

### 3. 特定事例の解析

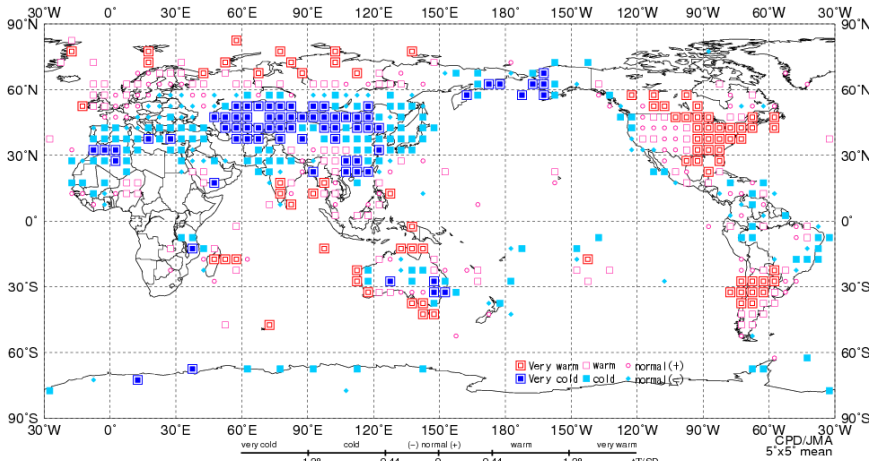
#### 3.1 2011/2012 年冬のユーラシア大陸の顕著な寒波

2011/2012 年冬（2011 年 12 月～2012 年 2 月）は、ユーラシア大陸の中緯度域の広い範囲で低温となった。気象庁の異常気象分析検討会ではこの低温をもたらした大気循環について分析を行い、

その要因に関する見解を発表した。本節では分析検討会の分析結果を中心に、この事例の詳細について述べる。

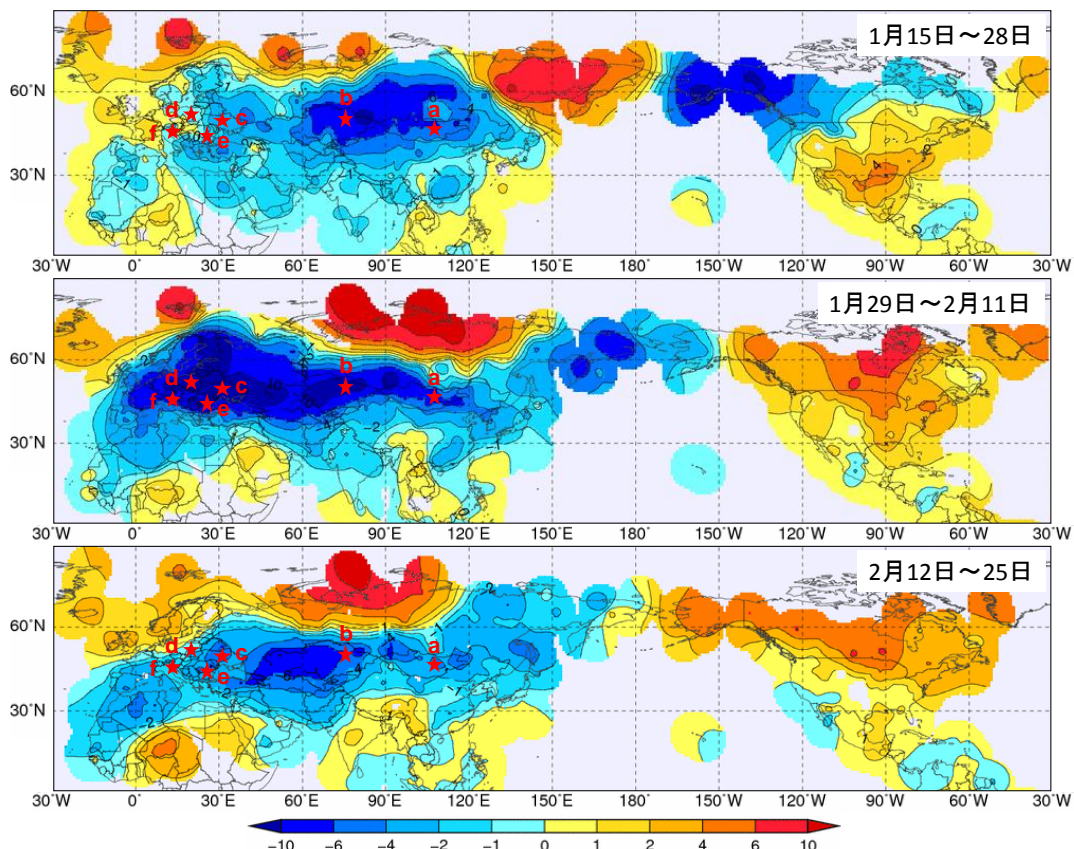
##### 3.1.1 天候の特徴

2011/2012 年冬は北アフリカやユーラシア大陸中緯度域の広い範囲（ヨーロッパ東部、中央・東



第 3.1.1 図 2011/2012 年冬平均気温規格化偏差階級分布

3 か月平均気温の平年差を標準偏差で規格化した値を緯度・経度 5 度格子で平均し、階級別に表す。



第 3.1.2 図 2012 年 1 月 15 日から 2 月 25 日の 2 週ごとの気温平年差 (°C)

各国からの通報データによる。図中の星印(a～f)は以下の地点(国名)の位置を示す。

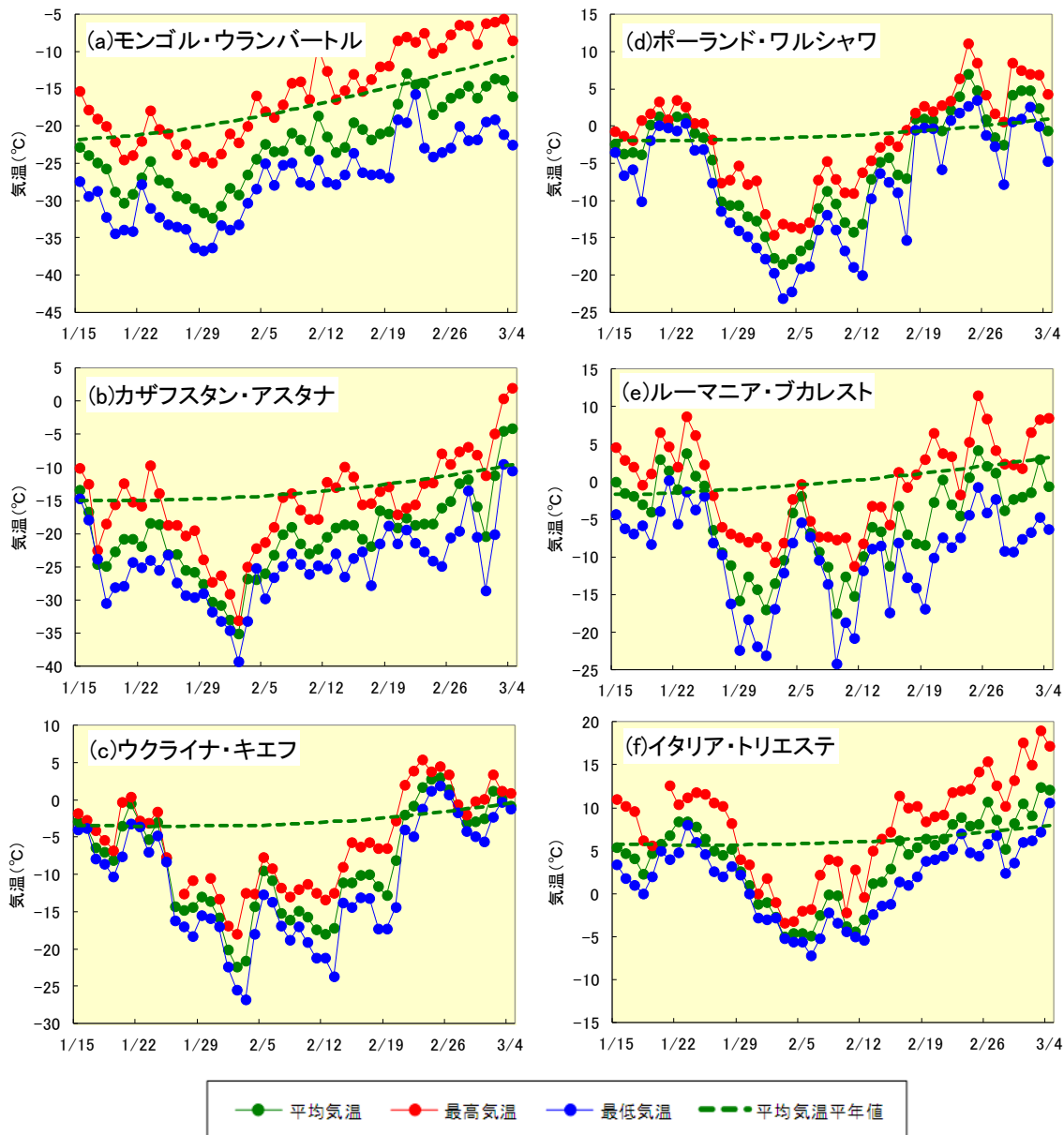
a:ウランバートル(モンゴル)、b:アスタナ(カザフスタン)、c:キエフ(ウクライナ)、d:ワルシャワ(ポーランド)、e:ブカレスト(ルーマニア)、f:トリエステ(イタリア)

アジア)で低温あるいはかなりの低温となった(第3.1.1図)。一方、ユーラシア大陸の高緯度域は東シベリア東部を除いて概ね高温となった。

平年差 $-4^{\circ}\text{C}$ 以下の領域が1月半ば以降に東アジア北部～中央アジアで、1月下旬以降にヨーロッパ西部やアフリカ北部で見られた(第3.1.2図)。

各地の経過を見ると、モンゴルのウランバートル(第3.1.3図(a))やカザフスタンのアスタナ(同図(b))では、1月半ばに気温が低下し始め、2月下旬まで平年と比べて低い状態が続いた。アスタ

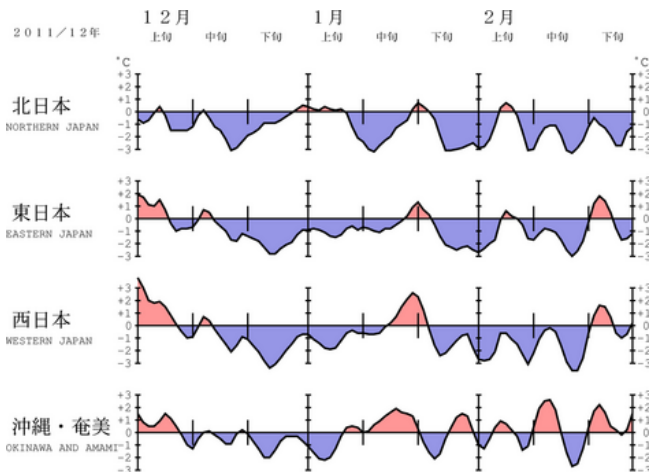
ナでは2月2日に日平均気温が $-35^{\circ}\text{C}$ (平年差約 $-21^{\circ}\text{C}$ )を下回った。ウクライナのキエフ(同図(c))やポーランドのワルシャワ(同図(d))などでは1月下旬から気温が低下し、2月中旬～下旬まで平年より低い状態が続いた。ワルシャワでは2月3日に日平均気温が $-18^{\circ}\text{C}$ (平年差約 $-17^{\circ}\text{C}$ )を下回った。この寒波の影響により、ウクライナでは130人以上、ルーマニアやポーランドでは80人以上が死亡したと伝えられた(各国政府、災害データベース(EM-DAT))。



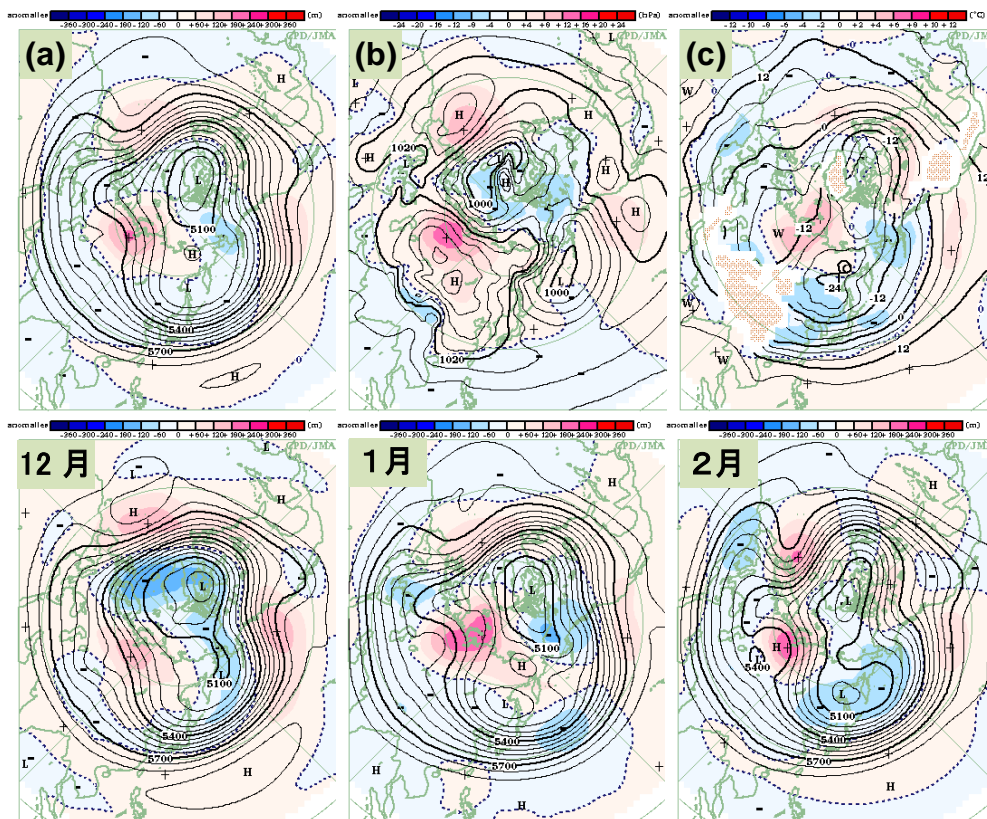
第3.1.3図 各地点での気温の経過

2012年1月15日～3月4日の気温。実線は観測値、点線は平均気温の平年値(単位： $^{\circ}\text{C}$ )。各国からの通報データによる。

日本では、北・東・西日本の冬平均気温が低温となり、期間を通して低温が持続したため、12～2月の各月の平均気温も低温となった（第3.1.4図）。3地域そろって冬平均気温が低温となったのは2005/2006年冬以来、3か月連続で低温となったのは1985/1986年冬以来である。また、日本海側の地域を中心に積雪が多く、多くのアメダス地点で冬の最深積雪の記録を更新するなど、1990年代以降では「平成18年豪雪」の2005/2006年冬に次ぐ水準の積雪となった。



