

2010年夏の記録的な高温について

田中昌太郎（気象庁気候情報課）

1. はじめに

2010年夏（6～8月）の日本は、全国的に記録的な高温となった。気象庁は、2010年9月3日に異常気象分析検討会を開催し、この高温をもたらした大気の流れの特徴と要因について分析を行った。本報告では、分析検討会での分析結果の概要をまとめる（詳細は、気象庁(2011)を参照のこと）。

2. 天候の特徴

2010年夏の日本の平均気温¹の平年差²は+1.64℃となり、夏の気温としては統計を開始した1898年以降の113年間で、第1位の高い記録となった（これまでの第1位は1994年）。

各地域の夏平均気温は、統計を開始した1946年以降で、北・東日本は第1位、西日本は第4位の高い記録だった。また、8月の地域平均気温は、統計を開始した1946年以降で、北～西日本は第1位となった。この夏の地域平均気温の経過（第1図）を見ると、各地域ともに、平年値を下回った期間は6月初め頃などに限られ、ほぼ夏を通じて平年より高い状態が続いた。

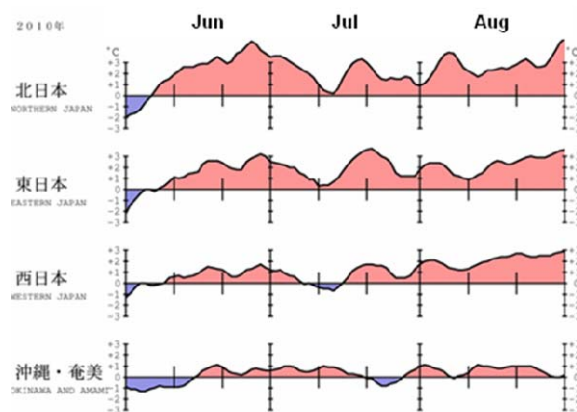
3. 熱帯の海面水温と対流活動

2009年夏に発生したエルニーニョ現象は、2010年春（3～5月）に終息し、引き続き夏にラニーニャ現象が発生した。2010年夏の海面水温は、ラニーニャ現象の発生に伴って、中部～東部太平洋赤道域では平年より低かった一方、西部では平年より高かった。また、インド洋熱帯域と大西洋熱帯域の海面水温は平年より高かった（第2図）。

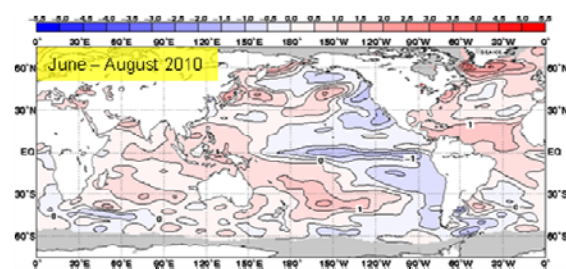
外向き長波放射量（OLR）から推定される2010年夏の熱帯域の対流活動は、北インド洋～海洋大陸（インドネシア付近の多島海）付近で平年より活発、太平洋で不活発となった（第3図）。これに対応して、フィリピン付近を中心とする対流圏上層の大規模発散域は、平年と比べて南西寄りだった。カリブ海付近や大西洋では、対流活動が平年より活発だった。

アジアモンスーンに伴う対流活動は、夏の前半（6月～7月前半）は北側の領域（インド北部か

らインドシナ半島及びフィリピンの東海上にかけての領域）で平年より不活発だった一方、夏の後半（7月後半～8月）は北側の領域（アラビア海～パキスタン、インドシナ半島～フィリピンの北）で活発となった。一方、南側の領域（インドの南東海上や海洋大陸）の対流活動は夏を通じて平年より活発だった。



第1図 地域平均気温平年偏差の5日移動平均（2010年6～8月）
平年値は1971～2000年平均値。



第2図 海面水温平年偏差（2010年6～8月）
平年値は1971～2000年平均値。



第3図 外向き長波放射量平年偏差（2010年6～8月）
平年値は1979～2004年平均値。

¹ 都市化による影響が小さいと考えられる17の気象観測点における気温の観測値の平均値(第1.2.1項参照)。

² 2000年平年値(1971～2000年平均値)からの差。

4. 記録的な高温をもたらした大気の流れの特徴と要因

(1) 対流圏気温

2010年夏の帯状平均した北半球中緯度対流圏の気温は、1979年以降の夏で最も高かった(第4図)。帯状平均した熱帯対流圏の層厚(対流圏の平均的な気温に比例)は、2009年7月に平年より厚くなり、2009/2010年冬から2010年春にかけて顕著な正偏差が続いた(第5図)。2010年6月になると、熱帯対流圏の層厚は薄くなり始めた一方、北半球中緯度の層厚は急速に厚くなり、平年と比べてかなり厚い状態が夏を通じて続いた。

