

海上風によって年々変動するインド洋のSSTと ENSOの関係についての研究

名倉 元樹*・根田 昌典*・芹澤 重厚

* 京都大学大学院理学研究科

要 旨

北半球夏季について、北インド洋のSSTの年々変動に対する海上風の影響を評価した。海上風による局所的な熱的強制を評価し、観測のSSTと比較した。その結果、1990年代のエルニーニョの発達期には海上風アノマリーの熱的強制によって南北反対称なSSTアノマリーが生じることが分かった。一方、1980年代のエルニーニョの減衰期には海盆全体のSSTアノマリーが上昇することが分かった。

キーワード: 熱帯インド洋・SST・海上風・ENSO

1. はじめに

インド洋の海面水温 (Sea Surface Temperature, SST) の年々変動はエルニーニョ-南方振動 (El Nino-Southern Oscillation, ENSO) に強い影響を受けると考えられており、エルニーニョ(ラニーニャ)が起こると数ヶ月遅れて北インド洋を中心とした SST が高く(低く)なる傾向がある (Lanzante, 1996)。インド洋の SST の変動にともなって水蒸気の大気への供給量が変化すれば、梅雨前線の活動などを通じて日本の気候に密接に関係する可能性がある。梅雨活動の変化は水不足や集中豪雨など日本の生活環境に直接的に影響する重要な問題である。

一方で、インド洋のモンスーンの年々変動も ENSO と相関関係があることが知られている。エルニーニョが起こった年には、インドモンスーンとオーストラリアモンスーンの降雨量が減少し、大気循環も弱まる傾向がある (Rasmusson and Carpenter, 1983; Shukla and Paolino, 1983; Chen and Yen, 1994)。Webster and Yang(1992) は、特に北半球の夏期には ENSO に関連した大気の循環の年々変動が大きいことを示唆している。

北インド洋の SST と ENSO の関係はインド洋の海上風の年々変動を通じて維持されと考えられてい

る。夏期の北インド洋では海上風が強いため、海洋混合層へのエントレインメント・沿岸湧昇・エクマン流による熱移流・潜熱フラックスの効果によって SST が冷却される (McCreary and Kundu, 1988; McCreary et al., 1993)。Klein et al.(1999)は、エルニーニョが起こるとインドモンスーンに伴う海上風が弱まるため、夏期の冷却が弱まり正の SST アノマリーが生じることを報告している。彼らはこのようなメカニズムを「大気の架け橋」と呼んでいる。

一方、インド洋には固有の内部モードが存在することも示唆されている (Saji et al., 1999; Webster et al., 1999)。このような変動はインド洋のダイポールモードと呼ばれており、東西に反対称な SST アノマリーの分布をとまなうことが特徴である。Saji et al.(1999)と Webster et al.(1999) は、ダイポールモードの指標と ENSO の相関関係が有意ではないことから、ダイポールモードは ENSO から独立であると結論している。

しかし、「大気の架け橋」とダイポールモードには共に明確ではない点がある。「大気の架け橋」については、北インド洋の SST が ENSO の生じた時に常に正アノマリーであるとは限らず、エルニーニョが生じたにも関わらず北インド洋の SST が高くない年があることも指摘されている (Klein et al., 1999)。

一方、ダイポールモードについては、1997年にはエルニーニョの影響で東西反対称な SST アノマリーが発達したことが報告されており (Ueda and Matsumoto, 2000), ENSO から独立ではない可能性も示唆されている。

これらの事実は、「大気の架け橋」が今まで考えられていたものとは異なったメカニズムで働いている可能性を示している。我々は、夏期の海上風が SST の年々変動を強制する効果が高いことに注目し、まずこの季節の海上風の年々変動と ENSO の関係について調べた (名倉ら, 2003)。その結果、夏期の海上風の年々変動には二つの成分があることが明らかになった。一方の成分はエルニーニョの発達期に南風アノマリーになる傾向があり、1990年代には強く発達するものの1980年代にはほとんど発達しない。他方の成分はエルニーニョの減衰期に北風アノマリーになる傾向があり、1980年代に発達し1990年代には振幅が小さい。このように、ENSO との関係が異なる二つの成分が同時に存在し、かつそれぞれの強さが年によって異なるために、一見不規則な関係のように見えるのではないかという結論が得られた。

そこで、今回の報告では、海上風の年々変動の二つの成分が北インド洋の SST に与える影響を評価し、北インド洋の SST と ENSO の関係に見られる不規則性を海上風の年々変動によって説明することを目的とする。以下、2. で用いたデータを記述する。3. で結果を示す。4. で得られた結果をまとめ、議論を行う。

