

第 II 部門 ARPS による降水－土壌水分分布の相互作用に関する基礎的研究

京都大学大学院
京都大学防災研究所

学生員 ○長澤光弥
正員 池淵周一

京都大学防災研究所 正員 中北英一

1 はじめに 長期的、広域的な水循環過程の解明のためには、地表面状態と降水のフィードバック機構の解明が不可欠である。特に、地表面過程のうち土壌水分分布の降水系への影響とその土壌水分分布へのフィードバック機構、すなわち土壌水の分布により地表面が湿潤化に向かうのか、それとも乾燥化に向かうのかということを解明することが重要である。この問題に対し足立 [1] は、地表面状態として土壌水場（中心部の蒸発効率を高く設定）を想定した数値実験を行い、「蒸発した水蒸気が上方へ鉛直拡散によって輸送され凝結し、その際の潜熱の放出により上昇流が発生して降雨が生起する」という過程が生起する可能性を示唆している。しかし、そこで用いられているモデルでは陸面過程が表現できておらず、問題の解明には不十分であると考え、本研究では陸面過程モデルが組み込まれたメソ数値モデル ARPS(Advanced Regional Prediction System) を用いて、地表面の体積含水率を初期値として分布させた上で、地表面過程と降水過程のシミュレーションを試みる。

2 モデルの概要 本研究で用いているモデルは大きく分けて (1) 大気モデル、(2) 降水微物理過程モデル、(3) 陸面過程モデル より構成されている。(1) は運動方程式、熱エネルギー方程式、連続式、状態方程式、水物質（水蒸気、雲水、雨水、雲氷、雪、雹）の保存式を差分計算することにより解いている。(2) では Kessler の暖かい雨のモデルを用いており、(3) では Noilhan and Planton の予報方程式 [2] を解いている。また、(1) における乱流混合係数の算定には 1.5 次の乱流運動エネルギースキームが用いられており、また (2) と (3) を結合する Constant Flux Layer における地表面フラックスは Monin-Obukov の相似則に基づいて算定している。

3 算定条件および算定結果 本研究では地形の存在しない $40\text{km} \times 40\text{km}$ の仮想領域を設定している。水平方向の格子点間隔は東西 (x)、南北 (y) 方向とも

に 2km とし、鉛直 (z) 方向には 35 の格子点をストレッチをかけて配置した。

表 1 に本研究で行ったシミュレーションのうち代表的な事例の算定条件を示す。ここで Case 1～3 の全てで下層の大気状態を湿潤としているが、下層が比較的乾燥した状態の大気を用いた場合では降雨は発生しなかった。以下では表 1 に示した事例のうち、Case 1 における算定結果を示す。

まず、図 1 に Case 1 での解析領域全域における地表面フラックス等の時系列変化を示す。ARPS の陸面モデルの動作確認のため、このグラフより熱収支と土壌水分量 W_g の時間変化について検討する。まず熱収支については $(R_n - H - LE - G)$ が T_s の時間変化率となっており、熱収支がとれていることがわかる。ここで、 R_n は正味放射量、 H は顕熱フラックス、 LE は潜熱フラックス、 G は地中への熱フラックス、 T_s は地表面温度である。次に W_g については、降水のあった時間帯で増加、それ以外の時間帯では減少している。これは初期の地中の体積含水率を低く与えたために、地中に水が浸透しているためと考えられ、妥当な結果である。このように、ARPS の陸面モデルは定性的にみて正常に機能していると言える。

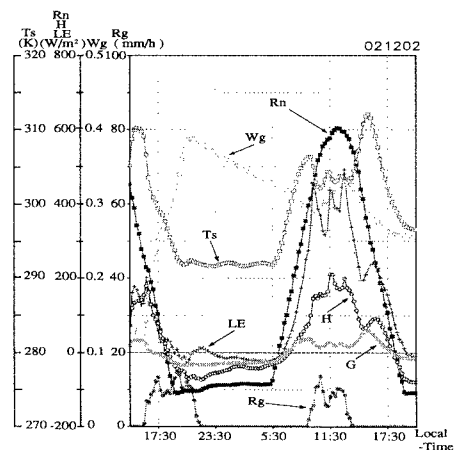


図 1 地表面フラックス等の時系列変化 (Case 1)

