるかに大きな雨量強度をもっており，実際にありうるかどうかにおいても今回のモデルで推論することは興味ある課題である．図中には参考のため，（a，b）分布の右端にくる地点の番号を示し，地名は図の説明に示した．

最大1分間雨量強度での N_D 分布は第8図に示すものとなった．推定された各パラメータは第4表に示してある．ケース3，4では，λ_3は (5) 式によって解が出ず，逆に表のように大きな値にすると解が得られた．

第3表と第4表で M_n，$\overline{D}_n$ を比較すると100年確率の豪雨が実測された豪雨ケースに較べて特に不自然な値をとっているとは思えない．

第8図と第4表より，100年確率での最大1分間雨量強度時の N_D 分布は今回のモデルによる推論の域の中で

第4表　100年確率豪雨での最大1分間雨量強度(R_1)時の N_D 分布を決める各パラメータ．B, β は再現された Z-R 関係のパラメータ．Z_1cal は R_1 での再現 N_D から求められた Z 値．$Z_{1M\text{-}P}$ は R_1 に対する M-P 式 ($Z=200R^{1.6}$) による Z 値．

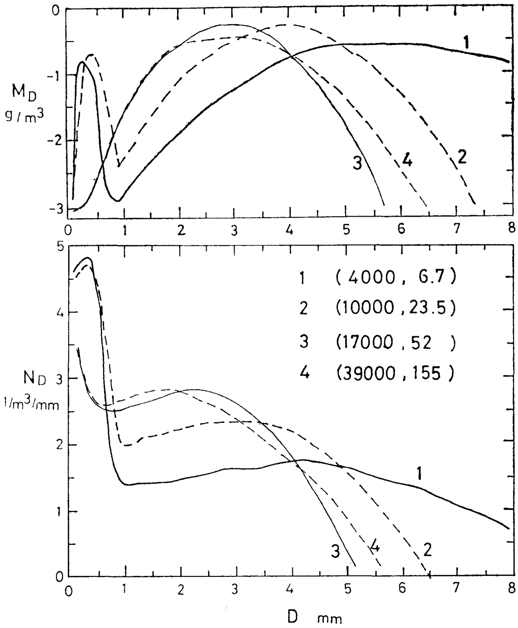
番号	1	2	3	4	
地点	福　島	宿　毛	銚　子	沖永良部	単　位
a	4000	10000	17000	39000	
b	6.7	23.5	52	155	
R_1	519	408	321	250	mm/hr
λ_1	0.199	0.0773	0.0425	0.0187	
λ_2	0.0192	0.00636	0.00317	0.00117	
λ_3	0.00185	0.000523	0.0075	0.005	
COF	1.24	1.69	1.35	1.08	
M_1	8.16	6.71	4.29	2.23	g/m³
M_2	6.30	6.54	3.74	3.16	g/m³
M_3	0.513	0.845	3.97	3.85	g/m³
$\overline{D}_1$	6.93	3.98	3.18	2.07	mm
$\overline{D}_2$	5.07	3.88	2.77	2.92	mm
$\overline{D}_3$	0.413	0.501	2.94	3.56	mm
B	1148	2994	1018	8943	
β	1.40	1.06	1.13	0.766	
Z_{1cal}	7.26×10^6	1.76×10^6	6.92×10^5	6.14×10^5	mm⁶/m³
$Z_{1M\text{-}P}$	4.42×10^6	3.07×10^6	2.05×10^6	1.37×10^6	mm⁶/m³

次のように特徴付けられる．

①　福島；$\overline{D}_1$, $\overline{D}_2$ が非常に大きく，人吉，ケース12の雷雨と似ており，M_1, M_2 から見ても，雹・霰等の上層に含水量の中心があったと思われる．N_D 分布は小雨滴を除いて極端に平坦である．Z-R関係も雷雨と同じく B, β とも大きい．

②　宿毛；$\overline{D}_3=0.501$ mm でやはり小さいが，$\overline{D}_1=3.98$mm, $\overline{D}_2=3.88$mm で同程度であり，雪片を起源とすると思われる降雨と，霧雨の2重構造と言える．Z-R 関係は M-P の関係より Z 値が下回ってくる．

③　銚子，沖永良部；以前報告した (Shiotsuki, 1976) 杖立地方の豪雨の N_D 分布とよく似ている．他の例に較べて，$\overline{D}_1$～$\overline{D}_3$ の差が余りなく，M_D 分布で見るとほとんど単一構造の降雨雲からのものと想定できる．すなわち，雲中で混合がよく行われており，雨滴の併合および分裂が平衡状態となったものと言える．$\overline{D}_1$～$\overline{D}_3$ の値でも杖立地方の豪雨とよく似ており，Z-R 関係は豪雨の



