

日本における降水量の極値パラメーターの広域分布特性

藤部 文昭*

要 旨

1951～2010年の国内92地点の資料を使って、降水量の極値に関連する L-moments の空間分布特性を調べた。日・1時間・10分間降水量の年最大値は、緯度および暖候期の総降水量と有意な負および正の相関を持つ。また、年最大値の年々変動の大きさと形態を特徴づける L-moments のうち、1時間および10分間降水量（以下「短時間降水量」）の L-CV は緯度・総降水量とそれぞれ有意な正・負の相関を持ち、L-skewness は緯度と有意な正の相関を持つ。このことは、年最大値が大きい低緯度・多降水の地点ほど、累年平均値から大きく外れる値が出にくい傾向があることを意味し、この結果、長い再現期間に対応する短時間降水量の極値は緯度や総降水量への依存性が弱い（その意味で、空間変動が小さい）。一方、緯度や総降水量への依存性に加え、L-moments には地点ごとのばらつきがあるが、L-skewness のばらつきの大きさは単一の極値分布のもとで標本変動から期待されるものと有意な差がない。L-skewness は極値分布の形状に関するパラメーターであり、上記の所見は極値分布関数の形状パラメーターを地点ごとに求めることの必要性に疑問を持たせるものである。

1. はじめに

極端な降水の統計的性質を知ることは防災対策にとって重要である。二宮 (1977) は日本の気象官署における日～10分間降水量の累年1位値の分布を調べ、10分間降水量の1位値には緩やかな南北傾度があること、日降水量の1位値は南北傾度がより大きく、かつ地形への依存性が大きい（太平洋側の南東斜面で大きい）ことを指摘した。Miyajima and Fujibe (2011) は16年間のアメダス資料を使って二宮 (1977) の所見を確かめるとともに、10分間降水量に関しても低い順位値（16年間の10位値以下）には日降水量と同程度の南北傾度が現れることを見出した。これらの事実、極値の統計的性質が緯度や降水の時間スケールあるいは極端さの程度によって変化することを示唆する。

大雨の極端さを表す尺度として、再現期間や再現降水量がある。ある大雨の再現期間が N 年であることは、その値以上の大雨が N 年あたり1回、すなわち1年間に $1/N$ の確率で起きることを表す。その降水量が N 年再現降水量である。これらの統計的推定には、累年の観測データに極値分布関数を適用する方法が使われるのが普通である。その際、しばしば細かい地域特性が問題になり、地点ごとあるいは流域ごとの評価が求められる傾向がある。そのため、データに対する適合度に基づいて分布関数の選択が行われる（中小河川計画検討会 1999；小林 2006）。しかし、統計解析においてはデータの有限性に由来する不確実性が避けられないので、データに適合すればいいとは限らず、適合させすぎるとかえって結果の信頼性が損なわれることもある。極値統計における地域特性の評価においては、適合性だけでなく統計結果の信頼性にも目を向ける必要がある。

二宮 (2011) と藤部 (2011a) の質疑で論じられたように、現在使われている極値統計手法はデータの数学的な扱いにとどまり、降水の気候特性に関する知見

* 気象研究所, ffujibe@mri-jma.go.jp

—2013年6月11日受領—

—2013年10月28日受理—

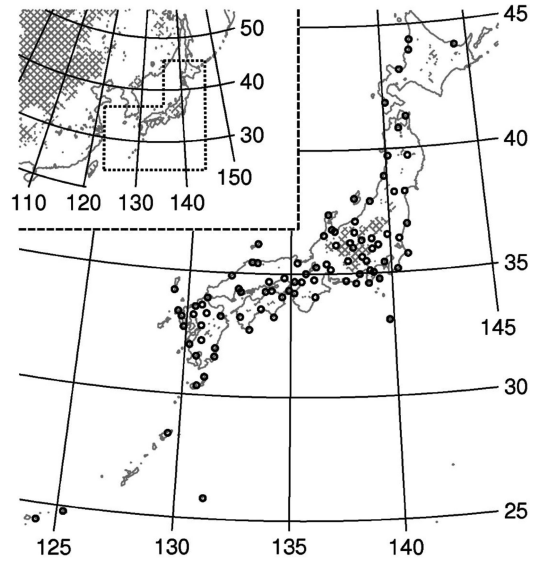
を反映していない。そのため、降水極値の広域的な気候特性（二宮 1977；Miyajima and Fujibe 2011など）と、地点・流域ごとに極値分布関数の適合度を評価するという類の運用との間には情報のギャップがある。よって、極値統計に出てくるパラメーターが、広域的に見てどんな分布をしているかを知ることが有意義であろう。

本研究では、極値に関連するパラメーターとして L-moments を取り上げ、そのマクロな空間変動の分布特性を見出して、地域特性へのアプローチに向けた手がかりを得ることを目指す。具体的には、日・1時間・10分間降水量の年最大値と、その年々変動の L-moments、およびこれらから求めた再現期待値を扱う。まず、緯度と暖候期の総降水量を尺度として広域的な分布特性を調べ、次にもっと細かい地域差の有無について議論する。

2. 資料

国内の気象官署については、観測開始以来の日降水量と日最大1時間降水量のデータが整備されている。しかし1930年代ごろまでは、日最大1時間降水量は毎正時ごとの観測値のうちの最大値であって、任意の1時間の最大値ではなく、10分間降水量の資料はなかった。1940年代ごろから多くの官署で日最大10分間降水量や、任意1時間降水量の日最大値が記録されるようになった。ただし、北日本では1960年ごろまで、当時の雨量計の特性により、冬期間は日最大1時間降水量や10分間降水量の観測がなかった。

