

豪雨の時間スケールからみた降水強度極値の地理的分布*

二宮 洸 三*

要 旨

日本列島の降水量分布と地形との関係についての気候学的な調査は多いが、豪雨の時間スケールとの関連についての議論は十分になされていない。本調査では気象官署の10分間・1時間・1日雨量の極値の分布を観察し、またそれらと雨量観測所の1時間・1日雨量の極値との比較を行って、降水強度の地理的分布の特徴を記述し、その気象学的意味を考察する。

積雲スケールの降水強度を代表する10分間雨量の極値の分布は可降水量の分布とよく対応して、地形などの要因との関係は薄い。これに対し、強雨の持続性を示す日雨量の極値の分布には地域性がみられる。

気象官署（地点数は少いが観測時間は長い）と雨量観測所（地点は多いが観測期間は短い）との1時間雨量の極値の差はわずかであるが、雨量観測所の日雨量の極値は気象官署のそれに比して圧倒的に大きい。この事実も短時間雨量の極値の分布には地域性が小さく（空間的に homogeneous）、これに対し、日雨量の極値の分布に局地性の強いことを示している。

1. ま え が き

日本列島の降水分布の特徴を地形との関連において論じた気候学的な調査報告は数多い。例えば水越（1962a, b）、関口（1965）、福井（1967）、河村（1967）、奥田（1970）らによって暖候季の大雨の分布は、基本的には日本列島の大規模な地形と対流圏下部の卓越風向とによって支配されていることが示されている。

一方、多くの解析的研究（例えば、二宮（1976）の総合報告を見よ）は、大雨の発生には、それぞれ固有な空間および時間スケールをもついくつかの気象擾乱が関連していることを示している。したがって大雨の雨量分布の特徴を記述し、その意味を理解するためには、まずどの時間スケールの降雨を対象とするかを明確にしなければ正しい議論は期待しがたいであろう。従来の気候学的な調査には上記したような観点からの考察が不足していたように思われる。本調査では、豪雨の時間スケールからみた降水強度の地理的分布の特徴を記述することにした。

2. 豪雨の時間スケール

雨量は目的に応じてある一定時間内の積算値として表

第1表 雨量のタイムスケールと関連する現象。

10分間雨量	積雲対流
1時間雨量	中規模擾乱
1日雨量	大規模または中間規模擾乱
1月雨量	大循環の状況

現される。総観気象観測では通常第1表に記した雨量をとりあつかっている。これらの雨量はその時間スケールに対応する気象擾乱との関連において考察されねばならない。

10分間雨量は個々の積雲対流による降水量を代表するものであろう。その水平スケールは数 km であり、移動速度（ ~ 50 km/hour）とライフタイム（ ~ 30 min）からわかるように、その雨域も当然せまい。

$(50\sim 100\text{ km})^2$ の面積に集中する豪雨は、中規模擾乱によるものと思われる。そのライフタイムは2～3時間であり移動速度は ~ 50 km/hour であろう。したがって、1時間雨量は中規模擾乱によって組織化された積雲群による降水量を代表するであろう。

大雨をとまなう中規模擾乱の多くは、前線帯や大規模・中間規模擾乱の近傍でひきつづいて発生・発達するから、日雨量は、これらの擾乱に関係した降水量を代表するであろう。ただし、偏西風帯の擾乱の多くは、 ~ 1000 km/day の位相速度で移動しているから、この場合では1地点で計った日雨量が擾乱系と共に移動する座標系の

* Distribution of precipitation over the Japan Islands in relation to time-scale of heavy rainfalls.

** K. Ninomiya, 気象研究所予報研究部。

—1976年10月28日受領—

—1976年12月11日受理—

上で計った日雨量と異なることはいうまでもない。この意味では日雨量は大規模な擾乱の活動度のみを示すとはかぎらず、擾乱の停滞や、強雨の発生に必要な条件の継続を表わす量とも考えられる。

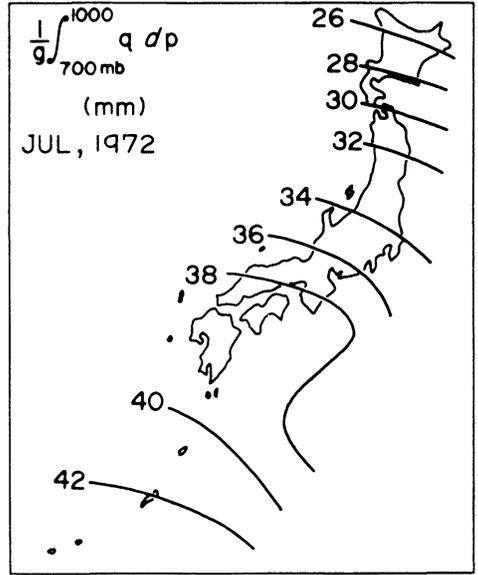
一方、1月雨量・3月雨量などは、前線・高低気圧の動向を支配する大循環の状況に対応した変動をみせるであろうが、この調査では、このような長期間の雨量はあつかわない。

