

# 夏季東アジア気候の季節予測可能性の起源

小坂 優<sup>1</sup>・謝 尚平<sup>2</sup>・Ngar-Cheung Lau<sup>3</sup>・Gabriel A. Vecchi<sup>4</sup>

1: 東京大学先端科学技術研究センター, 2: カリフォルニア大学スクリプス海洋研究所,  
3: 香港中文大学, 4. NOAA GFDL

## 1. はじめに

エルニーニョ・南方振動 (ENSO) に伴う熱帯太平洋海面水温偏差は典型的には夏頃に発達し始め 12 月頃に極大を迎え、翌夏を迎える前に消失する (季節の表記は北半球に従うことにする)。ENSO はその一生を通して地球上の広い範囲に遠隔影響を及ぼす。特にその衰退後の夏季には太平洋-日本 (PJ) パターン (Nitta 1987) を介して北西太平洋・東アジア域に影響する。

PJ パターンは夏季に北西太平洋で卓越する熱帯-中緯度遠隔影響パターンで、対流圏下層循環及び降水量の南北ダイポール偏差で特徴付けられる (図 1a,c; Kosaka and Nakamura 2010)。図 1 の位相の PJ パターンは我が国に涼しく雨の多い夏をもたらす。同時に夏台風の発生と襲来を抑制する傾向にある (図 1)。なお、熱帯北西太平洋の降水減少領域の多くが海面水温上昇域に重なる (図 1)。対流活動と海面水温のこの負の局所相関が、大気大循環モデルを用いた PJ パターンの再現・予測を困難にしている。

エルニーニョ現象はその翌夏に PJ パターンを図 1 の位相で励起する傾向にあり、東アジア夏季気候に季節予測可能性をもたらす。1997/98 年のエルニーニョ現象に引き続く夏、揚子江大洪水によ

り中国で 1500 万人が住む家を失った。なお、ENSO に引き続く夏季には赤道太平洋域の海面水温偏差は既に消失している。この ENSO 終息後の PJ パターンは、熱帯インド洋海盆スケールの海面水温偏差 (海盆モード) と共に、ENSO の一生の最後の痕跡である。

Xie *et al.* (2009) は熱帯インド洋海盆モードを介した、ENSO による PJ パターンの励起メカニズムを提示した。ここでは ENSO に強制された熱帯インド洋海面水温偏差が ENSO 終息後に減衰しつつ夏季まで持続し、PJ パターンを強制する。本研究は PJ パターンとインド洋海面水温との海盆間相互作用を介した大気海洋結合モードに基づく新たなメカニズムを提示する。これは Xie *et al.* (2009) のメカニズムを拡張し、夏季のインド洋-北西太平洋域における季節予測可能性の起源を説明する。なお詳細は Kosaka *et al.* (2013) を参照されたい。

## 2. データ・モデル及び解析方法

観測あるいは準観測データとして、Japanese 25-year Reanalysis (JRA25; Onogi *et al.* 2007), Hadley Centre Sea Ice and Sea Surface Temperature (Had-ISST; Rayner *et al.* 2003), US Climate Prediction Center Merged Analysis of Precipitation (CMAP; Xie and Arkin 1997) を用いる。他に図 1d では気象庁

