

レーダー雨量計の高度利用

Advanced Uses of Rader Rainguages

中 北 英 一

Eiichi NAKAKITA

1. はじめに

降水は、多ければ洪水や土石流を発生させたり、少なれば水不足という渇水問題を生起させる大きな原因となるものである。すなわち、降水は河川などへの流出現象のインプットとなるものであり、その予測や分布の把握は流出現象の解明そのものや、洪水や渇水の予測に対して必要不可欠な情報である。こういったことから、気象学ばかりでなく、水循環そのものを対象とする水文学や水工学においても、降水現象は従来から常に研究対象であった。ただし、気象学では降水のメカニズムそのものが主な研究対象であり、水文学や水工学では降水がいかなる時間・空間分布で降るかという実態そのものが主な研究対象であった。しかし、現在では両者の境界がなくなりつつあり、水文学、水工学も降水のメカニズムそのものを対象としたり、メカニズムを考慮した利用手法へと進んで来ている。

この降水そのものを広域にわたって高時間・高空間分解能で観測することのできる唯一の手段が気象レーダーである。昭和20年代末に気象庁によってわが国初の気象レーダーが設置され、その後観測範囲が全国をおおるように気象レーダーのネットワークが完成している。しかし、早い時期にネットワークが構成されたこともあってこれらのレーダーはエコー強度をデジタル信号に置き換えるいわゆるデジタル化装置が装備されていなかった。エコー強度を定量的に解析するのに不便であった。一方、昭和40年代に入って、広域の降水量分布を観測することを目的として建設省が独自にデジタル処理の可能なレーダーを試作し、現在ではデジタルレーダーの全国的なネットワークを完成させており、建設省ではレーダ雨量計というよび方がなされている。気象庁も次第にネットワークのデジタル化をはかり、現在ではほぼ完成している。

こういったデジタルレーダーが実用化されエコー強度の定量的な扱いが可能となるに伴い、レーダー情報から広域の降水量分布を推定しようとする試みや、広域にわたって高時間・高空間分解能で観測できるレーダー情報という特徴を生かした種々の短時間降雨予測手法が提案されてきた。これらの手法はすべて運動学的手法であり、2次元的に得られている過去の降水強度分布（エコー強度分布）からそれらの時間変動パターンを推定して、そのまま外挿して将来の降水強度分布を予測しようとするものである。しかし、これら運動学的手法によって実用的な精度で予測が可能なのは残念ながら1時間程度先までであり、予測しやすい降雨事例の場合でもせいぜい2時間程度先までである。

本論では、これらのレーダーを用いて降水観測がどのようにして行なわれているのか、レーダーを用いた短時間降雨予測とはどういったものなのか、その中でどのようなことが問題とされているのか、それを解決するために3次元レーダー雨量計を用いたどのような試みがなされているのかの概要を示す。まず2.ではレーダー情報からいかに降水量を推定するかの概要を示す。この降水量の推定は、物理的根拠のある降雨予測手法を目指せば目指すほど重要な課題となってくる。一方では、どういったレーダーが存在し我国の現状がいかなるものかをも紹介するとともに、これらの知識を前提に本論の目的を明確化する。3.では、3次元レーダーとは何か、3次元レーダーによって降水現象がどのように見えるかを紹介するとともに、降水分布と地形等の他の因子が定性的にどのように関係しているかを示す。4.では、短時間降雨予測とは何か、どのような手法が提案されてきているのか、その中でどのようなことが問題とされているのかの概要を示すとともに、それを解決するために3次元レーダー雨量計を用いたどのような予測手法が開発されてきたのかの一例を示す。さらに、5.で

は、4. に示した短時間降雨予測手法に利用されている手法にとどまらず、3次元レーダー情報をさらに高度に利用する手法としていかなるものが開発されてきているかを紹介する。

2. レーダーによる降水観測の概要

2.1 レーダー方程式

気象レーダーについてその基礎から解説してある文献は比較的多く、最近のものでも Battan, L.J.(1973), 小平(1980), Doviak and Zrnić(1984), Collier(1989) 等がある。ここではこれらを参考にレーダーによる降水観測の原理をごく簡単に示す。

平面電磁波が球形降水粒子を通過すると、入射電磁波からエネルギーの一部を受け取り、その一部は熱として降水粒子が吸収し、一部は同じ周波数の電磁波としてあらゆる方向に再輻射する。入射電波の方向に輻射される反射波と入射波とのエネルギーの比を後方散乱断面積という。目標物の大きさが波長に対して同程度または小さい場合は目標物に生ずる電磁界を計算して後方散乱断面積を求めることができる。平面電磁波が直径 D の球形粒子に当たったときの後方散乱断面積および全吸収断面積はミーの理論により求めることができ、この理論に従う散乱のことをミー散乱という。さらに、レーダーから放射される電波の波長を λ , 球形降水粒子の直径を D としたときに $\pi D/\lambda \ll 1$ であるならば、レーリー近似が成り立ち、この近似が成立する散乱のことをレーリー散乱という。さらに、単位空間体積中に降水粒子が充満していれば、レーダーサイトから距離 d の位置にある単位体積空間内からの受信電力 P_r は、送信電力を P_t として、

$$P_r = \frac{P_t C' |K|^2 \sum D^6}{d^2} \quad (1)$$

あるいは

$$P_r = \frac{C |K|^2 \sum D^6}{d^2} = \frac{C |K|^2 Z}{d^2} \quad (2)$$

によって得られる。これをレーダー方程式という。ここで、 $\sum$ は単位体積空間内での総和を意味する。 C はレーダーの特性（送信電力、電波の波長、アンテナの特性、パルスの空間長）だけによって定まる定数である。また、 $|K|^2$ は降水粒子の誘電率によって定まる項であり、温度と電波の波長の関数である。一方、

$$Z \equiv \sum D^6 = \int N(D) D^6 dD \quad (3)$$

で定義される Z のことをレーダー反射因子という。 $N(D)dD$ は単位体積空間中に含まれる直径 $D \sim D + dD$ の降水粒子の個数を表わし、粒径分布と呼ばれる。通常 Z は $[\text{mm}^6/\text{m}^3]$ の単位で表わす。レーダーにより直接受信されるのはこのレーダー反射因子である。

2.2 レーダー反射因子の推定

さて、(2) 式を用いて受信電力 P_r から Z を推定するにはレーリー近似が成り立っていないといけないし、 $|K|^2$ が既知でないといけない。この値が電波の波長と温度に依存することは既に述べたが、降水粒子が何であるかにも大きく依存し、それに比べれば温度への依存性は小さなものである。ところが上空の降水粒子が気温から氷相ではあると判断できたとしても、雪であったり、雹であったりという意味でも $|K|^2$ は不確定であるし、さらに雪ならば結晶を形成しているのでレーリー近似の条件が満たされているかどうかにも不確定である。そこで、上空のエコー強度を表わす場合に水に対する $|K|^2$ の値（通常は 0.93 がとられる）を用いて Z を算出して図示したりすることが普通で、このように算定された Z のことを等価レーダー反射因子といい、 Z_e で表わすのが通例である（本論では、降水強度と区別してエコー強度ともよぶ）。通常、 Z_e は dBZe 単位、

$$\text{dBZe} = 10 \log Z_e [\text{mm}^6/\text{m}^3] \quad (4)$$

で表される。図 1 に、北海道大学低温科学研究所所有の研究用レーダーによって観測された雷雨の Z_e の鉛直分布を示す。

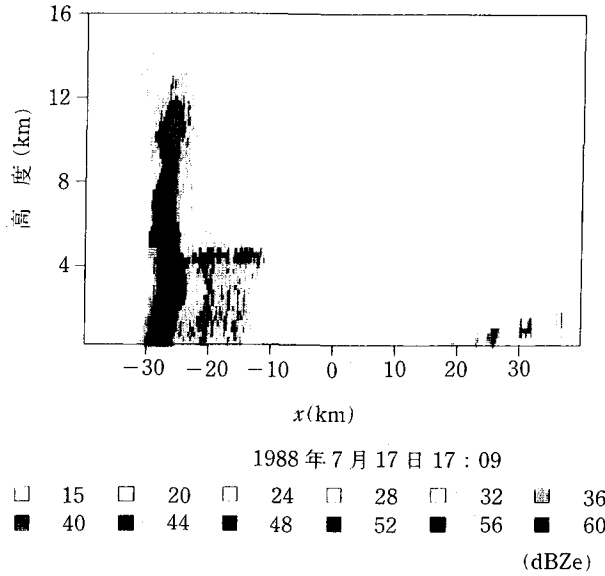


図 1: 3 次元レーダーによって観測されたエコー強度の鉛直分布

さて、降水粒子の粒径が電波の波長よりある程度小さい場合、つまり、層状性の弱雨域において、 Z_e の鉛直分布において 0°C 層のすぐ下に、300m 程度のエコー強度のひととき強い層が現われる。この層のことをブライトバンドという。たとえば、図 1 で 5km 高度にある線上のひととき強度の強い部分がそれに対応する。こういった層が観測されるのは、落下する雪片の表面が融解して表面が水におおわれると誘電率が大きくなるのと同時に、降水粒子同士が付着しやすくなって大きな粒子を形成するためと、融解が終ると結晶状ではなくなるために小さくなると同時に落下速度が増し空間密度が小さくなるためである。

2.3 降水量の推定

降水粒子の粒径分布 $N(D)$ がわかっていると、レーダー反射因子 Z から、単位体積中に含まれる降水粒子の質量 ρ_l (以下では単に水分量とよぶ) や大気鉛直風速に相対的な降水強度 r を算定することができる。たとえば、弱雨に対して平均的に成立するとされる Marshall and Palmer 分布 (Marshall and Palmer(1948))

$$N(D) = N_0 \exp(-\Lambda(r)D) \quad (5)$$

$$\Lambda(r) = 41r^{-0.21} \quad (6)$$

$$N_0 = 0.08, \quad (7)$$

を仮定すれば、

$$Z = \int_0^\infty N_0 \exp(-\Lambda(r)D) D^6 dD = \frac{6! N_0}{\Lambda(r)^7} \quad (8)$$

$$\rho_l = \int_0^\infty \rho_w N_0 \exp(-\Lambda(r)D) \frac{4}{3} \pi \left(\frac{D}{2}\right)^3 dD = \frac{\pi \rho_w N_0}{\Lambda(r)^4} \quad (9)$$

によって、まず (8) 式を用いて Z から r を算定し、次に算定した r を (9) 式に代入することによって ρ_l を求めることができる。ただし、単位換算にともなう定数は省略した。また、 ρ_w は水の密度である。

通常、ルーチン的には Z と r の関係を

$$Z = Br^\beta \quad (10)$$

の形で表わし、直接 B, β をレーダー情報と地上雨量計による降水量情報とから算定して、降水強度の推定が行なわれる。この B, β はレーダー定数とよばれ粒径分布に依存する。実際は、粒径分布は降雨の種類によって異