以下の節では気候資料によって、主として、10分間雨量・1時間雨量・1日雨量の極値の分布状況を観察する。

気象の極値を異常現象の記録として把握する人々も居るが、この報告の筆者はそのような立場はとらない。極値の順位表(各地点での)や、その空間分布をみればわかるように、それは飛びはなれた異常値を示しているわけではない。雨量の極値は、普通におこりうる強雨の1つの代表的な尺度と考えるべきだという立場をとる。

3. 10分間雨量極値の分布

気象官署の10分間雨量極値(日本気候表その3による)の分布を第1図に示す。北海道・東北の一部に20~10 mmの小さな極値が、また南日本の多くの地点で40~30 mmの大きな極値がみられ、全体としてゆるやかな

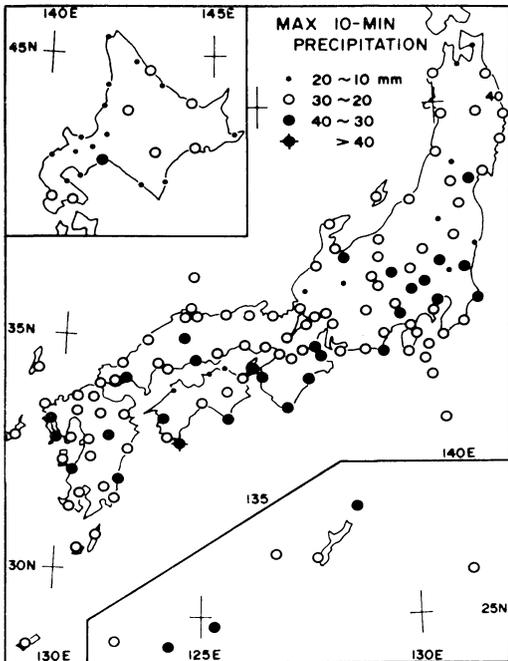


第2図 1972年7月の $1/g \int_{700mb}^{1000mb} q \cdot dp$ の分布。

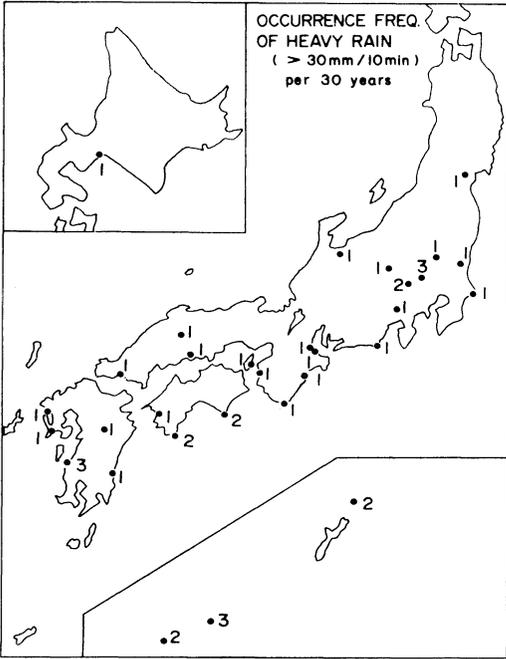
南北の傾度は観察されるけれども、従来の気候学的調査で強調された大雨分布の著しい地域性はこの10分間雨量極値分布には認められない。

短時間雨量に直接対応する擾乱は積雲対流であり、その雨量は1回の気柱の転倒によって放出される雨量にほぼ相当するであろう。第2図は1972年7月の月平均の $1/g \int_{700mb}^{1000mb} q dp$ の分布図である。雨量の極値と可降水量の月平均値とを対比させることには批判があるだろうが、夏季における大気下層の可降水量の時間的変化はわずかであるので、短時間降水の上限を規定する量としての可降水量の月平均値を観察することは不当ではない(一方、上昇速度を規定する大気安定度の変動は大きいであろうが、ここでは扱わない)。第1図と第2図を比較すると、10分間雨量極値の分布図にみられる南北傾度は、可降水量の南北傾度と、よく一致していることが知られる。また日本列島における10分間雨量極値の上限(~40 mm)が可降水量とはほぼ一致していることも明瞭である。

