

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

竹見哲也

要 旨

領域気象モデルWRFを用いて水平解像度500 mで局地豪雨の再現実験を行った。特に、局地豪雨の再現に重要な物理過程である境界層乱流および雲微物理過程のモデル化(パラメタリゼーション)に対する感度に注目して再現性を検討した。対象とした事例は、2009年8月に佐用町で生じた局地豪雨である。本事例は、台風9号に発達した熱帯低気圧の接近に伴って発生したものである。ある特定の組み合わせのパラメタリゼーションを選択することで、佐用町付近に降水が集中化する様子を気象モデルで再現することに成功した。ただし、パラメタリゼーションの選択によって降水の局地性の表現は大きく異なり、局地豪雨の再現においてはパラメタリゼーション依存性が極めて大きいことを示している。このことは、決定論的な降水予測の困難さを示唆するものである。また、気象モデル計算の初期値・境界値に用いたメソスケールの客観解析値の妥当性についても検討した。

キーワード: 局地豪雨, 佐用町豪雨, 熱帯低気圧, 台風, WRFモデル

1. はじめに

局地的な短時間強雨は、梅雨期や台風期を含む暖候期に集中して発生する。局地的な強雨の発生には、低気圧・前線・台風といった大規模場による力学的な強制や鉛直成層の不安定化が主要な原因となる。局地豪雨の発生の予測について考えるとき、力学的な強制の影響と成層の不安定化の影響との両者が関与しており、両者の影響を比較すると、成層の不安定化が顕著な原因となって発生する場合のほうが予測はより困難であると言える。成層の不安定性の空間スケールと強雨をもたらす積乱雲の空間スケールとを比較すると積乱雲のスケールがずっと小さく、このような状況では不安定な状況にある地域ではいっどこでも積乱雲が発生する可能性が高く、積乱雲の発生自体がランダムに起こるためである。

例えば、2008年7月に兵庫県南部で発生した都賀川増水事故をもたらした局地豪雨、2009年8月に兵庫県佐用町での洪水災害を引き起こした局地豪雨の事例では、日本の南海上に台風(熱帯低気圧)が位置しており、対象地域には南からの暖湿流が流入して不安定な大気場が形成されていた。災害の防止・軽減という立場からはこれら局地豪雨の発生の予測精度を向上することが極めて重要であるが、しかしこのような現象の予測は極めて難しいのが実情である。

ここで挙げた二つの事例においては、それぞれ神戸市や佐用町以外の場所でも同時多発的に局地豪雨が発生していたことから、不安定大気場での積乱雲の発現のランダム性を理解することができる。

しかしこのような困難がある中でも、例えば予報計算の適中が良好ではなかった事例を考察することで予測精度の向上に資するための何らかの情報を手に入れることができると期待される。カオス性の高い現象であるにもかかわらず、必然的に生起するプロセスがあれば、予報のアプローチを改善することも可能であろう。

一般に、気象予報モデルによる局地豪雨の再現の困難さは、初期値依存性、解像度依存性、気象モデル依存性、素過程のモデル化の依存性など多岐におよぶ要素に起因している。さらに素過程にモデル化は、境界層乱流、雲微物理、放射、地空相互作用など多様な過程に対して必要なものである。

本研究では気象モデルによる局地豪雨の再現計算における物理過程のモデリングの違いに対する感度を調べる。局地豪雨の再現において特に重要だと考えられる物理過程、すなわち境界層乱流および雲微物理の二つの過程に注目する。解析対象の実現象として、2009年8月に佐用町で発生した豪雨を選んだ。この事例は、台風9号に発達した熱帯低気圧の接近に伴い生じた局地豪雨であり、佐用町において時間最

Table 1 Boundary-layer schemes examined in the sensitivity experiments.

略称	詳細
YSU	Yonsei University ノン・ローカル
MYJ	Mellor-Yamada-Janjic (Mellor-Yamada Level 2.5)
MYNN25	Mellor-Yamada Nakanishi-Niino Level 2.5
MYNN3	Mellor-Yamada Nakanishi-Niino Level 3
QNSE	Quasi-Normal Scale Elimination

Table 2 Cloud microphysics schemes examined in the sensitivity experiments.

略称	詳細
Thompson	水・氷 6 種の混合比+雲氷・雨水の数濃度 (Thompson)
Morrison	水・氷 6 種の混合比+雲氷・雪・雨水・霰の数濃度(Morrison)
Goddard/Graupel	水・氷 6 種(あられ)の混合比 (Tao et al.)
Goddard/Hail	水・氷 6 種(ひょう)の混合比 (Tao et al.)
WSM6	水・氷 6 種(あられ)の混合比 (Hong et al.)
Lin	水・氷 6 種(あられ)の混合比 (Lin et al.)

