

地形性降雨を考慮したレーダー短時間降雨予測への エラーアンサンプルの導入(II)

中北英一・吉開朋弘⁽¹⁾・キムスンミン⁽¹⁾

(1) 京都大学大学院工学研究科

要 旨

本研究は、山岳域における地形性降雨の定量的影響を評価し、2～3時間先の予測精度の向上を目指すものである。2011年9月に近畿地方に記録的豪雨をもたらした台風12号事例において、移流モデルを用いたレーダー短時間降雨予測手法をベースに、物理的雲水量算定手法と、統計的バイアス補正手法の2つの手法を導入することにより、連続予測を行う事で積算雨量分布の再現に成功した。同時に、台風12号事例の積算雨量に占める地形性降雨の割合を、立平モデルを用いて定量的に示すことができた。

キーワード：レーダー，地形性降雨，アンサンブル，短時間降雨予測

1. はじめに

山岳域の多い我が国では、地形の影響を受けて降雨が強化される地形性降雨という現象が起こりやすい。特に台風時においてはこの傾向が強く、長時間にわたる強雨をもたらした大規模な土砂災害や河川災害を引き起こしやすい。このような災害の典型例として、2011年9月の台風12号事例が記憶に新しい。この台風は同年9月3日に四国に上陸し、その後数日にわたって日本付近に停滞した。その結果、紀伊半島の山岳域を中心に累積雨量1,500～2,000mmという記録的な大雨をもたらした。これにより紀伊半島南部の各地で大規模な土砂災害が引き起こされ、死者73名・行方不明者19名という、我が国史上稀にみる台風災害となった。この現象をレーダーエコーで観ると、雨域が山岳斜面上で急激に強化され停滞する性質があるため、予測が非常に困難な現象である。そのため、2～3時間先の定量的な予測精度は低い。この現象を定量的に予測することができれば、ダムオペレーションや土砂災害に対する避難指示の観点から非常に役に立つ情報となるであろう。

現状の降雨予測では、対象とする予測時間スケールに応じて、運動学的手法、物理学的手法の2種類の予測手法が用いられている。運動学的手法はレーダー情報や気象衛星情報から降雨強度分布を推定し、降雨分布の時間変動パターンを幾何的に捉えて時間

的に外挿する手法であり、計算負荷が小さく短時間で予測可能であるため、1～3時間程度の短時間予測に用いられている。また物理学的手法は大気連続式や運動方程式などの物理方程式を積分して水蒸気や気温、気圧といった大気の物理量の変化を各々物理的に予測する手法であり、数時間～数日、また数十年先の温暖化予測などにも用いられている。しかしその分計算負荷が大きく、物理量の挙動が場に馴染むまでに時間がかかるため、予測の精度が向上するまでに時間がかかるという課題がある。

このような予測の現状と近年のコンピュータの性能の発達を踏まえ、近年注目されてきた予測手法に、アンサンブル予測という手法がある。この手法は初期条件を微小に変化させた複数の予測を同時に走らせることにより、1つの予測では決定論的に予測不可能であった偶然誤差やカオスといった不確定要素を、一定の幅を持った形で確率的に予測する手法である。この手法により、決定論的な予測が不可能であった範囲に関しても、「最も確からしい予測結果」の提示が可能になり、今後期待されている手法である。実際に気象庁の週間予報や地球温暖化影響評価にもこの手法が使われている。

本研究は、移流モデルを用いたレーダー短時間降雨予測手法（運動学的手法）をベースに、水蒸気凝結や雲水から降雨への転換等を考慮した物理学的手法と、アンサンブル予測によるリアルタイムバイア

ス補正を行う手法を導入することにより、2～3時間先の予測精度の向上を目指すものである。対象事例は昨年近畿地方に豪雨をもたらした台風12号とした。

2. レーダー情報を用いた地形性降雨の算定手法

2.1 立平モデル概要

(1) 雲水量の算定手法

本研究では、地形性降雨の算定を行う際に、立平(1976)によって提案された物理的計算手法を用いる。この手法は、気塊が山岳斜面に沿って上昇することによる水蒸気凝結や、雲粒自身の成長、また Seeder-feeder 機構による降水への転換による雲水量の変化を考慮した手法である。雲粒の速度が空気の流れに等しいとすれば、気塊中の雲水量 L [g/m³] の時間変化は以下の式 (1) のように表される。

$$\frac{dL}{dt} = -cL - a(L - L_c) + WG - WL(\partial \ln \rho_v / \partial z) \quad (1)$$

ここで、 c は上空からの降水雲粒補足 (Seeder-Feeder 機構による) の割合、 a は雲粒自身による降水への成長 (Auto Conversion) の割合、 L_c は降水へと転換する限界の雲水量 [g/m³]、 W は斜面による気塊の鉛直風速 [m/s]、 G は気塊が単位距離上昇する間の水蒸気凝結による L の増加量、 ρ_v は水蒸気量 [g/m³] を表す。右辺第一項と第二項は、降水へ転換することによる雲水量の減少を表し、右辺第三項は気塊の上昇による水蒸気の凝結を、右辺第四項は大気の圧縮性による見かけ上の L の変化をそれぞれ表す。右辺第四項は第三項に比べて 1 オーダー小さいので無視し、この式を水平風の風向きに沿って時間的に積分すると、

$$L_{out} = \frac{WG + aL_c}{c + a} + \left(L_{in} - \frac{WG + aL_c}{c + a} \right) e^{-(c+a)\Delta t} \quad (2)$$

となる。ここで、 L_{in} はメッシュへの流入側の雲水量、 Δt は気塊が 1 メッシュを通過する時間 [s] である。地形性降雨強度 Ro [mm/h] は、メッシュから流出する雲水量 L_{out} 、メッシュ内を気塊が通過する間に凝結し増加した雲水量 $WG\Delta t$ 、そして流入する雲水量 L_{in} の収支を考えると、式 (3) により解析的に計算される。ここで、 H は上下方向に物理量を一樣と考える層厚 [m] である。

$$Ro = \frac{L_{in} + WG\Delta t - L_{out}}{\Delta t} \times 3.6 \times H \quad (3)$$

(2) レーダー情報からの地形性降雨分離手法

レーダー情報から得られた降雨強度 R_{radar} を地形

の影響を受けない非地形性降雨 R_N と地形性降雨 Ro に分離する数値計算方法に関してはこれまで様々な変遷を経てきたが、本研究では中北・寺園 (2008) により提案された数値計算方法を用いている。過去の計算手法の変遷については、Kataoka et al. (2001)、中北ら (2007) を参照されたい。

レーダー情報による降雨強度 R_{radar} を非地形性降雨強度 R_N と地形性降雨強度 Ro の和であると仮定し、

$$R_{radar} = R_O + R_N \quad (4)$$

と表す。ここで中北・寺園 (2008) は、立平 (1976) の論文で示されている補捉率 c と非地形性降雨 R_N の値をフィッティングすることで式 (5) の様な非線形関係を求めた。

$$c = 0.6778 R_N^{0.731} \times 10^{-3} \quad (5)$$

この式 (5) を式 (2) に代入し、得られた L_{out} の値を (3) に代入することにより、地形性降雨強度 Ro が非地形性降雨強度 R_N の関数として表されるため、式 (4) と連立することでレーダー情報の分離が可能となる。ただし、分離計算の際には Auto conversion の割合 a の影響を微小として無視している。

本研究では中北・寺園 (2008) に従い、 s 座標をもって地上から高度が約 200m, 400m, 1000m, 2000m, 3000m, 4000m, 5000m における風速、水蒸気量、飽和水蒸気量を代表値として、それぞれの層厚を 200m, 200m, 1000m, 1000m, 1000m, 1000m, 1000m とし、各層ごとに GPV 情報から算定した風速、水蒸気量を基に雲水量及び地形性降雨の算定を行った。各層に対応する飽和水蒸気量 ρ_s と水蒸気量 ρ_v 、水平風速の値は AMeDAS 観測値から中北 (1990) に従い算定した方法で求めた。以下に Fig.1 を用いて地形性降雨の算定手順について詳しく説明する。

