

平成 29 年度博士論文

XRAIN データを活用した

集中豪雨の数値予測の精度向上

(Improvement of Numerical Prediction Accuracy
for Heavy Rainfall Using XRAIN Data)

広島大学大学院工学研究科
社会基盤環境工学専攻

北 真人

XRAIN データを活用した
集中豪雨の数値予測の精度向上
IMPROVEMENT OF NUMERICAL PREDICTION ACCURACY
FOR HEAVY RAINFALL USING XRAIN DATA

-目次-

第 1 章 序論

1-1 研究背景.....	1
1-2 本研究の目的と構成.....	7
参考文献.....	10

第 2 章 既往の研究

2-1 数値予測に関する既往の研究.....	11
2-1-1 数値モデルの発展の歴史.....	11
2-1-2 数値モデルを用いた降雨予測に関する研究.....	13
2-1-3 線状降水帯とそれに関する解析事例.....	15
2-1-4 データ同化に関する研究.....	17
2-2 気象レーダーによる降雨観測に関する研究.....	19
2-2-1 レーダー雨量計の開発.....	19
2-2-2 レーダーデータの活用事例.....	24
2-3 まとめ.....	26
参考文献.....	28

第 3 章 数値予測手法の概要

3-1 数値モデル概要.....	32
3-1-1 WRF の特徴.....	32
3-1-2 基礎方程式.....	33

3-1-3	モデル座標系	35
3-1-4	計算手法	36
3-1-5	使用物理モデル	38
3-2	3次元変分法	43
3-2-1	本同化システムの構成	43
3-2-2	3次元変分法の理論と基礎式	43
3-2-3	ドップラー速度の観測演算子	46
3-2-4	反射強度の観測演算子	47
3-3	背景誤差の推定方法	49
3-4	データ同化に向けたレーダーデータ処理	50
3-4-1	空間補完	50
3-4-2	観測誤差の推定とデータの品質管理	51
	参考文献	52

第4章 2014年8月広島豪雨を対象とした数値予測実験

4-1	WRFの計算設定	55
4-1-1	計算条件	55
4-1-2	使用データ	56
4-2	データ同化の計算設定	59
4-2-1	同化サイクル	59
4-2-2	使用観測データ	59
4-3	予測結果と考察	61
4-3-1	1時間雨量による比較	61
4-3-2	降雨強度分布による比較	65
4-3-3	風速場の初期値の変化による同化効果の分析	67
4-3-4	水物質の初期値の変化による同化効果の分析	69
4-3-5	水蒸気フラックスによる比較	72
4-3	まとめ	74
	参考文献	75

第 5 章 同化条件が降雨予測精度に与える影響

5-1 データ同化の時間間隔が予測精度に与える影響	76
5-1-1 同化条件の設定	76
5-1-2 1時間降水量による比較	77
5-1-3 風速の変化が対流発生環境に与える影響	80
5-1-4 水蒸気場の変化が降水帯の発生に与える影響	81
5-1-5 統計量による同化効果の検証	82
5-2 観測仰角が降雨予測精度に与える影響	84
5-2-1 同化条件の設定	84
5-2-2 1時間降水量による比較	85
5-2-3 観測仰角の変化が風速場に与える影響	87
5-2-4 観測仰角の変化が各混合比分布に与える影響	89
5-3 観測データの種類が予測精度に与える影響	92
5-3-1 実験ケース	92
5-3-2 1時間雨量分布による比較	93
5-3-3 収束場による同化効果の検証	95
5-4 まとめ	97
参考文献	98

第 6 章 結論

6-1 まとめ	99
6-2 今後の課題	99

第1章 序論

1-1 研究の背景

地球温暖化による気温上昇とその多方面にわたる影響、気温上昇の抑制の困難さが懸念されている。実際に、図-1.1 に示すように 1900 年から現在までに気温は上昇の一途を辿っている。さらに、気候変動に関する政府間パネル (IPCC) 第 5 次評価報告書¹⁾ では、2100 年には世界平均気温が 0.3~4.7℃まで上昇することが報告されている。また、海面での水蒸気生産が促進されることから、台風の強度増加や集中豪雨のような異常気象が頻発する可能性があることも示唆している。それに伴い、流域においては外水氾濫、山地部においては土石流の発生頻度の増加が危惧される。とりわけ、多くの山地や急流河川を有する日本において洪水・土砂災害に晒されるリスクが高くなることが予想される。そのため、それらの災害に対する防災・減災対策を講じる必要性が高まるものと懸念される。また、山間部のみではなく、集中豪雨のように多量の降雨が都市部で発生した場合、河川への排水処理が間に合わず内水氾濫が多発する可能性も危惧される。そして、山間部に位置する発電用ダムでは、治水容量が少ないことから集中豪雨による急激な流入は災害のリスクを引き起こす可能性がある²⁾。

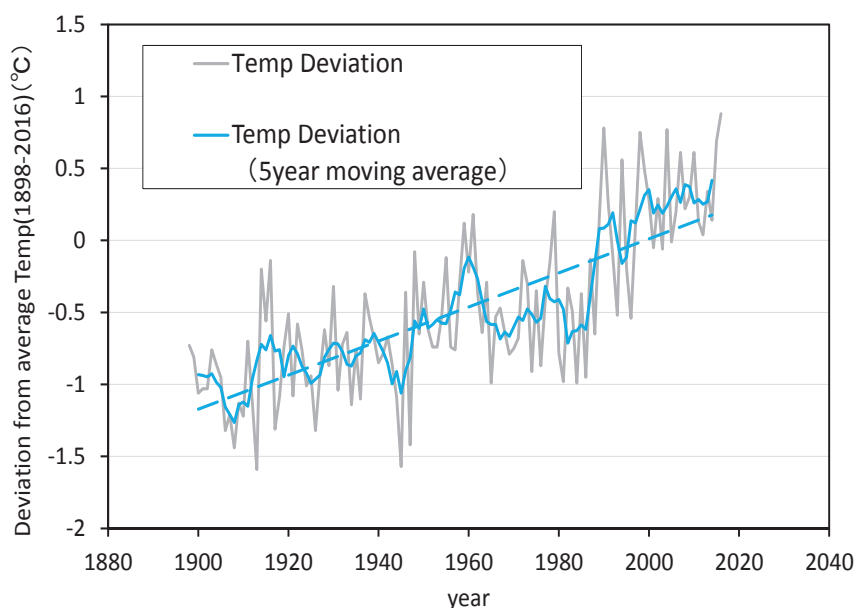


図-1.1 平均気温偏差の経時変化

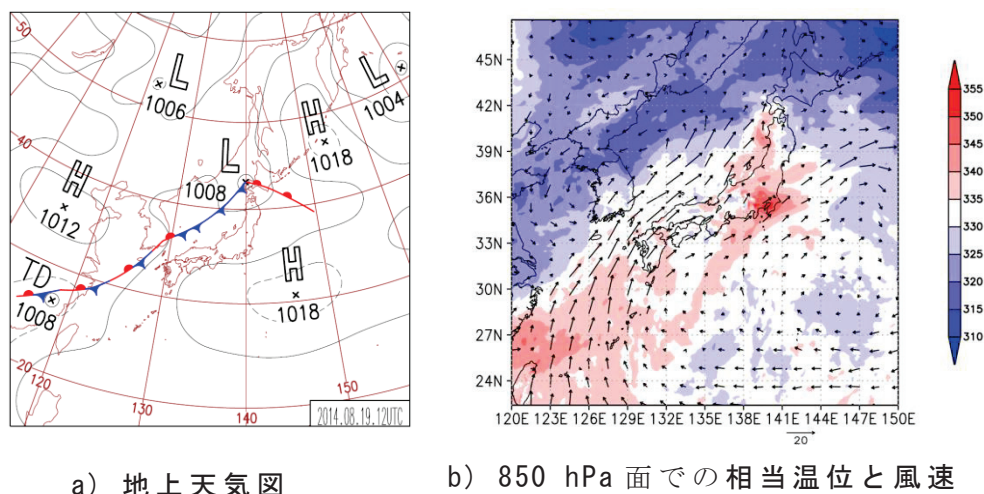


図-1.2 2014年8月19日21時の気象概況（左，地上天気図，相当温位と風速ベクトル分布）

実際に，7.29新潟・福島豪雨時には，複数の発電用ダムによる放流によって下流での氾濫被害が生じたのではないかと指摘されている．このような対策では，降雨の発生を予期した上で，適切な排水機場の運用なダム操作が望まれる．その上でも，集中豪雨による災害対策はわが国の資産や人命を守る上で重要なタスクともいえる．

異常気象のうち集中豪雨の一例として，2014年8月19日夜から20日朝にかけて発生した広島豪雨について取り上げる．まず，豪雨時の気象概況(図-1.2)を説明するために，2014年8月19日21時における地上天気図を示す．図-1.2左より，停滞前線が朝鮮半島南端上に存在し，日本列島に沿って湿った空気が存在していることが予想される．この前線はこの時間以降にもしばらく同じ位置に留まった．また，太平洋上に中心気圧1018 hPaの高気圧が存在しており，その影響により南方海上から湿った温かい空気が流入しやすい条件下にあった．実際に，気象庁MSM(Meso Scale Model)の解析値から作成した850 hPa面での相当温位と風速ベクトル分布(図-1.2右)より，東シナ海では高い相当温位の空気塊が南西風により輸送されている様子が確認できる．広島においては，豊後水道を通過して湿った空気が供給されると，大気が不安定となり，雨雲が発達しやすい状態であったと推察される．また，降雨量に関して，2014年8月19日21時から2014年8月20日5時における累積雨量分布を図-1.3に示す．図より，広島市北部を中心に約250 mmを超える降雨を記録している．また，強

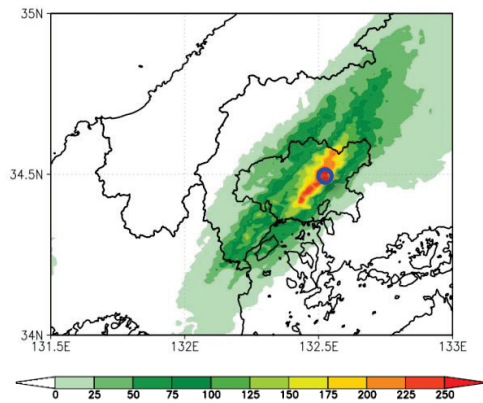


図-1.3 2014年8月19日21時から2014年8月19日5時における累積雨量分布

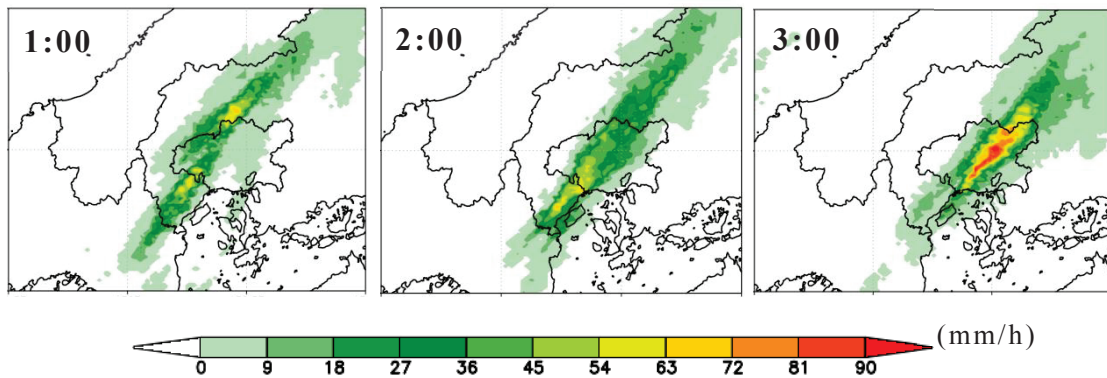
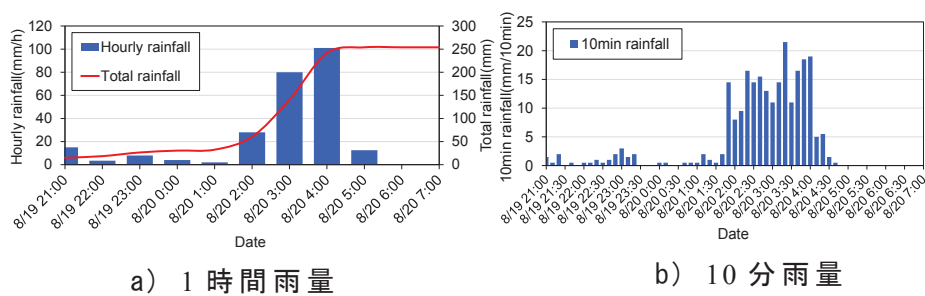


図-1.4 2014年8月19日1時から3時における1時間雨量分布



a) 1時間雨量

b) 10分雨量

図-1.5 2014年8月19日21時から2014年8月19日7時におけるハイエトグラフ（左：1時間雨量，右：10分雨量）

い降雨域は広島市を南西－北東方向に横切るように細長く広がっている。図-1.4上に示す2014年8月20日1時から2014年8月20日3時における1時間雨量分布では、強雨域が線状の形態をしており、2時と3時においては勢力を増しながら広島市中心部に留まっている。このような降雨形態は線状降水帯³⁾

と呼ばれており、過去の大水害においてもこの降水帯が原因であることが多い。次に、2014年8月19日21時から2014年8月19日7時におけるアメダス三入地点（図-1.4 中青丸）ハイエトグラフを図-1.5に示す。図より、20日2時から強い降雨を観測し始め、4時にはピーク雨量として時間雨量約100 mmを記録している。このピーク雨量は同地点における観測史上最大値の記録を更新している。また、そのピークを記録した後に、1時間雨量は急激に減少している。また、累積雨量に関しては225 mmを超えており、これも同様に同地点における観測史上最大値となっている。10分雨量（図-1.4 右）に関して、そのピークは3時20分において20 mm/hを示し、強い降雨を観測している。

広島豪雨では、上述のような短期間における強雨によって広島市安佐南区八木地区において同時多発的に土石流が発生している。図-1.6にGoogle earthにより作成した災害後の航空写真を示す。図中の赤破線部において土砂が多量に流出し、下流部に位置する多くの家屋を襲い多くの人命を奪った（写真-1.1）。なお、この災害における被害の統計情報として、死者数は74名、家屋被害（全壊：174戸、半壊：187戸）となっている⁴⁾。

また、八木地区の北側に位置する根谷川流域（図-1.7）においては河川災害が発生した。図中に示す新川橋水位計において、8月20日4時においてピーク水位を観測している。この水位は計画高水位を超えており、氾濫危険水位付近

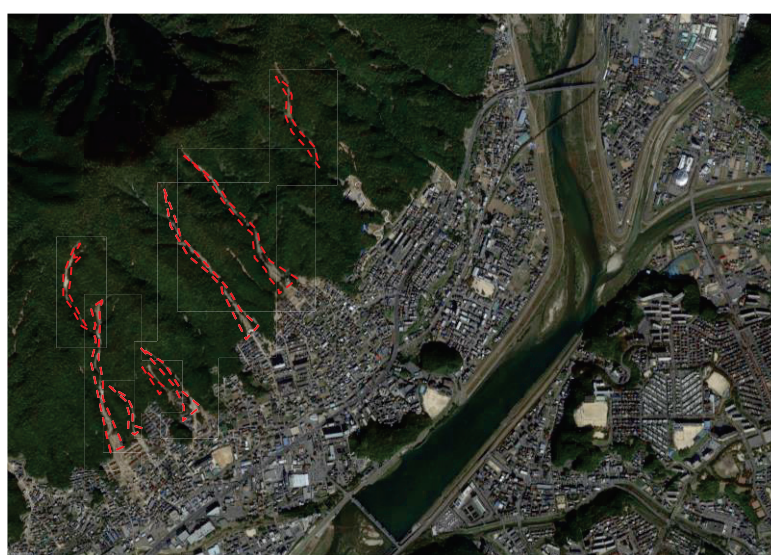


図-1.6 災害後の航空写真



a) 土砂流出状況



b) 家屋被害状況

写真-1.1 災害後の被害状況

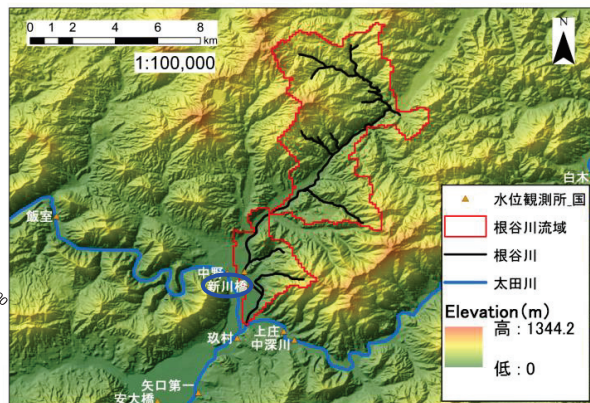
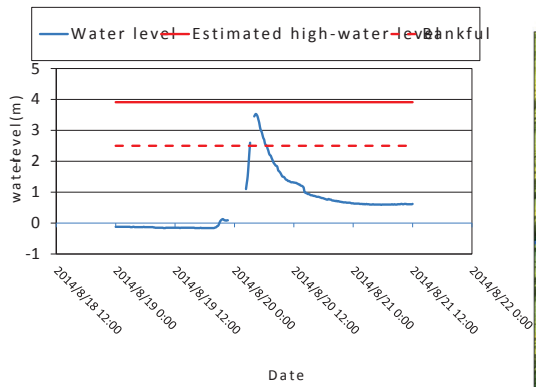


図-1.7 根谷川流域とハイドログラフ（新川橋）



写真-1.2 根谷川における護岸破壊状況

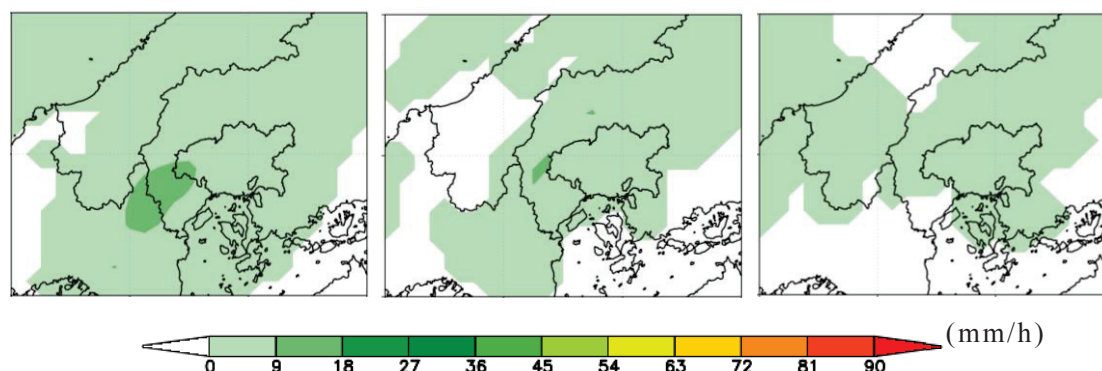


図-1.8 2014年8月19日1時から3時における1時間雨量分布
(MSM 予測雨量)

で上昇している。また、この根谷川では写真-1.2に示すように護岸破壊が発生した。しかしながら、本来重要な防災情報ともなりうる MSM の予測雨量（図-1.8）において、線状降水帯（図-1.4）は予測されていなかった。このような現象を予測することが現業レベルで困難であると同時に、減災・防災上で予測の必要性が高い事例であるといえる。

平成22年九州北部豪雨、平成25年台風26号による伊豆大島の土砂災害、平成29年九州北部豪雨と集中豪雨災害は近年増えつつある。そして、これらの災害に対する防災・減災対策は今後より一層重要となる。そのソフト対策の一つとして降雨の高度観測が挙げられる。国土交通省では、2010年から X-band MP レーダーを活用したレーダーネットワーク（XRAIN）の整備を推し進めてきた。このレーダーの利点として、高空間解像度（250 m）での降雨観測が可能である点が挙げられる。このため、上述した根谷川のような中小河川に対する減災対策を行うことが可能となる。さらに、2 偏波型のレーダーであるため、従来のレーダーよりもより高精度な雨量推定が行える点が挙げられる（詳細は第2章を参考にされたい）。しかしながら、このようなリアルタイム観測ではリードタイムが稼げず、対策に遅れが生じることが懸念される。そのため、より早期に集中豪雨を予測することが必要である。

降雨の予測手法として、運動学的手法と物理学的手法の2つに大別される。運動学的手法とは、レーダーによって観測された降水系の時間変動パターンを運動学的に捉えて時間的に外挿する手法である。現在、気象庁が防災気象情報

として発信する降水ナウキャスト⁵⁾も運動学的手法に該当する。物理的手法とは、大気の運動方程式、連続式、熱力学的方程式などで構成される数値モデルを積分して、物理量の変化を予測する手法である。図-1.9に基本的な数値モデルの概念図を示す⁶⁾。気象庁においても、数値モデルによる集中豪雨の数値予報が行われており、数値予報天気図の作成に利用されるほか、その予報結果はGPV (Grid Point Value : 格子点値) データとして外部に提供されている。

この2つの手法にはリードタイムに大きな違いがある。図-1.10にリードタイムと予測精度の関係を示す。運動学的手法に関しては、リードタイムが1時間程度までにおいて精度が高く、それ以降になると急激に精度が落ちる。

一方、物理的手法に関しては、リードタイムが2時間以降になると予測精度

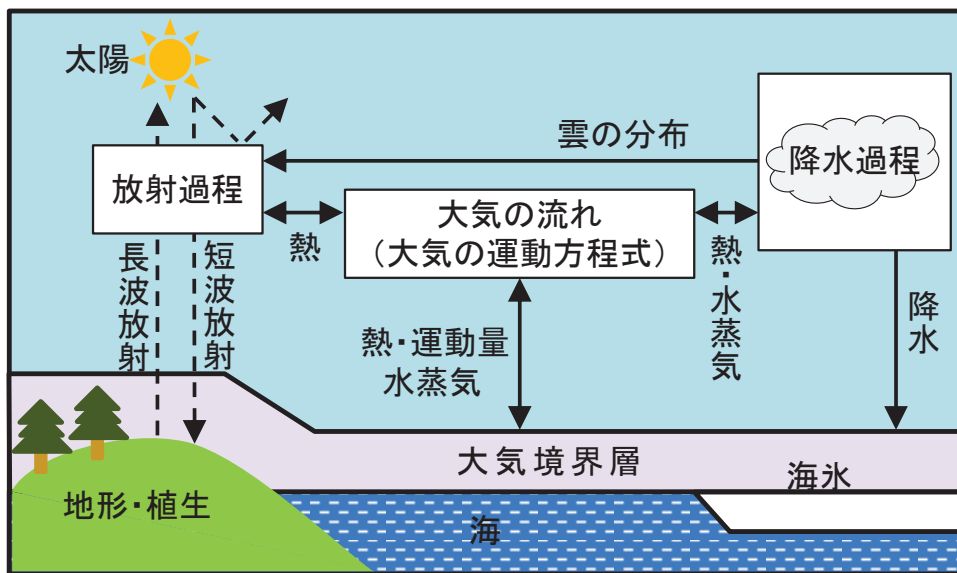


図-1.9 数値モデルの基本概念⁶⁾

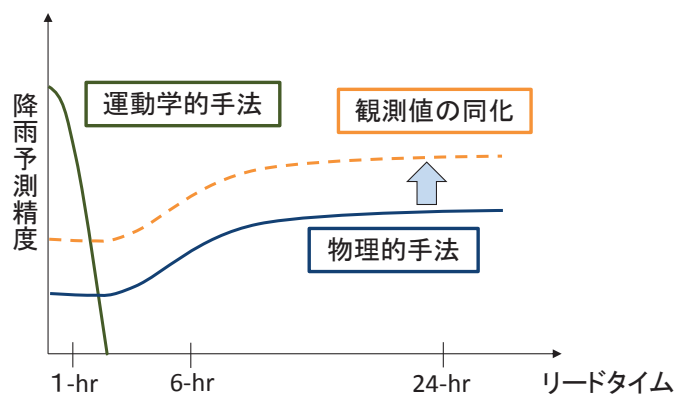


図-1.10 予測手法の分類⁷⁾

が向上する。これは、初期値とモデルとの整合性が予測初期で十分ではないために生じるノイズが原因とされる。そのため、2時間程度先の降雨を予測する場合には大気モデルによる数値予報が有効となる⁷⁾。

その一方で、数値予報には大きな欠点が存在する。それは、与える初期値によって予測精度が大きく変化する「初期値鋭敏性」⁸⁾と呼ばれるものである。その解決策として、観測値を用いて初期値の修正を行うデータ同化と呼ばれる手法である。第2章でも述べるように、様々なデータ同化手法が開発され、近年における数値予報技術の発展に大きく寄与してきた。そして、降水の発生に重要となる風速と水蒸気の情報観測したレーダーデータの同化を用いて同化することが有効とされている⁹⁾。しかしながら、XRAIN データを利用した事例は少なく、その有効性について議論する必要があるものと考えられる。

1-2 本研究の目的と構成

上述したように、レーダーデータが豪雨の予測に有効であることは知られているものの XRAIN データを用いた事例が少ないことから、事例解析によりその有効性の検証とその理由を明らかにする必要がある。本研究では、2014年8月広島豪雨を対象とした数値予測実験を行い、その有効性について検証を行うことを目的とする。特に、XRAIN データの特徴でもある時空間的に密なデータを得ることが出来る点に着目した検証を行う。

本論文の構成を図-1.8に示す。第1章では研究の背景（降雨予測の必要性とその技術の問題点、対象イベントの概要）について述べた。第2章では数値予測、データ同化、レーダー観測に関する基礎的な技術から近年の技術発展について研究レビューを行い、本研究の立ち位置を明確にしている。第3章では本研究で用いた数値モデルおよび同化手法を述べている。第4章では、XRAIN データを同化した数値予測を行い、物理量の面からその効果を検証している。第5章では第4章で用いた条件をベースに同化間隔やレーダーの仰角を変化させた場合にどのように精度が変化するかを検証した。さらには、同化するデータの種類を変更することで豪雨の予測に必要なデータや条件の整理を行っている。第6章では得られた結果の総括を行う。

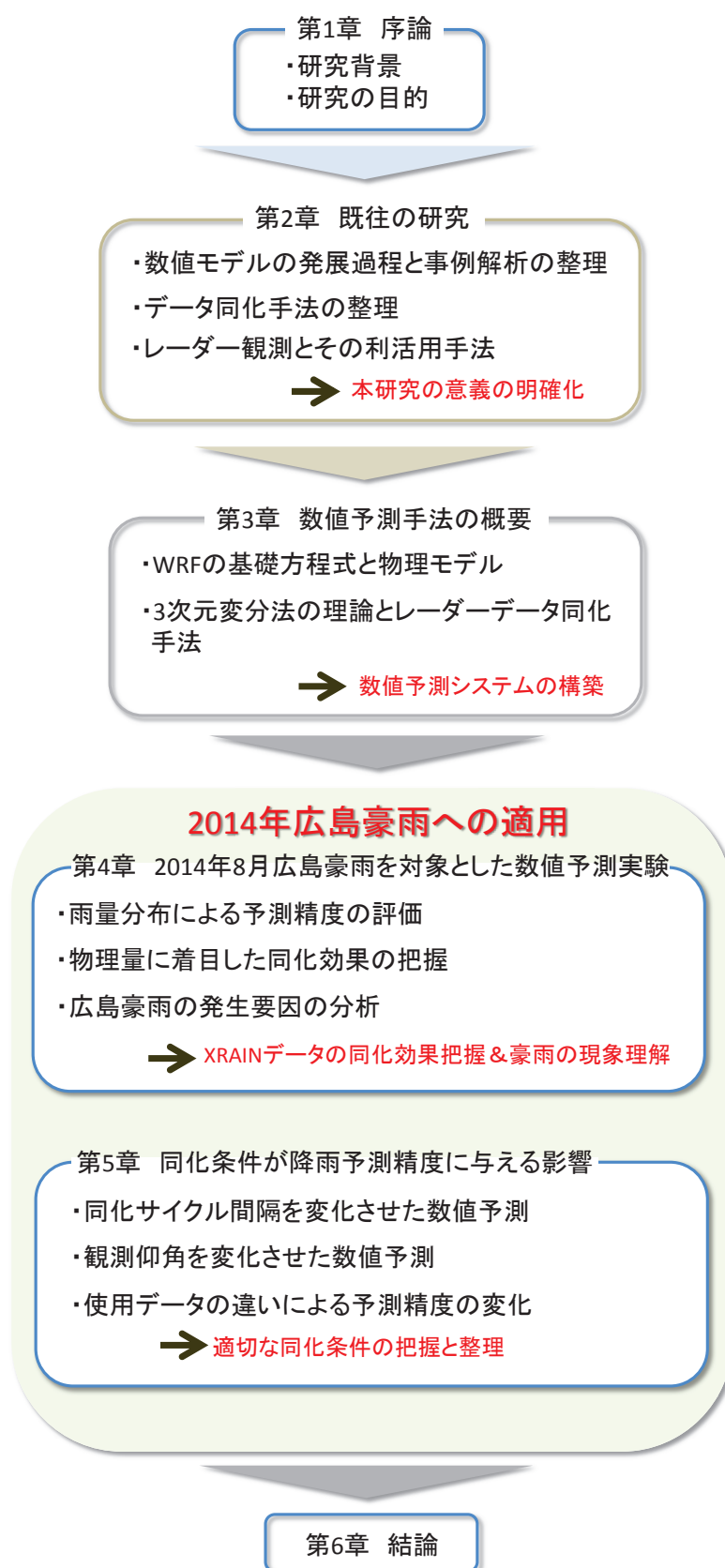


図-1.8 論文構成

参考文献

- 1) 気象庁：IPCC 第 5 次評価報告書，第 1 作業部会報告書，技術要約，気象庁訳，
http://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/ipcc/ar5/ipcc_ar5_wgl_ts_jpn.pdf.
- 2) 稲津 將，吉野 純，加藤輝之，茂木 耕作，三好 健正：天気と気象について分かっていること，ベレ出版，p.149，2013.
- 3) 松原 隆之，笠原 覚，嶋田 善多，中北 英一，土田 和稔，高田 望：台風情報と全球数値予報モデル（GSM）によるダム運用の改善に関する基礎検討，土木学会論文集 B1（水工学），Vol. 69，I_367-I_372，2013.
- 4) 内閣府：平成 26 年に発生した広島市土砂災害の概要，
<http://www.bousai.go.jp/fusuigai/dosyaworking/pdf/dai1kai/siryo2.pdf>.
- 5) 気象庁：降水短時間予報と降水ナウキャスト，
http://www.jma.go.jp/jma/kishou/now/kurashi/kotan_nowcast.html.
- 6) 気象庁：数値予報とは，
http://www.jma.go.jp/jma/kishou/now/kurashi/kotan_nowcast.html.
- 7) 中北英一：集中豪雨のモニタリングと予測，ながれ，第 29 巻，pp.203-210,2010.
- 8) Rabier, F., Klinker, E., Courtier, P., and Hollingsworth, A. : Sensitivity of forecast errors to initial condition, *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 122, pp.121-150, 1996.
- 9) Xiao, Q., Y. Kuo, J. Sun, W. Lee, E. Lim, Y. Guo, and D. M. Barker: Assimilation of Doppler radar observations with a regional 3DVAR system: Impact of Doppler velocities on forecasts of a heavy rainfall case, *J. Climate Appl. Meteorol.*, 44, pp.768-788, 2005.