2010年と同様に、エルニーニョ現象が終了した後引き続き季節にラニーニャ現象が発生した1988年と1998年(それぞれ、春、夏に発生。)の夏の帯状平均した北半球中緯度対流圏の気温は、1979年以降でそれぞれ第4位、第2位の高い値だった。また、1988年と1998年には、2010年のように層厚の正偏差域が熱帯域から北半球中緯度へ広がる様子が見られた。

これまでの研究(例えば、Angell 2000)によると、エルニーニョ現象に遅れて全球対流圏の気温が上昇することが指摘されている。また、過去のラニーニャ現象時における北半球中緯度対流圏の気温を調べたところ、平年より高い傾向があった。Seagerら(2003)は、エルニーニョ現象が発生した際に、熱帯域が高温となる一方、中緯度が低温となるプロセスを説明するとともに、ラニーニャ現象時は、反対のプロセスによって、中緯度が高温となることを指摘した。

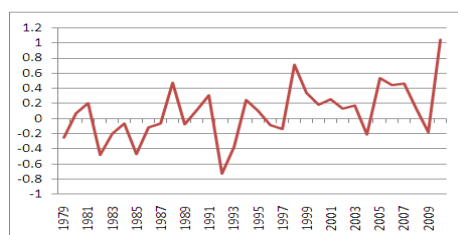
以上のことから、2010年の夏は、エルニーニョ現象終了後の昇温効果とラニーニャ現象が発生したことによる影響が合わさり、北半球中緯度の気温が非常に高くなった可能性がある。また、北半球中緯度対流圏の気温は長期的に上昇しており(第4図)、これには地球温暖化が関係している可能性が考えられる。

(2) 日本付近の勢力の強い高気圧

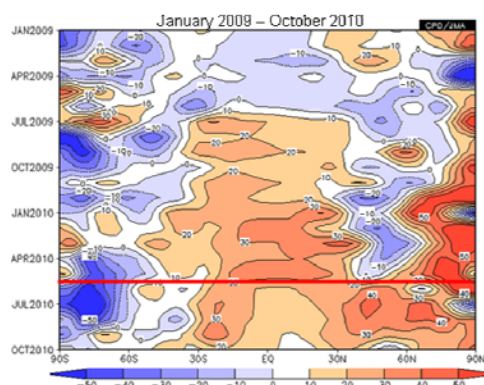
日本付近の亜熱帯ジェット気流は、2010年夏の前半は平年と比べて南寄りだった一方、後半は北寄りに位置するとともに、北側にしばしば蛇行した(第6図)。これに対応して、チベット高気圧の日本付近への張り出しは、夏の前半は平年より弱かった一方、後半は強く、等価順圧構造の高気圧が日本付近で形成・維持されやすかった。

2010年夏の後半はインド洋及びその周辺域の広い範囲で対流活動が活発だったが、これまでの

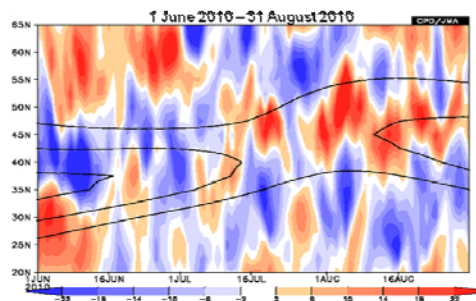
様々な研究(例えば、Krishnan and Sugi 2001; Enomoto 2004)において夏のアジアモンスーンが日本の天候に影響を及ぼすことが指摘されていることを踏まえて、盛夏期(7~8月)のアジアモンスーンに伴う対流活動と日本付近の循環場の統計的關係を調べた。検証の結果、インド洋北部~フィリピンの北東の領域(10°N - 20°N, 60°E - 140°E)で対流活動が活発(不活発)な場合、日本付近の亜熱帯ジェット気流は平年と比べて北偏(南偏)し、本州付近では下層から上層まで高気圧(低気圧)性循環(下層から上層に向けての高



