

JMA/MRI-CPS2 における夏季日本付近での アジアジェット減速場の季節予測可能性

*竹村 和人^{1,4}, 向川 均², 高谷 祐平³, 前田 修平⁴

(¹大阪管区气象台,²京都大学大学院理学研究科,³気象庁気象研究所,⁴気象庁気候情報課)

1. はじめに

夏季アジアジェットに沿って伝播するロスビー波は、ジェット出口付近に位置する日本付近において高い頻度で砕波し（例えば Postel and Hitchman 1999）、その頻度は夏季日本の気温偏差と関連する（Takemura et al. 2020）。Takemura et al. (2020) は、エルニーニョ・南方振動 (ENSO) が、日本付近における砕波頻度の年々変動に及ぼす影響とそのメカニズムを示した。ENSO に伴う熱帯域の降水偏差がアジアジェットの変動に及ぼす影響については、Lu et al. (2006) や Ding et al. (2011) でも指摘されている。これら先行研究の結果より、ENSO に関連する大気海洋の予測誤差もまた、アジアジェットの季節予測に影響を及ぼす可能性が考えられる。日本付近での砕波頻度は、アジアジェット減速場（以下、ジェット減速場）と密接に関連することが指摘されており（Takemura et al. 2021）、季節スケールでジェット減速場を精度良く予測することは、夏季日本付近における気温偏差の季節予測の改善に資することが期待される。本研究では、ジェット減速場の季節予測可能性を、気象庁の季節予報ハインドキャストデータを用いて評価した。

2. 使用データと解析手法

大気循環場データとして気象庁 55 年長期再解析データ (JRA-55, Kobayashi et al. 2015)、海面水温 (SST) のデータとして COBE-SST (Ishii et al. 2005) の月平均値を用いた。これらのデータの対象期間は、1958～2018 年の 7～8 月である。気候値は 1981～2010 年の 30 年平均値で定義した。

7～8 月平均のジェット減速場の予測可能性、及び予測誤差と関連する海面水温や大気循環場を調べるために、気象庁現業季節予報アンサンブル予報システム (JMA/MRI-CPS2; Takaya et al. 2018) のハインドキャストデータの月平均値を用いた。予測期間は初期値翌月以降の 7 か月間、アンサンブルメンバー数は毎月 10 メンバー、対象期間は 1979～2018 年の 40 年間である。

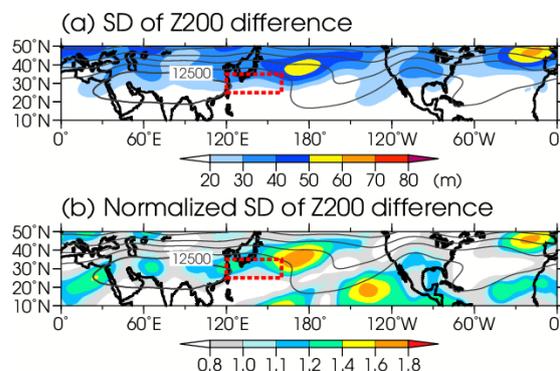
ジェット減速場は、200hPa 高度の北側 15° と南側

15° 間での差（以下、高度差）で定義した。月平均の高度差は、北半球中高緯度では一般的に負の値をとり、西風ジェットが強い領域ではより小さな値を、ジェット出口付近を含む西風ジェットが弱い領域では大きな（ゼロに近い）値となる。

