

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

STUDY ON GENERATION MECHANISM AND CLASSIFICATION OF RAINFALL
BY THE IMAGES OF RADAR RAINGAUGE IN THE KANTO PLAIN

志村 光一¹・原 久弥²・山田 正³

Koichi SHIMURA, Hisaya HARA and Tadashi YAMADA

¹正会員 工修 中央大学技術員 理工学部 土木工学科 (〒112-8551 東京都文京区春日 1-13-27)

²学生員 中央大学大学院 理工学研究科 土木工学専攻 (〒112-8551 東京都文京区春日 1-13-27)

³正会員 工博 中央大学 教授 理工学部 土木工学科 (〒112-8551 東京都文京区春日 1-13-27)

Through observation of the series of radar images, Meso- β scale rainfall occurring in the Kanto Plain is classified into the following three types, front formation-type, cells advection type and isolated cell-type. The migration vectors of rain band images are not equal to the advection vectors of rainfall cells measured by PIV method, and opposite to the direction of the wind intruding into the atmospheric boundary-layer. The generation mechanism and advection form of spatially large convective rainfall depends on the combination with the wind system in troposphere and local wind (land and sea breeze) in this area.

*Key Words: radar raingauges, Meso- β scale rainfall, land and sea breeze, atmospheric stability
PIV method*

1. はじめに

レーダ雨量計による観測は広域でかつオンラインの降雨監視に優れており、洪水時や集中豪雨時の河川管理や道路の維持管理に欠くことの出来ない情報源となっている。これまでメソ- α スケールの降雨に関しては吉野ら¹⁾や著者ら²⁾により1時間先の降雨予測値が観測値と良好な一致を示すことを確認している。現在、3時間以上の降雨予測における精度向上を目指し、雨域の変形や発生・発達・衰退を考慮した物理モデルの導入が行われている。この第一歩として著者らは山地流域で強制上昇風の数値計算とそれに伴う山間部での降雨観測から地形性降雨の統計的解析を行ってきた³⁾。次に雲水生成過程を含んだ数値計算と鉦山の長大立坑を利用した実スケールでの雲物理実験からエアロゾルが降雨形成に与える効果を明らかにしてきている⁴⁾。また総観的な気象学的要素を考慮するため、例えば中北ら⁵⁾はGPVデータを用いた手法を提案し、水蒸気の鉛直フラックスの分布を補助的な情報として扱い、降雨予測に取り入れている。しかしメソ- β スケールの降雨予測に関しては総観場の気象情報に加え、局地的な風系や地域性を反映する情報が必要となる。関東平野では筑波域降雨観測グループ⁶⁾がこのスケールの降雨の雷雲発達過程の解明と個々の事例解析を行なっている。そこで著者らはメソ- β スケール降雨の特に降雨

予測に反映される以下の2点に留意し、解析を行った。

- 1) 降雨の発生・発達に関する総観スケールの大気と対流圏下層(地上1km~2km以下の大気)の気象場の関係
- 2) メソ- β スケール降水現象の最小単位である降水セルの時空間スケールと雨域全体の移動形態の関係

よって本研究は関東地方におけるメソ- β スケールの降雨予測を行うことを目的とし、レーダ観測による動画像の目視から降雨のタイプ別の分類とその特性を明らかにした。次に雨域を形成する降水セルの移動形態を流体粒子の画像から速度ベクトルを求めるPIV法によって算出し、目視判断による全体的な雨域の移動形態との比較を行なった。さらに、関東平野における対流性降雨現象について地域特性との関連から降雨発生機構、雨域の発達及び衰退までを総観的に解析している。

2. 観測概要と解析方法

(1) 対象降雨と解析データ

解析対象の降雨は1996年から1999年夏までの4年間の約180降雨であり、表-1にその中の代表的なメソ- β スケールの降雨特性が示されている。これらの降雨特性の解析に当たっては中央大学理工学部(東京都文京区)のドップラーレーダ雨量計を用いている。レーダ送信電波の周波数は9445MHz、波長は3.2cmのxバンドレーダであ

