

熱帯域における海水温変動を規定するインド洋・太平洋・大西洋の海盆間相互作用

*丹治 菜摘¹, 植田 宏昭²

¹筑波大学生命環境科学研究科 ²筑波大学生命環境系

1. はじめに

エル・ニーニョ現象が発生するとウォーカー循環の変調を介してインド洋では秋にダイポールモード (IOD)、冬から翌年の夏にかけて全域昇温 (IOB) が発生することが統計的に多い (図 1)。キャパシタ効果 (Xie et al. 2009; 2016) と称されるインド洋全域昇温は、ケルビン波に伴うエクマン発散を通して熱帯西太平洋の循環だけでなく日本の気候にも大きな影響を与える。本研究ではインド洋全域昇温のメカニズムに関して、①対流不活発による短波放射量の増加 (Klein et al. 1999)、②エル・ニーニョに伴う反転ウォーカー循環とインド洋の秋の気候学的な赤道西風の結合による蒸発冷却の弱化 (Ohba and Ueda 2005)、③反転ウォーカー循環に伴う南インド洋での高気圧性循環による暖水ロスビー波の西方伝播 (Xie et al. 2002)、④インド洋ダイポールモード終焉後の赤道暖水ケルビン波の東方伝播 (Ueda and Matsumoto 2000) の寄与を診断的に解析し、個々のプロセスを定量的に評価した。

さらに近年、海盆間相互作用が注目されており、インド洋の海面水温 (SST) 変動には太平洋だけでなく大西洋も影響を与えていることが指摘された (Li et al. 2016)。本研究では、気象研究所の大気海洋結合モデル (MRI-CGCM ver2.3) を用いてインド洋・太平洋・大西洋に内在する海盆間相互作用を実験的に検証した結果を紹介する。特に、大西洋がインド洋の年々変動に与える影響に着目し、ダイポールモードや全域昇温との関係、季節・領域ごとの違いやメカニズムを論じる。

2. 使用データ及び実験設定

3章では、COBE-SST2 (Hirahara et al. 2014; 水平解像度 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 、期間 1958-2010 年) の SST、JRA55 再解析データ (Kobayashi et al. 2015; $1.25^{\circ} \times 1.25^{\circ}$ 、鉛直 37 層、1958-2010 年) の表層風

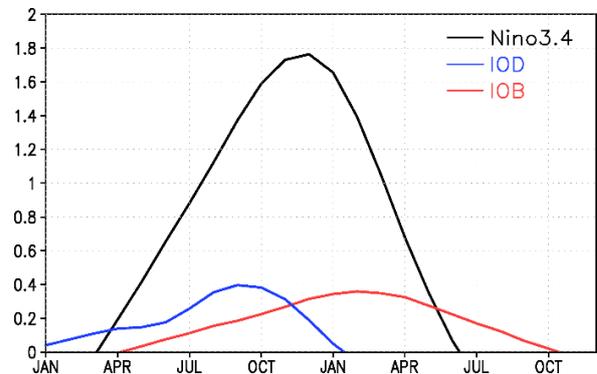


図 1. エル・ニーニョ時の Nino3.4 index (黒線;エル・ニーニョ)、IOD index (青線;インド洋ダイポールモード)、IOB index (赤線;インド洋全域昇温) の季節変化 [$^{\circ}\text{C}$]。

と海面更正気圧、OAFlux (Yu et al. 2008; $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 、1958-2010 年) の海面熱フラックス、SODA3.3.0 (Carton and Giese 2008; $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ 、鉛直 50 層、1980-2010 年) の海面高度と混合層の深さのデータを用いてエル・ニーニョ事例の合成解析を行った。すべて月平均値であり、各年の値から気候値を引いた偏差を 5 ヶ月移動平均して解析に使用した。エル・ニーニョの指標 (Nino3.4 index) として Nino3.4 海域 ($5^{\circ}\text{S}-5^{\circ}\text{N}$, $170^{\circ}-120^{\circ}\text{W}$) で平均した SST 偏差の値、インド洋ダイポールモードの指標 (IOD index; Saji et al. 1999) として、西インド洋 ($10^{\circ}\text{S}-10^{\circ}\text{N}$, $50^{\circ}-70^{\circ}\text{E}$) から東インド洋 ($10^{\circ}\text{S}-0^{\circ}$, $90^{\circ}-110^{\circ}\text{E}$) の SST 偏差を引いた値、インド洋全域昇温の指標 (IOB index) として、インド洋全域 ($20^{\circ}\text{S}-20^{\circ}\text{N}$, $40^{\circ}-100^{\circ}\text{E}$) で平均した SST 偏差の値を用いた。エル・ニーニョ発生年を (0)、その翌年を (1) と表記し、季節は北半球のもので、3-5 月を春、6-8 月を夏、9-11 月を秋、12-2 月を冬と記す。