3. 解析結果

3.1. ジェット減速場の年々変動

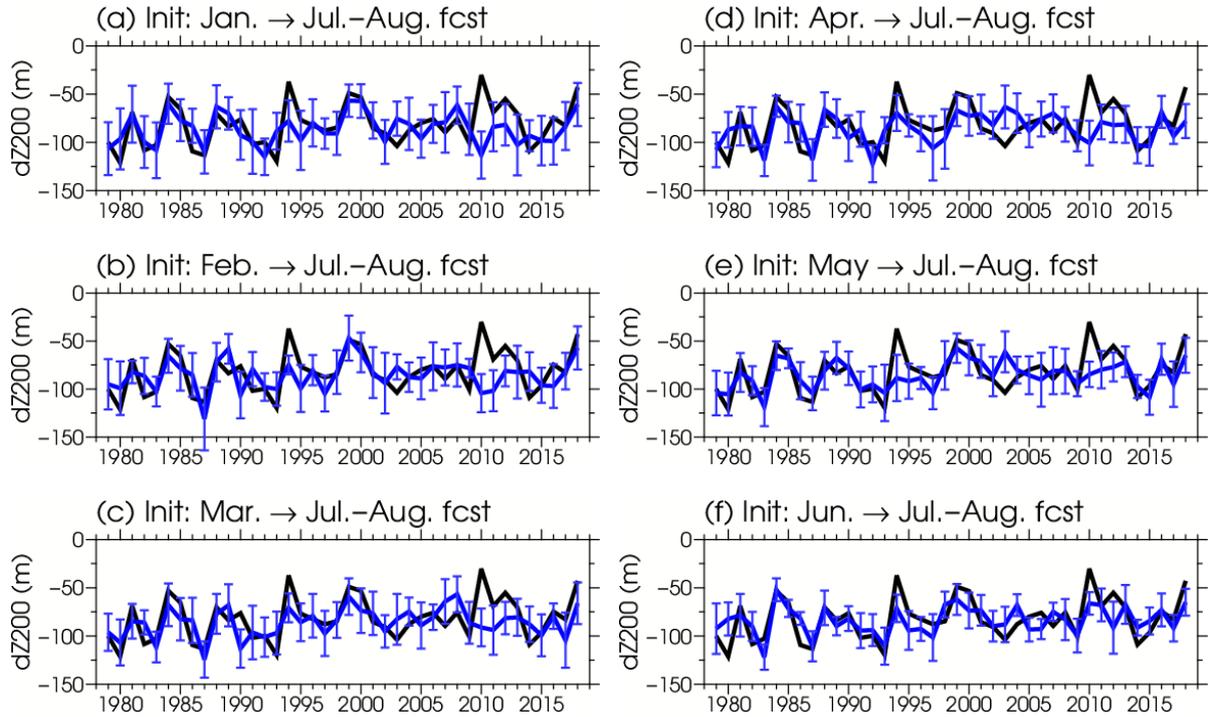
第 1 図(a)に 7～8 月平均の高度差の標準偏差を、同図(b)には帯状平均で規格化した標準偏差の分布を示す。チベット高気圧（第 1 図の 12,500m 等値線を参照）の東側にあたるアジアジェット出口付近では、高度差の年々変動が同緯度帯の他の経度と比べて大きい。そこで以下では、日本付近での砕波頻度と最も高い相関が確認された日本の南（25°–35°N, 120°–160°E; 第 1 図の赤破線枠）で領域平均した高度差（以下、dZ200）に着目する。



第 1 図 7～8 月で平均した 200hPa 高度差の、(a)気候値を定義した期間における標準偏差（単位: m）及び (b)標準偏差の帯状平均で規格化した値。等値線は 7～8 月で平均した 200hPa 高度の気候値。赤破線枠域は dZ200 の評価領域 (25°–35°N, 120°–160°E) を表す。

3.2. ジェット減速場の予測精度

第 2 図に、1～6 月初期値における 7～8 月平均 dZ200 の経年変化を示す。アンサンブル平均値（青線）を JRA-55（黒線）と比較すると、どの初期値の予測においても dZ200 の経年変動が概ね予測できているが、1994 年や 2010 年をはじめとする特定の年には大きな予測誤差を示している。アンサンブル



第2図 7~8月で平均した dZ200 (単位: m) の, 1979~2018 年の期間における経年変化. 黒線は JRA-55, 青線はアンサンブル平均, 青色のエラーバーはアンサンブルスプレッドを示す. (a)は1月, (b)は2月, (c)は3月, (d)は4月, (e)は5月, (f)は6月の初期値における予測を表す.

スプレッドは1月から6月にかけて減少し (青色のエラーバー), リードタイムが短いほど予測可能性が高い傾向を示している.

dZ200 の予測精度を定量的に評価するために, 以下に示す3つの指標を用いた.

○ 予測誤差

$$e_i = F_i - A_i$$

F_i はアンサンブル平均予測値, A_i は JRA-55 を表す.

○ 2乗平均平方根誤差 (RMSE)

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (F_i - A_i)^2}$$

n は対象年数 (40年) を表す.

