

ドップラーレーダを用いたメソ β スケール降雨特性の解析

Analysis of Meso- β scale Rainfall Characteristics using a Doppler Radar

池永均*・久米仁志**・森田寛**・山田正***

By Hitoshi IKENAGA, Hitoshi KUME, Hiroshi MORITA and Tadashi YAMADA

The characteristics of meso- β scale rainfall observed by a single Doppler radar are presented. Horizontal wind is estimated by VAD analysis and obtained from upper-air chart. AMeDAS data is also used with analysis of rainfall characteristics. We obtained the following results. (1) The direction of vertical shear of the prevailing wind is parallel to the rainband. (2) The rainband is formed by several cells which are composed of cumulonimbus clouds. (3) Relative warm air on the ground was supplied from the side or front of the rainband. (4) Convective clouds with a great echo intensity stand in vertical direction and clouds above that tilt to the windward, when the direction of vertical shear of the prevailing wind changes in altitude. (5) Rain layer with a great echo intensity was formed by a strong updraft. (6) the advection velocity of rainband was the same as one of the prevailing wind at 6km in altitude which is at the top of radar echo.

Keywords: Doppler radar, vertical shear, prevailing wind, rainband, cumulonimbus cloud

1. はじめに

集中豪雨などの人間生活に甚大な被害を及ぼす降水現象を予測するためには、その降水現象の構造とメカニズムを正確に理解することが必要である。集中豪雨は無秩序にもたらされるものではなく、しばしばまとまった組織によって構成され¹⁾、水平スケールが20~200kmのメソ β スケールで発生する。メソ β スケールでは降水系の擾乱とその周囲の環境が相互に作用しているため、雲物理過程から擾乱の環境までを同等に調べる必要がある。風の水平方向の発散・収束や鉛直シアーのような擾乱の環境の観測はメソ β スケールの降水系の構造とメカニズムを理解する上で非常に重要であるが、地上の風速計では点での情報しか得られず、ゾンデ観測では観測時間間隔が長すぎる。このような観測の難しさや数値実験においては初期値の与えかたの難しさから、いまだメソ β スケールの降水系の構造とメカニズムは明らかにされていない部分が多い。本論文ではメソ β スケールの風の場合と降水域を面的にかつ連続的に観測できるドップラーレーダを用いて降雨の観測を行い、メソ β スケールにおける降水現象の構造とメカニズムについての解析を行った。

2. ドップラーレーダの特性

降雨の観測に用いたドップラーレーダは1995年8月に中央大学理工学部を設置されたものであり、その特

* 正会員 中央大学助手 理工学部土木工学科 (〒112文京区春日1-13-27)

** 学生会員 中央大学大学院 理工学研究科土木工学専攻 (〒112文京区春日1-13-27)

*** 正会員 工博 中央大学教授 理工学部土木工学科 (〒112文京区春日1-13-27)

性を表-1に示す。レーダ送信電波の周波数は9445MHz、波長3.2cmのXバンドレーダである。図-1はドップラーレーダの観測範囲を示したものである。観測半径は128kmであり、関東地方ほぼ全域の降雨観測が可能である。観測分解能は方位方向に0.7°、動径方向に125mである。また、中央大学のドップラーレーダは東京のほぼ中心に設置されているため人間活動が降水現象に及ぼす影響など都市特有の降水現象を観測することができ、防災上重要な情報を得ることができる。

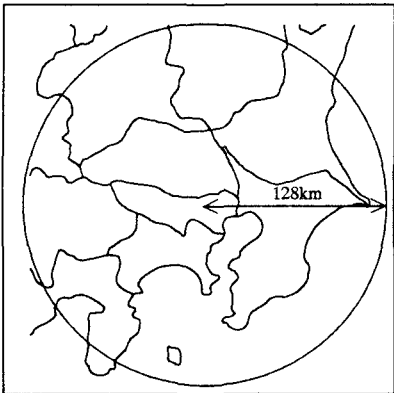


図-1 ドップラーレーダの観測範囲

表-1 中央大学ドップラーレーダの特性

	Doppler Mode	Intensity Mode
周波数	9445 MHz (Xバンド)	
パルス幅	0.45 μ sec	0.9 μ sec
繰り返し周波数	2000pps	1000pps
アンテナの回転数	1rpm	4rpm
ビーム幅	1.3°	
観測範囲	64km	128km
観測分解能	125m	250m
折り返し速度	16m/s	8m/s

3. 観測結果と考察

解析対象とした降雨は1995年～1996年の1年間に観測した降雨のうちの前線性降雨、台風による降雨、雷雨であり、それらをまとめたものを表-2に示す。一般風の求め方において、観測する降雨の雨域が小さすぎて風速データが得られない場合は高層天気図から風速の鉛直分布を求めている。

