

WRF モデルを用いた高解像度気象シミュレーションシステムの構築：豪雨の事例解析

辰己賢一・竹見哲也・石川裕彦

要 旨

気象場・海面温度・標高データに高解像度のデータを使用するためのプリプロセッサの整備を行った。降雨分布・風速分布に対する地形の影響の解明を目的として、異なる分解能の標高データを用いた次世代メソ気象モデル WRF による数値シミュレーションを行った。その結果、WRF が比較的高い精度で降雨分布やその他気象場をシミュレート可能であることを示し、地形データの解像度と風速や降雨分布・降雨強度との間で強い相関があることを確認することができた。

キーワード：WRF モデル, DEM, 地形標高, 豪雨

1. はじめに

台風や梅雨前線に伴う豪雨の定量的な予測は、災害による社会的・人的被害を軽減するには不可欠である。本研究では、2004 年 7 月 12 日～13 日にかけて新潟県および福島県で発生した局地的強雨に注目し、米国国立大気研究センター（The National Center for Atmospheric Research, 以下 NCAR と記す）を中心に開発が進められているメソ気象モデル WRF（Weather Research and Forecasting）を用いて、高解像度シミュレーションとその量的予測の可能性を調べた。

メソスケールの降水現象を気象モデルでシミュレーションするには、計算量が膨大になる。よって、高速の演算装置と大規模なかつ高速のランダムアクセスメモリーが必要である。今回、数値計算には京都大学防災研究所共同利用電子計算機システム（日本コンピュータシステムズ社製、CPU:インテル Itanium2 プロセッサ 1.6GHz 駆動 × 4、メモリ 16GB 共有型メモリ）を用いた。並列計算には MPI（Message Passing Interface）の仕様に準じたフリーの実装ライブラリである MPICH1 を用いた。

高解像度の気象シミュレーションを行うためには、十分な高解像度を持つ初期値、境界値データを取り込む必要がある。特に、複雑地形での量的予測には高分解能の標高データを利用し

なければならない。本研究の目的は、最高水平解像度 300m の超高解像度計算を行う手法を確立し、高分解能データセットを使って空間解像度を上げた計算を行うことにより、豪雨が高精度で予測されるのか調べることである。

2. メソ気象モデルとシミュレーション環境の構築

2.1 メソ気象モデルの概要

メソ気象モデル WRF は、NCAR と The Pennsylvania State University（PSU、ペンシルバニア州立大学）で開発されてきた非静力学モデル「MM5」の次世代モデルと言われており、NCAR が中心となって現業・研究両用のメソモデルとして開発プロジェクト作業が行われている。日射量・大気放射量を計算する放射モデル、乱流混合層を表現する乱流モデル、水蒸気・雲水・雨水・雪・雹などを考慮した雲物理モデル、地表面温度・土壌温度・土中水分量・積雪量・地表面フラックスを算出する地表面モデルなどの物理モデルが導入されている。また最新の物理モデルやデータ同化システムが利用でき、局地的豪雨や突風などの予測および再現には適したモデルと言える。また、大規模並列計算機で効率よく計算が行われるようにソースコードが設計されており、ユーザーは比較的容易に並列計算を行うことが可能である。

2.2 気象データの処理

WRFによるシミュレーションのための初期値・境界値に用いる気象場には、気象庁メソ客観解析データ(JMA-MANAL (Meso Analysis), 以下MANALと記す)を用いた。MANALは日本域における地上観測および高層観測などの観測データや衛星データなどから3次元的に規則正しく分布する格子点上の気象要素の値を求めて収録されているGRIB(Gridded Binary)形式のデータである。解析時刻は00, 06, 12, 18UTCの1日4回であり、格子系はランベルトで、空間分解能は10km(水平格子数 361×289)である。収録されている気象要素は海面更正気圧・東西風・南北風・気温・相対湿度であり、等圧面要素として高度・東西風・南北風(以上、鉛直20層)・相対湿度(鉛直11層)である。MANALの相対湿度については300hPa高度面より上空のデータが存在せず、また地表面物理量のデータもないため、この不足分のデータを補うために米国環境予測センター(National Centers Environmental Prediction, 以下NCEPと記す)の全球客観解析データ(NCEP Final Analysis)を用いた。また、海面水温データには、地域遅延モードデータベース(Regional Delayed Mode Data Base: RRMDB)で管理されており、アスキーデータ形式で提供されているMGDSST(Merged satellite and in situ data Global Daily Sea Surface Temperatures)の水平分解能0.25度のデータを利用した。

2.3 標高データの処理

水平格子1km未満の高解像度気象シミュレーション計算により局所的な気象場を精度よく再現するためには、下端境界条件としての複雑地形を精度よく反映させる必要がある。しかしながら、気象シミュレーションでは時には、粗い格子標高値データを等間隔格子ごとに当てはめて、それによる空間補間で平滑化された地形を表現していることがある。この場合には、山の頂や尾根・谷線が格子上に再現される精度は十分とは言えず、補間された結果が実際の地形を忠実に再現できていないと言いがたい。

本研究では、地形データセットにUSGS(United States Geological Survey)の緯度・経度30秒間隔の全地球数値標高モデルデータ(以下、GTOPO30と記す)と、より高分解能のデータである国土地理院(Geographical Survey Institute, 以下GSIと記す)発行の数値地図50mメッシュ標高デ

ータ(以下、GSI50と記す)を用いた。GSI50は、2万5千分の1地形図の等高線から計測・計算して求めた数値標高モデルで、標高点の間隔は南北方向で1.5秒、東西方向で2.25秒、実距離で約50mである。

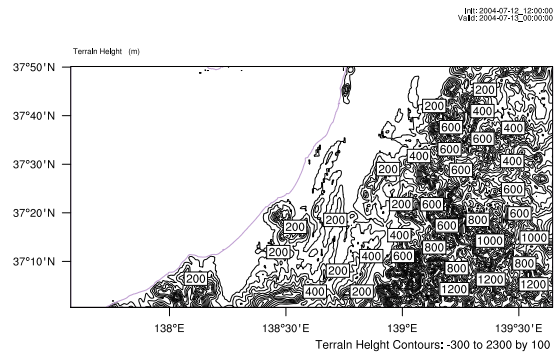


Fig. 1 Terrain Height by USGS 30

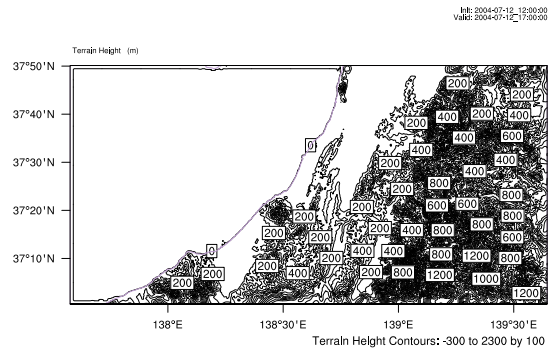


Fig. 2 Terrain Height by GSI50

本研究では、GSI50をWPS(WRF Pre-Processing System, WRFの前処理プログラム)で処理可能なデータ形式へと変換するプログラムを作成し、データ変換を行った。次にWPSを用いた内挿計算(最近隣法)により地形データおよび気象データのWRFの計算格子点(水平格子間隔0.3km)への割り当てを行い、初期値・境界値データ作成のためのデータの整備を行った。Fig. 1にGTOPO30により作成されたモデル内での地形標高分布、Fig. 2にGSI50により作成されたモデル内での地形標高分布を示す。両図の比較から明らかなように、GSI50で作成した地形データは、GTOPO30と比較しデータ量が多く、現実に近い状態で地形がより忠実に再現されていることがわかる。

