

面積雨量の推算値の信頼性に関する研究

—長崎豪雨における雨量の空間的変動性と可能誤差の特性—

友 杉 邦 雄

A STUDY ON RELIABILITY OF AREAL RAINFALL ESTIMATION

—Areal Variabilities of Rainfall and Properties of Probable Errors
in a Record-Breaking Rainstorm over Nagasaki Prefecture—

By *Kunio* TOMOSUGI

Synopsis

Seeking for adequate methodology to estimate a rough range of probable errors in areal rainfall estimation, examinations about the following items were tried on a record-breaking rainstorm selected as a start case:

- i) profiles of areal distribution relief of rainfall intensities averaged in different time scale (10 min., 1 hr., 6 hr. and 24 hr.) and the indices of extreme concentricity in time and space.
- ii) characteristics of probable errors of hourly areal rainfalls in the six regions which are triangle or quadrilateral with rainguage points as their vertices and including one or more point for estimation of imaginary true areal rainfalls.

Some interesting results to confirm their genrality were obtained, but it is necessary to accumulate case studies with more systematic and detailed analyses.

1. は じ め に

面積雨量は限られた数の地上雨量観測点のデータ（地点雨量）に基づいて推算されるのが一般的現状である。近年、豪雨の監視や予知を主目的として開発・研究され、実用化されつつある気象レーダーを利用する面的な雨量計システムといえども、従来の地上観測点網のデータによる面積雨量の推算値をキャリブレーションないし補正用に必要なため、間接的ではあるが、その例外ではないともいえる。個々のケースのこの推算値の正確な誤差は実際には知り得ない。したがって、推算値の信頼性を論じるとき、生じ得る誤差の分布特性、さらには誤差分布そのものが問題となる。誤差分布が知り得れば、個々の推算値の信頼性は、信頼限界 (confidence limits) で明示でき、面積雨量の推算値の様々な応用上の局面において、極めて合理的な判断を下し得ることになる。又、その困難さの故に、この誤差分布を完全には知り得ないとしても、たとえば、概念上でなく実際に生じ得る誤差（ここでは可能誤差と称する）の概略の分布範囲を推定することが出来るならば、応用上の意義はやはり大きいはずである。

ところで、面積雨量の推算値の誤差は、地点雨量の誤差を考えないとすれば、従来から数多く提案されている推算法^{1)~4)}はいずれにしても本質的に内挿又は外挿に基づかざるを得ないため、観測点の配置条件（密度と位置）と雨量の空間分布状況との相対的關係に最も大きく左右されるはずである。したがって、この問題に関連する近年の研究は、従来からの観測データの蓄積・整備とも相俟って、雨量分布の空間的変動性の著しい大雨ないし豪雨を主な対象とするものが多いのは当然といえよう。例えば、雨量分布の相関特性を考慮する観測点の適正配置問題^{5)~7)}、比較的高密度の観測点網による雨量分布特性の詳細な検討^{8),9)}、雨量分

布面の形態モデルと回帰分析に基づく地点雨量の内挿値の信頼度解析¹⁰⁾、あるいは雨量分布の相関特性に基づく面積雨量の誤差評価¹¹⁾などが興味深いものとして挙げられる。当然のことながら、これらはそれぞれの地域における事例解析に基づくものであり、普遍性のあるものばかりとは限らない。しかし、この種の研究は事例解析を積み重ねることによってのみ、より普遍的な結論へ近づき得るものと考えられる。

本研究の究極の目標は面積雨量の推算値の誤差分布を知り、その信頼性を信頼限界で明示し得るようにすることではあるが、降雨の時空間分布特性が把握しきれていない現段階では、シミュレーション技法も用いることが出来ない。そこで当面、事例解析によって、多様性に富んだ雨量の空間分布状況と観測点配置条件との相対的關係において、可能誤差の上・下限の概略値を推定する問題を考えざるを得ない。本研究はとにかくこの困難な問題に挑戦すべく、方法論の模索を含めて、いわば試験的に着手したものであり、事例解析の対象としては、誤差の分布範囲が主題であることから、特に分布範囲の広がる可能性の高い条件（雨量分布の空間的変動性が著しい）と解析可能な条件（比較的高密度の地点雨量データが整備）を兼備した「長崎豪雨」を手始めとして選び、雨量分布面の起伏形態の特性と面積雨量の推算値における可能誤差の特性について大まかに検討を試みたものであるが、いくつかの興味ある結果が得られたので、ここに報告する次第である。

2. 長崎豪雨の概要

昭和57年7月23日17時前後から翌日の4時前後にかけて、長崎県は激しい雷を伴う梅雨末期の典型的な集中豪雨に見舞われ、死者・行方不明者299名の尊い犠牲者を出した。この豪雨を「長崎豪雨」と通称（気象庁命名：昭和57年7月豪雨）しているわけであるが、これは短時間の降雨量、特に1時間雨量 187 mm（長与町）においてわが国の観測史上最高値を記録し、又3時間雨量も 366 mm（長崎土建）という、諫早豪雨（昭

