

研究展望

REVIEW

研究展望

レーダ水文学の発展と課題—レーダによる降水強度の定量観測を中心として—

ADVANCEMENT AND PERSPECTIVE OF RADAR HYDROLOGY, especially on the rainfall observation by radar

吉野文雄

Fumio YOSHINO

正会員 工博 (財)河川情報センター 研究第一部長
(〒102 千代田区麴町1-3 麴町平岡ビル)

Key Words: radar hydrology, precipitation measurement, multi-parameter radar, radar raingauge

1. ま え が き

1970年代になって、電子工学の目ざましい発展はレーダによる降水現象の観測を広範に可能な状況をもたらした。それまでは気象学の研究用の機械であったレーダが、電子計算機の飛躍的な能力向上とともに、降水現象の観測値を提供する手段として気象学のみならず水文学の分野でも活用されるようになった。このためレーダ技術者と気象学や水文学の研究者の協力が必要とされるようになってきている。この小論では筆者が過去に携わってきたレーダによる降水観測とその水文学への応用に関する研究を中心に発展過程をレビューし、今後の研究分野について要約してみたい。なお既に土木学会論文集 No. 351/II-2に「レーダ雨量計の実用化への開発」として木下論文が発表されているので、この論文では主に1980年代以後のレーダ研究の課題を取り上げ、重複する部分は出来るだけ避ける方向を目指した。

本論文のタイトルを「レーダ水文学の発展と課題」としているが、「レーダ水文学」という用語は造語である。またその内容も確定しているものではない。かつこのような用語が適切か否かは研究者の個々の考えや研究対象の発展に依存するものであることをお断りしておきたい。レーダ気象学「Radar Meteorology」は古くから使用され、「レーダ気象学会議」もすでに40年以上の歴史がある。気象現象を調べるには広域の探査が必要であり、かつ気象学の対象が大気運動や大気水象の観測に密接に関わっていること、したがって、レーダによる観測が非常に有効な分野であったこと、等に、このような分野が確立されてきたものと思う。

水文学の立場から見るとレーダの活用は主に水文モデルの入力情報である降水量の観測が中心になるので、レーダ水文学「Radar Hydrology」といっても、その重

みはレーダ気象学でいうほどの地位は持ち得ない。しかしながら昨今の計測技術の発展と電子技術の進歩は、各種の水文要素の面的な分布状態の観測を可能にしてきている。例えば水文循環の一要素である土壌水分の計測にはマイクロ波を用いた計測技術の進展が見られているし、人工衛星からの水文諸量の計測技術も進展してきている。これらの計測には通常、レーダ技術が使用される。また地上観測でも河川の流速の観測に電波流速計や、超音波ドップラープロファイラー等の活用が測られる状況になってきている。このような電磁波や音波等を用いた計測とその結果を水文解析に応用する分野としても、解析モデルへの入力値が空間的に分布するものを扱う必要から、分布パラメータモデルの研究が急速に進展してきている。このような解析技術も含めて考えると、ここでの「レーダ水文学」の実態も少しずつ形をなしてきている状況であろうと考えて、このような表題を付した。なお欧米の文献にはレーダ気象研究の40年を記念して出版された「Radar in Meteorology」の「第29章降水観測と水文学」に「Radar Hydrology」という用語が出現していることを触れておきたい。

2. レーダによる降雨量の観測の歴史概観

最初のマイクロ波レーダの開発から現在までには約50年の歴史がある。1930年代に電磁波による物体の探査についての研究開発が進められていたが、降水現象の観測は英国で開発されたマグネトロンの利用により初めて可能になった。Atlas (1990) は、「レーダで初めて降雨エコーが観測されたのは1941年2月20日英国海岸で10 cm レーダでシャワーが観測された。しかしながら最初の公式的な気象エコーの観測は米国において Bent の論文まで発表されていない」と報告している。

一方、マイクロ波レーダの開発は電磁波の水滴による

散乱や吸収の理論研究を刺激した。電磁波の散乱理論についてはすでに Rayleigh (1871) や Mie (1908), Gans (1912) の散乱理論が発表されていた。この理論を基に Ryde は 1941 年から 1946 年にかけて cm の波長帯の電磁波による大気中の水滴や霧、電等によるエコー強度と減衰の計算を行った。この Ryde の研究がレーダ気象学の基礎を築くことになった。先述の Atlas (1990) によれば、「Ryde の計算結果は現在のものと単位が異なっているが、若干の修正を施せば $Z-R$ (Z ; レーダ反射因子, R ; 降雨強度) 関係として

$$Z = 320 \cdot R^{1.44}$$

の結果が得られる。この結果はその後の Wexler と Atlas (1963) による結果、および Joss 等 (1970) の結果と実質的にほぼ同じ関係である。つまり最初の $Z-R$ 関係は Ryde により提示されていたのである。また減衰についての計算も降雨強度と波長の関係として Ryde は提示しており、これは後の研究とほとんど同じ結果である」と述べて、Ryde の研究の成果を高く評価している。

1947 年 3 月第 1 回レーダ気象学会議が MIT でもたれた。この時点ではすでに米国において定量的な降雨の観測が進められていた。Marshall 等 (1947) は Z と R の関係を研究し、有名な

$$Z = 200 \cdot R^{1.6}$$

を示している。また水滴の粒径分布を示す Marshall-Palmer の式を提案している。

この Marshall 等の研究は気象学界に強いインパクトを与えた。その後この分野の研究が多数進められてきた。Atlas 等 (1957), Fujiwara (1960, 1965), Imai (1960) 等の論文で $Z-R$ 関係は降雨のタイプにより異なることが明らかにされてきた。

Atlas と Chmela (1957) は $Z-R$ 関係の変動を降雨パラメータ図により説明する方法を提案した。この図は 4 パラメータ、すなわち Z , R , W (含水量) と仮定された粒径分布の形状から決まる D_0 (中央粒径), を用いたものである。約 20 年後に Ulbrich と Atlas (1975, 1978) はこの結果を更に発展させて、降雨パラメータを決定するには 2 パラメータの粒径分布 (例えば $M-P$ 分布) では 2 つの離れた地点での観測値が必要であること、これらのパラメータ以外にマイクロ波の減衰量と吸光率、反射因子差、をも含めて、これらの観測値による降雨強度の計測精度の改善効果を計算した。これらの研究が偏波レーダによる諸研究につながっている。

一方、小平によってスウェーブインテグレーションが開発され (Kodaira, 1959) た結果、面積雨量の観測が容易になった。Wilson と Brandes (1979) は校正用の地上雨量計を用いたときの面積雨量について整理した。このようにデジタルレーダの開発以前でマルチパラメータレーダの研究以前までに降雨量についての定量観測の研

究が広範に実施されてきた。

3. レーダによる降水観測

(1) レーダによる降水観測の原理

レーダによる降雨の観測原理は多数の成書に記載されているので詳細は省略する。レーダによる送信波は大気中の水滴による散乱を受ける。この事実はレーダの開発当初から認められていたことは先述したとおりである。散乱波のうち後方に散乱されたものが同じアンテナに捉えられる。この後方散乱受信電力はレーダシステムの諸定数による変換を受けて、最終的には単位体積当たりの後方散乱断面積, η , と関係づけられる。降水粒子の散乱断面積は、その直径 D が波長に対し十分小さいときには Rayleigh 散乱で表され、直径 D の 6 乗を水滴の個数について総和したもので表現される。これを、レーダ反射因子, Z , とよぶ。通常はレーダによる受信電力から求められる反射因子は厳密には上述の定義どおりのものではないので、等価反射因子として Z_e と表されることが多い。レーダにより計測されている量が Z_e であって、降雨強度 R でないことに注意する必要がある。このため Z_e と R の間にある関係を調べて、降雨強度に変換する。さらに電磁波の減衰を考慮して最終なレーダ方程式が定義されている。

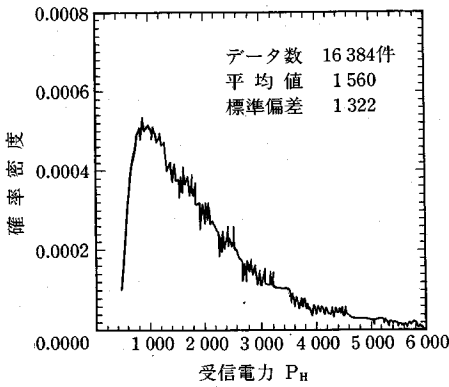
一方、降雨強度は大気中の水滴の粒径分布と落下速度から次式で表現できる。

$$R = 3.6 \times 10^{-3} (4/3) \pi \int_0^{D_{\max}} (D/2)^3 N(D) V(D) dD \dots\dots\dots (1)$$

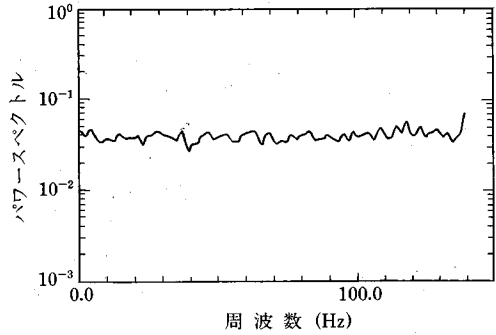
この式中、落下速度 $V(D)$ は静止した気体中では粒径の関数で表されることが知られているので、水滴の粒径分布 $N(D)$ が判れば降雨強度が求められることになる。降雨強度はこのように、水滴の粒径分布とその落下速度の積を積分して求められるものであるが、通常のレーダはこの関係の代わりに Z_e を計測しているのである。したがって、降雨強度の観測精度を向上させ、原理に適合した観測方法をとるため、後に述べる偏波レーダやドップラーレーダの開発が行われてきた。

(2) レーダによる受信信号の統計的特性と信号処理

パルス毎のレーダ受信信号はランダムに変動する雑音信号であるため、平均を取らないと正確な反射強度を測定できない。以下にパルス信号の特性と受信信号の平均化についての考察を加えるとともに、信号の平均に伴う観測誤差について検討する。通常のデジタルレーダではさらにパルスヒット数のみならず散乱体からの反射電力をアンテナを回転しながら測定する。毎分 5~10 回転してその間の受信信号を積分する方法がとられるが、近年、レーダの高度な運用に伴い、反射強度を積算する時間が制限される傾向にある。この積分時間の観測値に与える



