

MRI-AGCMによる2010年夏の再現実験

遠藤 洋和¹⁾ 尾瀬 智昭¹⁾、水田亮¹⁾、松枝未遠²⁾

1) 気象研究所 気候研究部, 2) 海洋研究開発機構

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て話題となった。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については、熱帯域およびその周辺域では、海面水温異常によって生じた降水偏差と循環偏差が関わっていることが多い。

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年夏の海面水温は全球的に平年からの偏差が大きかったと言える。2010年夏の気候偏差に対するSST偏差の影響について調べる目的で、全球気候モデルに観測されたSSTを与える実験や、特定海域のみに観測されたSST偏差を与える感度実験を行った。その結果を報告する。

2. 観測データ

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(Rayner et al. 2003)、降水量はCMAP(Xie and Arkin 1997)およびTRMM-3B43(Huffman et al. 2007)、再解析はJRA-25(Onogi et al. 2007)およびERA-Interim(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。

3. 2010年夏の海面水温

図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。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、これは近年の上昇トレンドを反映している。

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.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。

4. モデルと実験設定

使用した気候モデルは、気象研究所で開発された20km格子気候大循環モデル(Mizuta et al. 2012)の低解像度版(180km格子(TL95)・鉛直64層)である。この気候モデルは、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。

気候モデル実験のリストを表1に示す。海面水温と海氷密接度(ICE)の観測の気候値(1979~1998年平均)を与える実験(Exp-CLIM)、2010年の海面水温と海氷密接度を与える実験: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氷密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気候モデルに与えた。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。

5. 結果

図2は降水量偏差と850hPa風偏差である。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。これはExp-INDの結果と整合的である。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偏差に回答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、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。全般的に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が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年夏のインド洋から熱帯太平洋の降水・循環偏差に遠隔影響を及ぼした可能性を示唆する。

図3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。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2)、太平洋の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4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本偏を再現する。海域別実験では、太平洋の亜熱帯ジェットの本偏は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偏傾向を示す。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本偏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-A1Bシナリオの値とした。AMIP型実験における過去の年々変動と2010年の実験結果を併せて図5に示す。2010年夏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年夏である。AMIP型実験における年々変動は観測と良く一致しており、2010年夏の異常偏差は定量的にも良く再現されている。2010年夏の海域別実験では、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)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受けたと考えられている。今後、大西洋のSST偏差の大気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。

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本偏傾向を再現した。

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

トの北偏に寄与していた。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。また、太平洋（ラニーニャ現象）、インド洋、大西洋の SST 偏差はいずれも、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・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。

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。

引用文献

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, 224, 第 2 章.

気象庁, 2011, 気候系監視年報 2010. 144pp.

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*, in press.

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:GPAYMA>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 Nino. *J. Clim.*, 22, 730-747,

