# 第 22 回非静力学モデルに関するワークショップ

# 講演要旨集

開催日時:2020年11月11日(水)-12日(木) 開催場所:オンライン開催 主催:日本気象学会非静力学数値モデル研究連絡会 共催:気象庁情報基盤部数値予報課 第 22 回非静力学モデルに関するワークショップ 開催日時:2020年11月11日(水)-12日(木)

プログラム

11月11日(水)

10:00-10:10 開会の挨拶

セッション1 座長:和田 章義 10:10-10:30 平野 創一朗〇,伊藤 耕介,山田 広幸 2018 年台風第 24 号の眼の領域における深い対流雲の出現

10:30-10:50

和田 章義〇, 柳瀬 亘, 林 昌宏 2020 年台風第 10 号(Haishen)の数値シミュレーション

10:50-11:10

飯塚 聡〇,川村 隆一,中村 尚,美山 透 2019年台風 19 号の降水に対する海面水温偏差の感度実験

11:10-11:30

斉藤 和雄○,松信 匠 台風に伴う北向き非地衡風の PRE へのインパクト−−上層加湿に伴う降水強化と2次循環によ る鉛直流−−

11:30-13:00 休憩

セッション2 座長:栃本 英伍 13:00-13:20 谷田貝 亜紀代〇,増田 南波,仲江川 敏之,佐々木 秀孝,佐原 瑠南 NHRCM を用いた日本域 APHRODITE 降水量の改良

13:20-13:40

寺崎 康児〇, 三好 建正

全球水平解像度 56km・1024 メンバーの NICAM-LETKF を用いた令和 2 年 7 月豪雨の事例実験

13:40-14:00

小原 涼太〇,岩崎 俊樹,山崎 剛,鈴木 健斗 2019年10月25日のCADに伴う東日本の大雨の地形・境界層スキームに対する感度

14:00-14:20

栃本 英伍〇, 飯塚 聡

2020 年4月 12-13 日に三重県尾鷲市で南岸低気圧に伴って生じた大雨の数値シミュレーション

14:20-14:40 瀬古 弘〇 メソアンサンブル予報を用いた豪雨の相関解析

14:40-15:00 休憩

セッション3 座長:杉本 志織

15:00-15:20

Pin-Ying Wu○, Tetsuya Takemi

The impact of topography on the predictability of moist convection and precipitation development

15:20-15:40

杉本 志織〇,藤波 初木,那須野 智江,佐藤 友徳,高橋 洋,上野 健一 高解像実験を用いたヒマラヤ域における夜間降水の発生メカニズム解析

15:40-16:00

高橋 洋〇 東京の降雪に対する日本周辺の海面水温の影響

16:00-16:20

神谷 明住香〇, 篠田 太郎, 金田 幸恵, 加藤 雅也, 閔 庚夕, 坪木 和久

風上側から流入する気塊の水蒸気量の鉛直分布の変化が降水量分布に及ぼす影響-平成 30 年 7月豪雨事例-

16:20-16:50 総合討論 司会:佐藤 芳昭 11月12日(木)

セッション4 座長:三好 建正 10:30-10:50 欠畑 賢之〇,國井 勝,河野 耕平,川田 英幸 気象庁メソアンサンブル予報システムの初期・側面境界摂動の改良

10:50-11:10

川田 英幸〇,河野 耕平,國井 勝, 欠畑 賢之 気象庁メソアンサンブル予報システムの SPPT 法の開発

11:10-11:30

30 秒ごとに更新するゲリラ豪雨予報-首都圏でのリアルタイム実証実験-

三好 建正〇,本田 匠,雨宮 新,大塚 成徳,前島 康光, James Taylor,富田 浩文,西澤 誠也,末木 賢太,山浦 剛,石川 裕,佐藤 晋介,牛尾 知雄,小池 佳奈,星 絵里香,中島 研吾

11:30-11:50

雨宮 新〇,本田 匠,三好 建正 2020 年夏のリアルタイム実証実験における埼玉 MP-PAWR30 秒同化システム開発

11:50-13:00 休憩

セッション5 座長:澤田 謙 13:00-13:20 澤田 謙〇 変分法同化システムへの過飽和制約の導入

13:20-13:40

近藤 圭一〇, 三好 建正

非ガウス分布の定量的評価による非ガウスデータ同化

13:40-14:00

佐藤 正樹〇, Woosub Roh, 岡本 創, 大野 裕一 ULTIMATE:数値モデルの雲検証評価を目的とした関東圏ウルトラサイト観測連携 14:00-14:20 Woosub Roh⊖, Masaki Satoh, Yuichi Ohno, Tempei Hashino Applications of Joint simulator for the ULTIMATE project

14:20-14:40 休憩

セッション6 座長:佐藤 陽祐 14:40-15:00 佐藤 陽祐〇,林 修吾,橋本 明弘 雷放電観測(LIDEN)を用いた気象雷モデルの検証

15:00-15:20

山崎 一哉〇, 三浦 裕亮

トランスバースラインの高解像数値実験と安定性解析による理論的考察

15:20-15:40

柳瀬 友朗○, 西澤 誠也, 三浦 裕亮, 竹見 哲也, 富田 浩文 湿潤対流の自己集合化の発生に関する新たな臨界長さ

15:40-16:00

千賀 幹太〇,山口 弘誠,中北 英一 都市気象 LES モデルを用いた豪雨の種となる熱的上昇流と渦管の組織化の解明

16:00-16:20

吉村 僚一〇, 鈴木 健斗, 焼野 藍子, 大林 茂, 菊地 亮太, 伊藤 純至 2014 年 12 月 16 日に発生した晴天乱気流事例の LES 解析

16:20-16:50 総合討論 司会:佐藤 芳昭

16:50-17:00 閉会の挨拶

# 2018 年台風第 24 号の眼の領域における深い対流雲の出現

平野創一朗・伊藤耕介・山田広幸(琉球大理)

#### <u>1. はじめに</u>

2018年9月25から28日にかけて、台風第24号 に対する航空機による直接観測が行われた。9月26 から27日にかけて、航空機から撮影された写真や ひまわり8号の可視画像から、対流圏中層に存在す る雲が認められた(図1)。静止気象衛星ひまわり を用いた高分解能雲情報によると、眼の領域におけ る雲頂高度は9月26日に8km 近くに達していた (図 2)。台風の眼の中で見られる対流性の雲とし て hub cloud が知られているが、その雲頂高度はお よそ3 km である (Schubert et al. 2007) 。そこで、 以下では、台風第24号の眼で見られた雲を deep hub cloud と呼ぶ。一方、9月25日以降、強い台風の停 滞に伴って海面水温が台風の直下で低下した (Ito et al. in revision)。本研究では、大気海洋相互作用が この雲の形成に寄与した可能性について述べる。そ の際、航空機から投下されたドロップゾンデ、及び、 大気海洋結合・大気単体モデルのデータを用いる。



図 1:9月 26日に航空機から撮影された眼の領域に おける雲。

#### 2. データ及び実験設定

ドロップゾンデで取得した水平風・温度・湿度な どのデータを用いた。ドロップゾンデの位置とベス トトラックデータから、台風中心からの距離—気圧 断面に射影した。

結合モデルとして、大気側はJMA-NHM、海洋側はMRI.COMを用いた。出力されたデータの水平方向の格子点間隔は0.03°、時間間隔は1時間、初期時刻は2018年9月22日00UTCである。以下では、主に大気海洋結合モデルと大気単体モデルの結果を比較する。

#### <u>3. 結果</u>

図3に、航空機観測から得られた相対湿度の距離 一気圧断面を示す。9月25日から26日にかけて、 眼の領域の対流圏中層から上層で相対湿度が増加 していることがわかる。次に、モデルで再現された、



図 2: 方位角平均した雲頂高度の距離―時間断面。

500 hPa における雲水・雲氷量の距離―時間断面を 示す(図4)。大気海洋結合モデルでは、9月25日 18UTC から 26 日 18UTC にかけて雲水・雲氷量が 増えている(図4a)。このような相対湿度の増加や 雲水・雲氷量の増加は、航空機から撮影された写真 で見られた対流圏中層に存在する雲や、衛星データ で捉えられ雲頂高度の増加、ドロップゾンデのデー タで見られた相対湿度の増加と整合的である(図1 ~3)。一方、このような雲水・雲氷量の増加は大気 モデルでは見られなかった(図4b)。また、大気海 洋結合モデルでは、9月26日に壁雲が外側へ移動 する様子が見て取れる(図 4a)が、大気単体のモ デルでは、壁雲の位置はあまり変わらなかった(図 4b)。これらの結果は、大気海洋相互作用が、眼の 中での deep hub cloud の発達や壁雲の外側への移動 に寄与したことを示唆する。

次に、deep hub cloud の発達に対する、壁雲の領 域における加熱の役割を調べる。そのために、 Sawyer-Eliassen 方程式を用いて、壁雲における加熱 を与えた時の鉛直流を計算した。眼の領域で deep hub cloud が出現した時には、出現する前に比べて、



図 3: (a) 9 月 25 日、及び (b) 9 月 26 日における、航空機 観測から得られた相対湿度の距離一気圧断面。



図 4: (a) 大気海洋結合モデル、及び (b) 大気単体モデルの 500 hPa における方位角平均した雲水・雲氷量の距離一時間 断面。

壁雲における加熱が弱く外側に位置しており、眼の 中の下降流が弱いことが分かった。さらに、9月24 日から25日にかけて convective inhibition が減少し たことも分かった。これらの結果は、壁雲が外側へ 移動し、台風の強度が弱まったことで、眼の領域で の下降流強制が弱まり、対流が立ちやすい条件とな ったことを示唆する。

最後に、壁雲の外側への移動に対する大気海洋相



互作用の役割を議論する。図5に接線風の距離一気 圧断面を示す。接線風が最大となる半径は、9月25 日の40km付近から26日の90km付近に拡大し、 最大風速は減少している。このような最大風速半径 の増加・最大風速の減少は大気海洋結合モデルで再 現された。最大風速半径の増加及び最大風速の減少 は、海面水温の低下に伴い、海面熱フラックスが極 大となる位置が外側へ移動し、その極大値が減少し たことと整合的だった。一方、大気モデルでは上記 のような著しい最大風速半径の増加・最大風速の減 少は見られなかった。台風の停滞に伴う海面水温低 下によって、台風の強度が弱まり、壁雲が外側へ移 動したと考えられる。

#### <u>4. まとめ</u>

2018 年台風第 24 号の眼の領域で見られた deep hub cloud が出現した要因を、航空機観測から得ら れたデータ、及び大気海洋結合・大気単体モデルの データを用いて調べた。台風の停滞に伴う海面水温 低下によって壁雲付近の加熱が減少し、壁雲が外側 へ移動したことで、眼の領域で下降流強制が弱まり、 deep hub cloud が発達しやすくなったことを示唆す る結果を得た。

**謝辞:**本研究は琉球大学研究プロジェクト推進経費 (18SP01302)及び科研費補助金(16H06311)の助 成を受けました。

# 2020 年台風第 10 号 (Haishen) の数値シミュレーション

和田 章義, 柳瀬 亘, 林 昌宏 (気象研究所台風・災害気象研究部)

#### <u>1. はじめに</u>

2020年9月1日12時(UTC)に小笠原近海で発生し た台風第10号(Haishen)は発達期初期に南西進し た後北西進し、中心気圧920hPaに達した。南大東島 では最大瞬間風速51.6m/s、最大風速34.7m/s、海面 気圧の最小は942.3hPaを観測し、また全国レーダー 合成データ(5分間隔)では2重眼構造が観測され た(図1a)。この後台風は奄美諸島に接近すると内 部の眼の壁雲は崩壊・急衰弱し(図1b)、東シナ海 を北上、朝鮮半島に上陸した。



図1 全国レーダー合成データ(5分間隔)による(a)9月 5日15UTC、南大東島接近時における降水分布及び(b)9 月6日03UTC、奄美諸島接近時の降水分布(単位はmm/hour)。

この台風の予報について、南西進から北西進と なった後、速報解析からの進路誤差は比較的小さ かったものの、急衰弱期の強度変化に関しては誤 差が大きくなった。この要因として台風内部構造 変化及び台風海洋相互作用の影響に着目し、非静 力学大気波浪海洋結合モデル(Wada et al., 2018) により数値シミュレーションを実施した。

#### 2. 結果

#### 2.1 2<u>重壁雲の再現</u>

2重壁雲の再現について、水平解像度 3km の設定 では図1の構造を再現することができなかったため、 9月5日00UTC初期値として48時間のシミュレーシ ョンを水平解像度1kmで実施した。大気初期値・側 面境界値は3時間ごとのメソ解析データ(水平解像 度 5km)を使用して作成した。海面水温はリモート センシング社(http://www.remss.com/)の日別海面 水温データ(MW 0ISST、0.25 度水平解像度)、海水 温等海洋内部のデータは気象庁海洋客観解析データ (北太平洋版 0.5 度水平解像度)を使用した。海面 水温については9月4日及び3日前となる9月1日

(3db)のデータも使用した。以下非静力大気モデル

での実験を NHM、非静力学大気波浪海洋結合モデル の結果を CPL と表記する。シミュレーションの再現 性を示すため、気象庁速報解析結果を使用する。



図2 ベストトラック及び4つの実験での(a)経路及び中 心気圧(hPa)、(b)中心気圧の時系列。

図2はシミュレートされた台風進路(図2a)と 中心気圧(図2b)である。進路については積分初 期に速報解析結果と比べて西よりの誤差、奄美諸 島を通過した後は東よりの誤差が生じている。ま た移動速度は速報解析と比較して遅い。強度変化 については、初期値において現実的な中心気圧が 入力されているものの、1時間後に中心気圧は 20hPa程度高くなり、その後940hPa前後の値とな っている。また、海面水温初期値及び海洋結合が 台風強度に与える影響は本シミュレーション結果 では小さい。特に海洋結合の効果に関しては台風 強度そのものが速報解析と比較して弱いことから、 台風直下の海面水温低下が表現できず、台風の強 度変化の再現性、特に急衰弱の表現に影響を与え ている可能性がある。



図3 積分時間 19 時間時(9月5日 19UTC) における(a) 1時間降水量(mm/hour)、海上風速(ベクトル)。(b)(a) に示した実線部分の水蒸気フラックス(陰影)、相当温位 (等値線)及び断面に沿った風(ベクトル)の鉛直断面図。

一方で台風内部構造の再現性について、図 3a に

示す1時間降水量の水平分布は図1で示される2 重眼の構造と同様の同心円状の分布となっている。 水蒸気フラックス及び相当温位の鉛直断面図(図 3b)では、内側と外側の同心円状の降水域の間は、 水蒸気フラックス及び相当温位の値は相対的に小 さくなっており、海上風の値も小さくなっていた

(図省略)。この乾燥域は特に急衰退の時期においては、ひまわり8号の可視画像でもとらえられていた(図4)。この乾燥域では対流圏上層の風速が強く、図3bの結果を合わせて考えると、接線風とともに外出流が強くなっていることが推測される。



図 4 ひまわり 8 号、2.5 分特別観測による(a) 9月5日 22UTC の可視画像(白黒陰影、輝度温度 K)及び(b)(a)に 衛星大気追跡風(カラー陰影、ベクトル)を重ね合わせた もの。

#### 2.2 台風急衰弱過程

台風 Haishen の強度変化の再現に関しては、水 平解像度 3km の設定でも数値シミュレーションの 初期時刻の設定によっては速報解析結果を定性的 に再現することができる。ここでは大気初期値、 側面境界値について、気象庁全球解析データ(水 平解像度 20km 相当)を使用して、9月2日00UTC を初期時刻として120時間の数値シミュレーショ ンを実施した。海面水温については2.1節で紹介 した MW 0ISST の他、気象庁日別海面水温解析デー タ(MGDSST:水平解像度 0.25 度)を使用した。図 5に示すように、台風域及び東シナ海で両海面水 温データの違いが見られる。



図5 海面水温初期値(9月1日 ℃)。(a)MW OISST、(b) MGDSST。



図6 ベストトラック及び4つの実験での(a)経路及び中 心気圧(hPa)、(b)中心気圧の時系列。

図6はシミュレートされた台風進路(図6a)と 中心気圧(図6b)である。進路については速報解 析において北西進から北北西進に進路を変えた後、 西よりの誤差が生じ、それが東シナ海において明 瞭となっている。中心気圧の結果については、 MGDSST の実験では台風発達初期の発達率が MW 0ISST の時の発達率と比較して小さく、中心気圧 の値も NHM の場合でも発達初期において比較的高 い値となっている。速報解析に見られた急衰弱に 関しては、NHM の場合は台風の強度は過度に強く なっているものの、NHM に MGDSST を組み合わせた 実験では衰退率(中心気圧が上昇する割合)は4 つの実験の中でもっとも大きい。しかしながら図 6b において最も明瞭な特徴は、海洋結合による 中心気圧への効果が台風発達期に明瞭となること である。結合実験において中心気圧の深まりをよ り現実的に再現することができれば、海洋結合に よる台風内の壁雲の崩壊過程をみることができる のかもしれない。

#### <u>3. 今後の課題</u>

水平解像度 1km の実験では、初期における中心 気圧の急激な変化をいかに改善するかが課題であ る。水平解像度 3km の実験結果の節でも述べたと おり、海洋結合が台風内の壁雲崩壊に寄与する可 能性については、今回の一連の実験では実証する ことができない。台風内の2重眼構造に含まれる 乾燥大気がどのような過程を経て形成されるのか を明らかにするためにも必要であると考えている。

#### 参考文献

Wada, A., S. Kanada, and H. Yamada, 2018: Effect of air-sea environmental conditions and interfacial processes on extremely intense typhoon Haiyan (2013). Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 123, https://doi.org/10.1029/2017JD028139.

# 2019年台風 19号の降水に対する海面水温偏差の感度実験

\*飯塚 聡(防災科研)、川村隆一(九大院・理)、中村尚(東大先端研)、美山透(JAMSTEC)

#### 1. はじめに

2019年台風19号 (Hagibis)は、伊豆半島に上陸後、 関東・東北地方を縦断したため、東日本の各地で記録 的な大雨となり、甚大な被害をもたらした。この台風 の特徴として、発達期に24時間で77hPaもの急激な気 圧低下を示し、中心気圧915hPaの猛烈な勢力にまで発 達した点の他に、伊豆半島への上陸直前でも中心気圧 955hPaの大型で強い勢力を維持していた点などが挙げ られており、その一因として平年よりも高い海面水温 の存在が指摘されている[1]。北西太平洋には広い範囲 で0.5度以上の高水温偏差が拡がっているが、北海道・ 東北沖合には暖水渦構造を示す平年よりも3度以上も 高い水温域が見られた(図1)。本研究では、台風19 号がもたらした降雨に対する上述の海面水温偏差の影響について数値実験により調べた結果を報告する。

#### 2. モデルおよび実験の概要

モデルは WRF を使用し、水平解像度 6km と 2km の ネスティングとした。大気の初期値と境界値には ERA5 を、海面水温は気象庁の MGDSST を使用した。海面水 温は時間変化させず、10月11日12時(UTC)から13 日 6時(UTC)まで数値積分を行った。コントロール 実験においてレーダ解析値の雨量分布を概ね再現して いることを確認後(図 2a, b)、図 1aの正の水温偏差を 除去した実験(CLM)、図 1bの北海道・東北沖合の高 水温偏差を除去した実験(SMTH)を行い、コントロー ル実験との比較から海面水温偏差の影響を調べた。



図1:(a)2019 年 10 月 11 日における海面水温偏差と (b)SMTH 実験で使用した水温偏差。単位は℃。黒、赤、 青、紫線は、気象庁ベストトラック、CTL 実験、CLM 実験、SMTH 実験の台風 19 号の経路を表す。

#### 感度実験の結果

図 2c は、CTL 実験と CLM 実験における 12 日の 24 時間積算雨量の差を示したものである。東北南部から 関東地方の広い範囲で 10~20%程度の降水量の違いが 見られる。これは、CTL 実験よりも CLM 実験では台 風が発達せず南からの水蒸気供給量が減少したためで ある。

一方、三陸沿岸に見られる顕著な降水量の変化は、 台風の温低下時に伴う前線の位置の変化に伴う。台風 の北上に伴い北海道・東北沖合の高水温域で北東気流 が強まる際に、大気が受け取る潜熱・顕熱量に差が生 じ、その影響が移流で三陸沿岸での下層大気の気温を 変えることを通じて、前線の位置を変えるためである。

北海道・東北沖合の高水温域の影響のみを調べた SMTH 実験では、前線の位置変化と付随して三陸沿岸 でのみ降水域の位置の変化が見られる(図2d)。これら の実験から、親潮域の暖水渦に伴う高水温偏差が、東 北太平洋沿岸地域での記録的な大雨に寄与していた可 能性が示唆される。



図 2:10 月 12 日 0 時(UTC)から 13 日 0 時(UTC) まで の 24 時間積算雨量。(a)レーダアメダス、(b)CTL 実験、 (c) CTL 実験と CLM 実験のとの差。(c) CTL 実験と SMTH 実験のとの差。単位は mm。

#### 参考文献

[1] 気象庁, 令和元年台風第 19 号とそれに伴う大雨な どの特徴・要因について(速報), 2019.