第3.1.4図 地域平均気温年差の5日移動平均時系列（2011年12月～2012年2月）



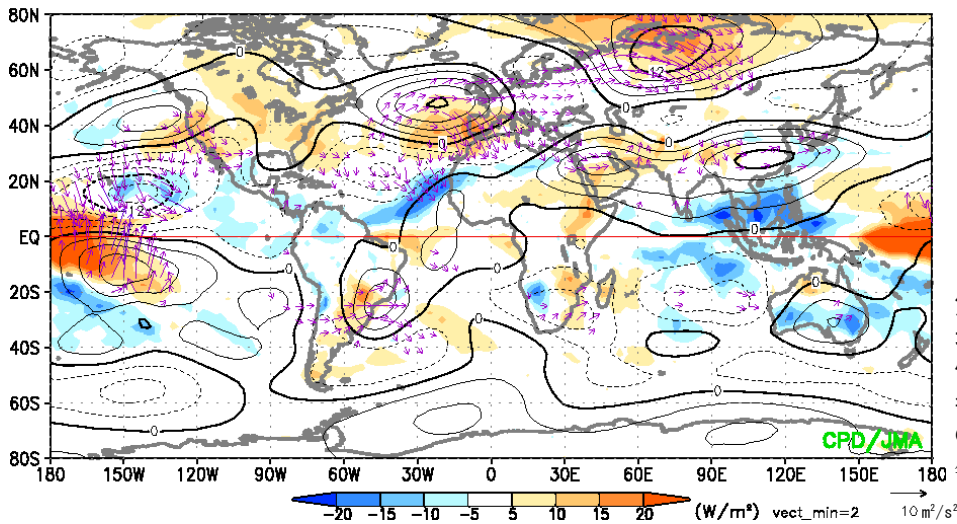
第3.1.5図 2011/2012年冬平均 (a) 500hPa 高度、(b) 海面気圧、及び (c) 850hPa 気温  
陰影は平年偏差。等値線間隔は、(a) 60m、(b) 4hPa、(c) 4℃。(c) の波状の陰影域は標高が 1,600m 以上の領域を示す。

第3.1.6図 月平均 500hPa 高度（等値線）及び平年偏差（陰影）  
左から 2011 年 12 月、2012 年 1 月、及び 2012 年 2 月。等値線間隔は 60m。

### 3.1.2 低温をもたらした大気循環場の特徴

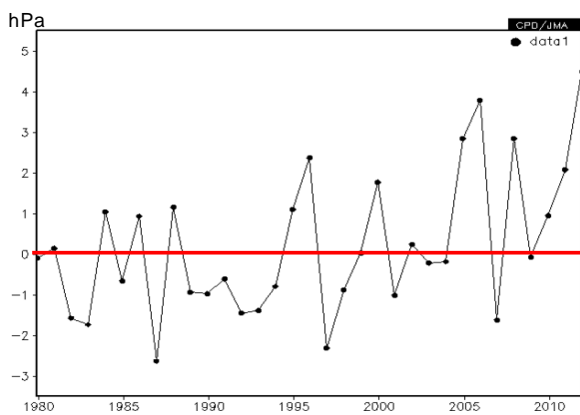
2011/2012年冬平均 500hPa 高度場（第3.1.5図 (a)）は、北大西洋からユーラシア大陸にかけての波列パターンが明瞭で、西シベリアで正偏差、アジア北東部で負偏差となっており、寒帯前線ジェット気流が大きく蛇行した。このパターンは冬の期間を通して持続した（第3.1.6図）。200hPa 波の活動度フラックス(Takaya and Nakamura 2001)の分布を見ると、北大西洋から寒帯前線ジェット気流に沿った東向き準定常ロスビー波束の伝播が明瞭だった（第3.1.7図）。

海面気圧（第3.1.5図 (b)）はユーラシア大陸北部で広く正偏差となり、西シベリアで顕著だった。シベリア高気圧は広く発達し、1979/1980年冬以降では最も強い水準となった（第3.1.8図）。この冬のシベリア高気圧と西シベリア上層のリッジの変動はよく対応していた(Takaya and Nakamura 2005a; 2005b)（第3.1.9図）。シベリア高気圧の勢力が平年より強かったため、東アジアでは冬のモンスーン循環による寒気移流が強かった。

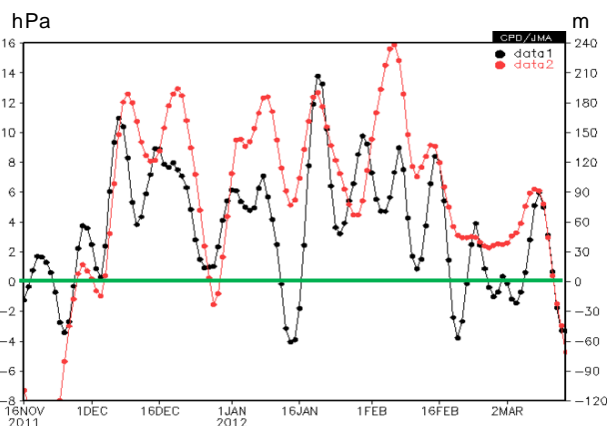


第 3.1.7 図 2011/2012 年冬平均 200hPa 流線関数年平均偏差(等値線)、外向き長波放射(OLR)年平均偏差(陰影)、及び 200hPa 波の活動度フラックス(矢印)

等値線間隔は  $3 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ 。



第 3.1.8 図 シベリア高気圧の中心付近 ( $40^\circ\text{N} \sim 60^\circ\text{N}$ 、 $80^\circ\text{E} \sim 120^\circ\text{E}$ ) の領域平均冬平均海面気圧年平均偏差の経年変化 (1979/1980~2011/2012 年の各年の 12~2 月平均値)

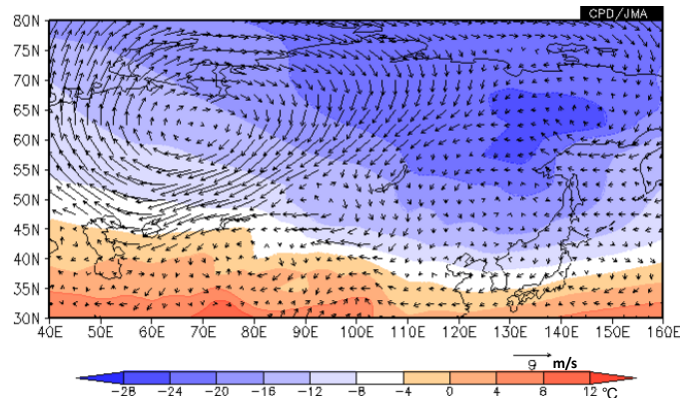


第 3.1.9 図 シベリア高気圧の中心付近 ( $40^\circ\text{N} \sim 60^\circ\text{N}$ 、 $80^\circ\text{E} \sim 120^\circ\text{E}$ ) の領域平均海面気圧年平均偏差 (黒線、左軸) 及び西シベリア ( $50^\circ\text{N} \sim 70^\circ\text{N}$ 、 $60^\circ\text{E} \sim 90^\circ\text{E}$ ) の 500hPa 高度年平均偏差 (赤線、右軸) の推移 (2011 年 11 月 16 日~2012 年 3 月 15 日)

5 日移動平均をかけた値。2011 年 12 月 1 日~2012 年 2 月 29 日の期間における両者の相関係数は 0.60 (信頼度水準 95%で有意)。

850hPa 気温 (第 3.1.5 図(c)) はユーラシア大陸の中緯度帯で低温偏差となり、特に中央・東アジアで顕著だった。西シベリアに中心を持つ下層の高気圧性循環偏差の南東側では、北東から南西に等温線を横切るような流れとなった。このため、中央アジアやモンゴルではシベリアの寒気が流入し (第 3.1.10 図)、これらの地域では顕著な低温となった。また、強い寒気移流はシベリア高気圧の強化にも寄与したと考えられる。

対流圏上層では、中国南部 (高気圧性循環偏差) から日本の北東 (低気圧性循環偏差) にかけて準定常ロスビー波東伝播が見られ、日本付近では、亜熱帯ジェット気流が南に蛇行し、北風偏差の場となった (第 3.1.7 図)。これに対応して、上空の寒気が日本にしばしば流入し、低温をもたらしたほか、日本海側では大雪となった。

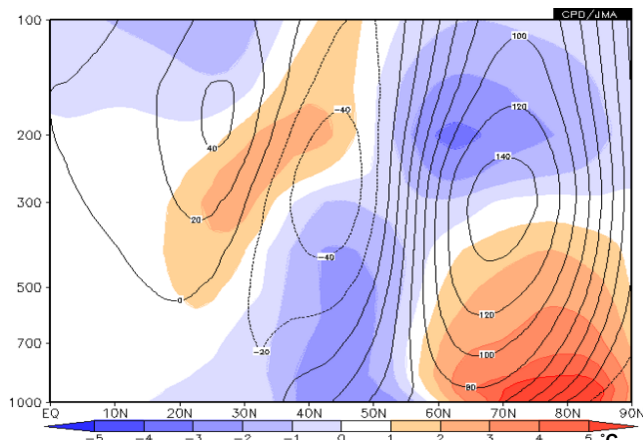


第 3.1.10 図 2011/2012 年冬平均 850hPa 風ベクトル年平均偏差 (矢印) 及び 850hPa 気温年平均値 (陰影)

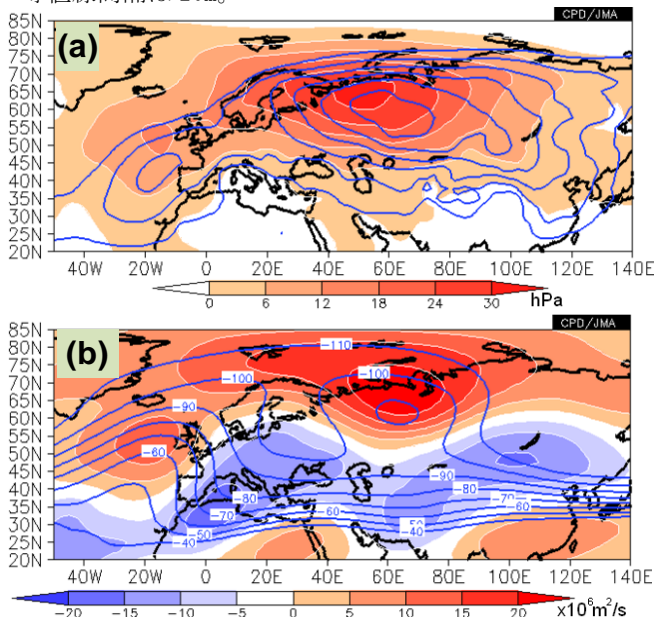
第 3.1.11 図はユーラシア大陸中部～東部の経度帯で平均した気温と高度の緯度-高度断面である。中緯度帯の気温は対流圏全体にわたって低温で、高度は上層で平年より低く、下層で高かった。

ここまでは冬平均場の特徴について述べた。前項で述べたとおり、東アジア北部では1月半ば以降、ヨーロッパ東部では1月下旬以降、特に顕著な低温となったことから、次にこの期間に注目した解析結果を述べる。

1月後半から2月前半にかけては、シベリア高気圧の勢力が特に強まり、西への拡大も明瞭だった



第 3.1.11 図 50°E～120°E で平均した 2011/2012 年冬平均高度平年偏差（等値線）及び気温平年偏差（陰影）の緯度-高度断面図  
等値線間隔は 20m。



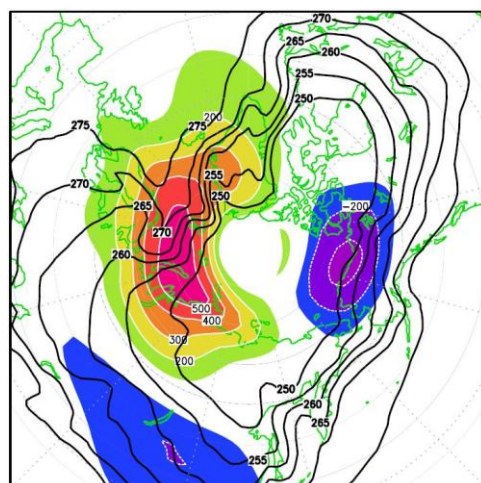
第 3.1.12 図 30 日平均（2012 年 1 月 16 日～2 月 14 日）(a) 海面気圧、(b) 300hPa 流線関数  
陰影は平年偏差。等値線は(a) 1020hPa 以上を 5hPa 間隔で、(b)  $-40 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$  以下を  $10 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$  間隔で表示。

た（第 3.1.12 図 (a)）。対流圏上層では、西シベリアで明瞭なブロッキング高気圧が発達し、そこから大西洋にかけては東西に幅の広い高気圧性循環偏差が分布した（同図 (b)）。

