

# 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

DEVELOPMENT OF A METHOD OF PREDICTING TYPHOON-RELATED RAINFALL WITH RADAR AND GPV INFORMATION INTRODUCING OROGRAPHIC RAINFALL

中北英一<sup>1</sup>・足立充<sup>2</sup>・北井剛<sup>3</sup>

Eiichi NAKAKITA and Mitsuru ADACHI and Takeshi KITAI

<sup>1</sup>正会員 工博 京都大学教授 防災研究所 (〒611-0011 宇治市五ヶ庄)

<sup>2</sup>学生会員 工学士 京都大学修士課程 工学研究科 (〒615-8503 京都市西京区京都大学桂)

<sup>3</sup>正会員 工修 滋賀県庁 (〒520-8577 大津市京町4の1の1)

This paper shows modification of the short-term rainfall prediction method based on the translation model so that it could become suitable for predicting typhoon-related rainfall. Firstly, we defined a new field of translation vector that can express movement of both typhoon-related spiral rainbands and other general rain area. Here, the rotation of the spiral rainbands around the eye is expressed by Rankine's combined vortex. Second, orographic rainfall, which is dominated in case of typhoon, is introduced based on the Tatehira's model. As a result, when the target domain is the whole Japanese archipelago and both typhoon related and front related rain areas are coexist, three-hours ahead prediction of location of both rain areas was much improved. Also when typhoon passed over the Kinki district, orographic rainfall over Kii mountains, Yohro and Hira mountain chains were well predicted.

**Key Words** : rainfall prediction, typhoon, orographic rainfall, radar, GPV, translation model, CIP method

## 1. 序論

短時間降雨予測の汎用手法として、雨域の平行移動や回転といった動きを表現できる椎葉ら<sup>1)</sup>による移流モデルが広く用いられている。しかし、全国合成レーダー情報を予測の対象とする場合、西日本には台風に伴う降雨帯全体があり、東北～北海道には前線による降雨帯がある場合が多々あり、両者の動きはまったく異なる。その場合、現在の移流モデルではこの両者の雨域の移動を同時に表現することはできない。一方、台風時には風速が強く、地形性降雨が卓越する場合も多い。

こういう問題意識から、本研究は、雨域をあるベクトルに沿って移流させ、その動きに沿って発達、衰弱させる椎葉ら<sup>1)</sup>による移流モデルを改良し、台風時に、台風の位置情報と速度情報を加味したモデルでベクトルを表現し、台風性降雨の雨域に対しては台風の移動と回転といった挙動だけでなく、台風の影響の及ばない遠方でのベクトルも正確にとらえられる新しい移流モデルを提案し、さらにこのモデルに対して地形が降雨分布に及ぼす

影響、すなわち地形性降雨の概念を導入する手法について提案する。また、全国合成レーダー情報を用いて、2004年台風6号、21号、23号を対象に降雨予測計算を行い、予測精度向上を目指した。

## 2. 台風性降雨に特化した移流モデル

### (1) 従来の移流モデル

椎葉ら<sup>1)</sup>による移流モデルは、降雨強度分布 $R(x, y)$ を移流ベクトル $(u(x, y), v(x, y))$ に沿って移流させながら $\delta(x, y)$ で発達・衰弱させるモデルで、20～30分先のメソ $\gamma$ スケールの降雨予測や、1～2時間先のメソ $\beta$ スケールの降雨予測などのごく短いスパンでの予測に適している。本手法では、降雨分布の変化が移流方程式

$$\frac{\partial R(x, y)}{\partial t} + u(x, y) \frac{\partial R(x, y)}{\partial x} + v(x, y) \frac{\partial R(x, y)}{\partial y} = \delta(x, y), \quad (1)$$

によって表現されるものとする。ただし、雨域の移流ベクトル $(u(x, y), v(x, y))$ 、単位時間当たりの発達・衰弱量 $\delta(x, y)$ は、

$$\begin{aligned}
u(x, y) &= c_1 x + c_2 y + c_3, \\
v(x, y) &= c_4 x + c_5 y + c_6, \\
\delta(x, y) &= c_7 x + c_8 y + c_9,
\end{aligned} \tag{2}$$

のように位置の一次式として表現できると仮定し、式(1)と合わせて線形最小自乗法問題に定式化して、時々刻々と得られる降雨強度分布 $R(x, y)$ から $c_1 \sim c_9$ を推定する。予測では、算定された移流ベクトルに沿って、解析的に逆追跡することにより、予測時刻の降雨を算定する。同時に、移流ベクトルに沿って移流した際の発達・衰弱量の積分値も解析的に算定し、移流元の降雨量を修正する。

