

# 2018年夏の記録的な高温をもたらした 大気循環場の特徴

若松 俊哉、竹村 和人、戸川 裕樹、新保 明彦、久保 勇太郎、前田 修平 (気象庁気候情報課)

## 1. はじめに

日本では、2018年6月28日から7月8日にかけて発生した「平成30年7月豪雨」に続く形で、2018年夏は猛烈な暑さに見舞われた。本稿では、7月中旬以降の記録的な高温と関係する大気循環場の特徴について、主に夏(6~8月)平均に着目して解析し、報告する。

なお、ここまでの夏の高温の解説については、異常気象分析検討会からの助言をもとに取りまとめられた気象庁報道発表資料(気象庁2018a)にもまとめられているので、適宜参照いただきたい。

## 2. データと解析手法

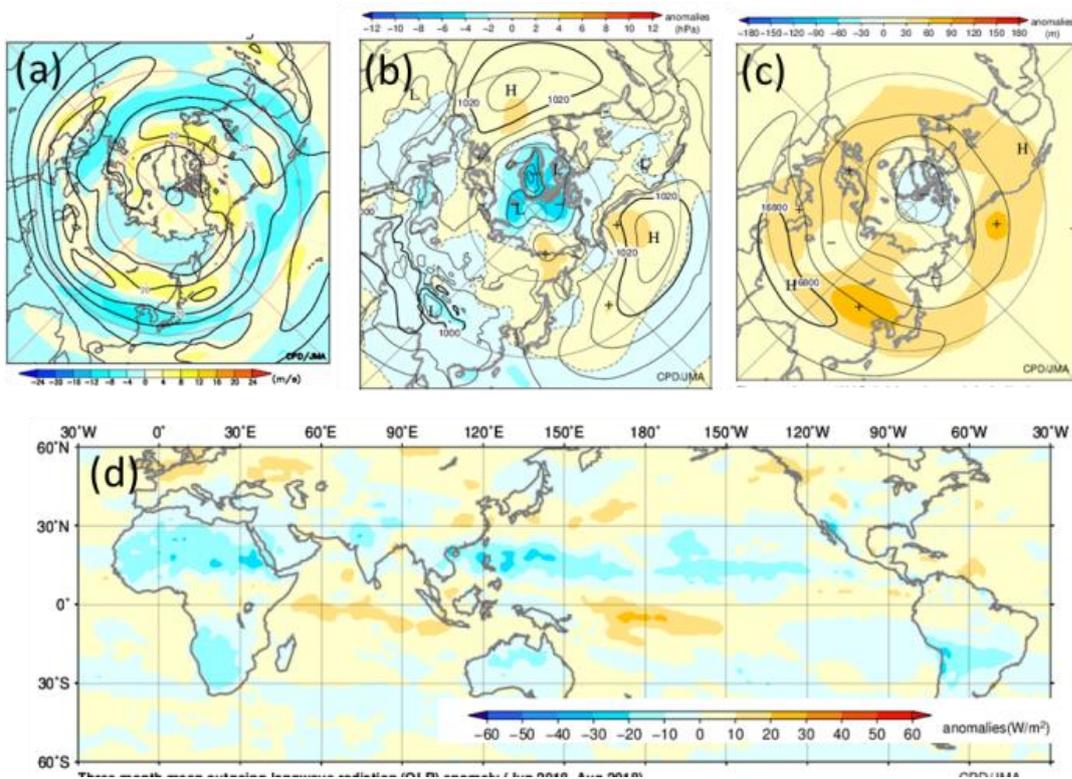
大気循環場の解析には、再解析データJRA-55 (Kobayashi et al. 2015)を用いた。海洋については、全球海面水温は全球客観解析COBE-SST (Ishii et al. 2005)、海洋内部は全球海洋データ同化システムMOVE/MRI.COM-G2 (Toyoda et al. 2015)を用いて解析している。

