

XRAIN 立体観測データを用いた地形性降雨算定手法による 短時間降雨予測に関する研究

Investigation On a Short-term Rainfall Prediction with Orographic Rainfall Model Using Volume Scanning Radar Data of XRAIN

中渕遥平⁽¹⁾・中北英一

Yohei NAKABUCHI⁽¹⁾ and Eiichi NAKAKITA

(1) 東日本旅客鉄道株式会社

(1) East Japan Railway Company, Japan

Synopsis

Railway operators enforce train operation control based on actual precipitation observed by rain gauges to ensure safe train operation in heavy rainfall events. Now by utilizing rainfall forecasting information they may make train operation safer. In this study, we study about a prediction method combining the translation model and the orographic rainfall model. About the area around Mt. Hakone when typhoon No. 19 in October 2019, we verified the prediction accuracy and examined the utilization method from comparisons with observation values of rain gauge. As a result, it was found that the estimation accuracy of the rain gauge observation value is improved by considering the orographic rainfall comparing with the case of the translation model only. In addition, we proposed a method to obtain a wide range information of prediction from multiple prediction results obtained by radar data of multiple altitudes.

キーワード: 列車運行, 降雨予測, 移流モデル, 地形性降雨

Keywords: Train operation, Rainfall prediction, Translation model, Orographic rainfall

1. 序論

鉄道では、降雨に起因した土砂災害などから列車運行の安全を確保するために、雨量計で観測される実況値に基づいて運転中止や速度規制といった列車運転規制を行っている(島村, 1989)。雨量計による列車運転規制では、降雨量の実況値が運転中止基準値に達すると、直ちに列車の運行を停止する。そこで、列車指令員は、列車が駅と駅の間(駅間)で停止することを防ぐために、降雨量が運転中止基準値に達する時刻を予想して、運転中止が発令される前

に事前に駅に列車を停車させている。しかし、雨が急に強くなる場合など、予想が外れると列車が駅間で停車し、駅間で列車を大雨に曝すことになる。降雨予測情報の精度が高ければ、これを活用して降雨量が規制値に達する時刻を予測することで、運転中止が発令される前に、より確実に駅で列車を停車できる可能性がある。

著者らは、1時間程度先までの短時間降雨予測手法を用いて、運転中止が発令する時刻を予測し、列車を安全な駅などで事前に停車させる手法の確立を目指して研究を進めてきた。その結果、椎葉ら(1984)

による移流モデルから得られる予測値を、直近の予測誤差を反映して補正することである程度の精度で運転中止の発令時刻を予測できることがわかった (中渕ら, 2020)。一方で予測が適中しない事例も多く存在し、移流予測の雨域の移動先が実況と異なること、発達・衰弱が再現できないことが主な原因であることがわかった (中渕ら, 2021)。

そこで本研究では、さらなる予測精度の向上を目指し、運動学的予測手法である椎葉ら (1984) による移流モデルに、立平 (1976) により提案された地形性降雨算定モデルを組み合わせる予測手法について検討した。移流モデルと立平 (1976) のモデルを組合わせた既往の研究として、中北・寺園 (2008) は水蒸気収支や複数の鉛直大気層を想定した算定方法を考案した。さらに中北・吉開 (2011) は初期時刻時点における直近の予測誤差を統計的に評価し、物理モデルにより算定できていない地形性降雨のバイアス補正を行うことで予測精度を向上させた。しかしながら、既往の研究の地形性降雨算定モデルはいずれも空間分解能が3kmであり、地形性降雨を精度高く予測する上ではより細かな空間分解能が必要と考える。また、地表付近の正確な雨量と考えられる雨量計観測値と予測値の比較も行われていない。

本研究では、まず既存の地形性降雨算定手法を空間分解能1kmに高解像度化し、雨量計の観測値との比較からその推定精度を確認する。次に、高解像度化した地形性降雨算定手法と移流モデルを組合わせ、得られる予測値の精度についても同様に雨量計との比較から検証する。さらに、入力するレーダー情報として、国土交通省 XRAIN(eXtended RAdar Information Network)の立体観測データから算出した複数高度の降雨強度分布を用いることで、一つの初期時刻で複数の予測結果を取得し、地形性降雨を考慮した幅のある予測情報を得る手法を提案する。検証の対象降雨事例として箱根山周辺で明瞭な地形性降雨が確認されている2019年10月の台風19号 (三隅, 2020) を用い、解析対象領域は伊豆半島周辺とした。予測精度の評価にはAMeDAS箱根雨量計の観測値を用いた。

2. 地形性降雨算定手法

本研究では、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、SeederFeeder機構による降水への転換を考慮した手法である。雲粒の速度が空気の速度に等しいとすれば、気塊中の雲水量 $L_c[\text{g}/\text{m}^3]$ の時間変化は式(1)の様に表される。

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

ここで、 c は上空からの降水雲粒捕捉 (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、 $L_c[\text{g}/\text{m}^3]$ は降水へと転換する限界の雲水量、 $W[\text{m}/\text{s}]$ は斜面による気塊の上昇速度、 $G[\text{g}/\text{m}^4]$ 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、 $\rho[\text{g}/\text{m}^3]$ は水蒸気量を表す。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、この式を流れに沿って時間的に積分すると、

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

となる。ここで、 $L_{\text{out}}[\text{g}/\text{m}^3]$ はメッシュから流出する雲水量、 $L_{\text{in}}[\text{g}/\text{m}^3]$ はメッシュへ流入する雲水量、 $\Delta t[\text{s}]$ は気塊が1メッシュを通過する時間である。地形性降雨強度 $R_0[\text{mm}/\text{h}]$ は、 L_{in} 、 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 $WG\Delta t$ 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、 $H[\text{m}]$ は上下方向に物理量を一様と考える層厚である。

$$R_0 = \frac{L_{\text{in}} + WG\Delta t - L_{\text{out}}}{\Delta t} \times 3.6 \times H \quad (3)$$

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強度 R_N と地形性降雨強度 R_0 に分離する数値計算方法は中北・寺園 (2008) の手法を Guimaraes・中北 (2021) が発展させたものを用いた。

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 R_0 の和であると仮定し、

$$R_{\text{radar}} = R_0 + R_N \quad (4)$$

と表す。ここで中北・寺園 (2008) は、立平 (1976) の論文中で示されている捕捉率 c と非地形性降雨強度 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。

