

3. 東京における120年分時間降雨量データを用いた降雨形態の変化に関する研究

和田 卓也^{1*}・山田 朋人²

¹北海道大学大学院工学院環境フィールド工学専攻（〒060-8628 札幌市北区北13条西8丁目）

²北海道大学大学院工学研究院環境フィールド工学部門（〒060-8628 札幌市北区北13条西8丁目）

* E-mail: twada@eng.hokudai.ac.jp

近年、地球温暖化、都市化やヒートアイランド現象など地球環境の変化に関する諸問題が問い込まれており、降雨特性にも変化が見られるとの研究報告がなされている。本研究では120年分の時間降雨データが存在する東京(大手町)において、ひと雨降雨形態の変化をP/D値という指標を用いた分析を行った。P/D値とは、ひと雨におけるPeak雨量を継続時間で除した値である。そのため、値が大きくなるほど相対的に短時間で降り止む強降雨を表すこととなり、1890年からの経年変化からP/D値の増加傾向が示された。つまり、短時間強降雨の増加傾向が確認できたと言える。さらに、P/D値と著者らにより提案された新P/D値を用いた解析によって、1) 近年午後においてP/Dや新P/D値でみる短時間降雨が増加傾向にあり、2) 降雨開始からPeakに達するまでの時間が短くなっていることが明らかとなった。

Key Words : precipitation, tokyo, hyetograph, duration, peak

1. はじめに

近年、地球温暖化、都市化やヒートアイランド現象がマスメディアで取り上げられることが多くなっている。IPCC(気候変動に関する政府間パネル)の第4次報告書においても、人間活動による地球温暖化はほぼ確実であると指摘されている。

このような人間活動に起因する地球環境の変化が降雨特性に与える影響に関し、多くの議論がなされている。具体的には、地表面の高温化が大気の不安定化を促すことで、降雨量の年々変動や地域差が大きくなり、短時間降雨は暖候期に強度を増し、豪雨災害が頻発するのではないかと考えられている(檜田、2003)。例を挙げると、練馬区で1999年7月21日15～16時に1時間131mmという記録的な豪雨が発生し、1人の方が亡くなっている。また、大気の不安定化は、対流活動を促進させる方向に働くことで、集中豪雨の激化を誘発している(山元、1999)。さらに16年間のアメダス資料を主として解析を行った結果、東京では暖候期の正午～夕方に“強い降雨”の頻度偏差が大きく、“強い降雨”は対流性降雨とみなすことができる。つまり、対流性降雨の偏差が正午～夕方に大きいこととなり、ヒートアイランドの性質に合致してい

る(藤部、1998)。近年の降雨強度に着目した研究によると、弱い降雨が減少する一方、強い降雨が多くなるといった極端な雨の降り方が報告されている(三上、2008)。降雨と気温との関連としては、暖候期の平均気温が高い年ほど総降雨量、降雨日数は少なくなるが、大雨の回数は多くなることが見出されている(須田、1993)。しかし、これらの報告は可能性として示唆されているものであって、確実な結論を導くまでには慎重な見極めが必要あり、解析対象期間が短いこと、降雨の時間単位の変化を確認するには至っていないなど、統計事実がまだ不足している(藤部、1998)。

本研究では、東京(大手町)における120年(1890年～2008年)と長期間に渡る時間降雨量データを用いることで、暖候期のひと雨降雨特性に着目した分析を行い、経年変化ならびに日変化特性の解明を目的とする。本研究のデータの元となる110年の時間降雨量データを用い檜田(2003)やKanae(2004)が解析を行なった結果、長期的に降雨の経年変化を捉えることで、過去にも近年に見られるような20mm/hr以上の強降雨が増加していた時期が存在し、それは降雨に何らかの長周期成分が内在しているのではないかと、という長期間データであるからこそその知見が得られた。しかし、降雨の日変化といった高時間スケ

