

— 2013年度 日本海洋学会 岡田賞記念論文 —

大気海洋相互作用を伴う熱帯海洋の長期変化に関する研究*

時長 宏樹[†]

要 旨

熱帯域における海面水温の長期変化は、地域的な気候変化パターンの形成に重要な役割を果たしている。本稿では、様々な現場観測データと海洋大循環モデルによる数値実験結果から、1950年以降の過去60年間で熱帯海洋における気候変化パターンがどのように形成されてきたかについて、大気海洋相互作用の観点から解説する。また海上風観測や海面水温観測が持ちうる時間変化する観測誤差についても注目し、それらが気候変化の検出に与える影響についても議論する。

キーワード：熱帯海洋・気候変化・大気海洋相互作用・ウォーカー循環・Bjerknes フィードバック

1. はじめに

全球的な気候変化に影響を及ぼす要因の1つとして、熱帯海洋における海面水温の長期変動や変化が注目されている (Xie *et al.*, 2010; Meehl *et al.*, 2011; Kosaka and Xie, 2013)。Coupled Model Intercomparison Project (CMIP) に参画している多くの気候モデルは、地球温

暖化時に熱帯大気におけるウォーカー (東西) 循環が弱まることを予測しており、それに伴って熱帯域の海面水温が特徴的な変化パターンを示すことが指摘されている (Vecchi and Soden, 2007; Xie *et al.*, 2010)。例えば熱帯太平洋では、偏東貿易風の弱화가中部から東部の赤道域において海面水温上昇を局所的に強めるのに対し、平均的な西風が弱まる熱帯インド洋では、東部よりも西部において海面水温の上昇が強まる (Zheng *et al.*, 2010; Zheng *et al.*, 2013)。両海盆ともに水温躍層の東西方向の傾きと赤道東西風の変調を伴うため、Bjerknes フィードバック (Bjerknes, 1969) を介した海洋力学の重要性を示唆している。一方、熱帯大西洋では、産業革命以後から1980年代にかけて南半球側よりも北半球側において海面水温の上昇傾向が弱く、それは北半球側で人為起源エアロゾルによる冷却効果が強いと考えられている (Chang *et al.*, 2011)。いずれの熱帯海洋においても海面水温の長期的な変化パターンは、大気大循環の駆動源となっている熱帯収束帯の位置に多大な影響を及ぼすため、それらを大気海洋相互作用の観点から検証・解明

* 2013年11月24日受領; 2014年1月5日受理
著作権: 日本海洋学会, 2014

[†] International Pacific Research Center, University of Hawaii at Manoa 1680 East West Road, Honolulu, HI 96822, USA
TEL: +1-808-956-5920

e-mail: tokinaga@hawaii.edu

・現在の所属

京都大学白眉センター / 防災研究所

〒611-0011 京都府宇治市五ヶ庄

京都大学防災研究所 災害気候研究分野

TEL: 0774-38-4156 FAX: 0774-38-4153

e-mail: tokinaga@dpac.dpri.kyoto-u.ac.jp

することは重要な研究課題の1つとなっている (Deser *et al.*, 2010; Xie *et al.*, 2010)。

気候モデルによって再現された過去の気候変化は、長期間に渡る実際の観測データを用いて検証されることが多い。しかしながら、観測された過去の気候変化に関しては依然として不明な点が多く、その中でも熱帯海洋における海面水温やウォーカー循環の長期変化傾向については現在もなお活発な議論が続けられている (Vecchi *et al.*, 2006; Luo *et al.*, 2012; Meng *et al.*, 2012; Solomon and Newman, 2012; Tokinaga *et al.*, 2012a; Tokinaga *et al.*, 2012b; L'Heureux *et al.*, 2013)。例えば、熱帯太平洋における海面水温の東西勾配が過去 50 – 100 年間で強くなったか弱くなったかは解析に使用するデータセットによって異なることが指摘されている (Vecchi *et al.*, 2008; Tokinaga *et al.*, 2012b)。また海上風に関しては、船舶の大型化が風速計設置高度を上昇させたことによって海上風速の見かけ上の増加傾向を生み出し、低緯度帯では偏東風が、中高緯度帯では偏西風があたかも強化しているような変化傾向を示すことが問題視されている (Ward and Hoskins, 1996)。実際の気候変化パターンがどのように形成されたのかを解き明かすためには、このような観測データに含まれている人為的な誤差要因を可能な限り軽減して解析を進めるのと同時に、独立した観測データから物理的に整合する変化を抽出できるかどうか重要な鍵を握っている。そこで筆者らは大気海洋相互作用の観点から、主に海上風と海面水温の観測誤差に着目し、熱帯域においてそれらと密接に関連する様々な変数 (海洋亜表層水温, 海上気温, 海上風, 海面気圧, 雲量, 陸上降水量) の現場観測データを用いて、熱帯域における気候変化パターンがどのように形成されてきたかを検証してきた。本稿は、熱帯大西洋, 熱帯太平洋および熱帯インド洋を対象として行った過去 60 年間 (1950 – 2009 年) における気候変化に関する研究の概要である。尚、本稿で引用する図は Nature Geoscience で発表された Tokinaga and Xie (2011b), Journal of Climate で発表された Tokinaga and Xie (2011a) および Tokinaga *et al.* (2012a) から一部を抜粋して体裁を変更したものであることを最初にお断りしておく。

2. 海上風データセットの作成

気候変化パターンの検出に関して解説する前に、本節では一連の解析で使用した海上風データについて解説する。船舶による海上風観測は、船上に設置した風速計によって測器観測されたものと、Beaufort wind scale によって目視観測されたものの2種類あるが、時間変化する系統誤差要因の大部分は前者に起因している (岩坂ら, 2006; Thomas *et al.*, 2008)。風は地表面に近いほど摩擦の影響を強く受けるため、海面からの高度が高くなるほど風速が大きくなる特徴を持つ。そのため、前述したように船舶の大型化によって風速計の設置高度が上昇すると見かけ上の増加傾向を持つことになる。International Comprehensive Ocean-Atmosphere Dataset (ICOADS; Woodruff *et al.*, 2011) にアーカイブされている船舶の海上風観測データから 1950 年以降の長期変化傾向を実際に計算すると、ほぼすべての海域で増加傾向を示していることが判る (Fig. 1)。大規模場の海上風ベクトルと海面気圧の長期変化傾向は本来物理的に整合してなければならないにもかかわらず、様々な海域において不整合が生じていることが指摘されている (Ward and Hoskins, 1996; Hanawa and Yasuda, 2000)。海上

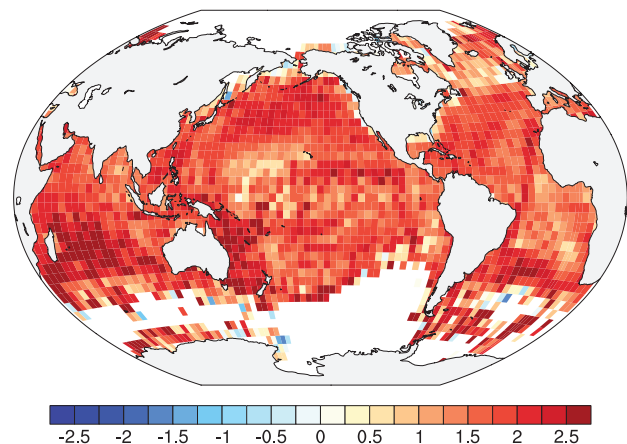


Fig. 1. Annually averaged linear trends in surface scalar-mean wind for 1950-2009 derived from the uncorrected ICOADS. (Modified from Tokinaga and Xie 2011a)

風は、大気海洋相互作用を伴う気候の現象を解き明かすために重要な変数であるが、数十年以上の時間スケールを持つ気候変化の研究においては、まず第一にこのような人為的な誤差を軽減する必要がある。

海上風速観測の補正には、一般的に対数則を利用した風速の高度補正を行う。しかし、過去に蓄積された海上風観測データには風速計設置高度情報が付属していないものが多く、高度補正のみによって見かけ上の増加傾向をデータセット全体から除去することは困難である。そこで筆者らは、風波の波高が海面風応力に比例して大きくなるという物理的仮定に基づき、船舶観測による風波の波高データから高度10-mの海上風速を見積もる手法を考案した (Tokinaga and Xie, 2011a)。具体的には、風速計高度情報・風速計観測値・波高観測値の3つが同時に利用できる船舶通報を用いて (10-m 海上風速) $= a \cdot (\text{風波の波高})^b + c$ という関係を満たす定数 a , b , c を最小二乗法によって各月・緯度経度4度格子ごとに決定し、風速計の設置高度情報が付属していない場合でも、風波の波高から高度10-mの海上風速を求めるという方法である。最終的には、この方法によって見積もった風速データ、高度補正が可能な風速データ、および Beaufort wind scale によって目視観測された風速データを用いて、月平均の全球4度格子データセットを1950年から2009年まで再構築した。Wave and Anemometer-based Sea-surface Wind (WASWind) と名付けられたこの海上風データセットは、衛星による海上風観測や海面気圧傾度の長期変化傾向とも概ね整合的であることを確認している (Tokinaga and Xie, 2011a)。尚、WASWind に関する詳細な解説は Tokinaga and Xie (2011a) を参照していただきたい。