大雨量89 mm, 8月9日の日雨量326.5 mmを記録した。本事例については以前の研究(竹見, 2010)において高解像度化によるアプローチで調べ、再現精度はあまりよくない結果であった。本研究では、再度その局地豪雨の再現実験を行い、局地的に降水が集中化する様子を再現することに成功した。

2. 気象モデルによる数値実験の設定

本研究における数値シミュレーションに用いた領域気象モデルはWeather Research and Forecasting (WRF) モデルのAdvanced Research WRF (ARW) Version 3.1.1 (Skamarock et al. 2008) である。2段階ネストにより計算領域を入れ子状に二つ設定した。外側領域は1665 km²を水平格子間隔2.5 kmで解像し、内側領域は200 km²を水平格子間隔500 mで解像した。鉛直格子点数は両領域においてともに40である。第2領域をFig. 1に示す。

初期値・境界値に用いる格子点気象データとして、気象庁によるメソスケールの客観解析値を用いた。メソ客観解析値は5 kmの水平分解能を持つ。なお、地表面過程に係るパラメータの入力のために、米国NCEPの最終解析値を用いた。標高・土地利用分布のデータとして、国土地理院数値地図50 mメッシュ値および国土交通省国土数値情報100 mメッシュ値を利用した。計算の初期時刻は2009年8月9日6時である。

対象事例の再現するために試行錯誤で様々な設定

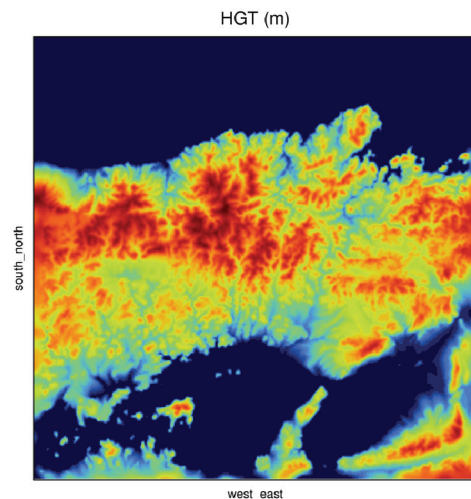


Fig. 1 Inner computational domain and surface topography. The horizontal resolution is 500 m.

で数値シミュレーションを行った。その結果、本事例の再現にはスペクトルナッジングを外側領域に課すことが有効であることが分かった。したがって、本研究でのすべての数値実験において、スペクトルナッジングを適用することとした。

次に、境界層乱流および雲微物理過程のパラメタリゼーションを様々な組み合わせで試みた。その結果、コントロール実験として、境界層乱流にはYonsei University (YSU)ノンローカル・スキーム、雲微物理過程には水・氷6種の水物質(雨水・雲氷のみ2モー

メント)を表現するThompsonスキームを用いることとした。この設定をコントロールとして、雲微物理過程にThompsonスキームを用いて境界層乱流スキーム (Table 1)を変化させた感度実験、境界層乱流にYSUスキームを用いて雲微物理スキーム (Table 2)を変化させた感度実験を行った。

3. 感度実験の結果

8月9日における佐用町観測地点での降水強度 (10分値)、境界層スキームに対する感度実験による佐用町観測地点に対応する格子点での降水強度 (10分間隔の計算出力より算出)、雲微物理スキームに対する感度実験による降水強度の時系列をそれぞれ Fig. 2およびFig. 3に示す。観測によると (Fig. 2)、強い降水が8月9日の18時から22時にかけて継続し、20時から21時にかけて特に降水強度が強まっていることが分かる。このように4時間弱の期間に降水が集中している様子が分かる。

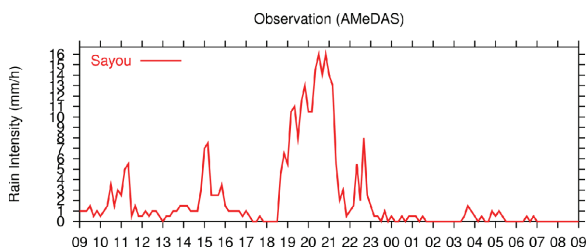


Fig. 2 Time series of the observed rain intensity (10-min interval) at the Sayo AMeDAS point on August 9-10. The horizontal axis indicates the hours on the two days.

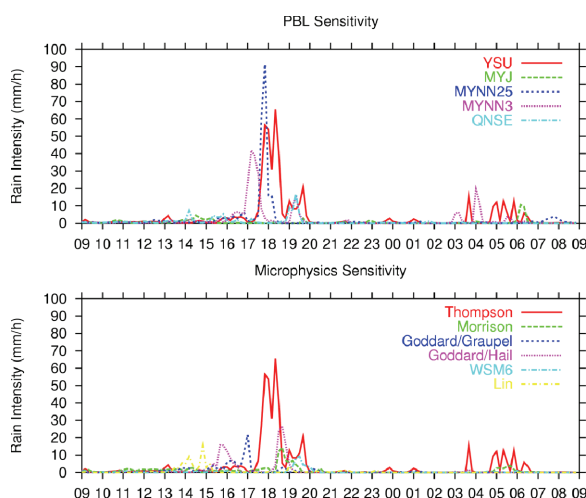


Fig. 3 The same as Fig. 2, except for those obtained by the PBL sensitivity experiments (upper panel) and the microphysics sensitivity experiments (lower panel).

