

レーダー雨量計による短時間降雨予測の検討

高棹 琢馬・椎葉 充晴・中北 英一

SHORT-TERM RAINFALL PREDICTION BY A RADAR RAINGAUGE

By Takuma TAKASAO, Michiharu SHIIB and Eiichi NAKAKITA

Synopsis

The authors propose a short-term rainfall prediction method using only rainfall data obtained by a radar raingauge.

The model employed in this study is

$$\frac{\partial z}{\partial t} + U(x, y) \frac{\partial z}{\partial x} + V(x, y) \frac{\partial z}{\partial y} = A(x, y)z + B(x, y)$$

where t is time, x, y are space coordinates, and z is rainfall intensity. $U(x, y), V(x, y), A(x, y), B(x, y)$ are estimated by the weighted regression analysis by the use of the past rainfall data.

For eight predicted cases, leadtime of which is within three hours, predicted rainfall distributions show good agreement with observed rainfall distributions.

1. 序 論

降雨現象は気象現象の一部であり、天気図に表わされる総観スケールの気象現象とは深い関係がある。しかし、豪雨のようなメソスケールの降雨現象が総観スケールの状態場とどう対応し、どのような変化過程をとるのかはまだ十分には解明されていない。すなわち、日々の大スケール場の状態から我が国のどの地域に豪雨がおこり易いかはわかるが、その地域のどの場所に発生するかは予測が困難である¹⁾。従って、数百km四方程度の広がりの中での短時間の降雨強度の空間的・時間的変動を把握し予測するには、降雨の実況値を時々刻々得てその変化傾向を外挿する方法が現状では有力である。

この時々刻々の降雨現象を観測する手段としてレーダー雨量計がある。これによると、かなり広範囲の降雨現象を空間的にも時間的にもほぼ連続的にとらえることができる。気象レーダーにはいろいろあるが、建設省ではこれらのうち降水を観測するレーダーを設置しており、これをレーダー雨量計とよんでいる。原理的には、送信した電磁波のパルスが空気中の降水粒子によって反射散乱するのを探知することにより、降水の位置と降雨強度を観測するものである。

本研究では、レーダー雨量計により得られた降雨データをを用いて降雨パターンを把握し、それを基礎にしてレーダー雨量計のデータのみに基づく短時間予測の手法を提案する。

以下、2.でレーダー雨量計の原理を簡単に説明し、3.で現在提案されている種々の降雨の短時間予測手法の整理を行なう。さらに4.では降雨パターンの特性について多少言及し、5.で本研究の主題である重みつき相関法を提案し、6.でその適用結果を示す。最後に、7.で今後の課題について述べる。

2. レーダー雨量計の原理

降水粒子の位置はパルスが降水粒子に反射してもどってくるまでの時間と、ビームの方位角と仰角により測定する。

降雨強度の推定にはレーダー方程式を用いる。これは

$$P_r = C|K|^2 \frac{Z}{r^2} \dots\dots\dots (2.1)$$

- P_r : 受信電力値
- C : レーダー特性により決まる定数
- r : 観測する降水粒子とレーダーとの距離
- Z : レーダー反射因子 (Radar reflective factor)
- $|K|^2$: 水では0.93, 氷では0.21

として表わされる²⁾。レーダー反射因子 Z は降水粒子の直径を D とすると、

$$Z \equiv \Sigma D^6 \dots\dots\dots (2.2)$$

と定義される。ここで、 Σ は単位体積内での総和を表わす。また、降雨強度を R で表わすと $Z \sim R$ 関係は、直径 D の分布に依存するが、経験的に

$$Z = B \cdot R^\beta \dots\dots\dots (2.3)$$

与えられる。ただし、 B, β は定数でありレーダー定数とよばれる。(2.3) 式を (2.1) 式に代入することにより、受信電力値から降雨強度に変換する式が得られる。 B, β が決定されてもすべての降雨ケースについて合致するというのではなく、平均的な関係式である^{2), 3), 4)}。

受信電力には地上からの反射電波 (グランドエコー) が含まれており、これを除去する方法として次の2つがある。

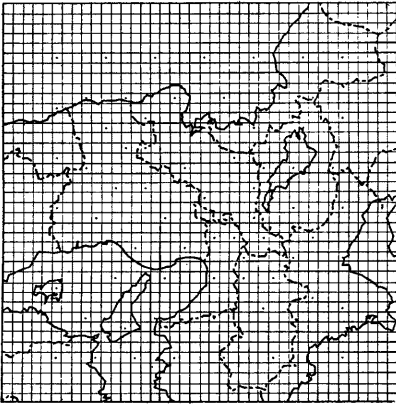


Fig. 1 Division of the rainfall data collection area (a square with a side of 280 km) into 7 km x 7 km meshes. Miyama Radar is at the center of this area.

- 1) 減算方式 晴天時のエコーをグランドエコーとして記憶しておき、降水時のエコーからグランドエコーを差し引くことにより降雨強度を求める方法。
- 2) MTI 方式 静止した目標物からの反射電波と動いている目標物からの反射電波の特性の違いからグランドエコーを取り除く方法。

本研究では、建設省近畿地方建設局が設置した深山レーダー雨量計により観測され、MTI 方式によりグランドエコーの除去されたデータを用いた。(2.3) 式のレーダー定数はとりあえず $B=133.0, \beta=14.0$ としたが、上述したように必ずしもテレメータによる観測雨量とは合致しないことをこわっておく。受信電力は、レーダーサイトを中心とした同心円を放射状に区切ったメッシュごとに得られるが、本研究では Fig. 1 のような東西・南北 280 km をそれぞれ40等分して得られる正方形メッシュ上のデータに変換した。レーダーサイトはその中心に位置し、単位メッシュは 7 km 四方である。

3. 降雨予測手法の整理

水平面上に設定された直交座標系を x, y とし、地点 (x, y) の時刻 t での降雨強度を $z(x, y, t)$ とする。 x, y 軸に垂直に z 軸をとったとき、 $z=z(x, y, t)$ は、時刻を固定すれば一つの曲面を表わす。この曲面を降雨強度面とよぶ。短時間降雨予測においては、この降雨強度面の動きとその発達・減衰を量的かつ迅速に予測することが課題となる。

降雨強度の変化は一般には移流を伴うものと考えられ、その最も簡単なモデルは

$$\frac{\partial z}{\partial t} + U \frac{\partial z}{\partial x} + V \frac{\partial z}{\partial y} = W \quad (3.1)$$