第4図 帯状平均した夏の北半球中緯度対流圏の層厚換算温度平年偏差の経年変化(1979~2010年)
平年値は1979~2004年平均値。



第5図 帯状平均した対流圏の層厚(300hPa高度と850hPa高度の差)平年偏差の時間-緯度断面図(2009年1月~2010年10月)
平年値は1979~2004年平均値。



第6図 日本付近で平均した200hPa東西風速の平年値(黒線)及び平年偏差(陰影)の緯度-時間断面図(2010年6月1日~8月31日)
暖色(寒色)は西風(東風)偏差を示す。平年値(1979~2004年平均値)の等値線間隔は10m/s(15m/s以上を描画)。

気圧の軸が北に傾いている) が形成される傾向がみられた(第7図)。対流活動の領域を熱帯インド洋～海洋大陸周辺(10°S - 20°N、60°E - 140°E)まで広げた場合でも同様の傾向が確認された。

以上のことから、盛夏期(7～8月)のアジアモンスーンに伴う対流活動が熱帯インド洋及びその周辺の広い領域において平年より活発な場合、日本付近の亜熱帯ジェット気流は平年と比べて北寄りとなり、本州付近では等価順圧構造の高気圧が形成される傾向にある。また、8月後半から9月初めにかけては、南シナ海北部～フィリピンの北東で対流活動が活発となったが、このことが日本付近の高気圧の強化の一因となった可能性が考えられる(例えば、Nitta 1987)。

(3) オホーツク海高気圧

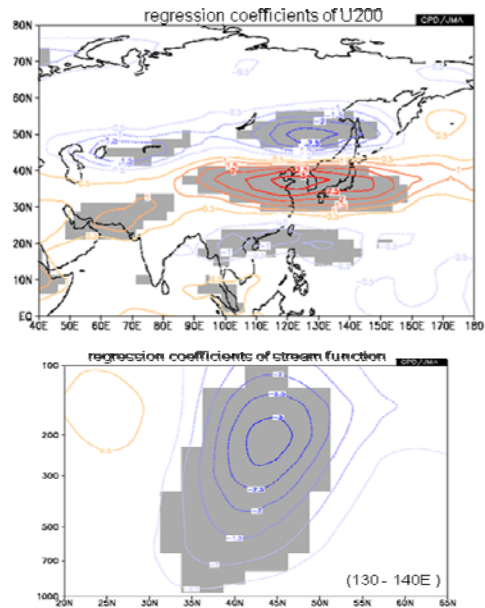
オホーツク海高気圧は、春から秋にかけてオホーツク海で形成される冷涼な停滞性高気圧で、特に梅雨期に多く現れる。オホーツク海高気圧が形成されると、冷たく湿った北東気流(やませ)が北日本の太平洋側や関東に流れ込み低温をもたらすが、2010年夏の前半はほとんど形成されなかった(第8図)。そのうえ、北日本を中心に、暖かい帯状の高気圧や東海上の勢力の強い高気圧によって南から入る暖かい気流の影響で、かなり高温となった。

オホーツク海高気圧の形成・維持には上空のブロッキング高気圧が重要な役割を果たす(Nakamura and Fukamachi 2004)。2010年7月前半には、オホーツク海付近でブロッキング高気圧が形成されたが、位置が東寄りだったため、オホーツク海高気圧の形成には至らなかった。7月後半には上層のブロッキング高気圧に対応して一時的にオホーツク海高気圧が形成されたが、日本付近の亜熱帯ジェット気流が平年と比べて北寄りに位置し、また、日本の東海上の太平洋高気圧が強かったため、北・東日本はオホーツク海高気圧による影響をほとんど受けなかった。

5. まとめ

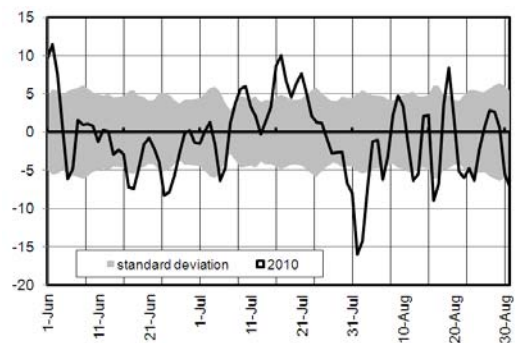
異常気象分析検討会では、2010年夏の極端な高温をもたらした大気の流れの特徴とその要因を次の3つにまとめた。

(1) 2010年夏の帯状平均した北半球中緯度対流圏の気温が、1979年以降で最も高かった。これは、エルニーニョ現象終了後の昇温効果とラニーニャ現象が発生したことによる影響が合わさったことが要因とみられる。



