

II-4 3次元レーダー情報を用いた降雨の予測実験

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

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3次元分布を推定し、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推定値の妥当性を検証する。

2. 3次元レーダー情報を用いた降雨生起場の推定 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、地形による下層風速場の不均一性を考慮した上で、**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。降雨計算の基礎方程式は、熱力学的方程式、水蒸気保存式、水分保存式から成り、その詳細は参考文献に譲るが¹⁾、その中で、降雨予測にあたって重要となる変数が、この3式の生成・消滅項に存在する水蒸気相変化量 Q (単位体積、単位時間あたりに降水に変換される量)であり、この Q の分布の時間変動を地形とからめていかに表現するかが重要な鍵となる。

そこで、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および地形の相互作用により降雨がもたらされるという考えに立つ。本報告では**層状流れに基づく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る**と考え、移動する α の3次元分布により降雨生起場を定義する。 α の3次元分布と水蒸気相変化量 Q の3次元分布とは、

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

によって、関係づけられる。ただし、 ρ_0 は総観場での大気密度、 m_s は飽和混合比である。

既に関与されている手法によって3次元レーダー情報から推定される Q の3次元分布は定量的にもオーダーで見れば有効であることが確認されており¹⁾、その推定値から(1)式を通して α の3次元分布が求まる。

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3500mに

ついて示す。図には水蒸気相変化量 Q の算定値は示していないが、 α のピーク値は Q のピークの風下側にずれて算定されており、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による。つまり、 Q の3次元レーダー情報から推定値は、層状の流れによる水蒸気輸送以外に、対流現象による鉛直輸送の影響も表現しており、その結果 Q の値が相対的に大きくなっているのである。

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 の推定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。つまり、このような α の分布を持つ降雨生起場の移動速度を (u_0, v_0) 、移動開始時刻を t_0 として、

$$Q(x, y, s, t) = \rho_0 (1 - \alpha(x - u_0 \delta t, y - v_0 \delta t, s, t_0)) \frac{d m_s}{d t}, \quad \delta t = t - t_0 \quad (2)$$

により Q の値を更新しながら、熱力学的方程式、水蒸気及び水分の保存式の3式を用いて降雨分布の予測実験を行う。移動速度は $u_0=34\text{km}$ 、 $v_0=0\text{km}$ とし、移動開始時刻は $t_0=0\text{min}$ 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行く。しかし3次元レーダーの全国的配備によってこの問題は解決する。

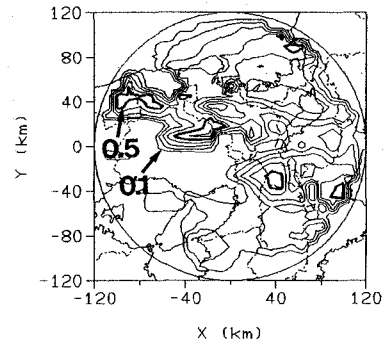


図1 算定された α の分布

4. 予測結果 3500m高度に関して、図2に予測した水蒸気流入量分布（水蒸気フラックスの絶対値 $[\text{kg}/\text{m}^2 \text{ s}]$ ）を、図3に予測降雨分布を、図4にレーダー情報から推定した降雨分布を示す。ただし、図2, 3の算定時の水平方向の格子点間隔は9 km, 差分時間間隔は15秒とした。図2の最上段の分布図はレーダー情報から推定したQの分布から算定したもので、予測実験の初期値でもあり図1の α 分布の算定にも用いた。

これを見ると60minに六甲山付近で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、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。さらに、その後も同領域で雨域が発生して（60～90, 120～150min.）, 同じように東方に移動している。これらは本報告での予測の大きな目標としていたもので、このように本質的に良好な結果が得られたのは、図2に見られる高水蒸気流入域の南下と、図1に見られる淡路島北端の東側に存在する $\alpha=0.1$ 程度の降雨生起場の東進と、地形の影響によるものと考えられる。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、停滞の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り、予測手法の骨組みが完成した。今後は降雨生起モデルに水蒸気の鉛直輸送を取り込むことを考え、物理的根拠を持った短時間降雨予測手法の完成をめざす。

