

豪雨の時空間分布に関する研究

——メッシュ法による広域・毎時雨量資料の解析——

友杉 邦雄・後町 幸雄・辻 安治

A STUDY ON TIME AND SPACE DISTRIBUTION OF HEAVY RAINFALLS

——Analyses of Great-Sphere Data of Hourly Rainfall
by a Mesh Method——

By *Kunio TOMOSUGI, Yukio GOCHO and Yasuharu TSUJI*

Synopsis

It is desirable for a case study on time and space distribution of heavy rainfall to be done through manifold analyses based on as wide field of view as possible.

As the first step for making such a study, heavy rainfalls of the four mutually noticeable cases, which were relatively wide and long in duration, were selected, and data files for a digital computer of their hourly rainfall records at observation points that are widely distributed (but not so densely to analyze details quantitatively) in almost whole land of Japan for almost whole duration of them, were composed.

In order to grope for methodology of this kind of analysis and for methods of quantitative grasp of features of rainfall distribution, analyses and/or examinations of the following items about great-sphere rainfall distributions of six kinds of time scale were tried by a mesh method for the data files: (1) Ability of trace of rainy area classified by intensity through hourly distribution maps expressed by characters of digital computer, (2) Hourly variations of several kinds of characteristic values about space distribution (concerning intensity, area, volume and dimensionless values composed of them), (3) Relationship between size of rainy area classified by intensity and the maximum point rainfall, (4) Figures of decreasing intensities with distance from a point of the maximum intensity in summarized rainfall distribution at the most powerfull period.

Some interesting results were obtained through these approach, although they are almost qualitative because of insufficient density of observation points and of data only on land.

1. ま え が き

豪雨の時空間分布に関する解析研究は、豪雨の実態の把握、予測の可能性の検討、あるいは治水計画や防災対策の立案に関わる基本的知識・情報の獲得といった意味で重要であり、従来から、豪雨災害直後の調査研究のたびに、また既往の特徴的な豪雨を対象として、数多くなされている。しかし、これらのほとんどは、資料の収集・整理・解析の労力や時間との関係、あるいは災害地を中心とすることなどのため、解析対象の地域・降雨期間がかなり限定されたものであり、視野の狭い把握・解釈になりがちである。そこでわれわれは、既に解析研究されたケースも、あらためて、もっと広域的・全体的あるいは従来と異なる視点から解析研究し直すことも必要と考えた。

今回は、手始めとして、比較的広域かつ長期にわたるそれぞれ特徴のある4つのケースの豪雨を取挙げ、観測点密度は詳細な定量的解析を行うには不十分ながら、北海道と沖縄県を除くほぼ全国ネットの地点の、

当該豪雨に関わるほぼ全期間の毎時雨量のデータファイルを構成し、解析の方法論や豪雨の諸特性の定量的把握・表現法の模索を兼ねて、6種の時間スケール（1, 3, 6, 12, 24 および 48 hr）の雨量の時空間分布に関して、メッシュ法に基づき、つぎのような解析・検討を試みた。

- (1)対象全域のブロック代表雨量レベルの1時間ごとのマップ表示による雨量分布の経時追跡の可能性の検討。
- (2)広域的にみた諸特性量（雨量強度、雨域面積、雨水量及びこれらに関する無次元量）の経時変化のグラフ表示による降雨勢力の消長・雨量分布形態の推移の把握・表現と、それらの各豪雨ケース間並びに時間スケール間の比較検討。
- (3)従来解析研究の結果¹⁾の検証を兼ねた雨域の規模と最大地点雨量の相関関係、さらにそれらを経時的にみた関係の検討。
- (4)降雨最盛期における雨量の空間分布の立体的プロファイルに関する無次元の把握・表現と比較検討。

本研究の解析結果は、上述の理由に加えて陸地上のみを対象としていることから多分に定性的とならざるを得ないが、雨量の空間分布を地形起伏量分布に見立てたりし、従来とは異なる解析手法・把握法を通して、いくつかの興味ある成果が得られたので、ここに報告する次第である。

2. 資料の概要と構成

2.1 対象豪雨の概要

- (1) 昭和34年9月・伊勢湾台風豪雨 (Case 1)

高潮による災害があまりにも有名であるが、この典型的な超大型の台風性豪雨によって、揖斐川・長良川の堤防決壊等、東海地方を中心に、近畿・北陸西部・甲信地方に、河川災害、土砂・山崩れ災害が多数起った²⁾。

- (2) 昭和36年6月・梅雨前線豪雨 (Case 2)

長期にわたったため、総雨量は多いところ（紀伊半島南東部、四国南東部など）では1000mmを越えたと、強雨の山が数群に分れて、半日程度の間隔をおいて降ったため、土砂災害、小河川の破堤氾濫が繰返えされた点が特徴的である³⁾。

- (3) 昭和42年7月豪雨 (Case 3)

いわゆる集中豪雨の典型的なものの1つで、強雨域が長崎県に始まり、順次東方へ移動し、呉、六甲などに土砂・崖崩れ災害をつぎつぎともたらした⁴⁾。

- (4) 昭和51年9月豪雨 (Case 4)

台風17号が九州南西方洋上に停滞し、それと前線との合作用により、長期間にわたる大雨をもたらした、ほとんど全国に被害が生じたが、長良川の決壊と、日雨量記録の更新（徳島県日早で1114mm）で有名である⁵⁾。

2.2 毎時雨量資料の収集・整理とファイルの構成

解析の作業能率の観点から電算機による処理を行うべく、データのファイル化を行うことにした。視野の広い解析を目指しているので、ほぼ全国ネットの地点の毎時雨量のファイル化が必要であるが、その資料の収集については、全ての有効な記録を網羅するには莫大な労力・時間を要することと、手始めということもあって、観測点密度は少々粗いが、入手の容易さと既にある程度整理されているということから、今回はとりあえず次のようにした。即ち、前記の Case 1, 2, 3 については、気象庁発行の「大雨予想資料」に記載されているもののみ、Case 4 については日本気象協会より購入した AMeDAS の資料（磁気テープ）のみを用いることにした（ただしいずれも北海道と沖縄県は除外）。

これらの資料のファイル化のための整理方法はつぎのようである。まず、Case 1~3 については、1日分（日界9時）を1枚のカードにパンチする方針にしたので、時間雨量の最小単位を1mmとし、小数点以下は四捨五入した。カード上の format は、毎時雨量: 24I3, 地点番号: I5, 月: I, 日: I2 である。なお、

各地点の地点名、地点番号および位置を表す座標（緯度、経度）の組合わせも別にカード化した。この3つのケースに關与する地点数は合わせて823地点である。これらを磁気テープに入れ、編集し直して、データファイルとした。つぎに、Case 4の場合は、必要な部分だけを別の磁気テープに取り出した後、他のケースと同様になるように編集し、データファイル化した。ただし、日界は0時で、地点数は908である（前述の徳島県日早は含まれていない）。

なお、データファイルを構成した期間は、各ケースについて、それぞれつぎのようである。

Case 1: 1959年9月23日9時～9月27日9時（96時間）

Case 2: 1961年6月24日9時～7月1日9時（168時間）

Case 3: 1967年7月5日9時～7月12日9時（168時間）

Case 4: 1976年9月8日0時～9月15日0時（168時間）

3. メッシュ法による解析と検討

降雨の時空間分布を解析する場合、通常、等雨量線法が用いられるが、上述のデータファイルでは、地点密度の点からそれは無理であることもあり、今回は、精度的には劣るが解析計算・処理の簡便さ、客観性の点で優れた、以下に述べるようなメッシュ法に基づいて、1.に述べたように、ブロック代表雨量のマップ表示による雨量分布の経時追跡の可能性の検討をはじめ、定性的な議論の域を出ないが、広域的にみた豪雨の諸特性量の経時変化、雨域の規模と最大地点雨量の關係、及び降雨最盛期の雨量の空間分布特性を解析・検討することにした。

