

雲解像数値モデルによる 2014 年広島豪雨の予測可能性

－水平解像度と数値粘性に対する感度－

加藤亮平*・下瀬健一*・清水慎吾*

Predictability of a Heavy Precipitation Event over Hiroshima Prefecture in Japan in 2014 Using a Cloud Resolving Storm Simulator

－ Sensitivity to Horizontal Resolution and Numerical Viscosity －

Ryohei KATO, Ken-ichi SHIMOSE, and Shingo SHIMIZU

**Storm, Flood and Landslide Research Unit, Department of Monitoring and Forecasting Research,
National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, Japan
rkato@bosai.go.jp, kshimose@bosai.go.jp, shimizus@bosai.ac.jp*

Abstract

The sensitivity of accumulated rainfall to the horizontal resolution and the numerical viscosity of a numerical model was investigated by using a Cloud Resolving Storm Simulator (CReSS) for a heavy precipitation event over Hiroshima prefecture that took place on August 20th 2014, and caused landslide disasters. For the sensitivity experiments in terms of horizontal resolution, we used a horizontal grid spacing, Δx , of 5, 2, 1.5, 1, 0.75, and 0.5 km, with the experiments commencing 4.5 hours before the beginning of strong precipitation. It was found that $\Delta x=1$ km is necessary to satisfactorily forecast the maximum accumulated rainfall amount and the horizontal distribution of accumulated rainfall. Furthermore, we found that $\Delta x = 0.5$ km yields the best forecast accuracy. Quantitatively, the percentage of the forecasted maximum accumulated rainfall amount to the observed maximum accumulated rainfall R was 43.4 % for $\Delta x = 1.5$ km, 85.4 % for $\Delta x = 1$ km, 105.9 % for $\Delta x = 0.75$ km, and 105.0 % for $\Delta x = 0.5$ km. In case of the sensitivity experiments for numerical viscosity, we used horizontal numerical viscosity coefficients 0.25, 0.5, 1, and 2 times the value widely used among the CReSS users, commencing the run 4.5 hours before strong precipitation started, and at a grid spacing $\Delta x = 0.5$ km. Although significant differences did not appear in the horizontal distribution of the accumulated rainfall, R was determined at 101.7~135.2 %, indicating that the difference in numerical viscosity can cause a 33.5 % forecast uncertainty in the maximum accumulated rainfall.

Key words: Predictability, Heavy precipitation event, Cloud Resolving Storm Simulator, Horizontal resolution, Numerical viscosity

1. はじめに

2014 年 8 月 20 日未明に広島県において集中豪雨が発生し(以下, 広島豪雨), 広島市の安佐南区, 安佐北区を中心に土砂災害が引き起こされ, 死者 75 名, 負傷者 68 名, 住家の全壊 179 棟, 半壊 217 棟, 一部破損 190 棟, 床上浸水 1,086 棟, 床下浸水

3,097 棟という甚大な被害をもたらされた(消防庁, 2015)。本事例では, 次々と発生した積乱雲が複数の積乱雲群を形成し, その積乱雲群が連なることで線状降水帯が形成され, それが数時間持続することで豪雨をもたらされた。このような豪雨の雨量を量的に予測することは, 土砂災害や洪水による社会的・

* 国立研究開発法人 防災科学技術研究所 観測・予測研究領域 水・土砂防災研究ユニット

人的被害の軽減には不可欠である。本研究では、名古屋大学で開発され、防災科学技術研究所（以下、防災科研）でも利用及び開発が行われている雲解像数値モデル Cloud Resolving Storm Simulator: CReSS (Tsuboki and Sakakibara, 2002, 2007) を用いた数値予測を行い、広島豪雨による雨量の量的な予測可能性について、モデルの水平解像度と数値粘性に対する感度に着目し検証を行う。

雲解像数値モデルにおける水平解像度は対流ストームの発達と構造に大きな影響を与えうる（例えば、Weisman *et al.*, 1997; Bryan *et al.*, 2003; Eito and Aonashi, 2007; Bryan and Morrison, 2012; Miyamoto *et al.*, 2013; Morrison *et al.*, 2015; Potvin and Flora, 2015; Stein *et al.*, 2015; Verrelle *et al.*, 2015）。しかしながら、広島豪雨のような集中豪雨がどの程度の水平解像度で精度よく予測できるかについては十分に調べられていない。このようなモデルの予測精度に対する水平解像度依存性を把握することは、予測システムの構築に対して重要な情報になるだけでなく、豪雨災害時に迅速な再現実験を通じた現象のメカニズムの理解を行う際にも有用である。

広島豪雨の予測精度に対するモデルの水平解像度依存性については、いくつかの研究が進行中である。大泉ら (2015) は気象庁非静力学モデル (JMA-NHM; Saito *et al.*, 2007) を用い、水平解像度 5 km, 2 km, 0.5 km, 0.25 km で実験を行い、水平解像度 0.5 km 以下の実験において、観測に近い位置に強い降水帯が再現されることを報告した。また、津口ら (2016) も JMA-NHM を用い、複数の水平解像度 1 km, 0.5 km, 0.25 km, 0.125 km による予測実験を行い、0.5 km の結果が最も観測に近いことを広島豪雨予測検討会 (後述) で報告している。本研究では、CReSS による積算雨量の予測精度に関して、水平解像度に対する感度を詳しくまとめる。

雲解像数値モデルの結果の不確実性は、観測が完全でないことに由来する初期値の不確実性に加え、モデル自体が完全でないことにも起因する。このモデルの不完全さは、空間離散化に伴う空間解像度の不足、雲物理や乱流過程等の物理過程のモデル化の不完全さや、安定した時間積分を行うために人工的に導入される数値フィルター等に由来する。この数値フィルターの 1 つとして数値粘性があり、CReSS や JMA-NHM などの多くの雲解像数値モデルで用い

られている。この数値粘性の強さを変更することで、メソ対流系の予測に違いが生じることが知られており（例えば、Takemi and Rotunno, 2003, 気象庁予報部, 2014a; 1.4.2 節 (4) ; p. 22), 予測される積算雨量の不確実性となりうる。しかしながら、広島豪雨のような集中豪雨に対して、モデルの数値粘性の違いにより、積算雨量にどの程度の違いが生じるのかは十分に調べられていない。

CReSS を用いた集中豪雨に対する雨量の量的予測精度については、台風に伴う豪雨を対象にいくつかの研究がある（坪木と榊原, 2006 ; 清水ら, 2010）。しかしながら、本研究で対象とするようなバックビルディング型形成の線状降水帯による豪雨 (2 節参照) を扱い、CReSS による結果を基に雨量の量的予測の精度を水平解像度と数値粘性の違いに着目し議論した研究はない。

本研究では、広島豪雨に対して、水平解像度と数値粘性の違いにより、CReSS により予測される積算雨量にどのような違いが生じるのかを定量的に調べ、その予測可能性について議論する。なお、本研究は 2015 年 6 月 6 日に開催された「2014 年広島豪雨に関する予測検討会」(津口ら, 2016) で発表した結果をまとめたものである。この検討会では、参加者の有志がさまざまな気象予測モデルを使って広島豪雨を予測・再現した結果をもちより、それらの比較が行われた。再現された積算雨量の分布をもとに、参加者が再現性を評価した結果、本研究の計算結果の 1 つが参加者による結果の中で最高の再現性を有するとの評価を受けた。この評価は積算雨量の水平分布に基づく参加者の主観的なものであり、現実を最も正しく再現しているとは限らないが、再現性の優れた結果の 1 つであることは確かだと考えられる。このような実験の結果・計算設定の詳細をまとめておくことは、同様の豪雨災害後の迅速な再現実験を通じた現象のメカニズムの理解に対しても有用であると思われる。

本論文の以下の節は以下のように構成される。まず、2 節で広島豪雨の概要について述べる。次に、3 節で数値モデルと実験設定を、4 節で観測データ及び予測の評価手法について説明する。その後、5 節で結果として、計算開始時刻、水平解像度、数値粘性に対する積算雨量の感度を示す。最後に、6 節でまとめと議論を行う。

2. 2014年8月広島豪雨の概要

8月19日の夜から20日の明け方にかけて、広島市で3時間に200 mmを超える集中豪雨が発生した。広島市安佐北区三入(アメダス)では最大1時間積算雨量で101.0 mm(日本標準時20日3時00分~4時00分;以後、本論文ではすべて日本標準時を用いる)、最大3時間積算雨量で217.5 mm(20日1時30分~4時30分)の猛烈な雨を観測し、いずれも観測史上1位を更新した(図1に黒線で三入における積算雨量の時系列を示す)。図2に気象庁解析雨量による積算雨量の水平分布を示す。積算時間はモデルの積分時間に対応する15時間または12時間である。積算した降水域は南西から北東の走行をもつ線状であり、三入(図2中の×)付近に積算雨量のピークを持っていた。この降水域は南西から北東の走行をもつ幅20~30 km、長さ約100 kmの線状降水帯が広島市付近に数時間にわたり停滞することにより形成された。この豪雨をもたらした線状降水帯は、広島県と山口県の県境付近で次々と発生した積乱雲が複数の積乱雲群を成し、それらの積乱雲群が連なることで形成されていた(気象庁気象研究所, 2014)。このような積乱雲が次々と発生し積乱雲群

が形成される様子と、積乱雲群が連なることで線状降水帯が形成される様子はどちらもバックビルディング型形成(Bluestein and Jain, 1985)であると説明されている(気象庁気象研究所, 2014)。