で与えられる。ただし、 U, V, W は一般に x, y, z, t の関数と考えられる。ここでは、(3.1) 式を物理的裏づけをもった式と主張するのではなく、単に簡単なモデルとして考えるに過ぎない。(3.1) 式の解は、特性基礎曲線

$$\frac{dx}{dt} = U, \quad \frac{dy}{dt} = V \quad (3.2)$$

上で

$$\frac{dz}{dt} = W \quad (3.3)$$

を満たす。この形で、 U, V, W に特別な条件を課すことにより種々の予測手法が考えられる。

1) U, V が空間的・時間的に一定であるとする場合、すなわち、

$$U = U_0(\text{const.}), V = V_0(\text{const.}) \quad (3.4)$$

とすれば、降雨強度面全体を (U_0, V_0) の速度で平行移動させる平行移動法^{5), 6), 7)} に対応する。この条件のもとで

$$W = 0 \quad (3.5)$$

とすれば、発達・減衰をまったく考えないことになり、最も簡単なモデルになる。次に、同じ条件 (3.4) 式のもとで

$$W = W(x, y) \quad (3.6)$$

とすれば、地形による発達・減衰を考える場合に、また、

$$W = W(x - U_0 t, y - V_0 t) \quad (3.7)$$

とすれば、エコー自身の発達・減衰を考える場合に相等する。

2) U, V, W を x, y, z の一次関数とすれば、変形テンソル法⁸⁾ に対応する。

3) U, V を x, y の関数、すなわち

$$U = U(x, y), V = V(x, y) \quad (3.8)$$

とし、さらに、

$$W = W(x, y, z) = A(x, y)z + B(x, y) \quad (3.9)$$

とすれば、本研究で提案する“重みつき相関法”に対応する。

なお、(3.1) 式では表わせない手法として、降雨強度面を 2 変数正規確率密度関数で近似し、そのパラメータをカルマンフィルター理論により逐次推定しようとする方法も提案されている⁹⁾。

また、斎藤¹⁰⁾ は (3.1) 式の z にレーダーエコー強度を用い、エコーの移動速度 $V = (U, V)$ を与えて W を計算し、その特性を検討した。立平・牧野¹¹⁾ は、プリミティブモデルの格子点ごとの 700 mb 場の風速を $V = (U, V)$ とし、 W が

$$\frac{\partial W}{\partial t} + C_u \frac{\partial W}{\partial x} + C_v \frac{\partial W}{\partial y} = 0 \quad (3.10)$$

$C = (C_u, C_v)$: 総観系の移動速度

に従うものとして予測を行い、斎藤¹⁰⁾ と同様に発達・減衰項 W の重要性を指摘している。

本研究では、レーダー雨量計によるデータのみを用い、かつすべて計算機により自動的に予測し得る手法を提案する。

4. 降雨パターンの特性

本章では、4 つの降雨ケースに対して調べた降雨パターンの特性について簡単にふれる。調べた降雨ケースは ①1981年10月8日 (寒冷前線)、②1982年7月24日 (停滞前線)、③1982年8月1日 (台風10号)、④1982年11月22日 (寒冷前線) の4つである。

時間が経過しても周りに比べて相対的に降雨強度の強い部分があり、しかもその場所は全降雨ケースを通じてほぼ同じである。このように相対的に強いエコーの現われるのは、およそ以下の所である。

讃岐山脈、剣山地、水ノ山那岐山国定公園、丹後山地、丹波山地、生野付近、深山付近、六甲山地、生駒山地、和泉山脈、紀伊山地一体、鈴鹿山脈、伊吹山地、比良山地

以上、すべて山岳地帯であり、降雨強度に対して地形による影響の強いことを示している。ただ、全体的に降雨強度の小さかった②のケースでは上記の現象は強くは現われていない。また、④のケースでは山岳部から降り始めており、反対に①のケースでは全体的に降り始めた後に山岳部の降雨強度が相対的に強くなっている。

降雨強度面の全体的な水平方向の移動はほとんど見られないが、部分的な水平方向の移動は多少ある。これより、3.で分類した1)の条件は適当でないことがわかる。すなわち、 U, V は少なくとも x, y の関数であることが必要となる。これに対し、降雨強度面の z 軸方向の変化はよく見られるが、それでもその変化量は場所により異なる。特に山岳部では、この z 軸方向の変化もあまり見られない。このことから、発達・減衰項 W が重要であり、少なくともそれが x, y の関数であることが必要であることがわかる。

5. 重みつき相関法

本章では、4.で述べた降雨パターンの特성에基づいた予測手法“重みつき相関法”の基本的な考え方およびその具体的な予測への適用法を述べる。

5.1 基本的な考え方

現在時刻を 0 で表わすとき、 0 の近傍では降雨強度面

$$z = z(x, y, t) \dots\dots\dots (5.1)$$

は、微分方程式

$$\frac{\partial z}{\partial t} + U(x, y) \frac{\partial z}{\partial x} + V(x, y) \frac{\partial z}{\partial y} = W(x, y, z) \equiv A(x, y)z + B(x, y) \dots\dots\dots (5.2)$$

に従って推移するものと仮定する。

$$V(x, y) = (U(x, y), V(x, y)) \dots\dots\dots (5.3)$$

は降雨強度面の水平方向の速度ベクトルを表わすもので、平行移動法ではこの速度ベクトル V を x, y に依存しない定ベクトルと考えるが、ここでは場所により異なることを考慮する。場所への依存の具体的な形は5.2で述べるが、変形テンソル法⁹⁾のようにその関数形を先験的に与えたりはしない。

(5.2) 式の解は

$$\frac{dx}{dt} = U(x, y) \dots\dots\dots (5.4)$$

$$\frac{dy}{dt} = V(x, y) \dots\dots\dots (5.5)$$

上で、

$$\frac{dz}{dt} = W(x, y, z) = A(x, y)z + B(x, y) \dots\dots\dots (5.6)$$

として求められる。これらを時間間隔 dt で差分近似するために

$$t_k = k \Delta t, x_k = x(t_k), y_k = y(t_k) \quad (k = -1, 0, 1, \dots) \dots\dots\dots (5.7)$$

とおくと、(5.4)～(5.6) 式より、差分近似によって

$$x_k = x_{k-1} + u(x_k, y_k) \dots\dots\dots (5.8)$$

$$y_k = y_{k-1} + v(x_k, y_k) \dots\dots\dots (5.9)$$

$$z(x_k, y_k, t_k) = a(x_k, y_k)z(x_{k-1}, y_{k-1}, t_{k-1}) + b(x_k, y_k) \dots\dots\dots (5.10)$$