#### 謝辞

本研究は、19K24678, 19H05697, 20H00289の支援を受けました

台風に伴う北向き非地衡風の PRE へのインパクト --上層加湿に伴う降水強化と2次循環による鉛直流--\*斉藤和雄(東京大学大気海洋研究所/気象研究所/気象業務支援センター) 松信匠(筑波大学/ミュンヘン大学)

#### 1. はじめに

台風が日本の南海上にある時、本土で大雨が降るこ とがあり、台風によって水蒸気が日本の上空に運ばれ 前線を刺激する、という説明がされる。この現象は、海 外でも知られており、PRE と呼ばれている。

Saito (2019) [1]は、2009 年第18 号台風の接近時に西日本で観測された等高度線を横切る顕著な北向きの非地衡風について、高層観測データと JMA-NHM[2] による再現実験により調べ、その成因として水平風加速度成分による力学的成因で説明できることを示した。

Saito and Matsunobu (2019) [3] では、台風に伴う非地衡風 による北向き水蒸気フラックスについて解析し、日本 の南岸域で平均した各高度の水蒸気量と、北向き風速 および水蒸気フラックスの鉛直プロファイルについて 示すとともに、非地衡風による水蒸気輸送を削った場 合に日本付近の降水がどの程度減るかを感度実験で調 べた。ここでは後者の結果について報告するとともに、 今後行う予定の雲解像モデル実験と非地衡風に伴う 2 次循環がもたらす鉛直風について紹介する。

#### 2. 台風に伴う非地衡風と北向き水蒸気フラックス

2009 年第18 号台風の時の再現実験(2009 年10 月 6 日 18UTC のメソ解析を初期値とする水平解像度 10km のJMA-NHM による6 時間予報の結果[1]を図1 に示す。西日本で観測された等高線を横切って台風か ら北に向かう風が再現されている。



図 1 左)10 月 7 日 00UTC の前 3 時間降水量と地表風。 右)300hPa 高度場と水平風ベクトル[1]。

図 2 に日本の南岸域(130-137 E, 30-33 N)で平均した 各高度の水蒸気量と、北向き風速および水蒸気フラッ クスの鉛直プロファイル[2]を示す。北向き風速は 3km より上で正となり、300hPa (約 9km) 高度で最大値とな りこの高度においては非地衡風成分が 70%近くを占め ている。



図2 左) 10月7日00UTCの日本の南岸域(130-137E, 30-33N) で平均した各高度の混合比(緑)と水蒸気量(青)、北向き風 速(赤)および水蒸気フラックス(黒)の鉛直プロファイル。 中)同じく非地衡風成分。右)感度実験における水蒸気プロ ファイル(赤)[3]。

#### 3. 上層加湿の PRE へのインパクト

図2で示した日本の南岸域での南風成分における非 地衡風の寄与分として、北向き非地衡風が正となる高 度の水蒸気を図2右のように減らして、モデルを00 UTC(FT=6)からリスタートし、降水がどう変わるかを 調べた。図3は、標準実験におけるFT=6-12の6時間 の降水量(左上)と感度実験での降水の減少、および西 日本(130-137 E, 31-34N)域で平均した1時間降水強度の 時間変化である。下層の水蒸気を変えていないにもか かわらず、西日本の降水が減少しており、FT=8-9では 領域平均で約30%に達している。モデルは積雲対流パ ラメタリゼーションを含んでいるが、降水量の減少は その殆どが雲物理過程によるもので、リスタート時に 減らした水蒸気量を上回った。



図3 左上)標準実験における FT=6-12 の6時間の降水量。左下)感度実験における降水の減少。右)西日本(130-137 E, 31-34N)域で平均した1時間降水強度の時間変化[3]。

#### 4. 非地衡風成分による鉛直流

図4左に2009年10月6日18UTCのメソ解析を初期 時刻とするJMA-NHMによる9時間予報の積算降水量 を示す。この時間の非地衡風の2次循環に伴う鉛直流 を、非地衡風成分の水平発散をSaito(1994)[4]に基づき 鉛直積分することにより求めた。図4右は高度約5km の非地衡風成分とそれによる鉛直流の水平分布で、本 州南岸で非地衡風成分による鉛直流が広く正の分布を 示した。



図4 左) 2009 年 10 月 6 日 18UTC を初期時刻とした 9 時間 予報における積算降水量。右) z\*=5.05km の非地衡風成分(ベ クトル)とそれによる鉛直流(カラーシェード、水平方向にス ムージングをかけている)。

[3]で遠隔降水地域と定義した図4赤枠(130-137E,31-34N)で平均した鉛直流は、再現実験3時間予報から12 時間予報まで一貫して正であり(図5左)、鉛直方向に は地上から対流圏界面付近まで非地衡風成分による鉛 直流への大きな寄与が見られた(図5右)。



図 5 図 4 赤枠領域で平均した標準実験による鉛直流。青が 非地衡風成分、橙が地衡風成分、灰が合計。左上)FT=3-6の 時系列、z\*=3.15km。左下)同じく z\*=5.55km。右)FT=9での 鉛直プロファイル。

図5で示した非地衡風に伴う鉛直流は、降水による フィードバックを含んでいるので、力学的成因による 非地衡風の寄与を見積もるため、ドライモデルの結果 についても解析した。非地衡風成分による鉛直流は、ド ライモデル実験では大幅に弱くなるが、(図6)、高度 8km より下層では正となっており、力学的成因による 非地衡風の 2 次循環が降水を強化するのに寄与していることが示唆される。





今後、上層加湿による降水量増大の機構を雲解像モ デルで調べるとともに、力学的成因による非地衡風に よる 2 次循環に伴う鉛直流が降水をどの程度強化して いるかについて、感度実験で調べる予定である。

#### 参考文献

- Saito, K., 2019: On the northward ageostrophic winds associated with a tropical cyclone. SOLA, 15, 222-227.
- [2] Saito, K., J. Ishida, K. Aranami, T. Hara, T. Segawa, M. Narita and Y. Honda, 2007: Nonhydrostatic atmospheric models and operational development at JMA. *J. Meteor. Soc. Japan*, **85B**, 271-304.
- [3] Saito, K., and T. Matsunobu, 2020: Northward ageostrophic winds associated with a tropical cyclone. Part 2: Moisture transport and its impact on PRE. *SOLA*, 16, 198-205.
- [4] Saito, K., 1994, A numerical study of the local downslope wind "Yamaji-kaze" in Japan, part 3: numerical simulation of the 27 September 1991 windstorm with a nonhydrostatic multi-nested model, *J. Meteor. Soc. Japan*, 72, 301-329.

## NHRCM を用いた日本域 APHRODITE 降水量の改良

谷田貝 亜紀代1, 増田 南波1, 仲江川 敏之2, 佐々木秀孝2, 佐原瑠南1

1:弘前大理工, 2:気象研究所

#### 1. <u>はじめに</u>

雨量計観測値に基づく日本域 0.05°日降水グ リッドデータ (APHRO\_JP, Kamiguchi et al. 2010)の改良を目的として、Masuda et al.(2019) および増田(2019)では、捕捉率補正の他、気象 研究所非静力学モデル NHRCM (Sasaki et al., 2011)による日降水量気候値を用いた。その結 果、北日本のダム集水域における水収支誤差 が 10%以下となった。本研究会においてこの 結果を報告する。

また、APHRODITE チームでは、近年の豪雨 災害の評価と今後の降水・流出予測向上のた めに時別グリッド降水データの作成を試みて いる(Yatagai et al., 2019, 2020)。この目的には 精緻で空間的に密な観測データを用いること のほか、山岳降水の空間・時間変化を適切に現 す時別降水量気候値が必要である。このため、 NHRCM 日本域降水量の日変化の検証を行っ た初期結果も報告する。

#### 2. <u>NHRCM による日降水量データの改良</u>

APHRODITE データ作成アルゴリズムでは、日 降水量気候値からの割合を内挿している。 APHRO JP 作成時は、入力データは気象庁 AMeDAS 観測地点を用い、気候値は JMA メッシ ュ気候値 (AMeDAS から作成)を用いている (図 1)。APHRO JP の内挿誤差の検討のため NHRCM(2km メッシュ)日降水量から AMeDAS 観測地点の位置を抽出し APHRODITE の手法で 内挿を施し NHRCM 値と比較したところ、内挿 誤差は雨量計観測の疎な高所で大きいことが明 らかになった。また、暖候期よりも寒候期で高標 高域で内挿誤差が目立った(図略)。そこで APHRO JP 内挿時の気候値を JMA メッシュ気候 値から NHRCM 気候値(1980-1999年、現在気候 実験の日降水量を 20 年分平均し FFT で第6成 分まで抽出)に差し替えた。その結果(図 2.3)、 北日本 (東北地方) 日本海側の冬季降水量が 11% 増加し、Masuda et al.(2019)による捕捉率補正結 果に匹敵するものになった。また、日本海側の4 つのダム (寒河江ダム、白川ダム、大川ダム、手 取川ダム)の集水域にて水収支検証を行ったと

ころ、4 つの流域の平均で水収支誤差 10%以下 になった。NHRCM気候値への差し替えにより大 きな改良がみられたのは集水域の標高の高い地 域であった。(このほか極端降水時の補正も検討 したがここでは省略する)。

#### 3. <u>NHRCM 降水日変化の検証</u>

AMeDAS 時別降水量(1980-2012年,32年分) を1時間ごとに日単位に平均値を求め、24時刻 分の365日(2/29を除く)の時系列を計算し、JMA メッシュ気候値からの割合を内挿することでグ リッド値とし、それぞれFFTを適用した(日降 水量と同様に6成分を合成)。59日目(2/28)と60 日目(3/1)を平均し2/29の値とし366日x24時刻 の時系列を各グリッドで計算している。

NHRCM も同様に 1980-1999 年(20 年分)の 各日の各時別の降水量平均値を各グリッドにお いて FFT を適用し、24 個の 366 日分の時別気候 値を計算した。

1月と7月について、夕方(17-18時)と明方 (5-6時)の降水量気候値の差を求めたところ、

APHRO\_JP でみられる日変化、すなわち明方 に沿岸部降水が内陸部降水より多く、夕方に沿 岸部よりも内陸部で降水量が多いという日変化 の全般的傾向を、NHRCM は1月も7月も表現 できていることがわかった。

冬季(1月)について NHRCM は、東北地方太 平洋側と道北で夕方(明方)の降水が強い(弱い)。 日本海側の多雪地域および道央で明方(夕方)の 降水が強い(弱い)ことがわかった(図4)。

夏季(7月)について NHRCM は、中部日本、 中国地方東部、九州東部等で夕方(明方)の降水 が強い(弱い)特性がみられた。APHRO\_JP で地 形に沿う細かい日変化構造がみられないのは JMA メッシュ気候値を用いたためと考えられる。

#### 4. <u>まとめ</u>

雨量計観測値の寡少な山岳地域の空間内外 挿時の降水量の過小評価の補正に NHRCM 気 候値は有用であると考えられる。しかし、日変 化の位相のずれを地点・季節ごとに補正した 上で時別降水量気候値を作成することが望ま しいことが示唆された。

#### 5. 引用文献

- 増田南波, 2019:「北日本の冬季降水量の定量評価」 弘 前大学大学院理工学研究科 2018 年度修士論文, 46pp.
- Kamiguchi, K., O. Arakawa, A. Kitoh, A. Yatagai, A. Hamada, and N.Yasutomi, 2011: Development of APHRO\_JP, the first Japanese high-resolution daily precipitation product for more than 100 years, *Hydrological Research Letters*, **4**, 60-64
- Masuda, M., A. Yatagai, K. Kamiguchi and K. Tanaka 2019: Dairl adjustment for wind-induced precipitation undercatch of daily gridded precipitation in Japan, *Earth and Space Sciences* DOI:10.1029/2019EA000659. Sasaki, H. A. Murato, M. U.
- Sasaki, H., A. Murata, M. Hanafusa, M. Oh'izumi, and K. Kurihara, 2011: Reproducibility of present climate in a non-hydrostatic regional climate model nested within an atmosphere general circulation model. SOLA, 7, 173-176, doi: 10.2151/sola.2011-044.
- Yatagai, A., K. Minami, M. Masuda, N. Sueto 2019: Development of Intensive APHRODITE Hourly Precipitation Data for Assessment of the Moisture Transport That Caused Heavy Precipitation Event, SOLA, DOI: 10.2151/sola.15A-008.Yatagai, A., M. Maeda, S. Khadgarai, M. Masuda, P. Xie.
- Yatagai, A., M. Maeda, S. Khadgarai, M. Masuda, P. Xie. 2020: End of Day (EOD) Judgment for Daily Rain-Gauge Data, Atmosphere, 11(8),722, DOI: 10.3390/atmos11080772.



図1 (左) JMA メッシュ気候値および NHRCM による冬季(12-2月)降水量平均値。(右)メッ シュ気候値と NHRCM 気候値の差(単位 mm/day))。青色は JMA メッシュ気候値が少ない ことを表す。黒ドットは雨量計位置。



**図2** 捕捉率補正有無、気候値(JMA メッシュ /NHRCM)、極端降水時のパターン補正有無による 冬季降水量(2009-2012)比較。

水収支誤差**10%以内→かなり定量性に優れている** [mm/<u>wyear]</u> (1水文年は10-9月) 5000 +



**図3** ダム集水域での水収支。緑:河川流出量、 赤:蒸発散量(SiBUC による),水色(未補正降 水)、ピンク:捉率補正効果、黄色:NHRCM 利用 効果、オレンジ:パターン補正効果。





- 図5図4に同じ、ただし7月。(a) APHRO\_JJ<sup>-0.</sup> (b) NHRCM. (青)は明方が夕方より多い(少ない)ことを
  - 示す。カラーバーの端は 0.2 (-0.2) mm/day.

# 全球水平解像度 56km・1024 メンバーの NICAM-LETKF を用いた

# 令和2年7月豪雨の事例実験

\*寺崎康児, 三好建正(理研計算科学)

#### 1. はじめに

令和2年7月前半に、活発化した梅雨前線によって 九州地方を中心に豪雨となり、熊本県では球磨川の氾 濫によって甚大な被害がもたらされた。豪雨による被 害軽減のためには、その原因究明だけではなく、より確 かな予測が不可欠である。しかし、線状降水帯のような スケールの小さい現象を時空間的に精度良く予測する ことは非常に難しい。近年の著しい計算機技術の発達 によって、より多くのサンプルを用いた確率的予測が 可能になりつつある。Miyoshi et al. (2015)は、スー パーコンピュータ「京」の性能を生かし、全球水平解像 度112km・10240メンバーのNICAM-LETKF による大アン サンブルデータ同化実験を行い、サンプル統計量に含 まれるサンプリング誤差の影響を明らかにするなど多 くの知見を得た。

本研究では、「京」の後継機である新しいスーパーコ ンピュータ「富岳」を使用して、全球水平解像度 56km・ 1024 メンバーの NICAM-LETKF 実験を実施し、豪雨の確 率予測及びアンサンブル相関解析による要因解析を行 った。

#### 2. <u>実験設定</u>

本研究では、水平解像度 56km の NICAM-LETKF システ ム (Satoh et al. 2013, Terasaki et al. 2017, 2019) を使用した。 雲微物理スキームは1モーメントバルク スキームを用いた。アンサンブル数は1,024 とし、共 分散膨張手法は Relaxation To Prior Spread (RTPS) を用いた (α = 0.95)。同化した観測データは、従来型 観測、改良型マイクロ波サウンダ (AMSU-A)、マイクロ 波水蒸気サウンダ (MHS) 及びクロストラック走査マイ クロ波放射計(ATMS)である。データ同化サイクルは、 スピンアップのために令和2年6月1日0000 UTC から 6時間毎のデータ同化サイクルを開始し、7月7日1800 UTC まで行った。アンサンブル予測実験は、6月24日 1200 UTC を初期値とした 10 日予報、29 日 1200 UTC を 初期値とした5日予報、29日1200 UTC を初期値とし た4日予報を実施した。そして1日おきに7月5日ま でを初期値とした1週間のアンサンブル予測を行った。 3. 結果

図 1 は、モデルの各格子点における日積算雨量が 100mm を超えた大雨を予測するアンサンブルメンバー



図1 2020年6月29日1200UTCを初期値とした1024メンバーのアンサンブル予報に基づく、7月3日1200 UTCから4日1200 UTCまでの24時間積算降水量が100mmを超える確率分布。Aからfはそれぞれ32,64,128,256,512,1024サンプル。

の数の割合を示す。1,024 個のアンサンブルを持つこと の有効性を評価するために、1,024 サンプルの中からラ ンダムに少数のサブサンプルを抽出した場合と比較し た。32個と64個のサブサンプルでは比較的高い割合で 大雨を予測しているが(図 1a, 1b)、母数となるサンプル 数が少ないため、実際に大雨を予測しているアンサン ブルメンバーの数は少ない。しかし、サンプル数が増え るにつれて、確率分布は滑らかになり、GSMaP で見られ る九州や太平洋沿岸の強い降水域をよく捉える。気象 庁の報告書(気象庁 2020)によると、この豪雨は活発 な梅雨前線上で発生した線状降水帯によってもたらさ れた。水平解像度56kmのモデルでは線状降水帯を解像 できず局所的な大雨のピークは表現できないが、1024 メンバーという大アンサンブルを用いることで、豪雨 となる恐れの高まりを事前に捉えられる可能性が示唆 された。

図2は、2020年7月3日1800UTCの領域平均(129.75E-132.25E, 30.75N-33.25N) 鉛直積算水蒸気量(TCWV)の 自己ラグ相関を示したものである。7月3日1800UTCに 九州上空に見られる大きな正の相関は、時間を遡ると 南西方向から移動してきていることがわかる。相関係 数は、7月3日0600UTC(図2b:-12時間)で0.6以上、 7月2日1800UTC(図2c:-24時間)で0.4以上となっ ている。この結果は、九州上空の湿った空気が東シナ海 由来である可能性を示している。一方、中国東部付近で は明確な負の相関が持続しており、九州上空の湿った 空気と中国東部の乾燥した空気に有意な相関があるこ とを示している。

#### 4. <u>まとめ</u>

本研究では、新しいスーパーコンピュータ「富岳」を 生かし、令和2年7月豪雨の事例について、水平解像 度56km・1024メンバーのNICAM-LETKFデータ同化サイ クル及び予報実験を行った。水平解像度56kmは線状降 水帯を解像できないが、1024メンバーという大アンサ ンブルを用いることで、豪雨に関する確率予測情報を 提供できる可能性を示した。また、様々な物理量間のア ンサンブル相関解析による要因解析は、通常の100メ ンバー程度のアンサンブル数ではサンプリング誤差の 影響を受けて困難である。1024メンバーを用いること で、このサンプリング誤差を大幅に押さえて相関解析 が可能となることが分かった。ワークショップでは、さ らなる解析結果を紹介する。

#### 参考文献

[1] Miyoshi, T., K. Kondo and K. Terasaki, 2015: Big Ensemble Data Assimilation in Numerical Weather Prediction. *Computer*, **48**, 15-21. doi:10.1109/MC.2015.332

- [2] Terasaki, K., and T., Miyoshi, 2017: Assimilating AMSU-A radiances with the NICAM-LETKF. J. Meteor. Soc. Japan, 95, 433-446.
- [3] Terasaki, K., S. Kotsuki, and T. Miyoshi, 2019: Multi-year analysis using the NICAM-LETKF data assimilation system. *SOLA*, 15, 41-46. doi:10.2151/sola.2019-009



図2 2020年6月29日1200UTCを初期値とした7 月3日1800UTCの領域平均鉛直積算水蒸気量(TCWV) と(a)7月3日1800UTC、(b)7月3日0600UTC、(c) 7月2日1800UTC及び(d)7月2日0600UTCのTCWV との自己ラグ相関分布を示す。

2019年10月25日のCADに伴う東日本の大雨の地形・境界層スキームに対する感度 \*小原 涼太,岩崎 俊樹,山崎 剛 (東北大院理),鈴木 健斗(気象庁情報基盤部)

#### 1. はじめに

2019年10月25日は、千葉県を中心とする東日本太 平洋側で記録的な大雨となった.本事例では、Cold Air Damming (CAD)が発生しており、関東平野から流れ出 す寒気と南東から流れ込む暖気との間で明瞭な局地前 線が形成された.10月25日00UTCの下層における温 位と風を見ると、関東の北東から北東~東北東の風に よって流入した寒気が南向きに曲げられて伊豆諸島方 面へと流れ出し、その南東面に前線が形成されていた ことがわかる(図 1).活発な降水はこの前線付近で生じ ており、CAD の寒気の張り出しの程度が降水の位置決 定に重要な役割を果たしたと考えられる.前日(10月24 日)を初期値とする気象庁の MSM (水平解像度 5 km) の予想では降水が実際より北西側に予想されていた (図略)ことを念頭に置き、本研究では地形・境界層ス キームの違いに対する前線と降水の位置の感度を、数 値モデルを用いた感度実験により調べた.



図 1. 10月 25日 00UTC の MSM 解析値から作成した,高度 510m における温位(カラー)と風(ベクトル).

#### 2. 使用データと実験設定

使用データは、気象庁の全国合成レーダーGPV(水平 解像 1km)と気象庁メソ解析(水平解像度 5km,初期・境 界値に使用)である.気象庁非静力学モデル(JMA-NHM)を用い、図 2 に示す 2 つの領域でそれぞれ水平 解像度 3km と 1kmの数値実験を次の8通り行った(3km 実験と 1km 実験は独立して行っており、1km 実験は 3km 実験からのネストでないことに注意):

① dx3\_EO\_Deardorff
② dx3\_EO\_MYNN3
③ dx3\_MO\_Deardorff
④ dx3\_MO\_MYNN3
③ dx3\_MO\_MYNN3
③ dx3\_MO\_MYNN3
③ dx1\_MO\_MYNN3
各 数 値実験の命名規則は dx{解像度}\_{用いた地

形}\_{用いた境界層スキーム}である.MO,EO は鈴木 (2019)<sup>11</sup>で用いられた方法でGTOPO30(解像度約 1km) の地形データから作成した Mean Orography と Envelope Orography を示している.MYNN3 は改良 Mellor-Yamada レベル 3 スキームを用いたことを示す.初期時刻は千 葉県で降水が強まる直前の 10 月 24 日 21UTC とし,15 時間後の 10 月 25 日 12UTC まで計算を行った.すべて の数値実験で積雲対流パラメタリゼーションは用いず, 雲物理過程に氷相を含む 2-moment バルク法を用いた





図 3. 合成レーダーGPV で計算した 10 月 24 日 21UTC からの 15 時間積算降水量[mm] (a) と 1km 実験で計算された 15 時間積算降水量[mm] (b~e). ➡は,南北方向に折れ曲がった強雨域を示す.

