

夏季のインド洋 SST が日本に与える影響について

平原 翔二・後藤 敦史・前田 修平（気象庁 地球環境海洋部 気候情報課）

1. はじめに

現在、気象庁では、2009 年7月開始予定の熱帯域海洋変動監視予測情報*に向けた準備を進めている。これまで気象庁では、気候変動や日本の異常天候の監視・予測を目的としてエルニーニョ監視速報を毎月発表してきた。これに代わる熱帯域海洋変動監視予測情報では、監視・予測の対象海域を従来の太平洋熱帯域東部に加えて、太平洋熱帯域西部やインド洋熱帯域にまで広げる予定である。ここでは、情報の提供開始に向けた調査の一環として、インド洋 SST の海盆スケール変動と日本の天候との間に有意な関係を得たので報告する。

夏季(6~8月)インド洋熱帯域 SST の第1主成分ベクトルとして、海盆スケールで同符号に変動するモード(以後、IOPC1)が得られる。IOPC1 のスコアは、前冬(12~2月)の NINO3.4 の SST と高い相関を持ち、時系列の経年変動の大部分は ENSO に遅れたインド洋の応答として説明できることが知られている(Klein et al., 1999, Xie, Annamalai et al., 2002)。一方、第2主成分としては、インド洋ダイポール現象(Saji et al., 1999, Saji and Yamagata, 2003)としてよく知られたモードが得られる。インド洋ダイポールモード現象が夏季東アジアの気候へ与える影響に関する研究は多くなされている(例えば Guan and Yamagata, 2003, Hong et al., 2008)が、ここでは第1モードに着目した調査を行った。

エルニーニョ現象の翌夏の循環場の特徴として、北西太平洋域の下層高気圧性偏差が顕著であるが、Xie et al., 2008 では、インド洋 SST の海盆スケールの高温偏差がこの高気圧性偏差の持続・強化に寄与するメカニズムを提唱した。インド洋の海盆スケールの高 SST 偏差への定常応答として Matsuno-Gill 応答が現れ、イン

ド洋の東側では、ケルビン波に伴う下層の東風偏差がフィリピン付近の下層発散を引き起こし、エクマンパンピング的にこの領域の対流活動を抑制することで北西太平洋高気圧の強化に寄与する。彼らはこのメカニズムを K-WIED(Kelvin Wave Induced Ekman Divergence)と呼んでいる。

Xie et al., 2008 ではエルニーニョ現象の影響が翌夏まで及ぶメカニズムに関する調査がなされたが、本研究ではインド洋の SST に着目し、北西太平洋域の下層高気圧性偏差が日本の天候へ及ぼす影響を調査する。1点目として、北西太平洋の SLP 偏差が、モンスーントラフの張り出しにも影響を及ぼすことが期待されることから、台風の発生数について調査する。2点目として、日本の地上気象要素への影響を調査する。

2. 調査方法

はじめに、経年トレンドを除去した夏季インド洋 SST に対して主成分分析を行い、海盆スケール変動を抽出した。次に、抽出された海盆スケール変動と大気循環場との関係を見るため、第1主成分スコアの時系列(IOPC1)と循環場の相関係数の分布を調べた。インド洋 SST と北西太平洋域 SLP に対しては、これに加えて SVD 解析を行い、両者の関係を確認した。その後、IOPC1 のスコアの大小をもとに合成図解析を行い、インド洋 SST の海盆スケール変動と台風発生数、日本の地上気象要素との関係を調査した。

3. 調査に用いたデータ

大気要素には JRA-25/JCDAS(Onogi et al., 2007)、OLR には NOAA の Interpolated OLR(Liebmann and Smith, 1996)、SST には COBE-SST(Ishii et al., 2005)を用いた。台風の発生数には気象庁台風センターの所有するベストトラックデータを用い、TD が TS に変化した

*2008 年 11 月の時点での予定名称。

日時・場所を台風の発生日時・場所として扱った。ただし、気象庁の台風追跡領域(EQ-60N, 100E-180E)の外から進入した台風についてはカウントしなかった。