表-2 解析対象とした降雨

年 月 日	降雨の種類	観測モード		一般風の求め方
		INTENSITY	DOPPLER	
1996年 6月18日	前線性降雨	PPI 1.0 RHI 180	PPI 20	VAD解析
1996年 7月10日	台風による降雨	RHI 45	PPI 20	高層天気図
1996年 7月15日	雷雨	PPI 1.0 RHI 260 RHI 350	PPI 20	高層天気図
1996年10月19日	雷雨	PPI 1.0	PPI 20	VAD解析

注) 観測モードにおける数字はPPI scan の場合は仰角であり、RHI scan の場合は方位角である。

3.1 1996年6月18日 前線性降雨の特性

図-2は13:30におけるレーダ反射強度の水平分布である。この雨域は関東地方を南西から北東に向かって移動した。その時のA-B方向(方位角180度)における

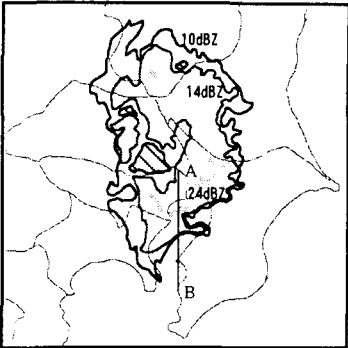


図-2 1996年6月18日 13:30 レーダ反射強度の水平分布

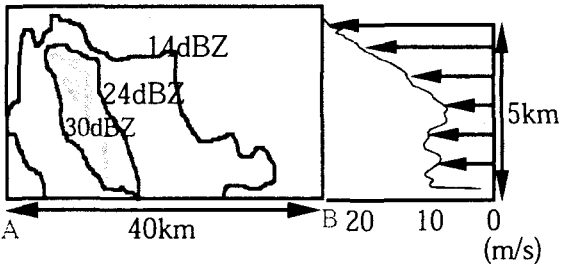


図-3 1996年6月18日13:30 A-B方向におけるレーダ反射強度の断面図と風速の鉛直分布。鉛直方向に長く伸びた雨域が風の鉛直シアによって風下側に流されている。

レーダ反射強度と風速の鉛直分布を図-3に示す。風速はVAD解析²⁾によって求めた。高度2kmより上空で風速の鉛直シアが大きくなっているため、鉛直方向に長く伸びた反射強度の強い雨域が風下側に流れ鉛直方向から約45度傾いている。

3.2 1996年7月10日 台風による降雨の特性

図-4は19:20～19:40までの5分間隔のレーダ反射強度の鉛直分布である。この時間の雨域は北東から南西

へ移動しており、図-4の鉛直断面は雨域の移動方向と同じ方向（方位角45度）にとった断面である。水平距離約60kmにわたり雨域の最高高度が約6kmと一定であるため高度6km付近に安定層があったと考えられる。また、図-4において斜線部分の反射強度の強い雨域は時間の経過とともに図の左側へ移動している。その平均移動速度は約14m/sであった。図-5は高層天気図より求めた図-4の断面方向における風速の鉛直分布である。高度が下がるにつれ風速が大きくなっており、図-4の雨域の下層部分は鉛直シアーにより風下側に流されていることがわかる。また、雨域の最高高度6kmの風速は約15m/sであり雨域の平均移動速度にほぼ一致していた。