ここで、平年値については1981-2010年平均値と定義し、偏差とはこの平年値からの差を指す。

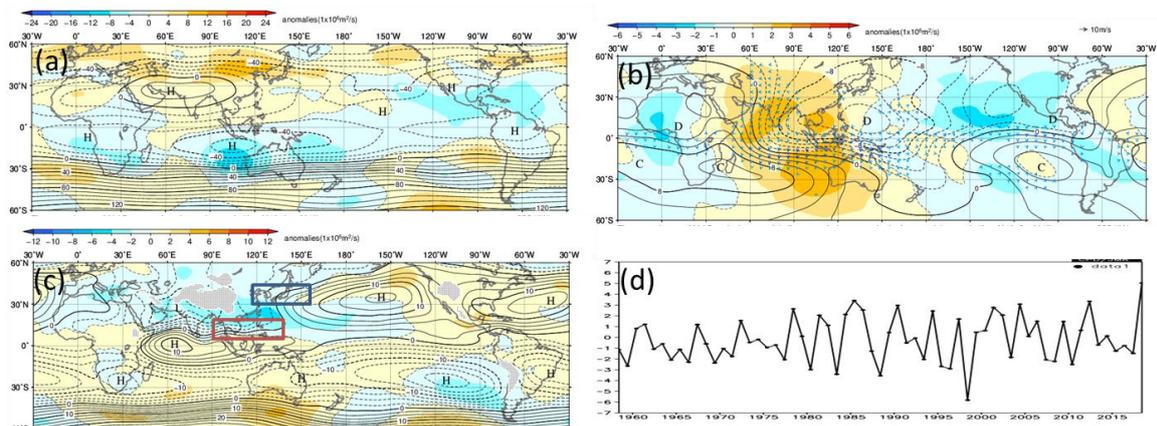
## 3. 2018年夏の日本の循環場の特徴

この夏における循環場を第1図に示す。太平洋高気圧の勢力が強まるとともに亜熱帯ジェット気流も北日本以北に北上し、日本各地に梅雨明けがもたらされるのは、平年においては7月下旬頃である。一方、2018年の夏は、梅雨明けが例年より早かった(気象庁

2018b)ことから、日本付近の200hPa東西風(U200)及び海面気圧(SLP)を確認すると、亜熱帯ジェット気流の北偏及び太平洋高気圧の強化という梅雨明け後の夏の特徴が平年よりも強く表れている。この特徴は、特に7月において顕著である(図略)。また、対流圏上層について100hPa高度(Z100)を用いて確認すると、チベット高気圧の北東側で高度が高くなっており、亜熱帯ジェット気流の北偏と整合的である。太平洋高気圧とチベット高気圧がともに日本付近に張り出していることから、日本付近は等価順圧的な構造を持った高気圧に覆われ、それが顕著な高温をもたらしていたことがわかる。また、積雲対流活動を外向き長波放射量(OLR)にて確認すると、フィリピン付近で活発となっており、夏のアジアモンスーンに伴う対流活動は平年より活発であることがわかる。太平洋熱帯域の北半球側でも平年よりも活発な状況が見られる。



第1図 2018年夏の循環場。(a) 200hPa 東西風(m/s)。(b)海面気圧(hPa)。(c)100hPa 高度(m)。(d)外向き長波放射量(W/m<sup>2</sup>)。解析値を等値線で、平年偏差を陰影で示している。



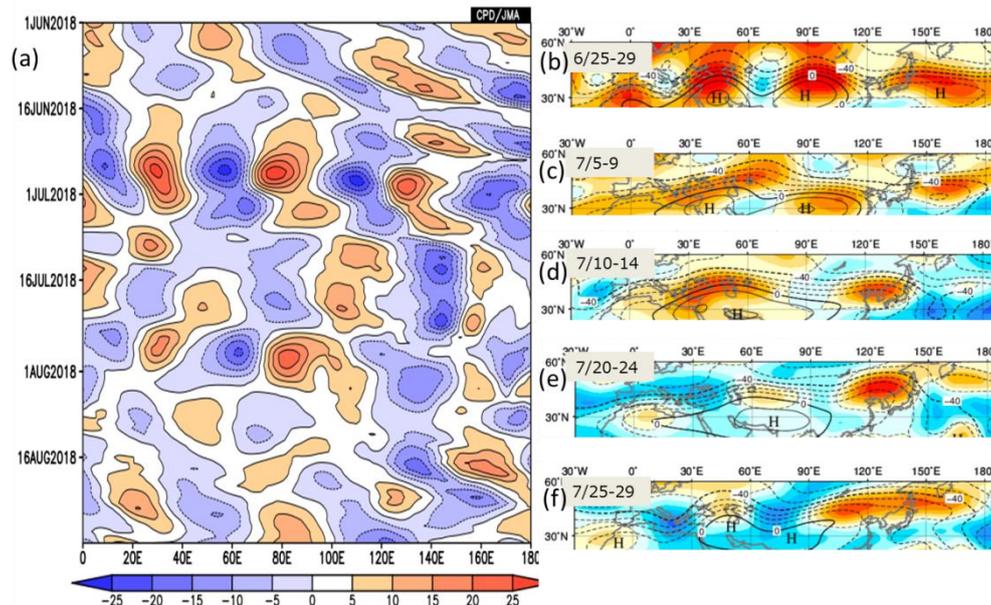
第2図 2018年夏の対流圏上層と下層の循環の特徴。(a) 200hPa 流線関数( $1 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ )。(b) 200hPa 速度ポテンシャル( $1 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ )。(c) 850hPa 流線関数( $1 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ )。解析値を等値線で、平年偏差を陰影で示している。(d)アジアモンスーン循環指数(m/s)。850hPa 東西風平年偏差で ①(5°N~15°N、90°E~130°E) 領域平均(図2(c)中の赤枠)と ②(22.5°N~32.5°N、110°E~140°E) 領域平均(同青枠)との差(①-②)で定義される。