GSI50データを利用した場合、WRFのプレインストールデータとしてサポートされて

いる USGS の土地利用・植生分布 ($1^{\circ} \times 1^{\circ}$ スケール) データとの不整合が生じる。このため、GSI50 で標高が 0m より大きく陸地フラグが水の場合はフラグを陸に変更し、土地利用情報は Grassland (Land Use Category 7) に変更した。また、標高が 0m 以下で、陸地フラグが陸の場合は水に変更し、土地利用情報は Water Bodies (Land Use Category 16) に変更する処理を施し、GSI50 データにあわせた土地利用・植生分布データを作成した。

3. WRF モデルによる実験設定

3.1 豪雨の概況

解析対象事例では、2004 年 7 月 12 日夜から 13 日早朝にかけて、日本海から東北部にのびる梅雨前線が停滞し、北陸沿岸で発達した雨雲が次々に流れ込み、新潟県中越地方や福島県会津地方を中心に激しい豪雨が発生した。特に中越地方では、数時間にわたって時間雨量 50 ミリを越す激しい雨が降り続き、降り始めからの総雨量は新潟県栃尾市で 431 ミリ、笠堀ダムで 473 ミリを記録した。

Fig. 3 に 2004 年 7 月 13 日 08 時におけるレーダー・アメダス解析雨量図を示す。複雑地形を有する場所での局地的豪雨がどの程度量的・場所的に精度良くシミュレーションできるかを調べるため、地形データセット以外の物理過程オプションや積分時間間隔、水平格子間隔、鉛直層数、気象場などをすべて統一し、地形の高解像度化が降雨・風速などの計算結果に与える影響の考察を行った。

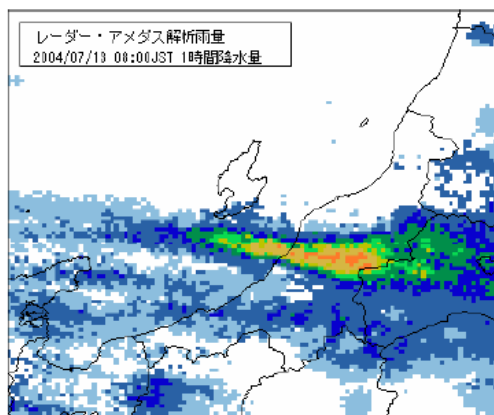


Fig. 3 Hourly-accumulated rainfall (mm) by Rader-Amedas Analysis

3.2 計算領域と対象期間

本研究で使用した計算領域を Fig. 4 に示す。図に示すように、第 1 領域 (最外側の領域) は本州と日本海を含む格子点数 221 (東西方向) $\times$ 181 (南北方向) で水平格子間隔は 8.1km, 第 2 領域 (第 1 領域の内側) は梅雨前線と北陸地方沿岸および内陸を含む格子点数 241 (東西) $\times$ 103 (南北) で水平格子間隔は 2.7km, 第 3 領域 (第 2 領域の内側) は能登半島近海と中越地方を含む格子点数 472 (東西方向) $\times$ 211 (南北方向) で水平格子間隔は 0.9km, 第 4 領域 (第 3 領域の内側) はピーク雨量が計測された地域を含む格子点数 601 (東西方向) $\times$ 301 (南北方向) で水平格子間隔は 0.3km である。この第 4 領域にのみ GSI50 を適用し、それより外側の領域では USGS の粗い地形データを用いた。今後、粗い領域から順に Domain1, Domain2, Domain3, Domain4 と呼ぶ。いずれの領域も鉛直層数レベルは地表から 50hPa 面までの 28 層とした。また各レベル面は、下層では密に上層では粗に設定した。

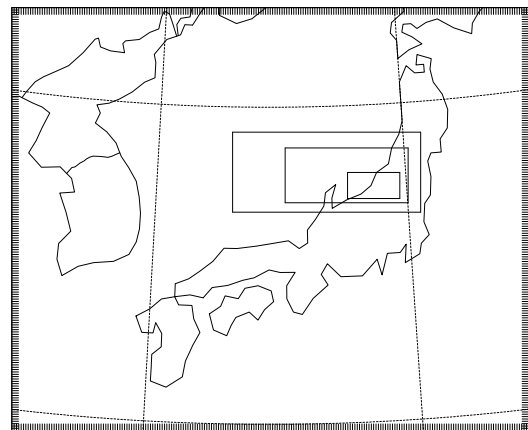


Fig. 4 Computational domains

解析対象期間は、Domain1, Domain2 で日本標準時 (以降、本研究では日本標準時を用いる) 2004 年 7 月 12 日 15 時から豪雨後の 2004 年 7 月 13 日 15 時までの 24 時間積分を行い、Domain3, Domain4 では、2004 年 7 月 12 日 21 時から豪雨後の 2004 年 7 月 13 日 15 時までの 18 時間積分を行った。Domain1, Domain2 で計算開始時刻を早めた理由として、計算ではスムーズに気象状態が時間的に進行するまでに時間がかかる (スピンアップ問題) ことがある。そのため Domain3, Domain4 よりも計算開始時間を早め、この影響を除去しようと考えたものである。

Table 1 Model options for physical process in the simulation

雲微物理スキーム	WSM5 (WRF-Single-Moment-MicroPhysics class 5)
積雲パラメタリゼーション	New Kain-Fritsch (Domain1), None(Domain2, 3, 4)
境界層乱流	Mellor-Yamada-Janjic scheme
地表面スキーム	Thermal diffusion scheme
大気放射スキーム	RRTM scheme(longwave), Dudhia scheme(shortwave)

3.3 モデルオプション

WRF では数多くの物理過程オプションが用意されており、ユーザーは個々の目的に応じて適切な物理過程オプションを選択しなければならない。本研究で使った雲微物理・地表面過程・大気放射・大気境界層に対する物理過程オプションを Table 1 に示す。前節で示した Domain1 では、雲物理を用いて積雲を陽に表現できない格子スケールであるため、積雲パラメタリゼーションを併用した。3次元変分法による同化システム (WRF Variational Data Assimilation System, WRF 3-D Var) や4次元データ同化手法の1つであるナッジングは用いていない。また、ネスティングは双方向であり、すなわち親領域で先に計算した結果を子領域の値として与え、時間ステップで領域間で計算結果を受け渡す手法を用いた。各領域の時間ステップは、Domain1 が 45 秒、Domain2 が 15 秒、Domain3 が 5 秒、Domain4 が 0.56 秒と設定した。Domain1, Domain2, Domain3 では、時間ステップ比を 3 に設定しているのに対し、格子 Domain4 での時間ステップを変えた (時間ステップ比 9) 理由として、GSI50 を使った計算では、地形の傾斜・起伏がより精度よく再現され、このため計算不安定性が高まったためである。積分時間間隔をより小さくすることにより、不安定性を回避することが可能となった。