一方、Fig. 3の感度実験の結果を見ると、コントロール (境界層にYSUかつ雲微物理にThompson) の場合に特に強い降水を再現していた。しかし、降水を再現した時間帯が17時から19時と、実際よりも早くて短期間であった。このような差異にもかかわらず、コントロール実験の再現性は相対的に良かった。他のパラメタリゼーションの組み合わせを見ると、雲微物理にThompsonを使った際の境界層スキームがMYNN25やMYNN3の場合に短期間ながら降水の集中を表現している場合があった。しかしながら、コントロール実験以外の感度実験では、再現性は決して良好であるとは言えない結果であった。

Fig. 4に感度実験による佐用町格子点での積算降水量を示す。積算降水量で見ると、スキーム間の違いが顕著に現れる。コントロール実験で最も多くの降水量を表現しているものの、しかし他の組み合わせではコントロールの半分以下の総降水量しか表現できていなかった。ただし、最も多くの降水量を表現したコントロール実験でも、実際に生じた300 mを超える雨量には定量的にはほど遠い再現性であった。コントロール実験で積算雨量が実際と比べて大きく過小評価になったのは、Fig. 3からも分かるとおり、強い降水の継続時間が実際よりも短くしかモデルで表現できなかったことによるものである。短時間に集中化する様子はコントロール実験である程度再現することに成功したと言えるものの、一方でその持続時間の再現にはまだモデルに検討の余地があることを示している。

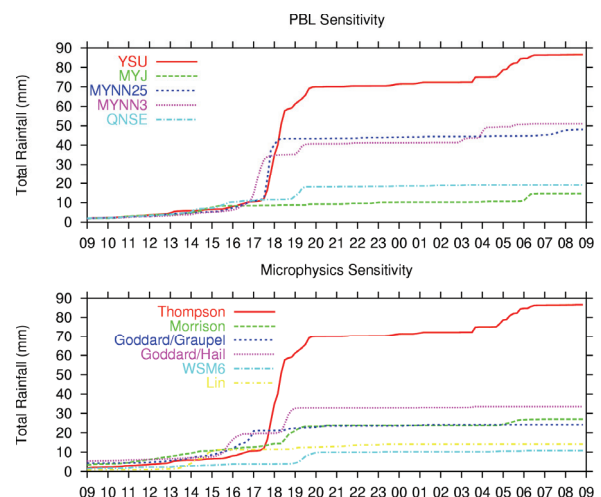


Fig. 4 Accumulated rainfall at the Sayo grid point obtained from the control and all the sensitivity experiments. The upper (lower) panel indicates the sensitivity to PBL (microphysics) schemes.

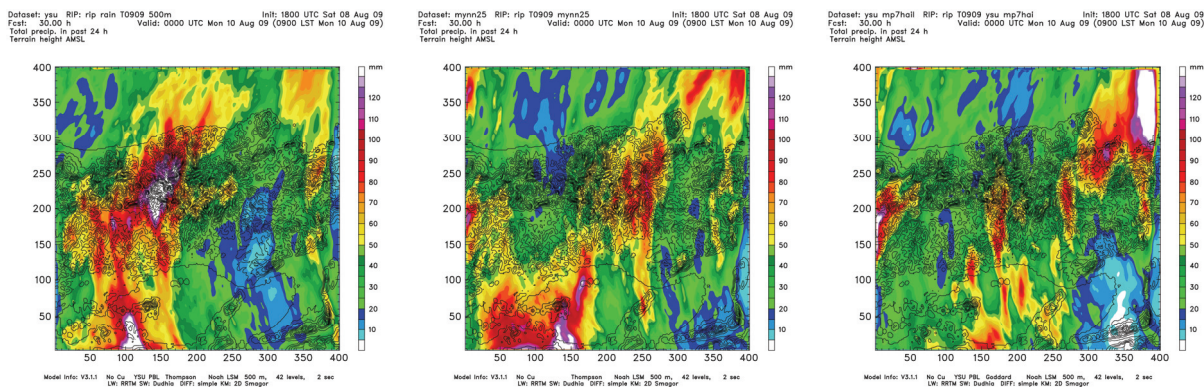


Fig. 5 The accumulated rainfall during 0900 JST 9 August to 0900 JST 10 August for the control (left panel), the MYNN25 scheme with the control microphysics scheme (middle panel), and the Goddard/Graupel scheme with the control PBL scheme (right panel).

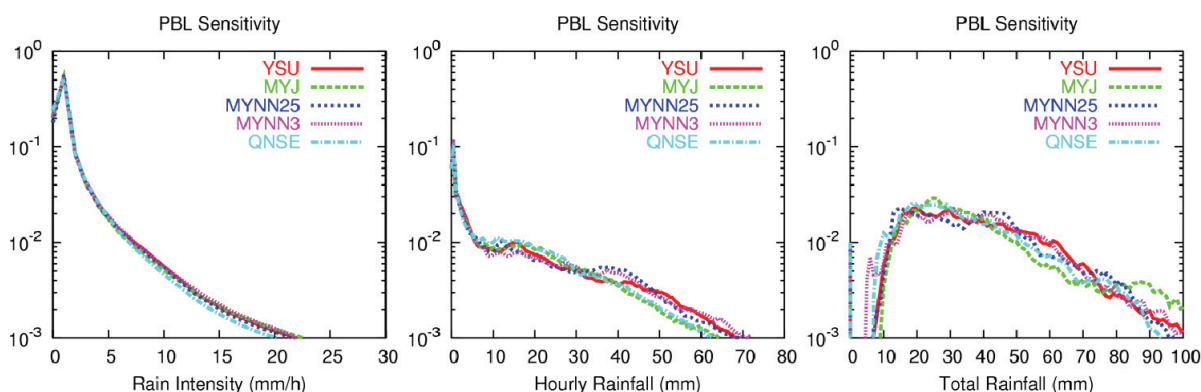


Fig. 6 Frequency distribution of instantaneous rain intensity (left panel), hourly rainfall (middle panel), and total rainfall (right panel) during 0900 JST 9 August to 0900 JST 10 August for the control (YSU) and the PBL sensitivity experiments. The frequencies are normalized by the total number of frequencies.

