

中緯度北太平洋における海面水温偏差の大气への強制の可能性とそのメカニズム

東京大学先端科学技術研究センター：岡島悟、中村尚、西井和晃、宮坂貴文

海洋研究開発機構 地球シミュレータセンター：吉田聡

1. introduction

従来の研究においては、中緯度における海面水温偏差は大气偏差によって強制されていると考えられてきた[Lau, 1997 等]。しかしながら、Frangignoul et al. [2011] や Taguchi et al., [2012] では水温偏差が大气偏差に先行するラグ回帰分析などの手法によって、黒潮・親潮続流の持続的南北移動に伴い中緯度北太平洋に大气循環偏差が出現し、真冬に最大となる事が指摘された。

ただし、これらの研究は冬季の水温偏差への大气応答に関する研究であり、水温が高く、偏西風の弱まる夏や秋の水温偏差への大規模な大气応答についてはあまり研究がなされていない。そこで本研究では、2011 年夏～秋にかけて観測された顕著な暖水偏差を大气大循環モデルに与えた実験を行った。

2011 年夏～秋には、中緯度北太平洋では顕著な正の海面水温偏差が持続的に観測された(図 1)。7 月は日付変更線のやや東方に+5K 近い極大を持つ水温偏差が中緯度に見られた。一方 10 月には、日本の東海上に+3.5K 以上の極大を持つ水温偏差が観測された。この 2011 年の水温偏差は、過去 30 年で最も顕著な偏差である。これらの水温偏差上においては上向きの乱流熱フラックスが観測されており、海洋から大气への熱放出偏差を通じた強制の可能性が考えられる。

2. データと実験設定

本研究で観測データとして用いたのは JRA25 (Japan Re-Analysis 25)であり、降

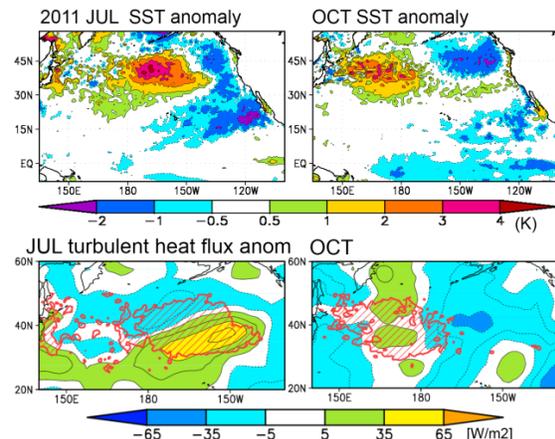


図 1: 2011 年 7 月,10 月における海面水温偏差と乱流熱フラックス偏差(上向き正)。

ハッチは SST 偏差が+1K 以上を示す(以降同様)。

水量については CMAP、海面水温については OISST を用いた。JRA25 と CMAP の水平解像度は緯度経度 2.5 度であり、OISST の水平解像度は 0.25 度である。この OISST の解像度は海洋フロント付近の細かな海面水温偏差を十分に解像できる。また、本研究では大气大循環モデルとしては AFES (AGCM For Earth Simulator)を T119L56 (水平解像度およそ 100km に相当、鉛直 56 層)で用い、2 組のアンサンブル予報再現実験を行った。1 つ目は気候値実験であり、OISST に基づく各月の海面水温の気候値をモデルの境界条件として与えて時間積分を行った。2 つ目は中緯度感度実験であり、2011 年に北太平洋中緯度において観測された+0.5K 以上の正の水温偏差のみを気候値に加えた海面水温分布をモデルに与えた。つまり、顕著な正の水温偏差海域のみに実際に観測された水温偏差を与えたのである。それぞれの実験についてア

