

夏のインド洋の昇温がアジア周辺の循環場に与える影響

九州大学大学院 井上壘輝凱・望月崇・川村隆一・川野哲也

1. はじめに

梅雨はアジア一帯で不順な天候をもたらす現象であるが、梅雨期の降水量について長期変動についての議論が近年盛んになっている。この長期変動に関連して Indo-western Pacific Ocean capacitor (IPOC) モードが近年注目されている。

Xie et al. (2009) によると、エルニーニョ衰退後の夏季に赤道太平洋の正の海面水温偏差は減衰しているがインド洋海盆昇温は持続しており、対流加熱により松野-Gill 応答が形成される。この応答によって、赤道ケルビン波の先端は西太平洋に達し、エクマン発散を通して北西太平洋の北緯 20 度前後で高気圧性偏差を形成する。その南縁では、東風偏差が生じ、北インド洋で西風季節風が弱まることで SST の昇温が維持される。このようなインド洋の海面水温と北西太平洋の大気循環の間の海盆間相互作用を含む、大気と海洋が結合した変動モードを IPOC モードと呼ぶ。

梅雨期の東アジア域の降水量に対する IPOC の影響は、Fujiwara and Kawamura (2022) で指摘されており、2000 年代以降、熱帯の大気循環と九州・長江流域の降水量との関連が顕著に見られるようになったと述べている。しかし、この論文では熱帯の大気循環と東アジアの降水量との関連が近年強まっている理由については、明示されていなかった。そのため、今回はインド洋に着目し、インド洋昇温に伴うアジア域の気候偏差の数十年規模変動の要因を把握することを研究目的としている。

2. データと解析手法と実験手法

解析は、九州の降水量に関して気象庁のアメダスデータ（標高 300m 以下の 91 地点）を用いた。今回、梅雨期の九州の降水量については、

アメダス 91 地点において 6 月 1 日から 7 月 31 日までの 2 カ月間で観測された総降水量と定義した。また、海面水温及び大気変数のデータに関しては ERA5 再解析データを用いた。解析期間は 1979 年から 2021 年までである。

さらに、再解析データで確認された非断熱加熱の循環場への影響を調べるために、Watanabe and Kimoto (2000) の線形傾圧モデル(LBM)を使用した。モデルの水平解像度は T42、鉛直層数は 20 層である。

3. 結果

1979 年から 2021 年までの 43 年間の九州の 6 月 7 月降水量の年々変動について、温暖化傾向を除去 (detrend) し、標準化したものが図 1 である。図 1 から、2000 年代以前まで九州の降水量の年々変動が大きくなかったのに対し、2000 年代以降に年々変動が大きくなっていることを確認することができる。2000 年代以前において 1993 年のみ降水量偏差が 3 標準偏差を超えているが、これは 1991 年のピナツポ火山の噴火の影響が考えられる。本研究では、2000 年代以降に降水量の年々変動が大きくなった原因を調べるため、2000 年代以降において、降水量偏差が平年の 1 標準偏差より多かった年を HPY、-1 標準偏差より少なかった年を LPY と定義した。

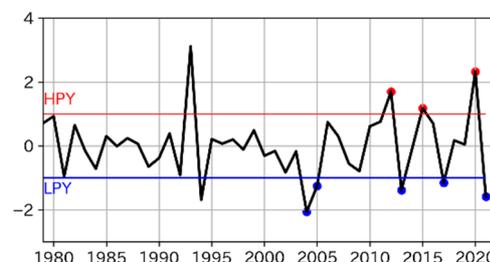


図 1 detrend し、標準化した九州の 6 月 7 月降水量の年々変動。

次に、HPY と LPY との間の SST 偏差の合成

図解析を行った。その結果、図2のようにインド洋域で有意な昇温が発生している領域が見られた。

このようなインド洋昇温の影響を調べるために、インド洋（北緯20度～南緯10度、東経50度～東経95度の領域）の6月7月水温偏差を detrend かつ標準化したものをインド洋の SST 指数と定義した。このように定義した SST 指数は、2002年以後だけでなく、2002年以前でも大きな振幅をもつ（図3）。SST 指数について値が0.5を上回った年群の気候偏差について2002年以前と以後との2期間に分割し、平年からの偏差を表す合成図を描いてインド洋昇温がアジア周辺の循環場に与える影響を調査した（図4）。尚、2002年という基準は、Fujiwara and Kawamura (2022) に基づいている。