日本の地上気象要素(気温・降水量・日照時間)には、網走・根室・寿都・山形・石巻・伏木・長野・水戸・飯田・銚子・境・浜田・彦根・宮崎・多度津・名瀬・石垣島の17地点の観測値を選んだ。これら17地点の観測値は均質性が長期間維持され、かつ都市化などによる環境の変化が比較的少ないとされている(気象庁, 2007)。

SST、大気循環場および地上気象要素には6~8月の3か月平均値を用い、台風発生数は3か月合計値を用いた。インド洋熱帯域のSSTは昇温トレンドが大きいため、解析前にあらかじめグリッド毎に経年の直線トレンドを除去した。同様に、大気循環場および日本の地上気象要素についても直線トレンドを除去した。台風発生数については、弱い減少トレンドはあるものの、解析対象期間内で1個の違いを生じるほどの大きさではないため、トレンドの除去を行わなかった。

調査は、衛星による台風観測が実施されており、かつ JRA-25/JCDAS が整備されていることなどから、1979-2008 年を対象に行った。

4. 解析結果

4.1 夏季インド洋 SST の第1主成分

はじめに、IOPC1 の空間分布とスコアの時系列を示す(図1)。主成分分析は、グリッド毎にトレンドを除去したのち、15°S-15°N, 40°E-120°E のSSTに対して行った。主成分の寄与率を見ると、第2、第3モードはそれぞれ18%、11%であるのに対し、第1モードは42%と良く分離されている。IOPC1 の空間分布を見ると、インド洋熱帯域のほぼ全域で同じ符号をとり、海盆スケールで変動するモードであることがわかる。このため、今後は IOPC1 を海盆スケール変動と呼ぶが、複雑な海流・海上風系からなる夏季インド洋熱帯域において、SST 全体が同じ要因で変動しているとは考えにくく、詳しくみると、変動の中心はマダガスカル島の北東沖、アラビア海付近、および赤道域中部の3か所に見られている。IOPC1 スコアの時系列を見ると、1983 年、1987

年、1998 年をはじめエルニーニョ現象後の夏季に正の値をとりやすいことがわかる。逆にラニーニャ現象後は負の値をとる傾向があるものの、2000 年、2008 年など、関係の弱い年も見られる(図2)。

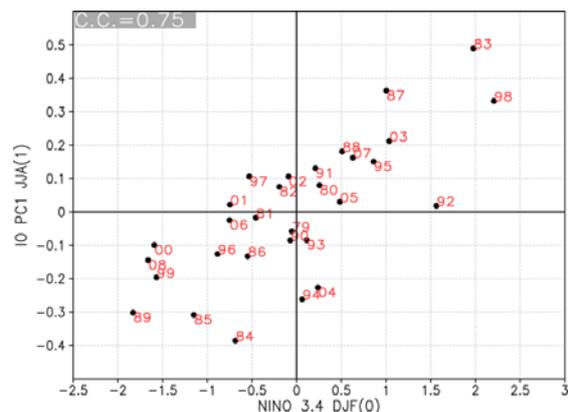


図2: IOPC1(縦軸)と、前冬(12~2月)のNINO3.4(横軸)

散布図中の黒点は年毎の値を示す。黒点の横の数字は年の下2桁を示す。両者の相関係数は0.75となり、危険率5%で有意となる。

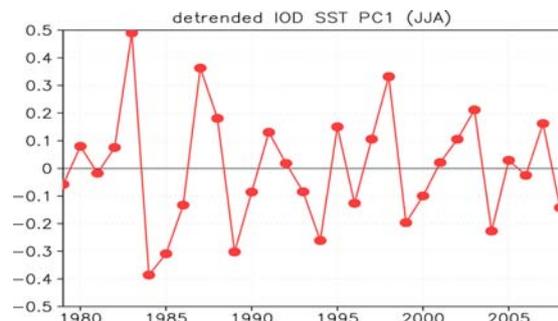
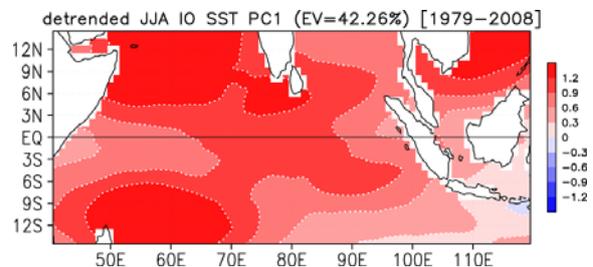