3. 熱帯大西洋

熱帯大西洋東部では、北半球春季から夏季にかけて南東貿易風が卓越し、沿岸湧昇および赤道湧昇を強めることによって、海面水温や亜表層水温の舌状冷水域を形成する (Fig. 2a)。したがって、北半球夏季における海面水温は、熱帯大西洋の東部で冷たく、西部や北部で暖かくなっているのが気候学的な平均状態である (以後、季節に関する記述は全て北半球を想定する)。同時にこの

時期、熱帯収束帯は15°N付近の暖かい水温上に位置しており、南東貿易風および冷水舌との正のフィードバックによって熱帯大西洋における夏季の気候を特徴付けている。夏季を過ぎると熱帯収束帯は南下して南東貿易風が弱くなり、舌状冷水域も消失する。Tokinaga and Xie (2011b) では、このような夏季の気候学的な平均場が過去60年間でどのように変化したかを様々な観測データと海洋大循環モデルの数値実験によって検証した。

ICOADS と WASWind から求めた海上風の変化傾向を Fig. 2b と 2c にそれぞれ示す。いずれも解析期間 (1950 - 2009年) における5 - 7月平均値の変化傾向であり、変化傾向はノンパラメトリック法の Sen's median slope から求めた (Sen, 1968) (以降、同様にして全ての変化傾向を求めた)。観測誤差補正を適用していない ICOADS の海上風は、気候学的な南東貿易風を強める変化傾向を示している。しかし前述したように、この南東貿易風強化の大部分は風速計の設置高度上昇に伴う見かけ上の風速増加傾向によるものと考えられる。一方、観測誤差を軽減した WASWind の変化傾向を見ると、熱帯大西洋中部から東部にかけて北西-西風傾向となっており、むしろ気候学的な南東貿易風が弱まっていることを示している。図は省略するが、この海上風の変化傾向は海面気圧傾度の変化傾向と整合的な季節性を示す。さらに Fig. 2d に示した6 - 8月平均の海面水温変化を見ると、ちょうど舌状冷水域が形成される熱帯大西洋東部において局所的に海面水温上昇が大きく、冷水舌の中心域では60年間で1.5°C程度も上昇している。この水温上昇は、熱帯大西洋の気候学的な東西温度勾配を25%程度弱めたことに相当する。さらに、深度補正済みの投下式水温計 (XBT, expendable bathythermograph) 観測から海洋亜表層水温の変化傾向を求めると、熱帯大西洋東部では、気候学的な水温躍層が存在する30 - 50m深において水温上昇が最も大きい (Fig. 2f)。これは水温躍層が深くなったことを意味しており、熱帯大西洋中部から東部における南東貿易風の弱化によって赤道湧昇が抑制されたことを示唆している。

南東貿易風の弱化傾向が熱帯大西洋東部における海面水温の上昇を局所的に強めたという互いに整合する観測事実を検証するために、WASWind から得られた海面風応力データを強制力として海洋大循環モデルを駆動した

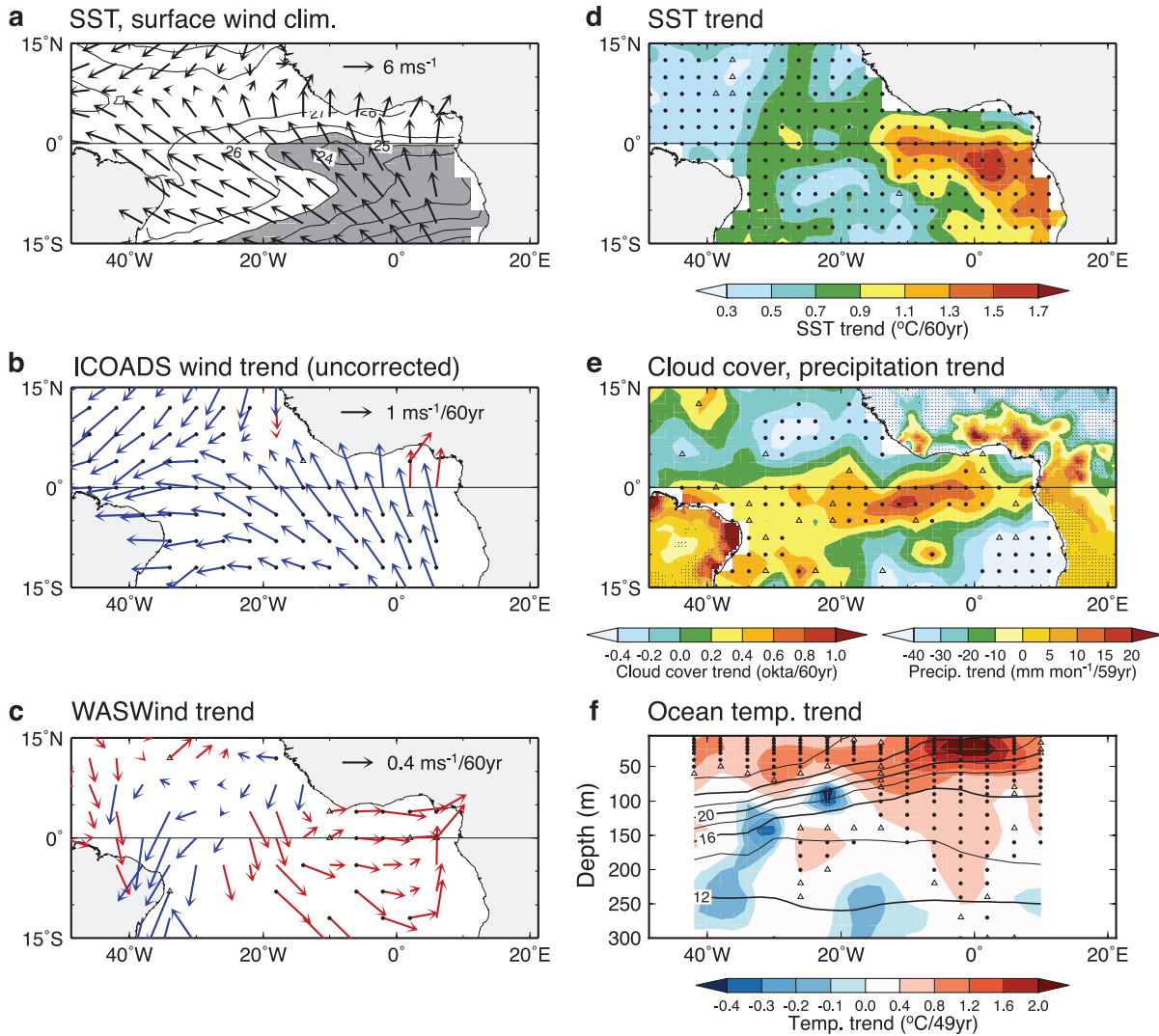


Fig. 2. (a) June–August (JJA) climatologies of sea surface temperature (SST, contours at 1 °C intervals) and surface wind vectors (arrows), May–July mean trends in (b) ICOADS and (c) WASWind surface winds [westerly (easterly) trends are shown by red (blue) arrows], JJA trends in ICOADS (d) SST, (e) cloudiness and land precipitation, and (f) longitude–depth section of JJA ocean temperature trends averaged over 4°S–4°N. Analyzed periods are 1950–2009 for SST, wind, and cloudiness, 1950–2008 for land precipitation, and 1961–2009 for ocean temperature. Grid points marked with filled circles (triangles) exceeded the 95% (90%) confidence level based on the Mann–Kendall test. (Modified from Tokinaga and Xie 2011b)

結果を Fig. 3 に示す。海洋大循環モデルの混合層水温の気候値は、観測と同様に明瞭な舌状冷水域を再現しており、さらにその海域において混合層水温が観測と同程度の上昇傾向を示していることが判る (60 年間で +1.5°C 程度)。海洋混合層の熱収支解析によれば、鉛直エントレイ