引き続き、第2図には、2018年夏における流線関数を対流圏上層と下層について示している。まず、200hPa速度ポテンシャル

( $\chi 200$ )からは、対流圏上層において、主に北太平洋熱帯域の東部での活発な積雲対流活動域(第1図(d))を含む太平洋で発散偏

差、インド洋付近で収束偏差となっている様子が確認できる。次に、850hPa 流線関数( $\psi$  850)を見ると、活発な積雲対流活動と整合的に、モンスーントラフの深まりが確認できる。この程度は例年にないほどの大きさであり、Wang and Fan (1999)に基づくアジアモンスーン循環指数(850hPa 東西風半年偏差で(5°N~15°N、90°E~130°E)の領域平均と(22.5°N~32.5°N、110°E~140°E)の領域平均との差)を計算すると、2018年夏は、1958年以降の夏では最も大きな値である(第2図(d))。このフィリピン付近で活発な

積雲対流活動の北方、日本の東海上には $\psi$  850の正偏差を確認でき、太平洋高気圧の強化を通じて日本に高温をもたらすPJパターン(Nitta 1987)がみられる。このPJパターンは、「平成30年7月豪雨」以降の7月に特に高温となった時期(7月11-24日平均)において特に明瞭である(図略)。対流圏上層については、200hPa 流線関数( $\psi$  200)を確認すると、チベット高気圧の張り出しに対応した高気圧性循環偏差が、日本を含めた東アジア付近に見られる。



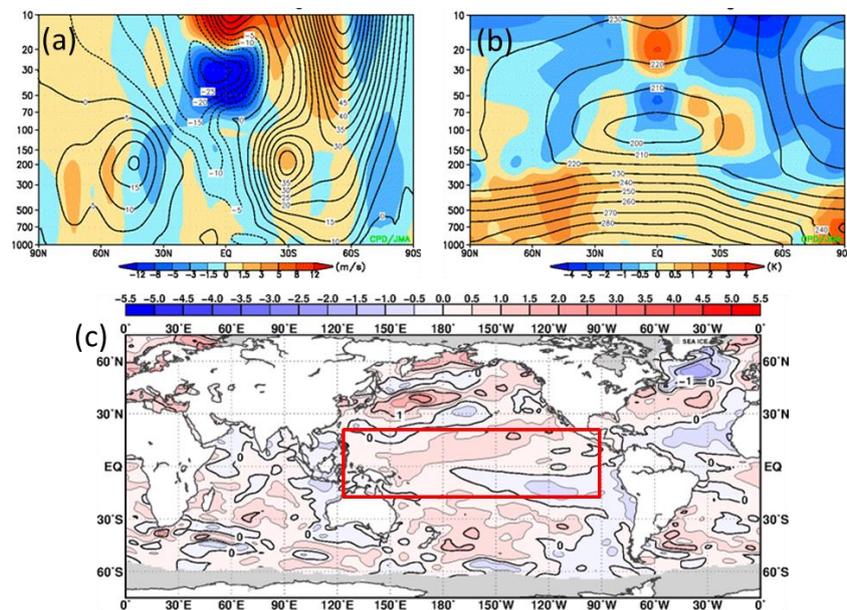
第3図 2018年夏におけるユーラシア大陸上でのジェット気流の蛇行に関する循環場の様子。(a) 35-45°Nで平均した200hPa南北風半年偏差の5日移動平均。(b-f) 200hPa流線関数( $1 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ )。解析値を等値線で、半年偏差を陰影で示している。ここでは関東甲信地方の梅雨明け(6/29ごろ)、平成30年7月豪雨(6/28-7/8)、熊谷での日最高気温41.1°Cの記録(7/23)、全国の100地点以上のアメダスで猛暑日の連続(7/14-26)、というイベント付近の循環場について、5日間平均で示している。

上層におけるチベット高気圧偏差の形成について、亜熱帯ジェット気流の蛇行状況によって確認したのが第3図である。ここでは、日本上空を含む35-45°Eにおける200hPa南北風偏差を、夏の期間における5日移動平

均にて示している。これを見ると、特に6月末から8月初めにかけて、ユーラシア大陸から日本の上空においては、亜熱帯ジェット気流がその位相を何度か変化させつつも蛇行を持続させていたことが確認できる。この

