

日本の降雨特性の長期変化傾向と 降雨減衰推定法の将来的な見直しについて

唐沢好男

本レポートは地球温暖化時代における降雨の長期変化特性について、技術レポート YK-082 と -085 を整理・統合し、降雨減衰推定法視点での一貫したテーマとして再構成したものである(注)。

電波伝搬特性に影響を与える気象現象の研究分野は電波気象と呼ばれ、電波の減衰を引き起こす降雨はその代表的なものである。そのため、世界各地において、降雨強度特性のモデル化が行われ、そのデータベースが無線回線の降雨減衰推定に利用されている。降雨特性は年毎のばらつきが大きいので、確率的に安定な特性を得るには 10 年スケールのデータ蓄積が求められる。一方、近年、地球温暖化問題が言われ、世界の気温は百年で 0.73°C の、我が国でも 1.21°C 上昇が指摘されている。このような長期的な変化が降雨特性にも現れれば、これまで、回線設計に利用されている降雨強度データベースも、いずれは見直しが必要になるだろう。そこで、本レポートでは、我が国の降水量に着目し、年間最大値の長期的傾向の有無を統計的推定法により調べる。データは、気象庁が 100 年を超える長期間の気象データをホームページで公開しており、その中の、年毎の日・1 時間・10 分間の最大降水量を用いる。これらの最大値統計と降雨減衰推定に用いられる 1 分間降雨強度の年間 0.01% 値 ($R_{0.01}$) に高い相関があることを示し、その情報から、 $R_{0.01}$ の未来変化傾向を推定する。地球温暖化時代において、はたして、降雨減衰推定法に見直しが必要であろうか。

注：本レポートの内容の主要部分は参考文献[1], [2]にまとめている。
また、初版 (Nov. 10, 2024 版) に対して 5 章の記述を差換えている。

1. 地球温暖化問題と強雨特性の長期変化傾向

1.1 地球温暖化問題

18 世紀後半に起こった産業革命以来、人類は石炭や石油などの化石燃料を燃やし続けているのであるが、20 世紀に入ってその勢いが増し、大気中に排出される二酸化炭素ガスによる地球温暖化が大きな問題になっている[3]。図 1 は、1979 年から 2023 年の約半世紀において、地球全体での平均気温の変化を表している[4]。地域によって程度に大小はあるが、ほぼ全域で気温の上昇が見られる。図 2 は、(a)世界・(b)日本・(c)東京におけるこの約 100 年間の年平均気温の変化を示している[4], [5]。どの図からもその気温の上昇傾向が読み取られ、世界(陸上+海上)では 100 年間で 0.73°C 、日本(都市化による影響が比較的小さい 15 地点の平均)では 1.21°C 、

東京（大手町にある東京管区気象台エリアで都市化率 92.9%）で約 3℃である。東京が飛びぬけて上昇率が高いのは地球温暖化に加え、都市特有のヒートアイランド現象が重なっているためと言われている[6]。本節では気温の上昇傾向を示すに留めているが、原因や未来予測については、気象庁の分析[7], [8]を見てほしい。

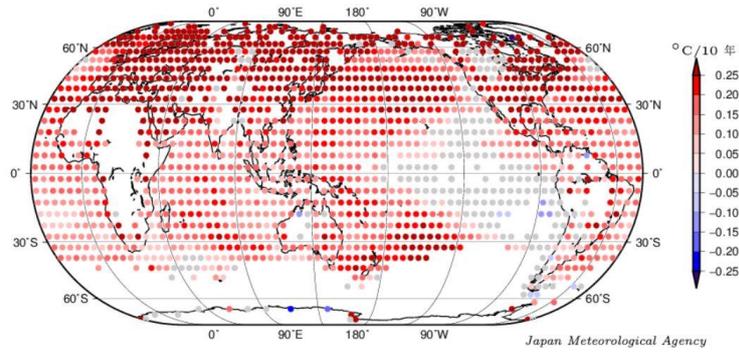
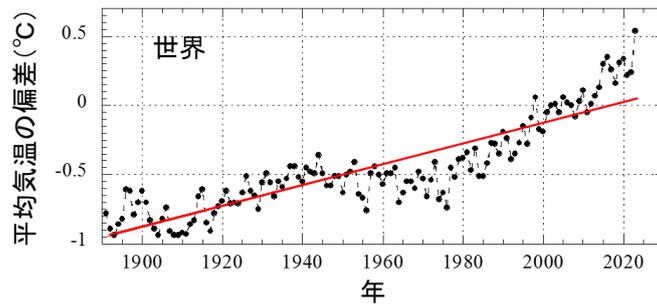
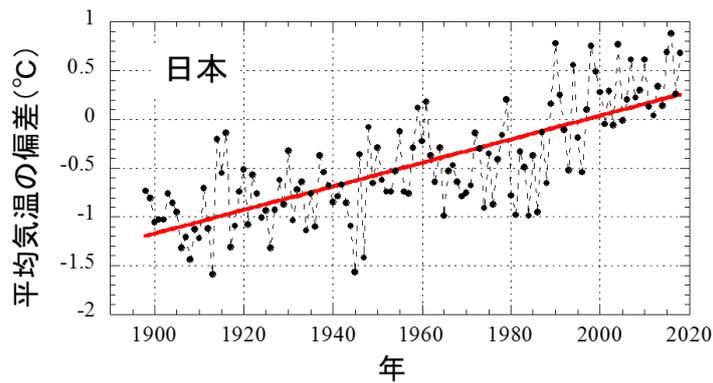


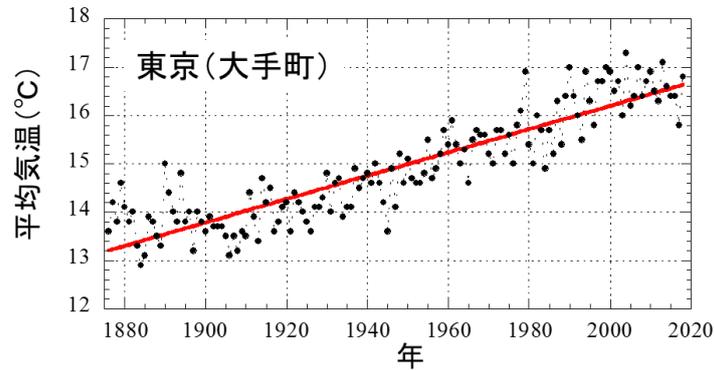
図1 地球上各地における年平均気温の長期変化傾向（1979年～2023年間の）（気象庁資料[4]）



(a) 世界（陸上+海上）[4]



(b) 日本（都市化による影響が比較的小さい15地点の平均）[5]



(c) 東京（東京管区气象台（千代田区））

図2 世界・日本・東京における100年間スケールでの平均気温の推移
 (赤線は回帰直線、気温の偏差は1990-2020年の30年間の平均値との差)

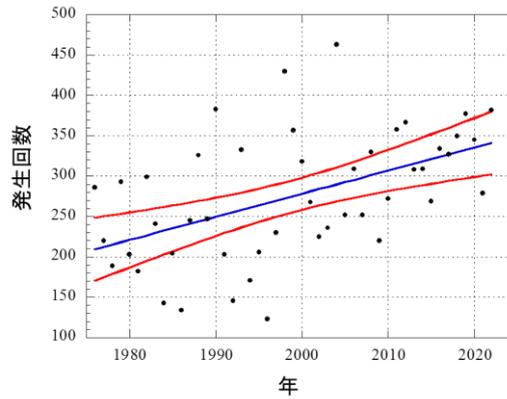
1.2 降雨の長期変化傾向

前節で、20世紀に入って気温の上昇傾向があることを示した。では、気温に左右されると予想される雨の降り方はどうなのであろうか。気温が上昇すると大気中に含むことができる水蒸気量が増え、その最大値（＝飽和水蒸気量）は、気温が1℃上昇すると6～7%程度増加することが知られている。故に、潜在的な意味においては大雨になる可能性は高まっているのであるが、降雨については年毎の変動が大きく、十分に定量的な意味での結論には至っていない。それでも、気象庁の調べ等によって以下のことが明らかになっている[8]。

