

中部関東域における夏期の対流性降水の日変化

齋藤 智興*・木村 富士男**

要旨

関東中部域における夏期の対流性降水の日変化を、東京レーダーの7.5分間隔データとアメダスデータを用いて調べた。解析は、1994年と95年の7、8月の中から総観規模擾乱による降水がなかった88日間を対象とした。この両年は暑夏年で、対流性による降水が頻発した。解析方法は、特別降水頻度分布をレーダーデータで作成し、時刻および地域による頻度降水分布の相違を追跡した。また風分布との関連も考察した。

その結果、山岳域では午後降水頻度が高まる時間が平地よりも早く、特に日光周辺・奥秩父周辺の2地域で顕著であること、また19時頃に関東平野北西部の山麓で急激に降水頻度が高まることを見出した。また、沿岸・海上では午前中に降水のピークを持ち、陸上では午後を持つことは以前から知られていたが、これをレーダーデータを用いて明らかにすることができた。さらに、関東平野内でも降水頻度大が現われやすい所があることがわかった。

1. はじめに

大気現象の示す周期性の中で、日変化は年変化や季節変化と同様に主要なもの1つである。降水の日変化の研究の歴史は古く、今世紀初頭には夜半から早朝にかけて降水の頻度が極大を示す沿岸型と、午後降水ピークを示す内陸型の2つの日変化型がある事がわかっていった。

米国では降水の日変化に関し、特に多くの研究が行われてきている。代表的なものとしては、Wallace (1975)は降水パターンを季節ごとに分類し、それぞれの降水日変化をフーリエ解析を用いて解析した。夏期の降水時間の短い雷雨性の降水ほどより強い日周期のピークをもつことを明らかにしている。フロリダ (Schwartz, *et. al.*, 1979) や、北東部 (Landin and Bosart, 1985) でも詳しく調べられ、Wallace (1975)と同様の結果を得ている。

我が国でも、1970年以降アメダス観測網が整備されてからは飛躍的に降水日変化の研究が進んだ。

Fujibe (1988)は、アメダス降水量データを用いて日本の暖候期における降水量の日変化を、降水の水平規模別に解析した。局地的な降水に限ると、内陸では15~18時に降水量の顕著な極大があり、沿岸では03~06時に極大があることを示した。また、中部地方の降水量は標高が高い所ほどより明瞭な日変化を示し、降水のピーク時間は他の地点よりも早くなることも示した。

田上 (1990)は、広域の気流型および「ひと雨」継続時間別に降水の日変化を調べ、「ひと雨」継続時間が11時間以下のとき、季節的には夏期において日変化が最も明瞭に現れることを示した。さらに、夏期の内陸部の夕立は気流の型および地域により出現時刻が異なり、そのピークは西日本で早く東日本では遅くなることも示した。

対流性降水の日変化に関して、局地循環との関連を調べた研究もいくつかなされている。

Kuwagata (1997)は、夏期の日照時間の多い日に、中部日本域で発生した短時間降水を統計的に解析した。降水量は18時にピークを持ち、午前中はほとんど降水がみられないこと、降水域は山岳に集中し、降水頻度が高い地域は時間経過による移動があまりみられないこと、また熱的局地循環の発達が発達期中部日本に

* 財団法人日本気象協会 ** 筑波大学地球科学系

—1997年10月27日受領—

—1998年4月2日受理—

における対流性降水の発生のトリガーになっている可能性を示唆した。

木村 (1994) は、アメダス日照データを用いて、中部日本の水平規模の大きな盆地や水平規模の小さい谷および山岳地における、夏期の雲の少ない日の時刻別平均日照率の日変化を調べた。大きな盆地や谷では、午後2時頃までは起伏の少ない平野に比べ日照率が高く、その後も低くはならないこと、小さな谷では午前中はやや日照率が高く午後はやや低いこと、山岳地では朝を除いて常に日照率が低いことを示した。

さらに木村ほか (1997) は、丸沼と関東平野部の前橋、およびつくばでゾンデ観測を行った。06時と15時の間の混合層内の顕熱量の増大は前橋で大きい丸沼では小さく、これは局地循環による山岳域から平地への顕熱輸送によるものであるとしている。また、可降水量は丸沼では15時までほぼ一貫して増大すること、一方前橋では正午頃まで一旦減少するが、その後午後遅くにかけて増大することなどを見出した。

対流性降水のような水平・時間規模の小さな現象の研究は、アメダスデータよりもさらに詳細に面的降水強度を知ることのできる、レーダーデータを用いるのが理想的である。しかし、国内でのレーダーデータを用いた降水日変化の研究は多くはない。最近では、荻野 (1995) が東京レーダーデータを用いて、関東地方における熱雷出現の地域分布と時間変化を調べ、足尾山地から日光にかけてと関東山地一帯でエコーが観測されやすいこと、エコー観測頻度は明瞭に日変化を示すことなどを述べている。

