

## 4 海水温の平年値<sup>1</sup>

本章では、海面水温と海洋表層水温の新平年値について、旧平年値との比較を通じてその特徴を述べる。海面水温は気象庁海面水温気候データセット COBE-SST (Ishii *et al.*, 2005; 気象庁, 2006)、海洋表層水温は全球海洋データ同化システム MOVE/MRI.COM-G2 (Toyoda *et al.*, 2013) (以下、「MOVE-G2」と書く。)で作成された再解析データセットにそれぞれ基づく。

平年値は、原則として気象観測統計指針(気象庁, 2005)に則って作成した。各月の平年値は、1991～2020年の各月の累年値を30年分単純平均して算出したもので、3か月と半月の平年値も同様である。なお、MOVE-G2の解析値は半月単位であるため、半月平年値は統計指針にある日別平滑平年値を経た値ではなく単純平均値である。また、経度-時間断面図については、各半月の値を単純平均したものに対して3点のBinomialフィルター<sup>2</sup>(Aubury and Luk, 1995)で時間方向の平滑化を施して描画した。

### 4.1 海面水温(COBE-SST)

第4.1-1図に各3か月平均<sup>3</sup>の海面水温について、新平年値(1991～2020年平均値)と旧平年値(1981～2010年平均値)との差の分布を示す。

どの季節においても、新平年値では広い範囲で高温化が見られる。高温化が明瞭に見られた北太平洋、南太平洋、北大西洋、インド洋では、長期的な昇温トレンド(第4.1-2図)をベースに、新平年値で新たに算出期間に入った2011～2020年の高温化が明瞭であった(第4.1-3図)という点が共通している。その一方で、太平洋赤道域中部～東部では変化が小さく、南太平洋熱帯域の東部、グリーンランドの南、南極周辺では低温化している領域もある。特に太平洋熱帯域では、概してラニーニャ的な変化傾向が見られる。以下、各海域について述べる。

#### 4.1.1 太平洋の海面水温変化

第4.1-1図より、太平洋の海面水温について、旧平年値と比べて新平年値では、

- ① 北太平洋全体で高温化し、特に中緯度帯でその傾向が明瞭である
- ② 熱帯域において、西部で高温化し、東部では変化が小さいあるいは低温化する、という東西のコントラスト(ラニーニャ的な変化傾向)が見られる

ことが特徴的である。

北太平洋中緯度帯の高温化は年を通じて見られ、夏に最も明瞭である。特に、北米西岸沖に見られる平年値差分の極大(第4.1-1図(c))は、年々変動の標準偏差の0.7倍(図省略)を超えるほど大きい。太平洋熱帯域では、西部の暖水プールにおいて、特にフィリピンの東やニューギニア島の東で高温化が見られる。一方、太平洋熱帯域東部においては秋～冬を中心に、変化が小さいあるいは低温化しているという傾向が見られる。

①及び②の変化には、長期的な昇温トレンドをベースに、太平洋十年規模変動(Pacific Decadal Oscillation: PDO) (Mantua *et al.*, 1997)の負位相時の特徴が重なったことが効いていると考えられる。

まず長期変化傾向に関しては、第4.1-2図より、北太平洋全体の昇温、赤道域では西部で昇温が大きく中部～東部で昇温が小さい、という特徴があり、上述の平年値差分の特徴と一致していることがわかる。

次に、PDOとの関係を確認するため、第4.1-4図(a)にPDO指数の時系列を示す。今般の平年値更新に伴っては、PDO正位相が続いた1981～1990年が平年値期間から除かれ、PDO位相が前半の負から後半の正に遷移した2011～2020年が新たに加わった。このため、平年値期間の差分としてはPDO指数が負側に寄る方向の変化となった。PDO負位相時の海面水温パターン(第4.1-4図(b))に示す正位相時のパターン

<sup>1</sup> 佐藤 大卓、西村 明希生

<sup>2</sup> 自身の点が1/2、前後の時間が1/4の重みで平均をかける手法である。例えば通年第2半月の平年値を求める際には、第2半月の単純平均値に1/2、第1半月と第3半月の単純平均値にそれぞれ1/4の重みをかけた上で積

算する。なお、経度-時間断面描画に際しては実況値にも同じフィルターを施している。

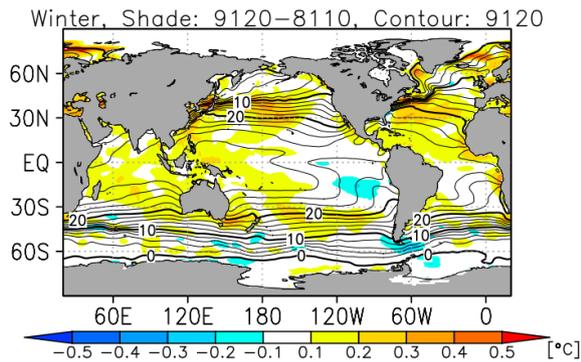
<sup>3</sup> 本稿では、北半球の季節、すなわち冬(12～2月)、春(3～5月)、夏(6～8月)、秋(9～11月)、の各3か月平均を対象とする。

