

3. 特定事例の解析

3.1 2010/2011年に発生したラニーニャ現象

ラニーニャ現象は、太平洋赤道域の日付変更線付近から南米のペルー沿岸にかけての広い海域で、海面水温が平年に比べて低くなり、その状態が半年から2年程度続く現象で、数年に一度発生する。これとは逆に、同じ海域で海面水温が平年より高くなる現象がエルニーニョ現象で、半年から一年半程度続く。エルニーニョ/ラニーニャ現象は熱帯域の大気における対流活動の変化を伴い、世界各地の天候に影響を及ぼす。

この節では、2010年夏（6～8月）から2011年春（3～5月）にかけて発生したラニーニャ現象（以下、2010/11ラニーニャ現象）の特徴をまとめるとともに、大気循環と天候の特徴を記述する。

3.1.1 2010/11ラニーニャ現象

気象庁では、エルニーニョ監視海域（5°S～5°N、150°W～90°W；第3.1.1図のNINO.3海域）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（前後2か月を含めた5か月の平均値）が6か月以上続けて+0.5°C以上となった場合をエルニーニョ現象、-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。以下では、簡単のため、エルニーニョ監視海域の海面水温の基準値との差の5か月移動平均値をNINO.3監視指数と呼ぶ。

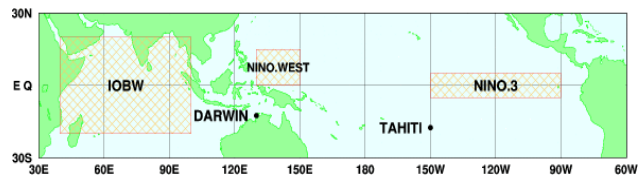
エルニーニョ監視海域の海面水温の基準値との差と南方振動指数（SOI）の最近11年間の推移を第3.1.2図に示す。1949年以降に発生したエルニーニョ/ラニーニャ現象は、共に14回ずつであるが、最近の10年では、エルニーニョ現象が2回、ラニーニャ現象が3回発生している。2010/11ラニーニャ現象は、2010年夏に発生して秋にピークを迎えた後、2011年春に終息した。このラニーニャ現象は、2007/08ラニーニャ現象の発生から数えて3年と1季節ぶりの発生となる。

第3.1.3図は、1949年以降に発生した14回の

ラニーニャ現象について、発生前年から発生翌年に至る3年間の推移を、エルニーニョ監視海域の海面水温の基準値との差の月々の値の変化で示す。図では発生前年をYear-1、発生年をYear0、発生翌年をYear+1とし、2010年夏に発生した2010/11ラニーニャ現象（図中の黒線）では、2010年がYear0に対応する。

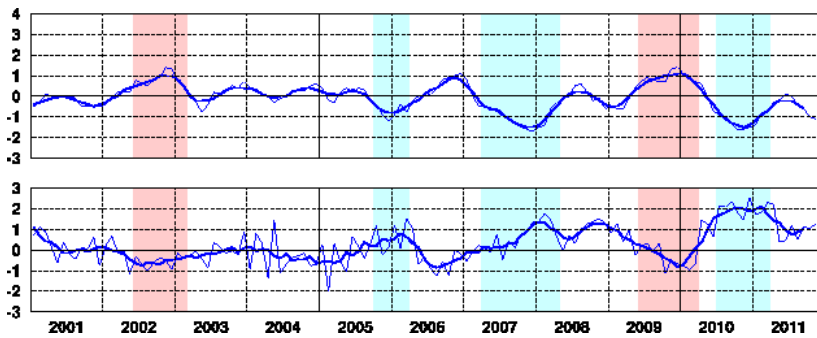
2010/11ラニーニャ現象は、2010年春にエルニーニョ現象が終息した直後の2010年夏に発生した。エルニーニョ現象の終息後すぐにラニーニャ現象が発生する例はまれではなく、過去14回のラニーニャ現象のうち6回はエルニーニョ現象終息の年に発生している。ラニーニャ現象は春から夏にかけて発生することが多く、2010年夏の発生は平均的な開始時期である。

エルニーニョ監視海域の海面水温の基準値との差は、2010年4月の+0.6°Cから急速に減少し、6月には負に転じて-0.7°Cになり、その後も秋にかけて下降した。海面水温の基準値との差は、最盛期の10月と11月に-1.6°Cで、1949年以降に発生したラニーニャ現象の中では5番目に低い記録だった。ラニーニャ現象には、春～夏、及び、秋～冬の2回のピークを持つ現象（1964/65年、1967/68年、1970/71年、1988/89年）や春あるいは夏に発生して2度目の秋～冬に最小のピークを迎えた後終息した現象（1954/55/56年、1998/99/00年）があるが、2010/11ラニーニャ現象は、秋にピークとなり、発生1年後の2011年春に終息した。発生期間は4季節で平均の5.1季節よりやや短い。

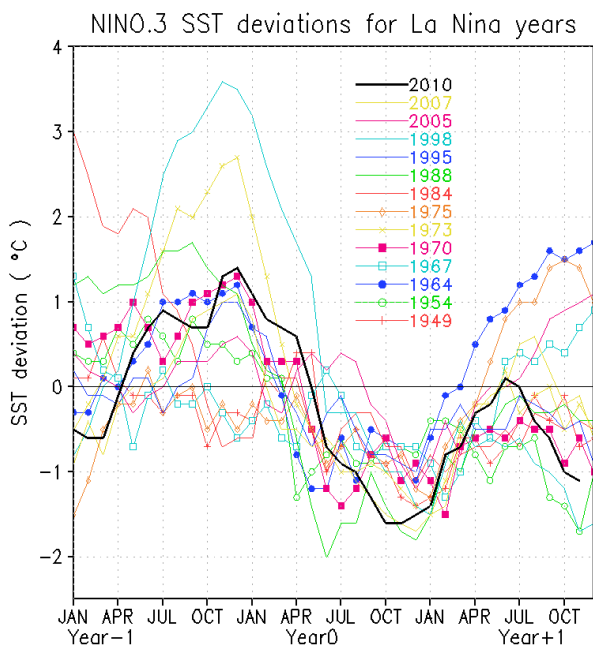


第3.1.1図 エルニーニョ監視海域、西太平洋熱帯域、及びインド洋熱帯域の位置

図中のNINO.3はエルニーニョ監視海域（5°S～5°N、150°W～90°W）、NINO.WESTは西太平洋熱帯域（0°～15°N、130°E～150°E）、IOBWはインド洋熱帯域（20°S～20°N、40°E～100°E）を示す。



第 3.1.2 図 エルニーニョ監視指数(上; NINO.3 海域の月平均海面水温の基準値からの差)と南方振動指数(下; SOI)の時系列
細線は月平均値、太線は5か月移動平均値、陰影はエルニーニョ(赤)/ラニーニャ現象(青)の発生期間を表す。



第 3.1.3 図 ラニーニャ現象の発生前年から発生翌年までの3年間のエルニーニョ監視海域(第 3.1.1 図の NINO.3 海域)における月平均海面水温の基準値からの差の推移

Year 0 はラニーニャ現象発生年(1949、1954、1964、1967、1970、1973、1975、1984、1988、1995、1998、2005、2007、及び2010年)を、また、Year-1、Year+1 は、それぞれ発生年の前年と翌年を示す。

第 3.1.4 図に 2010/11 ラニーニャ現象の発生前の 2010 年春から 2011 年秋について、インド洋から太平洋にかけての外向き長波放射量(OLR) 年平均偏差と海面水温(SST) 年平均偏差、及び太平洋の赤道に沿った海面から深さ 300m までの表層の水温年平均偏差の経度-深度断面を季節ごとに示す。OLR の負偏差域は、そこでの大気対流活動が平年より活発であることを示している。

また、第 3.1.5 図にはインド洋から太平洋にか

けての赤道に沿った海面水温年平均偏差と表層貯熱量(OHC) 年平均偏差の経度-時間断面図を、第 3.1.6 図には赤道域(5°S~5°N)で平均した 850hPa の東西風年平均偏差の経度-時間断面図を 2009 年 12 月から 2011 年 11 月について示す。赤道上では、海面の風応力の強制による海洋表層の水温の変動が、赤道ケルビン波と呼ばれる波動によって東へ伝播する性質があり、第 3.1.5 図(右)ではこの伝播を OHC 偏差の東進として明瞭に見ることができる。

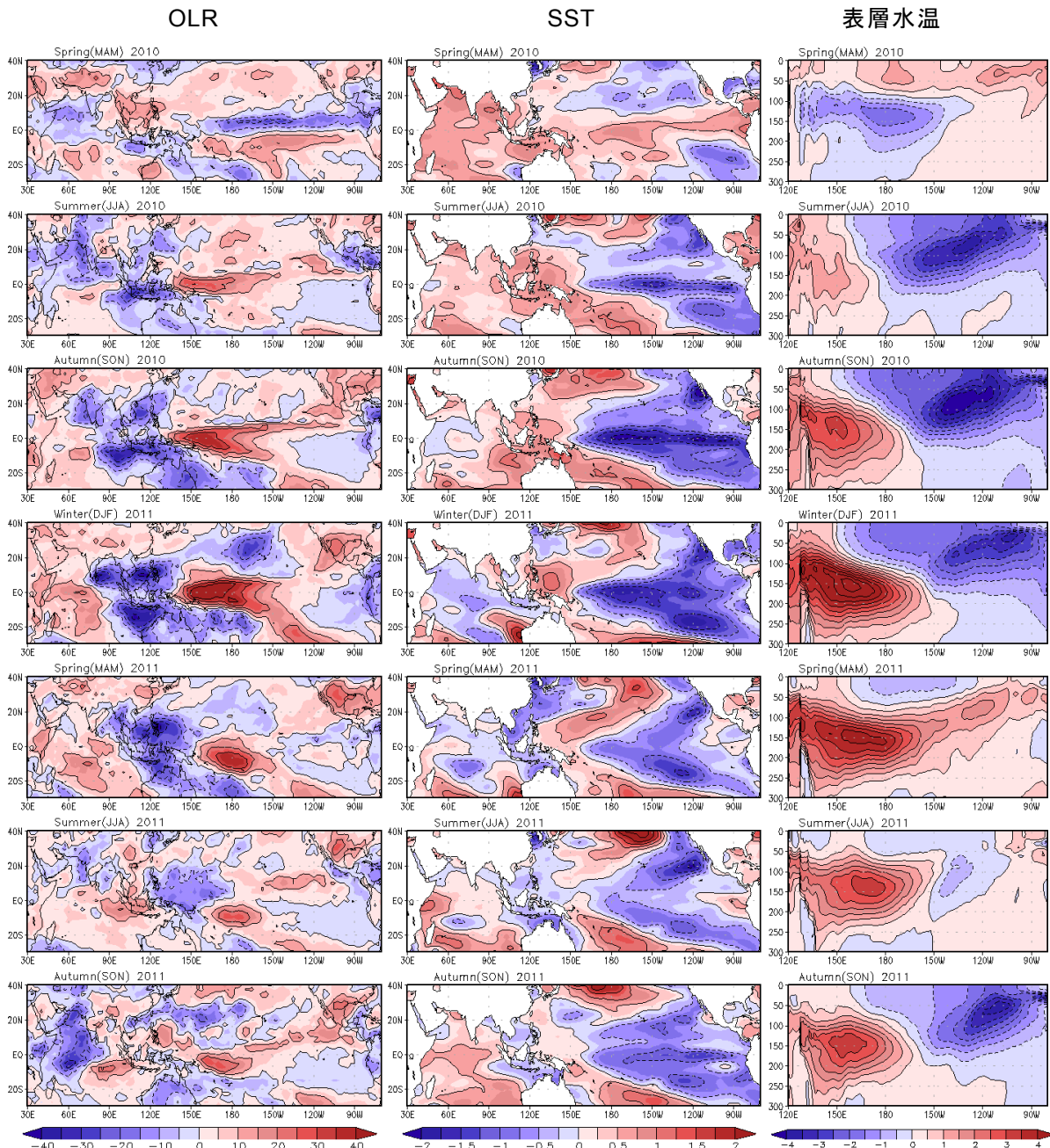
ラニーニャ現象発生直前の 2010 年春は、太平洋赤道域やインド洋熱帯域では海面水温の正偏差が広がり、太平洋赤道域の中部から東部、及びインド洋熱帯域の西部では対流活動が平年より活発で、エルニーニョ現象時の特徴が見える(第 3.1.4 図の 1 段目)。一方、太平洋赤道域の日付変更線付近における大気下層(850hPa)の東西風は、弱い東風偏差に転じ、海洋表層では、エルニーニョ現象の終息とその後のラニーニャ現象の発生の引き金となる冷水域(水温の負偏差域)の東進が見られる(第 3.1.5 図、第 3.1.6 図)。

2010 年夏には、海洋表層の冷水域が南米沿岸に到達したことに伴い、太平洋赤道域では日付変更線の西側から南米沿岸にかけての海面水温が負偏差となり、ラニーニャ現象が発生した(第 3.1.4 図の 2 段目)。大気においても、インドネシア付近の対流活動が平年より活発になり、太平洋赤道域の西部で東風偏差が強まるとともに、西部から日付変更線付近にかけての対流活動が平年より弱くなるというラニーニャ現象時の特徴が現れた(第 3.1.5 図、第 3.1.6 図、第 3.1.7 図の OLR-DL)。

2010年の秋から冬には、太平洋赤道域の西部から日付変更線付近にかけて対流不活発で、インドネシア付近で対流活発という東西のコントラストがいつも明瞭になった（第3.1.4図の左3、4段目）。SOIは、2010年春に正の値に転じた後、2010年の夏から冬にかけては+2.0前後のかなり大き

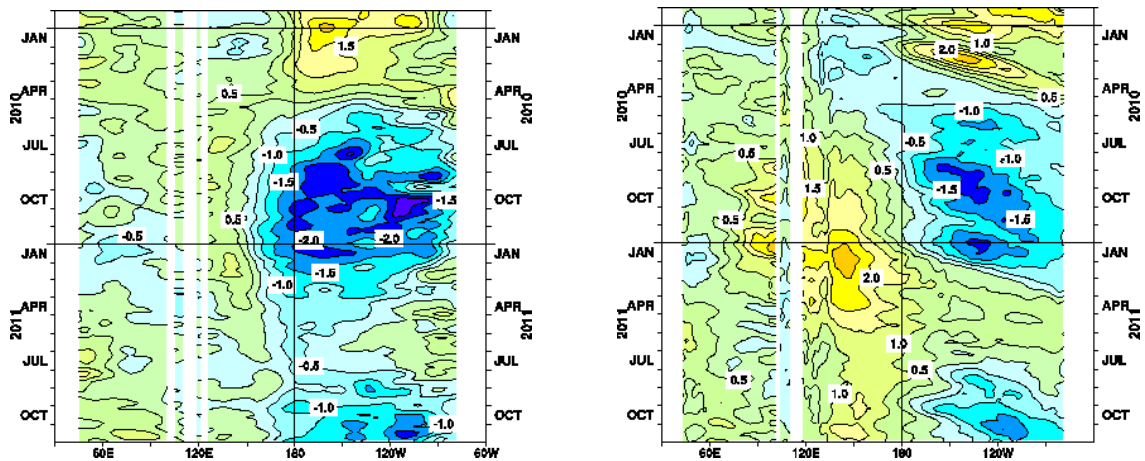
い値となり、貿易風（東風）が平年よりかなり強いことを示した（第3.1.2図）。赤道域の大気下層においては、太平洋の西部から中部にかけての東風偏差が強まるとともに、インド洋の西風偏差も強化される様子が見られた（第3.1.6図）。

太平洋赤道域の海洋表層においては、西部の正

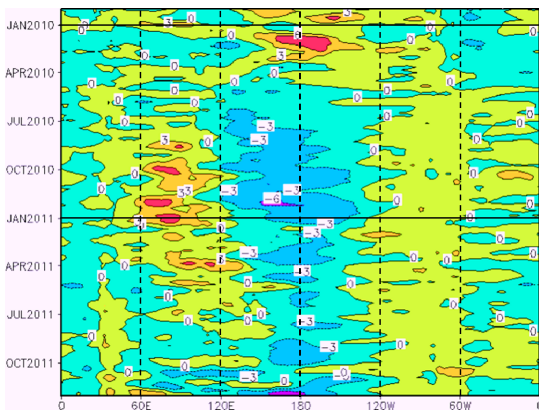


第3.1.4図 2010年春（3～5月）から2011年秋（9～11月）までの外向き長波放射（OLR）平年偏差図（左）、海面水温（SST）平年偏差図（中央）、及び太平洋の赤道に沿った表層水温平年偏差の経度－深度断面図（右）