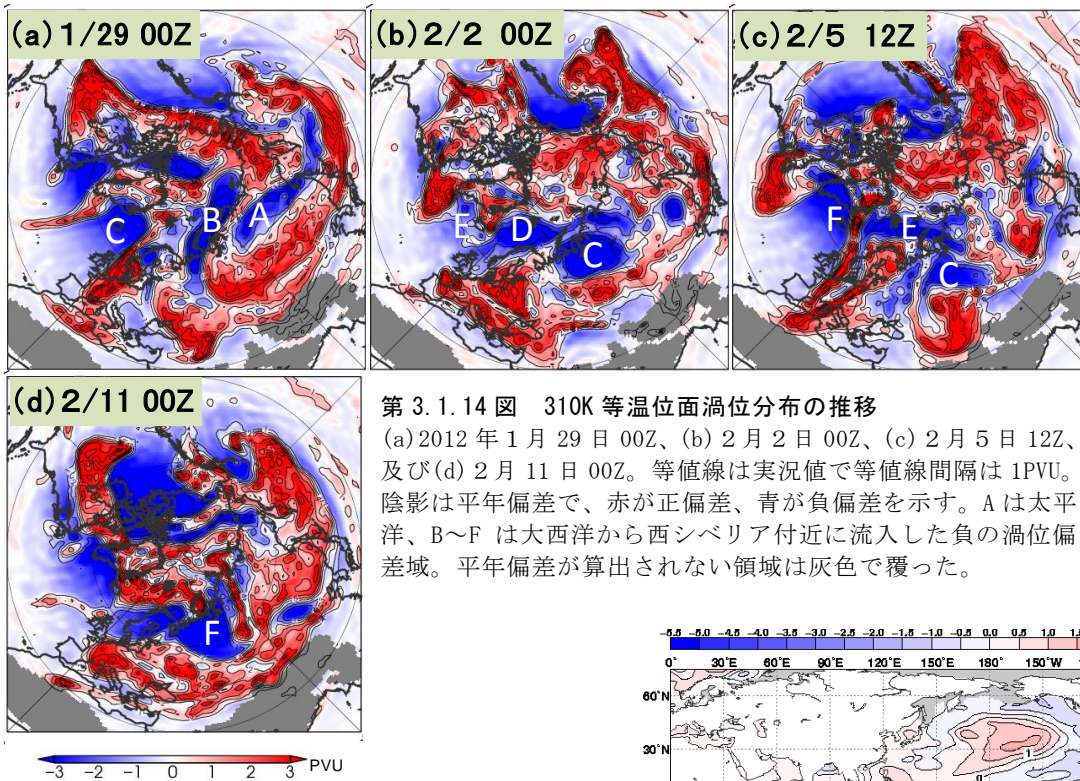
西シベリアのブロッキング高気圧が下層に与えた影響を評価するため、シベリア高気圧が最も強まった数日前にあたる 1 月 29 日の 300hPa 面における準地衡流近似の渦位 (Potential Vorticity: PV) 偏差を与えた PV インバージョン解析 (Hoskins et al. 1985) を行った。その結果、実況とはやや位置がずれるものの、上空の負の PV 偏差が西シベリア付近の下層に高気圧を誘起することが確認された（第 3.1.13 図）。

次に、310K 等温位面（高緯度帯では概ね 300hPa 付近に対応）における 6 時間ごとの PV 分布の推移から西シベリアのブロッキング高気圧の発達の様子を調べたところ（第 3.1.14 図）、北大西洋中緯度帯で切離した負の PV 偏差域が、ヨーロッパ北部・西シベリアの沿岸域（第 3.1.12 図 (b) の東西に伸びた高気圧性循環偏差域に対応）を經由して西シベリアに流入する様子が度々見られた。

したがって、顕著な低温となった 1 月後半から 2 月前半にかけての優勢なシベリア高気圧の発達や維持には、大西洋からの負の PV 偏差の断続的な供給が大きく寄与していたと考えられる。



第 3.1.13 図 PV インバージョン解析の結果  
2012 年 1 月 29 日の 300hPa 面における準地衡流渦位 (PV) 偏差を与えたときに強制される 1000hPa 高度偏差（陰影）。陰影の間隔は 100m。等値線は 1000hPa 気温の平年値で、250～275K の範囲を 5K 間隔で表示。



第 3.1.14 図 310K 等温位面渦位分布の推移

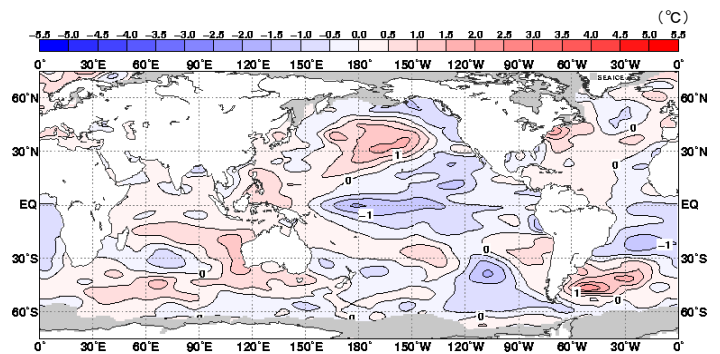
(a) 2012 年 1 月 29 日 00Z、(b) 2 月 2 日 00Z、(c) 2 月 5 日 12Z、及び (d) 2 月 11 日 00Z。等値線は実況値で等値線間隔は 1PVU。陰影は平年偏差で、赤が正偏差、青が負偏差を示す。A は太平洋、B~F は大西洋から西シベリア付近に流入した負の渦位偏差域。平年偏差が算出されない領域は灰色で覆った。

### 3.1.3 低温をもたらした主な要因

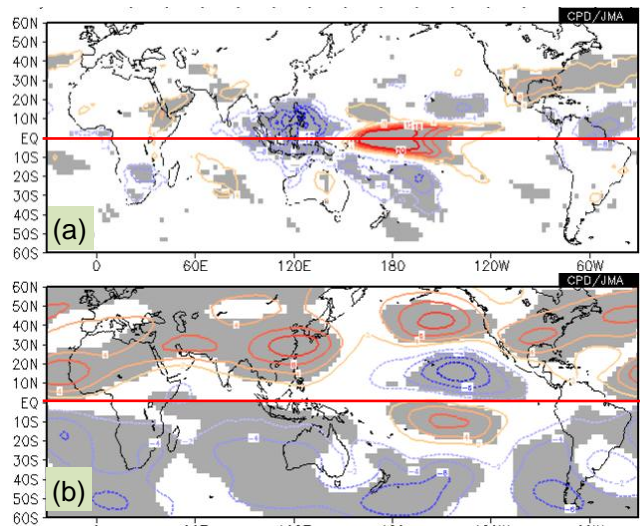
#### (1) 亜熱帯ジェット気流の日本付近での南への蛇行

2011/2012 年冬の太平洋における海面水温の偏差パターンはラニーニャ現象の傾向<sup>1</sup>を示し (第 3.1.15 図)、対流活動は季節を通して海洋大陸 (インドネシア多島海) 付近で活発だった (第 3.1.7 図)。この活発な対流活動は中国南部の対流圏上層で高気圧性循環偏差をもたらしたと考えられる (Gill 1980)。これらはラニーニャ現象時に現れやすい特徴的な偏差パターンであるため (第 3.1.16 図)、日本付近に寒気をもたらした亜熱帯ジェット気流の南への蛇行にはラニーニャ現象の傾向が影響したと考えられる。

<sup>1</sup> 気象庁では、エルニーニョ監視海域 (5°S~5°N, 150°W~90°W) の海面水温の基準値 (前年までの 30 年間の各月の平均値) との差の 5 か月移動平均値が 6 か月以上続けて -0.5°C 以下となった場合をラニーニャ現象と定義している。今回の現象は継続期間が 5 か月 (2011 年 9 月~2012 年 1 月) だったことから、定義上はラニーニャ現象としては記録に残らない。



第 3.1.15 図 2011/2012 年冬平均海面水温平年偏差



第 3.1.16 図 冬平均 (a) 外向き長波放射 (OLR) 平年偏差、及び (b) 200hPa 流線関数平年偏差のラニーニャ年の合成図

合成図は、1984/1985、1988/1989、1995/1996、1998/1999、1999/2000、2005/2006、及び 2007/2008 年の各年の 12~2 月平均値を平均することで求めた。等値線は、(a) -20~20W/m<sup>2</sup> の範囲を 4W/m<sup>2</sup> 間隔で表示、(b) 3×10<sup>6</sup>m<sup>2</sup>/s 間隔で表示。灰色の領域は t 検定により信頼度水準 95% で有意であることを示す。

(2) ユーラシア大陸における寒帯前線ジェット  
気流の顕著な蛇行

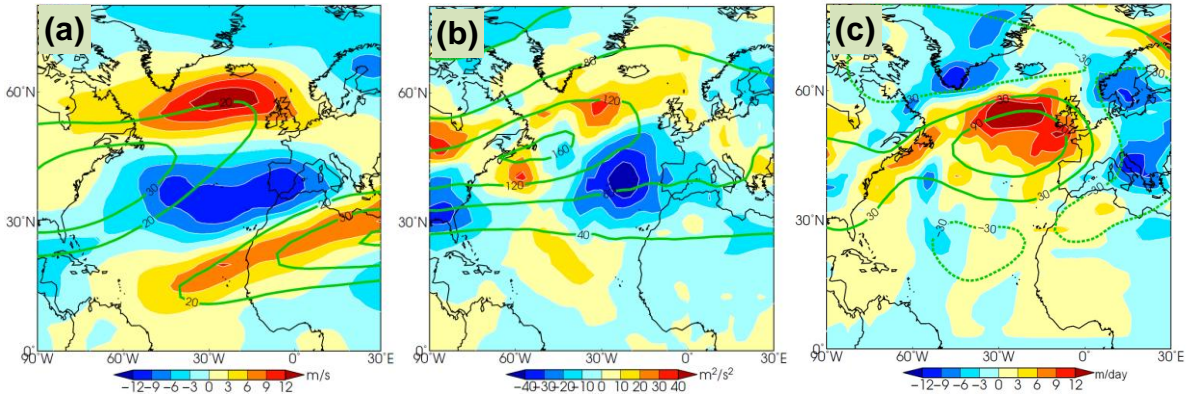
シベリア高気圧の強化と北西への伸張に寄与した、ユーラシア大陸上の寒帯前線ジェット気流に沿った波列パターンは、主に北大西洋に起源をたどることができる。北大西洋の上層では、亜熱帯域に低気圧性循環偏差、中緯度域に高気圧性循環偏差が分布した(第3.1.7図)。

この冬、北大西洋では寒帯前線ジェット気流の平年の位置に対する北偏傾向が顕著で(第3.1.17図(a))、対応してストームトラックの位置も平年と比べて北側に位置した(同図(b))。高周波擾乱による渦度フラックスの収束発散に伴う300hPa高度の変化率の平年偏差を見ると(第3.1.17図(c))、中緯度域の高気圧偏差が位置する領域で高

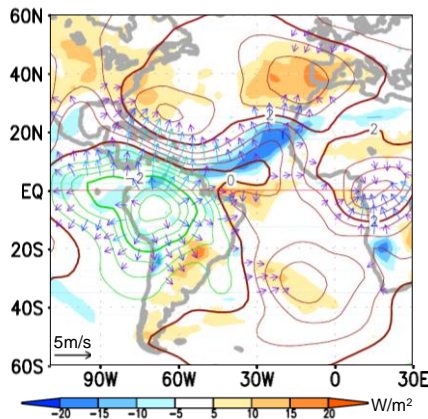
周波擾乱が高度を上げる傾向を示しており、平年より北偏したストームトラックの活動が高気圧性循環偏差の維持に寄与したことが推測される。

過去のラニーニャ現象時は、北太平洋東部から北大西洋にかけての中緯度帯は帯状に高気圧性循環偏差が分布し、また、米国の西海上、米国南東部、及びヨーロッパの西海上の3つに偏差の中心が位置する傾向がある(第3.1.16図(b))。この冬の循環偏差は過去のラニーニャ現象時の典型的なパターンを示しており(第3.1.7図)、北大西洋中緯度帯の高気圧性循環偏差には、ラニーニャ現象の傾向が影響した可能性がある。

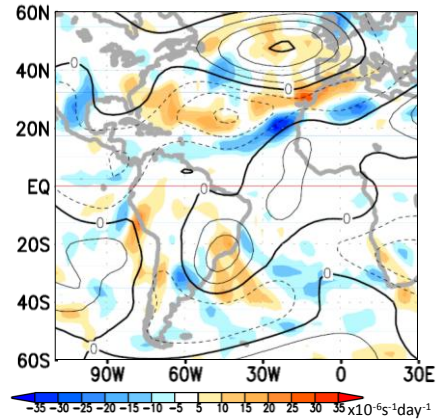
南米北部から北大西洋熱帯域では、活発な対流活動に対応して、対流圏上層に顕著な発散偏差が見られた(第3.1.18図)。この領域の北側では北



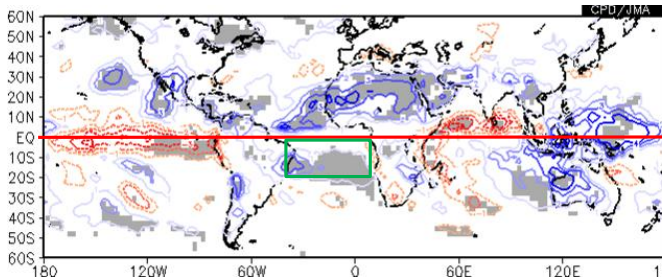
第3.1.17図 2011/2012年冬平均(a)300hPa東西風速平年偏差、(b)300hPa高周波擾乱の運動エネルギー平年偏差、及び(c)高周波擾乱による渦度フラックスの収束発散に伴う300hPa高度変化率平年偏差  
等値線は、(a)平年値を示し西風20m/s以上を10m/s間隔で表示、(b)平年値を示し40m<sup>2</sup>/s<sup>2</sup>間隔で表示、(c)300hPa高度偏差を示し間隔は60m。高周波擾乱成分は2～8日のバンドパスフィルターをかけて求めた。



第3.1.18図 2011/2012年冬平均200hPa速度ポテンシャル平年偏差(等値線)、200hPa発散風平年偏差(矢印)、及び外向き長波放射(OLR)平年偏差(陰影)  
等値線間隔は $0.5 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ 。

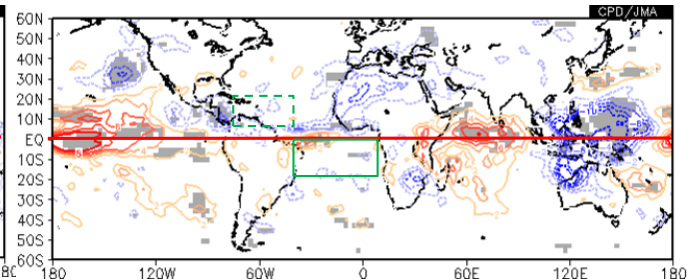


第3.1.19図 2011/2012年冬平均200hPaロスビー波ソース(陰影)及び200hPa流線関数平年偏差(等値線)  
等値線間隔は $3 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ 。