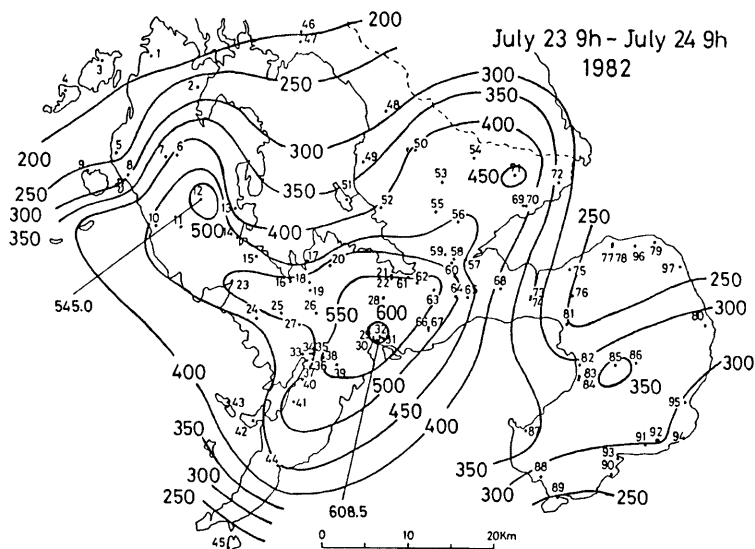


Fig. 1 Distribution of 24-hour rainfall (in mm) from 9 h on 23 to 9 h on 24 July, 1982, over Nagasaki Prefecture (From Arao, K., 1982)

和32年7月)の377mm(西郷)に次ぐ記録を示したように、短期集中型という点に特徴がある¹²⁾。この豪雨の時間的・空間的な分布の解析は、既に荒生¹²⁾、後町ら¹³⁾、および荒生ら¹⁴⁾によってかなり詳細になされている。Fig. 1に、そのうち荒生¹²⁾による24時間雨量の等雨量線図を示しておく(小さい方の数字は観測点番号)。つぎに、これらの解析法とは異なる視点から雨量の空間分布の特性を探ってみた結果を示そう。

3. 雨量分布面の起伏形態に関する検討

ある期間ないし時間の雨量とはその時間内で時間的変動をする降雨強度を時間的に積分した値である。この積分時間を短くすればするほど雨量の時間的のみならず空間的変動も一般に著しくなり、その面積雨量の推算値の信頼性が低下する可能性が大きいと考えられる。そこでここでは、雨量の空間分布すなわち雨量分布面を積分時間にかかわらず共通の尺度(mm/hr)で表示する時間平均降雨強度面で捉え、積分時間の異なるものの形態の差異を比較し、積分時間すなわち時間的平均化スケールと空間分布の変動性の関係又は特性についての認識を新たにすると共に上述のことを確認するための基礎的検討を行う。

3.1 方 法

今回は内・外挿は行わず(即ち主観の入り易い等雨量線は描かず)、観測点がほぼ直線上に配置されている4方向(Fig. 2のA-A'~D-D')及び比較的直線性の劣る2方向(Fig. 4(c)のB-B', E-E')を選び、前者では最盛時を含む23日17時~22時の毎時雨量とその6時間雨量、及び23日9時~24日9時の日雨量について、後者については最盛時である23日19時~20時の毎10分雨量とその1時間雨量、及び23日9時~24日9時の日雨量について、それぞれ各観測点の実測雨量を強度に変換した値が上記の方向上で距離とともにどのように

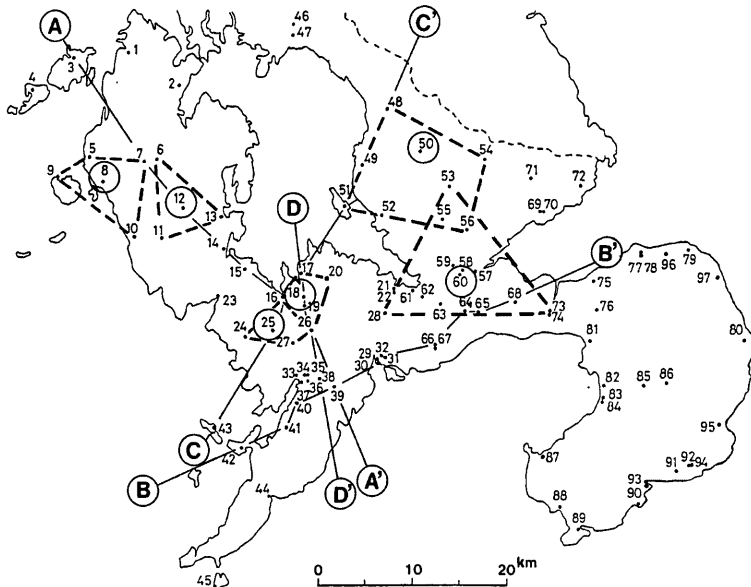


Fig. 2 Selected directions to examine profile of rainfall distribution relief, and six regions to estimate probable errors of calculated areal rainfalls (Dots with number are rain gauge stations)

変動するか、即ち降雨強度面のいわば垂直断面形状を比較検討し、特に集中度に関連する指標がそれぞれの程度になるかに注目することにした。なお、方向の選択について上記のようにしたのは10分雨量記録の読取り可能な観測点が限られているためである。

3.2 結果と考察

Fig. 3 の (a)~(d) がそれぞれ方向A-A'~D-D'の結果であり、Fig. 4 の (a), (b) が、それぞれ (c) に示された方向B-B', C-C'の結果である。いずれも、縦軸に地点降雨強度 r_p (mm/hr) をとり、横軸に距離 D (km) をとって、観測点の位置を丸で囲んだ観測点番号で示している。又、Fig. 3 では、1時間雨量の場合