等値線の間隔は、 10 W/m^2 （OLR平年偏差）、 0.5°C （SST平年偏差）、 0.5°C （表層水温平年偏差）。OLRの平年偏差図の青色は対流活動が通常より活発な領域を、赤色は不活発な領域を表す。



第 3.1.5 図 2009 年 12 月～2011 年 11 月の太平洋の赤道に沿った（左）海面水温 (SST) 平年偏差と（右）表層貯熱量 (OHC; 海面から深度 300m までの平均水温) 平年偏差の経度-時間断面図
等値線間隔は 0.5°C。



第 3.1.6 図 2009 年 12 月～2011 年 11 月の赤道域 (5°S～5°N) で平均した 850hPa 東西風の平年偏差
等値線間隔は 3m/s。赤色 (青色) は西風 (東風) 偏差を表す。

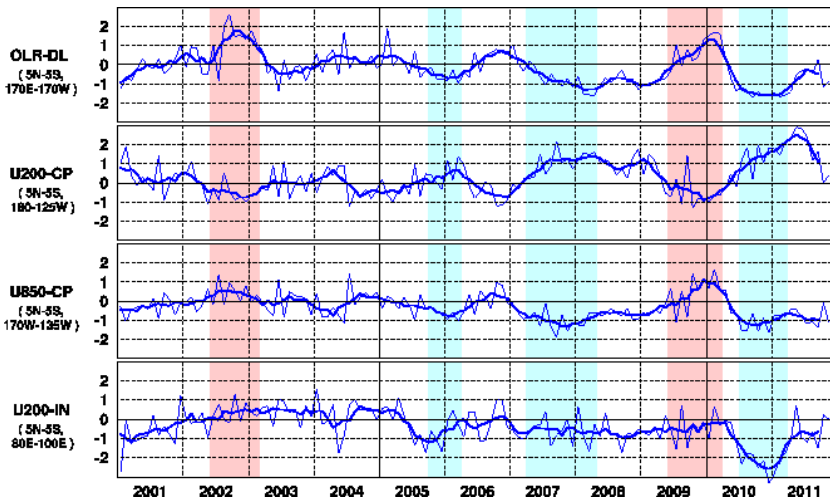
偏差と中部から東部にかけての負偏差という水温の東西コントラストが 2010 年の秋から冬にいつそう明瞭になった (第 3.1.4 図の右 3、4 段目、第 3.1.5 図の右)。この期間、海面水温は、日付変更線の西側から南米沿岸にかけての赤道域で顕著な負偏差、インドネシアからフィリピンにかけては顕著な正偏差となり、ラニーニャ現象の最盛期となった (第 3.1.4 図の中央 3、4 段目、第 3.1.5 図の左)。また、インド洋でも冬には海面水温の負偏差域が広がり、ラニーニャ現象時の特徴を示すようになった。

2011 年春になると、対流活動の平年より弱い領域が日付変更線付近の赤道域からやや南の 10°S

近くに移動したが、インドネシア付近を中心とした対流活動は活発だった (第 3.1.4 図の左 5 段目)。SOI は +2.0 付近の値が 4 月まで続き、貿易風が平年より強いことを示し (第 3.1.2 図)、赤道域の大気下層の日付変更線付近では東風偏差が持続した。一方、インド洋では西風偏差域がやや東に移動し、インドネシア付近まで西風偏差となった (第 3.1.6 図)。

海洋の表層では、太平洋赤道域の西部にあった暖水が冬の後半から春にかけて東進し、南米沿岸に達した (第 3.1.4 図の右 5 段目、第 3.1.5 図の右)。この暖水の東進に伴い、海面では東部の水温負偏差が解消して 4 月には NINO.3 監視指数が -0.5°C を上回り、ラニーニャ現象は春に終息した (第 3.1.2 図、第 3.1.4 図の中央 5 段目、第 3.1.5 図の左)。

ラニーニャ現象の終息後の 2011 年夏には、太平洋赤道域の東部で海面水温の正偏差が見られたが、赤道域の中部と赤道域を挟む熱帯域の中部から東部にかけては顕著な負偏差が持続した (第 3.1.4 図の中央 6 段目)。また、西部太平洋では平年より対流活発な状態が持続した (第 3.1.4 図の左 6 段目)。SOI は +1.0 程度で推移し、貿易風が平年より強い状態が持続したことを示し (第 3.1.2 図)、赤道域の大気下層の日付変更線付近では東風偏差が持続した (第 3.1.6 図)。



第 3.1.7 図 太平洋赤道域の日付変更線付近の OLR 指数 (OLR-DL)、中部太平洋赤道域の対流圏上層 (200hPa) の東西風指数 (U200-CP)、対流圏下層 (850hPa) の東西風指数 (U850-CP)、及びインド洋赤道域の対流圏上層の東西風指数 (U200-IN) の時系列
細線は月平均値、太線は 5 か月移動平均値、陰影はエルニーニョ (赤) / ラニーニャ現象 (青) の発生期間を表す。

2011 年秋になると、インドネシア近傍を除くインド洋のほぼ全域で海面水温が正偏差となり、西部インド洋熱帯域で対流活動が平年より強まるとともに、太平洋赤道域の西部から中部にかけては対流不活発となった (第 3.1.4 図の左 7 段目)。赤道域の大気下層では日付変更線付近の東風偏差は持続するとともに、西部太平洋からインド洋にかけても東風偏差が見られた (第 3.1.6 図)。海洋においては、太平洋赤道域の中部から東部にかけての海面水温負偏差が再び強まり (第 3.1.2 図、第 3.1.4 図の中央 7 段目、第 3.1.5 図左)、表層水温における西部の正偏差と東部の負偏差というパターンも強まり、ラニーニャ現象時に見られる特徴を示すようになった (第 3.1.4 図の右 7 段目、第 3.1.5 図右)。

2010/11 ラニーニャ現象に伴う大気の監視指数 (5 か月移動平均値) の推移から見た特徴は次のとおりである。

南方振動指数 (SOI) (第 3.1.2 図) は、2009/10 エルニーニョ現象が終息した 2010 年春には正の値に転じ、ラニーニャ現象が発生した夏以降は +2.0 前後の大きな値で、終息する 2011 年春まで推移した。2010 年 12 月の月の値 (+2.5) は 1946 年以降では 1973 年 11 月の +2.7 に次ぐ大きな値だった。

OLR-DL (第 3.1.7 図の 1 段目) も、エルニーニョ現象が終息した 2010 年春に正から負の値に転じ、ラニーニャ現象の発生した 2010 年夏から終息

する 2011 年春まで -1.5 前後の明瞭なラニーニャ現象時の傾向 (太平洋赤道域の日付変更線付近で対流が不活発) を示した。この指数の 2010 年 9 月の値 (-1.7) は 1979 年以降の年を通しての最低記録だった。

対流圏上層の中部太平洋赤道域の東西風指数 U200-CP (第 3.1.7 図の 2 段目) は 2010 年の春から夏にかけて負から正の値に転じ、ラニーニャ現象の終息する 2011 年春まで上昇傾向を示した。2011 年 5 月と 6 月には、1979 年以降の最大であった 1988 年 9 月の +2.5 を上回る +2.8 台の値を記録した。

対流圏下層の中部太平洋赤道域の東西風指数 U850-CP (第 3.1.7 図の 3 段目) は、エルニーニョ現象の終息した 2010 年春に正から負の値に転じ、ラニーニャ現象が発生した 2010 年夏以降は -1.0 前後の値で推移し、終息後の 2011 年夏までラニーニャ現象時の傾向 (貿易風が平年より強い) を示す負の値が持続した。

U200-IN (第 3.1.7 図の 4 段目) は、2010 年春までは平年並の値を示したが、ラニーニャ現象の発生した 2010 年夏以降は -2.0 前後で推移し、終息する 2011 年春まで顕著なラニーニャ現象時の傾向を示した。2010 年 12 月には 1979 年以降で最も低い値 (-3.4) を記録した。

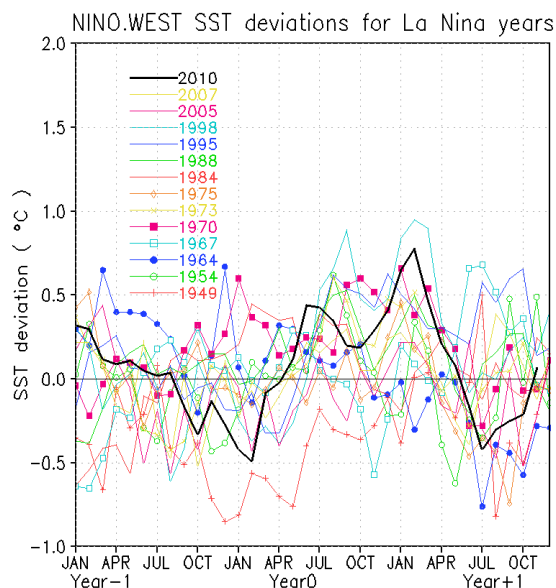
エルニーニョ/ラニーニャ現象の影響を受けて変動し、日本の天候とも関係する西太平洋熱帯域 (NINO.WEST) とインド洋熱帯域 (IOBW) の海面水

温の基準値からの差の推移を第 3.1.8 図及び第 3.1.9 図に示す(各海域の位置については第 3.1.1 図参照のこと)。基準値は、それぞれの海域の海面水温の前年までの 30 年間の各月の変化を直線で近似し延長した値で、両図には 1949 年以降に発生した 14 回のラニーニャ現象の発生前年から発生翌年に至る 3 年間の推移が示され、図中の黒線が 2010/11 ラニーニャ現象の発生前年 (2009 年) から発生翌年 (2011 年) の推移となっている。

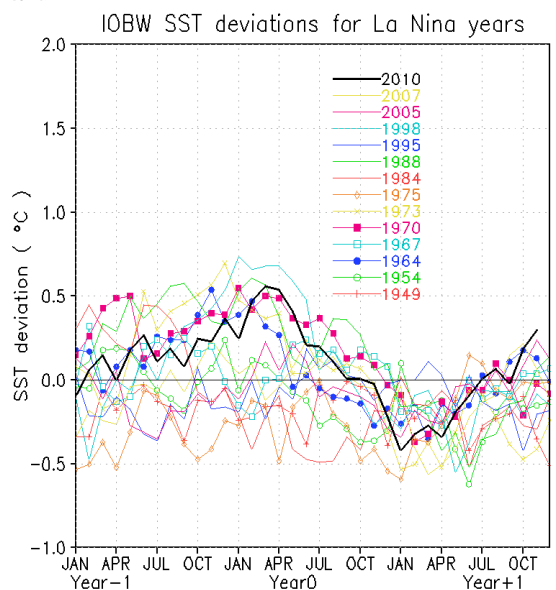
NINO.WEST の海面水温の基準値との差は、2010 年春に負から正の値に転じ、2010 年夏のラニーニャ現象の発生と同時期に高い値となった。その後は 2011 年春の半ばまで高い値で推移した。2011 年春にラニーニャ現象が終息したのに伴い、エルニーニョ監視海域の海面水温が基準値に近い値となったが、これに 1 か月遅れて NINO.WEST の海面水温も基準値に近い値となった。基準値より高い値で推移した 2010 年夏から 2011 年冬の間には、2 回のピークが現れた。夏のピークは他のラニーニャ現象の場合よりやや早めで平均程度の大きさであるが、冬のピーク (+0.78°C) は、1998/99/2000 ラニーニャ現象の発生 1 年目の冬のピーク (+0.95°C) に次ぐ値だった。NINO.WEST の海面水温の基準値との差は、ラニーニャ現象の終息後の夏から秋の半ばまで低い値で推移した。

IOBW の海面水温の基準値との差は、エルニーニョ現象が 2009 年夏から 2010 年春まで発生した影響により、2010 年夏まで高い値で推移した。IOBW の海面水温の基準値との差は、エルニーニョ監視海域の海面水温の基準値との差の推移に 1 季節程度遅れて変動する特徴があり、エルニーニョ現象の終息に引き続いて発生した他のラニーニャ現象でも同様な傾向が見られる。ラニーニャ現象が 2010 年夏に発生したことに伴い、この夏の終わり頃から秋にかけては基準値に近い値で推移した。その後、ラニーニャ現象の最盛期を過ぎた 2010/11 年冬から 2011 年春まで基準値より低い値で推移した後、ラニーニャ現象の終息に伴い 2011 年夏には基準値に近い値へと戻ったが、秋の後半には逆に高い値へと変化した。

最後に 2010/11 ラニーニャ現象の特徴を簡単にまとめると、発生期間は平均よりやや短い 4 季節で、エルニーニョ監視海域の海面水温の基準値との差の最大値 (-1.6°C) は 1949 年以降の 14 回のラニーニャ現象の中では 5 番目に大きい。一方、大気の監視指数に関しては、南方振動指数が 1973 年 11 月に次ぐ大きな値になるなど、ラニーニャ現象の傾向を強く示す値が見られた。



第 3.1.8 図 第 3.1.3 図と同様、ただし西太平洋熱帯域 (NINO.WEST) の月平均海面水温の基準値からの差の推移



第 3.1.9 図 第 3.1.3 図と同様、ただしインド洋熱帯域 (IOBW) の月平均海面水温の基準値からの差の推移

3.1.2 大気循環の特徴

ここでは、2010/11 ラニーニャ現象が発生した2010年夏から2011年春にかけての熱帯域の対流活動と大気循環及び北半球中・高緯度の大気循環の特徴を、過去のラニーニャ現象発生時の特徴と比較する。具体的には、季節（3か月）平均した平年偏差図と対応する過去のラニーニャ現象発生時の平年偏差合成図を比較し、特徴を記述する。記述にあたっては、t検定の結果、信頼度水準95%で統計的に有意な特徴を中心にまとめた。

なお、統計に用いた事例は、1979年から2009

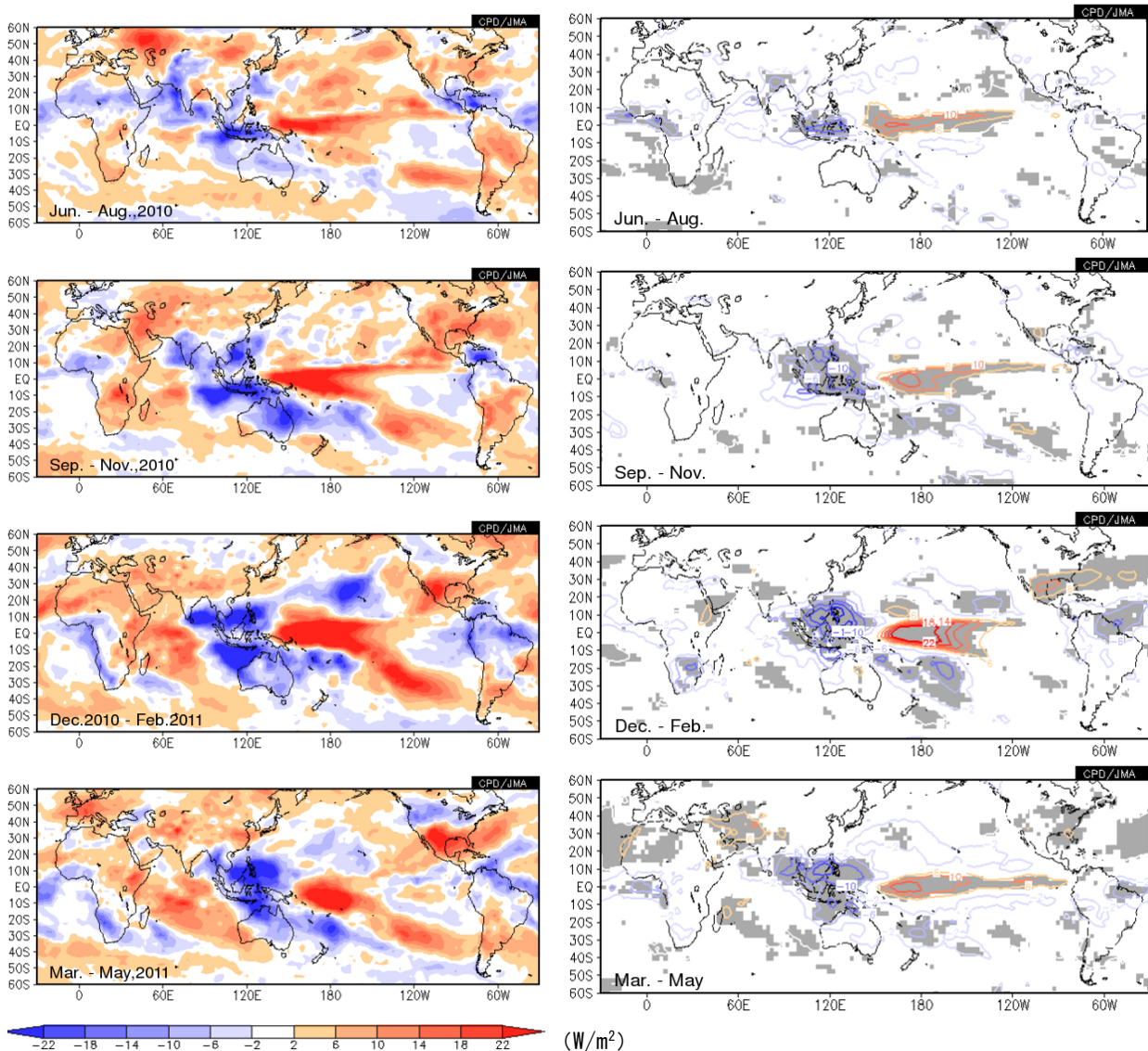
年までの期間に発生したラニーニャ現象を対象とした。ラニーニャ現象発生時の合成図の作成に使用した年は次のとおりである。