## (2) 台風性降雨に特化した移流モデル

(1)で述べた従来のモデルに対して、日本全国を対象とした、台風性降雨に適用し得る新移流モデルを提案する。

まず台風上陸時の、全国での雨域の移流ベクトルは、台風目の中心としたランキン渦による回転ベクトル、台風目の移流ベクトル、一次式による移流ベクトルの和で表されるとする(図-1)。すなわち、台風の目付近はランキン渦による回転と台風目の移動速度の和で雨域の移流ベクトルを表し、台風から遠方の雨域の移流ベクトルは、位置の一次式によるベクトルで表されるとし、それらを合成するものである。本研究で提案する新たな移流ベクトル  $\mathbf{u} = (u, v)$  を以下のような数式で表現する。

$$\mathbf{u} = \boldsymbol{\omega} \times \mathbf{r} + \mathbf{u}_e \quad (r < r_0), \tag{3a}$$

$$\mathbf{u} = \frac{r^2}{r^2} \boldsymbol{\omega} \times \mathbf{r} + \mathbf{u}_e \left( \frac{r_0}{r} \right) + \mathbf{u}_0 \left( 1 - \frac{r_0}{r} \right) \quad (r > r_0). \tag{3b}$$

ここで、 $\mathbf{r}$ は台風目の目からの雨域の位置ベクトル、 $r$ は台風目の目からの雨域の距離を表す。第一項はそれぞれ、 $r$ が一定距離  $r_0$  より内側では強制渦回転(剛体回転)、外側では自由渦回転による回転を表している(ランキン渦)。 $\boldsymbol{\omega}$ は回転角速度ベクトル、 $\mathbf{u}_e$ は台風の移流ベクトル、 $\mathbf{u}_0$ は(2)式で示した位置の一次式で移流ベクトルである。すなわち、台風の目から離れるに従い台風の移流ベクトルの影響は減衰していき、台風の遠方で求めた位置の一次式としての移流ベクトルに近づくと考え、台風の目周辺のランキン渦による回転ベクトルから遠方で雨域のベクトル  $\mathbf{u}_0$  に漸近するものである。

## (3) パラメータの同定方法

パラメータ同定方法は、まず適当な  $r_0$  (たとえば 100km) を繰り返し計算の初期推定値を設定して、(1)式の発達・衰弱量  $\delta$  を 0 とおいた式

$$\frac{\partial r(x, y)}{\partial t} + u(x, y) \frac{\partial r(x, y)}{\partial x} + v(x, y) \frac{\partial r(x, y)}{\partial y} = 0, \tag{4}$$

に(3a)式を代入して回転角速度  $\boldsymbol{\omega}$  を同定する。ここで、発達・衰弱量  $\delta$  を 0 と仮定する理由は、本研究が雨域の

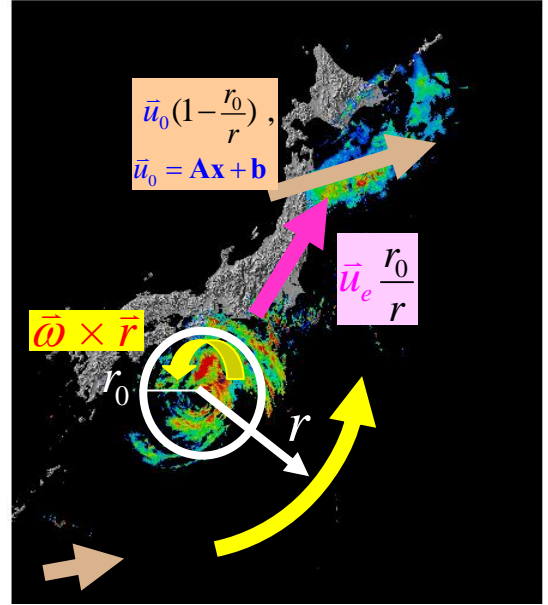


図-1 移流ベクトルの合成方針

移流ベクトルを捉えることを目的としているためである。

次に、ほぼ台風性降雨の範囲と考えられる一定距離  $\lambda$  (たとえば、 $\lambda = 300 \text{ km} > r_0$ ) を設定して、台風中心から半径  $\lambda$  内において、(1)式、(3b)式を用いて  $r_0$  を算定する。これは、台風性降雨付近だけのレーダーデータを用いて算定した方が、正確に  $r_0$  を算定できると考えたためである。ただし、実際には(3b)式ではなく、(3b)式で  $r/r_0$  を 1 とした

$$\mathbf{u} = \frac{r^2}{r^2} \boldsymbol{\omega} \times \mathbf{r} + \mathbf{u}_e \tag{5}$$