3.1 メッシュのとり方と雨量分布の経時追跡について

(1) メッシュのとり方について

今回採用したメッシュのとり方は、予測の可能性の検討にとって最も基本的な解析である雨量分布の経時追跡を行うに当たり、本研究では視野の広さを重視しているため、前述のほぼ全国の地図が、電算機の1文字分を1ブロックとして、出力用紙1枚分に収まることを第1条件とし、さらに図形がなるべく歪まないこと（1文字分は長方形をしている）と、単位ブロックの面積がなるべく小さくなることを条件としたもので、観測点の位置が緯度、経度で表示されていることからつぎのようにした。即ち、経度1°分を10等分、緯度1°分を6等分するものであり、これによってできる単位ブロックの形と大きさは緯度によって異なるが、ほぼ長方形で、その平均的サイズは、東西方向9.0km、南北方向18.3kmで、面積は約165km²である（ここで対象とした範囲の最も高緯度では約155km²、最も低緯度では約175km²）。

このように、今回採用したメッシュのとり方は、単位ブロックの大きさ、形において、いずれもあまり本質的な理由には基づいていないが、とにかくこの方法によって、北海道と沖縄県を除く全国の陸地部は1793ブロックに分割される（海岸線部のブロック内はすべてが陸地とは限らない）。そのうち、今回ファイル化された観測地点を少なくとも1つ含むという意味で有効なブロックの数は、Case 1～3の場合は662（1/3強）、Case 4の場合は827（1/2弱）である。

(2) 雨量分布のマップ表示と経時追跡について

以上のように有効なブロックの密度も不十分ではあるが、全国的に分布しているという利点があるので、つぎのようなことを試みた。即ち、雨量分布のうち、殊に強雨域が問題であるので、ブロック代表雨量としてブロック内の最大地点雨量（地点数の最大は4）をとることにし、各ケースの豪雨について、1.で述べた6種の時間スケール $T(=1, 3, 6, 12, 24, 48\text{hr})$ の雨量について、それぞれ1時間ごとの雨量の同時分布を、雨量のレベルを13段階（ T によって段階の分け方は当然異なる）に分け、それらに13種の文字（0～9とA, B, C）を対応させ、ブロック代表雨量のレベルを電算機の出力用紙にマップ表示させた。なお、同時に、各段階に属するブロックの個数もカウントし、表示させるようにした。**Fig. 1**はその1例で、Case 4の時刻 t が9月11日0時から $T=24\text{hr}$ のものである。この図で、ドットはファイルに有る観測地点を含まないブロック、バーは欠測を表わしている。この図からもわかるように、AMeDASの観測点網でも、有効なブ

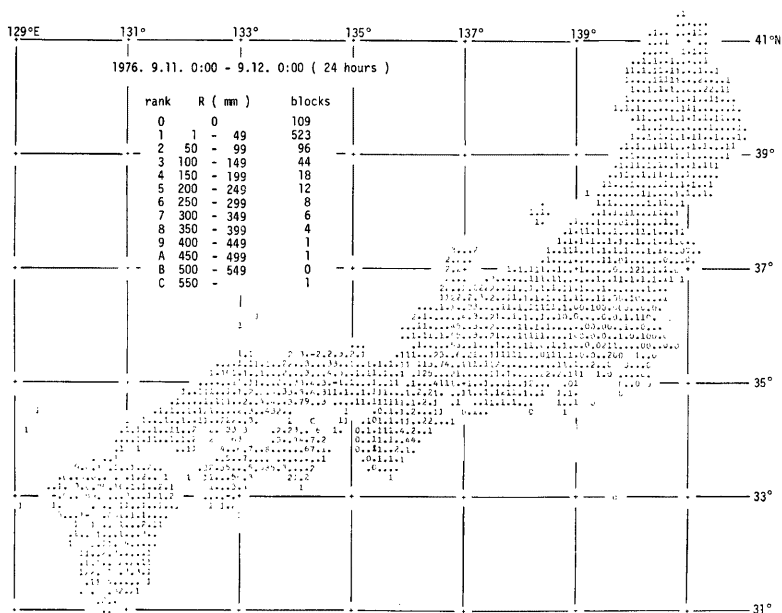


Fig. 1. An example of rainfall distribution map expressed by characters of a digital computer. One character corresponds to one unit block.

ロック密度はかなり粗くかつ均一ではないが、さらに粗い他のケースの場合も、これらの図を経時的に見ると（レベル別に彩色を施すともっとわかり易いが）、雨域、殊に強雨域の発達・移動・消滅過程、形態変化、空間的間隔等の概略を把握できることがわかった。これらの様相と気象・地形条件との対応づけに関する詳細な検討については、気象・地形に関するデータファイルを構成していないこともあり、今回は行っていないが、ただ、卓越した気流の存在が逆に想像されたり、明らかに地形性の強雨域と目されるものが認められたことだけを記しておく。

なお、このようなマップ表示の $T=1\text{hr}$ の場合のものは、ファイル化されたデータのチェックにも役立つ。例えば、毎時雨量については、周辺のブロックの値と経時変化から、不自然な値を見つけることができ、資料原典をみると、それはロボット雨量計のもので、3時間以上の雨量を1時間雨量として記載されていたりする（ただし、確実に誤りであると判定できる場合は少ないが）。また、観測点位置の誤りも、陸地がないところに雨量レベルの表示がされたりして発見できることがあり、現に AMeDAS のデータにもそのような誤りが1ヶ所あった。

3. 2 広域的にみた豪雨の諸特性量の把握・表現法

ある時点でみた雨量の空間分布は、雨量を標高に見立てれば、地形の起伏量分布にアナロジーでき、広域的に見れば、一般にいくつもの峰、谷がある複雑な様相を呈する。これを概観する方法の1つが前節に述べた雨量分布のマップ表示であったが、以下ではこれらの様相を色々な角度から定量的に把握・表現し、その経時変化等を見ようというわけである。この節では、結果を示す前にそれらの諸特性量の定義、記号、評価法及び意味等を明らかにしておく。

(1) 地点雨量に関するもの

まず、最も基本的な量として、地点 (θ, φ) (θ : 緯度, φ : 経度) における t 時～ $(t+1)$ 時の 1 時間雨量 (t は斉時) を $R_1(t, \theta, \varphi)$ と表わすと、地点 (θ, φ) における時刻 t からの T 時間雨量 $R_T(t, \theta, \varphi)$ は次式で求められる。

$$R_T(t, \theta, \varphi) = \sum_{i=t}^{t+T-1} R_1(t, \theta, \varphi) \dots\dots\dots (1)$$

つぎに、豪雨特性量の 1 つとして、時刻 t からの T 時間雨量分布の最高峰の値を考え、それを最大地点雨量、 $R_{TM}(t)$ で代用する (地点密度が粗いので真の最大値は把握できない)。これは、式で表わせば次のようになる。

$$R_{TM}(t) \equiv \max_{\theta, \varphi} R_T(t, \theta, \varphi) \dots\dots\dots (2)$$

なお、この値の経時的にみた最大値を R_{TMM} と表わすことにする。即ち、

$$R_{TMM} \equiv \max_t R_{TM}(t) \dots\dots\dots (3)$$

これが生じる時期を、強度的にみた最盛期と定義する。

(2) 雨域面積に関するもの

まず、雨域面積の評価法の基本方針を述べると、面積の最小単位は、**3. 1** で述べた単位ブロックの面積とし、しかもその平均的サイズ $\bar{a}=165\text{km}^2$ を一率に用いること、各ブロック内の雨量分布は一樣とし、そのブロック代表雨量として、ブロック内の地点雨量の単純平均 (地点数の最大は 4) とすることである。