夏：1984, 1985, 1988, 1995, 1998, 1999, 2007

秋：1984, 1985, 1988, 1995, 1998, 1999, 2005, 2007

冬：1984/1985, 1988/1989, 1995/1996, 1998/1999, 1999/2000, 2005/2006, 2007/2008

春：1985, 1988, 1989, 1999, 2000, 2006, 2007, 2008



第3.1.10図 (左) 2010/11 ラニーニャ現象が発生した2010年夏から2011年春にかけての3か月平均外向き長波放射量(OLR)平年偏差、(右) ラニーニャ現象時の3か月平均OLR平年偏差合成図(等値線) 上から夏(6~8月)、秋(9~11月)、冬(12~2月)、春(3~5月)の図を表す。右図はt検定による信頼度水準95%の領域(陰影)。

(1) 熱帯の対流活動

熱帯域の対流活動の状況を表す外向き長波放射量 (OLR) の 2010 年夏から 2011 年春までの平年偏差とラニーニャ現象発生時における合成図を第 3.1.10 図に示す。

過去のラニーニャ現象発生時には、熱帯の対流活動がインド洋東部から海洋大陸 (インドネシア多島海) 付近で平年より活発、日付変更線付近を中心に太平洋赤道域で不活発という分布が、いずれの季節においても見られ、2010/11 ラニーニャ現象発生期間も同様の分布が明瞭だった。

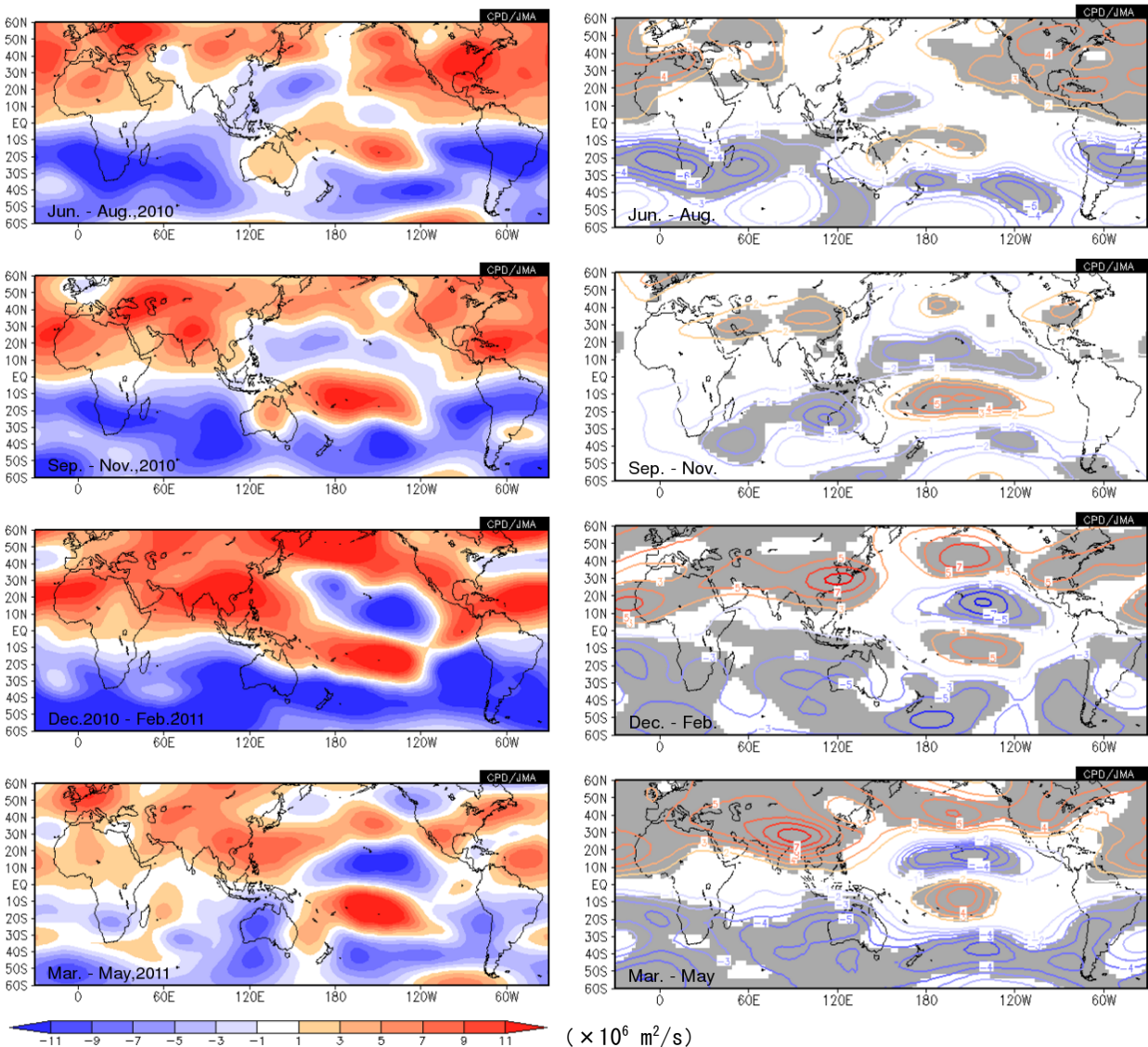
2010 年秋と 2010/2011 年冬は、合成図に比べて、西部太平洋赤道域の不活発域がやや西側に広がっ

た。また、南太平洋収束帯に対応した対流活発域は西寄りとなり、オーストラリア北東部に位置した。インド洋東部、フィリピン付近、カリブ海から南米北部では、合成図と同様に対流活発だった。

(2) 熱帯の大気循環

熱帯域対流圏の上層と下層における大気循環の様子を表す資料として、200hPa 流線関数の平年偏差図とラニーニャ現象発生時の合成図を第 3.1.11 図に、850hPa 流線関数の平年偏差図とラニーニャ現象発生時の合成図を第 3.1.12 図に示す。

過去のラニーニャ現象発生時には、太平洋では中部を中心に赤道を挟んで南北に 200hPa で低気



第 3.1.11 図 第 3.1.10 図と同じ。ただし、3 か月平均 200hPa 流線関数
上から夏 (6~8 月)、秋 (9~11 月)、冬 (12~2 月)、春 (3~5 月) の図を表す。

圧性循環偏差、850hPa で高気圧性循環偏差が現れる。これらの偏差の中心は、夏は西部寄りに、冬は東部寄りとなる。一方、インド洋では、200hPa に高気圧性循環偏差が、850hPa に低気圧性循環偏差が見られる（ただし、夏の 850hPa は統計的に有意ではない）。2010/11 ラニーニャ現象発生期間も、インド洋から太平洋ではこのような偏差分布が明瞭だった。

上記のような循環偏差は、インド洋から太平洋の赤道域における東西循環（ウォーカー循環）が平年より強いことを意味するが、2010 年夏から 2011 年春にかけてのウォーカー循環は、過去のラニーニャ現象発生時と比べても強く、特に上層で

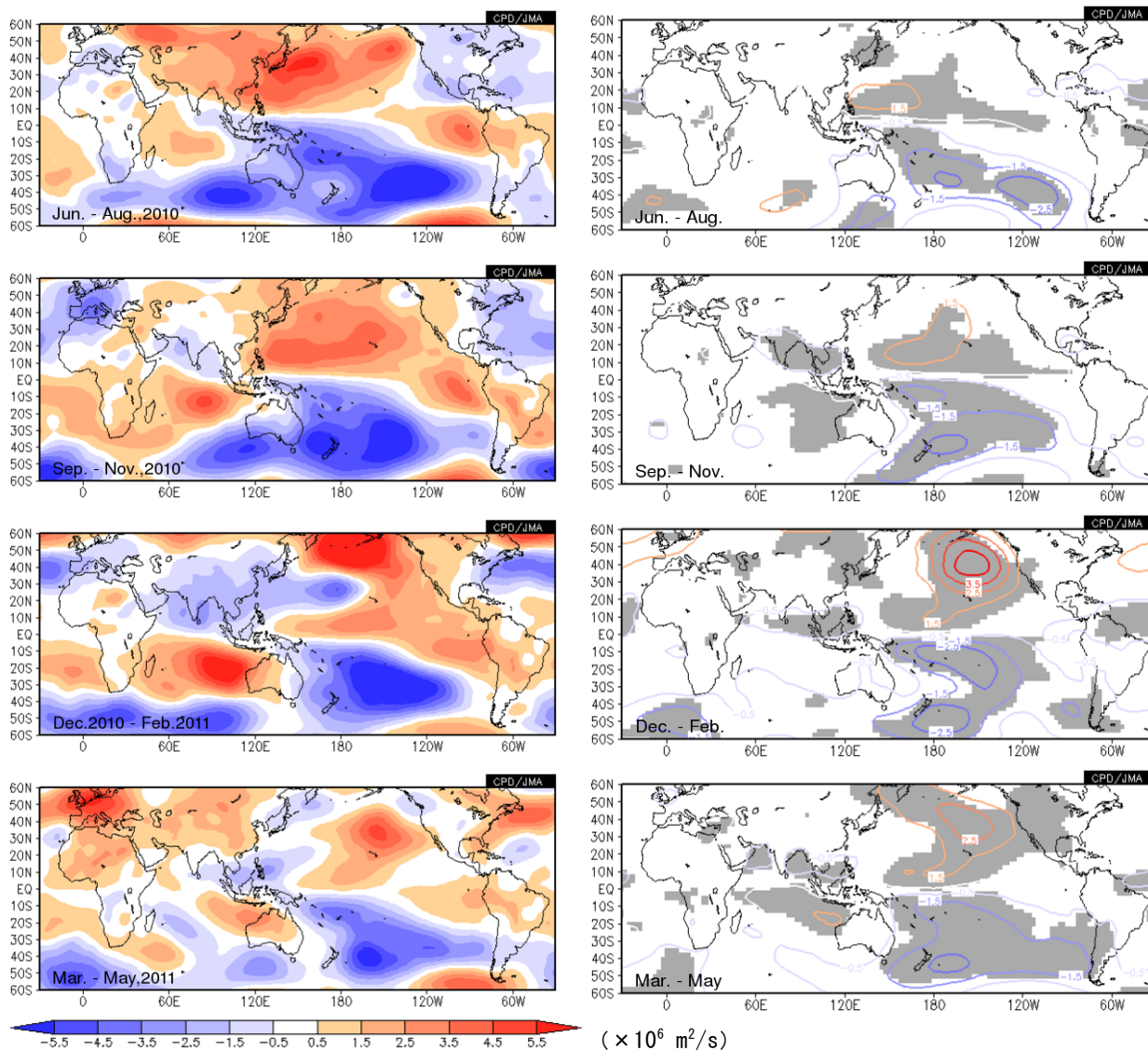
顕著だった（第 3.1.13、3.1.14 図）。また、南方振動指数 (SOI) は、過去のラニーニャ現象発生時と比べても大きな値で推移した（第 3.1.15 図）。

(3) 北半球中・高緯度の気候循環

北半球中・高緯度の循環を表す資料として、北半球の 500hPa 高度の平年偏差図とエルニーニョ現象時の合成図を、第 3.1.16 図に示す。

過去のラニーニャ現象発生時には、太平洋中部から米国にかけて波列状の偏差分布が見られ（ただし、夏は統計的に有意ではない）、2010/11 ラニーニャ現象発生期間も同様の分布が現れた。

2010 年秋から 2010/2011 年冬にかけては、合成



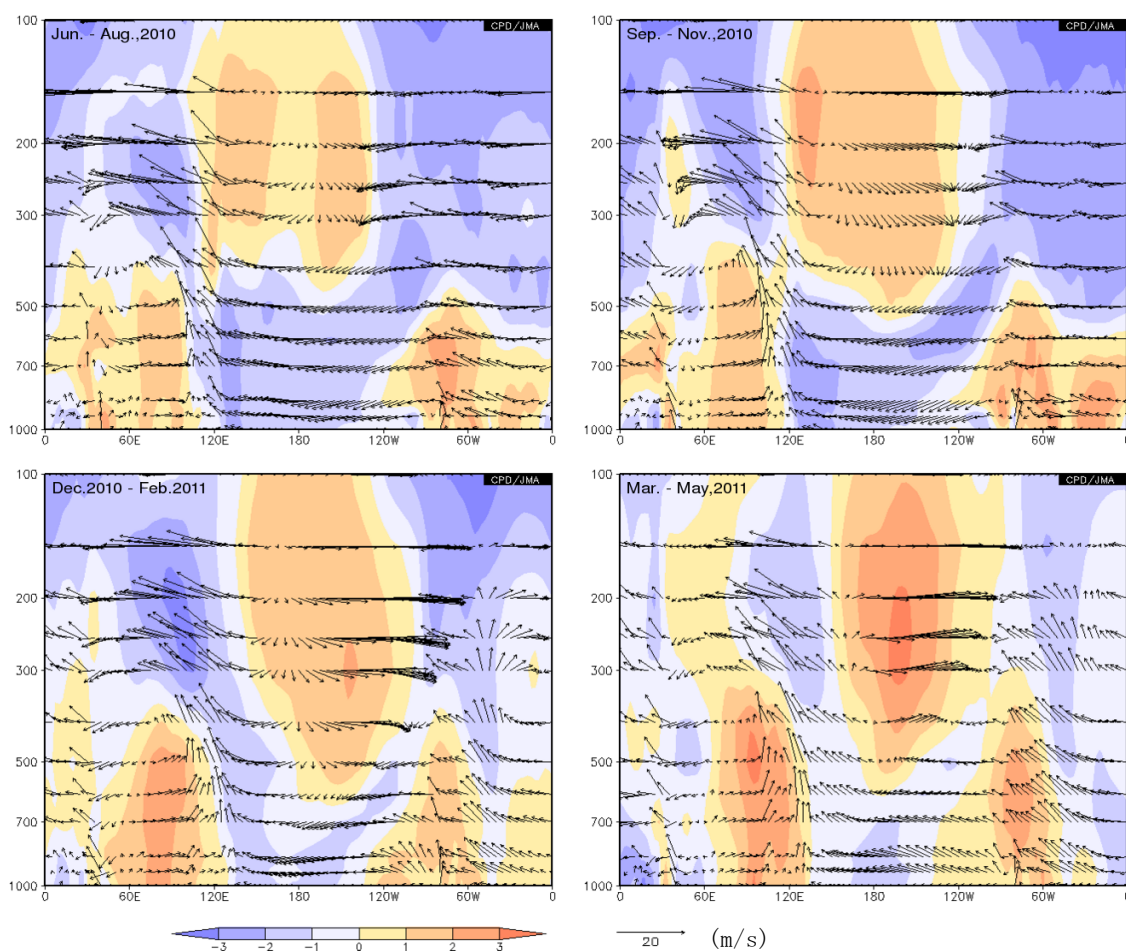
第 3.1.12 図 第 3.1.10 図と同じ。ただし、3 か月平均 850hPa 流線関数
上から夏（6～8月）、秋（9～11月）、冬（12～2月）、春（3～5月）の図を表す。

図に比べて、太平洋から北米にかけての波列パターンの位相は西寄りだった。これに対応して、太平洋中部の正偏差域は日本の東海上まで分布し、過去のラニーニャ現象時に見られる東谷傾向（ただし統計的に有意ではない）とは異なった。