表-1 解析に用いた主な降雨

年月日	雨域の移動速度 (m/s)	一降雨の継続時間 (hour)	降雨の形態	観測モード Intensity	備考
1996/7/15	6.9	— 一部データ欠測	前線組織型	PPI 1.0° RHI 350°	東北に停滞前線があり、茨城でダウンバースト死傷者 20 人。
1997/7/23	4.2	2.1	単一セル型	PPI1.0°	全国的に晴れ。
1997/8/3	6.1	4.2	複数セル移動型	PPI1.0° RHI 285°	太平洋高気圧が関東平野を覆う。
1997/8/13 -14	10.0	6.3	複数セル移動型	PPI1.0°	関東平野の南海上に停滞前線。埼玉県久喜で3時間に85mm。
1997/8/26	5.0	8.3	前線組織型	PPI1.0°	日本海上に低気圧。
1999/7/21	8.5	3.3	単一セル型	PPI1.0°	東北地方に停滞前線。練馬で91mm/hr

る。降水量、地上気温及び風向風速は関東地方各自治体の大気環境測定局の計 282 点のデータとアメダスデータ（計 75 地点）を用いた。上空の大気気温及び風向風速プロファイルについてはレウィンゾンデにより観測された高層気象データを使用した。

また、広域的な雨域の移動はレーダ動画より目視により算出し、PIV 法 (Particle Image Velocimetry: 粒子画像速度計測法) を用いて算出した降水セルの移動速度とそれの比較を行なっている。

3. 関東平野における局地風による風系

関東平野における局地風の研究は古くから行われているが、特に境界層内の大気汚染の問題から 1970 年代に最も盛んに行われた。気象庁、環境庁の特別気象観測に始まる一連の研究の結果、浅井・藤部⁷⁾は関東平野において、沿岸域での小規模海風と中部山岳地帯の存在により平野全域を覆う広域海風の 2 つの風系が存在することを明らかにした。ところで、夏期の関東地方における雷雲は関東平野を取り囲む山地にて発生することが多い。堀江・遠峰⁸⁾はこの雷雲発生が中部山岳の熱的低気圧の影響を受け沿岸部から内陸へ向かう下層風により山岳部付近に形成する収束線に起因することを明らかにした。そこで、著者らは夏期に恒常的にあるいは頻度高く発生する関東平野を覆う海陸風の挙動と対流圏内の風向及び風速について調べた。まず関東平野全域での地上風系を大気環境測定局のデータから求めた。1997 年 7 月 19 日は太平洋高気圧に覆われている典型的な夏型の気圧配置である。日中、15:00 頃には図-1 のように海風は最も大きくなり、群馬県の山間部まで到達している。次にこのような大気境界層内に進入する大規模な海風と対流圏上層の風向・風速の関係をゾンデデータから調べた。図-2, 3 はレウィンゾンデが捉えた 1996, 1997 年の 7, 8 月 (9:00, 15:00) の晴天時に見られる 2 つの平野 (福岡平野, 関東平野) での上空の風向・風速の鉛直分布を比較したものである。図-2 では対流圏上層での風向・風速が日によって異な

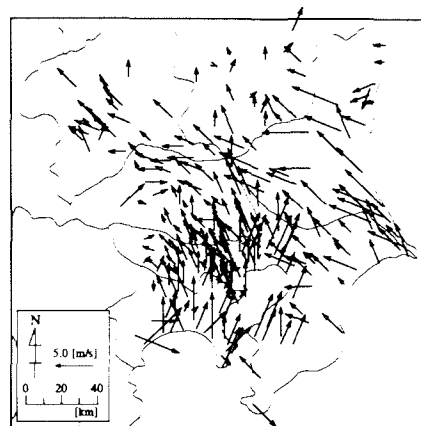


図-1 典型的な海風日の風系 (1997/7/19 15:00)
(海風が最も大きく群馬県の山間部まで達している。)