を得る。ここで

$$u(x_k, y_k) = U(x_k, y_k) \Delta t \dots\dots\dots (5.11)$$

$$v(x_k, y_k) = V(x_k, y_k) dt \dots\dots\dots (5.12)$$

$$a(x_k, y_k) = 1 + A(x_k, y_k) dt \dots\dots\dots (5.13)$$

$$b(x_k, y_k) = B(x_k, y_k) dt \dots\dots\dots (5.14)$$

であり、

$$v(x_k, y_k) = (u(x_k, y_k), v(x_k, y_k)) \dots\dots\dots (5.15)$$

を移流ベクトル (Advection vector) とよぶ。以下、(5.8)～(5.10) 式の離散的なモデルを考える。これらの式中の u, v, a, b を、 $k \leq 0$ すなわち $t \leq 0$ の観測データから求めることができれば、これらを (5.8)～(5.10) 式に用いて $k > 0$ すなわち $t > 0$ における降雨強度面を予測することができる。

5.2 移流ベクトル (u, v) の決定

ここでは、5.1 で定義した移流ベクトル (u, v) の決定方法を述べる。2. でも述べたように、本手法では対象領域を Fig. 1 のような正方形メッシュに区切り、左端から数えて i 列目、下から数えて j 行目のメッシュを (i, j) と表わす ($1 \leq i \leq 40, 1 \leq j \leq 40$)。また、移流ベクトルを求めたいメッシュを (i_p, j_p) とする。

時刻 t_{-1} の降雨強度面を x 方向に u' 列、 y 方向に v' 行移動させたとき、時刻 t_0 の強雨強度面と重なる領域内 (Fig. 2 参照) でこの2つの降雨強度面の対応度を評価し、最適の評価を与える移動量 (u, v) を移流ベクトルとする。

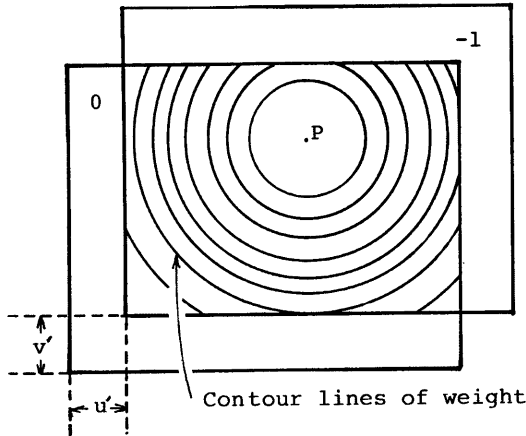


Fig. 2 Superposition of the rainfall distribution patterns at time t_{-1} and time t_0 .

重なる領域は、移動量 (u', v') により異なり、 (i, j) を時刻 t_0 での座標とすると

$$i_1 \leq i \leq i_2, j_1 \leq j \leq j_2 \dots\dots\dots (5.16)$$

$$\begin{cases} i_1 = \max(u' + 1, 1), i_2 = \min(u' + 40, 40) \\ j_1 = \max(v' + 1, 1), j_2 = \min(v' + 40, 40) \end{cases}$$

となる。

対応度の評価には、次式で定義する重みつき相関係数 $R(u', v')$ を用いる。

$$R(u', v') = \sigma_{-1,0} / \sqrt{\sigma_0^2 \sigma_{-1}^2} \dots\dots\dots (5.17)$$

ただし

$$\bar{z}_0 = \sum_{i=1}^{i_2} \sum_{j=1}^{j_2} w_{i,j} z(i, j, t_0) \dots\dots\dots (5.18)$$

$$\bar{z}_{-1} = \sum_{i=1}^{i_2} \sum_{j=1}^{j_2} w_{i,j} z(i - u', j - v', t_{-1}) \dots\dots\dots (5.19)$$

$$\sigma_0^2 = \sum_{i=1}^{I_2} \sum_{j=1}^{J_2} w_{i,j} \cdot [z(i, j, t_0) - \bar{z}_0]^2 \dots\dots\dots (5.20)$$

$$\sigma_{-1}^2 = \sum_{i=1}^{I_2} \sum_{j=1}^{J_2} w_{i,j} \cdot [z(i-u', j-v', t_{-1}) - \bar{z}_{-1}]^2 \dots\dots\dots (5.21)$$

$$\sigma_{-1,0} = \sum_{i=1}^{I_2} \sum_{j=1}^{J_2} w_{i,j} \cdot [z(i, j, t_0) - \bar{z}_0] \{z(i-u', j-v', t_{-1}) - \bar{z}_{-1}\} \dots\dots\dots (5.22)$$

また、(5.18)~(5.22) 式における $w_{i,j}$ は (i_p, j_p) 中心の重みであり、次のように定義する。

$$w_{i,j}^* = \exp[-\lambda\{(i-i_p)^2 + (j-j_p)^2\}] \dots\dots\dots (5.23)$$

$$w_{i,j} = w_{i,j}^* / \sum_{i=1}^{I_2} \sum_{j=1}^{J_2} w_{i,j}^* \dots\dots\dots (5.24)$$

これを用いることにより、 (i_p, j_p) 付近の降雨強度面の対応関係を重視した評価を行なえるようになる。

5.3 回帰分析による a, b の決定

ここでは (5.10) 式における a, b の決定方法を述べる。各メッシュにおける時刻 t_{-1} での降雨強度の推定値を

$$a'z(i-u, j-v, t_{-1}) + b' \dots\dots\dots (5.25)$$

とし、これと $z(i, j, t_0)$ との残差の重みつき二乗和が最小となるような回帰係数 a, b を決定する。すなわち、

$$J = \sum_{i=1}^{I_2} \sum_{j=1}^{J_2} w_{i,j} [z(i, j, t_0) - a'z(i-u, j-v, t_{-1}) - b']^2 \dots\dots\dots (5.26)$$

を最小にする a', b' を a, b とする。(5.26) 式を b' で偏微分し (5.18), (5.19) 式を用いると、 $\partial J/\partial b' = 0$ より

$$b = \bar{z}_0 - a\bar{z}_{-1} \dots\dots\dots (5.27)$$

となりこれを (5.26) 式に代入し、さらに a' で偏微分して (5.21), (5.22) 式を用いると、 $\partial J/\partial a' = 0$ より

$$a = \sigma_{-1,0} / \sigma_{-1}^2 \dots\dots\dots (5.28)$$

となり、(5.27) 式より

$$b = \bar{z}_0 - \bar{z}_{-1} \sigma_{-1,0} / \sigma_{-1}^2 \dots\dots\dots (5.29)$$

となる。ただし、 $\sigma_0^2 = 0$ または $\sigma_{-1}^2 = 0$ のときは

$$a = 0, b = \bar{z}_0 \dots\dots\dots (5.30)$$

としておく。

5.4 基準点および三角形網の設定

$(u, v), a, b$ をすべてのメッシュについて求めると計算量が多くなるので、あらかじめ設定しておいた基準点だけについて求め、その他のメッシュについては基準点を頂点とする三角形の3つの頂点の値より位置の一次関数として内挿して求める。

