

III. 研究成果の詳細報告

1. 雲解像モデルの物理過程と力学過程の改良

名古屋大学・地球水循環研究センター：坪木和久

東京工業大学・学術国際情報センター：青木尊之

a. 要約

雲解像モデル CReSS(Cloud Resolving Storm Simulator)の雲物理過程と力学過程について高度化を行った。雲解像モデル CReSS Ver.2 の雲物理過程では、雲氷、雪、あられについてのみ数濃度を従属変数とする半2モーメントで、雲水と雨水については混合比のみが従属変数となっていた。そこでより精度の高い雲物理過程にするために、これらについても数濃度を従属変数とする全2モーメントに雲物理過程を改良した。ここでは雲水と雨水についての数濃度の時間発展方程式とそれらのソース項の定式化を行い、この全2モーメント雲物理過程を CReSS Ver.3 に導入した。

また、雲物理過程の改良として今後予定している、氷晶過程の改良を行うために、実際の雲で観測される、氷晶の形状、大きさ、数濃度についてのデータを収集する方法を検討した。平成19年度は沖縄で雲粒子ゾンデHYVISの予備実験を行った。

CReSS Ver.2 で用いている4次中心差分は4次精度の手法であるが、拡散項を用いる事で計算精度は2次精度となり、さらにAsselinフィルターを導入することで計算精度が低下する。そこでこれらの問題を克服するために、セミ・ラグランジュ法を導入した。そのためにCubic Lagrange(CUL)補間を用いる方法は、3次精度のできる計算効率の高い方法の1つであり、移流原点を含む領域を補間関数でカバーできればCFL条件に拘束されないことから大きな時間間隔を取ることが可能になる。このCUL法をCReSS Ver.3 に導入し、そのテストを行った。

b. 研究目的

雲とその群をシミュレーションすることを目標として、雲解像モデル CReSS (Cloud Resolving Storm Simulator)を1998年以来開発してきた。このモデルを、21世紀気候変動予測革新プログラムの要素モデルとして、地球温暖化予測の高精度化に貢献できるようにより高精度のシミュレーションを目指して高度化を行う。具体的には雲解像モデルの物理過程として最も重要な雲物理過程の改良と、より高速で精度の高い計算を行うために力学過程の改良を行う。

c. 研究計画・方法・スケジュール

雲解像モデル CReSS の雲物理過程と力学過程について最初の3年間で改良を行う。平成19年度は、まず、雲物理過程の改良として、雨水と雲水について数濃度を予報する2モー

メント化を行う。また力学過程の改良としてセミ・ラグランジュ法の導入を行う。平成 20 年度では、雲物理過程の改良として、1 次氷晶生成プロセスの感度実験と 2 次氷晶生成過程の導入を行う。力学過程の改良について、セミ・ラグランジュ法についてパラメータ調整を行い、さらに高速化を図る。さらに平成 21 年度には、雲物理過程に雹のカテゴリーを導入し、豪雨や降雹などの激しい現象に対する感度実験を行う。

d. 平成 19 年度研究計画

雲物理過程の改良として、雨水と雲水について数濃度を従属変数に加える。これによりすべての雲・降水についての従属変数が、混合比と数濃度の両方を予報する完全 2 モーメントとなる。また力学過程の改良としてセミ・ラグランジュ法の導入を行う。補間法として Cubic Lagrange (CUL) 補間を用いる方法を導入する。

e. 平成 19 年度研究成果

e.-1 雲解像モデルの雲物理過程の 2 モーメント化 (主担当者：坪木)

(1) 雲解像モデル CReSS の概要

雲、特に強い降水をもたらす積乱雲とその組織化したものは、非常に複雑なシステムで、流れの場と雲物理の複雑な非線形相互作用でその発展が規程される。このような降水システムを数値モデルによってシミュレーションするためには、流れの場のプロセスとともに雲物理学過程を詳細に計算することが本質的に重要である。

CReSS (Cloud Resolving Storm Simulator) は雲スケールからメソスケールの現象の高精度シミュレーションを行うことを目的として開発された、雲解像の非静力学気象モデルである。CReSS は大規模な並列計算機で効率よく実行できるように設計され、その並列計算により雲の詳細な時間発展のシミュレーションを行うことができるモデルである。

CReSS の基本方程式系は非静力学・圧縮系で、地形に沿う鉛直座標系を用いている。予報変数は 3 次元の速度成分、温位偏差、圧力偏差、乱流運動エネルギー、水蒸気混合比、および雲・降水に関する量である。空間の表現には格子法を、時間積分はモード別時間積分法を用いている。

雲・降水過程は「冷たい雨」のバルク法を用いている。定式化は、Lin et al. (1983), Cotton et al. (1986), Murakami (1990), Ikawa and Saito (1991), and Murakami et al. (1994) に基づいている。雲・降水の変数としては、雲水、雨水、雲氷、雪およびあられを考慮している。乱流については 1 次のクロージャー、または乱流運動エネルギーを用いた 1.5 次のクロージャーである。また、台風の発生・発達に本質的な地表面摩擦や熱・水蒸気フラックスなどの地表面の過程も導入されている。

初期値・境界条件にはさまざまなものが可能である。理想条件を与える数値実験については、初期条件として高層観測や関数のプロファイルを水平一様に与え、境界条件には、放射境界や周期境界条件が用いられる。一方で、予報実験には格子点データから 3 次元的

な非均一な初期値と、時空間的に変化する境界条件を与えることができる。広い領域の計算を行うときは、ランベルト図法、ポーラステレオ図法およびメルカトル図法の地図投影が可能である。

大規模計算のための並列計算には、水平方向の領域の 2 次元分割を採用している。並列計算では、Message Passing Interface (MPI)を用いており、OpenMP を併用することができる。CReSS についての詳細については、Tsuboki and Sakakibara(2001) または Tsuboki and Sakakibara (2002, 2007)を参照していただきたい。

2003 年度から地球シミュレータで CReSS の実行が可能となった。CReSS Ver.2.0 では、地球シミュレータに最適化を行った。このとき FORTRAN 90 への全面的書き換えをした。地球シミュレータのようなベクトル型計算機では、J 方向にのみ領域分割を行うことで、ベクトル長を長くとるようにした。J 方向には MPI を用いたノード間並列を、また鉛直方向には OpenMP を用いたノード内並列をすることで、効率よく計算が行えるようにした。

(2) 雲物理過程の 2 モーメント化

雲物理過程のバルク法では、雲・降水粒子の混合比が従属変数となる。しかしながらこれだけでは、同じ混合比でも小数の大粒子と多数の小粒子による構成を区別することができない。雲物理過程のより精度の高い計算のためには、混合比の他に数濃度を従属変数とする 2 モーメントのバルク法を用いることが必要である。雲解像モデル CReSS Ver.2 の雲物理過程では、雲氷、雪、あられについてのみ数濃度を従属変数とする半 2 モーメントで、雲水と雨水については混合比のみが従属変数となっていた。そこでより精度の高い雲物理過程にするために、これらについても数濃度を従属変数とする全 2 モーメントに雲物理過程を改良した。ここでは雲水と雨水についての数濃度の時間発展方程式とそれらのソース項の定式化を行い、この全 2 モーメント雲物理過程を CReSS Ver.3 に導入した。

ここでは Cohard and Pinty (2000)を参考にすが、まずはすでに CReSS が持っているサブルーチンを活かし、かつ固体粒子の数濃度予報の方法を踏襲することで、可能なかぎり変更を少なくした開発を行った。具体的な変更点は次の 2 点である。雲水と雨の数濃度の時間発展方程式をたてる。これまで一定としてきた雲水と雨の粒子数をその式に基づいてあたえる。雲水数濃度のソース項は、水蒸気から雲水の形成、雨水への変換、雨水・雪・あられによる捕捉、均質核形成・不均質核形成および氷晶の融解から構成される。雨水数濃度については、雲水からの変換、他粒子との衝突、雪とあられの融解、雨滴の凍結を考慮した。これらの他に雲水および雨水のそれぞれについて凝集を考慮する必要があるが、これらについては今後追加していく。

全 2 モーメントの雲物理過程のテストを、スーパーセルの例を用いて行った。水平解像度は水平・鉛直とも 500m で、雲物理過程のみを「冷たい雨の単モーメント」、「冷たい雨の半 2 モーメント」および「冷たい雨の全 2 モーメント」の 3 タイプにした実験を行い、結果を比較した。図 1 は、初期値から 3600 秒後の結果で、発達したスーパーセルの東西鉛直

断面の降水と雲水である。単モーメントと半2モーメントでは、雲の分布に大きな違いがみられない。降水も違いは小さいが、半2モーメントの方が上空の風下に降水が広がる傾向がある。一方で、全2モーメントでは顕著な違いがみられる。雲水が顕著に多くなり、逆に降水の混合比が小さくなる。また、上空の風下への降水の広がりがさらに顕著になる。これは雲水から降水への変換が遅くなることにより、雲水の消耗が抑えられることが主な原因である。

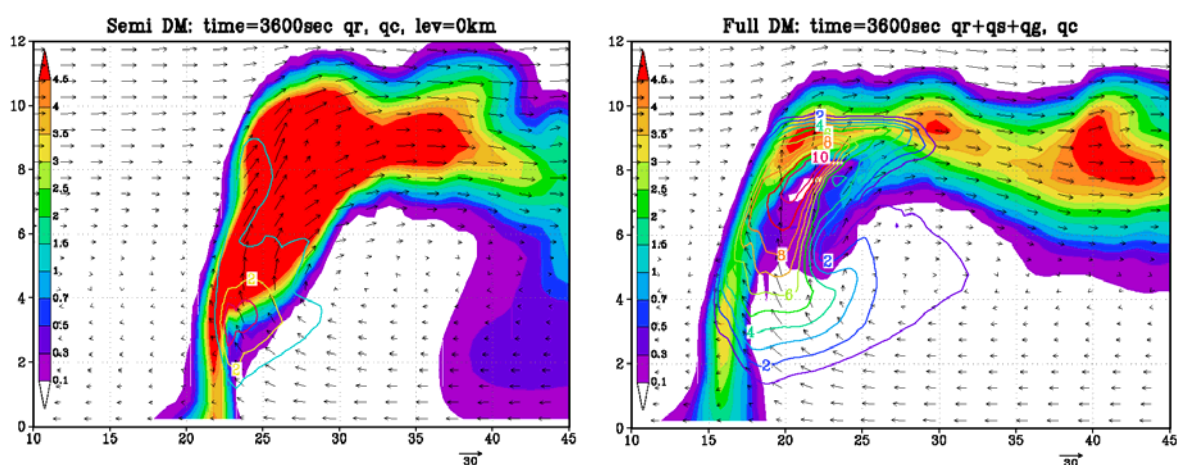


図1：CRESSに導入した2モーメントの雲物理過程を用いたスーパーセルの実験。初期値から3600秒後のスーパーセルの鉛直断面。カラーレベルは降水粒子(雨水、雪、あられ)の混合比、等値線は雲水混合比。矢印は鉛直断面内の速度ベクトル(u,w)。左図は固体降水粒子のみの数濃度を予報する半2モーメント、右図は全2モーメントの雲物理過程を用いた結果。

e.-2 セミラグランジュ法の導入(主担当者:青木)

これまでの気象モデルの開発では、力学過程よりも主に物理過程の開発に重点が置かれてきた。力学過程では、計算負荷を小さくすることに重点をおいてきたために計算精度が十分ではないことが多い。しかし、力学過程は大気現象を解明する上で非常に重要であり、計算精度を向上させることは気象モデルの精度向上に不可欠な条件である。

本研究では、メソスケール領域気象モデルCRESS(Cloud Resolving Storm Simulator)の力学過程へのセミ・ラグランジュ法を導入し、精度向上について述べる。また、計算結果の詳細な表現として台風計算を例に取り、従来よりもリアリスティックな可視化についても述べる。

CRESS Ver.2の力学過程には4次精度中心差分法と4次精度拡散項が計算安定化のために使われ、非物理的な振動を抑制するためのAsselinフィルターが導入されている。しかし、Asselin フィルターのための数値粘性が導入されてしまい、計算精度の低下を招いている。また、時間積分には3ステップの手法で2次精度のLeap-flog法を用いている。4次中心差分は4次精度の手法であるが、拡散項を用いる事で計算精度は2次精度となり、さらに

Asselin フィルターを導入することで計算精度が低下する。そこでこれらの問題を克服するために、セミ・ラグランジュ法を導入する。そのために Cubic Lagrange(CUL)補間を用いる方法は、3次精度のできる計算効率の高い方法の1つであり、移流原点を含む領域を補間関数でカバーできれば CFL 条件に拘束されないことから大きな時間間隔を取ることが可能になる。

セミ・ラグランジュ法の1つである CUL 法を CReSS 力学過程の移流項へ導入することにより、高精度の計算が可能になるだけでなく、これまでよりも大きな時間間隔を取ることが可能になる。また、時間積分の際に過去の値を持つ必要がなくなり、これまでの3ステップの時間積分から2ステップへと変えることができる。さらに、フィルタリングの必要も無くなるため、CUL 法を導入した場合には全体で3次精度を保つことができる。

この CUL 法を CReSS Ver.3 に導入し、そのテストを行った。図2は2次元で水平移流のみを与えた場合のトレーサー混合比の時間変化を高度 3km でみたものである。初期値にはベル型の分布を持つトレーサーを、高度 3km を中心に与えた。側面境界は周期境界条件とし、右側境界に達したトレーサーは左側境界から再び計算領域に入り込む。図の細実線は初期値で、その右側にあるベル型のグラフが、約 10 時間後の結果である。ここでは時間積分法に CUL 法(黒実線)、Leap-flog 法(赤実線)および比較のために、1次風上法(青実線)を用いた結果を比較した。明らかに CUL 法の計算精度が高く、山のくずれ方が小さい。Leap-flog 法では CUL 法より少し山の高さが小さくなっているだけでなく、位相の遅れが生じている。1次風上法では位相誤差は比較的小さいが、散逸誤差が大きく山の高さが半分ほどに低下している。さらに、重要な点はこの計算では CUL 法が他の方法に比べて3倍の大きな時間刻みを用いていることである。すなわち計算速度が3倍速いにも関わらず、精度のよい計算が実現されているといえる。

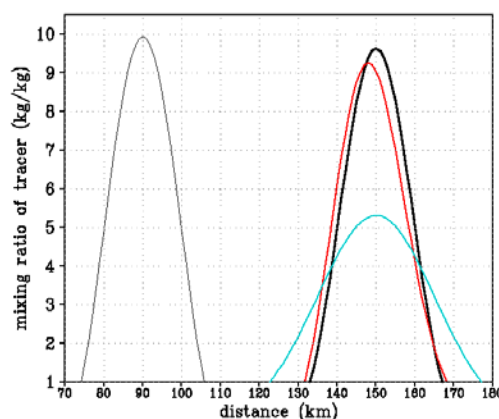


図2：高度 3kmにおけるトレーサー混合比。細実線は初期値、黒い太実線はCUL法、赤はLeap-flog法、青は1次風上法による、初期値から10時間目の結果。

CReSS の特徴である詳細な雲物理量を表現するため、レイトレーシング法による計算結果の可視化を行った。レイトレーシング法は、光線が通る道筋を逐一追跡することにより、光の反射や屈折、透過を考慮して描画する手法で、他の手法とはことなる写真のようにリアルで高画質な描画が可能になる。

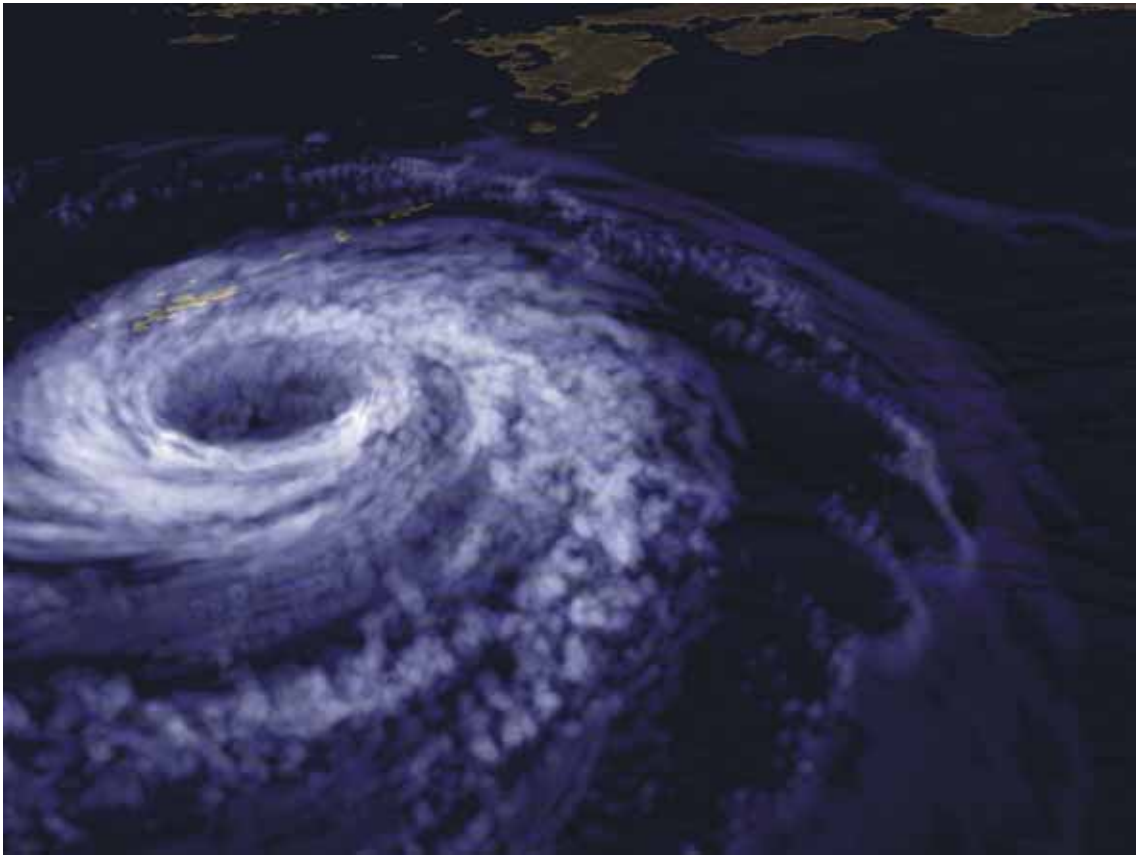


図3：雲解像モデル CReSS を用いて行った、2004 年 9 月の台風 0418 号のシミュレーション実験。計算の結果得られた雲水混合比を、POV-Ray を用いて立体的に表示した。

図3は、九州地方に大きな被害を与えた2004年の台風18号についてシミュレーションを行った結果である。計算領域は1000 km×1000km、鉛直方向18kmである。初期値と境界条件には気象庁領域客観解析値を用い、2004年9月4日0時から48時間分の計算を行った。計算には地球シミュレータの100node (800CPU)を用いている。従来の可視化では、混合比を描いたり、界面を等値面表示するなどしてきた。

POV-Ray3.6.1を用い、レイトレーシング法の可視化を行うことで、図3のような実際の台風非常に近い可視化を行うことができた。地形の可視化には、海底地形を含めた標高データを用い、ポリゴンを生成し標高ごとに色分けを行った。レイトレーシング法による光学現象の考慮によりよりリアルな可視化が実現していることが分かる。また、ボリュームレンダリング法により、はっきりとした境界を持たない雲の形状を表現することができ、雲の厚さや位置も捕らえられるようになったことが分かる。

e.-3 雲解像モデルの検証に向けた雲粒子ゾンデ観測 (大東忠保・坪木和久)

2007年11月18日から28日にかけて情報通信研究機構沖縄亜熱帯計測技術センター(沖縄県恩納村)において、雲解像モデルの検証に向けた雲粒子ゾンデ観測を行った。雲粒子ゾ

ンデ HYVIS(明星電気製、図 4)では 2 つのビデオカメラによって数 μm から数 cm の粒子を撮影し、それを電波によって地上に送信することで粒子の画像を得ることができる。

観測期間中の 11 月 27 日に沖縄本島付近に形成された降水システムに雲粒子ゾンデを放球したところ高度 9600m 以下と 11200m 以上の 2 つの層において雲・降水粒子が確認された。2 つの層のうち下方の層は停滞前線北側の層状性降水域内の粒子であった(図 5)。一方、上方の層の粒子は C バンドの降水レーダーでは確認できないような小さい粒子であり(図 6)、台湾付近に位置した台風の上空で吹き出している巻雲内の粒子であると推測される。

雲解像モデル CReSS によるシミュレーションは降水パターンについて比較的よく再現したが、雲粒子ゾンデで観測された高度 11200m 以上の粒子を再現できなかった。この上方の層の粒子の起源については台風の上空であると推測できるので、シミュレーションにおいて台風上空で雲氷が生成されているか、また移動経路における雲氷の混合比および数密度の変化を調べることで、シミュレーションによって再現されなかった理由を調べるための今後の課題である。ただし、計算領域の境界が台風を中心付近にあることも影響している可能性があるため、領域を変更した計算も行う必要がある。

雲粒子ゾンデを用いた観測は 2008 年 5 月から 6 月にかけても同じ場所で行い、さらに多くのデータを収集し、再現実験

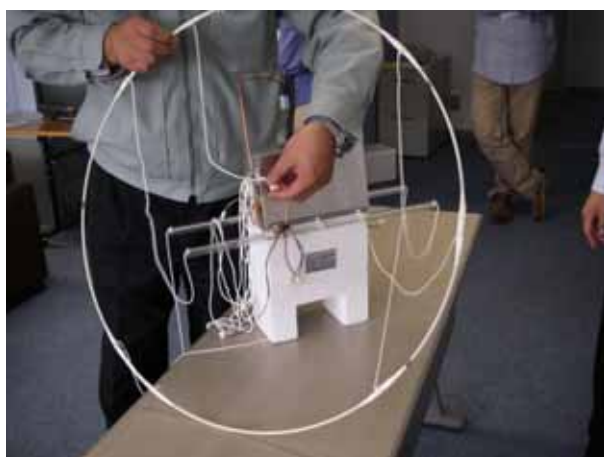


図 4: 雲粒子ゾンデ HYVIS の外観。

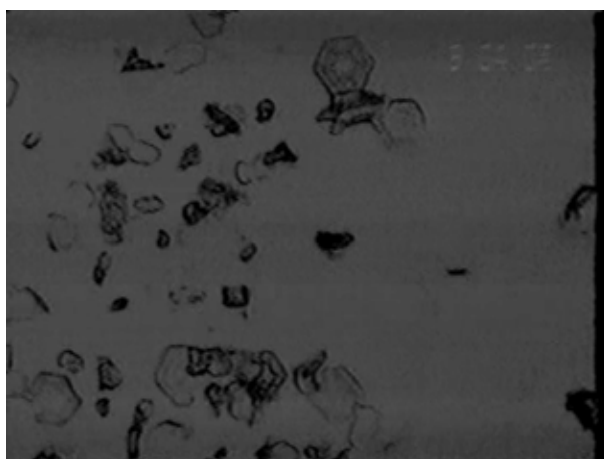


図 5: 雲粒子ゾンデによって観測された高度 6100m の粒子。画像の横幅が 8mm の長さに対応する。

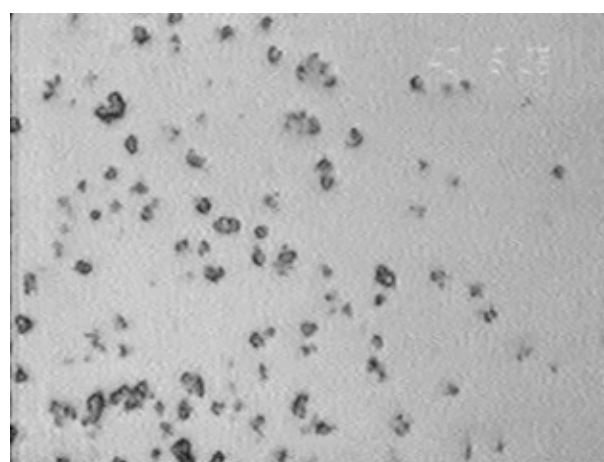


図 6: 図 5 と同じ。ただし高度 11400m の粒子。

との比較によって CReSS の雲物理量の検証を行う予定である。

最後に本研究は名古屋大学地球水循環研究センター、中電シーティーアイおよび東芝の共同研究の一環として行ったものであり、名古屋大学地球水循環研究センター大気圏水循環研究推進チーム(VL 推進室)からも一部補助を受けています。

f. 考察

CReSS Ver.3 に導入した全 2 モーメントの雲物理過程は、単モーメントや半 2 モーメントと比較して大きな違いをもたらした。ただ、雲水が多すぎる傾向があり、粒子の凝集過程などの導入が必要である。また、粒子の粒径分布をどのように仮定するかなど、今後観測と比較しながら、改良を進める必要がある。特に氷晶については、今後の開発に關係するもので、雲粒子ゾンデなどの観測から得られる情報をもとに、改良を行う必要がある。

Cubic Lagrange(CUL)補間を用いるセミ・ラグランジュ法では、地形などがない場合は比較的容易に大きな時間間隔をとることができる。一方で、地形がある場合は、鉛直方向と水平方向の時間間隔の大きさをどのようにとるかについての調整が必要である。山岳波の実験から、地形を含む場合、大きな時間間隔をとるとノイズが大きくなることが分かっている。今後、地形を導入して、水平と鉛直方向の時間間隔などの調整を行っていく予定である。

g. 引用文献

Cohard, J. M., and J. P. Pinty, 2000: A comprehensive twomoment warm microphysical bulk scheme. I: Description and tests. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **126**, 1815-1842.