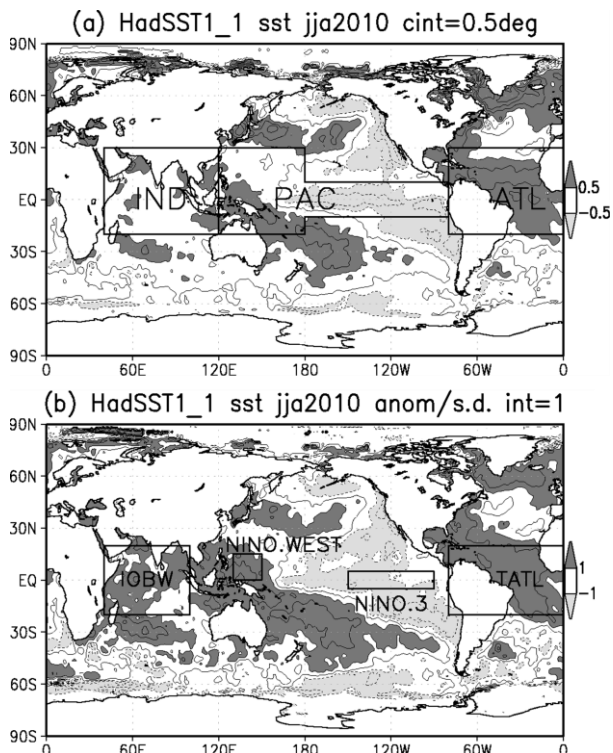


図1 2010年6~8月の(a) SST偏差(線間隔0.5°C)と(b)規格化偏差(線間隔1.0)。

表1 海域別実験の一覧。IND、PAC、ATLの定義域を図1aに示す。表中のSSTは海面水温、ICEは海水氷密度を意味する。

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

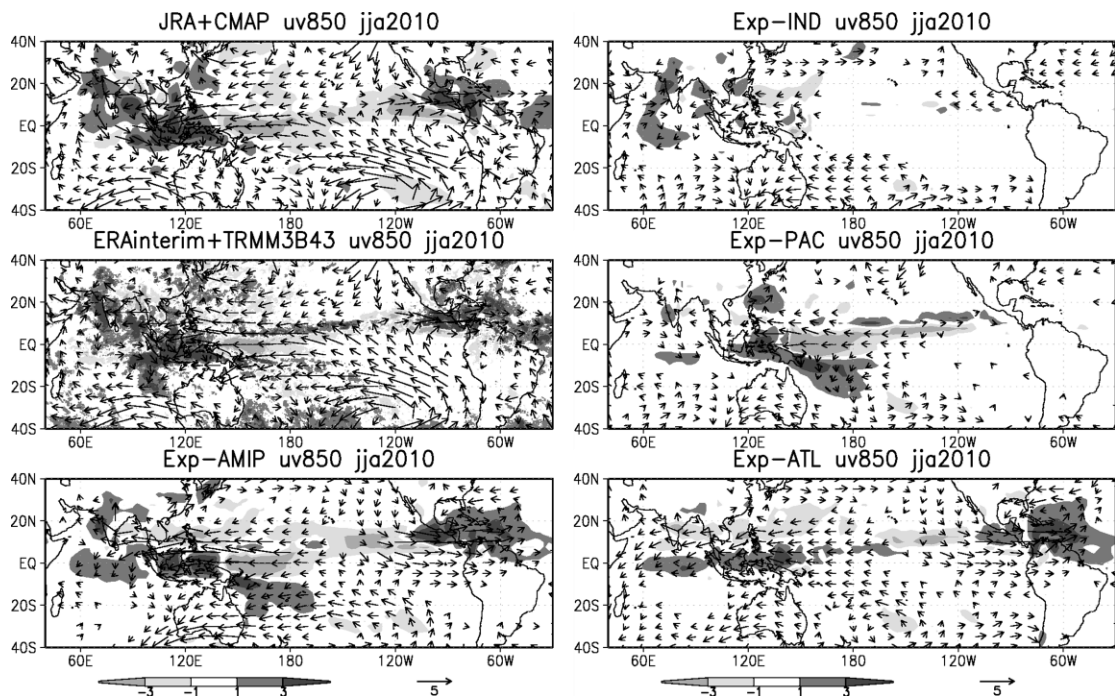


図2 2010年6~8月平均の降水量偏差(陰影、mm day⁻¹)と850hPa風(ベクトル、m s⁻¹)。左上: JRA-25とCMAP、左中: ERA-InterimとTRMM-3B43、左下: Exp-AMIP、右上: Exp-IND、右中: Exp-PAC、右下: Exp-ATL。風速0.5m s⁻¹以下の描画を省略。モデルの偏差は、Exp-CLIMからの偏差。