を用いる。すなわち、遠方での移流ベクトルのパラメータを加味しない式(自由渦式に台風移動速度を加えた式)で考えることとする。これは、中心から半径  $\lambda$  内においては台風性降雨のみと考え、遠方の一次式を考慮に入れる必要がないと考えられるからである。また、この方法によると、比較的安定して  $r_0$  を算出できるからでもある。次に、 $r_0$  が算定されると(3a)式により  $\boldsymbol{\omega}$  が再計算され、その  $\boldsymbol{\omega}$  を用いて再び(3b)式で  $r_0$  が更新される。最終的には、前ステップの  $r_0$  推定値の  $\pm 20 \text{ km}$  内の  $r_0$  が算定された時点で繰り返し計算を終了する。

## (4) CIP 法導入した予測方法

さて、(3b)式で表現される移流ベクトルは位置の一次式で表せないため、解析的に解くことができない。そこで予測計算の方法としては差分計算によって予測計算を行う必要がある。ところが、基本的な 1 次風上差分法で計算を行うと、長時間移流させればさせるほど、また、移流ベクトルが大きければ大きいほど数値拡散の影響を受け、正確な移流計算、すなわち降雨予測が行えない。そこで、数値拡散の影響が小さく、かつ、安定性のよい

差分法として、Cubic Interpolated Propagation (CIP法)を用いる。以下、研究に用いた2次元CIP法の概略を述べる。

CIP法は各格子点上で、その格子点で保持している値と勾配の2つの情報を利用して、格子点間のプロファイルを3次関数として保持するという手法である。3次関数で移流方程式のプロファイルを、

$$F_{i,j}(x,y) = \left[ (A1_{i,j}X + A2_{i,j}Y + A3_{i,j})X + A4_{i,j}Y + \frac{\partial}{\partial x}(f_{i,j}) \right] X + \left[ (A5_{i,j}Y + A6_{i,j}X + A7_{i,j})Y + \frac{\partial}{\partial y}(f_{i,j}) \right] Y + f_{i,j} \quad (6)$$

のように補間する。ここで、 $X = x - x_i$ ,  $Y = y - y_j$ と定義した。格子点 $(i, j)$ ,  $(i+1, j)$ ,  $(i, j+1)$ で与えられた $f$ ,  $\partial f / \partial x$ ,  $\partial f / \partial y$ の値を持ち、点 $(i+1, j+1)$ で $f_{i+1,j+1}$ の値を持つという10個の関係式から各係数が求まり、多項式が得られる。これらを繰り返せば移流方程式の解が求まる。

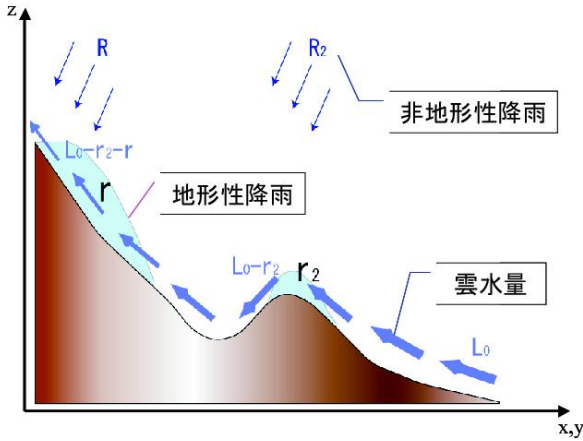


図-2 地形性降雨算定方式 ( $r$ ,  $r_2$ , 水色部分は地形成降雨)

### 3. 地形性降雨を導入した降雨予測手法

#### (1) 立平モデル

立平モデル<sup>2)</sup>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、図-2に示すように以下のような特徴がある。

- (ア) 地形性上昇風によって山を越えるときに、凝結した雲水から降水に転換する。
- (イ) 雲粒から雨滴への成長過程も考慮している。
- (ウ) 非地形性降雨による降水雲粒補足(シーダーフィーダー機構)を考慮している。
- (エ) 過去(風上)に地形性降雨として落下した雲水を気塊から逐次取り除く。

具体的には、流れに沿った雲水量の時間変化を、

$$\frac{dL}{dt} = -c(R)L - a(L - L_c) + wG - wL \left( \frac{\partial \ln \rho}{\partial z} \right) \quad (7)$$

