

西日本の大雨時における大気大循環場の特徴～平成 30 年 7 月豪雨との比較～

原田やよい*, 遠藤洋和(気象研究所)

1 はじめに

平成 30 年 7 月豪雨(JL18)では、西日本から東海地方を中心に全国的に記録な大雨となり、各地で甚大な被害が発生した。気象庁では、災害発生翌月に異常気象分析検討会臨時会が開催され、豪雨の要因として、停滞した梅雨前線に向けて極めて多量の水蒸気が流れ込んだこと、梅雨前線の停滞・強化には対流圏上層の寒帯前線ジェット、亜熱帯ジェットの両ジェット気流の蛇行が持続したことなどが指摘された(Shimpo et al. 2019)。本研究では、西日本の過去の大雨時に見られる対流圏の大気大循環場の特徴について明らかにすることを目的として、合成図解析および JL18 時の循環場との比較を行う。

2 使用データおよび解析手法

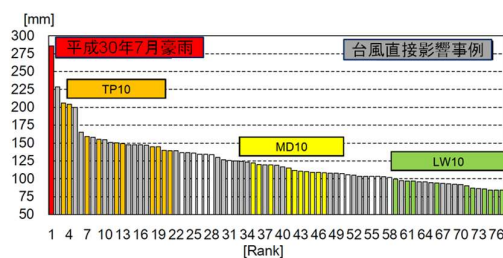
気象庁地域気象観測システム(AMeDAS)による日別降水量を用いて、1979～2018 年の 3 日積算降水量の領域平均値(西日本)を作成した。そして 6～9 月の大雨事例(第 1 図)を対象に合成図解析を実施する。

事例抽出においては、初めに降水量の上位 5 パーセンタイルを抽出し、1 週間以内の連続した日付の場合は同一事例とみなして重複を避けている。更に台風が西日本の任意の観測地点から 500km 以内に存在する場合を台風の直接影響を受けた事例とみなしてこれらを除く(第 1 図灰色棒線)ほか、JL18 の事例も合成図解析から除く。

合成図解析では、降水量ピーク日を中心とした 3 日平均場を比較に用いるほか、西日本平均降水量の上位 10 位(TP10)、中位 10 位(MD10)、および下位 10 位(LW10)事例の比較も行う(それぞれ第 1 図の橙色、黄色、および緑色棒線)。また後半には大気要素から波成分を抽出する空間フィルタとしてランチョスフィルタ(Duchon, 1979)を適用して、様々な時間スケールの変動の比較

も行う。簡単のため、8 日ハイパスフィルタ、8～25 日バンドパスフィルタ、25～90 日バンドパスフィルタ、90 日ローパスフィルタ、および 25 日ローパスフィルタをそれぞれ 8-day HPF、8-25-day BPF、25-90-day BPF、90-day LPF、および 25-day LPF と表記する。

なお、大気循環場データとして気象庁 55 年長期再解析(JRA-55, Kobayashi et al. 2015)を使用するほか、対流圏上層の準定常ロスビー波の波束伝播を表現する波活動度フラックスの計算には、Takaya and Nakamura (2001)を用いた。

