

京都大学大学院 学生員 中北 英一
 京都大学工学部 正 員 高 棹 琢馬
 京都大学工学部 正 員 椎 葉 充晴

1. 概 要

筆者らはすでに、移流方程式を用いた短時間降雨予測手法を提案し¹⁾、多数の適用例を通して予測精度を統計的に明らかにした²⁾。本報告では、移流方程式に確率的外乱を付加することにより降雨予測精度を実時間で求める方法とその適用例を示す。もともと個々の降雨ケースにより予測のし易さは異なるものである。したがって、個々の降雨ケースの予測のし易さに見合った予測精度が実時間で得られるならば、実時間流出予測に対して一層有効な降雨予測情報を提供できることになる。

2. 移流方程式への確率的外乱の導入

すでに提案した降雨予測手法では、地点 (x, y) における時刻 t での降雨強度を $z(x, y, t)$ として、移流方程式 $\partial z / \partial t + U(\partial z / \partial x) + V(\partial z / \partial y) = W$ に従って降雨強度が変化するとした。ここで、移流ベクトル (U, V) および発達衰弱項 W は位置座標の一次式として、その各係数を現在および過去の降雨強度データから線形最小自乗法を用いて決定する。

本報告では、決定された移流ベクトルと発達衰弱項を用いて

$$\partial z / \partial t + U(\partial z / \partial x) + V(\partial z / \partial y) = W + v(x, y, t) \quad (1)$$

によって降雨強度の変化が記述されるものとする。ただし、 $v(x, y, t)$ は確率的外乱を表すものとし、

$$E \{ v(x, y, t) \} = 0 \quad (2) \quad , \quad E \{ v(x, y, t) v(x', y', t') \} = G f(x-x', y-y', t-t') \quad (3)$$

であるとする。ここで、 E は期待値記号である。関数 f が与えられているとして、そのパラメータや G の値は U, V, W の決定に用いた降雨データから決定できる。 f の関数形については適用例のところで述べる。

3. 予測誤差分散の決定方法

たとえば地点 (x, y) を中心とする $\Delta x \times \Delta y$ の矩形領域を $S(x, y)$ として、領域 $S(x, y)$ 、時刻 t での平均降雨強度の予測誤差分散は、 $z(x, y, t)$ の平均値からの偏差 $\tilde{z}(x, y, t)$ を用いると、

$$\tilde{z}(x, y, t) = \frac{1}{\Delta x \Delta y} \int_{S(x, y)} \tilde{z}(\xi, \eta, t) d\xi d\eta \quad (4)$$

の予測誤差分散と同じである。一方、 $\tilde{z}(x, y, t)$ は、

$$\partial \tilde{z} / \partial t + U(\partial \tilde{z} / \partial x) + V(\partial \tilde{z} / \partial y) = v(x, y, t) \quad (5)$$

を満たすから、 $\tilde{z}(x, y, 0) = 0$ に注意して(4)式を解けば、結局領域 $S(x, y)$ での平均降雨強度の予測誤差分散は、

$$\begin{aligned} E \{ \tilde{z}(x, y, t) \}^2 &= \frac{1}{(\Delta x \Delta y)^2} E \left\{ \int_0^t \int_{S(x, y)} v(\xi_*, \eta_*, \tau) d\xi d\eta d\tau \right\}^2 \\ &= \frac{G}{(\Delta x \Delta y)^2} \int_0^t \int_0^t \int_{S(x, y)} \int_{S(x, y)} f(\xi_* - \xi'_*, \eta_* - \eta'_*, \tau - \tau') d\xi d\eta d\xi' d\eta' d\tau d\tau' \end{aligned} \quad (6)$$

$$\begin{aligned} \text{ただし、} d\xi_*/d\tau &= U \quad (= c_1 x + c_2 y + c_3) \quad , \quad \xi_*(t) = \xi \\ d\eta_*/d\tau &= V \quad (= c_4 x + c_5 y + c_6) \quad , \quad \eta_*(t) = \eta \end{aligned} \quad (7)$$

によって得られる。ここで、 $c_1 \sim c_6$ は移流ベクトルの同定時に決定されるパラメータである。

4. 適用例

ここでは、台風8210号による降雨への適用例を示す。用いた降雨データは建設省深山レーダー雨量計の観測データを、レーダーサイトを中心とした280km四方領域内の3kmの格子点上のデータに変換したものである。

