

II-24

降水セルの風速場モデルを導入した 短時間降雨予測

北陸電力（株） 正員 直江裕之
名古屋大学工学部 正員 松林宇一郎 高木不折

1. はじめに

近年、レーダ雨量計を利用した短時間降雨予測に加え、降雨の成因である水蒸気量や大気の流れの場を考慮した雲物理過程モデルによる降雨の再現が行われている。しかしながら、現在提案されている大気の流れの場を表現した各種風速場モデルでは、地形効果による風の強制的な上昇流や回り込みを表現しているだけで、大気の流れを伴う対流性降雨での大気の流れの場を扱うことはできず、また、そのような降雨を再現することはできない。そこで本研究では、短時間降雨予測手法の一試案として、降水を伴う積乱雲の構造の1つの単位である降水セルに着目し、降水セルの風速場のモデル化を行い、降水セルの風速場を総観場スケールで大気の流れの場に組み込み、雲物理過程のモデルを通して、降雨場を再現することを目的とする。なお、ここでは、総観場スケールでの大気の流れの場としてKaoモデル¹⁾を、雲物理過程モデルとして、Kesslerモデル²⁾に水蒸気量の保存式を加えたものをそれぞれ用いた。

2. 降水セルの風速場のモデル化

降水セルは、その発生、成長期において、中心部に上昇気流が卓越した大気の対流現象を呈していることが一般に言われているが、その降水セルの風速場を表現するため、ここでは、ポテンシャル流れを想定して、図-1に示すような領域で、ラプラスの式から風速場を算定する。なお、境界条件を大気の大気対流現象を考慮して以下のように定める。

ラプラスの式：

$$\frac{\partial^2 \phi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \phi}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \phi}{\partial z^2} = 0 \quad (1)$$

境界条件：

$$\begin{cases} \frac{\partial \phi}{\partial z} = 0 & \text{at } z = 0, 6000 \quad (m) \\ \frac{\partial \phi}{\partial z} = w_{ij} & \text{at } z = 2400 \sim 3600 \quad (m) \end{cases}$$

ただし、 w_{ij} は、図-1に示した鉛直風速を右上部に与え、また、中心を軸として対称になるように水平面全体に与える。

3. 降水セルの風速場モデルの導入方法

図-2は降水セルの風速場モデルの中心での上昇風速 (w) とその降水セルの風速場を雲物理過程モデルに与えたときの降雨強度のピーク値 (R_{max} , 高度1200m) との関係を示したものである。図より、上昇風速と降雨強度のピーク値は、ほぼ線形な関係があり、降水セルの降雨強度のピーク値は、降水セルの風速場モデルでの上昇風速の大きさに依存していると言える。降雨強度 R (mm/h) から上昇風速 w (m/s) を推