本研究では、日降水量だけでなく短時間（1時間および10分間）の降水量の極値に注目することとし、日最大10分間降水量の資料が多く官署で得られる1951～2010年を対象にした。冬期間の欠測への対応のため、5～10月のデータだけを使った。降水量の極値は夏～初秋に観測されることがほとんどなので（例えば Miyajima and Fujibe 2011）、冬期間のデータがなくても今回の解析への影響は小さいと考えられる。対象地点の条件は、各年の5～10月の欠測率（データがない日の比率）が、日・1時間・10分間降水量の3要素すべてについて3%未満（すなわち6日未満）であることとした。これにより、地点数は92となった。第1図に地点の分布を示す。以下、各年の5～10月のデータから求めた日・1時間・10分間降水量の最大値を便宜上「年最大値」と表記する。なお、日降水量について本当の年最大値（1～12月の最大値）を使った



第1図 対象地点。左上の地図の点線は、もう一方の地図の範囲を示す。薄い陰影は海拔1000 m以上の領域を表す。

解析結果を4.4節で紹介する。

上記の期間中、雨量計の種類は何度か変わっており、特に1960年代には転倒マス雨量計の導入に伴って観測の最小単位が0.1 mmから0.5 mmへ変更された。また、いくつかの官署は対象期間中に移転を経験している。さらに、強い降水には長期的な変動があり、10分間降水量や1時間降水量の極値は1980年代から有意に増加している（Fujibe 2013）。しかし、観測単位の変更は大雨の統計にはほとんど影響しないこと（Fujibe *et al.* 2006）、年々の変動の大きさに比べて観測方法の変更の影響や長期変動の寄与は相対的に小さいと考えられることから、本研究ではこれらについての補正は行わなかった。

3. 解析方法

3.1 L-moments の定義

近年、極値統計では L-moments がよく使われる。これはデータの変動特性を表す量であり、1～4次の L-moments ($\lambda_1 \sim \lambda_4$) はそれぞれ以下のように定義される。

$$\lambda_1 = E(X_{1:1}) \quad (1)$$

$$\lambda_2 = \frac{1}{2} E(X_{2:2} - X_{1:2}) \quad (2)$$

$$\lambda_3 = \frac{1}{3} E(X_{3:3} - 2X_{2:3} + X_{1:3}) \quad (3)$$

$$\lambda_4 = \frac{1}{4} E(X_{4:4} - 3X_{3:4} + 3X_{2:4} - X_{1:4}) \quad (4)$$

ここで $X_{r:n}$ は、母集団の中から n 個の標本を取り出したときの r 番目に小さい標本の値を表し、 E は期待値である。L-moments についての詳細は Hosking and Wallis (1997) のほか、外山・水野 (2002)、三浦・水野 (2005) が解説している。

本研究では、各地点の日、1時間および10分間降水量それぞれに対し、累年の年最大値について L-moments を計算した。 λ_1 はしばしば L-location と表記され、年最大値の累年平均値を与える。 λ_2 以下は、年々の値のばらつきの大きさや分布の形を表現する。以下、これらを規格化した L-CV = λ_2/λ_1 (CV は coefficient of variation の意味)、L-skewness = λ_3/λ_2 、L-kurtosis = λ_4/λ_2 を使う。L-CV は累年平均値に相対的な年々変動の大きさを表す。また、L-skewness や L-kurtosis の値が大きいほど、極端に大きい値が出やすい傾向がある。

3.2 L-moments と極値分布関数の関係

再現降水量の推定によく使われるのは、降水量の年極値に極値分布関数を適用する方法である。それは、年極値がある母集団に由来する確率変数であることを仮定し、その母集団が持つ確率分布の関数形やパラメーターを推定しようとするものである。極値分布関数はいくつかあり、前記のようにその中のどれがデータに適合するか (すなわち、母集団の確率分布を正しく表現するか) が問題になる。これに関して藤部 (2011b) は、データが確率変数であることに伴う変動 (標本変動) の故に、たとえ正しい (すなわち、母集団と同じ) 極値分布関数を使っても、再現降水量の計算値には少なからぬ推定誤差が生じたり、母集団と違う確率分布が誤って選択されたりする場合があることを指摘した。このことから藤部 (2011b) は、極値分布関数の選択にあまりこだわっても意味はなく、実用的には一般化極値分布 (generalized extreme value distribution, 以下 GEV, 付録参照) で事足りるという見解を示した。

データの L-moments と極値分布関数の関係は次のようになる。まず、Gumbel 分布は GEV の 3 つのパラメーターのうち形状パラメーター κ が 0 であるものであり、パラメーター数は 2 つである。それらは L-location と L-CV で決まり、L-skewness と L-kur-

tosis は一定値 (それぞれ 0.1699 と 0.1504) である。一方、気象庁「異常気象リスクマップ」 (<http://www.data.kishou.go.jp/climate/riskmap/index.html>, 2013年10月5日閲覧) では、GEV のほか対数ピアソンIII型分布 (LP3) と対数正規分布 (GNO) が使われている。これらは、それぞれパラメーターが 3 つある。それらは L-location と L-CV および L-skewness に依存するが、L-kurtosis は L-skewness の値に応じて関数ごとに一意的に決まる。例えば GEV の L-kurtosis は下記の近似式で表される (Hosking and Wallis 1997)。

$$\begin{aligned} \text{L-kurtosis} = & 0.10701 + 0.11090x + 0.84838x^2 \\ & - 0.06669x^3 + 0.00567x^4 \\ & - 0.04208x^5 + 0.03673x^6 \end{aligned} \quad (5)$$

ここで x は L-skewness である。

従って、極値分布関数として Gumbel 分布で間に合うかどうかは、L-skewness に系統的な地域差があるか、あるいはそれが 0.1699 と有意に異なるかどうかが鍵になる。また、パラメーターを 3 つ持つ分布関数を使う場合、GEV で十分か、あるいは LP3, GNO 等を使い分けるべきかどうかという問題は、L-kurtosis に (あるいは、それと L-skewness との関係に) 系統的な地域特性があるかどうかに関わっている。