発達衰弱項は平均値が0でランダムに推移することから $W=0$ として、(3)式右辺の f は

$$f(x-x', y-y', t-t') = \delta(t-t') \cdot g(x-x', y-y') \quad (8)$$

とする。 $\delta(t)$ はディラックのデルタ関数である。このとき、

$$\tilde{v}(x, y) = \int_{-\Delta t}^0 v(x, y, \tau) d\tau \quad (9)$$

とすると、

$$E\{\tilde{v}(x, y) \tilde{v}(x', y')\} = G \Delta t g(x-x', y-y') \quad (10)$$

となる。 g の関数形を決定するために、82年8月1日18時から19時までの5分毎の降雨データから U, V を決定して(10)式左辺の値を距離のついて計算した結果を図1に示す。この図より、

$$g(x-x', y-y') = \exp[-\alpha \{(x-x')^2 + (y-y')^2\}^{1/2}] \quad (11)$$

とするのが妥当と言えよう。最小自乗法によって、図1の結果から $G=26.73$, $\alpha=0.125$ を得た。

領域 $S(x, y)$ として、 (x, y) を中心とする $\Delta x \times \Delta y$ の矩形領域をとって(6)式を計算したのが図2の実線である(以下、これを理論値とよぶ)。(7)式の解は解析的に求めたが、その後の積分の実行には刻みを3kmおよび5分とした台形公式を用いた。なお、(7)式の性質から(6)式の値は (x, y) には依存しない。

同図中黒丸は、予測降雨と観測降雨から実際に求めた $\Delta x \times \Delta y$ 領域内での平均降雨強度の予測誤差分散を、5分毎に60分先(20時)まで示したものである(以下、これを計算値とよぶ)。

理論値と計算値とは良く一致しており、3.で述べた方法によってあらかじめ予測誤差分散を求めておくことを根拠づけている。ただ55分先あたりから、計算値の時間に関する増加傾向が理論値に比して小さくなっている。これは、55分先あたりから移流ベクトルの予測誤差の影響が出はじめ、必ずしも $v(x, y, t)$ が時間的に無相関とはできなくなってきたためと考えられる。

また、 $\Delta x = \Delta y$ の増加に対する予測誤差分散の減少割合は、理論値よりも計算値の方が若干大きい。これは、図1の黒丸はほぼ直線上にはあるが、それでも距離が12km以内の部分だけで直線をあてはめてみた場合全体を通しての場合よりも G, α ともに若干大きくなることによると考えられる。

5. 結 論

予測リードタイムが1時間程度ならば、3.と4.で述べた方法によって十分実時間で予測誤差分散を求められることを示した。今後は、移流ベクトルの予測誤差なども考慮に入れて、さらに長いリードタイムでの予測誤差分散や、異なるリードタイム間での予測誤差共分散が求められるよう検討を重ねたい。

- 1) 高樟・椎葉・宝・中北(1984)；移流モデルによる豪雨予測手法の改良とその適用，第21回自然災害科学総合シンポジウム講演要旨集，PP.267-270.
- 2) 中北(1985)；豪雨の予知・予測手法とその洪水予測への適用に関する研究，京都大学修士論文.

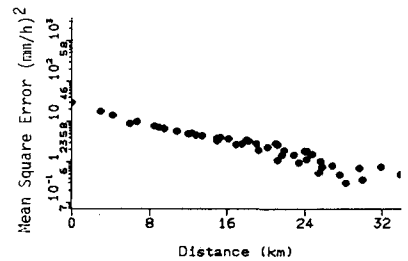
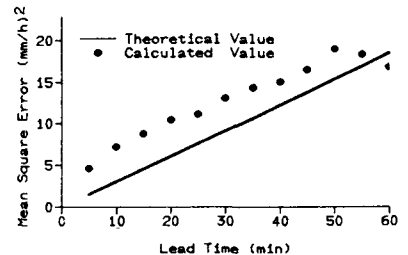
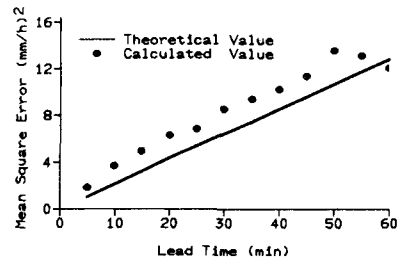


図1 (10)式左辺の計算結果
(18:00~19:00;縦軸は対数値)



(a) $\Delta x = \Delta y = 6\text{km}$ の場合



(b) $\Delta x = \Delta y = 12\text{km}$ の場合

図2 予測誤差分散の比較