

吕爱民.孟加拉湾气旋风暴研究回顾[J].海洋气象学报,2017,37(2):13-21.
Lü Aimin.Review of researches on cyclonic storms over the Bay of Bengal [J]. Journal of Marine Meteorology,2017,37(2):13-21.
DOI:10.19513/j.cnki.issn2096-3599.2017.02.002.(in Chinese)

孟加拉湾气旋风暴研究回顾

吕爱民

(国家气象中心;北京 100081)

摘要: 活动于阿拉伯海和孟加拉湾地区的热带气旋称为气旋性风暴,约占全球热带气旋年均生成总数的 10%,其中活跃于孟加拉湾的气旋性风暴是造成中国西南地区强降水的主要天气系统之一。本文简要回顾了过去几十年来国内外在孟加拉湾风暴生成源地、发生频数、移动路径和生命史等方面的活动特征以及结构特征、活动机理,及其对中国天气的影响等方面的研究成果,并在此基础上指出了孟湾风暴研究中存在的问题。

关键词: 孟加拉湾;气旋风暴;气旋结构;气旋活动机理

中图分类号: P444 **文献标志码:** A **文章编号:** 2096-3599(2017)02-0013-09

DOI:10.19513/j.cnki.issn2096-3599.2017.02.002

Review of researches on cyclonic storms over the Bay of Bengal

LÜ Aimin

(National Meteorological Center, Beijing 100081, China)

Abstract Cyclonic storms, which occur over both Arabian Sea and the Bay of Bengal, account for about 10% of global tropical cyclones. Cyclonic storm over the Bay of Bengal is one of the main weather systems that cause heavy rainfall in Southwest China. In this paper, previous researches during last decades on genesis, track, lifespan, structure, development mechanism of cyclonic storms and its influences on China rainstorm are reviewed. Existent problems are pointed out.

Key words the Bay of Bengal; cyclonic storm; cyclone structure; cyclone development mechanism

引言

热带气旋是生成于热带和副热带洋面上的一种强烈的大气涡旋系统,在北半球呈逆时针方向旋转,南半球沿顺时针方向旋转,是一种极具破坏性的天气事件和自然灾害。活动于北印度洋(含阿拉伯海和孟加拉湾地区)的热带气旋称为“气旋性风暴(cyclonic storm)”,数量约占全球热带气旋生成总数的 10%^[1]。尽管生成频数少、尺度较小、强度相对较弱,但处于孟加拉湾三角大陆架上的浅海区和三角形海湾地势低洼的沿海区域是一个著名的脆

弱地带(图 1),热带气旋往往会导致暴潮洪水等灾害,如超级气旋风暴(Super cyclonic storm) Bhola 于 1970 年 11 月 12 日登陆孟加拉国吉大港(Chittagong),恒河三角洲(Ganges Delta)及港口外星罗棋布的岛屿遭到暴潮袭击,死亡人数竟达 30 万~50 万人,Bhola 成为全球二十世纪以来造成人员死亡最多的热带气旋,造成的灾害也是全球二十世纪以来最为严重的自然灾害之一^[2]。

孟加拉湾的气旋性风暴(以下简称“孟湾风暴”)作为影响印度半岛和中南半岛的主要灾害性天气系统,若向偏北方向移动,可对孟加拉国和中

收稿日期:2017-04-29; 修订日期:2017-05-24

基金项目:国家自然科学基金项目(41275066);国家气象中心青年基金项目(Q201607)

作者简介:吕爱民(1987—),男,硕士,工程师,主要从事台风监测和预报研究工作,lvaimin0424@126.com。

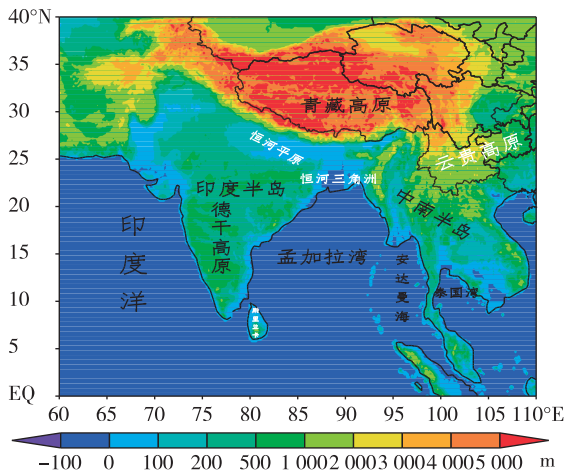


图1 孟加拉湾地区地理环境示意图(色彩为海拔高度)
Fig.1 Geographical map of the Bay of Bengal (Colored areas denote elevation)