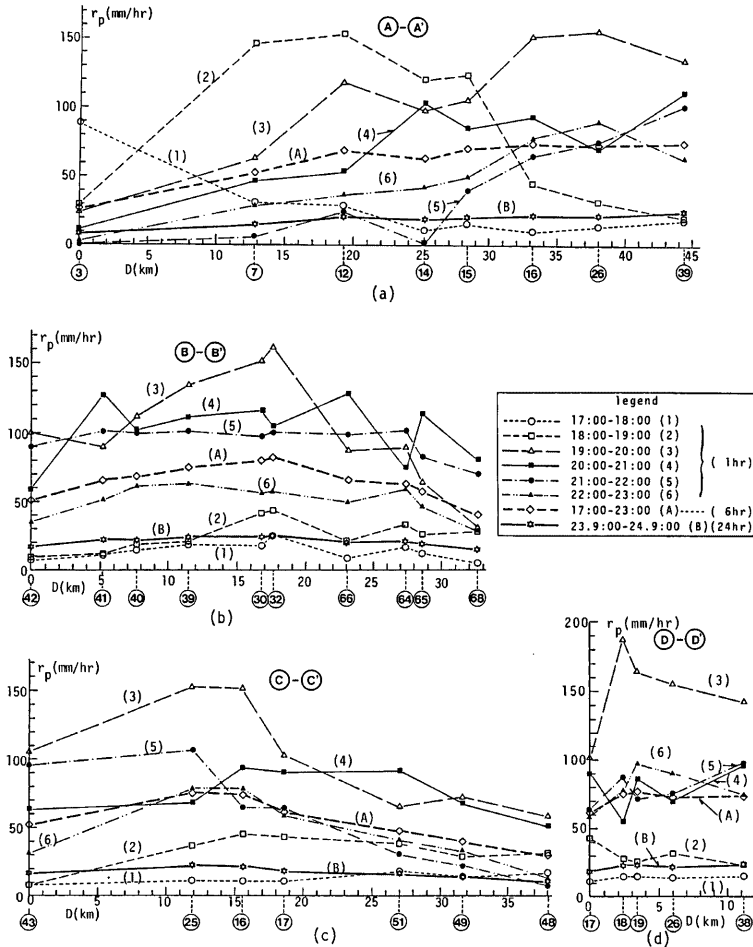


Fig. 3 Variation of rainfall intensities averaged in different time scales (1, 6 and 24 hour) along the directions shown in Fig. 2

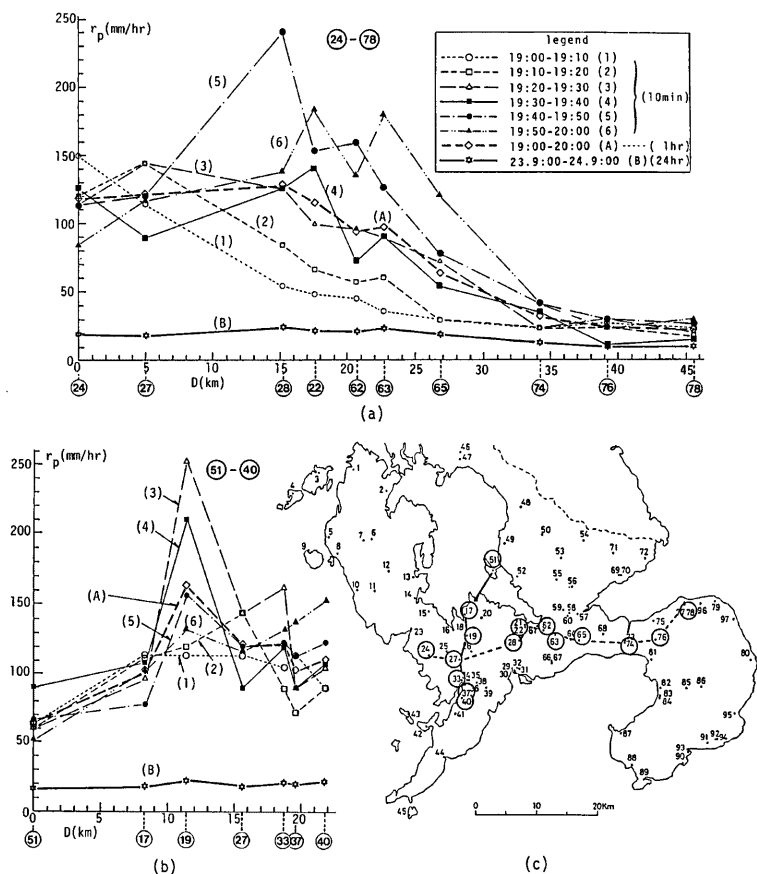


Fig. 4 Variation of rainfall intensities averaged in different time scales (10 min., 1 hr. and 24 hr.) along the directions shown in (c) of this figure

合を細い各種の線で結ぶと共に、その生起順に(1)～(6)の番号を付し、その合計の6時間雨量の場合を太い破線で結び(A)で、日雨量の場合を太い実線で結び(B)で、それぞれ示している。一方、Fig. 4では10分雨量の場合を細い各種の線で結ぶと共に、やはりその生起順に(1)～(6)の番号を付し、その合計の1時間雨量の場合を太い破線で結び(A)で、日雨量の場合は先と同様太い実線で結び(B)で、それぞれ示している。

