

# 2023年春～夏にみられたラニーニャ現象の名残とエルニーニョ現象の共存状態

榎田 貴郁 (高松地方気象台)

## 1. はじめに

2023年6月上旬、米国 NOAA、オーストラリア BoM、日本 JMA のエルニーニョ現象センターは、それぞれ定例の発表を行い、NOAA と JMA はエルニーニョ現象の発生を宣言したが、BoM は宣言しなかった。BoM は、太平洋赤道域東部の海洋の状態はエルニーニョ現象の特徴であるが、太平洋赤道域の大気の状態はそうではない、と判断していた。BoM は、9月中旬まで、エルニーニョ現象の発生を宣言しなかった。

2023年5月の実況とエルニーニョ現象時の5月のコンポジットをみると(図1)、実況はコンポジットと同様、太平洋赤道域東部で海面水温(SST)が平年より高く、対流活発であった。一方、西部でも SST が平年より高く、対流活発で(オーストラリア付近も)、エルニーニョ現象の特徴とは真逆であった。西部の

対流活発は東部のそれより顕著であった。

本稿では、これが2023年冬まで続いたラニーニャ現象の名残であることを示す。こうなった理由や、これがエルニーニョ現象の状態と共存した理由も、考察する。使用するデータは、大気循環場については JRA-3Q (Kosaka et al., 2024)、熱帯の対流活動については外向き長波放射量(OLR)データ (Liebmann and Smith, 1996)、海況については MOVE/MRI.COM-G3 (Fujii et al., 2023)、SST については、MGDSST (2015年6月以降、栗原ほか、2006) と COBE-SST2 (同年5月以前、Hirahara et al., 2014) である。平年値は、1991年から2020年までの平均値であり、本稿の偏差は平年偏差のことである。エルニーニョ/ラニーニャ現象、インド洋ダイポールモード現象 (IOD) の発生の有無の判定は、JMA の定義による。

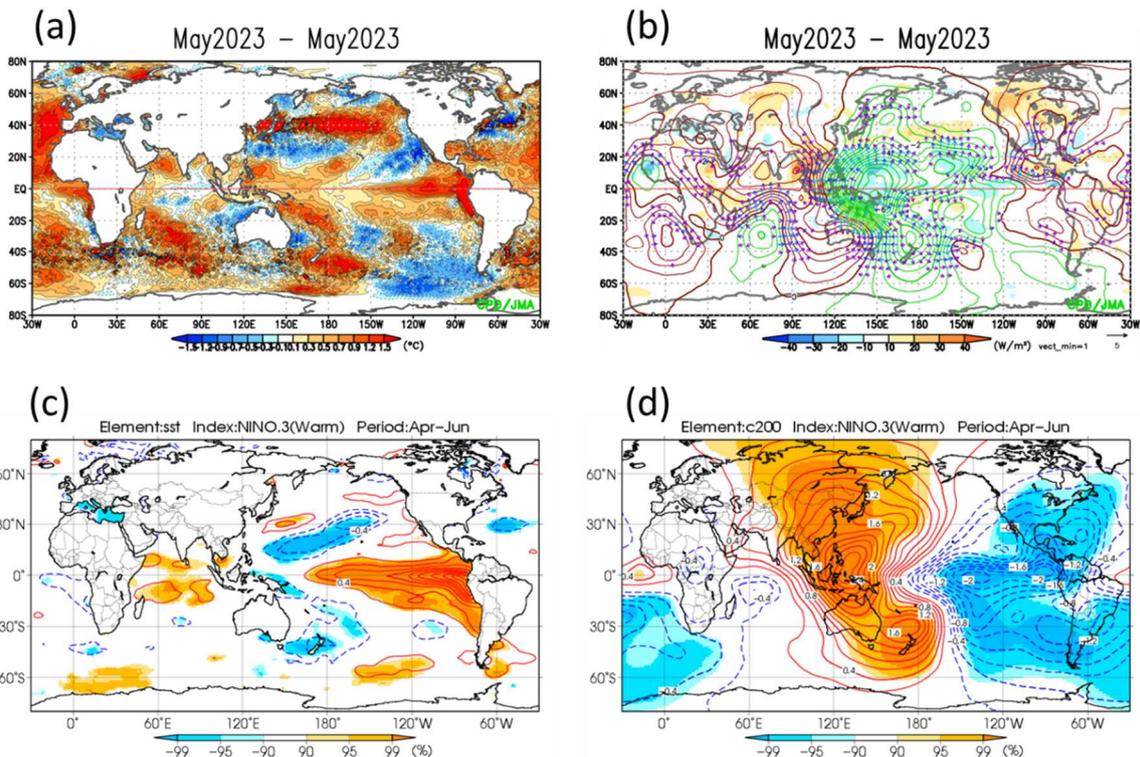


図1 2023年5月の実況とエルニーニョ現象時の5月のコンポジット(3か月移動平均)