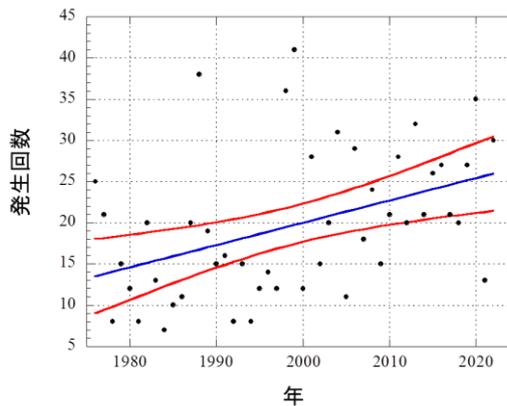
- 1) 日本国内の年降水量には、統計的に有意な長期的変化傾向は見られない
- 2) 日本国内の大雨及び短時間強雨の発生頻度は有意に増加し、雨の降る日数は有意に減少している

1) では、2) の性質により、強い雨が降る傾向にはあるが、無降雨期間も増え、全体としてバランスが取れているようである。上記の2) に関し、気象庁は、近年の強雨の変化傾向（大雨の降り方が変わってきている）を示す根拠を資料[9]に示している。図3は、アメダス観測が定常ルーチンになった1976年以降のおよそ50年のデータ（全国約1300地点）において、時間降水量が50mmと80mmを超える年間発生回数の経年変化を示している。図では、提示されている数値データに回帰直線（青色）と95%信頼区間（赤色）を加えて示している。それぞれの回帰直線が増加を示し、区間推定でも増加は有意であることを示している（資料では、(a), (b) について信頼水準99%で有意と記されている）。同資料では、時間降水量が設定値を超える平均年間発生回数について、最近10年間（2013～2022年）を最初の10年間（1976～1985年）と比べると、設定値50mmで1.5倍（328回/226回）、80mmで1.8倍（25/14）、100mmで2.0倍（4.4/2.2）の数値を示している。注意事項・補足として「これらの変化には地球温暖化が影響している可能性がある」と記されている。このように、1980年以降の我が国において、雨の降り方が変わってきていることは確かなようである。

地球温暖化に伴う降雨特性の変化のメカニズムについては、海洋気象（エルニーニョ現象など）との関連などから研究が進められているが（例えば、[10]-[12]）、これらの研究については気象学の研究の成果を待ちたい。



(a) 50mm 以上



(b) 80mm 以上

図3 全国 1300 地点当たりの 1 時間降水量設定値以上の大雨の年間発生回数(回数の数値データは[9]より)
(青線：回帰直線、赤線：95%信頼区間)

1.3 無線通信のための降雨減衰推定法

無線通信の国際標準化機関 ITU-R における無線回線（衛星回線・地上回線）の降雨減衰推定には、次式の形で与えられる計算式が勧告されている[13], [14]。

$$A_{0.01} = kR_{0.01}^{\alpha} L_e \quad (1)$$

ここで、 $A_{0.01}$ [dB]は平年時における降雨減衰累積時間率の 0.01%値、 $R_{0.01}$ [mm/h]は推定したい地点における 1 分間降雨強度の 0.01%値、 k と α は周波数や偏波に依存する係数 [15]、 L_e [km]は伝搬路中の実効的な雨域の広がりを表す等価通路長である。任意の累積時間率 p [%]に対する降雨減衰量 A_p は、 $A_{0.01}$ から求める計算式が用意されている。このように、降雨減衰の推定には、降

雨情報として当該地点における $R_{0.01}$ が重要な量になっている。この $R_{0.01}$ のデータベースは世界的には ITU-R P837 [16] に、日本国内については総務省の電波法関係審査基準[17] (データの出典は[18]) に収められている。

筆者の主な目的は、無線通信回線設計視点からの 1 分間降雨強度年間時間率の 0.01% 値 : $R_{0.01}$ [mm/h] が長期的視点において変化しているかどうかを知りたいことにある。しかし、 $R_{0.01}$ の実測データが限られている状況において、各種降水量データから $R_{0.01}$ の値を算定すること自体が煩雑な作業を伴うため[18]、その長期変化特性まで調べるのは簡単ではない。また、1.2 節の図 3 で見たように、気象庁において強雨事象の増加傾向が示されているが、このような事象発生回数の統計では、 $R_{0.01}$ の変化の定量的な推定ができそうも無い。そこで、次節以降において、入手が容易な日・時間・10 分間降水量の年間最大値のデータを統計処理してその年変化傾向を調べ、 $R_{0.01}$ の未来予測に結び付けてみたい。

2. 解析に用いる降水量データ

気象庁では、日本各地 (約 1,300 箇所) で長期に亘って観測している気象データをホームページで公開している[19]。この量は膨大 (まさにビッグデータ、我が国の宝) であり、地点を定め、期間を特定したとしても、その全部を吸い上げようとするには極めて多大な労力が必要である。一方、それぞれの観測所の年毎の最大値についてはデータ量も限られ、吸い上げ作業も前者に比べてはるかに容易である。そこで、ここでは、指定地点における日降水量、1 時間降水量、10 分間降水量 (単位はいずれも mm) のそれぞれの年間最大値について、2023 年までのデータを用いる (注 1)。年数は降水量ごとに共通にし、日降水量 : 100 年と 130 年、1 時間降水量 : 80 年、10 分間降水量 : 70 年である。観測地点は、気象の統計的独立が保たれているであろう都道府県単位 (数十 km 程度以上の距離にある) とし、その中で観測開始年を考慮して表 1 のように選んだ (注 2)。表 1 の数値から分かるように降水量には地域依存性が大きい。このため、気象庁の予報区分の大分類である 4 つの区域を A~D として、表 1 に示している。なお、年間の最大値を与える降水現象は例外なく降雨であるため、降水量の最大値は最大降雨量と読み替えられる。

【注 1】 1 時間降水量の年間最大値については、気象台と AMeDAS 観測所 (2003 年末まで) で定義が異なる。表 1 の全観測点は気象台クラスで、この場合、年間最大値 (本レポートで使用) は任意の時から始まる極値で、切れ目が毎正時ではない。故に、毎正時毎の 1 時間降水量の年間最大値よりは平均で 20~30% 程度大き目の値 (第 5 章での議論参照)。10 分間降雨強度も同様。

【注 2】 原則は都道府県庁所在地、奈良県と沖縄県は連続データ取得開始時期が遅いため 10 分間降水量のみ。表 1 に示したデータは、基本的に連続的に安定測定ができていた期間のものであるが、地点によっては、特定の年に観測データが完全でないことを意味する「資料不足値」マークがある。これについては、最大値評価では、その影響は無視できると判断して、そこに与えられている値をそのまま用いている。日降水量については、過去 100 年分 (1-day_1) と 130 年分 (1-day_2) の二つを示している。過去 100 年分データは[1]の解析に用いたものであるが、地点の一部を組み替えることによって、都道府県単位の条件を変えることなく過去 130 年まで期間を延ばすことができるので、このデータも新たに用いた。ただし、地点番号 8, 10, 11, 14, 18, 19, 28 は開始時期が 1894 年に対して最大 3 年間足りていないが、その部分は全期間の平均値を充てている。また、日降水量の年間最大値に関し、福井の 1946 年は欠測になっているが、これについてはその地 (福井) の全期間平均値に置き換えている。

表1 解析評価に用いた地点と年間最大降水量（日・時間・10分間）の観測期間内平均値
（日降水量：45地点, 1924-2023の100年間（1-day_1）と1894-2023の130年間（1-day_2）；時間降水量：45地点, 1944-1923の80年間；10分間降水量：47地点, 1954-2023の70年間）（表中の数値の単位はmm）、 $R_{0.01}$ ：
[17]より（単位はmm/h）