メントがこの水温上昇の大部分を説明していることから、南東貿易風の弱体化が冷水の湧昇を抑制し、舌状冷水域に極大をもつ水温上昇を引き起こしたと考えられる。

次に、海面水温変化に連動すると考えられる陸上降水と海上雲量の長期変化傾向を検証した (Fig. 2e)。海上

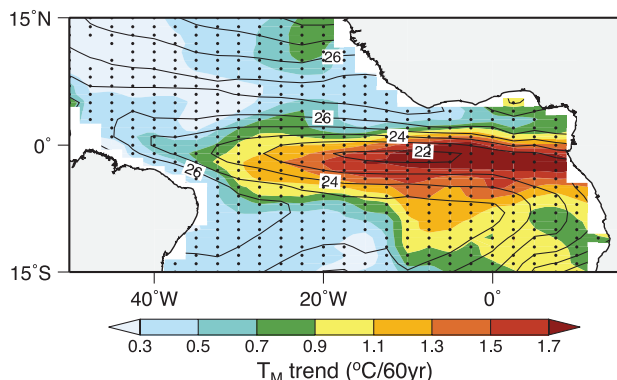


Fig. 3. Trend ($^{\circ}\text{C}$ per 60 years) and climatology (contours at 1°C intervals) of June-August mixed layer temperature for 1950-2009 obtained from the ocean GCM hindcast forced by the WASWind wind stress. Grids marked with closed circles indicate significant trends exceeding 95% confidence level based on the Mann-Kendall test. (Modified from Tokinaga and Xie 2011b)

の降水量データは衛星観測が開始された1979年以降に限定されているのに対し、積雲系の降水が卓越している熱帯海洋においては海上雲量が降水量を表す良い指標となることが指摘されている (Deser *et al.*, 2004; Norris, 2005; Deser and Phillips, 2006)。そこでICOADSの海上雲量観測から長期変化傾向を求めると、雲量の増加傾向が赤道大西洋の中部から東部にかけて最も大きく、増加傾向を示す領域が東西方向に伸びて赤道アマゾンや西アフリカのギニア湾沿岸部に到達していることが判る。さらにUniversity of Delawareから取得した陸上降水データセット (Willmott and Robeson, 1995) から変化傾向を求めると、赤道アマゾンやガーナ・ナイジェリアなどの西アフリカ諸国において降水が増加傾向となっている。これらは熱帯収束帯が南側にシフトしたことを示唆しており、熱帯大西洋東部における舌状冷水域において海面水温が局所的に増加したと整合する。

熱帯大西洋の気候変化に関して特筆すべきもう1つの点は、舌状冷水域における海面水温と西アフリカ沿岸域における降水量の経年変動が弱まったという観測事実である。熱帯大西洋では、Atlantic Niñoと呼ばれる海面水温の経年変動が夏季に卓越することが知られている。

この現象は舌状冷水域の強弱によって東西方向の水温勾配を変動させるため、しばしば熱帯大西洋の東西モードと呼ばれている。Atlantic Niñoが正(負)位相の年には、熱帯大西洋東部において海面水温偏差が正(負)となり、ギニア湾沿岸部や赤道アマゾンにおいて降水量が増加(減少)する (Ruiz-Barradas *et al.*, 2000)。ここで、6-8月平均の赤道大西洋における海面水温の東西勾配偏差 ($\Delta\text{SST}_{\text{EQ}}$) とギニア湾沿岸部の降水量偏差の時系列を作成し、それぞれの経年変動スケールにおける21年移動標準偏差をFig. 4に示す。尚、 $\Delta\text{SST}_{\text{EQ}}$ は赤道大西洋東部 ($20^{\circ}\text{W} - 0^{\circ}$, $3^{\circ}\text{S} - 3^{\circ}\text{N}$) と西部 ($25^{\circ} - 45^{\circ}\text{W}$, $3^{\circ}\text{S} - 3^{\circ}\text{N}$) で領域平均された海面水温偏差の差、降水量偏差はギニア湾沿岸部の ($2^{\circ} - 10^{\circ}\text{E}$, $4^{\circ} - 8^{\circ}\text{N}$) において領域平均されている。この図を見ると、 $\Delta\text{SST}_{\text{EQ}}$ の経年変動は1960年から1999年にかけて減少傾向を示しており、Atlantic Niñoの変動が弱まっていることを示している。これは、熱帯大西洋東部の水温躍層が深くなったことによって、海面水温と亜表層水温の相互作用が弱くなったためと考えられる。さらに興味深いのは、ギニア湾沿岸部における降水量の経年変動も同様に小さくなっており、Atlantic Niñoの変動が弱くなったことと整合している。これはAtlantic Niñoやそれに伴う熱帯収束帯の経年変動が、気候学的な水温躍層深度の長期変化によって影響を受ける可能性を示唆している。

本節で示した一連の結果から、夏季における熱帯大西洋の気候変化は、南東貿易風の弱化、東部における舌状

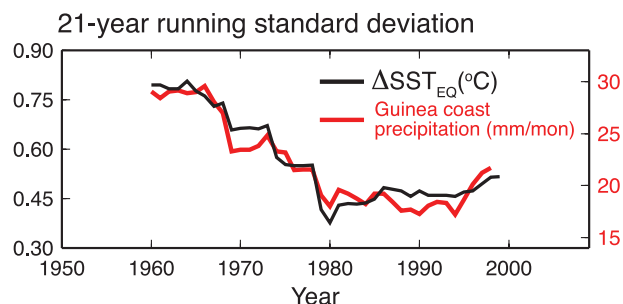


Fig. 4. The 21-year running standard deviation of JJA $\Delta\text{SST}_{\text{EQ}}$ (black) and Guinea coast precipitation (red). (Modified from Tokinaga and Xie 2011b)

冷水域の衰退と水温躍層深度の増加，熱帯収束帯の南下によって特徴付けられ，これらが正の Bjerknes フィードバックによって長期的に変化してきたと考えられる。このような気候変化をもたらした要因については今後明らかにすべき課題として未だ残されており，観測データを用いた解析と CMIP などの気候モデルによる数値実験から多角的に検証する必要がある。ただし，世界で利用されている気候モデルの多くは，舌状冷水域における海面水温の温暖バイアスや，南東貿易風の強さ，そして熱帯収束帯の位置に関して依然として再現性の問題を抱えており，今後の改善が望まれている (Richter and Xie, 2008; Richter *et al.*, 2013)。尚，本節で示した結果の詳細は，Tokinaga and Xie (2011b) に示されている。

4. 熱帯太平洋

熱帯太平洋上の気候学的なウォーカー循環は，強い対流活動域に当たるインドネシア海洋大陸から熱帯太平洋西部にかけて上昇流の中心を持ち，南米ペルー沖の熱帯太平洋東部に下降流の中心を持っている。その上昇流と

下降流を繋ぐ海面付近の風は偏東貿易風として赤道域に現れ，熱帯太平洋東部から中部にかけて沿岸湧昇および赤道湧昇を引き起こし，海面水温を低下させる。一方，熱帯太平洋西部では赤道上で暖められた海水が偏東貿易風により吹き寄せられ，暖水プールと呼ばれる世界でも海面水温が高い海域を形成している。このようにして形成された東西方向の海面水温勾配は，熱帯太平洋西部における対流活動を強め，ウォーカー循環を維持・強化している。このウォーカー循環と海面水温勾配の相互作用は，気候平均だけでなくエルニーニョ現象やラニーニャ現象の際に強い結合現象として現れることが知られている (Neelin *et al.*, 1998; Wallace *et al.*, 1998)。しかし，数十年以上の時間スケールにおいて両者が結合しながら変化するかどうかは現在も議論が続いており，また過去数十年間において両者が強まったのか弱まったのかは，解析に用いるデータセットや解析対象期間，また数値実験に使用する気候モデルの違いによっても結果にばらつきがあるため，統一的な見解が得られていなかった。そこで Tokinaga *et al.* (2012a) では，互いに独立した様々な現場観測データと海洋大循環モデルを用いて，