図一 降雨エコーの受信電力の確率密度分布 (土木研究所, 1990)
観測日時: 1989年7月2日2時52分
仰角3°, 方位角20°, 観測地: 久留米



図一(a) 降雨エコー信号の周波数解析図 (土木研究所, 1990)
(σ_v が大きな場合)
観測日時: 1989年6月24日8時59分
仰角3°, 方位角228°, 観測地: 久留米

誤差の評価についても検討する。

a) 降水エコーの統計的特性

レーダビーム内には多数の降水粒子が存在し、降水粒子は相互に不規則に運動しているため、各降水粒子からの反射電力の和である受信電力はパルス毎に変動する。通常、降水エコーの検波後の受信電圧の変動値がとる確率分布はレイリー分布で表される。したがって、受信電力の分布は指数分布により表され、 n データ平均後の確率分布は次式で表される (小平, 立平, 1972)。

$$W_n(P_n) = \left(\frac{n}{\bar{P}}\right)^n \exp\left(-\frac{nP_n}{\bar{P}}\right) \frac{P_n^{n-1}}{(n-1)!} \dots\dots\dots (2)$$

ただし、 \bar{P} は平均受信電力、である。

この式から、 n データ平均後の受信電力の分散 $Var(Dn)$ は、

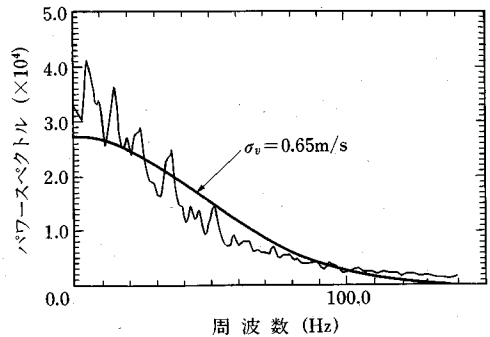
$$Var(P_n) = \int_0^\infty P_n^2 W(P_n) dP_n - \bar{P}^2 = \frac{1}{n} \bar{P}^2 \dots\dots\dots (3)$$

で与えられる。

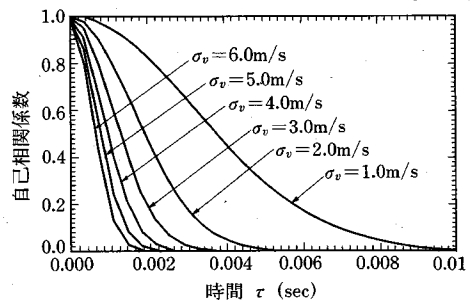
実際の観測により得られた受信電力の確率密度分布図を図一に示す (土木研究所, 1990)。

b) 降水エコーの時間変動特性

降水エコーの不規則な変動はレーダビーム内の降水粒子の運動に由来するものであり、降水エコーの時間変動特性は降水粒子の運動を考慮することにより得ることができる。降水粒子がレーダビーム方向にある速度で運動しており、多数の降水粒子を考えた場合にその速度に広がりがあるとすると、ノンコヒーレントレーダにおいては、検波後の受信電力の変動スペクトルは、降水粒子相互の相対的な速度によって生じるドップラー速度の広がりによって表される。DNDレーダにより観測された受信電力の変動スペクトルを図二に示す。(a) はドップラー速度幅 σ_v が広く、ほとんど白色雑音と同様のスペクトルとなっている。(b) はドップラー速度幅が小さ



図一(b) 降雨エコー信号の周波数解析図 (土木研究所, 1990)
(σ_v が小さい場合)
観測日時: 1989年1月20日16時31分
仰角5°, 方位角31°, 観測地: 富山

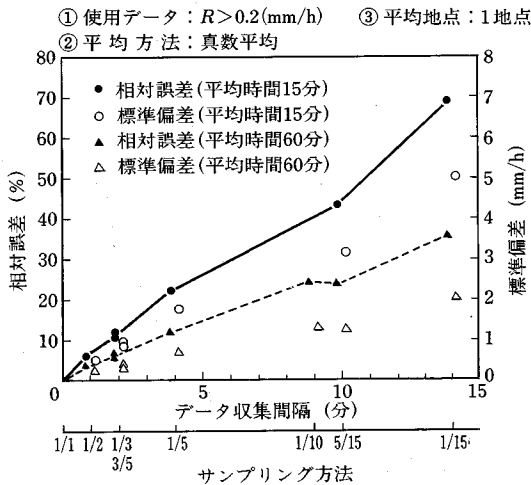


図三 ドップラー速度幅 σ_v と自己相関係数 $\rho(\tau)$ の関係 (土木研究所, 1990)。ただし、 $\lambda=0.057$ m

い場合の例で、そのスペクトル分布はほぼガウス分布形をしている。なお、図中には $\sigma_v=0.65$ m/s のガウス分布を示してある。

降水エコーの変動スペクトルを Gauss 分布と仮定した場合、受信電力の自己相関関数は次式で表される (R. J. Doviak, D. S. Zrnice, 1984)。

$$|\rho(\tau)|^2 = \exp\left(\frac{-16\pi^2\sigma_v^2\tau^2}{\lambda^2}\right) \dots\dots\dots (4)$$



図—4 サンプルング方法と降水強度の測定誤差の関係 (土木研究所, 1988)

ただし、 σ_v はドップラー速度幅、 λ は送信波長を表す。この式で求めたドップラー速度幅と受信電力の自己相関係数との関係を図—3 に示す。DND レーダではパルス間隔が 3.57 ms であり、この図から σ_v が 3 m/s 以上ではほとんどパルス間の相関がなくなることがわかる。 σ_v は、層状性の降雨または降雪時には 1 m/s、対流性の降雨では 10 m/s で、平均的には 4 m/s 程度であるといわれている (D. Sirmans, J. T. Dooley, 1986)。したがって、降水状況によっては受信電力はパルス間でかなり高い相関を示す場合があると推定される。

後に述べるマルチパラメータレーダではさらに、測定するパラメータの精度を評価しておく必要もある。例えば直交二偏波レーダでは、降雨量を 10% の精度で観測するためには、0.1 dB の精度で ZDR (水平偏波と垂直偏波による受信電力の比のデシベル値) を求める必要がある。ところが、上記に述べたように、降水エコーからの受信電力はパルス毎に変動しているため、正しい ZDR を得るには多数のデータを平均する必要がある。式 (3) に示すように受信電力がパルス毎に独立である場合には、その分散は n 個のデータの平均により $1/n$ となる。しかし、降水エコーからの受信電力はパルス間で相関があり、その影響を考慮した上で n 個のデータを平均した後の ZDR の測定精度について検討を行う必要がある。一方、受信電力がパルス間で有意な相関をもつ場合には、 n データ平均後の受信電力の変動は無相関時より大きくなり、また、実際の観測データからも降水状況によっては高い相関をもつ場合があることが報告されている (吉野・水野・水野, 1989)。

このように、レーダによるエコーの観測値はパルス毎に非常な変動 (毎秒 280 パルスのデータでは反射因子で 6 dB~10 dB 程度である。土木研究所, 1988) を示す

ので、データ処理の研究が必要となる。このことは計測値の持つ意味を理解する上で非常に重要であり、新しい計測技術に付随する研究の必要な事項といえる。

c) サンプルング方法が降水観測値に与える影響

以上の検討では強度値を算出するためのパルスヒット数を問題にしているが、ここではレーダの運用方法による強度算出上の誤差を論ずる。降水現象は非常に周期の短い変動成分を含むため、5 分間雨量や 1 時間雨量を算出するとき、全 5 分間あるいは全 1 時間の積分が行えれば問題はないが、スキャン法によってはその内の数分の値で代用させることが行われる。図—4 は 6 時間にわたって連続観測された観測値を用いて、データを間引くことによる影響を調べた結果である (土木研究所, 1988)。この例によれば 5 分のうち 1 分の観測値を用いて 60 分雨量を算出する (すなわち 60 分中の等間隔で 12 分間の観測値による) 場合、約 10% 程度の相対誤差を生ずること、15 分雨量の算出の場合では約 20% の相対誤差を生ずることが判断される。これは降水現象の時間変動性に依存することから一般的な評価は困難であるが、少なくとも 5 分間のうち 1 分間の計測を実施しておく必要がある。

(3) クラッター処理

レーダによる降雨観測の弱点の一つは地形反射 (クラッター) と雨滴からの反射の重畳による問題である。我が国のような山岳の多いところでは特に問題となる。従来は晴天時のクラッターマップを用意しておいて、降雨時のエコー強度から減算していたが (LOG 減算法)、近年 MTI 方式で処理することが一般になった。この方法は地形のような静止物体からの反射と雨域のような移動対象からの反射エコーに生ずる周波数特性の差を用いて、フィルターにより周波数の高い成分を抽出する方法である。LOG 減算法の欠点はクラッターが常に一定であるのではなく、時間的、季節的な変動をすることにある (石崎他, 1986)。MTI 法はこの欠点を補うものであるが、振幅信号の変動を除去するとき、反射強度の強い近距離領域で信号の自己相関による出力低下を生じ、レーダから 30~40 km 以内の近距離で降雨強度を少なく観測することが認められている (図—6 参照)。また降雨エコーにクラッターが重畳した場合は受信波の確率密度分布が Rayleigh 分布から Gauss 分布に変化する。すなわち、クラッター成分がゼロの時は Rayleigh 分布となり、クラッター成分が降雨エコーより十分大きいときは Gauss 分布になる。受信電力の降雨エコーに対する電力比は降雨エコーとクラッターの強度の比率により 3.67 dB の幅で変動することが知られている。このため合成されたエコーをフィルターを通して交流成分を抽出して降雨エコーの電力を求めるには、この降雨エコーと地形エコーの比率に対する電力比の関係を常に監視して

おく必要があることになる。実用的にはこの関係を一定として処理しているが、クラッター領域の降雨エコー強度は、フィルターを通すことによって、最大で±1.8 dB 程度の誤差を持つことになる。したがって MTI 法でもクラッターが降雨エコーより十分大きな領域を除き、本質的には LOG 減算法と同様な問題を含んでいることになる。本質的な解決法はクラッターと降雨エコーを完全に分離できる方法の開発を必要とする。

