

いつどこで起きる西風イベントが東部熱帯太平洋をよく暖めるか

*林 未知也・渡部 雅浩 (東大大気海洋研)

1 はじめに

西・中央太平洋熱帯域で数日から数週間にわたって西風が吹くことは西風イベント (Westerly Wind Event; WWE) と呼ばれ, その原因は Madden-Julian 振動や熱帯低気圧, コールドサージなど様々である (e.g., Harrison and Vecchi 1997; Seiki and Takayabu 2007a,b). WWE は海洋力学を通じて東部熱帯太平洋を暖める傾向にあり (e.g., Vecchi and Harrison 2000), とくに強い El Niño の引き金になるとされる (e.g., McPhaden 1999; Lengaigne et al. 2004). したがって, 海洋および大気 の WWE に対する応答を調査することは, ENSO (El Niño/Southern Oscillation) の詳細なメカニズムの解明に重要な事である.

海洋モデルを用いて WWE に対する海洋場の応答を調査した研究は多く存在する. 例えば, Harrison and Giese (1988) は現実的な背景場を与えた海洋モデルに WWE としての風応力を 5 月に加えることで, 東部太平洋赤道域の冷水域付近における熱帯不安定波動の活発化に起因する南北移流を伴って 1-2ヶ月の昇温をもたらすとし, さらに Giese and Harrison (1991) は赤道貿易風の強まる時期に WWE に伴う昇温過程が効率的に働くと述べた. しかしながら, 実際には大気と海洋は密接に相互作用しており, 大気海洋結合系として WWE に対する応答を調査することは望まれる.

Latif et al. (1988) は, 低解像度な大気海洋結合モデル (CGCM) を用いて WWE を 1 月もしくは 7 月に与える場合に生じる SST 変動を調査した. その結果, 東太平洋の昇温に応答するように Walker 循環が平年より東へずれたことに起因して 12ヶ月以上も続く正の SST 偏差がもたらされることを示した. しかしながら, WWE を与える時期を 1 月と 7 月の 2 つ変えた実験結果の間に明瞭な違いは見られず, 用いた CGCM における大気的气候場 (特に降水場

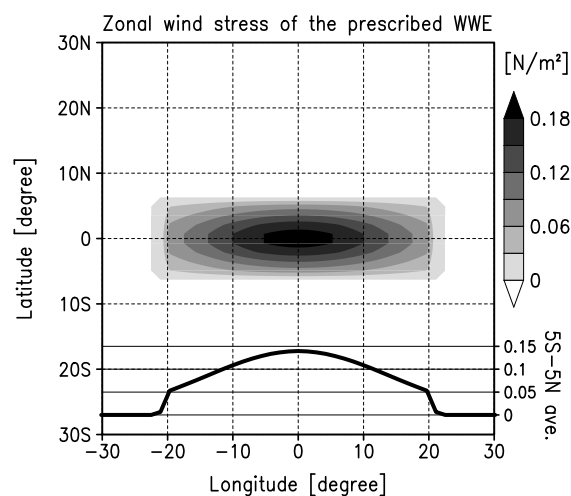


図 1. モデルに理想化 WWE として加えられる西風応力 $[N m^{-2}]$ の水平構造 (陰影) とその南北 5 度平均値 (線).

の南北非対称性) の再現性の悪さが原因として WWE に対する応答の季節依存性は現れなかったと説明した. 一方で Fedorov (2002) は, 線形赤道 β 面の CGCM を用いて, 背景場の貿易風強度と温度躍層深度に対する WWE への結合系応答の依存性を調査し, 背景場の少しの違いが SST の時間発展の様子を大きく変えることを示した (see also, Fedorov et al. 2003). しかしながら, 線形の枠組みであることに加え, 赤道対称が仮定され, また背景場の季節性が考慮されていないことから, WWE に対する大気海洋結合系の応答の理解は十分とは言えない. これらを踏まえると, 大気の実現的な季節性を考慮することで WWE に対する結合系の応答は様々であることが示唆される.