本研究では、最も日変化が顕著に現れ、また時として雷、強雨、雹、竜巻、ダウンバーストなど激しい気象現象を伴う、夏期の降水時間の短い対流性降水に着目する。中部関東域におけるこれらの降水の詳細な日変化を、レーダーデータおよびアメダスデータを用い時間毎に頻度分布図を作成して調査する。また局地循環との関連から、地上風と降水頻度との関係も明らかにする。

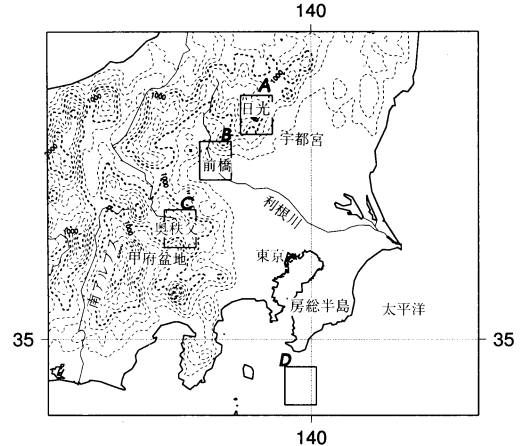
2. データおよび解析方法

解析に使用したデータは、気象庁の東京レーダー(降水強度推定データ、7.5分間隔、1格子2.5 km)、およびアメダスの降水量、風向・風速データである。

解析期間は1994、95年の7、8月の合計4か月間である。両年とも暑夏年で、局地的な対流性降水が頻発した。この中から、梅雨前線・台風・寒冷渦・寒冷前

第1表 解析から除外した日とその理由。

除外日	理由
1994年7月1、6~10日	梅雨前線
1994年7月19日	寒冷渦の南下
1994年7月29、30日	熱帯性低気圧の接近
1994年8月20、21日	寒冷渦の南下
1995年7月1~9、11~18、20~22日	梅雨前線
1995年8月2、3、10、16日	前線の停滞・接近
1995年8月31日	温帯低気圧の通過



第1図 解析対象領域等高線は250 m 間隔。A~D 域は第3図で使用。

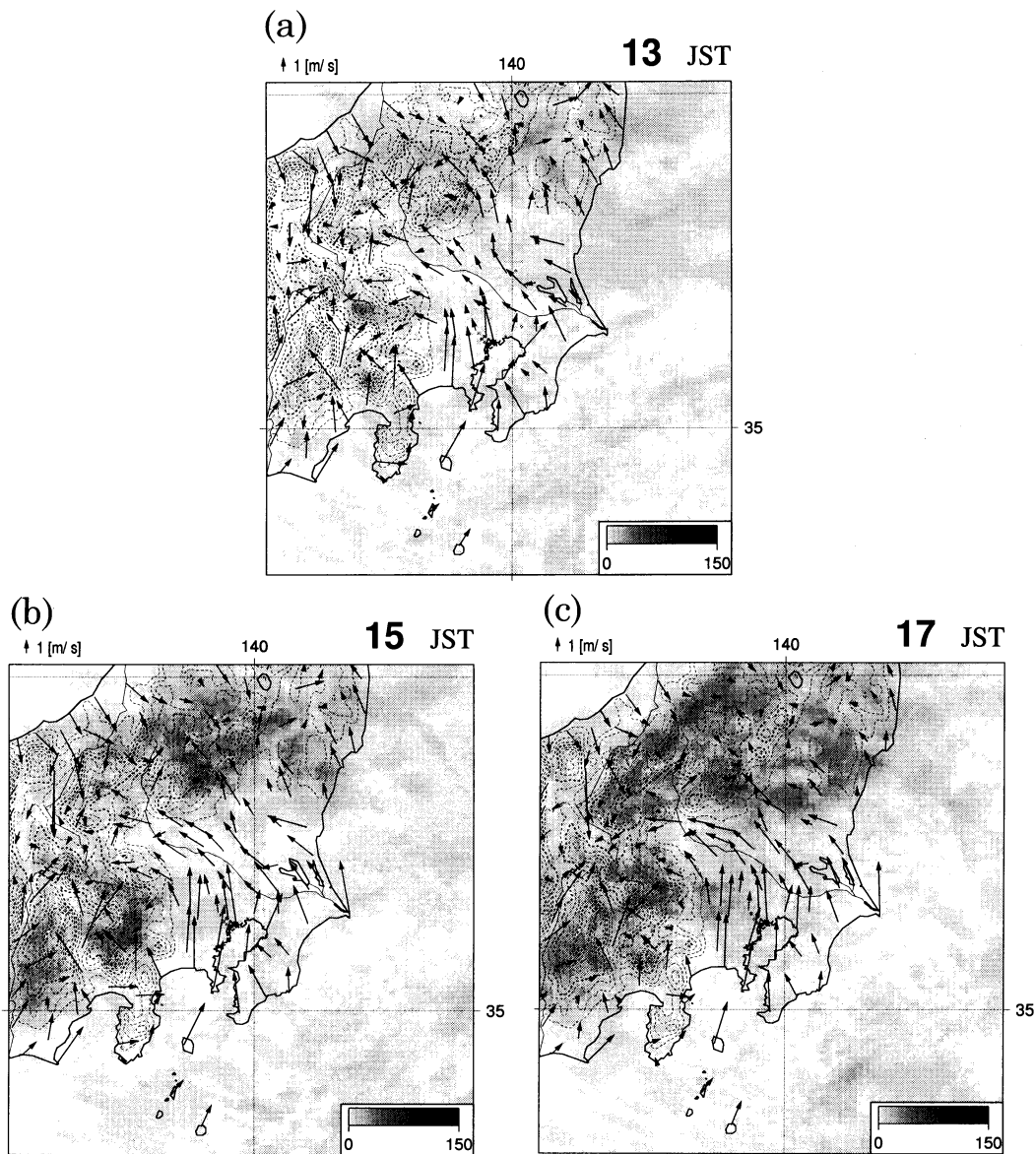
線などの総観規模擾乱の影響による降水があった日を除外して、88日の対象日を選定した。しかしながら対象日の88日間には、典型的な太平洋高気圧に覆われていない日や曇りがちの日も含まれる。期間中の除外した日とその理由は第1表に示す。