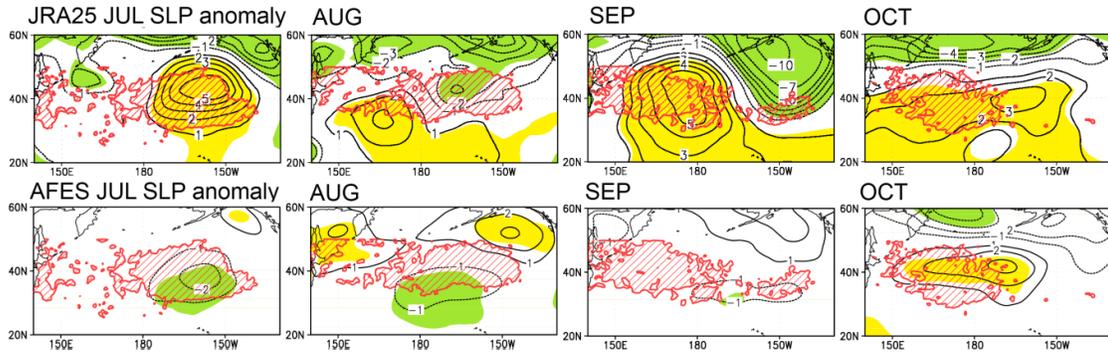


図 2: 上段が観測、下段がモデルにおける 2011 年 7 月~10 月の海面気圧偏差(黒線)。色は観測については 0.7σ の偏差,モデルについては 95% 有意な偏差を示す。

ンサンプル数は 10 メンバーずつであり、2011 年 5 月 27 日~6 月 5 日の各日の観測値を初期値として同年 10 月末まで時間積分を行った。両実験のアンサンブル平均の差をモデルにおける海面水温に対する大気応答と見なした。

3. 水温偏差周辺の大気応答

図 2 に各月における観測及びモデル実験の月平均した海面気圧偏差を示す。7 月~9 月のモデル応答は、観測された海面気圧偏差を再現できなかったのに対し、10 月のモデル応答においては観測と位置・強度ともに整合的な高気圧性偏差が水温偏差の東側に現れた。7 月~9 月は上空の気圧偏差も再現されなかったが、これはこれらの月に観測された気圧偏差の形成が、上流からの波束伝播による影響を強く受けていたことが

一因と考えられる。一方、10 月は現実大気において上流からの波束伝播が弱く、また上空の高気圧性偏差についても下層と同様に良く観測をモデル実験では再現していた(図 3 左)。

本研究では、この 10 月の大気応答に着目し、渦度収支の観点から維持・形成メカニズムを解析した。図 3 に示されているように、10 月の高気圧性偏差はジェット気流に近い緯度に位置している。水温偏差の北側で移動性擾乱に伴う高度場の二乗平均平方根の正偏差が見られ、平年に比ベストームトラックが北偏している事が分かる。この北偏は、正の水温偏差を与えたことにより水温が上昇し、その北側で北向きの水温勾配が増大したことが関係していると考えられる。

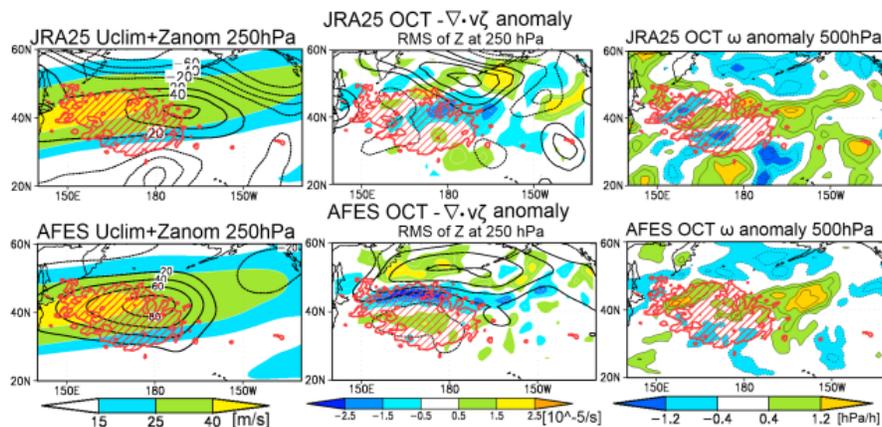


図 3: 上段が観測、下段がモデルにおける 10 月の図。(左)250hPa での背景の西風風速(色)と高度偏差(黒線)、(中)250hPa での移動性擾乱に伴う高度場の RMS 偏差(黒線)と渦度フラックス収束による渦度変化傾向偏差(色)、(右) 500hPa の鉛直流偏差。