2. データ

SST データは National Centers for Environmental Prediction (NCEP) Reynolds Optimally interpolated Sea Surface Temperature (Reynolds SST, Reynolds and Smith, 1994) の月平均値を用いた。空間解像度は $1^\circ \times 1^\circ$ である。また、NCEP / National Center for Atmospheric Research (NCAR) が提供している再解析データ (Kalnay et al., 1996) の海上風と 2 m の比湿の月平均値を使用した。NCEP 再解析データの空間解像度は東西ともに 2.5° である。

これらのデータの 1982 年から 2001 年までの値を用いた。6 月-8 月平均値を夏期の平均値として解析に使用した。アノマリーは 1982 年から 2001 年までの平均値からの偏差として定義した。

3. 結果

名倉ら(2003)によって得られた、夏期の海上風アノ

マリーを EOF 展開した第 1 モードと第 2 モードを Fig.1 に示す。第 1 モードは海盆の南側で南東風アノマリー、北側で南西風アノマリーを持つことが特徴である。このモードは 1980 年代には振幅が弱く、1990 年代に強く発達する特徴がある。第 2 モードは海盆の全体で南西風アノマリーを持ち、1980 年代は振幅が大きいのにに対して 1990 年代には振幅が小さくなる傾向がある。名倉ら (2003) は海上風の二つのモードと Nino3 領域 (西経 $150^\circ-90^\circ$, 南緯 $5^\circ-5^\circ$) の SST アノマリーを比較し、第 1 モードがエルニーニョの発達期に南風アノマリーに、第 2 モードがエルニーニョの減衰期に北風アノマリーになる傾向があることを示した。また、OLR・気圧アノマリーとの比較から、これらのモードは大気の大気対流や気圧の変動と整合性があることを示している。

これらの海上風アノマリーのモードが海洋混合層に対して与える局所的な熱的強制を次の式によって評価した。

$$\rho_a L C_E (q_s - q_a) \cdot (|U_{clm} + U_{1st}| - |U_{clm}|) + \rho_s c_p v_{1st} \cdot \nabla SST$$

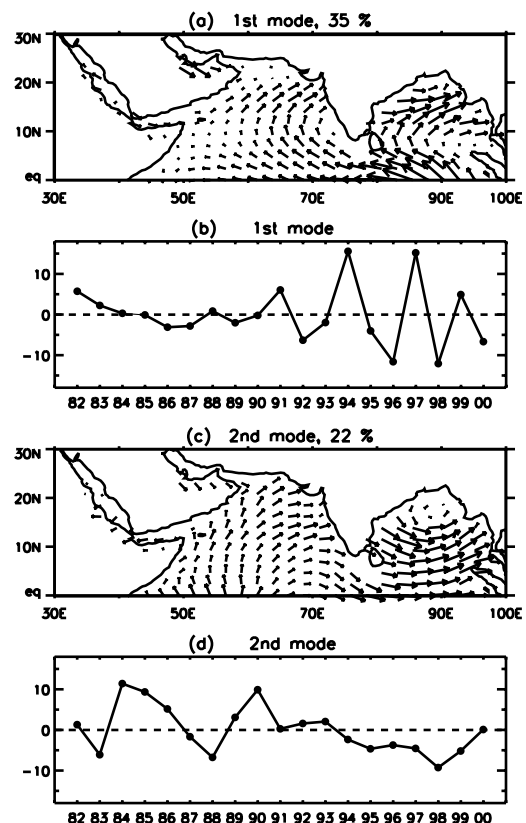
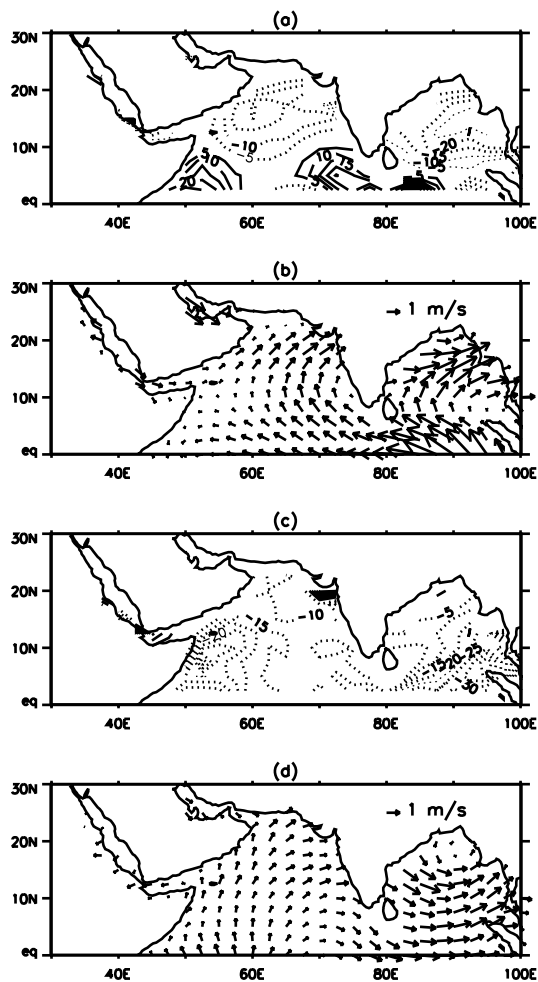


