

AMeDAS データによる暖候期降水量と最大1時間・日降水量の関係

Relationship Between Warm Season Precipitation and Highest Hourly and Daily Precipitation Based on AMeDAS Data.

牛山 素行* (東北大学大学院工学研究科附属災害制御研究センター)
寶 馨** (京都大学防災研究所)

USHIYAMA Motoyuki *Disaster Control Research Center, Graduate School of Engineering, Tohoku Univ.*
TAKARA Kaoru *Disaster Prevention Research Institute, Kyoto Univ.*

Abstract

This paper examines the relationship between the warm season precipitation and the historical highest hourly and daily precipitations based on AMeDAS data during 20 years (1979 – 1998, 1148 observatories) for simple estimation method of heavy rainfall. The linear regression equation is obtained for the historical highest (20-year highest) precipitation and the warm season precipitation from April to October, which indicates highest correlation. The equation is used for mapping of 20-year precipitation estimates. The equation is also used to define the “heavy rainfall blank areas”, in which some AMeDAS observatories have the historical highest precipitation smaller than one estimated by the equation. Defined “heavy rainfall blank areas” are around border between Akita Pref. and Iwate Pref., east area of Nagano Pref., north area of Nagano Pref., Hokoriku district, Hiroshima Pref., Fukuoka Pref., south area of Kumamoto Pref. and east area of Kagoshima Pref. In addition, this paper tries to estimate probable maximum precipitation (PMP) by using an envelope drawn in the scattergram of the warm season precipitation and historical highest precipitation. Consequently, the envelope could be a tool for estimating PMP, because it covers the highest records at more than 97% among 154 weather stations of JMA.

Key words: warm season precipitation, historical highest precipitation, probable maximum precipitation, heavy rainfall blank area, AMeDAS.

要旨

各地域ごとの簡便な豪雨推定手法として、気象庁 AMeDAS 観測所の 20 年間のデータ (1979~1998 年, 1148 ヶ所) を用いて、暖候期降水量と極値降水量 (20 年最大 1 時間・日降水量) の関係について調べた。暖候期降水量と極値降水量の間には、暖候期の期間の取り方にかかわらず統計的に有意な相関が認められ、4 月~10 月積算降水量と

* 東北大学大学院工学研究科附属災害制御研究センター 〒980-8579 仙台市青葉区荒巻字青葉 06
Disaster Control Research Center, Graduate School of Engineering, Tohoku University, Aoba 06, Sendai, 980-8579, Japan, <http://www.disaster-i.net/>

** 京都大学防災研究所水災害研究部門 〒611-0011 宇治市五ヶ庄
Fluvial and Marine Disaster Research Division, Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, Uji, Kyoto 611-0011, Japan.

の相関が最も高かった。暖候期を4月～10月として、暖候期降水量と極値降水量を線形回帰したところ、統計的に有意な回帰式が得られた。暖候期降水量による極値降水量推定値より実測値が小さい観測所を、最近20年間の最大規模豪雨が比較的弱い観測所と考え、このような観測所が集中している地域を「豪雨空白域」として抽出したところ、秋田・岩手県境付近、長野県西部・岐阜県北部・北陸付近、広島県、福岡県、熊本県南部、鹿児島県東部などが抽出された。また、暖候期降水量と極値降水量の散布図から作成した包絡線によって暖候期降水量に応じた可能最大雨量(PMP)を推定したところ、日降水量については154箇所の気象官署(平均統計年数66年)中150箇所の実測最大値が推定値の範囲内となった。

キーワード:暖候期降水量, 極値降水量, 可能最大雨量, 豪雨空白域, AMeDAS.