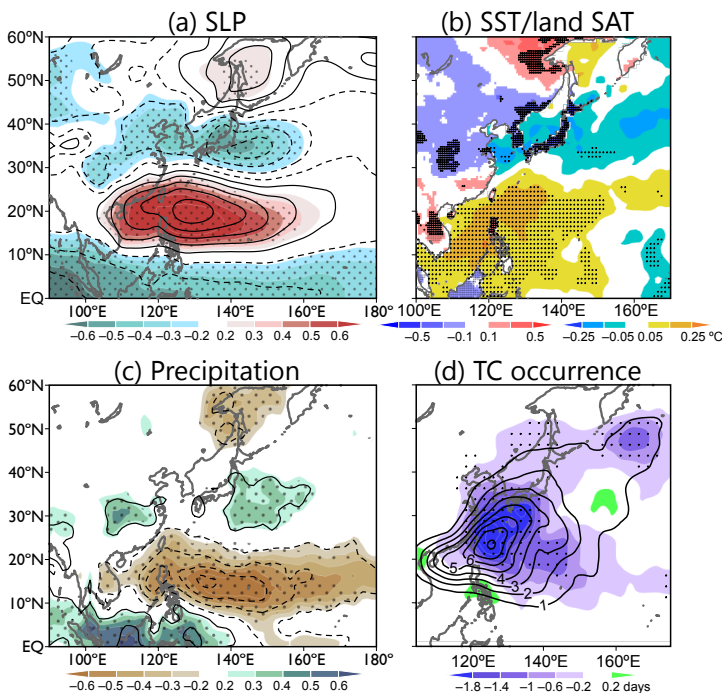


図 1. JRA25 に基づく PC1 (詳細は 2 節を参照) に対する回帰偏差及び相関図。 (a) 海面気圧, (b) 海面水温及び陸上気温, (c) 降水量, (d) 台風通過頻度 (各格子点から半径 500km 以内に台風中心が位置した日数)。 (a-c) は月平均場に基づき, (d) は PC1 の JJA 季節平均に対する JJA 積算通過頻度の回帰偏差。 (a,c) では陰影は相関係数, 等値線は回帰偏差を表し, (b,d) では陰影が回帰偏差を表す。 (a,c) の等値線は  $\pm 0.1, \pm 0.3, \pm 0.5, \dots$  を表す (単位はそれぞれ hPa, mm day<sup>-1</sup>)。 (d) の等値線は気候値を表す (単位: days)。点描は信頼限界 95% 以上で有意な偏差を示す。 (a) の海面気圧については、北西太平洋全域 (0°-60°N, 100°-160°E) の高低を予め除去してある。