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

この式 (5)を式(2)に代入し、得られた L_{out} の値を式

(3)に代入することにより、地形性降雨強度 R_O 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。

入力するレーダー情報について中北・寺園(2008)では観測高度を仮定していたが、Guimaraes・中北(2021)は立体観測により得られる位置ごとに異なる観測高度の降雨強度から算定を行った。本研究ではこの手法を、鉛直7層の物理量一定の大気層に適用した。具体的には、 σ 座標系で高度200m, 400m, 1000m, 2000m, 3000m, 4000m, 5000mの物理量を代表値とする、前2者が層厚200m, その他が層厚1000mの大気層を設定した。各層ごとにGPV情報から算定した水蒸気量を用いて地形性降雨強度 R_O を算出した。また、レーダー降雨強度として同一の高度の平面における降雨強度分布であるCAPPI(Constant Altitude Plan Position Indicator)データを用いた。CAPPIデータは、複数のXバンドMPレーダーによる複数仰角の立体観測データを鉛直方向に線形補間した上で、一定高度のデータを抽出して作成した。なお、同じメッシュ内に複数のレーダーの降雨強度データが存在する場合は、最大値をそのメッシュの降雨強度とした。本研究の地形性降雨算定手法をFig.1に模式的に示す。各メッシュについて、レーダー降雨強度 R_{radar} の観測高度が該当する層を計算の起点とし、上層に向かっては前述した分離の計算手法により上の層から降ってくる R_N が算出される。下層に向かっては、 R_{radar} を下層にとっての R_N とし、これを入力値とすることで下の層で発生する R_O が算出される。これらの計算を最上層、または最下層まで繰り返すことで各層の R_N , R_O が算出される。これにより、地形性降雨を考慮した地表付近の総降雨強度 R_T が、最下層の R_N と R_O (Fig.1における R_{N3} と R_{O3})の和として求められる。また最上層では、地形の影響をうけていない純粋な R_N (Fig.1における R_{N0})が求められる。以降、非地形性降雨 R_N はこの最上層の R_N を指す。

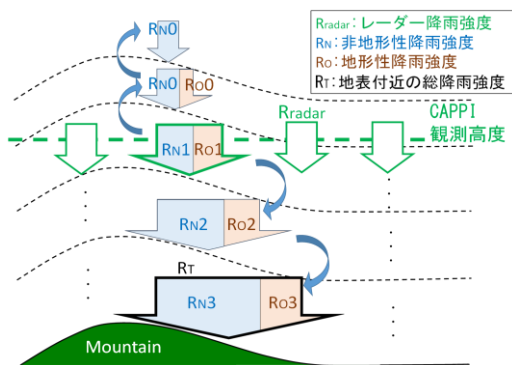


Fig. 1 Orographic rainfall model in multiple layers.

3. 解析対象事例と入力データ

検証に使用する降雨事例として2019年10月の台風19号を用いた。台風19号通過時の10月12日に、箱根山周辺や伊豆半島の山岳部では地形性降雨の発達とそれに伴う強雨域の停滞が確認されており(三隅, 2020), 解析対象領域は図-3に示す153km四方の領域とした。本研究では2.で述べた地形性降雨算定手法を1kmメッシュに高解像度化し、153×153メッシュで計算を行った。高解像度にあたっては入力する各データを空間分解能1kmで用意して計算を行った。具体的には、風速場および水蒸気場については、中北・寺園(2008)と同様の推定手法を用いて、GPV情報を水平方向1km四方、垂直方向15層の等圧面データに内挿し、AMeDAS観測値を併用して大気場(風向・風速・水蒸気量・飽和水蒸気量)を推定し、入力データとした。また、標高についても1kmメッシュ毎の数値標高データを用いた。Fig.2に空間分解能1kmと3kmの数値標高データの比較を示す。1kmメッシュでは山岳部の詳細な地形がモデルに考慮されることが確認できる。また、レーダー情報としてFig.3に示す新横浜、富士宮、香貫山、静岡北の4つのXバンドMPレーダーの立体観測データから250mメッシュのCAPPIデータを作成し、1km四方毎に平均化したデータを用いた。

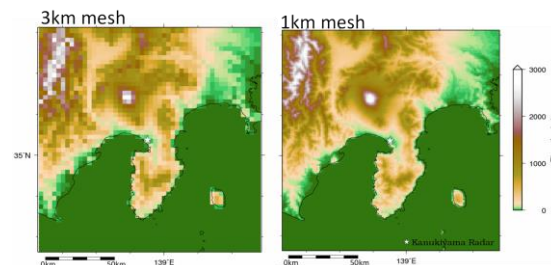


Fig. 2 Comparison of 3km and 1km mesh elevation data.

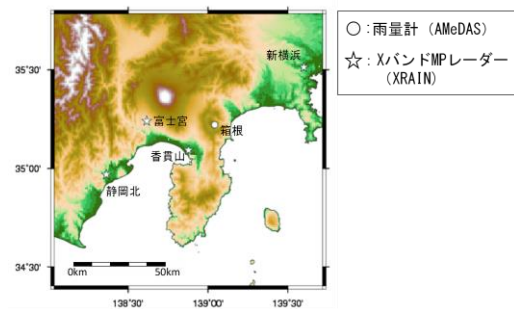


Fig. 3 Object area and location of X band MP radars and the AMeDAS Hakone rain gauge.

4. 地形性降雨算定手法による実況降雨推定精度の検証

4.1 高度1750mのCAPPIデータによる推定結果

空間分解能を1kmとした地形性降雨算定手法による実況降雨の推定精度を検証した。水田ら(2021)により、台風19号通過時の箱根山周辺等山岳部では、地形性降雨の発生によりレーダーの最低観測高度(2000m付近)よりも低い層で多量の雨が存在する降雨構造であったため、XRAINの雨量値が雨量計の観測値よりも過少傾向であったことが報告されている。そこで、地形性降雨算定手法により地上付近の雨量の推定精度が向上するかを確認した。まず、入力するレーダー情報として、最低観測高度に近い高度1750mのCAPPIデータを用いた。Fig. 4に入力したレーダー情報と地形性降雨算定手法により算出した地表付近の10月12日0時から24時までの24時間積算雨量の分布を示す。また、Fig. 4にはAMeDAS箱根雨量計地点直上のメッシュにおける各々の値と雨量計観測値を記載している。Fig. 4より、レーダー雨量の観測値は、箱根雨量計地点において観測値より200mm以上小さい値を示している。一方、地形性降雨を考慮した推定結果では、箱根山や御岳山周辺、伊豆半島の山岳部の推定雨量が入力したレーダー雨量よりも大きな値を示し、箱根地点では雨量計の観測値に近い推定結果となっている。Fig. 5にFig. 4中のAA'断面における24時間雨量の鉛直分布を示す。なお、CAPPIデータは入力値とした1750mのほか4750mまでの500mおきの高度の観測値を示している。Fig. 5には、箱根雨量計地点のメッシュを黒枠で示した。Fig. 5より、地形性降雨モデルの推定結果では、箱根雨量計メッシュ付近で、CAPPIデータの観測高度よりも下層の地表付近での降雨の発達再現されていることがわかる。

次に、箱根雨量計の観測値と推定結果を時系列で比較した。雨量計地点のメッシュについてそれぞれの10分間雨量と累積雨量の推移を比較した結果をFig. 6に示す。10:00までの時間帯では地形性降雨による補正効果は見られないが、レーダー雨量と雨量計観測値が近い値で推移しており、地形性降雨の発達がない時間帯と考えられる。一方、10:00から16:00にかけての時間帯で地形性降雨算定手法による推定値がレーダー雨量値よりも大きな値を示し、それによって雨量計の観測値に近い値を示しており、地表付近において地形性降雨の発達があった時間帯と考えられる。同期間の10分毎の10分間雨量を比較した散布図をFig. 7に示す。地形性降雨算定手法のほうが、回帰係数が1に近づき、またRMSEも小さな値を示す。