I. はじめに

各地域においてどの程度の豪雨が発生するかを推定することは、防災計画の上からも、また住民に対する防災情報としても極めて重要なことである。このような場面で従来から用いられているのは、既往最大値を用いる方法や、確率雨量を求める方法である。しかし、確率雨量は、その統計期間中に、たまたま比較的弱い豪雨しか記録されていなかった場合、過小な値となる可能性を持っている。また、長期に渡る降水量記録が整備されていなければ、算出ができないという問題もある。これらの問題を改善するとともに、防災情報としての容易に活用できること考慮して、より簡便に各地域で生じ得る豪雨の規模の推定方法を検討・提案することが、本研究の目的である。

日本では、春～秋季(以下本研究では暖候期と言う)に雨の多い地域で豪雨も起こりやすいものと定性的に考えられる。たとえば、理科年表1998年版(国立天文台編, 1997)に掲載されている気象官署の最大1時間・日降水量の上位10位記録を見ると、1時間降水量8位の苫小牧を除いて、いずれも関東以西の太平洋岸で、暖候期降水量が多いと思われる観測所の記録が並んでいる。暖候期降水量の多い地域は、梅雨前線や台風などの影響を受けやすい地域であり、豪雨の発生する可能性も高い地域であろう。すなわち、暖候期降水量と1時間降水量・日降水量などの最大値(以下では極値降

水量と言う)の間に、何らかの相関があることが期待される。従来この関係について明確に明確に論じた研究はほとんど見当たらない。

暖候期降水量の統計値は、月降水量に基づいているので、日降水量や1時間降水量などに比べ、多くの地点で比較的容易に得やすい上、確率雨量の算出などに比べると比較的短期間の観測(一般的な平年値を算出する場合でも30年程度)で十分信頼し得る値が得られる利点がある。また、1kmメッシュでの月降水量平年値(気象庁, 1996)が算出されていることもあり、暖候期降水量と極値降水量の関係が、式などで定量化されれば、従来は確率雨量や可能最大雨量(PMP)などの算出がしにくかった地域においても、発生し得る豪雨の規模の推定を簡単な方法で行える可能性がある。また、この関係式によって推定された最大日降水量などと実際に観測されている最大値の差を見ることによって、過小な豪雨しか記録されていない地域(豪雨空白域)を検出できる可能性もある。

これまで、日本の豪雨の地域別の特徴に関しては多くの研究があり、地形との関連について論じたもの(鈴木, 1961)、地理的分布について論じたもの(二宮, 1977)、確率雨量の地域分布を示したもの(江藤ら, 1986)などがあるが、年降水量や季節別降水量を説明変数として、豪雨の規模について論じたものはあまり例がない。従来の確率雨量等を直接求められない地域における推定

を行うための検討では、気候区別、地方別などに地域区分を行って確率雨量等を求める方法(高須ら, 1994 年)が提案されているが、地域区分の方法が難しい面があった。暖候期降水量と極値降水量の関係式が得られれば、暖候期降水量自身によって地域特性を代表させることになるので、地域区分を行うわずらわしさが無くなることが期待される。また、算出方法が簡便であるため、地域単位での防災計画を考える際の概算など、多様な場面での活用が容易に行えることも期待される。

このような関係を検討するには、多地点における均質な暖候期降水量と極値降水量のデータが必要であり、従来は検討が困難であった。しかし現在では、気象庁 AMeDAS 観測網による観測によって、全国 1000 ヶ所以上で 20 年間の降水量記録が得られるようになった。このような検討には多くの要因を考慮することも必要かと思われるが、まずは基礎的な関係について知ることが重要だと思われる。そこで、本研究では、これらのデータを利用し、まず暖候期降水量と極値降水量の関係についての基礎的な関係について検討し、①暖候期降水量と 20 年間の最大値、②暖候期降水量と可能最大雨量の関係式を求めた。次に、観測所ごとに①の式で予測された極値降水量と実測値の差を算出し、予測値に対して過小な実測値しか得られていない地域の抽出を試みた。また、AMeDAS より長期の降水量データを用いて、②の式の妥当性について検討した。

II. 利用資料

検討に用いた基礎資料は、気象庁 AMeDAS 観測所の降水量観測値である。AMeDAS 観測所のうち、降水量を観測している観測所は約 1300 ヶ所ある。AMeDAS 観測網がほぼ完成したのは 1978 年末であるが、観測所の廃止・移動もしばしば行われるのでこれらすべての観測所のデータを利用することはできない。本研究では、1979~1998 年の 20 年間を検討対象期間とし、この間に観測所の移動や長期の欠測がない、1148 ヶ所の

