

強雨の時間変動の統計的構造に関する研究

——地点・毎10分記録の雨量配分率・連解析——

友 杉 邦 雄

A STUDY ON STATISTICAL STRUCTURES OF TIME DISTRIBUTION OF HEAVY RAINFALLS

——Analyses of 10-Minutely Records by the Concept of Distribution-Rates and Runs——

By *Kunio TOMOSUGI*

Synopsis

An investigation of statistical or stochastic structures of behaviors of heavy rainfalls would be important in the meaning that the knowledge about them could be scientific criterions in planning or execution of preventive measures against disasters to be caused by heavy rainfalls.

This study is a part of such an investigation, and takes up the structures of 10-minutely variation of intensities of heavy rainfalls, aiming at their application to problems about mud-debris flow or abrupt landslide. Two kinds of analyses, *i.e.*, the distribution-rate analysis and the run analysis were adopted to the data obtained for about 20 years at the four points in the Shikoku District, classified into two groups at each point by the meteorological causes (typhoon and the others), and also considering levels of rainfall intensities.

The differences in the structural properties of them, between mountain and lowland, between typhoon and the other causes, and between high and low intensities, were nearly grasped.

1. ま え が き

豪雨災害が発生するか否かの降雨条件は、一般に、ある特定の期間内の降雨量だけでは表わせない。例えば、河川の洪水が氾濫するか否かはその期間内の時間的さらに大河川では空間的分布が重要な要素となるし、また、土石流や山腹崩壊が発生するか否かも累積雨量のみならず時間分布ないしは短時間の強度が関係している。従って、豪雨災害の防止・軽減のためのハードな対策としての防災施設の計画・設計の段階では、いわゆる計画雨量のような特定の期間内の降雨量のみならず、降雨の時空間分布特性が重要な検討項目であるべきであり、またソフトな対策としての防災施設の操作や水防活動・避難等の実行では、豪雨が起りそうかどうかのいわゆるポテンシャル予報や日ないし半日単位の概略の雨量予測もさることながら、刻々の情報に基づいた降雨の短時間（数時間以下）予測が重要であることはいうまでもない。

ところで、降雨の時間的・空間的分布と一口にいっても、それはまさに無限の多様性をもっており、当然確率・統計的な取扱いにならざるを得ないが、時間分布に限ってもその特性を定量的に分析・把握・表現することは容易ではなく、資料の蓄積量不足とも相俟ってこの種の研究はあまり進展しているとは言いがたい。また、降雨の短時間予測については、現在、気象力学的な予測法は観測網の粗さもあってほとんど無力に近い状態であって、AMeDAS や雨量レーダーを利用する単純補外の方法¹⁾ ないしそれに確率・統計的な知識を加味した逐次予測法を開発せざるを得ないと考えられる。

上記の意味において、降雨の時空間分布の統計的構造特性の定量的な分析・把握は重要な課題の1つで

あって、著者は、従来、空間分布がさほど問題とならない中小規模河川の治水安全度の評価問題やダムの治水操作問題を想定して、降雨の時間分布を特定の期間内の雨量の時間配分問題として捉え、各種の雨量配分率の確率分布という形でその統計的構造を把握・表現しようとする立場から、応用上の方法論も含めて研究を進め、ランダム配分モデルとの比較において主として資料解析的にその特性を論じてきた^{2)~8)}。また、最近、降水・無降水の継続時間の統計的特性を把握するために、連 (run) の概念による資料解析を行い、条件付遷移確率 (あるいは failure rate) の評価を試みた⁹⁾ が、そのような確率は上記の逐次予測法の開発において、有用な統計的知識の1つとなり得る可能性があることを知った。もちろん前述の雨量配分率の概念による統計的知識も逐次予測に役立つ可能性があることはいうまでもない。しかしこれは、いづれも資料数の関係上、1時間単位の記録の解析であって、しかも気象原因別の考慮を全くはらっておらず、かつ連の概念による解析は雨量強度も考慮していなかった。

本研究は、以上の点をふまえ、主として土石流・山腹崩壊の防止対策・発生予測問題や都市小河川の治水安全度問題を想定し、四国の4地点についてその強雨期間内の10分単位でみた時間変動特性を、上述の雨量配分率および連の概念による統計解析によって定量的に把握・表現し、それらの特性量の地点、気象原因、さらに雨量強度による差異の有無とその程度を検討し、強雨ないし豪雨の短時間変動に関する普遍的な特性を探ろうとした基礎的研究である。

なお、これらの時系列特性の解析・検討に先立って、基本的事項として、雨量の分布特性や10分間雨量時系列の視覚的検討を行い、さらに、付加的事項として、空間的構造とも関連するが、主として短時間雨量の欠測補完の観点から地点間相互関係解析も行う。また、連解析では60分単位でみた系列についても若干検討を加えている。

2. 資料の構成と統計的概要

2.1 観測地点の概要

解析対象地点は、Fig. 1 に示すように四国の脊梁山脈の南部にほぼ東西方向に一線に並ぶ、坂洲 (徳島県那珂郡木沢村木頭)、木頭 (徳島県那珂郡木頭村出原)、高知 (高知市南北島町24)、橋原 (高知県高岡郡橋原町橋原) の4地点 (すべて気象庁所管) を選んだ。これらの地点はいづれも年平均降水量が 3,000~3,500 mm 程度で、日本でも有数の多雨域に属している。このうち高知のみが低平地に位置し、他はいずれも相対

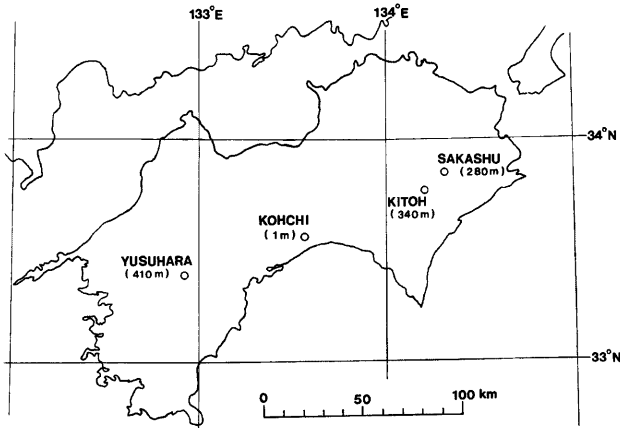


Fig. 1. Location and elevation of the observation points.

高度にして 500 m 以上の山々に囲まれた山間部の小盆地的なところに位置している（標高は Fig. 1 参照）。また、坂洲と木頭は比較的近接している（12 km 弱）が、これは相互相関の程度を探ることも 1 つの目的としているからである。

2.2 資料収集法と整理形式

強雨として、日常的感覚から、時間雨量にして 10 mm 以上を選ぶことにし（10分単位の雨量記録を読むには精度的にもこの程度が下限であって、なるべく多くのデータが欲しかったことの方が主たる理由で、これはもちろん強雨の一般の定義ではない）、まず、毎時雨量表（日本気象協会発行）より暖候期（5月～10月）の日最大時間雨量が 10 mm 以上の年・月・日をすべてリストアップし、それらの日の自記雨量記録紙を、坂洲、木頭については徳島地方気象台で、高知、橋原については高知地方気象台で、それぞれ写真撮映により収集した。その年数は、それぞれ Table 1 の下から 2 段目に示す通りでいづれも自記記録開始年からであるが、坂洲は 1973 年に廃止されたため、16 年間分しかない。なお、最下段の Y_e は記録計のタイプが貯留型から転倒マス型に変更された年であり、最小の読取単位が、0.1 mm から 0.5 mm に変わった年を表わす。

これらの自記記録から、60分雨量が 10 mm 以上となる 10分単位の雨量系列を採取り（ただし写真不鮮明のため読取不可能な場合が若干あった）、60分ぶんを 1 枚のカードに、その系列先頭の生起年月日時分および地点名と共に打ち込み、電子計算機による処理を行うことにした。

2.3 気象原因別の分類について

強雨ないし豪雨を引起す気象原因としては、大きく分けて、台風、低気圧、前線および熱雷が考えられるが、これらの原因が複合していることも多く、一般に原因を明確に判定することは難しい。ただ、台風ないし熱帯性低気圧の主勢力圏内では、特有の収束運動が存在するので、その他の原因が共存することが少ないと考えられ、比較的判定が容易であり、降り方も異なると予想される。そこで、本研究では、台風（熱帯性低気圧を含む）原因とその他の原因によるものの 2 つのグループのみに分類することにした。その判定の参考資料としては、毎日の午前 9 時の地上天気図および台風経路図（いづれも日本気象協会発行）を用い、台

Table 1. Outline of the rainfall data.

Observation Points		SAKASHU		KITOH		KOHCHI		YUSUHARA	
Meteorological Causes		Typhoon	Others	Typhoon	Others	Typhoon	Others	Typhoon	Others
$R_{60}^{*)}$	Numbers, N	295	432	416	677	156	536	337	291
	Maximum (mm)	89.0	75.0	100.0	93.0	91.0	83.0	59.0	49.0
	Average (mm)	22.94	18.07	23.55	18.77	20.42	18.96	18.97	16.57
	Standard Dev. (mm)	14.09	8.91	14.15	11.55	12.49	10.35	8.05	6.84
$r_{10}^{*)}$	Numbers ($6 \times N$)	1770	2592	2496	4062	936	3216	2022	1746
	Maximum (mm)	22.0	25.0	27.0	26.0	24.0	27.0	20.0	17.0
	Average (mm)	3.80	3.00	3.91	3.12	3.35	3.14	3.14	2.74
	Standard Dev. (mm)	3.42	2.53	3.44	2.92	3.17	2.96	2.34	2.36
Sampling Periods (May~Oct. in each year)		1958~1973 (16 years)		1958~1977 (20 years)		1957~1977 (21 years)		1957~1977 (21 years)	
$Y_e^{**)}$		1961		1961		1970		1962	

$^{*)}$ R_{60} represents 60-minute-rainfall (≥ 10 mm) composed of 10-minute-rainfall (r_{10}) series.

$^{**)}$ Y_e means the year when recording gauge was exchanged from float type into tipping-bucket type.