東京レーダーの観測範囲の制約から、西は長野県伊那谷から、北は福島県中部を解析対象領域とした(第1図)。

解析方法は、まずレーダーデータを用いて、毎時の解析期間における特別降水頻度分布を求め、さらにその期間の時間別平均風を算出し、合成図を作成した。また、雨量の実測データであるアメダスデータの特別総降水量分布も作成し考察した。

3. レーダーデータによる特別降水頻度の解析

第2図 a~g は、解析期間88日間における13時、15時、17時、18時、19時、21時および03時の各毎正時までの1時間に、レーダーにおいて降水を観測した頻度を、陰の濃淡で示したものである。陰が濃いほど、そ



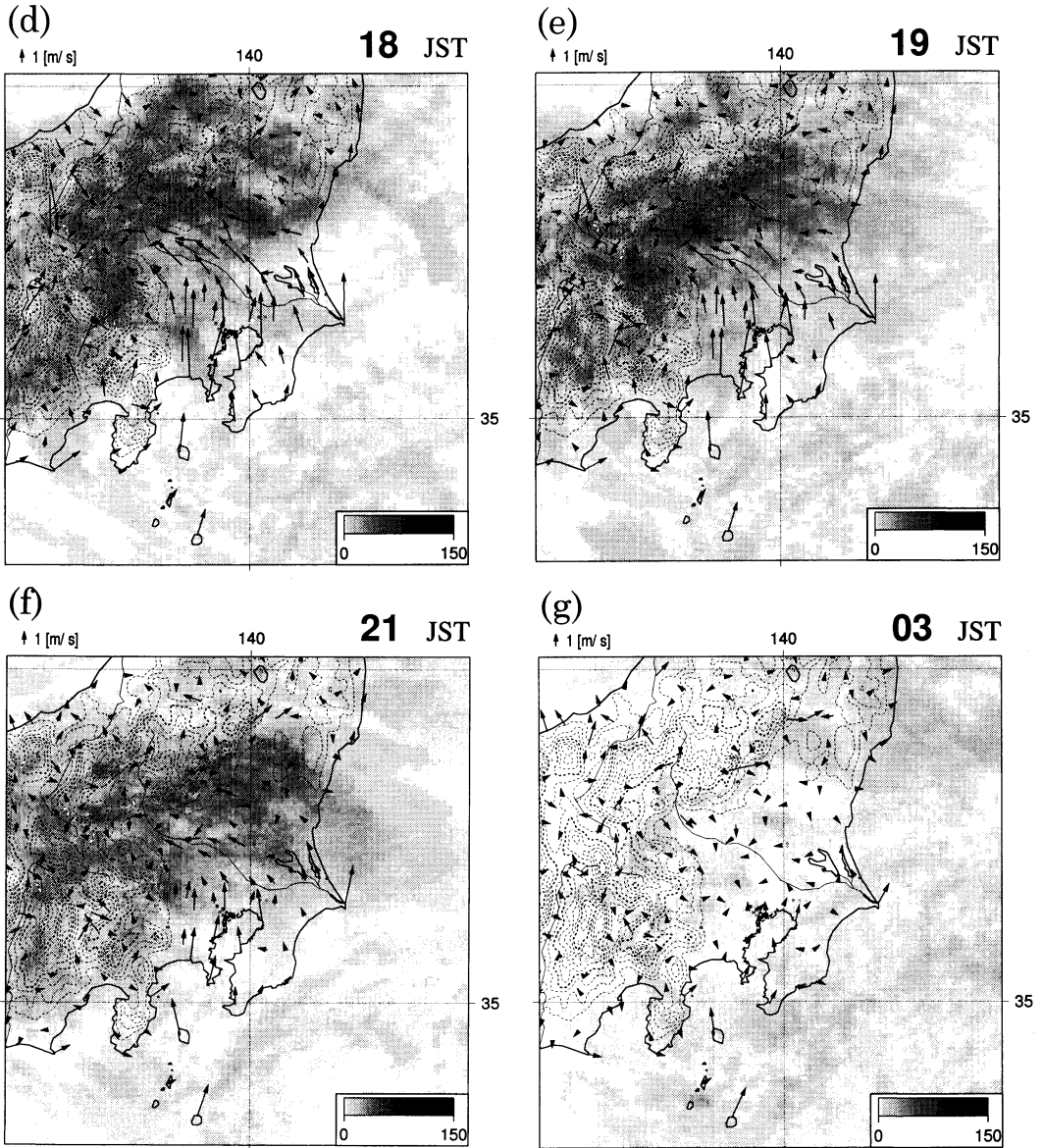
第2図 (a) 解析期間88日間において、13時までの1時間に東京レーダーで降水を観測した頻度の分布と、88日間の13時の風向・風速のベクトル平均図。影の濃淡で降水頻度を表し、矢印で風のベクトル平均を表す。(b) 同様に15時、(c) 同様に17時。