この問題の解決法としてコヒーレントドップラーレーダ技術の応用も研究されてきている。増幅型送信機を用いたコヒーレントレーダで、FFT 処理を行って周波数領域で直接クラッターを抑圧することが考えられる。このようなコヒーレントレーダの研究は緒に付いたばかりであるが、デジタルシグナルプロセッサの開発も進められており、将来の発展に期待したい。

4. レーダによる降水量の観測特性

(1) 受信電力の降雨強度への変換 (Z-R 関係)

レーダによる降水強度の観測は Z-R 関係に依存する。この関係は一般に降水現象の成因に依存することが Fujiwara (1965) により指摘され、広い範囲 ($Z=BR^\beta$ の関係式で $B=80\sim 1000$, $\beta=1\sim 2$) に分布する関係であることが知られている。

Z-R 関係を表す B, β を決める方法は降水観測の精度にも影響する。この定数を決める方法は大きく分けて 2 種類に分類される。一つは雨滴の粒径分布とその落下速度を与えて同定する気象学的方法であり、他はレーダ反射因子 Z_e と地上観測雨量 R の複数組のデータにより最適パラメータを同定する統計学的方法である。

レーダは広域的な反射因子を計測するが、対比すべき地上での雨量は一般に地点雨量である。したがって地点のゲージ雨量とレーダによる解像空間内の反射因子とを直接比較して Z-R 関係を定めることは問題があるので、ある空間領域の面積雨量とその空間の反射因子を用いて、Z-R 関係を求める方法が石崎等 (1984) により研究された。このようにして決められたレーダ定数を用いてレーダ雨量の精度評価を行った結果、ゲージ雨量とレーダ雨量の相関は 0.7~0.8、二乗誤差は 0.7~1.3 mm/h、程度であった。

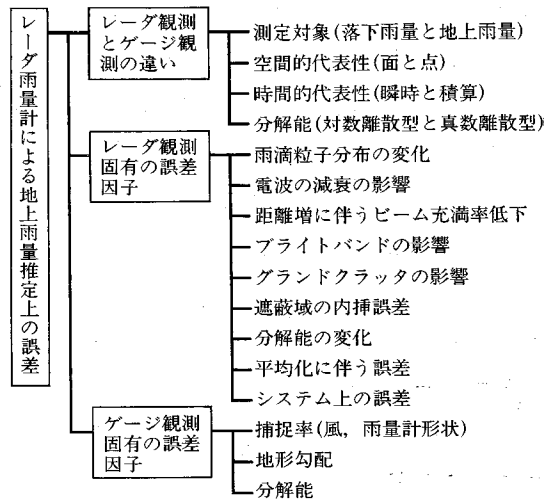
レーダ雨量の換算定数は本来精度の明らかな面積雨量を用いて、当該地域上の受信電力の積算値と比較して、Z-R 関係を定める方が原理的に正しいと思われるが、このような観測網が全ての場合に用意できていないこと、かつ既存のテレメータ雨量計が約 100 km² に 1 か所程度あり、かなり高密度であること、降雨事例毎の Z-R 関係の変動が大きいこと、等を勘案して、実務的には地上のゲージ雨量とその含まれる上空のレーダ受信電力による Z_e との対比から、決められている。

表一 同定されたパラメータの違いによる降水量の推定誤差 (虫明, 沖, 1993)

同定手法	総降水量比					
	全降雨共通 B, β			降雨別 B, β		
	I	II	III	I	II	III
対数線形回帰	0.473	0.035	1.322	0.703	0.208	1.654
層別平均値法	0.528	0.048	1.455	0.771	0.225	1.840
重み付き線形回帰	0.576	0.030	1.600	0.825	0.969	1.439
重み付き層別平均値法	0.558	0.033	1.563	0.835	0.770	1.572
非線形回帰	0.796	0.045	2.170	1.027	0.608	2.071

総降水量比が 1.0 に近い方が良い。I, II, III は誤差評価をするデータを降水強度別にわけたものである。

- I 全データによる誤差評価
- II 降水強度 20 [mm/h] 以上の降水強度についてののみ評価
- III 逆に 2 [mm/h] 以下の降水強度についてののみ誤差評価



図一5 レーダ雨量とゲージ雨量を比較する場合の誤差の構造 (吉野等, 1989)

ゲージ雨量とレーダ反射因子を用いて Z-R 関係を統計学的方法で決定する場合については、虫明, 沖(1993) による詳細な研究がある。彼等は複数の Z と R の観測値の組を線型、非線型の回帰法で分析し、各手法の特性を明らかにした。通常 Z-R 関係は対数線型回帰法や層別平均値法で決定されているが、この場合対数値での二乗誤差を最小にしている。このため真数値での誤差が降雨強度の大きい場合と小さい場合で同等の重みで評価されるため、真値に対する比の精度はよいが、誤差や標準偏差の精度は期待できない。虫明, 沖 (1993) はこの欠点を補う方法として重み付き線型回帰法や非線型回帰法が有利であること、その場合でもデータ数への重み付けと誤差への重み付けでは評価指標により意味が異なるので使用目的による選択を行うべきこと、等を結論している。

降雨換算定数 B, β は降雨の成因等により降雨例毎に

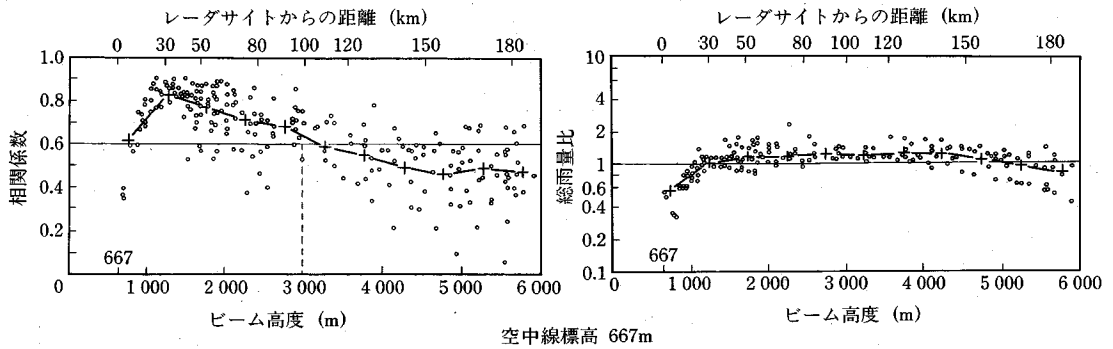


図-6 ビーム高度と精度 (山口等, 1993).
(宝達山レーダ, MTI, 1991年)

異なること、実用レーダの観測値が5分から10分雨量であるのに対し、地上雨量計の観測値は通常1時間積算値であること、等の問題がある。表-1は虫明、沖(1993)による同定されたパラメータの違いによる降水量の推定誤差についての結果を示している。この例はピンネシリレーダの1988年から1989年にかけての9降雨のデータを用いて、全体で同定した場合の誤差と、降雨例毎に最適値を同定して求めた場合の誤差の違いを5種類の同定手法に対して見たものである。この結果によれば明らかに各降雨例毎に定数を最適化すると精度の改善が顕著であること、手法の違いは先述したように非線型回帰が相対的によい結果を与えること、を示している。このため、後に述べるレーダ雨量の実時間調整法が開発されてきた。

(2) 観測精度への影響因子と精度の評価

観測の精度を論じる場合に重要なことは何を真の値と考えるか、言い替えれば何を求めたいのかという立場によって、評価が異なることである。レーダによる観測はビーム内の大気中に含まれている雨滴の総量を観測しているわけであるが、水文学上からは地表に降る雨量を求めることが重要である。ここでは地上におかれた雨量計によるゲージ雨量と比較したときのレーダ雨量の誤差の構造を検討してみる。図-5はレーダ雨量とゲージ雨量の比較のときの誤差の考え方をまとめたものである(吉野等, 1989)。このように関連する因子は多数あるが、因子を個々に評価することは不可能なため、一般にゲージ雨量とレーダ雨量の対比による評価が行われることが多い。このような評価の結果は多数の論文で見られるとおりであり、ここにはこれ以上立ち入らないことにする。

レーダ雨量には、レーダからの距離(通常は観測高度と関係する)や、山岳による遮蔽の影響、積分時間の影響(前項参照)、クラッターの影響、等の精度に影響する因子がある。図-6は河川情報センターが調査したレーダからの距離(観測高度)に対する降雨量の依存性を示す一例である(山口等, 1993)。

レーダによる降雨観測の対象は降水粒子群である。レーダビームが降水粒子群で充満された状態で観測されることが先述のレーダ方程式の仮定になっている。通常のレーダ雨量計ではCバンドの波長帯でビーム幅1.2度が用いられる。また地形反射を避けるため0.5度~1.5度程度上空を向けたビームでスキャンすることが多い。このため、120kmの遠方ではビームの広がり約2500m程度で、かつビームの中心高度も5~6kmの上空を見ることになる。このため、レーダビームが雨雲より上空を捉えているような場合には、ビーム充満率の不足による精度の低下が考えられる。また反射因子は鉛直方向に一様ではなく、気温の影響もあって垂直構造を持つ。例えば、気温0度の高度付近では反射因子の大きな部分があること(ブライツバンドと呼ばれ、氷晶の融解による散乱断面積の増大によるものである)が知られている。層状性の降水では写真-1、および写真-2に示すようにレーダから等距離の、等高度面で見られる(土木研究所, 1990)。

これまでのレーダ雨量計による観測実績から、「ビーム中心高度が標高3000m以下であれば地上雨量とレーダ雨量の間に比較的よい相関関係がある」ことが確認されている(山口等, 1993)。山口等(1993)は気象庁レーダによる九州地方の降水エコー頂の月変化を調べ、降水エコーが存在する高度は最低で3000m程度で、夏期においては10000m以上になっていることを示した。この傾向は地域で若干異なるが、ビーム中心高度を3000m以下にすることが妥当であることを示す一例である。