No.	Site	Region	1-day_1	1-day_2	1-hour	10-min	$R_{0.01}$
1	Sapporo	A	73.65	72.55	23.01	8.93	32.9
2	Aomori	A	70.81	70.12	23.93	9.84	38.9
3-1	Morioka	A	77.79	-	27.40	12.33	43.5
3-2	Miyako	A	-	124.29	-	-	46.3
4	Akita	A	83.13	85.12	33.31	14.10	49.3
5-1	Ishinomaki	A	82.39	83.80	-	-	36.9
5-2	Sendai	A	-	-	32.89	11.80	46.5
6	Yamagata	A	72.80	74.37	28.77	12.08	43.0
7	Fukushima	A	84.61	84.38	29.22	12.76	44.1
8	Mito	B	107.68	105.87	38.06	15.15	58.0
9	Utsunomiya	B	111.36	108.91	47.39	18.93	69.4
10	Maebashi	B	97.75	96.87	45.41	17.63	67.5
11	Kumagaya	B	113.89	113.43	43.33	18.32	63.4
12-1	Katsuura	B	144.50	-	51.43	17.15	70.0
12-2	Choshi	B	-	118.34	-	-	61.0
13	Tokyo	B	125.66	122.89	42.61	15.95	60.3
14	Yokohama	B	130.57	129.26	40.60	15.20	63.8
15	Niigata	B	78.80	77.85	30.88	12.56	50.6
16	Fushiki	B	91.65	91.39	36.39	14.83	55.8
17	Kanazawa	B	99.88	99.35	37.40	14.09	57.3
18	Fukui	B	92.37	93.94	35.67	13.67	53.2
19	Kofu	B	99.32	100.39	31.43	13.09	44.5
20	Nagano	B	60.97	60.43	26.63	12.71	39.5
21	Gifu	B	117.48	117.85	43.35	17.44	63.0
22-1	Hamamatsu	B	142.32	143.72	-	-	69.9
22-2	Shizuoka	B	-	-	53.31	17.35	72.5
23	Nagoya	B	109.81	111.37	42.31	16.26	63.1
24	Tsu	C	137.65	136.77	43.31	15.60	61.1
25	Hikone	C	94.38	98.88	34.77	15.17	55.0
26	Kyoto	C	112.24	108.60	43.08	16.57	61.9
27	Osaka	C	93.91	93.21	35.71	14.59	56.7
28	Kobe	C	104.35	102.78	36.83	15.16	52.2
29	Wakayama	C	118.76	117.60	40.34	15.17	62.4
30	Sakai	C	113.39	110.10	35.25	13.82	52.6
31	Hamada	C	112.45	108.54	39.82	14.83	56.3
32	Okayama	C	82.76	80.22	32.58	13.84	49.9
33	Hiroshima	C	112.96	109.72	37.45	14.56	57.3
34	Shimonoseki	C	124.13	121.27	41.82	15.65	62.8
35	Tokushima	C	153.35	154.84	49.06	17.12	68.3
36	Tadotsu	C	84.59	85.67	29.19	12.42	48.0
37	Matsuyama	C	98.59	96.87	32.06	13.17	53.6
38	Kochi	C	198.13	195.51	60.89	18.93	85.7
39	Fukuoka	C	130.07	124.69	43.00	16.21	66.4
40	Saga	C	148.36	142.08	49.50	17.81	73.8
41	Nagasaki	C	150.73	145.7	53.13	17.44	78.5
42	Kumamoto	C	164.47	154.96	51.61	17.66	75.4
43	Oita	C	154.05	150.87	41.55	14.07	63.3
44	Miyazaki	C	187.80	186.13	52.53	17.92	76.5
45	Kagoshima	C	158.01	154.90	50.92	17.95	79.3
46	Nara	C	-	-	-	15.02	58.3
47	Naha	D	-	-	-	19.75	86.2
(total: site/year)			(45/100)	(45/130)	(45/80)	(47/70)	

（地点番号46のNara（奈良）は、都道府県の並びでは28番目の次に位置するが、
図4の横軸を連続番号で並べたいためにこの位置に置いた）

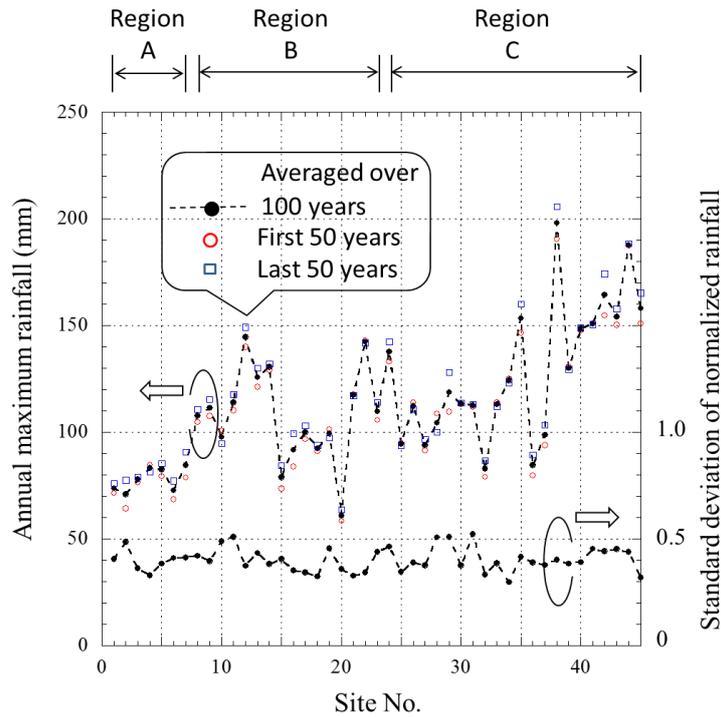


図4 各地点における日降水量年間最大値の平均値（左側スケール）と正規化データの標準偏差（右側）

- 区域 A : 北日本（北海道・東北地方）
- 区域 B : 東日本（関東甲信地方・北陸地方・東海地方）
- 区域 C : 西日本（近畿地方・中国地方・四国地方・九州地方）
- 区域 D : 沖縄・奄美地方

図4は各地点における日降水量年間最大値の100年間平均値(1-day₁)を●で、前半50年間の平均値を○で、後半50年間の平均値を□で示している。この図から、i) 北日本(区分A)から西日本(区分B)に向かって、雨量が増加傾向にあること、ii) 前後50年間の比較では、後50年のほうがやや大きい値になっているが、その差は小さいことが分かる。同図には、各地の年間最大降水量をその地の平均値で割った正規化降水量の100年間でのばらつきの標準偏差も示している(右側スケール)。標準偏差の値は0.4±0.1程度に収まり、顕著な地域依存性が無いことが分かる。

なお、無線通信においては、日降雨量年間最大値の増加は通信劣化時間の増加に、1時間降雨量および10分間降雨量年間最大値の増加は、減衰量増加に伴う通信断頻度の増加に作用するであろう。図5は表1における $R_{0.01}$ と日・時間・10分間降水量の年間最大値(の平均値)の関係を示す散布図である(日降水量については100年間データ)。三つの降水量とも $R_{0.01}$ と比例関係にあり(図に示す直線)、相関係数 ρ で見ると、日・1時間・10分間降水量に対して、それぞれ、0.898, 0.978, 0.928とどれも高い値を示している。その中でも、1時間降水量との相関が極めて高

い。故に、 $R_{0.01}$ の長期変化傾向は、1 時間降水量の年間最大値の平均値 $\langle R_{1h,\max} \rangle$ の長期変化傾向を調べれば良さそうと期待できるであろう。ちなみに、両者の関係は、次式の近似式に非常によく合っている。

$$R_{0.01} \approx 1.5 \langle R_{1h,\max} \rangle \quad (2)$$

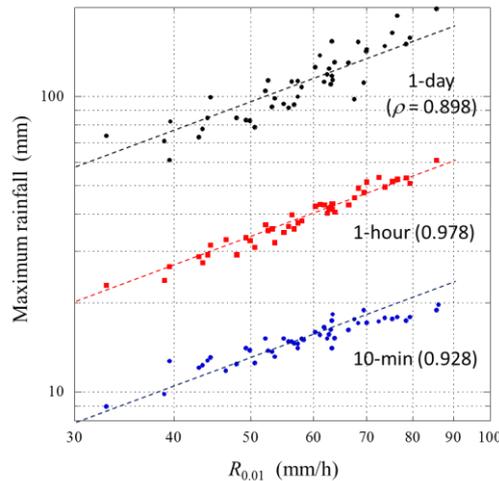


図5 $R_{0.01}$ と日・1時間・10分間降水量の年間最大値（の平均値）の関係を示す散布図（直線は比例関係）

3. 年間最大降水量の長期変化特性 (1) : 直線近似と信頼区間

3.1 地点別統計

図6は気温上昇率が最も大きい東京における時間降水量年間最大値の推移である。回帰直線（直線近似による最尤推定：青線）はわずかに増加の傾向を示しているが、95%水準の信頼区間（赤線）からは増加があるとは結論できない幅を示している。ここでは、この一例を示すにとどめるが、どの降水量、どの地点で見ても同じような傾向が見られる。雨量は年毎のばらつきが大きいので、地点ごとに対して100年程度の期間では、そのばらつきにマスクされて系統的増加があるかどうかの判断ができない。近年、大雨の降り方が変わり未曾有の豪雨がおきやすくなっていると言われるのに、地点別統計ではそれが言えないのである。