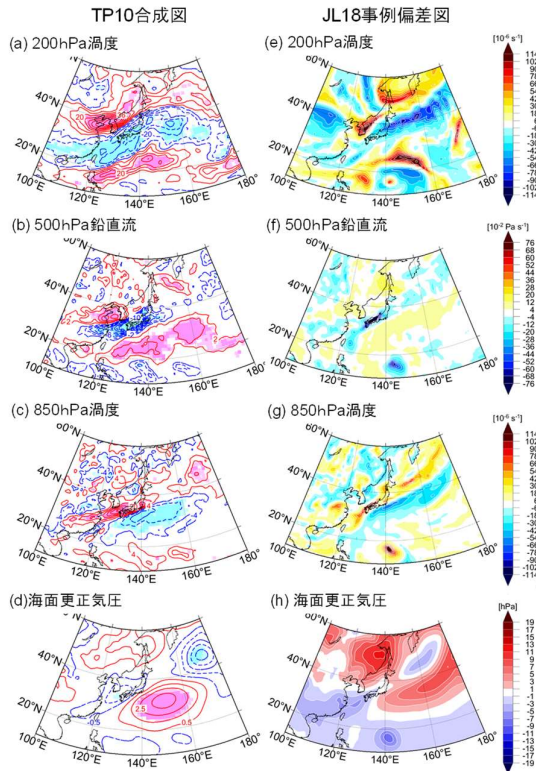


第 1 図 西日本平均 3 日積算降水量ランキング。赤色棒線は平成 30 年 7 月豪雨事例

3 結果

(1) TP10 の循環場合成図の特徴と JL18 との比較(3 日平均場)

第 2 図に TP10 位事例の同時合成図および JL18 時の偏差分布図を示す。まず左列の合成図に着目すると、対流圏上層では朝鮮半島付近の正渦度偏差、日本付近を中心に東西の広い範囲に負渦度偏差が見られ、統計的に有意となっており(第 1 図 a)、西日本平均でみた大雨時には日本の西に気圧の谷、東に気圧の尾根が配置する、いわゆる西谷の場が明瞭となる。また対流圏中層では(第 1 図 b)、中国の華中から日本付近にかけて統計的有意な上昇流偏差が東西に分布し、



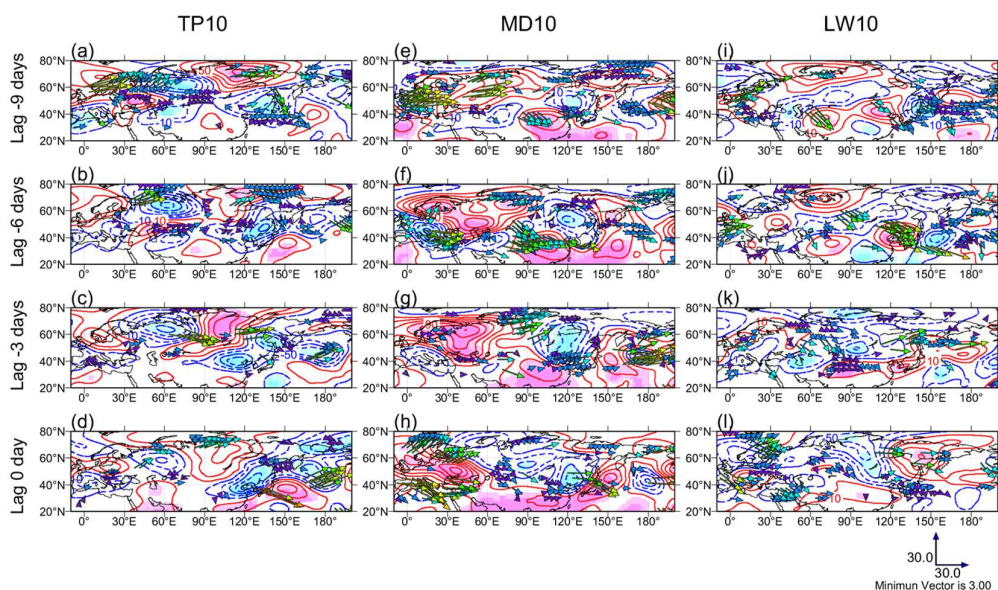
第 2 図 (左列) TP10 位事例の同時合成図および(右列) JL18 の偏差分布図 左列の濃い(薄い)陰影域は危険率5%(10%)で統計的に有意な領域を表す。

対流圏下層の有意な正渦度偏差分布がそれと良く一致している(第1図 c)。このような上昇流偏差分布は、対流圏上層の渦度勾配による力学的強制と、対流活動による熱力的強制によるもの両方を含んでいると考えられる(Yokoyama et al. 2019)。また地上では、日本の南東海上に高気圧偏差が広く分布し統計的に有意、東シナ海から日本海にかけての低気圧偏差も有意となっており、西日本付近に南西風が吹き込みやすい気圧配置となっている。

