

Nino3 海域の海面水温変動に対して 現実に近い熱帯西太平洋の降水応答を示す CMIP3 モデルの特徴

尾瀬智昭・荒川理（気象研究所気候研究部）

1. はじめに

エルニーニョ・南方振動(ENSO)は、季節予報を行うための重要な要素になっている。たとえば、冬季における ENSO と東アジアの気候との関係は、Wang et al. (2000)によってそのメカニズムが研究されている。東アジアの夏季の天候については、Nitta (1987)以降、PJ (Pacific-Japan) パターンが良く知られている。PJ パターンは、熱帯西太平洋における降水量の変動と関係し、さらにあとで示すように ENSO と統計的に関係している。したがって、季節予報モデルでは、エルニーニョの季節スケールの予測精度とともにエルニーニョが大気に及ぼす影響の高い再現性が期待される性能のひとつとなっている。

ここでは、世界気候研究プログラム(WCRP)で実施している第3次結合モデル相互比較プロジェクト(CMIP3)マルチモデルデータセットの20世紀再現実験を解析し、エルニーニョ海域の海面水温変動と熱帯西太平洋の降水変動との時間相関係数の空間パターンが、観測と高い類似性を示すモデルを選択し、そのモデルの特徴を調べたので報告したい(Ose and Arakawa, 2009)。

2. エルニーニョ海面水温変動に伴う熱帯西太平洋降水変動のモデル再現性の数値評価

図1a-cは、1979年12月から2004年8月にかけてのCOBE-SST(Ishii et al. 2005)とGPCP降水量(Adler et al. 2003)データを用いて求めた、12-2月、3-5月、6-8月平均の、Nino3海域(150W-90W、5S-5N)の海面水温と各地点の降水量変動の同時相関係数分布である。図1dは、12-2月平均したNino3海域の海面水温と、6-8月平均した各地点の降水量変動の遅延相関係数分布について、同様に求めたものである。図1a-dの等値線は、JRA-25再解析データを用いて回帰計算した、Nino3海面水温変動に対する850hPa流線関数の変動を示す。

図1a-dの黒線枠で囲まれた熱帯西太平洋域の相関係数分布の空間パターンについて、図1a-dが示す観測解析データの結果と18のCMIP3マルチモデルデータセットの結果を比較し、その再現性についてTaylor(2001)の(5)式を用いて数値化し、図2a-dの棒グラフに示す。比較方法の詳細については、Ose and Arakawa(2009)を参照。

エルニーニョに伴う西太平洋の降水変動 ～Nino3SSTとの相関係数分布～

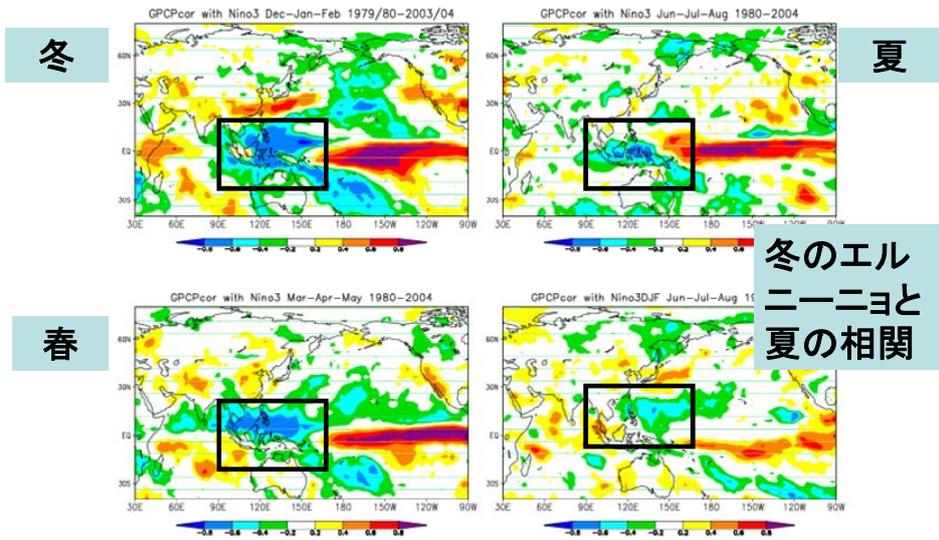


図1 観測解析データから計算した、Nino3 海面水温変動と各地点の降水量変動の相関係数分布。

18個のCMIP3マルチモデル(横軸)をスコアで評価(縦軸)