次に豪雨発生環境場について簡単に記述する。詳細は気象庁気象研究所(2014)や加藤と津口(2015)を参照されたい。豪雨の発生場所である広島市付近は、日本海に存在した停滞前線の南側約300 kmに存在していた対流圏中層の湿潤域の南端に位置し、梅雨期にみられる大気構造・大雨の発生位置(吉崎と加藤, 2007)に類似していた(気象庁気象研究所, 2014)。また、豊後水道で蓄えられた大量の暖湿気塊が広島市付近の下層1 kmに流入していた。さらに、線状降水帯の走行は上空3 km付近の風向(南西から北東)とほぼ一致していた一方、下層1 kmでは南風となっていた。このような鉛直シアの状況は、下層の水蒸気が線状降水帯の側面から継続的に供給されるため、積乱雲の発達に好ましい。これらのことから、広島市付近は集中豪雨が発生しやすい環境場であったと考えられる。加えて、四国地方の南海上の上空には、太平洋で亜熱帯ジェットから切離され北西進してきた上層寒冷渦が存在しており、それ

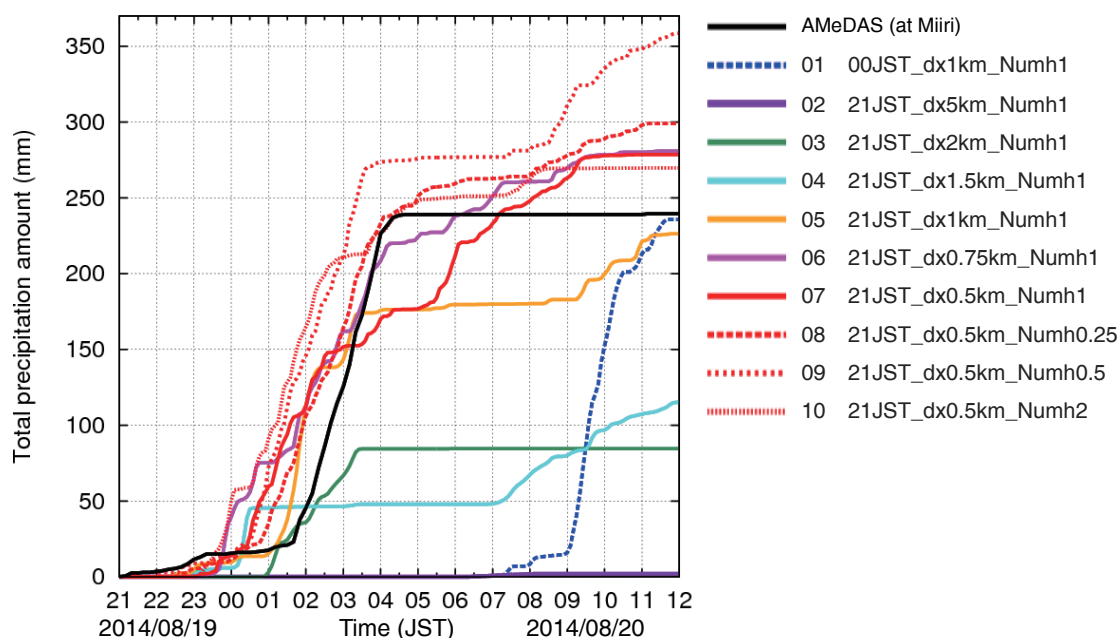


図1 積算雨量の時系列。黒線は地上のアメダス地点で最大積算雨量を記録した三入の積算雨量の時系列を示す。黒線以外は、表1で示した数値モデル計算結果において、最大積算雨量地点の積算雨量の時系列を示す。

Fig. 1 Time series of the accumulated rainfall. The black line indicates the accumulated rainfall observed by AMeDAS at Miiri, where the maximum accumulated rainfall was recorded among all AMeDAS stations. Lines other than black indicate accumulated rainfall from CReSS forecasts (Table 1) at the location where the maximum accumulated rainfall was calculated, for each forecast experiment.

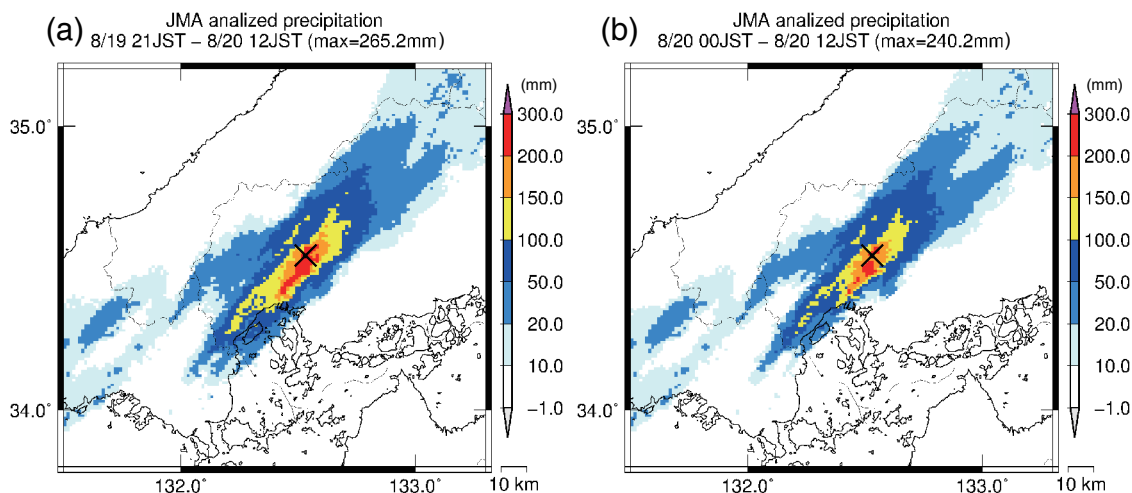


図 2 気象庁解析雨量による積算雨量。(a) は 15 時間積算(8 月 19 日 21 時～8 月 20 日 12 時), (b) は 12 時間積算(8 月 20 日 0 時～8 月 20 日 12 時) である。×はアメダス地点の三入を示す(以下の図でも同様)。

Fig. 2 Accumulated rainfall using analyzed rainfall data provided by Japan Meteorological Agency (JMA). (a) 15-hour accumulated rainfall (from 21:00 JST on August 19 to 00:00 JST on August 20), and (b) 12-hour accumulated rainfall (from 00:00 JST on August 20 to 12:00 JST on August 20). × in each of the figures indicates the location of the AMeDAS site at Miiri.

に伴う力学的な上昇流の誘起が豪雨発生に重要な役割を果たすことが CReSS を用いた感度実験により示唆されている(廣田ら, 2015)。

3. 数値モデルと計算設定

雲解像数値モデルは名古屋大学で開発され、防災科研でも利用及び開発が行われている CReSS (the Cloud Resolving Storm Simulator) の version 3.4.3 (NIED2.2.2_20150421) を使用した。CReSS の基礎方程式系は非静力学・圧縮系で、予報変数として 3 次元の速度成分、温位偏差、圧力偏差、乱流運動エネルギー、水蒸気・雲水・雨水・雲氷・雪・霰の混合比を扱っている(Tsuboki and Sakakibara, 2007)。雲物理過程は氷相を含むバルク法のパラメタリゼーションを適用し、水蒸気・雲水・雨水の混合比に加え雲氷・雪・霰の混合比と数密度を予報する。大気境界層、地表面過程、地温は Segami *et al.* (1989) の地表面フラックスのバルク法と地中温度の予報に基づく。積雲対流パラメタリゼーションは用いていない。乱流過程は乱流運動エネルギーを用いた 1.5 次のクロージャーによるパラメタリゼーションを用いる。

CReSS による計算領域は広島県を含む 600 km × 600 km とし、豪雨発生域の上流にあたる南西の領域を広げとった(図 3)。水平格子間隔は 5, 2, 1.5, 1, 0.75, 0.5 km の 6 通りの実験を行った(表 1)。初

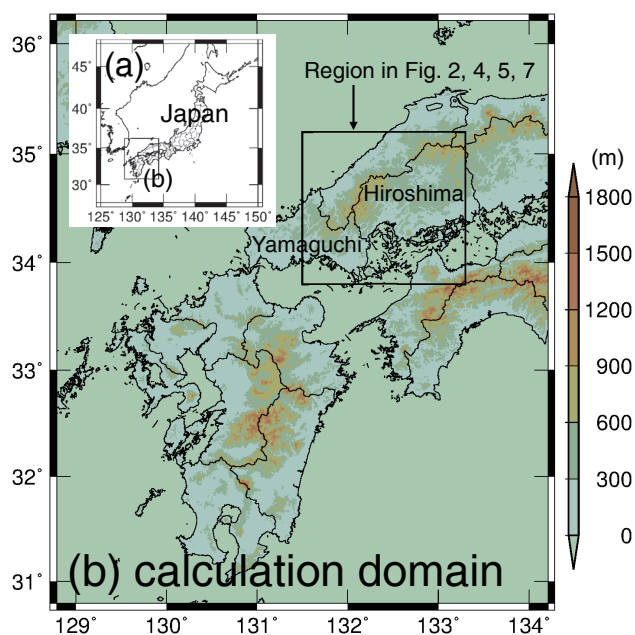


図 3 (a) 日本地図と (b) CReSS の計算領域 (600 km × 600 km)。色調は標高(m)を示す。

Fig. 3 (a) Map of Japan and (b) domain for the numerical simulation used with CReSS (600 km × 600 km). The different colors indicate topographic heights (m).