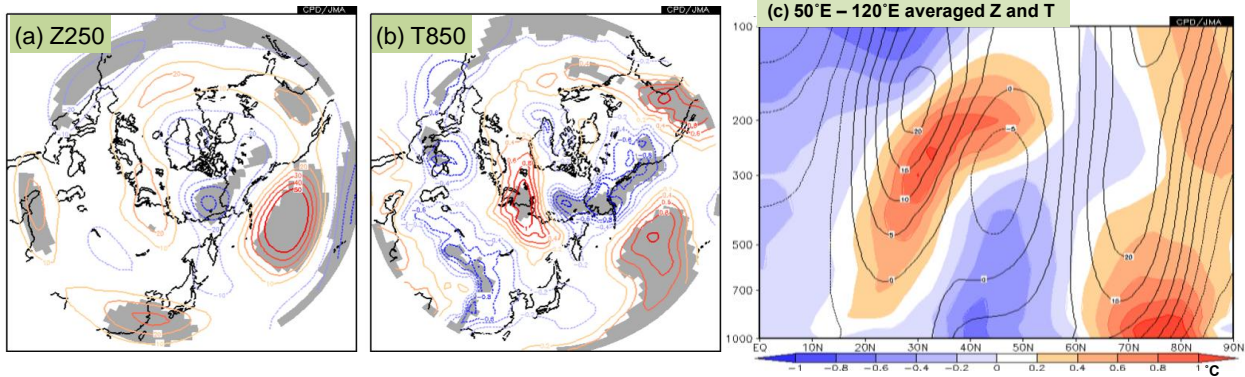
第 3.1.20 図 南大西洋熱帯域 (20°S~赤道、40°W~10°E) で領域平均した冬平均海面水温に対する冬平均外向き長波放射 (OLR) の回帰係数

統計期間は 1979/1980~2010/2011 年。等値線間隔は 1W/m<sup>2</sup> で、青実線が正の値、赤点線が負の値を示す。灰色の領域は t 検定により信頼度水準 95% で有意であることを示す。



第 3.1.21 図 大西洋熱帯域の海面水温が北半球側西部 (緑点線で囲んだ領域: 5°N~20°N、75°W~40°W) で正偏差、南半球側 (緑実線で囲んだ領域: 20°S~赤道、40°W~10°E) で負偏差の年の冬平均外向き長波放射 (OLR) の合成図

合成年は、1979/1980、1980/1981、1995/1996、1996/1997、2001/2002、及び 2005/2006 年の各年の 12~2 月平均値を平均することで求めた。等値線間隔は 2W/m<sup>2</sup>。灰色の領域は t 検定により信頼度水準 95% で有意であることを示す。



第 3.1.22 図 冬平均 (a) 250hPa 高度年偏差、(b) 850hPa 気温年偏差、(c) 50°E~120°E 平均ジオポテンシャル高度 (等値線) 及び気温 (陰影) 偏差のラニーニャ年の合成図

合成年は、1984/1985、1988/1989、1995/1996、1998/1999、1999/2000、2005/2006、及び 2007/2008 年の各年の 12~2 月平均値を平均することで求めた。等値線は、(a) -50~50m の範囲を 10m 間隔で表示、(b) -1~1°C の範囲を 0.2°C 間隔で表示、(c) 5m 間隔で表示。灰色の領域は t 検定により信頼度水準 90% で有意であることを示す。

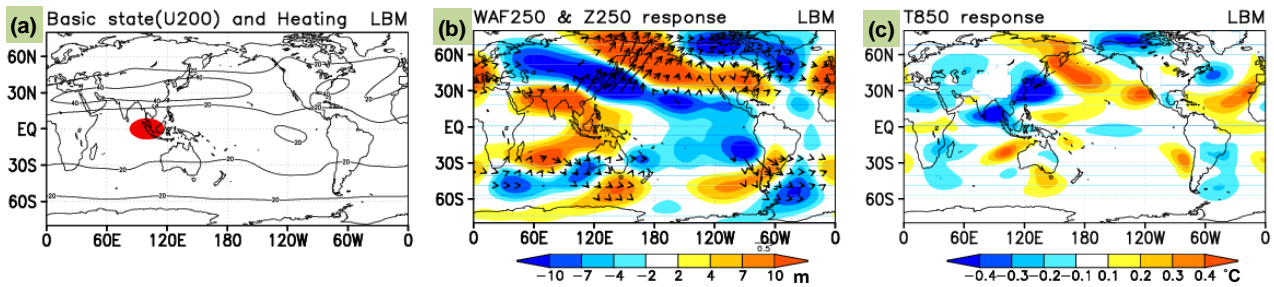
向きの発散風偏差がカリブ海の東で収束した。ロスビー波ソース (Sardeshmukh and Hoskins 1988) を計算すると、この収束域は主に伸縮項の寄与により正の値 (正の渦度ソース) となった (第 3.1.19 図)。このことから、南米北部から北大西洋熱帯域における活発な対流活動が、北大西洋亜熱帯域上層の低気圧性循環偏差の生成に寄与したと考えられる。

南米北部から北大西洋熱帯域周辺の活発な対流活動は、過去のラニーニャ現象時にも見ることができる (第 3.1.16 図 (a))。一方、2011/2012 年冬の海面水温は北大西洋熱帯域の北西部で平年より高く、南大西洋熱帯域で顕著に低かった (第

3.1.15 図)。統計的には、南大西洋熱帯域の海面水温が低いとき (第 3.1.20 図)、あるいは北・南大西洋熱帯域でそれぞれ正・負の双極子的な偏差パターンを示すとき (第 3.1.21 図)、南米北部や大西洋熱帯域の対流活動が活発となる傾向がある。

以上のことから、ラニーニャ現象の傾向や大西洋熱帯域の SST 偏差が北大西洋における循環偏差に影響を及ぼし、結果としてユーラシア大陸上の波列パターンの起源になったと考えられる。





第 3.1.23 図 線形傾圧モデル(LBM)による海洋大陸付近の非断熱加熱偏差に対する定常応答

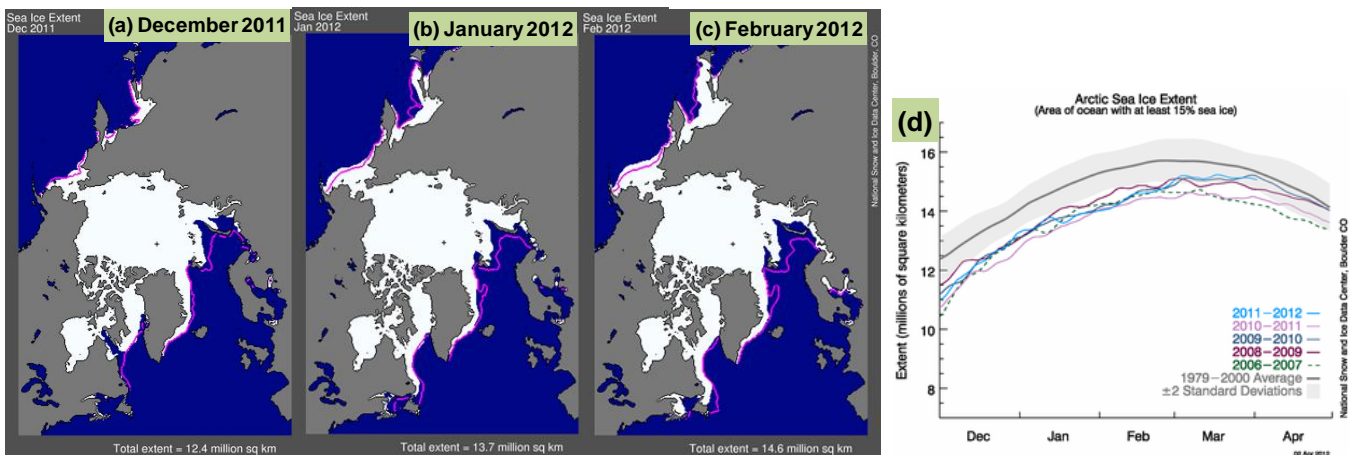
基本場として1月の1979~2004年平均値を使用。(a)赤の楕円は非断熱加熱偏差の領域、等値線は基本場の200hPa東西風分布(単位:m/s)を示す。(b)250hPa高度の定常応答。矢印は波の活動度フラックス(単位: $m^2/s^2$ )。(c)850hPa気温の定常応答。(b)及び(c)の定常応答は基本場からの偏差(帯状平均を除去)を表示している。基本場を12月及び2月の平年値としたときも同様の応答が見れる(図略)。

### (3) ユーラシア大陸の中緯度帯における低温

過去のラニーニャ現象時には、ユーラシア大陸の中緯度帯では対流圏の気温や対流圏上層の高度が平年より低くなる傾向が見られる(第3.1.22図)。この傾向は2011/2012年冬にも見られた(第3.1.5図、第3.1.11図)。線形傾圧モデル(Linear Baroclinic Model: LBM、Watanabe and Kimoto 2000)を用いて海洋大陸付近における非断熱加熱に対する定常応答を調べた結果、ユーラシア大陸の中緯度帯では下層の気温や対流圏上層の高度が負偏差を示し(第3.1.23図)、過去のラニーニャ現象時の特徴と一致した。このことから、ラニーニャ現象の傾向がユーラシア大陸の中緯度帯における低温に寄与した可能性がある。

### (4) 北極海の海水

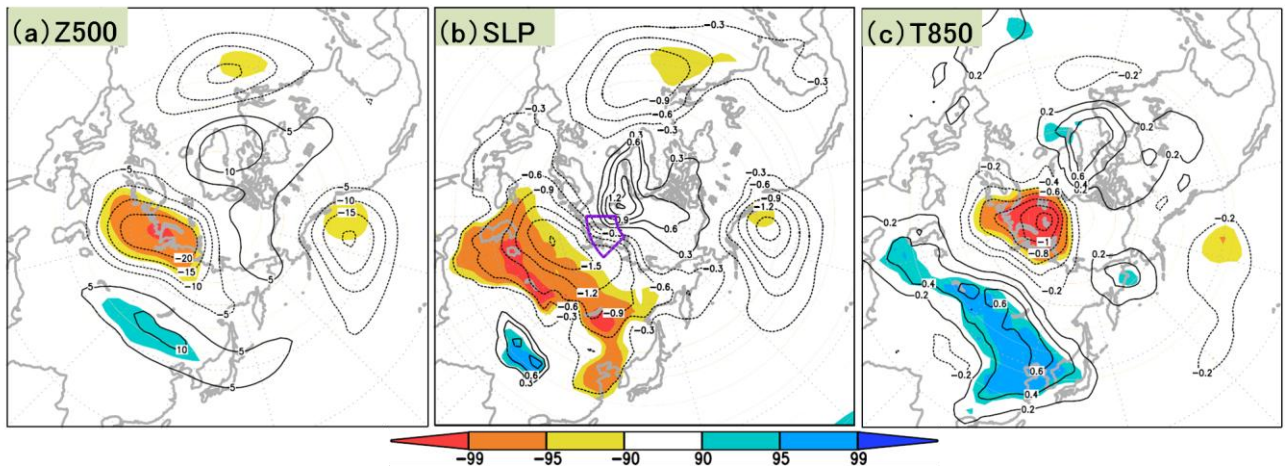
2011/2012年冬は、北極海、特にバレンツ海とカラ海付近の海水面積が1979~2000年平均に比べて極めて少ない状況で推移した(第3.1.24図)。これらの海域で海水面積が少ないときにユーラシア大陸上で統計的に現れやすい大気循環場のパターン(第3.1.25図)は、この冬の特徴とよく一致していた(第3.1.4図)。最近の研究(Honda et al. 2009; Inoue et al. 2012等)では、海水面積の減少がシベリア高気圧を発達させ、東アジア域に低温をもたらす傾向があることが指摘されている。バレンツ海やカラ海周辺の少ない海水がシベリア高気圧の強化に寄与した可能性がある。



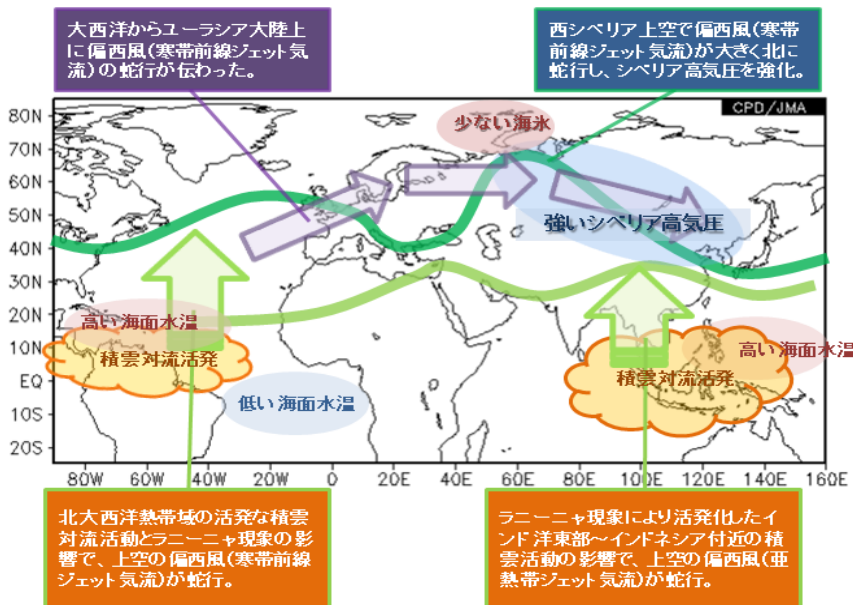
第 3.1.24 図 2011/2012年冬の北極海の海水分布と海水面積の推移

(a)2011年12月、(b)2012年1月、及び(c)2012年2月の海水分布。ピンク色の線は1979~2000年の中央値。黒の十字は北極点を示す。(d)海水面積の日ごとの推移。各線は、2011/2012年(水色)、2010/2011年(ピンク)、2009/2010年(青)、2008/2009年(紫)、2006/2007年(緑点線、過去最小値を記録した年)及び1979~2000年平均(灰色)の推移を示す。薄い灰色は±2標準偏差の範囲を示す。米国雪氷データセンター(NSIDC)ホームページ<sup>2</sup>から引用。

<sup>2</sup> <http://nsidc.org/arcticseaicenews/>



第 3.1.25 図 バレンツ海・カラ海 (70°N~80°N、45°E~90°E (b)の紫色の枠)) で領域平均した冬平均海水氷接度に対する冬平均 (a) 500hPa 高度、(b) 海面気圧、及び (c) 850hPa 気温の回帰係数  
統計期間は 1979/1980~2010/2011 年。海水氷接度及び各気象要素のトレンドを除去した上で算出。等値線間隔は、(a) 5m、(b) 0.3hPa、(c) 0.2°C。陰影は t 検定により信頼水準 90%以上で有意となる領域を示す (負値：暖色、正値：寒色)。海水氷接度は COBE-SST のデータを利用。