すると、時刻 t からの T 時間雨量分布において、雨量レベルが $C(\text{mm})$ 以上の雨域 (必ずしも 1 つにまとまっていない) の総面積 $A_T(t, C)$ は次式で評価される。

$$A_T(t, C) = \bar{a} \times N_{BT}(t, C) \dots\dots\dots (4)$$

ここに、 $N_{BT}(t, C)$ は、その代表雨量が $C(\text{mm})$ 以上のブロックの総数である。

この $A_T(t, C)$ の $C=1\text{mm}$ の場合のもの、 $A_T(t, 1)$ は、時刻 t からの T 時間に 1mm 以上の降雨のあった陸上部の総面積を表わすことになる。ただし、**2.** で述べたように雨量の最小単位は 1mm とし、四捨五入によっているので、実際は 0.5mm 以上である。無降雨と四捨五入による 0mm の区別がつかないので、本研究では、これを総雨域面積の代用とする。この $A_T(t, 1)$ の経時的にみた最大値を次のように表わす。

$$A_{TM} \equiv \max_t A_T(t, 1) \dots\dots\dots (5)$$

これが生じる時期を、面積的にみた最盛期と定義する。

この雨域面積に関する特性量として、つぎの無次元量も考えた。

$$\alpha_T(t, C) \equiv A_T(t, C) / A_T(t, 1) \dots\dots\dots (6)$$

即ち、総雨域面積 $A_T(t, 1)$ に対する雨量レベル $C(\text{mm})$ 以上の雨域面積の占める比率であって、本研究ではこれを雨域面積比と称することにする。

(3) 雨水量 (体積) に関するもの

時刻 t からの T 時間雨量分布をある雨量レベル $C(\text{mm})$ の面で切断した場合、それ以上にある部分の総体積を $Q_T(t, C)$ で表わし、雨域面積の場合と同様な仮定に基づき、これを次式で評価することにする。

$$Q_T(t, C) = k_1 \cdot \sum_{i_*} \{R_{TB_i}(t) - C + 1\} \times \bar{a} \dots\dots\dots (7)$$

ここに、 $R_{TB_i}(t)$ はブロック i の代表雨量で、和はそれが C 以上であるブロック i_* についてのみとることを意味し、 k_1 は単位を合わせる換算係数である。

この $Q_T(t, C)$ の $C=1\text{mm}$ の場合のもの、 $Q_T(t, 1)$ は、時刻 t からの T 時間に、陸地上にもたらされ

る総雨水量にほぼ対応していると考えられ、その経時的にみた最大値、

$$Q_{TM} \equiv \max_t Q_T(t, 1) \dots\dots\dots (8)$$

が生じる時期を、総合的（体積的）にみた最盛期と定義することにする。

この雨水量に関しても、雨域面積比と同様な概念による次のような無次元量を特性量の1つとして考えた。

$$\beta_T(t, C) \equiv Q_T(t, C) / Q_T(t, 1) \dots\dots\dots (9)$$

これを本研究では、雨水体積比と称することにする。

(4) 面積平均雨量

面積平均雨量も1つの特性量であり、次のようなものを考えた。即ち、時刻 t からの T 時間雨量分布において、雨量レベルが C (mm) 以上の雨域内の平均雨量、 $R_{TA}(t, C)$ を考え、これを次式によって評価することにした。

$$R_{TA}(t, C) = k_2 \cdot Q_T(t, C) / A_T(t, C) + C - 1 \dots\dots\dots (10)$$

ここに、 k_2 は単位を合わせるための換算係数である。

この $R_{TA}(t, C)$ の $C=1$ mm のものは、 $R_{TM}(t)$ 、 $A_T(t, 1)$ あるいは $Q_T(t, 1)$ とは異なり、単独では広域的にみた降雨の勢力とは関係がなく、従って経時的にみた最大値には意味がない。一般に、 $R_{TA}(t, C)$ は他の量との組合せによって雨量分布の凹凸の度合を把握するのに関係するものであって、つぎに、この雨量分布のいわば立体的プロファイルの把握・表現を主目的とする特性量について述べる。これは、これまでに示した有次元量の組合せによる無次元量であって、前述の $\alpha_T(t, C)$ 、 $\beta_T(t, C)$ も C をパラメータとすれば立体的プロファイルの把握・表現に関係するという意味で同類である。

(5) 雨量分布の立体的プロファイルに関する無次元量

まず、次式で定義される $S_T(t, C)$ について述べる。

$$S_T(t, C) \equiv k_2 \cdot Q_T(t, C) / [A_T(t, C) \cdot \{R_{TM}(t) - C + 1\}] \dots\dots\dots (11)$$

これは、地形学の分野で、地形起伏量分布の解析において用いられる比積分値⁶⁾に相当するものであり、ある標高 C (基底レベル) 以上の山塊の体積が、その標高で切った底面積と最高峰の相対高度の積（柱状の体積）に対して占める比率を表わしている（これは、面積—高度比曲線⁹⁾の積分値に等しいことから比積分値と呼ばれている）。最も単純なモデルとして円錐体を考えると、この値は1/3になることから、この値が1/3程度より大きい小さいかで、スロープの側面が凸形か凹形かをほぼ判定できよう。また、(11)式は、(10)式を用いて書き変えると次のようになる。

$$S_T(t, C) = \{R_{TA}(t, C) - C + 1\} / \{R_{TM}(t) - C + 1\} \dots\dots\dots (11')$$

即ち、比積分値は、レベル C 以上の平均値と最大値の比であり、これが1に近いほど様な分布、0に近いほど相対的に狭い範囲に集中した分布ということになる。なお、ちなみに地形学の分野では、比積分値が0.6以上を非平衡（幼年）期、0.6~0.35を平衡（壮・老年）期、0.35以下を残丘（準平原）期の地形を表わすとされている⁶⁾。

つぎに、面積—高度比曲線と類似の曲線を描くのに必要な無次元量の定義をしておこう。類似のという意味は、面積比（これは先に示した $\alpha_T(t, C)$ に他ならない）の替りに、これを距離スケールに変換した、

$$\xi_T(t, C) \equiv \sqrt{\alpha_T(t, C)} \dots\dots\dots (12)$$

を用いるということである。これを距離比と呼ぶことにする。高度比に相当するものは、この場合、次式で定義されることになり、これを強度比と呼ぼう。

$$\eta_T(t, C) \equiv C / R_{TM}(t) \dots\dots\dots (13)$$

ある t に対して、これらの関係を C をパラメータとして描くことにより、統合的かつ相対的な雨量分布の立体的プロファイル（スロープの側面形状）を把握できる。

なお、 $\eta_T(t, C)$ の替りに、次式で定義されるもの、

$$\zeta_T(t, C) \equiv R_{TA}(t, C) / R_{TM}(t) \quad \dots\dots\dots (14)$$

即ち、雨量レベル C 以上の雨域の平均雨量の最大地点雨量による無次元表示量も考えた。これを平均強度比と呼ぶことにする。これらの、 $\xi \sim \eta$ 関係及び $\xi \sim \zeta$ 関係の解析は、先に定義した降雨最盛期のみを対象として行うこととした。

3.3 広域的にみた豪雨の諸特性量の経時変化の検討

(1) 最大地点雨量

Fig. 2 の(a)~(d)は、それぞれ Case 1~4 の豪雨別に、(2)式で定義した時刻 t からの T 時間の最大地点雨量 $R_{TM}(t)$ と t の関係をファイル化されたすべての期間について示したもので、6種の時間スケール T ($=1, 3, 6, 12, 24, 48\text{hr}$) のものを並示している。これらは、広域的にみた雨量分布のいわば最高峰の値の消長を時間スケール別に見るためのものである。いずれのケースも、 T が大きくなるにつれて、変動が滑らかになり、山の数が少なくなる点は、 T が移動平均時間と同等であることから当然であるが、その時間スケールの効果の受け方を含めて、変動の様相はケースによって様々であり、周期等の一般的特性を抽出することは無理である。ただ、時間スケールの効果の受け方とも関連するが、時間スケール別の最大値 R_{TMM} の大小を比較することによって、各豪雨の特徴の一端を把握できる。即ち、 $T=1, 3\text{hr}$ の短時間の R_{TMM} は Case 3 の豪雨が最も大きく、 $T=6, 12\text{hr}$ の時間スケールでは、Case 1 が、 $T=24, 48\text{hr}$ の長時間の場合は Case 4 が、それぞれ最も大きくなっており、Case 3 は短期集中型、Case 4 は長期大雨型、Case 1 は

