

第 13 章

MRI-AGCM による 2010 年夏の再現実験

遠藤 洋和¹⁾・尾瀬 智昭²⁾・水田 亮³⁾・松枝 未遠⁴⁾

13.1 はじめに

2010 年夏（6～8 月）は、日本の記録的な高温をはじめとする世界各地の異常天候—ロシア西部の高温、北米東部の高温、パキスタンの大規模洪水、インドネシア南部の多雨など—（気象庁、2011）がマスコミで広く報道され、話題となった。また、2010 年の北西太平洋の台風発生数は 1951 年の統計開始以来最小の 14 個を記録した（気象庁、2011）。このような比較的長期間継続した異常気象の場合、熱帯域およびその周辺域では、海面水温異常に伴う降水偏差と循環偏差を通してある程度理解できることが多い。

2010 年夏の熱帯の海面水温（SST）は、熱帯太平洋では 2009 年夏に発生したエルニーニョ現象が 2010 年春に終息し、2010 年夏以降はラニーニャ現象が発生していた。また、熱帯インド洋と熱帯大西洋では平年より高く、特に熱帯大西洋の偏差は顕著だった。すなわち、2010 年夏の SST は全球的に平年からの偏差が大きかった。

そこで、2010 年夏の大气偏差に対する SST 偏差の影響について調べる目的で、全球大气モデルに観測された SST を与える再現実験や、特定海域のみ観測された SST 偏差を与える感度実験を行った。その結果を報告する。

13.2 観測データ

実況およびモデル実験の検証で使用した観測（再解析）のデータセットは次の通りである。海面水温は HadISST1（Met Office Hadley Centre's sea ice and sea surface temperature; Rayner *et al.*, 2003）。

降水量は CMAP（Climate prediction center Merged Analysis of Precipitation; Xie and Arkin, 1997）および、TRMM（Tropical Rainfall Measuring Mission）-3B43（Huffman *et al.*, 2007）。再解析は JRA-25（Japanese 25-year Reanalysis; Onogi *et al.*, 2007）および、ERA-Interim（ECMWF Reanalysis from January 1989 onward; Dee *et al.*, 2011）。

気候値（平年値）の計算期間は、HadISST、JRA-25、CMAP は 1979～1998 年、ERA-Interim は 1989～1998 年、TRMM-3B43 は 1998～2010 年とした。

1) Hirokazu ENDO, 気象研究所気候研究部,
hendo@mri-jma.go.jp

2) Tomoaki OSE, 気象研究所気候研究部

3) Ryo MIZUTA, 気象研究所気候研究部

4) Mio MATSUEDA, オックスフォード大学

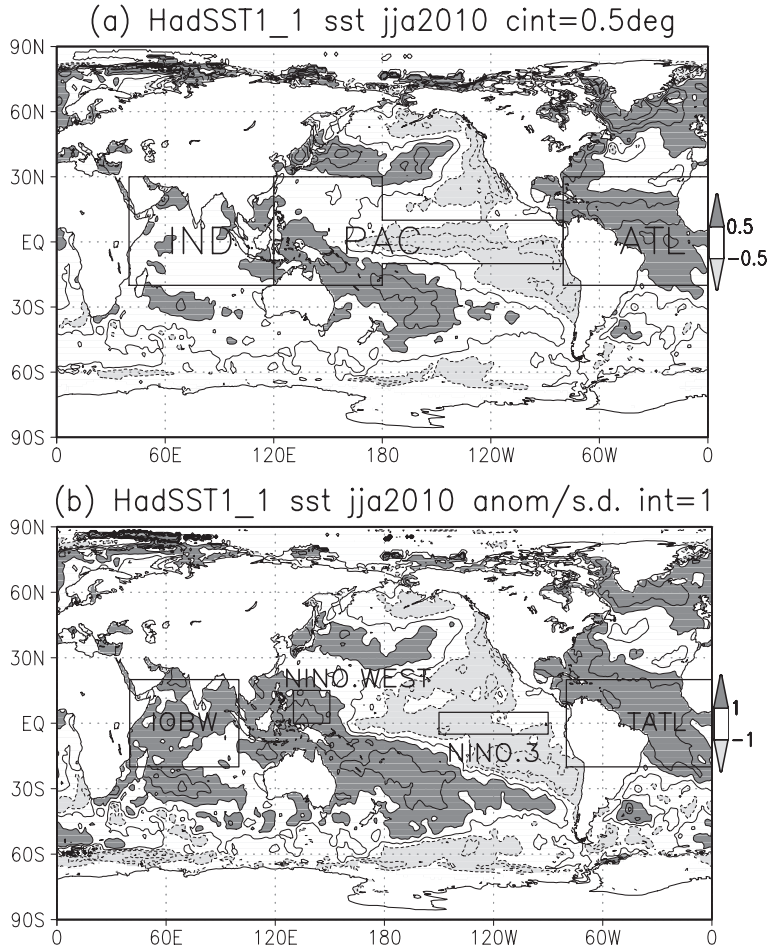


図 13.1 2010 年 6～8 月の (a) SST 偏差 (線間隔 0.5°C) と (b) 規格化偏差 (線間隔 1.0)。 (a) の海域区分は表 13.1 の海域別実験における区分, (b) の海域区分は図 13.2 における区分。

13.3 2010 年夏の海面水温

図 13.1 は 2010 年夏の SST 偏差と規格化偏差である。熱帯太平洋ではラニーニャ現象が発生しており, 中部～東部赤道太平洋では 1°C を超える負偏差だった。これ以外の熱帯海域では正偏差が分布している。海洋大陸周辺や熱帯大西洋の正偏差は標準偏差の 2 倍以上である。

