

# 1 か月予報モデルにおける MJO の予測精度

松枝聡子・高谷祐平（気象庁・気候情報課）

## 1. はじめに

マッデン・ジュリアン振動(MJO : Madden-Julian Oscillation, Madden and Julian 1994)は熱帯で卓越する季節内変動であり、熱帯のみならず中緯度へも影響を及ぼす変動である。例えば、MJO は熱帯の対流に関する対流圏上層の赤道域や中高緯度の波列を引き起こす(Matthews et al. 2004)。このような中緯度への影響は、循環場への影響を通じて、アジア域の天候においても見られる(遠藤と原田 2008, Jeong et al. 2008)。MJO の予測は潜在的には1か月程度の予測可能性があり、この時間スケールの予測において予測シグナルと考えられている。よって、1か月予報モデルにおいてMJOをより良く再現することが重要である。

本研究では、U.S. CLIVAR MJO ワーキンググループによって開発されたMJOの診断ツール(Kim et al. 2009)<sup>1</sup>を使用し、気象庁1か月予報モデルにおけるMJO予測の予測精度・再現性を評価した。

## 2. データ

予測値として、気象庁1か月予報モデルGSM1103C(2011年3月から現業運用されているバージョン)のハインドキャストデータから、初期年1979年から2001年の予測データを使用した。モデルの水平解像度はTL159(~110km)、鉛直60層である。初期日は毎月10日、20日、末日で、予報期間は40日、アンサンブルサイズは5である。海

面水温は予報期間を通して初期日の偏差を日気候値に足し合わせたものを使用している。

解析値として、1979年から2001年までのJRA25再解析データ(風および速度ポテンシャル)とNOAAの外向き長波放射(OLR, Liebmann and Smith 1996)を使用した。また1997年から2008年までのGPCPバージョン1.1の1度格子の日別降水量(Huffman et al. 2001)を2.5度格子に変換して使用した。

## 3. 手法

MJOの位相、振幅を指数化するため、Wheeler and Hendon (2004)にならいMJO指数を定義した。具体的には、南緯15度から北緯15度で緯度平均した解析のOLRと850hPaおよび200hPa東西風速(U850,U200)のCombined EOF解析を行った。まず、季節程度の時間スケールより周期の長い変動成分を除くため、Combined EOF解析を行う前に各データについて、23年(1979~2001年)の日別気候値を引き、さらに前120日平均値を引いた。また、各要素は各々の全球平均の標準偏差で規格化した。このように求めた入力データをもとにcombined empirical orthogonal functions(結合EOF)の第1モード(EOF1)と第2モード(EOF2)を算出し、その規格化時係数PC1とPC2をMJO指数として用いた。MJO指数の予測値は、OLRとU850およびU200の予測値を解析のEOF1とEOF2に射影して求まる規格化時係数PC1とPC2を用いた。

<sup>1</sup>[http://climate.snu.ac.kr/mjo\\_diagnostics/index.htm](http://climate.snu.ac.kr/mjo_diagnostics/index.htm)

また, MJO の振幅を $\sqrt{(PC1)^2+(PC2)^2}$ , 位相を $\tan^{-1}\left(\frac{PC2}{PC1}\right)$ で定義する. 例えば PC1 と PC2 で張られる位相空間上で, 位相 1 から 8 は図 2 のように定義される.

MJO 指数の予測精度は以下の指標で評価した.

$$RMSE(\tau) = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{t=1}^N \left( (f_1(t, \tau) - a_1(t))^2 + (f_2(t, \tau) - a_2(t))^2 \right)}$$

$$COR(\tau) = \frac{\sum_{t=1}^N (a_1(t)f_1(t, \tau) + a_2(t)f_2(t, \tau))}{\sqrt{\sum_{t=1}^N (a_1(t)^2 + a_2(t)^2)} \sqrt{\sum_{t=1}^N (f_1(t, \tau)^2 + f_2(t, \tau)^2)}}$$

$$PERR(\tau) = \frac{1}{N} \sum_{t=1}^N \tan^{-1} \left( \frac{a_1(t)f_2(t, \tau) - a_2(t)f_1(t, \tau)}{a_1(t)f_1(t, \tau) + a_2(t)f_2(t, \tau)} \right)$$

$$AERR(\tau) = \frac{1}{N} \sum_{t=1}^N \left( \sqrt{f_1(t, \tau)^2 + f_2(t, \tau)^2} - \sqrt{a_1(t)^2 + a_2(t)^2} \right)$$