以上の結果から、本研究で用いた地形性降雨算定

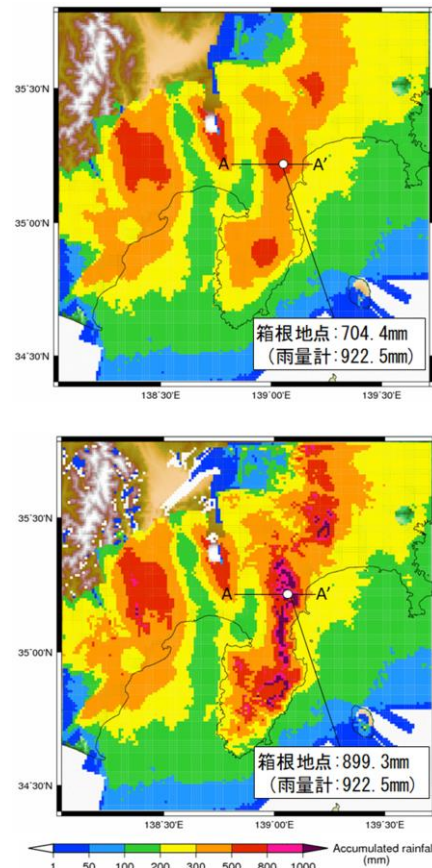


Fig. 4 Estimated 24h (10/12 0:00-24:00) precipitation around surface area (Upper figure : Input CAPPI data, below figure : Orographic rainfall model).

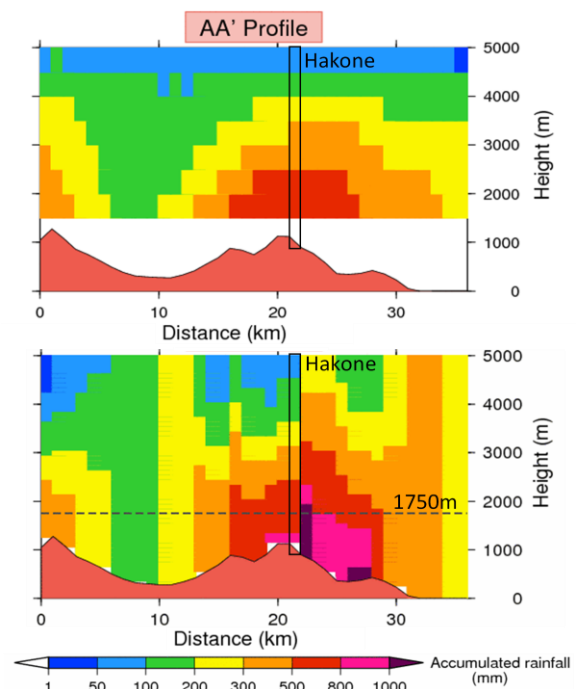


Fig. 5 Vertical profile of 24h precipitation of AA' cross section in Fig. 4 (Upper figure : CAPPI data, below figure : Orographic rainfall model).

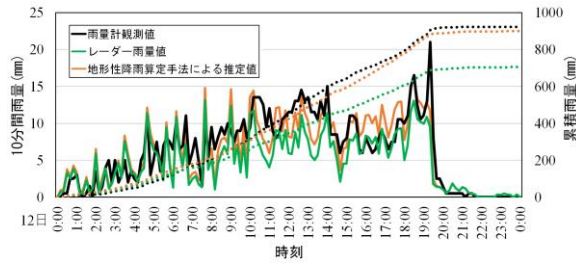


Fig. 6 Time series of 10min and accumulated precipitation at the Hakone rain gauge mesh.

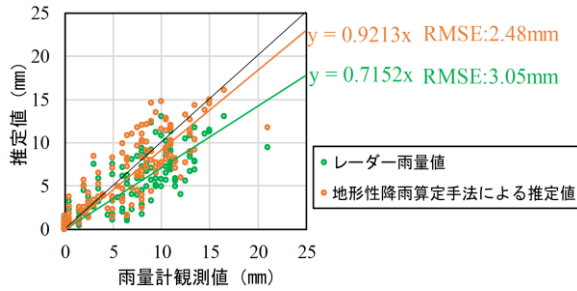


Fig. 7 Comparison of 10min precipitation from 0:00 to 24:00 on 10/12.

手法によって、レーダー情報からより正確な地表付近の雨量が推定できると考えられる。

4.2 複数高度のCAPPIデータによる推定結果

本研究で用いた地形性降雨算定手法の特性を把握するため、地表付近（高度1750m）よりも高い高度のCAPPIデータを入力値としたときの推定結果を検証した。入力データとして、4750mまでの500m刻みの7通りのCAPPIデータを用いた。入力する観測高度を4750mまでとした理由は、高度5000m付近のブライトバンドの影響を避けるため、融解層よりも下側の観測高度を用いたためである。

Fig. 8に各観測高度のCAPPIデータを入力値として算出した結果を示す。Fig. 7は箱根雨量計地点における、地表付近の累積雨量の推移を示している。Fig. 7より、観測高度が1750mよりも高いCAPPIデータを入力値とした場合、全体的に箱根雨量計地点の雨量を過大に推定することがわかる。過大となる度合いは高度と比例した傾向があるわけではなく、高度4250mのCAPPIデータを入力値とした場合に最も過大となり雨量計観測値の約2倍の推定値を示す。

この結果について詳細に確認するため、高度4250mのCAPPIデータを入力値としたときの、24時間積算雨量の水平分布および箱根雨量計周辺の鉛直分布をFig. 9に示す。Fig. 9とFig. 4およびFig. 5を比較すると、山間部での推定値が高度1750mのCAPPIデータを入力値としたときよりも大きな値を示している。

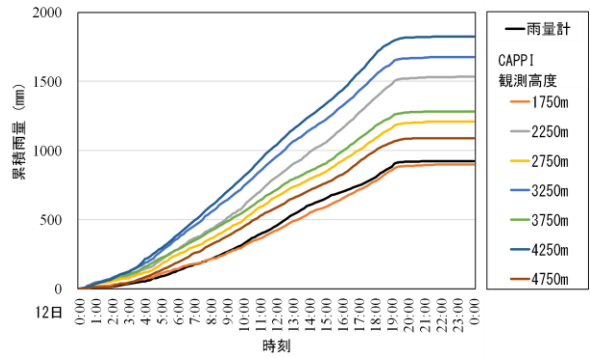


Fig. 8 Time series of 10min accumulated precipitation of orographic rainfall model with each observation height CAPPI data at the Hakone rain gauge mesh.