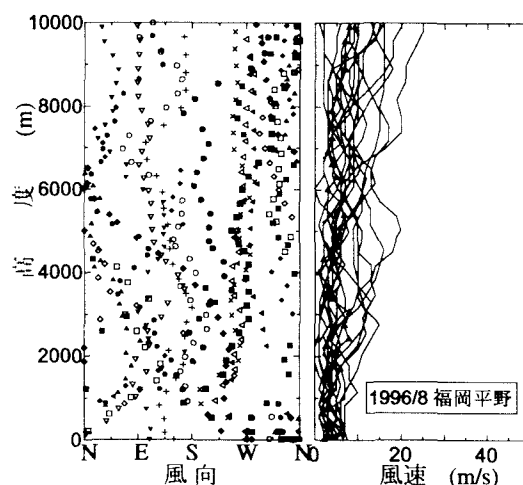


図-2 晴天時の福岡平野の風向・風速の鉛直分布①
(風向は定まらず、風速は関東平野に比べて小さい。海岸線より約 5 km の地点にて放球。)

り、かつ対流圏下層にも風向・風速のシアが見られない。つまり大規模海風の進入がないと考えられる。これは石狩平野や仙台平野でも同様の結果を得た。一方、関東平野の風向・風速を示す図-3 では上空 1km 付近に風速の極小値が見られ、上空 2km 以下に風向のシアが生じている。これから偏西風と南方からの海風により日本の他の平野では見られない大規模な鉛直風速のシアを生じさせるこ

とが分かる。

4. 関東地方におけるメソ-βスケール降雨の分類

メソ-βスケール降雨の形成過程には大気の力学的安定度、風の場合、地形の影響、総観スケールの気象等考慮すべき気象要素が多い。ここではレーダ動画像を目視判断から、雨域の広がりとその形状に着目し、メソ-βスケールの降雨を前線組織型降雨、複数セル移動型降雨、単一セル型降雨の3つのタイプに分類することができた。これら3つの降雨の特徴については表-2に示されており、観測数は観測期間中におけるメソ-βスケール降雨の総数37降雨中の降雨別の回数を示している。

表-2 対流性降雨の分類

降雨形態名	降雨の形態	降雨スケール	観測数(37降雨中)
前線組織型	山地で発生した降雨がフロントを組織し、そのフロント面に対し、垂直方向に南下移動する。	フロント幅 数~十数キロ フロント長 数十キロ	7
複数セル移動型	山地、平野を問わずランダムに降水セルが発生し、平野内に複数のセルが帯状に存在し、移動する。	雨域長 20~80 キロ 雨域幅 数キロ~十数キロ	11
単一セル型	短時間、局所的に大きな降水量をもたらす。	セル径 数キロ~十数キロ	19