図 13.2a は特定海域における 1979 年以降の夏平均 SST 偏差の年々変動である。NINO.3 の SST は,

1988 年, 1985 年に次いで 3 番目に低く, NINO.WEST および熱帯大西洋 (TATL) では過去最高, IOBW では 1983 年, 1998 年, 1987 年に次いで 4 番目に高かった。NINO.3 以外の海域では, 2000 年代は正偏差であることが多く, 近年の上昇トレンドを反映している。

図 13.2b は 2009 年から 2010 年の月平均 SST 偏差時系列である。熱帯太平洋では, 2009 年夏にエルニーニョ現象が発生し 2010 年春に終息, 2010 年夏以降はラニーニャ現象が発生していた。NINO.3 と

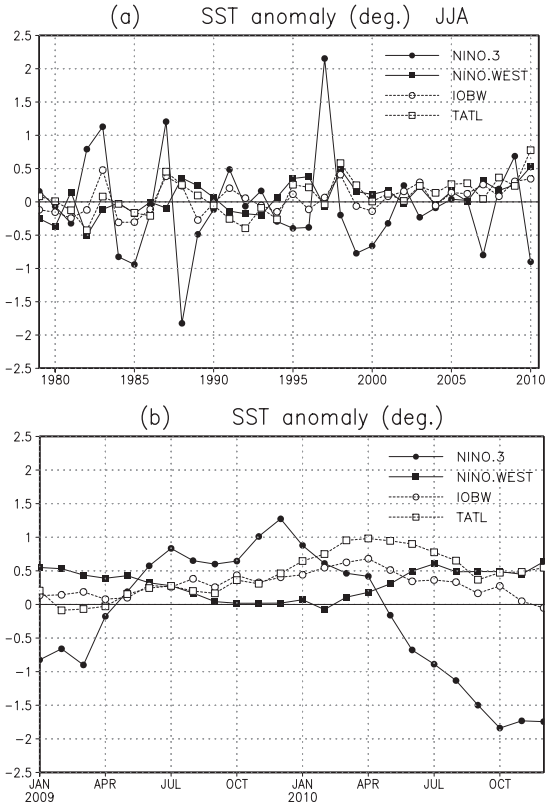


図 13.2 (a) 6～8月の海域別の SST 偏差の年々変動 (°C)。 (b) 2009年1月～2010年12月の海域別の SST 偏差の時系列。対象海域は、NINO.3 (150–90°W, 5°S–5°N), NINO.WEST (130–150°E, 0–15°N), IOBW (40–100°E, 20°S–20°N), TATL (80–0°W, 20°S–20°N)。TATL 以外は気象庁 (2011) が定義する監視海域と同じ。

NINO.WEST の SST は負相関関係にあることが良く知られており、NINO.WEST の SST は 2010 年春以降急速に上昇した。一方、熱帯インド洋と熱帯大西洋の SST は、2009/2010 冬に上昇し、2010 年春に正偏差のピークを迎え、2010 年夏もひきつづき高い状況にあった。

13.4 モデルと実験設定

使用した大気モデルは、気象研究所で開発された 20km 格子大気大循環モデル (Mizuta *et al.*, 2012) の

表 13.1 海域別実験の一覧。IND, PAC, ATL の定義域を図 13.1a に示す。表中の SST は海面水温、ICE は海水氷接度を意味する。

実験名	境界条件	メンバー数
Exp-CLIM	全域で気候値 SST, 気候値 ICE	10
Exp-AMIP	全域で観測値 SST, 観測値 ICE	10
Exp-IND	熱帯インド洋 (IND) のみ 観測値 SST, 他は気候値	10
Exp-PAC	熱帯太平洋 (PAC) のみ 観測値 SST, 他は気候値	10
Exp-ATL	熱帯大西洋 (ATL) のみ 観測値 SST, 他は気候値	10

低解像度版 (180km 格子 (TL95)・鉛直 64 層) である。この大気モデルは、積雲対流パラメタリゼーションに Tiedtke (1989) をベースにして開発された Yoshimura 積雲スキーム (Yukimoto *et al.*, 2011) を使用している。

大気モデル実験のリストを表 13.1 に示す。海面水温と海水氷接度 (ICE) の観測の気候値 (1979～1998 年平均) を与える実験 (Exp-CLIM), 2010 年の海面水温と海水氷接度を与える実験: AMIP (Atmospheric Model Intercomparison Project) タイプ実験 (Exp-AMIP), 特定海域のみ観測された海面水温偏差を与えて他海域および海水氷接度は気候値とする実験 (Exp-IND, Exp-PAC, Exp-ATL), の計 5 セットの実験を行った。HadISST1 を使用し、月平均値を時間内挿して大気モデルに与えた。2010 年の 4 月 1 日から 8 月 31 日の期間で積分し、初期値の異なる 10 メンバーのアンサンブル実験を行った。大気と陸面の初期値には、別途実施した AMIP タイプの長期積分における任意年の 4 月 1 日のデータを与えた。大気中の温室効果気体濃度は、二酸化炭素を 391ppm, メタンを 1.871ppm, 一酸化二窒素を 0.324 ppm として全球一様に与えた。