4章では太平洋の影響がない場合のインド洋と大西洋の関係を検証するため、気象研究所大気海洋結合モデル (MRI-CGCM2.3.2; Yukimoto et al. 2006) を用いて太平洋気候値緩和実験

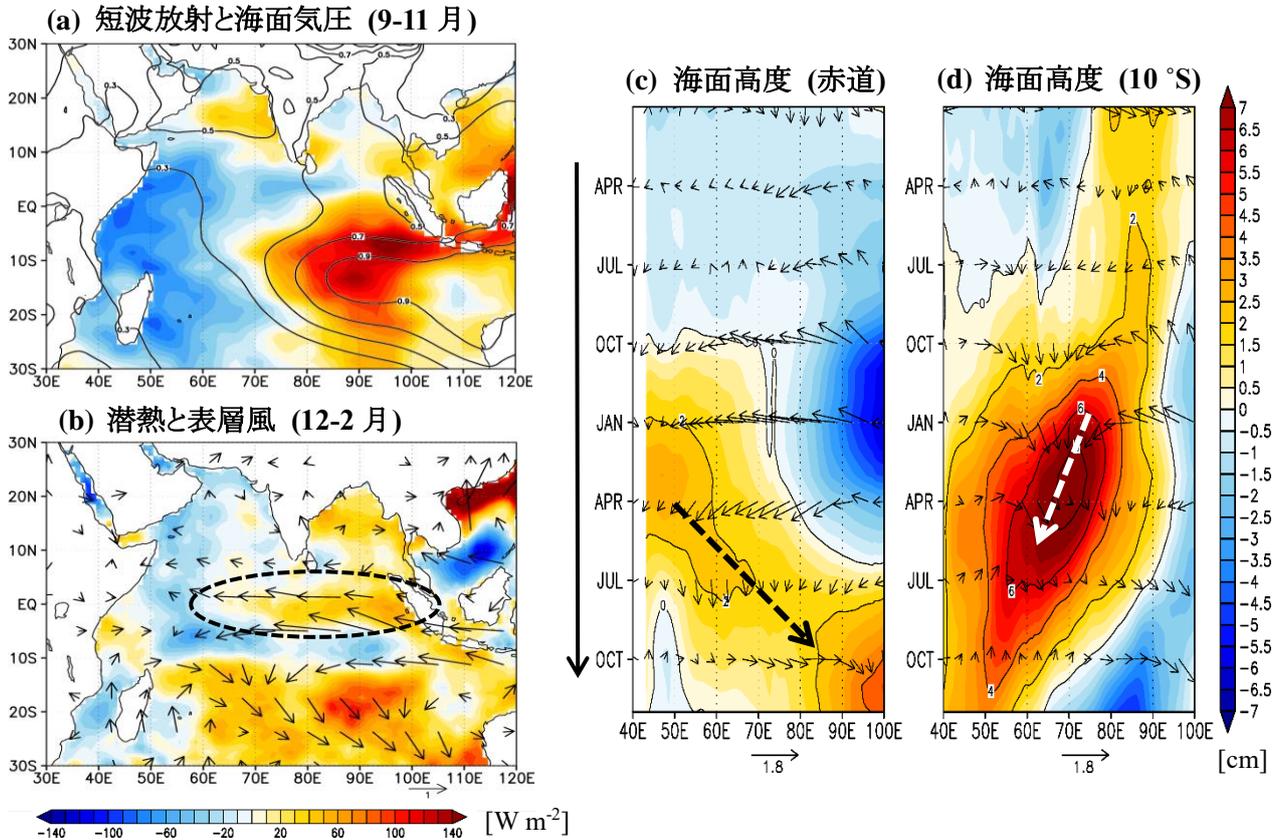


図 2. (a) エル・ニーニョ時の 9-11 月平均の短波放射偏差 (陰影; $W m^{-2}$) と海面更正気圧偏差 (等値線; hPa)。 (b) エル・ニーニョ時の 12-2 月平均の潜熱偏差 (陰影; $W m^{-2}$) と表層風偏差 (ベクトル; $m s^{-1}$)。大気から海洋への熱の移動を正とする。 (c) 赤道、(d) $10^{\circ}S$ におけるエル・ニーニョ時の海面高度偏差 (陰影; cm) と表層風偏差 (ベクトル; $m s^{-1}$) の経度-時間断面。

