

### 3 特定事例の解析

#### 3.1 2012/2013 年冬の北～西日本及び東アジア北部の低温

2012/2013 年冬(2012 年 12 月～2013 年 2 月)は、北日本～西日本は低温、北日本日本海側では多雪となった。また、東アジア北部では顕著な低温となった。2013 年(平成 25 年)3 月に開催された気象庁の異常気象分析検討会<sup>1</sup>(定例会)において、この冬の天候をもたらした大気循環の特徴及びその要因について分析を行った。本節では、この分析結果を中心に冬の大気循環の特徴について報告する。

##### 3.1.1 天候の特徴

北日本～西日本では、1 月下旬～2 月上旬を除いて、気温が平年を下回る日が多く(第 3.1.1 図(a))、北・東日本では 2 年連続、西日本では 3 年連続の寒冬となった(同図(b))。一方、沖縄・奄美は暖冬となった。北日本では日本海側を中心に降雪量が多くなり、青森県の酸ヶ湯では積雪の深さが 566cm となるなど、北日本日本海側を中心にアメダス 12 地点で年最深積雪の大きい方からの 1 位の値を更新した。北日本太平洋側や西日本太平洋側では、低気圧の影響を受けやすく、降水量は平年と比べて多かった(同図(c))。

世界では、東アジア、中央アジア及びロシア西部からヨーロッパにかけて気温が平年より低く、特に、東アジア北部から中央シベリア南部で平年よりかなり低くなった(第 3.1.2 図)。中国のチチハル(齊齊哈爾)の気温は、11 月末から 2 月末まで平年より低い状態が続いた(第 3.1.3 図(a))。

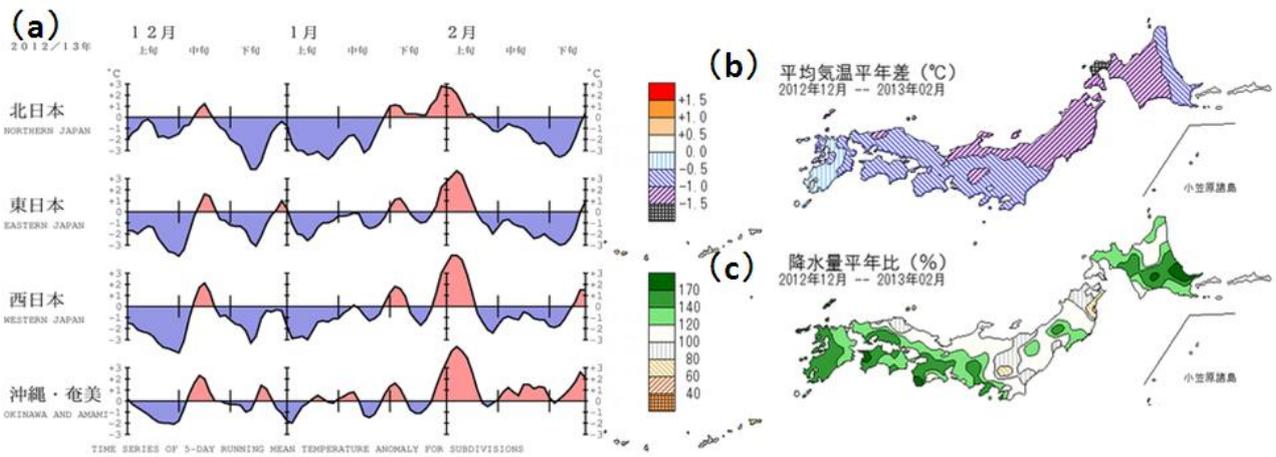
12 月～1 月上旬は、ユーラシア大陸の広い範囲で寒波に見舞われた。週平均気温平年差の推移をみると(第 3.1.4 図)、平年より 6℃以上低い領域が 11 月末～12 月上旬には東アジア北部から西シベリア

南部にかけて、12 月中旬～下旬前半には東シベリア南部から東ヨーロッパの広範囲で分布した。12 月下旬後半以降、ヨーロッパでは気温が平年より高くなったが、東アジアから中央アジア・インド北部では平年より低い状態が続いた。

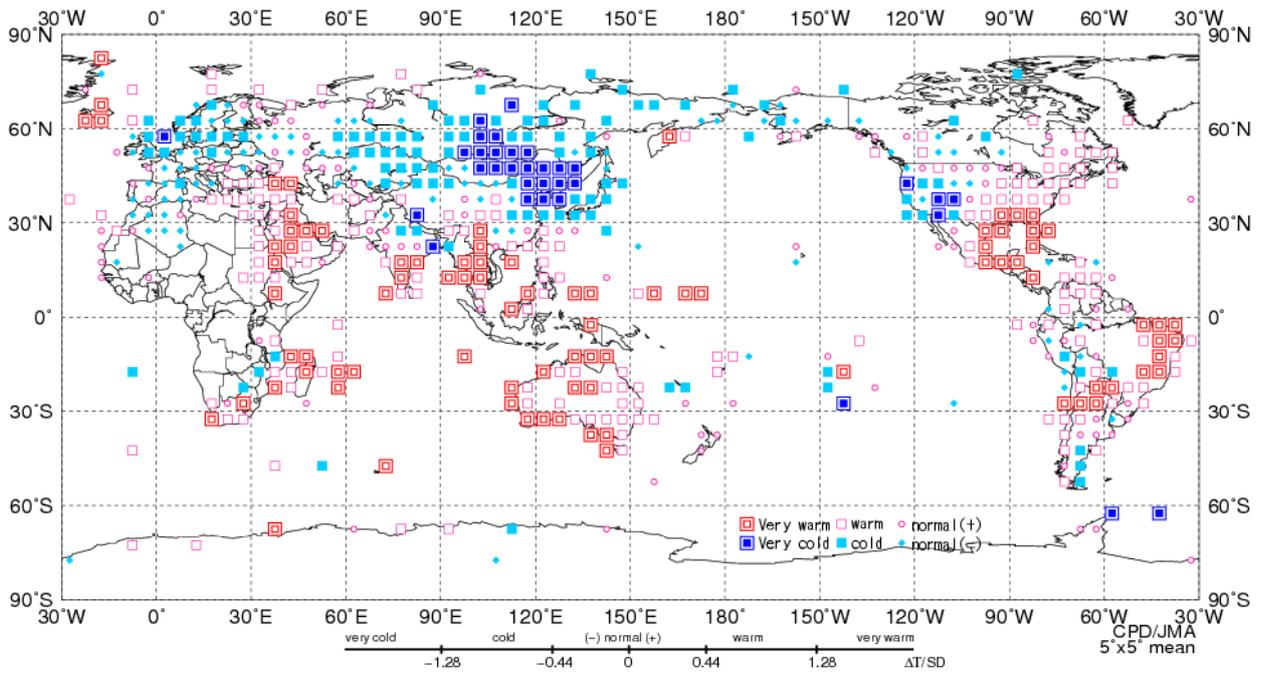
ニューデリー(インド)では、12 月下旬から 1 月上旬にかけて気温が平年より低い状態が続き、日平均気温は 7℃(平年差約 -7℃)を下回る日があった(第 3.1.3 図(b))。アスタナ(カザフスタン)では、12 月中旬に気温が大きく低下し、-38℃(平年差約 -27℃)を下回った(同図(c))。モスクワ(ロシア)では、12 月下旬に -21℃(平年差約 -16℃)を下回る低温となった(同図(d))。

この寒波は、東アジアからヨーロッパの広い範囲に影響を及ぼした。ロシアでは 170 人、ポーランドでは 100 人以上が 12 月の寒波の影響で死亡し、ヨーロッパ・ロシア全体で 390 人以上が死亡した。また、インドでは、12 月下旬～1 月中旬に 240 人以上が寒波の影響で死亡、バングラデシュでは、12 月～2 月に 200 万世帯以上が影響を受け、低体温のため 70 人以上が死亡した。インド・バングラデシュを含め、中央アジア・南アジアで合わせて 380 人以上が死亡した(災害データベース(EM-DAT)、IFRC)。

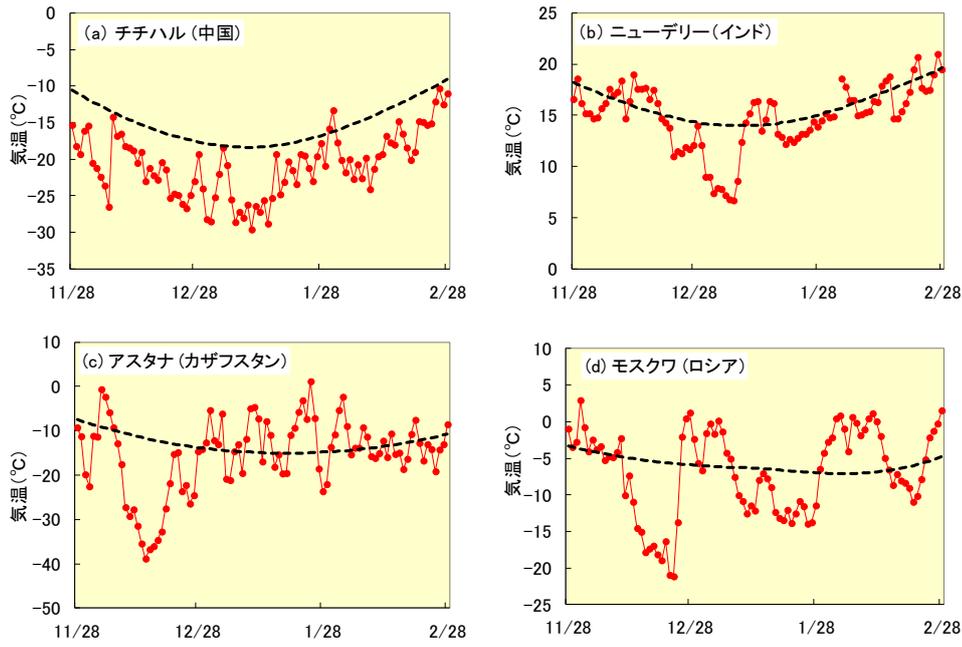
<sup>1</sup> 異常気象分析検討会は、気象庁が平成 19 年 6 月に設置し、大学・研究機関等の気候に関する専門家から構成される。社会経済に大きな影響を与える異常気象が発生した場合に、同検討会は最新の科学的知見に基づいてその発生要因を分析し、気象庁はその見解を迅速に発表している。



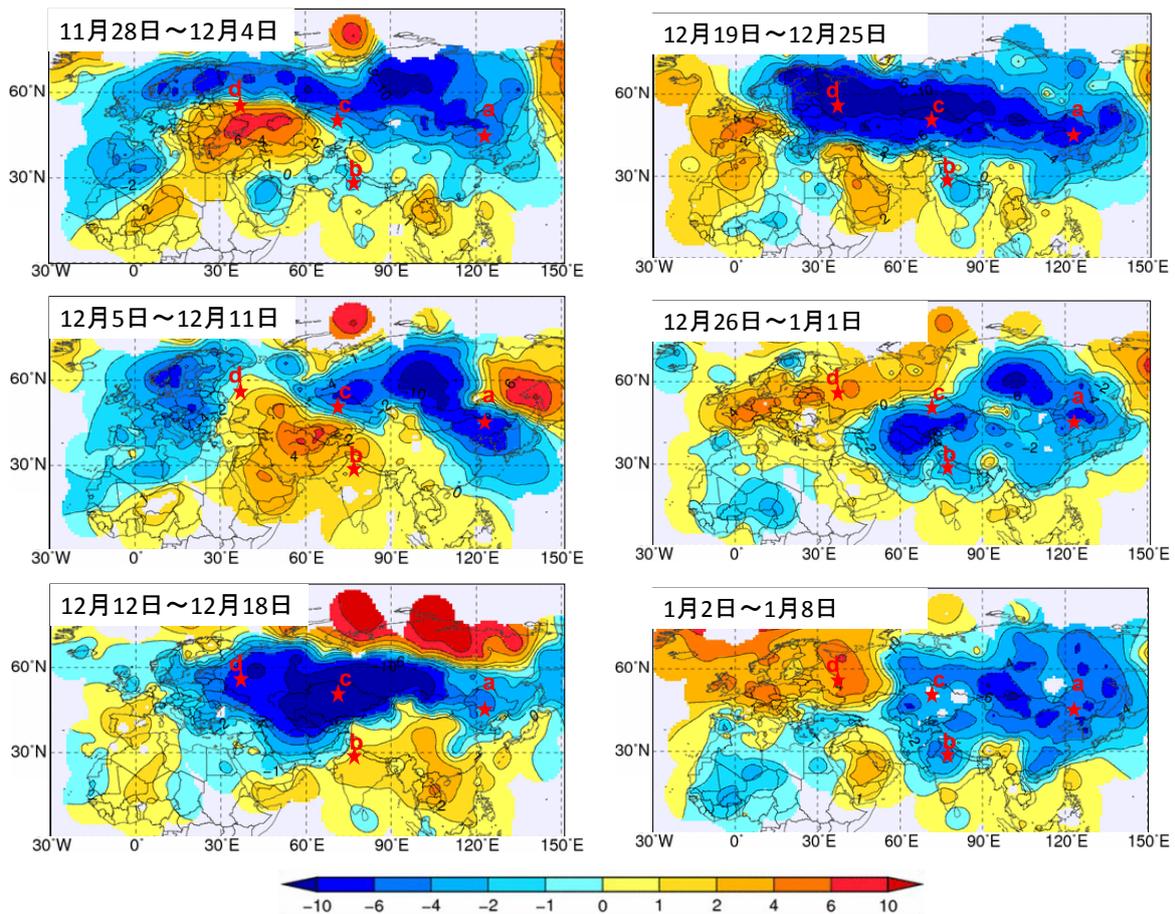
第 3.1.1 図 (a)2012/2013 年冬の地域平均気温平年差の 5 日移動平均時系列 (2012 年 12 月 1 日~2013 年 2 月 28 日) と冬 (2012 年 12 月~2013 年 2 月) 平均 (b) 気温平年差、(c) 降水量平年比の分布



第 3.1.2 図 2012/2013 年冬 (2012 年 12 月~2013 年 2 月) 平均気温の規格化平年差の分布  
 3 か月平均気温の平年差を標準偏差で割り、規格化した。平年値及び標準偏差は、1981~2010 年のデータに基づく。



第 3.1.3 図 日平均気温及び年値の推移 (2012 年 11 月 28 日～2013 年 2 月 28 日)  
赤実線が日平均気温、黒破線が年値 (1981～2010 年の平均値)。



第 3.1.4 図 週別の平均気温年差の分布 (2012 年 11 月 28 日～2013 年 1 月 8 日)

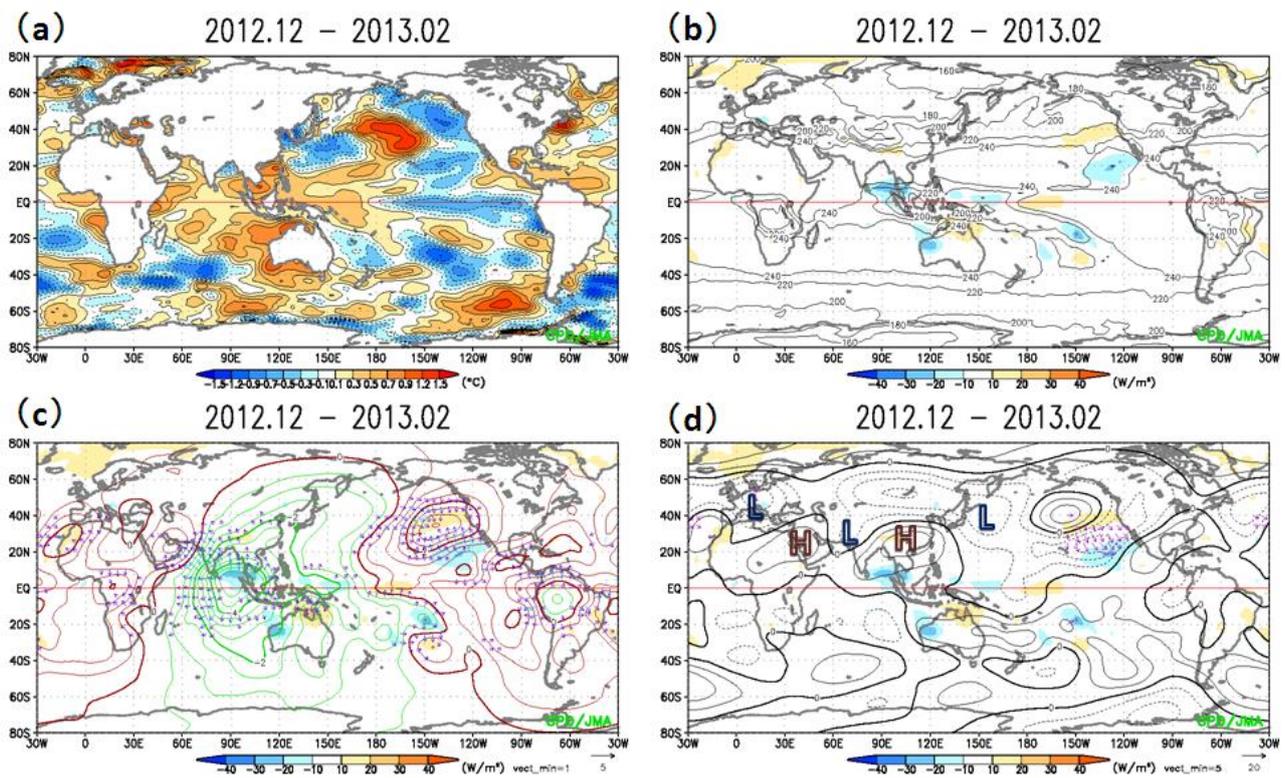
図中の a～d は、それぞれ、a:チチハル (中国)、b:ニューデリー (インド)、c:アスタナ (カザフスタン)、d:モスクワ (ロシア) を示す。

