

レーダ雨量と地上雨量の一致性向上に関する一考察

友 杉 邦 雄

A STUDY ON IMPROVEMENT OF CONSISTENCY BETWEEN RAINFALLS ESTIMATED BY RADAR AND BY RAIN GAUGES

By *Kunio* TOMOSUGI

Synopsis

Selecting four unit meshes from the basic data acquisition and recording meshwork of the Miyama Radar of the Kinki Regional Construction Bureau, relations between radar data (digital voltage recorded 5-minutely) in each unit mesh and hourly rainfall estimated by rain gauge data in the corresponding mesh for heavy rains caused by front, typhoon and depression in the summer of 1982 were analyzed in order to grope for a method to identify the best parameters of Z-R relationships from such data.

A modified method, which introduces effects of variability of radar data in each time span to average, was proposed. Hourly and 2-hourly rainfalls estimated by radar data using the identified parameters by the method were compared with the corresponding rainfalls estimated by rain gauge data, and possibilities of improvement of consistency between them were discussed.

1. ま え が き

豪雨災害を防止・軽減するためには雨量の時間的・空間的分布を即時に適確に把握し、かつ予測することが重要であることは言うまでもない。そのため気象レーダを利用することが最有力視され、わが国でも建設省が中心となってレーダ雨量計システムの開発・研究と予測手法の研究が精力的に実施され、ある程度実用に供されるようになったが、予測問題もさることながらレーダ雨量計の定量的信頼性（地上雨量計によるものとの一致性）の向上が依然として重要な研究課題となっている。

本研究はレーダ雨量計により評価される雨量（ここではこれをレーダ雨量と称する）と地上雨量計により評価される雨量（地上雨量と称する）との一致性（又は相関関係）の向上を目的とする基礎的研究であって、昭和57年夏の一連の豪雨時の近畿地方建設局深山レーダ雨量計の基本データ（基本メッシュで5分ごとに得られるもので雨量強度に換算される）と地上雨量計による毎時雨量データを対象とし、平地と山地とから計4つのレーダ基本メッシュを選定し、これらのデータの解析を通じて、レーダ反射因子 Z と雨量強度 R の関係、いわゆる $Z-R$ 関係を規定するパラメータを上記のようなデータから同定する方法について考察し、基本データの時間的変動性の効果を導入する方法を提案すると共に、その適用結果とレーダ雨量と地上雨量の一致性の向上の可能性等について検討を試みたものである。

なお、ここではレーダ雨量計システムの原理・構成・機構等の詳細を記述する余地も能力もないが、必要と思われる事項については、関連個所で簡単に記述することにする。

2. 解析対象資料の概要

2.1 対象豪雨

ここで解析の対象としたのは、1982年7月31日夜から8月3日にかけて近畿地方を襲った一連の豪雨であるが、気象原因別にみると次のように分けることができる¹⁾。

- (1) 7月31日20時頃～8月1日9時頃までの降雨：日本南岸に停滞していた前線が10号台風の北上に伴い活発化して生じた前線性降雨で、以後、降雨 F と称する。
- (2) 8月1日9時頃～8月2日5時頃までの降雨：10号台風（8月2日0時頃渥美半島に上陸、中部地方西部を北上して8月2日5時頃日本海に抜けた）による台風性降雨で、以後、降雨 T と称する。
- (3) 8月2日20時頃～8月3日12時頃までの降雨：9号台風くずれの低気圧による降雨で、以後、降雨 D と称する。

なお、上記の降雨 F と T の時間的境界は必ずしも明確ではないが、ここでは一応8月1日9時と考えることにする。

2.2 対象基本メッシュ

深山レーダ雨量計システムの基本メッシュは、レーダサイト（京都府・大阪府・兵庫県の境の深山山頂、標高約800m）を中心とした極座標系で、半径方向に3 km ごとの等間隔、方位角方向に128等分（ただし半径120 km までの定量域内、120～193 km の定性域では256等分）に分割して構成され、各メッシュを識別するため、半径方向の番数と真北から右回りの番数の組合せで表示されている。今回はそのうち、Fig. 1 に示す (14, 40), (23, 59), (32, 33) および (39, 52) で表示される4つのメッシュを選定して解析することにした。前2者は平地部に在り、それぞれ宇治 (U と略記)、河内長野 (K と略記) という1ヶ所の地上雨量観測点を含む。後2者は山岳地に在り、比較的遠方にあるためメッシュサイズも比較的大きく、それぞれ御在所 (G と略記) と湯の山 (Y と略記)、日の出岳 (H と略記) と大台ヶ原 (O と略記) という地上雨量観測点を2箇所ずつ含んでいる。ここでは、各メッシュを含まれた地上観測点名で呼ぶことにし、それぞれ U, K, G・Y, H・O と略記する。

なお、各メッシュの地上雨量として、メッシュ U, K では1地点の雨量データそのものを、メッシュ G・Y, H・O では2地点のものの単純平均値を採用することにする。

2.3 レーダ基本データ^{2),6)}

レーダ雨量計はレーダ装置としては通常の気象レーダと同様であるが、データ処理方法に相異がある。すなわち一般的な気象レーダでは受信電力を4～5ステップの強度別にアナログ的に表示するのに対し、レーダ雨量計では受信電力を256ステップ (8 bit) のデジタル量に変換して表現する（ただし、受信電力は通常、対数増幅器で0～数 volt の電圧に変換して出力される）。

深山レーダ雨量計システムは建設省の他のレーダ雨量計システムがすべて仰角固定であるのに対し、仰角可変を特徴とする。それは5分間25回転を1サイクルとするもので、最初の5回転 (1分間) を仰角固定 (最低仰角0.8°) として雨量への換算用のデータの収集に当て、7～24回転 (6と25回転目は観測を行わず角度の制御期間) でより上空の情報を得ようとするものである。ここで解析の対象とするのはもちろん仰角固定時のデータであり、前述の基本メッシュも仰角固定時に対応するものである。

つぎに、各基本メッシュにおけるデータがどのようにして得られるかをもう少し具体的に述べておこう。深山レーダの空中線は上述のように5 rpm 即ち30°/sec の角速度で回転しながら、毎秒260回のパルス (幅2 μs) を送信 (周波数5260 MHz, ビーム角約15°) しており、各送信パルスの合間 (約3850 μs) に198 km 以内からの反射波が受信される。したがって、基本メッシュを構成する単位方位角当りで見ると、送信パルスのビーム中心線は定量域では約24回、定性域では約12回通過するが、このうち前者では18回、後者では9