事例	開始時刻	大気状態	初期の地表面体積含水率分布	初期の地中の体積含水率	初期の地表面温度
Case 1	14:30	下層湿潤	$W_{g0} = 0.2 \quad 1 - \exp \left\{ -\frac{1}{2} \left(\frac{d}{\sigma} \right)^2 \right\}$	$W_{20} = 0.1$	$T_{s0} = 305 \text{ (K)}$
Case 2	14:30	下層湿潤	$W_{g0} = 0.2 \exp \left\{ -\frac{1}{2} \left(\frac{d}{\sigma} \right)^2 \right\}$	$W_{20} = 0.1$	$T_{s0} = 305 \text{ (K)}$
Case 3	3:30	下層湿潤	$W_{g0} = 0.2 \exp \left\{ -\frac{1}{2} \left(\frac{d}{\sigma} \right)^2 \right\}$	$W_{20} = 0.1$	$T_{s0} = 300 \text{ (K)}$

ここで、 $\sigma = 10 \text{ km}$ 、 d は解析領域の中心からの距離である。

表 1 各事例での初期条件

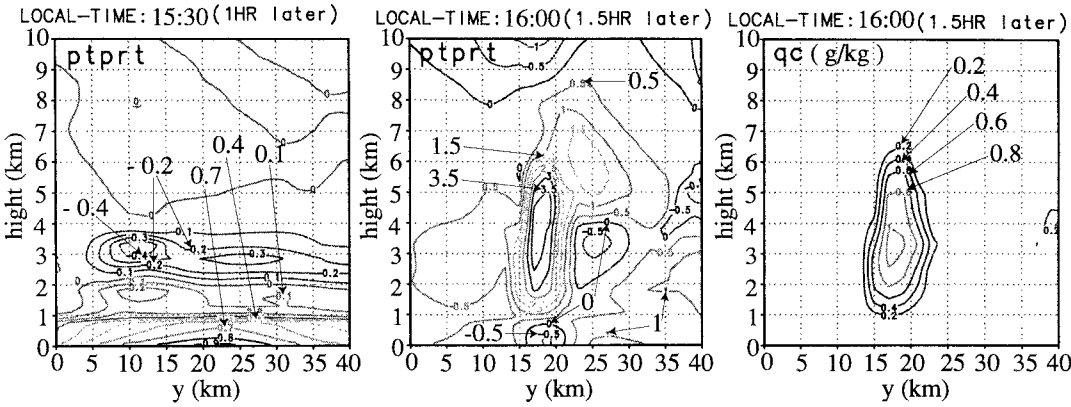


図 2 $x = 25 \text{ km}$ における 1 時間後、1.5 時間後の温位の摂動および 1.5 時間後の雲粒の分布 (Case 1)

図 2 に Case 1 での $x = 25 \text{ km}$ における 1 時間後、1.5 時間後の温位の摂動および 1.5 時間後の雲粒の分布を示す。土壌水分量の少ない中心部では、土壌の比熱が小さく、また潜熱フラックスも小さいために周囲よりも地表面温度が高くなり、1 時間後での温位の摂動は下層では中心部で高くなっている。このために、中心部で上昇気流が発生し雲粒が生成しており、その際に放出される潜熱によってさらに上昇気流が発生し、雲が発達するという過程が生起している。その結果、1.5 時間後には地表面で降雨が算定され始め、その後局地的には 100mm/hr 以上もの降雨が算定されており、土壌水分分布により強雨がもたらされる可能性を示している。

以上、Case 1 の結果についての考察を行ったが、その他の事例においても足立が示唆したような「蒸発した水蒸気が上方へ鉛直拡散によって輸送され凝結し、その際の潜熱の放出により上昇流が発生して降雨が生起する」という過程は起こらず、地表面温度の影響により上昇流が発生し、雲粒が生成するという過程が起きている。このように、都市化の降雨への影響の大きな要因である熱的環境と同様、土壌水

分布によって地表面温度が空間的に不均一に変化し、降雨を生起するという可能性が示された。地表面温度の変化も合わせてさらに研究を進める必要がある。

4 おわりに 本研究では、狭領域ながらも土壌水分分布を与えた領域において降雨シミュレーションを行うことにより、(1) ARPS の陸面モデルが正常に機能していることが確認できた、(2) 土壌水の分布が地表面温度を変化させることにより降雨を生起する可能性が示唆された、という成果が得られた。

今後は、今回の知見をベースに広領域でのシミュレーションを行い、土壌水分分布が地表面の湿潤化を促すか、あるいは乾燥化を促すかということの解明を目指す必要があると考える。

参考文献

- [1] 足立 琢也 (1995) : 降水-地表面過程の相互作用解析のための数値シミュレーションに関する基礎的研究, 京都大学修士論文
- [2] Noilhan, J., and S. Planton (1989) : A Simple Parameterization of Land Surface Processes for Meteorological Models, *Mon. Wea. Rev.*, **117**, pp.536-549