第 3.1.26 図 2011/2012 年冬のユーラシア大陸の低温をもたらした主要因の模式図

### 3.1.4 まとめ

2011/2012 年冬は、中央・東アジアを中心にユーラシア大陸の中緯度帯では勢力の強いシベリア高気圧や頻繁な寒気の流入により低温となった。このような状況をもたらしたと考えられる主要因を第 3.1.26 図に示す。これらのメカニズムの詳細はまだ不明なところがあり、さらなる調査・研究が必要である。

### 参考文献

- Gill, A. E., 1980: Some simple solutions for heat-induced tropical circulation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **106**, 447-462.
- Honda, M., J. Inoue, and S. Yamane, 2009: Influence of low Arctic sea-ice minima on anomalously cold Eurasian winters. *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L08707, doi: 10.1029/2008GL037079.
- Hoskins, B. J., M. E. McIntyre, and A. W. Robertson, 1985: On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **111**, 877-946.
- Inoue, J., M. Hori, and K. Takaya, 2012: The Role of Barents Sea Ice in the Wintertime Cyclone Track and Emergence of a Warm-Arctic Cold-Siberian

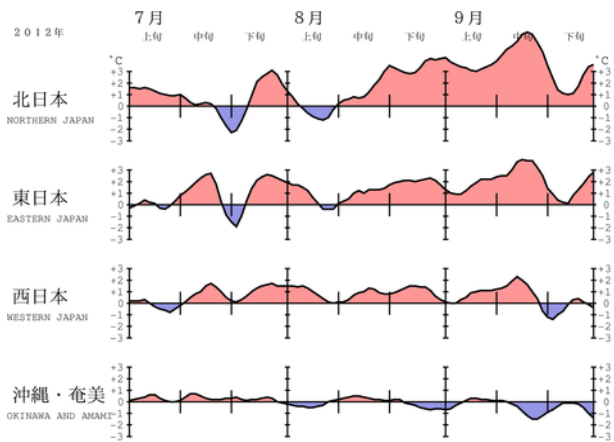
- Anomaly. *J. Climate*, **25**, 2561–2568.
- Sardeshmukh, P. D., and B. J. Hoskins, 1988: The generation of global rotational flow by steady idealized tropical divergence. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 1228–1251.
- Takaya, K., and H. Nakamura, 2001: A formulation of a phase-independent wave-activity flux for stationary and migratory quasigeostrophic eddies on a zonally varying basic flow. *J. Atmos. Sci.*, **58**, 608–627.
- , and —, 2005a: Mechanisms of intraseasonal amplification of the cold Siberian high. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 4423–4440.
- , and —, 2005b: Geographical dependence of upper-level blocking formation associated with intraseasonal amplification of the Siberian high. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 4441–4449.
- 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 2012年の北・東日本の厳しい残暑

2012年夏季は、太平洋高気圧の勢力が日本の東海上で強く、本州付近に張り出したため、北日本から西日本では高温となった。高温のピークは、7月中旬、7月下旬中頃から8月上旬中頃、及び8月後半から9月中旬に見られた（第3.2.1図、第3.2.2図）。本節では、上記の3つの高温のピークのうち、北日本を中心に厳しい残暑となった8月後半から9月中旬における北・東日本の気温と大気循環の特徴について報告する。

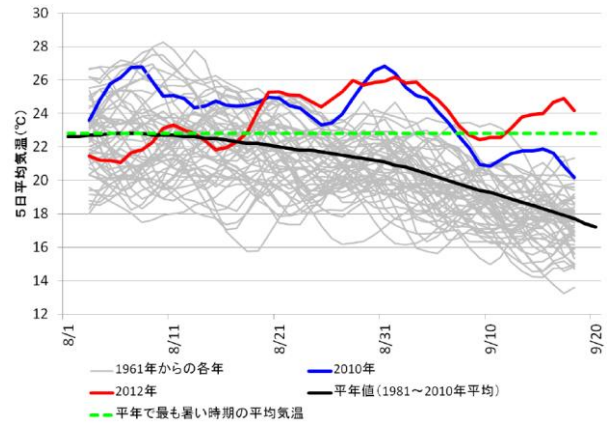
#### 3.2.1 8月後半～9月中旬の気温

北日本と東日本では8月半ばから9月中旬にかけて晴れて暑い日が多く、気温のかなり高い状態が続いた（第3.2.1図）。札幌では、連日高温となり、日平均気温が平年の盛夏期の気温を上回る状態が続いた（第3.2.3図）。北日本の旬平均気温は、8月下旬から9月中旬までの3旬続けて、統計を



第3.2.1図 地域平均気温平年差の5日移動平均時系列（2012年7～9月）

開始した1961年以降で第1位となり、東日本の旬平均気温は、8月下旬と9月上旬は第2位、9月中旬は第1位（2011年とタイ記録）だった（第3.2.1表）。



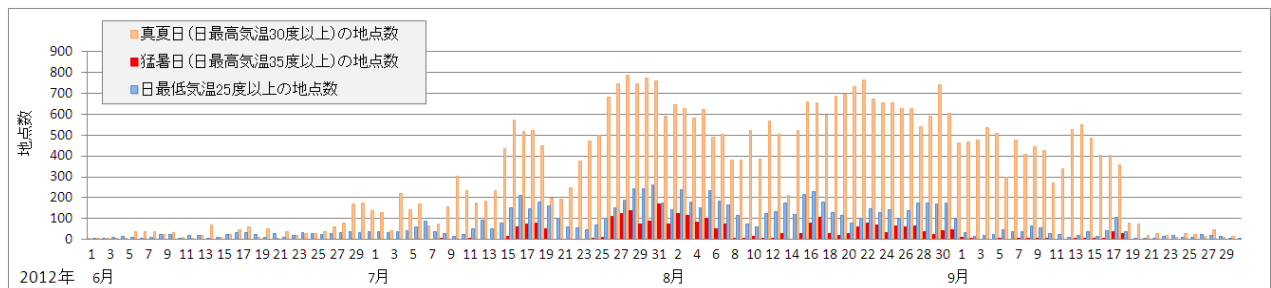
第3.2.3図 1961年以降の各年の8月3日～9月18日における札幌の5日移動平均気温（°C）の推移  
緑破線は、日平均気温平年値が最も高い日の値を示す。平年値は1981～2010年の平均値。青線は全国的に記録的な高温となった2010年の推移。

第3.2.1表 8月下旬～9月中旬の(上)北日本と(下)東日本の旬平均気温平年差の記録（°C）  
統計開始年は1961年。赤字は2012年の記録を示す。括弧内の数字は西暦年を示す。

北日本	第1位	第2位	第3位
8月下旬	+3.5 (2012)	+3.1 (2010)	+1.9 (2000)
9月上旬	+3.3 (2012)	+3.1 (2010)	+2.5 (2011)
9月中旬	+5.5 (2012)	+2.0 (2000)	+1.8 (2007)

東日本	第1位	第2位	第3位
8月下旬	+2.7 (2010)	+2.1 (2012)	+1.7 (2000)
9月上旬	+2.9 (2010)	+1.5 (2012)	+1.5 (1961)
9月中旬	+3.1 (2012)	+3.1 (2011)	+2.3 (2003)



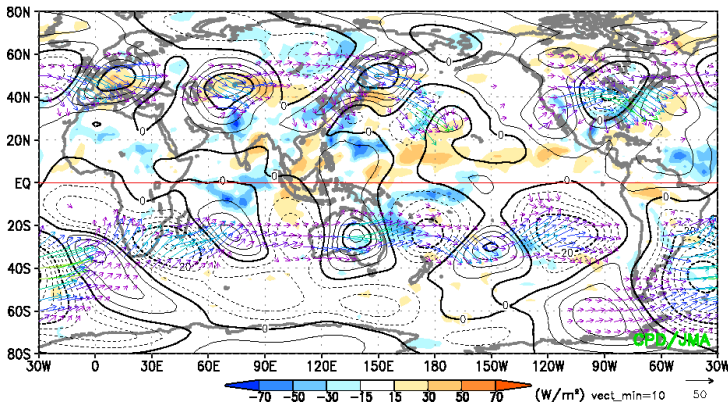
第3.2.2図 全国の猛暑日（赤色）、真夏日（橙色）、及び日最低気温25°C以上（青色）の地点数  
アメダス地点も含む全921地点を対象とする。

### 3.2.2 8月後半の大気循環の特徴

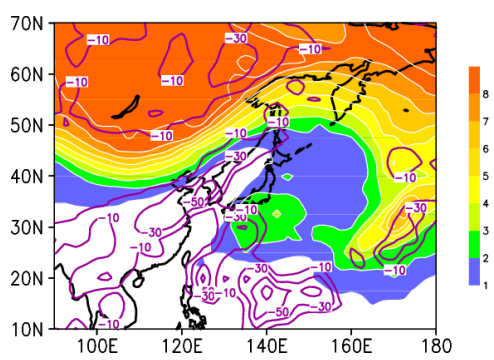
8月中旬から下旬はじめにかけて、ユーラシア大陸の40°N~60°N帯の対流圏上層では波列パターンが分布した(第3.2.4図(a))。この波列パターンは、準定常ロスビー波束の伝播に伴って発現したと考えられる。下旬には、ユーラシア大陸の波束伝播は次第に不明瞭になるが、東アジアでは南東向きの波束伝播が明瞭であり、日本の北で高気圧性循環偏差、日本の南東海上では低気圧性循環偏差となった(第3.2.4図(b))。対流圏上層の350K面等温位面渦位を見ると(第3.2.4図(c))、日本

付近では渦位の南北勾配が逆転しており、これはロスビー波が砕波していることを示している。ロスビー波の砕波と対応して南下した高渦位域が30°N帯で西進し、その南側で対流活動が活発化した。8月下旬は、対流圏下層においてフィリピンの北東海上における対流活発域と本州付近における高気圧性循環偏差が明瞭となった(第3.2.4図(d))。これは、Pacific-Japan(PJ)パターンと呼ばれる、夏季の日本付近に高温をもたらす偏差のパターン(Nitta 1987, Kosaka and Nakamura 2006)に対応している。

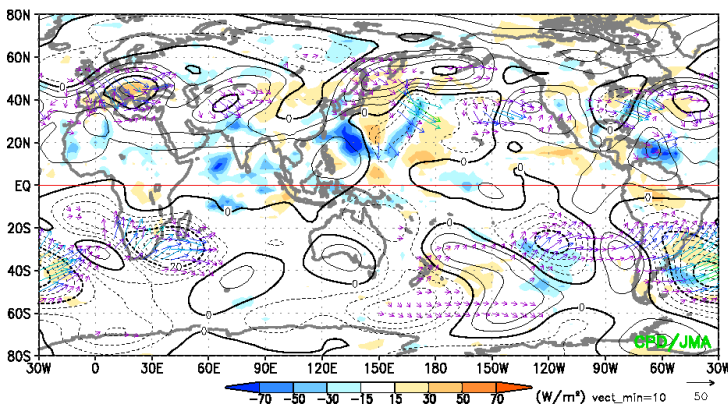
(a) 200hPa 流線関数平年差, 波活動度フラックス  
2012.08.18 - 2012.08.22



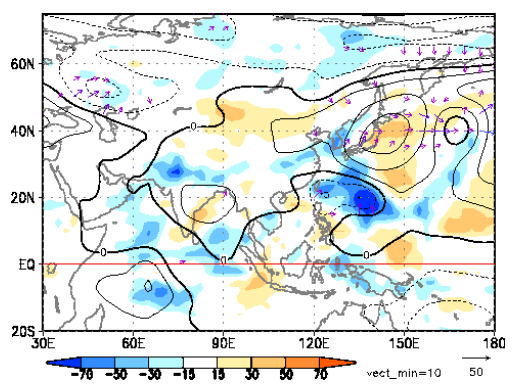
(c) 350K PV, OLR 平年差  
2012/08/18 - 2012/08/22



(b) 200hPa 流線関数平年差, 波活動度フラックス  
2012.08.21 - 2012.08.25



(d) 850hPa 流線関数平年差, 波活動度フラックス  
2012.08.20 - 2012.08.24



#### 第3.2.4図 8月後半の大気循環と対流活動

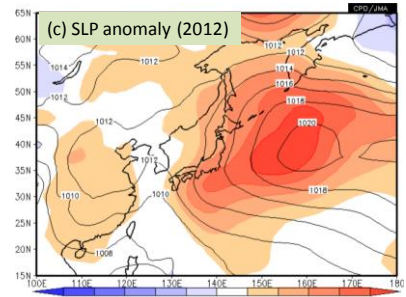
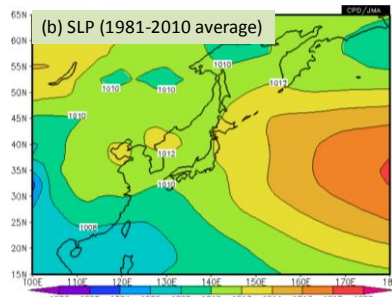
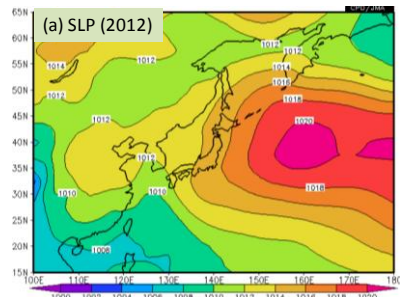
(a) 2012年8月18~22日平均の200hPa流線関数平年差(等値線、点線: 負の値、間隔:  $5 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ )、OLR平年差(陰影、単位:  $\text{W}/\text{m}^2$ )、及び200hPa波の活動度フラックス(矢印、単位:  $\text{m}^2/\text{s}^2$ )の分布、(b) (a)と同じ、ただし同年8月21~25日平均、(c) 同年8月18~22日平均の350K等温位面渦位(陰影、単位: PVU)とOLR平年差(紫線、間隔:  $20 \text{ W}/\text{m}^2$ 、負偏差のみ描画)、(d) (a)と同じ、ただし同年8月20~24日平均の850hPa流線関数平年差(間隔:  $2.5 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ )と波の活動度フラックス(Takaya and Nakamura 2001)。

