

3次元レーダー情報を用いた 降雨生起場の推定と降雨の予測実験

京都大学防災研究所 正員 中北英一 京都大学大学院 学生員 川崎隆行
大林組 正員 山浦克仁 京都大学大学院 学生員 澤田典靖

1. 概要 3次元レーダー情報から算定されている水蒸気相変化量を用いて降雨生起場モデルのモデルパラメータの時空間特性を調査し、そのパラメータ分布をもとにして降雨の予測実験を行い、モデルおよび水蒸気相変化量の妥当性を検証する。なお、対象とする降雨は1986年7月梅雨末期の集中豪雨で、建設省深山レーダー雨量計によって観測されたものである。

2. 降雨算定の基礎式と降雨生起場のモデル化 まず、アメダス地上風をもとにして定めた下端境界条件を用いて、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地形に沿った層状の3次元風速場を定めておき、これを固定した上で水蒸気を流入させ降雨分布を算定する。降雨の算定は、 H を観測領域上端高度、 $h(x, y)$ を標高、 z を高度として $s=(z-h(x, y))/(H-h(x, y))$ で表わされる s を用いて、熱力学の方程式

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + u \frac{\partial \theta}{\partial x} + v \frac{\partial \theta}{\partial y} + \omega \frac{\partial \theta}{\partial s} = \frac{LQ}{\rho_0 \pi}, \quad \pi = \frac{C_p T}{\theta} \quad (1)$$

水蒸気量保存式

$$\frac{\partial m_v}{\partial t} + u \frac{\partial m_v}{\partial x} + v \frac{\partial m_v}{\partial y} + \omega \frac{\partial m_v}{\partial s} = \frac{Q}{\rho_0}, \quad (2)$$

水分量保存式

$$\frac{\partial m_l}{\partial t} + u \frac{\partial m_l}{\partial x} + v \frac{\partial m_l}{\partial y} + \omega \frac{\partial m_l}{\partial s} = \frac{Q}{\rho_0} + \frac{\rho_w}{\rho_0(H-h)} + \frac{\partial R}{\partial s}, \quad R = \rho_0 w_t m_l, \quad (3)$$

により行う。ただし、 (u, v, ω) は風速、 θ は温位、 C_p は定圧比熱、 T は温度、 m_v は水蒸気の混合比、 m_l は水分の混合比、 ρ_0 は総観場での大気密度、 L は水蒸気の凝結にともなう熱の出入り、 R は大気に相対的な降水強度、 w_t は大気に相対的な降水の落下速度を示す。また、 Q は単位時間単位体積あたりに凝結する水分の質量を示し、以下この Q を水蒸気相変化量と呼ぶ。流入水蒸気と降雨生起場との相互作用は Q を通して表現する。

ここで、降雨生起場を水蒸気から降雨のもととなる水分への変換が促進される場と定義し、地形の影響を受けながら流入する水蒸気と降雨生起場の相互作用により降雨がもたらされるという現象を考えていく。本報告では場の状態から算定される飽和水蒸気量の $(1-\alpha)$ 倍に飽和水蒸気量が抑えられ、その時点での過飽和水蒸気がすべて水分に変換され则认为、移動する α の水平分布により降雨生起場を定義する。この α の3次元分布は3次元レーダー情報から得られている水蒸気相変化量¹⁾から、次式により推定される。

$$\frac{Q}{\rho_0} = (1-\alpha) \frac{dm_s}{dt}. \quad (4)$$

この推定された Q の定量的な有効性を確認するために、23時の分布を固定して使い、5時間水蒸気を移流させたときの m_v に負の値が生じないかどうか調べた。その結果、図には示さないが m_v の値が負になっているところは見られなかった。したがって、 Q の算定値はオーダー的にみても有効であることがわかった。

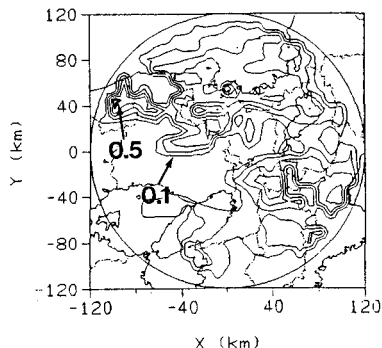


図1 推定された α の分布

ここで、図1に23時のレーダー情報から推定された α の分布を標高

Eiichi NAKAKITA, Takayuki KAWASAKI, Katsuhito YAMAURA, Noriyasu SAWADA

3000mについて示す。αの値はピーク値が0.5程度であり、用いた水蒸気相変化量と比較して相対的に大きな値が算定されている。これは、この高度においては流入させた水蒸気量に対してQの値が相対的に大きいことが原因である。つまり、実際は層状の流れ以外に、対流現象による水蒸気の鉛直輸送の影響がQの値を相対的に大きくしているのである。