13.5 結果

13.5.1 AMIP タイプ実験

図 13.3 は、大気モデルに気候値の SST と海水氷

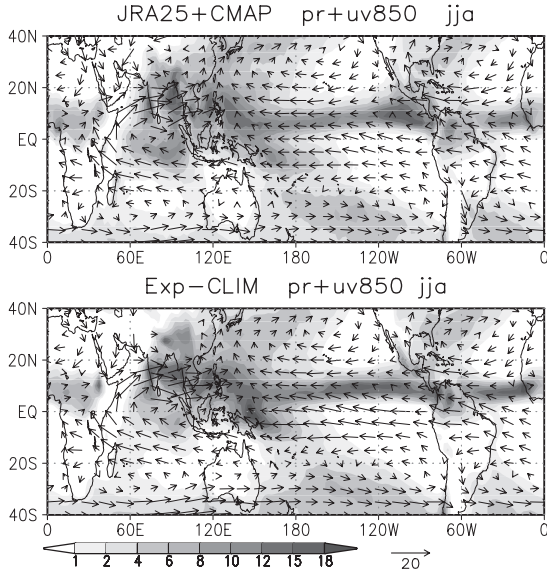


図 13.3 6～8月の降水量（陰影， mm day^{-1} ）と850hPa風の気候値（ベクトル， m s^{-1} ）。上図は観測値（JRA-25とCMAP），下図はモデルに気候値SSTと海水密度を与えた実験（Exp-CLIM）の10メンバー平均。

精度を与えた実験（Exp-CLIM）でシミュレートされた降水と下層風の分布である。モデルは熱帯域の降水と下層風の分布を良く再現する。アジアモンスーン域の降水分布の再現性も総じて良い。細かく見ると、モデルの熱帯北西太平洋の降水量はCMAPよりやや多く、これに対応してインド洋から熱帯北西太平洋に吹く西風がJRA-25より少し強い。また、海洋大陸東海上の降水量を過大にシミュレートする。

図 13.4 は 2010 年夏の観測（再解析）および AMIP タイプ実験（Exp-AMIP）における偏差分布である。モデル偏差は Exp-AMIP の Exp-CLIM からの偏差で、それぞれは 10 メンバー平均値である。モデルがシミュレートした降水偏差は、観測された大規模な特徴—太平洋赤道域の負偏差、海洋大陸から熱帯インド洋およびカリブ海から熱帯大西洋の正偏差など—と良く一致する。また、パキスタン付近の正偏差も良く再現する。ベンガル湾北部からフィリピン東海上にかけて、モデルは明瞭な負偏差を示すが、観測

ではそのような傾向は不明瞭である。

循環偏差については、モデルは熱帯域の観測された特徴を良く再現し、北西熱帯太平洋の強い亜熱帯高気圧や貿易風を再現する（図 13.4 の 850hPa 流线関数偏差）。カリブ海付近では、大西洋の対流活発偏差に対応する対流圏下層の低気圧循環および上層の高気圧循環を再現するが、観測と比べて強い。500hPa 高度を見ると、観測された日本付近の明瞭な正偏差を十分に再現しないが、太平洋中緯度（30～40°N）で東西に伸びる正偏差を定性的に再現する。これは後述する太平洋上の亜熱帯ジェットの北偏に対応する。北米の偏差パターンの再現が良い一方、ロシア西部で発達した高気圧の再現は悪い（500 hPa 高度）。

13.5.2 海域別実験

2010 年夏の AMIP タイプ実験における対流活動や循環の偏差は、熱帯域を中心に観測された特徴と良く一致していた。次に、地域的な SST 偏差のインパクトを調べるため、大気モデルに与える観測 SST 偏差を特定の海域に限定し、他には気候値 SST を与える実験（Exp-IND, Exp-PAC, Exp-ATL）を行った。実験リストを表 13.1 に示す。

図 13.5 は降水量偏差と 850hPa 風偏差、図 13.6 は海面更正気圧偏差である。熱帯域では再解析と降水量データの不確実性が大きいので、降水量は CMAP と TRMM-3B43、循環場は JRA-25 と ERA-Interim を示す。Exp-IND では、インド洋や南アジアでは正の降水偏差である一方、フィリピン東海上では、負の降水偏差、対流圏下層の高気圧性循環偏差が卓越している。北西インドからパキスタンに広がる正の降水偏差は、Exp-AMIP で再現した正偏差の多くを説明する。Xie *et al.* (2009) や Chowdary *et al.* (2011) は、観測データ解析やモデル実験から、インド洋の SST 正偏差が北西熱帯太平洋の降水減少と下層の高気圧循環をもたらすことを示している。Exp-IND の結果はこれと整合的である。Exp-PAC では、海洋大陸から太平洋赤道域の降水偏差が明瞭で、140°E をはさんで西側で正偏差、東側で負偏差が卓