Cotton, W. R., G. J. Tripoli, R. M. Rauber and E. A. Mulvihill, 1986: Numerical simulation of the effects of varying ice crystal nucleation rates and aggregation processes on orographic snowfall. *J. Climate Appl. Meteor.*, **25**, 1658-1680.

Ikawa, M. and K. Saito, 1991: Description of a nonhydrostatic model developed at the Forecast Research Department of the MRI. Technical Report of the MRI, **28**, 238pp.

Lin, Y. L., R. D. Farley and H. D. Orville, 1983: Bulk parameterization of the snow field in a cloud model. *J. Climate Appl. Meteor.*, **22**, 1065--1092.

Murakami, M., 1990: Numerical modeling of dynamical and microphysical evolution of an isolated convective cloud ---The 19 July 1981 CCOPE cloud. *J. Meteor. Soc. Japan*, **68**, 107--128.

Murakami, M., T. L. Clark and W. D. Hall 1994: Numerical simulations of convective snow clouds over the Sea of Japan; Two-dimensional simulations of mixed layer development and convective snow cloud formation. *J. Meteor. Soc. Japan*, **72**, 43--62.

Tsuboki, K. and A. Sakakibara 2001: CReSS User's Guide 2nd Edition.

Tsuboki, K. and A. Sakakibara, 2002: Large-scale parallel computing of Cloud Resolving Storm Simulator. High Performance Computing, Springer, H. P. Zima et al. Eds, 243--259.

Tsuboki, K and Atsushi Sakakibara, 2007: Numerical prediction of high-impact weather systems. The Textbook for Seventeenth IHP Training Course in 2007, 281pp.

h. 成果の発表

(1) 論文・著書

青木 尊之, マルチモ - メント・スキ - ム CIP/IDO 法を用いた大規模高精度流体計算, 放電研究, Vol.50, No. 2, pp.26-30 (June 2007)

青木 尊之, 計算力学ハンドブック, 担当章 CIP 法, 朝倉書店, pp.34-50 (2007)

Yohsuke Imai, Takayuki Aoki, Magdi Shoucri, Comparison of Efficient Explicit Schemes for Shallow-Water Equation -- Characteristics-Based Fractional-Step Method and Multimoment Eulerian Scheme, J. Appl. Meteorology and Climatology, Vol. 46, p.388-395 (2007)

Yohsuke Imai, Takayuki Aoki and Kenji Takizawa, Conservative form of interpolated differential operator scheme for compressible and incompressible fluid dynamics, Journal of Computational Physics, Vol. 227, Issue 4, 2008, 2263-2285

Tsuboki, K and Atsushi Sakakibara, 2007: Numerical prediction of high-impact weather systems. The Textbook for Seventeenth IHP Training Course in 2007, 281pp.

Kazuhisa Tsuboki,. 2007: High-Resolution Simulations of High-Impact Weather Systems Using the Cloud-Resolving Model on the Earth Simulator. *High Resolution Numerical Modelling of the Atmosphere and Ocean*, Hamilton, Kevin; Ohfuchi, Wataru (Eds.), Springer, 141-156.

坪木和久, 2008: 雲解像気象シミュレーション. 「地文台によるサイエンス」極限エネルギー-宇宙物理から地球科学まで, 梶野文義・佐藤文隆・村木綏・戎崎俊一編, 183 - 191.

坪木和久, 2007: 1 km メッシュの気象学. 「天気」, No. 54, Vol.10, 873 - 876.

坪木和久, 2007: 台風 0423 号に伴う局地豪雨の量的予測実験. 月刊海洋「台風研究-II」, Vol.39, No.3, 198-210.

(2) 口頭発表 (国内学会・国際学会)

- T. Aoki, Y. Imai, K. Takizawa, Conservative and non-conservative multi-moment schemes for computational fluid dynamics, Proceedings of the International Conference on Computational Methods (ICCM2007), P.3 (2007)
- Takayuki Aoki, Yohsuke Imai, Kenji Takizawa, Conservative interpolated differential operator (IDO) scheme, Proceedings of International Conference on Recent Developments of Numerical Schemes for Flow Problems (INSF2007), 141-144, June 27-29, Fukuoka, Japan (2007)
- Takayuki Aoki, Kenta Sugihara, Yohsuke Imai, and Kenji Takizawa: High-accurate Computation for Compressible and Incompressible Fluid Dynamics by Multi-moment Conservative Scheme, The 4th Japan-Taiwan Workshop on Mechanical and Aerospace Engineering, Hakone Prince Hotel, Kanagawa, Japan, Oct. 29-30, 2007
- 杉原健太, 青木尊之, 滝沢研二, 部分的にセミ・ラグランジュを導入したルンゲクッタ時間積分 IDO 法の開発, 計算工学講演会論文集第 12 巻第 2 号, 887-890 (2007)
- Tsuboki, K., 2007: Simulation Experiments of Supercells and Tatsumaki along Typhoon Rainbands. *Conference on Mesoscale Meteorology and Typhoon in East Asia (ICMCS-VI)*, 20-26, Taipei, Taiwan, 6-9 November 2007
- Tsuboki, K., 2007: The Cloud-Resolving Model for Numerical Simulations of High-Impact Weather Systems. *The 9th International workshop on Next Generation Climate Models for Advanced High Performance Computing Facilities, The 4th Workshop of "Kyosei" project.*, Honolulu, Hawaii, USA, 1-3 March 2007
- Tsuboki, K. 2008: Simulation experiments of typhoons and tornadoes using the cloud resolving model. *The First International Workshop on Prevention and Mitigation of Meteorological Disasters in Southeast Asia*, Palace Side Hotel, Kyoto, Japan, 3-5 March 2008.
- Tsuboki, K., T. Shinoda, M. Nomura, and M. Kato, 2008: Numerical Simulations of Heavy Rainfall Events in Malaysia in 2006/2007 Using the Cloud Resolving Model. *International Seminar on Climate Variability, Change and Extreme Weather Events*, Danau Golf Club, UNIVERSITI KEBANGSAAN Malaysia, 26-27 February 2008.
- Tsuboki, K. 2008: Numerical simulation of supercells and tornadoes using the cloud-resolving model. *International Workshop on the Hazardous Winds Associated with Severe Storms*, Japan Meteorological Agency, Tokyo, Japan, 9-11 January 2008.

坪木和久・榊原篤志：冬季の寒冷前線に伴って発生した突風の雲解像モデルを用いたシミュレーション実験.日本気象学会 2007 年度秋季大会, 北海道大学学術交流会館, 2007 年度秋季大会講演要旨集, C251(222p), 10 月 14 日-16 日, 2007.

坪木和久：竜巻とその親雲の理解のための雲解像モデルの利用. 第 29 回メソ気象研究会「竜巻 - その実態の理解はどこまで進んだのか」, 北海道大学学術交流会館, 10 月 13 日, 2007.

坪木和久：台風 0613 号の外域降雨帯に発生したスーパーセルに伴う竜巻のシミュレーション. 日本気象学会 2007 年度春季大会, 国立オリンピック記念青少年総合センター, 2007 年度春季大会講演要旨集, B202(91p), 5 月 13 日-16 日, 2007.

2. 雲解像モデルを用いた GCM の大規模凝結過程におけるパラメータの検討 (篠田太郎)

名古屋大学・地球水循環研究センター：篠田太郎・増永浩彦・野村光春

北海道大学・地球環境科学院・(現在東京大学・気候システム研究センター)：渡部雅浩

a. 要約

雲解像モデル CReSS を用いた 4~5 km という粗い水平解像度のシミュレーション実験の結果と、1 km という細かい水平解像度の結果を用いて GCM の大規模凝結過程や雲物理過程におけるパラメータの検討を実施した。その前段階として、静止衛星の赤外輝度温度を用いて雲解像モデルを用いたシミュレーション実験で出力される雲頂高度の精度を検証する手法を検討した。シミュレーション実験の結果における雲頂高度は観測結果よりも全般的に高い傾向が見られるため、更なる解析と検討を行う必要があることが示された。

b. 研究目的

雲解像モデル CReSS を用いたシミュレーション実験から得られるデータを利用して、全球モデルの雲と大気境界層についてのパラメータを改良する(パラメータ改良)。

c. 研究計画・方法・スケジュール

この研究項目では長期にわたって、雲解像モデルを用いた予報実験を行い、その結果得られる雲・降水に関する物理量をデータとして用いる。予報実験は気象庁予報モデルの出力値を用いて毎日行う。

名古屋大学地球水循環研究センター気象学研究室では、雲解像モデル Cloud Resolving Storm Simulator (CReSS) を用いて、観測プロジェクト支援やモデルの制度評価を目的として予報実験を行ってきた。これまで沖縄・宮古領域(2003年梅雨期; 2004年5月~10月; 2006年4月~11月; 2007年5月~10月)、日本海沿岸域(2004年12月~翌年4月; 2005年12月~翌年4月; 2007年1月~5月)、西日本域(2005年4月~12月)の領域、期間において、国内の観測プロジェクトなどと連動して行ってきた。また、日本などの中緯度域だけでなく、熱帯域における予報実験も行った。2006年10月から12月にかけて、インド洋のモルジブ諸島と海洋研究開発機構所有の海洋地球研究船「みらい」で行われた海洋集中観測 MISM0 (Mirai Indian Ocean cruise for the Study of the MJ0 convection Onset) である。また、2008年度では、5月中旬より6月末の期間、東シナ海域とパラオ海域で行われる集中観測支援のため、名古屋大学情報連携基盤センターの協力のもと、大規模な予報実験を行う。

予報実験はこれまで主に、気象学研究室が所有している Intel Itanium2 x8CPUs により構成される第1世代クラスタマシン、AMD Opteron x32Cores による第2世代クラスタマシン、名古屋大学情報連携基盤センター所有の HPC2500 (60CPU 利用) の3種類のプラットフォーム

ーム上で行われてきた。ここでは、2006 年に行われた MISO と、2007 年の沖縄・宮古諸島 (MIYAKO2007) における予報実験では、CRESS のバージョンはともに 2.2m を用いており、実験では氷晶の数密度も予報している。「予報」実験として行うため、初期値には初期時刻 12 時間前の GPV データから 12 時間目の予報値を用いた。これは初期値として用いる GPV データを気象業務支援センターの FTP サーバーより取得可能になるまでにかかなりのタイムラグがあったためである。MISO では計算対象領域において予報実験のために利用できる GPV データが JMA-GSM しかなく、水平解像度が 1.25 度であるため、雲解像モデル CRESS の初期値・境界値として直接用いるのは解像度が粗すぎる。そこで PSU/NCAR MM5 を用いて CRESS で用いる初期値をその GPV から作成した。

次に予報実験の流れとしては、まず、研究室内のアーカイブサーバーが FTP サーバーより GPV データを取得する。計算を実行する計算機上において、cron によりデータの存在を毎時確認しており、データが揃い次第予報実験が開始される。計算結果は、観測支援のために画像を作成し、関係者へ配信され、さらに Web 上に表示される。また、3 次元データはアーカイブされる。

2008 年度は、5 月下旬から 6 月末にかけて、沖縄、台湾、パラオ海域において集中観測があるため、東シナ海域、パラオ海域において予報実験を行う。これらの実験では、研究室にあるクラスタマシン上で MM5 により初期データを作成し、HPC2500 上で 128CPU を占有して二つの予報実験を行う。また、CRESS 内の雲物理パラメタリゼーションに改良を加えて実施する。

d. 平成 19 年度研究計画

日本周辺において 1000km × 1000km 以上の領域を対象として、水平解像度 4km 程度での毎日の予報実験 (広領域実験) を実施する。計算領域を GCM の格子スケールで分割し、部分領域における各種気象パラメータの平均値等の特性と、それを決定づける要素を明らかにする。また、毎日の予報実験の結果を対象として、衛星観測より得られる雲頂輝度温度、可降水量、三次元降水分布との比較を行い、精度の確認を行う。

e. 平成 19 年度研究成果

a) はじめに

大気大循環モデル (GCM) において、雲の生成や消滅に関係する大規模凝結過程、積雲過程、微物理過程は大きな不確定性を有する。大規模凝結過程では、GCM 格子スケールで規定される総水量の平均値に対して、規定された確率密度分布で総水量が広がりを持つ事を仮定して、格子スケールの凝結水量や雲量などを規定する。本研究では GCM 格子スケールの確率密度分布について雲解像モデルを用いて表現することを試みる。確率密度分布を規定するパラメータとしては「標準偏差」と「歪度」を想定している。また、「雲量」の規定方法や「気温 - 雲水質量比」など GCM の微物理過程の表現に関連する量を雲解像モデ

ルでどのように評価することが可能であるかについて検討を加える。

b) 雲解像モデルを用いたシミュレーション実験の実施

名古屋大学地球水循環研究センターでは雲解像モデル Cloud Resolving Storm Simulator (CReSS) を用いて日本域を対象とした毎日のシミュレーション実験を2004年5月から2007年11月のおよそ3年7ヶ月にわたって実施した。これらのシミュレーション実験は気象業務支援センターより配信される Regional Spectral Model (RSM: 水平解像度 20 km) を初期値・境界値とし、4~5 km の水平解像度を用いて実施した。この日本域を対象としたシミュレーション実験では、梅雨前線、台風、日本海側の降雪雲などの現象をある程度再現することに成功した。

また、熱帯インド洋を対象としたシミュレーション実験を海洋研究開発気候 (JAMSTEC) の観測プロジェクト Mirai Indian Ocean cruise for the Study of the MJO-convection Onset (MISMO) に合わせて2006年10月~12月にかけて実施した。MISMO 期間中のシミュレーション実験は Global Spectral Model (GSM: 水平解像度 1.25 度) を初期値・境界値として水平解像度 20 km の MM5 を用いて計算を行ない、MM5 の結果を初期値・境界値として 5 km の水平解像度を用いて実施した。熱帯インド洋域を対象としたシミュレーション実験では、大規模なシアラインに伴う線状の降水域のシミュレーションに成功した。さらに、MISMO におけるシミュレーション実験で使用したダウンスケーリングの手法を用いて、2006年12月にマレーシアで発生した集中豪雨の再現実験も行い、集中豪雨をもたらした降水システムの構造や発達過程の推定を行った。

これらのシミュレーション実験では、毎日のシミュレーションをある程度の広さの領域を対象として実施することを目的としていたために水平解像度を 4~5 km としていた。このために降水システムの構造や発達過程についてはある程度再現できていたものの、降水システムの最小単位である降水セルの再現は行えていなかった。そこで、いくつかのケースについては試験的により狭い領域を対象として水平解像度が 1 km のシミュレーション実験も実施した。

これらの 4~5 km という粗い水平解像度を用いた数多くのシミュレーション実験の結果と、数少ないながら 1 km という細かい水平解像度を用いたシミュレーション実験の結果を用いて GCM の大規模凝結過程や雲物理過程におけるパラメータの検討を実施した。

なお、現時点では毎日のシミュレーション実験を中止しているが、来年度早々にも熱帯西太平洋上から沖縄・台湾を含む領域を対象とした広領域のシミュレーション実験と日本域のいくつかの領域を対象とした狭領域のシミュレーション実験を開始する予定である。

c) 衛星データを用いた雲解像モデル結果の検証方法の確立

雲解像モデルを用いてメソスケールの現象の解析を行う場合には、シミュレーション結果の精度が重要となる。本研究では、衛星データを用いたシミュレーション結果の精度を

検証する手法の確立を目標の一つとしている。精度の検証において有効なデータの一つは、静止気象衛星から得られる毎時の赤外輝度温度である。赤外輝度温度のデータは雲頂高度に相当する量であり、雲頂高度を広い範囲で、かつ高い時間分解能で検証することが可能である。この赤外画像と日本域のシミュレーション実験から得られた雲頂高度を比較したものが図 1 である。日本南岸に停滞する梅雨前線帯に伴う高い雲域、関東付近に位置する低気圧に伴う高い雲域、日本海西部の上層雲など定性的な特徴は再現されていると考えられる。その一方で、シミュレーション結果における雲頂温度は観測結果に比べて低い（雲頂高度は高い）傾向が見られる。この様な誤差の特徴から雲解像モデルのパラメタリゼーション、特に雲微物理過程の改良に向けた解析を行っていく予定である。

図 1 のシミュレーション結果における雲頂温度は、各格子点における液相、固相の水の混合比の総和が閾値 1.0×10^{-6} (kg/kg) を越える領域の上端の格子の気温により示されている。この閾値の取り方によって雲頂温度や雲量の値が大きく変化することも示された。したがって、今後はこの様な閾値を用いずに、増永 (2006) による衛星データシミュレータ・ユニット (Satellite Data Simulator Unit, SDSU : <http://precip.hyarc.nagoya-u.ac.jp/sdsu/sdsu-main.html>) を用いて、雲解像モデルの結果から雲頂輝度温度の値を計算し、衛星データと比較を行っていく予定である。

さらに、赤外輝度温度の他にもマイクロ波放射計のデータから計算される可降水量や雲水量、雲氷量の鉛直積分値を用いて、シミュレーション結果の検証を行う手法も有効であると考えられる (表 1)。これらのデータを使用するためには、シミュレーション結果に仮想的な衛星観測を想定した放射伝達計算を適用することにより衛星データと比較できる形に変換する必要がある。これらのパラメータについても、SDSU を用いて比較用のデータセットを整備していく予定である。

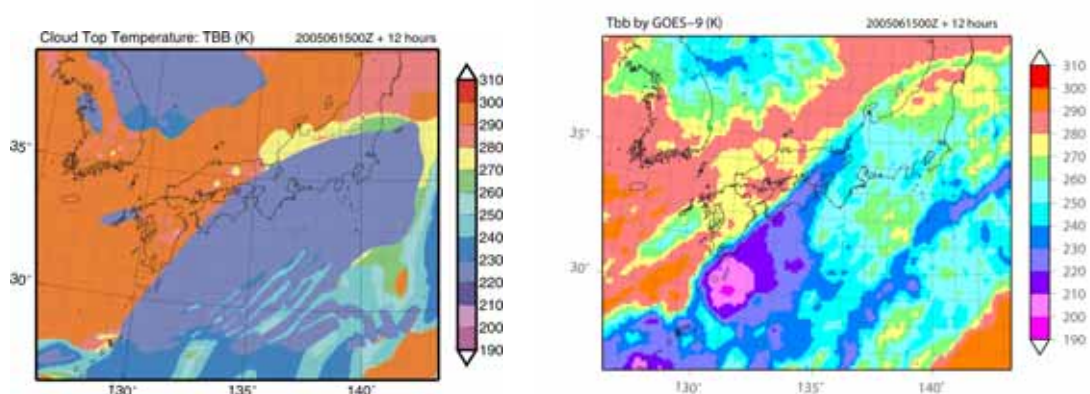


図 1 . 日本域シミュレーション実験より得られた 2005 年 6 月 15 日 12UTC の雲頂温度 (左図) と GOES-9 より得られた同時刻の赤外輝度温度の分布 (右図)。右図は千葉大学樋口篤志氏のご好意により提供されたものである。

表 1 . 雲解像モデルの結果を検証するに際して有効と考えられる衛星データ

衛星	センサー	測定対象	観測頻度
GMS	IR	T_{BB} (雲頂輝度温度)	24回/day
	VIS	雲量(水平解像度1km)	~ 12回/day
	WV	鉛直積算水蒸気量(高度500hPa以上)	
TRMM	PR	降水の鉛直プロファイル	2回/day
	TMI (10GHz)	鉛直積算降水粒子の量	
	TMI (21GHz)	可降水量	
	TMI (37GHz)	LWP(積算雲水量)	
	TMI (85GHz)	IWP(積算氷水量)	
AQUA	MODIS-VIS	雲量(水平解像度500m)	2回/day
	AMSRE/E	可降水量	
	AIRS	温度・水蒸気の鉛直プロファイル	

d) 広領域シミュレーション実験の結果を用いた大規模凝結過程における確率密度分布の検討

雲解像モデル CReSS を用いて日本域を対象とした広領域シミュレーション実験を用いて、大規模凝結過程を規定するパラメータである総水量の確率密度分布の計算を行なった。用いたシミュレーション実験の結果は2004年12月29日から2005年12月16日までのほぼ1年間のうち、計算が行なわれなかった日を除く303日分である。具体的にはT42-GCMの格子(水平解像度はおよそ280km)に相当する領域における総水量の平均値(GCM格子値に相当する)を計算し、総水量の平均値に対して0.1g/kg毎のピンを設定し、平均値毎にその頻度分布を積算、規格化する事により確率密度分布を出力し、確率密度分布を規定する標準偏差と歪度についての解析を行った。

総水量 0.1 g/kg 毎の標準偏差と歪度のプロファイルを図2に示す。総水量の格子平均に相当する値が5~15 g/kgでは、標準偏差の値はほぼ1.2 g/kg、歪度の値はほぼ0.2で一定の値を示している。個々のケース毎の総水量の確率密度分布は、正規分布に近いもの、非常にピーク値が大きくなるもの、ダブルピークの分布をもつもの、幅の広い台形に近い形状の分布をもつものなど多様であるが、バルクで総水量の確率密度分布を考える場合には正規分布に近い形状を示していると考えても良いと考えられる。

一方、総水量の格子平均に相当する値が小さい場合(~5 g/kg)は標準偏差が小さく歪度が大きな正の値を示している。標準偏差が小さな値を示すのは、総水量の下限(0 g/kg)に影響されるために、確率密度分布の幅が狭くなるためであると考えられる。歪度が大きな値を示すのは、凝結物(氷粒子)の落下速度が遅いために格子内に長く留まった結果、確率密度分布が総水量の大きな値の側に裾広がり形状を示しているためであると考えられる。また、総水量の格子平均に相当する値が大きい場合(15 g/kg ~)は標準偏差が小さく歪度が負の値を示している。標準偏差が小さな値を示すのは、水蒸気混合比の上限(相対湿度100%)に影響されるために、確率密度分布の幅が狭くなるためであると考えられる。歪度が負の値を示すのは、格子平均の相対湿度の値が大きくなる場合に顕著であった。このた

め、凝結物（雲粒、雨滴）が上昇流による鉛直移流や落下により、格子内から速やかに抜けた結果、確率密度分布が総水量の小さな側に裾広がり形状を示したためであると考えられる。

今回示された確率密度分布は個々のケースについては考慮せずに、統計的に確率密度分布を示した一つの例である。今後、統計的に計算されたこれらの確率密度分布についてより詳しい解析を進める一方、個々のシミュレーションの結果に対しても確率密度分布を規定するパラメータである分散や歪度の出力を行うことによって、個々の対流システムにおける分散や歪度の変化に対する知見を得ていく必要がある。

