

全球非静力学モデルを用いた2006年12月実験におけるMJO再現性評価

*谷口 博¹・三浦裕亮^{1,2}・那須野智江¹・大内和良¹・野田 暁¹・伊賀晋一¹・富田浩文¹・佐藤正樹^{1,3}

1: 海洋研究開発機構 地球環境フロンティア研究センター, 2: コロラド州立大学, 3: 東京大学気候システム研究センター

1. はじめに

全球雲解像大気モデルの熱帯気象予測への実用化を目指して、著者らは正20面体格子非静力学大気モデルNICAM (Tomita and Satoh, 2004; Satoh et al., 2008) を用いて、地球シミュレータ上で現実的な海陸分布のもと全球雲解像実験を遂行してきた (Miura et al., 2007a,b; Iga et al., 2007; 大内, 他, 2008; 野田, 他, 2008). これまでの報告では, Madden-Julian 振動 (MJO; Madden and Julian, 1971, 1972) に伴う対流活発域の東進のタイミング, 平均速度が NICAM で良く再現出来ていること (Miura et al., 2007b), 再現された MJO の内部構造が最近の観測による知見 (Masunaga et al. 2006, 他) と整合的であること (那須野, 他, 2008), 等の解析結果が示されている. しかし, これまでの解析では予報事例に対する定量的な誤差評価がなされず, 他の多くのモデル実験との比較に資する情報が得られていない. 本稿では, 2006年12月に発生した MJO の NICAM による再現実験結果 (Miura et al., 2007b) を, 予測可能性の観点から評価し, 熱帯域大気循環場や MJO の位相と振幅の再現性について評価した結果を報告する. また, 実験結果から得られる全球雲解像モデルのパフォーマンスの現状についても併せて報告する.

2. 実験概要

用いるモデルは, 正20面体格子非静力学大気モデル NICAM である (Tomita et al., 2004; Satoh et al., 2008). 大気場の初期条件には, NCEP Tropospheric Analyses データを線形内挿して与える. 境界条件として, 海面温度・海水割合は7日平均の Reynolds SST を用いる. 陸面境界条件は, Mathews Vegetation から与えた. 水平格子間隔は, 14km, 7km, 3.5km の3種類, 鉛直層数は40層である. いずれの解像度でも積雲パラメタリゼーションは用いていない. また, データ同化手法は導入しておらず, 初期値, 予報値の補正は行っていない. 14km, 7km (3.5km) 格子実験では, 2006年12月15日00UTC (12月25日00UTC) から実験を開始し, それぞれ30日 (7日) の積分を行った. 以下, 本稿では水平格子間隔7km, 14kmの結果について主に報告する.

3. モデルパフォーマンス調査

3.1 Spin-up 調査

予報誤差の評価を行う前に, 与えられた初期値がモデルに馴染むまでの過程を鉛直流を指標として示すことにする. 図1, 図2は, 水平解像度7km, 14kmの場合において, それぞれ各々の領域毎に平均した鉛直流の二乗の時間-高度断面図である. 鉛直流は, 積分開始当初に赤道域対流圏上部で最大となる (図1c, 図2c). 南北半球それぞれの中高緯度域では, 積分初期に顕著な鉛直流は見られない (図1b,d, 図2b,d). したがって, 全球平均で見られる初期の大規模な鉛直流 (図1a, 図2a) は, 赤道域の積雲の発達に伴う大規模な積雲対流によりもたらされていることが予想される. 鉛直流の変動の時間-高度分布から予想される最初の大規模な積雲の生成 (図1c, 図2c) は, 図2cと比べて図1cでは数時間程度早く, 生成から消滅までの時間も短い (水平格子7km (14km) では1日 (1.5日) 程度である). このことから, 鉛直流の大きさで見積もった Spin-up 時間は, 高解像度実験の方が短いといえる.

3.2 CAPE の再現性

前節で検討した Spin-up 時間に対する赤道域の対流活動の影響を把握するため, 湿潤不安定度の指標である CAPE (Convective Available Potential Energy) の水平構造とその時間変化を調べた (図3). 予報開始から6時間後の NICAM 出力値から求めた CAPE の水平分布は, NCEP Tropospheric Analyses データ (以下, NCEP データ) から得られる CAPE の分布と良く一致している (図3a,d,g). すなわち, インド洋西部や海洋大陸周辺の海域, ITCZ, SPCZ といった熱帯域の降雨帯に沿った領域で CAPE の値が高くなるという特徴は, NICAM でも良く再現されている (解像度による顕著な違いも見られない). ところが, 予報時間が経過するにつれて解像度による違いが見られるようになる (図3b,c,e,f). 予報開始5日後, 10日後の結果では (図3b,c,e,f), 高解像度 (NICAM 7km) 計算の場合の方が CAPE はより小さな値を示す. この差は熱帯域 (30N-30S) で特に明瞭であり, 平均値で見ると予報開始から24時間後の Spin-up 以降に顕著となる (図4).