ールの議論はそれほど多くはなく、更なる議論ならびに検討が必要であろう。本研究では、ハイエトグラフ形態の経年変化をひと雨における、継続時間、Peak雨量、Peak雨量に達するまでの時間に着目した分析を行い、降雨の日変化特性を明らかにする。2章では使用するデータについての説明を行い、3章では降雨の経年変化ならびに日変化形に関する議論を進め、まとめを4章に記す。

2. 使用データ

(1) 解析対象資料

本研究で対象としたのは、1890～2008年までの約120年の東京(大手町)の時間降雨量観測データである(1953～1955年のデータは欠損)。また、年間を通して特に降雨が多い期間であり、降雨特性の変化が注目されている暖候期とみなせる7～9月を解析対象とした。1976～2008年のデータは、気象庁監修による『アメダス再統計値』のCD-ROMより、1時間降雨量のデータ(東京)を用いることにした。1890～1975年のデータについては、樫田(2003)、Kanae(2004)において使用された時間降雨量データを用いた。

(2) データの継続性

観測地点の移動、観測機器の変遷については表-1、2に示す。観測地点の移動に関しては表-1に示したように1km以内程度であるため、移転が気象観測に及ぼす影響は小さいものと考えられる。一方で、表-2から見て取れる測定単位の変遷の影響を考えると、1965年までは0.1mm単位で降雨量が記録されるのに対し、AMeDASでは1mm以下は記録されないため降雨時間と無降雨時間の区別において問題となるのは明らかである。従って、データ間で均一性が取れたものとするため、樫田(2003)が用いた補正方法を施した。表-3に例を示したように、1mmに達しない降雨量を繰越雨量とすることで、測定単位が1mmであるAMeDASに全てのデータの測定単位を合わせた。

(3) 総観規模擾乱の影響除去

台風の影響による降雨は、降雨がもたらされる地点の状況や時間帯に関係なく降雨をもたらし大規模な現象と言える。本研究では前述したように暖候期における東京の一地点のみを対象とし日変化内の降雨特性の検討を行うため、台風の影響を排除し大規模現象の影響を排除することで、より明確に降雨特性の変化が確認できるのではないかと考えられる。従って、本研究においては台風の影響を除いたデータを作成した。

除去方法としては、一般的に台風の影響範囲は 500-

表-1 東京(大手町)における時間降雨量観測地点の変遷

期間	北緯	東経	海拔
1876～1882. 6. 30	35°40'	139°45'	-
1882. 7. 1～1922	35°41'	139°45'	19. 7m
1923～1995	35°41'	139°46'	4. 1m

表-2 時間降雨量観測機器の変遷

期間	種類	測定単位
1876～1885頃	直径4inch貯留型雨量計	0. 1mm
1886頃～1965. 9	直径20cm貯留型雨量計	0. 1mm
1965. 10～1990	直径20cm転倒ます型雨量計	0. 5mm
1976～	AMeDAS	1mm

表-3 繰越雨量を用いた測定単位の補正例
(測定単位 0. 1mm から 1mm へ)

時刻	貯留式(補正前)	AMeDAS(補正後)	繰越雨量
1	0. 3mm	0. 0mm	0. 3mm
2	0. 8mm	1. 0mm	0. 1mm
3	0. 4mm	0. 0mm	0. 5mm
4	2. 7mm	3. 0mm	0. 2mm
5	0. 0mm	0. 0mm	0. 2mm
6	0. 8mm	1. 0mm	0. 0mm

1000km 以内と言われているため、東京に影響をもたらす台風を東経 130 - 150° 北緯 30 - 50° と設定した。その上で、台風が上記の範囲を通過し、その時間帯に東京に 10mm 以上の降雨がもたらされた場合を除去対象とした。データは 1890 - 1950 年は「理科年表読本 CD-ROM 台風の事典」、「東京都気象災害年表、台風の部」を、1951 - 2008 年は「台風経路図」(気象庁)を用いた。しかし、1950 年以前のデータは「主な台風」より作成されたものであるため、全ての台風を把握しきれていないという点で台風の影響が過小評価されている可能性はある。