(1) 経時変動

さて、本研究の主題ではないが、まず(1)～(6)の番号を付した断面形状の経時変動に注目してみよう。これらは切断方向により、又時間スケールによりその程度は異なるものの一般にかなり著しい時間的変動を示すことがわかる。例えば、Fig. 3(a) (A-A'方向)の(2) (18～19時)と(3) (19～20時)に注目してみると大きな山が左から右に移動したように見える。この山のピーク間の距離は約 20 km であるので、その速度は約 20

km/hr ということになる。同様に、Fig. 4(a) の (5) (19時40分～50分) と (6) (19時50分～20時) に注目すると、この図でのピーク (実際のピークは、先の1時間雨量の場合より空間的変動が著しいので、特定するのが比較的困難) を示す地点、それぞれ㊸と㊹の距離は約 2.3 km であるので速度は約 14 km/hr となる。しかし、これらは単なる断面図であるので雨域の移動を見るには、やはり等雨量線図によるべきであることはいうまでもない。

(2) 起伏形態の比較

つぎに、積分時間すなわち平均化時間のスケールが異なるものの形態の比較を試みる。10分雨量や1時間雨量のように短時間の場合でも、最盛時以外ではなだらかな形状を示すことがあり、又、Fig. 3(b) の (4) ないし (5) のように方向によっては最盛時付近でもなだらかな形状を呈することがあるが、全般的に見て、それらの形状の特徴を地形になぞらえて表現するならば、次のようになろう。すなわち、㊸で示された日雨量の場合を平野とすれば、6時間雨量の場合は丘陵地、1時間雨量の場合は山地ないし丘陵地あるいは高原、そして10分雨量の場合は急峻な山岳ないし山地の様相を呈するといえよう (ただし、これらの高度の差は時間的集中度の差であることに注意)。もちろんこれは、長崎豪雨という記録的な集中豪雨の場合であって、台風性豪雨など気象原因の異なる他の豪雨の場合と比較する必要があることはいうまでもない。しかしながら、積分時間が短い場合ほど、雨量の時間的のみならず空間分布の変動性が一般に著しくなる可能性が大きくなるということは事実として認めることができよう (この点については後でさらに明確になる)。なお、形状特性の観点から、山のピーク付近ではなく裾野に注目して見ると、例えば、Fig. 3(a) の (1) や Fig. 4(a) の (1)、(2) のように、上向きに凹状をなす指数型の低下を示し、中間観測点がない場合の線図の内挿値が一般に過大評価になること (逆に山のピークをはさむところでは当然のことながら過小評価になる) も見逃せない。

(3) 最急勾配とその基底距離

最後に、以上のように概括的形態ではなく、単位距離当りの降雨強度の変化率、すなわち同図では折線の勾配 (mm/hr/km) の、特に最大値 (最急勾配) がどの程度であるかを、各積分時間 (平均化時間) ごとに見てみる。これは、雨量分布の時間的・空間的変動性の特に上限の集中度を示す指標となるものであり、内挿値の推定精度を高めるために必要な観測点間平均距離 (又は密度) に関連する。Table 1 にその結果を示す。日雨量 (24時間雨量)、6時間雨量、および1時間雨量の場合はいずれも、Fig. 3(d) に示した㊸と㊹ (2で述べた長与町) の間 (約 2.4 km) で最急勾配 I_m が生じている (1時間のものは(3))。10分雨量の場合は Fig. 4(b) に示した㊸と㊹の間 (約 1.0 km) で(3)に生じたものである。これらの I_m の値はこの豪雨全体における最大値ではないが、最大値に近い値と考えてよい。なお、同表にはその時の両地点の強度 r_p と伴に、それらの大きい方の値 r_{pm} と I_m との比、 $r_{pm}/I_m \equiv d_0$ (km) を示している。この距離 d_0 は、 r_{pm} が I_m という一定の勾配のまま直線的に減少するとしたときに強度 0 になるまでの距離を表わす。これは時間的集中度とも関連する I_m (mm/hr/km) のように強度の次元を含まないため、空間的集中度のみを示す上限の指標となるはずである。ここではこれを (最急勾配) 基底距離と称することにする。

さて、同表において、 I_m と d_0 それぞれの時間スケールによる違いをみると、前者は時間スケールが短い

Table 1 The maximum inclinations, I_m and their base distances, d_0 ($=r_{pm}/I_m$) in the figures 3 and 4, for each time scale

time scale	point No. (pair)	intensities r_p (mm/hr)	distance d (km)	I_m (mm/hr/km)	d_0 (km)
24 hr	㊸, ㊹	18.5, 22.2	2.4	1.54	14.4
6 hr	㊸, ㊹	61.4, 75.2	2.4	5.75	13.1
1 hr	㊸, ㊹	102, 187	2.4	35.4	5.3
10 min.	㊸, ㊹	90, 162	1.0	72.0	2.3

ほど急になり、後者は小さくなっているのは当然として、とくに24時間と6時間の場合を比較すると、 f_m は後者が4倍近くとなっているのに対し、 d_0 はほとんど差がない。これは、この降雨のほとんど大部分がその6時間内に集中したためであり、 d_0 の値にそのことがよく反映されているわけである。この d_0 のような指標と観測点間平均距離との比は、面積雨量の推算値の誤差を規定する1つの要素となると考えられる。

4. 面積雨量の推算値の可能誤差に関する検討

4.1 方法

真の面積雨量は素より不明であるが、観測点密度が高いほどより真値に近い推算値が得られるはずである。そこで、今回は1.にも述べたように試験的検討であり、なるべく簡単に行なえるという意味で次のような検討を行なった。即ち、流域という概念を導入せず、前掲の Fig. 2 に破線で示したように観測点を頂点とする三角形又は四角形の、面積にして10数〜約100 km²の比較的狭く、かつその内部(又は辺上)に1〜数点の観測点を含む6ヶ所の領域(領域名を内部の代表的な観測点番号で示すことにする)を選び、頂点及び内部の点の観測データに基づく推算値を仮の真値とし、頂点のデータのみによる推算値との差を可能誤差(以後単に誤差という)と考え、それがどの程度になるのかを日雨量(前述のように実際には6〜7時間雨量に近い)と毎時雨量の場合について、又毎時雨量ではその経時変動の特性についても注目することにした。