### 3.1.2 低温をもたらした大気循環場の特徴

冬平均の海面水温は、中・東部太平洋赤道域で低温偏差、インド洋～西部太平洋熱帯域で高温偏差となり、太平洋ではラニーニャ現象時に現れやすい偏差パターンとなった（第3.1.5図(a)）。インド洋東部では、対流活動が平年と比べて活発となり（同図(b)）、対流圏上層では発散偏差が明瞭だった（同図(c)）。200hPa 流線関数をみると、中東付近～日本の東海上では波列状の偏差パターンとなり、亜熱帯ジェット気流が中国南部付近では北へ（高気圧性循環偏差）、本州の東海上では南へ（低気圧性循環偏差）蛇行した（同図(d)）。これに対応して、本州付近には上空に寒気が流入しやすかった。

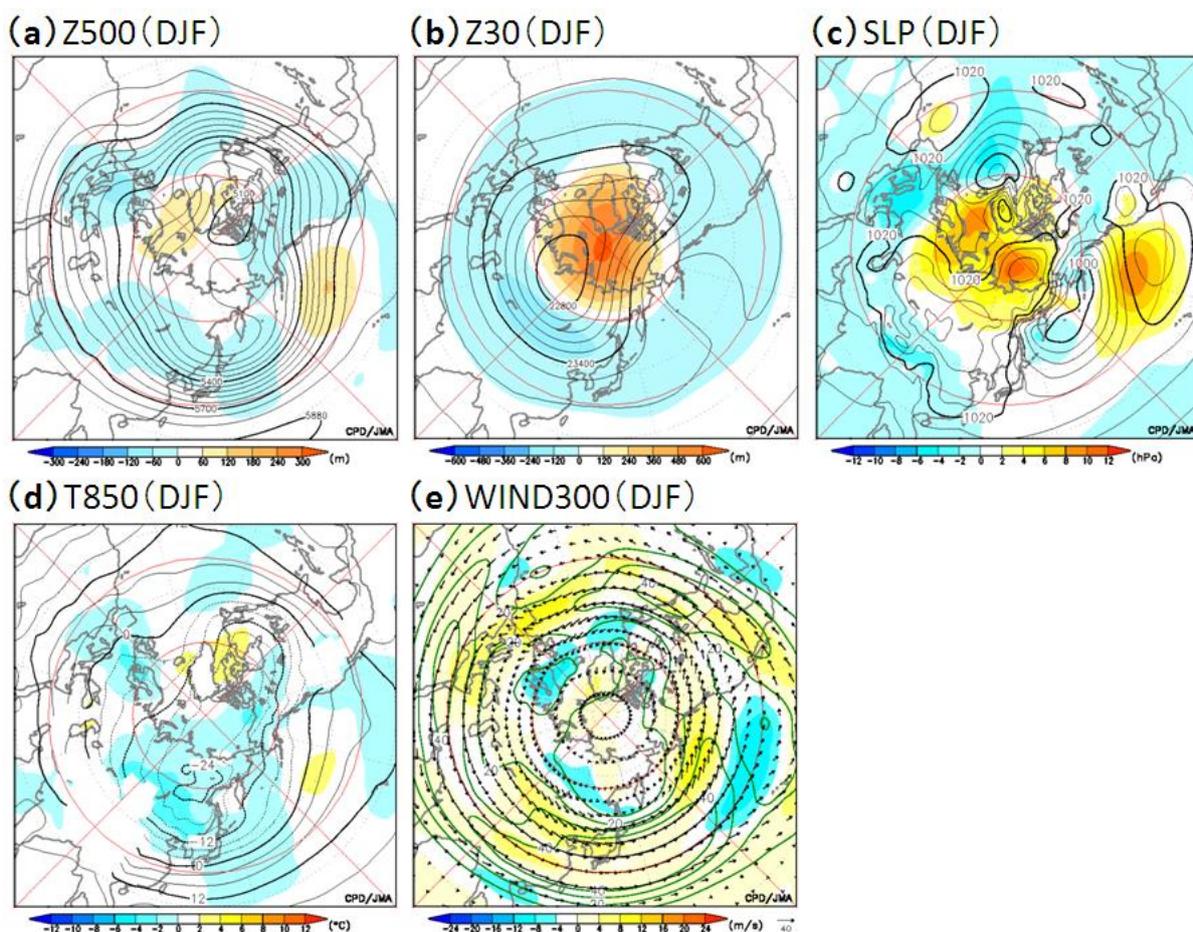
北半球 500hPa 高度をみると、極うずは分裂し、極

域は正偏差となる一方、中緯度域で広く負偏差となり、典型的ではないものの、北極振動（Arctic Oscillation: AO）の負位相の偏差パターンとなった（第3.1.6図(a)）。東アジア北部では、寒帯前線ジェット気流が南へ蛇行したことに対応して（同図(e)）500hPa 高度の負偏差域が広がり、特に12月と2月に明瞭だった（第3.1.7図(a)と(c)）。シベリア高気圧は平年と比べて南東へ張り出し、アリューシャン低気圧は日本の北東海上で強く、北日本を中心に西高東低の冬型の気圧配置になりやすかった（第3.1.6図(c)）。850hPa 気温は、ヨーロッパ、モンゴル・中国北部、本州付近で低温偏差となった（同図(d)）。



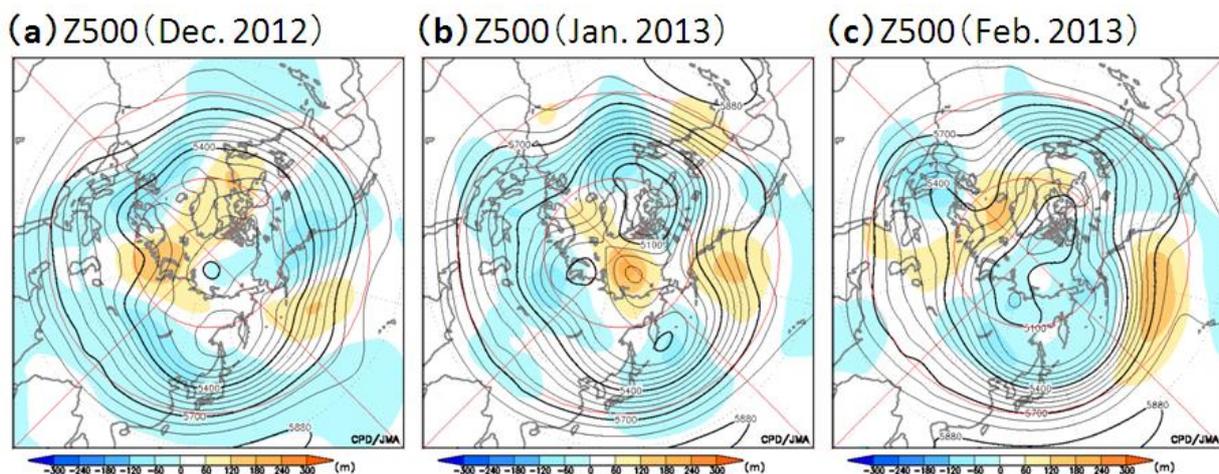
第3.1.5図 2012/2013年冬平均の海況、対流活動、大気循環

(a)海面水温平年偏差、(b)外向き長波放射量(OLR)(等値線間隔:  $20\text{W}/\text{m}^2$ )と平年偏差(陰影)、(c)200hPa速度ポテンシャル平年偏差(等値線間隔:  $0.5 \times 10^6\text{m}^2/\text{s}$ 、赤線(緑線):正(負)の値)、発散風平年偏差(矢印、単位:  $\text{m}/\text{s}$ )とOLR平年偏差(陰影)、(d)200hPa流線関数平年偏差(等値線間隔:  $3 \times 10^6\text{m}^2/\text{s}$ 、実線(点線):正(負)の値)、波の活動度フラックス(矢印、単位:  $\text{m}^2/\text{s}^2$ 、Takaya and Nakamura 2001)とOLR平年偏差(陰影)。

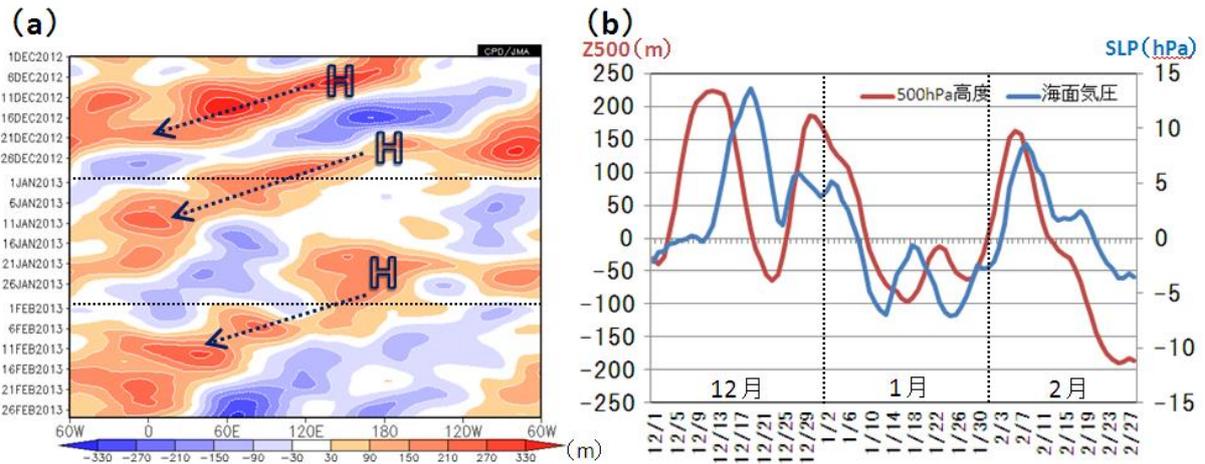


第 3.1.6 図 2012/2013 年冬平均の気象循環

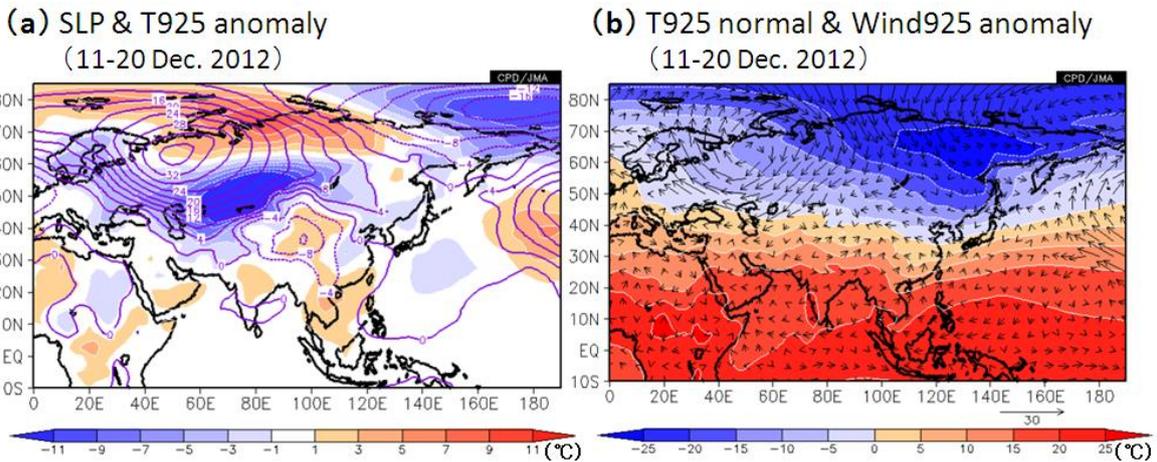
(a) 500hPa 高度、(b) 30hPa 高度、(c) 海面気圧、(d) 850hPa 気温、(e) 300hPa 風速。等値線間隔は (a) 60m、(b) 120m、(c) 4hPa、(d) 4°C、(e) 10m/s。陰影は平年偏差。(e) の矢印は風ベクトル。



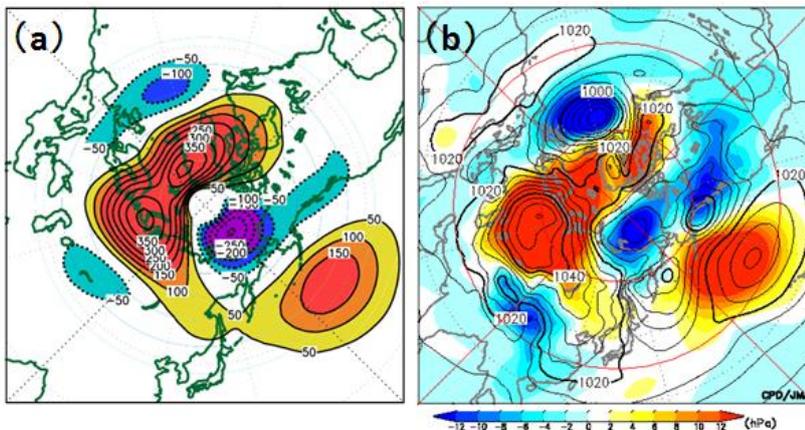
第 3.1.7 図 2012 年 12 月～2013 年 2 月の各月平均 500hPa 高度  
等値線間隔は 60m。陰影は平年偏差。



第 3.1.8 図 (a)500hPa 高度の年間偏差の経度-時間断面図と (b)シベリア域上空のリッジとシベリア高気圧の推移  
 (a)65°N~75°N 平均した 5 日移動平均値。H は北太平洋でのブロッキング高気圧の発生位置、矢印は高度の正偏差域の西進を表わす。(b)赤線は西・中央シベリア付近 (60°N~80°N、60°E~120°E) で領域平均した 500hPa 高度年間偏差、青線は中央アジア~東アジア北部 (40°N~60°N、60°E~120°E) で領域平均した海面気圧年間偏差。いずれも 5 日移動平均値。



第 3.1.9 図 (a)海面気圧、925hPa 気温年間偏差と (b)925hPa 気温年間値と風年間偏差 (2012 年 12 月 11 日~20 日平均)  
 (a)等値線は海面気圧年間偏差 (単位: hPa)、陰影は 925hPa 気温年間偏差、(b)陰影は 925hPa 気温年間値、矢印は 925hPa 風年間偏差のベクトル (単位: m/s)。



第 3.1.10 図 PV インバージョン解析の結果と海面気圧

(a)2012 年 12 月 11 日~20 日平均の 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。等値線間隔は 50m。(b)同期間平均海面気圧 (等値線、4hPa 間隔) 及び年間偏差 (陰影)。

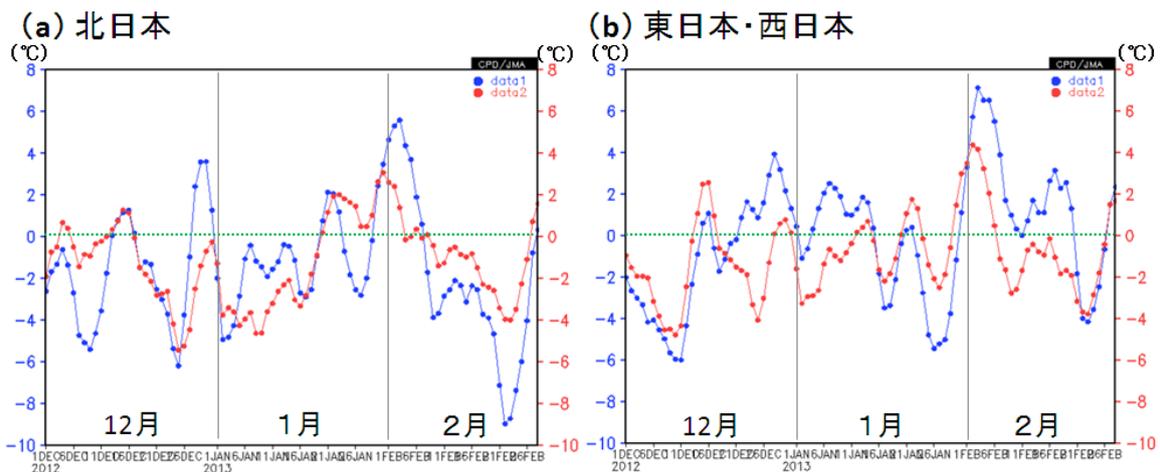
12月上旬、下旬及び1月下旬には、東シベリア～ベーリング海峡付近でブロッキング高気圧が発達し、シベリアを西進した(第3.1.8図(a))。この西進したブロッキング高気圧に対応して、西・中央シベリア付近でのリッジの発達及びシベリア高気圧の勢力の強化がみられた(同図(b))。このような循環場の推移は、Takaya and Nakamura (2005a; 2005b)によって示された、シベリア高気圧の増幅過程の「太平洋型」のタイプと類似している。