実際, Seiki and Takayabu (2007a) や Menkes et al. (2014) から WWE と El Niño との間に時間的な関係は示唆される. また, Vecchi and Harrison (2000) による観測的研究や Chiodi et al. (2014) などによるモデルを用いた研究から WWE の存在する経度が SST 変動に影響することは期待される. 加えて, 2014 年の夏に El Niño の発生が予測され, その振幅が大きいことが世界中の研究者の間で期待された

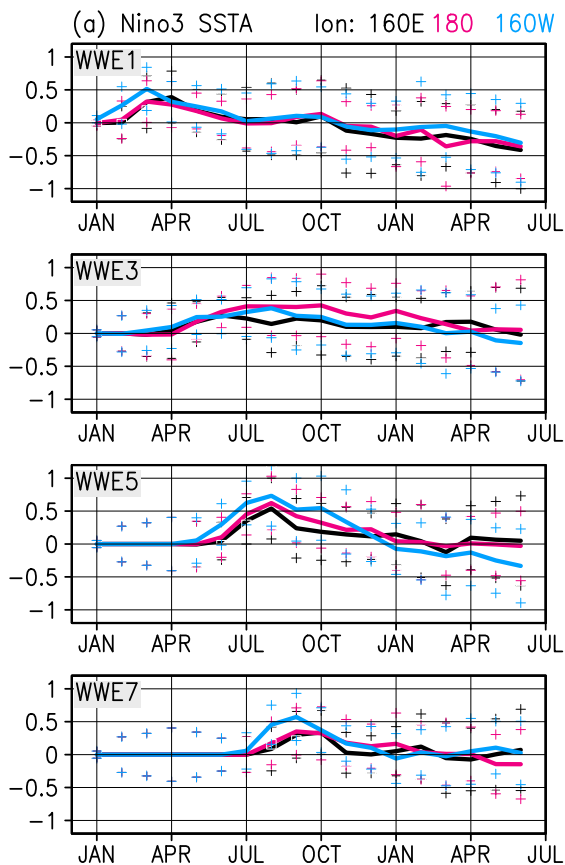


図2. 各々の実験における Niño3 SST 偏差 [K] に対する WWE 寄与 (実線) とスプレッド (マーク). 色は WWE を与える中心経度に対応しており、黒は 160°E、マゼンタは 180°、シアンは 160°W である. 上から順に WWE を 1, 3, 5, 7 月に与える実験の結果である.

が、2014 年の 1 月から 3 月にかけて発生した 2 度の顕著な WWE は強い東部熱帯太平洋の昇温をもたらさなかった. このことは、WWE が発生することが必ずしも顕著な昇温をもたらすことに繋がらず、WWE が結合系の変動をもたらす過程のさらなる調査が求められることを意味する.

本研究では、現実的な大気海洋の背景場季節性を再現する CGCM を用いて、与える時期および経度が異なる理想的な WWE が大気海洋結合系の応答をもたらす過程を調査する. ENSO のメカニズムに依存しない WWE への応答を知ることを目的として、僅かな摂動しかない初期値を用いる. 本研究によって、観測的事実を考慮した、熱帯太平洋の昇温に適した WWE の時期および経度の関係を提案する.

2 手法

実験に用いる CGCM は、MIROC5 (Watanabe et al. 2010) の更新版である MIROC5.2

である (解像度は大気 T85L40・海洋 $1^\circ \times$ 約 $0.5^\circ \times 63$ 層). 海洋部分への風応力に図 1 に示される西風応力を足すことで、モデルに WWE を与える. この構造は、Seiki and Takayabu (2007a) に基本的に倣って抽出された事例の平均を模したものである. WWE をステップ関数的に与えるが、その期間はある月の 15 日から前後 7 日間である. WWE を与える月は 1, 3, 5, 7 月, 中心となる経度は 160°E, 180°, 160°W とし、これら 12 通りの感度実験と WWE を与えない参照実験 (REF) の計 13 通りのアンサンブル実験 (メンバー数は 20) を行なう. そのための初期値は、既に述べたが、ENSO 力学と独立した WWE への応答を調査するために、CMIP5 historical/RCP4.5 シナリオに従って計算された 30 年分 (1981-2010 年) の 1 月 1 日の値の 29 個を適当に選んで平均した僅かな摂動しか含まない海洋場 20 個を海洋初期値として用い、それ以外の初期値は 30 個を平均した気候値 1 つで与える. 各々の実験の積分期間は 1 年目 1 月 1 日から 2 年目 6 月 31 日までの 18ヶ月間であり、放射強制とその他の境界条件は CMIP5 RCP4.5 シナリオに従い、2014 年 1 月 1 日以降の値を与えた.

