

The latest situation of rainfall observation by weather radar

中 北 英 一

Eiichi NAKAKITA

1. はじめに

集中豪雨の予測は、古くて新しい課題である。‘08年の7月末、8月初めの神戸都賀川や東京雑司ヶ谷での局地的集中豪雨災害(ゲリラ豪雨災害)や、‘08年の岡崎洪水災害や‘09年の佐用町洪水災害はいわゆる集中豪雨によってもたらされている。また、2004年には新潟・福島豪雨災害や福井豪雨災害も集中豪雨災害である。その中、ゲリラ豪雨の監視体制も向上し、集中豪雨を予測する大気モデルも向上しており、新潟・福島豪雨な大規模な集中豪雨は予測が可能となってきた。しかし、それより空間規模の小さな局地的な集中豪雨の予測はまだ難しい。

本稿では、集中豪雨とは何か、その予測の難しさとは何かを説明するとともに、最新のモニタリングや予測の動向、これから解明されるべき点について概観する。

2. 集中豪雨とは

図1に示す、後方形成型の線状対流系と呼ばれる幼児期から成熟期にわたるいくつかの積乱雲群によって形成されている典型的な降水システムの例を示すとともに、ゲリラ豪雨(局所的集中豪雨)についても概説する。

2.1 集中豪雨のきっかけ

上空に寒気、下層に湿潤な暖気がある場合、下層の大気が軽く上層は重いという、大気が(鉛直方向に)不安定な状況になる。

このような状態の時は、何かのきっかけで、上昇気流が生起すると、さらに浮力が働いて上昇気流が加速される(微小変動による大気的不安定)。何かのきっかけには、大気下層の境界層による乱流上下運動、たまたまの水平風速の収束や、山岳による大気流れの強制上昇、山岳斜面や都市域で地表面が日射により局所的に熱せられて生じる熱的強制上昇などある。この中で、境界層乱流の果たす役割については、大気モデルが高空間分解能になるに及んで研究上重要なプロセスとなって来ており、観測の上でもモデル化の上でもまだまだ未解明な部分が多い。

加えて湿った空気が上昇し雲になる時に凝結熱が放出されるので、さらに浮力が強化される。また、微小な上昇気流では初期に浮力が働かない場合があるが、山岳などによる強制上昇とそれに伴う雲形成・凝結熱放出により上昇気流が

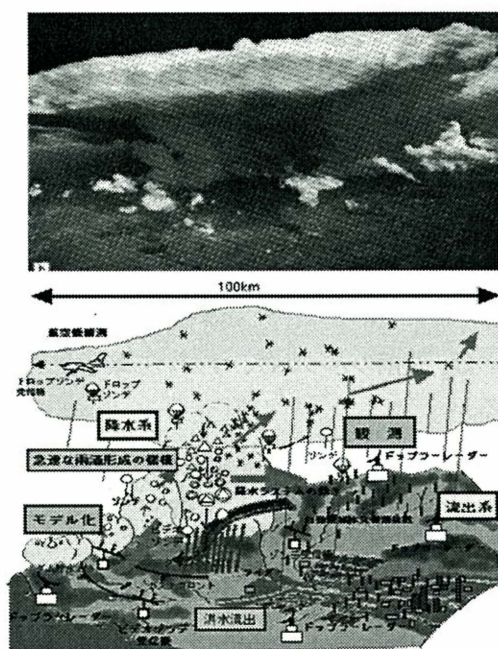


図1 集中豪雨時の降水システム

周囲より暖かく（軽く）なる場合（潜在不安定）も浮力が働く。

2.2 集中豪雨の成長・維持機構

成長・維持機構にはこの積乱雲に関するミクロなものと、積乱雲群によって形成される降水システム全体に関するマクロなものがある。ミクロなものには、前述した上昇する水蒸気の凝結による熱的なもの、すなわち浮力が重要だが、渦の果たす役割も大きい。たとえば、水平風が上昇風になるとき、もともと下層における（水平風の鉛直）シアーによって生起していた水平軸を持つ渦管が持ち上げられ、鉛直方向に軸を持つ渦管になる。渦度の保存によりこの立ち上がった渦管は勢力を維持する。すなわち、鉛直軸周りに渦巻きながら上昇流を保持し、積乱雲の成長・維持に大きな役割を果たす。この渦管が局所的に強い場合や、強い上昇気流により鉛直方向に大きく伸びる場合は竜巻になる場合もある。

もう一つ重要なミクロな過程がある。降水粒子（雨滴や、氷粒、あられ、雹、雪の粒など、降ってくる水物質の総称）の形成過程、いわゆる雲物理過程も重要である。上昇気流により“もくもく”と成長する積乱雲の中で急激に大きな降水粒子が形成され、これらが上昇気流によって支えきれなくなる程重くなったり、上昇気流の位置がずれたりすると、上層の乾いた冷たい空気を引きずりおろし（下降流を形成し）ながら、地上に豪雨をもたらす。

