梅婵娟,王秀明,刘晓玲,等,2025. 国内外海上雷暴研究进展[J]. 气象,51(1):1-16. Mei C J, Wang X M, Liu X L, et al, 2025. Research progress on marine thunderstorms at home and abroad[J]. Meteor Mon, 51(1):1-16(in Chinese).

国内外海上雷暴研究进展*

梅婵娟[1,2,3] 王秀明[1] 刘晓玲[1] 万夫敬[2,4] 张 灿[2,3]

1 中国气象局气象干部培训学院,北京 100081
2 山东省气象防灾减灾重点实验室,济南 250031
3 山东省威海市气象局,威海 264200
4 山东省青岛市气象局,青岛 266000

提 要: 鉴于全球气候变化及极端天气事件日益增多,海上雷暴对航海及海上作业等产生的影响愈发严重。然而,由于对海上雷暴的特性和机理认识不足,加之海上观测资料匮乏,导致海上雷暴的监测与预报困难较大。针对上述问题,从气象预报视角全面概述了海上雷暴研究领域国内外最新进展,涵盖了海上雷暴观测手段与技术、活动特征以及形成机理等内容,梳理并探讨全球海上雷暴研究的现状、发展趋势及关键性问题。在回顾的基础上讨论了未来国内海上雷暴研究的发展方向,包括强化海上观测系统建设、构建海上雷暴数据集、深化海上雷暴形成机理研究、加强人工智能应用构建精确预测模型等。文章旨在梳理有关海上雷暴研究的理论成果,以期更好地服务于航海和海上作业的安全,减轻海上雷暴带来的不利影响。

关键词: 海上雷暴,观测技术,海面温度,海气相互作用

中图分类号: P446,P457 **文献标志码:** A **DOI:** 10.7519/j.issn.1000-0526.2024.072701

Research Progress on Marine Thunderstorms at Home and Abroad

MEI Chanjuan[1,2,3] WANG Xiuming[1] LIU Xiaoling[1] WAN Fujing[2,4] ZHANG Can[2,3]

1 CMA Training Centre, Beijing 100081
2 Shandong Key Laboratory for Meteorological Disaster Prevention and Mitigation, Jinan 250031
3 Weihai Meteorological Office of Shangdong Province, Weihai 264200
4 Qingdao Meteorological Bureau of Shandong Province, Qingdao 266000

Abstract: In view of the increasing global climate change and extreme weather events, the impact of marine thunderstorms on navigation and offshore operations has become more and more serious. However, due to the lack of understanding of the characteristics and mechanisms of marine thunderstorms, coupled with the scarcity of marine observation data, it is difficult to track and forecast marine thunderstorms. In response to the above problems, this article comprehensively summarizes the latest progress in the field of marine thunderstorm research at home and abroad from the perspective of meteorological forecasters, covering marine thunderstorm monitoring methods and technologies, activity characteristics and formation mechanisms for the purpose of sorting and discussing the current status, development trends and key issues of global marine thunderstorm research. Based on the review, the future research direction of marine thunderstorms in China is discussed, including strengthening the construction of marine observation systems, building marine thunderstorm data sets, deepening the study of the formation mechanisms of marine thunderstorms

* 国家重点研发计划(2022YFC3004104)、山东省自然科学基金项目(ZR2021MD010)、山东台风与海洋气象创新团队(SDCXTD2021-2)、山东省气象局科学技术研究项目(2022sdqxm12)和中国气象科学研究院基本科研业务费专项资金项目(2021Z003)共同资助
2024年2月26日收稿; 2024年8月14日收修定稿

第一作者:梅婵娟,主要从事天气预报技术研究. E-mail:805439593@qq.com
通讯作者:王秀明,主要从事灾害性强对流天气教学与研究. E-mail:wangxm@cma.gov.cn

and strengthening the application of artificial intelligence to build accurate prediction models. The content of this article can provide research results on marine thunderstorms and better serve the safety of navigation and offshore operations and the reduction of the adverse effects of marine thunderstorms.

Key words: maritime thunderstorm, observation technology, sea surface temperature, air-sea interaction

引 言

海上雷暴是指发生在海洋上的一种常见的对流系统,具有不同的时空尺度和对流强度分布。除了常见的面积大、对流强的对流活动(如中尺度对流系统、深对流等)外,还有许多面积较小但仍能产生强天气的雷暴云,其中云顶温度、闪电频数和40 dBz回波顶高在表征海上雷暴强度方面有很好的应用效果(Zipser et al,2006;Qie et al,2014;马瑞阳等,2021)。海上雷暴存在不伴随闪电活动的情况(王秀明等,2014;Wu and Luo,2016),但大多数伴随着强风、暴雨和雷电,给船只、岛屿和沿海海区人类活动带来巨大的安全隐患。据美国雷击灾害调查显示,约三分之二的受害者在遇袭前正在进行户外休闲活动,其中从事捕鱼、划船、钓鱼等活动的海上雷击事件居首位(Jensenius,2016)。除了雷击影响,雷暴伴随的强风带来的危害更大。2002年9月26日,"乔拉号"客轮因遭遇暴风雨,在冈比亚附近海域倾覆,造成1863人死亡,是21世纪至今最严重的一次海难(汪文忠,2014)。2018年7月5日,两艘船只在返回泰国普吉岛途中,突遇特大暴风雨,分别在珊瑚岛和梅通岛发生倾覆,造成47名中国游客遇难,影响极大(崔向天,2020)。相当多研究已经证实热带岛屿和沿海海域是雷暴活跃区(李进梁等,2019),而沿海及岛屿又是人口活动密集地,因此,文中海上雷暴不仅仅指开阔洋面,还包括沿海及岛屿附近海域。

天气雷达、气象卫星、闪电定位仪、自动气象站等观测技术在天气预报的研究历程中发挥着重要作用(Zhang et al,2020),其中地面观测是诊断雷暴发生和预报的基础,然而依托海上浮标和船舶站的地面观测网,空间分辨率明显不够。当前,沿海雷暴观测主要依赖天气雷达,受距离约束,对海上雷暴出流、入流、无回波区及周边环境的细微结构探测能力有限(Benjamin et al,2018)。21世纪以来,卫星观测为全球降水观测提供了独特优势,鉴于降水在空间和时间上的巨大差异,卫星能够提供与多种降水特征相适应的时间和空间样本,已逐渐成为海上雷暴主要观测手段之一(Hou et al,2014)。

多年来,气象学者对我国雷暴天气形成和发展做了大量归纳和总结(俞小鼎和郑永光,2020;郑永光等,2021;郑永光和陈炯,2022;苏爱芳等,2022;孙继松,2023),极大地提高了我国雷暴天气的预报能力。然而由于海陆热容量、湍流(潜热和感热)通量和表面温度的日循环差异,海上雷暴和陆地雷暴具有明显区别,比如陆地雷暴往往具有更强的雷达反射率和更高的闪电率(Zipser et al,2006),海洋雷暴的降水效率明显高于陆地(Feng et al,2021),在相似的对流有效位能(CAPE)大气环境中,海洋雷暴上升运动强度只有陆地雷暴的三分之一或一半(Lucas et al,1994)。此外,Dong et al(2022)预测随着海面温度(以下简称海温)变暖,海上中尺度对流系统(MCS)将会变得更加极端。由于海洋占地球表面七成以上,开展海上雷暴研究具有重大的现实意义和科学价值。

为了全面系统地理解海上雷暴的动力和热力学特性,本文对国内外海上雷暴的观测方法、活动特征及形成机理进行了回顾和综述,旨在总结现有研究成果,为海上安全生产和气象灾害防治提供科学依据,为未来研究提供参考。

1 海上雷暴的观测手段和技术

1.1 天气雷达

天气雷达多布设在沿海、岛屿及试验观测船上,可以实时监测距雷达站点200 km以内海上雷暴的位置、强度和移动方向。Mori et al(2011)利用X波段多普勒雷达观测了苏门答腊岛沿海对流的日变化和沿岸强雨带的形成,发现沿岸对流的日变化决定了沿海对流发展的日变化。侯淑梅等(2022)借助沿海多个天气雷达,成功识别并追踪了山东近海区域的阵风锋和雷暴大风。雷达还通过利用电磁波与雨滴的相互作用间接量化雨滴大小分布及估计降雨量,为观测海洋、海岸及大陆上的雷暴分布、垂直结

构与组织差异提供了机会。历史上的重要研究计划,如全球大气研究计划与国家海洋海岸计划均利用沿海雷达观测数据对陆海相互作用进行深入研究。Ahijevych et al(2000)利用 C 波段双偏振雷达观测分析了澳大利亚提维群岛上空热带对流复合体生命周期内的降水粒子相态特征,发现只有当雷暴产生大量毫米级冰粒时才会有闪电的发生。Bringi et al(2001)利用澳大利亚气象局研究中心的 C 波段雷达提出了一种基于差分传播相位的面雨量估计方法,在热带海洋降雨的监测中表现出良好的应用效果,能够有效补充海上降水观测资料的不足。此外,一些野外观测试验利用部署在研究船上的雷达观测数据,调查海上对流系统类别和环境条件,并基于空基雷达的降雨量估算结果,对更大规模的热带降雨测量任务(TRMM)所收集的降雨数据进行验证,以确保其数据的可靠性与实用性(Xu and Rutledge,2015)。

1.2　卫　星

卫星观测为实现全球范围内海上雷暴研究提供了可能。通常使用两种方法。第一种是地球静止卫星观测,根据连续图像中的云顶亮温特征来区分对流或跟踪对流演变(Huang et al,2018)。其中云顶温度低于−32℃作为 MCS 的识别标准之一被广泛用于对流活动的研究(马瑞阳等,2021)。Zuidema (2003)采用卫星红外数据,对季风期间孟加拉湾上空的对流活动进行了研究,发现海上降水主要源于海上雷暴,海上雷暴相对较小,持续时间较短但发生频率高。Aves and Johnson(2006)利用日本 GMS 卫星结合南海东沙岛的 C 波段雷达观测了南海北部对流日循环特征,发现夏季风影响期间,有一个明显的从中国南部海岸向南传播的对流信号,其传播机制可能与重力波有关。然而,地球静止卫星数据通常缺乏对流内部结构的详细信息。第二种是低倾角轨道降水测量卫星观测,主要用于降水气候学研究及灾害性天气系统降水监测,可提供降水系统的三维结构信息。Kumar(2017)基于 TRMM 卫星降水雷达数据分析了海上雷暴垂直结构特征,发现热带海洋雷暴云发展具有相似性,其中西(东)赤道印度洋由较高比例的低(高)水平对流云组成。Liu and Zipser(2015)利用全球降水观测计划(GPM)降水雷达观测和反演来定义降水特征,发现极端强降水系统主要发生在中高纬度海洋上,首次通过星载雷达对中高纬度海洋上空的大范围降水系统进行了定量分析。但低轨道卫星数据的时间间隔较长,缺乏连续的观测。为此,NASA 合并了地球静止卫星亮温数据和 GPM 综合多卫星检索(IMERG)降水数据(Tan et al,2019),提供了 20 年的 0.5 h 和 0.1°分辨率的全球数据集,已被证明与地面雷达观测结果相当,解决了海上雷暴观测时间分辨率过低的问题(Hayden et al,2023)。