第2章 既往の研究

本章では、本研究の立位置を明確にするために、既往の研究のレビューを行う。

2-1 数値予測に関する既往の研究

2-1-1 数値モデルの発展の歴史

本節では、数値モデルを中心として、数値モデルの発展とその歴史を述べる。数値予報の始まりとして、Bjerknes は Kelvin の循環定理を傾圧状態にも対応できるように拡張し、現在の気象学モデルの基礎方程式を提案した¹⁾。しかし、その提案は理論に留まっていた。その理論を数値計算で解く試みとして、Richardson は水平 200 km、鉛直 5 層の格子を設定し、手計算での予報を試みた²⁾。しかし、手計算のため計算時間が膨大となる点と、気圧が急激に上昇するなどの問題点もあり失敗に終わっている。また、Richardson は「6 万 4 千人の人を集めて同時に数値予報を行うことでより早く予報が可能となる」と述べており、これは「Richardson の夢」としても知られている。その後、1946 年にはアメリカにおいて ENIAC (Electronic Numerical Integrator and Computer) と呼ばれる計算機が開発されたことが数値予報の発展に大きく寄与する。Neumann は数値予報に関する研究グループを立ち上げ、ENIAC を用いて 1950 年に人類で初めての数値予報を成功させた³⁾。この成功の鍵となるのは、コンピューター技術の発展に加え、Charney によって提案された地衡風近似⁴⁾を用いた順圧一層モデルが挙げられる。さらに、その 3 年後には、傾圧モデルを開発し、米国東部で発生した嵐の予報に成功している。そして、これらの成功が米国での気

表-2.1 各国における数値予報の現業化⁵⁾

1950年代
スウェーデン(1954)、アメリカ(1955)、日本(1956)、ロシア(1959)
1960年代
イタリア(1960)、中国(1960)、ベルギー(1962)、イスラエル(1962)、ノルウェー(1962)、カナダ(1963)、ニュージーランド(1963)、イギリス(1965)、西ドイツ(1966)、チェコスロバキア(1966)、フランス(1968)、オランダ(1968)、オーストラリア(1960)
1970年代
フィンランド(1970)、東ドイツ(1971)、アルジェリア(1972)、デンマーク(1973)、ヨーロッパ中期予報センター(1979)

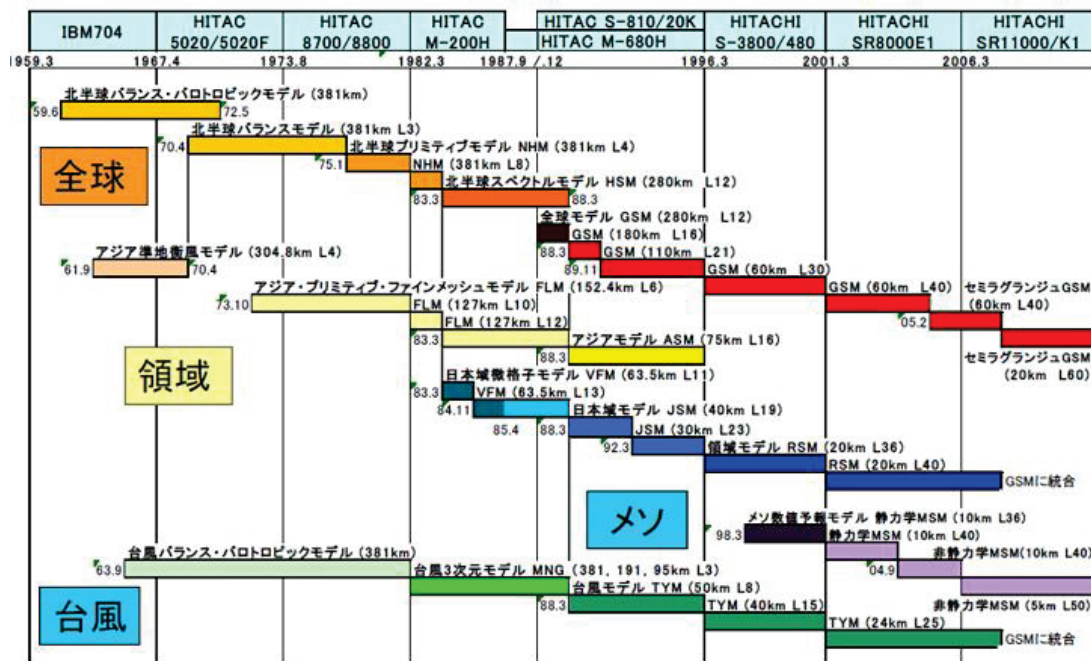


図-2.1 気象庁の数値予報モデルの歴史⁶⁾

象予報業務の開始と共に、世界各国での気象予報の現業化の契機となった。表-2.1に各国における数値予報の現業化の年表⁵⁾を示す。

表-2.1にあるように、日本においても1956年において数値予報の現業化が開始されている。図-2.1に気象庁における数値モデルの歴史を示す⁶⁾。ここでは、日本を例にして数値モデルの発展を示していく。開始初期では、上述にもあった順圧モデルが主流とされていた。理由としては、当時の計算機の計算能力では鉛直1層で計算を行う順圧モデルが限界であったことが挙げられる。その後、計算機の能力は発達を遂げ、それによって数値予報技術も向上することになる。1970年後半には、プリミティブモデルが現業の数値予報に用いられるようになる。プリミティブモデルでは、静水圧近似のみを用いたモデルであり、従来の地衡風近似を用いたものよりも正確に現象を予測することが可能である。また、空間の離散化にスペクトル法（物理量の空間分布を波数の重ね合わせで表現する手法）を導入したモデルが1980年代前半で現れ、現在の気象庁全球モデルでのこの手法が用いられている。さらに、より高解像度で予測する試みとして、1973年に領域型数値予報が開始され、最終的には水平解像度20kmまで

高解像度化が施された。そして、極端現象の予測に備えてメソスケールでの数値予報が1998年に開始されている。しかしながら、それらは静力学モデルであるため、より解像度を上げる場合には静水圧近似の精度が低下することが問題とされていた。その対応策として、2004年に静力学MSM (Meso Scale Model) が現在も用いられている非静力学MSMに改良され、現業化された。このため、解像度5 kmでの数値予報が実現されている。

2-1-2 数値モデルを用いた降雨予測に関する研究

前節のような、現業モデル以外にも研究用の数値モデルについても研究・開発が行われている。ペンシルベニア州立大学と米国大気研究センターはMM5 (Fifth-Generation Penn State/NCAR Mesoscale model) と呼ばれる非静力学領域型モデルの開発を行った⁷⁾。このモデルはAnthes and Warner⁸⁾によって開発された気象モデルがベースとなっており、様々な物理モデルのオプションや同化手法が使用可能となっている。さらに、その次世代モデルとして、本研究でも使用するWRF (Weather Research Forecasting model) が開発された⁹⁾。MM5との相違点としては、計算スキームにある¹⁰⁾。MM5では、時間積分は2次のLeapfrog法、空間の離散化には2次の中心差分が用いられている。対してWRFでは、時間積分は3次のルンゲクッタ法、空間の離散化には5次精度の風上差分が用いられている。国内の研究用気象モデルとしては、坪木ら¹¹⁾が開発したCReSS (Cloud Resolving Storm Simulator) が挙げられる。CReSSもMM5やWRFと同様に、非静力学モデルであり、様々な物理オプションを備えているモデルである。また、気象庁および気象研究所において上述の非静力学MSMをNHM (Non-Hydrostatic Model) と称して、研究用モデルとして用いている。

これらの数値モデルの発展は、基礎方程式や計算スキームの改良という面よりも物理モデルの改良の積み重ねにあると考えられる。ここで、物理モデルとは、雲微物理モデルと言われるような、対流スケールでの雨雲の生成を表現するや¹²⁾、大気境界層スキームのような鉛直方向への乱れによる拡散をモデル化したもの¹³⁾などが挙げられる。とりわけ、本研究で対象とするような集中豪雨を予測する上で、雲の発達過程に寄与するこの雲微物理モデルが重要となる。

雲微物理を数値モデルに取り入れる取り組みは、Kessler¹⁴⁾は雲中の水物質（雨水，雲水）の粒径分布を混合比の変数とし，それらの相互変換過程を表現した手法を提案した．この手法は，バルク法とよばれており，現在でも雲微物理モデルとして主流の手法とされている．そのKesslerの手法に雪，霰，雲氷の水物質を加えて，水物質粒子の変換・成長を表現したLinスキーム¹⁵⁾が開発された．このスキームには，雨水と雪の相互変換を考慮することで，初期における降雨の発生を抑制し，より雨雲を持続させる効果があることが示されている．近年では，バクル法の他にビン法¹⁶⁾と呼ばれる手法が開発されている．この手法は，水物質それぞれに対して，粒径ごとに区分したビン(bin)を用意し，そのビンごとに状態変化を計算する手法である．Lynn et al.¹⁷⁾はMM5にビン法を導入し，対流性降雨を対象とした数値実験を行い，再現に成功している．その理由として，バルク法では混合比で一義的に決定するに対し，ビン法では粒径ビンごとに雨滴の速度が決まることから小さい粒径の水物質が雲中に残り，雨雲の発達を持続したことを示唆している．しかしながら，上述のように粒径ごとに状態変化や落下速度を計算することから，モデルの解像度が上昇すればするほどその計算負荷は大きく，高解像度での予測システムの構築には不向きな点が欠点として挙げられる．気象庁においてもビン法を用いた実験は行われているが，現業での実用段階には至っていないのが現状である．

一方，集中豪雨のような時空間的に小さなスケールの現象には，より細かな空間解像度が要求される．近年のコンピューター技術の目覚ましい発展により，モデルの空間解像度が数値モデルの性能に及ぼす影響についての議論も盛んに行われている．Verrelle et al.¹⁸⁾は理想的な大気場として，対流が発生しやすい温度・風速プロファイルを水平方向に一様に計算領域に与え，水平解像度の影響を確認している．そして，解像度を高くした場合，鉛直風速の分布により対流セルがより組織化されるとともに，その強度も増加することを示した．さらに，乱流拡散を鉛直方向のみだけでなく，水平方向にも考慮した場合に水物質の混合が促進されより降水強度が増加することも示している．実現象を対象とした事例としては，北ら¹⁹⁾は本研究でも対象とした広島豪雨の数値解析を行い，空間解像度が計算精度に与える影響について議論している．水平解像度が粗くなると風の収束場が変化し，降水の発生位置が変化することを示した．しかし

ながら、定性的な再現に留まっていることから初期値の精度の依存性についても示唆している。実際に、Schwartz et al.²⁰⁾の研究事例においても、解像度を上げることでより降水量や分布は改善するものの、与える初期値においてその精度が異なることが示されている。そのため、より良い精度を有する初期値を用いることが、数値予測を行う上で非常に重要であることが分かる。

2-1-3 線状降水帯とそれに関する解析事例

本研究では主に線状降水帯を形成する局地的豪雨を対象としている。そのため、ここでは線状降水帯の形態を整理するとともに、数値モデルでの解析事例についてレビューを行う。一般的に、線状降水帯は下層・中層風の気流構造によって主に3つに分類される²¹⁾。図-2.2に概念図を示すとともに、下記において説明する。

【スコールライン型²²⁾】

スコールライン型は、図-2.2に示すように下層と中層の風向が逆向きに吹いている時に発生しやすいことが知られている。降水セルからは雨水の落下に伴い、冷たい下降流が生じる。それが地表面に当たり、空気塊が発散する。これをガスフロントと呼ぶ。加えて、下層に湿った暖かい風が吹き込み、ガスフ

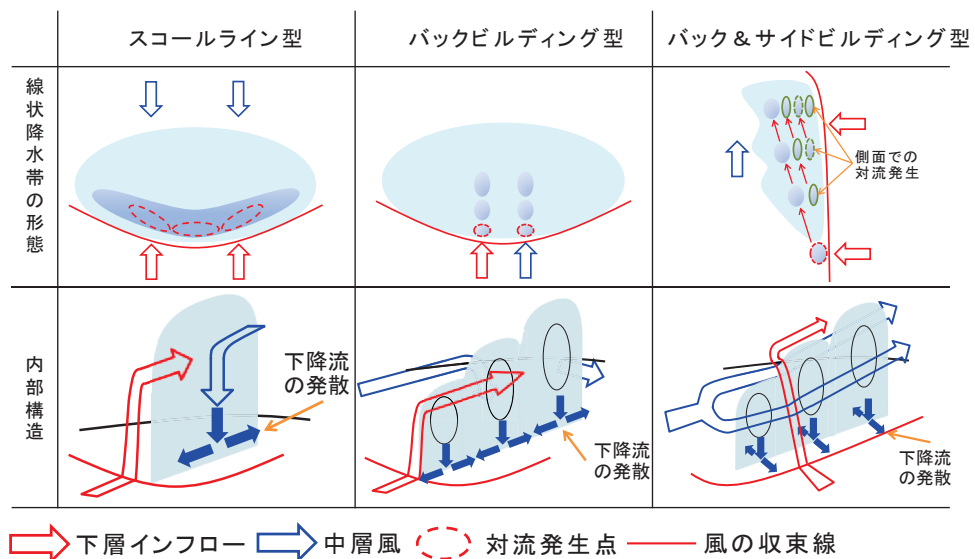


図-2.2 線状降水帯の分類²¹⁾

ロントとぶつかることで上昇気流が発生し、新たな降水セルが発生する。その後、下層風の進行方向に降水セルが移動し、再びガスフロントを放出しながら新しいセルを生成する。加えて、反対方向に吹く冷たい中層の風によって大気不安定が促進されるとともに、降水セルは中層風の流下方向に移動する。

【バックビルディング型²³⁾】

バックビルディング型では、スコールライン型とは反対に下層風と中層風の風向は同じとなる。一方で、ガスフロントと下層風による収束によって上昇気流が生じる点は同じである。しかし、上述のように風向が同じであるため、生成された降水セルは風下側へ移動する。

【バック&サイドビルディング型²⁴⁾】

バック&サイドビルディング型は中層風と下層風が直交する。図-2.2で示した対流発生地点における降水セルは中層風によって移動する。その降水セルから流れるガスフロントと下層風が収束することで、降水セルの側方で新たなセルが発生する。そのため、観測時の降水分布はにんじん状の雨域を形成することが特徴として挙げられる。

これらの線状降水帯に対する数値モデルによる解析は多く行われており、その発生要因についても議論がなされている。Seko et al.²⁵⁾は1996年に種子島付近で発生したバックビルディング型の線状降水帯に対してNHMを用いて数値解析を行い、発生要因や線状降水帯の形成機構について議論している。その結果、中層風の風向が降水帯の形を決定づける要因であることを示唆している。栗原ら²⁶⁾は2003年に広島県で発生したバック&サイドビルディング型の線状降水帯に対してNHMを用いた数値実験を行い、中国山地による地形効果や中層の乾燥空気塊が降水帯の発生要因であることを示している。本研究で対象とした広島豪雨の研究事例として、Hirota et al.²⁷⁾はMSMの結果に基づいた総観規模での要因分析を行うと共に、CReSSを用いた数値実験を行っている。数値実験より、湿舌による自由対流圏での水蒸気の存在や太平洋に存在する切離低気圧が上昇気流を駆動していることを示した。一方で、上述のように中層の乾燥空気塊が重要性を指摘しているが、対流不安定は強化されるものの積乱雲の発達が抑制される場合も報告されている²⁸⁾。このことから、降雨イベントごとに対する発生要因はイベントによって異なることが考えられる。加えて、Hirota

et al.²⁷⁾らの研究では、広島豪雨における小さなスケールでの気象条件に着目した発生要因を明らかにしていない。

2-1-4 データ同化に関する研究

第1章でも述べたように、数値予報の課題として、与える初期値の精度が予測精度に大きく依存する「初期値鋭敏性」という問題が挙げられる。そして、この問題を解消すべく、データ同化という観測値を用いた初期値の修正が行われる。

数値予報技術データ同化の始まりは、Gandin²⁹⁾によって提案された最適内挿法(OI: optimal Interpolation)にある。この手法では、背景値(予報値)や観測値の誤差情報を統計的に求めてそれを重みとして取り扱い、格子点における最適値(解析値)を推定する手法である。データ同化手法の中でも、最も簡便な手法としても知られている。しかし、原則として背景値と観測値は同じ変数であることが必要とされる。例えば、衛星データから得られた輝度温度を同化する際も、モデル変数から輝度温度を推定しなければならない。そのため、変換する際に生じる過大な誤差が問題としても挙げられる。また、変換の際に力学的なバランスが考慮されない点も欠点として挙げられる。そのため、力学バランスが重視されない海面温度解析³⁰⁾に用いられている。

そこで、このような問題に対応するために、現在では変分法³¹⁾(VAR: Variational method)によるデータ同化が主に用いられる。VARでは、OIとは異なり、観測演算子を設計することでモデル変数にはない観測値を同化することが可能となっている。また、評価関数に拘束条件を加えることで力学的にバランスのとれた解析値の推定を実現している³⁰⁾。これらの同化技術の進歩により、衛星データ³²⁾やレーダー³³⁾などのリモートセンシングデータも容易に数値モデルに取り込むことが可能となった。変分法は時間方向の観測データや統計情報の取り扱い方によって、「3次元変分法(3D VAR)」と「4次元変分法(4D VAR)」に大別される。図-2.3に示すように、3D VARでは同化ウィンドウ(観測データを使用する期間)は解析対象時刻にのみ限られる。一方で、4D VARでは任意で同化ウィンドウを決定し、解析対象時刻における解析値を得ることができ

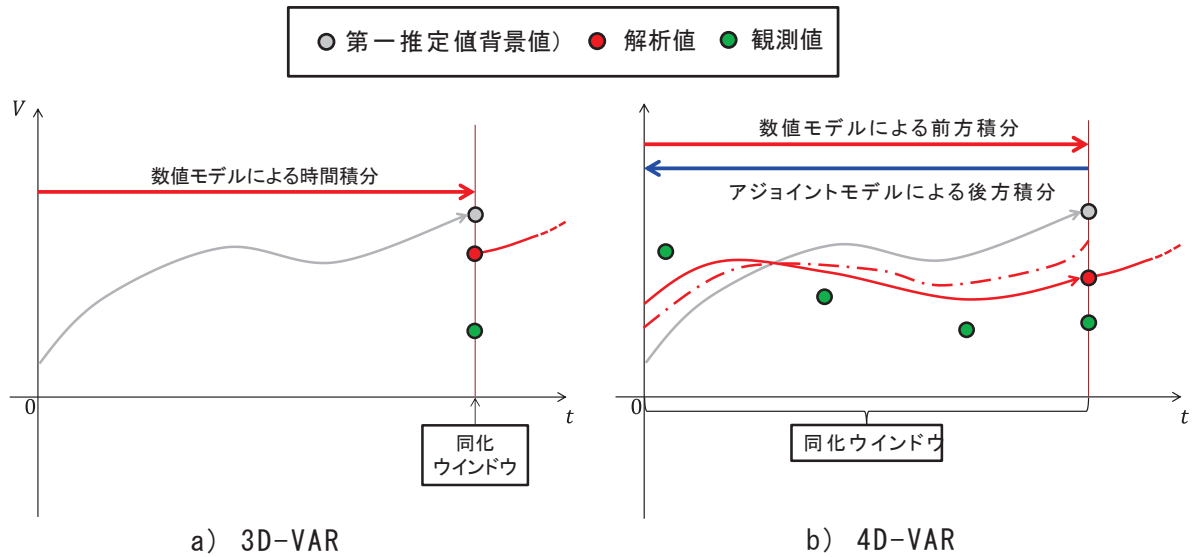


図-2.3 変分法の概念図

る．このことから，同化ウィンドウ内での誤差の時間発展を考慮した同化が可能であることが特徴として挙げられる．しかしながら，より適切な解析値を得るために，数値モデルによる前方積分とアジョイントモデルによる後方積分を繰り返し行うことが要求される．このため，高い空間解像度が要求されるメソスケールでの気象現象を予測するには不向きとも言える．国内での現業数値モデルにおいても，GSM（空間解像度：20 km）やMSM（空間解像度：5 km）と比較的粗い空間解像度のモデルでは4次元変分法が用いられている．また，空間解像度が2 kmである局地モデル（LFM：Local Forecast Model）においては3-D VARによるデータ同化が行われている．

さらに，近年ではアンサンブルカルマンフィルタ³⁴⁾（EnKF）によるデータ同化が注目を集めている．この手法では，通常のカルマンフィルタ（KF）と同様に，カルマンゲインと呼ばれる重み付け係数を解析誤差共分散行列から決定し，観測による修正量を求める手法である．しかしながら，数値モデルの次元が大きいことから適用が困難となる．そこで，EnKFでは初期値が異なる複数の数値モデルの予報値を元に解析誤差共分散行列，すなわちカルマンゲインを決定する手法である．また，アンサンブル予報を行うことから，見逃しの少ない予報が可能となる利点も挙げられる．その一方，北らによってもより適切な

表-2.2 国内における現業気象レーダーの種類

	C-band	X-band MP	C-band MP
波長(cm)	5	3	5
観測範囲(km)	200	80	200
アンテナサイズ(m)	4	2	4
偏波数	1(水平)	2(水平・垂直)	2(水平・垂直)
観測時間間隔(分)	5	1	1

解析値を得るためには多大なアンサンブルメンバーが必要となることが指摘されている³⁵⁾。気象庁においてもアンサンブルカルマンフィルタを活用したデータ同化システムの開発が進められているが³⁶⁾、50メンバーの予測実験を行っている。そのため、4-D VARと同様にメソスケール現象を予測する点で不向きとも言える。それに加えて、計算領域を狭くした場合、各メンバーに同一の境界条件を与えると背景場が同じ結果に収束し、解析誤差共分散行列の推定ができなくなる問題が挙げられる。その対策として、境界値にメンバー分の摂動を与えることで予測精度が向上することも知られている³⁷⁾。しかしながら、様々な境界値摂動の与え方が存在し、現在でも適切な摂動の与え方について調査・研究が進められている³⁸⁾。

2-2 気象レーダーによる降雨観測に関する研究

2-2-1 レーダー雨量計の開発

ここでは、日本におけるレーダー観測の発展についてレビューを行う。一般的に、レーダーの種類は発信される電波の波長帯や偏波の数によって区分される。表-2.2に気象庁および国交省で設置されているレーダーの諸元を整理し、示す。

気象庁では、1954年よりC-bandレーダーの観測を実施しており、現在では、全国20箇所で設置されている³⁹⁾。設置当初では、エコー強度（反射強度）のみを観測していたが、2006年からドップラー化が行われ、2013年には完了したことから、全国各地でドップラー速度が観測可能となっている⁴⁰⁾。また、気象

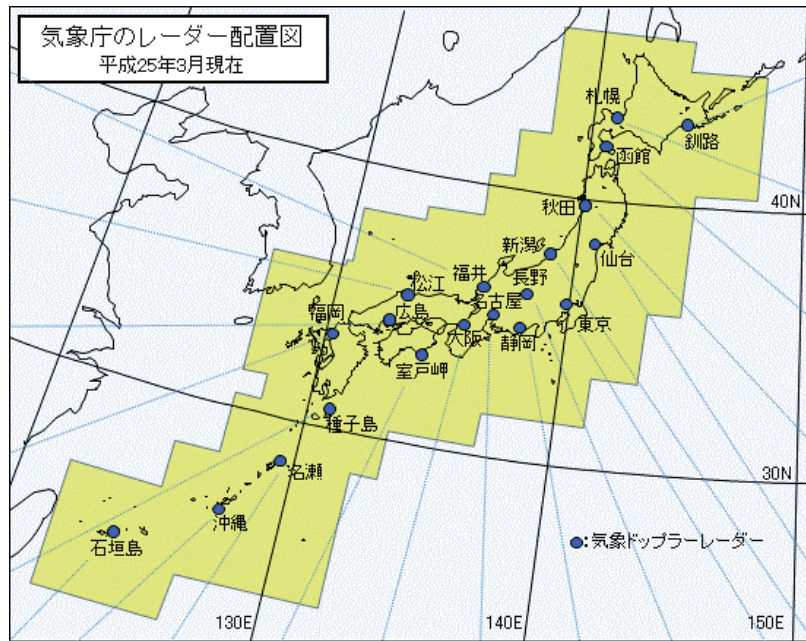


図-2.4 気象庁 C-band レーダーの設置箇所³⁹⁾

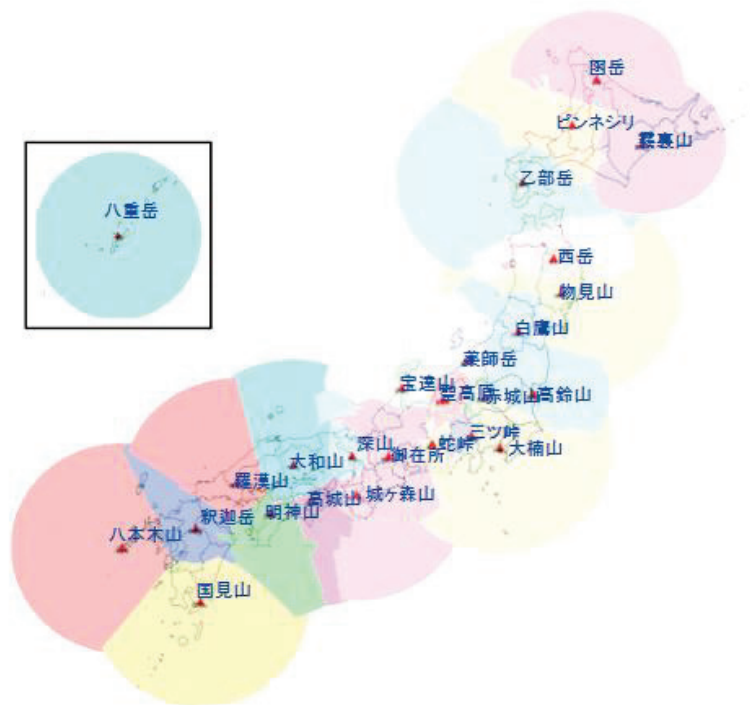


図-2.5 国交省 C-band レーダーの設置箇所⁴¹⁾

レーダーと地上観測雨量を比較した場合，レーダーで観測された雨滴が風の移流によって流されることから，両者において観測値の乖離が生じる可能性が考えられる．そのため，気象庁では，より定量性のあるデータを提供するために地上雨量を用いてレーダー雨量を補正した「解析雨量」を算出している．また，国内の C-band レーダーの設置状況として，国土交通省でも C-band レーダーの整備を 1976 年から開始し，現在では 26 基が設置されている⁴¹⁾ (図-2.5)．気象庁と同様に，ドップラー速度の観測も行われている．これらのレーダーが全国各地において整備されたことで，降雨分布を面的に捉えることが可能となり，防災・減災技術の発展に大きく寄与してきた．その一方，それらの観測精度にはいくつかの課題が存在する．一つは，上述のような観測高度差による観測精度の低下がある．2 つ目に，従来のレーダーでは水平偏波のみが発信されていることが挙げられる．水平偏波のみが発信された場合，降水粒子からの散乱強度が受信されるのみであることから，粒子の形状など降水量の推定に重要なパラメーターが観測されない⁴²⁾．さらに，波長の長さから細かな雨滴を捕捉出来ない問題も挙げられる．

このような問題への対応策として，2000 年から防災科学技術研究所では X-band MP レーダーの開発を開始している⁴³⁾．このレーダーでは，水平・垂直の 2 偏波 (図-2.6) を発信し，雨滴の扁平度によって偏波間位相差が変化することを利用して，雨滴形状を考慮した雨量の推定が可能となっている⁴⁴⁾．また，表-2.2 に示すように，X-band の波長帯は 3 cm と C-band よりも短いことから，より細かな雨滴も捉えることが可能となっている．さらに，X-band MP レーダ

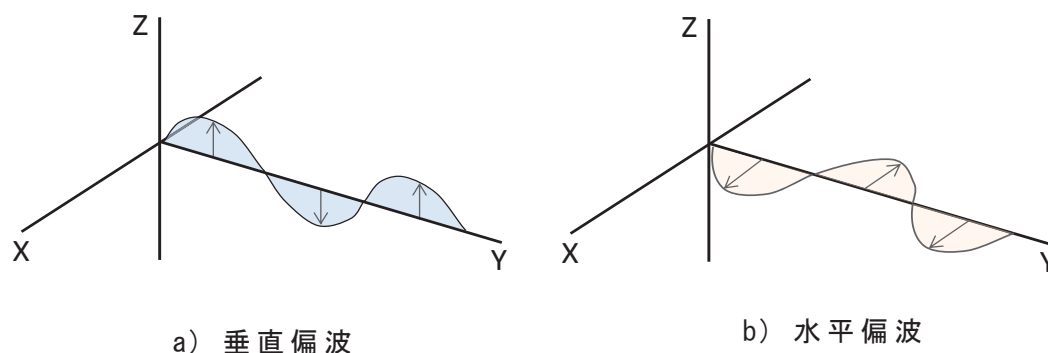


図-2.6 X band MP レーダーの偏波方式

表-2.3 X-band MP レーダーの観測パラメーター

パラメーター	概要
Prh-NOR	水平偏波の受信電力
	目標物にあたって返ってきた水平偏波の電力値
Prh-MTI	水平偏波の受信電力(地形エコー除去)
	Prh-NORからグランドクラッターを除去したもの
Prv-NOR	鉛直偏波の受信電力
	目標物にあたって返ってきた鉛直偏波の電力値
Prv-MTI	鉛直偏波の受信電力(地形エコー除去)
	Prv-NORからグランドクラッターを除去したもの
V	ドップラー速度
	レーダーサイトを中心とした同径方向の速度
W	ドップラー速度幅
	観測ボリューム内でのVの分散値
φ_{dp}	偏波間位相差
	水平偏波と鉛直偏波の位相差
ρ_{hv}	偏波間相関係数
	観測ボリューム内の粒子径のバラつきを示す。
Zh	降雨減衰補正済みレーダー反射強度
	Prh-MTIから算出した反射強度に減衰補正を施し
Zdr	レーダー反射因子差
	ZhとZvの差であり、扁平度が大きくなるほど正の値
Kdp	偏波間位相差変化率
	φ_{dp} の電波進行方向の変化量
Rr	サイト雨量
	Kdp-R関係式およびZ-R関係式から算出した雨

一の特徴として、従来の反射強度やドップラー速度の他に表-2.3に示すパラメーターが観測可能である。そして、C-bandよりも観測仰角を増やすことで、XRAINではより三次元的な降水分布の観測（ボリュームスキャン）を可能としている。それらを踏まえ、国土交通省でも、これらの技術を基に、2010年から政令指定都市をの周辺にX-band MPレーダーを設置している。実際に、X-band MPレーダーの精度評価を行っている事例は多く存在する。Thanda et al⁴⁵⁾は、2013年と2014年に発生した降雨イベントに対して気象庁C-bandとX-band MPを地上雨量と比較し、精度評価を行っている。その結果、C-bandよりも地上雨量に近い値を示したイベントもある一方で、降雨減衰が発生する領域では精度

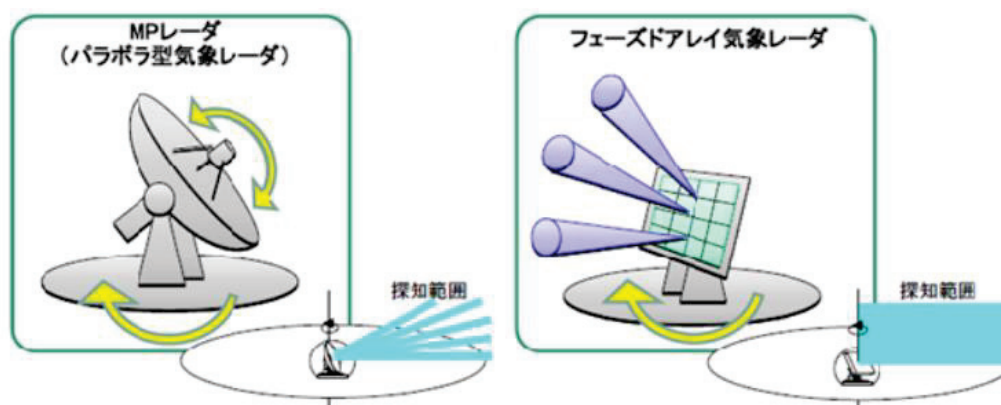


図-2.7 パラボラレーダーとフェイズドアレイレーダーの観測イメージ⁴⁹⁾

が低下することを示した。また，林ら⁴⁶⁾は北陸地方での複数の降水イベントにおいて精度検証を行った結果，レーダーサイトに近い地点では高い精度を示すものの，20 km以降ではレーダービームの充満率の低下によって精度が低下することを示唆している。以上のことから，波長帯が短いことによる降雨減衰や観測距離が観測精度に依存することが考えられる。

それらの課題を踏まえて，国土交通省において既設のC-bandレーダーのMP化を現在推し進めている。このレーダーでは偏波化することで，雨滴粒径を考慮した雨量推定が可能になるとともに，上述のような減衰や距離依存の問題を軽減することが可能となる。越田⁴⁷⁾らは，福岡に位置する釈迦岳レーダーを対象とした偏波化によるレーダーの精度向上の評価を試みた。その結果，位相情報から減衰量を見積もることで，従来のレーダーで見られていた降雨減衰による雨量の低下が改善されたことを示している。

また，最新鋭のレーダー技術として，フェイズドアレイレーダー⁴⁸⁾が近年注目を浴びている。フェイズドアレイレーダーは，多数のアンテナを面的に配置し，各々がマイクロ波を発信することで，幅広なビームを形成することができる。その結果，通常のレーダーでボリュームスキャンを行う場合には，仰角を変えながら観測する必要があったが，フェイズドアレイレーダーでは仰角を変更することなく三次元的な雨雲の構造を捉えることが出来る。加えて，仰角が固定であるため，より高速な三次元観測が実現されている。国内では，大阪，神戸，沖縄に設置され実証実験が積み重ねられている。また，現段階では偏波

機能が搭載されておらず，2 偏波型フェイズドアレイレーダーの開発も進んでいる⁵⁰⁾。

2-2-2 レーダーデータの活用事例

本節では，レーダーで観測されたデータを有効活用した研究事例のレビューを行う。

まず，レーダー雨量を用いてリアルタイムでの防災情報を発信する手法について述べる。国外では，アイオワ大学の IFC (Iowa Flood Center) において，レーダーデータを入力値とした分布型流出モデルによる水位予測を行い，情報の提供を行っている⁵¹⁾。また，国内においても XRAIN データを入力値とした，分布型流出モデルによる水位予測に関する検討がなされている⁵²⁾。また，都市型水害への検討として，関根ら⁵³⁾は XRAIN データを用いた内水氾濫解析を実施し，高い精度で浸水深を予測できることを示している。このような観測値を用いた災害予測を用いた手法が近年発達してきている。しかしながら，極端現象のように可能な限り早急な対応が求められる場合，このような手法よりも予測雨量を用いた手法がより有効になると考えられる。

