

集中豪雨の Z-R 関係

塩月善晴*・芝崎一也**・梢 満夫***・平田外幸****

Z-R Relation of Heavy Rainfall

Yoshiharu SHIOTSUKI, Kazuya SHIBASAKI, Mitsuo KOZUE and Sotoyuki HIRATA

Abstract

Routine meteorological radar service adopts $Z=200R^{1.6}$ relation in converting Z (radar reflectivity factor) to R (rainfall intensity). The relation is obtained as the average form of various rains, and is fit for long lasting weak rain. Z is calculated by the rain drop size distribution (N_D) in rain cloud. The spectrum form of N_D shows remarkable change in each individual storm. It is known that great error of R between the radar and the actual is often seen in cases of convectively developed rain systems. This paper discusses the Z-R relation of heavy rain. We are scarce of N_D spectrum of heavy rain because its observation chance is quite few. The N_D estimation method¹⁵⁾ by 10 minute rainfall data is used for reconstructing the heavy rain N_D . The heavy rainfall data of Nagasaki event are analyzed. The reconstructed N_D is characterized by the abundant population of diameter 2-4 mm raindrops. This is quite similar to the heavy rain N_D observed actually¹³⁾ in Kyushu. Heavy rain N_D of Nagasaki event makes $Z=1537R^{1.10}$. The radar can estimate only half of rainfall amount with $Z=200R^{1.6}$ setting.

1. はじめに

気象レーダによる降水量測定の全国的ネットワークが気象庁、建設省ともに完備されている。気象レーダの受信電力は、送信電力、送信電波のパルス幅、アンテナの有効開口面積、降雨雲までの距離、降雨雲のレーダ反射因子などで決まる。受信電力とレーダ反射因子は比例関係にある。通常送信電波の波長は降水粒子に比べ十分大きいのでレーリ-散乱が成り立つ。このときレーダ反射因子 Z は(1)式で与えられる。

$$Z = \int N_D D^6 dD \quad (1)$$

ここで D は雨粒の直径、 N_D は雨粒直径が $D \sim D + dD$ の間にある単位空間あたり雨粒の個数である。一方降雨強度 R は(2)式で与えられる。

$$R = \int N_D \frac{\pi}{6} \rho D^3 V(D) dD \quad (2)$$

ここで ρ は水の密度、 $V(D)$ は直径 D の雨粒の静止大気中の落下速度で D の関数である。

したがって Z から R に換算するためには降雨雲の中に存在する雨粒の粒径分布 N_D がわかっていなければならない。よく経験するように N_D は雨のタイプによって著しく変化する。Marshall & Palmer¹⁾ はカナダの温暖前線型の雨についての N_D の観測結果から、Z は(3)式の形で与えられるとした。

*社会建設工学科

**大学院 システム工学専攻

***大学院 社会建設工学専攻

****(株) 佐伯建設

$$Z = BR^\beta = 200R^{1.6} \quad (3)$$

ここで R は雨量強度 (mm/hr), B, β は N_D を反映した定数, Z の単位は mm^6/m^3 である. 受信電力から Z を分離し, 適切な B, β を与えると (3) 式より R を求めることができる. 以降世界各地でいろいろなタイプの雨についての N_D 観測が実施され, それぞれの B, β が報告された. たとえば Fujiwara²⁾ の示すように B, β は雨のタイプ, 降雨雲の成長過程によって実に千差万別である. これではレーダ画面に映し出される降雨エコーの B, β は時空間的に激しく変動し, 一定の B, β のもとの雨量算定は大きな誤差を伴う. 結局は各々のエコーごとの N_D が判っていないと正確な R は求めることはできない. 気象庁は N_D 測定のために雨量ネットワークを密にしレーダ雨量の補正を行っている. これがレーダアメダスシステムである. その後世界各地での N_D 観測結果から, いろいろなタイプの雨の平均値として (B, β) = (200, 1.6) に近い数値の報告がなされた. たとえば気象庁では前橋の観測から (B, β) = (150, 1.5)³⁾, スイスでは (300, 1.6)⁴⁾, 九州では (195, 1.54)^{5,6,7,8,9,10,11)} が得られた. このような背景のもとに多くの場合 (B, β) = (200, 1.6) が採用されている.

防災上気象レーダがその機能を最大限に発揮するときは集中豪雨が襲来したときのはずである. レーダの画像からいち早く豪雨雲をキャッチしそれからもたらされる降雨量が予測されねばならない. 1982年長崎豪雨では気象庁背振山レーダと長崎の間に旺盛な積乱雲群があったため電波は減衰し正確な長崎上空の豪雨雲を把握できなかった事実がある¹²⁾. このことは集中豪雨など局地的な激しい気象現象, その防災活動のためには市町村単位での防災レーダが必要であることを示している. 本論では密なレーダネットワークのもとで集中豪雨雲がきちんと把握されているものとして議論を進める.

しかし集中豪雨の Z - R 関係がどのようなものであるか現在もまだ判っていない. 現在までに報告されている集中豪雨の雨滴粒径分布は熊本県杖立で観測された1例しかない¹³⁾. 観測者が集中豪雨に遭遇するチャンスが減多にないことを示している. 塩月^{14,15)} は10分雨量データからそれを構成した雨滴粒径分布の推定法を示し, 本邦の100年確率で出現するような豪雨の推定 N_D が熊本県杖立の実際の N_D 例に近いことを示した. 本報告では長崎豪雨時に観測された10分雨量から N_D 再現法により描かれた N_D について議論する.

2. N_D 推定法

10分雨量データからそれを構成した雨粒の N_D 再現の方法についての詳しい説明は塩月¹⁵⁾ の通りである. ここではその要約を示す.

2.1 雨滴粒径分布式

雨のタイプによって雨粒の粒径分布が変化に富む. Shiotsuki¹⁶⁾ はいろいろな形の粒径分布を統一的に表現する式として (4) 式を与えた.

$$N_D = 6000 \frac{M}{\sqrt{2\pi} \rho \pi \sigma D^3} e^{-\frac{(D-\bar{D})^2}{2\sigma^2}} \quad (4)$$

ここで N_D : 雨粒の空間濃度 (個数/ m^3/mm), M : 雲の含水量 (g/m^3), D : 雨粒の直径, \bar{D} : 雨粒の平均直径, σ : \bar{D} のまわりの標準偏差, ρ : 水の密度 (g/cm^3), $\pi = 3.1416$.