1.3　闪电定位系统

光学瞬变探测器(OTD)和闪电成像仪(LIS)是一种专门用于探测全球闪电的天基仪器(Christian et al,2003)。OTD 是装载于 Microlab-1 卫星上的科学仪器,LIS 仪已部署在 TRMM 卫星(1997—2015 年)和国际空间站(2017 年至今)(Blakeslee et al,2020)。近年来,基于相同基本设计原理的闪电成像仪已在地球静止卫星上运行,包括 NOAA 地球静止卫星上的闪电成像仪(GLM)(Rudlosky et al,2019)和 FY-4A 卫星上的闪电成像仪(LMI)(Hui et al,2020)。这些天基光学闪电传感器非常适合测量全球总闪电速率和确定闪电在地球上的分布情况,用于闪电和雷暴过程研究。Christian et al (2003)利用 OTD 探测的闪电数据统计分析全球闪电现象,发现陆地和海洋闪电密度的平均比率接近 10∶1。Ding et al(2023)利用 LIS 数据分析了西太平洋、北印度洋和南海的雷暴活动和性质,发现海洋雷暴的平均闪频和密度分别小于 5 fl·min^{-1} 和 0.3 fl·100 km^{-2}·min^{-1},近海区域的闪光持续时间较长。

然而卫星的闪电定位系统无法为地球表面的所有地点提供连续观测(Mach et al,2007),因此,建立一个真正的世界范围的全球闪电定位网(WWLLN)十分必要,自 2003 年 3 月开始,一种低成本、实时、基于地基的 WWLLN 开始运行,其能够以更高的时空分辨率对全球任何地区的闪电进行探测。Zhang et al(2015)和 Wang et al(2018)利用 LIS/OTD 高分辨率气候数据计算了西北太平洋区域 WWLLN 的相对探测效率,结果显示 2005—2016 年相对探测效率从 4.3%上升到 19.1%。周鑫等(2021)指出基于 WWLLN 闪电聚类的雷暴与天气雷达观测在时空分布和过程演变上具有一致性。然而 WWLLN 仅能反映雷暴云内闪电活动活跃区的信息,无法描

述雷暴的云结构特征。

1.4 船 舶

所有类型的船舶可进行常规天气观测，是海上其他观测的重要补充。船舶观测提供了卫星无法观测到的参数(如大气压力、风向、风速等)，有助于识别和验证海上强天气的位置和强度(Smith et al，2019)。2019年8月16日，日照船舶倾覆事故报告显示，当地陆上区域站监测最大风速为34.6 m·s^{-1}(12级)，而日照近海多艘商船先后监测到50 m·s^{-1}(15级)以上的极大风速，船舶观测为事故调查给出了参考(于怀征等，2022)。在多数海区，船舶观测成为主要或唯一的空气温度、湿度和压力数据来源，并构成了最长的原位记录，且大部分海域已得到充分采样。这些观测资料以及来自浮标和各种其他平台的气象信息被整理成国际海洋大气综合数据(Worley et al，2005)，构成现代天气和气候观测系统的重要组成部分，广泛用于气候监测以及海上雷暴的研究和再分析(Freeman et al，2019)。Short(2003)对比分析了1998—2000年船舶观测与TRMM降水雷达观测数据，发现二者极大值的位置与形状具有极高的一致性，然而，在量级上存在明显差异。Duque et al(2023)通过船舶观测结果对南大洋的IMERG和ERA5定量降水进行了评估，结果显示，IMERG产品在暖锋和高纬度气旋条件下，降水强度的估算方面存在高估，相比之下，ERA5在各种天气条件下的表现更为稳定，仅在高压条件下，降水频率(强度)被高估(低估)。

1.5 海上观测试验

20世纪80年代以来，陆续开展的野外观测试验为理解海洋雷暴提供了新的见解。大西洋低压试验(GALE)于1986年1月15日至3月15日在大西洋海岸进行，观测数据的研究改进了天气预报模型。在GALE试验期间，Trunk and Bosart(1990)发现墨西哥湾流雨带位于墨西哥湾流最温暖水域的背风侧，具有明显的日变化特征。热带海洋-全球大气试验(TOGA)于1992年11月至1993年2月在西太平洋进行，观测的数据集改进了海洋和大气模型中的海气相互作用和边界层参数(Halverson et al，1999)。海洋大陆雷暴试验(MCTEX)于1995年11—12月在澳大利亚提维群岛进行，旨在研究热带岛屿雷暴的生命周期，通过岛屿天气的观测，提高对其局地变率及其全球影响的理解和预报(Beringer and Tapper，2002)。南海季风试验(SCSMEX)是TRMM的一个主要野外观测试验，于1996—2001年在中国南海进行，其主要目标是确定与南海夏季风相关的降水过程的开始、结构、演变和动力学，更好地了解东南亚和中国南部夏季风发生和演变的关键物理过程(Ciesielski and Johnson，2006)。马登-朱利安振荡(MJO)动力学试验于2011年末至2012年初在印度洋中部(8°S～8°N、72°～80°E)进行(Yoneyama et al，2013)，针对MJO的初期雷暴活动及大气和海洋特征开展观测和研究(Xu and Rutledge，2015)。

2 海上雷暴的主要特征

2.1 空间分布

海上雷暴为海上降水的主要贡献者。从IMERG年平均降水量分布可见(图1)，全球降水主要出现在热带和中纬度地区(Kidd and Huffman，2011)，其中热带地区(20°S～20°N)降水量最大，主要集中在印度洋-太平洋暖池、热带东太平洋，其次为孟加拉湾、中国南海、太平洋西北部和大西洋西北部西边界流影响区(Warner et al，2003；Small et al，2008；Xu et al，2011；Sasaki et al，2012；Bai et al，2021)。Seity et al(2001)发现海上雷暴大多数集中在海岸线附近，当强雷暴穿越海岸线进入海洋后，仍能维持较长时间。Christian et al(2003)的研究指出，雷暴经常发生在大西洋北部和西太平洋暖池，主要是因为当冷空气掠过温暖的海水时，会产生不稳定的大气条件。Xu et al(2011)利用星载雷达观测发现春季黑潮暖舌上空频繁发生深层对流，并伴有狭窄的雨带，主要受黑潮锋暖温侧的风辐合所致。周鑫等(2021)进一步分析了西北太平洋区域的雷暴活动特征，发现东南亚沿海海区与热带岛屿的雷暴活动最强，南海的雷暴活动强于深海，沿台湾岛到日本岛区域有较大面积的雷暴发生，与黑潮暖流有关。Rajagopal et al(2023)统计分析了全球热带地区的MCS，发现MCS贡献了年降水量的70%，其中长寿命和强降水的MCS在海洋上比在陆地上更易出现。综上，海上雷暴多发生在距离海岸线较近的沿海海域、热带岛屿附近、温暖海水以及天气系统影响区，多发区详情见表1。

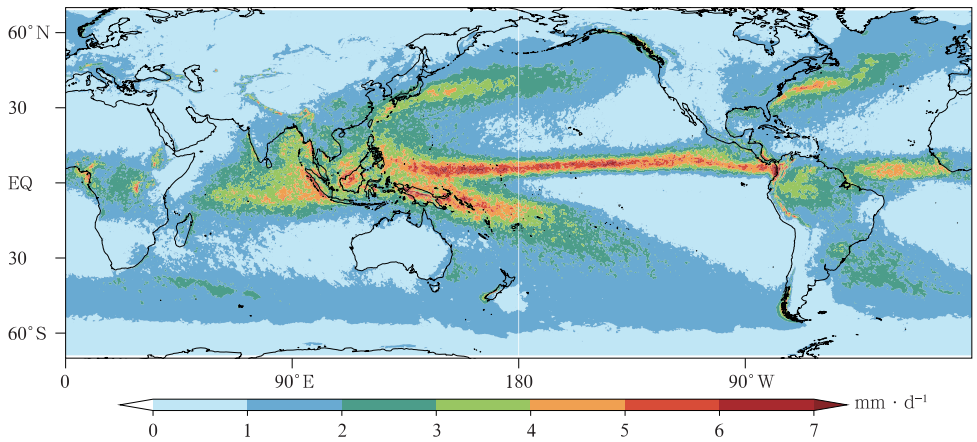


图 1　2018—2022 年 IMERG 全球年平均日降水量分布

Fig. 1　Distribution of IMERG global annual average daily precipitation from 2018 to 2022

表 1　海上雷暴多发区

Table 1　Offshore thunderstorm-prone areas

地理位置	近海(离岸<200 km)	海上大陆	开阔洋面(离岸>200 km)
热带地区(20°S～20°N)	孟加拉湾、中国南海、巴拿马湾和哥伦比亚沿岸	印度洋和太平洋之间、海南岛、中沙群岛	热带东大西洋、热带东印度洋、热带中东太平洋、西太平洋暖池
中纬度地区	地中海、墨西哥湾、中国东海、日本群岛东南岸	琉球群岛	墨西哥湾暖流、黑潮

2.2　时间特征

2.2.1　季节变化

海上雷暴具有和内陆雷暴相似的暖季多于冷季的季节变化特征(Cecil et al,2014)。然而,不同海区季节变化特征并不相同。Kandalgaonkar et al (2010)对阿拉伯海和孟加拉湾的闪电活动进行了研究,发现阿拉伯海闪电活动呈现双峰分布,峰值在 4 月和 11 月,而孟加拉湾闪电活动则呈现单峰分布,峰值在 5 月。Kumar and Kamra (2012)利用 TRMM 卫星数据,对比了阿拉伯海、孟加拉湾、中国南海的闪电活动,结果显示季风前和季风后闪电活动最为明显,最大值出现在 4 月、5 月和 10 月。西北太平洋大部分海域在冬季,几乎没有雷暴产生,但日本东部近海海域的雷暴活动达到全年最强,主要因为冬季冷空气与黑潮暖流接触造成了闪电发生(Zhang et al,2015)。地中海也有相似的表现,成为了北半球秋冬季闪电活动的主要中心之一(Kotroni and Lagouvardos,2016)。中国沿海雷暴活动在春季开始向北发展,东南沿海区域雷暴数显著增多,特别是由于黑潮的影响,从台湾岛到日本岛的洋面沿东北方向出现一个带状雷暴活跃区域,然而低纬度热带岛屿的夏季雷暴活动则相对春季明显减弱(周鑫等,2021)。从 IMERG 全球平均降水量季节变化可见(图 2),印度洋-太平洋暖池季节变化不明显,孟加拉湾、中国南海等沿海或近海夏季最多,太平洋西北部和大西洋西北部等西边界流影响区则冬季最为明显。