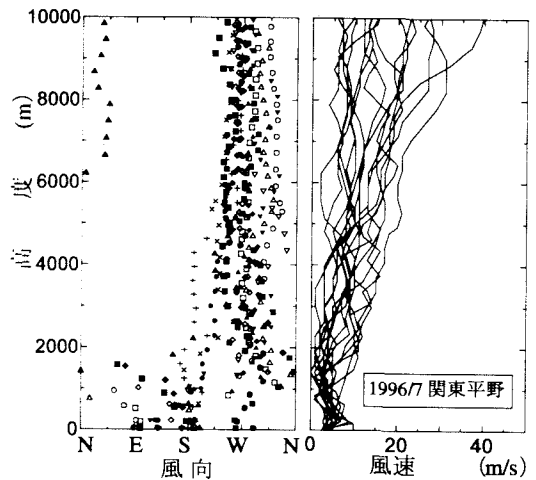


図-3 晴天時の関東平野の風向・風速の鉛直分布②
上空2km以上で西風が卓越し、下層では南の風が多く見られる。海岸線より約50km内陸での放球。

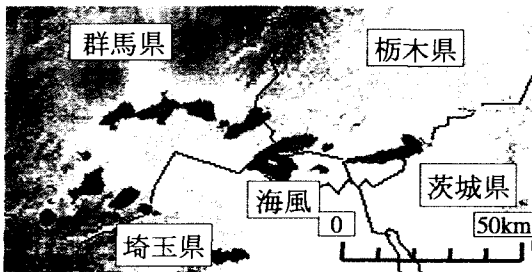


図-4 山地に沿って発生した雷雨を捉えたレーダ画像
(黒い部分が山地に沿って雨域が発生している様子)

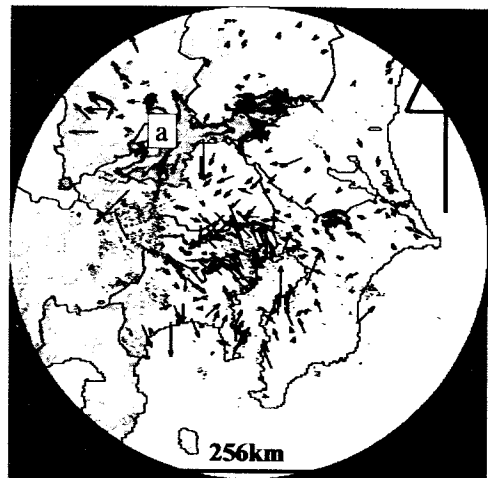


図-5 降雨最盛期の雨域と地上風 (1996/7/15 19:00)

5. 各タイプ降雨の特徴と移動形態

(1) 前線組織型降雨の特徴

このタイプの降雨は関東平野の北部(群馬県北部、栃木県北部)や西部(秩父・奥多摩山系)の山地から東京湾に向けてフロント面を形成しながら東京湾へ向かい移動することがわかっている⁹⁾。図-4は1996年7月15日18:00の山地に沿って発生している雨域を捉えた前線型降雨の初期のレーダ画像である。この日は夏期に典型的に現れる北西方向への大規模海風の進入があり、栃木県及び群馬県南部の山地で発生する雨域を確認できる。この図から夏期の関東平野における前線組織型降雨は、境界層に吹く海風により上昇風が生じ、群馬県の山間部に発生するか、あるいは海風と山風と衝突により発生しているように見受けられる。その後、前線を形成した雨域が南東方向に移動し、一時間後に図-5の点aに前線型雨域は

進行する。地上風を表すベクトルの形より、雨域から放射状に吹き出す冷気外出流を見ることができ、海岸付近では南西の海風が確認できる。図-6はレーダによる方位角350度での雨域の鉛直断面の時系列を示している。図-6では海風は図の左から右へ、すなわち南東から北西方向へ進入しており、雨域は海風の進行方向とは逆方向に進行している。この時の偏西風により上空6km以上の雨域は南東に移流されている。さらに図-6(a)では発生したセルIのエコーの中心は10分後の図-6(b)では約5km南東方向に移動している。しかしこの時系列画像から次に生じる新たなセルIIは雨域の冷気外出流が海風と衝突し上昇流を生じさせ、生成すると考えられ、それにより前線面を前進させていることがわかる。一つのセルの発生