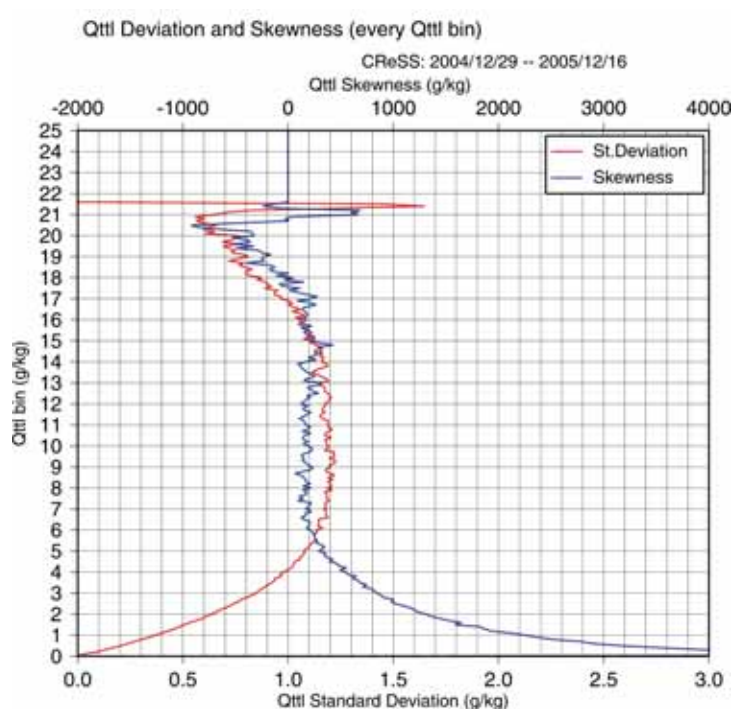


図 2. 総水量 0.1 g/kg 毎の GCM 格子平均に相当する値に対する、総水量の標準偏差 (赤線) と歪度 (青線) のプロファイル。歪度の値は 1000 倍している。

e) 狭領域シミュレーション実験の結果を用いた雲氷スキームのパラメータの検討

本研究で対象とする対流システムは、MISMO 期間中の 2006 年 11 月 22 日にモルジブのガン島に設置されたレーダ（東経 73.15 度、南緯 0.70 度）で観測されたものである。対流システムは下層の南東風の前面に南西から北東方向に組織化された線状降水帯として観測された。レーダ観測で得られた南西 - 北東方向の走向をもつ対流システムを水平解像度が 1 km の CReSS を用いて再現することができた。この数値実験はガン島レーダを中心とする東西 320 km × 南北 330 km の領域を対象として実施された(狭領域シミュレーション)ものである。

計算開始から 8 時間後 (05 UTC) に最初の降水を伴う深い対流雲が発生し、その後多くの深い対流雲が形成された。図 3a に計算開始から 11 時間後 (08 UTC) の高度 5.301 km における降水粒子 (雨 + 雪 + 霰) の混合比 (色) と雲域 (コンター) の水平断面図を示す。この時点ではセル状の強い降水域 (対流域) が線状に並んで形成されている一方、弱い降水域 (層状域) はほとんど見られない。これらの結果より、この時刻は後に発達した対流システムの「発達期」に対応していると考えられる。

図 3b に計算開始から 17 時間後 (14 UTC) の同高度の降水粒子の混合比と雲域の水平断面図を示す。この時点では対流域が引き続いて発達している一方で、対流域の周囲に層状域も形成されている。対流雲は南西 - 北東の走向に並んで形成されており、レーダ観測の結果と一致している。また、高度 6 ~ 12 km には層状域が対流域の南東側に広がり始めていた (図略)。これらの結果より、この時刻は対流システムの「成熟期」に対応していると考えられる。しかしながら、数値実験の結果における対流システムの位置はレーダ観測の位置に比べて 3 時間程度先行しており、この点の再現性にはまだ問題を残した。

図 3c に計算開始から 23 時間後 (20 UTC) の水平断面図を示す。この時刻になると対流域は非常に小さくなり、層状域が広く広がる。高度 6 ~ 12 km にはより広い層状域が形成されている一方で、高度 4 km 以下ではほとんどが弱い降水域となっている (図略) ことから、この時刻は対流システムの「衰退期」に対応していると考えられる。

このような対流システムの時間変化は、先行研究で示されている典型的な対流システムの時間変化と良く一致している。この再現実験で示されたケースから雲量、積雲質量フラックス、乱流運動エネルギーの時間変化も考慮して、対流システムの発達期を 06 ~ 10 UTC、成熟期を 11 ~ 16 UTC、衰退期を 17 ~ 24 UTC とした。

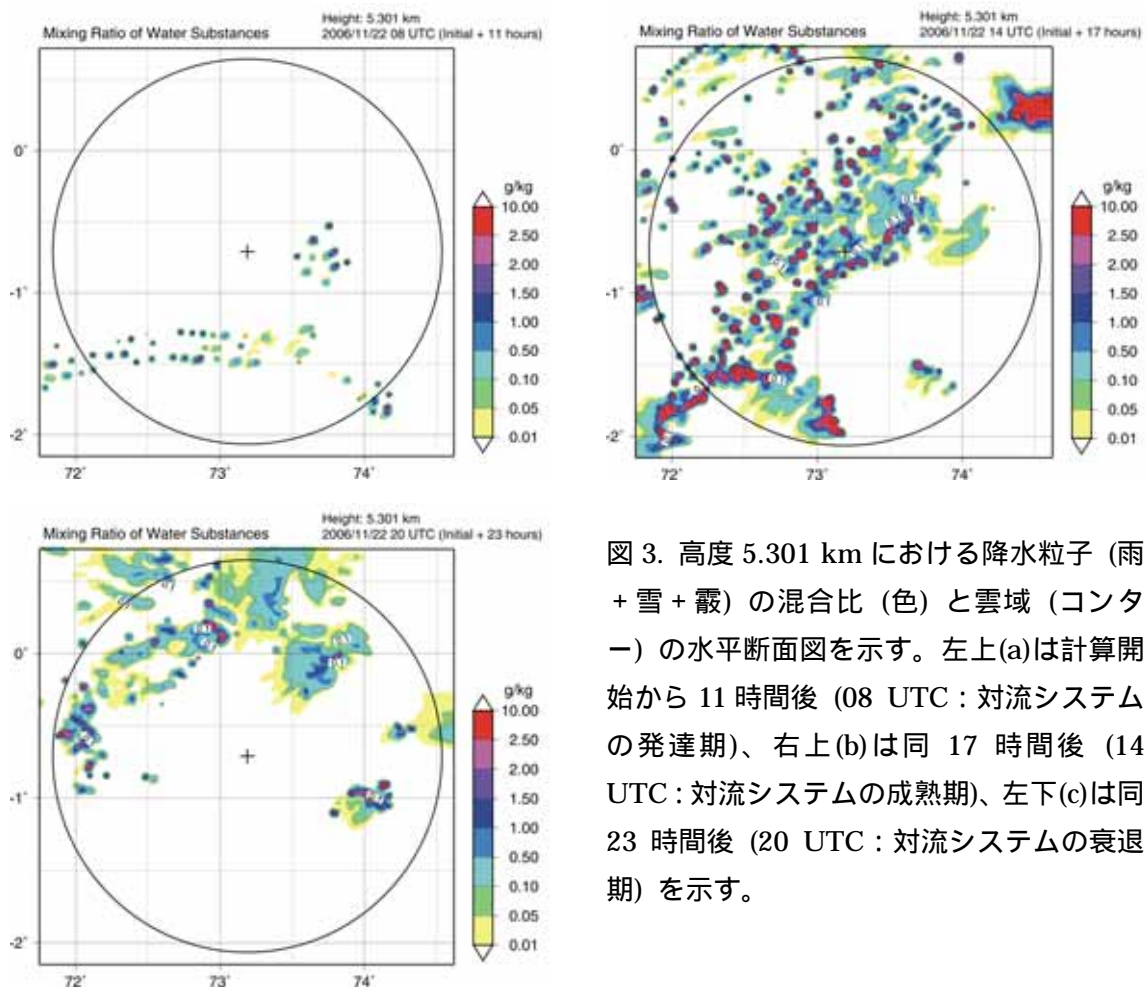


図 3. 高度 5.301 km における降水粒子 (雨 + 雪 + 霰) の混合比 (色) と雲域 (コンター) の水平断面図を示す。左上(a)は計算開始から 11 時間後 (08 UTC : 対流システムの発達期)、右上(b)は同 17 時間後 (14 UTC : 対流システムの成熟期)、左下(c)は同 23 時間後 (20 UTC : 対流システムの衰退期) を示す。

本研究では再現された対流システムを対象として、計算領域内の層毎に平均した気温と雲水質量比（全雲粒子：雲水と雲氷と雪の混合比の総和に対する雲水の混合比の割合）の対応を示した(図 4)。対流システムの盛衰に応じて、雲水質量比が異なることが示されている。対流システムの発達期には、対流雲の発達により融解層よりも上層において過冷却水滴（雲水）が多く形成されるために雲水質量比が大きくなり、 -10 でもおよそ 50%程度の雲水が存在している。一方、対流システムの成熟期から衰退期にかけては雲水質量比が小さくなり、 -10 ではおよそ 10%程度しか存在せず、融解層よりも上層ではほとんどが雲氷か雪であることが示される。すなわち、対流システムの時間変化とともに、気温 - 雲水質量比の近似直線が低温側から高温側にシフトすると考えられる。

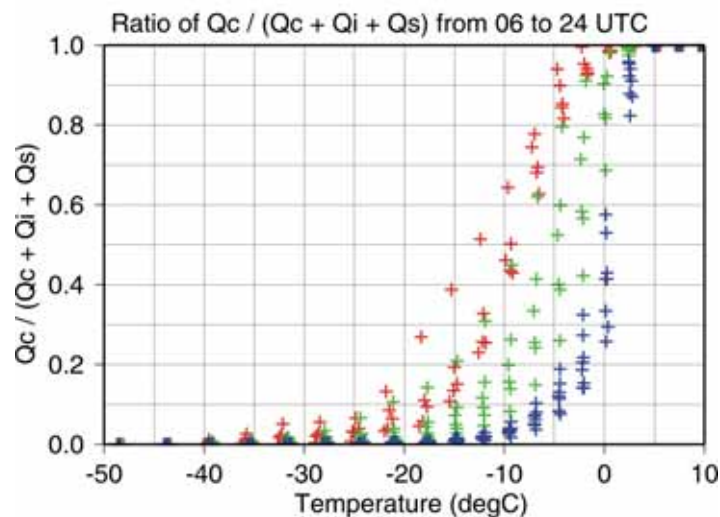


図 4. 計算領域内の層毎に平均した気温と雲水質量比（全雲粒子の混合比に対する雲水混合比の割合）の分布を示す。赤は対流システムの発達期に対応する 06～10 UTC の分布を、緑は成熟期に対応する 11～16 UTC の分布を、青は衰退期に対応する 17～24 UTC の分布を示す。

以上より、気温と雲水質量比については、対流システムの時間変化に対応する変化を雲解像モデルの結果を用いて説明できることを示した。本研究の結果は一つのケーススタディを対象としたものではあり、今後、ケーススタディの数を増やすことにより対応関係についての情報の精度を高めたいと考えている。また、このような対流システムの盛衰は、GCM においては積雲質量フラックスの時間変化や加熱プロファイルの時間変化を用いて表現できると考えられる。今後は、これらのパラメータと気温 - 雲水質量比の対応についての検討も行っていきたい。

f. まとめと考察

雲解像モデル CReSS を用いた 4~5 km という粗い水平解像度のシミュレーション実験の結果と、1 km という細かい水平解像度の結果を用いて GCM の大規模凝結過程や雲物理過程におけるパラメータの検討を実施した。その前段階として、静止衛星の赤外輝度温度を用いて雲解像モデルを用いたシミュレーション実験で出力される雲頂高度の精度を検証する手法を検討した。シミュレーション実験の結果における雲頂高度は観測結果よりも全般的に高い傾向が見られるため、更なる解析と検討を行う必要があることが示された。

雲解像モデル CReSS を用いた GCM の大規模凝結過程におけるパラメータの検討という意味では、確率密度分布の形状を規定するパラメータである標準偏差と歪度に注目している。現在はバルクで確率密度分布の形状を示しているが、個々のケースについての確率密度分布の形状の変化とその物理的な解釈を行っていく必要があると考えられる。また、雲解像モデルで出力された上層雲（氷雲）の雲量の規定をどのように行うかという点が課題である。混合比で規定しようとするすると雲を規定する閾値の値によって雲量の変動が大きすぎるために、他の手法を用いて雲量を規定する必要があると考えられる。今後、巻雲の研究者との議論を行っていくことにより、雲解像モデルの結果から雲量を規定する方法を確立していく必要がある。さらに、GCM の雲物理過程で規定する雲水質量比にも注目して解析を実施した。このパラメータは格子平均の気温により一意に規定されるべきではなく、両者の関係は対流システムの盛衰とともに時間変化することを示した。

GCM では対流システムの盛衰を積雲質量フラックスや加熱プロファイルの時系列で表現できると考えられる。このため、今後は積雲質量フラックスや加熱プロファイルの時系列と確率密度分布を示すパラメータ（標準偏差、分散）、雲量、雲水質量比などの関連について雲解像モデルを用いて様々なケースを対象として詳細に検討していく予定である。

3. 全球静力学 - 雲解像非静力学非斉一モデル結合

名古屋大学・地球水循環研究センター：坪木和久・篠田太郎

北海道大学・地球環境科学院・(現在東京大学・気候システム研究センター)：渡部雅浩

海洋研究開発機構・地球シミュレータセンター：榎本 剛

a. 要約

地球大気は大域的にみるとほとんど水平の運動が卓越し、静力学近似がよく成り立っている。その中で、熱帯の対流域、台風や梅雨など活発な積乱雲が発達するところに非静力学的運動が起こっている。そこで全球の大域的な運動は静力学モデルで、一方、非静力学的運動が卓越する領域については雲解像モデルで計算するようなモデルを開発する。これは全球静力学モデルと非静力学雲解像モデルの結合という、異質の（非斉一の）モデル間結合である。これは利用の仕方によっては全球モデルの各格子点に存在する雲の効果のみを雲解像モデルで表現するような結合も行うことができる。

今年度はそのためのモデルの改良を重点的に行った。雲解像モデル CReSS については「重並列化」という新しい並列計算法を導入し、任意形状の領域の計算を行えるようにした。また、これを全球モデル CCSR/NIES/FRCGC AGCM と結合させる方法を開発した。また地球シミュレータ用の全球モデル AFES との結合のための内挿法を開発した。

b. 研究目的

地球大気のうち対流が活発な領域を詳細にシミュレーションするために、非静力学雲解像モデルと静力学全球モデルを結合することによって、非静力学モデルと静力学モデルという“非斉一な”モデルの結合を行い、局所的に高精度な全球シミュレーションを行う（非斉一モデル結合）。結合は一方向通信（全球モデルから雲解像モデルに情報を与える）と双方向通信の結合を行う。これにより熱帯域、台風や梅雨、寒冷前線など対流が活発な領域に重点をいたシミュレーションを行う。また、この結果を主に衛星観測データにより雲・降水について検証する。

c. 研究計画・方法・スケジュール

非斉一結合する雲解像モデルは CReSS を用いる。また、全球モデルとしては気候モデルとして評価の高い CCSR/NIES/FRCGC AGCM と地球シミュレータで高速な性能をもつ AFES (AGCM for Earth Simulator)を用いる。異質のモデルの双方向結合を行うために、まず、

それぞれのモデルの結合に向けた改良を行う。特に雲解像モデルは任意の領域にネスティングできるようにするための改良を行う。異なる格子系で情報を交換するためには、それぞれの格子系から他方のモデルの格子系への内挿が必要なので、そのためのアルゴリズムとプログラムの開発を行う。

結合については解像度の比較的粗である CCSR/NIES/FRCGC AGCM については1格子点ごとに CReSS を埋め込ませる、「1格子結合」を行う。これはスーパーパラメタリゼーションの3次元版のようなものである。これには CReSS の隣接する格子間通信を行うものと、こうしないに完全に孤立するものが考えられる。前者に比べて後者は任意に計算量を軽減することができる。高解像度の AFES と結合させる場合は、対流活動の活発な領域についてネスティングする「領域結合」を行い、AFES-CReSS で双方向通信を行いながら、重要な領域の雲解像シミュレーションを行う。

d. 平成 19 年度研究計画

CCSR/NIES/FRCGC AGCM と CReSS の1格子点結合を行うために必要な、それぞれのモデルの改良を行う。特に任意の領域に CReSS を結合させるための改良を重点的に行う。AFES との領域結合については双方向通信の方法について検討する。

e. 平成 19 年度研究成果

e.-1 雲解像モデルの重並列化（主担当者：坪木・渡部）

大気中の湿潤対流はセル状をしていることが多く、それを解像するためには数 100m の水平解像度が必要である。一方で非静力学の効果が本質的になる領域は、活発な対流域に限定されており、それは大気全体からみるとわずかである。そこでそのような領域についてのみ雲解像モデルを用い、それ以外の領域には静力学モデルを用いるような、領域非静力学 - 全球静力学モデル結合を目標として、雲解像モデルの改良を行う。その一つが雲解像モデルの重並列化である。

領域モデルの場合、一般的には矩形領域を設定しその中を1次元または2次元分割することで並列計算が実行される。この並列化した計算領域をさらにタイル張りするように拡張することで、任意形状の領域の並列計算を可能にする方法（重並列化）を開発し、CReSS Ver.3 に導入した。これによりたとえば台風の経路に沿うような矩形でない領域の並列計算が可能となった。

図1に重並列化によるタイリング領域の概念図を示す。計算領域のタイリング拡張は、矩形の計算領域を並べることで実現される。図1aでは3個の矩形領域をかぎ状に並べてあり、それぞれの矩形領域が4個のサブ領域に分割されている。図1bに示すように重並列化を用いたタイリング領域では2段階で通信が行われる。まず個々の矩形領域内の並列計算が実行される。このとき矩形領域内のピンクの矢印で示したように通信が行われる（ワー

ルド0)。次に、矩形領域間の通信が、青の矢印で示されるように行われる(ワールド1)。このような2重の並列化を、ここでは「重並列化」と呼び、これを用いることで、任意の形状に矩形領域を設定(タイリング)して、任意形状の領域の計算を行うことが可能になる。また、GCMの1格子点ごとに雲解像モデルの矩形領域を一つずつ設定すると、個々の矩形領域はGCMのスーパーパラメタリゼーションとみなすことができる。

重並列化によるタイリング領域を用いて、2004年の台風18号について予報実験を行い、台風経路や降水の分布の再現性について検証を行った。任意領域の計算が計算結果にどの程度影響を与えるかを調べるため、全く同じ条件で、全領域を計算するものと比較した。

それぞれの計算の水平解像度は約2km、初期値を2004年9月1日0000UTCとし7日までの7日間の積分を行った。初期値と境界値は気象庁領域客観解析(RANAL)から与え、海面水温は観測値、地形は実地形を与えた。

図2は初期値から6日目(51800秒)にあたる2004年9月7日0000UTCの結果を、タイリングしたものと、全領域を計算したものについて、地上降水量と海面気圧、および水平速度場について比較したものである。タイリングした計算領域は左図のグレーの色を付け

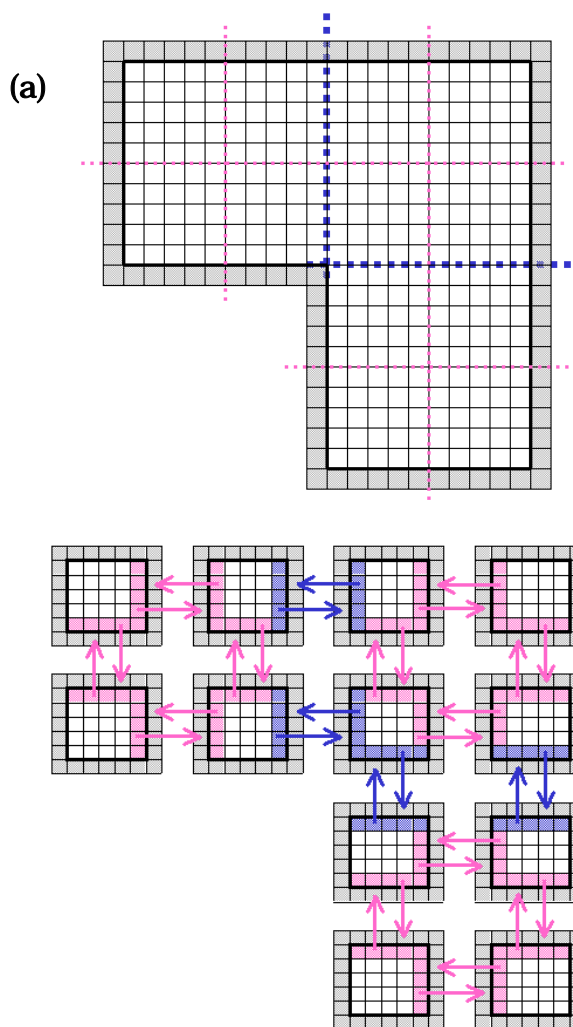
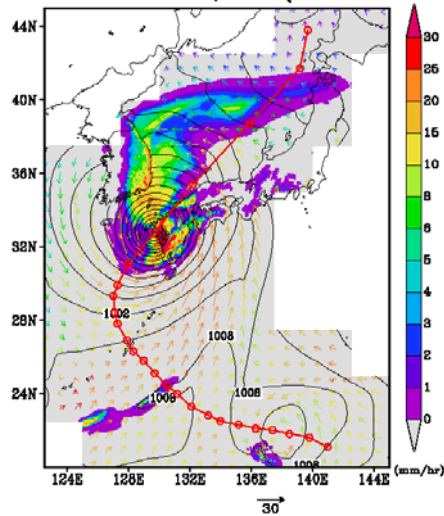


図1：重並列化を用いたタイリング領域の領域分割と通信に関する概念図。白い領域は内部格子、グレーの領域は境界格子。(a) 全タイリング領域。青破線はタイリング領域間の境界、ピンクの破線は個々の領域内の分割境界。(b) タイリング領域法による並列計算の通信の概念図。まず、個々の領域内でピンクの格子のワールドで通信が行われ、次に領域間の青の格子のワールドで通信が行われる。

00:00Z 07SEP2004 RR, SLP (T0418TL2km01)



00:00Z 07SEP2004 RR, SLP (T0418TL2km02)

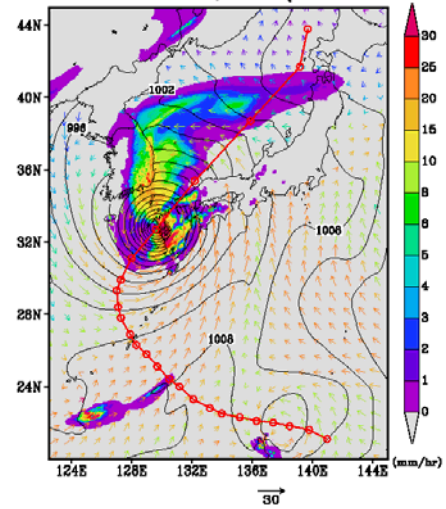


図 2 : 2004 年 9 月の台風 18 号について、CReSS の重並列化を用いたタイリング領域 (左図) と矩形領域 (右図) の比較。両方とも初期値から 5 日目 (432000 秒) の降水強度 (カラーレベル)、地上気圧 (等値線) および水平風 (矢印)、グレーの領域が計算領域、赤線が気象庁ベストトラック。

た非矩形の領域である。これらの 2 つの結果は特に降水分布について、ほとんど同じ結果を与えており、タイリングが計算結果にほとんど影響しないことを示している。

図 3 に同時刻の気象庁レーダー-AMeDASを示す。これと比較すると、台風の中心位置はほぼ 2004-09-07T00:00 (T = 36.00 hr)

