

地球上最大的暖水体： 西太平洋暖池

胡石建¹ 孙其明^{1,2}

(1. 中国科学院海洋研究所 266071; 2. 山东科技大学 266590)

在浩瀚的宇宙中,地球是目前已知的、唯一在行星表面存在液态水海洋的星球。地球71%的表面被海洋覆盖,并因此具有独特的湛蓝“肤色”。地球时刻从太阳吸收着热量并通过长波辐射等形式向外释放热量,以维持大致的能量平衡。地球吸收的热量主要集中在热带,其中大部分被热带海洋吸收。海洋-大气圈内部的物理过程,如大尺度海洋环流,进一步在全球范围内对热量进行再分配,尤其通过经向的热量输运,将低纬度获得的热量输送到高纬度地区,使地球气候系统保持在一个相对舒适而稳定的范围内。因此,海洋对地球气候系统来说非常重要。

众所周知,毗邻我国的太平洋是地球上最大的大洋。西太平洋不仅是我国走向深海大洋的门户,也是调控我国天气和气候的重要因子。比如,在热带西太平洋生成的台风向西北运动并频繁登陆我国,在带来灾害的同时带来大量的降水;而热带太平洋发生的厄尔尼诺-南方涛动(El Niño/Southern Oscillation, ENSO)则是导致我国发生洪涝或干旱灾害的重要因素。西太平洋之所以能显著调控我国的天气和气候,是因为西太平洋海域具有全球范围内面积最大、温度最高的暖水体,称之为西太平洋暖池(Western Pacific Warm Pool, WPWP)。西太平洋暖池的变化对我国气候、进而对我国社会发展有着极其重要的影响。

近年来,西太平洋暖池成为国际上海洋与气候研究领域的热点研究区域,我国科学家对西太平洋暖池开展了大量前沿研究,国家重大科技基础设施

“科学”号海洋科学综合考察船自投入使用以来也把西太平洋暖池作为调查研究的主要海区。本文将简要介绍迄今为止人类对西太平洋暖池的基本认识以及部分前沿研究进展。

1. 西太平洋暖池的定义

由于海洋获得的太阳辐射随着纬度增加而减少,海洋表面的温度(Sea Surface Temperature, SST)大体上随纬度增加而降低,因此热带海洋明显具有相对较高的海温。但是,由于海洋动力过程对海温的调整,即便在热带海洋内部,海洋温度也并非均匀一致,有着明显的空间分布结构。在热带太平洋,西侧海域具有均匀且温暖的海温,被称为暖池,而东太平洋则温度较低,被称为冷舌。

暖池边界一般是由等温线来确定的,西太平洋暖池一般定义为热带太平洋海表面温度高于 28°C 或 28.5°C 的海域,具体的定义标准往往与研究的背景相关。之所以选择这样的等温线来定义暖池的边界,是因研究发现,当海表面温度超过 27.5°C 之后,大气对流的强度迅速增强。因此,暖池区内大气对流强度对海表面温度变得极为敏感。

图1是卫星观测的2020年12月20日全天平均的全球海表面温度分布图,黑色等值线是 28.5°C 等温线。经计算,图1中使用 28.5°C 等温线定义的西太平洋暖池面积为2235万平方千米。海洋现场观测数据显示,海洋近表层为温度混合均匀的混合层,混合层之下为垂向温度梯度较大的温跃层。西太平洋暖池主体基本位于混合层内。