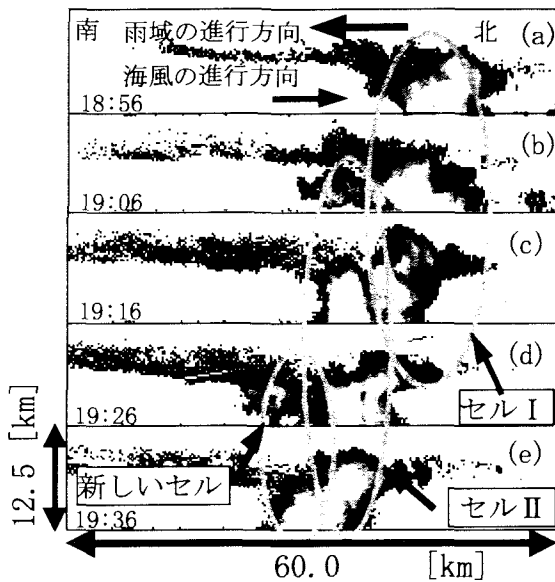


図-6 降水セルの発達・衰退を捉えたレーダの鉛直断面画像

上層の西からの風と境界層に吹き込む、海風により海風の進入と逆方向に降水セルは移動し、フロントは前進する。

から衰退まで約 20-30 分かかり、セルの交代時間はおよそその半分の約 15 分であり、その間、降雨セルの中心は約 5km 移動する。移動速度はこのようなセル交代により決定され、東京湾岸まで南方に移動した。

(2) PIV 法による雨域の移動ベクトルとその考察

次に前線組織型の雨域内に個々に発生する降水セルと前線全体の雨域移動について PIV 法を用いて解析を行なった。図-7 は図-5 から一時間後のレーダ画像と雨域の移動速度ベクトルを PIV 法により表したものである。雨域内のベクトルは東方向を示しており、個々の降水セルは 10m/s から 20m/s で移動している。その間、前線状の雨域の移動は南東方向であり降雨強度の最高値を示す雨域の移動速度は約 30km/hr であり、降水セルの動きとは異なった移動方向を保ちつつ、移動している。これは図-3 から上空 2000m 以上の風向は西の風であり降水セルの動きはその風速に依存していると言えるが、雨域全体の移動方向は前節の図-1 に示す下層に進入する風と逆に進行し、雨域全体の動きと上層風との相関は小さいことがわかる。図-8 (a), (b) は 1997 年 8 月 26 日 20:00 と 21:00 の前線組織型降雨である。この場合も降水セルは常時北東に約 15m/s で移動しているが、全体の雨域の移動とは一致しないことから、下層に進入する海風のような局地風の風向が組織的雨域の移動形態を決定する。以上の結果より前線組織型降雨の場合は下層風の風向とは逆の進行方向をもった雨域の移動になると予測することができる。また、前線の維持には偏西風の存在と海風による鉛直方向の風向シアが不可欠であるといえる。

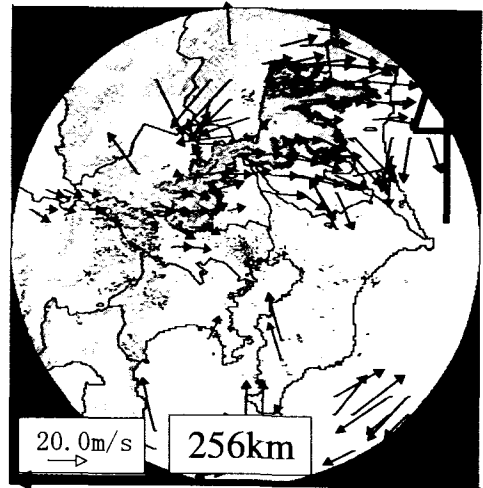


図-7 前線組織型降雨の雨域と降水セルの移動ベクトル (セルの移動方向は東であるが、雨域は南東に移動する。)

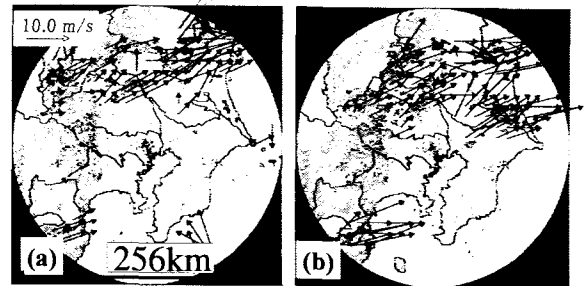


図-8 PIV 法で捉えた降水セルの移動ベクトルの連続画像



図-9 複数セル移動型降雨のレーダ画像 (1997/8/13) (雨域の移動方向と帯状に伸びる雨域の方向は同じである。)