以後、例えば、1 月に 160°E を中心に WWE を与える実験を WWE1-160E のように表記する. REF のアンサンブル平均を「気候値」と呼び、各メンバーにおける気候値からのずれを「偏差」と呼ぶ. したがって、偏差にはモデルバイアスは含まれない. また、偏差のアンサンブル平均を「WWE 寄与」、WWE 寄与 ± 1 標準偏差をスプレッドと表記する.

3 結果

東部熱帯太平洋の昇温の指標として Niño3 領域 ($150^\circ\text{W}-90^\circ\text{W} \cdot 5^\circ\text{S}-5^\circ\text{N}$) で平均した SST 偏差を用い、それに対する WWE 寄与を確認する. 図 2 に各々の実験における WWE 寄与を示すが、WWE を与える時期によって昇温の特徴が異なることは明らかである. 特に、5 月に WWE を与える実験において WWE 寄与のピークは 8 月頃に明瞭であり、その振幅は 0.5 K を超え、正の値は数ヶ月にわたって持続している. また、より東に WWE を与える方が昇

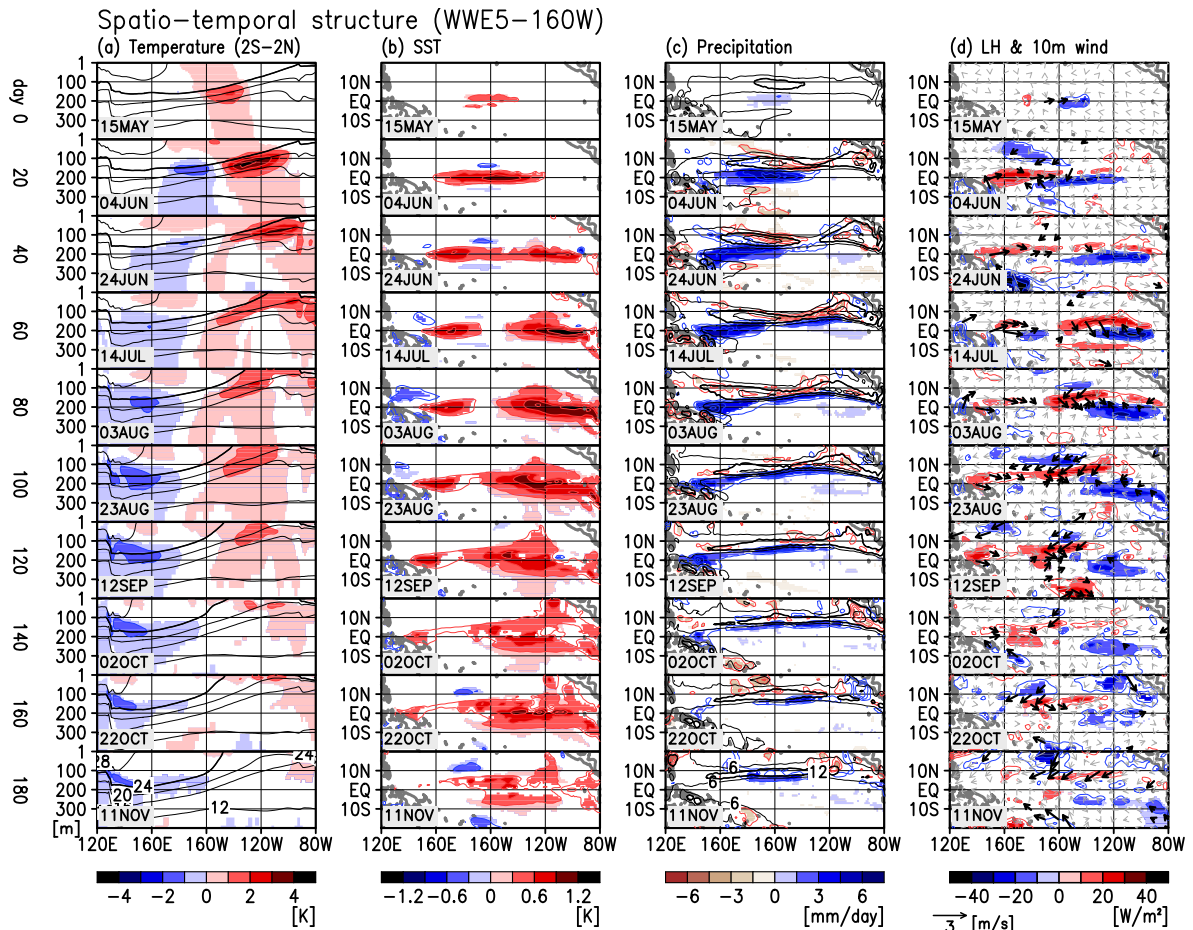


図 3. WWE5-160W における WWE 寄与の空間構造の時間発展。(a) 2°S-2°N 平均温度の偏差 (陰影, K) とその気候値 (線, 4 degC 毎, 太線は 24 degC) の鉛直構造, (b) SST 偏差 (陰影, K), (c) 降水の偏差 (陰影, 6 mm day⁻¹ 毎) とその気候値 (線, 6 mm day⁻¹ 毎, 太線は 12 mm day⁻¹), (d) 潜熱偏差 (陰影, W m⁻²) と 10m 風速 (ベクトル). 値には 15 日移動平均をかけている. 左のラベルにある day 0 は WWE を与える中心の日に対応しており, day 180 まで上から下へと 20 日ごとに描かれている. 実際の月日は各々の図の左下にある. 99% 有意な部分を陰影で描画し, 同じ間隔で赤と青の線 (それぞれ, 降水偏差は負と正, それ以外は正と負) を描いている. ベクトルは東西と南北の成分両方が 95% 有意な値を黒, それ以外を灰色で示す.