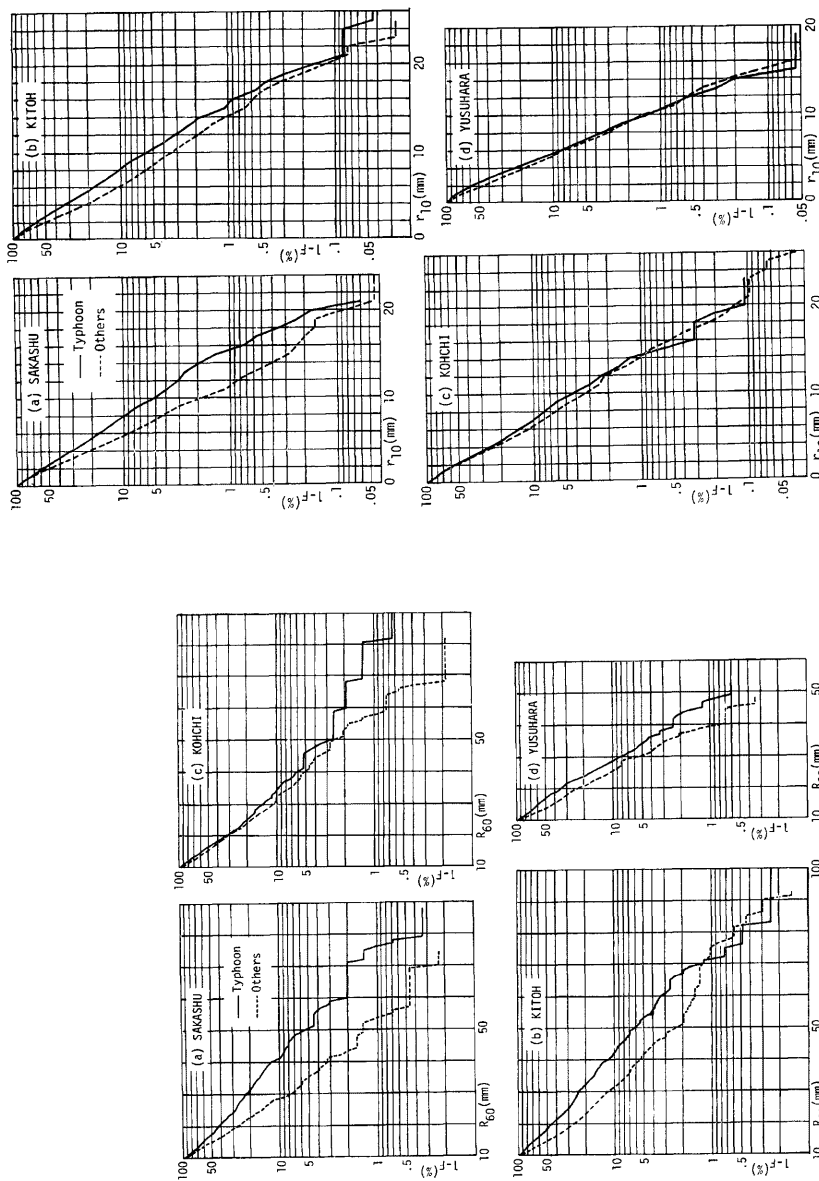


Fig. 2. Distributions of 60-minute-rainfalls sampled and classified in this study.

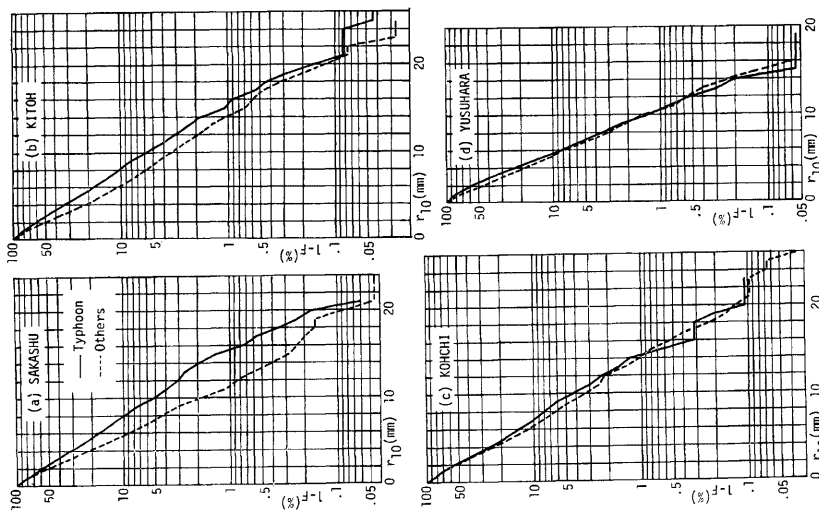


Fig. 3. Distributions of 10-minute-rainfalls composing 60-minute-rainfalls shown in Fig. 2.

風の主勢力圏としては、半径 100 km 程度の円内を目安としたが、台風の規模によっては 150~200 km 程度まで入れたものもある。この判定がすべて正しいという自信は全くないが、一応この判定に従って、2.2 で述べたカードを各地点ごとに、台風性のものとその他のものに分類し、それぞれ生起順に並べ、データファイル化した。本研究で行うすべての統計解析は、このように地点別かつ気象原因別に分けた計 8 つのグループごとに行ったものである。

2.4 雨量の統計的特性

Table 1 に上述の各地点・気象原因別の 60 分雨量 R_{60} (≥ 10.0 mm) と、それを構成する 10 分雨量 r_{10} について、それぞれ、数、最大値、平均値および標準偏差を示す。60 分雨量については、どの地点も台風の方が、最大値、平均値、標準偏差共に大きい。10 分雨量については、最大値に関して、逆の地点がある。なお、ちなみに 60 分雨量および 10 分雨量の日本最大記録はそれぞれ、167.2 mm (徳島県福井) および 49.0 mm (高知県足摺岬) で、いずれも低気圧が原因とされている¹⁰⁾。

Fig. 2 (a)~(d) は 60 分雨量 (≥ 10.0 mm) の超過確率分布を片対数表示したもので、実線が台風、点線がその他のものを表わす。(c) の高知以外は定性的にほぼ類似の形状と差異を示している。Fig. 3 (a)~(d) は 10 分雨量についての同様のものであり、(a) の坂洲と (b) の木頭は台風と台風以外の差の傾向が 60 分雨量の場合

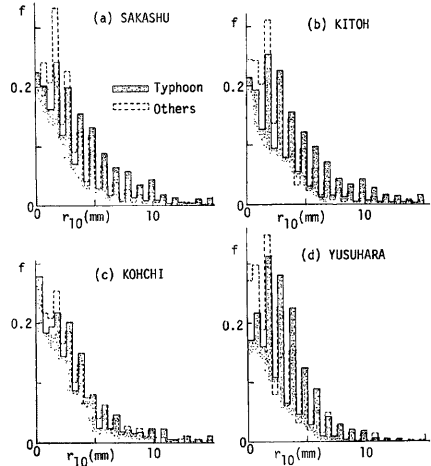


Fig. 4. Relative frequency distributions of 10-minute-rainfalls shown in Fig. 3. Increment of 0.5 mm is specially taken to show an effect of the type of recording gauge mentioned in the footnotes of Table 1.

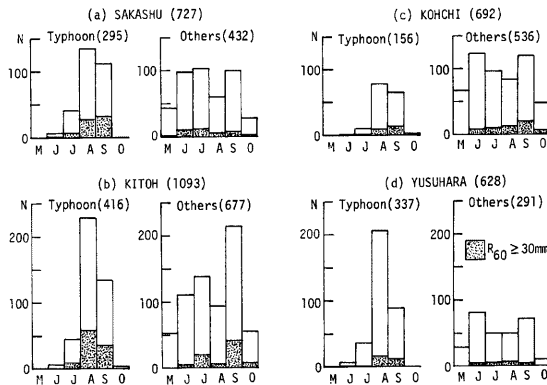


Fig. 5. Monthly distributions of numbers of 60-minute-rainfalls shown in Fig. 2. Shaded parts represent those of especially heavy rainfalls (≥ 30 mm/60 min).

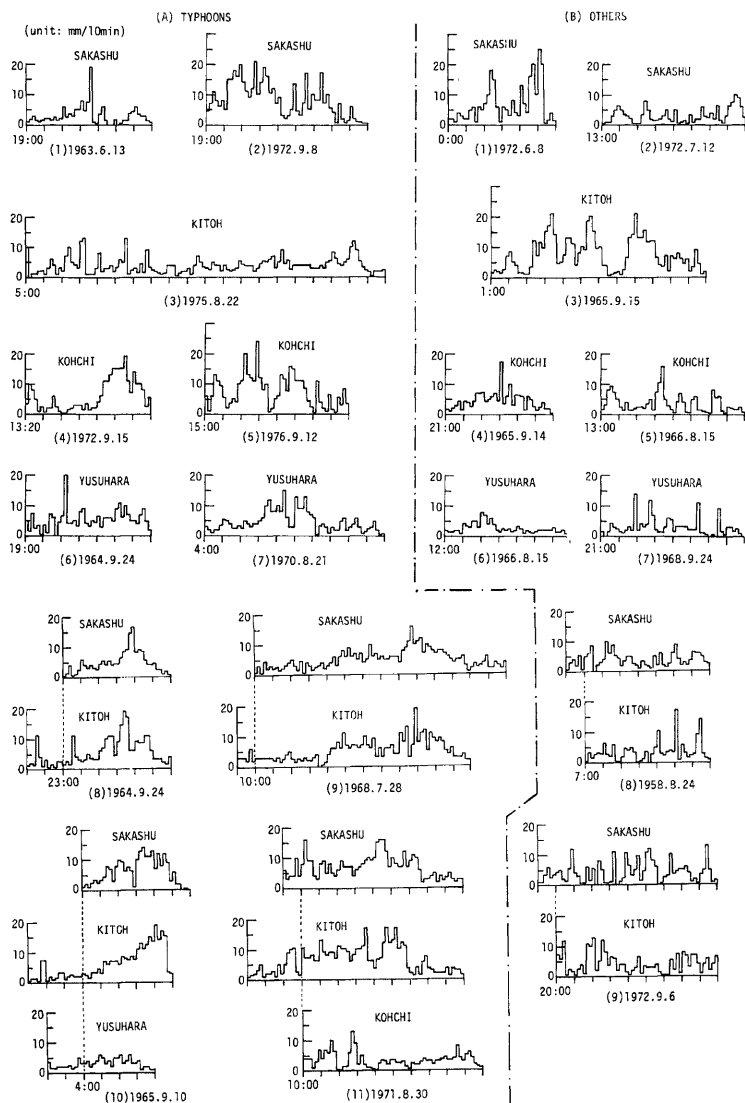


Fig. 6. Examples of relatively long series of 10-minute-rainfall. The left is caused by typhoons and the right is caused by the other meteorological phenomena. Simultaneous records are shown in the lower half.