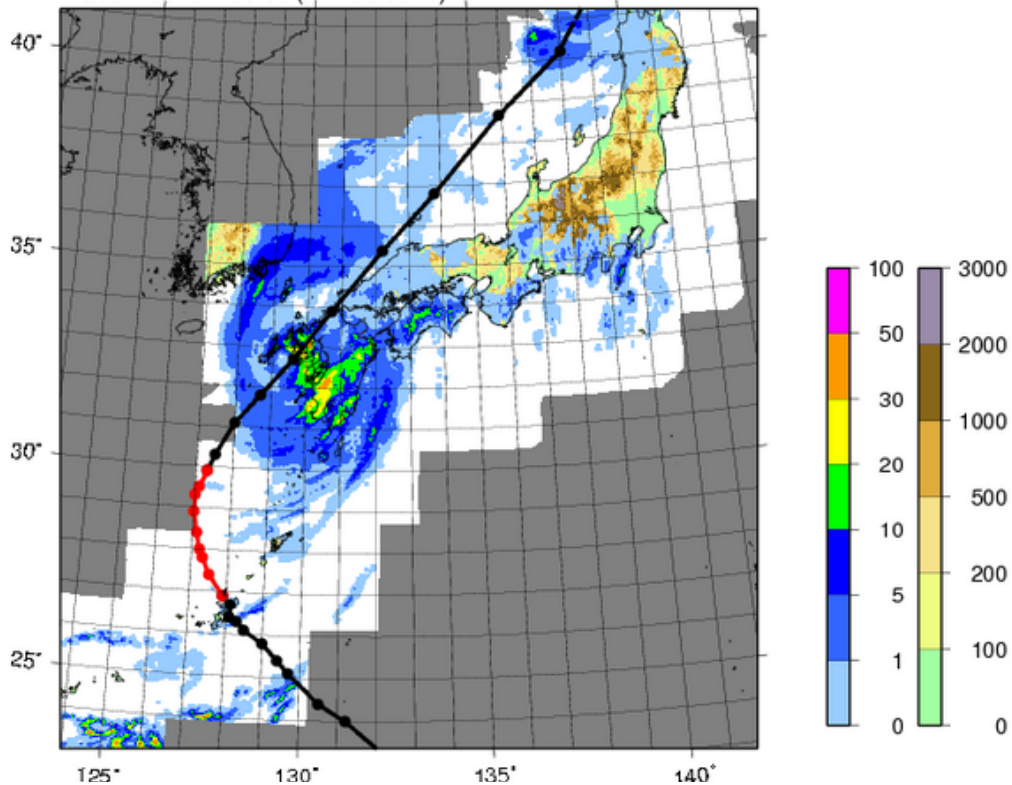


図 3: 2004 年 9 月の台風 18 号について、図 2 の CReSS の計算に対応する、2004 年 9 月 0000UTC の気象庁レーダー-AMeDAS 降水量と台風のベストトラック。

観測に対応しており、台風に伴う九州西岸から南部にかけての 30 mm hr^{-1} の豪雨が量的によく再現されている。台風とその北側の降水、四国山地周辺のなどの強い降水も観測とよく対応している。CReSSの予報結果の台風経路は、気象庁ベストトラックにほぼ沿っていることが分かる。これらの結果から、重並列化を用いたタイリングによる計算が正しく行われていることが示される。

e.-2 高精度空間内挿スキームの開発（榎本）

大気大循環モデルの移流項の計算で用いるセミ・ラグランジュ法や非斉一モデル結合のためのダウンスケーリングへの適用を念頭に置いて、簡便かつ高精度な2次元空間内挿スキームを開発した。スペクトルモデルでは、波状のノイズが現れることがあり、通常、値の急変する場所で発生するギブスの現象が原因とされる。しかし、ノイズの原因はギブスの現象だけではなく、オイラー法に伴う分散性も原因の一つである。分散性によるノイズは、セミ・ラグランジュ法を用いることで回避できる。セミ・ラグランジュ法では、非内挿スキーム (Ritchie 1986) を除いて必要となる補間により精度が決まる。

今回開発したスキームは、格子点値と微分値を必要とする双3次補間を利用する。微分値には、スペクトル変換で計算された微分値を用いた。球面上でガウス型の山を移流する実験を行ったところ、今回開発したスキームは、多くの数値予報モデルや気候モデルで用いられている双3次ラグランジュ補間 (Staniforth and Côté 1991) を上回る精度を示し、非内挿スキームや双5次ラグランジュ補間に匹敵することが分かった。CIP法 (Peng et al. 2004) のように、微分を独立して移流する必要もない。スペクトルモデルでは、スペクトル変換が毎ステップ行なわれているので、微分を計算するためのコストも小さい。

e.-3 FlexNestの初期開発および検討事項（渡部）

竜巻からジェット気流までの多様な空間スケールにまたがる大気現象を効率的にモデル化するとき、ある空間スケール(～100km)よりも大きな場を静力学的に、より小さな場を非静力学的に扱うことは、大気運動の性質を考慮すれば妥当な考えである。しかし、そのような非斉一的な大気モデルの構築は、概念的・理念的に困難を伴う。本サブ課題では、このような大気のマルチスケールモデリングを目的として、Flexible Nesting (FlexNest) と呼ぶ新しいモデルシステムの開発に着手した。

図 4a は、全球の静力学モデル(以下 AGCM と略、格子幅～100km)に、個々の雲を解像するメソ気象モデル(以下 CRM と略、格子幅～1km)を埋め込む通常のネスティングを示したものである。CRM は、領域端で GCM から境界条件を与えられて、内部の詳細な気象場を計算する。

これに対し、FlexNest は AGCM の 1 格子を 1 つの CRM の領域であると定義する。このとき、CRM は領域全体にわたり、AGCM のスケールでの運動や熱力学的効果を与えられて内部の場を計算する(図 4b)。CRM は任意の数だけ AGCM の格子に埋め込むことができ、周期境界を仮定して互いは接しないシステム I (図 4c)と、互いの間の移流を計算して不規則な全体領域でのネストを実装するシステム II (図 4d)への応用が可能である。システム I では AGCM と CRM の解像可能なスケールが重複しない(図 5a)利点があるが、AGCM の格子を越えるスケールのメソ気象現象の組織化が表現できない。システム II においては、AGCM と CRM の表現可能なスケールに重複が生じる(図 5b)ため、AGCM から CRM への強制を与える際にスケール切断を行う(図 5b)。

本年度は、CCSR/NIES/FRCGC AGCM および CReSS を用いて、FlexNest の初期開発を終了した。この成果は、環境省地球環境研究推進費 RF-061 (代表 渡部雅浩)の研究をベースにしたもので、システム II では CReSS の重並列機能をフル活用した。AGCM から CRM へ一方的に情報を渡す 1-way の FlexNest は既に動作しており、気象場の再現性などのテストを行っている。一方、2つのモデルが相互作用する 2-way のマルチスケールモデルは今後の開発事項である。その際、メソ気象だけでなく気候研究に資するためには、AGCM を海洋モデル等も含む気候モデルで置き換えること、CRM へ放射過程を導入することなどが必須であり、また、FlexNest で台風を自発的にシミュレートできるかどうか今後の重要な検討課題である。

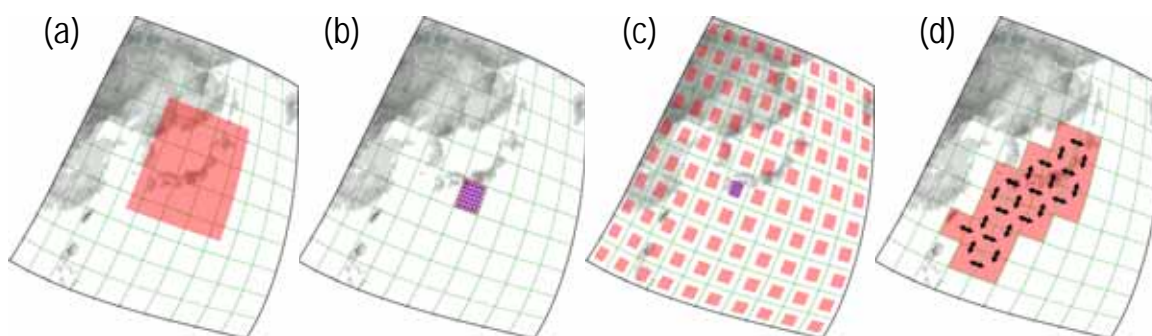


図 4 : (a) 通常のネストシステム。細実線は全球モデルの格子を、影は埋め込まれるメソモデルの領域を表す。(b) FlexNest の基本形。ネスト領域の単位は全球モデルの 1 格子である。(c) FlexNest システム I および(d) FlexNest システム II。

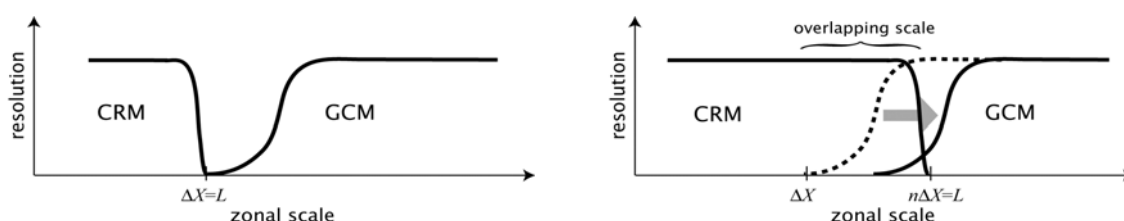


図 5: 全球モデル(GCM)およびメソモデル(CRM)の解像する場の東西スケール依存性を示す模式図。(a) システム I および(b) システム II の場合。

f. 考察

雲解像モデル CReSS の重並列化は、拡張性が高く、全球モデルとの非斉一モデル結合だけでなく、台風のシミュレーションや、南西から北東に伸びる日本列島の陸地を中心とした領域など、さまざまな応用が考えられる。一方で、タイリングする個々の矩形領域が小さくなるとベクトル長が短くなり、地球シミュレータなどのベクトル機では性能が下がるなどの問題点がある。今後計算例を増やして、最適な設定を検討する。

g. 引用文献

Peng, X., F. Xiao, W. Ohfuchi, H. Fuchigami, 2004: Conservative semi-Lagrangian transport on a sphere and the impact on vapor advection in an atmospheric general circulation model. *Mon. Wea. Rev.*, **133**, 504 - 520.

Ritchie, H., 1986: Eliminating the interpolation associated with the semi-Lagrangian scheme. *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 135 - 146

Staniforth, A., and J. Cot'le, 1991: Semi-Lagrangian integration schemes for atmospheric models --- a review. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 2206 - 2223.

h. 成果の発表

Enomoto, T., 2008: Bicubic Interpolation with Spectral Derivatives. SOLA, 2008, Vol. 4, 005 - 008,

4. 台風に関する全球モデル - 雲解像モデル比較検証実験

名古屋大学・地球水循環研究センター：坪木和久・吉岡真由美・佐野哲也

a. 要約

台風が温暖化に伴いどのように変化するのは、防災の面からも水資源の面からも社会的に大きなインパクトを与える問題である。解像度の高くなった全球モデルでは、台風そのものがシミュレーションされるようになってきたが、それに伴う降水や風速の強度を定量的に評価するためには雲解像モデルを用いたシミュレーションが不可欠である。この研究課題では、全球モデルのシミュレーションする台風の降水や風速について、それらの強度を、雲解像モデルを用いて検証することが目的である。本年度はその前段階として、雲解像モデル CReSS がどの程度実際の台風を精度よくシミュレーションできるのかを、観測データを用いて検証した。日本付近に接近した台風について、高解像度でシミュレーションを行い、台風の構造の再現性、台風の急発達への再現性、台風に伴う降水と強風の再現性に着目して、観測データと比較した。特に、沖縄県南西諸島で実施された台風の特別観測で観測された台風 0712 号と 0715 号についてドップラーレーダーの結果と比較した。また、全球モデル AFES を用いた実験により、2004 年 10 月に観測された台風 T0423 (TOKAGE) の発生を含む初期の環境場について調べた。このシミュレーションでは、観測では詳細を知るのが困難な台風初期の発生・発達過程をその環境場も含め調べた。

b. 研究目的

全球モデルの結果を雲解像モデルと比較検証し、雲に関わる不確定性の問題点を明確化する。特に、温暖化に伴う変化が顕著に社会に影響を与える熱帯の対流雲と台風を中心に、現在気候と温暖化気候における全球モデルの出力を雲解像モデルと比較検証を行う（**比較検証実験**）。現在気候の実験では、特に雲・降水について衛星観測データによる検証を行う。

c. 研究計画・方法・スケジュール

全球モデルの高度化により台風を再現することが可能になった。Oouchi et al. (2006) は、20km 相当の全球モデルを用いて、現在気候と温暖化気候の台風の特徴を統計的に明らかにした。一方で西太平洋における台風の観測との相違点もみられた。また、革新プログラムでは台風などに伴う極端現象の影響評価が課題の一つとなっているが、台風の量的高精度の再現や予測はこれらの問題解決には不可欠である。そこで雲解像モデルを用いて高解像度の台風の予測実験を行い、全球モデルの予測する台風を検証する。

台風についての研究では3つの段階を計画している。まず、CReSS を用いた実台風の高分解像度シミュレーション実験を行い、雲解像モデルがどのくらい実際の台風を精度よくシミュレーションするのかを検証する。次に、全球モデルの現在気候実験から得られる台風に

ついて、CReSS を用いたシミュレーションを行い、現在気候での台風のシミュレーション結果を全球モデルの結果と比較する。また、シミュレーションから得られる台風の強度を観測された台風の強度と統計的に比較し、現在気候実験の結果の妥当性を検証する。最後に、温暖化気候での全球モデルの台風について、CReSS を用いた実験を行い、全球モデルの結果と比較して、全球モデルの台風を検証する。さらに現在気候実験の結果と比較して、温暖化気候と現在気候において、台風の強度がどのように変わるのかについて統計的に検討する。

d. 平成 19 年度研究計画

この研究項目では主に台風について、現在気候と温暖化気候の全球モデル実験にみられる台風がどの程度精度よく表現されているのかを、雲解像モデルを用いて検証する。本年度はその前段階として、雲解像モデル CReSS がどの程度精度よく台風を再現するのかを、日本に上陸あるいは接近した実際の台風について 2004 年のものを中心に調べる。これらの研究の一部は東京海上日動火災保険株式会社 - 名古屋大学の民間との共同研究として実施したものである。

実際に観測された台風について、いくつかの顕著な事例を選び、雲解像モデルを用いて 1km 程度の解像度で実験を行い、台風の経路、中心気圧、降水量や風の強度について、CReSS がどの程度精度よく台風を再現するのかを検証する。

e. 平成 19 年度研究成果

e.-1 雲解像モデルを用いた実台風のシミュレーション実験(主担当者：坪木和久)

現在気候や温暖化気候における全球モデル実験の出力値を用いた台風のシミュレーション実験を行う準備として、雲解像モデル CReSS が台風をどの程度現実的にシミュレーションできるかを検証するために、実台風についてのシミュレーション実験を行った。ここでは以下の 3 点に主に着目して、シミュレーションを実施した。

1. 台風の構造の再現性。特に台風を構成する降雨帯について。
2. 台風の急発達再現性。
3. 台風に伴う降水と強風の再現性。

これらについて実台風のシミュレーションにより検討を行った。対象とした台風は、2004 年の 0418 号と 0423 号、2006 年の 0613 号、2007 年の 0704, 0709, 0712, 0715 号台風である。これらについて矩形領域または重並列化による台風経路に沿う領域の計算を行った。水平解像度は 1 ~ 2 km で、初期値・境界値には気象庁の領域客観解析(RANAL)を用いた。

(1) 台風の構造の再現性について: T0712, T0715

台風の特徴的構造として、活発な対流雲で構成される眼や降雨帯がある。水平解像度 1 ~ 2km 程度の解像度で雲解像モデルがどの程度これらの特徴的構造をシミュレーションでできるのかについて検証した。ここで対象とした台風は 2007 年 9 月の T0712 と同年 10 月の T0715 である。これらの台風は沖縄県西部を通過し、石垣島・宮古島地方に暴風雨をもたらした。このとき宮古島地方では、科学研究費補助金基盤研究(A)「台風に伴う豪雨の高精度量的予測と降水形成機構の解明」(研究代表者:坪木和久)の観測プロジェクトとして、2 台のドップラーレーダー観測が実施されており、台風に伴う降雨帯の観測データが得られている。台風 T0712 の観測の詳細については、e.-2 章にまとめるが、詳細な比較は今後観測データの解析の進行と共に今後進める予定である。

台風 T0712, T0715 のシミュレーション実験の設定を次の表 1 にまとめる。

表 1 : 2007 年台風 T0712 号と T0715 号の CReSS を用いたシミュレーション実験のまとめ。

モデル領域	x: 1536 km, y: 1408km, z: 22.2km
格子数	x: 1539, y: 1411, z: 67
格子間隔	水平: 1000m, 鉛直: 200 ~ 350m
地図投影	ランベルト図法
積分時間	48 時間
雲物理過程	氷相を含む単モーメントのバルク法
初期条件	気象庁領域客観解析 (20km, 解像度 6 時間間隔)
境界条件	気象庁領域客観解析
地表面	実地形と解析海面水温
計算機	地球シミュレータ 128 ノード(1024CPU)

T0712 号の気象庁ベストトラックはe-2 節の図 12 に示した。観測では、T0712 は沖縄県宮古島地方を南東から北西に通過し、9 月 17 日 2300UTC に西表島を中心が通過した。この時刻の中心気圧は 925hPa で、最大風速が約 50ms^{-1} であった。このとき気象庁のカテゴリーでは「非常に強い台風」に分類された。

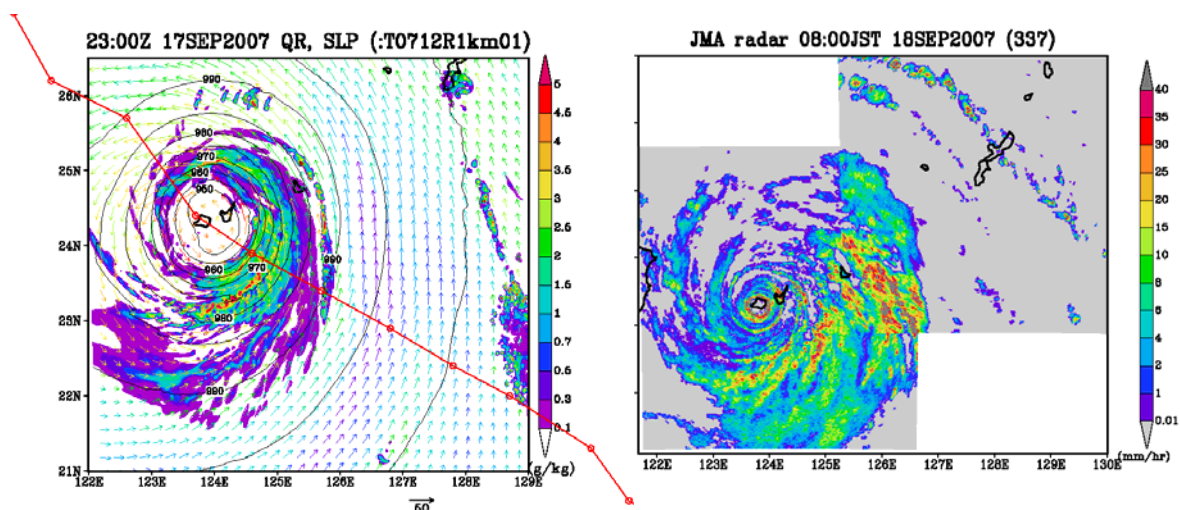


図 1：台風T0712 号について、水平解像度 1kmで行ったシミュレーションを降水について気象庁レーダーと比較したもの。左図はモデルの結果で、高度 2kmの雨水混合比(カラースケール； g kg^{-1})と水平速度(矢印、カラーは湿度) および地上気圧(等値線；hPa)である。また、赤線は気象庁ベストトラック。右図は気象庁レーダー合成画像(2km付近の降水)。

台風T0712 号のシミュレーションは、2007 年 9 月 17 日 0000UTC を初期値として、東シナ海を中心とする領域で計算を行った。シミュレーションされた台風の中心の経路については、ほぼ観測されたものに対応した。台風中心が西表島にあることが観測された 9 月 17 日 2300UTC のシミュレーションの結果では中心の最低気圧が、947hPa で観測よりも約 20hPa 高い。一方、台風中心周辺の地上風速の最大は 55ms^{-1} 、高度 1km の最大風速は 80ms^{-1} で、地上風速については観測に対応していた。

シミュレーションの降水について、気象庁レーダの降水強度分布と比較する。台風中心は観測と対応して西表島にある。台風周辺の降水分布については、台風中心の南側から東側にかけて強い降水域が形成されている点がよく再現されている。降雨域にみられる対流セル状の構造もシミュレーションされている。このような台風周辺の降雨帯はよく再現されているが、台風中心の眼がシミュレーションされていない。台風の特徴の一つである眼がシミュレーションされないのは大きな問題であるので、今後の課題として検討する。

台風 T0715 号は南西諸島付近では T0712 号に近い経路をたどり、西表島の西側を通過した。この台風も先島諸島に接近したときに中心気圧が非常に低く発達した台風となった。10 月 5 日には、気象庁の分類で「大型で猛烈な」になり、中心気圧は 925hPa に達した。台風中心には明瞭な眼が形成され、眼の周辺には発達した降雨帯が形成された。その降

雨帯が通過した先島諸島では暴風と激しい豪雨がもたらされた。

この台風 T0715 について、2007 年 10 月 4 日 0000UTC を初期値としてシミュレーション実験を行った。計算領域は T0712 号のものと同じである。シミュレーションされた台風の経路は観測されたものとよく対応した。図 2 に示すように、台風を中心位置は観測とほぼ対応しており、中心気圧も 2007 年 10 月 6 日 00UTC では 925hPa まで低下しており、

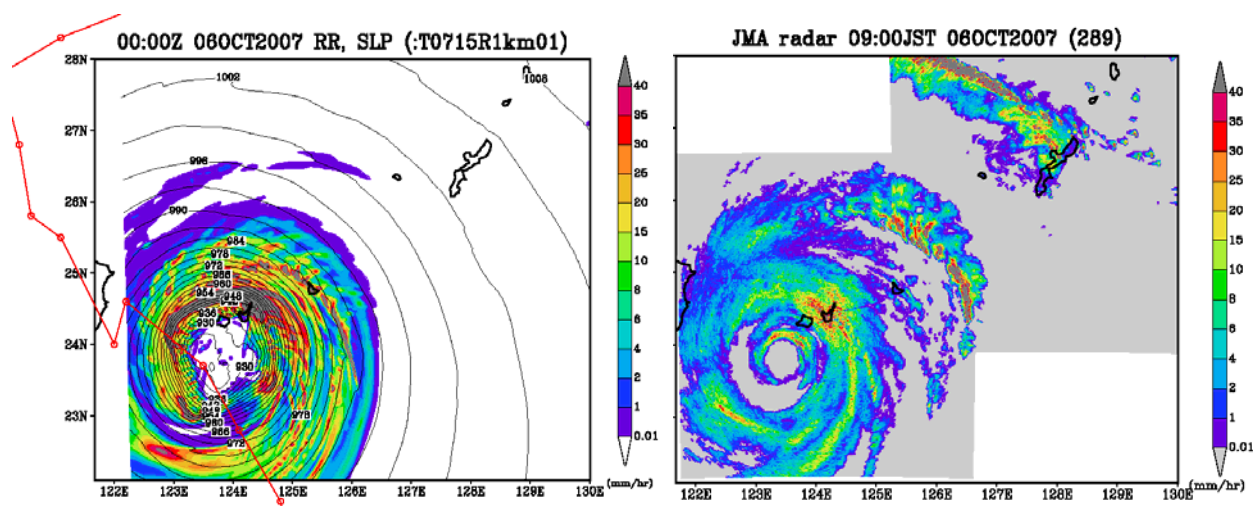


図 2 : 台風 T0715 号の水平解像度 1km で行ったシミュレーションを、2007 年 10 月 6 日 00UTC の降水について気象庁レーダーと比較したもの。左図はモデルの結果で、地上の降水強度(カラスケール ; mm hr⁻¹)と地上気圧(等値線 ; hPa)である。また、赤線は気象庁ベストトラック。右図は気象庁レーダー合成画像 (2km 付近の降水)。

観測と対応している。降水の分布を気象庁レーダと比較する。台風中心を取り巻くように分布する降雨域はよく再現されている。石垣島付近の激しい降水や、降雨域内にある複数の降雨帯およびそれを構成する対流セルもよく再現されている。一方、観測でこの台風は大きな眼の中にもう一つの小さな眼があるが、シミュレーションではそれは表現されていない。小さい眼の直径は約 100km で眼の壁雲の幅は 10km 以上あり、1km の解像度では十分表現できるものであるにもかかわらず、これについては再現されていない。また、沖縄本島と宮古島の間にある降雨帯、沖縄本島の北西側にある降雨帯もシミュレーションされていない。これらの観測との違いはあるが、台風の経路、大きさ、中心気圧、台風中心周辺の降雨分布とその強度および降雨域内の降雨帯構造などはよくシミュレーションされている。

(2) 台風の急発達の再現性について: T0613, T0715

台風は発達のある段階で、急激に中心気圧が低下して風速が増大するような変化を示すことがある。このような急速な発達を正確に予測することは防災上重要であるだけでなく、台風の特徴の一つとしてそのプロセスやメカニズムは興味深い。また、雲解像モデルが中心気圧の非常に低下する台風をどのくらい再現できるかを検証することは、台風の最大可