ここで,  $a_1$  と  $a_2$  はそれぞれ解析の PC1 と PC2 であり,  $f_1$  と  $f_2$  はそれぞれ予測の PC1 と PC2 である.  $\tau$  は予報時間を表し,  $N$  はサンプル数を表す. RMSE は二乗平均平方根誤差, COR は 2 変数の相関係数 (Gottschalck et al. 2010), PERR は位相誤差, AERR は振幅誤差を示す.  $PERR > 0 (< 0)$  は解析に比べて予測の位相速度が速い(遅い)ことを表し,  $AERR > 0 (< 0)$  は解析に比べて予測の振幅が大きい(小さい)ことを表す.

#### 4. 結果

MJO 指数の予測精度を図 1 に示す. 決定論的な予測精度の目安となる COR が 0.6 を下回るのは予報 13 日目であり, 予測は解析に比べて MJO の位相速度が速く, 振幅が弱い傾向がある. 同様の傾向は Matsueda and Endo (2011) による気象庁週間アンサンブル予報の MJO の評価でも見られる.

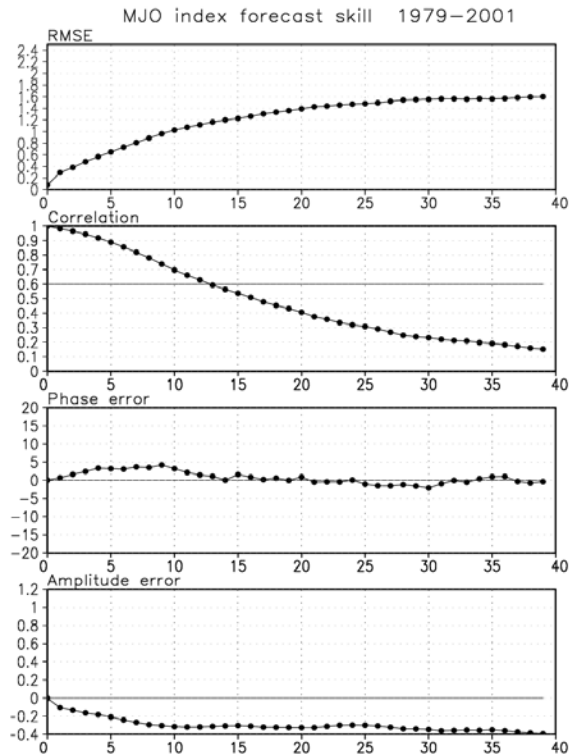


図 1 MJO 指数の予測精度. 上から RMSE, COR, PERR, AERR. 横軸は予報期間(日). スコアの定義については本文を参照のこと.

MJO 指数の時間発展を調べるため, 初期位相ごとの MJO 指数の合成図(コンポジット)を図 2 に示す. コンポジットは各位相において初期の振幅が 1.5 より大きい時の 40 日後までの指数を平均した. 予測に対しては, 初期日の振幅が 1.5 より大きい時の予測 40 日目までの指数を平均した. 解析に比べて予測の方が位相の進み方が早く, 振幅の落ち込みも早い. 解析では 2 位相分は振幅が 1 以上で進んでいるが, 予測では初期位相が 1 と 5 の場合を除いて 1 位相分しか振幅 1 以上で進んでいない. また, 各位相において振幅が 1.0 を下回るまでの日数を表 1 に示す. 振幅が 1.0 を上回る MJO の持続期間は予測では解析に比べて短く, MJO の衰退が早いことを示している.

