

### 3. トピックス

#### 3.1 2014/15年冬の日本の天候

2014/15年冬の地域平均気温平年差の経過を第3.1.1図(a)に示す。12月から1月初めにかけては全国的に低温となった。その後は、2月前半に東日本から沖縄・奄美にかけて一時的に気温が低くなったほかは、概ね高温傾向で経過した。冬平均気温は、北日本では平年より高かったが、東日本、西日本、沖縄・奄美では低かった(第3.1.1図(b))。

12月は冬型の気圧配置が強まり、北日本から西日本の日本海側では強い寒気が流れ込んで積雪が多くなった(第3.1.1図(c))。地域平均降雪量平年比は東日本日本海側で198%、北日本日本海側で

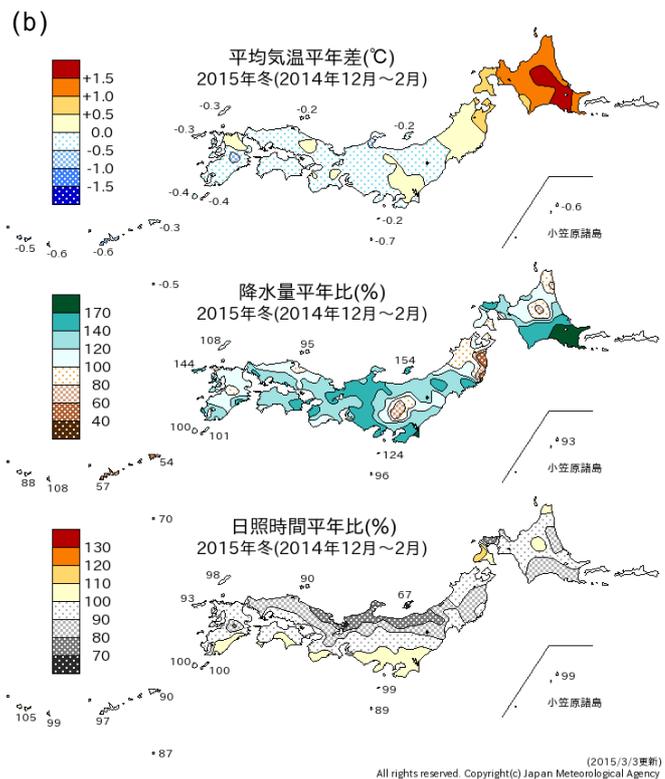
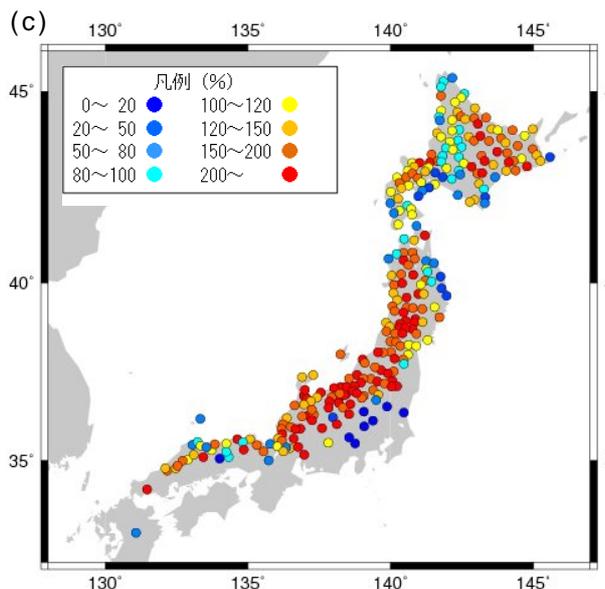
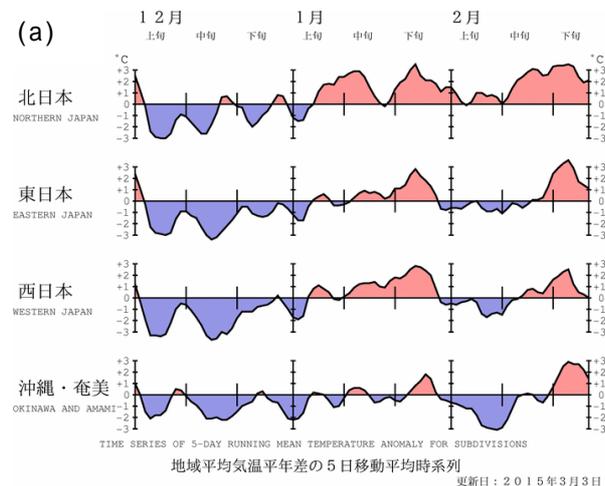
125%に達した。北海道の小樽では、降雪の深さ月合計値と月最深積雪の極値を更新した。

また、北海道付近やその東海上、オホーツク海付近で低気圧の動きが遅く停滞する事例がたびたび見られ、低気圧の影響を受けやすかった北海道東部では降水量が多くなった。

本節ではこれらの天候の特徴とその背景について記述する。

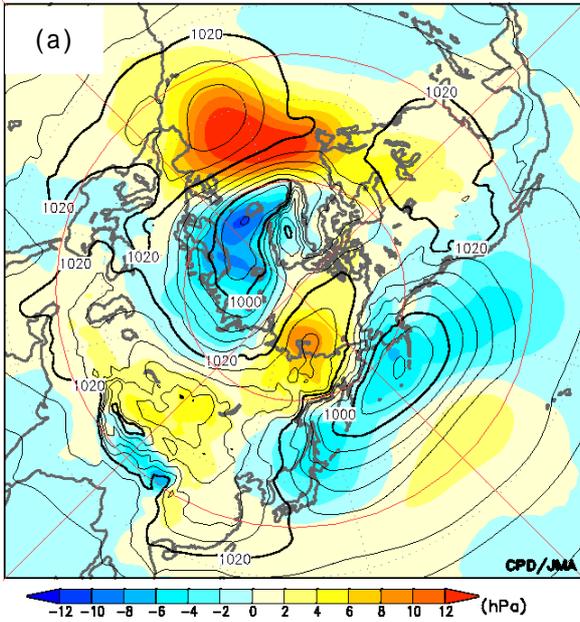
#### 3.1.1 2014年12月の全国的な低温

第3.1.2図に2014年12月平均の海面気圧、500hPa高度、850hPa気温、及び200hPa東西風速の実況と偏差を示す。海面気圧(第3.1.2図(a))を見ると、90°E付近を中心とする正偏差が大陸側

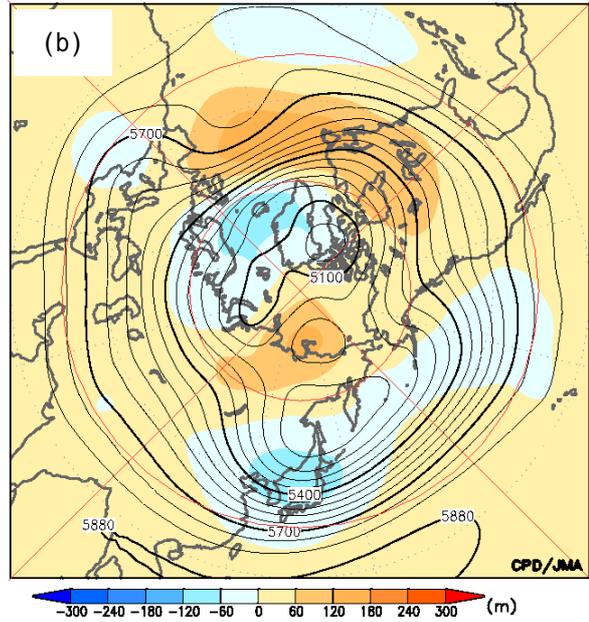


第3.1.1図 2014年12月~2015年2月の(a)地域平均気温平年差(5日移動平均)の経過と(b)冬平均気温偏差・降水量平年比・日照時間平年比、及び(c)2014年12月の最深積雪平年比

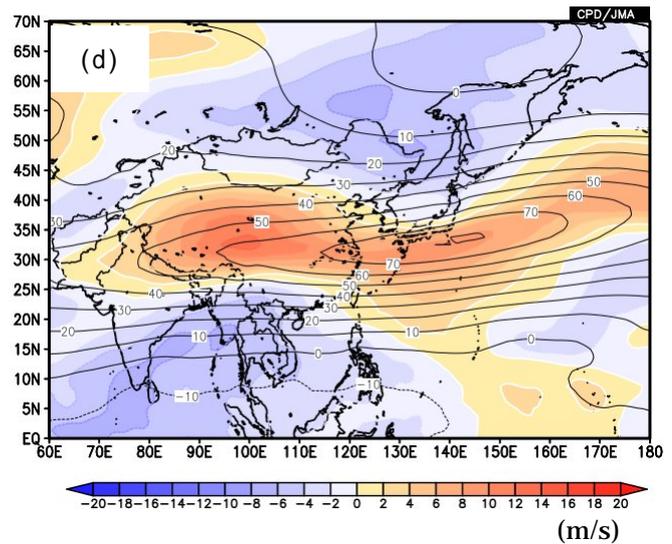
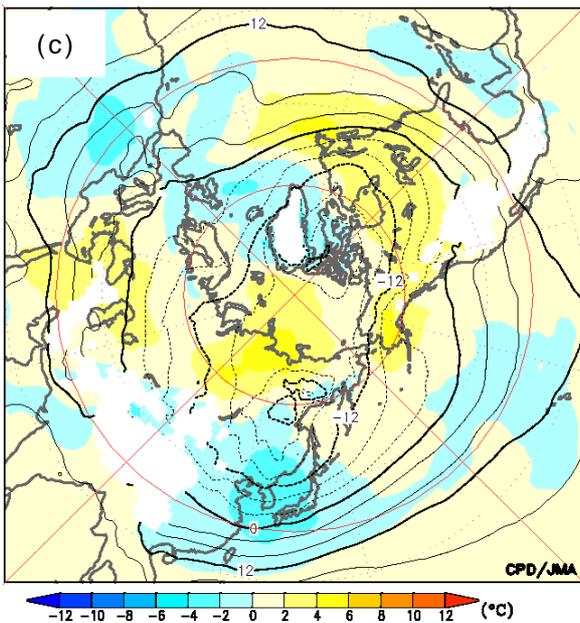
Dec.2014 – Dec.2014



Dec.2014 – Dec.2014



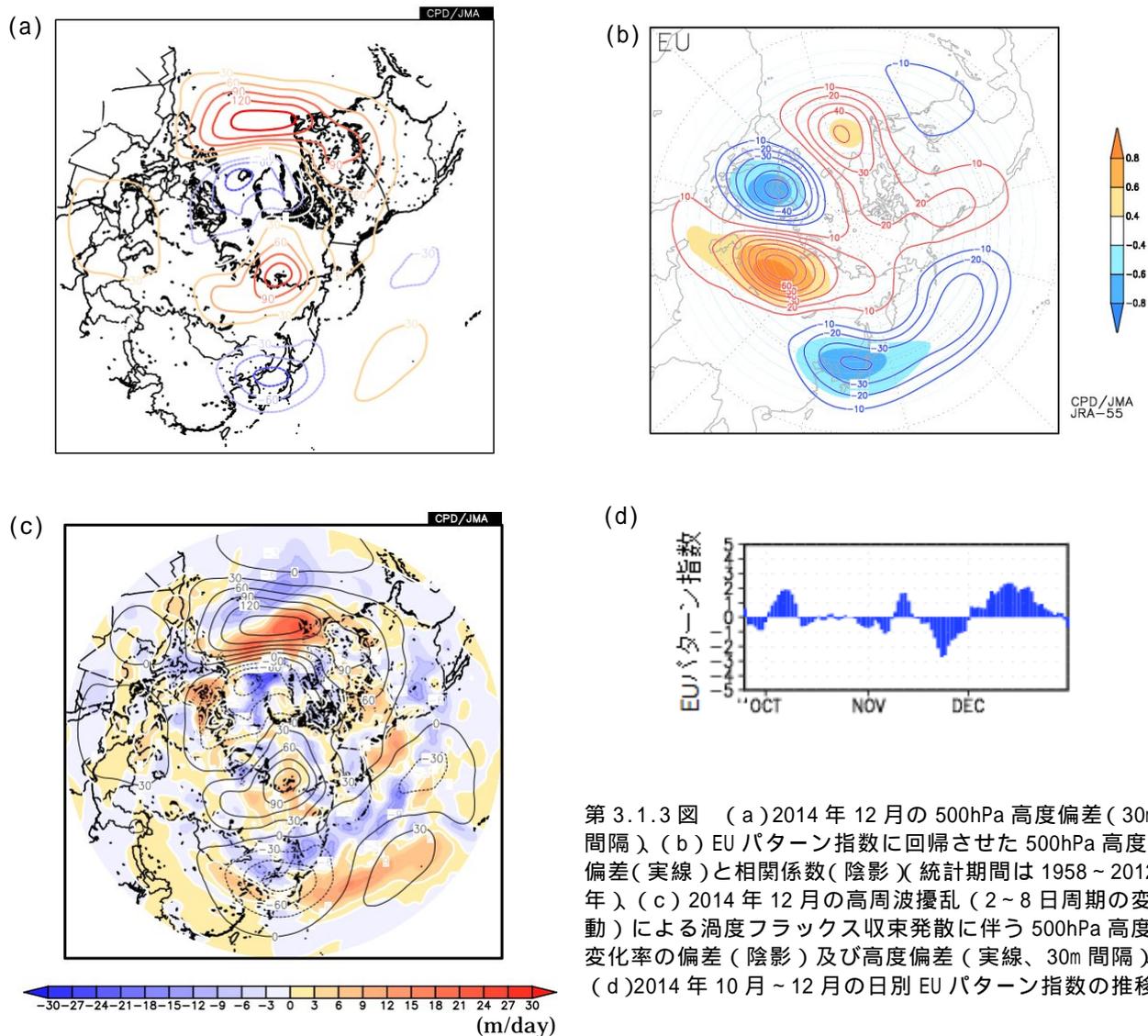
Dec.2014 – Dec.2014



第 3.1.2 図 2014 年 12 月平均の(a)海面気圧、(b)500hPa 高度、(c)850hPa 気温、及び(d)東アジア付近 200hPa 東西風速の分布  
いずれも、実線は実況値を、陰影は平年偏差を表し、単位はカラーバーの右側に示した。

に広がり、日本付近から東海上にかけて負偏差となつて、冬型の気圧配置が強かつたことを示している。500hPa 高度（第 3.1.2 図(b)）を見ると、中央シベリアでリッジとなり、東シベリアではブロッキング高気圧が発達した一方、日本付近ではトラフが深まった。200hPa 東西風速（第 3.1.2 図(d)）を見ると、亜熱帯ジェット気流は中国で北へ