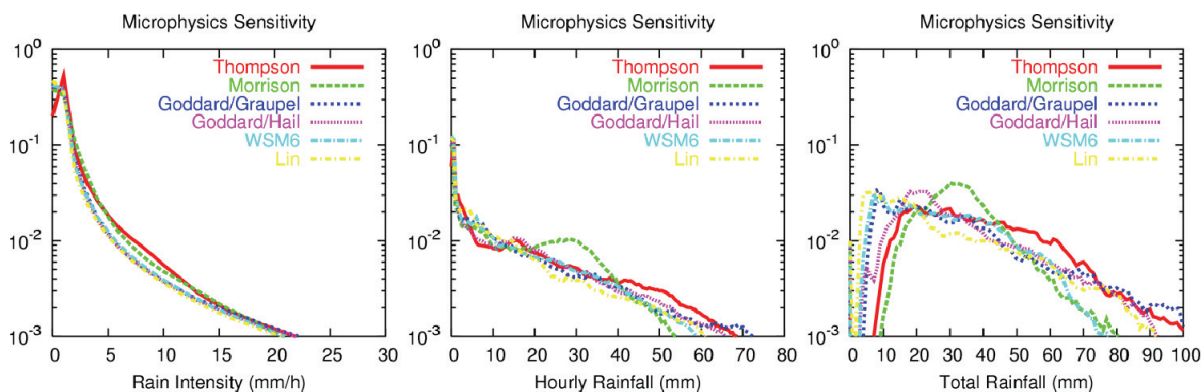


Fig. 7 The same as Fig. 6, except for the control (Thompson) and the microphysics sensitivity experiments.

次に、感度実験による24時間積算雨量の空間分布を見てみる。Fig. 5は、コントロール実験、コントロールの雲微物理スキームとMYNN25境界層スキームの組み合わせの実験、コントロールの境界層スキームとGoddard/Graupel雲微物理スキームの組み合わせの実験により得られた8月9日9時から10日9時までの24時間積算雨量の空間分布を示す。コントロール実験では、兵庫県西部の山間部に局地的に集中化している降水分布を表現している。実際の降水分布と比

べると、定量的には過小評価にはなっているものの、空間分布のパターンの類似性は極めて良好であると言える。一方、MYNN25スキームの場合には、兵庫県の中央部に降水が集中している様子を表現しているものの、コントロール実験に比べると位置は東にずれており、コントロール実験の降水量よりも少ない。Goddard/Graupelの場合には、ある特定の地域に降水が集中化の様子は表現できておらず、降水量の多い地域が兵庫県から岡山県にかけて散在してい

ることが分かる。このように、空間分布で見ても、コントロール実験での雲微物理・境界層スキームの選択が最も再現性が良かったと言える。

数値実験での降水強度の表現性を調べるために、8月9日9時から10日9時までの1日間の計算結果から、内側領域での各格子点における降水強度の頻度分布を感度実験毎に求めた。Fig. 6および7は、10分間隔の出力値による降水強度、1時間での降水量、24時間での降水量の場合について境界層スキームに対する感度実験および雲微物理スキームに対する感度実験のそれぞれにおける頻度分布を示している。10分単位での降水強度の再現性には顕著な違いは認められない。しかし、1時間雨量での頻度分布を見ると、スキーム別の表現性は大きく異なることが分かる。スキーム間の違いは、24時間の積算雨量になるとより顕著に現れる。特に、降水量の多い場合の再現性に違いがより明瞭に現れている。24時間積算雨量の頻度分布について境界層スキームおよび雲微物理スキームに対する感度実験の場合を比べると、雲微物理スキームに違いによる頻度分布のばらつきがより大きい。このことは、今回対象とした局地豪雨の再現においては雲微物理スキームが鍵となることを示唆している。

4. メソ客観解析値の有用性

局地豪雨をもたらす積乱雲（群）は10数kmから数10 kmの空間規模しか持たない中小規模の現象であり、その発達は不安定な大気条件であればいつでも起こりうる。すなわち、積乱雲の発生じたいがランダム性の高いカオス的な現象であり、その特性自身が発生の予測を困難なものにしているのである。一方、積乱雲が発達する不安定な大気場は数100 km規模で広がっているため、積乱雲の発生環境場を把握することは積乱雲の発生に比べて容易であると言える。積乱雲の発生しやすい状況と発生しにくい状況の違いを判別することができれば、積乱雲の発生のポテンシャルを定量的に評価することが可能となるであろう。