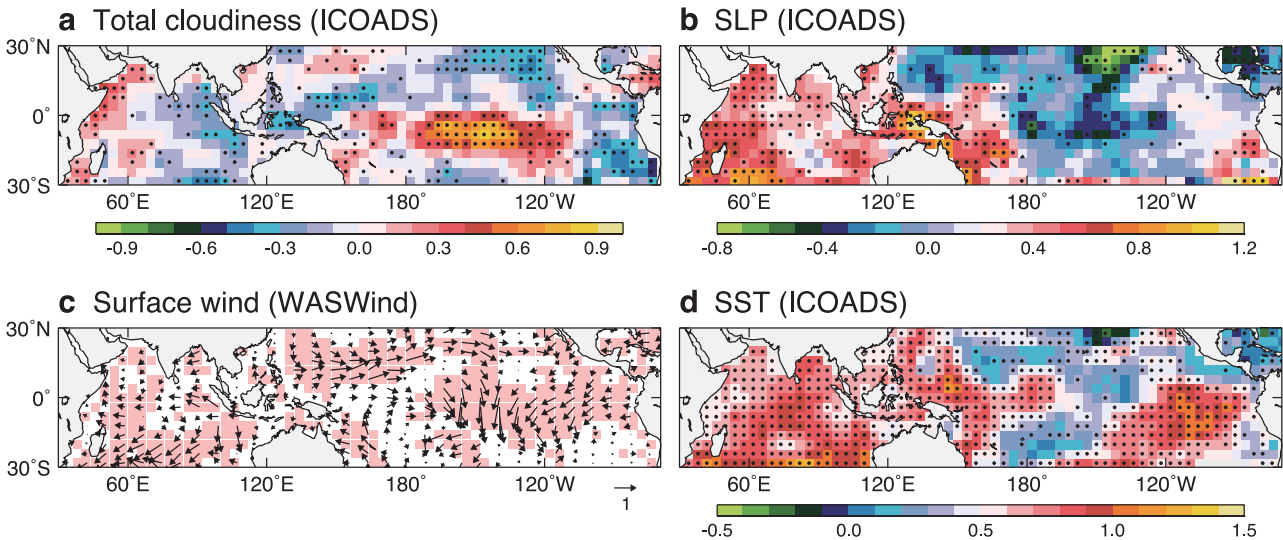


Fig. 5. Annual-mean changes for 1950–2009: (a) marine cloudiness (okta per 59 years), (b) SLP (hPa per 59 years), (c) surface wind (m s^{-1} per 59 years), and (d) SST ($^{\circ}\text{C}$ per 59 years). Significant trends at the 90% confidence level are marked with dots for cloudiness, SLP, and SST (highlighted for surface wind). Cloudiness, SLP, and SST (surface wind) data are based on ICOADS (WASWind). (Modified from Tokinaga *et al.* 2012a)

前節と同様な方法によって、過去 59 年間 (1950 年 6 月 – 2009 年 5 月) の熱帯太平洋における気候変化パターンを検出した。

ICOADS による海上雲量、海面気圧、海面水温の変化傾向と WASWind による海上風の変化傾向を Fig. 5 に示す。いずれも 1950 年から 2009 年までの期間における年平均値 (6 月から翌年 5 月の 12 ヶ月間) の変化傾向である。海上雲量の変化は熱帯太平洋中部において増加傾向、熱帯太平洋西部において減少傾向となっており (Fig. 5a), Norris (2005) や Deser *et al.* (2004) が 20 世紀後半に対して行った解析と同様な結果を示している。この地域において雲量が降水量の良い指標になることを踏まえると、インドネシア海洋大陸から熱帯太平洋西部に中心を持つ大気対流の活発域がやや東側へシフトしたことを示唆している。海面気圧は、熱帯太平洋中部において低下傾向、熱帯太平洋西部から海洋大陸にかけて上昇傾向を示しており (Fig. 5b), 海上雲量変化の空間パターンと負の相関になっていることが判る。WASWind から求めた海上風の変化は、熱帯太平洋西部において西風傾向、熱帯太平洋東部において東風傾向、熱帯太平洋中部において収束を強める傾向を示しており (Fig. 5c), 海上雲量と海面気圧変化の空間パターンと物理的に整合している。さらにフィリピンの東方沖で見られる東向き海上風変化は北西太平洋亜熱帯域における北東貿易風の弱さを意味しており、10° – 25°N に見られる海面気圧の南北勾配変化とも整合している。これらの大気変化はウォーカー循環を含む熱帯大気循環が過去 60 年間で弱まったことを示唆している。

次に XBT 観測から求めた海洋亜表層水温の変化傾向を Fig. 6 に示す。赤道太平洋西部における亜表層水温変化の鉛直プロファイルを見ると、深さ 200 m 付近で顕著な水温低下傾向を示している。これは熱帯太平洋西部から中部にかけて見られる西風傾向が気候学的水温躍層を浅くしていると考えられ、同海域において栄養塩躍

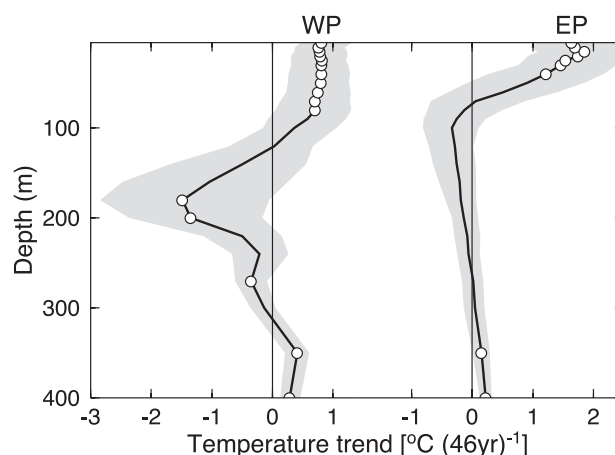


Fig. 6. Annual-mean subsurface temperature change ($^{\circ}\text{C}$ per 46 years) averaged in the eastern (EP; $80^{\circ}\text{--}100^{\circ}\text{W}$, $4^{\circ}\text{S--}4^{\circ}\text{N}$) and western (WP; $160^{\circ}\text{E--}180^{\circ}\text{E}$, $4^{\circ}\text{S--}4^{\circ}\text{N}$) equatorial Pacific for 1963–2008. Trends exceeding the 90% confidence level are marked with open circles. The gray shading indicates 90% confidence intervals based on the Sen median slope method. Subsurface temperature data are based on bias-corrected XBTs of EN3. (From Tokinaga *et al.* 2012a)

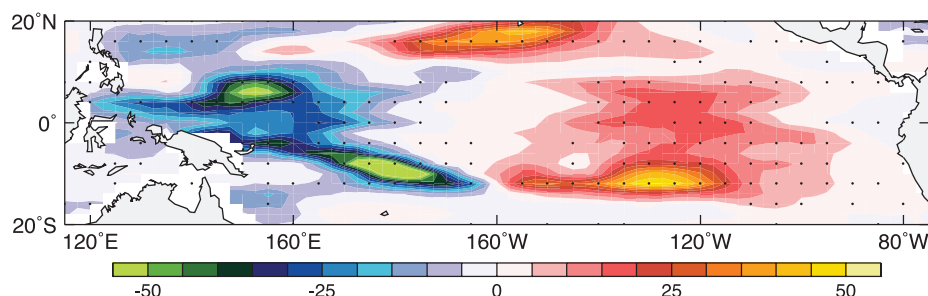


Fig. 7. Annual-mean changes in the WASWind-forced OGCM thermocline depth for 1950–2009 (m per 59 years). Trends exceeding the 90% confidence level are marked with dots. (Modified from Tokinaga *et al.* 2012a)

層が1970年代以降浅くなっていることを示唆する珊瑚骨格の窒素同位体比や炭素同位体比の変化傾向と整合している(Williams and Grottooli, 2010)。また WASWind の海面風応力によって駆動した海洋大循環モデルは、観測と同様な変化を再現しており、熱帯太平洋西部で水温躍層が浅くなり、中部から東部にかけて深くなっている(Fig. 7)。XBT 観測による海洋混合層の水温変化を見ても、西部では深さ100 m よりも上で有意な上昇傾向(+0.8°C)となっているものの、東部における水温の上昇傾向(+1.7°C)の方が2倍程度大きく、熱帯太平洋において東西の水温勾配が弱くなっていることを示している。

一方、ICOADS から求めた海面水温変化は、熱帯太平洋西部と東部で上昇傾向が大きく、中部では小さくなっており、東西方向の海面水温勾配に顕著な変化は見られない(Fig. 5d)。この空間パターンは、平年よりも弱いウォーカー循環を伴うエルニーニョ現象時の海面水温偏差とは異なる。したがって、本節の冒頭で言及したような大気海洋相互作用の観点からは、海面水温変化が海上雲量・海面気圧・海上風の変化と整合的であると言いがたい。その理由として2つの可能性が考えられる。1つには、気候変化の時間スケールにおいて、海面水温の長期変化パターンが熱帯大気循環の長期変化を引き起こす重要な要因ではない可能性が挙げられる(Held and Soden, 2006)。これまでの研究によれば、海面水温の上昇を空間一様に与えて大気大循環モデルを強制したとしても、地球温暖化時には大気の静的安定度が増加し、ウォーカー循環が弱まることのできるという数値実験結果が報告されている(Gastineau *et al.*, 2009; Ma *et al.*, 2012)。一方、もう1つの可能性としては、時間変化する観測誤差の影響によって、海面水温の長期変化パターンを正確に特定することが難しいということが考えられる。Fig. 6 に示したように、海洋混合層において東西方向の水温勾配が明瞭に弱まっていることを考慮すれば、海面水温の東西勾配が実際には弱まっていると推測することができ、それが事実であれば、ウォーカー循環が海面水温の東西勾配と結合しながら弱まったという可能性を否定することはできない。この点に関しては、第6節で様々な海面水温データセットや夜間気温データを比較し議論する。

