

中央大学大学院 学生員 ○後藤友博
中央大学理工学部 学生員 土屋修一

中央大学理工学部 正会員 志村光一
中央大学理工学部 正会員 山田正

1. はじめに：著者らはドップラーレーダを用いて、メソ-βスケールの降雨を約 100 降雨観測し、雨域の移動形態により対流性降雨の分類を行ってきた。その中でも単一セル型降雨は前線組織型降雨のように組織的な風系を形成することなく、その発生位置や移動方向を予測することは非常に困難である。また、集中的な豪雨をもたらす可能性が高く、このような対流性降雨を事前に予測することは防災上非常に重要である。そこで本研究は関東平野において集中豪雨をもたらす降雨の特性を解明することを目的として、予測困難である都市域に突発的に発生する対流性降雨についてその発生メカニズムの一考察を行った。

2. 対象降雨と解析データ：単一セル型降雨は 1) 熱雷、2) 前線組織型降雨時の前後や低気圧や寒冷前線通過に伴うものの 2 つがあることがわかっている。本研究では、東京都心から半径 30km 以内に突発的に発生する雷雨を動画の黙視により選出し、単一セル型降雨の発生メカニズムの解明を行った。そのうち 2) に着目し前線組織型降雨のみが観測された 1997 年 5 月 21 日の降雨(以下降雨 A とよぶ)、前線組織型降雨が発生した後に都心部に突発的な雷雨が発生した 1999 年 7 月 21 日の降雨(以下降雨 B とよぶ)の計 2 降雨について解析を行った。解析には、1995 年に中央大学理工学部(東京都文京区)に設置した周波数 9445MHz、波長約 3.2cm の X バンドドップラーレーダと、アメダスで計測された気温、風向、風速データと茨城県館野において計測した高層気象データを用いた。気温に関しては 100m につき 0.65℃の断熱減率を用いて、温度補正を行った気温で評価を行った。

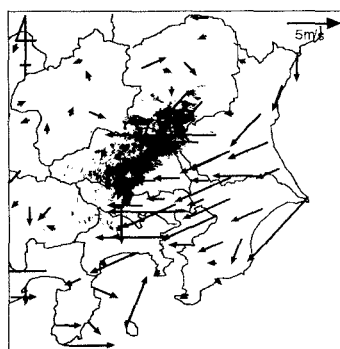


図-1 レーダ画像とアメダスで観測された地上風(1997/5/21 21:00)

栃木県から東京に伸びた雨域に向かって地上風が吹き込んでいることがわかる。雨域は東に移動する。

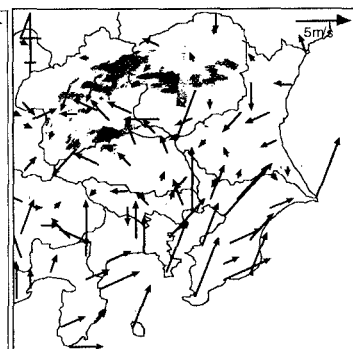


図-2 レーダ画像とアメダスで観測された地上風(1999/7/21 13:00)

群馬県で 2 つの降雨域が形成されている。また内陸部に向かって吹き込む風系が確認できる。

3. 解析結果

3.1 降雨域発生期：雨域発生時におけるレ

ーダ画像と地上風を示す。図-1 は降雨 A、図-2 は降雨 B について示した図である。この図から雨域発生時には、下層は 2m/s から 5m/s の東から南東の風が関東西部や北西部の山間部に進入していく様子がわかる。この風により山地にぶつかった風は上昇風となり山沿いに雨域が形成されていることがわかる。次に図-3 に茨城県館野における上空の風向・風速の鉛直分布を示す。両日とも地上から高度約 1.5km は東風であるが、上空 1.5km 以上は偏西風による西風であり、上層と下層で風向が違うシア層が存在することがわかる。雨域の移動速度は、降雨 A が東へ 15km/h、降雨 B が東もしくは南東へ約 20km/h の速度で移動している。前線組織型降雨の移動形態から明らかになっているように、このシア層の存在は前線組織型降雨が持続するためには必要不可欠な要因である。

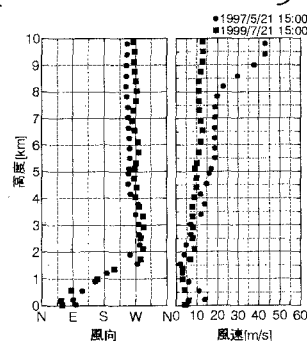


図-3 上空の風向風速の鉛直分布
両日共に下層は東風、上層は偏西風による西風が吹いている。

キーワード：ドップラーレーダ、対流性降雨、地上風

連絡先：〒112-8551 東京都文京区春日 1-13-27 中央大学理工学部 Tel 03-3817-1805 Fax 03-3817-1803

3.2 前線面移動期：図-4は図-1から2時間後、図-5は図-2から1時間後についてのレーダ画像と地上風を示す。図-4で示す降雨Aでは、前線組織型降雨に見られる冷氣外流は強い下層風により見られないが、強い鉛直シアを保持したまま東進している。しかし図-5で示す降雨BではB地点で冷氣外流と思われる地上風を確認することができるが、図中Cで示す地域に北東の地上風が吹き、雨域に吹き込む地上風を確認することはできない。このような風の場合は冷氣外流と地上風が