この式を利用すると代表的な雨のパラメータである, 雨量強度 R (mm/hr), レーダ反射因子 (mm^6/m^3) は (2), (1) 式よりつぎのごとく表される.

$$R = 15.95 M \sqrt{\bar{D}} \left[1 - \frac{k^2}{8} \right] \quad (5)$$

$$Z = 1910 M \bar{D}^3 (1 + 3k^2) \quad (6)$$

ただし, $k = \sigma / \bar{D}$ である. R, Z ともに (4) 式の変数 M, \bar{D}, σ で表現されている.

2.2 複数雨粒集団モデル

Fig. 1 は雨粒を作り出す雲の模式図である. これまでの研究^{8,17)} によると, 上空の雲の中には, 成長過程の異なった複数の雨粒集団があり, 地上にたどりつく雨粒集団はこれらの重ね合わせであることが示されている. 雲の中でもっとも高いところの雨粒集団 (水タンク) 1 は積乱雲にみられるもので, 夕立の時の大粒の雨の製造元である. タンク 1 ではアラレやヒョウが生成され, 落下の途中で融けて平均直径がもっとも大きい雨粒集団 1 となる. この雨は雨量強度 (単位時間あたりの雨量で雨の強さを表す) は大きい, 短時間で終了する. タンク 2 は粒の大きさは中くらいであるが梅雨時に見られる長続きする雨をもたらす中層雲を示し, ここではさかんに雪片が作られる. 雨量強度も中くらいである. タンク 3 は背が低く, 山間にへばりついて霧雨を長時間にわたってもたらす低層雲を示す. 粒の平均直径はもっとも小さく, 雨量強度も小さい.

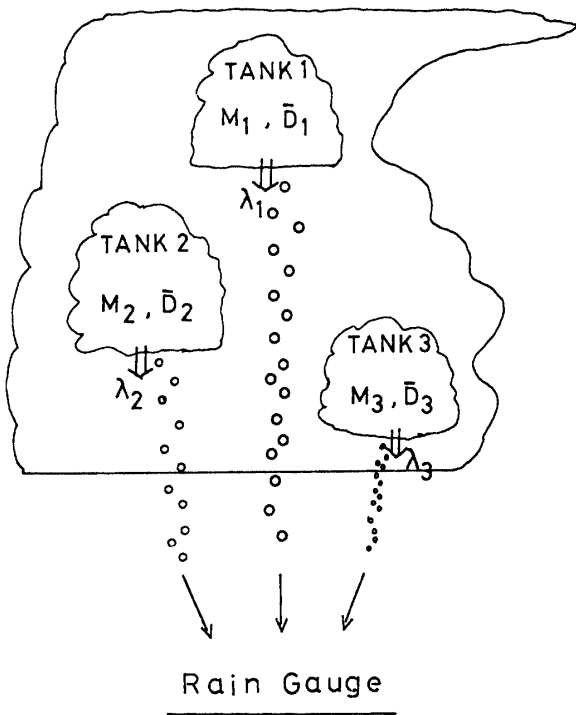


Fig. 1 Cloud model consists of 3 mother raindrop groups.

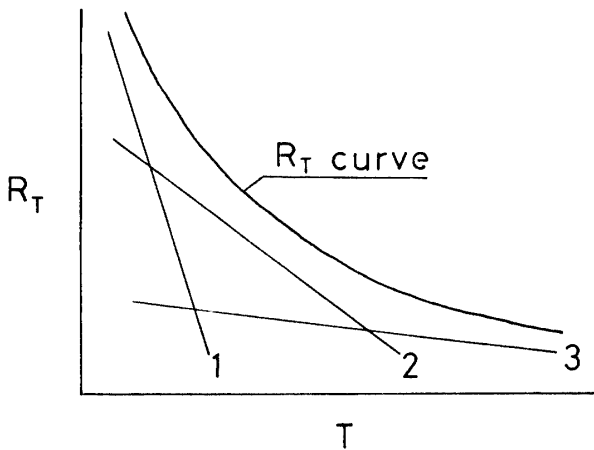


Fig. 2 R_T curve consists of 3 inherent lines. Lines 1-3 are considered to correspond to raindrop groups 1-3 of Fig. 1, respectively.

降雨継続時間と雨量強度との関係を表現する式は極値雨量強度曲線 (R_T 曲線) と呼ばれ100年も前からあり、水文流出関係の分野では重要な式の一つである。100年も世界各地で使われたということは、どのようなタイプの雨でも通用する普遍的な式と考えて良い。Fig. 2

に R_T 曲線を示す。横軸は雨の継続時間 (min) 縦軸は一雨の中でとられるいろいろな継続時間での雨量の極値を雨量強度 (mm/hr) で示す。例えば $T=10$ 分であれば R_T 値は1雨の中で最大10分雨量 (mm) を6倍して mm/hr 単位で表現する。今図のように R_T 曲線は別々の3個の R_T 曲線で構成されたとしよう。1は雨量強度が大きく継続時間が短い雨、3は雨量強度が小さく継続時間が長い雨、2はそれぞれの中間の雨となる。つまり R_T 曲線1, 2, 3はそれぞれタンク1, 2, 3に対応することになる。そうすると R_T 曲線は雨粒の情報も含んでいることになる。 R_T 曲線のパラメータから雨粒を再現できることを示唆している。

2.3 粒径分布再現方法

再現過程を簡単に示すと次のようになる。

- (1) Fig. 1, 2に示したように雨は3個の雨粒集団で構成される。 R_T 曲線はタルボット式¹⁰⁾ ($R_T = a / (T + b)$) で与える。a, bはパラメータである。
- (2) 各集団はそれぞれ固有の含水量 (M), 平均直径 (\bar{D}), 及び分布の広がり k をもつ。
- (3) Mは継続時間 T に関して減衰する。減衰率 (λ) は集団の寿命に関する。 $M = M_0 \times e^{-\lambda T}$ (ただし $M_0 = M$ の初期値)

従って各集団の持つ R_T 値などを $\langle \rangle$ で表すと、各集団について

$$\langle R_T \rangle = 15.95 \langle M_0 \rangle e^{-\lambda T} \langle \bar{D} \rangle \left[1 - \frac{\langle k \rangle^2}{8} \right] \quad (7)$$