(a) 実況の SST 偏差 (カラー、°C)、(b) 実況の OLR 偏差 (カラー、W/m<sup>2</sup>)、200hPa 速度ポテンシャル偏差 (コンター、10<sup>6</sup> m<sup>2</sup>/s)、同発散風偏差 (ベクトル、m/s)、(c) コンポジットの SST 偏差 (コンター、°C)、信頼度 (カラー、%)、(d) コンポジットの 200hPa 速度ポテンシャル偏差 (コンター、10<sup>6</sup> m<sup>2</sup>/s)、信頼度 (カラー、%)。

## 2. 2023年春～夏にみられたラニーニャ現象の名残

2022年秋～2023年夏では、JMAの定義によれば、冬までラニーニャ現象で、春以降エルニーニョ現象である。このときの太平洋赤道域の時間経度断面図をみると、冬までは SST 偏差(図 2(a))は、東部で負、西部で正となっており、ラニーニャ現象の特徴があらわれていた。春以降エルニーニョ現象により、東部は正偏差となった。ところが、西部は正偏差が持続して、東部と西部に、それぞれ正偏差の極大が存在する状態となった。海洋貯熱量(OHC、表層 300m の平均水温)の偏差(図 2(b))をみると、SST 偏差と同様の状況となっている。すなわち、冬までは東部で負偏差、西部で正偏差、春以降エルニーニョ現象により東部は正偏差となるが、西部は正偏差が持続した。

以上から、太平洋赤道域の西部で、SST や OHC の

正偏差が、春～夏も持続したことは、冬に終息したラニーニャ現象の名残である、といえる。このため、エルニーニョ現象が発生しても、西部の大気はその特徴があらわれず、真逆の傾向となったのだろう。

ところが、一般にエルニーニョ現象とラニーニャ現象は、交互に発生するとされている。また、エルニーニョ/ラニーニャ現象の理論は、遅延振動子理論(Suarez and Schopf, 1988)、再充填振動子理論(Jin, 1997)などであり、エルニーニョ現象、ラニーニャ現象は振動の正負の位相と説明されている。これらの特徴が同時に存在することは、想定されていない。