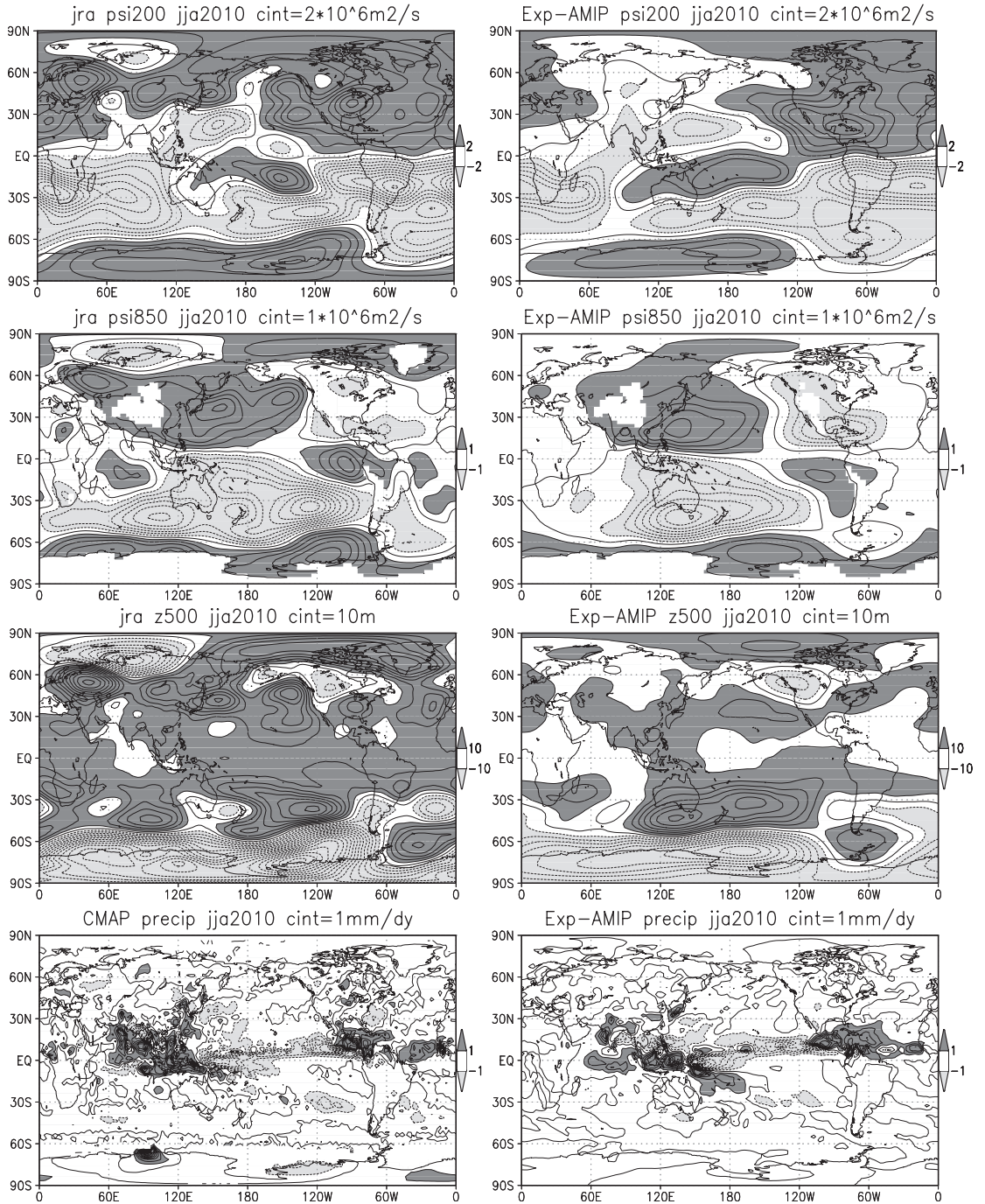


図13.4 2010年6～8月平均偏差。左列は観測値（JRA-25とCMAP）の年平均偏差，右列はモデル実験のExp-AMIPとExp-CLIMの差。上から順に，200hPa流線関数（線間隔 $2 \times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ），850hPa流線関数（線間隔 $10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ；標高1500m以上は描画せず），500hPa高度（線間隔10m），降水量（線間隔 1 mm day^{-1} ）。