極域については、過去のラニーニャ現象発生時には負偏差傾向が見られるが、2010/2011年冬は正偏差となった。

(4) まとめ

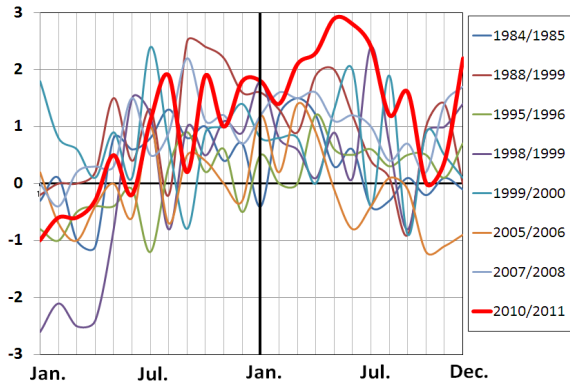
ラニーニャ現象が発生していた2010年夏から2011年春にかけては、熱帯域を中心に過去のラニーニャ現象発生時に見られる大気循環の特徴が明瞭に現れた。2010年秋から2010/2011年冬にかけては、太平洋西部からインド洋東部の偏差分布が過去のラニーニャ現象発生時の平均的な分布と比べて西寄りだった。また、同じ期間、太平洋から北米にかけての波列パターンは、過去のラニーニャ現象時と比べて位相が西寄りだった。



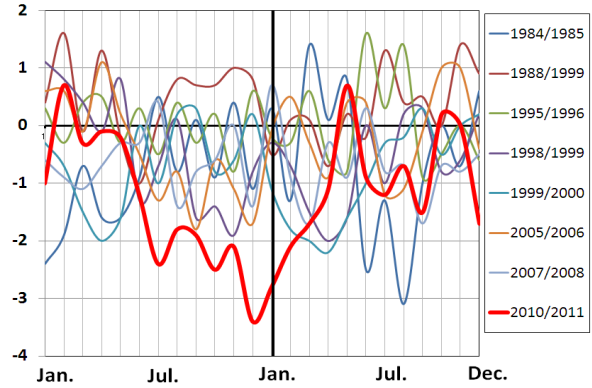
第 3.1.13 図 赤道域 ($5^{\circ}\text{S}\sim 5^{\circ}\text{N}$) で平均した 3 か月平均の鉛直一東西循環

左上は 2010 年夏 (6 ~ 8 月)、右上は 2010 年秋 (9 ~ 11 月)、左下は 2010/2011 年冬 (12 ~ 2 月)、右下は 2011 年春 (3 ~ 5 月) の図を表す。矢印は、風ベクトルを表し、鉛直成分 (Pa/s) は 100 倍した値、東西成分の単位は m/s。陰影は東西風速の規格化偏差。

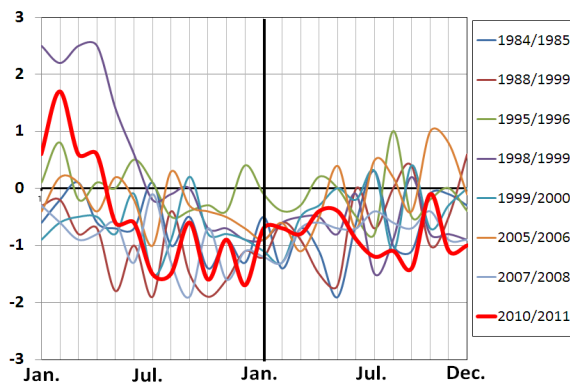
U200-CP



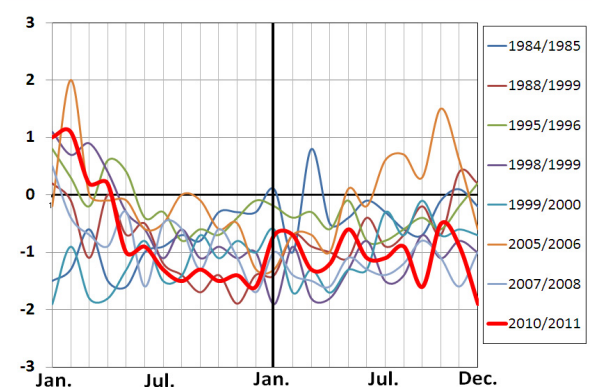
U200-IN



U850-CP

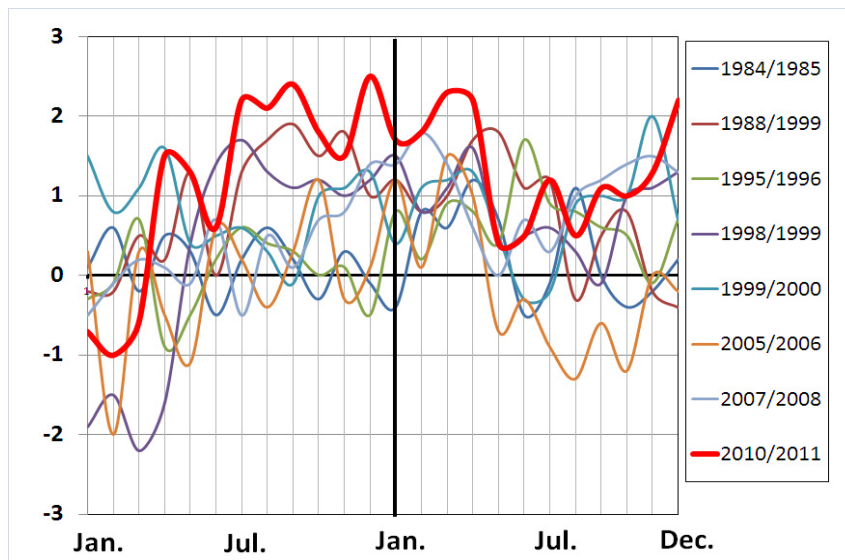


U850-WP

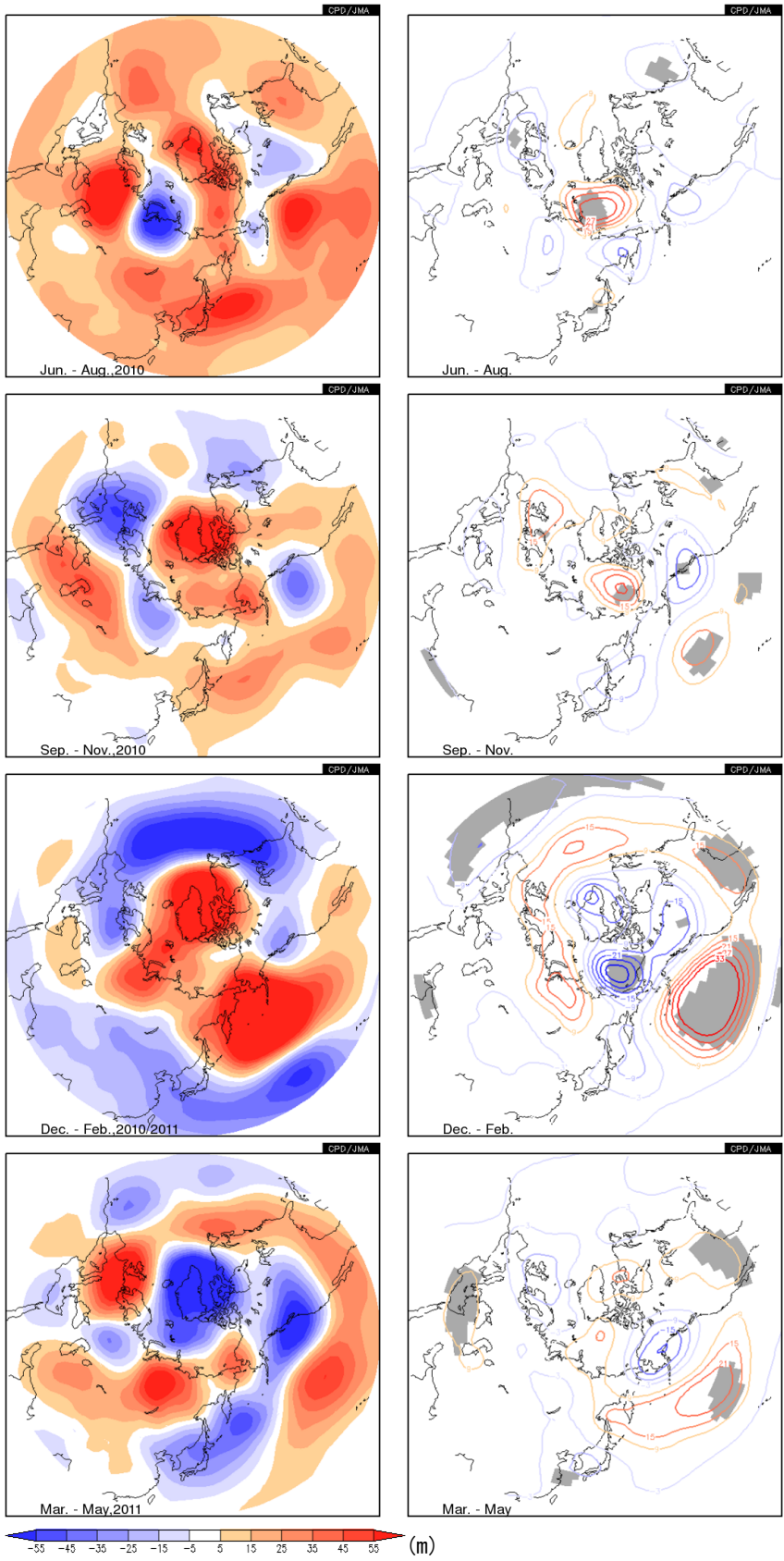


第 3.1.14 図 冬にラニーニャ現象が発生していた年の赤道東西風指数の推移

左上図：太平洋中部上層（200hPa 高度）、右上図：インド洋上層（200hPa 高度）、左下図：太平洋中部下層（850hPa 高度）、右下図：太平洋西部下層（850hPa 高度）。



第 3.1.15 図 冬にラニーニャ現象が発生していた年の南方振動指数（SOI）の推移



第 3.1.16 図 第 3.1.10 図と同じ。
 ただし、3 か月平均 500hPa 高度平年
 偏差
 上から夏 (6 ~ 8 月)、秋 (9 ~ 11
 月)、冬 (12 ~ 2 月)、春 (3 ~ 5 月)
 の図を表す。

3.1.3 天候の特徴

ここでは、ラニーニャ現象が発生していた2010年夏から2011年春にかけての世界の天候の特徴を、過去のラニーニャ現象時における統計的な天候の特徴との比較により記述する。

(1) 2010年夏(2010年6～8月)

2010年夏の特徴的な天候は以下のとおりである(第3.1.17図)。日本、中国北部周辺、インドネシア南部～ポリネシア南部、ロシア西部～中東、マダガスカル周辺、米国南東部等で高温となった。パキスタン周辺、ヨーロッパ中部、アフリカ西部、ベネズエラ北部周辺等で多雨となったが、ロシア西部周辺等では少雨となった。

ラニーニャ現象発生時の夏の天候の特徴(第3.1.18図)と比較すると、①ロシア西部周辺の高温・少雨、②メラネシア南部の高温が対応しており、今回のラニーニャ現象が影響していた可能性が考えられる。季節平均では明瞭ではないが、南米南部の7、8月の低温、モーリシャス周辺の8月の高温がラニーニャ現象時における統計的な特徴と一致している。

この夏の日本は記録的な高温となったが、ラニーニャ現象が一因だった可能性がある(気象庁2011)。

(2) 2010年秋(2010年9～11月)

2010年秋の特徴的な天候として、アラスカ西部～中央シベリア北部、インド東部～マレー半島、中東周辺、アフリカ南東部、グリーンランド南部～カナダ東部、ブラジルの高温、オーストラリア中部の低温、中国北西部周辺、オーストラリア東部、インドネシア西部～オーストラリア北西部の多雨が挙げられる(第3.1.19図)。

ラニーニャ現象発生時の秋の特徴(第3.1.20図)と比較すると、①オーストラリア東部の多雨が、ラニーニャ現象時の特徴と整合している。なお、インドネシア西部～オーストラリア北西部は、データ不足で第3.1.20図に特徴が現われていないが、ラニーニャ現象に伴って活発化したと考え

られる対流活動域がこの領域を覆ったことから(第3.1.10図)、この地域の多雨も、ラニーニャ現象の影響とみられる。また、季節平均では明瞭ではないが、9月の東アジアの高温、オーストラリア東方の高温が、ラニーニャ現象時における統計的な特徴と一致していた。

9月の日本は、夏に引き続いて全国的にかなり高温となった。これは、ラニーニャ現象時における統計的な特徴と一致する。

(3) 2010/2011年冬(2010年12月～2011年2月)

2010/11年冬の特徴的な世界の天候として、カナダ東部及びその周辺の高温、米国中西部・西部、南米北西部・北東部、オーストラリア西部～南部の多雨、米国南部～メキシコ北部の少雨が挙げられる(第3.1.21図)。

ラニーニャ現象発生時の冬の特徴(第3.1.22図)と比較すると、①米国南部～メキシコ北部の少雨がラニーニャ現象時の特徴と整合している。季節平均では明瞭ではないが、オーストラリア東部の12月の多雨、南アフリカの1月の多雨、南米北部の2月の多雨がラニーニャ現象時における統計的な特徴と一致している。

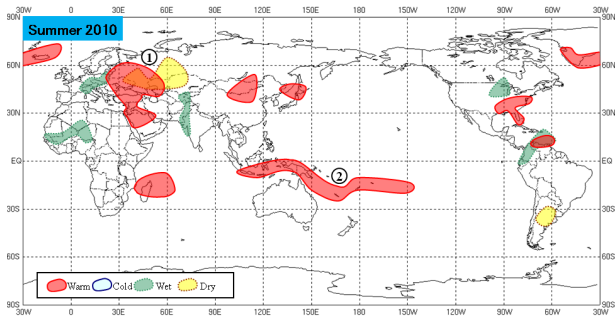
1月の日本は、全国的に低温となった。東日本以西の低温は、ラニーニャ現象時の統計的な特徴と一致する。

(4) 2011年春(2011年3～5月)

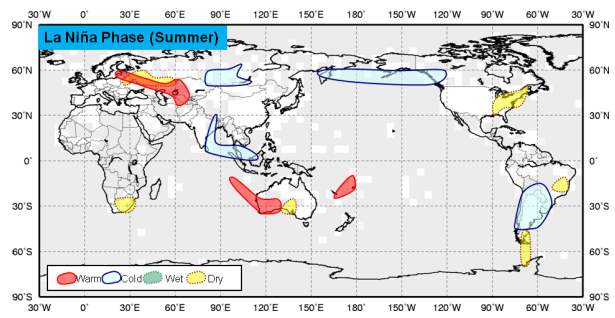
2011年春には、3月のインドシナ半島付近の低温、メキシコ北部及びその周辺の高温・少雨が、ラニーニャ現象時における統計的な特徴と一致していた。

参考文献

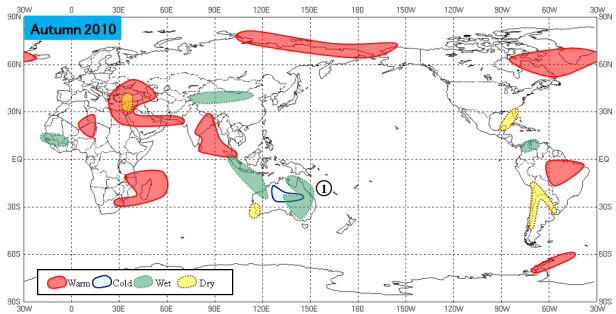
気象庁, 2011: 2010年夏の日本の記録的な高温の要因について. 気候系監視年報2010, 136-144.