(3) 複数セル移動型降雨の特徴

図-9 は複数セル移動型降雨のレーダ画像の一例である。このタイプの降雨は降水セルの移動方向と同じ方向に雨域を帯状に延ばし、関東平野の広範囲にわたり降雨をもたらしている。図-10 はアメダスが捉えたこのときの降雨発生時の地上風の分布を示している。このタイプの風系は前線組織型とは異なり、組織的な地上風系とはならず、よって降雨の発生位置は山間部でも平野内でも発生し、特定することができない。図-11 はこの日の上空の風速分布を示す。発生した雨域は上空 4 km 以上の 20m/s 以上

の強風により移流され、その風の場とセルの移動方向及び移動速度が一致している。図-12は1997年8月3日のこのタイプの降雨初期のレーダ画像であり、図-13は図-12の水平画像の20分前からのレーダによる鉛直断面の連続画像である。17:30には発達したセルの高度8kmよりも高い高度で雨域は移流されており、次の降水セルによる降雨を引き起こしているように見える。この降雨タイプは狭い地域に長時間にわたり非常に強い降水量をもたらす可能性がある。これは帯状雨域が長軸方向に移動するため、直下で継続した降雨をもたらすことによる。

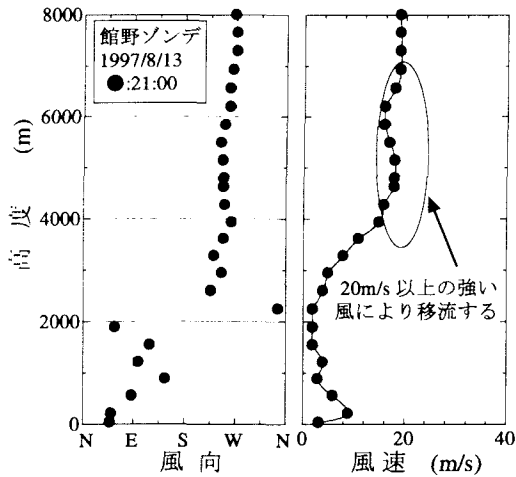


図-11 ゾンデ観測による風向風速の鉛直分布

(4) 単一セル型降雨の特徴

図-14の降雨は5キロ～15キロの雨域を形成し、瞬間降雨強度64mm/hr以上の強い降雨をもたらしているレーダ画像である。このような降雨を単一セル型降雨とする。このタイプは上記の2つの降雨型に比べると、雨域の時間スケール、空間スケールはともに小さい。図-15は前線組織型降雨と単一セル型降雨の発生・移動の違いを模式的に表したものである。この型の降雨は発生と衰退が数十分であるいわゆる熱雷(a)と、前線組織型降雨発生時の前後で突然、首都圏に発生する降水セル(b)、さらに低気圧や寒冷前線の通過に伴う対流性降雨(c)の3つが存在する。この観測期間中のレーダが捉えた単一セル型降雨の19降雨中、発生回数はそれぞれ10, 5, 4回である。この3ケース中、どれも同地点に時間降雨強度50mm/hrの降雨を記録しており、都市域での集中豪雨につながる可能性がある。発生位置は広範囲にわたり、かつ連続的である。発生前の大気安定度は前線組織型降雨と複数セル移動型降雨¹⁰⁾と同様に、図-16のような約1.5km以上で条件付き不安定である降雨は17降雨中13降雨であった。図-17は図-14にある熱雷の発生時のゾンデ観測による上空の風速分布を示したものである。これから単一セル型降雨は風速が小さく、風向シアがないときに現れる。このように上空7kmまでの風速が15m/s以下である熱雷は11降