数値予報とは異なった降雨予測のアプローチの一つとして，「運動学的手法」が挙げられる。これは，レーダーで観測された降水分布の移動パターンを時間外挿して，現在時刻よりも先の降水分布を予測する手法である。気象庁において，降水ナウキャスト⁵⁴⁾と呼ばれる形で運用されており，この手法では C-band レーダーを用いている。2014 年には，より高解像度の予測情報を提供するために，高解像度ナウキャストの運用が開始された。高解像度ナウキャストでは，XRAIN データを用いることで降水分布の高解像度が実現されている⁵⁵⁾。また，ボリュームスキャンにより三次元的な降水分布を算出することが可能となっている。高田ら⁵⁶⁾はウェーブレット変換によって，対流性降雨と層状性降雨を分離した後に移動予測をすることで精度が向上することを示している。Hirano et al.⁵⁷⁾は，鉛直積算雨水量 (VIL: Vertical Integrated Liquid) を用いた XRAIN による強雨予測を試みており，偏波間位相差 K_{dp} を用いた場合予測精度が向上することを示している。また，降水量のみではなく，動径風を用いて降水の発

生を検知する手法も精力的に行われている。中北ら⁵⁸⁾らは動径風から渦度を算出し、ゲリラ豪雨のタマゴの検出を試みている。その結果、地上降水量が最大となる前に渦が発生したことからゲリラ豪雨予測の可能性を見出した。このように、観測値を直接的に用いた予測手法は目覚ましく発展を遂げてきた。しかしながら、それらの手法では力学的過程を十分に反映しているとは言い難く、リードタイムは数値モデルを用いた予測よりも短くなる。

レーダーデータを同化した数値予測に関する研究も多く存在する。Sun and Crook³²⁾による雲解像モデルと4次元変分法を組み合わせたレーダーデータの同化実験である。この研究では、OSSE (Observing System Simulation Experiment) と呼ばれる数値モデルの結果を擬似観測値として同化する方法を採用し、リトリバーバル性能を評価した。そして、この後続研究⁵⁹⁾として、実際に対流セルが発生したケースを対象に実データの同化実験を行い、初期の対流場が予測されていることで、その効果を実証した。しかしながら、使用モデルにおいて冷たい雨が考慮されていないことなど、モデルとしての不完全性も指摘されている。また、杉本⁶⁰⁾も3DVARを用いて、OSSEによるレーダーの同化実験と実データを使った同化実験を行っている。その結果、3次元変分法においてもレーダーの同化のリトリバーバル性能の高さを実証し、前線性の降雨に対しても同化効果があることを示している。

Xバンドレーダの同化事例としては、Snook et al.⁶¹⁾によって、オクラホマ州に設置されたレーダーに対してEnKFを用いた同化を行っている。その結果、下層における対流が改善され降雨が発生したことを示している。また、国内では、中野ら⁶²⁾は大阪で発生した対流性降雨を対象としたXRAINデータの同化実験を行っている。その結果、同化した場合には大阪湾からの西風と伊勢湾からの東風の収束が確認され、その効果を実証している。さらに、山口ら⁶³⁾はファジー理論によって、偏波情報から霰・氷晶・雪の混合比を推定した上で、LETKFを用いて同化を行っている。この手法により、同化しない場合よりも霰混合比が上空で増え、対流が強化され強雨が予測できたことを示している。

2-3 まとめ

本章では、数値モデルの現在までの発展や特徴・課題を示し、解像度や初期値が精度に大きく依存することを示した。とりわけ、数値モデル内のサブモデル（物理モデル）が完成されつつある現状において、初期値の改善は予測を行う上で重要なタスクともいえる。

それらを踏まえて、同化手法の整理を行い、各手法の利点・欠点について洗い出しを行った。誤差情報を時間方向に考慮できる手法（4DVAR, EnKF）はよりよい初期値を推定しうる手法でもあり、今後の計算機資源の発展に伴い主流となっていく手法であると考えられる。しかしながら、より迅速な予測が重要視される極端現象の予測には高い解像度が要求される。そして、そのトレードオフとして、計算負荷を可能な限り減らす必要があると考えられる。そのため、本研究では3次元変分法に着目した数値予測を行う。

そして、本研究で対象とする XRAIN の特徴を示すため、国内でのレーダー観測技術の比較を行った。XRAIN では、2 偏波方式となったことで従来の C-band よりも飛躍的に観測精度は向上している。その一方で、降雨減衰などの問題も存在し、その対策として C-band の 2 偏波化が現在推し進められている。同化する上でも、水平方向のデータの欠測は可能な限り避けるべきだと考える。しかし、その一方で、C-band での観測仰角が XRAIN と比べて少ないことから鉛直方向のデータに関しては不十分であるとも考える。さらに、局地的豪雨の場合、雲頂高度が高い点を考慮すると、現象を予測する上で鉛直方向のデータを密に得られる XRAIN はより有用となると考える。さらに、レーダーの設置高度が低いことから、下層での観測にも優れていることも特筆すべき事項であると考えられる。

最後に、レーダーの活用手法について取りまとめを行った。ナウキャストや VIL などの予測手法が XRAIN でも活用されつつある。しかしながら、上述のように、よりリードタイムを稼ぐことのできる数値予測の方が防災・減災を考える上で重要であると考えられる。レーダーデータを用いた同化はこの 20 年で多く行われてきた。その一方で、XRAIN を用いた事例は多くはない。少ない事例の中でも、偏波情報を活用した事例があり、その有効性は実証されつつある。しか

しながら、時間方向の観測密度の多さや3次元観測などのその他の観測特性が予測精度に与える影響についても考慮する必要があると考える。

参考文献

- 1) Grønøs, S. : Vilhelm Bjerknes' Vision for Scientific Weather Prediction, The Nordic Seas: An Integrated Perspective, American Geophysical Union, Washington, D. C., 2005.
- 2) Richardson, L. F.: Weather Prediction by Numerical Process, Cambridge University Press, 1965.
- 3) Platzman, G. W.: The ENIAC computations of 1950—The gateway to numerical weather prediction, Bull. Amer. Meteor. Soc., 60, pp.302–312, 1979.
- 4) Charney, J. G., FjØrtoft, R., Von Neumann, J.: Numerical Integration of the Barotropic Vorticity Equation, *Tellus*, 2(4), pp.237-254, 1950.
- 5) 新田 尚 : 数値予報の歴史－数値予報開始 50 年を迎えて－, 天気, 56(11), pp.894-900, 2009.
- 6) 理化学研究所 : 気象予測とスパコン, <http://www.aics.riken.jp/jp/post-k/pi/climate>.
- 7) UCAR : A Description of the Fifth-Generation Penn State/NCAR Mesoscale Model, 1995
- 8) Anthes, R. A., T. T. Warner: Development of Hydrodynamic Models Suitable for Air Pollution and Other Mesometeorological Studies, *Mon. Wea. Rev.*, 106, pp.1045-1078, 1978.
- 9) NCAR : A Description of the Advanced Research WRF Version3, 2008.
- 10) 塩崎 信一 : 山陰沿岸におけるリアルタイム高潮予測システムの構築に関する研究, 鳥取大学博士論文, 2014.
- 11) 坪木 和久, 榊原篤志 : CReSS ユーザーズガイド, 2000.
- 12) 気象庁 : 数値予報解説資料, 第 45 巻, pp.23-42, 2012.
- 13) 中西 幹郎 : 大気境界層 : モデル研究を中心に, 天気, 54(2), pp.7-10, 2007.
- 14) Kessler, E. : On the Distribution and Continuity of Water Substance in Atmospheric Circulations, *Meteorol. Monogr.*, 10(32), 1969.
- 15) Lin, Y.-L., Farley, R. D., and Orville, H. D.: Bulk Parameterization of the Snow Field in a Cloud Model, *J. Climate Appl. Meteorol.*, 22, pp.1065-1092, 1983.
- 16) 橋本 明弘 : 高精度ビン法雲微物理モデルの開発, 低温科学, Vol.72, 71-78, 2014
- 17) Lynn, B. H., Khain, A. P., Dudhia, J., Rosenfeld, D., Pokrovsky, A., and Seifert, A.: Spectral (bin) Microphysics Coupled with a Mesoscale Model (MM5). Part I: Model Description and First Result, *Mon. Wea. Rev.*, 133, pp.44-58, 2005.

- 18) Verrelle, A., Ricard, D. and Lac, C., Sensitivity of High-resolution Idealized Simulations of Thunderstorms to Horizontal Resolution and Turbulence Parametrization, *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 141, pp.433-448, 2015.
- 19) 北 真人, 河原能久, 椿 涼太, Nyunt, C.T.: WRFによる2014年広島豪雨の数値解析, 土木学会論文集 B1 (水工学), Vol.72, No.4, I_211-I_216, 2016.
- 20) Schwartz, C. S.: Reproducing the September 2013 Record-breaking Rainfall over the Colorado Front Range with High-resolution WRF model Forecast, *Wea. Forecasting*, 29, pp.393-402, 2014.
- 21) 瀬古 弘 : 線状降水帯の形状と構造 — 気流解析の勧め — , www.mri-jma.go.jp/Dep/fo/lab2/member/hseko/rainband.pdf
- 22) Houze, R. A., Rutledge, S. A., Biggerstaff, M. I., and Smull, B. F.: Interpretation of Doppler Weather Radar Displays of Midlatitude Mesoscale Convective Systems, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 70, 608-619, 1989.
- 23) Parker, M. D., and Johnson, R. H.: Organizational Modes of Midlatitude Mesoscale Convective Systems, *Mon. Wea. Rev.*, 128, 3413-3436, 2000.
- 24) 小倉 義光 : 日本の天気 その多様性とメカニズム, 東京大学出版会 p.283, 2015.
- 25) Seko, H. and Nakamura, H.: Analytical and Numerical Studies on Meso- β scale Precipitation Bands Observed over Southern Kyushu on 7 July 1996, 気象研究所報告書, 第55巻 (3), pp.55-74, 2005.
- 26) 栗原 佳代子, 金森 恒雄, 瀬古 弘 : 2003年7月18日に広島県で発生した線状降水帯 — 気象庁非静力学モデルで解析した気流構造と地形や中層乾燥気塊の効果 — , 天気, 56 (8), pp.613-626, 2009.
- 27) Hirota, N., Takayabu, Y., Kato, M., and Arakane, S.: Roles of an Atmospheric River and a Cutoff Low in the Extreme Precipitation Event in Hiroshima on 19 August 2014, *Mon. Wea. Rev.*, 144, pp.1145-1160, 2016.
- 28) Kato, T. : Structure of the Band-Shaped Precipitation System Inducing the Heavy Rainfall Observed over Northern Kyushu, Japan on 29 June 1999, *J. Meteor. Soc. Japan*, 84(1), pp.129-153, 2006.
- 29) Gandin, L. S. : Objective Analysis of Meteorological Fields, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 92, p.447, 1966.

- 30) Reynolds, R. W., Rayner, N. A., Smith, T. M., Stokes, D. C., and Wang, W. : An improved in situ and satellite SST analysis for climate, *J. Climate.*, 15, 1609-1625, 2002
- 31) Sasaki, Y. : An ObJective Analysis Based on the Variational Method, *J. Meteor. Soc. Japan.*, 36, 77-88, 1958.
- 32) Derber, J. C., Wu, W.-S. : The Use of TOVS Cloud-Cleared Radiances in the NCEP SSI Analysis System, *Mon. Wea. Rev.*, 126, 2287-2299, 1998.
- 33) Sun, J. and Crook, N. A.: Dynamical and Microphysical Retrieval from Doppler Radar Observations Using a Cloud Model and its Adjoint. Part 1: Model Development and Simulated Data Experiments, *J. Atmos. Sci.*, 54, pp.1642-1661, 1997.
- 34) Hountekamer, P. L. and Mitchell, L. : Ensemble Kalman Filter, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 131, pp.3269-3289, 2005.
- 35) 北 真人, 河原 能久, 椿 涼太, 牛山 朋來 : WRF-LETKF による 2013 年 8 月の島根県西部豪雨の数値解析, 応用力学論文集, Vol.17 (2), I_277-I_287, 2014.
- 36) Kunii, M. : Mesoscale Data Assimilation for a Local Severe Rainfall Event with the NHM-LETKF System, *Wea. Forecasting*, 29, 1093-1105, 2014.
- 37) Torn, R. D., and Hakim, G. J. : Boundary conditions for limited-area ensemble Kalman filters, *Mon. Wea. Rev.*, 134, 2490-2502, 2006.
- 38) 牛山 朋來, 佐山 敬洋, 岩見 洋一, 三好 健正 : 2011 年台風 12 号・15 号を対象としたアンサンブル降雨流出予測実験, 河川技術論文集, Vol.20, pp.455-460, 2014.
- 39) 気 象 庁 : 気 象 庁 レ ー ダ ー の 配 置 , <http://www.jma.go.jp/jma/kishou/known/radar/kaisetsu.html>
- 40) 梶原 佑介, 大野 洋 : 気象ドップラーレーダーから算出される VAD 風の品質管理手法の開発およびデータ特性の調査, 測候時報, Vol.82, pp.15-53, 2015.
- 41) 国土交通省 : 河川砂防技術基準 調査編, p.30, 2014.
- 42) 吉野 文雄 : 直交二偏波レーダによる降水現象研究の動向, 天気, 3(3), pp.3-17, 1990.
- 43) 防災科学技術研究所 : X バンドマルチパラメーターレーダによる降雨観測, 2005.
- 44) 岩波 越, 前阪 剛 : X バンド MP レーダーによる降雨強度の推定, ながれ, Vol.32, pp.313-318, 2013.
- 45) Nyunt, C.T., Kolar, B., Tsubaki, R. and Kawahara, Y. : Analysis of 3-D Unprecedented Torrential and Convective Rainfall by High Resolution X Band Radar Precipitation, *36th*

- IAHR World Congress*, USB, 9p, 2015.
- 46) 林 義晃, 手計 太一, 永島 健, 山崎 惟義: 北陸地方における X バンド MP レーダの降水量推定精度に関する時空間分布特性, *水文水資源学会誌*, Vol.28(5), pp.221-232, 2015.
- 47) 越田 智喜, 武中 秀好, 中北 英一, 真木 雅之, 中川 勝広, 深見 和彦: 現業 C バンド MP レーダにおける降雨推定精度, *土木学会論文集 B1 (水工学)*, Vol.68, No.4, I_361-I_366, 2012.
- 48) Zrnich, D. S., Kimpel, J. F., Forsyth, D. E., Shapiro, A. Crain, G., Ferek, R., Hemmer, J., Benner, W., Mcnellis T. J. and Vogt, R. J. : Agile-Beam Phased Array Radar for Weather Observations, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 88, 1753-1766, 2007.
- 49) 情報通信研究機構: 日本初 「フェーズドアレイ気象レーダ」を開発,
<https://www.nict.go.jp/press/2012/08/31-1.html>
- 50) 楠 研一, 牛尾 知雄, 菊池博史, 水谷文彦, 柏柳太郎, 佐藤晋介, 足立透, 吉田翔, 小池佳奈, 岩波越: シンポジウム「フェーズドアレイレーダー」の報告—研究開発の現状と将来展望—, *天気*, 63(8), pp.587-590, 2016.
- 51) Krajewski, W.F., Ceyner, D., Demir, I., Goska, R., Kruege, A., Langel, C., Mantilla, R., Niemeier, J., Quintero, F., Seo, B.-C., Small, S. J., Weber, L. J. and Young, N. C. : Real-Time Flood Forecasting and Information System for the State of Iowa, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 2017.
- 52) 増本 健佑, 深草 新, 辻倉 裕喜, 田中 耕司: XRAIN やフィルタリング技術を活用した水位予測システムの適用上の課題とその対応, *河川技術論文集*, Vol.23, pp.305-310, 2017.
- 53) 関根 正人, 中森 奈南, 児玉 香織, 斎藤 涼太: 森ヶ崎処理区を対象とした 2013 年 7 月 23 日豪雨時の都市浸水の再現計算とその精度検証, *土木学会論文集 B1(水工学)*, Vol.73, No.4, I_1459-I_1464, 2017.
- 54) 気象研究所: Algorithms for Precipitation Nowcasting Focused on Detailed Analysis using Radar and Raingauge Data, Technical Reports of the MRI, No.39, 2000
- 55) 木川 誠一郎: 高解像度降水ナウキャストにおける降水の解析・予測技術について, *測候時報*, vol.81, pp.55-76, 2014.
- 56) 高田望, 田中裕介, 池淵周一, 中北英一: 局地的な大雨の予測精度向上を目指した降

- 水ノウキャスト手法の開発, 土木学会論文集 B1(水工学), Vol. 69, I_349-I_354, 2013.
- 57) Hirano K., Maki, M. : Method of VIL Calculation for X-band Polarimetric Radar and Potential of VIL for Nowcasting of Localized Severe Rainfall-Case Study of the Zoshigaya Downpour, 5 August 2008-, *SOLA*, 6, pp.89-92, 2010.
- 58) 中北英一, 西脇隆太, 山邊洋之, 山口弘誠 : ドップラー風速を用いたゲリラ豪雨のタマゴの危険性予知に関する研究, 土木学会論文集 B1 (水工学), Vol. 69, I_325-I_330, 2013.
- 59) Sun, J. : Initialization and Numerical Forecasting of a Supercell Storm Observed during STEPS, *Mon. Wea. Rev.*, 133, pp.793-813, 2005.
- 60) 杉本 聡一郎 : ドップラーレーダーを主としたリモートセンシング観測値の 3 次元変分法によるデータ同化と短時間降水予測手法の高度化に関する研究, 京都大学博士論文, 2007.
- 61) Snook, N. and Xue, M : Analysis of a Tornadic Mesoscale Convective Vortex Based on Ensemble Kalman Filter Assimilation of CASA X-Band and WSR-88D Radar Data, *Mon. Wea. Rev.*, 139, pp.3446-3468, 2011.
- 62) 中野俊夫, 鈴木靖, 増田有俊 : 大阪都市部における強雨予測手法の開発, 土木学会論文集 B1 (水工学), Vol. 70, I_499-I_504, 2014.
- 63) 山口 弘誠, 古田 康平, 中北 英一 : 偏波レーダーから推定した定性的降水粒子情報の雲アンサンブル同化, 京都大学防災研究所年報. B, 56, pp.369-377, 2013.

第3章 数値予測手法の概要

本章では、数値予測手法を構成する数値モデルと同化手法の概要について説明する。

3-1 数値モデル概要

3-1-1 WRF の特徴

本研究で使用した気象モデル WRF¹⁾ (Weather Research and Forecasting model) は米国国立大気研究センター (NCAR: National Center for Atmospheric Research) が中心となり開発が進められている領域型の気象モデルである。ここで、領域型気象モデルとは任意の領域を計算領域とし、大気場の変化を計算するモデルのことを意味する。WRF の特徴の一つとして、静水圧近似を用いていないことから、格子幅を狭く設定することができ、その幅は約 1km 程度となる。そのため、図-3.1 に示すようなメソスケール気象に対応したモデルとなっている。また、放射過程、地表面過程、雲微物理過程、接地境界層における物理モデル (パラメタリゼーション) を自由に設定可能であることから、様々な現象に対処できるようになっている。さらに、化学物質の輸送をモデル化した WRF-Chem や WRF に対応した同化ツールである WRFDA などのオプションが存在する。

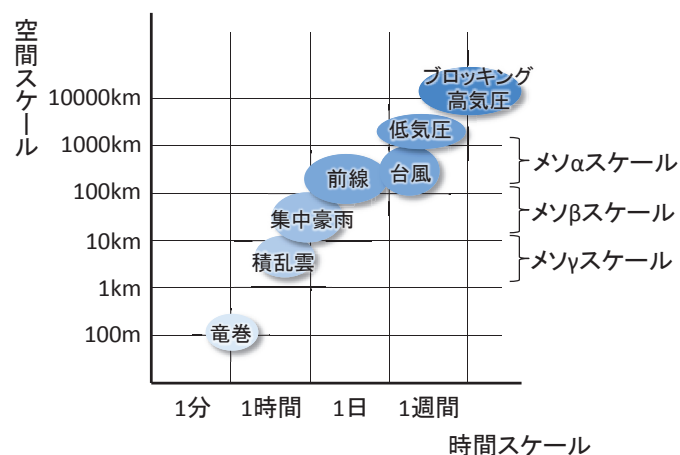


図-3.1 気象現象の時間・空間スケールによる分類

3-1-2 基礎方程式

モデルの基礎方程式系は以下のようにフラックス形式にて表現される。

・運動方程式

(東西方向)

$$\frac{\partial U}{\partial t} + m \left[\frac{\partial Uu}{\partial x} + \frac{\partial Vu}{\partial y} \right] + \frac{\partial \Omega u}{\partial \eta} + \mu_d \alpha \frac{\partial p}{\partial x} + \frac{\alpha}{\alpha_d} \frac{\partial p}{\partial \eta} \frac{\partial \phi}{\partial x} = F_U \quad (3-1)$$

(南北方向)

$$\frac{\partial V}{\partial t} + m \left[\frac{\partial Uv}{\partial x} + \frac{\partial Vv}{\partial y} \right] + \frac{\partial \Omega v}{\partial \eta} + \mu_d \alpha \frac{\partial p}{\partial y} + \frac{\alpha}{\alpha_d} \frac{\partial p}{\partial \eta} \frac{\partial \phi}{\partial x} = F_V \quad (3-2)$$

(鉛直方向)

$$\frac{\partial W}{\partial t} + m \left[\frac{\partial Uw}{\partial x} + \frac{\partial Vw}{\partial y} \right] + \frac{\partial \Omega w}{\partial \eta} - \frac{g}{m} \frac{\alpha}{\alpha_d} \left(\frac{\partial p}{\partial \eta} - \mu_d \right) = F_W \quad (3-3)$$

ここに、 u, v, w : 風の東西, 南北, 鉛直成分, $\Omega = \mu \frac{\partial \eta}{\partial t}$: η 座標系における鉛直速度, $\mu_d = p_{hs} - p_{ht}$: 乾燥大気の単位面積質量, p_{hs} : 地表面の乾燥大気の静水圧, p_{ht} : 計算範囲上端の乾燥大気の静水圧, m : マップファクター, α : 比容 ($1/\rho$, ρ : 湿潤大気密度), α_d : 乾燥大気の比容 ($1/\rho_d$, ρ_d : 乾燥大気密度), ϕ : ジオポテンシャル, p : 圧力である。なお, マップファクター m は, 格子幅と実際の地球上での距離の比を表したもので, 地図投影法により異なる。

さらに, 右辺の項は外力項を示し, コリオリ力, 曲率項で構成される。以下にそれらの式を示す。

$$F_U = + \left(f + u \frac{\partial m}{\partial y} - v \frac{\partial m}{\partial x} \right) V - eW \cos \alpha_r - \frac{uW}{r_e} \quad (3-4)$$

$$F_V = - \left(f + u \frac{\partial m}{\partial y} - v \frac{\partial m}{\partial x} \right) U - eW \sin \alpha_r - \frac{vW}{r_e} \quad (3-5)$$

$$F_W = + e(U \cos \alpha_r - V \sin \alpha_r) U + \left(\frac{uU + vV}{r_e} \right) \quad (3-6)$$

ここに, α_r : 子午線と y 軸における局所回転角, $f (= 2\Omega_e \sin \phi)$, $e (= 2\Omega_e \cos \phi)$: コリオリパラメータ, Ω_e : 地球の回転角, ϕ : 緯度, r_e : 地球半径である。

また、各式中における U , V , W は水平・鉛直方向の運動量フラックスを示す。

$$U = \mu_d u \quad (3-7)$$

$$V = \mu_d v \quad (3-8)$$

$$W = \mu_d w \quad (3-9)$$

・ 質量保存則

$$\frac{\partial \mu_d}{\partial t} + m^2 \left[\frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} \right] + m \frac{\partial \Omega}{\partial \eta} = 0 \quad (3-10)$$

・ 温位保存式

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} + m^2 \left[\frac{\partial U \theta}{\partial x} + \frac{\partial V \theta}{\partial y} \right] + m \frac{\partial \Omega \theta}{\partial \eta} = F_\Theta \quad (3-11)$$

ここに、 $\Theta (= \mu_d \theta)$: 温位フラックス、 θ : 温位である。

・ 状態方程式

$$p = p_0 \left(\frac{R_d \theta_m}{p_0 \alpha_d} \right)^\gamma \quad (3-12)$$

ここに、 p_0 : 標準気圧、 R_d : 乾燥大気的气体定数、 θ_m : 湿潤大気における温位、 $\gamma (= C_p/C_v)$: 比熱比、 C_p : 定圧比熱、 C_v : 定積比熱である。

・ ジオポテンシャル式

$$\frac{\partial \phi}{\partial t} + \mu_d^{-1} \left[m^2 \left(U \frac{\partial \phi}{\partial x} + V \frac{\partial \phi}{\partial y} \right) + m U \frac{\partial \phi}{\partial \eta} - g W \right] = 0 \quad (3-13)$$

・ 相別比湿保存式

$$\frac{\partial Q_n}{\partial t} + m^2 \left[\frac{\partial U q_n}{\partial x} + \frac{\partial V q_n}{\partial y} \right] + m \frac{\partial \Omega q_n}{\partial \eta} = F_{Q_n} \quad (3-14)$$

ここに、 $Q_n (= \mu_d q_n)$: 水物質フラックス、 q_n : 比湿である。なお、下添字 n は取り扱う水の相番号であり、雲微物理モデルの選択によりその相の数は変化する。

る。

3-1-2 モデル座標系

(1) 水平方向の座標系

WRFでは、基礎方程式からも分かるように、極座標で方程式を解かず、投影変換により座標変換を行う。今回のケースでは、Mercator座標系を選択した。理由としては、緯度経度の歪みが大きい場合に、計算不安定が生じやすいことが挙げられる。そのため、中緯度帯での歪みが小さい座標系を選定した図-3.2に座標系を示す。

(2) 鉛直方向の座標系

鉛直方向の座標系は η 座標系を用いている(図-3.3)。 η 座標系は、表面圧力と大気上端の圧力を用いて次式で表現される。

$$\eta = \frac{p_h - p_{ht}}{\mu} \quad (3-15)$$

$$\mu = p_{hs} - p_{ht} \quad (3-16)$$

ここに、 p_h ：圧力の静水圧成分、 p_{ht} ：計算範囲上端の大気の静水圧、 p_{hs} ：地表面の大気の静水圧である。 η 座標系は、上端圧力を固定とし、地上の圧力が座標下端となるように設定することで地形を正しく取り込むことを可能とした。

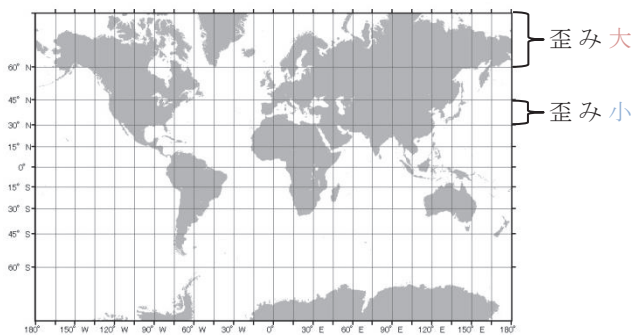


図-3.2 Mercator座標系

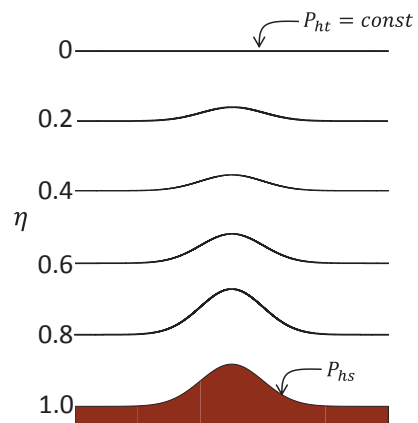


図-3.3 η 座標系

3-1-3 計算手法

(1) 時間積分

WRFでは、3次のルンゲクッタ法により非定常項を解く。ルンゲクッタ法では、一つの時間ステップにおいて、変数 Φ を以下のように3回に分けて解く。

$$\Phi^* = \Phi^t + \frac{\Delta t}{3}R(\Phi^t) \quad (3-17)$$

$$\Phi^{**} = \Phi^t + \frac{\Delta t}{2}R(\Phi^*) \quad (3-18)$$

$$\Phi^{t+\Delta t} = \Phi^t + \Delta tR(\Phi^{**}) \quad (3-19)$$

ここに、 $\Phi = (U, V, W, \theta, \phi', \mu', Q_m)$: 予報変数, 上添字': 変動成分, $R(\Phi)$: モデルの方程式である。

しかし、高周波の流れがある場合、上式で用いられるタイムステップ Δt では制限が生じる。この制限を回避するために、Wicker and Skamarock²⁾によって提案された時間分割法を使用している。

(2) 空間の離散化

空間の離散化に関しては、差分法により離散化されている。また、対流項には五次精度風上差分を、拡散項には二次精度中心差分法を用いている。また、計算格子はArakawa-Cグリッドを用いている。Arakawa-Cグリッドは、グリッド点上 (i, j, k) でスカラー量を計算する。また、ベクトル量に関しては、隣り合うグリッドの midpoint $(i \pm 1/2, j \pm 1/2, k \pm 1/2,)$ において計算される。スカラー量としては、単位面積質量 μ 、ジオポテンシャル ϕ 、比湿 q_m 、圧力 p 、比容 α である。ベクトルに関しては、風速の三成分 u, v, w である。図-3.4にArakawa-Cグリッドの変数配置を示す。

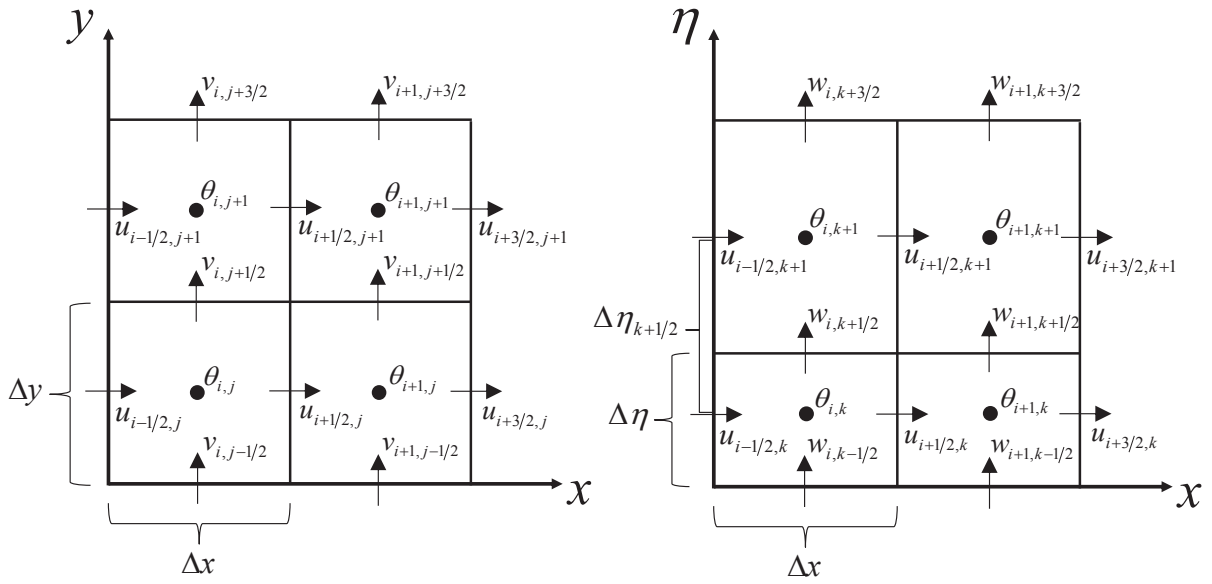


図-3.4 Arakawa-C グリッドにおける変数配置 (左: 水平方向, 右: 鉛直方向)

(3) CFL 条件

数値計算において、タイムステップを設定する場合、安定に計算を進める条件として、CFL (Courant Friedrichs and Lewy) 条件が重要となる。CFL 条件とは、「情報が伝搬する時間」を「波や物理量が実際に伝搬する時間」よりも短くしなければならないという条件である。WRF における、CFL 条件は以下ようになる。

$$\Delta t = 6 \cdot \Delta x \tag{3-20}$$

3-1-3 使用物理モデル

WRF の特徴の一つとして様々な物理モデルが選択可能であることが挙げられる．その中でも本研究において使用したものについて，その特徴を取りまとめる．

(1) 地表面スキーム

地表面スキームでは地表面近傍での運動量，熱のやり取りを表現する．本研究では，Monin-Obukov similarity theory を選定した³⁾．次式により，鉛直方向の運動量，顕熱，潜熱フラックスを算出する．

$$\tau = \rho u_*^2 = \rho C_d U \quad (3-21)$$

$$H = -\rho c_p u_* \theta_* = -\rho c_p C_h U (\theta_a - \theta_g) \quad (3-22)$$

$$LH = L_e \rho u_* q_* = L_e \rho M C_q U (q_g - q_a) \quad (3-23)$$

$$U = \sqrt{u^2 + v^2 + (\beta w_*)^2} \quad (3-24)$$

$$C_d = \frac{k^2}{\left[\ln\left(\frac{z}{z_0}\right) - \psi_m\left(\frac{z}{L}\right) \right]^2} \quad (3-25)$$

$$C_h = \frac{k^2}{\left[\ln\left(\frac{z}{z_0}\right) - \psi_m\left(\frac{z}{L}\right) \right] \left[\ln\left(\frac{z}{z_0}\right) - \psi_h\left(\frac{z}{L}\right) \right]} \quad (3-26)$$

$$C_q = \frac{k^2}{\left[\ln\left(\frac{z}{z_0}\right) - \psi_m\left(\frac{z}{L}\right) \right] \left[\ln\left(\frac{\rho c_p u_* z}{c_s} + \frac{z}{z_l}\right) - \psi_h\left(\frac{z}{L}\right) \right]} \quad (3-27)$$

ここに， τ ：せん断力， H ：顕熱フラックス， LH ：潜熱フラックス， ρ ：大気密度， u_* ：摩擦速度， c_p ：比熱定数， θ_* ：摩擦温度， θ_a, θ_g ：大気および地面の温度， L_e ：気化における潜熱， q_a, q_g ：大気および地面の比湿， w_* ：自然対流における鉛直流速， k ：カルマン定数， z ：対象とする高度， z_0 ：粗度高さ， L ：オブコフ長さである．なお，(3-24)式の右辺第3項を加えることで，地表面の加熱により，対流不安定が生じた場合における水平風速の消失を補償する項となっている⁴⁾．また， $\Psi_{m,h}(z/L)$ ：運動量および熱の普遍関数となっており，次式に示すバルクリチャードソン数による安定度で変化する⁵⁾．

$$Ri_b = \frac{g}{\theta_a} z \frac{\theta_{va} - \theta_{vg}}{U^2} \quad (3-28)$$

ここに， g ：重力加速度， θ_{va}, θ_{vg} ：大気および地表面の擬似温度である．

(2) 地表面モデル ; Noah land-surface model

このモデルは、Chen et al.⁶⁾ によって導入された地温と土壌水分量の算出を行うモデルである。また、植生の蒸散や地表面に覆われる雪の影響を取り入れている。

・地温モデル

$$C(\Theta) \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K_t(\Theta) \frac{\partial T}{\partial z} \right] \quad (3-29)$$

ここに、 T : 地温, C : 体積比熱, K_t : 熱伝導率である。なお、 C と K は土壌の体積含水率 (Θ) の関数で表現される。

$$C = \Theta C_w + (1 - \Theta_s) C_s + (\Theta_s - \Theta) C_a \quad (3-30)$$

$$K_t(\Theta) = \begin{cases} 420 \exp[-(2.7 + P_f)] & (P_f \leq 5.1) \\ 0.1744 & (P_f > 5.1 < 0) \end{cases} \quad (3-31)$$

$$P_f = \log[\psi_s(\Theta_s/\Theta)^b] \quad (3-33)$$

ここに、 $C_{w,s,a}$: は水, 土, 大気の体積比熱, Θ_s : 間隙率, ψ_s : サクシオンである。

・土壌水分モデル

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D \frac{\partial \Theta}{\partial z} \right) + \frac{\partial K}{\partial z} + F_\Theta \quad (3-34)$$

ここに、 F_Θ : 土壌のソース項 (降水) およびシンク項 (蒸発散, 流出), D : 土壌水分の拡散係数, K : 不飽和透水係数である。 D および K は体積含水率 (Θ) の関数で表現される。

$$D = K(\Theta) \frac{\partial \psi}{\partial \Theta} \quad (3-35)$$

$$K(\Theta) = K_s \left(\frac{\Theta}{\Theta_s} \right)^{2b+3} \quad (3-36)$$

$$\psi(\Theta) = \frac{\psi_s}{(\Theta/\Theta_s)^b} \quad (3-37)$$

ここに、 ψ : 土壌水分張力, b : curve-fitting パラメーターである。

・氷雪モデル

$$G = K_s \frac{T_s - T_{soil}}{D_{snow}} \quad (3-35)$$

ここに、 G : 土壌と氷雪間の熱フラックス, T_s : 表面 (氷雪) 温度, T_{soil} : 土壌温度, D_{snow} : 積雪深である。

(3) 大気境界層スキーム：YSU スキーム.