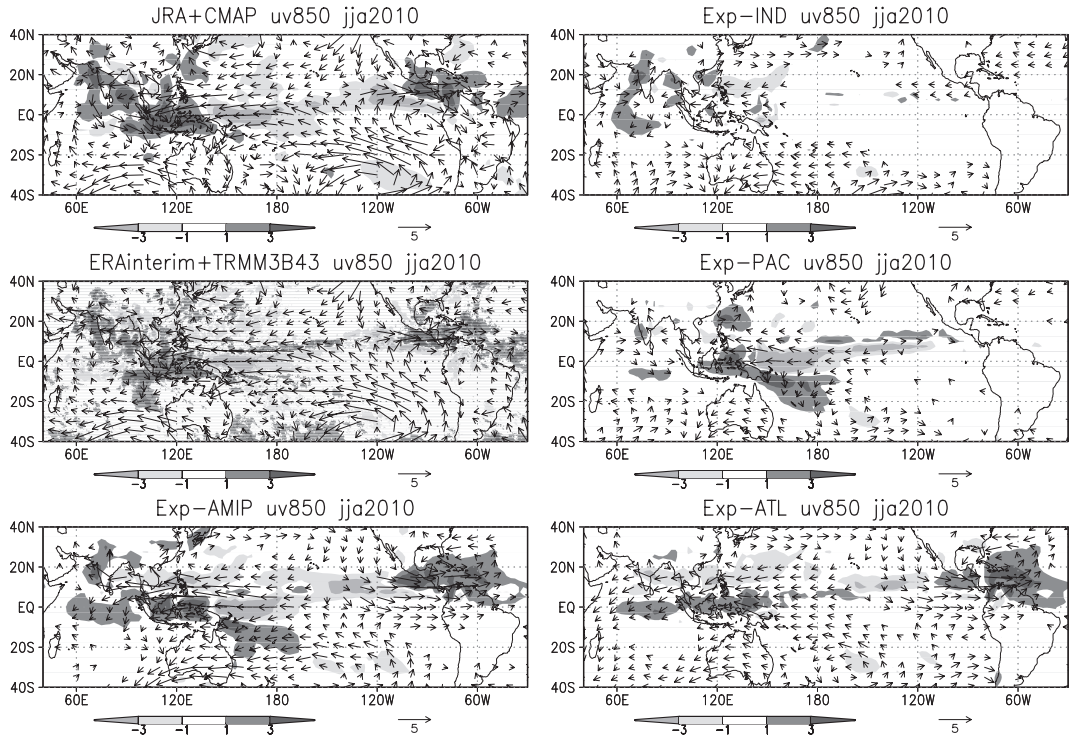


図 13.5 2010 年 6～8 月平均の降水量偏差（陰影, mm day^{-1} ）と 850hPa 風（ベクトル, m s^{-1} ）。左上：JRA-25 と CMAP, 左中：ERA-Interim と TRMM-3B43, 左下：Exp-AMIP, 右上：Exp-IND, 右中：Exp-PAC, 右下：Exp-ATL。風速 0.5 m s^{-1} 以下の描画を省略。平年値は、JRA-25 と CMAP は 1979～1998 年, ERA-Interim は 1989～2010 年, TRMM-3B43 は 1998～2010 年。

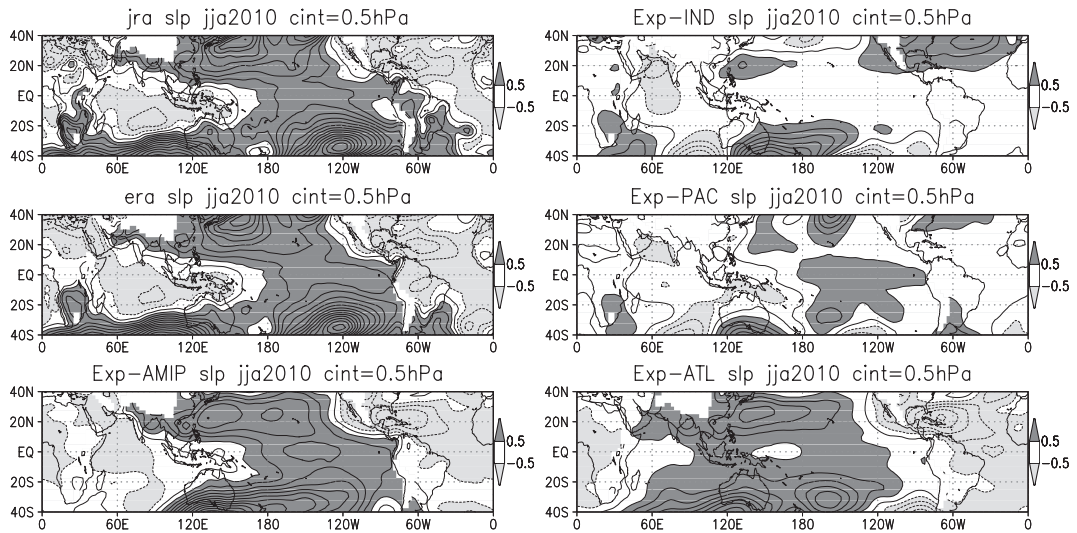


図 13.6 2010 年 6～8 月平均の海面更正気圧偏差（線間隔 0.5 hPa ）。左中：ERA-Interim。その他は図 13.5 と同じ。

越している。SPCZ（南太平洋収束帯）が活発化している。これら降水偏差に対応して赤道付近の貿易風は平年よりも強い。また、フィリピンの北で降水増加が見られる。興味深いのは Exp-ATL の結果である。大西洋に与えた正の SST 偏差に反応してその付近の対流活動が強まり、対流圏下層では低気圧循環が卓越している。これに加えて、気候値 SST を与えた太平洋からインド洋の広範囲で遠隔応答が見られる。特に、北西熱帯太平洋における亜熱帯高気圧と貿易風の強化、海洋大陸付近の降水増加が明瞭である。一般的に Exp-AMIP で再現された偏差の多くの特徴を有している。ただし、観測された偏差と比較すると、大西洋における降水や循環の応答が過大にシミュレートされる傾向があるため、インド洋や太平洋への影響も過大である可能性がある。いずれにしても、本実験結果は大西洋の正 SST 偏差

が 2010 年夏の全球的な降水・循環偏差に影響を及ぼした可能性を示唆する。

図 13.7 は 200hPa 面の速度ポテンシャルおよび発散風成分と水平発散の偏差である。水平発散量は速度ポテンシャルの水平 2 階微分に相当する。再解析では、大規模発散偏差が熱帯インド洋から海洋大陸および熱帯大西洋に、大規模収束偏差が熱帯太平洋に広く分布する。平年では大規模発散中心がフィリピン付近に、大規模収束中心が熱帯東部太平洋に存在することから（図略）、大規模な発散域および収束域は平年より南西に偏っている。また、大規模発散・収束中心の速度ポテンシャル示度は平年より大きく（図略）、太平洋の貿易風は平年より強いことから（図 13.5）、ウォーカー循環は平年より強かったと考えられる。このような観測された特徴は Exp-AMIP で良く再現されている。海域別 SST 実験を見