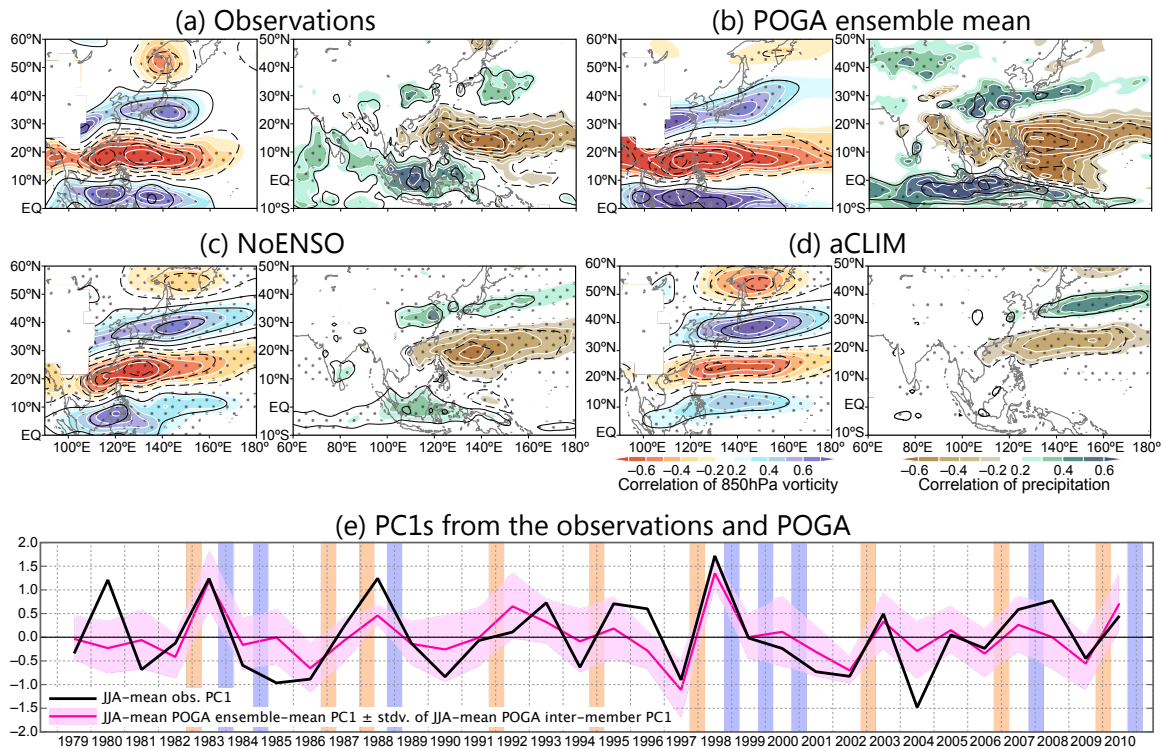


図2. (a-d) 観測及びモデル実験から同定されるPJパターンの構造. 各パネルペアの左は850hPa渦度, 右は降水量. 陰影はPC1との相関係数, 等値線はPC1に対する回帰偏差 ( $\pm 0.5, \pm 1.5, \pm 2.5, \dots$ , 単位は渦度については  $10^{-6} \text{ s}^{-1}$ , 降水量については  $\text{mm day}^{-1}$ ). (a) 観測, (b) POGAアンサンブル平均, (c) NoENSO, (d) aCLIM. 点描は信頼限界95%以上で有意な偏差を示す. (e) JJA平均PC1時系列. 黒線は観測, 赤線はPOGAアンサンブル平均, ピンクの陰影はPOGAアンサンブルメンバー間のばらつきに対するPC1の単位標準偏差区間を表す. オレンジ色及び青色の薄影はそれぞれエルニーニョ及びラニーニャイベントを表す.

台風ベストトラックデータを用いた.

本研究では米国海洋大気庁地球流体力学研究所 (GFDL) 大気海洋結合モデル CM2.1 及びその大気部分である AM2.1 を用いる. CM2.1 を用いた 2 セットの数値実験では, 東部熱帯太平洋海面水温を指定した値へと緩和する. 具体的には  $15^{\circ}\text{S}$ - $15^{\circ}\text{N}$ , 日付変更線から東にアメリカ大陸西岸までの領域で海洋上層 50m を緩和時間 10 日で緩和するように海洋への顕熱フラックスを上書きしながら積分する. この領域の西及び南北には幅  $5^{\circ}$  の緩衝領域を設け緩和係数を線形に減衰させ, 緩衝領域の外では大気と海洋が完全に結合する. 第 1 の実験は Pacific Ocean-Global Atmosphere (POGA) 実験で, 同領域の海面水温をモデル気候値と観測偏差履歴の和に緩和する. POGA 実験は 9 メンバーからなり, アンサンブル平均は ENSO に対する応答を抽出する. 第 2 の実験 (NoENSO 実験) では, 同領域の海面水温をモデル気候値に緩和する (1 メンバー). この実験は大気内部変動及び ENSO に強制されない大気海洋結合変動を含む. 加えて, 純粋な大気内部変動を同定するために, AM2.1 を CM2.1 の海面水温の気候値で駆動する

aCLIM 実験を用いる (1 メンバー).

解析期間は観測データ及び POGA 実験については 1979 年から 2010 年までの, NoENSO 及び aCLIM 実験については 194 年間の, 6-8 月 (JJA) 及びそのラグ解析の範囲とする.

加えて 5 節では季節予測モデルを用いるが, その詳細は同節で述べる.

渦度に対して Kosaka and Nakamura (2010) の空間平滑化フィルタを適用する. 本稿で用いる渦度は全て平滑化されたものである. PJ パターンを Kosaka and Nakamura (2010) と同様の経験直交関数 (EOF) 解析により同定する. 即ち, JJA における月々の 850hPa 渦度の  $0^{\circ}$ - $60^{\circ}\text{N}$ ,  $100^{\circ}$ - $160^{\circ}\text{E}$  における第 1 EOF モード (EOF1) 及び対応する主成分時系列 (PC1) を用いる.

また顕熱フラックス偏差については, 海面水温偏差に起因する成分をバルク式により除去し, 大気偏差に起因する部分のみを解析する.

### 3. PJ パターンの内部モード性

図 2(a-d)に観測及び各数値実験に対する EOF1 パターンを示す. いずれも高次モードと North *et al.* (1982) の基準で有意に分離する. どの数値実験