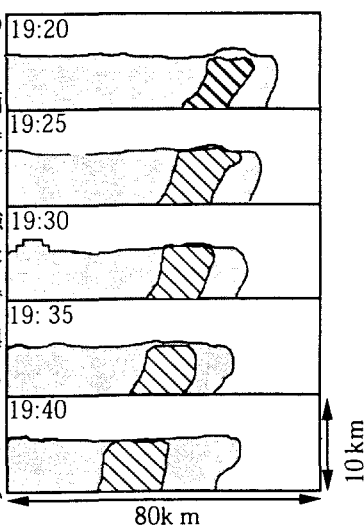


図-4 1996年7月10日レーダ反射強度の鉛直分布の時間変化

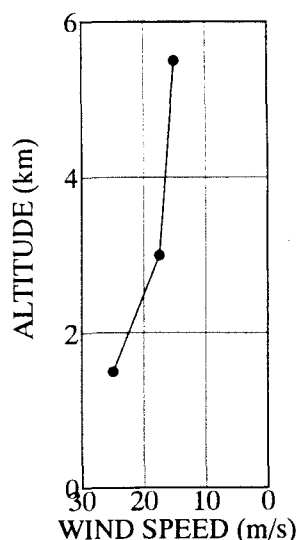


図-5 1996年7月10日21:00 高層天気図より得られた方位角45度における風速の鉛直分布

3.3 1996年7月15日 雷雨の特性

図-6. a、図-6. bはそれぞれ19:00と20:00のレーダ反射強度の水平分布とアメダスデータから得られた地上での風速ベクトル及び気温を示している。雨域は長さ約100km、幅約10kmの東北東から西南西方向に長く伸びた帯状になっている。雨域の移動方向は東南東（方位角120度）であり、平均移動速度は約10m/sであった。図-6. aにおける地上風の風向より地上付近の空気は帯の南西方向から流入しているのがわかる。また埼玉県北西部において19:00の降雨強度は30～40mm/hrであり、図-6. aと図-6. bの温度分布を比較すると降雨に伴い気温は2～3℃下がっている。図-6. bにおいて降雨により温度降下のあった地域に向かって地上風が吹いており、地上付近の相対的に暖かい空気が帯状の雨域の前面から雨域に向かって流入しているのがわかる。

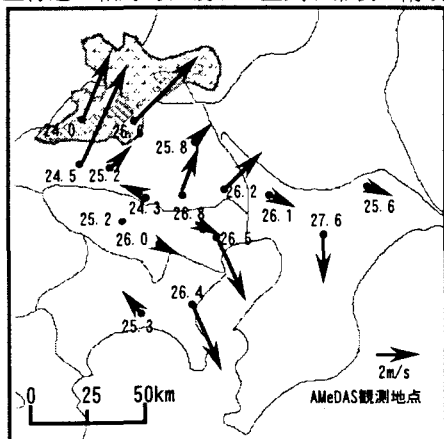


図-6.a 1996年7月15日19:00 レーダ反射強度の水平分布と地上の風速ベクトル及び気温

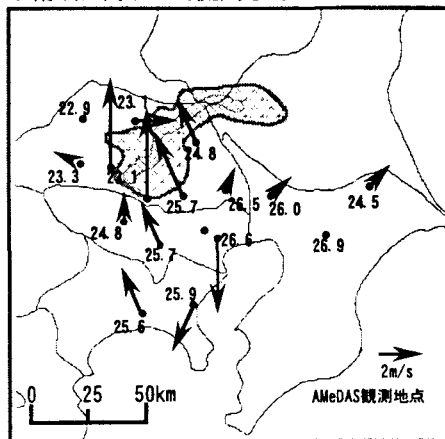


図-6.b 1996年7月15日20:00 レーダ反射強度の水平分布と地上の風速ベクトル及び気温

図-7は18:30～20:00までの雨域の挙動を示しており、太線は雨域の輪郭、雨域内の線は30dBZの等値線である。18:30の雨域は少なくとも5個以上の積乱雲から構成されており、それらは時間の経過に伴い一つの帯状の積乱雲になった。しばしばメソβスケールで観測される積乱雲群は列状あるいは塊状で集団化し、それらは多重セル型の積乱雲で構成されている。¹⁾ ここでも積乱雲群の中に数個の積乱雲があるような対流性降雨の階層構造を観測することができた。図-8は20:00におけるレーダ反射強度の鉛直断面図（方位角350度）と断面に平行な方向の風速の鉛直分布である。風速は高層天気図から得られたものである。図-3と比較すると

図-3では鉛直方向に長く伸びたレーダ反射強度の強い雨域は風下側に流されていたが、図-8ではほぼ鉛直方向に立ち、上層の雨域は風上側に傾いている。これは図-3では鉛直シアア-の方向が一定であったのに対し、図-8では鉛直シアア-の向きが変わっているためである。鉛直シアア-の向きが変わる高さをジェットの高さと呼ぶ。