亜熱帯ジェット気流に沿った波列状分布には準定常ロスビー波束の伝播が関わっており、その位相をたびたび固定させながらジェット気流の蛇行を持続されることで、順圧構造の高気圧の発達を通じて日本に高温をもたらすというシルクロードパターン(Enomoto et al. 2003)と類似した現象が発生していたことが考えられる。なお、第3図(b-f)において示されているように、この固定された波束伝播の位相は、日本全国の100

地点以上のアメダスで猛暑日が継続した7月14-26日付近において日本の上空に高気圧性循環偏差をもたらしただけでなく、6月末における関東甲信地方の梅雨明けにも関係していると思われる。また、日本に上空の気圧の谷をもたらす位相に変化した7月初めにおいては、高温とは逆に、「平成30年7月豪雨」を日本にもたらす一因となっていた(豪雨の要因解析については、JMA(2018)を参照)。



第4図 2018年夏における帯状平均場の状況及び海面水温の分布。(a)帯状平均した東西風(m/s)、(b)帯状平均した気温(K)。解析値を等値線で、平年偏差を陰影で示している。(c)海面水温偏差(K)。赤枠は、海面水温の解析値を太平洋熱帯域のみに与える部分海面水温感度実験で使用了海域。

次に、全球の状況について確認する。第1図(a)にも見られるように、2018年の夏は、ジェット気流は北半球で全体的に北偏し、北半球中緯度において広い範囲で高温となった。そのことは全球で帯状平均した東西風と気温(第4図(a),(b))においても確認することができる。300-850hPa間の層厚換算温度を確認しても、北半球中緯度では高温な状態

が春以降継続している様子が確認でき、その偏差は特に7月において顕著で、40-60°N平均では1958年以降で1位の高温となっている(図略)。次に、SST偏差(第4図(c))は、太平洋熱帯域の東部において高温領域が赤道域の北側にみられ、積雲対流活動の状況(第1図(d))と照らし合わせると、ITCZの北偏傾向(第1図(a))の状況は、太平洋熱

帯域の東部での高温偏差に伴うハドレー循環の変化によるものと考えられる。この太平洋の SST 偏差については、これは ENSO とはまた別の太平洋の固有モードである太平洋南北モード(Chiang and Vimont 2004)と偏差パターンが類似していた。

本稿では、これら 2018 年夏の海面水温分布の特徴について、特に海洋起源の循環場応答が期待できる太平洋南北モード的な偏差分布に着目し、気象庁の 1 か月予報モデルを用いた部分 SST 感度実験によって、その寄与の割合を調べた。

#### 4. 2018 年夏の循環場を再現する SST 感度実験

##### 4.1. SST 感度実験の設定

実験に用いる全球大気モデル (AGCM) は、週間天気予報や台風予報、1 か月予報に用いられている、気象庁の全球アンサンブル予報システム(Yamaguchi et al. 2018) である。モデルに与える SST 及び海氷の基本データには、全球日別海面水温解析(MGDSST (栗原ほか 2006) 及び海氷データセット(Matsumoto et al. 2006) の日別解析値及び気候値を用いている。解像度については、鉛直解像度については 0.01hPa までの 100 層であるが、水平解像度は本研究では TL159 (約 110km) としている。

実際の 2018 年夏の SST 解析値を与えた実験と気候値を与えた実験を両方行い、それぞれのアンサンブル平均の差をもって、SST 解析値による大気循環場への応答を見ることとする。アンサンブル手法として LAF(lagged averaged forecast)法を用いる。初期時刻の基準とする 5 月 1 日 12 時(UTC) から 6 時間ごとさかのぼって 21 の初期値について実行し、総メンバー数 21 を確保する。

SST 解析値を部分的に与える場合には、領域境界を幅 10 度で確保し、スムージングの

関数 $s(x) = \frac{1}{2} + \frac{1}{2} \tanh\left(\frac{x-x_0}{\sigma} \pi\right)$  (ここで、 $x$  は緯度または経度、 $x_0$  は境界領域となる緯度または経度、 $\sigma$  は境界領域の幅) により領域外の気候値へと緩やかに結合させる。