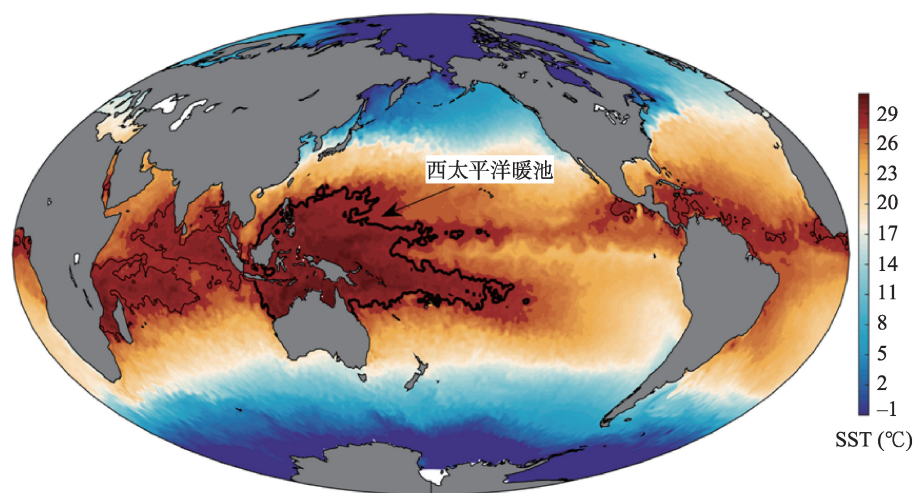


图1 卫星观测的2020年12月20日的全球海表面温度(sea surface temperature, SST,单位为 $^{\circ}\text{C}$)。
黑色等值线为 28.5°C 等温线(数据来源为NOAA OI SST V2)

西太平洋暖池主要位于以赤道西太平洋为核心、大约以 20°S 和 20°N 为南北边界、大约以 160°W 为东边界的热带西太平洋海域。但是,西太平洋暖池的形状和具体位置是在不断变化的。Hu S.和Hu D.(2012)提出使用暖池热心的概念来描述暖池位置的移动。西太平洋暖池热心定义为暖池热量的中心位置,亦即使用暖池区域内的温度作为权重计算的平均经度、纬度和深度。计算结果显示,西太平洋暖池热心的平均位置约为 0.4°S 、 169.0°E ,深度约为38米。

西太平洋广阔的高温海面为大气对流提供了大量能量,成为纬向大气沃克环流(Walker Circulation)和经向哈德里环流(Hadley Cell)的上升支之所在。研究表明,暖池区微小的变化都能对海洋大气系统产生强烈的影响,并导致全球范围内的气候变化。暖池如同海洋的心脏,为气候系统提供强大的能量供应。

2. 西太平洋暖池是如何形成的?

西太平洋暖池的形成是大尺度海洋大气动力过程调控的结果。前人研究表明,大气环流和海洋环流等物理过程是西太平洋暖池形成的主要动力学原因。Wyrki(1989)指出,太平洋上层的北赤道

流和南赤道流携带的水团因在热带停留时间长、吸收了额外多的太阳辐射而不断增温,并共同向热带西太平洋辐聚而形成暖池。Clement等人(2005)开展了一系列敏感性数值试验,发现当把海洋环流从模式中人为地去掉以后便不再有西太平洋暖池,因此海洋动力过程在暖池的形成和维持过程中起着决定性的作用。

海洋大气动力过程的基本形态特征首先是由现代海洋-大陆地形决定的,在古海陆分布格局下,比如在印度尼西亚水道靠拢形成前,古海洋中暖池可能是不存在于西太平洋,而可能出现在印度洋西岸。Watanabe(2008)通过开展一系列敏感性数值试验,证明地形(主要是海陆分布以及印度洋海盆和太平洋海盆的大小比例)可以影响海洋环流系统,进而对西太平洋暖池的维持产生重要作用。印太地形的变化决定了风场的形态以及海水能否在热带东印度洋-西太平洋区域辐合,进而决定了西太平洋暖池是否能单独存在。

3. 西太平洋暖池的变化

传统的认识中,西太平洋暖池有着极均匀的高海温,海表面温度的水平梯度很小、可以维持一个完整的高温水体,但研究表明西太平洋暖池的空间

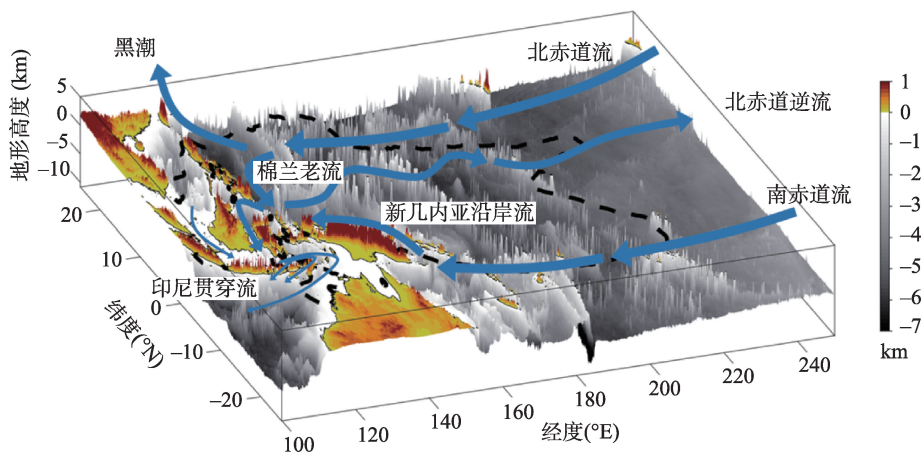


图2 热带西太平洋表层海洋环流系统示意图(箭头线)与2019年全年平均的暖池28.5°C等温线(黑色虚线)