の正負符号反転させたもの)と平年値差分のパターン(第 4.1-1 図)を比べると、北太平洋中緯度帯で海面水温が特に高温化している点、太平洋熱帯域でラニーニャ的な変化傾向を示している点、南太平洋中部の南緯 30 度付近で高温化する点が類似している。なお、ラニーニャ的な変化については、海洋表層の変化と関連付けて第 4.2 節で再び言及する。

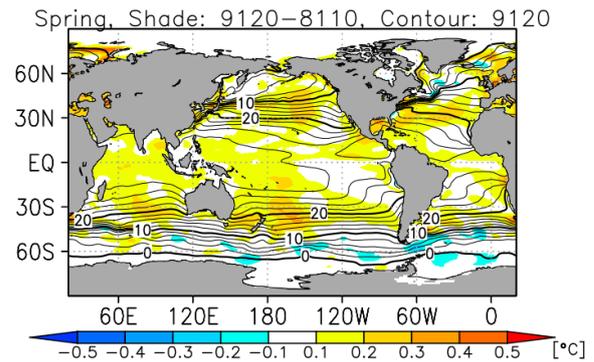
また、太平洋熱帯域の中部～東部では、北太平洋側では高温化している一方、南太平洋側では変化が小さい、あるいは低温化、という南北のコントラストが見られる(第 4.1-1 図)。第 4.1-2 図との類似から、この特徴には長期変化傾向が反映されている可能性が考えられる。十年規模変動との関連については詳細な調査が必要であるが、こうした太平洋熱帯域の南北パターン型の変動は、季節～年の時間スケールで見られること(Chiang and Vimont, 2003)、さらに数年よりも長

い時間周期の変動モードとしても存在すること(Di Lorenzo *et al.*, 2015)、いずれも風-蒸発-海面水温(WES)フィードバック(Xie and Philander, 1994)が関与している(例えば前述の Di Lorenzo *et al.*, 2015; Amaya, 2019)ことが指摘されている。第 3.2-4 図及び第 3.2-5 図を見ると、太平洋熱帯域の中部～東部では概して、南半球側で対流不活発化している一方で北半球側では対流活発化しており、南半球側で下層の高気圧性循環が相対的に強まって、下層の東風が強まるという変化をしている。このことは、太平洋熱帯域における海面水温変化の南北コントラストが、WES フィードバックを介して、大気循環場の変化と相互に関連している可能性を示唆する。

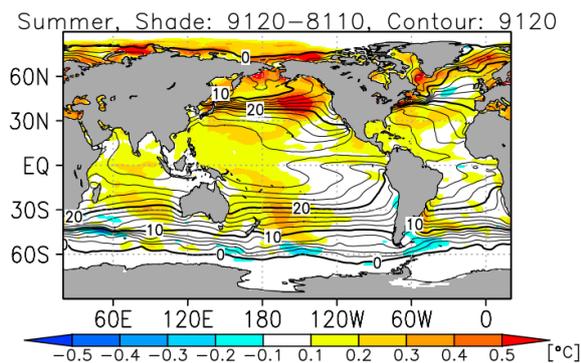
(a) 冬(12～2月)



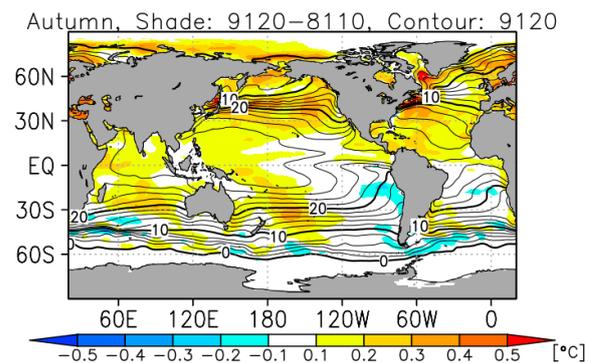
(b) 春(3～5月)



(c) 夏(6～8月)

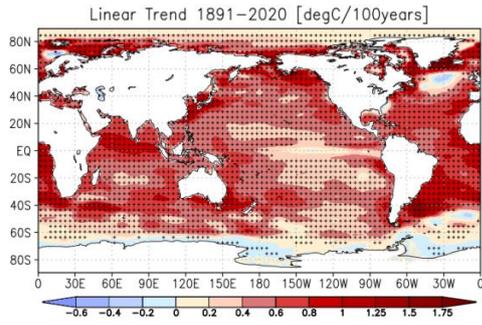


(d) 秋(9～11月)



第 4.1-1 図 各季節の海面水温の新平年値(1991～2020 年平均)(等値線)と旧平年値(1981～2010 年平均)からの差(陰影)