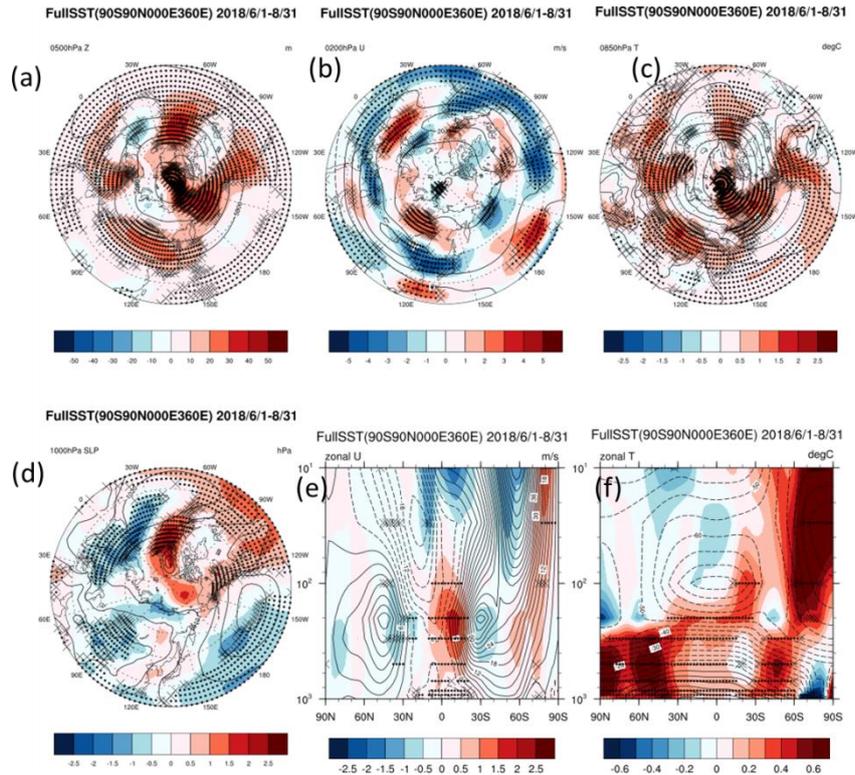
##### 4.2. 全球 SST 感度実験の結果

SST 感度実験においては、まずは SST 解析値を与える実験として、全球の解析値を用いた実験を行い、2018 年夏の循環場の特徴が AGCM によって再現できるかどうかを確認した。全球 SST 感度実験の結果について、第 5 図及び第 6 図に示す。なお、モデル結果はアンサンブル平均となっているため解析値よりも応答の変化が小さくなる傾向にあり、この章で示す実験結果の図は前節までの解析の図とは等値線間隔が異なっていることに注意されたい。 $\chi 200$  からは、対流圏上層では太平洋付近で発散しインド洋付近で収束するという解析値(第 2 図(b))と同様な大まかな流れが、収束域が大西洋まで広がっているという点は解析値とは異なるものの、北太平洋熱帯域の東部での活発な積雲対流活動に駆動される東西の流れがおおむね再現できていることがわかる。また、U200 からは、北大西洋及びユーラシア大陸上空において偏西風が北偏している様子がわかり、850hPa 気温(T850)においては対流圏下層において北半球中緯度が広く高温偏差に覆われている応答となっている。このことから、全球的なジェット気流の北偏と北半球中緯度の高温という 2018 年夏の循環場については、SST が寄与している可能性があると言える。次に全球ではなく日本付近について確認すると、SLP では信頼度水準には達して

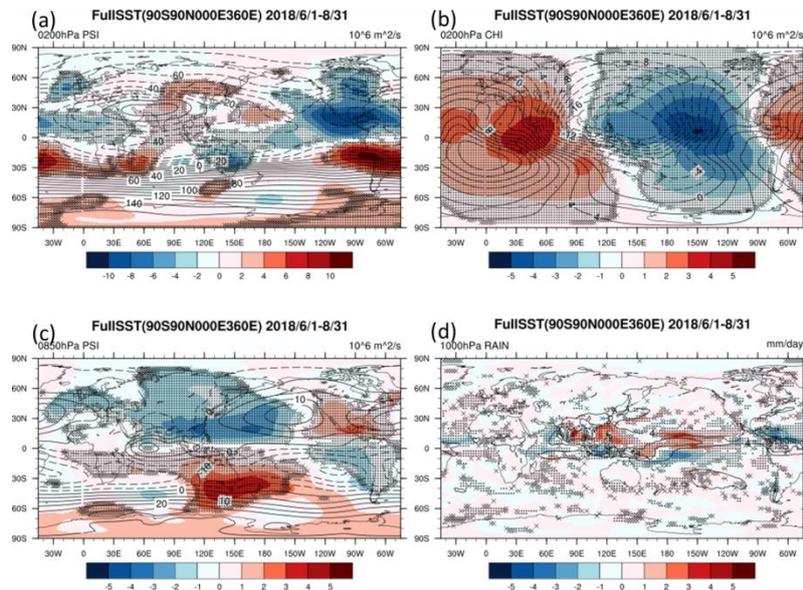
いないものの日本付近を正偏差が覆っており、また太平洋高気圧の南部が解析と同様に負偏差となっていることから、太平洋高気圧についてもある程度再現しているものと思われる。ただし、SLP については、解析（第 1 図(b)）で見られたような NAO 指数が正となるような偏差分布となっていないため注意が必要で、太平洋及び北極域周辺については、SST だけではなく大気の内変動による効果も必要であると思われる。Z500 について見ると、日本付近は正偏差に覆われており、解析（図略）と傾向が一致している。流線関数については、 $\phi 200$  ではチベット高気圧の張り出しについて、 $\phi 850$  ではモンスーントラフの深まりについて、それぞれ解析（第 2 図(a,c)）を再現しているように考えられる。モンスーントラフの強化については、Zhang et al.(2016)が指摘しているように、低気圧性循環偏差の形成を通じた太平洋南北モードの北半球側の熱源による松野-ギル応答 (Matsuno 1966; Gill 1980) を見ているものと考えられる。チベット高