4. シミュレーション結果

4.1 降雨分布の再現精度

総観場での気象擾乱の再現性を見るため、Fig. 5, Fig. 6 に Domain1 における 2004 年 7 月 13 日午前 5 時～8 時の 3 時間平均地上水平風速と積算降雨量の分布をそれぞれ示す。本来ならば、モデルの再現性を詳細に検証するには、相当温位、過湿度など高層気象場の様々なパラメータについて検討しなければならないが、今回は地形データの違いによる降雨分布・降雨強度、風向・風速に与える影響について調べることを主たる目的としているため、これらにつ

いてのパラメータについては精度検証に用いなかった。

Fig. 5 より、朝鮮半島東部沿岸から北陸地方沿岸部にかけて、風速の水平シアーが顕著な部分が線状に伸びていて、それより南では太平洋高気圧の縁辺を周り込んで流入している南西～西風が卓越し、北では北東～東風が卓越していることがわかる。この風の収束域が梅雨前線に対応していて、前線帯へ向かって暖湿気流が流入し、対流不安定層が形成されていることから、気流の収束構造がよく再現されていることがわかる。

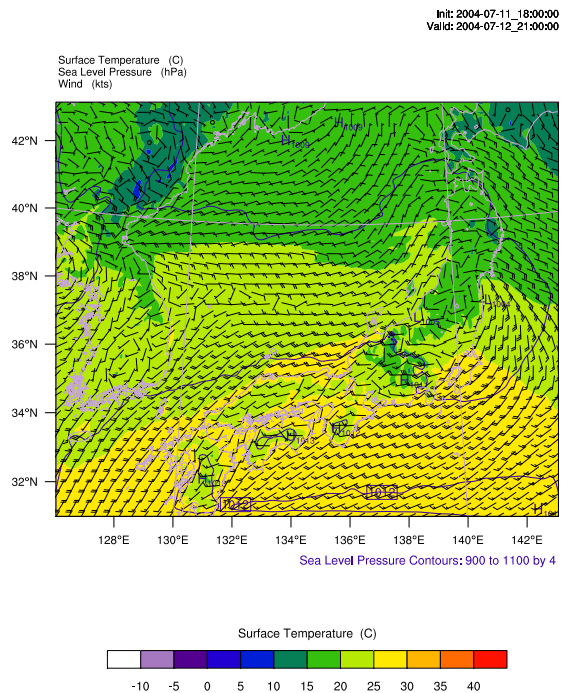


Fig. 5 Mean surface wind speed (m/s) in Domain1 averaged during 0500JST to 0800JST 13 July 2004

Fig. 6 より、風向シアーつまり梅雨前線帯に沿って降水帯が見られ、特に日本域においては、能登半島東部から中越地方にかけて 3 時間で 100mm を超える激しい降雨帯がシミュレート

されている。この降水帯の発現域は、AMeDAS観測値やFig. 3に示すレーダーアメダス解析雨量図などと比較すると、やや南側に位置しているものの、領域全体の傾向として見ると、豪雨をもたらした降水システムがモデルで精度よく再現されていることがわかる。

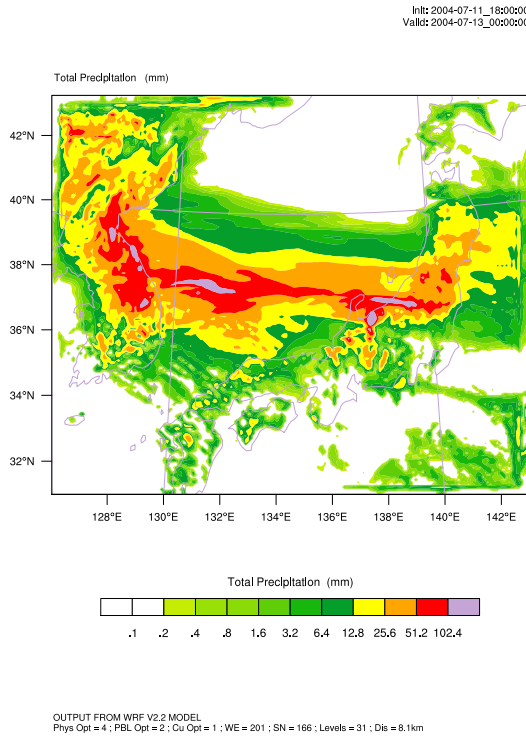


Fig. 6 The same as Fig. 5, except for mean rainfall (mm)

次に、モデルに用いた地形データセットの違いが降水域および降水量がどの影響し、またどの程度観測値と対応しているのかを調べた。Fig. 7にDomain4におけるGTOPO30, GSI50両ケースの3時間積算降雨量(2004年7月13日5時~8時)分布を、Fig. 8にDomain4におけるGTOPO30, GSI50両ケースの24時間積算降雨量(2004年7月12日15時~13日15時)分布を示す。Fig. 9に4観測点(三条、栃尾、笠堀ダム、大谷ダム)のAMeDASおよび雨量計の観測値とシミュレーション結果を比較したグラフを示す。この4地点との比較を行った目的は、三条、栃尾は比較的平野部の地点に位置しており、笠堀ダム、大谷ダムは、越後山脈の麓に位置しているためである。実地形がより精度よく再現されているデータをモデルに利用した時、前線性の降雨に加え、地形性の降雨が生じ、それによって山岳部における降雨のピーク値にどのような違いが生じるかを調べるためである。