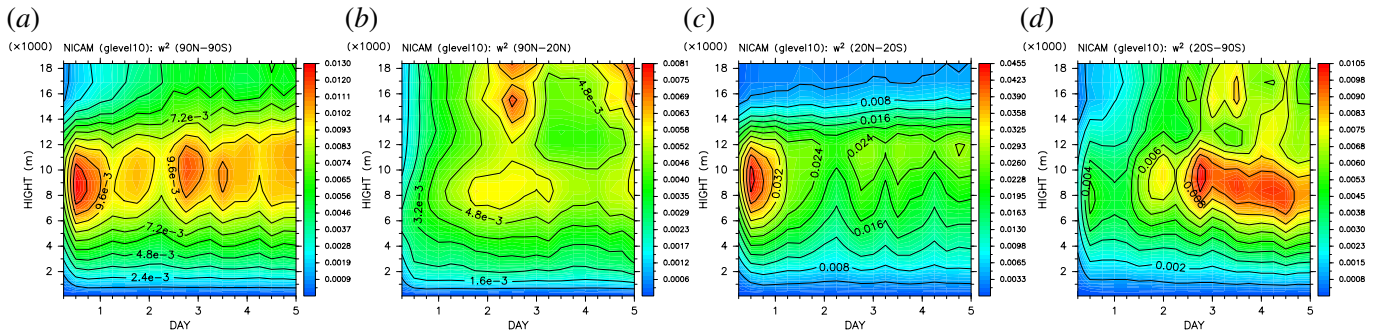


図 1: 水平解像度 7 km の結果を用いて領域毎に平均した鉛直流 (w) の 2 乗 (w^2) [m^2/s^2] の時間 - 高度断面図. (a) 90N-90S, (b) 90N-20N, (c) 20N-20S, (d) 20S-90S, である. それぞれ, 等値線間隔は (a) 1.2×10^{-3} , (b) 0.8×10^{-3} , (c) 4.0×10^{-3} , (d) 1.0×10^{-3} , である. 時間は, 予報日 5 日まで, 高度は, 18.38 km まで表示している.

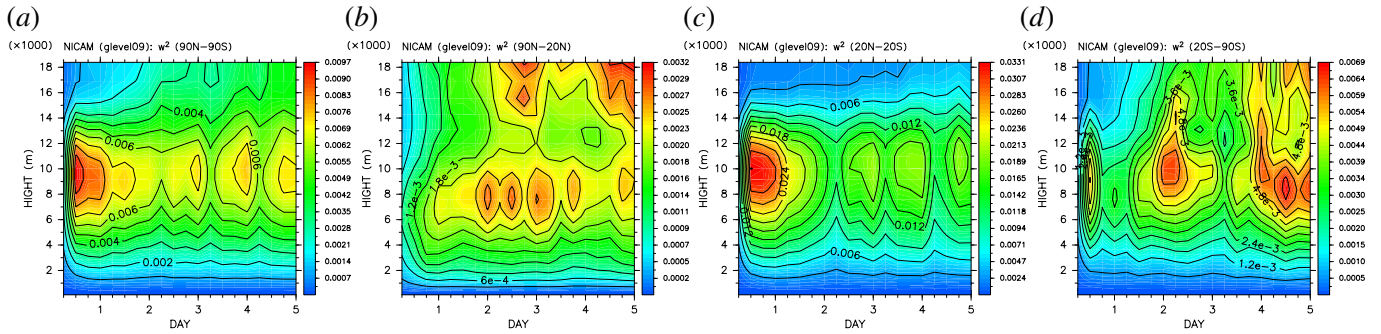


図 2: 図 1 と同様の図. ただし, 水平解像度 14 km の場合. それぞれ, 等値線間隔は (a) 1.0×10^{-3} , (b) 0.3×10^{-3} , (c) 3.0×10^{-3} , (d) 0.6×10^{-3} , である.