2.2.2　日变化

以往的研究表明海上雷暴与陆上雷暴的日变化特征有明显差别,且不同的海区日变化特征也有差异。具体表现为:

(1)内陆地区的雷暴往往在下午更频繁,主要因为陆地表面的日加热导致的大气不稳定午后最大,而海上雷暴的最大降雨多发生在夜间或清晨,因为夜间云顶辐射冷却快,而海面降温慢,红外辐射冷却差异使多云地区产生正浮力,一般在日出前达到最大值(Liu et al,2008)。然而,Nesbitt and Zipser (2003)利用 TRMM 降水观测证实,海上小型对流系统存在下午极大值,而夜间极大值与有组织 MCS 有关。这是因为白天的日照最大值通常会导致下午的海温升高,进而通过破坏对流层下层稳定来增强对流(Matthews and Matthews,2014)。为此小型对流云系统中存在一个微弱的下午最大值(Chen et al, 2018)。

(2)海洋雷暴日变化较为平缓,深海区域的弱雷

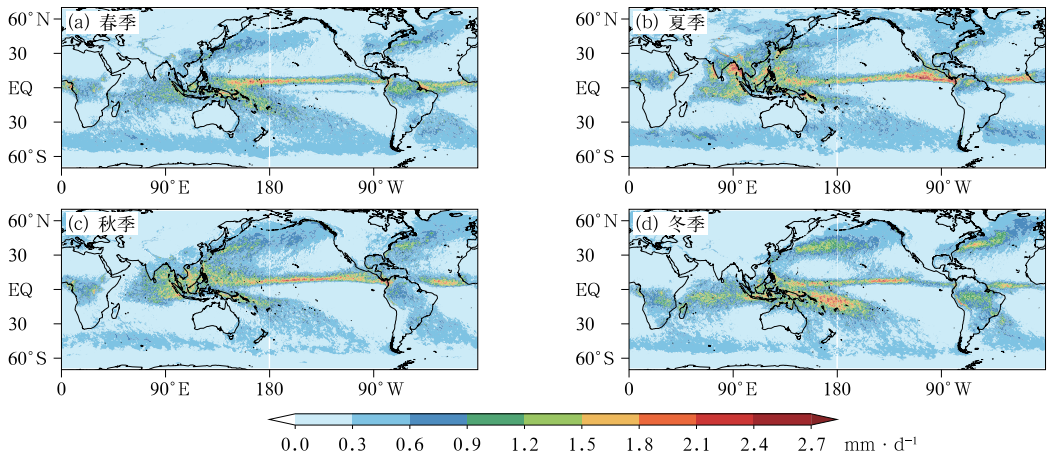


图 2 2018—2022 年 IMERG 不同季节全球平均日降水量分布

Fig. 2 Distribution of IMERG global average daily precipitation of different seasons from 2018 to 2022

暴在清晨发生更频繁(Yang and Smith,2006)。然而不同的开阔洋面上,雷暴日循环的振幅和相位有明显的不同。Yang and Slingo(2001)指出,印度洋和西太平洋都有早晨极大值,其中西太平洋日降水振幅更大,同时在热带辐合带(ITCZ)和季风槽等易受气候变化影响的海区,降水峰值出现时间往往更提前。赤道附近的日循环振幅更小、峰值更早(Bowman et al,2005)。

(3)"海洋大陆"雷暴具有类似于陆地的单峰型日变化特征,日变化振幅大,主要因为岛屿午后形成的海风锋,在有组织对流的强迫和演变中起关键作用(Skinner and Tapper,1994)。中国南海雷暴活动具有一个较为明显的日峰值,峰值时刻出现在 10—12 时(地方时);而谷值出现时刻与印度洋和西太平洋一致,均在 20 时左右,主要源于中国南海四周环绕岛屿,海岸线效应的影响(周鑫等,2021)。综合来看,海上雷暴日循环的机制主要为影响静力稳定性的热力学过程和影响边界层的辐合过程两类。

2.3 降水性质和结构特征

海上雷暴与陆地雷暴降水性质明显不同,主要以降水效率极高的暖云降水为主,上升气流较弱,雷达反射率垂直剖面在冰点以上下降较快,强雷达反射率高度较低(Liu and Zipser,2009)。Nesbitt et al(2000)指出海洋降水主要来自两类系统:一类是影响范围小,且没有明显冰散射的极弱系统,常表现为经典的暖云降水特征;另一类是具有冰散射的大范围、中等强度的系统,其强度不足以产生闪电,但会引发强降水。在雷达反射率相同的情况下,陆地上的闪电比海洋上的闪电更易发生,且在近海区域闪电的可能性比在开阔海洋上大;其中当 30 dBz 雷达回波顶温度达到 -40 ℃,或当 40 dBz 雷达回波顶温度降至 -12 ℃时是预测海上闪电发生概率的重要参考指标(Liu et al,2012)。在积雨云阶段,陆地与海洋雷暴之间的差异并不显著,仅在 6～13 km 的高度,雷暴云的分布和特性呈现出明显差异(Bhat and Kumar,2015)。相对于大陆雷暴,海洋雷暴 20 dBz 的平均回波高度往往偏高,但 40 dBz 偏低,比如西太平洋和印度洋大部分海区 40 dBz 回波高度的平均值均小于 6.0 km,南海的平均值在 6.0 km 左右(Ding et al,2023)。海上雷暴的最强上升气流位于距海面 2～3 km 高度处,较强上升气流可达 5 km 附近(Lucas et al,1994)。Hamada and Takayabu(2016)发现夏季西北太平洋上空雷暴云顶 5 km 处的垂直速度前 10% 分位数值为 3.5 m·s^{-1}。Thompson et al(2018)研究了热带海洋雷暴水滴大小分布变化对双偏振雷达变量的影响及其对降雨估算的作用,发现与大陆或沿岸雷暴相比,热带海洋雷暴的差分反射率(Z_{DR})和差分传播相移率(K_{DP})值通常较低($Z_{DR}<0.5$ dB,$K_{DP}<0.3$ °·km^{-1}),在相同的 K_{DP} 或反射率因子条件下,Z_{DR} 值较低,这与观测到的热带海洋雷暴以数量多、粒子小、较不均匀的水滴为主是一致的。

3 海上雷暴的形成机制研究

3.1 环境特征

CAPE 和对流抑制能量(CIN)是可表征对流发生发展的大气环境条件的重要热力因子。

Riemann-Campe et al(2009)分析了全球 CAPE 和 CIN 的气候特征,发现 CAPE 的大值区在热带地区,在靠近 ITCZ 处最大,与降水大值区基本一致;CIN 的最大值不在 ITCZ 附近,而是在赤道和 30°N(°S)之间呈现双峰纬向分布,且海上的 CIN 值明显偏小。CAPE 一般在夏季达到最大值,对近地表湿度有很强的依赖性(Bright et al,2005)。Wu et al(2020)分析南海和台湾南部强降水的降水效率和水分收支的演变,发现海面降水对大尺度水汽变化高度敏感,并指出当低层相对湿度降低 10%时,海面降水减少 10%～40%。Chen et al(2023)研究了热带海洋 MCS 的环境影响因子,发现 MCS 降水随低层湿度呈非线性增长,当低层比湿大于 10 g·kg^{-1} 时,降水量迅速增加。环境风切变对海上 MCS 的组织和降水强度也有显著影响,LeMone et al(1998)研究表明海上雷暴的组织主要受垂直风切变和 CAPE 的影响,其中对流层中下层的垂直风切变是影响对流带方向的关键因素,而 CAPE 主要影响对流带的强度和寿命(Robe and Emanuel,2001)。最新的研究发现,随着环境深层垂直风切变(1000～400 hPa)的增加,MCS 平均面积和平均降雨率呈准线性增长(Chen et al,2023)。除垂直风切变外,其他动力因素(如大尺度垂直运动、低层辐合)也影响海上雷暴的产生和组织。当有利的热力学条件与天气系统同时存在时,无论是在暖季还是冷季,雷暴都有可能发生(Garner,2017)。Peng and Chen(2023)通过使用一种新的基于卫星的云分类和跟踪数据集,发现孟加拉湾公海上 CAPE 值在有无 MCS 日之间无明显差异,中层干冷空气在 MCS 的形成中起着重要作用。

3.2　近海对流

近海对流通常是指在距离陆地 200 km 以内的近海海面上发生的对流现象。根据对流的生成源地和传播方式,近海对流主要呈现为三种典型形式,包括沿岸触发的对流、沿岸触发对流离岸传播以及陆地生成并传播入海的对流。研究表明沿岸对流主要发生在大型陆海交界附近,受夏季风(Bai et al,2020)、复杂地形(包括岛屿、半岛和山地)以及海陆风环流等影响较大(Xie et al,2006;Houze et al,2007),随后对流从海岸线向海传播逐渐影响近海区域。

3.2.1　沿岸对流离岸传播

据统计,78%的沿海地区会出现沿岸对流离岸传播(OP),占沿海降水量约 59%,是一种影响近海对流的全球现象(Fang and Du,2022),下面回顾 OP 特征及可能的影响机制。

沿岸对流离岸传播最初由 Houze Jr et al(1981)发现,主要表现为沿海对流在夜间极有规律地向近海传播,在清晨发展成一个 MCS,中午消散,下午在海风的带动下再次发展;强辐合出现在离岸风与低层季风气流相遇处(图 3)。Li and Carbone(2012)进一步研究了沿海对流在附近有无山地地形影响的向海传播,指出陆风比纯粹由山地地形加热产生的对流开始得晚,传播得更快,持续时间更长。可见与海风类似但相反的“陆风”环流在夜间驱动着近海对流的传播。然而,夜间受辐射冷却形成的陆风比白天的海风要弱得多,为此,一些研究根据近海降雨传播速度分析,提出了增强近海夜间对流的另一种重力波传播机制(Mori et al,2004)。重力波或受沿岸地形的影响,或受陆地对流释放的潜热影响(Yokoi et al,2019)。图 4 描述了这一机制:山脉高地夜间辐射冷却激发的重力波在对流层下层向近海传播,破坏了近海大气的稳定,促进降水区向海迁移(Mapes et al,2003a)。Love et al(2011)和 Hassim et al(2016)也证实了对流层下层重力波的传播作用,不过这些重力波是由陆地对流冷池出流向海传播激发的,而不是由陆地夜间辐射冷却激发的。