図1: グリッド毎にトレンドを除去した後に得られた夏季(JJA)インド洋 SST の第1主成分(IOPC1)ベクトル(上)と第1主成分スコア(下)

統計期間は1979-2008年。主成分ベクトルが単位(°C)を持つ。第1モードの寄与率は42%、第2モード(図略)は18%。

4.2 夏季インド洋 SST 海盆スケール変動と大気循環場との相関図

次に、IOPC1と同じ夏季の循環場との相関係数の分布を示す(図3)。SST との相関図では、インド洋から南シナ海にかけて有意な正相関域が見られる。太平洋熱帯域中部では目立った偏差は見られず、西太平洋付近では、弱いながらも ENSO 後に特徴的な馬蹄形の偏差パターンが見られる。こうしたことから、ENSO の季節性を考えた場合、夏季は ENSO 発達期および

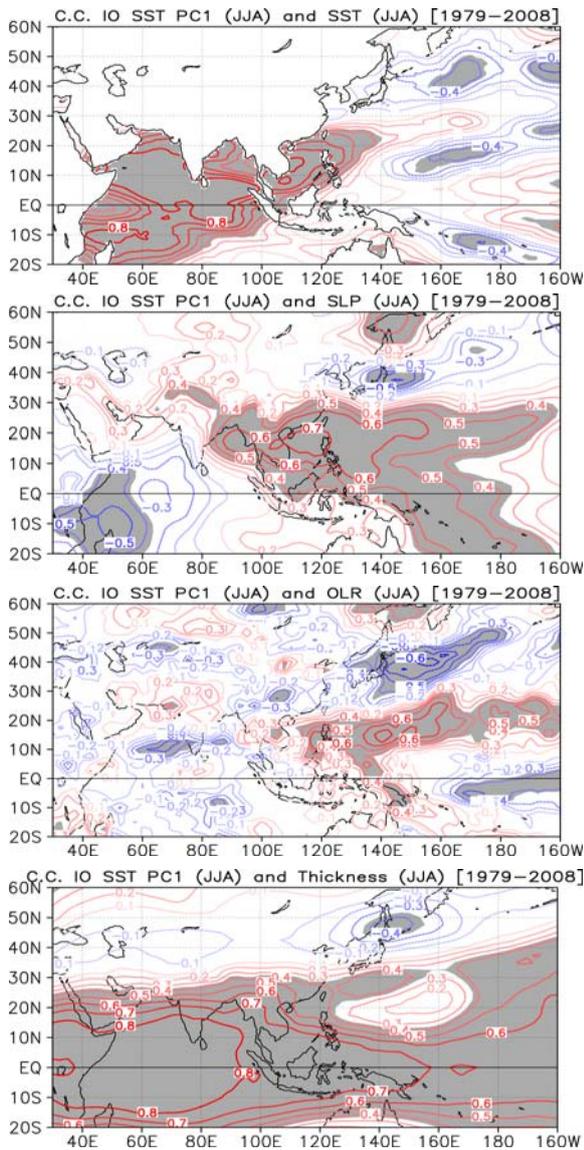


図3: IOPC1 スコアとの同時相関係数分布図

上から SST、海面気圧、OLR および層厚換算温度(150hPaと850hPaの高度差で定義)と、IOPC1との同時相関係数の分布を示す。等値線は相関係数を示し、危険率5%で統計的に有意な領域に陰影を施してある。統計期間は1979-2008年。

衰退後のどちらにも相当する季節であるが、インド洋 SST の海盆モードは主に ENSO の衰退期に現れやすいと考えられる。SLP との相関図では、フィリピン付近を中心に東西に正相関域が広がる。夏季、この領域にはモンスーントラフが位置し、大気下層では正渦度が豊富に供給される領域である。このため、下層高気圧性偏差はモンスーントラフが平年より西に後退することに相当する。OLR との相関図では、SLP 正相関域の中心の南東を中心に正相関が広がっている。相関係数の符号から、インド洋高温時に同領域の対流活動が抑制されやすい傾向となる。この領域は、平年の夏季には対流活動がピークとなる緯度帯にあたるため、対流が抑制されれば、平年偏差としての強い冷源としてはた

