

革新プロ温暖化実験データによる梅雨期の降水の将来変化

Future Changes of Precipitation during the Baiu Season using the Global Warming Experimental Data

岡田靖子・竹見哲也・石川裕彦

Yasuko OKADA , Tetsuya TAKEMI and Hirohiko ISHIKAWA

Synopsis

This study focuses on atmospheric circulation fields during the baiu in Japan with global warming projection experimental data conducted using a 20-km-mesh global atmospheric model (MRI-AGCM3.2S). The baiu front indicated by the north-south gradient of moist static energy moves northward, both in present and future climate simulations. The rate of progression is very slow in May and June. Particularly in the future climate, the baiu front stagnates in south of Japan, including the Okinawa region. In addition, then northward shift in July is associated with the westward expansion of the enhanced north Pacific subtropical high into Japan region. The horizontal warm advection roughly at the mid-troposphere corresponds to upward vertical pressure velocity, and shows northward migration as seen in the lower troposphere. The future change in these variables, about 5-day move north is delayed compared to the present-day climate. This tendency is evident in the north-south term of 500-hPa warm advection in particular. In conclusion, a late of the baiu rainfall band northward and an increase in precipitation during late of the baiu season are apparent from the point of view of atmospheric fields.

キーワード: 気候変動, 梅雨, 温暖化予測実験

Keywords: Climate change , Baiu , Global warming prediction experiment

1. はじめに

東アジアでは 5 月から 7 月にかけて観測される雨期があり, 日本では Baiu, 中国では Mei-yu, 韓国では Changma として知られる. 梅雨期の降雨は台風期のそれと共に我々の生活に欠かせないが, しばしば期間中に梅雨前線によるものと思われる激しい雨をもたらす, 甚大な被害を及ぼす. 近年頻発する梅雨期間中の豪雨と併せて, 地球温暖化に伴う梅雨の将来変化への理解は興味を集めるテーマである.

21 世紀気候変動予測革新プログラムでは, 60km・20kmGCM, また 5kmRCM による降水量データを用いて梅雨期の降水の将来変化について数多くの解析

がなされた (Kusunoki and Mizuta, 2008; Kusunoki et al., 2011; Kanada et al., 2012 等). Kusunoki and Mizuta (2012)は 20km-, 60km 格子モデルを用いて夏季東アジアの降水帯の将来変化を調べた. 彼らは, 梅雨は梅雨後期である 7 月に将来降水量が増加すること, その増加は太平洋高気圧の強化の影響によるもの, そして 20km, 60km どちらのモデルにおいても梅雨明けが 8 月まで遅れることを示している. 梅雨後期における降水量の増加傾向は, CMIP3 による解析でも報告されている (Kusunoki and Arakawa, 2012).

地球温暖化実験に伴う梅雨に関するこれまでの研

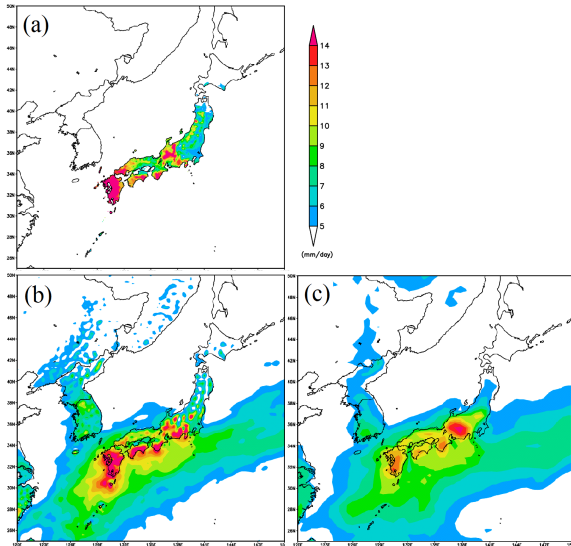


Fig.1 Observed (a) and simulated (b, c) precipitation (mm day^{-1}) climatology during meiyu-baiu season (16 Jun-15 Jul). (a) APHRO_JP, (b) MRI-AGCM3.2S (20km), (c) MRI-AGCM3.2H (60km). The averaged period for the climatology is 25 years from 1979 to 2003.