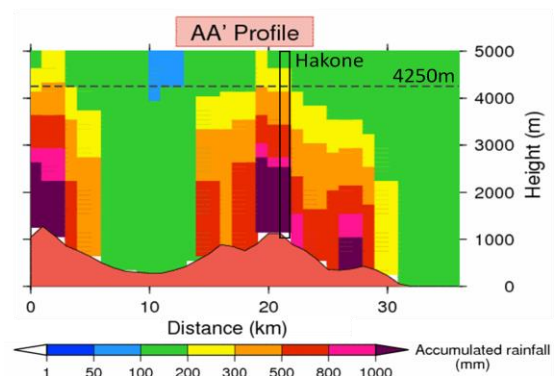
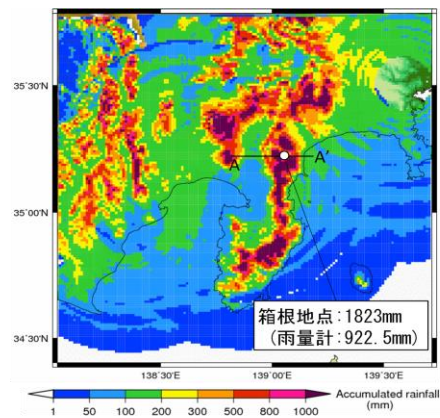


Fig. 9 Accumulated 24h (10/12 0:00-24:00) precipitation by orographic rainfall model with 4250m CAPPI data (Upper figure : horizontal distribution around surface, bellow figure : Vertical distribution of AA' cross section).

また、山間部における高度2000m~4000mの推定結果が、Fig. 5上段の観測値と比較すると全体的に過大な値となっている。この原因としてモデル内の捕捉率 c が過大な推定値となっており、上空からの雨滴の捕捉による Ro の増加量が過大となっている可能性が考えられる。一方で、地形性降雨の発達がない平野部な

どでは、観測値よりも過少な値を示す傾向があることがわかる。これは、一般的に高高度のほうが降雨強度は小さく、地形性降雨の発達がない地点では高度4250mの観測値がそのまま地上雨量として算出されるためと考えられる。以上から、高高度の観測値を入力値として地上付近の雨量を推定する場合には、地点・降雨ごとの観測値と推定値の差異を解析し、モデルのパラメータを最適化するという検討が今後必要と考えている。

5. 地形性降雨を考慮した降雨予測手法

本研究では、中北・吉開 (2011) が用いた方法により、空間分解能1kmの地形性降雨算定手法と移流モデルを組合せることで予測計算を行った。具体的な手法を以下に述べる。

椎葉ら (1984) による移流モデルでは、降雨分布の変化を式(6)のように表現し、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。ただし、 (x,y) は位置座標である。

$$\frac{\partial R(x,y)}{\partial t} + u(x,y) \frac{\partial R(x,y)}{\partial x} + v(x,y) \frac{\partial R(x,y)}{\partial y} = \delta(x,y) \quad (6)$$

ここで、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、式(7)のように位置の一次式として表現している。

$$\begin{aligned} u(x,y) &= c_1 x + c_2 y + c_3 \\ v(x,y) &= c_4 x + c_5 y + c_6 \\ \delta(x,y) &= c_7 x + c_8 y + c_9 \end{aligned} \quad (7)$$

$c_1 \sim c_9$ は推定されるべきパラメータである。 $c_1 \sim c_9$ は時々刻々と得られる観測データをもとに、式(6)と合わせて線形最小二乗推定問題を解くことで得られる。観測データが得られるごとに $c_1 \sim c_9$ は更新され、それをもとに降雨強度分布の予測値が算出される。

Fig. 10 に本研究の地形性降雨算定手法と移流モデルの組合せ方法を示す。本研究では、中北・吉開 (2011) の手法と同様に、地形性降雨算定手法で分離した最上層の非地形性降雨 R_N のみを移流モデルに適用する。まず初期時刻とその5分前、10分前のレーダー情報に地形性降雨算定手法を適用し、各時刻における非地形性降雨 R_N を算出する。算出した3時刻分の降雨分布(R_N)を式(6)の $R(x,y)$ とみなし、移流ベクトルを推定する。初期時刻における R_N の分布を推定した

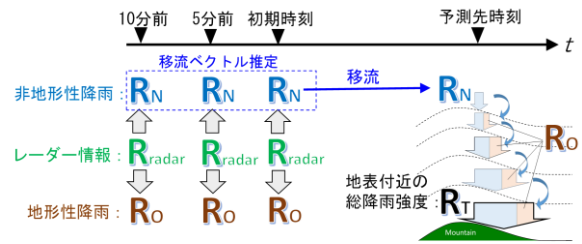


Fig. 10 Combination method of the orographic rainfall model and the translation model.

移流ベクトルに沿って予測先時刻まで外挿する。予測先時刻における R_N から下の層に向かって地形性降雨算定手法の式(2)~(5)を適用し、各層の地形性降雨 R_O を算出することで、予測先時刻における地表付近の総降雨強度 R_T が推定される。

6. 地形性降雨を考慮した降雨予測結果

6.1 高度1750mのCAPPIデータによる予測結果

地形性降雨を考慮した予測手法の推定精度を検証する。ここでは、4.1と同様にレーダー情報として高度1750mのCAPPIデータを用いた。予測計算は、10月12日0時から24時の期間について、5分毎に1時間先までの5分毎の降雨強度を算出した。予測先時間までの予測雨量の積算値は推定される5分毎の予測降雨強度を積分することで算出した。

Fig. 11 に初期時刻14時における1時間先の予測状況を示す。Fig. 11には入力値である14時の実況降雨分布、1時間先の15時の実況降雨分布、移流モデルのみによる予測降雨分布、地形性降雨を考慮した予測降雨分布の4つを示した。黒い円で示した箱根雨量計地点の周辺に着目すると、移流モデルのみによる予測では初期時刻における降雨分布のまま北西方向に雨域が移動した予測となっている。15時の実況降雨分布では、14時と変わらず箱根周辺で強い雨域が停滞しており、移流モデルのみによる予測ではこれが表現できていない。一方、地形性降雨を考慮した予測では箱根周辺での強雨域の停滞が予測できている。

予測結果を定量的に評価するため、箱根雨量計の観測値と比較した。比較は、予測降雨強度から算出した予測先時間までの雨量と同時間帯の雨量計観測値の雨量を比較した。また、比較する予測値として、雨量計地点の直上メッシュの値と、直上と周囲8メッシュの3×3メッシュの平均値の2通りを用いた。平均値を検討した理由は、1kmメッシュという細かな空間分解能で局所的な雨量を予測しようとする場