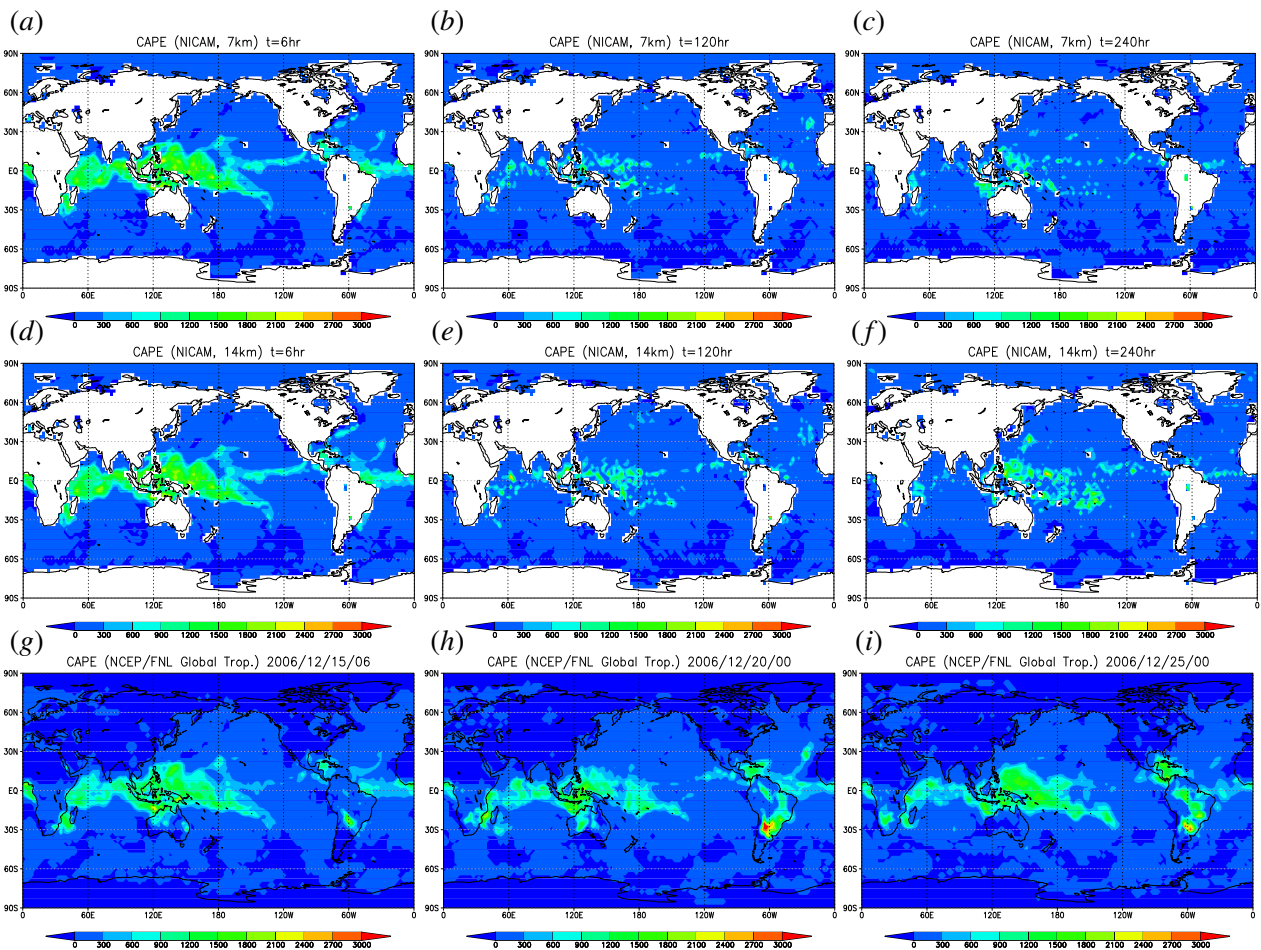


図 3: CAPE [J/kg] の水平分布図の時間変化 (擬断熱過程を仮定して計算). 上段 (a)-(c), 中段 (d)-(f), 下段 (g)-(i) の図はそれぞれ, NICAM 7km 格子実験結果, NICAM 同 14km 結果, NCEP/FNL Global Tropospheric Analyses の CAPE データセットの出力結果, を示す. NICAM による計算結果では, 陸上の CAPE は計算していない. 左列から, 2006 年 12 月 15 日 06UTC (予報開始 6 時間後), 2006 年 12 月 20 日 00UTC (同 120 時間後), 2006 年 12 月 25 日 00UTC (同 240 時間後), の結果である.

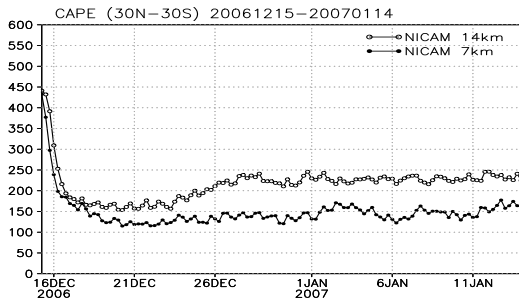


図 4: CAPE [J/kg] の時間変化 (30N-30S 平均値). はそれぞれ, NICAM 7km, 14km 格子の結果である. 予報開始 3 時間後から 3 時間おきの値を示す.

4. 予報誤差評価

予報誤差評価は, WMO/CBS 全球モデル国際比較の指針 (http://www.wmo.int/pages/prog/www/DPS/Publications/WMO_485_Vol1.pdf) に準じて行う. 250, 500, 850 hPa の気温, 高度場, 風速の 1, 3, 5 日後の平方根平均二乗誤差 (RMSE, 風速については RMSVE), 平均誤差 (ME) (対 NCEP データ初期値) を計算し, 全球, 北半球 (90N-20N), 熱帯域 (20N-20S), 南半球 (20S-90S) の各領域毎に評価した. ME, RMSE, RMSVE は, 次式で評価した:

$$ME = \frac{\sum_{i=1}^n (x_f - x_v)_i \cos \phi_i}{\sum_{i=1}^n \cos \phi_i}, \quad (1)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_f - x_v)_i^2 \cos \phi_i}{\sum_{i=1}^n \cos \phi_i}}, \quad (2)$$

$$RMSVE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (\vec{V}_f - \vec{V}_v)_i^2 \cos \phi_i}{\sum_{i=1}^n \cos \phi_i}}. \quad (3)$$

ここで, x_f, x_v はそれぞれ予報値 (NICAM 出力), 予報値と同時刻の解析値 (NCEP データ), i, n はそれぞれ格子点番号, 格子点数, $\cos \phi_i$ は格子点 i における緯度 ϕ の余弦, V_f, V_v はそれぞれ, 風ベクトルの予報値, 予報値と同時刻の解析値 (NCEP データ) である.

NICAM による再現実験では, 気温, 高度場, 風速共に, 解像度に依らず熱帯域で誤差が顕著に小さかった (図 5, 図 6, 図 7). 気温と高度場の熱帯域の誤差 (図 5, 図 6) は上部対流圏で小さく, 250 hPa (850 hPa) では気温は 1 度 (3 度) 以内, 高度場は 20m(30m) 以内に収まっている. 一方, 風速の熱帯域の誤差 (図 7) は下層程小さく, 850 hPa (250 hPa) では 5m/s (10m/s) 以内に収まっている. 各国から提供されている技術報告書