蛇行し、日本付近で南へ蛇行した。このため、日本付近には大陸からの寒気が流れ込みやすい状態となり、850hPa 気温（第 3.1.2 図(c)）では西日本～東日本で -2 を下回る低温偏差が見られた。また、500hPa 高度偏差は大西洋からユーラシア大陸北部を経て日本付近へ連なる波列パターンを呈しており（第 3.1.3 図(a)）、ヨーロッパ北部で



第 3.1.3 図 (a)2014 年 12 月の 500hPa 高度偏差 (30m 間隔) (b) EU パターン指数に回帰させた 500hPa 高度偏差 (実線) と相関係数 (陰影) (統計期間は 1958 ~ 2012 年) (c) 2014 年 12 月の高周波擾乱 (2 ~ 8 日周期の変動) による渦度フラックス収束発散に伴う 500hPa 高度変化率の偏差 (陰影) 及び高度偏差 (実線、30m 間隔) (d)2014 年 10 月 ~ 12 月の日別 EU パターン指数の推移

負偏差、シベリアで正偏差、東アジアで負偏差となる分布は正のユーラシア (EU) パターンとして知られる循環偏差 (第 3.1.3 図 (b)) と類似している。2014 年 12 月の日別の EU パターン指数を見ると、ほぼ月を通して正の値が持続し (第 3.1.3 図 (d)) 月平均では +1.1 となって 1958 年以降では 9 番目の大きな正の値だった。500hPa 高周波擾乱による渦度フラックス収束発散に伴う高度変化率を見ると (第 3.1.3 図 (c))、このような偏差分布を維持した要因の一つとして、北大西洋やシベリアのリッジには総観規模擾乱によるフィードバック効果も寄与していたとみられる。

日本付近の寒気の強さを見るため、第 3.1.4 図に Iwasaki et al. (2014) で提案された寒気質量

及びそのフラックスの平年偏差を示す。これは、温位 280K 等温位面 (温位 280K は、北半球冬季の 850hPa 気圧面における温位を帯状平均したときの 45°N 付近の温位に相当) より下の大気を寒気とみなし、その質量を hPa 単位で表したものである。中国北東部から日本にかけて正偏差 (平年より寒気質量が大きい) が広がっている。フラックスは北西流偏差で、正の EU パターンの循環場に対応して、大陸から流れ込む寒気の量が多かったことを示している。

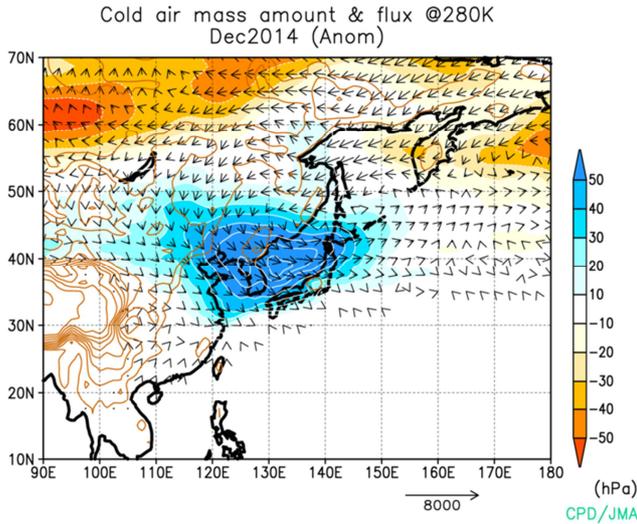
### 3.1.2 2014 年 12 月の熱帯の状況

2014 年夏に発生したエルニーニョ現象は冬も続いていたが、エルニーニョ監視海域の海面水温

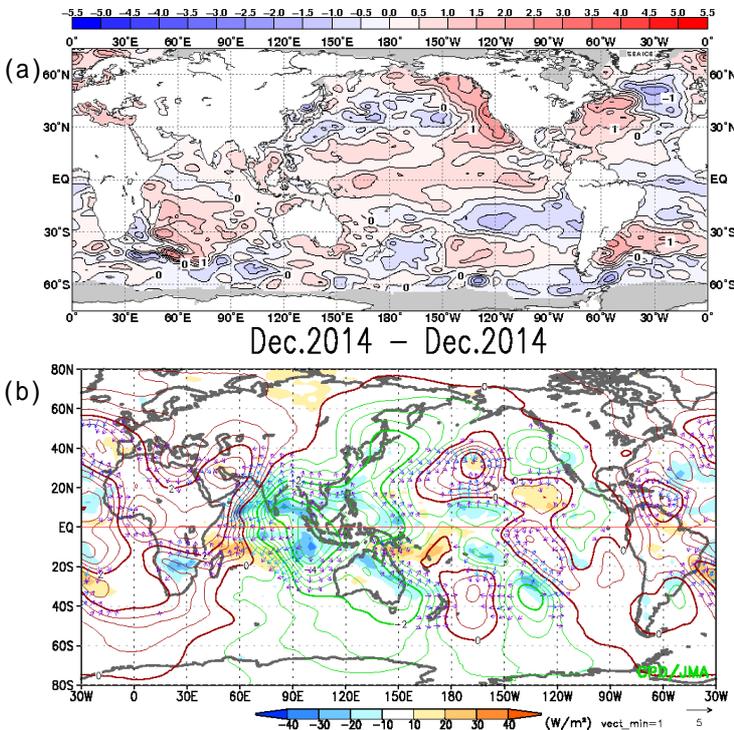
は5か月移動平均でエルニーニョ現象発生の基準をやや上回る程度で経過しており、太平洋赤道域の海面水温は中・東部だけでなく西部も含む広い範囲で高温偏差となっていた(第3.1.5図(a))。また、季節内振動に伴う対流活発位相が11月後半から12月上旬にかけてと12月中旬から1月上旬にかけて、いずれも大きな振幅をもってインド洋~太平洋西部を東進した(第3.1.5図(c))。これ

らの状況から、2014年12月の熱帯では、エルニーニョ現象発生時に典型的な対流活動の分布とは異なり、インド洋中部~太平洋西部で対流活発、上層発散偏差となっていた(第3.1.5図(b))。

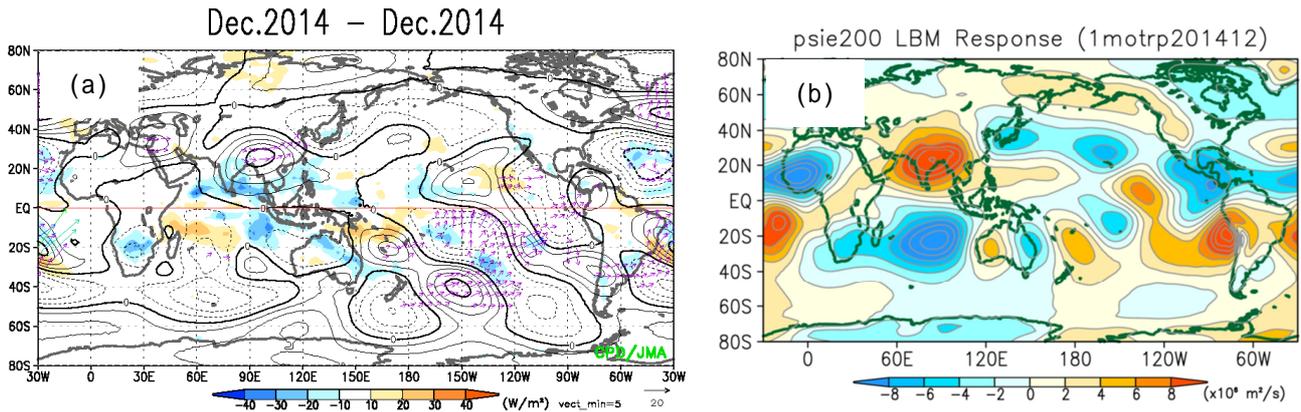
対流圏上層では、この対流活動偏差分布に対応すると見られる明瞭な高気圧性循環偏差が中国南西部付近を中心に出現した(第3.1.6図(a))。この循環偏差からの波束伝播に伴って日本付近では



第3.1.4図 2014年12月の寒気質量(陰影; 単位は hPa)とそのフラックス(矢印; 単位は hPa・m/s)の平年偏差。茶色の等値線は標高(500m 間隔)を表す。東北大学岩崎教授提供のプログラムを用いた。



第3.1.5図 2014年12月の(a)海面水温偏差、(b)200hPa速度ポテンシャル偏差とOLR偏差、及び(c)2014年8月~2015年1月の赤道域(5°S~5°N)で平均した200hPa速度ポテンシャル偏差の時間経度断面。(b)の等値線は200hPa速度ポテンシャル偏差(0.5×10<sup>6</sup> m<sup>2</sup>/s 間隔)、陰影はOLR偏差、矢印は200hPa発散風偏差(単位: m/s)を示す。



第 3.1.6 図 (a) 2014 年 12 月の 200hPa 流線関数偏差 (実線) と OLR(陰影) 及び波の活動度フラックス (矢印) (b) 2014 年 12 月の熱帯域の加熱偏差を与えた LBM による定常応答の 200hPa 流線関数偏差  
左図の等値線間隔は太線  $20 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ 、細線  $5 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ 。LBM の基本場は 12 月平均の年平均値で定義し、右図の定常応答からは帯状平均を除去している。

低気圧性循環偏差が形成され、前述のように亜熱帯ジェット気流は中国付近で北に蛇行、日本付近で南に蛇行し、日本に寒気が流れ込みやすい状況になったと考えられる。2014 年 12 月の熱帯域の加熱偏差分布を与えた線形傾圧モデル (Linear Baroclinic Model:LBM, Watanabe and Kimoto 2000) による実験においても、実況とよく符合した中国南西部の高気圧性循環偏差、日本付近の低気圧性循環偏差の分布が定常応答として得られており (第 3.1.6 図(b))、熱帯の対流活動との強い関連を裏付けている。

### 3.1.3 北海道付近の低気圧活動

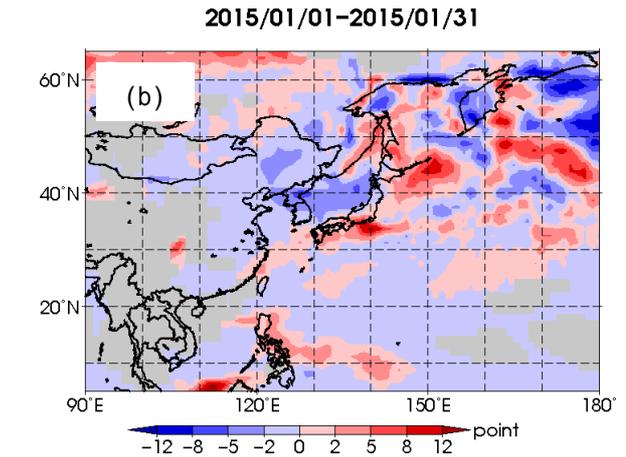
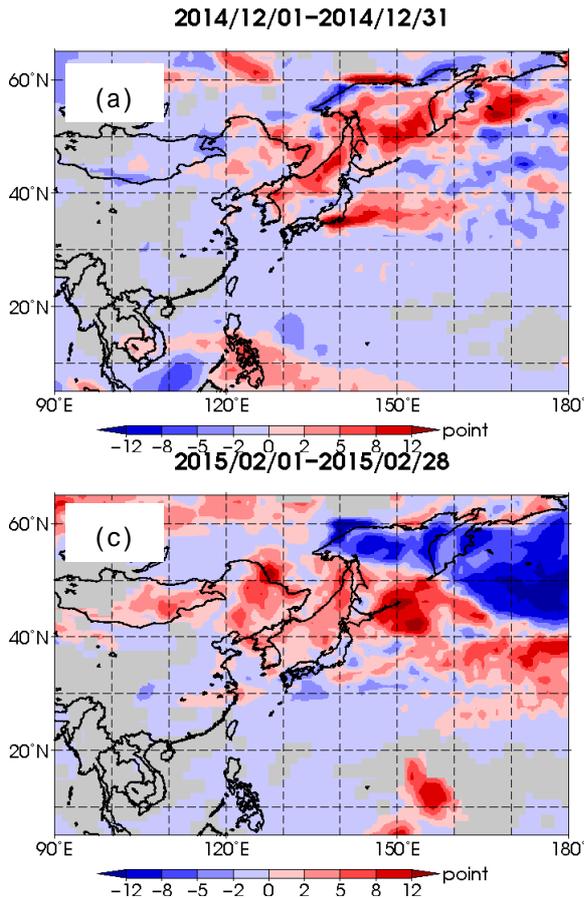
2014/15 年冬のもう一つの特徴として、北海道では低気圧の影響を受けやすく、東部で降水量が多かったことが挙げられる。2014年12月から2015年2月の各月について Inatsu(2009)の手法で求めた低気圧存在頻度の偏差を見ると、北海道周辺ではいずれの月も平年を上回る存在頻度だったことがわかる (第 3.1.7 図)。また、JRA-55 再解析に基づく北海道～その東海上における低い海面気圧の延べ出現頻度では、980hPa を下回るような気圧の出現がここ 10 年余りでは最も多かった (第 3.1.8 図(a)) こと、北海道内のアメダスで観測された日最大風速において 12m/s 以上の強風を観測した延べ地点数が多かった (第 3.1.8 図(b)) ことから、低気圧の影響を受けやすい天候だったこ