期値及び境界値の作成には、水平格子間隔約 10 km の気象庁メソスケールモデル (MSM) の 3 時間毎の予測値を用いた。ネスティングは行わず、それぞれの解像度の CReSS を直接実行した。海水温の初期値として水平格子間隔 0.25° の気象庁全球日別海面

表 1 CReSS による予測実験の設定. 左から実験番号, 実験名, 計算開始時刻 (積分終了時刻は全て 8 月 20 日 12 時), 水平格子間隔, 水平方向の無次元の数値粘性係数 α_{4h} である ($\alpha=0.001$). 色付きの太字は 5 節で比較を行った実験を示す.

Table 1 Setup of forecast experiments with CReSS, including the number and names of experiments, initial time (JST) of numerical integration (end time is 12:00 JST on August 20 for all experiments), horizontal grid spacing, and non-dimensional horizontal numerical viscosity coefficient α_{4h} ($\alpha=0.001$). The use of color bold font indicates experiments used for comparisons in section 5.

No.	Experiment name	Initial Time (JST)	Horizontal grid spacing (km)	Horizontal numerical viscosity coefficient
01	00JST_dx1km_Numh1	8/20 00:00	1	α
02	21JST_ dx5km _Numh1	8/19 21:00	5	α
03	21JST_ dx2km _Numh1	8/19 21:00	2	α
04	21JST_ dx1.5km _Numh1	8/19 21:00	1.5	α
05	21JST_dx1km _Numh1	8/19 21:00	1	α
06	21JST_ dx0.75km _Numh1	8/19 21:00	0.75	α
07	21JST_ dx0.5km _Numh 1	8/19 21:00	0.5	α
08	21JST_dx0.5km_ Numh0.25	8/19 21:00	0.5	0.25α
09	21JST_dx0.5km_ Numh0.5	8/19 21:00	0.5	0.5α
10	21JST_dx0.5km_ Numh2	8/19 21:00	0.5	2α

水温解析 (MGDSST; Merged satellite and in situ data Global Daily Sea Surface Temperatures in the global ocean) を利用した. 地形は米国地質調査所 (USGS) による 30 秒メッシュ (水平格子間隔約 1 km) の標高データである GTOPO30 を用いた. 計算領域の上端は 17.182 km で鉛直層数は 50 とし, 鉛直格子間隔 Δz は平均で $\Delta z=350$ m とした (高度 1 km までは $\Delta z=100$ m で一定, 高度 1 km から 14 km までは Δz が sech 関数で増加し, 高度 14 km より上は $\Delta z=636$ m で一定とした). 時間積分のタイムステップは全ての計算において, 音波に関係しない項は 1.0 秒, 音波に関係する項は 0.5 秒とした. 計算開始時刻は 2 通りで, 強い降水が開始した時刻 (20 日の 1 時 30 分頃) の約 1.5 時間前 (20 日 0 時) と約 4.5 時間前 (19 日 21 時) とした. 時間積分の終了時刻は全ての実験で 20 日 12 時としたので, 積分時間はそれぞれ 12 時間と 15 時間である. 5.1 節で示すように, 20 日 0 時初期値の予測精度に比べ 19 日 21 時初期値の予測精度のほうが優れていたため, この初期値を用い, 水平格子間隔と水平方向の数値粘性を変化させた実験を行った (表 1).

なお, 本研究では水平格子間隔の最も小さい実験でも $\Delta x=0.5$ km までしか結果を示していない. これは $\Delta x=0.25$ km でも実験を試みたが, 数値不安定により計算ができなかったからである. この原因としては, 初期値を作成する際に $\Delta x=10$ km の MSM から $\Delta x=0.25$ km へ直接ネストダウンしていることや, 地形として $\Delta x \sim 1$ km の GTOPO30 を使用していたことがなど考えられる. したがって, ネストダウンによる実験を行うことや, より細かい解像度の地形を用いることで, $\Delta x=0.25$ km 以下でも計算ができると思われる. しかしながら, 同じ条件の計算結果を比較することが望ましいため, 本研究では $\Delta x=0.5$ km までの結果を示し, それより細かい解像度の実験は今後の課題とした.

CReSS では数値積分を安定して実行するために人工的な数値粘性が加えられる. これは移流項が 2 次または 4 次の中心差分で離散化されているため, 人工的な粘性項を付加しないと計算不安定が発生するためである. 本研究では, 数値粘性項として 4 次の粘性項を採用しており, 圧力偏差以外の変数を ϕ で代表して記述すると, 以下に比例する量として定式

化される

$$-v_{4h} \left[\frac{\partial^4(\bar{\rho}\phi)}{\partial x^4} + \frac{\partial^4(\bar{\rho}\phi)}{\partial y^4} \right] - v_{4v} \frac{\partial^4(\bar{\rho}\phi)}{\partial \zeta^4}. \quad (1)$$

ただし、温位と水蒸気については基準状態からの偏差を扱う。ここで、 x, y は水平方向の座標、 ζ は地形に沿った鉛直座標、 $\bar{\rho}$ は基本場の空気密度、 v_{4h}, v_{4v} はそれぞれ水平・鉛直方向の数値粘性係数を表し、次のように定義される

$$v_{4h} = \frac{\alpha_{4h}\Delta_h^4}{\Delta t}, v_{4v} = \frac{\alpha_{4v}\Delta_v^4}{\Delta t}. \quad (2)$$

ここで、 $\Delta_h = (\Delta x \Delta y)^{\frac{1}{2}}$ 、 $\Delta_v = \Delta \zeta$ であり、それぞれ計算領域の平均格子間隔を表す。また、 α_{4h}, α_{4v} はそれぞれ水平・鉛直方向の無次元の数値粘性係数である。本研究では、水平方向の無次元の数値粘性係数 α_{4h} の値を $2\alpha, 1\alpha, 0.5\alpha, 0.25\alpha$ と変化させた実験を行った (α は CReSS 使用者の間で典型的に用いられる値の 0.001 とした。また、鉛直方向の無次元の粘性係数は $\alpha_{4v} = 0.0004$ で固定した)。この実験を通して、数値粘性の強さの変更によって、予測される積算雨量にどの程度の違いが生じるのかを調べた。

なお、CReSS による予測実験は防災科研の大規模シミュレーションシステムを用いて行った。サーバーは日立テクニカルサーバ HA8000-tc/HT210、CPU は Intel Xeon E5-2697v2 (2.7 GHz, 12 コア) であり、2CPU が 1 ノード (24 コア) となる。実行時間は最も水平解像度の高い $\Delta x = 0.5$ km の 15 時間積分の実験に対して、初期値・境界値の作成には OpenMP による並列計算 (24 コア, 1 ノード) で約 19 分、時間積分には MPI による並列計算 (1,500 コア, 63 ノード) で約 4 時間 22 分かかった。

4. 観測データと評価手法

CReSS で予測された雨量に対する検証データとして、気象庁アメダス 10 分積算雨量、及び気象庁 1 km メッシュ解析雨量 (以下、解析雨量) を用いた。また、降水分布のスナップショットの比較のために、気象庁高解像度降水ナウキャストの降水強度データの解析値 (5 分間隔・ $\Delta x = 0.25$ km) を用いた。

アメダスの検証地点は 3 時間に 200 mm を越える猛烈な雨が観測された広島市安佐北区三入を選択した。この三入での積算雨量の時系列と、CReSS の予

測結果の積算雨量が最大となった場所の CReSS 予測の積算雨量の時系列を比較することで、降水の起こる時刻と強さを検証した。

解析雨量は、気象レーダーやアメダスなどの降水量観測値から毎正時 00 分および 30 分に作成される前 1 時間積算雨量分布である。この解析雨量の毎正時 00 分データを CReSS の積分時間に対応する 12 もしくは 15 時間で積算した積算雨量と、同時間で積算した CReSS 予測の積算雨量を比較することで、最大積算雨量及び積算雨量分布の予測精度を検証した。最大積算雨量の評価の際には、観測された最大積算雨量に対する予測された最大積算雨量 (TPA_{\max}) の割合 R 、すなわち $R = (TPA_{\max} / \text{観測された最大積算雨量}) \times 100\%$ も用いた。雨量分布の比較手法に関しては以下で詳しく述べる。

積算雨量分布の比較は、見た目による主観的な評価と、以下の評価指標を用いた客観的な比較を併用した：平方根平均自乗誤差 (RMSE: Root Mean Square Error)、相関係数 (CORR: CORrelation coefficient)、及び気象予測の精度評価で一般的に用いられている CSI (Critical Success Index; スレットスコアとも呼ばれる)、バイアスコア (BIAS: Bias score)、捕捉率 (POD: Probability Of Detection) と空振り率 (FAR: False Alarm Rate)。以下にこれらの指標の定義を記す (詳細は坪木と榊原 (2006) や気象庁予報部 (2014b) を参照されたい)。

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (F_i - O_i)^2}{n}} \in [0, \infty] \quad (3)$$

$$CORR = \frac{\sum_{i=1}^n O_i F_i}{\sqrt{\sum_{i=1}^n O_i^2} \cdot \sqrt{\sum_{i=1}^n F_i^2}} \in [0, 1] \quad (4)$$

$$CSI = \frac{H}{H + FA + M} \in [0, 1] \quad (5)$$

$$BIAS = \frac{H + FA}{H + M} \in [0, \infty] \quad (6)$$

$$POD = \frac{H}{H + M} \in [0, 1] \quad (7)$$

$$FAR = \frac{FA}{H + FA} \in [0, 1] \quad (8)$$

ここで F_i は CReSS で予測された位置 i における積算雨量、 O_i は CReSS の位置 i に最も近いグリッドの観測 (解析雨量) の積算雨量を示す。 H, FA, M ,

Zは分類表(表2)で定義されている。nは閾値Tを超えた観測と予報のグリッド数の和($n=H+FA+M$)である。閾値は $T=100$ mmとし、積算雨量が100 mm以上の領域のスコアを評価した。予測と観測が一致する完全な予報のスコアは、RMSEとFARは0、CORR、CSI、BIASとPODは1である。

上述した予測精度の指標をCReSSによる各予測実験に対して計算した結果を表3に示す。指標の太字と下線はそれぞれ全10種類の実験のうち最良と2番目の結果を示し、枠囲みは水平解像度依存性の比較実験(No.2~7)における最良の結果を示す。実験名の色付きの太字は5節で比較を行った実験を示す。

表2 スコアの計算で用いる事象の分類表。Tは積算雨量の閾値を表し、100 mmとした。

Table 2 Contingency table for the calculation of forecast scores. T indicates the threshold of accumulated rainfall, which was set to 100 mm.