が成り立つ。

いろいろなタイプの雨の雨粒解析の結果、(7) 式のパラメータについて次のように置き換えることが判った。

- (1) M_0 ; (4) 式から $M_0 = COF \times \bar{D}$ の1次関係が導かれ、

$$COF = 0.009982 (a/b)^{0.8475} \quad (b \geq 0.1825 a^{0.4954} \text{ の領域の雨})$$

$$COF = 0.003509 (a/b)^{0.9183} \quad (\text{上の範囲に入らない雨で雷雨が主となる})$$

- (2) λ はタンク毎に決められる必要がある。

$$\lambda_1 = 0.8310 / b^{0.7523}$$

$$\lambda_2 = -\ln(b / (TT + b)) / TT$$

$$\lambda_3 = \lambda_2^2 / \lambda_1$$

ここでTTは R_T 曲線を構成する $T=TT$ での1分間雨量値が雨量強度で1mm/hr以下になったときの時間Tで、降雨の寿命時間と考えられるものである。

(3) k は一般に雨粒の採取時間が短くなると小さくなるが、一雨の中の雨粒集団では $k=0.25$ とおいてよい⁹⁾。

(4) 各集団の $\langle D \rangle$ 即ち $\bar{D}1, \bar{D}2, \bar{D}3$ はそれぞれTに関して変化しないとする。

以上のことから(6)式の未知数は \bar{D} のみになる。いま

$$R_T = \langle R_{T1} \rangle + \langle R_{T2} \rangle + \langle R_{T3} \rangle$$

である。

R_T として降雨の中心部分の最大1分雨量R1,最大5分雨量R5,最大10分雨量R10の観測値を使うと,(7)式は $\bar{D}1, \bar{D}2, \bar{D}3$ についての3元連立方程式となり,各々の \bar{D} は計算で求められる。 \bar{D} が判ると M_0, λ を使って時間TでのMが決定され,(4)式で各集団のTでの $\langle N_D \rangle$ すなわち N_{D1}, N_{D2}, N_{D3} が与えられる。これらを加算すると,時間Tにおける全体の N_D は

$$N_D = N_{D1} + N_{D2} + N_{D3}$$

で与えられる。

この方法で杖立の梅雨末期の豪雨を含む16例のいろいろなタイプの実際の雨についての雨粒再現は満足できるものであった¹⁵⁾。

3. 解析例

解析は1982年7月23-24日の長崎豪雨を対象とした。解析に必要な10分雨量データは気象庁技術報告第105号¹²⁾によった。作業はデータが報告されている長崎県を中心とする九州各県の全地点について行ったが、議論の対象としては一雨の降雨継続時間が3時間を越えた計88地点についてとした。

3.1 長崎海洋気象台における10分ごとの N_D 変動

N_D 推定に必要な R_T 曲線のパラメータa,bは過去1時間内の計6個の10分雨量で決めた。アンテナのビーム幅を考えると距離によってレーダ電波の掃引空間は変わるが、レーダサイトより数10kmのところでは高度差にして500-600mである。雨粒の落下速度は直径4mmを越えると10m/secに近くなり、垂直流がないと

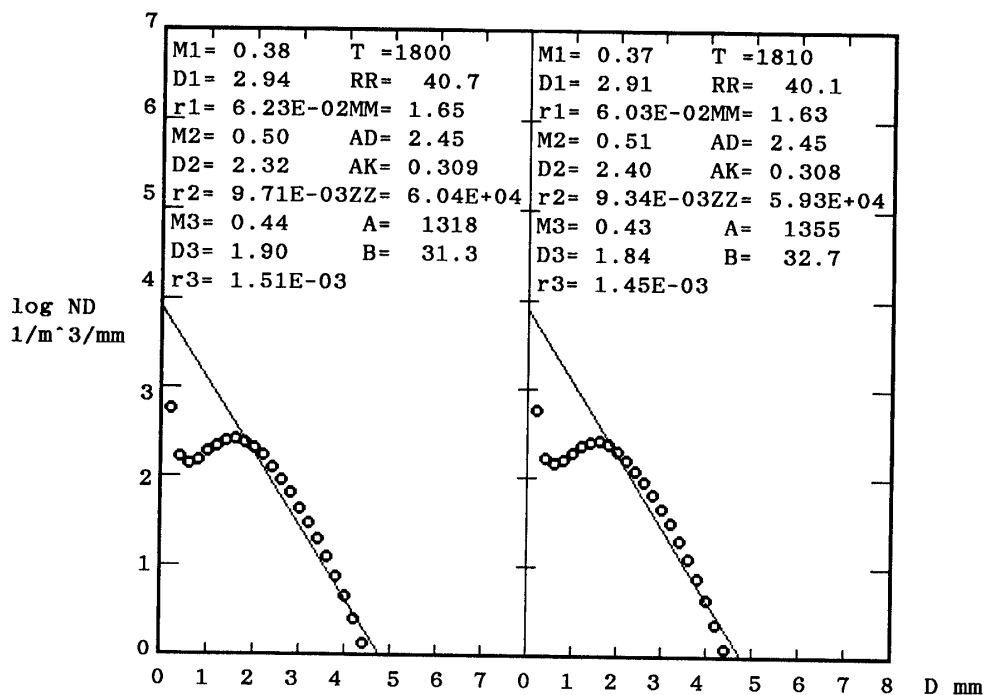


Fig. 3 Reconstructed N_D distribution of 1800 and 1810 at Nagasaki marine observatory, Jul 23, 1982.

き1分間で600m落下することになる。したがってZ-R関係を考えるとき1分間の N_D 分布が必要となる。 N_D 推定法では最大1, 5, 10分雨量を必要とするのでこれらを算出する R_T 曲線は一雨の終了を待たなくても過去1時間の6個の10分雨量で決めてよい¹⁹⁾。こうして N_D 分布は降雨の降り始めから1時間経過した時点から降り終わり時点まで10分ごとにそれぞれ推定される。Zは N_D 分布から計算されるので、各時点のZ値は過去1時間内の最大1分雨量がもたらされたときのものである。