観測所のデータを用いることとした。

「豪雨」を表す降水量統計量はいくつか考えられるが、本研究では最も基礎的な統計量である、1 時間降水量と日降水量を検討対象とすることとした。

III. 調査結果

1. 暖候期降水量と極値降水量の基礎的關係

暖候期という言葉は、気候学分野などで使用されている言葉である。朝倉(1985)によれば日本では 4~9 月を指すとされるが、冬季を除く期間を指す言葉として使用される場合もあり、厳密に用いられているわけではない。そこで、本研究ではまず、極値降水量と最も相関のある暖候期の期間設定について検討した。

検討対象期間中の極値のほとんどは 4 月~11 月の間に発生しており、1148 ヶ所の観測所のうち 12 月~3 月に発生しているのは 1 時間降水量が 11 ヶ所、日降水量が 3 ヶ所に過ぎない。また、日本の気候の特徴として、冬季に降水量が多く、暖候期に少ない地域が存在する。冬季の降水量が多いことは、暖候期の豪雨発生には直接関係しないものと考えられる。そこで、12 月~3 月以外の複数月の月降水量準平年値(1979~1990 年の平均値で気象庁によって公表されているもの)を積算した値と極値降水量の相関を計算した。計算結果を表 1 に示す。日降水量極値との相関はいずれのケースでも相関係数 0.7 以上であるが、1 時間降水量極値との相関係数は 0.6 前後である。二宮(1981, 2000)によれば、日本においては 1 時間降水量など短時間降水量の極値は、地域差が少なく、日降水量などの極値は局地性が現れやすいとされている。暖候期降水量と 1 時間降水量極値の相関係数が日降水量とのそれにくらべ全般に低いのは、この指摘を裏付けていると思われる。

これらの相関係数を t 検定によって検定したところ、すべて、有意水準 1% で有意な相関が認められた。また、ノンパラメトリック検定手法として、ケンドールの順位相関係数を算出し、その有意性を検定したところ、

やはりいずれも有意水準 1%で有意な相関が認められた。すなわち、暖候期降水量の期間をどのようにとったとしても、暖候期降水量と極値降水量の間には、統計的に有意な相関があるものと考えていだろう。

最も相関係数が大きい積算期間は日降水量極値に対して 4 月～10 月(0.740), 1 時間降水量極値に対して 4 月～9 月(0.618)と異なっている。ここでは、日降水量との相関係数が全般に高いこと、1 時間降水量と 4 月～10 月積算降水量の相関係数も 4 月～9 月積算降水量の相関係数とほとんど変わらないことから、4～10 月積算降水量が、極値降水量と最も相関の高い暖候期降水量であると判断することとした。

4～10 月積算降水量(準平年値)を暖候期降水量とし、1979～1998 年の 1 時間・日降水量極値との関係を散布図にしたものが図-1 である。1979～1998 年の極値とは、20 年間の最大値であり、これは 20 年確率雨量に相当するものと言っていい。すでに示したように、暖候期降水量と 1 時間・日降水量極値の間には、有意な相関があり、かつ散布図から一見して、暖候期降水量が増えるに従って極値降水量も大きくなっているように思われる。そこで、暖候期降水量を説明変数として線形回帰して関係式をもとめたところ以下のようなになった。

$$E_h = 0.0256 * P_w + 28 \quad (1)$$

$$E_d = 0.1546 * P_w + 39 \quad (2)$$

両式において P_w が暖候期降水量[mm]であり、 P_w に応じた 20 年間の最大値が、 E_h (1 時間降水量極値)、 E_d (日降水量極値)として予測されることになる。両式とも、分散分析表から F 値を求め、回帰係数の有意性を検定したところ、有意水準 1%で有意であった。すなわち、暖候期降水量から 1 時間・日降水量極値を予測することは、統計的には不適切ではないと考えてよさそうである。ただし、寄与率は E_d については 0.548, E_h については 0.384 であり、特に E_h の寄与率は低い。また、

残差標準偏差は、 E_d については 65.3mm, E_h については 15.2mm であった。これらの統計量が正規分布しているとみなせば、 E_d については、この推定値は数十 mm オーダーのばらつきを持っていると考えられる。