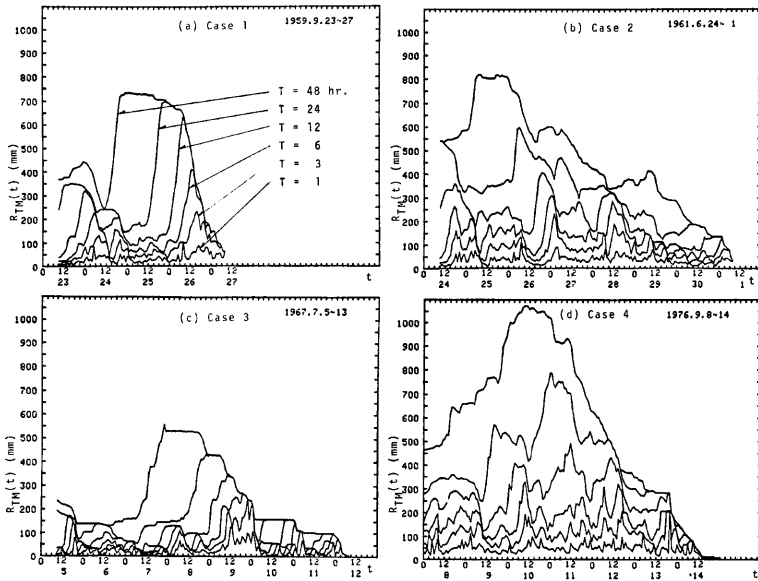


Fig. 2. Hourly variations of $R_{TM}(t)$, the maximum value of T -hour-rainfalls from time t in the all observation points.

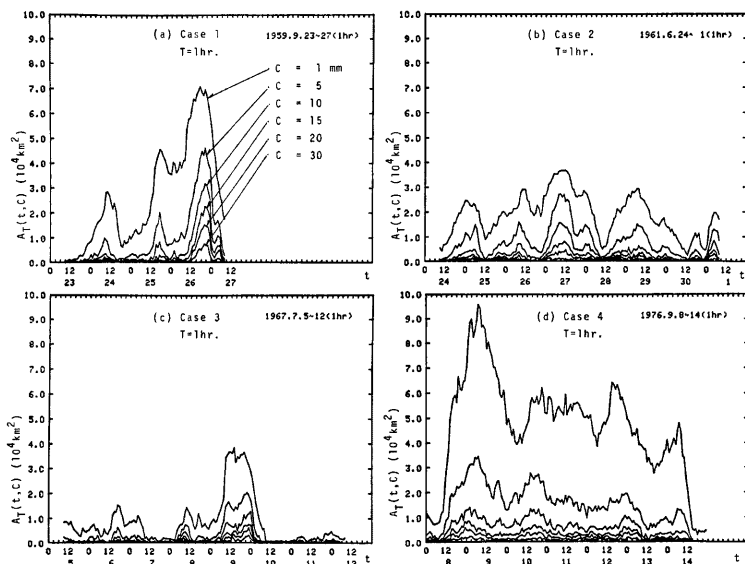


Fig. 3. Hourly variations of $A_T(t, C)$, area of the region where T -hour-rainfall from time t is not less than a rainfall level C in mm (for $T=1 \text{ hr.}$).

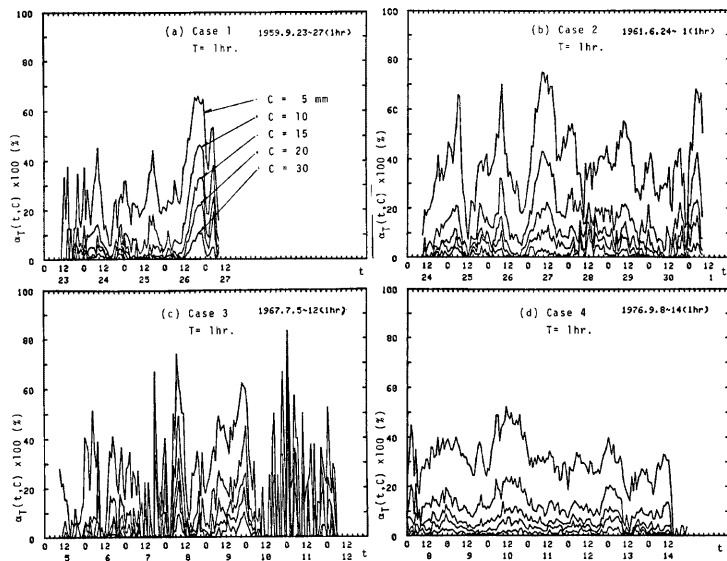


Fig. 4. Hourly variations of $\alpha_T(t, C)$, the rainy area ratio defined by Eq. (6) (corresponding to the case of Fig. 3).

その中間ということが出来る。なお、Case 2 は、この意味では、Case 4 と同じ型に属するといえる。

(2) 雨量レベル別の雨域面積と雨域面積比

Fig. 3 の(a)~(d)は、それぞれ Case 1~4 の豪雨別に、(4)式によって求めた雨域面積 $A_T(t, C)$ と t の関係の例で、 $T=1\text{hr}$ 、雨量レベル $C=1, 5, 10, 15, 20, 30\text{mm}$ の場合を並示したものである。

まず、各ケースについて見ると、いずれのケースも、各雨量レベルの雨域面積は、それぞれほぼ類似の形状で波状の変動をすることがわかる。即ち、総雨域面積 ($C=1\text{mm}$ のもの) が大きいと、強雨域の面積も大きくなることがわかる。ただし、各雨量レベルのものの対応するピークの起時は一致しない場合が多く、より雨量レベルが大きいもののピークの方が後に生じる傾向のあるタイプと、その逆のタイプのものがほとんどで、それらは一連の豪雨でも混在している点に気づく。このことは、気象・地形条件と関連していると想像されるが、今のところ明らかではない。つぎに、各ケース間の比較であるが、 $C=1\text{mm}$ の総雨域面積は、Case 4 のものが圧倒的に大きく、かつ長期にわたっていることが目立つ。ただし、その最大値 A_{TM} については、有効ブロック密度の差を考えると、Case 1 のものとはほぼ互角といえる。 $C=5\text{mm}$ 以上のものは、最大値に注目すると、Case 1 のものが一番大きく、他はほぼ同程度である (ただし、Case 3 の $C=5\text{mm}$ のものは比較的小さいが)。なお、時間スケール T が 3hr 以上のものについては、図を割愛するが、それが大きくなるにつれて、変動が滑らかになり、山の数も少なくなる点と、 $C=1\text{mm}$ の総雨域面積が若干大きくなる点が異なるだけで、上記とはほぼ同様のことがいえるということだけを記しておく。とにかくこのような図によって、豪雨の面積規模の消長が把握できるわけである。

ところで、ブロック密度の粗さを考えると、陸上部に限っても上記の面積の値は、全般に過少評価となっていると見るべきであり、この場合相対的な把握が妥当であると同時に、一般的にも、雨量レベル別雨域面積の相対的比率の経時変動に興味がある。**Fig. 4** (a)~(d)は、その例で、**Fig. 3** に対応した(6)式の雨域面積比 $\alpha_T(t, C)$ (ただし%表示) と t の関係である。 $C=1\text{mm}$ のものに対する比率であるため、その絶対値が極めて小さいところ (**Fig. 3** 参照) が強調され、殊に Case 3 の場合は、非常に変動が激しく見にくくなっているが、そのような部分を除外して見ても、予想外に変動が大きく、しかも前図で示した絶対値の変動の山と谷が、それぞれ山と谷に対応している。即ち、 $C=1\text{mm}$ の総雨域面積に対する強雨域の面積の比率も、経時的に波状の変動をし、しかも総雨域面積の消長とほぼ対応することがわかる。なお、時間スケール T が大きくなるにつれて、変動状況が滑らかになり、山の数も少なくなる点は、前述の $A_T(t, C)$ の場合と同様であり、その 1 例として、**Fig. 5** (a)~(d)に、 $T=12\text{hr}$ 、 $C=30, 75, 100, 150\text{mm}$ の場合を示す。この図で(d)の Case 4 は強雨域の占める割合がほぼ一定の区間があることで特徴的である。