○ 最大予測可能性 \sqrt{R} (以下, 分散比; Sugi et al. 1997)

$$\sqrt{R} = \sqrt{\frac{S^2}{S^2 + N^2}}$$

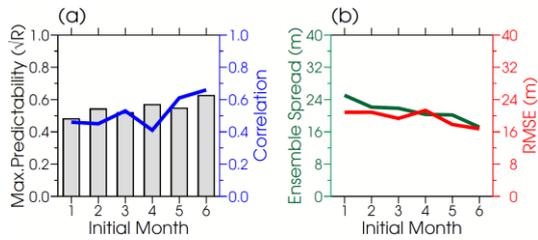
$$N^2 = \frac{1}{n(m-1)} \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^m (F_{i,j} - \bar{F}_i)^2$$

$$\sigma^2 = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (\bar{F}_i - \bar{\bar{F}})^2$$

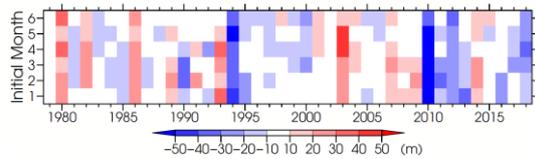
$$S^2 = \sigma^2 - \frac{1}{m} N^2$$

N^2 はノイズの分散, σ^2 はアンサンブル平均の不偏分散, S^2 はシグナルの分散であり, m はアンサンブルメンバー数 (10メンバー), $F_{i,j}$ は各メンバーの予測値, \bar{F}_i はアンサンブル平均, $\bar{\bar{F}}$ はアンサンブル平均の n 年平均を表す. 分散比 \sqrt{R} は0から1の間の値をとり, 値が大きいほど予測可能性が高いことを示す.

第3図に, 各初期値における7~8月で平均した dZ200 の分散比, JRA-55 との相関係数, RMSE 及びアンサンブルスプレッドを示す. リードタイムが短くなるにつれて分散比及び相関係数は増加 (第3図 (a)), RMSE 及びアンサンブルスプレッドは減少 (同図 (b)) しており, dZ200 の予測精度は1月から6月にかけて概ね向上する傾向が見て取れる. 次に, dZ200 の予測誤差の各年・初期値における値を第4図に示す. dZ200 の予測誤差は大きな年々変動を示し, 例えば1994年, 2010年, 2012年及び2018年にはジェット減速場が過小予測, 1980年, 1986年及び2003年には過大予測となるなど, 同符号の予測誤差が1~6月の初期値で持続する傾向が見られる. この結果は, ENSO に代表されるような季節~年スケールでの大気海洋変動の予測誤差が, ジェット



第3図 1~6月の初期値における、7~8月で平均したdZ200の予測精度。(a)の棒グラフは分散比、青線はJRA-55との相関係数、(b)の緑線はアンサンブルスプレッド(単位:m)、赤線はRMSE(単位:m)を表す。



第4図 1979~2018年の期間における、1~6月を初期値とする7~8月で平均したdZ200の予測誤差(単位:m)。横軸は年、縦軸は初期値の月を示す。

ト減速場の予測誤差に影響を及ぼす可能性を示唆している。

3.3 ジェット減速場の予測誤差と関連する大気海洋変動の特徴

前節で示したdZ200の予測誤差が、どの領域のどのような予測誤差と関連するのかを調べるため、1~6月の全初期値及びアンサンブルメンバーを用いた回帰分析を行った。第5図に、7~8月平均のdZ200の予測誤差に回帰した海面水温及び大気循環場の予測誤差の分布を示す。

海面水温の回帰分布より、ジェット減速場が過大(過小)に予測される場合、海面水温は中・東部太平洋赤道域でJRA-55と比べて低(高)い傾向が見られ(第5図(a))、ENSOの予測誤差がジェット減速場の予測誤差と関連することを示している。なお、日本近海~その東海上では海面水温がJRA-55に比べて高(低)い傾向が見られるが、これは本州南岸~その東海上の下層で風速が弱いことや高気圧性循環偏差(風応力; 第5図(c)を参照)に伴って海洋表層の沈降が強いことと対応しており、主に大気循環場の誤差に起因する可能性が考えられる。

次に降水量の回帰分布(第5図(b))より、ジェット減速場が過大(過小)に予測される場合、中・東部太平洋赤道域では対流活動がJRA-55に比べて弱(強)い傾向が見られ、ENSOに伴う海面水温の誤差(同図(a))と対応している。一方、南シナ海~フ