以下、本研究で扱う L-moments および再現降水量を「極値パラメーター」と総称する。いずれも地点ごと、かつ降水の時間スケールごとの量である。

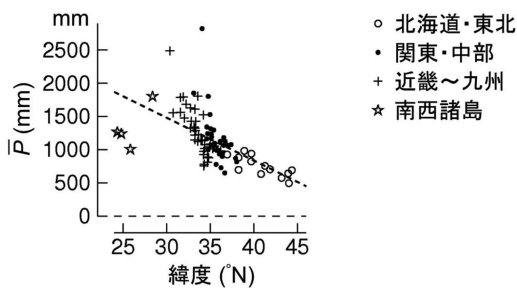
3.3 空間分布特性の評価

二宮 (1977) と Miyajima and Fujibe (2011) が示したように、降水の極値は南北傾度を持つとともに地形効果を反映する。このうち南北傾度は緯度で表現できるが、地形効果の定量化は難しい。Miyajima and Fujibe (2011) が、各地点の周囲 20 km あるいは 50 km 以内の海拔高度の傾きを尺度にして降水極値との関係を調べたところ、両者の間に有意な相関はあるものの、その大きさは高々 0.3 程度という低い値だった。本研究ではこれに代え、5~10月の総降水量 (以下 \bar{P}) を使った。

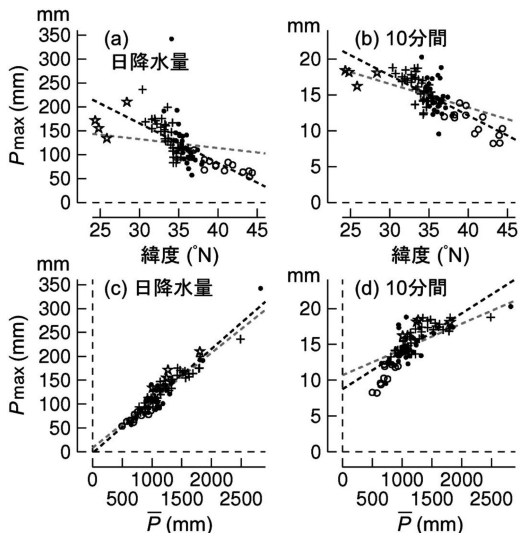
当然ながら緯度と \bar{P} の間には相関がある。第 2 図は今回の解析対象になった 92 地点の緯度と \bar{P} をプロットしたもので、両者の相関係数は -0.58 である。本研究では、極値パラメーターの緯度への依存性と \bar{P} への依存性を分離するため、両者に対する偏相関、および次の重回帰による評価を行った。

$$\sum_{i=1}^N \{y_i - [a + b\phi_i + c\bar{P}_i]\}^2 \rightarrow \text{最小} \quad (6)$$

ここで i は地点、 N は地点数 (=92)、 y_i と ϕ_i はそれぞれ地点 i の極値パラメーターと緯度であり、 a 、 b 、 c は回帰係数である。また一方、Miyajima and Fujibe (2011) が行ったような単相関・単回帰にも気候学的興味があると考えられるので、これを併せて行い、偏相関・重回帰による結果と併記した。なお、文中の相関や回帰係数の大小は、すべて絶対値の大小を意味するものとする。



第2図 対象地点の緯度と \bar{P} の関係。点線は1次回帰。地域を表す記号のうち、三重県は「関東・中部」に含まれる。



第3図 年最大値 (P_{\max}) と緯度および \bar{P} との関係。左列 (a, c) は日降水量、右列 (b, d) は10分間降水量。濃い点線は単回帰、薄い点線は偏回帰 (本文参照)。地域を表す記号は第2図と同じ。

4. 極値パラメーターと緯度・総降水量との関係

4.1 年最大値の累年平均値 (L-location)

3.1節で述べたように、年最大降水量の累年平均値はL-locationで与えられる。以下これを P_{\max} と表記する。第3図は、各地点の P_{\max} と緯度および \bar{P} をプロットしたものである。 P_{\max} と緯度の図に描かれた回帰直線の一方は単回帰によるもの、もう一方は式(6)の重回帰で \bar{P} に全地点の平均値 (=1149 mm) を与えたものである。同様に、 P_{\max} と \bar{P} の図に描かれた回帰直線は、単回帰によるものと、式(6)で緯度に全地点の平均値 (=35.15°N) を与えたものである。第1表の上3段は、 P_{\max} と緯度・ \bar{P} との相関係数 (単相関・偏相関) および回帰係数 (単回帰・重回帰) の値を示す。このうち P_{\max} や再現降水量の回帰係数は、それぞれの全国平均値で割った相対値で表現する。

これらの図表によると、日・10分間降水量の P_{\max} は、緯度および \bar{P} の双方と、それぞれ負および正の有意な単相関・偏相関を持つ。このうち、日降水量の P_{\max} は、緯度に対する偏相関よりも \bar{P} に対する偏相関のほうが高く、 \bar{P} により強く依存することが分かる。ただし、 P_{\max} と緯度との偏相関が小さいことは、 P_{\max} が緯度によらないという意味ではない。 P_{\max} は \bar{P} と相関し、 \bar{P} は緯度と相関を持つので (第2図)、 P_{\max} は緯度と相関があり、そのことは単相関の値が表している。にもかかわらず偏相関が小さいのは、 \bar{P} が同じならば緯度への依存性は小さいということである。これに対し、10分間降水量の P_{\max} は緯度に対する偏相関と \bar{P} に対する偏相関の大きさがほぼ等しい。言い替えると、時間スケールが短い降水の極値は、緯度に対する依存性と \bar{P} に対する依存性が同程度である。

単回帰係数 (全国平均値で割った相対値) は、時間スケールが小さいほど小さくなる。このうち緯度に対する単回帰係数は Miyajima and Fujibe (2011) が得た値に近い。一方、偏回帰係数は単回帰係数よりも小さく、特に日降水量の P_{\max} の緯度に対する偏回帰係数は偏相関の小ささを反映してかなり小さい値である。