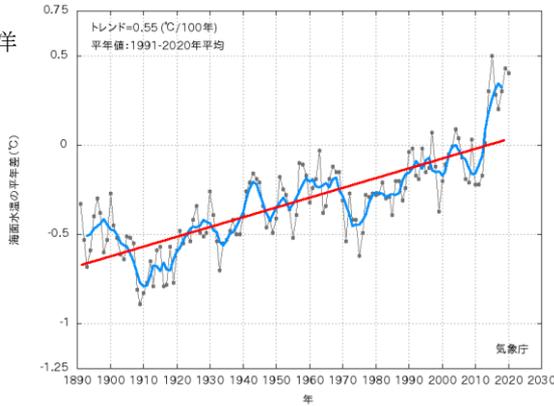
等値線(2°C間隔)は新平年値。陰影(単位は°C)は新旧平年値の差(新平年値-旧平年値)。(a) 冬(12～2月)、(b) 春(3～5月)、(c) 夏(6～8月)、(d) 秋(9～11月)。



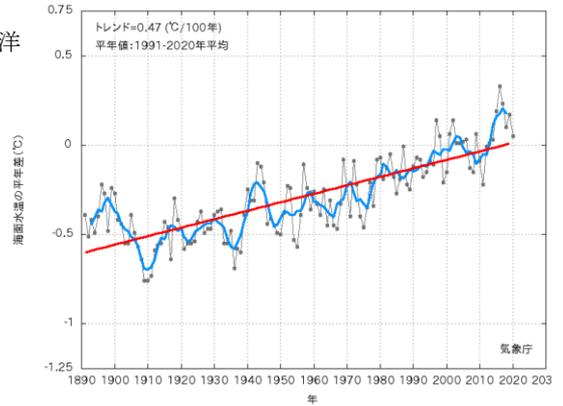
第 4.1-2 図 年平均海面水温の長期変化傾向(°C/100年)