ィリピンの東海上の20°N帯では、対流活動は強(弱)い傾向が見られ、中・東部太平洋赤道域との対流活動の東西コントラストが明瞭である。降水量の分布に対応させて200hPa速度ポテンシャルの回帰分布(第5図(d))を見ると、対流圏上層では太平洋東部~南米付近で収束、東南アジア付近で発散が、それぞれJRA-55に比べて強(弱)い傾向が見取れる。さらに、東南アジア付近の発散の中心からユーラシア大陸東部にかけて北向き発散風が強(弱)い傾向が見られ(第5図(d)の矢印)、アジアジェットの予測誤差への影響を示唆している。

続いて、アジアジェットの予測誤差への熱帯からの影響を調べるため、第5図(e)に200hPa東西風の回帰分布を示す。ジェット減速場が過大(過小)に予測される場合、ユーラシア大陸東部~日本付近でアジアジェットがJRA-55に比べて北(南)偏する傾向が見られ、日本付近の30°N帯で西風が弱(強)い傾向はジェット減速場の過大(過小)予測と整合的である。また、南シナ海~フィリピンの東海上の20°N帯での強(弱)い対流活動(第5図(b))に対応して、850hPa高度の回帰分布(同図(f))はフィリピンの北東海上で負(正)、日本付近~その東海上で正(負)となる傾向が見られ、太平洋・日本パターン(Nitta 1987)に類似した予測誤差のパターンが見られることも興味深い。

以上の結果は、発達期・成熟期・衰退期を含むENSOに伴う海面水温の予測誤差が、熱帯の大気循環場の予測誤差を通して、ジェット減速場の予測に影響を及ぼす可能性を示している。

4. まとめと今後の課題

気象庁の現業季節アンサンブル予報システム(JMA/MRI-CPS2)のハインドキャストデータを用いて、夏季アジアジェット減速場の季節予測可能性を評価した。その結果、1~6月の初期値におけるジェット減速場の予測精度は概ね高い一方、特定の年には予測誤差が大きく、初期値に関わらず同符号を持つ誤差が持続する傾向が見られた。予測誤差に基づく回帰分析より、ENSOに伴う海面水温の予測誤差は、熱帯域の積雲対流活動及び対流圏上層での発散場の予測誤差を通して、アジアジェット減速場の予測誤差と関連することが明らかとなった。