结构有着剧烈的变化,暖池内部的温度变化很大。代表性的现象即是西太平洋暖池分裂现象的发生。Hu 等人(2017)在分析高分辨率的卫星观测数据时发现,在某些时期内,西太平洋暖池内部会出现显著的低温区,这些低温区主要出现在西太平洋7°N/140°E为中心的区域,并导致西太平洋暖池分裂为南北两部分或多个部分。Hu 等人(2017)将上述现象称为西太平洋暖池分裂现象。西太平洋暖池分裂现象一般发生在厄尔尼诺现象的发展期,单个分裂事件一般持续1至3个月左右,暖池分裂期间的冷海温异常有助于赤道西太平洋西风爆发,对厄尔尼诺事件的爆发和强度有重要影响。在1982年和1997年等年份发生的超强厄尔尼诺事件中,前期发生的西太平洋暖池分裂现象或许扮演了极其重要的作用。

西太平洋暖池不仅在基本结构方面会发生剧烈的变化,其强度、面积、边界、海表热通量等物理量均存在着强烈的变化,主要发生在季节内、年际和年代际等多个时间尺度。

以暖池的面积为例,西太平洋暖池面积的季节内振荡非常强烈,其变化振幅达到170万平方千米,非常接近其年际变化振幅(180万平方千米)。西太平洋暖池面积的季节内变化具有不规则的周期,准周期约为60天左右(胡石建,2013)。影响西太平洋暖池季节内变化的过程涉及到与大气季节内振荡相关的海表面热通量变化(潜热通量和海表短波辐

射)、大气对流、海洋波动(如赤道开尔文波)等(Hendon 和 Glick,1997; Shinoda 等, 1998; Kessler 等, 1995),但西太平洋暖池季节内振荡的主要原因是海表面净热通量的季节内振荡,而纬向海流的热输运贡献相对较小(胡石建,2013)。

除了季节内时间尺度,西太平洋暖池在低频时间尺度(周期为几年的年际变化和周期为几十年的年代际变化)上,也有非常剧烈的变化。作为厄尔尼诺现象的主要发生区域,西太平洋暖池是厄尔尼诺现象的主要主体,西太平洋暖池的充放电过程是厄尔尼诺现象的基本机制。因此,在年际尺度上,西太平洋暖池和厄尔尼诺-南方涛动密切相关,西太平洋暖池的年际变化的振荡非常显著、且对亚太乃至全球气候系统有重要调制作用。在年代际时间尺度上,西太平洋暖池表面积的年代际变化主周期为20~30年,统计分析显示西太平洋暖池的年代际变化主要与太平洋代际振荡和大西洋代际振荡相关(Gan 和 Wu, 2012)。但考虑到在人类发射遥感卫星观测海洋以前、对西太平洋暖池的观测数据非常缺乏,目前对西太平洋暖池年代际变化的认识还比较粗浅,缺乏扎实的实测证据。

随着人类活动的不断加剧,自工业革命以来,人类碳排放增长迅速,大气温室气体浓度的升高导致地球气候系统能量收支失衡,全球变暖显著。在此背景下,西太平洋暖池亦获得了更多热量,暖池增暖显著。研究表明,过去几十年中,西太平洋暖

池不断暖化,其东边界和北边界不断向外延伸,暖池面积不断扩大、深度加深。胡石建(2013)使用“滑动趋势法”估算显示,在1955~2003年间,西太平洋暖池的扩张趋势约为每年增加11万平方千米,而在1874~2005年间,西太平洋暖池面积的增长趋势约为每年新增3.2万平方千米,表明西太平洋暖池的扩张速度可能在加速。

4. 对西太平洋暖池的观测和数值模拟

传统的海洋科学研究手段主要包括观测分析、理论研究和数值模拟。在海量观测数据迅速积累的近些年,人工智能手段也开始被应用到海洋学研究,成为第四种海洋科学研究手段。但是,海洋科学是一门基于观测的科学,现场观测是海洋学理论研究、数值模拟和人工智能方法的基础。