1891~2020年の期間から算出した変化傾向を示す。+記号は変化傾向が信頼水準95%で統計的に有意であることを示す。

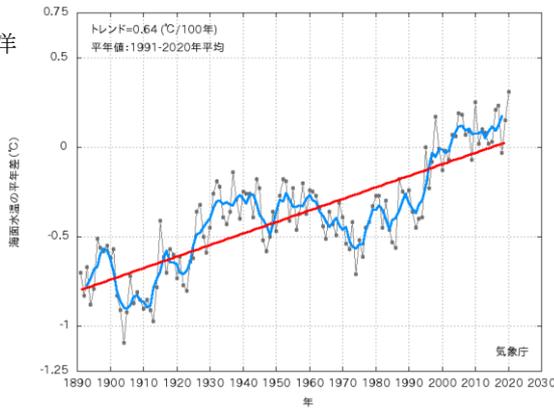
(a) 北太平洋



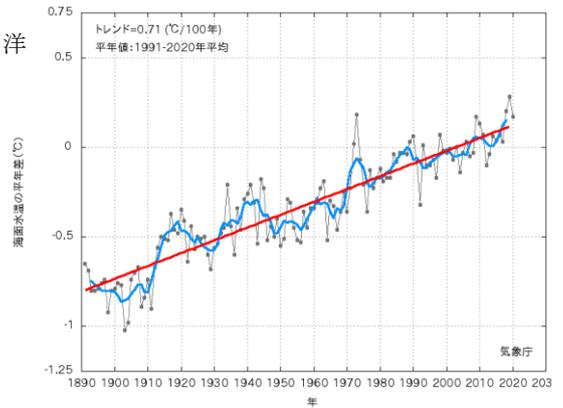
(b) 南太平洋



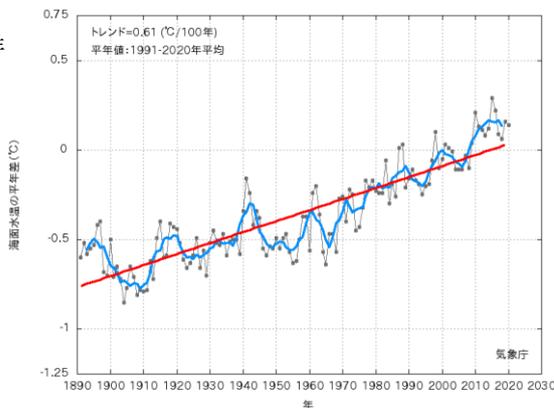
(c) 北大西洋



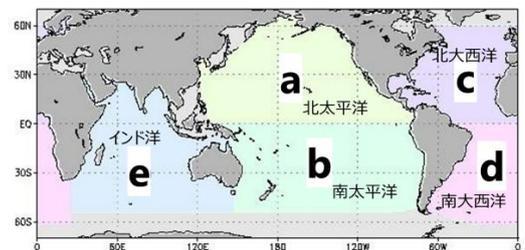
(d) 南大西洋



(e) インド洋



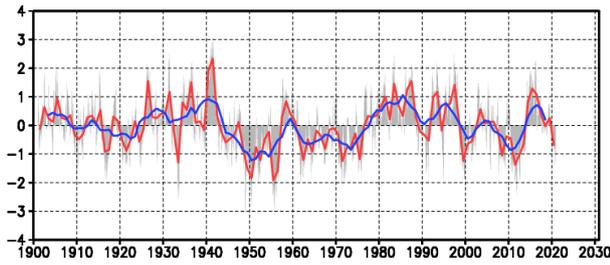
(f) 海域



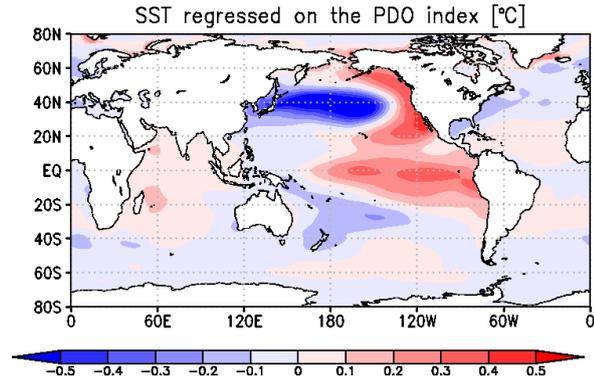
第 4.1-3 図 各海域の海面水温年平均偏差の時系列

(a)北太平洋、(b)南太平洋、(c)北大西洋、(d)南大西洋及び(e)インド洋((f)に各海域を示す)の海面水温年平均偏差の時系列。各年の値を黒線、11年移動平均を青線、長期変化傾向を赤線で示す。平年値は新平年値(1991~2020年平均)。

(a) PDO 時系列

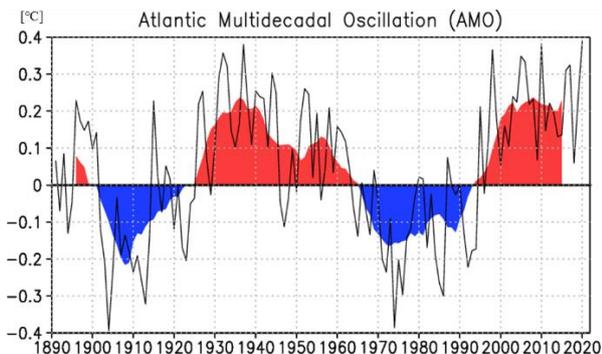


(b) PDO 正位相時の海面水温偏差パターン



第 4.1-4 図 PDO 指数の推移と PDO 正位相時の海面水温偏差パターン

(a) PDO 指数の推移。赤線は年平均値、青線はその 5 年移動平均値、灰色の棒グラフは月毎の指数を示す。(b) PDO 指数に対する海面水温の回帰係数(PDO 指数が正の時に海面水温に見られる傾向)。統計期間は 1901 年 1 月～2000 年 12 月。



第 4.1-5 図 AMO 指数の推移

北大西洋で平均した海面水温。ただし、1901 年～2000 年の 100 年間の線形トレンド成分を差し引いてある。黒線が年平均値、陰影はその 11 年移動平均(一般的にこちらが AMO 指数として用いられる)を表す。

#### 4.1.2 大西洋の海面水温変化

第 4.1-1 図より、大西洋では、年間を通じて北大西洋の北緯 40 度付近の中緯度を中心に高温化が見られ、特に北米東岸付近で明瞭である。ただし北大西

洋中緯度帯の高温化は、北太平洋とは異なり秋～冬に明瞭である。一方、南大西洋では北大西洋に比べると高温化は小さく、低温化している海域も見られ、南北大西洋のコントラストが明瞭である。

北大西洋における明瞭な高温化は、長期的な昇温トレンドに北大西洋数十年規模変動 (AMO) (Kerr, 2000) の高温位相が重なったものと考えられる。AMO は、北大西洋の平均海面水温が 60～100 年程度の周期で上昇、下降を繰り返す現象である。第 4.1-5 図に AMO 指数の時系列を示す。1970 年代～1980 年代は概ね低温位相で、1990 年代に低温から高温への遷移がみられ、2000 年代以降は高温位相が続いている。今般の平年値更新においては、1981～1990 年の AMO 低温位相が平年値算出期間から外れ、2011～2020 年の AMO 高温位相が加わったことで、新旧の平年値の差分として AMO 高温位相の特徴が強調されることとなった。

#### 4.1.3 インド洋の海面水温変化

第 4.1-1 図より、インド洋では、特に熱帯域において、年間を通じて高温化が見られる。インド洋にも数十年規模の変動 (Han *et al.*, 2014) が存在し、これが長期的な昇温傾向に重なっている(第 4.1-3 図(e))。特に、2011～2020 年に見られた数十年規模変動の高温位相が平年値期間に含まれたことが、第 4.1-1 図に見られる高温化に反映されたと考えられる。また、太平洋や大西洋ほど明瞭ではないが、夏～秋に、北インド洋に比べて赤道域～南インド洋熱帯域で高温化が明瞭である。