次に降水システムのマクロな維持機構を図1を用いて概述する。これまで述べてきたように、大気が不安定であると何かのきっかけで上昇気流が発生し、水蒸気の凝結によって上昇気流が強化され、凝結した水蒸気は雲になり降水粒子に急激に発達する。上空で蓄積された降水粒子は、やがて下降気流を伴って地上に豪雨をもたらす。この下降気流は乾燥した冷氣であり、これが地表面にぶつかり四方八方に広がる。ところが下層には湿った暖気が充滿しており、下降流との間に小規模な前線（ガストフロント（陣風前線））が形成される。これは密度流（重力流）の一種である。この重力流の先端では突風（ガスト）が吹く。このガストフロントは上昇流をもたらす。すなわち、2.1で述べた「きっかけ」となり、再び積乱雲を生起させる。積乱雲が成熟して豪雨をもたらしたかと思うと、すぐに新たな積乱雲が生まれ、赤ちゃん、小・中学生、高校生、大人の積乱雲が家族のように並列する。これは自己組織化とよばれ、自己組織化している全体を見ると、上昇気流と下降流によってうまく組織（システム）を維持する機構が形成されている。個々の積乱雲の寿命は1時間もないが、家族のように自己組織化されることにより、個々の積乱雲の寿命よりも遙かに長い時間（6時間以上）豪雨をもたらす降水システムが形成・維持されることになる。この降水システムの動き（移流と擾乱としての伝播）によっては、常に同じところで赤ちゃん雲が発生し、大人の積乱雲が豪雨をもたらすことがあり、長時間継続する集中豪雨となる。

一方、都賀川災害をもたらしたゲリラ豪雨は、組織化した降水システムと少し離れたところに単独の積乱雲が急激に発生し発達したものである。したがって、もともと予測が難しい集中豪雨よりもさらに予測が難しい。

以上のように、集中豪雨とは、力学、熱力学、雲物理学が絡んでおり、まだまだ予測の難しい対象である。一番予測が難しいのは、豪雨のきっかけ、すなわち最初の赤ちゃん雲がどこで生起するのかわかる。ゲリラ豪雨の発生予測でも同じである。

3. 気象レーダーによるモニタリング

3.1 気象レーダーと3次元観測

図2は、空間的に比較的大きな通常の集中豪雨を国土交通省の気象レーダーが観測した例を示している。すなわち、赤城山レーダー雨量計によって観測された1998年8月27日に生じた那須豪雨のレーダー受信電力値の3次元空間分布を立体的に示したものである¹⁾。2で概述した線状対流系の降水システムが観測されている。図中に示すように、気象レーダーとはアンテナから発射する電波が降水粒子にあたって後方散乱（反射）して返って

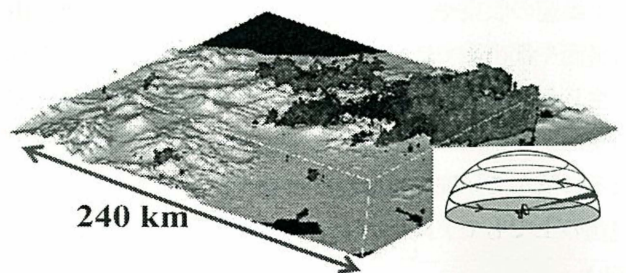


図2 気象レーダーによる集中豪雨の立体構造の観測事例（国土交通省赤城山レーダー雨量計による那須豪雨観測例）

くる電波を同じアンテナで受信して、受信電波の強弱で降水強度を測るレーダーである。また、現業用レーダーではアンテナを定仰角で横に回転させて、できるだけ低い高度の降水強度の水平分布を時々刻々観測する。加えてアンテナの仰角も様々に変えることによって立体的（3 次元的）に観測することができる。どこから返ってきた反射電波かは、アンテナの向きと、発射した電波がアンテナに帰ってくるまでの時間で特定される。集中豪雨やゲリラ豪雨は、鉛直方向に伸びる積乱雲によってもたらされるので、この立体観測はモニタリングという意味でも予測という意味でも重要である。

次に、図 3、図 4 は、国土交通省深山レーダ雨量計によって 7.5 分ごとに観測された 2008 年の都賀川ゲリラ豪雨、2006 年の豊中ゲリラ豪雨を 3 次元的に示したものである。積乱雲の発生直後、上空の高度 5~7km でのみ降水粒子が形成し始めている段階の状況（ゲリラ豪雨のタマゴ）から立体観測レーダーでは捉えることができることを示している²⁻⁵⁾。これは、ゲリラ豪雨の早期探知や後述する大気モデルを用いた降雨予測にも重要な情報となる。