以上、ここで評価された雨域面積は、ブロック密度の粗さもさることながら、陸上部のものに限られていることが問題である。この問題は、広域豪雨の解析において地点雨量を基礎資料とする限り避けられない問題であり、雨域面積の評価値のみならず、広域的にみた諸量の評価

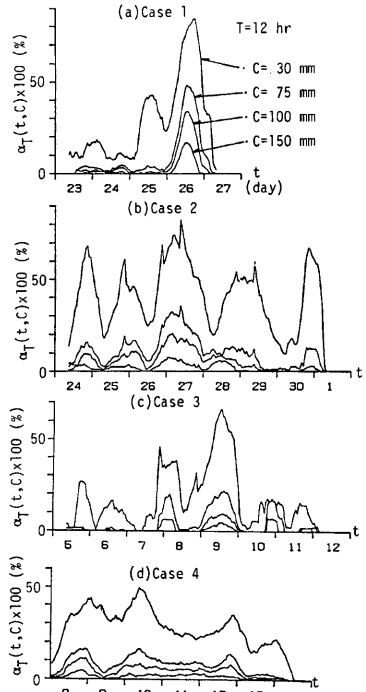


Fig. 5. As Fig. 4 for $T=12\text{hr}$.

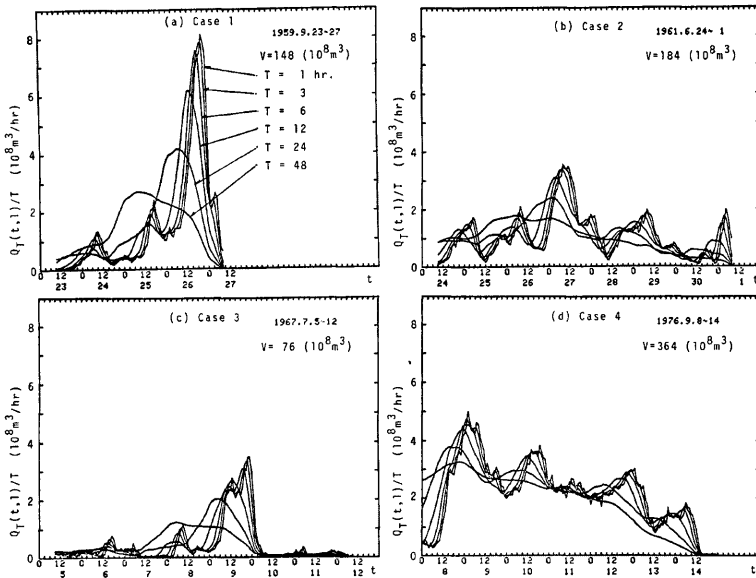


Fig. 6. Hourly variations of $Q_T(t, 1)/T$. $Q_T(t, 1)$ represents the total rain-water volume fallen on land in T -hours from time t . It was estimated by Eq. (7) for $C=1\text{mm}$.

全般に関わることはいうまでもない。本研究では、定量的な把握・表現の模索という意味で、一応、定量的な表現をしているが、それは、いわば部分集合のものに過ぎない。ただ、その部分集合は、この場合かなりの割合を占めていると考えられるので、定性的な特性は、全体集合のものがほぼ保持されと考えられる。もちろん、陸地部と海上とでは雨の降り方が異ろうし、部分集合（陸地部の降雨）の全体集合に対して占める割合も経時的にも、豪雨ケースによっても異なるという問題はあるが。

(3) 総雨水量と雨水体積比

Fig. 6 の(a)~(d)は、それぞれ Case 1~4 の豪雨別に、(7)式で定義した雨水量 $Q_T(t, C)$ の $C=1\text{mm}$ の場合のもの、即ち総雨水量を、1時間当りに換算した値、 $Q_T(t, 1)/T$ と t の関係を6種の T について並示したものである。これは、総合的にみた降雨規模の消長を時間スケール別にみることを目的として描いたもので、各豪雨の特徴がよりよく把握・表現される。例えば、 $T=1\text{hr}$ のものの最大値 R_{TMM} を比較すると、Case 2~4 はほぼ同程度の大きさであるが、Case 1（伊勢湾台風豪雨）のものはそれらの倍程度もあり、短時間でみた総合的降雨規模が、伊勢湾台風時に如何に大きかったかを示している。同様に $T=48\text{hr}$ の場合を比較すると Case 4 が一番大きい、Case 1 はそれとほぼ同程度、ついで、Case 2, Case 3 の順になっている。また、同図中に示してある V は、 $T=1\text{hr}$ の $Q_T(t, 1)$ をそれぞれ全期間中で積分した値であるが、それは Case 4 が最も大きく、ついで Case 2, Case 1, Case 3 の順となっており、Case 4 が広域かつ長期的にみて如何に多量の降水を陸地上にもたらしたかがわかる。もちろん、これらの評価値は、ブロック密度の粗さのため、かなり過少評価と考えられるが、総合的降雨規模の経時的変動状況の把握やケース間の相互比較には差つかえないであろう。

つぎに、(9) 式で定義した雨水体積比 $\beta_T(t, C)$ と t の関係の1例として、Fig. 7 (a)~(d)を示す。これ

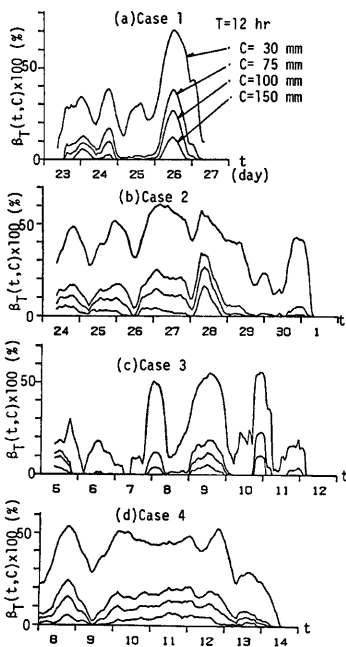


Fig. 7. Examples of hourly variations of $\beta_T(t, C)$, the rain-water volume ratio defined by Eq. (9) (for $T=12\text{hr.}$).

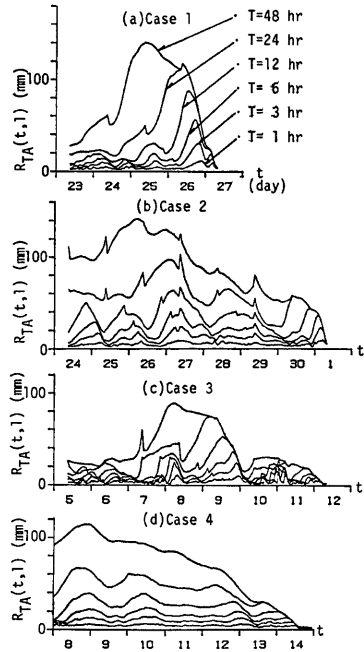


Fig. 8. Hourly variations of $R_{TA}(t, C)$, the areal average T -hour-rainfall from time t in the region where T -hour-rainfall is not less than C (estimated by Eq. (10) for $C=1\text{mm.}$).