とがわかる。

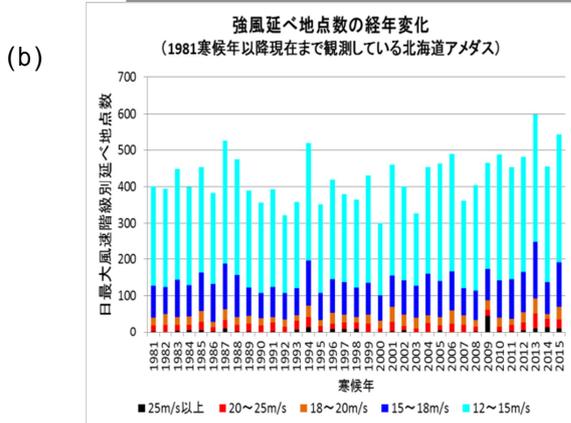
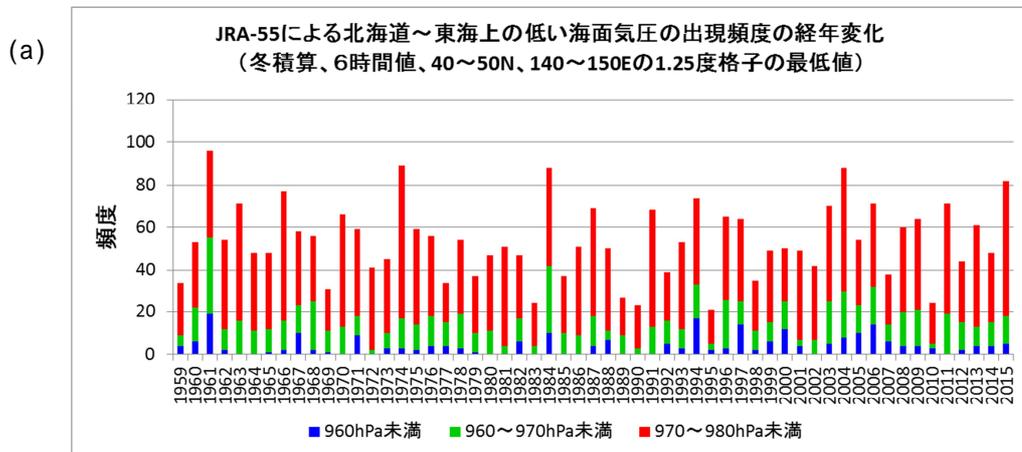
2014/15 年冬は、ベーリング海～アラスカ付近で増幅したロスビー波の碎波に伴ってブロッキング高気圧が形成され、東シベリア付近へ西進する事例がたびたび現れており、これらの時期に対応して、北海道付近で低気圧が停滞する様子が見られた (第 3.1.9 図)。1959～2014 年の各年の 1 月について、北海道東海上の低気圧存在頻度に回帰した 500hPa 高度偏差を調べたところ、低気圧の存在頻度が多い年には、東シベリア付近で正偏差となってブロッキング高気圧に類似した偏差分布が現れやすい傾向があることがわかった (第 3.1.10 図)。過去の統計に見られるこの傾向は、2014/15 年冬の循環場の偏差と整合的である。

### 3.1.4 まとめ

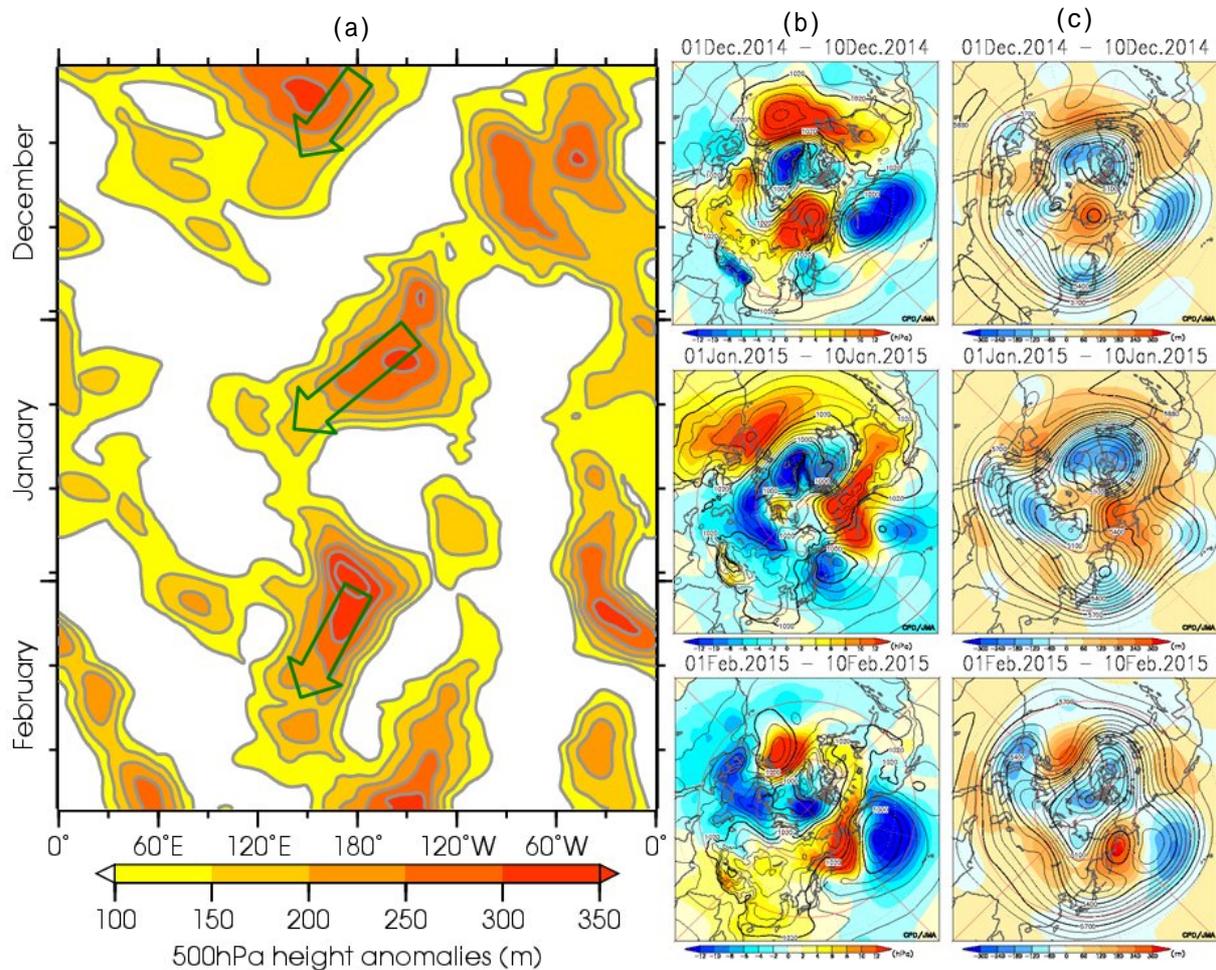
2014 年 12 月の全国的な低温には、熱帯季節内振動に伴うインド洋中部～太平洋西部の活発な対流活動への応答として日本付近に寒気が流れ込みやすい循環となったことや、中高緯度で正の EU パターンに類似した循環偏差が持続したことが関連したと考えられる。北海道で冬を通して低気圧の影響を受けやすかったことには、東シベリア付近で度々ブロッキング高気圧が形成され、低気圧が停滞しやすかったことが関連していたとみられる。



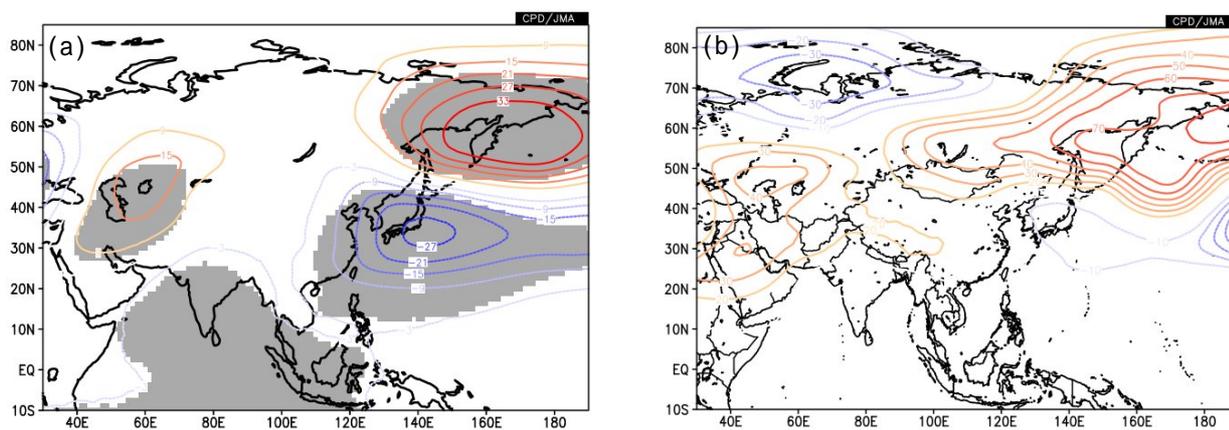
第3.1.7図 (a)2014年12月、(b)2015年1月、及び(c)2015年2月の低気圧存在頻度平年差  
Inatsu (2009)、Inatsu and Amada (2013)に基づき、6時間ごとの850hPa 相対渦度をもとに  $50 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$  以上の閉領域を低気圧として抽出し、期間内に低気圧が存在した頻度を集計。北海道大学稲津准教授提供のプログラムを用いた。



第3.1.8図 (a)冬の北海道～東海上の領域における低い海面気圧の出現頻度、及び(b)北海道内のアメダスによる12m/s以上の日最大風速の延べ観測地点数  
海面気圧は JRA-55 再解析データに基づく。



第3.1.9図 (a)40°N~80°Nにおける500hPa高度偏差の最大値の時間経度断面図、及び(b)上から順に2014年12月上旬、2015年1月上旬、2月上旬の海面気圧と(c)同じく500hPa高度  
(a)の緑枠矢印はブロッキング高気圧の西進を表す。(b)(c)の等値線は実況、陰影は偏差。



第3.1.10図 (a)北海道東海上の低気圧の存在頻度(1959~2014年の1月)に回帰した500hPa高度偏差と(b)2014/15年冬の500hPa高度偏差  
左図の灰色の陰影は95%信頼水準で統計的に有意な領域を示す。

## 参考文献

- Inatsu, M., 2009: The neighbor enclosed area tracking algorithm for extratropical wintertime cyclones. *Atmos. Sci. Lett.*, **10**, 267-272.
- Inatsu, M., and S. Amada, 2013: Dynamics and geometry of extratropical cyclones in the upper troposphere by a neighbor enclosed area tracking algorithm. *J. Climate*, **26**, 8641-8653.
- Iwasaki, T., T. Shoji, Y. Kanno, M. Sawada, M. Ujiie and K. Takaya, 2014: Isentropic analysis of polar cold air mass streams in the northern hemispheric winter, *J. Atmos. Sci.*, **71**, 2230-2243
- Watanabe, M. and M. Kimoto, 2000: Atmospheric-ocean thermal coupling in North Atlantic: A positive feedback, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **126**, 3343-3369.

### 3.2 2015年夏の日本の天候

2015年6月から7月上旬は梅雨前線が西日本南岸に停滞することが多く、九州南部では記録的に降水量が多かった。また、梅雨前線の南側に位置した沖縄・奄美では記録的な高温となった。7月中旬から8月上旬にかけては太平洋高気圧が本州付近に張り出し北・東日本では高温・少雨となったが、その後、8月中旬からは一転して太平洋高気圧が弱まり全国的に不順な天候となった。本節では、上記3つの各期間における天候と循環場の特徴について報告する。

なお、2015年夏平均の循環場には、亜熱帯ジェット気流が日本の西で平年の位置より南偏、太平洋高気圧の日本付近への張り出しが平年より弱いといったエルニーニョ現象時に現れやすい特徴が見られた（夏平均の循環場は第2.3節、第2.4節を参照）。このような循環場が背景にあり、西日本の夏平均の天候は、太平洋側を中心に降水量が多く、日照時間は少なくなり、冷夏となった（夏平均の天候は第2.1節を参照）。

#### 3.2.1 6月から7月上旬の九州南部の記録的多雨

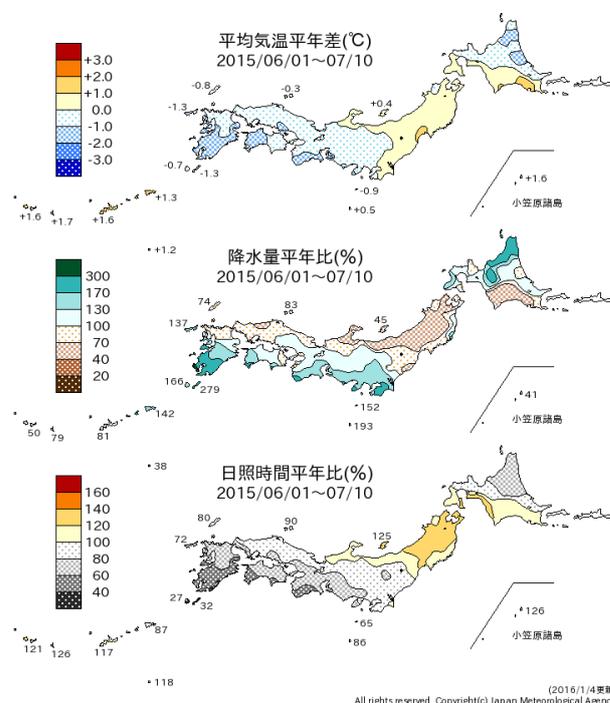
##### (1) 天候の特徴

第3.2.1図に2015年6月1日～7月10日平均の平均気温平年差、降水量平年比、日照時間平年比の分布を示す。この期間、梅雨前線が西日本南岸に停滞することが多く、その活動は活発だった。このため西日本では6月の月平均気温は低く、西日本太平洋側では月間日照時間はかなり少なく月降水量は多かった。

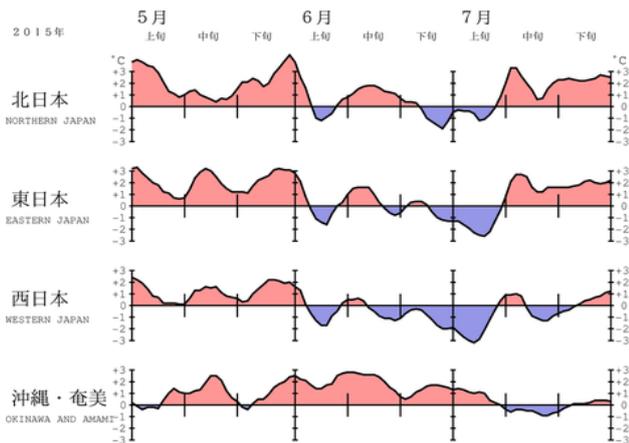
特に前線の影響を受けやすかった九州南部では、6月の月降水量は平年比227%となり、6月としては最も降水量が多かった（統計開始は1946年）。日照時間も平年比47%で過去2番目の少なさだった。また旬降水量は、6月上旬は平年比316%、中旬は238%、下旬は168%、7月上旬は249%と多雨が続き、6月上旬、中旬はそれぞれの旬降水量として第1位、第2位の記録的な多雨となった（統計開始は1961年）。

一方、梅雨前線の南側に位置した沖縄・奄美で

は、日本の南から沖縄付近へ太平洋高気圧の張り出しが強かったことにより、記録的な高温となった（第3.2.2図）。6月の月平均気温は平年差+1.8℃と、6月としては最も高くなった（統計開始は1946年）。月間日照時間はかなり多く、月降水量は少なかった。旬平均気温は6月上旬は平年差+2.0℃、中旬は+2.4℃、下旬は+1.1℃、7月上旬は+0.9℃で、それぞれの旬平均気温として第2位、第1位、第2位、第3位と顕著な高温が持続した（統計開始は1961年）。沖縄地方の梅雨明けは6月8日ごろで、1951年の統計開始以来最も早かった。