長崎海洋気象台では17時から降り出した。以下時間を追って推定された N_D 分布の変動を見る。

Fig. 3 ; 18時, 18時10分の N_D 分布

図の表示の説明は以下の通りである。

横軸：雨粒の直径D, mm, 縦軸：雨粒の空間濃度(N_D)の対数表示, $1/m^3/mm$, T;時刻, A, B, RR (mm/hr); R_T 曲線のパラメータ, それによる最大1分雨量, MM(g/m^3), AD(mm), AK, ZZ(mm^6/m^3); N_D 分布(丸印)から計算された空間含水量, 平均直径, AK=ADのまわりの標準偏差/AD, レーダ反射因子, M 1-3, \bar{D} 1-3, r 1-3; 図の N_D 分布を構成した各雨粒集団の N_D 分布の含水量(g/m^3), 平均直径(mm), 減衰率(1/min), 図中右下がりの直線; Marshall&Palmer¹⁾の N_D 分布(以下MP分布)で $N_D=8000e^{-\lambda D}$ でこれより $Z=200R^{1.6}$ が導かれる。

長崎では19時以降降雨が強まるが、この時点ではまだ雨は弱い。したがって求められた N_D 分布は降雨が弱いときに合うとされるMP分布に近い。D<1.5mmではMP分布に比べて N_D は過少であるが、もともとのMP分布の原データにもこの傾向がある。ZがDの6乗に比例することを考えればD<1.5mmの N_D はZにあまり効かない。19時まで以上と似た N_D 分布で推移した。

Fig. 4 ; 19時20分, 19時30分

19時20分ではD=2-4mmで平坦な分布になり、D=1mmでは N_D 値が増大する九州の強い対流性降雨の分布²⁾が現れた。RR, MM, ZZは急増している。長崎ではこの時点で市街部低地での浸水が発生し、JR, 市電, タクシーの運行停止が始まった。19時30分ではD=1-4mmの間で N_D 分布は盛り上がり、D=2-4mmの中間領域の N_D が豊富となる集中豪雨タイプ¹⁹⁾のものになった。この傾向は22時40分まで続く。長崎では19時50分に崖崩れによる最初の犠牲者が発生した。このように N_D 分布の特徴的変動は防災の上でも重要な情報となる。

Fig. 5 ; 20時40分, 20時50分

20時50分で最大1分雨量RRは最高値を示した。MMは6 g/m^3 を越えている。後で述べる気象庁の豪雨階級の最高クラスであるA段階となった地点ではMM>6 g/m^3 であり、MMも豪雨の重要な情報となる。

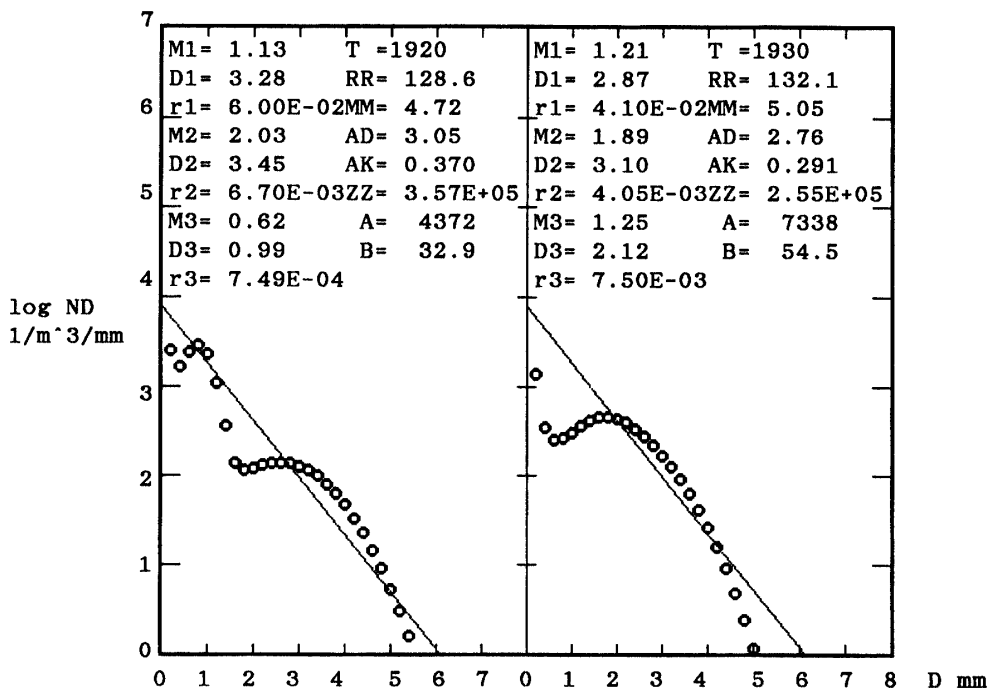


Fig. 4 N_D distribution of 1920 and 1930, samely as Fig. 3.

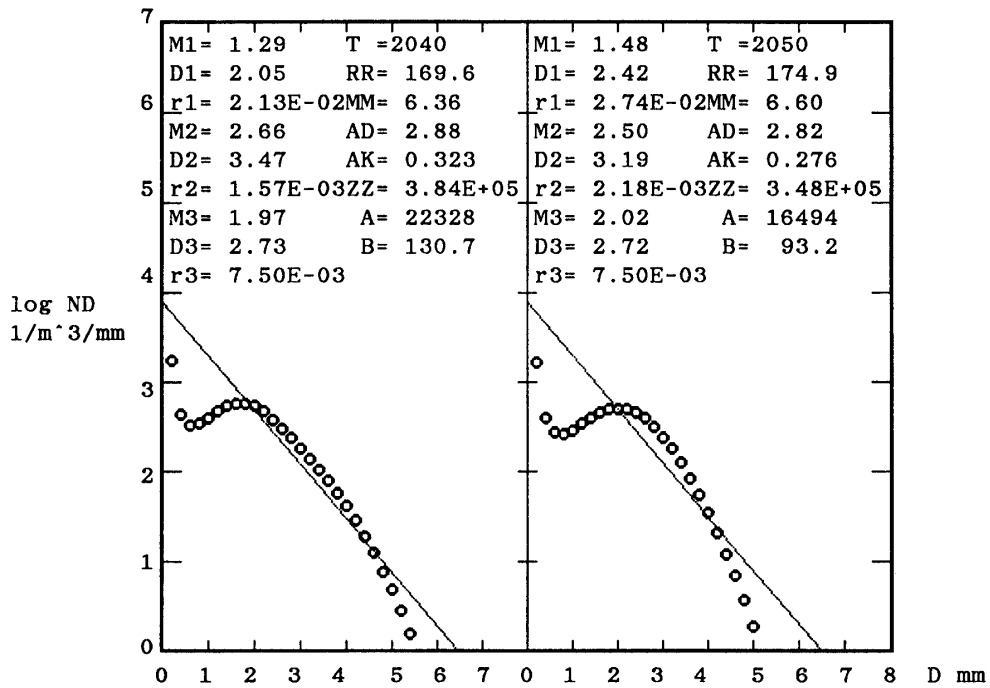


Fig. 5 N_D distribution of 2040 and 2050, samely as Fig. 3.