(<http://www.wmo.int/pages/prog/www/DPFS/ProgressReports/index.html>) から得られる現

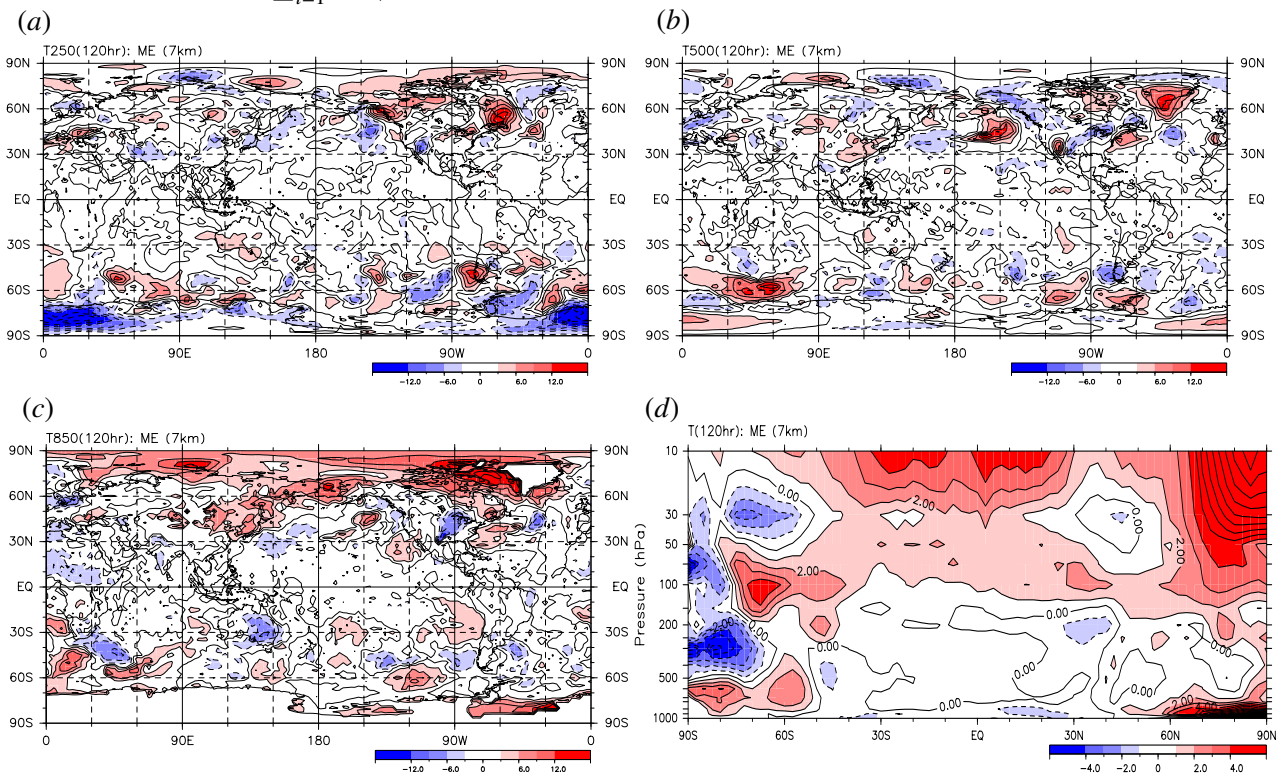


図 5: NICAM 7km 格子実験による予報開始 120 時間後の気温の対初期値平均誤差 (ME) の分布. (a) 250 hPa 面図, (b) 500 hPa 面図, (c) 850 hPa 面図, (d) 緯度-高度断面図 (東西平均). 等値線間隔は, (a)-(c) は 3.0 (K), (d) は 1.0 (K) である.

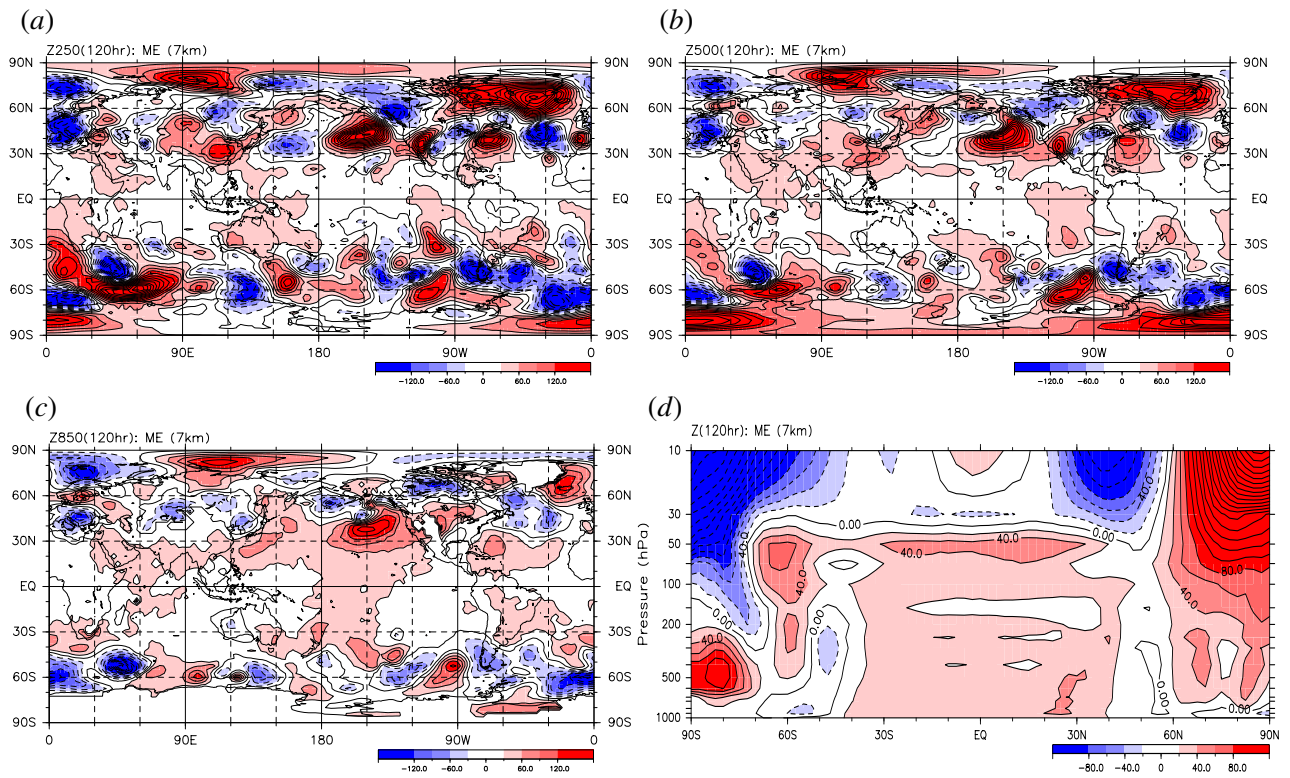


図 6: NICAM 7km 格子実験による予報開始 120 時間後の高度場の対初期値平均誤差 (ME) の分布. (a) 250 hPa 面図, (b) 500 hPa 面図, (c) 850 hPa 面図, (d) 緯度-高度断面図 (東西平均). 等値線間隔は, (a)-(c) は 30 (m), (d) は 20 (m) である.