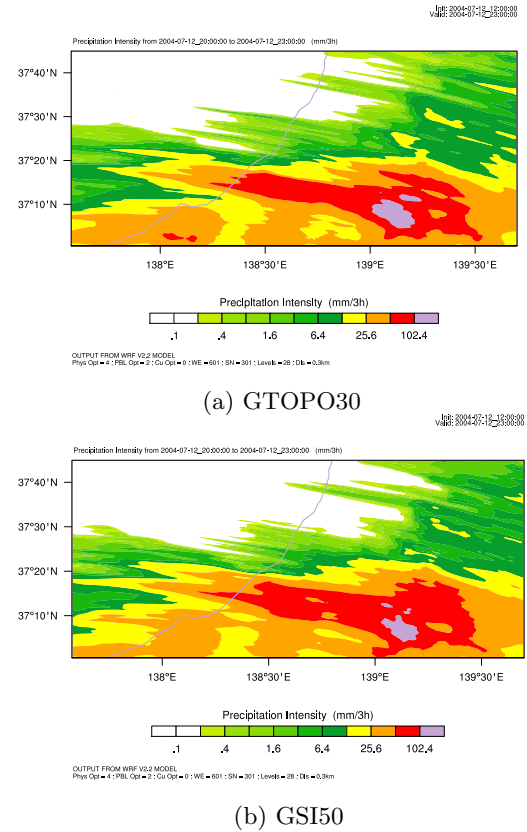


Fig. 7 Simulation results of 3-hourly accumulated rainfall (mm) in Domain4

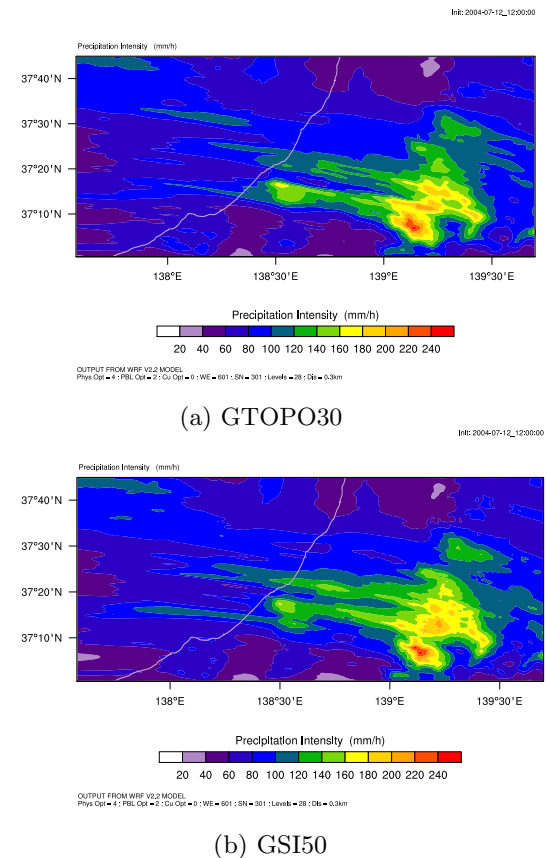


Fig. 8 Simulation results of daily-accumulated rainfall (mm) in Domain4

Fig. 7を見ると梅雨前線に伴って発達した降水バンドが両図で再現されていることがわかる。GTOPO30を使った結果では全体的に滑らかな分布を示しているのに比べ、GSI50を使った結果では、全体的にでこぼこした細かなスケールで降雨分布が再現されていることがわかる。また、GTOPO30に比べGSI50では、北緯37度20分以南、東経139度15分以東において積算降雨量50mm以上の領域が大きいことがわかる。この領域は標高1000mを越える位置にあることから、より実地形を近く再現しているGSI50のほうが、地形性上昇による対流活動の強化とそれに伴う地形性降雨が再現されていると考えられる。しかしながら、降水系全体として雨域の位置や降雨強度には大きな差は出なかった。

Fig. 8に示す24時間積算雨量においても、3時間積算雨量図と同様、GSI50を使った計算結果の方が細かく降雨分布がシミュレートされており、GTOPO30に比べGSI50では、より東側の領域まで多くの雨がもたらされていることがわかる。

Fig. 9に示す各地点ごとの雨量を見てみると、今回の計算結果では、GTOPO30とGSI50のいずれを使った場合でも、降水の始まり、終了、量的評価などについて、いずれの地点でも観測値との良い対応は見られなかった。これは、モデル計算で求められた降水バンドの位置が観測値と比較して、約100kmほど南側に再現してしまったためであると考えられる。このことは、初期値・境界値に用いるデータの精度や初期値・境界値の作成方法が計算結果に大きな影響を与えることを示唆している。

新潟県が設置した笠堀ダムの雨量計で計測された2004年7月13日0時~9時までの9時間積算雨量値は248mmであった。この値とシミュレーション結果で得られた雨量のピーク値を比較してみる。計算結果で9時間積算雨量が最も大きかった地点(笠堀ダムから緯度方向へ0.3度下げた地点)で見ると、GTOPO30で239.78mm、GSI50で243.62mmとなっており、積算雨量値の再現精度は高いと言える。このことから豪雨の場所については、その発現域の良好な一致を見ることはできなかったが、積算雨量のピーク値は良好な結果が得られたと考えられる。

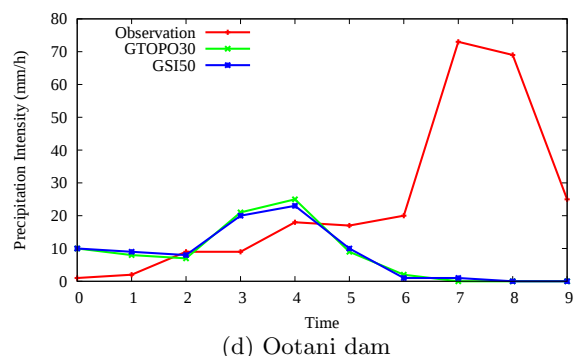
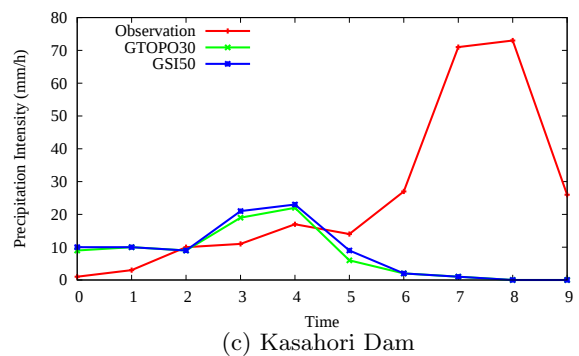
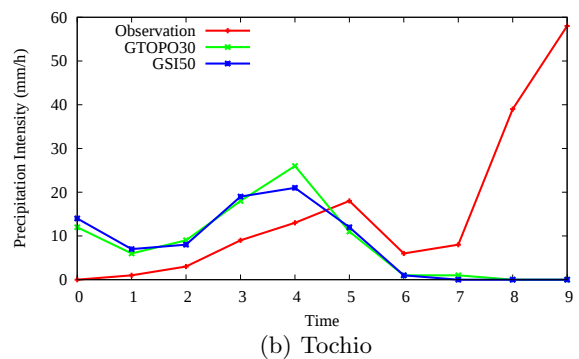
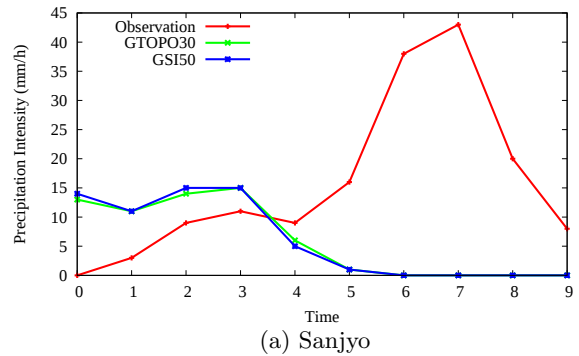