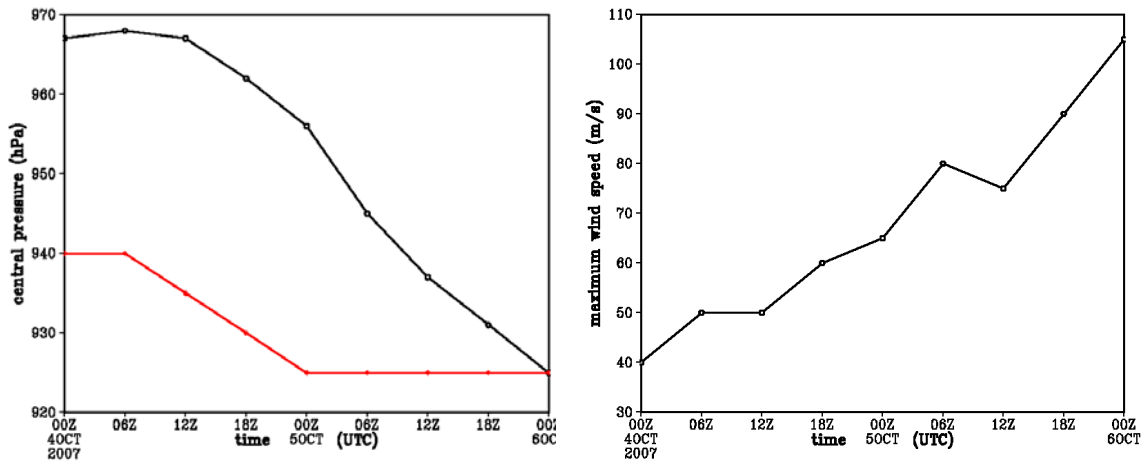


図3：左図：台風T0715号の1km解像度シミュレーションから得られた台風中心の海面気圧（黒線）と気象庁ベストトラックの中心気圧（赤線）(hPa)。右図：シミュレーションから得られた高度1kmの台風中心付近の最大風速(ms^{-1})。

能発達度のシミュレーションに対する有効性を示すために重要である。

上記の2007年10月の台風T0715号は、沖縄県西部の先島諸島に接近したとき中心気圧が925hPaにまで低下した。中心気圧について、上記のシミュレーションの結果を気象庁ベストトラックの中心気圧と比較した(図3左)。計算の初期値(領域客観解析)では28hPaの差があった。シミュレーションでは初期値から12時間目から気圧が低下して、その後36時間で48hPa低下し、10月6日00UTCには観測と同じ値にまで中心気圧が達した。異なる初期値から始めたが、モデルの中では急速に気圧の低下がみられた。気圧の急速な低下に伴い、眼周辺の風速も急速に増大した。初期値では 40ms^{-1} であったが、48時間後には 100ms^{-1} を越える風速に達した(図3右)。

同様の急速な発達をした台風として、2006年9月に沖縄県先島諸島を通過した、T0613号台風のシミュレーションを行った。T0613は2006年9月10日にフィリピン東方海上で発生し、発達しながら西に進んだ。沖縄県西部の先島諸島に接近したとき最盛期に入り、北向きに進路を変更した。石垣島を通過した後、T0613は北西に進み、9月17日に九州北部に上陸した。この台風は先島諸島付近に達するときに中心気圧が急速に低下した。この領域で行ったシミュレーションの設定は表1のT0712と同様で、水平解像度1kmで、2006年9月14日0000UTCを初期値として48時間積分を行った。

図4に初期値から46時間目の2006年9月15日2200UTCの高度2kmの降水の分布を示す。計算の結果、台風経路はほぼ気象庁ベストトラックに沿うものであるが、この時刻にはベストトラックよりやや西に中心がある。中心の海面気圧は925hPaで、中心を取り巻くように強い降雨帯が眼を形成している。

このシミュレーションの台風について、中心の海面気圧の時間変化を図5に示す。気象庁ベストトラックの海面気圧は9月15日18UTCから24時間で950hPaから919hPaへ31hPa低下の急速な低下を示した。シミュレーションの初期値では45hPaの差があったが、その後急速に中心気圧が低下した。観測で急発達が見られた期間では、9月15日18UTCには971hPaで、24時間後には937hPaと34hPa低下した。この低下率は観測と同じ程度である。さらに初期値から48時間後には920hPaとほぼ観測された中心気圧と同じまで低下した。このとき高度1kmの眼周辺の風速は 90ms^{-1} に達した。これらのことから、雲解像モデルを用いて高解像度のシミュレーションを行うことで、中心気圧が非常に低くなる台風の中心気圧やそれに伴う強風を量的に再現できる可能性が示唆される。また、現在気候や温暖化気候の全球モデルで現れる台風に対して、最大可能強度の評価に用いることができることが示唆される。

(3) 台風に伴う降水と強風の再現性について: T0406, T0418, T0423, T0709

台風に伴う豪雨や暴風が雲解像モデルで量的に表現でき

るかどうかは、全球モデルの台風と比較する上で重要である。実際に観測された台風が観

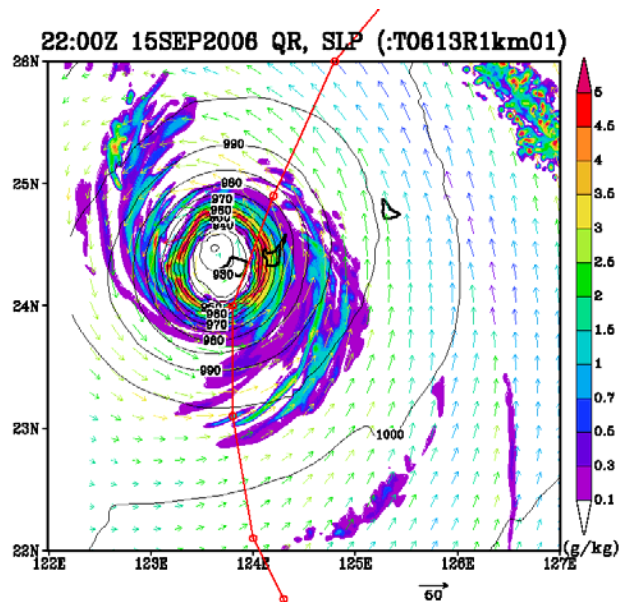


図4：台風 T0613 の雲解像モデル CReSS を用いた水平解像度 1km のシミュレーション結果。カラーは高度 2km の雨水混合比(g kg^{-1})、等値線は海面気圧(hPa)、赤線は気象庁ベストトラック。

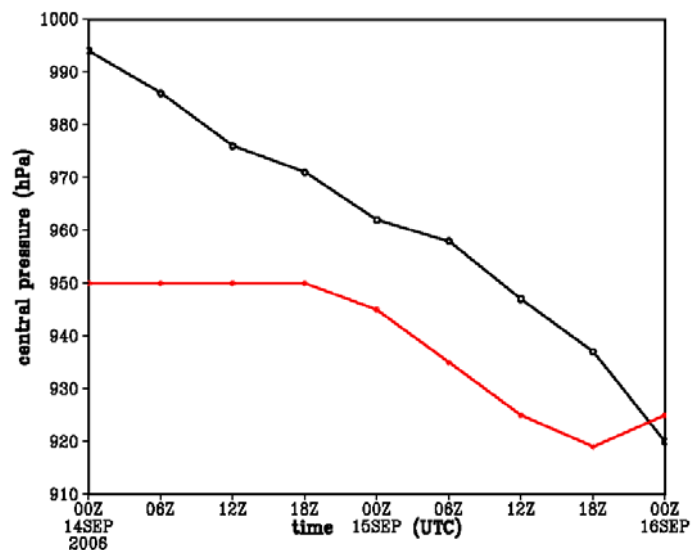


図5：台風 T0613 号の CReSS を用いたシミュレーションで得られた中心の海面気圧の時間変化（黒線）および気象庁ベストトラックの海面気圧（赤線）。

測と比較して降水量や風速が量的にどの程度精度よく再現されるのかを調べた。降水と強風の再現性については、東京海上日動火災保険株式会社と名古屋大学との間で行われている共同研究と密接に関係しており、これについては e. -3 節にまとめてある。

台風 T0418 号については、タイリング法の章で述べたので、ここでは主に台風 T0423 号の結果について述べる。2004 年は 10 個の台風が上陸したが、そのうちの台風 18 号が暴風で特徴づけられるのに対して、T0423 は九州から中部地方にかけて多くの降水をもたらしたことで特徴づけられる。この台風による豪雨で、死者・行方不明者が 100 人近くに達した。この数は、2004 年の 10 個の台風による死者・行方不明者の総数の半分近くにもおよび、台風による豪雨がいかに大きな災害をもたらすかということを示している。特に豪雨で起きた洪水のなかで乗客がバスの屋根上で救助を待つ報道は、この台風による豪雨災害の甚大さを印象づけた。T0423 は 2004 年 10 月 13 日に発生し、10 月 18 日に台湾の東で北東方向に進路を転向し、南西諸島に沿って北東進した。T0423 は 2004 年 10 月 19 日には沖縄から奄美大島、種子島に沿って北東に進み、10 月 20 日に四国に上陸した。上陸前までの中心海面気圧は 950hPa 程度であったが、上陸後、急速に中心気圧が上昇した。2004 年 10 月 20 日 03UTC の気象庁の地上天気図には既に台風の北東側に前線が描かれており、同日 18UTC には温帯低気圧と判断された。重要な点はこの台風は温帯低気圧に変わりつつも、局地豪雨をもたらしたという点である。

表 2：2004 年台風 T0423 号の CreSS を用いたシミュレーション実験のまとめ。

実験	1km矩形領域実験	2kmタイリング領域実験
モデル領域	x: 1536 km, y: 1408km, z: 18km	x: 1800 km, y: 2500km, z: 19.7km
格子数	x: 1539, y: 1411, z: 63	x: 903, y: 1253, z: 43 (64/90 使用)
格子間隔	水平: 1000m, 鉛直: 200 ~ 350m	水平: 2000m, 鉛直: 200 ~ 350m
地図投影	ランベルト図法	タイリング領域の緯度経度座標
初期時刻	2004 年 10 月 19 日 1200UTC	2004 年 10 月 17 日 0000UTC
積分時間	30 時間	96 時間 (4 日間)
雲物理過程	氷相を含む単モーメントのバルク法	氷相を含む単モーメントのバルク法
初期条件	気象庁領域モデル出力値	気象庁領域客観解析
境界条件	気象庁領域モデル出力値	気象庁領域客観解析
地表面	実地形と解析海面水温	実地形と解析海面水温
計算機	地球シミュレータ 128 ノード (1024CPUs)	地球シミュレータ 128 ノード (1024CPUs)

この台風について、水平解像度 1km の矩形領域と、水平解像度 2km のタイリング法に

よる領域の2つの実験を行った。それらの実験の設定については表2にまとめた。水平解像度2kmの実験は、初期値・境界値に気象庁領域客観解析を用いて、タイリング領域を用いて2004年10月17日0000UTCから4日間の積分を行った。一方、水平解像度1kmの実験は、領域予報モデル(RSM)の出力値を初期値・境界値に用いて、矩形領域で2004年10月19日1200UTCから30時間積分を行った。両方の実験とも台風の経路、中心気圧および降水分布について、非常に観測をよく再現した。

まず、2kmタイリング領域と1km矩形領域のシミュレーションの結果を比較する。図6に

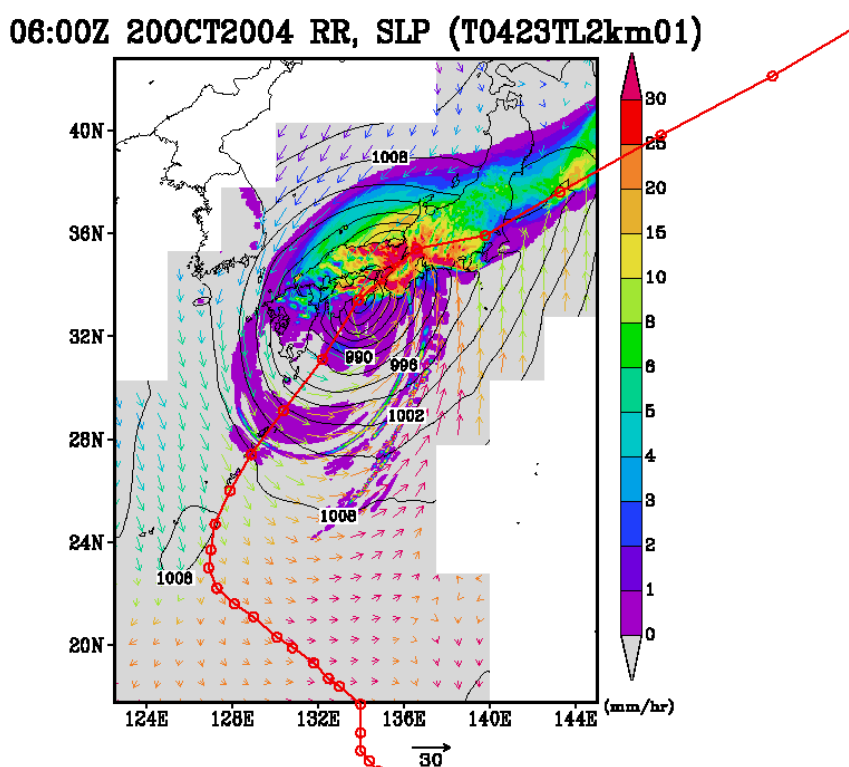


図6 台風T0423号の水平解像度2kmでタイリング領域を用いたシミュレーション実験の2004年10月20日0600UTC結果。カースケールは地上の降水強度、等値線は海面気圧、矢印は高度100mの水平速度、赤実線は気象庁ベストトラックを表す。

水平解像度2kmでタイリング領域を用いたシミュレーションの結果得られた降水分布を示す。初期値から78時間目の2004年10月20日0600UTCの結果で、このとき観測では台風T0423号の中心は四国の室戸岬付近にあり、中心の海面気圧は955hPaであった。シミュレーションの結果は、中心位置、および中心気圧ともほぼそれによく対応している。これ1km解像度矩形領域を用いたシミュレーション結果(図7)と比較すると、降水分布については四国、紀伊半島、近畿地方などの領域の豪雨、紀伊半島付近から南西に伸びる降雨帯、日本海側の層状性降水域など非常によく対応した結果が得られた。2kmタイリング領域実験では解像度が粗くなるが、広い領域の長期間の結果を得ることができる。一方で1km矩形領域実験では、領域は狭くなるが、降水などの詳細な構造を得ることができる。図6と7に示

した時刻では、近畿地方に強い降水がシミュレーションされている。これは近畿地方に豪雨をもたらした降水とよく対応しており、豪雨をもたらした降水システムがモデルでよく再現されているといえる。

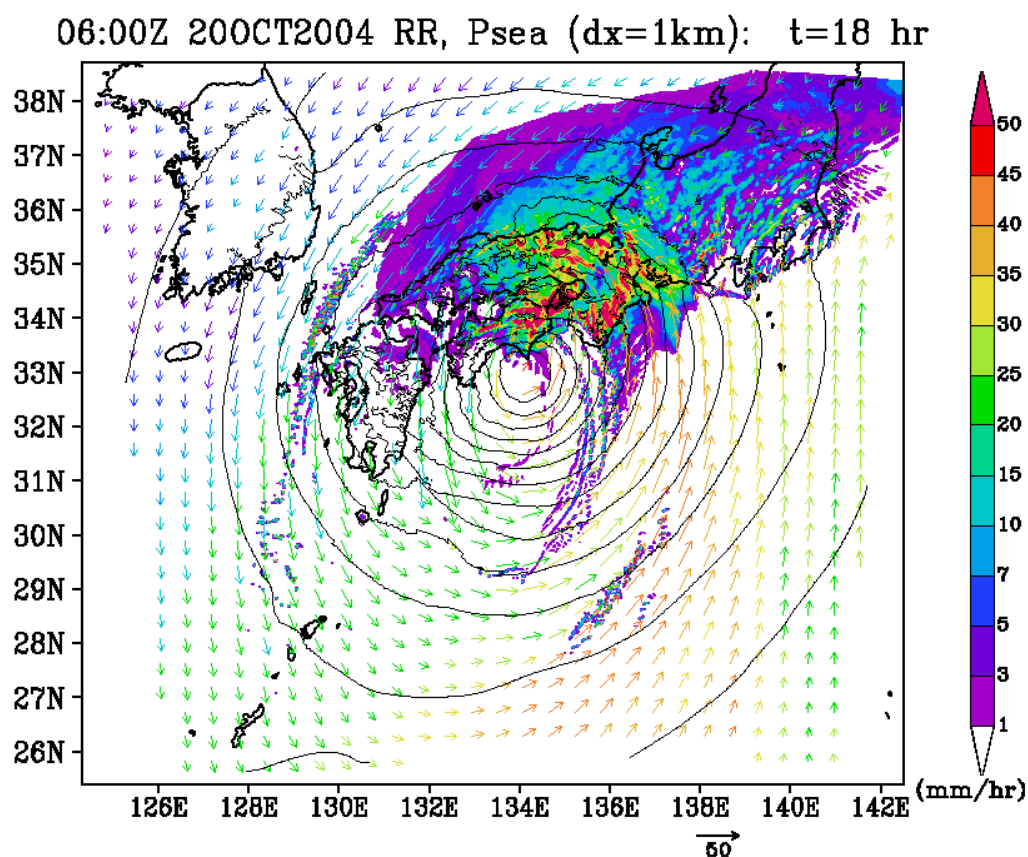


図7 台風 T0423 号の水平解像度 1km の矩形領域を用いたシミュレーション実験の 2004 年 10 月 20 日 0600UTC 結果。カラースケールは地上の降水強度、等値線は海面気圧、矢印は水平速度。

シミュレーションから得られた総降水量の分布を、19日 15UTC から 20日 15UTC の積算値として図 8 に示す。この台風に伴う西日本の顕著な降水域は、九州東岸、四国、紀伊半島と近畿地方北部に見られる。これらの領域では、局地的に総降水量が 400mm を越えており、四国の南側では 500mm に達しているところもある。四国の太平洋側や紀伊半島では山地の効果により降水が強化されたと考えられる。近畿地方北部では兵庫県から京都府にかけて降水の多い地域が見られる。これが近畿地方北部の洪水をもたらした降水に対応しており、このシミュレーション実験は実際の降水分布をよく再現しているといえる。

観測ではこの台風に伴い西日本の多くの地点で、 50 mm hr^{-1} を超えるような激しい降水が観測された。この予報実験ではそのような激しい降水についても、降水強度とその時間変化の両方を精度よく予測した。図9に宮崎県の延岡と京都府の福知山のモデルと観測の比較を示す。延岡では 50 mm hr^{-1} を超える豪雨が、福知山では 30 mm hr^{-1} を超える豪雨が観測されたが、雲解像モデルはこれらの強い降水の時間変化を量的に精度よくシミュレーションしている。

雲解像モデルを用いた高解像度シミュレーションは、台風の動きと全体的な降水分布パターンのみならず、降水の強度についてもよく観測を再現している。そこで降水について量的にどの程度、観測と対応しているのかを検証するために、降水の地上観測データと比較しその精度評価を行った。地上観測は気象庁のAMeDAS (Automated Meteorological Data Acquisition System)及び気象観測点データを用いた。ここでの降水の精度評価は、気象予測の精度評価で一般的に用いられている

total rainfall: 15Z 19 – 15Z 20 Oct. 2004

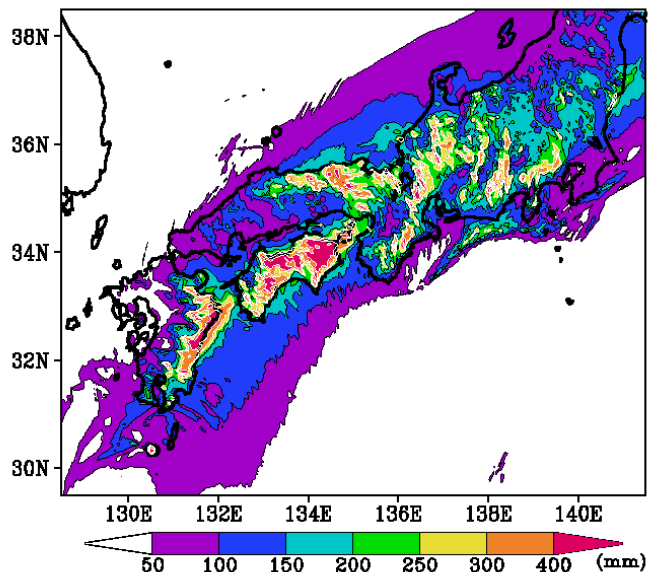


図8：台風 0423 号の CReSS を用いた 1km 解像度のシミュレーションから得られた2004年10月19日15UTC～20日15UTCの24時間降水量分布(mm)。

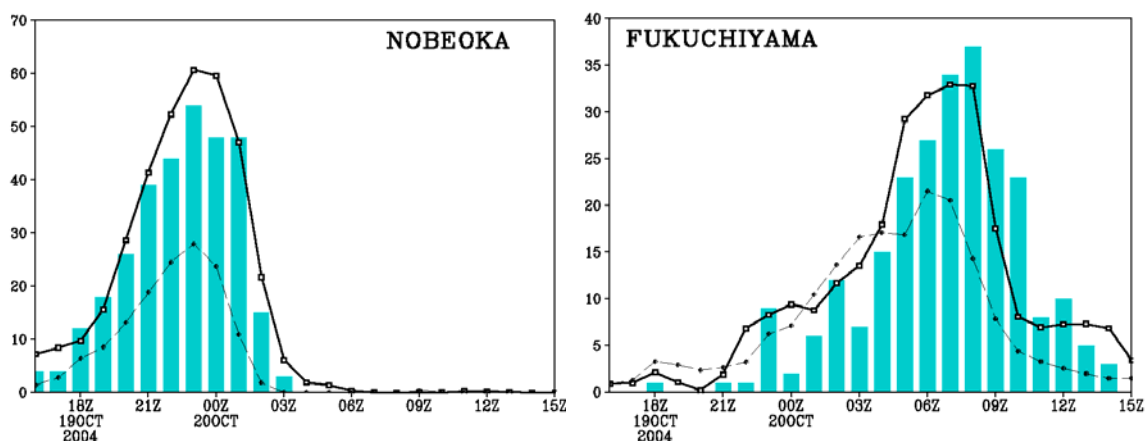


図9：台風 0423 号のシミュレーション実験から得られた1時間降水量(mm)と地上観測の比較。左図は宮崎県の延岡、右図は京都府の福知山。棒グラフは地上観測値、実線はCReSSを用いた1km解像度のシミュレーションの結果、破線は気象庁領域モデル(RSM)の結果である。

スレットスコアとバイアスコアを用いる。これらのスコアは、しきい値を越える降水の観測される面積と予報される面積（あるいはそれらに含まれる観測点と格子点で代表させたカウント数）を用いて計算するものである。これらのスコアを用いて、1km解像度のCReSSの結果と静力学モデルのRSMの結果を比較した。

しきい値が 1mm hr^{-1} のスレットスコア（図略）は弱い雨まで含めたスコアで、20日 10UTCまではCReSSの方がRSMよりややよいが、最大で0.1程度の違いで、特に20日 02UTC以降は大きくは変わらない。これは弱い雨まで含めた降水域はCReSSとRSMでは同じ程度の面積を予測していることを示している。一方で、しきい値が 20mm hr^{-1} 以上の強い雨についてのスレットスコアではCReSSとRSMでは顕著な差がみられる。図に示したほとんどの時間帯でCReSSの方がよく、その差は0.3以上になることもある。強い降水が日本の陸上でみられた20日の00~06UTCでは、CReSSのスレットスコアは0.5以上を維持しており、強い降水の予測精度が高いことが分かる。しきい値が 30mm hr^{-1} のスレットスコアでは、CReSSとRSMの差はさらに顕著になり、雲解像モデルが強い降水の予測に有効であることがわかる。