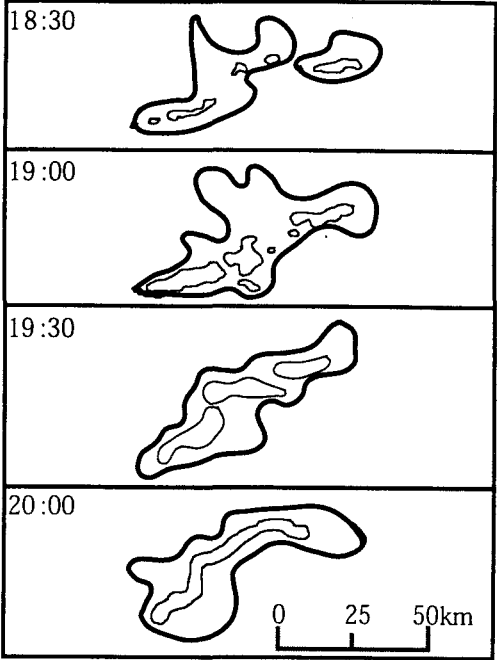


図-7 1996年7月15日 レーダ
反射強度の水平分布の挙動

図-8の風速分布は連続的な観測データではないため、どの高度にジェットがあるかはわからないが少なくとも二つの高度にジェットがあることがわかる。このジェットの高度により対流性降雨の維持機構が異なり、ジェットの高度は水滴の成長速度に関係があるため、微物理過程が集中豪雨の発生に重要な役割を果たしているといえる。³⁾ また対流圏界面に達したレーダ反射強度の弱い雨域が上層の風により風下側に流され、かなとこ雲の一部を形成している。図-9は17:45～18:00までの5分間隔のレーダ反射強度の鉛直断面図（方位角260度）である。図-9の矢印Aの鉛直方向に長く伸びた強い反射強度の雨域は図-3の雨域と同様に風下側に流されていることから鉛直シアア-の向きは断面に向かって左であることがわかる。また、17:45と17:50の図において矢印Bのレーダ反射強度の強い雨域の傾きにより、高度5km以上での鉛直シアア-の向きは断面に向かって右側であることがわかる。17:55の四角で囲った部分は反射強度が強く、上昇流のため雨滴が落下できないでいる層である。時間の経過に伴い矢印Bの雨域は下降しており、その下降速度は約12m/sである。以上のことから雨域内の下降流と高度5km以下の一般風の境界に

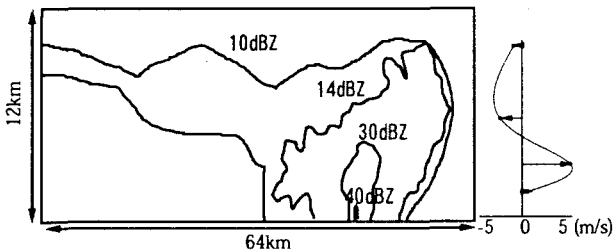


図-8 1996年7月15日20:00 方位角350度のレーダ反射強度と
断面方向の風速の鉛直分布

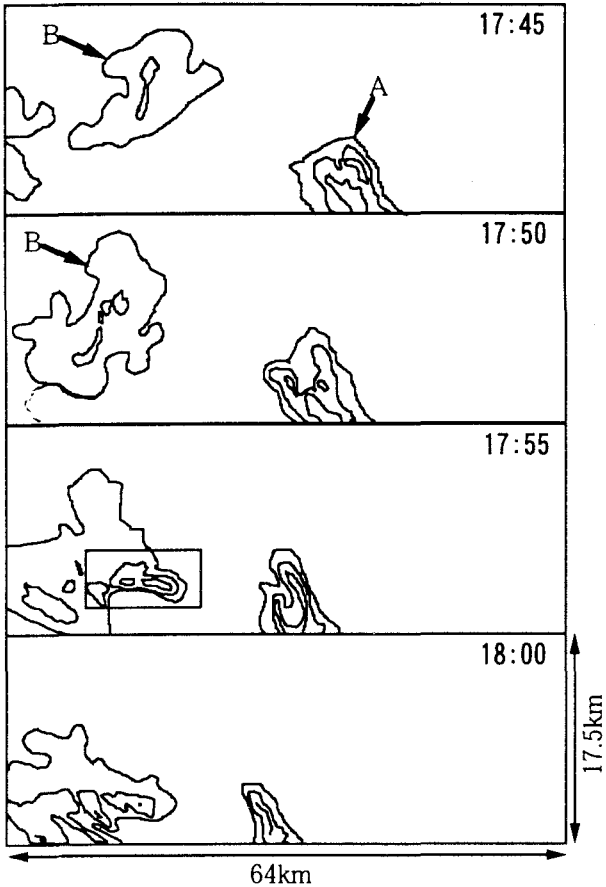


図-9 1996年7月15日 方位角250度の
レーダ反射強度の鉛直分布時間変化

ガストフロントが形成されていると考えられる。さらにそのフロント面に沿う強い上昇流により空気塊が持ち上げられ、雨滴が落下できずに溜まっている層ができたと考えられる。また、一般風の対流圏下層における鉛直シアアの向きは東北東であり、帯状の雨域の走向（長く伸びた帯の方向）とシアアベクトルはほぼ平行、雨域の移動方向とは約70度の角度をなしていた。

3.4 1996年10月19日 雷雨の特性

図-10. a、図-10. bはそれぞれ21:00と22:00のレーダ反射強度の水平分布と地上での風速ベクトル及び気温を示した図である。雨域は長さ約80km、幅約25kmの北東から南西方向に長く伸びた帯状になっているが図-6と比較すると強い反射強度の帯状の雨域は見られず、反射強度の強い塊状の雨域が存在していた。雨域の平均移動速度は約12m/sであった。