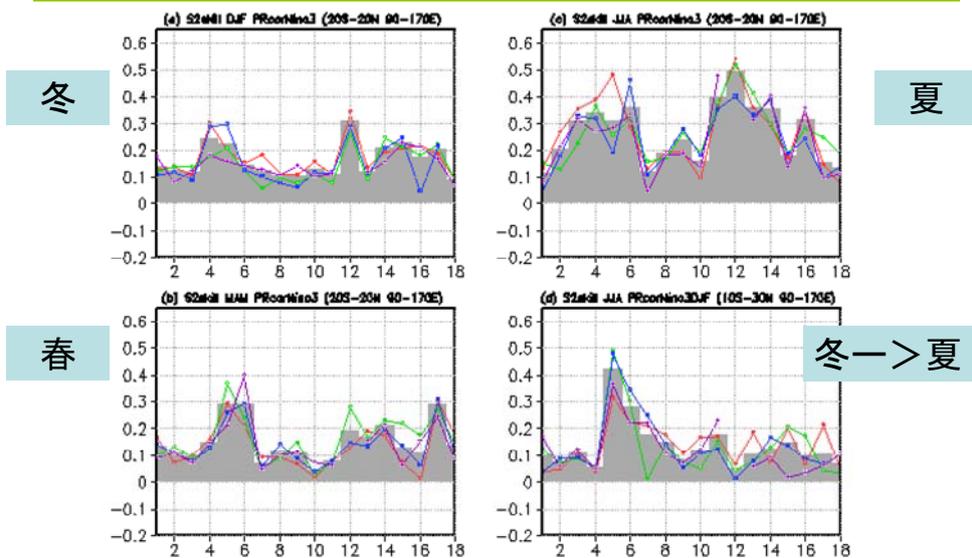


図2 図1の黒線枠内の相関係数分布についての、18のCMIP3モデルによる再現性を数値化したもの。横軸はモデル番号。線グラフはアンサンブルメンバ、棒グラフはその平均。

冬のスコアが高いモデルの特徴 「Nino3SSTに伴う降水変動と降水気候値」

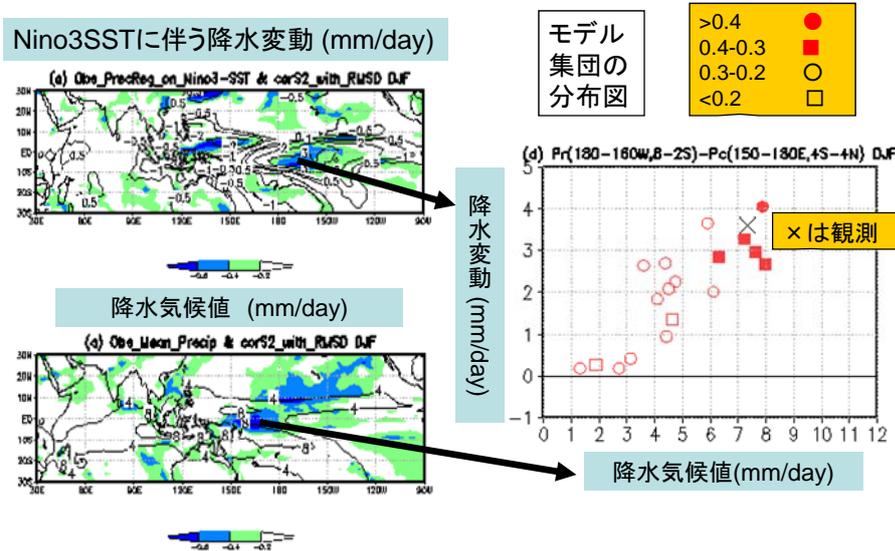


図3 図1aの黒線枠内の相関係数分布についての再現性が高いCMIP3モデルの特徴。右図で×は観測値、他はモデル値。その中で、●と■は再現性の高いモデルの値。

3. NINO3 海面水温変動に伴う熱帯西太平洋降水変動について高い再現性を示すモデルの特徴

3.1 12-2月の熱帯西太平洋降水変動の再現性が高いモデルの特徴

図3の左上図「Nino3SSTに伴う降水変動」において、等値線は観測解析データを用いて計算した12-2月の「Nino3海面水温に対する降水変動量の回帰値」を示す。カラーが示す値は、「図2aの棒グラフで示すモデルの再現性評価数値」と、「Nino3海面水温に対する降水量変動のモデル回帰値とその観測値との差の絶対値」の間の相関係数(ただし、負値のみ)を示す。すなわち、Nino3に対する熱帯西太平洋の降水変動の再現性が高い気候モデルでは、Nino3海面水温に伴って、図の濃い青色の地点で観測に近い降水変動が再現されている。熱帯西太平洋で濃い青色が目立つのは当然であるが、赤道沿いの日付変更線の東側でエルニーニョに伴う降水変動が精度良く再現されていることがわかる。さらに、等値線と比べると、その地点はエルニーニョ変動に伴い最も大きな降水変動が現れる地点として観測されていることがわかる。