		Predicted	
		rain \geq T	rain<T
Observed	rain \geq T	Hits (H)	Misses (M)
	rain<T	False Alarms (FA)	Zeros (Z)

5. 結果

5.1 計算開始時刻に対する感度

強い降水が開始した時刻(20日1時30分頃)の約1.5時間前(20日0時)を初期時刻とし、水平格子間隔1 kmで計算を行った(表1, 表3の実験1: 00JST_dx1km_Numh1)。予測された20日0時から12時までの12時間積算雨量の水平分布(図4a)を見ると、三入(x)付近に線状降水帯が存在し、観測(図2b)と

よく一致していた(CORR=0.86)。また、観測(解析雨量)による12時間積算雨量の最大値(240.2 mm)に対する予測(235.7 mm)の割合は $R=98.1\%$ と非常によく一致していた。しかしながら、図1に示すように、予測された強い降水の開始時刻は20日9時頃であり、観測に比べ大幅に(約7.5時間)遅れていた。ただし、20日9時以前にも三入の北東で降水はあった。

時刻ずれの小さな予測結果を得る目的で、強い降水が開始した時刻の約4.5時間前(19日21時)を初期時刻とし、同様の水平格子間隔(1 km)で計算を行った(実験5: 21JST_dx1km_Numh1)。強い降水は20日1時から3時半に予測され(図1)、時刻ずれが改善された。計算開始時刻の19日21時から20日12時までの15時間積算雨量の水平分布(図4b)も、三入付近に線状降水帯が存在し、観測(図2a)と似ていた(CORR=0.79)。最大積算雨量に関しては、 $R=85.4\%$ と若干過小評価していたものの、よく予測されていた。そこで、この19日21時の初期値を用い、予測された積算雨量に対する水平解像度依存性を調べた結果を以下の節に示す。

計算開始時刻を早めると降水の開始時間が改善された理由として、初期値の風場・水蒸気場等の環境場の違いが考えられる。今回の予測に対しては、19日21時初期値の環境場の方が20日0時初期値の環境場に比べ観測と整合的な時間に強い降水をもたらすのに適した環境場であったと推測されるが、詳細な解析は今後の課題とした。この強い降水の時刻ずれの問題はレーダーデータやGPS可降水量等の観測データの同化により改善される可能性があり、この点も今後の研究課題の1つである。

表3 CReSSによる予測実験における積算雨量の予測精度の指標。これらの指標は4節で定義されている。

Table 3 Scores of forecast accuracy for accumulated rainfall prediction experiments using CReSS. These scores are defined in section 4.

No.	Experiment name	TPA _{max} (mm)	R (%)	RMSE (mm)	CORR	CSI	BIAS	POD	FAR
01	00JST_dx1km_Numh1	235.7	98.1	<u>72.7</u>	0.86	0.43	0.68	0.51	0.25
02	21JST_dx5km_Numh1	1.9	0.7	157.2	0.00	0.00	0.00	0.00	—
03	21JST_dx2km_Numh1	84.7	31.9	146.6	0.46	0.00	0.00	0.00	—
04	21JST_dx1.5km_Numh1	115.1	43.4	122.3	0.70	0.02	0.05	0.02	0.53
05	21JST_dx1km_Numh1	226.4	85.4	78.1	0.79	0.27	1.12	0.45	0.60
06	21JST_dx0.75km_Numh1	280.8	105.9	80.0	0.80	0.30	1.57	0.59	0.62
07	21JST_dx0.5km_Numh1	278.4	105.0	<u>73.6</u>	0.89	<u>0.42</u>	1.44	0.72	<u>0.50</u>
08	21JST_dx0.5km_Numh0.25	299.0	112.7	65.9	<u>0.88</u>	0.39	<u>0.83</u>	0.52	<u>0.38</u>
09	21JST_dx0.5km_Numh0.5	358.6	135.2	74.0	0.87	0.39	1.21	0.62	0.49
10	21JST_dx0.5km_Numh2	269.8	101.7	88.8	0.80	0.36	1.66	<u>0.71</u>	0.57

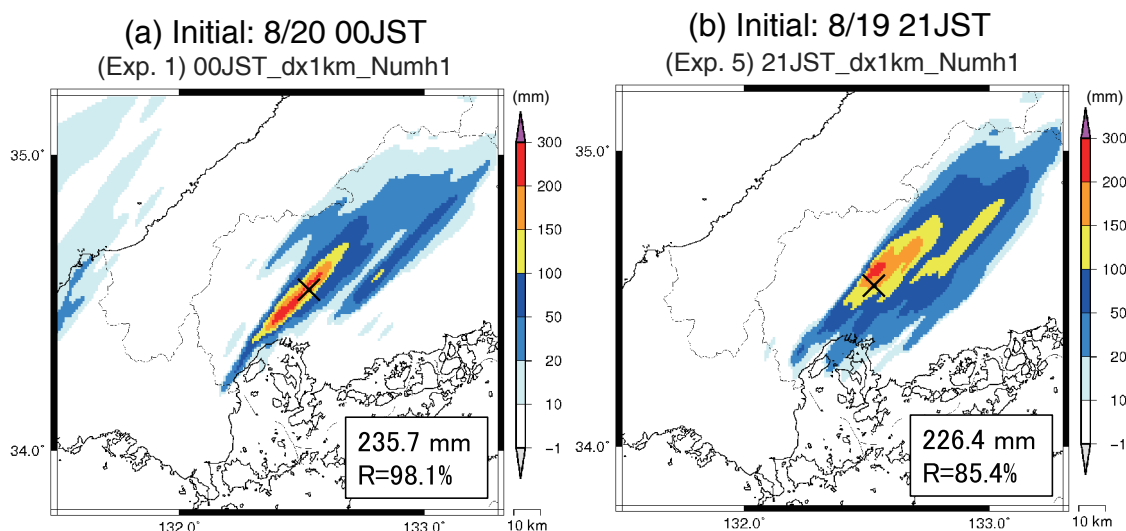


図 4 異なる計算開始時刻の初期値を用いて CReSS で予測された積算雨量の水平分布。(a) は強い降水が開始した時刻(20 日の 1 時 30 分頃)の約 1.5 時間前(20 日 0 時)の初期値, (b) は強い降水が開始した時刻の約 4.5 時間前(19 日 21 時)の初期値を用いた結果である。積算時間はモデルの積分時間とし, (a) では 20 日 0 時から 12 時の 12 時間, (b) では 19 日 21 時から 20 日 12 時までの 15 時間である。図の右下の枠内に, 最大積算雨量(mm)と $R = (\text{予測された最大積算雨量} / \text{観測された最大積算雨量}) \times 100\%$ を示す(以下の図でも同様)。

Fig. 4 Accumulated rainfall for different forecasts initialized at different times, using CReSS. (a) Forecast initialized at 00:00 JST on August 20 (about 1.5 hours before strong precipitation began), and (b) Forecast initialized at 21:00 JST on August 19 (about 4.5 hours before the strong precipitation began). The accumulation time is (a) 12 hours (from 00:00 JST on August 20 to 12:00 JST on August 20) and (b) 15 hours (from 21:00 JST on August 19 to 12:00 JST on August 20). In a rectangular region at lower right in each figure, the maximum accumulated rainfall and R (percentage of forecasted maximum accumulated rainfall to observed maximum accumulated rainfall) are also shown.

5.2 水平格子間隔に対する感度

強い降水が開始した時刻(20 日の 1 時 30 分頃)の約 4.5 時間前(19 日 21 時)の初期値を用い, 水平格子間隔 Δx を 5, 2, 1.5, 1, 0.75, 0.5 km と変化させた実験を行った(表 1, 表 3: 実験 2 ~ 7)。ほとんど降水がみられなかった $\Delta x = 5$ km の実験 2 (21JST_dx5km_Numh1)を除いた全ての水平解像度の実験において, 観測と同様に積乱雲のバックビルディング型形成がみられた(図示せず)。観測された最大積算雨量に対する予測された最大積算雨量の割合 R は, Δx が 1.5 km 以上の予測は $R = 0.7 \sim 43.4\%$ であり, 観測を大きく過小評価していたが, $\Delta x = 1$ km 以下では $R = 85.4 \sim 105.0\%$ と最大積算雨量をよく予測できていた。より詳しくみると, R は $\Delta x = 1$ km で 85.4%, $\Delta x = 0.75$ km では 105.9%, $\Delta x = 0.5$ km では 105.0%であったので, $\Delta x = 0.75$ km より Δx を小さくしても R はほぼ変わらない, すなわち R は $\Delta x = 0.75$ km で収束していることがわかる。