したがって、以下では、ラニーニャ現象の名残が発生した理由を考察するとともに、ラニーニャ現象の名残がエルニーニョ現象と共存する状態になった理由を考察する。

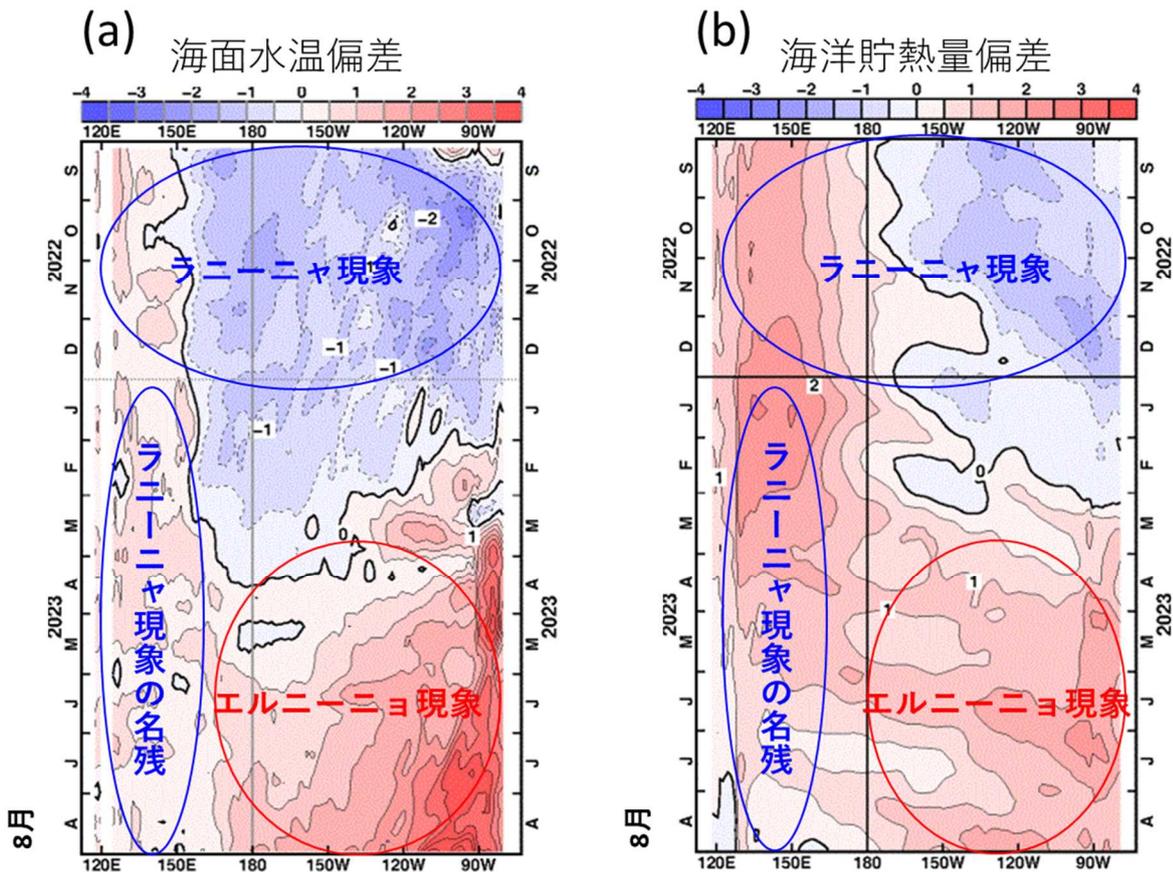


図 2 2022 年秋～2023 年夏の太平洋赤道域の時間経度断面図

(a) SST 偏差 (°C)、(b) OHC 偏差 (°C)。

赤や青の楕円は、エルニーニョ現象の特徴やラニーニャ現象の特徴に対応していることをあらわす。

### 3. なぜ、ラニーニャ現象の名残は発生したか？

今回の事例は、ラニーニャ現象が終息した直後に、エルニーニョ現象が発生している。このことがラニーニャ現象の名残とエルニーニョ現象の共存に有利に作用した、と考えられる。しかし、それだけののだろうか？

JMA の統計では、1949 年以降で、ラニーニャ現象の終息直後に、エルニーニョ現象が発生したのは、過去 4 事例ある（いずれも、終息は冬～春、発生は春～夏）。その 4 事例の太平洋赤道域における東西風応力偏差と OHC 偏差の時間経度断面図を見ると（図 3）、いずれも、秋～冬に東風の顕著な弱まり（西風バースト）と暖水偏差東進が発生している。春～夏に暖水偏差の極大は西部にはない。

2022～2023 年の事例では、秋～冬の東西風応力は東風偏差が顕著であり、目立った西風バーストはなかった（図 6(a)）。OHC は秋～冬に東部の負偏差が徐々に縮小したが（西部の正偏差が一部東進）、西部の正偏差は増大していた。春～夏に、正偏差が

東進するも、依然、西部も正偏差であった（図 2(b)）。このことから、秋～冬に東風偏差が顕著であったことが、春～夏も西部の暖水偏差を維持した要因、と考えられる。

この顕著な東風偏差の原因は何だろうか。太平洋赤道域の大気海洋の力学では、エルニーニョ現象の特徴とラニーニャ現象の特徴が同時に存在することは考えにくい。

インド洋ダイポールモードモード (IOD) の指数をみると、1950 年以降で、2022 年、2016 年が  $-1.34$ （それぞれ 10 月、7 月）で、突出した 1 位の負の値となっている。負の IOD が顕著な 2 事例について、秋、冬の大気対流活動と海洋貯熱量をみてみた。2022～2023 年の事例（図 4）では、秋は、負の IOD に対応して、インド洋西部で対流不活発、OHC 負偏差、東部で対流活発、OHC 正偏差となっている。日付変更線付近の対流不活発は、ラニーニャ現象が影響していると考えられる。