究は、その多くが降水量、水蒸気量の変化をもとになされてきた。しかしながら、その環境場に関する解析は十分ではない。梅雨の将来変化を理解する上でも、大気場の解析は必要である。

本研究では、下層と対流圏中層の環境場を調べることで、大気場の観点から先行研究で言われている梅雨の将来変化を検証することを目的とする。

2. データ

本研究で使用している 20kmGCM (GCM: general circulation model)は、21 世紀気候変動予測革新プログラムの枠組みで実施された水平解像度 20km の全球大気モデル MRI-AGCM3.2 の 20km メッシュデータ、21 世紀末気候実験 (2075-2099 年) と現在気候実験 (1979-2003 年) の大気場のデータである。このデータは 1.25° 格子間隔、6 時間間隔のデータである。

降水量データは、1 時間間隔の MRI-AGCM3.2 の 20km、60km メッシュデータと共に、日本における高解像度日降水量データ (APHRO_JP; 0.05° 格子) を使用した。

GCM のデータは全て daily データに変換しており、現在気候、将来気候共に 25 年平均値を使用した。また、APHRO_JP も現在気候に合わせて 1979 年から 2003 年の 25 年平均値を使用している。

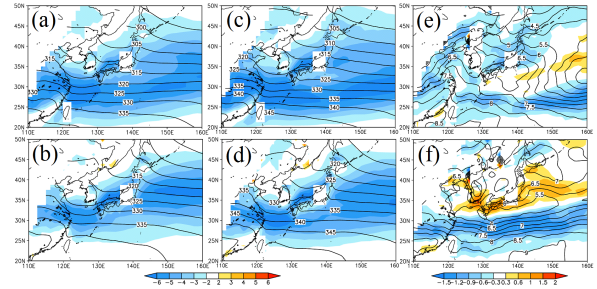


Fig.2 Distribution of meridional gradient in moist static energy (K) at 925 hPa. The upper panel shows May, and shows June. (a)-(b) Present-day climate simulations. (c)-(d) Future climate simulations. (e)-(f) Future changes.

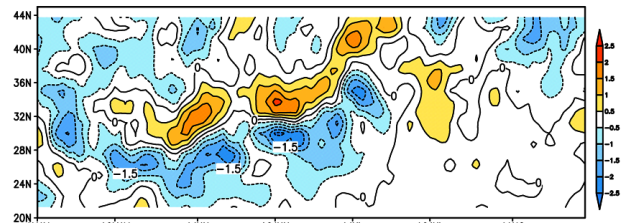


Fig.3 Time-latitude plots of meridional gradient in future change of moist static energy (K) at 925 hPa averaged over the longitudinal range $125\text{--}142^\circ\text{E}$ from 1 May to 15 August.

3. 梅雨期の大気場の解析

Fig.1に梅雨期 (6/15-7/15) における降水量の空間分布を示す。降水量の空間分布は観測、モデルの結果共に同様な分布を示し、九州から東海地方における 13 mm day^{-1} 以上の降雨域は観測、モデルの結果共に明らかである (Fig. 1)。特に観測データと 20 km (MRI-AGCM3.2S) の結果はほぼ同様の分布を示す (Fig. 1a, b)。しかし、60km (MRI-AGCM3.2H) の降水量は観測と比べ過小評価である (Fig.1c)。

これ以後、MRI-AGCM3.2Sの大気場のデータによる解析結果を示す。

3.1 梅雨前線と水蒸気フラックス

梅雨前線の季節進行は、Kato (1985)が衛星の雲画像より、5 月中、 25°N 付近に停滞している雲域が 6 月初旬に 30°N 付近まで急激に北上することを指摘している。その梅雨前線帯はしばしば相当温位の南北傾度の分布により説明される (Matsumoto et al., 1987; Ninomiya and Akiyama, 1992)。Fig.2 は 925 hPa 湿潤静的エネルギーの南北傾度の空間分布図である。湿潤静的エネルギーは定圧比熱 C_p で割ること近