図 5 にそれぞれの Δx の実験に対応する, 19 日 21 時から 20 日 12 時までの 15 時間積算雨量の水

平分布を示す。大局的には, $\Delta x = 1$ km 以下の実験において, 予測された積算雨量の水平分布は観測(図 2a)と似ており, $\Delta x = 0.5$ km の実験 7 (21JST_dx0.5km_Numh1)が最も観測に似ているように見える。このことを定量的に確かめるために, 表 3 に 4 節で定義した精度評価のスコア: 平方根平均自乗誤差 (RMSE), 相関係数 (CORR), スレットスコア (CSI), バイアスコア (BIAS), 捕捉率 (POD) と空振り率 (FAR) を示す。これらの精度評価のスコアは積算雨量が 100 mm 以上の領域に対して計算を行った。これらの値を水平解像度の比較実験(実験 2 ~ 7)に対して比較すると, バイアスコアを除くすべての指標で $\Delta x = 0.5$ km の実験 7 (21JST_dx0.5km_Numh1)が最も優れていることがわかる(表 3 において実験 2 ~ 7 のうち最良の実験を枠囲みで示す)。この $\Delta x = 0.5$ km の実験 7 (21JST_dx0.5km_Numh1)に着目すると, 相関係数は 0.89 と高く, 捕捉率も 0.72 であるので 100 mm 以上の雨域を 7 割以上補足している。一方, 空振り率は 5 割であり, バイアスコアも 1.44 と完全な予測の 1 に比べ大きく, ス

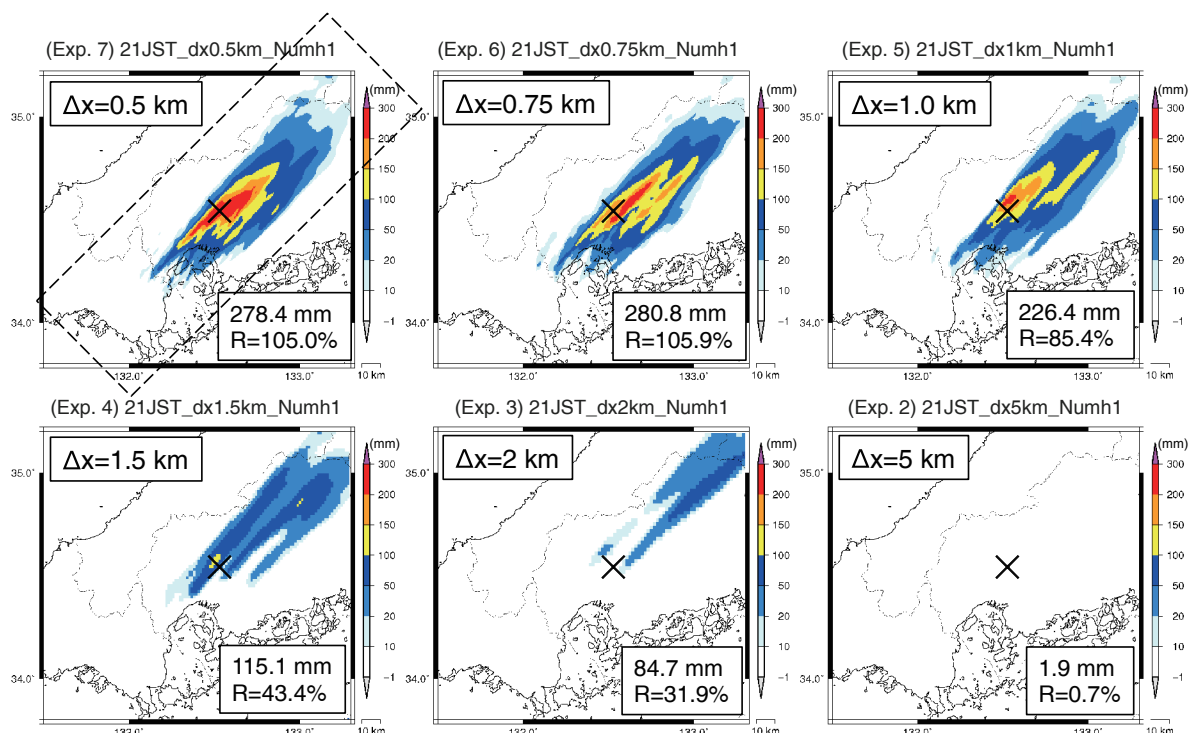


図5 水平格子間隔が異なる実験に対する積算雨量。積算時間は19日21時から20日12時までの15時間である。破線は図6と図8で示す領域を示す。

Fig. 5 Accumulated rainfall forecasted using different horizontal grid spacing. Accumulation time is 15 hours from 21:00 JST on August 19 to 12:00 JST on August 20. The dashed rectangular region indicates the region plotted in Figs. 6 and 8.

レットスコアも0.42とそれほど高くなかった。これは、 $\Delta x=0.5$ kmの予測(図5)が観測(図2a)に比べ100 mm以上の雨域を10~20 km程度北側に予測していたためである。この雨域の北方バイアスは水平解像度の粗い予測ほど大きかった。なお、バイアスコアのみ $\Delta x=0.5$ kmの実験7(21JST_dx0.5km_Numh1)が最良とならず(BIAS=1.44)、 $\Delta x=1$ kmの実験5(21JST_dx1km_Numh1)が最良となったのは(BIAS=1.12)、 $\Delta x=1$ kmの予測が観測に比べ全体的に積算雨量を過小評価していたため、100 mm以上の雨域の予測領域が小さく、空振りが少なかったためである。

次に、予測精度がよくなかった $\Delta x=1.5$ km以上の実験に着目する。 $\Delta x=1.5$ kmの実験4(21JST_dx1.5km_Numh1)では、降水の位置が広島県に存在するという意味では表現出来ているものの、観測に比べ北東へずれており、最大積算雨量は観測の半分以下である(R=43.4%)。 $\Delta x=2$ kmの実験3(21JST_dx2km_Numh1)では予測された積算雨量がさらに減少し(R=31.9%)、降水の位置もさらに北東へずれている。 $\Delta x=5$ kmの実験2(21JST_dx5km_Numh1)では

ほとんど降水が見られなかった(R=0.7%)。これは、おそらく、格子間隔より小さいスケールの対流を表現する積雲対流のパラメタリゼーションがCReSSには実装されておらず、本実験では用いていないため、 $\Delta x=5$ kmでは対流が解像されず降水が発生しづらい状況にあったためであると考えられる。

積算雨量の評価に関してまとめると、最大積算雨量と積算雨量の水平分布を精度よく予測するには、CReSSでは1 km以下の水平格子間隔が必要であり、水平格子間隔0.5 kmの予測が最も優れた予測精度を示すことがわかった。

次に、降水強度の水平分布の水平解像度に対する感度について示す。図6に8月20日1時30分における、観測(高解像度ナウキャストの解析値)と各々の水平格子間隔に対するCReSSによる予測の降水強度を示す。この時刻は、積乱雲と積乱雲群のバックビルディング型形成を経て形成された線状降水帯(2節参照)が観測された時刻である。観測された降水強度をみると、線状降水帯は多数の降水強度の非常に強い(≥ 80 mm h⁻¹)降水セルから構成されており、すなわち多数の積乱雲から構成されているこ

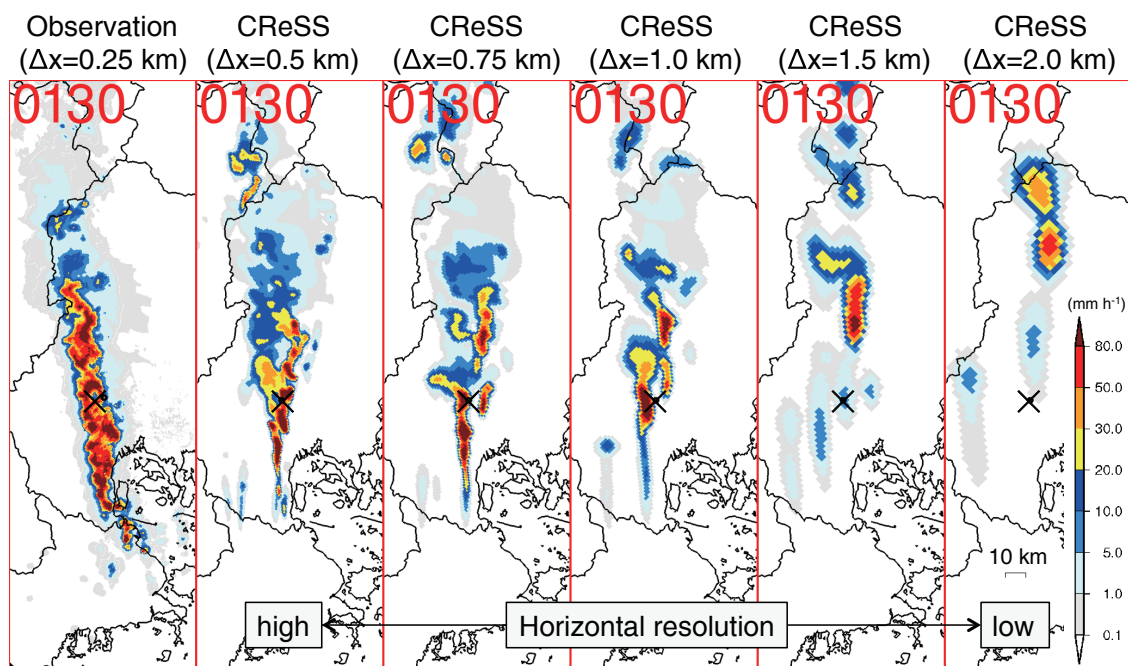


図 6 降水強度 (mm h^{-1}) の水平分布の水平解像度に対する感度。時刻は観測(高解像度降水ナウキャストの解析値)により線状降水帯の存在が示されている 8 月 20 日 1 時 30 分である。図 5 の破線で囲んだ領域について図示している。
 Fig. 6 Rainfall rate (mm h^{-1}) observations (analyzed values of high-resolution precipitation nowcast) and forecasts using different horizontal grid spacing with CReSS. Time is at 01:30 JST on August 20, when the precipitation band was observed. The entire region of each figure is shown in the dashed rectangular region on Fig. 5.