さらに山岳等によるビームの遮蔽がその背後の領域の観測に影響を与える。ビームの体積の減少は見掛け上ビーム充満率の不足を示し結果的に雨量を少なく見積もることになる。この現象に対して遮蔽補正を施して観測精度を上げることが採られる(山口等, 1993)。図-7は宝達山レーダの遮蔽率と観測精度の関係をゲージ雨量とレーダ雨量の総雨量比の関係で示す。これによれば遮蔽補正をしない場合の比は電力遮蔽率に比例して低下し

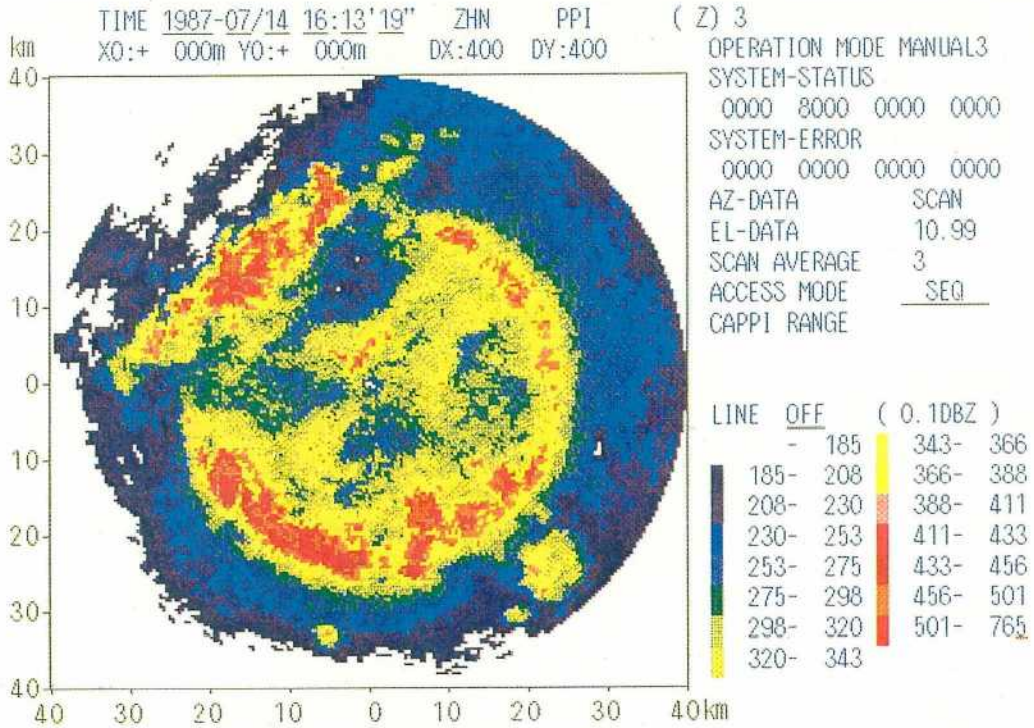


写真-1 Z_RのPPI図(富山, 降雨観測)
 1987年7月14日16時13分
 運用パターン3(EL=11°)
 ブライトバンド(融解層)現れている。

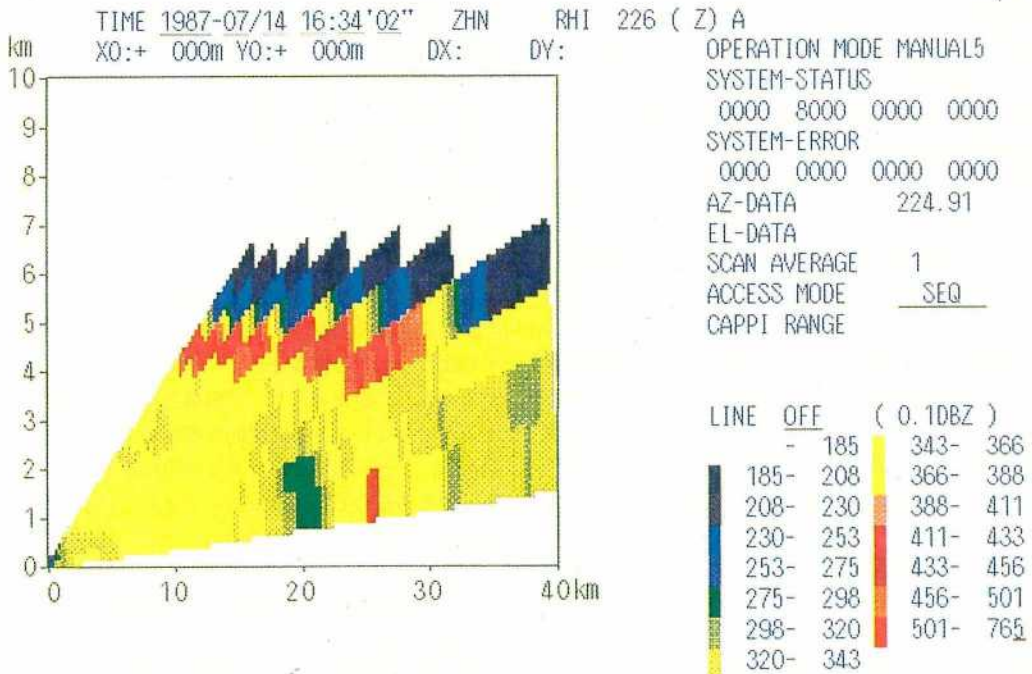
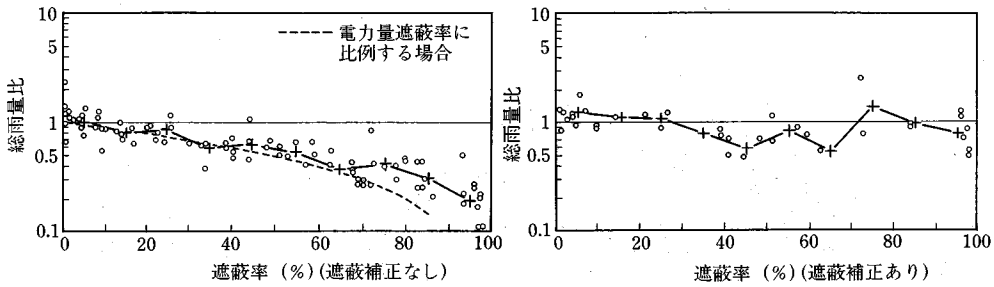


写真-2 Z_RのRHI図(富山, 降雨観測)
 1987年7月14日16時34分
 運用パターン3(AZ=225°, EL=15°仰角)
 高度4.5 km付近にブライトバンドがあることがわかる。



図—7 遮蔽率と総雨量比 (宝達山レーダ, 1991) (山口等, 1993)

表—2 雨滴粒径資料を用いてさまざまなパラメータから計算した雨量の誤差 (Atlas と Ulbrich, 1984 年)

	変 数	平均偏差
Z	反 射 因 子	33 %
シグマ	吸 光	37 %
A	減 衰	24 %
Z, シグマ	反射因子, 吸光	8 %
Z, A	反射因子, 減衰	5 %

ていること、遮蔽補正を行うと顕著な改善が期待されること、が判断される。

このように、レーダ観測の精度を評価するには関係する因子毎に分析して研究することが重要であり、今後の課題であるが、現在のところ、観測精度的にほぼ様な成果が期待される方法として、「ビーム高度を3000 m以下にすること」、「遮蔽率が50%程度以下にすること」といった、判断基準が提示できるものと考えている。

(3) 粒径分布の観測による Z-R 関係の改善

Z-R 関係を精度良く決定することが、降雨量の推定精度を改善する。しかしながら、この Z-R 関係は時間、空間的に変動していることが明らかになっている。この変動は1 m²程度の面積での雨滴の観測では明白に認められているが、レーダの対象領域(1 km²)にわたる変動特性については観測されていない。Joss と Waldvogel (1990) によれば対象領域の気候学的な平均 Z-R 関係では、雨滴の粒径分布の変動による誤差は高々30%程度以下であるとしている。一方、このような Z-R 関係の変動をも考慮すると、降雨強度は既に示したように粒径分布と落下速度の積を積分して得られるので、レーダで雨滴の粒径分布を計測する方法が開発され始めてきた。その方法には後述するマルチパラメータレーダがある。

Atals 等 (1984) は雨滴の粒径データから各種の変数を求め、それらの変数の組合せて雨量を求める時の誤差を分析した。この結果は1つ以上のパラメータを使って求められた粒径分布を用いて計算した雨量と、単一の粒径分布から計算された雨量との差によって示されている。

る。表—2はその結果を示すものである。この結果によると、反射因子のみから求めた降雨強度では雨滴の粒径分布の変動による平均偏差は33%にもなること、マルチパラメータレーダによる観測で10%以下に低下し得ることを示している。この結果は最適条件下で雨量観測値がどの程度改善できるかを示すものと考えられる。このことが後に示す偏波レーダによる降雨量の観測システムの研究につながっている。

(4) 実時間調整法

地上雨量計は風の影響を受ける、ある一地点の雨量である。水文学では地点雨量ではなく流域雨量が重要である。ある一地点の雨量で面積雨量を代表させると大きな誤差を持つ。したがって雨量計網とレーダによる面積雨量の推算値との関係が重要となる。しかし、地点雨量の観測が如何に正確であろうと面積雨量の精度は雨量計の密度と降雨の空間的な変動特性に依存する。橋本 (1974) は多数の雨量計を密に配置した観測網(15 km²に24雨量計)を構築し、精度のよい面積雨量を求め、その結果に対して、雨量計を間引く方法で観測値に与える雨量計の密度の影響を研究した。この結果によると、少雨量時に空間変動が大きいこと、2 mm/h 以上の降雨強度では、15 km²を1台の雨量計で代表させると40~60%もの相対誤差を含むこと、が明らかにされている。

レーダによる降雨量は Z-R 関係の時間、空間変動を平均化したものであるため、ゲージ雨量との差が当然生じてくる。このため、レーダ雨量とゲージ雨量の差をできるだけ少なくする実時間的な運用が考えられてきた。例えば、ゲージ雨量がテレメータ等によって短時間で入手可能であるので、両者の差をできるだけ小さくする運用方法である。

この方法には二つの段階が考えられる。レーダ反射因子とゲージ雨量の Z-R 関係を定める段階(これを一般に calibration という)と、このようにして求められた雨量と地上観測網のゲージ雨量の全体的な違いを調整する段階(これを adjustment という、主に空間的な分布の補正を行う)、である。前者については既にその特性を述べたので、以下には第二の段階の調整法についての

