

多様な ENSO と東アジアの冬季モンスーン

尾瀬 智昭 (気象研究所)

1. はじめに

ENSO はそれ自身が高い季節予測可能性を示すため、これに対する大気への応答は、季節予測の根拠として冬季東アジアの季節予測に対しても利用されている。ENSO の予測は、すでに現業数値予報として成功しているため、次のステップとして、個々の ENSO の特徴を予測することが期待される。

ここで示す観測解析データの統計的研究は、冬季東アジア気候への多様な ENSO の海面水温偏差の影響を知るために実施した。得られた結果は、冬季東アジア気候変動の理解を進め、季節予報の改善のための方策を検討するために役にたつと思われる。

2. 方法

経験的直交関数 (EOF) 解析を、12-2 月平均の赤道域の海面水温年々変動の規格化偏差に対して適用した。範囲は、インド洋 (東経 50 度) から東太平洋 (西経 90 度)、南緯 10 度から北緯 15 度の赤道域、期間は、1980/81-2003/04 の 25 年間。12-2 月平均の赤道域海面水温偏差は、次のように各 EOF に分解できる。

$$SSTA(x, y, year) = \sum_k (C_k(year) \times EOF_k(x, y))$$

赤道域海面水温 EOF と関連する気候場 Ψ (海面水温、降水量、850hPa 気温、200hPa と 850hPa の流線関数) の変動を、線形回帰により評価できる。

$$\Psi(x, y, year) = \sum_k (C_k(year) \times Reg(\Psi, C_k)) + \varepsilon$$

赤道付近の海面水温偏差は、太平洋の ENSO やインド洋ダイポールのように、比較的予測可能性が高く、また、赤道付近の海面水温偏差は、大気への発散場や降水量に影響を与えやすい。統計的な調査であるため、因果関係は考慮されていないので、赤道起源の波の伝搬とともに、中高緯度起源の波の伝搬の影響も含まれている。

3. 結果

3.1 冬季赤道海面水温の年々変動の EOF 解析

図 1 は、赤道海面水温 EOF 解析の 1 から 6 番目に対して、線形回帰によって熱帯域まで範囲を広げて

海面水温の規格化偏差を示したものである。1 番目 (EOF1) は、42.5% の寄与率で、いわば典型的なエルニーニョを表現する。インド洋と日付変更線以東の東太平洋で正偏差に対して、西太平洋で負偏差を示す。これに対して寄与率 15.7% の EOF2 は、赤道では日付変更線上に正のピークがあり、これより西側では負の偏差を示している、中央太平洋中心の ENSO (CP-ENSO) の特徴を持つ。EOF3 では、正偏差は東太平洋の東端にあり、西太平洋の負偏差が日付変更線まで迫っていて、東太平洋中心の ENSO (EP-ENSO) の特徴を強調している。第 4-6 番目の EOF には、それぞれ、海洋大陸東西の偏差、インド洋の南北偏差、インド洋の東西偏差が表れている。

図 2 (左) は、下段に示す EOF1 に対する海面水温規格化偏差の回帰 (相関係数) に加えて、中段に降水量偏差の回帰 (等値線は 850hPa 流線関数偏差の回帰)、上段に 850hPa 気温規格化偏差 (相関係数) (等値線は 850hPa 流線関数偏差の回帰) を示す。赤道沿いの降水量偏差 (中段) は、東太平洋の海面水温正偏差のやや西側の日付変更線付近に位置する。この両半球側には低気圧性の循環偏差が明瞭で、さらに北太平洋の中緯度側には別の低気圧性の循環偏差が確認できる。西太平洋、特に北西太平洋には赤道から離れた緯度に負の降水量偏差が見られるが、これを中心を高気圧性偏差が広がり、そのさらに北側には弱いながらも高気圧性偏差が確認できる。850hPa の気温偏差は、流線関数で表現される水平風からおおむね理解できるように見える。

図 2 (右) は、EOF2 に対する回帰 (および相関) の図を示す。日付変更線の西側で正の降水量偏差があり、その両半球に低気圧性の循環、さらに北側の日本付近には低気圧性の循環が広がる。南シナ海からインド洋では、負の降水量偏差があり、赤道の南北には高気圧性の循環が確認できる。これらの特徴は、EOF1 の赤道太平洋の正の降水量偏差が、EOF2 の日付変更線の東から西へ移動するのに伴い、関係する一連の低気圧性循環偏差、高気圧性循環偏差と気温偏差が西に 40 度程度移動している、として単純化して見ることもできるかもしれない。

