分类号:	密级 <b>:</b>
UDC :	编号 <b>:</b>

# 理学硕士学位论文

# 印度尼西亚海域海洋热浪变化特征 及动力分析

- 硕士研究生: 王佳顺
- 指导教师: 李淑江 正高级工程师
  - 聂珣炜 副研究员
- 学科、专业: 海洋科学

# 哈尔滨工程大学

# 2024年6月

分类号:	密级:
UDC :	编号:

# 理学硕士学位论文

# 印度尼西亚海域海洋热浪变化特征 及动力分析

- 硕士研究生: 王佳顺
- 指导教师:李淑江 正高级工程师

聂珣炜 副研究员

- 学位级别:理学硕士
- 学科、专业:海洋科学
- 所在单位:水声工程学院
- 论文提交日期: 2024年5月20日
- 论文答辩日期: 2024年6月1日
- 学位授予单位:哈尔滨工程大学

Classified Index: U.D.C:

# A Dissertation for the Degree of M. Sci

# Characteristics and Drivers of Marine Heatwaves in the Indonesian Seas

Candidate:	Wang Jiashun
Supervisor:	Prof. Li Shujiang
	Associate Prof. Nie Xunwei
Academic Degree Applied for:	Master of Science
Specialty:	Marine Science
Date of Submission:	May 20, 2024
Date of Oral Examination:	Jun. 1, 2024
University:	Harbin Engineering University

# 哈尔滨工程大学 学位论文原创性声明

本人郑重声明:本论文的所有工作,是在导师的指导下,由作者本人独立完成的。 有关观点、方法、数据和文献的引用已在文中指出,并与参考文献相对应。除文中已注 明引用的内容外,本论文不包含任何其他个人或集体已经公开发表的作品成果。对本文 的研究做出重要贡献的个人和集体,均已在文中以明确方式标明。本人完全意识到本声 明的法律结果由本人承担。

作者(签字):

#### 日期: 2024年 05月 22日

### 哈尔滨工程大学

## 学位论文授权使用声明

本人完全了解学校保护知识产权的有关规定,即研究生在校攻读学位期间论文工作 的知识产权属于哈尔滨工程大学。哈尔滨工程大学有权保留并向国家有关部门或机构送 交论文的复印件。本人允许哈尔滨工程大学将论文的部分或全部内容编入有关数据库进 行检索,可采用影印、缩印或扫描等复制手段保存和汇编本学位论文,可以公布论文的 全部内容。同时本人保证毕业后结合学位论文研究课题再撰写的论文一律注明作者第一 署名单位为哈尔滨工程大学。涉密学位论文待解密后适用本声明。

本论文(☑在授予学位后即可 □在授予学位12个月后 □解密后)由哈尔滨工程 大学送交有关部门进行保存、汇编等。

导师(签字): 作者(签字): 日期: 2024年 05月 22日 2024年 05月 22日

# 摘 要

近年来,海水的异常增暖变得越来越频繁。海洋热浪(Marine Heatwaves, MHWs) 是海洋中海水异常增暖的气候极端事件,不仅影响着海洋和大气间的热量传输,而且对 海洋物种和生态系统有重要影响。印度尼西亚海域(Indonesian Seas)地处印度洋和太 平洋交汇区,在全球气候系统和海洋生态系统中有着重要地位。印度尼西亚海域内渔场 繁多,渔业资源丰富,但海洋热浪的发生,对于印度尼西亚海域周边国家的海洋渔业生 产有着不可忽视的负面影响。因此,研究印度尼西亚海域的海洋热浪特征及其变化规律 十分必要,通过探究其变化特征和动力机制问题可以为预测研究提供理论基础,从而为 减少海洋热浪对人类经济社会的威胁提供可能。

本文的数据分析基于卫星观测数据和海洋大气再分析数据。首先利用统计学分析方 法得到海洋热浪的时空特征,在此分析过程中又发现不同子海域存在一定的空间差异, 因此着重关注了苏拉威西海、马鲁古海、南爪洼这三个有代表性的海域。接着利用混合 层热收支分析对印尼贯穿流主轴经过的苏拉威西海进行了热收支分析,得出平流项和热 通量项各自的增温能力,从而弥补该海域已有研究在平流加热效力这一点的不足。另一 方面,以往的研究在气候驱动力的分析上只分析了厄尔尼诺——南方涛动(El Niño-So uthern Oscillation, ENSO)、太平洋十年振荡(Pacific Decadal Oscillation, PDO)、印 度洋偶极子(Indian Ocean Dipole, IOD)这三个气候模态冷暖位相期间海洋热浪特征 的差异,因此本文最后引入了包括主导北极、大西洋、南大洋的多种气候模态,在不同 相位下分别对苏拉威西海的海洋热浪特征进行了合成分析,从而确定起主导作用的气候 驱动力。

通过上述研究过程,得到以下对印度尼西亚海域海洋热浪新的认识:

(1) 印度尼西亚海域全域海洋热浪的发生频次在1到3次/年。从长期变化来看,全域都有海洋热浪越来越高发的特征。其中,苏拉威西海和马鲁古海频率的增长最为显著,明显高于爪哇海南部海域。且苏拉威西海和马鲁古海的增长强度与热带西太平洋海域相似,这可能是由于棉兰老流和印尼贯穿流引发的平流热输运导致的。印度尼西亚海域全域的海洋热浪的平均强度在0.8 到1.6℃之间,存在明显的空间差异,赤道附近的海洋热浪强度较小。爪哇岛南部海的海洋热浪强度明显高于其它海域,马鲁古海域次之,苏拉威西海的海洋热浪强度最弱。印度尼西亚海域全域海洋热浪的持续时间在8到18天之间。其中,爪哇岛南部海域的持续时间为整个印尼海域最长(>14天),马鲁古海域

居中(11天),苏拉威西海的持续时间最短(<9天)。在长期趋势上,印尼海域的整体特征是热浪的持续时间呈上升趋势。其中,上升趋势最显著的爪哇岛南部海域,马鲁古海的趋势不显著,苏拉威西海则呈现出下降的趋势。通过对动力机制的分析,三个海域的海表热通量均明显减弱,尤其是苏拉威西和马鲁古海,降幅可达1/3。作为影响海表温度(Sea Surface Temperature, SST)的关键因素,海表热通量的减弱应当是造成三个海域海洋热浪强度减弱的主要原因。对于海洋动力过程,苏拉威西海域沿印尼贯穿流主轴的平均动能(Mean Kinetic Energy, MKE)明显增强,这表明增强的印尼贯穿流将更多来自西太平洋的水输送进入苏拉威西海域,从而强化了苏拉威西海与西太平洋之间的连通性,使两者的海洋热浪事件具有更强的相似性。爪哇岛南部的平流减弱,但涡旋活动和 Ekman 垂向抽吸增强。马鲁古海域的海洋动力过程的变化相较另外两个海域来说明显偏弱。

(2) 在苏拉威西海域开展的混合层热收支分析表明,从长期变化趋势看,海气热通 量主导了苏拉威西海域的混合层温度变化,是该海域表层增温的主导驱动力,而印尼贯 穿流带来的平流热输运的长期增温作用效应也达到了海气热通量作用的一半,是不可忽 视的次要驱动力。从年际尺度看,平流项的增温效果在特殊某些年份(1998,2001-200 2,2004-2005,2015-2016,2020)也呈现出极端事件的特征,这与苏拉威西海海洋热 浪特征区域平均的时间序列中的强度较高的年份相对重合,这说明在这些年份中,由平 流热输送带来的增温打破了原有的热收支平衡,成为激发海洋热浪这种海水异常变暖的 主导驱动力。

(3) 从大尺度气候驱动力看,与以往较为广泛的认知不同,苏拉威西海域的海洋热 浪事件对 ENSO、PDO、IOD 等气候模态的响应程度并不是最显著的。相反,海洋热浪 事件对大西洋的几种气候模态如热带南大西洋指数(Tropical Northern Atlantic Index, TSA)、大西洋多年代际振荡(Atlantic Multidecadal Oscillation, AMO)、大西洋经向模 态(Atlantic Meridional Mode, AMM),以及北极的北极振荡(Arctic Oscillation, AO) 等模态产生了最为显著的异常响应。类似的,海洋热浪事件的主要动力因素,包括海气 热通量、热平流以及涡旋活动均对发源自大西洋的气候模态,尤其是 TSA 和 AMO 产 生了最为显著的异常响应。经过分析,推测可能是由于印尼海域地处沃克环流(Walke r Circulation)的上升支所在地,而大西洋的海表温度异常信号又与 Walker 环流之间密 切相关。因此,在这种遥相关作用的影响下,印尼海域的海表温度,尤其是极端增温事 件,对大西洋的气候模态信号较为敏感。 关键词:海洋热浪;印度尼西亚海域;印太交汇区;海洋热收支;气候变化;全球变暖

# ABSTRACT

In recent years, abnormal warming of the ocean has become more frequent. Marine Heatwaves (MHWs) are extreme climatic events characterized by unusually warm ocean temperatures, which not only affect heat transfer between the ocean and atmosphere but also have significant impacts on marine species and ecosystems. The Indonesian seas, located at the intersection of the Indian and Pacific Oceans, hold a crucial position in the global climate system and marine ecosystems. Rich in fisheries and fish resources, these waters are surrounded by countries whose marine fisheries production is significantly affected by the occurrence of MHWs. Consequently, studying the characteristics and variability of MHWs in the Indonesian seas is essential. Investigating their changing features and dynamic mechanisms can provide theoretical foundations for predictive research, ultimately offering possibilities to mitigate the threats of MHWs to human societies and economies.

This article's analysis relies on satellite observation data and reanalysis data of ocean-atmosphere interactions. Initially, statistical methods are employed to identify the spatial and temporal characteristics of MHWs. During this process, spatial variations across different sub-regions are noted, leading to a focused examination on the representative seas of Sulawesi, Maluku, and South Java. A mixed-layer heat budget analysis is then conducted for the Sulawesi Sea, along the main axis of the Indonesian Throughflow, to assess the warming contributions from advection and heat flux terms, addressing the gap in previous studies on the role of advection in heating. On the other hand, prior research has mainly analyzed MHWs characteristics during the cold and warm phases of three major climate modes: El Niño-Southern Oscillation (ENSO), Pacific Decadal Oscillation (PDO), and Indian Ocean Dipole (IOD). To expand upon this, the study incorporates multiple climate modes dominant in the Arctic, Atlantic, and Southern Oceans, conducting composite analyses for the MHWs characteristics in the Sulawesi Sea under different phases. This allows for the identification of the dominant climate drivers influencing MHWs.

Through the above research processes, new insights into MHWs in the Indonesian seas are gained as follows:

(1) The frequency of MHWs across the entire Indonesian seas ranges from 1 to 3 events

per year. Long-term trends show an increasing tendency of MHWs occurrences throughout the region. Among them, the Sulawesi and Maluku Seas exhibit the most significant increase, significantly higher than the South Java. The growth intensity in the Sulawesi and Maluku Seas is similar to that in the western tropical Pacific, possibly due to the advection of heat transport caused by the Mindanao Current and the Indonesian Throughflow. The average intensity of MHWs across the Indonesian seas varies between 0.8 and 1.6°C, with noticeable spatial differences. MHWs near the equator tend to be weaker. The South Java has the strongest MHWs intensity, followed by the Maluku Sea, while the Sulawesi Sea has the weakest. The duration of MHWs ranges from 8 to 18 days, with the South Java having the longest durations (>14 days), Maluku Sea in the middle (11 days), and the shortest in the Sulawesi Sea (<9 days). In terms of long-term trends, there is an overall increase in the duration of MHWs in the Indonesian seas. The most pronounced increase is observed in the South Java, while the trend is insignificant in the Maluku Sea, and a decreasing trend is seen in the Sulawesi Sea. Analysis of the dynamic mechanisms reveals a significant weakening of surface heat fluxes in all three seas, particularly in the Sulawesi and Maluku Seas, with reductions reaching one-third. As a key factor affecting Sea Surface Temperature (SST), the weakening of surface heat fluxes likely contributes to the reduced intensity of MHWs in these regions. Regarding ocean dynamics, the mean kinetic energy (MKE) along the main axis of the Indonesian Throughflow in the Sulawesi Sea has notably increased, indicating intensified flow transporting more water from the western Pacific into the Sulawesi Sea, strengthening the connectivity between the two areas and making their MHWs events more similar. In the South Java, advection weakens, but vortex activity and Ekman vertical suction strengthen. Changes in ocean dynamics in the Maluku Sea are relatively weaker compared to the other two seas.

(2) The mixed-layer heat budget analysis in the Sulawesi Sea reveals that, in terms of long-term trends, atmospheric-ocean heat fluxes dominate the changes in the mixed layer temperature, serving as the primary driver of surface warming in the region. However, the long-term warming effect due to advection heat transport by the Indonesian Throughflow is about half the strength of the atmospheric-ocean heat fluxes, acting as a significant secondary driver that cannot be overlooked. At interannual scales, the warming effect of the advection term exhibits extreme event characteristics in certain years (1998, 2001-2002, 2004-2005,

2015-2016, 2020), which coincides with years of high intensity in the time series of the regional average MHWs characteristics in the Sulawesi Sea. This suggests that during these years, the warming induced by advection heat transport disrupted the original heat balance, becoming the dominant driver behind the occurrence of MHWs, which are characterized by unusually warm ocean temperatures.

(3) From a large-scale climate forcing perspective, contrary to the commonly held understanding, the response of MHWs events in the Sulawesi Sea to climate modes such as ENSO, PDO, and IOD is not the most prominent. Instead, MHWs events exhibit the most significant anomalies in response to several climate modes originating from the Atlantic, including the Tropical Northern Atlantic Index (TSA), the Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO), the Atlantic Meridional Mode (AMM), and the Arctic Oscillation (AO). Similarly, the primary dynamic factors driving MHWs, like atmospheric-ocean heat flux, heat advection, and vortex activity, show the most substantial anomalies in response to Atlantic-based climate modes, particularly TSA and AMO. Through analysis, it is hypothesized that this might be due to the Indonesian seas being located in the ascending branch of the Walker Circulation, with anomalous sea surface temperature signals in the Atlantic closely related to the Walker Circulation. As a result, under the influence of teleconnections, the sea surface temperatures in the Indonesian seas, especially extreme warming events, are more sensitive to signals from Atlantic climate modes.