によってモデル化し、右辺最終項を無視して解析的に積分する手法である。右辺第1,2項が地形性降雨 $r$ となる。

ここで、 $L$ は単位体積あたりの雲水の質量(雲水量;  $[g/m^3]$ )、図中の $L_0$ は初期の雲水量で0とした。 $c$ はSeeder Feeder機構による非地形性降水雲粒補足率で、雨滴が落下しながら雲を単位時間当たり掃く体積と掃く効率の積で表され、雨滴の粒形分布を通し非地形成降雨強度 $R$ の関数である。本研究ではマーシャルパルマー分布を仮定して得られる4mm/h時の値を用いた。また、 $a$ は雲粒自身による降水への成長(Auto Conversion)の割合で $10^{-4}/s$ 、 $L_c$ は降水へと転換する限界の雲水量で $1g/m^3$ とし、 $w$ は斜面に沿った気塊の上昇速度、 $G$ は飽和気塊の単位距離上昇による $L$ の増加、 $\rho$ は大気密度である。右辺第3項は気塊の上昇に伴う凝結を表し、常に飽和を仮定すれば $G = d\rho/dz$ となり( $\rho_s$ は飽和水蒸気密度)、その仮定のもと一定値 $5.9 \times 10^{-6} kg/m \cdot m^3$ を用いた。なお、斜面に沿った鉛直風速 $w$ は水平風速と山岳斜面勾配から算定される。

#### (2) 降雨予測方法

図-3の手順に従って予測を行う。本研究では、風向・風速を移流ベクトルで代用する手法と、GPV・AMeDAS観測値から推定する方法で予測を行った。

##### (a) 雨域の移流ベクトルで代用する手法

ここではKataoka et al.<sup>3)</sup>の方法に従う。まず、以下の条件で風向16方位について、風速10[m/s]、非地形性降雨強度4[mm/h]として、気塊が山を迂回せずに上昇すると仮定して16方位の風向ごとに地形性降雨強度分布を計算することにより、地形性降雨テーブルを作成しておく。

- (ア) 非地形性降雨は、全計算領域において一様とする。
- (イ) 風向・風速は全計算領域で時間に関係なく一定、かつ一様とする。
- (ウ) 水蒸気量は全計算領域で飽和状態とする。

観測降雨、あるいは予測降雨を地形性降雨と非地形性降雨とに分離する方法は以下のとおりである。レーダ観測、または予測降雨強度を $R$ 、非地形性降雨強度を $R_N$ 、地形性降雨強度を $R_0$ とすると、 $R = R_N + R_0$ と仮定する。地形性降雨強度は、風速と非地形性降雨強度によって変化するが、Kataoka et al.<sup>3)</sup>では簡略のためこれらに対して線形関係が成り立つと仮定する。この仮定のもとで、先に用意した風速10[m/s]、非地形性降雨強度4[mm/h]の条件で求めた地形性降雨強度を $R_g$ とし、各場所ごとに移流ベクトルの向きから16方位を特定しその方位のテーブルから対応するメッシュの $R_g$ を抽出する。その上で、移流ベクトルの速度 $V$  [m/s]で風速値を代用すると

$$R_0 = R_g \cdot \frac{R_N \cdot V}{4 \cdot 10} \quad (8)$$

となる。これより、

$$R_N = R \cdot \left( 1 + \frac{R_g \cdot V}{40} \right)^{-1} \quad (9)$$

により非地形性降雨強度を求め、降雨を非地形性降雨と地形性降雨に分離することができる。これらのうち、非地形性降雨のみを移流ベクトルに沿って移流させ、地形性降雨と合成することで予測雨量を得る。

しかし、Kataoka et al.<sup>3)</sup>による以上の手法では以下のような問題点が存在する。すなわち。

- (ア) 風速を移流ベクトルで代用している。
- (イ) 地形性降雨テーブル作成の際に、風向・風速が一樣としているために実際の風向に沿った雲水量の流入に伴う地形性降雨強度が算定できていない。
- (ウ) 地形成降雨強度が風速と線形関係にある。本来線形性は(7)式第3,4項だけである。
- (エ) 地形成降雨強度が非地形成降雨強度と線形関係にある。本来、降雨強度への依存性は(7)式第1項だけであり、しかも線形とは限らない。ただ、 $c$ そのものは4mm/h近傍では線形性を仮定できる。
- (エ) は粒径分布ともからむので、本研究の次ステップとして解決するものとする。本研究では(エ)以外の問題点を解決するために、次にGPV情報・AMeDAS観測値を用いることを考える。

