平成 30 年 7 月豪雨に関する大気循環場の特徴 竹村 和人、若松 俊哉、戸川 裕樹、新保 明彦、前田 修平(気象庁気候情報課)

1. 「平成 30 年 7 月豪雨」の大雨の特徴

「平成 30 年 7 月豪雨」(以下、本事例) では、停滞した梅雨前線と台風第 7 号の影響 によって、2018 年 6 月 28 日から 7 月 8 日 にかけて西日本~東海地方を中心に全国的 に広い範囲で記録的な大雨となり、各地で甚 大な被害が発生した。このような状況を踏ま え、気象庁は同年 8 月 10 日に異常気象分析 検討会(臨時会)を開催し、本事例の特徴と、 西日本付近に梅雨前線が停滞した 7 月 5 日~ 8 日頃の大雨の要因に関する解析結果を検 討・公表した(気象庁 2018)。

本事例の総降水量の分布(第1図)をみる と、広い範囲で大雨となったことがわかる。 四国地方では 1,800mm、東海地方では 1,200mm を超えたところがあり、7月の月 降水量としては平年値の2~4倍となる大雨 となったところがあった。また、この期間に 対応する2018年7月上旬における全国のア メダス地点で観測された降水量の総和は、 1982年1月上旬~2018年6月下旬までの各 旬の値と比較して最も多く(第2図)、本事 例の期間における全国の降水量の総量は、過 去の豪雨と比べて前例がないほど多かった。 また、本事例では、特に 2~3 日間降水量が 記録的に多い地域が、西日本~東海地方を中 心に広がったことが大きな特徴である(第3 図)。

全国のアメダス地点で観測された降水 量の総和を、1982年1月1日~2018年7 月10日の任意の3日間で比較すると、2018 年7月5日~7日の3日間降水量は、全国お よび中国地方で最大となった(第4図)。

ここでは、気象庁(2018)で報告した要因の 1つである、西日本付近で持続的に合流した



第1図 2018年6月28日~7月8日の期間における アメダスの観測に基づく降水分布



第2図 全国のアメダス地点(比較可能な966地点) で観測された降水量の総和(1982年1月上旬~2018 年7月上旬における各旬の値の度数分布)



第3図 西日本~東海地方におけるアメダス 72 時間 降水量の、6月28日~7月8日の期間における最大値

	全国	九州 北部	四国	中国	近畿	東海
1	140,577 1435 (2018年07月07日) (現代2017月7月日天)	24,379.0 (304.7) (1995年7月4日) (梅雨前線)	22,509.0 (409.3) (1990年 9月19日) (台風第19号、前線)	22,7835 2922 (2010年07月97日) (東成20年7月夏季)	21,093.5 (310.2) (2011年 9月 4日) (台風第12号)	21,102.5 (289.1) (1982年 8月 3日) (台風第10号)
2	128,099.5 (132.6) (2011年 9月21日) (台風第15号)	21,792.0 72 (2010年01月2回) (平成30年7月2回)	20,229.5 (367.8) (2005年 9月 6日) (台配第14号、前線)	18,798.5 241 (20年07年) (平成30年7月家雨)	19,130.0 2 ⁸¹ (20 ² 年07日 (平成30年7月豪雨)	19,138.5 (262.2) (2000年 9月12日) (台風第14号、前線)
3	124,167.0 (128.5) (2017年10月23日) (台凰第21号、前線)	21,014.0 (262.7) (1997年7月10日) (梅雨前線、低気圧)	19,992.5 (2010年01月2日) (平成30年7月景雨)	17,570.0 (225.3) (1985年 6月25日) (梅雨前線)	17,918.0 (263.5) (2017年10月23日) (台風第21号、前線)	18,838.5 (258.1) (2000年 9月13日) (台風第14号、前線)
平成30年7月豪雨の期間		-	-	-	-	(2018 407 13,370.0 (2018 407 10 10 10 10 10 10 10 10 10 10 10 10 10

第4図 全国のアメダス地点(比較可能な966地点) で観測された任意の3日間降水量の総和の順位(1982 年1月~2018年7月上旬での統計による)