除了海陆风和重力波的影响,还有环境风、雷暴出流以及多种因素相互作用影响沿岸对流离岸传播。Ichikawa and Yasunari(2008)和 Yanase et al(2017)认为环境风是昼夜降雨传播机制的主要组成部分;对流层下部的垂直风切变对夜间近海降水离岸传播也有重要影响(Yokoi et al,2019)。陆风和对流冷池外流,与环境风或在另一陆地上激发的重力波水平辐合,可能在旧对流单体的近海一侧触发新的对流(Wu et al,2009;Fujita et al,2010)。Bai et al(2021)认为近海对流传播可以由陆风和重力波两种机制共同驱动,其相对重要性取决于与海岸的距离,其中陆风对海岸附近的对流传播影响更大,重力波则为离岸更远对流的主要驱动力。上述 OP 研究很少对不同的海岸进行比较,为此,Fang and Du(2022)开展了全球 OP 机制研究,结果表明在高湿度环境中,低纬度的 OP 主要是由海陆热力对比引起的惯性重力波造成的,而高纬度的 OP 则主要有特定区域海陆风环流触发对流后受背景风的影响。

3.2.2　陆地入海线性对流

海上降水一半以上来自线性 MCS,MCS 伴随的强风对沿海地区影响大,多数研究关注陆地入海

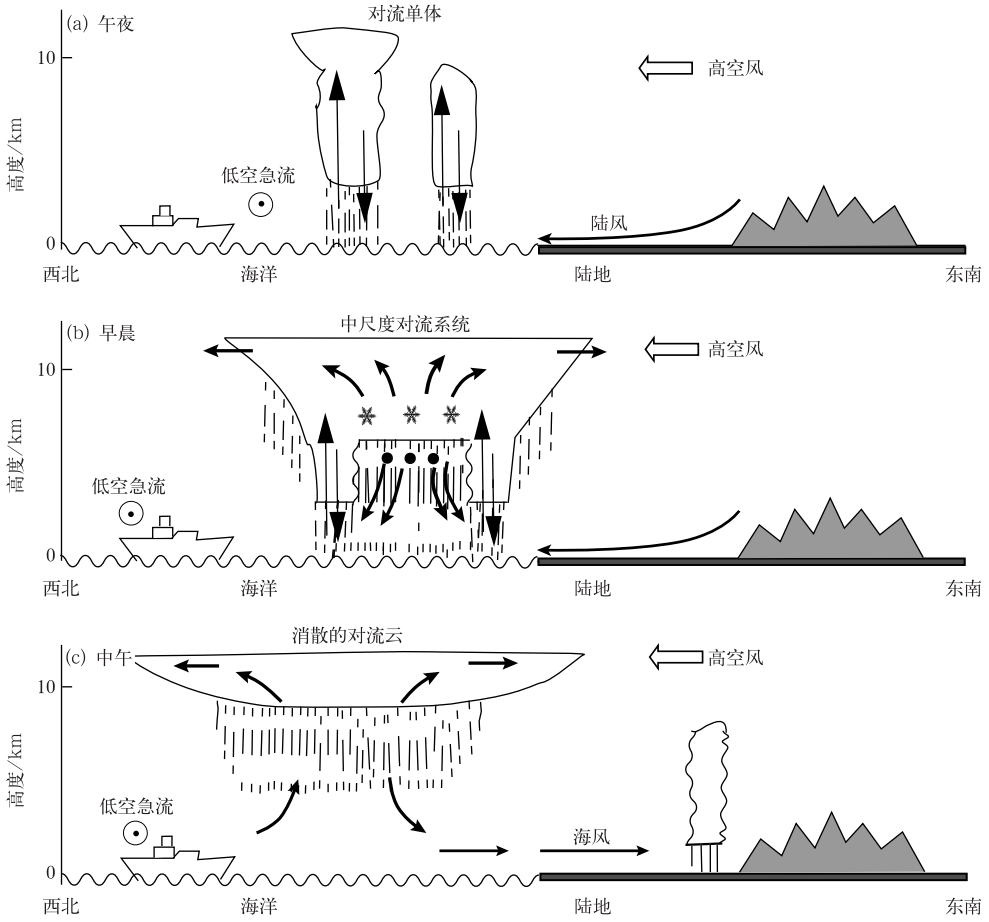


图 3 婆罗洲西北海岸对流昼夜周期示意(Houze Jr et al,1981)

Fig. 3 Diurnal cycle of convection on the northwest coast of Borneo (cited from Houze Jr et al, 1981)

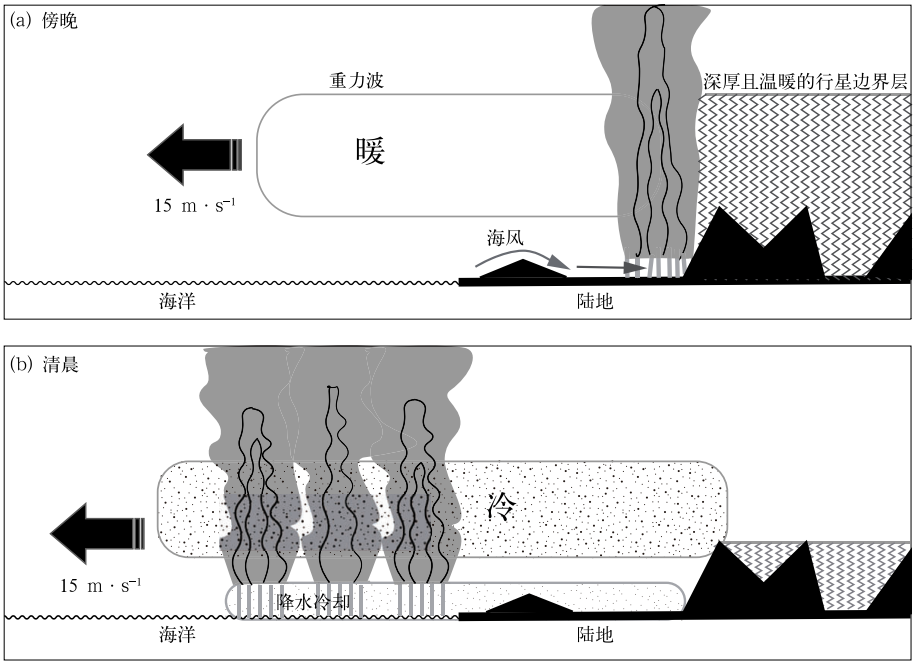


图 4 山地混合层发出的昼夜重力波及相关深对流示意(Mapes et al,2003b)

Fig. 4 Diurnal gravity waves and associated deep convection generated by the mountain mixed layer (cited from Mapes et al, 2003b)

线性 MCS 的演变过程(Feng et al,2021;Peng and Chen,2023)。结果表明入海线性 MCS 与海温、海陆风场等环境条件密切相关,同时受到地形、海陆热力差等因素的影响(Mapes et al,2003b;Houze Jr et al,2007;Murray and Colle,2011)。近年来,Lombardo and Colle(2012)以及 Lombardo(2015)的研究表明,穿越大西洋沿岸的线性 MCS 的维持或衰减与海温以及近海 CAPE 关系不大,而与低层锋生以及暖平流关系密切,持续线性 MCS 具有强的 0～3 km 垂直风切变。Lombardo and Colle(2013)在针对美国东北沿海入海飑线的研究表明,冷池动力学在调节对流系统演变中很重要,而海洋层的影响可能是次要的,除了受到周围环境因子的影响,入海后飑线本身与环境场之间的相互作用,也对其形态、强度变化起着重要作用。Zhang et al(2021)在对东海杭州湾飑线形成和发展的研究表明,局地尺度的海风与杭州湾明显的海岸线曲率是飑线形成的关键。侯淑梅等(2022)在研究山东近海一次入海线性对流造成的渔船翻扣事件中,指出雷暴的冷池造成的加压与大尺度气旋后部增压叠加,可造成海面大风强度增强。可见入海线性对流的发展与垂直风切变、冷池出流及海岸地形等动力机制关系较大。

3.3　海洋大陆雷暴

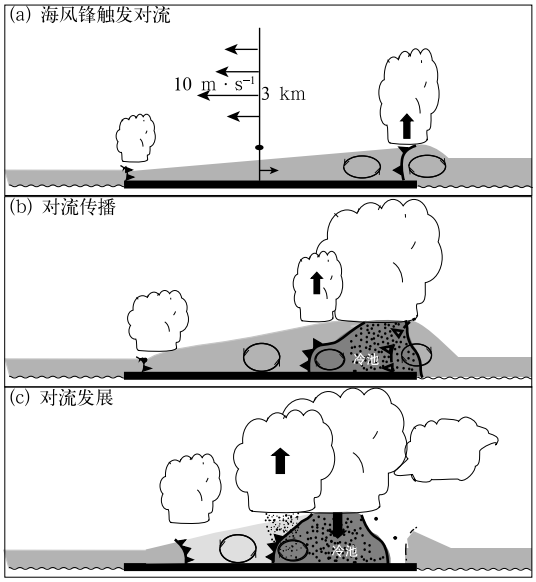
海洋大陆(MC)位于印度洋和太平洋之间的被称作西太平洋暖池的区域内,由许多岛屿、半岛和浅海组成,是地球上雨量最多、对流最活跃的地方(Houze Jr et al,2015)。该地区的雷暴主要发生在岛屿附近及其近邻海域,具有强烈的日变化特征(Cronin et al,2015)。与 MC 众多岛屿相连的陆风和海风环流像时钟一样在昼夜触发湿对流,这种对流会在夜间升级为强 MCS(Ichikawa and Yasunari,2008;Wu et al,2008)。虽然这些对流多数持续数小时,但激发的惯性重力波可持续数天,与远距离的深对流耦合并引发新的深对流(Ruppert and Zhang,2019;Ruppert and Chen,2020)。海洋大陆雷暴又称为“Hectors”,地形通过海陆风环流影响雷暴活动,是影响 Hectors 强度及发生时间的唯一因素(Ruppert and Chen,2020)。导致 Hectors 的强迫机制主要有两种(Keenan et al,2000;Carbone et al,2000):A 型是由海风锋汇合直接强迫,B 型是间接强迫,由海风和对流产生的冷池之间的多阶段、复杂的相互作用产生,通常发生在背风海岸附近,据统计,在有组织对流发展的大约 80%的天数被证明是 B 型的。图 5 描述最佳 B 型演变机制:海风锋触发对流,背风岸受海风锋和环境风共同作用,对流迅速发展;对流冷池前沿阵风锋和环境风合并导致风暴向西传播;阵风锋和东部海风锋相互作用,有组织对流发展。