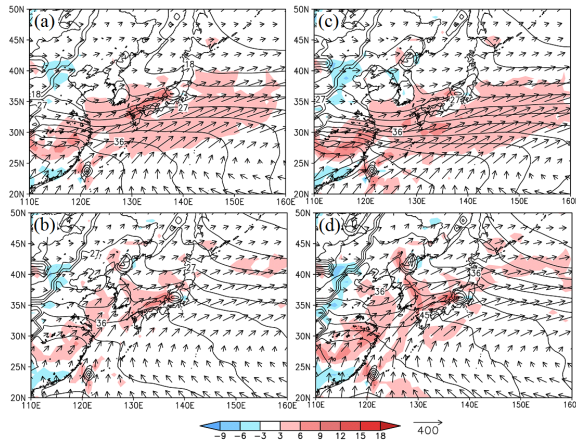


Fig.4 Moisture flux (arrows; kg m⁻¹ day⁻¹), moisture flux convergence (shading; kg m⁻² day⁻¹), and precipitable water (solid contours; mm). The upper panel shows June, and shows July. (a)-(b) Present-day climate simulations. (c)-(d) Future climate simulations.

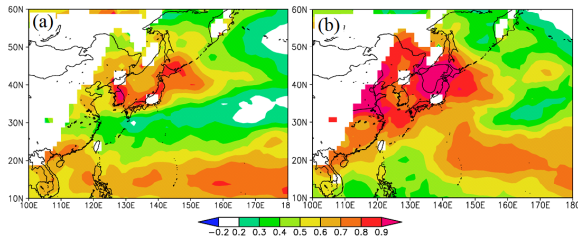


Fig.5 Future change of the atmospheric stability (unit; 1 K (100 hPa)⁻¹); (a) June, (b) July. It is shown in vertical gradients of moist static energy between 925 and 500 hPa divided by the specific heat at constant pressure ($C_p=1004. \text{ J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}$). Large positive values indicate an unstable atmosphere.

似的に相当温位と見なされる。梅雨前線は、現在・将来気候共に5月から季節進行に伴って北進する (Fig.2a-d)。しかしその将来変化は、5・6月に沖縄地方を含む南日本で停滞している (Fig.2e, f)。その停滞の様子は緯度-時間断面図でも明らかである (Fig.3)。データは日本列島を含む125 - 142°E間で平均している。25°N付近に存在する前線は6月に入り30°N近くまで北上しそのまま停滞、その後6月下旬から7月初旬にかけて35°Nまで急激に北上する (Fig.3)。5月から6月にかけては現在気候に比べ将来気候では南日本で梅雨前線は停滞する傾向にあり、7月の北上後再び停滞する。この傾向は気温、比湿の南北傾度でも同様に見られる (not shown)。

次に、水蒸気について調べる。水蒸気フラックスは925-200hPaの積分値を用いる。Fig.4は水蒸気フラックスとその収束/発散、可降水量について6月と7月の現在気候と将来気候の月平均空間分布図である。

5月、下層の西風に沿って湿潤な空気が中国華南から東シナ海に運ばれ、そこで収束域が作られる。6月になると東アジアにおける可降水量は増加し、西太平洋高気圧とモンスーン風系による水蒸気フラックスの流入により、収束域は日本の南方で広がる。その将来変化は、この領域で約8mm day⁻¹の水蒸気量の増加を示す (Fig. 4a, c)。7月になると、西太平洋高気圧の北上と共に収束域は日本海側に集中する (Fig. 4b, d)。将来気候ではこの西太平洋高気圧は強化する傾向にある (Kusunoki and Mizuta, 2012)。この高気圧の北上は7月初旬の梅雨前線の急な北上の時期と一致する (Figs. 3 and 4d)。

7月に日本海側で収束域が広がる傾向にあることは、安定度を調べても明らかである。Fig. 5は6月・7月の大気安定度の将来変化を示す。6月、下層の気温上昇に伴いほぼ全域で不安定を示すが、特に日本列島・朝鮮半島においてより不安定域が広がる (Fig. 5a)。7月になると東シナ海から中国沿岸部も加わり、日本列島、特に東北地方北部日本海側においてより不安定が強化される (Fig. 5b)。この結果は将来、水蒸気流入と併せて対流活動が活発になり、雨が降りやすい環境になることを示唆するものである。一般に、大雨を伴う梅雨前線帯の南側では湿舌と下層ジェットが見られ、その領域では水蒸気フラックスも大きい。これらの結果は梅雨後期、7月に日降水量100mm以上の降水量が起こる頻度分布と対応している (not shown)。