5. 熱帯インド洋

前節で述べたように、ウォーカー循環の弱体化は海洋大陸上において海上風の強い発散傾向を引き起こし、熱帯太平洋西部では西風傾向をもたらす一方、熱帯インド洋では東風傾向をもたらす(Fig. 5c)。図は示さないが、海洋大陸上の発散傾向は降水量の減少傾向とも整合的であり、また、夏季から秋季にかけてその傾向が強くなる。その結果、熱帯インド洋の東風傾向も同時期に強くなるため、本節では夏季から秋季に焦点を絞り、熱帯インド洋の長期変化を解説する。また用いたデータや解析方法等は前節と同一である。

Fig. 8 は Fig. 5 と同様に海上雲量、海面気圧、海面水温および海上風の長期変化を示しており、いずれも1950年から2008年までの期間における6-11月平均の変化傾向である。熱帯インド洋上では雲量変化の東西双極子構造が現れており(Fig. 8a)、Fig. 5a に示した年平均の変化傾向と比べてより顕著である。海上風の変化傾向は、それぞれ雲量の減少傾向と増加傾向を示している熱帯インド洋東部から西部に向けて東風傾向となっている(Fig. 8c)。海面気圧の増加傾向は西部より東部で大きく、赤道域における東風傾向と整合的である(Fig. 8b)。またインド洋北部においては南から北に向けて海面気圧の増加傾向が強くなっており、海上風の東風傾向として現れている夏季インドモンスーンの弱体化と矛盾しない。スマトラ島西岸沖の海面水温上昇が周辺域よりも小さいのは(Fig. 8d)、南東風傾向によって、この季節に特徴的な沿岸湧昇が強化されたためと考えられ、Cai *et al.* (2009) による解析結果を支持している。しかし、海上雲量、海面気圧および海上風の変化傾向が互いに物理的な整合性を示しているのにも関わらず、海面水温だけは海盆全体で暖まっており、東西方向の水温勾配には顕著な変化が見られない。

Fig. 9 は熱帯インド洋東部と西部における海洋亜表層の水温変化である。熱帯インド洋東部における気候学的水温躍層は、夏季から秋季にかけてスマトラ島西岸で起こる沿岸湧昇によって最も浅くなる。この特徴こそが、海面水温場に現れるインド洋ダイポール現象が海面付近の東西風と亜表層水温に対して季節的に敏感になる

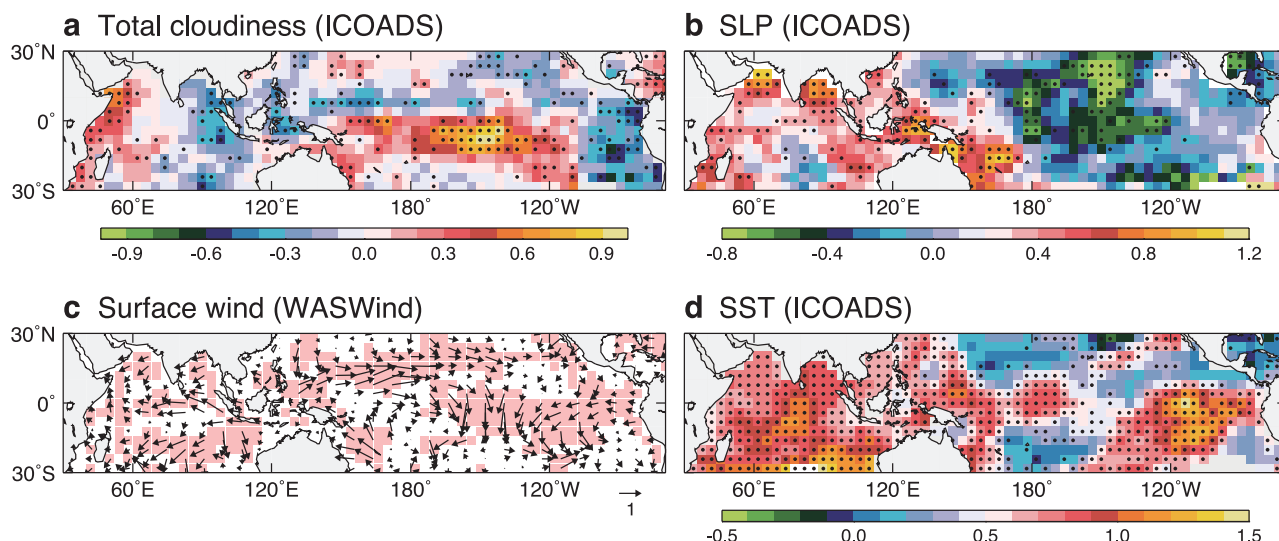


Fig. 8. As in Fig. 5, but for June–November mean changes. (Modified from Tokinaga *et al.* 2012a)

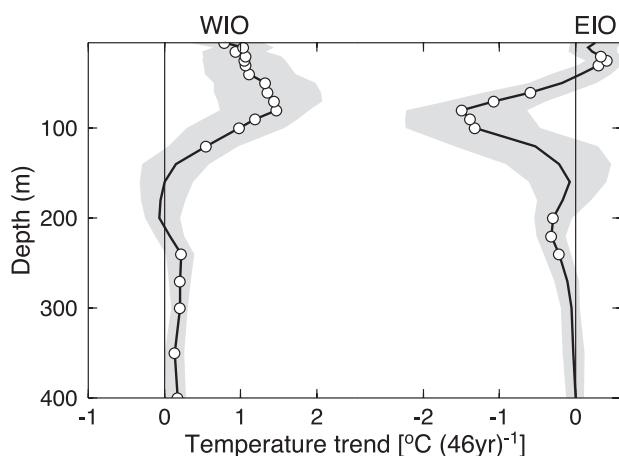


Fig. 9. As in Fig. 6, but for June–November mean subsurface temperature change averaged in the southeastern (EIO; 80°–95°E, 8°S–0°) and western (WIO; 50°–65°E, 4°S–4°N) tropical Indian Ocean. (From Tokinaga *et al.* 2012a)

原因と考えられている (Saji *et al.*, 1999; Xie *et al.*, 2002)。それを踏まえて Fig. 9 の垂表層水温変化を見ると、水温躍層が存在する水深 100 m 付近において熱帯インド洋東部では顕著な低下傾向、西部では上昇傾向となっており、赤道付近で卓越している東風傾向の影響を強く受け

ていると考えられる。水深 5 – 50 m の表層で平均した水温変化を比較すると、西部の方が東部よりも 0.9°C 程度、水温の上昇傾向が大きい。つまり、海面水温の変化傾向では明瞭ではないものの、海洋混合層水温の変化傾向としては東西の水温勾配が顕著に変化していると言える。

さらに赤道付近の東風傾向に対する熱帯インド洋の力学的応答を調べるために、WASWind で海洋大循環モデルを駆動し、再現された水温躍層の変化傾向を Fig. 10 に示す。赤道付近の東風傾向に応答して、熱帯インド洋東部では西部よりも水温躍層が浅くなる傾向が強く現れている。この傾向は 1970 年以降さらに強まり、興味深いことに XBT 観測から得られた水温躍層の変化傾向と空間的に非常に良く対応している。したがって、数値実験の側面からも東西の水温勾配変化がウォーカー循環の弱化と整合的であることが判る。

6. 海面水温変化の不確実性

第 4 節および第 5 節では観測データと海洋大循環モデルを用いて、熱帯太平洋および熱帯インド洋における海洋混合層水温の東西勾配変化が、ウォーカー循環の弱化や大気対流活動の変化と整合的であることを示した。一

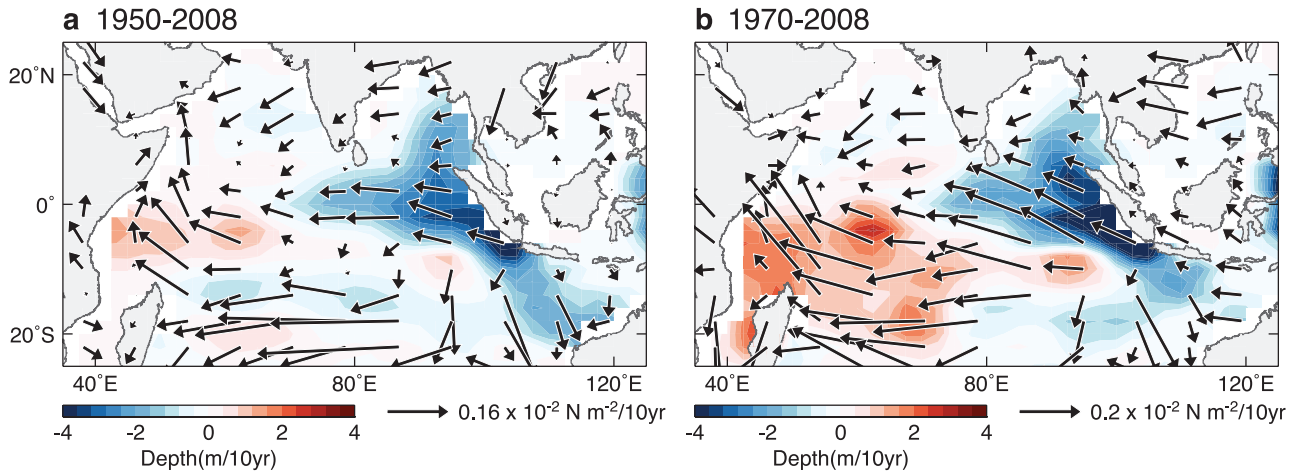


Fig. 10. Changes in June–November mean thermocline depth (m per 10 years) simulated by the WASWind-forced OGCM for (a) 1950–2008 and (b) 1970–2008, superimposed on changes in surface wind stress (vector; N m^{-2} per 10 years) of WASWind. (Modified from Tokinaga *et al.* 2012a)