合をそのまま反映したようになっているが、(c)の高知と(d)の橋原は台風と台風以外の差がほとんどない。

Fig. 4 (a)~(d)は、10分雨量の相対頻度分布を0.5mm間隔で示したもので、実線が台風、点線が台風以外のものである。いづれの地点も規則的な鋸歯状を示しており、その凹凸の程度は(c)の高知が一番少ないが、これは2.2で述べた自己記録の最小読取単位が関係していて、それが0.5mmとなつてからの年数と対応していることがわかる(Table 1 参照)。このことは解析上注意すべき事項である。

なお、Fig. 5 (a)~(d)は10mm以上の60分雨量 R_{60} の個数を月別に示したもので、それぞれ左側が台風のものであり、影を施した部分はのうち30mm以上の個数である。台風はやはり8月、9月に多く、台風以外は、6月、7月の梅雨期および8月、9月の台風期（前線が台風に刺激されるケース）に多い。

2.5 10分雨量時系列の例

われわれは通常、10分単位の雨量時系列を目にすることは少ない。ここでは、その意味も含めて、比較的継続時間の長いものの数例をFig. 6に、台風と台風以外のものに分けて示し、その視覚的な差異等について若干検討しておく。同図の左側に示した(A)の(1)~(11)が台風性降雨と判定されたもので、右側の(B)の(1)~(9)が台風以外のものである。いづれも、下段の(8)番以降は、2地点ないし3地点の同時記録を対比させている。一概にはいえないが、台風性のもの方がトレンドの存在が明確な場合が多く、また、同時記録を見ると、近接した坂洲と木頭では、明らかに台風性の降雨の方が形状の類似度が高い。このことは従来、1時間単位の雨量時系列図の観察によって既にわれわれが知っていることと同様である。

3. 雨量配分率の概念による時系列特性の解析と地点相互相関解析

ここでは、上述の60分降雨（カード1枚分）群をさらに平均雨量強度（60分雨量）によって大小2つのグループに分けたものを対象として、1.で触れた雨量配分率の概念による統計解析を通じて、10分単位の時間変動特性の検討をランダム配分モデルより得られるものとの対比によって行うと共に、60分以下の短時間雨量の、主として欠測記録の補完の可能性を検討するために、雨量および雨量配分率の地点間相互相関解析を行う。

3.1 雨量配分率の定義とランダム配分モデル

雨量配分率というのは、ある特定の期間の降雨を考えた場合、その期間内のある部分期間に配分されている雨量が、全体の雨量に対して占める比率のことであり、それらは部分期間のとり方とその配分率の大小の順位によって区別するものであるが、そのうち最も重要なのは、時系列的特性を反映し、かつ応用上意義のある連続最大配分率と称しているものであり、さらに、その最大の配分雨量を示す部分期間内での時間配分特性も、時系列特性を考察する上で重要である。その意味で、ここではつぎのような表記法をとることとする。

いま、期間 T の雨量が R_T である降雨を考え、その期間の n 等分された各部分期間に配分されている（あるいは T/n 時間単位の）雨量時系列を $\{r_k\}$ ($k=1, 2, \dots, n$; k は時間の流れの順番) とするとき、

$$z_k \equiv r_k / R_T \quad \dots \dots \dots (1)$$

を n 等分雨量配分率といい、明らかに次式が成立する。

$$\sum_{k=1}^n z_k = 1 \quad \dots \dots \dots (2)$$

この系列 $\{z_k\}$ について、 m 個の連続和、

$$w_{m,n} \equiv \sum_{k=j}^{j+m-1} z_k \quad (j=1, 2, \dots, n-m+1) \quad \dots \dots \dots (3)$$

を考え、各 m ($=2, 3, \dots, n$) に対する $w_{m,n}$ の最大値、

$$y_{m,n} \equiv \max_j \{w_{m,n}\} \quad \dots \dots \dots (4)$$

を n 個の系列における m 個連続最大配分率という。さらに、この $y_{m,n}$ を構成する m 個の n 等分雨量配分率 z からなる系列について、あらためて、(3)式と同様に l 個連続和($m-l+1$ 通りある)を考え、各 l ($=2, 3, \dots, m-1$) に対する最大値を $y_{m,n}$ で割ったものを n 個の系列における m 個連続最大系列の l 個

連続最大配分率といい、 $y_{l,m,n}$ で表わすことにする。なお、 $l=1$ の場合は、「連続」と呼び難いので等分最大配分率と称して区別していたが、ここでは、 $l=1$ の場合も含め $y_{l,m,n}$ と表記し、自明の場合は単に y と記し、呼称も単に連続最大配分率とする。

ところで、ランダム配分モデルというのは、(2) 式を満足する $\{z_k\}$ の全ての組合せが等確率で起るとするものであって、そのモデルの解析によって、従来、 $m=n$ の場合については、連続最大配分率についても理論分布を一部得ている⁴⁾ が、 $m<n$ の場合については理論的解析が極めて難しいので、ここで比較の基準とするランダム配分モデルにおける $y_{l,m,n}$ の分布特性は、乱数によるコンピュータシミュレーションにより得たものを用いることにする。そのシミュレーションの方法については文献 8) に示したものに準じた。

3.2 60 分降雨における連続最大配分率の分布特性と時系列特性の検討

前述のように、ここでは、60分降雨をその雨量強度によって、大小 2 つのグループに分けて、地点別、気

Table 2. Numbers of 60-minute-rainfall, R_{60} .
(Large; $R_{60} \geq 30$ mm,
Small; $30 > R_{60} \geq 10$ mm)

Observation Points	Typhoon		Others	
	Large	Small	Large	Small
SAKASHU	67	228	36	396
KITOH	102	314	82	595
KOHCHI	24	132	58	478
YUSUHARA	31	306	20	271

象原因別に検討するが、その分ける雨量強度の境界値を 30.0 mm とすることにした。その結果、各グループの60分降雨の数は Table 2 に示すように大と小でかなりアンバランスとなり、かつ橿原の台風以外の大のように20ケースしかないという統計的信頼度上あまり好ましくない分け方になったが、20程度ならある程度信頼度もあり、また災害の発生ということを念頭におくと、やはり 30 mm 程度以上の極めて強い雨に興味があるので、この分け方に従うことにしたわけである。

上記の60分降雨のグループごとに、3.1に述べた $y_{l,m,n}$ の平均値および標準偏差を、 $n=6, m=2, 3, \dots, 6, l=1, 2, \dots, m-1$ として求めた結果が Fig. 7 (a)~(d) であって、縦軸の上方が平均値 $E(y)$ 、下方が標準偏差 σ_y で、横軸が各 m に対する l であり、 m が 3 以上の場合の縦軸は省略している。また、丸印が台風、三角印が台風以外のものを表わし、それぞれ白ヌギが小、黒い方が大のグループにおけるものであって、十字印 (各 m ごとに点線で結んである) は、ランダム配分モデルで、 $n=6$ としたときの m, l に対応する値である。

まず、時系列特性を検討するために、平均値 $E(y)$ に注目するが、その解釈の仕方はランダム配分モデルのものとの大小比較が基本となる。即ち、ランダム配分モデルのものより小さいということは、持続性 (同程度の強度が続くこと) の存在を示す。換言すれば、短時間 (m 期間中の l 期間へ) の集中度がランダムな場合より低いことを意味する。逆に、大きければ集中度が高く、周期特性と関連するとも解釈されるわけである。

まず全体的にみると、 $n=m=6$ の場合の各 l に対する各グループのものとの大小関係が、それぞれ、 $m=5, 4, 3, 2$ の場合の同じ l においては、どの地点でもほぼ保持されていることがわかる。そこで、 $m=6$ の場合にのみ注目してみよう。 $l=1$ の場合、即ち10分間への集中度については、どの地点にも共通するのは、台風の大 (黒丸) が一番低く、ついで台風以外の大 (黒三角) が低いことである。また、(d) の橿原以外では、いずれも、台風以外的小 (白三角)、台風の小さい (白丸) の順で集中度が低い。それらのランダム配分モデルとの差の程度は、台風の大についてはどの地点もほとんど同じであるが、他のグループについては地点によって様々であり、特に台風の小さいについては、高知のものが目立ってランダム配分モデルのものに近いことが注目される。これは高知のみが低平地部にあることと関係していると考えられる。 $l=2$ の場合は、 $l=1$ の場合の定性的傾向がほぼ受けつがれているが、 $l=3, 4, 5$ になると、大小関係が逆転したり、さらにはランダム配分モデルのものより大きくなったりするものが見られ、様々である。しかし、台風の大が一番小さいことだけはいつれの地点でも共通している。また、 l が大きくなるにつれてランダム配分モデルとの差が

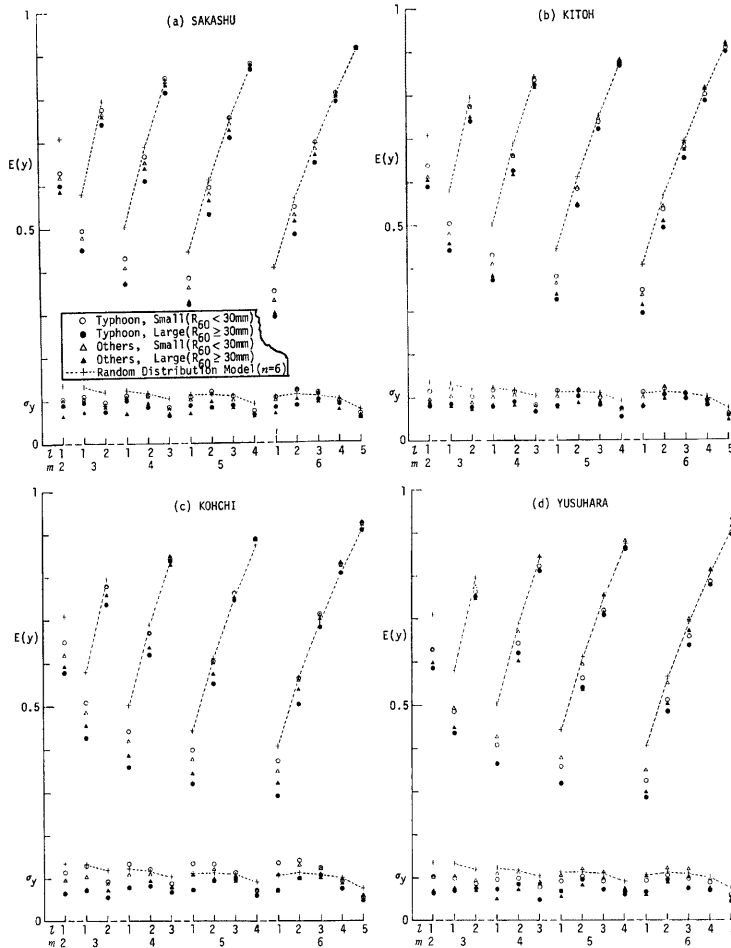


Fig. 7. Averages and standard deviations of l -serial-maximum-distribution-rates in m -serial-maximum series taken from $n=6$ series (six 10-minute-rainfall series), including the case of $m=n$.