Nino3海面水温変動に対する熱帯西太平洋の降水変動の再現性が高いモデルの開発を考えると、気候平均値に関連付けて再現性の高いモデルの特徴を知りたいところである。図3の左下図「降水気候値」における等値線は観測解析データに基づく降水気候値を示す一方、カラーが示す値は、「図2aの棒グラフで示すモデルの再現性評価数値」と、「降水のモデル気候値とその観測値との差の絶対値」の間の相関係数(ただし、負値のみ)である。すなわち、Nino3海面水温変動に対

する熱帯西太平洋の降水変動の再現性が高い気候モデルでは、図の濃い青色の地点で観測に近い降水気候値が再現されていることを意味する。その地点は、赤道に沿った日付変更線の西側であり、先に示したエルニーニョ変動に伴って最も大きな降水変動が現れる地点のちょうど西側に位置する。

図3左の二つの図に見られた、赤道沿い日付変更線東側の地点(180-160W,6S-2S)におけるエルニーニョによる降水変動回帰値を縦軸に、赤道沿い日付変更線西側の地点(150E-180,4S-4N)における降水量気候値を横軸に、各モデル値をプロットしたのが図3の右図である。12-2月期のNino3海面水温変動に対する熱帯西太平洋の降水変動の再現性が高い気候モデル(赤色の●と■)では、赤道沿いの日付変更線西側で観測値に近い平均降水量が再現され、エルニーニョ時にはその東側で観測と同じ程度の大きさの降水量の増加が見られることがわかる。

3.2 6-8月の熱帯西太平洋降水変動の再現性が高いモデルの特徴

図1dは、観測解析データから計算した、12-2月のNino3海面水温変動と同年6-8月の各地の降水量変動との間の遅延相関係数を示す。この場合、12-2月のNino3海面水温変動が6-8月の大気変動に及ぼす影響については、12-2月以降6-8月まで続く海洋内部および海面水温の変動を通して実現されていると考えるのは自然である。

図4の左図において、等値線は観測解析データから計算した「12-2月Nino3海面水温変動と同年6-8月の各地点の海面水温の間の遅延相関係数」を示す。また、カラーが示す値は、「図2dの棒グラフで示すモデルの再現性評価数値」と、「12-2月Nino3海面水温変動と同年6-8月の各地点の海面水温の遅延相関係数のモデル値と、その観測値の差の絶対値」の間の相関係数(ただし、負値のみ)を示す。すなわち、12-2月のエルニーニョ変動に対して同年6-8月における熱帯西太平洋の遅延降水変動の再現性が高い気候モデルでは、12-2月のNino3海面水温変動に伴って、図の濃い青色の地点の6-8月に、観測に似た海面水温変動が再現される。

主に2つの海域で、6-8月の海面水温変動の再現性が高い。ひとつは、6-8月の熱帯北西太平洋(150E-160E,10N-20N)で観測と同様に12-2月のエルニーニョ変動と負相関の海面水温変動が観測と同様に見られること、もうひとつは、赤道日付変更線付近(170W-160W,2S-2N)の海面水温は観測と同様に12-2月のエルニーニョ変動と無相関であることである。各海域のモデル再現値を、図4の右図の縦軸と横軸に示す。12-2月のエルニーニョ変動に対する6-8月の熱帯西太平洋の遅延降水変動の再現性が最も高い気候モデル(赤色の●)と次に再現性が高い気候モデル(赤色の■)では、12-2月のエルニーニョ変動に関連した6-8月の海面水温変動が、観測(×印)と同様に、赤道日付変更線付近ではおおむね消失しているとともに、負相関の海面水温変動が熱帯北西太平洋で見られることを示している。

Ohba and Ueda (2006)やXie et al. (2008)は、観測解析データにおける12-2月のNino3海面水温変動に対する同年6-8月の熱帯北西太平洋の降水量変動の遅延現象について、インド洋の海面水温変動とこれに起因する降水変動を原因とする説を示している。図5の左図の等値線は、観測解析データを用いて計算した、12-2月のNino3海面水温変動に対する同年6-8月の降水量変