気圧の日本付近への張り出しについては、夏の典型的な形成要因である大陸上での加熱やアジアモンスーンに伴う対流活動の活発化(Hoskins and Rodwell 1995)が平年よりも強く効いていることが考えられるが、シクロロードパターン(Enomoto et al. 2003)のような北半球中緯度での準定常ロスビー波束の伝播による効果も再現されている可能性がある。

このように、全球 SST 感度実験では、対流圏上層では太平洋付近で発散しインド洋付近で収束するという解析値(第 2 図(b))と同様な大まかな流れや、全球的なジェット気流の北偏と北半球中緯度の高温という今年の夏の特徴(第 4 図(a)(b))についておおむね再現できていた。そこで、太平洋南北モード的な SST 偏差（第 4 図(c)の赤枠）に着目して、太平洋熱帯域(15°S-20°N, 125-270°E)のみに解析値を与える部分 SST 感度実験を実施したので、その内容について次の節で述べる。



第 5 図 海面水温の解析値を全球に与えたときの AGCM による 2018 年夏の再現実験結果。(a)500hPa 高度(m)。(b)200hPa 東西風(m/s)。(c)850hPa 気温(°C)。(d)地上気圧(hPa)。(e)帯状平均東西風(m/s)。(f)帯状平均気温(°C)。解析値実験における結果を等値線、その結果の気候値実験からの差を陰影で示している。ドット (バツ) は偏差の信頼度水準が 95%(90%)を超えていることを意味する。



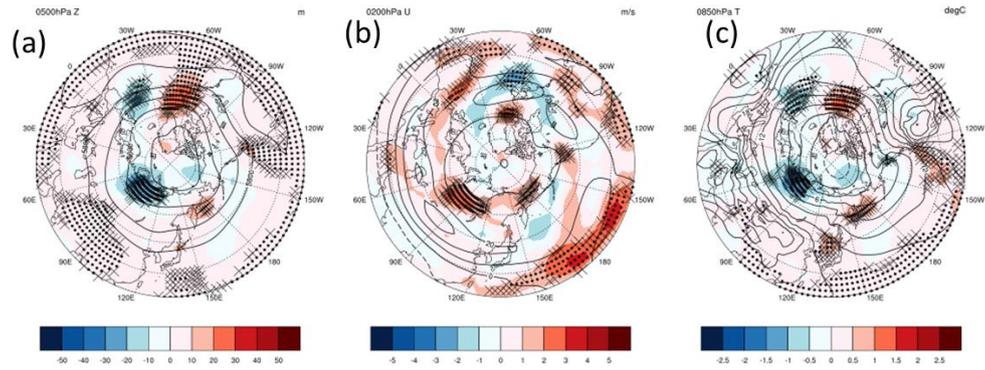
第 6 図 海面水温の解析値を全球に与えたときの AGCM による 2018 年夏の再現実験結果。(a) 200hPa 流線関数( $1 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ )。(b)200hPa 速度ポテンシャル( $1 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ )。(c) 850hPa 流線関数( $1 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ )。解析値実験における結果を等値線、その結果の気候値実験からの差を陰影で示している。(d) 地上降水量(mm/day)。

