

MJO 東方伝播に対する浅い対流の役割

廣田渚郎¹、小倉知夫¹、建部洋晶²、塩竈秀夫¹、木本昌秀³、渡部雅浩³

¹ 国立環境研究所

² 海洋研究開発機構

³ 東京大学大気海洋研究所

(1) はじめに

Madden-Julian Oscillation (MJO)とは、水平数 1000km スケールの対流活発域が 5 m s^{-1} 程度の速度で赤道付近を東進する大気変動である(Madden and Julian 1972)。熱帯の季節内周期(20-90 日)の変動の半分程度を説明する卓越モードで、台風、エルニーニョ、モンスーンなど、様々な大気現象に強く影響する(Lau and Waliser, 2011)。MJO の理解と気候モデルによるその表現は、それらの大気現象の季節予報や将来予測の観点からも大変重要である(Vitart et al. 2012)。

MJO の構造は先行研究でよく調べられている(Kikuchi and Takayabu 2004; Del Genio et al. 2012)。東進する MJO の前面(東側)では、大気が比較的乾燥しており、深い対流(雲頂は圏界面付近)は抑制され、浅い対流(雲頂高度は約 3km 以下)が多く見られる。MJO 中心域では深い対流が活発で、その後方には層状雲が広がり、よく発達したメソ対流システムが形成されている。この対流の深さに対応して、MJO に伴う水蒸気偏差は、東から徐々に深くなる高度と共に西に傾いた構造をもつ。

MJO の気候モデルによる表現はとても難しいことが知られている(Lin et al. 2006, Jiang et al. 2015)。例えば、Hung et al. (2013)は、第 5 期気候モデル相互比較プロジェクト(Climate Model Intercomparison Project phase 5; CMIP5)に参加した 20 個の気候モデルによる数値実験結果を解析し、おおよそ 1/3 のモデルが MJO 周期(20-90 日)に対応するスペクトルピークを表現するものの、それらのモデルでも、観測と比較すると MJO の振幅は過小であり、MJO の東進はほとんど再現されていないことを示している。気候モデルで、MJO の東進を表現するためには、前述の浅い対流から深い対流へ遷移や水蒸気の傾いた構造を再現することが重要であると考えられている (Kim et al. 2009; Jinag et al. 2015)。また、浅い対流から深い対流への遷移には、浅い対流が境界層の水蒸気を持ち上げて、自由大気を徐々に湿らせるプロセスが重要であることが指摘されている(Zhang and Song 2009)。しかし、具体的に気候モデルの何が不十分で MJO の表現が悪く、どの様に修正すべきなのか、未だに明確ではない。

最近、東京大学大気海洋研究所・国立環境研究所・海洋研究開発機構では、気候モデル the Model for Interdisciplinary Research on Climate version 6 (MIROC6)が開発された。前のバージョン MIROC5 (Watanabe et al. 2010)からの大きな変更は、浅い対流スキームの導入である。MIROC5 は、CMIP5 モデルの中では MJO の表現が比較的良いモデルとして知られているが、MJO 振幅は観測に比べて小さく、東方伝播は海洋大陸付近で途切れてしまう問題が残っている

(Hung et al. 2013)。本研究では MIROC を用いた数値実験から、浅い対流の自由大気を湿らせるプロセスが MJO の表現にどのような役割を果たすかを調べる。