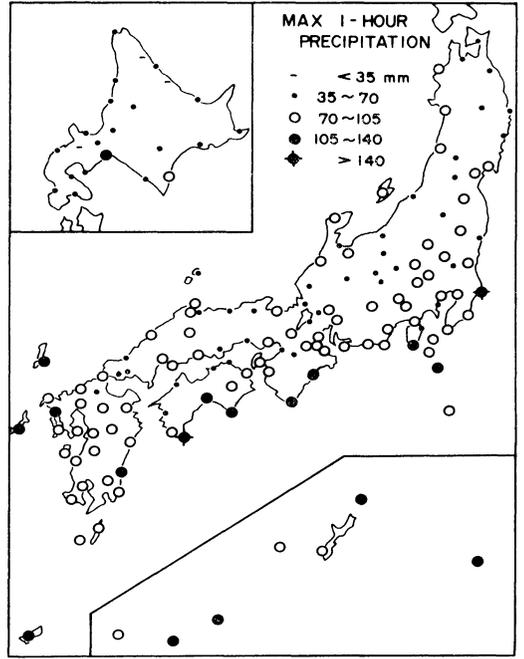
強雨分布を論ずるには、その極値を観察する他に、発生頻度の分布も調べなければならない。第3図は気象官署についての、30 mm/10 min以上の強雨の発生回数の分布である。各官署の観測期間は一律ではないので、この図では、30年あたりの発現回数に換算してある。関東



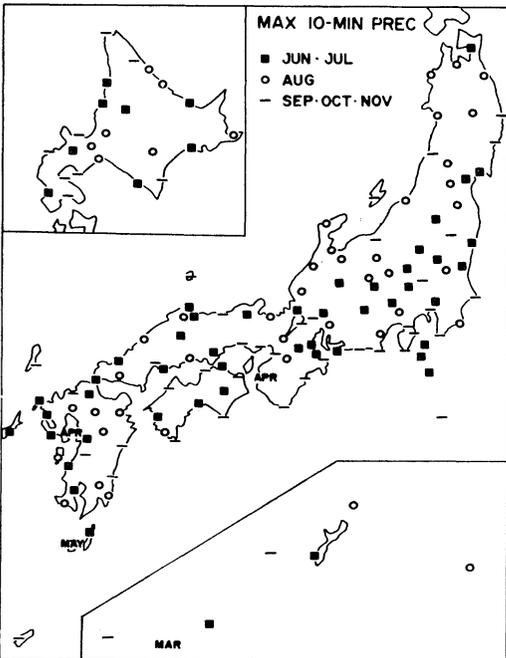
第1図 気象官署の10分間雨量極値の分布。



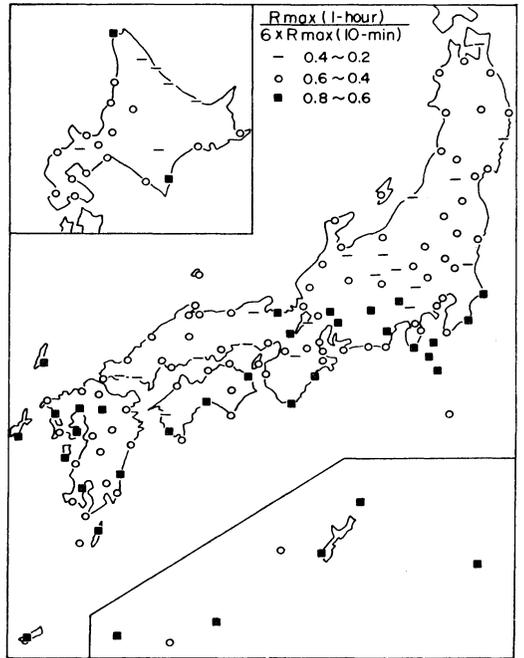
第3図 気象官署における 30 mm/10 min 以上の強雨の発現回数の分布.



第5図 気象官署の1時間雨量極値の分布.



第4図 気象官署の10分間雨量極値の発現月の分布.



第6図 比〔1時間雨量極値〕/[6×(10分間雨量極値)]の分布.