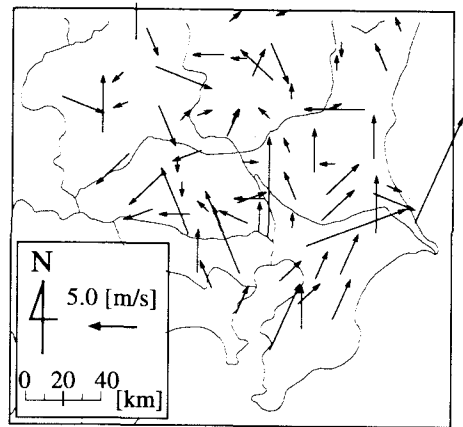


図-10 複数セル移動型降雨発生前の地上風 (1997/8/13 14:00)

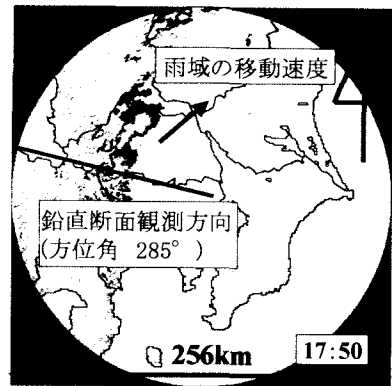


図-12 複数セル移動型降雨の初期のレーダ画像 (雨域は関東山地で発生し、北東へ移流する。)

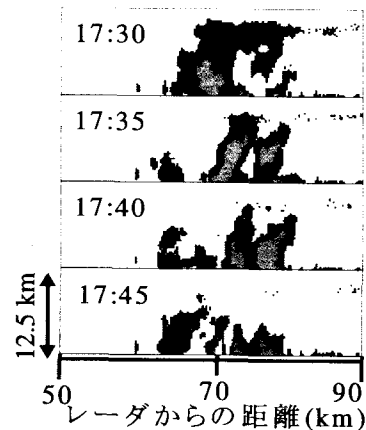


図-13 複数セル移動型降雨の連続レーダ鉛直断面画像 (17:30 発生したセル上端が移流され、次のセルを形成する。)

雨中8回であり、上空1km以上で風向のシアは90°以下である熱雷は11降雨中10回であった。初期の単一セルの発生地点や次のセルの発生位置や移動方向を特定することは現段階では推定が困難である。よって単一セル型降雨は大気の安定条件と風速の鉛直分布から発生日についてのみ推定が容易であるといえる。

6. まとめ

関東地方におけるメソ-βスケール降雨を雨域形状と雨域の移動方向や移動速度に着目し、特性を明らかにし

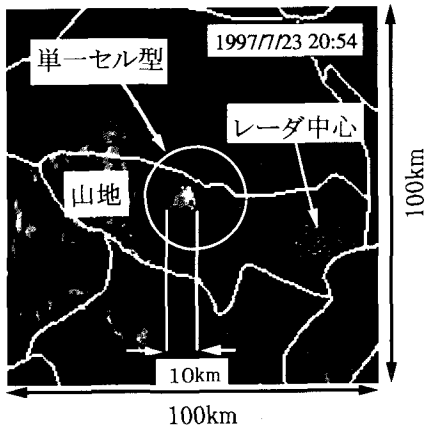


図-14 単一セル型降雨のレーダ画像

雨域のスケールは10km前後であるが、64mm/hr以上の強い降雨強度を示す。

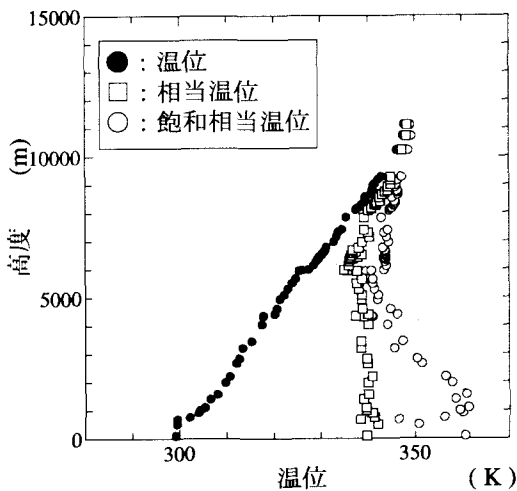


図-16 単一セル型降雨発生前の温位(1999/7/21 9:00)
(大気の静的安定度は1.5km以上で条件付き不安定)