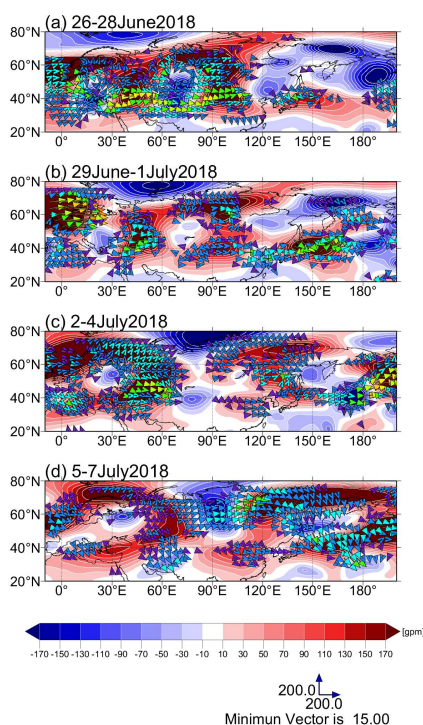
これら合成解析図と第1図右列の JL18 事例偏差図を比較すると、大まかな分布は合成解析図と一致しているが、対流圏上層の渦度偏差の分布をみると(第2図 e)、朝鮮半島上空の気圧の谷の水平スケールが小さく、シャープな構造をしてい

るのが分かる。対流圏中層における上昇流偏差をみても(第2図 f)、強い偏差は西日本上空に集中している一方、中国華中から日本付近に連なるような上昇流偏差分布はみられず、むしろ東シナ海から西日本にかけての上昇流偏差の方が明瞭である。更に下層の正渦度偏差もその上昇流偏差分布に対応して東シナ海から日本付近に伸びている(第2図 g)。また地上の海面更生気圧(SLP)偏差分布では(第2図 h)、合成図解析と同様に日本の南東海上の高気圧偏差がみられているが、加えて東シナ海付近の低気圧偏差が合成図解析よりも明瞭となっている。

次に、降水ピーク前の対流圏上層における準定常ロスビー波東伝播の様子を TP10、MD10 および LW10 間で比較すると(第3図)。まず TP10 においては、寒帯前線ジェット(PFJ)沿いにみられる明瞭な波列が特徴のひとつとして挙げられる。降水ピーク9日前には波束はヨーロッパ付近を伝播しており(第3図 a)、これらの波束はその後ロシア西部の気圧の谷、シベリアの気圧の尾根を(第3図 b、c)、最終的に日本の東の気圧の尾根を強化している(第3図 d)。亜熱帯ジェット(STJ)沿いにも波束伝播はみられ、日本の西にある気圧の谷を強化しているが、その波列は PFJ 沿いのもの比較するとやや不明瞭である。また MD10 においては(第3図 e~h)、西ヨーロッパから STJ 沿いに波束伝播がみられ、日本付近の西谷が強化されているが、LW10 では不明瞭である(第3図 i~l)。したがって、より極端な事例においては、ユーラシア大陸上を伝播する波束、特に PFJ 沿いの波束伝播が重要な役割を果たしていることが示唆される。JL18 事例での波束伝播の様子をみると(第4図)、6月の下旬後半に顕著な波束伝播が STJ 沿いに発生し日本の東の気圧の尾根ひいては地上の高気圧を強化している(第4図 a、b)。その気圧の尾根は7月初め頃にいったん弱まるが(第4図 c)、JL18 発生時には PFJ 沿いの別の波束伝播によって再び強化されており、PFJ 沿いから日本付近にかけての波列が明瞭となっている。



第 3 図 第 2 図左列に同じ、ただし TP10、MD10 および LW10 の降水ピーク日から 9 日前までのラグ合成図で 250hPa 気圧面における波活動度フラックス (m^2s^{-2} 、矢印) およびジオポテンシャル高度偏差分布等値線間隔は 20gpm。矢印は統計的に有意なもののみ描画している。