研究をレビューする。

調整の手法は Hitschfeld と Bordan (1954) が提案し、その後多数の報告がなされている。Wilson と Brandes (1979) は校正用の地上雨量計を用いたときの面積雨量について整理した。

このような調整を実施する前に、全ての既知の系統誤差を補正しておくことが重要である。このなかには反射因子の垂直分布、ビームの遮蔽、グランドクラッターの影響、マイクロ波の減衰が含まれる。そのうえで説明できない他の誤差を保証するための調整を行うことを提案したい。すでにこれらの精度への影響要素については指摘しておいたが、ゲージとの比較はルーチン業務で行われる必要がある。しかしながら、調整が必ずしもレーダ値の改善を保証しないこと、基の値よりも悪くする場合があることが明らかにされている(吉野等, 1989) ので、調整には注意を要する。これは特に対流性降雨について重要である。

レーダ雨量をゲージ雨量で調整する方法は通常、ゲージ雨量とレーダ雨量の比を用いて、比の空間分布を求め、調整する方法がとられてきた。これらの方式には、二宮・秋山による方法、重み付き平均値法、ダイナミックウィンドウ法、Kriging 法、等が提案されている(吉野等, 1989)。特に重要な視点は、ゲージ雨量の信頼性が降雨強度や観測地点の周辺状況等により異なること、したがって調整前にゲージ雨量の評価および地上観測網の面積雨量の観測精度を調べておくこと、である。

河川情報センターが行った研究(山口等, 1993)では調整法としてダイナミックウィンドウ法が提案されている。この方法は求められるレーダ雨量の各メッシュでの観測雨量の信頼度が等しくなるように、補正係数を平均化する面積を降雨状況によって変化させるものである。この結果によれば、2例の台風時の観測について、テレメータ雨量計 104 個で調整した結果、調整に使用しない 82 地点の総雨量の比(ゲージ/レーダ雨量)について、調整前の 0.6 付近の値が 1.0 程度に改善されていることが報告されている。同様な結果は他の手法の例でも得られており、調整手法に特有の差はあるが、基本的な結果には相違はないといってよい。

5. レーダによる降雨予測

レーダの水文学的な活用方法の重要な分野に短時間の降雨予測への応用がある。レーダによる観測が広域で瞬時的であるという特徴があることから、雨域が時々刻々移動する状況がわかるので、降雨の予測への応用が可能である。降雨の短時間予測手法には、統計学的方法から数値モデルによる気象力学的な方法に至るまでの各種の方式があるが、レーダによる短時間予測は主に降雨エコーの移動を補外する運動学的手法が用いられてき

た。これは、実況の雨域を把握しその移動速度と方向を追跡する手法であるが、この移動ベクトルを算出するのに、合成予測法、雨域追跡法、重心法、移流方程式による方法、ベクトル内挿法等の多くの手法が開発されてきた。これらの手法は各々特徴があるが、結果的には予測特性に大差はないことが明らかとなっている。そして、これまでの多くの研究例では、これらの決定論的な補外法である運動学的手法によって実用的な精度で予測が可能であるのは 1 時間程度先までであり、予測しやすい降雨事例でもせいぜい 2 時間程度先までである。

降雨系は時間的な発展を示すので、予測にはエコーの発達、衰弱を考慮することが必要である。Tsonis と Austin (1981) はエコー域の単純移動法ではなんらの予測値の改善にならないことを示した。短時間における降雨の変動を予測するにはもっと本質的な問題を取り上げられる方法が必要である。次に用いられた方法はエコーの消長、発展を取り扱える物理的な基礎モデルを用いるものであった。これはレーダ観測値と他の観測値を用いてメソスケールの数値モデルを構築するものである(例えば、Tapp と White, 1976; Pielke, 1981)。このモデルは現状で用いられている数値予測モデルに比べメッシュスケールがもっと小さく、サブグリッドの物理過程を詳細にパラメタリゼーションするものである。モデルのグリッド間隔が小さく物理的なパラメタリゼーションが複雑になるので、モデルに必要な初期データが実時間的に精度良く決定されねばならない。水蒸気の凝縮や潜熱の放出により大気最初の応答が発生する。このような三次元の水分分布の取扱いが必要であるが、これにはレーダと衛星からのデータの有機的な結合も必要となる。このような方法が最近研究されてきている。Nakakita 等 (1990, 1991, 1992) は水分量の保存式を中心とした準気象力学的な手法を開発した。彼等は三次元操作で得られたレーダ反射因子を用いて、三次元的な大気中の水分保存則から降水量を予測する考え方を提示している。

レーダによる降雨の短時間予測は、エコーの単純外挿では限界があること、気象現象の物理的な仮定を組み込む必要があること、が明らかにされており、このような方向での研究が深められることを期待したい。この関連でレーダ情報と気象衛星情報を結合することも研究されている。さらに、気象の数値予測モデルの実用化の研究も進展してきている。

6. 次世代レーダによる降水観測の研究

現在は技術革新の早い時代である。レーダ技術についても同様であり、各種の新レーダが降水観測に応用されてきている。以下にその内容を概観するが、特に直交二偏波レーダによる研究については、「直交二偏波レーダ

による降水現象研究の動向」と題して筆者が日本気象学会の「天気」に記述したのでそれを参照されたい(吉野, 1990). 紙数の制約もありここにはその主要な内容をレビューするにとどめる.

(1) マルチパラメータレーダ

通常の気象レーダは単一の固定偏波の送信と受信を行うものである. ほとんどが直線水平偏波を用いているが, 約15年前頃からマルチパラメータと総称されるシステムの研究が進められてきた. これらには二波長レーダ, 円偏波レーダ, ドップラーレーダ, などとここで取り上げる直交二偏波レーダがある.

二波長レーダは波長の違いによる散乱特性の差を利用するもので, 一般的には粒子径に比べ波長が大きくてレイリー散乱する波長と, 非レイリー散乱の領域の波長が用いられる.

円偏波レーダは左旋円偏波および右旋円偏波を送信し, 散乱体群による円偏波抑圧度比(CDR, Circular Depolarization Ratio)および信号の相関を計測することで, 大気中の降水粒子の種類や形状特性を計測しようとするものである.

ドップラーレーダは目標物の運動を捉えるためにドップラー原理を利用するもので, 気象レーダとしては大気の運動を把握するために広く活用されている. 垂直指向のドップラーレーダによれば落下する水滴の速度が計測され, 反射因子の計測とあわせると降雨量の定量観測ができる.

これらのレーダとは異なり, 複数の直線偏波を使うシステムは送信・受信偏波のどちらか一方かその両者の差異を求めるか, あるいは直交偏波の二チャンネル受信を行うものである. このような偏波技術を用いると, 散乱体群について異なった情報が得られる. 降水を対象にすると, このような偏波技術はレーダの解像体積内にある粒子群の粒径分布, 形状, および粒子群の指向特性や熱力学的な状態に関係してくる.

(2) 直交二偏波レーダの研究経緯

Seliga and Bringi (1976) は, 雨滴の偏球度がその寸法に関係していること, および雨滴群が高い指向性を持っているという事実を用いて, 理論的な解析から, 平均直径(指数分布を粒径分布に仮定する)が Z_{DR} (Differential Reflectivity Factor, 反射因子差)に関係づけられることを示した. Z_{DR} とは水平偏波と垂直偏波による反射因子の差をデシベル表示したものである. Seliga 等の理論的検討のあと, 英国のアップルトン研究所のグループがパルス毎に送信の偏波状態を切り替える高速のスイッチによる偏波レーダを建設した. さらにこのグループによる観測から Z_{DR} を用いて雨滴と氷晶が区別できることも示された (Hall et al., 1984).

これらの研究に刺激されて, 1980年代半ばから西ド

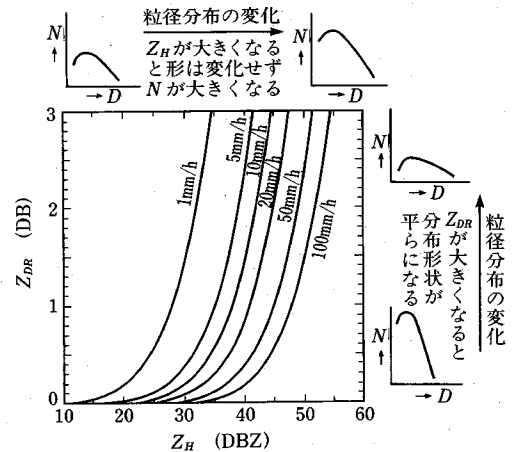


図-8 降水強度と $Z_H \sim Z_{DR}$ 関係. 粒径分布にはガンマ分布, 落下速度は Best 式, 後方散乱断面積は Gans 式を使用 (吉野, 1990).

イツ, フランスでも偏波レーダの研究が行われるようになってくる. 我が国でも郵政省通信総合研究所の Oguchi(1983)による偏波理論の研究とともに, 偏波レーダの構築が試みられた. 建設省土木研究所ではレーダ雨量計の降雨観測特性の分析を広範に実施するとともに, 降雪観測のための新システムの検討を進めることとなった. そして1985年から直交二偏波レーダの製作のための検討を進め, 1987年に我が国で初めての偏波レーダ(DNDレーダ)を製作した. 当初のシステムは偏波切り替え機の性能やアンテナの性能に不備があり, 改修を加えつつ現在見られるようなパルス毎の切り替えと交差偏波成分の計測を可能にしてきた.

(3) 直交二偏波レーダによる降水強度観測原理

直交二偏波レーダは, 降水粒子の形状が偏球楕円体に近いことに着目して, 水平, 垂直偏波の反射因子の差を求めて偏球の程度を調べ, 降水粒子の識別と粒径分布の推定を行うものである. 反射因子の差 Z_{DR} は,

$$Z_{DR} = 10 \log (Z_H / Z_V) \dots \dots \dots (5)$$

一方, 水平, 垂直偏波によって得られる反射因子 Z_H , Z_V は,

$$Z_{H,V} = \frac{10^6 \lambda^4}{\pi^5 K^2} \int_0^{D_{max}} \sigma_{H,V}(D) N(D) dD \dots \dots \dots (6)$$

で表される. ここで, $\sigma_{H,V}(D)$ は水平, 垂直偏波による偏球楕円体(等価直径を D とする)からの後方散乱断面積, λ は波長, K は複素誘電率, である.