特に、12月中旬頃にシベリア高気圧の勢力が非常に強まり、第3.1.1項で述べた12月のユーラシア大陸の寒波に大きく寄与した(第3.1.9図(a))。対流圏下層ではロシア西部を中心に顕著な高気圧が分布し、その南東側では北東風偏差に伴う寒気移流が明瞭となり、ユーラシア大陸の広い範囲に顕著な低温をもたらした(同図(b))。また、この寒気移流は、上層のリッジとの相互作用を通じて、強勢なシベリア高気圧を維持する効果も担っていた可能性がある(Takaya and Nakamura 2005a)。

西・中央シベリアのブロッキング高気圧が大気下層に与える影響を評価するため、12月中旬平均の300hPa面における準地衡流渦位(Potential Vorticity: PV)偏差を与えたPVインバージョン解

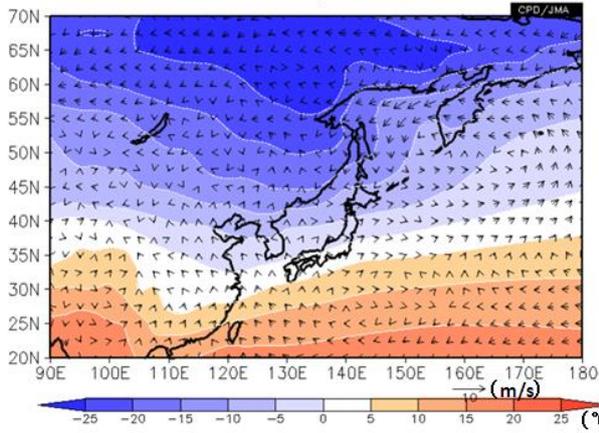
析(Hoskins et al. 1985)を行った。その結果、上空の負のPV偏差が西シベリア付近の対流圏下層に高気圧を誘起することが確認され(第3.1.10図(a))、その分布は同期間平均の海面気圧偏差とよく対応していた(同図(b))。PVインバージョン解析は、西・中央シベリア付近でブロッキング高気圧が発達した12月下旬～1月上旬、2月上旬についても行ったが、いずれも同様の結果が得られた(図省略)。

本項の最後に、本州付近の気温に対する対流圏上層・下層の寒気の影響をみるため、第3.1.11図に500hPa及び925hPa気温の推移を示す。北日本では、下層が低温偏差のときは概ね上層も低温偏差となっており、寒帯前線ジェット気流が日本付近で南に蛇行したことと対応して、上空に強い寒気がしばしば流入したことが低温に大きく影響したと考えられる(同図(a))。一方、東・西日本では亜熱帯ジェット気流が南へ蛇行した12月前半などに、上層に寒気を伴う低温偏差となったが、12月下旬から1月上旬の低温偏差は大気下層中心の寒気であった(同図(b))。この冬、北西寄りの季節風は平年並みだった一方(第3.1.12図(a))、東アジア北部では12月下旬から1月上旬を中心に顕著な低温となったため、日本では下層の寒気移流が平年より強かった(同図(b))。

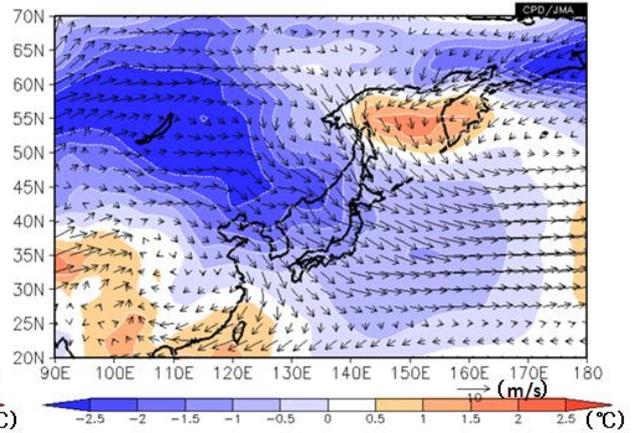


第3.1.11図 5日移動平均500hPa及び925hPa気温平年偏差の推移(2012年12月1日～2013年2月28日)  
 (a)北日本付近(40°N～45°N、137.5°E～145°E)、(b)東・西日本付近(32.5°N～37.5°N、130°E～142.5°E)。青線は500hPa、赤線は925hPa。

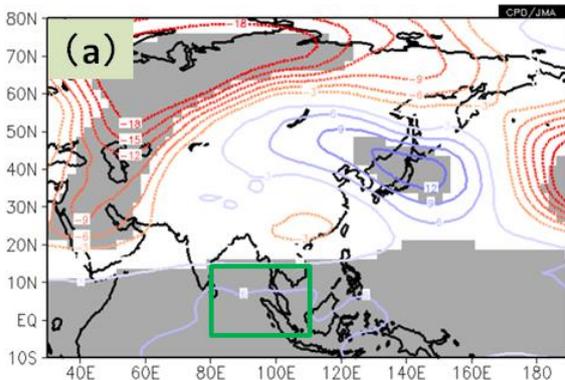
(a) Wind925 anomaly & T925 normal

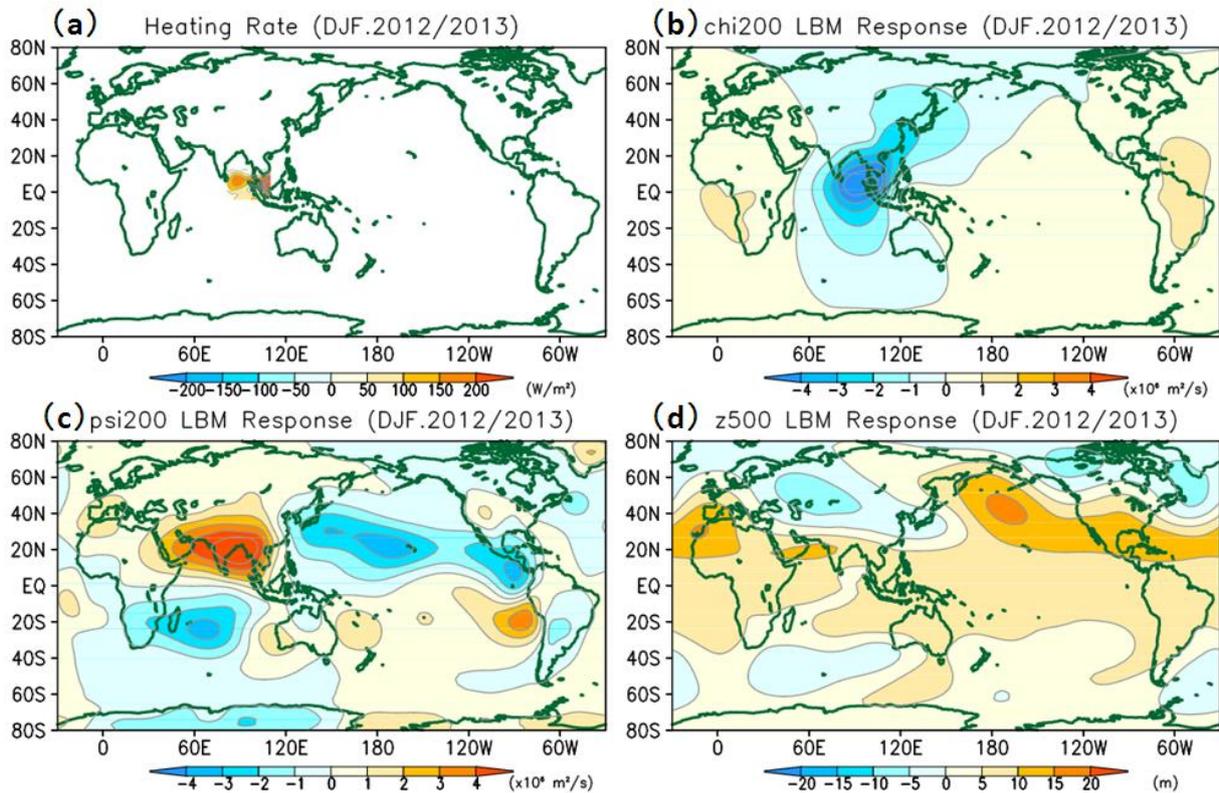


(b) Wind925 normal & T925 anomaly



第 3.1.12 図 2012/2013 年冬平均の 925hPa 気温（陰影）と風ベクトル（矢印）  
(a) 気温平年値と風平年偏差のベクトル、(b) 気温平年偏差と風ベクトル平年値。





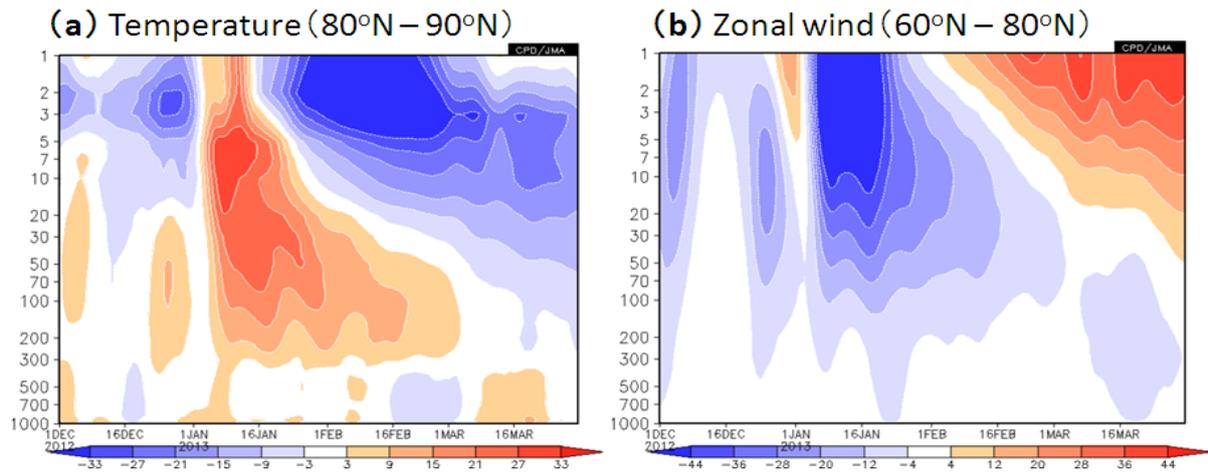
第 3.1.14 図 線形傾圧モデル (LBM) によるインド洋東部付近の非断熱加熱偏差に対する定常応答

基本場は冬平均の平年値。(a)は LBM に与えた非断熱加熱偏差。(b)–(d)は定常応答を表わし、(b)200hPa 速度ポテンシャル、(c)200hPa 流線関数、(d)500hPa 高度。(c)は带状平均を除去して表示。

## (2) 対流圏-成層圏の相互作用と北極振動の負位相

北極振動 (AO) は東アジア付近の気温と統計的な関係があり、AO が負位相の時には東アジア付近では低温となる傾向がある (山崎 2004)。2012/2013 年冬は、対流圏で AO の負位相が現れやすかった (第 3.1.6 図(a)と(c))。また、成層圏においても、1月上旬～2月上旬に発生した成層圏の大規模突然昇温 (第 2.6 節を参照) に対応して、AO の負位相が卓越

した (同図(b))。この突然昇温に伴って、対流圏界面～下部成層圏の高緯度域では 1月上旬から 2月下旬頃にかけて高温偏差や東風偏差が持続した (第 3.1.15 図(a)と(b))。これに関連して、対流圏中緯度で上方伝播した波束が対流圏界面付近で北向きに屈折し、対流圏の高緯度域で収束したことが、AO の負位相の形成・維持に寄与した可能性が考えられる (詳細は第 2.6.3 項参照)。



第 3.1.15 図 (a) 80°N~90°N 平均帯状平均気温年偏差 (単位: °C) と (b) 60°N~80°N 平均帯状平均東西風年偏差 (単位: m/s) の時間-高度断面図 (2012 年 12 月 1 日~2013 年 3 月 31 日) 5 日移動平均値。

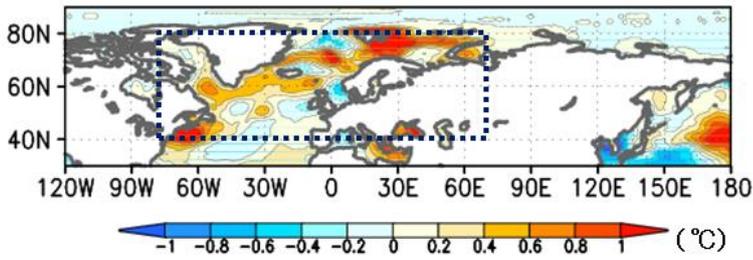
### (3) 北大西洋北部の高い海面水温や北極域の少ない海氷

2012/2013 年冬の海面水温は、北大西洋北部で平年と比べて高かった (第 3.1.16 図)。また、バレンツ海やカラ海付近の海氷面積は 1979~2000 年平均と比べて少ない状況で推移した (第 3.1.17 図)。最近の研究 (Deser et al. 2004; Honda et al. 2009; Inoue et al. 2012 等) では、北大西洋の高い海面水温や北極域の少ない海氷面積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。統計解析によると、北大西洋北部で海面水温が高い場合には、2012/2013 年冬 (第 3.1.6 図 (a)、(c) 及び (d)) と同様に、西・中央シベリアの上空でリッジが発達し、シベリア高気圧が強まり、有意な領域は限られるものの東アジア北部で低温となる傾向がある (第 3.1.18 図)。同様に、バレンツ海・カラ海付近の海氷面積が少ない場合には、シベリア高気圧が発達する傾向がある (気象庁 2013)。

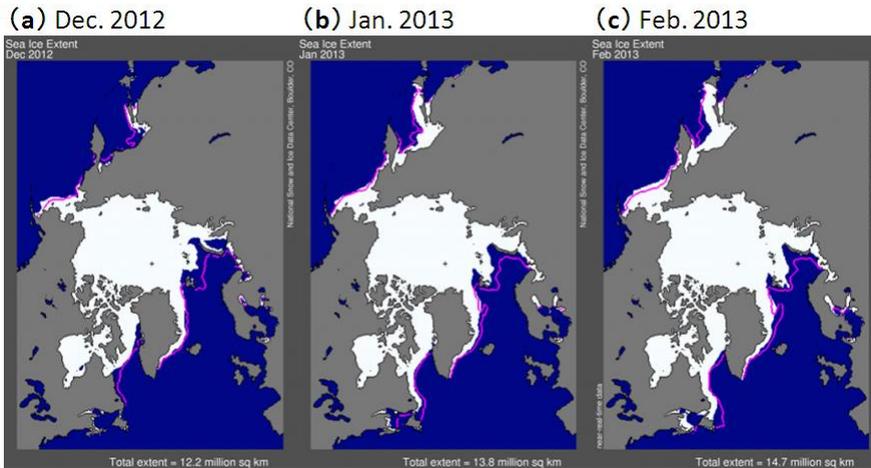
北大西洋北部の高い海面水温や北極域の少ない海氷による大気循環場への影響を評価するために、大気モデルを用いた感度実験を行った (実験の概要や

実験設定については、第 3.1.1 表を参照)。はじめに、大気モデルによる 2012/2013 年冬の循環場の再現性を確かめるため、全球の海面水温、海氷の実況値を与えた実験を行った。その結果、シベリア域のリッジや日本付近のトラフといった冬平均の循環場が再現されることが確認できた (図省略)。次に、北大西洋北部からバレンツ海付近の海面水温・海氷による大気への影響を調べるため、北大西洋北部の海面水温と北極域の海氷のみ実況値を与えた実験 (SST-an1) と、全球に海面水温、及び海氷の平年値を与えた実験 (SST-clm) の結果の差を調べた。その結果、500hPa 高度、海面気圧はともに極域で正偏差、中緯度域で負偏差 (A0 の負位相のパターン)、850hPa 気温は中国北東部~本州付近で低温偏差の応答を示し (第 3.1.19 図)、2012/2013 年冬平均の偏差パターンと対応していた (第 3.1.6 図 (a)、(c) 及び (d))。