方、海面水温と海洋混合層水温の東西方向における温度勾配は異なる変化傾向を示していた。そこで本節では、様々な海面水温データセットおよび夜間の海上気温データセットを比較し、それらが長期変化傾向に対して持ち得る不確実性について検証する。

世界的に利用されている海面水温データセットは複数存在し、船舶観測（バケツ採水、エンジン冷却水の測温など）、ブイ観測、衛星観測など様々なデータソースから生成されている。例えばHadISST1は、衛星観測データと船舶・ブイによる現場観測データをブレンドして作成されているのに対し（Rayner *et al.*, 2003）、ERSST3bは現場観測データのみを用いて作成されている（Smith and Reynolds, 2004; Smith *et al.*, 2008）。異なるデータソースや解析方法によってデータの値に僅かな差が生じるものの、エルニーニョ現象やインド洋ダイポール現象など主要な卓越変動モードを抽出する際にその僅かな差によって結果が異なることは起こりにくい。しかし、ある特定の観測方法が時間変化する系統誤差を持つ場合や、異なる観測方法によって得られた海面水温データ間に系統的な差がある場合には、それらを単純平均するだけで見かけ上の長期変化傾向を作り出してしまふことがある。例えば、エンジン冷却水で測温された1990年代以前の海面水温データは深刻な温暖バイアスを持ってお

り、それは更に時間変化する事が指摘されている（Kent and Taylor, 2006）。また、各観測方法によるデータ数が占める割合は時空間的に大きく変化するため、ある特定の観測方法による誤差が大きいくだけで海面水温の長期変化パターンを正確に求めることが難しくなる。

そこで筆者らは、海面水温の長期変化傾向に対するデータセットの依存性を検証するために、HadISST1、ERSST3b、全ての観測方法から得られたICOADSの海面水温、バケツ採水によって得られたICOADSの海面水温から求められた長期変化パターンを比較した（Fig. 11）。解析期間は1950–2009年とし、全て年平均値の変化傾向である。ERSST3bの長期変化傾向はHadISST1や全ての観測方法から得られたICOADSの長期変化パターンと類似しており、熱帯インド洋から熱帯太平洋西部、南太平洋中部、熱帯大西洋で顕著な上昇傾向を示している。北太平洋中部の低下傾向は全てのデータセットに見られ、20世紀後半の太平洋十年規模振動の強化に関連していると考えられる。同様の低下傾向はグリーンランド南側の北大西洋にも見られ、大西洋数十年規模振動の弱体化と整合的である。一方、赤道太平洋東部における海面水温の長期変化傾向はデータセットによって大きく異なり、HadISST1では弱い低下傾向になって

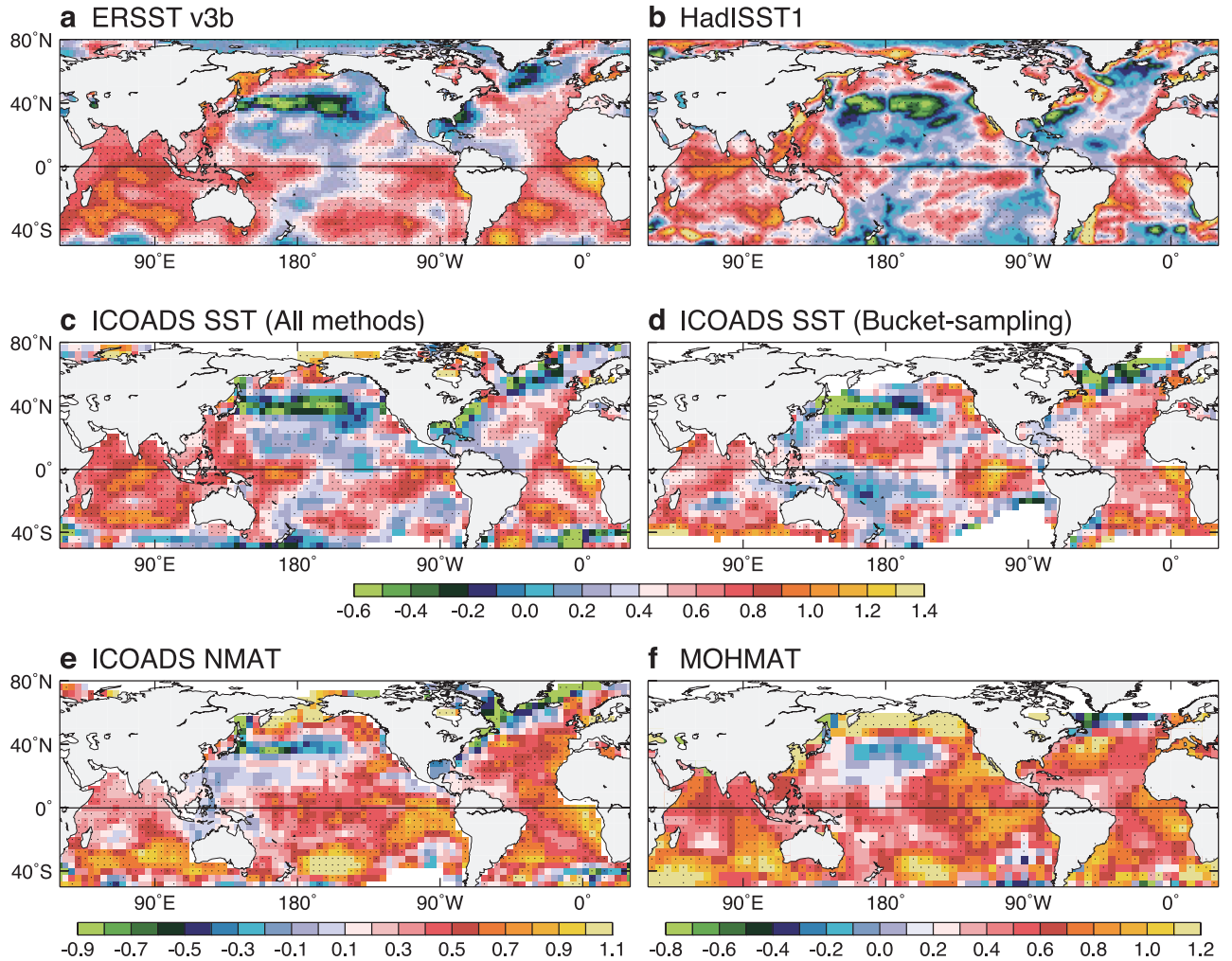


Fig. 11. The 59-yr changes in SST ($^{\circ}\text{C}$ per 59 years) obtained from (a) ERSST v3b, (b) HadISST1, (c) ICOADS SST including all measuring methods, and (d) the bucket-sampled SST, and NMAT from (e) ICOADS and (f) MOHMAT4. Significant trends exceeding the 90% confidence level are marked with dots. (From Tokinaga *et al.* 2012a)

いるのに対し、ERSST3b および ICOADS では上昇傾向となっている。前述したように HadISST1 では現場観測に加えて衛星観測データもブレンドされており、長期変化傾向の違いを生み出している可能性がある (Vecchi and Soden, 2007; Vecchi *et al.*, 2008; Deser *et al.*, 2010)。これら 3つのデータセットに共通しているのは、いずれも熱帯太平洋における海面水温の東西温度勾配が海洋垂表層水温のように弱くなっておらず、海面気圧、海上風、及び海上雲量の長期変化パターンと整合していない

ように見える点である。

一方、バケツ採水による海面水温の長期変化傾向を見ると (Fig. 11d)、概ね他のデータセットと同様な特徴を持っているものの、熱帯太平洋西部と熱帯インド洋南東部において大きな違いを示している。具体的には、熱帯太平洋において西部よりも東部で海面水温の上昇傾向が小さく、熱帯インド洋においては中部から西部にかけてよりも南東部で上昇傾向が小さい。言い換えると、熱帯太平洋および熱帯インド洋において海面水温の東西温