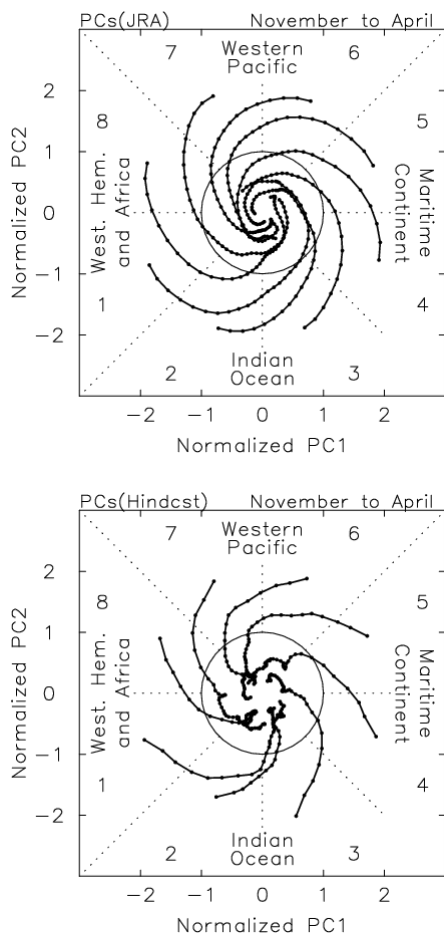


図2 各位相において初期の振幅が1.5より大きい時の40日後までのPC1とPC2のコンポジット。上は解析，下は予測を示す。予測は初期日の振幅が1.5より大きい時の予測40日目までのコンポジット。期間は冬(11月～4月)。図中の数字(1～8)はMJOの位相を表す。

表1 図2の各位相において振幅が1.0を下回るまでの日数。

	初期位相							
	1	2	3	4	5	6	7	8
解析	19	15	13	14	17	15	14	15
予測	11	9	8	7	14	11	7	7

MJOに伴う対流の東への伝播の様子を解析、予測それぞれについて調べた。図3は北半球冬季(11月～4月)において初期にMJOの位相が位相3(インド洋東部で対流活発)にあり、かつ振幅が1.0より大きい事例について、赤道域(15°S–15°N)で緯度平均した降水

量偏差の経度–時間断面を平均した図である。予測に対しては、予測40日目までの平均を示す。解析では降水量の正偏差が東へ伝播する様子が見られるが、予測では5日目以降、偏差は同じ経度にとどまっている。また上層(200hPa)の発散場における同様の経度–時間コンポジットにおいては、予測では降水に対応した同じ経度にとどまる偏差が見られるほか、解析に比べて東への伝播速度が早い(対流と結合していない)ケルビン波も見られる(図4)。このような予測されるMJOの東への伝播が解析に比べて弱い傾向は、他の位相や北半球の夏季においても見られる(図略)。

北半球の夏季には、MJOに伴う対流活発な位相がインド洋や海洋大陸付近で北進する(Kikuchi and Wang 2010)。そこで、インド洋域での対流活発な位相の北進の再現性を調べた。図5は北半球夏季(5月～10月)において、インド洋の領域(OLR: 10°S–5°N, 75°–100°E, U850: 3.75°–21.25°N, 68.75°–96.25°E)で平均したOLR, U850に対する、インド洋(80°–100°E)で経度平均したOLR, U850のラグ相関である。予測の検証では、ラグ0が予報10日目に対応するようにラグ相関を計算した。解析では時間とともに相関の高い領域が北へのび、インド洋での対流活発な位相の北進が見られる。一方、予測では予報10日目まではU850で北進が見られるものの、10日目以降は北進が見られない。このことは、予報モデルにおいて、インド洋域の対流活発な位相の北進が良く再現できていないことを示している。

最後に、各位相でのMJOの再現性を調べるため、北半球冬季におけるMJOの位相ごとOLRと200hPaの風のコンポジットを図6に示す。解析および予測で対流活発な位相

がインド洋から太平洋へ移る様子が見られる。しかし予測では解析に比べて特にインド洋での対流が弱い傾向がある。予報モデルでは MJO に伴う対流の組織化が弱く、特にイ

