

3 次元レーダー情報及び水蒸気鉛直輸送を考慮した 降雨モデルの開発とその短時間降雨予測への適用

京都大学大学院 学生員 ○藤井孝成 京都大学防災研究所 正員 中北英一
(財)電力中央研究所 正員 杉本聡一郎 京都大学防災研究所 正員 池淵周一

1 はじめに 3次元レーダー情報を用いた短時間降雨予測手法¹⁾では、水収支という観点から、水蒸気から水分への変換能率の高い場を不安定場と定義し、これまでに α モデル、LFC モデル²⁾が開発されてきた。 α モデルでは層状に流れる水蒸気を降雨に変換するため、降雨予測の結果、相対的に弱い降雨分布が予測される傾向にある。そこで、本研究では潜在不安定の概念と水蒸気の鉛直輸送効果を内包して、熱力学的要素を強めた LFC モデル²⁾に着目し、モデルパラメータを3次元レーダー情報及びGPV データから推定する方法を開発し、推定されたパラメータを用いて実時間降雨予測を試みる。

2 LFC モデルの概要 水蒸気を鉛直方向に補給する側の下層を補給層、水蒸気が下層から補給され、降水に変換される側の上層を吸引層と呼んで大気を2層に分けて考え、場の状態から定まる自由対流高度 z_{LFC} を $(1-\beta)$ 倍 ($0 < \beta < 1$) することで自由対流が生じ得る層を補給層内に生起させ、その層内の水蒸気流入量の α 倍が吸引層に鉛直輸送され、それを相変化させるというのが LFC モデルである。

モデルパラメータは α 、 β の2つである。このうち β は水蒸気の鉛直輸送を生起させるものであり、 α は鉛直輸送が生起する状態となった時の実際の鉛直輸送量を決定するものである。補給層内の高度 z_a において、

$$z_a > (1-\beta)z_{LFC} \quad (1)$$

が満たされる時に、この高度から水蒸気が鉛直輸送される(図1左図)。一方、高度 z_a からの鉛直輸送量は、各高度において潜在不安定度を考慮して、

$$\alpha_r = \alpha E^{(+)}(z, m_v) / \max E^{(+)}(z, m_v) \quad (2)$$

$$Q_l(z) = \alpha_r \rho_v \sqrt{u^2 + v^2 + \omega^2} \quad (3)$$

によって算定される。ただし、 $E^{(+)}$ は潜在不安定度で、空気塊の過程曲線と周囲の気温とから求められる。このパラメータ α_r と β を移流させることによって降雨予測を行う。ここで、パラメータ β は水平方向の2次元分布、 α_r は3次元分布である。

3 LFC モデルパラメータの推定と降雨予測

中北ら²⁾はパラメータをあらかじめ仮定して降雨予測を行ったが、実現象に即した降雨予測を行うためにはイニシャル時刻においてパラメータを推定する必要がある。中北ら²⁾はパラメータ α を計算領域内で 0.000005 で均一にし、 β を正規分布で与えていた。そこで、まず α を計算領域内で均一な値に設定し、その値から α_r 、 β の順に推定する。

推定の手順を述べていくと、仮定した α と式(2)より、 α_r が求まる。次に、 β を推定するが、 β の値は 0 を初期状態として、0.001 の増分で増やしていき、1.0 まで値を取りうるとしてチューニングをする。補給層から鉛直輸送される水蒸気フラックス $Q_l(z)$ の輸送量の総和 $\int Q_l(z)dz$ が、吸引層に対して3次元レーダー情報から算定される水蒸気相変化量 $Q_0(z)$ の鉛直方向の総和 $\int Q_0(z)dz$ に最も近い時の β の値を推定値とする。

ここで、水蒸気の鉛直輸送が行なわれる地点は式(1)を満たす地点 z_a である。図1の中・右図に示すように、補給層の格子点以外のどの高度に対しても、式(1)を変形した $\beta > 1 - z_a/z_{LFC}$ の右辺と Q_l の値が存在するようにし、各格子点間で $1 - z_a/z_{LFC}$ の値と Q_l の値を線形内挿する。

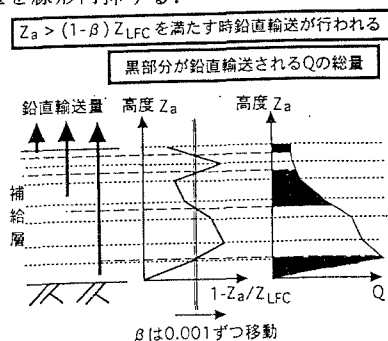


図1 パラメータ β の推定

チューニングの際に β の値が 1.0 に達する場合がありうるが、この場合は、 β の値が 1.0 に達しても補給層からの水蒸気の鉛直輸送量の総和 $\int Q_l(z)dz$ の値が、3次元レーダー情報から得られた吸引層内の水