度勾配が弱まっていることを示唆しており、前節で示したウォーカー循環の弱化とより整合的であることが判る。さらに ICOADS と MOHMAT4 (Rayner *et al.*, 2003) から得られた夜間海上気温の長期変化傾向を海域別に見ると (Figs. 11e-f), 両データセット共に熱帯太平洋東部と熱帯インド洋西部から中部にかけて上昇傾向が大きく、海洋大陸周辺域では上昇傾向が小さい。これらはバケツ採水から得られた海面水温の長期変化パターンを支持している。海面における熱交換によって海上気温が海面水温に追従して変化すると仮定すれば、夜間気温とバケツ採水から得られた長期変化パターンの一致は、熱帯太平洋およびインド洋における東西方向の温度勾配が実際には弱まっており、海洋垂表層水温の長期変化傾向とも整合した結果であると言える。

7. おわりに

筆者らは様々な観測データと海洋大循環モデルを用いて、過去 60 年間の気候変化パターン形成について一連の研究を行い、大気海洋相互作用の観点から熱帯海洋の長期変化パターンについての検証を行ってきた。熱帯大西洋では、春季から夏季にかけて南東貿易風が弱くなり、舌状冷水域において海面水温上昇が最も大きくなっていること、熱帯太平洋およびインド洋においては、ウォーカー循環の弱化に伴って東西方向の水温勾配が弱まっていることを示した。これらの変化はいずれも、大気対流活動域のシフトと東西方向における水温躍層の傾きの変化を伴っているため、正の Bjerknes フィードバックが作用したことを示唆している。また本稿では、主に海上風データと海面水温データに着目し、気候変化研究を行う際には、それらの観測誤差を考慮する重要性を指摘した。また Tokinaga *et al.* (2012b) では、様々な海面水温データによって計 4 つの大気大循環モデルを強制し、熱帯における海面水温の異なる長期変化パターンによってウォーカー循環がどのように応答するかを調べた。用いた海面水温データセットは、HadISST1, ERSST3b, そしてバケツ採水の海面水温と夜間海上気温の長期変化 (Figs. 11d, e-f) を平均化して海面水温の気候値に加えた仮想的な海面水温データセットである。その結果、HadISST1 で強制された大気大循環モデルで

はウォーカー循環が強化され、ERSST3b で強制された大気大循環モデルではウォーカー循環があまり変化しないという実験結果を得た。一方、仮想的な海面水温データセットで強制した大気大循環モデルはウォーカー循環が著しく弱まり、観測による海面気圧、降水、雲量、海上風の長期変化パターンと非常に類似した大気変化を再現した。つまり、大気大循環モデルを用いた検証によっても、熱帯太平洋における海面水温の東西勾配が過去 60 年間で弱まっていた可能性が高いことを示した。最近の動向としては、海面水温の系統誤差補正が重要な課題として世界的に注目されており、イギリス気象局の Hadley Centre, アメリカ海洋大気局の National Climatic Data Center, 日本の気象庁において系統誤差補正済の新たな海面水温データセットが作成されつつある (Kennedy *et al.*, 2011a, b; Hirahara *et al.*, 2013)。興味深いのは、Tokinaga *et al.* (2012b) において、系統誤差補正を適用した HadSST3 データセット (Kennedy *et al.*, 2011a, b) によって大気大循環モデルを強制した場合、観測と同様にウォーカー循環の弱化を再現することができた点であり、本稿で示した一連の結果を支持する結果を得たことを最後に申し添えたい。

世界気候研究計画 (WCRP, World Climate Research Program) が促進している計 6 つの Grand challenge には “Regional climate information” と “Climate extremes” が含まれており、地域的な気候変化パターンの検出とその形成メカニズムを解明する研究の重要性が今後一層増していくと考えられる。しかし、観測された気候変化が人為起源の放射強制によるものか自然変動の一側面を捕らえているのかを定量的に評価することは依然として容易ではない。それを克服するためには、気候データセットや気候モデルの不確実性を軽減し、より長期的な観測データの蓄積や気候モデルを用いた数値実験によって、様々な気候変化過程を精査することが今後取り組むべき重要な課題であると感じている。

謝 辞

このたびは名誉ある日本海洋学会岡田賞を頂き、大変光栄に存じます。推薦・選考して頂いた先生方、学会員の皆様に厚くお礼申し上げます。このような伝統ある賞を頂いたのは、これまでの共同研究を通して関わった多くの方々のご指導・ご助力のおかげです。スクリプス海洋研究所の謝尚平教授には、研究者としてまだ未熟だった私を温かく叱咤激励していただき、大気海洋相互作用を中心とする気候力学研究に関して熱心にご指導いただきました。ご多忙中であっても、解析結果の議論や論文執筆に関する打ち合わせに対して快く時間を割いていただき、研究を滞りなく行うことができたのはひとえに謝教授のおかげです。北海道大学の谷本陽一教授には、大学院生時代に大気海洋相互作用の基礎から観測航海に至るまで丁寧にご指導いただき、「研究の相談ならいくらでも乗る」という心強い言葉に何度も後押しされました。解析方法や論文執筆を含め、研究者としての土台を築くことができました。心より感謝申し上げます。

アメリカ大気研究センターの Clara Deser 博士、ハワイ大学太平洋国際研究センターの Axel Timmermann 教授、テキサス大学オースティン校の奥村夕子博士、ニューサウスウェールズ大学の Shayne McGregor 博士、独立行政法人海洋研究開発機構の久保田尚之博士、筑波大学の尾形友道博士には本稿で紹介した研究において、多大なるご協力をいただきました。Ph.D 取得後に 2 年半所属した独立行政法人海洋研究開発機構地球環境観測研究センターでは、実際に海上での観測業務を通して、現場観測の重要性や観測データの品質処理など、現在の私の研究を支えている様々な経験を積ませていただきました。大学院生時代に在籍した北海道大学大学院地球環境科学研究科大気海洋圏環境科学専攻の先生方、先輩、同窓の皆様、現在の所属先であるハワイ大学太平洋国際研究センターの同僚の皆様にも大変お世話になりました。全ての方々のお名前を挙げるができずに申し訳ありませんが、これまでご助力をいただいた皆様にご場をお借りして厚く御礼申し上げます。最後に、研究者としての私を理解し温かく支えてくれた家族に感謝します。

References

- Bjerknes, J. (1969): Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. *Mon. Weath. Rev.* **97**, 163–172.
- Cai, W., A. Sullivan, and T. Cowan (2009): Climate change contributes to more frequent consecutive positive Indian Ocean Dipole events. *Geophys. Res. Lett.*, L23704, doi: 10.1029/2009gl040163.
- Chang, C.-Y., J. C. Chiang, M. F. Wehner, A. Friedman, and R. Ruedy (2011): Sulfate aerosol control of tropical Atlantic climate over the 20th century. *J. Climate*, **24**, 2540–2555.
- Deser, C., A. S. Phillips, and J. W. Hurrell (2004): Pacific interdecadal climate variability: Linkages between the tropics and the North Pacific during boreal winter since 1900. *J. Climate*, **17**, 3109–3124.
- Deser, C., and A. S. Phillips (2006): Simulation of the 1976/77 climate transition over the North Pacific: Sensitivity to tropical forcing. *J. Climate*, **19**, 6170–6180.
- Deser, C., A. Phillips, and M. A. Alexander (2010): Twentieth century tropical sea surface temperature trends revisited. *Geophys. Res. Lett.*, L10701, doi: 10.1029/2010GL043321.
- Gastineau, G., L. Li, and H. Le Treut (2009): The Hadley and Walker circulation changes in global warming conditions described by idealized atmospheric simulations. *J. Climate*, **22**, 3993–4013.
- Hanawa, K., and T. Yasuda (2000): Reconstruction of sea surface wind fields over the North Pacific using sea level pressure fields during the period of 1899–1995. *J. Meteor. Soc. Japan*, **78**, 731–751.
- Held, I. M., and B. J. Soden (2006): Robust responses of the hydrological cycle to global warming. *J. Climate*, **19**, 5686–5699.
- Hirahara, S., M. Ishii, and Y. Fukuda (2013): Centennial-scale sea surface temperature analysis and its uncertainty. *J. Climate*, **27**, 57–75.
- 岩坂直人, 鈴木貞治, 小橋史明 (2006): 船舶による海上風速観測について. *海の研究*, **15**, 143–163.
- Kennedy, J. J., N. A. Rayner, R. O. Smith, D. E. Parker, and M. Saunby (2011a): Reassessing biases and other uncertainties in sea surface temperature observations measured in situ since 1850: 1. Measurement and sampling uncertainties. *J. Geophys. Res.*, D14103, doi: 10.1029/2010JD015218.
- Kennedy, J. J., N. A. Rayner, R. O. Smith, D. E. Parker, and M. Saunby (2011b): Reassessing biases and other uncertainties in sea surface temperature observations measured in situ since 1850: 2. Biases and homogenization. *J. Geophys. Res.*, D14104, doi: 10.1029/2010JD015220.
- Kent, E. C., and P. K. Taylor (2006): Toward estimating climatic trends in SST. Part I: Methods of measurement. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **23**, 464–475.
- Kosaka, Y., and S. P. Xie (2013): Recent global-warming hiatus tied to equatorial Pacific surface cooling. *Nature*, **501**, 403–407.
- L'Heureux, M. L., S. Lee, and B. Lyon (2013): Recent multidecadal strengthening of the Walker circulation across the tropical Pacific. *Nature Clim. Change*, **3**, 571–576.
- Luo, J. J., W. Sasaki, and Y. Masumoto (2012): Indian Ocean warming modulates Pacific climate change. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, **109**, 18701–18706.
- Ma, J., S.-P. Xie, and Y. Kosaka (2012): Mechanisms for tropical tropospheric circulation change in response to global warming. *J. Climate*, **25**, 2979–2994.