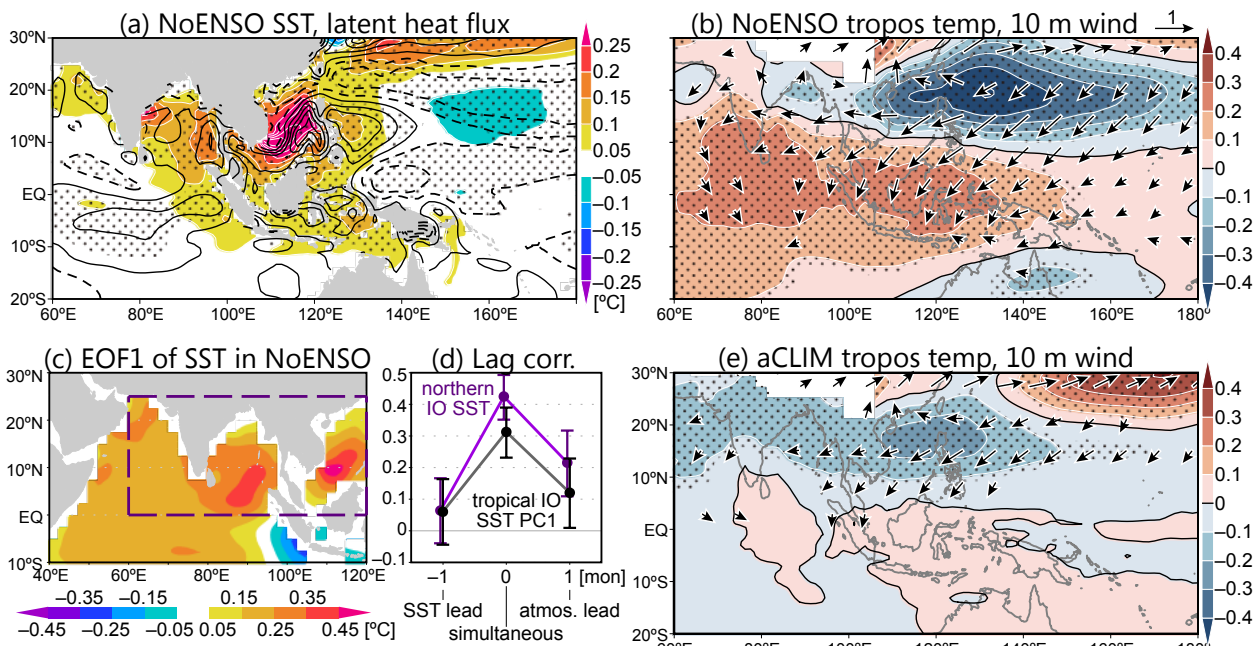


図3. (a,b,e) 850hPa渦度のPC1に対する(a) 海面水温（陰影）及び潜熱フラックスの回帰偏差（等値線;  $\pm 1, \pm 3, \pm 5, \dots$   $W m^{-2}$ , 下向きを正と定義), (b,e) 対流圏 (850hPa-250hPa) 平均気温（陰影）及び10m風速（矢印）の相関. (a,b) NoENSO, (e) aCLIMに基づく. 点描は(a)潜熱フラックス偏差, (b)対流圏気温相関が信頼限界95%以上で有意であることを示す. (c,d) NoENSO実験における(c) 熱帯インド洋夏季月平均海面水温に対するEOF1第1モード, 及び (d) 対応する主成分時系列（黒線）と北インド洋 ( $0^{\circ}$ - $25^{\circ}N$ ,  $60^{\circ}$ - $120^{\circ}E$ ; cの紫線で囲った領域) 海面水温（紫線）の850hPa渦度に基づくPC1に対するラグ相関. (d)のエラーバーは95%信頼区間を示す.

も、 $20^{\circ}N$  付近と梅雨前線域の降水南北ダイポール偏差及び南北に正負に連なる下層循環偏差を示す. 特に図2(c)はENSOによる強制がなくてもPJパターンは卓越し、さらに図2(d)はPJパターンが大気内部変動として卓越することを示す. ただしその構造は実験によってやや異なり、POGAでは熱帯側の偏差が、aCLIMでは高緯度の偏差がより強調される. NoENSOは両者の中間的な構造であるが、aCLIMと異なり海洋大陸上に有意な降水偏差を伴っている.

ENSOによりPJパターンが励起されることは、POGAアンサンブル平均のPC1時系列が観測をよく再現することからも確かめられる (図2e). 季節平均値について、POGAと観測によるPC1の相関は0.71に達する. ただし明瞭なENSOなしで発達したPJイベント (例えば2004年) に対し、POGA実験は再現性を示さない.