た。これらの降雨は局地循環風や対流圏内の大気の状態が既知であると雨域発生後の降雨の移動形態予測が可能であることが示された。ドップラーレーダと既存の気象観測データの統合による短時間降雨解析からの関東地方におけるメソ-βスケールの降雨予測はダウンバーストや都市での集中豪雨への対策として有用であるといえる。

謝辞:本研究を遂行するにあたり、実践水文システム研究会、(財)福島県建設技術センターからの助成金もとに行なわれている。著者らはここに記して関係諸機関に深甚なる感謝の意を表す。

参考文献

- 1) 吉野文雄, 水野雅光, 兪朝夫: 雨域追跡法による短時間降雨予測の精度, 水工学論文集, vol31, pp.209-214, 1987.
- 2) 山田正, 日比野忠史ら: レーダ雨量計情報の動画像解析による降雨予測手法の提案と流域平均降雨量の推定法に関する研究, 土木学会論文集, No.558, II-38, pp.13-30, 1997.
- 3) 山田ら: 大気中のエアロゾルが降雨現象に及ぼす影響に関



図-15 単一セル型降雨の模式図

降水セルが移流するタイプと一地点で停滞するタイプがある。平野内の都市部で発生することが多い。

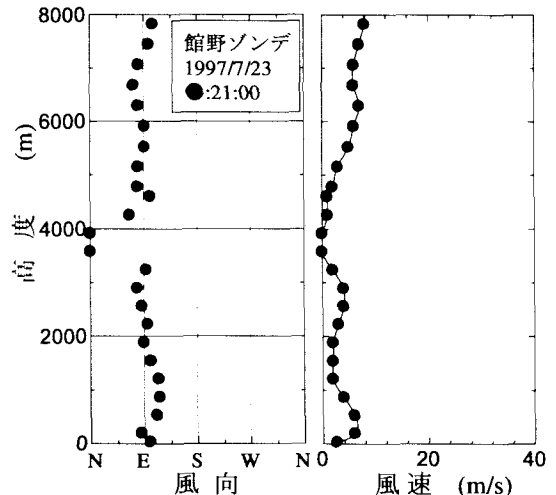


図-17 ソンデ観測による風向風速の鉛直分布
(風向にシアはなく、風速は10m/s以下である。)

- する研究, 土木学会論文集, No.614, II-46, pp.1-20, 1999.
- 4) 山田正ら: 山地流域での降雨特性に関する統計的解析, 土木学会論文集, No.527, II-33, pp.1-13, 1995.
- 5) 中北英一ら: 3次元レーダーおよびGPVデータを用いた短時間降雨予測手法, 水工学論文集, vol40, pp.303-308, 1996.
- 6) 吉崎正憲, 瀬古弘, 楠研一, 高山大: 1995年8月10日に関東地方に発生した雷雨の解析, 筑波域降雨観測実験グループ, 天気, vol.45, No.1, pp.19-33, 1998.
- 7) 藤部文昭, 浅井富雄: 関東地方における局地風に関する研究, 第1部日変化を伴う風系の構造, 天気, Vol.26, No.10, pp.595-604, 1979.
- 8) 堀江晴男, 遠峰菊郎: 関東地方における熱雷の発生と移動について, 気象研究ノート, 第193号, pp.41-50, 1996.
- 9) 山田正ら: 海陸風の影響による雷雨発生メカニズムに関する研究, 第25回関東支部技術発表会講演概要集, pp.256-257, 1998.
- 10) 志村光一, 森田寛, 原久弥, 山田正: 関東平野における対流性降雨の移動形態に関する研究, 土木学会年次学術講演会概要集II, pp.22-23, 1998.

(1999.9.30 受付)