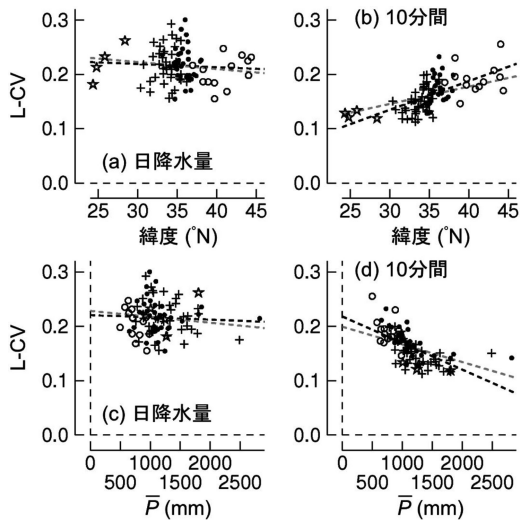
4.2 年最大値の L-CV, L-skewness, L-kurtosis

第4～6図はそれぞれ、L-CV, L-skewness, L-kurtosis と緯度および \bar{P} との関係を示す。L-CV と L-skewness の空間平均値は、日降水量より10分間降水量のほうが小さい。この差は危険率1%で有意である。また、日降水量のL-momentsは緯度や \bar{P} と有意な相関がないのに対し、10分間降水量のL-CVは緯度に対しては正、 \bar{P} に対しては負の有意な相関があ

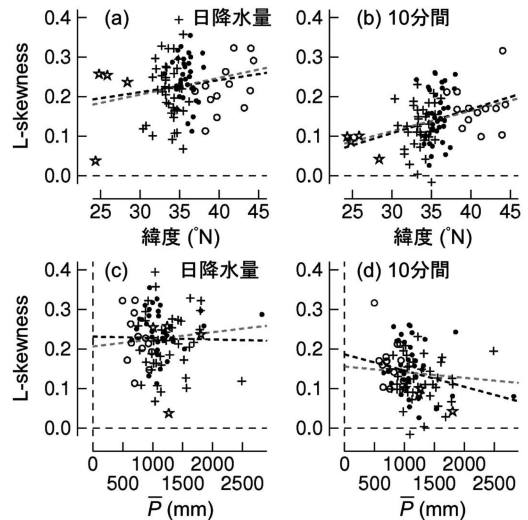
第1表 各要素と緯度および \bar{P} との相関・回帰係数.

		空間平均	緯度				\bar{P}			
			単相関	偏相関	単回帰係数	偏回帰係数	単相関	偏相関	単回帰係数	偏回帰係数
P_{max}		mm			%/deg	%/deg			%/100 mm	%/100 mm
	日	122.8	<u>-0.64</u>	<u>-0.36</u>	<u>-6.73</u>	<u>-1.51</u>	<u>0.95</u>	<u>0.92</u>	<u>8.88</u>	<u>8.10</u>
	1時間	40.6	<u>-0.72</u>	<u>-0.56</u>	<u>-5.66</u>	<u>-2.46</u>	<u>0.89</u>	<u>0.84</u>	<u>6.23</u>	<u>4.97</u>
	10分間	14.8	<u>-0.74</u>	<u>-0.58</u>	<u>-3.78</u>	<u>-2.22</u>	<u>0.78</u>	<u>0.65</u>	<u>3.56</u>	<u>2.42</u>
L-CV					/deg	/deg			/100 mm	/100 mm
	日	0.216	-0.06	-0.11	-0.0006	-0.0013	-0.05	-0.11	-0.0004	-0.0011
	1時間	0.194	<u>0.43</u>	<u>0.25</u>	<u>0.0030</u>	<u>0.0018</u>	<u>-0.44</u>	<u>-0.26</u>	<u>-0.0027</u>	<u>-0.0017</u>
	10分間	0.162	<u>0.62</u>	<u>0.40</u>	<u>0.0053</u>	<u>0.0032</u>	<u>-0.64</u>	<u>-0.44</u>	<u>-0.0049</u>	<u>-0.0032</u>
L-skewness					/deg	/deg			/100 mm	/100 mm
	日	0.227	0.15	0.17	0.0031	0.0042	-0.02	0.08	-0.0004	0.0018
	1時間	0.179	<u>0.33</u>	<u>0.24</u>	<u>0.0062</u>	<u>0.0053</u>	<u>-0.25</u>	<u>-0.07</u>	<u>-0.0041</u>	<u>-0.0014</u>
	10分間	0.139	<u>0.33</u>	<u>0.24</u>	<u>0.0061</u>	<u>0.0052</u>	<u>-0.25</u>	<u>-0.08</u>	<u>-0.0041</u>	<u>-0.0014</u>
L-kurtosis					/deg	/deg			/100 mm	/100 mm
	日	0.166	0.02	0.03	0.0003	0.0005	0.0	0.01	0.0000	0.0002
	1時間	0.140	0.07	-0.01	0.0009	-0.0001	-0.12	-0.10	-0.0015	-0.0015
	10分間	0.141	-0.08	-0.02	-0.0013	-0.0004	0.11	0.08	0.0016	0.0014
P_{50}		mm			%/deg	%/deg			%/100 mm	%/100 mm
	日	264.4	<u>-0.58</u>	<u>-0.20</u>	<u>-6.56</u>	<u>-1.40</u>	<u>0.86</u>	<u>0.79</u>	<u>8.72</u>	<u>8.00</u>
	1時間	78.5	<u>-0.62</u>	<u>-0.33</u>	<u>-4.64</u>	<u>-1.81</u>	<u>0.80</u>	<u>0.69</u>	<u>5.32</u>	<u>4.39</u>
	10分間	25.6	<u>-0.55</u>	<u>-0.30</u>	<u>-2.09</u>	<u>-1.14</u>	<u>0.60</u>	<u>0.42</u>	<u>2.07</u>	<u>1.48</u>
P_{max} (年間データ による補足)	日 ¹⁾	125.2	<u>-0.65</u>	<u>-0.38</u>	<u>-6.90</u>	<u>-1.63</u>	<u>0.94</u>	<u>0.92</u>	<u>9.00</u>	<u>8.16</u>
	日 ²⁾	*	*	<u>-0.52</u>	*	<u>-3.58</u>	<u>0.81</u>	<u>0.77</u>	<u>4.90</u>	<u>3.97</u>
	1時間 ²⁾	*	*	<u>-0.65</u>	*	<u>-3.71</u>	<u>0.76</u>	<u>0.71</u>	<u>3.43</u>	<u>2.46</u>
	10分間 ²⁾	*	*	<u>-0.66</u>	*	<u>-2.87</u>	<u>0.65</u>	<u>0.52</u>	<u>1.88</u>	<u>1.14</u>