基準点を設定するにあたり、次の点に注意した。

- 1) 予測精度向上のため、降雨強度面の水平方向の移動ばかりでなく z 軸方向の変化さえも現われることの少ない山岳部にすべて、最低1つの基準点を設ける。これにより、完全に定常的に見える部分を無理に移流させて精度を低くするのを防ぐことができる。
- 2) 基準点が1)の場合だけであると、他のメッシュについては内挿するためにすべての移流ベクトルは零ベクトルになってしまう可能性が大きい。したがって1)以外にも、すなわち平野部にもできるだけ山岳部の影響の入らないように基準点を設ける必要がある。
- 3) 1)と2)の基準点を基に他のメッシュの移流ベクトルを内挿するのであるから、1)と2)の基準点および三角形を適切に配置する必要がある。

以上の3つに注意しながら、降雨パターンの特性に基づいて基準点と三角形網を Fig. 3 のように設定した。設定した範囲は、Fig. 1 に示した範囲よりも小さく

$$6 \leq i \leq 35, 5 \leq j \leq 35$$

である。予測値はこの範囲内のメッシュについてのみ計算する。

5.5 重み係数の決定

ここでは、(5.23) 式の重み係数 λ の決定に際して考慮した点を述べる。まず、一つの目やすとなるように、 (i_p, j_p) を中心とした半径 r の円内の重みの積分値 W_r を求めてみることにする。(5.23)、(5.24) 式では離散的であるが、ここでは解析の便宜上、連続的に取り扱い、さらに、 $-\infty < i < \infty$ 、 $-\infty < j < \infty$ とする。したがって、

$$\int_0^{\infty} \int_0^{2\pi} r \exp(-\lambda r^2) d\theta dr = \frac{\pi}{\lambda} \dots\dots\dots (5.31)$$

であるから、(5.23)、(5.24) 式より

$$W_r = \int_0^r \int_0^{2\pi} \frac{1}{\pi/\lambda} r \exp(-\lambda r^2) d\theta dr = 1 - \exp(-\lambda r^2) \dots\dots\dots (5.32)$$

を得る。 $\lambda=0.03$ としたとき、 W_r が 0.1 きざみに 0.1~0.9 までの値をとるような r を半径にもつ円を Fig. 4 に示す。 λ が小さくなれば、同じ W_r の値に対する円は拡がり、 λ が大きくなればせばまる。

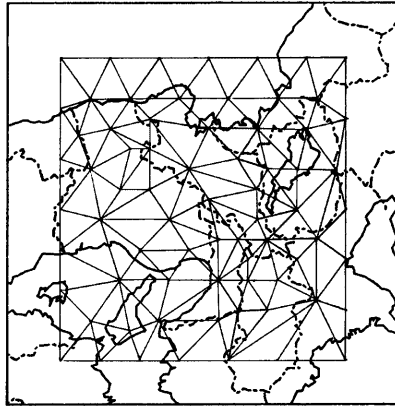


Fig. 3 Partition of the rainfall prediction area into triangular elements.

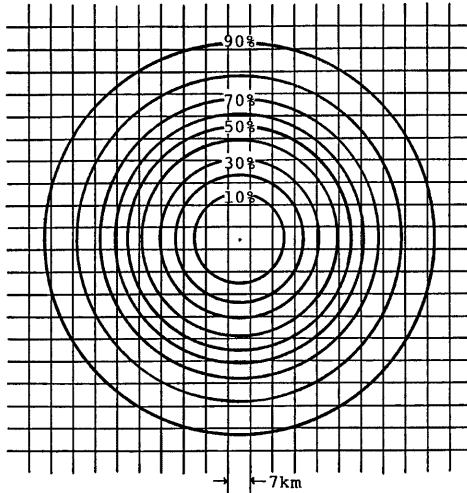


Fig. 4 Circles with various radii and integrated values of the weight function with coefficient $\lambda=0.03$ within these circles.

したがって、 λ をあまり小さくし過ぎると、メッシュごとに移流ベクトルを決定する意味がなくなってしまふ。すなわち、降雨強度面が移流している所に位置するメッシュについて移流ベクトルを決定しようとしても、 λ が小さ過ぎれば停滞している部分をも考慮に入れてしまい、結果として零ベクトルを算出する可能性が高い。反対に、 λ を大きくし過ぎると小さな範囲しか対象に入れないことになり、微小な範囲で非常によく似た降雨強度面が存在すればそれを重ね合わせることになる。ところが、微小な範囲内ではそのような似

かよった降雨強度面はどこにでも存在するので、実際とはまったく関係のない移流ベクトルを抽出する危険性がある。

具体的に λ の値を決定する前の予備的な検討として、実際に、4つの降雨ケースに対し種々の λ の値をとり移流ベクトルを求めてみたが、およそ $0.02 < \lambda < 0.05$ であれば上記したようなことは生じないことがわかった。さらに、この範囲内の λ に対する Fig. 4 のようなメッシュ上に描かれた円と Fig. 3 の基準点の配置とを比較して、 $\lambda=0.03$ とすることにした。

5.6 本手法の特徴

ここで本手法の特徴を述べる。まず、移流ベクトルを地点ごとに求めるのでベクトル場を形成することになる。しかも、基準点以外の点については、基準点での移流ベクトルを内挿して求めるので、空間的には連続なベクトル場が得られる。

(5.8)~(5.10) 式より、メッシュ (i, j) の時刻 t_k に対する予測式として

$$z(i, j, t_k) = a(i, j)z(i-u, j, t_{k-1}) + b(i, j) \quad (k=1, 2, \dots) \quad (5.33)$$

を得る。結局、移流ベクトルは、今その地点にいる降雨強度面がどこから来たかを表わすものと考えられることになる。その地点の降雨強度面がどこへ行くかを表わすとは考えない。さらに、 a, b も常にこれらを求めた2点を対応させるときに用いることになる。従って、(5.33) 式は地形による影響を重視した形になっており、降雨パターンの特性を考えると妥当であると言える。

また、(5.33) 式を変形すると

$$z(i, j, t_k) - z(i-u, j-v, t_{k-1}) = (a-1) \left\{ z(i-u, j-v, t_{k-1}) + \frac{b}{a-1} \right\} \quad (a \neq 1) \quad (5.34)$$

$$z(i, j, t_k) - z(i-u, j-v, t_{k-1}) = b \quad (a=1) \quad (5.35)$$

となり、(5.33) 式は次の6つの発達・減衰のパターンに対応できることがわかる。

- 1) 降雨強度の大きいところほど増加量が大い $a > 1, b > -(a-1)z(i-u, j-v, t_{k-1})$
- 2) 全体的に一樣に増大 $a=1, b > 0$
- 3) 降雨強度の小さいところほど増加量が大い $0 < a < 1, b > -(a-1)z(i-u, j-v, t_{k-1})$
- 4) 降雨強度の大きいところほど減少量が大い $0 < a < 1, b < -(a-1)z(i-u, j-v, t_{k-1})$
- 5) 全体的に一樣に減少 $a=1, b < 0$
- 6) 降雨強度の小さいところほど減少量が大い $a > 1, b < -(a-1)z(i-u, j-v, t_{k-1})$