このようなことから、積乱雲（群）の発生前の環境条件についてはラジオゾンデ観測のデータにより世界各地の局地豪雨などシビアストームについて研究が行われてきた。日本における局地豪雨の環境場の解析は、関東平野での夏期の事例について研究が行われてきた（Yonetani 1975; Taguchi et al. 2002; Kawano et al. 2004）。関東平野は平坦な陸地が100 km規模で広がっており、かつ茨城県つくば（館野）においてラジオゾンデ観測が行われているため、局地豪雨をもたらす積乱雲の発生環境場を調べる上では

取り組みやすいという利点がある。また、関東平野に地域を絞ることは、背景場としての大気環境場じたいが日本国内であっても東西・南北で大きく変化しているという事実（Chuda and Niino 2005）からも妥当な選択であると言える。

近年の観測データの気象予報モデルへの同化技術の発展により、予報計算のための初期値である解析値の表現精度がますます向上しているものと考えられる。特に気象庁のメソスケール数値予報モデルは空間分解能が5 kmであるため、その予報計算初期値（メソ客観解析値）は積乱雲の発生環境場を、モデルの有効分解能（格子間隔の6倍～10倍程度）を考慮しても、十分に表現しているものと考えられる。メソ現象の環境場の解析においてメソ客観解析値を使った研究には、宮崎県における台風時の竜巻環境場を調べたSakurai and Mukougawa (2009)や関東平野での夏期の局地降水の環境場を調べたNomura and Takemi (2011, 以後NT11)がある。

ここでは、NT11でなされた関東平野での夏期局地降水の環境場の解析に基づき、局地豪雨の環境場の解析におけるメソ客観解析値の有用性を検討する。

4.1 データ

用いたデータは、2002年から2010年の7月および8月におけるメソ客観解析値である。解析対象としたのは、関東平野の南部を中心にした100 km四方の領域である（NT11のFig. 1）。局地豪雨に注目するため、総観規模の擾乱の影響の小さい状況を抽出する。局地豪雨の環境場を調べるために、様々な安定度指数やパラメータを用いた。ここで用いた指数は、対流有効位置エネルギー(CAPE)、対流抑制(CIN)、持ち上げ凝結高度(LCL)、自由対流高度(LFC)、浮力中立高度(LNB)、ショワルター指数(SSi)、リフティッド指数(LI)、K指数(KI)、トータル・トータル指数(TT)、950 hPaと500 hPa間の気温減率(TLR)、可降水量(PW)の11種類である。

解析領域における標高100 m未満のアメダス地点の降水データを用いて、降水の有無および降水量を判別した。また、気象庁発表の梅雨期間の情報、台風経路のベストトラック、地上天気図を用いて、総観規模擾乱の影響の弱い状況の抽出を行った。さらに、メソ客観解析値による鉛直プロファイルや安定度指数の表現の妥当性を調べるために館野におけるラジオゾンデ観測データを用いた。これらの観測データの時刻は、メソ客観解析値とともに、9時（日本標準時、以下同じ）である。

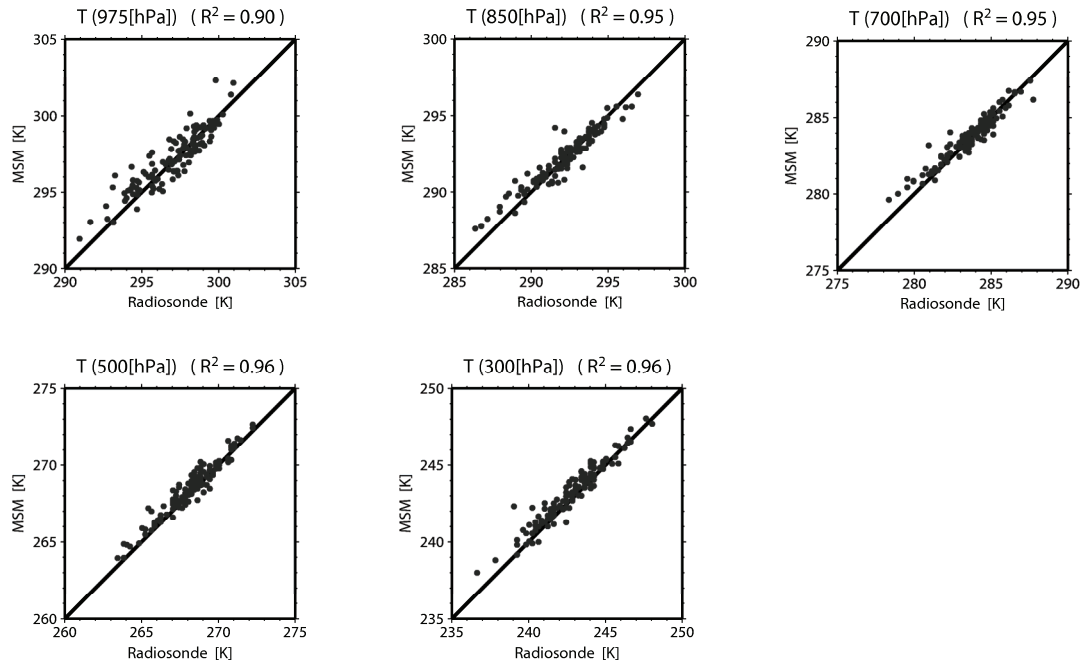


Fig. 8 The temperatures at the 975- hPa, 850-hPa, 700-hPa, 500-hPa, and 300-hPa levels from the radiosonde observations at the Tateno site (horizontal axis) and the mesoscale analyses at the corresponding grid (vertical axis).