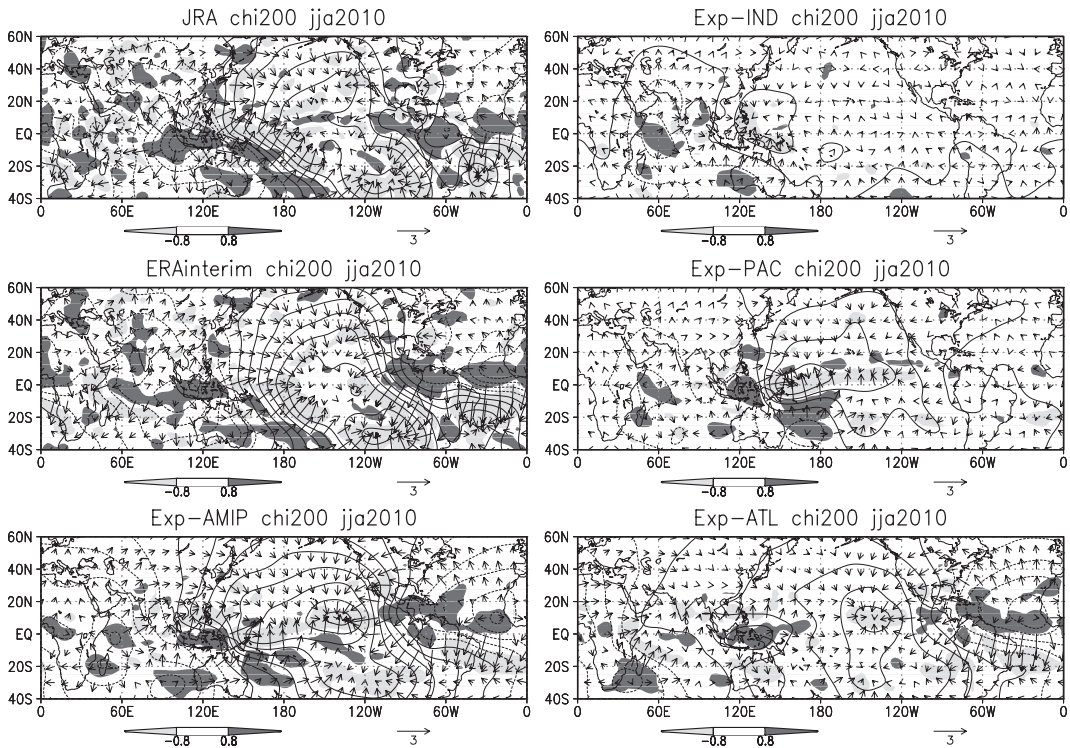


図 13.7 200hPa 面の速度ポテンシャル偏差（等値線、線間隔 $2 \times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ）、発散風（ベクトル、 m s^{-1} ）、水平発散（陰影、 10^{-6} s^{-1} ）以外は図 13.6 と同じ。

ると、Exp-IND ではインド洋の発散偏差とフィリピン東海上の収束偏差、Exp-PAC では海洋大陸および SPCZ の発散偏差と太平洋赤道域の収束偏差がシミュレートされている。また、Exp-ATL では赤道太平洋東部および南アジアからフィリピン東海上で収束偏差、海洋大陸で発散偏差がみられる。

図 13.8 は北半球の 500hPa 高度偏差である。先に述べたように、Exp-AMIP では観測された日本付近の明瞭な正偏差を十分に再現しないものの、日本付近から太平洋中緯度の 500hPa 高度の正偏差をある程度再現する。海域別実験では、日本付近から太平洋中緯度の正偏差は Exp-PAC で再現される。一方、Exp-IND、Exp-ATL ではそのような特徴は再現されず、その付近の高度は負偏差である。

図 13.9 は 200hPa 東西風である。Exp-AMIP は観測で見られる日本付近から太平洋の亜熱帯ジェットの前傾を再現する。海域別実験では、太平洋の亜熱帯ジェットの前傾は Exp-PAC で再現される。一方、Exp-IND と Exp-ATL ではそのような特徴は再現されず、亜熱帯ジェットは南傾傾向を示す。以上の結果は、太平洋の SST 偏差：ラニーニャ現象が、太平洋の亜熱帯ジェットの前傾に寄与した可能性を示唆する。

2010 年夏の北西熱帯太平洋の強い亜熱帯高気圧と貿易風に関してさらに解析を行った。1979 年～2010 年の期間について AMIP 型の 3 メンバー初期値アンサンブルの連続実験を追加実施し、過去の年々変動の再現性を調べた。この実験における温室効果気体の濃度は、2005 年までは観測値、2006 年以降は SRES (Special Report on Emissions Scenarios)-A1B シナリオの値とした。AMIP 実験における年々変動と 2010 年の再現実験結果を図 13.10 に示す。2010 年の亜熱帯高気圧と貿易風は 1979 年以降で最も強く、第 2 位は 1998 年である。AMIP 実験における年々変動は観測と良く一致しており、2010 年の異常偏差は定量的にも良く再現されている。2010 年の海域別の寄与を見ると、いずれの海域の SST 偏差も同じ符号のインパクトを与えており、中でも大西洋の寄与が大きいことが分かる。釜堀 (2012,

本研究ノート第 2 章) によれば、2010 年の記録的に不活発な北西太平洋の台風活動は、北西熱帯太平洋の強い亜熱帯高気圧や貿易風の影響を強く受けたと考えられている。今後、大西洋の SST 偏差の 대기への遠隔影響プロセスについて詳しく調べる必要がある。

13.6 まとめ

2010 年夏の AMIP 型実験では、熱帯域では観測された降水・循環偏差をおおむね良く再現し、北西熱帯太平洋で強かった亜熱帯高気圧や貿易風を再現した。日本付近に異常高温をもたらした強い高気圧を十分に再現しなかったものの、日本付近から太平洋の亜熱帯ジェットの前傾傾向を再現した。また、北米の循環偏差を定性的に良く再現した。一方、ロシア西部で発達した高気圧を再現しなかった。