3.4　开阔海面雷暴

开阔海洋一般指距离海岸线至少 200 km 的海区(Peng and Chen,2023)。开阔海面对流主要集中在热带辐合带、西太平洋暖池、墨西哥湾暖流和黑潮影响区,与暖洋面、大的海温梯度以及天气尺度系统强迫关系密切。

3.4.1　海温作用

大气相对湿度与海温呈正相关关系,随着海温升高,大气相对湿度相应增加(Shie et al,2006)。同时较暖的海温和大的 CAPE 值对应,为对流的发生提供了重要的能量来源(Chambers et al,2015)。一



注:下垫面波浪线为海面,粗实线为陆地;
阴影为边界层温度,颜色越深温度越低;
斑点为降水;沿海三角线为海风锋;
冷池前沿三角线为阵风锋。

图 5　最佳 B 型演变的东西剖面示意(Carbone et al,2000)

Fig. 5　Schematic diagram of the east-west cross-section of the optimal B-type evolution (cited from Carbone et al, 2000)

些研究认为大尺度大气低层辐合可以由局地海温的绝对值来确定，强烈的深层对流海温阈值在 25～28℃（Evans and Waters，2012；Tory and Dare，2015）。尽管对这一阈值的精确值一直存在争议（Tory and Dare，2015；Defforge and Merlis，2017），但共识是对流系统在较暖的海温上发生得更频繁，强度也更大。Dong et al（2022）首次将热带对流与海温的联系分析扩展到 MCS，发现受 MCS 发生区域的环境海温变暖影响，海温阈值以每十年 0.2℃的速率显著变暖。Tokinaga et al（2009）研究了黑潮暖海温舌对强降水的影响，发现黑潮暖海温引起的局地高能蒸发为海洋大气边界层提供了更多的水分，显著促进了黑潮上空降水的增加。暖海温除了提供水汽外，还代表了对流不稳定。在 MJO 抑制期，赤道地区海温日变化大时（0.5～1.7℃），在地面微风条件下（$<5\ m \cdot s^{-1}$），会出现午后面积不大的对流（Kerns and Chen，2018）。然而在大尺度上升运动的影响下，动力抬升作用占据了主导地位，此时即使海温再高，对流也不随海温变化而变化，临界海温阈值作为参考标准已失去其原有的指导意义（Meenu et al，2012）。

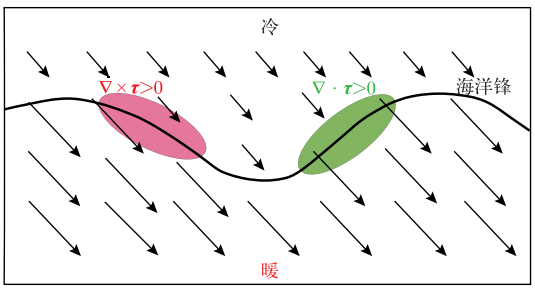
3.4.2 海温梯度

相关研究发现，在确定海洋大气边界层中尺度上升运动方面，海温梯度比海温最大值更重要（Back and Bretherton，2009）。Li and Carbone（2012）统计了约 1 万次海上降水事件，发现约 75% 存在海温梯度，在热带地区长时间尺度上，海温梯度与降水之间存在很强的空间一致性。许多学者利用卫星观测和数值模拟对赤道锋、墨西哥湾流、黑潮延伸区等开展海气相互作用研究（Warner et al，2003；Small et al，2008；Tokinaga et al，2009；Xu et al，2011；Sasaki et al，2012；Bai et al，2021），发现海面风应力与海温梯度的关系对大气边界层特征和雷暴发展有重要影响。两个主要机制被提出来解释海温锋对近地面风的影响（Minobe et al，2008；Chelton and Xie，2010；Putrasahan et al，2013）。一种机制是所谓的气压调整机制（PAM），最初是由 Lindzen and Nigam（1987）提出的。具体解释为海温锋两侧的大气加热不同，在暖水区产生低压，在冷水区产生高压，压力梯度引起了由冷水区吹向暖水区的次级环流，最终导致在海温锋的暖水区（冷水区）上方形成近地面辐合（辐散）。另一种机制是所谓的垂直混合机制（VMM），Wallace et al（1989）认为，暖洋面上空的大气边界层（MABL）层结处于不稳定或弱稳定状态，有利于动量的垂直混合，将 MABL 顶的动量带到 MABL 底部，使暖海表面风速增加更明显（刘敬武，2014）。风速大小的空间变化导致海面风垂直于海温锋时风速辐散，以及风平行于海温锋时风应力气旋式辐合（图 6；Chelton et al，2004）。

到目前为止，PAM 和 VMM 在形成 MABL 对海温锋响应中的相对贡献仍有较大争议（Takatama et al，2015）。有学者认为，PAM 和 VMM 的重要性取决于背景风条件（Small et al，2008）、海温锋的位置（Chelton and Xie，2010）以及季节等因素（Minobe et al，2010；Putrasahan et al，2013）。众所周知，在日本南部，黑潮的路径在近岸和近海之间变化。这些路径非常持久，可以持续数月到数年。当黑潮改变路径时，卫星数据可以检测到连贯的风变化。Xu et al（2011）分析了卫星微波测量结果，揭示了日本东部黑潮延伸区（KE）海温和风速的强协同性，风速增加（减少）与海温暖（冷）异常有关。这种海温-风正相关在 KE 的原位浮标测量中得到证实，与 VMM 机制一致。Rousseau et al（2021）研究了大气环流和相关异常风在这两种机制的位置、强度和发生中的作用，认为 PAM 在反气旋条件下占主导地位，而在大多数气旋条件下两种机制同时存在。

3.4.3 天气系统强迫

当有天气尺度系统强迫时，海温和海温梯度的作用更多的是调节对流，而不是对垂直环流产生直



注：箭头为海面风，绿色填色为散度正值区，红色填色为旋度正值区。

图 6 由海温空间结构造成海表面风应力旋度（$\nabla\times\tau$）和散度（$\nabla\cdot\tau$）的示意图（Chelton et al，2004）

Fig. 6 Schematic diagram of the curl ($\nabla\times\tau$) and divergence ($\nabla\cdot\tau$) of the sea surface wind stress caused by the spatial structure of sea surface temperature (cited from Chelton et al, 2004)

接的动力作用。台风是发生在热带或副热带开阔洋面的一种常见的热带对流系统,是由热带海洋上的积云对流和大尺度环流之间的正反馈机制发展而成的,大尺度扰动为积云对流发展提供了充沛的水汽和强烈的低层辐合(Wu,2003)。Sabin et al(2013)研究印度洋和西太平洋暖池区的对流演变,发现海温梯度所诱发的深层对流释放的潜热加热有利于越赤道低空急流的加强,使得对流与低空急流通过正反馈机制得以发展;而太平洋热带辐合带附近的深对流带主要由来自北半球和南半球的低空风辐合形成。Brachet et al(2012)认为在天气尺度系统影响下,气压异常信号可以被分解为三个部分,除了海温影响下的 PAM 过程、海平面气压对中尺度海温的响应以外,还需增加与天气活动相关的动力分量。Vannière et al(2017)研究了冷锋后冷空气与海温梯度的相互作用,指出干冷气团在急剧的海温梯度上容易获得更大的浮力,使得对流层结变得更加不稳定,同时对流分布不均叠加海温梯度在边界层形成气压异常,形成的边界层次级环流促使对流发展。

4　结论与展望

4.1　结　论

文章全面系统地回顾了国内外海上雷暴 21 世纪以来的研究进展,归纳出以下几方面的认识:

(1)随着卫星、雷达以及海上船舶等观测手段和技术的发展,海上雷暴研究逐渐深入,基于气象卫星可获取全球海域雷暴的宏观特征和微观结构,基于天气雷达可探测近海雷暴精细结构及演变机理,船舶观测提供了部分海上实况要素观测,有助于检验其他观测以及模式预报的海上雷暴。

(2)海上雷暴多发生在距离海岸线较近的沿海海域、热带岛屿附近及温暖海水区域,且近海雷暴活动强于深海。内陆雷暴在下午更频繁,而海上雷暴多发生在夜间或清晨。海上雷暴多发生在暖季,冬季冷空气与暖海区的接触使得黑潮影响区雷暴活动达到全年最强。与陆地雷暴比,海上雷暴上升气流弱,反射率因子核高度较低,但海上雷暴的 20 dBz 平均高度较高,在雷达反射率相同的情况下,陆地上的闪电比海洋上的闪电更易发生。海洋雷暴水凝物粒子直径相对小,表现为差分反射率和差分传播相移率的值通常较低。相对于陆上,海上 CAPE 高、水汽含量高而 CIN 低,雷暴容易触发,而 MCS 主要取决于水平风的垂直切变。

(3)近海雷暴初始多发生在沿岸地区,后通过环境风、陆风以及重力波等缓慢传播影响近海。内陆入海对流多呈线性,其发展与垂直风切变、冷池出流及海岸地形等动力抬升机制密切相关。海洋大陆雷暴主要通过海陆风环流影响雷暴活动,多发生在热带岛屿附近及其近邻海域。开阔海洋雷暴主要受海温、海温梯度和天气系统影响。温暖的海温为对流提供了必要的能量和边界层湿度。海温梯度有利于形成低层水汽辐合和垂直上升运动,促进对流发展。目前主要基于垂直混合机制和压力调节机制来解释海温梯度如何通过海洋大气边界层的变化来改变近地面风场。当有大尺度天气系统影响时,海温和海温梯度作用更多的是调节对流。

4.2　讨论与展望

与陆地上日益稠密的多源观测资料相比,观测能力不足始终是制约海上雷暴预报与研究的首要因素。目前我国沿海地区天气雷达已可覆盖近海 200 km 范围,但对低质心的海上雷暴精细结构及其产生的雷暴大风的探测能力极为有限。低轨气象卫星可以提供全球降水三维结构信息,但其精度、及时性和连续性仍需提升。全球闪电定位网在测量海上闪电方面具有较高准确性,但其全球覆盖范围和数量仍不足以满足海上雷暴观测需求。浮标和船舶站能提供雷达和卫星无法观测的天气要素,但观测范围和精度相对较低,且养护难度大。