温は大きいという特徴もある (WWE5-160W で最大振幅). 1 月や 7 月に WWE を与える場合にも昇温は確認されるが, その振幅は比較的小さく, 継続期間も短い. 3 月に WWE を与える場合においては明瞭なピークはみられない. 一方, より東に位置する Niño1+2 領域 (90°W-80°W・10°S-0°) における SST 偏差において, 3 月に WWE を与える場合に顕著な昇温のピークが確認される (not shown, cf. 図 4b) 以上のように, 同一の理想化された WWE を与えているにも関わらず, それに対する SST 応答は様々であり, 特に WWE を与える時期に依存していることが確認された.

次に, WWE 寄与の空間構造を図 3 に示す. 図 3a から, WWE を与えた直後に表層と亜表

層とに暖水偏差が生じており, やや遅れて亜表層の WWE 西側に冷たい偏差が現れている. 表層の暖水と亜表層の冷水が西へ移動する一方で, 亜表層の暖水は東へ伝播し, day 60 には Niño3 領域付近で海面に暖水を現す. それに対応するように, 図 3b に示される SST 偏差から, day 60 頃から東太平洋海面で急激に昇温していることが確認され, その暖水偏差は次第に西へ広がり, 熱帯太平洋全体での昇温が day 180 になっても有意に続いている. 大気において, 図 3c に示されるように, 気候値として北半球に存在する熱帯収束帯 (ITCZ) の南側で正・北側で負の降水偏差がある. すなわち, 正の SST 偏差に対応するように ITCZ が赤道側へ南下している. 高度 10 m にお

る水平風偏差(図 3d)は, day 60 以降に ITCZ 南側で北西風であり, 赤道上の暖水偏差に西から吹き込むような東西風偏差も確認される. これらの風偏差は背景場の貿易風の弱まりに対応しており, 暖水域の西側では蒸発の抑制による正の潜熱偏差を伴う(図 3d). また, day 60 以降に正の SST 偏差の東側では西向きの風偏差があり(図 3d), 貿易風を強めることに対応して負の潜熱偏差がある.