さく、各グループ間の差が小さくなることも共通している。

以上は平均値でみた特性であるが、つぎに、標準偏差 σ_y によって、 y の変動の程度のグループ別の比較検討をしてみる。まず、全般的にみて言えるのは、強度大の降雨の方が小のものより、 y の変動が少ないということである。これはやはり持続性が強いことを反映した結果であり、また、10分雨量そのものに上限があることも関係していると考えられる。また、 $l=1$ ないし 2 では、台風の小のものの σ_y が、高知において、特に大きい点が注目されるが、これも、高知が低平地にあることと関係していると考えられ、時間変動特性

が山間部のものより統計的に不安定と解釈される。

以上、 $n=6$ の場合、即ち 10 分単位でみた 60 分降雨の場合について、 $y_{i,m,n}$ の平均値と標準偏差のみについて、解析結果と概括的な検討を加えたが、応用上は確率分布が重要であり、また $n=12$ ないし 18 (120 分降雨ないし 180 分降雨) についても検討する必要があるが、前者については複雑さを避けるためと紙面の都合上ここでは割愛し、後者については、資料数の関係もあって、ここに示したような大小別の検討をしていないので、それぞれ別の機会に譲ることとする。

3.3 地点間の相互相関解析

ここでは、60 分以下の短時間降雨量の欠測記録を近接する他の 1 地点の記録のみから補完できるかどうかを検討することを主たる目的とし、各 60 分降雨のうち、相互に同時に生じしたもののみを対象として気象原因別に、(a) 10 分～60 分雨量、各 60 分降雨における (b) 10 分～50 分連続雨量配分率および (c) 10 分～50 分連続最大雨量配分率の、単相関係数 (それぞれ ρ_r, ρ_z, ρ_y) を求めてみた。なお、目的からすれば、坂洲と木頭の間だけで求めればよいが、比較のために、木頭と高知、および高知と橋原の間でも同様のものを求めた。

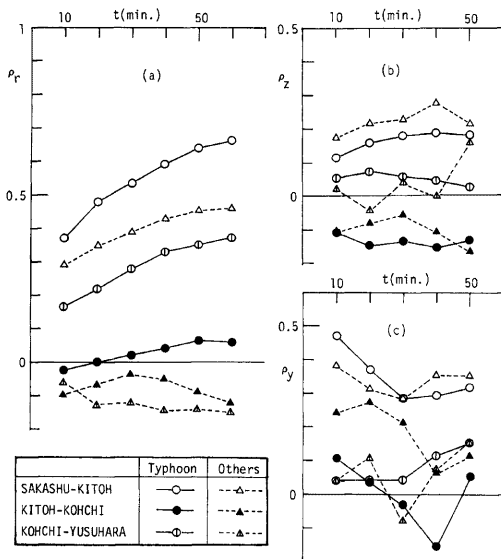


Fig. 8. Cross-correlation coefficients of (a) 10~60-minute-rainfall, (b) 10~50-minute-serial-distribution-rate and (c) 10~50-minute-serial-maximum-distribution-rate in 60-minute-rainfall.

は予想通りであるが、台風以外の方が若干大きくなっている点が意外である。いずれにしても、せいぜい 0.2~0.3 であって予想外に小さい。

最後に (c) の連続最大配分率の相関係数 ρ_y であるが、これは、同じ 60 分内にはあるが、その中での同時性は考えていないものの相関係数である。やはり坂洲と木頭間のものが大きい、(a) ないし (b) とは逆に、短時間のものの方が相関が高い点が注目される。このことは雨域の移動と関連があるのかもしれないが定かではない。いずれにしても、一番大きくて 0.5 程度では相関が低すぎる。

その結果は Fig. 8 (a), (b), (c) に示したもので、それぞれ上記の (a), (b), (c) に対応する。いずれも丸印が台風、三角印が台風以外のもので、白ヌキが坂洲と木頭、黒が木頭と高知、白ヌキに縦線を施したものが高知と橋原間のものを表す。

まず、(a) の雨量の相関係数 ρ_r を見ると、やはり坂洲と木頭間のものが最も大きく、かつ台風の方が台風以外のものより大きいこと、さらに短時間雨量ほど小さいことがわかる。なお、この中で最も大きい坂洲と木頭間の台風時の 60 分雨量のものでも 0.66 であって、決して良い相関ではない。これは、ここで用いたデータの性質上、共に少なくとも 10 mm 以上降っているという条件付のものであり、その意味で、もっと良さそうなものであるが、逆に、地雨のような相関のよいものが除かれているためかもしれない。

つぎに、(b) の連続雨量配分率の相関係数 ρ_z であるが、この場合は坂洲と木頭間のものが一番大きい

以上のことから、強雨時の60分以下の短時間降雨の欠測記録を12 km 程度離れた1地点のみの記録から推定・補完することはかなりの誤差を伴うと考えられ、もっと近接する複数の地点の記録による慎重な配慮が必要であることがわかった。また、この観点からいえば、坂洲のように観測点が廃止されるということは決して好ましくない現象といえよう。

4. 連の概念による時系列特性の解析

時系列特性の解析手法には、前述の雨量配分率の概念による特殊なもの他に、一般的なコログラム解析・スペクトル解析等およびやや特殊な連解析がある。しかし、ここで、解析の対象とするのは、いわば細切れの時系列群であって、最短は60分、最長で20時間 (Fig. 6 (A) の (3)) と様々な長さであり、そのグループ全体としての平均的な時間変動特性を把握するにはコログラム解析等は不適当である。その点、連解析は、いわば細切れになるということ自体を問題にする点で有利であり、1. に述べた応用上の観点もあって、以下に連解析を試みるが、3.2 で得た結果とほぼ同義の結果が得られる。

4.1 正および負の連長の定義と解析の方針

Fig. 9 に示すように、 Δt 時間単位の雨量時系列 $r(t)$ を、ある一定の値 r_0 で切った場合、 r_0 を越える $r(t)$ ($r(t) - r_0 > 0$) の継続時間 t_p または個数 $\lambda_p (= t_p / \Delta t)$ を正の連長 (positive run-length) といい、逆に r_0 以下 ($r(t) - r_0 \leq 0$) のもの t_n あるいは $\lambda_n (= t_n / \Delta t)$ を負の連長 (negative run-length) という¹¹⁾。本研究では継続個数 λ の方を用いることにする。なお、 r_0 は交差レベル (crossing level) といい、一般に、任意定数である。

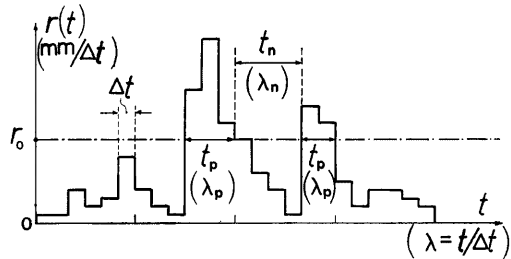


Fig. 9. Definition sketch of positive and negative run-length. A constant value, r_0 is called crossing level.

以上の定義によると、2. で述べた60分雨量系列の長さの分布は、そのサンプリングの方法からして、 $\Delta t = 60 \text{ min}$, $r_0 = 9.9 \text{ mm}/60 \text{ min}$ としたときの正の連長の分布にほぼ対応すると考えられる。そこで、4.3 ではその解析結果について述べる。これらの雨量系列を10分単位でみたもの、即ち $\Delta t = 10 \text{ min}$ の系列については正の連長については $r_0 = 0.0 \sim 15.0 \text{ mm}/10 \text{ min}$, 負の連長については、 $r_0 = 1.0 \sim 15.0 \text{ mm}/10 \text{ min}$ について、それぞれ $1.0 \text{ mm}/10 \text{ min}$ 間隔で変えて解析する (実際の計算は $0.5 \text{ mm}/10 \text{ min}$ 間隔で行なったが、2. の Fig. 4 に示したように精度的に問題があるので解析ではこのようにした)。なお、この場合、各時系列の記録の長さは有限であるから、その両端の部分では、正、負とも連長を規定できないが、ここで対象とするデータが、強雨であるという性格上、正の連長については、両端のものも勘定に入れることにした。その点は、 r_0 がごく小さい場合に若干問題となろう。負の連長については明らかに定義できないので両端のものは勘定に入れていない。この $\Delta t = 10 \text{ min}$ の場合の解析結果は 4.4 で述べることにし、つぎに、連長に関する各種の統計的諸量の記号と評価式および意味を明らかにしておこう。

4.2 連長に関する各種統計量の記号と評価式

正、負の連に共通であるので、添字 p, n はつけないことにする。まず、ある標本集合 (例えば、坂洲の台風の10分雨量系列群) で、交差レベル r_0 (一定) としたときにできる、長さが λ の連の数を $N(\lambda)$, λ の最大記録値を $\lambda_{\max}$ とすると、連の総数 N_r は、

$$N_r = \sum_{\lambda=1}^{\lambda_{\max}} N(\lambda) \dots\dots\dots (5)$$

となり、連長が λ となる確率は次式で評価され、 $f(\lambda)$ で表わす。

$$P(A=\lambda)=N(\lambda)/N_r \equiv f(\lambda) \dots\dots\dots (6)$$

すると、 λ の期待値 $E(\lambda)$ は次式で評価される。

$$E(\lambda)=\sum_{\lambda=1}^{\lambda_{\max}} \lambda \cdot f(\lambda) \dots\dots\dots (7)$$