の時間帯に降水が観測されやすいことを示す。また矢印によって、毎正時におけるアメダス風向・風速データの88日間のベクトル平均を示した。

13時(第2図a)では、日光周辺、奥秩父山岳、富士山、南アルプスなどの、標高の高い山岳域で降水頻度の高い領域が現れる。しかし、甲府盆地や千曲川谷では降水頻度が低く、周辺の山岳域との差が明瞭である。

日光周辺と奥秩父山岳域では特に降水頻度が高い。風系を見ると、海風がこの時間には内陸の奥まで侵入している様子がわかる。

15時(第2図b)では、日光周辺と奥秩父山岳域を中心とした降水頻度の高い領域がさらに周辺に広がり、頻度そのものも増加する。伊那谷や富士川谷のような狭い谷でも降水頻度が増加する。甲府盆地でも頻度が



第2図の続き (d) 同様に18時, (e) 同様に19時, (f) 同様に21時, (g) 同様に03時。

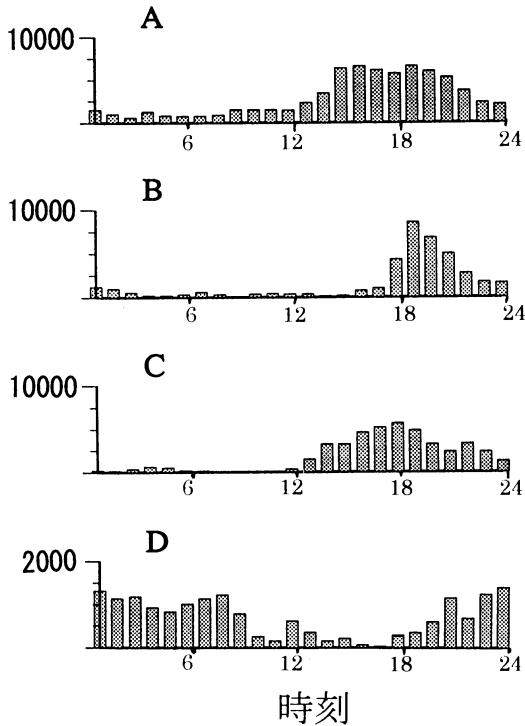
やや増加してくるが、周辺の標高の高い山岳域との差は、まだ明瞭である。関東平野内でも降水頻度の差が生じており、宇都宮周辺・東京西部で頻度が高くなるが、利根川周辺では頻度はきわめて低い。

17時(第2図c)になると、内陸域での降水頻度がさらに増加し、山岳域ではほとんど至る所で降水頻度が高くなる。平野部でも、沿岸部を除けば降水頻度が高くなってくる。東京西部、宇都宮周辺の高頻度が特に目立つ。前橋周辺では降水頻度が低く、周辺の山岳と

強いコントラストを形成している。

18時(第2図d)では、降水頻度の最も高い領域が山岳域からわずかに関東平野側にずれて、関東平野を取り巻く山岳の山麓で最も頻度が多くなる。盆地・谷と、周辺の山岳域の頻度の差は明瞭でなくなる。この時間から海風は次第に弱まっていく。