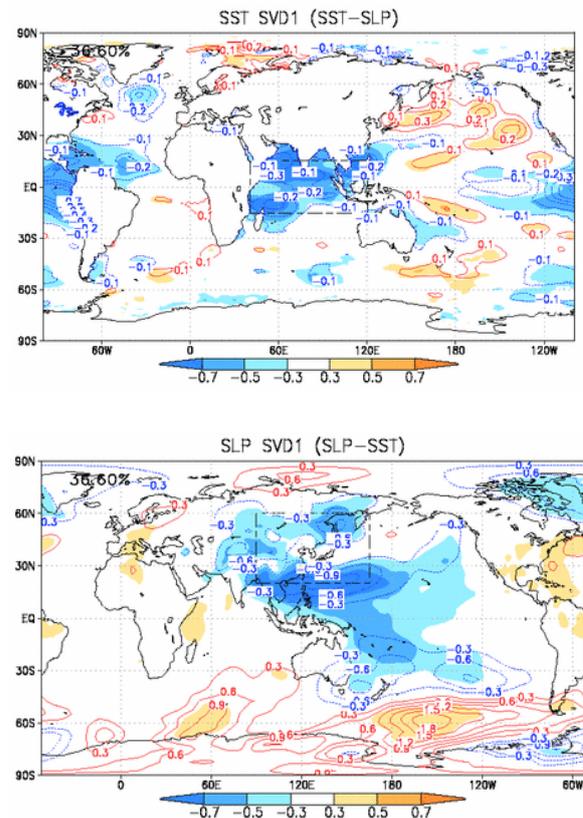


図4: インド洋熱帯域 SST と東アジア SLP 間の第1 SVD モードに回帰した SST および SLP

インド洋熱帯域は15°S-15°N, 40°E-120°E、東アジアを20°N-60°N, 80°E-160°Eとする(図中の黒点線領域)。図中の等値線は、インド洋熱帯域 SST と東アジア SLP 間の第1SVDモード時係数に対する SST および SLP それぞれの回帰係数を示す。図中の陰影は、SVD1 時係数との相関0.3以上(概ね危険率10%で有意)の領域を示す。統計期間は1979-2006年。

らくことが考えられる。また、対流活動の抑制に伴う大気応答は、下層高気圧性偏差を維持に寄与する。層厚換算温度との相関図では、熱帯域では東西に一樣に偏差が広がるなか、インド洋付近では、この領域に局在化した熱源に対する Matsuno-Gill 応答に似たパターンが見られる。

ここまで、インド洋の海盆スケール変動を指数化して大気循環場との関係を調べたが、両者のパターンとしての結びつきは強いのだろうか？東アジア域の SLP について関係を確認する。

図4にインド洋熱帯域 SST と東アジア海面気圧 (SLP) 間の第1SVD モードを示す。第1SVD モードの寄与率は 37%となり、第2モード(寄与率 16%、図略)以下と良く分離されている。両者の特異ベクトルの空間パターンにおいても、インド洋 SST の海盆スケール変動と北西太平洋域下層高気圧性が同期して起こりやすいことが再確認できる。

一方、東アジア域の SLP に対して単独で主成分分析を行った場合についても、フィリピン東方沖を中心に変動するモードが第1モードとして得られる(図略)。これらのことから、両者各々の場において卓越するモードが、同期して起こりやすいことが確認された。

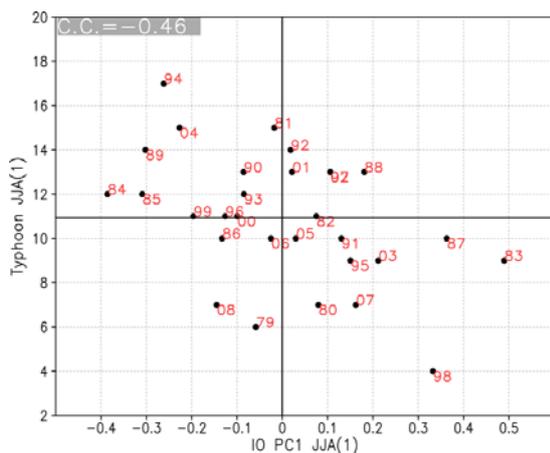


図5: 台風発生数(縦軸)と IOPC1(横軸)