(2)式によって観測所毎に日降水量の 20 年最大値を予測し、分布図にしたものを図-2 に示す。

2. 豪雨空白域の検討

上で求めた極値降水量推定式の利用例として、「豪雨空白域」の抽出を試みた。災害の経験は風化しやすいものであり、たとえば杉森ら(1994)の長崎水害後 10 年間の新聞報道量をもとにした検討によれば、災害に対する関心は発災直後を 1 とすると、5 年後には 10 分の 1 に、10 年後には 100 分の 1 に低下するとされている。すなわち、過去の豪雨災害事例から時間が経過していればいるほど、その地域の豪雨災害に対する関心(防災意識)は下がっており、社会の防災力が弱まっているものと考えられる。豪雨事例は毎年全国一様に発生しているわけではないから、「最近豪雨が発生していない地域」があるはずである。本研究では、これを「豪雨空白域」と呼ぶ。災害からの経過時間とともに防災意識が低下するという仮定が正しいものとするれば、豪雨空白域は、他の地域に比べて豪雨災害に対する防災意識が低下している地域である可能性が高い。(1),(2)式は、日本付近における暖候期降水量に対する平均的な極値降水量の推定値を与えていると考えられる。この推定値から大きく上回っている観測所では、最近 20 年間に比較的大きな豪雨が発生し、大きく下回っている観測所では大きな豪雨が発生していない(豪雨空白域)と考えられる。全観測所のうち、(1),(2)式で予測された E_h , E_d と実際に記録されている極値の差が負である観測所を分布図にしたのが図-3 である。この図で円の大きい観測所が極値の小さい観測所であり、これを「最近 20 年間の最大規模豪雨が比較的弱い観測所」と考えた。また、このような観測所が集中している地域を「豪雨空白域」とした。日降水量で見ると、

秋田・岩手県境付近, 長野県西部・岐阜県北部・北陸付近, 広島県, 福岡県, 熊本県南部, 鹿児島県東部などが空白域と言ってよさうである. 1時間降水量の空白域は, 若干異なるが, 秋田・岩手県境付近, 長野県西部・岐阜県北部, 熊本県南部, 鹿児島県東部などは日降水量の空白域と共通している. このような結果は, 本研究で行ったような, 全国の多数のデータを用いることによってはじめて得ることができる. 一例を挙げると, 図-3において, 日降水量が小さい値しか記録されていない観測所が集中している岐阜県のみデータを用いて, 全国と同様の推定式を求めたところ, 相関係数や回帰係数は統計的に有意であったが, 寄与率が0.248と非常に低くなった. また, 全国の数値から求めた推定値との比較では, 観測値が100mm以上小さい観測所が6ヶ所あったのに対して, 岐阜県内のみ値を用いて求めた推定値との比較では, これらの観測所がすべて推定値より大きな値をとる観測所となってしまう.

なお, これらの地域は, 「暖候期降水量が多いが1時間や1日程度の継続時間の豪雨が発生しにくい地域」である可能性もある. しかし, これらの豪雨空白域のなかでも, たとえば北陸地方は1964年7月(昭和39年山陰北陸豪雨), 1965年9月(台風24号)に, 現在のAMeDAS観測所の近傍で, AMeDASの極値を大きく上回る降水量を記録している例が少なからず確認できる. また, 対象期間以後では, 1999年9月に岐阜県北部の一部で, 2001年6月には福岡県西部で極値を大きく更新する豪雨が発生しており, これらの地域では豪雨が起らない地域であるとは一概には言えない.

3. 可能最大降水量(PMP)推定式の検討

図-1を見ると, 1時間降水量, 日降水量いずれも左上側が空白となっており, 特に大きな1時間降水量, 日降水量の記録に関しても, 暖候期降水量とともに大きくなっているように思われる. もしそうであれば, プロット点の左上に包絡線(図-1細線)を引けば, 暖

候期降水量に応じた可能最大降水量の推定ができる可能性があることになる. 試みに, 図-1において1時間降水量, 日降水量双方について, 全プロットを包絡する直線式を求めたところ, 下記のようになった.

$$M_d = 0.4952 * P_w - 37 \quad (3)$$

$$M_h = 0.1075 * P_w + 8 \quad (4)$$

両式において P_w が暖候期降水量[mm]であり, P_w に応じて, M_h (1時間可能最大降水量), M_d (1日可能最大降水量)として推定される.