以上の手法を適用することで、現在把握できる限りの台風の影響を除去し、測定単位においても均一性の取れたデータを用いて解析を行なった。

3. 暖候期ひと雨形態の検討

ひと雨形態を表すのに、樫田(2003)が採用している指標であるP/D値を用いることとした。P/Dとは、ひと雨のピーク雨量(Peak ; P)と継続時間(Duration ; D)の比である。図-1において各パラメータの概念図を示す。本研究において「ひと雨」とは、単純に連続する(間に無降雨時間を含まない一連の降雨)の降り始めから降り終わりまでと定義する。P/D値が大きいことは、相対的に短時間で降り止んでしまう強降雨を示す。逆にP/D値が

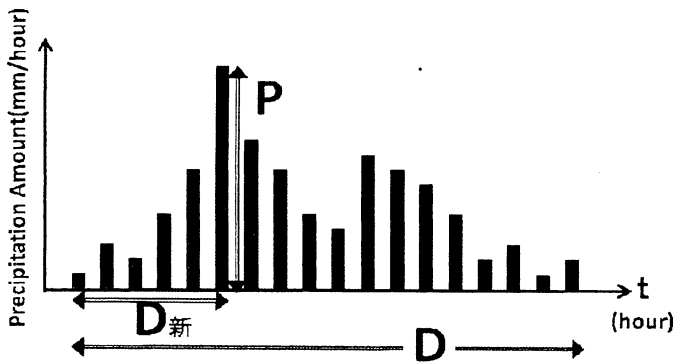


図-1 P/D値、新P/D値に用いる、P,D,D(新)の概念図

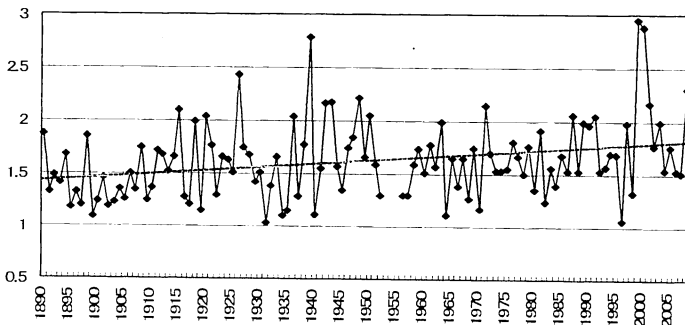


図-2 年平均P/D値の1890～2008年(7～9月)における経年変化

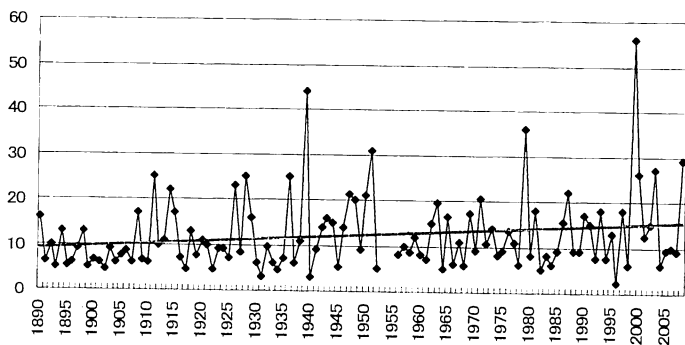


図-3 年最大P/D値の1890～2008年(7～9月)における経年変化

低いときは、地雨のようにシトシトと雨が降り続いていることを表す。従って、P/D値が増加の経年変化を示すならば、短時間強降雨の増加傾向を示しているものと考えられるだろう。また檜田(2003)は、水工計画の面でもP/D値が有用であると述べている。しかし、P/D値そのものの経年変化を検討するには至っていない、より細かなパラメータや条件を加えたP/D値や日変化内の変動の検討は行われていない。そこで本研究では、ハイエトグラフ形態を定量的に表すことのできる貴重な指標であるP/D値の汎用性を高め、よりハイエトグラフ形態の変遷を把握することを目的として、年平均P/D値を台風の影響を除去した2008年までのデータで見ると共に、未だ行なわれていないP/D値の日変化内の変動、ひと雨のなかでPeak雨量までに達する時間を新たなDとした、新P/D値の提案などを行う。