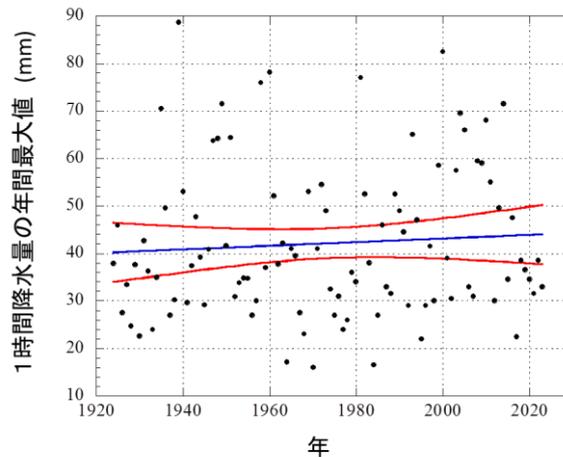


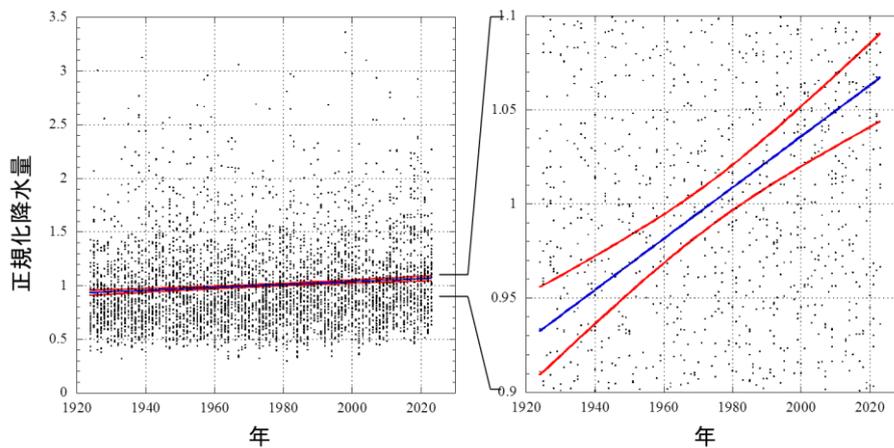
図6 東京（大手町）における1時間降水量年間最大値の年変化（青線：回帰直線、赤線：95%信頼区間の上限と下限）（数値データ[19]）

3.2 正規化データを用いた多点統計

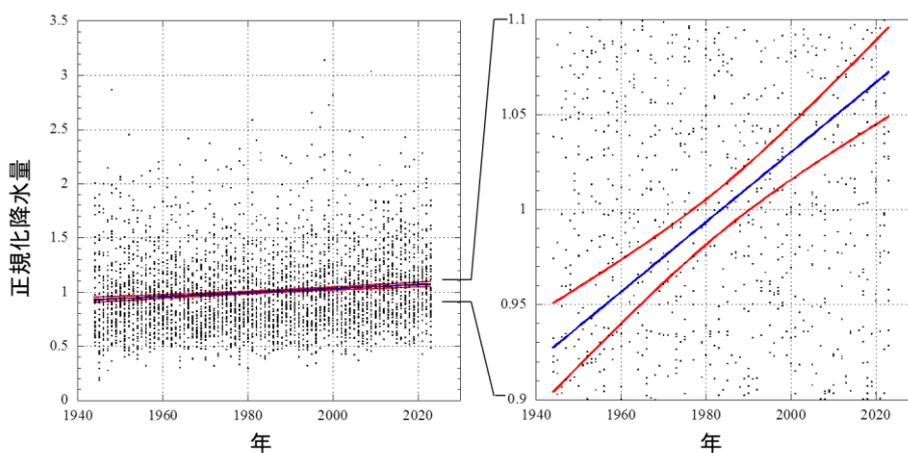
地点毎の統計では長期的な傾向を読み取るには信頼区間幅が広く、データ数が足りないということを述べた。そこで、日本全体を俯瞰し、データ点数を増やして大局的に調べてみる。降雨の量は場所ごとに多い少ないがあるので、その地の平均値（表1の値）で割って正規化し、そのデータを全部集めて、全体としての傾向を調べるのである。長期変化の比率を見たい目的であるので、そのような正規化処理に問題はないであろう。データ数が地点数倍に増えるので、信頼区間幅が狭まって、何か傾向が見えてくるであろうという期待である。図4に地点毎の正規化最大日降雨量の年変化標準偏差を示しているが、気候区分A~Cに対して大きな傾向の違いが無く、このような多点統計の妥当性が示されている。

図7は3種類の年間最大降水量（日降水量は100年間のデータ）について、この結果を示している[1]。それぞれの左右の図は同じもので、右側の図は左側の縦軸のスケールを引き伸ばして、信頼区間幅の変化が読み取れるようにしたものである。同図より、どの積分時間の最大降水量についても、回帰直線が観測期間内で10%強の増加になっていて、幅が狭まった信頼区間がその増加傾向をサポートしている。表2はこの特性をまとめている（表中の数値は観測年の初めを基準とした観測期間での増加の倍率）。

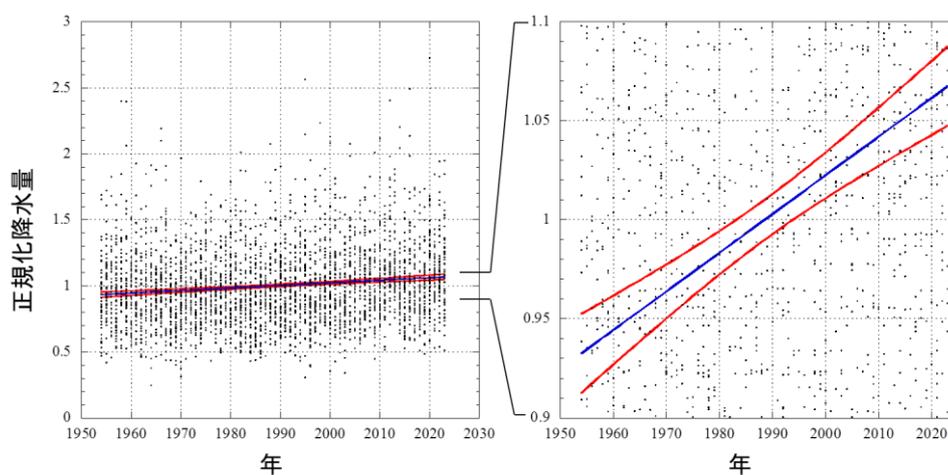
この解析では傾向を浮き上がらせるために、日本全国100年間全体での信頼区間解析を行ったが、気候が異なる地方毎、あるいは、もう少し短期間に分けての傾向の違いを見ることもしたくなる。しかしながら、区分数を多くすればするほど、それぞれに含まれるデータ数が少なくなって信頼区間幅が広がり、変化傾向の判断が難しくなるというジレンマがある。このことを念頭に置いた上で、正規化降雨量の年変化特性を地域別に見てみよう。図8は、区域A（データ数7）、B（16）、C（22）に対して、それぞれの日降水量の年変化特性を図7の右側図のスケールで示している。同図より、データ数が少なくなっていることにより信頼区間幅が広がっていて、定量的な物言いがしにくいのが、回帰直線を見る限り傾向的に大きな違いはないと言えるであろう。



(a) 日降水量 (1-day_1)



(b) 1時間降水量



(c) 10分間降水量

図7 日本全国における正規化降水量の年毎の分布と最尤推定（回帰直線）及び区間推定

表2 日本全国における正規化降水量の評価期間での増加倍率（下の注参照）

	1-day	1-hour	10-min
地点数	45	45	47
期間 (年数)	1924-2023 (100)	1944-2023 (80)	1954-2023 (70)
最尤推定	1.14	1.16	1.14
95%区間	1.09-1.20	1.10-1.21	1.10-1.19

（注：表中の数値は、最尤推定に関しては、解析期間の最初の年（1924, 1944, 1954）を基準にした最後の年（2023）に対する増加の倍率（100, 80, 70 年間の増加率）。95%区間では、左側数値は上限カーブの左端点から見た下限カーブの右端点の増加率、右側数値は下限カーブの左端点から見た上限カーブの右端点の増加率）