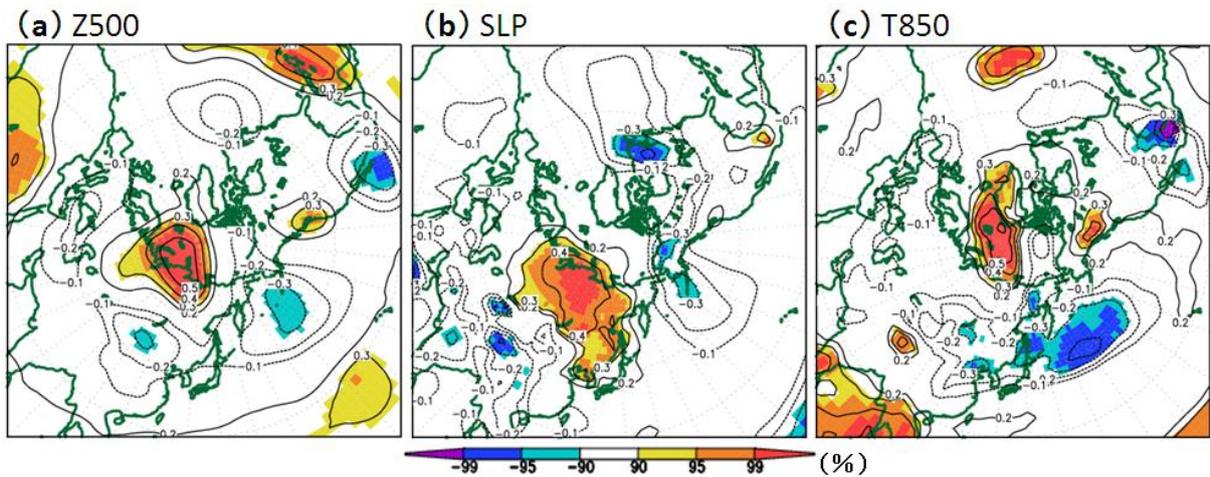
統計解析や大気モデルを用いた感度実験の結果より、北大西洋北部の高い海面水温や北極域の少ない海氷が、東アジア北部~本州付近の低温に寄与した可能性があるが、そのメカニズムについてはさらなる調査・研究が必要である。



第 3.1.16 図 2012/2013 年冬平均の海面水温  
 平年偏差  
 黒の点線で囲った領域は、感度実験における海面水温の実況値を与えた領域 (40°N~80°N、80°W~70°E) を表す。実験結果は第 3.1.19 図に示す。



第 3.1.17 図 2012/2013 年冬の北極海の海水分布  
 (a)2012 年 12 月、(b)2013 年 1 月、及び(c)2013 年 2 月の海水分布。ピンク色の線は 1979~2000 年の中央値。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。

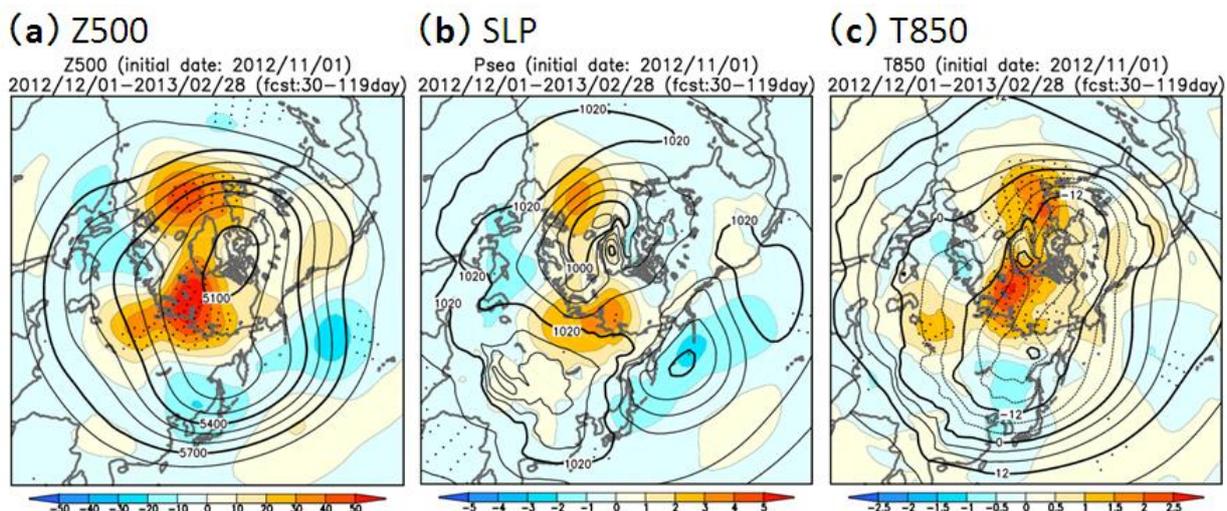


第 3.1.18 図 北大西洋北部 (60°N~80°N、80°W~70°E) で領域平均した冬平均海面水温と、冬平均 (a) 500hPa 高度、(b) 海面気圧、(c) 850hPa 気温の相関係数  
 統計期間は 1979/1980~2011/2012 年。海面水温と各要素のトレンドを除去して算出。等値線間隔は 0.1。陰影は t 検定により信頼度水準 90%以上で統計的に有意となる領域を示す (正值：暖色、負値：寒色)。

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

第 3.1.1 表 海面水温・海氷の感度実験の概要

大気モデル	気象庁 1 か月予報モデル (GSM1103C) (JMA 2013)	
水平解像度	TL159 (1.125°, 約 110km)	
鉛直層数	60 (最上層は 0.1hPa)	
アンサンブルメンバー数	11	
初期値	全球大気解析	
海面水温・海氷	COBE-SST (気象庁 2006) の日別値	
実験設定		
初期時刻	2012 年 11 月 1 日 12Z	
積分時間	119 日 (2013 年 2 月 28 日まで)	
実験の種類 海面水温・海氷の与え方	<u>SST-anl</u> ・北大西洋北部 (40°N~80°N、80°W~70°E: 第 3.1.16 図の黒点線で囲った領域) には海面水温の実況値、その他の領域には平年値を与える ・海氷の実況値を与える	<u>SST-clm</u> ・全球に海面水温・海氷の平年値を与える
実験結果の評価	海面水温・海氷に対する大気の応答は、実験 SST-anl と SST-clm による冬平均したアンサンブル平均の差で評価する	



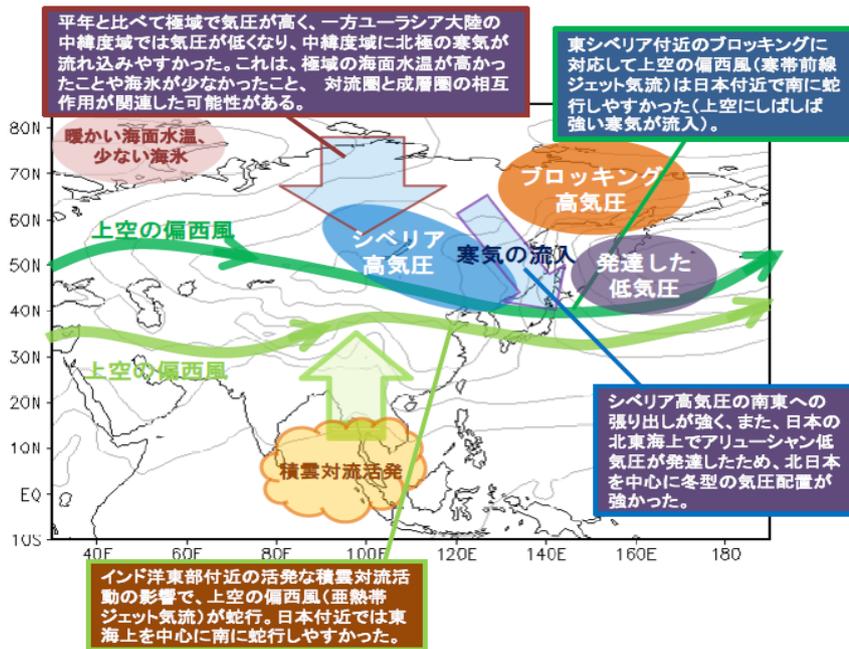
第 3.1.19 図 2012/2013 年冬の海面水温・海氷感度実験の結果 (北大西洋北部~北極海の海面水温・海氷平年偏差に対する大気の応答)

等値線は第 3.1.1 表の実験 SST-anl によるアンサンブル平均、陰影は実験 SST-anl、SST-clm によるアンサンブル平均の差で定義される大気の応答。(a)500hPa 高度、(b)海面気圧、(c)850hPa 気温。等値線間隔は、(a)100m、(b)5hPa、(c)4°C。黒点はアンサンブル平均の差が信頼度水準 95%以上で統計的に有意となる領域を示す。

### 3.1.4 まとめ

2012/2013 年冬は、北~西日本で低温、東アジア北部で顕著な低温となった。このような状況をもた

らしたと考えられる主な要因を第 3.1.20 図に示す。これらのメカニズムの詳細については、不明なところがあり、さらなる調査・研究が必要である。



第3.1.20図 2012/2013年冬の東アジア北部の低温をもたらした主要因の模式図  
 灰色の等値線は冬平均海面気圧 (間隔: 4hPa)

参考文献

気象庁, 2006: 気候解析用全球海面水温解析データ (COBE-SST) の特徴. 気候系監視報告別冊第 12 号.  
 気象庁, 2013: 2011/2012 年冬のユーラシア大陸の顕著な寒波. 気候系監視年報 2012, 45-55.  
 山崎孝治, 2004: 北極振動の概要. 気象研究ノート第 206 号「北極振動」, 日本気象学会, 1-9.  
 Deser, C., G. Magnusdottir, R. Saravanan, and A. Phillips, 2004: The effects of North Atlantic SST and sea ice anomalies on the winter circulation in CCM3. Part II: Direct and indirect components of the response. *J. Climate*, **17**, 877-889.  
 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.  
 JMA, 2013: Outline of the operational numerical

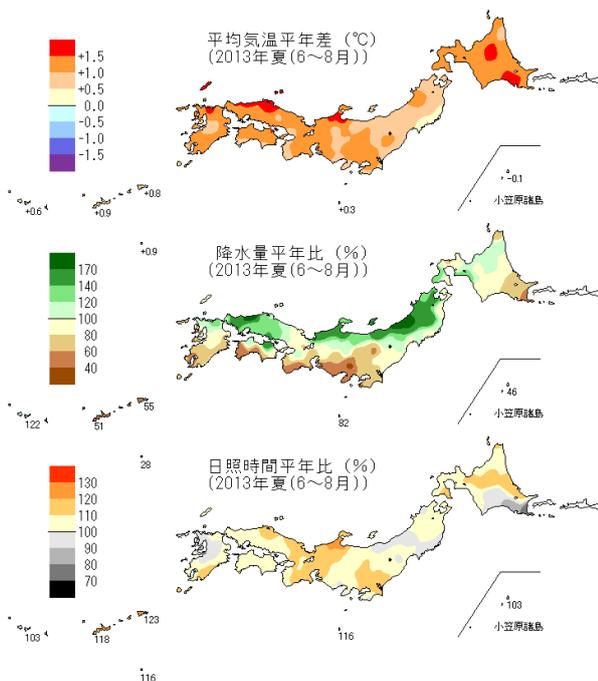
weather prediction at the Japan Meteorological Agency. Appendix to WMO Technical Progress Report on the Global Data-processing and Forecasting System and Numerical Weather Prediction Research.  
 Onogi, K., J. Tsutsui, H. Koide, M. Sakamoto, S. Kobayashi, H. Hatsushika, T. Matsumoto, N. Yamazaki, H. Kamahori, K. Takahashi, S. Kadokura, K. Wada, K. Kato, R. Oyama, T. Ose, N. Mannoji, and R. Taira, 2007: The JRA-25 Reanalysis. *J. Meteorol. Soc. Japan*, **85**, 369-432.  
 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 2013年夏の日本及び東アジアの極端な天候

2013年夏（6～8月）の日本は全国的に高温となり、西日本の夏平均気温は1946年以降で最も高くなった。また、日本海側の地域を中心に多雨となった一方、太平洋側の地域や沖縄・奄美で少雨となった。気象庁の異常気象分析検討会では、このような極端な天候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（平成25年9月2日報道発表）。本節では分析検討会での分析結果を中心に、この事例の詳細について述べる。また、日本以外の東アジアでも、中国南部の顕著な高温・少雨、中国北部や北東部、朝鮮半島北部の大雨等、顕著な天候が現れたことから、その概要も記す。

#### 3.2.1 天候の特徴

2013年夏の日本の平均気温（第3.2.1図）は、全国的に平年を上回った。西日本では統計を開始した1946年以降で最も暑い夏となり、東日本では3位タイ、沖縄・奄美は2位タイの高温となった（第3.2.1表）。8月上旬後半～中旬前半は、東・西日本太平洋側を中心に厳しい暑さとなり、多くの地点で真夏日や猛暑日を記録した（第3.2.2図）。



第3.2.1図 2013年夏（6～8月）の平均気温、降水量、日照時間の平年差（比）の分布

8月12日には高知県四万十市江川崎で国内の日最高気温の歴代1位となる41.0℃を記録した。この夏に日最高気温の高い記録を更新した地点は143、日最低気温の高い記録を更新した地点は93にのぼった（タイ記録含む）。

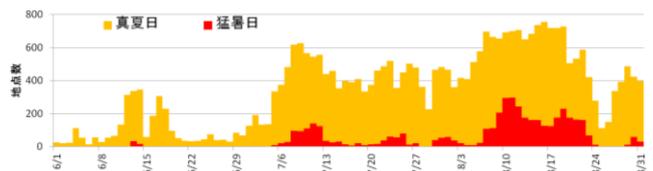
2013年夏の降水量（第3.2.1図）は、東北日本海側、北陸・中国地方で多雨となった。7月の東北地方は、梅雨前線が停滞することが多く雨の日が続いたため、降水量平年比182%となり、7月としては統計を開始した1946年以降で最も多かった。北陸地方の夏の降水量平年比は151%で、歴代4位の記録となった。また、7月末～8月上旬や8月下旬には山口県、島根県、秋田県、岩手県の一部地域で、過去に経験したことのない豪雨に見舞われた。アメダス地点で観測した1時間降水量80ミリ以上の観測回数は1976年以降で3番目に多かった（第3.2.3図）。一方、太平洋側では夏（6～8月）の降水量が平年を下回り、東日本太平洋側と沖縄・奄美ではかなり少なかった。九州南部・奄美地方の7月の降水量平年比は11%で、7月としては統計開始以来最も少なく、東海地方の夏の降水量平年比は64%で歴代3位の少ない記録となった。

第3.2.1表 地域別夏（6～8月）平均気温平年差（単位：℃）

2013年の値を黄色で示す。

	1位	2位	3位
北日本	+2.2 (2010年)	+1.9 (1978年)	+1.5 (1999・1950・1946年)
東日本	+1.5 (2010年)	+1.3 (1994年)	+1.1 (2013・1978年)
西日本	+1.2 (2013年)	+1.1 (1994年)	+0.9 (2004・1990年)
沖縄・奄美	+0.8 (1991年)	+0.7 (2013・2001・1998年)	—

※北日本の2013年は+1.0℃（10位タイ）



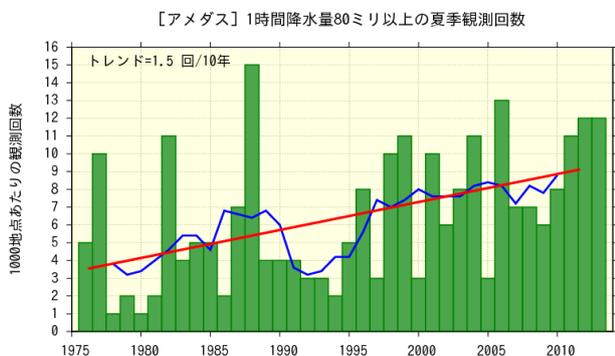
第3.2.2図 2013年の猛暑日・真夏日の地点数の推移（6月1日～8月31日）

全国927地点について。猛暑日は日最高気温35℃以上、真夏日は日最高気温30℃以上。

東アジアでは、モンゴルを除いて平年より気温が高く、特に日本から中国南部にかけては平年よりかなり高くなった(第3.2.4図)。7月の月平均気温は北海道や朝鮮半島東部、中国中部で、8月は朝鮮半島東部や中国中部から南部で2℃以上高かった(第3.2.5図)。月降水量は7月に東北地方や朝鮮半島北部から中国北部、東シベリア南部から中国北東部で平年の160%以上の地域がある一方、九州地方南部や中国南部では平年の40%以下の地域がみられた。8月は東日本・西日本の日本海側の地域とモンゴル東部付近で月降水量が平年の160%以上、朝鮮半島から中国東部で平年の60%以下となった。