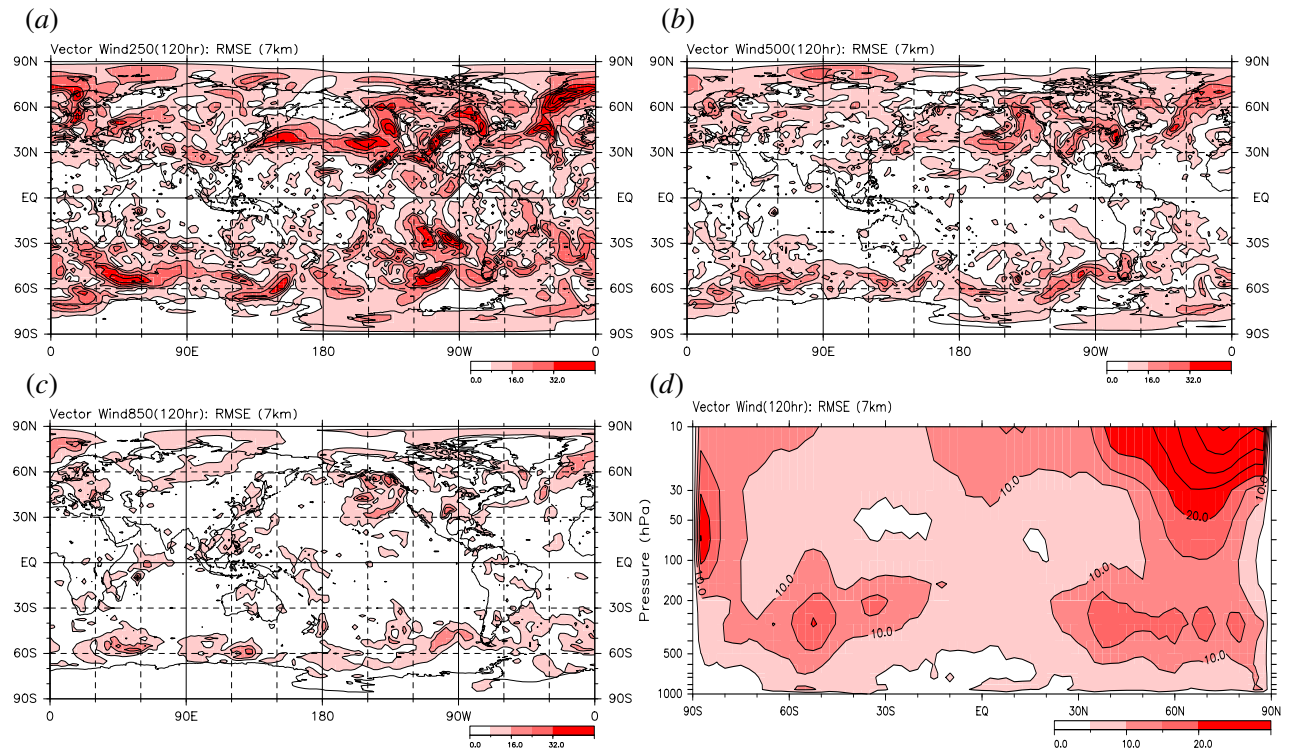


図 7: NICAM 7km 格子実験による予報開始 120 時間後の風速の対初期値平方根平均二乗誤差 (RMSVE) の分布. (a) 250 hPa 面分布, (b) 500 hPa 面分布, (c) 850 hPa 面分布, (d) 緯度-高度断面図 (東西平均). 等値線間隔は, (a)-(c) は 8.0 (m/s), (d) は 5.0 (m/s) である.