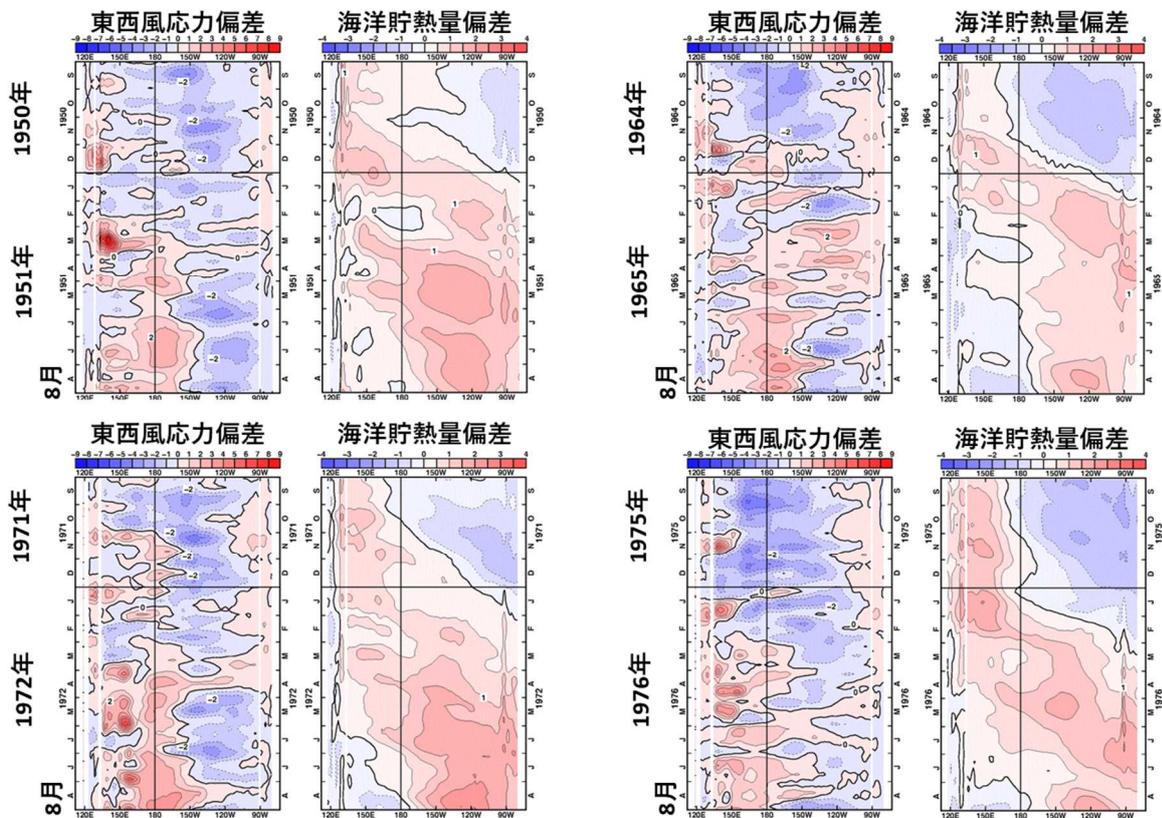


図 3 ラニーニャ現象の終息直後にエルニーニョ現象が発生した過去の 4 事例の、太平洋赤道域の東西風応力偏差 ( $10^{-2} \text{N/m}^2$ )、OHC 偏差 ( $^{\circ}\text{C}$ ) の時間経度断面図

インド洋では、夏～秋は南東風、冬～春は北西風が卓越して、インドネシア付近の沿岸湧昇は、夏～秋に限定され、大気と海洋の正のフィードバックもその時期限定となるため、IOD は冬まで続かない、とされている(Saji, 2018)。しかし、2022～2023 年の冬は、秋同様の対流活動、OHC の分布となっている。これは、顕著な負の IOD が形成した OHC の偏差が、冬もなかなか解消せず、大気に影響しているから、と考えられる。

2016～2017 年の事例の秋、冬の分布(図 5)も、2022～2023 年の事例と同様となっている。ただし、この事例では、ラニーニャ現象は発生していない。このことは、日付変更線付近の対流不活発は負の IOD でも発生することを意味している。この日付変更線付近の対流不活発からインドネシア付近の対流活発への東風偏差が示唆される。この東風偏差は、インドネシア付近に熱源をもつ松野・ギル応答(Matsuno, 1966; Gill, 1980)の東側の部分であると考えられる。

2 事例の太平洋赤道域における東西風応力偏差の時間経度断面図をみると(図 6(a), (b))、ともに西部から中

部の東風偏差が秋～冬に持続している。ラニーニャ現象が発生していない 2016～2017 年の事例の東風偏差は 2022～2023 年の事例の半分程度である。大まかに言えば、2022～2023 年の事例の東風偏差の半分程度が負の IOD で説明できる可能性がある。言い換えれば、負の IOD で西部の暖水偏差の持続、つまりラニーニャ現象の名残を説明できる可能性がある。

なお、ラニーニャ現象のあとにエルニーニョ現象が発生したすべての過去事例(13 事例)の太平洋赤道域の時間経度断面図を目視確認したが、2022～2023 年の事例のようなものはみつからなかった(図略)。すなわち、2022～2023 年の事例は、エルニーニョ現象発生中に、太平洋赤道域東部だけではなく西部でも SST や OHC の正偏差の極大がみられるところが、きわめて特異であるといえる。