平野北西部の雷雨多発域を除けば、強雨の発現の頻度の特に高い地点は見出されない。

第4図は、10分間雨量極値の発現月の分布を示したものである。6・7月の極値は梅雨前線に関係した強雨であるし、北日本・日本海沿岸部の8月の強雨の多くも前線に関係したものである。9・10月の太平洋沿岸の強雨は台風に関係したものである。第4図にみられる様に、10分間雨量極値の多くは前線活動に関係して発現している。

4. 1時間雨量極値の分布

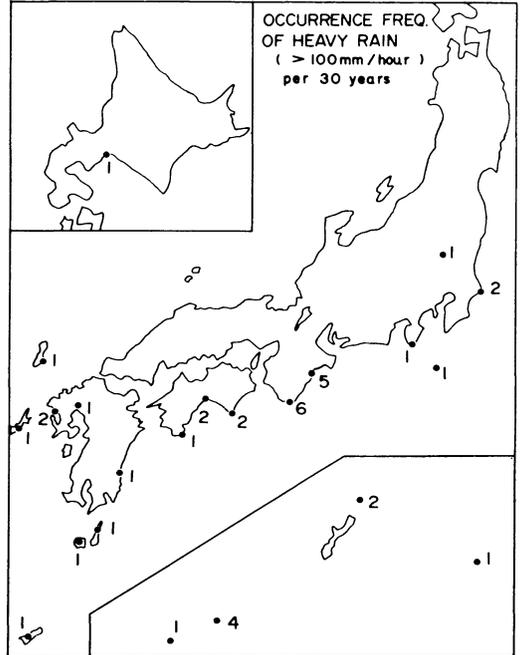
第5図は気象官署の1時間雨量極値の分布図である。北海道で極値は小さく(〜35mm)、太平洋沿岸で極値は大きい(〜140mm)、特定な地域での局地性よりは、むしろ南北傾度が大きな特徴であるように、筆者には思われる。

10分間雨量極値においては、北日本の極値に対し、南西日本のそれは2〜2.5倍であった。1時間雨量極値においては、南北差はさらに大きく、その比率は〜4倍に達する。可降水量の南北傾度(第2図参照)に比較しても、1時間雨量極値の南北傾度ははるかに大きい。

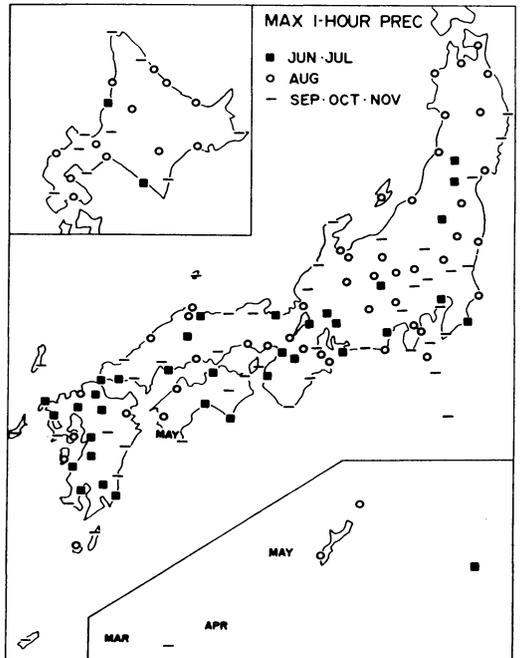
比(1時間雨量極値)/〔6×(10分間雨量極値)〕を、各地点で計算し、その分布を第6図に示す。たとえば、1時間のうちに、10分間雨量極値が、それぞれ1, 2, 4回くり返せば、この比は0.17, 0.33, 0.67となる。換言すれば、この比は1時間に最大何回の気柱の転倒がおこるかを示すメジャーでもある。第6図に見られるように、この比それ自身の分布にも、きわだった南北傾度がみられる。つまり南日本で1時間雨量極値が大きいのは、1回の気柱の転倒によって放出される雨量(これは下層の可降水量とほぼ等しい)が大きいだけでなく、1時間内にそれが何回もくり返されるからだと解釈される。

第2節でのべたように、1時間雨量は中規模擾乱によって組織された積雲群による雨量と対応づけられる場合が多い。第6図から、可降水量が35mmを超える高温多湿な領域で、中規模擾乱がよく発達する(つまり、1時間に何回も積雲が発達する)とみるのも、1つの解釈である。あるいは、日本列島の南岸は、南成分を持つ風系によって湿潤気団が補給される故に、ひきつづく気柱の転倒が起きるとみるのも1つの解釈である。