EOF1-6に統計回帰した規格化 SST偏差

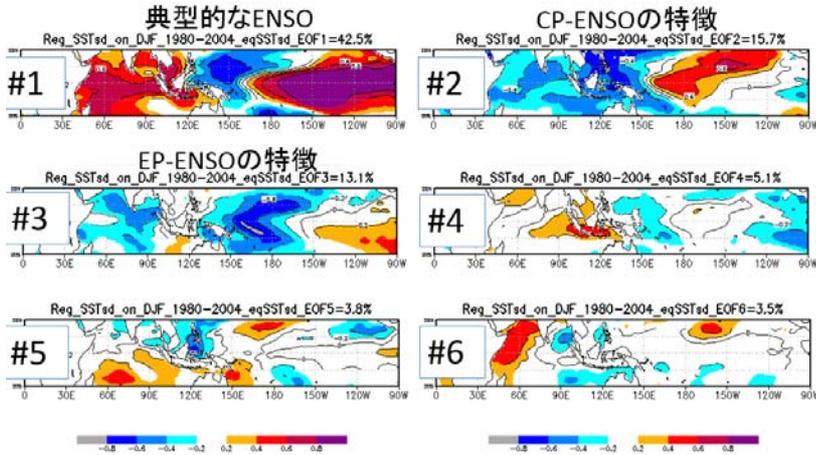


図 1
12-2 月平均の赤道域海面水温の年々変動規格化偏差に対する経験的直交関数 EOF1 から EOF6 を、線形回帰によって熱帯域全体まで拡大。EOF1~EOF6 と海面水温との相関係数になっている。

統計回帰による850hPa気温規格化偏差 (色)

& 850hPa 流線関数偏差 (等値線)
(左: SST_EOF1 右: SST_EOF2)

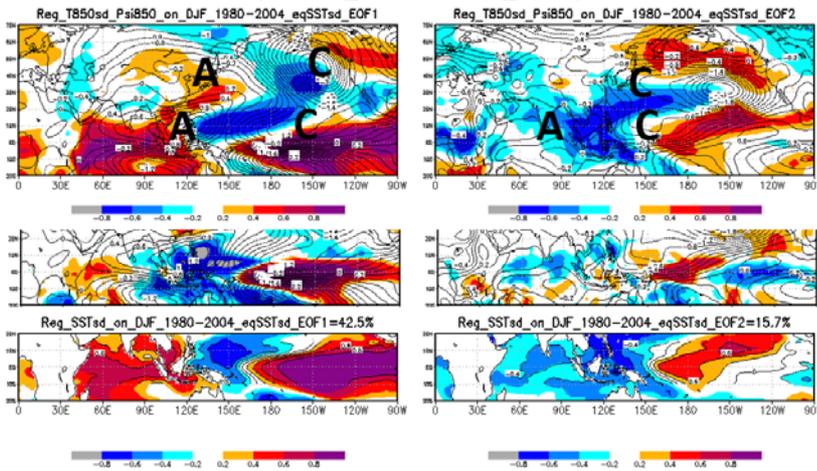


図 2
(左側) 図 1 の EOF1 に対する線形回帰値。(右側) EOF2 の場合。
(上段) 色は、850hPa 気温規格化偏差に対する線形回帰。EOF との相関係数でもある。等値線は、850hPa 流線関数偏差の線形回帰 (単位は $10^6 \text{m}^2/\text{s}$)。
(中段) 色は降水量偏差(単位は mm/day)、等値線は 850hPa 流線関数偏差の線形回帰。
(下段) 色は、海面水温規格化偏差の線形回帰で、図 1 と同じ。

統計回帰による850hPa気温規格化偏差 (色)

& 850hPa 流線関数偏差 (等値線)
(左: SST_EOF3 右: SST_EOF4)