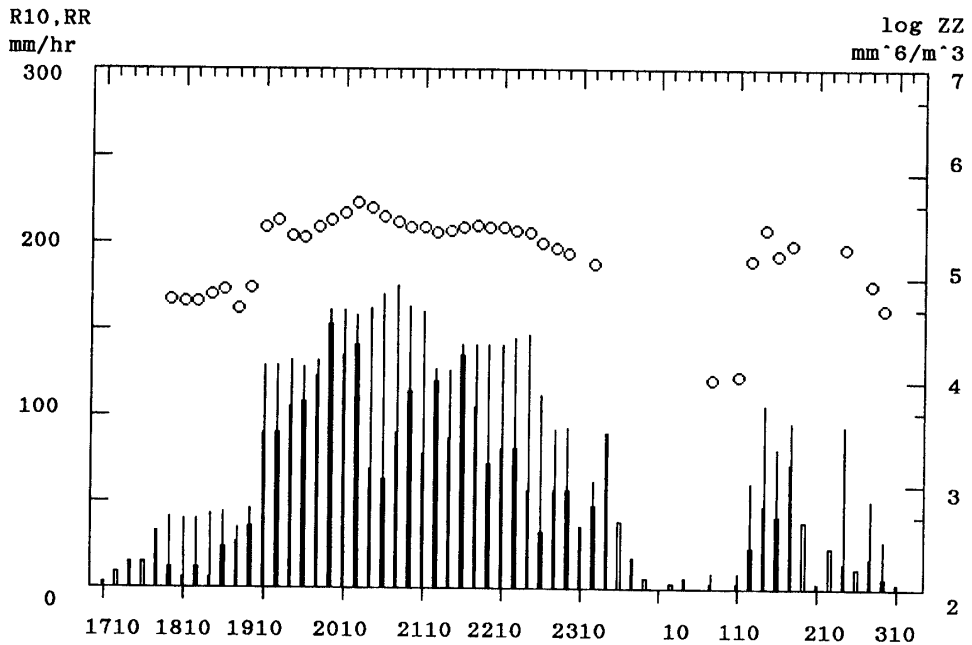


Fig. 6 10 minute change of R10, RR and ZZ at Nagasaki marine observatory during a rainfall from 1700, Jul. 23 to 0310 Jul. 24. R10 (thick line) is the observed 10 minute rainfall amount in mm/hr. RR (thin line) is the maximum 1 minute rainfall amount (mm/hr) calculated by Talbot curve which is determined out of last 6 ten minute rainfall data. ZZ (circle) is the radar reflectivity factor calculated by the reconstructed N_D distribution of rain RR.

19時20分と20時50分を比較すると20時50分ではRR, MMは増大しているにもかかわらずZZはむしろ小さくなっている。強い対流性降雨から豪雨に変わってもレーダ画面での明るさはむしろ弱くなることを意味している。19時20分では $D \geq 5$ mmの雨粒が比較的多いに対し、20時50分では $D=2-4$ mmの雨粒が豊富なことによる。豪雨ではZ-R関係が異なってくることを示唆している。

3.2 長崎海洋気象台でのZ-R関係

Fig. 6は以上のように求められた長崎海洋気象台での降り始めから降り終わりまでの10分ごとのRR, ZZの変動を見たものである。横軸は時刻、左縦軸は実測10分雨量(R10)、RRのmm/hr単位での目盛り、右縦軸は $\log ZZ$ の mm^6/m^3 単位での目盛りを示す。R10は太い棒線、RRは細い棒線、ZZは丸印で示す。RR, ZZの表示がない時点では R_r 曲線による N_D 分布の解がなかった。Fig. 7はFig. 6で得られた各10分ごとのZZとRRの関係をZ-R関係として示したものである。データ数は41個で $Z=767R^{1.22}$ (相関係数 $r=0.9883$)が得られた。図中の2本の太線はM-Pの $Z=200R^{1.6}$ と九州の強い対流性降雨の $Z=360R^{1.6}$ を示している。海洋気象台ではRが50mm/hrを越えて強くなると2本の線から右にずれている。同じZ値すなわちレーダ画面上で同じ明るさであってもRは大きな値となる。つまりレーダのZ-R関係が2本の線でセットされていた場合

いずれも算定レーダ雨量は過小評価することになる。図に示しているように海洋気象台での41個のRの平均値は $\langle R \rangle = 103.7\text{mm}$ であるのに対し、M.P.の $Z=200R^{1.6}$ で算定した平均値は $\langle R \rangle = 76.9\text{mm/hr}$ で25.8%の過小評価となった。

4. 考 察

Table 1は長崎豪雨時で降雨継続時間が3時間以上となった九州各県計88地点の降雨について前章と同様な解析を行った結果の一覧である。Nは10分雨量データの総数、dataはそのうち N_D 分布の解がでたケース数である。rはZ-R関係の相関係数、M.P.(%)は $Z=200R^{1.6}$ で算定されたRの平均値の実測平均値 $\langle R \rangle$ に対する相対誤差で負号は過小評価を示す。長崎県の番号No. 1-No.16は西彼杵半島から長崎市周辺のもっとも降雨の激しかった地点で平均雨量 $\langle R \rangle$ はいずれも100mm/hrを越えている。Z-R関係のパラメータ(B, β)はM.P.の(200, 1.6)に比べて、Bは大きく、 β は小さい。Table 2に示すようにM.P.(%)の平均は-28.9%となり30%近い過小評価となる。(B, β)の平均値は(1537, 1.10)となった。No.17-88は残りの地点での結果である。佐賀県日之出を除いてすべて $\langle R \rangle$ は100mm/hrを下まわっている。これらの地点では(B, β)値は上記16地点に比べBは小さく、 β は大きくなっている。平均(B, β)はTable 2に示すように(862,