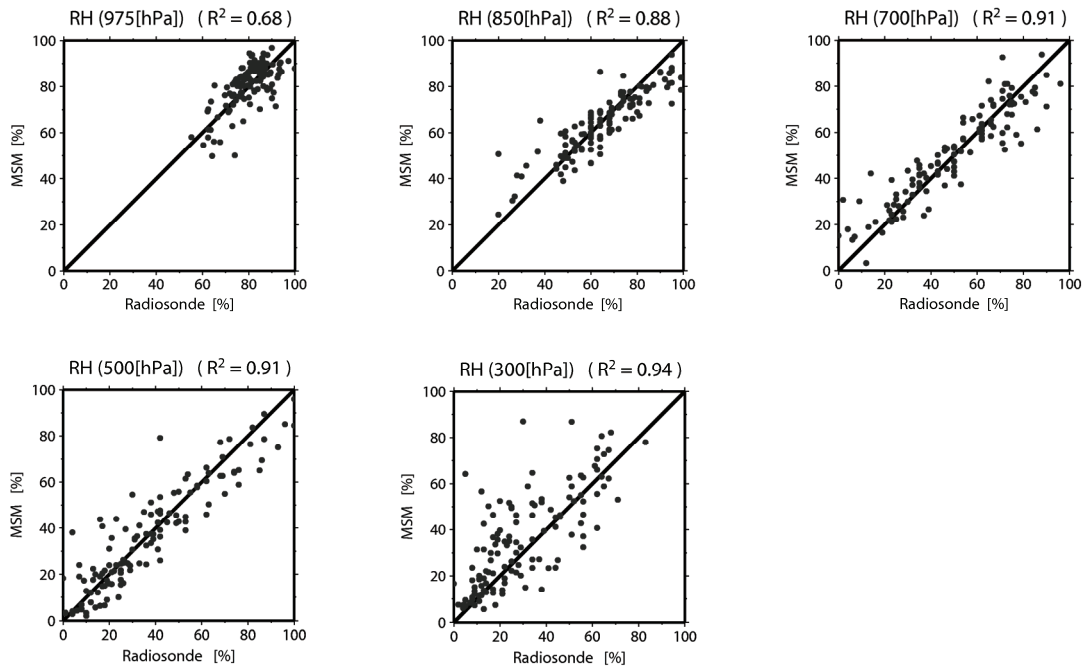


Fig. 9 The same as Fig. 8, except for relative humidity.

総観規模擾乱の影響の弱い状況の抽出方法はNT11に詳細に述べられている。ここでは抽出の手順を簡単に説明する。まず、解析領域の任意のひとつ以上のアメダス地点において日最高気温が30℃以上を記録した日を選択する。次に、解析領域内の全アメダス地点において、午前中の降水量がゼロの場合を抽出する。さらに、天気図・台風ベストトラック・梅雨期間情報を利用して、台風や前線など総観規模

擾乱の影響がある日を除外する。最後に、午後の降水の有無がメソスケール数値予報モデルで正確に予報された場合のみを抽出する。この手順によって抽出された日数は124日となった。

さらに、124日を午後の降水の有無や降水の強度によって次のように3通りにカテゴリー分類をした。すなわち、1) 非降水日N (午後に全AMeDAS地点で降水なし、84日)、2) 降水日R (午後に任意のAMeDAS