19時(第2図e)になると、関東平野北西の縁辺部における山麓域において降水頻度が急激に高まる。頻度の多い領域は、山麓にそって北東～南西方向に伸びて



第3図 A(日光周辺), B(前橋周辺), C(奥秩父周辺), D(海上)の4域における、四角で囲まれた区域内でのレーダーによる降水観測頻度の毎時の時系列。A~D域については、第1図を参照。

いる。一方、この時間から海上の降水頻度がやや増加してくる。

21時(第2図f)では、19時に現れた降水頻度の大きな領域が関東平野の東~南東部から関東の東海上にかけて広がる。19時に比べると、陸上では降水頻度が低くなるが、海上では次第に頻度が高くなる。21時以降、時間とともに内陸では降水頻度は減少し、沿岸・海上ではゆっくり増加する。夜半過ぎの03時(第2図g)には、関東平野を取り巻く山岳山麓を除いて陸上では降水頻度は非常に小さく、特に中部山岳地帯では降水頻度がほとんど見られなくなる。

地形による降水日変化を明確にするために、第3図にA(日光周辺), B(前橋周辺), C(奥秩父周辺), D(海上)の4域における、東京レーダーの降水観測頻度の時間変化を棒グラフで示した。山岳域のA, C領域では、13時頃から増加しはじめ、22時頃まで降水頻度の高い状態が続く。特定の時間の強いピークは現れていない。関東平野の縁辺部にあるB領域では、17時

から増加しはじめ19時に強いピークをもつ。海上のD領域では、20時頃から翌日09時頃まで降水頻度の高い状態が続く。山岳部と平野部、および海上の日変化の違いが明瞭に現れている。

4. アメダスデータによる時別総降水量の解析

前節では、レーダーデータによる時別降水頻度を解析したが、レーダーは空中の雨滴を推定しているため降水量としては正確性に欠けるところがある。

第4図a~dでは、実際どのくらいの降水量があったかを見るために、アメダスで観測した88日間におけるそれぞれ15時, 18時, 19時, 21時までの1時間毎の総降水量を円の大ききで表した。

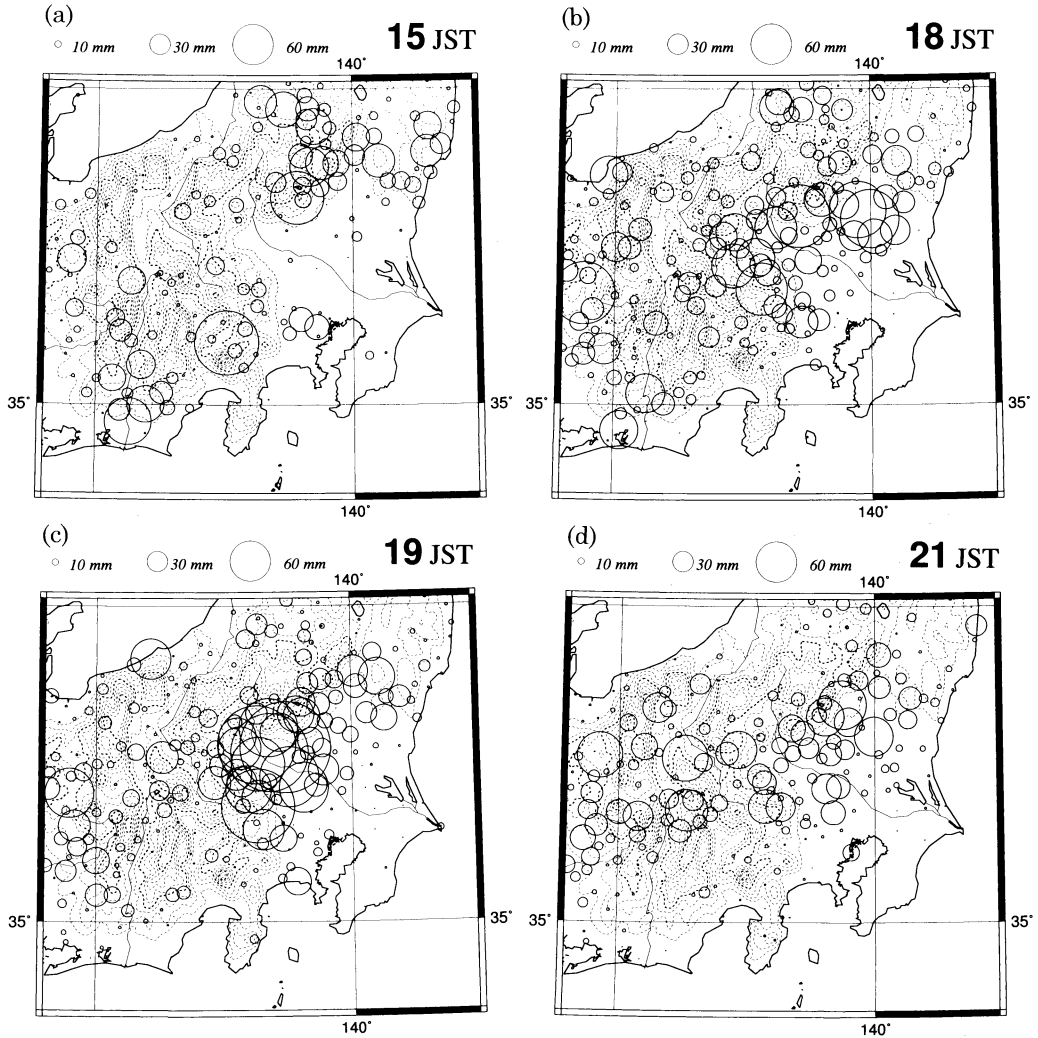
15時(第4図a)では、山岳域で降水量が多く、特に日光・那須から福島県南部で多い。東京周辺でも降水量が多いのが目立つ。18時(第4図b)には、宇都宮~前橋~八王子を結ぶ関東平野周辺の山麓部での降水量の増加が目立つ。19時(第4図c)になると、前橋を中心とする関東平野北西部山麓で降水量の増加が顕著である。その他の関東平野や山岳域では降水量は少ない。21時(第4図d)になると、降水量極大の中心は関東平野のみではなく、関東平野北西部から中部山岳域にかけて広域に広がり、西南西から東北東に伸びる。