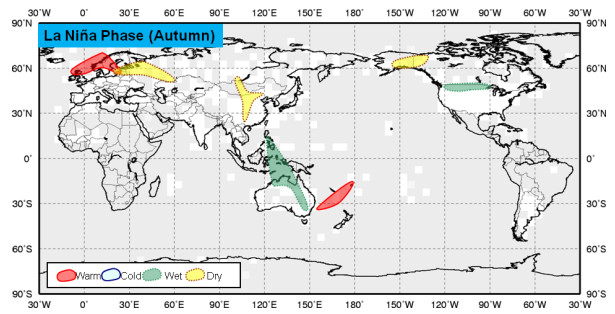
第 3.1.17 図 2010 年夏（2010 年 6～8 月）の世界の天候
3 か月平均気温・3 か月降水量で異常高温・低温・多雨・少雨となった地域を示す。丸数字はラニーニャ現象に関連する可能性のある天候を示す。なお、異常高温・低温・多雨・少雨とは、30 年に 1 回程度以下の稀な現象を指す。



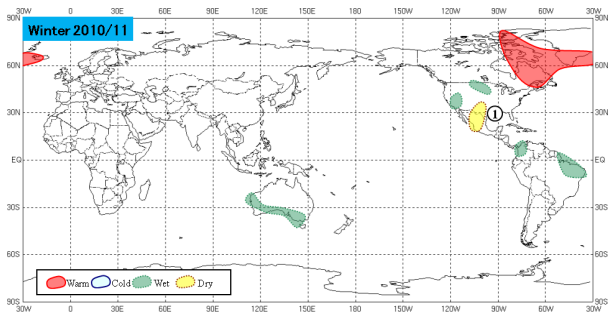
第 3.1.18 図 ラニーニャ現象時の夏（6～8 月）の天候の特徴
1979 年 3 月～2009 年 2 月におけるラニーニャ現象発生年とエルニーニョ現象・ラニーニャ現象ともに発生していない年とで比較し、t 検定の結果、危険率 10%未満で有意な差のあった地域をまとめて分布図に示す。



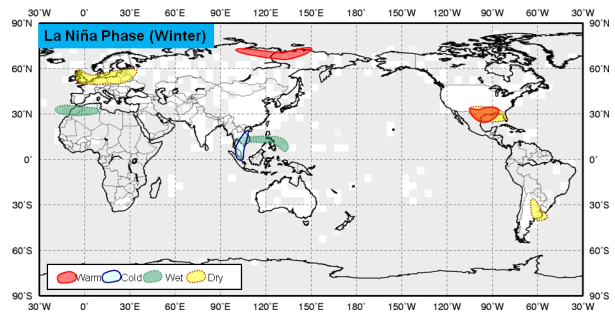
第 3.1.19 図 2010 年秋（2010 年 9～11 月）の世界の天候
第 3.1.17 図に同じ。ただし 2010 年秋。



第 3.1.20 図 ラニーニャ現象時の秋（9～11 月）の天候の特徴
第 3.1.18 図に同じ。ただし秋の天候。



第 3.1.21 図 2010/2011 年冬（2010 年 12 月～2011 年 2 月）の世界の天候
第 3.1.17 図に同じ。ただし 2010/2011 年冬。



第 3.1.22 図 ラニーニャ現象時の冬（12～2 月）の天候の特徴
第 3.1.18 図に同じ。ただし冬の天候。

3.2 2011 年夏季の熱帯季節内変動と日本の天候への影響

2011 年夏季の西部太平洋熱帯域では、2～3 週間周期で変動する季節内変動が卓越した。本節では、この夏の熱帯季節内変動の特徴と日本付近の大気循環や天候との関連についてまとめる。

なお、2～3 週間周期の季節内変動が卓越したのは 2011 年 5～8 月であったため、5～8 月を解析対象とする。本節の以下の記述では、夏季は 5～8 月の期間を指すものとする。

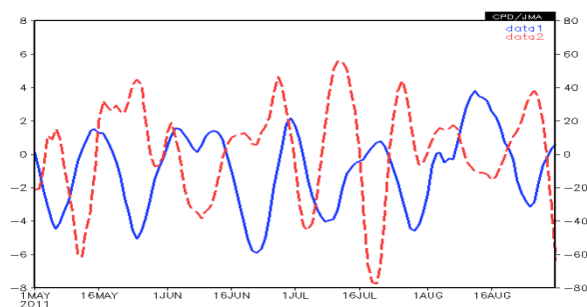
3.2.1 熱帯季節内変動の特徴

(1) 太平洋西部

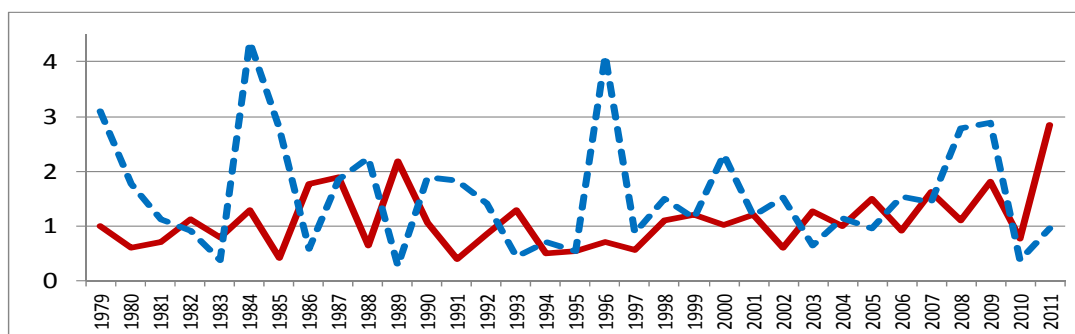
熱帯域ではマッデン-ジュリアン振動 (MJO) と呼ばれる 30～60 日程度の周期で赤道域を東に進む季節内変動が卓越することが知られているが (Madden and Julian 1971, 1972)、このほかにも夏季のアジアモンスーン領域では MJO より短い 2～3 週間周期の季節内変動が存在することが報告されている (例えば Murakami 1976, Yasunari 1979, Chen and Chen 1995)。

第 3.2.1 図 (青実線) にフィリピン付近で領域平均した 2011 年夏季の外向き長波放射量 (OLR) の平年偏差の時系列を示す。これを見ると、対流活動の 2～3 週間周期の変動が明瞭であることが分かる。また、この領域平均 OLR の毎年の 5～8 月の時系列に対してスペクトル解析を行った結果 (第 3.2.2 図)、2011 年の 10～25 日周期成分のパワースペクトル (赤実線) は 1979 年以降で最も大きな値であった。また、

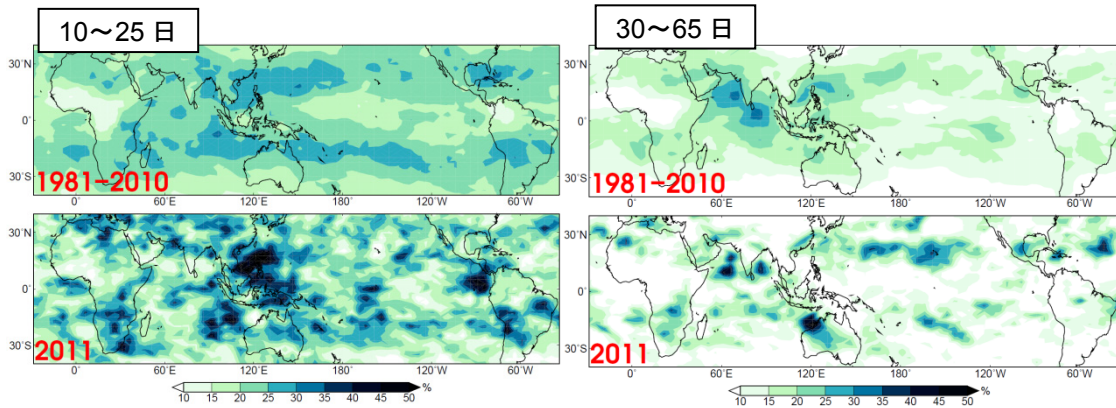
MJO が卓越する 30～65 日周期成分のパワースペクトル (青破線) は小さかった。第 3.2.3 図は 5～8 月の OLR 時系列の全周期成分のパワースペクトルに対する季節内周期成分のパワースペクトルの割合を表し、2011 年の分布、及び同年との比較のため 1981～2010 年の 30 年間の平均の分布を示す。30 年平均 (第 3.2.3 図左上) を見ると、南シナ海から日付変更線付近の 15°N 帯では 10～25 日周期成分が 20～30% 程度を占め、平年でも西部太平洋熱帯域は 2～3 週間周期の変動が比較的大きな領域であるが、2011 年 (同図右下) は南シナ海やフィリピン付近で 50% 程度を占め、平年に比べて卓越したことが分かる。一方、この領域における 2011 年 (同図右下) の 30～65 日周期成分は平年 (同図右上) に比べて割合が小さかった。



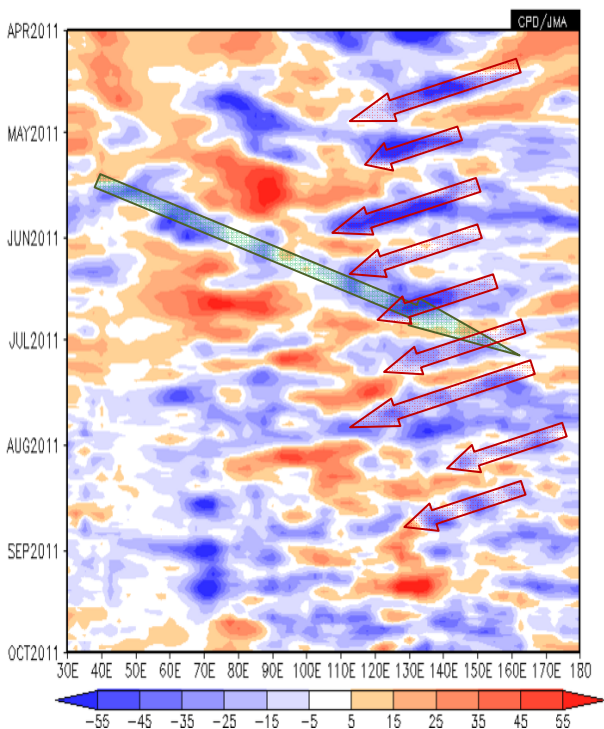
第 3.2.1 図 フィリピン付近 (10°N～20°N, 115°E～140°E) で領域平均した OLR 平年差 (青実線、右軸、単位: W/m²) 及び日本付近 (30°N～40°N, 130°E～140°E) で領域平均した海面気圧平年差 (赤破線、左軸、単位: hPa) の推移 (2011 年 5 月 1 日～8 月 31 日) いずれも 5 日移動平均をかけた上で表示している。



第 3.2.2 図 フィリピン付近 (10°N～20°N, 115°E～140°E) OLR の 5～8 月における季節内周期成分のパワースペクトルの経年変化 (単位: 10⁶(W/m²)²) 赤実線は 10～25 日周期成分、青破線は 30～65 日周期成分を示す。



第 3.2.3 図 5～8月における OLR の季節内周期成分（左列：10～25 日、右列：30～65 日）のパワースペクトルの全周期成分に対する割合（単位：％）
上段は 1981～2010 年の 30 年平均、下段は 2011 年を示す。



第 3.2.4 図 5°N～15°N 平均 OLR 平年差の東西一時間断面図（単位 W/m²）

5 日移動平均をかけた上で表示している。緑矢印は東に進む変動、赤矢印は 2～3 週間周期変動を示す。

次に、熱帯域における 2～3 週間周期で変動する対流活動の伝播の特徴を見るため、第 3.2.4 図に 5°N～15°N で平均した 2011 年夏季の OLR 平年偏差の時間一経度断面図を示す。5 月半ばから 6 月にかけては、活発な対流活動の位相がインド洋から太平洋西部を東に伝播したが（緑矢印）、それ以外の期間では、東進する位相は不明瞭だった。一方、日付変更線付近から南シナ海付近にかけて

の領域では、2～3 週間程度の周期で西向きに進む活発な対流活動の位相が明瞭だった（赤矢印）。

第 3.2.5 図に、太平洋西部で平均した OLR の推移を陰影で示す。この図を見ると、A～E で示した時期に対流活発域が赤道付近から 20°N 帯付近に向かって北進している様子が分かる（F は台風第 9 号を含む）。A～E で示した時期は、第 3.2.4 図で示した西進する対流活発域が太平洋西部に位置している時期にあたる。これらの図から、2～3 週間周期の活発な対流活動の位相は西または北西に進んだことが分かる。

このような対流域の北西進の特徴は過去の報告、例えば Fukutomi and Yasunari (1999) や Mao and Chan (2005) と一致する。西向きの位相速度はおよそ 5 m/s で、Wang and Rui (1990) 等の報告と整合的である。また、この西進する変動は周期を 10～25 日とすると $n=1$ の赤道ロスビー波に相当する (Wheeler and Kiladis 1999)。

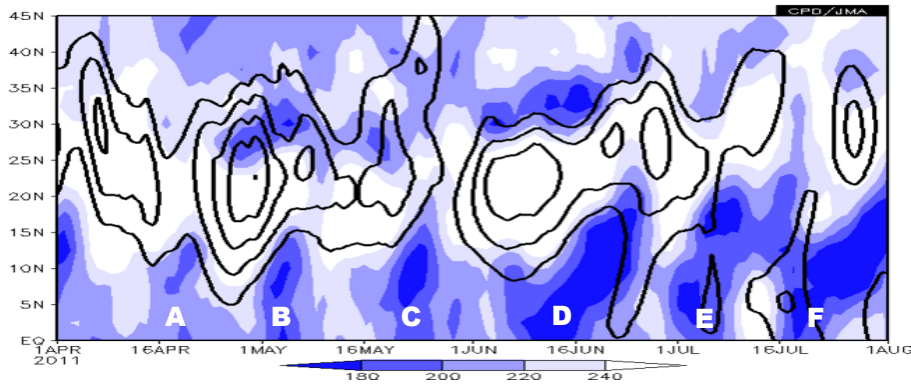
この対流活発域の西進は、日付変更線付近から始まっているように見える（第 3.2.4 図）が、この時期の対流圏上部のミッド・パシフィック・トラフ (MPT) は平年より顕著に深く（第 3.2.6 図 (a)）、350K の等温位面上の渦位は 2～3 σ 程度の正偏差だった（第 3.2.6 図 (b)）。このような上層の大気の特徴が、2011 年夏季に西向きに進む 2～3 週間周期の季節内変動と関連したことが示唆されるが、この点についてはさらなる調査が必要である。

(2) 赤道域

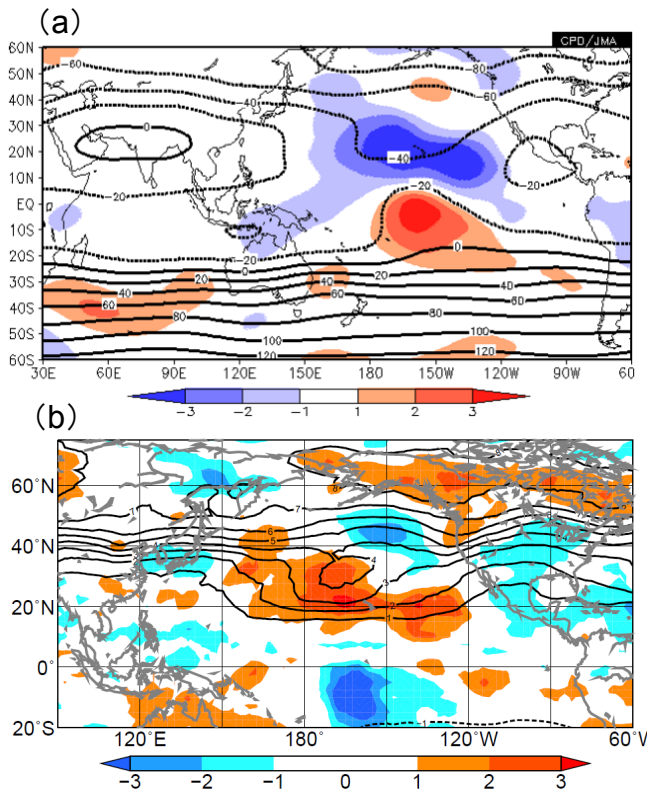
2011年夏季は、赤道域を東向きに比較的早く進む季節内変動が明瞭だった。第3.2.7図は、2011年夏季における赤道域の200hPa速度ポテンシャル年差の東西-時間断面図である。これを見ると、赤矢印で示したように発散偏差域（青色）の東向きの伝播が明瞭である。発散偏差の位相は波数2の構造を示し、位相速度は約18m/sで、およそ25日で赤道を一周している。特に、太平洋で頻繁に発散偏差の位相が東進した。赤道域のOLR

の東西波数一周波数解析を行った Wheeler and Kiladis (1999) の報告によれば、これは赤道ケルビン波に対応するものとみられる。

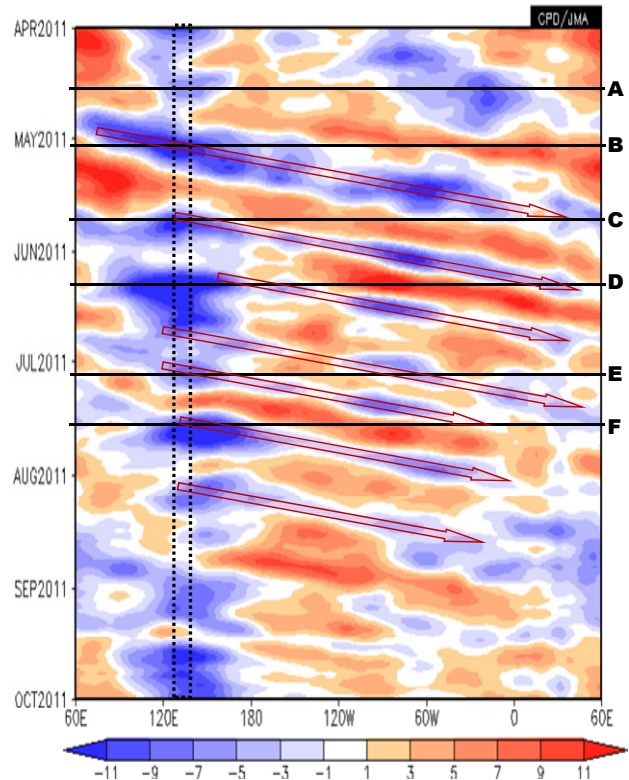
同図には第3.2.5図に示した太平洋西部での対流域の北進の時期を付しているが、B~Fは太平洋西部（点線で囲まれた経度帯）で発散偏差が明瞭になり、東進する変動が励起された時期に対応するように見える。このことは太平洋西部での北西進する変動と、赤道域を東進する変動が関係していることを示唆する。