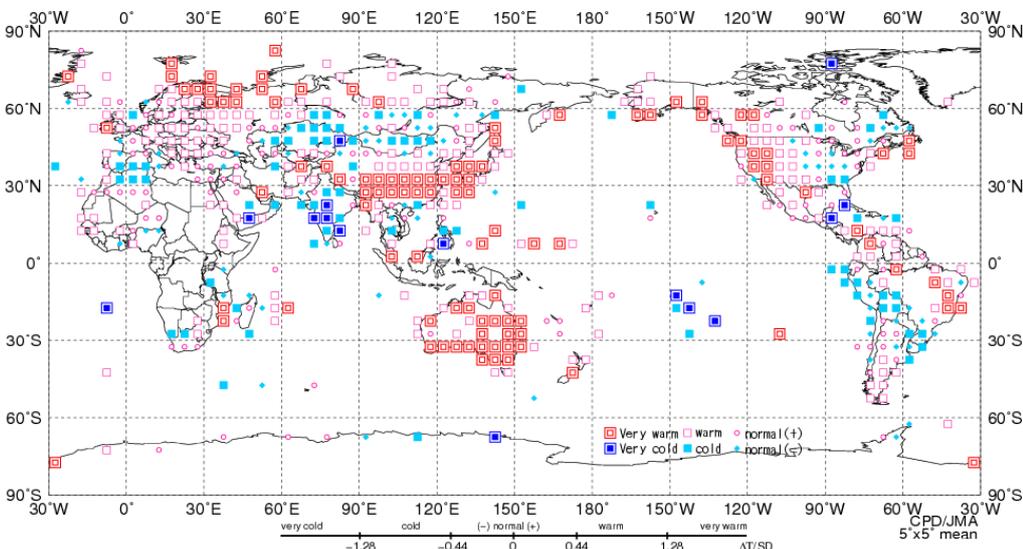
中国気象局によると、重慶市や湖南省などで35℃以上の日最高気温が20日以上続き、40～42℃に達する地域もあった。上海市のシージャーホウエイ(徐家匯)では、1872年の統計開始以来最も高い気温(40.8℃)を記録した。長江の南の地域では、7月の月降水量が40%以下の地域もみられた。湖南省のチャンシャー(長沙)では、7月の月降水量が8mm(平年比約6%)だった(第3.2.6図)。7月以降の少雨により、貴州省・湖南省では2120万人が影響を受け、187万ヘクタール以上の農作物への被害が発生した(中国政府)。

一方、中国の北東部から東シベリア南部のアムール川流域では、降水量が平年より多かった(第3.2.5図)。アムール川流域の39地点で平均した7月1日～9月18日の積算降水量は1996年以降で最も多く、1996～2012年の平均値(183mm)の約2.1倍(381mm)となった(第3.2.7図)。ロシア水文気象環境監視局によると、アムール川の中流・下流域の各地では過去最高の水位を1.5～2m上回り、洪水が発生した。ハバロフスク市の水位は9月3～4日に808cmとなり、これまでの最高記録642cm(1897年)を上回った。ロシア極東域では13万5千人以上の住民、1万4千の家屋、総延長1600kmに及ぶ道路や170以上の橋が洪水の影響を受けた(ロシア政府)。中国北東部では8月に、大雨による洪水の影響で110人以上が死亡した(中国政府)。

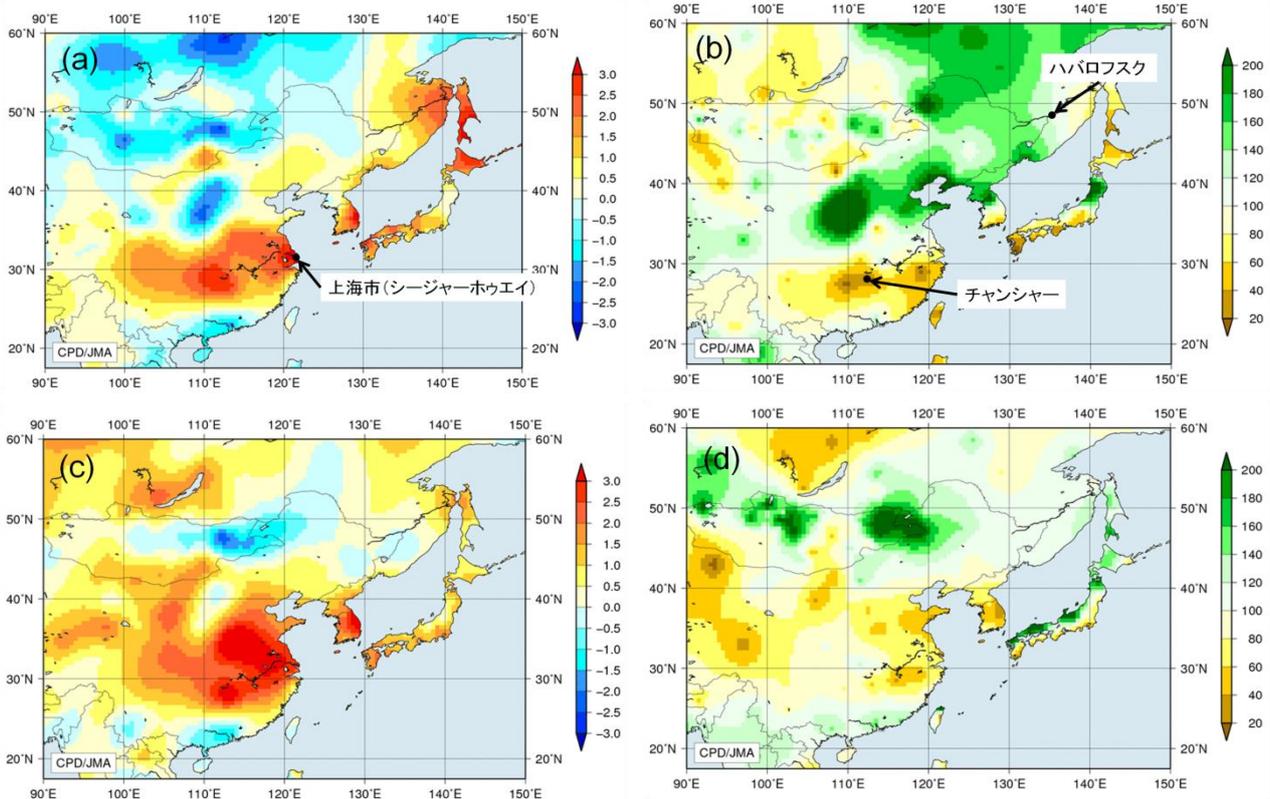


第3.2.3図 アメダス地点における1時間降水量80ミリ以上の夏(6～8月)の観測回数の経年変化(1976～2013年)

期間を通して均質な統計値を得るため、正時に観測された1時間降水量を対象とし、1000地点あたりの観測回数に換算した。棒グラフ(緑)は各年の値、折れ線(青)は5年移動平均値、直線(赤)は長期にわたる変化傾向を示す。

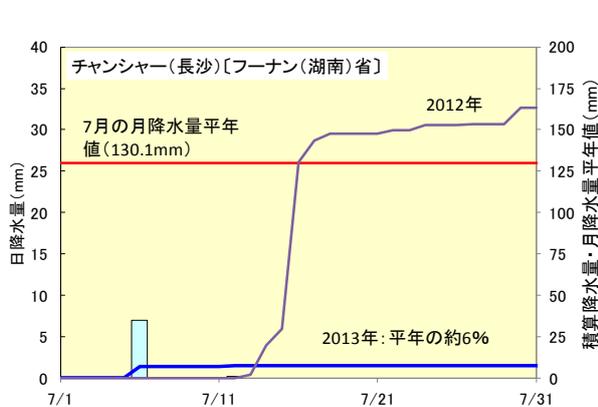


第3.2.4図 2013年夏(6～8月)平均気温の規格化平年差の分布  
3か月平均気温の平年差を標準偏差で規格化した。平年値及び標準偏差は、1981～2010年のデータに基づく。



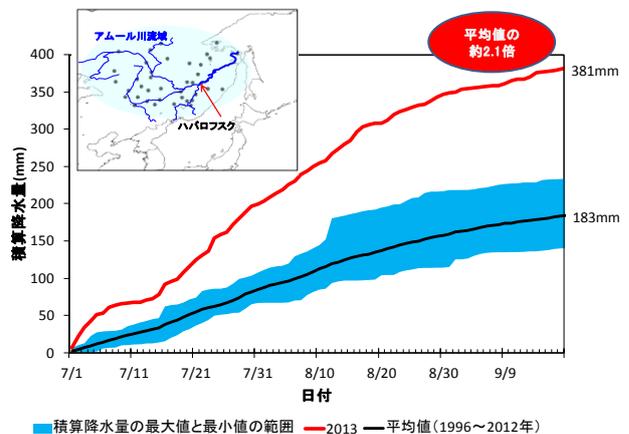
第 3.2.5 図 2013 年 7～8 月の月平均気温平年差と月降水量平年比の分布

(a) 7 月の月平均気温平年差 (°C)、(b) 7 月の月降水量平年比 (%)、(c) 8 月の月平均気温平年差 (°C)、(d) 8 月の月降水量平年比 (%)。



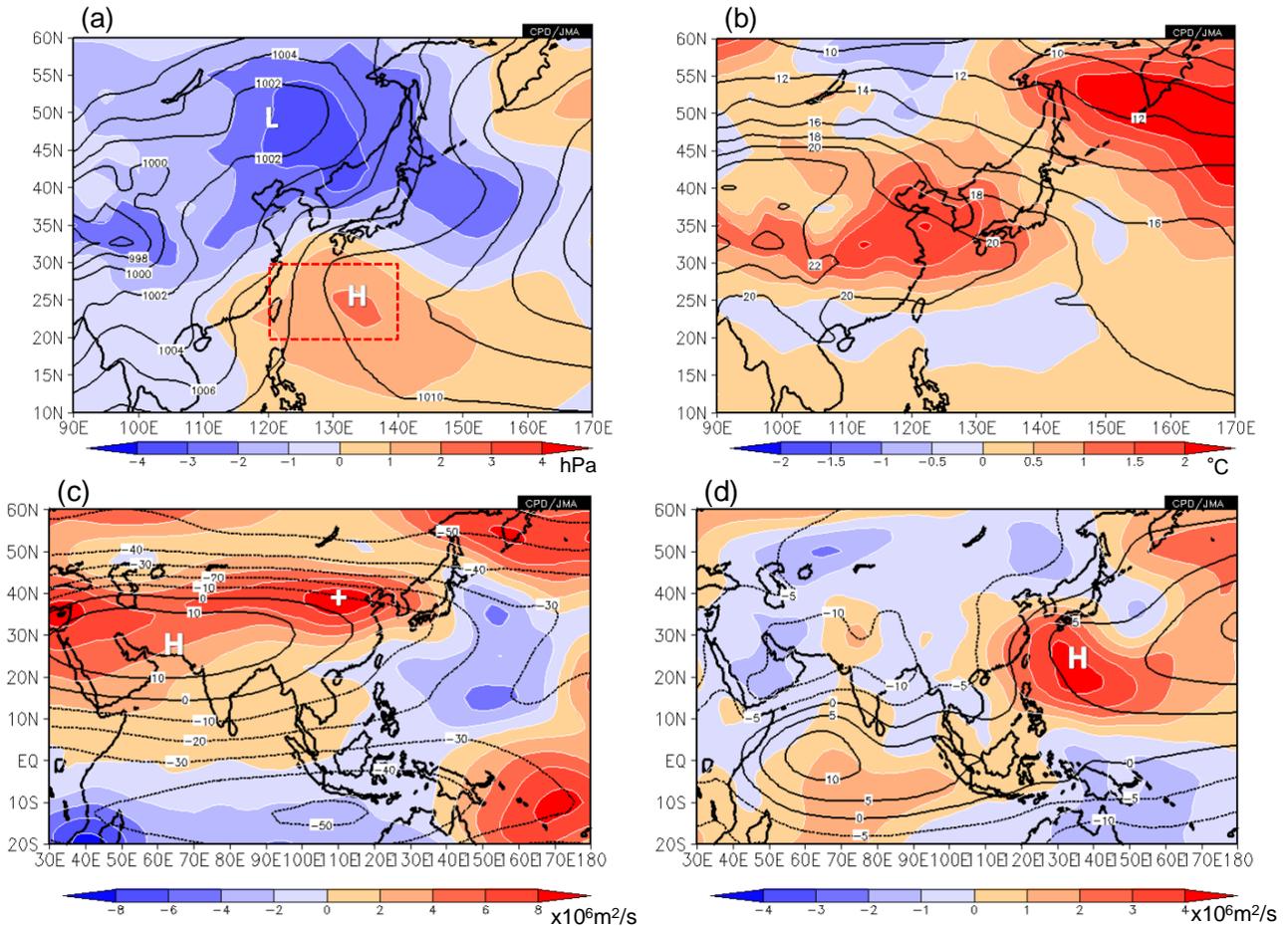
第 3.2.6 図 湖南省チャンシャー（長沙）での降水量の推移（2013 年 7 月 1～31 日）

水色の棒グラフは 2013 年の日降水量（左軸、mm）、青実線は 2013 年の積算降水量（右軸、mm）、紫実線は 2012 年の積算降水量、赤実線は 7 月の月降水量平年値（1981～2010 年の平均値、130.1mm、右軸）。



第 3.2.7 図 アムール川流域の平均積算降水量（7 月 1 日～9 月 18 日）

アムール川流域の 39 地点（地図の黒丸）から算出した 7 月 1 日からの平均積算降水量。青い領域は 1996～2012 年までの最大値と最小値の範囲、赤実線が 2013 年の値、黒実線が 1996～2012 年の平均値を示す。左上の地図の水色の領域は、アムール川流域のおおよその範囲。

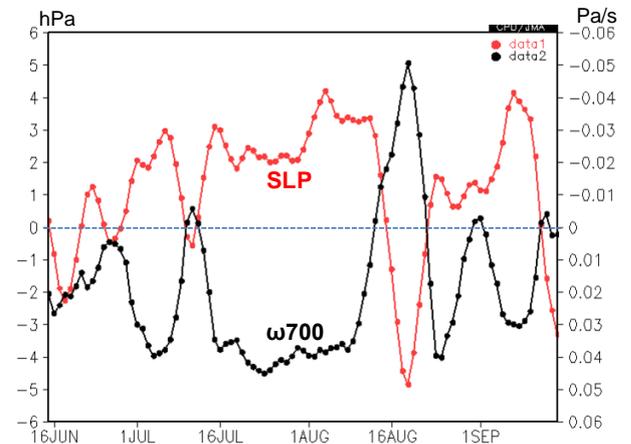


第 3.2.8 図 2013 年 7～8 月平均 (a) 海面気圧、(b) 850hPa 気温、(c) 200hPa 流線関数、(d) 850hPa 流線関数  
 陰影は平年偏差。等値線間隔は (a) 2hPa、(b) 2°C、(c)  $10 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ 、(d)  $5 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ 。

### 3.2.2 極端な天候をもたらした大気循環場の特徴

2013 年 7～8 月は、太平洋高気圧が本州の南海上で優勢で、中国東部や西日本への張り出しが非常に明瞭だった (第 3.2.8 図 (a) と (d))。太平洋高気圧が本州南海上で勢力の強い状態は、台風第 12 号が通過した 8 月半ば頃を除いて持続した (第 3.2.9 図)。また、対流圏上層では、チベット高気圧が平年より強く、中国東部や西日本への張り出しが明瞭だった (第 3.2.8 図 (c))。中国東部から西日本にかけては、上層のチベット高気圧と下層の太平洋高気圧に覆われ (第 3.2.8 図 (c)、(d))、顕著な高温偏差となった (第 3.2.8 図 (b))。また、日本近海の海面水温 (SST) は 8 月中旬を中心に平年を大きく上回った (第 3.2.10 図)。

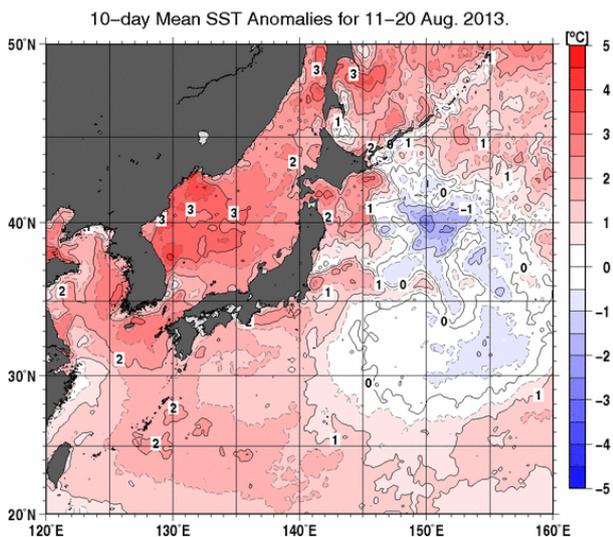
2013 年 7～8 月のアジアモンスーン域の対流活動は全般に平年より活発で、特に海洋大陸付近や南シナ海で明瞭だった (第 3.2.11 図)。これに