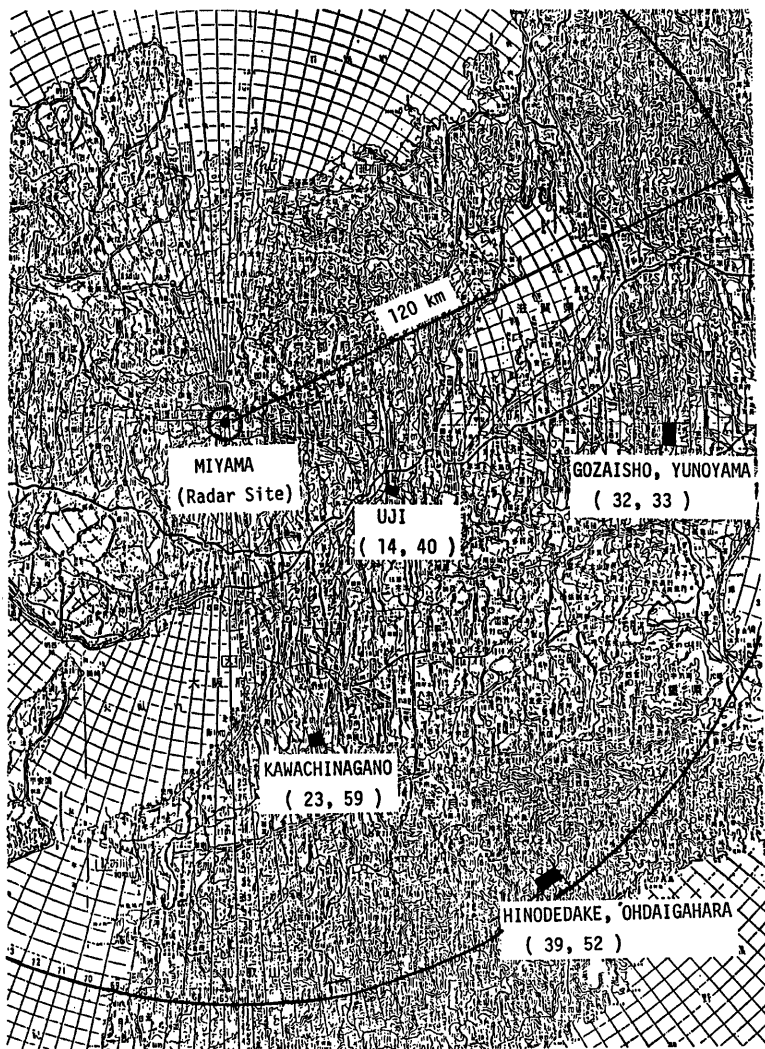


Fig. 1 Location of the radar site and the selected four unit meshes in the basic data acquisition and recording meshwork, where each unit mesh is recognized by paired numbers. The mesh (14,40) and (23,59) cover plain land, including one rain gauge station named Uji and Kawachinagano, respectively. The two others cover mountains, including two stations named as shown, respectively.

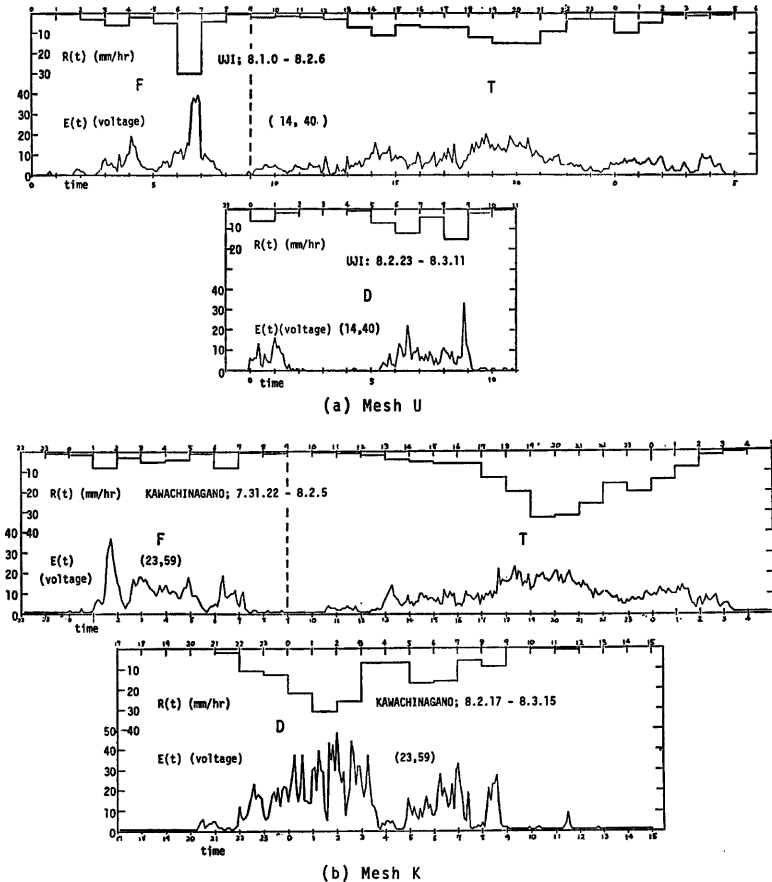


Fig. 2 Comparison between 5-minutely radar data E (voltage) and hourly rainfall R (mm/hr) estimated by rain gauge data at each selected mesh for three types of rains caused by front (F), typhoon (T) and depression (D) in the summer of 1982.

回分を有効としている。この有効な送信パルスの反射波を受けた受信部からの出力（レーダ反射信号）は距離（半径）方向に $2.5\mu\text{s}$ （375mに相当）ごとにAD変換し、8コずつ（3 kmごと）の加算平均がとられる。この距離平均値について上記の有効パルスに関する方位平均がとられ、さらに5回分の走査（スキャン）についてスキャン平均がとられる。結局、各基本メッシュは、定量域では $18 \times 8 \times 5 = 720$ 、定性域では $9 \times 8 \times 5 = 360$ の瞬時的・離散的な（ただし方位方向にはオーバーラップしている）レーダ反射信号の平均値を5分ごとに得る。

ところで、反射波は雨滴からだけでなく、大地や建築物等からのもの（グラウンドクラッタといわれる）も含まれており、これを除去しなければならない。グラウンドクラッタの除去法はいろいろ考えられているが、