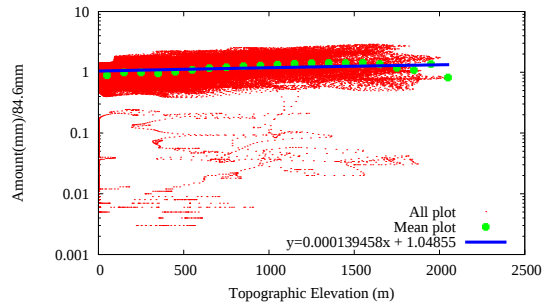
Fig. 9 Rainfall amount (mm) during 0000JST to 0900JST 13 July 2004 on the basis of simulation and observation

4.2 標高依存直線による解析

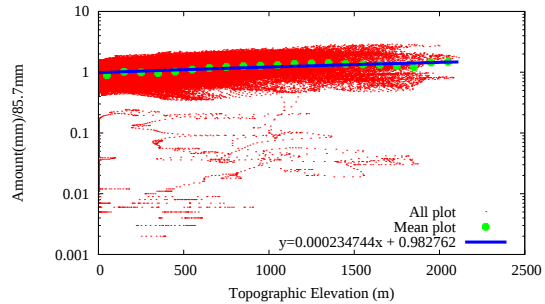
降雨分布の標高依存曲線を見ることにより、地形データの解像度が降雨に及ぼす影響について調べる。Fig. 10 に対象領域内の24時間積算降雨量(2004年7月12日15時~13日15時)の分布を求め、地形の標高と積分降雨量の関係をプロットしたものを示す。ただし、縦軸は対数軸とし、地点降雨量を領域内平均降雨量で正規化している。ここで、地形標高を100m間隔で層別化し、各標高区分内における積分降雨量の空間平均値をプロットする(緑プロット)と明確な直線関係(図の青線)が成立する。この直線関係を鈴木ら(2003)は「降雨分布の標高依存直線(Dependence Line on Topographic Elevation; DLTE)」と呼んでいる。

本研究において、降雨分布の標高依存性を定量的に評価するため、指標として標高依存直線を導入した。Fig. 10において、GSI50を用いた結果では、標高依存直線の相関係数がGTOPO30を用いた結果に比べて大きく、すなわち降雨分布の標高依存性が相対的に高くなっている。このことは、より高分解能の標高データを用いた方が、降雨に与える地形の影響が大きいこと示している。しかし、本事例だけではデータ数が少なく、推測の域を脱していないことから、今後いくつかの事例を取り上げ、降雨分布の標高依存性を詳しく検証する予定である。また、GTOPO30による標高依存直線では、標高が1800mを超えたあたりから、空間平均値のプロットの傾きが負に転じていることが見て取れる。これは、GTOPO30を使った計算では、標高値が平滑化の影響を受け、その結果1800m以上の格子点が少なくなるため、降雨変動が収束していない可能性が考えられる。

次に、標高層別地点数を表したグラフをFig. 11に示す。図より、GSI50に比べ、GTOPO30では、特に1800m以上の標高において地点数が大きく減少していることがわかる。これは標高値を計算モデルの格子点に当てはめる際、補間を行って平滑化されたことが原因であると考えられる。領域内の標高が大幅に小さくなった領域では、山岳による地形性降雨に対する地形効果が小さくなっていると考えられる。このことは、地形性降雨を数値的に精度よく再現するためには、実地形に近い地形データを用いて計算を行ったほうが良好な結果が得られる可能性が高いことを示唆している。

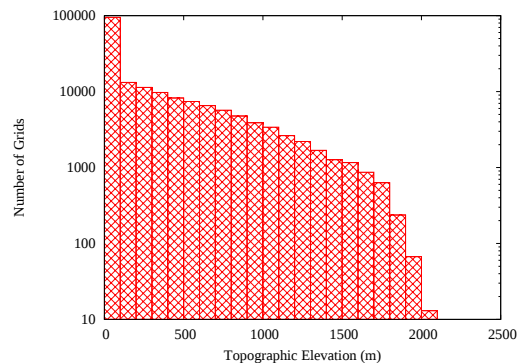


(a) GTOPO30

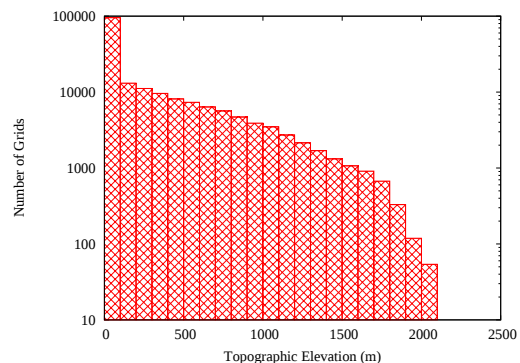


(b) GSI50

Fig. 10 The relation between accumulated rainfall and topographic elevation on the basis of rainfall in Domain4



(a) GTOPO30



(b) GSI50

Fig. 11 Number of grids in each class of elevation, excluding sea grids in Domain4

4.3 風向・風速が降雨に与える影響

一般に、風の吹く方向に山岳があれば、それによって風の流れが妨げられると同時に、地形性の上昇流が生じる。この上昇流が対流活動を活発化させる。つまり、風の水平風速の強さが上昇流の強さに影響を与え、降水現象へと結びつくことが考えられる。本節では、風向・風速が降雨・標高依存直線に与える影響を調べる。Fig. 12 に 2004 年 7 月 13 日 5 時～8 時のモデル最下層における平均水平風速の分布を示す。風速の長い矢羽は 10 ノット、短い矢羽は 5 ノット、太い矢羽は 50 ノットで示されている。図より、両者とも谷筋に沿って風が吹いており、また標高が高い場所では比較的風速が強くなっているが、水平風速と降雨の発現域との明瞭な対応を示すことはできなかった。場所により差異があるものの、全体的に類似しており、地形データセットの違いによる水平風速場に大きな変化は見られなかった。

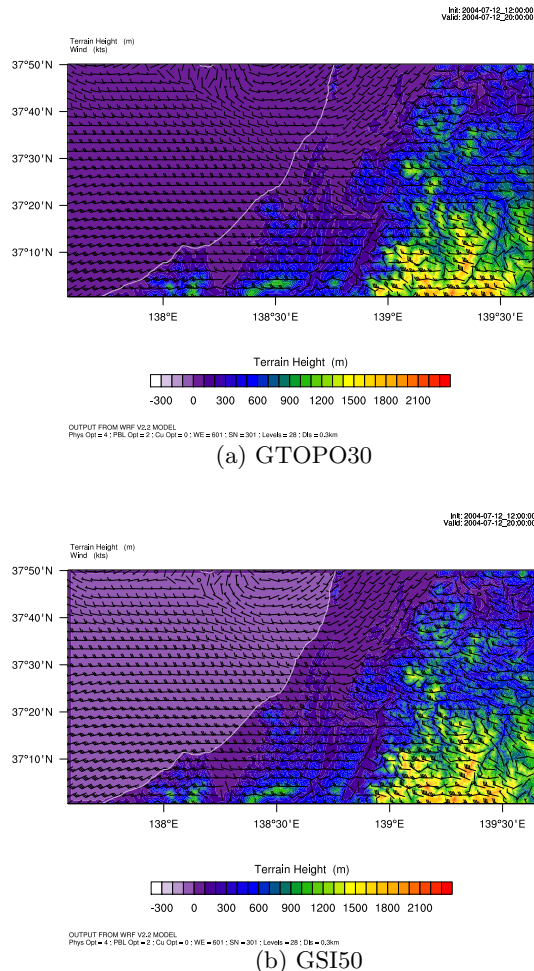


Fig. 12 Mean surface wind speed (m/s) in Domain4 averaged during 0500JST to 0800JST 13 July 2004