#### 3. 結果

合成レーダーGPV から計算した 10 月 24 日 21UTC からの15時間積算降水量と、1km実験で計算された同 期間の積算降水量を図3 に示す(3km 実験の図略). dx1 MO MYNN3 では、24日のMSM 予想と同様に、実 際の強雨域よりも西に強雨域が計算されている(図 3a,b). 同じ境界層スキームでも地形を EO に変更した 場合(図 3c)や同じ地形でも境界層スキームを Deardorff に変更した場合(図 3d)には降水位置がより南東に計算 され, dx1 EO(or MO) Deardorff は実際に大雨となっ た千葉県に強雨域を計算できている(図 3d,e). また, MYNN3 を用いた数値実験において、伊豆諸島付近で は南西-北東方向に伸びる強雨域が東京湾の入口付近で 南-北方向に折れ曲がる傾向が見られ(図 3b,cの➡部分), これは24日初期値のMSMの予測にもみられた特徴で ある.図は省略したが、3km実験でも、EOやDeardorffス キームを用いた場合に降水位置がより南東側に計算さ れるという結果を得ている. ただし,3km 実験の方が EOと MOで比べた強雨域のずれが大きかった.

図4に、高度250mにおいて10月25日00UTCから 3時間平均した温位(dx1\_EO\_Deardorff)、同様に平均し た温位の鉛直断面(図4aのA-Bに沿う断面),293Kの 等温位線の位置の比較(図4c:250m面)を示す.寒気の 先端の房総半島から伊豆諸島にかけて等温位線の集中 帯があり(図4a)、その上を南東からの暖気が上昇して いる(図4b)、等温位線集中帯を構成している293K等温 位線の水平位置を比較すると、どちらの解像度でも MOよりEO, MYNN3よりDeardorffで等温位線がより 南東に位置しており(図4c,3km実験の図略)、降水位置 の違いと整合的である.また、鉛直断面で比較すると、 EOに比べてMOでは293K面の高さが房総半島付近か ら関東内陸に至るまで全体的に低くなっているのに対 して、MYNN3とDeardorff は内陸での位置の違いに比 べ寒気の先端の張り出しに違いがみられた(図略).

#### 4. 議論

どちらの解像度でも Envelope Orography の方が千葉 県付近の前線位置と強い降水域をより南東に計算して おり、関東内陸の山が高いほど寒気がより張り出しや すいとする, Margules の原理に基づく鈴木(2019)<sup>[1]</sup>の解 釈と整合的である.また、同じ地形であればDeadorffス キームを用いた場合に前線位置と強い降水域がより南 に計算されるという傾向は、Oizumi et al., 2018<sup>四</sup>の伊豆 大島の大雨の事例解析でも報告されている. その中で は.MYNN3の方がより混合を強く計算していることが 指摘されており、本研究でも同様の傾向が確かめられ た(図略). ただし、等温位面の位置の違いは主にその南 東端付近に見られ等温位面が一様にずれたわけではな く,混合の強さの違いがある場所と温位面の位置の違 いがある場所が一致していたわけではない. この点を 含めて、境界層スキームの違いがCADの寒気の張り出 しに与える影響のメカニズムを今後調べる予定である.

#### 5. まとめ

2019 年 10 月 25 日に関東で発生した CAD は降水発 生位置に強く影響しており,地形と境界層スキームの 違いは CAD の寒気の張り出しの程度に違いを生じる ことで降水位置の違いをもたらすことが確かめられた また,これらは MSM における大雨の予想降水位置の ずれに影響した要因として考えられる.

#### 6. 参考文献

[1] 鈴木 健斗,2019, 第 21 回非静力学モデルに関する ワークショップ予稿集 p 14-15.

[2] Oizumi, T., K. Saito, J. Ito, T. Kuroda, Le Duc, 2018: Ultra-High-Resolution Numerical Weather Prediction with a Large Domain Using the K Computer: A Case Study of the Izu Oshima Heavy Rainfall Event on October 15-16, 2013. *JMSJ*, **96**, 25-54.

7. 謝辞 数値モデルの計算には東北大学サイバーサイ エンスセンターの大規模科学計算システムを利用した.



図 4. dx1\_E0\_Deardorff の 250mにおける温位(a), A-B に沿う温位の鉛直断面(b), 250m 面での 293K の等温位線の 位置(c; 黒が E0, 青がM0, 実線が Deardorff, 点線が MYNN3 を示す). すべて 10 月 25 日 00UTC からの 3 時間平均値.

# 2020年4月12-13日三重県尾鷲市で南岸低気圧に伴って生じた大雨

# の数値シミュレーション

#### 栃本英伍<sup>1,2</sup>・飯塚聡<sup>1</sup>

#### (1:防災科学技術研究所, 2:東京大学大気海洋研究所)

#### 1. はじめに

2020年4月12-13日にかけて三重県尾鷲市で大雨 が発生した。この日の 24 時間降水量は 300mm を 超え、1 時間の最大降水量 106mm は三重県におけ る4月の最高記録を更新した。この時、東海沖では 黒潮大蛇行に伴う海面水温 (SST) の昇温(Sugimoto et al. 2020)が見られ、気候値と比較すると最大で約 2K 程度高くなっていた。尾鷲市は、約 30km/h で 東進する南岸低気圧の北東象限に位置しており、 大気下層では低気圧に向かう東--東北東寄りの風 が流入し続けていた。この大気下層の東寄りの風 は元々、比較的冷たく乾いた気流であり、海面フラ ックスを通して暖かい SST の影響を受けている可 能性がある。また、温帯低気圧に伴う大雨の研究は 梅雨前線や台風に伴うものと比較してそれほど多 くない。そこで、黒潮大蛇行に伴う SST の上昇が、 尾鷲市で生じた大雨に与えた影響を調べるととも に、温帯低気圧に伴う大雨の発生機構の理解を深 めるために、数値シミュレーションを用いた研究 を行った。

#### 2. 実験設定

用いた数値モデルは非静力学領域気象モデル Weather Research and Forecasting model (WRF; Skamarock 2008)である。水平・鉛直格子数は 1501x1501x50である。水平解像度は3kmとした。 雲微物理過程にはThompsonスキーム、惑星境界層 スキームには Mellor-Yamada-Nakanishi-Niino (MYNN) level 2.5 スキームを用いた。尚、積雲パラ メタリゼーションスキームは用いていない。大気 場の初期値・境界値には NCEP-GDAS (0.25° x0.25°)を用いた。下部境界条件のSST は HIMSST を用いた。

黒潮大蛇行に伴う SST 昇温が大雨に与えた影響 を調べるために、SST に関するいくつかの感度実 験を行った。HIMSST の値を用いた実験を標準実験 とし、SST を MGDSST に差し替えた実験を MGDSST 実験、気候値からの正偏差を 33-35°N、 東経 136-140.5°N の領域で HIMSST から差し引い た実験を HIMSST-ANM 実験、SST の気候値に差し 替えた実験を CLIMATE 実験とした。

3. 結果

まず、標準実験の24時間降水量を調べたところ、 尾鷲市付近で300mm 近くの降水量が再現されてい たことを確認した。大気下層を見ると、温暖前線の 北側に下層の強い東寄りの風が見られ、比較的高 相当温位の流入が見られた。また、海面からの潜 熱・顕熱フラックスを調べたところ、東寄りの風が 強い領域で両海面フラックスが大きくなっていた。 実際に、降水域に流入する空気塊が変質を受けて いたかを調べるために、後方流跡線解析を行った。 その結果、大気下層の東から流入してくる空気塊 が海面近くを通過する際に相当温位が増加する様 子が見られた。このことから、海面フラックスによ る水蒸気・熱供給を受けて、空気塊の浮力が増加し たことが示唆される。

実際に黒潮大蛇行による SST の昇温が大雨に影響したかどうかを調べるために SST を改変した感 度実験を行った(図1)。CLIMATE 実験では、標準 実験と比較して、降水が減少する結果が得られた。 尾鷲市付近では、総降水量が最大で 80mm 程度減 少していた。また、HIMSST-ANM 実験でも CLIMATE 実験における降水の減少の大部分が黒 潮大蛇行に伴う昇温による影響で説明できること が示唆された。また、MGDSST 実験では標準実験 と同程度の降水が再現されることを確認した。

一方、陸上に着目すると、紀伊半島では大気下層 で低温域が見られた。したがって、海上から暖湿な 空気が流入し、陸上では低温域が維持されること により、海陸の水平温度勾配がされることで降水 が強化されたことが考えられる。陸上では水物質 の相変化に伴う蒸発が生じており、蒸発熱による 冷却が陸上の低温強化・維持に寄与していた可能 性がある。そこで、水物質の相変化に伴う蒸発熱を 除いた感度実験を行った。その結果、尾鷲付近の降 水は弱まっていた。したがって、蒸発熱による冷却 が降水強化に寄与していたことが示唆される。



図 1: 各感度実験の降水量の分布

# メソアンサンブル予報を用いた豪雨の相関解析

\*瀬古 弘 (気象研究所)

#### 1. はじめに

令和元年 6 月から気象庁でメソアンサンブルの現業予報が開始された。豪雨等の顕著現象の確率予報を通じて、 防災への貢献が期待されている。気象庁現業のメソアン サンブル予報は、成長率が大きくなる成分を抽出する特 異ベクトル法を用いて初期摂動を作成している。これまで にLETKF という別手法を用いたアンサンブル予報の相関 解析を行い、豪雨の降水量と下層気流による水蒸気供給 量や上層のトラフと相関があること、上層のトラフの方が時 間的に長く相関が遡れることを報告している(瀬古・国井、 2014)。ここでは現業メソアンサンブル予報の複数シナリオ を用い、平成 30 年の西日本豪雨に注目して、豪雨の降水 量との環境場との相関解析の結果を報告する。

#### 2. メソアンサンブル予報について

本報告では気象業務センターが提供しているメソアン サンブルデータと同じ物理量、解像度のデータを用いた (http://www.jmbsc.or.jp/jp/online/file/f-online10250.html)。メソ アンサンブル予報の格子間隔は5km、メンバー数は21、 予報時間は39時間である。解析に用いたアンサンブル予 報の初期値は平成30年7月6日9時、降水量を評価時 刻は12時間予報とした。同時刻のアンサンブル平均を求 め、3時間降水量の東西南北に0.625度×0.5度内の総和 の最大値を探し、その降水量に対する相関を求めた。

#### 1. 相関解析の結果

7月6日21時における3時間降水量のアンサンブル平均と20mmと50mmを超える確率分布を図1に示す。20mmを超える降水域が九州から兵庫県まで伸び、その中に3時間降水量が50mmを超える確率が25%以上の領域が九州北部に見られた。2章で述べた降水量の評価域は、この領域と同じ、九州北部であった。

集中豪雨の要因として、下層の多量な水蒸気供給、上 空のトラフの通過、中層が湿っていることが挙げられてい る。図 2(左、中央)は、高度 925hPa の水蒸気の流量分布、 九州北部との 3 時間降水量との相関分布を示す。台湾付 近からと太平高気圧をめぐる気流により南から降水域に水 蒸気が供給され、特に降水域の南側で供給量が大きい。 日本海から対馬海峡にかけても北西風が水蒸気を輸送し ていたことがわかる。九州付近の相関分布を見ると 3 時間 前(18 時)(上段)では九州の西側に正の相関域、九州北 部から山口県にかけて負の相関域がある。九州周辺以外 にも多くの相関の高い領域があり、アンサンブル数が小さ いことによるサンプリングエラーの影響が見えている。この 影響を見ないように、九州北部の気塊がどこから来たのか に注目し、豪雨の九州北部にトレーサーを置いた後方流

跡解析を行って、3時間前(18時)と6時間前(15時)の気塊 があった領域を見出した(図 2 右中の小さい図)。九州北 部にある気塊は北東から来たものものと南西から移動して きたものがあり、そこでの水蒸気輸送量が九州北部の降水 量に寄与したと考えられる。気塊の動きを一緒に考慮する ことより、豪雨の降水量に寄与した領域を決定することが できた(図2右)。上層のトラフの代わりに300hPaの南北風 に注目すると、トラフ付近に正の相関の領域があり、南風 成分が強い時(トラフがより西にある時)に3時間降水量が 大きかった(図 3)。6 時間前でも正の相関域は明瞭で、下 層の水蒸気供給量よりもより相関が維持されていた。この 場合では、トレーサーの代わりにトラフの周辺を注目する ことで、サンプリングエラーの影響を見ないようにできると 考えられる。最後に、中層 500hPa の湿度については、降 水評価時や3時間前では強い降水があったところで相関 が高く、6時間前では相関の大きい域がやや西側にあっ て不鮮明になっていた(図 3)。500hPa には風データがな くトレーサーによる選択ができなかった。

それぞれについて散布図(図5)を見てみると、3時間前 の925hPaの水蒸気輸送量と降水量は、水蒸気輸送量が 300以上で3時間降水量が小さいメンバーがあるものの、 相関が比較的に大きく、水蒸気輸送量が増えるほど降水 量が大きくなっているアクセル型の要因と考えられる。 500hPaの湿度では、他の条件の寄与により解釈が難しい が、散布図が2つのグループに分かれて見えることから、 スイッチ型の要因と考えられる。

#### 4. まとめ

気象庁現業のメソアンサンブルを用いて、LETKF と同様に相関解析が行えることがわかった。また、サンプリング エラーにより豪雨との関係がわかりにくい相関分布でも、 下層の気塊の流入や上層のトラフなど、既知の知見を用いると豪雨の降水量に寄与する領域が取り出せることも示 すことができた。さらに、散布図から降水量を決める要因として、アクセル型とスイッチ型があることがわかった。

#### 謝辞

メソアンサンブルデータは、気象庁数値予報課からご提 供いただきました.本研究は、戦略的イノベーション創造 プログラム「線状降水帯の早期発生及び発達予測情報の 高度化と利活用に関する研究」の支援を受けたものです.

#### 参考文献:

瀬古弘・国井勝、アンサンブル予報結果による九州北 部豪雨の要因の抽出の試み,日本気象学会2014年度秋 季大会,(2014年10月21日,福岡)



図27月6日の3時間前の18時(上段)と6時間前の15時(下段)の925hPaでの水蒸気流量、流量(左)と九州北部の降水量との相関分布(中央)、九州北部に流れ込む気流の位置の相関分布(右)。



図37月6日21時(左)と18時(中央)、15時(右)の300hPaでの南北風と九州北部の降水量との相関分布。



図 4 7月6日21時(左)と18時(中央)、15時(右)の500hPaでの湿度と九州北部の降水量との相関分布。



図5 九州北部の降水量と18時における高度925hPaの水蒸気輸送量(左)と300hPaの南北 風(中央)、500hPaの湿度(右)との散布図。それぞれ、(128E,34.5E)、(124E,37N),(130E,33N) を中心とした1.25 度×1度の平均で評価した。

# The impact of topography on the predictability of moist convection and precipitation development

\*Pin-Ying Wu (京都大学理学研究科), Tetsuya Takemi (京都大学防災研究所)

#### 1. Introduction

Rapidly developing moist convection such as afternoon thunderstorms could bring sudden heavy rainfall and lead to disasters like river overflow and flood. It has been shown that the predictability of moist convection is limited in a few hours since the error grows quickly upscale through the process of moist convection. Recently, some studies have indicated the impact of topography on predictability. Bachmann et al. (2019, 2020) indicated that orography can increase the accuracy of precipitation prediction from the perspective of practical predictability [1, 2]. However, there are still some questions that haven't well investigated. For example, for rapidly developing convections that usually develop over mountain areas, like afternoon thunderstorms, how the topography impact the development of convection and the initial error growth? And also, if topography impacts predictability, will this characteristic help us have a better forecast for afternoon thunderstorms or not? While many studies have investigated the error growth and predictability related to moist convection, literature focus on the impact of topography is still limited. Understanding the effects of topography on the predictability of moist convection is essential to provide more reliable dayto-day weather predictions over the mountain areas. From the perspective of intrinsic and practical predictability, this study aims to focus on the simulation of afternoon thunderstorms and address the above questions.

#### 2. Methodology

To investigate the impact of topography on the predictability of moist convection, identical twin experiments are conducted with Advanced Research Weather Research and Forecasting (WRF) model version 4.1.2. A real-sounding data from Shionomisaki (潮岬) at 0900 JST on 19th August 2018 is used to initialize the simulation. The sounding is chosen to approximate the situation that of the moist convection derive by the heating of the sun, like afternoon thunderstorms, which is occurred on this day at Shionomisaki. The simulation is initialized by adding white noise with an amplitude of 0.01K on the potential temperature field below 2 km to the homogeneous initial condition gotten from the sounding. Full physic is used including the WSM6 scheme for microphysics, RRTMG scheme for long wave and short wave radiation, Mellor-Yamada-Janjic scheme for the planetary boundary layer model. The domain size is set to 300 km×300 km×25 km with 50 vertical levels and 1-km horizontal grid spacing. The longitude and latitude are set to 135.76°E and 33.35°N which is the location of Shionomisaki station. The Coriolis force is set to  $7.9958 \times 10^{-5}$  according to the latitude, and the land use is set to Wooden Wetland.

The control simulation of identical twin experiments is started from 0000 JST 22th June 2018. The first day of simulation is seen as spin-up time. The perturbed simulation is conducted by adding small differences to the water vapor mixing ratio  $(q_v)$  at 0600 JST on 23rd June. The difference is added at every grid with random numbers from a Gaussian distribution whose standard deviation is 0.01 g/Kg. Experiments with and without topography are conducted with the same model setting but only different topography. In the experiment with topography, a Gaussian shape mountain with 993.1268-m height and 25-km width is added to the southwest of domain (gray dashed contour in Fig. 1b).

To estimate the difference growth rate, the difference total energy (DTE), which defined as

DTE = 
$$\frac{1}{2} \left( {u'}^2 + {v'}^2 + \frac{c_p}{T_r} {T'}^2 \right)$$

is computed.  $u'^2$ ,  $v'^2$ , and  $T^2$  is the difference of model U wind, V wind, and temperature, respectively.  $C_p$  and  $T_r$  is the heat capacity and reference temperature (287 K). The DTE is computed in 3-D dimensional spaced and then took massweighted average in the vertical direction [3].

#### 3. Results

Results of the vertical weighted average DTE show that the pattern of higher difference growth area highly matched the distribution of the moist convection for both experiments with and without topography (Fig. 1). This confirms the previous studies' results; the initial error could grow through the moist convective process quickly. The results of the temperature lapse rate show that there is higher instability over the mountain since early morning in the control simulation with topography. This leads to the early development of conventions and then results in the earlier DTE growth over the mountain area. On the other hand, the DTE area mean over the mountain area decreased in the afternoon, which indicates that the existence of the topography decreases the nonlinearity over the area if there is no convection developing (Fig. 2). The results of the root mean square difference (RMSD) of  $q_v$  show similar results to DTE. It is also clear to see that the RMSD of  $q_v$  starts to grow quickly since the convection starts to develop. In contrast, the RMSD over the area far away from the mountain grows more slowly since little convection developing over there.

The spectra analysis of the DTE shows that the growth of difference is similar between two experiments in the early stage of the integration, but start to become very different since 1000 JST due to the convections start to develop over the mountain in the experiment with topography. The time series of DTE spectra between 0900 JST and 1200 JST shows that the difference of experiment with topography grows to a larger scale faster. On the other hand, the growth of the difference of experiment without topography shows a clear characteristic scale of a single convection cell. The result of precipitation shows that the pattern of accumulated rainfall between two simulations of the experiment with topography is more similar. The spatial correlation coefficient (SCC) of rainfall between control and perturbed simulation of the experiment with topography is higher during the whole simulation time.

#### 参考文献

- [1] Bachmann, K., C. Keil, and M. Weissmann, 2019: Impact of radar data assimilation and orography on predictability of deep convection. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **145**, 117–130, https://doi.org/10.1002/qj.3412.
- [2] Bachmann, K., C. Keil, G. C. Craig, M. Weissmann, and C. A. Welzbacher, 2020: Predictability of deep convection in idealized and operational forecasts: Effects of radar data assimilation, orography, and synoptic weather regime. *Mon. Wea. Rev.*, 148, 63–81, https://doi.org/10.1175/MWR-D-19-0045.1.
- [3] Nielsen, E. R, and R. S. Schumacher, 2016: Using convectionallowing ensembles to understand the predictability of an extreme rainfall event. *Mon. Wea. Rev.*, 144, 3651–3676, doi:10.1175/MWR-D-16-0083.1.



Figure 1. The vertical weighted average DTE (shaded) of experiments (a) without topography and (b) with topography. The black contours indicate the 30-dBZ composite reflectivity of the control simulation. The dashed-line and dotted-line boxes in (b) show the range of area mean computed for Fig. 2.



Figure 2. Time series of domain mean (solid line) and area mean (dashed and dotted line represents for Mon and Fla area shown in Fig. 1, respectively) of the vertical weighted average DTE. The blue and orange color indicates the results of experiment without and with topography, respectively.



Figure 3. The SCC between rainfall accumulated for 1 to 10 h from 0900 JST of control simulation and perturbed simulation. The blue and orange color indicates the results of experiment without and with topography, respectively.