Fig.1 (a) The spatial pattern and (b) time sequence of the first mode of the sea surface wind anomaly. (c) and (d) are same as (a) and (b), but of the second mode. (after Nagura et al. 2003).



ここで、 ρ_a は大気密度であり 1.225 kg m^{-3} である。 L と CE は凝結による潜熱放出とバルク定数であり、それぞれ $2.453 \times 10^6 \text{ J kg}^{-1}$ と 1.15×10^{-3} とした。 q_s は海面における比湿で、SST から Curry and Webster (1999) の多項式を用いて計算した。 q_a は NCEP 再解析データから得た海上 2 m における比湿を表している。上付きの線は夏期の気候値であることを表している。 U_{clm} と U_{1st} はそれぞれ夏期の気候学的な海上風ベクトルと海上風アノマリーの第 1 モードから再構成された風アノマリーベクトルを表している。 ρ_s と c_p は海水の密度と比熱であり、それぞれ 1025 kg m^{-3} と $4.18 \times 10^3 \text{ J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}$ を使用した。 v_{1st} は海上風アノマリーの第 1 モードから計算したエクマン輸送量を表す。エクマン輸送量は Large and Pond (1981) のバルク公式を用いて海上風から計算した。夏期の北インド洋では混合層の厚さは 60 m 程度であり (Rao et al., 1989), エクマン層より十分厚いと考えられる。 ∇SST は SST の水平勾配を表している。上の式の第 1 項は、第 1 モードの風アノマリーによって風速が変化し、そのことによって生じた潜熱フラックスア

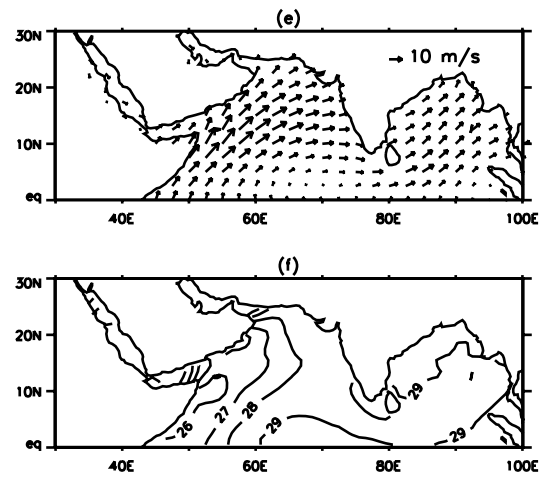


Fig.2 (a) Thermal forcing (Wm^{-2}) due to the first mode of the surface wind anomaly in 1994. Positive (Negative) values are shown by line (dotted line). (b) The wind vector anomaly of the first mode in 1994. (c) Thermal forcing due to the second mode of the surface wind anomaly in 1983. (d) The wind vector anomaly of the second mode in 1983. (e) Climatological surface wind during June - August. (f) Climatological SST during June - August.