第3.2.1図 2015年6月1日～7月10日平均の平均気温平年差、降水量平年比、日照時間平年比



第 3.2.2 図 地域平均気温平年差の 5 日移動平均時系列 (2015 年 5 月～7 月)

(2) 循環場の特徴

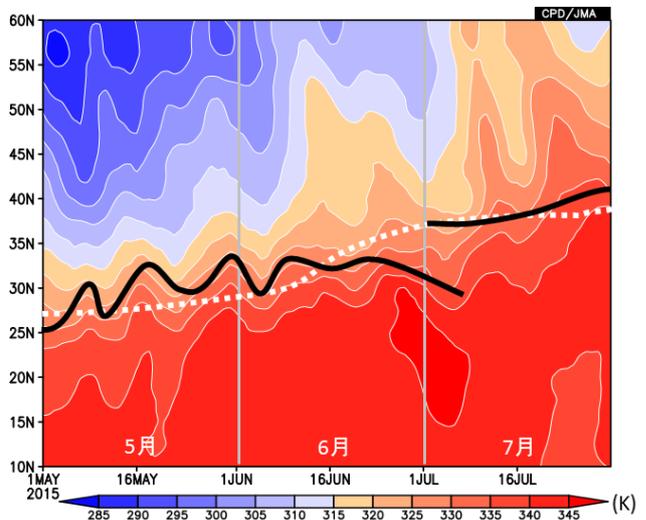
第 3.2.3 図に日本付近の経度帯 (110°E～150°E) における 925hPa 面の相当温位の時間・緯度断面図を示す。相当温位の南北勾配の極大を梅雨前線のおおよその位置とすると、梅雨前線は 2015 年 6 月から 7 月上旬にかけては 30°N 付近に位置し、平年で見られる前線の北上傾向は見られなかった。この緯度帯に位置する九州南部では期間を通して梅雨前線の影響を受けて記録的な多雨となった。梅雨前線がおおよそ平年の位置にあった 6 月前半と、平年より南に位置した 6 月後半の各期間における循環場を確認する。

6 月前半の偏西風は、500hPa 高度偏差の分布で見られる中国北部から北海道付近での負偏差と日本の南での正偏差に対応して (第 3.2.4 図(a))、おおよそ平年の位置で平年より強かった (第 3.2.4 図(b))。対流圏上層ではヨーロッパ北部から日本付近にかけて準定常ロスビー波束の伝播が明瞭だった (第 3.2.4 図(c))。この波束伝播は中国北部から北海道付近の低気圧性循環偏差、日本の南の高気圧性循環偏差の形成の一因とみられ、ジェット気流の強化を通じて活発な前線活動に影響した可能性がある。また、南シナ海からフィリピン北部付近では平年と比べて不活発な対流活動に対応した対流圏下層の高気圧性循環偏差が見られ、

平年より強い南西からの水蒸気輸送が梅雨前線の活動に寄与したと考えられる (第 3.2.4 図(d))。

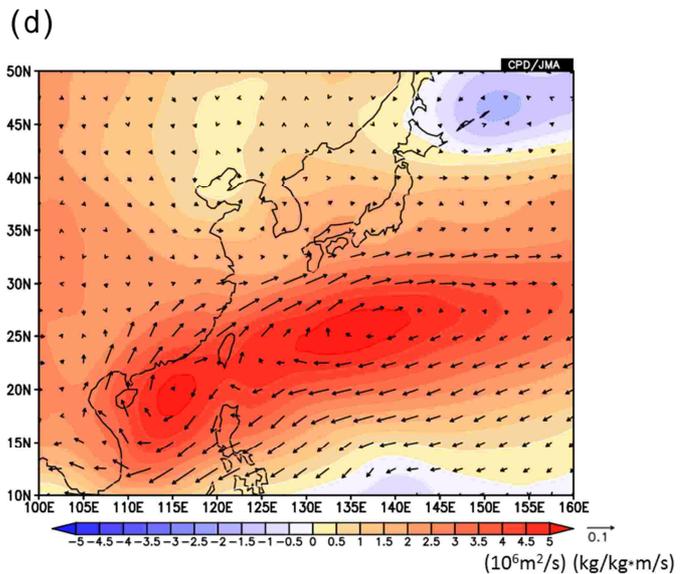
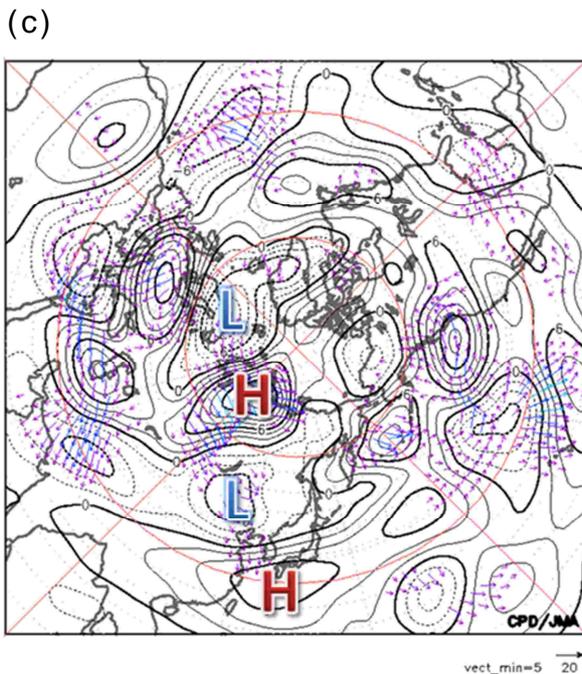
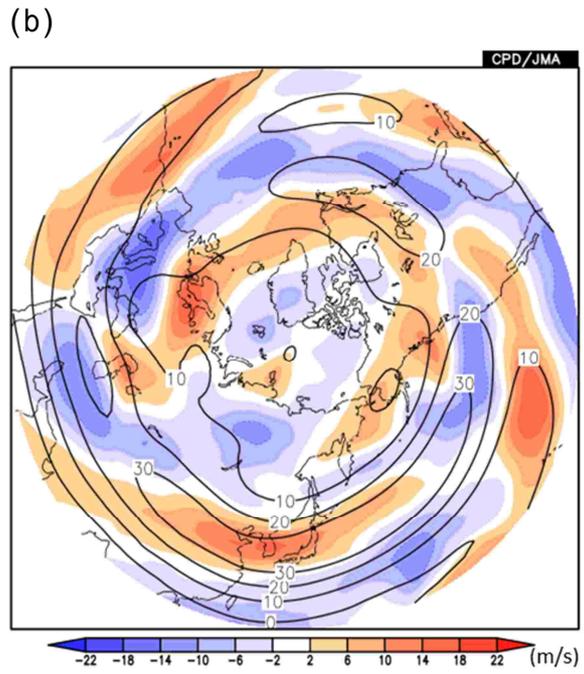
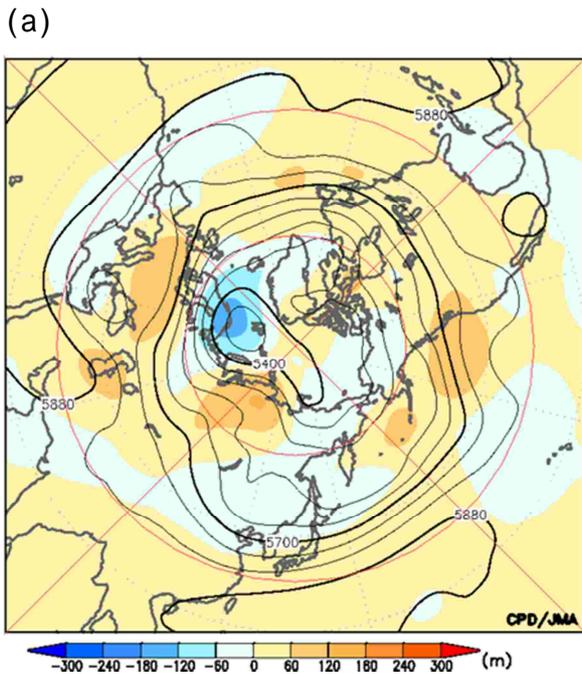
6 月後半には、500hPa 高度は本州付近で負偏差となり (第 3.2.5 図(a))、偏西風は平年より南に位置した (第 3.2.5 図(b))。これに対応して梅雨前線は北上せずに引き続き九州付近に停滞した。6 月後半もフィリピンの北東海上の対流圏下層での高気圧性循環偏差の縁を回る形で南西方向からの水蒸気の流入があった (第 3.2.5 図(d))。

熱帯域の対流活動偏差分布に対する大気循環の応答を確認するため、線形傾圧モデル (LBM) を用いて 2015 年 6 月平均の非断熱加熱偏差 (第 3.2.6 図(a)) を与えた再現実験を行った。実況で解析された 850hPa における南シナ海からフィリピンの北東海上の高気圧性循環偏差 (第 3.2.6 図(d)) は LBM の応答でも確認された (第 3.2.6 図(c))。このことから、梅雨前線の活動に影響をもたらした南からの暖湿流については、フィリピン付近の対流活動の不活発を含む熱帯の対流活動分布による寄与があった可能性がある。



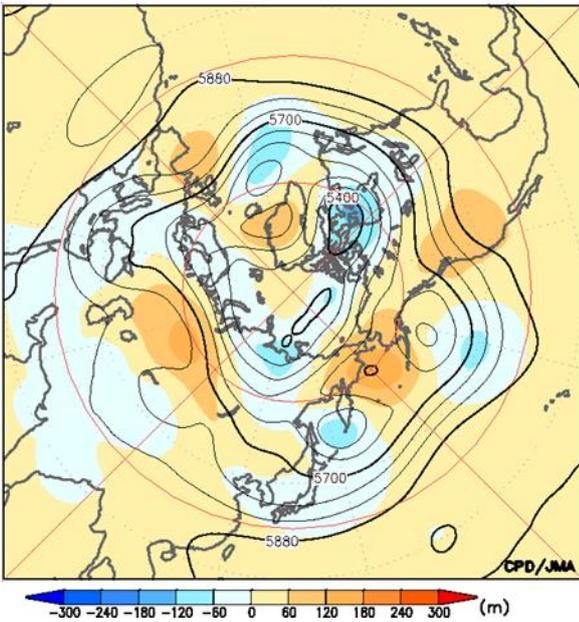
第 3.2.3 図 110°E～150°E で平均した 925hPa 相当温位の時間・緯度断面図 (2015 年 5 月 1 日～7 月 31 日、5 日移動平均)

陰影は相当温位 (K) を、黒実線は 2015 年の相当温位の南北勾配の極大を、白点線は平年の相当温位の南北勾配の極大を示す。

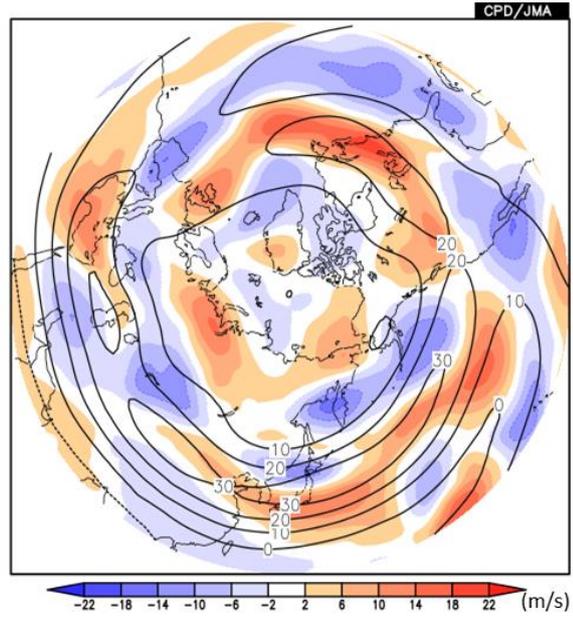


第 3.2.4 図 2015 年 6 月 1 日 ~ 15 日平均の (a)500hPa 高度 (等値線、間隔: 60m) 及び 平年偏差 (陰影) (b)200hPa 東西風の平年値 (等値線、間隔: 10m/s) 及び 平年偏差 (陰影) (c)300hPa 波の活動度フラックス (矢印、単位:  $m^2/s^2$ ) 及び 300hPa 流線関数平年偏差 (等値線、間隔:  $2 \cdot 10^6 m^2/s$ ) (d)925hPa 流線関数平年偏差 (陰影) 及び 925hPa 水蒸気フラックス平年偏差 (矢印) (c)の大文字アルファベット H 及び L はそれぞれ高気圧性循環偏差、低気圧性循環偏差であることを示す。

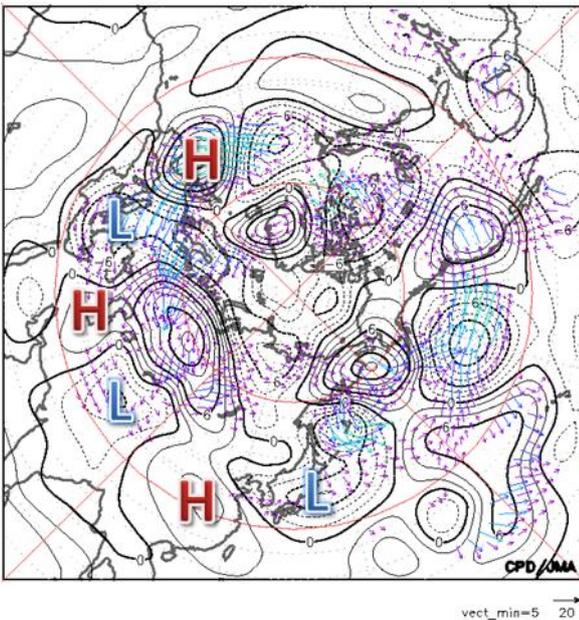
(a)



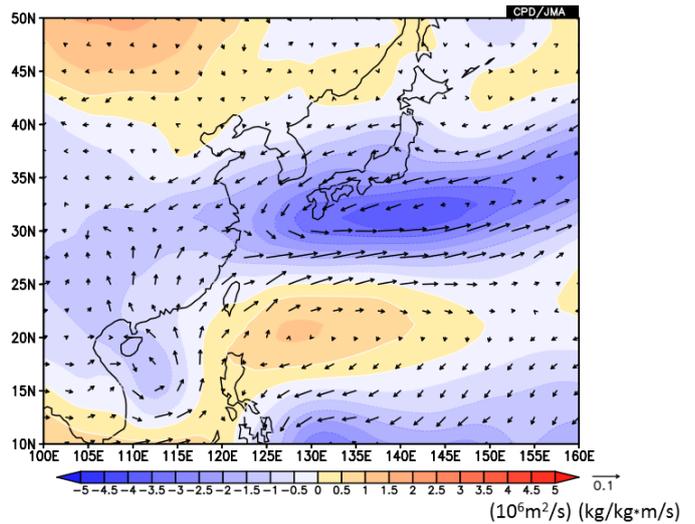
(b)