まず、第 4.1-1 図のインド洋の海盆スケールでの高温化は、第 4.1-2 図に示す長期変化傾向と整合的である。さて第 4.1.1 項で、太平洋ではラニーニャ的な変化が見られていることを述べた。年々変動のスケールでは、太平洋のラニーニャ現象発生に付随して、インド洋の海面水温は海盆スケールで低下する傾向があることはよく知られている(例えば吉川 (2015)) が、第 4.1-1 図の平年値差分ではそうになっていない。第 4.1-1 図の平年値差分においては、ラニーニャ現象に付随する低温化よりも長期的な昇温傾向が勝って表れていると考えられる。インド洋は、1950 年代以降、太平

洋や大西洋の熱帯域よりも昇温が速いことが知られている(Han *et al.*, 2014)。

次に、夏～秋に、北インド洋に比べて南インド洋で高温化が明瞭という南北コントラスト(第 4.1-1 図(c)と(d))には、直接的には、新たに平年値の算出期間となった 2011～2020 年において、南インド洋の高温化が北インド洋に比べて明瞭だった(第 4.1-6 図)ということが反映されているが、その背景には各海域の海面水温の長期変化傾向の違いがあると考えられる。第 4.1-2 図に示す過去 130 年の長期変化傾向では南北のコントラストは見られないが、第 4.1-6 図に示すとおり、1960 年代以降に限ってみれば、南インド洋の方が北インド洋に比べて昇温トレンドが大きく、こうした特徴が平年値差分に反映されていると考えられる。20 世紀後半以降の南北インド洋の昇温の違いには、北インド洋では、温室効果ガスによる放射強制が、海面からの蒸発強化と南アジアからのエアロゾルによる太陽入射の減少によって相殺されていることが効いていると考えられている(Chung and Ramanathan, 2006; Han *et al.*, 2014)。

#### 4.1.4 北半球高緯度の海面水温変化

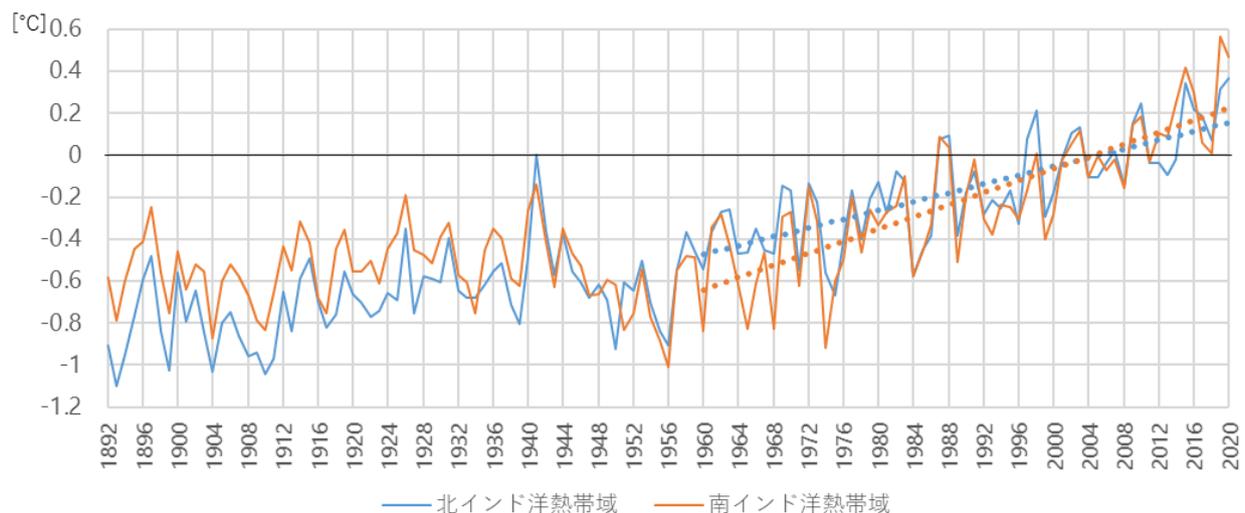
北極海や北大西洋の高緯度では、年間を通じて、高温化が明瞭である。これは年々変動の標準偏差の約 0.5～1 倍に相当する大きなものである(図は省略)。特に、季節的に海水面積が小さくなる夏から秋に、より広範囲で高温化が見られる。

こうした変化は、北極海及びその周辺における海水面積の減少に伴うものであると考えられる。

#### 4.2 海洋表層水温(MOVE-G2)

次に、MOVE-G2 による海洋表層の新平年値について、新旧平年値間の比較を通じて特徴を述べる。特に第 4.1.1 項で述べた太平洋のラニーニャ的な変化傾向に着目する。

第 4.2-1 図に、各季節における海洋表層貯熱量(OHC:海面から 300m 深までの水温の鉛直平均)の新平年値と旧平年値の差の分布を示す。概ね第 4.1 節で述べた海面水温のパターンと対応して、広い範囲で高温化が見られるとともに、太平洋熱帯域の西部で高温化が大きく、同東部では変化が小さいあるいは低温化する、というラニーニャ的な変化傾向が見られる。