- 22 -

#### 高解像実験を用いたヒマラヤ域における夜間降水の発生メカニズム解析

\*杉本志織<sup>1</sup>、藤波初木<sup>2</sup>、那須野智江<sup>1</sup>、佐藤友徳<sup>3</sup>、高橋洋<sup>4</sup>、上野健一<sup>5</sup> (1 海洋研究開発機構,2 名古屋大学,3 北海道大学,4 東京都立大学,5 筑波大学)

#### 1. はじめに

夏季にチベット・ヒマラヤ域で発生する積雲対 流は対流圏中上層を加熱し、海陸の熱コントラス トをより強め、モンスーン循環の形成に貢献する。 ヒマラヤ南麓および斜面では夕方から夜間に加 え深夜から早朝にも降水のピークが発生するこ とが知られている(Hirose and Nakamura 2005, JGR; Barros and Lang 2003, MWR)。ヒマラヤ 域における降水日変化の理解は、アジアモンスー ンの中長期予測の観点でも重要と考えられるが、 山岳周辺での観測は難しく、未だ不明な点も多い。

領域大気モデルを用いた数値実験を行えば、 様々な物理変数による降水発生プロセスの診断 が可能となる。急峻な山岳地形を有するヒマラヤ 域では、数値実験にて雲・降水過程の日変化を再 現する場合に、個々の積雲対流を解像することと 同時に、地形そのものを高い解像度で表現するこ とが求められる。

本研究では、ヒマラヤ山岳域(図 1)を対象と した水平解像度 2km の数値実験を実施し、夜間 降水の発生メカニズムを明らかにする。 TRMM3B42 データ(0.25 度格子)を用いて数値実 験結果の妥当性を検証し、再解析データを用いた 総観場解析と数値実験結果を用いた狭域診断を 実施する。

#### 2. 数值実験設定

数 値 実 験 に は Weather Research and Forecasting (WRF)モデルv3.9.1.1を用いた。水 平解像度は 2km とし、鉛直方向には不等間隔で 50 層とする。2003~2010 年の 8 年間において 6 月 1 日 00:00 UTC~9 月 1 日 00:00 UTC の期間の 積分計算を行い、7 月 1 日 00:00 UTC~8 月 31 日 23:30 UTC の期間を解析に用いた。緯度方向に gaussian grid である ECMWF 再解析データ

(ERA5)を入手し、緯度経度ともに 0.28 度格子 に内挿した後、初期値境界値として使用した。物 理過程の設定については表1にまとめる。

# 3. WRF モデルにて再現された降水分布

WRF にて再現された解析対象期間の平均降水量

表1物理過程の設定

短波放射	Dudhia scheme
長波放射	RRTM scheme
境界層	MYNN 2.5 level TKE scheme
陸面	Unified Noah LSM
雲微物理	Thompson scheme



図1計算領域の地形とW1,W2,E1,E2エリアの位置

(mm/30min.)を TRMM3B42 の平均時間降水率 (mm/hr) と比較する。WRFでは、午後(09:00 UTC, 90E での現地時刻15:00) に25N以南およ びヒマラヤ斜面にて降水量が多く、その間の平野 部では相対的に降水量が少ない。概ね TRMM3B42 の時間降水率と整合するが降水量多 寡のコントラストはやや過大である(空間相関 0.40)。一方、深夜(21:00UTC, 90E での現地時 刻 03:00) には、ヒマラヤ斜面からその南麓にか けて降水量が多く再現された。降水域は、特に、 領域東部(88-90E) および領域西部(83-85E) に集中しており、南に向かって広がりをもつ。深 夜降水の空間分布は非常によく再現されており、 空間相関 0.82 であった。

上述の降水分布を踏まえ、領域東部および領域 西部をヒマラヤ斜面とヒマラヤ山麓に区分し、そ れぞれの領域を E1, E2, W1, W2 とした(図 1)。 各領域で平均した 30 分降水量の日変化を調べる と、E1 および W1(山斜面)では、午後と深夜の 2 度ピークが出現する日変化を示した。一方、E2 および W2(山麓)では、深夜から早朝にかけて 降水量が増加する日変化となった。この日変化特 性においてもTRMM3B42の結果と概ね整合した。 数値実験の解像度に対してTRMM3B42の空間解 像度が粗いことから、山岳斜面での降水について は検証が難しいが、全体として、WRF モデルは 降水量分布や日変化傾向を良く再現した。

#### 4. 解析事例の抽出

3章の結果から、ヒマラヤ斜面とその南麓では 降水日変化に違いがあることが分かった。これを 考慮した降水メカニズムの解析が必要である。解 析に先立ち、WRF モデルにて深夜〜早朝に降水 が顕著に発生した事例を次の方法で抽出した。

 WRF にて再現された各エリア平均の 30 分降 水量を下記の式

# $y = \frac{x - x_{mean}}{\sigma}$

y: 標準化した降水量、x: 各時刻の降水量、 $xmean: 日平均降水量、<math>\sigma: 降水量の標準偏差$ 

で標準化し、W1, W2, E2のいずれかのエリアで y=1 を超える時刻を選定した(17:00 UTC~翌 03:00 UTC)。E1においては、夜間よりも日中に 降水が卓越することから、本研究の解析対象とし ない。

17:00 UTC~翌 03:00 UTC の間に、降水量が
 3.0 mm/30min.を超える格子が、連続して 400 格子(=1600 km<sup>2</sup>) 以上の範囲に及ぶ日時を特定
 する。降水面積の 80%以上が W1, W2, または Eエリアに存在する場合を各エリアで発生した顕
 著降水と判定し、その日を解析対象年月日とする。

この方法にて抽出された解析対象事例数は W1=119,W2=103,E2=202であった。E2での抽 出事例がやや多く、解析対象期間全体の約40%を 占めていたため、降水量の閾値を5.0 mm/30min. に変更して再度事例抽出を行い、E2=141 事例を 解析対象とした。

5. 各エリアにおける深夜降水発生メカニズム 4章の方法にて抽出された各事例に対し、時刻ご とに合成解析を行った。エリアごとに深夜降水発 生時の特徴を述べる。

**[W1 エリア]** ERA5 を用いた総観場の合成解析 から、W1 エリアで顕著に降水が発生する時の総 観場は、インドモンスーンの active phase に相当 することが分かった。900, 700, 500 hPa のすべ ての層において、対象エリアには東から水蒸気が 輸送されていた。

数値実験結果をみると、夕方以降、輸送された 水蒸気がヒマラヤ地形に応じて山岳斜面の中腹 で収束し降水をもたらした。深夜になると、より 標高の低い位置でも降水が発生した。この降水発 生位置の変化は Barros and Lang (2003, MWR) で示された観測事実と整合する。今後、メソスケ ールの大気状態についてより詳細な解析を行う 予定である。

[W2 エリア] W1 エリアの場合とは総観規模の 循環が大きく異なり、インド北部からネパールに かけてみられる大気下層の低圧域が縮小してい た。結果として、対象エリアには小さな低気圧性 循環が発生し、900hPa では南から水蒸気が侵入 した。700,500 hPa では北西からの水蒸気輸送が 確認できた。

WRF モデルでは深夜から翌朝にかけて、 26-28Nの比較的広い範囲で降水量が気候値より も増加することが確認できた。26-28Nは、総観 規模で確認できる小規模の低気圧性循環の位置 と対応おり、総観規模でみられる水蒸気収束が降 水量の増加をもたらしたと考える。

[E2 エリア] 総観規模の循環場は、Fujinami et al. (2017)で示されたメガラヤ高原で顕著に降水 が発生するフェーズの循環場と整合した。広域の モンスーン循環と連動し、900、700, 500hPa に おいて南西~南から E2 エリアへ水蒸気が輸送さ れた。

WRF モデルの結果を解析すると、夜間に、総 観規模で見られた南風の強化と山岳地形に起因 する谷風の弱化がみられ、結果として、山岳斜面 の手前に収束および上昇流が形成された。この収 束は地表面に非常に近い層のみで確認でき、降水 の極大出現域と一致した。

W1, W2, E2 事例に共通して、日中よりも夜間 に多くの水蒸気が輸送された。Fujinami et al. (2017, JGR)では、境界層構造の日変化に対応し た夜間下層ジェットの形成が指摘されている。本 研究でも、境界層構造と水蒸気輸送との関係につ いて調査を行う予定である。

#### 東京の降雪に対する日本周辺の海面水温の影響

高橋 洋 (都立大)

1. はじめに

関東地方の平野部では、わずか数 cm の積雪 でも、社会に大きな影響をもたらす。2018年1 月の積雪事例では、東京で 20 cm を越える近年 まれにみる積雪となり、その後1週間程度にわ たって、交通などに大きな影響を及ぼした。 関東地方の降雪・積雪の多くは、温帯低気圧 (南岸低気圧)によりもたらされることがよく 知られている。南岸低気圧によって降雪がもた らされるため、その襲来時に気温が低いことが 重要であることは容易に想像されるが、その低 温がどのようにしてもたらされるのかについ て、日本周辺の海面水温(SST)の影響に着目し 調べた。

過去の研究により、日本の南を流れる黒潮の 大蛇行により低気圧の経路が変わり、それが東 京の雪に影響を及ぼす可能性が指摘されてい る (Nakamura et al. 2012; Hayasaki et al. 2013)。また、黒潮の大蛇行に関連して本州南 方の低い SST 偏差があらわれることによる大 気の冷却効果も注目されているが、その効果を 詳しく調べた研究は見られない。また、黒潮の 大蛇行に伴う SST 偏差以外の SST 偏差で、東 京の雪に影響を及ぼすものはないのだろうか。 本研究では、日本周辺の SST の影響に着目 し、東京の雪への変化を調べた。

2. データと手法

2018 年1月下旬の降雪事例を対象とした。 東京での雪に影響を及ぼす候補海域とした。 降雪・積雪のデータは、気象庁の気象官署のデ ータを用いた。関東地方の複数地点の解析を行 ったが、本発表では、東京のデータのみ示す。 低気圧に伴う降水を正確にシミュレートす るために、高解像度の非静力学モデル(WRF)を 用いた。SST 影響を調べるために、異なる SST 条件(黒潮の非大蛇行時の SST・候補海域の SST を 2°C上乗せ)による感度実験を行った。 また、予報の不確実性を確認するために、各シ ミュレーションについて、9 メンバーのアンサ ンブル実験を行った。

3. 結果と考察

実験の比較解析の結果、関東及び東北地方の 東の SST が高い条件では、降水に対する降雪 の占める割合が、減少した。これは、低気圧が 引き込む北東風が暖かくなることで説明でき る。さらに、本州の南と関東及び東北地方の東 の2つの海域について、SSTを別々に変える感 度実験を行い、前述の結果を支持した。また、 本州の南の冷たい SST による大気の冷却効果 は、東京の雪にとっては、影響がとても小さい ことが分かった。

黒潮の大蛇行による東京の降雪への影響と しては、低気圧の経路の変化がより重要だと思 われるので、今後は異なる解析や実験により、 さらに研究を行う予定である。

まず、東京の積雪が観測された日の前1週間 の SST 偏差を、コンポジット解析した結果、 黒潮の大蛇行と関連する本州の南の海域と関 本研究は、SOLA に発表したものである。 東及び東北地方の東の海域の SST が、統計的 (Citation: Takahashi, H. G., and T. Yamazaki, に有意に低いことが分かった。これらの海域を 2020: Impact of sea surface temperature

near Japan on the extra-tropical cyclone induced heavy snowfall in Tokyo by a regional atmospheric model. SOLA, 16, 206 –

211, doi:10.2151/sola.2020-035.)

# 風上側から流入する気塊の水蒸気量の鉛直分布の変化が 降水量分布に及ぼす影響—平成 30 年 7 月豪雨事例— \*神谷明住香・篠田太郎・金田幸恵・加藤雅也・閔庚夕・坪木和久 (名古屋大学宇宙地球環境研究所)

#### 1. はじめに

豪雨が発生しやすい条件として、大気が湿潤で可降水量の値が大きいことが挙げられる.一方で、Kato et al. 2003 では可降水量だけでなく、水蒸気量の鉛直構造も 事例の再現において、重要であると指摘している[1].

平成30年7月豪雨では2018年7月5日から7日に かけて西日本の広い範囲で記録的な豪雨が発生した. このとき西日本に流れ込む大気は,東シナ海付近で発 生した対流活動の影響により,下層から中層まで深く 湿っていたことがわかっている[2].

本研究では、数値シミュレーションを用いて平成 30 年7月豪雨の事例再現、及び降水域の風上側の相対湿 度を高度ごとに変化させる感度実験を行い、降水量と 降水の水平分布の変化を調べた.また、気塊が風上側 から降水域に移動してくる過程で水蒸気量の鉛直分布 に変化が起こった可能性について考えるため、気塊が 移動する過程での水蒸気量の変化について考察する.

#### 2. 研究手法

事例の再現実験(CNTL),及び感度実験は雲解像モ デル CReSS を使用した.水平解像度は2km,鉛直層数 は65 である.計算領域を図1に示す.計算期間は2018 年7月4日09 UTC から2018年7月7日15 UTC とし た.大気の初期値・境界値は気象庁 MSM GPV を用い た.5~7日の降水量が特に多かったことから,四国を 中心とした西日本(図1の赤枠で示される)を解析領 域として降水量と降水分布を調べた.

感度実験は、後方流跡線解析を用いて解析領域の気 塊の起源となる領域(図1の水色で示される)を推定 し、その領域の初期値・境界値の相対湿度を、鉛直全 層(T-10)、高度2-5km (M-10)、高度0-2km (L-10) でそれぞれ10%減少させた。

また、気塊が移動する際の変質の影響を考えるため に、後方流跡線解析により示された気塊の起源となる 領域から四国南東部に至る経路の一つを選び(図1の 橙線で示される)、経路上での可降水量、水蒸気混合比 の鉛直分布を実験ごとに調べた.経路上の値は、各時 刻の点を中心とした20×20格子の範囲で平均した値を 用いた.

#### 3. 結果·考察

CNTL は、降水量の分布,及び解析領域内の降水域 の大きさを国土交通省 1 km メッシュ解析雨量と比較 した結果 (図略),4日15UTCから5日15UTCの24 時間においては十分に事例が再現できていると考え, 感度実験との比較を上記の期間で行うこととした.

感度実験の24時間積算降水量の水平分布をCNTLと 比較すると(図2),T-10では四国南東部の山岳地帯の 降水量が顕著に減少していた.この結果から,風上側 の水蒸気量を減少させた場合,解析領域の降水量は減 少するということが示された.また,L-10ではT-10 と同様に,CNTLと比べて四国南東部の降水量が大き く減少していた.一方で,M-10ではCNTLと似た降水 量の分布を示しており,降水量の顕著な変化は見られ なかった.解析領域内での24時間積算降水量の最大値 を算出したところ,CNTLの値が450mmであったのに 対してT-10では290mm,L-10では317mmと小さい 値をとっている一方で,M-10では467mmとCNTLと 同等の値をとっていた.この結果から,南西諸島付近 の大気の下層の豊富な水蒸気が四国南東部の降水にと って重要であると考えられる.

続いて、気塊が移動してくる過程での水蒸気量の変 化について考える.経路上の可降水量の値を見ると、 CNTLの値と比較してL-10・T-10の値は、経路の始め から終わりまで常に小さい(図3).一方、M-10では経 路の始めは CNTLより小さい値を示しているが、経路 の途中で値が大きくなり CNTLと同等の値に変化して いた.経路上での水蒸気混合比の鉛直分布を比較する と、T-10・L-10では下層の水蒸気量が少ない構造を保 ったまま四国付近に気塊が流入していたが(図略)、 M-10では4日13UTC頃から水蒸気量が増加し、経路 の終わりには中層まで湿った構造をとっていた(図4). M-10ではCNTLと同様に経路の途中で対流がみられた. 一方、L-10・T-10ではこの風上側の対流がみられなか った.したがって、今回の実験において風上側の中層 水蒸気を減少させた実験で降水量の減少がほとんどみ られなかったのは、気塊が移動してくる過程で対流が 発生して下層水蒸気が中層に運ばれ、水蒸気量の鉛直 分布が CNTL と同等の構造になったためだと考えられ る.

このことから、東シナ海で起こった対流が、水蒸気 量の鉛直分布を変えることで、解析領域内の24時間積 算降水量に対し重要な役割を果たすことが示唆された.



#### 図1 計算領域

赤枠内は解析領域,水色は後方流跡線により推定 した気塊の起源となる領域, 橙線は解析に使用し た後方流跡線の経路を示す.



図 2 24 時間積算降水量水平分布 (4 日 15UTC ~5 日 15 UTC)

> カラーバーは 24 時間降水量 (mm), 矢印は高度 10m での風 (m/s)の 24 時間平均を表す.



図3 経路上の可降水量(4日09UTC~4日23UTC) 赤線がCNTL,青線がT-10,緑線がM-10,紫線が L-10を表す.



図4 経路上の水蒸気混合比の鉛直分布
 (4日 09UTC ~ 4日 23UTC)
 上図が CNTL,下図が M-10 から CNTL の値を引いた差分を表す.

#### 参考文献

- [1] Kato, T., M. Yoshizaki, K. Bessho, T. Inoue, Y. Sato, and X-BAIU-01 observation group, 2003: Reason for the failure of the simulation of heavy rainfall during X-BAIU-01 – Importance of a vertical profile of water vapor for numerical simulations –. J. Meteor. Soc. Japan, 81, 993–1013.
- [2] 気象庁,2018,「平成30年7月豪雨」及び7月中旬 以降の記録的な高温の特徴と要因について

# 気象庁メソアンサンブル予報システムの初期・側面境界摂動の改良 \*欠畑賢之,國井勝,河野耕平,川田英幸(気象庁情報基盤部数値予報課)

#### 1. はじめに

気象庁では、メソモデル(MSM)の予測に信頼度・不 確実性等の情報を付加することを目的として、メソアン サンブル予報システム(MEPS)[1]の運用を2019年6月 に開始した。その後2020年9月には、MEPSの確率予測 精度の更なる改善を目指し、初期・側面境界摂動の作成 手法の改良を行った。本発表ではこの改良の概要につい て紹介する。

#### 2. 初期摂動の改良

MEPS の初期摂動は、異なる時間空間スケールの不確 実性を表現することを目的として、評価時間、水平解像 度の異なる複数の特異ベクトルを線形結合して作成して いる[2]。このうち JMA-NHM の摂動予報モデル、随伴モ デルに基づくメソ特異ベクトル(MSV)は、比較的時間 空間スケールの小さい不安定現象に対応する成長モード の捕捉を目的としたものだが、日本周辺域に顕著な降水 が観測された事例において、南海上に偏在化してしまう 傾向があった(図1左)。このような摂動は、線形成長と 非線形成長のパターンが大きく異なる特徴を有している こともあり、日本付近の顕著現象に影響を及ぼす可能性 は低いと考えられる。

南海上に偏在する MSV の傾向を調査したところ、下層 の渦度が小さい領域で算出される頻度が高いことがわか った。そこで、これまで固定であった MSV のターゲット 領域 (125°–145°E, 25°–45°N)を、925hPa の渦度が閾値以 下となる格子点を除外するよう変更した。この変更を導 入した結果得られる MSV のノルムのピーク分布を図1右 に示す。この事例では、南海上の高気圧圏内の渦度が小 さい領域がターゲット域から除外された結果、日本周辺 の降水現象の不確実性に対応した MSV が算出されるよ うになった。

#### 3. 側面境界摂動の改良

①全球特異ベクトル (GSV) のターゲット域の変更

MEPS の側面境界摂動には、110°−170°E, 15°−50°N をタ ーゲット域とした全球特異ベクトル(GSV)の線形成長 成分を利用している。予報後半において十分なスプレッ ドを確保するため MSV に比ベターゲット域を広くして いるが、特に夏季において領域北西端の砂漠/半砂漠域で



図 1. 2018 年 7 月 5 日 18UTC 初期値における MSV40 (水平 解像度 40km)の TE ノルムピーク分布。左)変更前、右)変 更後。



図 2. 全球特異ベクトルのターゲット域と評価時間における GSV 線形成長成分の分布の比較。左)変更前、右)変更後。 分布は2018年6月18日から7月23日までの期間平均値で、 最大値が1となるよう規格化している。

成長する GSV が頻繁に算出されることが判明した(図2 左)。砂漠/半砂漠域に偏在化する GSV の利用は、日本周 辺域の不確実性を評価するという MEPS の目的に沿わな い。これを回避するためターゲット域を縮小し砂漠/半砂 漠域を除外したところ、予報後半における日本周辺域の 不確実性をより適切に表現することができるようになっ た(図2右)。なお、この変更により予報後半で日本周辺 域のスプレッドが過小となることはなかった。

②GSV 算出時のトータルエネルギーノルムの温度項の重み変更

GSV のノルムはトータルエネルギー(TE)で定義され る。TE ノルムの温度項の重みは任意性があるが、MEPS では全球アンサンブル予報システム[3]と同じ値(1.0)を 用いていた。しかし MEPS においては GSV による温度摂 動が過大となり、予報初期において温度のスプレッドが 一時的に減少する傾向が見られた。このため台風アンサ ンブル予報システム[4]に倣った重み(3.0)に変更したと ころ、温度と東西風、南北風の初期摂動の比率が一般的 な解析誤差の比率に近いものとなり、温度場の予報初期 ③側面境界摂動作成時の振幅調整と線形結合の適用順序の 変更

従来の MEPS では側面境界摂動作成の際、各摂動の振幅 を 500hPa の温度スプレッドが設定値となるよう調整を行っ た後、空間的に広がりを持った摂動を生成するために線形結 合を行っていた。しかしこの方法では、下層で成長モードを もつ GSV の場合、振幅が過大評価されてしまい、計算安定 性に悪影響を及ぼすことが判明した。そこで摂動生成の際、 先に線形結合を適用して摂動構造を平滑化してから振幅調 整を行うようにした。この変更によって下層の摂動過多が改 善された。

#### 4. 改良の効果

これらの改良の効果を確認するため、夏季、冬季期間を対象にそれぞれ 136 初期値ずつ実験を行い、従来の MEPS との比較検証を行った。アンサンブルスプレッドとアンサンブル平均の RMSE との比較(図3)では、冬季におけるスプレッド過大な傾向が改善されていることが確認できる。3時間積算降水量のブライアスキルスコア(図4)は、夏季、冬季ともに予報前半を中心に改善した。

改良の効果が確認できる事例として平成30年7月豪雨の 事例を示す。図5は2018年7月4日12UTCを初期時刻と した9時間後における前3時間降水量予測で、上段はコント ロールランの予測と解析雨量、下段は改良前(左)と後(右)の MEPSによる降水確率予測である。これを見ると、コントロ ールランや改良前の MEPS では予測できなかった熊本県付 近の強雨域を、改良後の MEPS ではず制できた。これは主 に初期摂動の改良によって降水域周辺にMSV が算出される ようになり、降水予測の不確実性をより適切に捕捉できるよ うになった結果と考えられる。

#### 5. まとめ

MEPS の初期・側面境界摂動の作成手法の改良を 2020 年 9月に導入した。この改良によって、日本周辺域の予測不確 実性がより適切に評価されるようになり、降水の確率予測精 度が改善した。今後は、MEPS への物理摂動の導入を図ると ともに、予報時間延長に向けた取り組みを行っていく。

#### 参考文献

- Ono, K., M. Kunii, and Y. Honda, 2020, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* (accepted).
- [2] 國井 勝, 2019: 数値予報課報告・別冊 66 号, 気象庁予報 部, 90-95.