図中の黒点は年毎の値を示す。黒点の横の数字は年の下2桁を示す。縦軸は、夏季の気象庁責任追跡領域(EQ-60°N, 100°E-180°)内で発生した台風の合計。平年値を黒実線で示す。両者の相関係数は-0.46 となり、危険率5%で有意となる。

4.3 夏季インド洋 SST 海盆スケール変動と台風発生数

前節で、インド洋 SST 海盆スケール変動と北西太平洋 SLP 変動とのパターン間の関係を確認した。Chen, Wang and Yen, 2006 では、モンスーントラフの位置・強さが、台風の発生数や発生位置の経年変動に大きな影響を与えると述べられている。これまで見てきたように、インド洋 SST 高温時には、下層高気圧性偏差がモンスーントラフを西へ交代させ、下層正渦度を抑

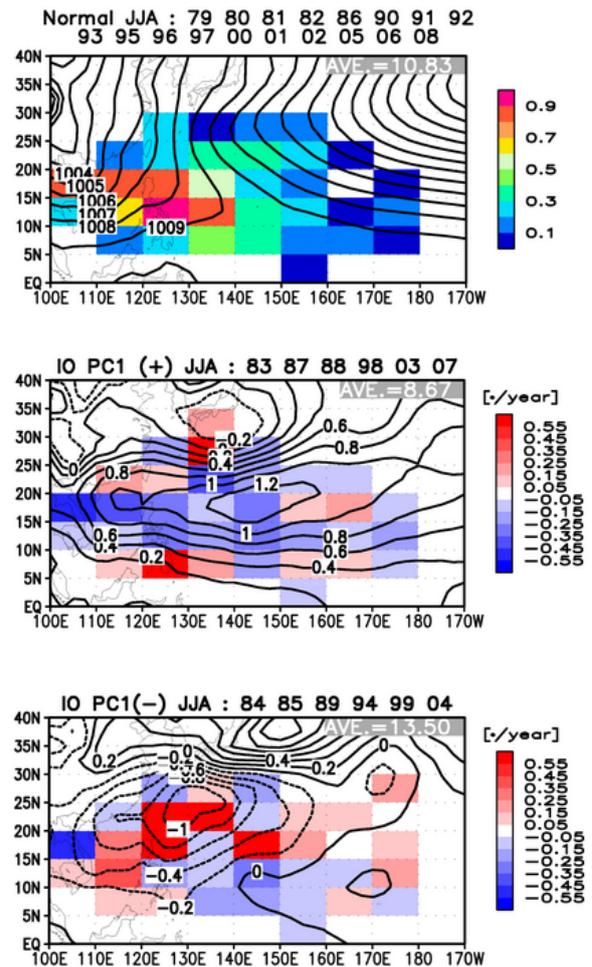


図6: 台風発生個数平年値(上段)と、IOPC1(+)年の偏差(中段)、IOPC1(-)年の偏差(下段)

緯度方向5度、経度方向10度のボックスごとに台風発生数をカウントする。上段では、台風発生数の平年値(個/年)を陰影で示す。等値線は、SLP の平年値(hPa)を示す。中段はIOPC1(+)年時の発生個数の合成偏差を陰影で、SLP 偏差を等値線で表す。下段は IOPC1(-)年時の発生個数の合成偏差を陰影で、SLP 偏差を等値線で表す。図の枠外上部には各カテゴリに属する年の下2桁を記す。枠内右上には、平均発生数を記す。

制することが期待される。実際、IOPC1 と下層の相対渦度の相関図においてもこの領域に有意な負相関域が広がる。そこで、台風発生数との関係について調査する。

図5に、IOPC1 スコアと台風発生数の関係を示す。暗に北西太平洋の下層循環偏差を仮定しているものの、図により、IOPC1 と台風発生数の間の直接の関係にも有意な負の相関関係が見られる。