ここで、各領域の面積雨量の推算法としては、客観性と簡便さを重視し、三角法(triangulation method¹⁵⁾、ティーセン(Thiessen)法及び単純平均法を適宜用い、推算法の差異による影響の程度も一部の領域で若干検討した。なお、三角法は線形等雨量線法(linearly interpolated isohyetal method¹⁵⁾)と等価であり、単一の三角形領域では単純平均法とも等価となる。

4.2 結果と考察

Fig. 5(a)〜(f)に各領域における結果を示す。各領域に対応する図の上段には、領域名とその面積 A と伴に、23日15時〜24日9時までの毎時の面積雨量(仮の真値) r_A (mm/hr)の経時変動(ハイトグラフ)、及びそれぞれに対する絶対誤差の絶対値 e (%) (各1時間の終点の位置にプロット)が示されている。下段には、対応する各時間の絶対誤差 E (mm/hr)のプロット(ただし縦距は10倍に拡大)と伴に、その総和、即ち日雨量の絶対誤差(mm)及び相対誤差が示されている。なお、 r_A , e , E に付された添字はそれらがどのような推算条件に基づいているかを示している。すなわち、B, T, Pはそれぞれ、三角法、ティーセン法、及び単純平均法を意味し、それに続く数字はBの場合、三角ブロックの数、他は用いた観測点数を示しているわけである。また、図中にも示しているように、絶対誤差は判定を受ける推算値(頂点データのみに基づく)から仮の真値を差し引いたものとしているため、それが正(負)なら過大(小)評価ということである。

(1) 推算法の影響について

さて、まず面積雨量の推算法の違いによる影響の検討結果について簡単に述べておこう。ここでは図の煩雑さを避けるため、Fig. 5(a)にのみその1部を示している。すなわち、仮の真値を三角法(B4)で求めた場合の、三角法(B2)とティーセン法(T4)により生じた誤差の比較である(単純平均法(P4)の場合も行ったが図には省略)。この場合、絶対誤差からみた総合的な評価ではB2の方がT4よりやや優れており、P4はB2より若干ながらさらに良い結果を得たわけであるが、他の領域における検討結果も同程度の差(すなわち観測点数の違いによる誤差の差に比して小さい差)しか認められなかったことと、本研究の趣旨からも推算法の違いは大勢に影響ないと判断し、どの推算法を用いるかは特にこだわらないことにしたわけである。

(2) 誤差の経時的変動特性

さて、Fig. 5に示した毎時雨量の絶対誤差 E 及びその相対誤差の絶対値 e の経時変動の特性を概観してみると次のようなことがわかる。すなわち、 E は1〜数時間の周期で振動し、その振幅は全般的に r_A が大きいきほど大きくなる傾向がある。そして、 E が正の値(過大評価)をとるときハイトグラフに注目して見ると、その上昇期や下降期に生じていることが多く、一方負の値の特に大きなものはピークまたはそ