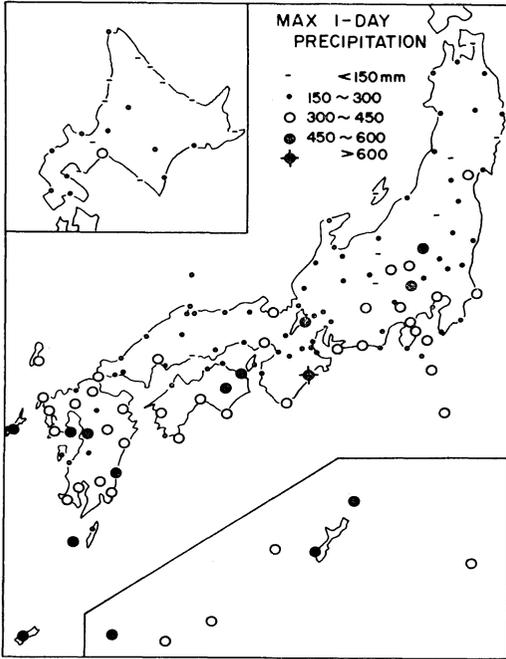
以上、主として1時間雨量極値の南北の差異に注目してきた。次に「局地性」にふれてみたい。第7図は、各気象官署における100mm/hour以上の強雨の発現頻度



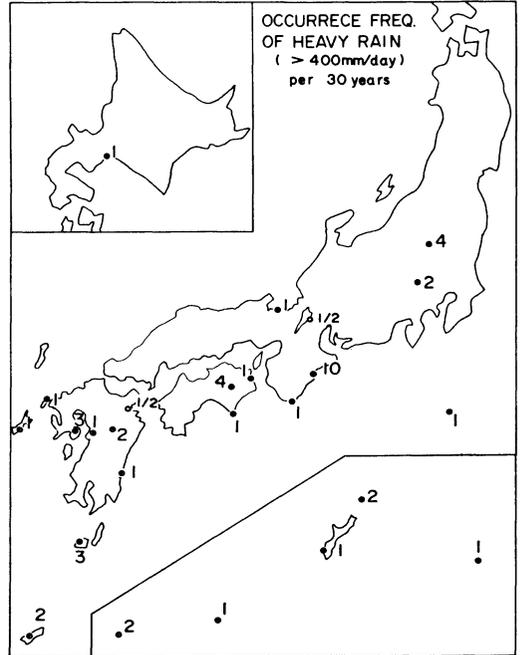
第7図 気象官署における100mm/hour以上の強雨の発現回数の分布。



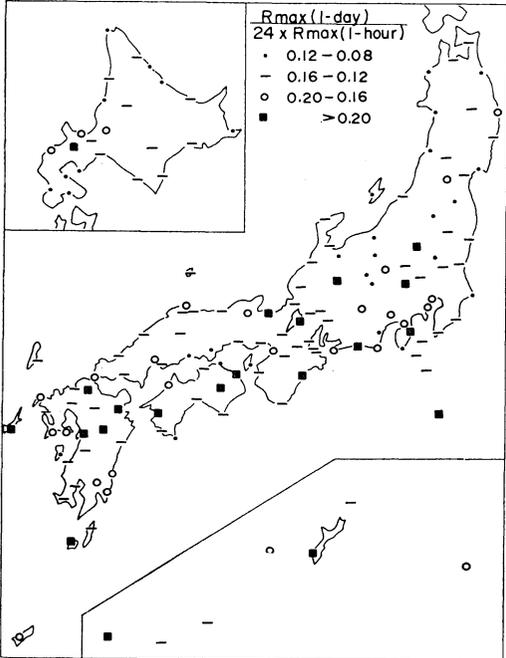
第8図 気象官署における1時間雨量極値の発現月の分布。



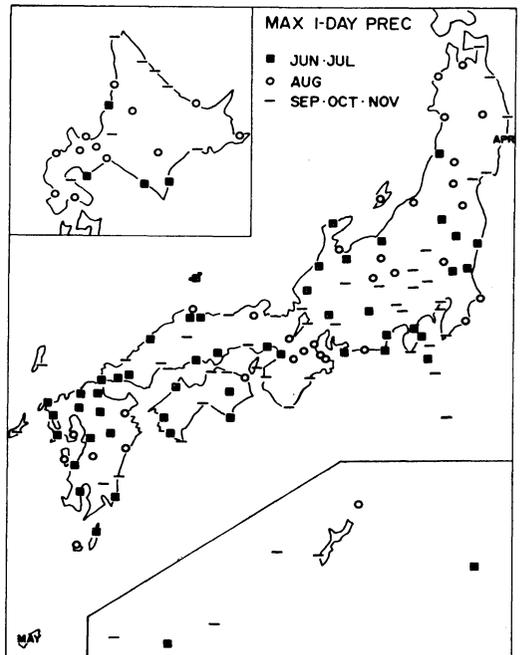
第9図 気象官署の日雨量極値の分布。



第11図 気象官署における 400 mm/day 以上の強雨の発現回数の分布。



第10図 $\frac{R_{\max}(1\text{-day})}{24 \times R_{\max}(1\text{-hour})}$ の分布。



第12図 気象官署における1日雨量極値の発現月の分布。

(30年あたりに換算)の分布である。この図からは、南北差以外の著しい局地性、つまり、紀伊半島南東岸の強雨の頻発が明瞭に認められる(第5節の議論参照)。

第8図は1時間雨量極値の発現月の分布である。その特徴は、10分間雨量極値の発現月の分布のそれとかなり類似しているけれども、6~7月の発現がやや少なく、9~10月の発現が多くなっている。太平洋岸の9~10月の発現の多くは台風に関連するものである。