ここで、第 3.2.4 図(c)に示した高渦位域の西進と対流活発域の時間発展を見る(第 3.2.5 図)。8月中旬後半に、160°E 付近から高渦位域が西進し、これに数日遅れて対流活発域が西進した。その後、8月下旬前半にかけて、対流活発域は 130°E 付近まで西進し、PJ パターンの強化に寄与したと考えられる。高渦位域の侵入と対流活動の活発化との関連については、過去に報告されている。例えば、Sato et al. (2005)は、中緯度帯における対流圏上層の寒冷低気圧の南下と南鳥島付近の収束帯に着目し、寒冷低気圧と対応する高渦位域の南下が太平洋西部の熱帯・亜熱帯域における対流活発化と関連する可能性を示している。本事例で見られた高渦位域の西進と対流活発化は、彼らの示した結果と整合する。

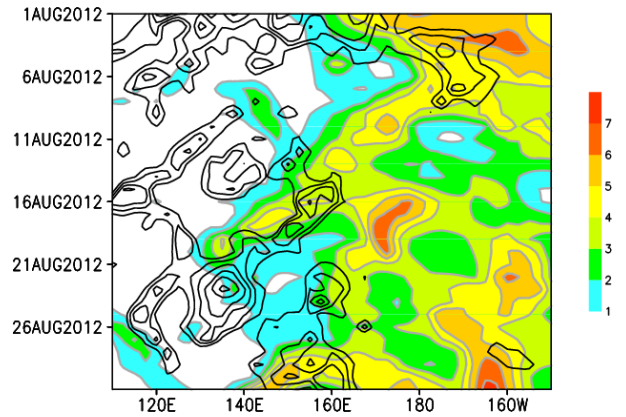
以上の解析結果より、ユーラシア大陸上におけるロスビー波の波束伝播が、日本付近におけるロスビー波の砕波を通して、PJ パターンの強化に寄与し、北・東日本を中心とする高温の一因となった可能性が示唆される。

### 3.2.3 8月下旬～9月中旬の大気循環の特徴

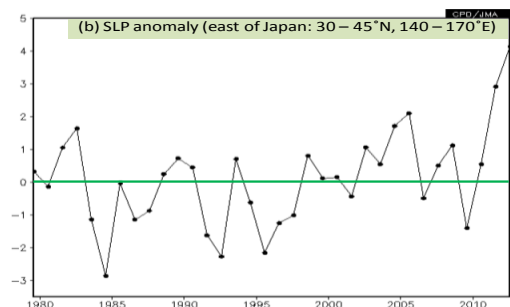
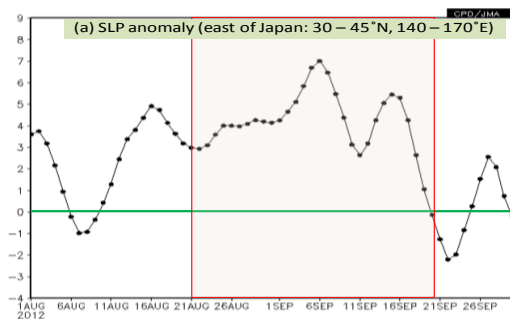
8月下旬から9月中旬にかけては、太平洋高気圧の勢力が日本の東海上で平年より強い状態が続いた(第 3.2.6 図、第 3.2.7 図(a))。この期間の日本の東海上における太平洋高気圧は、1979 年以降で最も強かった(第 3.2.7 図(b))。日本付近の対流圏上層では、ジェット気流が大きく北へ蛇行し(第 3.2.8 図)、これに対応して、北日本の北東海上を中心とする明瞭な高気圧性循環偏差が分布



第 3.2.6 図 日本付近の海面気圧(8月21日～9月20日平均)  
(a)2012年、(b)平年、(c)等値線は2012年、陰影は平年差(単位:hPa)。等値線間隔は2hPa。



第 3.2.5 図 上層の渦位と対流活動の経度-時間断面  
等値線は 15°N～25°N 平均 OLR 平年差(単位: W/m<sup>2</sup>、負偏差のみ描画)、陰影は 25°N～35°N 平均 350K 等温面  
渦位(単位:PVU)を示す。等値線間隔は 20W/m<sup>2</sup>。



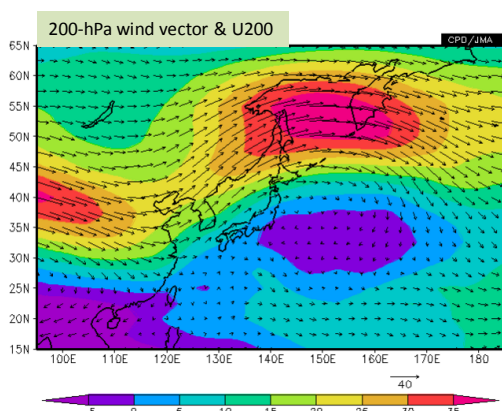
第 3.2.7 図 日本の東海上における太平洋高気圧の  
(a)2012年の推移と(b)経年変化

(a)日本の東海上(30°N～45°N、140°E～170°E)で領域平均した5日移動平均の海面気圧平年差(単位:hPa)の推移。赤線で囲った期間は2012年8月21日～9月20日を表す。(b)同領域で平均した8月21日～9月20日平均の海面気圧平年差の経年変化(1979～2012年)。

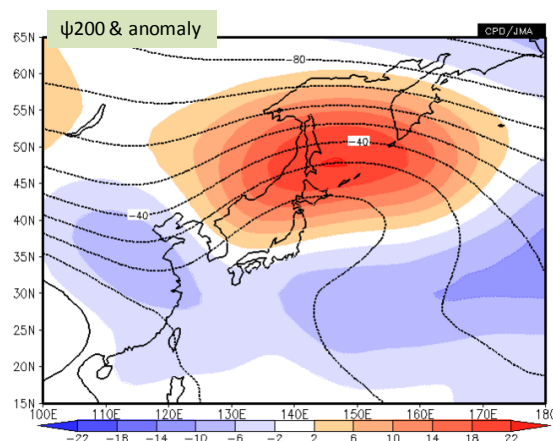
し(第3.2.9図)、顕著な負の渦位偏差が見られた(第3.2.10図)。日本の東海上の高気圧は上層に循環偏差の中心を持つ等価順圧構造の暖かい高気圧であり、高気圧の軸は対流圏下層から上層に向けてやや北に傾いていた(第3.2.11図)。日本の東海上の太平洋高気圧は、対流圏上層の負の渦位偏差に関連して強まったと考えられる(Hoskins et al. 1985)。

対流圏上層では、アジアジェット気流に沿って準定常ロスビー波束が東向きに伝播し、波列パターンが分布した(第3.2.12図)。夏季アジアモンスーンに伴う対流活動は、アラビア海、パキスタン、インド、及びベンガル湾で活発だった(第3.2.13図)。統計解析によると、8月下旬から9月中旬に上記の領域で対流活動が活発な場合、2012年と同様に(第3.2.12図)、アジアジェットに沿って波列パターンが現れ、日本の北は高気圧性循環偏差となる傾向がある(第3.2.14図)。この波列パターンはシルクロードパターン(Enomoto et al. 2003; Enomoto 2004; Kosaka et al. 2009)と類似している。統計解析及び先行研究の結果より、南アジア周辺における活発な対流活動が、アジアジェット気流に沿った準定常ロスビー波束の東向き伝播を通して日本付近の高気圧の発達に寄与した可能性が考えられる。

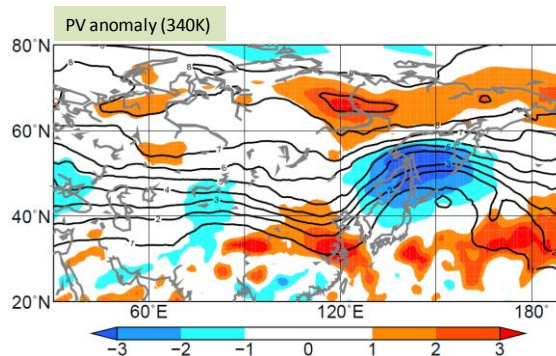
2012年8月下旬と9月中旬は、フィリピンの北東海上で対流活動が活発となった(第3.2.13図)。



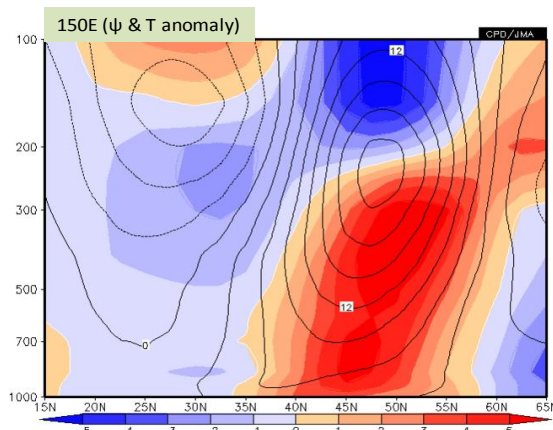
第3.2.8図 200hPa 風ベクトル及び東西風速(2012年8月21日~9月20日平均)  
矢印は風ベクトル(単位:m/s)、陰影は200hPa 東西風速(単位:m/s)を表す。



第3.2.9図 200hPa 流線関数及び平年差(2012年8月21日~9月20日平均)  
等値線は流線関数を示し、間隔は $10^6 \text{m}^2/\text{s}$ 。赤(青)色は高(低)気圧性循環偏差を表す。



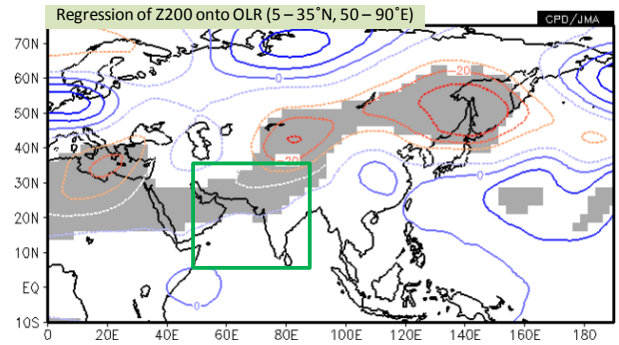
第3.2.10図 対流圏上層の渦位(2012年8月21日~9月20日平均)  
等値線は340K等温位面渦位を示し、間隔は1PVU。陰影は規格化平年差。



第3.2.11図 150°Eに沿った流線関数平年差及び気温平年差(2012年8月21日~9月20日平均)  
等値線は流線関数平年差を示し、間隔は $3 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ 。陰影は気温平年差を表す(単位:°C)。

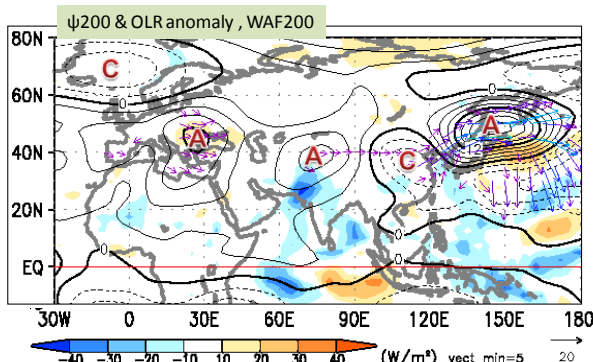
また、この領域では台風が数個発生し、沖縄付近や南シナ海へ進んだ。統計解析によると、8月下旬から9月中旬は、フィリピンの北東海上の対流活動に関連して、フィリピンから日本、北太平洋にかけて波列パターンが現れる傾向がある（第3.2.15図）。このテレコネクションパターンは、第3.2.2項で述べたPJパターンに対応する（Nitta 1986；1987）。統計解析及び先行研究の結果から、フィリピンの北東海上の活発な対流活動や台風の発生が、北・東日本における太平洋高気圧の強化に寄与した可能性が示唆される。

第3.2.16図は、北・東日本に厳しい残暑をもたらした大気循環の特徴と要因の概念図である。

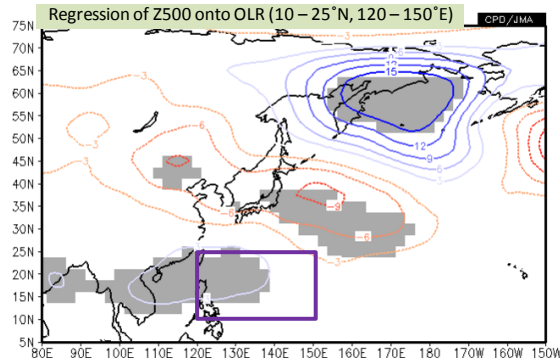


第3.2.14図 南アジアのOLRに回帰した200hPa高度（2012年8月21日～9月20日平均）

等値線は、南アジア（緑の矩形領域：5°N～35°N、50°E～90°E）で領域平均したOLRに回帰した200hPa高度を示し、間隔は5m。灰色陰影はt検定による信頼度水準95%で有意な領域。統計期間は1979～2011年。

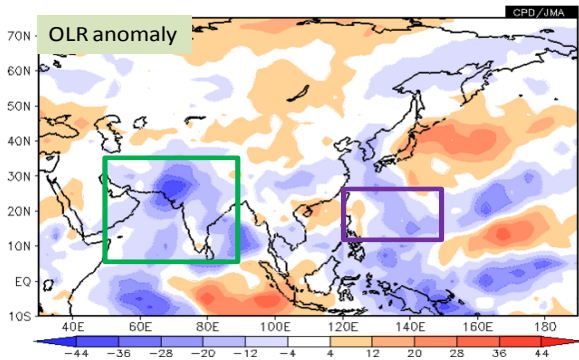


第3.2.12図 200hPa 流線関数・波活動度フラックス及びOLRの平年差（2012年8月21日～9月20日平均）等値線は流線関数平年差を示し、間隔は  $3 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ 。“A”と“C”はそれぞれ高気圧性循環偏差と低気圧性循環偏差を表す。矢印は波活動度フラックス（単位： $\text{m}^2/\text{s}^2$ ）、陰影はOLR平年差（単位： $\text{W}/\text{m}^2$ ）を示す。



第3.2.15図 フィリピン北東海上のOLRに回帰した500hPa高度（2012年8月21日～9月20日平均）

等値線はフィリピン北東海上（紫の矩形領域：10°N～25°N、120°E～150°E）で領域平均したOLRに回帰した500hPa高度を示し、間隔は3m。灰色陰影はt検定による信頼度水準95%で有意な領域。統計期間は1979～2011年。