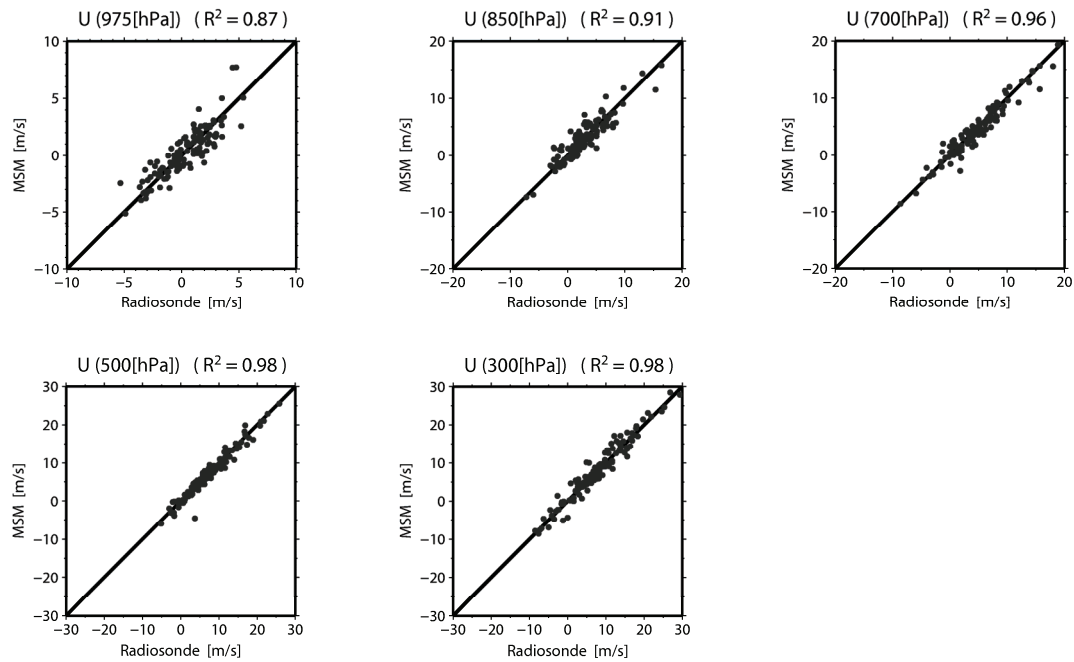


Fig. 10 The same as Fig. 8, except for the east-west component of horizontal winds.

地点で降水あり，40日），3) 強雨日S（午後のいずれかの時間帯で任意のAMeDAS地点で10 mm/h以上の降水あり，22日）である。

メソ客観解析値とラジオゾンデ観測値との比較にはメソ解析値の館野に相当する格子点の鉛直プロファイルを用いた。非降水日と降水日の差など異なる分類での平均値の差の有意性を統計的に検定するためt検定を用いた。この解析の詳細についてもNT11で述べられているので，参照されたい。以下の解析ではすべて，総観規模擾乱の影響の弱い状況での統計を示す。

4.2 結果

メソ解析値による気温・相対湿度・風速の表現の妥当性を確かめるため，館野に対応する格子点でのメソ解析値を館野でのラジオゾンデ観測値と比較した。いずれも9時のデータを比較している。975 hPa, 850 hPa, 700 hPa, 500 hPa, 300 hPaのそれぞれの高度における気温・相対湿度・東西風速の両データの対応をそれぞれFig. 8, Fig. 9, Fig. 10に示す。気温についての両データ間の相関係数は975 hPaでは0.90，それより上空では0.95-0.96に達していた。相対湿度の相関はそれほどよくはなく，特に975 hPaでは0.68にとどまるものの，それより上空では0.88-0.94である。風速の東西成分についても上空ほど相関係数は向上し，500 hPaおよび300 hPaでは0.98にも達する。概して，メソ解析値は観測値をよく表現しているものと言える。

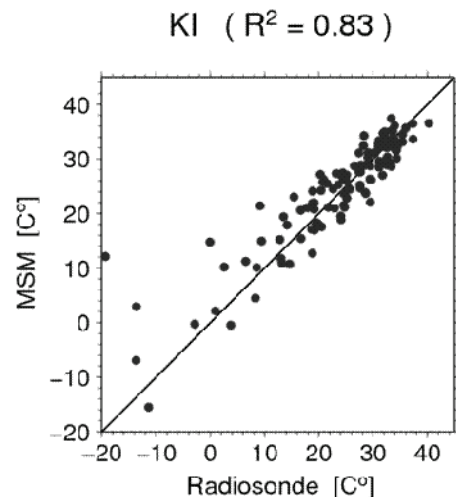


Fig. 11 K index obtained from the radiosonde observations (horizontal axis) and the mesoscale analyses (vertical axis). The correlation coefficient between the observations and analyses is 0.83.

さらに安定度指数についてラジオゾンデ観測値から求めたものとメソ解析値から求めたものとを比較した。Fig. 11はKIについて両者の対応を示しており，特に大きなKIの数値についてはよく一致しているように見える。相関係数は0.83と良好である。

メソスケール予報モデルは，2004年9月に静力学モデルから非静力学モデルに移行した。非静力学モデルに移行したため，対流に伴う上昇下降運動が陽に表現されることとなり，積乱雲運動の表現も非静力学モデルにより向上したと考えられる。一方，積乱

雲の環境場の表現は静力学モデルと非静力学モデルとの違いであってもそれほど異なるものではないと推察される。このことを確認するために、2002年から2004年と2005年から2010年との間で安定度指数の表現が異なるかどうかを調べてみた。Fig. 12は、調べた11種類の安定度指数のうちKIについて静力学モデルと非静力学モデルとの場合の表現性を示している。ある程度の違いは認められるが、系統的に異なるようには見えない。その他の10種類の安定度指数についても、静力学モデルと非静力学モデルとの違いは認められなかった。よって、環境場の表現は静力学モデルでも非静力学モデルでも大きく異なるものではないと考えられる。

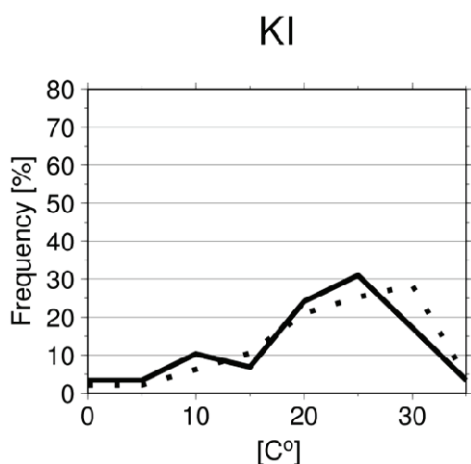


Fig. 12 Frequency distribution of K index obtained by hydrostatic mesoscale analyses (solid line) and non-hydrostatic mesoscale analyses (dotted line).