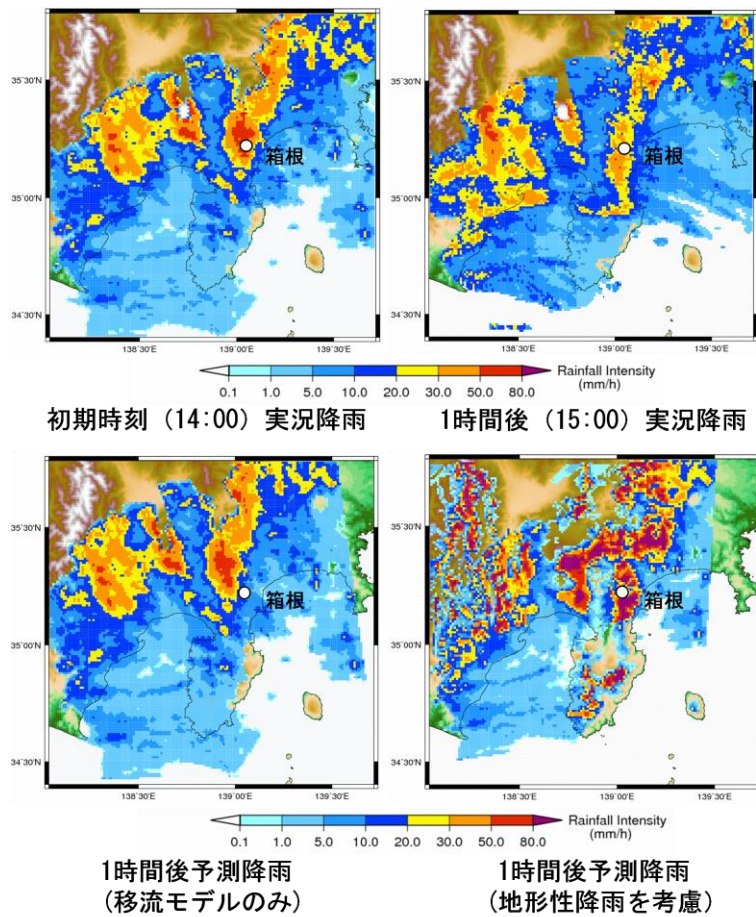


Fig. 11 Actual and predicted rainfall distribution at initial time 14:00.

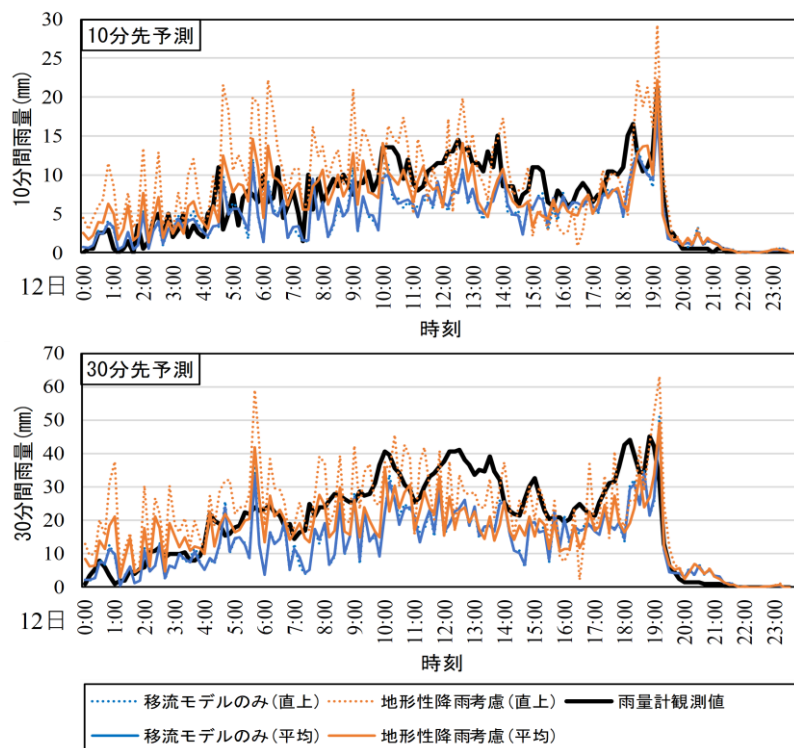


Fig. 12 Time series of predicted precipitation at the Hakone rain gauge mesh and observed precipitation. (Upper figure : 10min prediction result, bellow figure : 30min prediction result)

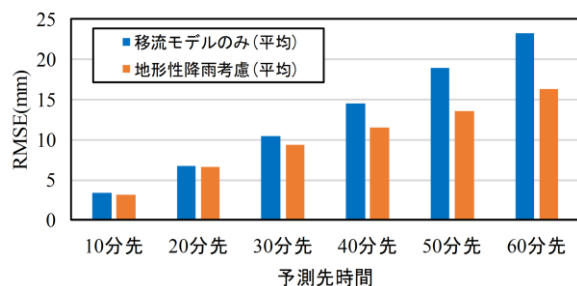


Fig. 13 RMSE comparing with observed values of Hakone rain gauge (10/12 0:00 – 24:00).

合、わずかな雨域や大気場のずれが予測結果に大きく影響することが考えられたため、ある程度広い範囲の予測結果を平均することで局所的な予測誤差を軽減することを狙った。Fig. 12 に 10 分先・30 分先予測について対象期間中の雨量の推移を比較した結果を示す。Fig. 12 には初期時刻毎の、予測先時間までの予測雨量と同時間帯の観測雨量の推移を示している。移流モデルのみの予測値は、10 分先・30 分先予測とも多くの時間帯で雨量計の観測値よりも過少となっている。これは Fig. 11 で示したように、移流モデルでは山岳部での地形性降雨の停滞を表現できないことが原因と考えられる。一方、地形性降雨を考慮した予測では、雨量計の直上メッシュの予測値は時間帯によって観測値と乖離した過大な予測値を示すが、平均した予測値ではその差が低減し、雨量計の実測値に近い値を示す。これは地形性降雨を考慮したことによる精度向上効果と考えられる。

各予測先時間での地形性降雨を考慮することによる精度向上効果を定量的に把握するため、対象期間における雨量計の実測値と予測値（雨量計直上 9 メッシュの平均値）を比較し RMSE を算出した。具体的には、初期時刻毎に、予測先時間までの予測雨量と同時間帯の実測雨量を比較し、それらの RMSE を算出している。結果を Fig. 13 に示す。60 分先までのすべての予測先時間において地形性降雨を考慮した予測手法のほうが RMSE が小さい。また、予測先時間が長くなるほど RMSE の相対的な差が大きく、地形性降雨を考慮することによる予測精度の向上効果が大きくなることがわかる。

なお、本研究では台風 19 号での箱根雨量計との比較から精度向上効果を確認したが、Fig. 11 の地形性降雨を考慮した予測降雨分布を見ると、地点によっては過大な予測結果となっている可能性も考えられる。この点については、今後他の降雨事例や地域での検証も行い、本予測手法の特性を明らかにする必要があると考えている。

6.2 複数高度のレーダー情報を初期値とした降雨予測結果を活用する手法の検討

6.1 の検証より、高度 1750m のレーダー情報を用いた場合の平均的な予測精度は移流モデルのみの場合よりも向上した。しかし、予測誤差がある中で確定的に予測値を用いると、降雨量を過少または過大に評価することは避けられない。そこで、複数の初期値から複数の予測結果を算出し、それらを統計的に扱うことで、起こりうる予測値の幅や確からしさを評価できるアンサンブル予測手法の考え方を応用することを検討した。