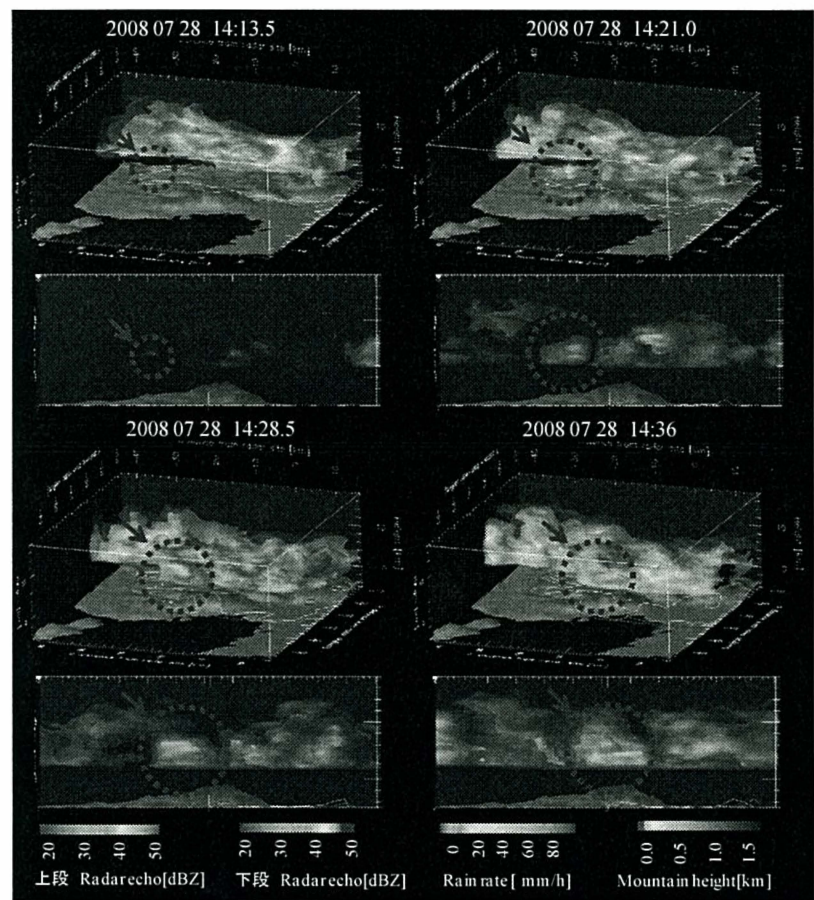


図 3 都賀川豪雨時の深山レーダー立体観測画像。時刻毎に上段は南東か北西方向を見たもの、下段は南から北方向を見たもの。

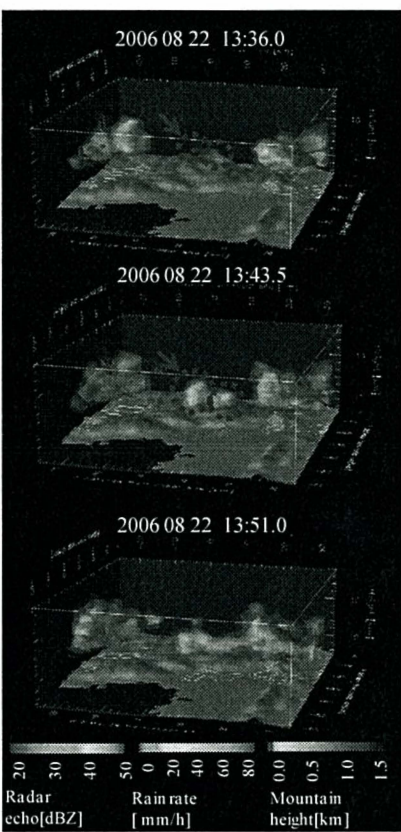


図 4 豊中豪雨時の連続する 3 時点の深山レーダー立体観測画像。

3.2 風を測るレーダー

集中豪雨のメカニズムや予測を行なう上で、水蒸気を運ぶ風の観測（風速観測）が重要である。この風速を測るレーダーを特にドップラーレーダーと呼ぶ。発射した電波と反射した電波の波長の違いからドップラー効果を利用して、レーダーの電波を発射した方向（レーダービーム方向）の風速成分を測定することができる。気象庁の 20 機の現業用大型レーダーは、そのほとんどがドップラー化が終了し、大気モデルによる予測に活かされている。

2 台のドップラーレーダーで観測すると風速の 2 成分が、3 台では 3 次元成分を測定することが原理的に可能である。3 台で同期することは非常に難しく、かつ領域も狭くなるので実験観測では通常は 2 台で観測される。また、現業用レ

ーダーでは2台観測も少ない。1台の観測でも、3次元空間内の局所的な区分領域毎に風速が一様であるとか位置の1次関数で近似できると仮定すれば、広い範囲でのおおよその2次元的な風速分布が得られる。また、同じく1台による観測でも、風のシアや渦を推定することができる。

さて、2で述べたように、集中豪雨では上昇流と下降流が重要である。通常のドップラーレーダーでは、立体観測といえども水平に近い低いアンテナ仰角が使われるので、有意に観測されるのは風速の水平成分である。その場合は、高度毎の水平風速分布の収束・発散量を下層から積分することによって間接的におよその鉛直風速を推定することができる。しかし、直接観測に勝るものはない。そのため、鉛直上向きにドップラー観測を実施する小型のレーダー（ウインドプロファイラー）が現業化されている。気象庁ではこのウインドプロファイラーをアメダスにもじって「ウインダス」と呼んでいる。