では、台風発生の空間的なパターンにはどのような特徴が見られるだろうか？まず、IOPC1 をスコアの大小によって3つのカテゴリに分け、スコアの大きい方から IOPC1(+), Normal, IOPC1(-)と定義する。閾値には $\pm 0.75\sigma$ を用いた。正規分布を仮定した場合、 0.75σ は片側2割弱の出現率の閾値となる。ここでは、IOPC1(+)年として、1983年、1987年、1988年、1998年、2003年および2007年の6例、IOPC1(-)年として、1984年、1985年、1989年、1994年、1999年および2004年の6例が抽出された。IOPC1(+)年および IOPC1(-)年を除いた1979年～2008年までの18年で Normal が

構成された。ここで、必ずしもエルニーニョ/ラニーニャ現象直後の年のみが IOPC1(+)または IOPC1(-)に抽出されたわけではないことに注目しておきたい。

Normal 年の分布を見ると、フィリピン付近で等圧線のくびれた、モンスーントラフ付近で発生数が多いことが確認できる。IOPC1(+)年の偏差図を見ると、 15°N 付近で東西に高気圧性偏差が広がる。また、高気圧性偏差の強い領域で台風の発生数が平年と比べて少なくなる傾向がある。一方、IOPC1(-)年では、対称的に、低気圧性偏差が北西太平洋域に広がる。台風発生数は低気圧性偏差の強い領域で多くなる傾向がある。

北西太平洋域全体で総和を取ると、Normal 年の台風発生数が10.8個/年であるのに対し、IOPC1(+)年は8.7個/年、IOPC1(-)年は13.5個/年である。IOPC1(+)年と IOPC1(-)年との差は t 検定、U 検定ともに危険率5%で有意となった。

4.4 夏季インド洋 SST 海盆スケール変動と日本の地上気象要素

図3の IOPC1 と OLR との相関分布図では、有意な負相関域が日本付近から日本の東海上にかけて見られた。そこで、日本の地上気象要素においても影響を確認する。

図7に、前節と同様に IOPC1(+)年と IOPC1(-)年でカテゴリ分けした場合の、日本の気温の合成平年偏差および、降水量・日照時間の合成平年比を示す。図より、北日本・東日本を中心に、IOPC1(+)年に低温・多雨・寡照、対称的に IOPC1(-)年に高温・少雨・多照傾向が見られる。図3の SLP の等値線の走向から、インド洋高温時には南西風が前線帯に吹き込みやすく、降水量の増加につながるものと思われるが、影響の中心は前線帯が平年であり明瞭でない北日本であることなどから、複数の要因が絡んでいることが考えうる。これについては、Xie et al., 2008でも触れられているように、フィリピン沖の対流偏差によって励起された PJ パターン (Nitta, 1987、Kosaka and Nakamura, 2006) が日本の天候への影響をもたらしていると考えられる。インド洋 SST と東アジア SLP との

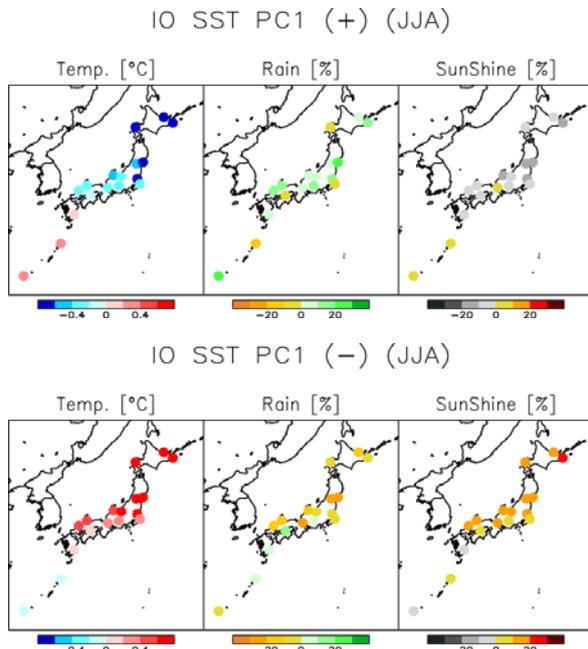


図7: IOPC1(+)年(上段)と IOPC1(-)年(下段)の、気温・降水量・日照時間の合成偏差比図

図は、左から気温、降水量、日照時間の合成偏差比図である。気温の単位は $^{\circ}\text{C}$ 、降水量・日照時間は%である。トレンドは解析前に除去してある。