雨滴の粒径分布(単位空間内に存在する雨滴の数)の式は次式のようなガンマ分布が広く用いられている.

$$N(D) = N_0 D^m \exp(-\Lambda D) \dots \dots \dots (7)$$

ここに, N : 雨滴の粒径分布 ($1/m^3 \cdot mm$), N_0 , m , Λ : 降雨状態を示す定数, D : 雨滴の等価直径 (mm), である.

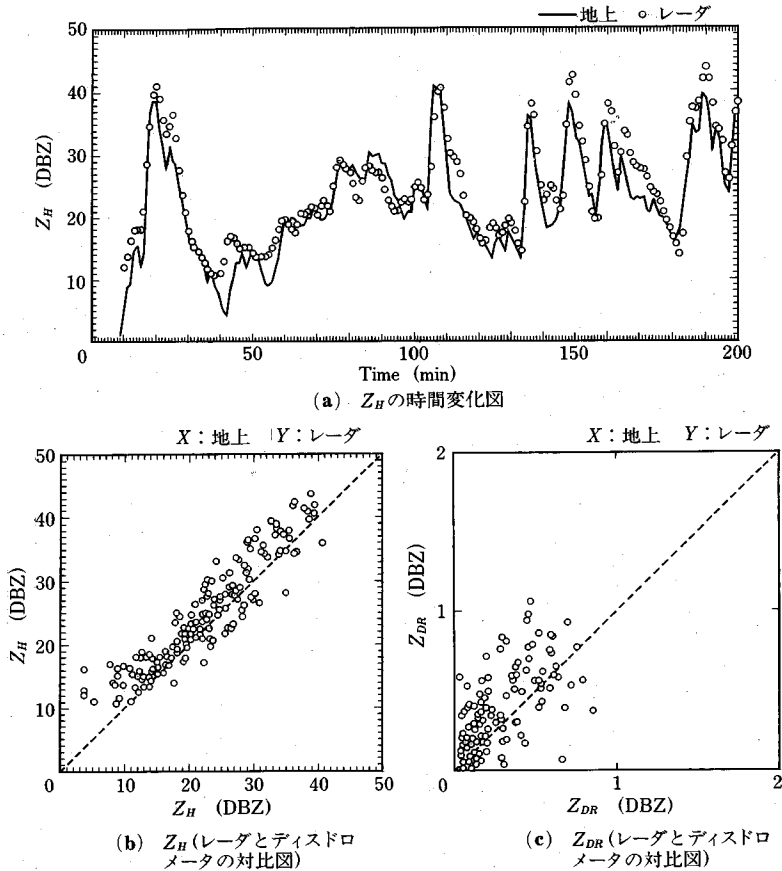


図9 DND レーダとディストロメータにより計測された Z_H の時間変化図および Z_H と Z_{DR} の散布図。レーダ値(点)は20秒間の平均値、ディストロメータ計測値(線)は1分平均値、 Z_{DR} の分解能は0.2 dB、1988年10月5日久留米市で観測された最大降雨強度 15 mm/h の降雨例である(吉野, 1990)。

したがって、

$$Z_{DR} = 10 \log \left(\frac{\int \sigma_H D^m \exp(-AD) dD / \int \sigma_H D^m \exp(-AD) dD}{\dots} \right) \dots \dots \dots (8)$$

$\sigma_H \cdot \sigma_V$ をあらかじめ理論計算によって求めて、 m を与えることによって、計測された Z_{DR} から A が決定できる。さらに Z_H あるいは Z_V から N_0 が決められるので、対象空間の雨滴の粒径分布が推定可能になる。粒径分布が得られれば、前に示した式(1)で降雨強度が計算できる。

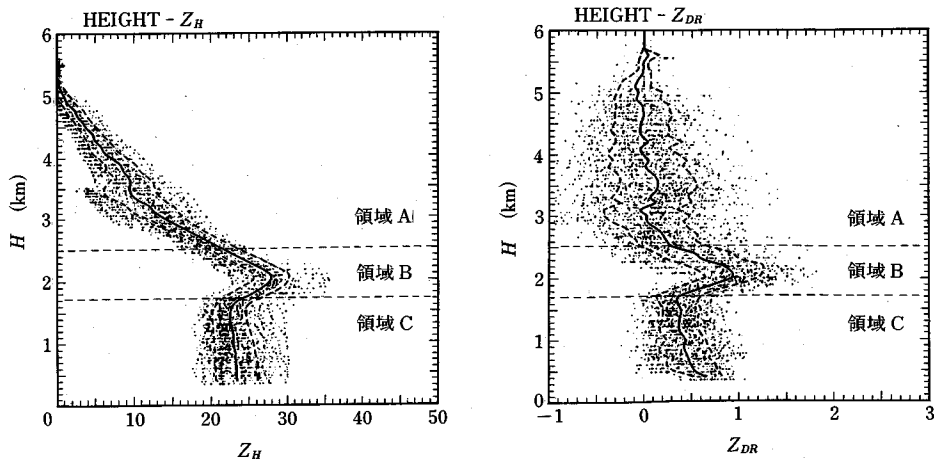
ガンマ分布の粒径分布を仮定して、降雨強度ごとの Z_H - Z_{DR} の関係を調べた例を図-8に示す。粒径分布式の $m=2$ および雨滴の最大粒径 $D_{max}=6$ mm として計算した結果である。反射因子の計算には Gans (1912) の式を使用した。同じレーダ反射因子 Z_H でも、 Z_{DR} の値の違いにより降雨強度がかなり異なることがわかる。例えば、 $Z_H=40$ dBZ の場合について見てみると、この反射強度では、 $B\beta$ 法 ($B=200, \beta=1.6$ とする) では、

降雨強度は 12 mm/h 程度となる。しかし、 Z_{DR} を考慮に入れると、 $Z_{DR}=2.4$ dB で降雨強度が 5 mm/h、 $Z_{DR}=0.4$ dB で降雨強度が 50 mm/h となり、かなりの幅がある。これは雨滴の粒径分布の差によるもので、 $R=5$ mm/h の場合は、全体の雨滴の個数は少ないが大きな雨滴が存在する分布形を示し、 $R=50$ mm/h の場合は、小さい粒径の雨滴が非常に多い分布形を示す。しかし 5 mm/h 程度の降雨強度では一般に Z_{DR} が 1 dB 以下になるので、現実にはこのような大きな相違は生じないと考えられるが、雨滴の粒径分布から降雨強度を算出することが、降水強度推定の精度向上につながるであろう。

(4) 直交二偏波レーダによる降水観測

a) 粒径分布の観測と降水強度の推定

米国ペンシルバニア大学の Seliga 等の得た結果によると、雨滴計による Z_H, Z_{DR} とレーダによる Z_H, Z_{DR} は良好な一致を示している。また降雨強度も Z_{DR} 法に拠るほうが Marshall-Palmer 分布や Joss の分布形 (Joss, J., and A. Waldvogel, 1969) を粒径分布に仮定したものより、精度よく求められることが指摘されて



図—10 DND レーダによる降水粒子形態の観測例。ブライツバンドを含む降雨時の Z_H と Z_{DR} の高度特性を示す。図中の線は平均値とその標準偏差を示す(吉野, 1990)。

いる。一方、レーダ観測値と地上観測値 R の統計解析結果から、 Z_{DR} を用いる方法は、 $Z-R$ 関係を用いる方法に比べ、平均値のずれおよびばらつきが小さく精度が良いことが示されている (Direskeneli et al., 1986)。同様な結果は英国のラザフォードアップルトン研究所 (RAL) の Doddard and Cherry (1984) も得ている。

また Sachidananda and Zrníc (1986) は、コヒーレント二偏波レーダで測定できる $\Delta\Phi$ (伝搬による位相差定数: Differential Propagation Phase Constant) を用いた降水強度の推定法の研究を行っている。この方法は、ある区間の前後から反射してきた電波は、その区間の雨滴粒子群によって偏波間で位相に差が生ずることを利用して、位相のずれの差を測定し、これから降水強度を推定するものである。この方法には $\Delta\Phi$ と降水強度の関係が雨滴の粒径分布を規定する N_0 , Λ , m , D_{MAX} という定数の影響を受け難いという利点がある。 $\Delta\Phi$ はドップラスペクトラムの広がり σ_V の影響を受けるため、降水強度を 10% 以内の精度で推定できるのは降水強度が 50 mm/h 以上の場合に限られるという欠点がある。

土木研究所の DND レーダによる観測結果を図—9 に示す。図—9 はレーダによる反射因子 Z_h とその直下の雨滴計による粒径分布の観測値から求めた反射因子の時間変化図である。非常に高い相関があることがわかる。また粒径分布 (ガンマ分布で $m=2$ としたもの) の定数の時間変化およびその時の降水強度の時間変化を調べた結果、レーダによる粒径分布のパラメータの Λ は比較的精度良く推定されていること、 N_0 は若干大きな相違を示していること、降雨強度は比較的良く計測されていること、 Z_{DR} の測定精度が 0.2 dB 程度であるので (Yoshino et al., 1989) 降雨強度の精度に限界があること、等が明らかにされてきた。

b) 降水粒子の形態識別

大気中の降水粒子は氷晶、水滴、雪片、ひょう、あられ、等として存在している。これらの降水粒子の形態は電磁波の散乱に影響する。偏波レーダによる Z_{DR} は先述のように粒子の形状特性を表すものと考えられ、これを用いて形態を識別する可能性が指摘されてきた。

Hall 等 (1984) は Z_H , Z_{DR} の鉛直分布の観測結果から、ブライツバンドを含む降水粒子群の熱力学的な特性を区分して示した。この研究によると 0°C 層の 200~300 m 下で Z_H のピークを生じ、 Z_{DR} の最大値は Z_H のピークの直下の融解層に生じること、グランドエコーは Z_{DR} の広い範囲に分布すること、等が指摘されている。

DND レーダによる観測結果を図—10 に示す (Yoshino et al., 1989)。これは写真—1, 2, に示すようなブライツバンドをはさむ上下の層での $Z_H \cdot Z_{DR}$ の変化の傾向を見たものである。この図から