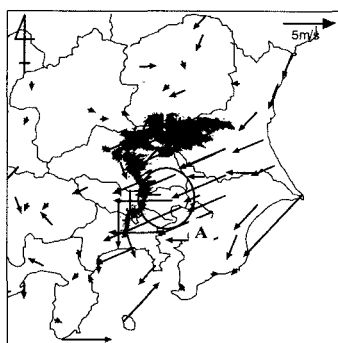


図-4 レーダ画像とアメダスで観測された地上風(1997/5/21 23:00)

(Aで示す地域には引き続き地上風が吹き込んでいます。雨域は前線面を形成して東に移動する。)

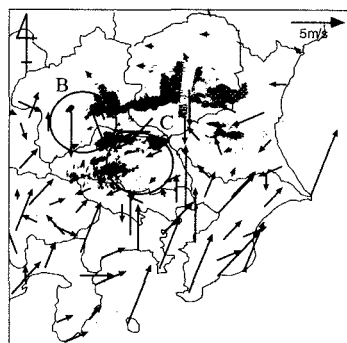


図-5 レーダ画像とアメダスで観測された地上風(1999/7/21 14:00)

(Bで示す地点に冷氣外流と思われる地上風が観測された。Cでの風向が北東で前線面に向かった方向ではない。)

ぶつからず、上昇風が発生せず雨域は発生しずらくなる。図-6は15:00の降雨Bにおけるレーダ画像と地上風を示したものである。雨域から発生した下層風と図-5のC中でぶつかることはできなかった冷氣外流が、東京付近で吹く南からの風とぶつかり収束していることがわかる。このために上昇風が発生し、局地的に雨域が発生、急速に発達し、豪雨をもたらしたものと考えられる。降雨Aのように雨域から発生する冷氣外流と地上風が常にぶつかり合うことで前線面を前進させる場合は、前線面の先で単一セル型降雨は発生しない。しかし降雨Bのように、一時的に冷氣外流とぶつかり合う地上風が存在しなかった場合、そのまま冷氣外流は進行し、次に下層風がぶつかり合う地点において、一気に上昇風を引き起こす。また15:00の時点において、雨域発生地点の気温が周辺に比べて2度から3度高く、上昇風が発生しやすい条件と重なっていた。

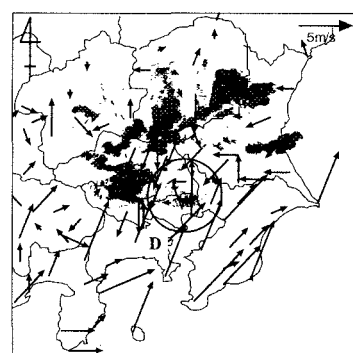


図-6 レーダ画像とアメダスで観測された地上風(1999/7/21 15:00)

(図中Cで冷氣外流と地上風がぶつかることにより、雨域が成長した)

4.3 鉛直断面画像の解析：図-7は降雨Bについて都心部に発生した雨域の鉛直断面画像をとらえたもので14:38から5分毎に観測した画像を示す。14:38に発生した雨域は、約10分で高度約10kmまで急成長している様子がわかる。また14:48～15:13画像から成長した雨域が南北方向に2つに分裂していく様子がわかる。

5.まとめ：前線組織型降雨が発生した後に発生する単一セル型降雨は、前線組織型降雨から吹き出す南または南東方向の冷氣外流が内陸の地上風とシアを生じなかった場合、東京湾から進入する南からの風により風の収束域が発生し、都心で雨域が急速に発達、成長することがわかった。また、地上風が常に前線面に向かって吹き込んでいる場合、単一セル型降雨は発生せず、地上風の進入してくる向きに前線面を前進させ、降雨をもたらすことがわかった。

謝辞：本研究の遂行に際し、中央大学情報教育センターの助成を受けた。ここに記して甚大なる謝意を表す。

参考文献：1)志村、原、山田：レーダ雨量計を用いた関東平野における降雨形態の分類と降雨発生メカニズムに関する考察、水工学論文集第44巻,pp.97-102,1999.2

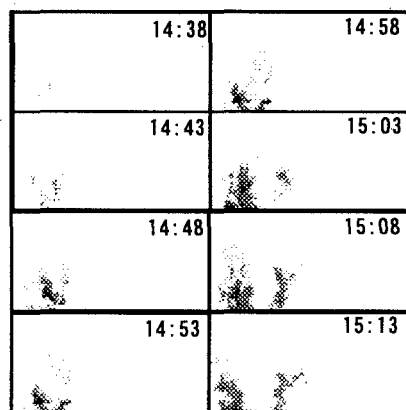


図-7 単一セル型降雨に見られる降水セルの鉛直断面画像

(降水セルは10分間に約12km上空まで発達した。また14:48から降雨域が2つに分裂していく様子がわかる。横30km、高度15kmの画像。)