第3.2.5図 125°E~140°E平均 OLR（陰影、単位： W/m^2 ）及び 850hPa 流線関数（等値線）の南北-時間断面図（2011年4月1日~8月1日）
等値線間隔は $3 \times 10^6 m^2/s$ ($3 \times 10^6 m^2/s$ 以上を描画)。いずれも5日移動平均をかけた上で表示している。図中A~Fは対流域の北進の時期を示す（詳細は本文参照）。



第3.2.6図 2011年5~8月平均 (a) 200hPa 流線関数及び (b) 350K 渦位の規格化年差
等値線は実況値を示す（単位：(a) $10^6 m^2/s$ 、(b) s^{-1} ）。

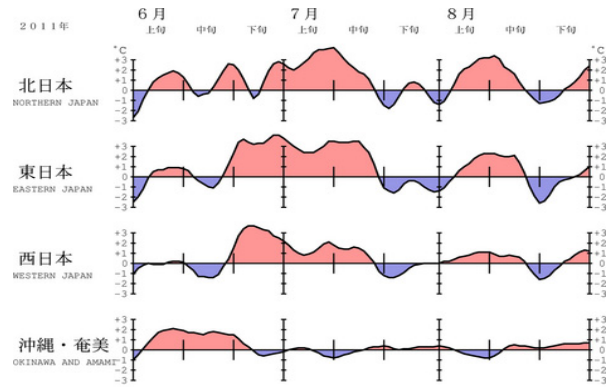


第3.2.7図 5°S~5°N平均 200hPa 速度ポテンシャル年差の東西-時間断面図（単位： $10^6 m^2/s$ ）
青色は発散偏差、赤色は収束偏差を示す。5日移動平均をかけた上で表示している。A~Fは第3.2.5図に示した太平洋西部での対流域の北進の時期に対応する。太平洋西部にあたる経度帯を点線で囲んでいる。

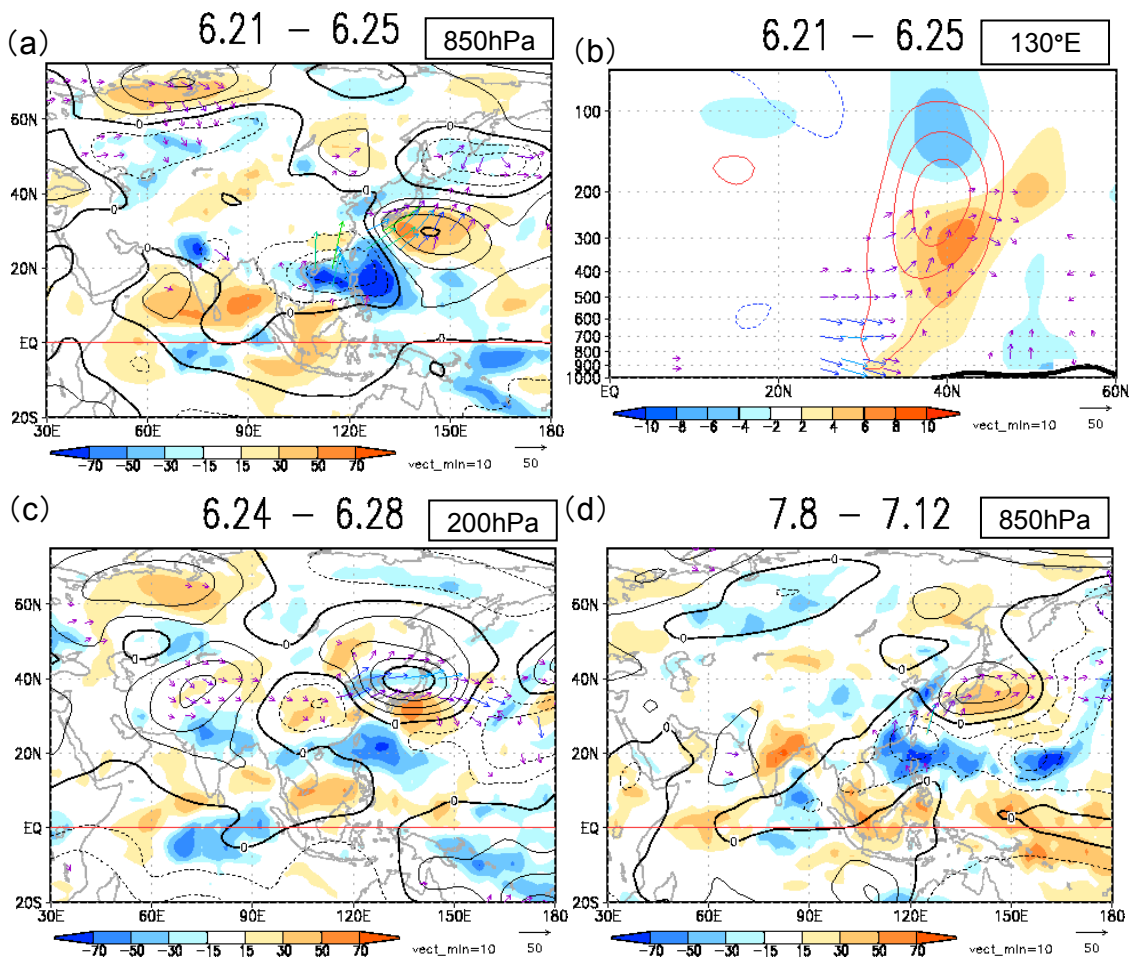
3.2.2 日本の天候への影響

(1) 6月下旬～7月中旬の高温

2011年夏季は全国的に気温が高く、太平洋高気圧の勢力の変動に対応して気温が大きく変動した(第3.2.8図)。太平洋高気圧の日本付近への張り出しが強まった6月下旬から7月中旬にかけては北～西日本で記録的な高温となった。1961年以降の気温の統計では、6月下旬に東・西日本で1位、7月上旬は北日本で1位、東日本で2位、7月中旬は東日本で再び1位だった。



第3.2.8図 2011年6～8月における地域平均気温平年差の5日移動平均時系列



第3.2.9図 (a) 6/21～25平均850hPa流線関数平年差(等値線)、OLR平年差(陰影、単位： W/m^2)、850hPa波の活動度フラックス(矢印、単位： m^2/s^2)の分布、(b) 同期間の流線関数平年差(等値線)、気温平年差(陰影)、波の活動度フラックスの $130^\circ E$ に沿った南北-鉛直断面図、(c) 図(a)と同じ、ただし期間は6/24～28平均、流線関数と波の活動度フラックスは200hPa、(d) 図(a)と同じ、ただし期間は7/8～12平均
等値線の間隔は(a)及び(d)が $2.5 \times 10^6 m^2/s$ 、(b)及び(c)が $5 \times 10^6 m^2/s$ で、点線は負の値を示す。

第 3.2.1 図には、フィリピン付近の OLR に加えて、日本付近で領域平均した海面気圧の時系列(赤破線)も示している。これを見ると、日本付近の海面気圧も 2～3 週間周期の変動が卓越しており、フィリピン付近で対流活動が活発化するときに、日本付近の太平洋高気圧が強まるという相関関係がある。これは、PJ パターンと呼ばれる夏季に現れやすい太平洋西部の変動のパターン (Nitta 1987, Kosaka and Nakamura 2006 等) と一致する。また、Fukutomi and Yasunari (1999) が示した、2～3 週間周期で西進する対流活発域がフィリピン付近に達したときに、本州付近からその南東海上にかけて高気圧性循環偏差が強化される傾向とも一致する。

第 3.2.9 図 (a) は 6 月 21～25 日平均の 850hPa 流線関数偏差と OLR 偏差の分布である。フィリピン付近には南東から進んできた対流活発域が位置し、フィリピン付近で低気圧性循環偏差、日本付近で高気圧性循環偏差、日本の北東海上で低気圧性循環偏差という波列が見られる。130°E に沿った鉛直断面図 (第 3.2.9 図 (b)) を見ると、本州付近では、軸が上層に向かってやや北に傾いた等価順圧構造の高気圧性循環偏差 (上層ほど偏差が大きい) が位置しており、過去に報告されている PJ パターンの構造とも一致する (Kosaka and Nakamura 2006)。本州付近は、この背の高い高気圧に覆われたことで高温がもたらされたと考えられる。さらに、数日後にはシルクロードパターンと呼ばれる亜熱帯ジェット気流に沿った波列パターン (Enomoto 2003) が現れ (第 3.2.9 図 (c))、本州付近の高気圧がさらに強まった。このような構造は 7 月初めに解消されたが (本州付近の高気圧は弱まったが)、日本の南海上で太平洋高気圧の西への張り出しが強まったことなどから、南西からの暖気移流によって高温は持続した。その後、再び対流活発域がフィリピン付近に西進してきた 7 月 10 日前後には対流圏下層に PJ パターン (第 3.2.9 図 (d)) が現れた。その後、シルクロードパターンが重なって日本上空は 6 月下旬と同様の等価順圧構造の高気圧性循環偏差に覆われ、顕著

な高温が持続した。

以上のことから、太平洋西部における 2～3 週間周期の季節内変動に伴う PJ パターンと、偏西風帯の波列パターンとが重なることによって 6 月下旬から 7 月中旬にかけての顕著な高温をもたらしたと考えられる。

(2) 梅雨入り・明け

2011 年の梅雨入りは、沖縄地方から関東甲信地方にかけては平年よりかなり早く、北陸地方と東北地方では遅かった。梅雨明けは、全国的に早く、沖縄地方と中国地方から東北地方にかけてはかなり早かった (第 3.2.1 表)。

第 3.2.5 図には、OLR に加えて、日本付近の太平洋高気圧の位置の目安として 850hPa 流線関数を等値線で示している。対流活発域の北進と同期して、太平洋高気圧の中心が北偏する傾向が見られる。また、太平洋高気圧の北縁には梅雨前線に対応する OLR 極小域があり、これも同様に北にシフトする様子が見られる (同図 B～E の時期)。第 3.2.5 図の C は九州～関東地方の梅雨入り、D は奄美地方の梅雨明けと北陸・東北地方の梅雨入り、E は九州～東北地方の梅雨明けの時期にあたり、2011 年の日本の梅雨入り・明けと太平洋西部の 2～3 週間周期の季節内変動は良い対応を示した。

第 3.2.1 表 2011 年の梅雨入り・明けの時期

記号の意味は、(+)*: かなり遅い、(+): 遅い、(0): 平年並、(-): 早い、(-)*: かなり早い、の階級区分を表す。

地方名	梅雨入り		梅雨明け	
	2011年	平年	2011年	平年
沖縄	4月30日ごろ (-)*	5月9日ごろ	6月9日ごろ (-)*	6月23日ごろ
奄美	4月30日ごろ (-)*	5月11日ごろ	6月22日ごろ (-)	6月29日ごろ
九州南部	5月23日ごろ (-)*	5月31日ごろ	7月8日ごろ (-)	7月14日ごろ
九州北部	5月21日ごろ (-)*	6月5日ごろ	7月8日ごろ (-)	7月19日ごろ
四国	5月21日ごろ (-)*	6月5日ごろ	7月8日ごろ (-)	7月18日ごろ
中国	5月21日ごろ (-)*	6月7日ごろ	7月8日ごろ (-)*	7月21日ごろ
近畿	5月22日ごろ (-)*	6月7日ごろ	7月8日ごろ (-)*	7月21日ごろ
東海	5月22日ごろ (-)*	6月8日ごろ	7月8日ごろ (-)*	7月21日ごろ
関東甲信	5月27日ごろ (-)*	6月8日ごろ	7月9日ごろ (-)*	7月21日ごろ
北陸	6月18日ごろ (+)	6月12日ごろ	7月9日ごろ (-)*	7月24日ごろ
東北南部	6月21日ごろ (+)	6月12日ごろ	7月9日ごろ (-)*	7月25日ごろ
東北北部	6月21日ごろ (+)	6月14日ごろ	7月9日ごろ (-)*	7月28日ごろ

3.2.3 まとめ

2011年夏季の太平洋西部では、2～3週間周期で北西進する季節内変動が季節を通して卓越した。この季節内変動に伴って、フィリピン付近の対流活動が変動し、PJパターンを通じた日本付近の顕著な高温や、太平洋高気圧の北偏に伴う梅雨の入り・明けの時期の変動等の影響を及ぼした。

この2～3週間周期の季節内変動が卓越した要因については、さらなる調査研究が必要である。

参考文献

- Chen, T.-C. and J.-M. Chen, 1995: An observational study of the South China Sea monsoon during the 1979 summer: Onset and life cycle. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 2295-2318.
- Enomoto, T., B. J. Hoskins, and Y. Matsuda, 2003: The formation mechanism of the Bonin high in August. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **129**, 157-178.
- Fukutomi, Y. and T. Yasunari, 1999: 10-25 day intraseasonal variations of convection and circulation over East Asia and western North Pacific during early summer. *J. Meteor. Soc. Japan*, **77**, 753-769.
- Kosaka, Y. and H. Nakamura, 2006: Structure and dynamics of the summertime Pacific-Japan teleconnection pattern. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **132**, 2009-2030.
- Madden, R. A. and P. R. Julian, 1971: Detection of a 40-50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 702-708.
- Madden, R. A. and P. R. Julian, 1972: Description of global scale circulation cells in the tropics with a 40-50 day period. *J. Atmos. Sci.*, **29**, 1109-1123.
- Mao, J. and J. C. L. Chan, 2005: Intraseasonal variability of the South China Sea summer monsoon. *J. Climate*, **18**, 2388-2402.
- Murakami, M., 1976: Analysis of summer monsoon fluctuations over India. *J. Meteor. Soc. Japan*, **54**, 15-32.
- 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.
- Wang, B. and H. Rui, 1990: Synoptic climatology of transient tropical intraseasonal convection anomalies: 1975-1985. *Meteor. Atmos. Phys.*, **44**, 43-61.
- Wheeler, M. and G. N. Kiladis, 1999: Convectively coupled equatorial waves: Analysis of clouds and

temperature in the wavenumber-frequency domain. *J. Atmos. Sci.*, **56**, 374-399.

Yasunari, T., 1979: Cloudiness fluctuations associated with the Northern Hemisphere summer monsoon. *J. Meteor. Soc. Japan*, **57**, 227-242.

