

CMIP5 マルチ気候モデルによる日本付近の季節進行の将来変化予測

原田昌*・平原翔二・大野浩史・萩谷聡・村井博一・
及川義教・前田修平（気象庁気候情報課）

1. はじめに

日本付近の季節進行は、上空を流れるジェット気流に影響を受ける。例えば、6～7月に雨季をもたらす梅雨前線はジェット軸の南側に形成され(Kodama 1993)、その北上及び解消(梅雨明け)はジェットの季節進行と強く関係している(図1)。そのため、地球温暖化の進展に伴うジェットの季節進行の将来変化を調べることは、防災・農業・水資源管理等の社会的観点から非常に重要である。

これまで、地球温暖化に伴う梅雨明けの遅れ(Kitoh and Uchiyama 2006; Kusunoki and Mizuta 2012)の要因として、日本の南海上における下層循環場の変化が主に注目されてきた(Kimoto 2005; Kusunoki et al. 2011)。しかしながら、ジェットのような上層循環場の変化が及ぼす影響については十分な調査がなされていない。Hirahara et al. (2012)はCMIP3モデルを用いて夏季のジェットの季節進行が遅くなることを示し、梅雨明けの遅れとの関連性を示唆したが、彼らが要因として挙げた暖気移流(Sampe and Xie 2010)の変化については定量的な解析が行われていない。

以上の背景から、本調査では地球温暖化に伴う21世紀末のジェットの季節進行の変化、及びそれが梅雨明けの遅れにもたらす影響を、結合モデル相互比較プロジェクト(Coupled Model Intercomparison Project; 以下CMIP)のデータセットを用いて解析する。将来予測の不確実性を低減させるため、モデルによる現在気候の再現性を評価し、選別されたモデルのマルチモデルアンサンブルにより将来予測を行う。

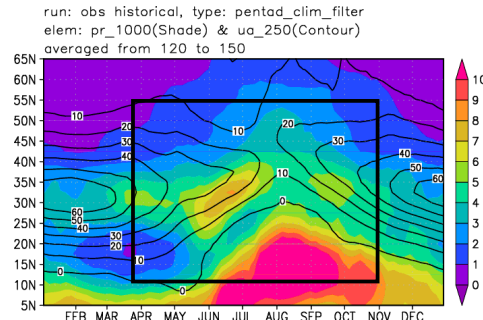


図1 ジェット及び降水の季節進行(半旬気候値の時間緯度断面図)

(等値線) 250hPa面の東西風速(単位は[m/s], JRA-25)、(陰影)降水量(単位は[mm/day], CMAP)。120-150E、1981～2000年で平均。5半旬の移動平均を行っている。四角はスコア評価で使用する領域。

2. 使用データ

本調査で使用したデータはCMIP3(Meehl et al. 2007)及びCMIP5(Taylor et al. 2012)マルチモデルデータセットである。CMIP3、CMIP5ともに各国の機関から多数のモデルが提供されているが、ここでは主要な要素(降水、風速、気温等)の日別・月別データが揃っているモデル(CMIP3、CMIP5ともに15モデル;表1)を使用した。モデルにより解像度が異なるが、空間内挿により水平解像度を2.5度(東西144点、南北73点)、鉛直層数を月別17層、日別8層に統一した。

本調査では現在気候を20世紀末、将来気候を21世紀末で定義し、二つの期間の差を将来変化とした。平均期間や実験シナリオについては表2を参照されたい。なお、将来予測においてCMIP3ではSRES A1Bシナリオ、CMIP5ではRCP4.5シナリオを使用した。温暖化の度合は前者の方がやや高い。20世紀末から21世紀末での全球平均気温の変化(マルチモデル平均)は、前者が後者に比べ約1℃高い

(Knutti and Sedlacek 2012)。

モデルによる現在気候の再現性評価には、JRA-25 (Onogi et al. 2007) の再解析データを使用した。

CMIP3
BCCR BCM2.0, CGCM3.1 (T47), CGCM3.1 (T63), CNRM CM3, CSIRO Mk3.0, CSIRO Mk3.5, GFDL CM2.0, GFDL CM2.1, GISS AOM, INM CM3.0, IPSL CM4, MIROC3.2 (hires), MIROC3.2 (medres), MPI-ECHAM5, MRI CGCM3.2
CMIP5
BNU-ESM, CMCC-CM, CNRM-CM5, CSIRO-Mk3-6-0, CanESM2, FGOALS-g2, FGOALS-s2, GFDL-ESM2G, GFDL-ESM2M, MIROC-ESM-CHEM, MIROC5, MPI-ESM-LR, MRI-CGCM3, NorESM1-M, Inmcm4