[1] レーダー観測降雨 R_{radar} が最下層、すなわち地上からの高度約 200m の降雨 R_1 であると仮定し、2.3.2 に示した方法により地形性降雨 Ro_1 と非地形性降雨 R_{N1} の分離を行う。

[2] ここで算定された非地形性降雨 R_{N1} は、その直上の層における地形性降雨と非地形性降雨の合成 R_2 であるとし、これを同じ方法で地形性降雨 Ro_2 と非地形性降雨 R_{N2} へ分離する。($R_{N1} = R_2 = Ro_2 + R_{N2}$)

[3] この操作を上層にむけて地上からの高度が約 5000m までの 7 層で繰り返す。

[4] 最後に各々の層での地形性降雨を積算することで地形性降雨を算定する。その結果算定された地形性降雨 Ro_{total} は各層における Ro を積算した値となる。

$$R_{O,total} = \sum_{i=1}^7 R_{OI}. \quad (6)$$

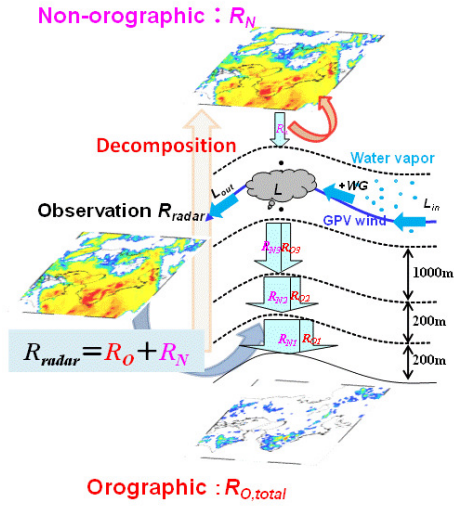


Fig.1 Procedure for decomposition of radar rainfall intensity (R_{radar}) into orographic (R_O) and non-orographic rainfall (R_N)

2.2 地形性降雨を考慮した移流モデル

このようにして分離した非地形性降雨 R_N のみを、椎葉ら（1984）の移流モデルに適用する。初期時刻とその5分前、10分前のレーダー情報から得られた非地形性降雨 R_N を以下の式（7）の $R(x, y)$ とみなし、移流ベクトル ($u_r(x, y)$, $v_r(x, y)$) に沿って移流しながら予測時刻まで外挿する。

$$\frac{\partial r(x, y)}{\partial t} + u_r(x, y) \frac{\partial r(x, y)}{\partial x} + v_r(x, y) \frac{\partial r(x, y)}{\partial y} = \delta(x, y) \quad (7)$$

ここで、雨域の移流ベクトル ($u_r(x, y)$, $v_r(x, y)$) , 単位時間当たりの発達・衰弱量 $\delta(x, y)$ は、

$$u_r(x, y) = c_1 x + c_2 y + c_3 \quad (8)$$

$$v_r(x, y) = c_4 x + c_5 y + c_6 \quad (9)$$

$$\delta(x, y) = c_7 x + c_8 y + c_9 \quad (10)$$

の様に位置の一次式として表現できると仮定し、式（7）と合わせて線形最小自乗法問題に定式化し、 $c_1 \sim c_9$ を推定する。Fig.2 に予測の手順を示す。予測の手順は以下の通りである。

- [1] まず移流モデルの移流ベクトル算定に必要なレーダー情報を準備する。本研究では、初期時刻 t_0 から $t_0 - 10$ [min] の3つのレーダー観測降雨を用いた。
- [2] それぞれの時刻において、2.1 節に示した手順により雲水量 L 及び地形性降雨 R_O の算定を行う。
- [3] 時刻 $t_0 \sim t_0 - 10$ [min] の3枚の非地形性降雨 R_N を用いて4.1 節に示す方法で移流ベクトルを同定し、リー

ドタイム ΔT 分先まで10分ごとの雨域の移動を予測する。

[4] 時刻 $t_0 + \Delta T$ において、[2] と同様に雲水量 L の分布を予め算定しておき、そこに移流モデルにより予測された非地形性降雨の値を最上層における非地形性降雨 R_{N7} であるとし、最下層へ向けて地形性降雨 R_O の算定を行う。この際、上層における非地形性降雨と地形性降雨の値の和が下層における非地形性降雨であるとして算定を行っている。すなわち、

$$R_{Nk} = R_{Nk+1} + R_{Ok+1} \quad (k = 1, 2, \dots, 6). \quad (11)$$

[5] 最下層における非地形性降雨と地形性降雨の和 R_I を予測降雨 R_p とし、この値を予測降雨とする。

$$R_p = R_{N1} + R_{O1}. \quad (12)$$

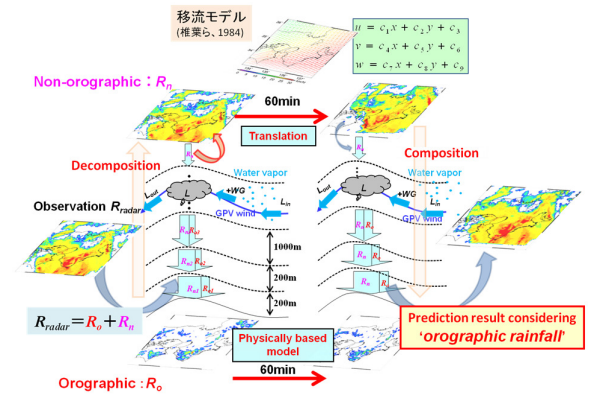


Fig.2 Procedure for short-term rainfall prediction by using the Translation Model with consideration of orographic rainfall.

2.3 予測誤差を用いたアンサンブル予測手法

ここでは、Kim et al. (2009) のエラーアンサンブル予測手法について述べる。Kim et al. (2009) は、椎葉ら（1984）が開発した位置の一次式を用いて移流ベクトルを設定する移流モデルを用いて予測を行い、メッシュごとに予測降雨強度分布と実際に観測された降雨強度分布との差を取って得られる予測誤差の空間分布 (Error Field) を算出した。次に、現在時刻(予測開始時刻)までの複数枚のエラーフィールドを用いて、メッシュごとのエラー成分のアンサンブル平均をとり、エラーアンサンブル平均フィールド (Error Ensemble Mean Field) 及びエラー標準偏差フィールド (Error Standard Deviation Field) を算出することで、予測誤差の空間的性質を表現した。さらにこのエラーの空間的性質に時間的継続性があるという仮定のもと、予測時刻に起こりうるエラーフィールドを確率的にアンサンブル発生することで、より精度の高い予測を可能にした。具体的な予測の手

順をFig.3を用いて示す。ただし、予測対象領域が M 行 N 列個のメッシュで構成されているとした時、以下に示すフィールド(例： $R_{p,k}$)とは、 MN 次元の列ベクトルの意味で用いる。

[1] まず予測計算の初期値となる過去のレーダー情報を Δt [min]間隔（今回は5min）で用意し、予測開始時刻 t_0 と予測先までの時間間隔 ΔT [min]及びアンサンブル発生させるエラーフィールド枚数 n を決定する。ここで言うエラーフィールド枚数とは、後にエラーアンサンブル平均フィールドを算出する際に用いるエラーフィールドのサンプル数であり、 n 枚の場合は、時刻 $t_0 - (n-1)\Delta t$ から t_0 までの Δt 分間隔 n 枚のフィールドを指す。

[2] これらのエラーフィールドを算出するために、時刻 $t_0 - \Delta T$ から $t_0 - \Delta T - (n-1)\Delta t$ まで Δt [min]ずつ遡ってそれぞれ ΔT [min]先を予測した、 n 枚の予測降雨分布 $R_{p,k}$ ($k=1,2,\dots,n$)を用意する。