沿海人口活动密度大的大城市、港口、码头、渔区等人口活动密集地和海岛,宜增布海岛观测站、天气雷达、微波辐射计、加密卫星遥感观测等,以实现近海高时空分辨率的天基、地基、空基三维立体观测;探索开发无人机、无人艇、船载等可移动新型观测设备,以获取近海更高时空分辨率的雷暴信息;加强海上设备维护和数据质量控制,提高各类观测数据的准确性和及时性,并研发更耐用、更灵活的探测设备,以便获取更多近海天气实况信息等,是未来海上观测主要发展方向。此外,开阔洋面上的雷暴观测非常依赖卫星和外场试验,文章中提及的诸多国外研究依赖于海上观测试验,而我国在海上天气外场试验观测开展较少。因此,多部门联合开展海上野外科学观测试验研究变得尤为重要。

海上雷暴研究需不断创新和完善数据收集、处

理与分析方法。首先，构建一套高分辨率的海上雷暴数据集，是深入研究海上雷暴的基础。目前，关于海上雷暴的研究数据，无论是通过再分析还是卫星反演的降水数据，均存在高估或低估的情况，因此，进一步开展海上观测数据的适用性研究至关重要。其次，在研究方法上，传统手段如对比观测、气候统计和数值模拟等虽重要，但随着大数据和AI技术的进步，未来可以结合高分辨率数据和数值模拟结果，利用AI技术构建更精准的预测模型。

各海区下垫面及环境因子的差异导致了雷暴生成机制的各异。为此，有必要强化对不同海区雷暴的形成机理研究，探讨海陆风、重力波、环境风、雷暴出流等多尺度系统之间的相互作用，特别是加强沿海地形及海气相互作用对近海雷暴影响的研究。例如，除黑潮、墨西哥湾流等显著海温锋外，其他局地尺度海温锋是否对海上雷暴产生影响？中国沿海海域南北跨度大，海岸线曲率复杂，岛屿众多，现阶段，针对我国沿海雷暴的研究主要集中于东海黑潮、南海等海域，而对于黄海、渤海等中纬度海域的雷暴活动特征及其影响机制的研究尚显不足。近年来，黄渤海海域因海上大风影响的事故频发，现有研究主要关注锋面气旋和台风等引起的大范围大风（赵放等，2012；傅刚等，2021；黎玥君等，2024），而关于海上雷暴引发的局地强风事件对海上航运的影响研究极为匮乏。因此，对海上雷暴特别是雷暴大风活动特征与形成机理的深入研究显得尤为迫切。

参考文献

崔向天，2020. 普吉岛游船倾覆事故对中国公民赴普旅游需求影响——时空分布特征演变分析[J]. 乐山师范学院学报，35(6)：59-67. Cui X T，2020. The impact of the July 5th Phuket cruise ship overturning accident on the travel demand of Chinese citizens to Phuket—development analysis of spatial and temporal distribution characteristics[J]. J Leshan Norm Univ，35(6)：59-67(in Chinese).

傅刚，陈莅佳，李鹏远，等，2021. 爆发性气旋的前世今生[J]. 气象，47(3)：261-273. Fu G，Chen L J，Li P Y，et al，2021. Explosive cyclones：past，present，and future[J]. Meteor Mon，47(3)：261-273(in Chinese).

侯淑梅，李昱薇，张鹏，等，2022. “4·29”山东近海10级以上雷暴大风的成因分析[J]. 气象，48(10)：1242-1256. Hou S M，Li Y W，Zhang P，et al，2022. Cause of a thunderstorm gale event over Grade 10 along the Shandong Coast on 29 April 2021[J]. Meteor Mon，48(10)：1242-1256(in Chinese).

李进梁，吴学珂，袁铁，等，2019. 基于TRMM卫星多传感器资料揭示的亚洲季风区雷暴时空分布特征[J]. 地球物理学报，62(11)：4098-4109. Li J L，Wu X K，Yuan T，et al，2019. The temporal and spatial distribution of thunderstorms in Asia monsoon region based on the TRMM multi-sensor database[J]. Chin J Geophy，62(11)：4098-4109(in Chinese).

黎玥君，马昊，勾亚彬，等，2024. 冷涡影响下杭州湾一次区域性极端大风的演变和机制分析[J]. 气象，50(1)：71-83. Li Y J，Ma H，Gou Y B，et al，2024. Evolution and formation mechanism of a regional extreme thunderstorm gale in Hangzhou Bay affected by cold vortex[J]. Meteor Mon，50(1)：71-83(in Chinese).

刘敬武，2014. 冬春季东海黑潮锋和湾流锋对海表面风和低云[D]. 青岛中国海洋大学. Liu J W，2014. The Kuroshio front and gulf stream front in the East China Sea in winter and spring on the sea surface wind and low cloud[D]. Qing Dao：Ocean University of China(in Chinese).

马瑞阳，郑栋，姚雯，等，2021. 雷暴云特征数据集及我国雷暴活动特征[J]. 应用气象学报，32(3)：358-369. Ma R Y，Zheng D，Yao W，et al，2021. Thunderstorm feature dataset and characteristics of thunderstorm activities in China[J]. J Appl Meteor Sci，32(3)：358-369(in Chinese).

苏爱芳，郑永光，张宁，等，2022. 边界层辐合线触发深厚湿对流研究进展[J]. 气象学报，80(2)：177-189. Su A F，Zheng Y G，Zhang N，et al，2022. A review of research on boundary convergence lines triggering of deep and moist convection[J]. Acta Meteor Sin，80(2)：177-189(in Chinese).

孙继松，2023. 与直线型对流大风相关的强风暴形态结构和热动力学过程[J]. 气象，49(1)：1-11. Sun J S，2023. The pattern structure and thermodynamic and dynamic processes of severe storms associated with linear convective gales[J]. Meteor Mon，49(1)：1-11.

汪文忠，2014. 人类历史上的特大邮轮海难[J]. 生命与灾害，(4)：22-24. Wang W Z，2014. Major cruise ship disasters in human history[J]. Life Disaster，(4)：22-24(in Chinese).

王秀明，俞小鼎，周小刚，2014. 雷暴潜势预报中几个基本问题的讨论[J]. 气象，40(4)：389-399. Wang X M，Yu X D，Zhou X G，2014. Discussion on basical issues of thunderstorm potential forecasting[J]. Meteor Mon，40(4)：389-399(in Chinese).

于怀征，龚佃利，朱君鉴，等，2022. 日照一次EF2级龙卷的环境场及雷达特征[J]. 海洋气象学报，42(3)：38-47. Yu H Z，Gong D L，Zhu J J，et al，2022. Environmental field and radar characteristics of an EF2 scale tornado in Rizhao[J]. J Mar Meteor，42(3)：38-47(in Chinese).

俞小鼎，郑永光，2020. 中国当代强对流天气研究与业务进展[J]. 气象学报，78(3)：391-418. Yu X D，Zheng Y G，2020. Advances in severe convective weather research and operational service in China[J]. Acta Meteor Sin，78(3)：391-418(in Chinese).

赵放，冀春晓，高守亭，等，2012. 浙江沿海登陆台风结构特性的多普勒雷达资料分析[J]. 气象学报，70(1)：15-29. Zhao F，Ji C X，Gao S T，et al，2012. Study of the structure and characteristics associated with landfalling typhoons on the southeastern coast of Zhejiang Province in China using Doppler radar data[J]. Acta Meteor Sin，70(1)：15-29(in Chinese).

郑永光，陈炯，2022. 大气湿对流的类型和深厚湿对流触发机制综述[J]. 北京大学学报(自然科学版)，58(6)：1141-1152. Zheng Y G，Chen J，2022. Review of atmospheric moist convection

categories and triggering mechanism of deep moist convection [J]. Acta Sci Naturalilium Univ Pekinensis, 58(6): 1141-1152 (in Chinese).

郑永光,刘菲凡,张恒进,2021. 中国龙卷研究进展[J]. 气象,47(11): 1319-1335. Zheng Y G, Liu F F, Zhang H J, 2021. Advances in tornado research in China[J]. Meteor Mon, 47(11): 1319-1335 (in Chinese).

周鑫,张文娟,张义军,等,2021. 基于闪电聚类方法的西北太平洋区域雷暴活动特征[J]. 热带气象学报,37(3): 490-501. Zhou X, Zhang W J, Zhang Y J, et al, 2021. Characteristics of thunderstorm activity in the Northwest Pacific based on lightning clustering method[J]. J Trop Meteor, 37(3): 490-501(in Chinese).

Ahijevych D, Rutledge S, Carey L, 2000. Radar and electrical characteristics of convection observed during MCTEX[J]. Aust Meteor Mag, 49(3): 165-180.

Aves S L, Johnson R H, 2006. The diurnal cycle of convection over the northern South China Sea[J]. J Meteorol Soc Japan, 86(6): 919-934.

Back L E, Bretherton C S, 2009. On the relationship between SST gradients, boundary layer winds, and convergence over the tropical oceans[J]. J Climate, 22(15): 4182-4196.

Bai H D Q, Deranadyan G, Schumacher C, et al, 2021. Formation of nocturnal offshore rainfall near the west coast of Sumatra: land breeze or gravity wave? [J]. Mon Wea Rev, 149(3): 715-731.

Bai L Q, Chen G X, Huang L, 2020. Convection initiation in monsoon coastal areas (South China) [J]. Geophys Res Lett, 47(11): e2020GL087035.

Benjamin S G, Brown J M, Brunet G, et al, 2018. 100 years of progress in forecasting and NWP applications[J]. Meteor Monogr, 59(1): 13. 1-13. 67.

Beringer J, Tapper N, 2002. Surface energy exchanges and interactions with thunderstorms during the Maritime Continent Thunderstorm Experiment (MCTEX) [J]. J Geophys Res: Atmos, 107(D21): 4552.

Bhat G S, Kumar S, 2015. Vertical structure of cumulonimbus towers and intense convective clouds over the South Asian Region during the summer monsoon season[J]. J Geophys Res: Atmos, 120(5): 1710-1722.

Blakeslee R J, Lang T J, Koshak W J, et al, 2020. Three years of the lightning imaging sensor onboard the international space station: expanded global coverage and enhanced applications[J]. J Geophys Res: Atmos, 125(16): e2020JD032918.

Bowman K P, Collier J C, North G R, et al, 2005. Diurnal cycle of tropical precipitation in Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) satellite and ocean buoy rain gauge data[J]. J Geophy Res, 110: D21104.

Brachet S, Codron F, Feliks Y, et al, 2012. Atmospheric circulations induced by a midlatitude SST front: a GCM study[J]. J Climate, 25(6): 1847-1853.

Bringi V N, Huang G J, Chandrasekar V, et al, 2001. An areal rainfall estimator using differential propagation phase: evaluation using a C-band radar and a dense gauge network in the tropics[J]. J Atmos Oceanic Technol, 18(11): 1810-1818.

Bright D R, Wandishin M S, Jewell R E, et al, 2005. A physically based parameter for lightning prediction and its calibration in ensemble forecasts[J]. Preprints, Conf. on Meteorological Applications of Lightning Data. San-Diego: Amer Meteor Soc, CD-ROM: 4. 3.