なるし鉛直方向にも一様ではないので、 B, β も一様とはいえず、おもに B の値が変化する。降雨原因ごとにレーダー定数が多く提案されており、同様に、 Z と ρ_l の間にも同じ形の式を仮定した上で、多くの定数が提案されている。これらレーダー定数をルーチ的に定め降水強度を算定するのは、地上雨量計とのキャリブレーションによって行なわれている。

2.4 マルチパラメータレーダー

さて、レーダー反射因子から降水量を推定する (8) 式あるいは (10) 式には、それぞれ 2 つのパラメータ N_0 , Λ , あるいは B, β が存在することからもわかるように、レーダー情報から降水量を推定するためには厳密には少なくとも 2 つの独立の情報が必要であり、そのため、降水粒子の種類や降水粒子の粒径分布そのものを、多波長あるいは多偏波レーダーによって推定しようとする試みも行なわれている。これらのレーダーを総称してマルチパラメータレーダーとよばれる。

多波長レーダーは、波長によってレーダービームが通過する道程の降雨量によって電波の減衰量が異なることを利用して、レーダー反射因子そのものと減衰量の差異からシングルパラメータレーダーよりも正確に降水量を推定するのに利用できる。たとえば、人工衛星に搭載するレーダーとして 2 周波レーダーの搭載が期待されている。すなわち、1997 年に日米共同で打ち上げが予定されている TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) で、世界初の衛星レーダーが搭載されるが、その後継機やプラットフォームに 2 周波レーダーの搭載の可能性が議論されている。

一方、多偏波レーダーは、たとえば、わが国においては建設省土木研究所が直交二重偏波レーダーを試作し、降雨および降雪に対する数年の試験運用 (吉野・水野・水野・五十嵐 (1988)) の後、実用の段階に入ろうとしている (研究用レーダーとしては、北海道大学理学部が所有している)。原理としては、降水粒子は必ずしも球形ではなく落下にともなう空気抵抗によって扁平な形状をしており、その度合が大粒子ほど大きいことと、扁平な粒子からの受信電力値が垂直偏波と水平偏波とは異なり、その差が偏平度合に依存することを利用して粒度分布を推定しようとするものである。それだけにとどまらず、降水粒子の種類 (雨か、雪か、雹か) を知るためにも利用できる。現在、九州にある建設省の釈迦岳レーダーが既に直交二重偏波レーダー更新されており、近畿の深山レーダーもそれへの更新が計画されている。

2.5 ドップラーレーダー

後述する建設省や気象庁のルーチン観測用の大型レーダーとは別に研究用レーダーがあり、半径 40 ～ 60 km 内の領域を、ビーム方向で 250 m より細かい分解能で観測する。この研究用レーダーは、通常、降水粒子のレーダービーム方向の移動速度も観測でき、ドップラーレーダーとよばれ、ドップラー効果によって生じる送信電波と受信電波との位相差を探知して、1 m/秒程度の分解能でビーム方向の移動速度を観測する。このように観測される速度のことをドップラー速度という。この情報は、降水現象のメカニズムを探るうえで重要な情報となる。図 2 に、図 1 に示した同じ断面内の同じ降水系のドップラー速度の分布を示す。この図から、降水系は左から右へ移動していることがわかる。

一方、2 台のドップラーレーダーで観測すれば水平風速 (大気風速の水平 2 成分) を観測することができる。これは、ドップラー速度が観測される降水粒子の水平速度が水平風速とほとんど同じであると見なせるからである。ただし、2 つのレーダーからのビームがある程度の角度以上で交わる領域でのみ、水平 2 成分を抽出することができる。

実際に観測されるドップラー速度はある 1 つの値を示すのではなく、分布をもって観測される。これは、レーダーによって観測される 1 空間分解能に対応する領域内では全ての降水粒子は一様に運動しているのではなく、大気の乱れ度合に応じて色々な方向や速さで運動しているからである。通常のドップラーレーダーシステムでは、ドップラー速度の代表値 (平均値、ピーク値、メディアンなど) を記録するものであるが、加えて、その分布の幅 (例えば分布の 1σ) を記録するものもある。これは、大気の乱れという降水系のメカニズムの降水過程の解明に必要な情報を提供してくれるからである。京都大学の超高層電波研究センター保有の MU レーダー

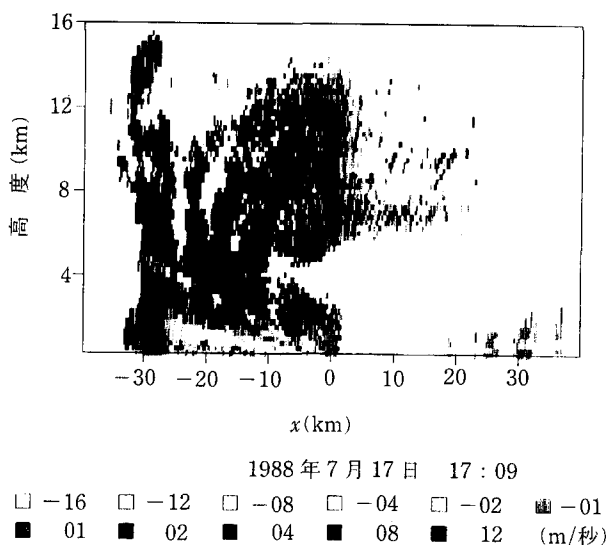


図 2: 3次元レーダーによって観測されたドップラー速度の鉛直分布

(Middle and Upper Radar) は、降水粒子ばかりでなく大気そのものの主に鉛直方向のドップラー速度の強度分布 (ドップラースペクトルとよぶ) を観測できる機能をもっている (Fukao et. al(1985))。この2つの情報から降水粒子の大気の鉛直流れに相対的な落下速度の分布を直接推定でき、その結果として落下速度が依存する降水粒子の粒径分布の鉛直分布が推定可能となる。

2.6 レーダーの選択

2.4 で述べたように、大気中の水蒸気や降水粒子による減衰によって、エコー強度は小さくなる。この減衰は電波の波長が小さいほど大きくなるので、減衰の影響を小さくするためには大きな波長の電波を用いばよい。しかし、小さな波長の電波ほど探知能力がよい。これらのことから、わが国では、半径数 10km の範囲内を高空間分解能で観測することを目的とする研究用レーダーでは、激しい降水では比較的強い減衰を受ける 3cm 程度の波長 (X バンド) が用いられているのに対し、半径 100km 以上の範囲をルーチンの観測することを目的とした気象庁や建設省のネットワークレーダーでは、通常減衰は問題がないとされている 5cm 程度の波長 (C バンド) が用いられている。

もちろん、これらの理由だけでどういうレーダーを利用するかが決められるわけではない。アメリカでは、NEXRAD (Next Generation Radar) の名のもと、より波長の大きい S バンドドップラーレーダー (10cm 程度の波長) によるネットワークによって全国を覆う計画が進められている。S バンドレーダーであるから C バンドレーダーよりさらに電波の減衰が少ないのはいうまでもなく、送信パワーを強力にすることなどにより、従来からの C バンドレーダーよりも 10dB 程度最小探知能力が上げられているところに特徴がある。しかし、そのために 1 台のレーダーにかかる費用が増大している。また、わが国においてはとくに都市域等の電波が多く飛び交っている領域においては C バンドの波長の使用許可を得るのはかなり難しく、S バンドに至っては軍費用以外はほとんど使用許可が降りないとされている。

このように、どのようなレーダーが採用されるかは、利用目的に応じて、どこまでの機能を必要とするのかばかりではなく、費用や電波の使用許可の可能性などにも左右される。

2.7 本論のねらい

残念ながら成田空港や関西新空港に設置されているレーダーを除いて、わが国におけるルーチン用大型レー

ダーはすべてドップラーレーダーではない。2.5 で述べたように、ドップラーレーダーは、単にダウンバーストや降水のメカニズムを探る上だけではなく、正確に降水量を推定する上においても非常に有力である。一方、直接降水量の正確な推定につながるマルチパラメータレーダーも、1つを除いてルーチン用大型レーダーとしては実現していない。さらに、次章で紹介するように、Cバンド大型レーダーとしては、空港用レーダーは別にして、建設省の3つのレーダーを除いて実用上役立つ形で3次元レーダーとしてのオペレーションが行なわれていない。したがって、将来的にはマルチパラメータの機能に加えドップラー機能を備えたルーチン用3次元観測大型レーダーを気象庁や建設省が配置して行くことが期待される。しかし、全国を覆うネットワークを構成することを考えると多大の費用と、時間を必要とする。

一方、東京都、大阪市、川崎市、札幌市などでは主に雨水排除の目的で独自に、Xバンドレーダーとはいえ、3次元観測用レーダーを所有している。神戸市などその他の地方自治体においても導入の計画があると聞く。これらは、気象庁や建設省のネットワークレーダーの比して狭い領域ではあるがおよそ10倍程度の高空間分解能で都市域上空の降水分布の観測が可能である。これら地方自治体の所有するあるいは計画するレーダーは、各都市の雨水排除に飛躍的な効果をもたらすだけでなく、研究用レーダー同様より詳細に降水系のメカニズムを知るためや、昨今話題となっている環境問題、特に都市化が各地域での降水現象にどのような影響を及ぼしているかというこれから明らかにして行くべき課題にかなり有効に利用して行けるものであると考える。

さて、本論の以下での主題は、現有のネットワークレーダー（これをコンベンショナルレーダーという）を用いて通常考えられている以外に、どれだけマルチパラメータドップラーレーダーに近い利用方法が有り得るのかということとともに、マルチパラメータドップラーレーダーによるネットワークが将来実現された後も生かされるどのような利用法があり得るかを、少なくとも3次元観測を前提に、紹介することにある。特に、工学的に非常に期待される降雨予測そのものや、そのためのどのような新たな手法があり得るのかを紹介する。降水量の正確な推定その他の工学上重要な視点が抜けているとの批判があるかも知れないが、その批判を期待するとともに、単に物理的視点に立つのではなく、工学的視点に立つのではなく、その両者の立場に立ったときどのような新たな方法が考えられ得るを感じてもらえれば幸いである。

3. 3次元レーダーでみた降水現象

まず、3次元レーダーとは何か、3次元レーダーによって降水現象がどのように見えるかを紹介するとともに、降水分布と地形等の他の因子が定性的にどのように関係しているかを示す（中北・筒井・池淵・高棹(1987)、中北・椎葉・池淵・高棹(1988b)）。