(pacemaker experiment) を行った。AGCM はスペクトルモデルで、三角切断波数 42 (水平解像度 $2.8^{\circ} \times 2.8^{\circ}$)、鉛直 30 層、OGCM は格子モデルで、水平解像度 $2.5^{\circ} \times 0.5^{\circ} - 2.0^{\circ}$ 、鉛直 23 層である。この実験では、熱帯太平洋の領域 ($30^{\circ}S - 30^{\circ}N$, $120^{\circ}E - 70^{\circ}W$) の各月の SST をコントロールランの SST 気候値に固定し、それ以外の海域では大気と海洋が完全に結合した状態で 100 年間積分を行った。

3. 太平洋・インド洋の海盆間相互作用

3-1. インド洋全域昇温のメカニズム

インド洋全域昇温のメカニズムは季節・領域により 4 つの物理過程が明らかになっており、海面熱交換・海洋波動に起因する力学過程に大別される。

①対流不活発化による短波放射量の増加 (図 2-a)

エル・ニーニョが発生するとウォーカー循環の偏

差パターンが反転し (本稿では便宜上「反転ウォーカー循環」と記す)、インド洋東部は対流不活発となる。また、秋に IOD が発生すると東インド洋の SST 低下により対流が抑制される。このようにエル・ニーニョや IOD によって東インド洋で対流が不活発になると雲量が減少し、海面に入る短波放射量が増加し、特に秋～冬に東インド洋の SST が上昇する (Klein et al. 1999)。

②反転ウォーカー循環とインド洋の秋の気候学的な赤道西風の結合による蒸発冷却の弱化 (図 2-b)

ウォーカー循環の反転に伴い、インド洋の対流圏下層では海洋大陸付近から吹き出す発散東風偏差 (Divergent Easterly Wind: DEW) が表れる。DEW が秋に現れると、インド洋の赤道域で秋に卓越する西風と重なって風速を弱め、蒸発冷却の抑制を通して、引き続き冬にインド洋の熱帯全域で SST が上昇する (Ueda 2001; Ohba and Ueda 2005)。