5. 日雨量極値の分布

第9図は気象官署の日雨量極値の分布図である。日雨量極値の南北差は、時間雨量極値のそれに対してさらに著しい。すなわち、南日本で数値は、北日本で数値の5~6倍にも達する。この大きな南北における差異に加えて、明瞭な局地的な分布も観察される。

比(日雨量極値)/[24×(時間雨量極値)]を各地点で計算し、その分布を示したのが第10図である。たとえば、1日のうち、時間雨量極値がそれぞれ2、4、6回くり返して発現すれば、この比は0.08、0.16、0.25となる。換言すれば、この比は1日に最大級の中規模の降水システムが何回発現するかメジャーでもある。第9図と第10図を比較すると、日雨量極値の大きな地点では、この比が大きかったことが知られよう。

中規模擾乱は、総観規模擾乱の近傍でひきつづき発生発達することが多い。しかしながら偏西風帯の総観規模擾乱は通常かなりの位相速度(~1000 km/day)で移動するので、このような場合、強雨がくり返すのに好都合の条件が同一の地点で、1日間で継続することはない。したがって第10図のいくつかの地点でみられた大きな比の存在は、総観規模擾乱の停滞か、移動することのない条件(地形)の存在を意味する。たとえば本邦南岸に台風が停滞ないしゆるやかに進行する場合、太平洋岸南東斜面が強い南東風を長時間うけつづける状況などがこれに対応するだろう。

第11図は400 mm/day以上の強雨の発現頻度(30年についての頻度に換算)の分布である。10分間雨量の強雨の発現頻度とはまったく異なり、特定の地点で、日雨量の強雨の発現がくり返されていることは興味深い。たとえば尾鷲では、10回も400 mm/day以上の強雨が記録されている。

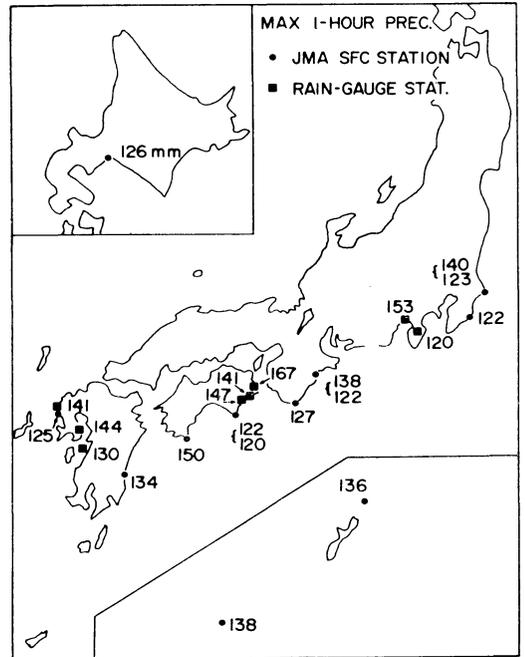
第12図は気象官署の日雨量極値の発現月の分布図である。北日本で極値は8月の発現が比較的多く、北日本を除いたほぼ全域では梅雨期と台風期の発現がほぼ相半ばする。太平洋岸、特に南東斜面(大きな極値の記録さ