また、連長が λ 以上となる確率、超過確率は次式で評価され、これを $1-F(\lambda)$ と表わすことにする。

$$P(A \geq \lambda) = \sum_{j=\lambda}^{\lambda_{\max}} f(j) \equiv 1-F(\lambda) \dots\dots\dots (8)$$

そして、最後に、条件付遷移確率として、連長が λ まで続いた場合に、丁度 λ で途切れる確率、即ち、例えば、正の連長なら正から負に遷移する確率を考えると、これは次式によって評価され、 $\varphi(\lambda)$ で表わすことにする。

$$P(A=\lambda)/P(A \geq \lambda) = f(\lambda)/\{1-F(\lambda)\} \equiv \varphi(\lambda) \dots\dots\dots (9)$$

この $\varphi(\lambda)$ は、信頼性工学の分野でいう failure rate (故障率) に相当し、 $1-F(\lambda)$ を片対数紙に描いた場合の接線勾配の絶対値に一致する⁹⁾。すなわち、 $\varphi(\lambda)$ が λ にかかわらず一定なら、 $1-F(\lambda)$ を片対数表示したグラフは直線状になり、 λ の分布は指数分布ということで、連の継続・中断過程は独立過程と判定されるわけである。

4.3 60 分単位の雨量系列の正の連長の解析と検討

4.1 で述べたように、ここでは $\Delta t=60$ min, 交差レベル $r_0=9.9$ mm/60 min とした正の連長 λ_p について、地点別、気象原因別に求めた超過確率分布および条件付遷移確率を示して若干の検討を加えておく。

Fig. 10 (a)~(d) は、(8) 式によって求めた上記の連長 λ_p の超過確率分布を片対数表示したものであって、いずれも白丸を実線で結んだものが台風、白三角を破線で結んだものが台風以外の 60 分雨量系列に関するものである。なお、それぞれの連の総数 N_r は図中に示されている。まず、各地点で共通していえることは、台風の方が超過確率が明らかに大きいということ、いずれも直線とは見なし難い、即ち従属過程であるということである。つぎに、地点間の差異であるが、殊に台風性降雨について (c) の高知の超過確率が目立って小さいことがわかる。これは、高知が地形による増幅効果を受けない低平地にあることに起因すると考えられる。また、(d) の橿原の台風以外の超過確率も他と比してかなり小さいが、この理由については定かではない。

Fig. 11 (a)~(d) は、(9) 式で求めた条件付遷移確率 $\varphi(\lambda_p)$ であって、それが具体的にどの程度になるかを示したものである。記号の約束は前図と同様である。 $\varphi(\lambda_p)$ が 0 となっているのは、その λ_p がなかったことを意味し、1 となっているのは、その λ_p が最大の記録であったことを示す。さて、例えば、(a) の坂洲の台風 (白丸) のものを見ると、 $\lambda_p=6$ 即ち、6 時間のところに顕著なピークがあるが、これは、この程度の周期の存在を暗示しているとも解釈できる。この観点から他の場合を見ると、(b) の木頭の台風も同程度のところにピークがあるが、他の地点については全く異っている。それは、2. の Fig. 2 に示したように、雨量の分布特性そのものが異なるものに対して、同一の交差レベルで切ったことが関係している可能性がある。

なお、同図中には矢印が施されているが、それは、その位置以下の λ_p については、連長が λ_p 以上となる連の総数が少なくとも 20 程度以上あるという意味であり、その区間での (9) 式による $\varphi(\lambda_p)$ の評価の統計的信頼度が、「標本数が少なくとも 20 程度以上ある」という意味において、比較的高い区間であることを示している。もちろん、それ以外の区間の評価値が全く信頼できないということではなく、ただ、その上限値以上では、それから離れるにつれて標本数が急激に少なくなり、統計的に不安定である (バラツキが大きくなる) ということである。

以後、本研究では、上記のような基準を、各種の評価値の信頼度を判定する基準とし、主としてその比較的信頼度の高いと判定されるところを対象として議論を進めることにする。この基準では、評価対象値の母分布形が不明であるので信頼度何%以上であるといった表現はできないとしても、一応、統一的な尺度と

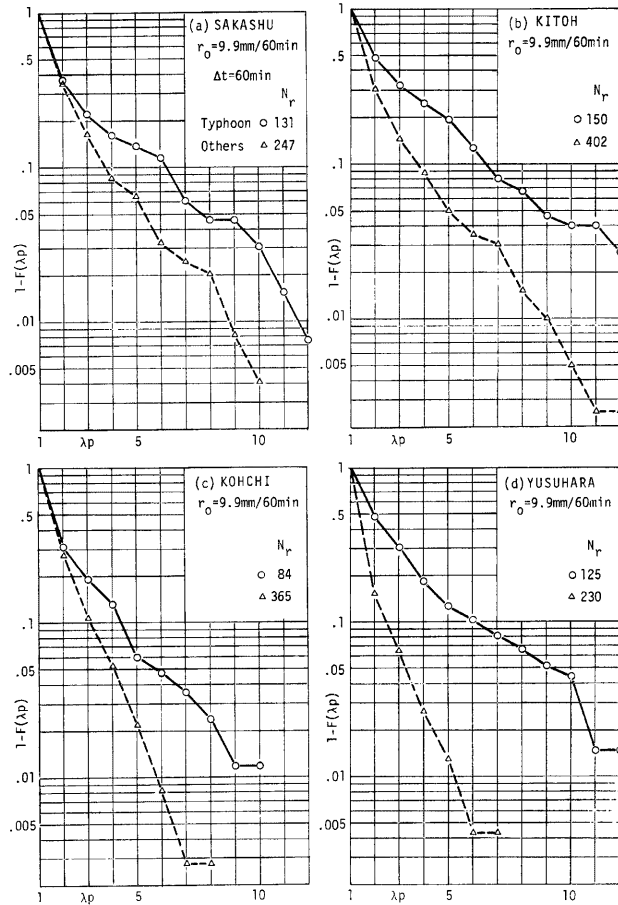


Fig. 10. Distributions of positive run-length of 60-minute-rainfall series for crossing level, 9.9 mm/60 min. N_r represents total number of runs.

っており、かつ経験的にもほぼ妥当なところと考えられる。

4.4 10分単位の雨量系列の連解析と検討

ここでは、上述の60分単位の雨量系列群を10分単位で見た場合の、正および負の連長について、地点別、気象原因別に、4.1に述べたように r_0 を変えて、4.2で示した統計的諸量を求めた結果を示し、それぞれ検討する。

(1) 交差レベルと連の総数の関係と検討

Fig. 12 (a)~(d) は交差レベル r_0 を 1 mm 間隔で 15 mm まで変化させたときの連の総数 N_r の変化を、各地点ごとに示したもので、丸印を実線で結んだものが台風、三角印を点線で結んだものが台風以外のもの

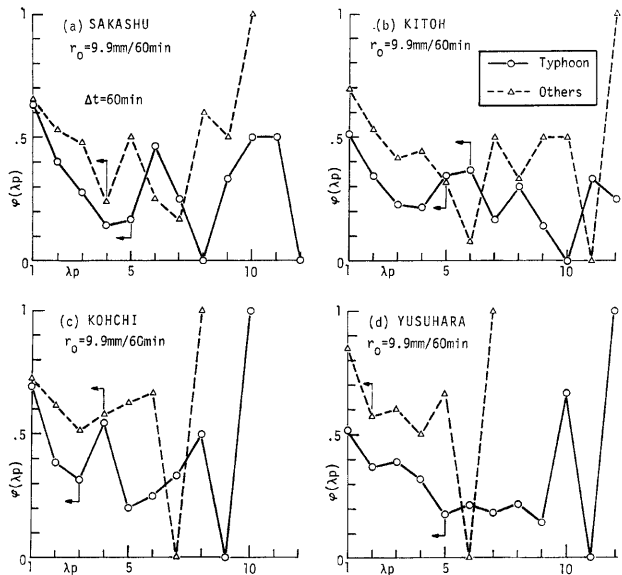


Fig. 11. Transition probabilities from positive runs to negative runs under the condition that a positive run already continued for length λ_p (in other words, failure rates of positive runs of length λ_p). The arrows show the relatively reliable ranges in the meaning of sample size.

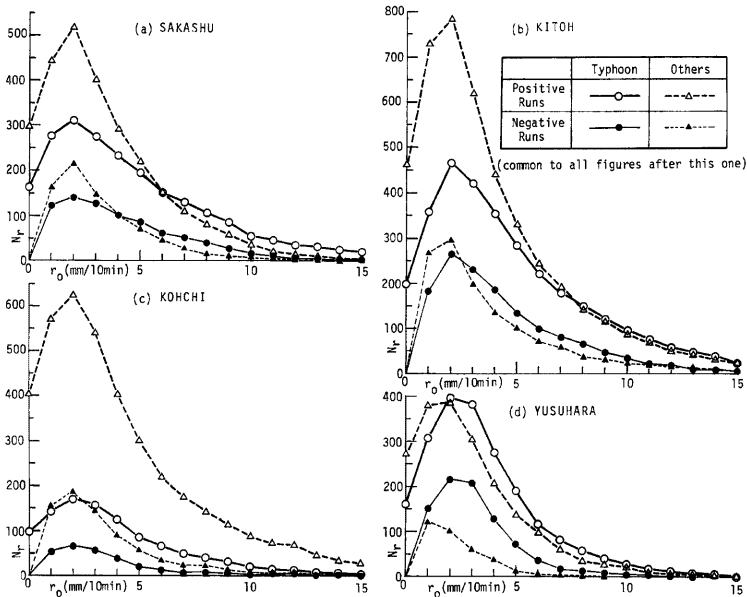


Fig. 12. Variations of total numbers of runs, N_r , with crossing level r_0 .