国青藏高原造成较大影响,常出现大海潮和暴风雪等严重灾害;若向偏东方向移动,可对缅甸、中南半岛和中国西南地区有较大影响;若向偏西方向移动,可对印度、斯里兰卡等国造成重大影响。由于中国西南地区紧邻印度半岛和孟加拉湾地区,春末夏初和秋末冬初,孟湾风暴是导致中国西南地区强降水的主要天气系统之一。本文将简要总结回顾过去几十年来国内外在孟湾风暴的生成源地、发生频数、移动路径和生命史等特征以及结构特征、活动机理及对中国西南地区天气的影响等方面的研究成果,在此基础上指出孟湾风暴研究中存在的问题。

1 孟湾风暴活动特征

1.1 生成源地

北京大学地球物理系热带天气研究组^[3]对1969—1973年最大平均风速大于8级的孟湾风暴研究发现,其源地主要集中在孟加拉湾北部(18°N以北,88~92°E)和中部两个海域,且中部是生成的主要源地,几乎占全部风暴总数的78%。段旭等^[4]统计了1971—2006年孟加拉湾热带低压加强成为孟湾风暴的初始位置,南起斯里兰卡岛东南近海(5.0°N, 84.0°E),北至孟加拉国沿海(21.1°N, 88.4°E);西起印度近海(12.1°N, 81.4°E),东至安达曼海(11.0°N, 95.5°E)。按南北划分,22.7%的孟湾风暴生成于孟加拉湾南部,40.9%生成于孟加拉湾中部,36.4%生成于孟加拉湾北部。按东西划分(以90°E为界),75.5%的孟湾风暴生成于孟加

拉湾西部海域,24.5%生成于孟加拉湾东部海域。东西分布的较大差异,反映出南亚季风低压的活动位置。

1.2 发生频数

Gray^[1]对1948—1967年孟湾风暴活动特征统计发现,3—11月都可以有孟湾风暴生成,早春和晚秋是其活动高峰期,这与季风的季节活动特征密切相关。Islam和Peterson^[5]对1877—2003年登陆孟加拉国的风暴统计发现,登陆数年际变化较大,且大多数(70%)在5—6月和10—11月登陆,即在季风爆发前和季风撤退后活跃。Singh等^[6]对1877—1998年北印度洋(包括阿拉伯海和孟加拉湾)热带气旋统计发现:5月和11月是孟湾风暴主要活动月份,其频数在这两个月都出现了明显的上升趋势,而在季风转换月(6月和9月),其频数减小。王友恒和王素贤^[7-8]、段旭等^[4]也指出孟湾风暴年变化呈双峰型分布,峰值分别出现在5月和11月,这正好与亚洲季风爆发和撤退的时间基本吻合,表明孟湾风暴生成与大气环流的季节转换有关。陈联寿和丁一汇^[9]认为,孟湾风暴“双峰型”月际变化特征主要与南亚季风特征和风场的垂直分布有关。在季风盛衰交替时期垂直风切变较小,是孟湾风暴发展的有利条件之一。Gray^[1]发现,风场垂直切变对热带气旋的产生有很大作用。6—9月,南亚和孟加拉湾盛行西南季风,把赤道辐合带推向孟加拉湾北部和南亚大陆,且风场垂直切变大,平均在25 s⁻¹以上。因此孟加拉湾夏季虽有大的暖洋面,但强夏季风和强水平风垂直切变限制了孟湾风暴的发生发展。尽管夏季热带扰动的频率高,但是80%的扰动不能达到热带风暴的强度^[10]。而冬季海温偏低且有强冬季风,也不利于孟湾风暴的生成发展。但春、秋季,孟加拉湾上空850 hPa和200 hPa之间的风速垂直切变平均小于10 s⁻¹^[11],为孟湾风暴发展提供了有利条件。