3.3 偏波レーダー

いわゆるMPレーダーとはマルチパラメータレーダーのことで、受信電力値以外が観測可能なレーダーをさし、通常はこの3.3で紹介する偏波レーダーのことを指す。これは、防災科学技術研究所が名付けの親であるが、国土交通省もそれを踏襲している。国際的には“偏波レーダー”とよび、ドップラー観測機能も備えているものを“偏波ドップラーレーダー”という。

偏波レーダーとは、図5に示すような2種類以上の偏波面（電界がプラス・マイナスに振動する面）を使って観測できるレーダーのことをいう。偏波レーダーでない旧来のレーダーでは水平偏波（偏波面が水平な電波）のみを利用してきたが、その受信電力値だけから降雨量を推定するのに雨粒群の粒径分布の情報が必要になる。旧来のレーダーではその雨粒径分布を過去の「地上降雨量～受信電力の関係」から逆推定して、それをリ

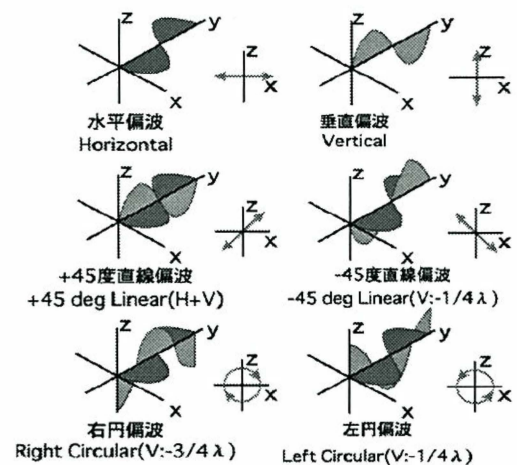


図5 様々な偏波

アルタイムレーダー観測にも当てはめて実用手法としてきた。しかし、やっかいなことに雨粒径分布はしとしと雨や豪雨といった数日ごとに異なる降雨タイプや、降水システムの生成初期、最盛期、成熟期といった数分～数時間単位で移り変わるライフステージごとにも変化するため、降雨量という意味での定量性にその観測・推定に限界があった。翻って偏波レーダーは、水平・垂直偏波による受信電力値差（偏波間受信電力差）から、降水粒子の扁平度に関する情報が得られるために、雨滴はサイズが大きいほど扁平度が大きいという事実と扁平度が大きいと水平偏波の方が垂直偏波より大きな電力として帰ってくるという事実から、雨滴のサイズをより正確に推定できると期待できる原理を新たに有する。すなわち、雨滴粒径分布がリアルタイムのレーダー観測のみで推定でき、より正確な降雨量観測が可能となる。原理的には地上雨量計によるキャリブレーションの必要はない。この、水平・垂直偏波による偏波間受信電力差のみを観測できるレーダーを旧型偏波レーダーと呼んでいる。しかし、偏波間受信電力差をノイズレベルを越えてしっかりと探知する能力の問題や、電波が降雨帯を通過するときに電力が減衰（電波減衰）するという旧来のレーダーと共通の課題は残存していた。（電波減衰は3cm波レーダーでは激しく定量的な降雨推定の大きな障壁となってきた。5cm波レーダーは大きな障害にはなっていないが、問題がないわけではない。）

一方、最新型偏波レーダーとは、偏波間受信電力差だけでなく、波の位相差、電力の偏波間相関係数なども観測できる偏波レーダーである。特に偏波間位相差も観測できるというのが最大の特徴である。雨滴が扁平している程、すなわち雨滴のサイズが大きい程、水平偏波の位相が遅れて還ってくるので、受信電力値差と同じく雨滴粒径分布がリアルタイムのレーダー観測のみで推定でき、より正確な降雨量観測が可能となる。加えて偏波間位相差には、いくつかの他の利点がある。その中の最大の利点は、電波減衰の問題が大きく改善されることにある。いくら電波減衰しても、すなわち電波の振幅が小さくなくても位相の位置さえ探知できれば偏波間位相差の情報には問題がないからである。電波減

衰は電波の波長が短いほど激しくなるので、これまで短い波長を用いてきたレーダーほどこの恩恵を被ることになる。また、波長が短いほど偏波間位相差の感度がよりよいというおまけまで持つ。気象庁や国土交通省では 5cm という比較的電波の減衰が少ない波長が用いられているが、政令指定都市の下水道局によって都市域の雨水排除支援に導入されているレーダーでは、より感度が良くしかも高空間分解で観測できる 3cm 波のレーダーがここ 10 年以上運営されており、電波減衰が豪雨時の定量観測をほとんど不可能にしてきた。しかし、最新型偏波レーダー、特に偏波位相差観測の実現によってその挽回の時機が到来してきたことになる。(国土交通省でも雲仙、桜島、富士山で 3cm 波のレーダーが運用されている。)