[3] 予測降雨分布 $R_{p,k}$ ($k=1,2,\dots,n$)と同時刻に観測されたレーダー観測降雨 $R_{o,k}$ ($k=1,2,\dots,n$)を用意し、式(13)のようにエラーフィールド E_k ($k=1,2,\dots,n$)を算定する。

$$E_k = R_{o,k} - R_{p,k} \quad (k=1,2,\dots,n). \quad (13)$$

[4] 得られた n 枚のエラーフィールド E_k から、メッシュごとにエラー値のアンサンブル平均を取りフィールドと標準偏差フィールドを求める。

$$\bar{E} = \frac{1}{n} \sum_{k=1}^n E_k, \quad (14)$$

$$\sigma_{E_{i,j}} = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{k=1}^n (E_{k,i,j} - \bar{E}_{i,j})^2}. \quad (15)$$

予測開始時刻 t_0 から移流モデルを用いて予測した予測降雨 R_p (Deterministic Prediction Field)に、このエラーアンサンブル平均フィールド $\bar{E}$ を加えることで、バイアス補正を行った決定論的予測降雨 BM_p が得られる。

$$BM_p = R_p + \bar{E}. \quad (16)$$

Kim et al. (2009)は、距離に応じたエラーの空間相関を用いて、 N 枚のユニットランダムエラーフィールドを発生させ、確率的に予測誤差をランダム発生させる予測手法を用いているが、本研究においては用いていないので、その記述は割愛する。

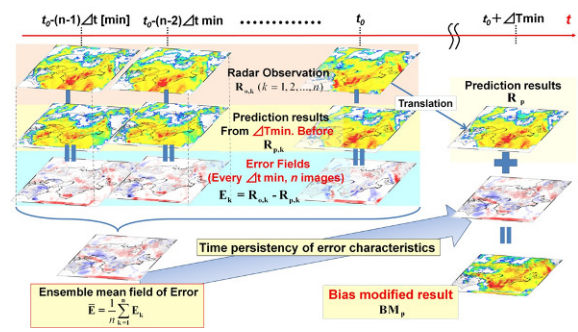


Fig.3 Schematic drawing of the algorithm of error-ensemble prediction.

3. 台風12号事例への適用

3.1 予測諸元

本研究では前章で述べた予測手法を、2011年9月の台風12号事例へ適用した。適用例をTable 1に示す。caseAは椎葉ら（1984）のオリジナルの移流モデル、caseBは中北・寺園（2008）の地形性降雨を考慮した移流モデル、caseCはKim et al. (2009)のエラーアンサンブル予測、caseDは中北ら（2011）の地形性降雨を考慮したエラーアンサンブル予測である。本研究では今後これらの手法をcaseA～caseDとして扱う。

レーダー情報は、国土交通省Cバンド全国合成レーダーを用いた。このレーダー情報を、東経135度30分、北緯34度40分を中心としてGauss-Krueger図法にて投影を行い、東西369km×南北369kmの対象領域を作成した。なお、積算雨量や相関係数、RMSE等の指標を用いた精度評価対象地域は、領域全域及び新宮川流域を囲む東西28km×南北31km（Fig.4の赤枠内）の領域とした。計算格子間隔は水平方向3km、時間分解能は5分とした。立平モデルの入力値として用いる水蒸気及び風速情報は、気象庁数値予報GPVのMSM情報を用いた。解析対象期間は2011年9月1日09時00分～9月5日09時00分とし、caseA～caseDの4つの予測手法を用いて、初期時刻を5分間隔で変更しながら、それぞれ60, 90, 120, 150, 180分先までの予測を行った。精度評価は、1メッシュごとの予測降雨と観測降雨の降雨強度から相関係数とRMSEを算定した。

Table 1 Prediction cases

	Translation Model	Tatehira Model	Error Ensemble
case A	○	×	×
case B	○	○	×
case C	○	×	○
case D	○	○	○

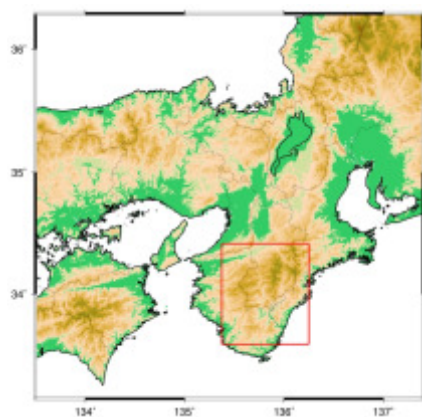


Fig.4 Analysis area (Total) and accuracy validation area (inside of the red square)

3.2 予測結果

Fig.5は、9月3日午前6時時点の観測降雨((a),(e))と、それぞれのケースにおける60分予測の結果((b),(d),(f),(h))、及びcaseCとcaseDの予測に用いたError Mean Field ((c),(g))である。対象領域である新宮川流域において、地形性降雨を考慮したcaseBの予測結果がcaseAよりも強い値をとっている。しかしこの結果は観測降雨よりも過大な予測となっているため、(g)のError Mean Fieldにおいて過大評価バイアス

(青色)として現れ、バイアス補正を行ったcaseDによる結果では過大分が抑制された結果となっている。

Fig.6は、9月1日18時から9月5日0時までのcaseA~caseDの予測結果とその時刻の観測降雨をメッシュごとの降雨強度瞬時値と比較した、相関係数とRMSEの時系列図である。各ケースとも時期によって精度の上下はあるが、相関係数、RMSE共に期間全体的として見ると、精度の低い順にcaseA<caseB<caseD<caseCとなっている事が分かる。また、caseA、caseBはリードタイムが長くなるにつれて予測精度が徐々に落ちていく傾向が見られるけれども、caseC、caseDに関してはリードタイムにあまり影響されずに180分先の予測においても相関係数0.6前後の予測精度を保つことができています。

3.3 予測値の積算雨量分布

Fig.7に、9月1日09時~5日09時までの観測積算雨量[mm]分布と、caseA~Dを用いた60分先予測値を積算した予測積算雨量[mm]分布図を示す((a)~(e))。ただし、caseC、Dの予測の際に用いたError Fieldの枚数nは3枚とした。これを見ると紀伊半島南東部における積算値1,500mm以上の分布が、caseAにおいては表現されていないものの、caseB,C,Dについては非常に精度良く表現されている事が見て取れる。特にcaseC,Dの