大気境界層スキームでは，サブグリッドスケール（計算格子よりも小さい規模）での，鉛直方向の乱流フラックスをパラメーター化し，鉛直方向の拡散を計算するスキームである．YSU スキームは Hong et al.⁷⁾ によって開発されたスキームであり，前身とされる MRF スキーム（Hong et al.⁸⁾）を混合層と自由大気層の境界で発生する取り込み（連行）現象を考慮できるように改良されたものである．

$$\frac{\partial c}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K_c \left(\frac{\partial c}{\partial z} - \gamma_c \right) - \overline{(w'c')}_h \left(\frac{z}{h} \right)^3 \right] \quad (3-36)$$

ここに，C:予報変数（ $u, v, \theta, q, q_c, q_i$ ）， K_c ：渦拡散係数， h ：混合層高さ， $\overline{(w'c')}_h$ ：連行フラックスである．また， γ_c は逆勾配項であり，次式で表現される．

$$\gamma_c = b \frac{\overline{(w'c')}_0}{w_{s0}h} \quad (3-37)$$

ここに， b （=6.8）：比例定数（6.8）， $\overline{(w'c')}_0$ ：地表面フラックス， w_{s0} ：混合速度フラックスである．

運動量に関する渦拡散係数 K_m は次式で示される．

$$K_m = kw_s z \left(1 - \frac{z}{h} \right)^p \quad (3-38)$$

ここに， k （=0.4）：カルマン定数， w_s ：混合層鉛直風速， p ：分布形状指数である．スカラー量（気温，水蒸気）に関する K_t は渦拡散係数はプラントル数 Pr と K_m の関係から以下のように導ける．

$$K_t = \frac{K_m}{Pr} = K_m \{ 1 + (Pr_0 - 1) \exp[-3(z - 0.1h)^2/h^2] \}^{-1} \quad (3-39)$$

$$Pr_0 = (\phi_t/\phi_m) + 0.1bk \quad (3-40)$$

ここに， Pr_0 ：表層におけるプラントル数， $\phi_{t,m}$ ：スカラー量，速度のプロファイルに関する普遍関数であり，安定・不安定状態により以下で示される．

（不安定， $\overline{(w'c')}_0 \geq 0$ の場合）

$$\phi_t = \left(1 - 16 \frac{0.1h}{L} \right)^{-1/2} \quad (3-41)$$

$$\phi_m = \left(1 - 16 \frac{0.1h}{L} \right)^{-1/4} \quad (3-42)$$

（安定， $\overline{(w'c')}_0 < 0$ の場合）

$$\phi_t = \phi_m = \left(1 + 5 \frac{0.1h}{L} \right) \quad (3-42)$$

ここに、 L ：モーニンオブコフ長さである。

(4) 雲微物理モデル：WSM6

雲微物理モデルとは、雲中に存在する水物質間の相変化や衝突・併合を表現するモデルである(図-3.5)。水物質の状態変化は、一つの粒子に着目して考えることが基本とされるが、粒子の状態変化を個別に解くことは現実的ではない。そこで、雲微物理モデルでは、粒径分布を用いて状態変化を解く。そして、その取り扱い方によって、大きく2つに大別される。1つ目はバルク法と呼ばれる手法⁹⁾で、粒径分布を水物質の総質量(混合比)および数濃度で表現する手法である。2つ目はビン法と呼ばれる手法¹⁰⁾であり、特定の粒径別にビン(bin)を用意し、水物質の粒子を各々のビンに区分して計算する手法である。前者の利点として、予報変数が少なく、計算負荷が低減できることが挙げられる。このことから、本研究ではバルク法による雲微物理モデルを選定した。その中でも、Hong et al.が開発したWSM6¹¹⁾を選定した。このモデルでは、同様にHong et al.が開発したWSM3¹²⁾やWSM5¹¹⁾に霰の予報変数を追加したものとなっている。また、以下に、霰の粒径分布の式を示す。

$$n_G(D) = n_{0G} \exp(-\lambda_G D_G) \quad (3-43)$$

ここに、 $n_G(D)$ ：粒径分布関数、 n_{0G} ($=4 \times 10^6 \text{ m}^{-4}$)：切片、 λ_G ：傾き、 D_G ：霰の粒径である。なお、傾き λ_G は以下のように表される。

$$\lambda_G = \left(\frac{\pi \rho_G n_{0G}}{\rho q_G} \right)^{\frac{1}{4}} \quad (3-44)$$

ここに、 ρ_G ：霰の密度、 ρ ：空気密度、 q_G ：霰の混合比である。

水物質の落下による衝突・併合過程を表現するために、終端速度は以下のように表される。

$$V_G = \frac{a_G \Gamma(4+b_G)}{6} \left(\frac{\rho_0}{\rho} \right)^{\frac{1}{2}} \frac{1}{\lambda_G^{b_G}} \quad (3-45)$$

ここに、 a_G ($=330 \text{ m/s}$)：経験的に得られた定数、 $\Gamma()$ ：ガンマ関数、 ρ_0 ：基準状態の空気の密度、 b_G ($=0.8$)：経験的に得られた定数である。

霰の混合比の予報方程式は次式で示される。

$$\frac{\partial q_G}{\partial t} = -\vec{V} \cdot \nabla_3 q_G - \frac{q_G}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} (\rho V_G) + S_G \quad (3-46)$$

(3-46) 式中の右辺第一項を移流項，第二項をあらゆる沈降を表している．さらに，第三項はソース項であり，相変化による混合比変化を表している．以下に，詳細を示す．

(冷たい雨： $T(^{\circ}\text{C}) < 0$)

$$S_G = P_{gaut} + P_{iacr}(1 - \delta_3) + P_{raci}(1 - \delta_3) + P_{racs}(1 - \delta_2) + P_{sacr}(1 - \delta_2) + P_{gaci} + P_{gacw} + P_{gacr} + P_{gacs} + P_{gacw} + P_{sacw} + P_{gdep} + P_{gfrz} \quad (3-47)$$

ここに，

$$\delta_2 = \begin{cases} 1 & (q_R, q_G < 10^{-4}) \\ 0 & (q_R, q_G > 10^{-4}) \end{cases} \quad (3-48)$$

$$\delta_3 = \begin{cases} 1 & (q_R < 10^{-4}) \\ 0 & (q_R > 10^{-4}) \end{cases} \quad (3-49)$$

(暖かい雨： $T(^{\circ}\text{C}) > 0$)

$$S_G = P_{gacs} + P_{gmlt} + P_{geml} + P_{gevp} \quad (3-50)$$

なお，(3-47) および (3-50) 式中の各項の説明を表 3-1 に取りまとめる．

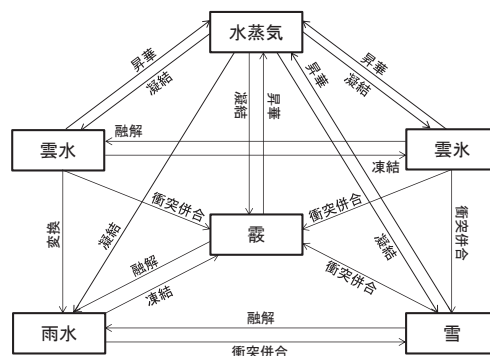


図-3.5 WSM6における各水物質の相互作用

表-3.1 ソース項の説明

項	説明
Pgaut	霧から雪への変換
Piacr	雲水による雨水の捕捉
Praci	雨水による雲水の捕捉
Pracs	雨水による雪の捕捉
Psacr	雪による雨水の捕捉
Pgaci	霧による雲水の捕捉
Pgacw	霧による雲水の捕捉
Pgacr	霧による雨水の捕捉
Pgacs	霧による雪の捕捉
Psacw	雪による雲水の捕捉
Pgdep	水の昇華
Pgfrz	雨水から霧への凍結
Pgmlt	雲水から雲水への融解
Pgeml	霧から雨水への融解
Pgevp	雪の蒸発

3-2 三次元変分法

3-2-1 本同化システムの構成

本予測システムの構成を図-3.7に示す。本システムでは、前節でも説明した解析サイクルによるデータ同化を行っている。まず、最初に WRF による予測を行い、背景値 (x_b) を得る。その後、三次元変分法によるデータ同化を行う（詳細は 3-2-3 にて説明）。この時、必要な入力値としては、背景値とそれに関する誤差情報（背景誤差共分散行列 \mathbf{B} ）および観測値 (y) とそれに関する誤差情報（観測誤差共分散行列 \mathbf{R} ）が必要となる。これらを用いてデータ同化を行い、解析値 x を得る。その解析値を初期条件とした WRF による予測を行い、その結果を用いたデータ同化を所定の時刻になるまで行う。

3-2-2 3次元変分法の理論と基礎式

3次元変分法とは、最尤推定に基づいたデータ同化手法である。最尤推定とは、以下の仮定の基に観測値 (x_o) と背景値 (x_b) から最適な値（解析値; x) を統計的に求める手法である。

- 1) x_o および x_b は正規分布に従う。
- 2) x_o および x_b は不偏推定値として考える。
- 3) x_o および x_b は独立とする。

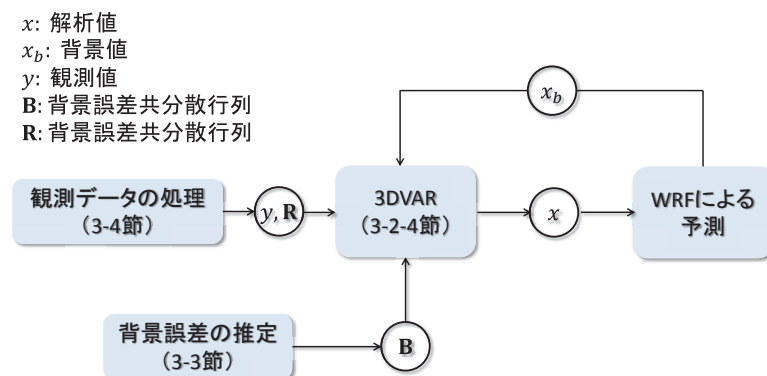


図 - 3.6 同化システムの構成

最尤推定を3次元空間に拡張したものを3次元変分法と呼び、4次元に拡張したものを4次元変分法と呼ぶ。上述の仮定1), 2)に基づき、3次元空間における観測値 (\mathbf{x}_o) と背景値 (\mathbf{x}_b) の確率分布は各々以下のように示すことが出来る。

$$p(\mathbf{x}|\mathbf{x}_o) = \frac{1}{(2\pi)^m |\mathbf{R}|^{1/2}} \exp\left[-\frac{1}{2}(\mathbf{H}(\mathbf{x}) - \mathbf{x}_o)^T \mathbf{R}^{-1}(\mathbf{H}(\mathbf{x}) - \mathbf{x}_o)\right] \quad (3-51)$$

$$p(\mathbf{x}|\mathbf{x}_b) = \frac{1}{(2\pi)^n |\mathbf{B}|^{1/2}} \exp\left[-\frac{1}{2}(\mathbf{x} - \mathbf{x}_b)^T \mathbf{B}^{-1}(\mathbf{x} - \mathbf{x}_b)\right] \quad (3-52)$$

ここに、 \mathbf{x} : 解析値, n : モデル格子数, m : 観測数, \mathbf{B} : 背景誤差共分散行列, \mathbf{R} : 観測誤差共分散行列, H : 観測演算子である。ここで、観測演算子とは、モデル変数を観測変数に変換するための演算子であり、次節において詳細に説明する。上述の仮定3)より、この2つが同時に実現される確率分布を尤度関数 L とし、それらの積により得ることが出来る。

$$L(\mathbf{x}|\mathbf{x}^o, \mathbf{x}^b) = p(\mathbf{x}|\mathbf{x}_o)p(\mathbf{x}|\mathbf{x}_b) = \frac{1}{(2\pi)^{nm} |\mathbf{B}|^{1/2} |\mathbf{R}|^{1/2}} \exp(-J) \quad (3-53)$$

$$J = \left[\frac{1}{2}(\mathbf{x} - \mathbf{x}^b)^T \mathbf{B}^{-1}(\mathbf{x} - \mathbf{x}^b) + \frac{1}{2}(\mathbf{H}(\mathbf{x}) - \mathbf{x}^o)^T \mathbf{R}^{-1}(\mathbf{H}(\mathbf{x}) - \mathbf{x}^o) \right] \quad (3-54)$$

これらの確率密度分布を模式化したものを図-3.7に示す。図-3.6より、尤度関数 L の確率密度が最大、つまり、尤もらしい値を示すためには、式(3-54)の評価関数 J が最小となる必要がある。また、WRF-3DVARでは解析インクリメント $\delta\mathbf{x}$ (解析値と背景値の差分) で評価関数式を記述し、インクリメントを背景場に足し合わせることで解析値を算出するインクリメント法¹³⁾を採用している。以下に、式を示す。

$$J(\delta\mathbf{x}) = \frac{1}{2}\delta\mathbf{x}^T \mathbf{B}^{-1}\delta\mathbf{x} + \frac{1}{2}(\mathbf{H}\delta\mathbf{x} - d)^T \mathbf{R}^{-1}(\mathbf{H}\delta\mathbf{x} - d) \quad (3-55)$$

$$\delta\mathbf{x} = \mathbf{x} - \mathbf{x}^b \quad (3-56)$$

$$d = \mathbf{y} - \mathbf{H}(\mathbf{x}^b) \quad (3-57)$$

ここに、 \mathbf{H} は観測演算子 H を線形化した接線形演算子と呼ばれるものである。この演算子は、式(3-54)中第二項をテイラー展開することで得ることが出来る。その一方、式(3-55)中における背景誤差共分散行列 \mathbf{B} の次元はモデル変数の数に依存する。そのため、式(3-55)を直接解くことは計算負荷が大きく、現実的ではない。そのため、モデルの状態変数を互いに相関を持たない制御変数と呼ばれるものに変換する必要性が生じる。そこで、WRF-3DVARでは制御変数変換(control variable transformation)による前処理(preconditioning)を施している¹⁴⁾。まず、制御変数変換の際に式(3-48)は次式に書き換えられる。

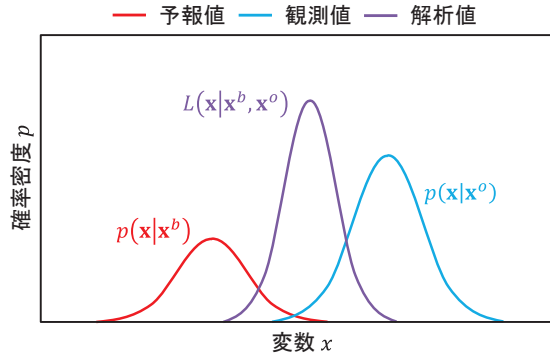


図 - 3.7 確率密度関数

$$\delta \mathbf{x} = \mathbf{B}^{1/2} \mathbf{v} = \mathbf{U} \mathbf{v} \quad (3-58)$$

ここに、 \mathbf{v} : 制御変数， \mathbf{U} : 制御変換演算子である．さらに，変換演算子 \mathbf{U} は以下の演算子に分離される．

$$\mathbf{U} = \mathbf{U}_p \mathbf{U}_v \mathbf{U}_h \quad (3-59)$$

式 (3-51) 中における演算子の各々の役割について以下に示す．

- 1) \mathbf{U}_p : 制御変数からモデル変数への変換を行う．
- 2) \mathbf{U}_v : 鉛直方向の相関情報を考慮した空間変換を行う．ある一つの観測点を用いた修正を行った場合に，どのように鉛直方向へ効果が広がるかを表している．また，この際の空間変換は，EOF (Empirical Orthogonal Function) 解析により行われる．
- 3) \mathbf{U}_h : 水平方向の相関情報を考慮した空間変換を行う． \mathbf{U}_v では鉛直方向であったのに対し，この演算子では水平方向の修正量の拡がりを表している．この際の空間変換は，Recursive フィルター¹⁵⁾ を用いて行われる．

上述のような変数変換を行った後，式 (3-55) は以下のように書き直される．

$$J(\mathbf{v}) = \frac{1}{2} \mathbf{v}^T \mathbf{v} + \frac{1}{2} (\mathbf{H} \mathbf{U} \mathbf{v} - \mathbf{d})^T \mathbf{R}^{-1} (\mathbf{H} \mathbf{U} \mathbf{v} - \mathbf{d}) \quad (3-60)$$

そして，式 (4-60) が最小となる点，つまり，傾き 0 となる点を求めるために勾配を以下に示す．

$$\nabla_{\mathbf{v}} J(\mathbf{v}) = \mathbf{v} + \mathbf{U}^T \mathbf{H}^T \mathbf{R}^{-1} (\mathbf{H} \mathbf{U} \mathbf{v} - \mathbf{d}) \quad (3-61)$$

また，WRF - 3DVAR では，評価関数が最小となる値を探索する手法として，共役勾配法¹⁶⁾ が用いられている．最小となる値を \mathbf{v}^a とすると解析値は以下のように算出出来る．

$$\mathbf{x} = \mathbf{x}^b + \delta \mathbf{x}^a = \mathbf{x}^b + \mathbf{U} \mathbf{v}^a \quad (3-62)$$

ここでは、制御変数からモデル変数への変換を行い、モデル変数の解析インクリメントを算出した後に、背景場に足し合わせている。

なお、本研究では、制御変数は u, v, T (気温), Ps (地表面気圧), RHs (疑似相対湿度), q_r (雨水混合比), q_i (雲氷混合比), q_r (雨水混合比), q_s (雪混合比), q_g (霰混合比), としており、対流性降雨に対する同化に適していると考えられているもの¹⁷⁾を選定した。

3-2-3 ドップラー速度の観測演算子

ここでは、制御変数の風速場からドップラー速度を算出する観測演算子¹⁸⁾を示す。この演算子は、レーダー観測の幾何学的関係から表すことができる。

$$V_r = \frac{1}{R}(u(x-x_r) + v(y-y_r) + (w-v_t)(z-z_r)) \quad (3-63)$$

ここで、 R : レーダーサイトと観測点間の距離, (u, v, w) : モデルにおける風速場, (x, y, z) : 観測点の位置, (x_r, y_r, z_r) : レーダーサイトの位置である。また、距離 R は次式によって表現される。

$$R = \sqrt{(x-x_r)^2 + (y-y_r)^2 + (z-z_r)^2} \quad (3-64)$$

さらに、式(3-55)にあるように、鉛直方向の風速成分には降水粒子の落下速度 v_t が含まれている。本研究では、雨水粒子のみを考慮した次式¹⁸⁾を用いた。

$$v_t = 5.40 \left(\frac{p_0}{p}\right)^{0.4} q_r^{0.125} \quad (3-65)$$

ここに、 p_0 : 地表面気圧, p : 大気圧, q_r : 雨水混合比である。

また、前述にもあるように制御変数には水平方向の風速場しかないことから、修正量に関しても水平風速のものだけとなる。そのため、次式に示す Richardson 方程式¹⁸⁾を用いて鉛直風速の推定を行う。

$$\begin{aligned} \gamma \bar{p} \frac{\partial w'}{\partial z} = & -\gamma p' \frac{\partial \bar{w}}{\partial z} - \gamma \bar{p} \nabla \cdot \mathbf{V}'_h - \gamma p' \nabla \cdot \bar{\mathbf{V}}_h - \bar{\mathbf{V}}_h \cdot \nabla p' - \mathbf{V}'_h \cdot \nabla \bar{p} \\ & + g \int_z^\infty \nabla \cdot (\bar{\rho} \mathbf{V}'_h) dz + g \int_z^\infty \nabla \cdot (\rho' \bar{\mathbf{V}}_h) dz \end{aligned} \quad (3-66)$$

ここに、 γ : 比熱比 (C_p/C_v), p : 圧力, ρ : 密度, g : 重力加速度, \mathbf{V}_h : 風速場の水平成分である。また、 $\bar{\quad}$ は変数の標準状態, \prime は修正量を意味している。上式より、水平風速場や圧力が分かっている場合、鉛直風速の修正量を推定できることが分かる。また、Richardson 方程式を使用する理由としては、導出過程¹⁸⁾において、静力学の平衡式、連続式、熱力学方程式を組み合わせ導出

されることが挙げられる。そのため、3次元の風速場が力学的にも熱力学的にもバランスした形で修正される。

3-2-4 反射強度の観測演算子

通常、反射強度の同化を行う際は、次式に示す Sun and Crook¹⁹⁾ による演算子が用いられる。

$$Z_r = 43.1 + 17.15 \log_{10}(\rho q_r) \quad (3-67)$$

ここに、 ρ : 密度, q_r : 雨水混合比である。また、インクリメント法で評価関数を解いていることから、式(3-67)を線形化した次式が用いられる。

$$dZ = \frac{17.15 dq_r}{q_r \ln(10)} \quad (3-68)$$

しかし、線形化した式(3-68)の問題点についても報告がされている²⁰⁾。それは、背景場が観測と比較して乾燥している場合において、非線形化した式(3-68)の式と大きくかけ離れた状態となることである。そこで、Wang et al.²⁰⁾によって開発された indirect method を本研究では使用した。この手法は、反射強度を直接的に同化する式(3-68)とは反対に、反射強度の式(式(3-67))から雨水混合比の観測値を推定し、同化する手法である。なお、この時の密度は背景場の値を用いている。また、雨雲中の水蒸気混合比を Cloud analysis scheme²¹⁾にて推定している。

上述にあるように、制御変数では雨水混合比が含まれているのに対し、雨雲中の水蒸気混合比は含まれていない。そのため、新たに観測演算子を設計する必要がある。本研究では、線形化した観測演算子として次式を利用した。

$$dq_v = q_s \times drh + rh \times \left(\frac{\partial q_s}{\partial p} dp + \frac{\partial q_s}{\partial e_s} \frac{\partial e_s}{\partial T} dT \right) \quad (3-69)$$

ここに、 q_s : 比湿, rh : 相対湿度, p : 圧力, e_s : 飽和水蒸気圧, T : 気温である。また、比湿と飽和水蒸気圧は次式にて表される。

$$q_s = \frac{0.622 e_s}{p - 0.378 e_s} \quad (3-70)$$

$$e_s = 6.112 \exp\left(\frac{17.67T}{T+243.5}\right) \quad (3-71)$$

さらに、式(3-61)中の圧力に関する項(右辺第二項)を無視すると以下の式に近似することができる。

$$dq_v \approx q_s \times drh + \frac{4302.645}{(T+243.5)^2} q_v dT \quad (3-72)$$

上式より、制御変数である相対湿度に加えて、気温についても修正量を求め

ることが可能になることが分かる。

さらに、Gao et al.²²⁾ によって提案された反射強度を雨水・雪・霰の混合比に分類する手法を用いて、上述の雨水に加えて雪やあられについても同化している。まず、雪および霰と反射強度の関係式を以下に示す。

$$Z_s = \begin{cases} 9.80 \times 10^8 (\rho q_s)^{1.75} & (T < 0^\circ\text{C}) \\ 4.26 \times 10^{11} (\rho q_s)^{1.75} & (T > 0^\circ\text{C}) \end{cases} \quad (3-73)$$

$$Z_h = 4.33 \times 10^{10} (\rho q_h)^{1.75} \quad (3-74)$$

ここに、 ρ ：密度， q_s ：雪混合比， q_h ：霰混合比である。さらに、式(3-59)による雨水混合比と反射強度の関係式を足し合わせた Z_e を定義する。

$$Z_e = Z_r + Z_s + Z_h \quad (3-75)$$

そこから、以下に示すように背景場の気温を基に反射強度の分類を行う。

$$Z_e = \begin{cases} Z_r & (T_b > 5^\circ\text{C}) \\ Z_s + Z_h & (T_b < -5^\circ\text{C}) \\ \alpha Z_r + (1 - \alpha)[Z_s + Z_h] & (-5^\circ\text{C} < T_b < 5^\circ\text{C}) \end{cases} \quad (3-76)$$

ここで、 T_b ：背景場の気温である。また、係数 α は T_b が -5°C から 5°C に変化する場合、0から1に線形的に変化する係数となっている。そのため、この範囲においては三種類の混合比を考慮した修正が行われることとなる。

3-3 背景誤差の推定方法

前節において、データ同化を行う際に必要なパラメーターの一つに背景誤差共分散行列 \mathbf{B} が必要となることを示した。本節ではその推定方法の説明を行う。

アンサンブルカルマンフィルタ²³⁾では、アンサンブルメンバーから背景誤差が推定可能となる一方で、3次元変分法では単一予報であるため別の手法で背景誤差を推定する必要がある。推定方法には、解析アンサンブル法と NMC (National Meteorology Center) 法の2つがある。解析アンサンブル法²⁴⁾では、観測データや使用する境界条件に人工的な誤差を加えた上で、多数のデータ同化サイクルを行う。その予測結果の差をとることで、共分散行列の推定を行う。一方、NMC法²⁵⁾では、初期値の時刻が異なる2つの予報値の差をとることで共分散行列の推定を行う。前者では、同化サイクルを行うといった点で計算負荷が大きいといった点が考えられる。他方、後者では初期時刻をずらすのみで推定可能であり、計算負荷は小さい。そのことから、本研究では NMC 法による背景誤差の推定を実施した。

本来、背景誤差とは(背景値-真値)のことを意味する。しかしながら、真値は未知量であることから、その代替となる値を用意する必要がある。そのため、NMC法では異なる初期値時刻からの結果から背景誤差を推定する。

$$\mathbf{B} = (\mathbf{x} - \mathbf{x}^t)(\mathbf{x} - \mathbf{x}^t)^T \approx (\mathbf{x}^A - \mathbf{x}^B)(\mathbf{x}^A - \mathbf{x}^B)^T \quad (3-77)$$

ここに、 \mathbf{x} : 予測値, \mathbf{x}^t : 真値, $\mathbf{x}^{A,B}$: A, B 時間後における予測結果である。本研究では、A を 12 時間, B を 6 時間に設定して時間積分した結果を用いた。通常、24 時間と 12 時間後、つまり 12 時間差の結果を用いることが多いが、本研究のように狭い計算領域を使用する場合、境界値の影響が強く出てしまい統計的に有意なものが得られない可能性がある。そのため、6 時間差の結果を用いて推定した。さらに、日変化による気象場の変動を考慮するために、一日 2 回の推定を行った。また、その時期を代表とするような背景誤差が必要であるため、予測期間周辺一ヶ月をサンプリング期間とした。

3-4 データ同化に向けたレーダーのデータ処理

3-4-1 空間補完

データ同化を行う際、1つの計算格子に対して1つの観測データのみ同化することが出来る。つまり、計算格子内に複数のデータが存在する場合、そのデータを処理する必要がある。とりわけ、XRAINのような高空間分解能を有するデータにおいて、その必要性が増すことが考えられる。主な処理方法として、1) 格子中央に最も近い観測値を用いて、それ以外は間引く、2) 格子内にあるデータの平均化操作を行う、の2つが考えられる。本研究では、後者を採用した。その理由として、格子内の代表値として取り扱うという点において適切である点が挙げられる。また、平均化手法としては Cressman 内挿²⁶⁾による処理を施した。この手法では、格子点を中心として、距離の重み付け平均を行う。以下に式と概念図(図 - 3.9)を示す。

$$V = \frac{\sum_{i=1}^N R_i W_i}{\sum_{i=1}^N W_i} \quad (3-78)$$

$$W_i = (D^2 - d_i^2) / (D^2 + d_i^2) \quad (3-79)$$

ここに、 N : 格子内における観測データの個数、 R : 観測値、 W : 重み付け関数、 D : 格子点からの対象範囲、 d : 格子点から観測点までの距離である。また、補完処理を施した結果を図 - 3.10 に示す。図より、平滑化前(図 - 3.10 左)より平滑化後(図 - 3.10 右)の方において解像度が粗くなっていることが分かる。

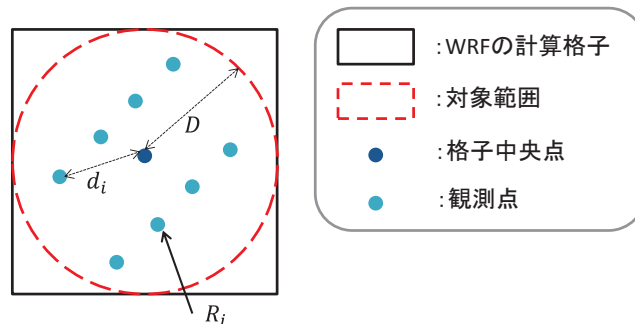


図 - 3.8 Cressman 内挿の概念図

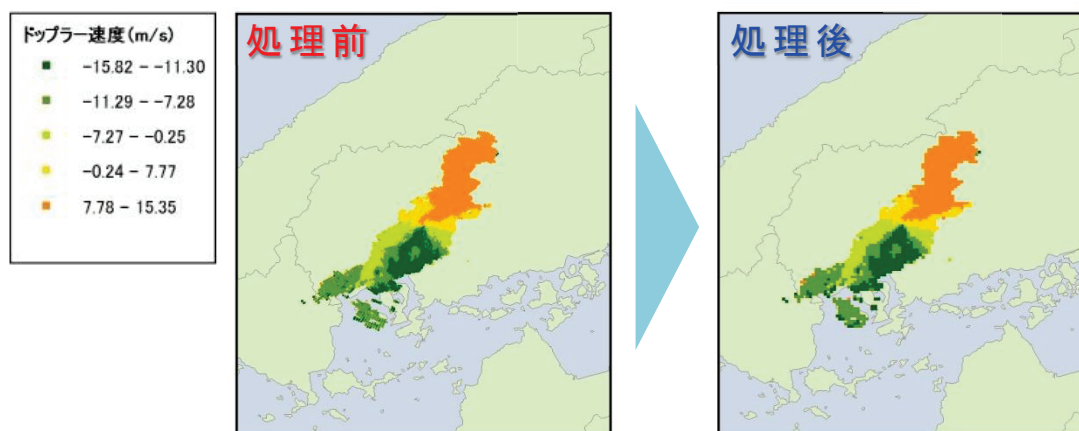


図 - 3.9 補完処理結果（左：処理前，右：処理後）

また、分布にも差が見られないことから、適切に処理が行われることが分かる。

3-4-2 観測誤差の推定とデータの品質管理

データ同化を行う上で、そのデータの品質についても検討する必要がある。また、3-2 節でも述べたようにデータ同化を行う上で必要なパラメーターとして観測誤差を推定する必要がある。本研究では、図 - 3.9 に示した格子内におけるデータの標準偏差を用いた。そして、推定結果から以下のルールに基づいて品質管理を行い、データの棄却を行った。