第 4 図 2018 年 6 月下旬後半から 7 月上旬までの 250hPa 気圧面における波活動度フラックス (m^2s^{-2} 、矢印) およびジオポテンシャル高度偏差

これら PFJ 沿いにみられる特徴は、波の位相にずれがあるものの、TP10 でみられたものと概ね一致している。

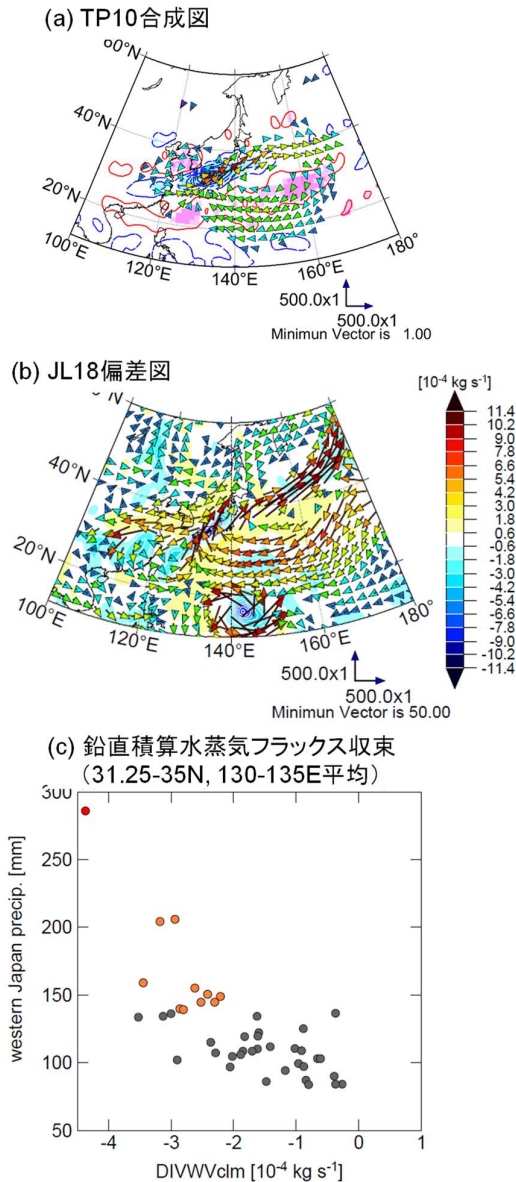
次に鉛直積算水蒸気フラックスの特徴について確認する(第 5 図)。TP10 の合成図では(第 5 図 a)、統計的に有意な鉛直積算水蒸気フラックスの収束偏差域が中国華南から日本付近にみられ、その分布は 500hPa 上昇流偏差域(第 2 図 b) や 850hPa 正渦度偏差域(第 2 図 c)と概ね一致している。日本の南東海上の高気圧の縁辺における水蒸気フラックス偏差が有意となっており、西日本大雨時の水蒸気輸送に重要な役割を果たしていることを示唆している。一方、JL18 時では(第 5 図 b)、高気圧の縁辺のフラックスに加えて東シナ海の低圧部に沿ったフラックスも明瞭で西日本の南海上においてより南寄りのフラックスが強められている(Takemura et al. 2019)。西日本大雨時例の中で比較すると日本の南海上の高気圧、東シナ海の低圧部は特に極端に強いわけではないが、気圧傾度は西日本の南海上で大きく対流圏下層の南風、それに伴う南海上からの水蒸気輸送も下層中心に非常に強まった(図省略)。

と東シナ海の低圧部が同時に明瞭となったことが JL18 の重要な特徴のひとつであると言える。

(2) 様々な周期帯変動成分の寄与の比較

ここでは、いくつかの周期帯の時間フィルタ (Duchon, 1979) を適用して行った解析結果について述べ、JL18 の発生に対して重要と思われる現象の特徴を明らかにする。