れている)では、台風期における発現がやや多い。

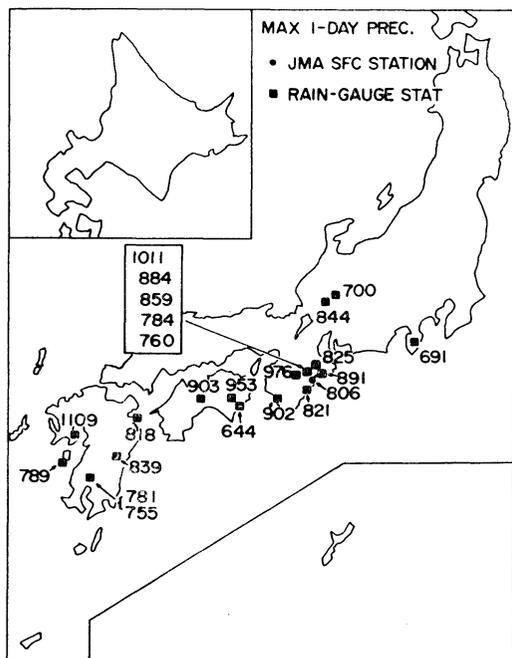
6. 気象官署と雨量観測所の雨量極値の比較

以上の各節においては気象官署の雨量極値によって、豪雨の時間スケールとの関連における強雨の地理的分布の特徴を観察してきた。しかし地形の複雑な日本列島において約150点の気象官署の資料のみで雨量極値とその分布が充分に観察されるとは思われない。そこでこの節では気象官署と雨量観測所の雨量極値を比較してみる。現在のところ、雨量観測所のデータについての全国的な統計処理は行われていない。ここでは、宮沢・小山(1975, 1976)による時間雨量・日雨量極値の順位表のデータを使用する(雨量観測所についての10分間雨量極値のデータは無い)。

第13図は120 mm/hour以上の強雨の発現地点の分布である。図中、気象官署は丸印によって、雨量観測所は四角印によって区別して記してある。第13図から結論される重要な事実、1時間雨量でみた強雨に関しては、気象官署の観測と雨量観測所のそれとは、ほとんど、同等であるということである。気象官署は約150点あり、その観測期間は30年~数10年である。一方雨量観測所の箇所数は、おそらくは1000箇所以上に達するのであるが、



第13図 気象官署と雨量観測所における1時間雨量極値の比較。



第14図 気象官署と雨量観測所における1日雨量極値の比較。

その大部分の観測期間は 10~20 年前後である。したがって観測の総数 $N \cdot P$ (N は地点数, P は観測期間) は、気象官署も、雨量観測所とも、ほぼ同等であろう。気象官署と雨量観測所の 1 時間雨量のレコードがほぼ同等であることは、短時間強雨の発現が観測の総数 $N \cdot P$ に依存し、地点数 N には依存しないことを意味している。換言すれば、1 時間雨量からみた強雨の発現は空間・時間に対して homogeneous であると考えられる。

第14図は、640 mm/day 以上の日雨量の発現地点とその雨量を記している。この図においても気象官署は丸印によって、雨量観測所は四角印によって区別して記入してある。図示した地点のうち、気象官署としては、尾鷲 (806 mm) ただ 1 地点があるのみで、他の地点はすべて雨量観測所である。

1 時間雨量のレコードに関しては、気象官署と雨量観測所の観測記録に本質的な差がなかったのに対して、日雨量に関しては雨量観測所のほうが圧倒的に大きなレコードを示していることは、非常に興味深い事実である。この事実について次の様な解釈が可能であろう；“日雨量の強雨の発現には著しい地域性があるので、空間密度の少ない気象官署の観測網では、記録が少なく、稠密な

雨量観測所の観測網が本来の最大値をよくピックアップしている。これに対して時間雨量の最大値には地域性がないので、観測数さえ多ければ（つまり気象官署は地点数は少ないが観測期間が長いので、観測数 $N \cdot P$ は少なくない）どこで観測しても、最大値をピックアップできる”。

なお第14図に関して注目されるのは、大台ヶ原では、700 mm/day 以上の強雨を 5 回もくり返して記録していることである（第 11 図の尾鷲と比較してほしい）。この紀伊半島南東斜面は、日雨量でみた強雨の発現地として極めて特徴的な地域である。この強雨のメカニズムに関しては Takeda 他 (1976) の解析があるが、この報告ではメカニズムについてはふれないことにする。

7. 討 論

第 3~6 節の雨量極値分布の観察から、10分間雨量・1 時間雨量の極値分布は、比較的、空間的には homogeneous であるに対して、日雨量極値分布には著しい地域性（地形に関係すると思われる）のみられることがわかった。換言すれば、地形の降雨に及ぼす影響は、短時間スケールの強雨に対しては小さく、長時間スケールで著しいともいえる。

一方、地形性降雨の代表的なものとしての、台風にもなる降水と地形との関係についての解析的研究が何例かある。Staff Members of Tokyo University (1969, 1970) は伊勢湾台風にもなるレインバンドによる降水量が、山岳で増幅することを、短時間雨量(20分間雨量)の時系列の解析から示した。Sakakibara・Takeda (1973) は、台風7002号の降水が、紀伊半島の地形によって増幅される事を解析している。これらの解析では、移動性の降雨システムによる降雨（短時間スケールの降雨）が地形によって増幅されることを結論している。