- 1) 観測誤差の推定が不可能であるため、格子内におけるデータの個数が1つのみの時を使用する。
- 2) 格子内の標準偏差がドップラー速度では $10 \text{ m/s}^{27)}$ 以上、反射強度は 10 dbz 以上のものとする。
- 3) 降水エコーのみを取り扱う（反射強度が計測されていないデータは不使用とする）。

参考文献

- 1) NCAR : A Description of the Advanced Research WRF Version3, 2008.
- 2) Monin, A.S. and Obukhov, A. M. : Basic Laws of Turbulent Mixing in the Surface Layer of the Atmosphere, *Contrib. Geophys. Inst. Sci*, 151, pp.163-187, 1954.
- 3) Wicker, L. J. and Skamarock, W. C.: Time Splitting Methods for Elastic Models Using Forward Time Schemes, *Mon. Wea. Rev.*, 130, 2088–2097, 2002.
- 4) Beljaars, A. C. M : The Parameterization of Surface Fluxes in Large-scale Models under Free Convection, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 121, pp.255-270, 1994.
- 5) Jiménez, P. A., Dudhia, J., González-Rouco, J. F., Navarro, J., Montávez, J. P. and García-Bustamante, E. : A Revised Scheme for the WRF Surface Layer Formulation, *Mon. Wea. Rev.*, 140, pp.898-918, 2012.
- 6) Chen, F. and Dudhia, J. : Coupling an Advanced Land Surface–Hydrology Model with the Penn State–NCAR MM5 Modeling System. Part I: Model Implementation and Sensitivity, *Mon. Wea. Rev.* , 129, pp.569-585, 2001.
- 7) Hong, S. Y., Noh, Y. and J. Dudhia: A new Vertical Diffusion Package with an Explicit Treatment of Entrainment Processes, *Mon. Wea. Rev.*, 134, pp.2318–2341, 2006.
- 8) Hong, S. Y., and Pan, H. L. : Nonlocal Boundary Layer vertical Diffusion in a Medium-range Forecast Model, *Mon. Wea. Rev.*, 124, 2322–2339, 1996.
- 9) Kessler, E. : On the Continuity and Distribution of Water Substance in Atmospheric Circulations, *Atmos. Res.*, 38, pp.109-145 ,1995.
- 10) Harrington, J. Y. and Olsson, P. Q. : A Method for the Parameterization of Cloud Optical Properties in Bulk and Bin Microphysical models. Implications for arctic cloudy boundary layers, *Atmos. Res.*, pp.51-80, 2001.
- 11) Hong, S. Y. and Lim, J. O. J. : he WRF Single-Moment 6-Class Microphysics Scheme (WSM6), *Korean Meteor. Soc.*, 42, pp.129-151, 2006.
- 12) Hong, S. Y., Dudhia, J. and Chen, S. H. : A Revised Approach to Ice Microphysical Processes for the Bulk Parameterization of Clouds and Precipitation, *Mon. Wea. Rev.*, 134, pp.2318–2341, 2004.
- 13) Barker, D. M., Huang, Y. R., Bourgeois, G. A. and Xiao, X. N. : A Three-Dimensional

- Variational Data Assimilation System for MM5: Implementation and Initial Results, *Mon. Wea. Rev.*, 132, pp.897-914, 2004.
- 14) Lorenc, A. C., Ballard, S. P., Bell, R. S., Ingleby, N. B., Andrews, P. L. F., Barker, D. M., Bray, J. R., Clayton, A. M., Dalby, T., Li, D., Payne, T. J. and Saunders, F. W. : The Met. Office Global Three-Dimensional Variational Data Assimilation Scheme, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 126, pp.2991-3012, 2000.
- 15) Hayden, C. M., and Purser, R. J. : Recursive Filter Objective Analysis of Meteorological Fields: Application to NESDIS Operational processing, *J. Appl. Meteor.*, 34, 3-15, 1995.
- 16) 淡路 敏之, 蒲地 政文, 池田 元美, 石川 洋一 : データ同化 観測・実験とモデルを融合するイノベーション, 京都大学学術出版会, pp.258-259, 2009.
- 17) Xie Y., Lu, C. and Browning, G.L. : Impact of Formulation of Cost Function and Constrains on Three-Dimensional vari-ational Data Assimilation, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 130, pp. 2433-2447, 2002.
- 18) Xiao, Q., Kuo, Y. H., Sun, J. and Lee, W. C. : Assimilation of Doppler Radar Observations with a Regional 3DVAR System: Impact of Doppler Velocities on Forecasts of a Heavy Rainfall Case, *J. Appl. Meteor.*, 44, pp.768-788, 2005.
- 19) Sun, J. and Crook, N. A.: Dynamical and Microphysical Retrieval from Doppler Radar Observations Using a Cloud Model and Its Adjoint. Part 1: Model Development and Simulated Data Experiments, *J. Atmos. Sci.*, 54, pp.1642-1661, 1997.
- 20) Wang, H., Sun, J., Fan, S. and Huang, X. Y. : Indirect Assimilation of Radar Reflectivity with WRF 3D-Var and Its Impact on Prediction of Four Summertime Convective Events, , *J. Appl. Meteor.*, 52, pp.889-902, 2013.
- 21) Albers, S. C., McGinley, J. A., Birkenheuer, D. L. and Smart, J. R. : The Local Analysis and Prediction System (LAPS): Analyses of clouds, precipitation, and temperature, *Wea. Forecasting*, 11, pp.273-287, 1996.
- 22) Gao, J., Stensrud, D. J. : Assimilation of Reflectivity Data in a Convective-Scale, Cycled 3DVAR Framework with Hydrometeor Classification, *J. Atmos. Sci.*, 69, pp.1054-1065, 2012.
- 23) 北 真人, 牛山 朋来, 河原 能久, 椿 涼太 : LETKF を適用した WRF による平成 24 年九州北部豪雨の解析, 河川技術論文集, 第 19 巻, pp.283-288, 2013.

- 24) 露木 義, 川畑 拓矢 : 気象研究ノート 第 217 号 気象学におけるデータ同化, 日本気象学会, p.40, 2008.
- 25) Parrish, F. and Derbber, C. : The National Meteorological Center's Spectral Statistical Interpolation Analysis System, *Mon. Wea. Rev.*, 120, pp. 1747-1763, 1992.
- 26) Cressman, G. P. : An Operational Objective Analysis System, *Mon. Wea. Rev.*, 87, pp.367-374, 1959.
- 27) 気象庁 : 観測データの利用の現状と課題, 数値予報課報告・別冊, p.30, 2015.

第4章 2014年8月広島豪雨を対象とした数値予測実験

4-1 WRF の計算設定

4-1-1 計算条件

図-4.1 に計算領域，表-4.1 を示す．本研究では，計算負荷の低減を目的として，二重ネストによる計算領域を設定した．外領域（d01）において，粗い計算メッシュを設定し，内領域（d02）では細かい計算メッシュを設定している．2つの領域間でのデータのやり取りに関しては，2-way nestingを採用しており，d02境界部において双方向でのやり取りを行っている．空間解像度に関しては，中四国から九州を囲む範囲で d01 を 5 km に，広島県および山口県を囲む範囲で d02 を 1 km に設定した．これは，既往の研究より¹⁾，線状降水帯の発生を補

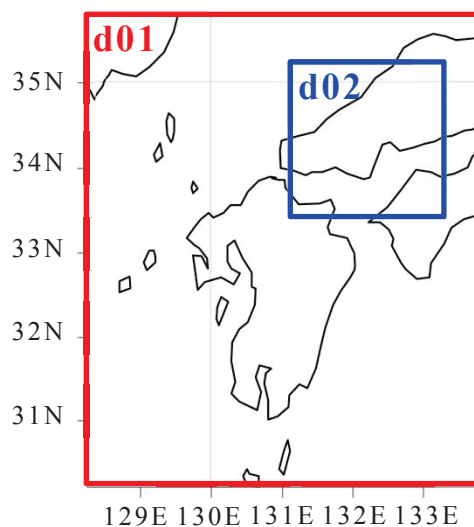


図-4.1 計算領域（赤枠:d01，青枠：d02）

表-4.1 計算条件

	d01	d02
Grid number	100×120×60	196×196×60
Grid resolution(km)	5	1
Time step(sec)	25	5
Integration time	2014/8/20 0:00 - 2014/8/20 9:00(JST)	
Surface scheme	Monin-Obukhov scheme	
Planetary boundary scheme	YSU scheme	
Microphysics	WSM6	
Surface model	Noah land-surface model	

足し得るものとして設定した。使用物理モデルは、第3章で述べたものである。また計算開始時間は2014年8月20日0時であり、2014年8月20日9時に終了するように設定した。

4-1-2 使用データ

数値モデルを用いる上で初期値や境界値データが必要となる。以下に使用したデータについて述べる。

a) MSM

本研究では、後述する同化サイクルの初期値および予測計算の側方境界条件として気象庁が運用する数値モデル MSM の出力値を使用した。MSM では、4次元変分法によるデータ同化を行った後、気圧面別のデータについては3時間間隔、地上でのデータについては1時間間隔で予報値を配信している²⁾。なお、予報終了時間は39時間後となる。MSM の出力値を選定した理由は、入手可能なデータのうち、解像度が5 kmと比較的高く、より空間的に密な情報をWRFに反映できる点である。

さらに、日本国内の観測データを多く同化していることから、より信頼性の高い大気場を得ることが可能である点も挙げられる。また、MSM データには表-4.2に示す変数が収録されており、これらをWRFの計算格子への空間内挿や変数変換を行って使用する。また、本研究では“予測”という観点からも境界条件にMSMの予報値を使用している。

表-4.2 MSM の予報変数一覧

・地上
海面更正気圧, 地上気圧, 風速(2要素), 気温, 相対湿度, 時間降水量, 雲量(4要素)
・1000 hPa, 975 hPa, 950 hPa, 925 hPa, 900 hPa, 850 hPa, 800hPa, 700 hPa, 600 hPa, 500 hPa, 400 hPa, 300 hPa
高度, 風速(2要素), 鉛直p速度, 気温, 相対湿度
・250 hPa, 200 hPa, 150 hPa, 100 hPa
高度, 風速(2要素), 鉛直p速度, 気温

b) GFS

第3章で示した Noah land-surface model を用いる場合、下部の初期及び境界条件として土壌水分量や地表面気温が必要となる。一方、表-4.2に示すように MSM では土壌水分量が収録されていない。そのため、米国海洋大気庁による現業モデル GFS (Global Forecast System) による土壌水分量を用いた。このモデルは全球での計算を行っており、解像度は 0.5 度 (約 50 km) となっている。また、予報間隔は 3 時間間隔で、192 時間先までの予報を行っている。本研究では、地表面から下層 4 層 (0-0.1 m, 0.1-0.4 m, 0.4-1 m, 1-2 m) の体積含水率と地中温度を使用した。

c) RTG-SST

海水面の気温変動と降水量の関係は過去にも多くなされておき³⁾、数値モデルにおいても海面からの水蒸気の生成について考慮する必要がある。そのため、本研究では、GFS と同様に下部の初期条件として RTG-SST (Real Time Global Sea Surface Temperature) を用いた。このデータは衛星画像から 1 日おきに作成されるデータであり、解像度は 0.083 度 (約 8 km) となっている。また、予測開始時間とデータの作成時刻にずれがあるため、時間内挿によって対象時刻の SST データを作成している。

d) 国土地理院 50 m メッシュ地形データ

標準の地形データセットとして、WRF では米国地質調査所 (USGS : United States Geological Survey) が発行している GTOPO30 を用いる。このデータセットの解像度は 30 秒 (約 900 m) であり、山地部の急峻な地形を捉えきれていない可能性がある。とりわけ、日本の様な山地を多く有する場所での予測には、このような地形の効果を適切に反映させる必要がある。そのため、本研究では国土地理院が発行する 50 m メッシュ (以下、GSI50 と呼ぶ) データを用いた。また、計算格子内に多くの GIS50 データが含まれているため、内挿処理が必要となる。計算格子への内挿法としては、辰己ら⁴⁾の方法を参考に最近隣内挿法を用いている。格子中央点に最も距離が近い GSI50 データを選定し、標高データとして取り合う。なお、地形データの変更は、より地形の効果が顕著となる d02 (解像度 : 1 km) のみとしており、d01 (解像度 : 5 km) では標準の GTOPO30

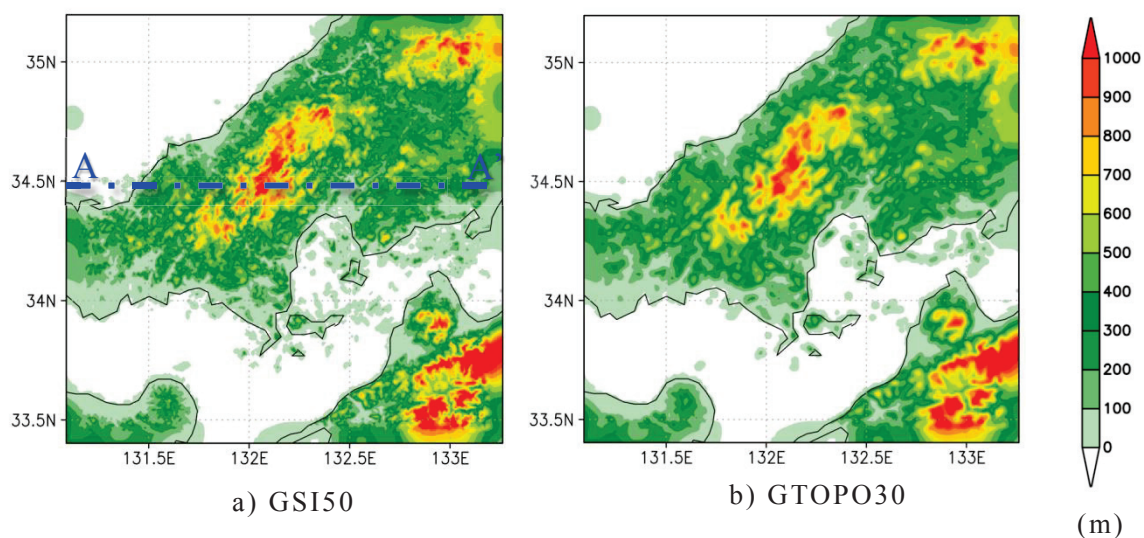


図-4.2 d02におけるモデル地形（左：GSI50，右：GTOPO30）

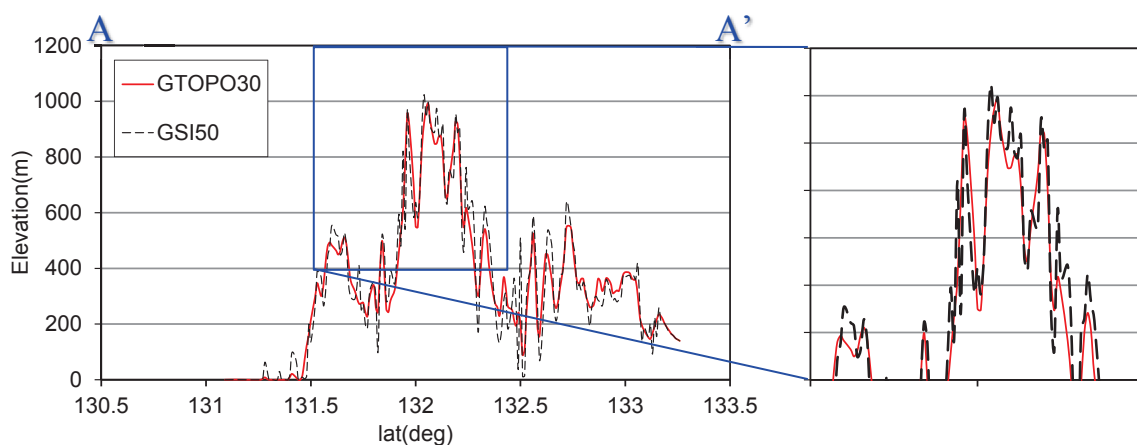


図-4.3 A-A'における標高縦断図

を用いて地形データを作成している。

図-4.2 に d02 における標高分布を示す。図-4.2 中 a)の GSI50 では、b)の GTOPO30 と比較して、明瞭に地形が表現できていることが分かる。また、図中に示す測線 A-A'に沿った標高分布（図-4.3）でも、山地部の標高が GSI50 ではより急峻となっていることが分かる。

4-2 データ同化の計算設定

4-2-1 同化サイクル

本研究では、データ同化と予報を時間方向に繰り返し行う「解析サイクル」を採用した。図-4.4に解析サイクルの概要を示す。表-4.1にも示したように、降水帯が発達し始める直前を予測開始時間としている。そのため、その前1時間前（8月19日23時～8月20日0時）を同化サイクル期間として設定している。また、同化間隔は10分間とした。そのサイクル期間が終了した後、作成された初期値を用いて予測計算を行った。なお、この同化サイクル期間中に用いた初期値および境界値は4-1で述べたものと同じものである。

4-2-2 使用観測データ

本節では、同化に使用したデータセットについて概要を述べる。

a) XRAIN データ

本研究では、XRAINが測定可能なパラメーター（第2章表-2.3参照）のうち、 Zh （反射強度）と V （ドップラー速度）を対象としてデータ同化を行った。図-4.5に示すように、広島では広島市内を挟むように2台のX-band MPレーダー（野貝原、牛尾山レーダー）が設置されており、この2つのレーダーサイトを対象としている。また、これらのレーダーは5分間で、図-4.6に示すように12仰角でのボリュームスキャンを行っている。本研究では、全仰角のデータを

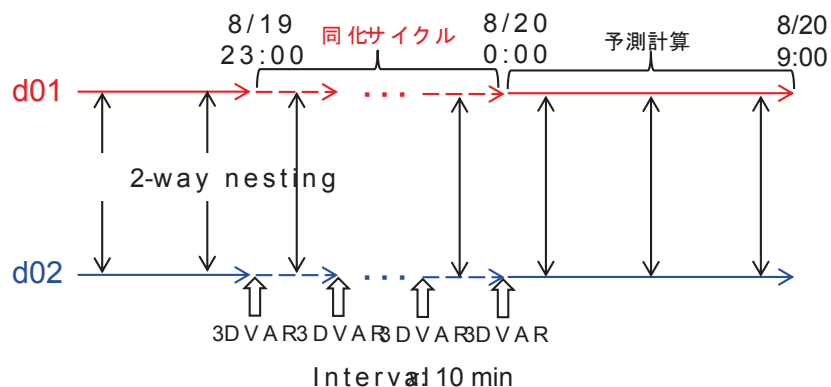


図-4.4 解析サイクルの概要図

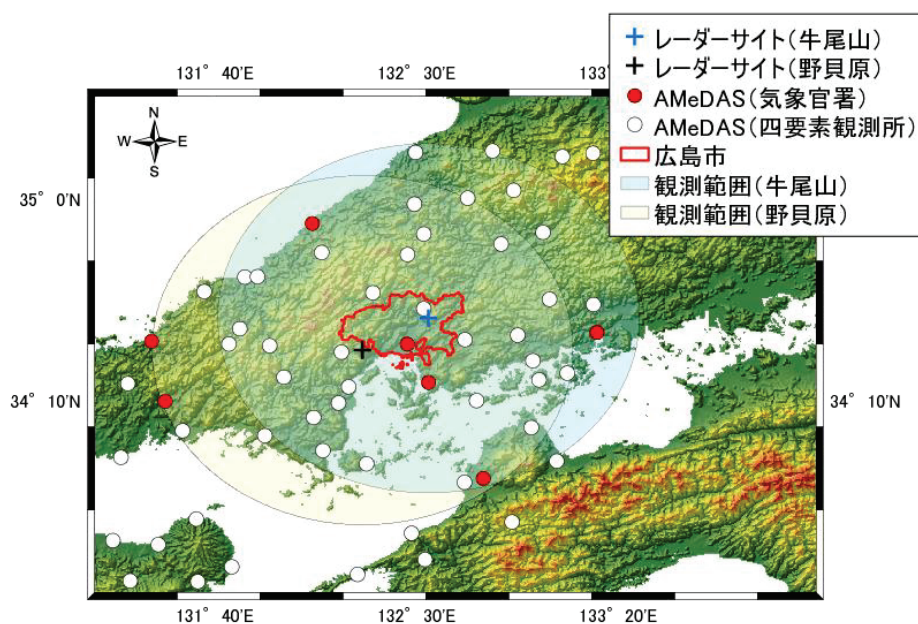


図-4.5 XRAIN および AMeDAS の観測範囲

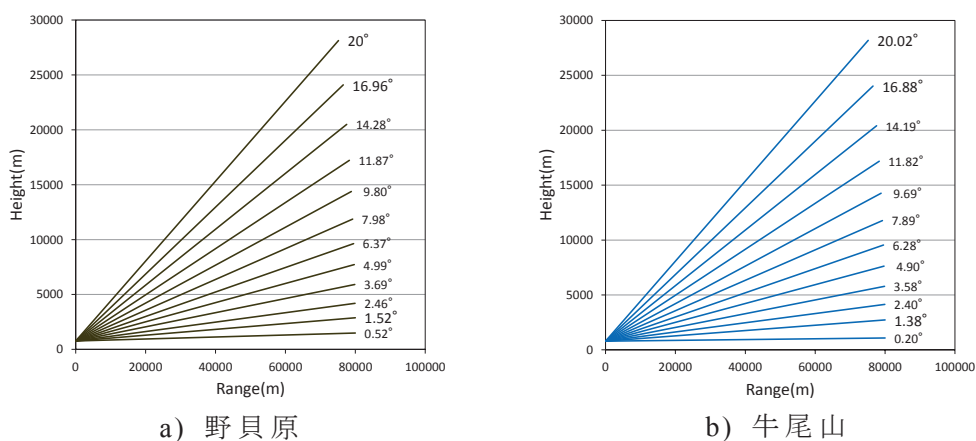


図-4.6 レーダーの観測仰角(左：野貝原サイト，右：牛尾山サイト)

使用し、同化時刻 5 分前のデータを集計し同化している。

b) AMeDAS データ

地表面の観測データとして、AMeDAS で観測されているデータを用いた。対象範囲は d02 内に設置されている計 59 地点（気象官署：7 地点，四要素観測所：52 地点）とした。AMeDAS で観測されているデータのうち、気象官署では気温・風速・圧力・相対湿度，四要素観測所では気温・風速を使用した。

4-3 予測結果と考察

4-3-1 1時間雨量による比較

図-4.6に2014年8月20日1時から2014年8月19日4時における1時間雨量分布を示す。解析雨量（図-4.6左）では、1時において2つの線状降水帯（図中黒丸破線）が確認された。その後、2時では降水帯は東へ移動しながら、停滞・併合し一つの線状降水帯を形成している。そして、3時において線状降水帯は引き続き広島市中心部に停滞し、降水量の増加が見られた。4時においても、降水帯は勢力を増しながら停滞している。

一方で、同化あり（図-4.6中）では、1時において解析雨量（図-4.6左）と同様に2つの線状降水帯（図中黒丸破線）が確認された。しかしながら、北側の降水帯（降水帯A）の位置は概ね良好に捉えているのに対し、南側（降水帯B）は観測よりも北側に移動している。その後、2時には降水帯は東に移動する様子が見られた。しかしながら、その位置は解析雨量と比較して北東方向に移動していることが分かる。そして、3時および4時において線状降水帯は維持するものの、その位置は北東方向にずれている。

同化なし（図-4.6右）では、解析雨量や同化ありで見られたような線状降水帯が1時において見られなかった。また、2時において線状の降水域は見られるものの、その位置は北西方向にずれている点や、降水域の幅が狭く雨量も大幅に過小評価となっている点が相違点として挙げられる。そして、4時において広島市北東部で降水帯（図中黒丸破線）が見られるが、その発生位置は北東方向にずれている。

さらに、参考として2014年8月20日1時から2014年8月20日3時におけるMSM予報値の1時間雨量分布を図-4.7に示す。なお、予報開始時間は2014年8月20日0時となっており、本研究における予測開始時間と統一している。図より、全期間に渡って強い降雨域の発生が見られず、対象降雨の予測に失敗していることが分かる。このことから、既往の研究¹⁾にもあるように、このような線状降水帯の予測にはMSMの空間解像度（5 km）よりも高い空間解像度が要求されることが分かる。

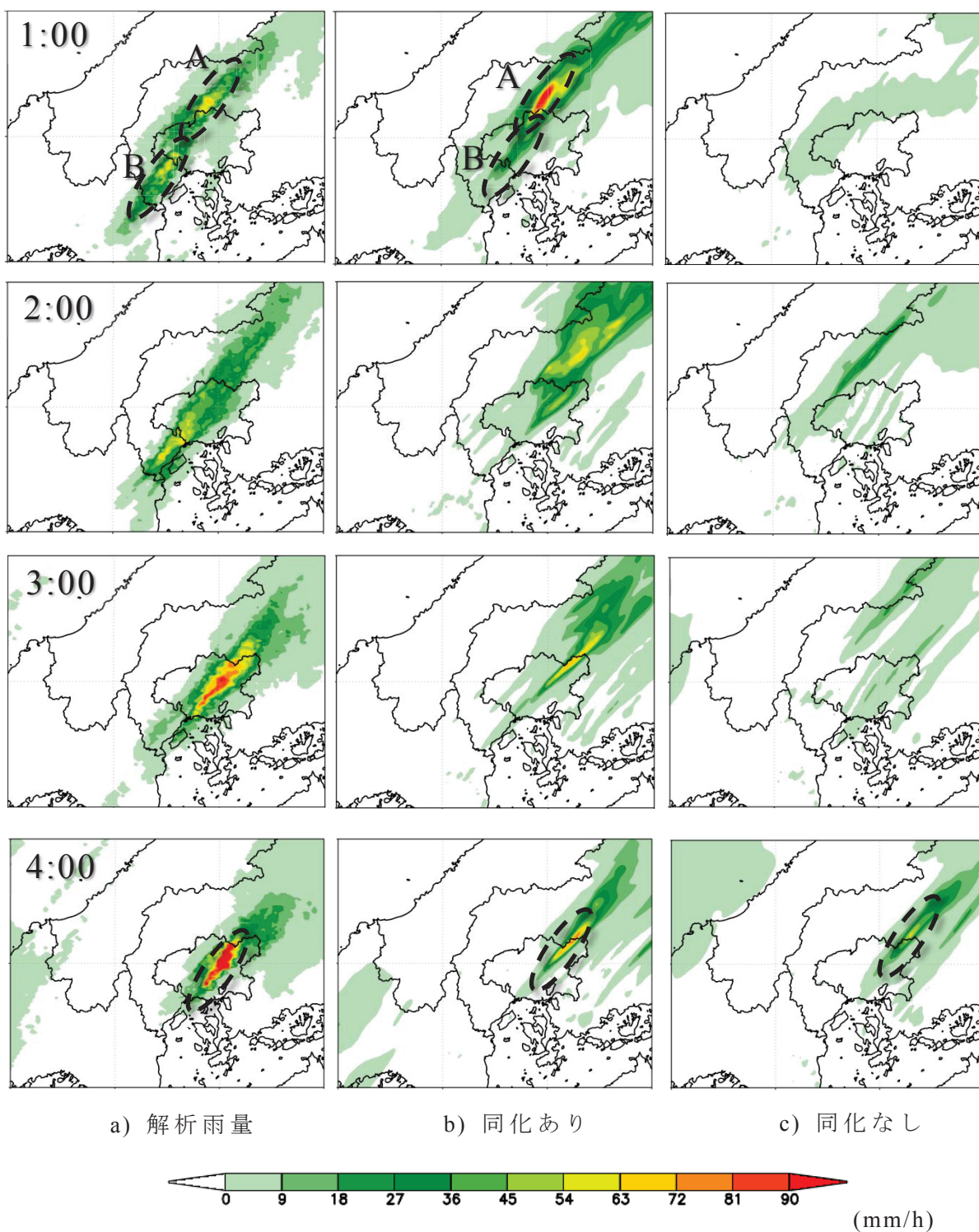


図-4.6 2014年8月19日0時から4時における1時間雨量分布
 (左：解析雨量，中：予測雨量（同化あり），右：予測雨量（同化なし）)

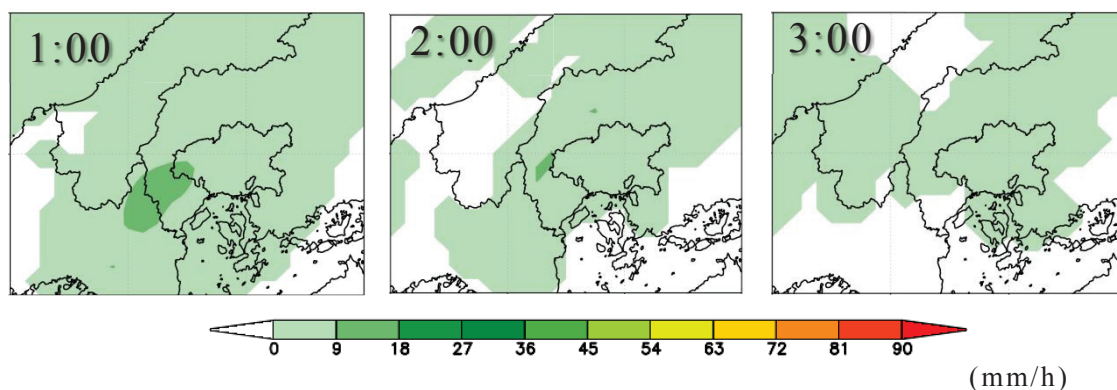


図-4.7 2014年8月19日0時から3時におけるMSM予報値の1時間雨量分布

表-4.3 スレットスコア判定表

		Observation	
		Hit	Miss
Predicti	Hit	FO	FX
	Miss	XO	XX

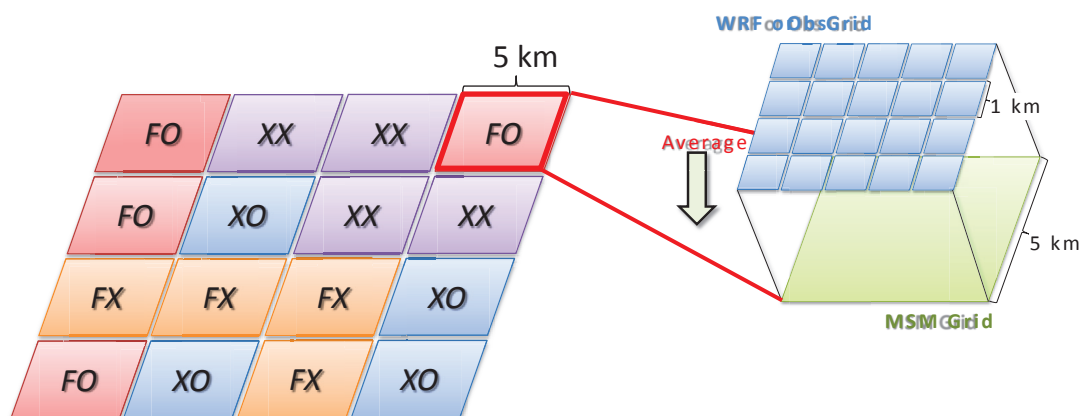


図-4.8 スレットスコア算出の概念図

ここで、予測精度をより定量的に評価するため次式に示すスレットスコア⁵⁾ (Threat Score) を算出する。

$$TS = \frac{FO}{FO+FX+XO} \quad (4-1)$$

スレットスコアでは、観測・予測における現象の有無を組み合わせ表-4.3に示すように分類を行う。この指標では XX (両者において現象が発生していない場合) を除いて評価を行う。これは、集中豪雨のような現象が起こる頻度よりも起こらない頻度の方が多く場合、この XX にスコアが左右されるため