15時では、レーダーによる降水頻度と完全には一致しない部分があるが、これは降水の局地性による統計的揺らぎの影響が大きいと思われる。19時の関東平野北西部山麓の降水頻度の急激な増大は、総降水量で見るとより顕著に現れることがわかる。すなわち、この現象は降水頻度だけでなく、降水量も急速に増える現象であると言える。

5. 考察

降水の日変化パターンは、内陸では午後ピークを持ち沿岸部では午前中にピークを持つことは過去の研究で昔から知られていた。本研究は、レーダーデータを用いてこのことをより高い時空間分解能で示し、さらに沿岸部や島嶼部だけでなく海上にも早朝に降水ピークをもつ領域が広がることも示した。また、時間毎に降水頻度を追跡することで、内陸と海上・沿岸の降水頻度の相対的な差を明らかにすることもできた。

午後、内陸部では降水頻度の高い領域が出現するが、日光周辺と奥秩父周辺では特に顕著である。夏期において、これら2地域周辺で降水頻度が多いこと、および熱雷の発生場所になりやすいことは、荻野(1995)、



第4図 (a) 解析期間88日間において、15時までの1時間にアメダスが観測した総降水量。円の大きさと降水量の大小を表す。(b) 同様に18時、(c) 同様に19時、(d) 同様に21時。

堀江・遠峰(1996)などが示している。本研究では、降水頻度を時間毎に追跡することによって、これら2地域では午後の早い時間(13時頃)から降水頻度が増加しはじめ、その後も17時頃まで降水頻度の大きな領域がこれらの地域の周辺に広がること示された。

第2図の地上風分布によると、日中の日光周辺は関東平野を吹く南東の海風と、日本海からの海風が収束する地帯になっていることがわかる。また奥秩父周辺は、富士川谷および甲府盆地を吹く南または南東寄りの海風と、関東平野側からの東寄りの海風が収束する所にあたる。

このように、これら2地域では局地風による風の収束が特に起きやすいことで、大気下層の水蒸気が収束しまた上昇流が発生しやすくなり、積雲および積乱雲が周辺よりも立ちやすくなることで降水頻度の増大がもたらされると考えられる。

中部山岳内の降水頻度をさらに詳細に見ると、13時頃に標高の高い山岳で降水頻度が増えはじめ、その後水平規模の小さな谷でも増加しはじめる。続いて、甲府盆地のような水平規模のやや大きな谷・盆地でも増加しはじめる。前橋周辺で頻度が増加するのは、さらにその後の18時以降である。前橋周辺は北と西に大規

模な山岳地帯があり、南東側が開いてはいるものの大規模な谷・盆地地形と見なすこともできる。

Kimura and Kuwagata (1993) は、簡単な数値モデルを使って夏の晴れた日を選定して、標高差1000 mの谷と山での可降水量の時間変化を谷幅ごとにモデル計算している。そして、谷における可降水量は午前中は減少する傾向があるが、谷の水平規模が20 kmであると昼過ぎから積算潜熱量は増加に転じ、水平規模が大きくなるほど増加に転じる時間が遅れて、水平規模が160 kmでは夕方まで減少し続けることも示した。このモデル計算結果による、水蒸気の蓄積する領域および時刻と、今回のレーダーデータの解析で得られた降水頻度の高い領域と時刻とは、ほぼ一致する。