长期以来,人类对海洋的观测缺乏,制约着对海洋的认识和预测水平。早期对西太平洋暖池的认识主要源自一些稀疏的现场观测,比如投弃式温度深度计(Expendable Bathythermograph, XBT)观测。这些早期的现场观测主要分布在沿着商船航线的海域,难以揭示西太平洋暖池的全貌。

人类第一次对西太平洋暖池取得整体的认识源于20世纪中后期蓬勃发展的卫星遥感技术。1978年6月22日,美国首先发射了世界上第一颗海洋卫星——Seasat-A,实现了全球海域内的大面、同步、连续观测。进入新世纪,我国相继发射了“海洋一号”卫星(HY-1A, 2002年5月15日)、HY-1B卫星(2007年4月11日)和HY-2卫星(2011年8月16日)。海洋卫星的发射使用带来了海洋环境监测方式的技术革命,使人类有能力认识西太平洋暖池的全貌、并监测暖池的精细变化。

但是,遥感观测也有自身缺陷,一是遥感数据误差较大,二是遥感观测难以获取海表面以深的的数据,因此需要开展针对性的现场观测,来获取对海洋的完整数据。国际上第一次对西太平洋暖池的针对性现场观测计划在20世纪末期才得以实现。

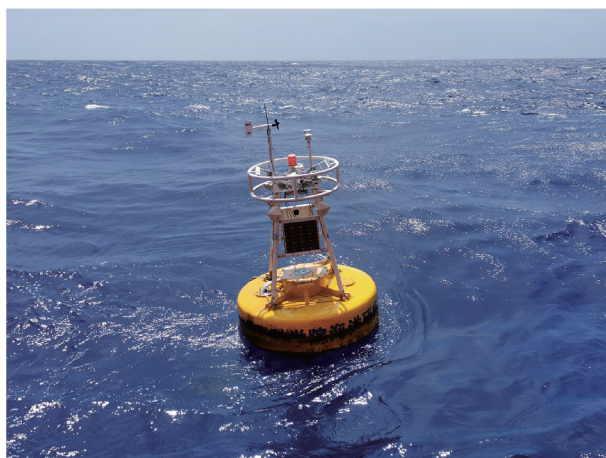


图3 中国科学院海洋研究所“科学”号综合考察船在西太平洋暖池区开展浮标观测(胡石建2019年11月拍摄)

1982至1983年间发生的超级厄尔尼诺事件出乎意料地预报失败,引起国际海洋大气领域的关注和讨论,使得国际学术界对西太平洋暖池的重要性达成了共识。自1985年,世界气象组织(WMO)、国际科学理事会(International Council for Science, ICSU)和世界气候研究计划(WCRP)开始制定实施“热带海洋与全球大气计划”(Tropical Ocean Global Atmosphere, TOGA)。在实施TOGA计划过程中,于1992年11月至1993年2月间在西太平洋暖池核心区开展了热带海洋全球大气与海气耦合响应观测试验(TOGA Coupled Ocean Atmosphere Response Experiment, TOGA COARE),第一次得到了对西太平洋暖池的维持和变异的观测认识。我国相关科研机构积极参与了TOGA COARE试验的实施,包括中国科学院海洋研究所“科学一号”和中国科学院南海海洋研究所“实验三号”在内的多艘中国科考船和研究机构参加了考察。

自20世纪90年代以来,人类对海洋的观测手段越来越多样化、现代化和智能化,其中最为成功的莫过于Argo计划的实施。1998年,以美国Scripps海洋研究所为代表的、来自多个国家的海洋大气科学家提出了Argo计划,旨在通过在全球海洋范围内大量布放具备卫星数据传输功能的剖面浮标,来实现对全球海洋的全面监测。这些剖面浮标均携带温度、压力和盐度探头,可以对全球表层到

2000米层海洋进行测量,并通过卫星准实时传回数据。Argo计划已经成功运行十几年,已达到3000~4000个Argo浮标在同时工作的状态。2020年12月23日,全球海洋中有3901个Argo浮标在正常工作。Argo计划对西太平洋暖池的认识也具有重要的意义。我国也是Argo计划重要的成员国之一。此外,中国科学院海洋研究所胡敦欣等中国科学家发起的西北太平洋海洋环流与气候试验于2010年正式启动,全面开启了聚焦西太暖池核心区的观测和研究;2014年至今,以“科学”号科考船为基础调查平台,在低纬度西太平洋构建了一个大型潜标观测阵列和多个锚定浮标观测站,获取了暖池核心区的关键环境信息,这对深入认识、理解和预测西太平洋暖池具有重大的意义。