Key words: marine heatwaves; Indonesian Seas, maritime continent; heat budget; global warming; climate change

$\mathbf{H}$	

_	_
-	
、	て
-	

第1章绪论1
1.1 研究背景及意义1
1.2 研究进展及现状
1.2.1 海洋热浪定义框架的提出和完善
1.2.2 海洋热浪的研究进展4
1.2.3 印度尼西亚海域海洋热浪的研究现状7
1.3 研究目的及拟解决的问题8
1.4 本文研究内容及论文章节安排9
第 2 章 数据介绍与分析方法11
2.1 OISST 最优化插值海表温度11
2.2 ERA5 大气再分析数据集11
2.3 BRAN 2020 再分析数据集12
2.4 GLOYSY12V1 全球海洋物理再分析数据集12
2.5 海洋热浪定义框架13
2.6 统计学分析方法简介14
2.6.1 相关分析14
2.6.2 合成分析14
2.7 局地动力学分析方法15
2.7.1 混合层与混合层深度15
2.7.2 海洋混合层热收支分析16
2.7.3 透射热通量的参数化17
2.8 大尺度气候学分析18
第 3 章 印度尼西亚海域海洋热浪变化特征19
3.1 印尼海域 SST 的多年平均态19
3.2 印尼海域海洋热浪的多年平均特征20
3.3 印尼海域海洋热浪的季节性变化22
3.4 印尼海域海洋热浪的年际变化及长期趋势24

哈尔滨工程大学硕士学位论文

	3.5	苏拉威西海、马鲁古海、爪哇岛南部海域的海洋热浪区域平均年际特征	. 28
	3.6	本章小结	. 30
第	4 章	印度尼西亚海域海洋热浪的局地驱动力	. 31
	4.1	混合层热收支、涡旋动能及埃克曼抽吸	. 31
	4.2	印尼海域海气净热通量、埃克曼抽吸、平均动能、涡动动能的总体特征	. 32
	4.3	印尼海域前后年份潜在驱动力特征的平均态及其差异	. 33
	4.4	苏拉威西海热收支时间序列分析	. 34
	4.5	本章小结	. 36
第	5 章	大尺度气候模态对印尼海域海洋热浪的影响	. 37
	5.1	印尼海域海洋热浪特征量与平流、热通量驱动力的相关性分析	. 37
	5.2	气候模态合成分析	. 39
	5.3	海洋热浪特征合成分析结果	. 39
	5.4	平流、热通量驱动力合成分析结果	. 40
	5.5	本章小结	. 40
结	й	٤	. 43
参	考文南	<u>⊀</u>	. 47
攻ì	卖硕Ⅎ	_学位期间发表的论文和取得的科研成果	. 53
致	访	4	. 55

# 第1章 绪论

#### 1.1 研究背景及意义

海洋热浪(Marine Heatwaves, MHWs)是一种海水异常增暖的气候极端事件,可简 单描述为海水的"骤暖",这与日常生活中夏季常见的大气热浪(Heatwaves)来袭时的 显著高温相类似。海洋热浪在发生时海表温度(Sea Surface Temperature, SST)会显著超 过气候平均态下的 SST,这种高温能够持续五天以上。相较于正常时期和正常海域,海 洋热浪发生时的 SST 在时间分布和空间分布上存在显著的离散化特征,可向海面以下 延伸数百米深。

海洋热浪对海洋物种和生态系统有重大影响<sup>[1,2]</sup>。研究发现在海洋热浪持续期间不具备迁徙能力的底栖无脊椎动物会受到严重影响,Garrabou等在对地中海发生的大规模物种死亡事件中强调了海洋热浪可能对底栖无脊椎动物造成的严重影响<sup>[3]</sup>。1979年至2020年期间,地中海海底无脊椎动物记录了2300多起大规模死亡事件,涉及90多个物种,其中大多数与海水异常变暖有关<sup>[3]</sup>。同时,海洋热浪也可导致移动底栖无脊椎动物的增长率和范围扩大。如龙虾更早地迁移到浅水区,更早地蜕皮<sup>[4]</sup>。因此MHWs对底栖无脊椎动物的影响是适应海水增暖的物种范围扩大,不能适应海水增暖的物种的范围缩小<sup>[5]</sup>。此外。自然界一些物种的性别是由温度决定的(temperature-dependent sex determination,TSD),也即这些物种个体的性别是由胚胎发育过程中的孵育温度决定的<sup>[6]</sup>,如海洋中的海龟,这种因环境变暖导致的海龟雌性化(Feminization)也引起了关注<sup>[7]</sup>。

全球变暖的气候问题越来越被各国所关注,在这种气候变暖大背景之下,全球绝大 多数海域的 SST 也呈现明显上升的长期趋势,海洋热浪是海水变暖的一种极端情况<sup>[8]</sup>。 SST 的变化也是物理海洋学和气候学领域的主要研究对象之一<sup>[9,10]</sup>,因此研究该类极端 事件有利于进一步探究海气之间的热量传输。此外,在全球变暖的大背景之下,海水异 常增暖事件的发生频率和持续时间都在不断增加<sup>[11]</sup>,因此针对海洋热浪此类气候极端事 件的研究重要性也越来越突出,海洋热浪是全球变暖问题在海洋中的典型表现之一。联 合国政府间气候变化专门委员会(Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC)在 第五次报告里评估了海洋生物和生态系统对温度变暖的响应<sup>[12]</sup>,在此之后,MHWs 在自 然、物理和社会经济系统相关的研究逐步涌现。美国国家海洋和大气管理局(National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA)下属的物理科学实验室(Physical Science Laboratory, PSL ) 开展了专项研究,并持续进行业务化预报,发布在 https://psl.noaa.gov/marine-heatwaves/网站上。澳大利亚联邦科学及工业研究组织 (Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation,CSRIO)及新西兰水和大 气研究所(The National Institute of Water and Atmospheric Research Ltd, NIWA)亦开展 了相关业务化预报服务。



图 1.1 印度尼西亚海域海底地形及表层洋流(箭头)示意图

如图 1.1 所示,印度尼西亚海域岸线复杂,水道狭窄,岛屿众多,海底地形复杂。 早在 1961 年,Wyrtki 就指出了"印度尼西亚海连通太平洋和印度洋",且其指出了印度 尼西亚海是低纬度海区连接太平洋和印度洋深层环流唯一通道<sup>[13]</sup>。Gordon,Susanto,方 国洪,杜岩等学者对印度尼西亚海域和印尼贯穿流有大量更深入的研究。Gordon 等<sup>[14]</sup> 指出印尼贯穿流会冷却印度洋。另一方面,印度尼西亚海域是印度洋-太平洋辐合带 (Indo-Pacific Convergence Zone, IPCZ)的中心海域,印度尼西亚海域位于与沃克环流 上升分支相关的大气深层对流区,因此该海域也在气候系统中有着重要地位<sup>[15]</sup>。印度尼 西亚海域内渔场繁多,渔业资源相当丰富。苏门答腊东岸的巴干西亚比亚是世界著名渔 场<sup>[16]</sup>。捕捞渔业在印度尼西亚海域的国家具有重要经济地位。以印度尼西亚国为例,自 2000 年以来,印尼的海洋渔业总量始终保持增长态势,年均增长速度达到 7%,渔业占 国民经济的比重为 5.2%左右,而印尼的海洋渔业又以捕捞渔业的贡献率最大<sup>[17]</sup>,故印 尼海域海水温度的极端变化会严重影响印尼等国的社会经济。印度尼西亚海域也是连接 中国南海与印度洋的重要通道,是中国"海上丝绸之路"的要地。充分认识印尼海域海 洋水文特性,是中国开展海上丝绸之路等海洋经济活动的重要基础。总的来说,印度尼 西亚海域海洋热浪的研究有重要的社会经济意义。

因此,研究印度尼西亚海域海洋热浪的特征变化规律,分析其背后的动力机制,这 对研究印太交汇区的洋流,气候效应,珊瑚礁的保护有重要作用,可以进一步提高对海 洋热浪这类气候极端事件的预报能力。

#### 1.2 研究进展及现状

海洋热浪的正式研究起步较晚,但是对海水增暖的研究早已有之,因此海洋热浪的研究可以以 Hobday 等(2016)<sup>[18]</sup>的定义框架为界限分为前后两个阶段。

#### 1.2.1 海洋热浪定义框架的提出和完善

海水异常增暖对海洋生态环境的破坏是肉眼可见易于观察的,因此在正式命名这一 极端事件前,已有学者展开此类研究,如 2009 年 Garrabou 等人对 2003 年夏季地中海 北部底栖无颈椎生物的大规模死亡的事件进行了研究<sup>[19]</sup>,其研究发现生物的死亡率分布 与海水异常增暖的程度有较高的相关性,这表明温度的异常变化对海洋环境的研究极为 重要,这也被认为是首次对海洋热浪影响的研究<sup>[20]</sup>。

"Marine Heatwaves"这一术语首次被使用是在 Pearce 等人于 2011 年对 2010-2011 年澳大利亚西海岸海水异常增暖研究的澳大利亚渔业部政府报告中<sup>[21]</sup>,该报告内容亦在 2013 年发表于学术期刊<sup>[22]</sup>,其研究表明此次海水的异常增暖与强烈的拉尼娜事件以及 极端的海平面高度异常有关,极端的海平面高度异常导致了强烈的 Leeuwin Current (澳 大利亚西海岸沿岸季节性变化显著的一只南向暖流),由该海流导致了此次严重的海洋 热浪事件。但在该术语被提出后,海洋热浪定量定义的框架并未统一。2016 年,Hobday 等提出了一个统一的定义框架:使用当地每日第 90 百分位气候态作为检测海洋热浪的 阈值<sup>[18]</sup>,高于该阈值,也即任意地理位置的 SST 时间序列超过阈值且至少持续 5 天则 可判定此为一次海洋热浪事件,持续期内低于阈值的情况允许不超过 2 天<sup>[23]</sup>,这种定义 方式主要是参考自 2013 年 Perkins 和 Alexander 构建的大气热浪定义框架<sup>[23]</sup>。亦有学者 使用第 99 百分位气候态作为检测阈值,这种更为极端的海洋热浪可以归类到 Hobday 等 (2018)补充的对不同强度的海洋热浪进行分类的标准中<sup>[24]</sup>。海洋生物相关的研究中倾向 于采用固定阈值,固定阈值可以由特定海洋物种的耐热上限来定义,例如可以令珊瑚发 生白化的温度<sup>[25]</sup>。由于固定阈值无法将不同地理位置的海洋热浪统一,故判定海洋热浪 最通用的方法是使用季节变化的气候阈值。气候态是在选定的基准期内计算得的,一般 以30年的温度时间序列为宜[26]。

该定义框架在全球变暖的长期趋势下存在不足。由于海水温度有明显的长期变暖趋势,大约为每十年增温约 0.25℃,因此 30 年的数据平均后所计算出的气候态作为基准去判断未来几十年时间范围以上的海水增温时,实际的温度会明显高于气候态,从而造成"永久性海洋热浪"的结论,产生"数十年一遇的极端事件每天都发生"的逻辑问题。 Oliver (2021)<sup>[27]</sup>年在其综述中给出了用滑动气候态解决这一问题的方式,但 Chiswell (2022)<sup>[28]</sup>的研究表明滑动气候态并不是一个剔除全球变暖趋势信号的理想方案,因此 Amaya 等 2023 年<sup>[29]</sup>在 Nature 上提出海洋热浪需要更清晰的定义,并给出了一个方案: 把 30 年计算出的固定基线仍用于海洋热浪的计算,把滑动基线计算出的结果重新定义为"total heat exposure"。

#### 1.2.2 海洋热浪的研究进展

尽管海洋热浪的定义框架仍然有不足之处,但是其在数十年时间尺度之间的研究中 仍有可靠的表现。

在对典型海洋热浪案例的研究中,北大西洋,东北太平洋,塔斯马尼亚海,地中海 的严重海洋热浪引起了广泛关注,对典型案例的研究往往会揭示出海洋热浪的普适性规 律。Scannell 等<sup>[30]</sup>(2016)在对北大西洋和北太平洋的研究中发现温带海洋热浪在频率, 强度,持续时间之间存在着平衡,这来自于海洋热浪时空尺度的多变性,小面积的 SST 异常比大面积的 SST 异常发生更频繁,其推测这是来自于大气和海洋混合过程的抑制 作用,其 2020 年对同一海域的海洋热浪进行的研究则揭示了因降雨引起的表层海水淡 化对热量向下输运的抑制作用<sup>[31]</sup>。Gentemann 等<sup>[32]</sup>(2017)对 2014-2016 期间东北太平 洋的沿岸海洋热浪进行研究,其根据过往该区域不寻常桡足类物种的出现的研究推测平 流可能为主要驱动因素,沿岸上升流的变弱也与海洋热浪的发生有关。Oliver等<sup>[33]</sup>(2017) 对 2015-2016 年塔斯马尼亚海的典型海洋热浪进行了分析,其通过混合层热收支方程计 算表明南下的东澳大利亚海流导致了此次事件,并且通过全球气候模型的研究强调了人 为的温室气体排放的巨大影响。Youngji Joh 和 Emanuele Di Lorenzo<sup>[34]</sup> (2017) 在对 2014-2015 东北太平洋的海洋热浪(也被称为"blob")的研究表明此次事件与太平洋十年振 荡(Pacific Decadal Oscillation, PDO)和北太平洋 Gyre 振荡(North Pacific Gyre Oscillation, NPGO) 有关。Myers 等<sup>[35]</sup>也对 2013-2015 期间北太平洋的海洋热浪进行了研究,其研 究表明低云层的云反馈强烈放大了 SST 的热异常。Schlegel 等<sup>[36]</sup>(2021)对西北太平洋

大陆架海洋热浪发生时和消退时的成因机制进行了分析,发现一半的海洋热浪发生是有 大气和海洋热平流导致,但是仅有五分之一事件的消退来自于同样的原因,海洋热浪的 消退机制更为复杂。Xu 等<sup>[37]</sup>(2021)从对 2013-2015 东北太平洋海洋热浪事件的研究 中发现东北太平洋的海洋热浪强度与初始的温带异常有关,而持续时间受到了热带的影 响。

相较于典型事件的研究,区域海洋热浪的研究对临近国家和地区意义更为突出。 Schlegel 等<sup>[38]</sup>2017 年对非洲大陆南端的沿岸海洋热浪研究表明该海域存在三种动力机 制:西风带的移动影响下的阿古拉斯海流 (Agulhas Leak),大气热浪直接加热海洋,陆 地风的异常阻止了沿岸上升流的发生。Oliver 等<sup>[39]</sup>2018 年运用高分辨的海洋模型对塔斯 马尼亚东部海洋热浪的趋势,年际变化和预测性进行量化计算并分析出东澳大利亚洋流 是主导驱动力。Darmaraki 等<sup>[40,41]</sup>2019 年对地中海海洋热浪过去的变化及未来的演变分 别进行了研究,其研究表明地中海海洋热点不均匀地分布在海洋表层和深层且表层以下 的海洋热浪持续时间长强度大但频率低,未来地中海海洋热浪的发生会更为普遍。 Elzahaby 等<sup>[42]</sup>2021 年对东澳大利亚环流系统的研究发现西边界流海洋热浪的主要驱动 力为海气热通量,而延伸区的主要驱动力为平流。Huang 等<sup>[43]</sup>(2021)利用三套 SST 数 据对北极海洋热浪进行分析得知海冰密度的降低与海洋热浪的增加有关。Yao 和 Wang<sup>[44]</sup> (2021)在对南海海洋热浪的研究中发现该海域的海洋热浪来自于上升流的减弱,而上 升流的减弱来自于副热带高压带来的风力异常。Barkhordarian 等<sup>[45]</sup>(2024)对 2007 年 以来北极海洋热浪的发生进行了归因分析,结果表明温室气体的高排放是 2020 年最严