(1)P/D値の経年変化

図-2、3 では暖候期における年平均、年最大 P/D 値

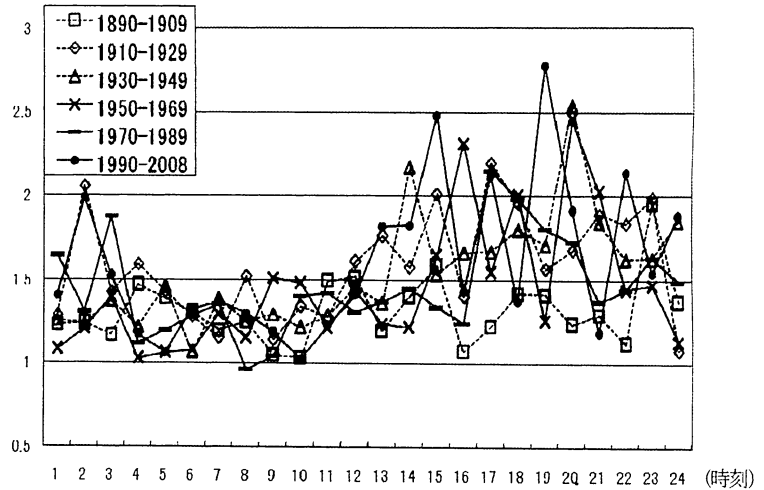


図-4 対象とする20年程度ごとのP/D値

日変化形の経年変化(7～9月)

の経年変化を示す。各年に発生する降雨イベント(ひと雨)のそれぞれ P/D 値を算出し、年間(7～9月)の平均を表したものを、年平均P/D値とし、各年における最大値を年最大P/D値と定義する。最大値は年平均、年最大どちらも1999年と比較的近年に起きている。さらに両値とも必ずしもというわけではないが、近年ほど大きな値を示す傾向があり、期間全体の経年変化で見ても増加の傾向が見て取れる。これは、Fujibe(2006)において示唆されている、強い降雨の頻度偏差が大きくなっていることと一致した傾向と言えるだろう。

(2)P/D値の日変化形

ひと雨形態の変化はいったいどのような時間帯に起きているのだろうか。本節ではP/D値の日変化形の経年変化に着目する。図-4はP/D値の日変化内を年代(約20年間)ごとに示す。本研究において定義する日変化とは、1～24時の時間ごとの移り変わりを表す。P/D値は「ひと雨」ごとの値であり、何時に生起したP/D値であるのかを決めるのは困難である。P/D値を決定する上で大きく関わっているのはPeak雨量であるため、本研究ではPeak雨量がもたらされた時刻をそのP/D値の生起時刻と定義する。

1～3時、13～24時においてはそれぞれの年代における値のばらつきが見られるのに対し、4～12時の間ではどの年代においても極端な差は見られない。4～12時は他の時間帯より比較的降雨が少ないため、相対的に各年代の差が小さくなると考えられるが、そのことを考慮してもその他の時間帯との違いは明瞭である。従って、この時間帯ではハイエトグラフ形態に変化がないことを示唆している。一方で、その他の時間帯(主に午後)の変化は顕著である。各々の年代における値を見ると、1990～2008年が同時刻内で最大値や大きな値を示すことが多い。このことから、図-2、3に見られた年平均、最大