#### 4. インド洋-PJ結合モード

前節で示したようにPJパターンは大気内部変動として卓越する (図2d) が、海洋と結合すると (NoENSO) その振幅が増大し、持続性も増加する. NoENSO実験のPJパターンの振幅はaCLIMのものに比べ、EOF1の固有値の比較では80%、POGA全メンバーに対するEOF1パターンに射影

した時系列の分散の比較では40%大きい. またPC1のラグ1ヶ月自己相関はaCLIMで0.0であるのに対しNoENSOで0.2まで上昇する (信頼限界95%以上で有意; 後者が依然として低いのはNoENSOが大気内部変動成分を含むため).

海洋と結合すると、PJパターンは北インド洋・海洋大陸・南シナ海に有意な海面水温上昇を伴う (図3a). この海面昇温は対流圏温度を上昇させ大気の暖かい赤道ケルビン波を励起する (図3b). 実験設定により海面水温偏差を伴わない aCLIMでは大気ケルビン波は見られない (図3e).

東進し赤道西太平洋まで達した赤道ケルビン波は海上で赤道向きの大気エクマン収束、その南北にエクマン発散を引き起こし、フィリピン付近で対流活動を抑制する (Fig. 2c; Xie *et al.* 2009). 付随する非断熱冷却偏差は対流圏下層に高気圧性循環を伴う冷たいロスビー波を励起し、ベンガル湾・インドまで西進する. 海上ではベンガル湾まで達する東風偏差が夏季モンスーンに伴う西風海上風を弱め、蒸発を抑制する (図3a). 加えて西進ロスビー波に伴うベンガル湾北部での雲量減少による下向き短波放射の増加も同程度の寄与を持つ (図は省略). これらの効果により、インド洋北部の海面昇温が維持・強化される.

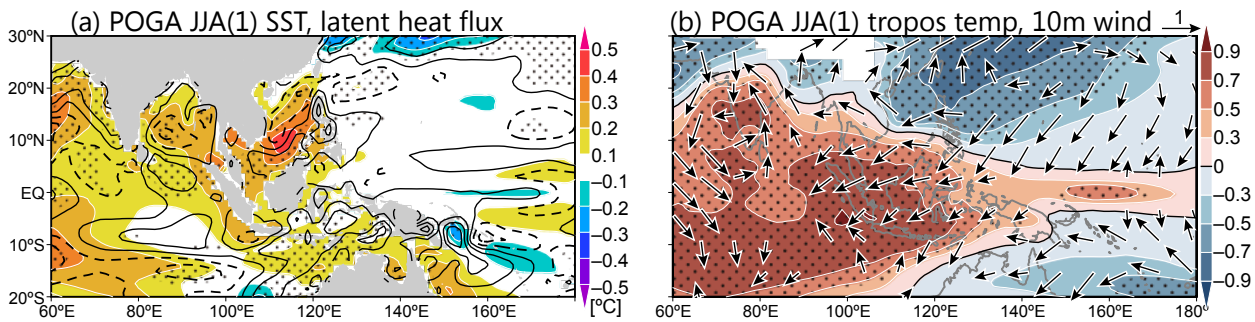


図4. 図3(a,b)と同様。ただしPOGAアンサンブル平均に基づく、先行する11月~1月のNiño 3.4海面水温に対するJJA季節平均相関及び回帰偏差。(b)の対流圏気温については、前もって熱帯(30°S-30°N)平均を除去してある。

この大気海洋フィードバックを確かめるために、NoENSOにおけるインド洋海面水温とPJ時系列とのラグ相関解析を行った。インド洋海面水温時系列として、熱帯インド洋(10°S-30°N, 40°-120°E)のJJAの月々の海面水温に対するPC1(対応するEOF1パターンは図3c)、及び北インド洋平均海面水温(0°-25°N, 60°-120°E)を用い、北西太平洋850hPa渦度のPC1時系列とのラグ相関を調べた。フィードバックが正であれば同時相関のとき極大となり、負であれば相関はラグゼロ付近で符号を変える。NoENSOにおいて相関はラグゼロで極大となり、正の大気海洋フィードバックが確認できる(図3d)。