(2) モデルとデータ

使用したモデルは MIROC6 (Tatebe et al. in preparation) と MIROC5 (Watanabe et al. 2010) である。それらの大気モデルの水平分解能は T85(1.4 度×1.4 度)で、対流は Chikira and Sugiyama (2010) のパラメタリゼーションで表現されている。このスキームは、対流の活動度を雲仕事関数(大気不安定度)に比例させて大きくしている。スキームの特徴として、浅い対流が過小で、雲頂が 600 hPa 程度の雄大積雲が過多である問題が知られている (Chikira and Sugiyama 2010)。MIROC6 では、新たに Park and Bretherton (2009) に基づく浅い対流スキームが導入された。このスキームでは、対流の活動度は境界層の乱流エネルギーに比例する。MIROC5 から MIROC6 への変更では、浅い対流スキームの導入の他に、高解像度で成層圏を表現するハイトップ化などもされている。本研究では、浅い対流の役割をより明確に切り分けるために、MIROC6 において、浅い対流の活動度の乱流エネルギーに対する比例定数を標準値の 0.5 から 0.3(kfp03)と 0.7(kfp07)に変更した感度実験も行う。MIROC5 と MIROC6 による標準実験(Tatebe et al. in preparation)、および kfp03 と kfp07 の感度実験をそれぞれ 30 年間行い、その期間の気候平均的な MJO 特性を調べる。

モデル検証のためのレファレンスデータとして、Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR; Liebmann and Smith 1996) による外向き長波放射(Outgoing Longwave Radiation OLR)の観測データ、および the European Centre for Medium Range Weather Forecasts interim reanalysis (ERA-Interim; Dee et al. 2011)、Japanese 55-year reanalysis (JRA55; Kobayashi et al. 2015) の再解析データを用いる。1979–2009 年のデータを利用する。データの時間分解能は 1 日で、解析は T85 の水平グリッドで行う。

(3) 結果

Wheeler and Hendon (2004) に基づいて MJO を定義する。20–100 日のバンドパスフィルタをかけた 200 hPa と 850 hPa の東西風(U200 と U850)と OLR を赤道付近で平均し(15°S–15°N)、結合経験的直行関数(CEOF)解析を行う。CEOF 解析の前に、U200、U850、OLR はそれぞれの標準偏差で規格化する。AVHRR 観測と ERA-Interim 再解析データ、MIROC5、MIROC6 の第 1 と第 2 モードを図 1 に示す。いずれのデータにおいても、海洋大陸付近(120°E 付近)に OLR の負偏差と下層収束・上層発散のモード、及びインド洋(80°E 付近)に OLR の正偏差と下層発散・上層収束のモードが得られる。これらのモードのスコア時系列(principal component; PC)1 と PC2 を調べると、位相が 1/4 周期ずれており(図は省略)、2 つのモードで伝播性の MJO を表わしていることが分かる。これらの MJO モードによる変動の説明割合は、AVHRR/ERA-Interim で 44%、MIROC5 で 26%、MIROC6 で 32.2% である。MIROC5 で MJO モードによる説明割合が過小であったのが、少し改善されている。