### 4.3. 部分 SST 感度実験の結果

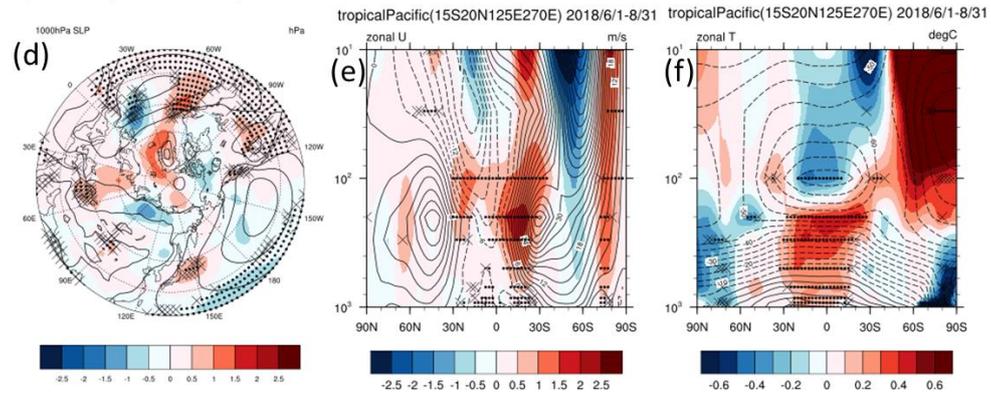
太平洋熱帯域(15°S-20°N, 125-270°E)について部分的に SST 解析値を与えた実験の結果を第 7 図及び第 8 図に示す。AGCM の応答からは、まず、 $\chi 200$  及び降水量分布を確認すると、対流圏上層では太平洋付近で発散し、インド洋付近及び大西洋において解析値よりも広い範囲で収束するという流れが確認できる。全球 SST を与えた実験の結果(図略)と分布にあまり差が見られないことから、全球 SST で見られた  $\chi 200$  の特徴は大西洋熱帯域での SST 分布に多く由来している可能性が考えられる。また、ジェット気流の北偏についても帯状平均で確認できる。なお、北半球中緯度での高温については帯状平均では有意性をもった偏差となっていないが、分布で見ると日本付近には高温を有意にもたらしていることがわかる。ただし、北米中部や北大西洋東部では、T850 が低温偏差となるなど、実際の 2018 年夏の T850 (図略)

とは異なる部分も確認できる。この点については、大気の内外部変動による NAO 形成の効果がここでは実況のように表れていない(第 7 図(d))ことによる可能性が考えられる。日本付近に着目すると、 $\phi 200$  でのチベット高気圧の日本付近への張り出しについては有意性が低くあまりはっきりとした偏差として表れてはいないものの、SLP での太平洋高気圧の張り出し、Z500 での日本付近の正偏差、 $\phi 850$  でのモンスーントラフの深まり、といった日本付近に高温をもたらすような 2018 年夏の循環場の特徴については有意性をもって再現できている。モンスーントラフの深まりについては、太平洋熱帯域起源の松野-ギル応答(Matsuno 1966; Gill 1980)が、太平洋高気圧の張り出しについてはモンスーンの活発化に伴う PJ パターンの励起が、それぞれモデルの中で発生している可能性が考えられる。

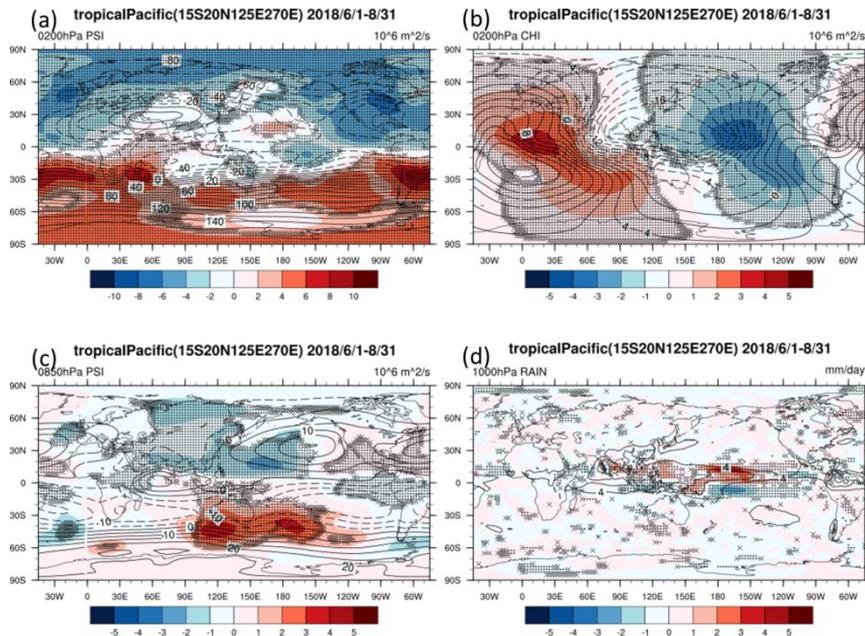
tropicalPacific(15S20N125E270E) 2018/6/1-8/31 tropicalPacific(15S20N125E270E) 2018/6/1-8/31 tropicalPacific(15S20N125E270E) 2018/6/1-8/31



tropicalPacific(15S20N125E270E) 2018/6/1-8/31



第 7 図 海面水温の解析値を太平洋熱帯域(15°S-20°N,125-270°E)に与え、それ以外の領域には気候値を与えたときの AGCM による 2018 年夏の再現実験結果。第 5 図と同様。