このインド洋-PJ結合モードはENSOなしでも卓越し、その大気成分であるPJパターンの振幅を強化し持続性を強める。しかし、ENSOはインド洋海面水温偏差を初期擾乱としてこのモードを励起することができる。実際、POGA実験においてENSO衰退期の夏季に見られる偏差(図4)は、特に北半球側において結合モード(図3a,b)と類似している。本研究の実験結果に基づく、北西太平洋850hPa渦度の変動として評価したPJパターンの全分散の内訳は、ENSOに強制された大気海洋結合変動が39.2%、ENSOに強制されない結合変動が24.5%、大気内部変動が36.3%となった。

### 5. 季節予測可能性

インド洋-PJ結合モードは夏季北西太平洋域に季節予測可能性をもたらす。このことを14の結合季節予測モデルにより検証する。これらはClimate Prediction and its Application to Society (CliPAS, Wang *et al.* 2009)もしくはDevelopment of a European Multimodel Ensemble System for Seasonal to Interannual Prediction (DEMETER, Palmer *et al.* 2004)に参加したもので、モデルにより予測期間が異なるが1980年頃から2000年代までの各年について、5月1日を初期値とするJJA予測を用いる。JJA

月々の北西太平洋(0°-60°N, 100°-160°E)850hPa渦度と熱帯インド洋(10°S-30°N, 40°-120°E)海面水温に対する特異値分解(SVD)解析は、予報シグナル(全モデル平均)・不確実性(各モデルにおけるアンサンブル間のばらつきの全モデル積算)ともに、第1モード(SVD1)としてインド洋-PJ結合モードを抽出する。この類似性は結合モードのモード性に起因する。即ち、晩春のインド洋海面水温偏差は結合モードの初期擾乱となるが、その詳細な時間発展は大気擾乱や大気海洋相互作用の現れ方に依存する。

SVD1に対応する季節平均時系列について、マルチモデル平均予測は観測を相関係数0.72(850hPa渦度)及び0.90(海面水温)で再現する。またこれらのモデル時系列は先行する11月~1月のNiño 3.4海面水温と0.72(850hPa渦度)、0.88(海面水温)の相関係数を示す(以上いずれの相関も信頼限界99%以上で有意)。従ってインド洋-PJ結合モードは、ENSOがその最後の痕跡をインド洋-北西太平洋域に残し、季節予測可能性をもたらすことを可能にしていると言える。

### 6. まとめと議論

インド洋-PJ結合モードはその大気部分としてPJパターンを含み、正の海盆間大気海洋フィードバックにより散逸過程に抗して持続する。このモードはENSOなしでも卓越するが、ENSOはこれを駆動する重要な外力であり、合わせて結合モードはPJパターンの全分散のおよそ3分の2を説明する。

この結合モードは夏季インド洋-北西太平洋域に季節予測可能性をもたらす。ENSOが強制するPJパターンの分散は全体の39%を占め、この部分については高い季節予測性があると言える。加えて、ENSOに強制されない結合変動の寄与がさらに25%あり、これについても季節予測可能性が期待できる。実際、前後にENSOを伴わない5つの