正如本文前文所述,海洋热浪不仅会在海洋表面发生,并且会向下延伸数百米。 Schaeffer 等<sup>[46]</sup>(2017)利用长期的现场观测数据对澳大利亚东海岸的次表层(100 米深) 海洋热浪进行了研究,发现该海域次表层海洋热浪每年都发生,且次表层海洋热浪可以 有规律地延伸到整个水柱且在海表以下出现了最大的强度特征。Hu 等<sup>[47]</sup>(2021)利用太 平洋上的 TAO/TRITON 浮标系统研究发现次表层海洋热浪强度非常高,平均强度最大 能达到 5.2℃,平均持续时间约为 17 天,拉尼娜事件期间海洋热浪的发生相对于厄尔尼 诺时期略高且更频繁,与一般时期相比,四五六月份的海洋热浪强而频繁,九和十月份 的弱而频率较低,从而推测海洋辐合和埃克曼下沉是主要动力机制。

重事件(强度高达4℃,持续时间达103天)发生的必要条件。

海洋热浪在全球变暖的背景之下可能越来越频繁多发。Frölicher等<sup>[20]</sup>利用全球变暖 背景下的海洋热浪进行了研究,其用观测数据和模型预测发现海洋热浪在全球变暖和高

5

碳排放下可以成倍地增长,87%的海洋热浪可以归因为人为影响,全球变暖使得极端气候事件更为极端。

海洋热浪的研究也启发了各种新的研究。Schlegel 等<sup>[48]</sup>(2017)在对非洲大陆南端的研究中提出了海洋寒潮(Marine Cold Spells, MCS)的概念,并指出不同数据集之间的显著差异,累计强度(事件强度和持续时间的乘积)这一特征量可能是最重要的生态学指标,其也强调了高精度数据在监测局部海域的应用,现有研究需要在更复杂的局部尺度上进行修正,Schlegel 等<sup>[49]</sup>(2021)也对海洋寒潮进行了定量定义。Hayashida 等<sup>[50]</sup>2020年利用分辨率 0.1°的海洋模型与另外 23 个粗分辨模型各自监测出的海洋热浪进行对比,结果发现西边界流是模型和观测最不一致的区域,粗分辨模型缺乏涡旋分辨能力导致了涡旋较多的海域的海洋热浪强度较低,其结果同样强调了高分辨数据的使用的必要性。Woolway 等<sup>[51]</sup>(2021)仿照海洋热浪的研究提出了"湖泊热浪(Lake Heatwaves)"。

特别的,海洋热浪的动力机制方面。Holbrook 2019 年对全球海洋热浪驱动力已有的研究进行了总结,如图 1.2 所示,海洋热浪的时间尺度为数天到数百天,空间尺度为几千米到上千千米<sup>[52]</sup>。



图 1.2 海洋热浪驱动力的时间尺度和空间尺度(Holbrook et., 2019) 从图 1.2 中也可以看出,与 MHWs 有交集的驱动力可分为两大部分:①局地驱动 力,②大尺度气候模态。 相较于大气热浪这类热门的气候极端事件,海洋中尺度涡这类近年来热门的海洋现象,海洋热浪的研究起步地更晚,存在较多尚未充分解释的科学问题和尚未完成的科学 任务。胡石建和李诗翰 2021 年的研究综述<sup>[53]</sup>,Oliver 等人 2021 年的研究综述<sup>[27]</sup>中研究 展望,以及 2021 至今的所新提出的科学问题科学任务可总结如下:

(1) 区域性海洋热浪研究的不足。全球海洋热浪存在较大的空间差异<sup>[53]</sup>,不同海域, 不同空间尺度的海洋热浪的产生机制可能完全不同。这是因为不同海域的地理特征,大 洋环流就已经存在着显著差异。由于全球变暖而新形成的海域缺少气候态资料,难以对 极地的海洋热浪进行判定<sup>[27]</sup>,而卫星观测的 SST 在近岸海域并非完全可靠,因此现有的 海洋热浪实际并未真正覆盖全部海域。

(2) 观测数据的不足导致非表层的海洋热浪研究不足。缺乏数据或数据精度不足。 有待海洋观测技术的改进。

(3)数值模式预报及相关业务化服务不足。目前实现了海洋热浪预报业务化的机构 仅有①美国国家海洋与大气管理局(National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA)下属的物理科学实验室(Physical Sciences Laboratory, PSL),②新西兰水和大气 研究所(National Institute of Water and Atmospheric Research,简称 NIWA)③澳大利亚 联邦科学和工业研究组织(Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation, CSIRO)。且截至本文完成时暂未有机构发布成熟的海洋热浪数据产品。

(4) 统一的定义框架存在不足。Hobday 等 (2016)提出的海洋热浪框架<sup>[27]</sup>在全球变 暖的背景下可能会导致出现"年年都是百年一遇的极端事件"这种不合逻辑的情形,这 是因为海表温度存在一个明显的长期上升趋势,其值大约为每十年上升 0.25℃。如果用 某一时期的 30 年气候态为依据去判定海洋热浪,必然导致后几年的海洋热浪普遍偏多。 针对此问题,Oliver 等<sup>[27]</sup> (2021)的研究综述中给出了用滑动平均气候,Amaya 等<sup>[29]</sup>2023 年研究都强调了这一点。

#### 1.2.3 印度尼西亚海域海洋热浪的研究现状

印度尼西亚海域是海洋学研究的热点海域,通过印尼贯穿流,太平洋向印度洋的热输运量与整个西太暖池的海气净热通量相当<sup>[54]</sup>,但是针对该海域海洋热浪的研究较为稀少。

Iskandar 等<sup>[55]</sup>2021 年对爪哇岛南部的海洋热浪进行了研究,发现该海域的海洋热浪的强度高,持续时间长,且都存在长期上升趋势。最强的海洋热浪事件出现在 1998 年

7

和 2016 年这两个厄尔尼诺强年的冬季 (南半球冬季),并持续到次年春季,到初冬完全 消失,因此其推断爪哇岛南部海域的海洋热浪可能受 ENSO 和季风影响大,但未对动力 机制做进一步探讨。

Edullantes 等<sup>[56]</sup>2023 年对菲律宾沿海域的海洋热浪进行了研究,发现其研究海域的海洋热浪发生频率略高于全球平均水平,海洋热浪的特征量都呈现出上升趋势。其通过 经验正交函数分析表明 ENSO 的发生对研究海域海洋热浪的发生起到了至关重要的作用。

Beliyana 等<sup>[57]</sup>2023 年对印度尼西亚海域海洋热浪在 PDO, ENSO, IOD 三个气候模态 下的差异进行了分析,并探讨了其与海气净热通量的关系, PDO 正位相期间海洋热浪发 生频率和强度都较高, PDO 负位相期间海洋热浪发生频率和强度都较低。当拉尼娜年, PDO 负位相时期, IOD 正位相时期同时发生时,与拉尼娜年或 PDO 负位相且 IOD 负位 相时期相比,海洋热浪频次,强度,持续时间都达到了最低值。反之,当拉尼娜年,PDO 负位相时期, IOD 负位相时期同时发生时,与仅拉尼娜年相比,海洋热浪的三个特征量 都显著增加。因此,其推断拉尼娜事件和负的 IOD 事件的共同作用导致了印度尼西亚海 域水体的海洋热浪发生,厄尔尼诺和拉尼娜事件时期西太暖池位置的移动可能有重要影 响。海洋热浪特征的变化趋势方面,尽管大部分海域都呈现显著的上升趋势,但局部海 域的表现可能不同,爪哇海,苏门答腊岛西部等海域存在海洋热浪最大强度的下降趋势, 苏门答腊岛西部,卡里曼岛南部等海域存在海洋热浪频次下降的趋势。其没有进行热收 支的计算但其也强调了该分析方式的巨大潜力。

#### 1.3 研究目的及拟解决的问题

综上所述,印度尼西亚海域海洋热浪的研究存在较大不足,该海域的研究主要集中 在其复杂的内潮内波涡旋环流等海洋动力过程,并未对海洋热浪做进一步探讨。

因此,本文拟定的研究目的和拟解决的问题如下:

印度尼西亚海域的海洋热浪事件发生频率如何?事件强度如何?持续时间如何?

(1)从长期来看,印度尼西亚海域的海洋热浪事件(发生频率,事件强度,持续时间)会有怎样的变化?

(2)从局地角度,印度尼西亚海域的海洋热浪事件是由什么样物理机制所驱动? 这些物理机制各自的贡献如何?

(3)从大尺度气候角度,印度尼西亚海域的海洋热浪受气候模态的影响如何?哪

8

些气候模态影响比较大?这些气候模态哪些起到了加剧了该海域海洋热浪的发生,哪些 不利于该海域海洋热浪发生?这些气候模态是否存在着某些共性,从而能体现出某些未 知的气候机制?

#### 1.4 本文研究内容及论文章节安排

针对拟解决的问题,除结论外,本论文根据图 1.3 分为五个章节。



图 1.3 本文文章结构

第一章为绪论。首先介绍本文所基于的研究背景、研究意义。接着阐述海洋热浪及 印度尼西亚海域海洋热浪的研究现状。然后凝练出本文的研究目的和拟定解决的问题。 最后给出具体的研究内容及论文章节安排。

第二章为数据介绍与分析方法。在本章将对检测海洋热浪的数据来源,进行动力机 制分析所用的再分析数据集进行介绍。对海洋热浪的定义框架,局地动力学分析方法进 行细致的介绍。对本文研究采用到的大尺度的气候模态简要介绍。

第三章为印度尼西亚海域海洋热浪变化特征。将对印度尼西亚海域的 SST 特征及其 变化进行初步分析,对印度尼西亚海域海洋热浪的三个特征量及其变化进行更细致的分 析。

第四章为印度尼西亚海域海洋热浪的局地驱动力。将对局地动力机制中常见的驱动 力进行分析,得到印度尼西亚海域热量的一般性特征。进行热收支的计算,从而探究不 同局地驱动力的贡献如何,探究清楚到底是海气热通量还是平流造成了海水异常增暖。

第五章为大尺度气候模态对印度尼西亚海域海洋热浪的影响。首先通过多变量间的 相关性分析探究不同物理量,气候模态之间的相关关系。接着通过合成分析将不同气候 模态下不同位相期间的海洋热浪特征量进行合成,得到多个特征量的平均态,将这些平均态特征进行对比,从而分析出不同气候模态不同位相对印度尼西亚海域海洋热浪的影响。然后用同样的方式对潜在的局地驱动力进行合成分析,从而得出不同气候模态不同相位对潜在局地驱动力的影响。最后将这两种结果也进行对比,从而分析出不同气候模态不同位相的具体贡献及影响方式。

# 第2章数据介绍与分析方法

为了对海洋热浪进行检测,并进行相应的分析,本文拟采用以下科学数据及方法。

#### 2.1 OISST 最优化插值海表温度

海洋表面温度(Sea Surface Temperature, SST)是海洋和大气研究中重要的观测指标,也是检测海洋热浪的依据。SST 的观测来自于现场观测和卫星观测,现场观测主要需要借助船舶等海上平台以及浮标、潜标、水下滑翔机等海洋仪器,获取数据的成本高,数据量稀缺,而卫星观测则需借助搭载于卫星上的传感器,获取数据的成本低,数据量 庞大。

成熟的 SST 数据产品(L4 级别)是将现场数据和卫星观测数据进行数据融合,并 在空间和时间上进行调整,如在空间上进行插值填补因云层遮挡等原因造成的数据空缺, 再进行数据质量控制质量评估,最终得到覆盖全球的数据产品。

本论文在检测海洋热浪时使用了每日最优化插值海表温度(Daily Optimum Interpo lation Sea Surface Temperature, OISST)的2.1版本(OISST v2.1)<sup>[58]</sup>,该产品亦来自于海洋仪器的现场观测数据和卫星观测数据的数据融合,并对2.0版本的数据偏差问题进行了改进。其时间覆盖范围为1981年9月1日至今,时间分辨率为每日,空间覆盖范围为全球,空间分辨率为0.25°×0.25°。OISST 由美国国家海洋和大气管理局(Na tional Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA)下属的国家环境信息中心(N ational Centers for Environmental Information, NCEI)发布(https://www.ncei.noaa.gov/products/optimum-interpolation-sst)

OISST 也是海洋热浪已有研究中最广泛使用的 SST 数据产品,其广泛运用于前文 给出的己有的海洋热浪研究。从数学的角度,海洋热浪仅仅是 SST 的函数,不需要其它 物理量介入计算,因此 SST 数据需要时间尺度达到三十年或接近三十年,分辨率为每 日,则可用于海洋热浪的监测。

#### 2.2 ERA5 大气再分析数据集

本文在探究大气对海洋的影响时运用的再分析数据为欧洲中期天气预报中心

(European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, ECMWF)发布的第五代大气再 分析数据集(ECMWF Reanalysis v5, ERA5)<sup>[59]</sup>,该数据集包含了丰富的大气物理量(可 其时间覆盖范围为 1940年1月至今,时间分辨率为每小时/每日/每月,空间覆盖范围为 全球,空间分辨率为 0.25°×0.25°。可利用 ERA5 中的感热通量(Surface Sensible Heat Flux, SSHF),潜热通量(Surface Latent Heat Flux, SLHF),太阳短波辐射(Surface net Solar Radiation, SSR),海面向外长波辐射(Surface net Thermal Radiation, STR)计算 海气净热通量。

#### 2.3 BRAN 2020 再分析数据集

蓝链再分析数据集(Bluelink Reanalysis, BRAN 2020) 2020 版来自于澳大利亚的 Bluelink项目,该项目由澳大利亚联邦科学和工业组织(Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation, CSIRO),澳大利亚气象局(Bureau of Meteorology Australia, BoM),澳大利亚政府国防部(Australian Government Department of Defence)合作开展。 BRAN 支撑起了澳大利亚及周边海域上层海洋的海洋预报业务。

BRAN2020 数据集通过现场观测结果和涡分辨的第三代澳大利亚海洋预报模型 (Ocean Forecasting Australian Model v3, OFAM3)相结合,利用集成最优化插值 (Ensemble optimal interpolation)得到海温,盐度,海平面高度,流场三个分量的四维 估计结果。该数据集的时间覆盖范围为 1993 年 1 月至今,时间分辨率为每日/每月/每 年,空间覆盖范围为全球,空间分辨率为 0.1°×0.1°。

#### 2.4 GLOYSY12V1 全球海洋物理再分析数据集

全球海洋物理再分析数据集(Global Ocean Physics Reanalysis, GLOYSY12V1)由 欧洲哥白尼海洋环境监测服务(Copernicus Marine Environment Monitoring Service, CMEMS)发布。该数据集的空间范围为全球,空间分辨率为1/12°×1/12°,时间范围 为1993年1月1日至2021年6月30日(截至2024年2月22日),时间分辨率为每日 /每月。该数据包括了温度、盐度、流速、海平面高度、混合层深度等物理量,垂向上有 50层。

GLOSYSY12V1 基于 NEMO 模式,模式的外部强迫来自于 ECMWF ERA-Interim 和 ERA5 再分析数据。数据同化上,采用了沿轨高度计数据,卫星观测 SST,现场温度,