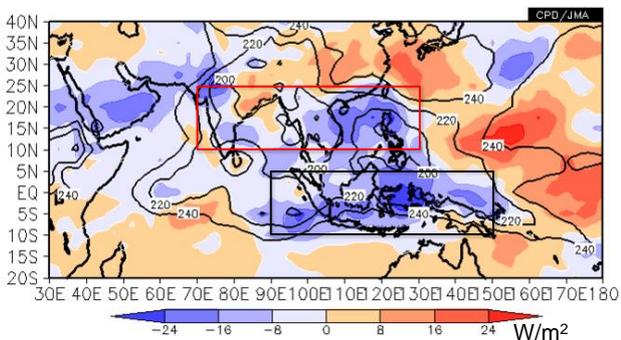
第 3.2.9 図 本州南海上 ( $20^{\circ}\text{N} \sim 30^{\circ}\text{N}$ ,  $120^{\circ}\text{E} \sim 140^{\circ}\text{E}$ ; 第 3.2.8 図 (a) 赤枠) で領域平均した海面気圧 (赤線; 左軸) 及び 700hPa 鉛直 p 速度 (黒線; 右軸) の平年偏差の推移 (2013 年 6 月 15 日～9 月 15 日) 5 日移動平均値。鉛直 p 速度は正の値 (下側) が下降流偏差を示す。

対応して、東南アジアの対流圏上層では発散偏差となり（第 3.2.12 図）、収束域となったフィリピン東海上や本州南海上では顕著な下降流偏差となった（第 3.2.13 図）。本州南海上の下降流は 1979 年以降で最も強い水準であった（第 3.2.14 図）。

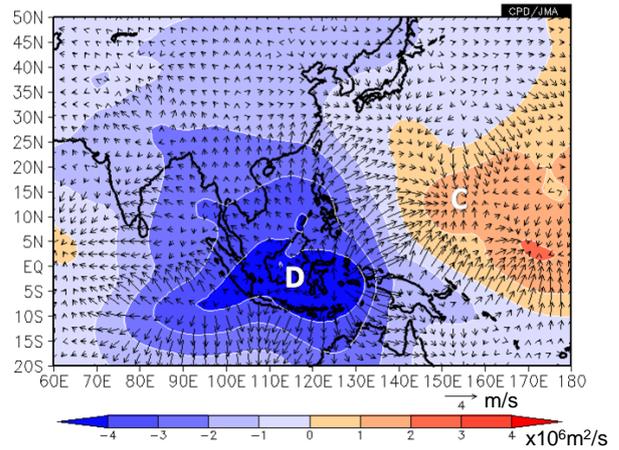
第 3.2.9 図に本州南海上での海面気圧と下降流の平年偏差の推移を示しているが、期間を通して両者はよく対応している。また、第 3.2.15 図に 850hPa における渦度収支解析の結果を示す。本州南海上の優勢な太平洋高気圧に対応した負の渦度偏差の領域では、収束・発散の寄与が渦度移流の寄与に比べて卓越していることがわかる。これらのことから、アジアモンスーンの対流活発域の上層発散域を起源とする下降流により、本州南海上の優勢な太平洋高気圧が維持されていたと考えられる。



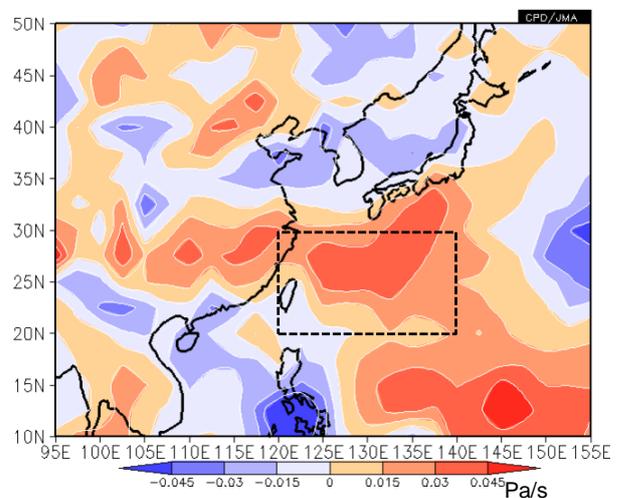
第 3.2.10 図 2013 年 8 月中旬の海面水温 (SST) 平年偏差



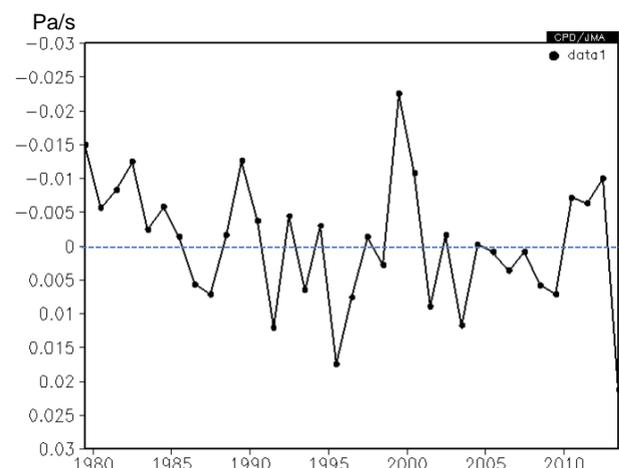
第 3.2.11 図 2013 年 7～8 月平均外向き長波放射 (OLR) 陰影は平年偏差。等値線は 240W/m<sup>2</sup> 以下を 20W/m<sup>2</sup> ごとに表示。



第 3.2.12 図 2013 年 7～8 月平均 200hPa 速度ポテンシャル平年偏差 (陰影) 及び 200hPa 発散風平年偏差 (矢印)



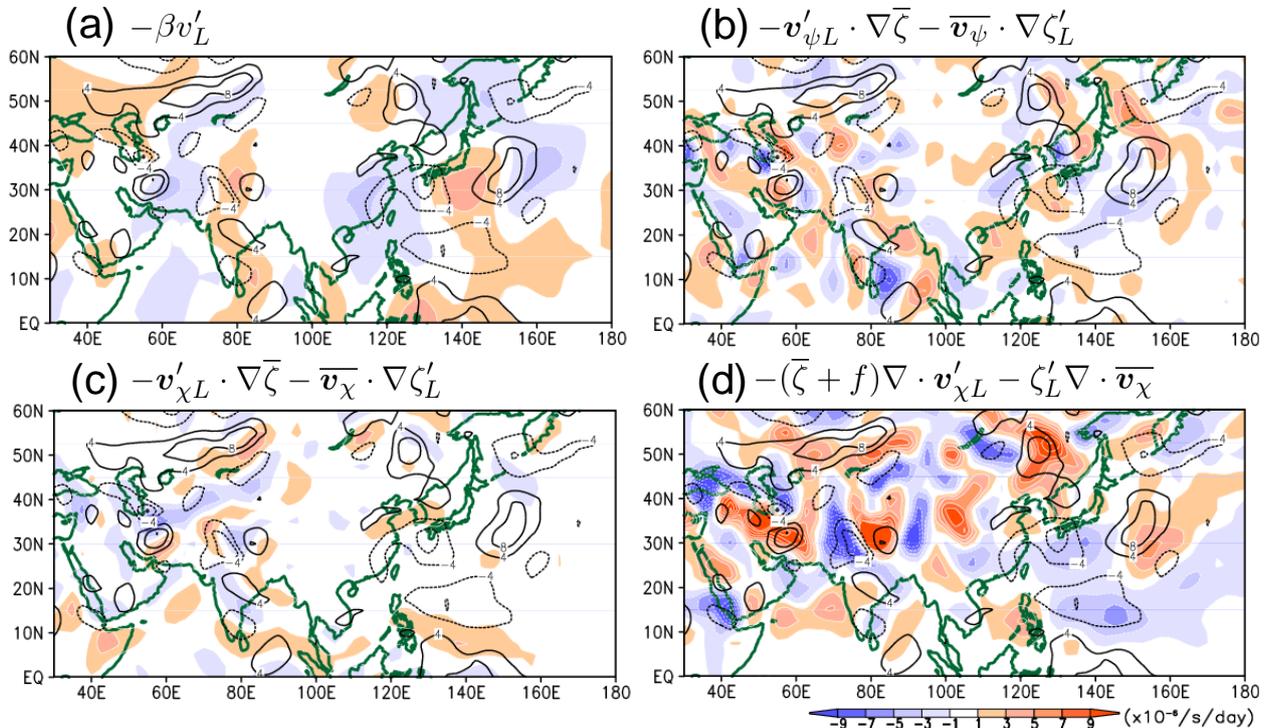
第 3.2.13 図 2013 年 7～8 月平均 700hPa 鉛直 p 速度平年偏差  
正の値 (暖色) は下降流偏差を示す。



第 3.2.14 図 本州南海上 (20°N～30°N, 120°E～140°E; 第 3.2.13 図黒枠) で領域平均した 7～8 月平均 700hPa 鉛直 p 速度平年偏差の経年変化 (1979～2013 年)  
正の値 (下側) は下降流偏差を示す。

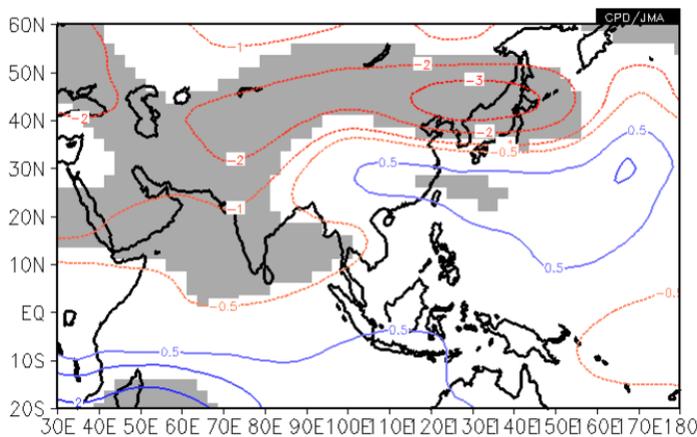
次に、チベット高気圧と対流活動の関係を見るため、インドからフィリピン付近にかけての領域で平均した外向き長波放射量(OLR)に対する上層の流線関数の回帰係数の分布を第 3.2.16 図に示す。これによれば、対流活発時にはチベット高気

圧が強く、本州付近へ張り出す傾向がみられ、この夏の特徴と一致する(第 3.2.8 図(c))。このため、チベット高気圧の中国東部や本州付近への張り出しにもアジアモンスーン域の活発な対流活動が寄与したと考えられる。

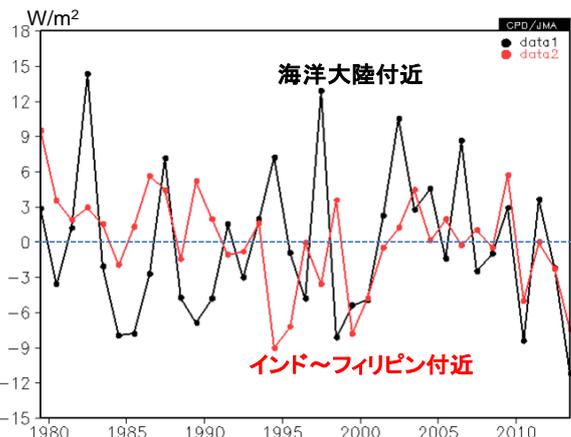


第 3.2.15 図 2013 年 7~8 月平均 850hPa 温度収支解析

陰影は(a)惑星渦度移流、(b)回転風による相対渦度移流、(c)発散風による相対渦度移流、(d)収束・発散による渦度変化率の年平均偏差、等値線は相対渦度の年平均偏差を示す(間隔： $4 \times 10^{-6}/s$ 、ただし 0 線は省略)。計算式を各図の上を示している。ここで、 $f$ ：惑星渦度、 $\beta$ ：惑星渦度の南北勾配、 $\zeta$ ：相対渦度、 $v$ ：南北風、 $v_x$ ：発散風ベクトル、 $v_\psi$ ：回転風ベクトル、ダッシュ・添え字 L：5 日移動平均値の年平均偏差場の 2013 年 7~8 月平均、バー：7~8 月平均年平均値を示す。



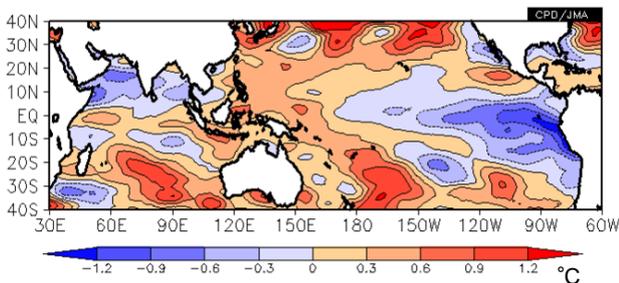
第 3.2.16 図 インド~フィリピン付近 ( $10^{\circ}N \sim 25^{\circ}N$ 、 $70^{\circ}E \sim 130^{\circ}E$ ; 第 3.2.11 図赤枠)で領域平均した 7~8 月平均 OLR に対する 200hPa 流線関数の同時回帰係数  $\pm 0.5, 1, 2, 3 \times 10^6 m^2/s$  の等値線を、正值は青、負値は赤で表示。灰色は 95%信頼度水準で有意な領域。統計期間は 1979~2012 年。



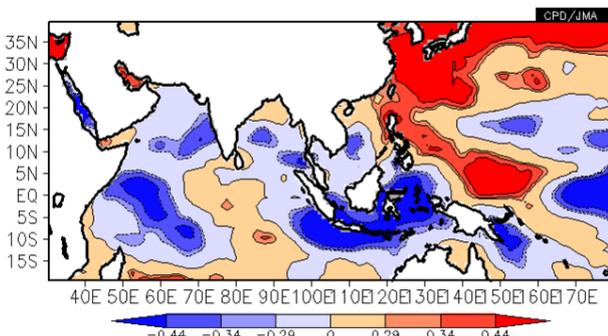
第 3.2.17 図 インド~フィリピン付近 ( $10^{\circ}N \sim 25^{\circ}N$ 、 $70^{\circ}E \sim 130^{\circ}E$ ; 赤線; 第 3.2.11 図赤枠)及びインドネシア付近 ( $10^{\circ}S \sim 5^{\circ}N$ 、 $90^{\circ}E \sim 150^{\circ}E$ ; 黒線; 第 3.2.11 図黒枠)で領域平均した 7~8 月平均 OLR 年平均偏差の経年変化 (1979~2013 年) 負の値は年平均より対流活発であることを示す。

以下、アジアモンスーンの活動が活発となった要因について考察する。第 3.2.17 図はインドからフィリピン付近の領域及び海洋大陸付近でそれぞれ領域平均した 7～8 月平均 OLR 平年偏差の経年変化であるが、2013 年 7～8 月の対流活動はいずれの領域でも 1979 年以降で最も強い水準であったことがわかる。なお、両者に相関関係はみられなかった(相関係数: +0.07; 統計期間: 1979～2012 年)。

2013 年 7～8 月の熱帯域の SST は海洋大陸付近から太平洋西部にかけて平年より高かった(第 3.2.18 図)。また、太平洋中・東部の赤道域では低く、太平洋ではラニーニャ現象時に現れやすい偏差パターンとなった。SST と OLR の相関関係から、7～8 月に海洋大陸付近で SST が高いとき(第 3.2.19 図)、あるいはエルニーニョ監視海域(NINO.3)で低いとき(第 3.2.20 図)にはいずれも海洋大陸付近で対流活動が活発となる傾向があり、今年の特徴とよく一致する。このため、海洋大陸付近の活発な対流活動には、海洋大陸から太平洋



第 3.2.18 図 2013 年 7～8 月平均 SST 平年偏差

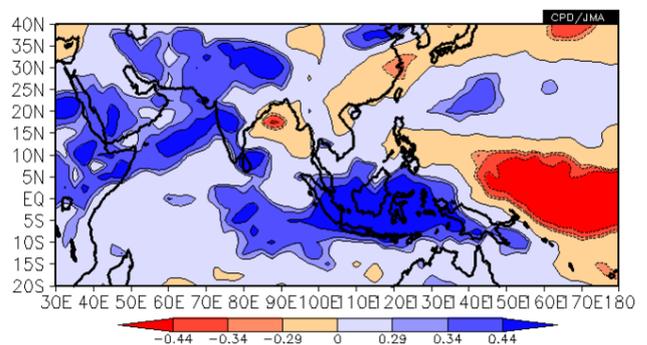


第 3.2.19 図 7～8 月平均した OLR と SST の同時相関係数

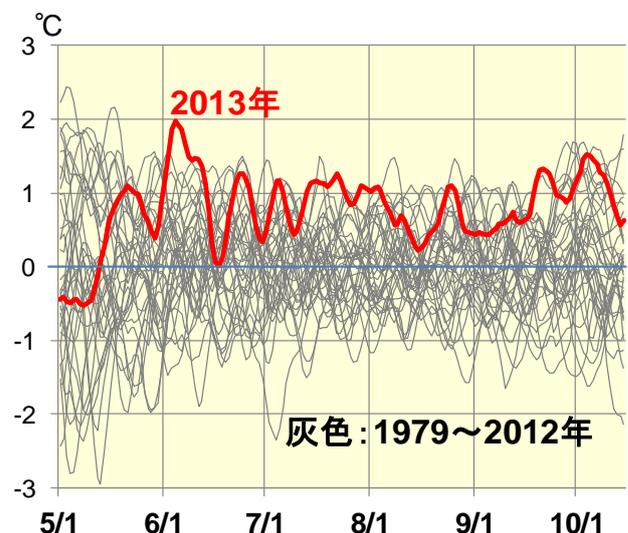
青は負相関の領域で、SST 高温時に対流活発傾向であることを示す。±0.29, 0.34, 0.44 はそれぞれ 90, 95, 99% の信頼度水準で有意であることに相当。統計期間は 1979～2012 年。