(c)

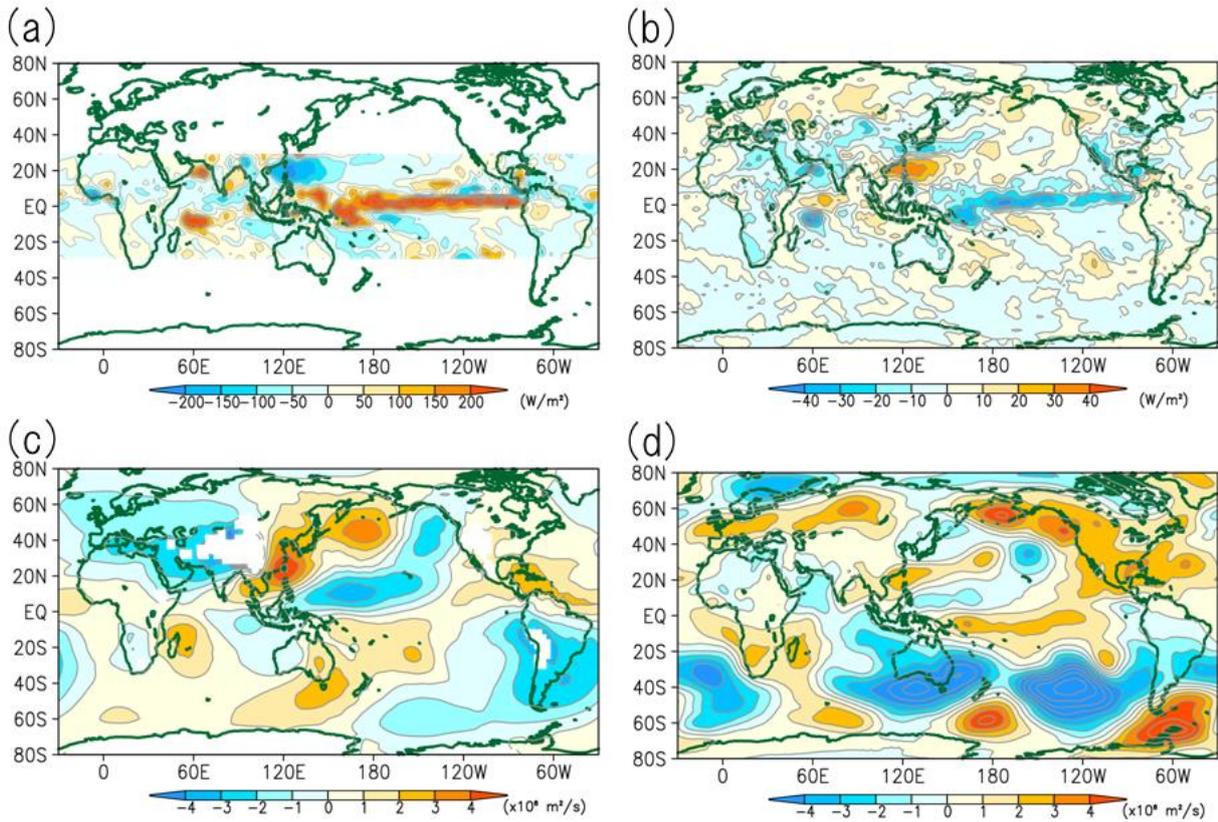


(d)



第 3.2.5 図 2015 年 6 月 16 日～30 日平均の (a) 500hPa 高度 (等値線、間隔: 60m) 及び平年偏差 (陰影)、(b) 200hPa 東西風の平年値 (等値線、間隔: 10m/s) 及び平年偏差 (陰影)、(c) 300hPa 波の活動度フラックス (矢印、単位:  $m^2/s^2$ ) 及び 300hPa 流線関数平年偏差 (等値線、間隔:  $2 \times 10^6 m^2/s$ )、(d) 925hPa 流線関数平年偏差 (陰影) 及び 925hPa 水蒸気フラックス平年偏差 (矢印)

(c) の大文字アルファベット H 及び L はそれぞれ高気圧性循環偏差、低気圧性循環偏差であることを示す。

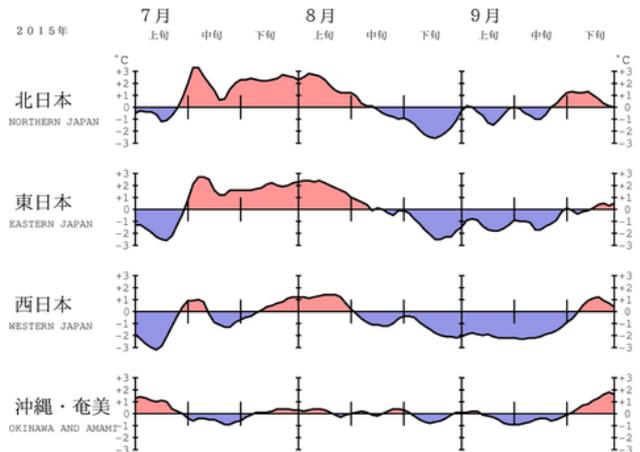


第 3.2.6 図 線形傾圧モデル (LBM) による熱帯域 (30°S-30°N) の非断熱加熱偏差に対する定常応答及び 2015 年 6 月の実況値  
 基本場は 6 月の平年値。(a) は LBM に与えた非断熱加熱偏差、(b) 2015 年 6 月の OLR 平年偏差、(c) LBM における 850hPa 流線関数の定常応答、(d) 2015 年 6 月の 850hPa 流線関数平年偏差。(c) は带状平均を除去して表示。

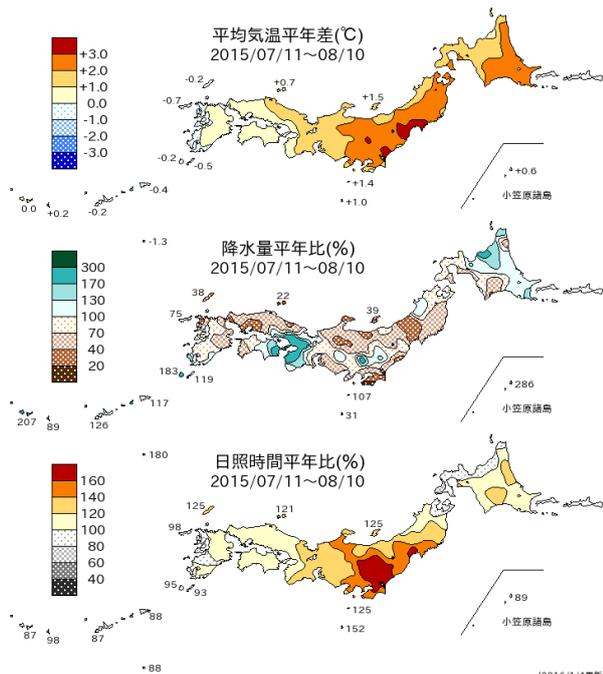
### 3.2.2 7月中旬～8月上旬の北・東日本の高温・少雨

#### (1) 天候の特徴

第 3.2.7 図に地域平均気温の経過図を示す。7 月上旬以降、日本の南東海上で次第に太平洋高気圧の勢力が強まり、7 月中旬から 8 月上旬にかけて本州付近に張り出した。北・東日本では 7 月中旬以降、西日本でも 7 月下旬以降は晴れて気温の高い日が多く、北・東日本を中心に高温・少雨となった(第 3.2.8 図)。梅雨明け後は 8 月上旬を中心に各地で日最高気温が 35℃以上の猛暑日となるなど厳しい暑さとなった。東日本の 7 月下旬、8 月上旬の旬平均気温は 1961 年の統計開始以降で第 2 位の高温となった。



第 3.2.7 図 地域平均気温平年差の 5 日移動平均時系列 (2015 年 7～9 月)



第 3.2.8 図 2015 年 7 月 11 日～8 月 10 日平均の平均気温平年差、降水量平年比、日照時間平年比

## (2) 循環場の特徴

第 3.2.9 図(a)に 7 月 11 日～8 月 10 日平均の 200hPa 流線関数平年偏差及び波の活動度フラックスを示す。対流圏上層では北大西洋からユーラシア大陸にかけて亜熱帯ジェット気流に沿って波列パターンが分布した。この波列パターンは準定常ロスビー波束の伝播に伴うものと考えられ、日本付近では高気圧性循環偏差となった。第 3.2.10 図に 200hPa 高度平年偏差の時間・経度断面図を示す。7 月中旬から下旬にかけては東西方向の高度偏差パターンが明瞭で、日本付近の経度帯では高気圧性循環偏差となった。対流圏下層では、本州付近で高気圧性循環偏差となり(第 3.2.9 図(b))、東日本を中心に等価順圧構造となった。海面気圧は本州付近で正偏差となり、太平洋高気圧の本州への張り出しは平年と比べて強かった(第 3.2.11 図)。

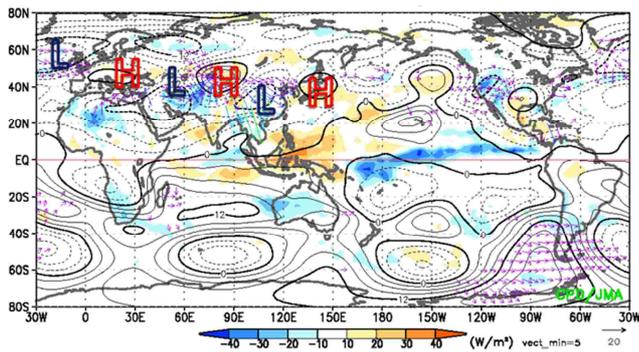
対馬海峡付近から関東の東海上にかけては、対流圏上層で収束偏差、対流圏中層で下降流偏差となった(第 3.2.12 図)。第 3.2.13 図に 850hPa における渦度収支解析の結果を示す。本州付近では

前述の下降流偏差に伴う負の渦度強制がみられ、太平洋高気圧の強化に寄与していたと考えられる。

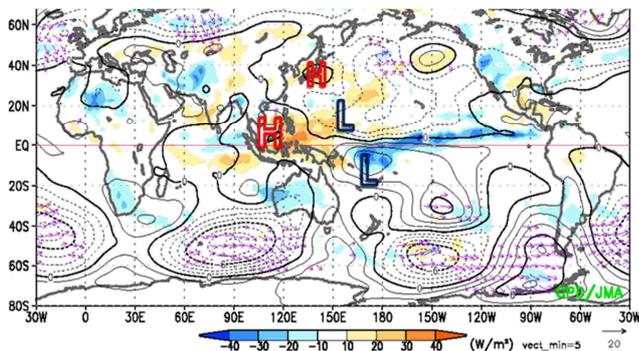
この期間における高温の要因を確認するために、第 3.2.14 図に 925hPa 面における水平風偏差による温度移流、第 3.2.15 図に 700hPa 面における鉛直流偏差による断熱加熱/冷却の分布を示す。北日本では、南高北低型の気圧偏差に対応して(第 3.2.11 図)、南西からの暖気が平年と比べて流入しやすかったことが高温に寄与したと考えられる。また、等価順圧構造の高気圧性循環偏差となった東日本では、晴れて日照が多かったことに加え、下降流偏差に伴う昇温効果が高温に寄与したと考えられる。

第 3.2.16 図に 130°E～150°E を対象とした 850hPa 相対渦度平年偏差の時間・緯度断面図を示す。この期間中、台風通過のタイミングでフィリピンの東海上や日本の南海上の 20°N 付近で対流活動が活発となるのに伴い、日本の南東海上の太平洋高気圧が強まる時期が度々あった。第 3.2.17 図に 7 月中旬の 850hPa 流線関数平年偏差及び OLR 平年偏差を示す。この時期、台風第 11 号、第 12 号、熱帯低気圧の影響で南シナ海から日本の南海上にかけての 20°N 帯付近で対流活動が活発となったことに伴い、日本の南東海上の高気圧性循環偏差が明瞭となった。これは、Pacific-Japan (PJ) パターンとよばれる夏季の日本付近に高温をもたらす偏差のパターン(Nitta 1987)に対応している。

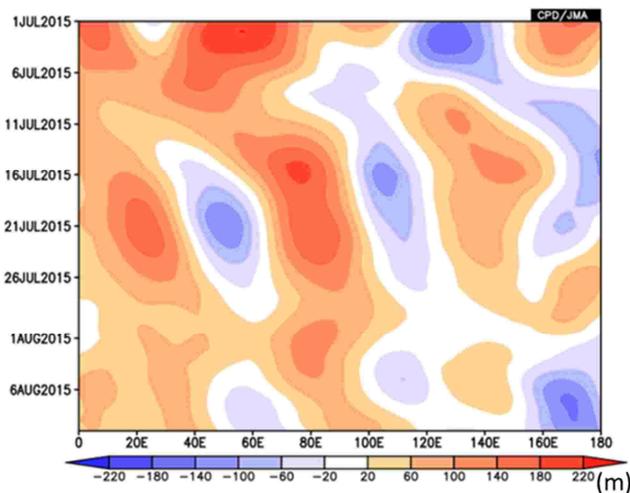
(a) 200hPa



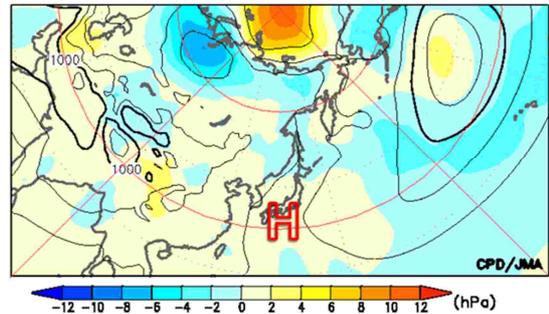
(b) 850hPa



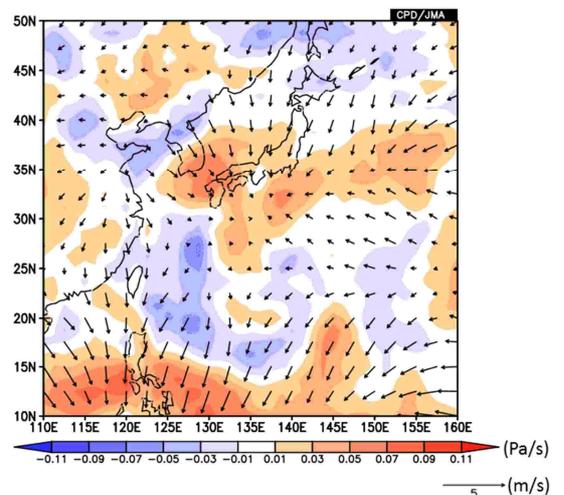
第 3.2.9 図 2015 年 7 月 11 日～8 月 10 日平均の (a)200hPa 及び(b)850hPa における流線関数年平均偏差 (等値線、間隔: (a) $3 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ , (b) $1.5 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ ) 及び波の活動度フラックス (矢印、単位:  $\text{m}^2/\text{s}^2$ ) (a)、(b)の陰影はいずれも OLR 年平均偏差を示す。大文字アルファベット H 及び L はそれぞれ高気圧性循環偏差、低気圧性循環偏差であることを示す。