検討期間の後に発生した2000年9月の東海豪雨時の最大1時間降水量, 最大日降水量, 最大24時間降水量記録は, いずれも(3),(4)式の推定値の範囲内であった. AMeDAS観測値以外も含めた日降水量の日本記録としては1114mm(日早・徳島県木頭村)がよく知られている. この観測所は正確な位置が不詳であり暖候期降水量も得られないが, 同一村内にあるAMeDAS木頭の値をもとに計算すると1234mmとなり, 推定値の範囲内となる. 1時間降水量の日本記録として知られているのは187mm(長与町役場・長崎県長与町)である. 長与の暖候期降水量平年値は得られないので, 10kmほど離れたAMeDAS長崎の値(1549mm)をもとに計算すると175mmとなり, 推定値を越えてしまっている. AMeDASより長期(最短24~最長113年, 平均66年)の記録がある154箇所の気象官署の極値降水量と暖候期降水量平年値(1961~1990年の平均値を使用)の関係と, 両式による推定値を比較したのが図-4である. 1時間降水量に関しては151箇所(全観測所の98%), 日降水量に関しては150箇所(同97%)の観測所の極値が推定値の範囲内に収まった. 1時間降水量・日降水量とも, 暖候期降水量1000mm前後の観測所で実測値が推定値を越えている. AMeDAS観測期間の1979年以降に, 暖候期降水量1000mm(比較的少雨の地域)前後の地域で, 記録的な豪雨が発生していないことを示していると思われる.

暖候期降水量から PMP の推定を試みた(3),(4)式は, AMeDAS より長期の降水量記録にもとづく各地の 1 時間・日降水量極値をおおむね予測したが, 推定値を越える記録も複数確認され, PMP 推定手法として妥当であるかどうかは, まだ検討の余地がある.

IV. まとめ

本研究によって得られた結果を整理すると以下のようになる.

- 暖候期降水量と 20 年最大 1 時間・日降水量の間には, 暖候期の期間の取り方にかかわらず統計的に有意な相関が認められた. 日降水量については 4 月~10 月積算降水量と, 1 時間降水量については 4 月~9 月積算降水量との相関が最も高かった. 相関係数はそれぞれ 0.740, 0.618 で, 日降水量極値との相関がより高かった.
- 暖候期降水量(4 月~10 月積算降水量)と 20 年最大 1 時間・日降水量を線形回帰したところ, 統計的に有意な回帰式(1),(2)が得られた.
- すなわち, 統計的には, この線形回帰式から暖候期降水量に対応する最大 1 時間・日降水量を計算して差し支えない.
- 式(1),(2)による推定値より実測値が少ない観測所を, 最近 20 年間の最大規模豪雨が比較的弱い観測所と考え, このような観測所が集中している地域を「豪雨空白域」として抽出をこころみたところ, 秋田・岩手県境付近, 長野県西部・岐阜県北部・北陸付近, 広島県, 福岡県, 熊本県南部, 鹿児島県東部などが抽出された.
- 暖候期降水量と 20 年最大 1 時間・日降水量の散布図から作成した包絡線によって暖候期降水量に応じた 1 時間・日降水量の可能最大雨量(PMP)の推定を試みたところ, 154 箇所の気象官署における 24~113 年間の実測最大値から見ておおむね妥当な推定値が得られたが, 推定値を超過する値も複数見られた. この推定方法が妥当であるかど

うかは, 今後更に検討が必要である.

豪雨の発生には, 地形や風向も関与してくる(二宮, 1981, 2001). また, 高橋(2001)が指摘しているように, 数ヶ月間など長時間降水量に, 日降水量などの短時間降水量が関与する割合は地域差があることも知られている. 本研究で行った, 暖候期降水量だけで極値降水量を求める方法は, これらの諸要因を踏まえたものではないが, 基本的な統計的検定の結果は, この方法が統計的にまったく不適切なものではないことを示している. 本研究で示した極値推定方法は, 防災情報として活用する簡易推定方法としては, 十分実用的なものと言っていいだろう. 今後は, 1 時間降水量, 日降水量のほか, 任意時間の積算降水量との相関についても検討したい. また, 確率雨量など他の手法によって求められた値との差の比較などを行い, 本手法の有効性の検証を進めたい. また, 推定値と実測値が大きく乖離している地域の特徴についても検討を進めたい.