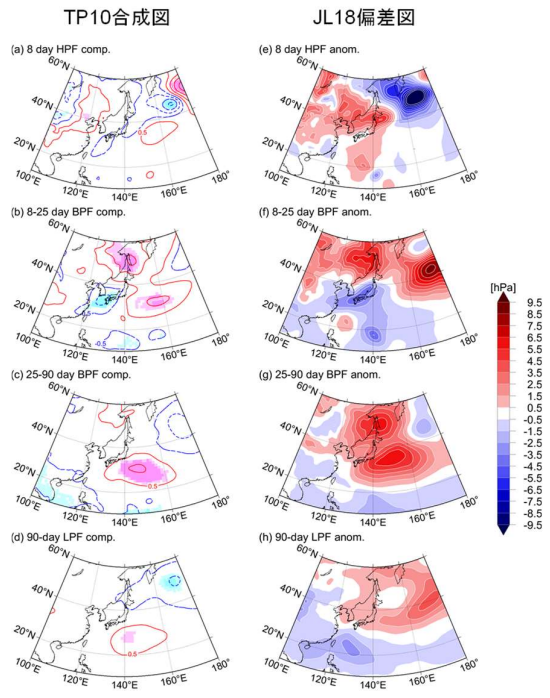
第 6 図左列は時間フィルタを施した SLP 偏差の合成図である。まず日本の南東海上にある高気圧に着目すると、8-day HPF の場合 (第 6 図 a) を除いて統計的に有意な高気圧偏差がみられ、特に 季節内振動スケールに該当する 25-90-day BPF の場合において、最も明瞭となっている (第 6 図 c)。さらに、JL18 発生時には (第 6 図右列)、25~90 日周期帯の変動が突出している (第 6 図 g)。対流圏上層の高度場の変動についても、季節内振動スケールの変動成分が PFJ 沿いの波列の形成に寄与しており、JL18 では特に日本の東の気圧の尾根が発達しており (第 7 図 a、c)、これら解析結果は PFJ 沿いの波束伝播の重要性を示唆している。更に、日本の南東海上の高気圧の発達に関してはフィリピン付近の対流活動による強制が可能性として考えられる (Nitta 1987; Kosaka and Nakamura 2010)。実際、外向き長波放射量 (OLR) 偏差の合成図をみると (第 7 図 b)、北半球季節内振動 (BSISO) の対流活動活発位相の北上に伴ってフィリピン付近で統計的に有意な OLR 負偏差域がみられており、過去の西日本大雨事例においては、これによる日本の南東海上の地上高気圧の強化が示唆される。しかしながら、JL18 における時間フィルタを施した OLR 偏差分布をみると (第 7 図 d)、BSISO の対流活発位相に対応する OLR 負偏差域はフィリピンの 10°N より南に位置しており、日本の南東海上の高気圧から離れた緯度帯に位置している。従って、JL18 に関しては、過去の西日本大雨時と比較して、日本の南東海上の高気圧の発達に対するフィリピン付近の対流活動の



第 5 図 (a)、(b) 第 2 図に同じ、ただし鉛直積算水蒸気フラックス (矢印、 $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$) およびその収束・発散 (等値線 (a)、陰影 (b)、 kg s^{-1})、(c) 31.25-35N、130-145E で領域平均した鉛直積算フラックス収束と西日本平均降水量の散布図

(a) の等値線間隔は $0.6 \times 10^{-4} \text{kg s}^{-1}$ 。(c) の赤色丸点は JL18、橙色丸点は TP10 をそれぞれ表す。