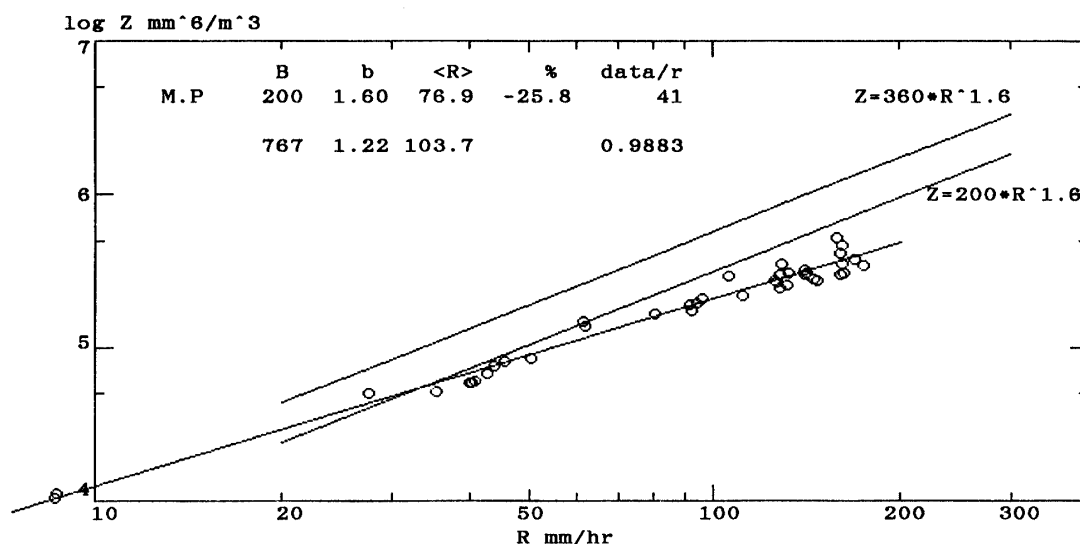


Fig. 7 Z-R relation plots of (RR, ZZ) obtained in Fig. 6. They make $Z=767R^{1.22}$ relation with correlation coefficient $r=0.9883$. $Z=200R^{1.6}$ (M.P) and $Z=360R^{1.6}$ (developed convective rain in Kyushu) are shown in the figure.

Table 1 Estimated Z-R relations of 88 points in Kyushu of which rainfall duration is longer than 3 hours in Nagasaki event. Rain is most severe at No.1-No.16 points. <R> indicates the average RR in each rain. r is the correlation coefficient of Z-R relation. M.P(%) is the relative error of the radar rain estimation when $Z=200R^{1.6}$ is used instead of each point Z-R relation. Negative value of M.P(%) means that the radar rain is underestimated.

		降雨観測所						1982年7月		
県名	No	地点	日付・時刻	N	B	β	<R>	data	r	M.P(%)
長崎	1	長崎	23 1710-0330	63	767	1.22	103.7	41	0.9883	-25.8
	2	大村(空港)	23 1650-0020	46	1092	1.13	110.4	18	0.9730	-28.9
	3	大瀬戸	23 1700-2130	28	768	1.24	118.1	11	0.9508	-21.7
	4	長浦岳	23 1650-0000	44	1802	1.04	163.6	26	0.9707	-35.1
	5	幸物分校	23 1710-2230	33	1083	1.14	186.7	18	0.9894	-39.0
	6	外海町役場	23 1710-2350	41	1929	1.03	180.5	22	0.9739	-37.0
	7	琴海町役場	23 1710-2350	41	2050	1.00	106.0	28	0.9698	-27.4
	8	長与駅保線区	23 1730-0020	42	1540	1.07	168.9	31	0.9572	-36.6
	9	多良見消防	23 1720-0020	43	3069	0.94	124.7	34	0.8694	-24.4
	10	飯盛町役場	23 1730-0020	42	2413	0.98	148.0	23	0.9273	-31.7
	11	飯盛消防局	23 1730-0020	42	1757	1.06	123.7	28	0.9432	-23.9
	12	諫早整備公団	23 1720-0020	43	1362	1.10	115.8	29	0.9093	-25.1
	13	長崎駅保線区	23 1730-0020	42	792	1.21	119.2	32	0.9783	-28.6
	14	長崎消防局	23 1720-0020	43	1144	1.14	108.5	30	0.9519	-23.3
	15	長崎九州電力	23 1710-0020	44	571	1.28	106.7	31	0.9758	-26.2
	16	式見ダム	23 1830-0010	35	2447	0.98	139.7	20	0.7979	-28.3
	17	平戸	23 1350-1840	30	905	1.19	86.3	16	0.9735	-22.3
	18	佐世保	23 1610-0020	50	748	1.25	60.1	25	0.9805	-8.9
	19	雲仙岳	23 1740-0520	71	813	1.23	59.7	29	0.9512	-7.6
	20	大村	23 1700-0130	52	802	1.22	79.4	27	0.9798	-18.0
	21	松浦	23 1440-1840	25	1129	1.12	79.6	13	0.9800	-25.5
	22	絹笠山	23 1740-0520	71	579	1.31	73.9	36	0.9753	-12.8
	23	島原	23 1900-0540	65	896	1.17	59.2	29	0.9728	-16.5
	24	口ノ津	23 1940-0420	53	694	1.25	71.0	25	0.9821	-16.4
	25	国見山	23 1510-2110	37	259	1.53	69.6	18	0.9682	1.9
	26	五家原岳	23 1710-0610	79	428	1.40	59.8	50	0.9508	-4.9
佐賀	27	佐賀	23 1750-2330	35	552	1.31	41.2	14	0.9472	-4.8
	28	嬉野	23 1710-2240	34	244	1.53	60.4	14	0.9253	-4.1
	29	白石	23 1740-2310	34	448	1.36	49.3	18	0.9611	-8.5
	30	和多田	23 1500-1850	24	1367	1.10	63.3	14	0.9925	-15.2
	31	権現山	24 0440-0840	25	290	1.47	59.0	11	0.9750	-9.5
	32	多良岳	23 1750-0050	43	1928	1.03	74.4	23	0.9006	-11.6
	33	鳥栖土木	23 1800-2330	34	1068	1.15	39.8	19	0.7999	2.1
	34	神崎土木	24 0350-0830	29	825	1.18	33.9	15	0.9896	-5.9
	35	唐津土木	23 1510-1850	23	515	1.32	51.8	14	0.9985	-13.8
	36	鹿島土木	23 1720-2250	34	300	1.50	45.7	18	0.8756	3.1
	37	武雄土木	23 1640-2100	27	435	1.36	60.8	15	0.9511	-12.3
	38	牛津	23 1720-2330	38	688	1.26	46.0	20	0.9244	-4.4
	39	宇木	23 1510-1850	23	1316	1.14	62.1	10	0.9935	-9.9
	40	相知	23 1510-1850	23	791	1.22	47.2	12	0.9903	-11.1
	41	名尾	23 2010-0840	76	952	1.17	51.2	48	0.9696	-10.4
	42	大川野	23 1510-1910	25	1006	1.17	53.7	14	0.9918	-9.5
	43	鹿島	23 1710-2250	35	500	1.36	51.9	21	0.9016	-0.8
	44	杉ノ岳	23 1510-2110	37	962	1.17	55.6	24	0.9886	-15.3
	45	矢苦	23 1540-2250	44	618	1.28	55.3	23	0.9647	-9.2
	46	竹木場	23 1510-1900	24	605	1.30	65.3	16	0.9836	-11.2
	47	水堂	23 1720-2310	36	754	1.25	55.7	16	0.9358	-4.7
	48	池ノ平	23 1640-2120	29	1247	1.09	64.7	10	0.9934	-18.5
	49	服巻	23 1510-1940	28	1082	1.17	32.9	15	0.9700	7.4
	50	服巻	23 2310-0840	58	691	1.27	38.0	36	0.9631	0.0
	51	市川	23 1510-1920	26	649	1.30	38.0	15	0.9758	2.9
	52	市川	24 0030-0800	46	562	1.32	45.9	25	0.9687	-3.5
	53	日之出	24 0410-0810	25	59	1.77	102.8	12	0.9105	-23.1
	54	馬貴馬場	24 0310-0900	36	1991	1.00	43.8	23	0.9504	1.4