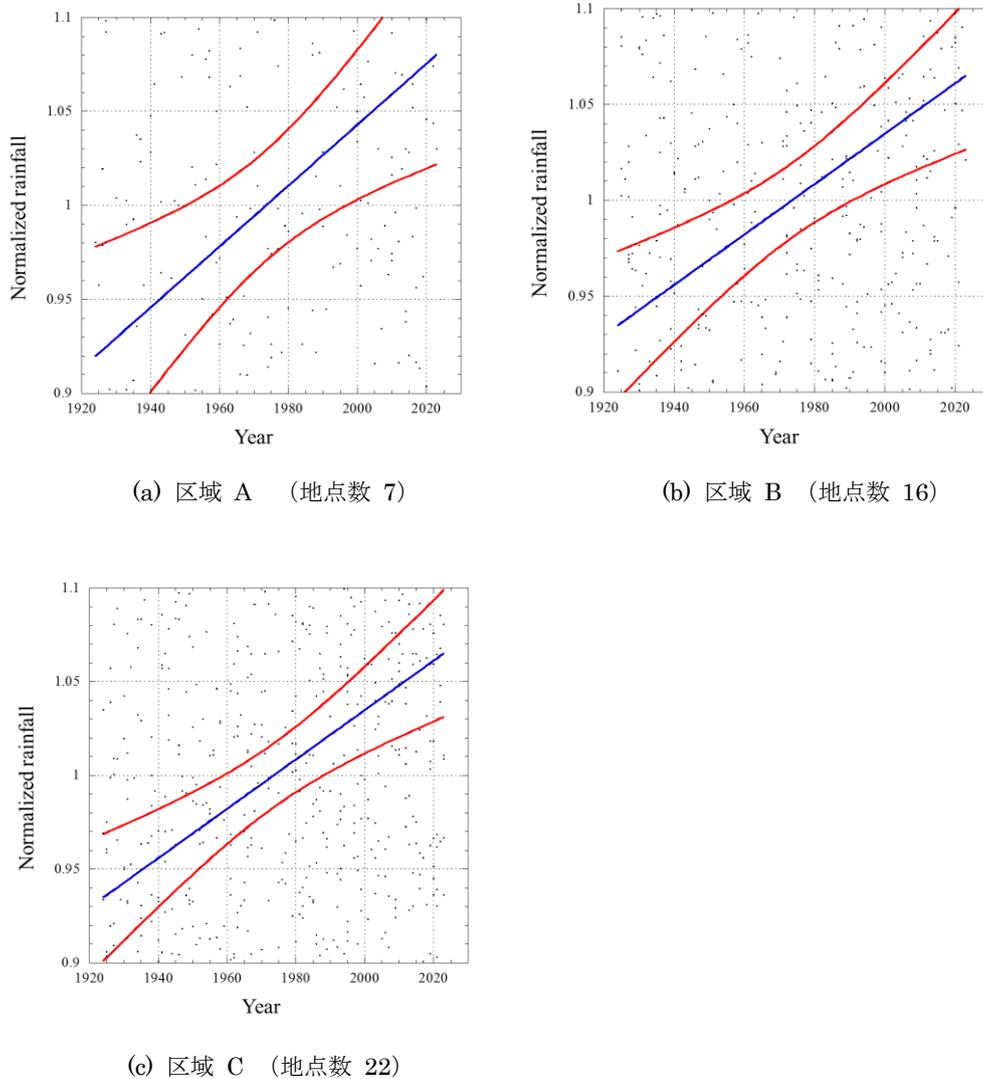


図8 地域別の正規化日降水量の長期変化特性（図7の右側図と同じ縦軸拡大スケール）

4. 年間最大降水量の長期変化特性 (2) : 多項式近似と AIC

期間全体での増加傾向を見たいときのもっとも粗い近似は図 7 に示した直線近似 (回帰直線) であり、回帰直線での傾向が有意であるかどうかは信頼区間評価で示すことができた。期間内の変化傾向をさらに詳しく分析したいためには多くの自由度を持つ曲線で近似するのが良いであろう。ここでは、1 変数に対する変化であるので、多項式近似を採用してみよう。図 7 の横軸を x 、縦軸を y とするとき、 y を最小二乗誤差近似により次式で近似するのである。

$$y = a_0 + a_1x + a_2x^2 + \dots + a_Kx^K \quad (3)$$

ここで、 K は多項式の次数であり、定めるべき係数の数は $K+1$ である。最小二乗誤差近似は誤差が正規分布で現れる場合には最尤推定になる。降水量の最大値の確率分布は Gumbel 分布に近く、正規分布とは若干異なるが[1]、ここではこのまま解析を進める。

日降水量 (ここでは 130 年間データ (1-day_2) を用いる) について、 $K=1\sim 5$ のときの回帰曲線を図 9 に示す。誤差を少なくする (=尤度を上げる) という視点で見れば、次数が高い方が良いのであるが、次数を高くすると、データのばらつき要因に振られて回帰曲線の形が不自然になり、同じ状況における独立なデータを当てはめた場合、逆に誤差が増大する傾向を示すことになる。ゆえに、次数の選択において、どこかに最適な値があるはずで、それを見つけねばならない。

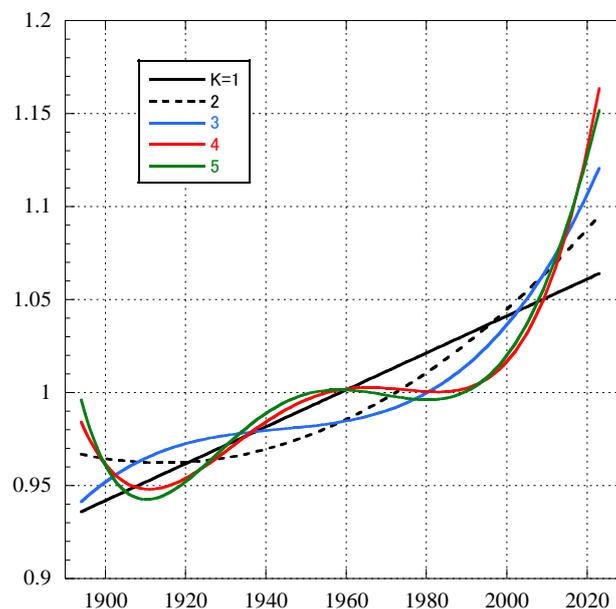


図 9 多項式次数 K をパラメータとする正規化最大日降水量 (130 年分) の年変化傾向を表す回帰曲線

その選択指標に AIC (Akaike Information Criterion: 赤池情報量基準) を採用するのが良いであろう。AIC は

$$AIC = -2 \times (\text{最大対数尤度}) + 2 \times (\text{パラメータの数}) \quad (4)$$

を求め、この値が最も小さくなるパラメータ数のモデルを選べという評価基準を与える。AIC を基礎から学ぶには[20]を、本レポートでの応用の理解には[21]を見てほしい。

ここに AIC の概略を示す。標本値 x_i, y_i に対して以下の多項式モデルを評価する。

$$y_i = a_0 + a_1 x_i + a_2 x_i^2 + \cdots + a_K x_i^K + b_i \quad (f_b = N(0, \sigma^2)) \quad (5)$$

この場合のパラメータは $a_0 \sim a_K$ と σ^2 の $K+2$ 個である。基本的な考え方は、 $a_0 + a_1 x + \cdots + a_K x^K$ を中心としてずれが正規分布するモデルのパラメータの最尤推定である。AIC によって、最適な次数 (K の値) を見つけ、良いモデルを選び出す問題である。

データ数 n での正規分布の対数尤度関数は次式である。

$$l(\theta) = -\frac{n}{2} \log(2\pi\sigma^2) - \frac{1}{2\sigma^2} \sum_{i=1}^n \left(y_i - \sum_{k=0}^K a_k x_i^k \right)^2 \quad (6)$$

$$\theta = (a_0, a_1, a_2, \dots, a_K, \sigma^2)$$

係数 $a_0 \sim a_K$ の最尤推定値 $\hat{a}_0 \sim \hat{a}_K$ は尤度関数をそれぞれ a_i で偏微分し 0 と置いて得られる $K+1$ 個の連立方程式から求められる。

$$\frac{\partial}{\partial a_k} \sum_{i=1}^n \left(y_i - \sum_{k=0}^K a_k x_i^k \right)^2 = 0 \quad \Rightarrow \quad \hat{a}_0 \sim \hat{a}_K \quad (7)$$