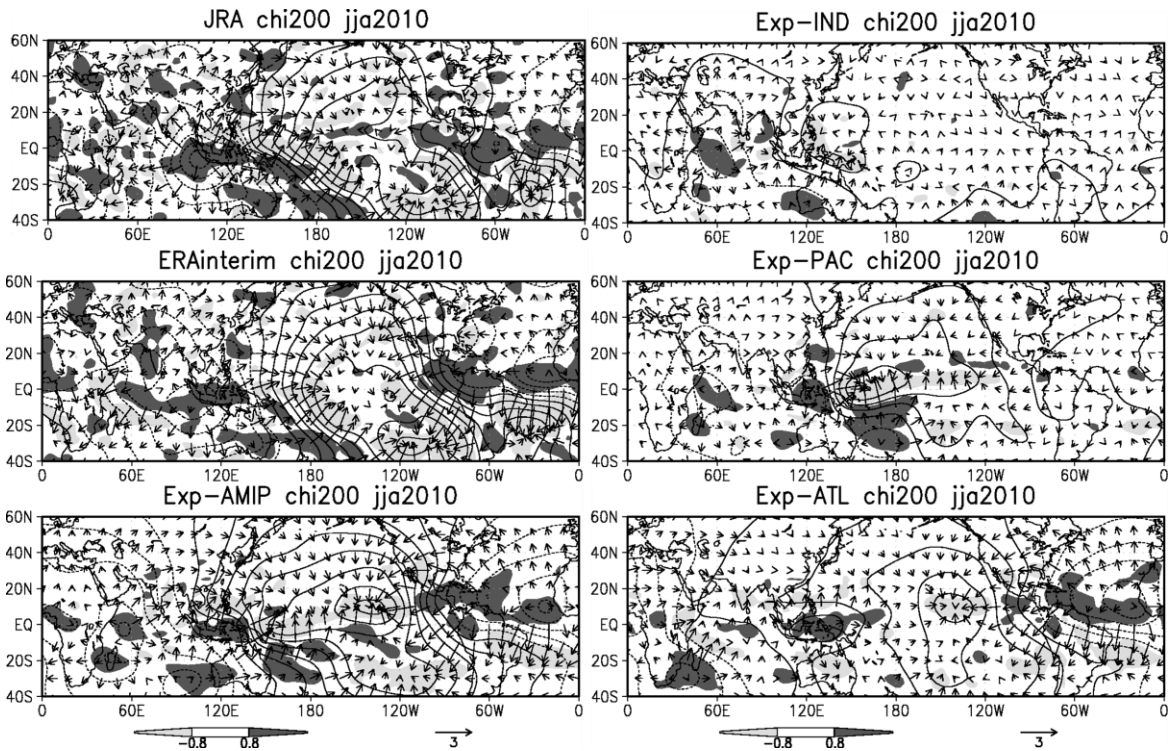


図3 200hPa面の速度ポテンシャル偏差（等値線、線間隔 $2 \times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ）、発散風（ベクトル、 m s^{-1} ）、水平発散（陰影、 10^{-6} s^{-1} ）以外は図2と同じ。