蒸気相変化量の鉛直方向における総和 $\int Q_0(z)dz$ に満たない状態を意味している。一方、1.0 以下の β が算定されている領域でも、必ずしもこの両者が厳密には一致するとは限らない。そこで、この両者が一致するよう、輸送量に関わるパラメータ α_r を

$$\alpha_{r\text{new}} = \frac{\int Q_0(z)dz}{\int Q_l(z)dz} \alpha_r \quad (4)$$

によって修正する。

パラメータ α , β は独立して求まるものではなく、ひとつの 3 次元レーダー情報からさまざまな α , β の組が算定されうる。そこで、 α の値を中北ら²⁾の用いた値 0.000005 から変えていき、 $\beta > 1$ となる領域がほとんど存在しなくなる α の値として、0.001 を得た。図 2 に、上述の 2 つの場合に算定される β の分布図を示す。これを見ると前者の場合に広範囲に $\beta > 1$ の領域が算定され、前段落で述べた意味において、 α の値が小さすぎるのがわかる。よって α を 0.001 に定め、パラメータの推定を行う。1.5 km 高度における α_r の分布図(図 3)を見ると、降雨が観測された場所でパラメータの値が大きくなっている。



図 2 各 α の値におけるパラメータ β の分布図、左: $\alpha=0.000005$ の時、右: $\alpha=0.001$ の時

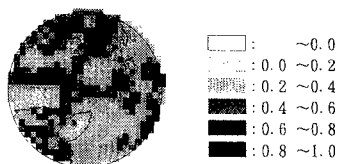


図 3 1.5 km 高度における $\alpha_r(\times 10^3)$ の分布図

4 LFC モデルによる降雨予測結果 3. で推定したパラメータを用いた 4 時間先までの降雨予測結果を図 4 に示す。Q の予測に 2. 及び 3. の手順を用いる以外は、初期場の推定方法、降雨の再現・予測計算方法は中北ら¹⁾の方法と同じである。中北ら²⁾は補給層からの水蒸気フラックスを吸引層で高度ごとに等分配していたが、本研究ではレーダー情報を用いればより忠実な再現ができると考え、レーダー情報に比例するようにフラックスを各高度ごとに分配した。降雨域はイニシャル時刻にレーダーで観測され

た降雨域を保存するような形で予測された。α モデルでの予測における降雨域のまばらな分布が算定されることはなくなり、1 時間、2 時間後において降雨セルが 2 つに分かれていく状態が再現された。しかし、α モデルで表現されていた降雨が山岳地域で停滞する様子が予測できなかったため、LFC モデルにおいても、それを予測できるように必要がある。

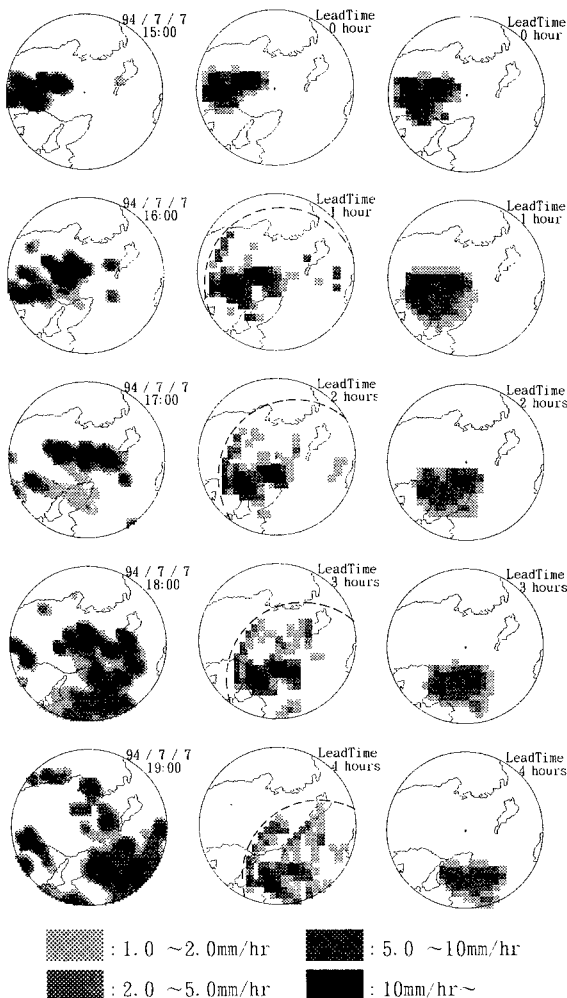


図 4 実況と降雨予測分布図、左: 実況、中: 予測 (α モデル)、右: 予測 (LFC モデル)

[参考文献] 1) 中北英一・杉本聡一郎・池淵周一・中村徹立・奥田昌弘・山路昭彦・高棹琢馬: 3 次元レーダー及び GPV データを用いた短時間降雨予測手法, 水工学論文集, 第 40 巻, pp.303-308, 1996.

2) 中北英一・澤田典晴・川崎隆行・池淵周一・高棹琢馬: 不安定場モデルをベースにした 3 次元レーダー情報による短時間降雨予測手法, 京都大学防災研究所年報, 第 35 号 B-2, pp.483-507, 1992.