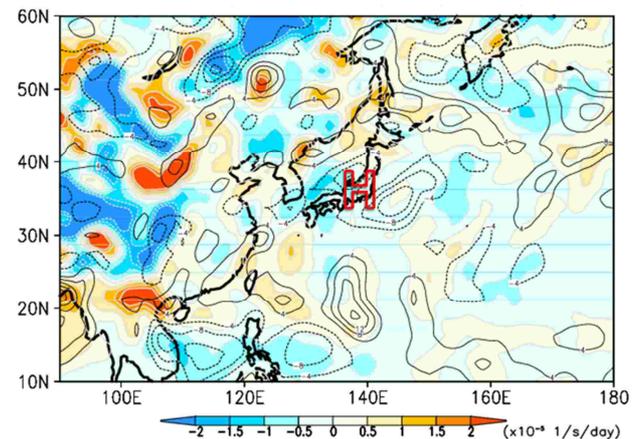
第 3.2.10 図  $35^\circ\text{N} \sim 50^\circ\text{N}$  で平均した 200hPa 高度年平均偏差の時間・経度断面図(2015 年 7 月 1 日～8 月 10 日、7 日移動平均)



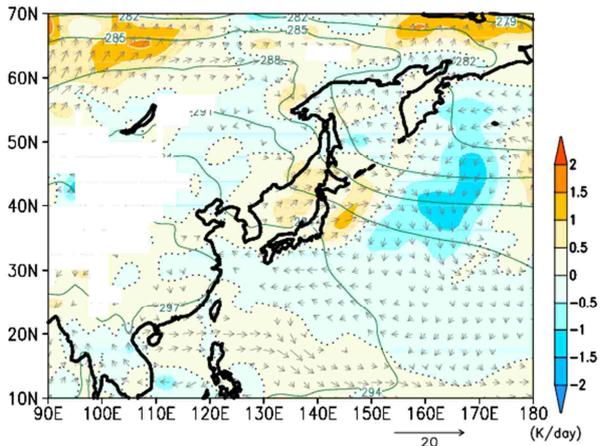
第 3.2.11 図 2015 年 7 月 11 日～8 月 10 日平均の海面気圧 (等値線、間隔: 4hPa) 及び年平均偏差 (陰影) 大文字アルファベット H は高気圧性偏差であることを示す



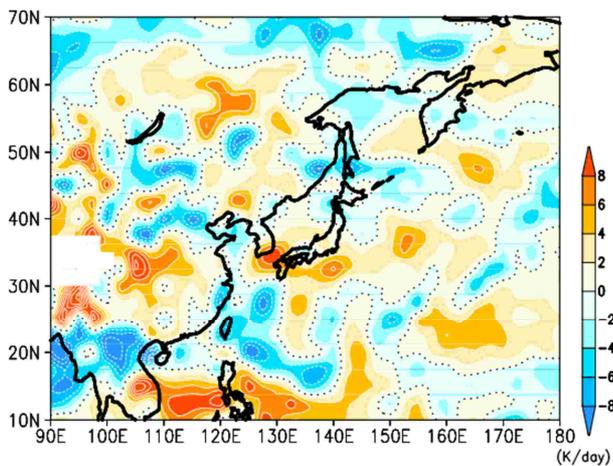
第 3.2.12 図 2015 年 7 月 11 日～8 月 10 日平均の 500hPa 鉛直流年平均偏差 (陰影)、200hPa 発散風年平均偏差 (矢印)



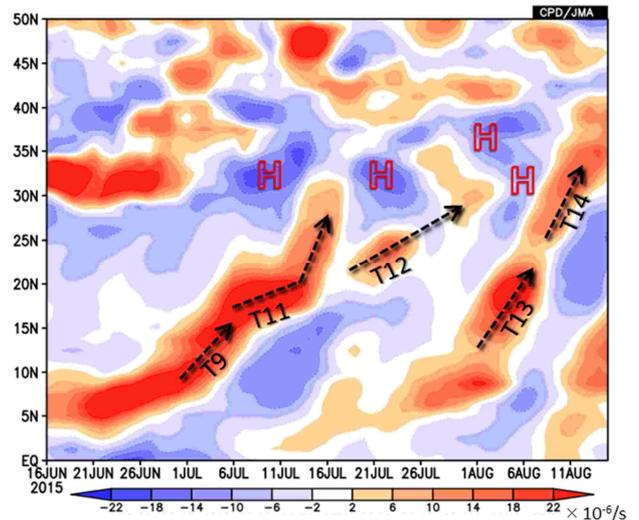
第 3.2.13 図 2015 年 7 月 11 日～8 月 10 日平均の 850hPa 湿度収支解析における収束・発散に伴う相対湿度の時間変化 (陰影) 及び 850hPa 相対湿度年平均偏差 (等値線、間隔:  $4 \times 10^{-6}/\text{s}$ ) 大文字アルファベットは高気圧性循環偏差であることを示す。



第 3.2.14 図 2015 年 7 月 11 日～8 月 10 日平均の 925hPa 水平風平年偏差による気温平年値の移流(陰影)及び 925hPa 水平風平年偏差(矢印、単位: m/s)

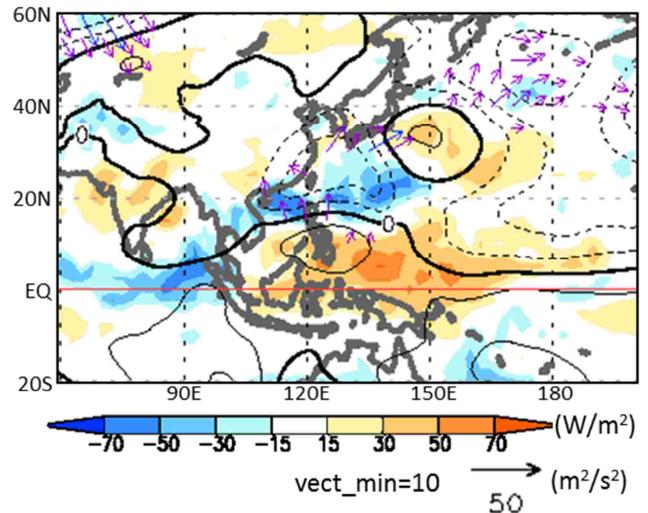


第 3.2.15 図 2015 年 7 月 11 日～8 月 10 日平均の 700hPa 鉛直流平年偏差に伴う断熱加熱/冷却(陰影)



第 3.2.16 図 130°E～150°E で平均した 850hPa 相対渦度平年偏差の時間・緯度断面図(2015 年 6 月 16 日～8 月 15 日、5 日移動平均)

大文字アルファベット H は高気圧性循環偏差であることを示す。また大文字アルファベット T と続く数字は台風番号を示し、矢印はその台風が存在したおおよその緯度帯を示す。

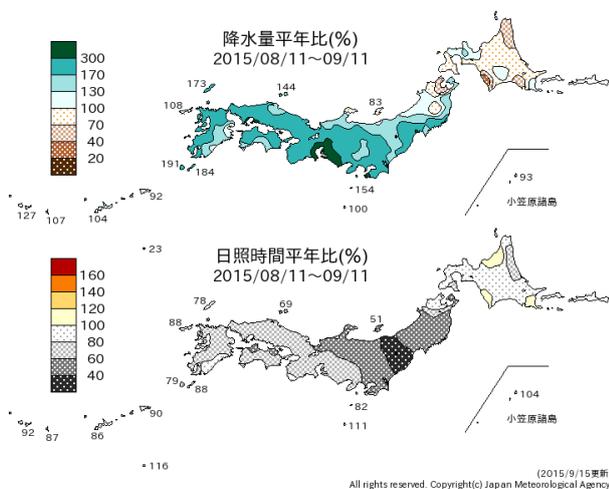


第 3.2.17 図 2015 年 7 月 11 日～7 月 20 日平均の 850hPa 流線関数平年偏差(等値線、間隔:  $2.5 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ )、OLR 平年偏差(陰影)及び 850hPa 波の活動度フラックス(矢印)

### 3.2.3 8月中旬～9月上旬頃の西日本～東北の不順な天候について

#### (1) 天候の特徴

2015年8月中旬から9月上旬頃にかけては、西日本から東北の広い範囲で平年より降水量が多く、日照時間が少ない状態となった(第3.2.18図)。8月11日から9月11日までの32日間の降水量は、東日本と西日本の太平洋側で平年の同期間の降水量の2倍を超えたほか、日本海側でも多くなった(第3.2.1表)。この平年より多い降水量は、期間を通じて前線や低気圧の影響を受けやすかったことに加えて、台風第15号、第17号、第18号が日本に影響したことによってもたらされた。台風第18号から変わった温帯低気圧と台風第17号の影響で湿った空気が流れ込んだ関東地方や東北地方では、記録的な大雨となった(平成27年9月関東・東北豪雨)。また、同じ期間の日照時間は、東日本日本海側で平年の51%、東日本太平洋側で59%となるなど、全国的に少なくなった。



第3.2.18図 2015年8月11日～9月11日の降水量平年比、日照時間平年比

第3.2.1表 2015年8月11日～9月11日の降水量平年比、日照時間平年比

		降水量 平年比 (%)	日照時間 平年比 (%)
北日本	日本海側	100	79
	太平洋側	128	68
東日本	日本海側	138	51
	太平洋側	245	59
西日本	日本海側	185	69
	太平洋側	209	71
沖縄・奄美		126	83

#### (2) 循環場の特徴

2015年8月中旬から9月上旬頃にかけては、対流活動は平年と比べて、日付変更線付近の赤道域から太平洋中・東部の北半球側で活発、海洋大陸付近やフィリピン東海上では不活発となり(第3.2.19図(a))、これに対応して、対流圏上層では太平洋中・東部で発散偏差、海洋大陸付近では収束偏差となった(第3.2.19図(b))。対流圏上層では、太平洋西・中部で高気圧性循環偏差、アフリカ～インド洋で低気圧性循環偏差がそれぞれ南北両半球に対をなしてみられた。チベット高気圧の勢力は平年と比べて弱く、中国～日本付近は低気圧性循環偏差となった(第3.2.19図(c))。対流圏下層では、太平洋で南北両半球に対をなす低気圧性循環偏差、南シナ海～フィリピン付近では高気圧性循環偏差となった。日本付近は低気圧性循環偏差だった(第3.2.19図(d))。期間を通して、赤道季節内振動は不明瞭だった(図略)。また、アジアモンスーン活動は全般に弱かった(第2.7節を参照)。

この期間の熱帯域の対流活動の分布は、エルニーニョ現象発生時に統計的に見られるパターンと概ね一致していた。熱帯域の対流活動偏差分布に対する大気循環の応答を確認するため、LBMを用いて再現実験を行った。第3.2.20図(a)は、2015年8月11日～9月11日平均の非断熱加熱偏差である。太平洋熱帯域とインド洋熱帯域の西部から

中部で正の加熱偏差、海洋大陸周辺で負の加熱偏差となっており、それぞれ、対流活動が平年と比べて活発な領域、不活発な領域と対応している。LBMによる200hPa速度ポテンシャルの応答を第3.2.20図(b)に示す。インド洋から太平洋にかけての大規模な上層発散・収束の偏差パターンは、実況で解析された分布(第3.2.19図(b))と整合している。

同様に、200hPa流線関数、850hPa流線関数におけるLBMの応答を第3.2.20図(c)、(d)に示す。対流圏上層では、太平洋西・中部の高気圧性循環偏差、アフリカ～インド洋の低気圧性循環偏差、チベット高気圧が平年と比べて弱い(低気圧性循環偏差)状況が実況(図3.2.19(c))と同様に再現されている。実況で見られた日本付近の低気圧性循環偏差は再現されていないが、熱帯域を中心とした広範囲の分布はLBMの応答で再現されているといえる。対流圏下層では、実況で見られた太平洋の低気圧性循環偏差(図3.2.19(d))が再現されており、また実況に比べるとそのシグナルは弱い。南シナ海付近の高気圧性循環偏差も再現されている。

これらの結果から、この期間に解析された大気循環場の特徴の形成には、熱帯の対流活動の偏差分布が寄与していたと考えられる。

8月中旬から9月上旬頃は期間を通してユーラシア大陸から日本付近にかけての上空の偏西風(亜熱帯ジェット気流)は平年の位置よりも南に偏って流れた(第3.2.21図、第3.2.22図)。過去の統計関係ではこの時期にアジアモンスーンが不活発な場合には東アジア周辺で亜熱帯ジェット気流が平年の位置より南偏・蛇行する傾向が見られる(第3.2.23図)。このことから、ユーラシア大陸から日本付近の偏西風の南偏には、アジアモンスーンの不活発な状態が関連した可能性がある。

この期間の500hPa高度(第3.2.24図(a))は、北大西洋付近からユーラシア大陸にかけての波列パターンが明瞭で、スカンジナビア半島、東シベリア南部で正偏差、ロシア西部で負偏差となり、寒帯前線ジェット気流は蛇行した。北大西洋から

寒帯前線ジェット気流に沿った準定常ロスビー波束の伝播は明瞭で(第3.2.24図(b))、これが偏西風の蛇行に影響し、日本の西で気圧の谷となった一因と考えられる。また、北大西洋からユーラシア大陸にかけては、高(低)気圧偏差が位置する場所と高周波擾乱による渦度フラックスの収束発散に伴う500hPa高度の変化率の平年偏差の正(負)がおおよそ対応しており(第3.2.24図(c))、波列パターンの振幅強化には移動性擾乱からのフィードバックの寄与があったと推測される。