これは最小二乗法であるので、最小二乗法の機能が具備されている市販ソフト (Excel, KaleidaGraph など) で容易に求めることができる。また、誤差分散の最尤推定値は、

$$\frac{\partial l(\theta(\hat{a}_0, \dots, \hat{a}_K, \sigma^2))}{\partial \sigma^2} = 0 \quad \Rightarrow \quad \hat{\sigma}^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \left(y_i - \sum_{k=0}^K \hat{a}_k x_i^k \right)^2 \quad (8)$$

となり、これらを(6)式に代入すると、最大対数尤度は

$$l(\hat{\theta}) = -\frac{n}{2} \log(2\pi\hat{\sigma}^2) - \frac{n}{2} \quad (9)$$

である。これより、AIC 値はパラメータ数が $K+2$ であるので次式となる。

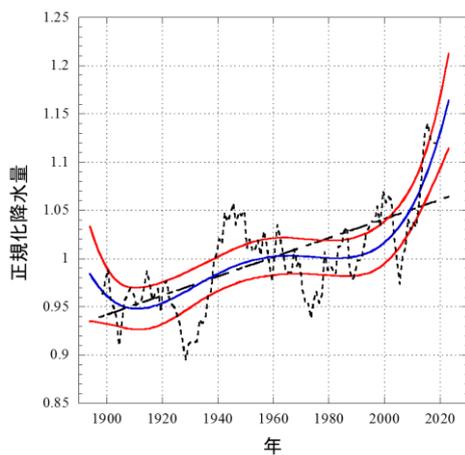
$$AIC(K) = n(\log 2\pi + 1) + n \log \hat{\sigma}^2 + 2(K+2) \quad (10)$$

表3は、3種類の降水量について、 $K=1\sim 5$ のモデルに対する平均二乗残差（分散の最尤推定値 $\hat{\sigma}^2$ ）、最大対数尤度 ($l(\hat{\theta})$)、AIC 値 (AIC) および最小値との差分 (ΔAIC) を示している。同表より、日・1時間・10分間降水量に対して AIC 値が最小となる $K=4, 2, 2$ を最適としている。

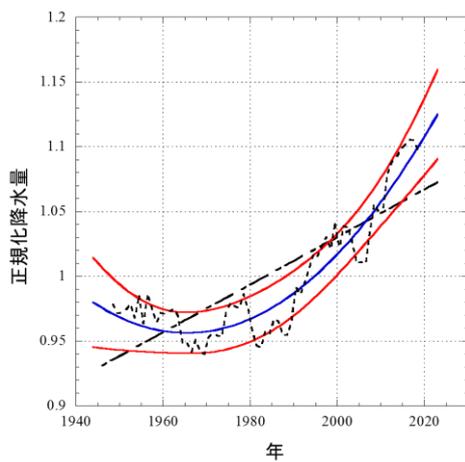
表3 多項式近似における最大対数尤度と AIC 評価値

Rainfall	K	$\hat{\sigma}^2$	$l(\hat{\theta}^2)$	AIC	ΔAIC
1-day	1	0.16089	-2956.79	5919.57	13.79
	2	0.16069	-2953.13	5914.26	8.472
	3	0.16059	-2951.24	5912.49	6.704
	4	0.16035	-2946.89	5905.78	0
	5	0.16033	-2946.60	5907.19	1.409
1-hour	1	0.13068	-1445.22	2896.44	14.31
	2	0.13009	-1437.07	2882.13	0
	3	0.13009	-1437.02	2884.04	1.913
	4	0.13003	-1436.19	2884.37	2.241
	5	0.13002	-1436.10	2886.20	4.070
10-min	1	0.08708	-653.04	1312.07	13.57
	2	0.08667	-645.25	1298.51	0
	3	0.08662	-644.32	1298.65	0.137
	4	0.08660	-643.95	1299.90	1.392
	5	0.08657	-643.37	1300.73	2.222

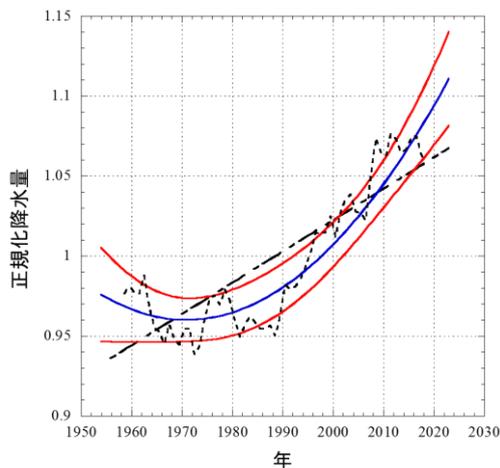
回帰曲線にも信頼区間がある。ただしその計算法は、直線近似の場合に比べてパラメータ数が多い分計算が複雑になる。ここでは、数値解析ソフト Matlab に具備されている関数 `polyconf` を用いて求めている。図 10 は、各降水量について、AIC で選ばれた次数での回帰曲線（青色）と 95%信頼区間（赤色）を示している。比較のため、 $K=1$ の回帰直線（黒色一点鎖線）と観測値（各地の正規化降水量）の 10 年間移動平均値（黒色点線）も併せて示している。



(a) 日降水量 (130 年間、最適 (青線) : $K=4$)



(b) 1 時間降水量 (80 年間、最適 (青線) : $K=2$)



(c) 10 分間降水量 (70 年間、最適 (青線) : $K=2$)

図 10 各降水量の経年変化に対する AIC で定めた回帰曲線 (青色) と 95%信頼区間 (赤色) (図には、参考として、回帰直線 (一点鎖線) と観測値の 10 年間の移動平均 (点線) も示す)

日降水量の結果 (図 10 (a)) より、回帰曲線に見る上昇傾向は 1990 年付近から始まっていて、この傾向を区間推定もサポートしている。時間降水量と 10 分間降水量 (同図(b), (c)) では、観測期間が短い分変化が単調になっているが、1990 年以降で上昇傾向になるのは共通である。図 7に見られた $K=1$ の回帰直線が示す 100 年間で 1 割強の増加は、1990 年辺りからの強い増加傾向がその数値を決めていて、この部分だけを見れば、20~30 年で 1 割増のペースに見える。この結果は、気象庁が示している強雨の増加傾向 (図 3) とも符合し、近年 (20 世紀末以降に)、雨の降り方が変わってきていると言うのが確信できる。今後、この傾向が継続して続くのか、加速されるのか、あるいは、定常過程における揺らぎの一部にすぎないのかは筆者には分からない。この増加傾向が地球温暖化によるものなのか別の原因なのか、筆者には専門外であり何も言うことはできない。降雨の未来予測は世界規模による気象学の研究によって、明らかになってゆくものと期待する。日本の場合については、30 年後、50 年後に同様な解析を行えば、長期変化傾向はより明らかになるであろうが、それは、若い世代の皆さんに委ねたい。

5. 年変化傾向に関する考察

前章では、各種降水量の年間最大値に着目して降雨の長期変化傾向を解析し、その増加傾向が 1990 年以降に現れてきていることを明らかにした。また、2 章の図 3 で紹介した気象庁の解析では、AMeDAS データを用いて、1 時間降水量がしきい値 (50mm, 80mm と行った) を超える発生回数で評価し、1980 年以降に増加傾向が見られることを示している。筆者の解析 (強度増加) と気象庁の解析 (発生回数) では視点が異なるため、直接の比較が難しいが、時間降水量の累積分布を用いて、両解析手法の接点を探してみたい。

長期間統計において、最大値が位置する時間率は、日・1 時間・10 分間に対して、それぞれ、 $1/365=0.274\%$, $1/(365 \times 24)=0.0114\%$, $1/(365 \times 24 \times 6)=0.0019\%$ 付近になる。その中でも 1 分間降雨強度の年間 0.01% 値 $R_{0.01}$ との相関係数が最も大きい 1 時間降水量最大値 (相関係数 0.978) は、お互いの時間率が非常に近いからと理解することができる。以下、その 1 時間降水量の確率分布に着目してみよう。

我が国における降雨量の確率分布については、1 分間降雨強度も 1 時間降雨量も下記の細矢の M 分布によく近似できることが調べられている [22]。

$$\text{PDF: } f(R) = \frac{\alpha}{R} \left(\frac{1}{R} + \beta \right) e^{-\beta R} \quad (11a)$$

$$\text{CDF: } F(R) = \int_R^{\infty} f(R) dR = \frac{\alpha}{R} e^{-\beta R} \quad (11b)$$