3.1 3次元レーダーシステム

図3に示すように、建設省によって全国に計画あるいは運営されているレーダーは24台を数える。その中で深山レーダー、城ヶ森山レーダー、赤城山レーダーの3台だけが、レーダービームの仰角を固定した仰角固定観測の他に、広域にわたって仰角可変観測を行なう機能を有する、いわゆる3次元レーダー(Three-dimensionally Scanning Radar または Volume Scanning Radar という)である。すなわち、近畿地方は完全に2台の3次元レーダーの観測域によっておおわれている。さらに、深山レーダーは気象庁のネットワークレーダーも含めてわが国初の高空間分解能で観測する3次元レーダーであり、昭和56年度の運用開始当初から3次元観測をしている。ここでは、深山レーダーを例に3次元レーダーを紹介する。

観測手順としては図4に示すように、ビームを最低仰角に固定したままの仰角固定観測を1分間と、仰角が22.5°から1°まで変化させる仰角可変観測を4分間の、合計5分を1サイクルとして連続観測を行う。ビームの回転速度は1分間あたり5回転である。仰角可変観測範囲は地表面を平面とすれば図5の通りである。半径120kmの円筒を、地表から約15kmの高さで地表面に平行な平面で切った立体にほぼ等しい。ただしビーム仰角が最大22.5°という制限から、中心部には逆円錐状のデータのない領域がある。また底面も、ビームの最低仰角が0°ではないのでレーダーサイトを頂点とした逆円錐状をしている。この観測範囲の鉛直断面をビーム走

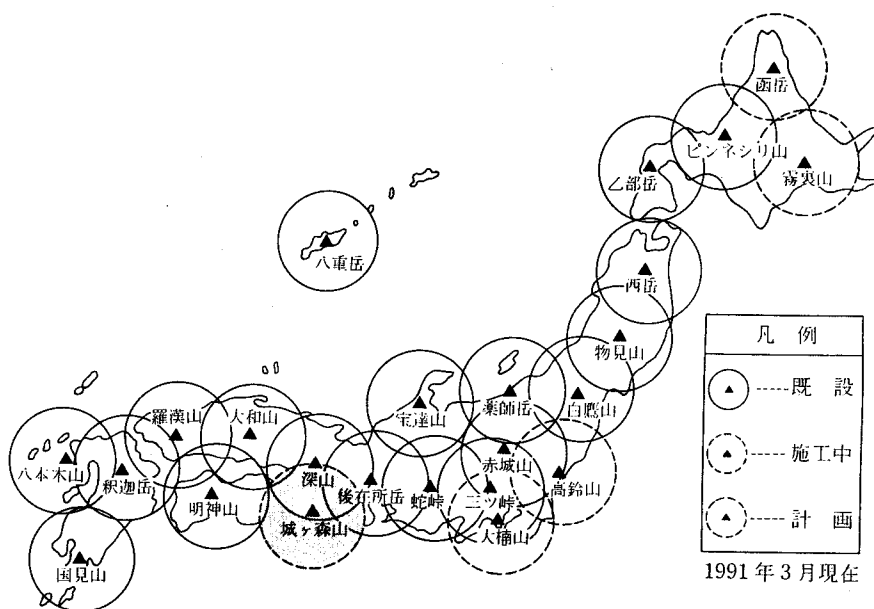


図 3: 建設省レーダー雨量計の観測網 (提供: 建設省近畿地方建設局)

行線で表したのが図 6 である。ビーム仰角は離散的に設定されており、ビームが方位方向に一周する間、仰角は一定値に保たれる。図中、最低仰角のビーム線は仰角固定観測時のものである。受信電力値は仰角固定観測時の定量観測範囲と同様、方位方向を 128 等分、ビーム方向を 3km ごとに等分して得られるメッシュ単位で与えられる。

3.2 地形と降雨分布との定性的関係

3.2.1 降雨事例の概要

まず、ここで紹介する梅雨末期の豪雨事例の概要を示す。1986 年 7 月 20 日夜から 21 日明け方にかけてと 21 日夜から 22 日明け方にかけての 2 夜連続、近畿地方に大雨がもたらされた。特に、京都府南部には次々と雨域が到来し典型的な集中豪雨の様相を呈した。木津川中流部の和束町や笠置町あたりでは山腹崩壊が生じ、国道 163 号線や国鉄(当時)の関西本線が寸断され、しばらくの間不通となるような大きな被害がもたらされた。7 月 20 日夜から 21 日明け方にかけての豪雨に関しては、総観スケール(天気図で表現されているスケール)およびメソスケール(2km ~ 2000km)の場の状況、降雨分布や雨域の移動について梅原・草川・井高・小野(1986)が報告しており、それによれば、メソ低気圧を伴った梅雨前線が近畿地方を北西から南東にゆっくりと南下する間、上記の地域では 7 月 20 日 23 時から 21 日 9 時にかけて 250mm 以上の降雨量が記録されている。

ここで紹介するのは、第 2 夜に生じた豪雨であり、同じように京都府南部に集中豪雨をもたらししたが、総観場の状況が異なる。図 8 に GMS による 7 月 21 日 16Z (日本時間でおおよそ 7 月 22 日 01 時)の赤外画像を示す。日本海付近に低気圧を伴った梅雨前線が中国大陆から延びており、その低気圧の暖域内にひときわ雲頂高度の高い雲を伴うメソ低気圧が朝鮮半島南東端から近畿地方へ移動している。21 時頃には梅雨前線の西端部が近畿地方を北西から南東方向に横切っており、もちろんそれに伴って 18 時頃から降雨がもたらされていたが、前日の豪雨とは異なり、むしろ暖域内に存在するメソ低気圧によって大雨がもたらされた。

3.2.2 地上風、地形と強雨域との関係

3 次元レーダーの大きな特徴として、レーダービーム走行面の降水強度やエコー強度の分布を表示する PPI (Plan Position Indicator) ばかりではなく、一定高度の降水強度やエコー強度の分布図である CAPPI (

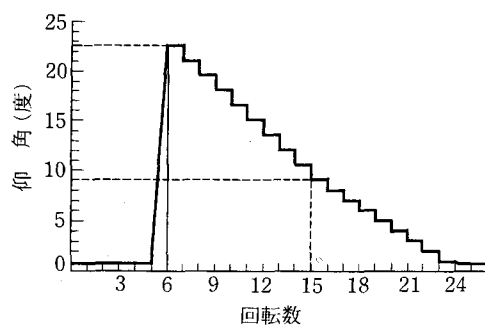


図 4: 深山レーダーの観測手順

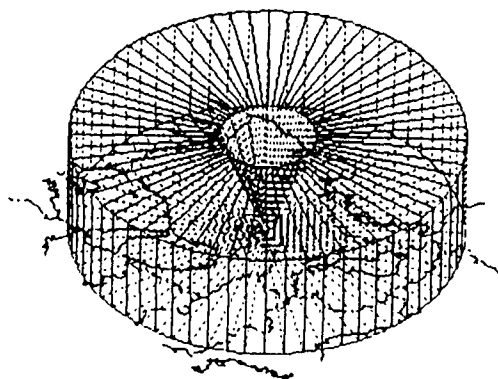


図 5: 深山レーダーの観測範囲

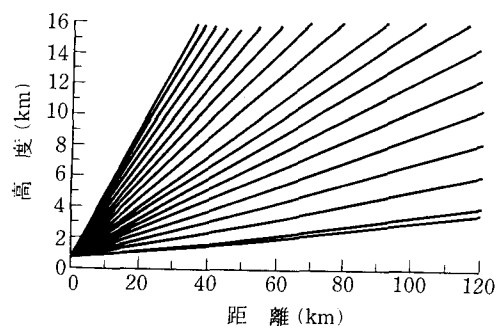


図 6: ビーム走行線で表わした観測範囲の鉛直断面

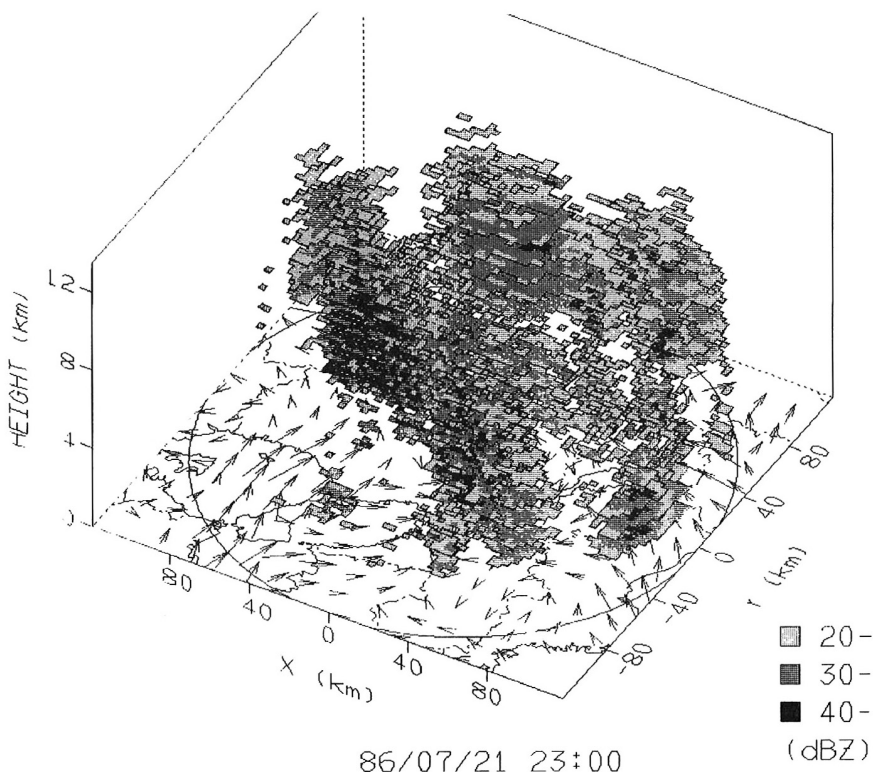
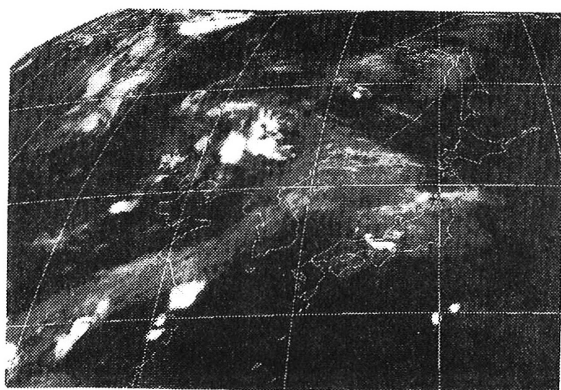


図 7: エコー強度の 3 次元分布と地上風速

Constant Altitude Plan Position Indicator) が描けることがある。図 7 は各高度の CAPPI を 3 次元空間に並べて表示して、エコー強度の 3 次元分布を示したものである。ここで、下面の地図上に描いてある矢印は、アメダス地上風から線形内挿して求めたおよそ地上風速場である。近畿地方を北西から南東に連なる雨域（レインバンド）は、図 8 に見られるひときわ白く雲頂高度の高い雲域（クラウドバンド）に対応する。