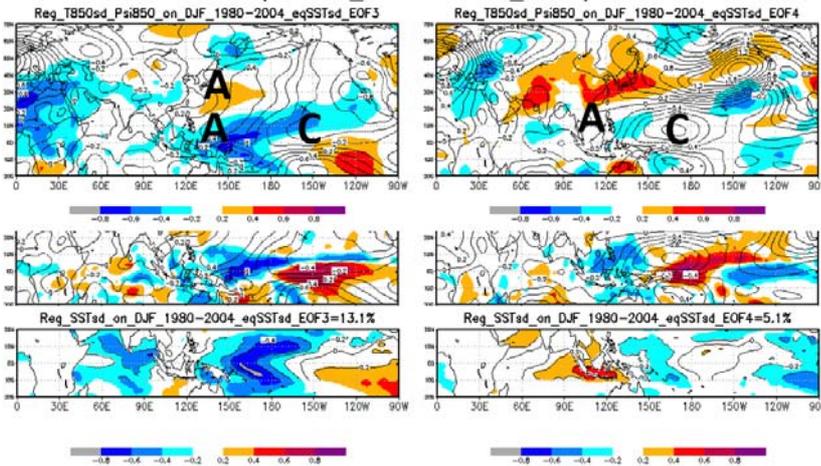


図 3
(左側) 図 1 の EOF3 に対する線形回帰値。(右側) EOF4 の場合。
(上段)(中段)(下段)は、図 2 と同じ。

EOF1>0.5 の年の海面水温偏差をさらにEOF2とEOF3の正負で分ける

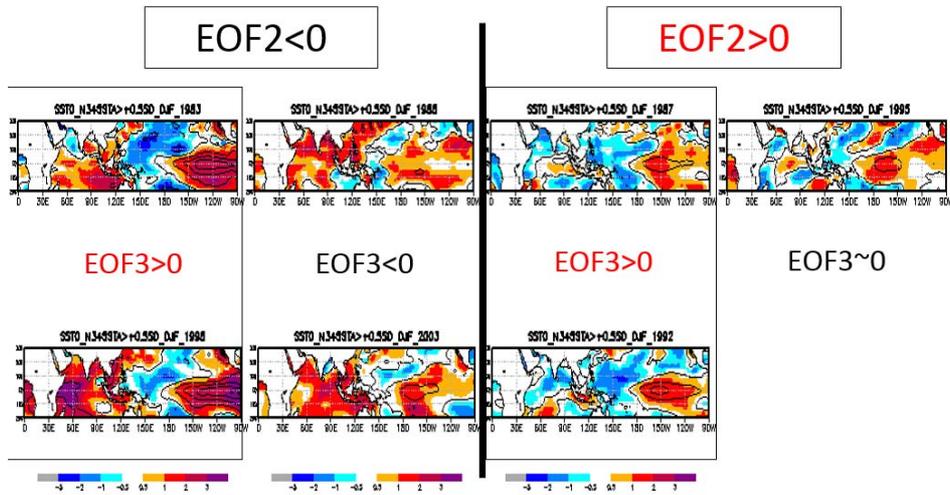


図 4

図 1 の EOF1 の係数が+0.5 以上の冬季(12-2 月)年の海面水温偏差 (°C)。これらの年は、冬季のエルニーニョ 3.4 海域の海面水温偏差が、標準偏差にして 0.5 以上の年と一致。上段の左端から 1982/83、1987/88、1986/87、1994/95 年、下段の左端から 1997/98、2002/03、1991/92 年。図 1 の EOF2 と EOF3 の係数の符号の組み合わせで、図を配置している。

EOF1>0.5 の年の850hPa気温偏差と EOF2-3の符号から期待される特徴 東アジアに南から暖気流

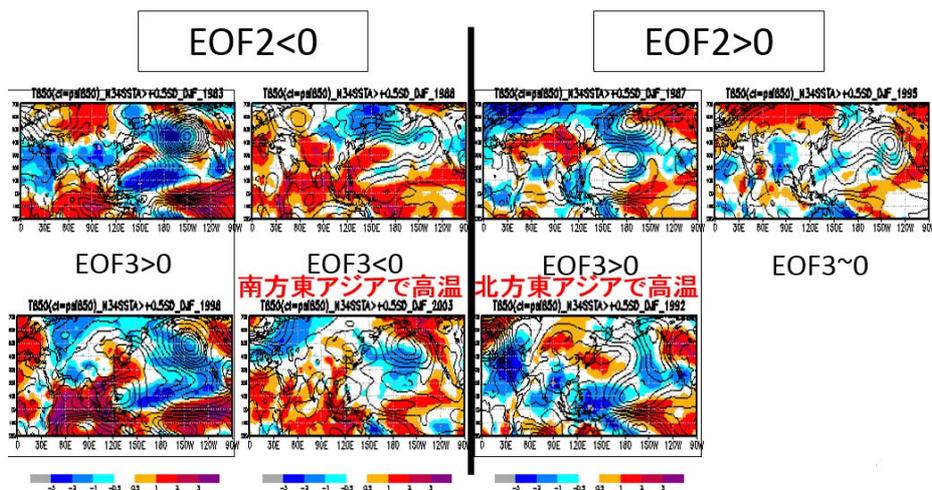


図 5

図 1 の EOF1 の係数が+0.5 以上の冬季(12-2 月)年の 850hPa 気温偏差 (°C)。図の配置は、図 4 と同じ。

図3（左）は、EOF3に対する回帰および相関の図である。ここでは、正の降水量偏差は日付変更線の東で、典型的なエルニーニョの場合よりさらに東側に中心をもって分布し、逆に日付変更線付近まで負の降水量偏差が広がる。これに対応して、北半球熱帯域の西経150度付近には低気圧性の循環偏差が、東経140度付近には高気圧性の循環偏差が認められる。東経140度の日本の東には、図1（左）と同様に高気圧性の循環と高温偏差が見られる。