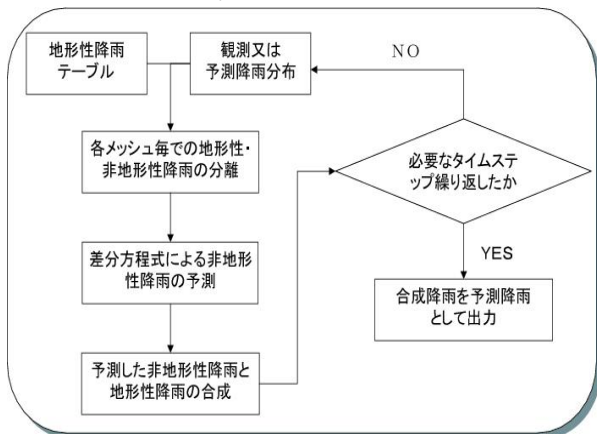


図-3 予測手順のフロー

### (b) GPV・AMeDASを用いる手法

GPV (Grid Point Value: 格子点値) 情報とは、気象庁の数値予報モデルにより計算された結果を地表から高層までの物理量の格子点値情報として気象庁から配信されているものである。2001年3月からMSM(メソ数値予報モデル)の配信が開始され、時間、空間分解能が上がっている。本研究ではこのMSM(メソ数値予報モデル)のGPV情報を扱っていくこととする。AMeDAS観測値とは全国約850箇所(降水量のみ観測しているところを含めると約1300箇所)で、1時間毎、10分毎の地上観測値として降水量、気温、日照時間、風速が観測された値である。

本研究では風速場の推定方法として、短時間の気象変化を見るために、Nakakita et al.<sup>4)</sup>の短時間降雨予測手法中の大気場の推定方法を用いて、GPV情報を1時間ごと、水平方向3km四方、垂直方向15層(SFC, 975, 950, 925,

900, 850, 800, 700, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100hPaの等圧面)のデータに内挿し、このGPV情報とAMeDAS観測値を併用して、大気場(風向・風速)を推定した。具体的に以下の二種類の手法で予測を行った。

まず一つ目の手法として、地形性降雨テーブルは(a)で述べたものと変わらないが、レーダー雨量を非地形性降雨と地形性降雨に分離する際に、風速を雨域の移流ベクトルで代用するのではなく、GPV・AMeDAS合成風を用いる。具体的には(8),(9)式の $V$ にGPV・AMeDAS合成風を導入する。すなわち、この手法では(a)で記した問題点(ア)を解決できたことになる。