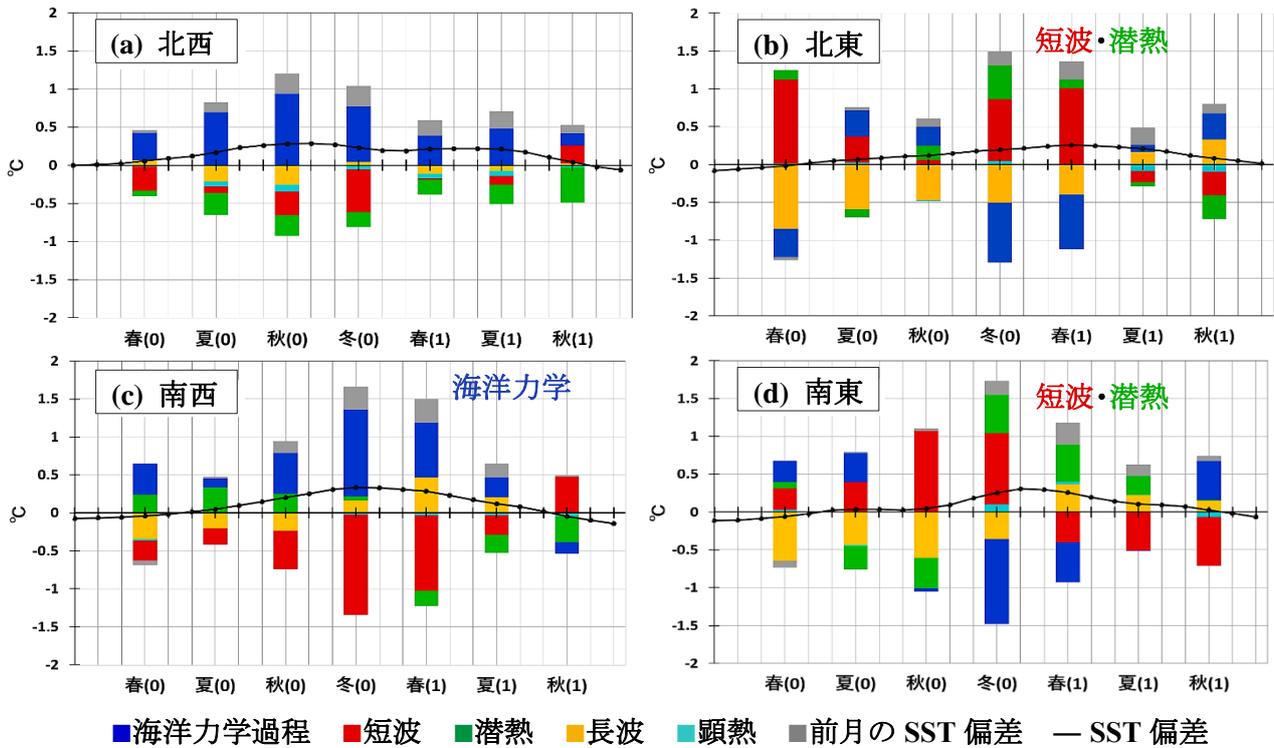


図3. エル・ニーニョ時のインド洋各海域における SST 偏差と熱収支成分の時系列変化。黒線は SST 偏差 [°C]、棒グラフの青は海洋力学過程、赤は短波放射、緑は潜熱、黄色は長波放射、薄青は顕熱による SST の変化 [°C]、灰色は前月の SST 偏差 [°C] を示す。大気から海洋への向きを正の値とし、棒グラフの各成分を足し合わせると黒線で示した SST 偏差となる。(a) 北西インド洋、(b) 北東インド洋、(c) 南西インド洋、(d) 南東インド洋。

③反転ウォーカー循環に伴う南インド洋での高気圧性循環による暖水ロスビー波の西方伝播 (図 2-d)

エル・ニーニョや IOD に伴うインド洋東部での対流不活発による冷源応答でインド洋赤道域に東風偏差が現れると、南インド洋では夏の気候学的な南東風が強化され高気圧性循環が形成される。高気圧性循環ではエクマン輸送によって海面表層付近の海水は収束し、温度躍層を押し下げ、暖水塊が形成される。これは暖水ロスビー波として冬から 10°S 付近に沿って西に伝播し、南インド洋を升温させる (Ueda and Matsumoto 2000)。翌年春頃には南西インド洋の海面付近に到達するが、南西インド洋ではインド洋の他の海域に比べて温度躍層が浅くなっており、温度躍層の変動が SST の変動に強く影響する (Xie et al. 2002)。また、潜熱や短波放射による升温は南西インド洋では見られなかったことから、海洋波動の重要性が指摘された (Klein et al. 1999)。

④インド洋ダイポールモード終焉後の赤道暖水ケルビン波の東方伝播 (図 2-c)

春～夏にエル・ニーニョや IOD が衰退すると東風

偏差が弱まる。西風偏差への移行に伴い、暖水ロスビー波によって西インド洋に蓄積された暖水がケルビン波となって赤道上を東に伝播する。このように、IOD の終焉によって赤道暖水ケルビン波が伝播し全域升温が発生する (Ueda and Matsumoto 2000)。

3-2. 昇温メカニズムの定量的評価

上記 4 つの昇温メカニズムの寄与を定量的に評価するため、混合層の熱収支解析を行った。熱収支式は以下のように表される (Xie et al. 2018)。

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{Q_S + Q_E + Q_L + Q_H}{\rho c_p H} + D_o \quad (1)$$

T は SST、 Q_S は短波放射、 Q_E は潜熱、 Q_L は長波放射、 Q_H は顕熱の偏差である。 D_o は海洋力学過程、 ρ ($=1000 \text{ kg m}^{-3}$) は海水の密度、 c_p ($=4000 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$) は海水の比熱、 H は混合層の深さである。つまり、SST の変化は、短波放射、潜熱、長波放射、顕熱の 4 つの海面熱フラックスの寄与と、移流、湧昇、海洋波動などの海洋力学過程の寄与で診断される。SST 変化は COBE-SST2、海面熱フラックスは

OAFlux のデータを用い、それらの差 (式 1 の残差項) を海洋力学過程 D₀ の寄与と判断した。昇温メカニズムは海域ごとに異なるため、インド洋を 4 つの海域 (北東インド洋; 0°-20°N, 77°-100°E、北西インド洋; 0°-20°N, 50°-77°E、南東インド洋; 20°S-0°, 77°-100°E、南西インド洋; 20°S-0°, 40°-77°E) に分けて解析した。

図 3 はエル・ニーニョ時のインド洋各海域における SST 偏差と熱収支式の各項による SST 変化の時系列変化を示す。北東インド洋 (図 3-b) と南東インド洋 (図 3-d) では特に潜熱 (緑) や短波 (赤) などの海面熱フラックスによる昇温が大きく、上記の昇温メカニズム①と②の寄与が考えられる。一方、北西インド洋 (図 3-a) と南西インド洋 (図 3-c) では潜熱や短波は負偏差となっており、海洋力学過程 (青) による昇温が大きい。上記の昇温メカニズム③と④の暖水ロスビー波、暖水ケルビン波の寄与が考えられる。