- Meehl, G. A., J. M. Arblaster, J. T. Fasullo, A. X. Hu, and K. E. Trenberth (2011): Model-based evidence of deep-ocean heat uptake during surface-temperature hiatus periods. *Nature Clim. Change*, **1**, 360–364.
- Meng, Q., M. Latif, W. Park, N. S. Keenlyside, V. A. Semenov, and T. Martin (2012): Twentieth century Walker circulation change: data analysis and model experiments. *Clim. Dyn.*, **38**, 1757–1773.
- Neelin, J. D., D. S. Battisti, A. C. Hirst, F. F. Jin, Y. Wakata, T. Yamagata, and S. E. Zebiak (1998): Enso Theory. *J. Geophys. Res.*, **103**, 14261–14290.
- Norris, J. R. (2005): Trends in upper-level cloud cover and surface divergence over the tropical Indo-Pacific Ocean between 1952 and 1997. *J. Geophys. Res.*, D21110, doi: 10.1029/2005jd006183.
- Rayner, N. A., D. E. Parker, E. B. Horton, C. K. Folland, L. V. Alexander, D. P. Rowell, E. C. Kent, and A. Kaplan (2003): Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century. *J. Geophys. Res.*, 4407, doi: 10.1029/2002jd002670.
- Richter, I., and S.-P. Xie (2008): On the origin of equatorial Atlantic biases in coupled general circulation models. *Clim. Dyn.*, **31**, 587–598.
- Richter, I., S.-P. Xie, S. K. Behera, T. Doi, and Y. Masumoto (2013): Equatorial Atlantic variability and its relation to mean state biases in CMIP5. *Clim. Dyn.*, **42**, 171–188.
- Ruiz-Barradas, A., J. A. Carton, and S. Nigam (2000): Structure of interannual-to-decadal climate variability in the tropical Atlantic sector. *J. Climate*, **13**, 3285–3297.
- 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.
- Sen, P. K. (1968): Estimates of the regression coefficient based on Kendall's tau. *J. Amer. Stat. Assoc.*, **63**, 1379–1389.
- Smith, T. M., R. W. Reynolds, T. C. Peterson, and J. Lawrimore (2008): Improvements to NOAA's historical merged land-ocean surface temperature analysis (1880–2006). *J. Climate*, **21**, 2283–2296.
- Smith, T. M., and R. W. Reynolds (2004): Improved extended reconstruction of SST (1854–1997). *J. Climate*, **17**, 2466–2477.
- Solomon, A., and M. Newman (2012): Reconciling disparate twentieth-century Indo-Pacific ocean temperature trends in the instrumental record. *Nature Clim. Change*, **2**, 691–699.
- Thomas, B. R., E. C. Kent, V. R. Swail, and D. I. Berry (2008): Trends in ship wind speeds adjusted for observation method and height. *Int. J. Climatol.*, **28**, 747–763.
- Tokenaga, H., and S.-P. Xie (2011a): Wave- and Anemometer-based Sea Surface Wind (WASWind) for climate change analysis. *J. Climate*, **24**, 267–285.
- Tokenaga, H., and S.-P. Xie (2011b): Weakening of the equatorial Atlantic cold tongue over the past six decades. *Nature Geosci.*, **4**, 222–226.
- Tokenaga, H., S.-P. Xie, A. Timmermann, S. McGregor, T. Ogata, H. Kubota, and Y. M. Okumura (2012a): Regional patterns of tropical Indo-Pacific climate change: Evidence of the Walker circulation weakening. *J. Climate*, **25**, 1689–1710.
- Tokenaga, H., S.-P. Xie, C. Deser, Y. Kosaka, and Y. M. Okumura (2012b): Slowdown of the Walker circulation driven by tropical Indo-Pacific warming. *Nature*, **491**, 439–443.
- Vecchi, G. A., and B. J. Soden (2007): Global warming and the weakening of the tropical circulation. *J. Climate*, **20**, 4316–4340.
- Vecchi, G. A., B. J. Soden, A. T. Wittenberg, I. M. Held, A. Leetmaa, and M. J. Harrison (2006): Weakening of tropical Pacific atmospheric circulation due to anthropogenic forcing. *Nature*, **441**, 73–76.
- Vecchi, G. A., A. Clement, and B. J. Soden (2008): Examining the tropical Pacific's response to global warming. *EOS*, **89**, 81.
- Wallace, J. M., E. M. Rasmusson, T. P. Mitchell, V. E. Kousky, E. S. Sarachik, and H. von Storch (1998): The structure and evolution of ENSO-related climate variability in the tropical Pacific: Lessons from TOGA. *J. Geophys. Res.*, **103**, 14241–14259.
- Ward, M. N., and B. J. Hoskins (1996): Near-surface wind over the Global Ocean 1949–1988. *J. Climate*, **9**, 1877–1895.
- Williams, B., and A. G. Grottole (2010): Recent shoaling of the nutricline and thermocline in the western tropical Pacific. *Geophys. Res. Lett.*, L22601, doi: 10.1029/2010gl044867.
- Willmott, C. J., and S. M. Robeson (1995): Climatologically aided interpolation (CAI) of terrestrial air temperature. *Int. J. Climatol.*, **15**, 221–229.
- Woodruff, S. D., S. J. Worley, S. J. Lubker, Z. H. Ji, J. E. Freeman, D. I. Berry, P. Brohan, E. C. Kent, R. W. Reynolds, S. R. Smith, and C. Wilkinson (2011): ICOADS Release 2.5: extensions and enhancements to the surface marine meteorological archive. *Int. J. Climatol.*, **31**, 951–967.
- Xie, S.-P., C. Deser, G. A. Vecchi, J. Ma, H. Teng, and A. T. Wittenberg (2010): Global warming pattern formation: Sea surface temperature and rainfall. *J. Climate*, **23**, 966–986.
- Xie, S.-P., H. Annamalai, F. A. Schott, and J. P. McCreary (2002): Structure and mechanisms of South Indian Ocean climate variability. *J. Climate*, **15**, 864–878.
- Zheng, X. T., S.-P. Xie, G. A. Vecchi, Q. Y. Liu, and J. Hafner (2010): Indian Ocean Dipole response to global warming: Analysis of ocean-atmospheric feedbacks in a coupled model. *J. Climate*, **23**, 1240–1253.
- Zheng, X. T., S. P. Xie, Y. Du, L. Liu, G. Huang, and Q. Y. Liu (2013): Indian Ocean Dipole Response to Global Warming in the CMIP5 Multi-model Ensemble. *J. Climate*, **26**, 6067–6080.

Long-term changes in tropical oceans accompanied by air-sea interaction

Hiroki Tokinaga[†]

Abstract

Long-term changes in tropical sea surface temperature (SST) are of particular importance for regional patterns of climate change. From the viewpoint of air-sea interaction, this article reviews how the patterns of tropical climate change have formed over the past six decades (1950–2009), based on synergetic analyses of various in-situ observations and ocean general circulation model simulations. We also look into time-varying observational errors in marine surface wind and SST measurements and discuss their possible influence on the detection of climate change.

Key words : Tropical oceans, climate change, air-sea interaction, the Walker circulation, and the Bjerknes feedback

(Corresponding author's e-mail address: tokinaga@hawaii.edu)

(Received 24 November 2013; accepted 5 January 2014)

(Copyright by the Oceanographic Society of Japan, 2014)

[†] International Pacific Research Center, University of Hawaii at Manoa
1680 East West Road, Honolulu, HI 96822, USA
Present address: The Hakubi Center for Advanced Research and the Disaster Prevention
Research Institute, Kyoto University
Gokasho, Uji, Kyoto, 611–0011 Japan
TEL: +81774384156 FAX: +81774384153
e-mail: tokinaga@dpac.dpri.kyoto-u.ac.jp