本調査の結論と、上記した2つの解析例の結論とは、一見して相反するようにも思われるかも知れない。以下これについて討論を加える。上記した2つの解析例では台風のレインバンドというかなり大きな降水系があって（しかも、それ本来の降水強度は、それほど強くない）、それが長時間準定常的に移動し、それが地形によって増幅されることを解析の前提としている。

一方、本調査で扱った10分間雨量・1 時間雨量の極値をもたらした降雨系は、さらに小スケールの擾乱で life time も短く、したがって地形による降水の増幅作用の有無によりその極値が決定されるのではなく、擾乱が、その life history の最盛期をどの地点でむかえるかとい

う、いわば時間・空間についての random な過程で極値が発現しているのであろう。そして、短時間降水量でみれば、最強クラス以下の降水系の受ける地形による増幅効果は、中小規模擾乱の時間スケールより1桁長い時間内の、日雨量極値の分布に、積算効果となってあらわれていると考えられる。

8. むすび

本調査では雨量の極値分布から日本列島上の強雨分布の特徴を記述した。

10分間雨量極値の分布には南北の差がみられるが、それ以外の地域的特性はみられない。極値は、大気下層の可降水量とほぼ一致する。10分間雨量は積雲スケールの気柱の1回の転倒によって放出される雨量に対応するであろうから、その極値の分布は、可降水量の分布に類似しており、局地性がみられないのは当然であろう。

1時間雨量極値の分布にみられる南北差は10分間雨量極値分布にみられる南北差よりはるかに著しい。この事実はひきつづく積雲スケールの強雨（その個々の雨量は可降水量で規定される）を維持するためにある程度以上の小蒸気量（あるいは水蒸気流束）が必要であることを暗示している。南北差以外の時間雨量極値の分布の局地性は明瞭でない。

これに対し日雨量極値の分布には著しい地域性がみられる。大きな日雨量極値の発現は、短時間降雨強度が著しく大きいことよりも、むしろ長時間にわたって降雨が続くことによる。このような状態は、たとえば太平洋岸南東斜面に対する台風の南東風の継続などの状況下に見られる。しかし大台ヶ原近傍にみられる著しい豪雨の頻発には、特有なメカニズムを考える必要がある。

本調査の結論は“短時間雨量極値の発現は、空間的に homogeneous であるに対し、日雨量極値の発現には、著しい地域性（地形に関係した）がある”，と要約される。

本調査の資料は平凡であり、解析の方法も原始的であるが、その結果はかなり意味深い。それは、降雨に対する地形の影響を論ずる場合、対象とする降雨の時間スケ

ールを無視しては議論のなり立たぬことを明示している。また、豪雨の発現、あるいは雨量の最大値に関係する要因（あるいは因子）を探する場合にも、対象とすべき雨の時間スケールを限定して議論する必要のあることをも暗示している。

文 献

- 福井英一郎, 1967: 日本における集中豪雨の研究, 東京教育大学地理学研究報告, 11, 83-95.
- 河村 武, 1967: 気候学的にみた豪雨と地形, 天気, 14, 335-338.
- 水越允治, 1962 a: 日本における大雨の原因, 三重大学学芸学部紀要, 25, 1-17.
- , 1962 b: 梅雨前線活動に伴う降水量分布, 地理評, 35, 35-44.
- 二宮洸三, 1976: 梅雨前線帯の豪雨, 天気, 23, 283-296.
- 奥田 稔, 1970: 日本における大雨の気候学的研究, 気象研究所研究報告, 21, 323-379.
- 関口 武, 1965: 台風時の雨量分布, 地理評, 38, 501-508.
- Sakakibara, H. and T. Takeda, 1973: Modification of Typhoon 7002 rainfall by orographic effect, J. Met. Soc. Japan, 51, 155-167.
- Staff Members, Division of Meteorology, Tokyo Univ., 1969: Precipitation bands of Typhoon Vera in 1959 (Part I), J. Met. Soc. Japan, 47, 298-309.
- , 1970: ibid (Part II), J. Met. Soc. Japan, 48, 103-117.
- Takeda, T., N. Moriyama, and Y. Iwasaka, 1976: A case study of heavy rain in Owase area, J. Met. Soc. Japan, 54, 32-41.

資 料

- 気象庁, 1972: 日本気候表(その3), おもな気象要素についての極値と順位(観測開始から1970年まで), 465 pp.
- 宮沢清治, 小山 博, 1975: 日本の24時間降水量の記録, 気象, 19, 11号, 5.
- , 1976: 日本の1時間降水量の記録, 気象, 20, 1号, 13.