4. 大西洋・インド洋の海盆間相互作用

近年、海盆間相互作用が注目されており、インド洋の SST 変動には大西洋も影響を与えていることが指摘された (Wang et al. 2009; Li et al. 2016; Kajtar et al. 2017)。大西洋が昇温すると松野-ギル応答 (Matsuno 1966; Gill 1980) によるケルビン波でインド洋から西太平洋にかけて東風偏差が現れ、その東風によってインド洋の西風が弱められて昇温する。このように、インド洋の SST 変動を考える上では太平洋や大西洋との海盆間相互作用を考慮する必要があるが、大西洋がインド洋の年々変動に与える影響については IOD や全域昇温との関係は明らかになっていない。本節では MRI-CGCM2.3.2 による太平洋気候値緩和実験の結果を用いて相関解析を行い、大西洋とインド洋ダイポールモード、全域昇温の関係、季節・領域ごとの違いやメカニズムを調査した。

4-1. 大西洋とインド洋ダイポールモードの関係

図 4 は太平洋気候値緩和実験における 8-10 月平均の IOD index に対する熱帯大西洋の SST 偏差

の時差相関 (黒線) と IOD index の自己相関 (青線) を示している。熱帯大西洋は IOD が発達する前の 1 月から正の相関があり、4 月には $r=0.3$ 以上の有意な相関となっている。一方、IOD index の 4 月の自己相関は有意ではなく、熱帯大西洋よりも 1 か月遅れた 5 月に有意な相関が表れる。これらの結果は、熱帯大西洋の昇温 (冷却) によって正 (負) の IOD が引き起こされることを示唆する。

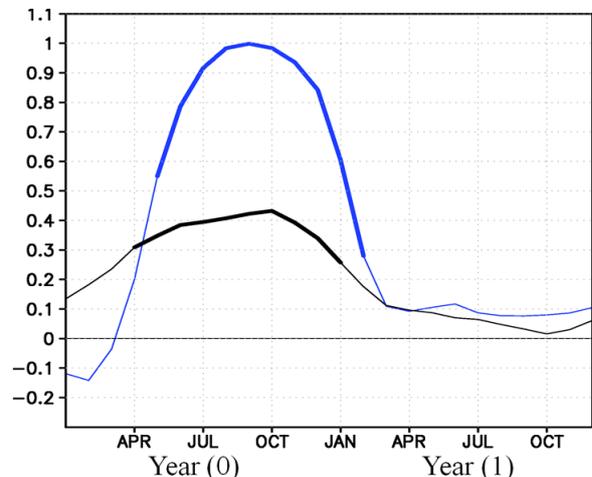


図 4. 8-10 月平均の IOD index と熱帯大西洋の SST 偏差の時差相関 (黒線)。青線は IOD index の自己相関。熱帯大西洋の領域は 10°S-10°N, 50°W-20°E。太線は t 検定による有意水準が 99% 以上を示す。

次に、そのメカニズムを考察する。図 5 (a)-(c) は 3-5 月平均の熱帯南部大西洋の SST 偏差と各海域の SST 偏差の相関である。春 (図 5-a) はインド洋で有意な相関が見られないが、夏 (図 5-b) になると西インド洋で有意な正の相関が現れ、特にソマリア沖では $r=0.4$ 以上と相関が強くなっており、秋 (図 5-c) まで続く。一方、東インド洋では春から秋まで有意な相関があまり見られず、熱帯大西洋の昇温 (冷却) は、正 (負) の IOD 発生において東インド洋の冷却 (昇温) よりも西インド洋の昇温 (冷却) に寄与していると考えられる。次に風の応答を見るため、図 5 (d)-(f) に 3-5 月平均の熱帯南部大西洋の SST 偏差と 850hPa 風偏差の相関を示す。春 (図 5-d) は熱帯南部大西洋の昇温域に吹き込むように西部では西風、東部では東風の有意な相関が見られる。東部の東風はアフリカ大陸を超えて西インド洋でも見られる。夏 (図 5-e) になると、イン