とがわかる。また、 30 mm h^{-1} を越える強い降水域に着目すると、この線状降水帯は長さが約 100 km、幅が約 10 km であった。CReSS の予測結果をみると、水平解像度の高い実験ほど降水帯がより線状に組織化しており、 $\Delta x=1 \text{ km}$ 以下の実験がより観測に近いことがわかる。また、CReSS の水平解像度が高いほど降水強度の非常に強い ($\geq 80 \text{ mm h}^{-1}$) 降水セルの水平スケールが小さくなり、観測でみられる降水セルの水平スケールに近づく。この降水セルの水平スケールは $\Delta x=0.5 \text{ km}$ 実験が最も観測に近かった。このように、CReSS による $\Delta x=1 \text{ km}$ 以下の実験で線状降水帯の形状とそれを構成する降水セルの水平スケールが観測に近いことは、これらの実験で積算雨量の予測精度が優れていたことと整合的である。一方、予測精度のよい $\Delta x=1 \text{ km}$ 以下の CReSS による予測結果と観測の違いとして、CReSS の方が観測に比べ線状降水帯における強い降水域 ($\geq 30 \text{ mm h}^{-1}$) の幅が狭いことが挙げられる。すなわち、観測でみられたような幅 10 km におよぶ線状降水帯は、CReSS では予測されておらず、図 6 で示した時間以外でも同様であった。この原因としては、モデルの

乱流混合スキーム等の物理過程が適切でない等が考えられるが、今後の詳細な原因解明が望まれる。

5.3 水平方向の数値粘性に対する感度

本節では、水平方向の数値粘性の変更により、CReSS により予測される積算雨量にどの程度の違いが生じるのかを調べる。予測精度が良好であった 19 日 21 時(強い降水が開始する約 4.5 時間前)の初期値を用い、水平格子間隔 0.5 km にて、水平方向の無次元の数値粘性係数の値を 2α , 1α , 0.5α , 0.25α ($\alpha=0.001$) と変化させた実験(表 1, 表 3: 実験 7 ~ 10)を行った。時間発展としては、どの実験でも積乱雲群のバックビルディング型形成がみられた(図示せず)。

予測された 15 時間積算雨量の水平分布(図 7)は、すべての実験で三入付近に線状降水帯が存在し、観測(図 2a)とよく似ていた($\text{CORR}=0.80 \sim 0.89$)。一方、最大積算雨量は 269.8 ~ 358.6 mm と 88.8 mm の幅をもち、R に換算すると、 $R=101.7 \sim 135.2\%$ と 33.5% の幅を持っていた。このことは、予測された最大積算雨量の大小は、水平方向の数値粘性の値の不確実性に起因し、観測された最大積算雨量に

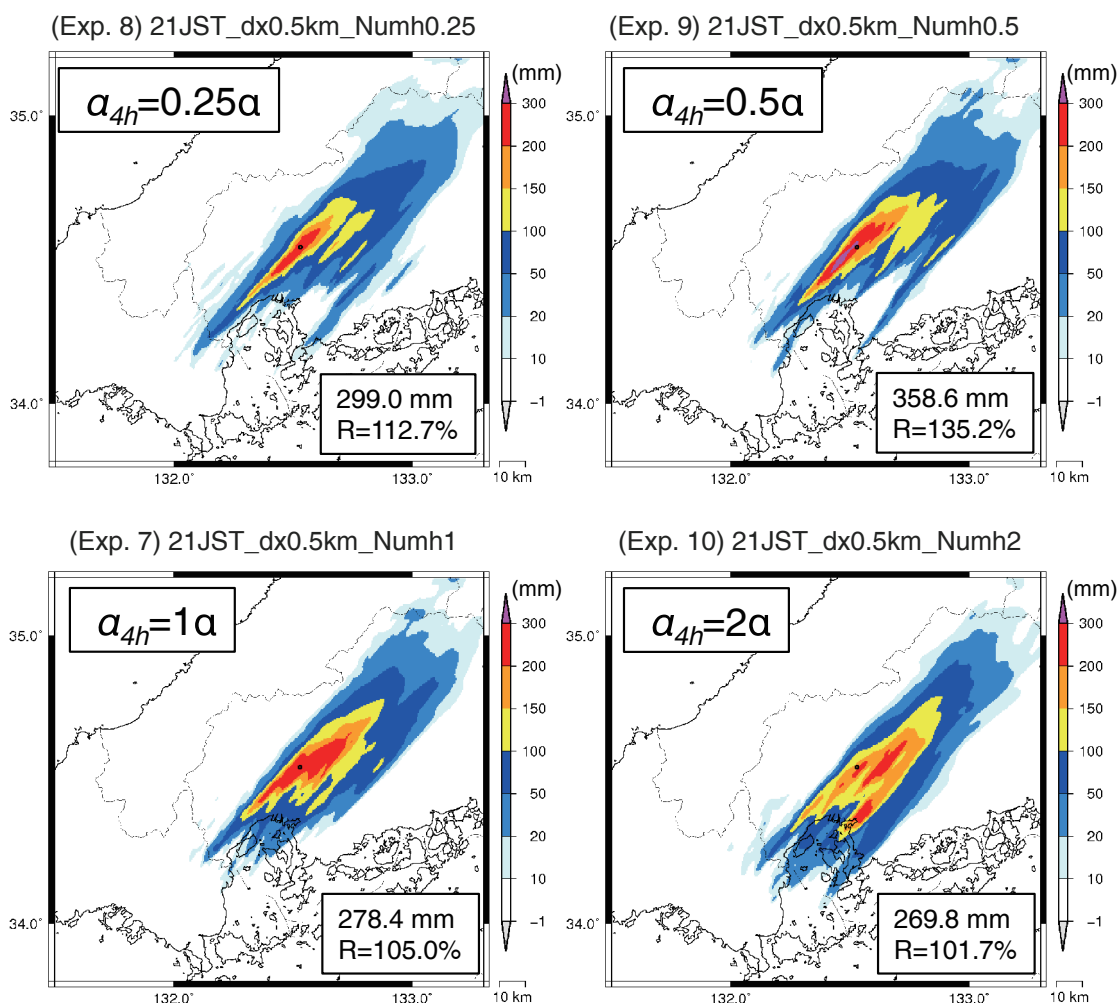


図 7 水平方向の数値粘性係数が異なる実験に対する積算雨量。積算時間は 19 日 21 時から 20 日 12 時までの 15 時間である。 α_{4h} は無次元の水平方向の数値粘性係数であり ($\alpha=0.001$)、値が大きいほど粘性が強い。

Fig. 7 Accumulated rainfall for different horizontal numerical viscosity forecasts. Accumulation time is 15 hours from 21:00 JST on August 19 to 12:00 JST on August 20. α_{4h} indicates non-dimensional horizontal numerical viscosity coefficient ($\alpha = 0.001$), where a larger α_{4h} indicates stronger viscosity.

対して最大で約 3 割の不確実性を持っていることを示している。最大積算雨量に関してそれぞれの実験について詳しく見ると、数値粘性の弱い $\alpha_{4h}=0.25\alpha$ 、 0.5α の実験の最大積算雨量はそれぞれ $R=299.0$ mm と 358.6 mm であり、数値粘性の強い $\alpha_{4h}=1\alpha$ 、 2α の実験の $R=278.4$ mm と 269.8 mm に比べ大きかった。しかしながら、最大積算雨量が最も大きいのは $\alpha_{4h}=0.5\alpha$ の実験であり、数値粘性が弱いほど最大積算雨量が大きくなるというわけではなかった。

次に、降水強度の水平分布の水平方向の数値粘性に対する感度について示す。図 8 に線状降水帯が観測された 8 月 20 日 1 時 30 分 (図 6 と同じ時刻) における、観測 (高解像度ナウキャストの解析値) と各々

の α_{4h} の値に対する CReSS の予測の降水強度を示す。この時刻において、どの α_{4h} の値の予測においても線状降水帯が予測されている。ただし、CReSS の予測の方が観測に比べ線状降水帯における強い降水域 (≥ 30 mm h^{-1}) の幅が狭く、これは前節で示した水平解像度依存性実験の $\Delta x=1$ km 以下の結果 (図 6) と同様である。数値粘性の強さによる降水強度の水平分布の違いとしては、数値粘性が弱い (α_{4h} の値が小さい) ほど、より小さなスケールの降水セルが表現されていることがあげられる。特に、数値粘性の弱い $\alpha_{4h}=0.25\alpha$ の予測では、黒線で囲んだような小さなスケールの降水セルが観測に比べ多く存在している。この小さなスケールの降水セルは高波数領域