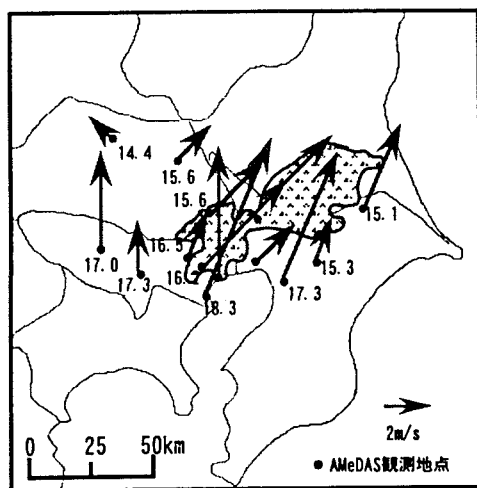


図-10. a 1996年10月19日21:00 レーダ反射強度の水平分布と地上の風速ベクトル及び気温

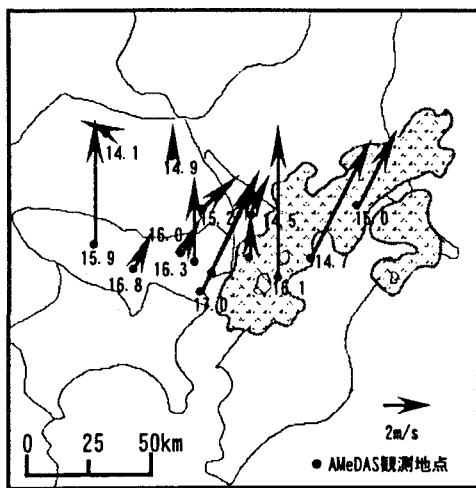


図-10. b 1996年10月19日22:00 レーダ反射強度の水平分布と地上の風速ベクトル及び気温

図-10. a、図-10. bの地上の風速と温度分布より帯状の雨域の側面（南西方向）から相対的に地上付近の暖かい空気が流入している。また東京都東部から千葉県北部にかけて21:00の降雨強度は4~5mm/hrであり、これに伴い気温が2~4℃下がった。7月15日においてもほぼ同じ程度の温度降下があったが、米国の中緯度の雨域の移動の際には10℃近い気温の急激な降下が起こることがある。⁴⁾これは米国の中緯度では下層の大気が乾燥しており、雨滴の蒸発により空気が冷却されるためである。したがって、ここで解析対象としている7月15日と10月19日の場合、温度降下が3℃程度であり急激な気温降下が見られなかったため米国の中緯度のものと比べると下層の大気は湿っていたと考えられる。一般に帯状の雨域の走向は風の鉛直シアアの向きに平行か直交するといわれている。¹⁾浅井らによる1988年7月17日の九州での観測では雨域の走向が鉛直シアア方向にほぼ平行で、雨域の移動方向は鉛直シアア方向と約40度の角度をなしていた。⁵⁾図-11はVAD解析で求めた20:25における風速と風向の鉛直分布である。図-11より鉛直シアアの向きは東北東であり、7月15日の雷雨と同様に鉛直シアアの向きは帯状の雨域の走向にほぼ平行であった。また、シアアベクトルと雨域の進行方向は約30度の角度をなしていた。したがって、帯状に並んだ雨域の走行は風速の鉛直シアア方向と平行であることがわかった。しかし、雨域の走行と雨域の移動方向の間に規則性は見られなかった。