12

现场盐度等数据,并运用了一种降阶卡尔曼滤波方法。

#### 2.5 海洋热浪定义框架



图 2.1 海洋热浪示意图(来自 http://www.marineheatwaves.org/)

Hobday 2016<sup>[18]</sup>框架具体将海洋热浪定量定义为:特定位置发生的离散的、持续一段时间的异常暖水事件。特定位置指在网格化的 SST 数据下,任意格点的 SST 时间序列均可用于计算海洋热浪,如图 2.1 的时间序列即为某地理格点。离散是指海洋热浪有明确的事件开始时间和结束时间。持续一段时间指持续时间需大于等于 5 天,其中允许有不超过 2 天的间断。异常暖水是指温度需要大于一定阈值,该阈值为 30 年当天历史数据里前 90%高的 SST 所具有的数值,一旦达到该阈值,意味着 SST 比历史上当天 90%的 SST 都要高。

需要注意的是,海洋热浪的强度是由气候态基准线而非阈值基准线决定,气候态为 30 年逐日平均得到的 365 个数值(需要忽略闰日),故在用强度对海洋热浪进行分类时, 海洋热浪强度至少为 I 级。

特征量	单位	定义
频率(Frequency)	次/年	每年或每月海洋热浪的发生次
	次/月	数
平均强度(intensity mean)	°C	海洋热浪发生时 SST 超过气候
		态温度的数值
持续时间(Duration)	天	海洋热浪从产生到消亡所经历
		的时间

表 2.1 本文所采用的海洋热浪特征量

本文所采用的海洋热浪特征量可见表 2.1。

频率(Frequency)是每年/每月海洋热浪的发生次数,表示发生海洋热浪的罕见常见 程度,数值越大越常见,越小越罕见。持续时间(Duration)是海洋热浪从发生到结束所 经历的时间,表示了 MHWs 的生命周期,而 intensity 是 MHWs 时期的 SST 超出气候态 基线的平均幅度,表示的是海洋热浪的严重性。

#### 2.6 统计学分析方法简介

#### 2.6.1 相关分析

相关分析(Correlation Analysis)是一种用于研究两个或多个变量之间关系的统计分 析方法。它可以帮助了解变量之间的相关性程度,即它们是如何一起变化的。在相关分 析中,常用的统计量是相关系数,用来衡量两个变量之间的线性关系强度和方向。

随机变量 A, B之间的皮尔逊相关系数可由协方差定义得到, 公式为

$$\rho(A, B) = \frac{\operatorname{cov}(A, B)}{\sigma A \sigma B}$$
(2-1)

皮尔逊相关系数衡量的是两个连续变量之间的线性关系。它的取值范围在-1到1之间,其中1表示完全正相关,-1表示完全负相关,0表示无线性关系。

#### 2.6.2 合成分析

合成分析(Composite Analysis)是气候学研究中简单易用的一种统计学分析方法, 通常用于整合多个变量或数据集,以创建综合的表示形式,从而提供对特定现象或过程 的全面理解。在气象学、海洋学和环境科学等领域,合成分析被广泛应用。基本原理是 通过对多个相似事件(例如,特定类型的天气系统、气候异常、海洋现象等)进行时间 或空间上的对齐,然后计算这些事件的平均状态或异常值,以揭示这些事件的共同特征。 具体步骤可以概括如下:

1. 选择事件:确定要分析的事件类型。例如,气象学研究中可能会选择一系列的热带气旋事件,海洋学研究中可能会选择一系列的厄尔尼诺现象事件。

2. 对齐时间或空间:将所有选定事件的时间或空间尺度对齐。例如,热带气旋可能 以其达到最大强度的时间作为对齐点,厄尔尼诺事件可能以其峰值年作为对齐点。

3. 计算平均值或异常值:对齐后,计算所有事件在对齐点及其前后时间或空间范围

内的平均状态或异常值。异常值通常是指从长期平均状态的偏离。

分析和解释:通过合成分析产生的平均状态或异常值图像,研究者可以识别出事件的共性特征和典型模式。这些结果有助于理解这些现象的物理机制和影响。

合成分析方法在气候研究中应用广泛。例如,在研究厄尔尼诺-南方涛动(ENSO) 的影响时,可以合成多个厄尔尼诺事件的数据,来识别厄尔尼诺现象对全球气候模式的 典型影响。此外,合成分析也可以用于极端天气事件、季风系统、海洋环流模式等的研 究。

### 2.7 局地动力学分析方法

#### 2.7.1 混合层与混合层深度



图 2.2 海气界面及上层海洋混合层物理过程 (Illustration from Jayne Doucette, Woods Hole Oceanographic Institution)

混合层即地球流体力学下海气边界海洋一侧的边界层,其受到大气影响显著。混合 层存在的物理过程种类繁多,如图 2.2 所示,包括了各种热力,动力机制,已有的研究 表明,在海洋热浪的研究中,需要重点关注海气界面的热通量和热辐射,能导致热输运 的海水流动。 混合层深度是混合层底部边界所在的深度,是混合层理论的关键参数,可以定义为距离海表海水密度或温度发生一定阈值变化的海水深度,该阈值可以为 0.03kg/m<sup>3</sup>,也可以为 0.01kg/m<sup>3</sup>,具体可见 De Boyer 2004<sup>[60]</sup>。或参考法国海洋物理学和遥感实验室 (Laboratory for Ocean Physics and remote Sensing, LOPS)的 Mixed Layer Depth Climatology 网站(https://cerweb.ifremer.fr/deboyer/mld/home.php)。

#### 2.7.2 海洋混合层热收支分析



图 2.3 影响混合层温度的主要物理过程 (Oliver 2021)

Stevenson & Niller (1983) 和 Moisan & Niiler (1998)给出的混合层热收支方程[61]为

$$h\frac{\partial T_a}{\partial t} + h\mathbf{v}_a \cdot \nabla T_a + \nabla \cdot \left(\int_{-h}^{0} \mathbf{v} T \, dz\right) + (T_a - T_{-h}) \times \frac{\partial h}{\partial t} + \mathbf{v}_{-h} \cdot \nabla h + w_{-h} = \frac{q_0 - q_{-h}}{\rho c_p}$$
(2-2)

该方程等号左侧第一项为混合层温度的局地导数,第二项为平流项,第三项表示垂向的 湍流混合,第四项表示夹卷(包括了混合层深度的局地时间变化,水平湍流混合,垂向 平流)。该方程计算较为复杂,在实际应用中,除了南大洋等混合层深度季节性变化显著 的海域,相当多的海域混合层深度相对稳定,变化不大。因此,可进行混合层深度定常 的假定,在这种假定下,平流项和热通量项是最主要的项目,其它项为小量,因此可简 化为

$$\rho c_p \left( h \frac{\partial T_a}{\partial t} + h \vec{V}_a \cdot \nabla T_a \right) = Q_{net}$$
(2-3)

其中 $\mathbf{v} = \mathbf{v}_a + \mathbf{v}$   $T = T_a + T$ 。

另外 Bian 等<sup>[62]</sup>2023 年指出了中尺度涡旋对海洋热浪的影响,其将公式增加了次网格水平混合,次网格垂向混合两项。本文后续的研究中将优先使用最简化公式。一般而言,取 *p*<sub>0</sub>=1025kg·m<sup>-3</sup>为海水密度,*C<sub>p</sub>*=4000J·(kg·K)<sup>-1</sup>为海水的比热容。根据已有的研究,印度尼西亚海域混合层深度可参照太平洋取 *H*=50m。

缩写	解释
AMM	Atlantic Meridional Mode SST Index 大西洋经向模态
AMO	Atlantic Multidecadal Oscillation Index 大西洋多年代际振荡
AO	Arctic Oscillation 北极涛动
ONI	Oceanic Nino Index 海洋尼诺指数
DMI	Dipole Mode Index 偶极子模态指数
IPO	TPI Tripole Index for the Interdecadal Pacific Oscillation 太平洋年际涛动三极
	子指数
NAO	North Atlantic Oscillation index 北大西洋涛动指数
PDO	Pacific Decadal Oscillation 太平洋十年振荡
PMM	Pacific Meridional Mode SST Index 太平洋经向模态指数
PNA	Pacific/North American pattern 太平洋/北美模态
SAM	Southern Annular Mode 南半球环状模态
TSA	Tropical Southern Atlantic Index 热带南大西洋指数

表 2.2 本文所采用的气候模态指数

#### 2.7.3 透射热通量的参数化

根据已有的对太阳辐射随深度变化的研究,太阳辐射的长波成分(波长 750nm~2500nm)的99.9%被海洋上层2m所吸收<sup>[63,64]</sup>。而其短波成分随水深的衰减是可 变的,进入到海洋中的短波辐射并非完全为混合层所吸收,因此还需对短波辐射的热通 量进行修正。穿透混合层底部的热通量被称为透射热通量,在计算混合层吸收时需要将 该量减去。

Pacanowski & Griffies 1999 年在数值模式 MOM3 的文件说明书中给出的透射热通 量参数化公式<sup>[65]</sup>为

$$Q_{pen} = Q_{short} \left( 0.58e^{-h/0.35} + 0.42e^{-h/23} \right)$$
(2-4)

其中 h 表示混合层深度。

# 2.8 大尺度气候学分析

本文所采用的气候模态可见表 2.2。

如表 2.2 本文所采用的气候模态指数所示,本文采用了大量气候模态指数,这些气候模态的具体定义可参考 https://climatedataguide.ucar.edu/。

# 第3章印度尼西亚海域海洋热浪变化特征

本章将利用 DOISST 数据对印度尼西亚海域海洋热浪进行事件的检测,并将离散化 的事件检测结果在年际、季节尺度上进行统计,从而分析出该海域海洋热浪的统计学特 征,从而为动力分析提供研究基础。海洋热浪的特征量主要包括了频率、持续时间和强 度。印度尼西亚海域在本研究所设定的区域为 15°S~15°N, 90°E~144°E。

#### 3.1 印尼海域 SST 的多年平均态

日分辨率的 SST 的统计特性是海洋热浪能够被计算的前提,可以说海洋热浪的检测 完全取决于 SST。因此为了更好的了解印度尼西亚海域海洋热浪,首先要对整个海域的 SST 进行分析。印度尼西亚海域 SST 在 1993-2022 年间(共 30 年)的气候平均态、标 准差、长期趋势如图 3.1 所示。



图 3.1 印度尼西亚海域 SST 在 1993-2022 年间的空间分布特征 (a) SST 多年平均态, (b) SST 标准差,(c) SST 长期趋势

图 3.1(a)是印度尼西亚海域 SST 在 30 年间的平均空间分布特征。在气候学的研究 中,往往采用至少 30 年的数据用来计算多年平均结果<sup>[26]</sup>,这样的结果能够代表一般的 气候统计特性。从图中可见,印度尼西亚海域的温度基本介于 27°C~29.5°C 之间,部分

#### 哈尔滨工程大学硕士学位论文

赤道部分海域温度可超过 29.5℃, 在赤道附近呈现最高值,向南北方向递减,不同纬度 间有明显差异。但是图 3.1(a)也显示,一般 SST 分布所具备的条带状分布特征明显受到 了洋流影响,因此即使在同一纬度, SST 也有较大差异。特别是在卡里马塔海峡和马鲁 古海北部这两个海洋通道处,SST 明显低于同纬度的其它海域,卡里马塔海峡有南海的 海水进入,而棉兰老流也会进入马鲁古海的海水通道,因此初步推测印度尼西亚海域 SST 的气候特征可能受到洋流和上升流的显著影响,有相对于同纬度较冷的海水进入该 海域。图 3.1(b)是印度尼西亚海域 SST 的标准差 (standard deviation, STD),表示了 SST 在 30 年里的离散程度,值越高表示 30 年里 SST 越多变,值越低表示 SST 越稳定。可 以看出,赤道 6°S~6°N 整体不超过 1.0℃,且 SST 高值区的标准差相对较小,如苏拉威 西海域的标准差为 0.5°C~0.75°C。图 3.1(c)是印度尼西亚海域 SST 的长期趋势 (longterm trend),该结果通过一维线性回归得出,显示了 SST 在 30 年里长期的增暖情况。从 该图可以看出,印度尼西亚亚海域 SST 均呈现变暖特征,大部分海域变暖速率能达到每 十年增温 0.2℃以上,其中西太平洋的海水增温更为显著,每十年增温可达 0.3℃以上, 并且向南延伸至苏拉威西海、马鲁古海、哈马黑拉海、班达海。黑色点状标记表示区域 的结果通过了 99%置信检验。

综上,印度尼西亚海域的海水呈现出长年高温,变化稳定,长期增暖的特征。首先, 印度尼西亚海域是常年高温的海域,SST 从赤道向南北方向递减,赤道 SST 分布受到了 印尼贯穿流南海分支,棉兰老流的影响;其次,SST 相对更高的海域其 SST 多年变化较 小,相对稳定;最后,印度尼西亚海域整体的 SST 有显著的增暖趋势,菲律宾东部的海 水变暖趋势则更明显,并通过棉兰老流将这种信号带入到了苏拉威西海和马鲁古海。

#### 3.2 印尼海域海洋热浪的多年平均特征

1993~2022 年间印尼海域的海洋热浪各主要变量的气候平均态计算结果如图 3.2 所示。其中,海洋热浪不发生时的数据不纳入计算,这和部分已有的研究有所区别。这样 处理的优点是能够减少偏差。

印度尼西亚海域的海洋热浪发生较均等地遍布了整个研究海域,如图 3.2(a)所示。 全域海洋热浪每年发生的频次在 1.4~2.8 次之间,根据 Oliver 等(2018)的研究,全球 海洋热浪频率每年平均约为 1~3 次<sup>[66]</sup>,这与其研究结果一致。且其统计学分布符合正态 分布规律,如图 3.2(b)所示。仅局部海域如爪哇岛南部的频次略低一些,频次普遍在 1.5 以下。从图 3.2(c)和(d)的海洋热浪平均强度上看,赤道纬度的海洋热浪强度较低,如苏 拉威西海域的平均强度不超过1℃,而爪哇岛南部等海域则可达到1.4℃及以上,中南半岛东部的南海沿岸海洋热浪的平均强度也有类似水平。从海洋热浪日和海洋热浪持续时间来看,赤道纬度的海洋热浪持续时间时间较短,约为8~9天。爪哇岛南部海洋热浪的持续时间较长,平均可达到或超过14天。



图 3.2 印度尼西亚海域海洋热浪的多年统计特征分布 (a) 海洋热浪频率的空间分布; (b) 海洋热浪频率的直方统计; (c) 海洋热浪平均强度的空间分布; (d) 海洋热浪平 均强度的直方统计; (e) 海洋热浪持续时间的空间分布; (f) 海洋热浪持续时间的直

方统计。黑色方框从北向南依次为苏拉威西海、马鲁古海,下同。

印度尼西亚海域海洋热浪特征存在一定差异,爪洼岛南部海洋热浪持续时间和强度 都明显高于其它海域,苏拉威西海海洋热浪的持续事件强度明显低于其它海域,而临近 苏拉威西海的马鲁古海其海洋热浪强度和持续时间介于这两者之间,因此在接下来的研 究中,这三个海域需要被重点关注。