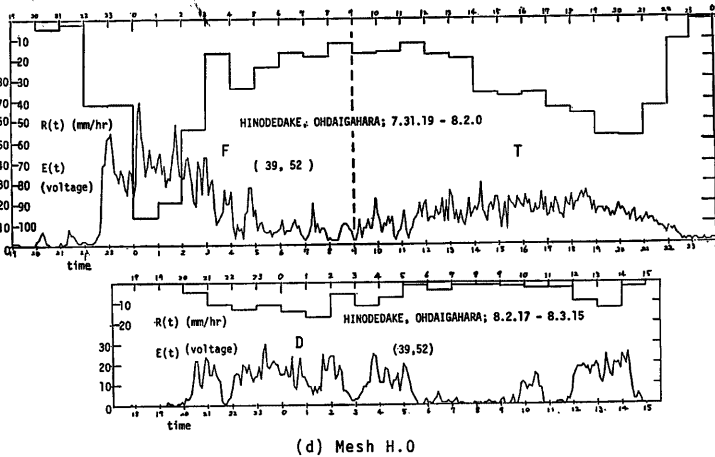
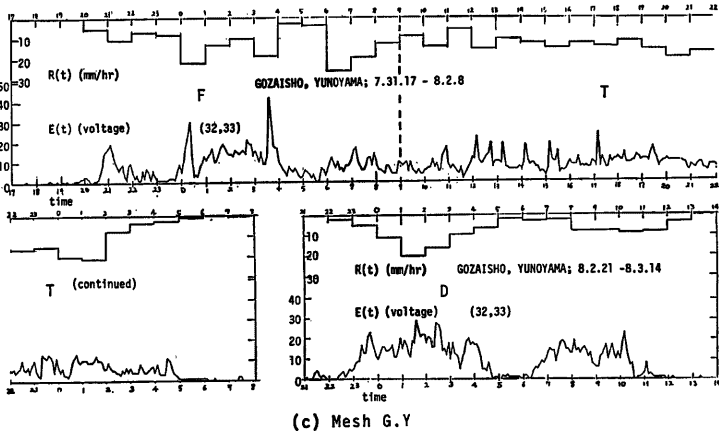


Fig. 2 (continued)

従来からのものとして減算方式と呼ばれているものと、比較的新しいものとして MTI (Moving Target Indication) 方式と呼ばれているものとが代表的である。前者は晴天時において先と同様の方法で得られる各基本メッシュ単位のクラッタマップを用意しておき、降雨時のものから差し引く方法、後者は反射電波の揺らぎが運動中の雨滴群と不動の大地等と異なることから、特殊なハイパスフィルター (MTI フィルター) を通すことにより除去を計る方法である。従来、前者の方法ではクラッタマップが季節的に変動して不安定であるとか晴天時と雨天時のグラウンドクラッタは異なるであろうという問題、後者の方法では除去に過不足が生じる恐れがある点が指摘され、いずれも改良・検討の余地があるためか、深山レーダ雨量計システムではこれら両方式を並行してとり、解析処理用の基本データとして共に MT にファイルして保存されている

る。ただし減算方式のものは減算前のデータと、減算後のデータからパラメータを固定して換算した5分ごとの雨量強度がファイルされており、今回対象とした豪雨時のメッシュ K, とくに G・Y 及び H・O ではクラッタマップの値が明らかに過大となっていると考えられる雨量強度 (かなり多量の地上雨量が記録されているときにゼロ) を示していたので、MTI 方式による基本データのみを用いることにした。これは、上記の MTI フィルターを通過して出力される電圧値が自乗され (電力値に変換)、前述の加算平均 (距離、方位およびスキャン平均) が施され、再び電圧値として、0~255の整数値で記録されている (後述のように、基準電圧に対する相対的の大きさが問題であるため、電圧の絶対値は明示されていない)。以後、ここではこの整数値化された (相対的) 電圧値を記号 E で表記することにする。

2.4 基本データ時系列と地上毎時雨量時系列の視覚的対比

以上に述べた豪雨時の4つの基本メッシュ U, K, G・Y, H・O における毎5分のレーダ基本データ E (voltage) と地上毎時雨量 R (mm/hr) の経時変動をそれぞれ対比して示したのが Fig. 2(a)~(d) である。なお、各図中で縦の点線で区切ってある時刻は、前述の降雨 F と T の境界と考えた8月1日9時である。まず、 E の変動の様相に注目してみると、平地部にあるメッシュ U と K では、降雨 F, T, D によって明確な差が認められる。山岳部にあるメッシュ G・Y と H・O では降雨 F, T, D の差は平地部ほど明確ではないが差が認められる。平地部同志、山地部同志では各降雨ごとに比較的似た様相を程しているが、平地部と山地部を比較すると降雨 F と T の場合は比較的似ているものの D の場合は若干異なるように見える。つぎに、 E と R の大きさを対比してみると、対応が悪いところが各メッシュ、各降雨に見られるが、その定量的な検討は 3.3 で行うことにする。

3. レーダ雨量の算定式におけるパラメータ同定法に関する考察

3.1 レーダ雨量の算定式

ここでは、レーダによる雨量分布計測の基本となるレーダ方程式の構成内容についての詳細は他の文献⁹⁾に譲ることにし、その概略と前述の基本データ E から各基本メッシュの雨量がどのように算定されているかを示すにとどめる。

まず、レーダ方程式は基本的に次式で示される (ただし電波の途中降雨等による減衰を考慮しない場合)。

$$P_r = C \cdot F \cdot Z / r^2 \dots\dots\dots(1)$$

ここに、 P_r はレーダからの送信パルスに対して、距離 r の点を中心にした目標体積 (パルス長 $2 \mu\text{s}$ の場合、300mの長さで区切ったビーム) 中の雨滴群から反射 (正しくは後方散乱) してくる電波の平均電力、 Z はその目標体積中の雨滴群のレーダ反射因子で、単位体積中の直径 D (mm) の雨滴の数を $N(D)$ ($1/\text{m}^3$) とするとき次式で定義されるものである。

$$Z = \sum_D N(D) \cdot D^6 \dots\dots\dots(2)$$

又、係数 C はレーダの機械的な性質 (波長、出力、アンテナの有効面積など) および水の誘電率などの関数、 F はビームが完全に雨域に覆われていないための誤差その他各種の仮定を考慮した総合的な補正定数である。

このレーダ方程式を用いて受信電力値を降雨強度に変換するには(2)式のレーダ反射因子 Z (mm^6/m^3) と降雨強度 R (mm/hr) の関係、いわゆる $Z-R$ 関係を知る必要がある。(2)式に対応する降雨強度は、直径 D の雨滴の落下速度を $v(D)$ (m/sec) とすると次式で表わされることになる。

$$R = c \sum_D N(D) \cdot (\pi/6) \cdot D^3 \cdot v(D) \dots\dots\dots(3)$$

ここに、 c は R を mm/hr で表示するときの単位の換算係数で $c = 3.6 \times 10^{-3}$ である。(2)式と(3)式を比較すればわかるように Z と R には一義的な関係はない。しかし、従来からの多くの雨滴粒径分布の観測結果 (サンプリング時間単位はせいぜい数分) から経験的に次式の関係があることが知られている。

$$Z = B \cdot R^\beta \dots\dots\dots(4)$$

ここに、 B 、 β は雨の種類等に関するパラメータであるが、総合的な標準値は $B=200$ 、 $\beta=1.6$ とされている。この B 、 β を与えることによって、(1)、(4)式から P_r が降雨強度に変換されるわけであるが、 P_r はペルスごとに大きな変動を示し、そのまま降雨強度に変換すると異常に大きな降雨強度を示すことがあるため、**2.3** で述べたような基本メッシュ単位での空間的・時間的加算平均がなされた後、 Z が求められ、(4)式により R が求められるわけである。