ノマリーを表す。第 2 項は第 1 モードの風アノマリーによって引き起こされたエクマン輸送量による水平熱移流の収束・発散を表す。海上風アノマリーの第 2 モードによって生じる熱的強制についても同様の方法で評価した。

Fig.2a に風アノマリーの第 1 モードが引き起こす熱的強制を示す。南北に反対称な空間パターンと、符号が 10°N 付近で反転することが特徴である。第 1 モードの風アノマリー (Fig.2b) と気候学的な風ベクトル (Fig.2e) の比較から、海盆の北側の南西風アノマリーが風速を強化しており、潜熱フラックスが増加して冷却が生じていると考えられる。海盆の南側の南東風アノマリーは風速を弱めるため、この海域では潜熱フラックスの減少によって加熱アノマリーが生じる。アラビア海南西部では、弱い北東風アノマリーが岸向きのエクマン輸送量を引き起こす。アラビア海南西部では沿岸湧昇の影響で西側より東側で SST が高い (Fig.2f)。このため、岸向きの流れが熱を移流することによって加熱が生じる。

第 2 モードの風アノマリーが引き起こす熱的強制、および第 2 モードの風アノマリーを Fig.2c と Fig.2d に示す。第 1 モードとは対照的に、第 2 モードの風は海盆全体を冷却する。これは、南西風アノマリーが風速を強化し、潜熱フラックスが増加するためである。特に、アラビア海西部で生じる強い冷却は、

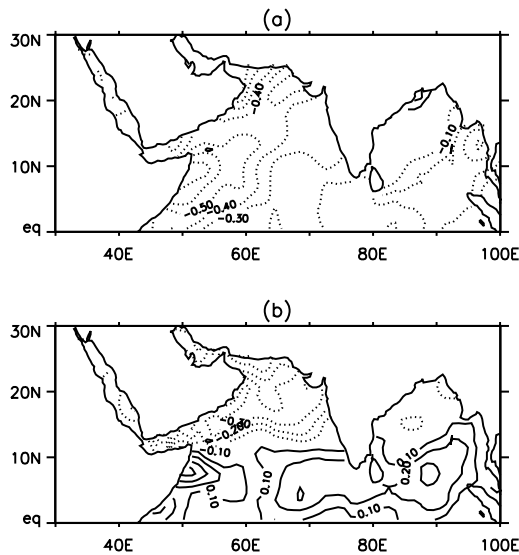


Fig.3 (a) Spatial pattern of the first mode of the time change of the SST anomaly. Positive (Negative) values are shown by the solid line (dotted line). Zero line is omitted. (b) Same as (a), but for the second mode.

潜熱フラックスの増加に加え、南西風アノマリーによって生じた沖向きの流れが熱を移流することによって冷却が生じるためである。このように、風アノマリーの二つのモードは全く異なるパターンの熱的強制を引き起こす。

これらの熱的強制が現実的な水温変動に対応しているかどうか調べるため、SST の観測値の夏期の変化量を EOF 解析によって分解した。夏期の変化量は 9 月と 5 月の値の差として計算した。得られた第 1 モードと第 2 モードの空間分布を Fig.3 に示す。第 1 モードは海盆全体で SST アノマリーが上昇・下降する変動を表しているのに対し、第 2 モードは南北に反対称な構造が特徴である。以後、これらのモードを、それぞれ SST の海盆モードおよび南北反対称モードと呼ぶ。海盆モードと南北反対称モードの寄与率はそれぞれ 34% と 16% である。

SST の南北反対称モードは風アノマリーの第 1 モードの熱的強制と整合性のある空間分布を持つ (Fig.2a と Fig.3b)。南北に反対称な構造、および符号が 10°N 付近で反転することが特徴である。これらの特徴を考慮して、次のように指標を作成した。風アノマリーの第 1 モードの熱的強制の 10°N から 20°N までの平均値と赤道から 10°N までの平均値の差を計算し、混合層深を 60m として SST の変化量に換算した。混合層深が 60m であるという仮定は、Rao et al.(1989)の観測的な研究と整合性がある。一方、SST

の南北反対称モードを用いて同じ緯度帯における SST 変化量の南北差を計算した。これらの時系列を Fig.4a に示した。

一方、SST の海盆モードは海盆全体に広がる空間分布を持ち、特にアラビア海西部で大きな振幅を持つ (Fig.3a)。これは、風アノマリーの第 2 モードの熱的強制と良く似た空間分布である。これらの空間パターンを踏まえて、風アノマリーの第 2 モードの熱的強制を海盆全体で平均し、混合層深を 60m として SST の変化量に換算し、時間発展を Fig.4b に示した。SST の海盆モードを用いて SST の変化量の海盆全体