ンド洋域での MJO の発達十分に再現されていないことを示唆する。これらの特徴は北半球の夏季においても同様に見られる(図略)。

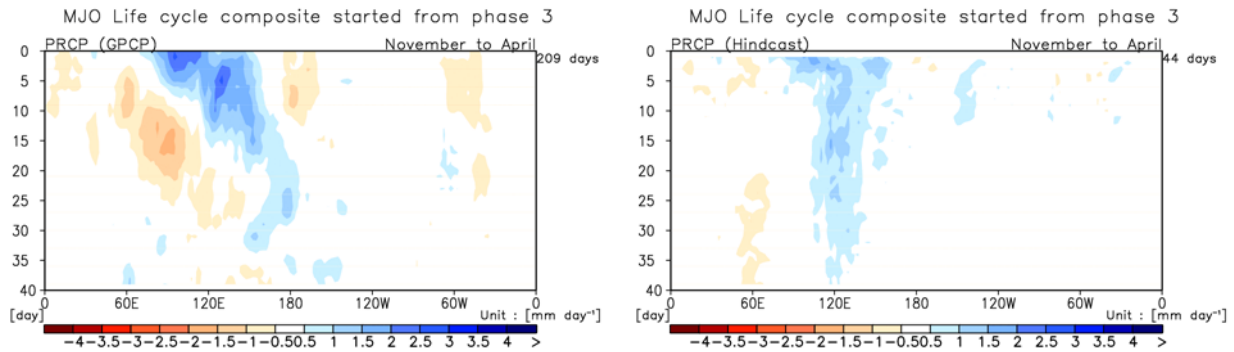


図 3 赤道域(15°S–15°N)で緯度平均した降水量偏差の経度–時間コンポジット(単位は[mm day<sup>-1</sup>]). 左が解析で右が予測。縦軸は日数で予測の場合は予報期間。期間は冬(11月～4月)。

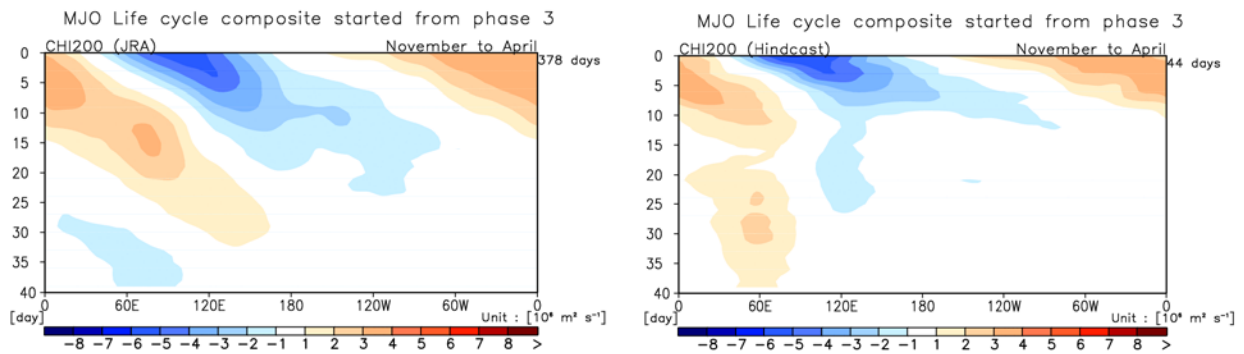


図 4 図 3 と同様。ただし 200hPa の発散場に対するもの(単位は[10<sup>6</sup> m<sup>2</sup> s<sup>-1</sup>])。