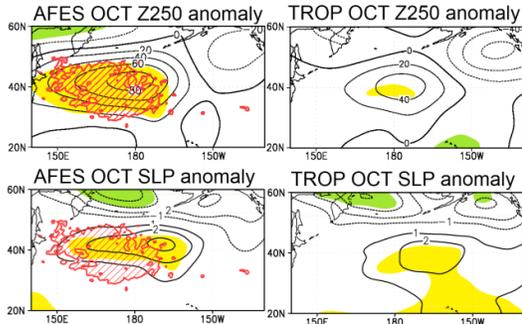


図 4: 10 月における海面水温偏差(上段)と 250hPa 高度偏差(下段)。左は中緯度実験、右は熱帯域実験の結果を示す。色は 95%有意な偏差を示す。

ストームトラックの北偏に伴い、その南側では移動性擾乱に伴う渦度フラックスが平年より強く発散し、平年より強い負の渦度変化傾向がもたらされる。この擾乱に強制される負の渦度変化傾向と高気圧性偏差の東側にジェット気流によって移流される負渦度偏差とバランスするために非地衡流の収束偏差が起こり、それに伴う対流圏中層下降流偏差と下層での発散偏差が上空の高気圧性偏差周辺とその東側で形成され、下層の高気圧性偏差の維持に寄与したと考えられる。

4. 熱帯域水温偏差の影響評価

2011 年、特に 10 月はラニーニャに伴う負の水温偏差が太平洋赤道域に見られた

(図 1)。この赤道域の水温偏差による中緯度の循環偏差への寄与を評価するために、追加の感度実験を行った。この熱帯域感度実験では、太平洋の 25S~25N においてのみ 2011 年に観測された水温をモデルに与えた。図 4 においては、中緯度実験と熱帯域実験共に、北太平洋中緯度のほぼ同じ位置に等価順圧構造の高気圧性の応答が現れている。しかし、熱帯域実験の応答は中緯度実験に比べておよそ 60%の振幅となっており、有意性もかなり低い。このことは、10 月に観測された北太平洋中緯度の高気圧性循環偏差の維持・形成において、中緯度の水温偏差が重要であった可能性を示唆している。

この高気圧性偏差に伴う遠隔影響を、Takaya and Nakamura [1997,2001]によって定義された停滞性 Rossby 波の波活動度フラックスを用いて評価した(図 5)。観測と同様、中緯度実験、熱帯域実験のいずれにおいても水温偏差付近の上空で鉛直上向きのフラックスとフラックスの水平発散が見られ、そこから北米へと波束が伝播する様子が現れている。これに伴い、観測では米国北東・カナダ南東部上空、中緯度実験では米国中西部上空に有意な高気圧性