3.3 2011年雨季のインドシナ半島の多雨

インドシナ半島では、2011年の雨季を通して平年より雨の多い状況が続き、チャオプラヤ川やメコン川の流域では洪水による甚大な被害が発生した。本節では、多雨の状況と関連する大気循環の特徴、熱帯域の海面水温との関係を述べる。

3.3.1 天候の特徴

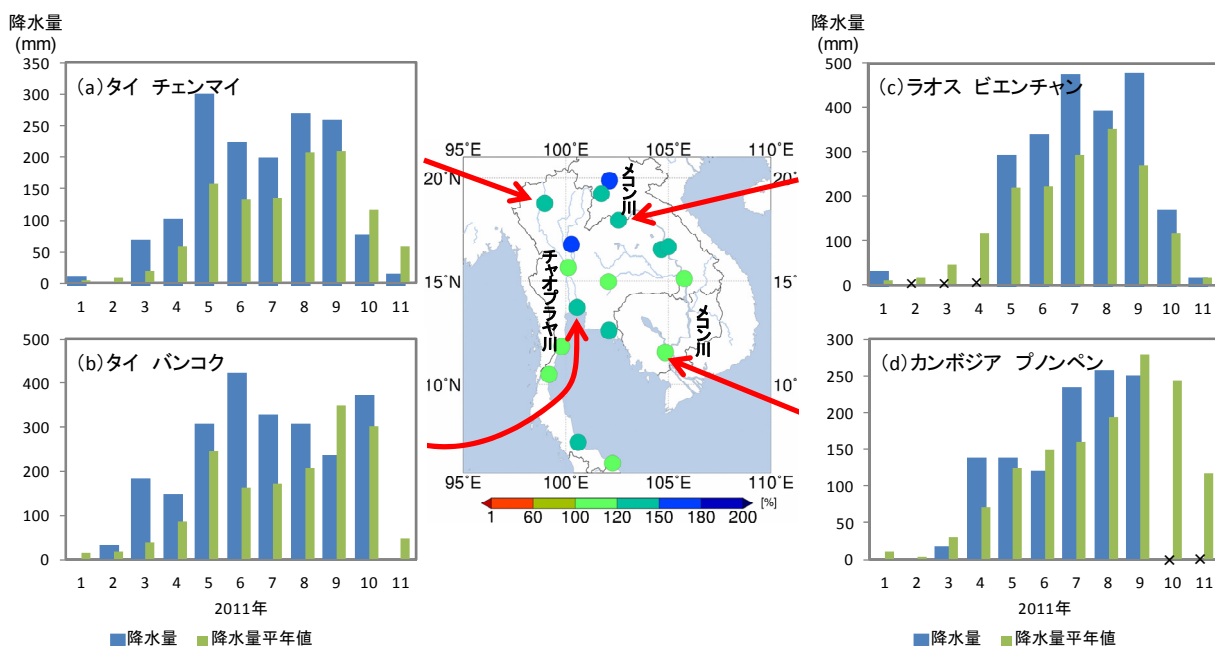
インドシナ半島では、概ね5月にモンスーンの雨季に入り、10月に次第に明ける（松本 2002）が、2011年は雨季を通して平年より雨の多い状況が続いた（第3.3.1図）。6～9月の4か月間降水量は、タイ北部のチェンマイで921mm（平年比134%）、タイの首都バンコクで1251mm（同140%）、ラオスの首都ビエンチャンで1641mm（同144%）など、インドシナ半島のほとんどの地点で平年の約1.2倍から1.8倍の雨となった。タイの5～9月の5か月間降水量は、1951年の統計開始以降で1970年、1956年に次ぐ第3位となったと伝えられ

た（タイ気象局 2011）。このように、2011年のインドシナ半島の降雨の特徴として、チャオプラヤ川やメコン川の流域全体に、雨季を通して、降水量が平年より多い状態が続いたことが挙げられる（第3.3.2図）。

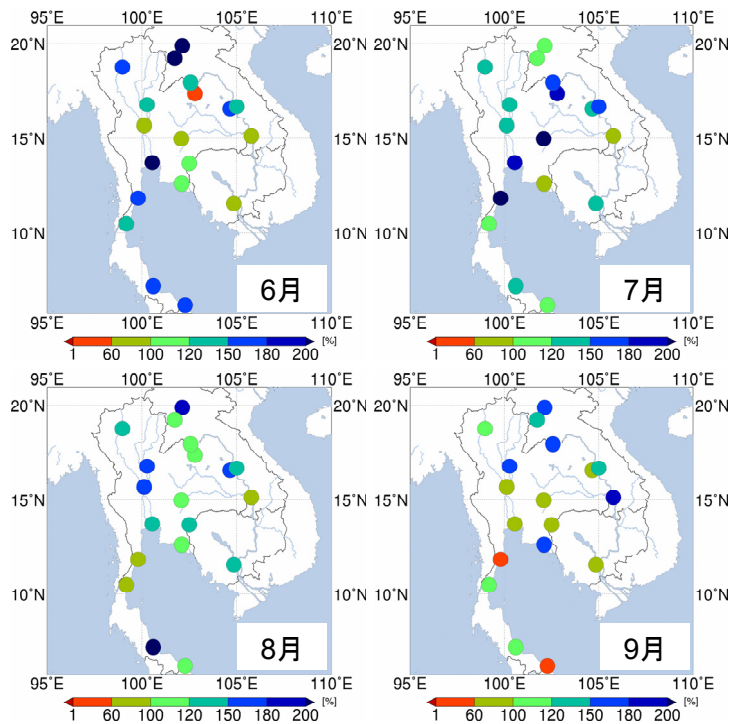
これが誘因となって、チャオプラヤ川やメコン川の流域で洪水が発生し、各地で被害が発生した。特にチャオプラヤ川が氾濫したタイでは、長期間にわたって洪水が続き、死者が700名を超えるなど甚大な被害となった（タイ防災局¹）。また、日系企業が多く入居するアユタヤ県を中心とした工業団地が冠水し、工場が操業停止となるなど、日本国内にも大きな影響を与えた（独立行政法人日本貿易振興機構²）。

¹ http://disaster.go.th/dpm/flood/news/flood_lastnews.html

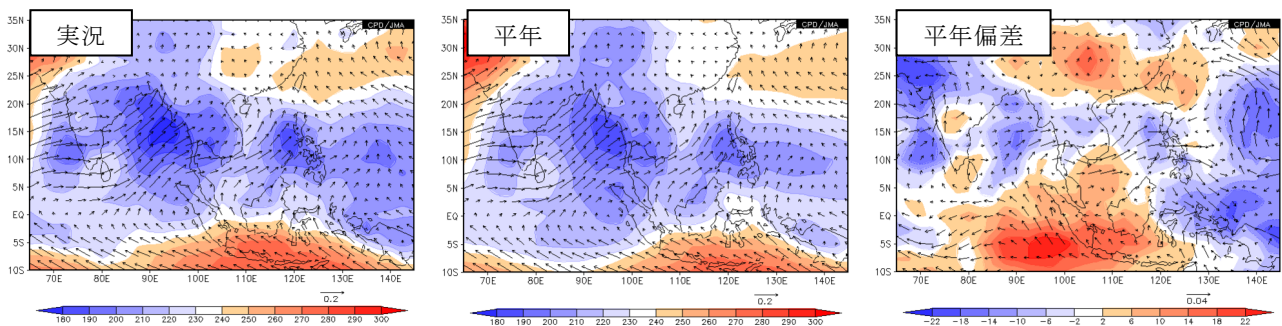
² <http://www.jetro.go.jp/world/asia/th/flood/>



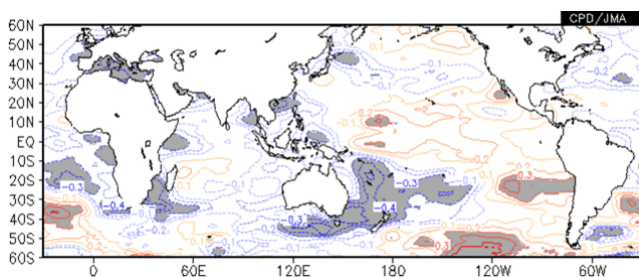
第3.3.1図 2011年6～9月の4か月降水量平年比の分布と主な地点の月降水量の経過経過図の×はデータの未入電を示す。



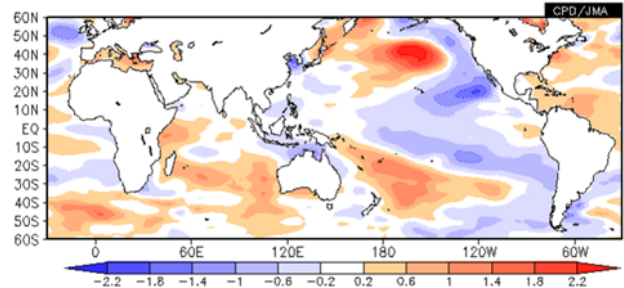
第 3.3.2 図 2011 年 6～9 月の各月の月降水量
 水量平年比 (%) の分布



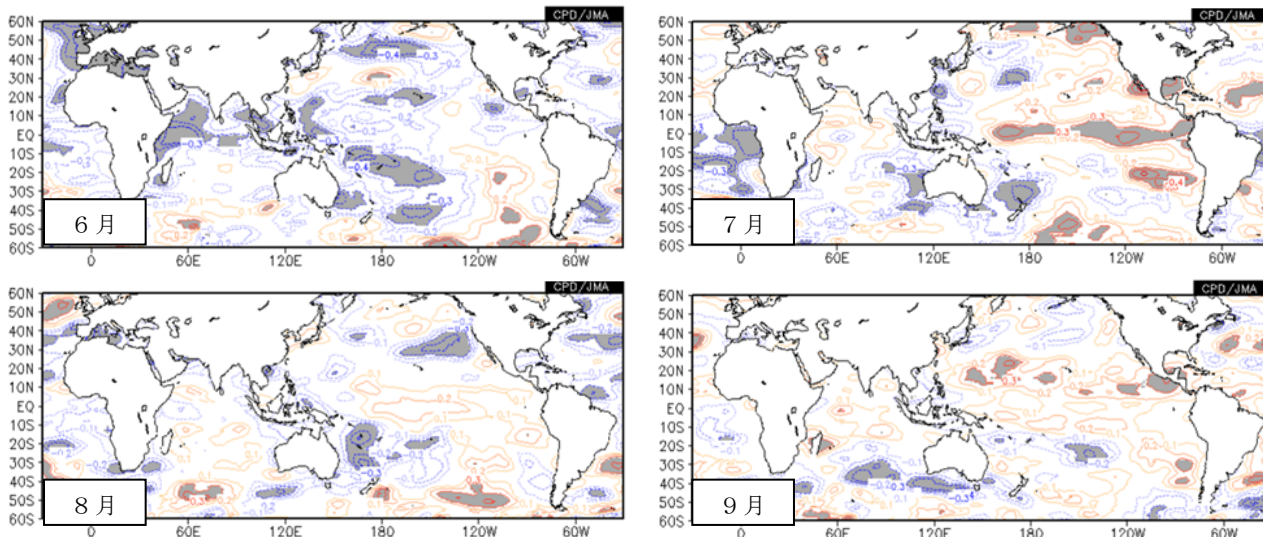
第 3.3.3 図 2011 年 6～9 月の 4 か月平均した 925hPa 水蒸気フラックスと外向き長波放射量 (OLR)
 左から順に、実況、平年、平年偏差を表す。ベクトルは水蒸気フラックス ($m/s \times kg/kg$)、陰影は OLR (W/m^2) を示す。



第 3.3.4 図 6～9 月の 4 か月平均したインドシナ半島の降水量と海面水温との相関係数分布
 降水量データは、地上観測と衛星観測から見積られた降水量データ (CMAP: CPC Merged Analysis of Precipitation; Xie and Arkin 1997) を利用。陰影は、信頼度水準 90% で有意な領域を示す。統計期間は 1979～2010 年。



第 3.3.5 図 2011 年 6 月～9 月の 4 か月平均した海面水温平年偏差 ($^{\circ}C$)



第 3.3.6 図 6～9月の各月で平均したインドシナ半島の降水量と海面水温との相関係数分布
図の見方などは第 3.3.4 図と同様。

3.3.2 大気循環の特徴と海面水温との関係

2011 年は、夏のアジアモンスーンに伴う大気循環や対流活動が全般に平年より強かった（第 2.7 節を参照）。インドシナ半島付近では、ベンガル湾方面から流入する対流圏下層の水蒸気量が平年より多く、モンスーントラフが明瞭で、対流活動が平年より活発だった（第 3.3.3 図）。

インドシナ半島の降水量（Xie and Arkin 1997）と熱帯域の海面水温との統計関係（同時相関）を調べた。まず、6～9月平均した値で両者の関係を見ると（第 3.3.4 図）、西部インド洋赤道域と西部太平洋赤道域に負相関域（インドシナ半島の降水量が多い場合、海面水温は平年より低い）、太平洋赤道域の日付変更線付近に正相関域（インドシナ半島の降水量が多い場合、海面水温は平年より高い）が分布するが、統計的に有意な領域は少ない。2011 年 6～9月平均の海面水温平年偏差（第 3.3.5 図）は、太平洋ではラニーニャ傾向を示し、インド洋では西部赤道域で平年より高いなど、全般に統計的な傾向と一致しない。

次に、6～9月の各月でインドシナ半島の降水量と熱帯域の海面水温の統計関係を見ると（第 3.3.6 図）、6月はインド洋西部や西部太平洋熱帯域などで負相関があり、7月は太平洋赤道域に、9月は太平洋の 10°N～20°N 帯に正相関が分布し

た。2011 年 6～9月の各月の海面水温分布³と比較すると、全般にこれらの統計的な特徴と一致しない。

3.3.3 まとめ

2011 年のインドシナ半島の雨季の降水量は、全般に期間を通じて平年より多く、チャオプラヤ川やメコン川で洪水が発生した。これは、夏のアジアモンスーンに伴う対流活動が活発だったことが関連したとみられる。この期間のインド洋や太平洋の熱帯海面水温分布は、過去のインドシナ半島の雨季における降水量が多い場合に現れやすい分布と異なっていた。

参考文献

松本 淳, 2002: 東南アジアのモンスーン気候概説. 東南アジアモンスーンの気候学, 気象研究ノート, **202**, 57-84.
 Thai Meteorological Department, 2011: Natural Disasters 2011.
<http://www.tmd.go.th/en/event/NaturalDisasters-2011.pdf>
 Xie, P., and P. A. Arkin, 1997: Global Precipitation: A 17-Year Monthly Analysis Based on Gauge Observations, Satellite Estimates, and Numerical Model Outputs. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**, 2539-2558.

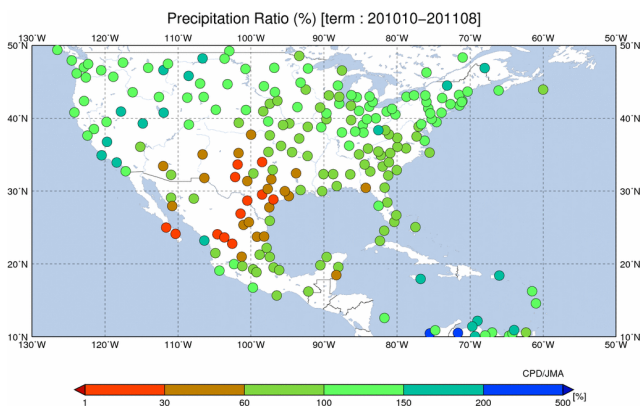
³ http://www.data.jma.go.jp/gmd/cpd/data/el_nino/clmrep/sst-ano-global.html

3.4 2011 年夏を中心とした米国南部の高温・少雨

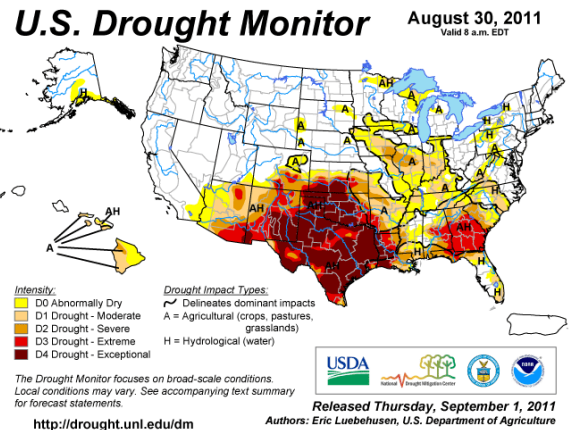
米国南部は、2010 年秋（9～11 月）以降、少雨の状態が継続し、顕著な干ばつに見舞われた。また、2011 年夏（6～8 月）は顕著な高温となった。本節では、高温・少雨の状況と関連する大気循環の特徴を述べるとともに、要因の考察を行う。

3.4.1 天候の特徴

米国南部では、テキサス州を中心に 2010 年秋から 2011 年夏にかけて降水量の非常に少ない状態が続き（第 3.4.1 図）、記録的な干ばつとなった（第 3.4.2 図）。2011 年秋になると、南部の州の多くは平年並あるいは平年より多い降水量となったが、テキサス州は平年より少なく、顕著な干ばつが続いた。2011 年夏は、テキサス州を中心に記録的な高温となり（第 3.4.3 図）、ダラス／フォートワースでは、7 月 2 日～8 月 10 日の 40 日間続けて、日最高気温が 100°F（37.8°C）以上となった（NOAA 2011）（第 3.4.4 図）。このため、穀物生産や家畜に大きな損害が生じるとともに、各地で森林火災が発生し、家屋の焼失など大きな被害が生じた。

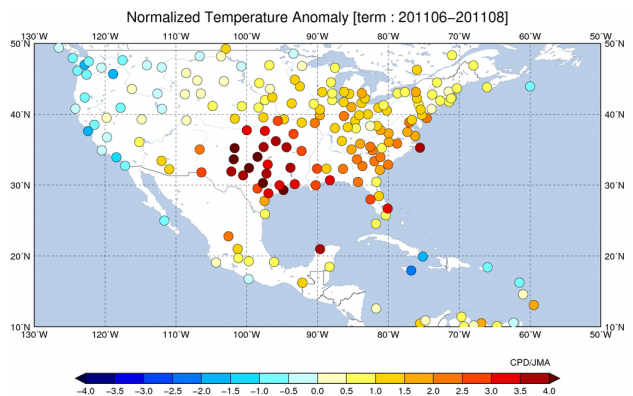


第 3.4.1 図 2010 年 10 月～2011 年 8 月の降水量平年比 (%)