太平洋高気圧は日本の南海上では勢力が強く、またフィリピン周辺で対流活動が不活発だったことに対応して本州付近への張り出しは平年より弱かった(第3.2.24図(d))。日本の南海上では対流圏下層で高気圧性循環偏差となり、本州付近では、平年と比べて南西からの暖かく湿った気流が入りやすく、本州南岸付近を中心に水蒸気が収束しやすかった(第3.2.25図)。

これらの大気の流れの特徴に伴って、本州付近に前線が停滞して低気圧がたびたび発生し、西日本や東日本では曇りや雨の日が多くなった。秋雨前線は、前述した亜熱帯ジェット気流の南偏に対応し、8月中旬頃から $35^{\circ}\text{N}$ ～ $40^{\circ}\text{N}$ 付近に停滞することが多かった(第3.2.26図)。

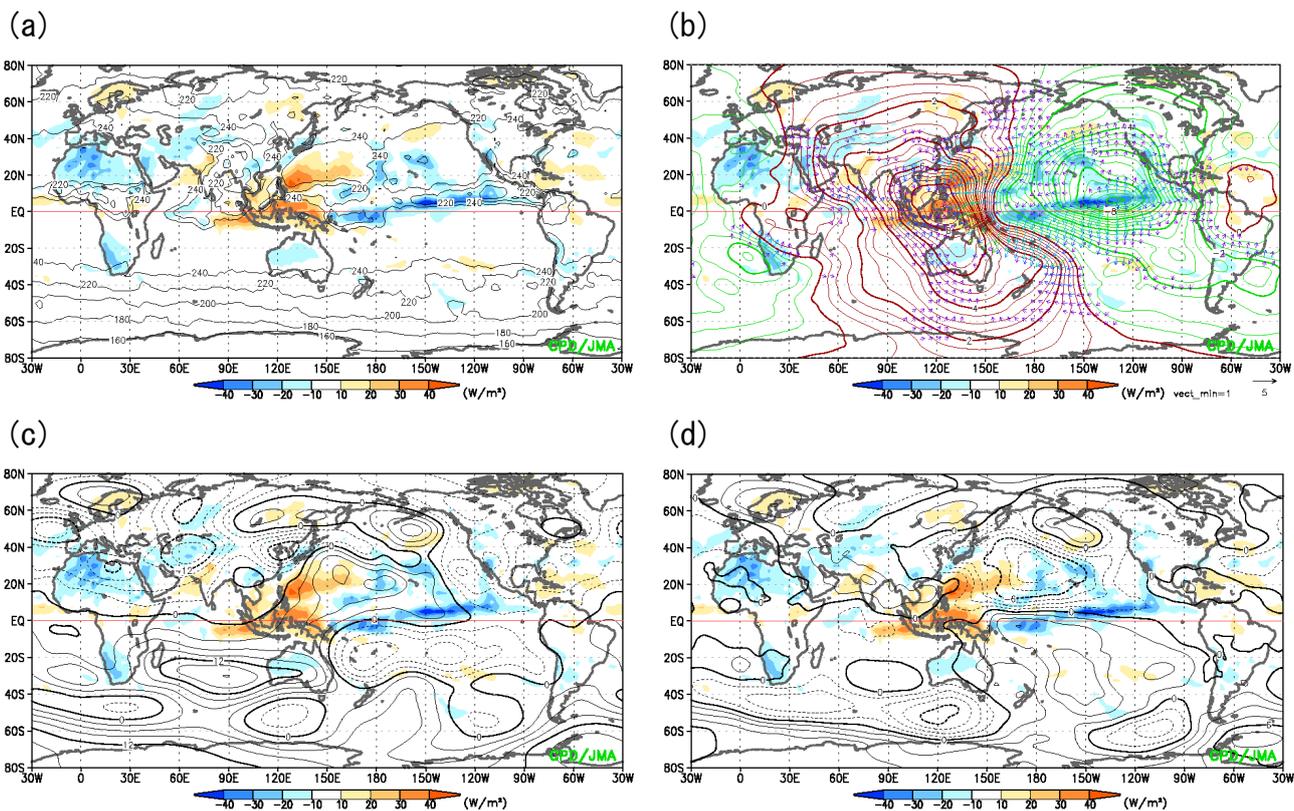
8月下旬には、台風第15号が先島諸島付近を通過した後、九州に上陸し、沖縄・奄美から東日本にかけての広い範囲で大雨になった。また、オホーツク海高気圧が明瞭となり、北日本から東日本では、オホーツク海高気圧からの冷涼な北東風の影響で低温、寡照となった(第3.2.27図)。

さらに、9月上旬後半頃は、日本付近で偏西風の蛇行が大きく、西日本で気圧の谷が深まった一方、日本の東海上で気圧の尾根となった結果、本州付近の上空で南寄りの風が卓越し、気圧の谷や尾根の西から東への動きが遅い状態となっていた(第3.2.28図)。このため、台風第18号は本州の南海上から日本海にかけて北上し、日本海で温帯低気圧に変わった後は動きが遅くなったと考えられる。日本の東海上を台風第17号が通過した影響も加わって、関東地方から東北地方では湿った空

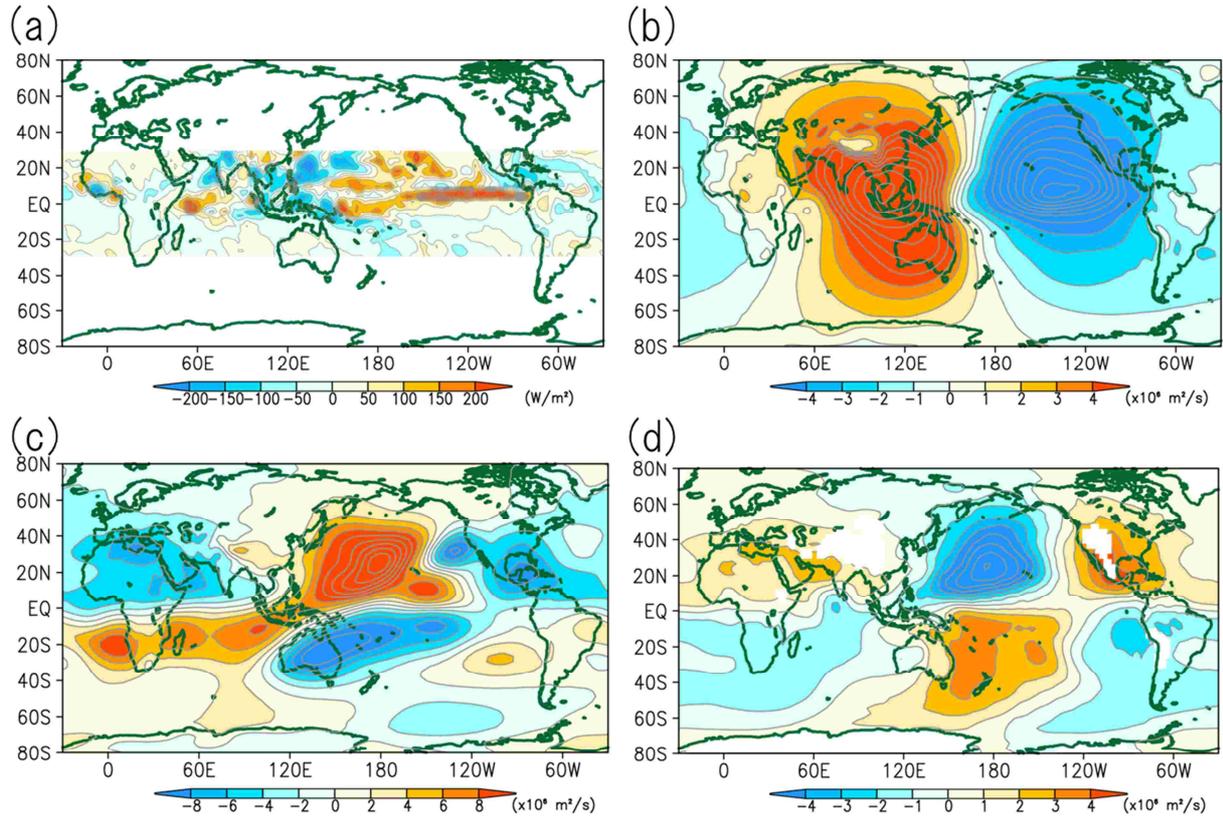
気が長時間にわたって流れ込んだため、記録的な大雨となった（平成27年9月関東・東北豪雨）。

(3) まとめ

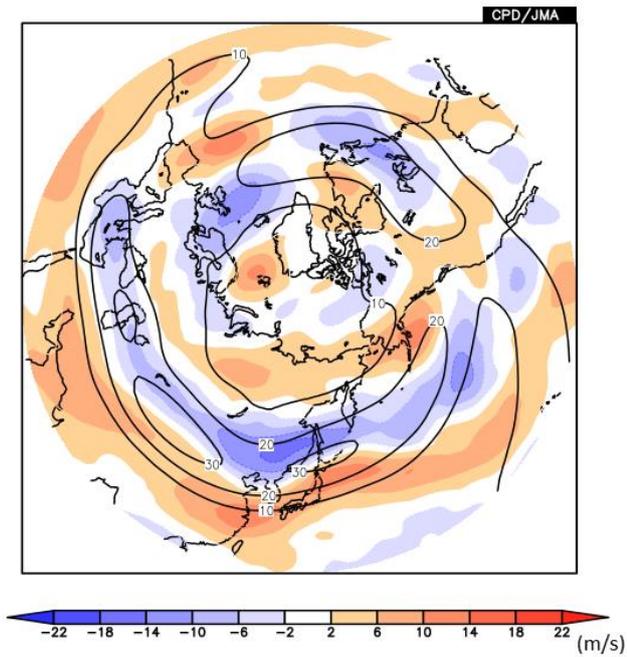
以上で述べた不順な天候の要因の概念図を第3.2.29図に示す。8月中旬～9月上旬頃の西日本～東北の不順な天候は、本州付近に前線が停滞し低気圧の影響を受けやすかったこと、台風第15号、第17号、第18号が日本に影響したことによってもたらされた。本州付近に前線が停滞した要因としては、上層の偏西風がアジアの広い範囲で平年より南に偏り、加えて日本の西で南に蛇行したことが関連していたと考えられる。この偏西風の南偏、蛇行の要因としては、エルニーニョ現象の影響でアジアモンスーンに伴う対流活動が不活発だったことなどが関連していると考えられる。



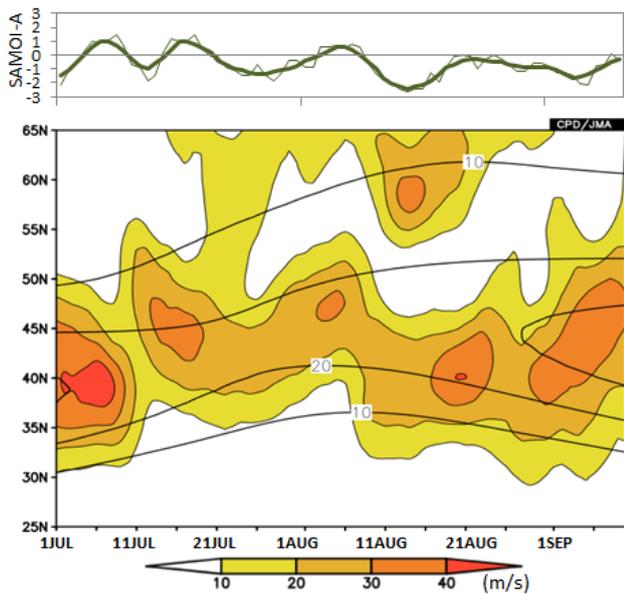
第3.2.19図 2015年8月11日～9月11日で平均した(a)外向き長波放射量(OLR、等値線、間隔:20W/s<sup>2</sup>)、(b)200hPa速度ポテンシャル平年偏差(等値線、間隔:0.5×10<sup>6</sup>m<sup>2</sup>/s)及び発散風平年偏差(矢印、単位:m/s)、(c)200hPa流線関数平年偏差(等値線、間隔は3×10<sup>6</sup>m<sup>2</sup>/s)、及び(d)850hPa流線関数平年偏差(等値線、間隔は1.5×10<sup>6</sup>m<sup>2</sup>/s)(a)～(d)の陰影はいずれもOLR平年偏差を示す。



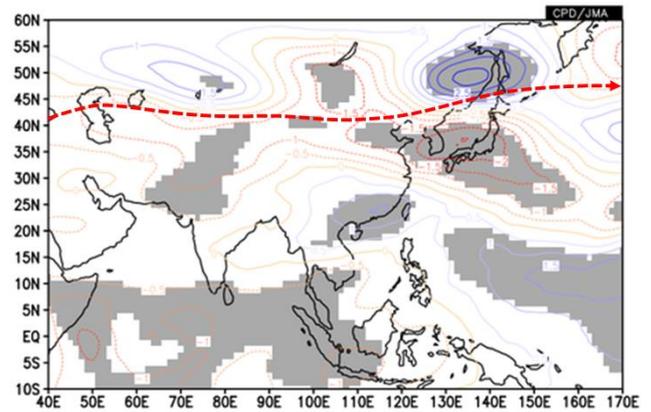
第 3.2.20 図 線形傾圧モデル (LBM) による熱帯域 ( $30^{\circ}\text{S}-30^{\circ}\text{N}$ ) の非断熱加熱偏差に対する定常応答  
 基本場は 8 月の平年値。(a) は LBM に与えた非断熱加熱偏差 (2015 年 8 月 11 日 ~ 9 月 11 日平均)、(b) ~ (d) は定常  
 応答を表し、(b) 200hPa 速度ポテンシャル偏差、(c) 200hPa 流線関数、(d) 850hPa 流線関数。(c)、(d) は帯状平均を  
 除去して表示。



第 3.2.21 図 2015 年 8 月 11 日～9 月 11 日平均の 200hPa 東西風の平年値（等値線、間隔：10m/s）及び平年偏差（陰影）

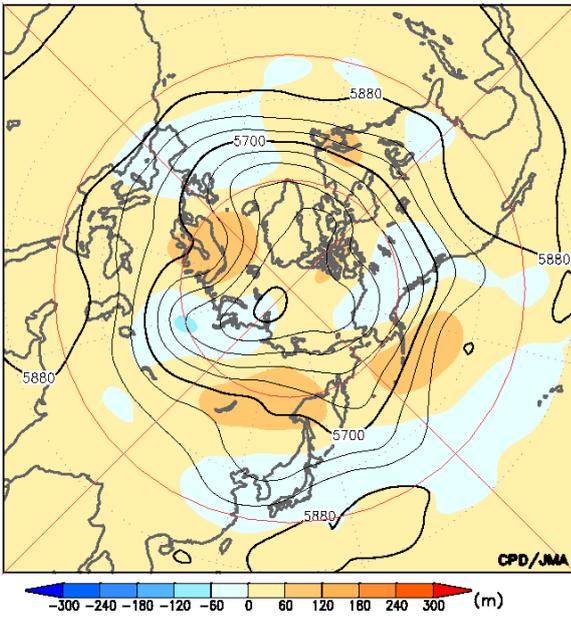


第 3.2.22 図 2015 年 7 月～9 月上旬の（上）SAMOI-A の変動と（下）120°E～160°E で平均した 200hPa 東西風の 5 日移動平均（陰影）及び平年値（黒線：等値線、間隔：10m/s）の時間・緯度断面図  
上図の細い緑線は日平均値を、太い緑線は 7 日平均値を示す。SAMOI-A の詳細については第 1.4.3 項を参照。