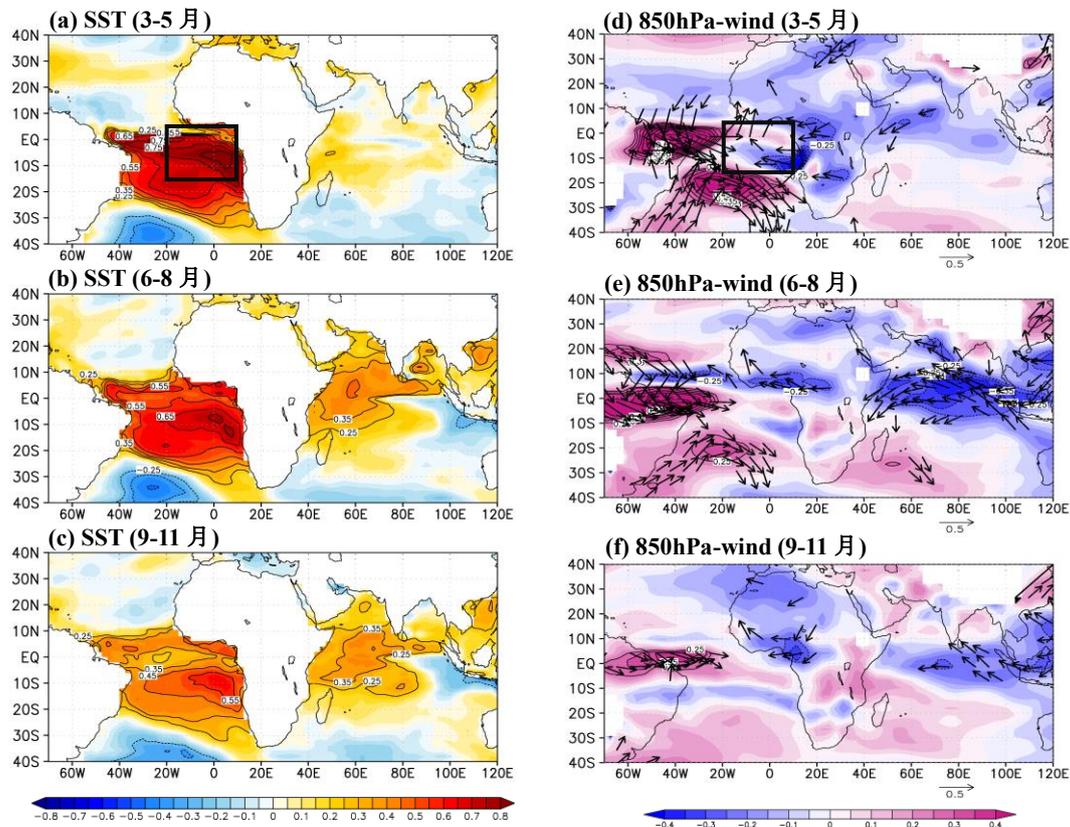


図5. 3-5月平均の熱帯南部大西洋の SST 偏差と、(a) 3-5月、(b) 6-8月、(c) 9-11月の各海域の SST 偏差の相関、(d) 3-5月、(e) 6-8月、(f) 9-11月の各海域の 850hPa 風偏差の相関。(a)-(c) の陰影とコンターは SST の相関係数で、コンターは t 検定による有意水準が 99%以上の領域を示す。(d)-(f) の陰影とコンターは東西風の相関係数で、コンターは有意水準が 99%以上の領域を示す。ベクトルは東西南北風の相関係数で、有意水準が 99%以上のもののみ示す。(a), (d) の黒枠は熱帯南部大西洋 (15°S-5°N, 20°W-10°E) の領域。

ド洋では赤道域全体で有意な東風が広がり、特に北部では $r=0.35$ 以上と最も相関が強くなっている。この東風 (西風) 偏差によって、西インド洋では夏の気候学的な南西風が弱 (強) まって蒸発冷却や湧昇の抑制 (強化) を通して SST が上昇 (低下)、東インド洋では南東風が強 (弱) まって蒸発冷却や湧昇の強化 (抑制) を通して SST が低下 (上昇) し、夏から秋にかけて正 (負) の IOD が発達すると考えられる (図 5-b, c)。

次に、熱帯大西洋の昇温が IOD の発生数や振幅にどの程度影響しているか定量的に調べた。図 6 は、4 種類の実験における 100 年間の正の IOD 発生数と IOD 発生時のインデックスの平均値をまとめた。コントロールランでは 100 年間で 14 回の正の IOD が発生しているが、大西洋気候値実験では 5 回減少して 9 回、太平洋気候値実験では 9 回減少して 5 回となつている。よつて、大西洋の昇温は正の

IOD 発生数を増加させており、その効果は太平洋の効果の半分程度だと考えられる。また、IOD 発生時のインデックスの平均値はコントロールランでは 1.27°C、大西洋気候値実験では 1.11°Cと弱まっているため、大西洋の昇温は IOD の振幅を増大させていると考えられる。