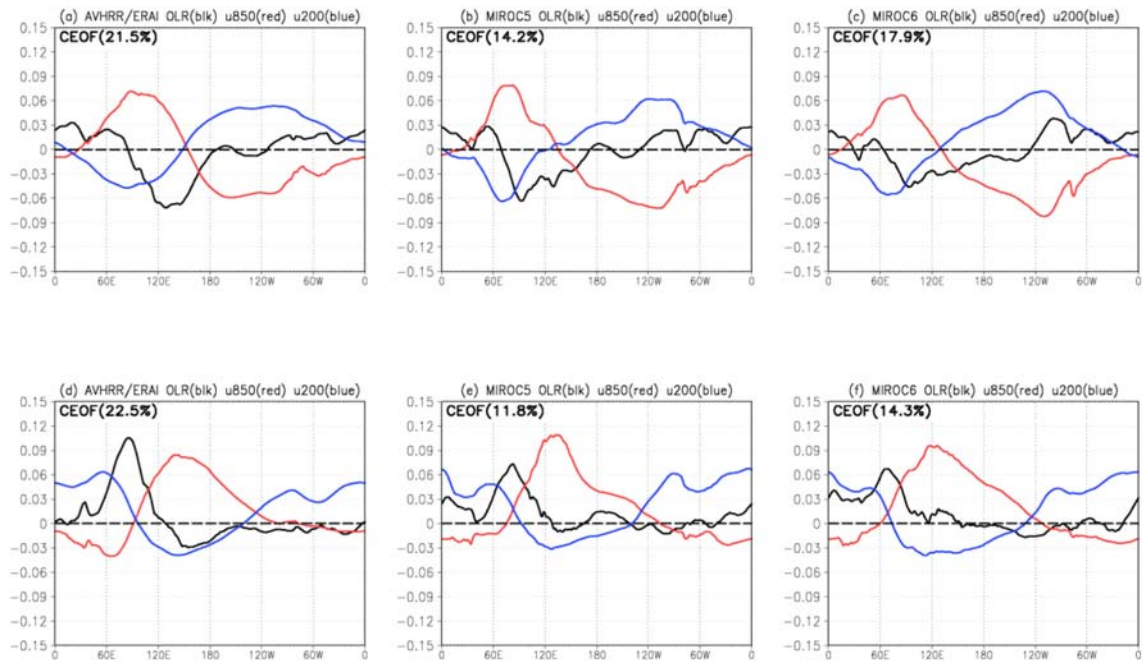


図 1: 20–100 日フィルターをかけて 15°S–15°N 平均した U200、U850、OLR の CEOF の第 1 と第 2 モード。U200、U850、OLR はそれぞれの標準偏差で規格化されている。(a, d) AVHRR/ERA-Interim、(b, e) MIROC5、(c, f) MIROC6。各モードによる変動の説明割合は図の左上に示されている。

次に 30 年の日データから、MJO イベントを選び出し、そのコンポジットの振る舞いを調べる。MJO イベントは、CEOF の PC1 と PC2 のノルム($\sqrt{PC1^2 + PC2^2}$)が、1.5 標準偏差以上かつ前後 7 日間で最大値の日で選ぶ。さらに PC1 と PC2 の符号と相対的な大きさと、対流が活発な地域の異なる 8 つの位相を定義し、コンポジットを位相別に作成する(Wheeler and Hendon 2004)。例えば、 $PC1 > 0$ 、 $PC2 < 0$ かつ $|PC1| > |PC2|$ の時、MJO の対流活発域は東インド洋から海洋大陸付近にあり(図 2)、これを位相 4 とする。各位相のサンプル数は 30–40 個程度である。

図 2 にコンポジットした MJO に伴う OLR 偏差と 850 hPa の速度ポテンシャル偏差の経度-位相の合成図を示す。観測データにおいて、位相 1 の時に、対流活発域を表す OLR の負偏差が大西洋からインド洋に見られ、それが位相(時間)と共に東進し、太平洋、大西洋へと伝播する様子が確認できる。MIROC5 では、インド洋の OLR の負偏差が海洋大陸付近(120°E)までは東進するが、その先の位相 6–7 の 180°E 付近で正偏差となり伝播が途切れてしまっている。これは他の多くの CMIP5 モデルにも見られる問題でもある(Hung et al. 2013)。一方、MIROC6 では、観測と同様に MJO に伴う OLR シグナルが途切れずに太平洋でも伝播している様子が確認できる。また、MIROC6 で浅い対流の活動度を減少させた kfp03 実験では、MIROC5 と同様に OLR の負偏差の東方伝播が海洋大陸付近で止まってしまっているが、浅い対流がより活発な kfp07 実験では MJO 東進が太平洋でも見られる。