WWE3-160W における SST および降水に対する WWE 寄与の構造の時間発展を図 4 に示す. 図 4b から, day 80 以降に 90°W-80°W あたりの南半球側の狭い領域に昇温が見られるが, この正の SST 偏差は WWE5-160W の場合のように熱帯太平洋全域に広がることはなく, Niño1+2 領域に対応する領域に制限されたまま 6 月から 8 月初旬にかけて 2ヶ月程度持続して, 消滅する¹. このことは, Niño1+2 SST 偏差の時系列からも明らかであった(not shown). 降水偏差(図 4c)における偏差も初期に西部熱帯太平洋に限られるのみで, 太平洋の東端を除いて有意な変動は示さない.

これまで2つの実験の結果に基づいて WWE 寄与の季節依存性を説明してきたが, 図 5 に全ての実験における WWE 寄与をまとめて描いている. どの実験においても, 亜表層での温度偏差の最大値(open circle)は WWE を与えた位置(バツ印)の東側から東進している. 東太平洋における SST 偏差の最大値(closed circle)は, 7-11 月頃に 150°W-100°W にわたって集中している. これらは WWE を 5 月もしくは 7 月に与える場合におおよそ対応しており, Niño3 SST 偏差への WWE 寄与とも整合的である(図 2). そこでの気候値の 5°N-15°N における降水は活発であり, また, 混合層で平均された温度の状態や図 3a に示される温度の気候値から, 温度躍層の傾きが 6 月以降に東太平洋で急になっていると理解される. 例外的に WWE1-160W において 110°W 近くで 3 月から 4 月に SST が昇温しているが, 継続期間

¹2014 年の 3 月初旬の WWE の後に起きた 6-7 月頃の Niño1+2 領域における昇温の状態と似ていることは興味深い.

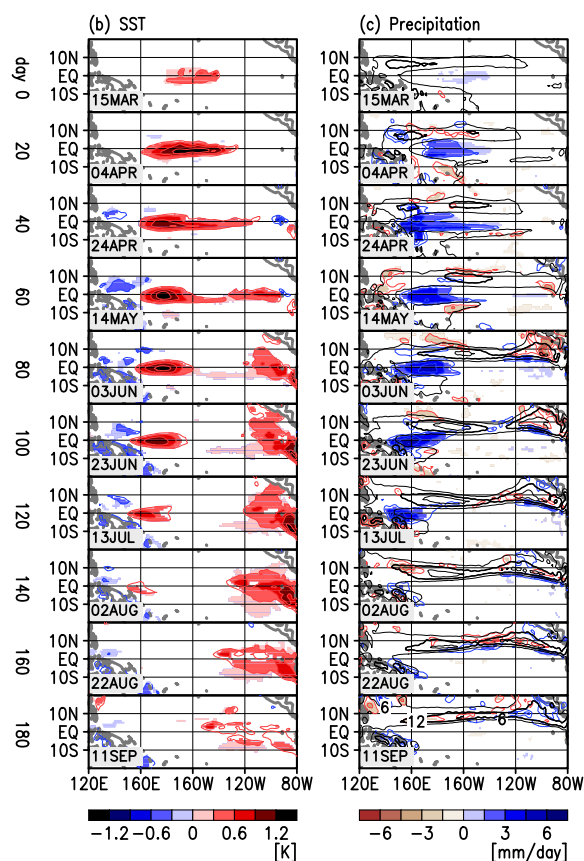


図 4. WWE3-160W であることを除いて, 図 2b,c と同じ.

は短い. 3 月に WWE を与える場合, 亜表層の暖水は東太平洋の東端まで伝播し, 表層に暖水が現れていないことが特徴的である. なお, この時期には温度躍層の傾きは緩やかである(cf. 図 3a の day 0 の温度気候値). また, どの実験においても西太平洋の warm pool 東端あたり(SST 気候値 27.5 degC)で SST 偏差のピークが確認されるが(open triangle), 図 3c, 4c の西太平洋における降水偏差を考慮すると, これらは西に移動した正の SST 偏差が warm pool の拡大を促した結果だと考えられる.

4 まとめと考察

単一の理想化された WWE を様々な時期や経度に MIROC5.2 へ与えることで, ENSO 的に中立な初期場における大気海洋結合系の WWE に対する応答を調査した. その結果, Niño3 SST 偏差や空間構造の時間発展から, 明らかな WWE を与える時期に対する依存性が確認された. 特に, 5 月に WWE を与える場合に熱帯太平洋を広く長く暖め, 3 月に与える場合に熱帯太平洋の東端のみを狭く暖めた.