海域別に SST 偏差を与えた感度実験では、太平洋の SST 偏差 (ラニーニャ現象) が太平洋の亜熱帯ジェットの前傾に寄与していた。また、インド洋の高い SST 偏差がパキスタン付近の多雨に寄与していた。そして、太平洋の SST 偏差 (ラニーニャ現象)、インド洋の正 SST 偏差、大西洋の正 SST 偏差のいずれも、北西熱帯太平洋の亜熱帯高気圧と貿易風の強化に寄与していた。

一連のモデル実験から、2010 年夏は大西洋の顕著な正の SST 偏差が熱帯インド洋から熱帯太平洋の降水量や循環場に遠隔影響を及ぼした可能性が示唆された。その影響プロセスの一つとして、大西洋の対流活発化に伴う対流圏上層の発散風が太平洋中部～東部の下降流を強めた結果、太平洋のウォーカー循環全体を強化した可能性が考えられる。一方、Kucharski *et al.* (2009) は熱帯大西洋の降水偏差がケルビン波応答を通してインドモンスーンに影響を与え得ることを示している。今後、大西洋の SST 偏差の遠隔影響プロセスについて詳しく調べていく必要がある。

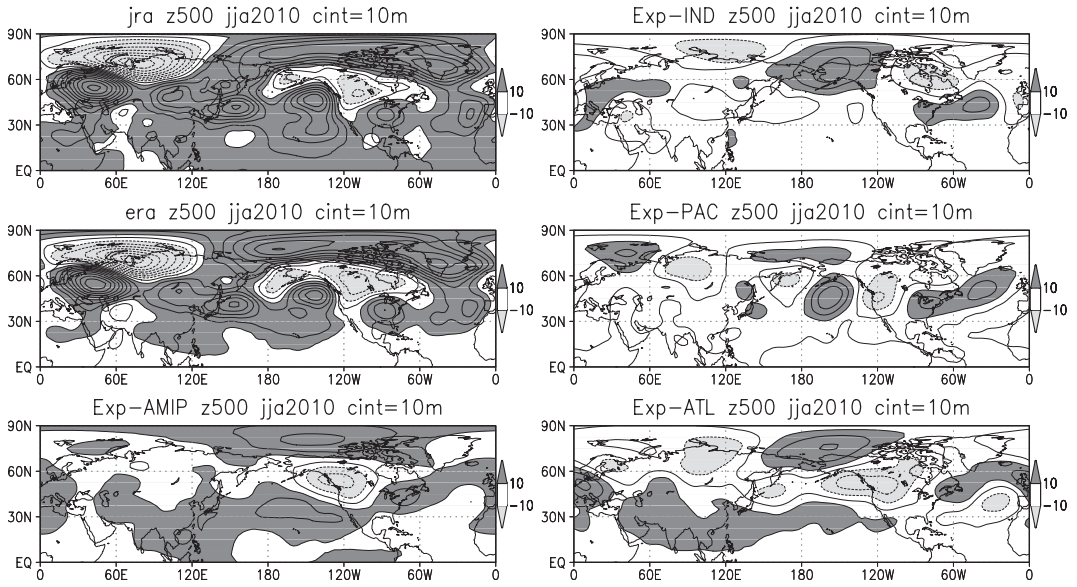


図 13.8 500hPa 高度偏差 (線間隔 10m) 以外は図 13.6 と同じ。

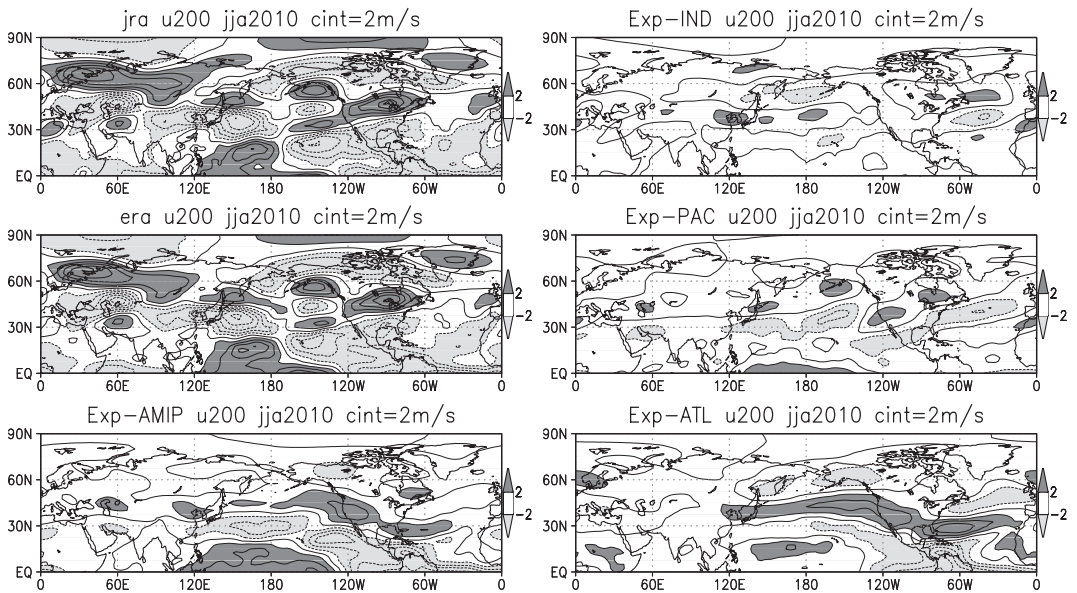


図 13.9 200hPa 東西風偏差 (線間隔 2m s^{-1}) 以外は図 13.6 と同じ。

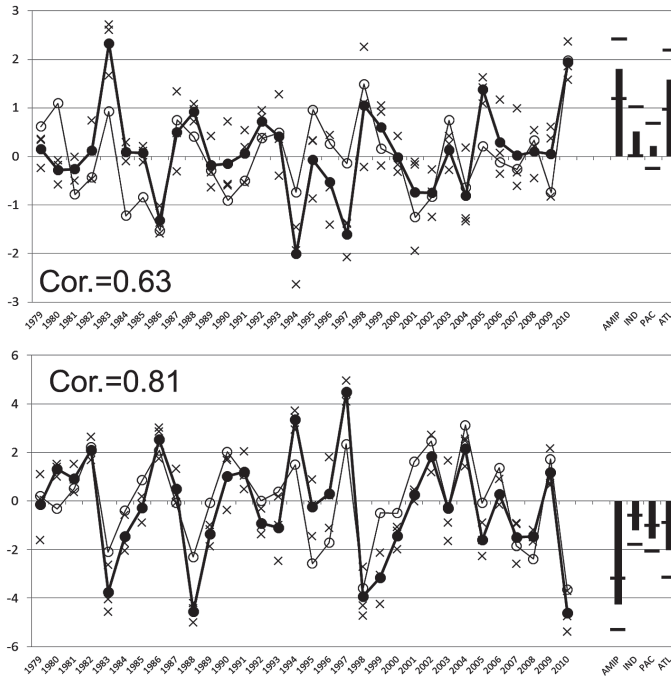


図 13.10 北西熱帯太平洋の 6～8 月平均の海面更正気圧偏差（上図，110–160°E, 0–30°N 平均，単位は hPa）と 850hPa 風偏差（下図，110–160°E, 0–15°N 平均，単位は $m s^{-1}$ ）の年々変動（線グラフ）および 2010 年夏の各種モデル実験（棒グラフ）。細線は JRA-25，太線は AMIP 型実験の 3 メンバー平均，×印は各メンバー。図中に示された値は JRA-25 と 3 メンバー平均値のアノマリー相関係数。棒グラフは 10 メンバー平均値，太い横棒の範囲が 10 メンバーの標準偏差。棒グラフは左から Exp-AMIP，Exp-IND，Exp-PAC，Exp-ATL。

謝辞

本研究は文部科学省 21 世紀気候変動予測革新プログラム「超高解像度大気モデルによる将来の極端現象の変化予測に関する研究」のもと行われた。AGCM 実験の実施にあたって，気象研究所気候研究部の小林ちあき主任研究官の支援を受けた。

参考文献

Chowdary, J.-S., S.-P. Xie, J.-J. Luo, J. Hafner, S. Behera, Y. Masumoto, and T. Yamagata, 2011: Predictability of Northwest Pacific climate during summer and the role of the tropical Indian Ocean, *Clim. Dyn.*, **36**, 607–621, doi:10.1007/s00382-

009-0686-5.

Dee *et al.*, and Coauthors, 2011: The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system, *Quart. J. R. Meteor. Soc.*, **137**, 553–597, doi:10.1002/qj.828.

Huffman, G. J., R. F. Adler, D. T. Bolvin, G. Gu, E. J. Nelkin, K. P. Bowman, E. F. Stocker, and D. B. Wolff, 2007: The TRMM multisatellite precipitation analysis (TMPA): Quasi-global, multiyear, combined-sensor precipitation estimates at fine scale, *J. Hydrometeor.*, **8**, 38–55, doi:10.1175/JHM560.1.