第 4.1-6 図 北インド洋熱帯域と南インド洋熱帯域の年平均海面水温偏差の時系列

北インド洋熱帯域[0° -25°N, 50°-90°E](青)、南インド洋熱帯域[25°S-0°, 50°-90°E](橙)それぞれの年平均海面水温偏差(実線)と1960年以降の線形トレンド成分(点線)。偏差は新平年値(1991～2020年平均)からのずれ。

第 4.2-2 図に、赤道に沿った水温の鉛直断面を示す。12～2 月を中心に、太平洋西部で温度躍層が深くなり、東部で浅くなるというラニーニャ的な変化傾向が見られる。赤道に沿った経度時間断面図(第 4.2-3 図)を見ると、太平洋赤道域では、11～12 月を中心に西部で貿易風が強まり、これに伴って 1～3 月に中部～東部で海面水温及び OHC が低温化している。対流活動(第 3.2.1 項参照)は、12～2 月にインドシナ半島～フィリピンの南東で活発化、太平洋赤道域の中部で不活発化しており、上述の貿易風、海面水温及び OHC の変化と整合的である。また、上述した貿易風、海面水温、OHC の変化と類似して、7～9 月にも中部で貿易風が強まり、付随して 9 月を中心に中部～東部で海面水温と OHC が低温化している(第 4.2-3 図)。

#### 4.3 まとめ

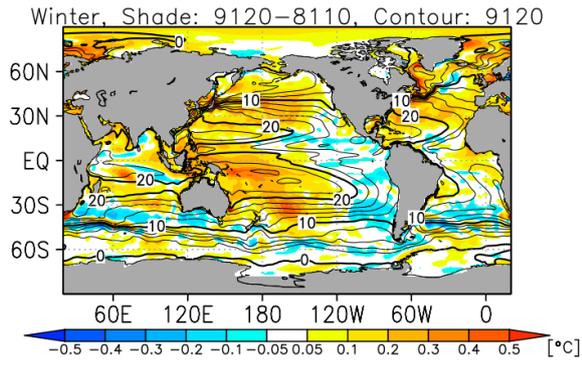
本章では海水温の新平年値について、旧平年値との比較を通じて、その特徴を述べた。旧平年値からの主な変化は以下のとおりである。

- ・ 太平洋では、北太平洋の高温化と熱帯域のラニーニャ的な変化が特徴的である。これには、長期的な昇温トレンドをベースに、PDO の負位相時の特徴が重なったことが効いていると考えられる。
- ・ 太平洋のラニーニャ的な変化傾向は、対流活動、大気循環場の変化とも整合的である。
- ・ 北大西洋で高温化が明瞭である。これには、長期的な昇温トレンドに加えて、それをさらに強調する方向で AMO の位相が重なったためと考えられる。
- ・ インド洋では、太平洋のラニーニャ的な変化にもかかわらず、長期的な昇温トレンドが勝って海盆スケールでの高温化が見られる。