3.2 大規模場の将来変化

Sampe and Xie (2010)は梅雨前線帯とジェット気流の位置関係から梅雨前線の形成について解析した。彼らはチベット高原上で加熱された暖気が、対流圏中上層で卓越するジェット気流によって運ばれ、そこで降水を伴う対流活動へと発達し、正のフィードバックが生じることで総観規模擾乱、梅雨前線が生じることを示した。Fig.6は500 hPaにおける暖気移流と上昇流の季節進行を示す。Sampe and Xie (2010)と同様に、梅雨期間中の500hPaの暖気移流と上昇流はよく対応しており、梅雨前線帯に対応するこれらの北進は、現在気候、将来気候共に明らかである。しかしその進行の将来変化は、現在気候に比べると比較的緩やかになり、ピークが7月にシフトする (Fig.6)。

500hPaの水平暖気移流は、先述の通り、チベット高原上の温度上昇に伴う暖気がジェット気流により運ばれることで説明される。つまり、主に東西の関係が重要である。しかし、5月における特に沖縄地方における梅雨については東西よりも南北温度傾度が重要であることが、Okada and Yamazaki (2012)によ

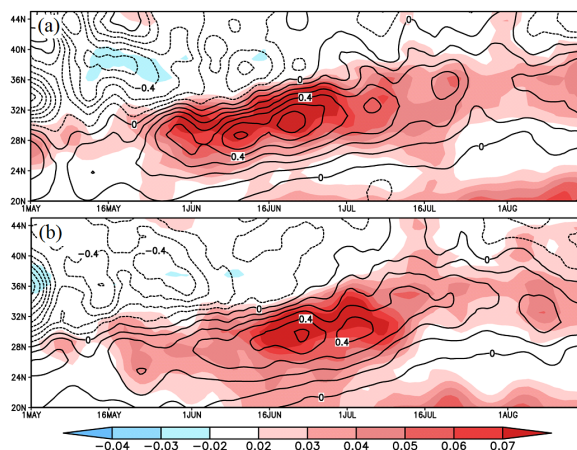


Fig.6 Time-latitude plots of $-\omega$ (shading; Pa s^{-1}) and 500-hPa horizontal temperature advection (solid contours; contour interval 0.2 K day^{-1}) averaged over the longitudinal range 125-142 E. (a) Present-day climate simulations. (b) Future climate simulations.

り報告されている。そこで、暖気移流を東西項、南北項に分けてどちらの寄与が大きいかを比較したところ、南北項の影響が強いことが分かった。Fig.7は南北項の季節進行を示す。本州・九州では梅雨期間を通して強い気温の南北経度と弱い南風の存在により、暖気移流の南北項の影響が強い。また、そのピークのタイミングは、現在気候と比べて将来気候において半旬程遅れる。

MRI-AGCM3.2Sの結果では、チベット高原上の温度上昇は現在気候より半旬程度早く、季節進行と共にインドシナ半島から台湾・沖縄地方南部まで暖域が広がる。しかし、6月に日本海付近にトラフが存在することで、南北傾度がより強まり、ジェット気流と比べると弱い南風の存在で南北項の影響が強くなると考えられる。一方、より顕著に梅雨前線の停滞が見込まれる沖縄地方では5-6月にかけては東西項、7月になると南北項の寄与が大きい。これはチベット高原の温度上昇が早まったことにより、ジェット気流による暖気移流が沖縄地方上で5-6月には見られたことによる結果であると考えられる。これらの結果は再解析データ (JRA-25) を用いた先行研究の結果と一部一致する (not shown)。

4. まとめ

本研究では、地球温暖化に伴う降水が将来、梅雨前線の北進の遅れ、また梅雨後期 (7月) に西日本で降水量の増加 (Kanada et al., 2012 等) について大気場の観点から調べた。

下層における梅雨前線について、925 hPa 湿潤静的エネルギーを C_p で割ることにより相当温位と見

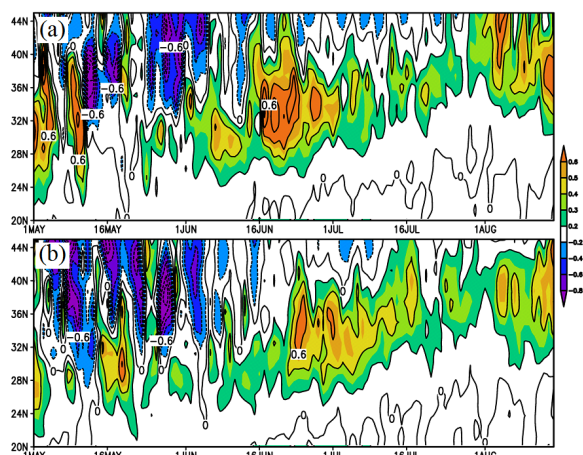


Fig.7 As in Fig.6, but for meridional horizontal temperature advection (contour interval 0.2 K day^{-1}). (a) Present-day climate simulations. (b) Future climate simulations.