このレインバンドの中、兵庫県中央部あたりに、そして若干見にくい京都府南部に、高高度まで伸びる強降水域が存在するのが読み取れる。図 9 の近畿地方の地形図とあわせて見るとわかるように、地形の谷間を通して紀伊水道から流入した南方からの湿った空気は、淡路島付近で分岐し、一方は兵庫県中央部へ、もう一方は大阪湾を通して京都府南部へ流入して、山岳とぶつかる所で強雨をもたらしている。すなわち、1 つのレーダー観測域内においても地形の凹凸の影響を受けて南方風の流入は一様ではなく、その結果下層の水蒸気流入量分布は一様ではなくなる。したがって、複雑な地形を有する日本では、地形による強制上昇に起因する積雲の発生という直接的な意味ばかりでなく、地形の凹凸が地上風の流入形態にも影響を及ぼすといった間接的な意味での、地形が降雨場に及ぼす影響も重要である。

図 10 は 1986 年 7 月 21 日 22 時 30 分から 22 日 2 時 30 分までの 2.5km 高度の降水強度分布を 30 分ごとに示したものである。等値線は 1, 2, 4, 8, 16, 32, 64 [mm/h] について示してある。これら一連の図から、南方からの湿潤空気が強制上昇させられる兵庫県中央部では、移動してきた雨域がそこで強雨となり、あたかも雨域が停滞しているかのように見える。一方 30 分ごとの表示では読みとりにくいものの、大阪府北部を通して京都府南部に移動する雨域は、六甲山あたりで繰り返し発生し、大阪府付近で急激に発達して東方に進んできたものであることが読み取れる。図 7 と併せて見ればわかるように、これらは淡路島方面から大阪湾に流入する湿潤空気の上空にさしかかるところで急激に発達している。



1986年7月21日16Z

図 8: GMS による赤外画像

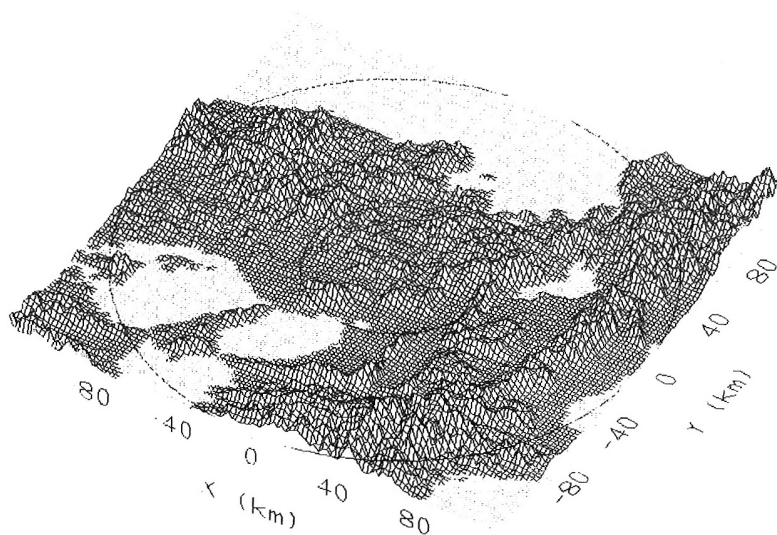


図 9: 近畿地方の地形図

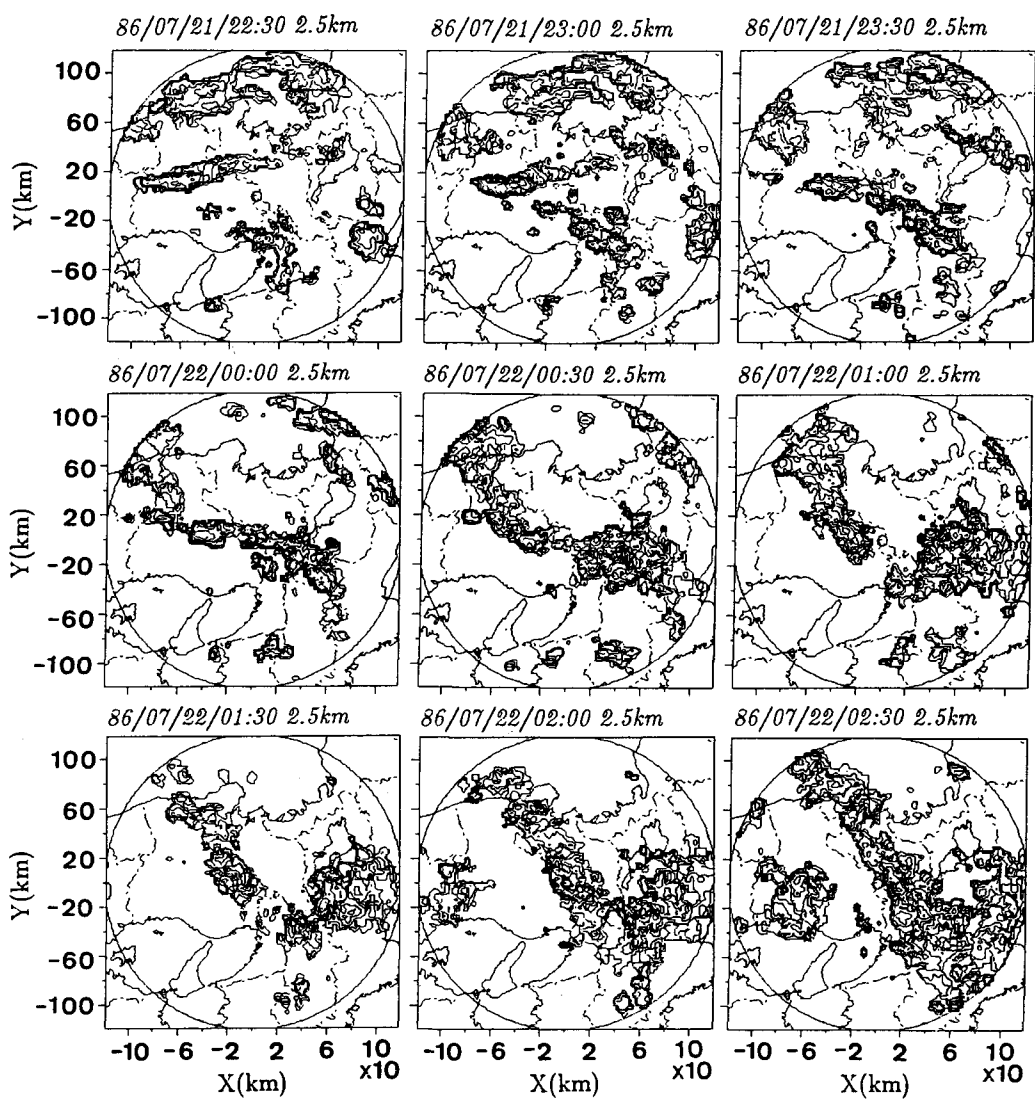


図 10: 2.5km 高度の 30 分毎の降雨強度分布 (等値線は 1,2,4,8,16,64mm/h)

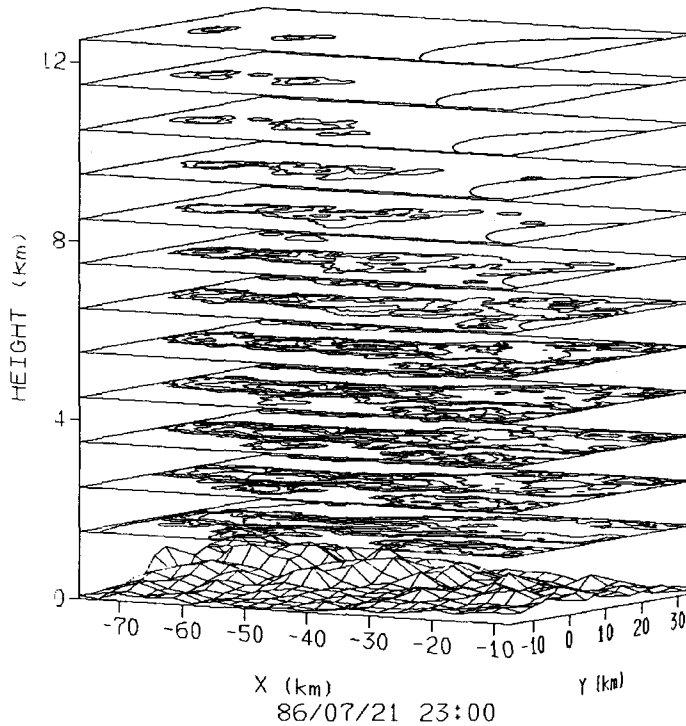


図 11: エコー強度の詳細な 3 次元分布 (等値線は 10,20,30,40,45,50,55dBZe)

このように、アメダス地上風のようにメソβスケール (20 ~ 200km) で捉えた下層の水蒸気流入量の偏りと強雨域とは、定性的によく対応しているといえる。

次に、図 7 の限られた範囲内だけに限定し、各高度の強度分布図が互いに重なり合わないよう高度 1.5km から 12.5km までの 3 次元降水強度分布を表したのが図 11 である。ここで表現されているのは図 7 で兵庫県中央部上空かなりの高度まで 40dBZe 以上の強エコーがのびていた降水域で、これが実はいくつかのかなり発達した深い対流性エコーからなっていることがわかる。ただし、図 7 と異なり、エコー強度が 40dBZe より大きい部分は 5dBZe ごとに、等値線で表現してある。なお最下層の強度分布の下に描いてある網線は山岳地形を表す。この図からまず気がつくことは、南北方向と東西方向の降水域の広がりの違いで、南北断面はひとつの対流性エコーから、東西断面は数個の対流性エコーから成り立っているのがわかる。これは以下のように定性的に説明できる。まず南北断面を見ると、上空にエコーが存在するのは南向き斜面あるいは頂上部付近であることがわかる。したがって、図 7、図 9 とあわせて判断すれば、兵庫県南部の平野を通過して流入した湿潤空気が、兵庫県中央部の山岳斜面によってもともと潜在不安定、あるいは対流不安定な場の中で強制上昇させられたことが、このかなり成長した対流性エコーの発生あるいはこの位置での発達の一因であることは確かである。一方東西方向の広がりには、発生した対流性エコーが上空の強い西北西風によって東方に流されたために生じたものと考えられる。

このように、地形およびレーダー観測による気象データとあわせれば、3 次元レーダー情報はより有効に活用して行けるはずである。したがって、下層水蒸気量分布の不均一性を表現した 3 次元風速場を、実時間手法として利用できる形でいかに推定するか、さらには、いかに算定した水蒸気流入場および地形との相互作用をモデル化して、ここで示した降雨分布形態や時間変動をいかに表現するかが、たとえば 3 次元レーダー情報を利用した気象学的根拠のある短時間降雨予測手法開発の鍵となる。