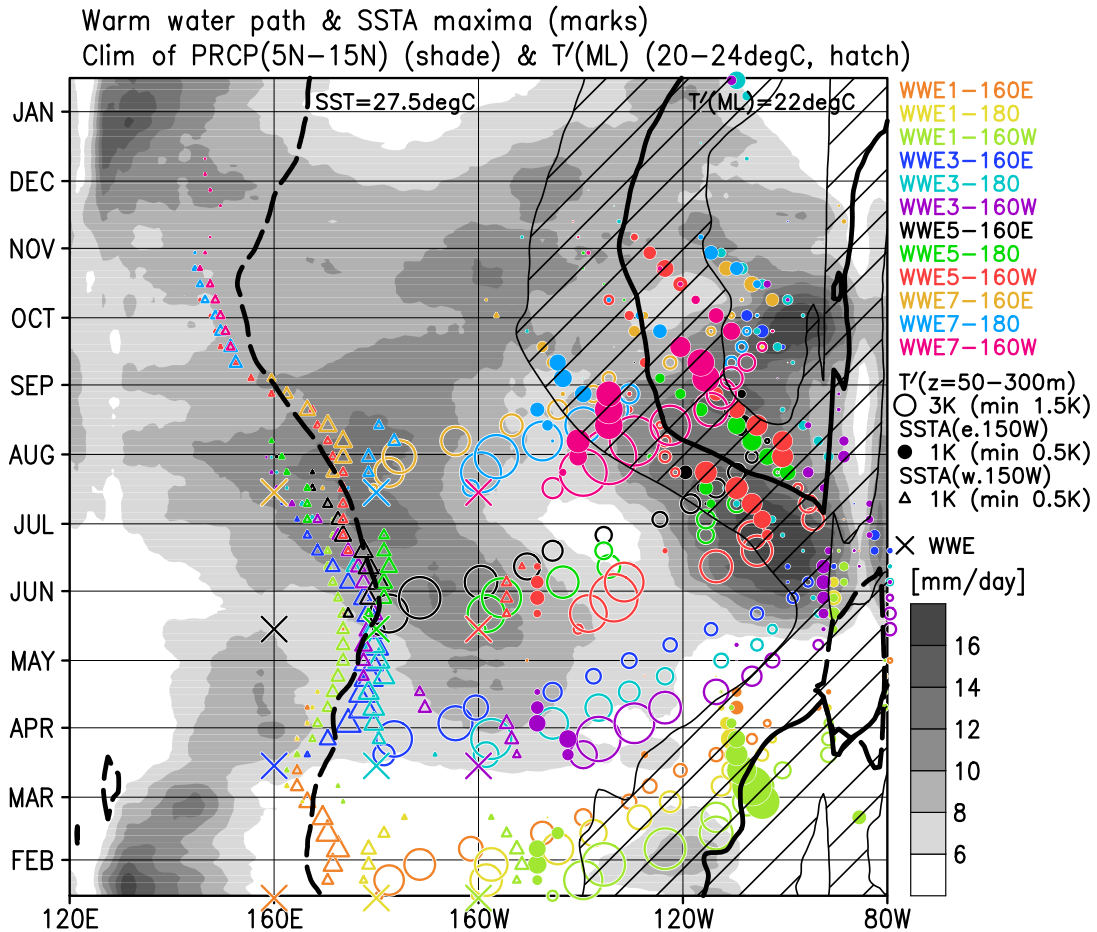


図5. 各々の実験における亜表層(深さ 50-300 m)での暖水偏差最大のパス(open circle)と SSTA 最大(150°W 以西は open triangle, 以東は closed circle). 各々の実験に対応する色と大きさは、右上の legend 参照. 陰影は 5-15°N で平均した降水量気候値 [mm day⁻¹], 実線とハッチはそれぞれ混合層(深さ 1-50 m, 2°S-2°N)で平均した海水温度気候値が 22 degC と 20-24 degC の領域, 破線は warm pool の東端(SST 気候値が 27.5 degC). バツ印は各々の実験において与えられる WWE の時期および経度の中心位置.