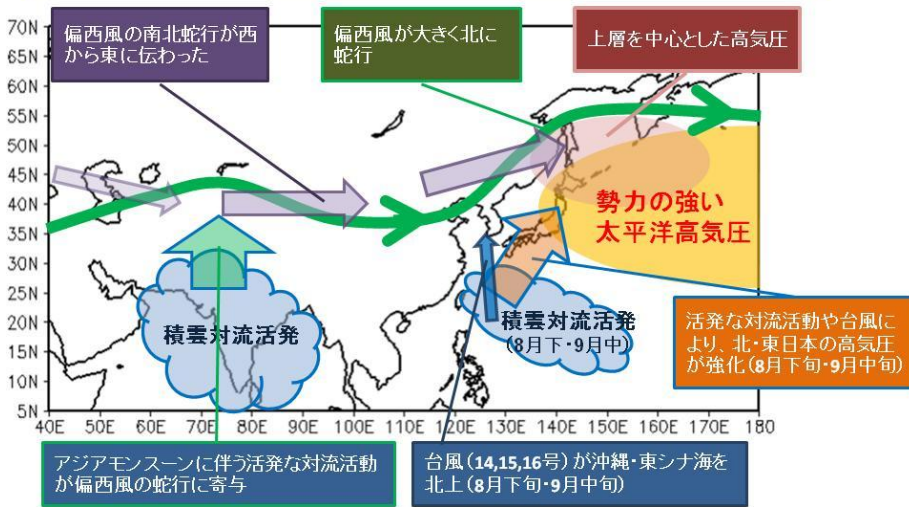


第3.2.13図 OLR平年差（2012年8月21日～9月20日平均、単位： $\text{W}/\text{m}^2$ ）

緑と紫の矩形領域は、それぞれ南アジア（5°N～35°N、50°E～90°E）とフィリピンの北東海上（10°N～25°N、120°E～150°E）の領域を表す。



平成24年8月下旬～9月中旬の大気の流れの模式図



第 3.2.16 図 2012 年 8 月下旬～9 月中旬の北日本・東日本における高温の要因の概念図

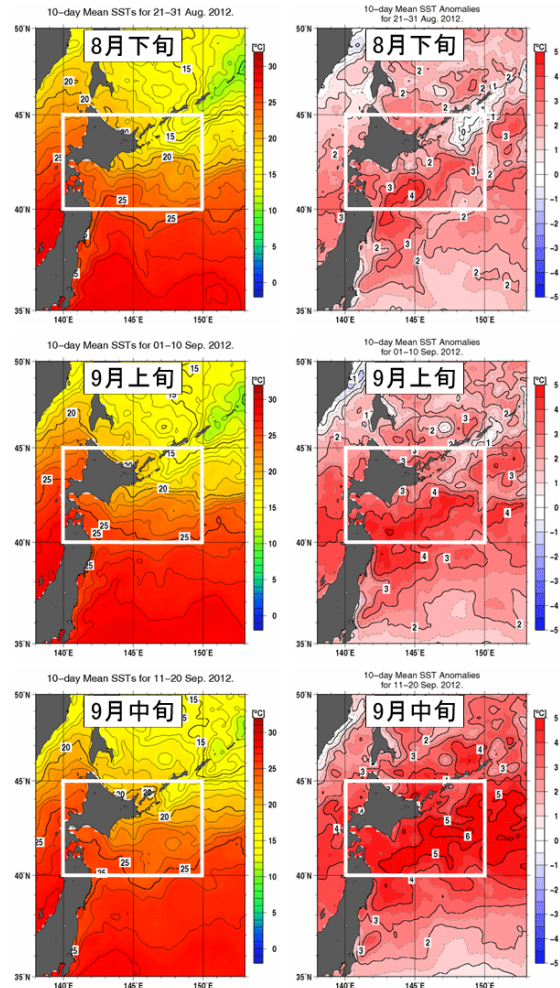
3.2.4 北海道周辺海域の海面水温

8 月下旬から 9 月中旬にかけて、北海道周辺海域の海面水温は平年と比べてかなり高かった（第 3.2.17 図）。北海道周辺海域（第 3.2.17 図に示した白枠）で平均した 2012 年 9 月中旬の海面水温は 22.5℃ で平年より 4.6℃ 高く、2010 年 8 月下旬の 21.4℃ を上回り、1985 年以降の全期間を通じた記録として最も高い旬平均海面水温となった。この海域の海面水温は季節的に 8 月から 9 月にかけて最も高くなるが、9 月上旬及び中旬の平均値は、2 旬続けて、これまでの旬ごとの記録を更新し、1985 年以降で最も高くなった（第 3.2.2 表、第 3.2.18 図）。

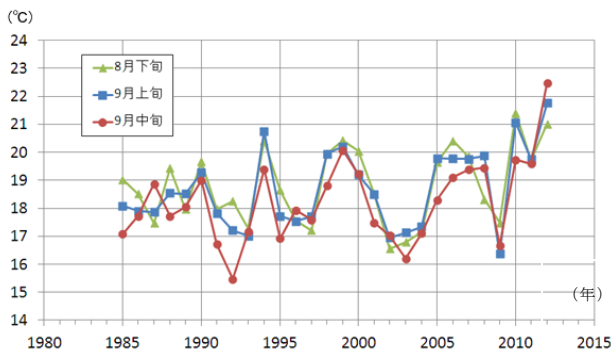
このような記録となった要因は、北日本に高温をもたらした太平洋高気圧に覆われた影響で、北海道周辺海域では風による下層の冷たい海水との混合が少なくなり、晴天下の日照を受けて深さ 10 数 m 前後までの海面付近を中心に熱が蓄積されたことが考えられる（第 3.2.19 図）。

第 3.2.2 表 9 月上旬と中旬の北海道周辺海域（第 3.2.17 図の白枠）の海面水温（単位：℃）の記録

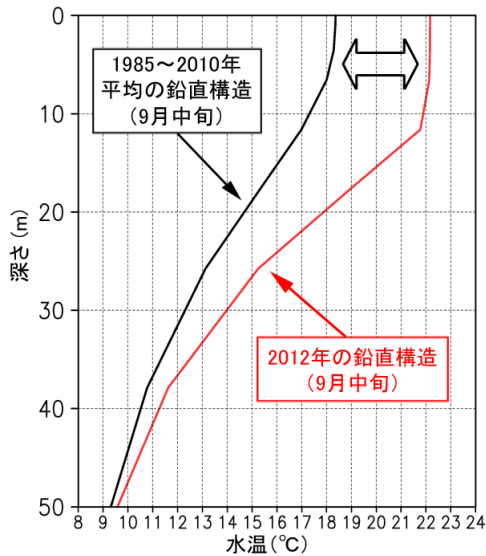
期間	海面水温 (旬平均)	平年差	これまでの記録
9 月上旬	21.8	+3.3	21.1 (2010 年)
9 月中旬	22.5	+4.6	20.1 (1999 年)



第 3.2.17 図 8 月下旬、9 月上旬及び 9 月中旬における旬平均海面水温（左列）と平年差（右列）単位は℃。白枠は北海道周辺海域の範囲（40°N～45°N、140°E～150°E）を表す。



第 3. 2. 18 図 北海道周辺海域（第 3. 2. 17 図の白枠）の旬平均海面水温の経年変化（1985～2012 年）  
 緑線、青線及び赤線はそれぞれ 8 月下旬、9 月上旬及び 9 月中旬の値を示す。



第 3. 2. 19 図 北海道周辺海域（第 3. 2. 17 図の白枠）における海水温の鉛直構造  
 北海道周辺海域における 2012 年 9 月中旬（赤線）と長期平均（黒線、1985～2010 年の平均値）の海水温の鉛直構造。海水温が平年より特に高い範囲（図中の⇔）は海面から 10 数 m に限られており、深さ 50m では長期平均との違いは小さい。

### 3. 2. 5 まとめ

2012 年の夏季は、日本の東海上で太平洋高気圧が非常に強まり、北・東日本で厳しい残暑となった。特に、北日本では 8 月下旬から 9 月中旬にかけて記録的な高温となった。本節で記述した高温の要因は、これまでの研究や統計解析の結果と整合するが、完全に説明するものではない。他の要因や詳細なメカニズムについては、さらなる調査・研究が必要である。

### 参考文献

Enomoto, T., B. J. Hoskins, and Y. Matsuda, 2003: The formation mechanism of the Bonin high in August, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **587**, 157-178.

Enomoto, T., 2004: Interannual variability of the Bonin high associated with the propagation of Rossby waves along the Asian jet. *J. Meteor. Soc. Japan*, **82**, 1019-1034.

Hoskins, B., M. E. McIntyre, and A. W. Robertson, 1985: On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **111**, 877-946.

Kosaka, Y., and H. Nakamura, 2006: Structure and dynamics of the summertime Pacific-Japan teleconnection pattern. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **132**, 2009-2030.

Kosaka, Y., H. Nakamura, M. Watanabe, and M. Kimoto, 2009: Analysis on the dynamics of a wave-like teleconnection pattern along the summertime Asian jet based on a reanalysis dataset and climate model simulations. *J. Meteor. Soc. Japan*, **87**, 561-580.

Nitta, T., 1986: Long-term variations of cloud amount in the western Pacific region. *J. Meteor. Soc. Japan*, **64**, 373-390.

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.

Sato, N., Sakamoto, K., Takahashi, M., 2005: An air mass with high potential vorticity preceding the formation of the Marcus Convergence Zone. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L17801. doi:10.1029/2005GL023572.

Takaya, K., and H. Nakamura, 2001: A formulation of a phase-independent wave-activity flux for stationary and migratory quasigeostrophic eddies on a zonally varying basic flow. *J. Atmos. Sci.*, **58**, 608-627.

### 3.3 2012年夏季の米国の高温・少雨

2012年夏季は、米国の広い範囲で高温・少雨となった。このため、大豆やトウモロコシの生産地帯である米国中西部のコーンベルトで生産量の大幅な減少が見込まれ、穀物価格が高騰した（農林水産省 2012年12月「米国の高温・乾燥と食料需給・価格の動向」<sup>1)</sup>）。本節では、高温・少雨の状況と関連する大気循環の特徴を述べるとともに、要因の考察を行う。

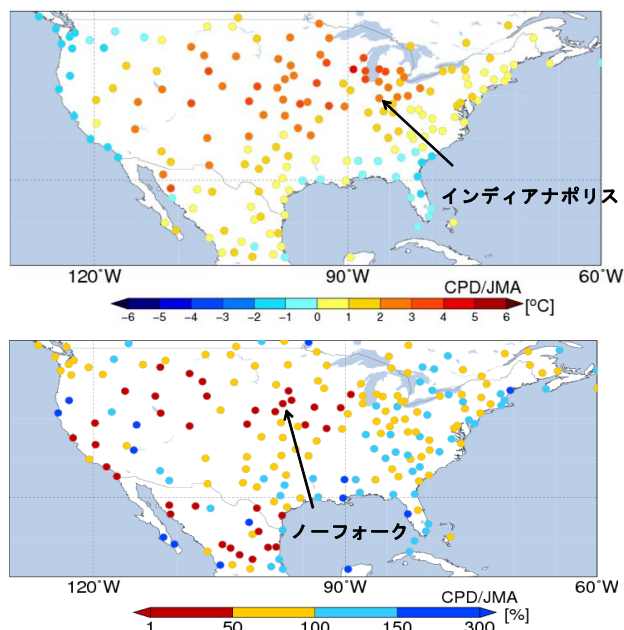
#### 3.3.1 天候の特徴

米国では3月以降、西部を除く広い範囲で高温となる事が多く、5月には中西部で少雨となった。6月以降も広い範囲で高温・少雨が続き、6月下旬から7月上旬には中西部を中心にこの高温傾向が顕著となった。7月中旬以降は東部や南部でまとまった降水があり、8月には中西部の東側にも一時的に降水があったが、中西部の西側を中心に雨の少ない状態が9月まで続いた（第3.3.1図）。

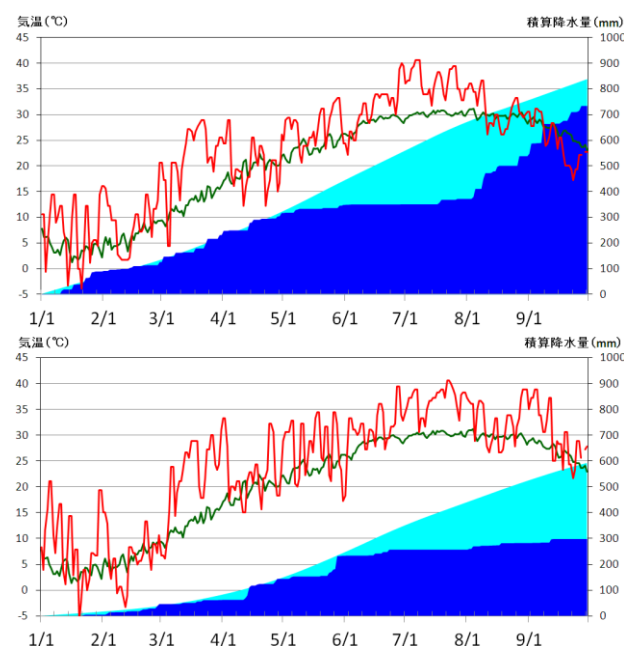
米国中西部インディアナ州のインディアナポリスでは6月下旬以降、日最高気温が40℃以上となった日も出現し、7月31日時点の1月1日以降の積算降水量は平年の約6割だった。中西部の西側に位置するネブラスカ州ノーフォークでも、インディアナポリスと同様に6月下旬から高温となったが、少雨の状態は9月まで続いた（第3.3.2図）。

この高温・少雨で干ばつが急速に進行し、7月24日時点の米国干ばつモニター(USDM)では、米国本土の63.9%が中程度(D1)～異常(D4)の干ばつとされ、過去13年間で最大の面積となった(第3.3.3図)。

コーンベルトでは、高温・乾燥の影響を受けたため、開花・受粉期のトウモロコシや大豆の作柄が著しく悪化し、生産量は大幅な減少の見通しとなったことから穀物の国際価格が高騰する要因となった。



第3.3.1図 米国中西部の高温・少雨の状況  
2012年6月1日～7月10日の平均気温の平年差（上）  
及び2012年6月1日～9月30日の降水量平年比（下）