領域 A: ブライツバンドより上の領域
氷晶あるいは雪片の状態と考えられる。高度が下がるとともに Z_H が増大しているの、雪結晶が成長している段階であると推定できる。また Z_{DR} は +1~-1 dB の間にあり平均的に 0 dB 程度であることから、有意な偏球をしていないと推定される。

領域 B: ブライツバンド層
気温 0°C の高温以下で、 Z_H , Z_{DR} が一定になるまでの領域と定義した。粒子が融解している状態であると考えられる。融解に伴い Z_H が増大する。融解が完了すると粒径が小さくなるとともに、落下速度の増大のため空間密度が減少するので Z_H が減少する。 Z_{DR} は、雪片の融解とともに偏球水滴として捉えられるので増大し、その後減少する。

領域 C: ブライツバンド層より下層
 Z_H , Z_{DR} とほぼ一定の領域で、水滴の状態である。雨滴粒子の偏球の程度は降水強度により異なるが、こ

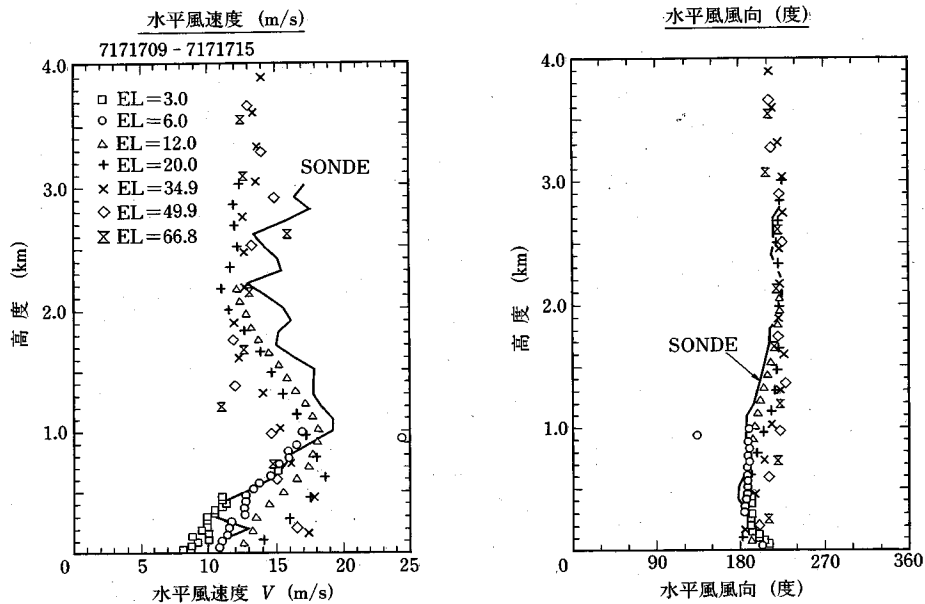


図-11 ソンデ観測とレーダ観測の対比
(上層風の鉛直プロファイル, 土木研究所, 1988)

の例では Z_{DR} が 0.5 dB, Z_H が 23 dB 程度であるので, 1 mm/h 程度の弱雨であると考えられる。

このような観測例の積み上げの結果, 降水の形態を判別する図が提案されている。偏波レーダではこのような水象の温度依存性が推定できるので, 降雨観測の精度の向上以外に気象学的な応用が期待される。

(5) ドップラーレーダ

ドップラーレーダによる観測では, 大気の流れ, 風速, 風速の分散, が計測される。水文学的な風向, 風速の活用方法は今後の研究が必要であるが, エコーの移動からの降雨予測の代わりに上空での観測された風向, 風速でのエコーの移流による予測が考えられる。また, 雪片は風の影響により移流されるので, 降雪量の定量観測は困難であるが, 風の影響を考慮した降雪観測法の開発もかんがえられる。

図-11 は DND レーダで観測した風向, 風速とゾンデでの観測値を対比して示したものである(土木研究所, 1988)。レーダ観測はアンテナ高度角毎に示されているが, ほぼレーダとゾンデ観測が一致していることがわかる。

ドップラー原理を利用して風速を観測するには降水粒子群からの反射波の周波数偏移を求めて, 速度に変換する。このときの方法に, マグネトロンを用いた自励発振方式, クライストロン等を用いた増幅方式, が考えられるが, DND レーダでは前者の方式をとって, 速度とその標準偏差をパルスペア処理で求めている。しかし先述したグラウンドクラッターの除去等の技術開発の観点から

後者の方式のレーダについての研究が進められつつある。

7. 今後の課題と展望

(1) 現業用のデジタル化されたレーダの展開はレーダによる降水観測値を活用する機会を増大させてきた。したがって, レーダ降雨量を多目的の水文データとして活用する水文モデル, およびレーダ観測値を短時間降雨予測法の改良に結び付けるメソスケールモデル, といった研究が発展するものと考えられる。このためにはレーダ観測値の精度の向上やモデルの最適化という側面が重要になる。すでに述べたようにレーダ観測値の精度の評価は困難であるが, これは満足のいく比較の対象が得られないことによる。このためには, 地上雨量計による降水観測網の精度評価の研究が重要な課題である。

(2) レーダ観測値のゲージ雨量計による実時間調整法の研究は既に見てきたように多数実施されているが, 複雑すぎて実用的な手法ではないものが多い。この分野での課題は, 信号処理能力からみた適切な統計手法の開発, 利用者の必要を満たす表現上のソフトウェア, レーダの空間, 時間分解能を利用した新技術の工夫, といった課題がある。

(3) 降雨予測の分野では, レーダデータと衛星データの結合利用, ドップラーレーダの活用, 三次元観測の活用, 気象力学的なモデルの構築, 等の課題がある。特に気象力学と整合した簡便な予測モデルの開発, 予測時間の延長, が重要であろう。

(4) マルチパラメータレーダは広い可能性を持っているが、水文的な応用では降水強度の観測精度の向上が特に期待される。河川情報センターではすでに釈迦岳レーダの偏波レーダとしてのシステム構築の研究を実施し、1995年には運用される運びとなっている(吉野他、1993)。実運用上の主要な課題は、① 偏波切り替え器の温度特性、② アンテナの設計、③ レドームの設計、であった。これらの課題は実運用によって明らかにされる必要がある。

偏波レーダの研究では、後方散乱マトリックスの成分の計測、パワーの平均とその比、自己相関、相互相関、およびこれらから求められる気象要素情報、に多大な進歩が認められている。レーダシステムがこれらの測定量に与える影響、およびこれらの量から求められる気象量の精度について継続的な研究が重要である。このためには、交差偏波成分のアイソレーション、放射パターン、スキャン方法、機器の較正の精度、偏波スイッチ切り替え率、サンプリング間隔、信号平均時間等の検討が重要である。アンテナパターンの不適合およびサイドローブの影響に特に注意しなければならない。

反射因子差のみならず位相差の計測も実施されている。初めて位相差を観測したSchidananda等(1987)によれば理論的には0.5度の標準誤差が要求されるのに対して測定値はプラスマイナス5度の変動を示している。このような大きな誤差は雨滴分布の推定を困難にするものである。この原因は彼等によるとサイドローブにあることが示されている。あるいは大きな振動する雨滴粒子中の電磁波の伝はん効果によるものかも知れない。より詳細な研究が必要である。5cm以下の波長では伝はん効果が重要である。Oguchi(1988)の計算によれば多重散乱の効果も推察される。

現在の最良のアンテナはサイドローブを共偏波で-30、交差偏波で35dBまででできる。近年のフェーズドアレイ技術の進歩は交差偏波成分の放射を非常に減少できる。このフェーズドアレイアンテナは共偏波のサイドローブを低下させることができるので偏波への応用に有利である。電子スイッチ(フェライトスイッチではなく)の進歩は高出力のもっと早い切り替えを可能にするであろう。これまでの偏波レーダはレドームなしで運用されてきたが、レドームが交差偏波放射に与える効果について研究が必要である。

ドップラーレーダは降水予測のみならず、グランドクラッターの除去に有益である。すでに見てきたように、コヒーレントドップラーレーダ技術の応用も研究されてきている。このようなコヒーレントレーダの研究は緒に付いたばかりであるが、デジタルシグナルプロセッサの開発も進められている。

(5) レーダデータを活用した水文モデルの研究が推

進されなければならない。近年、流域規模での水の循環を科学的に解明する試みがなされつつあり、この一環として物理法則を中心にしたモデル構築が研究されてきている。このアウトプットとして分布型モデルの開発が進展しており、レーダデータのような空間的に細分されたデータをインプットして解析する方法が提案されつつある。この分野の一層の発展を期待したい。

(6) レーダデータ以外に人工衛星や地上センサーからのデータをも含めた水文学の計測システムの研究が進展してきている。水の循環を明らかにするためには、熱収支に関連する要素の計測、土壌水や地下水の計測、等の従来の手法では計測が容易でない諸量を計測する技術の開発が要求される。特に水文学の空間的な分布を知る必要性が高まっており、このためには電磁波を利用した計測システムが有効であるものと考えられる。

8. あとがき

以上に現在までのレーダによる降水観測の技術開発を中心に研究成果を要約して示したが、引用した以外にも多数の研究成果が報告されている。この分野の研究は非常に多面的な展開が進行しつつあり、筆者の能力もあって十分意を尽くせなかったことをお断りしておきたい。

本報告は筆者が過去に実施してきた諸研究を取りまとめたものである。この研究に当たっては、建設省河川局、通信総合研究所、気象研究所、大学の諸研究者、河川情報センター、レーダメーカーの技術者、等の多数の方々のご協力をいただいた。特に偏波レーダの研究には通信総研の小口室長(当時、現都立科学技術大学教授)の援助で貴重な計算プログラムを使用させていただいた。また土木研究所とメーカーとの共同研究も建設省電気通信室、河川局河川計画課、治水課のご支援で推進できた。その間に(財)河川情報センターの発足もあり、センターの方々の協力もいただいた。貴重なデータの提供や現地観測、解析、機器の開発、等にご協力いただいた多くの方々に厚く感謝の意を表したい。