さて、この各基本メッシュで5分ごとに得られる Z を Z_R (mm^6/m^3) とすると、これは MTI 基本データ E からつぎの式で算定される。

$$Z_R = 200 (E/E_0)^2 \dots\dots\dots(5)$$

ここに、 E_0 は192 km 遠方で $R=1\text{mm/hr}$ となるように設定される基準電圧値で、今回のデータでは $E_0=1.7$ となっていた。200 という係数は B の標準値を想定したものであり、 E_0 には(1)式の C 、 F の効果が含まれていると考えられる。この Z_R に対応するレーダ雨量強度 R_R (mm/hr) は(4)式から次式で算定される

$$R_R = \left(\frac{Z_R}{B}\right)^{1/\beta} = \left\{\frac{200}{B} \left(\frac{E}{E_0}\right)^2\right\}^{1/\beta} \dots\dots\dots(6)$$

これは、毎正時から始まる毎5分間の最初の1分間内平均強度として得られるものであるが、毎5分間平均強度を代表するものとみなし、例えば、 $T=1$ hr の平均雨量強度 \bar{R}_{RT} はその1時間に12こ得られる R_R ($i=1, 2, \dots, 12$) の加算平均値として次式のように算定されているわけである。

$$\bar{R}_{RT} = \frac{1}{12} \sum_{i=1}^{12} R_{Ri} = \frac{1}{12} \sum_{i=1}^{12} \left\{ \frac{200}{B} \left(\frac{E_i}{E_0} \right)^2 \right\}^{1/\beta} \dots\dots\dots(7)$$

地上雨量計のデータは通常1時間単位で整理されていることが多く、又基本メッシュのサイズ（平均3 km × 3 km）からみても1時間以上の雨量でない地上雨量計の代表性に問題が生じ易いため、地上雨量と対比されるレーダ雨量はこの(7)式で求められるものが基本となる。したがって、 E_0 が正しく設定され、 E の値にも地上雨量の評価値にも大きな問題がないとすれば、レーダ雨量と地上雨量の一致性はパラメータ B 、 β のとり方に大きく左右されることになる。この B 、 β は前述のように雨滴粒径分布の観測と分析に基づいて同定するのが正攻法であり、その観点からの基礎的研究として、後町幸雄氏（昭和59年8月急逝）が最近開発した雨滴粒径測定分析システム⁴⁾の改良型を平地の代表として宇治に設置し、山岳降雨の特殊性から同目的のシステムを新たに山岳用に改良作成して山岳地の代表として御在所岳山頂（中部地建レーダーサイト）に設置して測定を開始した（同年8月下旬）が、後者は落雷等のトラブルにより徹去・再改良をせざるを得ず、所期の解析はできなかった。一方、ここでは実際の観点から(5)式によってレーダから評価される Z_R と地上雨量データとから B 、 β を同定する方法について考えてみたわけである。

3.2 B、β の同定法に関する考察

目的はレーダ雨量と地上雨量とができるだけ一致するような安定した B 、 β を同定することである。そこでここでは、まず次のようなことを考えてみた。すなわち、ある基本メッシュについて、(7)式のような形で算定されるある T 時間平均のレーダ雨量強度 \bar{R}_{RT} と、それと対比される T 時間平均の地上雨量強度 \bar{R}_{GT} とが等しくなると、 B と β との間にはどのような関係があるかということである。 $T=1$ hr の場合を例にして換言すれば、(7)式の \bar{R}_{RT} のかわりに \bar{R}_{GT} を与え、 Z_R の系列を算定する E の系列 $\{E_i\}$ ($i=1, 2, \dots, 12$) を与えたとき、 B と β の間に成立する関数関係を知ることである。(7)式をみればわかるように、この関係式は $\{E_i\}$ の変動特性に支配され、解析的に厳密に表現することは困難である。ところが、このような加算平均化をする前の基本となっている(4)式の両辺の対数をとると、

$$\log Z = \log B + \beta \log R \dots\dots\dots(8)$$

となり、 Z と R が数値として1組与えられたとき、 $\log B$ と β が直線関係になることがわかる。そこで、このことをヒントとして、 \bar{R}_{GT} とそれに対応する $\{E_i\}$ の実測データを(7)式に代入し、 $\beta=1\sim 2$ の範囲で離散的に B を算定し、 $\log B$ と β の関係を調べてみると、近似的にはあるが極めて良好な直線関係が成

立することが判明した。すなわち、

$$\log B \doteq a \cdot \beta + b \dots\dots\dots(9)$$

と表わせる。係数 a, b は、(7)式で $\beta = 1$ 、および $\beta = 2$ のときの B の値がそれぞれ E_i の自乗平均値 \bar{E}_i^2 、及び平均値の自乗 $(\bar{E}_T)^2$ を含む形で得られ、これら2組の B, β を(9)式に代入して連立させて求めることができ、(9)式は結局次のようになる。

$$\log B \doteq -[\log\{(1+c_v^2) \cdot \bar{R}_{GT}\}] \cdot \beta + \log\{(1+c_v^2) \cdot Z_{RT}\} \dots\dots\dots(10)$$

ここに、 c_v は $\{E_i\}$ の時間 T 内の変動係数 (標準偏差/平均値) であり、 $1+c_v^2 = \bar{E}_i^2/(\bar{E}_T)^2$ なる関係がある。また、 Z_{RT} は(6)式で与えられる Z_R の時間 T 内の平均値で、 $Z_{RT} = 200 \cdot \bar{E}_i^2/E_0^2$ である。

この近似式は、いわば経験的に得られたものであり、 E_i がどのような変動をしても成立するものか、また、近似度はどの程度かを検討しておく必要がある。そこで、 E_i を時間的に連続な変量とみなして、時刻 t における $E(t)$ が時間 T 内で次式で表わされる分布 (生起順序は関係しないので大小に関する順序統計の分布) に従うと仮定する。

$$E(t) = \lambda \cdot \bar{E}_T \cdot (t/T)^{\lambda-1} \dots\dots\dots(11)$$

ここに、 λ は分布形状を示すパラメータで、 $\lambda \geq 1$ であり、 \bar{E}_T は平均値である。すると、(7)式の加算平均は積分平均の形になり、 $\bar{R}_{RT} = \bar{R}_{GT}$ とすれば、結局、

$$B = \frac{2\lambda-1}{\{2(\lambda-1)/\beta+1\}^\beta} \cdot Z_{RT} \cdot \bar{R}_{GT}^\beta \dots\dots\dots(12)$$