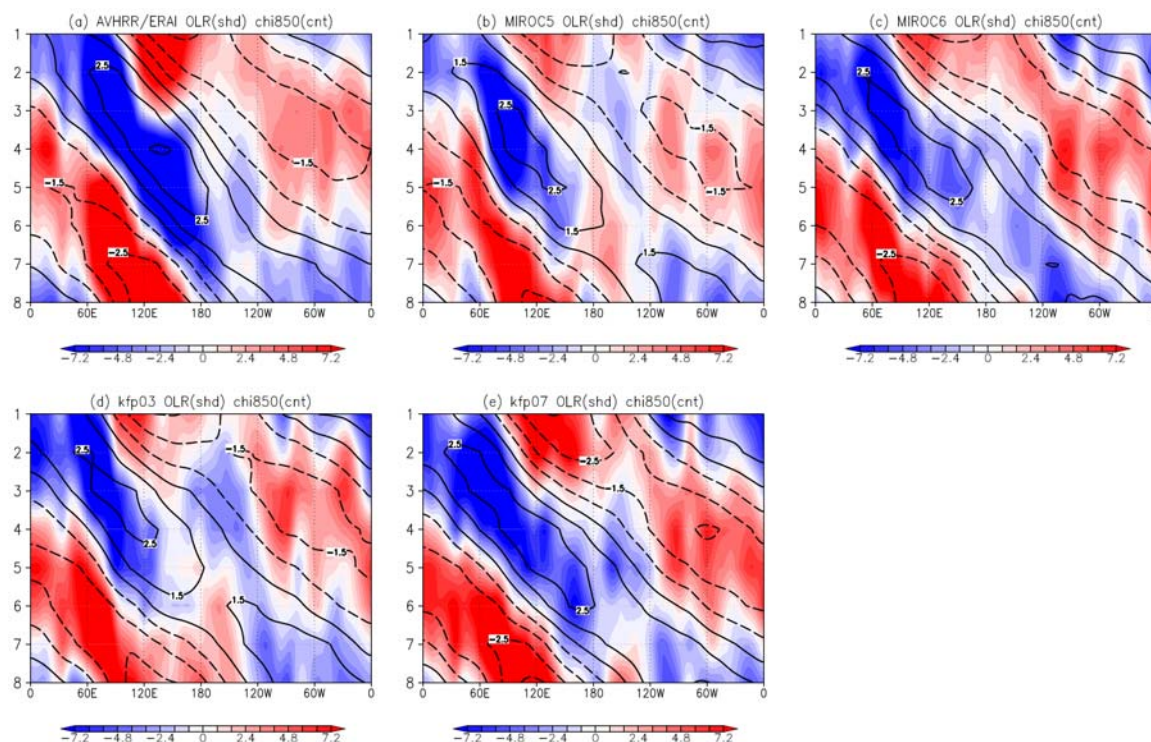


図 2: MJO に伴う OLR 偏差(色; W m^{-2})と 850 hPa の速度ポテンシャル偏差($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$)の経度-位相合成図。20°S–20°N で平均している。(a) AVHRR/ERA1、(b) MIROC5、(c) MIROC6、(d) kfp05、(e) kfp07。

MJO の東方伝播をより定量的に比較するために、各位相の MJO コンポジットにおける、PC1 と PC2 の時間発展を図 3 に示す。MJO 振幅が最大値の時を起点(lag=0)として、その後 40 日間を示す。全ての位相で、観測とモデルの軌跡は左回りに中心に向い、MJO モードが減衰しながら東進する様子が見られる。ただし、その減衰速度はデータ間で異なる。例えば、位相 1 では、MJO 振幅が 1 標準偏差になる時間は、観測で 19.6 日、MIROC5 で 15.9 日、MIROC6 で 19.4 日である。その他の位相についても、MIROC6 の軌跡は MIROC5 より外側の観測に近い時間発展を示している。MIROC5 で減衰が早すぎる問題が、MIROC6 で改善されている。