本節では、関東平野における夏期の局地的な降水現象を対象として、その環境場の解析におけるメソ客観解析値の有用性を調べた。その結果、メソ解析値は現実の大気の状態をよく表現していることが確認できた。本節では関東平野を対象としたものの、メソ解析値が観測値とよく一致していることから、ラジオゾンデ観測がないような地域でもメソ解析値は現実の大気をかなりの精度で表現しているものと考えられる。

5. まとめ

2009年8月9日から10日にかけて兵庫県佐用町を週新に山間部で発生した局地豪雨の再現実験を試みた。数時間の間に強い雨が局地的に集中していた様子を気象モデルである程度再現することに成功した。一方、境界層乱流や雲微物理過程といった物理過程のパラメタリゼーションの組み合わせを変えるだけで、

降水表現の特徴は大きく異なってしまう。今回の対象事例の感度実験では、境界層スキームに対する感度より雲微物理スキームに対する感度のほうが顕著であることがわかった。また、スキーム間の違いは、雨量の積算時間が長くなればなるほどより明瞭に現れることが示された。

さらに、本数値実験で初期値・境界値に用いたメソ客観解析値の局地豪雨の環境場の解析における有用性を検討した。総観規模擾乱の影響の弱い状況において関東平野で午後に発生する局地的な降水現象を対象として、その発生環境場がどの程度観測と一致しているかについて調べた。その結果、メソ客観解析値はラジオゾンデ観測とよく一致していることが分かった。調査対象としたのは関東平野であったものの、ラジオゾンデ観測のない地域、例えば近畿地方の大半の領域においても、メソ客観解析値は有用な大気情報として活用できる可能性を示唆している。本研究における感度実験では、スペクトルナッジングを用いて、モデルの大規模な平均場がメソ客観解析値に馴染むような強制項を加えている。よって、メソ客観解析値の再現性がよければ、領域気象計算による局地豪雨の表現性も向上すると考えられる。本研究におけるコントロール実験で降水の局地性を再現することができたのは、スペクトルナッジングの効果も大きいものと考えられる。

謝 辞

本研究は、科学研究費による支援を受けました。関係各位に感謝いたします。

参考文献

- 竹見哲也 (2010) : 詳細地形表現による局地豪雨の 100 mメッシュ高解像度計算, 京都大学防災研究所年報, 第53号B, pp. 337-343.
- Chuda, T., and Niino, H. (2005): Climatology of environmental parameters for mesoscale convections in Japan, J. Meteor. Soc. Japan, Vol. 83, pp. 391-408.
- Kawano, K., Hirokawa, Y., and Ohno, H. (2004): Diagnosis of air-mass thunderstorm days using radiosonde data: The summer Kanto area under the Pacific subtropical anticyclone. Tenki, Vol. 51, pp. 17-30.
- Nomura, S., and Takemi, T. (2011): Environmental stability for afternoon rain events in the Kanto Plain in summer. Sci. Online Lett. Atmos., Vol. 7, pp. 9-12.
- Sakurai, K., and Mukougawa, H. (2009): Characteristics of the meso-scale environments of storms associated

- with typhoon-spawned tornadoes in Miyazaki, Japan. *Sci. Online Lett. Atmos.*, Vol. 5, pp. 5-8.
- Skamarock, W. C., Klemp, J. B., Dudhia, J., Gill, D. O., Barker, D. M., Duda, M. G., Huang, X.-Y., Wang, W., and Powers, J. G. (2008): A description of the Advanced Research WRF Version 3. NCAR Tech. Note, NCAR/TN-475+STR, 113 p.
- Taguchi, A., Okuyama, K., and Ogura, Y. (2002): The thunderstorm activity observed by SAFIR and its relation to the atmospheric environment over the Kanto area in the summer. Part II: Thunderstorm prediction by stability indices. *Tenki*, Vol. 49, pp. 649-659.
- Yonetani, T. (1975): Characteristics of atmospheric vertical structure on days with thunderstorms in the northern Kanto Plain. *J. Meteor. Soc. Japan*, **53**, 139-148.

Sensitivity Experiments of Severe Local Rainstorms to Parameterizations of Boundary-Layer and Cloud Processes

Tetsuya TAKEMI

Synopsis

Representations of severe local rainfall in regional meteorological simulations at the 500-m horizontal grid resolutions are investigated. The simulations are intended to examine the sensitivity of the model simulations to parameterizations for boundary-layer and cloud-microphysics processes by the use of the Weather Research and Forecasting (WRF) model. The heavy rain case that occurred in Sayo Town, Hyogo Prefecture in August 2009, which was spawned by an approaching tropical cyclone that became Typhoon Etau (2009), is chosen for the present study. A combination of choices in the physics parameterizations well captures locally concentrated characteristics of the severe rainfall. The results indicate that there are significant sensitivities of the rainfall representations to the physics parameterizations. The utility of the ingested meteorological analysis data, i.e., Mesoscale-Model analyses by Japan Meteorological Agency, is also examined.

Keywords: severe local rainfall, Sayo Town flooding, tropical cyclone, typhoon, WRF model