動の回帰値を示す。カラーが示す値は、「図 2dの棒グラフで示すモデルの再現性評価数値」と、「12-2 月 Nino3 海面水温に対する、同年 6-8 月降水量のモデル回帰値とその観測値の差の絶対値」の間の相関係数(ただし、負値のみ)を示す。すなわち、12-2 月のエルニーニョ変動に対する 6-8 月の熱帯西太平洋の遅延降水変動の再現性が高い気候モデルでは、12-2 月の Nino3 海面水温変動に伴って、図の濃い青色の地点の 6-8 月に観測に近い降水量の変動が再現される。ここで、インド洋に注目すると、アラビア海 (60E-70E,EQ-10N) および赤道近くの東インド洋 (90E-100E,4S-4N)に濃い青色の海域が見られる。

図5の右上図は、12-2 月のエルニーニョ変動に対する 6-8 月の東インド洋域の降水量変動回帰値を縦軸に、12-2 月のエルニーニョ変動に対する 6-8 月の東インド洋域の海面水温相関係数を横軸に、モデル値および観測値(×で示す)をプロットしたものである。12-2 月のエルニーニョ変動に対する熱帯西太平洋の遅延降水変動の再現性が高い気候モデル(赤色の●)と次に再現性が高い気候モデル(赤色の■)は、観測値に近い遅延降水量回帰値と海面水温相関値を再現している。ただし、この場合は、観測値に近い値を示すモデルが他にも存在している。

図5の右下図は、アラビア海であることを別にすれば、図5右上図と同じ図である。これについても、12-2 月のエルニーニョ変動に対する熱帯西太平洋の遅延降水変動の再現性が高い気候モデル(赤色の●)と次に再現性が高い気候モデル(赤色の■)は、観測値に近い遅延降水量回帰値と海面水温相関を再現している。しかし、他のモデルとこれだけで区別することは難しいように見える。