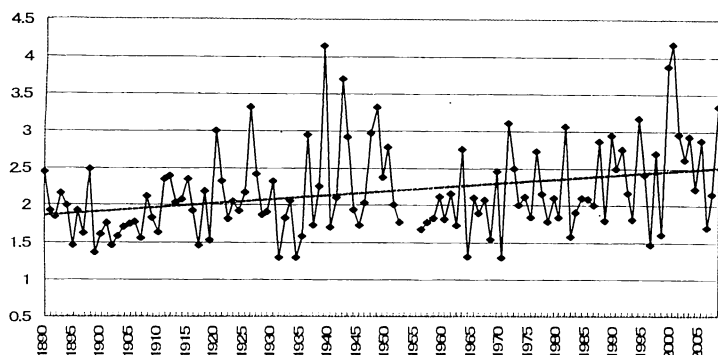


図-5 年平均新 P/D 値の 1890～2008 年(7～9 月)における経年変化

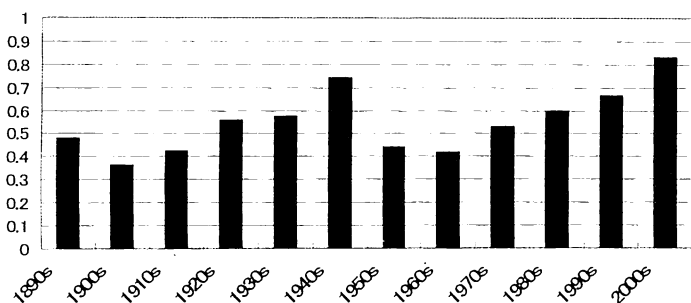


図-6 各 decade における[新 P/D 値 - P/D 値] の経年変化

P/D 値の増加は主に午後の P/D 値増加を反映した特徴と言える。また、特に午後はヒートアイランド現象の影響を強く受ける時間帯であり、このことがハイエトグラフ形態に影響を与えていると考えられるだろう。P/D 値が大きいことは短時間強降雨が多い(または降雨強度が大きい)ことを表していると考えられるため、藤部(1998)が指摘している都市域ヒートアイランドによる暖候期午後に“強い降雨”の頻度偏差の増加の可能性とも一致した特徴である。

より詳しく 1990～2008 年の午後の P/D 値の変動を見ると、15 時と 19 時にピークが示されている。近年の暖候期における強降雨発生要因を考えると、午後の地表面付近の高温化によって引き起こされる大気的不安定化に伴う積雲の生成が挙げられる。さらに関東域では、海風、山風の影響も考慮されるべきであろう。東京から数十 km 以上内陸に至る広い範囲が昇温することで、関東北部山岳域に至る内陸部まで太平洋からの海風が吹き込む。この多湿な空気は日没後に発生する山風と共に関東平野に運ばれ、山麓域で収束することで対流性降雨雲が発生し、その結果、関東域に強降雨をもたらす可能性がある(斎藤、1998 など)。この二つの要因から、15 時と 19 時に見られた P/D 値のピークは、15 時のピークが鉛直一次元的な大気不安定化と、19 時が海風、山風がもたらす組織型降雨との関係を有しているのではないだろうか。

(3) 新 P/D 値の提案

ひと雨形態を表わす新たな指標を提案することは、その指標単体における有用性のみに限らず、P/D 値との

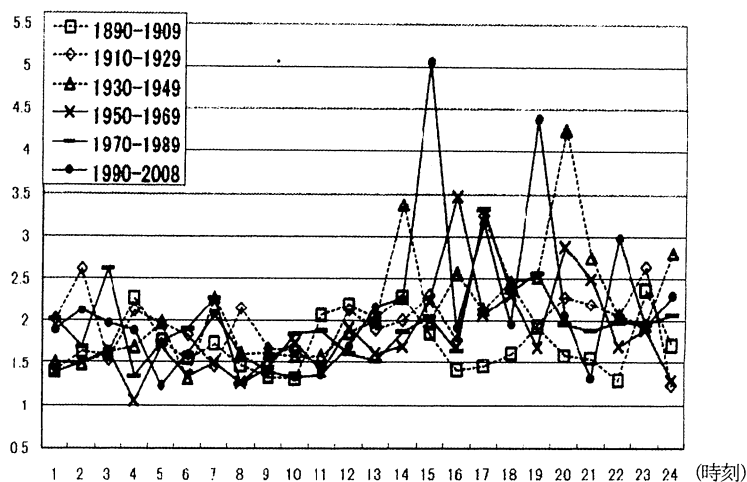


図-7 対象とする 20 年程度ごとの新 P/D 値
日変化形の経年変化(7～9 月)