第8図　推定された100年確率豪雨の N_D 分布（1. 福島，2. 宿毛，3. 銚子，4. 沖永良部）．

特徴とされるように，M-P 関係よりもレーダ反射が著しく下廻る．表中に参考として，推定 Z-R 関係での最大1分間雨量強度時のレーダ反射 Z_1cal と M-P の Z-R 関係での$Z_{1M\text{-}P}$ を示した．この意味では，杖立地方の豪雨がさらに発達すると $\overline{D}_1$～$\overline{D}_3$ の差がなくなって単一構造の降雨になると思われる．

5. 結　論

一雨の中に3個の雨滴集団があると想定し，それぞれの特性を極値雨量強度曲線から導き出し，さらに各々の雨滴集団の雨滴粒度分布が含水量の正規分布で表現されるN_D分布になるとして，最終的に再現した N_D 分布は上に述べたごとく満足できるものとなった．いくつかの固定された雲物理的パラメータ関係を与えて，現実に合うものを選び出すという前回の方法と異なって，含水量および平均直径を解析解として求める今回の方法はより物理的意味を持っていると言える．

今後，この方法を適用して，

①　世界各地でのR_T曲線から，N_D 分布の気候特性を調べる．

②　N_D 分布の季節変動や年変動を調べる．

③　実際の集中豪雨時の降雨資料を使って，豪雨のメ

ソ解析に応用する，

等に発展させたい．

本稿をまとめるにあたり，農水省九州農業試験場の清野　豁主任研究官，本誌編集委員会のレフリー諸氏より有益な御助言を頂いた．琉球大学石島　英教授には激励の御言葉を頂いた．資料解析には本学の武田典子嬢の協力を得た．記して謝意を表します．

文　献

Best, A.C., 1950: The size distribution of raindrops, Q. J. Roy. Met. Soc., 76, 16-36.

Dingle, A.N. and K.R. Hardy, 1962: The description of rain by means of sequential raindropsize distributions, Q.J. Roy. Met. Soc., 88, 301-314.

岩井重久，石黒政儀，1970：応用水文統計学，森北出版，東京，370.

清野　豁，八木鶴平，小元敬男，1976：雷雨エコー域内の雨滴粒度分布の差異について，国立防災科学技術センター研究報告，15，9-22.

Marshall, J.S. and W. Mck. Palmer, 1948: The distribution of raindrops with size, J. Met., 5, 165-166.

Shiotsuki, Y., 1974: On the flat size distribution of drops from convective rainclouds, J. Met. Soc. Japan, 52, 42-60.

————, 1975: An equation for size distribution of precipitation elements based on the normal distribution of liquid water content, Ibid, 53, 75-86.

————, 1976: An estimation of drop-size distribution in severe rainfall, Ibid, 54, 259-263.

————, 1979: Instant shape of raindrop size distribution and its rain parameter relations in the convective rainfall, J. Fac. Sci., Hokkaido Univ. Ser. VII. 6, No. 1, 69-78.

塩月善晴，1981：極値雨量強度曲線から推定した雨滴粒度分布，天気，28，291-299.

Takeda, T., et al., 1976: A case study of heavy rain in Owase area, J. Met. Soc. Japan 54, 32-41.

Talbot, A.N., 1891: Rate of maximum rainfall, Technograph No. 5, Univ. of Illinois(岩井・石黒(1970) に依る.)

Weibull, W., 1951: A statistical distribution function of wide applicability, J. Appl. Mech., 18, 293-297.

日本気象学会および関連学会行事予定

行事名	開催年月日	主催団体等	場所
極東域モンスーンに関する国際研究集会	昭和60年11月5日～8日	組織委員会・日本気象学会	東京大学海洋研究所
第3回中部支部研究会	昭和60年11月29日		名古屋地方気象台
月例会「レーダー気象」	昭和60年12月6日		気象庁
第8回極域気水圏シンポジウム	昭和60年12月11日～13日	国立極地研究所	国立極地研究所
第32回風に関するシンポジウム	昭和61年1月24日	日本気象学会他	気象庁
月例会「長期予報と大気大循環」	昭和61年2月25日		気象庁
短期・中期数値予報の国際シンポジウム	昭和61年8月4日～8日	WMO（気象庁）・IUGG	東京，気象庁
第3回アジア流体力学会議	昭和61年9月1日～5日	アジア流体力学会議委員会	日本都市センター
Beijing International Radiation Symposium	1986年9月2日～6日	Chinese Meteorological Society & American Meteorological Society	Beijing
International Union of Geodesy and Geophysics, XIX General Assembly	1987年8月9日～22日		カナダ，バンクーバー