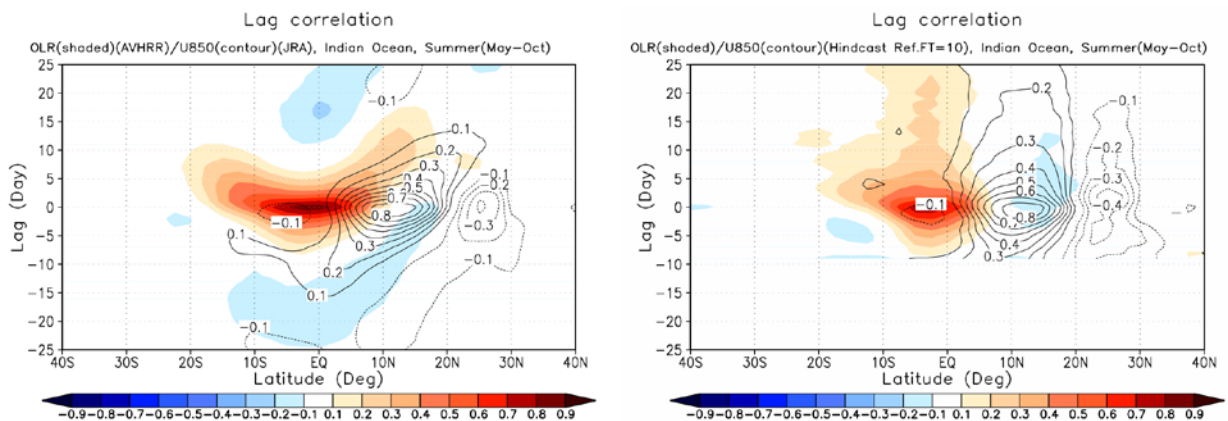


図 5 インド洋の領域(OLR : 10°S–5°N, 75°–100°E, U850 : 3.75°–21.25°N, 68.75°–96.25°E)で平均した OLR, U850 に対する、インド洋(80°–100°E の平均)の緯度–ラグ相関。陰影が OLR で等値線が U850。左が解析で右が予測。予測はラグ 0 が予報 10 日目に対応する。期間は夏(5月～10月)。