数值模式技术是海洋学研究的一种基本手段,也是天气预报和气候预测的关键手段。当前,国际上已经开发出了一系列海洋或者海气耦合模式来模拟热带太平洋并应用到各个领域,尤其是对厄尔尼诺现象的预测方面,取得了极大的成功。但是,当前的气候模式对西太平洋暖池的模拟仍然存在诸多不足之处。比如,在多数气候模式中,模拟的冷舌过度西伸、西太平洋暖池面积过小且限于赤道附近,双热带辐合带现象显著。大部分气候模式仍然存在显著的热带模拟偏差。

5. 小结

西太平洋是我国走向深海大洋的门户,西太平洋暖池是能够显著影响我国天气和气候的关键海域。更多、更深入地认识、理解西太平洋暖池、更好地预测西太平洋暖池的变化对我国社会生产和经济生活发展有着重大的意义。近年来,以“科学”号科考船为平台持续开展了周期性西太平洋科学考察,并逐渐在西太平洋暖池区构建起庞大的深海潜标观测网,显著提升了我国在热带西太平洋的观测能力,科研人员对暖池以及暖池区内的海洋大气动力过程有了越来越深入的理解。

但是也可以看到,目前对暖池的观测还有许多不足之处。以Argo和TAO/TRITON为代表的观测系统空间分辨率非常粗,难以观测到西太平洋暖池

细微的结构变化,比如难以观测到西太平洋暖池和障碍层的垂向结构,而后者被越来越多的研究证明在气候中扮演非常重要的作用。数值模拟方面,对西太平洋暖池模拟的显著偏差制约着预测水平的进步,也可能导致了近年来一些重要的厄尔尼诺事件的误报。因此,强化对西太平洋暖池的科学观测和深化对暖池动力学的理论研究、改进气候预报预测模式刻不容缓。

参考文献

- ① 胡石建 (2013), 西太平洋暖池变异及其机制研究, 博士学位论文, 176 pp, 中国科学院大学, 北京.
- ② 胡石建, 胡敦欣 (2016), 西太平洋暖池研究综述, 海洋科学集刊, 51, 37-48, doi:10.12036/hyjsxk20160724001.
- ③ Clement, A. C., R. Seager, and R. Murtugudde (2005), Why Are There Tropical Warm Pools? *J Climate*, 18(24), 5294-5311, doi: 10.1175/JCLI3582.1.
- ④ Gan, B., and L. Wu (2012), Possible origins of the western Pacific warm pool decadal variability, *Advances in Atmospheric Sciences*, 29(1), 169-176.
- ⑤ Hendon, H. H., and J. Glick (1997), Intraseasonal air-sea interaction in the tropical Indian and Pacific Oceans, *Journal of Climate*, 10(4), 647-661.
- ⑥ Hu, S., D. Hu, C. Guan, N. Xing, J. Li, and J. Feng (2017), Variability of the western Pacific warm pool structure associated with El Niño, *Climate Dynamics*, 49(7-8), 2431-2449, doi:10.1007/s00382-016-3459-y.
- ⑦ Hu, S., and D. Hu (2014), Variability of the Pacific North Equatorial Current from repeated shipboard acoustic Doppler current profiler measurements, *Journal of Oceanography*, 70(6), 559-571, doi: 10.1007/s10872-014-0253-5.
- ⑧ Kessler, W. S., M. J. McPhaden, and K. M. Weickmann (1995), Forcing of intraseasonal Kelvin waves in the equatorial Pacific, *Journal of Geophysical Research*, 100(C6), 10613-10631.
- ⑨ Shinoda, T., H. H. Hendon, and J. Glick (1998), Intraseasonal Variability of Surface Fluxes and Sea Surface Temperature in the Tropical Western Pacific and Indian Oceans, *Journal of Climate*, 11, 1685-1702.
- ⑩ Watanabe, M. (2008), Two regimes of the equatorial warm pool. Part I: A simple tropical climate model, *Journal of Climate*, 21(14), 3533-3544.
- ⑪ Wyrki, K. (1989), Some thoughts about the west Pacific warm pool, paper presented at Proc. West Pacific Internat. Meeting and Workshop on TOGA COARE.