5. で述べたように、本研究で用いた地形性降雨算定手法では、入力するレーダー情報の観測高度によって計算の起点となる層が変化し、分離される非地形性降雨 R_N も異なる分布となる。これを受けて、移流モデルによる予測結果、最終的に予測される地表付近の総降雨強度 R_T の分布も異なる結果となる。本研究ではこの特性を活用することを検討した。具体的には、入力するレーダー情報として観測高度 1750m から 4750m までの 500m 刻みの 7 通りの CAPPI データを用いた。4.2 の検討と同様にブライトバンドの影響を避けるため、融解層よりも下側の観測高度を用いた。得られる 7 通りの地表付近の総降雨強度 R_T の予測降雨分布から、箱根雨量計地点直上の 9 メッシュの予測値を抽出し、それら 63(9×7) 通りの予測値の平均値と標準偏差を予測情報として活用する。

Fig. 14 に初期時刻 10 時 45 分における、各高度の CAPPI データを入力値としたときの分離される最上層の非地形性降雨 R_N の分布と、推定される移流ベクトルを示す。 R_N の分布に着目すると、入力する観測高度が低いほど、伊豆半島北西部や駿河湾周辺など部分的に降雨強度が大きくなる傾向があることがわかる。これは、本算定手法では地形性降雨の発達がない箇所において、観測された降雨強度の値そのものが R_N として算出されるため、観測高度が低いほど大きな値になっていると考えられる。次に、推定される移流ベクトルに着目すると、入力される観測高度が高いほど全体的に直線的な移流予測となっている。これは、前述の理由から、観測高度が低いほど局所的に降雨強度の高い地域が存在する分布となり、それを反映した結果である可能性が考えられるが、今後複数の地域・降雨事例でも検証を行い、同様の傾向が見られるかを確認する必要があると考えている。

次に、観測高度 1750m から 4750m までの CAPPI データを入力値としたときの予測値と雨量計観測値を比較した。Fig. 15 に 10 分先予測値、Fig. 16 に 30 分先予測

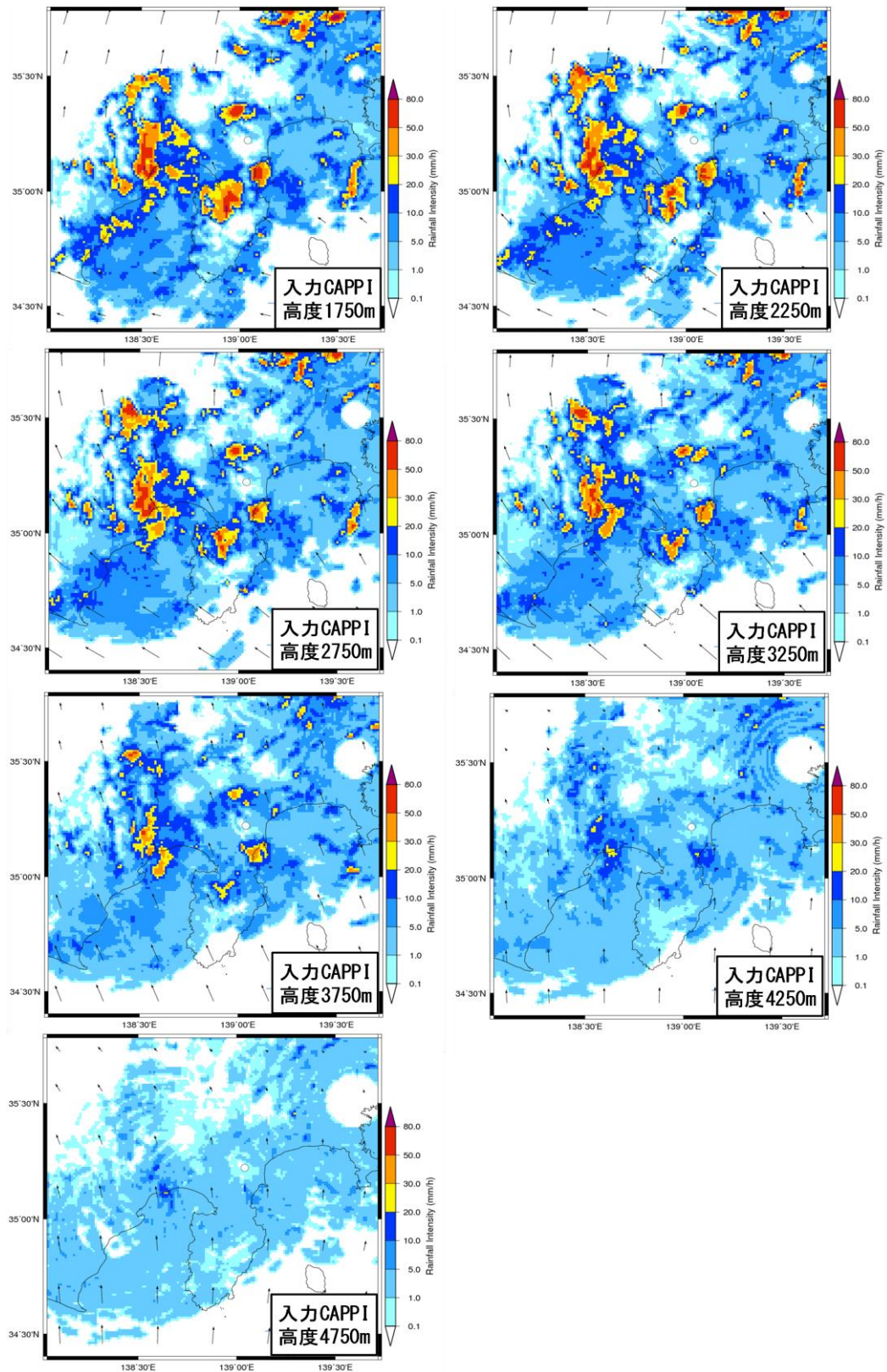


Fig. 14 Rn distribution and estimated translation vector at initial time 10:45 using CAPPi data at each observation height.