比較検討が行えるという面においても有益となりうる。このような観点から、本節では新たな指標とし、新 P/D 値の提案を行う。

実際に起こる豪雨災害を考えた場合、「ひと雨」の中で Peak が早い時間に存在する降雨のほうが対処また予測といった観点からも危険であると考えられる。そのため著者らが提案する新 P/D 値は、Peak 雨量に達するまでの時間を新たな「D」と定義する(図-1 における「D 新」)。従って、Peak 雨量に達するまでの時間に注目し、ハイエトグラフ形態の変化を検討する。

図-5 は年平均新 P/D 値の経年変化を示す。図-2 で示した P/D 値と同様に、新 P/D 値においても経年変化は増加傾向を有することがわかる。しかし P/D 値と新 P/D 値の相違点は「D」の定義だけであり、P/D 値に増加傾向が見られているため、新 P/D 値が増加傾向を示したからといって、単純に Peak が早い時間に存在する強降雨が増えていると考えるとは断言できない。より短時間で Peak に達するということを明確にするには、元の P/D 値に対し新 P/D 値が大きくなるということが重要である。従って、新 P/D 値と P/D 値との差がどのように変化しているか検討する。この差に増加傾向が見られれば、より短時間で Peak に達する降雨が増えていると見なせる。

図-6 は 1890 年から 10 年ごとの「(新 P/D 値) - (P/D 値)」の平均値の変化を示す。図-6 を見ると、増加傾向が確認でき、特に近年 50 年程度に渡って常に増加傾向を示している。しかし、1940 年代は 2000 年代には及ばないが、ピークが見られる。また、それ以前の値を含め 1890 年から 2000 年代までを比較すると、1900、1960 年代に負のピーク 1940、2000 年代に正のピークを持っているように考えられ、樫田(2003)が指摘したような降雨に周期的な変化が見られるといった特徴がここでも確認できる。ただ、最大値は 2000 年代であり、2 章で述べたように 1950 年以前については「主な台風」のデータのみであるため、台風の影響が完全に除去できていな

い可能性も考えられ、降雨が周期性を持っていたとしても長期的に見て増加傾向があると言えるだろう。従って、新P/D値を用いたことで「“Peak雨量に達するまでの短時間の”強降雨」の増加傾向が確認できる。

(4) 新P/D値の日変化形

暖候期ひと雨形態をより明確に捉えるために、新P/D値の日変化形についても議論を行う。図-4と同様に図-7には新P/D値の日変化形を示す。P/D値と同様に、値にばらつきが見られる時間帯と相対的に変化が乏しいと言える時間帯が見て取れる。図-4においてP/D値では、午前中でも1～3時には値のばらつきが見られたが、新P/D値では午前中はある程度どの時間帯においても相対的に変化が小さいと言えるだろう。これにより、Peakに達する時間に注目すると、さらに午前中のハイエトグラフ形態の変化が小さくなると考えられる。しかし、午後についてはP/D値と同様に新P/D値においても、ばらつきが大きい。また、1980～2008年に大きな値を示している時間帯が多いということも同様の特徴である。従って、Peak雨量に達するまでの時間に関しても、午後に降雨形態に変化が起こっているということが確認できる。すなわち、P/D値と同様に経年変化で見た新P/D値の増加傾向はこの午後の時間帯を反映しているものと言えるだろう。