以上、 $a > 0$ についてだけ考えたが、(5.17) 式と (5.28) 式とを比較すれば $R(u, v) > 0$ ならば $a > 0$ であることがわかり、したがって $a > 0$ だけで十分である。

特に、移流ベクトルが零ベクトルであると

$$z(i, j, t_k) = a^k z(i, j, t_0) + (a^{k-1} + a^{k-2} + \dots + a + 1)b \quad (5.36)$$

となり、 $a \neq 1$ であれば指数関数的に増加・減少することがわかる。

6. 重みつき相関法による降雨予測例

本章では、重みつき相関法による降雨予測計算例を示し、考察を加える。

6.1 適合度の評価—決定係数と有効性係数

ここでは、予測降雨と観測降雨の適合度の評価基準として用いる決定係数と有効性係数について簡単に説明しておく。

決定係数 (Coefficient of determination) C_d とは、予測値による観測値の線形回帰式の残差平方和が観測値の偏差平方和を減少させる割合をいう。これに対して、有効性係数 (Coefficient of efficiency) C_e とは、予測値の残差平方和が観測値の偏差平方和を減少させる割合である。いずれも無次元で1に近いほど適合度がよいことになる。

ある時刻に対して、メッシュ (i, j) の降雨強度の観測値を $Z_o(i, j)$ 、予測値を $Z_p(i, j)$ 、メッシュ (i, j) の属

する領域を K とすれば、決定係数 C_d は、

$$C_d = \frac{\sum_{(i,j) \in K} \{Z_0(i,j) - \bar{Z}_0\}^2 - \sum_{(i,j) \in K} \{Z_0(i,j) - (\alpha Z_p(i,j) + \beta)\}^2}{\sum_{(i,j) \in K} \{Z_0(i,j) - \bar{Z}_0\}^2}$$

$$= 1 - \frac{\sum_{(i,j) \in K} \{Z_0(i,j) - (\alpha Z_p(i,j) + \beta)\}^2}{\sum_{(i,j) \in K} \{Z_0(i,j) - \bar{Z}_0\}^2} \dots\dots\dots (6.1)$$

で計算される。ただし、 \bar{Z}_0 は領域 K での $Z_0(i,j)$ の平均値であり、 α, β は

$$\sum_{(i,j) \in K} \{Z_0(i,j) - (\alpha Z_p(i,j) + \beta)\}^2 \dots\dots\dots (6.2)$$

を最小にする α', β' であり

$$\alpha = r \frac{\sigma_{z_0}}{\sigma_{z_p}}, \quad \beta = \bar{Z}_0 - \bar{Z}_p r \frac{\sigma_{z_0}}{\sigma_{z_p}} \dots\dots\dots (6.3)$$

である。ここで、 \bar{Z}_0, \bar{Z}_p はそれぞれ領域 K での $Z_0(i,j), Z_p(i,j)$ の平均値、 $\sigma_{z_0}, \sigma_{z_p}$ はそれぞれ領域 K での $Z_0(i,j), Z_p(i,j)$ の標準偏差、 r は領域 K での $Z_0(i,j)$ と $Z_p(i,j)$ の相関係数である。(6.3) 式を (6.1) 式に代入すると

$$C_d = r^2 \dots\dots\dots (6.4)$$

であることがわかる。よって、正の相関係数をもつ場合に限れば、決定係数を用いて適合度を比較することは、通常用いられる相関係数を用いる適合度の比較と同じ意味をもっている。

一方、有効性係数 C_e は、

$$C_e = \frac{\sum_{(i,j) \in K} \{Z_0(i,j) - \bar{Z}_0\}^2 - \sum_{(i,j) \in K} \{Z_0(i,j) - Z_p(i,j)\}^2}{\sum_{(i,j) \in K} \{Z_0(i,j) - \bar{Z}_0\}^2}$$

$$= 1 - \frac{\sum_{(i,j) \in K} \{Z_0(i,j) - Z_p(i,j)\}^2}{\sum_{(i,j) \in K} \{Z_0(i,j) - \bar{Z}_0\}^2} \dots\dots\dots (6.5)$$

で計算される。

(6.3) 式で定める回帰係数 α を用いれば、決定係数 C_d と有効性係数 C_e の関係

$$C_d - C_e = C_d \left(\frac{\alpha - 1}{\alpha} \right)^2 + \left(\frac{\bar{Z}_0 - \bar{Z}_p}{\sigma_{z_0}} \right)^2 \geq 0 \dots\dots\dots (6.6)$$

が導かれる。

同一の決定係数をもっている、回帰係数が 1 に近く、平均値の差 $\bar{Z}_0 - \bar{Z}_p$ の絶対値が小さいほど、決定係数 C_d と有効性係数 C_e との差が小さいことがわかる。言いかえ、観測値を縦軸に予測値を横軸にとったとき、決定係数が同じでも有効性係数との差が小さいほど、原点を通り傾き 1 をもつ直線に近い回帰直線が得られる。

以上から、決定係数が 1 に近く、しかも有効性係数との差が小さいほど、予測値は観測値によく適合しているといつてよい。

6.2 予測結果

予測したケースと、各ケースの決定係数と有効性係数を Table 1 に示す。すべて、時間間隔 Δt は 30 分、重み係数 λ は 0.03 とした。

移流ベクトルが抽出されたのはケース 7 だけである。抽出されたその移流ベクトルと、移流ベクトルの抽出計算に用いた時間間隔 30 分の 2 枚の降雨分布図を Fig. 5 に示す。この図より、抽出された移流ベクトルが、降雨強度面の部分的な移流をよく反映しているのが読みとれよう。

各ケースの決定係数は 1 に近く、有効性係数との差は小さい。図には示さないが、流域平均雨量の増加・減少の傾向もよくとらえている。ただ、ケース 6 では、他のケースと比べて決定係数が小さく、有効性係数との差も大きい。また、ケース 7 では、決定係数は、有効性係数と近い値をとってはいるが、やはり他に比べてそ

Table 1. Coefficients of determination and coefficients of efficiency of predicted rainfall distributions for observed rainfall distributions.