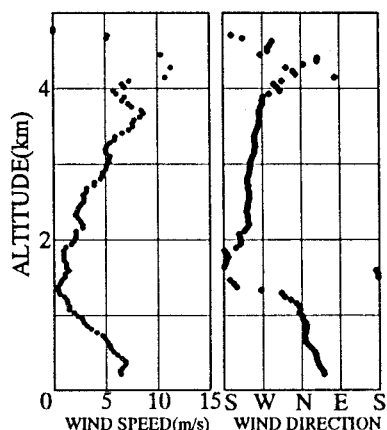


図-11 1996年10月19日20:45 VAD解析で得られた風速と風向の鉛直分布

4. VAD解析で得られた風の場に関する考察

図-12は1996年3月30日18:17～20:12の風速の鉛直分布である。縦軸の高度には対数をとっている。大気境界層である高度1km以下において風速分布は直線になっている。大気境界層は地表面付近の接地気層とその上のエクマン層からなっている。接地気層内の風速分布は対数則により図-12のような直線になるが、ここでの風速分布は底面摩擦の影響を受ける高度約1kmまで直線になり、それより上空では風速が25～30m/sでほぼ一定の値となっている。図-13は1995年9月17日0:10～9:40までの風速の鉛直分布である。図-12と同様に縦軸には対数をとっている。黒丸は0:10～4:10まで、白丸は4:10～9:40までの風速を表している。図-12では高度1km以下の風速分布が直線であったのに対し、図-13では高度600m付近まで風速分布は直線であるが高度600m以上では直線からずれている。黒丸の時間帯において風速は直線分布となる高度より上で最大値をとり、高度が600mより高くなると急に大きくなる。白丸の時間帯における風速の最大値は高度600m以上でほぼ一定となっており、黒丸の時間帯の風速の最大値よりも大きくなっている。したがって白丸の時間帯における直線の傾きが黒丸の時間帯における直線の傾きよりも大きくなっているのは、風速の最大値が大きくなるとそれに対応するように風速分布の直線部分の傾きも大きくなるためと考えられる。