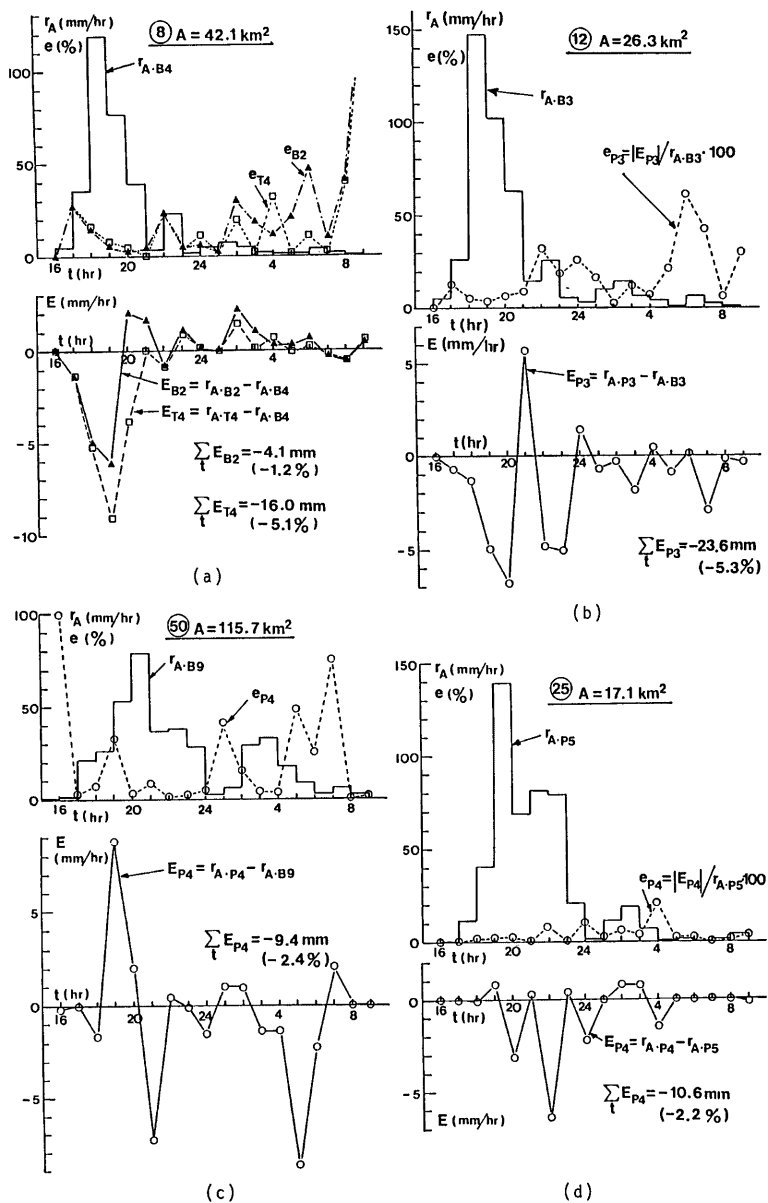


Fig. 5 Hyetographs of hourly areal rainfall in the regions shown in Fig. 2 and absolute values of relative error (upper in (a)~(f)), and absolute errors (lower in (a)~(f))

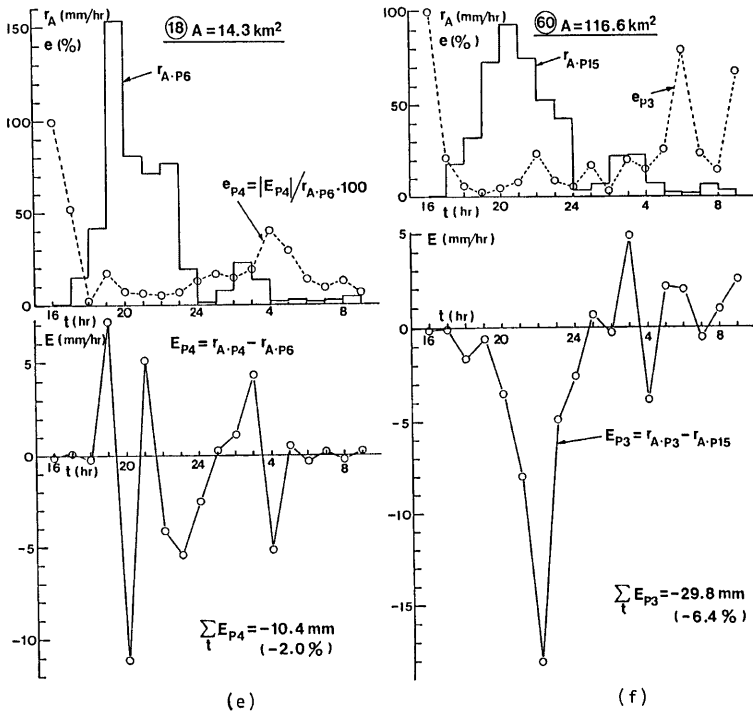


Fig. 5 (continued). Subscripts: B; triangulation method, T; Thiessen method, P; arithmetic mean method, followed figures; number of division blocks in B, of points used in T or P

の近傍に現われることが多いことがわかる。このことは 3.2(2)の最後に述べたことと関連していると考えられる。これに対し、 e は r_A が小さいときほど大きくなる傾向があり、 r_A が特に小さい (1 mm/hr 以下) ときには、100%を越えることもある。しかし、現在の地上雨量計の計測単位が 0.5~1 mm であることを考えると、面積雨量が数 mm の場合の誤差を論じるのはあまり意味がなく、また實際上、とくに豪雨を対象とするような場合、問題にならないと考えられる。したがって、以下では r_A が比較的大きい場合 (5 mm/hr 以上) を対象として検討することにする。

(3) 可能誤差の分布範囲

つぎに、本研究の最大の関心事である可能誤差の分布範囲に注目してみよう。Table 2 に各領域における以下の項目を整理して示した。すなわち、左から順に、(イ)頂点間の平均距離、(ロ)総雨量 (仮の真値; 15時以前はほとんど降っていないので日雨量と同等)、(ハ) Fig. 5 にも示した毎時雨量の絶対誤差 E の総和、即ち日雨量の絶対誤差、ただし領域③のものは前述の図示しなかった P4 によるもの (以下の項目も同じ)、(ニ)その(ロ)に対する相対誤差、ついで、毎時雨量の絶対誤差の、(ホ)上限 (正) とその相対誤差、及び(ヘ)下限 (負) とその相対誤差、そして最後に毎時雨量の絶対誤差の平均値 (ただし、実質の降雨時間、16時間のもの) である。

Table 2 Mean inter-vertex distance and statistics related to probable errors calculated on the regions shown in Fig. 2

region	mean inter-vertex distance	total areal rainfall	total error		range of hourly error				mean hourly error
			absolute	relative	positive		negative		
					absolute	relative	absolute	relative	
	km	mm	mm	%	mm	%	mm	%	mm
⑧	7.0	330	-9.9	-3.0	1.0	13.6	-6.3	-5.3	-0.62
⑫	8.0	446	-23.6	-5.3	5.7	9.0	-6.8	-6.6	-1.48
⑮	11.0	396	-9.4	-2.4	8.8	33.1	-8.7	-48.8	-0.59
⑳	4.4	492	-10.6	-2.2	0.8	6.5	-6.4	-7.9	-0.66
㉑	4.0	517	-10.4	-2.0	7.2	17.2	-11.0	-7.2	-0.65
㉒	16.5	470	-29.8	-6.4	4.9	21.9	-18.0	-24.1	-1.86