なし、その南北傾度を調べた。5月中国華南から東シナ海・沖縄地方を中心にその緯度帯で広がる強い南北傾度の領域は、6月になると北へ移動する。梅雨前線の季節進行に伴う北進は、現在・将来気候共に明らかである (Fig. 2a-d)。その将来変化は、5月から6月にかけて、沖縄地方付近を含む緯度帯 ($25-30^\circ \text{N}$) で梅雨前線は停滞する傾向である (Fig. 2d, e)。7月に入ると、現在・将来気候共に梅雨前線は 35°N 付近まで急激に北上する (Fig. 3)。7月の梅雨前線の将来変化では5月・6月のような停滞は見られない。この北上は西太平洋高気圧の北上が一因であると考えられる (Fig. 4b, d)。特に将来気候では、7月の西太平洋高気圧の強化は著しく、これにより日本海側の水蒸気フラックスの流入が増加する (Fig. 4d)。6月、7月の日本周辺大気は現在気候に比べ、より不安定になる (Fig. 5)。特に7月は、大陸側と北日本で強化される。これらの結果により、日本列島では梅雨後期において、対流が活発になり降水が増加することが示唆される。

対流圏中層の暖気移流と上昇流の結果からも梅雨の変化を調べた。下層の梅雨前線の季節進行の結果と同様に、暖気移流と上昇流の北進は明らかである (Fig. 6)。しかし、将来気候におけるそれは緩やかであり、また、そのピークは現在気候と比べ半旬程遅れる (Fig. 6b)。暖気移流を東西項・南北項に分け、どちらの寄与が大きいかを調べたところ、東西項の寄与は小さく、南北項の影響が強い (Fig. 7)。また、将来気候の北進、またそのピークは半旬程度遅れることが明らかである (Fig. 7b)。

これらの結果より、大気場の観点からも温暖化時の梅雨前線の北進の遅れ、また梅雨期後半の降水量の増加が説明可能である。本研究は、降水量、水蒸気

フラックスで示された先行研究の結果を大気場の観点から裏付けるものである。

謝 辞

本研究は文部科学省委託事業気候変動リスク情報創生プログラム「課題対応型の精密な影響評価」のもとで行われた。

参考文献

Kusunoki, S. and Arakawa, O. (2012): Change in the precipitation intensity of the East Asian summer monsoon projected by CMIP3 models, *Clim Dyn*, Vol. 38, pp.2055-2072.

Kanada, S., Nakano, M. and Kato, T. (2012): Projections of future changes in precipitation and the vertical structure of the frontal zone during the Baiu season in the vicinity of Japan using a 5-km-mesh regional climate model, *JMSJ*, Vol. 90A, pp. 65-86.

Kusunoki, S. and Mizuta, R. (2012): Comparison of near future (2015-2039) changes in the East Asian rain

band with future (2075-2099) changes projected by Global Atmospheric Models with 20-km and 60-km grid size, *SOLA*, Vol. 8, pp. 73-76.

Matsumoto, S., Ninomiya, K. and Yoshizumi, S. (1971): Characteristic features of Baiu front associated with heavy rainfall, *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 49, pp. 267-281.

Ninomiya, K., and Akiyama, T. (1992): Multi-scale features of Baiu, the summer monsoon over Japan and East Asia, *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 70, pp. 467-495.

Okada, Y., and Yamazaki, K. (2012): Climatological evolution of the Okinawa Baiu and differences in large-scale features during May and June, *J. Climate*, Vol. 25, pp. 6287-6303.

Sampe, T., and Xie, S-P. (2010): Large-scale dynamics of the Meiyu-Baiu rainband: Environmental forcing by the westerly jet, *J. Climate*, Vol. 23, pp. 113-134.

(論文受理日：2014年6月11日)