「豪雨空白域」に関しては, 今回は定性的な抽出を行ったのみであるが, 「最近 20 年間の最大規模豪雨が比較的弱い観測所」がある程度まとまって存在することがわかった. 今後は, より定量的な抽出手法を検討したい. また, 抽出された豪雨空白域において, 過去において現在の記録を大きく上回るような事例が発生しているかどうかをより詳しく検討する必要がある. また, 抽出された豪雨空白域の地元住民や防災関係者の, 豪雨災害に対する認識や, 防災施設の整備状況についての実態調査を試みることを考えている.

謝辞

本研究の一部は, 土木学会河川懇談会共同研究, および平成 14 年度科学研究費補助金基盤研究(C)(1)「土砂生産場である山腹斜面の崩壊に対する免疫性に関する水文・地形学的研究」(研究代表者:平松晋也)によるものである. 研究の機会を与えていただいた河川懇談会ならびに, 各種のご協力をいただいた国土交通省近畿地方整備局に, この場を借りてお礼を申し上げる.

引用文献

朝倉正(1985):気象学・気候学辞典(吉野正敏ほか編), 二宮書店, p.333
 江藤剛治・室田明・米谷恒春・木下武雄(1986):大雨の頻度, 土木学会論文集, No.369, II-5, pp.165-174
 気象庁(1996):気象庁観測平年値(CD-ROM), 気象業務支援センター
 国立天文台(1997):平成10年版理科年表, 丸善
 二宮洗三(1977):豪雨の時間スケールから見た降水強度極値の地理的分布, 天気, Vol.24, pp.63-74
 二宮洗三(1981):雨とメソ・システム, 東京堂出版
 二宮洗三(2001):豪雨と降水システム, 東京堂出版
 杉森直樹・矢守克也・岡田憲夫(1994):防災意識の長期

変動に関する基礎的考察, 京都大学防災研究所水資源センター研究報告, No.13, pp.67-78
 鈴木秀夫(1961):日本の地形と降水量分布, 地理学評論, Vol.34, No.8, pp.430-437
 高橋日出男(2001):梅雨期総降水量に対する日降水量の階級別寄与について, 地理学評論, Vol.74, No.4, pp.217-232
 高須修二・宮脇千晴・廣瀬昌由・松山兼二(1994):時間雨量の地域特性, 水工学論文集, No.38, pp.45-50

図表

表一 1 集計期間別暖候期降水量平均値と極値の相関

Table 1 Relationship between warm season precipitation and the historical highest precipitation

Warm season considered	The number of data	Correlation coefficient	
		Daily P.	Hourly P.
Apl. - Sep.	983	0.736	0.618
May - Sep.	1013	0.731	0.605
Jun. - Sep.	1086	0.723	0.570
Jul. - Sep.	1124	0.719	0.521
Apl. - Oct.	983	0.740	0.616
May - Oct.	1012	0.738	0.609
Jun. - Oct.	1043	0.731	0.587
Apl. - Nov.	982	0.718	0.603
All year	956	0.581	0.524