表 1 使用したモデルのリスト

	現在気候	将来気候
CMIP3	20c3m (1979-1996 年)	SRES A1B (2081-2098 年)
CMIP5	historical (1981-2000 年)	RCP4.5 (2081-2100 年)

表 2 平均期間及び実験シナリオ

3. 現在気候の再現性

将来予測の不確実性を低減させるため、スキルスコア (Taylor 2001) を用いて各モデルによる現在気候の再現性評価を行う。ここでは、上層の東西風速 (CMIP3 では 200hPa 面、CMIP5 では 250hPa) の南北二階微分について、日別値から算出した半月気候値の緯度時間断面 (図 1 参照) においてスキルスコアを計算した (図 2)。

CMIP5 は CMIP3 に比べて新しいバージョンのモデル群であるが、日本上空のジェットの再現性についてはやや改善した程度と評価される。マルチモデル平均では、スキルスコアが 0.7 以上のモデルの平均 (以下、上位モデル平均) が全モデルの中で最も成績がよい。よって、以下ではこの上位モデル平均を用いて将来予測を行う。

なお、上位モデル平均においてジェットの季節進行は概ね良く再現されているものの、梅雨期の降水については

解析 (CMAP データ ; Xie and Arkin 1997) と比較して過小バイアスがある (図略)。ただし、梅雨期の降水のピークの時期は解析とよく一致している。

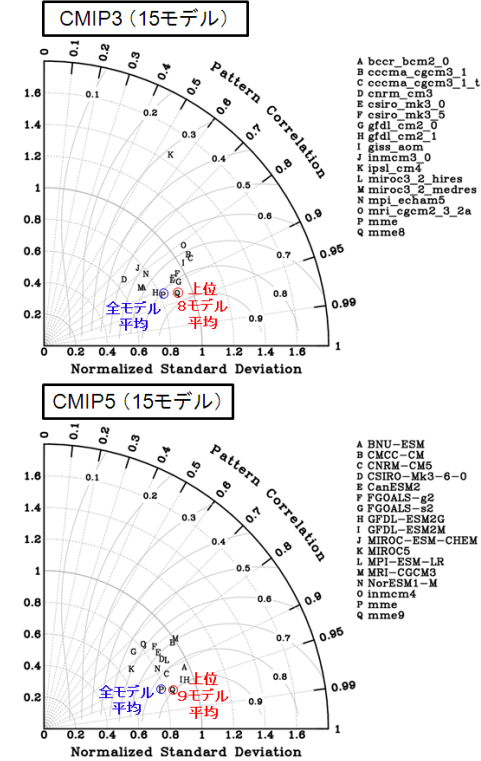


図 2 CMIP モデルのスキルスコア

上 : CMIP3 モデル、下 : CMIP5 モデル。動径部は規格化標準偏差 (モデルと解析の標準偏差比)、円周部はパターン相関係数を表す。

4. 将来予測

4.1 東西風速の変化

上位モデル平均による上層ジェットの季節進行の将来変化を図 3 に示す。寒候期においてはジェットが極向きにシフトする (Yin et al. 2005) 一方、5～8 月にかけては現在のジェット軸の南側で風速が強まり、季節進行が遅れる。将来の変化量は、CMIP3 (SRES A1B シナリオ) モデルの方が CMIP5 (RCP4.5 シナリオ) モデルより大きい。夏季においてジェットが南側で強まるという特徴は、日本付近のみならず西～東アジアで広く見られる (図 4)。

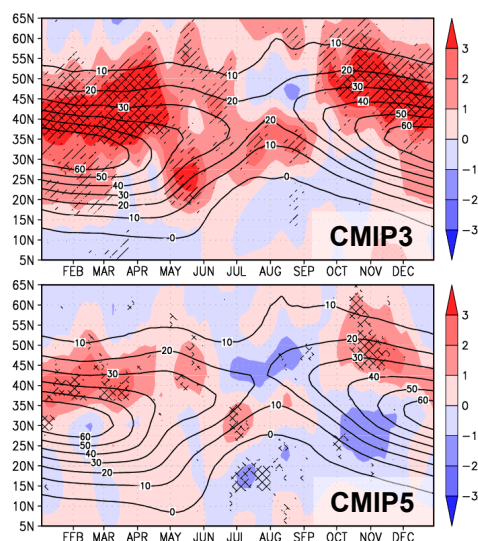


図3 東西風速の将来変化（半旬気候値の緯度時間断面図）

（上）CMIP3（SRES A1B シナリオ、200hPa 面の東西風速）、（下）CMIP5（RCP4.5 シナリオ、250hPa 面の東西風速）。等値線は現在気候、陰影は将来気候と現在気候の差を表す。単位は[m/s]。一重（二重）ハッチは符号検定で変化が 90（95）% 有意な点を表す（以下同様）。