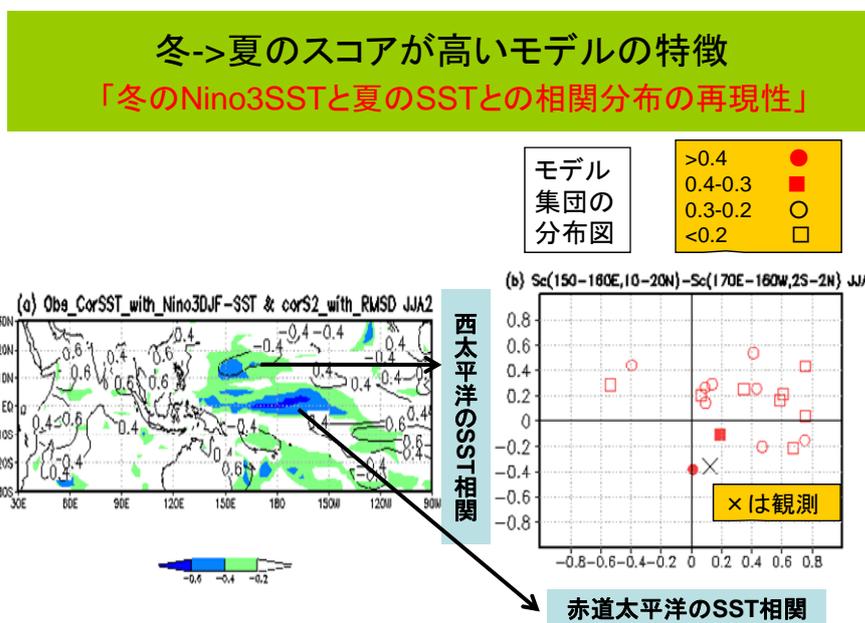


図4 図1dの黒線枠内の相関係数分布についての再現性が高いCMIP3モデルの特徴。右図で×は観測値、他はモデル値。その中で、●と■は再現性の高いモデルの値。

冬->夏のスコアが高いモデルの特徴
 「冬のNino3SSTに伴う夏の降水変動regressionの再現性」

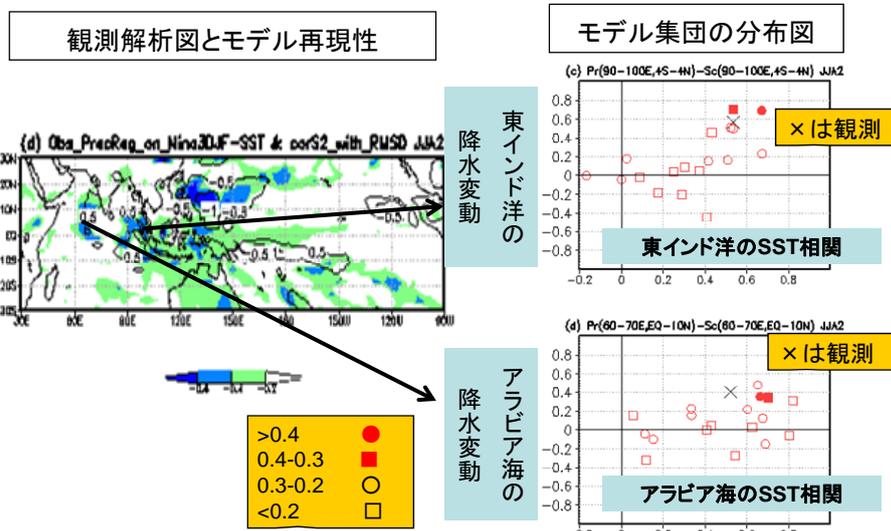


図5 図1dの黒線枠内の相関係数分布についての再現性が高いCMIP3モデルの特徴。右側の2つの図で×は観測値、他はモデル値。その中で、●と■は再現性の高いモデルの値。

4. まとめ

第3次結合モデル相互比較プロジェクト（CMIP3）マルチモデルデータセットの20世紀再現実験において、赤道東太平洋Nino3海域の海面水温変動に対する熱帯西太平洋の降水応答を数値的なスキルを使って統計的に評価し、現実的な応答を再現しているモデルの特徴を調べた。

12-2月に高いスキルを示すモデルは、Nino3海面水温の変動に対して最も大きな降水量変動が観測されている、日付変更線東側の赤道中央太平洋において、現実的な大きさの降水量変動を再現している。さらには、日付変更線の西側の赤道海域で現実に近い降水量気候値を再現している。

12-2月のNino3海面水温変動とこれに続く6-8月の熱帯西太平洋の降水量変動の関係について高いスキルを示すモデルは、12-2月のNino3の海面水温変動に続いて6-8月に統計的に見られる熱帯太平洋北西部における海面水温偏差やインド洋における海面水温と降水量の偏差を現実的な大きさで再現している。

いずれの場合も、熱帯西太平洋の降水変動にとって鍵となる海域において、Nino3海面水温の変動による降水量や海面水温の応答を現実と同程度の大きさで再現していることが高いスキルを示すモデルの共通した特徴となっている。

参考文献

- Adler R.F., Huffman G.J., Chang A., Ferraro R., Xie P.-P., Janowiak J., Rudolf B., Schneider U., Curtis S., Bolvin D., Gruber A., Susskind J., Arkin P. and Nelkin E., 2003: The version-2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) monthly precipitation analysis (1979 - present). *J. Hydrometeorol.*, **4**, 1147 - 1167.
- Gill, A. E., 1980: Some simple solutions for heat-induced tropical circulation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **106**, 447-462.
- Ishii, M., A. Shouji, S. Sugimoto, and T. Matsumoto, 2005: Objective analysis of SST and marine meteorological variables for the 20th century using ICOADS and the Kobe Collection. *Int. J. Climatol.*, **25**, 865-879.
- Matsuno, T., 1966: Quasi-geostrophic motions in the equatorial area. *J. Meteor. Soc. Japan*, **44**, 25-43.
- 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.
- Ohba, M. and H. Ueda, 2006: A role of zonal gradient of SST between the Indian Ocean and the western Pacific in localized convection around the Philippines. *SOLA*, **2**, 176-179.
- 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. Meteor. Soc. Japan*, **85**, 369-432.
- Ose, T. and O. Arakawa, 2009: Characteristics of the CMIP3 models simulating realistic response of tropical western Pacific precipitation to Nino3 SST variability. *J. Meteor. Soc. Japan*, **87**, 807-819.
- Wang, B., R. Wu and X. Fu, 2000: Pacific-East Asian teleconnection: how does ENSO affect East Asian climate? *J. Climate*, **13**, 1517-1536.
- Xie, S.-P., K. Hu, J. Hafner, H. Tokinaga, Y. Du, G. Huang and T. Sampe, 2008: Indian Ocean capacitor effect on Indo-western Pacific climate during the summer following El Nino. *J. Climate*, accepted, doi:10.1175/2008JCLI2544.1.

謝辞

この研究には、環境省地球環境研究総合推進費「S-5 地球温暖化に係る政策支援と普及啓発のための気候変動シナリオに関する総合的研究：(2) マルチ気候モデルにおける諸現象の再現性比較とその将来変化に関する研究」(サブテーマ代表：高薮縁東大教授) から支援を受けている。