間の第1SVD モード(図4)において、オホーツク海付近にも変動の中心が見られることもこれと矛盾しない。

5. 議論

インド洋 SST の昇温トレンドが大きいことから、ここまで長期トレンドを除外して、年々変動に関連した影響を調査してきた。しかし、Xie et al., 2008 の K-WIED メカニズムを支持するならば、インド洋の温暖化に伴って北西太平洋域は下層高気圧性のトレンドが生じ、ひいては台風発生数等への影響も考えられる。そこで、トレンドを除去しない場合について、インド洋 SST と東アジア SLP との SVD 解析結果を示す。図8に示すとおり、事前にトレンドを除去しない場合においても、除去した場合(図4)とSVD1のパターンは変質していないことが確認できる。このため、少なくとも本調査の対象期間内においては、トレンドの有無に関わらず、経年変動としてのイ

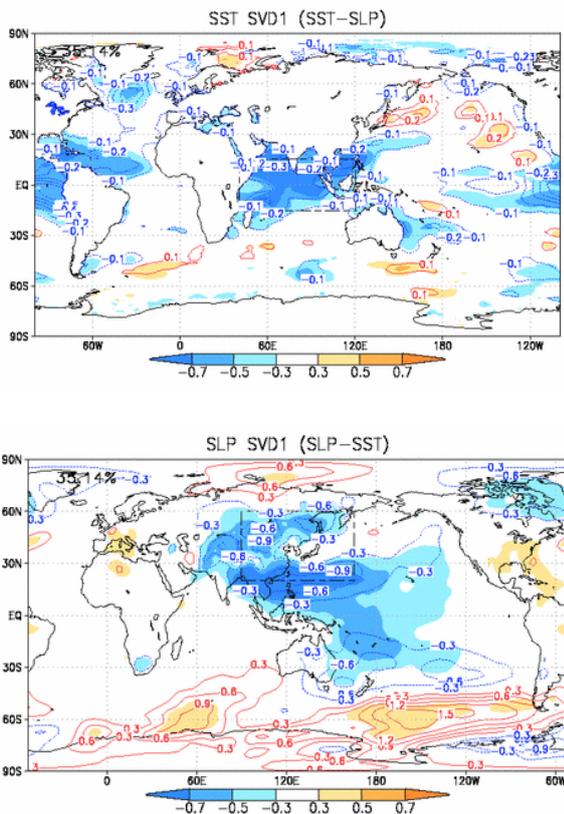


図8:インド洋熱帯域 SST と東アジア SLP 間の第1 SVD モードに回帰した SST および SLP (トレンド込み)

図4と同様。ただし、解析前にトレンドの除去を行っていない。

ンド洋 SST と北西太平洋 SLP 間の正の共変動関係は強いものと考えられる。

また、図2より、IOPC1は前冬のNINO3.4との相関が0.7程度と非常に高いことから、前冬のNINO3.4を指数にすれば、同様の結果を得ることが期待される。しかしながら、同じ手法で調査を行った場合、ラニーニャ現象時の翌夏には北西太平洋域のSLP偏差、台風発生数等に明瞭な関係が得られなかった。エルニーニョ現象時と比べた場合、ラニーニャ現象時は翌夏のインド洋の低温がやや不明瞭であることと矛盾しない。このため、今回はインド洋SSTを指数に用いて調査を行った。

6. まとめ

夏季インド洋SSTの海盆スケール変動と北西太平洋下層SLPの正の相関関係を確認し、台風発生数への影響、日本の天候への影響を調べた。合成図解析の結果、インド洋SSTが高い年に北西太平洋域の下層では高気圧性偏差が見られ、高気圧性偏差の強い領域を中心に台風発生数が減る傾向にあることが分かった。下層高気圧性偏差の北縁に位置する日本では、北・東日本を中心に低温・多雨・寡照傾向であることが分かった。また、インド洋SSTが低温となる年には、おおむね対称的に影響が現れることが分かった。