図3（右）は、EOF4に対する回帰（および相関）の図であるが、日本付近には上位のEOFには見られないような高相関の高温偏差が出ている。ところが、熱帯域における海面水温偏差と降水量偏差の大きさや分布からは熱帯海面水温が原因とする説明は難しくそうである。EOF5やEOF6も同様に思われた。

3.2 多様な冬季エルニーニョ

図4は、EOF1の係数が+0.5以上の冬季(12-2月)年の海面水温偏差を示す。同時に、これらの年は、冬季のエルニーニョ3.4海域の海面水温偏差が、標準偏差にして0.5以上の年と一致する。具体的には、上段の左端から1982/83、1987/88、1986/87、1994/95年、下段の左端から1997/98、2002/03、1991/92年となっている。図4では、これらの冬季年をさらにEOF2の係数の正負で2つに分けて、さらにEOF3の係数の正負で分けて表示している。

EOF2が正である冬季エルニーニョは、CP-ENSOまたは「エルニーニョもどき」(Ashok et al., 2007; Weng et al., 2009)の特徴を持った赤道海面水温偏差になっている。すなわち、中央太平洋で海面水温偏差は高いが、西太平洋と東太平洋で低い。特にEOF3が正である1986/87、1991/92年は西太平洋で強い低温偏差でありインド洋まで広がる。

EOF2が負であり加えてEOF3が正である冬季エルニーニョは、1982/83と1997/98年で、典型的な強いエルニーニョ年の冬季である。西太平洋の低温偏差が強い一方、インド洋では高温偏差となっている。EOF2とEOF3の係数が共に負の場合は、中央太平洋で正偏差のCP-ENSOの傾向があるものの、西太平洋での低温偏差が不明瞭でありインド洋では高温偏差である。

降水量偏差に関しても海面水温偏差と同じような特徴がやや不明瞭ながらも対応して見られる。

3.3 冬季エルニーニョと東アジアの気候

図5は、図4の冬季エルニーニョ年に対応して850hPa気温偏差と850hPaの流線関数偏差を示したものである。EOF2の係数が負である、典型的なエルニーニョ年を含む冬季は、太平洋のみならずインド洋にも高温偏差が広がり、暖気の一部が東南アジアから中緯度の東アジアに広がる。一方、EOF2の係数が正である、CP-ENSOを含むエルニーニョ年では、熱帯域から東アジアに伸びる暖気は見られない。

図2と図3から、EOF2とEOF3の係数が共に負であるエルニーニョ年冬季は東アジア大陸の南方で高温偏差であり、EOF2とEOF3の係数が共に正であるエルニーニョ年冬季は東アジア大陸の北方で高温偏差であることが期待される。図5の850hPa気温偏差を見ると、期待される特徴が確認できるが、物理的に因果関係が説明できるかどうかは、今後調べていきたい。

3.4 多様な冬季ラニーニャ

冬季ラニーニャ年についても、EOF1からEOF3の係数の値にもとづいて分類することが可能である。それぞれに対応する大気偏差の特徴は、エルニーニョ年の場合の符号を逆にした結果になる。おもしろいのは、ラニーニャ年は何年か続くことが多いが、続くラニーニャ年毎に同じ分類、すなわち、EOF1からEOF3の係数の符号が同じ傾向を示すことである。

4. まとめ

12-2月平均の赤道域海面水温規格化偏差の1番目~3番目のEOFは、赤道太平洋の海面水温偏差の経度分布を特徴づける。海面水温偏差の経度分布は、降水量偏差の経度分布、さらには赤道波の大気応答の経度分布に影響し、東アジアの冬季気候変動はこれに敏感であるように見える。

参考文献

- Ashok, K., S. K. Behera, S. A. Rao, H. Weng, and T. Yamagata, 2007: El Nino Modoki and its possible teleconnection. *J. Geophys. Res.*, **112**, C11007.
- Weng, H., S. K. Behera and T. Yamagata, 2009: Anomalous winter climate conditions in the Pacific rim during recent El Nino Modoki and El Nino events. *Climate Dyn.*, **32**, 663-674.