またここで、P/D値、新P/D値の違いについて議論を行う。1990～2008年に着目すると、図-4、7におけるP/D値、新P/D値のいずれも、15時と19時にピークが存在する。しかし、P/D値では15時よりも19時が大きな値を示すのに対し、新P/D値では19時より15時の方が大きい。従って、15時におけるピークの方が、P/D値から新P/D値への増加の程度が大きいこととなる。この特徴について、3章(2)節における議論を元に検討を行う。3章(2)節で行った議論では、両ピークとも都市化などによる地表面付近の昇温が関係しており、15時のピークは鉛直一次元的な大気不安定化、19時は関東北部山岳域からの山風との関係が示唆された。従って、これら二つの要因による降雨を比較すると、15時ではP/D値から新P/D値への増加の程度が大きいことから、鉛直一次元的な大気不安定化によって発生する降雨の方が、Peak雨量に達するまでの時間が短いと言える。山風が主要因となる降雨を考えると、複数の降雨構造が一つとなり強化されることで前線面を形成し、強降雨域が埼玉から東京の北部地域に発生することが指摘されている(阿部ら、2003)。これゆえ、強降雨域の発生地域が本研究の対象とする東京(大手町)から少なからず離れているということになる。一方で、鉛直一次元的な大気不安定化による強降雨は、地表面付近の高温化した空気と上空の冷たい空気の混合により積雲が形成される。このため、山風が主要因である強降雨

と比べると、別の地域で発生した強降雨域が流されて来るわけではなく、局所的傾向を有すると考えられる。従って、よりPeak雨量が突発的に現れることに繋がる可能性がある。そして、これらの特徴を有しているからこそ前述した「P/D値、新P/D値の比較から大気不安定化によって発生する降雨の方が、Peak雨量に達するまでの時間が短い」という結果に現れたのではないだろうか。また、3章(2)節でのP/D値に見られたピークと前述した要因の関係は可能性を示唆したことにすぎないが、大気不安定化によって発生した強降雨の方がPeak雨量に達するまでの時間が短いという結果が新P/D値において得られたことは、これらの関連をより示唆するものとして考えられるだろう。

4. まとめ

本研究では、東京(大手町)における120年間時間降雨量データを用い、ハイエトグラフ形態の経年変化を明らかにすることを目的とした。暖候期(7～9月)を対象とし、総観規模擾乱の影響を排除するため、台風の影響を除去したデータセットを作成した。「ひと雨」の継続時間とPeak雨量から表わされるP/D値、Peak雨量に達するまでの時間とPeak雨量からの新P/D値を、ハイエトグラフ形態を表わす指標として用いた。得られた結果を以下にまとめる。

- i) 1890～2008年の年平均、年最大P/D値の経年変化はどちらも増加傾向が確認できた。降雨継続時間が短く、Peak雨量が大きい降雨が増えていると考えられるため、短時間強降雨に増加傾向があると言える。
- ii) 1890～2008年における新P/D値の増加傾向、またP/D値と比較した場合の増加の程度から、「“Peak雨量に達するまでの短時間の”強降雨」の増加傾向が確認された。
- iii) P/D値、新P/D値の日変化形でみる経年変化では、どちらの値とも午後に変化が大きくなっているのが確認できた。また1980～2008年が午後に大きな値を示す傾向が見られた。これらより、午前においては、ハイエトグラフ形態の変化は微小であり、年平均P/D値や新P/D値の増加傾向は主に午後の時間帯における影響を反映していると言える。また、主にヒートアイランド現象の影響を受ける時間帯が午後であることから、本研究における結果と、藤部(1998)や三上(2005)による、都市域ヒートアイランド現象が短時間強降雨発生を促しているという報告から、降雨特性の変化とヒートアイランド現象との関連が推測できる。

iv) P/D値、新P/D値の日変化形において1990～2008年に15時、19時に全期間と比べても大きな値が示された。この特徴と、都市化、ヒートアイランド現象などにより地表面付近が昇温することで誘発される、鉛直一次元的な大気不安定化や海風、山風に由来する組織性を伴う降雨形態との関連が指摘できた。特に、15時のピークは鉛直一次元的な大気不安定化、19時は海風、山風が主要因として挙げられた。また、大気不安定化によって発生する強降雨は、Peak雨量に達するまでの時間が短いとする可能性も指摘できた。今後に残された課題について以下に述べる。