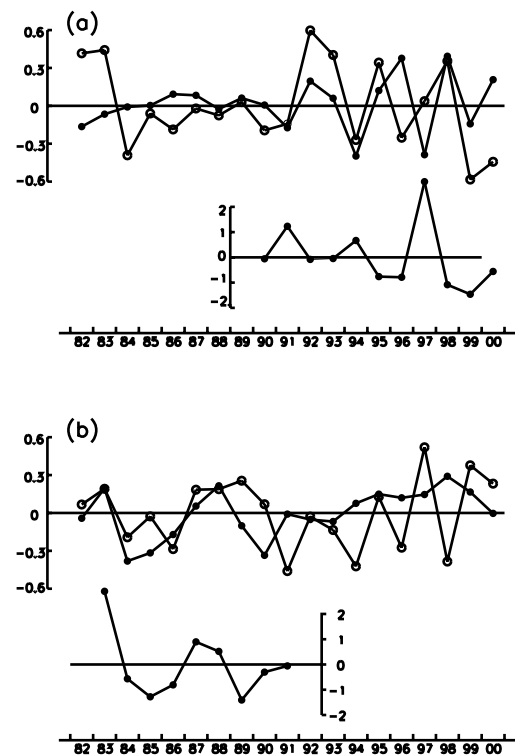


Fig.4 (a) Time series of the SST anomaly caused by the wind anomaly of the first mode (closed circle) and the meridionally antisymmetric SST mode (open circles). Unit is $^{\circ}\text{C}$ (3 month) $^{-1}$. The Nino3 SST anomalies during December - February in 1990's are plotted in the lower line. The Nino3 SST anomaly averaged from December 1990 to February 1991 is plotted for 1990, and so on for the other years. (b) Time series of the SST anomaly caused by the wind anomaly of the second mode (closed circle) and the basinwide SST mode (open circles). The Nino3 SST anomaly during December - February in 1980's is plotted in the lower line with one year lag; The Nino3 SST anomaly averaged from December 1982 to February 1983 for example is plotted for 1983, and so on for the other years.

の平均値を計算し、比較した。

SST の南北反対称モードの時間発展は、1982 年、1983 年、1984 年を除けば、1980 年代に振幅が小さく 1990 年代に振幅が大きいという特徴がある。この 1980 年代と 1990 年代の振幅のコントラストは SST の南北反対称モードと風アノマリーの第 1 モードに共通の特徴である。これら二つの時系列の間には 1990 年代に正相関の傾向があり、振幅も同程度である(1996 年、1997 年、2000 年を除く)。このことから、SST の南北反対称モードの 1990 年代の変動は風の第 1 モードの熱的強制によって生じていると考えられる。一方、SST の海盆モードと風アノマリーの第 2 モードから推定された SST 変化は 1980 年代に正の相関関係を持つ傾向がある (Fig.4b)。これらのモードもほぼ同程度の振幅であった。1990 年代は SST の海盆モードと風アノマリーの第 2 モードの間には相関関係が見られない。1980 年代に見られる二つの時系列の相関関係から、この期間の SST の海盆モードは風アノマリーの第 2 モードの熱的強制によって生じると考えられる。このように、風アノマリーの二つのモードはそれぞれ主に 1980 年代と 1990 年代に発達するため、この二つの期間で異なる空間分布を持つ SST アノマリーの変動が生じる。

インド洋の海面温度の二つのモードは夏期の海上風アノマリーの主要なモードに対応して引き起こされていると考えられるので、これらのモードと ENSO の関係は海上風と ENSO の関係に従うと予想される。風アノマリーの第 1 モードは 1990 年代に卓越する。この時期の Nino3 SST アノマリーとの関係を Fig.4a に示した。SST の南北反対称モードと Nino3 SST アノマリーの間には負の相関が見られる。ENSO の発達期に南風アノマリーが強化されて、その結果として海面温度のアノマリーを強制するというメカニズムの存在が確認できたと考えられる。第 1 モードとは対照的に、風アノマリーの第 2 モードは 1980 年代に ENSO の減衰期と関連した変動を示す。対応をわかりやすくするために、Fig.4b に 1980 年代の Nino3 SST アノマリーをインド洋水温アノマリーに一年遅れさせて表示した。一年遅れの Nino3 SST アノマリーは、風アノマリーの第 2 モードの熱的強制および SST の海盆モードと正の相関関係を持つ。つまり、1980 年代にはエルニーニョの減衰期に第 2 モードが北風アノマリーになるため、海盆全体で加熱が生じ SST アノマリーが上昇する。

これらのことから、SST アノマリーの変化量の二つのパターンが風アノマリーの二つのモードによって ENSO と関連付けられることが分かった。

4. まとめと議論

これまで、北インド洋の SST の年々変動と ENSO の関係の不規則性は明らかになっていなかった。名倉ら(2003) では、海上風が SST の変動に強い影響を与えることに注目し、北インド洋の夏期の海上風と ENSO の関係の不規則性を明らかにした。本研究では海上風の年々変動が北インド洋の SST に与える影響を調べた。