二つ目の手法では、GPV・AMeDAS合成風を用いて地形性降雨テーブルを一つだけ作成した。基本的な流れは(a)で述べた手順と同じであるが、分離の方法としては、

$$R_o = R_g \cdot \frac{R_N}{4} \quad (10)$$

とすることで予測の際の地形性降雨強度を算定している。すなわち、この手法では(ア)~(ウ)を一挙に解決したことになる。

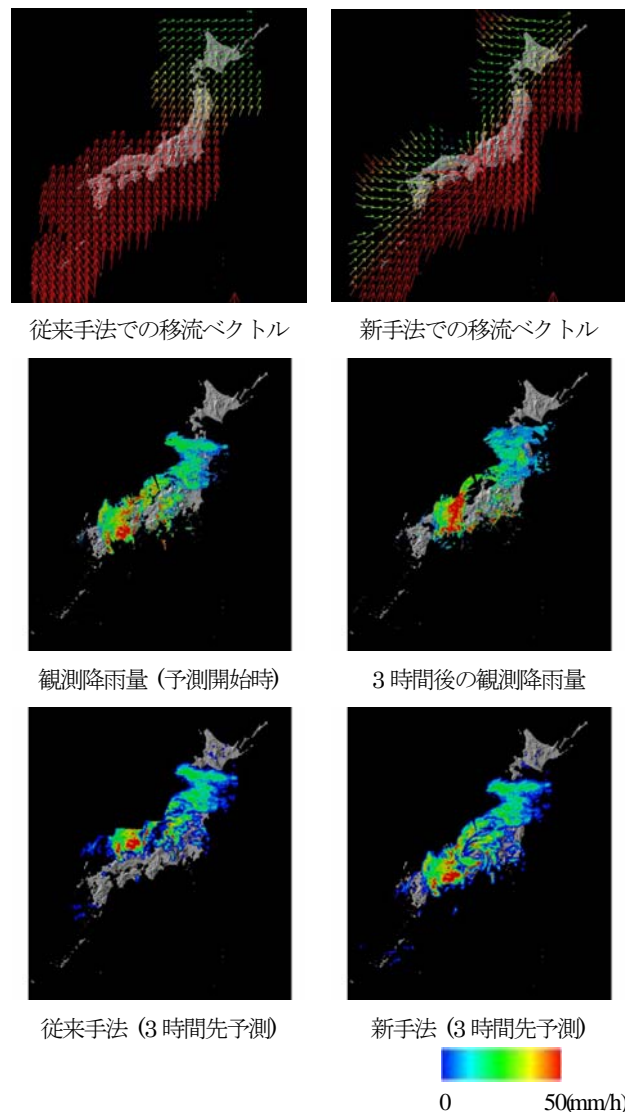


図-4 予測結果の例(04年 台風21号 初期時刻15:00)



#### 4. 検証

以上のような手法を用いて2004年に日本に上陸した台風6号、台風21号、台風23号の3事例を対象として降雨予測計算を行った。時間的には前進差分法、空間的には2(4)で述べたCIP法を用い、計算上、境界値は時間変化させず、 $\Delta x = \Delta y = 3\text{km}$ 、 $\Delta t$ は20秒とした。

用いたデータは、日本全国に配置された26基のレーダ雨量計が観測する5分ごとのレーダ雨量を、10分ないしは60分ごとに得られる地上雨量計を用いてオンラインで補正を行い、5分間隔で全国の雨量分布を表す3次メッシュ(第3次地域区画緯度間隔30秒 経度間隔45秒で、約 $1\text{km} \times 1\text{km}$ )ごとの連続的な合成レーダ雨量を国土交通省が作成したものである。範囲は、経度23度20分(2800メッシュ) $\times$ 緯度23度(1840メッシュ)である。本研究ではこの緯度、経度のメッシュデータを、レーダーデータの中心(東経136度30分・北緯35度40分)を投影中心としてガウス・クリューゲル図法にて投影を行い、1kmメッシュの縦2653km $\times$ 横2350kmのデータとした。

まず、2.で提案した、新たな移流モデルのみを適用した手法による予測結果(地形性降雨を考慮しない結果)の一例を図-4に示す。ただし、 $r_0$ の初期推定値は100km、 $\lambda$ は300kmとした。台風に伴う雨域と津軽海峡付近の前線に伴う雨域ともに3時間後の位置が従来の移流モデルに比べて良好に表せていることが見てとれる。

以下、地形性降雨の導入の効果を示す。台風6号について10時を初期時刻としたときの3時間後の予測降雨分布図を図-5に示す。それぞれの手法は以下のとおりである。

- 手法A: 地形性降雨導入なし
- 手法B: 風向・風速を移流ベクトルで代用する手法(地形性降雨導入)
- 手法C: 降雨を分離する際に風向・風速にGPV・AMeDAS合成風を導入する手法(地形性降雨導入)
- 手法D: 地形性降雨テーブル作成時 GPV・AMeDAS合成風を導入する手法(地形性降雨導入)

図-5を見ると、今回新たに提案した手法C、Dでは、手法Aには見られない降雨の停滞が、日本アルプス、紀伊山地南西部、養老山地、琵琶湖西部で見て取れ、これは実況降雨にも対応している(赤丸地点)。また、手法Aにおいては不自然な形の雨域の伸び(にじみのような部分:水色の丸)が存在しているが、地形性降雨を導入した手法C、Dにおいてはこの点が改善されている。このときの地形性降雨分布を図-6に示す。この図から手法C、Dでは、手法Bには見られない降雨の停滞が琵琶湖西部や伊勢湾近辺の養老山地付近で見て取れる。