なる等式が成立する。一方、(11)式の分布の変動係数 c_v は

$$c_v = \frac{\lambda-1}{\sqrt{2\lambda-1}} \dots\dots\dots(13)$$

であるから、(10)式で近似される B を B' とおくと、

$$\begin{aligned} B' &= (1+c_v^2)Z_{RT} \cdot \{(1+c_v^2) \cdot \bar{R}_{GT}\}^{-\beta} \\ &= \frac{\lambda^2}{2\lambda-1} Z_{RT} \cdot \left(\frac{\lambda^2}{2\lambda-1} \cdot \bar{R}_{GT} \right)^{-\beta} \dots\dots\dots(14) \end{aligned}$$

となり、(12)式との比をとって相対誤差 B/B' が次式で求められる。

$$B/B' = \left(2 - \frac{1}{\lambda}\right)^2 \cdot \left[\left(2 - \frac{1}{\lambda}\right) \left\{ 2 \left(1 - \frac{1}{\lambda}\right) + \frac{\beta}{\lambda} \right\} \right]^\beta \dots\dots\dots(15)$$

この式からも明らかなように、 $\beta = 1$ 又は2のときは λ の値にかかわらず ($\lambda = 1$ のときは β の値にかかわらず)、 $B/B' = 1$ となり、誤差はない。又、 $\lambda \rightarrow \infty$ すなわち、(13)式から $c_v \rightarrow \infty$ となったとき、

$$B/B' = 4(\beta/4)^\beta \dots\dots\dots(16)$$

となることがわかるが、これを β で微分して0とおくことにより、 $\ln \beta = \ln 4 - 1$ 、すなわち $\beta \doteq 1.47$ のとき B/B' は極小値、約0.918をとることがわかる。なお、今回のデータでは $1+c_v^2$ の最大値は、 $T = 1$ hr のとき 12.0、 $T = 2$ hr、のとき24.0であり、通常は2.0以下のことが多かった。

これまでの地上観測による $Z-R$ 関係の解析によると β の値は1~2の近傍にあることが多く⁵⁾、以上の検討により、(10)式の有効性が十分に認められると考えられる。そこで次に、この(10)式の関係を利用して、安定した B, β を同定する方法を考えてみた。ここで、「安定した」という意味は、例えば雨の種類が同じ場合、異なる時間およびメッシュについて B, β を定数として扱いて得るということである。

まず最初に考えたのは、片対数紙を利用する図式同定法である。その手順は、1つの基本メッシュを対象とした $T = 1$ hr 単位の場合を例にして示すと以下のようである。

①ある1時間内の $\{E_i\}$ ($i = 1, 2, \dots, 12$) について平均値 \bar{E}_T および自乗平均値 \bar{E}_i^2 を算定し、その1時間の地上雨量 \bar{R}_{GT} を用いて次の値を算定する。

$$B_1 = (200/E_0^2) \cdot (\bar{E}_i^2/\bar{R}_{GT}) \dots\dots\dots(17)$$

$$B_2 = (200/E_0^2) \cdot (\bar{E}_T/\bar{R}_{GT})^2 \dots\dots\dots(18)$$

(この B_1, B_2 はそれぞれ(10)式で $\beta=1$ および $\beta=2$ としたときの B の値に他ならない)

- ② β を普通目盛, B を対数目盛とする片対数紙に2点 $(1, B_1), (2, B_2)$ をプロットし, 両点を通る直線を引く。($\beta=1 \sim 2$ の近傍では, この直線上にあるどの B, β の組を用いても $\bar{R}_{RT} \approx \bar{R}_{OT}$ となるはずである)
- ③ 上記の過程を他の各1時間のデータについて行い, 直線群を描く。
- ④ これらの直線群の相互の交点が $\beta=1 \sim 2$ の近傍の, ある狭い範囲に集中すれば, その範囲の中心付近の B, β の値を安定したものとして採択する。

ところが, この方法を 2.4 で示したデータについて実施したところ, 期待通り④の状態が得られたのはメッシュ K の降雨 D の場合のみで, ほとんどの場合, 直線群が $\beta=1 \sim 2$ の近傍で交差しなかったり, 交差しても交点群が狭い範囲には集中しなかった。この原因の1つは(4)式 (又は(8)式) が一般にそれほど厳密に成立するものではなく, $\log Z$ と $\log R$ の直線回帰関係を示しているにすぎないためと考えられる。又上記の方法は関式法であるため計算機ベースののりにくいという欠点がある。

そこで次にもう一つの方法を考えた。ただしこれは, 従来の雨滴粒径分布の地上観測データに基づいて行われる方法, すなわち(8)式で $\log R$ を従属変数, $\log Z$ を独立変数とする回帰直線の係数から求める方法と本質的に同じもので, 異なるのは E の時間変動の効果が導入された(10)式を利用する点だけである。このことは(10)式を(8)式と比較すれば自明であろう。従ってこの方法の手順や算定式をあらためて示す必要はないと思われるが, 後の記述の便宜上, 算定式のみを簡単に示しておく。

周知のように, n 個のデータの組 (x_j, y_j) に x_j から y_j を推定する回帰直線

$$\hat{y}_j = b_0 + b_1 x_j \dots\dots\dots(19)$$

をあてはめる場合, 係数 b_1, b_0 および相関係数 ρ はそれぞれ次式で推定される。

$$b_1 = S_{xy}/S_{xx}, \quad b_0 = \bar{y} - b_1 \cdot \bar{x} \dots\dots\dots(20)$$

$$\rho = S_{xy}/\sqrt{S_{xx} \cdot S_{yy}} \dots\dots\dots(21)$$

ここに,

$$\bar{x} = \frac{1}{n} \sum x_i, \quad \bar{y} = \frac{1}{n} \sum y_j \dots\dots\dots(22)$$

$$S_{xx} = \frac{1}{n} \sum x_i^2 - (\bar{x})^2, \quad S_{yy} = \frac{1}{n} \sum y_j^2 - (\bar{y})^2 \dots\dots\dots(23)$$

$$S_{xy} = \frac{1}{n} \sum x_j \cdot y_j - \bar{x} \cdot \bar{y} \dots\dots\dots(24)$$

いまの場合, 上記の変数 x, y としてそれぞれつぎの値を用いることになる。

$$x = \ln\{(1+c\beta)Z_{RT}\}, \quad y = \ln\{(1+c\beta)\bar{R}_{OT}\}$$

すると, (10)式と(19)式の比較から, $b_1=1/\beta, b_0=-b_1 \cdot \ln B$ であるから, β, B はそれぞれ次のように求められることになる。

$$\beta = 1/b_1, \quad B = \exp(-b_0/b_1) \dots\dots\dots(25)$$

なお, これらは上記のように y の x に関する回帰直線の係数から得られるものであるが, もし逆に x の y に関する回帰直線の係数から得られるものを β_*, B_* とすると,

$$\beta_* = \rho^2 \cdot \beta, \quad B_* = B \cdot \exp\{(1-\rho^2) \cdot \beta \cdot \bar{y}\} \dots\dots\dots(26)$$