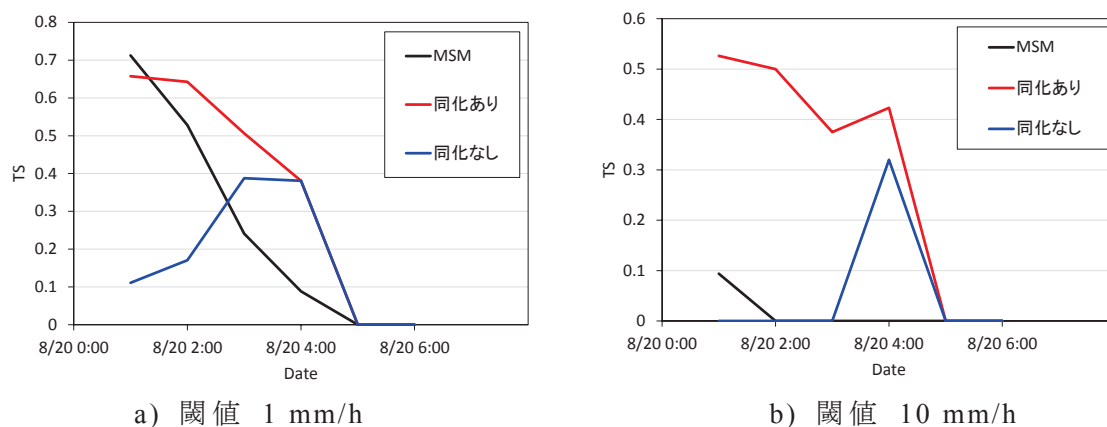


図-4.9 スレットスコアの経時変化（左：閾値 1 mm/h, 右：閾値 10 mm/h）

ある。また、観測データを解析雨量、予測データを WRF と MSM とした。しかしながら、MSM の空間解像度が他の 2 つと異なることから、WRF と解析雨量に空間平均を施し解像度を統一して評価した（図-4.8）。図-4.9 にスレットスコアの経時変化を示す。なお、この図では閾値を 1 mm/h（弱雨）、10 mm/h（強雨）に設定して評価を行った。図より、弱雨（図-4.9 左）では同化ありで予測初期において良好なスコアを示している。一方で、同化なしでは予報初期において低いスコアを示しており、これは図-4.6 の傾向とよく一致している。また、MSM でも予測初期において高いスコアを示している。これは、図-4.7 にも示したように比較的広い範囲で弱い雨を予測していたことによるものである。さらに、時間が経過するにつれて、同化ありと MSM のスコアは低下している。しかしながら、同化ありではその減少率は小さく、MSM よりも予測性能は向上しているといえる。強雨（図-4.9 右）に関して、同化ありが他の 2 つよりも全期間通して高いスコアを示している。一方で、MSM では全期間で殆ど強雨を予測できていないことが分かる。これは、MSM の解像度が他の 2 つ比べて低いことが理由として考えられ、対流現象が表現されていないことが示唆される。

以上のことから、XRAIN データを同化することで、予測初期の予測精度は大幅に向上することが分かった。そして、降雨の発生位置やその量に差異が見られた。しかしながら、XRAIN データの同化および空間解像度の高解像度化を施すことで、現業の数値モデルよりも精度の高い予測が可能であることを示した。

4-3-2 降雨強度分布による比較

より時間スケールの小さい降水セルの動きに対する予測性能を評価するため、**図-4.10**に2014年8月20日0時から2014年8月20日1時までの20分間隔の降雨強度分布を示す。なお、モデル内における降水量の変数が初期時刻(0時)では初期化されるため、1分後の出力を示している。XRAINによって観測された降雨強度(**図-4.10**左)では、0時1分において広島市北西端において強い降水強度(A)が観測されている。また、広島県と山口県の県境付近では弱い降水セル(B)が確認された。0時20分では、降水帯(A)は北東方向に移動し、降水セル(B)は線状降水帯を形成している。また、その後方では新たな降水セル(C)形成されている。このような降水帯の発達形態は「バックビルディング型」と呼ばれ、広島豪雨もこの形態であることが知られる。

一方で、同化あり(**図-4.10**中)では0時において、過小評価ではあるもののXRAINと概ね同じ位置に降水帯(A')や降水セル(B')が発生している。その20分後には観測と同様に降水帯は北東へ移動し、その後方では新たな降水セル(C')を形成している。しかしながら、その移動速度はXRAINと比較して早く、B'およびC'では北東方向へのずれが見られた。そして、0時40分でも降水帯は北東方向へ移動するが、XRAINにおけるBとCと比較して、B'とC'雨域が小さくその量も過小となっている。これが、**図-4.6**中の1時における予測雨量で南側の降水帯の位置や量に違いを与えたと考えられる。そして、1時に関しても、降水帯後方での降水帯セルの発生は見られるが、その勢力や位置にはXRIANとの違いが見られた。

さらに、同化なし(**図-4.10**右)では0時1分と20分において広島市内での降雨が発生していない。その後、40分において広島市北西端において、弱い降水セルの発生が確認される。その後も、線状降水帯を形成することなく、降水セルが疎らに点在する状態となっている。

以上のことから、レーダーデータを同化することでバックビルディング現象が予測可能であることを示した。しかしながら、観測で見られた降水セルの発達・減衰過程に違いが見られたことや、降水セルの発生位置やその雨量強度にも差異が見られた。

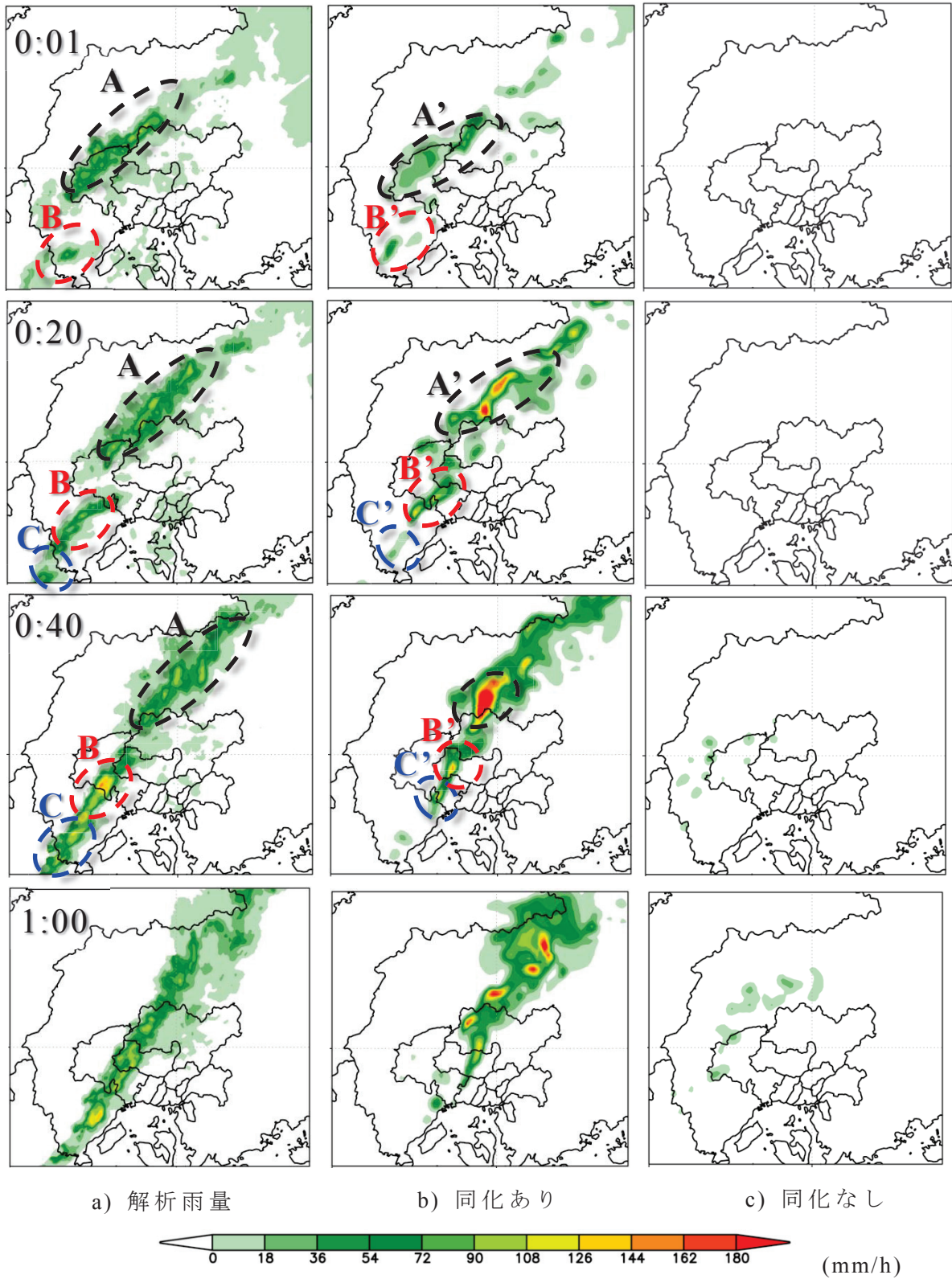


図-4.10 2014年8月19日0時から1時における降雨強度
 (左: XRAIN, 中: 予測雨量 (同化あり), 右: 予測雨量 (同化なし))

4-3-3 風速場の初期値の変化による同化効果の分析

前節までは雨量分布に基づいた同化効果の評価を行った。本節では、降雨が発生する上で必要な要素であり、かつ XRAIN によるドップラー速度によって直接的に同化の効果を受ける風速場の変化について議論する。図-4.11 に予測開始時刻における 900 hPa 面での風速ベクトルの収束分布を示す。なお、風の発散・収束は次式により求めている。

$$div = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \quad (4-2)$$

ここに、 u ：東西方向の風速成分、 v ：南北方向の風速成分である。 div が正の値を示せば風速場の発散を意味し、負の値を示せば収束を意味する。

図-4.11 では、負の値つまり収束量だけを抽出し示している。図より、同化あり（図-4.11 左）では、広島市北西端において強い収束域が確認できる。つまり、この領域付近では水平風がぶつかり、上昇流が発生しやすい環境であることを意味している。また、この強収束域は図-4.10 中に示した 0 時における線状降水帯の位置とよく対応している。一方で、同化なしの場合（図-4.11

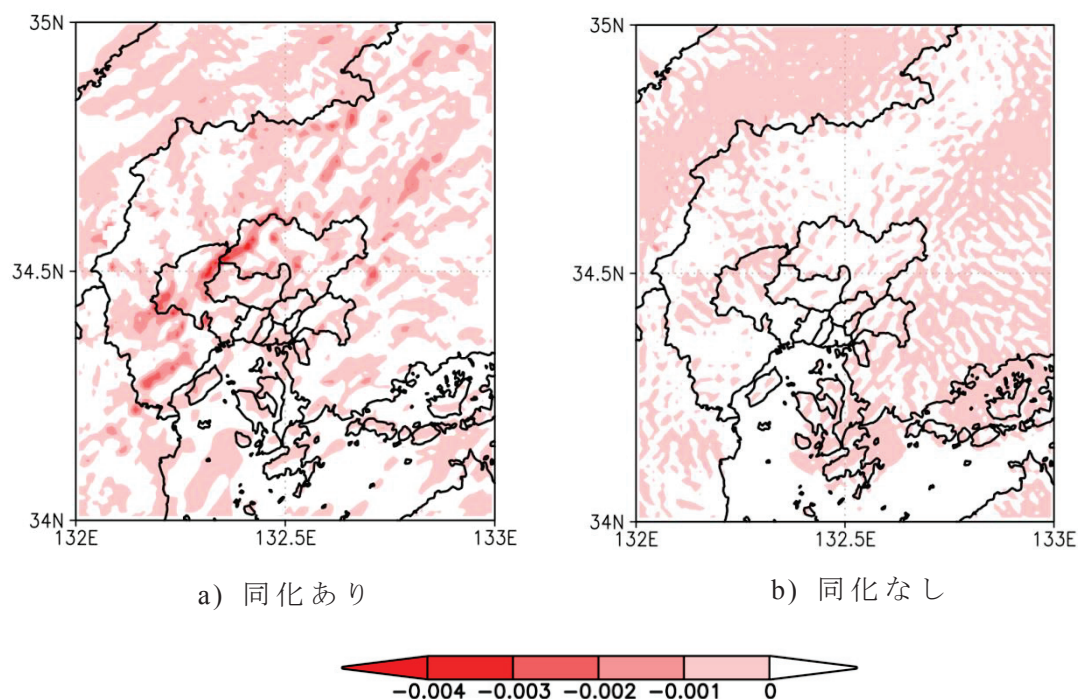


図-4.11 初期値（2014/8/20 0:00）における 900 hPa 面の収束分布
（左：同化あり，右：同化なし）

右) では、同化ありのような強い収束域が見られなかった。つまり、同化なしの場合、対流活動が弱いことを意味している。

それらを裏付けるため、図-4.12 に 2014 年 8 月 20 日 0 時 20 分から 2014 年 8 月 19 日 1 時における 900 hPa 面での鉛直風速分布を示す。なお、図中の正の値が上昇流、負の値が下降流を意味している。図より、同化あり (図-4.12 左) では全て時間において広島市北西端に強い上昇流が確認されている。これは図-4.11 左で示した強い収束域によってもたらされたものであると考えられる。そして、上昇流域は図-4.10 左の対応する時刻における強降雨域と一致している。そのため、強い対流活動によって降水がもたらされたことが分かる。一方で、同化なし (図-4.12 右) では全ての期間において強い上昇気流が確認されなかった。その結果、図-4.10 右のように降水帯が発生せずに弱い雨域の発生にとどまったと考えられる。

以上のことから、レーダーデータを同化することによって、強い収束域が形成され対流活動が促進されることが分かった。

4-3-4 水物質の初期値の変化による同化効果の分析

本節では降水が発生する上で必要なもう一つの要素である水物質を対象に同化の効果を論じる。ここで、水物質とは水蒸気、雨水、雲水、霰、氷、雪の混合比をここでは意味する。また、同化ありと同化なしの効果をより明瞭にするために、同化ありと同化なしの差分を算出した。図-4.13 に予測開始時刻 (2014 年 8 月 20 日 0 時) における各水物質の差分の鉛直分布を示す。なお、図-4.12 中に示す A-A'線に沿った鉛直段面を示す。図-4.13a) では、下層において水蒸気混合比の上昇が見られた。とりわけ、広島市西部 (東経約 132.3 度) でその傾向が見られる。その高い水蒸気混合比域と風速の収束域 (図-4.11) や降水帯の発生位置 (図-4.10 中) と対応づけることが出来る。そのため、収束による上昇流とそれによる水蒸気輸送によって雨雲が生成されたことが分かる。また、その裏付けとして、高い水蒸気混合比域に対応するように高い雨水混合比と雲水混合比 (図-4.13b), c)) の存在が確認できる。また、さらに上層においては霰、氷、雪混合比が高い値を示しており、その高度は 200 hPa 面にまで及んで

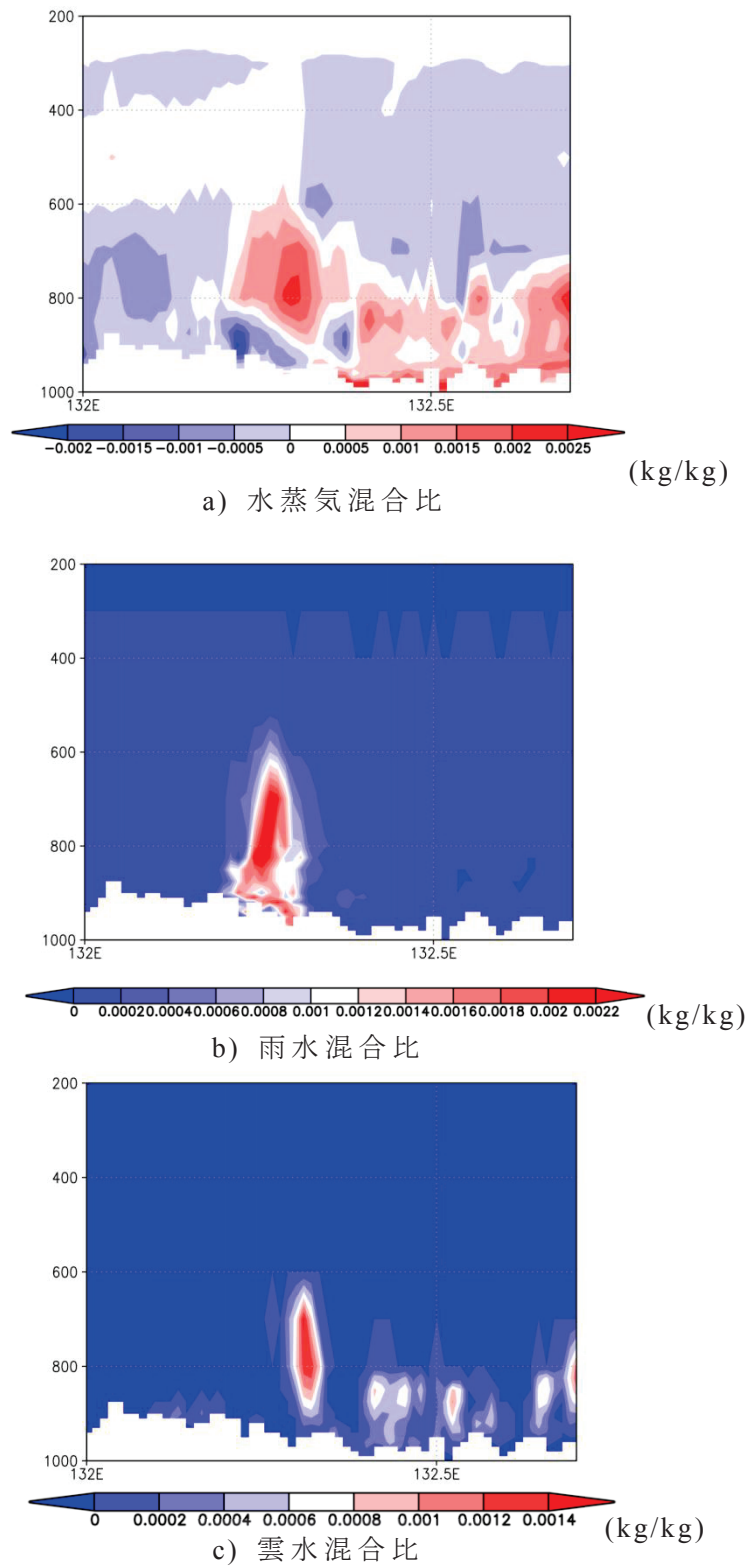


図-4.13 初期値（2014/8/20 0:00）における同化ありと同化なしの水蒸気混合比の差分分布（A-A' 断面）

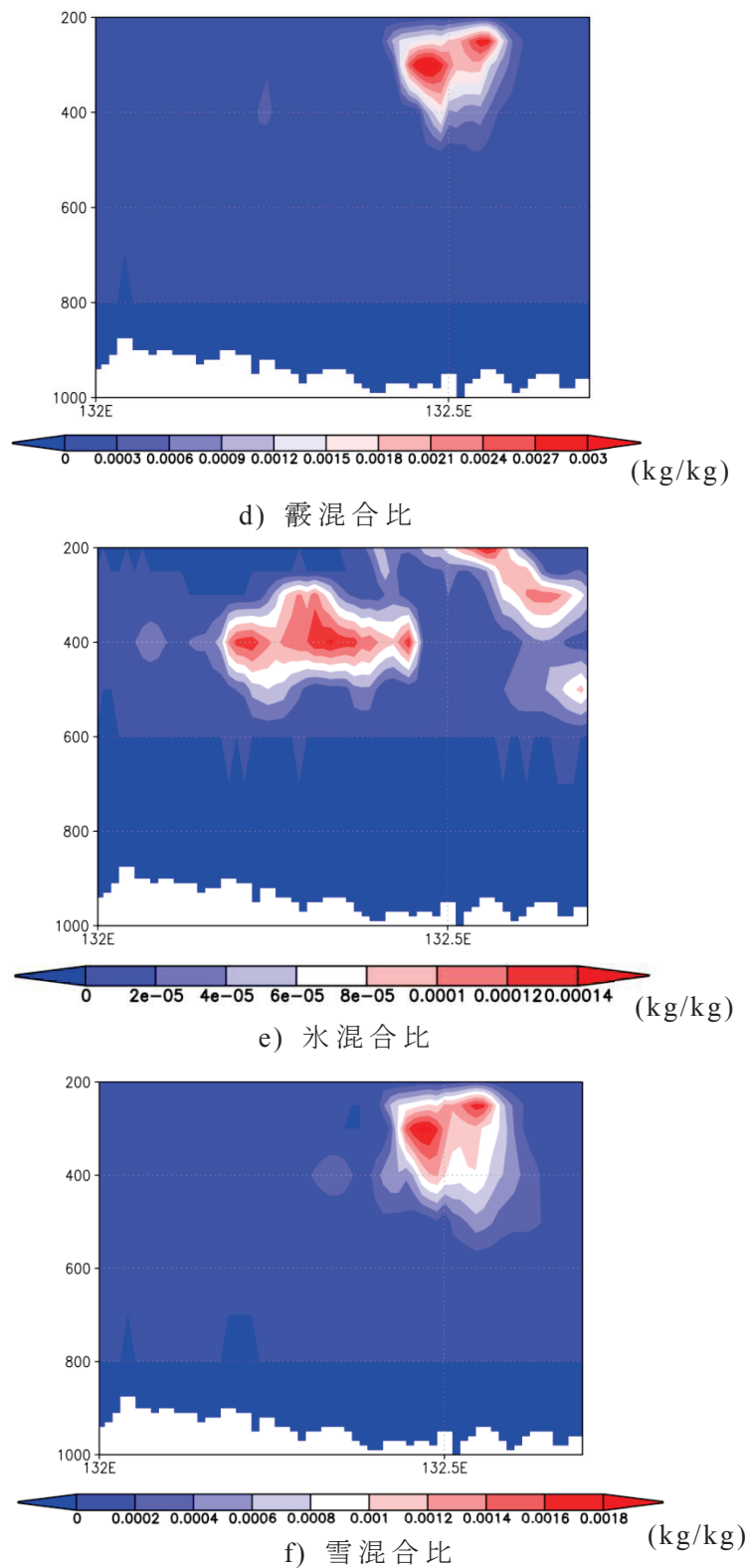


図-4.13 初期値（2014/8/20 0:00）における同化ありと同化なしの水蒸気混合比の差分分布（A-A'断面）（続き）

いる．一般的に，積乱雲が発達している場合において雲頂にこれらの物質は多く含まれている．そのことから，広島豪雨においてはこの高度まで積乱雲の発達が進んでいたことが示唆される．そして，雲頂のこれらの物質の落下による下降流が対流活動を促進させたことも考えられる．

以上のことから，レーダー反射強度の同化は降雨の発生に適した水物質の発生を促進させることが可能である．

4-3-5 水蒸気フラックによる比較

集中豪雨の発生には下層での水蒸気フラックスも重要な発生因子として考えられる⁶⁾．本節では，下層での水蒸気フラックスを算出し，比較を行う．次式に水蒸気フラックスの算定式を示す．

$$\vec{q}_{flux} = \frac{1}{g} \int_{800}^{P_{sfc}} \vec{v} q dp \quad (4-3)$$

ここに， g ：重力加速度， P_{sfc} ：地表面気圧， \vec{v} ：風速ベクトル， q ：水蒸気混合比である．図-4.14に予測開始時刻（2014年8月19日0時）における水蒸気フラックス分布を示す．図より，両者において広島湾から広島市内に向かって高い水蒸気フラックスが確認され，広島市内への強い水蒸気流入が生じていることが分かる．特に，同化ありの場合ではその傾向が強く，多量の水蒸気の流れ

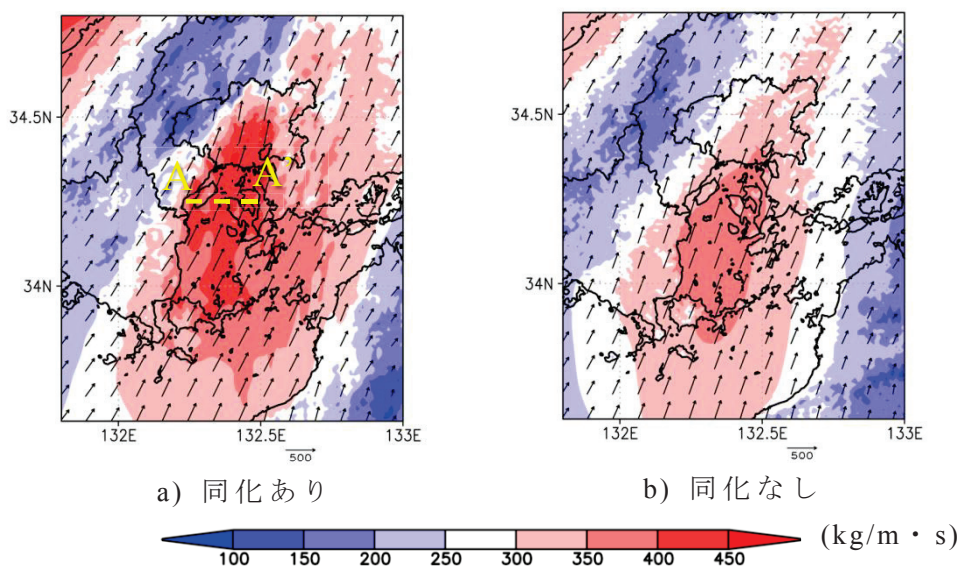


図-4.14 初期値（2014/8/20 0:00）における水蒸気フラックス分布
（左：同化あり，同化なし）

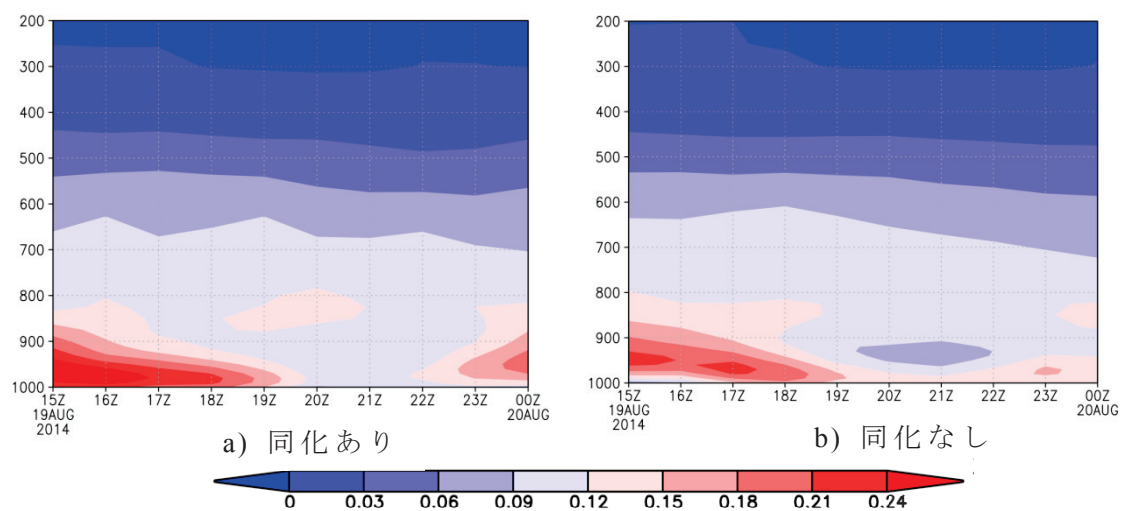


図-4.15 水蒸気フラックスの鉛直分布の経時変化 (m/s · kg/kg)
(2014年8月20日0時~2014年8月20日9時)

込んでいる様子が分かる。また、図-4.15に南北風の水蒸気フラックスの鉛直分布の経時変化を示す。なお、フラックスは図-4.14左に示す測線A-A'に沿って平均した値を示している。図より、下層900 hPa付近まで多量の水蒸気が流入していることが分かる。そして、図-4.14と同様に同化ありの方が多量の流入が生じていることが分かる。この下層への流入は4時付近まで続いており、降雨の発生期間とも対応している。

以上のことから、動径風や反射強度を同化することにより、適切に水蒸気場の流入が適切に表現できると考えられる。

4-4 まとめ

本章において得られた知見を以下に列挙する。

- 1) 1時間雨量分布を比較した結果、XRAIN データを同化することで予測初期において線状降水帯の位置を適切に予測することが出来た。
- 2) 降雨強度分布の比較に関しても、積乱雲が連続的に発生する「バックビルディング現象」を予測することが出来た。
- 3) 動径風のデータを同化することで、風の収束場が形成され上昇流が発生する環境を生み出した。
- 4) 反射強度のデータを同化することで、水蒸気場が修正されることを確認した。とりわけ、上空において対流の強化に必要な霰・氷晶・雪が生成されることを確認した。
- 5) 水蒸気フラックスの比較により、データ同化を行った場合に、広島湾への水蒸気流入量が増加することを示した。

以上のことから、XRAIN データが線状降水帯の予測に有効であることを示した。

参考文献

- 1) Kita, M., Kawahara, Y., Tsubaki, R., Nyunt, C.T. : Numerical Simulation of Localized Torrential Rainfall in Hiroshima, Proceedings of 20th IAHR-APD, 2D001, 2016.
- 2) 気象庁予報部：配信技術に関する技術情報（気象編），第205号，2005.
- 3) Roxy, M. : Sensitivity of Precipitation to Sea Surface Temperature over the Tropical Summer Monsoon Region-and its Quantification, Clim Dyn, 47,7-8, pp. 2501-2514, 2016.
- 4) 辰巳 賢一，竹見 哲也，石川 裕彦：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，京都大学防災研究所年報，第51巻 B, 2008.
- 5) 気象庁予報部：数値予報課報告・別冊，第62号，2015.
- 6) 北 真人，河原 能久，椿 涼太，Nyunt, C.T. : 2013年島根県西部豪雨を対象としたWRFによるダウンスケール実験，河川技術論文集，第21巻，pp.413-418, 2015.