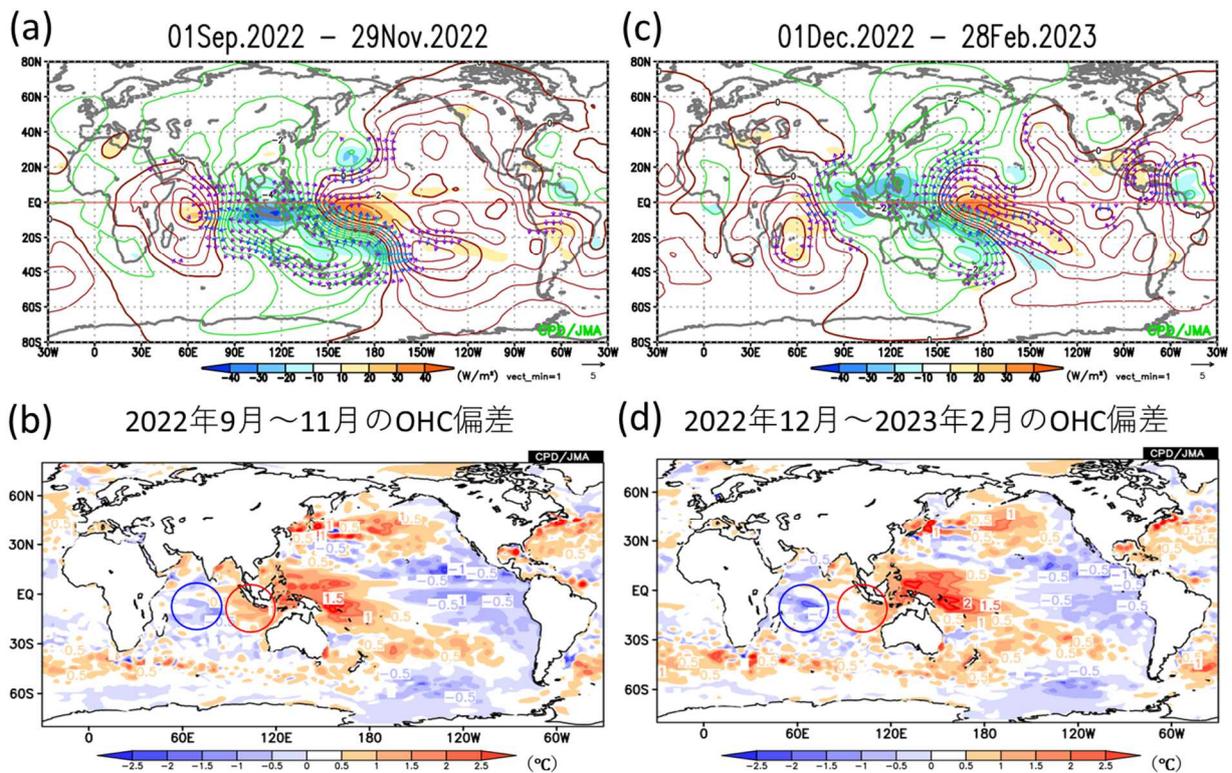


図 4 2022 年秋、2022/2023 年冬の OLR 偏差(カラー、 $W/m^2$ )、200hP 速度ポテンシャル偏差(コンター、 $10^6 m^2/s$ )、同発散風偏差(ベクトル、 $m/s$ )、OHC 偏差(カラー、 $^{\circ}C$ )

(a) 秋の OLR 偏差、200hP 速度ポテンシャル偏差、同発散風偏差、(b) 秋の OHC 偏差、(c) 冬の OLR 偏差、200hP 速度ポテンシャル偏差、同発散風偏差、(d) 冬の OHC 偏差。