图 3.3 1993-2022 年印度尼西亚海域海洋热浪事件强度和持续时间的概率密度函数分布 平均强度和持续时间被视为描述海洋热浪强度的两个最重要参数之一。图 3.3 显示 了印度尼西亚海域海海洋热浪的平均强度和持续时间的概率密度函数(Probability density function, PDF),这提供了海洋热浪统计特征的一般描述。海洋热浪的强度主要集中 在 0.7-1.45℃之间,并在 0.95℃处达到峰值。印度尼西亚海海域所有海洋热浪的平均强 度和持续时间值分别为 1.11℃和 10.97 天,如图 3.3 中的虚线所示。由这两条线划分的 四个象限从右上方逆时针编号为象限 1-4。然后,最多的事件可以观察到累积在象限 3 (左下角)。四个象限的累积 PDF 值分别为 26.21%、13.59%、44.12%和 16.07%。这表 明,印度尼西亚海域中发生最频繁的海洋热浪事件是四个象限中最短和最弱的,次频繁 的海洋热事件是四个象限中最长和最强的。

以上为气候平均特征,给出了印度尼西亚海域海洋热浪发生的一般性规律,下一章 节将在时间尺度上进行分析。

#### 3.3 印尼海域海洋热浪的季节性变化

首先对印度尼西亚海域海洋热浪的季节性变化进行了分析。即将各特征变量进行空间平均并量化到每个月,结果如图 3.4 所示。

图 3.4 给出了印度尼西亚海域海洋热浪的逐月分布规律,横坐标方向表示了年份, 纵坐标方向表示了季节性变化。可以看出印度尼西亚海域海洋热浪的年际变化显著。图 3.4(a)中 1998、2009、2016 等年份的海洋热浪频率特征有明显的纵向条带状分布规律, 这说明在印度尼西亚海域区域内海洋热浪的高发几乎持续了当年全年,1993-2022 年整 体上每月的海洋热浪发生频率在 0~0.7 次/月,高发月份都在高发年之内,2020 年左右有 横跨 2 年以上的海洋热浪高发期。图 3.4(b)中海洋热浪的强度在 0.9~1.4℃之间,分布规 律和图 3.4(a)存在较大差异,除了 1998 年较多海洋热浪事件同时具备高强度特征之外, 2005 年 2 月份等海洋热浪发生相对零星的时期也会有较高的强度。图 3.4(c)持续时间的 分布规律和图 3.4(a)相对一致,图 3.4(a)中海洋热浪的高发时期的持续时间普遍在 10 天 以上,甚至在 15 天,20 天以上,这意味着当月发生海洋热浪的天数超过了 50%、66.7%。





为了更好地分析不同区域间的季节性差异,需把海洋热浪的特征量在每个月份上进 行平均,得到每月的平均气候态,结果如图 3.5、图 3.6、图 3.7 所示。

由于在图 3.2 中海洋热浪的特征存在明显的空间差异,后续的动力机制分析中会发现的热通量和动能差异,因此选择苏拉威西海、马鲁古海、爪哇岛南部三个海域重点研究。其中爪哇岛南部的特征是:低频、高强度、长持续时间,苏拉威西海的特征是:低 强度、低持续时间,马鲁古海的特征介于这两个海域之间。马鲁古海与苏拉威西海相临 近,但是没有印尼贯穿流,因此可以认为其与苏拉威西海有相近的海气热通量但有截然 不同的流场特征,从而在下一章节中用于对照研究。

图 3.5 给出了海洋热浪频次的月平均气候态,表示了 1993-2022 年 30 年来平均每

个月海洋热浪的发生频率。图中海洋热浪较为均等地分布在每个海域,没有明显的空间 差异性,每个月发生的海洋热浪次数平均在 0~0.3 次,爪洼岛南部和阿拉弗拉海的海洋 热浪存在着明显的季节性变化。图 3.6 给出了海洋热浪平均强度的月平均气候态,表示 了 1993-2022 年 30 年来平均每个月的海洋热浪强度。图中海洋热浪的强度有明显的区 域性,爪哇岛南部海域的海洋热浪强度可超过 1.6℃,而苏拉威西海的海洋热浪强度仅 仅为 0.8℃,马鲁古海少数月份海洋热浪强度可达 1.4℃,总体强度介于另外两个海域之 间。图 3.7 给出了海洋热浪持续时间的月平均气候态,表示了 1993-2022 年 30 年来每 个月海洋热浪的"生命周期"。印度尼西亚海域大部分区域的海洋热浪持续时间为 5~9 天,但是爪哇岛南部海域,阿拉弗拉海等海域的海洋热浪持续时间可超过 25 天,这意 味着每年该月份发生了几乎持续整个月的海洋热浪事件。总的来说,海洋热浪在印度尼 西亚海域内部的空间差异性通过这三个子海域得到充分体现。



图 3.5 1993-2022 年印度尼西亚海域海洋热浪频次月平均气候态

#### 3.4 印尼海域海洋热浪的年际变化及长期趋势

除了季节性变化,年际特征和长期趋势也是时间尺度分析的重要分析角度。为了直 观地表示出印度尼西亚海域海洋热浪特征的长期变化,选择 1993-2022 年的前后 15 年 分别进行合成平均并做差,得到图 3.8 的结果。



图 3.6 1993-2022 年印度尼西亚海域海洋热浪平均强度月平均气候态



图 3.7 1993-2022 年印度尼西亚海域海洋热浪持续时间月平均气候态 图 3.8(a)、图 3.8(b)、图 3.8(c)给出了 1993-2022 年前后 15 年的海洋热浪频率气候 平均态及其差值。图 3.8(b)相较于图 3.8(a)的海洋热浪频率有明显的增长,在图 3.8(c)

中可以观察到印度尼西亚海域全域的海洋热浪频率都在增长,增长最显著的海域为苏拉 威西海和马鲁古海,与之相邻的西太平洋也呈现出较高的增长,这与图 3.1(c)的结果一 致,SST 的长期趋势和海洋热浪频次的增长高度重合,表明海洋变暖可能是造成海洋热 浪事件更加频繁的关键因素。



图 3.8 1993-2002、2003-2022 年印度尼西亚海域海洋热浪特征气候平均态及其差异 (a) 1993-2002 年海洋热浪频次平均态 (b) 2003-2022 年海洋热浪频次平均态 (c) 1993-2022 年前后 15 年海洋热浪频次差异(后 15 年减去前 15 年) (d) 1993-2002 年海洋热浪强 度平均态 (e) 2003-2022 年海洋热浪强度平均态 (f) 1993-2022 年前后 15 年海洋热浪强 度差异(后 15 年减去前 15 年) (g) 1993-2002 年海洋热浪持续时间平均态 (h) 2003-2022 年海洋热浪持续时间平均态 (i) 1993-2022 年前后 15 年海洋热浪持续时间差异 (后 15 年减去前 15 年)

研究海洋热浪的年际变化规律及长期趋势有利于业务化预测。将 1993-2022 年的海洋热浪特征进行统计,并利用线性回归,取 99%置信区间得到图 3.9 的趋势特征。

在 1993-2022 年期间,图 3.9(a)和图 3.9(b)表明,印度尼西亚海域海洋热浪的频率 显示了显著的年际变化和长期变化趋势。海洋热浪的平均频率为每年 0~5 次,呈现出 0.95 次事件/十年的正增长趋势。1998 年、2010 年、2013 年、2016 年、2020 年、2021 年和 2022 年经历了最多的海洋热浪事件 (≥3 次)。相比之下,1993 年、1994 年、2003 年和 2007 年没有发生海洋热浪事件。印尼海全域海洋热浪频率的十年变化速率(0.95 个事件/十年)明显快于菲律宾(0.40 个事件/十年; Edullantes 等, 2023)<sup>[56]</sup>、亚洲边缘海(0.84 个事件/十年)<sup>[67]</sup>和全球(0.45 个事件/十年; Oliver 等, 2018)<sup>[11]</sup>。需要注意的是,这些以往研究的时间范围始于 1982 年,这可能导致结果中的变化速率较低。



图 3.9 1993-2022 年印度尼西亚海域海洋热浪特征年际变化和长期趋势 (a) 频率的长期 趋势 (b) 频率的年际变化和长期趋势时间序列 (c) 持续时间的长期趋势 (d) 持续时间 的年际变化和长期趋势 (e) 平均强度的长期趋势 (f) 平均强度的年际变化和长期趋势 时间序列

类似地也可从图 3.9(e)和图 3.9(f)看出,海洋热浪的持续时间也表现出强烈的年际 变异(平均±标准差天数),呈现出 1.97 天/十年的增长趋势。这个趋势比菲律宾(0.66 天/十年)<sup>[56]</sup>、全球(1.30 天/十年)<sup>[11]</sup>和亚洲边缘海(1.72 天/十年; Yao 等, 2020)<sup>[67]</sup> 都更快。这表明印度尼西亚海域近年来经历了更频繁和持久的海洋热浪。另一个值得注

意的特征是海洋热浪的平均强度在研究期间呈现下降趋势(-0.04℃/十年)。这与 Edullantes 等(2023)<sup>[56]</sup>和 Yao 等(2020)<sup>[67]</sup>的研究结果一致,他们报告了菲律宾和亚 洲边缘海海洋热浪的平均强度呈负变化率。

# 3.5 苏拉威西海、马鲁古海、爪哇岛南部海域的海洋热浪区域平均年际特征

从以上分析注意到印度尼西亚海域内部不同子海域实际是存在不可忽视的空间差异,在对整个海域进行区域平均和时间序列分析时,这些内部的空间差异会影响最终的 分析结果。为了了解不同子海域间的海洋热浪差异,将重点关注的苏拉威西海、马鲁古 海和爪哇岛南部海域的海洋热浪特征分别进行空间平均,得到图 3.10。

图 3.10(a)、图 3.10(b)、图 3.10(c)是三个海域的海洋热浪频率的区域平均结果。从 图中可以看出,1993-2022年30年中,苏拉威西海每年发生的海洋热浪为0~7次,平均 为每年2.04次,有明显的逐年递增趋势,每十年频次增长约为1.35次。趋势结果由一 维线性回归给出,置信区间为99%, *R*<sup>2</sup>用于评估回归拟合质量,越接近0 拟合效果越 好,越接近1 拟合效果越差。而马鲁古海每年发生的海洋热浪为0~8次,平均为每年 2.01次,每十年频次增长约为1.38次,与苏拉威西海情况相似。爪哇岛南部海域每年发 生的海洋热浪为0~7次,平均为每年1.88次,每十年频次增长约为0.87次,该增长趋 势明显弱于另外两个海域。总的来看,就海洋热浪发生频率而言,三个海域几乎处在同 一个平均水平,每年平均发生2次左右的海洋热浪事件;但是苏拉威西海和马鲁古海的 频率增长更快,约是爪洼岛南部的1.7倍。

图 3.10(d)、图 3.10(e)、图 3.10(f)是三个海域的海洋热浪平均强度的区域平均结果。 苏拉威西海每年发生的海洋热浪强度在 0.9~1.2℃之间,平均为 0.99℃,有轻微的逐年递 减趋势,每十年强度递减约为-0.04℃。马鲁古海每年发生的海洋热浪强度在 0.7~1.5℃之 间,平均为 1.00℃,每十年强度递减约为-0.05℃。爪哇岛南部海域每年发生的海洋热浪 强度在 1~1.4℃之间,平均为 1.18℃,每十年强度递减约为-0.01℃。对比可以发现,爪 洼岛南部的海洋热浪强度最强且减弱趋势较弱,马鲁古海与苏拉威西海相近,平均强度 较弱但减弱趋势明显。

图 3.10(g)、图 3.10(h)、图 3.10(i)是三个海域的海洋热浪持续时间的区域平均结果。 苏拉威西海每年发生的海洋热浪持续时间在 5~12 天之间,平均为 7.98 天,每十年持续 时间增长为 1.17 天。马鲁古海每年发生的海洋热浪持续时间在 5~18 天之间,平均为 8.42 天,每十年持续时间增长为 2.08 天。爪哇岛南部海域每年发生的海洋热浪持续时间在 5~30 天之间,平均为 10.27 天,每十年持续时间增长为 2.95 天。对比可知,爪洼岛南部 的海洋热浪持续事件最长且增长最快,马鲁古海的平均持续事件和增长速率次之,苏拉 威西海最弱。



图 3.10 1993-2022 年苏拉威西海、马鲁古海、南爪洼海域区域平均下的海洋热浪统计 特征及其趋势 (a) 苏拉威西海海洋热浪年际频率及趋势 (b) 马鲁古海海洋热浪年际频 率及趋势 (c)南爪洼海洋热浪年际频率及趋势 (d) 苏拉威西海海洋热浪年际强度及趋势 (e) 马鲁古海海洋热浪年际强度及趋势 (f)南爪洼海洋热浪年际强度及趋势 (g) 苏拉威 西海海洋热浪年际持续时间及趋势 (h) 马鲁古海海洋热浪年际持续时间及趋势 (i)南爪 洼海洋热浪年际持续时间及趋势

综上,可以看出在三个海域之中,苏拉威西海海洋热浪的特征为:频率上有显著的 长期上升趋势、强度变化较小相对稳定、持续时间较短且长期趋势小于其它海域。马鲁 古海海洋热浪的特征为:频率的长期上升趋势显著、强度变化较大、持续时间较苏拉威 西海更长且长期趋势更为明显。爪哇岛南部海域的海洋热浪特征为:频率的长期趋势较 小,强度明显超过其它海域且长期趋势极小,持续时间明显超过其它海域且长期趋势增 长最为明显。

#### 3.6 本章小结

在本章中,通过分析了印度尼西亚海域的 SST 特征,重点分析了海洋热浪的季节性变化,年际变化和长期趋势。得到了以下结论:

(1)印度尼西亚海域的海温在赤道附近温度较高,但常年的变化幅度较小,海洋通 道可能受到了海流影响,导致其海温较同纬度海域偏低,这种洋流特征多大程度影响到 了海洋热浪的形成和消散需要进一步探究。

(2)在海洋热浪的气候态特征上,海洋热浪的持续时间、强度、频率在空间分布特征上呈现较强的差异性,因此挑选三个热浪特征差异显著的区域海作为重点研究海域,通过对比明确差异,方便在下一章节中明确各动力过程的贡献。

(3)印度尼西亚海域海洋热浪有明显的年际变化规律,海洋热浪高发时往往全年都有高发特征。年际变化特征也以海洋热浪的发生频次,持续时间为主,两种特征有相似的年际变化规律,频次和持续时间的峰值往往持续一整年。

(4)从长期趋势看,印度尼西亚海域海洋热浪的频次和持续时间在增加,频次增加最为显著的苏拉威西海和马鲁古海增长超过了 1.35 次/十年,而海洋热浪强度有略微的下降趋势,全域海洋热浪强度下降在 0.01~0.05℃/十年。印度尼西亚海洋热浪特征的趋势不够显著,用于评价线性趋势回归质量的 R<sup>2</sup> 不超过 0.4,强度的回归拟合效果最差。