しきい値が 1mm hr^{-1} のバイアスコア（図略）から、CReSSについては概ね1程度で、弱い雨まで含めた降水域については過大評価（空振り）も過小評価（見逃し）もなく精度がよいことが分かる。強い雨についてみると 20mm hr^{-1} では、CReSSはほとんどの時間で1をやや超えており、強い雨の領域をやや多く予測している。 30mm hr^{-1} のバイアスコアではその傾向がより顕著で、この実験ではCReSSは強い雨の領域を観測よりやや過大評価する傾向がみられた。一方でRSMは 20mm hr^{-1} のバイアスコアが、20日の06UTCまでは1より顕著に小さく、 30mm hr^{-1} のバイアスコアではほとんどの時間帯で非常に小さい。このことは 30mm hr^{-1} を超えるような激しい雨をもたらす台風の量的予測については、静力学モデルではなく、雲解像モデルを用いる必要があることを示している。

その他の台風についての再現結果の例として2004年6号の事例を示す。格子解像度は降水バンドを解像できる程度に細かい 2.5km 、格子数は太平洋上で発達した台風の上陸、移動を計算可能な東西 $750(1875\text{km})$ 、南北 $800(2000\text{km})$ とした。初期、境界条件として気象庁領域予報モデル RSM を用いて48時間計算を行った。2004年6号の事例では移動経路、速度、中心気圧いずれもほぼ観測と同じであった。

この事例における計算された1時間積算降水量と観測値としてレーダーAMeDAS合成1時間降水量を図10に示した。両方の例ともほぼ上陸付近に南東斜面で非常に多くの降水が計算され、観測結果と非常によく似た分布をしていた。また台風を取り巻く複数の降水バンドも観測とほぼ同じ位置に見られ再現性が高かった。このように雲解像モデル CReSS は精度良く強い台風を再現していることが分かる。

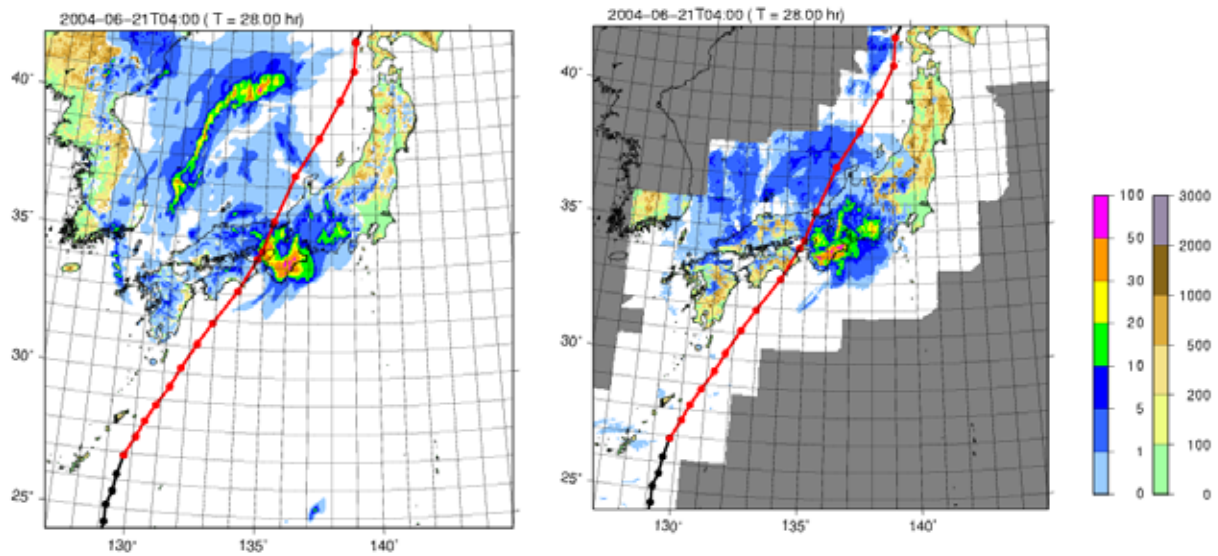


図 10 : 2004 年 0406 号の CReSS を用いたシミュレーションから得られた 2004 年 6 月 21 日 04UTC の 1 時間降水量分布 (左図) と同時刻のレーダー-AMeDAS から得られた 1 時間降水量分布 (右図)。両図とも実線は気象庁のベストトラックで、赤いところがシミュレーションの期間。

e.-2 発達する台風に伴う降雨帯の構造の観測 (佐野哲也・坪木和久)

1. はじめに

台風はアイウォールやその周囲で発達するらせん状降水帯などにより構成される降水システムを伴う。このような降水システムにより、しばしば豪雨が形成される。アイウォールやらせん状降水帯は、台風の最小構成要素である積乱雲により組織される。積乱雲は、集積した水蒸気の凝結による潜熱解放と降水形成を担うことから、台風の発達やそれに伴うスケールの大きい降水システムの形成において中心的な役割を果たすと言える。以上から、台風に伴う降水システムの構造と発達を調べることは、台風の発達過程や豪雨形成過程の解明につながると考えられる。

これまで、航空機搭載のドップラーレーダー観測により、台風に伴う降水システムの内部構造が調べられてきた(Willoughby et al. 1984, Barnes et al. 1991 など)。また、地上設置型のドップラーレーダー観測による、陸地に上陸した衰弱期の台風に伴う降水システムに関する研究もなされている(Tabata et al. 1992, Shimazu 1998 など)。しかしながら、台風の現象の激しさや進路の複雑さなどにより、発達する台風に伴う降水システムの十分な観測がなされず、その内部構造は十分に調べられていない。

科学研究費補助金基盤研究(A)「台風に伴う豪雨の高精度量的予測と降水形成機構の解明」(研究代表者:坪木和久)の一環として、台風の影響を多く受ける沖縄県宮古列島において、2006年から2007年にかけて台風に伴う降水現象を対象としたX-バンドドップラーレーダー観測が行われた。観測期間中、いくつかの台風に伴う降水システムが観測された。本研究は、2007年9月17日から18日までに観測されたT0712(WIPHA)の事例を用いて、発達する台風に伴う降水システムを構成するらせん状降水帯の内部構造を解析した。

2. 観測概要とデータ

観測は宮古列島に属する多良間島と下地島にそれぞれ名古屋大学のX-バンドドップラーレーダーを設置して行われた(図11)。気象庁の1951年から2007年までの台風の接近数の統計によると、宮古島への台風の平均接近数は3.8個/年であった。また毎年最低1回は接近することから、台風の観測に適した場所であるといえる。解析にはドップラーレーダー観測のデータの他に、MTSAT-IRデータ、気象庁C-バンドレ

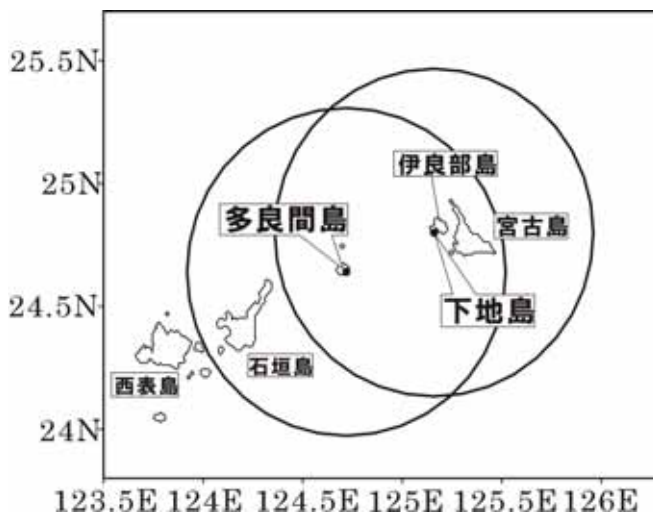


図11, ドップラーレーダー観測領域。
図中の円は多良間島と下地島に設置されたドップラーレーダーの観測範囲。

ーダー、気象庁太平洋台風センターで解析された台風ベストトラックのデータを使用した。

3. T0712 の概況

図 12 は、T0712 のベストトラックである。T0712 の特徴として、高緯度での発生、短時間での急激な発達、短寿命が挙げられる。T0712 は、2007 年 9 月 16 日 0900 JST (JST = UTC + 9 時間)に、北緯 20.1 度、東経 131.5 度と、高緯度で発生した。T0712 は急激に発達しながら北西に進み、西表島に達した 18 日 0900 JST までに地上気圧は 925 hPa まで降下した。西表島では、T0712 が通過した 18 日 0900 JST に地上気圧 926.8 hPa を観測した。2007 年 9 月 19 日 2100 JST に、

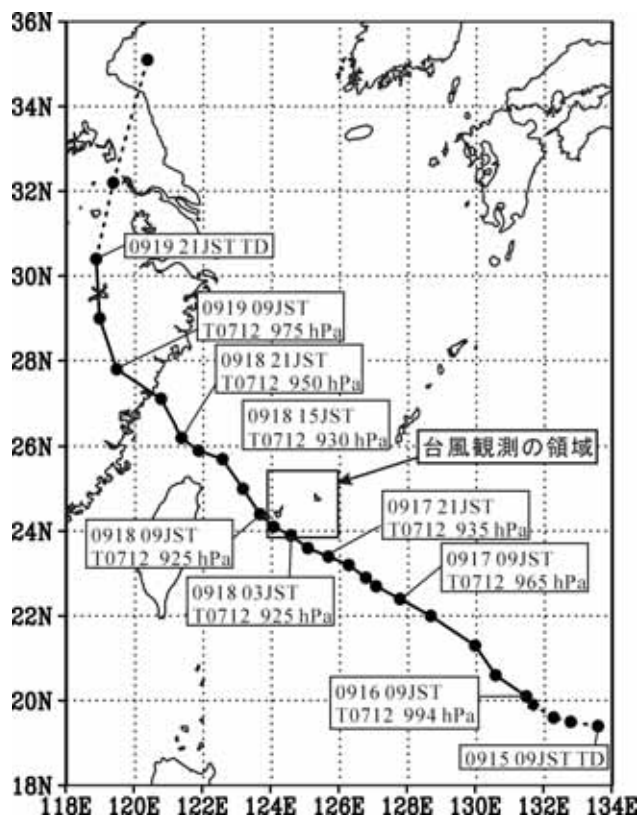


図 12 気象庁の T0712 のベストトラック。

T0712 は北緯 30.4 度、東経 118.9 度で熱帯低気圧に変わり、その寿命は 3 日と 12 時間であった。

T0712 は 18 日 0300 JST から 0600 JST にかけて宮古列島に接近した。次章から T0712 が観測領域に最接近した 0430 JST に着目して、それに伴う降水システムを解析する。

4. T0712 に伴う雲域と降水システム

図 13 は、MTSATで観測された 2007 年 9 月 18 日 0439 JST の IR画像である。T0712 の眼を囲んで発達した雲域が見

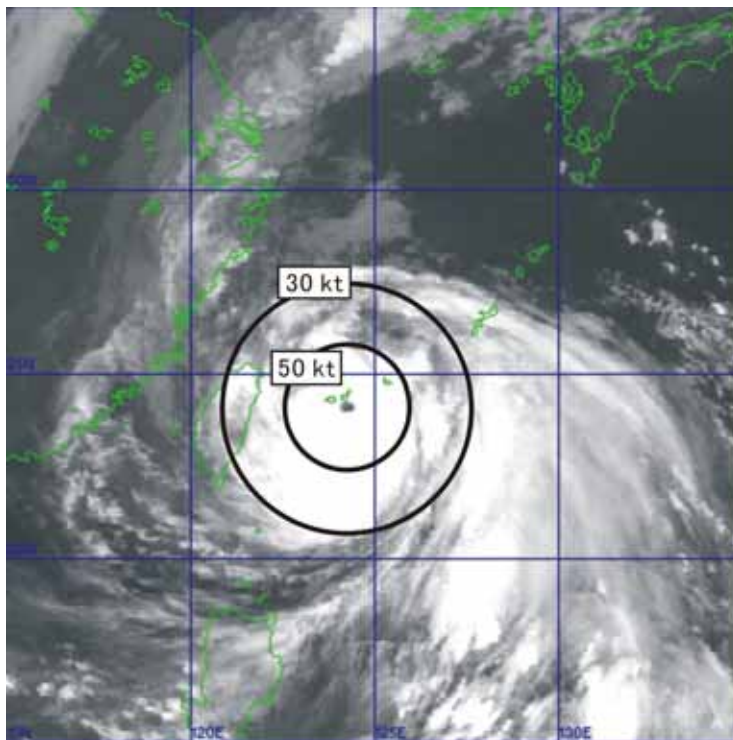


図 13 2007 年 9 月 18 日 0439 JST の MTSAT-IR 画像。図中の円はベストトラックデータより得られた、最大風速 30 kn 以上、50 kn 以上の領域を示す。

られた。この雲域は、ベストトラックで得られた風速 30 kn (16.2 ms^{-1})以上の領域とほぼ一致する。

図 14 は、気象庁レーダーにより観測された、2007 年 9 月 18 日 0430 JST の降水強度分布である。T0712 は、眼を囲む大きい降水強度を維持したアイウォールを伴っていた。その東側にらせん状降水帯が見られた。これは、幅の狭い、かつ大きい降水強度もつ降水帯が、徐々に降水強度が小さくなり、幅を広げながら北方向に伸びる特徴を持っていた。また、西から南にかけての散在するやや弱い降水域、およびらせん状降水帯の外側のやや大きい降水強度を伴う幅広の降水域が見られた。T0712 は以上で構成された降水システムを伴い、0300 JST から 0500 JST までの間、この降水システムを維持していた。

この降水システムを構成するらせん状降水帯が、ドップラーレーダーにより、デュアル解析可能領域で観測された。

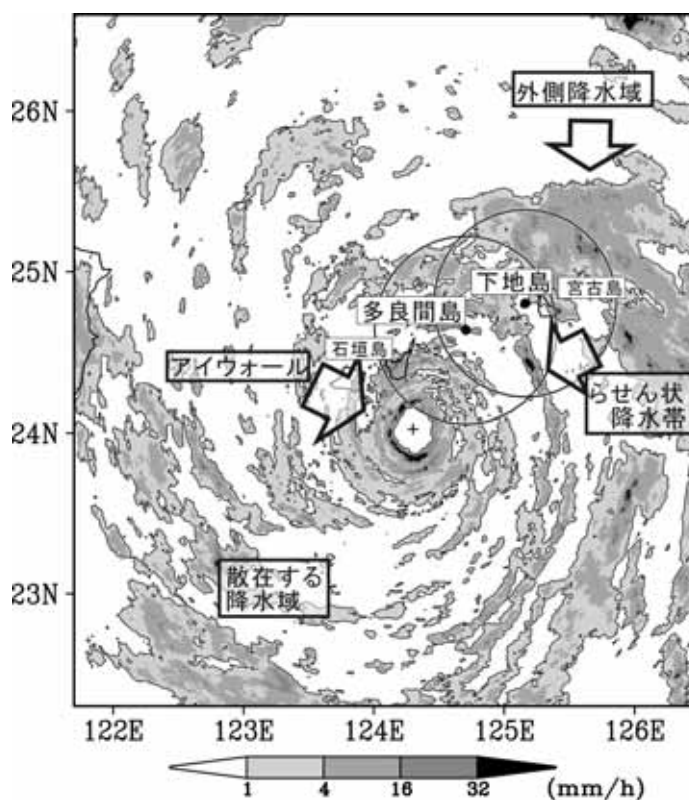


図 14、気象庁レーダーにより観測された、2007 年 9 月 18 日 0430 JST の降水強度分布。図中の円は多良間島と下地島に設置されたドップラーレーダーの観測範囲。+ 印は気象庁レーダーの降水強度の分布から推定した T0712 の中心位置(124.30E, 24.03N)。

5. T0712 に伴うらせん状降水帯の内部構造

図 15 は、ドップラーレーダーで観測されたらせん状降水帯の高度 3 km 反射強度の水平分布を示す。らせん状降水帯は、T0712 の中心から約 100 km 付近で、多良間島と下地島の間の海上で発達した。降水帯は、南側で反射強度が大きく、幅が約 10 km 程度の対流性降水域と、北側で降水強度が小さく、かつ幅が約 30 km 程度の層状性降水域で構成された。対流性降水域は、最大反射強度が 35 dBZ を越える多くの降水セルによって構成された。エコー頂は約 8km 程度であった。いずれの降水セルは高度 6 km 以下に反射強度 35 dBZ 以上の強い領域が見られた。石垣島での 2007 年 9 月 17 日 2100 JST の高層気象観測より、0 高度は約 5.8 km であったことから、融解層より下層で強い降水が形成されたと言える。

6.まとめ

発達する T0712 は、眼の周囲で発達する雲域を持ち、アイウォール、その東側で発達し北に伸びるらせん状降水帯、そして西から南にかけて散在する降水域で構成する降水システムを伴っていた。ドップラーレーダーの観測データを用いて、らせん状降水帯の内部構造が調べられた。らせん状降水帯は、その外側の下層の空気を持ち上げることで発達する降水セルで構成された対流性降水と、上層で T0712 の中心方向からの雪の輸送を伴うブライトバンドを伴った層状性降水によって構成された。次の課題として、本事例のらせん状降水帯の形成過程と維持過程を考察し、過去の事例で明らかになった台風に伴うらせん状降水帯の構造についての比較を行う。

謝辞

本研究は科学研究費補助金基盤研究(A)「台風に伴う豪雨の高精度量的予測と降水形成機構の解明」(研究代表者:坪木和久)により支援されています。名古屋大学地球水循環研究センターの大東忠保博士、遠藤智史氏、日置智仁氏、深町有佑氏には、ドップラーレーダー観測にご協力いただきました。感謝申し上げます。

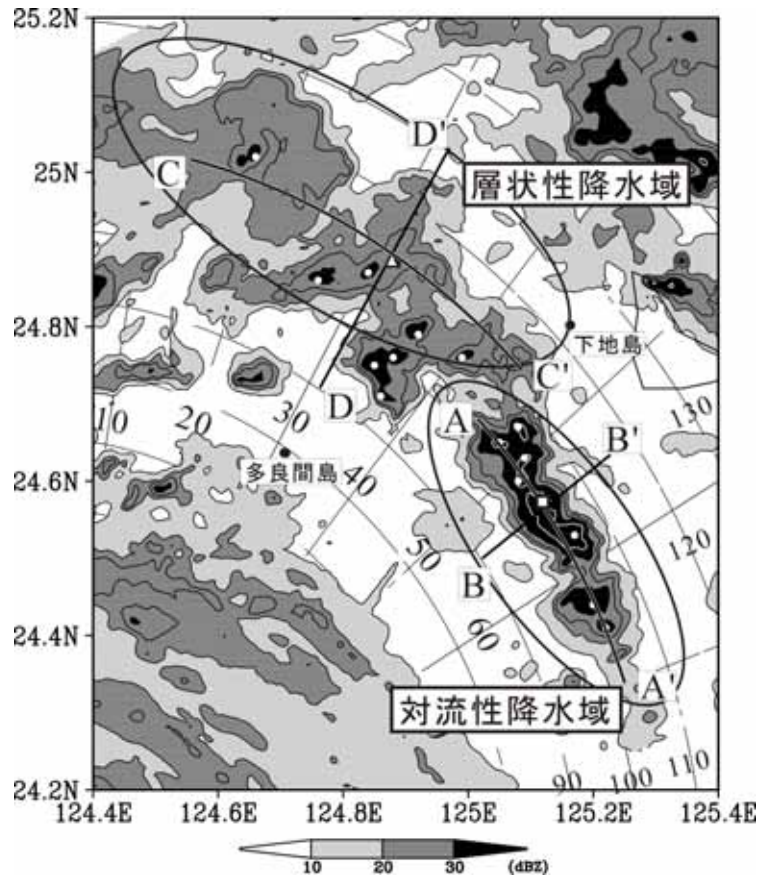


図15, ドップラーレーダーにより観測された、2007年9月18日0430 JSTの高度3 kmの反射強度の水平断面図。黒色のコンターは、10、20、25、30 dBZ、白色のコンターは35 dBZを示す。図中の印、印、印はそれぞれ降水セルの位置、印はそれぞれのドップラーレーダーの設置位置を示す。座標はT0712の中心位置を原点とした極座標を示す。

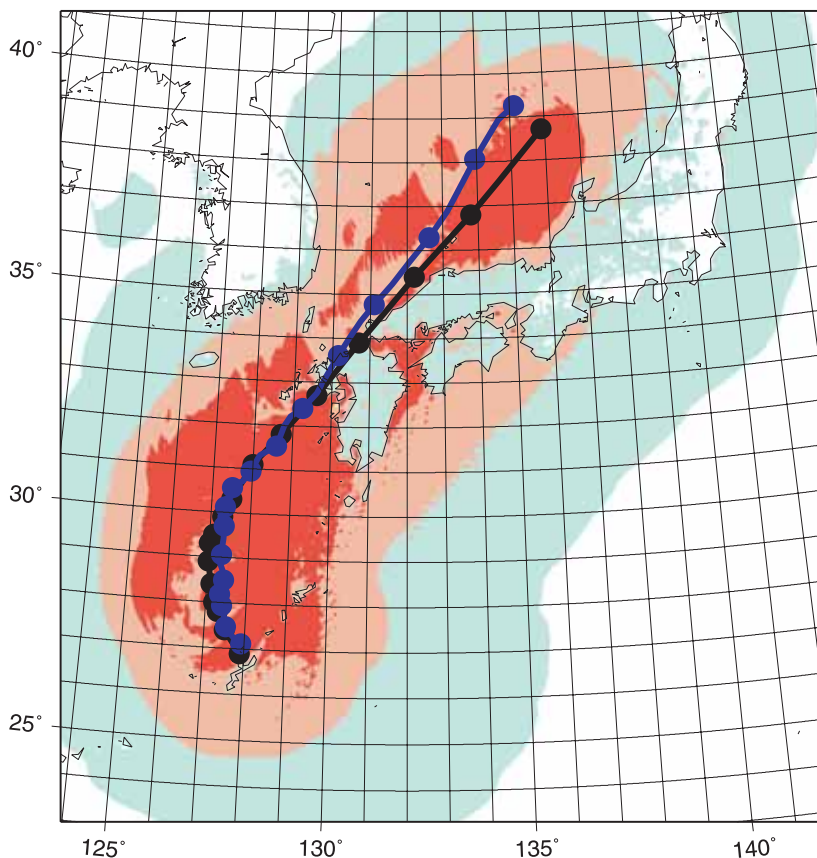
e.-3 雲解像モデル CReSS による台風の再現と評価（加藤雅也・坪木和久）

台風に伴う強風や豪雨のような極端現象を精度良く予報するためにはそれらをもたらす要因の1つである台風の

スパイラルバンドを解像する必要がある。スパイラルバンドの水平スケールは10から数10km程度であるため、非常に詳細な格子解像度を要求する。雲解像モデルであるCReSSは水平格子解像度5km以下で設計されているため台風に伴う極端現象を予測や理解をする上でとても有用である。しかしながらその予報精度についてはまだ十分な評価が行われていないため、今回日本に上陸、被害をもたらした10事例を抽出し、数値シミュレーションを行いその精度評価を行った。いずれの事例においても水平格子解像度2.5km、水平格子数753x803または803x753、鉛直格子数67層で気象庁領域スペクトルモデル(RSM)を初期値として48時間計算を行った。

シミュレーション結果の1例として2004年18号台風に対して2004年9月15日12UTCを初期値として計算した結果と気象

a)



b)

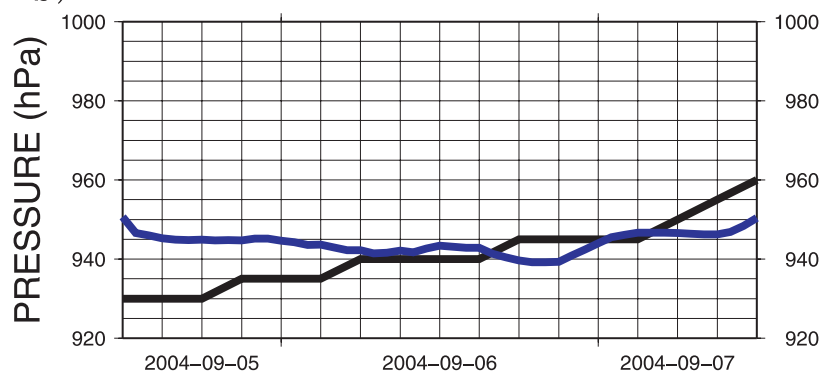


図16: 2004年18号台風のCReSSによるシミュレーション結果とベストトラック。(a) 台風の移動経路(黒:ベストトラック、青:CReSS)とCReSSで計算された期間最大風速(水色:15m/s以上、桃色:25m/s以上、赤色:35m/s以上)。(b) 台風の中心気圧の時系列(黒:ベストトラック、青:CReSS)。