4. 短時間降雨予測

4.1 短時間降雨予測の現状

短時間降雨予測とは、数時間先の降雨分布を数 km という水平空間分解能で予測することを目的としたもので、その予測情報は豪雨災害の軽減を目的とした実時間洪水予測、土砂崩れや土石流発生予知、ひいては人命に関わる避難警報等の発令などの情報源として極めて重要な役割を果たすものである。特に、1982 年の長崎豪雨、1983 年の山陰豪雨、1993 年の鹿児島豪雨など、最近の大雨に起因する災害で死者をもたらしているほとんどは、土砂災害による家屋崩壊によるものや中小河川の氾濫であり、人命救助という意味合いから短時間降雨予測の重要性は益々大きなものとなってきている。

一般に、長時間先を対象とする（つまり予測のリードタイムの長い）予測の方が難しいと思われがちであるが、リードタイムが小さい程細かな空間分解能を持った予測が要求され、逆である。短時間降雨予測は各種の予測のうちで最もきめ細かい予測が要求され、中小規模現象といった 100km 以下のスケールの気象現象を直接的に取り扱う必要がある。中小規模現象はそのスケールの小ささからアメダス等の通常の観測ネットワークではなかなかその構造を把握することは難しく、レーダーや気象衛星等のリモートセンシングによるきめ細かい観測が可能となって初めてその構造やメカニズムに関する研究が可能となったものであり、まだまだ理解されていない部分が多い。

さらに、細かな現象を予測するには細かな初期値が必要であり、現在のところそれらがルーチン的に得られるのは、レーダーによるエコー強度分布と気象衛星による輝度温度とアルベドの分布のみである。このこととも相俟って、現在までに開発されてきた、あるいは現在実用に供されている短時間予測手法は本質的にはすべて、レーダーあるいは気象衛星情報から降水強度分布を推定し、降雨分布の時間変動パターンを時間的に外挿するという運動学的手法である。もう少し具体的に述べると、上層風によってそのまま降水強度分布を移流させるもの、各降水域の重心の移動速度によって補外するもの、時間の異なる 2 枚の強度分布から相互相関関数が最大となる移流ベクトルを推定して補外するもの、変形テンソルや移流モデル等 2 次元流体の解析手法を用いて移流ベクトルや発達・衰弱量を推定して補外するもの、その他確率密度関数や荷重関数を降雨分布に当てはめるもの等に大きく分類される。これらの詳しいレビューは立平 (1980) や日野 (1985) によって行なわれている。現在気象庁がテレビ等を通してで予測結果を公表している手法はこの運動学的手法に属する（竹村行雄 (1987)）。

残念ながら、いずれの手法を用いても、実用上耐え得る精度で予測が可能なのは 1, 2 時間程度先までというのが現状である（吉野文雄・水野雅光・齋朝夫 (1987)）（ただし、大河川のように降雨・流出に数時間のずれがある場合は、運動学的手法による予測情報は十分に価値のあるものであり、こういった意味からも実用に供されているわけである）。このように予測精度が良くならない理由は、中小規模の雨域の衰弱や発生・発達が非常に複雑であることにあり、雨域の移動がたとえうまく予測できたとしても、結果として予測される降雨分布は観測分布と大きく異なることになる。この 1, 2 時間という時間はちょうど中規模現象の寿命に対応するものであり、それがちょうど運動学的手法による予測リードタイムの限界となっている。さらに、3. で紹介したように、わが国は地形が複雑であるためにたとえその寿命内であっても雨域は変形しやすいし、地形の影響を受けた発生や停滞とも相俟って降雨分布の時間変動はかなり複雑である。したがって、降雨パターンの時間的外挿だけに止まらず、降水という現象に立ちかえて雨域の発生、発達、停滞、衰弱がある程度予測できるような物理的根拠のある手法が必要となる。

4.2 3 次元レーダーを用いた短時間降雨予測

以上の状況を打破するために、京大グループでは、降水のインプットである水蒸気の情報が不可欠であるという観点に立ち、3 次元レーダー情報およびルーチン気象観測データから水蒸気に関する情報を抽出する手法の開発に取り組むばかりでなく（中北・筒井・池淵・高棹 (1988)、中北・椎葉・池淵・高棹 (1988a, 1988c, 1989)、流入水蒸気、地形およびレーダー観測域を通過する擾乱との相互作用を梅雨時の降雨事例に関して調査するとともにそのモデル化を図ってきた（中北・村田・池淵・高棹 (1989)、Nakakita et.al (1990, 1991)）。

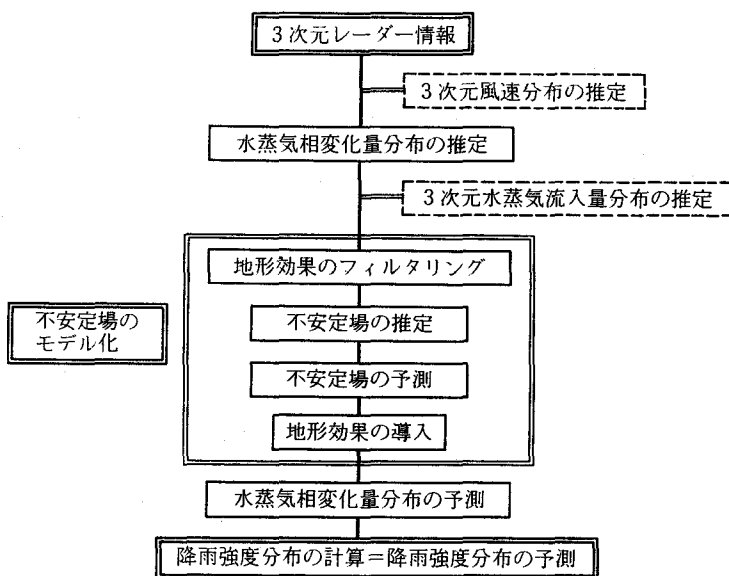


図 12: 開発した短時間降雨予測手法によるの予測手順

さらに、開発してきた手法およびモデルをベースに、水収支という観点にたった準気象学的・物理的根拠を持ち、なおかついまだほとんど降雨予測に利用されていない3次元レーダー情報を用いた短時間降雨予測手法を開発してきた（中北・椎葉・池淵・高棹（1990）、中北・山浦・椎葉・池淵・高棹（1990）、中北・澤田・川崎・池淵・高棹（1992）、Nakakita et. al（1992a））。ここでは、その予測方針を簡単に示した上で、予測実験を行った結果を示す。

4.2.1 3次元レーダー情報を用いた短時間降雨予測の概要

図 12 に短時間降雨予測手法の流れを示す。大ざっぱに言えば、レーダー情報から地形の影響の加味されていない擾乱本来の場を抽出し、その場を予測した上で降雨に変換することによって、地形の影響を受ける降雨の予測を行なおうとするものである。ここで、地形の影響の加味されていない場とは、レーダー観測域上空を通過する間はその構造が変化しないような場という意味で用いており、擾乱本来という意味から不安定場あるいは降雨生起場という語句を用いる。また、前者の不安定場という語句は最終的には潜在不安定や対流不安定等の不安定概念を用いた場をモデル化すべきであるという観点から用いている。

以上をさらに要約すると、レーダー観測域を通過する間は構造が不変な場、およびその場と地形と水蒸気流入場の相互作用、をうまくモデル化して、熱、水蒸気、降水粒子の3次元基礎式に基づいて降雨分布の計算、予測を行なう。

具体的には、

- (1) まず、地形の影響を受けた3次元風速分布を算定して固定しておく。この分布は、アメダス地上風をもとに定めた下端境界条件および高層観測データを用いて、コリオリ力、総観場の気圧傾度力、摩擦力の釣合条件のもとに連続式を通して算定する。アメダス地上風を下端条件として用いることにより、3.2 で述べた地形の影響を受けた水蒸気流入場の偏りを導入しようとしている。その詳細は参考文献に譲る。（現在では、気象庁は数値予報の初期値や予測値を GPV（Grid Point Value）データとして公表するようになっており、代替情報として利用可能である。）

- (2) その上で、別途開発した手法により、3次元レーダー情報から単位時間あたりの水蒸気相変化量の3次元分布を推定する。この分布は地形の影響を受けている。本手法は、3次元レーダー情報をいかに物理根拠のある形で有効に利用するか、とともに次節の不安定場のモデル化とあわせて本予測手法の大きなポイントであるので、改めて5.で紹介する。
- (3) 次に、この分布から別途開発した不安定場モデルのパラメータを推定する。このモデルパラメータの3次元分布を不安定場と考える。前記したことからこのパラメータ分布が、レーダー観測域上空を通過する間はその分布に変化のないようにモデル化する必要があり1つの重要な部分となる。
- (4) さて、モデルパラメータの分布が推定されればその分布の予測を運動学的手法によって行う。
- (5) その予測分布からモデルの定義に従って水蒸気相変化量の3次元分布を算定する。この分布が水蒸気相変化量の予測値であり、この予測値から降雨強度分布を算定しそれが予測降雨分布となる。

もう少し、具体的に述べると、

熱力学的方程式

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + u \frac{\partial \theta}{\partial x} + v \frac{\partial \theta}{\partial y} + w \frac{\partial \theta}{\partial z} = \frac{LQ}{\rho_0 \pi}, \quad (11)$$

水蒸気の保存式

$$\frac{\partial m_v}{\partial t} + u \frac{\partial m_v}{\partial x} + v \frac{\partial m_v}{\partial y} + w \frac{\partial m_v}{\partial z} = -\frac{Q}{\rho_0}, \quad (12)$$

水分の保存式

$$\frac{\partial m_l}{\partial t} + u \frac{\partial m_l}{\partial x} + v \frac{\partial m_l}{\partial y} + w \frac{\partial m_l}{\partial z} = \frac{Q}{\rho_0} + \frac{\rho_w}{\rho_0} \frac{\partial r}{\partial z}, \quad (13)$$

$$r = \frac{\rho_0}{\rho_w} W_t m_l, \quad (14)$$

を降雨計算のための基礎式とする¹。ただし、 (u, v, w) は大気の3次元風速であり、(1)において既に算定されている。 θ は温位、 m_v, m_l は水蒸気および降水粒子の混合比（単位体積中の質量/乾燥空気の密度）、 r は鉛直風に乗って相対的にみた降水強度であり、レーダー観測がされている時点に関しては、すなわち予測開始時点より前では、2.3で述べた手順によって、単位体積中の水分量 ρ_l とともに算定できる。したがって、降水粒子の混合比 m_l （以下では水分混合比という）は、 ρ_l/ρ_0 によって算定できる。ここで、大気密度 ρ_0 について添え字0は、レーダーの分解能より大きなスケールでみた場合の値を用いることを示しており、具体的には風速場と同時に算定される値を用いる。また、 L は水蒸気の水に対する潜熱、 π はエクスナー関数（無次元化された気圧）である。 W_t は降水粒子の大気流れに相対的な落下速度であり、Ogura and Takahashi(1971)の式に従うものとする。