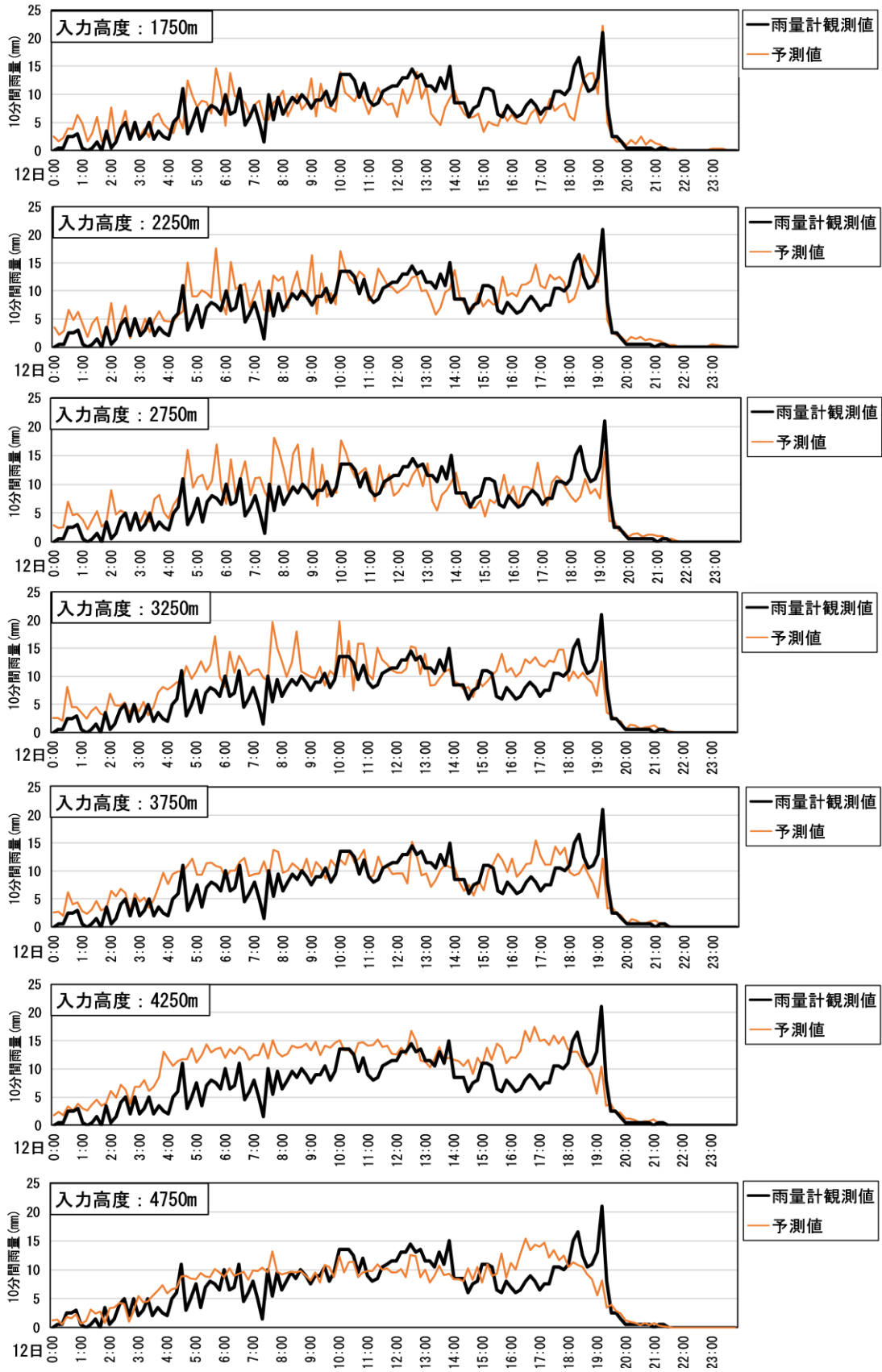


Fig. 15 Time series of 10min ahead predicted precipitation at the Hakone rain gauge mesh and observed precipitation.

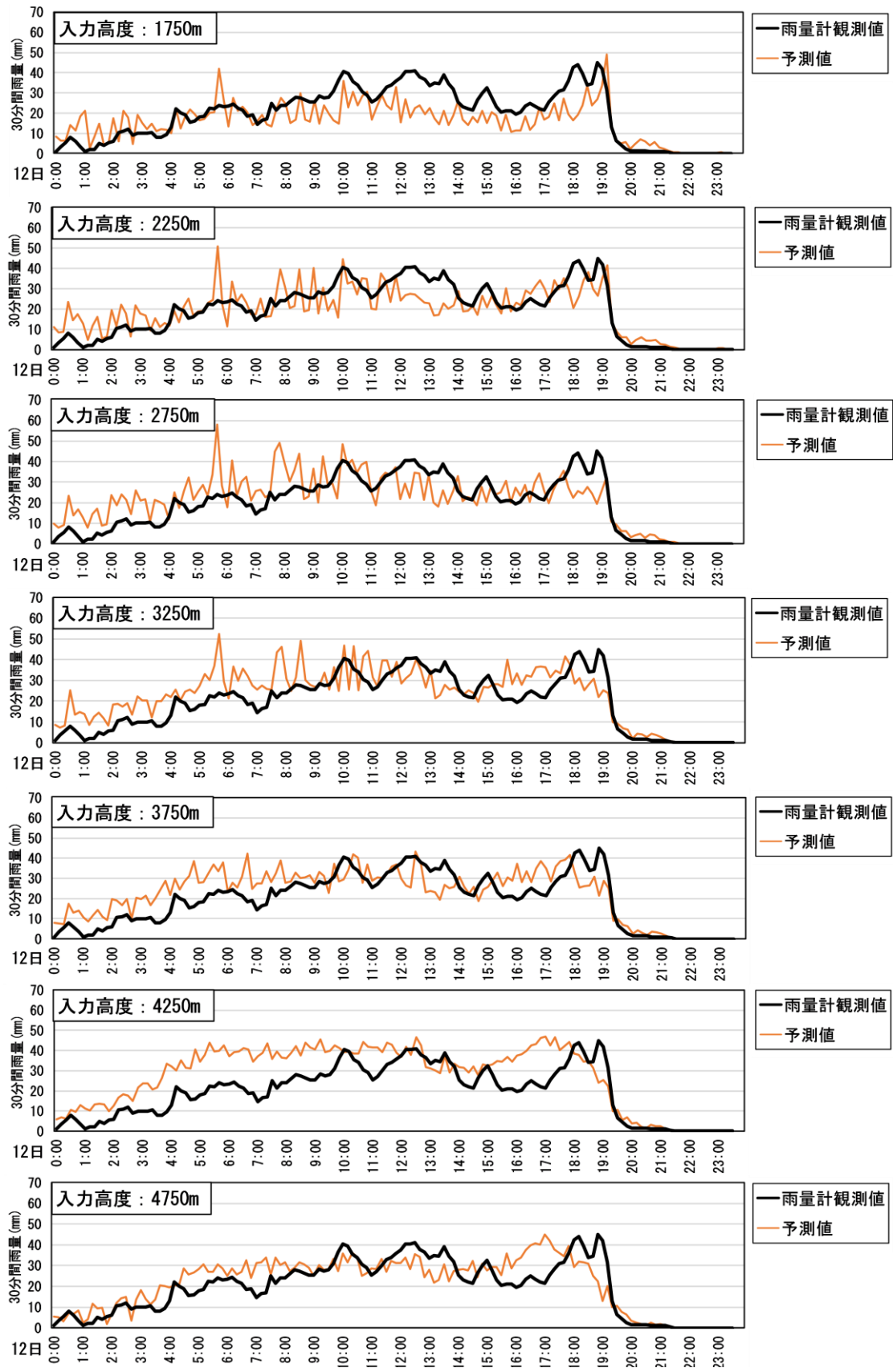


Fig. 16 Time series of 30min ahead predicted precipitation at the Hakone rain gauge mesh and observed precipitation.