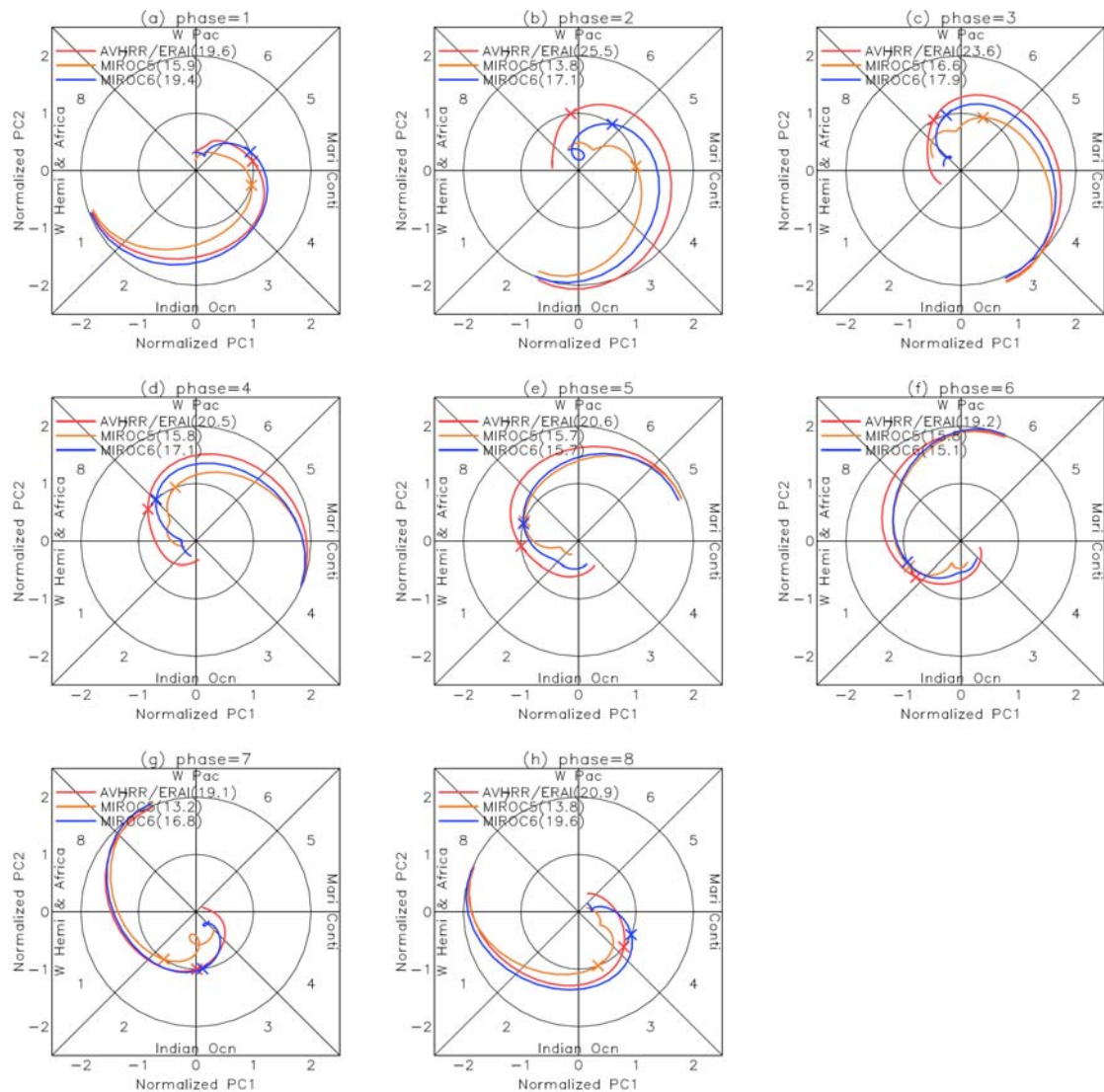


図 3: 各位相の MJO コンポジットにおける PC1 と PC2 の時間発展。MJO 振幅($\sqrt{PC1^2+PC2^2}$)が最大値になる時が起点(lag=0)で、その後 40 日間を示している。データ・モデル名の横に振幅が 1 標準偏差まで減衰する時間を記している。

MIROC6 と MIROC5 の MJO の東方伝播は、海洋大陸付近から西太平洋で明瞭に異なる(図 2)。この経度帯における水蒸気偏差の鉛直構造を調べる。図 4 に MJO に伴う水蒸気偏差と鉛直流偏差を 130–170°E で平均した高度-位相合成図を示す。水蒸気の鉛直構造は再解析データの不確実性が大きい部分なので、ERA-Interim と JRA55 の両方を図示している。いずれの再解析データにおいても、位相(時間)が進むのと共に、自由大気が 800 hPa 付近の下層から徐々に深く湿っていく。位相 5 の時には、400 hPa 付近まで水蒸気偏差が見られ、深い対流に伴う強い鉛直流偏差も確認できる。しかし、MIROC5 では、位相 3 付近に 800 hPa 付近の水蒸気偏差は比較的小さい