本調査では、インド洋SSTのみに着目して解析を行った。しかしながら、夏季の北西太平洋付近の対流活動に対しては、南シナ海と西部熱帯太平洋SST偏差の東西傾度が能動的な役割を果たすとする研究もあり(Kawamura et al., 1998, Ohba and Ueda, 2006)、異なった観点から検討を加えることも必要だと考える。

夏季インド洋SSTや北西太平洋域の下層循環場は大気海洋結合モデルにおいても高い予測精度が得られる領域であるため(成瀬ほか, 2008)、統計的な影響調査にとどまらず、今後は、こうした大気海洋結合系の現象の解釈にも進みたい。

参考文献

- 気象庁, 2007: 異常気象監視レポート 2007.
- 成瀬ほか, 2008: エルニーニョ予測モデルによる東アジアの夏の予測～1月末初期値の夏(JJA)の予測～. 長期予報と大気大循環, 長期予報研究連絡会.
- Chen, T.-C., S.-W. Wang and M.-C. Yen, 2006: Interannual Variation of the Tropical Cyclone Activity over the Western North Pacific. *J. Climate*, **19**, 5709–5720.
- Guan, Z. and T. Yamagata, 2003: The unusual summer of 1994 in East Asia: IOD teleconnections. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 1544.
- Hong, C.-C., M.-M. Liu and M. Kanamitsu, 2008: Temporal and spatial characteristics of positive and negative Indian Ocean dipole with and without ENSO. *J. Geophys. Res.*, **113**, D08107.
- Ishii, M., A. Shouji, S. Sugimoto, and T. Matsumoto, 2005: Objective analyses of SST and marine meteorological variables for the 20th century using ICOADS and the Kobe Collection. *Int. J. Climatol.*, **25**, 865–879.
- Kawamura, R., M. Sugi, T. Kayahara and N. Sato, 1998: Recent extraordinary cool and hot summers in East Asia simulated by an ensemble climate experiment. *J. Meteor. Soc. Japan*, **76**, 597–617.
- Klein, S. A., B. J. Soden, and N. C. Lau, 1999: Remote sea surface temperature variations during ENSO: Evidence for a tropical atmospheric bridge. *J. Climate*, **12**, 917–932.
- Kosaka, Y. and H. Nakamura, 2006: Structure and Dynamics of the Summertime Pacific–Japan Teleconnection Pattern. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **132**, 2009–2030.
- Liebmann B. and C.A. Smith, 1996: Description of a Complete (Interpolated) Outgoing Longwave Radiation Dataset. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **77**, 1275–1277.
- Nitta, T., 1987: Convective activities in the tropical western Pacific and their impact on the northern hemisphere summer circulation. *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, **65**, 373–390.
- Ohba, M., and H. Ueda, 2006: A role of Zonal Gradient of SST between the Indian Ocean and the West-ern Pacific in Localized Convection around the Philippines. *SOLA*, **2**, 176–179.
- Onogi K., Tsutsui J., Koide H., Sakamoto M., Kobayashi S., Hatsushika H., Matsumoto T., Yamazaki N., Kamahori H., Takahashi K., Kadokura S., Wada K., Kato K., Oyama R., Ose T., Mannoji N. and Taira R., 2007: The JRA-25 Reanalysis. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, **85**, 369 – 432.
- Saji, N. H., B. N. Goswami, P. N. Vinayachandran, and T. Yamagata, 1999 : A Dipole Mode in the Tropical Indian Ocean. *Nature*, **401**, 360–363.
- Saji, N.H., and T. Yamagata, 2003: Structure of SST and Surface Wind Variability during Indian Ocean Dipole Mode Events: COADS Observations. *J. Climate*, **16**, 2735–2751.
- Xie, S.-P., Annamalai, H. et al., 2002: Structure and Mechanisms of South Indian Ocean Climate Variability. *J. Climate*, **15**, 864–878.
- 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. Climate*, submitted.