(5)爪哇岛南部海域、马鲁古海海域、阿拉弗拉海之间的海洋热浪特征有显著的差异,爪洼岛南部海洋热浪有明显的季节性变化。

# 第4章印度尼西亚海域海洋热浪的局地驱动力

在上一章中,完成了对印度尼西亚海域海洋热浪的空间分布特征,时间分布特征, 不同时间尺度的气候平均态,空间平均后的时间序列,以及趋势变化进行了细致分析, 注意到海洋热浪的特征在印度尼西亚海域的空间分布在不同海域之间存在明显差异。这 说明其背后存在不同的局地动力机制调节,接下来在本章通过合成分析来讨论不同驱动 力对海洋热浪的贡献及影响。

#### 4.1 混合层热收支、涡旋动能及埃克曼抽吸

Oliver 等(2021)<sup>[27]</sup>及 Holbrook 等(2019)<sup>[52]</sup>的研究表明了混合层热收支分析对于探究 海洋热浪驱动力的关键作用,其也是目前唯一能定量计算混合层海洋热量来源的方式。 而 Bian 等 2023 年<sup>[62]</sup>利用高分辨率数据的研究结果表明了涡旋在海洋热浪动力机制中的 作用也不可忽视。本文将重点关注混合层热收支方程中的海表热通量及平流项,流场分 解得出的平均动能和涡旋动能将综合纳入动力学机制的探讨。

速度场可分解为

$$u = u_{mean} + u_a, v = v_{mean} + v_a \tag{4-1}$$

其中umean表示速度的平均值, ua表示速度的距平值, u和 v是速度场的两个分量。

通过该分解,相应地可以分别定义出平均动能(Mean Kinetic Energy, MKE)和涡旋 动能(Eddy Kinetic Energy, EKE),平均动能为

$$MKE = \frac{1}{2} \left( u_{mean}^2 + v_{mean}^2 \right)$$
(4-2)

而涡旋动能则为

EKE = 
$$\frac{1}{2} \left( u_a^2 + v_a^2 \right)$$
 (4-3)

注意,在涡旋动能的计算中,如果需要排除潮汐运动和潮汐振荡,或者排除季节和 年际振荡,需要对距平值进行带通滤波,将数天以下和数百天以上的信号滤去。由于海 洋热浪的持续时间在五天以上到百天,受这些信号的影响不敏感,因此在本文的研究中 并不需要在速度的距平值中剔除这些信号。

另一方面,混合层热收支分析依赖于混合层水层结构,为避免来自风力所造成的埃

克曼抽吸(Ekman Pumping)在垂向上对混合层深度的变化造成不可忽视的影响,因此也 将埃克曼抽吸造成的海水垂向速度纳入考虑。埃克曼抽吸的垂向速度为

$$w_E(0) = -curl_z \left(\frac{\vec{T}}{\rho f}\right) \tag{4-4}$$

由于赤道区域的行星涡度 f 为 0,在此计算下会造成埃克曼抽吸的无限大,与实际不相符,因此临近赤道的区域不纳入计算。

# 4.2 印尼海域海气净热通量、埃克曼抽吸、平均动能、涡动动能的总体特征

利用 ERA5 数据中的热辐射热通量,GLOSYS12v1 中的涡分辨流场,将 1993-2020 年的海气热通量、埃克曼抽吸、平均动能、涡旋动能进行气候态平均,得到的结果如图 4.1 所示。



图 4.1 1993-2020 年印度尼西亚海域海洋热浪潜在驱动力的平均气候态 (a) 海气净热通量 (b) 埃克曼抽吸 (c) 平均动能 (d) 涡动动能 ((a)(b)数据来自 ERA5, (c)(d)数据来自 GLOSYS12v1)

图 4.1(a)给出了印度尼西亚海域的海气净热通量多年的气候平均态。从图中可以看出,印度尼西亚海域的海气净热通量为 30~100W/m<sup>2</sup>,赤道附近的热通量较高,可达 60 W/m<sup>2</sup>以上。图 4.1(b)表明印度尼西亚海域的埃克曼抽吸为-2~2×10<sup>-5</sup>m/s,在近岸海域有明显的上升流区,但是只限制在很小的距离之内。图 4.1(c)是流场的平均动能,图中可以观察到棉兰老流进入到苏拉威西海成为印度尼西亚贯穿流,并通过望加锡海峡从爪哇

岛的龙目海峡流出,途径的区域平均动能呈现高值。而图 4.1(d)给出了涡旋动能的气候 平均态。在苏拉威西海,爪哇岛南部呈现 EKE 的高值,这说明这些区域有很强的涡旋 特征。

#### 4.3 印尼海域前后年份潜在驱动力特征的平均态及其差异



图 4.2 1993-2002、2003-2020 年印度尼西亚海域海气净热通量、埃克曼抽吸、平均动能、涡动动能气候平均态及其差异 (a) 1993-2002 年海气净热通量平均态 (b) 2003-2020 年海气净热通量平均态 (c) 1993-2020 年前后海气热通量差异 (2003-2020 年平均态减去 1993-2002 年平均态) (d) 1993-2002 年埃克曼抽吸平均态 (e) 2003-2020 年埃克曼抽吸平均态 (f) 1993-2020 年前后埃克曼抽吸差异 (2003-2020 年平均态减去 1993-2002 年平均态) (g) 1993-2002 年平均动能平均态 (h) 2003-2020 年平均动能平均态 (i) 1993-2020 年前后平均动能差异 (2003-2020 年平均态减去 1993-2002 年平均态) (j) 1993-2002 年涡动动能平均态 (k) 2003-2020 年平均态减去 1993-2002 年平均态) 能差异 (2003-2020 年平均态减去 1993-2002 年平均态)

在前文的研究中用 1993-2022 前后 15 年的海洋热浪特征进行对比,其结果与一维

线性回归得出的线性趋势结论相符合,因此在对潜在驱动力的趋势变化分析上,也采用前后年份的合成分析对比。受制于再分析数据的时间跨度,仅选择 1993-2020 年期间的海气热通量、埃克曼抽吸、平均动能、涡动动能进行对比。

图 4.2 是印度尼西亚海域 1993-2002、2003-2020 年潜在驱动力的气候平均态以及对 比结果。观察可以发现,2003-2020 年海气热通量比 1993-2002 年普遍更小。苏拉威西 海、马鲁古海海气热通量比过去小 5~15W/m<sup>2</sup>,降幅可达 1/3。爪哇岛南部有比过去更高 的涡旋动能,增长可达 100cm<sup>2</sup>/s<sup>2</sup>,增幅约为 1/10。图 4.2(a-c)表明,三个海域的海表热 通量均明显减弱了,尤其是苏拉威西和马鲁古海。作为影响 SST 的关键因素,海表热通 量的减弱应当是造成三个海域海洋热浪强度减弱的主要因素(图 3.2)。图 4.2(i)显示, 苏拉威西海域沿印尼贯穿流主轴的平均动能明显增强了,暗示增强的印尼贯穿流将更多 来自西太平洋的水输送进入苏拉威西海域,从而强化了苏拉威西海与西太平洋之间的连 通性,使两者的海洋热浪事件具有更强的相似性。与此同时,爪哇海南部的平均动能则 明显减弱了,这表征减弱的平流热输送。这进一步削弱了该海域的海洋热浪强度。

#### 4.4 苏拉威西海热收支时间序列分析

由前文的研究可知,苏拉威西海的区域特征包括:高温且长期变暖特征明显,海洋 热浪发生频次显著增长,但海洋热浪强度明显减弱。此外,该海域的环境因素在过去 30 年内呈现的变化特征为:海表热通量显著减少,同时平均动能明显增强。考虑到苏拉威 西海是印尼贯穿流主流流经的海域,平流热输送的效应相较其他海域来说应当更加显著。 因此,为了探究海洋动力过程对印尼海域的海洋热浪事件的影响,尤其是其与海表热通 量项的相对贡献,本项研究选择在苏拉威西海进行热收支分析,以量化分析海表热通量 和热平流的加热效果。采用的混合层热收支公式为

$$\frac{\partial T_a}{\partial t} = -\overrightarrow{V_a} \cdot \nabla T_a + \frac{Q_{net}}{\rho c_p h} + \text{Residual}$$
(4-5)

该公式等号左边第一项为温度的变化趋势项。受数据日分辨率精度影响,用逐日一阶差 分替代瞬时变化。右边第一项表示由于平流热输送带来的温度变化。右边第二项表示海 气净热通量,为混合层水体通过太阳辐射、向外长波辐射、感热、潜热获取的热量总和, 是海洋最主要的热源。第三项表示了余项,包含混合、扩散等其它影响到海洋热量的动 力机制以及误差。分析发现,印度尼西亚海域的混合层深度常年普遍保持在 50m 之内, 因此计算热通量项时为简便计算默认混合层深度处处均等为 50m。温度、速度均在 50m

#### 层以上进行了平均化处理。

利用 1993-2020 年 GLOSYS12v1 和 ERA5 数据对苏拉威西海进行热收支分析的结



图 4.3 苏拉威西海 50m 混合层热收支分析 (a) T 变化趋势项 (b) 海气热通量项 (c) 热 平流项 (d) 余项

图 4.3(a)给出了温度的变化趋势项,每日温度的变化在-0.13~0.1℃/day 之间,多年 的平均值其数量级为 10<sup>-4</sup>,接近于 0,即在较长时间平均状态下,温度基本维持不变。 图 4.3(b)给出了热通量项,热通量的最大值约为 0.05℃/day,最小值约为-0.05℃/day,平 均值为 0.0206℃/day,这意味着海气净热通量在以每天 0.0206℃的增温幅度加热苏拉威 西海。同样的,(c)给出了图 4.3 平流项的时间序列,其最大值约为 0.09℃/day,最小值 为-0.05℃/day,平均值为 0.0108,这意味着热平流在以每天 0.0108℃的增温幅度加热苏 拉威西海。因此通过图 4.3(b)和图 4.3(c)的对比可知,在方程(4-5)中,热通量项和平流 项均在加热苏拉威西海,加热能力分别为 0.0206℃/day 和 0.0108℃/day,两者之比接近 于 2:1。另一方面,热通量项对苏拉威西海的加热效果更为稳定,均在 0.05℃/day 以下, 但是平流项的加热效果更具有极端性,其一般年份加热能力也在 0.05℃/day 以内,特殊 年份如 1998 年左右的加热效果明显超过 0.05℃/day,最高在 2015-2016 年间达到了 0.09℃ /day。这说明从长期变化趋势看,海气热通量主导了苏拉威西海域的混合层温度变化, 是该海域海洋增温的主导驱动力,而印尼贯穿流带来的平流热输运的增温效应也达到了 海气热通量作用的一半,是不可忽视的次要驱动力。而从年际尺度看,平流项的增温效 果在某些年份(1998,2001-2002,2004-2005,2015-2016,2020)呈现出极端事件的特征,这与苏拉威西海海洋热浪特征区域平均的时间序列里的强度较高的年份相对重合, 这说明在这些年份中,由平流热输送带来的增温打破了原有的热收支平衡,成为激发海 洋热浪这种海水异常变暖的主导驱动力。

当混合层热收支方程中最重要的两项都是在加热海洋时,那么必然在余项中有较大的热量损失,在图 4.3(d)中验证了这一点。图 4.3(d)给出了余项的图 4.3 时间序列,其最大值约为 0.05℃/day,最小值为-0.15℃/day,多年平均值约为-0.0312℃/day。这说明未纳入考虑的动力过程消耗了苏拉威西海的热量,根据前人经验,可能来自于海表的毛细重力波破碎引起的混合,也可能来自于垂向热量输运。目前由于缺乏相对可靠的垂向流速以及混合参数数据,这些过程不在本项研究的重点考察范围内。

#### 4.5 本章小结

本章节完成了对印尼海域的海气净热收支、埃克曼抽吸、平均动能、涡旋动能等变 量的特征的分析,并且选取了苏拉威西海进行了区域平均下的混合层热收支分析。选取 该海域进行进一步分析的原因在于苏拉威西海为海气热通量最强的区域,并且是印尼贯 穿流主轴经过的海域,海温同时受到海气热通量和平流热输送的显著影响,是探究两种 热力因素相对贡献的理想区域。

得到以下结论:

(1)海洋热浪频率最主要受到了 SST 趋势的影响。西太平洋 SST 具有显著上升信号的海水进入到苏拉威西海和马鲁古海,导致了该海域呈现出与西太相似的高的海洋热浪频次增长趋势。

(2)苏拉威西海的混合层海水温度变化长期由海气热通量主导,其以约 0.02℃/day 的 增温速度加热该海域。但是其加热能力相对稳定,没有明显的正极值,因此其很难使热 收支平衡产生足够大的变化,作为海洋热浪年际变率主导驱动力的可能性较低。

(3)印尼贯穿流对苏拉威西海乃至印度尼西亚海域的加热作用不可忽视,极大可能是 该海域海洋热浪出现显著年际变化的主导驱动力。长期趋势来看,其以约 0.01℃/day 的 增温速度加热该海域,加热能力约为海气热通量加热能力的一半。但是从年际尺度来看, 平流在海洋热浪较强的年份中也出现了显著的极值,可达一般年份平流热贡献或海气热 通量热贡献的 2 倍,因此应当是促使海洋热浪事件产生年际异常信号的主要驱动力。

# 第5章 大尺度气候模态对印尼海域海洋热浪的影响

在上一章节中,通过对印度尼西亚海域的潜在的局地驱动力进行了较多的合成分析, 并对苏拉威西海进行了混合层热收支分析,发现了热平流是海洋热浪年际变率的主导驱 动力。热平流由温度场的水平梯度和速度场共同决定,温度场在空间分布上的以经向为 主的差异是明晰的,但是速度场也即的海流流场的空间差异是更为复杂的,可以分解为 平均流和异常流,那么新的问题产生:平均动能和涡旋动能哪一个过程造成了极端的热 贡献?另一方面,热通量长期以2倍的增温能力加热苏拉威西海,那么对热通量影响显 著的大尺度气候模态也会间接调节海洋的温度变化,这种调节过程也需要进一步探讨。 本章将从大尺度气候模态的角度分析苏拉威西海存在的驱动机制。

#### 5.1 印尼海域海洋热浪特征量与平流、热通量驱动力的相关性分析



图 5.1 气候指数、流场动能与热收支各项间的相关性分析

基于上一章的混合层热收支分析结果可知,海气净热通量和平流热输送是影响海温的年际变化及长期趋势的主要原因。为了进一步明确这些变量的内在关联,这里首先在上一章所研究的苏拉威西海区域各变量的平均结果之间进行相关性分析,得到了图 5.1 所示的结果,结果显示出了几个明显的相关关系。其中,海气热通量和温度变化趋势之间呈现显著的正相关关,相关系数为0.56,这表明海气净热通量对该海域的 SST 的变化起主导作用。平流热输送在某些年份的贡献虽然也十分显著,但是 MKE 和温度变化趋势的相关性仅为0.06,表明平流项并非时刻显著影响这苏拉威西海的 SST,而且只有当