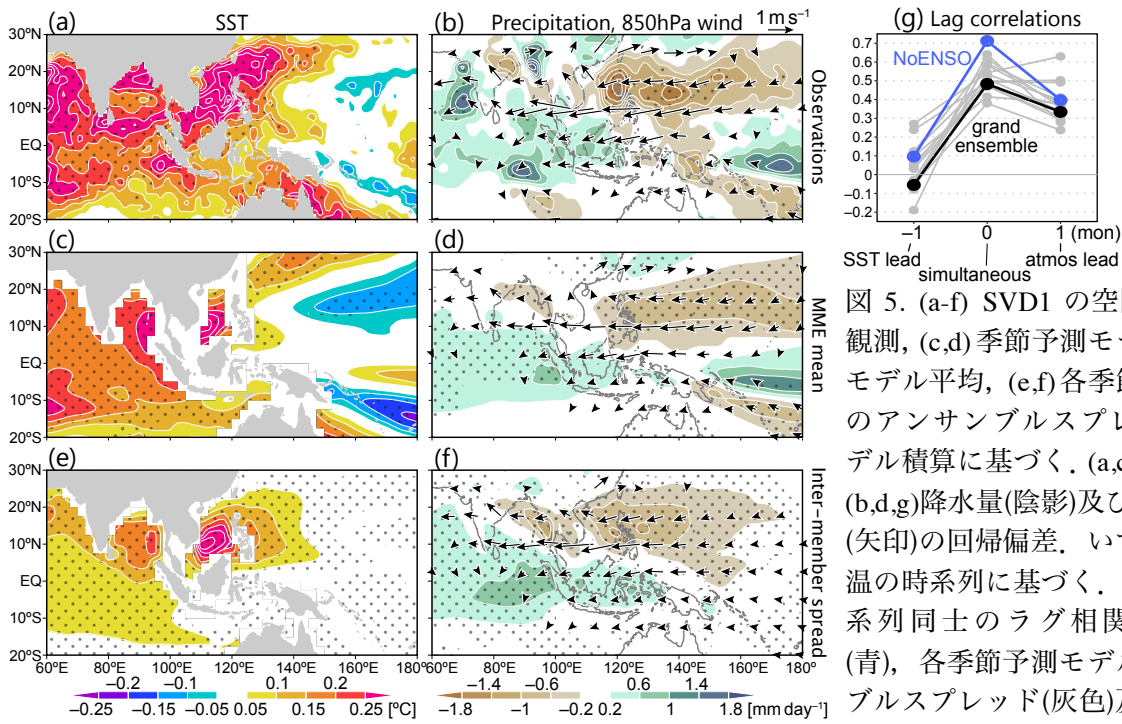


図 5. (a-f) SVD1 の空間構造. (a,b) 観測, (c,d) 季節予測モデルのマルチモデル平均, (e,f) 各季節予測モデルのアンサンブルスプレッドの全モデル積算に基づく. (a,c,e)海面水温, (b,d,g)降水量(陰影)及び 850hPa 風速(矢印)の回帰偏差. いずれも海面水温の時系列に基づく. (g) SVD1 時系列同士のラグ相関. NoENSO (青), 各季節予測モデルのアンサンブルスプレッド(灰色)及びそれらの全モデル積算(黒).

季節平均 PJ 事例 (1986 年, 1990 年, 1993 年, 1994 年, 1996 年) について, 季節予測モデル平均は観測に基づく 850hPa 渦度 PC1 を相関係数 0.85 で再現する. 従って前冬の ENSO だけでなく, 春季における熱帯インド洋海面水温の適切な初期化が夏季北西太平洋・東アジア域の季節予測に寄与すると言える.

インド洋-PJ 結合モードは季節予測の不確実性にも表れる. 一般に予測においては不確実性の評価が重要である. 夏季北西太平洋・東アジア域の季節予測における不確実性評価のために, 結合予測モデルが不可欠であることを本研究は示唆する.

#### 参考文献

Kosaka, Y. & H. Nakamura (2010) Mechanisms of meridional teleconnection observed between a summer monsoon system and a subtropical anticyclone. Part I: The Pacific-Japan pattern. *J. Climate*, **23**, 5085–5108.

Kosaka, Y., S.-P. Xie, N.-C. Lau & G. A. Vecchi (2013) Origin of seasonal predictability for summer climate over the Northwestern Pacific. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, **110**, 7574–7579.

Nitta, T. (1987) Convective activities in the tropical western Pacific and their impact on the Northern Hemisphere summer circulation. *J. Meteor. Soc. Ja-*

*pan*, **65**, 373–390.

North, G. R., T. L. Bell, R. F. Cahalan & F. J. Moeng (1982) Sampling errors in the estimation of empirical orthogonal functions. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 699–706.

Onogi, K. *et al.* (2007) The JRA-25 reanalysis. *J. Meteor. Soc. Japan*, **85**, 369–432.

Palmer, T. N. *et al.* (2004) Development of a European multimodel ensemble system for seasonal-to-interannual prediction (DEMETER). *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **85**, 853–872.

Rayner, N. A. *et al.* (2003) Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century. *J. Geophys. Res.*, **108**, 4407.

Wang, B. *et al.* (2009) Advance and prospectus of seasonal prediction: Assessment of the APCC/CliPAS 14-model ensemble retrospective seasonal prediction (1980–2004). *Climate Dyn.*, **33**, 93–117.

Xie, P. & 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.

Xie, S.-P. *et al.* (2009) Indian Ocean capacitor effect on Indo-western Pacific climate during the summer following El Niño. *J. Climate*, **22**, 730–747.