1) P_{max} に年間データを使用。2) P に年間データを使用 (*はこの表の最上段と同じ数値であることを示す)。
 : 危険率1%で有意。 : 危険率5%で有意。



第4図 L-CVと緯度および \bar{P} との関係。図の構成は第3図と同じ。



第5図 L-skewnessと緯度および \bar{P} との関係。図の構成は第3図と同じ。

り、L-skewness は緯度に対して正の相関がある。一方、L-kurtosis は緯度や \bar{P} に対する有意な相関がない。

L-CV や L-skewness が小さいことは、累年平均値すなわち P_{\max} から大きく外れる値が出にくい傾向があることを意味する。従って上記の結果から、10分間降水量や1時間降水量は日降水量に比べ、 P_{\max} から大きく外れる値が出にくく、その傾向は低緯度の地点で著しいことが分かる。低緯度の地点では P_{\max} が大きいので、10分間降水量や1時間降水量は「 P_{\max} が大きい地点ほど、それから大きく外れる値が出にくい」と言うこともできる。

4.3 再現降水量

第7図は、50年再現降水量 (P_{50}) と緯度・ \bar{P} との関係を示す。 P_{50} の計算に当たっては各地点のL-momentsにGEVを適用したが、LP3やGNOを使っても結果に大きな違いはない。図から分かるように、 P_{50} の分布の特徴は P_{\max} のもの(第3図)とほぼ同じであり、日降水量については \bar{P} と高い正相関(単相関と偏相関、以下同様)、10分間降水量については緯度と負相関および \bar{P} と正相関がある。ただ、10分間降水量の P_{50} は P_{\max} に比べ、緯度や \bar{P} に対する回帰係数が小さい(第1表)。これは4.2節の最後の文に書かれたことの反映に他ならない。

4.4 年間データによる補足

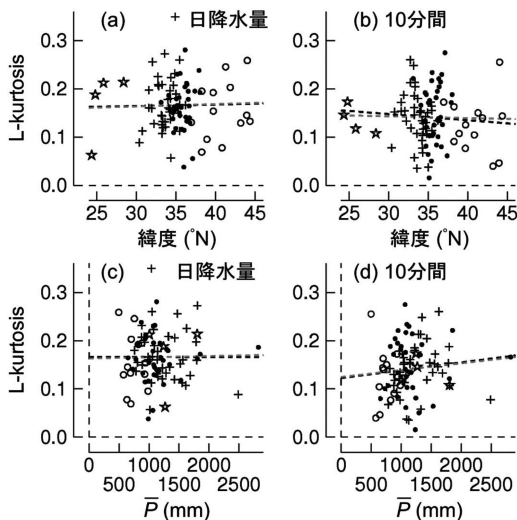
本研究は、冬期間の1時間・10分間降水量の欠測に

より解析対象を5~10月に限定したが、日降水量については年間のデータが得られる。そこで補足として、①日降水量について P_{\max} を年間のデータから求めた場合と、② \bar{P} を年間のデータから求めた場合の解析を行った。結果を第1表の最下段に示す。

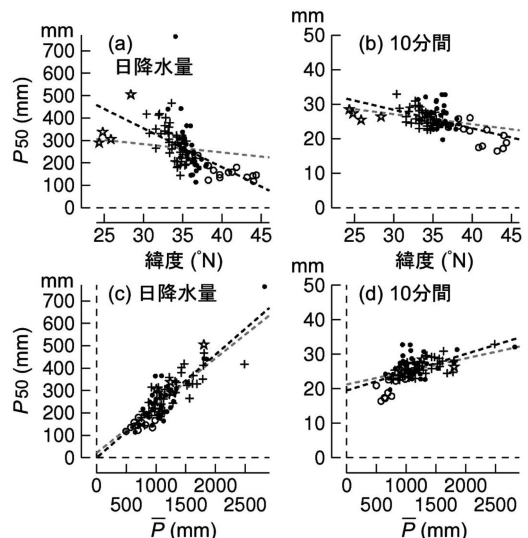
①では、元の解析結果(第1表の最上段)に比べて P_{\max} の値にほとんど変化がなく、緯度や \bar{P} との関係にも目立った違いはない(他の極値パラメーターについても同様)。これは、降水量の年最大値が主として暖候期に現れることを反映するものであり、5~10月のデータから求めた P_{\max} を実質的な年最大値と見なすことを是認する。一方、②では P_{\max} と \bar{P} の相関や回帰係数が小さくなり、緯度との相関や回帰係数が増す傾向がある。これは、 \bar{P} を年間のデータで定義することによって寒候期の降水量の地域性が \bar{P} に反映し、その分、 \bar{P} が暖候期の降水量としての代表性を弱めるためであろう。しかし、このことは4.3節までに述べてきた所見を大きく変えるものではない。

5. より細かい地域性についての検討

最初にも述べたように、降水の極値統計の実用場面では、極値パラメーターの地域ごとあるいは流域ごとの特性に対する関心が高い。この観点からすれば、本研究で扱った緯度や \bar{P} への依存性は、空間分布の第1近似的な特徴に過ぎないことになろう。実際、第4~6図に描かれたL-momentsの地点ごとの値は、回