ままで、650 hPa 付近が加湿されている。これは MIROC5 では、浅い対流の表現が不十分で、600 hPa 付近を雲頂とする雄大積雲が多すぎることに関係していると考えられる(Chikira and Sugiyama 2010)。一方、MIROC6 では、位相 3 付近の 650 hPa 付近の過大な水蒸気偏差は軽減され、800 hPa 付近の加湿が大きくなっている。この下部自由大気の加湿は、新たに導入された浅い対流が境界層の水蒸気を持ち上げによるものだと考えられる。実際、kfp03 では、位相 3 の 800 hPa 付近は比較的乾燥しており、kfp07 ではより湿っている。ただし、kfp07 は 650 hPa 付近の過大な水蒸気偏差がより大きくなっており、その後の水蒸気の時間発展も現実的ではなくなってしまっている。

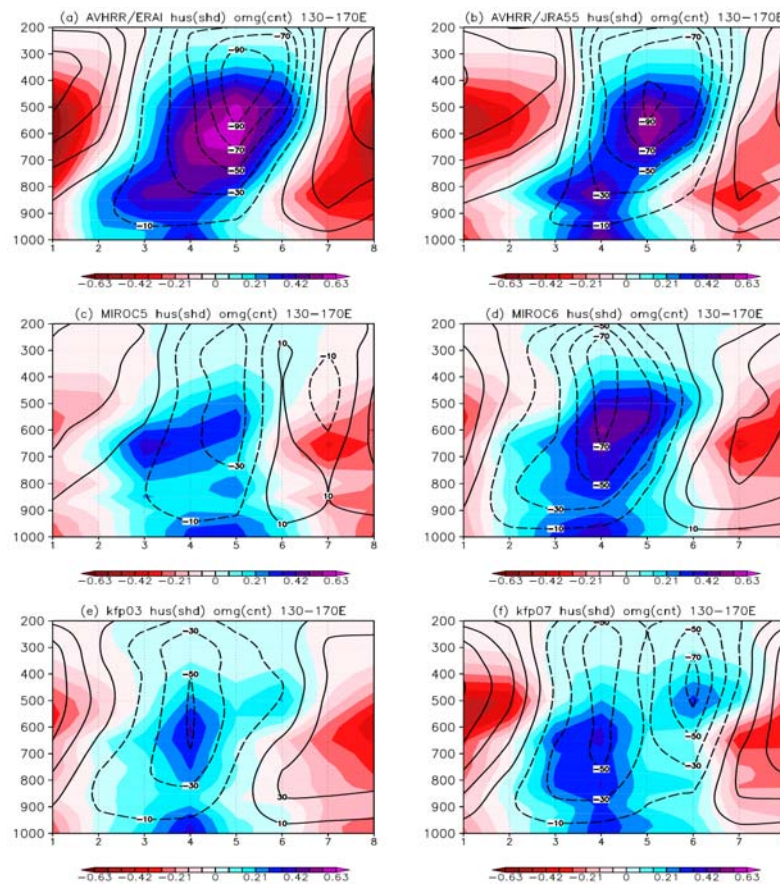


図 4: MJO に伴う水蒸気比湿偏差(色; g kg^{-1})と鉛直速度偏差(線; Pa hr^{-1})の高度-位相合成図。130–170°E 平均している。(a) AVHRR/ERA1、(b) AVHRR/JRA55、(c) MIROC5、(d) MIROC6、(e) kfp05、(f) kfp07。

(4) まとめ

新しく開発された気候モデル MIROC6 とその前のバージョン MIROC5 を用いて、浅い対流による大気加湿が MJO の東方伝播の表現にどのような役割を果たすか調べた。MIROC5 から MIROC6 への大きな変更点の 1 つは、Park and Bretherton (2009)に基づく浅い対流スキームが新たに導入されたことである。