名倉ら(2003) に従い、NCEP 再解析データから得られた海上風アノマリーの 6-8 月平均値を EOF 展開し、第 1 モードと第 2 モードを抽出した。第 1 モードは海盆の南側で南東風アノマリー、北側で南西風アノマリーを持ち、1980 年代にはほとんど発達しないものの 1990 年代に強く発達する。一方、第 2 モードは海盆全体で南西風アノマリーを持ち、1990 年代よりも 1980 年代に振幅が大きい。第 1 モードはエルニーニョ(ラニーニャ)の発達期に南風(北風)アノマリーになり、第 2 モードがエルニーニョ(ラニーニャ)の減衰期に北風(南風)アノマリーになる。

これらの海上風のモードの局所的な熱的強制と Reynolds SST から得た夏期の SST アノマリーを比較した。海上風アノマリーによる局所的な熱的強制は風速の変化による潜熱フラックスアノマリーとエクマン輸送による熱移流によって評価した。その結果、海上風アノマリーの第 1 モードは南北反対称な SST アノマリーの変化を引き起こすことが分かった。つまり、海盆の北側の南西風アノマリーが SST を冷却し、南側の南東風アノマリーが SST を加熱する。1980 年代のエルニーニョの発達期に第 1 モードが南風アノマリーになる傾向があるため、この時期に南北反対称な SST アノマリーの変化が生じることが分かった。一方、第 2 モードの南西風アノマリーは海盆全体を冷却し、SST アノマリーを下降させることが分かった。このような変動は 1980 年代のエルニーニョの減衰期に生じる。

このように、海上風アノマリーの二つの成分を考慮することによって、北インド洋に生じる SST アノマリーに見られる主要な二つの空間構造を説明することができた。各々のパターンは ENSO と対照的な関係を持ち、それぞれが異なる時期に発達するため、ENSO との関係に見かけ上の不規則性が生じると考えられる。

本研究の結果は、北インド洋の夏期の SST アノマリーの変動のパターンが海面熱フラックスでよく説明できることを示している。しかし、それでは説明できない SST の変動も一部に見られた。海上風アノマリーの第 2 モードによって生じる海面熱フラック

スでは1990年代に見られる海盆全体で一様な SST アノマリーの変動を説明できない (Fig.4)。1990 年代のこのパターンの SST アノマリーの変動には、海洋内部の変動が寄与している可能性が考えられる。このような問題を解決するためには、混合層の熱収支を詳細に解析する必要がある。

夏期の年々変動が他の季節の変動とどのような関連があるのか、ということについては今後さらに研究が必要である。夏期から秋期にかけての時間的推移に注目するために、海上風の第1モードの卓越する1990年代において、Nino3における水温アノマリーが大きい7年分のデータを用いて秋期のOLRと海上風アノマリーの合成図を作成した(Fig.5a)。OLRアノマリーはインドネシア多島海域で正の値、インド洋南西部で負の値を示しており、インド洋赤道部に東風アノマリーが発達する。SSTアノマリーの合成図は、インド洋東部赤道域で負のアノマリー、西部で正のアノマリーが発達することを示している(Fig.5b)。このような東西反対称なパターンは、Saji et al.(1999)やWebster et al.(1999)が指摘したダイポールモードと良く似ているが、アノマリーの大きさは東

部インド洋に偏っている。このように、1990年代のENSOの発達期には、夏期に海上風アノマリーの第1モードが発達し、秋期に東部の強い水温アノマリーを誘発する傾向が強い。夏期の海面における熱的な強制は南北に逆符号であり、低緯度域では東西共に水温アノマリーを下降させる方向に働いていたが、赤道域東部 SST の負のアノマリーは発達し、西部の SST アノマリーは抑制される様子が現れている (Fig.5b)。

Fig.5cは春期のOLRと海上風アノマリーの、1980年代のENSOの減衰期に関する合成図である。OLRは北インド洋で正、南インド洋で負の南北に反対称なパターンを示しており、赤道域に北風アノマリーが発達する。これは、Kawamura et al.(2001)の結果と整合性がある。対照的に、SSTアノマリーは南北共に正アノマリーであり、海上風アノマリーはKawamura et al.(2001)の指摘するようなインド洋の海面温度の赤道非対称性によって駆動されたものではないように見える。大気力学高度アノマリーの南北反対称性から北インド洋海盆全体で北風アノマリーが卓越する様子がみられるが、これによって北海