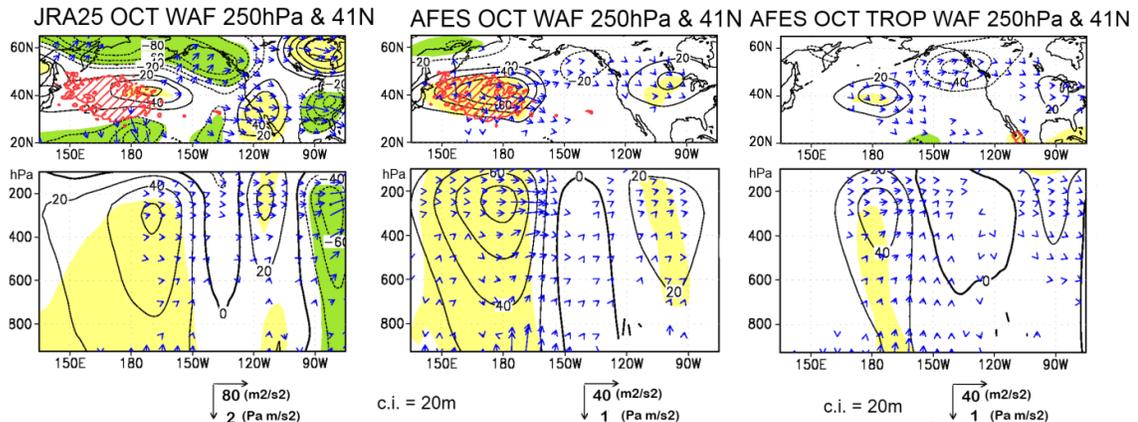


図 5: 10 月における、上段が 250hPa における水平断面図、下段が 41N における東西-鉛直断面図。それぞれ(左)観測、(中)中緯度実験、(右)熱帯域実験における高度偏差(黒線)、波活動度フラックス(青矢印)を示す。色は観測については 0.7σ の偏差、モデルについては 95%有意な偏差を示している。

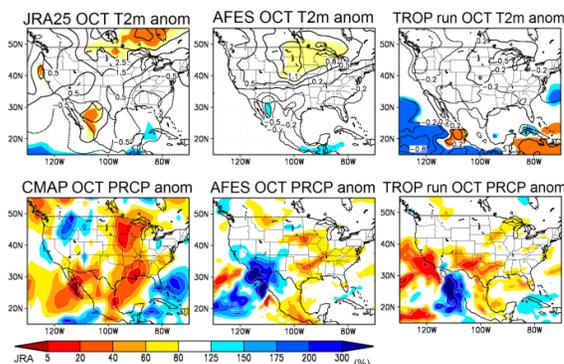


図 6: 10 月における海面水温偏差(上段)と 250hPa 高度偏差(下段)。左は中緯度実験、右は熱帯域実験の結果を示す。色は 95%有意な偏差を示す。

偏差が見られる。位置は少し異なるものの、水温偏差付近の高気圧性偏差を波源とするロスビー波束伝播に伴って下流の北米上に高気圧性偏差がもたらされたという点で観測と中緯度実験は整合的であった。しかしながら、熱帯域実験では北米上空の高気圧性偏差は有意でなかった。これは中緯度実験に比べて水温偏差付近の高気圧性偏差の振幅が小さかった(図 4)ためと考えられる。

この北米上空の高気圧性偏差に伴って、中緯度実験においては 10 月に米国中西部に有意な高温偏差と少雨傾向が見られた(図 6)。実際、米国では 2011 年夏に記録的な熱波と干ばつが観測されたが、北米中西部においては 10 月までもそれが持続しており、中緯度実験の結果は観測と整合的であった。しかしながら、北米に有意な高気圧性偏差の見られなかった熱帯域実験においては、この高温少雨傾向も中緯度実験に比べて弱かった(図 6 右)。

本研究の結果から、2011 年 10 月における北太平洋中緯度の高気圧性偏差に対する中緯度海面水温偏差の寄与の重要性が示唆され、さらに循環偏差に伴うロスビー波束伝播による遠隔影響についても寄与の可能性が示された。2011 年夏季における観測さ

れた偏差とモデル応答の違い、また中緯度海面水温偏差に対する大気応答の維持形成メカニズムとその季節依存性については、今後さらに研究を進める必要がある。

参考文献

Frankignoul, C., N. Sennéchal, Y. Kwon, and Michael A. Alexander (2010), Influence of the Meridional Shifts of the Kuroshio and the Oyashio Extensions on the Atmospheric Circulation, *J. Climate*, 24, 762-777.

Lau, N.-C. (1997), Interactions between global SST anomalies and the midlatitude atmospheric circulation, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 78, 21-33

Takaya, K., and H. Nakamura (1997), A formulation of a wave-activity flux of stationary Rossby waves on a zonally varying basic flow, *Geophys. Res. Lett.*, 24, 17 2985-2988. 18.

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.

Taguchi, B., H. Nakamura, M. Nonaka, N. Komori, A. Kuwano-Yoshida, K. Takaya, and A. Goto (2012), Seasonal Evolutions of atmospheric response to decadal SST anomalies in the North Pacific Subarctic Frontal Zone: Observations and a coupled model simulation, *J. Climate*, 25, 111-139.