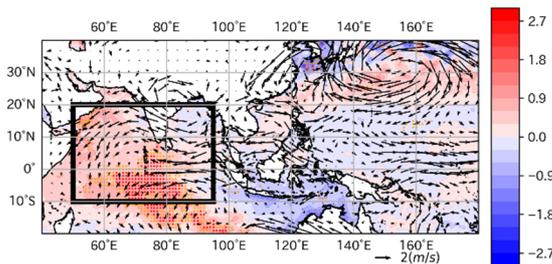


図2 HPY と LPY との間の SST 偏差 (陰影, [m]) と 850hPa 水平風 (ベクトル, [m/s]) の合成図。SST 偏差の差が有意水準 0.01 で有意な場所に赤色の点を、有意水準 0.05 で有意な場所に橙色の点を付している。黒枠はインド洋の SST 指数の計算に用いた領域を表す。

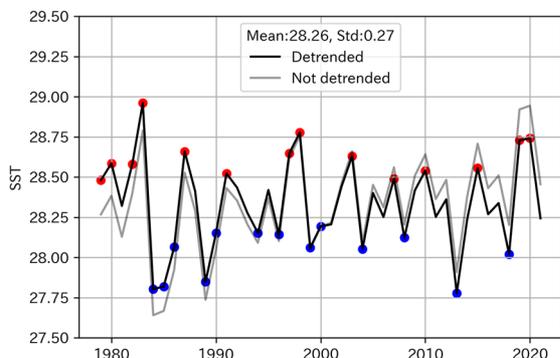


図3 温暖化傾向を除去したインド洋の6月7月SSTの年々変動。赤はインド洋SSTの平年からの偏差が0.5標準

偏差を上回った年を、青は-0.5標準偏差を下回った年を意味する。

図4によると、2000年代以前では対流圏下層の高気圧性偏差の中心が海洋大陸中心に存在していた一方、2000年代以降に入り、北緯20度前後に位置している。また、対流圏上層の正の速度ポテンシャル偏差の中心も同様に赤道側から亜熱帯域にシフトしていることが分かる。

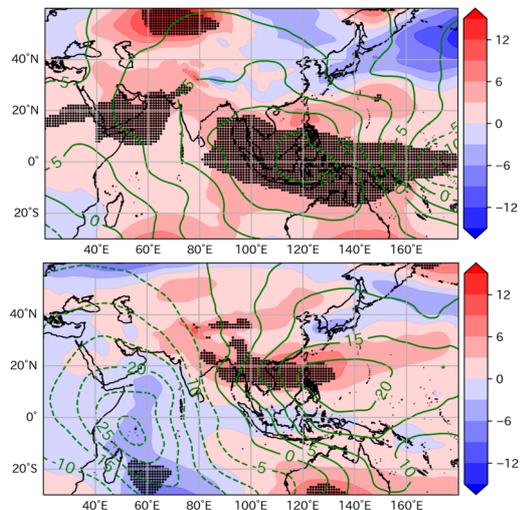


図4 インド洋のSST指数が0.5以上であった時の850hPa ジオポテンシャル高度偏差 (陰影, 単位は[m]) と200hPa 速度ポテンシャル偏差 (等値線, 単位は $[\times 10^5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}]$)。1枚目の期間が1982-2001年、2枚目の期間が2002-2021年。ジオポテンシャル高度偏差について有意水準0.05で有意な場所に黒色の点を付している。

2002年以後のインド洋昇温に伴う亜熱帯域の正の速度ポテンシャル偏差は、PJパターンの出現と対応している。亜熱帯域から中緯度域への波動伝播について Takaya and Nakamura (2001) の Wave activity flux を用いて調査した。図5によると、2000年代以前は、亜熱帯域に明瞭な負の渦度偏差が存在せず、中緯度への波動伝播が発生していなかった。一方、2000年代以降では、負の渦度偏差がフィリピン周辺に形成され、中緯度へと向かう顕著な波動伝播が発生

し、東シナ海上や西日本で正の渦度偏差が形成された。この北向きの波動伝播と渦度偏差の双極子パターンは PJ パターンに類似しており、2000 年代以降、インド洋昇温時における PJ パターンが北西太平洋域で発生する頻度が増加したことにより、九州の降水量における年々変動の振幅が増加したと考えられる。

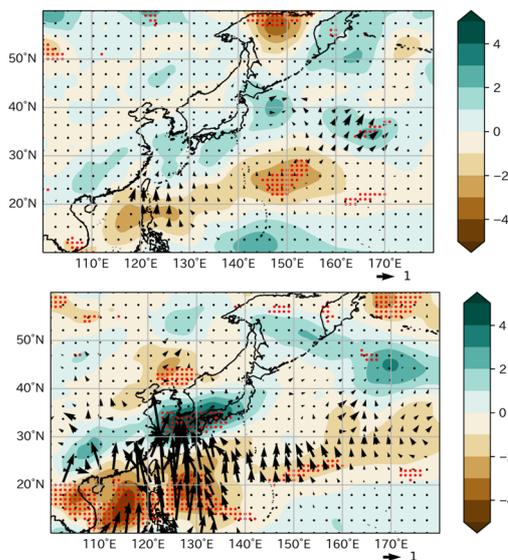


図5 インド洋の SST 指数が 0.5 以上であった時の 850hPa 渦度偏差 (陰影、 $\times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$) と Wave activity flux (ベクトル、 m^2/s^2)。1 枚目の期間が 1982-2001 年、2 枚目の期間が 2002-2021 年。渦度偏差について有意水準 0.05 で有意な場所に赤色の点を付している。