さて温位とは、気塊を1000hPaの高度まで乾燥断熱的にもってきたときに示す気温のことである。したがって乾燥断熱過程において保存される量である。放射の効果が無視できるような時間スケールで考えた場合、降水の生成などの相変化がない限り大気は乾燥断熱過程に従うとしてよい。その場合、水蒸気相変化量 Q は0となるので(11)式の左辺も0となる。すなわちその場合、(11)式は大気の流れにそってみた場合、温位 θ が変化しないことを表す。温位を計算する理由は、4.2.2で紹介する不安定場で用いる飽和水蒸気混合比 m_s が、温位と気圧（ここでは π を用いる）の関数であるからである。

流入水蒸気と不安定場との相互作用は Q を通して表現する。すなわち、(11)~(13)式の生成・消滅項に存在する Q は単位体積、単位時間あたりの水蒸気の相変化量であり、この3次元分布をレーダー情報から推定し、さらに予測すれば、大気に相対的な降水強度 r が予測できることになる。したがって、いかに不安定場をモデル化するか、すなわち、いかに不安定場のモデルパラメータと Q の3次元分布との関係を定義するか、さらに

¹ここではわかりやすいように、直交座標系 (x, y, z) で表現したが、4.2.2も含め実際は、 z のかわりに、山岳地形を導入した $s = (z - h)/(H - h)$ を用いている。ここで、 H は解析領域上端の高度、 h は地形の標高である。

いかに3次元レーダー情報から Q の分布を推定し、 Q の分布から不安定場パラメータの分布を推定するかが重要となる。

Q の推定は、3次元レーダー情報をいかに物理根拠のある形で有効に利用するか、とともに次節の不安定場のモデル化とあわせて本予測手法の大きなポイントであるので、改めて5.で紹介する。

4.2.2 不安定場のモデル化と予測

前述したように、メソ擾乱を水蒸気から水分への変換能率のよい移動する場ととらえ、不安定場とよぶことにする。種々の不安定場のモデル化が考えられるが、ここでは、

- ・ 飽和水蒸気量が総観場の気圧および(11)式から得られる温位を用いて算定される値の $(1-\alpha)$ 倍に抑えられる場が移動すると考え、モデル1と同様、移動する α の水平分布によって不安定場を定義する。

とした場合を紹介する。これを、式を用いて Q との関係を用いて表現すると、

$$-\frac{Q}{\rho_0} = \frac{d}{dt}\{(1-\alpha)m_s\} \quad (15)$$

となる。

次に、推定されたパラメータの3次元分布を用いた降雨予測の手順を示す。まず α の3次元分布を予測する。レーダー観測域を通過する間は地形の影響を受けずに構造が変化しないまま通過する場をパラメータ α によって表現するのが目的であったから、その主旨に従って、

$$\alpha(x, y, z, t) = \alpha(x - u_\alpha(t - t_0), y - v_\alpha(t - t_0), z, t_0) \quad (16)$$

によって、 α の3次元分布を予測する。ただし、 t_0 は予測の開始時刻であり、したがって $\alpha(x, y, z, t_0)$ は $Q(x, y, z, t_0)$ から逆推定した α の3次元分布である。また、 (u_α, v_α) は不安定場(α の分布)の平行移流ベクトルである。ここではこのように平行移流で表現したが、それ以外の移流形態を仮定しても、移流モデルを用いた降雨予測手法(椎葉・高棹・中北(1984))において、降雨強度分布をすべてそのまま α の分布に置き換えて同定することができる。

次に、(15)式のモデルの定義に従い、水蒸気相変化量 Q の予測を行なう。すなわち、 α が不定でない場合は、

$$Q(x, y, z, t) = -\rho_0(x, y, z) \frac{d}{dt}\{(1 - \alpha(x, y, z, t))m_s(x, y, z, t)\}, \quad (17)$$

α が不定の領域では

$$Q(x, y, z, t) = 0 \quad (18)$$

によって時刻 t の Q の3次元分布を算定し、この(17)、(18)式と(11)~(14)式を連立させて降雨の予測計算を行なう。

4.2.3 降雨予測結果

まず、図13に、梅雨末期の観測降雨分布を示す。ただし、15km×15km、前後10分内の値を平均して平滑化したものである。図14に、推定した1時間30ごとの不安定場の内、3.5km高度の水平分布を示す。ここでは、不安定場を水蒸気から降水への変換能率の高い場として定義した。図中の値はその変換能率を示す。この分布の時間変動は降雨分布そのものに比べて小さなものとなっており、4.2.2で述べた予測方針の有効性を示している。ただし、以下も含め全ての計算は、水平面内では9km×9kmごとに格子点を配置している。

22時から23時に対して5分毎に算定された不安定場の分布から、その移流ベクトルを同定し、23時を初期時刻として予測計算を行なった結果が図15である。30分先で六甲山付近に発生した雨域が発達しながら大阪湾から京都府南部に移動し、そこで大雨をもたらしている様子が予測されている。さらに、その後も同領域で雨域が発生して(60~90, 120~150分先)、同じように東方に移動している。もちろん、予測可能領域の東進

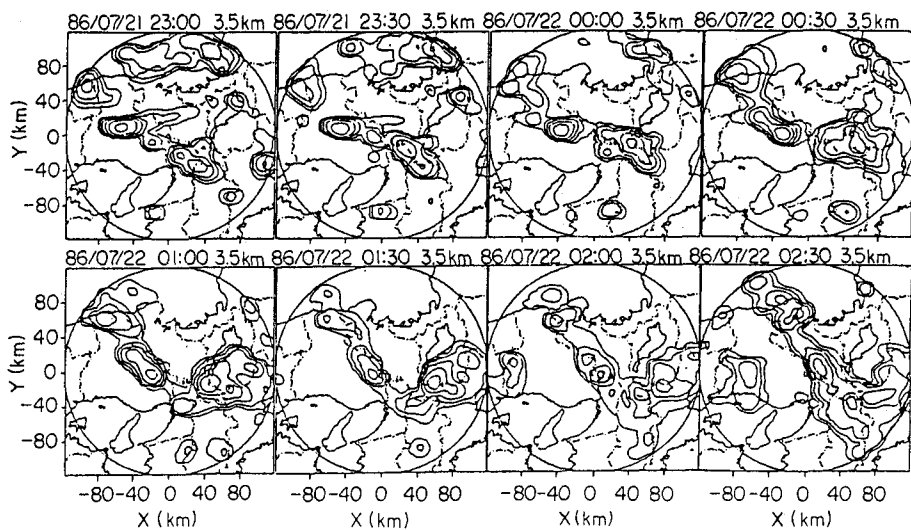


図 13: 梅雨時の観測降雨分布図 (3.5km 高度). 等値線は 1,2,4,8,16,64mm/h

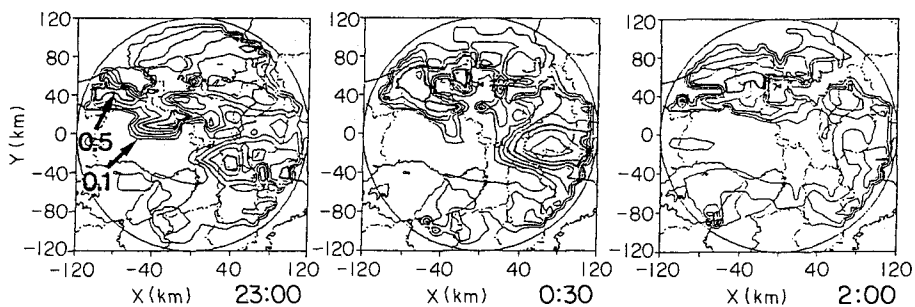


図 14: 同定された不安定場の分布 (3.5km 高度)

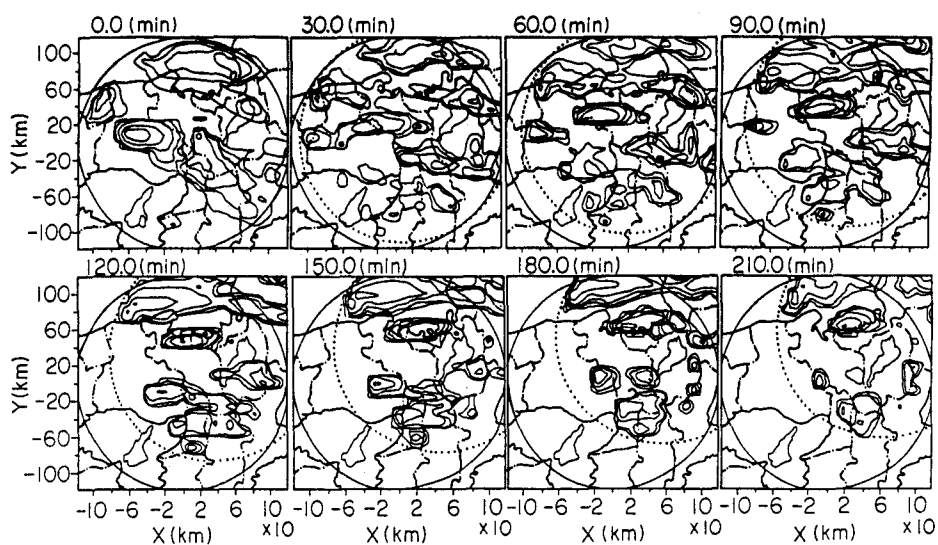


図 15: 予測降雨分布図. 等値線は 1,2,4,8,16,64mm/h

により雨域が欠けてくるものの、兵庫県中央部での雨域の停滞も予測されている。これら2つは予測の大きな目標としていたもので、高水蒸気流入場の中を不安定場を通過させることにより実現したものである。すなわち、観測分布パターンとの単なる比較による良好さという意味ではなく、従来の降雨パターンの時間外挿ではうまく予測できなかった雨域の停滞や発生・発達といった現象が、水収支という観点で捉えた準気象学的・物理的根拠を持った手法によって予測できたということに本予測手法開発の意義がある。

5. 3次元レーダー情報の有効利用

以上のように、レーダー情報を単なる定性的な情報としてだけでなく、定量的な情報としていかに利用して行か否か、工学的立場から逃げて通れない重要な課題である。最後に、本章ではこういった観点から開発されている手法を紹介する。

5.1 水蒸気相変化量の推定

4.2.1で述べた水蒸気相変化量の3次元分布の推定手法を紹介する(中北・椎葉・池淵・高棹(1988a, 1988c, 1989), Nakakita et. al (1990, 1991))。まず、単位体積、単位時間当りに新たに水分となる水蒸気の質量を Q とし、これを単に水蒸気相変化量とよぶことにする。基礎式には、(13)式と同じ、

$$\frac{\partial m_l}{\partial t} + u \frac{\partial m_l}{\partial x} + v \frac{\partial m_l}{\partial y} + w \frac{\partial m_l}{\partial z} = \frac{Q}{\rho} + \frac{\rho_w}{\rho} \frac{\partial r}{\partial z}, \quad (19)$$