なる関係がある。ここに ρ は(21)式で推算される x と y の相関係数である。よって, $\rho^2 \leq 1$ より $\beta_* \leq \beta$, さらに $\beta > 0$, 通常 $\bar{y} > 0$ であるから $B_* \geq B$ となることを参考までに記しておく。

3.3 適用結果と検討

ここでは前節の最後に提示した B, β の同定法を 2.4 で示したデータに対して, $T=1$ hr とした場合と, $T=2$ hr (ただし1時間単位の移動平均) とした場合について, 適用してみた結果を示し, 若干の検討を加える。

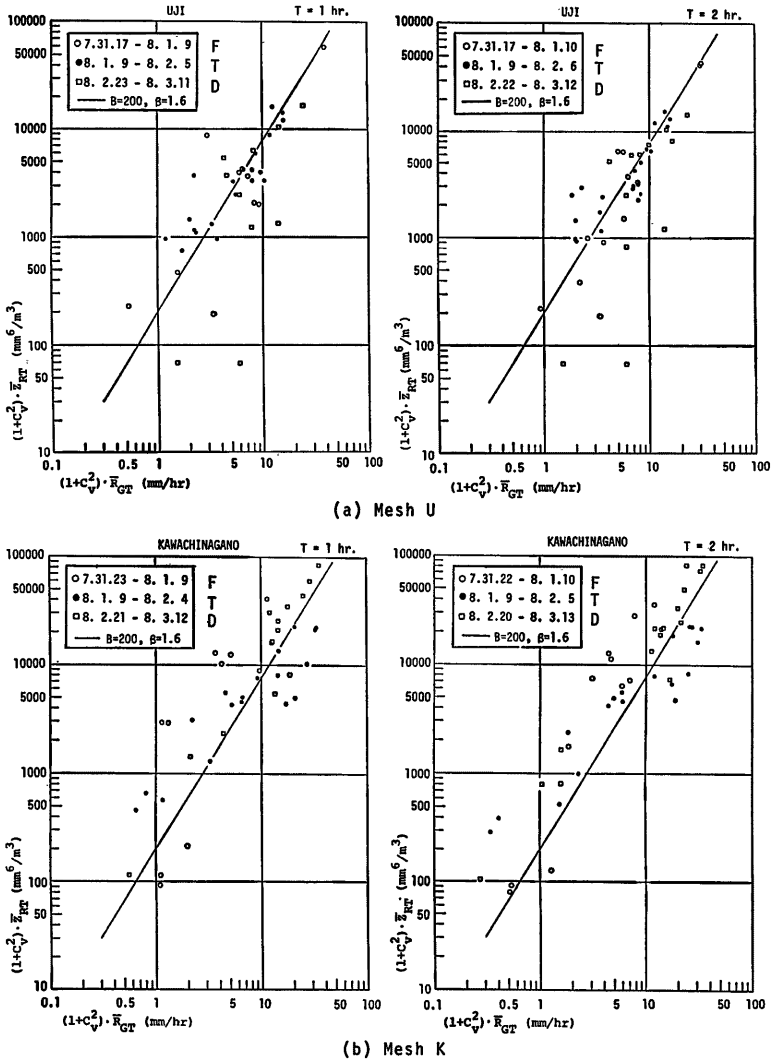
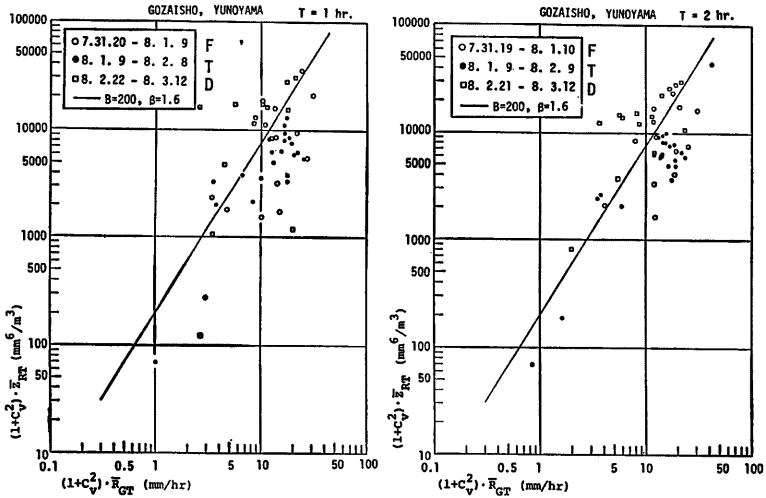
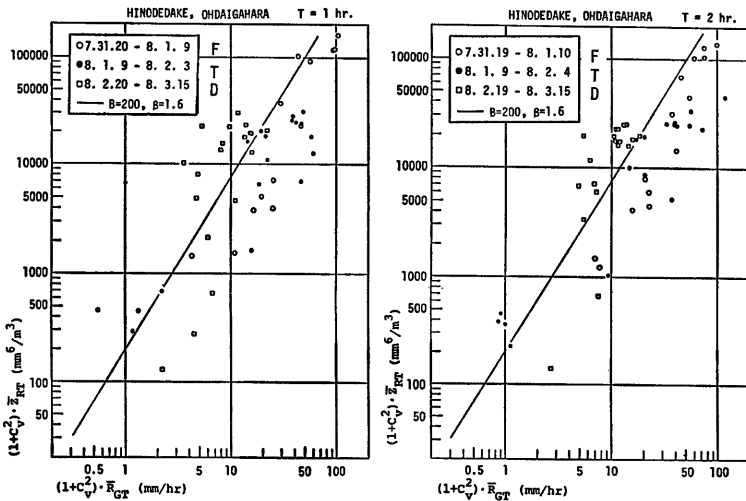


Fig. 3 Relations between $\log\{(1+c_v^2) \cdot \bar{Z}_{RT}\}$ and $\log\{(1+c_v^2) \cdot \bar{R}_{GT}\}$ for $T=1$ hr. and $T=2$ hr. (slided by each one hour) at each mesh. \bar{Z}_{RT} represents averaged radar reflectivity (mm^6/m^3) and c_v is coefficient of variation of radar data E (voltage) in each time span T . \bar{R}_{GT} is averaged rainfall rate (mm/hr) estimated by rain gauge data in the corresponding time span and mesh.