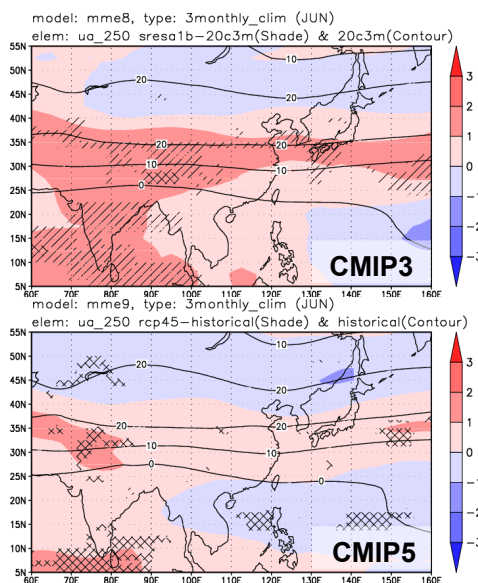


図4 東西風速の将来変化（250hPa 面、6～8 月平均場）

（上）CMIP3（SRES A1B シナリオ）、（下）CMIP5（RCP4.5 シナリオ）。等値線は現在気候、陰影は将来気候と現在気候の差を表す。単位は[m/s]。

4.2 循環場の変化

Hirahara et al. (2012) は夏季のジェットの将来変化を、熱帯成層の安定化（Frierson 2006）に伴い西太平洋の上層発散が弱化し、Matsuno-Gill 応答の変化によりチベット高気圧が弱化するためとした。CMIP3、CMIP5 の夏（6～8 月）平均場では、西太平洋の上層発散とチベット高気圧の弱化が見られる（図 5、図 6）。また、東太平洋における上層収束の弱化も、西～中部太平洋の中緯度帯における高気圧性の循環変化によりジェットの南側強化に寄与していると考えられる。

どちらの予測でも将来変化のパターンはよく一致しているが、振幅に違いが見られる。温暖化の度合いが大きいほど成層が安定化し熱帯の循環が弱まること、上層の発散弱化が大きいほどチベット高気圧の弱化も大きいことから、予測シナリオの差異が Matsuno-Gill 応答の違いをもたらしっていると示唆される。なお、モデルごとに見ると熱帯上層発散の弱化とチベット高気圧の弱化の間には比例関係があり（図 7）、Hirahara et al. (2012) の議論をさらに支持する結果となっている。