さて、長々と説明してきたがもう一つ重要なことがある。最新型偏波レーダーによる観測情報群により、降雨粒子の大きさだけでなく降水粒子の種類の識別が推定可能となる。これらの推定情報により、地上レーダー、人工衛星搭載の降水レーダーやマイクロ波放射計による降水量推定精度の向上がはかれるとともに、大気モデルやその中の雲物理過程モデルとの結合手法を開発して豪雨の予測精度も向上させることができる^{6, 7)}。

4. 最新型偏波レーダーとビデオゾンデによる同期共同基礎観測

2004～2006 年度の 3 年間の予備共同研究を土台に、2007～2009 年度の 3 年間、総務省情報通信研究機構が沖縄亜熱帯計測技術センターに導入した COBRA とよばれる最新型の 5cm 波偏波ドップラーレーダーを核にビデオゾンデによる同期共同基礎観測を実施してきた。目的は、様々な雨滴粒径分布を測る様々なタイプのリモセンならびに直接観測の地上観測測器群の相互検証だけでなく、レーダーが電波を出して探査している“まさにその上空のそのポイントで”、どのような大きさや種類の降水粒子がどれ程そこに存在するのかの雲物理過程を、ビデオカメラを搭載した高額なゾンデを飛ばして直接観測することにある。これは、“レーダーが上空で何を見ているのか?”、これまで実施したくて地団駄を踏んでいた“夢のような同期観測”であり、世界で初めて実現させた同期観測である⁸⁾。

観測体制としては、京大防災研究所とともに、総務省情報通信研究機構、電力中央研究所、宇都宮大学、山梨大学、名古屋大学、山口大学、筑波大学、ハワイ大学からの、合わせて 30 名以上の水文学・気象学・電波工学の観測・モデルの研究者・学生が連携して実施してきた。これまで、予備観測、本観測として、

①. 予備観測 (台風及び前線) : 2007 年 11 月 15 日～28 日

②. 本観測 (梅雨前線) : 2008 年 5 月 29 日～6 月 21 日、2009 年 5 月 17 日～6 月 20 日

を実施した。図 6 に同期観測の概要を示す。

ビデオゾンデは、図 7 上に示すようにビデオカメラを内蔵しており、飛揚している上空から観測映像がビデオ信



図 6 ビデオゾンデと最新型 5cm 波偏波レーダーとの同期観測

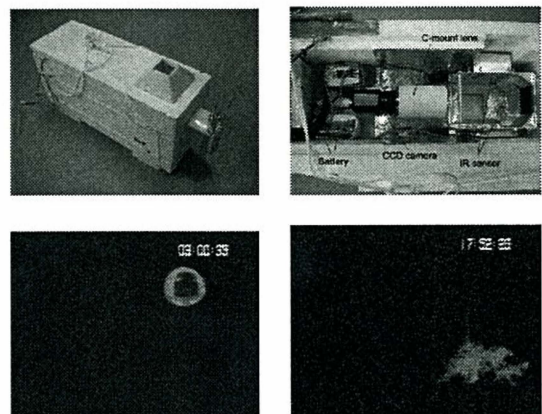


図 7 ビデオゾンデと観測された雨滴(左)と雪(右)

号として地上に連続的に送信され録画することにより観測情報が記録される。雨滴や雹、あられ、雪片、氷晶などの降水粒子がゾンデ上面の入り口から入るたびにフラッシュがたかれ、その際スナップショットのように、図7下のように降水粒子の姿が浮き彫りにされる。1回の飛揚で数百枚から数千枚のスナップショットが得られ、数週間から数ヶ月かけて、経験を積んだ研究者の目で一枚一枚、降水粒子のタイプが判別され、さらに質量や数の密度が算定される。

図8はビデオゾンデによる観測映像から解析・抽出した降水粒子の種類と質量密度の高度分布である。下から4km 強の高度までは雨で、それ以高は様々な氷粒子が沖縄上空でも存在することがわかる。図9は、偏波レーダーによって観測される様々な偏波情報から推定した降水粒子の種類である。横軸は時間、縦軸は高さである。図中の丸印は、各時刻でのビデオゾンデの位置である。図8と比較すると、わりあいうまく降水粒子の種類が混じっている様子を推定している。紙数の都合で図示できなかったが、加えてこれらの情報と大気モデルとを結合させての降雨予測のプロトタイプの開発も終了した。