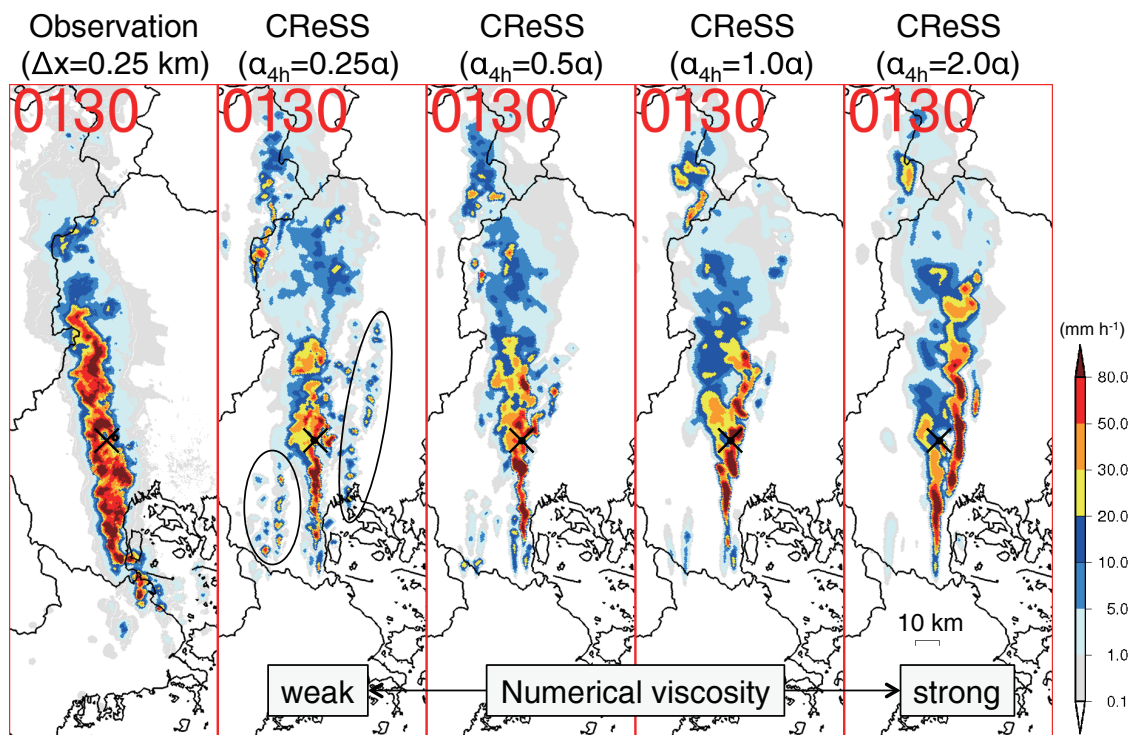


図 8 降水強度 (mm h^{-1}) の水平分布の水平方向の数値粘性に対する感度。時刻は観測 (高解像度降水ノウキャストの解析値) により線状降水帯の存在が示されている 8 月 20 日 1 時 30 分である。 $\alpha_{4h}=0.25\alpha$ の予測に関して、小スケールの降水セルを黒線で囲んだ。図 5 の破線で囲んだ領域について図示している。

Fig. 8 Rainfall rate (mm h^{-1}) observations (analyzed values of high-resolution precipitation nowcast) and forecasts using different horizontal numerical viscosity coefficient with CReSS. Time is at 01:30 JST on August 20, when the precipitation band was observed. For the $\alpha_{4h} = 0.25\alpha$ forecast, small-scale precipitation cells are enclosed by black lines. The entire region of each figure is shown in the dashed rectangular region on Fig. 5.

における数値的なノイズにより、偽の対流が発生した結果である可能性がある (気象庁予報部, 2014a)。逆に、数値粘性が強いほど、より線状に組織化しているように見える。この強い粘性ほど線状に組織化する様相は、地表面が熱せられて成層不安定となっている場に対する数値実験 (Piotrowski *et al.*, 2009) において、数値粘性が弱い場合は孤立した対流雲が点在するのに対して、数値粘性が強い場合は対流雲が線状に組織化されるという結果と整合的である。本研究において、数値粘性が強い場合に予測された降水セルがより組織化した様相と、数値粘性が弱い場合に予測された孤立した降水セルが点在する様相のどちらが観測に近いかは、見た目による評価で判断するのは難しかったため、どの数値粘性の値が適切かを降水強度の水平分布から判断することは困難であった。なお、運動エネルギースペクトル等の詳細な解析による議論は今後の課題とした。

6. まとめと議論

2014 年 8 月 20 日未明に広島で土砂災害をもたらしたバックビルディング型形成の線状降水帯による集中豪雨について、雲解像数値モデル CReSS を用いて予測実験を行い、水平解像度及び数値粘性に対する積算雨量の感度を調べた。予測実験において、強い降水が開始した時刻の約 1.5 時間前 (20 日 0 時) の初期値 (水平解像度 1 km) を用いると、12 時間積算雨量の水平分布の予測精度は良好であったが、強い降水の開始時刻が大幅に (7~9 時間) 遅れていた。この点については、レーダーデータや GPS 可降水量等の観測データの同化により改善される可能性があり、今後の研究課題の一つである。時刻ずれの小さな予測結果を得る目的で、強い降水が開始した時刻 (20 日の 1 時 30 分頃) の約 4.5 時間前 (19 日 21 時) の初期値を用いたところ、時刻ずれが改善され、予測精度も良好であったため、この計算開始時刻の初期値を用い、水平解像度と数値粘性に対する感度を

詳しく調べた。

水平格子間隔 Δx を 5, 2, 1.5, 1, 0.75, 0.5 km と変化させた結果, 最大積算雨量と降水分布を精度よく予測するには 1 km 以下の Δx が必要であり, $\Delta x=0.5$ km がもっとも優れた予測精度を示した。観測された最大積算雨量に対する予測された最大積算雨量の割合 R は $\Delta x=1.5$ km では 43.4 % と予測は観測を大きく過小評価していたが, $\Delta x=1$ km では 85.4 %, $\Delta x=0.75$ km では 105.9 %, $\Delta x=0.5$ km では 105.0 % であった。このことから, R は $\Delta x=0.75$ km で収束し, $\Delta x=1$ km で豪雨のポテンシャルをある程度表現できていたと考えられる。一方, 積算雨量の水平分布の様々な精度のスコアはバイアスコアを除き概ね Δx が小さいほど良くなり, $\Delta x=0.5$ km が最良であった。したがって, 豪雨の空間分布をより高い精度で表現するという観点では, モデルの水平格子間隔を 0.5 km まで高解像度化することは本事例に対してはメリットがあったといえる。また, 予測される降水セルの水平スケールは, Δx が小さくなるほど小さくなり, $\Delta x=0.5$ km で観測に最も近くなった。本研究では 3 節で述べたように $\Delta x=0.25$ km では数値不安定により計算ができなかったが, これはネストダウン等により解決できる可能性がある。 Δx をどの程度高解像度化すれば, 積算雨量の水平分布のスコアや降水セルの水平スケールが収束するかについては今後の研究課題である。

水平方向の数値粘性係数を CReSS 使用者の間で典型的に用いられる値の 0.25, 0.5, 1, 2 倍と変化させた実験を, 強い降水が開始した時刻の約 4.5 時間前の初期値を用い $\Delta x=0.5$ km で行った。予測された降水分布に大きな違いは見られなかったものの, 予測された最大積算雨量は観測された最大積算雨量の 101.7 ~ 135.2 % であり, 数値粘性の変更に伴い最大積算雨量に関して 33.5 % の予測の不確実性を持っていたことがわかった。このような数値粘性による不確実性を排除するために, 気象庁で開発されている非静力学モデル asuca では, 数値粘性を加えずとも高波数の数値振動(ノイズ)を取り除くことができるスキーム(時間積分法に 3 段階ルンゲクッタ法, 移流スキームに Koren (1993) の流速制限関数を用いる)を採用している(気象庁予報部, 2014a ; 2.7 節)。このようなスキームを導入するのはモデル設計の根幹に関わるため大きな労力がかかることが予

想され, CReSS や JMA-NHM などの多くの雲解像数値モデルで数値粘性は現在も用いられている。したがって, 本事例のような豪雨事例に対して, 数値粘性を用いたモデルで予測された積算雨量の情報を利用する際には, 水平方向の数値粘性の値の不確実性に起因した最大積算雨量の不確実性が, 観測された最大積算雨量の 3 割程度は存在しうることを認識しておく必要がある。

本研究ではモデルの雲物理や乱流スキームは固定していたが, これらのスキームを変更することにより, メソ対流系の振る舞いが変わることが指摘されている(例えば, 竹見, 2011; Verrelle *et al.*, 2015; Morrison *et al.*, 2015)。したがって, これらのスキームに対する積算雨量の感度についても調べることが望ましい。また, 積算雨量の水平解像度や数値粘性に対する感度は環境場の違いにより変わる可能性がある。他の多くの豪雨事例についても調査する必要がある。例えば, 深い対流ストームに対しては, 水平解像度, 雲物理, 初期の環境場を変化させた理想化実験が行われている(Morrison *et al.*, 2015)。この実験のように, バックビルディング型形成の線状降水帯による集中豪雨に対して, 水平解像度, 雲物理, 乱流過程, 初期の環境場等を変化させた理想化実験により, それぞれの条件に対する積算雨量等の感度を調べることも有益と思われる。

本研究で示した最も重要な結論の 1 つは, CReSS を用いた本研究の実験設定の範囲において, 広島豪雨に対して積算雨量を精度よく予測するには $\Delta x=2$ km や $\Delta x=1.5$ km では不十分であり $\Delta x=1$ km 以下が必要ということである。この結果は, 気象庁による現業の局地モデルが $\Delta x=2$ km であることを鑑みると, 今後の集中豪雨の予測におけるモデルの水平格子間隔を決定する際に示唆を与えうる。一方, JMA-NHM による 19 日 18 時の初期値を用いた広島豪雨の予測において(初期値・境界値は気象庁局地解析を利用), $\Delta x=2$ km でも積算雨量の最大値と分布を精度良く再現できることが報告されている(加藤, 2015)。したがって, 集中豪雨の高精度な予測に必要な水平解像度に関してはさらなる議論の余地がある。このような議論を行うためには, 他の多くの集中豪雨事例においても本研究と同様の水平解像度依存性に関する結果が得られるのか, 得られたとしたら水平解像度の違いがどのような気象学的な要