第6図 L-kurtosis と緯度および \bar{P} との関係。図の構成は第3図と同じ。



第7図 50年再現降水量 (P_{50}) と緯度および \bar{P} との関係。図の構成は第3図と同じ。

帰直線の上下にばらついていて、緯度や \bar{P} だけでは表現できない地域性の存在を示しているように見える。しかし一方、真の(すなわち母集団の)極値分布が地点によらず単一であっても、標本変動のため見かけのばらつきが現れる(藤部 2010, 2011b)。そこで、第4～6図のばらつきが、標本変動で説明できる程度のものであるかどうかを、モンテカルロ・シミュレーションで検討した。

モンテカルロ・シミュレーションは以下の手順によった。

- (1) 全地点のデータが単一の極値分布に従うという仮定のもと、L-CVとL-skewnessの全国平均値(第1表)に対応するGEVの分布パラメーター α 、 β 、 κ を求める(付録参照)。
- (2) この α 、 β 、 κ をパラメーターとするGEVに従う母集団から60個のデータを抽出し、これを1地点の60年分のデータに見立ててL-CV、L-skewness、L-kurtosisを計算する。
- (3) (2)の操作を10000回行って結果を集計し、L-CV、L-skewness、L-kurtosisの分散を、式(6)の重回帰の残差項の分散と比べる。

なお、再現期間の長い降水量の推定には κ が大きく影響し、それはL-skewnessの関数である(付録参照)。

第2表にモンテカルロ・シミュレーションの結果を示す。日降水量と10分間降水量のL-CVについては、実データの分散がモンテカルロ・シミュレーションによるものよりも、すなわち単一のGEVの確率変動よりも大きく、これは分散比の F 検定によると危険率

1%で有意である。このことから、緯度と総降水量だけではL-CVの地域性を表現できないことがうかがえる。しかし、L-skewnessの分散は実データとモンテカルロ・シミュレーションによるものとの間に有意な差がない。第4、5図や第2表から分かるように、L-skewnessの分散はL-CVの分散よりも大きいのだが、それにもかかわらず単一のGEVに基づく変動と有意な差がないのは、L-skewnessが標本変動に影響されやすく、推定誤差が大きいことを反映している。このことは、L-skewnessを地点ごとに個別評価することの困難さを示唆するとともに、その必要性に疑問を持たせるものである。L-kurtosisについては、10分間降水量の分散がモンテカルロ・シミュレーションによるものよりも危険率5%で有意に大きい。日・1時間降水量については有意な差がない。従って、L-kurtosisに系統的な地域性があるかどうかは判断が難しい。

前記のように、パラメーターを3つ持つ分布関数(GEV, LP3, GNOなど)のL-kurtosisは、L-skewnessの関数としてそれぞれ一意的に決まる。この3つの分布関数の中からどれを使うべきかという観点からすると、データのL-skewnessとL-kurtosisの関係が、どの分布関数のものに近いかという点に興味を持たれる。第8図は、データから直接求めたL-kurtosis(以下「データ値」)を横軸に取り、L-skewnessに式(5)のような関係式を当てはめて計算したL-kurtosis(以下「計算値」)を縦軸に取って、地点ごとの値を描いたものである。すべての図で、データ値と計算値との間に正相関があり、その大きさ

第2表 各L-moment値について、緯度と \bar{P} に対する重回帰式からのずれの標準偏差・95%範囲(表中「実データ」と、各L-momentの空間平均値からGEVのパラメーターを求め、モンテカルロ・シミュレーションを行って評価した標準偏差・95%範囲を比べたもの。

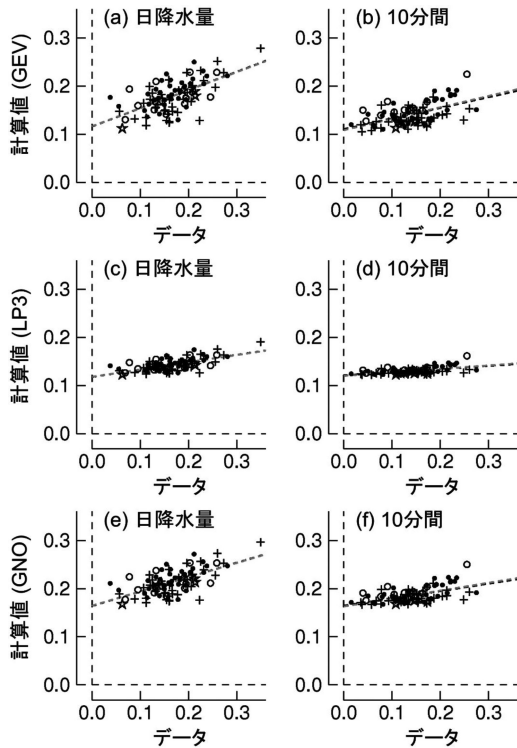
	L-CV			L-skewness			L-kurtosis		
	平均	標準偏差	95%範囲	平均	標準偏差	95%範囲	平均	標準偏差	95%範囲
実データ	0.216	<u>0.031</u>	0.122	0.227	0.069	0.253	0.166	0.054	0.208
モンテカルロ・シミュレーション ($\alpha/\beta=0.3534$; $\kappa=-0.0874$)		0.023	0.088		0.071	0.274		0.059	0.231
実データ	0.194	0.020	0.084	0.179	0.060	0.230	0.140	0.045	0.162
モンテカルロ・シミュレーション ($\alpha/\beta=0.3301$; $\kappa=-0.0146$)		0.019	0.074		0.065	0.256		0.051	0.200
実データ	0.162	<u>0.020</u>	0.108	0.139	0.059	0.231	0.141	<u>0.055</u>	0.210
モンテカルロ・シミュレーション ($\alpha/\beta=0.2804$; $\kappa=0.0487$)		0.015	0.059		0.060	0.235		0.047	0.183