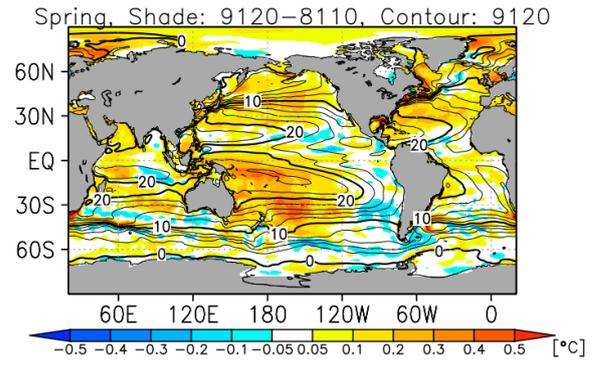
#### 参考文献

- 気象庁, 2005: 気象観測統計指針, 134pp.
- 気象庁, 2006: 気候解析用全球海面水温解析データ (COBE-SST) の特徴. 気候系監視報告別冊第 12 号.
- 吉川郁夫, 2015: エルニーニョ/ラニーニャ現象の監視. 平成 27 年度季節予報研修テキスト, 気象庁気候・海洋気象部, 112-121.
- Amaya, D. J., 2019: The Pacific Meridional Mode and ENSO: a Review. *Curr Clim Chang Rep.*, **5**, 296-307.
- Aubury, M. and W. Luk, 1995: Binomial filters. *J. VLSI Signal Process*, **i**, 1-8.
- Chiang, J. C. H. and D. J. Vimont, 2004: Analogous Pacific and Atlantic Meridional Modes of Tropical Atmosphere–Ocean Variability. *J. Climate*, **17**, 4143-4158.
- Chung, C. E. and V. Ramanathan, 2006: Weakening of North Indian SST Gradients and the Monsoon Rainfall in India and the Sahel. *J. Climate*, **19**, 2036-2045.
- Di Lorenzo, E., G. Liguori, N. Schneider, J. C. Furtado, B. T. Anderson, and M. A. Alexander, 2015: ENSO and meridional modes: A null hypothesis for Pacific climate variability. *Geophys. Res. Lett.*, **42**, 9440–9448.
- Kerr, R. A., 2000: A North Atlantic climate pacemaker for the centuries. *Science*, **288**, 1984–1985.
- Han, Weiqing, J. Vialard, M. K. McPhaden, T. Lee, Y. Masumoto, M. Feng and W. P. M. de Ruijter, 2014: Indian Ocean Decadal Variability: A Review. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **95**, 1069-1079.
- Ishii, M., A. Shouji, S. Sugimoto and T. Matsumoto, 2005: Objective Analyses of Sea-Surface Temperature and Marine Meteorological Variables for the 20th Century Using ICOADS and the KOBE Collection. *Int. J. of Climatology*, **25**, 865-879.
- Mantua, N. J., S. R. Hare, Y. Zhang, J. M. Wallace, and R. C. Francis, 1997: A Pacific Interdecadal Climate Oscillation with Impacts on Salmon Production. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**, 1069-1079.
- Toyoda T., Y. Fujii, T. Yasuda, N. Usui, T. Iwao, T. Kuragano, and M. Kamachi, 2013: Improved analysis of seasonal-interannual fields using a global ocean data assimilation system. *Theoretical and Applied Mechanics Japan*, **61**, 31-48.
- Xie, S. P. and S. G. H. Philander, 1994: A coupled ocean-atmosphere model of relevance to the ITCZ in the eastern Pacific. *Tellus*, **46A**, 340–350.

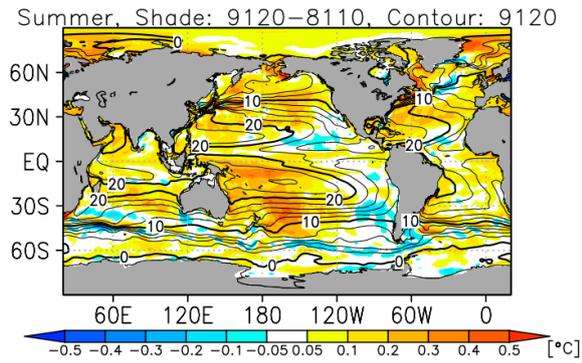
(a) 冬(12~2月)



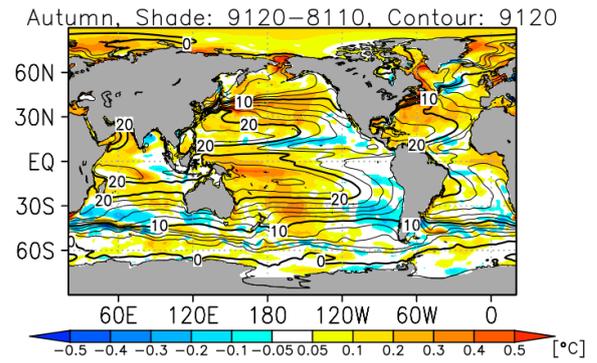
(b) 春(3~5月)



(c) 夏(6~8月)

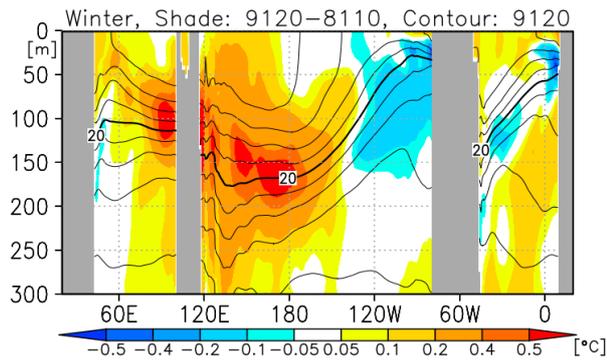


(d) 秋(9~11月)

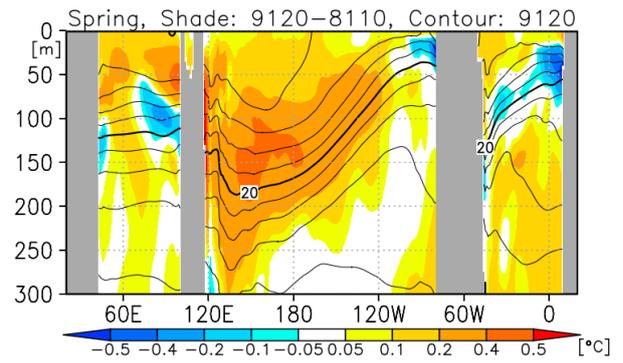


第 4.2-1 図 各季節の海洋表層貯熱量(OHC:海面から 300m 深までの水温の鉛直平均)の新平年値(1991~2020 年平均)(等値線)と旧平年値(1981~2010 年平均)からの差(陰影)  
 等値線(2°C間隔)は新平年値。陰影(単位は°C)は新旧平年値の差(新平年値-旧平年値)。(a) 冬(12~2 月)、(b) 春(3~5 月)、(c) 夏(6~8 月)、(d) 秋(9~11 月)。