第5章 同化条件が降雨予測精度に与える影響

5-1 データ同化の時間間隔が予測精度に与える影響

5-1-1 同化条件の設定

観測データの時間間隔の影響をみるために、解析サイクルの実施間隔を変化させた予測実験を行った。図-4.1に解析サイクルの概念図を示す。第4章では、10分間隔で解析サイクル（Case-10min）を行っていたが、それに加え30分（Case-30min）、1時間間隔（Case-1hr）の解析サイクルのケースを用意した。また、その他の条件（計算領域、解像度、使用モデル、使用観測データ）は第4章（4-1、4-2）で述べたものと同じのものを使用している。

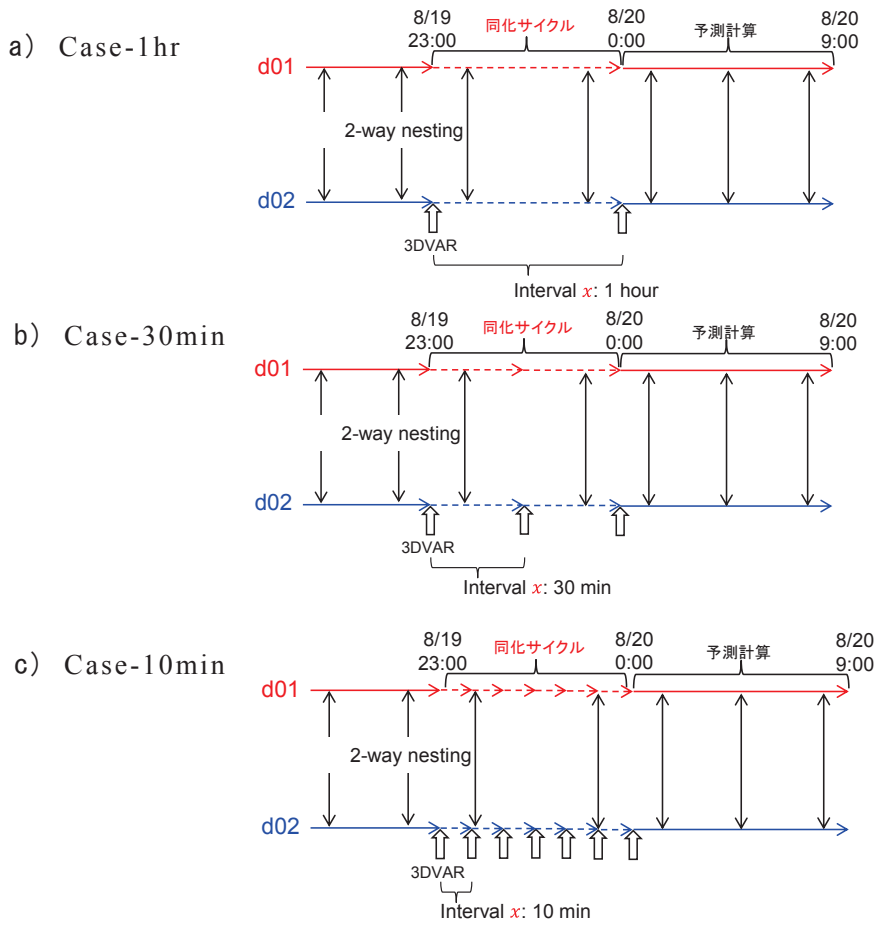


図-5.1 実験ケース

5-1-2 1時間降水量による比較

図-5.2に2014年8月20日1時から2014年8月19日4時における1時間雨量分布を示す。図より、全てのケースにおいて1時では広島市北西部に線状降水帯の発生が確認できる。また、2時に降水帯は東に移動した後、3時および4時では降水帯の維持停滞が確認された。このことから、全ケースにおいておおまかな降水帯の発生や移動パターンに差異はないものと考えられる。しかしながら、解析雨量（第4章 図-4.6左）と比較した場合には第4章 4-3-1に述べたように、降水量や発生位置の精度に対して課題が残っている。

図-5.2の1時における雨量分布に着目して各々のケースの比較を行う。図-5.3に図-5.2中左の黒枠内での1時における1時間降水量分布を示す。明確に差異が確認できるように、コンターで重ね合わせて表示させている。黒線が解析雨量、赤線が各ケースの予測雨量となっている。なお、橙色は県境界を示している。図より、Case-1hrでは予測雨量は解析雨量よりも東の方向に移動していることが分かる。同様に、Case-30minでも予測雨量が東方向に移動している。一方、Case-10minでは他の2ケースと比較して解析雨量の雨量分布により近づいていることが分かる。このことから、同化サイクルの時間間隔を短くすることで降雨分布の位置が改善されていることが分かる。

図-5.4に各ケースにおけるスレットスコアの経時変化を示す。図より、弱雨（閾値1mm/h）においては各ケースにおいて大きな差は見られなかった。強雨（閾値10mm/h）に関しては、Case-10minが予測初期において高いスコアを示している。また、その次にCase-30minが高いスコアを示している。この傾向は図-5.4に示した降雨量分布が同化サイクルを短くすることで観測に近づく傾向と一致している。

以上のことから、同化サイクルを短くすることで予測初期における線状降水帯の発生位置をよりの確に捉えることができ、精度の向上に繋がることが考えられる。

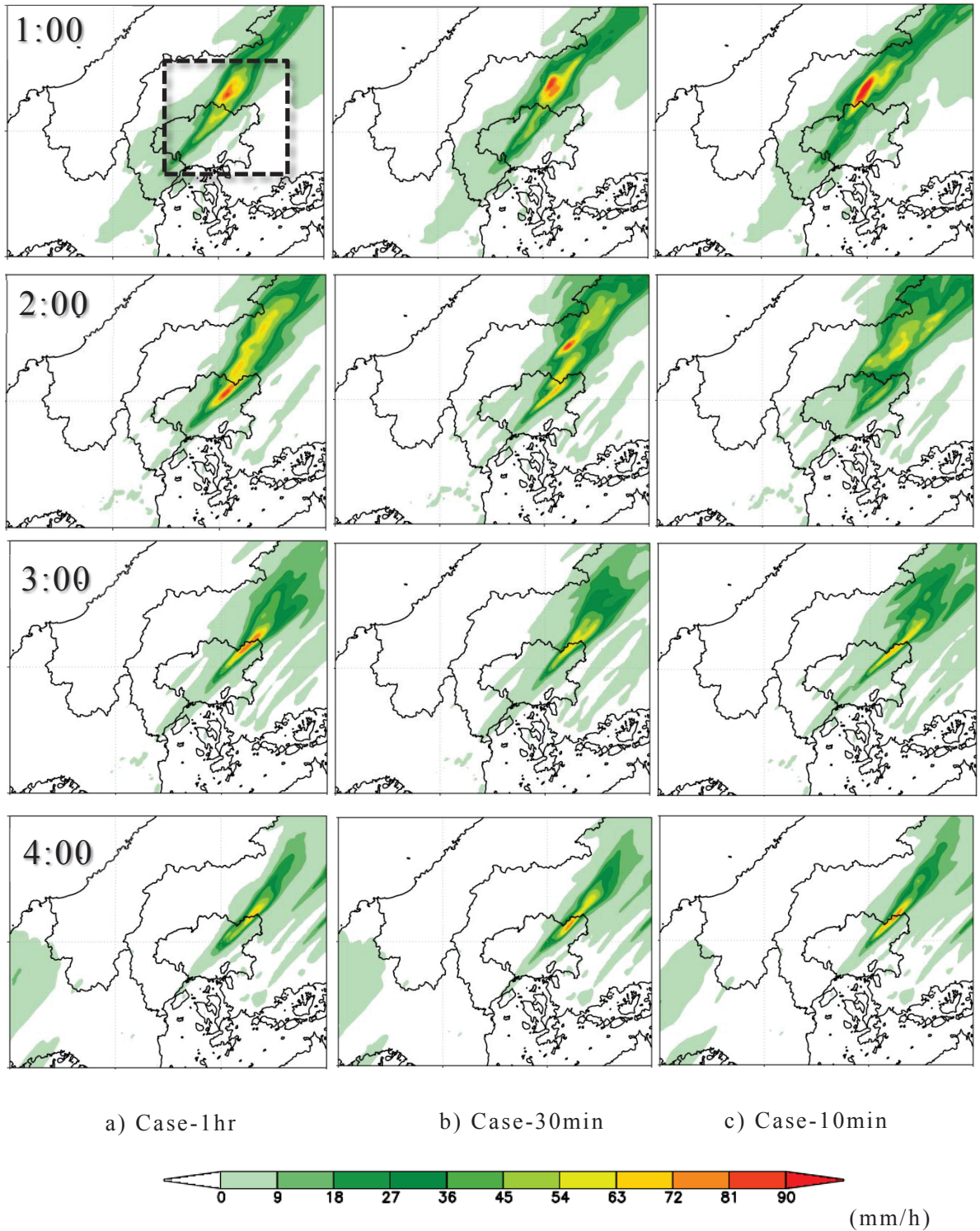


図-5.2 2014年8月19日0時から4時における1時間雨量分布
 (左: Case-1hr, 中: Case-30min, 右: Case-10min)

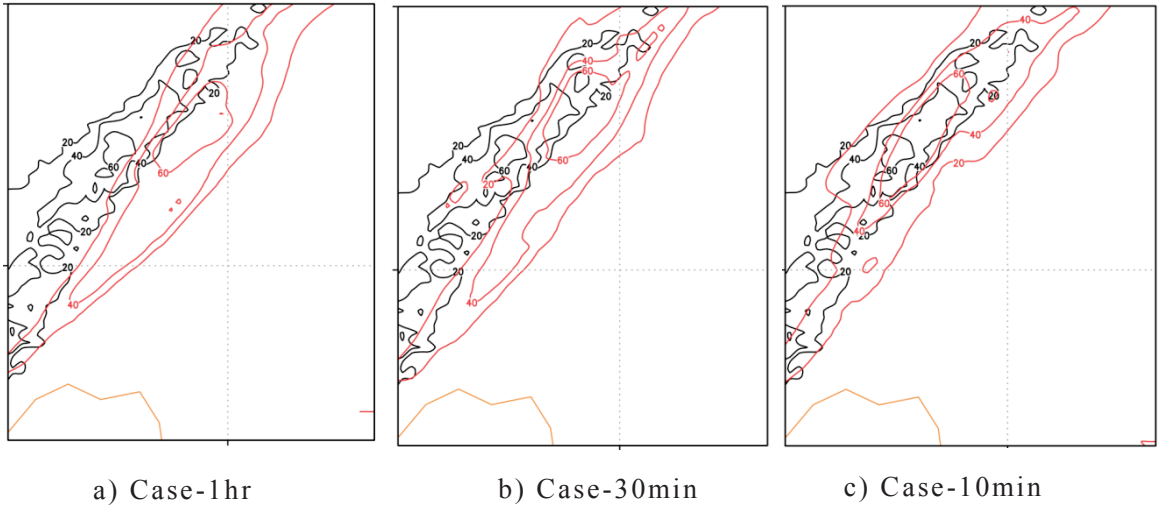
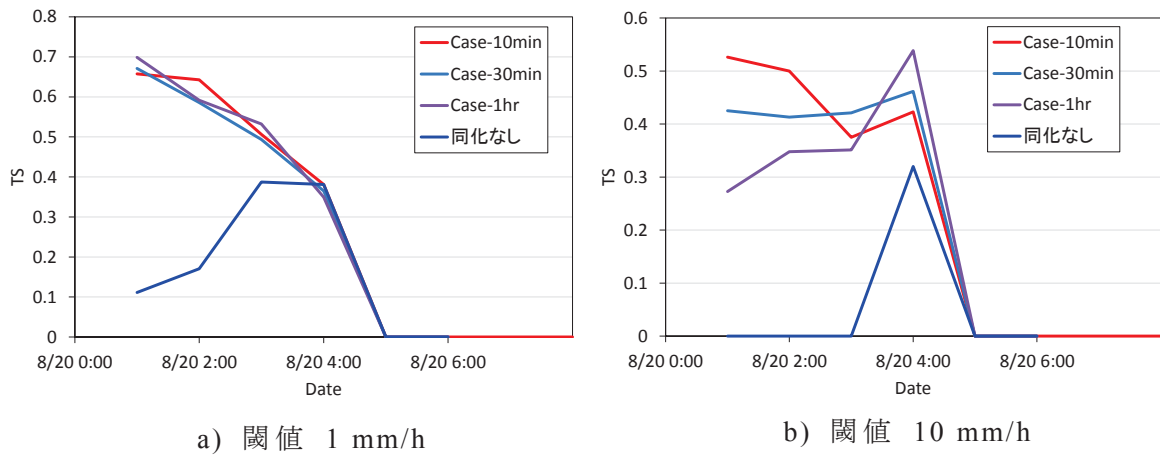


図-5.3 2014年8月19日1時における1時間雨量分布

(左: Case-1hr, 中: Case-30min, 右: Case-10min)



a) 閾値 1 mm/h

b) 閾値 10 mm/h

図-5.4 スレットスコアの経時変化 (左: 閾値 1 mm/h, 右: 閾値 10 mm/h)

5-1-3 風速の変化が対流発生環境に与える影響

本節では、同化サイクル間隔の違いが風速場に与える影響について述べる。
 図-5.5 に予測開始時刻における 900 hPa 面での風速ベクトルの収束分布を示す
 (算出方法は第4章 4-3-3 参照)。図より、全ケースとも広島市西部で強い収束
 域、つまり、上昇気流が発生し得る領域が確認できる。しかしながら、
 Case-1hr(図-5.5 左)および Case-30min(図-5.5 中)では、Case-1hr(図-5.5 右)
 と比較してその領域は図中黒破線で示すように僅かに南下していることが分か
 る。また、図-5.6 に同時刻における XRAIN の降雨強度分布を示す。図より、

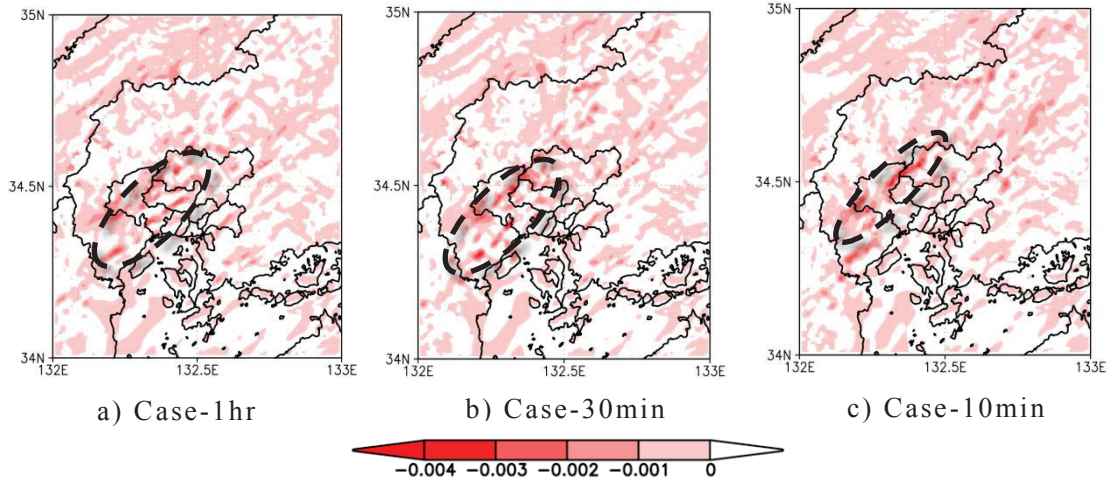


図-5.5 初期値 (2014/8/20 0:00) における 900 hPa 面の収束分布
 (左 : Case-1hr, 中 : Case-30min, 右 : Case-10min)

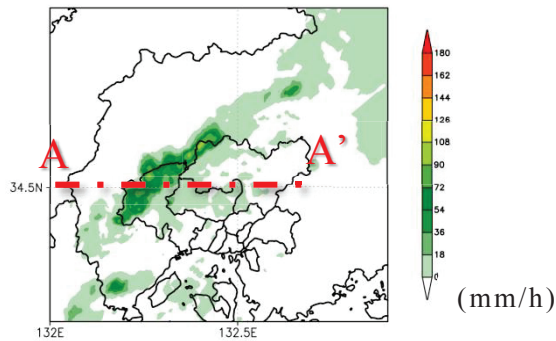


図-5.6 2014/8/20 0:00 における XRAIN の降雨強度分布

強雨の発生位置と Case-10min における強い収束域の位置が概ね一致していることが分かる。このことから、同化間隔を短くすることでより適切な初期値が推定されていることが分かる。

5-1-4 水蒸気場の変化が降水帯の発生に与える影響

前節に続いて、同化サイクルの間隔が水蒸気場に与える影響について論じる。図-5.7 に予測開始時刻（2014年8月19日0時）における水蒸気混合比の鉛直差分分布を示す。本節でも第4章 4-3-4 と同様に同化ありと同化なしの効果をより明瞭にするために、図-5.7 中に示す A-A' に沿って同化ありと同化なしの差分を算出した。図より、Case-1hr（図-5.7 左）では、東経 132.4 度付近で多量の水蒸気量の増加が確認された。一方で、Case-30min（図-5.7 中）では東経 132.3 度付近で水蒸気混合比の上昇が見られる。さらに、Case-30min（図-5.7 右）では、Case-30min よりも僅かに東方向に高水蒸気域が移動していることが分かる。この傾向は 1 時間降水量分布（図-5.3）や収束分布（図-5.4）と近いことを示している。このことから、同化間隔を変化させることで風速の収束位置がずれるとともに、高い水蒸気混合比域が移動することで上層への水蒸気の輸送位置が移動することから降水帯の位置が変化することが分かった。

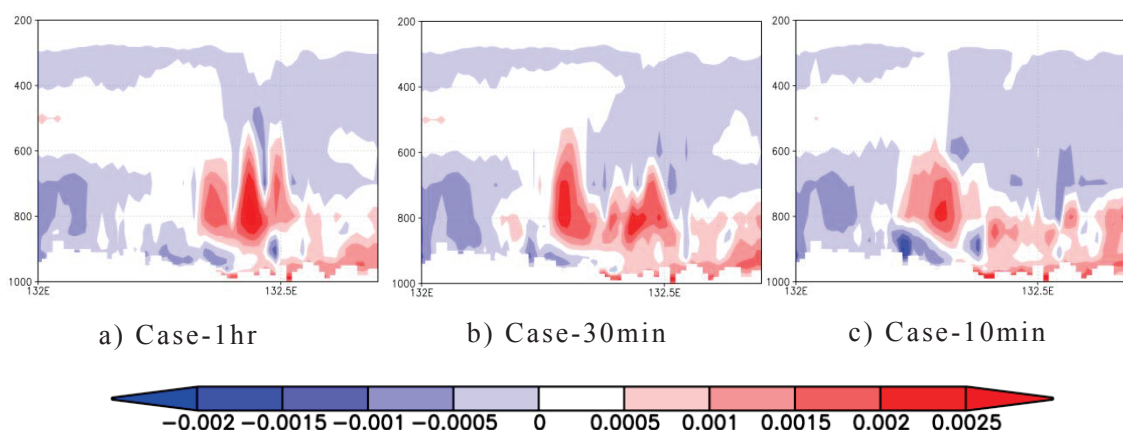


図-5.7 初期値（2014/8/20 0:00）における同化ありと同化なしの水蒸気混合比の差分分布（A-A' 断面）

5-1-5 統計量による同化効果の検証

本節では、統計量を用いて同化効果の検証を行う。統計指標としては、平均二乗誤差（RMSE：Root Mean Square Error）¹⁾を用いた。次式に算出式を示す。

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (F_i - O_i)^2} \quad (4-1)$$

ここに、 n ：観測データ数、 F ：計算値、 O ：観測値である。RMSE が小さければ精度が良いことを意味している。図-5.8 に動径風と雲中の水物質（水蒸気混合比、雨水混合比）のRMSEの経時変化を示す。なお、計算値の動径風はモデルの三成分風速から算出した（第3章式(3-55)参照）。データ同化では、一つの時刻に対して背景値（同化前の予測値）と解析値（データ同化の出力値）という2つの計算値を得ることができる。同時刻において値が大きい方が観測

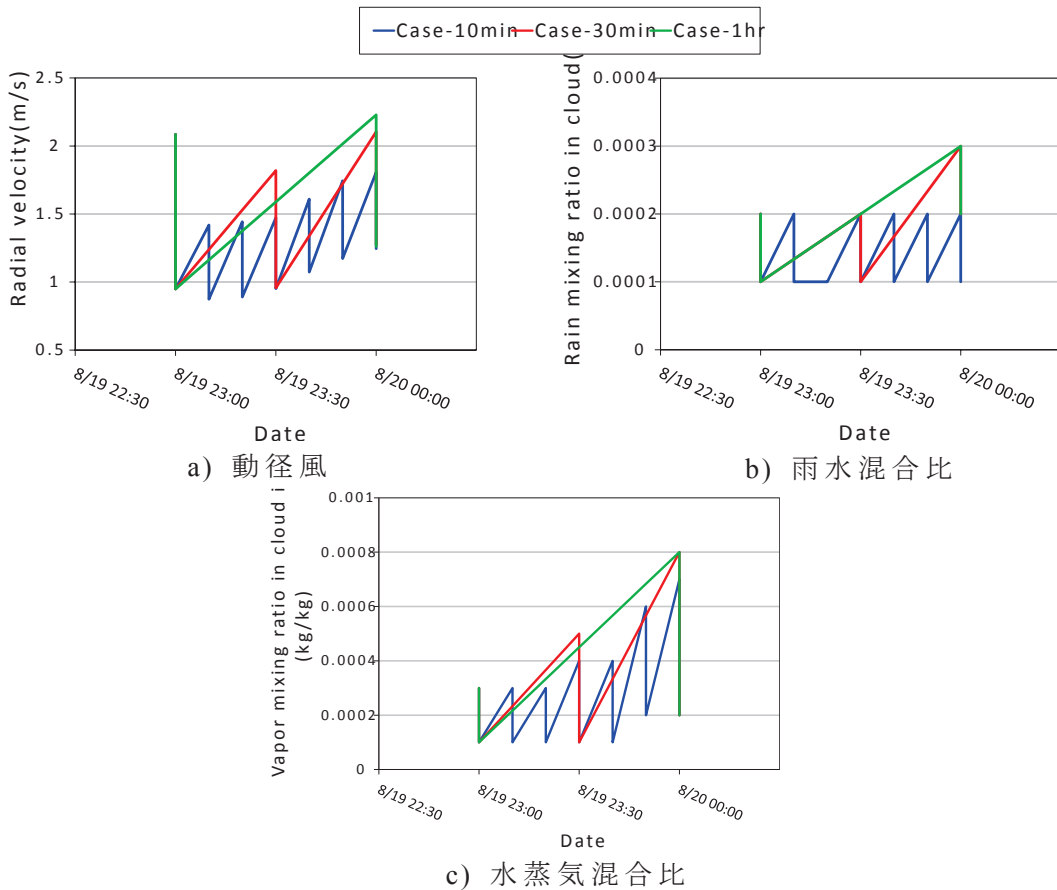


図-5.8 RMSEの経時変化（上段左：動径風，上段右：雨水混合比，下段：水蒸気混合比）

値と背景値による RMSE(O-B), 低いほうが解析値と背景値による RMSE(O-A) となっている。図より, 動径風 (図-5.8 左上) に関して 2014 年 8 月 19 日 23 時 30 分に着目すると Case-10min では Case-30min よりも O-B の値が小さくなっている。これは, 10 分毎に同化することで時間積分による誤差の蓄積を抑えている。一方で, Case-30min ではそのような時間積分による誤差が蓄積され, O-B の値は大きくなっている。さらに, 2014 年 8 月 20 日 0 時では Case-1hr が最も高い O-B を示している。つまり, 時間積分が進むほどに誤差は発展していくことが分かる。また, 雨水混合比 (図-5.8 左上) や水蒸気混合比 (図-5.8 下) についても, 動径風と同様に短いスパンの同化により, 誤差の蓄積が抑えられていることが分かる。

以上のことから, 短いスパンで同化を行うことにより, 風速場や雲中の水蒸気場の誤差発展を抑え, より適切な解析値を算出可能であることが分かった。また, 広島豪雨のような対流性降雨は時空間スケールが非常に小さいことがよく知られているため²⁾, XRAIN のような短い時間間隔で同化可能なデータは非常に有用になると考えられる。

5-2 観測仰角が降雨予測精度に与える影響

5-2-1 同化条件の設定

XRAIN の特徴の一つとして、複数仰角で観測を行い、雨雲の発達を三次元的に観測する「ボリュームスキャン」³⁾ が挙げられる。すなわち、同化する情報としても 3 次元空間を考慮した同化が可能となっている。本節では、ボリュームスキャンの有効性を検証するために、使用する観測仰角を変化させ、予測精度の検証を行った。

本研究では、2 パターンによる数値実験を試みた。各実験ケースの使用仰角を図-5.9 に示す。Case-2lev は下層 2 仰角のみを使用する場合である。これは、上空の水物質の有無の影響を確認するために行う。次に、Case-10lev は、下層 2 仰角を除いた 10 層を予測する。これは、下層での風速場が降水量に与える影響を確認するために行う。なお、同化間隔は 10 分で、その他の条件（計算領域、解像度、使用モデル、使用観測データ）は第 4 章（4-1, 4-2）で述べたものと同じのものを使用している。

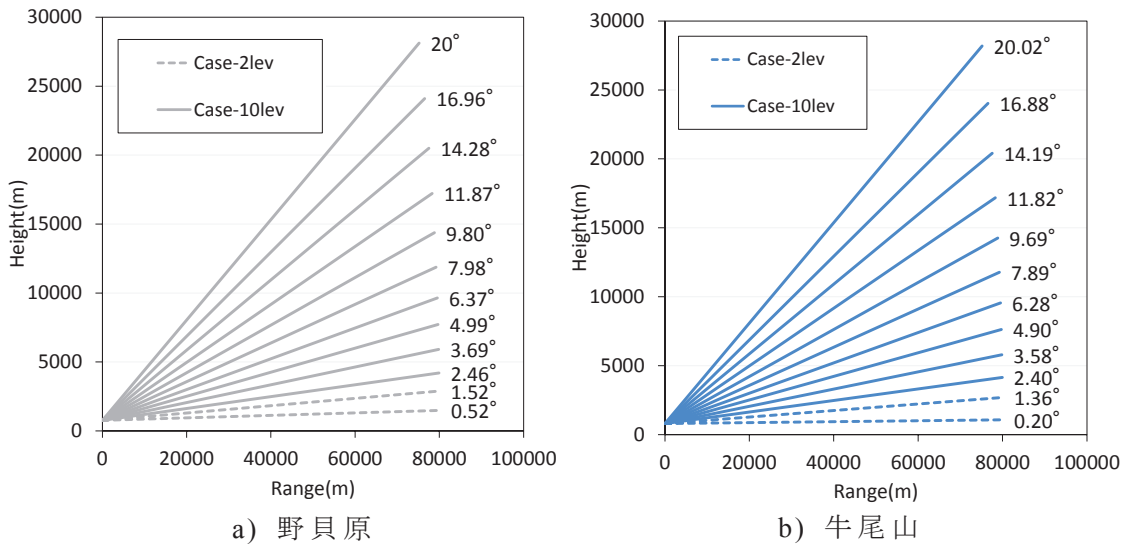


図-5.8 各ケースにおける使用仰角(左：野貝原サイト，右：牛尾山サイト)

5-2-2 1時間降水量による比較

図-5.9に2014年8月20日1時から2014年8月19日4時における1時間雨量分布を示す。図より、全てのケースにおいて1時では広島市北西部に線状降水帯の発生が確認できる。また、降水帯が東に移動し、そのまま停滞・維持する傾向も全てのケースで見られる。しかしながら、1時においてCase-12lev（全仰角を用いたケース）と比較して、降水量や分布形状に違いが確認された。Case-2levでは、降水帯が僅かに東方向へ移動していることに加え、強雨域の幅が広がっていることが分かる。また、さらに降雨量に関してもCase-12levよりも低下していることが分かる。Case-10levに関しては、Case-12levと同様に広島市北端で強雨域が確認できるが、その位置は僅かに北へ移動している。また、降雨量に関しても、全ケースの中で最も低い値を示している。

さらに、図-5.10に各ケースにおけるスレットスコアの経時変化を示す。弱雨（閾値：1 mm/h）に対して、Case-12levとCase-10levともに予測1時間後に約0.67と比較的高いスコアを示している。その一方で、Case-2levでは約0.6と他の2つと比較して低いスコアを示している。また、予測1時間後以降もCase-12levが他の2つと比較して良好なスコアを示していることが分かる。強雨（閾値：10 mm/h）に関しては、予測1時間後ではCase-10levとCase-2levともにスコアは約0.42を示している。その一方で、Case-12levは0.53と比較的高いスコアを示している。しかしながら、予測3時間後以降ではCase-10levが最も高いスコアを示している。

以上のことから、全仰角を使用したケースの方が予測初期において降雨分布を適切に予測可能であることが分かった。

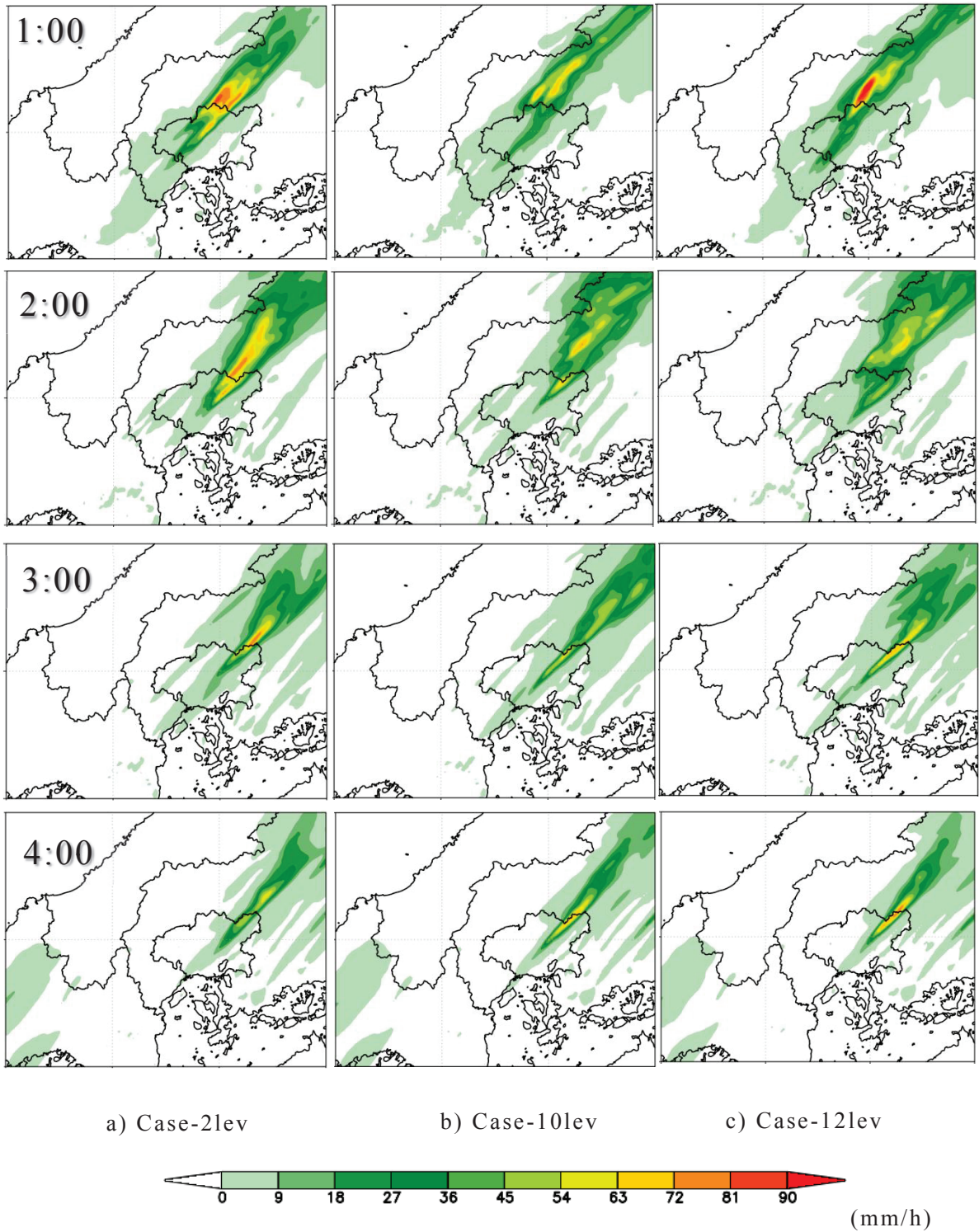


図-5.9 2014年8月19日0時から4時における1時間雨量分布
 (左: Case-2lev, 中: Case-10lev, 右: Case-12lev)

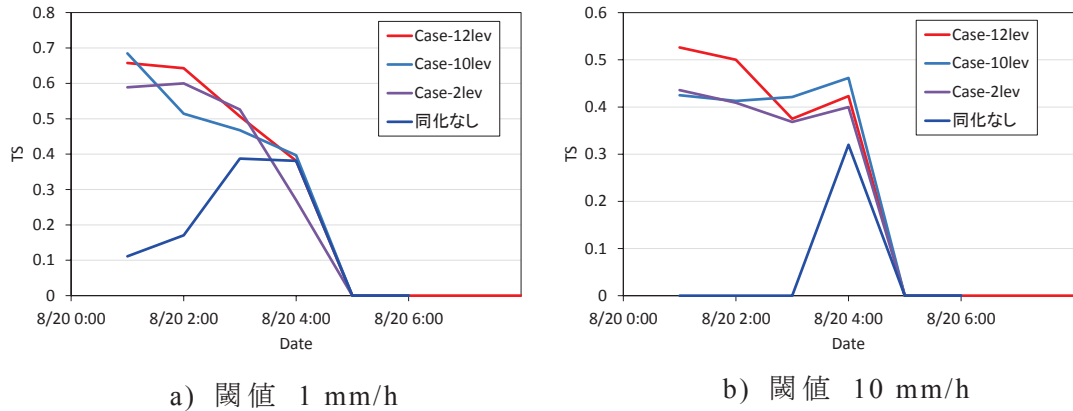


図-5.10 スレットスコアの経時変化 (左：閾値 1 mm/h, 右：閾値 10 mm/h)

5-2-3 観測仰角の変化が風速場に与える影響

本節では、仰角変化が風速場に与える影響について議論を行う。はじめに、仰角を変更した場合における鉛直方向の風速場の変化を解析インクリメントにより評価する。ここで、解析インクリメントとはデータ同化による物理量の修正量を意味する。つまり、解析値と背景値の差分をとることで解析インクリメントを得ることが出来る。図-5.11 に各ケースにおける 2014 年 8 月 19 日 0 時の解析インクリメントの鉛直分布を示す。図より、Case-12lev では東西風（図-5.11 左）と南北成分（図-5.11 右）ともに、分布下端から 250 hPa 付近まで風速場の修正が働いていることが分かる。また、全体的に負のインクリメントをしめしており、観測よりも背景場が過大に風速を算出していることを意味している。一方で、Case-lev2 では、分布下端から約 800 hPa まで風速が変化していることが分かる。また、それよりも高い高度ではほぼ一様な分布を示している。このことから、下層 2 仰角では、大気下層にのみ修正が作用していることが分かる。Case-10lev では、Case-12lev と同様に全層において風速の修正が見られた。下層 2 仰角を除いたケースであるもののこのような修正が作用する理由としては、AMeDAS の風向風速データを全ケースにおいて同化した影響によるものであると考えられる。しかしながら、Case-2lev が地表面データの影響を受け難い 800 hPa 付近まで修正が行われている点を加味すると、Case-10lev に

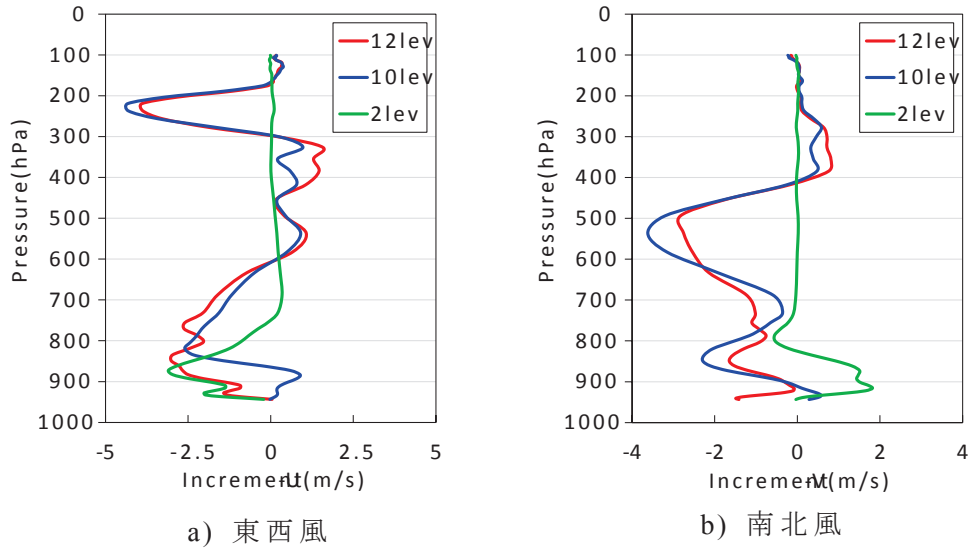


図-5.11 2014年8月19日0時における解析インクリメントの鉛直分布
(左：東西風，右：南北風)