Case	Start time of prediction	Cause of rainfall	upper: Coefficient of determination lower: Coefficient of efficiency					
			0.5	1.0	1.5	2.0	2.5	3.0
			hour ahead	hour ahead	hours ahead	hours ahead	hours ahead	hours ahead
1	82. 8. 1. 4.	Typhoon	0.9999 0.9999	0.9996 0.9996	0.9992 0.9991	0.9986 0.9986	0.9980 0.9979	0.9974 0.9973
2	82. 8. 1. 17.	Typhoon	1.0000 1.0000	0.9999 0.9999	0.9999 0.9998	0.9999 0.9997	0.9999 0.9995	0.9996 0.9992
3	82. 8. 1. 20.	Typhoon	1.0000 1.0000	1.0000 0.9999	0.9999 0.9998	0.9996 0.9996	0.9994 0.9993	0.9992 0.9987
4	82. 8. 2. 0.	Typhoon	1.0000 1.0000	1.0000 0.9999	0.9999 0.9998	0.9996 0.9995	0.9994 0.9991	0.9984 0.9984
5	82. 8. 2. 9.	Typhoon	1.0000 1.0000	1.0000 1.0000	1.0000 1.0000	1.0000 0.9999	1.0000 0.9999	0.9999 0.9998
6	81. 10. 8. 19.	Cold front	0.9855 0.9809	0.9545 0.9188	0.9067 0.7751	0.8562 0.5120	0.7980 0.0770	0.7522 -0.6093
7	82. 7. 4. 4.	Stationary front	0.9724 0.9714	0.9493 0.9398	0.9262 0.8933	0.8881 0.8231	0.8321 0.7359	0.7522 0.6226
8	82. 11. 22. 23.	Cold front	1.0000 1.0000	1.0000 0.9999	0.9999 0.9998	0.9999 0.9995	0.9996 0.9990	0.9994 0.9984

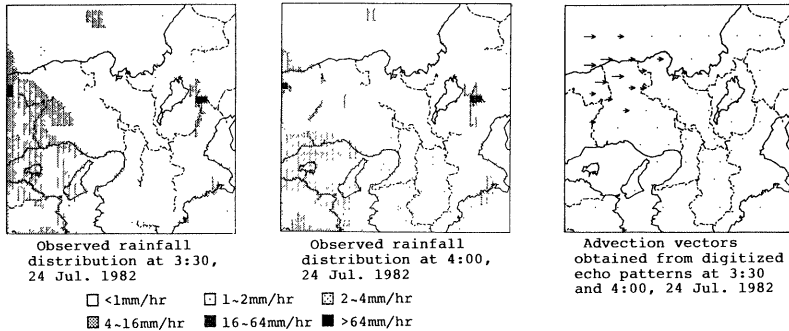


Fig. 5 Advection vectors obtained from digitized echo patterns at 3:30 and 4:00, 24 Jul. 1982.

の値は小さい。Fig. 6 にケース 7 に対する、また、Fig. 7 にはケース 1 に対する 1 時間ごとの予測降雨分布図と観測降雨分布図を示す。さらに、Fig. 8 にはケース 7 に対する、Fig. 9 にはケース 1 に対する全メッシュについての観測降雨量と予測降雨量との散分図を 1 時間ごとに示す。

6.3 予測計算例の特徴とその考察

6.2 で示した予測計算例をみると、全体的にみて予測値と観測値との適合度は高く、またほとんどのケースで移流ベクトルは零ベクトルになっている。移流ベクトルがほとんど抽出されない理由は種々考えられるが、現象的には、レーダー雨量計で観測される程度のスケールで短時間の降雨現象をみる場合、地形の影響が強く表われるためと説明できるようである。ところが、ある閾値 C によって降雨強度分布を 2 値化し、その関連係数を用いて移流ベクトルを抽出する手法の適用例の記述を見ると^{5) 6)}、常に零ベクトルではない

移流ベクトルが抽出されているようである。したがって、移流ベクトルがほとんど抽出されないという本手法の適用例の特徴は、手法上の特徴とも考えられるわけである。ここで、この問題について考察しておこう。

最初に、移流ベクトルがほとんど抽出されなかったのは、重みを導入したためではないことを注意してお

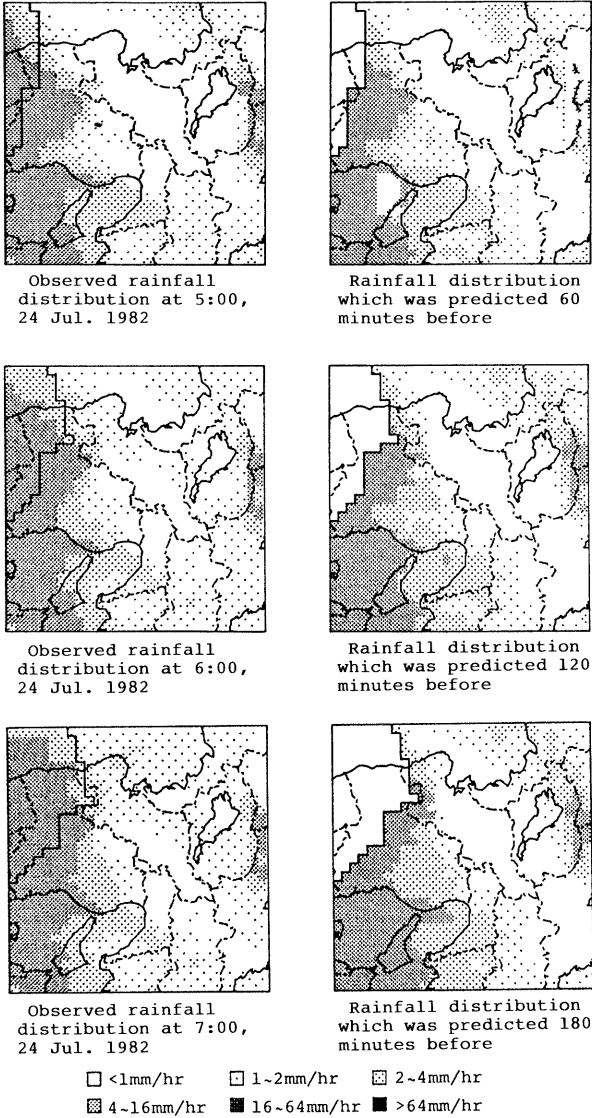
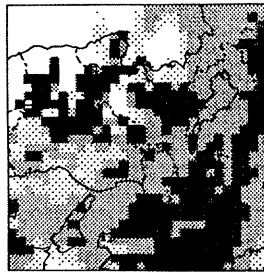
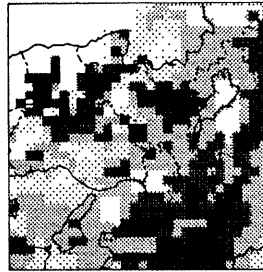


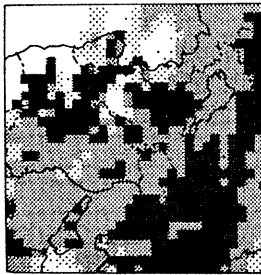
Fig. 6 Comparison between predicted and observed rainfall distributions (predicted at 4:00, 24 Jul. 1982).