热输送量达到一定强度时才有显著贡献。此外,海气热通量和 ONI 指数(表征 ENSO 信号的气候模态指数)也呈现出了较高的相关性,相关系数为 0.48,这反应了印尼海域海 气交换作用与 ENSO 之间的强相关。而 DMI 指数(表征印度洋偶极子 IOD 信号的气候 模态指数)仅仅各热力学变量相关性不突出,说明 IOD 对该海域海温的调控作用较弱。



图 5.2 本文所采用的气候模态 (a) 大西洋经向模态(Atlantic Meridional Mode, AMM) (b) 大西洋多年代际振荡(Atlantic Muti-decadal Oscillation, AMO) (c) 北极涛动(Arctic Oscillation, AO) (d) 海洋尼诺指数(Oceanic Nino Index, ONI) (e) 偶极子模态指数(Dipole Mode Index, DMI) (f) 年际太平洋涛动三极子指数(Tripole Index for the Interdecadal Pacific Oscillation, TPI or IPO) (g) 北大西洋涛动(North Atlantic Oscillation, NAO) (h) 太平 洋十年振荡 (Pacific Decadal Oscillation, PDO) (i) 太平洋径向模态 (Pacific Meridional Mode, PMM) (j) 太平洋/北美模态 (Pacific/North American Pattern, PNA) (k) 南半球环状 模态(Southern Annular Mode, SAM) (l) 热带南大西洋指数 (Tropical Southern Atlantic index, TSA)

Beliyana 等<sup>[57]</sup>(2023)对印度尼西亚海域海洋热浪在 PDO, ENSO, IOD 三个气候模态 下的差异进行过分析,分析出了 PDO 指数的重要作用,但是气候模态间的相互作用, 遥相关的调控机制更为复杂,因此对更多的气候模态下的海洋热浪特征进行分析则尤为 必要。到目前为止,相关研究主要侧重于印尼海域的海洋热浪与 ENSO、PDO 和 IOD 等 太平洋和印度洋热带主要气候模态之间的关联,尚未分析过热浪事件与全球其他重要气 候模态之间的关系,这可能导致在动力机制分析过程中,忽略掉一些重要的遥相关过程。 因此,在下面的分析中,需选取全球主要的气候模态指数,并分析了各指数与印尼海域 的海洋热浪事件之间的相关性,以发现潜在的相关动力过程。

#### 5.2 气候模态合成分析

引入的气候模态如图 5.2 所示。通过将研究区域限定在苏拉威西海,可便于在分析 各气候模态对相关动力过程的影响时更具针对性。

具体气候模态相关的定义可见第二章提供的网址。75%标准差被作为正负事件判断 的阈值线,也即大于或小于气候指数的正负 75%标准差即判断为正负事件。在接下对每 个气候模态的正负相位进行合成平均分并做差,再对正负相位的平均结果、差值进行排 序。

对海洋热浪,海洋热通量、平均动能、涡旋动能的合成分析结果可见附录 D,以下 仅展示区域平均之后的排序结果。

#### 5.3 海洋热浪特征合成分析结果

图 5.3 给出了苏拉威西海海洋热浪特征在不同气候模态正负相位下的平均值和差异。图 5.3(a-c)是海洋热浪频率在 12 个气候模态的正、负相位下的区域平均值,以及两种位相期间平均值之差,单位为次/月,各结果都按照从大到小的方式进行排序。值得注意的是,热浪频率在 TSA、AMO、AMM 等大西洋气候模态不同位相期间所展示的差异性是最强,而不是以往认为的 ENSO、PDO、IOD 等临近海域的气候模态。

图 5.3(d-f)与图 5.3 (g-i)分别展示了苏拉威西海域的海洋热浪强度和海洋热浪持续时间在各气候模态不同位相期间的异常及其插值。与热浪频率结果相类似的,热浪强度和持续事件对 ENSO、PDO、IOD 等气候模态的响应程度并不是最强的,反而这两种热浪特征变量都对 AO 和 TSA 产生了显著的响应变化。这些结果暗示,印尼海域与海温变化相关的热力过程在某种遥相关过程的作用下,受到了来自北极(AO)和大西洋(TSA、AMO、AMM)的气候模态的显著调控作用,进而对这些气候变率产生了显著的响应变化。在下一章节中,将通过分析海气热通量、平流及涡动能对不同气候模态的响应,来



图 5.3 海洋热浪特征在不同气候模态正负位相期间的异常(左列:正位相期间的异常;中列:负位相期间的异常),以及在两位相之间的差异(前两列之差的绝对值)

#### 5.4 平流、热通量驱动力合成分析结果

将苏拉威西海的气热通量、MKE、EKE 在 12 个气候模态不同相位下的特征进行合成平均,再将合成分析结果进行区域平均并排序得到图 5.4,这样有助于量化不同气候模态对海气热通量,MKE,EKE 的影响程度。结果显示三种不同的热力因素均对大西洋的两种气候模态 TSA 和 AMO 做出了显著响应,尤其是针对 TSA,响应程度远远超过其他气候模态。这再次印证了前文的假设,即发源自大西洋的气候模态通过某种遥相关过程,对印尼海域的海表温度的极端情况,即海洋热浪事件产生了显著的调控作用。前人研究表明,大西洋的海面温度异常信号确实能够通过改变 Walker 环流,影响太平洋地区大气的下沉(上升)运动和上层辐合(辐散)运动,进而导致大西洋的 TSA 和 AMO 等气候模态与太平洋的 ENSO、PDO 等模态之间产生紧密的关联性<sup>[68-70]</sup>。因此,作为Walker 环流上升支所处海域,印尼海域也必定受到来自大西洋气候模态的显著调控作用。

#### 5.5 本章小结

本章选取了全球 12 个关键的气候模态,并基于苏拉威西海的海洋热浪的特征变量 及潜在动力因素在各模态不同位相期间的合成分析结果,分析探讨了不同气候模态对印 尼海域海洋热浪事件的影响程度。结果表明,与以往较为广泛的认知不同,苏拉威西海 域的海洋热浪事件对 ENSO、PDO、IOD等临近海域的气候模态的响应程度并不是最显 著的。相反,热浪事件对大西洋的几种气候模态(TSA、AMO、AMM),以及北极的 AO 等模态产生了最为显著的异常响应信号。类似的,热浪事件的主要动力因素,包括海气 热通量、热平流以及涡旋活动均对发源自大西洋的气候模态,尤其是 TSA 和 AMO 产生 了最为显著的异常响应。经过分析,可能的原因是,由于印尼海域地处 Walker 环流的上 升支所在地,而大西洋的海表温度异常信号又与 Walker 环流之间密切相关。因此,在这 种遥相关作用的影响下,印尼海域的海表温度,尤其是极端增温事件,对大西洋的气候 模态信号较为敏感。然后,与该遥相关相关的内在动力过程仍需进一步的研究讨论,将 作为本项研究的下一步工作计划,不在本文讨论范围内。



图 5.4 潜在驱动力在不同气候模态正负位相期间的异常(左列:正位相期间的异常; 中列:负位相期间的异常),以及在两位相之间的差异(前两列之差的绝对值)

# 结 论

本文利用卫星观测的 OISST 数据,首先计算了印度尼西亚海域在 1993-2022 年间海 洋热浪主要特征变量的时间变化序列,并分析了各变量的多年平均、季节、年际及长期 变化趋势,从而对印度尼西亚海域全域的海洋热浪进行了系统分析。然后基于上述结果, 选取苏拉威西海、马鲁古海和爪哇岛南部海域三个特征较为明显且相互之间存在显著差 异的区域海作为重点研究海域,探究了海气净热通量及几种关键海洋动力过程对海洋热 浪事件年际变率的影响。并通过在苏拉威西海进行混合层热收支分析,量化了海气净热 通量和平流热输送对海表温度变化的贡献。最后,选取了全球 12 种关键的气候模态, 分析了苏拉威西海的海洋热浪事件和主要动力因素对这些模态的响应程度。最终得出以 下结论:

(1)印度尼西亚海域全域海洋热浪的发生频次在 1.4 到 2.8 次/年之间。从长期变化 来看,全域都有海洋热浪越来越高发的特征。印度尼西亚海域全域的海洋热浪的平均强 度在 0.8 到 1.6℃之间,存在明显的空间差异,赤道附近的海洋热浪强度较小。印度尼西 亚海域全域海洋热浪的持续时间在 8 到 18 天之间。其中,爪哇岛南部海域的持续时间 为整个印尼海域最长 (>14 天),马鲁古海域居中 (~11 天),苏拉威西海的持续时间最 短 (<9 天)。

(2)通过对动力机制的分析, 三个海域的海表热通量均明显减弱了, 尤其是苏拉威西和马鲁古海, 降幅可达 1/3。作为影响 SST 的最关键因素, 海表热通量的减弱应当是造成三个海域海洋热浪强度减弱的主要因素。对于海洋动力过程, 苏拉威西海域沿印尼贯穿流主轴的 MKE 明显增强了, 这表明增强的印尼贯穿流将更多来自西太平洋的水输送进入苏拉威西海域, 从而强化了苏拉威西海与西太平洋之间的连通性, 使两者的海洋热浪事件具有更强的相似性。爪哇岛南部的平流减弱, 但涡旋活动和 Ekman 垂向抽吸增强。马鲁古海域的海洋动力过程的变化相较另外两个海域来说明显偏弱。

(3)在苏拉威西海域开展的混合层热收支分析表明,从长期变化趋势看,海气热通 量主导了苏拉威西海域的混合层温度变化,是该海域表层增温的主导驱动力,而印尼贯 穿流带来的平流热输运的长期增温作用效应也达到了海气热通量作用的一半,是不可忽 视的次要驱动力。从年际尺度看,平流项的增温效果在特殊某些年份(1998,2001-2002, 2004-2005,2015-2016,2020)也呈现出极端事件的特征,这与苏拉威西海海洋热浪特 征区域平均的时间序列中的强度较高的年份相对重合,这说明在这些年份中,由平流热 输送带来的增温打破了原有的热收支平衡,成为激发海洋热浪这种海水异常变暖的主导 驱动力。

(4) 从大尺度气候驱动力看,与以往较为广泛的认知不同,苏拉威西海域的海洋热 浪事件对 ENSO、PDO、IOD 等临近海域的气候模态的响应程度并不是最显著的。相反, 热浪事件对大西洋的几种气候模态(TSA、AMO、AMM),以及北极的 AO 等模态产生 了最为显著的异常响应信号。类似的,热浪事件的主要动力因素,包括海气热通量、热 平流以及涡旋活动均对发源自大西洋的气候模态,尤其是 TSA 和 AMO 产生了最为显 著的异常响应。经过分析,可能的原因是,由于印尼海域地处 Walker 环流的上升支所在 地,而大西洋的海表温度异常信号又与 Walker 环流之间密切相关。因此,在这种遥相关 作用的影响下,印尼海域的海表温度,尤其是极端增温事件,对大西洋的气候模态信号 较为敏感。

本文的创新点如下:

(1)在以往针对印尼海域海洋热浪的相关研究工作中,人们重点讨论了海气热通量的贡献,而忽略了海洋动力过程的影响。本文对印度尼西亚海域的海洋热浪特征进行 了系统性分析,通过对比三个热浪特征差异明显的区域海,结合热收支定量计算,揭示 了海洋动力过程对印尼海域海洋热浪事件的显著调控作用。

(2) 在以往的相关研究工作中,人们总是默认发源自太平洋和印度洋的气候模态 是影响印尼海域海洋热浪事件的主要模态。本研究发现,印尼海域的海洋热浪事件对大 西洋和北极的气候模态也能产生显著的异常响应,强度甚至超过对 ENSO、IOD 等气候 模态的响应程度,揭示了与 Walker 环流相关的遥相关过程对印尼海域的显著调控作用。

本文存在以下不足:

(1)观测数据的单一化,印度尼西亚海域没有 Argo 数据覆盖,没有现场数据可验 证 OISST 卫星观测数据的可靠性。

(2)现有的局地驱动力分析依赖于混合层热收支方程。要使热收支结果能够闭合, 则对数据的时空分辨率和可靠性均有较高要求,现有的数据资料尚无法满足这样的条件, 因此本研究中只重点探究了海气热通量和热平流的贡献,将垂向、中小尺度以及混合和 扩散等海洋动力过程的贡献归入余项当中。

(3)本文重点考虑了海洋热浪形成的动力机制,没有对海洋热浪的消散进行更深入的探讨,而这种消散其背后的动力机制更为复杂,同样值得探讨。

44

(4)本文发现了苏拉威西海受到来自大西洋气候模态的显著响应,但是这种响应 具体是如何进行的,海气如何耦合进而影响苏拉威西海域尚不清楚。

未来值得深入研究的地方:

(1)海洋热浪动力机制可以分为形成和消散两个问题进行研究。目前已有的研究中以及本文所做的研究中,形成机制相对明晰,但是对消散问题的认识仍然欠缺。未来或可把海洋热浪的消散问题与涡旋运动、湍流混合、能量串级等问题进行联系。

(2)混合层理论的完善。混合层热收支方程本身的推导是基于连续函数,即温度函数和速度函数在平面空间和时间上连续分布;但是实际上观测的手段一定存在着采样频率,导致科学数据是离散化的,每天每月一个数据,每几公里一个数据,这导致实际计算时需要数据的时间精度足够高,时间采样间隔足够小,才能保证近似于连续变化。

哈尔滨工程大学硕士学位论文

参考文献

- Intergovernmental Panel on Climate Change. Climate Change 2013 The physical science basis: working group i contribution to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change[M]. Cambridge: Cambridge University Press, 2014.
- [2] Root T L, Price J T, Hall K R, et al. Fingerprints of global warming on wild animals and plants[J]. Nature, 2003, 421(6918): 57-60.
- [3] Garrabou J, Gomez-Gras D, Ledoux J B, et al. Collaborative database to track mass mortality events in the Mediterranean Sea[J]. Frontiers in Marine Science, 2019, 6: 707.
- [4] Mills K, Pershing A, Brown C, et al. Fisheries management in a changing climate: lessons from the 2012 ocean heat wave in the Northwest Atlantic[J]. Oceanography, 2013, 26(2).
- [5] Smith K E, Burrows M T, Hobday A J, et al. Biological impacts of marine heatwaves[J]. Annual Review of Marine Science, 2023, 15(1): 119-145.
- [6] Janzen F J. Climate change and temperature-dependent sex determination in reptiles.[J].Proceedings of the National Academy of Sciences, 1994, 91(16): 7487-7490.
- [7] Jensen M P, Allen C D, Eguchi T, et al. Environmental warming and feminization of one of the largest sea turtle populations in the world[J]. Current Biology, 2018, 28(1): 154-159.e4.
- [8] Phillips H E, Tandon A, Furue R, et al. Progress in understanding of Indian Ocean circulation, variability, air-sea exchange, and impacts on biogeochemistry[J]. Ocean Science, 2021, 17(6): 1677-1751.
- [9] Philander S G H. El Niño southern oscillation phenomena[J]. Nature, 1983, 302(5906): 295-301.
- [10] Deser C, Alexander M A, Xie S P, et al. Sea surface temperature variability: patterns and mechanisms[J]. Annual Review of Marine Science, 2010, 2(1): 115-143.
- [11] Oliver E C J, Perkins-Kirkpatrick S E, Holbrook N J, et al. Anthropogenic and natural influences on record 2016 marine heat waves[J]. Bulletin of the American Meteorological Society, 2018, 99(1): S44-S48.
- [12] Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). The ocean and cryosphere in a

changing climate: special report of the intergovernmental panel on climate change[M]. Cambridge: Cambridge University Press, 2022.