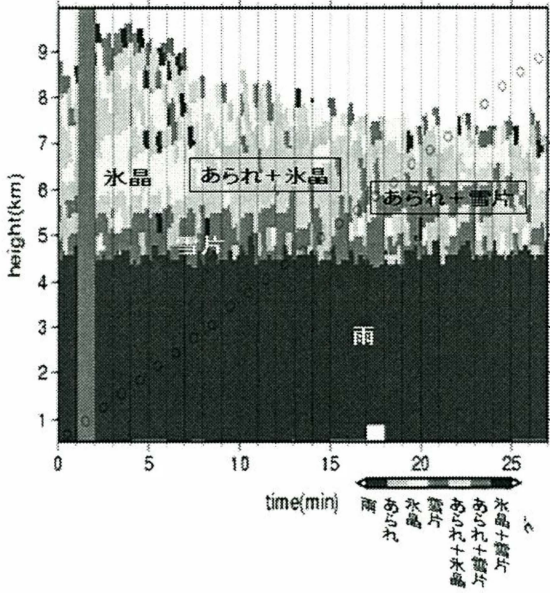
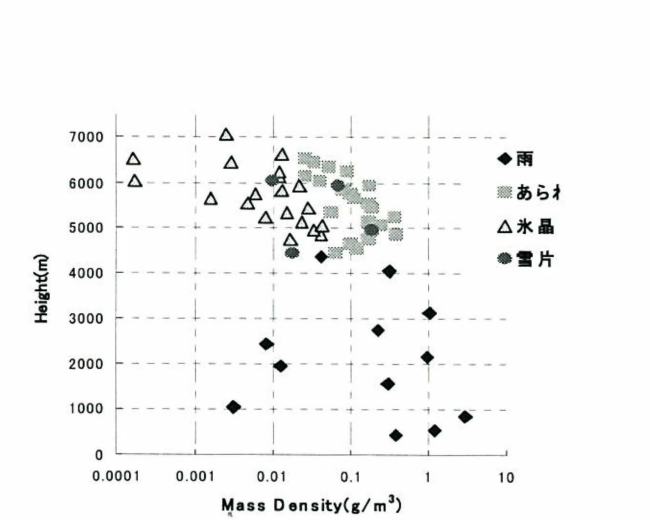


図 8 ビデオゾンデによる観測映像から解析・抽出した降水粒子の種類と質量密度の高度分布

図 9 最新型偏波レーダーによる観測情報から推定した沖縄上空の降水粒子の種類

5. 気象レーダーを用いた豪雨予測と今後のレーダー観測

5.1 豪雨の2大予測手法

以上、集中豪雨や気象レーダーの基礎、最新型偏波レーダーやそれを用いた基礎観測、降水強度推定、降水粒子タイプの識別について述べてきた。最後に降雨予測について最新の動向を紹介する。図10に降雨予測手法の種類と期待される精度を予測時間とともに示している。まず、レーダーによって時間・空間的に密に観測される雨域の移動を数理工学的に捉えて予測する運動学的手法が1時間程度先までの手法として利用されている。数理工学的方法ながら最近では比較的大規模場での水蒸気流れを考慮して、移動しない地形性降雨を推測しレーダー情報から分離して、非地形性降雨のみ移動させる手法が現業化されている。現在では、アンサンブル予測とすることで、さらなる精度向上が目指されている⁹⁾。

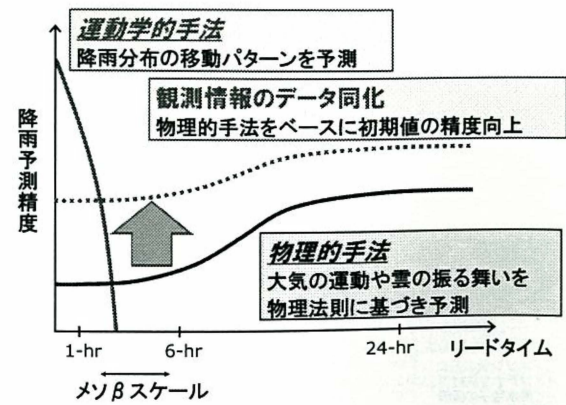


図 10 豪雨予測のタイプと精度

一方、大気の運動方程式や連続式、熱力学的方程式、降水粒子の形成方程式（雲物理）等で校正される大気モデルをコンピューターで積分して予測する手法がある。気象予報では不要な音波を取り除くために、気圧・密度に関しては、ポアソン型の診断方程式を設定する場合もあるし、音波をダンプさせながら予報方程式を用いる場合もある。また、雲物理過程では、各降水粒子の質量だけで降水粒子間の変換をモデル化する場合もあるし、より詳細に粒径分布まで考慮してモデル化する場合もある。もちろん、水理学でよく仮定される静力学モデルから水蒸気の凝結熱による浮力が考慮できる非静力学モデルが常識となっている。また、乱流も考慮されている。多くは風速でパラメタライズしているが、 $k-\epsilon$ モデルなどの乱流エネルギーの予報式も取り込んでいるモデルもある。高詳細に大気下層の陸面過程と結合する実験用領域モデルでは LES モデルを組み込んでいるものもある。