3. 降雨生起場モデルを用いた降雨予測実験 本報告では図1に示した23時のモデルパラメータαの3次元分布を地形に沿って水平方向に移動させながら降雨計算を行い予測実験とした。実際には、このようなαの分布を持つ降雨生起場の移動速度を(u_a, v_a)、移動開始時刻をt₀として、

$$Q(x, y, s, t) = \rho_0 (1 - \alpha(x - u_a \delta t, y - v_a \delta t, s, t_0)) \frac{dm_s}{dt}, \delta t = t - t_0, \quad (5)$$

によりQの値を更新しながら、基礎式(1), (2), (3)を用いて水蒸気から水分への変換、すなわち降雨分布の算定を行っていく。移動速度はu_a=17km, v_a=0kmとし、移動開始時刻はt₀=0minとした。ただし、αの分布が推定されていない領域では水蒸気から水分へは変換させないので、降雨の算定される領域は東方へずれていく。

4. 予測結果 図2に予測された降雨分布(0min~420min)を、図3にその時実際にレーダーで観測され、平滑化された降雨分布(23:00~2:30)を示す。また、両者には時間的なずれがみられるが、これは設定したu_aの値が小さかったためと考えられ、図2の420minが図3の2:00~2:30に対応するものと考えてよい。これを見ると60minに六甲山付近で発生した降雨域が発達しながら大阪湾から京都府南部に移動し、京都府南部で強雨をもたらしている様子が予測されている。また、兵庫県中央部での雨域の停滞している様子も良好に予測されている。このようにこの予測は降雨域が発生、発達していく様子を予測するなど良好な結果を示している。

この結果、地形の影響を受けず時間変動しない降雨生起場と地形の影響を受けて流入する水蒸気との相互作用をうまくモデル化すれば実時間手法としての降雨予測手法となることが示された。さらに、この結果が良好であったことによりレーダー情報から算定されている水蒸気相変化量の有効性も確認された。

5. 結論 以上のように、雨域の発生、発達など降雨パターンの外挿を基本とする従来の短時間降雨予測手法では予測できなかった現象が予測できるようになってきた。今後は降雨生起場モデルに対流現象を取り込むことを考え、短時間降雨

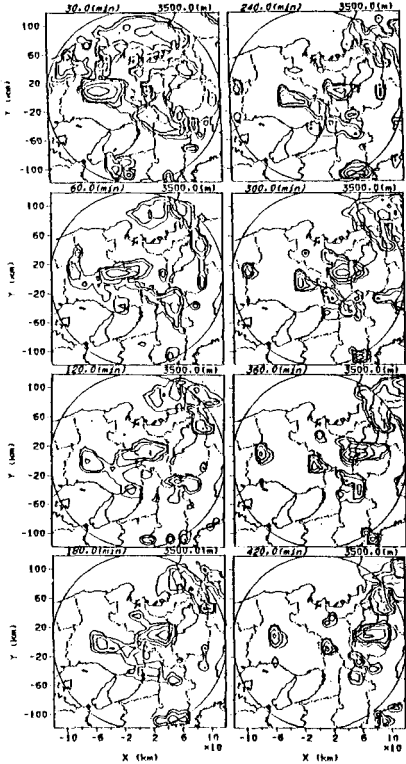


図2 予測された降雨分布

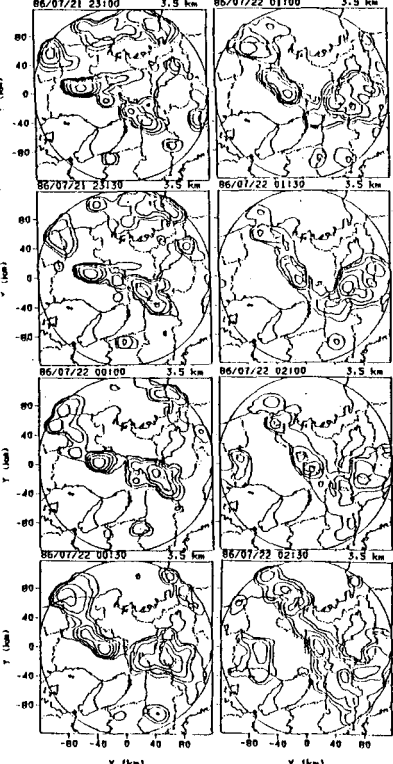


図3 平滑化された実際の降雨分布

予測手法の完成をめざす。 1) 中北英一・椎葉充晴・池淵周一・高樺琢馬(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