- [3] 経田 正幸, 2016: 数値予報課報告・別冊 62 号, 気象庁予報部, 52-57.
- [4] Yamaguchi, M., R. Sakai, M. Kyoda, T. Komori, and T. Kadowaki, 2009, *Mon. Wea. Rev.*, **137**, 2592–2604.



図 3. 500hPa の高度場のアンサンブルスプレッド(実線)とア ンサンブル平均の RMSE(破線)。青線が変更前、赤線が変更後 のもの。左) 夏季実験、右) 冬季実験。横軸は予報時間[h]。







図 5.2018年7月4日12UTC を初期時刻とした9時間後の予 測における 左上) コントロールランの3時間積算降水量、右 上) 解析雨量、左下) 変更前の20mm 3hr<sup>1</sup>の超過確率、右下) 変更後の20mm 3hr<sup>1</sup>の超過確率。

気象庁メソアンサンブル予報システムの SPPT 法の開発 \*川田英幸,河野耕平,國井勝,欠畑 賢之(気象庁情報基盤部数値予報課)

#### 1. はじめに

現在の気象庁の現業メソアンサンブル予報システム (MEPS)[1]は、初期値及び側面境界値に摂動を与える事 で、気象庁のメソモデル(MSM)の予測の不確実性を表 現している.一方、現在は数値予報モデル自体の不確実 性を考慮できていないため、これを考慮するモデルア ンサンブル手法の導入を MEPS の改良における優先課 題の一つとしている [2].

今回, モデルアンサンブル手法のうち, 諸外国の領域 アンサンブル予報システムでも利用実績があり, 確率 予測精度の改善に効果的とされている確率的物理過程 強制法 (SPPT 法; Stochastically Perturbed Parametrization Tendencies scheme) [3], [4]の導入を試みた. ここでは その初期実験の結果について報告する.

#### 2. 確率的物理過程強制法(SPPT 法)

SPPT 法は、物理過程の時間変化率に摂動を与える事で、モデルの物理過程の不確実性を表現することを狙った摂動手法である.摂動を与える前の物理過程の時間変化率を $X_c$ ,摂動を与えた後の時間変化率を $X_p$ として、以下の関係を満たす摂動を与える.

#### $X_{p} = (1 + r_{X})X_{c}$

ただし $r_x$ には時空間に相関を持つガウス型の乱数を 与える[4]. 乱数のパターンや,どの物理過程に摂動を 与えるか,どの領域で摂動を抑制するか等には任意性 がある.今回は,MSMの時間積分構造を考慮した実装 上の容易さから,放射・境界層・地表面・積雲対流過程 を足し合わせた時間変化率に摂動を与える実験を行っ た.また,乱数 $r_x$ については,他モデルの設定値[4]を参 考に相関時間6hr,相関距離500kmに設定し,振幅 $\sigma$ を 変更して実験を行った.

#### 3. SPPT 法単独実験

SPPT 法による感度を確認するために,初期・側面境 界値には摂動を入れずに,SPPT 法による摂動のみでの 実験(SPPT 法単独実験)による調査を行った.図1は, 2020 年7月1日 00UTC~2020 年7月10日の18UTC まで6時間毎に実行した40事例について,SPPT 法の 振幅を変更した実験の統計検証結果である.左図は3時 間積算降水量のブライアスキルスコア(BSS),右図の実



図1 SPPT 法単独実験の検証結果.(左)3時間降水量のブライ アスキルスコア,横軸は閾値[mm/3h].(右)アンサンブル平均 の RMSE とアンサンブルスプレッド(925hPa 面での相当温位), 横軸は予報時間[h].当時の現業システム相当(ベースライン) についても赤線で示す.(図2のベースラインと同じ)

線はスプレッド, 点線はアンサンブル平均の RMSE を 表しており黒の点線はコントロール予報の RMSE を示 している. 図1の左図から, 降水確率予報の精度は振幅 を大きくすることで精度が改善する傾向が確認できる. また, 右図からは, 振幅を大きくすることでスプレッド が大きくなり, アンサンブル平均の RMSE が改善する 事が確認できた(他の予報要素についても同様の傾向). 一方, SPPT 法単独では降水確率予報の精度がベース ラインより悪く, スプレッドが不十分である事も確認 できる. また, 振幅 $\sigma = 0.4$ とすると計算不安定となる 事例があった. これらの結果を踏まえ, 単独実験での降 水などのスコアがもっとも良かった振幅 $\sigma = 0.3$ を基 本に, 次節の初期・側面境界値摂動との結合実験を行う 事とした.

#### 4. 初期値・境界値摂動との結合実験

SPPT 法によるモデル摂動と,特異ベクトル法による 初期値・側面境界値の摂動を組み合わせたシステムで の実験を行い当時の現業システム相当(ベースライン) との比較を行った(図 2).実験期間は SPPT 法単独実験 と同一である.なお,本実験では,SPPT 法と初期・側 面境界摂動を組み合わせたスプレッドが適切なスプレ ッドとなるよう,初期摂動の振幅と最大値を,現業シス



図2図1と同じ.ただし,SPPT法+SV法による初期・側 面境界摂動の結合実験の検証結果.

テムでの設定の約 80%にする調整を行っている. 図 2 の左図から分かるとおり,降水のBSS においてはベー スラインを上回る結果となっている. 一方各要素のア ンサンブル平均の RMSE はベースラインと比べてほぼ 中立であった(図 2 右図). 但し個別に各要素のスプレッ ドを比較すると, RMSE に比べて過大なスプレッドが 縮小されている要素や,過少なスプレッドが大きくな っている要素が見られ,概ねスプレッドの適正化に寄 与していると思われる結果が得られている. (図略)

令和2年7月豪雨のうち、3日~4日の熊本県を中心 とした大雨をもたらした線状降水帯による事例での降 水予測(3時間降水量)について比較を行った(図3).現業 メソモデル(MSM)による予報(右上図)や、ベースライン のメンバー(左下図)が表現していなかった、より実況に 近い降水量を表現しているメンバーがあることが確認 できる(右下図).

#### 5. まとめ

MEPS に、SPPT 法によるモデルアンサンブル手法を 導入し、その効果を確認している. SPPT 法単独の実験 では、SPPT 法によって各メンバー間のスプレッドが広 がり、降水や各種のスコアを改善する効果があること が確認できた.初期値・側面境界値への摂動との結合実 験では、初期・側面境界摂動の振幅を調整することで、 降水確率予測などで現行システムを上回る結果が得ら れた.また、令和2年7月豪雨の線状降水帯の事例で は、現行システムよりも実況に近い降水量を予測して いるメンバーがあった.今後は、摂動を与える物理過程 の調査、SPPT 法の乱数や初期・側面境界値の振幅など パラメータの適切な値について、調査を進めたい.



図 3 2020 年 7 月 2 日 18UTC 初期値, 24 時間予報における 3 時間降水量. 左上:解析雨量, 右上:コントロール予報, 左 下:MEPS 予報の全メンバー最大降水量(全メンバーの予測結 果の最大値を格子ごとに抽出), 右下:SPPT 法+SV 法による予 報の全メンバー最大降水量

前者については,晴天放射過程の時間変化率は不確実 性が少なく,摂動を与えない事が有効という結果[5]も ある.また,他のモデルアンサンブル手法との併用が有 効であるとの調査もあり,これらの面での調査も進め る予定である.

参考文献

- Ono, K., M. Kunii, and Y. Honda, 2020: The regional mode-based Mesoscale Ensemble Prediction System, MEPS, at the Japan Meteorological Agency. Quart. J. Roy. Meteor. Soc. (accepted)
- [2] 國井 勝,2019: 数値予報課報告・別冊 66 号,気象庁 予報部,108-115.
- [3] Buizza, R., M. Miller, and T. N. Palmer, 1999: Stochastic representation of model uncertainties in the ECMWF ensemble prediction system. Quart.J. Roy. Meteor. Soc.,125, 2887-2908.
- [4] Palmer, T. N., R. Buizza, F. Doblas-Reyes, T. Jung,M. Leutbecher, G. J. Shutts, M. Steinheimer, and A. Weisheimer, 2009: Stochastic parametrization and model uncertainty. ECMWF Tech. Memo,598,42 pp.
- [5] Lock, S.J., Lang, S.T.K., Leutbecher, M., Hogan, R.J. and Vitart, V. (2019) Treatment of model uncertainty from radiation by the Stochastically Perturbed Parametrization Tendencies (SPPT) scheme and associated revisions in the ECMWF ensembles. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 145(Supplement 1), 75–89.

# 30 秒ごとに更新するゲリラ豪雨予報 - 首都圏でのリアルタイム実証実験-

\*三好建正・本田匠・雨宮新・大塚成徳・前島康光・James Taylor・富田浩文・西澤 誠也・末木賢太・山浦剛・石川裕 (理化学研究所)、佐藤晋介 (情報通信研究機構)、 牛尾知雄 (大阪大学)、小池佳奈・星絵里香 (エムティーアイ)、中島研吾 (東京大学)

#### 1. はじめに

ゲリラ豪雨はその名の通り不意を突いてにわかに起 こる豪雨で、5分や10分といった短時間で急激に変化 するため予測が難しい。これを予測するため、最新鋭 のフェーズドアレイ気象レーダ (PAWR) のビッグデー タを生かした30秒ごとに更新する数値天気予報という 新しい予測手法を 2016 年に開発した。PAWR は 30 秒 ごとにすき間なく立体スキャンを行い、そのデータ量 は通常のパラボラアンテナの気象レーダの 100 倍にも なる。100m メッシュの非静力学モデルに 30 秒ごとの PAWR データを同化する「ビッグデータ同化」システ ムについて、過去の事例でその手法の有効性を検証し、 2016年8月9日に原著論文の BAMS 掲載 (Miyoshi et al. 2016) に合わせてプレスリリースした1。その際、今後 の期待として、「本研究では、本来 30 秒以内に完了し なければならない「ビッグデータ同化」の計算に、お よそ10分かかっています。今後、実用化に向けて、30 秒ごとに得られる観測データを30秒以内に処理するた めの、データ転送や計算の高速化が求められます。こ れによって、さらに高精度かつリアルタイムなゲリラ 豪雨予測を実現します。」と述べた。

この期待を現実のものとするため、2020年東京オリ ンピック・パラリンピック大会に合わせてリアルタイ ム実証実験を行うよう、継続的に開発に取り組み、ま た各方面との調整を進めてきた。これにより、2020年 8月25日から9月5日にかけて、リアルタイム実証実 験の実施に至った。このことについて、2020年8月21 日に実施のお知らせを理化学研究所より発表した<sup>2</sup>。ま た、実施中の9月上旬に、東京大学情報基盤センター のスーパーコンピューティングニュースに寄稿し、出 版された(三好2020)。このリアルタイム実証実験は、 さいたま市に設置されている情報通信研究機構が運用 する最新鋭のマルチパラメータ・フェーズドアレイ気 象レーダ(MP-PAWR)を利用し、また筑波大学と東京 大学が共同で運営する最先端共同 HPC 基盤施設 (JCAHPC)のスーパーコンピュータ Oakforest-PACS の一部を占有利用して行った。

本報告では、今回のリアルタイム実証実験の概要を 紹介する。開発の一部の詳細は、雨宮ら(2020)が本 ワークショップにて別途報告する。

#### 2. リアルタイム予報システム開発の概要

2016年に発表したゲリラ豪雨予測手法の開発から、 実際にこの手法をリアルタイムで継続的に実行するに は、多くの問題を解決する必要があった。まず、2016 年時点では 10 分かかっていた 30 秒サイクルにかかる 計算時間を、30秒以内に縮める必要があった。このた めに、アンサンブル予報とデータ同化システムの間の データ転送にファイルシステムを介することを止め、 メモリアクセスとノード間通信のみによって行うよう にした。また、SCALE モデルの内部変数を倍精度実数 から単精度実数に変え、高速化した。これらの高速化 により、概ね20秒程度で計算できるようなシステム設 計が可能となった。今回の場合、Oakforest-PACSの992 ノードを用いて、50 メンバー500m メッシュの SCALE-LETKF を図1に示す D4 領域で30 秒ごとの予 報解析1サイクルあたり20秒程度で計算できるように なった。

次に、米国 NCEP の全球予報システム GFS データの 取得から、図1に示す18km メッシュの領域 D1 の 50 メンバーの LETKF データ同化サイクルの実行、このダ ウンスケールにより1.5km メッシュの領域D3 の予報を 実行し、目的とする領域 D4 の境界値をリアルタイムで 作成する全体のワークフローと、計算機利用のスケジ ューリングを設計した。D1 では NCEP の従来型観測 PREPBUFR データのみを同化する。

このほか、MP-PAWR のデータをリアルタイムで転送 する JIT-DT (Just In Time Data Transfer)ソフトウェアを 開発した。観測終了後約 10 秒で Oakforest-PACS 上で MP-PAWR データが使えるようになった。

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> https://www.riken.jp/press/2016/20160809 1/

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> https://www.riken.jp/pr/news/2020/20200821\_1/

7月31日から8月7日にかけて行った予備実験にお いて、図2に示すようにほとんどの場合で観測終了後 約3分で30分予報を出せることを確認した。この予備 実験では、1時間毎に計算ジョブを投入する設計だった ため、1時間毎に数分の遅れが生じている。本番の実証 実験では1ジョブあたり12時間とすることで改善した。

予報データは、気象業務法に基づく予報業務許可の もと、理研の天気予報研究のウェブページおよび株式 会社エムティーアイのスマートフォンアプリ「3D 雨雲 ウォッチ」でリアルタイム配信した(図3)。



図1 4 重ネストの計算領域。左上図の領域 D1 (解像 度 18km)の内側に左下図の領域 D2 (解像度 6km)、そ の内側に右図の領域 D3 (解像度 1.5km)、さらにその内 側に右図内枠の領域 D4 (解像度 500m)を入れ子に設 定し、最も内側の領域 D4 で 30 秒ごとに更新する予報 を行う。MP-PAWR の設置場所(赤点、円の中心)と探 知範囲 60km の円、またその内側に 40km、20km の円 を示している。2020 年 8 月 21 日理化学研究所おしらせ 図 1 より転載。



図27月31日から8月7日の各予報初期時刻におけ る予報リードタイムの時系列。7月31日11:20から8 月7日14:00(日本時間)の間の13426回の予報(4日 15時間53分稼働)のうち、ほとんどの場合で観測終了 後約3分で30分予報の計算が終了している。三好(2020) の図2より転載。



図3 スマートフォンアプリ「3D 雨雲ウォッチ」による表示例。水色、青、黄、橙、赤、紫の順に強い雨を 表す。わずか5分の間に橙(時間 30mm 以上の豪雨) から紫(時間 80mm 以上の猛雨)へと急発達する雨雲 を良く予報している。2020 年 8 月 21 日理化学研究所お しらせ図3より転載。

#### 3. まとめ

今回、30 秒ごとに更新する数値天気予報をリアルタ イムで継続的に実行し配信するという世界初かつ唯一 のチャレンジを実現した。これは数値天気予報におけ るマイルストーンとなり、0を1にする意味で新たな天 気予報を実現した。今後実用化に向けて、1を100にす る開発が必要である。今回の結果を検証し、改善点を 洗い出す。また、さらに新しい数値天気予報の方向性 について、新しいスーパーコンピュータ富岳も活用し ながら切り拓いていきたい。

#### 参考文献

- 雨宮新・本田匠・三好建正, 2020: 2020 年夏のリアルタ イム実証実験における埼玉 MP-PAWR 30 秒同化シ ステム開発. 第 22 回非静力学モデルに関するワー クショップ予稿.
- Miyoshi, T., M. Kunii, J. Ruiz, G.-Y. Lien, S. Satoh, T. Ushio,
  K. Bessho, H. Seko, H. Tomita, and Y. Ishikawa, 2016:
  "Big Data Assimilation" Revolutionizing Severe Weather
  Prediction. Bull. Amer. Meteor. Soc., 1347-1354.
  doi:10.1175/BAMS-D-15-00144.1
- 三好建正, 2020: ゲリラ豪雨予報のリアルタイム実証実験. 東京大学情報基盤センター・スーパーコンピュ ーティングニュース, Vol. 22, No.5 (2020.9), 14-17. https://www.cc.u-tokyo.ac.jp/public/VOL22/No5/06\_202 009hpc-miyoshi.pdf

2020年夏のリアルタイム実証実験における埼玉 MP-PAWR 30 秒同化システム開発 \*雨宮 新,本田 匠,三好建正(理研計算科学)

#### 1. はじめに

高解像度数値天気予報モデルを用いた降水予報は、 補外予測等の簡易的な方法と並んで有力な手法として 研究されている。その試みの一つとして、局所アンサン ブル変換カルマンフィルタ(LETKF)を用いてフェーズ ドアレイ気象レーダ(PAWR)の観測を 30 秒毎に領域気 象予報モデル SCALE-RM に同化し 30 分後までの延長 予報を行うシステム SCALE-LETKF を開発し、2020 年 夏には埼玉マルチパラメータ・フェーズドアレイ気象 レーダ(MP-PAWR)を用いて都心部を含む関東地方を対 象にリアルタイム予報の実証実験を行った。実験期間 とその準備期間において、水平解像度 500m・50 メンバ ーでの大規模な計算を最大2週間にわたる複数の期間 で継続的に行う機会を得た。30 秒毎の気象レーダのデ ータ同化をリアルタイムで継続的に運用することは前 例がなく、開発にあたり様々な試行錯誤を重ねてきた が、今回様々な気象条件における挙動を確認したこと で、多くの改善点を見出すことができた。ここでは、今 夏の実証実験を通して行った MP-PAWR データ同化に おけるいくつかの開発内容について報告する。

#### 2. 実験設定



図 1. 埼玉 MP-PAWR の同化を行う領域(赤枠)

LETKFのデータ同化に関する設定のうち重要なもの を表1に示す。30 秒毎のデータ同化と延長予報を行う 領域を図1に赤枠で示す。埼玉 MP-PAWR は領域中心 に位置する。境界値は図全体の領域において水平解像 度1.5km にて計算した各メンバーの予報値を用いる。 モデルの積分の時間間隔は5秒、鉛直層は地表から約 29kmの上端まで60層である。雲微物理スキームは氷 を含む1モーメントバルク法(Tomita,2008)を用いる。延 長予報はアンサンブル平均解析値を初期値とした30分後までの決定論的予報である。以下では、特に実証実験の準備のため新たに検討を行った、表中に太字で示した3個の項目について詳しく述べる。

メンバー数	50	
局所化半径	水平 2km、鉛直 2km	
Super observation	水平・鉛直 500m の	
	直交座標系に変換	
同化範囲	高度 0.5km~11km	
観測誤差標準偏差	Ze: 5 dBZ	
	Vr: 3m/s	
解析格子点毎の観測数上限	100	
観測格子点の間引き間隔	4	
同化のためのメンバー数下限	降水あり:5	
	降水なし:1	
グロスエラーチェックの閾値	Ze: 10 dBZ	
	Vr: 15 m/s	

表1.LETKF によるデータ同化に関する設定

#### 観測データの間引き

まず、観測データの選択の手法に工夫を加えた。現在 のシステムでは、ある格子点における解析に用いる観 測は、まず局所化半径(Radius of influence: ROI) の内側にあるものだけが選択される。さらに、Hamrud et al. (2015)で提案された観測数上限を適用している ため、図2左のように、密な観測の場合は実質的な局 所化半径が元の値より小さくなる(Effective ROI)。

観測点の間引き(thinning)を行うことで、図2右の ように観測の数を抑えつつ当初設定した局所化半径に 応じた観測を用いることができる。



図2. 観測の間引きの効果の概念図

図3は、2019年8月24日 15:00-16:00 UTC の期間にお ける120個の異なる初期値からの30分予報における平 均のスレットスコア(左:高度3km,閾値15dBZ にて観 測値を基準に計算)および、力学的バランスのずれを示 す地表気圧の二階微分の絶対値の領域平均(右)を示し ている。観測の間引きにより、予報開始後3分以降か らのスコアが改善し、解析値の平均的な力学バランス も改善した。実証実験期間には、表1に示したとおり 水平方向に格子点4個分の間引きを行った。



図.3 予報 120 個の平均としての(左)スレットスコア および(右)気圧の二階微分

#### 4. 「降水なし」の同化

反射強度の同化は、Lien et al. (2013)で降水量の 同化において提案された手法に基づき、「降水あり」

(10dBZ 以上)、「降水なし」(10dBZ 未満)の両方を同化 する。いずれの場合も、予報値にて 10dBZ 以上の降水 を示すメンバー数がある閾値以上であるときのみ同化 を行うという条件を設けている。

当初はいずれの場合も下限を5としていたが、アン サンブル平均解析値において降水のない領域に現実に はない弱い雨がまばらに現れる問題(図4左)がわか った。特に、晴天時にもそのような偽の雨が一定量現れ てしまうことが大きな問題であった。50メンバーのう ちただ1メンバーのみがその位置の降水を示している 場合でも、アンサンブル平均した雨や雪の混合比を反 射強度に変換すると10dBZを超えて表れることがある。 そこで、降水を示すメンバーの数がより少なくても「降 水なし」の同化を行うように、下限を1に変更するこ とで、現実にない弱い雨の発生を抑制した(図4中)。



図 4. 2019 年 8 月 25 日 15:30 UTC における 3km 反射強 度:(左)下限 5 の場合の解析値(中)下限 1 の場合(右)観測

#### 5. ドップラー速度の同化

ドップラー速度の同化に関しては特に上部対流圏の 扱いについて課題がある。図 5 は埼玉県西部に生じた 背の高い対流による降水の事例における高度 1127mの 反射強度(上)と、ドップラー速度の同化の有無それぞれ の場合における高度約 11000m の東西風の解析インク リメントと鉛直風(中、右)を示している。観測された降 水の周辺に大きな解析インクリメントが局所的に生じ た結果、風下と風上の収束と発散を通して解析値に強 い鉛直流が生じている。こうした特徴は現実の風の場 とは対応しない人為的な望ましくないもので、数値不 安定の原因にもなり得る。これはジェット気流を含む 上部対流圏での水平風の空間スケールより顕著に小さ い局所化長を用いているために生じると考えられる。

実証実験期間においてはドップラー速度のグロスエ ラーチェックの閾値を 15m/s と設定し、数値発散が生 じるような大きなインクリメントの発生を抑えた。問 題を根本的に解決するために、ドップラー速度に適し た局所化の手法を今後検討していきたい。また、この状 況は境界値の力学場が顕著に現実と異なることも示唆 しており、外側領域の予報値の精度向上も課題である。



図 5.(左)2020 年 5 月 28 日 13:04 UTC における 1127m の 反射強度の解析値.(中,右)同時刻の 11000m 付近の東西 風の解析インクリメント(色[ms<sup>-1</sup>])と鉛直風(1 ms<sup>-1</sup> 毎、赤線が正、青線が負).中:ドップラー速度の同化な し、右:同化あり

#### 6. 今後の展望

以上に挙げた内容に加え、総観・メソスケールの場の 精度やアンサンブル摂動の構成、観測データの利用の 高度化など様々な課題がある。今後、今回得られた多く の降水事例のデータを用いて取り組んでいきたい。

#### 謝辞

本研究は主に AIP 加速課題「ビッグデータ同化と AI によるリアルタ イム気象予測の新展開」の支援のもと実施した。埼玉 MP-PAWR は内 閣府の SIP「レジリエントな防災・減災機能の強化」の基で情報通信 研究機構(NICT)により開発された。数値計算には、学際大規模共同利 用(JHPCN)課題 jh200062 および HPCI 一般課題 hp200026 として、最 先端共同 HPC 基盤施設 (JCAHPC) のスーパーコンピュータ Oakforest-PACS を利用した。

# 変分法同化システムへの過飽和制約の導入

#### 澤田謙(気象研究所)

### 1 はじめに

数値天気予報において,予報初期の降水予測精度の 向上は大変重要な課題である.しかしながら,データ 同化を行うことでモデル変数間の水蒸気バランスが崩 れ,予報初期に降水が過度に集中してしまうスピンダ ウンと呼ばれる現象が起こる場合がある.この問題は, 対流スケールの現象をモデルで扱えるようになった頃 から知られているが,湿潤過程の複雑さや非線形性, 及び,大気中の水蒸気分布の非一様性や強局所性のた めに,未だ完全には解決されていない.特に,大気中 下層以下では水蒸気が飽和に近い状態となることも多 いため,現在のデータ同化法では非現実的な過飽和状 態が解析されてしまう事がある.