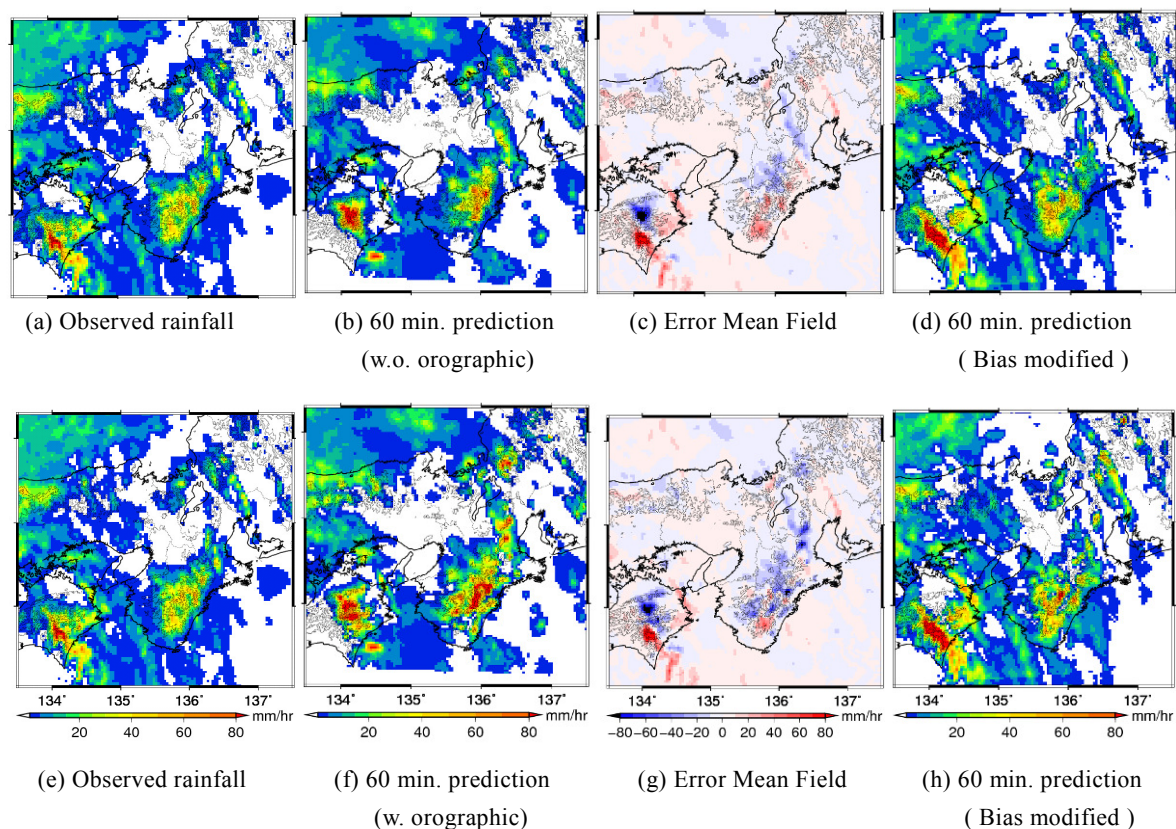


Fig.5 Observed rainfall field((a),(e)) and 60-min. prediction results((b),(d),(f),(h)) and error mean fields((c),(g)). (03 Sep. 2011 06:00 a.m.)

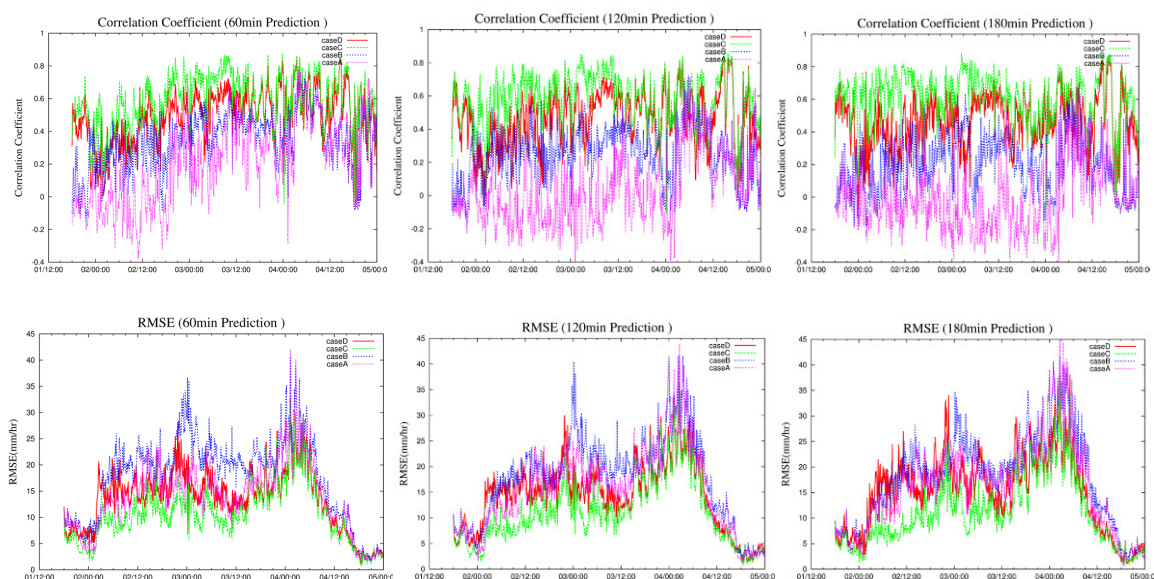


Fig.6 Validation of prediction accuracy with CC and RMSE
(01 Sep. 2011 09:00a.m. ~ 05 Sep. 2011 00:00a.m.)

分布は観測降雨の積算雨量分布と酷似しており、ほぼ完全に再現できていると言える。そこで各積算雨量分布について、新宮川水系における観測降雨とのメッシュごとの対応関係を散布図に表した((f)~(i))。この結果を見ても、caseCにおいて観測積算雨量との相関が0.995という非常に高い値となっており、RMSEにおいても総降雨量91万mmに対して97mmと高精度である。また流域積算雨量においても誤差7%と、非常に精度良く再現できていることが裏付けられる。caseDにおいても、相関係数0.98、RMSEが185mmという値を取っており、エラーアンサンブル予測手法が積算雨量の再現に絶大な効力を持っている事が推測される。Fig.8はcaseA~caseDまでの予測手法について、180分予測の降雨強度瞬時値を、9月1日午前9時~5日午前9時まで5分ごとに積算した雨量分布及び観測降雨と比較した散布図を示したものである。これらの図 (Fig.7,8) から考えられる事を以下に記す。

3.4 積算雨量分布に関する考察

まずcaseAと観測積算雨量を比較する。Fig.7(a),(b)の60分予測の積算値をみると、紀伊半島とその南東海上に広がる積算雨量500mm以上の分布はよく一致している。しかし観測降雨の1,500mm以上の分布は再現されておらず、caseAの結果では全体的に過小評価となっている。Fig.7(f)の散布図を見ても、新宮川水系における過小評価傾向が表れている。この過小評価傾向はFig.8の180分先予測によりさらに顕著になり、60分先予測では再現できていた500mm以上の領域の分布も北西側にずれている。これは事例を通

じて紀伊半島南東部に停滞していた強雨域を予測のインプットとして北西側へ移流させているためであり、移流モデルの特性から定性的に理解できる。

次にcaseBでは、紀伊半島南東部に強雨域が広がっており、caseAとの差から積算雨量分布に与える立平モデルの影響が大きいことが想像できる。ここで500mm付近の雨域の分布に着目すると、この分布はcaseAの分布に従っており、非地形性降雨の移流による効果で生じている事がわかる。さらに1,000mm (黄色) の範囲のcaseAとの対応関係に注目すると、移流する強雨域がリードタイムに従って北西に流れていくことで和歌山県付近の紀伊半島南東側における地形性強雨域が弱くなっている。これはseeder-feeder機構に従って、非地形性降雨の関数として地形性降雨を算定しているためであると考えられる。また散布図に着目すると、caseAに比べて強雨域の対応が良くなっている。これは立平モデルによる降雨強化の成果であると言える。

次にcaseC、caseDに関しては、リードタイムの影響をほとんど受けず、180分予測においても十分な精度を維持している。caseA,Bと同様に、散布図の弱雨域において若干のばらつきが見られるけれども、非の打ちどころが無い精度である。これはエラーアンサンブル手法が予測の積算値に及ぼす影響を表しており、これほど高精度の結果であるため慎重に検討する必要がある。これらの精度の原因に関して、エラーアンサンブル手法を用いた予測値を積算する意味について、式を用いて考察を行う。