は、Fig. 5 の場合と同様、 $T=12\text{hr}$, $C=30, 75, 100, 150\text{mm}$ のものであって、それとの比較の意味も含めて遅んだものである。この雨水体積比も波状の変動をするが、Fig. 5 の雨域面積比の変動に比して滑らかになっていることがわかる。また、Case 4 と Case 2 については、比較的長時間にわたって、ほぼ一定と見なせるところがあるのは興味深い。なお、 T がこの場合より小さいほど変動は激しく、大きいほど滑らかになることは、これまでのものと同様であり、雨量レベル別にみたピークの起時の順序については、面積の場合ほど顕著ではないが、同様のことが言える。

(4) 面積平均雨量

Fig. 8 (a)~(d)は、(10)式で定義した面積平均雨量 $R_{TA}(t, C)$ の $C=1\text{mm}$ の場合のものと t との関係を示したものである。これは 3.2 の(4)に述べたように、降雨の勢力の消長とは関係ないが、降雨勢力の大きい期間 (T が充分大きければほとんど全期間になるが) では、 $Q_T(t, 1)$ の変動とよく似た変動を呈している。なお、 T が大きいものについて、Case 1~3、殊に Case 2 の場合、角状の急激な変動が見られるが、それは日界(午前9時)の影響である。即ち、日付によって有効ブロック数が急変していることに起因し、それは、資料原典において、小雨の日の記録が省略されていたことによる。Case 4 の場合は、AMeDAS のデータではそのようなことがないため、滑らかな変化をしている。それは別として、Case 4 は他と比して全般に変動が少ないことが特徴的である。

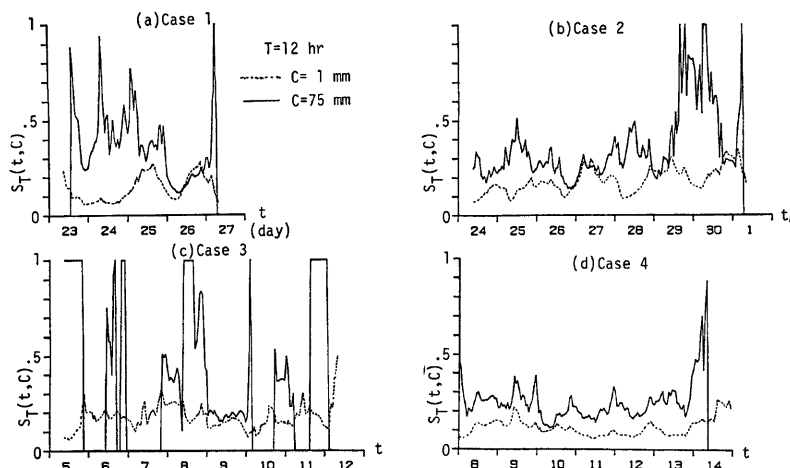


Fig. 9. Examples of hourly variations of $S_T(t, C)$, the hypsometric integral (technical term in geomorphology) defined by Eq. (11) (for $T=12$ hr.). T -hour-rainfall from time t was likened to relief of topography.

(5) 比積分値

Fig. 9 (a)~(d)は、各豪雨別に、(11)式で定義した比積分値 $S_T(t, C)$ と t の関係の例で、 $T=12$ hr の $C=1$ と 75 mm のものを並示したものである。まず、点線で示した $C=1$ mm の場合を見ると、どのケースも波状の変動をしているが、ほとんど全期間にわたって $1/3$ を越えることがない。一方、実線で示した $C=75$ mm の場合は、どのケースも、 $C=1$ mm のものに比して変動が激しく、かつ山もほとんど対応していないと伴に、 1 に近い値あるいは 1 となるどころ、逆に 0 となるところがある。 0 の場合は、 $C=75$ mm 以上の雨域がなかったことを意味するが、 1 の場合は、代表雨量が 75 mm 以上のブロックし 1 つしかなく、かつそのブロック内に 1 地点しかない場合に相当すると考えてよい。そこで、**Fig. 6** を参照し、降雨勢力の比較的大きい期間だけに注目すると、どのケースも比積分値はやはり $1/3$ を越えることがないことがわかる。他の T, C の図はここには示さないが、 $C=1$ mm の場合 T が小さいほど、また一定の T について C が大きいほど、変動が激しく、逆の場合は、変動が滑らかになるだけで、上記のことはどの場合にもいえることがわかった。従って、**3. 2** の(5)に述べたことから、降雨勢力が比較的大きい期間の雨量分布の立体的にみたスロープの側面形は時間スケールにかかわらず凹形と判定されることになり、地形学の分類によれば、残丘期の様相に相当する。このスロープの側面形状の詳細については、**3. 5** において例示する。

3. 4 雨域の規模と最大地点雨量の関係の検討

(1) 相関関係

後町ら¹⁾は、近畿地方を対象とし、日雨量 100 mm 以上の豪雨の強度的最盛期について、等雨量線法に基づき、5種の時間スケール ($1, 3, 6, 12, 24$ hr) の雨域の規模として適当な雨量レベル (それぞれ $10, 30, 50, 75, 100$ mm) 以上の雨域面積の対数値と、最大地点雨量の関係を解析し、両者には正の相関があるとともに、ほぼ直線状の上限の包絡線が引けることを指摘している。本研究では、さらに広域を対象としており、また、雨量レベルも任意に変えられるので、上記の結果の検証の意味も含め、各ケースを合わせて、 $A_T(t, C)$ の対数値と $R_{TM}(t)$ との関係を、 t をパラメータとして、6種の T ごとに、それぞれ適当な数種の C についてプロットして見た。その結果、やはり正の相関は認められたが、全体的に見て、下向きに凸

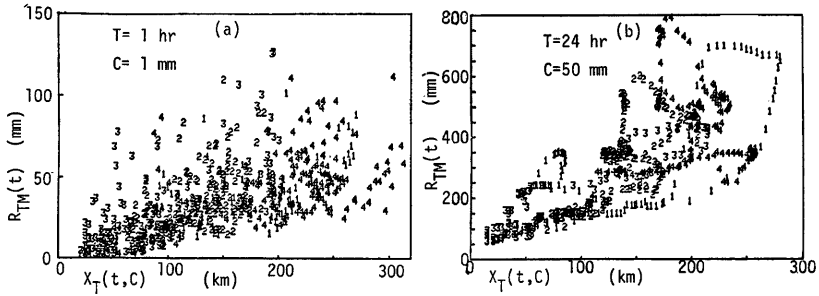


Fig. 10. Examples of relationship between $X_T(t, C)$, square root of rainy area $A_T(t, C)$ (in other words, longitudinal size of the area), and the maximum point rainfall, $R_{TM}(t)$.

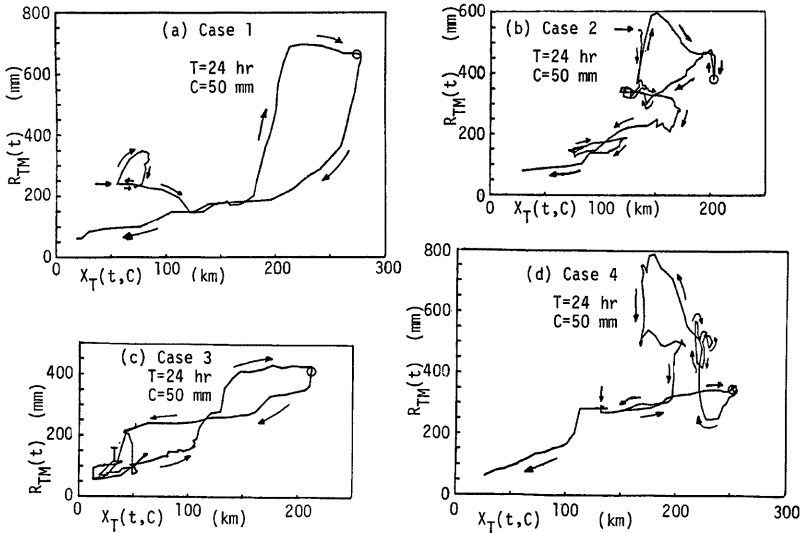


Fig. 11. Examples of time trace of relationship between $X_T(t, C)$ and $R_{TM}(t)$ (for (b) in Fig. 10).