本研究では、この過飽和状態を水蒸気インバランス の要因ととらえ、過飽和制約をデータ同化手法に実装 し物理的整合性のとれた解析値を作成することでイン バランスの解消を図り、スピンダウン問題の改善に繋 げることを目的としている.

# 2 外点ペナルティ関数法

変分法同化システムの最小値探索部分に注目し,過 飽和,もしくは負の水蒸気状態とならない範囲で最小値 (最適値)を探索するために,制約付き最適化問題の解法 の一つである外点ペナルティ関数法を利用する.この手 法においては,目的関数  $f(\mathbf{x})$ に対する制約 ( $g(\mathbf{x}) \leq 0$ ) 付きの最適化問題

$$\min_{\mathbf{x}\in X} f(\mathbf{x}) \quad \text{subject to } g(\mathbf{x}) \le 0 \tag{1}$$

を、制約なしの最適化問題

$$\min_{\mathbf{x}\in X} f_2(\mathbf{x}),\tag{2}$$

 $f_2(\mathbf{x}) = f(\mathbf{x}) + \lambda \max\{0, g(\mathbf{x})\}^{\alpha} \qquad (3)$ 

に変更して解を求める.ここで、 $\lambda > 0 \ge \alpha \ge 1$ はペ ナルティパラメータであり、 $\lambda \max\{0, g(\mathbf{x})\}^{\alpha}$ はペナル ティ関数(項) と呼ばれる.制約の数だけペナルティ 関数が付加されることとなる.一般には $\lambda$ の値を大き くしながら繰り返し無制約最適化問題(2)を解くこと で元の制約付き最適化問題(1)の解が得られるが、固 定した $\lambda$ に対する最適化問題を一度解くだけで元の解 が得られる場合もあり、その際のペナルティ関数は厳 密ペナルティ関数と呼ばれる. $\alpha = 1$ の場合には十分 大きな $\lambda$ を取ることで厳密ペナルティ関数となりうる ため、以下では $\alpha = 1$ とする.

この手法は、水蒸気量のみならず、上下限のある他の物理量のデータ同化にも応用が可能である.また、1990~2000年代ごろの流れの場と質量場のインバラ

ンスに起因する偽の重力波の生成を抑制するために評価関数に拘束項を加えた手法の拡張版とも考えられるが、この手法は、確率に基づく弱拘束とは異なり、制約としてより直接的に働くものである.

#### 3 実験システム

本研究では、高品質な初期値を与えるデータ同化手 法として十分実績のある非静力学メソ4次元変分法 (JNoVA)を利用した.制約関数の構成には任意性が あるが、今回は大気中下層での水蒸気場の効果的な修 正を見込んで、

$$\begin{cases} g_{1i}(\mathbf{x}) &= qv_i(\mathbf{x}) - qvs_i(\mathbf{x}) \\ g_{2i}(\mathbf{x}) &= -qv_i(\mathbf{x}), \end{cases}$$
(4)

とした.  $qv_i$ ,  $qvs_i$  は各格子点での混合比, 飽和混合比 であり,  $g_{1i}$  は過飽和状態に,  $g_{2i}$  は負の水蒸気量状態 に対する制約である. JNoVA においては,

$$J(\mathbf{x}_0) = \frac{1}{2} (\mathbf{x}_0 - \mathbf{x}_0^b)^T \mathbf{B}^{-1} (\mathbf{x}_0 - \mathbf{x}_0^b) + \frac{1}{2} \sum_n (\mathbf{y}_n^o - H_n(\mathbf{x}_0))^T \mathbf{R}^{-1} (\mathbf{y}_n^o - H_n(\mathbf{x}_0)) + J_{\text{dfi}}(\mathbf{x}_0) + J_{\text{qv}}(\mathbf{x}_0)$$
(5)

の形式で実装した.ただし, $\mathbf{x}_{0}^{b}$ は同化窓初期における 第一推定値, $\mathbf{y}_{n}^{o}$ は時刻nの観測値であり, $H_{n}$ は時間 発展を含んだ観測演算子, **B** と **R** はそれぞれ背景誤差 と観測誤差の共分散行列, $J_{dfi}$ はデジタルフィルター 初期値化のための弱拘束ペナルティ項で, $J_{qv}$  は

$$J_{qv}(\mathbf{x}_0) = \lambda \sum_{i} \left( \max\{0, g_{1i}(\mathbf{x}_0), g_{2i}(\mathbf{x}_0)\} \right)^{\alpha}, \quad (6)$$

で定義される外点ペナルティ項である.相対湿度のみ に制約を課しているが,最適値探索過程を通して他の 変数にも制約の影響が及び,バランスのとれた解析値 が作成されることが期待できる.

実際には、JNoVA では、インクリメント法が採用されているため評価関数(5)は若干の書き換えが必要である.また、最小値探索で得られた最適解をアウター モデルに引き継ぐ際、過飽和分の水蒸気を捨てるという処理がなされているため、スピンダウン問題は避けられているが、逆に初期降水が過少となっている.

#### 4 実験結果

過飽和制約の効果を確認するために、平成 30 年 7 月豪雨の始まった 2018 年 8 月 28 日の 12UTC を対 象時刻として単発の比較実験を行なった.以下では、 従来の JNoVA による実験を Ctrl,過飽和制約を導 入した JNoVA による実験を Tests と呼ぶ. Tests に おいてはパラメータ  $\lambda$ の効果を確かめるため、 $\lambda$  =

- 38 -

1,10,100,200,500,1000,10000 で実験を行った(それ ぞれ,L1,L10,L100 などと呼ぶ).

図 1a) から, L10000 を除き, Tests では Ctrl より も評価関数値の収束が若干遅くなるものの, ほぼ同程 度の値に収束することが分かる.また,ペナルティ項  $J_{qv}$ の値はその他の項に比べて十分小さく,最終的に は $\lambda$ の値によらずO(10)程度に抑えられた(図略). 図 1b)より, $\lambda$ の値が大きいほど,また,大気中下層 ほど制約が満たされており,ペナルティ関数法の理論 や制約関数の構成に整合的な結果が得られていること が分かる.このような特徴は,主に,Ctrl に対しての 大気中下層での温度上昇および混合比の減少に支えら れていることが確認できた.

λの適切な値を決定することは難しいが,L100, L200,L500の最適値の状態が酷似していたため,以 下ではL200に注目して結果を示す.



図 1: a) 最小値探索時の評価関数 J の値の振る舞い. 横軸は探索回数. b) 各最適値における,制約が満たさ れていない格子点の(鉛直層ごとの)割合.

図2は、求められた最適値から出発した予報における700hPa 面の気温インクリメントの時間発展であり、 L200 では初期の負インクリメントは Ctrl に比べて控えめで FT=1 にかけての変化は緩やかなものとなっており、データ同化に起因する初期ショックが緩和されたと考えられる.



図 2: 700hPa 面における気温インクリメントの時間発 展. a) Ctrl, b) L200. 赤線は等温線.

図3の前1時間降水量の比較から, Ctrl に比べ L200 では九州北西海上にある降水の再現性が向上している ことが分かる. L200 においては, 初期時刻では Ctrl よりも大気は安定化しているものの、南西からの下層 高相当温位域の流入により FT=2 から対流活動が活性 化し、図3に見られるような降水域を形成していた. Ctrlでは過飽和状態は一律に飽和状態に置き換えられ てしまうが、L200では混合比の空間分布情報がより直 接的に予報モデルに伝わるため、降水の位置に関する 再現性が向上したと考えられる.



図 3:前1時間降水量.a)解析雨量,b)Ctrl,c)L200.

過飽和制約の導入による気温変化は小さくないが,図4に見られるように,L200では気温残差の平均(me)が減少していることが確かめられた.



図 4: 気温残差 (O-A) のヒストグラム: a) Ctrl, b) Test. 123–136°E, 30-37°N 領域内の観測に対する集計 (白)と(Ctrl で過飽和状態がより残っている) 126– 131°E, 32-35°N 領域内の観測に対する集計(灰色).

## 5 まとめ

今回,様々なパラメータ値( $\lambda = 1, 10, ..., 10000$ ) を持つ過飽和制約の効果を単発の比較実験で調査した. その結果,意図したように過飽和状態が抑制され,予 報初期における降水の再現性の向上が確認できた.ま た,入の値はかなり幅広い範囲で有効であることも確 認できた.今後は,サイクル解析や異なる事例での効 果の統計的確認や,JNoVA以外の解析システムにお ける効果についても調べていきたい.

### 6 謝辞

本研究は JSPS 科研費 JP19K23468,「富岳」成果 創出加速プログラム hp200128 の助成を受けています. また,数値予報課開発の現業メソ数値予報システムに 基づく実験システムを用いました. \*近藤圭一 (気象研究所)、三好建正(理研 計算科学)

#### 1. はじめに

数値天気予報においてよく使用されているア ンサンブルカルマンフィルタ (EnKF; Ensemble Kalman Filter, Evensen 1994) では、二次の統計 モーメントまでを扱った最小分散推定を行う。こ の結果は、誤差分布がガウス分布であるときに最 尤推定と一致する。Kondo and Mivoshi (2019, NPG) はアンサンブル数 10240 からなるアンサ ンブルデータ同化実験の結果を用いることで、大 気における背景誤差の確率分布を詳しく検証し た。その結果、図1のように背景誤差は多くの格 子点でガウス分布であるものの、熱帯での活発な 対流やストームトラック付近での傾圧不安定等 に起因する強非線形性が非ガウス分布を発生さ せることを確認した。またそのような非ガウス性 が強い領域では、EnKF の解析誤差が大きくなる 傾向があることを示した。このように非線形性が 卓越するような現象では、誤差分布が非ガウスと なり解析精度を悪化させ、予測が困難になるとい う悪循環を生むことにつながる。

このような非ガウス分布に対応するには、粒子 フィルタ(PF)が有効である。PFは計算負荷の 小さい低次元系では多用されているが、大気モデ ルのような多次元複雑系では PF に必要な膨大な アンサンブル数(粒子数)を用意することは、計

Spatial distribution of non-Gaussianity 90 60 30° 0 -30° 5600 -60° 5200 -5200 -90° 60° 120° 180° 240° 300° 0 0.04 0.08 0.02 0.16 0.32 0.01 0.64

図1 ある年の2月22日06 UTC における SPEEDY のモデル4層目(~500 hPa)の気温 について、誤差分布の非ガウス性強度を示す。 数値が大きいほど非ガウス性が強い。等値線は 500 hPa 高度。Kondo and Miyoshi (2019)の Fig. 4 より一部改変。

算資源の制約から困難とされてきた。しかし近年、 Penny and Miyoshi (2016), Poterjoy (2016), Potthast et al. (2018), Kotsuki and Miyoshi (2020) のように限られた粒子数で動作可能となる PF の 研究が進んでいる。

本研究では、従来のアンサンブルデータ同化手 法を拡張した非ガウスデータ同化手法を提案し、 数値天気予報におけるデータ同化の精度向上を 図ることを目的とする。

#### 2. 手法

本研究では、大気モデルが持つ強非線形性に起 因する非ガウス分布を適切に扱える非ガウスデ ータ同化手法を開発する。図 1 で示したとおり SPEEDY では多くの領域で背景誤差はガウス分 布である。現実的な NICAM を用いた場合では非 ガウス性が強い領域は増えるが、それでも非ガウ ス性の低い領域は多く存在する。非ガウス性の低 い領域では従来通りガウス分布を仮定した EnKF が有効であり、非ガウス性の強い領域に限定して 非ガウスデータ同化を導入する方法が考えられ る。本研究は、この方針で以下の手順を考案した。

- ① 観測毎に予報アンサンブルの分布から非ガウ
- こ 観測母にす報ブブグブブルの方市がら弁ガダ ス性を KL divergence (KLD; Kullback and Leibler 1951) で評価する。KLD はガウス分 布であれば 0、非ガウス分布強度が高いほど 大きくなる。
- EnKF で観測を同化する。この際使われる観 測誤差分散
   <sup>2</sup> <sub>obs, EnKF</sub>には以下を用いる。

 $\sigma_{obs, EnKF}^2 = \sigma_{obs}^2/(1-\alpha)$  $\sigma_{obs}^2$ はもともとの観測誤差分散を表す。  $\alpha$ は KLDに応じて[0,1]区間から決まり、ガウス分 布に近いほど0に近づき、非ガウス性が強く なるほど1に近づく(図2)。観測誤差が大き くなるため、観測は軽く扱われる。

 上記 EnKF の解析アンサンブルを第一推定値 として、PF で同じ観測をもう一度同化する。 この際使われる観測誤差分散 σ<sup>2</sup><sub>obs, PF</sub>は以下 を用いる。

### $\sigma_{obs, PF}^2 = \sigma_{obs}^2 / \alpha$

②と同様、観測誤差が大きくなり、観測は軽 く扱われる。



図2 KLD と $\alpha$ の関係。

例えば、ある観測について KLD = 0 であれば、完 全にガウス分布に従う。このとき $\alpha$  = 0となり、PF では同化されない。非ガウス性が強くなると KLD が大きくなり、 $\alpha$ も大きくなる。 $\alpha$ が1に近づく ほど EnKF の効果が小さく、また PF の効果が大 きくなる。EnKF に PF を組み合わせているため ハイブリッド同化手法と呼ぶ。

手順①②のみを実行する場合は、EnKF システ ムを変えることなく、各観測の観測誤差を非ガウ ス分布強度に応じて動的に膨張させるのみでよ い。本研究ではこの手法を動的観測誤差膨張手法 と呼び、簡易的な非ガウスデータ同化手法の1つ とする。

少ないアンサンブル数ではサンプリング誤差 により KLD の評価は困難である (Kondo and Miyoshi 2019)。そのため、図2の KLD<sub>floor</sub>は、サ ンプリング誤差を推定するため100万個のガウス 乱数から統計処理を行うことで求める。KLD<sub>cap</sub>は SPEEDY を用いた 10240 メンバーデータ同化実 験の結果から経験的に求める。これにより、少な いアンサンブル数で KLD による非ガウス性強度 の判定が可能となった。

#### 3. 実験設定

本研究では、簡易全球大気モデル SPEEDY (T30/L7, Molteni 2003) に局所アンサンブル変 換カルマンフィルタ (LETKF; Hunt et al. 2007) を適用した SPEEDY-LETKF システム (Miyoshi 2005) をベースとして使用する。アンサンブル数 は 80 とする。観測はラジオゾンデ観測(線形観 測演算子H(x) = x、観測変数は U, V, T, Q, Ps) とモデル格子点の 2×2 に1点の一様観測(非線 形観測演算子 $H(x) = \log(|x|)$ 、観測変数は T, Q) を6時間毎に同化する観測システムシミュレーシ ョン実験 OSSE を行った。実験期間は1年2ヶ月



図3 モデル4層目(~925 hPa)における東西風 の解析誤差 RMSE 時系列。黒線は CNTL、赤線は TEST1、青線は TEST2 を示す。

である。CNTL 実験では通常の LETKF を、TEST 1実験ではハイブリッド同化手法を、TEST2 実験 では動的観測誤差膨張手法をそれぞれ使用して いる。

#### 4. 結果と考察

図 3 は、モデル4 層目 (~500 hPa) における 東西風の解析 RMSE の時系列である。TEST 1, TEST2 ともに安定して動作し、CNTL 実験より 概ね改善している。RMSE の対 CNTL 改善率は TEST1 で 8.9%、TEST2 で 6.2%である。

ラジオゾンデ観測のみを同化した別の実験を 行ったところ、CNTL、TEST1、TEST2 で解析精 度に大きな違いは確認されなかった(図略)。この ことから、図3の結果は、非線形観測演算子を用 いると観測空間における非ガウス強度が大きく なり、非ガウスデータ同化の効果が現われるため だと考えられる。

これらの結果は、他の変数及び高度でも同様の 結果であった。

#### 5. まとめ

本研究では、予報アンサンブルの非ガウス性の 強度に応じて PF を限定的に導入することで、 EnKF とハイブリッド型の新しい非ガウスデータ 同化システムを考案した。SPEEDY モデルを使っ た理想実験を行い、本手法が少ないアンサンブル 数でも安定して動作し、非線形観測演算子を用い た場合に従来手法よりも解析誤差が小さくなる ことを示した。特に動的観測誤差膨張手法は、観 測を非ガウス性強度に応じて膨張させる簡便な 手法であるが、解析精度向上インパクトは大きい。

今後はより現実的な数値天気予報システムを 用いて検証していきたい。

# **ULTIMATE**: 数値モデルの雲検証評価を目的とした 関東圏ウルトラサイト観測連携

佐藤正樹・Woosub Roh (東大・大気海洋研究所)・ 岡本創(九大・応用力学研究所)・大野裕一(情報通信研究機構)

## 1. はじめに

関東圏に多数存在するレーダー等の気象観測デ ータにより高解像度数値モデルを検証・改良する ために、ULTIMATE (ULTra-slte for Measuring Atmosphere of Tokyo metropolitan Environment)と称 する研究フレームワークを構築している。2022 年 度に打ち上げが予定されている EarthCARE 衛星 (Illingworth et al. 2015)の地上検証に向けて小金井 市(情報通信研究機構 NICT) にライダ・レーダ ーの設置を進めており、これらのデータを核に、 数値モデルの雲・降水過程の検証を行う。また、 気象庁における現業の二重偏波ドップラーレーダ ーやウィンドプロファイル等を利用する(図1)。

気象・気候モデルの雲・降水過程スキームは不 確定性が大きく、様々な観測データによる検証が 必要とされている。地球温暖化問題において、雲・ 降水過程の取り扱いにより気候モデルの気候感度 が大きく影響を受けることが知られている。従来、 全球モデルの検証のために、人工衛星観測データ を利用する手法が用いられてきたが、局所的な地 上観測データによる数値モデルの検証はあまり試 みられてこなかった。局所的な地上観測データと 領域モデルとの比較は容易であるが、その知見が 全球モデルに反映されることは一般には難しい。

現業予報モデルにおいても、雲降水過程の検 証・改良は引き続き重要な課題である。今後は、 降水予報を向上するため、数値モデルにおける大 気中の雲降水粒子の時空間的な再現性の向上させ ることが必要と考える。特に、対流雲やメソ降水 システムの力学場・循環場の再現性の向上の観点 から、雲物理スキームの検証・改良が求められる。

全球数値モデルと領域モデルをシームレスに繋 ぐ数値モデルにより、局所的な高解像度シミュレ ーションの知見を全球モデルに反映するパスが開 かれた。正二十面体格子非静力学モデル NICAM は、ストレッチ格子を用いることにより、関東圏 等の局所域を高解像度でシミュレーションするこ とが可能である(Uchida et al. 2017)。同一の雲物理 スキームを用いてストレッチモデルで雲物理スキ ームの検証・改良を行い、その結果を全球シミュ レーションに適用することが可能である(Roh et al. 2020)。

ULTIMATE では、NICAM のような領域・全球 をシームレスに計算可能な数値モデル使うことで、 関東圏の気象観測データで数値モデルを検証した 結果を、直ちに全球実験に反映することができる。 それにより、さらに、領域・全球数値モデルと人 工衛星観測との連携を推進することができる。ま た、複数のモデル・雲物理スキームを比較するこ とで、それぞれの数値モデルの特性について手が かりを得ることができる。現在、NICAM と気象 庁現業モデル ASUCA の比較した事例実験に取り 組むことを予定している。