Carbone R E, Wilson J W, Keenan T D, et al, 2000. Tropical island convection in the absence of significant topography. Part Ⅰ: life cycle of diurnally forced convection[J]. Mon Wea Rev, 128(10): 3459-3480.

Cecil D J, Buechler D E, Blakeslee R J, 2014. Gridded lightning climatology from TRMM-LIS and OTD: dataset description[J]. Atmos Res, 135-136: 404-414.

Chambers C R S, Brassington G B, Walsh K, et al, 2015. Sensitivity of the distribution of thunderstorms to sea surface temperatures in four Australian east coast lows[J]. Meteor Atmos Phys, 127(5): 499-517.

Chelton D B, Schlax M G, Freilich M H, et al, 2004. Satellite measurements reveal persistent small-scale features in ocean winds [J]. Science, 303(5660): 978-983.

Chelton D B, Xie S P, 2010. Coupled ocean-atmosphere interaction at oceanic mesoscales[J]. Oceanog, 23(4): 52-69.

Chen G X, Lan R Y, Zeng W X, et al, 2018. Diurnal variations of rainfall in surface and satellite observations at the monsoon coast (South China)[J]. J Climate, 31(5): 1703-1724.

Chen X C, Leung L R, Feng Z, et al, 2023. Environmental controls on MCS lifetime rainfall over tropical oceans [J]. Geophys Res Lett, 50(15): e2023GL103267.

Christian H J, Blakeslee R J, Boccippio D J, et al, 2003. Global frequency and distribution of lightning as observed from space by the optical transient detector [J]. J Geophys Res: Atmos, 108(D1): 4005.

Ciesielski P E, Johnson R H, 2006. Contrasting characteristics of convection over the northern and southern South China Sea during SCSMEX[J]. Mon Wea Rev, 134(4): 1041-1062.

Cronin T W, Emanuel K A, Molnar P, 2015. Island precipitation enhancement and the diurnal cycle in radiative-convective equilibrium[J]. Quart J Royal Meteor Soc, 141(689): 1017-1034.

Defforge C L, Merlis T M, 2017. Observed warming trend in sea surface temperature at tropical cyclone genesis [J]. Geophys Res Lett, 44(2): 1034-1040.

Ding J X, Zhang Y J, Zheng D, et al, 2023. Thunderstorm and lightning activities over western Pacific, northern Indian Ocean and South China Sea along with their adjacent lands[J]. J Trop Meteor, 29(3): 347-358.

Dong W H, Zhao M, Ming Y, et al, 2022. Significant increase in sea surface temperature at the genesis of tropical mesoscale convective systems[J]. Geophys Res Lett, 49(24): e2022GL101950.

Duque E M, Huang Y, May P T, et al, 2023. An evaluation of IMERG and ERA5 quantitative precipitation estimates over the southern ocean using shipborne observations[J]. J Appl Meteor Climatol, 62(11): 1479-1495.

Evans J L, Waters J J, 2012. Simulated relationships between sea surface temperatures and tropical convection in climate models and

their implications for tropical cyclone activity[J]. J Climate,25(22):7884-7895.

Fang J Y,Du Y,2022. A global survey of diurnal offshore propagation of rainfall[J]. Nat Commun,13(1):7437.

Feng Z,Leung L R,Liu N N,et al,2021. A global high-resolution mesoscale convective system database using satellite-derived cloud tops, surface precipitation, and tracking[J]. J Geophys Res:Atmos,126(8):e2020JD034202.

Freeman E,Kent E C,Brohan P,et al,2019. The international comprehensive ocean-atmosphere data set-meeting users needs and future priorities[J]. Front Mar Sci,6:436525.

Fujita M,Kimura F,Yoshizaki M,2010. Morning precipitation peak over the strait of Malacca under a calm condition[J]. Mon Wea Rev,138(4):1474-1486.

Garner J M,2017. Thunderstorm environments over the northeastern Pacific Ocean and Gulf of Alaska[J]. J Oper Meteor,5(6):71-77.

Halverson J B,Ferrier B S,Rickenbach T M,et al,1999. An ensemble of convective systems on 11 February 1993 during TOGA COARE:morphology,rainfall characteristics,and anvil cloud interactions[J]. Mon Wea Rev,127(6):1208-1228.

Hamada A,Takayabu Y N,2016. Convective cloud top vertical velocity estimated from geostationary satellite rapid-scan measurements[J]. Geophys Res Lett,43(10):5435-5441.

Hassim M E E,Lane T P,Grabowski W W,2016. The diurnal cycle of rainfall over New Guinea in convection-permitting WRF simulations[J]. Atmos Chem Phys,16(1):161-175.

Hayden L J M,Tan J,Bolvin D T,et al,2023. Variations in the diurnal cycle of precipitation and its changes with distance from shore over two contrasting regions as observed by IMERG, ERA5,and spaceborne Ku radar[J]. J Hydrometeor,24(4):675-689.

Hou A Y,Kakar R K,Neeck S,et al,2014. The global precipitation measurement mission[J]. Bull Amer Meteor Soc,95(5):701-722.

Houze Jr R A,Geotis S G,Marks Jr F D,et al,1981. Winter monsoon convection in the vicinity of North Borneo. Part Ⅰ:structure and time variation of the clouds and precipitation[J]. Mon Wea Rev,109(8):1595-1614.

Houze Jr R A,Rasmussen K L,Zuluaga M D,et al,2015. The variable nature of convection in the tropics and subtropics:a legacy of 16 years of the Tropical Rainfall Measuring Mission satellite [J]. Rev Geophys,53(3):994-1021.

Houze Jr R A,Wilton D C,Smull B F,2007. Monsoon convection in the Himalayan Region as seen by the TRMM precipitation radar [J]. Quart J Roy Meteor Soc,133(627):1389-1411.

Huang L, Luo Y L, Zhang D L, 2018. The relationship between anomalous presummer extreme rainfall over South China and synoptic disturbances[J]. J Geophys Res:Atmos,123(7):3395-3413.

Hui W, Huang F X, Liu R X, 2020. Characteristics of lightning signals over the Tibetan Plateau and the capability of FY-4A LMI lightning detection in the plateau[J]. Int J Remote Sens,41(12):4605-4625.

Ichikawa H, Yasunari T, 2008. Intraseasonal variability in diurnal rainfall over New Guinea and the surrounding oceans during austral summer[J]. J Climate,21(12):2852-2868.

Jensenius Jr J S,2016. A detailed analysis of lightning deaths in the United States from 2006 through 2015[R]. United States:National Weather Service.

Kandalgaonkar S S,Kulkarni J R,Tinmaker M I R,et al,2010. Land-ocean contrasts in lightning activity over the Indian Region[J]. Int J Climatol,30(1):137-145.

Keenan T,Rutledge S,Carbone R,et al,2000. The maritime continent-thunderstorm experiment (MCTEX):overview and some results [J]. Bull Amer Meteor Soc,81(10):2433-2456.

Kerns B W,Chen S S,2018. Diurnal cycle of precipitation and cloud clusters in the MJO and ITCZ over the Indian Ocean[J]. J Geophys Res:Atmos,123(18):10140-10161.

Kidd C,Huffman G,2011. Global precipitation measurement[J]. Meteor Appl,18(3):334-353.

Kotroni V,Lagouvardos K,2016. Lightning in the Mediterranean and its relation with sea-surface temperature[J]. Environ Res Lett,11(3):034006.

Kumar P R,Kamra A K,2012. Land-sea contrast in lightning activity over the sea and peninsular regions of South/Southeast Asia [J]. Atmos Res,118:52-67.

Kumar S,2017. Vertical characteristics of reflectivity in intense convective clouds using TRMM PR data[J]. Environ Nat Resour Res,7(2):58.

LeMone M A,Zipser E J,Trier S B,1998. The role of environmental shear and thermodynamic conditions in determining the structure and evolution of mesoscale convective systems during TOGA COARE[J]. J Atmos Sci,55:3493-3518.

Li Y P,Carbone R E,2012. Excitation of rainfall over the tropical western Pacific[J]. J Atmos Sci,69(10):2983-2994.

Lindzen R S,Nigam S,1987. On the role of sea surface temperature gradients in forcing low-level winds and convergence in the tropics[J]. J Atmos Sci,44(17):2418-2436.

Liu C T,Cecil D J,Zipser E J,et al,2012. Relationships between lightning flash rates and radar reflectivity vertical structures in thunderstorms over the tropics and subtropics[J]. J Geophys Res:Atmos,117(D6):D06212.

Liu C T,Zipser E J,2009. "Warm rain" in the tropics:seasonal and regional distributions based on 9 yr of TRMM data[J]. J Climate,22(3):767-779.

Liu C T,Zipser E J,2015. The global distribution of largest,deepest, and most intense precipitation systems[J]. Geophys Res Lett,42(9):3591-3595.

Liu C T,Zipser E J,Cecil D J,et al,2008. A cloud and precipitation feature database from nine years of TRMM observations[J]. J Appl Meteor Climatol,47(10):2712-2728.

Lombardo K,2015. Idealized quasi-linear convective storms crossing over coastlines[C]// AGU Fall Meeting Abstracts. Washington: American Geophysical Union,A41F-0118.

Lombardo K A,Colle B A,2012. Ambient conditions associated with the maintenance and decay of quasi-linear convective systems crossing the northeastern U. S. Coast[J]. Mon Wea Rev,140(12):3805-3819.

Lombardo K A,Colle B A,2013. Processes controlling the structure and longevity of two quasi-linear convective systems crossing the southern New England coast[J]. Mon Wea Rev,141(11):3710-3734.

Love B S,Matthews A J,Lister G M S,2011. The diurnal cycle of precipitation over the maritime continent in a high-resolution atmospheric model[J]. Quart J Roy Meteor Soc,137(657):934-947.

Lucas C,Zipser E J,Lemone M A,1994. Vertical velocity in oceanic convection off tropical Australia[J]. J Atmos Sci,51(21):3183-3193.

Mach D M,Christian H J,Blakeslee R J,et al,2007. Performance assessment of the optical transient detector and lightning imaging sensor[J]. J Geophys Res:Atmos,112(D9):D09210.

Mapes B E,Warner T T,Xu M,2003a. Diurnal patterns of rainfall in northwestern South America. Part Ⅲ:diurnal gravity waves and nocturnal convection offshore[J]. Mon Wea Rev,131(5):830-844.

Mapes B E,Warner T T,Xu M,et al,2003b. Diurnal patterns of rainfall in northwestern South America. Part Ⅰ:observations and context[J]. Mon Wea Rev,131(5):799-812.