「平成30年7月豪雨」に関する事例を赤字で示す。

多量の水蒸気を含む2つの気流に関して、そ の後追加して実施した解析結果に焦点をあ てて報告する。なお、本事例の全体的な要因 分析の結果については、気象庁(2018)を参照 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気象庁 55 年長期再 解析 (JRA-55、Kobayashi et al. 2015)、海 面水温 (SST)の解析には COBE-SST (Ishii et al. 2005)を用いた。ここで、平年値は 1981 ~2010 年の 30 年平均値、偏差は平年値から のずれで定義した。降水量のデータには JAXA/EORC 作成による GSMaP 降雨プロ ダクトによるデータ (以下、GSMaP; Okamoto et al. 2005) を用いた。但し、偏 差(比)を求めるための基準となる参照値は 再解析版データに基づく 2000~2013 年の 14 年平均値で定義した。

3. 解析結果

3.1 7月5日~7日における海況·大気循環 場

西日本で大雨のピークとなった7月5日~ 7日を対象とした3日平均のGSMaPの降水 量分布をみると(第5図)、東シナ海~本州 付近にかけて、帯状に降水域が分布し、東シ ナ海付近および西日本付近に降水の極大域 がみられ(同図(a))、参照値との比でみると 600%を超える領域も見られる(同図(b))。 本州付近に見られる降水量の極大域は、本事 例における大雨と対応する。一方、東シナ海 にみられる極大域(活発な対流活動)もまた、 西日本付近に大雨をもたらした背景として 重要と考えられ、これに関しては後で詳しく 述べる。同期間の SST は、西日本の南海上 で広く低温偏差を示し(第6図(a))、これに は6月下旬~7月上旬に発生した台風第7号 の通過による影響があったとみられる。また 潜熱フラックスは、西日本の南海上では弱い







第7図 2018年7月5日~7日で平均した、(a) 200hPa 高度と(b) 海面気圧 等値線は解析値、陰影は偏差。等値線間隔は、(a) 太線 600m および細線 60m、(b) 4hPa。図中の H、L は、それぞれ 正・負偏差の中心付近を示す。

正偏差が見られるものの、海面から大気への 水蒸気の供給は限定的であったと考えられ る(第6図(b))。

200hPa 高度をみると(第7図(a))、ユー ラシア大陸北部の対流圏上層では、寒帯前線 ジェット気流に沿った波列パターンが卓越 し、東シベリア付近でのブロッキング高気圧 やオホーツク海付近での負偏差の形成と関 連したとみられる。また、亜熱帯ジェット気 流に沿った波列パターンも明瞭であり、チベ ット高気圧の北東への張り出しや朝鮮半島 付近のトラフ、さらには日本の東海上での正 偏差の形成に寄与したとみられる。次に、海 面気圧をみると(第7図(b))、対流圏上層の 大気循環場と対応して、オホーツク海高気圧 の日本海への張り出し、および太平洋高気圧 の西への張り出しがともに明瞭となった。本 州付近は双方の高気圧の間の気圧の谷とな り、活発な梅雨前線の停滞と対応している。 西日本の南海上では、西に張り出す太平洋高 気圧と東アジア南部付近に広がる負偏差に 対応して南風偏差の場となり、南からの湿っ た空気の影響を受けやすい気圧配置を示し ている。



第8図 2018年7月5日~7日で平均した、水蒸気フラックス及びその収束発散 地表面~300hPa 面での鉛直積算量。(a)は解析、(b)は平年。矢印は水蒸気フラックス(kg/m/s)、陰影はその収束 発散(10⁻⁴kg/m²/s)を示し、寒色系は収束を表す。

地表面~300hPa 面で鉛直積算した水蒸気 フラックスとその収束発散をみると(第8 図(a))、西日本付近では平年(同図(b))と比 べて、より南からの水蒸気の流入が強く、か なり強い水蒸気の収束が見られ、本事例にお ける大雨に大きく寄与したとみられる。この 水蒸気の強い収束には、太平洋高気圧の縁を まわる対流圏下層における南からの水蒸気、 および東シナ海付近からの対流圏下・中層に おける南西からの水蒸気が合流し、西日本に 継続的に流入していたことが関連していた。 西日本付近で領域平均したこの水蒸気フラ ックスの収束発散をみると(第9図)、2018 年7月5日~7日における水蒸気の収束の強 さは、1958年以降では通年で最も強く、記 録的だった。