西部で高く、東部で低いという海面水温分布が影響した可能性がある。

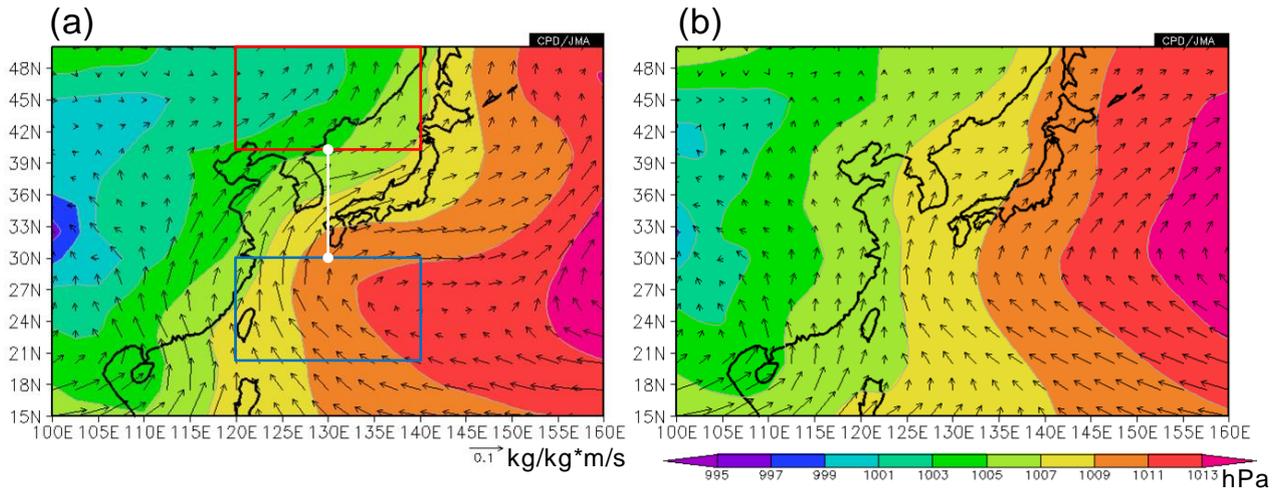
また、アジアモンスーンは、基本的にユーラシア大陸とインド洋の温度差によって生じ、季節的に交替する大規模な風系である。第 3.2.21 図はインド洋からユーラシア大陸における地表付近の南北温度勾配を表す指標として、(20°N～40°N、50°E～100°E) と (赤道～20°N、50°E～100°E) のそれぞれで領域平均した 2m 気温平年偏差の差の推移を示す。これによると、南北の温度勾配は 5 月後半



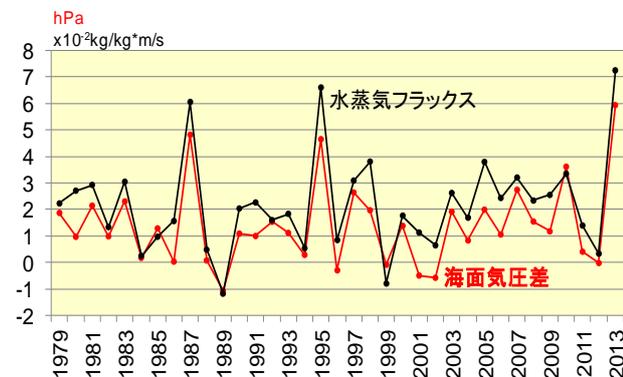
第 3.2.20 図 7～8 月平均した OLR とエルニーニョ監視海域(5°S～5°N、150°W～90°W) SST との同時相関係数 青は正相関の領域で、SST 低温時に対流活発傾向であることを示す。±0.29, 0.34, 0.44 はそれぞれ 90, 95, 99% の信頼度水準で有意であることに相当。統計期間は 1979～2012 年。



第 3.2.21 図 インド洋～ユーラシア大陸における 2m 気温平年偏差の南北差の推移(5月1日～10月15日) 20°N～40°N、50°E～100°E で領域平均した 2m 気温平年偏差から赤道～20°N、50°E～100°E で領域平均した 2m 気温平年偏差を引いた値。赤線は 2013 年、灰色線は 1979～2012 年の各年。5 日移動平均値。



第 3.2.22 図 (a)2013 年及び (b) 平年の 7～8 月平均海面気圧及 (陰影) び 925hPa 水蒸気フラックス (矢印)



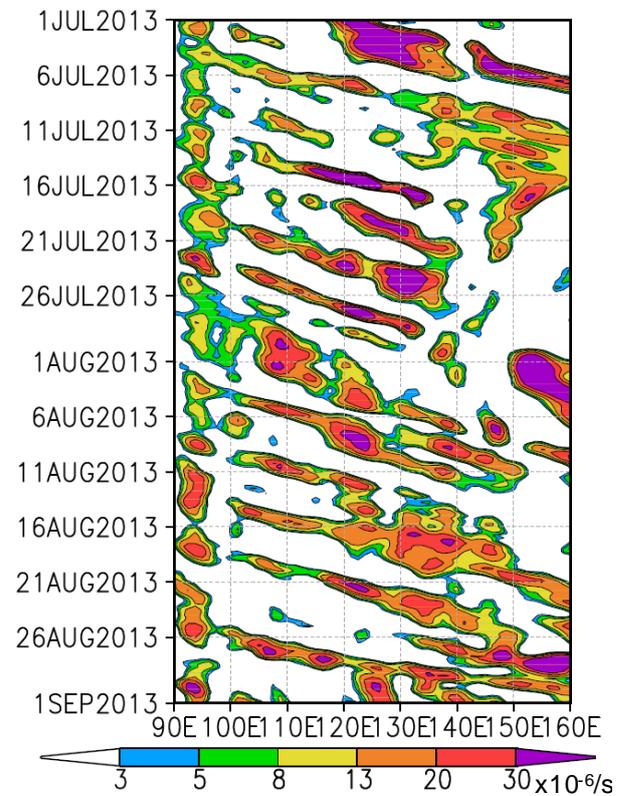
第 3.2.23 図 第 3.2.22 図 (a) の青枠 (20°N～30°N, 120°E～140°E) と赤枠 (40°N～50°N, 120°E～140°E) で領域平均した海面気圧の差 (赤線) 及び同図の白線 (30°N～40°N, 130°E) を横切る 925hPa 東向き水蒸気フラックス (黒線) の 7～8 月平均値の経年変化 (1979～2013 年)

両者の相関係数は+0.91 (統計期間: 1979～2012 年)。

以降、平年よりかなり大きい状態で推移した。この指標には長期的に明瞭な上昇傾向が見られることもあり (図略)、月平均すると 6・7 月とも 1979 年以降で最も大きな値となった。したがって、モンスーン期の早い段階から海陸間の温度勾配が大きい状態が持続したことが、活発なアジアモンスーンに関連した可能性があるが、この点についてはさらに調査する必要がある。

### 3.2.3 大雨や少雨をもたらした要因

第 3.2.1 項で述べたとおり、2013 年夏は日本海側の地域を中心に多雨となった。太平洋高気圧が本州南海上から沖縄・奄美を中心に勢力の強い状態が続いたため (第 3.2.8 図 (a))、太平洋高気圧



第 3.2.24 図 40°N～50°N 平均 850hPa 相対渦度の時間-経度断面図 (2013 年 7 月 1 日～9 月 1 日)

の周縁を吹く暖かく湿った空気が東北地方と日本海側の地域に流れ込みやすくなり大雨になったと考えられる (第 3.2.22 図 (a))。また、中国北東部の顕著な低気圧偏差は、本州南海上の優勢な太平洋高気圧との間の南北の気圧勾配を強めることで、日本海側の地域における西寄りの水蒸気フラックスの強化に寄与した可能性がある (第 3.2.23 図)。そのほか、7 月下旬など偏西風の蛇行に伴って

上空に寒気が流入するときがあり、そのため大気の状態が不安定になったことも大雨が降りやすい状況をもたらしたとみられる。さらに、日本海の平年よりかなり高い海面水温（第3.2.10図）は、大量の水蒸気を含んだ空気がほとんど水蒸気を失わずに東北地方まで達したことに寄与した可能性がある。

一方、高気圧に覆われやすかった沖縄・奄美や西・東日本太平洋側では、雨の少ない状態が続いた。また、太平洋側の地域では、平年では本州東海上を中心とする太平洋高気圧の周縁に沿って南から水蒸気が流入するが（第3.2.22図(b)）、2013年は太平洋高気圧が本州南海上で勢力を強めたため、南からの水蒸気が流入しにくかった（同図(a)）。

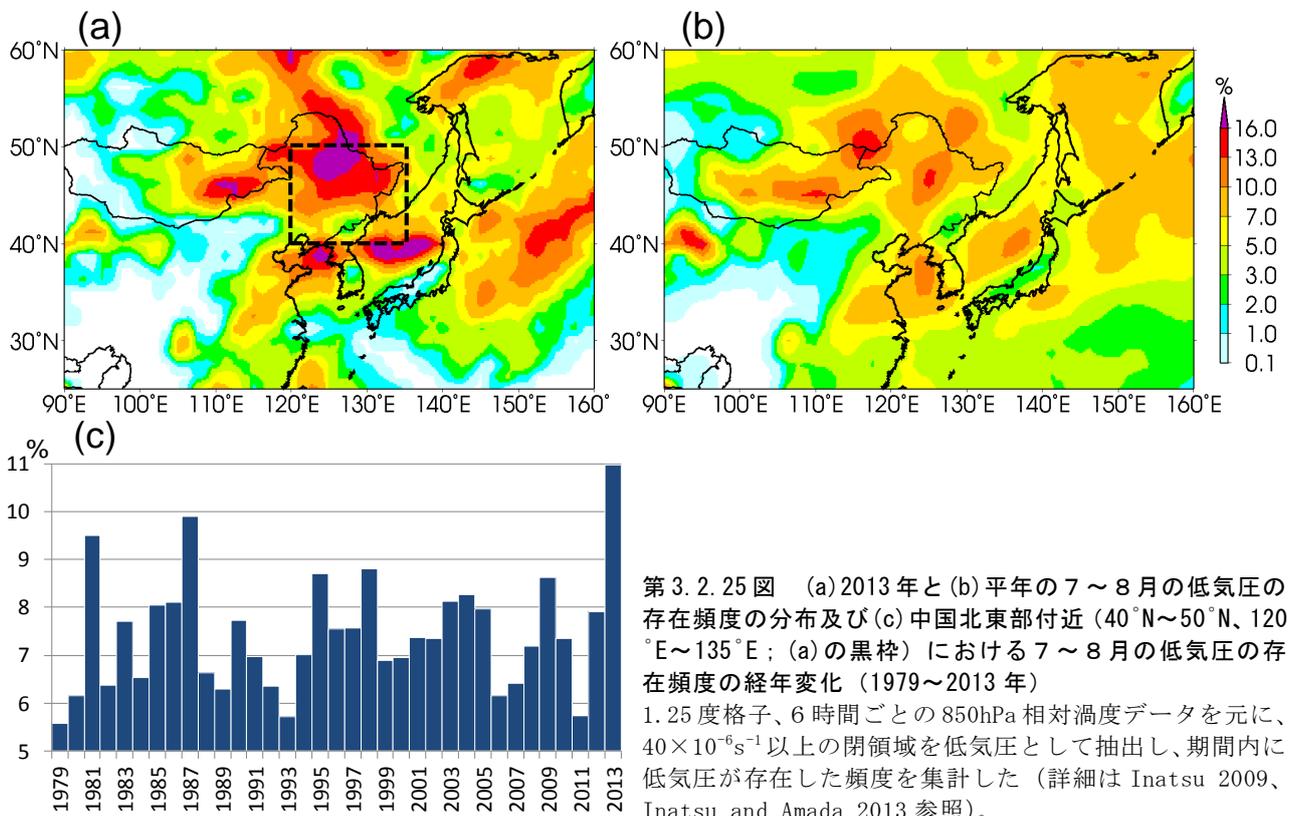
本項の最後に、第3.2.1項で述べたアムール川流域の多雨をもたらした循環場について簡単に触れる。アムール川流域では、低気圧がたびたび通過し（第3.2.24図）、低気圧の活動が平年と比べて非常に活発だったため（第3.2.25図）、多雨となった。上述の中国北東部付近での顕著な低気圧偏差は、この活発な低気圧の活動に対応している

と考えられる。また、低気圧の活動が活発だったのは、第3.2.2項で述べたように、チベット高気圧が中国東部へ張り出したこと（ジェット気流の北偏）と関係した可能性がある。

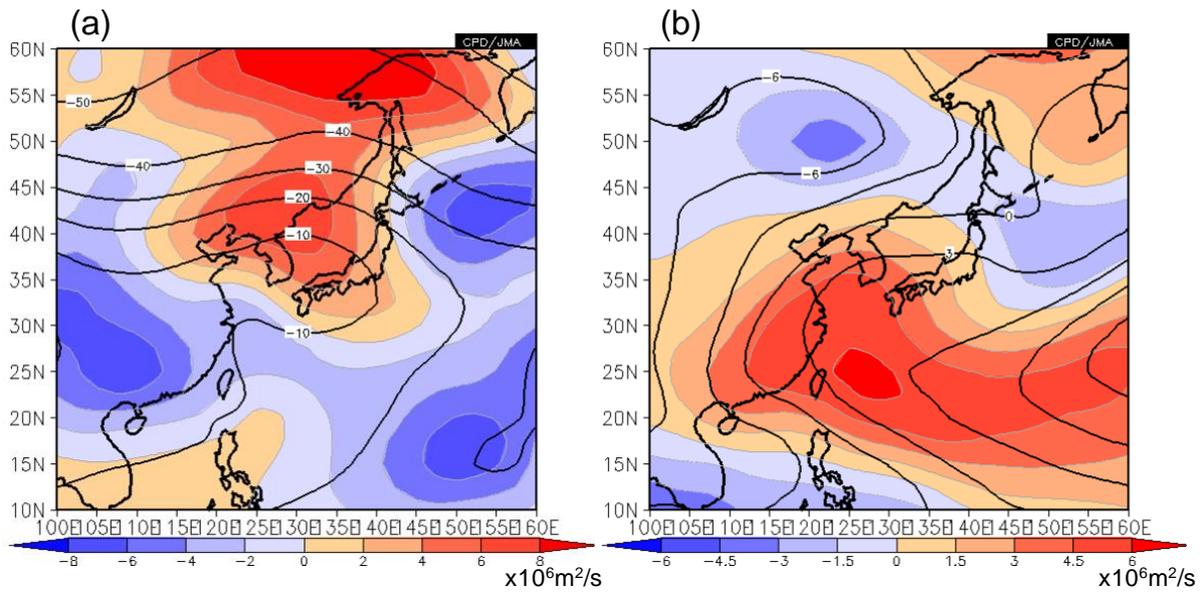
### 3.2.4 8月上旬後半～中旬前半の顕著な高温をもたらした要因

8月上旬後半～中旬前半は、太平洋高気圧が沖縄・奄美から西・東日本で強まるとともに、亜熱帯ジェット気流が北へ蛇行したことに対応してチベット高気圧の本州付近への張り出しが強まったため（第3.2.26図）、高気圧に覆われて晴れたことや高気圧に伴う下降流によって気温が上昇した。