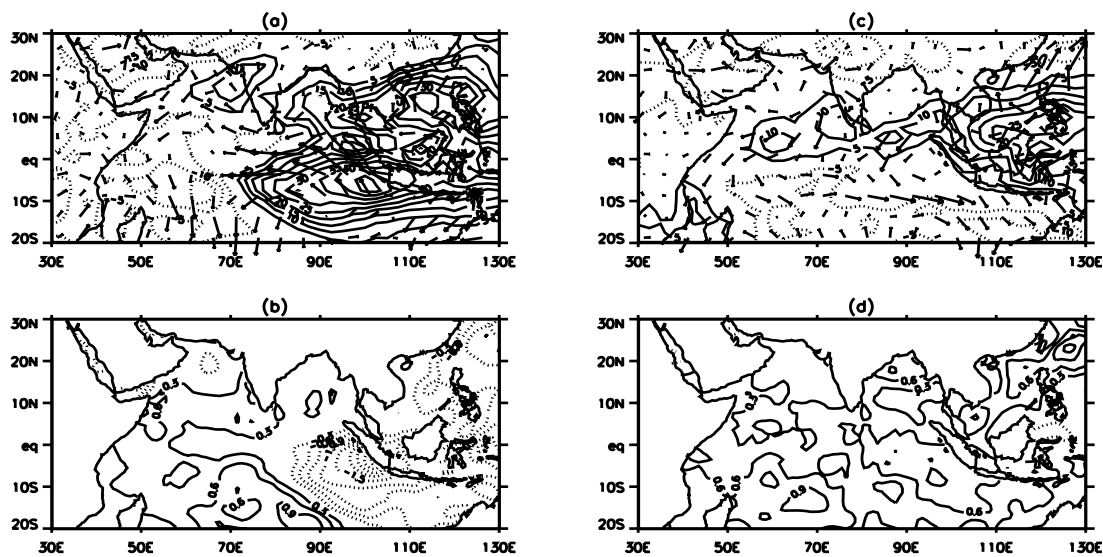


Fig.5 (a) The composite map of the OLR and surface wind anomalies averaged during September to November, based on the development phase of ENSO in 1990's. The difference of the mean values between El Nina and La Nina is shown as the composite. The decay phase of El Nino (La Nina) includes 1991, 1994 and 1997 (1995, 1996, 1998 and 1999). Positive (Negative) OLR anomalies are shown by the solid (dotted) lines. Arrows denotes the surface wind anomalies. (b) Same as (a), but for the SST anomalies averaged during November to December. (c) The composite map of the OLR and surface wind anomalies averaged during March to May, based on the decay phase of ENSO in 1980's. The development phase of El Nino (La Nina) includes 1983, 1987 and 1988 (1984, 1985, 1986 and 1989). (d) Same as (c), but for the SST anomalies averaged during March to May.

盆全体で正の SST アノマリーが発達する(Fig.5d)。つまり、海上風の第2モードが卓越するような年の ENSO の減衰期には、春期から夏期の海上風アノマリーは持続性を持つが、インド洋内部の海面温度の赤道反対称性に駆動されたものではないことが示唆される。

このように、エルニーニョ/ラニーニャの起こった年の夏期を中心として海上風と海面温度のアノマリーには持続性があることが示唆されたが、それらを維持する物理過程は、これらに似た空間パターンの変動に対して従来指摘されてきたものとは異なっているようである。今後はさらに時間発展をより詳細に解析し、各季節ごとのアノマリーと時間変化が、一年を通じてどのような持続性を持つのかを明らかにする予定である。

謝 辞

データの解析と計算には the library of the In-teractive Data Language (IDL)を使用しました。この研究は文部科学省の科学研究費補助金（若手研究(B)14740275）による補助を受けて行われたものです。