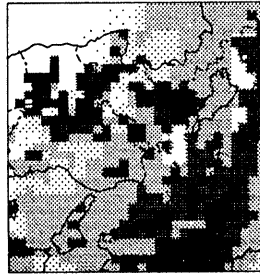
Observed rainfall distribution at 5:00, 1 Aug. 1982



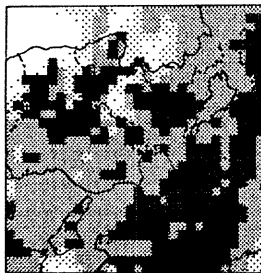
Rainfall distribution which was predicted 60 minutes before



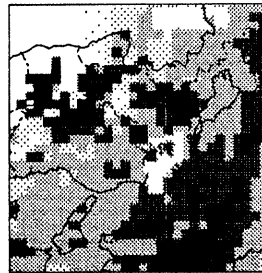
Observed rainfall distribution at 6:00, 1 Aug. 1982



Rainfall distribution which was predicted 120 minutes before



Observed rainfall distribution at 7:00, 1 Aug. 1982



Rainfall distribution which was predicted 180 minutes before

<1mm/hr
 1~2mm/hr
 2~4mm/hr
 4~16mm/hr
 16~64mm/hr
 >64mm/hr

Fig. 7 Comparison between predicted and observed rainfall distributions (predicted at 4:00, 1 Aug. 1982).

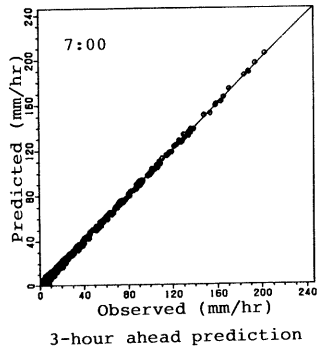
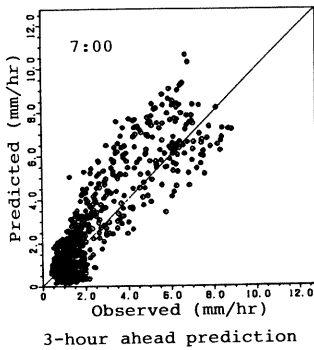
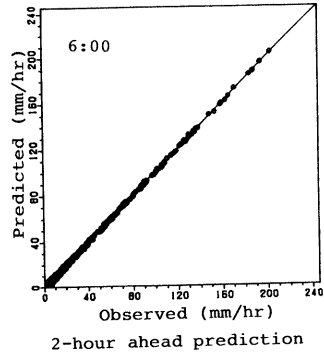
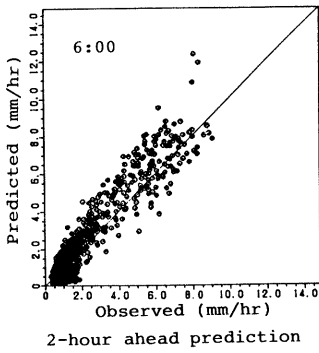
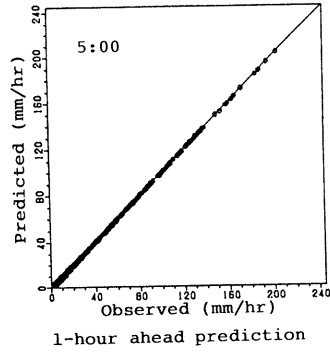
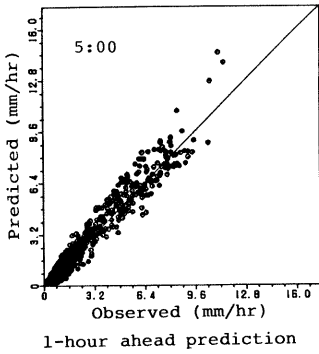


Fig. 8 Comparison between predicted and observed rainfall intensities for all meshes (predicted at 4:00, 24 Jul. 1982).

Fig. 9 Comparison between predicted and observed rainfall intensities for all meshes (predicted at 4:00, 1 Aug. 1982).

く。事実、重みの差を設けなければ、すべてのケースで移流ベクトルは零ベクトルになる。重みを導入することにより、むしろ部分的に移流ベクトルが抽出されるようになる。ケース7はその例である。したがって、

移流ベクトルのほとんど抽出されない原因が本手法そのものにあるとすれば、その原因は重みを導入したことにあるのではなく、移流ベクトルを求める際に相関係数を用いる点にあると言える。そこで、議論を明瞭にするために、以下、重みはすべてのメッシュについて等しいとしよう。この場合、移流ベクトル (u, v) 、回帰係数 a, b は場所に依存しない。(5.17) 式で定められる相関係数 $R(u', v')$ は、(6.4) 式と同様に、

$$R(u', v')^2 = 1 - \frac{\sum_{(i,j) \in K(u', v')} \{z(i, j, t_0) - (a'u' + v')z(i-u', j-v', t_{-1}) + b(u', v')\}^2}{\sum_{(i,j) \in K(u', v')} \{z(i, j, t_0) - \bar{z}_0\}^2} \dots (6.7)$$

を満たす。ただし、メッシュ (i, j) の動く領域 $K(u', v')$ は、(5.16) 式で定める領域であり、 \bar{z}_0 はこの領域 $K(u', v')$ での $z(i, j, t_0)$ の平均値、 $a(u', v'), b(u', v')$ は与えられた u', v' に対して

$$J(a', b'; u', v') = \sum_{(i,j) \in K(u', v')} \{z(i, j, t_0) - (a'z(i-u', j-v', t_{-1}) + b')\}^2 \dots (6.8)$$

を最小にする a', b' であって、

$$a(u', v') = \sigma_{-1,0} / \sigma_{-1}^2, b(u', v') = \bar{z}_0 - \bar{z}_{-1} \sigma_{-1,0} / \sigma_{-1}^2 \dots (6.9)$$

で与えられる。ただし、 \bar{z}_{-1} は領域 $K(u', v')$ での $z(i, j, t_{-1})$ の平均値、 σ_0, σ_{-1} はそれぞれ $z(i, j, t_0), z(i, j, t_{-1})$ の標準偏差、 $\sigma_{-1,0}$ は $z(i, j, t_0)$ と $z(i, j, t_{-1})$ との共分散である。

本予測手法では、 $R(u', v')$ を最大にする (u', v') を移流ベクトル (u, v) として抽出した後で、

$$J(a', b'; u, v) = \sum_{(i,j) \in K(u, v)} \{z(i, j, t_0) - (a'z(i-u, j-v, t_{-1}) + b')\}^2 \dots (6.10)$$