#### 2. 関東圏ウルトラサイトにおける観測

EarthCARE衛星の地上検証のために配備される 観測機器の他、現業用に展開されている観測デー タを利用する。NICT における多視野角多重散乱 偏光ライダ(355nm, 10ch), 高スペクトル分解ライ ダ(355nm)、ドップラーライダ(355nm)、コヒーレ ントドップラーライダ、HG-Spider 94GHz ドップ ラーレーダー、ウィンドプロファイラ、つくば(国 立環境研)におけるミー偏光ライダ(532nm 偏光, 1064nm)、多視野角多重散乱偏光ライダ(532nm)、 高スペクトル分解ライダ(532nm)等 EarthCARE 衛 星検証チーム観測データを包括的に利用する予定 である。既存の X-band、Ka-Band のレーダー、ウ ィンドプロファイラ WINDAS に加えて、今年3 月に柏市に気象庁の現業用の二重偏波ドップラー 気象レーダーが全国で初めて配備された。また、 羽田・成田空港には空港気象ドップラーレーダー が設置されている。これらの現業観測データの利 用も予定している。

#### 3. 数値モデル実験

図2に、2019年9月8日17UTCにおける台風 15号(Faxai; 令和元年房総半島台風)襲来時の観 測結果および、ストレッチ NICAM による数値実 験結果の比較を示す。小金井市(NICT)を集中格子 の中心として、格子分割レベルGL7,8,ストレッ チファクターは10倍、それぞれの最小格子間隔は 2.8km、1.4kmである。台風スケールの総観規模擾 乱は妥当に表現され、解像度によらず雨域の大き さあまり変わらないが、詳細構造は解像度に応じ て細かい表現が可能になる。NICTにおける雲レ ーダー HG-SPIDERによる観測結果を図3に示す。 鉛直情報の雲分布の時間変化を示す。鉛直構造を 統計的に比較することで、数値モデルと観測との 定量的に検証する。今後は、ライダ、二重偏波ド



ップラーレーダー、WINDAS 等のデータを多角的 に利用し、数値モデルの雲降水過程の検証・改良 を進める。

#### 参考文献:

Illingworth, A. et al. (2015) Bull. Amer. Meteorol. Soc. https://dx.doi.org/10.1175/BAMS-D-12-00227.1 Uchida, J. et al. (2017) Mon. Wea. Rev. https://doi.org/10.1175/MWR-D-17-0158.1 Roh, W. et al. (2020) J. Atmos. Sci. https://doi.org/10.1029/2020MS002138

### (左)図1:関東圏ウルトラサイト観測網 における観測機器の一部。

(下)図2:令和元年房総半島台風襲来時の
 降水分布(mm/h)2019年9月8日17JST。左:
 JMA 合成レーダー雨量、中:ストレッチ
 NICAM2.8kmメッシュ実験、右:1.4kmメッシュ実験。





(左)図3:NICT 雲レーダー HG-SPIDER(小金井市)による2019年9 月8-9日の観測。

# Applications of Joint simulator for the ULTIMATE project

Woosub Roh<sup>1</sup>\*, Masaki Satoh<sup>1</sup>, Yuichi Ohno<sup>2</sup>, and Tempei Hashino<sup>3</sup> (<sup>1</sup>AORI, the University of Tokyo, <sup>2</sup>NICT, <sup>3</sup>Kochi University of Technology)

#### 1. Introduction

It is important to evaluate and improve the cloud properties in global non-hydrostatic models like a Nonhydrostatic ICosahedral Atmospheric Model (NICAM, Satoh et al. 2014) using observation data. One of the methods is a radiance-based evaluation using satellite data and a satellite simulator (here Joint simulator, Hashino et al. 2013), which avoids making different settings of the microphysics between retrieval algorithms and NICAM.

The satellite data with active sensors has a limitation to observe the specific case of cloud and precipitation systems. And it is needed to validate satellite observations using in-situ observation. There are intensive observation stations over the Kanto region. The ULTIMATE (ULTra sIte for Measuring Atmosphere of Tokyo metropolitan Environment) is proposed to verify and improve high resolution numerical simulations based on these observation data.

The previous presentation of Prof. Satoh is about the general features of ULTIMATE project. In this study, we introduce application and development of Joint simulator to simulate radiances from in-situ observations for ULTIMATE project.

#### 2. In-situ observations

There are several observation instruments over the Kanto region. For examples, the High Spectral Resolution Lidar (HSRL, 355 nm), Doppler lidar, and the Cloud Profiling Radar (CPR, 94 GHz) are located in NICT. HSRL and Doppler lidar can observe the aerosols and optically think clouds.

The Polarimetric radars are located in Haneda and Narita airports with 5.3 GHz wavelength.

Polarimetric radar can observe the precipitation hydrometeors and retrieve the hydrometeor identification based on polarimetric variables.

The WInd profiler Network and Data Acquisition System (WINDAS) data is available in Kawaguchiko, Mito, and Kumagaya. WINDAS can observe 3D wind fields.

#### 3. Applications of Joint simulator

Joint simulator is developed for The EarthCARE satellite, which have CPR and HSRL. The EarthCARE Active Sensor Simulator (EASE, Okamoto et al. 2007, 2008; Nishizawa et al. 2008) in Joint simulator can simulate signals of CPR and HSRL in NICT.

Recently, POLArimetric Radar Retrieval and Instrument Simulator (POLARRIS, Matsui et. al.

2019) was implemented in Joint simulator.

The POLARRIS can simulate differential reflectivity (Zdr), specific differential phase shift ( $K_{dp}$ ), co-polar cross-correlation coefficient ( $\rho_{hv}$ ), and Doppler velocity of a polarimetric radar using Mueller scattering matrix.

We used the stretched version of NICAM for test data of Joint simulator. We selected three cases for September 2019. Figure 1 shows the horizontal distribution of precipitation in one of the cases on 22 UTC 15<sup>th</sup> September 2019 by NICAM. The figure 2 shows examples of the simulated signals of polarimetric radar in Narita airport at 2.25 km altitude. For examples, Figure 2b implies the shape of raindrop, Z<sub>dr</sub> increases with a size of raindrop. The K<sub>dp</sub> is proportional to a size of raindrop and a number concentration of hydrometeors.

We will introduce results of Joint simulator for ULIMTATE project. And We will discuss with issues of simulations of in-situ observations.



Figure 1. Horizontal distrubtions of precpitaion of NICAM on 22 UTC 15<sup>th</sup> Sep. 2019. The black box is the domain of Fig. 2.



Figure 2. The simulated radar refeltivities (a),  $Z_{dr}$  (b),  $K_{dp}$  (c), and Doppler velocities (d) of NICAM at 2.25 km atlitude in the polarimetric rdar in Narita using POLARRIS of Joint simulator on 22UTC 15<sup>th</sup> Sep. 2019.

# 雷放電観測(LIDEN)を用いた気象雷モデルの検証

\*佐藤陽祐(北大院理), 林修吾 (気象研究所), 橋本明弘(気象研究所)

#### 1. はじめに

雷は高度に電子化された現代社会において脅威であ り、人間生活に大きな影響を与える.また気候変動に伴 い将来は雷の頻度は増加することが見込まれているな ど(Romps et al. 2014),雷に関する社会的な関心は高く, 主に観測によって雷に関する研究が進められている. 一方,現代の気象学において重要な役割を果たしてい る数値モデルによる実験では,一部の例外 (Mansell et al. 2005; Hayashi 2006 など)を除いては雷は扱われてい ない. その一つの原因が雷を扱うことによって生じる 膨大な計算コストである.そこで,著者らは大型計算機 で性能が出るように設計された SCALE (Nishizawa et al. 2015; Sato et al. 2015)を雷が扱えるように拡張し (SCALE-LT),これまで理想実験による研究を進めてき た (Sato et al. 2019; Sato et al. 2020).

しかしながら雷観測データとの比較やそれを用いた 同化研究を進めるにあたっては現実事例への拡張が必 要である.そこで佐藤ら(2020)では SCALE-LT を現実事 例に拡張し,その検証を行った.本研究では現実事例に 拡張した SCALE-LT を用いて,複数の事例を対象とし た現実事例の計算を行い,雷放電観測との比較を行う ことで, SCALE-LT の検証を行った.

#### 2. モデルの拡張と実験設定

本研究で用いた気象モデルは雷コンポーネントを加 えた SCALE-LT (Sato et al. 2019)であり、このモデルを 現実事例に拡張したものである(佐藤ら 2020). この雷 コンポーネントは雲の水物質が持つ電荷密度を予報変 数として計算する.水物質の電荷分離は(Takahashi 1978)で提案された着氷電荷分離機構(あられと氷の衝 突で電荷分離が発生)に基づき,あられと氷の衝突によ って生じる電荷分離量は Takahashi (1978)のルックアッ プテーブルに基づいて決まる.電場は電荷の3次元分 布よりポアソン方程式を解くことで求め、電場の絶対 値がある閾値 *Emt* (本研究では 110 kV/m に設定)を超 えると(Fierro et al. 2013)のスキームに基づいて中和を計 算する.

雲微物理モデルはダブルモーメントバルク法(Seiki and Nakajima 2014), 乱流モデルは MYNN(Nakanishi and

Niino 2006), 放射コードは MSTRN-X(Sekiguchi and Nakajima 2008)を用いた. 陸面モデルはバケツモデルを 用い,都市域では1層キャノピー都市モデル(Kusaka et al. 2001)を用いた.

対象とした事例は1:平成29年九州北部豪雨,2:平成30年西日本豪雨,および3:平成30年2月の北海道である.1~3の事例はそれぞれ,雷が高頻度で観測された 事例,豪雨は観測されたものの雷の頻度が低かった事例,雷が全く観測されたものの雷の頻度が低かった事例,雷が全く観測されなかった事例に対応し,SCALE-LTが観測された雷の傾向を再現できるか検証した.初期・境界条件にはMANL(水平解像度5km,時間間隔は3時間)を用い,水平解像度1kmで表1に示す期間の計算を行なった.それぞれの事例の計算領域を図1に示す.

雷放電の観測データは LIDEN を用いた. SCALE-LT の放電モデル(Fierro et al. 2013)は計算された電場から放 電開始点を決め,放電開始点から半径 *r<sub>st</sub>*の範囲で水物 質の中和が起こるように計算を行う.この方法では,雲 放電・対地雷の識別や放電の極性を判別することがで きない.一方,LIDEN による観測では雲放電・対地雷 の識別,および放電の極性の識別が可能であり,モデル で計算された放電回数と,観測された放電回数をその まま比較することはできない.そこで,本研究では Fierro et al. (2013)に基づき観測による放電頻度に対応す る物理量:Flash Origin Density (FOD)をモデルの出力か ら計算し,LIDEN で観測された雲放電と対地雷の合計 と比較した.



図1:(左)事例1,(中央)事例2,(右)事例3の計算 領域(灰色で塗られた部分は計算領域には含まれない)

表1:対象とした事例の計算期間と放電頻度

	計算期間	放電頻度
事例1	2017/7/5 00UTC ~ 7/6 00UTC	多
事例 2	2018/7/6 00UTC ~ 7/7 03 UTC	少
事例 3	2018/2/12 00UTC ~ 2/13 03 UTC	なし

#### 3. 結果と議論

図2は SCALE-LT で計算された事例1,2の計算期間 全体での FOD の空間分布と,LIDEN で観測された同 期間の雷頻度である.

事例1では広範囲で雷が観測されている(図2右上) 一方,事例2では雷は観測されているもののその頻度 は事例1に比べ小さい(図2右下).モデルで計算され た雷頻度(FOD)を見ると,事例1より事例2の頻度 が小さいという観測された放電頻度の特徴は再現され ている.また事例3では観測,モデルともに雷は観測 されていない(結果は非表示).これらの結果より, SCALE-LT は事例1,2,3の積算した雷頻度の相対的な 関係(表1の一番右の列)を再現できていることを示 している.

しかしながら,事例1では SCALE-LT で計算された 雷のピークの位置が南にずれているとともに,雷が広 範囲に計算されている.また事例2では SCALE-LT で 計算された FOD の空間パターンは観測の雷頻度の空間 パターンをよく再現しているが,全体的に過大評価傾 向である.この原因を探るため,事例1,2双方で観測 された雲の場をよく再現していた JMANHM(橋本ら, 2019)の雲の場と比較した.

JMANHM と SCALE-LT の雲の場を比較すると,事 例1では JMANHM の結果に比べ,雲や強雨域が南に ずれ,強雨域も広範囲に広がっていた.また,事例2で は SCALE-LT は JMANHM の結果される雲の水平分布 はよく再現していたものの,JMANHM の結果に比べ雲 頂高度が高く,深い対流が立っていることが明らかに なった.この傾向は雷の計算と観測との違いと同様の 傾向であり,SCALE-LT が計算した雲の場が観測と異 なっていたために,雷の場も観測と異なる結果になっ たことが示唆された.



図1:計算期間全体で積算した(左)FODおよび (右)観測された雷頻度の水平分布.上,下はそれぞ

れ事例1,2の結果を示す.

#### 参考文献

Fierro, A. O., E. R. Mansell, D. R. Macgorman, and C. L. Ziegler, 2013: *Mon. Wea. Rev.*, **141**, 2390–2415

Hayashi, S., 2006: SOLA, 2, 124-127

- 橋本明弘, 折笠成宏, 田尻拓也, 林修吾, 2019:日本気 象学会2019年秋季大会, P452
- Kusaka, H., H. Kondo, Y. Kikegawa, and F. Kimura, 2001: Bound.-Layer Meteorol., **101**, 329–358

Mansell, E. R., D. R. MacGorman, C. L. Ziegler, and J. M. Straka, 2005: *J. Geophys. Res.*, **110**, D12101, doi: 10.1029/2004JD005287

- Nakanishi, M., and H. Niino, 2006: *Bound.-Layer Meteorol.*, **119**, 397–407
- Nishizawa, S., H. Yashiro, Y. Sato, Y. Miyamoto, and H. Tomita, 2015: *Geosci. Model Dev.*, **8**, 3393–3419

Romps, D. M., J. T. Seeley, D. Vollaro, and J. Molinari, 2014: *Science (80-. ).*, **346**, 851–854

Sato, Y., S. Nishizawa, H. Yashiro, Y. Miyamoto, Y. Kajikawa, and H. Tomita, 2015: *Prog. Earth Planet. Sci.*, **2**, 23, doi: 10.1186/s40645-015-0053-6

- Sato, Y. Miyamoto, and H. Tomita, 2019: *Prog. Earth Planet. Sci.*, **6**, 62, doi: 10.1186/s40645-019-0309-7
- 佐藤陽祐,林修吾,橋本明弘,2020:日本気象学会 2020年度秋季大会,SP3-04+
- Seiki, T., and T. Nakajima, 2014: J. Atmos. Sci., 71, 833-853

Sekiguchi, M., and T. Nakajima, 2008: J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transf., 109, 2779–2793

Takahashi, T., 1978: J. Atmos. Sci., 35, 1536-1548

#### 謝辞

本研究は科研費基盤C(17K05659),基盤B(20H04196), 北海道大学情報基盤センター次世代高性能計算機プロ グラム支援事業,寄付分野北海道気象予測技術分野 (北海道気象予測技術センター),三菱財団助成金

(自然科学助成)の支援を受けて行われています.ま た本研究は、文部科学省「富岳」成果創出加速プログ ラム「防災・減災に資する新時代の大アンサンブル気 象・大気環境予測」の一環として実施したもので、一 部はスーパーコンピュータ「富岳」の資源提供を受 け、実施しました. トランスバースラインの高解像数値実験と安定性解析による理論的考察 \*山崎一哉,三浦裕亮(東京大学大学院理学系研究科)

#### 1. はじめに

ジェット気流や台風のアウトフローに伴 う上層雲には、地形性重力波で説明できな い、波長数km ~数+kmの波状構造が現れ ることがあり、トランスバースラインある いは巻雲バンドと呼ばれている。その成因 に関しては、ケルビン・ヘルムホルツ不安 定であるとする研究[1]がある一方、近年の 数値モデルによる研究[2]では、鉛直シアの もとで静的不安定成層に駆動されたレイリ ー・テイラー(RT)不安定であることが示唆 されている。しかし、不安定化要因の定量 的評価や、トランスバースライン発生時の 現実的な基本場を想定して潜熱の影響を考 慮した安定性解析を行った研究は少ない。

本研究では、雲解像モデル SCALE-RM の 理想実験により台風のアウトフロー領域で のトランスバースラインを再現し、熱収支 解析を行った。さらに、ラジオゾンデ観測 にもとづき設定した基本場で線形安定性解 析を行い、不安定成長モードとトランスバ ースラインを比較した。

#### 2. 雲解像モデル実験

#### 2a) 実験設定

外部擾乱の影響を排除して理想的な環境 でトランスバースラインを再現するため、 周期境界条件を用いた放射対流平衡の枠組 みで台風の数値実験を行い、そのアウトフ ロー領域で自発的に生じるトランスバース ラインの内部構造を調べた。

使用したモデルはSCALE-RMのバージョン 5.2.1である。水平格子間隔が親領域で 2km、子領域で400mの1方向ネスティングで 台風の高解像度計算を行った。計算量の制 約により計算領域は親領域で640km四方、 子領域で320km四方とし、台風の雲域全体 を子領域に収めるためにコリオリパラメー タを $2 \times 10^{-4}$  s<sup>-1</sup>と大きく設定した。また、 2018年7月~2020年7月の気象庁の現業ラジオ ゾンデ観測からトランスバースラインの内部 を通過した29事例を手動で抽出し、モデル実 験で得られた成層と風の構造を検証した。

さらに、先行研究[2]では感度実験によって 雲一放射相互作用の不安定化への寄与が示唆 されていたため、本研究では同様の感度実験 に加えて、熱収支解析を行ってその定量化を 図った。感度実験では、凝結物の存在を無視 して放射過程を計算することで雲一放射相互 作用を除去した。熱収支解析においては、湿 潤過程における成層不安定化の効果を明瞭に 表すため、温度でなく、湿潤静的エネルギー sと定圧比熱 $C_p$ を用いてMST  $\equiv e/C_p$ で定義され る湿潤静的温度に対して収支解析を行った。

#### 2b) 実験結果

標準実験では台風のアウトフロー領域にお いてトランスバースラインが複数出現した。 それらの内部では飽和相当温位の鉛直勾配が 負になっており、湿潤過程において静的不安 定であった(図1)。また、内部の鉛直シアは 雲バンドとほぼ平行であり、これらはラジオ ゾンデ観測と整合的であった。この結果はRT 不安定によってトランスバースラインが生じ ていることを示唆し、先行研究におけるWRF の数値実験の結果[2]と整合する一方、乾燥過 程を仮定して安定度を判定した研究[1]とは異 なる。

熱収支解析の結果、標準実験においては放 射過程によって雲の下部での加熱と上部での 冷却が見られ、その大きさは0.5K/時程度であ った(図1c)。その一方で、雲一放射相互作 用を取り除いた感度実験ではトランスバース ラインは消失し、放射過程は時空間的にほぼ 一様な冷却源となった。これらの結果は、雲 一放射相互作用が雲内の成層不安定化に寄与 していることを示し、先行研究を定量的に支 持する。

#### 3. 線形安定論

#### 3a) 解析手法

トランスバースラインの周辺で典型的に 見られた基本場のもとでブシネスク方程式 を線形化し、水平方向に波型の構造を持つ 成長モードの性質を調べた。

基本場にはモデル実験にもとづいて厚さ lkmの湿潤静的不安定層を含むように安定 度プロファイルを与え、基本風はu成分の みとした。安定度や鉛直シアの具体的な値 は、モデル実験の検証に用いたラジオゾン デ観測の値を参考に設定した。

水蒸気の凝結等は非線形性が強く、線形 論で直接扱うのが困難なため、湿潤静的不 安定であると想定した特定の層でのみ、浮 力振動数N<sup>2</sup>を[3]で定義された湿潤浮力振動 数N<sup>2</sup>mに置き換えることで、湿潤過程が安定 度に与える影響を間接的に表現した。

#### 3b) 解析結果

得られた成長モードのうち最大成長であったのは、鉛直シアと平行な水平波長1~ 2kmのロール状対流であった(図2a)。この擾 乱は鉛直方向には静的不安定層に局在して



- 図1(a)標準実験におけるOLR(塗り)と、 (b, c)で用いる鉛直断面(橙実線)。
- (b) a で示した鉛直断面での雲氷量 (mg/kg) と、 条件付不安定域(緑色の領域)。
- (c) a で示した断面で水平平均した熱収支。RD は放射、MP は微物理、VA は鉛直移流、TB は乱流の寄与を表す。

おり(図2b)、RT不安定の理想的な理論を適用 できることが示唆される。この構造はラジオ ゾンデ観測や、先行研究を含むモデル実験と も整合的であり、トランスバースラインの成 因は鉛直シアのもとでのRT不安定であると考 えるのが妥当である。

擾乱の水平波長に関しては、現実のトラン スバースラインの衛星画像解析から得られた 卓越波長は約1~30kmの範囲内でばらつき、 一部のみの事例が線形最大成長モード(1~ 2km)と整合した。レイリー・ベナール対流の 変種において、非線形領域で水平波長が伸び る効果が知られている[4]ことから、波長数十 kmという長波長のトランスバースラインも類 似した非線形効果で生じている可能性がある が、定量的な評価は今後の課題である。

#### 参考文献

- [1] 大野, 三浦, 1982, 天気, 19(12), 1235-1241.
- [2] Trier et al., 2010, J. Atmos. Sci., 67(9), 2990-2999.
- [3] Durran and Klemp, 1982, J. Atmos. Sci., 39(10), 2152-2158.
- [4] Chapman and Proctor, 1980, J. Fluid Mech., 101(4), 759-782.