参考文献

- 名倉元樹・根田昌典・久保田拓志・寺尾徹
(2003):インドモンスーンによって年々変動するインド洋の SST と ENSO の関係についての研究, 京都大学防災研究所年報, 第46号B-1.
- Chen, T.-C., and Yen M.-C. (1994): Interannual Variation of the Indian Monsoon Simulated by the NCAR Community Climate Model: Effect of the Tropical Pacific SST, *J. Climate*, Vol.7, pp. 1403-1415.
- Curry, J.A., and Webster, P.J. (1999): *Thermodynamics of Atmosphere and Oceans*, Academic Press, pp. 112-114.
- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woolen, J., Zhu, Y., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Higgins, W., Janowiak, J., Mo, K.C., Ropelewski, C., Wang, J., Leetmaa, A., Reynolds, R., Jenne, R., and Joseph, D. (1996): The NCEP / NCAR 40-year re-analysis project, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, Vol.77, No.3, pp. 437-471.
- Kawamura, R., Matsuura, T., and Iizuka, S. (2001): Role of equatorially asymmetric sea surface temperature anomalies in the Indian ocean in the Asian summer monsoon and El Nino-Southern Oscillation coupling, *J. Geophys. Res.*, Vol.106, No.D5, pp. 4681-4693.
- Klein, S.A., Soden, B.J., and Lau N.-C. (1999): Remote sea surface temperature variations during ENSO: Evidence for a tropical atmospheric bridge, *J. Climate*, Vol.12, pp. 917-932.
- Lanzante, J.R. (1996): Lag relationships involving tropical sea surface temperatures, *J. Climate*, Vol.9, pp. 2568-2578.
- Large, W.G., and Pond, S. (1981): Open ocean momentum flux measurements in moderate to strong winds, *J. Phys. Oceanogr.*, Vol.11, pp. 324-336.
- McCreary, J.P., Jr, and Kundu, P.K. (1988): A numerical investigation of the Somali current during the southwest monsoon, *J. Mar. Res.*, Vol.46, pp. 25-58.
- McCreary, J.P., Jr, Kundu, P.K., and Molinari, R.L. (1993): A numerical investigation of dynamics, thermodynamics and mixed-layer processes in the Indian ocean, *Prog. Oceanog.*, Vol.31, pp. 181-244.
- Rao, R.R., Molinari, R.L., and Festa J.F. (1989): Evolution of the Climatological Near-Surface Thermal Structure of the Tropical Indian Ocean 1. Description of Mean Monthly Mixed Layer Depth, and Sea Surface Temperature, Surface Current, and Surface Meteorological Fields, *J. Geophys. Res.*, Vol.94, No.C8, pp. 10,810-10,815.
- Rasmusson, E.M., and Carpenter, T.H. (1983): The Relationship Between Eastern Equatorial Sea Surface Temperature and Rainfall over India and Sri Lanka, *Mon. Wea. Rev.*, Vol.111, pp. 517-528.
- Reynolds, R.W., and Smith, T.M. (1994): Improved global sea surface temperature analysis using optimum interpolation, *J. Climate*, Vol.7, pp. 929-948.
- Saji, N.H., Goswami, B.N., Vinayachandran, T., Yamagata, T. (1999): A dipole mode in the tropical Indian Ocean, *Nature*, Vol.401, No.6751, pp. 360-363.
- Shukla, J., and Paolino, D.A. (1983): The Southern Oscillation and Long-Range Forecasting of the Summer Monsoon Rainfall over India, *Mon. Wea. Rev.*, Vol.111, pp. 1830-1837.
- Ueda, H., and Matsumoto, J. (2000): A possible Triggering Process of East-West Asymmetric Anomalies over the Indian Ocean in Relation to

- 1997/98 El Nino, J. Meteor. Soc. Japan, Vol.78, No.6, pp. 803-818.
- Webster, P.J., and Yang, S. (1992): Monsoon and ENSO: Selectively interactive System, Quart. J. Roy. Meteor. Soc., Vol.118, pp. 877-926.
- Webster, P.J., Moore, A.W., Loschnigg, J.P., and Leben, R.R. (1999): Coupled ocean-atmosphere dynamics in the Indian ocean during 1997-1998, Nature, Vol.401, pp. 356-360.

The Relationship between the Interannual Variation of the Indian Ocean SST Induced by the Surface Wind and ENSO

Motoki NAGURA*, Masanori KONDA*, Shigeatsu SERIZAWA

* Department of Geophysics, Graduate School of Science, Kyoto University

Synopsis

The influence of the sea surface wind on the interannual variation of the SST in the north Indian Ocean is evaluated during boreal summer. The local thermal forcings due to the sea surface wind anomaly are estimated, and compared with the observed SST. The result shows that the sea surface wind anomaly causes the meridionally antisymmetric pattern of the SST anomaly during the development phase of El Nino in 1990's. In 1980's, the SST anomaly increases over the whole north Indian Ocean due to the wind anomaly during the decay phase of El Nino.

Keywords: Tropical Indian ocean, SST, sea surface wind, ENSO