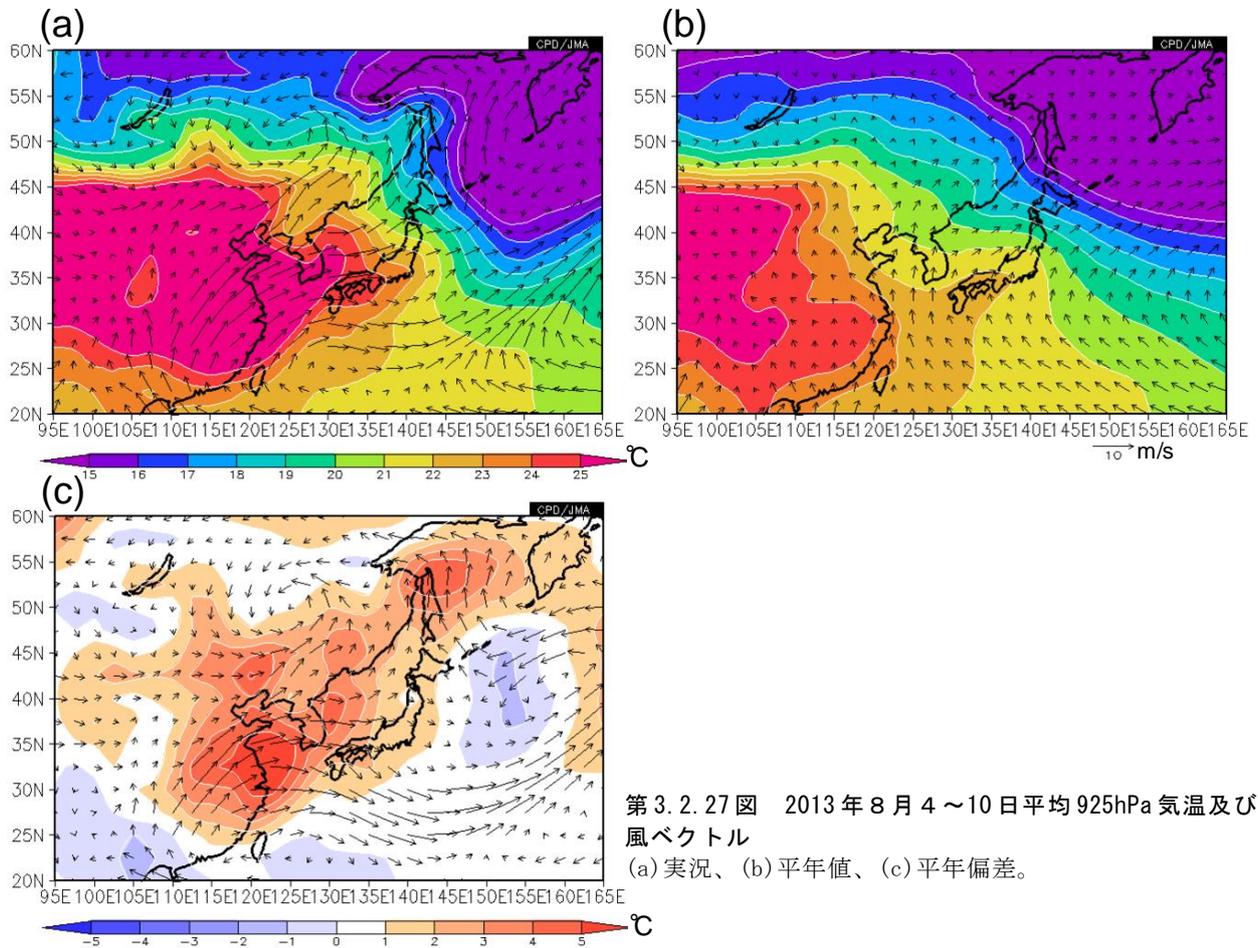
また、西に強く張り出した太平洋高気圧の周りを流れる風が、平年と比べて非常に暖かかった中国東部～東シナ海の空気を西・東日本に移流した（第3.2.27図）。さらに、平年では西・東日本の太平洋側は南寄りの海風が卓越するが、2013年は北寄りの流れとなったため海風の入りにくい状態であった（同図(b)）。これらも顕著な高温に寄与したと考えられる。



第3.2.25図 (a)2013年と(b)平年の7～8月の低気圧の存在頻度の分布及び(c)中国北東部付近(40°N～50°N、120°E～135°E; (a)の黒枠)における7～8月の低気圧の存在頻度の経年変化(1979～2013年)  
1.25度格子、6時間ごとの850hPa相対渦度データを元に、 $40 \times 10^{-6} \text{s}^{-1}$ 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した(詳細はInatsu 2009、Inatsu and Amada 2013参照)。



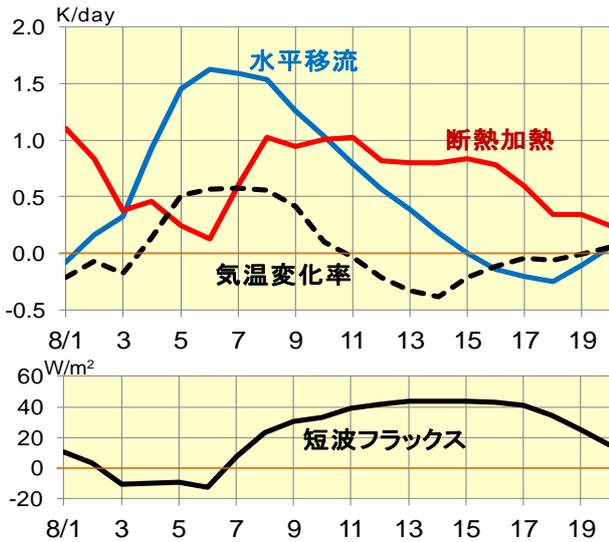
第 3.2.26 図 2013 年 8 月 7～13 日平均 (a) 200hPa 及び (b) 850hPa 流線関数  
 陰影は平年偏差。等値線間隔は (a)  $10 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ 、(b)  $3 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ 。



第 3.2.27 図 2013 年 8 月 4～10 日平均 925hPa 気温及び風ベクトル  
 (a) 実況、(b) 平年値、(c) 平年偏差。

気温の変動の要因を詳細にみるため、第 3.2.28 図に西日本周辺における断熱加熱と水平移流の寄与及び地表面短波放射フラックスの推移を示す。8 月に入って水平暖气移流の寄与が卓越するよう

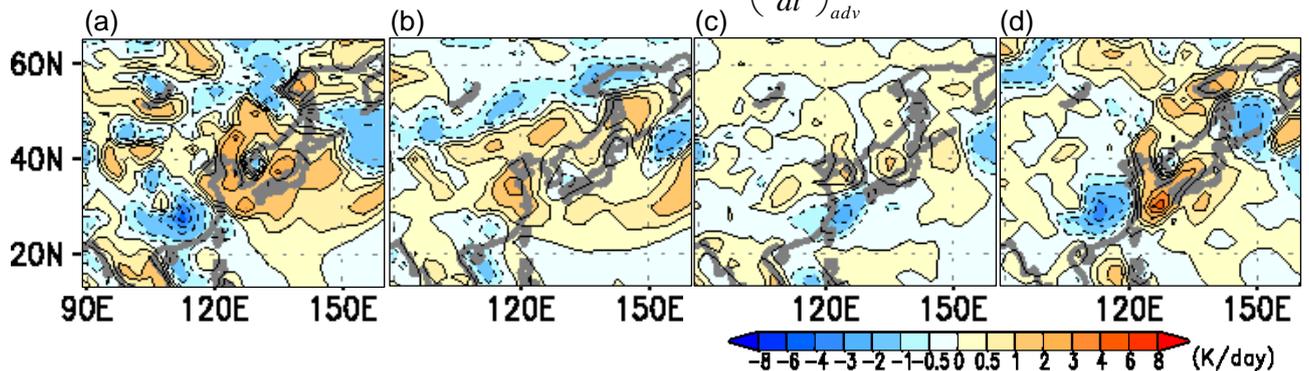
になり、6 日頃に最も大きくなったことがわかる。さらに 8 日頃以降、背の高い高気圧に覆われたことに対応して、断熱加熱と日射の効果も加わったことが顕著な高温につながったと考えられる。ま



第 3.2.28 図 西日本周辺 (30°N~37.5°N, 130°E~137.5°E) における (上段) 925hPa 気温平年偏差変化率 (黒線)、水平温度移流平年偏差 (青線)、断熱加熱平年偏差 (赤線) 及び (下段) 地表面下向き短波放射フラックス平年偏差の推移 (2013 年 8 月 1 ~ 20 日) 6 時間ごとのデータから評価。5 日移動平均値。

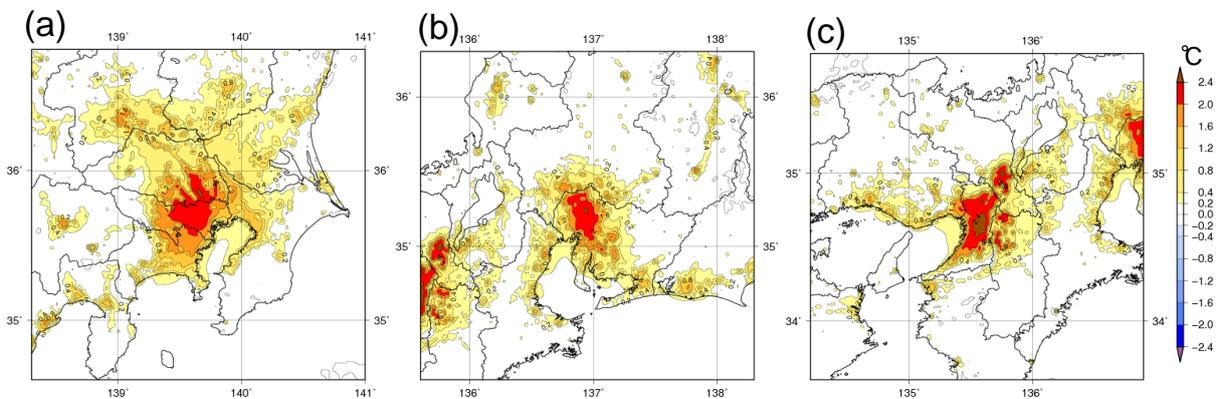
た、水平暖気移流に対して気温平年偏差と風平年偏差のいずれが支配的であったかを評価してみると、どちらも重要であるという結果が得られた(第 3.2.29 図; 風平年偏差・気温平年偏差(d)の項が卓越)。これは、中国東部~東シナ海の高気圧偏差と西に張り出した太平洋高気圧の北側の西風偏差がともに暖気移流に寄与したことを示しており、前述の内容と整合している。

そのほか、太平洋側を中心に、日照時間が長く、北寄りの風が卓越したため南寄りの海風が入りにくいなど、ヒートアイランド現象などの都市化の影響が強まりやすい気象条件であったため、太平洋側の都市部では高温がさらに強められたと考えられる(第 3.2.30 図)。



$$\left(\frac{dT'}{dt}\right)_{adv} = \mathbf{u}' \cdot \nabla_p \bar{T} + \bar{\mathbf{u}} \cdot \nabla_p T' + \mathbf{u}' \cdot \nabla_p T' + (eddy)'$$

第 3.2.29 図 2013 年 8 月 4 ~ 10 日平均 925hPa 水平温度移流平年偏差  
水平温度移流平年偏差を上式のように展開して、各項の大きさを評価した。ここで、 $\mathbf{u}$  は 7 日間平均水平風ベクトル、 $T$  は 7 日間平均気温、バーは平年値、ダッシュは平年偏差、eddy は非定常擾乱 (6 時間ごとのデータを元に 7 日間平均からの偏差で定義) による寄与を示す。(a) 全項 (非定常擾乱の寄与を含む)、(b) 風平年偏差・気温平年値、(c) 風平年値・気温平年偏差、(d) 風平年偏差・気温平年偏差による寄与。



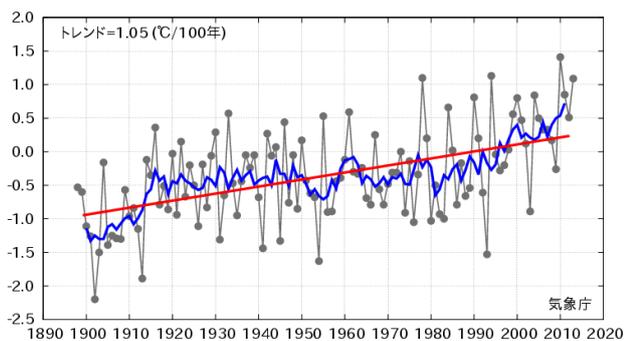
第 3.2.30 図 2013 年 8 月の気温に対する都市化の効果の寄与  
(a) 関東地方、(b) 中部地方、(c) 近畿地方。気象庁非静力学都市気候モデル (Aoyagi and Seino 2011) を用いて、都市化の効果がある場合とない場合のシミュレーションを行い、両者の気温の差を示す。都心部では数度程度の気温上昇の影響がみられる。

### 3.2.5 気温の長期変化傾向

都市化の影響が比較的少ないと考えられる 15 の観測地点で平均した日本の夏の平均気温（算出方法は第 1.2.1 項参照）は、統計を開始した 1898 年以降長期的に上昇している（第 3.2.31 図）。また、日最高気温 35℃以上の猛暑日の年間日数は 1931 年以降増加傾向が明瞭に現れている（第 3.2.32 図）。これらの傾向には、二酸化炭素などの温室効果ガスの増加に伴う地球温暖化の影響が現れているとみられる。

### 3.2.6 まとめ

2013 年 7～8 月は、優勢な太平洋高気圧とチベット高気圧により、西日本を中心に顕著な高温となった。また、日本海側の地域では、西に張り出



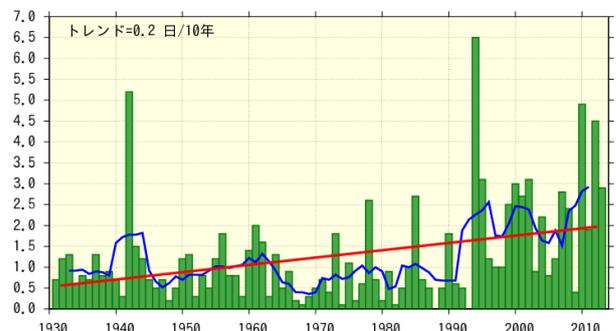
第 3.2.31 図 日本における夏（6～8 月）平均気温の経年変化（1898～2013 年）（単位：℃）

細線（黒）は、都市化の影響が比較的少ないとみられる気象庁の 15 観測地点（第 1.2.1 項参照）での各年の夏平均気温の基準値からの偏差を平均した値を示す。太線（青）は偏差の 5 年移動平均値、直線（赤）は長期的な傾向を示す。基準値は 1981～2010 年の平均値。

した太平洋高気圧の縁辺を回る暖かく湿った空気が流入し、たびたび大雨となった。太平洋高気圧、チベット高気圧が平年より強まったのは、アジアモンスーンの活動が広い範囲で活発だったことが影響したとみられる。アジアモンスーンの活動が活発となったのは、海洋大陸付近や太平洋西部で海面水温が平年より高く、太平洋東部で低かったことが寄与した可能性がある。2013 年 7～8 月の日本の極端な天候をもたらした主要因の概念図を第 3.2.33 図に示す。

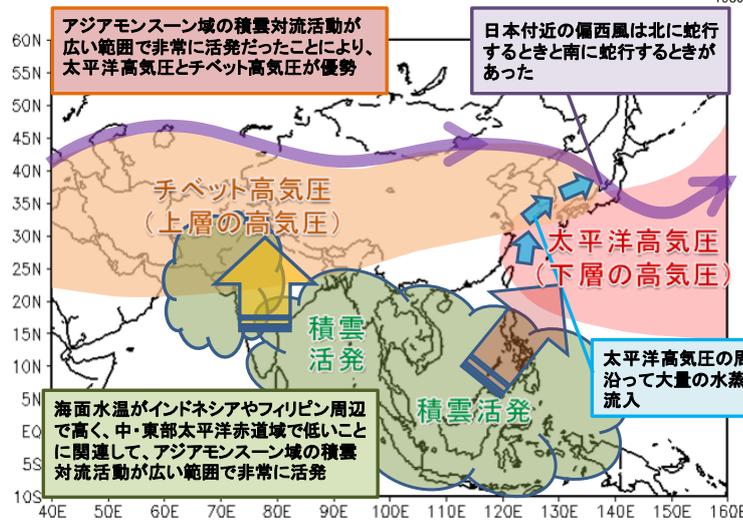
### 参考文献

- Aoyagi, T. and N. Seino, 2011: A square prism urban canopy scheme for the NHM and its evaluation on summer conditions in the Tokyo metropolitan area, Japan, *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **50**, 1476-1496.  
 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.



第 3.2.32 図 日最高気温 35℃以上（猛暑日）の年間日数の経年変化（1931～2013 年、1 地点あたりに換算）

棒グラフ（緑）は各年の値、折れ線（青）は 5 年移動平均値、直線（赤）は長期にわたる変化傾向を示す。都市化の影響が比較的少ないとみられる気象庁の 13 観測地点（第 3.2.31 図で利用した 15 観測地点のうち、期間内に移転のあった宮崎と飯田を除く）のデータで解析。



第 3.2.33 図 2013 年 7～8 月の日本の極端な天候をもたらした要因の概念図