2000 年代以前と以後との間でインド洋昇温時の循環場の分布だけでなく、太平洋の海面水温の分布にも違いがあった (図 6)。2000 年代以前はインド洋の昇温時に、同時に東太平洋での有意な昇温を伴っていた。一方、2000 年代以降は、東太平洋での有意な昇温が消失していることが分かる。図示は行わないが、2000 年代以降は、コンポジットの対象となる 6 事例全てにおいて、6 カ月前の冬季 (DJ) に中央太平洋～東太平洋での昇温を伴っており、そのうち 4 事例においてはその昇温が消失するという典型的な IPOC の事例を伴っていた。一方、2000 年代以

前は、冬季に中央太平洋～東太平洋での昇温を伴わず、夏季にかけて徐々に昇温していく事例等が含まれており、エルニーニョ衰退後に数カ月遅れてインド洋全体が昇温するという典型的な IPOC の事例とは異なる事例の割合が相対的に多かった。この東太平洋での水温偏差により、2000 年代以前は、エルニーニョ現象を端緒とする IPOC 理論とは異なり、海洋大陸中心の気候偏差が形成されたと考えられる。

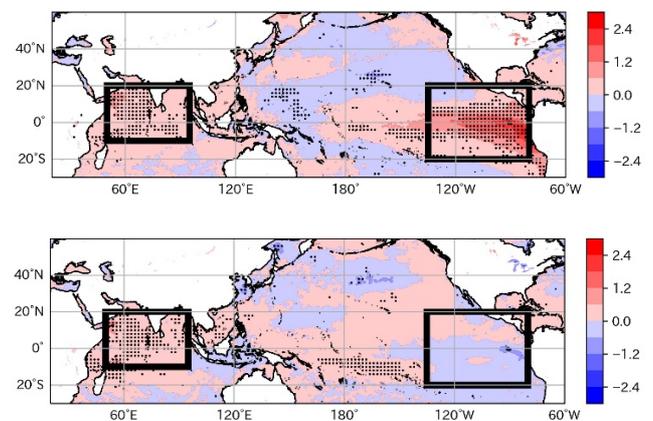


図6 インド洋の SST 指数が 0.5 以上であった年群における SST 偏差の分布図。上図が 2000 年代以前で下図が 2000 年代以後。SST の平年からの偏差が有意水準 0.05 で有意に認められる場所に黒色の点を付している。1 枚目の期間が 1982-2001 年、2 枚目の期間が 2002-2021 年。

このようなインド洋の SST と東太平洋の SST は、熱帯域に異なる循環場偏差をそれぞれ形成する。図 7 は、インド洋の SST 昇温がフィリピン周辺の北西太平洋域に高気圧性偏差をもたらす原因を示した図である。フィリピンの東海上ではインド洋の SST の年々変動と 850hPa 水平風の大きさとの偏相関係数が正となっており、インド洋昇温が起こると貿易風が強化されることを意味する。風速強化が起こると、海面の熱が多く奪われ海面水温が下がるため、図 7 の青色の陰影で示された負の非断熱加熱が生じ、ロ

スビー波応答により高気圧性偏差が発生する。貿易風の強化が生じた原因については次のように考えられる。インド洋昇温が松野-ギル応答を生じさせ、この応答に伴う赤道ケルビン波により、大気の対流加熱域が海洋大陸周辺まで延びた。この海洋大陸上空の対流加熱によって生じた低圧部に収束するようにフィリピンの東海上で東風偏差が生じ、貿易風が強化されたのである。海洋大陸ではインド洋昇温時に顕著な正の非断熱加熱が生じる傾向が再解析データにおいて実際に確かめられており、線形傾圧モデルの海洋大陸上空に楕円形の非断熱加熱偏差を仮想的に与えると、海洋大陸から見て北東側で東風が生じる（図8）。

図9は、東太平洋の SST 昇温が海洋大陸周辺に高気圧性偏差をもたらす原因を示した図である。東太平洋での SST 昇温に応じて、中央太平洋～東太平洋においては 700hPa 面で上昇流が生じている一方、海洋大陸周辺のみ下降流が生じている。これは、東太平洋昇温に伴うウォーカー循環の強化によって引き起こされたと考えられる。海洋大陸周辺の下降流は、対流を抑制し、結果として高気圧性偏差をもたらす。