で、それぞれ白ヌキが正の連、黒ヌキが負の連のものを表わす。この記号の約束は、以後の全ての図に共通であり、それらの図中には記号の説明を省略している。さて、この図から、全般的にいえることは、どの地点も同じグループに関する正の連と負の連の N_r の変化傾向はほぼ相似形をしていることと、台風のものの方が比較的緩やかな変化をするということである。前者については、一般に一連の時系列については正、負の連数は常にほぼ同数であり、ここでは 4.1 に述べたように各時系列の両端の取扱いを正、負で異にしているとはいえ、正の連数と負の連数の相関は極めて高いと考えられることから理解できる。後者については、3.2 で得られたように台風性降雨の方が持続性が強いことと関連していると考えられよう。つぎに注目すべき点は、 N_r が最大となる r_0 の値であるが、これは、(d) の橋原の台風以外のものが 1.0 mm であるだけで、他はすべて 2.0 mm となっている点である。2. の Fig. 3 に示した10分雨量の超過確率分布をみると、中央値(50%確率に対応する値)が 2.0 mm に満たないのは橋原の台風以外のものだけであり、他はすべて、2.0 mm 以上 3.0 mm 未満であるが、このことと関係しているようである。ただし、 r_0 を中央値にすると N_r が最大となるとは限らないが。

(2) 交差レベルと連長の最大記録の関係と検討

Fig. 13 (a)~(d) は連長の最大記録 $\lambda_{\max}$ が、 r_0 によってどのように変化するかを前図と同様に示したものである。まず、正の連(白ヌキ)のものに注目すると、(c) の高知以外では、 r_0 が小さいところでは明らかに台風のものが大きくなっているが、高知ではそれらが交差しているところがあり、やはり低平地部の特性の現われと考えられる。つぎに負の連の場合であるが、いづれの地点も r_0 が小さいところでは、台風と台風以外の差はほとんどなく、 r_0 が大きくなると台風の方が大きくなる傾向があるが、その変化は複雑である。なお、負の連の $\lambda_{\max}$ は r_0 の増加に対して、本来非減少のはずであるが、ここでは各系列の両端のものを定義できないとして勘定に入れていないから r_0 の増加に対して減少するという結果になる。即ち、ここで対象とした負の連長は、一連の降雨内のものだけで、別の降雨間のは除外されているわけである。

(3) 交差レベルと連長の期待値の関係と検討

Fig. 14 (a)~(d) は (7) 式で求めた連長の期待値 $E(\lambda)$ と r_0 の関係を前図と同様に示したものである。まず、正の連のもの(白ヌキ)をみると、いづれの地点でも、丸印の台風のものの方が全般的に大きく、両者共 r_0 が大きくなると $E(\lambda)$ が 1 に近づく傾向がみられる。ただ、(c) の高知では、 r_0 が 5 mm 程度以下の両者の差が他の地点に比して小さく、その後は逆に大きくなっている点が注目される。一方、負の連については、 r_0 が小さいところでは、台風と台風以外の差はほとんどないことは各地点に共通であるが、その後の変化傾向は様々である。これは、Fig. 12 に示したように連の総数 N_r が、負の連の場合は r_0 が大きいと極めて少なくなるため、統計的にかなり不安定であることに起因していると考えられる。 N_r がいくら以上なければならないかの理論的基準はないが、4.3 に述べた基準に従い、最低20程度とすると、同図中に矢印で示したところがそれぞれの場合の r_0 の最大限界ということになる。このいわば信頼限界より左の部分のみに注目して、あらためて負の連の場合をみると、(a) の坂洲以外は台風のものの方が大きく、殊に高知においてその差が著しいことがわかる。

(4) 連長の超過確率分布の例と検討

Fig. 15 (a)~(d)、および Fig. 16 (a)~(d) は、(8) 式によって求めた λ の超過確率分布の例であって、前者は、(1) で述べたように N_r がほとんどの場合に最大となった $r_0=2.0 \text{ mm}/10 \text{ min}$ としたものの、後者は、前項 (3) で述べた信頼限界内 (N_r が20程度以上) にほとんど入るもののうちの最大という意味で選んだ $r_0=5.0 \text{ mm}/10 \text{ min}$ の場合のものである。いづれも片対数表示しており、記号の約束は前図と同様である。また、同図中には、各グループの連の総数 N_r が示してある。両図において、まず正の連長(白ヌキ)の分布形に注目すると、いずれも、ほぼ下に凸にカーブしており、かつ台風(白丸)の方がその程度が強いことがわかる。ただし、部分的にはほぼ直線とみなし得るところが、いづれの地点でも、殊に台風以外のものに見られる。

つぎに、負の連長(黒ヌキ)の分布形であるが、 $r_0=2.0 \text{ mm}/10 \text{ min}$ の Fig. 15 の方では台風と台風以外の

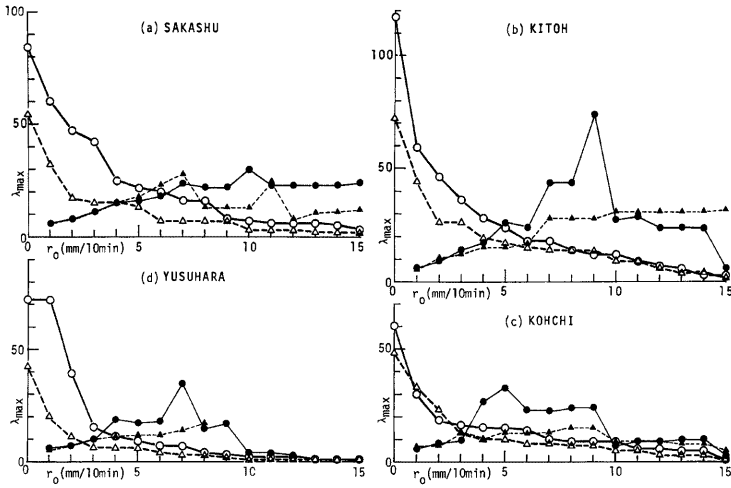


Fig. 13. Variations of the maximum run-length, $\lambda_{\max}$ with crossing level r_0 .

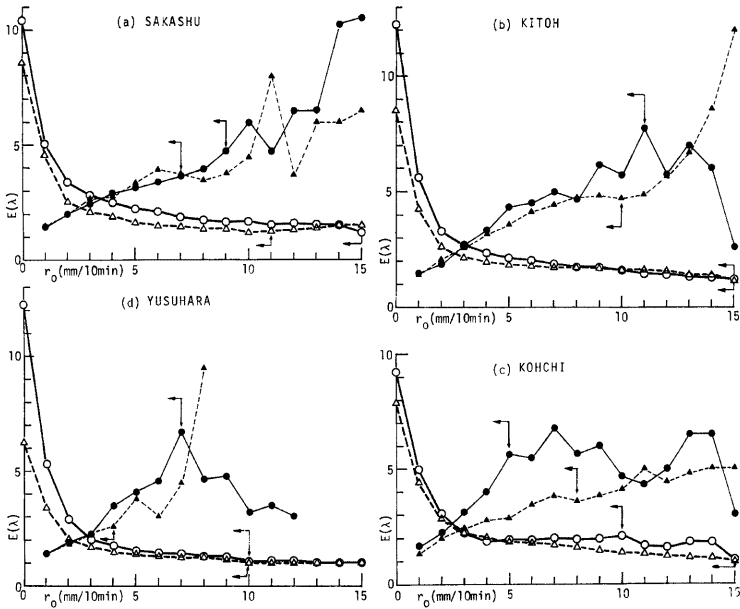


Fig. 14. Variations of expected run-length, $E(\lambda)$ with crossing level r_0 . The arrows show the relatively reliable ranges in the meaning of sample size.

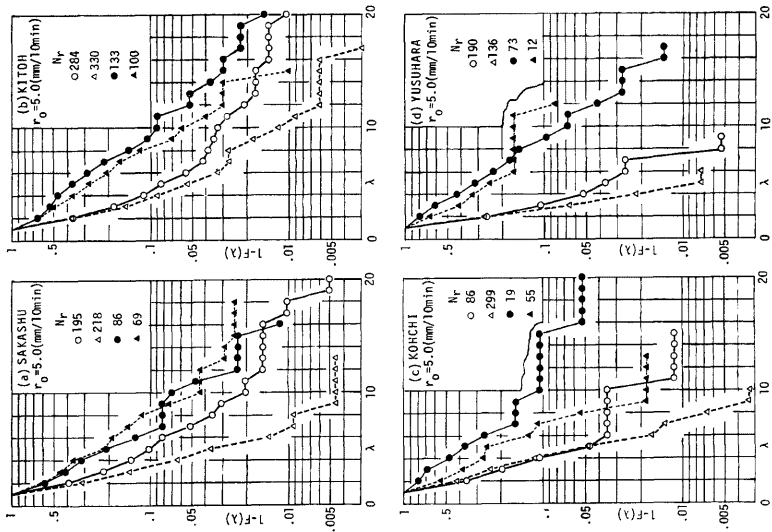


Fig. 16. Distributions of run-lengths for crossing level, $r_0 = 5.0 \text{ mm/10 min}$.

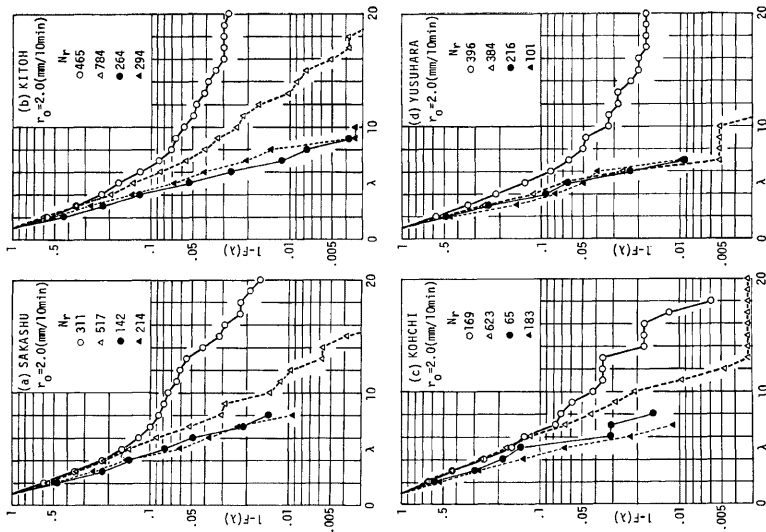


Fig. 15. Distributions of run-lengths for crossing level, $r_0 = 2.0 \text{ mm/10 min}$.