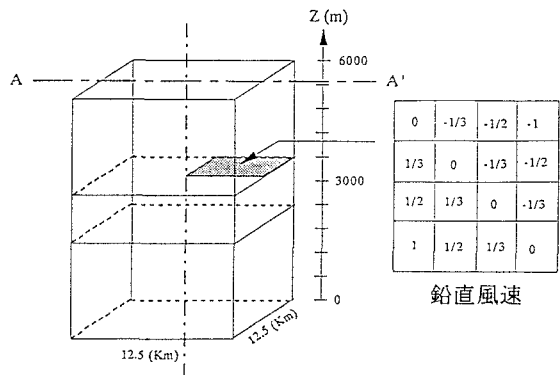


図-1 降水セルの風速場モデルの概念

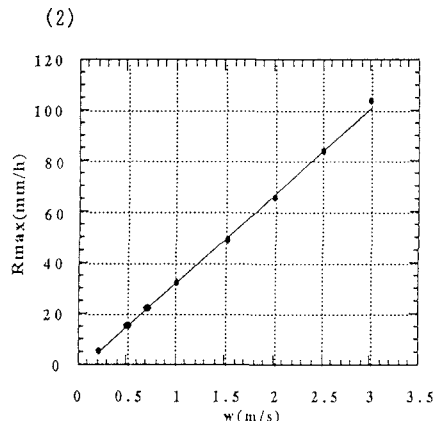


図-2 降雨強度のピーク値と上昇風速の関係

定する式としては、いくつかの再現結果から、経験的に、(3)式を用いた、

$$w = 0.03 * R \quad (3)$$

この結果をもとに、本研究では、降雨の再現において、レーダ雨量計による初期時刻の降雨強度から(3)式によって上昇風速を持つ降水セルの風速場を与えた。こうして得られた複数の降水セルの風速場を線形重ね合わせを仮定して、足し合わせることによって雨域の風速場を表現する。

このように求められた風速場をKesslerモデルに適用し、降雨の試みた。

4. 再現結果

図-3は、1989年9月2日22:00を初期状態として、15分後の降雨分布を示したものである。

図-4は、解析期間の実測のレーダエコーでの降雨分布を示している。両図とも等降雨強度線は、10mm/hおきに描いている。図より、平野付近及び海上付近の大気の大擾乱によると思われる降雨がうまく再現され、降水セルの風速場モデルを導入による効果が認められよう。なお、山地地

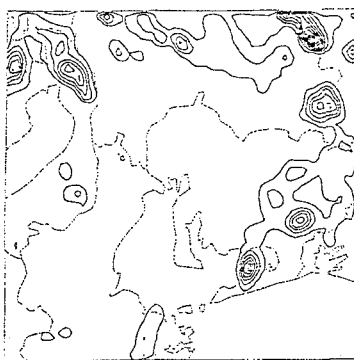


図-3 再現結果(15分後)

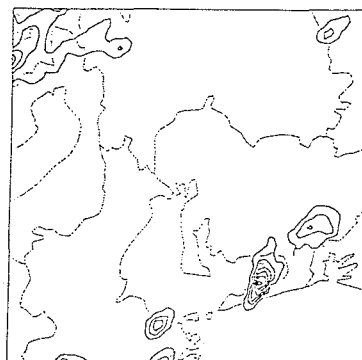


図-4 レーダによる実測雨量(22:15)

域において過剰な降雨が確認されているが、この原因としては、次の3点が考えられる。まず1つは、水分量(雲水量、雨水量、水蒸気量)の初期値及び境界値の与え方の問題である。すなわち、本研究では、全領域で水蒸気量を飽和値として与えており、降雨がない地域では、過大な水蒸気量を与えている可能性がある。2点目としては総観場スケールでの風速場モデルとして、取り扱っているKaoモデルでは、地形による風の回り込みが表現できず、上昇風速を、したがって地形性降雨を過大に評価している可能性がある。3点目としては、初期時刻において、地形による風の強制上昇が存在している地域に降雨が存在していれば地形による上昇流と降水セルの風速場モデルでの上昇流とを足し合わせた上昇流がその地域に設定されていることが考えられる。

5. まとめ

得られた結果を以下に要約する。

- 1) 雲物理過程モデルであるKesslerモデルに、水蒸気の保存式を導入した。
- 2) 大気の大気対流現象を考慮した降水セルの風速場モデルを導入し、本モデルの風速場を算定した。
- 3) 2)に関連して、降水セルの降雨強度のピーク値は、降水セルの風速場モデルでの上昇風速の大きさに依存していることが分かった。
- 4) 降水セルの風速場モデルを大気の流れの場に組み込むことにより、大気の大擾乱を伴う降雨が再現され、また、本モデルの導入の有効性が見いだされた。

参考文献

- 1) Kao, S.K.: An Analytical Solution for Three-Dimensional Stationary Flows in the Atmospheric Boundary Layer over Terrain, Jour. Appl. Met., vol. 20, pp. 386-390, 1981.
- 2) Kessler, E.: Models of microphysical parameters and processes, Meteorological Monographs, No. 10, pp. 26-31, 1969.
- 3) 中津川 誠: 流域スケールの降雨特性の研究, 北海道開発局開発土木研究所報文, pp. 27-53, 1990.