値と雨量計観測値を時系列で比較した結果を示す。予測値はいずれも雨量計の直上9メッシュの平均値を示している。Fig. 15, Fig. 16より、入力する観測高度によって予測結果は様々に異なることがわかる。特に観測高度4250mを入力した予測結果では、対象期間全体にわたって過大な予測結果となっている。これは、4.2で示したように、観測高度4250mのCAPPIデータを入力値とすると、実況降雨の推定結果が最も過大となることと関係していると考えられる。また、5:00から10:00にかけての時間帯では、ほとんどの入力観測高度で過大な推定結果となる傾向にあることがわかる。これらについては、過大な推定結果となる原因を詳細に分析することで、予測値の補正やパラメータを最適化する手法を検討することを今後の課題として考えている。

Fig. 15, Fig. 16に示した予測結果をもとに、前述した63(9×7)通りの予測値の平均値と標準偏差を算出して雨量計観測値と比較した結果をFig. 17に示す。10分先予測・30分先予測とも、平均値は時間帯によって過少または過大な予測となっているが、対象期間全体にわたり平均値±1σの予測の範囲に観測値が概ね含まれていることがわかる。このことは、

本手法で得られる幅のある予測情報を用いることで、地形性降雨による強雨を見逃すことなく予測できる可能性があることを示唆している。

一方で、本章で提案した手法の統計的な信頼性を確認するためには、各高度のレーダー情報から得られる予測結果に高度に依存した傾向がないかを、複数事例で検証する必要がある。他の降雨事例・対象地域でも検証を行い、入力高度と予測結果の関係性を明らかにすることが今後の課題と考えている。

7. まとめと今後の課題

本研究では地形性降雨算定手法を空間分解能1kmに高分解能化し、地表付近の降雨量の推定精度を検証した。2019年10月の台風19号通過時の箱根山周辺を対象に、雨量計観測値との比較等から推定精度を検証した結果、気象レーダーの観測値では過少に評価していた地表付近の雨量を、より正確に推定できることがわかった。さらに、地形性降雨算定手法を移流モデルと組み合わせた予測手法についても検討した。実況の推定結果と同様に雨量計観測値と比較した結果、地形性降雨を考慮することで移流モデル

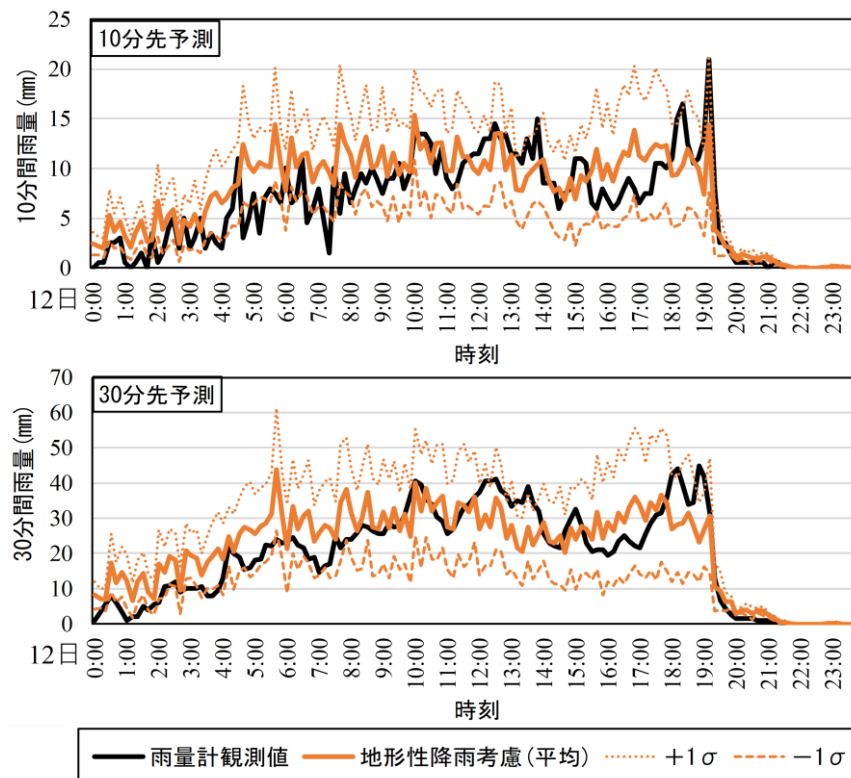


Fig. 17 Time series of averaged prediction values and standard deviation at the Hakone rain gauge mesh (Upper figure : 10min prediction result, bellow figure : 30min prediction result).

のみの場合よりも推定精度が向上することがわかった。また、複数高度のレーダー情報を入力値として得られる複数の予測結果から幅のある予測情報を得る手法を提案し、地形性降雨による強雨を見逃すことなく予測できる可能性があることを示した。

今後の課題として、本研究は台風19号を対象とした事例研究であるため、他の降雨事例・対象領域でも予測結果を検証し、手法の妥当性を確認する必要があると考えている。また、幅のある予測情報を列車の運行管理に用いる上では、予測値の平均値が真値に近いほど、複数予測の標準偏差が小さいほど見逃しや空振りの可能性を低減できる。そのため、直近の予測の初期時刻における複数の予測結果と真値の誤差から、モデルの入力値を補正し最適化することで予測精度を向上させる手法の検討も進めていく。

謝 辞

本研究で利用した XRAINデータは国土交通省より提供された。利用したデータセットは、国家基幹技術「海洋地球観測探査システム」：データ統合・解析システム(DIAS)の枠組みの下で 収集・提供されたものである。

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手法の検討，第28回水理講演会論文集，pp.423-428.
島村誠（1989）：降雨・河川増水に対する運転規制方法等の改正，日本鉄道施設協会誌，Vol.35，

pp.437-440.

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，No.2，pp.27-32.
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，土木学会論文集 B1(水工学)Vol.67，No.4，I_619 -I_624.
中淵遥平・鈴木博人・金原知穂・遠藤理・中北英一（2020）：列車運転規制への活用のための短時間降雨予測の補正手法の検討，土木学会論文集 B1(水工学)，Vol.76，No.2，I_409 -I_414.
中淵遥平・鈴木博人・金原知穂・遠藤理・中北英一（2021）：列車運転規制への活用を目的とした短時間降雨予測の精度向上手法に関する研究，京都大学防災研究所年報，第64号B，pp.227-236.
三隅良平（2020）：令和元年台風第19号の降水機構について，令和元年台風19号及び台風21号による広域災害に関する総合研究報告書，pp.28-31.
水田奈緒美・武中英好・佐野哲也・深見和彦（2021）：XRAINの現状と品質向上への取り組み，河川情報シンポジウム講演集.
Guimaraes.G., Nakakita.E（2021）.: Verification by Full Volume Scan Radar Observation of Vertical Rainfall Profile Es-timated by an Orographic Rainfall Model Based on the Seeder-Feeder Mechanism，京都大学防災研究所研究発表講演会，C208

（論文受理日：2022年8月31日）