3.2 水蒸気フラックスの収支解析

次に、この記録的な水蒸気フラックスの収 束がもたらされた要因について、風と水蒸気



第9図 地表面~300hPa 面で鉛直積算した水蒸気フラ ックス収束発散の3日平均時系列

の偏差による相対的な寄与を見積もること を目的に、水蒸気フラックスの収支解析を行った。具体的には、水蒸気フラックスを、式 (1)のように平年値と偏差の項に分離するこ とにより、水平風偏差による寄与(右辺第2

第8図(b)の赤枠域(31.25^N-35^N、130^E-135^E)での 領域平均値。赤線は2018年(10月下旬まで)、灰色線 は1958~2017年の各年、緑線は平年値。単位は 10⁻⁴kg/m²/s。負の大きな値ほど、強い収束を示す。



第10図 2018年6月11日~7月24日の期間における、 地表面~300hPa 面で鉛直積算した水蒸気フラックス 収束発散の3日平均時系列

第8図(b)の赤枠域(31.25%-35%、130%-135%)での 領域平均値。各線は、式(1)の各収支項に基づき、黒線 は全項(第9図の赤線と同じ)、橙線は水平風偏差によ る寄与、青点線は水蒸気偏差による寄与、緑線は気候 値間の相互作用項、赤点線は偏差間の相互作用項を示 す。単位は10⁻⁴kg/m²/s。

項)、水蒸気偏差による寄与(右辺第3項)、 および気候値間の相互作用項(右辺第1項)、 偏差間の相互作用項(右辺第4項)について、 それぞれ見積もった。

$$q\boldsymbol{\nu} = \left(\bar{q} + q'\right) \left(\bar{\boldsymbol{\nu}} + \boldsymbol{\nu}'\right)$$

 $= \bar{q}\bar{v} + \bar{q}v' + q'\bar{v} + q'v'$ (1) ここで、qは比湿、vは水平風、上付きバー は平年値、プライムは偏差を表す。各収支項 の時系列をみると(第10図)、水平風偏差に よる寄与($\bar{q}v'$; 橙線)が、全項(黒線)の ほとんどを占めており、風の偏差による水蒸 気フラックスの収束への寄与が最も大きい ことを示唆している。また、水蒸気偏差によ る寄与($q'\bar{v}$; 青点線)による寄与も見られ るが、その寄与率は風偏差と比較してかなり 小さい。このほか、偏差間の相互作用項(q'v'; 赤点線)は、水蒸気を発散させる逆センスの 寄与を示し、水蒸気偏差による寄与($q'\bar{v}$; 青 点線)および気候値間の相互作用項($\bar{q}v$; 緑 線)をほぼ打消す役割を果たしており、この ことも興味深い。

3.3 渦位収支解析

次に、第5図で示した東シナ海における活 発な対流活動の持続による、大気循環場への 影響に関する評価を行う。7月5日~7日平 均の310K面上の渦位と風の分布をみると

(第11図)、東シナ海付近には正の渦位の中 心がみられ、その東側にあたる沖縄・奄美付 近から西日本に向かう北向きの循環の強化 と対応している。

この対流圏下・中層における正の渦位の生 成に対する、活発な対流活動による寄与を調 べるために、等温位面渦位の収支解析を行っ た。Ertelの渦位の保存則は、式(2)のように 表される。

$$\frac{\partial P}{\partial t} = -\boldsymbol{v} \cdot \nabla_{\theta} P + \frac{P}{\sigma} \frac{\partial}{\partial \theta} \left(\sigma \dot{\theta} \right) + F \tag{2}$$