- 図 2 (a) 水平波長別の最速成長モードの成長速度 (e-folding time の逆数 [hour<sup>-1</sup>])。
- (b) x 方向に一様、y 方向の波長が 1.5km である擾 乱の鉛直流(塗り)と風ベクトルの鉛直断面。 z=±0.5 km (灰色の実線)で囲まれた領域が 基本場の湿潤静的不安定域である。

# 湿潤対流の自己集合化の発生に関する新たな臨界長さ

\*柳瀬友朗(理化学研究所;京都大学),西澤誠也(理化学研究所),三浦裕亮(東京大学), 竹見哲也(京都大学),富田浩文(理化学研究所)

#### 1. はじめに

気候モデルにおける湿潤対流-大規模循環場相互作 用の表現は不確実性が大きく,基礎に立ち返りその理 解を深める必要がある(Stevens & Bony, 2013).近年,熱 帯大気の理想化とみなされる放射対流平衡(Radiative-Convective Equilibrium, RCE)の理想実験において発生す る対流の自己集合化(Convective Self-Aggregation, CSA) が注目され,現実気候における組織化した対流の役割 との関連においても盛んに議論されている(e.g., Bony et al., 2020; Holloway et al., 2017; Wing et al., 2019).

領域雲解像モデルを用いた RCE 実験は数多く行われ ているが, CSA 発生メカニズム,転じて RCE レジーム 決定メカニズム,は未解明である. CSA は計算領域サイ ズL がある閾値を超えた広領域(L>200-300 km)におい てのみ発生すると報告されている(Bretherton et al., 2005; Jeevanjee & Romps, 2013). 一方, CSA の発生は計算水平 格子幅 H にも依存し,低解像度(H>2000 m)においての み発生すると報告されている(Becker et al., 2018; Muller & Held, 2012, MH12). しかし,高解像度(H < 2000 m)な RCE 実験において,領域幅を十分に大きく設けた時に CSA が発生するかどうかは未知である.

本研究では、様々なHとLを用いた系統的な数値実 験により、CSA発生の臨界長さを調べる.また、CSA発 生メカニズムを議論する.

#### 2. 実験設定

数値実験には領域大気モデル SCALE-RM ver. 5.3.3(Nishizawa et al., 2015; Sato et al., 2015) をコリオリ 力なし条件のもと使用した.正方形型計算領域には二 重周期側面境界条件を課した.上端は高度 24 km とし, 下層ほど密に 64 層で分割した.物理過程として 1 モー メントバルク型雲微物理スキーム, Smagorinsky-Lilly 型 乱流スキーム,バルク型地表スキーム,および広帯域 型放射スキームを用いた.海面温度は 300 K に固定し た. (なお実験設定は基本的に Tompkins and Craig (1998), Muller and Held (2012)を模擬している.詳細は Yanase et al. (2020)を参照されたい.)

以上の設定のもと、領域幅Lを96-960km,格子幅H を4000-500mの範囲で変えた一連のRCE実験を行っ た.積分時間は殆どの実験で40,50日間だが,H500L960 は計算資源制約上13日間である.これは完全に平衡状 態に至るには短いが,CSA発生の判定には十分である.

#### 3. 結果

まず図1に示す通り, MH12 と同様に, 狭領域では水 平均一な水蒸気場が維持され, CSA が発生しないこと (H1000L96, H2000L96), また, ある領域幅においては高 解像度では発生しないが低解像度では水平不均一な水 蒸気場が形成され CSA が発生すること (H1000L384,



図1 6事例における可降水量の水平分布.20日目と積分最終日平均値.

図2 H-L パラメータ空間における RCE レ ジーム. 赤●(黒×)は集合(散在)レジーム. 矢 印はレジーム境界. 点線は MH12 の参照線. H2000L384)を確認した. 続いて,高解像度であっても 十分広領域ならば CSA が発生すること(H1000L960)を 新たに発見した.

次に図2に示す通り, MH12 と同様に, CSA 発生の臨 界長さがH2000付近で急激に変化すること(レジーム境 界線 II, III と MH12 の参照線)を確認した.続いて, H2000より高解像度側で新たな臨界長さ約500km が存 在すること(レジーム境界線 I)を新たに発見した.

CSA 発生メカニズムに関して, 既往研究で次の2つの相反する過程が提示されている: ①湿潤域の降水蒸発による冷気プールが持つ,境界層水蒸気均一化・CSA抑制効果(Jeevanjee & Romps, 2013); ②乾燥域での放射により駆動される循環が持つ,境界層水蒸気不均一化・CSA 促進効果(Muller & Bony, 2015).

これらの過程を念頭に、大気下層における水蒸気輸 送効果を図3に示す.まず、いずれの実験においても、 湿潤域の地表付近に負の変化傾向、つまり水蒸気発散 に伴う乾燥化が存在する(例えば、最左列の青楕円).ま た,その乾燥域側に正の変化傾向,つまり水蒸気収束 に伴う湿潤化が対をなしている. これは湿潤域から乾 燥域に水蒸気が輸送されていること(青矢印)を意味し、 ①の過程を反映している.なお、これは時計回り循環 としても見ることができる.この①に伴う水蒸気輸送 は、 散在レジームの事例においては、 乾燥域全体に及 ぶ (例えば, H1000L96, H1000L384). 一方, 集合レジー ムの事例においては、①に伴う水蒸気輸送とは別に、 乾燥域の地表付近に負の変化傾向が存在する (H1000L960 の赤楕円). これは乾燥域から湿潤域に水 蒸気が輸送されていること(赤矢印)を意味し、②の過 程を反映している. なお、これは反時計回り循環とし ても見ることができる.

#### 4. 議論

以上の結果を踏まえ, 我々は, ②が①を上回る時と CSAが発生する、という仮説を提示する. つまり、領域 幅が小さいと①の CSA 抑制効果が卓越し CSA は発生 しないが、領域幅の増加に伴いモデルで表現される現 象の水平規模が増加することで、②の CSA 促進効果が 卓越し CSA が発生する. 地表付近の水平水蒸気輸送が 重要な役割を果たしていることを踏まえると, ①, ② それぞれの速度スケールによる比較ができると考えら れる.現象論的には、①の過程は冷気プールによって 担われるため、Tompkins and Craig (1998)に基づくと、そ の速度スケールは 2-5m/s である.一方, ②の代表速度 は、下降流域境界層内の質量保存則に基づき、水平規 模との比例関係が得られるため(e.g., Wing & Cronin, 2016)、数 100 km の空間規模において数 m/s になる. つ まり、それに相当する領域幅において、 ②が①を上回 ることができると定性的に理解できる.

また,臨界長さの急激変化も,低解像度での下層雲 量・放射冷却量の増大に伴う②の増幅,そして臨界長さ の減少として解釈できる.

謝辞 本研究は理研の大学院生リサーチ・アソシエイ ト制度の下での成果である.また理化学研究所「京」コ ンピュータ(Project ID: hp170323),京都大学学術情報メ ディアセンターおよび東京大学情報基盤センターのス ーパーコンピュータを利用した.

なお、誌上における掲載情報は以下の通りである.

Yanase, T., Nishizawa, S., Miura, H., Takemi, T., & Tomita, H. (2020). New critical length for the onset of self - aggregation of moist convection. *Geophys. Res. Lett.*, **47**, e2020GL088763. doi:10.1029/2020GL088763.



図3 6事例における水蒸気水平収束(シェード)と Bretherton et al. (2005)の有効流線関数(黒コンター). 各パネルの横軸は水平 48 km 四方区域平均可降水量の昇順ランク,縦軸は高度.

# 都市気象 LES モデルを用いた豪雨の種となる

熱的上昇流と渦管の組織化の解明

\*千賀幹太<sup>1</sup>,山口弘誠<sup>2</sup>,中北英一<sup>2</sup>

(1京都大学大学院工学研究科,2京都大学防災研究所),

#### 1. 研究の背景と目的

近年豪雨による災害が頻繁に報告される. その一つ に2008年神戸都賀川での水難事故をもたらしたゲリラ 豪雨による災害がある.ゲリラ豪雨とは、突如発生・ 発達する積乱雲がもたらす局地的な豪雨のことであり, 人命に被害を及ぼす危険性がある. ゲリラ豪雨を引き 起こす積乱雲(図1)に対し、渦度を用いた豪雨の早期探 知[1]など、降水粒子生成後に焦点をあてた研究が多く なされてきた. さらに現在, レーダーでは部分的にし か観測できない降水粒子生成前に焦点を当てた研究も 新たになされてきている.この段階を豪雨の「種」と 呼び、山口ら[2]が開発した都市気象 LES(Large Eddy Simulation)モデルによって豪雨の「種」である熱的上昇 流や渦管の発生や境界層突破のメカニズムが明らかに なりつつある.しかし、境界層を突破した熱的上昇流 が積雲や積乱雲の生成につながる部分、つまり降水粒 子生成につながる部分の詳しいメカニズムが明らかで ない(図2). ここでは、上昇流や渦管の組織化が起こっ ていると考える.よって本研究では、この部分での熱 的上昇流と渦管の組織化のメカニズムを明らかするこ とを目的とする.



## 2. 組織化のメカニズム解明のための理想実験の設定

本研究では、境界層を突破した上昇流と渦管が境界 層付近とその上層で組織化が起こっているのではない かと考え、そのメカニズム解明を目指し、都市気象 LES モデルを用いた理想実験を行った.豪雨の「種」が発 生しやすい神戸市を対象として、南から流入する暖湿 流が神戸の都市効果によって熱的上昇流として持ち上 がり積雲・積乱雲へと成長する過程を計算した.まず, モデル設定について述べる(図3). 地形や建物を考慮し ないフラットな地表面を設定し、格子間隔は水平方向、 鉛直方向ともに 60m とした. 東西, 南北, 鉛直の順に 165×198×133 格子で, 9.90km × 11.88km × 7.98km の計算領域とした. 境界条件は東西を free-slip, 南側を 流入境界,北側を放射境界とした.また,先行研究で 解析された上昇流と同程度の強さ、大きさ、発生間隔 のものを発生させられるように、都市域にのみ熱源を 定常的に,等間隔に与えた.初期境界値,流入境界値 は、2017年から2019年の3年間の8月のうち、兵庫県 で午後にゲリラ豪雨が発生した日の12時の気象庁メソ 数値予報モデルデータの中で、南風が卓越する9日間 を参考に、その平均的な状態として、南北風、温位、 水蒸気混合比を水平一様に与えた. この計算を Ctrl と する.

さらに、大気の状態が上昇流の組織化に与える影響 と組織化が上昇流自体に与える影響を評価するために 感度実験を行った.影響を及ぼす大気の状態として(1) 大気中の水蒸気量(2)大気の安定度(3)流入風の鉛直シア を考え、これらについて積乱雲がより発達するように 変更した計算(Run1,2,3)を行った(表 1).

表1:感度実験						
	Ctrl	Run1	Run2	Run3		
大気中の	亚均	多い	亚均	亚均		
水蒸気量	1.13	21				
大気の	亚均	亚均	不安定	亚均		
安定度	$+ \sim$	1	TAL	1~		
流入風の	亚均	亚均	亚均	ナキい		
鉛直シア	747	74	7-23	VGA.		

#### 3. 解析結果

(1)組織化のメカニズム解明

Ctrlの計算で、境界層付近とその上層で東西方向に上 昇流が組織化した. このプロセスを組織化前後の鉛直 渦度の水平断面図(図4)を用いて微視的に説明する.カ ラーバーの暖色系が正,寒色系が負の鉛直渦度を示し, 赤色のコンターが2m/s以上の上昇流を示す.上昇流の 組織化のメカニズムは、上昇流に伴う渦管により生じ る風の流れによって上昇流が移動し組織化していくと いうものである(赤点線の丸). 組織化する西側の上昇流 の南東側にある負の渦管循環により、時計回りの風の 流れが生じる.この流れによって上昇流が東に移動す る. 東側の上昇流も、南西側にある正の渦管循環によ り、反時計回りの風の流れが生じ、上昇流が西に移動 し、やがてこれらが組織化する. さらに、初めて渦管 の組織化も確認された(黒点線の丸). 正負両方の渦管が 相互作用し、それぞれが強め合い周辺の風の循環を変 化させることで渦管が移動し新たな大きな循環が生じ る. そして、こうした上昇流や渦管の組織化が、積乱 雲の一生における雲粒子の生成から降水粒子の生成の 段階へのスケールアップに重要な役割を果たすことを 確認した.

(2)大気の状態が組織化に与える影響

Ctrl と Run1,2,3 について組織化具合を定量的に調べた.各 Run で上昇流が、東西方向に組織化している上昇流と接する表面積を調べ、頻度分布で示す(図 5).大気中の水蒸気量が多い条件の計算(Run1)でかなり表面積が大きい、つまり組織化具合が大きいことがわかる.他の計算に関しては、大きな差はない.さらに、熱的浮力も調べ,Run1で熱的浮力が大きいことがわかった.以上より、Run1で組織化具合が大きいのは、水蒸気量が多いことで、広い範囲で雲生成時の潜熱放出量が増え、広い範囲で新たに正の熱的浮力が生じ、上昇流の幅が太くなり、組織化しやすかったためと考える.(3)上昇流の組織化が上昇流自体に与える影響

組織化によって上昇流自体がどのように変わったか を調べた.組織化している部分の表面積が大きいとい うことは、上昇流の体積に比べて相対的にエントレイ ンメントする表面積が小さくなり、熱的浮力が増加す ると考えられるため、組織化前後の熱的浮力を比較す る.Ctrl と Run1 の組織化前後の熱的浮力を比較すると、 両計算ともに組織化により熱的浮力が大きくなり、組 織化具合の大きい Run1 のほうがその増加量が大きい ことがわかった.以上より、組織化によって熱的浮力 が増加し、上昇流自体の勢力が維持されると考える.

#### 4. 結論と今後の課題

都市気象 LES モデルを用いた理想実験により上昇流 と渦管の組織化を再現した.そして,渦管による熱的 上昇流周りの気流の流れが組織化の重要なファクター であると結論付けた.さらに,組織化が積乱雲の一生 における雲粒子の生成から降水粒子の生成の段階への スケールアップに重要な役割を果たすことを確認した.

今回,組織化が起こると上昇流がスケールアップし 成長することがわかったが,成長した上昇流全てで組 織化が起こっていたわけではなかった.そこで,これ からの課題として,組織化以外の要因解析を進めてい く.さらに,今回の成果と合わせて,積乱雲生成のト リガースキームとしてパラメタライズしてメソ気象モ デルの精緻化へ還元していきたいと考える.



図4:組織化前後の鉛直渦度の水平断面図



参考文献

- Nakakita, Eiichi et al. (2017), Early Detection of Baby-Rain-Cell Aloft in a Severe Storm and Risk Projection for Urban Flash Flood, Advances in Meteorology, 15pp., Article ID 5962356.
- [2] 山口弘誠・高見和弥・井上実・中北英一(2016):豪
   雨の「種」を捉えるための都市効果を考慮する LES
   気象モデルの開発,土木学会論文集,B1(水工学), 第 72 巻,pp.I\_205-I\_210.

2014年12月16日に発生した晴天乱気流事例のLES解析 \*吉村僚一(東北大学工学研究科航空宇宙工学専攻),鈴木健斗(気象庁情報基盤部), 焼野藍子,大林茂(東北大学流体科学研究所),菊地亮太(京都大学産官学連携本部), 伊藤純至(東北大学理学研究科)

#### 1. はじめに

国土交通省の統計によれば航空事故原因の約半数は 乱気流によって占められており、回避策の向上が求め られている.「晴天乱気流」は対流雲を伴わず、一般に は飛行機がレーダーで事前に察知することが困難であ る.晴天乱気流はジェット気流付近のせん断流に起因 する Kelvin-Helmholtz (KH) 不安定が主な原因とされ[1], 山岳波や、低層の対流に伴う重力波が上空で砕波する ことがきっかけとなり発生することもある. このよう な乱気流による事故を減らすため、現在ドップラーラ イダによる前方風速観測値を制御入力とする逐次飛行 制御 (JAXA, DLR など) や翼荷重変化を入力するパッ シブな舵面制御 (Tamarack など) といった,様々な技術 開発が行われている.これら飛行制御技術の開発には, 最終的には実機による飛行試験により実条件での性能 調査が伴う.従って、数値流体計算により詳細かつ物理 的に整合性のある乱気流場を再現し、仮想的な飛行試 験により危険評価を行うことができれば、非常に有用 であると考えられる.また,仮想空間上で新しい飛行制 御則の評価も可能となり、開発を効率化することも期 待される. そこで, 本研究では過去に発生した乱気流事 故事例に関して WRF-ARW による LES 解析を実施し, 乱気流含む当時の大気場を再現することを試みる.

#### 2. 注目した事例

本研究では 2014/12/16 10:35-10:38 UTC に北関東上空 で発生した乱気流事故の事例解析を行う. 乱気流の発 生要因を WRF-ARW を用いて調査するとともに,最終 的に LES を用いた乱気流構造の詳細解析の実施を目標 とする.運輸安全委員会(JTSB)の事故調査報告書[2]に よれば,アメリカン航空 280 便は 10:35 頃,140E-140.5E, 36.7N,高度 8.2 km にて晴天乱気流に遭遇し,+1.8G か ら-0.88G の鉛直加速度変化が起きた. これにより計 11 名の乗員・乗客が負傷した. 雲頂高度とフライトレベル の関係およびシグメット情報から,フライトレベルと 雲頂はほぼ同じ高度であり,また乗員も「時々薄い雲が かかる状況」と述べていることから揺動の原因は晴天 乱気流であったとみられる. 当時は低気圧が急速に発 達しながら関東南岸を北東進していた(図 1). まず WRF-ARW を用いた数値解析により乱気流含む 当時の気象場の解析を試みた.図2にドメイン構成を 示す.137E,37Nを中心とする(1950 km)<sup>2</sup>の領域を第1 ドメインとし,水平分解能は3 km,鉛直方向は100 層, 高度4 kmより上空は格子幅180 mに設定した.加えて 第2(1 km)・第3ドメイン(0.25 km)とダウンスケーリン グした.第1ドメインの初期・境界条件には水平分解 能5 kmのMSM 解析値を用いた.積分時間は事故発生 の約16.5 h前から約1.5 h後とした.鉛直混合はMYJ PBL スキーム,水平混合は水平スマゴリンスキームを 使用した.第3ドメインではDeardorffモデルを利用し、 乱気流を解像する Large-Eddy Simulation (LES)を行った.



図1 当時の悪天予想図 ([2]から引用)





#### 4. 当時の気象場の解析

WRF-ARW による予測は本州南岸を発達しながら北東

#### 3. 解析条件

進する低気圧を再現した. MSM 解析と比べて気圧配置、 降水域のずれは小さく、総観場を適切に再現した. 第1 ドメインの解析結果 (図3) に注目すると,遭遇時刻・ 地点付近では勾配リチャードソン数(Ri)が 0.25 以下と なるせん断層不安定領域がみられた. 不安定領域は雲 物理量混合比が大きい空域の直上、また温位の鉛直勾 配が緩やかな場所に対応している. Ri<0.25 の不安定領 域は、高度 11 km に位置する上層ジェットとその下部 の高度 6-7 km の風速が小さい領域の間で形成された (図略). 37.75N, 139.5E から水平距離 80 km 付近に位置 する波長約 11.6 km の波は, せん断層不安定領域で発生 する KH 波に相当すると考えられる. 不安定領域で発 生する KH 波の最大波長は[3]の方法で算出すると 12.6 km となり、ドメイン1 の解析において、KH 波を捉え られたと考えられる.



図3 第一ドメイン 37.75N, 139.5E-36.75N, 141Eの断面図

#### 5. 乱気流の発生要因の検討

遭遇時刻の 4.5 h 前に雲物理過程を OFF にした計算 では,遭遇地点付近の Ri は比較的大きく,強いせん断 は生まれず KH 不安定も誘起されなかった.湿潤対流 による運動量輸送が対流雲上部の南西風を減速し、混 合領域直上でのせん断の強化に繋がったとみられる.

地形除去実験では、地形ありと同様の領域に KH 不 安定を伴う Ri<0.25 の領域が現れた上に KH 波の波長 は地形ありの計算と同等であったため、地形による晴 天乱気流の生成への影響は小さいと推察される.

#### 6. LES の結果

第3ドメインでは、乱気流のより詳細な構造を捉え ることが出来た.図4は遭遇時刻の30分前における鉛 直風速場である.矢印ABで示したように、鉛直風速の 比較的強い変動が規則的に生じている様子が観察でき る.計算ドメイン内には2014/12/1608:00~11:00におい てこのような強い風速変動が絶えず存在しており、遭 遇した乱気流と同じ性質を持つ乱気流を時刻ずれ・位 置ずれはあるものの再現できたと考えられる.図5は 矢印ABに沿った鉛直断面において温位(黒実線)・鉛直 風速(赤:上昇気流,青:下降気流)・Riを可視化している.高度約8kmに分布する緑色の等値線はRi=0.25を示す境界であり、この内側はRi<0.25の不安定領域である.鉛直風速変動はこれに沿ってみられる.特に点Aから水平距離40~55kmの区間において上昇・下降流域が規則的に分布しており、KH不安定が誘起されていると分かる.また、境界層スキームを用いていた第1ドメインと異なり明確な渦を捉えており、鉛直風速変動は、50km地点の渦において最大24m/s/(水平2km)以上と予測されていた.

#### 7. まとめ・今後の予定

今回は、総観場を適切に再現した計3ドメインの WRF 解析において、乱気流の発生要因を明らかにし たとともに、発生地点において最大24 m/s/(水平2 km) の鉛直風速変動を捉えることが出来た.

今後はLESにより得られた大気場に注目し、乱気流 強度指標を推算するとともに、6自由度運動モデルを ベースとするフライトシミュレータを使用し、飛行機 が経験するG変化を推算することを目標とする.



図 4 2014/12/16 10:06 UTC, 高度 8.2km の鉛直風速分布



図5図4の矢印ABに沿った断面図.緑色等値線はRi=0.25

#### 8. 参考文献

- [1] Ellrod, G.P. et al., 1992, Wea. Forecasting, 7, 150-165.
- [2] JTSB Accident Report, AA2016-2.
- [3] Scorer, R. S., 1969, Radio Sci., 4, 1299–1308.