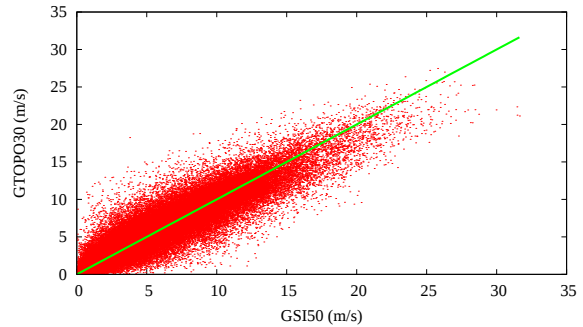


Fig. 13 Comparison of the surface wind speed between GTOPO30 and GSI50

水平風速の差異をより定量的に見ていくため、計算格子点毎の GTOPO30 を使った結果と GSI50 を使った結果の風速値を抽出し、プロットした図を Fig. 13 に示す。図より、低い風速側ではどちらの地形データを使った場合でも風速値に差はほとんどないように見えるが、15m/s を超える部分では GSI50 で計算された風速のほうが GTOPO30 で計算された風速より大きくなっていることがわかる。このことは標高が高い地域において、GTOPO30 と比べて GSI50 のほうが水平風速が大きいのことを示しており、標高依存直線の傾きと水平風速の強さに強い相関があるとした中北ら (2001) の研究結果と一致している。水平風速が強くなれば山岳の影響による地形性上昇気流・地形性降雨が強化されることから、実地形を忠実に再現した地形モデルを用いた数値シミュレーションが豪雨・強風の予測可能性に対して有効であることが確認できた。

Fig. 14 に 2004 年 7 月 13 日 5 時～8 時の 3 時間平均鉛直風速分布を示す。ただし、地形と等圧面が交わらないよう鉛直風速は高度 2200m 上の風速分布である。同図より、梅雨前線帯に沿って、線状の上昇流域が見られることから、気流の収束域が再現されていることわかる。また、地形標高分布との対応を見ると、斜面の風上側で上昇流が卓越し、風下側で下降流が卓越していることが見て取れるが、用いた地形データセットの違いによる上昇気流場に大きな差異は見られなかった。一方、Fig. 7, Fig. 8 に示す多雨域のピーク領域は Fig. 14 に示す強制上昇域の経度にして約 5 分ほど東、つまり斜面の風下側に位置しており、山頂付近で発生した積雲が西風によって風下側に移流したことが示唆される。

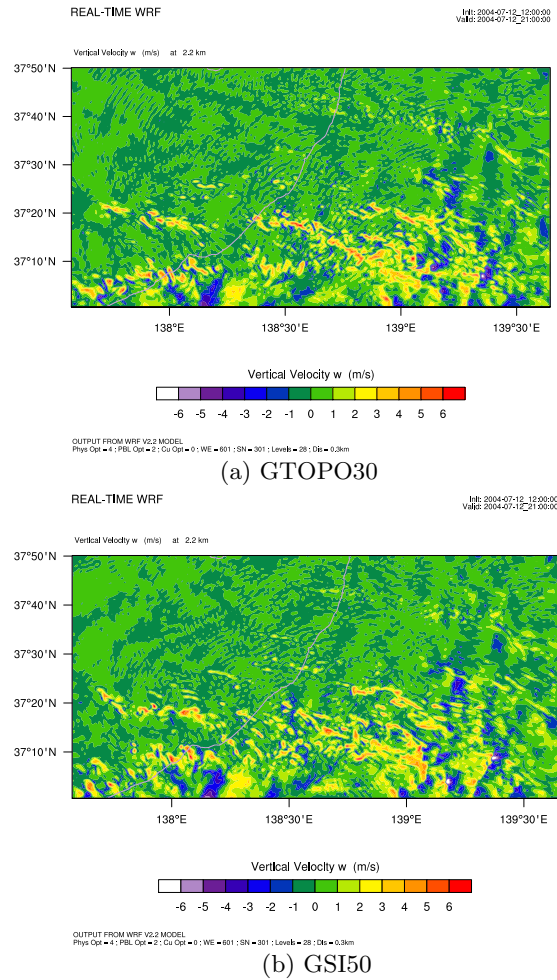


Fig. 14 The same as Fig. 13, except for vertical wind speed.

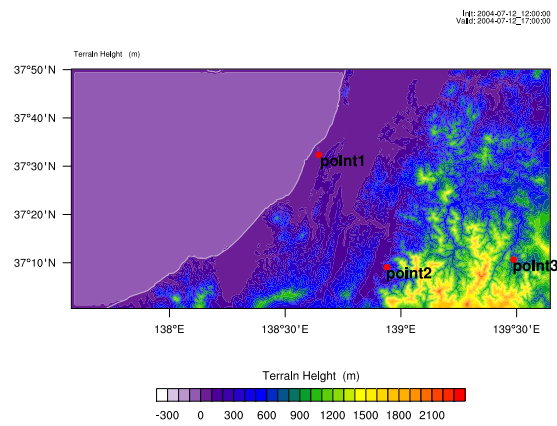


Fig. 15 Selected locations for time series analysis.