Matthews J B,Matthews J B R,2014. In situ measurement shows ocean boundary layer physical processes control catastrophic global warming[J]. J Adv Phys,5(1):681-704.

Meenu S,Parameswaran K,Rajeev K,2012. Role of sea surface temperature and wind convergence in regulating convection over the tropical Indian Ocean[J]. J Geophys Res:Atmos,117(D14):D14102.

Minobe S,Kuwano-Yoshida A,Komori N,et al,2008. Influence of the gulf stream on the troposphere[J]. Nature,452(7184):206-209.

Minobe S,Miyashita M,Kuwano-Yoshida A,et al,2010. Atmospheric response to the gulf stream:seasonal variations[J]. J Climate,23(13):3699-3719.

Mori S,Hamada J I,Sakurai N,et al,2011. Convective systems developed along the coastline of Sumatera Island,Indonesia,observed with an X-band Doppler radar during the HARIMAU2006 Campaign[J]. J Meteor Soc Jpn. Ser. Ⅱ,89A:61-81.

Mori S,Jun-Ichi H,Tauhid Y I,et al,2004. Diurnal land-sea rainfall peak migration over Sumatera Island,Indonesian maritime continent,observed by TRMM satellite and intensive rawinsonde soundings[J]. Mon Wea Rev,132(8):2021-2039.

Murray J C,Colle B A,2011. The spatial and temporal variability of convective storms over the Northeast United States during the warm season[J]. Mon Wea Rev,139(3):992-1012.

Nesbitt S W,Zipser E J,2003. The diurnal cycle of rainfall and convective intensity according to three years of TRMM measurements[J]. J Climate,16(10):1456-1475.

Nesbitt S W,Zipser E J,Cecil D J,2000. A census of precipitation features in the tropics using TRMM:radar,ice scattering,and lightning observations[J]. J Climate,13(23):4087-4106.

Peng C H,Chen X C,2023. Warm-season afternoon precipitation peak in the central Bay of Bengal:process-oriented diagnostics[J]. J Geophys Res:Atmos,128(13):e2022JD038398.

Putrasahan D A,Miller A J,Seo H,2013. Isolating mesoscale coupled ocean-atmosphere interactions in the Kuroshio Extension Region[J]. Dyn Atmos Oceans,63:60-78.

Qie X S,Liu D X,Sun Z L,2014. Recent advances in research of lightning meteorology[J]. J Meteor Res,28(5):983-1002.

Rajagopal M,Russell J,Skok G,et al,2023. Tracking mesoscale convective systems in IMERG and regional variability of their properties in the tropics[J]. J Geophys Res:Atmos,128(24):e2023JD038563.

Riemann-Campe K,Fraedrich K,Lunkeit F,2009. Global climatology of convective available potential energy (CAPE) and convective inhibition (CIN) in ERA-40 reanalysis[J]. Atmos Res,93(1/2/3):534-545.

Robe F,Emanuel K A,2001. The effect of vertical wind shear on radiative-convective equilibrium states[J]. J Atmos Sci,58:1427-1445.

Rousseau V,Sanchez-Gomez E,Msadek R,et al,2021. Mechanisms shaping wind convergence under extreme synoptic situations over the gulf stream region[J]. J Climate,34(23):9481-9500.

Rudlosky S D,Goodman S J,Virts K S,et al,2019. Initial geostationary lightning mapper observations[J]. Geophys Res Lett,46(2):1097-1104.

Ruppert J H,Chen X C,2020. Island rainfall enhancement in the maritime continent[J]. Geophys Res Lett,47(5):e2019GL086545.

Ruppert J H,Zhang F Q,2019. Diurnal forcing and phase locking of gravity waves in the maritime continent[J]. J Atmos Sci,76(9):2815-2835.

Sabin T P,Babu C A,Joseph P V,2013. SST-convection relation over tropical oceans[J]. Intl J Climatol,33(6):1424-1435.

Sasaki Y N,Minobe S,Asai T,et al,2012. Influence of the Kuroshio in the East China Sea on the early summer (Baiu) rain[J]. J Climate,25(19):6627-6645.

Seity Y,Soula S,Sauvageot H,2001. Lightning and precipitation relationship in coastal thunderstorms[J]. J Geophys Res:Atmos,106(D19):22801-22816.

Shie C L,Tao W K,Simpson J,2006. A note on the relationship between temperature and water vapor over oceans,including sea surface temperature effects[J]. Adv Atmos Sci,23(1):141-148.

Short D A,2003. Equatorial Atlantic rain frequency:an intercentennial comparison[J]. J Climate,16(13):2296-2301.

Skinner T, Tapper N, 1994. Preliminary sea breeze studies over Bathurst and Melville Islands, northern Australia, as part of the island thunderstorm experiment (ITEX)[J]. Meteor Atmos Phys, 53(1): 77-94.

Small R J, Deszoeke S P, Xie S P, et al, 2008. Air-sea interaction over ocean fronts and eddies[J]. Dyn Atmos Oceans, 45(3/4): 274-319.

Smith S R, Alory G, Andersson A, et al, 2019. Ship-based contributions to global ocean, weather, and climate observing systems [J]. Front Mar Sci, 6: 436018.

Takatama K, Minobe S, Inatsu M, et al, 2015. Diagnostics for near-surface wind response to the gulf stream in a regional atmospheric model[J]. J Climate, 28(1): 238-255.

Tan J, Huffman G J, Bolvin D T, et al, 2019. IMERG V06: changes to the morphing algorithm[J]. J Atmos Oceanic Technol, 36(12): 2471-2482.

Thompson E J, Rutledge S A, Dolan B, et al, 2018. Dual-polarization radar rainfall estimation over tropical oceans[J]. J Appl Meteor Climatol, 57(3): 755-775.

Tokinaga H, Tanimoto Y, Xie S P, et al, 2009. Ocean frontal effects on the vertical development of clouds over the western North Pacific: in situ and satellite observations[J]. J Climate, 22(16): 4241-4260.

Tory K J, Dare R A, 2015. Sea surface temperature thresholds for tropical cyclone formation[J]. J Climate, 28(20): 8171-8183.

Trunk T J, Bosart L F, 1990. Mean radar echo characteristics during project GALE[J]. Mon Wea Rev, 118(2): 459-469.

Vannière B, Czaja A, Dacre H, et al, 2017. A "cold path" for the Gulf Stream-troposphere connection [J]. J Climate, 30(4): 1363-1379.

Wallace J M, Mitchell T P, Deser C, 1989. The Influence of sea-surface temperature on surface wind in the eastern equatorial Pacific: seasonal and interannual variability [J]. J Climate, 2: 1492-1499.

Wang F, Qie X, Wang D F, et al, 2018. Lightning activity in tropical cyclones and its relationship to dynamic and thermodynamic parameters over the Northwest Pacific[J]. Atmos Res, 213: 86-96.

Warner T T, Mapes B E, Xu M, 2003. Diurnal patterns of rainfall in northwestern South America. Part Ⅱ: model simulations[J]. Mon Wea Rev, 131(5): 813-829.

Worley S J, Woodruff S D, Reynolds R W, et al, 2005. ICOADS release 2.1 data and products[J]. Int J Climatol, 25(7): 823-842.

Wu M W, Luo Y L, 2016. Mesoscale observational analysis of lifting mechanism of a warm-sector convective system producing the maximal daily precipitation in China mainland during pre-summer rainy season of 2015[J]. J Meteor Res, 30(5): 719-736.

Wu P M, Hara M, Hamada J I, et al, 2009. Why a large amount of rain falls over the sea in the vicinity of western Sumatra Island during nighttime[J]. J Appl Meteor Climatol, 48(7): 1345-1361.

Wu P M, Manabu D Y, Matsumoto J, 2008. The formation of nocturnal rainfall offshore from convection over western Kalimantan (Borneo) Island[J]. J Meteor Soc Japan, 86A: 187-203.

Wu Y C, Yang M J, Lin P H, 2020. Evolution of water budget and precipitation efficiency of mesoscale convective systems over the South China Sea[J]. Terr Atmos Ocean Sci, 31(2): 141-158.

Wu Z H, 2003. A shallow CISK, deep equilibrium mechanism for the interaction between large-scale convection and large-scale circulations in the tropics[J]. J Atmos Sci, 60(2): 377-392.

Xie S P, Xu H M, Saji N H, et al, 2006. Role of narrow mountains in large-scale organization of Asian monsoon convection[J]. J Climate, 19(14): 3420-3429.

Xu H M, Xu M M, Xie S P, et al, 2011. Deep atmospheric response to the spring Kuroshio over the East China Sea[J]. J Climate, 24(18): 4959-4972.

Xu W X, Rutledge S A, 2015. Morphology, intensity, and rainfall production of MJO convection: observations from DYNAMO ship-borne radar and TRMM[J]. J Atmos Sci, 72(2): 623-640.

Yanase A, Yasunaga K, Masunaga H, 2017. Relationship between the direction of diurnal rainfall migration and the ambient wind over the southern Sumatra Island[J]. Earth Space Sci, 4(3): 117-127.

Yang G Y, Slingo J, 2001. The diurnal cycle in the tropics[J]. Mon Wea Rev, 129(4): 784-801.

Yang S, Smith E A, 2006. Mechanisms for diurnal variability of global tropical rainfall observed from TRMM[J]. J Climate, 19(20): 5190-5226.

Yokoi S, Mori S, Syamsudin F, et al, 2019. Environmental conditions for nighttime offshore migration of precipitation area as revealed by in situ observation off Sumatra Island[J]. Mon Wea Rev, 147(9): 3391-3407.

Yoneyama K, Zhang C D, Long C N, 2013. Tracking pulses of the Madden-Julian Oscillation[J]. Bull Amer Meteor Soc, 94(12): 1871-1891.

Zhang L N, Sun J Z, Ying Z M, et al, 2021. Initiation and development of a squall line crossing Hangzhou Bay[J]. J Geophys Res: Atmos, 126(1): e2020JD032504.

Zhang W J, Zhang Y J, Zheng D, et al, 2015. Relationship between lightning activity and tropical cyclone intensity over the Northwest Pacific[J]. J Geophys Res: Atmos, 120(9): 4072-4089.

Zhang X L, Sun J H, Zheng Y G, et al, 2020. Progress in severe convective weather forecasting in China since the 1950s[J]. J Meteor Res, 34(4): 699-719.

Zipser E J, Cecil D J, Liu C T, et al, 2006. Where are the most intense thunderstorms on earth[J]. Bull Amer Meteor Soc, 87(8): 1057-1072.

Zuidema P, 2003. Convective clouds over the Bay of Bengal[J]. Mon Wea Rev, 131(5): 780-798.

(本文责编:张芳)