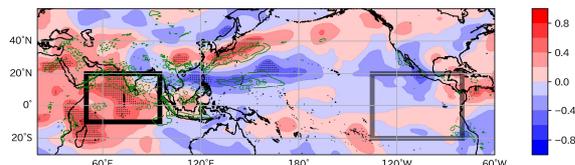


図7 インド洋 SST の年々変動に対する偏相関係数。東太平洋 SST の影響を取り除いた 6 月 7 月の 400hPa 非断熱加熱偏差の年々変動（陰影）、及び 6 月 7 月の 925hPa 水平風速の大きさの年々変動（等値線）。期間は 1979-2021 年。非断熱加熱偏差との偏相関について有意水準 0.05 で有意に認められる場所に灰色の点を付している。

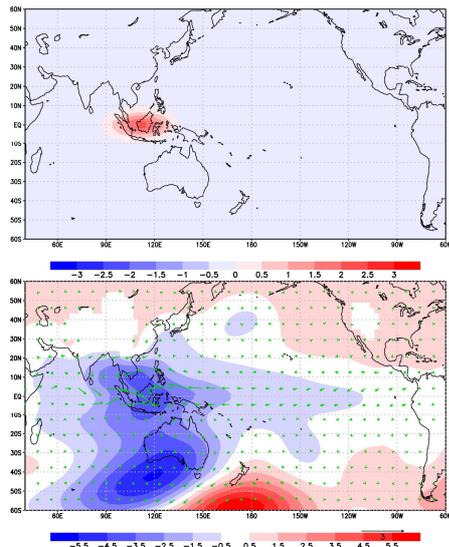


図8 線形傾圧モデルを用いて仮想的に置かれた楕円形の非断熱加熱偏差（1枚目、単位は[K/day]）と加熱偏差に伴う Z850（2枚目、単位は[m]）と UV850（2枚目、単位は[m/s]）の定常応答。

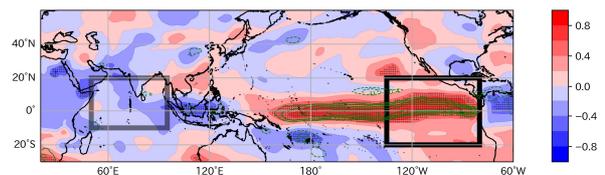


図9 東太平洋 SST の年々変動との偏相関係数。インド洋 SST の影響を取り除いた 6 月 7 月の 400hPa 非断熱加熱偏差の年々変動（陰影）、及び 6 月 7 月の 700hPa 上昇流の大きさの年々変動（等値線）。期間は 1979-2021 年。非断熱加熱偏差との偏相関について有意水準 0.05 で有意に認められる場所に灰色の点を付している。

4. まとめ

インド洋の 6 月 7 月 SST を SST 指数と定義して、指数に関して平年からの偏差が +0.5 標準偏差を超えた年群を抽出し、抽出した年群のなかで 2002 年以前と 2002 年以後に分けた合成図解析を行った。その結果、次のことが判明した。

2002 年以後は、インド洋のみ昇温する事例が多く、フィリピン周辺に高気圧性偏差を形成する典型的な IPOC モードの気候偏差が形成されていた。一方で、2000 年代以前は、インド洋昇温時に東太平洋での顕著な昇温を伴う事例が多

く、高気圧性偏差の位置が海洋大陸中心へと変化していた。いずれの年代においてもインド洋昇温が IPOC モードによる亜熱帯高気圧の形成に寄与しているが、2002 年以降では東太平洋の同時昇温によって IPOC モードが不明瞭になる。そのため、夏季の北西太平洋における気候偏差への熱帯からの影響については、インド洋だけでなく、東太平洋の昇温の効果を考慮すべきであり、熱帯からの影響の中長期変動は複合的な効果によってもたらされている。

参考文献

- Shang-Ping Xie, Kaiming Hu, Jan Hafner, Hiroki Tominaga, Yan Du, Gang Huang, and Takeaki Sampe, 2009: Indian Ocean Capacitor Effect on Indo-Western Pacific Climate during the Summer following El Nino. *Journal of Climate*, **22**, 730-747.
- Keita Fujiwara and Ryuichi Kawamura, 2022: Appearance of a Quasi-Quadrennial Variation in Baiu Precipitation in Southern Kyushu, Japan, after the Beginning of This Century. *SOLA*, **18**, 181-186.
- Koutarou Takaya and Hisashi Nakamura, 2001: A Formulation of a Phase-Independent Wave-Activity Flux for Stationary and Migratory Quasigeostrophic Eddies on a Zonally Varying Basic Flow. *Journal of Climate*, **58**, 608-627.