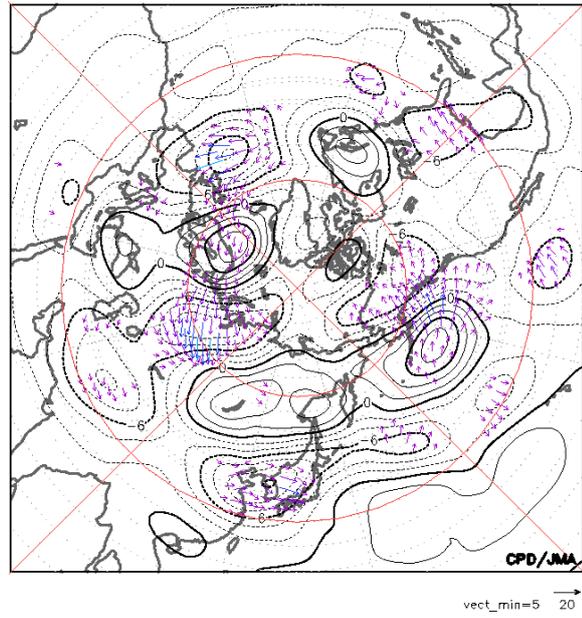


第 3.2.23 図 SAMOI-A に回帰した 200hPa 東西風(8 月) 統計期間は 1979～2014 年。暖色系（寒色系）の等値線は、アジアモンスーンが不活発なときに西風が強い（弱い）傾向があることを示す。単位は m/s。信頼度水準 95%で有意な領域に灰色の陰影を施している。赤の太い破線は平年の亜熱帯ジェット気流の位置を表している。SAMOI-A の詳細については第 1.4.3 項を参照。

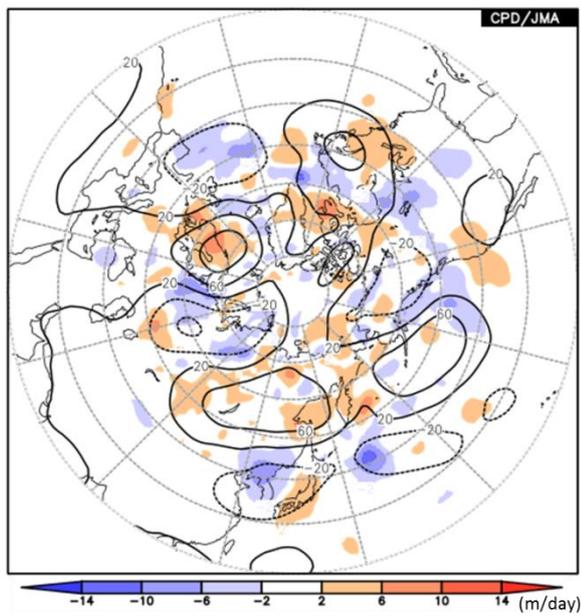
(a)



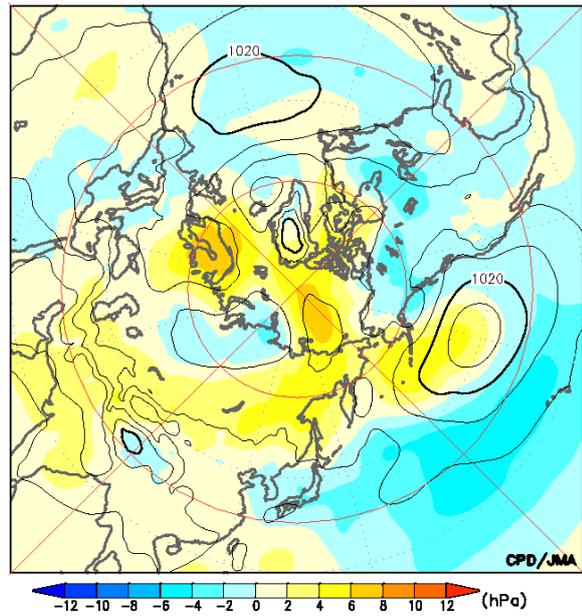
(b)



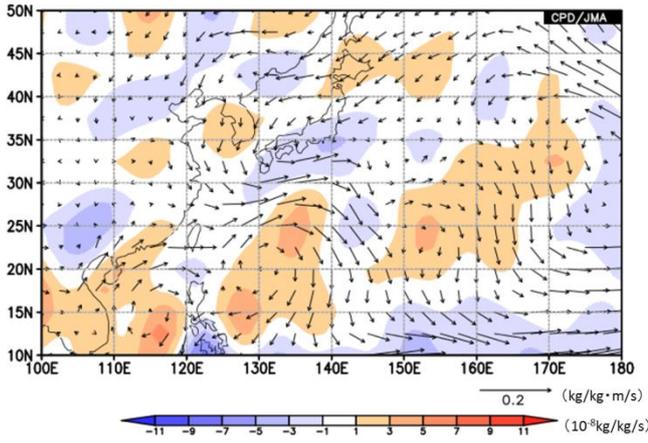
(c)



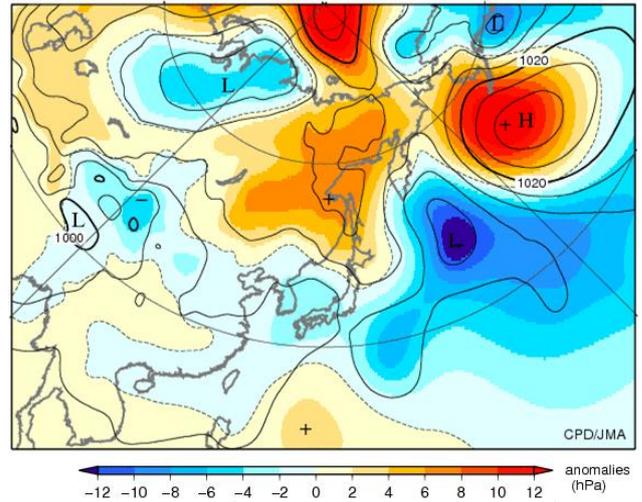
(d)



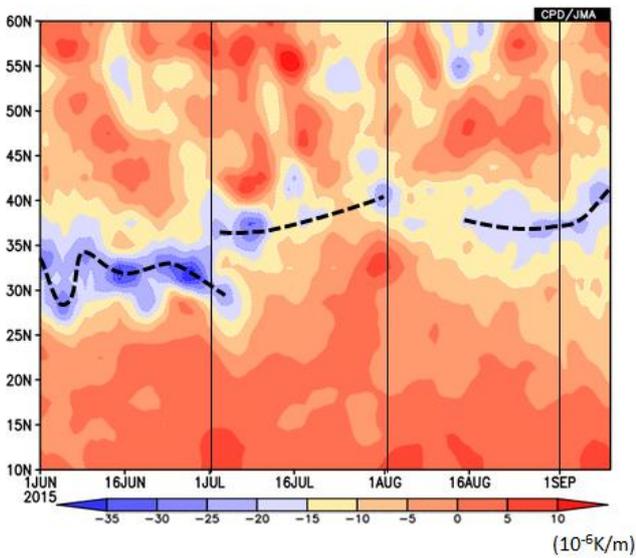
第 3.2.24 図 8 月 11 日～9 月 11 日で平均した (a) 500hPa 高度 (等値線、間隔: 60m) 及び 500hPa 高度の年平均偏差 (陰影)、(b) 300hPa 波の活動度フラックス (矢印、単位:  $\text{m}^2/\text{s}^2$ ) 及び 300hPa 流線関数年平均偏差 (等値線、間隔:  $2 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ )、(c) 高周波擾乱による渦度フラックスの収束発散に伴う 500hPa 高度変化率の年平均偏差 (陰影) 及び 500hPa 高度の年平均偏差 (等値線、間隔: 40m)、(d) 海面気圧 (等値線、間隔: 4hPa) 及び 500hPa 高度の年平均偏差 (陰影) (c) の高周波擾乱成分は 2～8 日のバンドパスフィルターをかけて求めた。



第 3.2.25 図 8 月 11 日～9 月 11 日で平均した 925hPa 水蒸気フラックス平年偏差 (矢印) 及び 925hPa 水蒸気フラックス収束発散の平年偏差 (陰影)

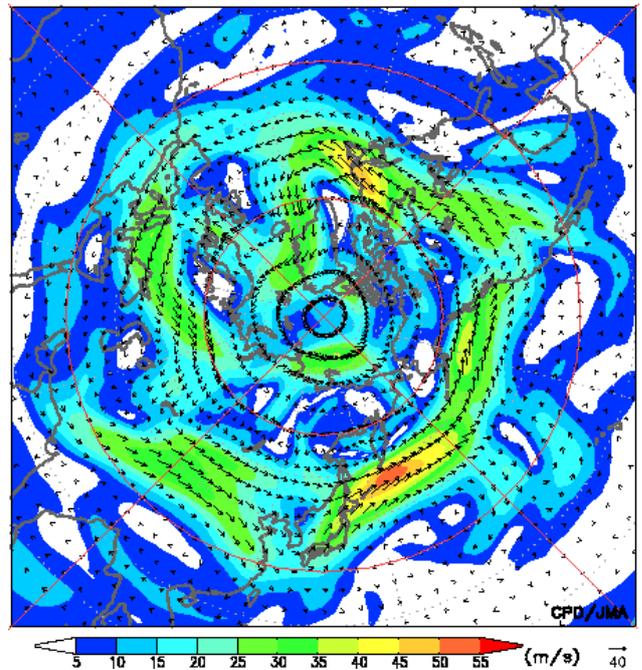


第 3.2.27 図 2015 年 8 月下旬の日本付近における海面気圧 (等値線、間隔：4hPa) 及び平年偏差 (陰影)

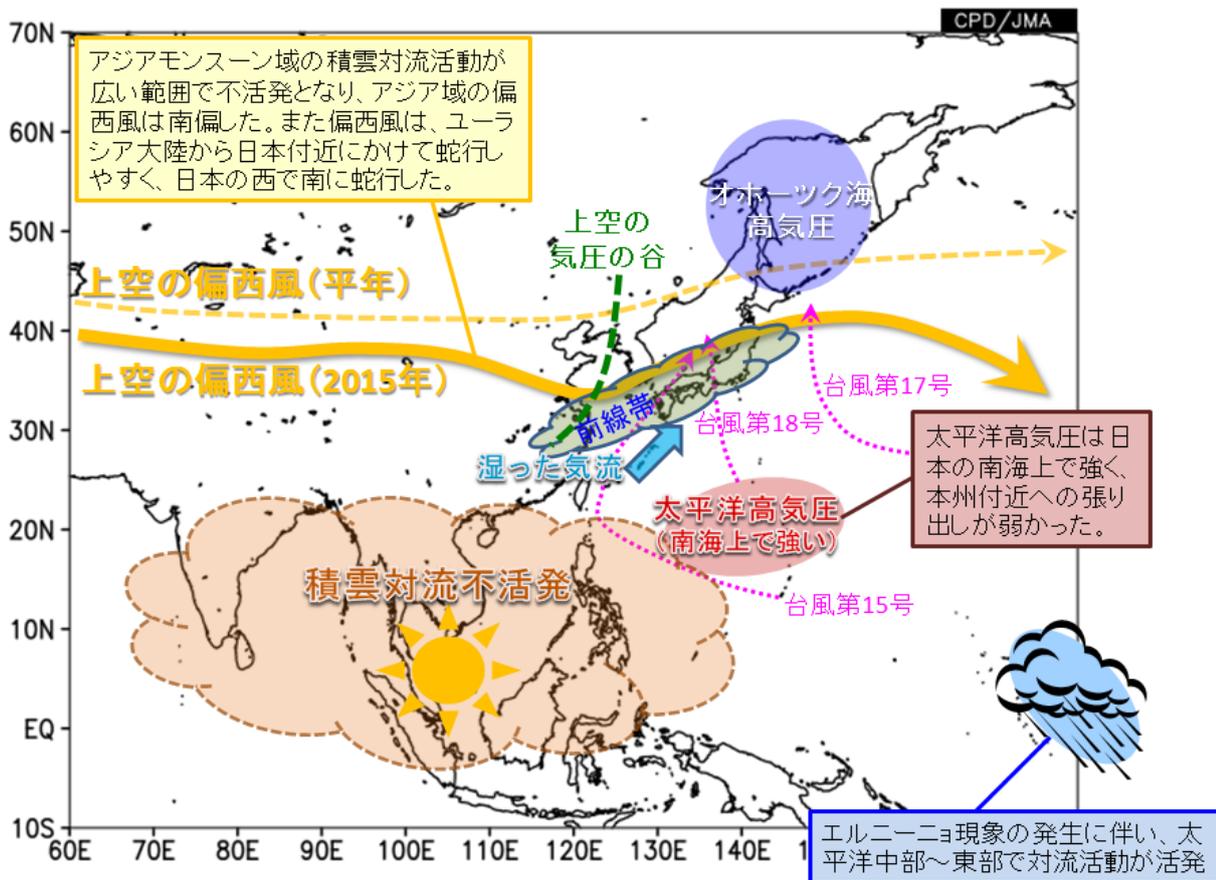


第 3.2.26 図 110°E～150°E で平均した 925hPa 相当温位の南北勾配の時間・緯度断面図 (2015 年 6 月 1 日～9 月 10 日、5 日移動平均)

陰影は相当温位の南北勾配を、黒点線は相当温位の南北勾配の極大を示す。



第 3.2.28 図 2015 年 9 月 5 日～9 日平均の 300hPa 風速 (陰影) 及び風ベクトル (矢印、単位：m/s)



第 3. 2. 29 図 2015 年 8 月中旬から 9 月上旬頃の大气の流れの特徴

参考文献

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.

Watanabe, M. and M. Kimoto, 2000: Atmospheric-ocean thermal coupling in North Atlantic: A positive feedback, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **126**, 3343-3369.