(a) 日雨量の場合

この場合、まず気付くことは誤差が各領域とも負になっていることである。これは毎時雨量の絶対誤差 E の平均値がすべて負になっていることと同等であり、この章の(2)で述べたことと関連している。すなわち、 E は降雨最盛時に大きな負の値をとり、上昇期や下降期に比較的小さい正の値をとる傾向があるということから説明がつく。しかしながらこのことが一般的にいえるかどうかは今後さらに事例研究を要する興味ある事項である。さて、その絶対値の大きさについて見れば、最も大きいものは 30 mm 近くもあり、応用目的によっては決して無視できないが、相対誤差にすると 6.4% となっていて、比較的良好な精度であると見なし得る応用上の局面であろう。この結果が得られた三角形領域⑧ ($A=116.6 \text{ km}^2$) の頂点間平均距離は同表に示すように 16.5 km であり、気象庁のアメダス (AMeDAS; Automated Meteorological Data Acquisition System) の観測点平均間隔約 17 km に近い。したがって、例えば、日雨量ないし一雨の総雨量の面積雨量をアメダスのデータのみで推算するとすれば、その信頼性において、相対誤差の点から上記後者の局面では十分であるかもしれない。しかし、領域⑫ ($A=26.3 \text{ km}^2$, 頂点間平均距離 8.0 km) の狭領域でさえ、約 24 mm (5.6%) の誤差が生じ得ることも注意しなければならない。すなわち、後者の例は観測点密度の条件によってはさらに大きな誤差が生じ得る可能性があることを暗示していると考えられる。とにかくここで行った検討結果の限りにおいては、日雨量の誤差の分布範囲は、絶対誤差で、-9.4~-29.8 mm, 相対誤差で、-2.0~-6.4% となったわけである。

(b) 毎時雨量の場合

まず、絶対誤差の分布範囲すなわち上限 (正) と下限 (負) の絶対値の大きさを各領域ごとに比較してみると、領域⑧の場合以外はすべて下限のものの方が上限値より大きいことに気付く。そして前述のように誤差の平均値は各領域とも負になっている。そしてこれらはこの場合の降雨特性と選択した領域との相対的關係による単なる偶然かもしれないが、ここでは次のように考えてみよう。すなわち、誤差の平均値は本来ゼロになることが望ましい。そこで仮りに平均値がゼロとするなら、誤差分布は負の側に比較長く尾をひく非対称形 (歪度負) になることを上記の結果は暗示しているとも考えられる。また平均値がゼロではないとしても、上下限値と平均値との間隔は領域⑧の場合を除いてすべて下限側のものが大きいので同じことがいえる。いずれにしても、この誤差分布の非対称性については、広域かつ長期間の面積降水量が、中心極限定理により正規分布に近づき、その結果その推算値の誤差分布も平均値ゼロの正規分布になる可能性が大きいのに対して、このような狭域かつ短期間の面積雨量にはその可能性が少ないことから十分に有り得ることと考えられる。

つぎに相対誤差に注目してみると、その絶対値は上記と逆の関係 (平均値ゼロとして) になっているケー

スが半数を占めていて相対誤差の分布はどちら側に歪むか上述の論法では測り難い。ところで、各ケースの絶対及び相対誤差の分布範囲が様々であることからわかるように、それらの誤差分布はいずれも雨量規模や観測点配置条件など個々の条件によって変わる条件付分布となるという厄介な性質があり、それらは現段階では求められないため、それらを総合した周辺分布的なものを想定し、その分布範囲を考えざるを得ない。すると、それらは、ここで行った検討結果の限りにおいて、絶対誤差については $-18.0 \sim +8.8$ (mm/hr), 相対誤差については $-44.8 \sim +33.1$ (%)となる。従って相対誤差についても負の歪度をもつ可能性が暗示されていると見ることができよう。

(4) 誤差推定の可能性について

個々の面積雨量の推算値の誤差の分布範囲ではなく、誤差そのものがある程度推定できればそれに越したことはない。そこで各ケースの個々の誤差と、そのとき各領域の頂点データのみから計算される種々の雨量の空間的変動性の指標（地点雨量の分散, 3. で示した I_m や d_0 ）との相関関係についても検討を試みたが、いずれもほとんど無相関という結果を得た（図は省略）。これはむしろ当然の結果というべきであるが、一般に限られた地点雨量のデータから面積雨量を推算した場合、そのデータのみからその推算値の誤差の大きさの程度はもとより、過大評価か過小評価さえ推定することが原理的に不可能であることを確認したともいえる。ただ、この章の(2)でも触れたように、毎時雨量については降雨最盛期付近では過小評価する可能性が高いという点は、もしその一般性が確認されるなら、応用上の意義は大きいことはいうまでもない。

5. お わ り に

以上、本研究では面積雨量の推算値に実際上生じ得る誤差の特性、とくにその分布範囲の概略を事例解析の積み重ねによって推定可能にする問題を取り挙げ、今回、その手始めとして長崎豪雨を選び、試験的あるいは方法論の探索という意味から大まかではあるが、空間的変動性が著しくなるが故に誤差が大きくなる可能性の大きい短時間（24, 6, 1 時間及び10分）雨量分布面の時間平均強度でみた起伏プロファイルの特性の比較検討、及び観測点を頂点とする三角形ないし四辺形の6 領域（10数～約 100 km²）における1 時間単位の面積雨量の推算値（頂点のデータのみ使用）の誤差（内部の点のデータもを使用した推算値との差）の諸特性の検討を試みた。その主な結果を列挙すると以下のようである。