状の右上りの曲線（ただし面積の対数値を横軸として）関係となることがわかった。相関関係を見る場合、なるべく直線状となることが好ましいため、雨域の規模として、 $A_T(t, C)$ の対数値の替りに、 $A_T(t, C)$ の平方根、即ち、 $X_T(t, C) = \sqrt{A_T(t, C)}$ を採用したところ、全体的に、ほぼ直線状となることがわかった。**Fig. 10(a), (b)** は、そのいわば雨域の距離スケール $X_T(t, C)$ と $R_{TM}(t)$ の関係をプロットした例で、(a) は $T=1$ hr の $C=1$ mm の場合、(b) は $T=24$ hr の $C=50$ mm の場合であって、プロットは Case No. に相当する数字を用いている。いずれも、扇形に広がるほぼ直線状の上下限の包絡線を引くことが出来ることがわかる。このことは、他の T, C についても同様であるが、地点・ブロック密度の粗さ等を考えると、定量的には、両軸の値とも過少評価となっていると見るべきであろう。なお、ちなみに、この場合の相関係数

は、(a)が 0.60, (b)が 0.74 と算定され、他の場合も、0.5~0.8 となった。

(2) 経時的関係

Fig. 11(a)~(d) は、前図の(b)のプロットを、Case ごとに分け、 t の経過順につらねたもので、矢印は時間の流れの向きを示している (ただし細かいところは省略)。それぞれ様々な経路をたどるが、これらには 1つの共通点が見られる。それは、 $X_T(t, C)$ が最大になるところで、いずれのケースも時計回りのループを描くということである。このようなループは T が 6hr 程度より大きく、かつ、 C がある程度大きい場合に見られ、殊に Case 1 の場合に顕著である。このような現象は興味深いが、今のところ明確な現象論的解釈は得ていない。また、 $R_{TM}(t)$ が最大になるところに注目すると、Case 1~3 は時計回りであり、Case 4 だけその逆となっているが、このことに特別の意味があるのか不明である。

なお、同図中に白丸印で示してあるのは、体積的最盛期 (Q_{TM} の生じた時期) のプロット位置であって、 $C=50\text{mm}$ であるから、どのケースも $X_T(t, C)$ の最大値の近傍にある。

3. 5 降雨最盛期の雨量の空間分布特性の検討

ここでは、3. 2 の(5)で述べたように、地形起伏量分布の解析における面積-高度比曲線と類似の関係を、降雨最盛期の雨量分布について調べた結果の例を示し、若干の検討を加える。

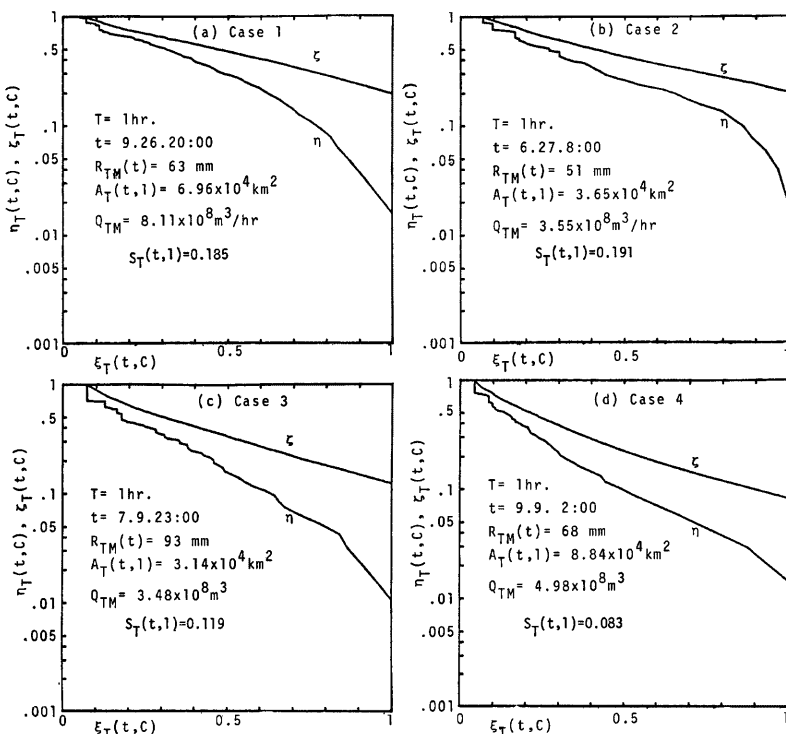


Fig. 12. Examples of relationships between $\xi_T(t, C)$, the longitude ratio defined by Eq. (12), and $\eta_T(t, C)$, the intensity ratio defined by Eq. (13), and between $\xi_T(t, C)$ and $\zeta_T(t, C)$, the average-intensity ratio defined by Eq. (14) for $T=1\text{hr}$. (at the most powerful period in total rain-water volume).

Fig. 12(a)～(d) は、各豪雨別に、(12)式で定義される距離比 $\xi_T(t, C)$ と(13)式で定義される強度比 $\eta_T(t, C)$ の関係を、 C をパラメータとして片対数表示したものであり、(14)式で定義される平均強度比 $\zeta_T(t, C)$ との同様な関係も並示してある。これは、 $T=1\text{hr}$ の場合の体積的最盛期 (Q_{TM} の生じた時期) におけるものであって、同図中には、 $t, R_{TM}(t), A_T(t, 1), Q_{TM}$ および $S_T(t, 1)$ の値が示してある。なお、この場合、 C は 1mm 間隔で変化させた。また、最大地点雨量のレベルに対応する距離比、即ち、 η 、または ζ が1になるときの ξ として、単位ブロックのサイズに対応するものを用いている (地点雨量であるから厳密にはゼロとすべきものであろう)。

さて、この図の見方であるが、まず、 η と ξ の関係は、統合的にみた雨量分布曲面の最高峰 ($\eta=1$) から距離が離れるにつれて、雨量レベルがどのように低下するかを相対的關係を示すものであり、いわばスロープの側面形状と考えてよい。この図では、片対数表示してあるため、直線状なら指数型の低下をするということであるが、この場合、Case 3 がほぼ直線に近いが、Case 1 と 2 は上向きに凸、Case 4 はその逆となっている。ただし、いずれのケースも ξ が 0.3 程度以下の部分は直線状とみなせないこともない。いずれにしても、 $S_T(t, 1)$ の値をみればわかるように、 η を普通目盛にした場合、スロープは上向きに凹状となる。つぎに ξ と ζ の関係は、ある雨量レベル以上の面積平均雨量が最高峰 ($\zeta=1$) から離れるにつれて、どのように低下するかを示すものである。従って、同じ ξ に対する ζ と η の差 (この図では対数目盛なので、差の絶対値は比に相当するが) に注目した場合、それが小さいほど、その ξ 以下の範囲での雨量分布が相

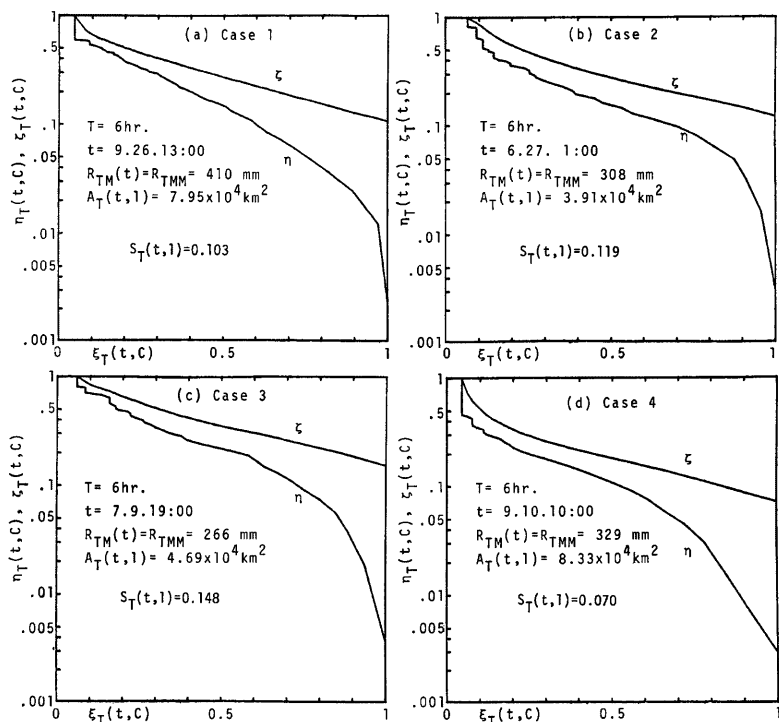


Fig. 13. As in Fig. 12 for $T=6\text{hr}$. (at the most powerful period in the maximum point rainfall intensity).