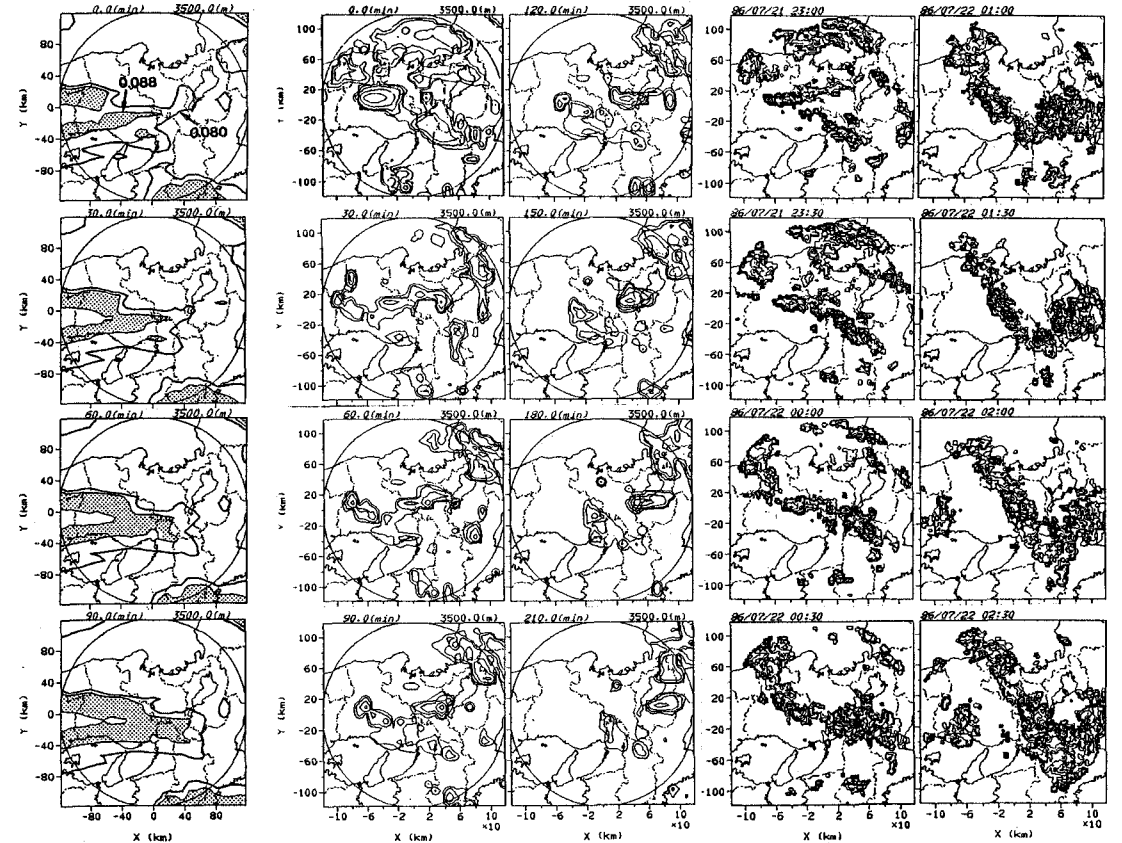


図2 水蒸気流入量の
予測分布 $[\text{kg}/\text{m}^2 \text{ s}]$

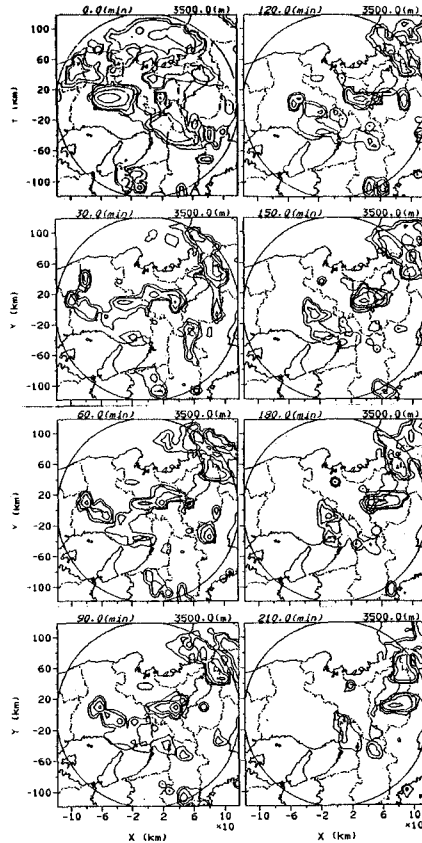


図3 予測降雨分布

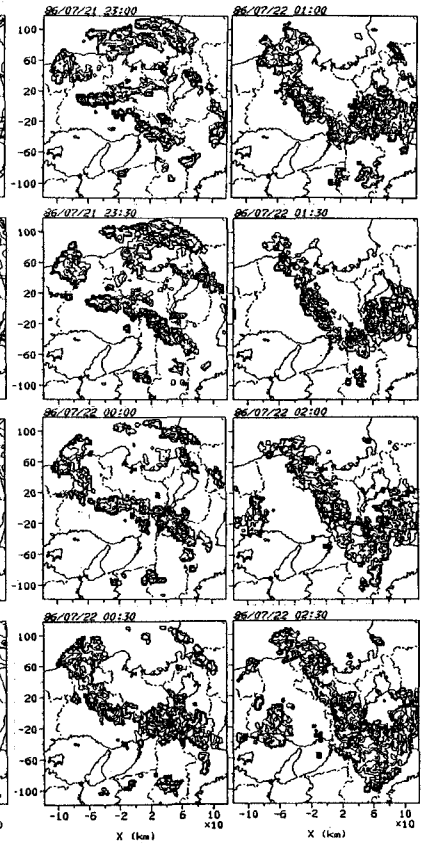


図4 レーダー情報から推定した
降雨分布