を用いる。この(19)式から水蒸気相変化量 Q を推定するためには、他の変数すなわち $r, \rho_l, (u, v, w), \rho$ をあらかじめ推定しておく必要がある。まず r, ρ_l に関しては、2.3で述べた手順によりレーダー反射因子 Z から算定するものとする(厳密には、ブライトバンドおよびそれより上空での r, ρ_l の推定には、2.3で紹介したもに加え別の手順が必要であるが、それらは参考文献に譲る)。ただし建設省のレーダーの場合、電波の波長が6cm程度であるので雲粒などは探知できない。したがって、レーダーデータを用いて推定した Q には、あらたにレーダーで探知できるようになった水滴や、反対に探知できなくなった水滴の質量も含むことになる。しかし、以下これらの質量も含めて水蒸気相変化量とよぶことにする。

一方、 $(u, v, w), \rho$ には、4.2.1(1)で述べた、総観スケールの気圧傾度力、コリオリ力および摩擦力の釣合条件のもとで高層観測データおよび地形データから推定したものをを用いる。この水平風速は、レーダーデータの存在する高度では総観スケールに近いものである。このように、総観スケールの水平風速 (u, v) から連続式を通して鉛直風速 w を推定しても、 (u, v) に比べて1から2オーダー小さな値しか算定されないため、最初から(19)式 w を0として Q を推定する。

以上によって、深山レーダー情報から推定した水蒸気相変化量の水平分布が図16(a)である。これは、図13の23時の降雨強度分布に対応する高度3.5kmの水蒸気相変化量の推定分布である。図中の等値線は、絶対値が $1, 2, 4, 8, 16 \times 10^{-7} [\text{kg}/\text{m}^3 \text{s}]$ について示しており、実線が正值を表し、破線が負値を表す。降雨分布図と比較すればわかるように、対流性降雨群の存在する兵庫県中央部や京都府南部に凝結を意味する強い正值が算定されている。また、兵庫県中央部の強雨域の東方にのびる層状性の降雨域では、蒸発を意味する負値も等値線に現れない程度の大きさで算定されている。

一方、(b)からは下層から流入する水蒸気的重要性が確認される。実線は単位時間、単位体積あたりに2km高度を落下する雨量の時系列を、破線は2km高度から5km高度の間で単位時間当りに新たに水分となった量の推定値の時系列を示したものである。ただし、ともに2.5kmから4.5km高度までの水蒸気相変化量の共通の算定可能水平領域での平均値であるとともに、比較しやすいように両者の単位をそろえてある。狭い範囲での算定結果ではあるものの、強雨時には2km高度から落下する水分量の1/3から1/2の水分が2kmから5kmで生成されているという算定結果である。

以上のように、 Q の推定値の水平分布は、定性的には現象をよく説明づけている。

5.2 大気3次元風速との同時推定

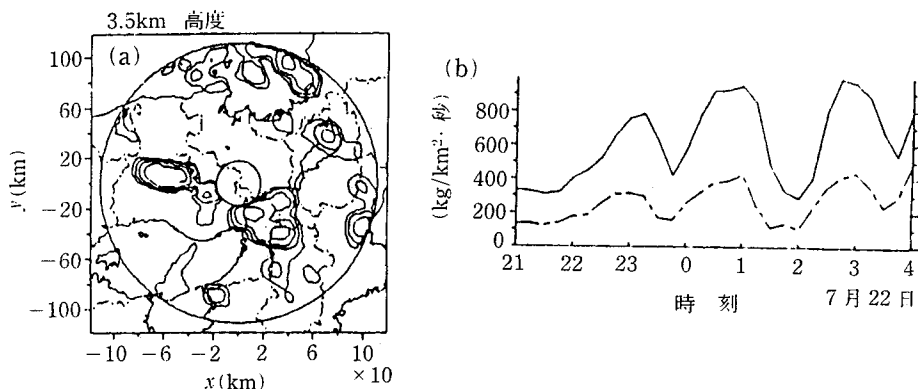


図 16: 推定された水蒸気相変化量 (a): 水平分布, (b): レーダー観測域での平均値の時系 (実線: 2km 高度の降雨強度, 破線: 2km ~ 5km の間の相変化量)

最後に、ドップラーレーダーが利用できない場合、ルーチン観測用 3 次元レーダーによるレーダーエコーの強度分布から大気風速をも同時に推定する手法を紹介する (中北・田中・椎葉・池淵・高棹 (1990), 中北・田中・椎葉・池淵・高棹 (1992), Nakakita et. al (1992b))

本手法では、降水の存在する領域では大気は飽和状態にあるとして、(13) 式に加えて、大気の連続式、偽湿潤断熱過程の式、さらには渦度に関する仮定を用いる。詳細は参考文献に譲る。簡単に意味を紹介すると以下のようなになる。上昇する気塊は、次第に気圧が下がるために断熱膨張し、そのために気温が下がり、飽和水蒸気圧が下がる。その結果、飽和した気塊の中の余分な水蒸気は、上昇するにつれ潜熱を放出して気塊を暖めながら水分へと変化する。このように、過飽和状態の水蒸気が水分に相変化し、放出される潜熱が気塊だけを暖めると仮定した場合の過程を偽湿潤断熱過程という。この相変化量がレーダーによるエコー強度分布から推定されるとすれば大気の鉛直風速成分の鉛直分布が推定され、大気の連続式から水平風速の収発散量分布が推定でき、その結果、渦度に関する仮定から大気の水蒸気も算定することができる。ここでは、渦度に関する仮定として等方水平収束を用いたものを示す。

さて、北海道大学低温科学研究所所有の研究用レーダーによる情報を用いて推定した 3km 高度の算定結果を図 17 に示す。(a) は水平風速の算定結果にレーダーエコーの強度分布図を重ね合わせたもので、ベクトルの長さは時速の 1/10 を表している。(b), (c) はそれぞれ鉛直風速、水蒸気相変化量の算定値を 3 次元的に表示したものである。(b), (c) をみると鉛直風速と水蒸気相変化量の分布形態は全く同じで、上昇流が推定されているところでは水蒸気相変化量は正、すなわち水蒸気が水分に変化しており、下降しているところでは負になっている。これは偽湿潤断熱過程の仮定による。

さらに、図 18 の (a), (b) は、(c) の線 AB 上の鉛直断面内におけるレーダーエコーの強度分布 (等値線は 0, 30, 35, 40, 45, 50, 55 [dBZe]) と風速分布を示したものである。この図より、鉛直方向に延びている強エコー部 (網掛け部分周辺) で下降流が、右側では上昇流がみられる。これはレーダーエコー (図 1) とドップラー速度 (図 2) から推定した本ケースの下層風の状況の模式図である (d) と比べても、現象をよく説明づけている良好な結果である。

さて、ここでは、渦度に関する仮定として等方水平収束を用いたものを示した。しかし、もし 1 台のドップラーレーダーによるドップラー速度の情報も利用可能となるときは、渦度に関する仮定は不要になる (中北・村田・藤吉・池淵 (1994))。2.5 では、2 台のドップラーレーダーを用いれば水平風速分布を推定できるが、しかし、推定が可能なのは 2 つのレーダービームがある角度以上で交わる領域内においてのみであると述べた。すなわち、2 台で観測を行なった場合でも 1 台のレーダーによるドップラー速度しか利用できない広い領域が存在す

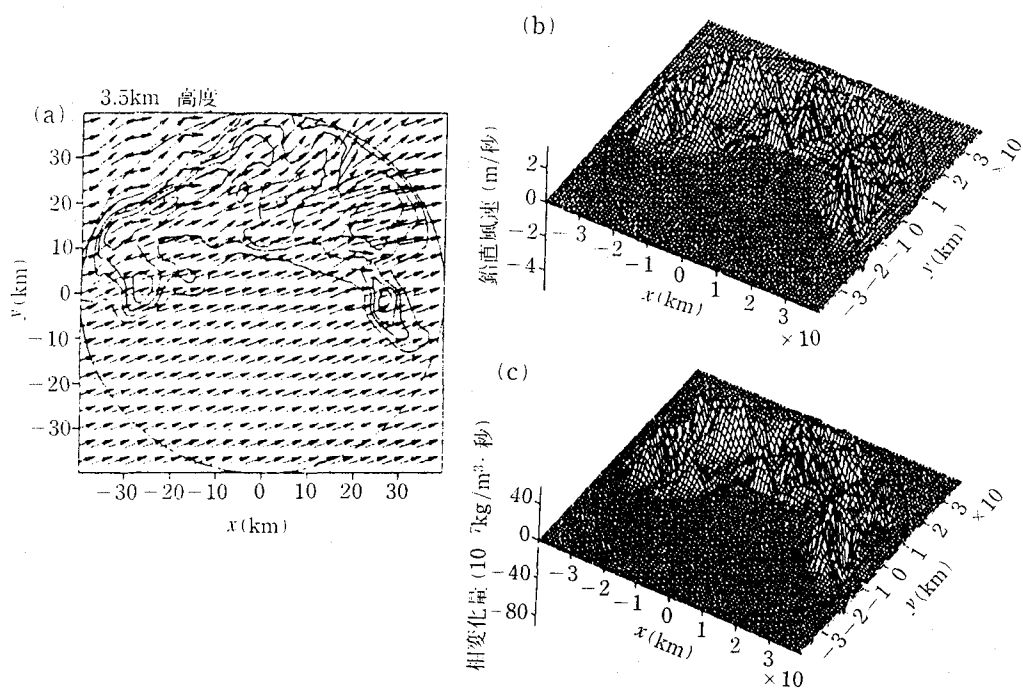


図 17: 水蒸気相変化量と 3 次元風速の同時推定結果

る。ここで紹介した手法の拡張版としてのレーダーエコーと 1 台のドップラー速度の情報を用いた手法は、こういった領域で利用価値があることになる。

6. おわりに

以上、レーダーを用いた降水観測および短時間降雨予測の概要と問題点、さらには 3 次元レーダーを用いて水収支を考慮した短時間降雨予測の概要と予測結果、ならびに 3 次元レーダーのその他の有効利用手法を紹介した。先にも述べたように、レーダー情報を単なる定性的な情報としてだけでなく、このように定量的な情報としていかに利用して行くべきかが、工学的立場からいえば逃げて通れない重要な課題である。

初めに述べたように、水工学の分野においては研究対象系へのインプットである降水に関する情報は、短時間降雨予測や、洪水や渇水対策を目的とした計画画を含めて全ての場合において重要である。したがって、蓄積データを用いた単なるデータ解析にとどまらず、もう一步進んで、物理的根拠をベースにした解析にも入って行くべきである。すなわち、水工学という土台にたった気象学的知識の導入による、水工学と気象学の結合という意味での気象工学（気象制御などに対して従来から用いられてきた意味での気象工学ではない）の確立を、降水に関して推し進めて行く必要がある。