さて、実験用モデルも現業用モデルでも空間的きめ細かさが向上し、気象庁の数値予報もその精度が格段に向上し、2004 年 7 月に生起した新潟・福島豪雨のような大規模な集中豪雨は再現できるようになってきている。また、より高分解能な実験用大気モデルでは、2 で述べた積乱雲の様相はモデルで表現できるようになっている。しかし、最初の積乱雲が何処で発生するかの予報はまだ現実的ではない。たとえば、新潟豪雨後に生起した空間的により小規模な集中豪雨は、再現すらできないのが現状である。大気流れのより詳細な観測や、陸面境界層との関係の解明が、モデルが高分解能になればなるほど重要項目となってきている。

ただ、大気モデルだけが詳細になっても、レーダー等によって観測される細かな風速分布や降雨の観測情報を初期値として取り込まなければ、何時間も先でないと降雨が算定されないし、また、小規模な豪雨は再現すらできない。しかし逆に、降雨に関する細かな初期情報があれば大気モデルで再現・予測ができる可能性が高い。すなわち、モデルの発展により、モデルの精度が初期値観測の緻密さに勝るといふ今までとは反対の状況になってきている。

5.2 大気モデルによるレーダー観測情報の同化

そこで現在は、大気の物理方程式を制約条件に、レーダー等のきめ細かな様々なリモートセンシングによる観測情報を加工して初期値として取り組むという、いわゆるリモートセンシング情報の大気モデルによる同化手法の開発が最先端として進められており、気象庁での数値予報で活かされはじめている。現在は、GPS による水蒸気情報や最新型偏波情報の同化が最先端の課題となっている。国交省レーダーの最新型偏波化は地上雨量の高精度の推定だけでなく、豪雨予測という意味でも貴重な情報になる。

この大気モデルの同化について、同化される観測量、関係する大気モデルの物理量、ならびに同化手法を整理したのが図 11 である。同化される観測値としては、現在では、粗い空間分解のゾンデ観測による気温・気圧・湿度は言うに及ばず、レーダーによる観測受信電力（レーダー反射因子）、ドップラーレーダーによる風（ドップラー風速）、粗い観測地点しかないがウインドプロファイラーによる鉛直風速などが現業予報で同化されている。さらに、GPS 観測群による可降水量（水蒸気量）の同化も現業実験されている。実用化は言うに及ばず、研究でもまだはしりである偏波レーダーによる観測情報の雲物理プロセスの同化は最先端の課題である。4 に示した偏波レーダーとビデオゾンデの同期基礎観測実験と降水粒子タイプの判別手法の開発を基礎として、当研究室では最先端課題として進めているところである¹⁰⁻¹²⁾。特に、モデル実験により、雲物理モデルによる偏波観測情報の同化は、集中豪雨の最初や、ゲリラ豪雨の最初に生まれる積乱雲の 10 分～30 分先の大きな精度向上をもたらすものと期待している。

5.3 これからのレーダー観測

国土交通省では、図 12 に示すように、より早期の探知・予測を目指した最新のレーダーシステム（最新型偏波ドップラーレーダー）の導入を進めている。より高い感度で、より

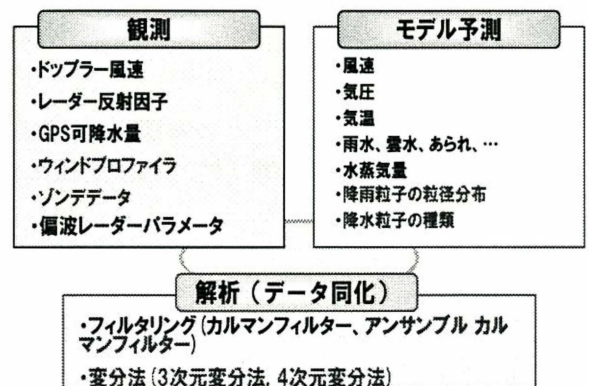


図 11 大気モデルによる観測値の同化¹¹⁾

密な時間・空間間隔で立体観測できる最先端の現業用小型レーダーのネットワークをまずは、近畿・中部・関東の三大都市圏に導入して、

- ① 高い感度の実現：小型レーダーによる
- ② 高い観測空間分解能の実現：小型レーダーと密なネットワークによる
- ③ 小型レーダーの降雨減衰問題解決：最新偏波機能(偏波間位相差)と密なネットワークによる
- ④ 高精度な降雨量観測の実現：最新偏波機能による
- ⑤ より高頻度の低高度観測の実現：1分ごと
- ⑥ 情報伝達時間の大短縮の実現：最大2分
- ⑦ ゲリラ豪雨のタマゴ探知の実現：立体観測と高感度、高分解能機能による

によりピンポイントでのより正確な降雨量を観測するとともに、より早期にタマゴを探知し、2分以下というより短時間での情報提供ができるよう、動き出した。また、次年度には、より多くの政令指定都市への導入も計画している。加えて、ドップラー機能によって風も観測することで、降雨予測精度のさらなる向上を目指している。