Fig. 16にFig. 15に示した3地点における水平風速の時系列を示す。図のpoint1は、海岸線に近い平野部に対応し、point2が斜面の風上側、point3が斜面の風下側に対応する。GTOPO30とGSI50の両者において、水平風速の時間変化は同じような傾向を示していることがわかる。しかしながら、point2では06:10前後にGTOPO30

において風速15mを超える値を示しており、point3では、07:00以降において、GSI50の場合の風速がいずれの時刻においても、GTOPO30より大きな値となっていることがわかる。どちらの場合がより現実の値を精度良く再現しているかを知ることは非常に困難であるが、GSI50のほうがより細かい時間変動で風速の時系列を描いている点を考えると、より高解像度の地形データを使用した方が、降雨現象を忠実に再現できる可能性が高いと言えるであろう。

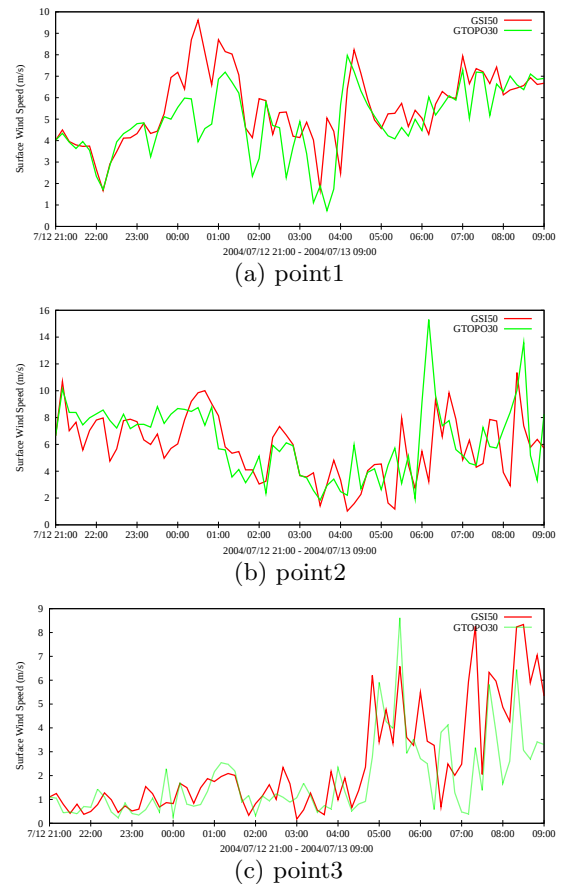


Fig. 16 Surface wind speed in Domain4

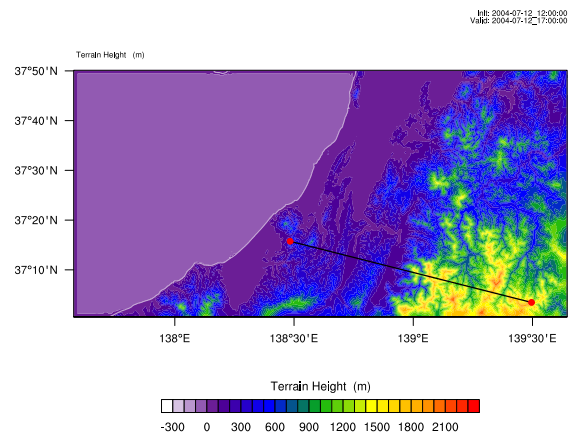


Fig. 17 A line used for vertical cross sections in Fig. 18

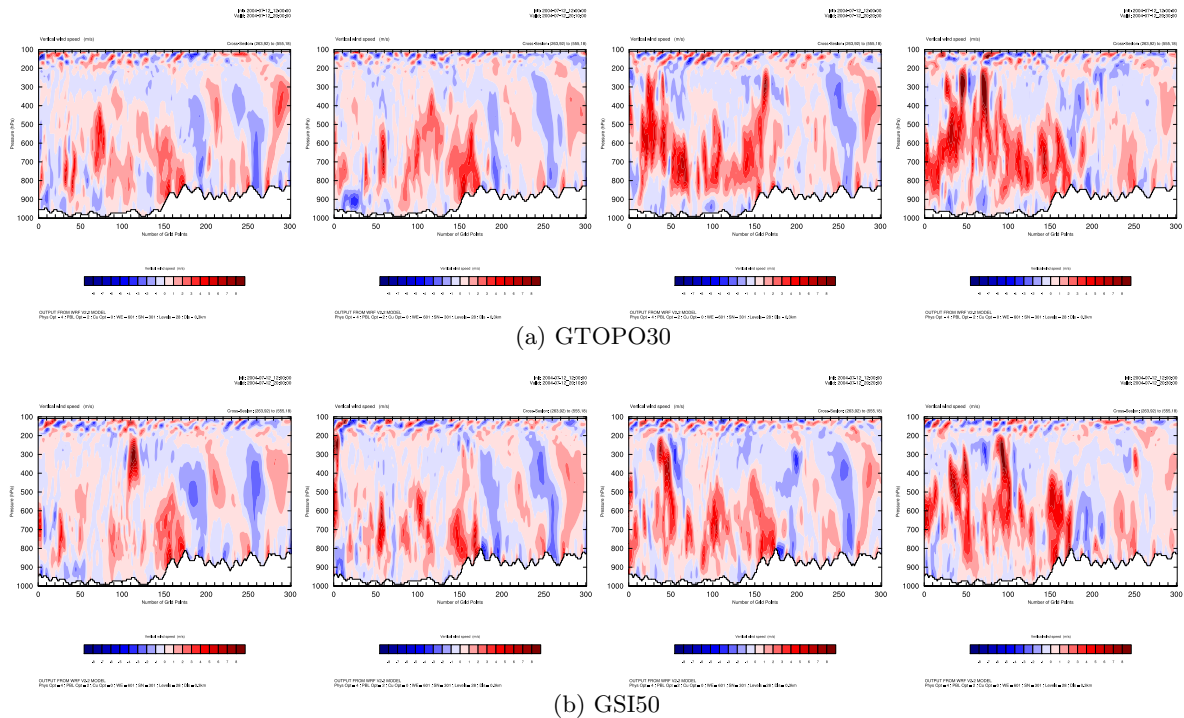


Fig. 18 Vertical cross sections of velocity along the line shown in Fig. 17

一般に斜面の風上側で上昇流が発生し、対流活動が活発化し、積雲が生じ、雨を降らせる。しかしながら、地形や大気の状態により、積雲の発生位置やその規模、対流セルの活動時間が大きく変動し、複雑な構造や振る舞いを示す。地形および風向が上昇流や降雨に与える影響を調べるため Fig. 17 に示すラインに沿った 2004 年 7 月 13 日 8:00 から 8:30 における 10 分間隔の上昇流の鉛直分布を Fig. 18 に示す。図を見ると、GTOPO30 では GSI50 に比べ領域内の地形面の凹凸が減っており、より平滑化されていることがわかる。

Fig. 18 より、GTOPO30、GSI50 とともに総じて、斜面の風上側で上昇流が生じ、風下側で下降流が生じていることがわかる。特に 08:20、08:30 における山岳山頂付近で、より精度よく実地形が再現されている GSI50 における結果の方が上昇流の鉛直速度の値が $2 \sim 3 \text{ m/s}$ 程度大きくなっており、暖湿空気が山地の西斜面で地形性上昇をうけている様子が見て取れる。このことは前線性の収束に伴う上昇流場に加え、地形性の要因で上昇流が強化され、対流不安定が顕在化されやすい気象場が再現されている可能性が高いことを示唆している。しかしながら、上昇流が到達している高度には明瞭な差を確認することはできなかった。また、GSI50 では上昇