次に、このときの予測降雨と観測降雨のRMSE、相関係数のグラフを図-7に示す。今回新たに提案する手法C、Dにおいて、既往の手法Bに比べてRMSE、相関係数と

もに大幅に向上している。ただし、手法Aと比べると若干の向上にとどまった。

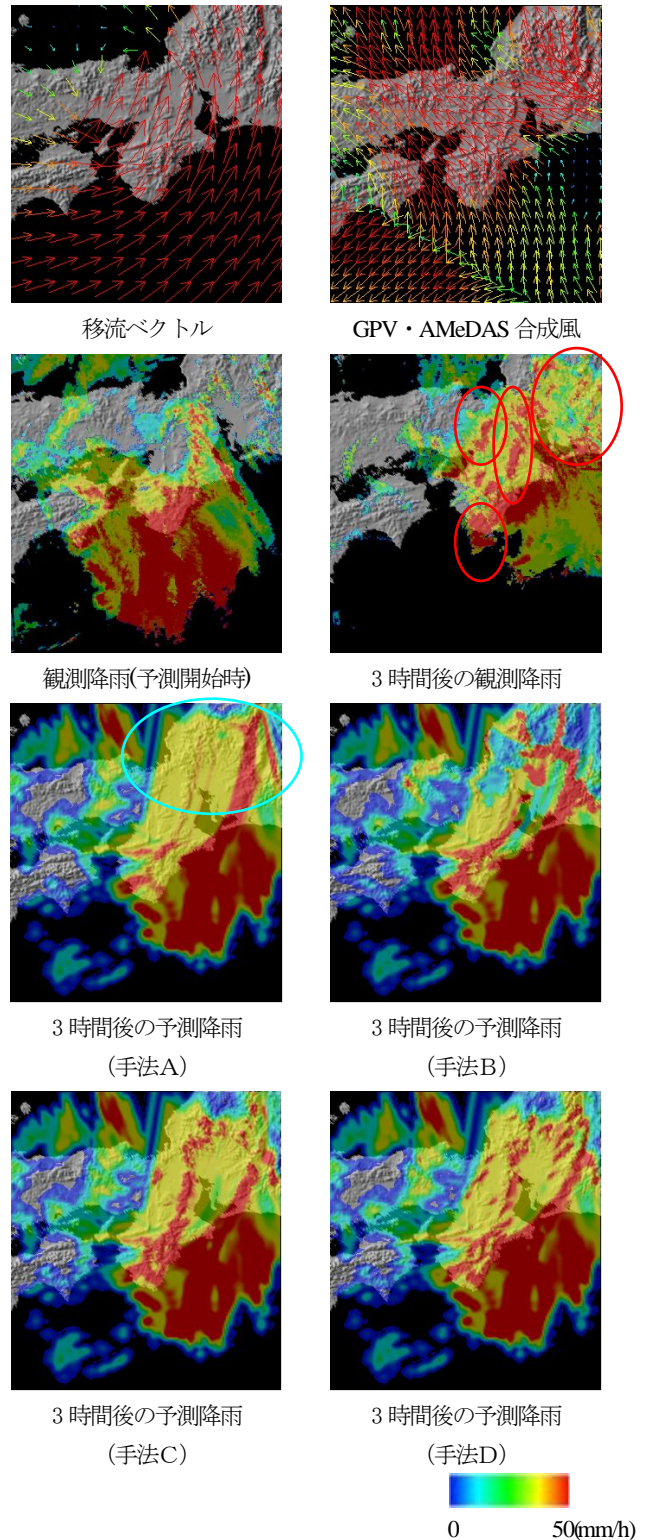


図-5 予測降雨量分布(台風06号 初期時刻10:00)

ただ、RMSEや相関係数は、図示している全領域で計算しているため、実際に地形性降雨が卓越している一部領域の予測精度が上がっても、全体としてのRMSEや相関係数にはあまり反映されない危険性がある。翻って手法Bでは、雨域の移動方向を風向として

扱っているために、特に日本アルプス付近の広い範囲で雨域が観測降雨と全く違う形で予測されておりRMSE や相関係数が悪くなったと言える。

## 5. 結論

本研究では、全国合成レーダー情報がカバーする日本列島全体に移流モデルを適用を考え、台風による降雨場と前線による降雨場が共存する場合を想定して、新たな移流ベクトル場を提案するとともに、それに合わせたパラメータの同定方法、予測手法を提案した。また、台風による降雨場は地形性降雨が重要との観点から立平モデルを導入し、いくつかの手法を提案した。