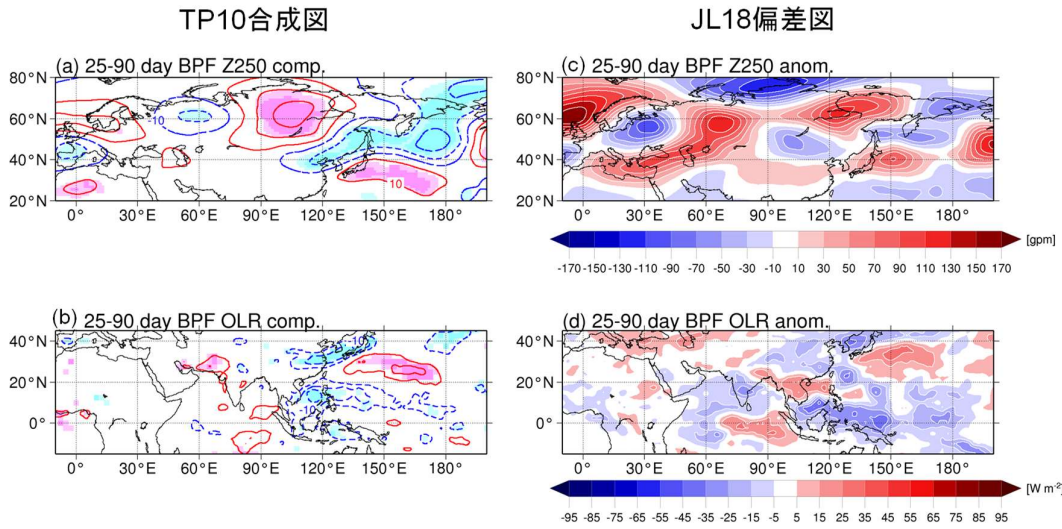
結果として、鉛直積算した水蒸気フラックスの西日本付近の収束量は、過去の西日本の大雨時例と比較して極端な値となった (第 5 図 c)。水蒸気輸送の観点から、日本の南東海上の高気圧



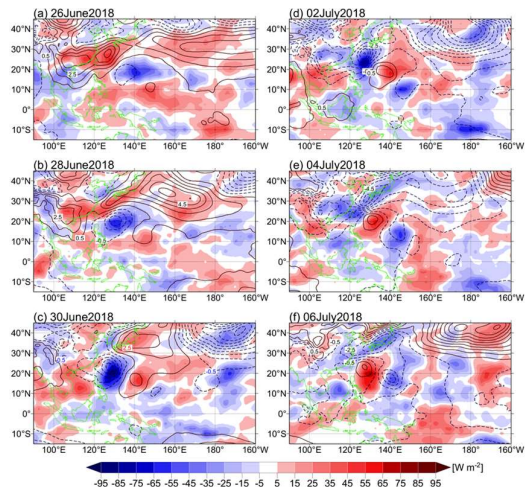
第6図 第2図に同じ、ただし(a)、(e)8-day HPF、(b)、(f)8-25-day BPF、(c)、(g)25-90-day BPF および(d)、(h)90-day LPFを施した SLP 偏差(hPa)

直接的な寄与は少ないと考えられる。

次に8~25日の周期帯で明瞭にみられた日本付近から東シナ海にかけての低圧部に着目する(第6図f)。Takemura et al. (2019) は既に東シナ海上の対流圏下層の低気圧性循環の重要性を指摘している。彼らは JL18 期間における渦位収支解析を実施しており、東シナ海上の活発な対流活動に関連する非断熱加熱が対流圏下層の低気圧性循環偏差の維持に重要であると指摘している。ここでは、東シナ海上の低圧部の時間発展を2018年6月下旬まで遡ってみる(第8図)。6月26日には(第8図a)、20°N, 140°Eにおいて対流活動の活発化に対応した OLR 負偏差域がみられており、その OLR 負偏差域の西部に弱い低気圧偏差が解析されている。6月28日には(第8図b)、対流活動活発域、低気圧偏差のいずれも西方へ伝播し次第に強まっているのが分かる。6月末から7月初めにかけては(第8図c、d)、このシステムは東シナ海上を北方へ指向し