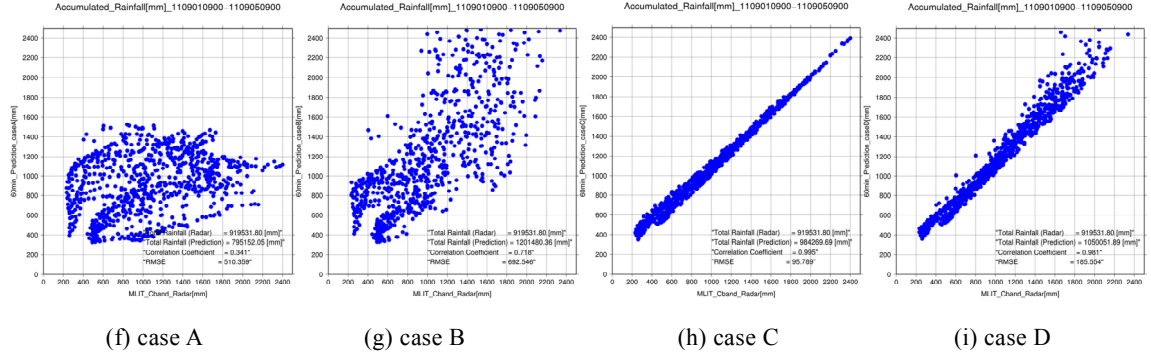
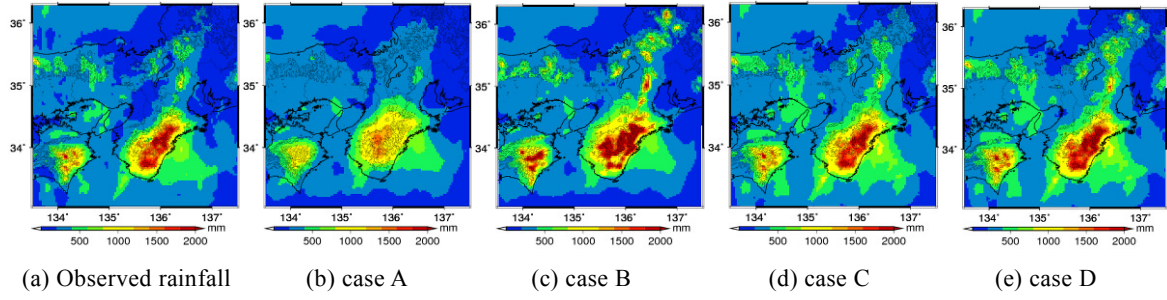


Fig.7 Spatial distributions and scatter grams of accumulated rainfall amount (60 min. prediction)
(01 Sep. 2011 09:00a.m. ~ 05 Sep. 2011 09:00a.m.)

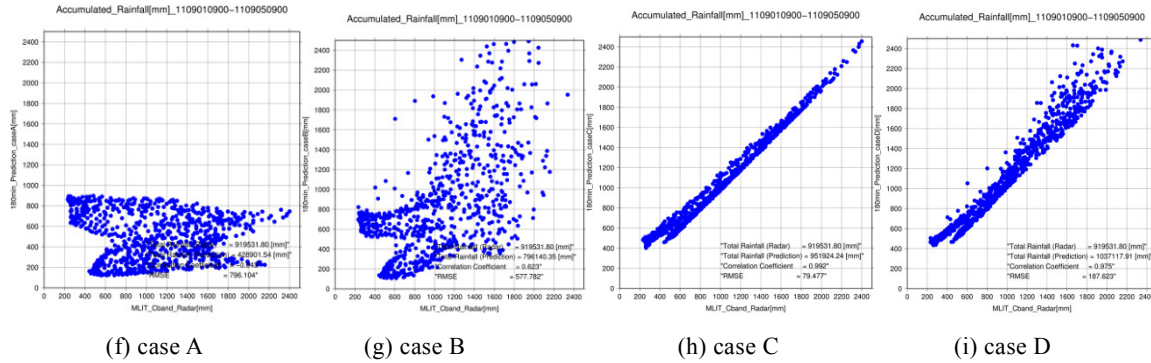
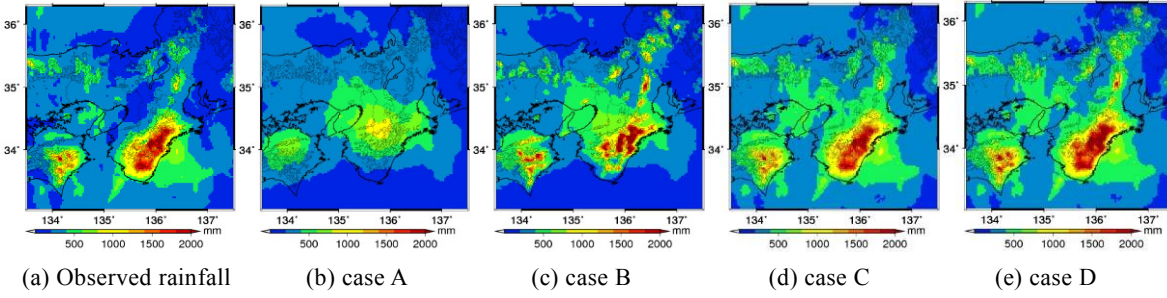


Fig.8 Spatial distributions and scatter grams of accumulated rainfall amount (180 min. prediction)
(01 Sep. 2011 09:00a.m. ~ 05 Sep. 2011 09:00a.m.)

3.5 数学的考察

ここでは、前節に述べてきた予測の積算値について、エラーアンサンブル予測手法（caseC及びcaseD）を用いた予測の積算値が観測とほぼ一致する理由について、数学的に考察する。いま、Fig.4のように、EMF算定枚数を n 枚として ΔT 分先のエラーアンサンブル予測を行う場合を考える。対象領域を M 行 $\times$ N 列個のメッシュで構成されている列ベクトルで表した時、EF及びEMF及びエラー標準偏差フィールド（Error Standard Deviation Field、以下：ESTF）はそれぞれ式(13)～(15)の様に算定される。また、予測開始時刻 t_0 から移流モデルを用いて予測した予測降雨 $\mathbf{R}_p$ （Deterministic Prediction Field）に、エラーアンサンブル平均フィールド $\bar{\mathbf{E}}$ を加えることで得られる、バイアス補正を行った決定論的予測降雨 $\mathbf{BM}_p$ は式(16)の様に与えられる。

ここで予測値を積算することを考える。解析対象時刻の初めから最後の時刻まで、5分間隔で N_T 枚の予測、観測及びエラーフィールドが存在すると仮定する。このとき、初期時刻から第 l 枚目のフィールドをそれぞれ $\mathbf{R}_{p,l}, \mathbf{R}_{o,l}, \bar{\mathbf{E}}_l$ と表す。それぞれの N_T 枚の積算値を $\mathbf{TR}_p, \mathbf{TR}_o, \mathbf{TE}$ と置くと、

$$\mathbf{TR}_p = \sum_{l=1}^{N_T} \mathbf{R}_{p,l}, \quad (17)$$

$$\mathbf{TR}_o = \sum_{l=1}^{N_T} \mathbf{R}_{o,l}, \quad (18)$$

$$\mathbf{TE} = \sum_{l=1}^{N_T} \bar{\mathbf{E}}_l, \quad (19)$$

と表される。ただし、EMFを作成する際には過去の時刻からの予測値を用いる必要があるため、解析対象時刻の前後に十分な量の観測及び予測降雨が準備されている状態を仮定する。

ここで、エラーアンサンブル予測手法（caseC及びcaseD）を用いた予測の積算値 $\mathbf{TBM}_p$ は、

$$\mathbf{TBM}_p = \sum_{l=1}^{N_T} \mathbf{BM}_{p,l} = \sum_{l=1}^{N_T} (\mathbf{R}_{p,l} + \bar{\mathbf{E}}_{l-(\Delta T/\Delta t)}), \quad (20)$$

となる。ここで、初期時刻から第 l 枚目のバイアス補正予測を行う際に用いるEMFは、第 $l-(\Delta T/\Delta t)$ 枚目のEMFである事に注意したい。

この $\mathbf{TBM}_p$ を、 $\mathbf{TR}_p, \mathbf{TR}_o, \mathbf{TE}$ を用いて展開、整理すると、

$$\mathbf{TBM}_p = \mathbf{TR}_o + \Delta \bar{\mathbf{E}}_{m-1} + \Delta \bar{\mathbf{E}}_{n-1} \quad (21)$$

と表わされる。ここで $\Delta \bar{\mathbf{E}}_{m-1}$ 、 $\Delta \bar{\mathbf{E}}_{n-1}$ はリードタイムによる時刻のずれから生じる誤差項とEMF算定枚数により生じる誤差項であり、 $m = \Delta T / \Delta t$ とすると、そ