MIROC6 では MIROC5 に比べて MJO の東方伝播の表現が大きく改善した。MIROC5 では、MJO はインド洋上では東進するものの、その東進は海洋大陸付近で止まってしまう。一方、MIROC6 では、MJO は海洋大陸で途切れることなく、太平洋でも東方伝播する。また、MJO の発達に伴って、自由大気の下層から徐々に湿っていく様子も MIROC6 は MIROC5 よりも現実的に再現していた。MJO の発達前に、浅い対流が境界層の水蒸気を自由大気に持ち上げるプロセスが重要な役割を果たしていた。浅い対流の重要性は、その活動度を変化させる感度実験からも示された。また、MJO の振幅は、MIROC5 で過小評価されていたものが MIROC6 で少し改善された。本研究の詳細は Hirota et al. (2018) で発表されている。

引用文献

1. Chikira, M., and M. Sugiyama, 2010: A cumulus parameterization with state-dependent entrainment rate. Part I: Description and sensitivity to temperature and humidity profiles. *J. Atmos. Sci.*, **67**, 2171–2193.
2. Dee, D., and Coauthors, 2011: The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **137**, 553–597.
3. Del Genio, A. D., Y. Chen, D. Kim, and M.-S. Yao, 2012: The MJO transition from shallow to deep convection in CloudSat/CALIPSO data and GISS GCM simulations. *J. Climate*, **25**, 3755–3770.
4. Hung, M.-P., J.-L. Lin, W. Wang, D. Kim, T. Shinoda, and S. J. Weaver, 2013: MJO and convectively coupled equatorial waves simulated by CMIP5 climate models. *J. Climate*, **26**, 6185–6214.
5. Hirota, N. and Coauthors, 2018: Roles of shallow convective moistening in the eastward propagation of the MJO in MIROC6. *J. Climate*, in press.
6. Kikuchi, K., and Y. N. Takayabu, 2004: The development of organized convection associated with the MJO during TOGA COARE IOP: Trimodal characteristics. *Geophys Res Lett*, **31**.
7. Kim, D., and Coauthors, 2009: Application of MJO simulation diagnostics to climate models. *J. Climate*, **22**, 6413–6436.
8. Kobayashi, S., and Coauthors, 2015: The JRA-55 reanalysis: General specifications and basic characteristics. *J. Meteorolog. Soc. Jpn.*, **93**, 5–48.
9. Lau, W. K.-M., and D. E. Waliser, 2011: Intraseasonal variability in the atmosphere-ocean climate system. Springer Science & Business Media.
10. Liebmann, B., 1996: Description of a complete (interpolated) outgoing longwave radiation dataset. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 1275–1277.
11. Lin, J.-L., and Coauthors, 2006: Tropical intraseasonal variability in 14 IPCC AR4 climate models. Part I: Convective signals. *J. Climate*, **19**, 2665–2690.
12. Madden, R. A., and P. R. Julian, 1972: Description of global-scale circulation cells in the tropics with a 40–50 day period. *J. Atmos. Sci.*, **29**, 1109–1123.
13. Park, S., and C. S. Bretherton, 2009: The University of Washington shallow convection and moist turbulence schemes and their impact on climate simulations with the Community Atmosphere Model. *J. Climate*, **22**, 3449–3469.
14. Vitart, F., A. W. Robertson, and D. L. Anderson, 2012: Subseasonal to seasonal prediction project: Bridging the gap between weather and climate. *Bulletin of the World Meteorological Organization*, **61**, 23.
15. Watanabe, M., and Co-authors, 2010: Improved climate simulation by MIROC5: Mean states, variability, and climate sensitivity. *J. Climate*, **23**, 6312–6335.
16. 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. Weather Rev.*, **132**, 1917–1932.
17. Zhang, G. J., and X. Song, 2009: Interaction of deep and shallow convection is key to Madden-Julian Oscillation simulation. *Geophys. Res. Lett.*, **36**.