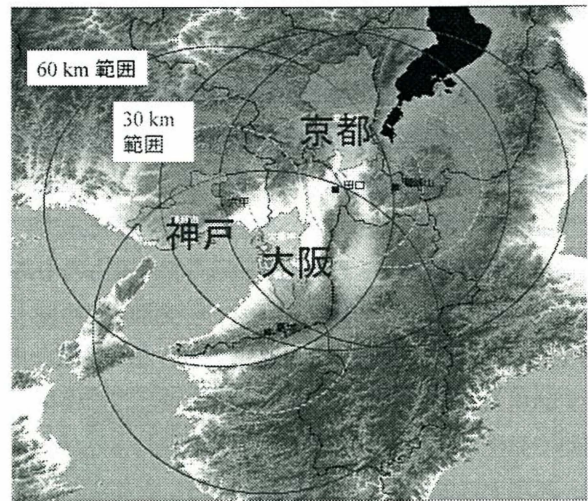


図12 国土交通省が2010年から試験運用を開始する小型の最新型偏波ドップラーレーダーによる観測ネットワーク(近畿の場合)

6. おわりに

以上、集中豪雨の簡単なメカニズム、レーダー観測の現状と最新情況、豪雨予測の現状と今後について述べてきた。その中、集中豪雨の予測にはその最初の積乱雲が何処で発生するかどうか、かつそれが急激に発達する様子を予測できるかどうかが一番大切で、そのためには境界層と上部大気の関係のさらなる解明とモデル化が必要であることを述べた。加えて、モデルの精緻さに比べて初期情報として必要な物理量の観測分解能が相対的に粗いこと、そのために、都市域を中心にきめ細かい観測が可能な小型の偏波ドップラーレーダーが国土交通省により導入が開始されたことを述べた。今後は、上記が実用化するに加え、雲だけのステージから見えるミリ波レーダー、雲になる前のステージから上昇流が見えるライダー観測が、開発ステージを経てその応用ともども5～10年後に実用化することも目指してゆきたいと思っている。

本編は雑誌「ながれ」(第29巻第3号)への掲載分を再編集したものです。

引用文献

- 1) 中北英一, 矢神卓也, 池淵周一, 1998 那須集中豪雨の生起・伝播特性, 水工学論文集, 第44巻, pp. 109-114, 2000.
- 2) 大阪市下水道協会: ガイアの瞳「ゲリラ豪雨に備えよ!!」, 人と地球のうおいマガジン・メール「Mer」, Vol. 6, 2009年4月号, pp. 4-9, 2009.
- 3) 中北英一, ゲリラ豪雨とそのタマゴ, 銀行倶楽部, 談話室, 平成21年10月号, No. 513, pp. 2-6, 社団法人東京銀行協会, 2009.
- 4) 中北英一, ゲリラ豪雨のタマゴ早期探知と対策一, 水循環 貯留と浸透, 社団法人 雨水貯留浸透技術協会, Vol. 74, pp. 10-14, 2009.
- 5) 中北英一, 山邊洋之, 山口弘誠, ゲリラ豪雨の早期探知に関する研究, 水工学論文集, 第54巻, pp. 343-348, 2010.
- 6) 中北英一, 竹畑栄伸, 中川勝広, 最新型 C バンド偏波レーダーを用いた降雨量推定精度の検証, 水工学論文集, 第

51 巻, pp 325-330 , 2007.

- 7) 中北英一, 竹畑栄伸, 中川勝広, C バンド偏波レーダーによる降雨量推定アルゴリズムの構築に関する研究, 水工学論文集, 第 52 巻, pp 349-354 , 2008.
- 8) 中北英一, 山口弘誠, 隅田康彦, 竹畑栄伸, 鈴木賢士, 中川勝広, 大石哲, 出世ゆかり, 坪木和久, 大東忠保, 偏波レーダーとビデオゾンデの同期観測および降水粒子タイプ判別, 水工学論文集, 第 53 巻, pp. 361-366, 2009.
- 9) 中北英一, 寺園正彦, 地形性降雨の非地形性降雨に対する非線形効果を考慮した短時間降雨予測手法, 水工学論文集, 第 52 巻, pp 331-336 , 2008.
- 10) Nakakita, E., Y. Sato and K. Takenouchi, 4DDA of radar echo and Doppler velocity by an atmospheric model with a conceptual precipitation Model, Annual Journal of Hydraulic Engineering, JSCE, Vol. 51, pp 103-108 , 2007.
- 11) 山口弘誠, 中北英一, アンサンブルカルマンフィルタを用いたドップラーレーダー情報の 4 次元同化設計, 水工学論文集, 第 52 巻, pp 343-348 , 2008.
- 12) 山口弘誠, 中北英一, 偏波レーダー-COBRA を用いた降水粒子種類の同化手法の提案, 水工学論文集, 第 53 巻, pp. 355-360, 2009.

参 考 書

- 13) 小倉義光, メソ気象の基礎理論, 東京大学出版会, pp. 215, 1997.
- 14) 吉野文雄, レーダー水文学, 森北出版, pp. 175, 2002.
- 15) 深尾昌一郎, 浜津享助, 気象大気のレーダーリモートセンシング, 京都大学出版会, pp. 491, 2005.