昇温および暖水偏差消滅の過程について、最も昇温が大きかった WWE5-160W を例に考える。亜表層に WWE に伴う下降流偏差によって生じる暖水偏差は、温度躍層に沿って海洋 Kelvin 波として東進する。5 月に中央太平洋で励起される Kelvin 波は 2ヶ月後の 7 月頃に東太平洋に到達する。その時期には、温度躍層の傾きが季節変化として 120°W あたりで急であり、Kelvin 波に伴う表層の東向き流偏差による移流で表層が暖まるのに加えて、やや遅れて温度躍層に対応する湧昇流が亜表層暖水偏差を表層に現させる。その暖水は背景場赤道域の南北発散流によって南北へ広がる。加えて、7 月頃になると熱帯太平洋の北半球側で ITCZ としての降水が活発であり、正の SST 偏差は ITCZ を南下させる。この ITCZ の南下は ITCZ 赤道側で貿易風を弱めるように働き、

さらに赤道上では SST 偏差に向かって東西風が吹き込むことにより、減少した蒸発に伴う SST 偏差西側での潜熱加熱が暖水域を熱帯太平洋全体に西に向かって広げる(Xie 1996)。暖水偏差の東側赤道域では貿易風がやや強まるため蒸発が活発になるが、ITCZ の南下は南向きの風応力を通じて背景場の赤道域から極向きの表層発散流を弱めるように働くため、この効果が潜熱冷却に勝り、東太平洋は冷却されない。以上の過程を経て WWE は熱帯太平洋を広く 3ヶ月以上もの間暖水偏差を維持し、その後東側における東風応力偏差が東太平洋での赤道湧昇流を強め、赤道域東側から暖水偏差を消滅させる。この過程は混合層における熱収支解析の結果と整合的であった(not shown)。

本研究は CGCM を用いた実験の結果に基

づくため、現実でも同様のことが言えるのかを議論する必要がある。図6に、5°N-15°N平均した降水と赤道帯での混合層温度を降水と海洋温度の客観解析データ (Adler et al. 2003; Ishii and Kimoto 2009) から算出した値を描いた。図5との比較から、モデル気候値のバイアスはややあるものの、昇温過程に関わる気候値の季節性はよく再現されていると考えられる。したがって、熱帯太平洋における海洋 Kelvin 波の東進速度を代表的な値として 2.2 m s^{-1} と仮定して点線を引くと、2つの太い点線に囲まれた領域を通る Kelvin 波を生む WWE が昇温させるのに適していると言える。オレンジの陰影で Seiki and Takayabu (2007a) に基本的に倣って風応力偏差から抽出した WWE 発生の際度に対する確率密度関数を描いている。ENSO として中立な状態において、おおよそ、太い点線とオレンジの陰影に囲まれた菱型内で WWE が生じると、大気と海洋の背景場との相互作用を通じて熱帯太平洋を効率的に暖めるのではなかろうか。やはり、5月に WWE が西・中央太平洋で起こることは、明瞭な季節性を伴う背景場の降水や温度躍層と相互作用することで、熱帯太平洋昇温に対して重要な役割を担うと考えられる。

謝辞

本研究は JSPS 科研費 25・5379 の助成を受けたものです。

参考文献

- Adler, R. F., and Coauthors, 2003: The version-2 global precipitation climatology project (GPCP) monthly precipitation analysis (1979-present). *J. Hydrometeorol.*, **4**, 1147–1167.
- Chiodi, A. M., D. E. Harrison, and G. A. Vecchi, 2014: Subseasonal atmospheric variability and El Niño waveguide warming: Observed effects of the Madden-Julian oscillation and westerly wind events. *J. Climate*, **27**, 3619–3642.