差はほとんどなく、またいずれもほぼ直線状になっており、4.2 に述べたことから、独立過程に近いと判定されるが、 $r_0=5.0\text{ mm}/10\text{ min}$ の Fig. 16 の方では、両者の差が若干明確になり、しかも波状のカーブをなしている。ただし、これらの分布形については、 N_r が少ないので、その信頼度は、特に後尾において、かなり低いと見なければならぬが、この点は次に述べる。

(5) 条件付遷移確率の評価例と検討

Fig. 17 (a)~(d) および Fig. 18 (a)~(d) は (9) 式によって求めた条件付遷移確率 $\varphi(\lambda)$ の評価例であって、それぞれ前掲の Fig. 15 および Fig. 16 に対応するものである。なお、矢印は 4.3 に述べた信頼度の比較の高い区間を示しており、主としてこの区間を対象として検討することにする。

まず、 $r_0=2.0\text{ mm}/10\text{ min}$ の Fig. 17 についてであるが、白ヌキの正の連に注目するとつぎのことがわかる。台風（白丸）のものは、高知のものが変動が若干大きい、他の地点ではいずれも $\varphi(\lambda)$ は λ が増加するとともに徐々に減少する傾向がある。台風以外（白三角）のものは、いずれの地点も λ が小さいところで $\varphi(\lambda)$ がほぼ一定の区間（Fig. 15 の直線状の区間に対応）がある。 $\varphi(\lambda)$ の大きさは、 $\lambda=1\sim 2$ あるいは 3 程度では、どの地点も台風と台風以外の差はほとんどないが、その後は台風以外の方が大きい。一方、負の連に注目すると、信頼度の比較的高い区間はいずれも短いので、はっきりしたことはいえないが、黒丸の台風のものは、橋原以外はほぼ一定、台風以外のものは、高知以外はほぼ一定と見せる。両者の大小関係は地点によって様々であるが、概略、大差なしというところであろう。なお、気象原因が同じものについて、各地点で正、負の連の $\varphi(\lambda)$ の大きさを比較すると全般に負の連の方が大きいことがわかる。

つぎに、 $r_0=5.0\text{ mm}/10\text{ min}$ の Fig. 18 についてであるが、信頼度の比較的高い区間は前図より全般にかなり短くなっており、明確なことはいえないが、ほぼつぎのようなことがわかる。台風の正の連の $\varphi(\lambda)$ は、高知以外は単調に減少し、台風以外のものは、坂洲と木頭では減少傾向にあるが、他の地点は一定ないし増加の傾向がある。台風の負の連については一度減少してのち増加する傾向が、坂洲と木頭に見られるが、橋原、高知では一定ないしやや増加の傾向があり（ただし高知のものは信頼限界外である）、台風以外のものも地点により様々である。ただ、全般的にいえることは、気象原因が同じものについて、正、負の連の $\varphi(\lambda)$ の大小を比較すると、前図とは逆に正の連の方が大きいということである。この $r_0=5.0\text{ mm}/10\text{ min}$ の場合は、以上のように地点間で共通な特性をあまり見出すことができなかったが、それは、2. の Fig. 3 に示したように、その r_0 に対する超過確率がそれぞれの地点ごとに異なることに起因している可能性が強い。このことは、厳密に言えば、 $r_0=2.0\text{ mm}/10\text{ min}$ の場合にもいえるが、4.4 の (1) でも述べたように、その値が各地点の中央値にほぼ近いことから、比較的共同点が多く現われたものと思われる。

さて、以上に評価例を示した条件付遷移確率 $\varphi(\lambda)$ は、1. で述べたように短時間降雨の逐次予測法の開発に役立つ可能性をもつ情報と考えられる。その意味で、ここで、 $\varphi(\lambda)$ と λ の関係図の見方を、Fig. 17 (a) の坂洲の台風性降雨の場合を例にとって具体的に説明しておこう。まず、白丸で示した正の連についてであるが、例えば $\lambda=5$ の $\varphi(\lambda)$ の値は約 0.25 となっている。これは $r_0=2.0\text{ mm}/10\text{ min}$ の場合であるから、その値を越える強度の 10 分雨量系列が、既に 5 個即ち 50 分間継続した場合に、次の 10 分間の平均強度が $2.0\text{ mm}/10\text{ min}$ 以下になる確率が 0.25 ということであり、裏を返せば、次の 10 分間もその r_0 を越える確率が $1-0.25=0.75$ と評価されるということである。一方、黒丸で示した負の連の場合は、例えば $\lambda=1$ の $\varphi(\lambda)$ は約 0.50 となっている。これは、まず、 $2.0\text{ mm}/10\text{ min}$ を越える 10 分雨量系列（正の連）が少なくとも 1 つ継続した後、それ以下のものが、1 つ生じた場合、つぎのものが正の連になる確率が 0.50 であり、また負の連になる確率も $1-0.50=0.50$ であるということである。

このような確率を役立てようとする場合、交差レベル r_0 の選定は応用目的と降雨状況等に依存すると考えられ、一般には、このような関係図（図に限る必要はないが）を適当な間隔ごとの色々の r_0 に対して準備しておく必要がある。その適当な間隔等を判定するには、 λ を固定したときの $\varphi(\lambda)$ と r_0 の関係が手掛りとなると考えられる。また、応用上、 $\varphi(\lambda)$ と r_0 の関係図の方が使い易い場合があるかも知れない。このような意味と、ここでは r_0 については 2 例しか示していないことから、つぎに、 $\varphi(\lambda)$ と r_0 の関係の例を

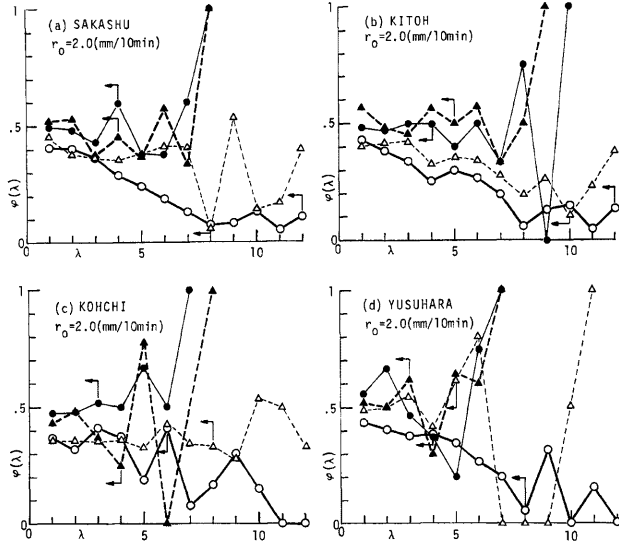


Fig. 17. Failure rates of runs of length λ for crossing level, $r_0 = 2.0$ mm/10 min.

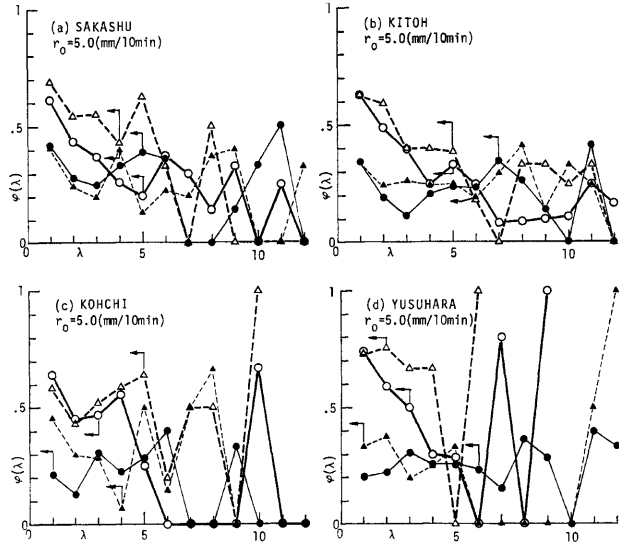


Fig. 18. Failure rates of runs of length λ for crossing level, $r_0 = 5.0$ mm/10 min.

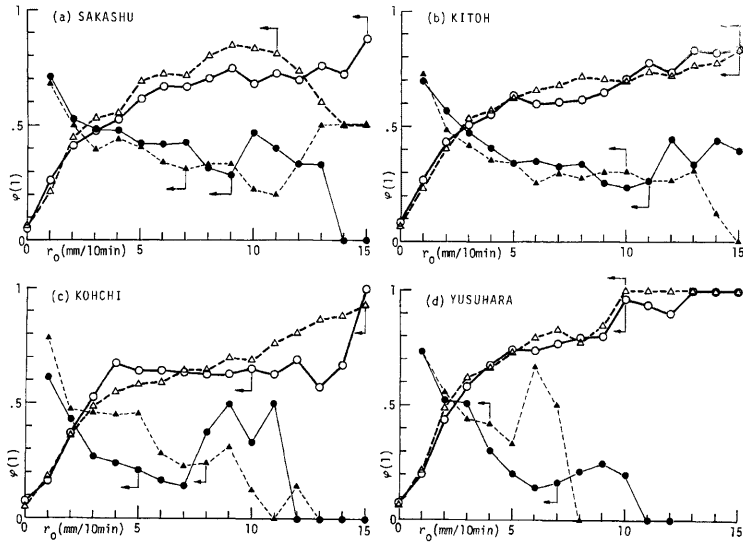


Fig. 19. Variations of failure rates of runs of length $\lambda=1$ with crossing level r_0 .

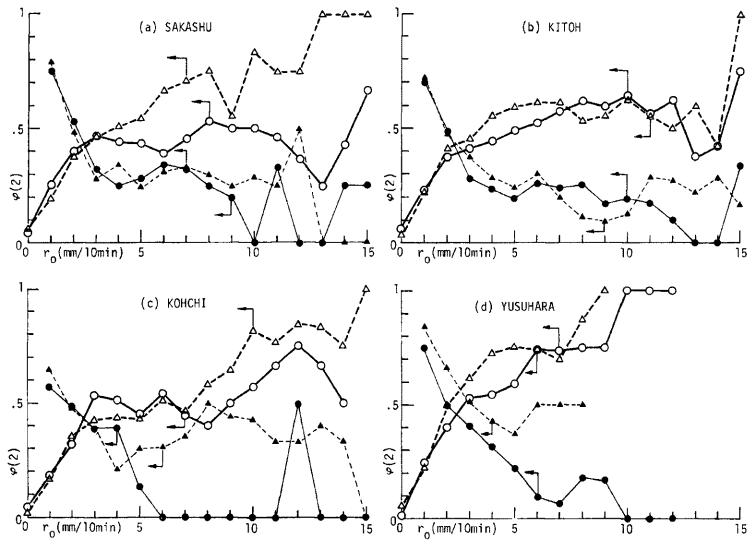


Fig. 20. Variations of failure rates of runs of length $\lambda=2$ with crossing level r_0 .