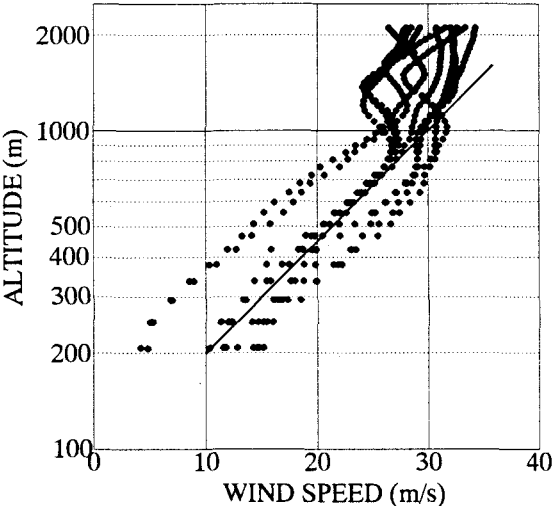


図-12 1996年3月30日18:17～20:12
風速の鉛直分布

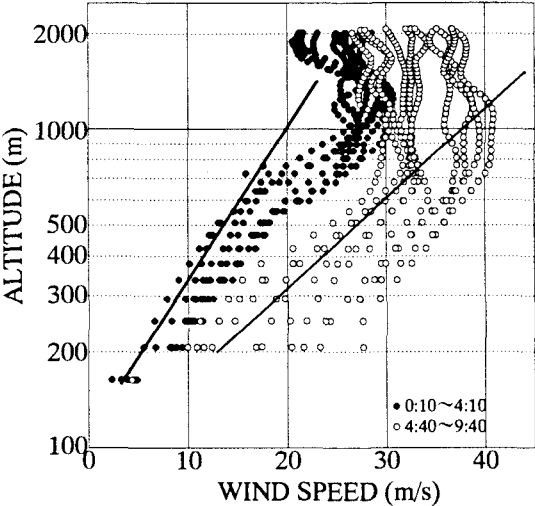


図-13 1995年9月17日0:10～9:40
風速の鉛直分布

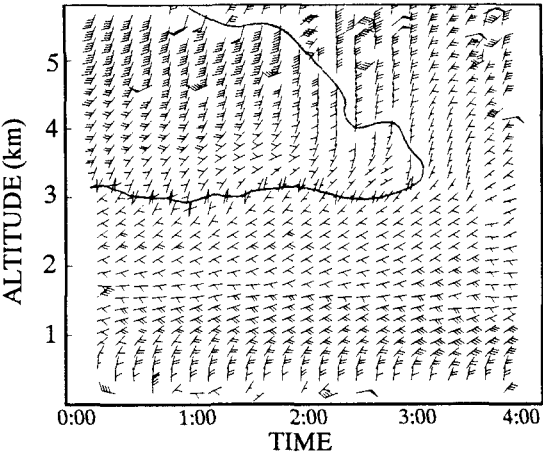


図-14 1996年9月22日 0:00～4:00
風向風速の時間高度断面

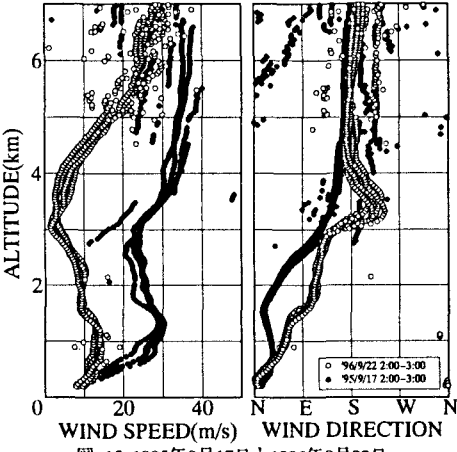


図-15 1995年9月17日と1996年9月22日
風速と風向の鉛直分布

図-14は1996年9月22日の台風の時の0:00～4:00における風向・風速の時間高度断面である。高度1.5km～2kmまで風向は高度が上がるにしたがって時計回りに回転しており、高度2～3kmでは反時計回りに回転している。また、図中の実線で囲った部分はその周辺と風向が180度逆になっており、高度3km以上では北からの空気が南からの空気との境界にフロント面を作りながらレーダ上空に進入してきたと考えられる。図-15は1995年9月17日と1995年9月22日の台風の時の風速と風向の鉛直分布を比較したものである。2つの台風ともレーダから南の方向に約250kmの地点にあり、風速・風向ともほぼ同様な傾向であった。風速は底面摩擦の影響がなくなる高度1km付近にピークが現れ、高度2.5～3km付近で最低値をとりそれより上では高度の上昇にしたがい大きくなっている。風向は地上付近で北風であり、高度の上昇とともに時計回りに回転し高度4km以上では南風となっている。図-16は1995年9月16日から17日にかけて関東地方に接近した台風における風向・風速の時間高度断面である。図中の実線は北風と東風の領域を分けるものであり実線内が東風の強い領域、その上下層に北風の強い領域がある。18:00ごろでは高度2～3kmの間に風速の小さい東風があり、その上下層には風速の大きい北風がある。このときの台風は17日の11:00ごろ関東地方に最接近しているため、時間の経過に伴い台風はレーダに近づいている。台風がレーダに近づくにしたがって下層の北風の強い領域は東風の領域を押し上げていることがわかる。それに伴い、高度4～5kmにあった北風の強い領域はさらに上空へ移動していることからこのときの大気構造は層状であったことがわかる。一般に台風を中心付近では激しい対流現象が起きているが、ここで解析対象としている台風の中心はレーダから南南東に向かって約250kmの地点にあったため図-16のような風速分布になったと考えられる。

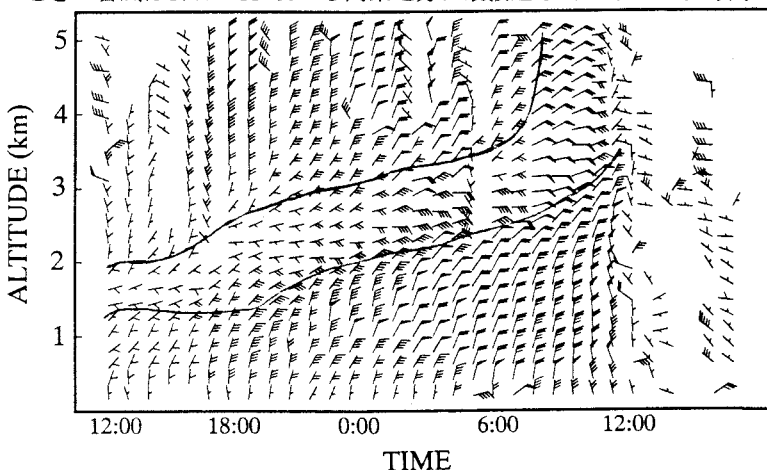


図-16 1995年9月16日12:00～17日14:00 風向・風速の時間高度断面
時間の経過に伴い、最下層の北風の強い領域がその上層の東風の強い領域を押し上げている。

5. まとめ

中央大学に設置されているドップラーレーダを用いて関東地方の降雨観測を行い、降雨の特性を解析することによって得られた結果を以下にまとめる。(1)帯状に並んだ積乱雲群の走向は一般風の鉛直シアアの向きと平行である。(2)帯状に並んだ積乱雲群は少なくとも5つ以上の積乱雲から構成されている階層構造になっていた。(3)帯状に並んだ積乱雲群の側面もしくは進行方向から相対的に暖かい地上付近の空気が供給されていた。(4)一般風の鉛直シアアの向きが一定の時はレーダ反射強度の強い鉛直方向に伸びた雨域は風下側へ流されるが、一般風の鉛直シアアの向きが変化するときにはレーダ反射強度の強い雨域はほぼ鉛直に立ち、雨域の上層は風上側に傾く。(5)雨域内の下降流と一般風との境界にガストフロントが形成され強い上昇流ができ、この上昇流のため雨滴が落下できずに溜まっている層ができる。(6)1996年7月10日の台風において雨域の移動速度と雨域の最高高度の風速は等しかった。

付録. VAD (Velocity Azimuth Display) 解析の概要²⁾

ドップラーレーダが観測する速度をドップラー速度と呼び、ドップラー速度はレーダから発信される電波の方向の速度である。そのため、1台のドップラーレーダで実際の風速成分である u, v, w を直接観測すること