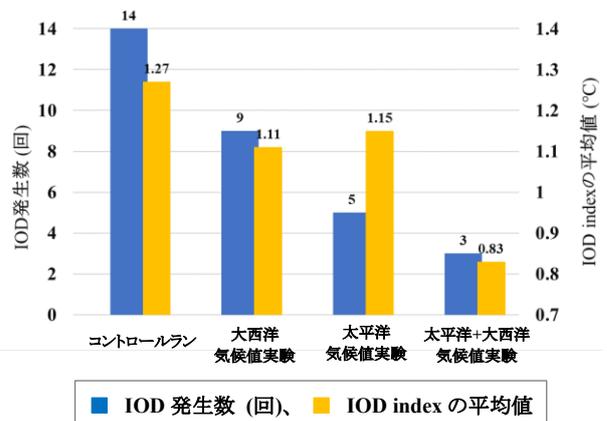


図 6. 各実験の 100 年間における正の IOD 発生数と IOD index の平均値。

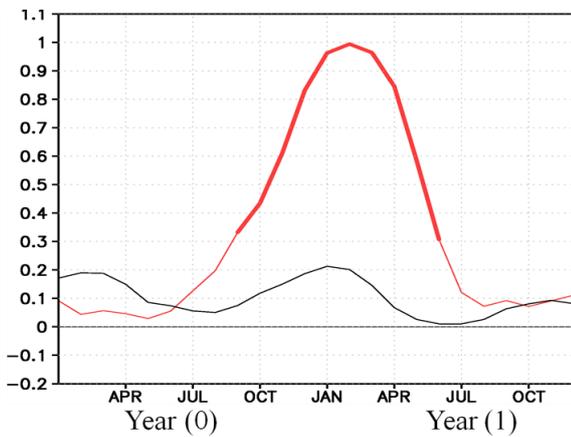


図7. 1-3 月平均の IOB index と熱帯大西洋の SST 偏差の時差相関 (黒線)。赤線は IOB index の自己相関。熱帯大西洋の領域は図 4 と同様。太線は t 検定による有意水準が 99%以上を示す。

4-2. 大西洋とインド洋全域昇温の関係

図 7 は 1-3 月平均の IOB index に対する熱帯大西洋の SST 偏差の時差相関 (黒線) と IOB index の自己相関 (赤線) を示している。IOB index に対する熱帯大西洋の相関は全体を通して弱くなっている。このように、大西洋とインド洋全域昇温の相関は弱く、大西洋と IOD の相関は強いことには、熱帯大西洋の主要な年々変動であるアトランティック・ニーニョの季節性が関係していると考えられる。アトランティック・ニーニョは赤道大西洋の東部から中部の SST が平年より高くなる現象で、春から発達し、夏に最盛期を迎え、秋以降に衰退する (Keenlyside and Latif 2007; Lubbecke et al. 2017)。アトランティック・ニーニョの発達に伴って夏にインド洋で東風偏差が現れると正の IOD が発生するが、秋以降はアトランティック・ニーニョが衰退するためインド洋の東風偏差も弱まり全域昇温は発生しないと考えられる。エル・ニーニョの場合は秋以降も発達して冬に最盛期となるため、インド洋の秋の気候学的な赤道西風が弱まって全域昇温が発生する (Ueda 2001; Ohba and Ueda 2005)。熱帯大西洋との相関が全域昇温より IOD の方が強かったのはこのためだと考えられる。

5. まとめ

本研究ではエル・ニーニョに伴うインド洋全域昇

(a) 太平洋とインド洋の関係



(b) 大西洋とインド洋の関係



図 8. (a) エル・ニーニョ、インド洋ダイポールモード、全域昇温の季節性とそれらの関係。(b) アトランティック・ニーニョ、インド洋ダイポールモードの季節性とそれらの関係。

温の 4 つのメカニズムを定量的に評価するとともに、大西洋とインド洋ダイポールモード、全域昇温の関係を明らかにした。図 8 にエル・ニーニョ、アトランティック・ニーニョ、IOD、インド洋全域昇温の季節性とそれらの関係をまとめた。アトランティック・ニーニョによって春に熱帯大西洋が昇温すると、夏にインド洋に東風偏差が現れて秋に正の IOD が発生する。大西洋の昇温は、IOD の発生数増加に寄与し、その効果は太平洋の効果の約半分である。さらに振幅も増大させる。このように大西洋と IOD の相関は強いが、大西洋とインド洋全域昇温の相関は弱く、それはアトランティック・ニーニョの季節性によって説明できる。以上の結果は、IOD の発生において、エル・ニーニョだけでなくアトランティック・ニーニョも重要な役割を担っていることを示唆する。