(ただし R の下限は $F(R)=1$ を得る値)

式中の α , β は分布のパラメータである ([22]では $\alpha \rightarrow p$, $\beta \rightarrow u$)。降雨強度の分布は累積確率が小さい部分 (すなわち強い雨の部分) はガンマ分布に、大きい部分 (弱い雨の部分) は対数正規分布によく合うが、(11)式はこれを連続的につなぐ良い近似になっている。時間降雨量累積分布の

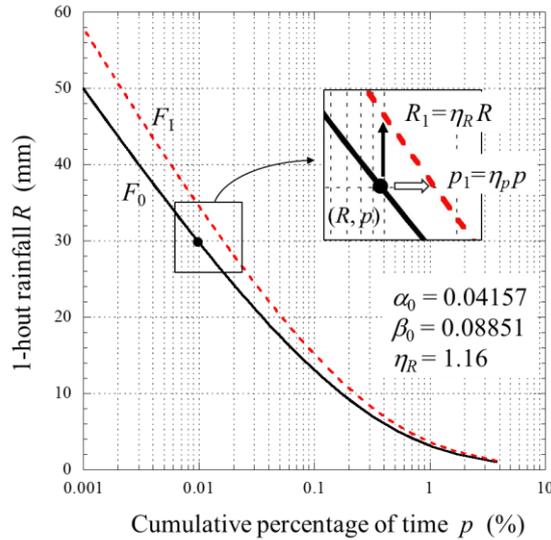


図 11 時間降水量累積分布の従来特性と増加後の比較
(従来特性は名古屋の値[22]を例にしている)

一例として、図 11 に名古屋(地点番号 23) の場合を黒線で示している ([22]より、 $\alpha=0.04157\equiv\alpha_0$, $\beta=0.08851\equiv\beta_0$ に設定)。

図 7 (b)、あるいは、図 10(b)より、現時点において、過去安定していた時期から十数%の増加がみられる。これが、時間降雨量 R の累積時間率のどの点の値に対しても η_R 倍大きくなっているとしよう (ここでは、 η_R を降雨強度増加率と呼ぶ)。増加後の累積確率を F_1 、パラメータ値を α_1, β_1 とすると、降雨強度 R の累積分布は次式になる。

$$F_1(R) = \frac{\alpha_1}{R} e^{-\beta_1 R}, \quad \alpha_1 = \eta_R \alpha_0, \quad \beta_1 = \frac{1}{\eta_R} \beta_0 \tag{12}$$

図 11 の赤色点線は $\eta_R = 1.16$ (表 2 より) としたときの計算結果を示している。図の黒線カーブが上方に $\eta_R (=1.16)$ 倍されたものになっている。これが現時点で予想される名古屋の時間降雨量の累積分布である (脚注)。このようにカーブが上方に移動するという見方は、時間率をしきい値にして、降雨の強さの増加を知るということに資する。

一方、赤点線が黒線から右側に移動したという見方もできる。この場合は、降雨量をしきい値にして、累積確率が変わった、すなわち、降雨量 R 以上になる事象の発生する回数を捉えるという見方である。これが、図 3 に示されている気象庁データになる。ここで、黒色のカーブを $F_0(R; \alpha_0, \beta_0)$ 、赤点線のカーブを $F_1(R; \alpha_1, \beta_1)$ としよう。そして、降雨量 R を共通に F_1 と F_0 の比：発生回数増加率 $\eta_p = F_1/F_0$ を見てみよう。この値は次式で与えられる。

【注】 この差を現在の雨量データで確認することはできない。なぜなら、この差を有意なものとするために必要なデータが揃わないためである (= 1 地点のデータだけではそれが 100 年分あっても、長期変化傾向の有無の有意性が主張できないのは 3 章で述べたとおり)。

$$\eta_p \left(\equiv \frac{F_1(R)}{F_0(R)} \right) = \eta_R \exp \left\{ - \left(\frac{1}{\eta_R} - 1 \right) \beta_0 R \right\} \quad (13)$$

図 12 は図 11 の F_0 (名古屋の従来値) を基準にして、 F_1 との比 (発生回数増加率 η_p) を降雨強度増加率 η_R をパラメータにして示している。現時点での降雨強度増加率を 1.15 程度と考えると、1 時間雨量 $R=30\sim 50\text{mm}$ に対して、発生頻度は 1.5~2 倍程度と推定できる。図 3 は日本全国のデータを正規化せずにそのまま使っているの、強雨地域からの寄与が大きいと推定され、名古屋単独のデータと直接比べられるものではないが、しきい値を上げると比率が増えるなど、気象庁データとの間に、整合性が取れていると言えるであろう。

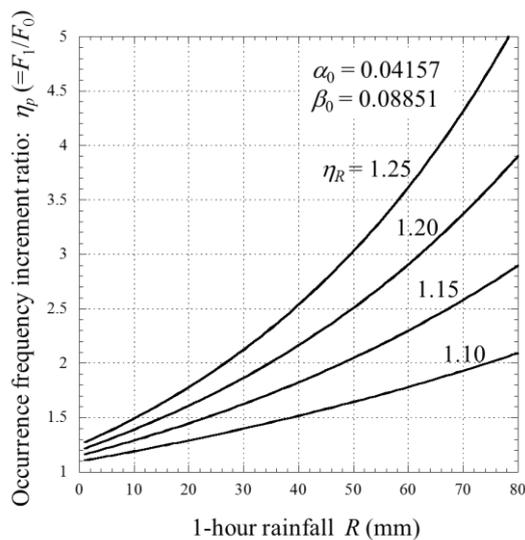


図 12 1 時間降雨量がしきい値 R を超える事象の発生回数増加率 (名古屋の従来特性に対する降雨量増加率 η_R 依存性)

以下、メモとして、1 時間降水量の定義について書き残しておきたい。表 1 から名古屋 (地点番号 23) の 1 時間降水量年間最大値の平均値は 42.31mm である。1 時間降水量の年間最大値に相当する時間率は先にも述べたように 0.01% 付近になる。その時の値を図 11 から読むと 30mm であり、差が大きいと感じるであろう。これは、1 時間降水量の最大値の定義の違いによる。図 11 の累積分布に用いる 1 時間降水量は、毎正時ごとに区切られた 1 時間毎の降水量であるのに対し、気象庁データで公表される 1 時間降水量の年間最大値は開始時間を 1 分単位で任意に取った連続 1 時間の最大値 (極値) である。その結果、毎正時降水量の年間最大値と気象庁観測における年間最大 1 時間降水量とでは、後者のほうが大きい値 (年によって差のばらつきが大きい) になっていて、平均値にもその違いが現れている (30% 程度)。値にそのような違いがあるとは言え、正規化降水量で増加比率に焦点を当てている本レポートでの解析においては、定義の違いに問題はないであろう。

6. $R_{0.01}$ の未来予想

1 時間降水量の長期変化傾向の結果を踏まえて、1 分間降雨強度 $R_{0.01}$ の未来予測を述べたい。図 5 により、 $R_{0.01}$ と 1 時間降水量年間最大値の長期平均値には優れた線形関係（近似式(2)）があり、相関係数も 0.978 と極めて高いことを述べた。一方、図 10 より、これから、四半世紀毎に、現在の正規化降水量が 1 割程度ずつ直線的に増えてゆくでしょう。そうすると、我が国において、未来の $R_{0.01}$ の増加係数 η_R は、大雑把に言って次式のような推移を辿るのではと予測できる（図 10(a), (b)を重ねた図 13 の緑線）。

$$R_{0.01}(Y) \approx \eta_R(Y) R_{0.01}(2000) \quad (14)$$

$$\eta_R(Y) = 1 + \frac{Y - 2000}{250} \quad (2000 \leq Y \leq 2100)$$

ここで、 Y は西暦、 $R_{0.01}(2000)$ は表 1 の $R_{0.01}$ の値（データベースの現在値）である。

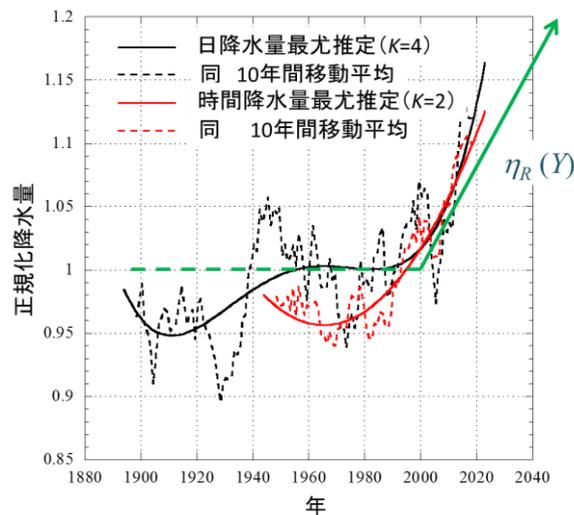


図 13 降雨量増加率の未来予想（図 10(a), (b)の結果をベースに η_R の予想線を書き加えている）

これは、日本の降雨に当てはめた式なので適用地域が日本に限定される。降雨量の長期変化特性は、地域依存性が強いと予想され、故に、ITU-R のデータベースに対する長期変化予想は、地球規模での同様な評価が必要である。その場合でも、本レポートでの評価手法が、大いに役立つものと期待する。(14)式による $R_{0.01}$ の未来予測に関しては、3つの課題を挙げておきたい。