まず、時間平均強度 (mm/hr) でみた起伏プロファイルの特性については、

- (1) 起伏プロファイルを地形のそれにぞらえ、24時間平均強度のものを平野とすれば、降雨最盛期において、6 時間の場合は丘陵地、1 時間の場合は山地ないし丘陵地あるいは高原、10分の場合は急峻な山岳ないし山地の様相を呈する。
- (2) 起伏の山のピーク付近では凸状、裾野付近では凹状のプロファイルを示す傾向があり、中間観測点がない場合の線形の内挿値が前者（後者）で一般に過小（大）評価になる可能性が高い。
- (3) 時間的・空間的集中度の上限の指標となる起伏プロファイルの最急勾配は、24時間、6 時間、1 時間、および10分の場合に対して、それぞれ、1.54, 5.75, 35.4, および 72.0 (mm/hr/km) となった。またそれらの基底距離（ピーク強度の直線的減少仮定で0 になるまでの距離）はそれぞれ、14.4, 13.1, 5.3, および 2.3 (km) となったが、これは特に空間的集中度の上限の指標として有効である。

つぎに、誤差の諸特性については、

- (4) 毎時雨量の絶対誤差は経時的に見ると1～数時間の周期で振動し、その振幅は強雨時ほど大きくなる傾向があり、正值（過大評価）はハイトグラフの上昇期や下降期に、大きな負値（過小評価）はピーク近傍に現われることが多い（上記(2)と関連）。
- (5) 毎時雨量の相対誤差の絶対値は、實際上、量的に問題とならない弱雨時には100%を越えることがあるが、その他の場合数10%以下で、一般に強雨時ほど小さくなることが多い。
- (6) 毎時雨量の絶対誤差の平均値はいずれのケース（領域）でも負値をとり、従って総雨量（日雨量）の

誤差も負となり、後者の分布範囲は絶対誤差で、 $-9.4 \sim -29.8$ mm, 相対誤差では、 $-2.0 \sim -6.4\%$ となった。

- (7) 毎時雨量の絶対誤差の分布範囲は各ケースを総合すると、 $-18.0 \sim +8.8$ (mm/hr), 同様に相対誤差では、 $-44.8 \sim +33.1$ (%)となった。
- (8) 誤差の分布は負の歪度をもつ非対称形になる可能性が、短期かつ狭領域の場合ほど大きい。
- (9) 限られた地点雨量データに基づく面積雨量の推算値の誤差はそのデータのみから推定することは原理的に不可能である。

ここでは以上のような結果を一応得たわけであるが、それらの定性的な意味での一般性が確認されるなら、その意義は大きいと考えられる。また定量的な結果については、ここで対象とした豪雨が記録的なものである点から、概略値であるにせよそれなりの意味があろう。いずれにせよ今回の検討は大まかで雑駁な点が多あり、今後、上記の結果を踏まえて、より系統的かつ詳細な事例研究を進める必要があることはいうまでもない。

最後に、本研究で使用した雨量データは長崎大学学術調査団により丹念に収集・整理されたもので、本研究所附属防災科学資料センターより借用したものである。ここに記して関係各位に謝意を表する次第である。

参 考 文 献

- 1) 川畑幸夫編著：水文気象学，応用気象学大系第1巻，地人書館，1967，pp. 58-62.
- 2) Chapman, T. G. and F. X. Dunin (edit.): Prediction in Catchment Hydrology, Australian Academy of Science, 1975, pp. 47-50.
- 3) Chidley, T. R. E. and K. M. Keys: A Rapid Method of Computing Areal Rainfall, Journal of Hydrology, 12, 1970, pp. 15-24.
- 4) Rodoriguez-Iturbe, I. and J. M. Mejia: On the Transformation of Point Rainfall to Areal Rainfall, Water Resources Research, Vol. 10, No. 4, 1974, pp. 729-735.
- 5) Hendric, R. L. and G. H. Comer: Space Variations of Precipitation and Implication for Raingage Network Design, Journal of Hydrology, 10, 1970, pp. 151-163.
- 6) Eagleson, P. S.: Optimum Density of Rainfall Networks, Water Resources Research, Vol. 3, No. 4, 1967, pp. 1021-1033.
- 7) Rodoriguez-Iturbe, I. and J. M. Mejia: The Design of Rainfall Networks in Time and Space, Water Resources Research, Vol. 10, No. 4, 1974, pp. 713-728.
- 8) Huff, F. A.: Time Distribution of Rainfall in Heavy Storms, Water Resources Research, Vol. 3, No. 4, 1967, pp. 1007-1019.
- 9) Collinge, V. K. and D. G. Jamieson: The Spatial Distribution of Storm Rainfall, Journal of Hydrology, 6, 1968, pp. 45-57.
- 10) Kelway, P. S.: A Scheme for Assessing the Reliability of Interpolated Rainfall Estimates, Journal of Hydrology, 21, 1974, pp. 247-267.
- 11) Zawadzki, I. I.: Errors and Fluctuations of Raingauge Estimates of Areal Rainfall, Journal of Hydrology, 18, 1973, pp. 243-255.
- 12) 長崎大学学術調査団：昭和57年7月長崎豪雨による災害の調査報告書，1982，pp. 2-13.
- 13) 後町幸雄・中島暢太郎・元田雄四郎：昭和57年7月豪雨について，京大防災研究所年報，第26号，B-2，1983，pp. 93-108.
- 14) 荒生公雄・宮崎義生：長崎豪雨における10分間降水量の分布，長崎大学教育学部自然科学研究報告，第35号，1984，pp. 33-44.
- 15) Wiesner, C. J.: Hydrometeorology, Chapman and Hall Ltd., London, 1970, p. 123.