参考文献

- Carton, J. A., and B. S. Giese, 2008: A reanalysis of ocean climate using Simple Ocean Data Assimilation (SODA). *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 2999-3017.
- Gill, A. E., 1980: Some simple solutions for heat-induced tropical circulation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **106**, 447-462.
- Hirahara, S., M. Ishii, and Y. Fukuda, 2014: Centennial-scale seasurface temperature analysis and its uncertainty. *J. Climate*, **27**, 57-75.
- Kajtar, J. B., Santoso, A., England, M. H., & Cai, W., 2017: Tropical climate variability: Interactions across the Pacific, Indian, and Atlantic Oceans. *Climate Dynamics*, **48**(7-8), 2173-2190.
- Keenlyside, N. S., Latif, M., 2007: Understanding equatorial Atlantic interannual variability. *J. Climate*, **20**, 131-142.
- Klein, S.A., B.J. Soden, and N. Lau, 1999: Remote sea

- surface temperature variations during ENSO evidence for a tropical atmospheric bridge. *J. Climate*, **12**, 917–32.
- Kobayashi, S., Y. Ota, Y. Harada, A. Ebita, M. Moriya, H. Onoda, K. Onogi, H. Kamahori, C. Kobayashi, H. Endo, K. Miyaoka, and K. Takahashi, 2015: The JRA-55 Reanalysis: General Specifications and Basic Characteristics, *JMSJ*, **93**, 5-48.
- Li, X., S.P. Xie, S.T. Gille, and C. Yoo, 2016: Atlantic-induced pan-tropical climate change over the past three decades. *Nat. Clim. Change*, **6**, 275–279.
- Lübbecke, J. F., Rodríguez-Fonseca, B., Richter, I., Martín-Rey, M., Losada, T., Polo, I., & Keenlyside, N. S., 2018: Equatorial Atlantic variability—Modes, mechanisms, and global teleconnections. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change*, **9**(4), e527.
- Matsuno, T., 1966: Quasi-geostrophic motions in the equatorial area. *J. Meteor. Soc. Japan*, **44**, 25-43.
- Ohba, M. and H. Ueda, 2005: Basin-wide warming in the equatorial Indian Ocean associated with El Niño. *SOLA*, **1**, 89-92.
- 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.
- Ueda, H. and J. Matsumoto, 2000: A possible triggering process of east-west asymmetric anomalies over the Indian Ocean in relation to 1997/98 El Niño. *J. Meteor. Soc. Japan*, **78**, 803-818.
- Ueda, H., 2001: Equatorial monsoon system as regulation for a dipole mode in the Indian Ocean. *Pap. Met. Geophys*, **51**, 147-154.
- Wang, C., Kucharski, F., R. Barimalala, A. Bracco, 2009: Teleconnections of the tropical Atlantic to the tropical Indian and Pacific Oceans: a review of recent findings. *Meteorol Z*, **18**, 445–454.
- Xie, S.-P., H. Annamalai, F. A. Schott, and J. P. McCreary Jr., 2002: Structure and mechanisms of South Indian Ocean climate variability. *J. Climate*, **15**, 864–878.
- Xie, S.-P., K. M. 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*, **22**, 730-747.
- Xie, S.-P., Y. Kosaka, Y. Du, K. Hu, J. S. Chowdary and G. Huang, 2016: Indo-western Pacific ocean capacitor and coherent climate anomalies in post-ENSO summer: A review. *Adv. Atmos. Sci.*, **33** (4), 411-432.
- Xie, S. -P., Peng, Q., Kamae, Y., Zheng, X. T., Tokinaga, H., & Wang, D., 2018: Eastern Pacific ITCZ dipole and ENSO diversity. *J. Climate*, **31**(11), 4449-4462.
- Yu, L., X. Jin, and R. A. Weller, 2008: Multidecade Global Flux Datasets from the Objectively Analyzed Air-sea Fluxes (OAFlux) Project: Latent and sensible heat fluxes, ocean evaporation, and related surface meteorological variables. Woods Hole Oceanographic Institution, OAFlux Project Technical Report. OA-2008-01, 64pp. Woods Hole, Massachusetts.
- Yukimoto, S., Noda, A., Kitoh, A., Hosaka, M., Yoshimura, H., Uchiyama, T., et al., 2006: Present-day climate and climate sensitivity in the Meteorological Research Institute coupled GCM version 2.3 (MRI-CGCM2. 3). *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, **84**(2), 333-363.