- ① 本研究においては、ひと雨を「無降雨時間を含まない連続した降雨」と定義した。しかし、地上気象観測統計指針では、ひと雨は「一つの気象的原因によって起こった降雨」と定められているため、ひと雨の定義には、改善の必要があるだろう。
- ② 本研究では、東京観測点一点における検討であったため、空間的な降雨特性については議論していない。複数地点における長期の時間降雨量データを手にすることができれば、都市化がハイエトグラフ形態に与える影響などを各観測地点で比較検討することが出来るため、非常に有意義な結果が得られることが期待される。
- ③ 降雨とハイドログラフの関係においては、一般的にPeak雨量後にPeak水位に達すると言われている。従って、豪雨に伴う洪水対策を講じる手段として、P/D値における「D」値をPeak雨量を挟むようにして設定することが有用となる可能性がある。P/D値においては、このようにパラメータ数や選択により、より細かな降雨形態の指標が得られるものと思われる。
- ④ 得られた結果のiv)でも扱ったが、P/D値、新P/D値の日変化形の検討において、1990～2008年の15時に大気不安定化による強降雨、19時に海風、山風による強降雨が指摘できた。しかし、本研究における解析対象地点が一地点のみであることや、海風、山風のデータを用い検討を行ったわけではないなど、これらの指摘は可能性の域を超えるものではないだろう。より明瞭な関係を見出すには、海風、山風の解析や都市部の昇温の程度などを検討する必要があると考えられる。

謝辞：元東京大学大学院の檜田爽氏が作成した、世界的に見ても貴重である1890～1975年までの東京(大手町)の長期間時間降雨量データを使用させていただきました。ここに記して謝意を表します。

参考文献

- 1) 藤部文昭、1998：東京における降水の空間偏差と経年変化の実態-都市効果についての検討-、天気、45、pp.7-18
- 2) 檜田爽、2003：東京における明治以来の時間降水量特性、修士論文、東京大学大学院工学研究科
- 3) Kanae, S., Oki, T. and Kashida, A., 2004：NOTES AND CORRESPONDENCE - Changes in Hourly Heavy Precipitation at Tokyo from 1890 to 1999 -, Journal of the Meteorological Society of Japan, Vol.82, No.1, pp.241-247
- 4) 三上岳彦、2008：都市型集中豪雨はなぜ起こる？-台風でも前線でもない大雨の正体-、技術評論社
- 5) Fumiaki FUJIBE, Nobuo YAMAZAKI, and Kenji KOBAYASHI, 2006：Long - term Changes in the Diurnal Precipitation Cycles in Japan for 106 Years (1898-2003), Journal of the Meteorological Society of Japan, Vol.84, No.2, pp.311-317
- 6) 山元龍三郎、1999：気象災害の動向の探求、自然災害科学
- 7) 須田芳彦、1993：温暖年と寒冷年における確率降水量の比較、天気、40、pp.29-35
- 8) 瀬戸信也、岩瀬晃盛、大原真由美、1995：広島市におけるひと雨の降水特性、天気、42、pp.9-20
- 9) 三上岳彦、大和広明、安藤晴夫、横山仁、山口隆子、市野美夏、秋山裕佳里、石井康一郎、2005：東京都内における夏期の局地的大雨に関する研究、東京都環境科学研究所年報2005、pp.33-42
- 10) 阿部陽一、土屋修一、海野修司、山田正、2003：関東平野における強降雨域の発生・移動特性に関する研究、土木学会関東支部技術研究発表講演会概要集、30、pp.7-8
- 11) 斎藤智興、木村富士男、1998：中部関東地域における夏期の対流性降水の日変化、天気、45、pp.47-55