降雨観測所

1982年7月

県名	No	地点	日付・時刻	N	B	β	<R>	data	r	M.P(%)
熊本	55	熊本	23 2230-0600	46	1007	1.16	50.2	29	0.9622	-8.6
	56	熊本	24 0820-2010	72	699	1.26	41.9	44	0.9618	-3.0
	57	牛深	24 1220-1550	22	662	1.29	55.5	13	0.8965	-1.8
	58	人吉	23 2040-0340	43	882	1.20	38.2	21	0.9845	-6.0
	59	阿蘇山	24 0800-1520	45	1105	1.14	53.7	18	0.9407	-7.8
	60	阿蘇山	24 1640-2100	27	516	1.34	38.0	11	0.9833	-1.6
	61	鹿北	24 0330-0900	34	699	1.26	66.9	19	0.9570	-11.2
	62	南小国	24 0500-0930	28	2746	0.94	79.7	14	0.8527	-16.3
	63	菊池	24 0050-0740	42	735	1.23	49.2	29	0.9719	-10.0
	64	阿蘇黒川	24 0830-1350	33	493	1.34	72.4	11	0.9286	-13.3
	65	三角	23 1940-0430	54	1026	1.19	59.0	23	0.9427	-2.7
	66	三角	24 1420-1850	28	235	1.53	52.4	13	0.9491	-7.5
	67	甲佐	24 1120-1650	34	841	1.22	47.7	12	0.9474	-3.5
	68	本渡	23 2110-0300	36	1399	1.10	79.5	20	0.9724	-14.6
	69	本渡	24 1210-1740	34	1003	1.18	45.3	14	0.8984	0.5
	70	八代	24 1530-2040	32	553	1.29	79.8	20	0.9922	-21.9
	71	上	24 1640-2050	26	943	1.19	51.1	17	0.9715	-5.2
	72	田浦	23 2200-0250	30	1185	1.14	52.9	20	0.9518	-3.4
	73	五木	24 1620-2200	35	1028	1.16	64.4	16	0.9677	-14.6
	74	鞍岳	24 1350-1950	37	1176	1.13	42.7	13	0.9539	-1.6
75	俵山	24 0820-1740	57	1027	1.16	59.9	39	0.9228	-11.0	
76	間ノ谷山	24 1210-1700	30	629	1.27	39.1	18	0.9192	-3.8	
77	黒川	24 0430-0800	22	1070	1.13	34.0	10	0.9769	-4.8	
78	黄川	23 1610-0940	106	1441	1.08	44.4	43	0.9755	-7.8	
79	杖立	24 0410-1030	39	670	1.28	44.7	24	0.9587	-0.4	
80	岳ノ湯	24 0540-0930	24	2293	1.00	59.7	14	0.9103	-1.9	
大分	81	湯布院	24 0400-0920	33	766	1.27	52.1	18	0.9647	1.3
	82	犬飼	24 1120-1420	19	210	1.63	32.3	13	0.9336	21.7
	83	竹田	24 0630-1450	51	1497	1.08	42.0	24	0.8702	4.1
福岡	84	九千部山	23 1750-0110	45	1220	1.11	33.5	20	0.9283	4.0
	85	九千部山	24 0410-0950	50	580	1.31	40.4	28	0.9824	-2.5
	86	甘木	24 0400-0910	32	606	1.31	44.4	16	0.9618	0.1
	87	英彦山	24 0510-0900	24	660	1.28	34.7	15	0.9545	2.4
	88	柳川	23 1810-0240	52	793	1.23	34.8	27	0.8913	3.3

Table 2 Average Z-R relation for cases in Table 1.