因を通じて予測精度に違いを生むのかについて、今後詳細に調べる必要があるだろう。

謝辞

気象庁気象研究所の津口裕茂研究官には草稿を読んでもいただき、有益なコメントを頂きました。また、水・土砂防災研究ユニットの岩波越ユニット長と匿名の方には閲読いただき、貴重なコメントを頂きました。

参考文献

- 1) Bluestein, H. B. and Jain, M. H. (1985): Formation of mesoscale lines of precipitation: Severe squall lines in Oklahoma during the spring. *J. Atmos. Sci.*, **42**, 1711–1732.
- 2) Bryan, G. H., Wyngaard, J. C., and Fritsch, J. M. (2003): Resolution requirements for the simulation of deep moist convection. *Mon. Weather Rev.*, **131**, 2394–2416.
- 3) Bryan, G. H. and Morrison, H. (2012): Sensitivity of a simulated squall line to horizontal resolution and parameterization of microphysics. *Mon. Weather Rev.*, **140**, 202–225.
- 4) Eito, H. and Aonashi, K. (2007): Resolution dependence of hydrometeor structures generated by cloud resolving model, CAS/JSC WGN Res. Activities in Atm. and Oceanic Modelling, WMO/TD-No.1397, 5.7-5.8.
- 5) Koren, B. (1993): A robust upwind discretization method for advection, diffusion and source terms. CWI Technical Report NM-R 9308, 1-22. (<http://oai.cwi.nl/oai/asset/5293/05293D.pdf>, 2015.10.10)
- 6) Miyamoto, Y., Kajikawa, Y., Yoshida, R., Yamaura, T., Yashiro, H., and Tomita, H. (2013): Deep moist atmospheric convection in a subkilometer global simulation. *Geophys. Res. Lett.*, **40**, 4922–4926.
- 7) Morrison, H., Morales, A., and Villanueva-Birriel, C. (2015): Concurrent sensitivities of an idealized deep convective storm to parameterization of microphysics, horizontal grid resolution, and environmental static stability. *Mon. Weather Rev.*, **143**, 2082–2104.
- 8) Piotrowski, Z. P., Smolarkiewicz, P. K., Malinowski, S. P., and Wyszogrodzki, A. A. (2009): On numerical realizability of thermal convection. *J. Comput. Phys.*, **228**, 6268–6290.
- 9) Potvin, C. K. and Flora, M. L. (2015): Sensitivity of idealized supercell simulations to horizontal grid spacing: Implications for Warn-on-Forecast. *Mon. Weather Rev.*, **143**, 2998–3024.
- 10) Saito, K., Ishida, J., Aranami, K., Hara, T., Segawa, T., Narita, M., and Honda, Y. (2007): Nonhydrostatic atmospheric models and operational development at JMA. *J. Meteor. Soc. Japan*, **85B**, 271–304.
- 11) Segami, A., Kurihara, K., Nakamura, H., Ueno, M., Takano I., and Tatsumi, Y. (1989): Operational mesoscale weather prediction with Japan Spectral Model. *J. Meteor. Soc. Japan*, **67**, 907-924.
- 12) Stein, T. H. M., Hogan, R. J., Clark, P. A., Halliwell, C. E., Hanley, K. E., Lean, H. W., Nicol, J. C., and Plant, R. S. (2015): The DYMECS Project: A statistical approach for the evaluation of convective storms in high-resolution NWP models. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **96**, 939–951.
- 13) Takemi, T. and Rotunno, R. (2003): The effects of subgrid model mixing and numerical filtering in simulations of mesoscale cloud systems. *Mon. Weather Rev.*, **131**, 2085–2101.
- 14) Tsuboki, K. and Sakakibara, A. (2002): Large-scale parallel computing of cloud resolving storm simulator. *High Performance Computing*, H. P. Zima *et al.*, Eds., Springer, 243–259.
- 15) Tsuboki, K. and Sakakibara, A. (2007): Numerical prediction of high-impact weather systems. The text book for Seventeenth IHP training course in 2007. HyARC, Nagoya University, Japan, and UNESCO, 281pp.
- 16) Verrelle, A., Ricard, D., and Lac, C. (2015): Sensitivity of high-resolution idealized simulations of thunderstorms to horizontal resolution and turbulence parametrization. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **141**, 433–448.
- 17) Weisman, M. L., Skamarock, W. C., and Klemp, J. B. (1997): The resolution dependence of explicitly modeled convective systems. *Mon. Weather Rev.*, **125**, 527–548.

- 18) 大泉 伝・黒田 徹・斉藤和雄 (2015) : スーパーコンピュータ「京」と NHM を用いた 2014 年 8 月の広島の豪雨の高解像度実験. 日本気象学会春季大会講演予稿集, **107**, 421.
- 19) 加藤輝之・津口裕茂 (2015) : 平成 26 年 8 月 20 日広島での大雨の発生要因. 日本気象学会春季大会講演予稿集, **107**, 450.
- 20) 加藤輝之 (2015) : 平成 26 年 8 月 20 日広島での大雨をもたらした線状降水帯の停滞要因. 日本気象学会秋季大会講演予稿集, **108**, 285.
- 21) 気象庁気象研究所 (2014) : 平成 26 年 8 月 20 日の広島市での大雨の発生要因～線状降水帯の停滞と豊後水道での水蒸気の蓄積～. 気象庁気象研究所報道発表資料, 6pp. (http://www.mri-jma.go.jp/Topics/H26/260909/Press_140820hiroshima_heavyrainfall.pdf, 2015.10.10)
- 22) 気象庁予報部 (2014a) : 次世代非静力学モデル asuca. 数値予報課報告・別冊, **60**, 151pp.
- 23) 気象庁予報部 (2014b) : 付録 C 数値予報研修テキストで用いた表記と統計的検証に用いる代表的な指標. 平成 26 年度数値予報研修テキスト, **47**, 168–172.
- 24) 清水慎吾・加藤 敦・前坂 剛・木枝香織・岩波越 (2010) : 雲解像数値モデルによる降雨量予測実験 -2004 年 10 月 9 日の台風 22 号の事例解析-. 防災科学技術研究所研究報告, **78**, 1–14.
- 25) 消防庁応急対策室 (2015) : 8 月 19 日からの大雨等による広島県における被害状況及び消防の活動等について. 第 **45** 報, 4pp. (<http://www.fdma.go.jp/bn/%E3%80%90%E5%BA%83%E5%B3%B6%E7%9C%8C%E3%80%91%E5%A4%A7%E9%9B%A8%E3%81%AB%E3%82%88%E3%82%8B%E8%A2%AB%E5%AE%B3%E7%8A%B6%E6%B3%81%E7%AD%89%E3%81%AB%E3%81%A4%E3%81%84%E3%81%A6%EF%BC%88%E7%AC%AC45%E5%A0%B1%EF%BC%89.pdf>, 2015.10.10)
- 26) 竹見哲也 (2011) : 境界層・雲微物理過程のモデル化に対する局地豪雨の感度実験. 京都大学防災研究所年報, **54B**, 293-301.
- 27) 津口裕茂・下瀬健一・加藤亮平・栃本英伍・横田 祥・中野満寿男・林 修吾・大泉 伝・伊藤純至・大元和秀・山浦 剛・吉田龍二・鶴沼 昂 (2016) : 「2014 年広島豪雨に関する予測検討会」の報告, 天気, 印刷中.
- 28) 坪木和久・榊原 篤 (2006) : 雲解像モデルを用いた台風に伴う局地豪雨の量的予測実験 -2004 年 10 月 20 日の台風 0423 号に伴う近畿地方北部の豪雨を例として-. 自然災害科学, **25-3**, 351-373.
- 29) 廣田渚郎・高薮 縁・加藤雅也・荒金 匠 (2015) : 平成 26 年 8 月広島豪雨に対する AR と上層渦の役割. 日本気象学会春季大会講演予稿集, **107**, 451.
- 30) 吉崎正憲・加藤輝之 (2007) : 豪雨・豪雪の気象学. 朝倉書店, 187pp.
(2015 年 11 月 2 日原稿受付,
2015 年 12 月 18 日改稿受付,
2015 年 12 月 21 日原稿受理)

要 旨

2014 年 8 月 20 日に広島県で土砂災害をもたらした集中豪雨について、雲解像数値モデル CReSS を用いて予測実験を行い、水平解像度及び数値粘性に対する積算雨量の感度を調べた。強い降水が開始した時刻の約 4.5 時間前の初期値を用い、水平格子間隔 Δx を 5, 2, 1.5, 1, 0.75, 0.5 km と変化させた結果、最大積算雨量と積算雨量分布を精度よく予測するには 1 km 以下の Δx が必要であり、 $\Delta x=0.5$ km がもっとも優れた予測精度を示した。定量的には、観測された最大積算雨量に対する予測された最大積算雨量の割合 R は、 $\Delta x=1.5$ km で 43.4 %、 $\Delta x=1$ km で 85.4%、 $\Delta x=0.75$ km で 105.9 %、 $\Delta x=0.5$ km で 105.0 % であった。また、水平方向の数値粘性係数を CReSS 使用者の間で典型的に用いられる値の 0.25, 0.5, 1, 2 倍と変化させた実験を、強い降水が開始した時刻の約 4.5 時間前の初期値を用い $\Delta x=0.5$ km で行った。予測された積算雨量分布に大きな違いは見られなかったものの、 $R=101.7 \sim 135.2$ % であり、数値粘性の変更に伴い最大積算雨量に関して 33.5 % の予測の不確実性を持っていたことがわかった。

キーワード： 予測可能性, 集中豪雨, 雲解像数値モデル, 水平解像度, 数値粘性