を最小にする a', b' を a, b として、予測式

$$z(i, j, t_k) = az(i-u, j-v, t_{k-1}) + b \quad (k=1, 2, \dots) \dots (6.11)$$

を構成した。ところが、 (u', v') を変化させても、(6.7) 式右辺第 2 項の分母はほとんど変化しないので、近似的には $J(a', b'; u', v')$ を最小にする $(u', v'), a', b'$ を $(u, v), a, b$ として、予測式 (6.11) を構成することと同等と考えてよい。したがって、特別に 1 次元で考えて、Fig. 10 に示すように、移流ベクトルを零ベクトルとして係数 a, b を調整することによって時刻 t_0 の降雨強度面 (線) と時刻 t_{-1} の降雨強度面 (線) とが最もよく適合する場合には、たとえ、降雨強度面が閾値 C 以上である雨域が拡大し右方向に移動していても、本手法によれば、移流はないという結果が生じるわけである。

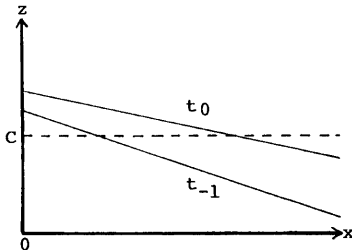


Fig. 10 Example of the change of rainfall distribution such that by authors' method the corresponding advection vector is zero. C is a threshold value.

降雨強度面は実体として存在するものではなく、また、その時間的・空間的变化を記述する式 ((3.1) 式) は、少なくとも現状では単に簡単なモデルを考えているに過ぎないことに注意すると、レーダー雨量計によって得られた降雨強度の時間的・空間的变化をよりよく表わすことができるように、移流ベクトル、発達・減衰項を決定するしかない。たとえ、移流ベクトルが抽出されなくても、過去の降雨強度面の変化がよくとらえられ、予測の適合度がよければよい。

したがって、移流ベクトル、発達・減衰項の推定を一貫しない基準で決定するよりも、これらを一貫した

評価基準で決めた方がよい結果が得られる。本予測手法で良好な結果が得られたのは、この条件を満たしているためと考えられる。

ちなみに、(5.18)～(5.22) 式の $z(i, j, t)$ に各地点での δt 時間の降雨強度の変化量 $\delta z(i, j, t) = z(i, j, t) - z(i, j, t - \delta t)$ を代入して (u, v) を求め、発達・減衰の評価式として (5.26) 式を用いて同じケースについての予測計算を試みたが、適合度はかなり低かった。したがって、どのように移流ベクトルを定義するにしろ、発達・減衰の評価法を一貫したものでなければならない。

本予測手法による計算例では、各ケースの全基準点で抽出された移流ベクトル (u, v) に対する重みつき相関係数 $R(u, v)$ は、ほとんど 1 に近い。これは、全ケースを通じて、 $z(i, j, t_0)$ が、

$$a(i, j)z(i-u, j-v, t-t_0) + b(i, j) \dots\dots\dots (6.12)$$

により、かなり良好に表わせることを意味している。適合度の低いケース 6 についても、これは例外でない。実際、ケース 6 の $(u, v), a, b$ を求めた際の 2 枚の降雨分布図を見ると、このケースは 5.6 で述べた 6 つの発達・減衰のパターンのうち、1) 降雨強度の大きいところほど増加量が大きいパターンに属するが、 a, b の値を調べると、このパターンをうまくとらえていることがわかる。したがって、問題は、発達・減衰のパターンの持続しなかったことにある。しかし、何らかの時系列の評価を行なわない以上、これは本手法の一つの限界を示しているものとも言える。

7. 今後の課題

本予測手法を実用化するためには、さらに以下の点を検討して行く必要がある。

- 1) 2.でも述べたように、本研究では単位メッシュの大きさを 7 km 四方とした。しかし、これが最良というわけではなく、今後、メッシュの大きさが予測精度に及ぼす影響を明らかにして行く必要がある。
- 2) 計算量を考えると、基準点は少ない方が望ましい。しかし、予測精度のことを考えると、反対に多い方が望ましい。したがって、基準点の個数と予測精度との関係を明らかにする必要がある。
- 3) すべての降雨ケースを通じて同じ重み係数 λ を用いたが、重み係数を降雨原因別に定める必要があるかも知れない。
- 4) さらに、適用例を多くして、リードタイムと予測誤差の統計的関係を明らかにしてゆかねばならない。また、時間間隔 Δt を変えて検討して行く必要もある。

本研究で用いたレーダー雨量計観測データは、建設省近畿地方建設局淀川ダム統合管理事務所から提供して載いた。また、永末博幸所長ほか同事務所の方々との討論も参考となった。記して謝意を表する。

参 考 文 献

- 1) 斎藤直輔：豪雨と台風の予知の現状と問題点、自然災害科学特別研究—予知・予報の現状と問題点、ワークショップ報告書、昭55. 9, pp. 10-13.
- 2) 二宮洗三：雨とメソ・システム—集中豪雨のメカニズムを探る—、気象学のプロムナード 2, 東京堂出版、昭56, pp. 44-51.
- 3) 建設省土木研究所河川部水文研究室：レーダー雨量計の特性に関する調査、土木研究所資料第 1634 号、昭56. 2, pp. 6-21.
- 4) 中尾宏臣・石崎勝義：レーダー雨量計による面積降雨の観測精度、土木学会第35回年次学術講演会講演概要集第 2 部、昭55. 9, pp. 466-467.
- 5) 石崎勝義・中尾宏臣・森本陸世：レーダー雨量計による短時間降雨予測、土木学会第35回年次学術講演会講演概要集第 2 部、昭55. 9, pp. 468-469.
- 6) 大倉 博・石崎勝義・中尾宏臣・森本陸世：レーダー雨量計を用いた短時間降雨予測、第27回水理演説論文集、昭58. 2, pp. 349-354.

- 7) 石崎勝義・中尾宏臣・森本陸世：レーダー雨量計による短時間降雨予測（発達・減衰項の導入），土木学会第36回年次学術講演会講演概要集，昭56. 10, pp. 631-632.
- 8) 竹内邦良：雨域・雨量強度分布変化の短時間予測，第22回水理講演会論文集，昭53. 2, pp. 161-168.
- 9) 下垣 久・室田 明・江藤剛治：雨量観測データによる降雨分布の解析とそのオン・ライン予測，第22回水理講演会論文集，昭53. 2, pp. 169-174.
- 10) 斎藤 実：エコーパターンの発生・消滅について，天気，19, 昭47, pp. 257-260.
- 11) 立平良三・牧野義久：デジタル化されたエコーパターンの予報への利用，研究時報，26, 昭49, pp. 188-199.