

## 非地形性降雨の非線形効果と水蒸気収支を考慮した地形性降雨による短時間降雨予測手法

京都大学大学院  
京都大学大学院

学生会員 ○寺園 正彦  
正会員 中北 英一

**1. はじめに** 現在ではレーダー観測領域を合成して、広範囲を観測したレーダー情報を用いることができるようになってきている。既往研究では、これにG P V情報を加え、立平モデルを導入することで地形性降雨を算定し、短時間降雨予測を行う手法が開発されてきた。しかし、既往研究では立平モデルを導入するにあたって水蒸気収支が考慮されておらず、非地形性降雨と地形性降雨の分離も線形であるという問題点があった。そこで本研究では、台風性降雨を例にとり、地形性降雨を算定する際、風の流線に沿った水蒸気収支を考慮した降雨予測手法を開発し、さらに非地形性降雨と地形性降雨を非線形に分離することで更なる降雨予測精度の向上を目指す。

**2. 立平モデル** 立平モデルとは、地形性降雨を算定するためのモデルであり、地形の影響による降雨の停滞を良く捉え、以下のような特徴がある。

(1)地形性上昇風によって山を越えるときに、凝結した水蒸気(雲水量)から降水に転換する。(2)雲粒から雨滴への成長過程も考慮している。(3)非地形性降雨による降水雲粒捕捉(Seeder Feeder 機構による)を考慮している。(4)気塊が山を迂回せずに上昇すると仮定している。(5)過去(風上)に地形性降雨として落下した水蒸気を気塊から逐次取り除く。

**3. 水蒸気収支を考慮した立平モデル** 既開発のモデルでは、雲水量のみを考え、気塊が山岳域を上昇する際には限りなく水蒸気が雲水へと変化し、また下降する際には限りなく雲水が水蒸気へと変化することが可能であった。本研究では、この問題点を解決するため、立平モデルにおいて以下の手法をとった。

(1)気塊が上昇する際、水蒸気量が飽和水蒸気量以上の時は水蒸気から雲水への凝結がおり、水蒸気量が飽和水蒸気量未満の時は水蒸気から雲水への凝結はおこらない。(2)気塊が下降する際、雲水が存在すれば雲水が水蒸気へと蒸発し、存在しなければ蒸発しない。(3)雲水、水蒸気がともに風向に沿って流出入する。

以上を用いて、非地形性降雨が4 [mm/h]降っていると仮定した際の基準となる地形性降雨、すなわち基準地形性降雨を、水蒸気収支を考慮した場合としない場合についてそれぞれ図1、図2に示す。また、本研究では層厚を100[m]と仮定して基準地形性降雨を作成している。基準地形性降雨を用いる手法では層厚に比例して基準地形性降雨の強度が増加する。

**4. 非地形性降雨と地形性降雨の非線形分離** 既往のモデルでは、非地形性降雨強度 4[mm/h]と仮定した基準地形性降雨を用い、地形性降雨の非地形性降雨に対する線形性を仮定して、レーダー観測降雨から地形性降雨を非地形性降雨に分離している。地形性降雨が非地形性降雨によって強度が増すのは、上空からの降水雲粒補足(Seeder Feeder 機構)によるものであり、その捕捉率  $c$  として 4[mm/h]の非地形性降雨の値を用いている。この事実によって、既往研究では 4[mm/h]の非地形性降雨時の地形性降雨を基準の地形性降雨としてきた。しかし、たとえ  $c$  が非地形性降雨強度  $R_n$  に比例するとしても、算定される地形性降雨  $R$  は  $Rn$  に比例しない。