参考文献

- 1) 石崎勝義・中尾宏臣・大倉博・吉野文雄・河関大祐：レーダ雨量計の降雨観測特性に関する研究，土木研究所報告第167号，1986。
- 2) 木下武雄：レーダ雨量計の実用化への開発，土木学会論文集，第351号/II-2，1984。
- 3) 小平信彦・立平良三：気象研究ノート第112号，日本気象学会，1972。
- 4) 土木研究所：DNDレーダによる降水現象の観測に関する共同研究報告書(第1報)，土木研究所資料第2594号，1988。
- 5) 土木研究所：DNDレーダによる降水現象の観測に関する共同研究報告書(第3報)，土木研究所共同研究報告書第39号，1990。

- 6) 橋本 健・佐藤一郎：面積雨量の精度と雨量観測所数，土木技術資料，16巻，12号，1974.
- 7) 虫明功臣・沖 大幹：レーダ定数の同定，河川情報研究 No.1, 19-26, 河川情報センター，1993.
- 8) 山口高志・北川 明・小野寺直・高水克也・幸 弘美：レーダ雨量計の精度向上について，河川情報研究 No.1, 河川情報センター，1993.
- 9) 吉野文雄・水野雅光・水野秀幸：降水観測におけるレーダ信号の変動特性について，水文水資源学会，1989年研究発表会要旨集，202-205, 1989.
- 10) 吉野文雄・水野雅光・阿部英史・玉本昌司：降雨減衰項導入に関する研究，土木研究所資料第2756号，1989.
- 11) Atlas, D.: Radar in meteorology, American Meteorological Society, Boston, 1990.
- 12) Atlas, D., C.W. Ulbrich and R. Meneghini: The multi-parameter remote measurement of rainfall. *Radio Sci.*, 19(1), 3-21, 1984.
- 13) Atlas, D. and A.C. Chmela: Physical-synoptic variations of raindrop size parameters. *Proc. Sixth Weather Radar Conf.*, Cambridge, Massachusetts, Amer. Meteor. Soc., 21-29, 1957.
- 14) Bent, A.E.: Radar echoes from atmospheric phenomena. MIT Radiation Laboratory Rep. No.173, 10pp, 1943.
- 15) Chandrasekar, V., V.N. Bringi and P.J. Brockwell: Statistical properties of dual-polarized radar signals, Preprint of 23rd Conf. on Radar Meteorology, Vol.1, Amer. Meteorological Soc., 193-196, 1986.
- 16) Direskenli, H., K. Aydin and T.A. Seliga: Radar estimation of rainfall rate using reflectivity factor and differential reflectivity measurements obtained during MAYPOLE '84. Comparison with ground-based rain-gauges. 23rd conf. on Radar meteorology, R 116-120, 1986.
- 17) Doviak, R.J. and D.S. Zrnic: Doppler radar and weather observation, Academic Press Inc., 1984.
- 18) Fujiwara, M.: An Analytical investigation on the variability of size distribution of raindrops in convective storms. *Proc. Eighth Weather Radar Conf.*, San Francisco, Amer. Meteor. Soc., 159-166, 1960.
- 19) ———: Raindrop size distribution from individual storms. *J. Atmos. Sci.*, 22, 585-591, 1965.
- 20) Gans, R.: Über die Form ultramikroskopischer Goldteilchen. *Ann. Phys.*, 37, 881-900, 1912.
- 21) Goddard, J.W.F. and S.M. Cherry: The ability of dual polarization radar (copolar linear) to predict rainfall rate and microwave attenuation. *Radio Sci.*, 19, No.1, 201-208, 1984.
- 22) Hall, M.P.M., J.W.F. Goddard and C.M. Cherry: Identification of hydrometeors and other targets by dual-polarization radar. *Radio Science*, 19, No.1, 132-140, 1984.
- 23) Hirschfeld, W.F. and J. Bordan: Errors inherent in the radar measurement of rainfall at attenuating wavelength. *J. Meteor.*, 11, 58-67, 1954.
- 24) Imai, I.: Raindrop-size distributions and Z-R relationships. *Proc. Eighth Weather Radar Conf.*, San Francisco, Amer. Meteor. Soc., 211-218, 1960.
- 25) Joss, J. and A. Waldvogel: Raindrop size distribution and sampling size errors. *J. Atmos. Sci.*, 26, 566-569, 1969.
- 26) Joss, J. and A. Waldvogel: A method to improve the accuracy of radar measured amounts of precipitation. *Preprints, 14th Radar Meteorology Conf.*, Tucson, Amer. Meteor. Soc., 237-238, 1970.
- 27) ———, J.C. Thams and A. Waldvogel: The accuracy of daily rainfall measurements by radar. *Preprints, 13th Radar meteorology Conf.*, Montreal, Amer. Meteorological Soc., 448-451, 1968.
- 28) Joss, J. and A. Waldvogel: Precipitation measurement and hydrology, in "Radar in Meteorology" edited by D. Atlas, Amer. Meteorological soc, 1990.
- 29) Kodaira, N.: Quantitative mapping of radar weather echoes. *Weather Radar Research Tech. Rep. No.30*, Massachusetts Institute of Technology, 39pp, 1959.
- 30) Krajewski, W.F. and K.P. Geogakakos: Synthesis of radar rainfall data. *Water Resour. Res.*, 21, 764-768, 1985.
- 31) Krajewski, W.F.: Cokriging radar-rainfall and rain gauge data. *J. Geophys. Res.*, 92(D 8), 9571-9580, 1987.
- 32) Ligda, M.G.H.: Radar storm observation. *Compendium of Meteorology*, T.F. Malone, Ed., Amer. Meteor. Soc., 1265-1282, 1951.
- 33) Marshall, J.S., R.C. Langille and W. McK. Palmer: Measurement of rainfall by radar. *J. Meteor.*, 4, 186-192, 1947.
- 34) ———, and W. McK. Palmer: The distribution of raindrops with size. *J. Meteor.*, 5, 165-166, 1948.
- 35) Mie, G.: Beitrage zur Optik trüber Medien, speziell kolloidaler Metallösungen. *Ann. Phys.*, 25, 377-445, 1908.
- 36) Nakakita, E., M. Shiiba, S. Ikebuchi and T. Takasao: Advanced use into rainfall prediction of three-dimensionally scanning radar. *Stochastic Hydrol. Hydraul.*, 4, 135-150, 1990.
- 37) Nakakita, E., M. Shiiba, S. Ikebuchi and T. Takasao: Advanced use into rainfall prediction of three-dimensionally scanning radar. *Hydrological Applications of Weather Radar*, edited by I.C. Clockee and C.G. Collier, 391-408, 1991.
- 38) Nakakita, E., S. Ikebuchi, N. Sawada, M. Shiiba and T. Takasao: A short-term rainfall prediction method using reflectivity detected by three-dimensionally scanning radar. *Preprint of 2nd Int. Symp. on Hydrological Application of Weather Radar*. University of Hannover, 1992.
- 39) Oguchi, T.: Electromagnetic wave propagation and scattering in rain and other hydrometeors. *Proc. of the I.E.E.E.*, 71, No.9, 1029-1078, 1983.
- 40) Oguchi, T.: Effects of incoherent scattering on the transmission and reflection of millimeter and optical waves in regions containing spherical hydrometers; Both continuous wave and pulse wave incidence. *Proc. Int. Symp. Radio Propagation*, Beijing, Int. Union Radio Sci., 1988.

- 41) Pielke, R.A. : Mesoscale dynamic modelling. *Adv. Geophys.*, 23, 186~344, 1981.
- 42) Rayleigh, Lord : On the scattering of light by small particles. *Phil. Mag.*, 41, 447~452, 1871.
- 43) Ryde, J.W. : Echo intensities and attenuation due to clouds, rain, hail, sand and dust storms. Rep. No.7831, General Electric Research Laboratory, Wembley, England, 48pp., 1941.
- 44) ——— : The attenuation and radar echoes produced at centimetre wavelengths by various meteorological phenomena. *Meteorological Factors in Radio Wave Propagation*, Physical Society, London, 169~188, 1946.
- 45) ——— : Attenuation of centimeter radio waves and the echo intensities resulting from atmospheric phenomena. *I.E.E.E., J. Pt. 3A*, 93, 101~103, 1946.
- 46) Sachidananda, M. and D.S. Zrnic : Differential propagation phase shift and rainfall rate estimation. *Radio Sci.*, 21, No.2, 235~247, 1986.
- 47) Sachidananda, M. and D.S. Zrnic : Rain rate estimates from differential propagation measurements. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 4, 588~598, 1987.
- 48) Seliga, T.A. and V.N. Bringi : Potential use of radar differential reflectivity measurements at orthogonal polarizations for measuring precipitation. *J. Appl. Meteorology*, 15, 69~76, 1976.
- 49) Sirmans, D. and J.T. Dooley : A numerical comparison of three differential estimators, Preprint of 23rd conf. on Radar Meteorology, Vol.1, Amer. Meteorological Soc., 189~192, 1986.
- 50) Tapp, M.C. and P.W. White : A non-hydrostatic mesoscale model, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 102, 273~296, 1976.
- 51) Tsonis, A.A. and G.L. Austin : An evaluation of extrapolation techniques for short-term prediction of rainfall amounts. *Atmos.-Ocean*, 19, 54~65, 1981.
- 52) Ulbrich, C.W. and D. Atlas : The use of radar reflectivity and microwave attenuation to obtain improved measurements of precipitation parameters. Preprints, 16th Radar Meteorology Conf., Houston, Amer. Meteor. Soc., 496~503, 1975.
- 53) ———, and ——— : The rain parameter diagram methods and applications. *J. Geophys. Res.*, 83, 1319~1325, 1978.
- 54) Wexler, R. and D. Atlas : Radar reflectivity and attenuation of rain. *J. Appl. Meteor.*, 2, 276~280, 1963.
- 55) Wilson, J.W. and E.A. Brandes : Radar measurement of rainfall — a summary. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 60, 1048~1058, 1979.
- 56) Yoshino, F., N. Ishii, H. Mizuno and T. Ikawa : An application of dual polarization doppler radar to radar hydrology, *Intern. Symp. on Hydrological applications on Weather Radar*, Univ. of Salford, H 1, 12p., 1989.

(1994. 1. 31 受付)