—: 危険率1%で有意。 —: 危険率5%で有意。

は日降水量については0.6前後、10分間降水量については0.55程度であって、分布関数による差はほとんどない。しかし、計算値の変動幅はデータ値の変動幅よりも小さい。その傾向が最も強いのはLP3であり、GEVは点の分布が斜め45°に一番近くなっている。このことから、GEVはデータのL-kurtosisの変動に最も良く適合すると言える。ただ、データのL-skewnessのばらつきが有意ではなく、L-kurtosisのばらつきも有意性が微妙であることを考えると、データのL-kurtosis変動に適合する関数が良い関数だと一概には言い切れない。要はL-kurtosisの計算値の変域がGEVは比較的大きく、LP3は小さいということであり、どの関数を使うかは統計の目的に応じて選択すべきであろう。

6. 議論

本研究によって見出された極値パラメーターと緯度および暖候期降水量(\bar{P})との関係は、以下のように



第8図 各地点のL-kurtosisについて、データから直接求めた値と、極値分布関数を当てはめてL-skewnessから計算した値を比較したもの。

まとめられる。

- (1) 年最大値の累年平均値(P_{\max})は緯度および暖候期降水量(\bar{P})と有意な負および正の相関がある。このうち、日降水量は \bar{P} との相関が高く、短時間降水量は緯度と \bar{P} に対する相関が同程度である。
- (2) L-CVとL-skewnessは時間スケールの短い降水ほど値が小さく(すなわち P_{\max} から外れた値が出にくく)、その傾向は低緯度の地点(また、L-CVについては多降水の地点)、すなわち P_{\max} の大きい地点で著しい。
- (3) (2)に対応して、長い再現期間に対応する短時間降水量の極値は、緯度や \bar{P} への依存性が弱く、その意味で空間変動が小さい。
- (4) L-kurtosisは緯度や \bar{P} への依存性が認められない。

また、細かい地域性の可能性については、以下のことが言える。

- (5) L-CVの地点ごとのばらつきは緯度と \bar{P} だけでは説明困難であり、より細かな地域性の存在がうかがえる。一方、L-skewnessやL-kurtosisのばらつきは、10分間降水量のL-kurtosisを除き、標本変動によって生じるばらつきの大きさと有意な差がない。

日降水量の極値(P_{\max} や P_{50})と \bar{P} の高相関は、これらが地形効果を強く受けることを反映すると考えられる。ここで言う地形効果は主に、山地の風上斜面(主として西日本の太平洋側斜面)で降水量が多いことを指す。降水量の増幅にとっては、その強さだけでなく持続性が大きな意味を持つことから、日降水量の極値と年降水量の両方に地形効果が大きく現れるものと考えられる。これに対し、短時間降水量の極値にとって持続性は重要ではなく、むしろ強い降水をもたらす対流雲の発達度合いが効くため、地形効果よりも大気中の水蒸気量が重要であり、日降水量に比べて緯度への依存性がより強く現れるのであろう。この所見は、短時間降水量の極値が南北傾度を持つものの、日降水量ほどには地形効果を受けないという二宮(1977)やMiyajima and Fujibe (2011)の結果と整合する。

また、本研究では時間スケールの短い降水ほどL-CVやL-skewnessが小さいこと、すなわち極端に外れた値が出にくい傾向を持つことが見出された。日降水量の極値には強さと持続時間という2つの要素が相乗的に寄与するため、ごく稀に極端な値が現れる場合

があるのに対し、時間スケールが短い降水の極値は対流雲が保持できる水の量によって制約されるため、飛び抜けて大きな値は現れにくいものと解釈できる。

上記の最後のことは、短時間降水量の P_{\max} が大きい低緯度の地点ほど L-CV や L-skewness が小さく、 P_{\max} から外れた値が現れにくいことの説明にもなる。これらの地点は毎年のように強い雨が降るため P_{\max} の値が大きい、対流雲が保持できる水の量の限界のため、 P_{\max} を大きく超える降水は起きにくいであろう。これに対し、強い雨の頻度が低い地点すなわち P_{\max} が小さい地点の場合、稀に大量の水蒸気が流入したような時には、多雨地域に匹敵する強さの対流性降水が起きることがあり得るだろう。二宮 (1977) は10分間降水量の累年1位値と7月の月平均可降水量の分布の類似性を指摘したが、降水極値の分布を定量的に議論する際には、水蒸気量の気候値だけでなくその動態も考えるべきであろう。

上の議論を敷衍すれば、短時間降水量の極値には、対流雲の強さという物理的限界に由来する「上限」があることが考えられる。しかし一方、気象官署やアメダスによる10分間降水量の累年記録の中には、新潟県室谷で2011年に観測された50.0 mm など、今回の解析による50年再現降水量の空間平均値の倍近いものがある。国外にはさらに大きい記録があり、アメリカ海洋大気局 (NOAA) の Hydrometeorological Design Studies Center (HDSC; http://www.nws.noaa.gov/oh/hdsc/record_precip/record_precip_world.html, 2013年10月5日閲覧) の資料には、8分間降水量の世界記録が126 mm (ドイツ Fussen, 1920年) と書かれている。1時間降水量の記録も同様で、WMO が認定するアリゾナ州立大学の資料 (<http://wmo.asu.edu/>, 2013年10月5日閲覧) による60分間降水量の世界記録は305 mm (ミズーリ州 Holt, 1947年) であり、第7図から読み取れる上限 (百数十 mm) をはるかに超える。これらの数値が信頼できるとすれば、日本の短時間降水量についても、第7図などから示唆される「上限」を大きく超える値が稀に起きる可能性を念頭に置く必要があるかも知れない。しかし、これは簡単には結論の出せない問題であり、本稿では問題提起にとどめたい。なお、ここまでの議論は GEV で計算した再現降水量に基づいているが、LP3 や GNO を使っても再現降水量の値は GEV で計算したものとはほとんど変わらず、議論の本筋に影響はない。