(c) Mesh G.Y



(d) Mesh H.0

Fig. 3 (continued)

まず, (10)式で示される $\log\{(1+c\hat{\sigma}) \cdot R_{GT}\}$ と $\log\{(1+c\hat{\sigma}) \cdot Z_{GT}\}$ との直線回帰関係がどのようなものであるかを視覚的に調べてみた結果を示そう。Fig. 3(a)~(d) は4つの基本メッシュ U, K, G・Y, 及び H・O について, それぞれ上記の関係を, 平均化時間長 T の効果をもみるべく $T=1$ hr と 2 hr の場合を並列して示したもので, いずれも降雨 F のデータによるものを白丸, 降雨 T のものを黒丸, 降雨 D のものを白四角でプロットしている。また右上りの直線はいずれも $B=200$, $\beta=1.6$ とした直線であって, 単に比較上の目安としたものである。これらの図からわかることは以下のようである。

- (1) 降雨の区別をしないで各図をみると, いずれもかなりのばらつきを示すが, 平均的には目安として引いた直線とはほぼ平行な直線回帰関係が認められる。
- (2) $T=2$ hr の場合の方が全体としてばらつきがやや小さくなる傾向がある。
- (3) しかし降雨別にみると上記のことは必ずしもいえない。なお, 前節の図式同定法のところで触れたメッシュ K の降雨 D の場合を注目してみると, 他と比してかなり良好な直線関係を示していることがわかる。

さて, Table 1 は以上に図示したデータについて, メッシュ別かつ (又は) 降雨別に(10)式で同定した B , β と, (10)式による相関係数 ρ , およびデータ数 n を $T=1$ hr と 2 hr の場合について並示した一覧表である。FTD とあるのは降雨の区別をしない場合, UKGYHO とあるのは降雨別に各メッシュのデータを総合した場合で, 両者の結合したところは, 全データを総合した場合である。この表から以下のようなことがわかる。

- (4) 各ケースについて, $T=1$ hr と 2 hr の場合を比較すると, 2つの例 (U の T と G・Y の F) の他はすべて $T=2$ hr の方が ρ が大きくなり, そのとき B は大きいかつ β は小さくなる (H・O の F は例外)。

Table 1 The parameters B and β by Eq. (25), correlation coefficient ρ by Eq. (21), and numbers of data n , in the cases of distinction of rains and meshes, of no distinction of rains (FTD), and of no distinction of meshes (UKGYHO) for $T=1$ and 2 hr.

T		U		K		G・Y		H・O		UKGYHO	
		1hr.	2hr.	1hr.	2hr.	1hr.	2hr.	1hr.	2hr.	1hr.	2hr.
F	B	41.9	55.1	110	238	3.21	.881	14.6	13.2	71.3	94.1
	β	2.34	2.17	3.05	2.25	2.96	3.42	2.06	2.09	1.90	1.78
	ρ	.748	.889	.787	.954	.559	.510	.921	.969	.801	.862
	n	12	13	10	11	13	14	13	14	48	52
T	B	326	336	592	642	63.1	87.6	253	260	284	318
	β	1.36	1.36	1.05	1.02	1.73	1.63	1.20	1.20	1.25	1.22
	ρ	.873	.864	.924	.946	.866	.911	.912	.945	.876	.906
	n	20	20	18	19	22	22	18	18	78	79
D	B	1.07	1.12	225	532	5.99	183	1.89	2.55	8.90	45.5
	β	3.83	3.70	1.66	1.39	4.41	1.87	3.91	3.74	3.05	2.37
	ρ	.647	.684	.954	.976	.479	.706	.673	.740	.710	.773
	n	10	12	14	16	14	14	19	19	57	61
FTD	B	33.4	33.5	237	379	8.12	39.0	74.8	107	74.7	125
	β	2.49	2.44	1.67	1.48	2.75	2.13	1.78	1.67	1.93	1.73
	ρ	.697	.752	.851	.912	.625	.720	.793	.828	.771	.826
	n	42	45	42	46	49	50	50	51	183	192

- (ロ) ρ が比較的大きい(約0.8以上) ケースでは、 β は1.0~2.3の範囲にあり、 B は10~650の範囲にあって、概して β が小さいほど B は大きくなる傾向がある。
- (ハ) 降雨別に各メッシュを総合した場合、降雨 T の ρ が一番大きく、ついで F、D の順となっている。
- (ニ) メッシュ別に各降雨を総合した場合、メッシュ K の ρ が一番大きく、ついで H・O、U、G・Y の順となっている。
- (ホ) 降雨の種類や地形(平地と山地)と B 、 β の値との明確な関係はこれらの結果からは見出せない。

以上が同定された B 、 β と相関係数 ρ に関する結果であるが、レーダ雨量と地上雨量の一致性の検討という観点から、以上に同定された B 、 β を用いて、(7)式により \bar{R}_{RT} を計算し、 \bar{R}_{GT} と比較してみた。Fig. 4 はその1例で、メッシュ K、降雨の区別なし、 $T=1$ hr の場合である。Table 1 に示すように、この場合、 $B=237$ 、 $\beta=1.67$ であり、 $\rho=0.851$ であって比較的高い(ばらつきの程度は Fig. 3(b) の左図参照)。この図では先と同様に降雨別に記号を変えて両対数紙上にプロットし、 $\bar{R}_{RT}/\bar{R}_{GT}=3, 2, 1, 1/2, 1/3$ となる各直線を並示している。白四角印で示した降雨 D の場合は、 $\bar{R}_{RT}/\bar{R}_{GT}=1$ の直線の近傍に集中し、数点を除いて良好な一致性を示している。それは、この降雨だけで同定された B 、 β が上記の値とほぼ等しいことと、 $\rho=0.954$ というかなり高い相関を示すことから了解される。黒丸印で示した降雨 T の場合は、それだけで同定された B 、 β が上記の値とかなり異なるので一致性はかなり劣っている。ただし、降雨 T だけの場合、 $\rho=0.924$ という比較的高い相関を示すため、そのときの B 、 β を用いた \bar{R}_{RT} の算定値に対しては、図は省略するが、 $\bar{R}_{RT}/\bar{R}_{GT}=2\sim 1/2$ の範囲にほとんど収まる。白丸で示した降雨 F の場合も降雨 T の場合とほぼ同様のことがいえるが、 $\rho=0.787$ という比較的低い相関のため、上記の範囲に収まらないものが数点生じる。なお、他のメッシュの場合についても、Fig. 4 とほぼ同様の範囲でばらつくが、当然のこと

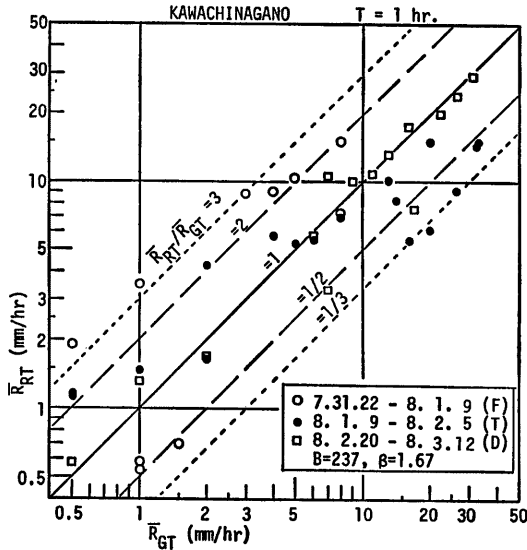


Fig. 4 An example of comparison between \bar{R}_{GT} and \bar{R}_{RT} . In this case, \bar{R}_{RT} was estimated by Eq. (7) using the parameters identified by Eq. (25) without distinction of the rain types.