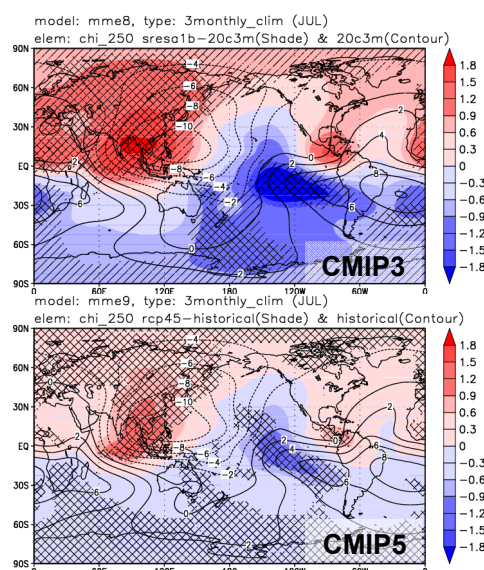


図5 図4と同様。ただし 250hPa 面の速度ポテンシャルについて。単位は $[10^6 \text{ m}^2/\text{s}]$ 。

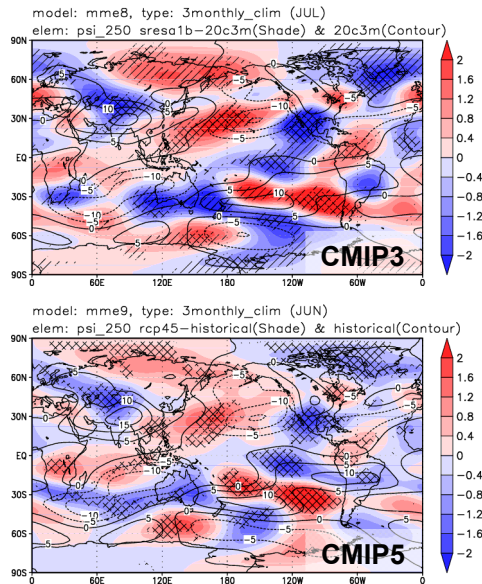


図6 図4と同様。ただし250hPa面の流線関数(带状平均からの偏差)について。単位は $[10^6 \text{ m}^2/\text{s}]$ 。

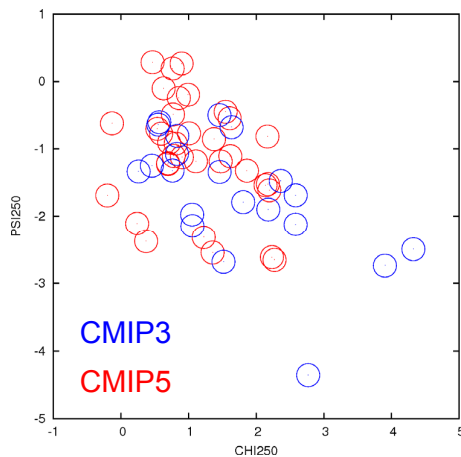


図7 熱帯域の上層発散の弱化和、チベット高気圧の弱化的関係
横軸は熱帯域(80E-120E, 10S-20N)で平均した250hPa面速度ポテンシャルの将来変化、縦軸はチベット高気圧の北部分(60E-100E, 30N-50N)で平均した250hPa面流線関数(带状平均からの偏差)の将来変化。夏(6~8月)平均場から作成。各点が各モデルに対応。ここでは月別値が利用可能なモデルを使用した。

4.3 暖気移流の変化

Hirahara et al. (2012) は、夏季にジェットの季節進行が遅れるとチベット高原東縁の中層を源とする暖気移流(Sampe and Xie 2010)が変化し、それに伴い梅雨明けも遅れるという可能性を示唆したが、水平温度移流の解析は行っていない。

本調査の上位モデルによる対流圏中層の水平温度移流の変化(図8)では、ジェットの季節進行が遅れることで暖気移流が現在気候よりも長く続いており、その期間は降水量が増加する期間(現在の梅雨期の降水ピークより後)とよく一致している(図9)。しかしながら、ジェットの南側強化が比較的小さいCMIP5モデルの方が暖気移流の増加が大きく、また梅雨期の降水変化も大きい等、水平温度移流の将来変化のみで単純に理解できない点もある。これには、他の物理量(気温等)の変化や、ジェットと熱源(チベット高原)の位置関係、下層循環場の変化等が関係している可能性があるが、これらの調査は今後の課題である。

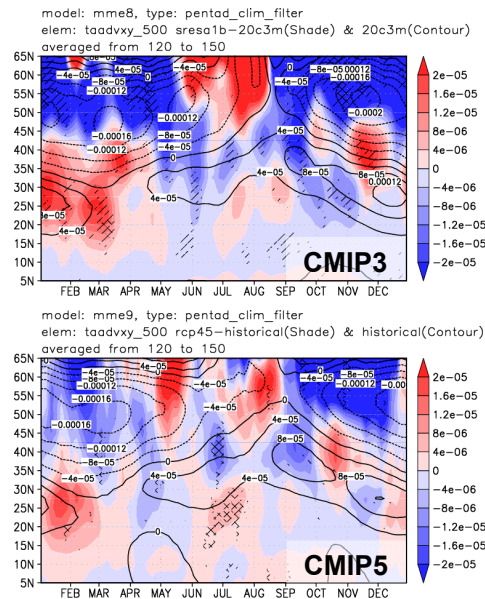


図8 図3と同様。ただし500hPa面における気温の水平移流について。単位は $[\text{K}/\text{s}]$ 。

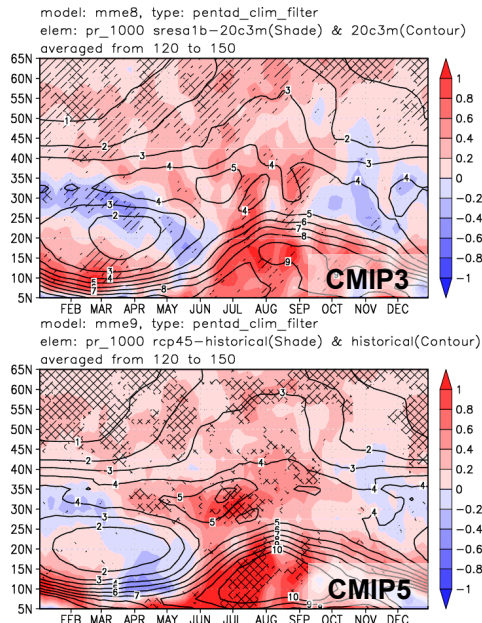


図9 図3と同様。ただし降水量について。単位は[mm/day]。

5. まとめ

本調査では、CMIP マルチ気候モデルデータセットを用いて、地球温暖化の進展に伴う上層ジェットの季節進行の将来変化を解析した。SRES A1B シナリオの CMIP3、RCP4.5 シナリオの CMIP5 とともに、夏季のジェットが現在の軸の南側で強まると予測されたが、その変化量は前者の方が大きかった。