第2図cの17時を見ると、内陸では前橋周辺のみが降水頻度が小さい。これは、幅が約120 kmの盆地中央にあるとみなせる前橋付近では、17時頃までは上空に蓄積される水蒸気が周辺よりも少ないために、雲の発生が抑制され降水頻度も小さくなくなると考えられる。また前に述べた木村(1994)の、中部山岳における日照時間の地形別時間変化の解析結果は、本研究の降水頻度分布の地形別時間変化に定性的に一致している。

これらのことから、午後における山岳地帯での降水頻度の増大は、局地循環による水蒸気輸送が大きく影響しているものと考えられる。

19時頃に、関東平野北西部山岳の山麓域で降水頻度が急激に高まる現象は、レーダーのみではなく、アメダスによる降水量にも明確に現れている現象である。これはおおむね19時に現れはじめ、21時には関東平野に向かって広がる。このような山麓域で降水頻度が急増する現象は、日本国内で報告された例は少ないものの、岩崎・大林(1997)が、電害を伴う積乱雲の時刻別発生頻度に16時と19時のピークがあることを報告している。

関東平野部では、夜に降水頻度のピークを迎えることを田上(1990)が述べているが、これは19時頃に関東平野北西部山麓で発達した降水雲が、関東平野に移動してくるためであるとも考えられる。荻野(1995)は、日光周辺では午後に二山型の降水日変化パターンを示すと述べているが、後者のピークはこの山麓域での降水頻度増に対応していると考えられる。

アメリカでは、夏季にロッキー山脈で午後発生した雷雲が夜半にかけて東進することにより、ロッキー山脈東方のグレートプレーンズでは、降水のピークが夜半前後に現れることが報告されている(Easterling *et*.

al., 1985; Riley *et. al.*, 1987; Wallace, 1975)。これらは関東平野の北西部において、19時頃に急激に降水頻度が増加する現象と共通点があることが示唆される。ともかく、19時頃からの関東北西部の山沿いの地域における降水は、18時までの山岳域中心の降水とは異なるメカニズムが働いていることが予想される。

この現象の要因について考察する。第2図に示した地上風によれば、日中は盛んであった関東平野の南東向きの海風が19時になると弱まり、沼田や日光などでは逆に山から平野に向かう山風が変わっていることが認められる。このことから、この現象の一つの要因として19時に日没に伴う関東平野の海風の弱まりと、この地域の南東斜面を関東平野に向かって吹き始める山風が、関東平野周辺の山麓域で収束することが対流性降水雲を発生させる可能性が指摘できる。また、地表面の顕熱が小さくなると斜面上昇風は弱まり、風系は一般風の山越え気流のような性格を持つようになる。そのとき、山岳の風下に上昇流が現われることが多く、さらに条件によっては風下ジャンプが発生し下層に強い収束を伴う上昇流が生じることも考えられる。しかし、斜面上昇流が弱まったあとの風系の变形や、それに伴う水蒸気の輸送過程については、今後ケーススタディーや数値モデルを使って詳しい要因を探る必要がある。

関東平野部を詳細に見ていくと、東京西方および宇都宮周辺で降水頻度が多くなりやすいことがわかる。この原因としては、東京西方・宇都宮周辺はそれぞれ奥秩父山岳および日光周辺の2つの降水頻度が大きな地域の東方にあたり、奥秩父と日光周辺で午後の早い時間に発生した降水雲が東～南東進することで、東京西方と宇都宮周辺に降水頻度大をもたらしている可能性が考えられる。また、東京西部の午後の降水頻度の増大は相模湾と東京湾からの海風の収束が関係している可能性もある。これについても、詳しい原因を調べるためには数値モデルなどによる研究が必要である。

6. まとめ

中部関東域における夏期の対流性降水の日変化を、気象庁の東京レーダーデータおよびアメダスデータを用いて解析した。1994、95年の7、8月から総観規模擾乱の影響を受けていないと思われる88日間を解析の対象とした。両年とも暑夏年で、対流性降水が多発した。結果は以下の4点にまとめられる。

1) 内陸では夕方から夜にかけて降水頻度が高まる

が、山岳域では降水頻度が高まる時間が他の陸面より早く、午後に頻度の極大がある。特に日光周辺・奥秩父の2地域で顕著で、周囲に比べて明瞭に降水頻度が大きくなる。地形との関係を調べると、まず日光、奥秩父、南アルプスなど標高の高い山地から降水頻度が増加しはじめる。その後、降水頻度が増加しながら周辺に向けて拡大し、15時頃には山岳地域の水平規模の小さな谷でも頻度が高まり、さらに17時頃には甲府盆地のような水平規模の大きな谷や盆地でも頻度が増加する。

2) 19時頃、関東平野北西部の山麓で急激に降水頻度が高まる。この地帯における日変化を見ると、この降水頻度のピークは1)で述べた山岳地帯における午後のピークとは別なものであることをうかがわせる。21時頃までに平野部にも降水域が広がる。