今後は、大気大循環モデルを用いた海面水温の感度実験等により、回帰分析で得られた予測誤差との関連性について、因果関係を含めて、さらに詳しく

検証していく必要がある。

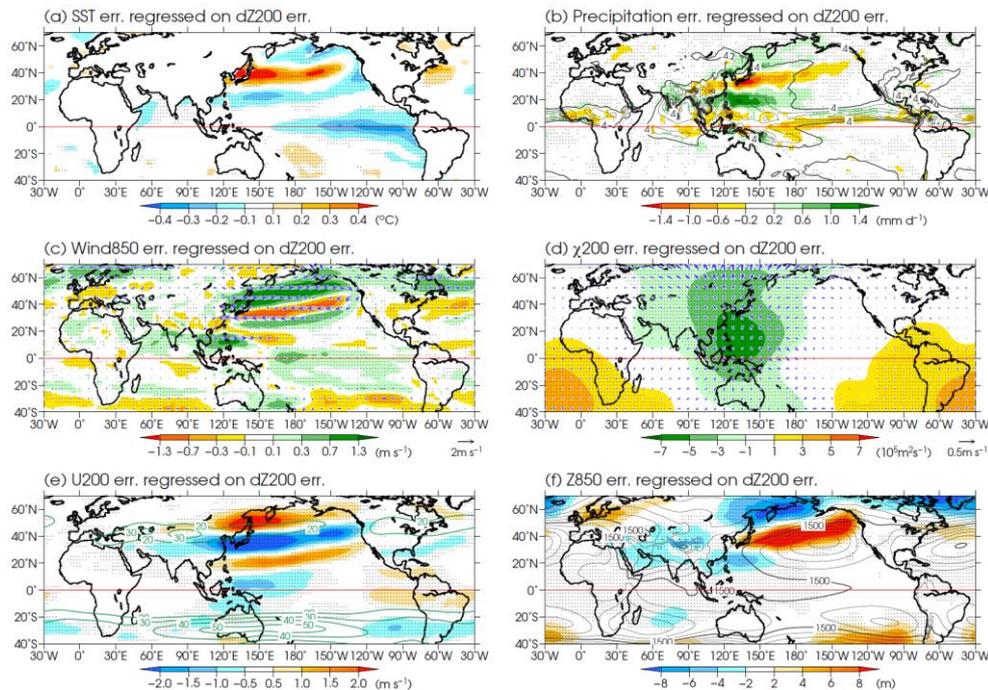
謝辞

季節予報ハインドキャストデータは、気象庁の Tokyo Climate Center から提供されたものです。

参考文献

- Ding, Q., B. Wang, J. M. Wallace, and G. Branstator, 2011: Tropical-extratropical teleconnections in boreal summer: Observed interannual variability. *J. Climate*, **24**, 1878–1896.
- Ishii, M., A. Shouji, S. Sugimoto, and T. Matsumoto, 2005: Objective analyses of sea-surface temperature and marine meteorological variables for the 20th century using ICOADS and the Kobe collection. *Int. J. Climatol.*, **25**, 865–879.
- Kobayashi, S., Y. Ota, Y. Harada, A. Ebata, M. Moriya, H. Onoda, K. Onogi, H. Kamahori, C. Kobayashi, H. Endo, K. Miyaoka, and K. Takahashi, 2015: The JRA-55 reanalysis: General specifications and basic characteristics. *J. Meteor. Soc. Japan*, **93**, 5–48.
- Lu, R., Y. Li, and B. Dong, 2006: External and internal summer atmospheric variability in the western North Pacific and East Asia. *J. Meteor. Soc. Japan*, **84**, 447–462.

- Nitta, T., 1987: Convective activities in the tropical western Pacific and their impact on the Northern Hemisphere summer circulation. *J. Meteor. Soc. Japan*, **65**, 373–390.
- Postel, G. A., and M. H. Hitchman, 1999: A climatology of Rossby wave breaking along the subtropical tropopause. *J. Atmos. Sci.*, **56**, 359–373.
- Sugi, M., R. Kawamura, and N. Sato, 1997: A study of SST-forced variability and potential predictability of seasonal mean fields using the JMA global model. *J. Meteor. Soc. Japan*, **75**, 717–736.
- Takaya, Y., S. Hirahara, T. Yasuda, S. Matsueda, T. Toyoda, Y. Fujii, H. Sugimoto, C. Matsukawa, I. Ishikawa, H. Mori, R. Nagasawa, Y. Kubo, N. Adachi, G. Yamanaka, T. Kuragano, A. Shimpo, S. Maeda, and T. Ose, 2018: Japan Meteorological Agency/Meteorological Research Institute-Coupled Prediction System version 2 (JMA/MRI-CPS2): Atmosphere-land-ocean-sea ice coupled prediction system. *Climate Dyn.*, doi:10.1007/s00382-017-3638-5.
- Takemura, K., H. Mukougawa, and S. Maeda, 2020: Large-scale Atmospheric Circulation related to Frequent Rossby Wave Breaking near Japan in Boreal Summer. *J. Climate*, **33**, 6731–6744.
- Takemura, K., H. Mukougawa, and S. Maeda, 2021: Interdecadal Variability of Rossby Wave Breaking Frequency near Japan in August. *SOLA*, **17**, 125–129.



第5図 1～6月の全初期値における、7～8月で平均したdZ200の予測誤差に回帰した、海面水温及び大気循環場の予測誤差の分布(陰影)。(a)は海面水温(単位: $^{\circ}\text{C}$)、(b)は降水量(単位: mm d^{-1})、(c)は850hPa水平風速(単位: m s^{-1})、(d)は200hPa速度ポテンシャル(単位: $10^{-5} \text{m}^2 \text{s}^{-1}$)、(e)は200hPa東西風(単位: m s^{-1})、(f)は850hPa高度(単位: m)。点を施した領域は、回帰が95%信頼水準で統計的に有意な領域を示す。等値線は気候値を表し、(b)は 4mm d^{-1} 以上の領域について 4mm d^{-1} 間隔、(c)は 20m s^{-1} 以上の領域について 10m s^{-1} 間隔、(f)は 20m 間隔。(c)及び(d)の矢印は、それぞれ回帰した850hPa水平風及び200hPa発散風を表す。