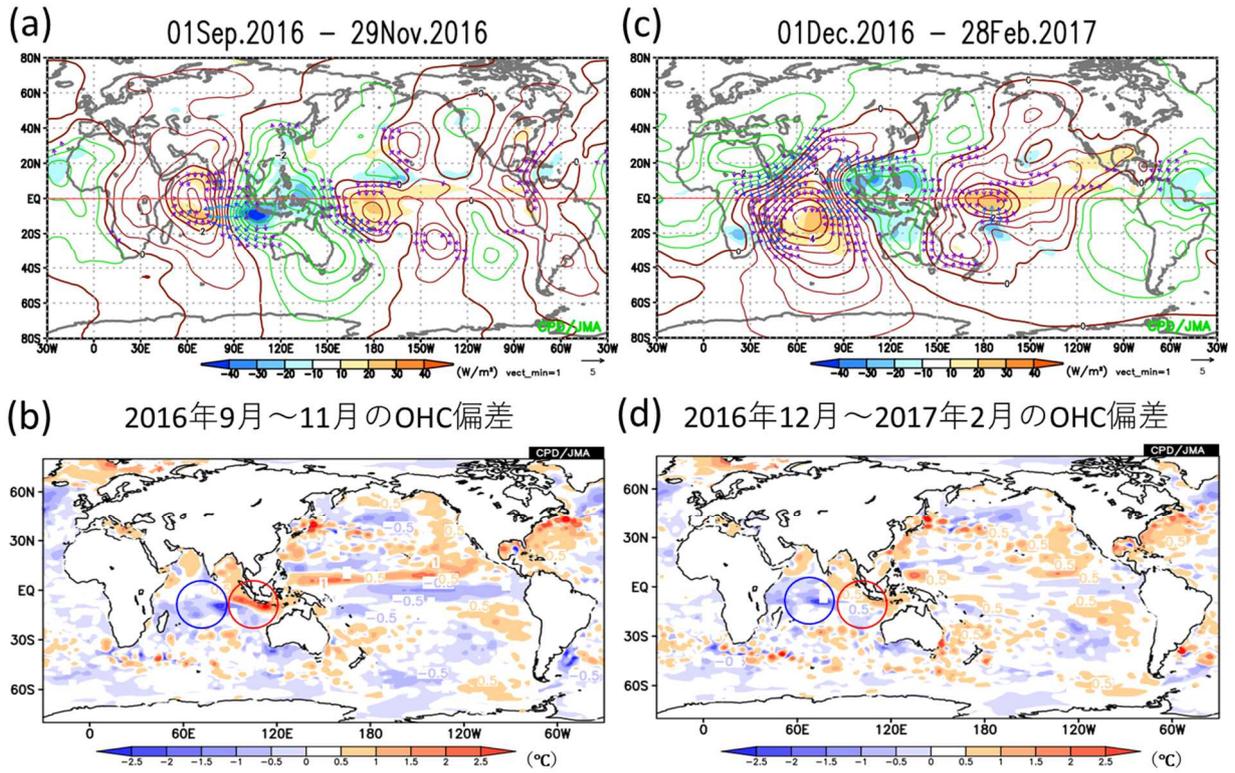


図5 図4と同じ、ただし、2016年秋、2016/2017年冬。

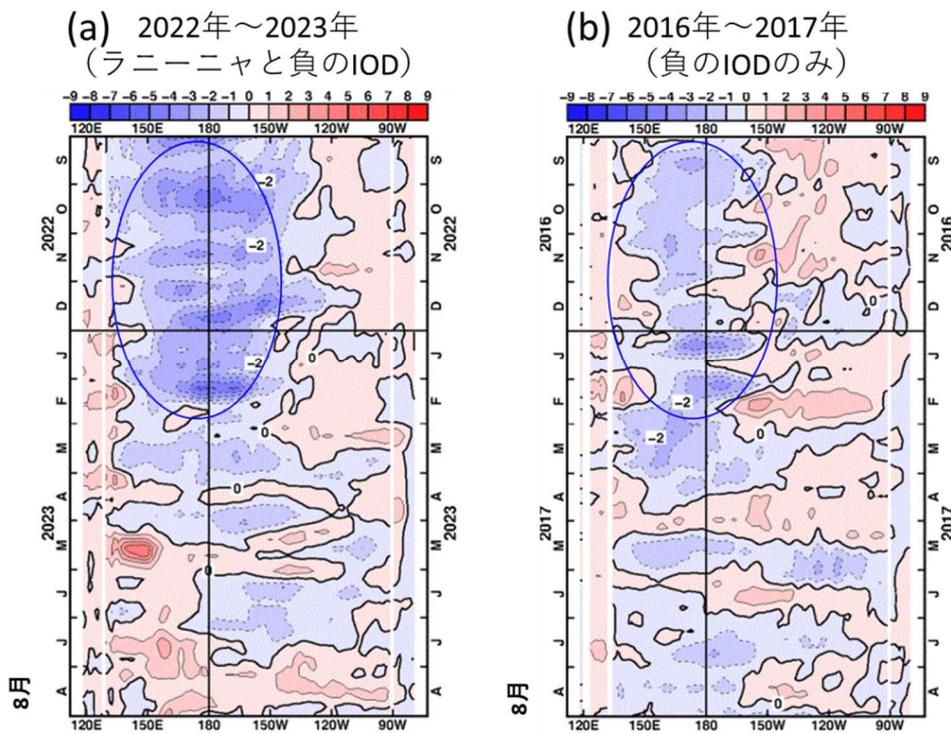


図6 太平洋赤道域の東西風応力偏差 ( $10^{-2} \text{N/m}^2$ ) の時間経度断面図

(a) 2022年秋～2023年夏、(b) 2016年秋～2017年夏。

#### 4. なぜ、エルニーニョ現象は発生したか？

2022/2023年の秋～冬、太平洋赤道域で東風偏差が持続したのに、春、エルニーニョ現象が発生したのは、奇妙なことである。前述のとおり、暖水偏差は一部しか東進していない。