第7図 インド洋北部～フィリピンの北東の領域で平均した OLR に回帰した 200hPa 東西風速(上)及び日本付近で平均した流線関数(下)(7～8月平均)

この領域で対流活動が活発(不活発)な場合、日本の北側の青色の等値線で示した領域では偏西風が強く(弱く)、本州付近の赤色の等値線で示した領域では偏西風が弱く(強く)なる。このことは、日本付近の亜熱帯ジェット気流が北偏(南偏)することを意味する。なお、OLR が負偏差(正偏差)の場合、対流活動が活発(不活発)と推定する。単位は m/s。統計期間は 1979～2009 年で、陰影は有意水準 95%以上の領域を示す。



第8図 オホーツク海で平均した海面気圧年偏差の経過(2010年6月1日～8月31日)

太線は2010年の経過を示す。灰色の陰影は、標準偏差の幅を示す。平年値は1979～2004年平均値。

(2) 日本付近は、勢力の強い太平洋高気圧の影響を受けやすかった。これは、インド洋及びその周辺海域の広い領域で対流活動が平年より活発だったことが要因と考えられる。この領域の対流活動が活発だったことは、インド洋の海面水温が高かったこととラニーニャ現象が関連している可能性がある。

(3) 冷涼なオホーツク海高気圧の影響をほとんど受けなかった。これは、オホーツク海高気圧の形成数そのものが例年と比べて少なかったことと、形成された場合も日本の東海上の高気圧が強かったこと等が要因とみられる。

第9図は、これらの大気の特徴と要因の模式図である。本報告で記述した要因は、これまでの研究や統計的な調査結果と一致するが、この夏の異常高温の要因を完全に説明するものではない。このイベントに関するさらなる理解と背景となっている力学的メカニズムの解明に向けて、さらに調査・研究を進める必要がある。

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.

Angell, J. K., 2000: Tropospheric temperature variations adjusted for the El Niño influence, 1958-1998. *J. Geophys. Res.*, **105**, 11841-11849.

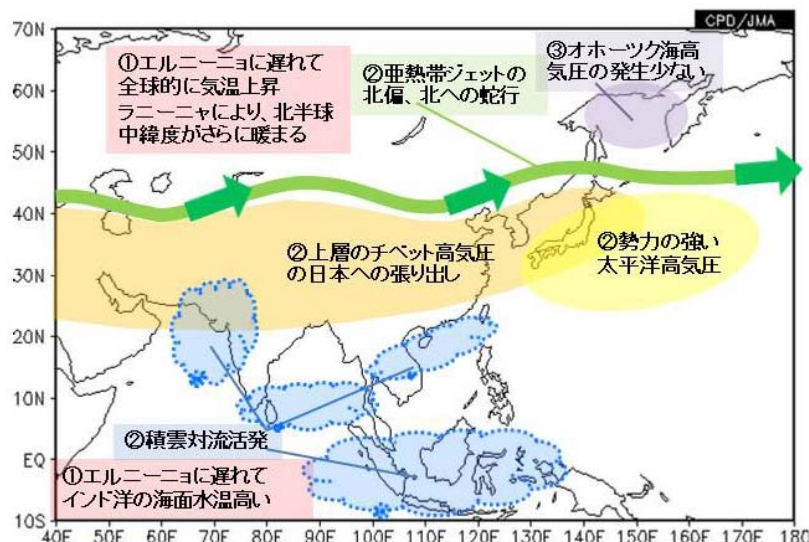
Enomoto, T., 2004: Interannual variability of the Bonin high associated with the propagation of Rossby waves along the Asian jet. *J. Meteor. Soc. Japan*, **82**, 1019-1034.

Krishnan, R. and M. Sugi, 2001: Baiu rainfall variability and associated monsoon teleconnections. *J. Meteor. Soc. Japan*, **79**, 851-860.

Nakamura, H. and T. Fukamachi, 2004: Evolution and dynamics of summertime blocking over the Far East and the associated surface Okhotsk high. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **130**, 1213-1233.

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.

Seager, R., N. Harnik, Y. Kushnir, W. Robinson, and J. Miller, 2003: Mechanisms of hemispherically symmetric climate variability. *J. Climate*, **16**, 2960-2978.



第9図 2010年夏(6~8月)の日本の極端な高温をもたらした要因の概念図
 (1)~(3)は、本文第5章中のそれぞれの番号に対応。