れぞれ、

$$\Delta \bar{\mathbf{E}}_{m-1} = \sum_{k=N_T-(m-1)}^{N_T} \bar{\mathbf{E}}_k - \sum_{k=(m-1)}^0 \bar{\mathbf{E}}_k \quad (22)$$

$$\Delta \bar{\mathbf{E}}_{n-1} = \frac{1}{n} \sum_{k=1}^{n-1} k(\mathbf{E}_{k-(n-1)} + \mathbf{E}_{N_T-(k-1)}) - \sum_{l=N_T-n}^{N_T} \mathbf{E}_l \quad (23)$$

と表わされる。これは、エラーアンサンブルによるバイアス補正を用いた予測の積算値が、観測降雨の積算値と、リードタイムによる時刻のずれから生じる誤差、及びEMF算定枚数の影響により生じる誤差の和として表されるという事である。先にも述べたが、解析期間全体を通して積算した場合、 $m, n \ll N_T$ となるため、式(21)の右辺後半の二項の影響は、右辺第一項に比べて非常に小さい。そのため、caseC及びcaseDにおける予測の積算値は、ほぼ観測降雨を連続的に足し合わせた値とほぼ一致することが説明できる。また、誤差項の物理的意味を解釈すると、対象期間の前後数十分～数時間の間の予測誤差によって積算値の差が生じることが分かり、今回の様に対象期間を通じて誤差の傾向が変化しない事例、すなわち誤差の持続性の高い事例においては、予測の積算値が観測値にほぼ一致していても不思議ではない。リードタイムとEMF算定枚数による誤差項の性質については、対象事例や予測条件を変化させながら、今後統計的な議論を行う必要がある。エラーアンサンブル手法によるバイアス補正がどのような時空間スケールの現象に適している、どのような降雨現象に効果があるのか。また物理パラメータとの相関という点でどのように影響するのか。これらの点をより深く分析することで、予測の特性を物理モデルの改良及びレーダー情報のキャリブレーション等の実用的な手法で用いることが今後大いに期待される。

4. 立平モデルを用いた地形性降雨の定量推定

第3章では、エラーアンサンブルによる統計的バイアス補正を行う事で、持続性の強い降雨事例については180分先予測についても高精度で予測可能であるという事を示した。しかし物理手法と統計的手法を組み合わせたcaseDよりも、物理手法を用いないcaseCの方が高精度であるという結果になった。実運用上の課題である計算時間とのバランスを考えても、現時点ではcaseCの利便性が高いと考えられる。しかし、移動速度の速い台風など、降雨の持続性が低い事例または山岳域で雨域が急速に発達する事例など

においては、過去の統計値による補正は困難であり、精度が低くなると考えられる。そこで本章では、物理的手法の最大の特性である定量性を活かし、レーダー情報から立平モデルにより理論上算定される地形性降雨の割合を推定する。これにより、山岳域に差しかかる前の雨域から移動先の山岳域における降雨強化を前もって定量的に推定することが可能となる。また、地上雨量計の無い山地やレーダービームの届かない地域における地形性降雨の増分を考慮する事ができ、レーダーのキャリブレーションにも効果を発揮する事が期待される。

4.1 台風12号事例における地形性降雨の定量推定

ここでは、台風12号事例の積算雨量の中で地形性降雨の割合がどの程度のものであったかを推定する。推定方法を以下に示す。

[1] 立平モデルを用いた地形性降雨分離手法によって、台風12号事例の全期間において地形性降雨と非地形性降雨 R_N の分離を行う。

[2] 算定した地形性降雨の総降雨量分布を作成する。

[3] 積算総降雨量分布からの地形性降雨積算雨量の割合を地点ごとに算定する。

以上の手順で推定を行った。この順序に従い、以下に結果を示してゆく。

まず国土交通省Cバンド全国合成レーダ雨量計を用いて算定された地形性降雨の値を8月31日00時～9月5日09時の期間で積算する。Fig.9に国土交通省レーダ雨量計の積算雨量 R_{total} と算定された地形性降雨の積算雨量 $R_{O,total}$ の分布を示す。次にこの2つの値から、各メッシュにおける地形性降雨の割合 r_{Ro} を以下の様にして求める。

$$r_{Ro} = \frac{R_{O,totalij}}{R_{totalij}} \quad (24)$$

この r_{Ro} の分布をFig.10に示す。また、解析対象領域における総降雨量の値と、その内の地形性降雨の積算雨量値及び割合をTable 2に示す。

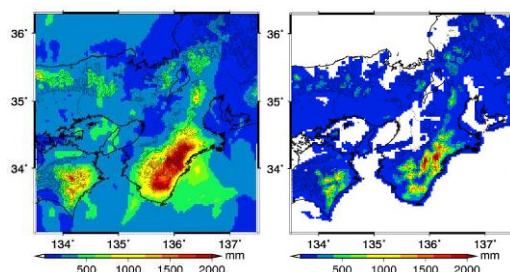


Fig.9 Total rainfall amount and estimated orographic rainfall amount

(31 Aug. 2011 00:00 a.m. ~ 05 Sep. 2011 09:00 a.m.)

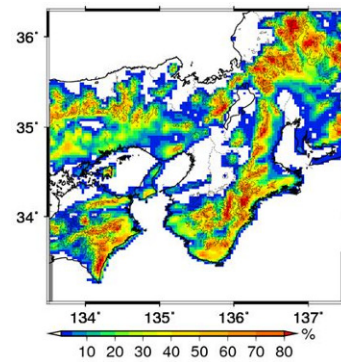


Fig.10 Spatial distribution of the ratio of orographic rainfall

(31 Aug. 2011 00:00 a.m. ~ 05 Sep. 2011 09:00 a.m.)

Table 2 Accumulated rainfall amount and orographic rainfall amount and its percentage

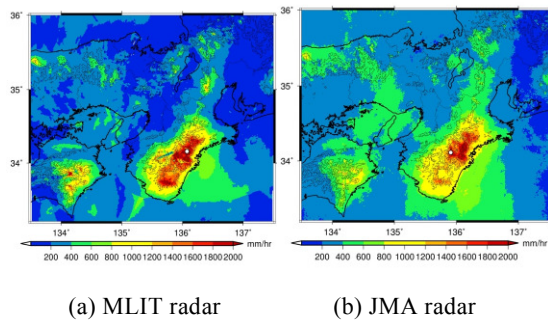
Total rainfall	Orographic rainfall	the ratio of Orographic rainfall
968225 [mm]	344754 [mm]	35.6 [%]

この表によると、積算雨量に占める地形性降雨の割合は、対象流域全体で見ると35.6%であるという結果が得られた。Fig.10に示す地点ごとの割合から、大台ヶ原の山岳域を中心に地形性降雨の割合が高いことがわかる。分布としては概ね地点標高に沿った分布を示しており、近畿南部の地形性降雨の割合が高い地域がFig.9左図の強雨域に対応している事がわかる。次節では、地形性降雨がレーダー観測降雨強度に及ぼす降雨強化の定量的影響について述べる。

4.2 レーダー観測高度の違いによる地形性降雨強化の影響

Fig.9は、国土交通省と気象庁それぞれの全国合成Cバンドレーダー情報を用いて、8月31日午前0時から9月5日午前9時までの累積雨量の比較を行った結果である。左図が気象庁全国合成レーダー、右図が国土交通省全国合成レーダ雨量計の累積雨量分布である。図中の白丸は、それぞれのレーダーによる累積雨量の最大値観測点である。どちらの結果においても紀伊山地大台ヶ原の南東側に強雨域が形成されており、その積算雨量の最大値は、国土交通省レーダ雨量計で2,604mm（東経136.0749度、北緯34.1604度）、気象庁全国合成レーダーで2,996mm（東経135.9125度、北緯34.1084度）であった。また領域全体に着目すると、気象庁レーダーの方は淡路島の北西側や養老山地の南側に掛けて累積雨量400～800mmの分布が広がっているのに対し、国土交通省レーダーではそれが表現されていない。また国土交通省レーダーでは紀伊半島南部や養老山地付近、徳島県の山岳域に

において1,600mm以上の分布が観測されているが、気象庁レーダーではそれが表現されていない。



(a) MLIT radar (b) JMA radar
Fig.9 Accumulated rainfall amount by Typhoon 1112
(31 Aug. 2011 00:00 a.m. ~ 05 Sep. 2011 09:00 a.m.)