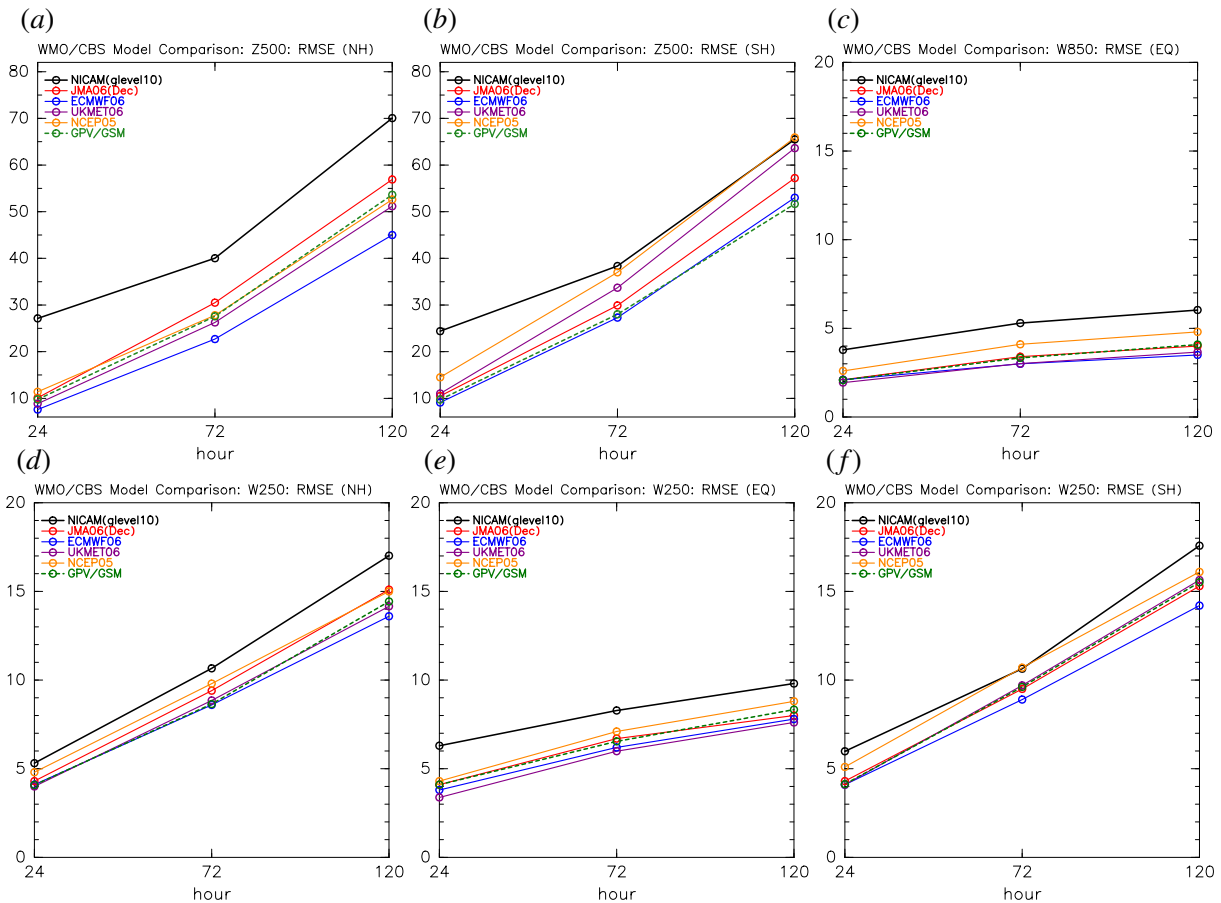


図 8: NICAM 7km 格子実験による予報開始 24, 72, 120 時間後の対初期値平均誤差 (ME) の時間変化のモデル間比較。(a) 北半球 (90N–20N) Z500, (b) 南半球 (20S–90S) Z500, (c) 熱帯域 (20N–20S) 850 hPa 風速, (d) 北半球 (90N–20N) 250 hPa 風速, (e) 熱帯域 (20N–20S) 250 hPa 風速, (f) 南半球 (20S–90S) 250 hPa 風速。線の色, 黒, 赤, 青, 紫, 橙, 緑, はそれぞれ, NICAM 7km, JMA (2006 年 12 月平均), ECMWF (2006), UKMET (2006), NCEP (2005), JMA GPV/GSM (2006 年 12 月 15 日を初期値とする週間アンサンブル予報のコントロール実験結果), である。

業モデルの予報誤差¹と NICAM 7km 実験の予報誤差を比較した結果を図 8 に示す。NICAM による実験結果は, 各国の現業モデルと比べて特に北半球中高緯度で精度が悪いものの (図 8a), 5 日後の予報誤差の各国との差は, 500 hPa 高度場で最大 15m 以内, 250 hPa 風速で最大 2m/s 以内に収まっている (図 8a-f)。同期間の JMA GPV/GSM のコントロール実験との比較では, 熱帯域 850 hPa の風速は約 2m/s (図 8c), 500 hPa 高度場は約 15m 程度誤差が大きい (図は示さない)。

5. MJO の位相・振幅の再現性

MJO に伴う変動成分を抽出するため, 予報誤差評価に用いた MJO 再現実験結果と同期間の観測値 (NCEP) それぞれの熱帯域 (30N–30S) 200 hPa 速度ポテンシャル偏差場に対して主成分解析を行っ

¹年平均値。ただし, JMA のデータに限り, 再現実験と同時期の 12 月のデータを用いた。詳細は, 図 8 のキャプション参照のこと。

た。主成分の抽出にあたり, フィルター操作は施していない。その結果, 図 9a-c で見られるようにインド洋域を変動中心とする第一モード (EOF1) と海洋大陸を主として変動中心とする第二モード (EOF2) が得られた。第三モード以下の寄与率はこれらのモードと比べて顕著に小さく, 北半球冬季の熱帯域で顕著な MJO に伴う発散/収束場の構造が観測, 再現実験結果共に良く抽出されている。次に, 図 9a-c の EOF1, EOF2 のモードの時系数 PC1, PC2 を用いて, MJO に伴う発散/収束場の位相伝搬を調べた (図 9d-f)。その結果, 西部インド洋域から中央太平洋域に至る位相の東進伝搬, 12 月 18 日近傍 (インド洋域) や 1 月 5 日近傍 (西部太平洋域) での位相停滞の様子が NICAM で良く再現できていること, 位相伝搬の再現性は高解像度実験ほど良くなること, が明らかとなった。さらに, MJO の振幅の変動の再現性を評価するため, 図 9d-f の位相空間上で, 各々の時系数の中心からの距離を MJO