はできない。また、3台のドップラーレーダで降雨の同期観測を行えば3次元の風速分布を得ることができるが、2台以上のドップラーレーダで降雨の同期観測を行うことはアンテナ操作の複雑さや観測領域に制約があることなどから困難な場合が多い。VAD法は1台のドップラーレーダからレーダサイト真上の各高度における水平方向の風速を求める方法であり、ドップラー速度 V_R は以下のように表すことができる。

$$V_R(\theta) = -V_H \cos(\theta_e) \cos(\phi - \theta) + V_F \sin(\theta_e) \quad (1)$$

ここで、 V_H は水平風速、 V_F は降水粒子の落下速度、 θ は方位角（真北から時計回りの角度）、 θ_e は仰角、 ϕ は水平風速の方位角である。落下速度 V_F は走査円内で一定であるとする。(1)式は水平風速 V_H をそれぞれ x 方向、 y 方向の風速 V_x 、 V_y に分解すること等により(2)式のようになる。

$$\begin{aligned} V_R(\theta) = & -\frac{1}{2}r \cos(\theta_e) \left(\frac{\partial V_x}{\partial x} + \frac{\partial V_y}{\partial y} \right) + V_F \sin(\theta_e) - V_{x0} \cos(\theta_e) \sin(\theta) - V_{y0} \cos(\theta_e) \cos(\theta) \\ & -\frac{1}{2}r \cos(\theta_e) \left(\frac{\partial V_x}{\partial y} + \frac{\partial V_y}{\partial x} \right) \sin(2\theta) - \frac{1}{2}r \cos(\theta_e) \left(\frac{\partial V_y}{\partial y} - \frac{\partial V_x}{\partial x} \right) \cos(2\theta) \end{aligned} \quad (2)$$

ここで、 V_{x0} 、 V_{y0} は原点における V_H の x 及び y 成分、 r は走査円の半径である。また、(2)式は(3)式のように近似できる。

$$V_R(\theta) = A_1 + A_2 \sin(\theta) + A_3 \cos(\theta) + A_4 \sin(2\theta) + A_5 \cos(2\theta) \quad (3)$$

(3)式の係数 $A_1 \sim A_5$ は最小二乗法によって求められる。(2)式と(3)式を比較すると次のように、水平発散 $\text{Div } V_H$ 、水平風速 V_H 、風向 ϕ などが求められる。

$$\text{Div } V_H = \left(\frac{\partial V_x}{\partial x} + \frac{\partial V_y}{\partial y} \right) = \frac{2}{r} V_F \tan(\theta_e) - \frac{2}{r} A_1 / \cos(\theta_e) \quad (4)$$

$$V_H = (V_{x0}^2 + V_{y0}^2)^{1/2} = \sqrt{(A_2^2 + A_3^2)} / \cos(\theta_e) \quad (5)$$

$$\phi = \tan^{-1}(A_2/A_3) : A_3 > 0 \quad , \quad \phi = \tan^{-1}(A_2/A_3) + \pi : A_3 < 0 \quad (6)$$

また、最大のドップラー速度を越える折り返し速度の補正、ノイズの除去など本論文で行ったVAD解析は坪木ら²⁾によって開発されたアルゴリズムを用いている。鉛直風速は密度の連続式により水平発散を積分して求めることができる。

参考文献

- 1) 武田喬男, 上田豊, 安田延壽, 藤吉康志: 水の気象学, 気象の教室3, 1992.
- 2) 坪木和久, 若浜五郎: 1台のドップラーレーダを用いた風速場の測定法-最小二乗法を用いたVAD解析-, 低温科学, 物理篇, 47, pp. 73-88, 1988.
- 3) 浅井富雄, 武田喬男, 木村竜治: 大気科学講座2-雲や降水を伴う大気-, 1981.
- 4) Ogura, Y., and M.-T. Liou: The structure of a midlatitude squall line, J. Atmos. Sci., 37, pp. 553-567, 1980.
- 5) 浅井富雄: 寒帯気団の活動の不規則性による異常気象とそれに伴う豪雨に関する研究, 平成4年度科学研究補助金(一般研究B)研究成果報告書, 1993.
- 6) 久米仁志, 池永均, 森田寛, 山田正, 内島邦秀: 1台のドップラーレーダを用いた風の場の観測, 第51回年次学術講演会講演概要集, 第2部, pp. 778-780, 1996.
- 7) 山岬正紀: 名古屋大学大気水圏研究所研究集会「豪雨システムの形成過程」報告書, 1996.
- 8) 浅井富雄: 降水を伴う中規模気象擾乱の観測・解析・数値モデルに関する総合的研究, 平成4年度科学研究費補助金(総合研究B)研究成果報告書, 1992.
- 9) 浅井富雄: ローカル気象学, 気象の教室2, 1996.