序発表のベストトラックを図 16a に示す。台風 18 号は東シナ海上で東向きに転向し 9 月 17 日 00UTC 頃長崎県に上陸しその後加速しながら日本海に抜けていった。CReSS によるシミュレーションの結果においても移動経路はほぼ同じで、ベストトラックとの中心位置誤差は 50km 程度であった。九州接近時付近より CReSS での台風の移動速度がベストトラックよりも若干速かったために上陸時刻が約 2 時間程度早かった。計算された期間最大風速 15m/s 以上の領域は半径最大約 800km と非常に広範囲に広がっていた。一般的に暴風域と定義される 25m/s 以上の領域は西日本全体に広がっていた。さらに強い 35m/s 以上の領域は移動経路の東側で大きく風速の非対称性が示された。ベストトラックの風速データも同様の傾向を示していて風速についても精度良く計算されていたと言える。台風の中心気圧について、計算開始初期場では 20hPa 程度実際よりも高かったが、約 18 時間後に同程度となった(図 16b)。その後、ほぼ現実と同様の気圧変化を示し九州上陸時の 945hPa を 1hPa 程度の誤差と非常に高い精度で計算していた。

図 17 は九州上陸時刻付近の CReSS により計算された 1 時間積算降水量とレーダーアメダスによる 1 時間解析雨量を表す。台風の南東側に存在していたスパイラルバンドが CReSS の結果でも明瞭に見られた。また、九州や四国の南東斜面での強雨を分布・強度共にかなり現実に近く再現されていた。

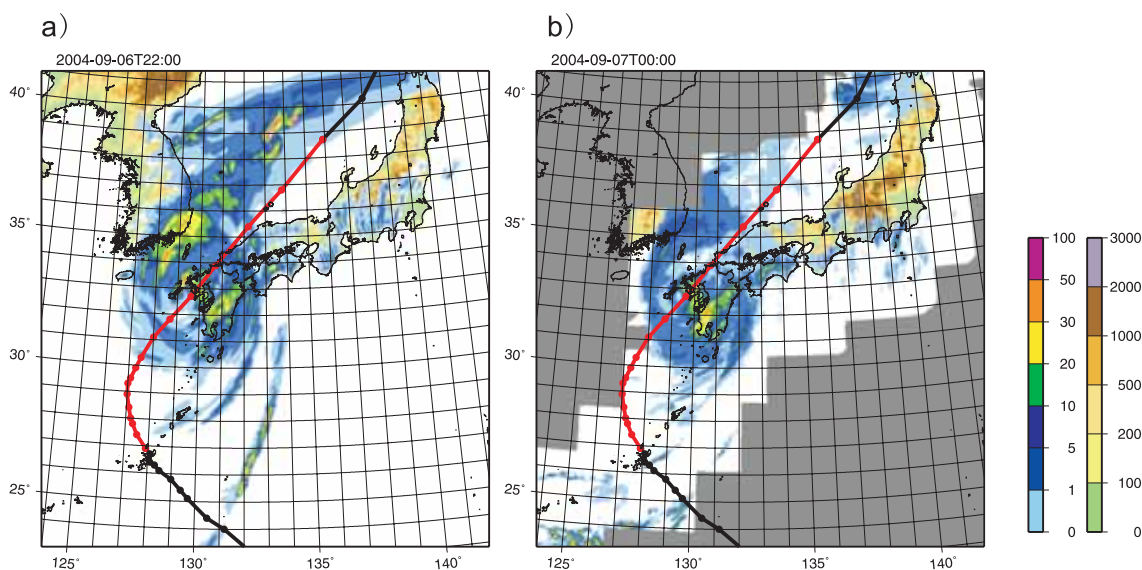


図 17: 九州上陸時の (a) CReSS で計算された 1 時間積算降水量と (b) レーダーアメダス解析雨量。

AMeDAS による観測と対応する格子点における比較の例として福岡の風、地上気温、降水量の時系列を図 18 に示す。台風の通過に伴う急激な風向の変化が観測と同様に見られた。降水量も現実よりも 10mm/hr 程度過大評価をしているものの、その持続時間が観測結果とかなり似ていた。CReSS における台風が現実よりも 2 時間程度早く移動していたため、風

向の変化や強雨のピークは観測よりも 2 時間前にシフトしていた。風速は全期間を通して過大評価をする傾向にあった。地上気温は基本的な振る舞いは観測とほぼ同じであったが深夜から早朝にかけての気温の上昇を正しく計算することが出来なかった。その他の地点についても同様に調べたところ風向変化はかなり現実に近く風速は若干過大評価をしていた。降水量の変化は降水バンドの通過に依存しているため、通過がわずかでもずれると計算される雨量が大きく異なっていた。このことから降水量の評価については 1 点同士の比較ではなく面的な評価が必要であることが示唆される。地上気温に関して、CReSS の気温変化が現実よりも滑らかである傾向が見られた。日本海側で見られたフェーン現象など地域によっては気温変化が大きく現実と異なる場合も見られ、その原因を考えることが今後の課題である。

2004 年 18 号を含めて計算を行ったすべての事例に対して定量的な評価を行った。表 3 に台風中心の位置と気圧の平均誤差を示す。中心位置の誤差は全期間平均約 60km と移動経路をかなり正しく予報していた。後半 24 時間で予報精度が悪くなるものの 80km よりも小さかった。中心気圧の誤差は全期間平均すると +1.1hPa とかなり小さかった。前半 24 時間では +13.8hPa であるのに対して後半 24 時間では -10.0hPa と逆の傾向を示した。初期場における台風が 2004 年 18 号の場合と同様に現実と比べてかなり高い中心気圧であることが多く、計算開始後 6 から 12 時間かけて現実に近くなっていた。後半の 24 時間において、現実の台風のほとんどは衰弱期で急激に中心気圧が上昇していた。CReSS によって再現された台風も同様に衰弱する傾向が見られるもののその割合が現実よりも緩やかなために時間が経過するにつれて現実よりも中心気圧が低くなる傾向が見られた。

AMeDAS と比較をした風速別風速誤差を図 19 に示す。15 から 20m/s を境界としてそれよりも弱風域では 5m/s 程度の過大評価、強風域では逆に 5m/s 程度の過小評価をする傾向が見られた。2 乗平均平方根誤差(RMSE)はどの風速域においてもほぼ 5m/s であった。計算時間 12 時間毎に計算をした平均誤差や RMSE はいずれも同じような傾向を示していたことから 48 時間安定して計算されていたことが示唆される。風向も考慮して平均誤差を計算した結果、風向のずれはほとんどないことが確認された。1 時間降水量 20mm 以上の発生頻度分布を図 20 に示す。比較のため初期条件として利用した格子解像度 20km である RSM の頻度分布も載せた。強雨域において RSM は発生頻度が気象官署による観測と比較して半分以下と正しく予測できていないのに対して CReSS は 40mm/hr 以上でも観測とほぼ同じ頻度で強雨が発生していた。50mm/hr 以上の激しい雨も観測よりも頻度は少なくなるもの存在しており、豪雨も予測可能であることが示された。

以上、日本に上陸し多大な強風や豪雨災害をもたらした台風 10 事例について CReSS を用いて再現実験を行いその定量的な精度評価を行った。台風の移動経路や中心気圧をかなりよく再現していた。AMeDAS や気象官署の観測と比較を行った結果、計算時間 48 時間において風、雨共に比較的精度良く再現されていることが示された。特に時間雨量 20mm を越えるような激しい雨も精度良く予測が出来ていた。なお、以上の結果は東京海上日動火災

株式会社と名古屋大学との共同研究による結果の一部である。

表 3: CReSS で計算された台風とベストトラックにおける中心位置と中心気圧における平均誤差と 2 乗平均平方根誤差(RMSE)。全時刻は全計算期間の平均、前半は計算開始より 24 時間後までの平均、そして後半は計算開始 24 時間後より 48 時間後までの平均を表す。

	全時刻		前半		後半	
	平均誤差	RMSE	平均誤差	RMSE	平均誤差	RMSE
中心位置誤差(km)	60.2	86.8	49.7	78.2	78.6	100.0
中心気圧誤差(hPa)	1.2	13.8	7.5	14.7	-10.0	11.8

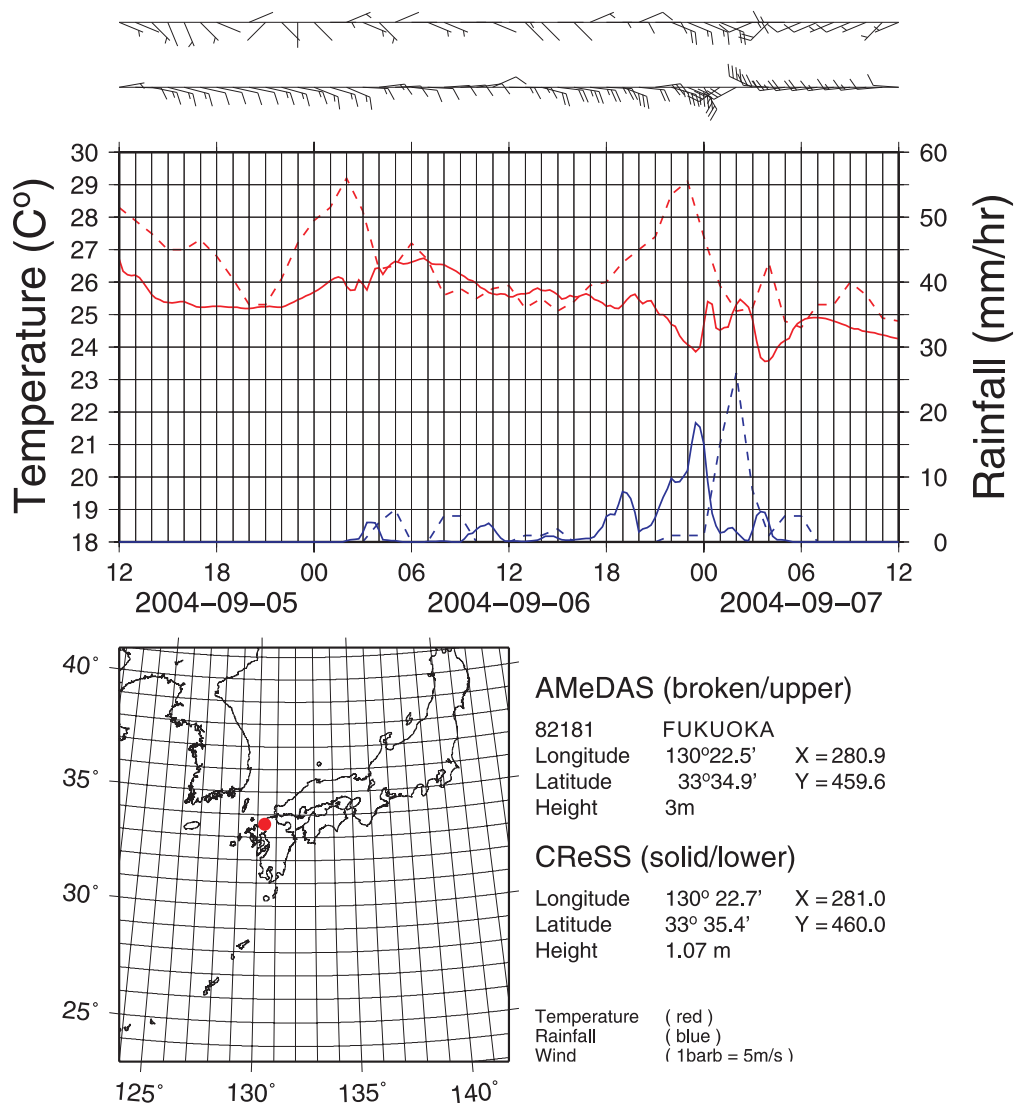


図 18: 福岡における CReSS で計算された地上風(下段矢羽)、地上気温(赤実線)、1 時間積算降水量(青実線)と観測された地上風(上段矢羽)、地上気温(赤破線)、1 時間降水量(青破線)。

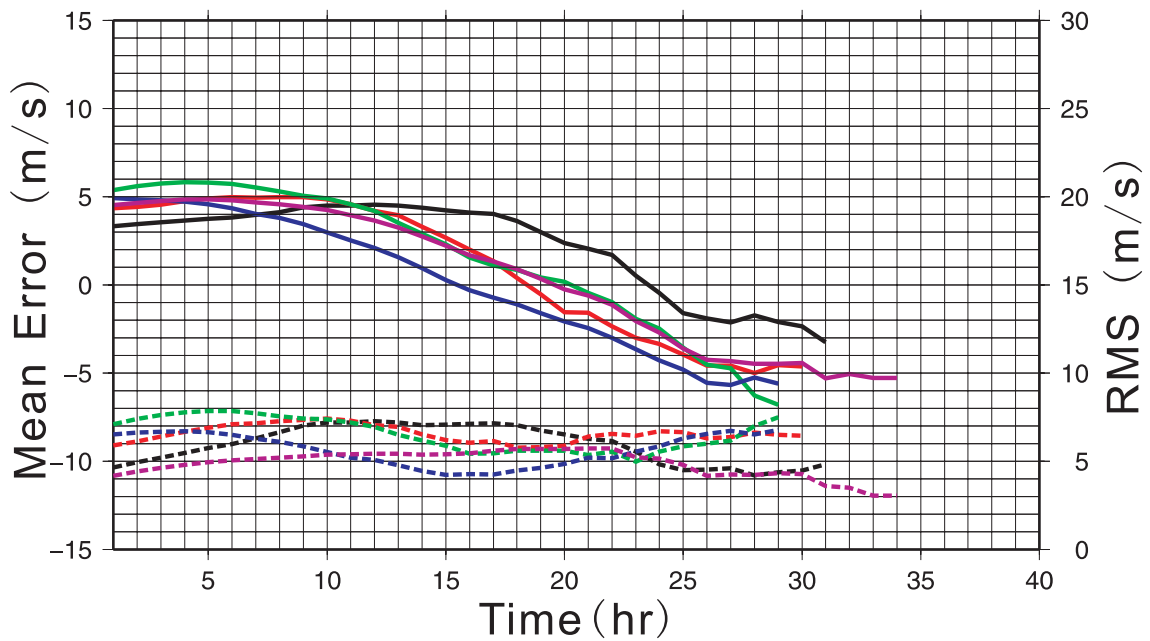


図 19: 観測された風速毎の平均予報誤差(実線)と 2 乗平均平方根誤差(破線)。黒、赤、緑、青、紫色はそれぞれ計算開始から 12 時間まで、12 時間後から 24 時間後まで、24 時間後から 36 時間後まで、36 時間後から 48 時間後まで、そして全期間を表す。

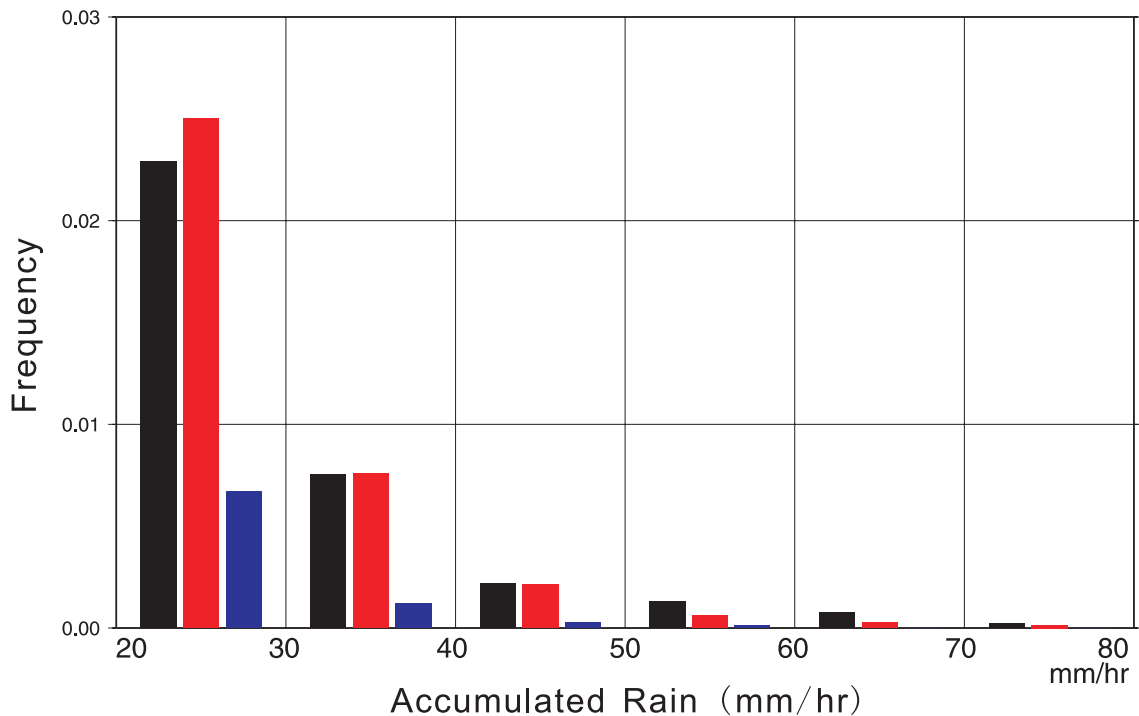


図 20: 1 時間降水量 20mm 以上の発生頻度分布。黒色は気象官署による観測、赤色は CReSS における地上格子、青色は気象庁領域スペクトルモデル(RSM)における地上格子における発生頻度を表す。

e. -4 高解像度全球大気大循環モデル AFES 用いた 2004 年 10 月の台風シミュレーション(吉岡真由美)

要旨

ここでは、北半球の秋にも関わらず強い勢力を保ち、例年の 10 月の台風進路とは異なり日本への経路を取った台風が 3 個観測されたという現象的にも珍しく、本州の上陸とその台風被害が報告され災害的にも注目された 2004 年 10 月のはじめの頃に注目し、行われた全球大気モデルによるシミュレーション結果について述べる。2004 年 10 月に観測された台風 T0423 (TOKAGE) の発生を含む初期の環境場について調べるため、全球大気モデルを解像度 T639L96 で実行した。このシミュレーションは、観測では詳細を知るのが困難な台風初期の発生・発達過程をその環境場も含め同時に調べた報告である。

1. 全球大気モデル(AFES)

環境場を含む TD(Tropical Depression)および台風の発生・発達した状況について調べるのに全球大気モデルを用いた(モデル内での「台風」「TD」の定義は 2 節を参照)。ここではプリミティブ方程式系でかけられたスペクトル法による全球大気モデル AFES (AGCM for Earth Simulator)を用いた。AFES は地球シミュレータ上で利用することにより、全球モデルを高解像度で高速に実行可能である(S. Shingu, *et. al.*, 2002)。環境場についての情報をなるべく細かく知るとともに TD 個々の構造を数 10km までを表現できるシミュレーションが可能である(W. Ohfuchi, *et. al.*, 2004)。今回は、赤道上の水平格子間隔約 20km、鉛直レベル 96 層の解像度(T639L96)で実行した。

数値実験では、2004 年 10 月 12 日に TD として発生したのち発達して 13 日に台風となり、日本に上陸し甚大な災害をもたらした台風のひとつである T0423(TOKAGE)をターゲットとした。発生過程に注目するため T0423 が TD として観測された日よりさかのぼり、積分開始を 10 月 8 日 00Z と決めた。初期値には気象庁の GPV データ(10 月 8 日 00Z)を、境界条件には海面水温(Sea Surface Temperature, 以下 SST)に気象庁 JMA MGDSST(Daily mean, 解像度 0.25 度)を用いた。地形は gtopo30 を使い、数値実験の解像度に合わせたものを作成した。AFES version 1.22 では積雲対流の表現に Emanuel スキームを採用している(Emanuel, 1991)。太陽放射過程は 1 時間ごとに計算した。この条件で 2004 年 10 月 8 日 00Z から 16 日 00Z まで 8 日間の計算を実行した。

2. 台風の検出法

数値モデル中の台風検出方法は一定の方法が提唱されているわけではなく、現実に観測される台風の特徴を用いていくつかの方式が見られる。ここでは、地表面での中心気圧が極値かつ上空の Warm Core をもとにモデルの台風を検出した Tsutsui and Kasahara (1996)

を参考にし、地表面での中心気圧が極値であることを条件として検出している。ここでは海面補正気圧(Sea Level Pressure, 以下 SLP)のデータをもとに決めることにする。1010hPa 以下の値をもつ周辺グリッド 49 点中の SLP の極小を中心とし、移動速度が 100km/hr 以下で 1 日以上持続するものを「TD」とした。さらに中心 SLP が 1002hPa 以下に下がったものを「台風」とした。これらの条件を西太平洋を含む領域(20S-30N, 100E-160W)の海上に当てはめた。

この地表面気圧のみを検出した手法は、単なる気圧の極値を追跡しているため、中心周りの風速や鉛直温度構造などに特徴をもつシステムとしての TD を十分に確かめているとは言い難い。しかし、渦度などの他の物理変数や複数条件を使うより、この気圧の極小を同一のシステムの持続とみなして追跡した場合のほうが、TD を発生初期からよりさかのぼってとらえられることが試行錯誤した結果わかった(詳細は略)。また、一定時間(ここでは 1 日)以上持続した場合にそのシステムは TD としての特徴をもつこともわかった。

3. 結果

3.1 検出された台風の位置

以上にのべた条件で、モデル解像度 T639L96(赤道解像度 20km)のシミュレーションを行った。大気の場合は初期値 GPV から数時間でスピニングアップされていた。

この数値実験では SLP を 1 時間ごとに出力した。全積分期間 8 日間で、西太平洋域に条件を満たす 31 個の TD(「台風」を含む)が検出された(図 21)。このうち、積分初期の 1 日目 00Z から四国沖に見られる台風は T0422 に相当する。初期の GPV の条件に強く依存して再現されたものと考えられるこの台風は、中心 SLP が 18 時間後に 990hPa となっていた。12 日 08Z にフィリピン東海域(151E, 14.9N)で条件を満たす TD が形成される様子が捉えられた。これが台風 T0423 に相当すると考えられる。この台風はその後発達し、やや北上しながら中心気圧が 996hPa まで下がった。12 日に発生条件を満たしてから 16 日まで、中心 SLP の低下はやや弱めであるが、観測で捉えられた軌道は大きく外れることなく再現されている。積分最終日の 10 月 16 日 00Z には T0424 が TD として発生しているはずであるが、その一帯にそれらしき擾乱は検出されなかった。

またこの実験では、現実には発生しなかった台風が見られた。フィリピン近海(125E, 15N)付近で 8 日 00Z から検出され、中心 SLP が 982hPa まで下がった強い台風がほぼこの一帯にとどまるのが積分期間終了までシミュレートされた。積分開始後 1 日後の 9 日 02Z に 159E, 7.2N で発生した台風は、中心 SLP が 1001hPa までしか下がらないまでも約 4 日間検出された。その後この北側に発生した台風も 1000hPa までしか気圧が下がらず大きさも弱いものであったが、2 日間ほど持続した。

これら TD や台風の発生域は、フィリピンの東側海岸近傍をのぞくと、ほとんどが 140E-170E, 5N-15N に位置している。

3.2 平均場と気候値との比較

積分期間 8 日間の平均と気候値との比較を行う。境界条件として用いた海面温度 SST に ついてみると、HadISST(Hadley Centre Ice and SST)データの 10 月の気候値(図は略)とくらべて全体的に約 1 度高い。HadISST は赤道付近から南北 10 度、東西 130E-180 付近に 29 度 C の暖かい領域、暖水塊(Warm Water Pool, 以下 WWP)が広がっている。一方、この計算 に用いた 2004 年 10 月 8 日 00Z から 15 日 00Z までの期間、WWP は 30 度 C を示し、ボルネオ やニューギニアなどの東南アジアの島しょからはなれた赤道をはさんで 10S-10N、経度 160E-170W 付近にある。これは El Nino もどきといわれた特徴を示している(図 21)。