さて、現在、地方自治体のレーダーの導入が進んでいるばかりでなく、既整備のネットワークレーダーも次第にマルチパラメーターレーダーへ更新されて行く可能性がある。すなわち将来、所属官署が異なるとはいえ、観測空間分解能の異なるレーダー群からの情報が同時にわが国で利用可能となった場合、さらにはマルチパラメーターレーダーが導入された場合、本論で示した手法さらには新たな手法がいかに深くあるいは広がった形で、降水量の推定や降雨予測などに役立てることができるようになるかを、今から考えて行く必要がある。また、地方自治体のレーダー群が X バンドレーダーであるが故の減衰効果のために、単独では正確な降水量の推定その

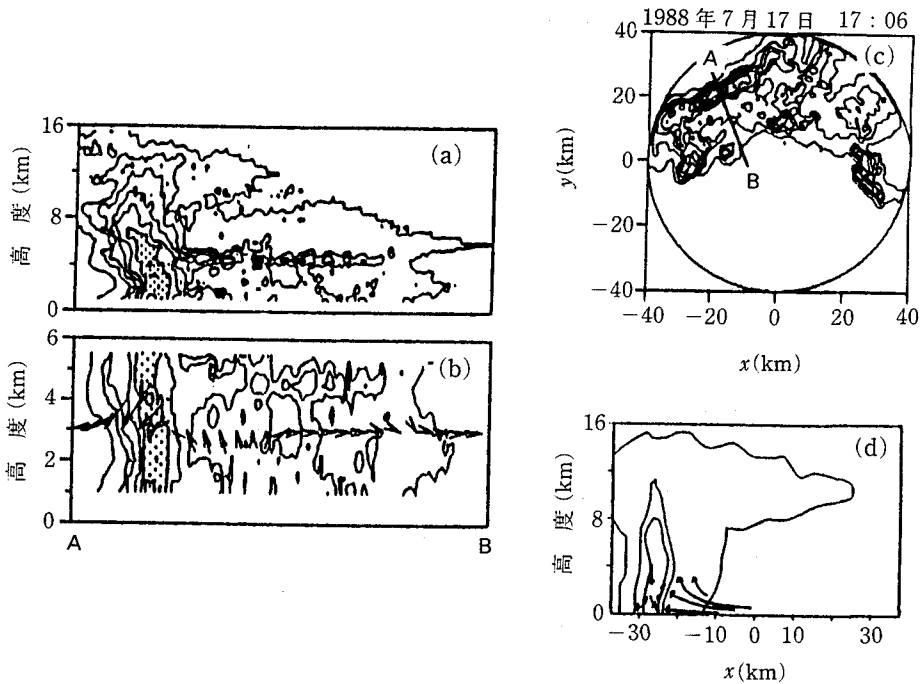


図 18: 鉛直断面内のエコー強度分布と算定した風速分布

ものには若干不利であるかも知れないが、しかし、高観測分解能のオペレーショナルなレーダーであるという特徴や他のレーダーとの並立利用を考慮して行けば、都市化が降水現象に及ぼす影響の実態やメカニズムの解明に利用して行けるとともに、それをベースに雨水排除のオペレーションや計画手法に発展して行ける可能性が多いにある。

また、1990年代後半以降は衛星観測の時代である。既に述べたように、1997年には世界初の衛星レーダーを搭載する TRMM衛星が日米共同で打ち上げられる。他にも、わが国を含め国際的にいくつかの衛星プラットフォーム（多くのセンサーが搭載可能な衛星）の打ち上げが計画されており、そこにもレーダーの搭載の可能性がある。衛星搭載レーダーにより、既に地上でレーダーネットワークが構成されている領域はもちろん、海洋やその他地上レーダーの存在しない領域においても、降水量が観測される。今はやりの地球環境問題はもちろんのこと、防災的観点、水工学的観点から考えた場合でも、本論で述べてきた3次元レーダーの利用手法がグローバルな形で利用して行ける可能性がある。

本論で紹介したレーダー情報は、建設省近畿地方建設局淀川ダム統合管理事務所および名古屋大学大気水圏科学研究所藤吉康志助教授から、気象衛星ひまわりの赤外画像は気象庁気象衛星センター阿部世史之様から、それぞれ研究用としてご提供いただいたものであり、ここに謝意を表する次第であります。また本論は、中北(1992)の一部を割愛するとともに、数式や解説を新たに付け加えたものであることをお断りしておきます。

参 考 文 献

- 小平信彦(1980): 気象レーダーの基礎, 気象レーダー特集, 気象研究ノート, 第139号, pp.1-31.
 椎葉充晴・高棹琢馬・中北英一(1984): 移流モデルによる短時間降雨予測手法の検討, 第28回水理講演会論文集, pp.349-354.

- 竹村行雄(1987): 雨の短時間予報, 天気, Vol.34, pp.229-238. 立平良三・牧野義久(1974): デジタル化されたエコーパターンの予測への利用, 研究時報, Vol.26, pp.188-199.
- 立平良三(1980): レーダーによる雨量測定と短時間予報、気象レーダー特集, 気象研究ノート, 第139号, pp.79-108.
- 中北英一(1992): 3次元レーダーで探る降水現象, 地球環境流体力学, 日本流体力学会編, 朝倉書店, pp.27-57.
- 中北英一・澤田典靖・川崎隆行・池淵周一・高棹琢馬(1992): 不安定場モデルをベースにした3次元レーダー情報による短時間降雨予測手法, 京都大学防災研究所年報, 第35号B-2, pp.483-507.
- 中北英一・椎葉充晴・池淵周一・高棹琢馬(1988a): 3次元レーダー雨量計情報の利用に関する基礎的研究(II), 京都大学防災研究所年報, 第32号B-2, pp.231-240.
- 中北英一・椎葉充晴・池淵周一・高棹琢馬(1988b): 3次元レーダー雨量計情報の可視化, 土木学会論文集, 第393号/II-9, pp.161-169.
- 中北英一・椎葉充晴・池淵周一・高棹琢馬(1988c): 3次元レーダー雨量計情報を用いた水蒸気相変化量推定の試み, 水文・水資源学会1988年研究発表会要旨集, pp.210-213.
- 中北英一・椎葉充晴・池淵周一・高棹琢馬(1989): 3次元レーダー雨量計情報の利用に関する基礎的研究(III), 京都大学防災研究所年報, 第32号B-2, pp.351-361.
- 中北英一・椎葉充晴・池淵周一・高棹琢馬(1990): 3次元レーダー情報を利用した降雨予測手法の開発, 水工学論文集, 第34巻, pp.91-96.
- 中北英一・田中 実・椎葉充晴・池淵周一・高棹琢馬(1990): 3次元レーダー情報を用いた水蒸気相変化量と3次元風速場の同時推定の試み, 水文・水資源学会1990年研究発表会要旨集, pp.82-85.
- 中北英一・田中 実・椎葉充晴・池淵周一・高棹琢馬(1992): 3次元レーダーエコー強度情報を用いた水蒸気相変化量と大気3次元風速の同時推定手法、水工学論文集, 第36巻, pp.483-488.
- 中北英一・筒井雅行・池淵周一・高棹琢馬(1987): 3次元レーダー雨量計情報の利用に関する基礎的研究, 京都大学防災研究所年報, 第30号B-2, pp.265-282.
- 中北英一・筒井雅行・池淵周一・高棹琢馬(1988): 降雨分布特性の気象力学的解析, 第32回水理講演会論文集, pp.13-18.
- 中北英一・村田 啓・池淵周一・高棹琢馬(1989): 不安定場のモデル化と降雨分布の再現, 京都大学防災研究所年報, 第32号B-2, pp.337-350.
- 中北英一・村田憲泰・藤吉康志・池淵周一(1994): 1台のドップラーレーダーによるエコー強度およびドップラー速度情報を用いた3次元風速推定手法の開発, 京都大学防災研究所年報, 第37号B-2, (印刷中).
- 中北英一・山浦克仁・椎葉充晴・池淵周一・高棹琢馬(1990): 3次元レーダー情報を用い降雨生起場の推定と短時間降雨予測手法の開発, 京都大学防災研究所年報, 第33号B-2, pp.193-121
- 吉野文雄・水野雅光・齋 朝夫(1987): 雨域追跡法による短時間降雨予測の精度, 第31回水理講演会論文集, pp.209-214.
- 吉野文雄・水野雅光・水野秀幸・五十嵐久敬(1988): 二重偏波・ドップラーレーダーによる降水観測について, 第32回水理講演会論文集, pp.383-388.
- Battan, L. J. (1973): Radar Observation of Atmosphere, The University of Chicago Press.
- Collier, C. G. (1989): Applications of Weather Radar —A Guide to Uses of Radar Data in Meteorology and Hydrology, Ellis Horwood.
- Diviak R. J. and D. S. Zrnić (1984): Doppler Radar and Weather Observation, Academic Press.
- Fukao, S. et. al (1985): Direct Measurement of Air and Precipitation Particle Motion by Very High Frequency Doppler Radar, Nature, Vol.316, No. 6030, pp.712-714.
- Marshall, J. S., and W. Palmer (1948): The Distribution of Raindrops with size. J. Meteorol., Vol.5, pp.165-166.
- Nakakita, E., M. Shiiba, S. Ikebuchi and T. Takasao (1991): Advanced Use into Rainfall Prediction of Three-Dimensionally Scanning Radar, Stochastic Hydrology and Hydraulics, Vol.4, No.2, pp.135-130.
- Nakakita, E., M. Shiiba, S. Ikebuchi and T. Takasao (1991): Advanced Use into Rainfall Prediction of Three-Dimensionally Scanning Radar, Hydrological Application of Weather Radar, edited by I. C. Cluckie and C. G. Collier, Ellis Horwood, pp.391-408.
- Nakakita, E., S. Ikebuchi, N. Sawada, M. Shiiba, and T. Takasao (1992a): A Short-term Rainfall Prediction Method Using Reflectivity Detected by Three-dimensionally Scanning Radar, Proc. of 2nd Int. Symp. on Hydrological Application of Weather Radar, F1(10pages).
- Nakakita, E., S. Ikebuchi, M. Tanaka, M. Shiiba, and T. Takasao (1992b): Estimation of Three-dimensional Wind Velocity and Conversion Rate of Water Vapor Using Reflectivity Detected by Three-dimensionally Scanning Radar, Proc. of 2nd Int. Symp. on Hydrological Application of Weather Radar, C4(10pages).
- Ogura, Y. and T. Takahashi (1971): Numerical Simulation of the Life Cycle of Thunder Storm Cell, Mon. Wea. Rev., Vol.99, pp.895-911.