示すとともに、時系列特性の比較検討も行う。

(6) 交差レベルと条件付遷移確率の関係と検討

Fig. 19 (a)~(d) は、 $\lambda=1$ の $\varphi(\lambda)$ 即ち $\varphi(1)$ と r_0 の関係図であり、記号の約束はこれまで通りである。なお、 $\varphi(1)$ は (9) 式において $1-F(1)$ が 1 であることから $f(1)$ と同じものであり、信頼度判定のための標本数は N_r に等しく、 $E(\lambda)$ と r_0 の関係図と同じ位置に、 r_0 の上限の位置を矢印で示してある。この比較的信頼度の高いと考えられるところで見ることとする。まず、正の連（白ヌキ）については、 $\varphi(1)$ すなわち 10 分間で途切れる確率は、高知の台風（白丸）のものが $r_0=4.0 \text{ mm}/10 \text{ min}$ 以上でほぼ一定になっている以外は、すべてほぼ似た形の r_0 に関する増加関数になっており、その増加の割合は (d) の橋原が一番急になっている。台風と台風以外のものの大きさの差はあまりないが、やや台風以外のものの方が大きい傾向があるようである。一方、負の連については、ほぼ r_0 の減少関数となっているが、高知の、台風以外のものにほぼ一定の区間があることが目立つ。台風と台風以外のものの $\varphi(1)$ の差については、橋原については不明であるが、坂洲と木頭についてはやや台風（黒丸）の方が大きいのに対し、高知では逆に台風の方が著しく小さく、それは台風のもの他の地点に比してかなり小さいことによる。この原因は、再々述べているように、高知が低平地にあるのに対し、他の地点はすべて山間部において地形による増幅効果を受けやすいことによると考えられる。なお、前述の高知の特異性（台風時の正の連と台風時以外の負の連について $\varphi(1)$ がほぼ一定の区間があること）の理由はいまのところ不明である。

もう一つの例として **Fig. 20 (a)~(d)** を示す。これは $\lambda=2$ の場合であって、前図と同様の関係を示したものである。ただし、矢印で示した信頼限界のものは、 λ が 2 以上である連の総数、すなわち $N_r-N(1)$ が、やはり 20 程度以上となる r_0 の上限であって、信頼度が比較的高い区間は、 $\lambda=1$ の場合より当然狭い。前と同様この区間を対象として検討することとする。まず、正の連については、 $\varphi(2)$ すなわち 20 分間で途切れる確率は、いづれの地点でも、台風と台風以外の差が $r_0=2.0 \text{ mm}/10 \text{ min}$ 程度以下ではわずかであるが、 r_0 がそれ以上になると、 $\varphi(1)$ の場合に比らべて差が顕著になり、それは主として台風のもの増加率が $\varphi(1)$ のものより小さくなっているためである。ただし、高知の場合はやはり例外で、 $\varphi(1)$ の場合と同様な傾向が保持されている。一方、負の連については、台風と台風以外とも類似的減少傾向を示しており、両者の大小関係は地点ごとに異なるが、橋原で台風以外の方がかなり大きくなっている点が目立つ。

以上、ここでは、 $\varphi(\lambda)$ と r_0 の関係を $\lambda=1$ と 2 の場合のみについてしか示さなかったが、それは、 λ がさらに大きくなると、信頼度の比較的高い区間が急激に狭くなり、普遍的な傾向が促えにくくなる一方であるからである。

5. あ と が き

以上、本研究では、主として土石流・山腹崩壊等による豪雨災害の防災対策計画や発生予測問題を想定し、四国の多雨域に属する 4 地点のそれぞれ 20 年前後の暖候期の強雨（時間雨量 10 mm 以上）時の 10 分単位の雨量記録を対象として、その時系列の統計的構造特性を二種類の解析、即ち雨量配分率解析および連解析によって、定量的に分析・把握し、それらの統計的特性量の地点別、気象原因（台風とその他）別、さらに雨量強度別の差異の検討を行い、強雨ないし豪雨の短時間変動の普遍的特性を探ることを試みた。また、それらの解析に先立って、基本的事項として、雨量の分布特性の検討、さらに付加的に、短時間雨量および雨量配分率の相互相関解析も行った。これらの解析・検討結果のうち普遍性のあると思われるもの、あるいは比較的重要と考えられるものを挙げると以下のようなものである。なお、雨量配分率解析の検討結果と連解析のそれとはほぼ同義の内容が含まれる。

まず、雨量配分率解析では、60 分降雨について、連統最大配分率の平均値および標準偏差を地点、気象原因および雨量強度（30 mm 以上と未満）の別に求め、ランダム配分モデルにおけるものと比較検討した結果、(1) 一般に、台風性降雨の強度大（30 mm 以上）のものが一番持続性が強く、ついで台風以外のやはり強度大のものが強いこと、(2) 低平地では、強度小（10 mm 以上 30 mm 未満）の降雨における持続性が

山間部のものに比して著しく低い(短時間集中度が高い)こと、(3)連続最大配分率のバラツキは、強度大の降雨における方が小さいこと、また、(4)低平地の台風性の強度小の降雨は山間部のものに比して降り方が統計的に不安定であること、等が明らかとなった。

つぎに、相互相関解析では、10～60分雨量、60分降雨内の10～50分の雨量配分率および最大配分率の地点間単相関係数を気象原因別に求めたが、その結果、(1)雨量の相関係数は、台風性降雨の方が大きく、かつ短時間雨量ほど小さいこと、(2)雨量配分率の相関係数は雨量のものよりかなり小さいこと、(3)最大雨量配分率の相関係数は短時間に対するものの方が大きいこと、(4)いづれにしても相関が良くないので、強雨時の短時間雨量の欠測補完には慎重を要すること、等が明らかとなった。

最後に、連解析では、10分単位の解析に先立って、まず、そのもととなる60分単位の雨量の雨量系列の継続時間が、交差レベルが9.9mmの正の連長と見なせることから、その超過確率分布と条件付遷移確率を検討し、(1)台風性降雨の方が明らかに超過確率が大きいこと、(2)気象原因にかかわらず、連の継続・中断過程は従属過程であること、(3)山間部の台風性降雨は地形効果のため連長が長くなり易いこと、等がわかった。ついで、10分単位の雨量系列については、交差レベルを1mm間隔で、0～15mmまで変化させた場合の正、負の連について、交差レベルと連の総数、最大連長および平均連長の関係、交差レベルを固定したときの連長の超過確率分布と条件付遷移確率、さらに、連長を固定したときの条件付遷移確率と交差レベルの関係について検討した結果、(4)連の総数は交差レベルが中央値付近の値のとき最大となること、(5)最大連長は、交差レベルが小さい場合、山間部では明らかに台風性降雨の正の連の方が大きく、負の連では一般に差がないこと、(6)平均連長は、正の連では一般に台風性降雨の方が大きく、負の連については、交差レベルの小さいころではほとんど差がないが、大きいところでは差が生じ、それは殊に低平地において顕著となること、(7)連の継続・中断過程は、一般に従属過程であるが、その程度は、台風性降雨の正の連において最も強いこと、(8)連が10分で途切れる確率は、交差レベルの増加に対して、正の連は増加、負の連は減少するが、低平地では一定になる特異な区間があること、等が得られた。

以上の結果を得て、強雨の短時間変動に関する統計的ないしは確率過程の構造特性の概要がほぼ明らかとなったと思われる。ただし、本研究では生のデータを尊重し、各種統計量の分布形状等に、解析関数を当はめることや、平滑化を施すことを一切行わなかった。それは、分布形等の凹凸が周期特性等との関連において、本質的な意味をもつ可能性があるからである。このようにしたこともあるって、普遍的特性の抽出や考察が難しい点が多く、十分な吟味ができなかった点も多い。また、応用上の観点からいうと、連続最大配分率の確率分布、連長の確率分布が、前者については特に強い雨のものについて、後者でいえば交差レベルの大きい場合のものについて、それぞれ重要であるが、そのような強い雨の資料数は一般に少ないので、一地点の資料のみから得られるものだけでは信頼度が低くならざるを得ない。そこで、地形・気象条件が類似した多数の資料をまとめて解析することも必要であろう。なお、それらの具体的な応用の方法論については、今後の課題である。

最後になったが、本研究を遂行するに当たり、当研究所防災科学資料センター、後町幸雄助教授には気象学的な観点から有益な御助言を授かり、かつ資料収集に関して絶大な御援助を頂いた。また、高知地方気象台ならびに徳島地方気象台の方々に貴重な資料を提供して頂くとともに、写真撮映上の便宜を計って頂いた。なお、本研究は、昭和54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、統計解析計算は、主として京都大学大型計算機センターを利用させて頂いた。ここに記して、それぞれ深謝の意を表する次第である。

参 考 文 献

- 1) 竹内邦良：雨域・雨量強度分布変化の短時間予測，第22回水理講演会論文集，1978, pp. 161-168.
- 2) 石原安雄・友杉邦雄：降雨の時間配分に関する確率論的考察，京都大学防災研究所年報，第14号 B, 1975, pp. 87-102.
- 3) 石原安雄・友杉邦雄：雨量の時間配分に関する統計則の研究，土木学会第26回年次学術講演会講演概要集，第2部，1971, pp. 395-398.
- 4) 石原安雄・友杉邦雄・佐藤 基：連続最大降雨に関する確率論的研究，土木学会第27回年次学術講演会講演概要集，第2部，1972, pp. 321-324.
- 5) 石原安雄・友杉邦雄：雨量の確率分布より最大流量の確率分布を推定する方法について，土木学会第28回年次学術講演会講演概要集，第2部，1973, pp. 120-121.
- 6) 石原安雄・友杉邦雄：ダムの治水操作に関する研究——降雨量が予測される場合——，京都大学防災研究所年報，第17号 B, 1974, pp. 479-491.
- 7) 友杉邦雄：降雨の時間分布の統計的構造に関する研究——雨量配分率の分布特性——，京都大学防災研究所年報，第20号 B-2, 1977, pp. 101-118.
- 8) 友杉邦雄：面積平均的降雨の時間分布の統計的特性に関する研究——連続最大配分率について——，京都大学防災研究所年報，第21号 B-2, 1978, pp. 137-152.
- 9) 友杉邦雄：地点毎時記録から認識される降水・無降水時間の連の確率過程的特性，京都大学防災研究所年報，第22号 B-2, 1979, pp. 155-166.
- 10) 気象庁編：日本の気象総覧，1979, pp. 139-142.
- 11) Yevjevich, V.: Stochastic Process in Hydrology, Water Resources Publication, Fort Collins, Colorado, USA, 1972, pp. 174-179.