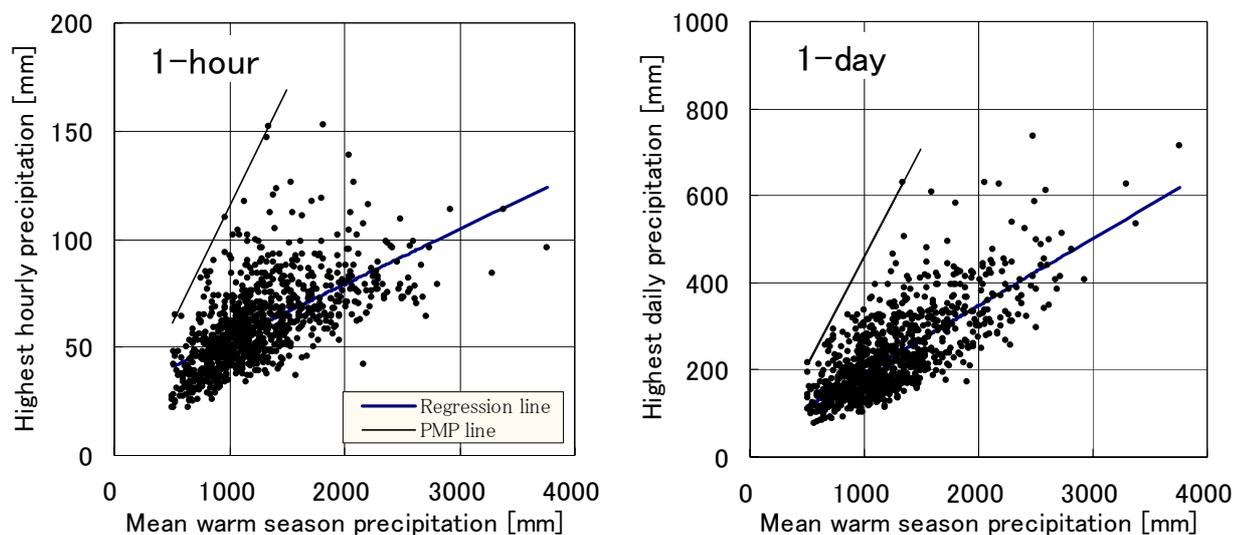


図- 1 暖候期(4~10月)降水量準平年値(1979~1990年)と極値の散布図

Fig. 1 Relationship between mean warm season precipitation (Apr. – Oct.) and historical highest precipitation (1979 – 1998)

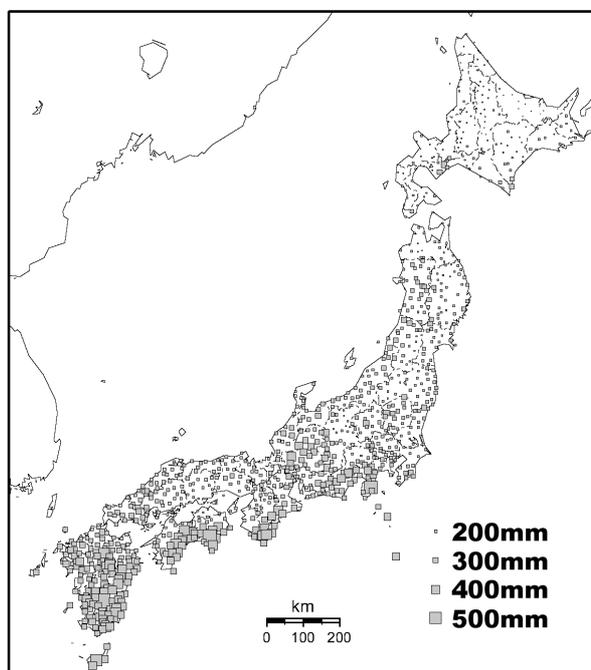


図- 2 暖候期降水量から推定した 20 年確率日降水量分布図

Fig. 2 Distribution map of estimated 20-year highest daily precipitation based on warm season precipitation.