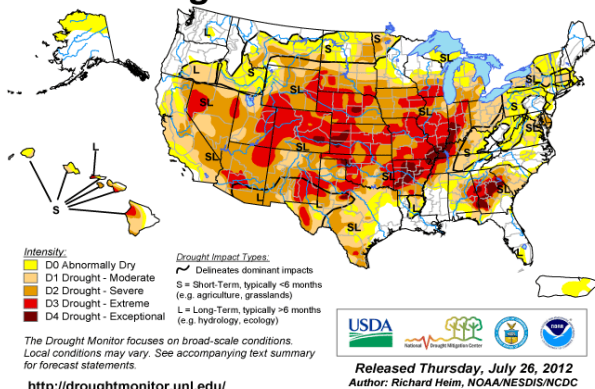


第3.3.2図 インディアナポリス（上）及びノーフォーク（下）の降水量と日最高気温

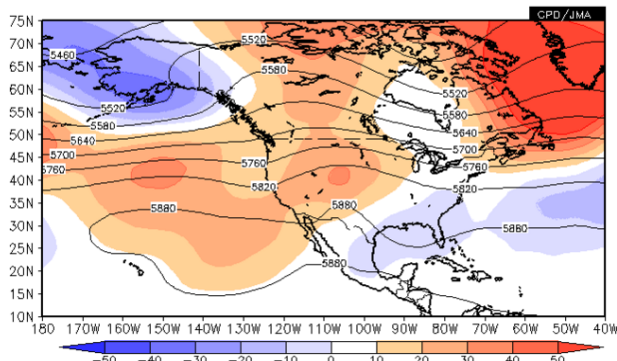
水色は1月1日～9月30日の積算降水量の平年値(mm)、青色は2012年1月1日～9月30日の積算降水量(mm)、緑線は日最高気温の過去20年間の平均値(℃)、赤線は2012年の日最高気温(℃)。

<sup>1)</sup> [http://www.maff.go.jp/j/zyukyu/jki/j\\_rep/monthly/201207\\_1/pdf/2012\\_1227\\_usa\\_drought.pdf](http://www.maff.go.jp/j/zyukyu/jki/j_rep/monthly/201207_1/pdf/2012_1227_usa_drought.pdf)

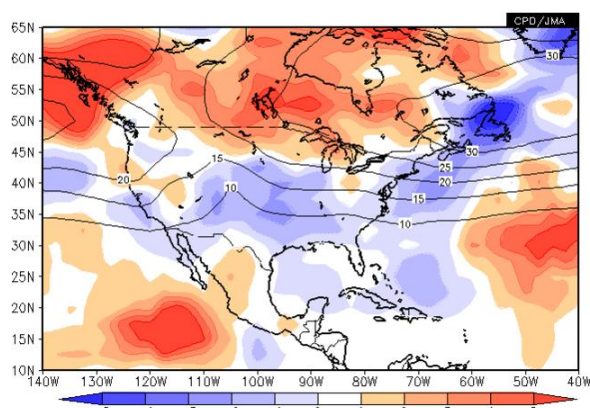
## U.S. Drought Monitor July 24, 2012



第 3.3.3 図 米国の干ばつ状況 (2012 年 7 月 24 日時点)  
米国は中部を中心に、広い範囲で中程度 (D1) 以上の干ばつとなった (橙色～濃赤色の領域)。米国干ばつ軽減センター (National Drought Mitigation Center) ウェブサイト<sup>2</sup>より引用。



第 3.3.4 図 500hPa 高度及び平年差 (2012 年 5～9 月平均)  
等値線は 500hPa 高度を示し、間隔は 60m。陰影は平年差を表す。



第 3.3.5 図 500hPa 高周波擾乱の単位質量当たりの運動エネルギー平年値及び平年差 (2012 年 5～9 月平均)  
等値線は平年値 ( $m^2/s^2$ ) を示す。陰影は平年差を表す。高周波擾乱は 2～8 日周期の成分。

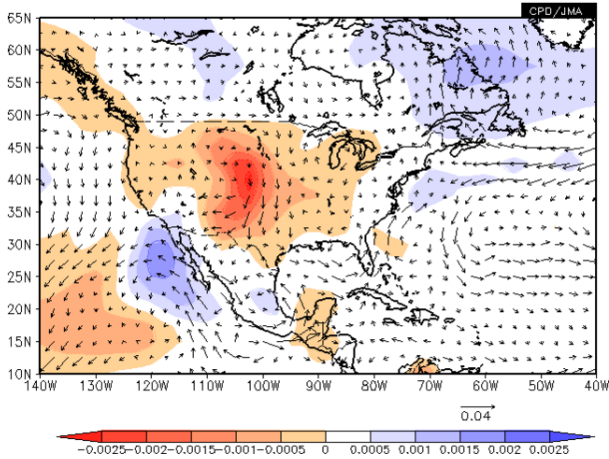
### 3.3.2 高温・少雨をもたらした大気の流れの特徴と要因

米国中央部を中心に少雨の状態が続いた 5～9 月の期間で平均した大気の流れの様子を見る。500hPa 高度は太平洋の中緯度帯から米国中央部にかけて帯状に正偏差となり、グレートプレーンズ (米国中央西側付近) には明瞭なリッジが分布した (第 3.3.4 図)。米国中央部付近ではジェット気流が北に蛇行し、高周波擾乱の活動は平年より弱かった (第 3.3.5 図)。対流圏下層では、この時期は大西洋に中心を持つ亜熱帯高気圧の西縁に沿ってメキシコ湾から米国中央部に水蒸気が流入するが、2012 年は流入が平年より少なく、大気は乾燥した (第 3.3.6 図)。これは、メキシコ湾東部からバハマ諸島付近で積雲対流活動が平年より活発だったことに対応して、メキシコ湾北東部付近を中心に低気圧性循環偏差が分布したことが関係したとみられる (第 3.3.7 図)。

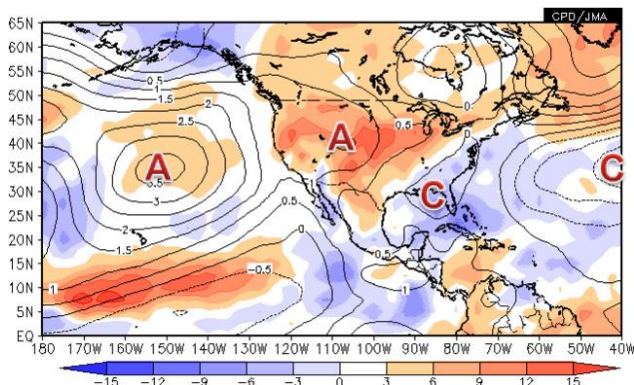
米国中西部を中心に高温・少雨が顕著だった 6 月～7 月上旬の米国付近の大気循環は、5～9 月平均の特徴をより明瞭に示すとともに、太平洋から北米にかけては定常ロスビー波束の伝播に伴う波列パターンが見られ、米国中央部は等価順圧構造の暖かい高気圧に覆われた。

2012 年 5～9 月の海面水温 (第 3.3.8 図) は、北太平洋では中央部で正偏差となり、これを取り囲むような形でアリューシャン近海から北米の西海上、ハワイ付近及び日付変更線付近の赤道域にかけて負偏差が分布した。このような偏差パターンは、北太平洋の海面水温の十年規模変動に現れる最も卓越したパターン (PDO: Pacific Decadal Oscillation (Mantua et al. 1997)) の負の位相に似ている。東部太平洋赤道域の海面水温は正偏差 (エルニーニョ現象の傾向) だったが、西部太平洋熱帯域の対流活動が平年より活発であり、赤道域下層は東風偏差傾向になるなど、大気側はエルニーニョ現象時に現れやすい偏差パターンとは反対の傾向だった。北大西洋の海面水温は熱帯域を含めて広く正偏差となった。

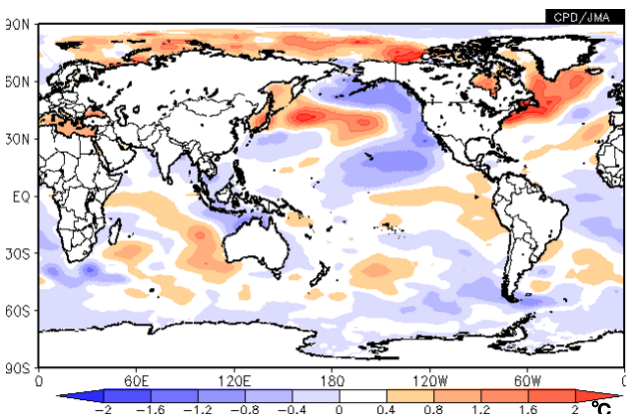
<sup>2</sup> <http://drought.unl.edu/>



第 3.3.6 図 925hPa 水蒸気フラックス平年差及び比湿平年差 (2012 年 5～9 月平均)  
 矢印は水蒸気フラックス平年差 ( $\text{kg}/\text{kg} \times \text{m}/\text{s}$ ) を示す。  
 陰影は比湿平年差 ( $\text{kg}/\text{kg}$ ) を表す。



第 3.3.7 図 850hPa 流線関数平年差及び外向き長波放射量 (OLR) 平年差 (2012 年 5～9 月平均)  
 等値線は流線関数を示し、間隔は  $0.5 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ 。"A"と  
 "C"マークはそれぞれ高気圧性循環偏差と低気圧性循環  
 偏差の中心を表す。陰影は OLR 平年差 ( $\text{W}/\text{m}^2$ ) を表す。



第 3.3.8 図 海面水温平年差 (2012 年 5～9 月平均)

米国の夏季の少雨は北太平洋や北大西洋の海面水温変動と密接な関連があることが、様々な研究で指摘されている。例えば、Wang et al. (2010) は、大気モデルを使った海面水温の感度実験により、太平洋の海面水温が負の PDO とラニーニャ現象時に現れやすい熱帯の海面水温パターンするとき（以下、負の太平洋パターンと呼ぶ）や北大西洋の海面水温が高いとき、対流圏下層ではメキシコ湾を中心とする低気圧性循環偏差が形成され、メキシコ湾から米国中央部に流入する水蒸気量が少なくなり、少雨をもたらすことを示した。Schubert et al. (2009) は、複数の大気モデルを使った海面水温の感度実験により、負の太平洋パターンかつ北大西洋の海面水温が高い場合、米国中央部は高温・少雨傾向になることを指摘した。Ting and Wang (1997) や Barlow et al. (2001) は、過去の観測データを用いた統計解析により、負の PDO の海面水温偏差パターンの場合、米国中央部は少雨になりやすいことを示した。これらの研究で示された大気循環の特徴は 2012 年夏季の特徴と似ていた。

### 3.3.3 まとめ

2012 年の米国の夏季は、中央部を中心に高温・少雨となった。2011 年の夏季は南部を中心に高温・少雨だったことから、米国は 2 年続けて夏を中心に高温・少雨に見舞われたことになる。高温・少雨をもたらした大気循環の特徴が明瞭に現れた 6 月～7 月上旬の特徴を第 3.3.9 図に示す。これまでの様々な研究から、負の PDO に類似した北太平洋の海面水温と北大西洋の高い海面水温が高温・少雨に影響した可能性が示唆されるが、さらなる調査研究が必要である。

### 参考文献

Barlow, M., S. Nigam, and E. H. Berbery, 2001: ENSO, Pacific decadal variability, and U.S. summertime precipitation, drought, and stream flow. *J. Climate*, **14**, 2105-2128.

Mantua, N. J., S. R. Hare, Y. Zhang, J. M. Wallace, and R. C. Francis, 1997: A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon

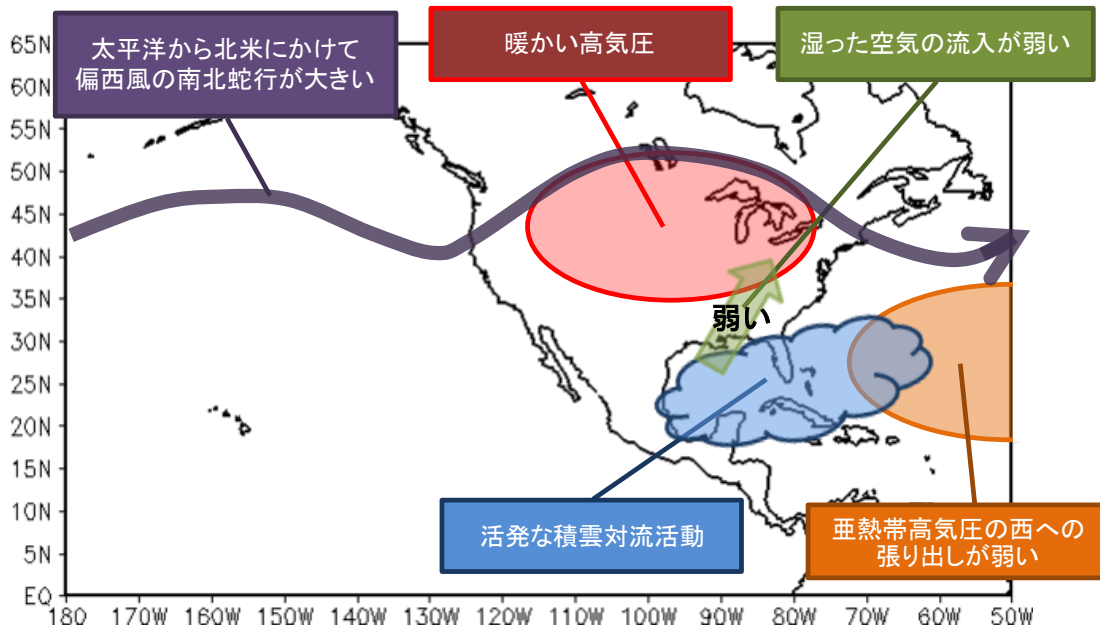
production. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**, 1069-1079.

Schubert, S., and Coauthors, 2009: A U.S. CLIVAR project to assess and compare the responses of global climate models to drought-related SST forcing patterns: Overview and results. *J. Climate*, **22**, 5251-5272.

Ting, M., and H. Wang, 1997: Summertime U.S. precipitation variability and its relation to

Pacific sea surface temperature. *J. Climate*, **10**, 1853-1873.

Wang, H., S. Schubert, M. Suarez, and R. Koster, 2010: The physical mechanisms by which the leading patterns of SST variability impact U.S. precipitation. *J. Climate*, **23**, 1815-1836.



第 3.3.9 図 2012 年 6 月～7 月上旬の平均的な大気の流れの特徴 (模式図)