流がより強化されているにも関わらず、Fig. 7、Fig. 8 に示す山間部の多雨域において、積算降雨量に差がほとんどなかった原因を明らかにすることはできなかった。しかしながら、計算結果では、GSI50 のほうが、GTOPO30 に比べ、やや東側の領域においても強い降雨が観測されていることから、地形性上昇によって強化された積雲が一般風に流され、東へ移動している可能性が伺える。

Fig. 19 は、2004 年 7 月 13 日 8:40 から 9:10 までの 10 分間隔の降雨域を雨と雪の混合比の和によって表したものである。同図より風上で発生した積雲が後方に流れていき、風下側に降水がもたらされており、山岳が上昇流ならびに積雲の発達・形成に大きな影響を与えていることがわかる。特に 8:50、9:00 の GTOPO30 と GSI50 の両図を比較すると、GSI50 では積雲が一般風によって東側に流されたことにより、GTOPO30 と比べ、斜面の風上・山頂側から風下側へと降雨域が遷移している様子が見て取れる。以上のことから、GSI50 を使った計算では、再現性の高い山岳により地形性の上昇流が強化されて対流性の雲が発達し、それが風下に流されるできる降水帯が明瞭に見て取れる。このことから、山岳が対流活動に強く影響を及ぼし、降雨域の場所に影響を与えることがわかった。

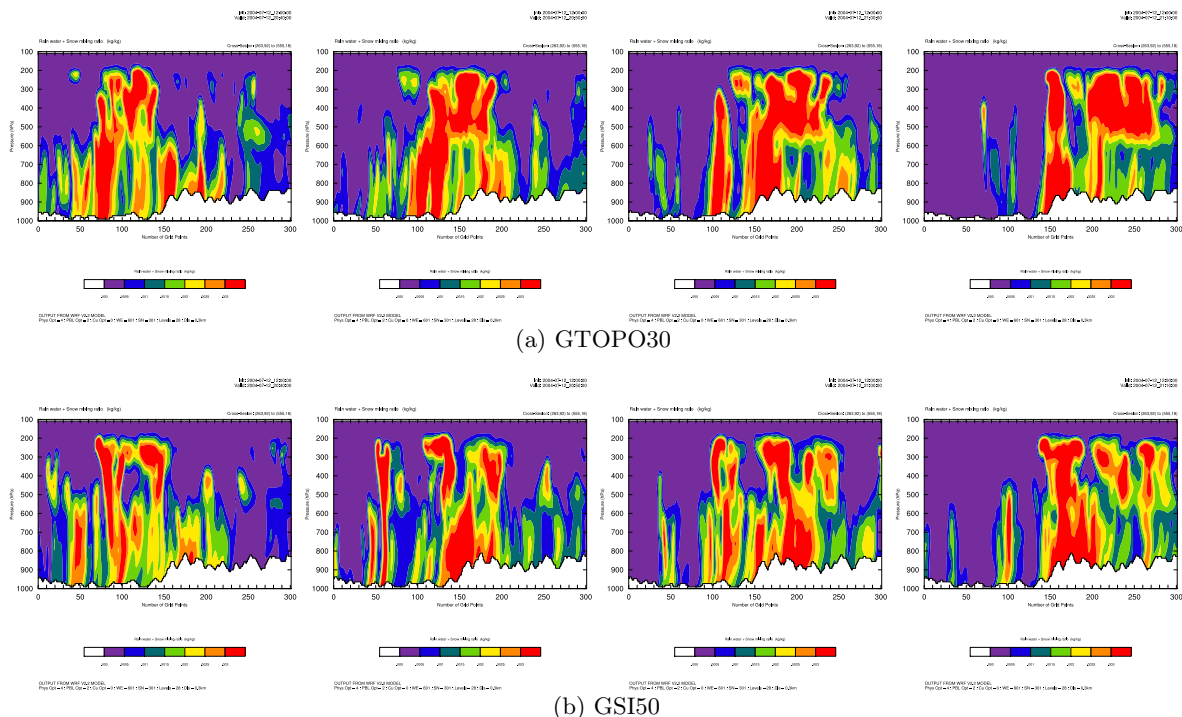


Fig. 19 Vertical cross sections of precipitation mixing ratio (sum of rain water and snow) along the line shown in Fig. 17

4.4 まとめ

以上, 地形データに GTOPO30 と GSI50 を使い, 細密格子 300m での高解像度シミュレーションを行い, 地形が風速・風向・降雨に与える影響について解析を行った。その結果, 本事例において, 標高依存直線が成立することを明らかにし, また, 地形データセットの分解能の違いが, 上昇流・降雨の発現域・降水量に影響を与えることを明らかにすることができた。

5. 結論

本研究では, 2004 年 7 月 13 日の新潟・福島豪雨の事例を取り上げ, WRF モデルを使った高解像度気象シミュレーションシステムの構築を行った。また, 使用する地形データセットの違いが, 計算結果に出る影響を調べ, 以下の成果を得た。

- 1) WRF モデルを計算機に取り込み, 動作確認するとともに, 比較的高い精度で降雨分布が再現されることを確認した。
- 2) 国土地理院数値地図 50m の標高データを WRF に取り込むためのシステムを構築した。
- 3) 実地形に近いデータを WRF モデルに組み込むことにより, 地形性降雨がより強化されることを示した。

本研究において, 地形データセットの高解像度化が降雨分布などの結果に影響を与えることが確認でき, また WRF モデルが高解像度シミュレーションに耐えうる再現精度を持つことが確認された。今後は, データ同化などの手法を導入することによる豪雨の発現域への影響を調べるとともに, 事例数を増やして, 地形データセットの解像度が降雨分布に与える影響をより定量的に評価するためのシステム構築を行っていきたいと考えている。

参考文献

- 鈴木善春・宮田昇平・中北英一・池淵周一 (2003): メソ気象モデルによる数値シミュレーションに基づいた降雨-地形関係の解析, 水工学論文集, 第 47 巻
- 中北英一・鈴木善春・池淵周一 (2001): 標高依存直線に基づいた降雨分布の地形依存特性の解明, 水工学論文集, 第 44 巻
- 沖大幹・虫明功臣・小池俊雄 (1990): 地形と風向による豪雨時の降雨分布の推定, 土木学会論文集, No.417/-13, pp.199-207
- 鈴木善晴・宮田昇平・中北英一・池淵周一 (2002): メソ気象モデルを用いた降雨場の時間積分過程の解析, 防災研究所年報

**A High-Resolution Weather Simulation System Based on the WRF Model:
A Case Study for a Heavy Rainfall**

Kenichi TATSUMI, Tetsuya TAKEMI and Hirohiko ISHIKAWA

Synopsis

We equipped pre-processor for use a meteorological field and sea surface temperature and high-resolution terrain data. For the purpose of solving the influence of terrain for rainfall and wind speed distribution, We calculated by using the WRF model incorporating 50-m mesh elevation data. As a result, We found that WRF model has high precision about simulating the rainfall distribution and other meteorological field. It was also found that there are strong correlation between terrain data resolution and rainfall distribution, rainfall intensity.

Keywords: WRF model, DEM, terrain, heavy rain