太平洋赤道域全体の海洋表層の貯熱量偏差(WWV)、およびエルニーニョ監視海域(NINO.3)のSST偏差の時系列図をみってみる(図7(a))。WWVの増大(減少)がNINO.3のSST偏差の上昇(下降)に先行しており、再充填振動子理論(Jin, 1997)を裏付けている。2023年のWWVは過去最大に匹敵する規模となっていた。このことが、西風バーストがなく一部暖水東進でも、エルニーニョ現象が発生したことに寄与した可能性がある。

顕著なWWVの要因を検討するため、太平洋赤道域への暖水の流入、すなわち北緯5度、南緯5度でのスベルドラップ輸送偏差を計算した(図7(b))。2020年以降からほぼ3年連続で太平洋赤道域への流入となっており(北緯5度での輸送偏差)、この時期のWWV増大と対応している。太平洋赤道域へのスベルドラップ輸送は、ほぼ3年続きのラニーニャ現象や3年連続で発生した負のIODによる、太平洋赤道域での東風偏差の影響、と考えられる。

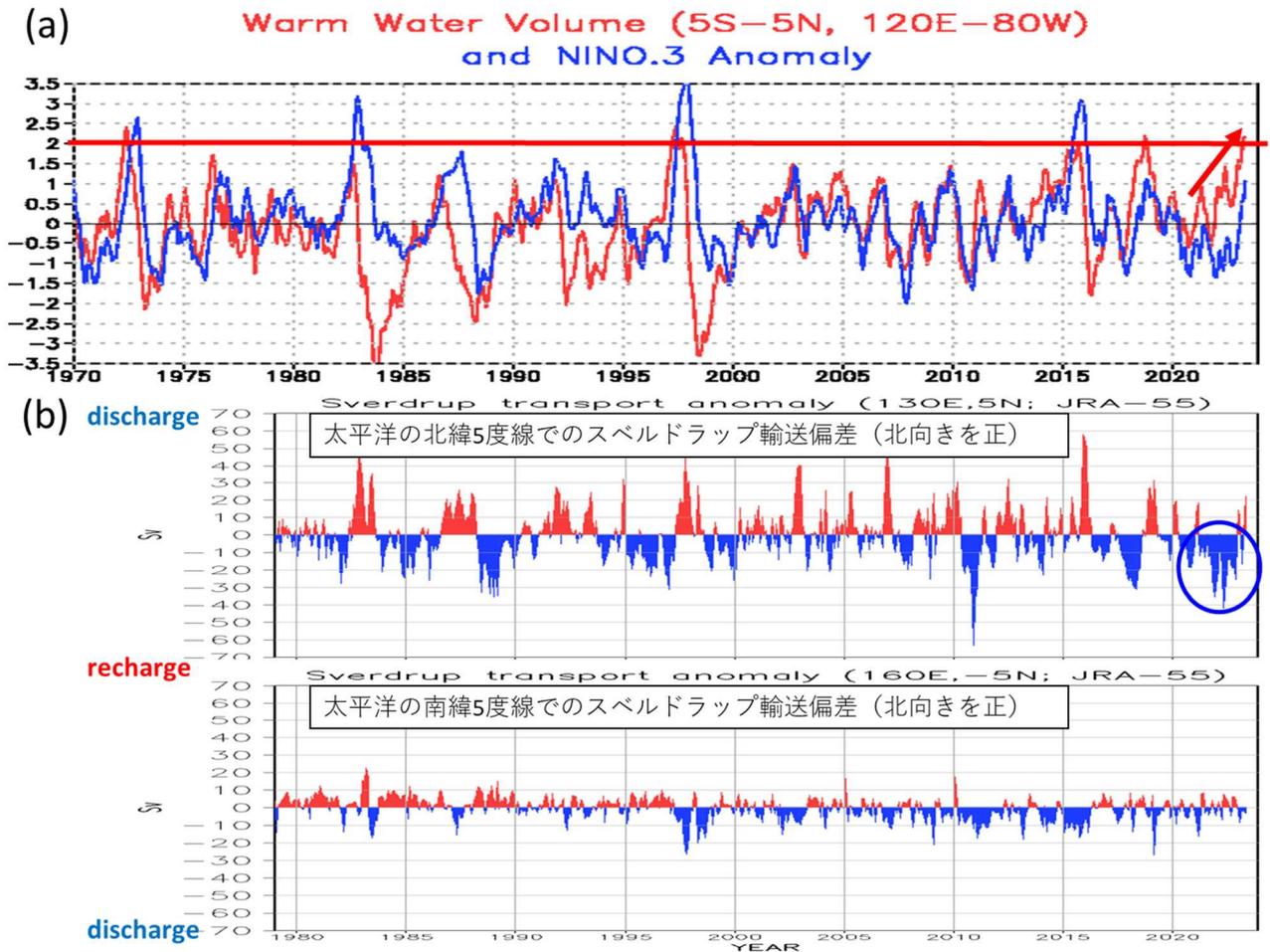


図7 再充填振動子理論 (Jin, 1997) に関連する諸量の時系列図

(a) 太平洋赤道域全体の海洋表層の貯熱量偏差(WWV) (赤線、単位は $^{\circ}\text{C}$ で縦軸の値の1/3)とエルニーニョ監視海域(NINO.3)のSST偏差(青線、 $^{\circ}\text{C}$ )、(b)太平洋赤道域の北緯5度(上段)、南緯5度(下段)でのスベルドラップ輸送偏差( $\text{Sv} = 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ )。

## 5. まとめ

2023年春～夏に太平洋赤道域表層の西部も東部も暖水偏差という状況になった。前年のラニーニャ現象による西部の暖水偏差が、一部東進、一部西部にとどまり、エルニーニョ現象とラニーニャ現象の名残が共存するという、JMAの統計開始の1949年以降では、前例がないような状態となった。

これまでも、ラニーニャ現象の直後（1～2季節後）にエルニーニョ現象が発生することはあったが、それがラニーニャ現象の名残と共存することはなかった。

太平洋赤道域の貯熱量偏差（WWV）が過去最大に匹敵する規模だったこと、およびその反面、前年秋から冬の顕著な負のIODやその名残による東風偏差が暖水東進を一部とどめたことが、影響した可能性がある。

顕著なWWVの要因は、ほぼ3年続きのラニーニャ現象や3年連続で発生した負のIODによる、太平洋赤道域での東風偏差の影響（海水のスベルドラップ輸送）、と考えられる。

## 謝辞

本稿は、気象庁気候情報課のエルニーニョ会報での議論をもとにしています。前田予報官をはじめ同課スタッフに感謝いたします。