- ① 30 年後（2050 年ころ）に、そのときまでの気象庁データを使って上昇傾向の確認をしてほしい
- ② 地球規模スケールでの評価式を確立してほしい。降雨の特性は地球の気候区分によって異なる。故に、図 1 に見られるように年変化傾向も異なるものとなるだろう。本文でも述べたよう

に、特定の地点のみに 100 年程度の長期降雨データがあっても、そこから結論を導くことは難しい。同じような気候帯ごとにグループ化して統計量を増やし、すなわち、正規化降雨量としてたくさんデータの共通の傾向を見るのが良いであろう。その際、本レポートで示したように 1 時間降雨量年間最大値の特性から変化傾向を見出すのが現実的であろう。

③ 式(1)で示したように、降雨減衰量の推定には $R_{0.01}$ と共に、等価通路長 L_e の長期変化も重要である[23]。等価通路長の評価では、気温上昇に伴って増加が予想される降雨高 (0°C層の高さ) や、雨域の空間的広がり (水平・垂直の両方向) の変化傾向を見ることになり、降雨の地点データのみから推定できる $R_{0.01}$ の予測よりは難しいであろうが、チャレンジしてほしい。

7. まとめ

日本の降水量の年間最大値データを用いて、降雨の統計的性質に見られる長期間の変化傾向を明らかにした。筆者の最終的な目的は無線通信の回線設計時の降雨減衰推定に用いられる $R_{0.01}$ が、地球温暖化の影響を受けて変わりつつあるのかどうかを知りたいことにあった。すでにデータベース化されている我が国の $R_{0.01}$ の値と、1 時間降水量の年間最大値の長期間平均値とが極めて高い相関を有することに着目し、1 時間降水量を含む 3 種類の降水量の長期変化傾向を調べた。

その結果、

- 1) 降水量は年毎のばらつきが大きいため、100 年規模のデータであっても、地点毎に見るのは、有意な長期変化傾向を見出せないこと (95%信頼区間判定において)
- 2) 地点毎の着目降水量年間最大値の平均値で正規化した正規化降水量を用いて共通に扱えるデータ数を増やし、このデータで解析すると、100 年規模の時間スケールにおいて、1 割強の増加傾向が見られること
- 3) 同じデータから多項式近似の回帰曲線を求め、その最適次数を AIC によって定めると、その増加傾向は 1990 年代以降に顕著になっていることが、明らかになった。また、無線回線の降雨減衰量推定に用いられる 1 時間降雨強度の累積確率 0.01%値 $R_{0.01}$ との関係について、
- 4) 地点毎に見る $R_{0.01}$ と三種類の降水量 (年間最大値の長期間平均値) には良い比例関係があり、特に 1 時間降水量については、相関係数 0.978 の極めて高い類似度が認められた。
- 5) 相関が強い 1 時間降水量の長期変化傾向を、 $R_{0.01}$ の長期変化傾向とみなして、 $R_{0.01}$ の未来予想推定式を示した。

本レポートで述べた降水量の年間最大値 (すなわち、年間最大降雨量) の長期変化特性は、地球温暖化問題の影響が含まれていると思われるが、それを明確にするためには多様な気候特性を持つ地球規模での同様な解析が必要である。さらに、その結果を生かして、 $R_{0.01}$ の長期変化を予想したが、これは、日本の降雨に当てはめた式なので適用地域が日本に限定される。地球規模での未来予測が待たれるが、本レポートでの評価手法が、そのような評価において大いに役立つことを期待している。

参考文献

- [1] Y. Karasawa, “Long-term statistical properties of extreme rainfall data in Japan,” *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, (to be published in 2025). Early Access area on IEEE Xplore:
<https://ieeexplore.ieee.org/document/10640060>
- [2] 唐沢好男, “日本の極値データに見る長期変化傾向 [II],” 信学技報, AP2024-126, pp. 200-205, 2024.10., 同[III], 信学会AP研, 2025.01発表予定. (英文論文準備中)
- [3] IPCC, Climatic Change 2013: The Physical Science Basis, document IPCC, 2013.
- [4] 気象庁, 世界の年平均気温, https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/temp/an_wld.html
- [5] 気象庁, 日本の年平均気温, https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/temp/an_jpn.html
- [6] 気象庁, ヒートアイランド現象, https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/himr_faq/index.html
- [7] 気象庁, “地球温暖化予測情報 第9巻,” 2017.03, <https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/GWP/Vol9/pdf/all.pdf>
- [8] 気象庁, 日本の気候変動 2020, <https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/ccj/index.html>
- [9] 気象庁, 大雨や猛暑日(極端現象)のこれまでの変化,
https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/extreme/extreme_p.html
- [10] K. E. Trenberth, “Changes in precipitation with climatic change,” *Clim. Res.*, vol. 47, pp. 123-138, doi:10.3354/cr00953, 2011.
- [11] R. F. Adler, et al., “The global precipitation climatology project (GPCP) monthly analysis (new version 2.3) and a review of 2017 global precipitation,” *Atmosphere*, vol.9, no. 4, doi:10.3390/atmos9040138, 2018.
- [12] H. Shiogama, et al., “Attributing historical changes in probabilities of record-breaking daily temperature and precipitations extreme events,” *SOLA*, vol. 12, pp. 225-231, doi: 10.2151/sola.2016-045, 2016.
- [13] ITU-R, “Propagation data and prediction methods required for the design of Earth-space telecommunication systems,” Recommendation ITU-R P.618-14, 2023.
- [14] ITU-R, “Propagation data and prediction methods required for the design of terrestrial line-of-sight systems,” Recommendation ITU-R P.530-18, 2021.
- [15] ITU-R, Specific Attenuation Model for Rain for Use in Prediction Methods, Recommendation ITU-R Rec. P.838-3, 2005.
- [16] ITU-R, “Characteristics of precipitation for propagation modelling,” Recommendation ITU-R P.837-7, 2017.
- [17] 総務省, 電波法関係審査基準(固定局関係審査基準)の改正版, 2011.06,
降雨減衰計算部分の抜粋: http://www.radio3.ee.uec.ac.jp/ronbun/Rain_ATT_Calc_Method.pdf
- [18] 小野健一, 唐沢好男, “安全係数の概念を導入した M 分布近似降雨減衰確率推定法,” 信学論(B), vol. J91-B, no.2, pp. 169-187, 2008.
- [19] 気象庁, 過去の気象データ検索, <https://www.data.jma.go.jp/obd/stats/etrn/index.php>
- [20] 小西貞則, 北川源四郎, 情報量規準, 朝倉書店, 2004.
- [21] 唐沢好男, 電波伝搬モデルの基礎(第9章 AIC), 私製公開本, 2024.
http://www.radio3.ee.uec.ac.jp/ronbun/Probability_Distributions_Chap_9.pdf
- [22] 細矢良雄, “日本各地の1分雨量分布の一推定法,” 信学論 B, vol. J71-B, no. 2, pp. 256-262, 1988.
- [23] 前川泰之, “Ku 帯衛星回線の降雨減衰統計の最近の増加傾向について”, 信学技報, SAT2018-3 (2018-05).

読者の皆さんへ

本レポートの姉妹版として、極値統計学的視点でまとめたレポートが下記にあります。

YK-083 [日本の降雨の \$N\$ 年間最悪値の統計](#)