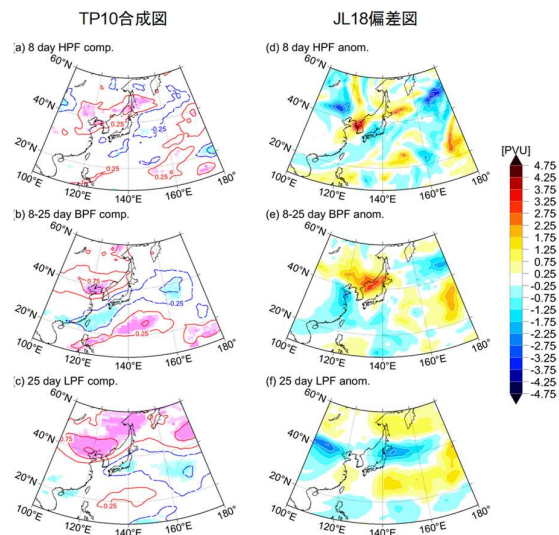
第7図 第2図に同じ、ただし25-90-day BPFを施した(a)、(c)250-hPa ジオポテンシャル高度偏差(hPa)および(b)、(d)OLR 偏差(W m⁻²) 等値線間隔はそれぞれ(a)20gpm、(b)10W m⁻²。



第 8 図 2018 年 6 月 26 日から 7 月 6 日にかけての 8-25-day BPF を施した SLP 偏差(等値線、hPa)および OLR 偏差(陰影、 $W m^{-2}$) 等値線間隔は 1hPa。始めるが、低圧部は 7 月 6 日にかけて東シナ海から日本付近にかけて持続している(第 8 図 e、f)。実は 6 月の末にはこの低圧部と同じ領域で台風第 7 号が発生している。この低圧部内で台風は発生していたと言えるが、着目している低圧部は台風と比べて時空間スケールが異なっており、台風は移動速度が速く 7 月 4 日には西日本の北の日本海に到達している(図省略)。Enomoto (2019) は JL18 時における梅雨前線の活発化に対する台風第 7 号の役割の重要性を指摘している。それに加えて、西日本の南海上の水蒸気輸送の持続という観点から東シナ海の低圧部も同様に重要であったと考えられる。なお、上記領域の対流活動活発化直前の 6 月 25 日頃には、前述した 6 月下旬の STJ 沿いの顕著な波束が北太平洋まで伝播し、日付変更線付近で準定常ロスビー波の砕波が発生していた。これにともなって日本の南海上の 20°N 帯には中緯度からの高渦位の貫入が明瞭にみられていた(図省略)。20°N, 140°E を中心とした対流活動の活発化にはこの高渦位の貫入による熱的強制が寄与していたと推察される。

最後に JL18 発生時に朝鮮半島上空にみられた対流圏上層のシャープな気圧の谷に着目した解析について述べる。第 9 図左列に 360K 等温位面における渦位偏差の TP10 に対する合成図解析の結果を示す。全ての周期帯において、朝鮮半島から黄海、中国東北区にかけて統計的に有意な正渦位偏差がみられており、より低周波な変動成分の寄与が大きい(第 9 図 c)。例えば、25-day LPF を施した渦位の正偏差の極値は 8-25-day BPF を施したもののおよそ 1.5 倍となっている。この点で、JL18 発生時における渦位偏差分布の特徴は合成図とはかなり異なる(第 9 図右列)。JL18 発生時には、25-day LPF を施した渦位の正偏差が朝鮮半島付近ではほとんど解析されていない(第 9 図 f)。一方、より高周波帯のフィルタ、8-25-day BPF や 8-day HPF を施した渦位の正偏差は明瞭に解析されている(第 9 図 d、e)。

特に 8-day HPF を施した渦位の正偏差は合成図のものに比べて大きく、過去の西日本の大雨事例と比較しても顕著な値である(図省略)。



第 9 図 第 2 図に同じ、ただし(a)、(d)8-day HPF、(b)、(e)8-25-day BPF、(c)、(f)25-day LPF を施した 360K 等温位面の渦位偏差 (PVU)
左列図の等値線間隔は 0.5PVU。1PVU= $10^{-6} m^2 s^{-1} K kg^{-1}$ 。