新たな移流ベクトル場の提案により、共存する、台風に伴う雨域と北方の前線に伴う雨域ともに3時間後の位置が従来の移流モデルに比べて良好に予測された。

一方、地形性降雨の導入では、最終的に、GPV 情報・AMeDAS 観測値を用いて風速場を算定し、地形性降雨を導入する手法を提案した。

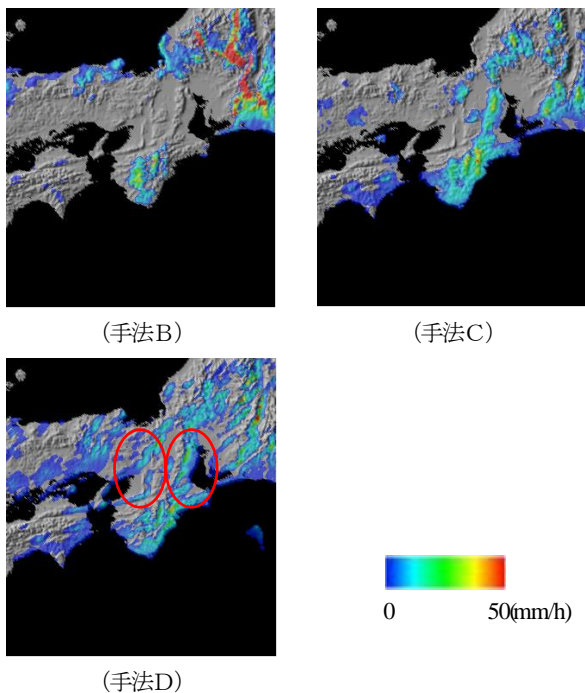


図-6 3時間後の地形性降雨

特に、雨域の移流ベクトルを風速とみなして地形性降雨導入する従来の手法に比べて、GPV・AMeDAS 合成風を用いた手法に精度の向上、ならびに雨域の表現の向上が見て取れた。たとえば、地形性降雨を導入しないモデルによる予測において存在していた雨域の不自然な伸びが、上記で提案した手法では検証全体を通して改善されていた。特に、台風6号において近畿地方を対象とした検証では、地形性降雨の挙動をうまく表現することができていたと思われる。

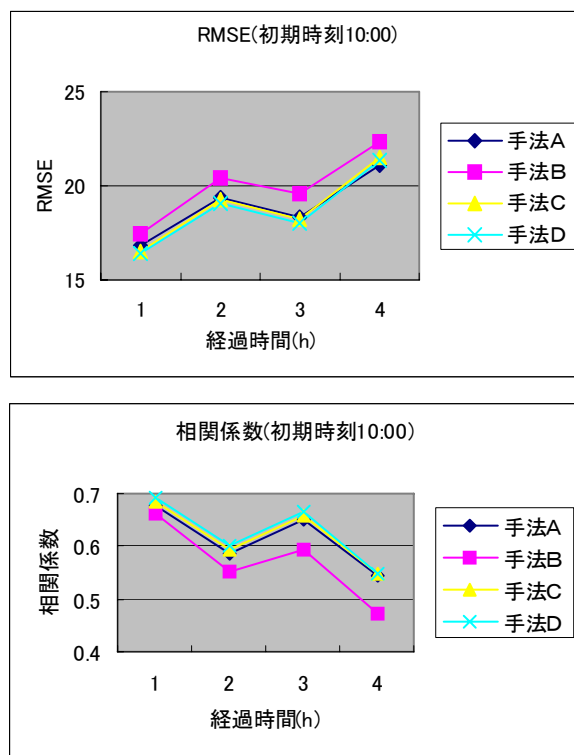


図-7 降雨予測精度

以上のように、予測降雨分布での検証を通して大きな成果が見て取れたが、RMSE、相関係数といった指標では地形性降雨を導入しない場合に比べては期待された結果は得ることができなかった。このため今後、山岳流域に絞って地形性降雨の効果をより評価できるような指標を用いて、検証するべきであると考え。この点に加えて、地形性降雨の非地形性降雨に関する線形性という問題も解決を図ってゆく予定である。

## 参考文献

- 1) 椎葉充晴・高掉琢馬・中北英一：移流モデルによる短時間降雨予測手法の検討，第28回水理講演会論文集，pp. 349-354, 1994.
- 2) 立平良三：雨滴成長を考慮した地形性降雨の計算，天気，Vol23, No2, pp. 27-32, 1976.
- 3) Kataoka, K., H. Daitou, K. Kamisaka, S. Ikebuchi, E. Nakakita, S. Oishi, A. Fujita and N. Takada: Study on orographic rainfall characteristics and short-term prediction using radar data in mountainous region, Proc. of 5th Int. Symp. on Hydrological Applications of Weather Radar, Kyoto, Japan, pp.305-310, 2001.
- 4) Nakakita, E., S. Ikebuchi, T. Nakamura, M. Kanmuri, M. Okuda, A. Yamaji and T. Takasao: Short-term rainfall prediction method using a volume scanning radar and GPV data from numerical weather prediction, Journal of Geophysical Research, Vol. 101, No. D21, pp.26181-26197, 1996.