地域性に関して言えば、1時間降水量と10分間降水

量については L-CV だけでなく L-skewness も緯度に依存する。L-skewness は極値分布関数の形状 (GEV の場合は κ) に関連する要素であり、今回の結果は短時間降水の極値統計において全国一律の形状パラメーターを使うことが適当でないことを示している。一方、L-CV についてはもっと細かい地域性の存在が伺えるが、L-skewness や L-kurtosis の地点ごとのばらつきの大きさは標本変動によって期待されるものと有意な差がない (10分間降水量の L-kurtosis を除く)。この結果から、極値分布関数の種類や形状に細かい地域性があることが直ちに否定されるものではないが、それらを評価していこうとする際にはその統計的な意味に留意することが求められよう。

謝辞

L-moments の計算には、Hosking によって公開されている Fortran77 のサブルーチン (<http://lib.stat.cmu.edu/general/lmoments>, 2013年10月5日閲覧) を利用した。この研究は科学技術・学術政策推進費による「気候変動に伴う極端気象に強い都市創り」の成果の一部である。

付録：GEV の各パラメーターの計算式

GEV の累積分布関数は

$$F(x) = \exp\left\{-\left(1 - \frac{\kappa(x-\beta)}{\alpha}\right)^{1/\kappa}\right\}, \quad (\kappa \neq 0)$$

$$F(x) = \exp\left\{-\exp\left(-\frac{x-\beta}{\alpha}\right)\right\}, \quad (\kappa = 0) \quad (A1)$$

で定義される。 x は年最大値、 F はその値が x 以下である確率を表す。 α 、 β 、 κ はそれぞれ「尺度パラメーター」「位置パラメーター」「形状パラメーター」と呼ばれ、L-moments λ_1 、 λ_2 、 λ_3 から以下のように計算される (外山・水野 2002; 三浦・水野 2005)。

$$\kappa = 7.8590c + 2.9554c^2 \quad (A2)$$

$$\alpha = \frac{\lambda_2 \kappa}{(1-2^{-\kappa})\Gamma(1+\kappa)} \quad (A3)$$

$$\beta = \lambda_1 - \frac{\alpha}{\kappa} [1 - \Gamma(1+\kappa)] \quad (A4)$$

ただし Γ はガンマ関数であり、

$$c = \frac{2}{\lambda_3/\lambda_2 + 3} - \frac{\ln 2}{\ln 3} \quad (A5)$$

である。 $\kappa = 0$ の場合 (Gumbel 分布) は

$$\alpha = \frac{\lambda_2}{\ln 2} \quad (\text{A6})$$

$$\beta = \lambda_1 - \alpha\gamma \quad (\text{A7})$$

である ($\gamma=0.5772\dots$ はオイラー定数)。

参考文献

- 中小河川計画検討会, 1999: 中小河川計画の手引き (案) ~洪水防御計画を中心として~。(財)国土開発技術研究センター, 247pp.
- 藤部文昭, 2010: 極端な豪雨の再現期間推定精度に関する検討. 天気, 57, 449-461.
- 藤部文昭, 2011a: 回答. 天気, 58, 147-151.
- 藤部文昭, 2011b: 極値分布関数の適合度評価に関する検討. 天気, 58, 765-775.
- Fujibe, 2013: Clausius-Clapeyron-like relationship in multidecadal changes of extreme short-term precipitation and temperature in Japan. Atmos. Sci. Lett., 14, 127-132.
- Fujibe, F., N. Yamazaki and K. Kobayashi, 2006: Long-

term changes of heavy precipitation and dry weather in Japan (1901-2004). J. Meteor. Soc. Japan, 84, 1033-1046.

Hosking, J. R. M. and J. R. Wallis, 1997: Regional Frequency Analysis: An Approach based on L-moments. Cambridge Univ. Press, 224pp.

小林健二, 2006: 確率雨量と再現期間の推定. 測候時報, 73, 51-72.

三浦大輔, 水野 量, 2005: L-moments を用いた強風の再現期待値の推定. 研究時報, 56, 97-125.

Miyajima, J. and F. Fujibe, 2011: Climatology of extreme precipitation in Japan for different time scales. SOLA, 7, 157-160.

二宮光三, 1977: 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. 天気, 24, 63-70.

二宮光三, 2011: 「極端な豪雨の再現期間推定精度に関する検討」(藤部 2010) に対する質疑. 天気, 58, 143-145.

外山奈央子, 水野 量, 2002: L-moments を用いた地域頻度解析による全国アメダス地点における確率雨量の推定. 研究時報, 54, 55-100.

Large-scale Distribution of Extreme Value Parameters for Precipitation in Japan

Fumiaki FUJIBE*

* *Meteorological Research Institute, Tsukuba 305-0052, Japan. E-mail: ffujibe@mri-jma.go.jp*

(Received 11 June 2013; Accepted 28 October 2013)

Abstract

Data at 92 stations for 1951 to 2010 were used to examine large-scale distribution of extreme-value parameters of precipitation in Japan on the basis of L-moments. Annual maximum values of daily, hourly, and ten-minute precipitations were found to show statistically significant negative correlation to latitude, and positive correlation to warm-season total precipitation (\bar{P}). For hourly and ten-minute precipitation, L-CV has positive and negative correlations to latitude and \bar{P} , respectively, and L-skewness has positive correlation to latitude. These facts indicate a tendency of reduced sporadicity at stations in low latitude and/or with large warm-season precipitation amount, so that extreme short-term precipitation of long return periods tends to show reduced dependence on latitude and \bar{P} . Although L-CV and L-skewness have variations among stations, those of L-skewness are within a range of statistical variability expected for a single GEV function. This situation raises doubts about the need of specifying shape parameters of extreme-value functions station by station, since L-skewness is related to the shape of extreme-value distribution.