4 まとめ

西日本の過去の大雨時に見られる対流圏の大気大循環場の特徴について明らかにすることを目的として、合成図解析および JL18 時の循環場との比較を行った。合成図解析の結果、対流圏上層では朝鮮半島付近の正渦度偏差、日本付近を中心に東西の広い範囲に負渦度偏差が見られ、統計的に有意となっており、いわゆる西谷の場が明瞭であることが確認された。また地上では、日本の南東海上に高気圧偏差、東シナ海から日本海にかけての低気圧偏差有意となっており、西日本付近に南西風が吹き込みやすい気圧配置となっていることが確認され、先行研究の結果と一致している。更に、ユーラシア大陸上の対流圏上層では、特に TP10 の合成図において、寒帯前線ジェット(PFJ) 沿いに波列が明瞭にみられた。

これら合成図解析の結果を JL18 時の循環場偏差を比較すると、大まかな分布は合成解析図と一致していた他、JL18 発生時には、合成図解析と同様に、PFJ 沿いの波束伝播によって日本の東海上の気圧の尾根が強化された。ただしこの波束伝播はそれほど顕著なものではなく、6 月下旬の STJ 沿いの波束伝播の方が顕著であった。

一方、合成図解析と JL18 との相違点として、朝鮮半島上空の気圧の谷の水平スケールが小さく、シャープな構造をしている他、水蒸気フラックスの流入経路が南寄りの経路をとっていたことなどが挙げられる。

最後に時間フィルタを適用して解析を行った結果、JL18 発生時では、日本の南東海上高気圧偏差については、25~90 日周期帯の変動が突出していた一方、東シナ海の低圧部については 8~25 日の周期帯で明瞭であり、更に、朝鮮半島上空の対流圏上層の気圧の谷については 8 日以上の高周波帯の変動成分の卓越が顕著であることが分かった。このように日本付近における 3 日平均場で同時にみられた循環偏差の卓越周期がそれぞれ異なっていたことが確認された。

なお、8~25 日周期帯の変動成分が明瞭であった東シナ海の低圧部の経過については、6 月下旬まで遡ることが出来、日本の南海上の 20°N、140°E を中心として活発化した対流活動の西側で励起されていることが分かった。更にこの対流活動の活発化は、6 月下旬の STJ 沿いの顕著な準定常ロスビー波の砕波によりもたらされたものと推察され(図省略)、日本の東海上の気圧の尾根の強化に加えてもう一つの重要な降水強化のプロセスと考えられる。

参考文献

- Duchon, C. E., 1979: Lanczos filtering in one and two dimensions. *J. Appl. Meteor.*, **18**, 1016-1022.
- Enomoto, T., 2019: Influence of the track forecast of typhoon Prapiroon on the heavy rainfall in western Japan in July 2018, *SOLA*, **15A**, 66-71, <https://doi.org/10.2151/sola.15A-012>.
- 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.
- Kosaka, Y., and H. Nakamura, 2010: Mechanisms of meridional teleconnection observed between a summer monsoon system and a subtropical anticyclone. Part I: The Pacific-Japan pattern. *J. Climate*, **23**, 5085-5108.
- 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.
- Shimpo, A., and co-authors, 2019: Primary factors behind the Heavy Rain Event of July 2018 and the subsequent heat wave in Japan. *SOLA*, **15A**, 13-18.
- Takaya, K., and H. Nakamura, 2001: A formulation of a phase-independent 12 wave-activity flux for stationary and migratory quasi-geostrophic eddies on a 13 zonally varying basic flow. *J. Atmos. Sci.*, **58**, 608-627.
- Takemura, K., S. Wakamatsu, H. Togawa, A. Shimpo, C. Kobayashi, S. Maeda, and H. Nakamura, 2019: Extreme moisture flux convergence of western Japan during the heavy rain event of July 2018. *SOLA*, **15A**, 49-54.
- Yokoyama, C., H. Tsujii, and Y. N. Takayabu, 2019: The effects of an upper-tropospheric trough on the heavy rainfall event in July 2018 over Japan, *J. Meteor. Soc. Japan*, <https://doi.org/10.2151/jmsj.2020-013>.