3) 沿岸・海上では午前中に降水のピークを持ち、内陸では午後にピークを持つことはすでに多くの研究者によって指摘されているが、今回の解析では朝方に降水が最大になる地域が、半島や島だけでなく海上にも広く分布していることをレーダーデータによって確認した。

4) 関東平野部に着目すると、宇都宮周辺・東京西部で特に降水頻度大が午後に現れやすい。この原因は、宇都宮・東京がそれぞれ日光周辺・奥秩父山岳のすぐ東にあたるため、収束した水蒸気または対流性の降水雲の移流を受けやすいために起こると考えられる。

今後の課題として、鉛直方向の気層の安定性別、上空の風の風向別に降水頻度の違いを明らかにすることが必要である。また、衛星データを使用した解析や数値モデルとの連携が望まれる。さらに本研究で使った7、8月以外の季節についても研究の必要がある。

謝 辞

本研究に係わる費用は、文部省科学研究費補助(基盤研究B2, 課題番号08454128「降水の日変化と局地循環による水蒸気輸送の研究」)により行われた。また本研究は、筑波大学地球環境変化特別プロジェクトの一環として実行され、データ入手に関しては、東京管区気象台技術部技術課の福島晨次氏、気象庁予報部予報課の市澤成介氏、および群馬大学教育学部の岩崎博之助教授のご援助をいただいた。

参 考 文 献

Easterling, D. R. and P. J. Robinson, 1985: The diurnal

variation of thunderstorm activity in the United States, *J. Appl. Meteor.*, **24**, 1048-1058.

Fujibe, F., 1988: Diurnal variations of precipitation and thunderstorm frequency in Japan in the warm season, *Pap. Meteor. Geophys.*, **39**, 79-94.

木村富士男, 1994: 局地風による水蒸気の水平輸送—晴天日における日照時間の地形依存性の解析—, *天気*, **41**, 313-320.

木村富士男, 谷川亮一, 吉崎正憲, 1997: 関東北部の山岳地における晴天日の可降水量の日変化, *天気*, **44**, 799-807.

Kimura, F. and T. Kuwagata, 1993: Thermally induced wind passing from plain to basin over a mountain range, *J. Appl. Meteor.*, **32**, 1538-1547.

Kuwagata, T., 1997: An analysis of summer rain showers over central Japan and its relation with the thermally induced circulation, *J. Meteor. Soc. Japan*, **75**, 513-527.

堀江晴男, 遠峰菊郎, 1996: 熱雷の発生と移動について—1995年7月29日と8月2日の事例, 日本気象学会1996年春季大会講演予稿集, 141.

岩崎博之, 大林祐子, 1997: 群馬県における降電を伴った積乱雲の出現特性, 日本気象学会1997年春季大会講演予稿集, 21.

Landin, M. G. and L. F. Bosart, 1985: Diurnal variability of precipitation in the northeastern United States, *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 989-1014.

Mass, C., 1982: The topographically forced diurnal circulations of western Washington state and their influence on precipitation, *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 170-183.

荻野剛郎, 1995: 気象レーダーを用いた1994年夏期の関東地方における熱雷の出現特性の研究, 平成6年度群馬大学教育学部卒業論文, 22pp.

Riley, G. T., M. G. Landin and L. F. Bosart, 1987: The diurnal variability of precipitation across the Central Rockies and adjacent Great Plains, *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 1161-1172.

Schwartz, B. E. and L. F. Bosart, 1979: The diurnal variability of Florida rainfall, *Mon. Wea. Rev.*, **107**, 1535-1545.

田上善夫, 1990: 日本列島における降水出現の日変化, *地理学評論*, **63**, A-7, 407-430.

Wallace, J. M., 1975: Diurnal variations in precipitation and thunderstorm frequency over the conterminous United States, *Mon. Wea. Rev.*, **103**, 406-419.

Diurnal Variation of Convective Precipitation in Chubu-Kanto Area in the Summer

Tomooki Saitoh* and Fujio Kimura**

* (Corresponding author) Japan Weather Association, Tokyo, 170-6055, Japan.

** Institute of Geoscience, University of Tsukuba.

(Received 27 October 1997 ; Accepted 2 April 1998)

月例会「レーダー気象」の講演募集のお知らせ

標記月例会を下記の通り開催いたします。レーダー気象全般のほか、レーダーで観測される現象のシミュレーションをはじめ関連分野の講演を考えておりますので奮ってご応募ください。

記

日時：1999年1月22日（金）13：30より

場所：気象庁

申込方法：題目、講演者氏名、所属および講演要旨をA4横書き1枚程度にまとめて右記までお

送り下さい。郵便、E-mail、Fax いずれでも結構です。

申込問い合わせ先：〒305-0052 茨城県つくば市長峰1-1

気象研究所台風研究部 榊原 均

Tel：0298-53-8671

Fax：0298-53-8735

E-mail：hsakakib@mri-jma.go.jp

講演申込締切日：1998年9月30日