	地点	N	B	β	<R>	data	r	M.P(%)
全ケース	88	3478	985	1.22	60.6	1891	0.9508	-10.7
ケース No. 1 ~ No. 16	16	672	1537	1.10	132.8	422	0.9454	-28.9
ケース No. 17 ~ No. 88	72	2806	862	1.25	54.2	1469	0.9561	-6.7

1.25)となった。またM.P(%)は-6.7%でやはり過小評価である。88地点全ケースの平均(B, β)は(985, 1.22), 平均M.P(%)は-10.7%であった。Fig. 8は降雨が最も激しかったNo. 1~No.16の計16地点のZ-R関係を示したものである。図にはM.Pの $Z=200R^{1.6}$ の関係(1)と最大3時間雨量の日本最高記録を示したNo. 8長与駅での $Z=1540R^{1.07}$ の関係(2)を示してい

る。図に示したように今観測されたZ値が $10^6\text{mm}^6/\text{m}^3$ であったとき、M.PではRは約200mm/hrと算定されるのに対し、長与駅では400mm/hr以上と算定される。M.Pセットでは実に半分程度の算定値となる。

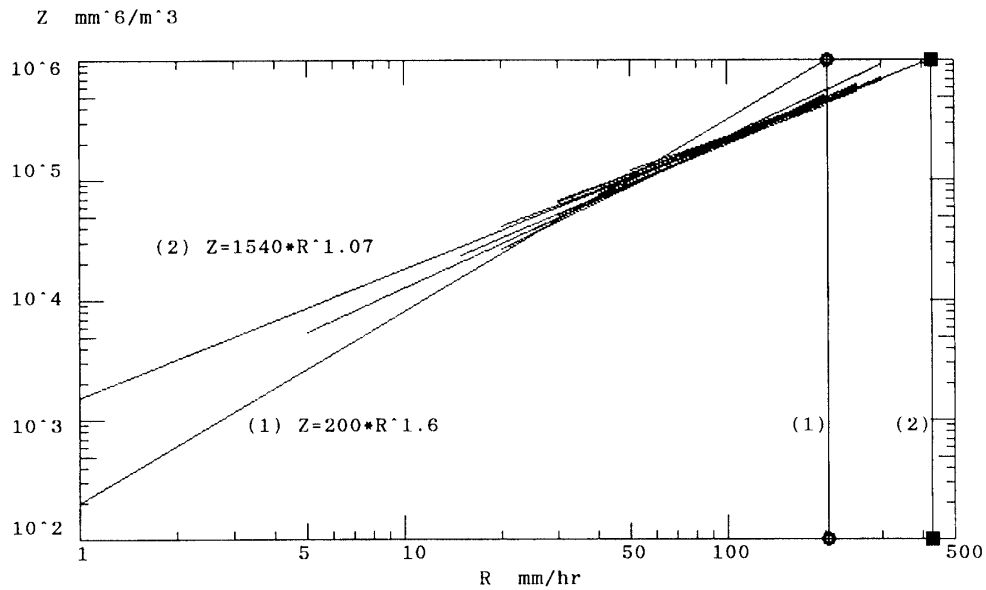


Fig. 8 Heavy rain Z-R lines for No.1 to No.16 points of Table 1.

(1) $Z=200R^{1.6}$ is for M.P relation. (2) $Z=1540R^{1.07}$ is for the heavy rain case at No.8. When the observed Z is 10^6 mm^6/m^3 , M.P relation estimates the radar rain only half of the estimated by No.8 relation.

5. あとがき

気象レーダの防災的役割は集中豪雨・雪、台風、竜巻など激しい気象現象が襲来したときにその動向と規模の量的把握とそれらの今後を予測することである。本論では集中豪雨のレーダ画像から雨量に変換する際基本的関係式となる Z-R 関係について考察した。実際の集中豪雨の雨滴粒径分布 (N_D 分布) の観測報告が希少であるので、議論に必要な N_D 分布は10分雨量より推定する方法を用いた。1982年長崎豪雨を解析した結果、集中豪雨の N_D 分布は直径2-4mm の中間サイズの雨粒の空間濃度が著しく大きいものとなり、九州で観測された豪雨の N_D 分布によく似ている。Z-R 関係はこれを反映しパラメータ (B, β) は標準の (200, 1.6) より大きく変わり、 B は1000を越え、 β は1に近いものであった。したがって現在よく使われている (B, β) = (200, 1.6) ではレーダによる算定雨量は実際の半分程度になるケースもあることが判った。

参考文献

- 1) Marshall, J. S. and Palmer, W. M.: The distribution of raindrops with size. *Jour. of Meteor.*, Vol.46 No.1 (1995)
- 2) Fujiwara, M.: Raindrop-size distribution from individual storms. *Jour. of Atmos. Sci.*, 22, 585-590 (1965)
- 3) 小平信彦, 立平良三: 気象レーダ特集号, 気象研究ノート, 112, 1-171 (1972)
- 4) Joss, J. and Waldvogel, A.: Raindrop size distribution and doppler velocities., 14th Radar Meteor. Conf., Amer. Meteor. Soc., 133-138 (1970)
- 5) 武田京一, 塩月善晴: レーダで見た対流性降雨雲の垂直構造, 天気, 17, 491-498 (1970)
- 6) 塩月善晴: 対流性降雨のレーダ気象学的研究, 山口大学農学部学術報告, 22, 215-284 (1971)
- 7) 塩月善晴, 他: レーダ雨量に関する研究(第1報), 山口大学工学部研究報告, 22, 27-36 (1971)
- 8) Shiotsuki, Y.: On the flat size distribution of drops from convective rain clouds., *Jour. Met. Soc. Japan*, 52, 42-60 (1974)
- 9) Shiotsuki, Y.: Instant shape of raindrop size distribution and its rain parameter relations in the convective rainfall., *Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. VII*, 1, 69-78 (1979)
- 10) 塩月善晴: 地域コミュニティによる自主水防活動

- のための豪雨災害発生予知技術の開発, 河川環境管理財団研究成果報告書, 91 (1993)
- 11) 塩月善晴: 豪雨災害予測とリモートセンシング, ハイテクシンポジウム山口'94, 防災システムシンポジウム講演集, 7-16 (1994)
 - 12) 気象庁: 昭和57年7月豪雨調査報告, 気象庁技術報告, 105, 167 (1984)
 - 13) Shiotsuki, Y.: An estimation of drop-size distribution in severe rainfall., Jour. Met. Soc. Japan, 54, 259-263 (1976)
 - 14) 塩月善晴: 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 (1981)
 - 15) 塩月善晴: 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, 天気, 32, 553-563 (1985)
 - 16) Shiotsuki, Y.: An equation for size distribution of precipitation elements based on the normal distribution of liquid water content., Jour. Met. Soc. Japan, 53, 75-86 (1975)
 - 17) Takeda, T., et al.: A case study of heavy rain in Owase area., Jour. Met. Soc. Japan, 54, 32-41
 - 18) Talbot, A. N. 1891: Rate of maximum rainfall., Technograph No.5, Univ. of Illinois (1976)
 - 19) 塩月善晴, 他: 土砂災害を起こす豪雨の予報について, 土木学会論文集, 381, II-7, 83-90 (1987)
- (平成7年4月14日受理)