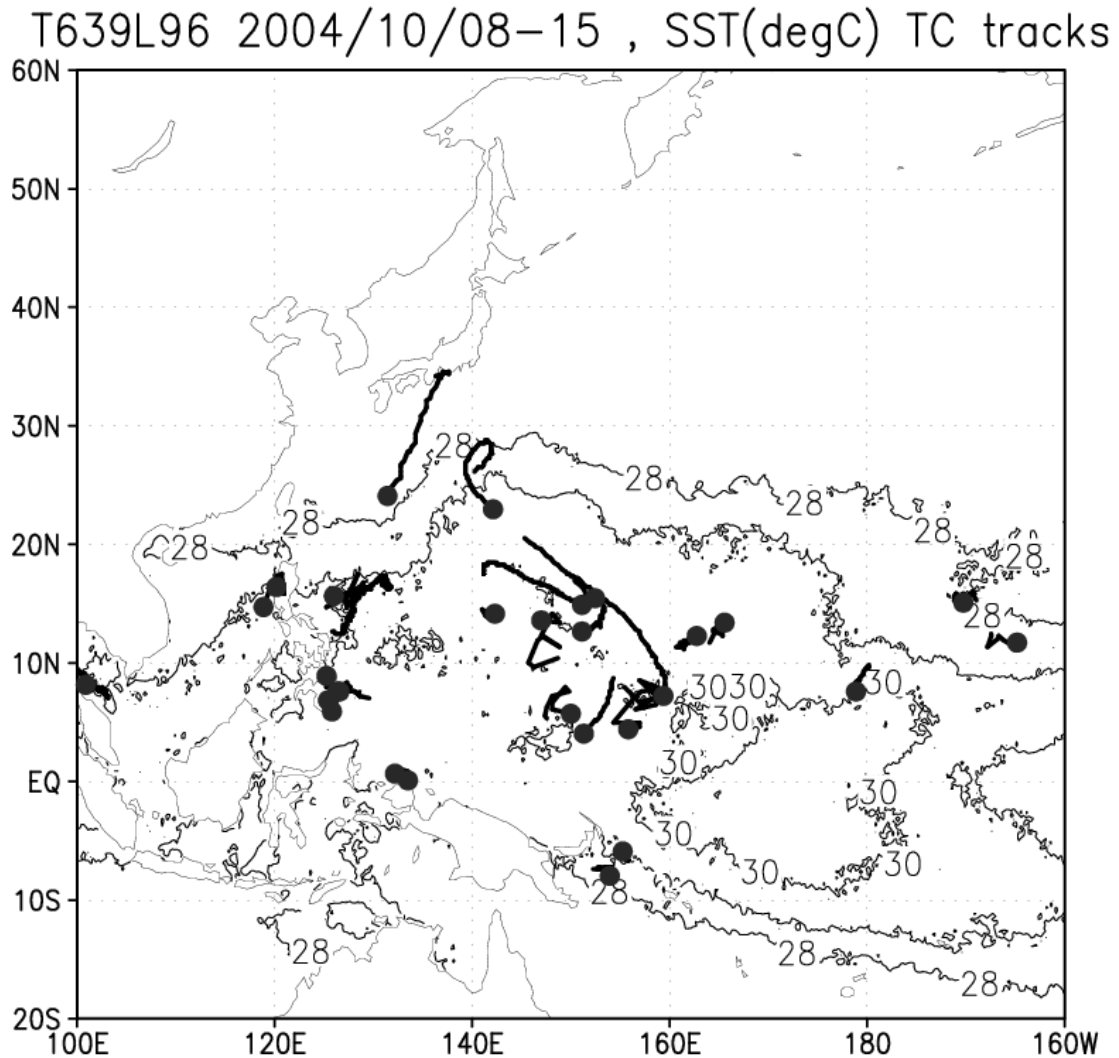


図 21: 積分期間 8 日間の観測値 JMA MGDSST 海面温度(SST)の分布と、この期間に発生した 台風および熱帯低気圧(TD)の検出点(図中 ●)とその軌道。検出方法については本文参照。

3.3 流線関数に見られる発生場の特徴

図 22 に下層 ($\sigma = 0.85$) の流線関数の瞬間値を用いて、T0423 の発生の総観場を示す。流線関数で見ると、SLP による検出の 12 日 08Z よりも前から T0423 が発生する地域の東南東、150E5N 付近に低気圧性循環の元となる極小域 (図中では負値) の分布がみられる。積分開始 2 日後の 10 日 00Z にはその中の負のピークはかなり強まっている。この後、この領域は徐々に西進しながら台風 T0423 の発生域まで達し、一部が深まり T0423 が発生するのがとらえられた (図は略)。この流線関数の負の領域は、一部は分裂し、観測で見られなかった台風を T0423 の北側に生み出している様子もとらえられた。積分期間最後の 16 日 00Z には、流線関数が負の極値を取りつつある様子が T0424 発生位置付近の T0423 の東側にみられた (しかし積分期間中には十分発達しなかった)。以上のように、T0423 を含む台風の発生には、下層 ($\sigma = 0.85$) にもともと流線関数の負の領域で示される TD を生じやすい領域があったことがわかる。この領域は時間とともに西進し、その一部が強まり、台風となっていった様子がとらえられた。

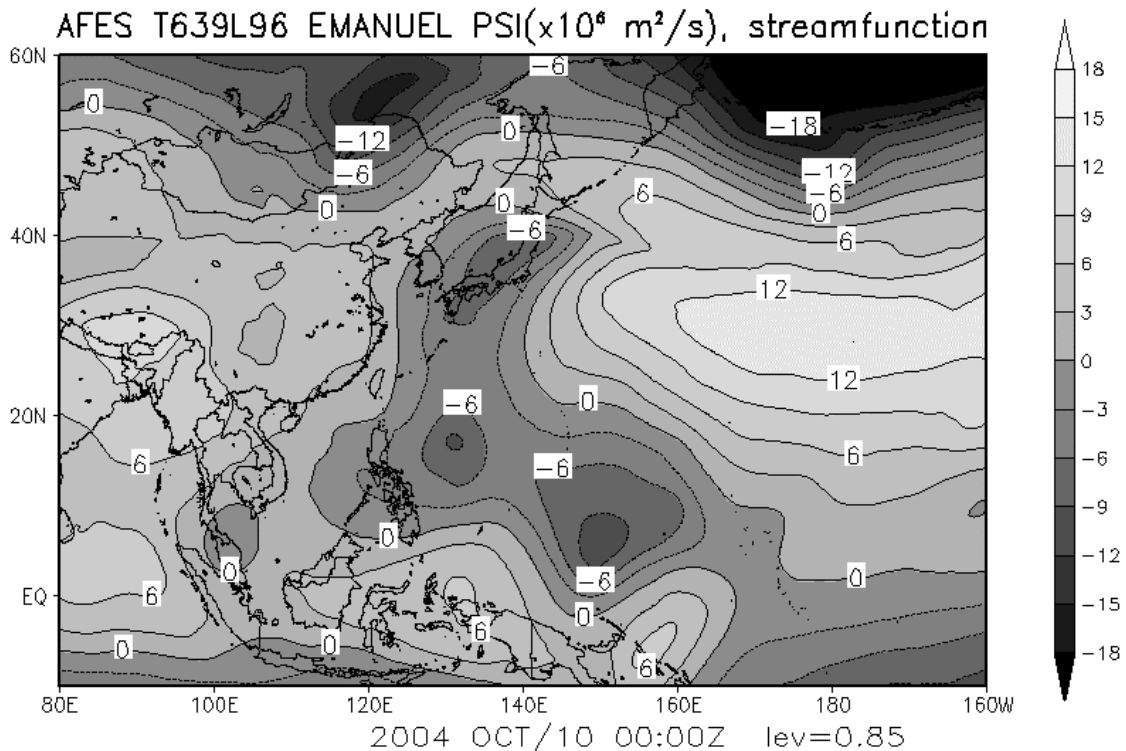


図 22: AFES を用いた T639L96 でのシミュレーションによる下層 ($\sigma = 0.85$) の流線関数の総観場。時刻 10 日 00Z の瞬間値。

図 22 で下層 ($\sigma = 0.85$) に流線関数の負の分布が見られた領域を拡大し、流線関数と風の

場について図 23 に各 面で水平断面をしめす。積分開始 1 日後の 9 日 00Z についてみると、図 23(c) に示したように、下層($\sigma=0.85$)では、T0423 の渦のもととなる流線関数の負のピークと弱いながらも低気圧性循環をもつ風の見えはじめている。(d) に示した境界層内の場は、ほぼ下層と一致した位置に渦の中心を持っているように見える。(b) の中層($\sigma=0.5$)でも(c) に負のピークが見られた位置を含む領域に流線関数の負の分布がある。しかしそのピーク位置は下層と一致せず、約 2 度低緯度側および約 5 度東側に見られる。一方、上層($\sigma=0.2$)は一様に東風となっており、中層より下に見られる渦の様子はまったく見られない。このような、発生域の上層に東風、中層と下層に低気圧性の渦のもとが見られるという状況は積分時間 1 時間後の 8 日 01Z からみられた。このことは、T0423 の発生域下層から中層にほぼ積分開始時から弱い渦のもとがあり発達したことを意味する。今回の実験における T0423 に相当する初期の TD は、発生域付近に持続して存在した下層の渦に中層の渦の移動と強まりが寄与し、台風に見られる鉛直にコヒーレントな渦を形成していったのではないかと考えられる。

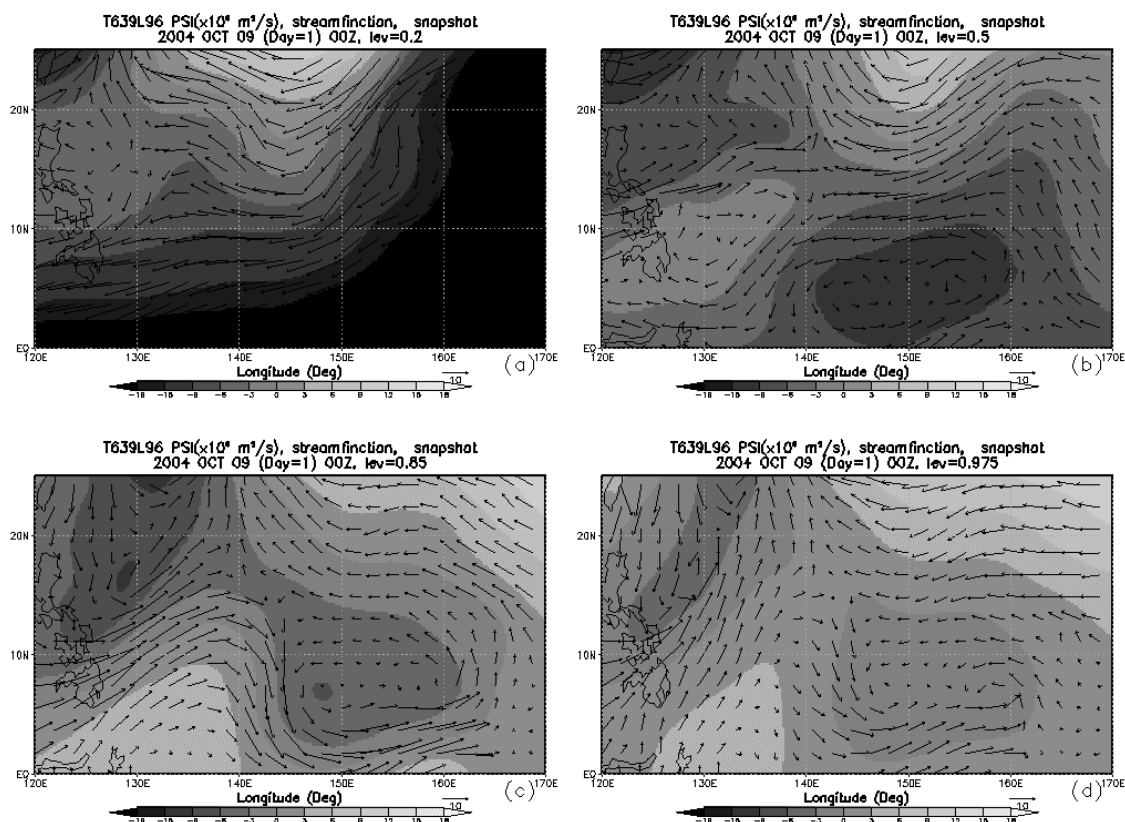


図 23: AFES を用いた T639L96 でのシミュレーションによる台風 T0423 発生付近の流線関数と風ベクトル。9 日 00Z の瞬間値。それぞれ (a) 上層($\sigma=0.2$)、(b) 中層($\sigma=0.5$)、(c) 下層($\sigma=0.85$)および (d) 境界層内($\sigma=0.975$)。風のベクトルは 10 個おきに間引いて表示している。

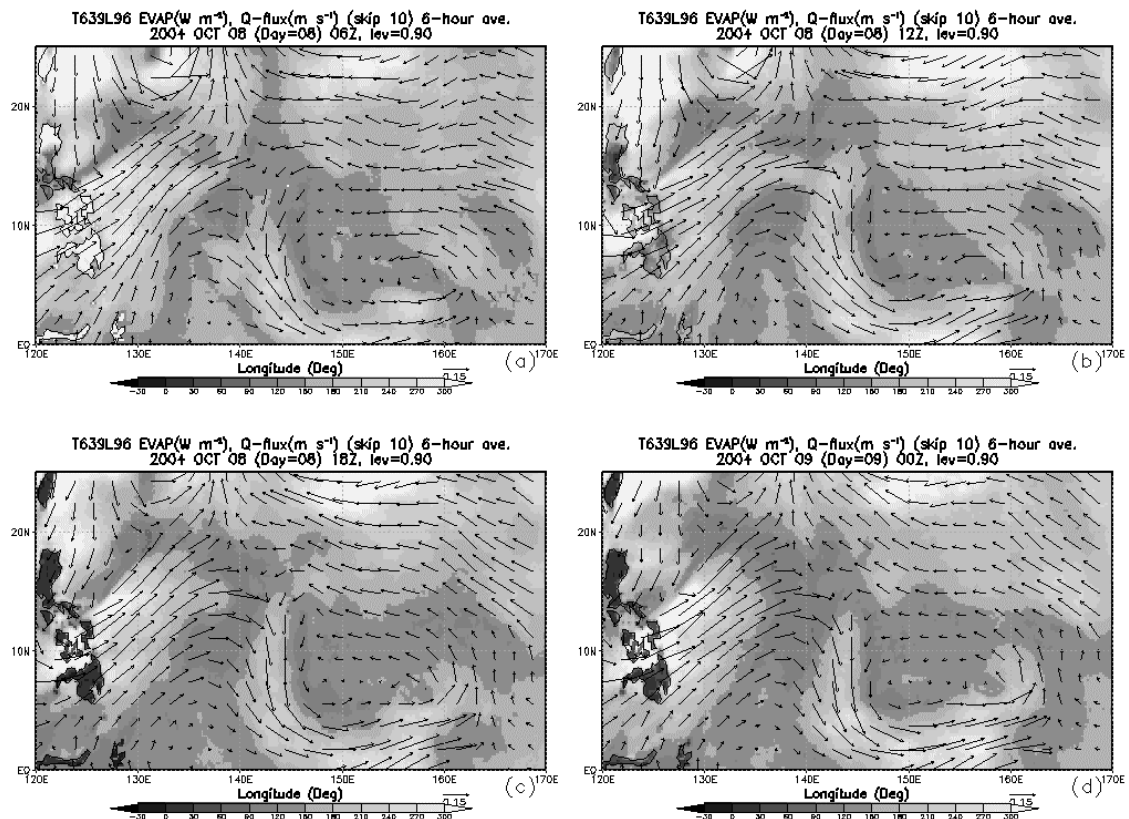


図 24: AFES を用いた T639L96 でのシミュレーションによる台風 T0423 発生付近の下層(=0.9)面の水蒸気 flux($q \cdot v$)と海面からの水蒸気 flux(evaporation)。それぞれ図に示した時刻から前の 6 時間平均。(a) 8 日 06Z、(b) 8 日 12Z、(c) 8 日 18Z および(d) 9 日 00Z。水蒸気 flux のベクトルは 10 個おきに間引いて表示している。

3.4 T0423 発生付近の水蒸気輸送

つぎに T0423 の発生期における検出地点付近の水蒸気を含む環境場について見る。TD の発生・発達における水蒸気供給について、海面からの蒸発(evaporation)や、下層での湿潤な気塊の流入による寄与がこれまで指摘されている。10 月 8 日の 1 日における 6 時間平均の海面からの蒸発と境界層内(=0.9 面)での水蒸気 flux を図 24 に示した(図の時刻は平均時刻最後のタイムスタンプ)。この期間に台風 T0423 発生域の低緯度側に湿潤な南西風の吹き込みが存在し、強まっているのがわかる(図中位置 150-155E, 3-5N 付近)。このような湿潤な風の向き、強まる傾向は、下層 =0.85 面も見られる。またこの南西風の下では海面からの蒸発が時間とともに盛んになっている。これは、湿潤な南西風が強まるとともに、海面からの蒸発により水蒸気供給を受けてさらに湿潤になった風が境界層内で発生域付近に流れ込むことで、T0423 の初期渦の発生に寄与していることを示唆している。

一方 T0423 の発生域の高緯度側でも湿潤な風がみられる(図中 150E, 10-12N 付近)。この積

分全期間を通して太平洋高気圧が位置と強さに大きな変化を見せなかったことを考えると、常にある一定の東よりの風が太平洋高気圧によりもたらされていたと考えられる。SLP で T0423 が検出される時刻以前は水蒸気 flux の変化はあまり見られない。図 24 の期間を過ぎて台風 T0423 の渦がはっきりしだす 1-2 日後ぐらいから渦の強まりとともに東風が強まり、その下での蒸発も強まっていた。

以上のことから、下層($\sigma=0.85$)での台風の初期渦の形成には、太平洋高気圧の低緯度側に境界層内で強い湿潤な南西風の吹き込む大規模場の環境風が存在したことの寄与が示唆される。

3.5 . T0423 の発生とその環境場

この 8 日間の数値実験では、T0423 に相当する低気圧性擾乱のモデル内での再現とともに、その環境場の特徴も同時に同じモデルを用いてみてきた。

この積分期間中、2.2 に述べた条件で検出された「台風」の発生した付近の成層状態を注目してみた(図は略)ところ、東西南北 15 度四方の領域中でみて、1 時間ごとの相当温位瞬間値で見た成層状態は一様に条件付不安定で、SLP でみた発生が確認されるまで他と違った特徴は見られなかった。一方で、図 22 で示されたように、台風 T0423 を含む TD の発生域である西太平洋低緯度一帯にわたる環境場に、下層($\sigma=0.85$)でそれら初期渦のもととなる流線関数の負の一帯が早くから存在していることが示された。このうち、T0423 に相当するシミュレートされた台風については、中層と下層から低気圧性の渦が存在しており、下層の渦は発生域で時間とともに強まっている様子が捉えられた。また、この台風発生中心の低緯度側には湿潤な南西風が強まっていくのが見られ、さらに海面からの蒸発による水蒸気供給を受け、強まって台風中心に巻き込まれていく様子が示された。これは、台風中心付近で見られる上昇流を促す方向に働くと考えられる。

4 . 大循環モデル中に領域気象モデル CReSS を適用した場合の再現可能性

全球大気モデルを用いて台風発生につながる大規模場の様子と T0423 に相当する TD の初期の様子を、同じ非静力モデルを高解像度で実行することで再現して記述できることをここまで示してきた。TD 発生には環境場の要因が大きく寄与している一方、TD は背の高い積雲対流という非静力学的効果の大きい過程を含む現象である。特に背の高い対流活動が盛んな熱帯で発生する TD の発生初期における対流運の非静力学効果を、ここで用いた静力モデルでは表現していない。雨の直接表現を含む CReSS を発生初期の一領域に埋め込み実行する 1-way ネスティングによる非斉一モデル実験を行うことで、台風初期発生における積雲対流の寄与、降水過程の寄与が明確に示されることが期待される。特に、大規模場から初期渦付近の下層に供給された湿潤な西風によってもたらされた水蒸気の効果、台風付近の局所的な熱的な過程の変化を見ることができると考える。

5. まとめ

高解像度全球大気シミュレーションを用いて 2004 年 10 月の台風 T0423 (TOKAGE) を対象にして T639L96 の実験を行った。この数値実験では、T0423 に相当するモデル内での低気圧性擾乱のシミュレーションとともに、その環境場の特徴も同時に同じモデルを用いてとらえることができた。

T0423 を含む TD の発生は、これまで指摘されてきたように、狭い領域の熱的対流を生じやすい湿潤な場に、太平洋高気圧を高緯度側に見る低気圧領域の赤道側の下層 ($\sigma = 0.85$) より下で、湿潤な南西風の吹き込みがあり、これが初期の発達に寄与していたことが実験で示された。

謝辞

数値モデル実験にあたっては、AFES ワーキングチーム、APE ワーキングチームの皆さんの協力に支えていただきました。この研究で利用した AFES 開発にあたって、東大気候システム研究センター (CCSR) と国立環境研究所によって開発された CCSR/NIES AGCM 5.4.02 を参考とさせて頂きました。

f. 考察

観測された台風を 1km の高解像度でシミュレーションを行い、現実に近い台風の構造、雲分布、降水強度、経路や中心気圧などが得られた。台風 T0709 号などでは、台風の眼の大きさなど非常に実際の台風に近いものとなった。台風全体の構造などは概ねどの台風でもよくシミュレーションされたが、南西諸島付近で急発達する台風の眼については十分再現されたとはいえない。このような眼の構造の再現における問題点を明らかにする必要がある。台風によっては 2 重眼を持つ台風があるが、そのような 2 重眼の再現には今のところ成功していない。これについては今後検討が必要である。

南西諸島付近で急発達する台風のシミュレーションでは、初期場においてすでに 40hPa 程度の中心気圧の差がある。高解像度のシミュレーションでは 48 時間程度で実際の観測値に近づくが、その過程においてこの違いがシミュレーションに影響していることが予想される。シミュレーションをもっと台風の初期の段階からはじめて、もっと初期の段階から実台風の中心気圧に近い中心気圧となるようなシミュレーションを行う必要がある。

台風についての強度では、降水だけでなく、風の強度の精度よいシミュレーションも、防災という面から重要である。高解像度の雲解像モデルのシミュレーションでは強風がかなり再現されるが、モデルの計算する風速が実際の風速の何を表しているのかを検討する必要がある。強風の評価には 10 分間平均風だけでなく瞬間最大風速の両方を用いる必要がある。特に強風災害という点では、瞬間最大風速が重要である。しかしながら、モデルが出力する風速は瞬間最大風速ではない。これらの関係を明らかにし、モデルの出力値を用いて、瞬間最大風速の評価ができるようにする必要がある。

g. 引用文献

- Barnes, G.M., J. F. Gamache, M. A. Lemone and G. J. Stossmeister, 1991: A convective cell in a Hurricane Rainband. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 776-794.
- Emanuel, K. A., 1991: A scheme for representing cumulus convection in large-scale models. *J. Atmos. Sci.*, **48**, 2313--2335.
- Ohfuchi, W., Nakamura, H., Yoshioka, M. K., Enomoto, T., Takaya, K., Peng, X., Yamane, S., Nishimura, T., Kurihara, Y. and Ninomiya, K., 2004: 10-km mesh meso-scale resolving simulations of the global atmosphere on the Earth Simulator. *Journal the Earth Simulator*, **1**, 5--31.
- Shingu, S., H. Takahara, H. Fuchigami, M. Yamada, Y. Tsuda, W. Ohfuchi, Y. Sasaki, K. Kobayashi, T. Hagiwara, S. Habata, M. Yokokawa, H. Itoh, and K. Otsuka, 2002: A 26.58 Tflops global atmospheric simulation with the spectral transform method on the Earth Simulator, *Proceedings of Supercomputing 2002*.
- Shimazu, Y., 1998: Wide slow-moving rainbands and narrow fast-moving rainbands observed in

- Typhoon 8913. *J. Meteor. Soc. Japan*, 75, 67-80.
- Tabata, A., H. Sakakibara, M. Ishihara, K. Matsuura and Z. Yanagisawa, 1992: A general view of the structure of Typhoon 8514 observed by dual-Doppler radar. -From outer rainbands to eyewall clouds-. *J. Meteor. Soc. Japan*, 70, 897-917.
- Tsutsui, J. and A. Kasahara, 1996: Simulated tropical cyclones using the National Center for Atmospheric Research Community Climate Model (CCM2). *J. Geophys. Res.*, **101(D10)**, 15,013-15,032.
- Willoughby H. E., F. D. Marks, Jr. and R. J. Feinberg, 1984: Stationary and moving convective bands in hurricanes. *J. Atmos. Sci.*, 35, 849-858.