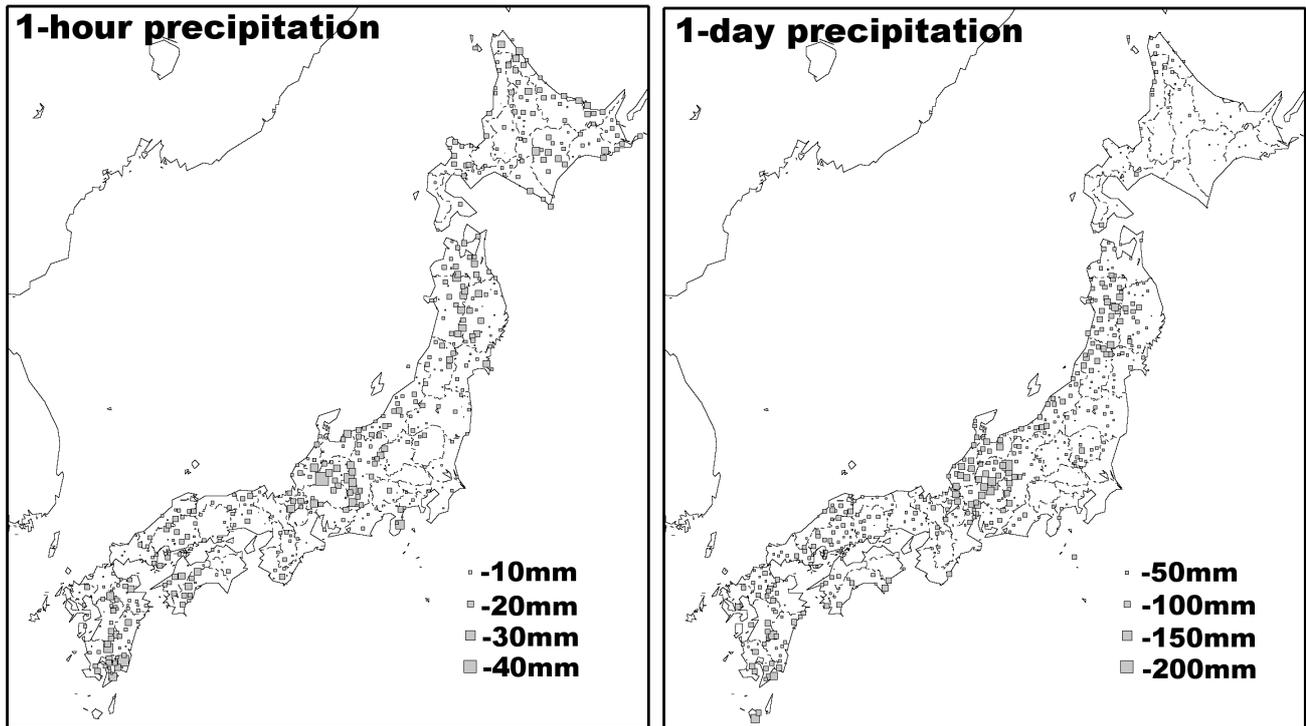


図- 3 暖候期降水量からの推定値より観測極値が小さい観測所

Fig. 3 Observatories where the observed highest precipitation is smaller than the estimated value based on warm season precipitation.

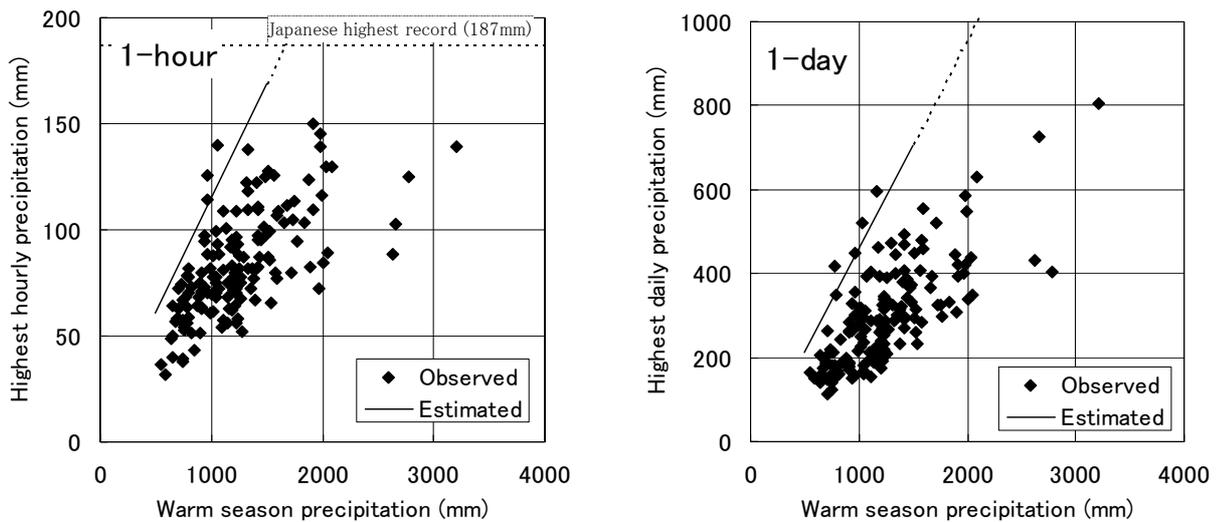


図- 4 AMeDAS データから求めた PMP 推定線と 154 気象官署(観測期間 24~113 年)の実測極値降水量
 Fig.4 Relationship between PMP estimated by AMeDAS data and observed highest precipitation at 154 Weather stations (observed periods are 24 to 113 years).