対的な意味で一様ということになる。なお、 η, ξ 共に、その平均勾配が急なほど、全体的にみた相対的空間集中度が高いといえることができる。よって、この図から、相対的空間集中度は Case 4 が最も高く、ついで Case 3, Case 2, Case 1 の順となっていること、また Case 1 の強雨域 (ξ が小さいところ) における ξ と η の差が、比較的小さいことから、強雨域が比較的一様に近く、かつ広域に ($A_T(i, 1)$ の大きさを考えて) わたっていること等が読み取れよう。なお、時間スケール T が大きい場合の、体積的最盛期のものは、ここには示さないが、時間スケールの効果にはなんら法則性が認められなかったことだけを記しておく。

つぎに、前図と同様な図のもう1つの例として、Fig. 13(a)~(d) を示しておく。これは、 $T=6\text{hr}$ の強度的最盛期 (R_{TMM} が生じた時期) のものであるが、(c) の Case 3 のものは、面積的最盛期 A_{TM} が生じた時期) のものでもある。なお、この場合、 C の間隔は 5mm にとっている。前図とは時間スケールが異なるので、直接比較の対象とはならないが、Case 3 の場合を除いて、 ξ が小さいところで、 η, ξ 共に、前図と比較して急勾配となっており、これは強度的最盛期の他の時間スケールのもののほとんどについていえることである。

以上、2つの例しか示さなかったが、 η, ξ 共に、各豪雨ケース、あるいは時期 (3種の最盛期のみならず一般的に) により、 ξ と η の関係の曲線形は様々であり、また時間スケールの効果についての法則性も認めることはできなかった。ただ、共通していえることは、比積分値の検討のところで述べたように、最盛期ではスロープの側面形状が凹型であるという点である。この点は、例えば、欠測補間や等雨量線を描く場合に考慮すべき事項であるが、上述のように η と ξ の関係は、豪雨ごとに、また同じ豪雨でも経時的に変わるため、難しい問題であるといわざるを得ない。

4. あ と が き

以上、本研究では、豪雨の時空間分布の解析研究を、広域的・全体的に行う必要があると考え、特徴的な4つのケースの豪雨を対象として、密度は不十分ながらもほぼ全国ネットの地点の、当該豪雨に関わるほぼ全期間の毎時雨量のデータファイルを構成し、解析の方法論や豪雨の諸特性の定量的把握・表現法の模索を兼ねて、メッシュ法に基づいて、マップ表示による雨量分布の経時追跡の可能性、数種の豪雨特性量の経時変化、雨域の規模と最大地点雨量の関係、及び降雨最盛期の雨量の空間分布特性の解析・検討を6種の時間スケールの雨量分布について試みた。主な結果を列挙すると以下のようである。

- (1)ここで採用したメッシュのとり方と地点密度でも、ブロック代表雨量レベルのマップ表示によって、雨域(殊に強雨域)の経時追跡が可能であり、全国的な視野で見れるという利点がある。
- (2)広域的にみた雨量分布のいわば最高峰に相当する最大地点雨量は、経時的に波状の不規則変動をするが、時間スケールが大きくなるほど滑らかとなり、その時間スケール別の最大値を比較することによって、豪雨の特徴の一端が把握できる。
- (3)雨量レベルの異なる雨域面積は、それぞれほぼ類似の形状で波状の経時変動をするが、対応するピークの起時は一致しないことが多く、より雨量レベルの大きいもののピークの方が後に生じる傾向のあるタイプと、その逆のタイプのものがほとんどで、それらは一連の豪雨でも混在する。また、総雨域面積に対する雨量レベル別雨域面積比の消長も総雨域面積のそれにほぼ対応する。
- (4)陸地にもたらされる総雨水量の経時変動も波状を呈し、総合的な降雨規模(勢力)の消長を把握するのに適して居り、その時間スケール別の形状、振幅等は各豪雨の総合的特徴を如実に反映する。また、雨量レベル別の雨水量及び雨水体積比も面積の場合とほぼ同様の変動をするが、比較的滑らかとなる。
- (5)広域的にみた面積平均雨量の経時変動は、時間スケールが大きい場合あるいは降雨勢力が大きい場合に、総雨水量のものと類似の形状となる。
- (6)雨量分布を地形起伏量分布にアナロジーした比積分値の経時変動は、時間スケールが小さいほど、また基底となる雨量レベルが大きいほど不規則な変動をする。また、それらの値は、降雨の勢力が大きい期間では、ほとんど1/3を越えることはなく、殊に最盛期では、どの豪雨も、最底の雨量レベルを基底とする

場合、時間スケールにかかわらず、0.2程度以下であって、スロープの側面形が凹状になっていると判定される。

(7)任意の雨量レベル以上の雨域の総面積の平方根（雨域の規模の距離スケール表示）と最大地点雨量の間には正の相関が認められ、扇形に広がるほぼ直線状の上下限の包絡線が引ける。また、これらの関係を、各豪雨別に経時的にみると、時間スケールが6時間程度以上で、雨量レベルもある程度大きい場合、雨域の規模が最大になる付近で、時計回りのループを描き（雨域の規模を横軸として）、この傾向は伊勢湾台風豪雨において特に顕著である。

(8)視点の違いによる3種の本盛期の雨量分布について、地形起伏量解析における面積－高度比曲線と類似のもの、及び高度比に当るものを平均高度比にしたものを求めてみたが、それらの形状は、豪雨ごとに、また経時的にも、ほとんど法則性をもたずに変るため、欠測補間や等雨量線を描くことの難しさが再認識された。

以上のような結果を得たが、今後、他のケースの豪雨を加えて、データの補充によるより詳細な定量的解析により、その普遍性の確認はもちろん、地形・気象条件等との対応づけによる理論的考察も必要なことはいうまでもない。ただ、その場合、最も問題なのは、地点雨量記録に基づく限り、陸地上のデータしか対象とし得ないということであり、レーダー雨量計の記録が重要となつてこよう。

最後になったが、本研究は、昭和55年度文部省科学研究費補助金、自然災害特別研究(1)「集中豪雨災害の予知とその対策の研究」の分担課題「集中豪雨の特性に関する研究」の一環として行ったものであり、解析計算は主として京都大学大型計算機センターに依った。ここに記して、それぞれ感謝の意を表する次第である。

参 考 文 献

- 1) 奥田節夫・芦田和男・後町幸雄・奥西一夫・沢田豊明・横山康二：豪雨のスケールと土砂災害，自然災害科学資料解析研究，Vol. 1, 1974, pp. 7-13.
- 2) 気象庁編：伊勢湾台風調査報告，気象庁技術報告，第7号，1961.
- 3) 大阪管区気象台編：大阪管区異常気象報告，第9巻，第2号，1962, pp. 25-110.
- 4) 文部省科学研究費特定研究（災害科学）研究班：昭和42年7月豪雨による災害の総合的実態的研究，関西地区班の研究報告，1968.
- 5) 文部省科学研究費特別研究（自然災害）研究班：昭和51年9月台風17号による災害の調査研究総合報告書，研究代表者中島暢太郎，1977.
- 6) 例えば，高山茂美：河川地形，共立出版，1974, pp. 9-11.