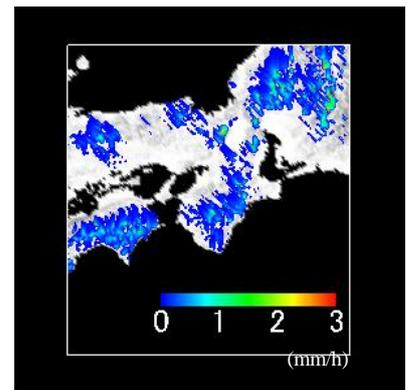


図1 水蒸気収支を考慮した場合

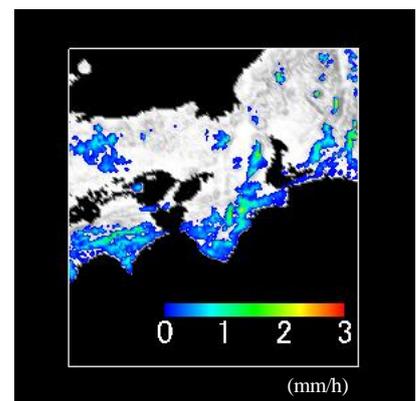


図2 水蒸気収支を考慮しない場合

キーワード 短時間降雨予測 レーダー情報 地形性降雨 G P V情報

連絡先 〒611-0011 京都府宇治市五ヶ庄京都大学防災研究所気象水象災害研究部門中北研究室 TEL0774-38-4264

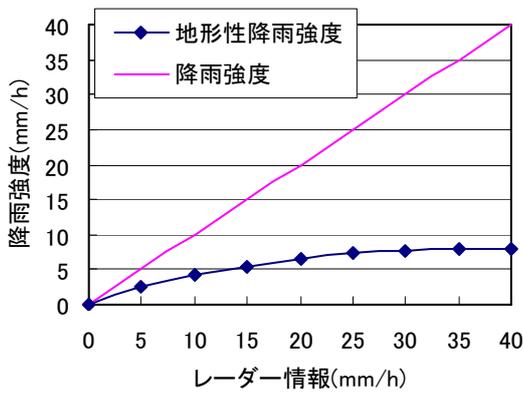


図3 レーダー情報からの地形性降雨の分離

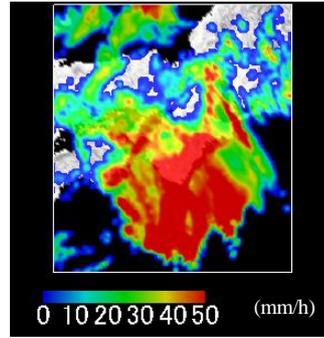


図4 初期時刻 10:00 実況降雨

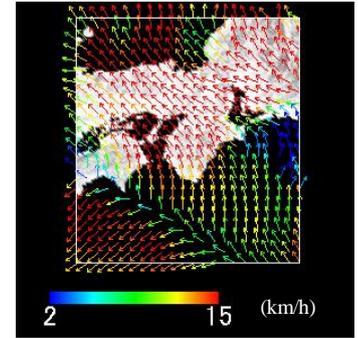


図5 初期時刻 10:00 の GPV・AMeDAS 合成風

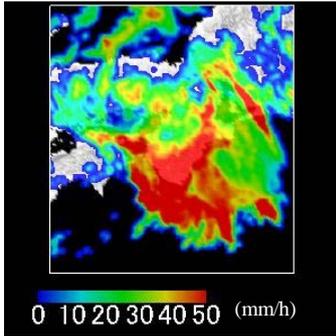


図6 予測開始 1 時間後(11:00) 実況降雨

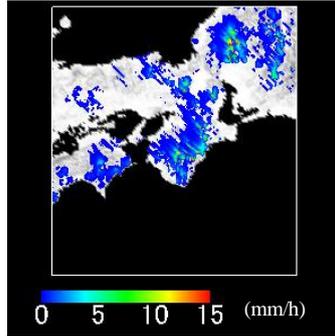


図7 予測開始 1 時間後(11:00) 予測地形性降雨(水蒸気収支考慮あり)

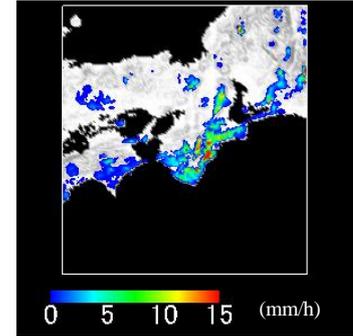


図8 予測開始 1 時間後(11:00) 予測地形性降雨(水蒸気収支考慮なし)

そこで本研究では、立平(1976)に降雨強度と雲粒捕捉  $c[10^3/\text{sec}]$  の関係が示されており、その関係を累乗関数に近似したところ、 $c = 0.6778Rn^{0.731}$  が導きだされた。また、雲粒自身による降水への成長(Auto Conversion)の影響は、レーダー雨量から地形性降雨の分離を考える際、その影響は小さいと考えられる。したがって、立平モデルにおける地形性降雨の算定式から雲粒自身による降水への成長の項を省略することにした。これらの仮定と立平の式の式より導きだした、

$$-\left(\frac{A^2 \Delta t}{2!} L_0\right) R_n^{2B} + \left(L_0 A + \frac{WGA}{2!} \Delta t\right) R_n^B + R_n - R = 0 \quad (1)$$

の多項式を解くことにより、非地形性降雨と地形性降雨の分離を非線形的に行った。式(1)において、 $\Delta t$  は気塊がメッシュを通過する時間[s]、 $L_0$  はメッシュへの雲水の流入量 $[\text{g}/\text{m}^3]$ 、 $W$  は気塊の上昇速度[m/s]、 $G$  は雲水が単位長さ上昇する際の増加量 $[\text{g}/\text{m}^4]$ である。また、 $A$ 、 $B$ 、 $G$  は定数であり、それぞれ  $A = 0.6778$ 、 $B = 0.731$ 、 $G = 5.9 \times 10^{-3} [\text{g}/\text{m}^4]$  である。今回、実際に考えられる値として、 $L_0 = 0.2 [\text{g}/\text{m}^3]$ 、 $W = 1.0 [\text{m}/\text{s}]$ 、 $\Delta t = 600.0 [\text{s}]$  において、レーダー情報から非地形性降雨と地形性降雨の分離を行ったものを図3に示す。

**5. 予測結果とその検証** 2004年6月21日の台風6号を対象として近畿地方周辺の降雨予測を行った。図4に初期時刻10:00の実況降雨、図5に初期時刻10:00のGPV・AMeDAS合成風、図6に予測開始1時間後の実況降雨、図7に予測開始1時間後の予測地形性降雨(水蒸気収支考慮あり)、図8に予測開始1時間後の予測地形性降雨(水蒸気収支考慮なし)をそれぞれ示す。水蒸気収支を考慮した地形性降雨では、上昇を始めてもすぐには降雨強度が強まらず、風下側にも降雨が計算され地形性降雨の影響が残った現実に即したものとなっている。しかしながら、今回、水蒸気収支を考慮した場合の基準地形性降雨の強度が小さいため、地形性降雨の影響が予測にはあまり反映されなかった。これは、先に述べた層厚の問題と大きく関わるものである。これらの問題を解決し、さらに非地形降雨と地形性降雨の非線形分離を実際の予測に適用したものを講演時に発表する。

**参考文献** 1) 足立充(2007): 地形性降雨を導入したレーダー及びGPV情報を用いた台風性降雨予測手法の開発, 水工学論文集  
2) 立平良三(1976): 雨滴成長を考慮した地形性降雨の計算