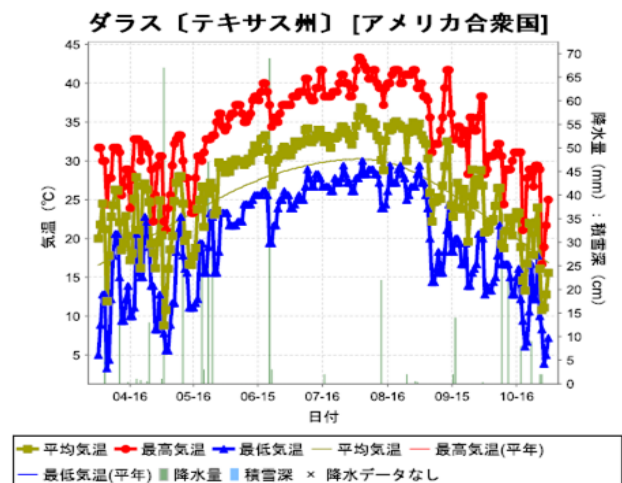


第 3.4.2 図 米国の干ばつの状況（2011 年 8 月 30 日現在）

米国南部は、テキサス州を中心に顕著な干ばつとなった（濃い赤色領域）。米国干ばつ軽減センター（National Drought Mitigation Center）ウェブサイト¹より引用。



第 3.4.3 図 2011 年 6～8 月平均気温規格化平年差



第 3.4.4 図 ダラス／フォートワース（32°54'N, 97°02'W）における日別値の推移（2011 年 4 月 1 日～10 月 31 日）

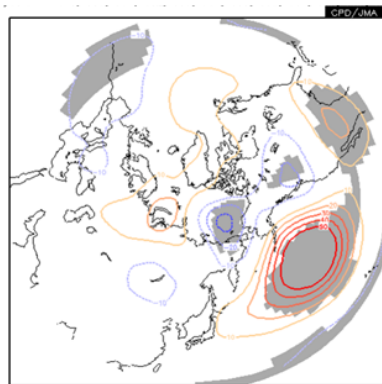
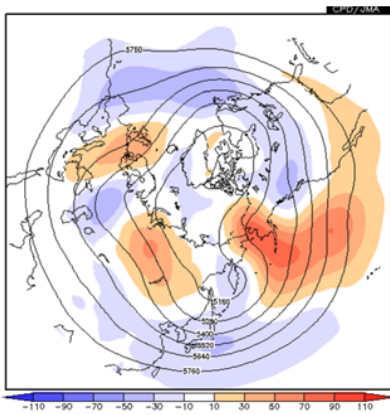
¹ <http://drought.unl.edu/>

3.4.2 高温・少雨をもたらした大気の流れの特徴と要因

(1) 2010 年秋～2011 年春

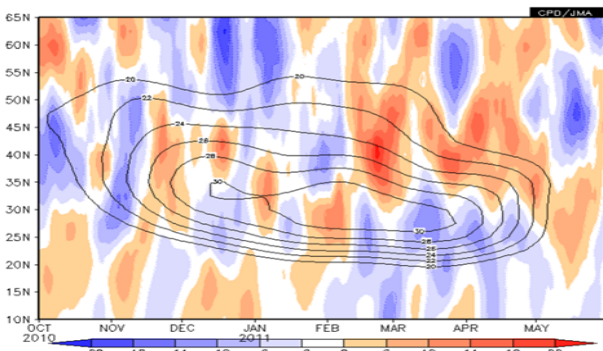
この期間、ラニーニャ現象(2010年夏に発生し、2011年春(3～5月)に終息)が発生しており、中部から東部太平洋熱帯域の海面水温は平年より低かった。一方、大西洋熱帯域の海面水温は平年より高い状態が続いた。500hPa 高度では、太平洋から北米にかけて波列状の偏差パターンがしばしば現れ、米国南部は正偏差となりやすかった(第3.4.5 図)。降水量が特に少なかった米国中南部

(テキサス州付近)では、偏西風が平年と比べて北偏し、弱い傾向だった(第3.4.6 図)。これに対応して、高周波擾乱の活動も弱い傾向だった(第3.4.7 図)。これらの大気循環の特徴は、ラニーニャ現象発生時に現れやすいものであり(Seager et al. 2005)、米国南部の少雨の背景になったとみられる。Kushnir et al. (2010)は、寒候期に北大西洋熱帯域の海面水温が高い場合、米国南部は少雨傾向になることを示した。このことから、ラニーニャ現象に加えて、北大西洋熱帯域の海面水温が高かったことも、少雨に関連した可能性がある。

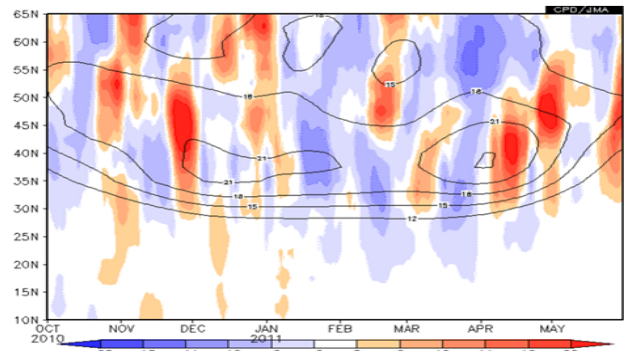


第 3.4.5 図 北半球 3 か月平均 500hPa 高度・平年偏差(左)とラニーニャ合成図(右)

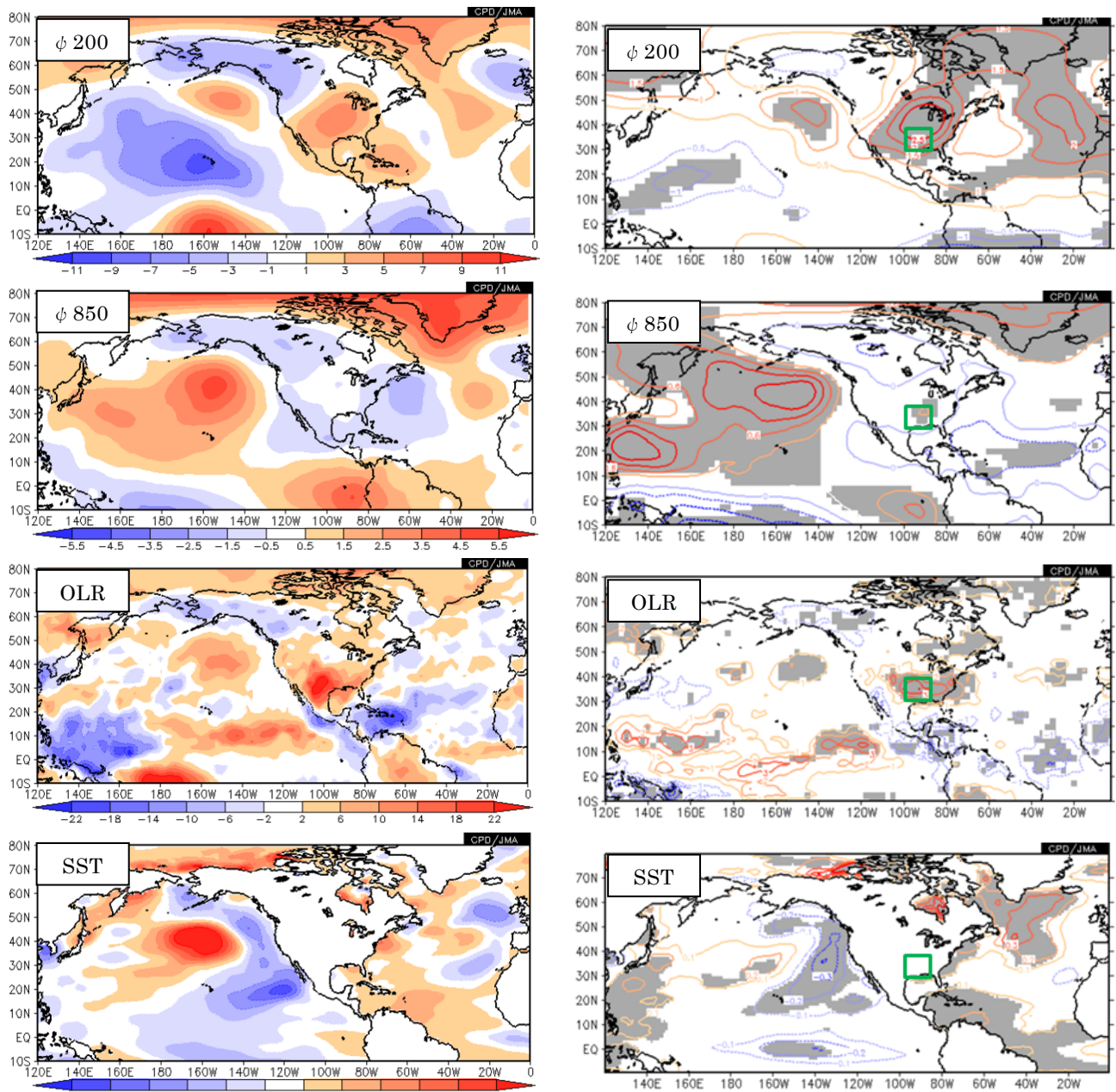
左図は、2011年1～3月の平均図で、等値線は500hPa 高度(120m 間隔)、陰影は平年偏差を表す。右図は、ラニーニャ現象発生年(1985, 1989, 1996, 1999, 2000, 2006, 2008, 2009年)の1～3月平均500hPa 高度平年差(10m 間隔)の合成図で、陰影は信頼度水準90%で統計的に有意な領域を示す。



第 3.4.6 図 11 日移動平均した米国中南部(105°W～90°W)の偏西風(2010年10月～2011年5月) 等値線は300hPa 東西風速の平年値(2m/s 間隔、20m/s 以上を描画)、陰影は平年偏差で、暖色(寒色)は平年より西風が強い(弱い)ことを示す。



第 3.4.7 図 11 日移動平均した米国中南部(105°W～90°W)の高周波擾乱の活動度(2010年10月～2011年5月) 等値線は700hPa 高周波擾乱(2～8日周期成分)の単位質量当たりの運動エネルギーの平年値(3 m²/s² 間隔、12 m²/s² 以上を描画)、陰影は平年偏差を表す。暖色(寒色)は高周波擾乱の活動が平年より活発(不活発)なことを示す。



第 3.4.8 図 2011 年 6～8 月平均循環場の平年偏差（左列）と米国中南部（図中の緑枠：30°N～40°N，100°W～90°W）の 6～8 月平均した地上 2m 気温に回帰した循環場（右列）
 上から順に、200hPa 流線関数 (m^2/s)、850hPa 流線関数、外向き長波放射量 (OLR; W/m^2)、海面水温 (SST; $^{\circ}C$) を示す。右列の灰色領域は信頼度水準 90% で統計的に有意な領域を表す。回帰分析の統計期間は 1979～2010 年。

(2) 2011 年夏

第 3.4.8 図の左列は、2011 年の夏平均した循環場の平年偏差を示す。記録的な高温となった米国中南部は、上層ほど偏差の大きい等価順圧構造の高気圧に覆われ、下降流偏差で、下層は発散偏差だった（第 3.4.9 図）。米国中南部を中心とする上層の高気圧は、太平洋から北米にかけての波列状の偏差パターンの一部を構成する。下層では、太

平洋は北東部（アラスカとハワイの間）を中心に広く高気圧性循環偏差となる一方、東部太平洋熱帯域からメキシコ湾、米国の東海上にかけての領域は低気圧性循環偏差となった（大西洋の亜熱帯高気圧が平年より弱いことに対応）。熱帯の対流活動は、太平洋中部から東部で平年より不活発、中米西岸付近からカリブ海、大西洋にかけては活発だった。海面水温は、中部太平洋熱帯域から北米

の西海上にかけて平年より低く（ラニーニャ現象の傾向）、大西洋熱帯域は高かった。

第 3.4.8 図の右列は、米国中南部の夏平均した地上気温が高かった時の循環場を示す。上に示した 2011 年夏の循環場の特徴は、過去の高温時の特徴と一致することから、米国中南部の気温が高い時の典型的な循環場だったと言える。太平洋から北米にかけての波列パターンは、中部太平洋熱帯域を中心とする平年より低い海面水温に伴う不活発な対流活動に関連した可能性がある（Ting and Wang 1997）。

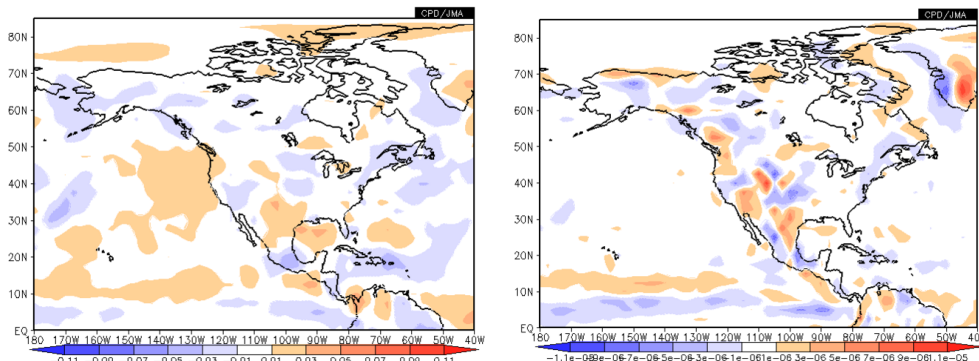
Kushnir et al. (2010)は、暖候期に北大西洋熱帯域の海面水温が高い場合、平年より高い海面水温に対応して活発化した北大西洋熱帯域の対流活動が北大西洋の亜熱帯高気圧を弱め（熱帯の熱源に対する大気の応答（Gill 1980））、その結果、米国では水蒸気フラックスの収束の抑制と下降流偏差が生じ、少雨となることを示した。これらの特

徴は、2011 年夏の循環場と整合する。また、Sutton and Hodson (2005, 2007)は、夏の北大西洋熱帯域の海面水温が高い場合、米国南部やメキシコ北部は高温・少雨になることを示した。

これらのことから、2011 年夏は、太平洋から大西洋の熱帯域における海面水温偏差が、それに対応した熱帯の対流活動偏差を通じて、米国南部の大気の流れに影響を及ぼし、その結果として高温・少雨をもたらした可能性がある。

3.4.3 まとめ

米国南部では、2010 年秋以降、少雨の状態が続くとともに、2011 年夏は記録的な高温となった。統計的な調査とこれまでの研究結果から、ラニーニャ現象あるいはラニーニャ現象の傾向と平年より高い北大西洋熱帯域の海面水温偏差が、この高温・少雨の一因だったと考えられる。



第 3.4.9 図 2011 年 6～8 月平均した 500hPa 鉛直流平年偏差（左）と 925hPa 発散／収束平年偏差（右）
左図では暖色（寒色）は下降流（上昇流）偏差（Pa/s）を表し、右図では暖色（寒色）は発散（収束）偏差（1/s）を示す。

参考文献

Gill, A. E., 1980: Some simple solutions for heat-induced tropical circulation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **106**, 447-462.
Kushnir, Y., R. Seager, M. Ting, N. Naik, and J. Nakamura, 2010: Mechanisms of Tropical Atlantic SST Influence on North American Precipitation Variability. *J. Climate*, **23**, 5610-5628.
NOAA National Climatic Data Center, 2011: State of the Climate: Global Hazards for August 2011, published online September 2011, retrieved on November 28, 2011 from <http://lwf.ncdc.noaa.gov/sotc/hazards/2011/8>.

Seager, R., N. Harnik, W. A. Robinson, Y. Kushnir, M. Ting, H. P. Huang, and J. Velez, 2005: Mechanisms of ENSO-forcing of hemispherically symmetric precipitation variability. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **131**, 1501-1527.
Sutton, R. T., and D. L. R. Hodson, 2005: Atlantic Ocean forcing of North American and European summer climate. *Science*, **309**, 115-118.
—, and —, 2007: Climate response to basin-scale warming and cooling of the North Atlantic Ocean. *J. Climate*, **20**, 891-907.
Ting, M., and H. Wang, 1997: Summertime U.S. precipitation variability and its relation to Pacific sea surface temperature. *J. Climate*, **10**, 1853-1873.