この差異の原因については、山岳遮蔽や降雨減衰の影響などが考えられる。しかしそれらの指標は個々のレーダーの性能及び補正方法に由来する指標であるため、本研究ではこの差が生じる原因を、レーダー観測高度の違いによって生じる、seeder-feeder機構による降雨強化の影響であると仮定し、物理的地形性降雨算定手法を用いた説明可能性を検証する。なお、この仮定は意図的に2つのレーダーの観測精度の優劣を決めようとするものではなく、観測高度と地形性降雨との関係性を定量的に推定するための仮定である。

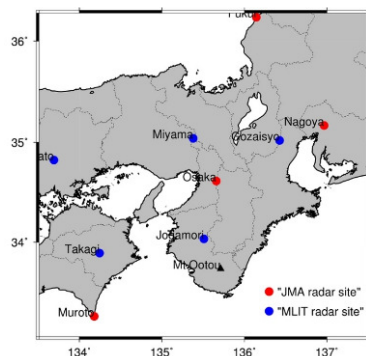


Fig.10 Radar sites of JMA(red) and MLIT(blue)

Fig.10 に国土交通省及び気象庁が有する近畿地方のレーダーサイトの一覧を示す。赤で示した点が気象庁レーダーサイト、青で示した点が国土交通省レーダーサイトである。ここで近畿地方の南部にある大塔山(東経 135 度 42 分 50 秒,北緯 33 度 43 分 36 秒)に着目すると、国土交通省レーダーの中で最寄りのレーダーは城ヶ森山レーダー(東経 135 度 30 分 39 秒,北緯 34 度 1 分 58 秒)であり、大塔山からの距離は直線距離に換算すると 38.9km 離れた地点にある。次に気象庁レーダーの中で最寄りのレーダーサイトは大阪レーダー(東経 135 度 39 分 32 秒,北緯 34 度 36 分 46 秒)であり、直線距離換算で 98.8km 離れている。

これらの直線距離と、各レーダーサイトの標高 h_0 及び最下層ビーム仰角 θ の情報を用いて、式 (25) に従い大塔山地点におけるビーム高度 h を算定した。

$$h = h_0 + r \sin \theta + \left(\frac{r^2}{2R'} \right) \cos \theta. \quad (25)$$

ここで、 R' は地球の有効半径であり、電磁波の屈折率 n の鉛直勾配 dn/dh (-4×10^{-8} m) と地球半径 R を用いて、

$$R' = \frac{R}{1 + R(dn/dh)} \approx \frac{4}{3}R \quad (26)$$

と表される。式 (25) において高度 h と h_0 を m, r を km 単位で表わすと、

$$h = h_0 + 1000r \sin \theta + 0.0589r^2 \cos \theta \quad (27)$$

となる。その計算結果を Table 2 に示す。国土交通省城ヶ森山レーダー(標高 1290.9m)と、気象庁の大阪、名古屋、室戸岬、静岡レーダーの合計 5 点のレーダーサイトから、式 (27) を用いて算定した大塔山地点におけるビーム高度である。これから最下層のデータを比較してみると、大塔山地点上空において、城ヶ森山レーダーでは高度 1516m を、気象庁室戸岬レーダーでは高度 2092m 付近を観測していることが分かる。次節では、この観測高度の違いによる seeder-feeder 機構の効果を検証していく。

Table 3 Radar site and its characteristics

Radar Site	h_0 [m]	r [km]	θ [deg]	h [m]
Muroto (JMA)	200.3	152.01	0.2	2092.0
Jogamori (MLIT)	1290.9	38.90	0.2	1515.8

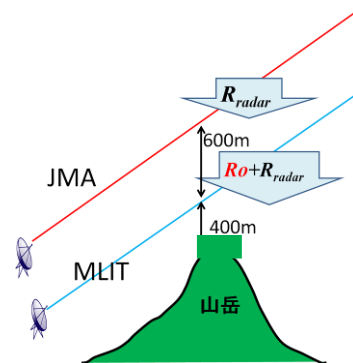


Fig.11 Rainfall enhancement of the seeder-feeder effect induced from the difference of beam height

上記で求めたレーダーの観測降雨の差を基に、seeder-feeder 機構で算定される地形性降雨の量を定量的に求め、その増加分を考慮した事例積算雨量分布を作成する。具体的な手順を以下に示す。

- [1] 大塔山付近における国土交通省城ヶ森山レーダーの観測高度と、気象庁室戸岬レーダーの観測高度を用いて、それぞれ立平モデルでどの高度を通っているのかを決定する。
- [2] 気象庁全国合成レーダーの観測値を室戸岬レーダーの通過高度(第 k 層)における降雨 R_{radar} とし、城ヶ森山レーダーの通過高度(第 m 層)まで落下する際に増加する地形性降雨分布及び落下後の推定降雨強度 R_{Ex} を式 (28) に従い推定する。

$$R_{Ex} = R_{radar} + \sum_{i=m}^k R_{Oi} \quad (28)$$

- [3] この計算を 8 月 31 日 0 時～9 月 5 日 9 時まで行うことで、seeder-feeder 機構を考慮した場合の気象庁レーダー積算雨量分布を作成する。
- [4] Fig.9 (a)の国土交通省レーダ雨量計の総降雨量分布図と比較することで、通過高度の違いによる seeder-feeder 機構の効果を定量的に推定する。

Table 3 によると、大塔山上空において、国土交通省城ヶ森山レーダーの観測高度は 1,516m、気象庁室戸岬レーダーの観測高度は 2,092m である。大塔山の標高が 1,122m であるから、それぞれの地表からの高度は 394m、970m である。そこで、気象庁レーダー観測高度を $z=1,000$ m (第 3 層) として、 $z=400$ m (第 2 層) の層まで下ろした場合の降雨強度の算定を行った。

Fig.12 は、8 月 31 日 0 時から 9 月 5 日 9 時までの気象庁レーダー積算雨量の分布(a)、算定された地形性降雨の増分(b)、それを考慮した積算雨量分布(c)、および国土交通省積算雨量分布(d)である。(b)の図からレーダーの観測高度を考慮した地形性降雨の増分が、多い所で 1000mm 近くに達している事が読み取れる。その増分を考慮することで、和歌山県の大塔山付近、及び三重県における総降雨量が全体的に増加し、国土交通省レーダーの分布に近くなっていることが分かる。Fig.13 は、新宮川水系 (Fig.4 赤枠内) における積算雨量をメッシュごとに比較したものである。横軸が気象庁レーダーの積算雨量 (左図：地形性降雨増分考慮なし、右図：地形性降雨増分考慮あり) で、縦軸が国土交通省全国合成レーダ雨量計の積算

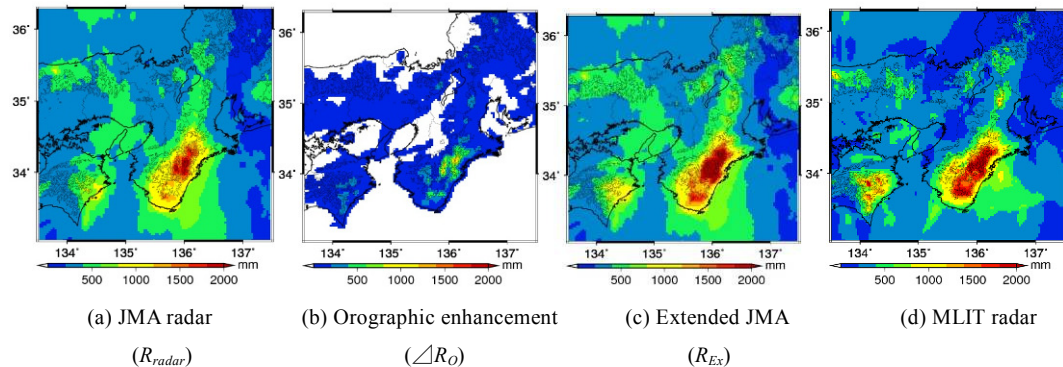


Fig.12 Accumulated rainfall amount considering orographic enhancement of seeder-feeder mechanism
(31 Aug. 2011 00:00 a.m. ~ 05 Sep. 2011 09:00 a.m.)