- [13] Wyrtki K. Naga report: scientific results of marine investigations of the South China Sea and the Gulf of Thailand, 1959-1961[R]. La Jolla: University of California, Scripps Institution of Oceanography, 1961.
- [14] Gordon A. Oceanography of the Indonesian Seas and their throughflow[J]. Oceanography, 2005, 18(4): 14-27.
- [15] Sprintall J, Gordon A L, Koch-Larrouy A, et al. The Indonesian seas and their role in the coupled ocean–climate system[J]. Nature Geoscience, 2014, 7(7): 487-492.
- [16] 纪炜炜,阮雯,方海等.印度尼西亚渔业发展概况[J].渔业信息与战略,2013,28(4):317-323.
- [17] 林香红,周通,高健.印度尼西亚海洋经济研究[J].海洋经济,2014,4(5):46-54.
- [18] Hobday A J, Alexander L V, Perkins S E, et al. A hierarchical approach to defining marine heatwaves[J]. Progress in Oceanography, 2016, 141: 227-238.
- [19] Garrabou J, Coma R, Bensoussan N, et al. Mass mortality in Northwestern Mediterranean rocky benthic communities: effects of the 2003 heat wave[J]. Global Change Biology, 2009, 15.
- [20] Frölicher T, Fischer E, Gruber N. Marine heatwaves under global warming[J]. Nature, 2018, 560(7718): 360-364.
- [21] Pearce A, Lenanton R C, Jackson G, et al. The "marine heat wave" off Western Australia during the summer of 2010/11[R]. 2011.
- [22] Pearce A F, Feng M. The rise and fall of the "marine heat wave" off Western Australia during the summer of 2010/2011[J]. Journal of Marine Systems, 2013, 111-112: 139-156.
- [23] Perkins S E, Alexander L V. On the Measurement of Heat Waves[J]. Journal of Climate, 2013, 26(13): 4500-4517.
- [24] Hobday A, Oliver E, Sen Gupta A, et al. Categorizing and naming marine heatwaves[J].Oceanography, 2018, 31(2): null.
- [25] Liu G, Heron S F, Eakin C M, et al. Reef-Scale Thermal stress monitoring of coral ecosystems: new 5-km global products from NOAA coral reef watch[J]. Remote Sensing, 2014, 6(11): 11579-11606.

- [26] World Meteorological Organization (WMO). Guide to climatological practices[M]. 2018 Edition. Geneva: WMO, 2018.
- [27] Oliver E C J, Benthuysen J A, Darmaraki S, et al. Marine heatwaves[J]. Annual Review of Marine Science, 2021, 13(1): 313-342.
- [28] Chiswell S M. Global trends in marine heatwaves and cold spells: the impacts of fixed versus changing baselines[J]. Journal of Geophysical Research: Oceans, 2022, 127(10).
- [29] Amaya D J, Jacox M G, Fewings M R, et al. Marine heatwaves need clear definitions so coastal communities can adapt[J]. Nature, 2023, 616(7955): 29-32.
- [30] Scannell H A, Pershing A J, Alexander M A, et al. Frequency of marine heatwaves in the North Atlantic and North Pacific since 1950: Frequency of marine heatwaves since 1950[J]. Geophysical Research Letters, 2016, 43(5): 2069-2076.
- [31] Scannell H A, Johnson G C, Thompson L, et al. Subsurface evolution and persistence of marine heatwaves in the Northeast Pacific[J]. Geophysical Research Letters, 2020, 47(23).
- [32] Gentemann C L, Fewings M R, García-Reyes M. Satellite sea surface temperatures along the West Coast of the United States during the 2014-2016 northeast Pacific marine heat wave: coastal SSTs During "the Blob"[J]. Geophysical Research Letters, 2017, 44(1): 312-319.
- [33] Oliver E C J, Benthuysen J A, Bindoff N L, et al. The unprecedented 2015/16 Tasman Sea marine heatwave[J]. Nature Communications, 2017, 8(1): 16101.
- [34] Joh Y, Di Lorenzo E. Increasing coupling between NPGO and PDO leads to prolonged marine heatwaves in the Northeast Pacific[J]. Geophysical Research Letters, 2017, 44(22): 11,663-11,671.
- [35] Myers T A, Mechoso C R, Cesana G V, et al. Cloud feedback key to marine heatwave off Baja California[J]. Geophysical Research Letters, 2018, 45(9): 4345-4352.
- [36] Schlegel R W, Oliver E C J, Chen K. Drivers of marine heatwaves in the northwest atlantic: The role of air-sea interaction during onset and decline[J]. Frontiers in Marine Science, 2021, 8(1): 313-342.
- [37] Xu T, Newman M, Capotondi A, et al. The continuum of Northeast Pacific marine heatwaves and their relationship to the Tropical Pacific[J]. Geophysical Research Letters, 2021, 48(2): 2020GL090661.

- [38] Schlegel R W, Oliver E C J, Perkins-Kirkpatrick S, et al. Predominant atmospheric and oceanic patterns during coastal marine heatwaves[J]. Frontiers in Marine Science, 2017, 4: 323.
- [39] Oliver E C J, Lago V, Hobday A J, et al. Marine heatwaves off eastern Tasmania: trends, interannual variability, and predictability[J]. Progress in Oceanography, 2018, 161: 116-130.
- [40] Darmaraki S, Somot S, Sevault F, et al. Future evolution of marine heatwaves in the Mediterranean Sea[J]. Climate Dynamics, 2019: 1-22.
- [41] Darmaraki S, Somot S, Sevault F, et al. Past variability of Mediterranean Sea marine heatwaves[J]. Geophysical Research Letters, 2019, 46(16): 9813-9823.
- [42] Elzahaby Y, Schaeffer A, Roughan M, et al. Oceanic circulation drives the deepest and longest marine heatwaves in the east Australian current system[J]. Geophysical Research Letters, 2021, 48(17): e2021GL094785.
- [43] Huang B, Wang Z, Yin X, et al. Prolonged marine heatwaves in the Arctic: 1982–2020[J].Geophysical Research Letters, 2021, 48(24).
- [44] Yao Y, Wang C. Variations in summer marine heatwaves in the South China Sea[J]. Journal of Geophysical Research: Oceans, 2021, 126(10): e2021JC017792.
- [45] Barkhordarian A, Nielsen D M, Olonscheck D, et al. Arctic marine heatwaves forced by greenhouse gases and triggered by abrupt sea-ice melt[J]. Communications Earth & Environment, 2024, 5(1): 1-11.
- [46] Schaeffer A, Roughan M. Subsurface intensification of marine heatwaves off southeastern Australia: the role of stratification and local winds[J]. Geophysical Research Letters, 2017, 44(10): 5025-5033.
- [47] Hu S, Li S, Zhang Y, et al. Observed strong subsurface marine heatwaves in the tropical western Pacific Ocean[J]. Environmental Research Letters, 2021, 16(10): 104024.
- [48] Schlegel R, Oliver E, Wernberg T, et al. Nearshore and offshore co-occurrence of marine heatwaves and cold-spells[J]. Progress in Oceanography, 2017, 151: 189-205.
- [49] Schlegel R W, Darmaraki S, Benthuysen J A, et al. Marine cold-spells[J]. Progress in Oceanography, 2021, 198: 102684.
- [50] Hayashida H, Matear R J, Strutton P G, et al. Insights into projected changes in marine

heatwaves from a high-resolution ocean circulation model[J]. Nature Communications, 2020, 11(1): 4352.

- [51] Woolway R I, Jennings E, Shatwell T, et al. Lake heatwaves under climate change[J]. Nature, 2021, 589(7842): 402-407.
- [52] Holbrook N J, Scannell H A, Sen Gupta A, et al. A global assessment of marine heatwaves and their drivers[J]. Nature Communications, 2019, 10(1): 2624.
- [53] 胡石建,李诗翰.海洋热浪研究进展与展望[J].地球科学进展,2022,37(1):51-64.
- [54] 袁东亮,周慧,王铮等.印尼贯穿流源区环流的多尺度变异及其科学重要性[J].海洋与 湖沼,2017,48(6):1156-1168.
- [55] Iskandar M R, Ismail M F A, Arifin T, et al. Marine heatwaves of sea surface temperature off south Java[J]. Heliyon, 2021, 7(12): e08618.
- [56] Edullantes B, Concolis B M M, Quilestino-Olario R, et al. Characteristics of marine heatwaves in the Philippines[J]. Regional Studies in Marine Science, 2023: 102934.
- [57] Beliyana E, Ningsih N S, Gunawan S R, et al. Characteristics of marine heatwaves in the Indonesian waters during the PDO, ENSO, and IOD phases and their relationships to net surface heat flux[J]. Atmosphere, 2023, 14(6): 1035.
- [58] Huang B, Liu C, Banzon V, et al. Improvements of the daily optimum interpolation sea surface temperature (DOISST) Version 2.1[J]. Journal of Climate, 2021, 34(8): 2923-2939.
- [59] Hersbach H, Bell B, Berrisford P, et al. The ERA5 global reanalysis[J]. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 2020, 146(730): 1999-2049.
- [60] de Boyer Montégut C. Mixed layer depth over the global ocean: an examination of profile data and a profile-based climatology[J]. Journal of Geophysical Research, 2004, 109(C12): C12003.
- [61] Stevenson J W, Niiler P P. Upper ocean heat budget during the Hawaii-to-Tahiti shuttle experiment[J]. Journal of Physical Oceanography, 1983, 13(10): 1894-1907.
- [62] Bian C, Jing Z, Wang H, et al. Oceanic mesoscale eddies as crucial drivers of global marine heatwaves[J]. Nature Communications, 2023, 14(1): 2970.
- [63] Griffies S M, Harrison M J, Pacanowski R C, et al. A technical guide to MOM4[J]. 2004: 342.
- [64] Griffies S. Elements of the modular ocean model(MOM)[R]. 2012.

- [65] Huang B, Xue Y, Zhang D, et al. The NCEP GODAS ocean analysis of the tropical Pacific mixed layer heat budget on seasonal to interannual time scales[J]. Journal of Climate, 2010, 23(18): 4901-4925.
- [66] Oliver E C J, Donat M G, Burrows M T, et al. Longer and more frequent marine heatwaves over the past century[J]. Nature Communications, 2018, 9(1): 1324.
- [67] Yao Y, Wang J, Yin J, et al. Marine heatwaves in China's marginal seas and adjacent offshore waters: past, present, and future[J]. Journal of Geophysical Research: Oceans, 2020, 125(3): e2019JC015801.
- [68] Zhang S, Liu Y, Dong B, et al. Decadal modulation of the relationship between tropical southern atlantic SST and subsequent ENSO by Pacific decadal oscillation[J]. Geophysical Research Letters, 2023, 50(20): e2023GL104878.
- [69] Yang Q, Fan L. On the decadal changes of the interannual relationship between ENSO and tropical south atlantic SST in boreal summer[J]. Geophysical Research Letters, 2023, 50(18): e2023GL104355.
- [70] Kucharski F, Ikram F, Molteni F, et al. Atlantic forcing of Pacific decadal variability[J].Climate Dynamics, 2016, 46(7-8): 2337-2351.

# 攻读硕士学位期间发表的论文和取得的科研成果

哈尔滨工程大学硕士学位论文

## 致 谢

硕士生的学业即将结束,在本硕士学位论文的研究与撰写过程中,我得到了许多宝贵的指导和帮助。在此,我要对所有给予我支持和帮助的个人和机构表示衷心的感谢。

首先,我要感谢我的导师李淑江正高级工程师、聂珣炜副研究员。李淑江老师不仅 在学术上给予我无私的指导,而且在未来发展上也给予我极大的关怀和帮助。聂珣炜副 研究员严谨的学术态度、透过现象看本质的专业能力深深影响了我,是我学术道路上的 明灯。在研究过程中遇到困难和挑战时,是这两位老师的耐心指导和鼓励让我勇往直前, 不断进取。此外,还感谢齐鲁工业大学的刘浩老师,刘浩渊博的知识给了我很大启发。

其次,我要感谢大洋环流及潮波动力学团队的所有职工和同学们。在这里,我不仅 学到了丰富的专业知识,还体验到了互帮互助的力量。魏泽勋老师是团队第一负责人, 也是海洋一所副所长,魏老师的尽心尽责和学术声望支撑着团队发展,在此致敬。除了 团队领导外,我还感谢徐腾飞老师,徐腾飞老师负责团队研究生管理,经常能给出对学 生来说很有针对性的意见。感谢侯华千老师提供的地球流体动力学课程和学业规划意见, 感谢腾飞老师提供的硬件设施,感谢朱耀华老师提供的英文写作指导讲座,感谢王岩峰 老师、官晟老师在历次组会上的点评。在日常生活里,感谢王春婷师姐和朱嘉璇师姐作 为团队秘书在行政事务上的辛劳。在学术问题的互帮互助上,感谢潘海东师兄、王鼎琦 师姐、靳姗姗师姐、陈珊珊师姐、王金城师兄、马墨师妹、杨颖宜师妹,也感谢同级的 刘腾、姜清远、罗强、卢奇龙等同学。

此外,我还要感谢我的亲属。感谢我的父母,他们对我的学业和生活给予了无条件 的支持和鼓励。在其他单位同行的相互帮助上,感谢中国海洋大学 Yiling Xia、中国科 学院海洋研究所庄楚缘、复旦大学韩思蒙、清华大学章沁雅、厦门大学冯博宇、广东海 洋大学翁锦文、厦门大学余全浩、自然资源部第三海洋研究所陈维聪、中国科学院南海 海洋研究所林桂焕、明阳智能陈俊霖、中国农业大学黄哲帆。来自一些多年好友的精神 鼓励也不可忽略,感谢广东海洋大学王滨、武汉邮电科学研究院仇雨欣、南京师范大学 吴路瑶。

最后,感谢哈尔滨工程大学和自然资源部第一海洋研究所提供的良好学习和研究条件,以及所有直接或间接帮助我完成论文的人。感谢你们的支持和帮助!感谢哈尔滨工程大学海洋科学专业同学们的相互支持,感谢哈工程的辅导员老师以及研究生第一年的

任课教师们的无私付出。海洋一所王刚研究员担任了开题、中期答辩、学位答辩的答辩 秘书,责任重大,尽心尽责,在此特别感谢。

本论文虽然在形式上归我个人完成,但其中的每一页都凝聚了许多人的心血和期望, 特别是李淑江老师和聂珣炜老师分别给出了相当多的修改意见。严格的科研训练对个人 要求极高,我深知自己还有很多不足,但我会将这份感激之情化作动力,继续努力,不 断进步。

在此也对海洋热浪研究的前辈们表示敬意:

Eric Oliver, Alistair J. Hobday, Robert W. Schlegel, Feng Ming(冯明), Michael G. Jacox, Neil J. Holbrook, Yao Yulong(姚玉龙).