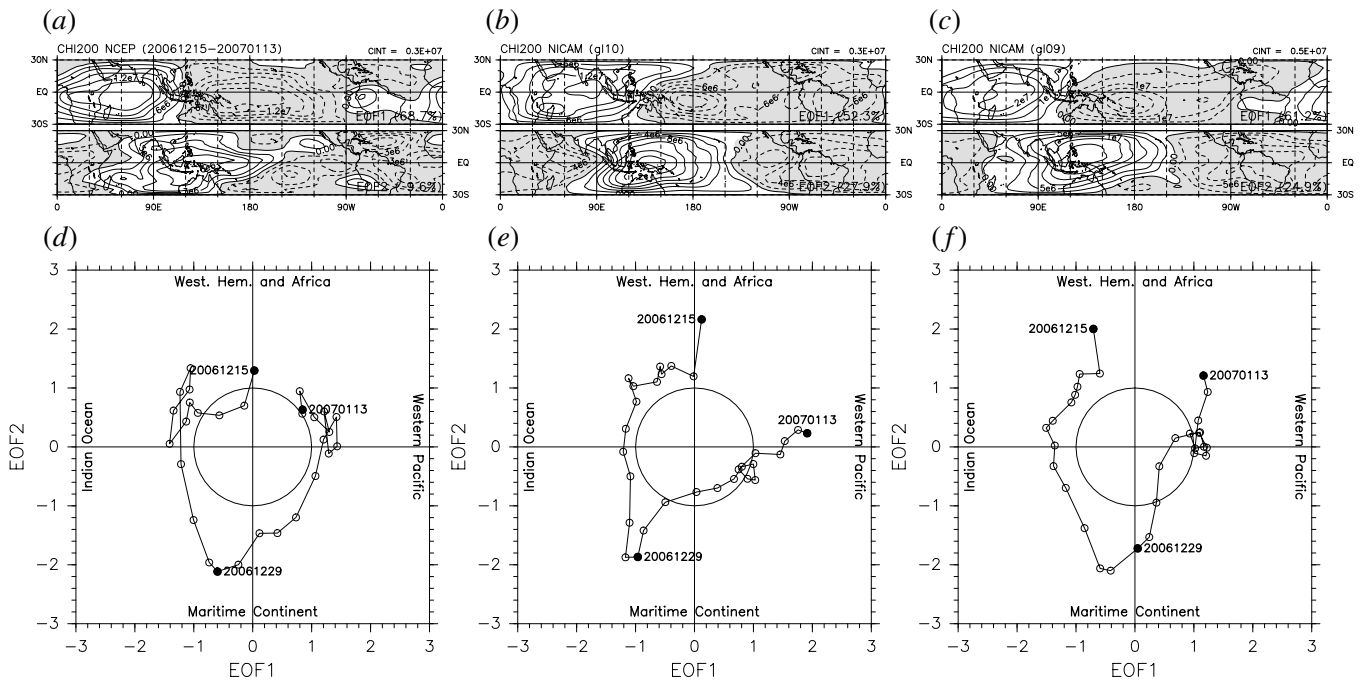


図 9: 200 hPa 速度ポテンシャル偏差場に対する主成分解析結果. 上段は, 第一モード (EOF1, 上部) と第二モード (EOF2, 下部) の水平構造, 下段は, 上段の第一モード (EOF1) と第二モード (EOF2) を軸とする位相空間上で描いた各モードの時系数 (1 日毎, 印). 各々のモードの寄与率は, それぞれの図中右下に示した. 上段の等値線間隔は, 3.0×10^6 [m²/s], 陰影は負の値を示す. (a, d) NCEP, (b, e) NICAM 7km, (c, f) NICAM 14km, の結果. 2006 年 12 月 15 日 (予報開始日), 2006 年 12 月 19 日 (NCEP データ振幅極大日), 2007 年 1 月 13 日 (予報最終日) の位置は, 印で示した.

の振幅 (MJO index) と定義し (Matthews, 2000; 谷口, 他 2008), 次式を用いて振幅の時系列を評価した (図 10):

$$\text{MJO index} = \sqrt{(\text{PC1})^2 + (\text{PC2})^2}. \quad (4)$$

その結果, 観測で示される振幅極大日 (12 月 29 日) は, 7km 格子実験 (図 10 太実線) では誤差 1 日, 14km 格子実験 (図 10 太点線) では誤差 2 日, の精度で, それぞれ予報できていることが明らかになった.

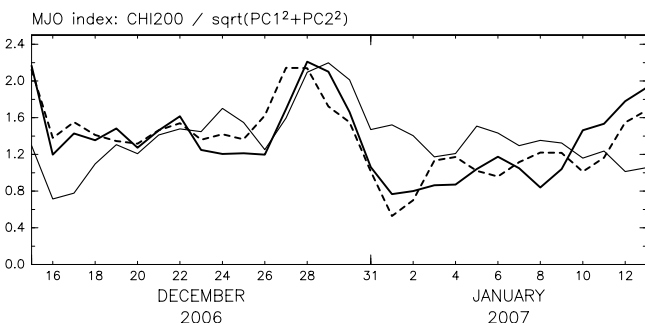


図 10: 200 hPa 速度ポテンシャル偏差場に対する主成分解析による第一モード, 第二モードの時系数 PC1, PC2 を用いて定義した MJO index (4) の時系列. 細実線, 太実線, 太点線はそれぞれ, NCEP データ, NICAM 7km, NICAM 14km の MJO index を示す.

6. まとめと考察

2006 年 12 月に発生した Madden-Julian 振動を対象とした全球雲解像モデル NICAM による再現実験結果 (Miura et al., 2007b) を用いて, 予測可能性の観点から大気循環場の予報誤差評価ならびに MJO の位相と振幅の再現性について定量的評価を行った.

予報誤差に対する影響を調べるため, 鉛直で見積もった Spin-up 時間は, 水平解像度が高くなるにつれて短くなり, 水平解像度 7km ではおおよそ 1 日程度であった. Spin-up に達する過程で, モデル内の赤道域では予報時間後半では見られないような大規模な鉛直流が発生していた. CAPE の時間変化が示すように, これらの初期の鉛直流は赤道域の大規模な積雲対流による結果であると考えられる. また, 高解像度実験の場合ほど CAPE の値が小さくなっていたことは, 初期値の導入に伴う不安定の解消が高解像度実験ほど早く (効率良く) 進んでいたことを示唆している. 初期値の同化を行わない今回のようなケースでは, 熱帯域の対流に伴う初期誤差 (Spin-up に伴う初期誤差) について, 解像度による影響の検討が今後も必要であろう.