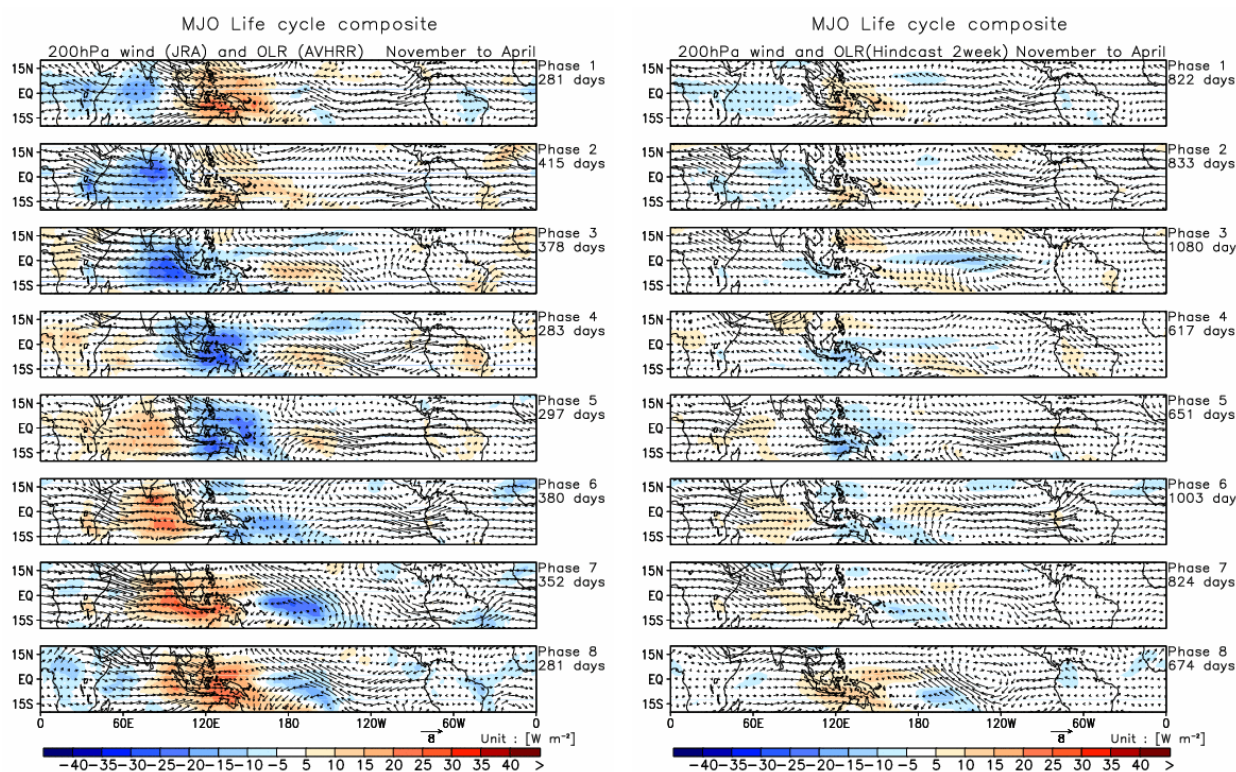


図6 各位相におけるOLRと200hPa風のコンプジット(単位は $W m^{-2}$ ). 陰影がOLRで矢印が200hPa風. 左が解析で右が予測(予報期間9~15日). 期間は冬(11月~4月).

## 5. まとめ

本研究では気象庁1か月予報モデルにおけるMJOの予測精度・再現性を評価した。結果、1か月予報モデルでは予報2週目まではMJOを概ね予想できているが、モデルの予測は解析に比べてMJOの位相速度が速く、振幅も弱い傾向があることがわかった。また、対流活発な位相の東進や夏季のインド洋で見られる北進は、モデルでは十分に表現できていない。特に、インド洋の対流が弱い傾向がある。今後は、まず予報モデルで熱帯の対流の組織化を適切に再現することが課題である。さらにMJOの検証を継続的に行い、MJOをより適切に再現できる予報モデルの開発が必要である。

## 6. 参考文献

遠藤と原田, 2008: マッデン・ジュリアン振動と

冬期の日本の天候および循環場との関係, *天気*, **55**, 27-40.

Gottschalck, J., M. Wheeler, K. Weickmann, F. Vitart, N. Savage, H. Lin, H. Hendon, D. Waliser, K. Sperber, M. Nakagawa, C. Prestrelo, M. Faltau, and W. Higgins, 2010: A Framework for Assessing Operational Model MJO Forecasts: A Project of the CLIVAR Madden-Julian Oscillation Working Group. *Bull. Amer. Met. Soc.*, **91**, 1247-1258.

Huffman, G.J., R.F. Adler, M. Morrissey, D.T. Bolvin, S. Curtis, R. Joyce, B. McGavock, J. Susskind, 2001: Global Precipitation at One-Degree Daily Resolution from Multi-Satellite Observations. *J. Hydrometeor.*, **2**, 36-50.

Jeong, J.-H., B.-M. Kim, C.-H. Ho, and Y.-H.

- Noh, 2008: Systematic variation in wintertime precipitation in East Asia by MJO-induced extratropical vertical motion. *J. Climate*, **21**, 788-801.
- Kikuchi, K. and B. Wang, 2010: Formation of tropical cyclones in the northern Indian Ocean associated with two types of tropical intraseasonal oscillation modes. *J. Meteor. Soc. Japan*, **88**, 475-496.
- Kim, D., and Coauthors, 2009: Application of MJO simulation diagnostics to climate models. *J. Climate*, **22**, 6413-6436.
- Liebmann B. and C.A. Smith, 1996: Description of a Complete (Interpolated) Outgoing Longwave Radiation Dataset. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **77**, 1275-1277.
- Madden, R. A., and P. R. Julian, 1994: Observations of the 40–50-day tropical oscillation—A review. *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 814-837.
- Matsueda, M. and H. Endo, 2011: Verification of medium-range MJO forecasts with TIGGE, *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L11801.
- Matthews, A. J., B. J. Hoskins, and M. Masutani, 2004: The global response to tropical heating in the Madden-Julian oscillation during the northern winter. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **130**, 1991-2011.
- Wheeler, M. C., and H. H. Hendon, 2004: An all-season real-time multivariate MJO index: Development of an index for monitoring and prediction. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 1917-193.