ここで、Pは渦位、vは等温位面風、 $\dot{\theta}$ は非 断熱加熱率、Fは摩擦項を表す。第12図に、 東シナ海を含む 20°N~30°N で平均した各 収支の経度一鉛直断面図を示し、それぞれ 渦位の時間変化項(式(2)の左辺)、渦位の 移流項(右辺第1項)、および残差項(右辺 第2、3項)を表す。残差項は、その他の項 から見積もられ、風の鉛直シアー項や摩擦 項が十分小さいと仮定すれば、非断熱加熱 に伴う渦位の生成・消滅を表現する。残差 項をみると(第12図(c))、東シナ海付近の 経度帯では、活発な対流活動に伴う大気 中・上層の加熱に対応した鉛直方向の渦位 消滅・生成域の対が明瞭に見られ、対流圏 中・下層には正の渦位(低気圧性)の循環 が誘起される傾向がみられる。

さらに、渦位収支の残差項分に相当する 対流圏下・中層で鉛直積算した相対渦度偏



第11図 2018年7月5日~7日で平均した310K面の 渦位(陰影; PVU)と温位面上の風(矢印; m/s)



第12図 2018年7月5日~7日の期間における、等温 位面渦位の収支解析



第 13 図 2018 年 7 月 5 日~7 日で平均した、地表面~ 500hPa 面で鉛直積算した相対渦度偏差(10⁻¹ kg/m/s) (a)は渦位収支解析の残差項分(第 12 図(c))、(b)は再 解析値における偏差を示す。

差を、第 13 図(a)に示す。東シナ海では、 正渦度偏差が明瞭にみられ、実際の(再解 析値による)相対渦度の正偏差(同図(b)) を十分に説明できることを示している。一 方、渦位の移流(第 12 図(b))に相当する 相対渦度は、負偏差を示していた(図示せ ず)。このことから、東シナ海における活発 な対流活動に伴う渦位の生成が、西日本に 向かう水蒸気フラックスの強化およびその 持続に大きく寄与した可能性を示唆してい る。

^{20&}lt;sup>N</sup>-30^N での緯度平均場の経度-鉛直(温位)断面図。 各図は式(2)の各収支項に基づき、(a)は渦位の時間変 化項、(b)は渦位の移流項、(c)は残差項を示す。単位 は PVU/day。

4. まとめと今後の課題

本解析では、2018年7月上旬に西日本を 中心に大雨をもたらした背景となる循環場 の特徴について、水蒸気フラックスの強い収 束による寄与に着目して調べた。

西日本付近で大雨のピークとなった7月5 日~7日平均の循環場をみると、ユーラシア 大陸の対流圏上層では、寒帯前線ジェット気 流および亜熱帯ジェット気流の明瞭な蛇行 がみられ、太平洋高気圧とオホーツク海高気 圧の張り出しに影響し、活発な梅雨前線の停 滞に影響したとみられる。西日本付近では、 東シナ海における活発な対流活動に伴う対 流圏中・下層での南西からの気流、および太 平洋高気圧の縁に沿う対流圏下層での南か らの気流が、多量の水蒸気を含んだ状態で持 続的に合流しており、このことが長期間かつ 広範囲で記録的な大雨となった 1 つの要因 であると考えられる。西日本付近における水 蒸気フラックスの収束の強さは、1958年以 降では最も強く、記録的だった。

水蒸気フラックスの収支解析より、同フラ ックスの収束の強化には、水蒸気量の偏差に よる寄与に比べて、風の偏差による寄与がか なり大きく、循環場偏差による寄与が相対的 に大きかったことが示唆された。また、渦位 の収支解析より、東シナ海での活発な対流活 動に伴う非断熱加熱によって生成された循 環場偏差が、対流圏中・下層における南西気 流の形成およびその維持に大きく寄与した 可能性が示唆された。

なお、台風第7号の通過後も、東シナ海で 活発な対流活動が持続した要因に関しては、 中・高緯度からの高渦位大気の侵入や、南ア ジア付近〜東シナ海における対流圏下層の 西風(モンスーンジェット)の蛇行による影 響が考えられるが、これに関しては、今後よ り詳細な調査が必要である。

参考文献

- 気象庁,2018:「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.
- 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 et al., 2015: The JRA-55 Reanalysis: General specifications and basic characteristics. J. Meteor. Soc. Japan., 93, 5-48.
- Okamoto et al., 2005: The Global Satellite Mapping of Precipitation (GSMaP) project, 25th IGARSS Proceedings, 3414-3416.