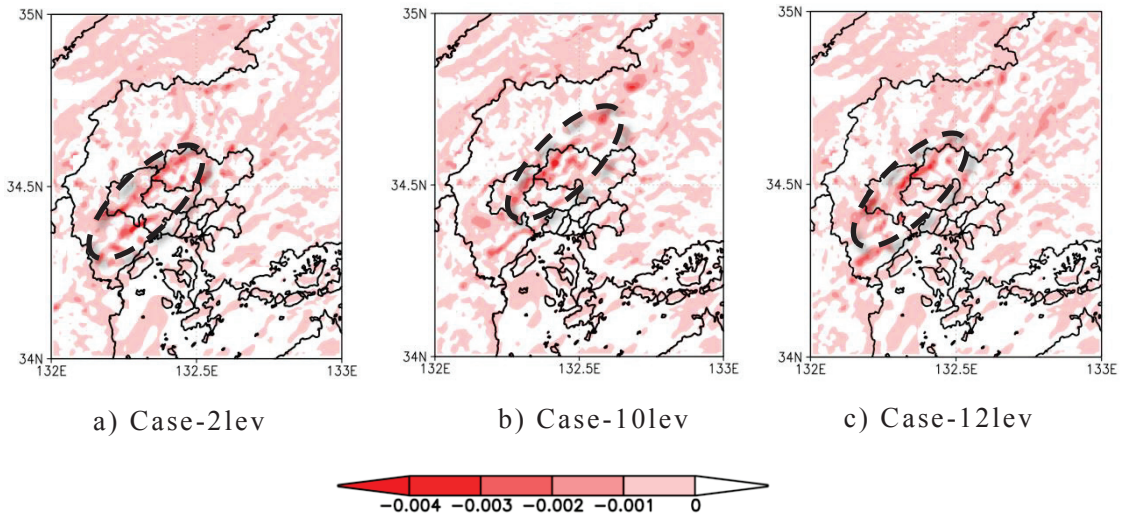


図-5.12 2014年8月19日0時における900 hPa面の風の収束分布
(左：Case-2lev，中：Case-10lev，右：Case-12lev)

においてもこの付近までレーダーデータの影響は小さいことが考えられる。

次に，下層での収束場の変化を見るために，図-5.12に2014年8月19日0時における900 hPa面の風の収束分布を示す．図より，Case-2lev（図-5.12左）とCase-12lev（図-5.12右）ともに，強い収束域が同じ位置で見られるのに対し，Case-10levでは収束域は北方向へ移動している．この傾向は図-5.9でも説明した，各ケース間での1時の雨量分布の位置関係と対応している．このこと

から、収束による対流発生位置が異なったために、降水帯の位置にも差異がでたものと考えられる。また、図-5.11で示したように900 hPa付近ではレーダーデータの影響は小さいことが考えられることから、動径風による修正が十分に行われなかったためにこのような違いが生じたことが示唆される。

以上のことから、低仰角観測は風の収束場を適切に反映させる上で非常に有用なデータとなり得ることを示した。

5-2-4 観測仰角の変化が各混合比分布に与える影響

仰角変化が水物質の鉛直分布に及ぼす影響を確認するために、図-5.13に各水物質（水蒸気、雨水、霰）の混合比に関する解析インクリメントの鉛直分布を示す。水蒸気混合比（図-5.13左）に関して、Case-12levでは風速分布（図-5.11）と同様に、全層に渡って水蒸気場の修正が行われている。また、Case-10levでも全層に渡る修正が見られた。これは、風速の場合と同様にAMeDASデータ相対湿度を同化データに用いていることが理由として考えられる。一方で、Case-2levでは800 hPaより下層でのみ修正が行われていることが分かる。雨水混合比（図-5.13中）に関しては、Case-12levとCase-10levともに500 hPaまで混合比の修正が行われている。このことから、少なくともこの高度にまで雨水が雲中に存在していることが考えられる。さらに、霰混合比

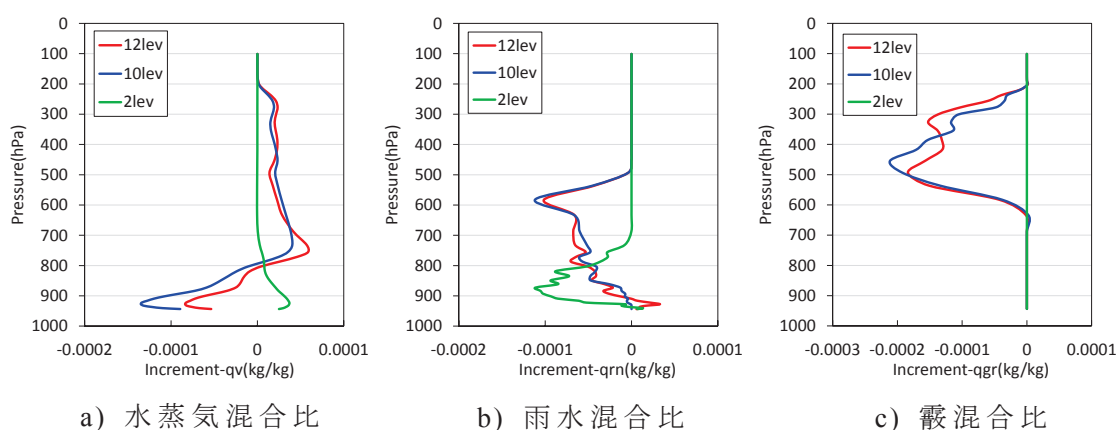


図-5.13 2014年8月19日0時における解析インクリメントの鉛直分布
(左：水蒸気混合比，中：雨水混合比，右：霰混合比)

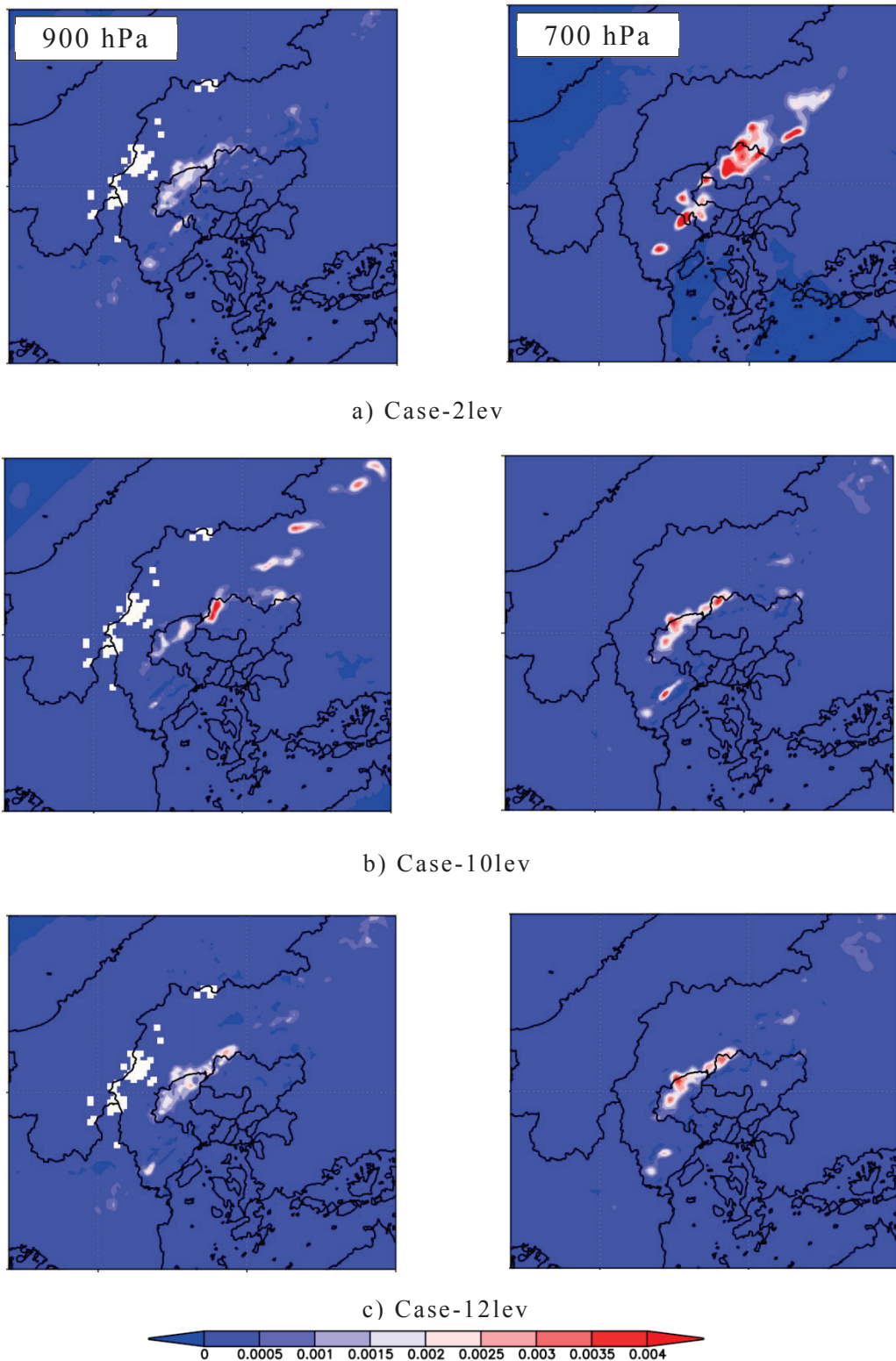


図-5.14 2014年8月19日0時における900 hPa, 700 hPa面の雨水混合比分布 (上: Case-2lev, 中: Case-10lev, 右: Case-12lev)

(図-5.13 右) に関しては、600 hPa から 200 hPa まで case-12lev と case-10lev において修正が行われている。このことから、この付近まで霰が観測されていることが示唆される。また、雲頂で霰や氷晶がある場合、下降流が強くなり対流活動も活発することから、雨量分布 (図-5.9) においても Case-12lev で強い降雨が発生したと考えられる。一方で、Case-10lev においても霰を考慮した修正が施されているものの雨量は小さくなっている。その理由としては、図-5.13 中において、僅かではあるものの下層での雨水混合比の修正が Case-12lev より弱いため、下層での降水の発生が十分ではなかった可能性が考えられる。

次に、空間的な水物質の分布を把握するために、図-5.14 に各ケースにおける高度別 (900 hPa 面, 700 hPa 面) の雨水混合比分布を示す。Case-2lev (図-5.14 上) では、広島市北西部において両高度で雨水の存在が確認できる。また、900 hPa 面における雨水の位置は図-5.6 に示した XRAIN による降雨強度ともよく対応がとれている。このことから、900 hPa 面では適切にレーダーの反射強度が同化出来ていることを意味している。一方で、700 hPa 面では 900 hPa 面の雨水よりも東に逸れた状態で雨水が存在していることが分かる。これは、同化サイクル期間で生成された雨雲が下層では修正されるものの上層では修正されなかったことが理由として考えられる (図-5.15)。そのため、1 時における雨量分布 (図-5.9) では Case-12lev と比べて雨域が東に移動したことや、その拡が

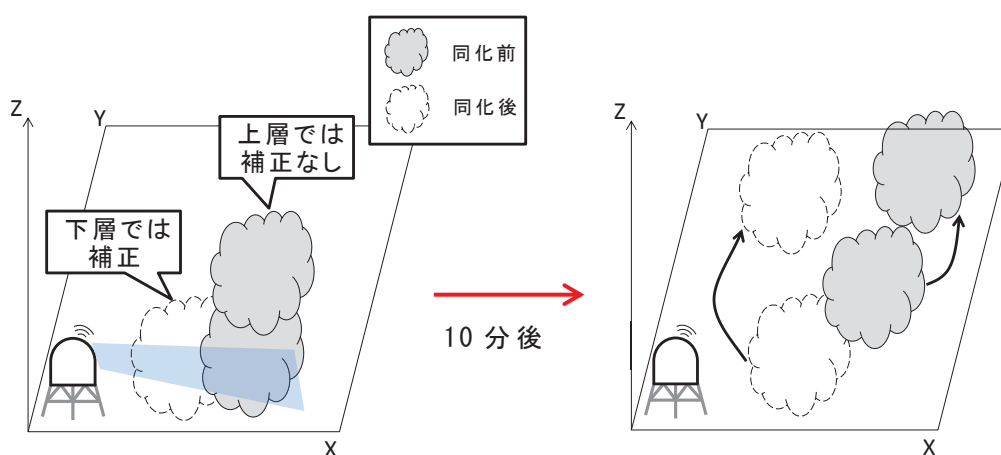


図-5.15 Case-2lev におけるデータ同化による修正イメージ

り幅も広がっていることが考えられる。また、反対に Case-10lev では、900 hPa 面の雨水を適切に予測できたと考えられる。一方で、Case-10lev (図-5.14 中) では 900 hPa 面において XRAIN の降雨強度との差異が見られた。また、他の 2 ケースと比較しても、強い混合比域が局所的にはあるものの雨域が狭くなっている。このことから、他の 2 ケースよりも雨量が小さく出たことが考えられる。最後に、Case-12lev (図-5.14 下) では、広島市北西部において両高度で雨水の存在が同じ位置に確認でき、XRAIN の降雨強度との位置関係も比較的良好であると言える。このことから、より上層まで存在する雨雲によって、強い降雨がもたらされたと推察する。

以上のことから、全仰角を使用することで風速場や雨雲中の水物質の状態を適切に反映させることが可能であり、予測初期における精度が向上することを示した。

5-3 観測データの種類が予測精度に与える影響

5-3-1 実験ケース

本節では、同化する観測データの種類が降雨の予測精度に与える影響を検証するために、レーダーおよび AMeDAS データを用いた感度実験を行った。表-5.1 に実験ケースを示す。全データを用いたケース (Case_all)、XRAIN の動径風および反射強度のどちらかを用いたケース (Case_rv, Case_rf)、XRAIN データのみを用いたケース (Case_rv+rf)、AMeDAS のみを用いたケース (Case_AMeDAS) の計 5 ケースである。なお、その他の計算条件については第 4 章 (4-1, 4-2) で述べたものと同じのものを使用している。

表-5.1 実験ケース

	Used data
Case_all	XRAIN(radial velocity, reflectivity)+AMeDAS
Case_rv	XRAIN(radial velocity)
Case_rf	XRAIN(refractivity)
Case_rv+rf	XRAIN(radial velocity, reflectivity)
Case_AMeDAS	AMeDAS

5-3-2 1時間雨量分布による比較

図-5.16 に 2014 年 8 月 20 日 1 時における 1 時間雨量分布を示す。図より、Case_all（従来のケース）では降水量は過大となるものの線状降水帯の位置を的確に予測していることが分かる。次に、Case_rv では、Case_all と比較して降水量は小さくなるものの分布形状や発生位置に関してほぼ同様な傾向をしめしている。さらに、Case_rv+rf では降水量、発生位置、分布形状に関しても Case_all と同じ傾向を示している。一方で、Case_rf ではこれまでのケースと同様に線状降水帯を予測しているが、その発生位置は東方向へ大きく移動しており、発生位置に関して予測に失敗している。また、Case_AMeDAS においても Case_rf と同様に線状降水帯を予測しているものの発生位置に大きな差異が見られた。これらの傾向を取りまとめると、レーダーデータを両方共用いたケースについては良好な結果を示すのに対し、反射強度だけの場合や地表面データのみを用いたケースでは発生位置に大きな誤差を有した状態で予測していることが分かる。

これらの結果をスレットスコアにより評価したものを図-5.17 に示す。弱雨（閾値：1 mm/h）に関しては、Case_AMeDAS を除いて 0.5 を超えており良好な結果を示している。強雨（閾値：10 mm/h）に関しては、Case_rv+rf が 0.5 を超え、最も高いスコアを示している。しかしながら、Case_all や Case_rv も 0.5 付近のスコアを示しており、良好な結果とも言える。また、この 2 ケースでは、僅かではあるものの図中黒破線で示すような南側の降水帯が予測されている点

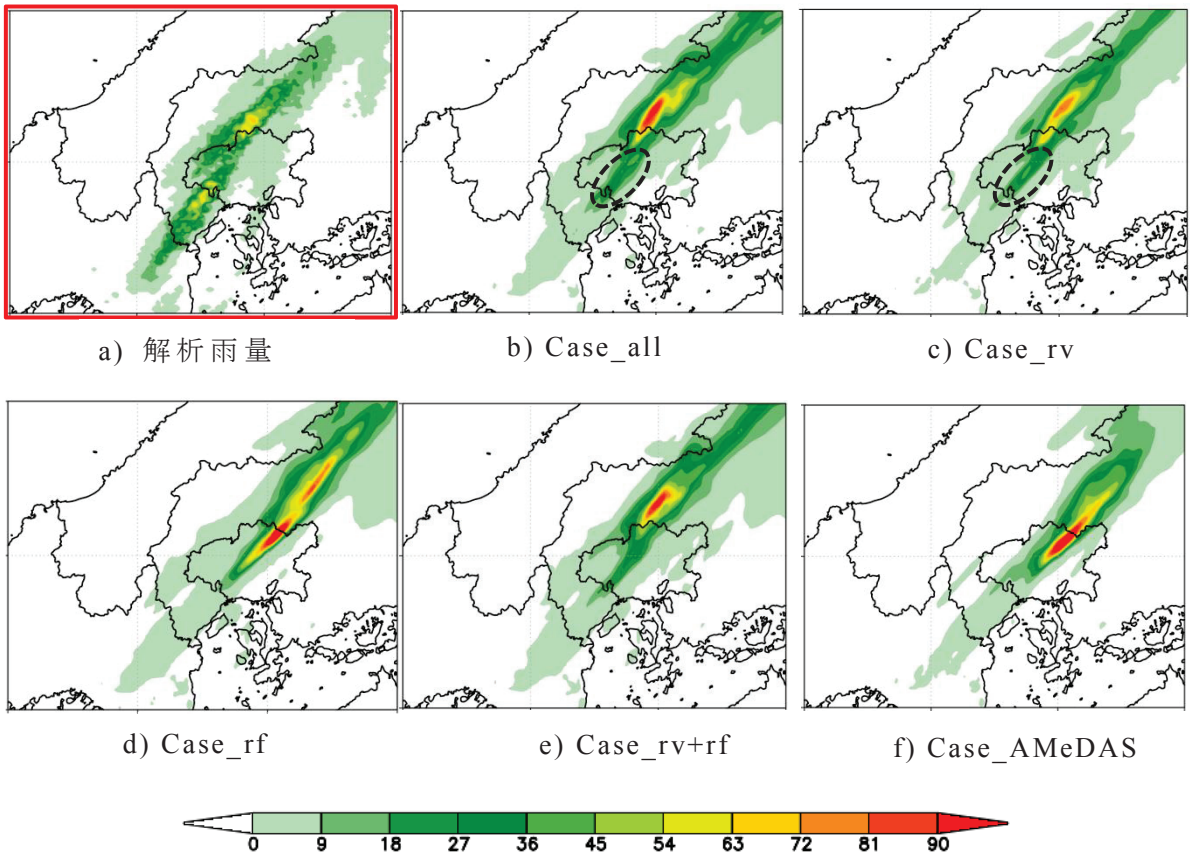


図-5.16 2014年8月19日1時における各ケースの一時間雨量分布

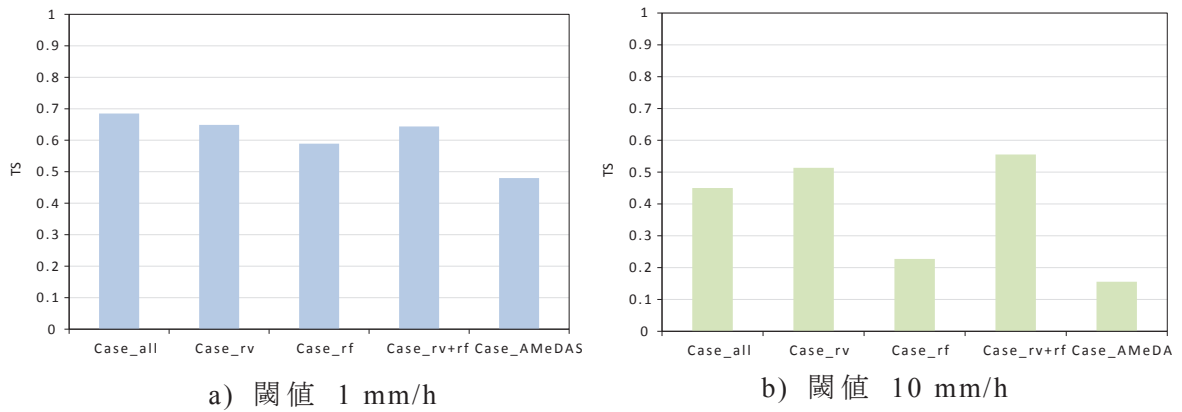


図-5.17 2014年8月19日1時における各ケースのスレットスコア

も特徴として挙げられる．一方で，Case_rfやCase_AMeDASのスコアは他のケースよりも大幅に減少しており，強雨に対する予測性能は低いことが分かる．

以上のことから，動径風と反射強度の両方を用いた場合にのみ良好に降水帯が予測されることが分かった．

5-3-3 収束場による同化効果の検証

本節では、風速の収束場に着目した観測データ別の同化インパクトの検証を行う。図-5.18 に各ケースでの 900 hPa 面における風の収束分布を示す。図より、どのケースにおいても強雨域と収束域の位置は対応しており、この付近で活発な対流活動が起こったことが分かる。また、前節と同様に反射強度のみの場合や地表面データのみを用いた場合において収束位置は他のケースと比べて

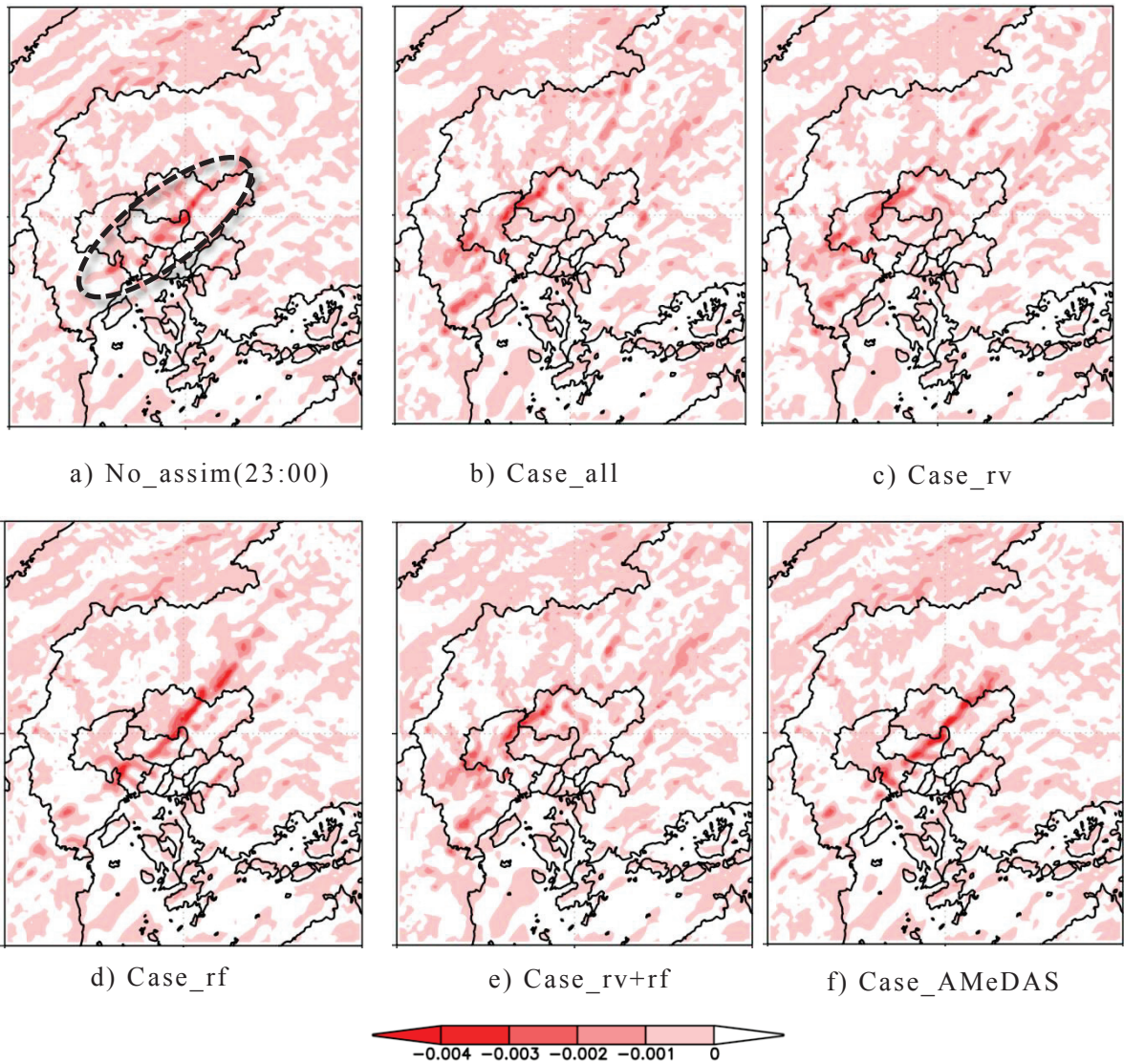


図-5.18 各ケースにおける 900 hPa 面の風の収束分布
(2014 年 8 月 20 日 0 時)

大きく移動する傾向にある。これらの原因を検証するために、同化サイクルを行わず 2014 年 8 月 20 日 0 時まで計算した結果である No_assim を図中に示している。No_assim においても、Case_rf や Case_AMeDAS と同様に広島市中心部を横切るような強い収束域が発生している。従って、この 2 つのケースにおける収束はデータ同化による影響が少なく、元の初期値によってもたらされたものであることが分かる。

以上のことから、風の情報を 3 次元的に取り込まないデータ同化に予測では同化開始時の風速場に大きく左右されることが分かった。そして、3 次元的な風速場の情報が豪雨の予測精度に大きく寄与することが分かった。

5-4 まとめ

本章で得られた主に知見について、以下に列挙する。

- 1) 同化サイクルの時間間隔を変更した場合，短い間隔で同化することでより線状降水帯の位置を的確に捉えることが出来ることを示した。
- 2) 同化間隔を短くすることで，時間積分による誤差の蓄積を抑制され，より適切な風速場や水蒸気の空間分布が推定可能となることを示した。
- 3) 仰角変化により，下層における動径風同化の影響を取り除いた結果，風速の収束位置が変化し，降水帯の位置に影響を及ぼすことを確認した。
- 4) 仰角を変化させた場合，同化される領域が限定的となり鉛直方向で雲水の位置に違いが現れることで降水帯の位置や量に影響を及ぼすことを確認した。
- 5) 動径風を用いない予測では，風速場が適切に修正されないことから線状降水帯の位置が大幅に移動することを確認した。

これらの結果から，より密な時空間分布を有するレーダーデータの有用性を示すことに成功した。X-band MP レーダーは都市域を観測できるように標高の低い山地に設置されることが多い⁴⁾。一方で，C-band レーダーは広域観測用に標高の高い山地に設置される。そのため，雨雲の発達に重要な低高度での観測データを得ることができない。実際に，本章でも低仰角のデータを取り除くと下層での収束場が変化し，予測精度の低下を招いたことから XRAIN のような低高度を観測可能なレーダーは非常に有用なデータとなり得ると考えられる。また，低高度のみでなく従来の C-band よりも高い仰角で XRAIN は観測可能である。高高度のデータは対流活動の促進要因となる霰などの水物質を考慮した同化を可能とした。この点においても，集中豪雨を予測する上での XRAIN の特筆すべき利点であると言える。

参考文献

- 1) Hyndman, R.J. and Koehler, A.B. : Another look at measures of forecast accuracy, *Int. J. Forecast.*, 22, pp.43-46, 2006.
- 2) 二宮 洸三 : 豪雨の時間スケールからみた降水強度極値の地理的分布, *天気*, 24, 63-70, 1977.
- 3) 中北 英一, 佐藤 悠人, 西脇 隆太, 山口 弘誠 : ゲリラ豪雨危険性余地手法の高精度化に向けた積乱雲生成時の渦管構造の解析, *京都大学防災研究所年報*, 58B, pp.221-231, 2015.
- 4) 国土技術政策総合研究所 : XRAIN 雨量観測の実用化技術に関する検討資料, *国土技術政策総合研究所資料*, 909, 2016.

第6章 結論

6-1 まとめ

本研究では、2014年8月広島豪雨を対象とした数値予測を行い、XRAIN データを用いたデータ同化の有効性について検証した。本章では、これまでに得られた知見を総括する。

第1章は論文の序章として、地球温暖化の進展とそれに伴う集中豪雨による災害リスクの現状を提示した。そして、集中豪雨の実例として本研究でも対象とした2014年8月広島豪雨の調査結果の一部から豪雨の概要について述べた。そして、そのソフト対策の一つでもある数値予報の利点や課題を示した。そして、課題を解消するためにはデータ同化が必要であること、とりわけ降雨の予測にはレーダーデータが有用であることを示した上で、本研究の目的と論文構成について説明した。

第2章では、研究レビューとして数値モデルの現在までの発展や特徴・課題を示し、解像度や初期値が精度に大きく依存することを示した。そして、同化手法の基礎概念や適用事例について述べ、各々の手法の利点・欠点を明示した。そして、本研究で使用した同化手法(3-D VAR)を選定した根拠についても言及した。また、XRAINの特徴を示すために、国内におけるレーダー観測技術の比較を行い、利活用手法について整理を行った。そして、それらを踏まえて本研究の有用性について言及した。

第3章では、数値予測手法の概要として、その手法の核とも言える気象モデル WRF の基礎方程式や物理モデルについて説明を行った。また、予測精度を向上させる方法として使用した3次元変分法について、その基礎理論やレーダーデータを同化するための観測演算子について説明を行った。また、背景誤差の推定方法や観測データの処理手法についても述べた。

第4章では XRAIN データの同化に対する基礎的な性能評価として、2014年広島豪雨を対象とした数値予測実験を行った。その結果、同化しない場合では見られなかった線状降水帯の発生を予測するだけでなく、量は過大となるものの位置や移動パターンについて予測精度が向上することを示した。また、物理

的な面からデータ同化の効果の検証を行った。その結果、動径風の同化が対流の発生しやすい環境場を生成した、反射強度では降雨が発達し易い水蒸気場に修正されたことを示した。特に、上空において霰や氷晶といった強い対流を生み出す要因となるものが確認でき、予測初期の精度が向上したことを示した。また、データ同化を行うことで対象豪雨の発生要因の一つでもある広島湾からの水蒸気流入量が増加することも示した。

第5章では、第4章で良好な予測結果が得られたことを踏まえ、同化条件を変化させることで予測精度がどのように変化するかについて検証を行った。その結果、同化サイクルの間隔を短くすることでモデルの時間積分による誤差の蓄積を抑制し、適切な初期値が作成される可能性を確認した。また、仰角を変更した感度実験において、低仰角のレーダーデータを取り除いた場合、下層での収束域に違いが生じたことで降雨の発生位置に違いをもたらしたことを示した。また、反対に低仰角データのみを用いた場合では雨水混合比の鉛直構造に違い生じ、降水の発生位置に影響を及ぼすことを示した。それらのことから、XRAINの特徴である「ボリュームスキャン」がデータ同化に有効であることが分かった。さらに、同化するレーダーの観測パラメーターとして、反射強度のみでは同化サイクル開始時の風速場が改善されないことから、その風速場が予測精度に大きく依存することを示した。

6-2 今後の課題

本研究において、XRAINデータを同化することで予測初期の性能が大幅に改善されることを示した。しかしながら、移動パターンや降水量に関してまだ課題が残されていることは確かである。さらに、よりリードタイムを稼ぐことの出来る予測システムを構築することが防災・減災上において望ましいと言える。そのためには、観測データの拡充や同化手法の精緻化が必要であると考えられる。

観測データの拡充としては、下層での高密度な水蒸気データとしてGPS可降水量を用いることが考えられる。また、2014年に打ち上げられたひまわり8号から得られる衛星輝度温度を用いることが考えられる。ひまわり8号は従来の衛星よりも高い空間解像度を有しており、高密度・広範囲の気温・水蒸気場の

同化に有用となることが考えられる．さらに，XRAINの弱点ともされる降雨減衰による欠測を補うために，CバンドMPレーダーのデータを活用する．

同化手法の精緻化としては，反射強度の観測演算子の改良が挙げられる．現状では，気温に基づいて水物質の分類した上で同化を行う．しかし，水物質の混合比を決定する上で粒径が一つの要因となることを考えると，偏波情報から得られる粒径の情報も有効に活用することが重要であると考えられる．