次に, WMO/CBS 全球モデル国際比較の指針を

もとに、全球雲解像モデルによる予報誤差評価を実施し、各国の現業モデルとの比較を試みた。NICAMによる再現実験では、気温、高度場、風速共に、解像度に依らず熱帯域で誤差が顕著に小さかった。気温と高度場の熱帯域の誤差は上部対流圏で小さく、250hPa (850hPa) では気温は1度 (3度) 以内、高度場は20m (30m) 以内に収まっている。一方、風速の熱帯域の誤差は下層程小さく、850hPa (250hPa) では5m/s (10m/s) 以内に収まっている。今回の発表では示していないが、他の多くのモデルと同様に、全積分期間を通した誤差変動の分散は中高緯度で大きく、領域毎の分散も考慮した誤差成長の詳細な過程を今後検討する必要がある。また、NICAMによる予報精度は、各国の現業モデルと比べて特に北半球中高緯度で精度が悪いことが明らかとなった。今回の実験と同期間の予報誤差は、GPV/GSMのコントロール実験との比較では、熱帯域850hPaの風速は約2m/s、500hPa高度場は約15m程度誤差が大きい。これらの要因を明らかにし、モデル改良に繋げていくことは今後の課題である。

今回の解析では、200hPa速度ポテンシャル偏差場に対し主成分解析により抽出した構造とその時係数を用いて、MJOの位相、振幅の再現性を定量的に評価した。今回の実験では、対象としたMJOに伴う変動成分が良く再現できていることが分かった。特に、西部インド洋域から中央太平洋域に至る日々の位相の東進伝搬、位相停滞、振幅極大日を誤差数日で予報できていたことが明らかとなった。これらの結果は、積雲の生成に伴うメソスケールの循環(鉛直循環)をあらわに計算すること、生成された積雲クラスタの組織化とその大規模場への影響がモデル内で“うまく”調節されていること、等によりMJOの再現に必要な循環構造の生成が初期誤差によらず成功していることを示唆している。

今後は、複数の初期値を用いたアンサンブル実験を行い、今回の結果や季節依存性についても検証する予定である。

謝 辞

予報誤差評価に関して、気象庁気象研究所の斉藤和雄氏、気象庁気候情報課の前田修平氏、佐藤均氏より貴重なアドバイスを頂きました。東京大学気候システム研究センター木本昌秀教授、京都大学防災研究所向川均教授には、講演に際して有益なコメントを頂きました。皆様に感謝申し上げます。実験の実施には、地球シミュレータを用いまし

た。使用した気象庁データは気象庁と(社)日本気象学会の研究協力の枠組みである「気象研究コンソーシアム」を通じて提供されました。図の作成には、地球流体電脳ライブラリ、ならびにGrADSを用いました。本研究は、(独)科学技術振興機構の戦略的創造研究推進事業CRESTによる支援により実施されました。関係者の方々に感謝申し上げます。

参考文献

- Iga, S., H. Tomita, Y. Tsushima, M. Satoh, 2007: Climatology of a nonhydrostatic global model with explicit cloud processes. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L22814, doi:10.1029/2007GL031048.
- Madden R., and P. Julian, 1971: Detection of a 40–50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 702–708.
- Madden R., and P. Julian, 1972: Description of global scale circulation cells in the tropics with a 40–50 day period. *J. Atmos. Sci.*, **29**, 1109–1123.
- Masunaga H., T. S. L’Ecuyer, and C. D. Kummerow, 2006: The Madden–Julian oscillation recorded in early observations from the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM). *J. Atmos. Sci.*, **63**, 2777–2794.
- Matthews A. J. 2000: Propagation Mechanisms for the Madden–Julian Oscillation. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **126**, 2637–2652.
- Miura H., H. Tomita, M. Satoh, A. T. Noda, T. Nasuno, and S. Iga, 2007a: A short-duration global cloud-resolving simulation under a realistic land and sea distribution. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L02804, doi:10.1029/2006GL027448.
- Miura H., M. Satoh, T. Nasuno, A. T. Noda, and K. Oouchi, 2007b: A Madden–Julian oscillation event simulated using a global cloud-resolving model. *Science*, **318**, 1763–1765.
- 那須野智江, 三浦裕亮, 佐藤正樹, 野田 暁, 大内和良 (2008): 全球非静力学モデルを用いた2006年12月MJO再現実験 第2報–対流の階層構造と熱帯波動擾乱の役割 –, 2008年度春季大会講演予稿集, C404, 236.
- 野田 暁, 大内和良, 佐藤正樹, 富田浩文, 那須野智江, 伊賀晋一, 三浦裕亮, 對馬洋子, 井上豊志郎 (2008): 全球非静力学モデル NICAM における下層雲の振舞い–2004年6月~8月のケース –, 2008年度春季大会講演予稿集, B307, 152.

- 大内和良, 野田 暁, 佐藤正樹, 富田浩文, 那須野智江, 伊賀晋一, 三浦裕亮 (2008): 全球非静力学モデル NICAM における MJO サイクル, スーパークラスター, および台風の発生 – 2004 年 6 ~ 8 月のケース (序報) –, 2008 年度春季大会講演予稿集, A203, 55.
- Satoh, M., T. Matsuno, H. Tomita, H. Miura, T. Nasuno, S. Iga, 2008: Nonhydrostatic Icosahedral Atmospheric Model (NICAM) for global cloud resolving simulations. *J. Comp. Phys.*, **227**, 3486–3514.
- 谷口 博, 向川 均, 近本喜光, 久保田拓志, 前田修平, 佐藤 均, 伊藤 明 (2008): 熱帯域季節内振動の活動度と予測可能性の関係, *Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ.*, **51B**, 387–397.
- Tomita, H. and M. Satoh, 2004: A new dynamical framework of nonhydrostatic global model using the icosahedral grid. *Fluid Dyn. Res.*, **34**, 357–400.