## 参考文献

- Fujii, Y. T., Yoshida, H., Sugimoto, I., Ishikawa, and S. Urakawa, 2023: Evaluation of a global ocean reanalysis generated by a global ocean data assimilation system based on a four-dimensional variational (4DVAR) method. *Frontiers in Climate*.
- 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 sea surface temperature analysis and its uncertainty. *J. Climate*, **27**, 57–75.
- Jin F-F, 1997: An equatorial ocean recharge paradigm for ENSO 1: Conceptual model. *J. Atmos. Sci.*, **54**, 811–829, doi:10.1029/2002GL016831.
- Kosaka, Y., S. Kobayashi, Y. Harada, C. Kobayashi, H. Naoe, K. Yoshimoto, M. Harada, N. Goto, J. Chiba, K. Miyaoka, R. Sekiguchi, M. Deushi, H. Kamahori, T. Nakaegawa; T. Y. Tanaka, T. Tokuhiro, Y. Sato, Y. Matsushita, and K. Onogi, 2024: The JRA-3Q reanalysis. *J. Meteor. Soc. Japan*, 102.
- 栗原幸雄, 桜井敏之, 倉賀野連, 2006: 衛星マイクロ波放射計, 衛星赤外放射計及び現場観測データを用いた全球日別海面水温解析. 測候時報, **73** 特別号, S1-S18
- Liebmann, B. and C. A. Smith, 1996: Description of a complete (interpolated) outgoing longwave radiation dataset. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 1275–1277.
- Matsuno, T., 1966: Quasi-geostrophic motions in the equatorial area. *J. Meteor. Soc. Japan*, **44**, 25–43.
- Saji N. Hameed, 2018: The Indian Ocean Dipole. *Oxford Research Encyclopedia of Climate Science*, 35pp.
- Suarez, M.J., and P. S. Schopf, 1988: A delayed action oscillator for ENSO. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 3283–3287.