釜堀弘隆, 2012: 2010 年不活発な台風活動，気象研究ノート，**225**，第 2 章。

気象庁, 2011: 気候系監視年報 2010. 144 pp.

- Kucharski, F., A. Bracco, J. H. Yoo, A. M. Tompkins, L. Feudale, P. Ruti, and A. D. Aquila, 2009: A Gill-Matsuno-type mechanism explains the tropical Atlantic influence on African and Indian monsoon rainfall, *Quart. J. R. Meteor. Soc.*, **135**, 569–579, doi:10.1002/qj.406.
- Mizuta, R., H. Yoshimura, H. Murakami, M. Matsueda, H. Endo, T. Ose, K. Kamiguchi, M. Hosaka, M. Sugi, S. Yukimoto, S. Kusunoki, and A. Kitoh, 2012: Climate simulations using MRI-AGCM3.2 with 20-km grid, *J. Meteor. Soc. Japan*, **90A**, 233–258.
- 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, doi:10.2151/jmsj.85.369.
- Rayner, N. A., D. E. Parker, E. B. Horton, C. K. Folland, L. V. Alexander, D. P. Rowell, E. C. Kent, and A. Kaplan, 2003: Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century, *J. Geophys. Res.*, **108(D14)**, 4407, doi:10.1029/2002JD002670.
- Tiedtke, M., 1989: A comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in large-scale models, *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 1779–1800, doi:10.1175/1520-0493(1989)117<1779:ACMFSF>2.0.CO;2.
- Yukimoto, S., and Coauthors, 2011: Meteorological Research Institute-Earth System Model v1 (MRI-ESM1) – Model description –, *Tech. Rep. Meteor. Res. Inst.*, **64**, 88pp.
- 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, doi:10.1175/1520-0477(1997)078<2539:GPAYM A>2.0.CO;2.
- Xie, S.-P., K. Hu, J. Hafner, H. Tokinaga, Y. Du, G. Huang, and T. Sampe, 2009: Indian Ocean capacitor effect on Indo-Western Pacific climate during the summer following El Niño, *J. Clim.*, **22**, 730–747, doi:10.1175/2008JCLI2544.1.