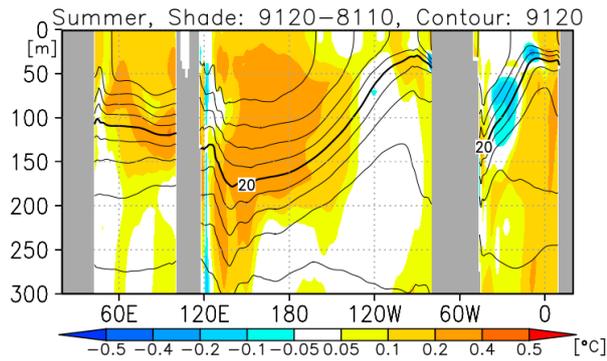
(a) 冬(12~2月)



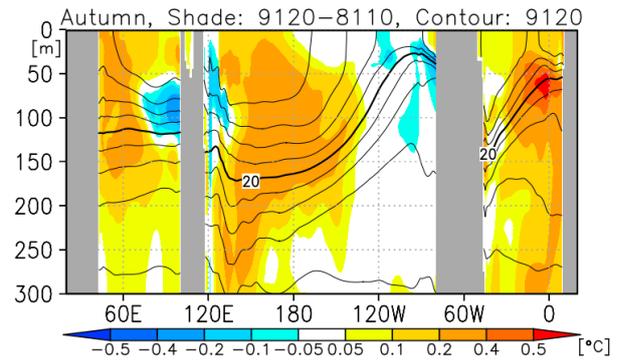
(b) 春(3~5月)



(c) 夏(6~8月)



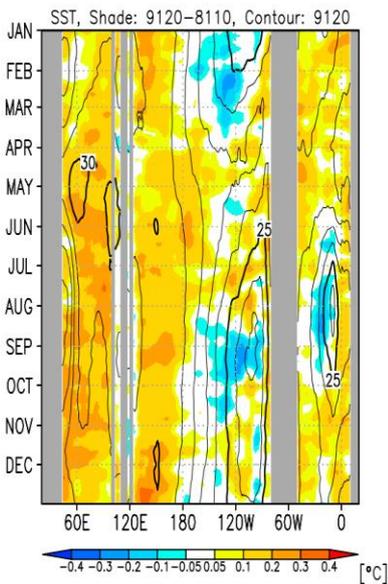
(d) 秋(9~11月)



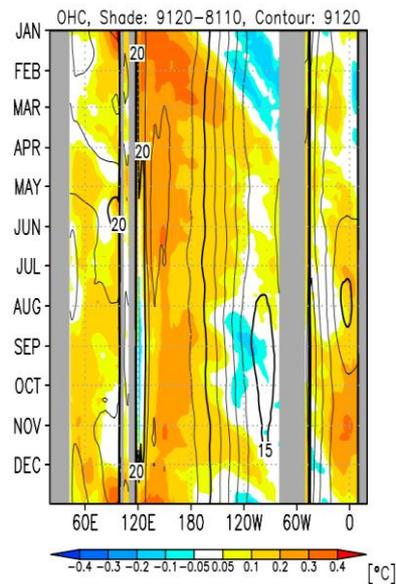
第 4.2-2 図 各季節の赤道に沿った水温の新平年値(1991~2020年平均)及び旧平年値(1981~2010年平均)からの差(陰影)の鉛直断面図

等値線(2°C間隔)は新平年値。陰影(単位は°C)は新旧平年値の差(新平年値-旧平年値)。(a) 冬(12~2月)、(b) 春(3~5月)、(c) 夏(6~8月)、(d) 秋(9~11月)。

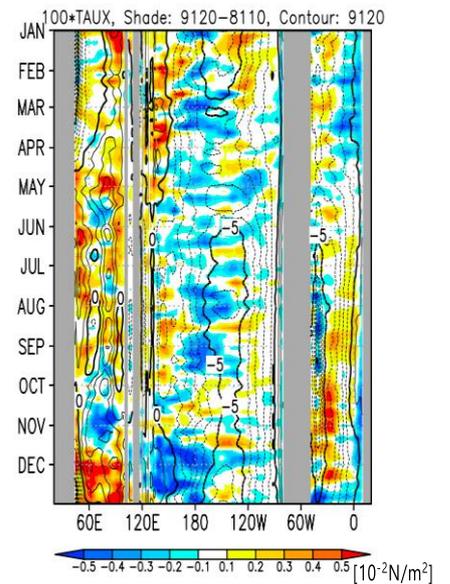
(a) 海面水温



(b) OHC



(c) 海面の東西風応力



第 4.2-3 図 各季節の赤道に沿った新平年値(1991~2020年平均)(等値線)と旧平年値(1981~2010年平均)からの差(陰影)の経度時間断面図

(a) 海面水温(°C)。等値線は1°C間隔。(b) OHC(単位は°C)。等値線は1°C間隔。(c) 海面の東西風応力(単位は10<sup>-2</sup>N/m<sup>2</sup>)。等値線は10<sup>-2</sup>N/m<sup>2</sup>間隔。