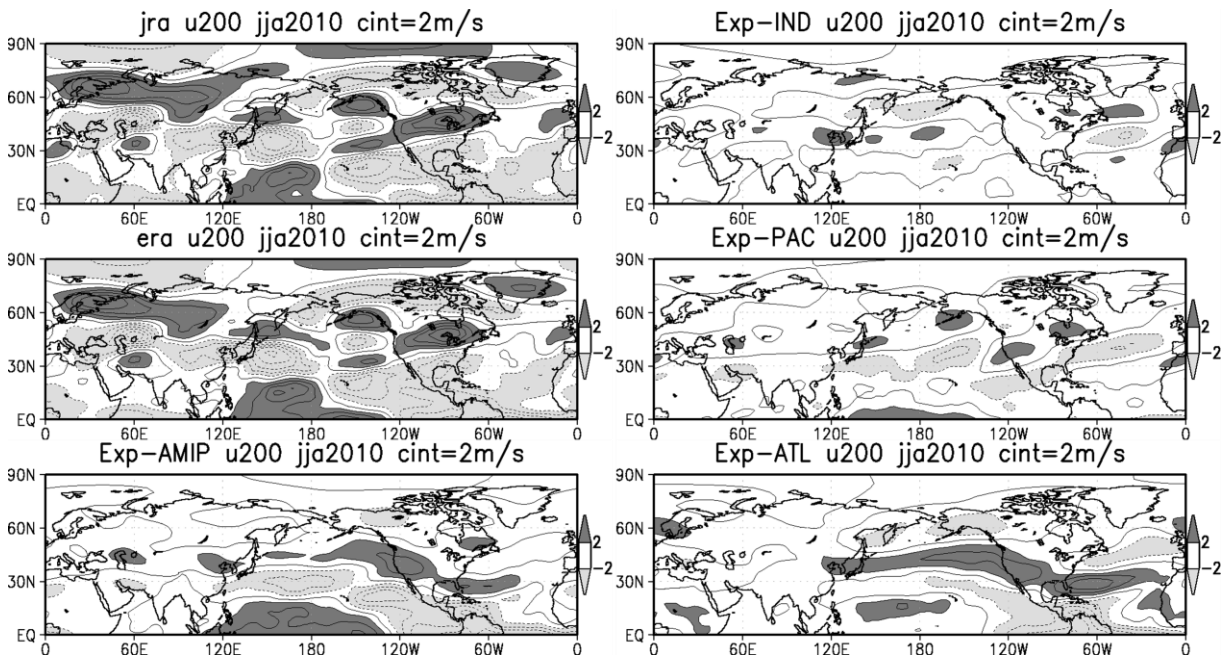


図4 200hPa東西風速偏差（線間隔 2 m s^{-1} ）以外は図3と同じ。

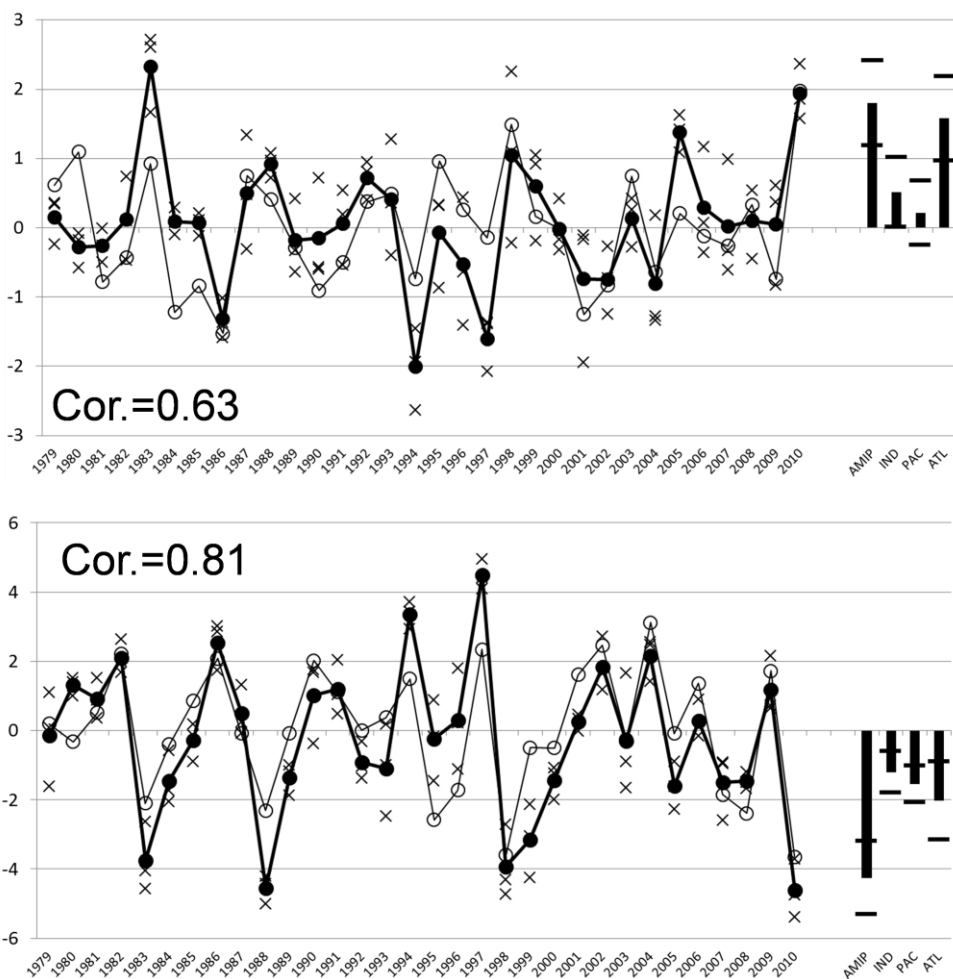


図5 北西熱帯太平洋の海面更正気圧偏差（上図、 $110\text{--}160^\circ\text{ E}$, $0\text{--}30^\circ\text{ N}$ 平均、単位は hPa）と 850hPa 風偏差（下図、 $110\text{--}160^\circ\text{ E}$, $0\text{--}15^\circ\text{ N}$ 平均、単位は $m\ s^{-1}$ ）の年々変動（線グラフ）および2010年夏の各種実験結果（棒グラフ）。細線は JRA-25、太線は AMIP 型実験の 3 メンバー平均、×印は各メンバー。図中に示された値は JRA-25 と 3 メン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 の結果。