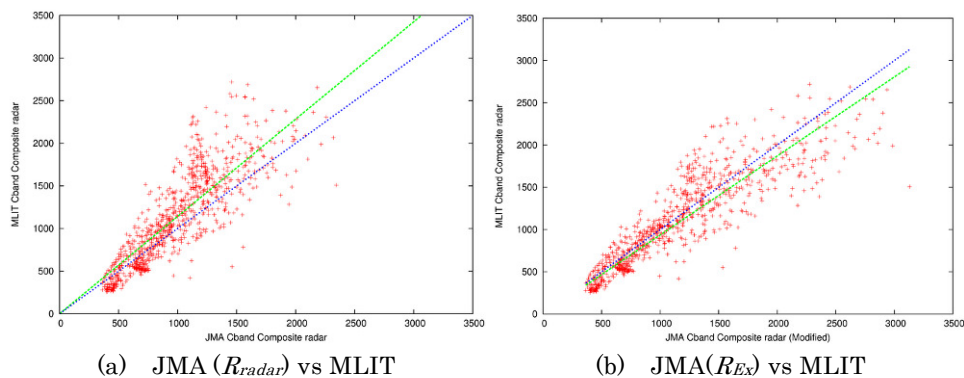


Fig.13 Scatter grams of the accumulated rainfall amount between JMA and MLIT radar.
(31 Aug. 2011 00:00 a.m. ~ 05 Sep. 2011 09:00 a.m.)

Table 4 Accumulated rainfall amount values of JMA radar (R_{radar}), Extended JMA radar (R_{Ex}) and MLIT radar. (31 Aug. 2011 00:00 a.m. ~ 05 Sep. 2011 09:00 a.m.)

	Total (JMA) [mm]	Total (MLIT) [mm]	CC	RMSE [mm]	Regression Coefficient
JMA (R_{radar}) - MLIT	855118	962077	0.84	324	1.142
JMA (R_{Ex}) - MLIT	1015256	962077	0.89	267	0.935

雨量である。相関係数が 0.84 から 0.89 に増加し、緑色で示した線形回帰係数の値も 1.142 から補正により 0.935 と改善された。また RMSE の値も 324[mm] から 267[mm]へ減少している。

以上本節では、気象庁全国合成レーダーと国土交通省全国合成レーダ雨量計の、近畿南部地方における積算雨量の差が、レーダーの通過高度の違いによる seeder-feeder 機構の効果により生じると仮定して、説明可能性の検討を行った。その結果、600m のレーダービーム高度の違いを考慮する事により、新宮川水系の積算雨量で 160138[mm]、すなわち総積算雨量の約 16%が seeder-feeder 機構の効果により表現された。その効果を気象庁レーダーの積算雨量に加えたところ、2 つの積算雨量の差が減少した。これから、今回の台風の様な大規模な地形性降雨事例において、seeder-feeder 機構による降雨強化の効果は無視する事ができず、レーダー観測高度から地上に達する間に数十%のオーダーで増加する可能性があるという事が言える。そのため、強雨時にレーダー雨量が地上雨量に比べて過小評価する傾向にあるという C バンドレーダーの問題点を解決するための、一つの重要な指標になると考えられる。

5. 結論

本研究では、2011年台風12号事例を対象に、運動学的手法（移流モデル）、物理学的手法（立平モデル）、統計学的手法（エラーアンサンブル）の3種のモデルを用いて降雨予測及び地形性降雨の定量評価を行った。その結果以下のことが明らかとなった。

- [1] 2011年台風12号事例において、事例を通じた積算雨量の中の地形性降雨の割合を求めたところ、35.6%であった。
- [2] 和歌山県大塔山上空を観測する2基のレーダーの観測高度の違いにより生じる地形性降雨の影響を定量的に評価した所、降雨量の総和に対して16%の増加が認められた。
- [3] エラーアンサンブル予測手法を移流モデルに導入することにより、180分先までの予測精度が向上した。
- [4] エラーアンサンブル予測手法による予測の積算

値が観測値と高い相関を持つことが示された。

今回の事例は3日間もの長時間地形性降雨が同一地帯に停滞した事例であったため、他の事例に比べ予測の誤差の持続性が非常に大きい事例であったと思われる。そのためバイアス補正の影響が非常に大きく働き、これほど高い予測精度が得られたと思われる。予測誤差の持続性という観点から、今後多様なケースで精度検証を行い、精度検証を行うとともに、流出モデルと組み合わせた定量的な精度評価を行う必要がある。

謝 辞

本研究を進めるにあたり、終始ご協力いただいた防災研究所気象水気象災害研究部門水文気象災害研究分野の皆様へ深く感謝する。また本研究で用いたレーダー情報を提供していただいた国土交通省近畿地方整備局、防災研究所生存圏研究所の皆様へ感謝申し上げる。

参考文献

- 椎葉充晴，高棹琢馬，中北英一（1984）：移流モデルによる短時間降雨予測の検討，土木学会水理講演会論文集，No28, pp.349-354.
- 立平良三（1976）：雨滴成長を考慮した地形性降雨の計算，天気，Vol.23, No2, pp.27-32.
- 中北英一，足立充，北井剛（2007）：地形性降雨を導入したレーダーおよび 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，第 51 巻，pp.337-342.
- 中北英一，寺園正彦（2008）：地形性降雨の非地形性降雨に対する非線形効果を考慮した短時間降雨予測手法，水工学論文集，第 52 巻，pp.331-336.
- 中北英一，吉開朋弘，キムスンミン（2011）：地形性降雨を考慮したレーダー短時間降雨予測へのエラーアンサンブルの導入，水工学論文集，第 55 巻，pp.619-624.
- Kataoka, K., Daitou, H., Kamisaka, K., Ikebuchi, S., Nakakita, E., Oishi, S., Fujita A. and Takada, N. (2001):

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.

(論文受理日：2012年6月8日)

Kim, S., Tachikawa, Y., Sayama, T. and Takara K. (2009): Ensemble flood forecasting with stochastic radar image extrapolation and a distributed hydrologic model, *Hydrol. Process.*, 23, pp.597-61.

Nakakita, E., Ikebuchi, S., Nakamura, T., Kanmuri, M., Okuda, M., Yamaji A. and Takasao T. (1996): 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.

Application of Error-Ensemble Method to a Short-term Rainfall Prediction with Translation Model Considering Orographic Rainfall (II)

Eiichi NAKAKITA, Tomohiro YOSHIKAI⁽¹⁾ and Sunmin KIM⁽¹⁾

(1) Graduate School of Engineering, Kyoto University

Synopsis

To improve accuracy of short term rainfall prediction, especially for orographic rainfall over mountain areas, a physical approach and a stochastic approach were introduced into a radar image extrapolation method with translation model. In the physical approach, total rain field observed by radar is separated into orographic and non-orographic rain fields by solving physically-based equations. In the stochastic approach, a bias-modified prediction field was calculated from a lot of spatial error distributions of the pre-predicted rain fields. As a result, we could duplicate the spatial distribution of accumulated rainfall in Typhoon 1112 case accurately. In the future, more accurate predictions can be expected by innovating its physical mechanism of the orographic rainfall.

Keywords: Radar, Orographic rainfall, Ensemble prediction, Short-term rainfall prediction