第 8 図 海面水温の解析値を太平洋熱帯域(15°S-20°N,125-270°E)に与え、それ以外の領域には気候値を与えたときの AGCM による 2018 年夏の再現実験結果。第 6 図と同様。

## 5. 今後の課題

海面水温による影響については、AGCMによる SST 感度実験で調査したところ、2018 年夏の高温をもたらしたような循環場には SST も寄与している可能性が考えられた。ただし、今回示した太平洋熱帯域からの寄与だけでなく、北大西洋等での SST 偏差分布からの寄与も考えられ、実際、太平洋熱帯域 SST 起源で説明しようとするとは有意性が足りない部分もあるため、寄与の程度の評価については注意する点があると考えられる。また、SST 感度実験では、NAO 指数が正となるような SLP 偏差については、全球に SST を与えた場合でさえも再現できていないため、2018 年夏の循環場の特徴は SST からの寄与のみでは説明できず、やはり本稿の前半部分で言及したような大気側の内部変動についても十分に考慮に入れる必要がある。なお、高温に関しては近年の地球温暖化による影響も考慮する必要があるが、その寄与の割合については、イベントアトリビューション等による詳細な調査（例えば、Imada et al. 2018）が必要である。

## 6. 参考文献

- 気象庁, 2018a: 「平成 30 年 7 月豪雨」及び 7 月中旬以降の記録的な高温の特徴と要因について, 報道発表資料, 平成 30 年 8 月 10 日.
- 気象庁, 2018b: 夏 (6~8 月) の天候 (梅雨入り・明けの確定値を含む), 報道発表資料, 平成 30 年 9 月 3 日.
- Chiang, J., and D. Vimont (2004), Analogous Pacific and Atlantic Meridional Modes of tropical atmosphere-ocean variability, *J. Clim.*, 17(21), 4143–4158.
- Enomoto, T., B. J. Hoskins and Y. Matsuda, 2003: The formation mechanism of the Bonin high in August. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **129**, 157-178.
- Gill, A. E., 1980: Some simple solutions for heat-induced tropical circulation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 106, 447–462, doi:10.1002/qj.49710644905.
- Hoskins, B. J., and M. J. Rodwell, 1995: A model of the Asian summer monsoon. Part I: The global scale. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 1329–1340.
- 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. *Intl. J. Climatol.*, **25**, 865–879.
- Imada, Y., Shiogama, H., Takahashi, C., Watanabe, M., Mori, M., Kamae, Y., and Maeda, S, 2018: Climate change increased the likelihood of the 2016 heat extremes in Asia. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 99(1), S97-S101.
- Kurihara, Y., T. Sakurai, and T. Kuragano (2006), Global daily sea surface temperature analysis using data from satellite microwave radiometer, satellite infrared radiometer and in-situ observations [in Japanese], *Weather Bull.*, **73**, s1-s18.
- 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, doi:10.2151/jmsj.2015-001.
- Matsumoto, T., M. Ishii, Y. Fukuda, and S. Hirahara, 2006: Sea ice data derived from Microwave radiometer for climate monitoring. AMS 14th Conference on Satellite Meteorology and Oceanography, P2.21. Available online at [https://ams.confex.com/ams/Annual2006/techprogram/paper\\_101105.htm](https://ams.confex.com/ams/Annual2006/techprogram/paper_101105.htm).
  - Matsuno, T., 1966: Quasi-geostrophic motions in the equatorial area. *J. Meteor. Soc. Japan*, 44, 25–43.
  - 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.
  - Toyoda T., Y. Fujii, T. Yasuda, N. Usui, T. Iwao, T. Kuragano, and M. Kamachi, 2013: Improved analysis of seasonal-interannual fields using a global ocean data assimilation system. *Theoretical and Applied Mechanics Japan*, 61, 31-48, doi: 10.11345/nctam.61.31.
  - Wang, B., and Z. Fan, 1999: Choice of South Asian Summer Monsoon Indices. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 80, 629–638.
  - Yamaguchi, H., D. Hotta, T. Kanehama, K. Ochi, Y. Ota, R. Sekiguchi, A. Shimpo, and T. Yoshida, 2018: Introduction to JMA's new Global Ensemble Prediction System. CAS/JSC WGNE Res. Activ. Atmos. Oceanic Modell., submitted.
  - Zhang, W., G.A. Vecchi, H. Murakami, G. Villarini, and L. Jia, The Pacific Meridional Mode and the occurrence of tropical cyclones in the Western North Pacific, *Journal of Climate*, 29(1), 381-398, 2016.