Hirahara et al. (2012) は夏季のジェットの変化を熱帯成層の安定化に伴う Matsuno-Gill 応答の変化によるものとしたが、本調査の結果はそれを支持するものである。CMIP3、CMIP5 とともに同じメカニズムでジェットは変化しているが、シナリオによる温暖化の程度の違いが変化量の違いに寄与していると考えられる。

ジェットの季節進行が変化することでチベット高原東縁を源とする暖気移流 (Sampe and Xie 2010) も変化し、それが梅雨明けの遅れに影響を与えていると示唆されたが、定量的に考えると暖気移流だけでは説明できない部分もあるため、今後他の要因を含めさらに解析を行っていくことが必要である。

謝辞

本研究は環境省総合研究推進費 (A-1201) により実施された。高薮縁教授 (東大大気海洋研)、中村尚教授 (東大先端研)、尾瀬智昭室長 (気象研) をはじめとする同プロジェクトのメンバーに感謝申し上げる。CMIP5 データの整備においては、廣田渚郎博士 (東大大気海洋研)、荒川理氏 (気象研) のお世話になった。

参考文献

- Frierson, D. M. W., 2006: Robust increases in midlatitude static stability in simulations of global warming, *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L24816, doi:10.1029/2006GL027504.
- Hirahara, S., H. Ohno, Y. Oikawa, and S. Maeda, 2012: Southward strengthening of the jet stream and prolonged Baiu season in future climate. *J. Meteor. Soc. Japan*, **90**, 663-671.
- Kimoto, M., 2005: Simulated change of the east Asian circulation under global warming scenario. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L16701, doi:10.1029/2005GL023383.
- Kitoh, A. and T. Uchiyama, 2006: Changes in onset and withdrawal of the East Asian summer rainy season by multi-model global warming experiments. *J. Meteor. Soc. Japan*, **84**, 247-258.
- Knutti, R., J. Sedlacek, 2012: Robustness and uncertainties in the new CMIP5 climate model projections. *Nature Clim. Change*, 1758-6798.
- Kodama, Y.-M., 1993: Large-scale common features of subtropical convergence zones (the Baiu frontal zone, the SPCZ, and the SACZ) Part II: Conditions of the circulations for Generating the STCZs. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, **71**, 581-610.

- Kusunoki, S., R. Mizuta, and M. Matsueda, 2011: Future changes in the East Asia rain band projected by global atmospheric models with 20-km and 60-km grid size. *Clim. Dyn.*, **37**, 2481-2493.
- Kusunoki, S., and R. Mizuta, 2012: Comparison of near future (2015-2039) changes in the East Asian rain band with future change (2075-2099) projected by global atmospheric models with 20-km and 60-km grid size. *SOLA*, **8**, 73-76.
- Meehl, G. A., C. Covey, K. E. Taylor, T. Delworth, R. J. Stouffer, M. Latif, B. McAvaney, and J. F. B. Mitchell, 2007: The WCRP CMIP3 multimodel dataset: A new era in climate change research. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **88**, 1383-1394.
- Onogi, K., J. Tsutsui, H. Koide, M. Sakamoto, S. Kobayashi, H. Hatsushika, T. Matsumoto, N. Yamazaki, H. Kamahori, K. Takahashi, S. Kadokura, K. Wada, K. Kato, R. Oyama, T. Ose, N. Mannoji, and R. Taira, 2007: The JRA-25 reanalysis. *J. Meteor. Soc. Japan*, **85**, 369-432.
- Taylor, K.E., 2001: Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. *J. Geophys. Res.*, **106**, 7183-7192.
- Taylor, K.E., R.J. Stouffer, G.A. Meehl, 2012: An Overview of CMIP5 and the experiment design. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **93**, 485-498.
- Sampe, T. and S.-P. Xie, 2010: Large-scale dynamics of the Meiyu-Baiu rainband: environmental forcing by the westerly jet. *J. Climate*, **23**, 113-134.
- Xie, P. and P. A. Arkin, 1997: Global precipitation: A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**, 2539-2558.
- Yin, J. H., 2005: A consistent poleward shift of the storm tracks in simulations of 21st century climate. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L18701, doi:10.1029/2005GL023684.