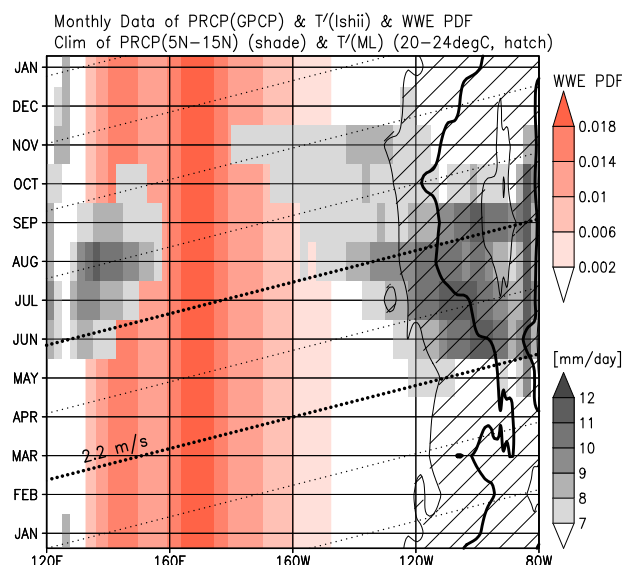


図6. 灰色の陰影と実線およびハッチは、降水と海水温のデータが客観解析データ(それぞれ GPCP と Ishii data)の月平均値であることを除いて図5と同じ。点線は 2.2 m s^{-1} で東へ進む波のパスである。オレンジの陰影は WWE 発生の際度の確率密度関数 (PDF) [longitude^{-1}] である (cf. Seiki and Takayabu 2007a)。灰色の陰影に隠れている部分があるが、時間に依存しない値であることに注意されたい。

- Fedorov, A. V., 2002: The response of the coupled tropical ocean-atmosphere to westerly wind bursts. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **128**, 1–23.
- Fedorov, A. V., S. L. Harper, S. G. Philander, B. Winter, and A. Witternberg, 2003: How predictable is El Niño? *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **84**, 911–919.
- Giese, B. S., and D. E. Harrison, 1991: Eastern equatorial Pacific response to three composite westerly wind types. *J. Geophys. Res.*, **96**, 3239–3248.
- Harrison, D. E., and B. S. Giese, 1988: Remote westerly wind forcing of the eastern equatorial Pacific; some model results. *Geophys. Res. Lett.*, **15**, 804–807.
- Harrison, D. E., and G. A. Vecchi, 1997: Westerly wind events in the tropical Pacific, 1986–95. *J. Climate*, **10**, 3131–3156.
- Ishii, M., and M. Kimoto, 2009: Reevaluation of

- historical ocean heat content variations with time-varying XBT and MBT depth bias corrections. *J. Oceanogr.*, **65**, 287–299.
- Latif, M., J. Biercamp, and H. V. Storch, 1988: The response of a coupled ocean-atmosphere general circulation model to wind bursts. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 964–979.
- Lengaigne, M., E. Guilyardi, J.-P. Boulanger, C. Menkes, P. Delecluse, P. Inness, J. Cole, and J. Slingo, 2004: Triggering of El Niño by westerly wind events in a coupled general circulation model. *Clim. Dyn.*, **22**, 601–620, doi:10.1007/s00382-004-0457-2.
- McPhaden, M. J., 1999: Genesis and evolution of the 1997-98 El Niño. *Science*, **283**, 950–954.
- Menkes, C. E., M. Lengaigne, J. Vialard, M. Puy, P. Marchesiello, S. Cravatte, and G. Cambon, 2014: About the role of westerly wind events in the possible development of an El Niño in 2014. *Geophys. Res. Lett.*, **41**, doi: 10.1002/2014GL061186.
- Seiki, A., and Y. N. Takayabu, 2007a: Westerly wind bursts and their relationship with intraseasonal variations and ENSO. Part I: Statistics. *Mon. Wea. Rev.*, **135**, 3325–3345.
- Seiki, A., and Y. N. Takayabu, 2007b: Westerly wind bursts and their relationship with intraseasonal variations and ENSO. Part II: Energetics over the western and central Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, **135**, 3346–3361.
- Vecchi, G. A., and D. E. Harrison, 2000: Tropical Pacific sea surface temperature anomalies, El Niño, and equatorial westerly wind events. *J. Climate*, **13**, 1814–1830.
- Watanabe, M., and Coauthors, 2010: Improved climate simulation by MIROC5: Mean states, variability, and climate sensitivity. *J. Climate*, **23**, 6312–6335.
- Xie, S.-P., 1996: Westward propagation of latitudinal asymmetry in a coupled ocean-atmosphere model. *J. Atmos. Sci.*, **53**, 3236–3250.