ながら、 ρ が小さい、すなわち Fig. 3 で示した点のばらつきが大きい場合ほど一致性が低下する。すなわち、レーダ雨量と地上雨量の一致性の向上はこのばらつきを小さくすることに他ならない。しかし $Z-R$ 関係は本来ある程度ばらつくことを考えれば、一致性には自ら限界があるはずである。

4. あとがき

以上、レーダ雨量と地上雨量の一致性の向上のための基礎的研究として、1982年7月31日～8月3日の一連の豪雨時の近畿地方建設局深山レーダ雨量計システムの MTI 基本データと地上雨量計のデータを対象とし、平地と山地からそれぞれ2つのレーダ基本メッシュを選定し、上記の豪雨を前線性、台風性及び低気圧性のものに分類して次のような解析・検討を試みた。

- (1) 5分ごとの基本データ時系列と毎時地上雨量時系列との対応関係等の目視的検討。
- (2) 上記の基本データ時系列から算定される T 時間平均のレーダ雨量と対応する地上雨量計による雨量が等しくなる場合に、レーダ反射因子と雨量強度の関係を規定するパラメータ B と β の間に成立する近似的関係(10式)の経験的導出と、基本データの時間 T 内の変動性を表わす順序統計の分布モデルによる(10式)の有効性の検討。
- (3) (10式)に基づく B , β の図式同定法の提示とその適用性の検討。
- (4) (10式)に基づく回帰直線の係数による B , β の同定法の提示と、メッシュ別かつ(又は)降雨別に、 $T=1$ hr および2 hr とした場合のデータの回帰関係の目視的検討ならびに上記同定法の適用結果の検討。
- (5) 上記で同定された B , β によるレーダ雨量と地上雨量の一致性の検討。

以上の各検討により得られた主な結果をそれぞれ列挙すると以下のようである。

- ① レーダ基本データの時間的変動の様相は降雨原因による差が認められ、それは特に平地部で顕著であった。
- ② レーダ基本データと地上雨量計の毎時データから B , β を同定するには前者の時間的変動性の効果を導入した(10式)に基づくのが妥当である。
- ③ (10式)に基づく B , β の図式同定法は一般に有効ではない。
- ④ (10式)に基づいてデータをプロットするとかなりのばらつきを示すが、地上雨滴粒径分布観測データに基づく $Z-R$ 関係と同様な直線回帰関係が認められた。各ケース別にその相関係数 ρ 及び回帰係数による B , β を求めたところ、(a) $T=2$ hr とした方が一般に ρ が大きくなり、 B は大きく β は小さくなった。(b) ρ が0.8より大きいケースでは、 B , β は従来報告されているのとはほぼ同様の範囲の値をとり、概して β が小さいほど B は大きくなる傾向があった。(c)降雨別に各メッシュを総合した場合は台風性降雨が、メッシュ別に各降雨を総合した場合は平地のメッシュの1つが、それぞれ ρ が一番大きくなったが、 B , β の値については降雨の種類や地形との明確な関係は見出せなかった。
- ⑤ 各ケースにつき同定された B , β を用いて算定したレーダ雨量と地上雨量とを比較したところ、かなり良好な一致性を示すケースもあったが、降雨の区別又はメッシュの区別をしない場合は、両者の比が3～1/3の範囲に収まれば良い方であった。

なお、ここでは基本メッシュ単位、1または2時間単位での一致性が基本的に重要と考え、以上のような解析・検討を、レーダ基本データ E ならびに基準電圧値 E_0 、及び各メッシュの地上雨量の評価値、のいずれにも大きな誤りがないことを前提として行い、上記のような結果を得たわけである。しかし、ここではそれらのデータや評価値の妥当性を吟味する術がない。ただ、地上雨量に関しては、1時間平均雨量よりは2時間平均雨量の方が一般に精度が高くなるといえ、レーダ雨量も同様であるとする、上記④の(a)の結果は平均化の時間スケールを大きくすることにより一致性が向上することを示唆している。このことは平均化の空間スケールについても同様と考えられ、流域平均雨量の一致性は流域のスケールが大きいほど基本メッシュの場合より一般に良好になるはずである。ただしその場合に B , β を同定するには、基本データの時間

的のみならず空間的変動性の効果をも導入すべきことは(10)式の導出過程から明らかであろう。このことから逆に、基本データ E が基本メッシュ内で 2.3 で述べたような時間的・空間的平均化を受けたものであって、その変動性の内容が不明な点が問題となりはしないだろうか。これらのことは今後の実証的検討にまたねばならない。

最後に、本研究の遂行に当り、機会と貴重な資料・知識を提供頂いた近畿地方建設局淀川ダム統合管理事務所の関係各位を始め、計算等の援助を頂いた京都大学工学部学生長谷裕貴君（現大阪府）に深甚の謝意を表す次第である。また、本研究は文部省科学研究費補助金自然災害特別研究(2)の援助のもとに行われたことを記して謝意を表すると共に、頭初その研究代表者であり種々の貴重な助言を頂いた故後町幸雄氏（元当研究所助教授）にあらためて哀悼の意を表す次第である。

参 考 文 献

- 1) 奈良地方気象台：昭和57年7月31日から8月3日にかけての台風10号と低気圧による奈良県の暴風と大雨，災害時自然現象報告書，1982.
- 2) 建設省近畿地方建設局：レーダ雨量計設備仕様書，1980.
- 3) たとえば木下武雄：レーダ雨量計の実用化への開発，土木学会論文集，第351号/II-2，1984，pp. 1—15.
- 4) 後町幸雄：雨滴粒径の測定，日本気象学会，気象研究ノート，第130号，1976，pp. 119—132.
- 5) Fujiwara, M.: Raindrop-size distribution from individual storms, Jour. of Atmospheric Science, Vol. 22, 1965, pp. 585—591.
- 6) 建設省土木研究所：レーダ雨量計の観測特性と精度向上に関する調査報告書，土木研究所資料，第2078号，1984.