Mooley^[12]研究发现,对于年或小于年的时间尺度,强气旋风暴数目分布符合泊松过程。Thompson等^[13]给出了一些证据说明泊松模型的不合理性,并且给出了泊松群集模型,能够更好地描述孟湾风暴活动特征。Subbaramayya和Rao^[10]利用100 a数据研究了1880—1979年季风季节之后(10—12月)孟加拉湾气旋性扰动和气旋风暴变化和趋势特征,功率谱研究发现,气旋性扰动存在2.1 a和3.0 a的显著周期,而孟湾风暴存在2.1 a、3.0 a和35~40 a的显著周期。Raghavendra^[14]发现,孟加拉湾年际扰动

和雨季扰动也存在相似的周期。王志仁等^[15]发现, 孟湾风暴数在20世纪70年代出现明显的突变。段旭等^[4]也发现20世纪70年代中后期孟湾风暴发生个数出现了突变, 年平均数目由(1945—1976年)12.4个锐减为(1977—2006年)3.7个。其转折性变化的原因目前有两种观点, 一是与气候变暖有关^[16-17]; 第二种观点认为, 早期热带气旋的监测主要依赖航海日志和陆面观测, 且确定热带气旋强度带有一定的主观性, 而20世纪70年代以后则主要依靠气象卫星和雷达, 一般不会有遗漏, 造成不同历史时期所确定的热带气旋频数存在较大的不均匀性^[18]。

1.3 移动路径和生命史

由于孟加拉湾呈喇叭口形状, 导致在孟加拉湾海域生成或由南海经中南半岛移入的风暴容易在该海域沿岸地区登陆, 段旭等^[4]给出了1971—2006年孟湾风暴登陆路径频率, 发现西路、西北路、东北路分别占24.5%、30.0%和30.9%, 未登陆的占14.6%。韩晓伟等^[19]发现孟湾风暴位于低纬度区域时多倾向于西行, 而向高纬度移动时则常常发生转向, 且转向点多位于西太平洋副热带高压(以下简称“副高”)顶端所在的纬度。Alam等^[20]对1974—1999年孟湾风暴登陆点进行统计发现, 6—11月都有数目相近的孟湾风暴登陆印度海岸。而登陆孟加拉国的风暴主要在5月、10月和11月, 登陆缅甸的风暴主要在5月。Sanjeev等^[21]对1891—1994年440个孟湾风暴统计发现, 有256个(约占58%)登陆孟加拉国, 有68个(约占15.5%)登陆印度, 有33个(约占7.5%)登陆缅甸, 有5个(约占1%)登陆斯里兰卡, 还有78个(约占18%)在海上减弱消亡而没有登陆。

段旭等^[4]给出了1971—2006年各月孟湾风暴的生命史, 平均生命史为61.6h, 最长的达9d, 最短的仅维持6h。孟湾风暴的平均维持时间和最长维持时间在4—5月和10—11月达到峰值。孟湾风暴登陆后, 通常迅速减弱消失, 其平均、最长和最短维持时间分别为11h、22h和5h。李英等^[22]统计了登陆中国台风(不包括热带低压)平均维持时间, 结果表明, 8月为39h、7月为32h、6月和9月为25h、5月和10—11月为16~20h, 比孟湾风暴登陆维持时间长得多。

综上所述, 孟湾风暴多集中生成于孟加拉湾中北部, 风暴发生频数、平均和最长维持时间的月际变化均呈双峰型分布, 且4—5月和10—11月为峰

值(主要与南亚季风特征和风场的垂直分布有关)。孟湾风暴登陆路径主要为西路、西北路和东北路(占总数的85.4%), 登陆的国家主要为孟加拉国(占总数的58%)。

2 孟湾风暴活动机理

针对孟湾风暴的形成机制, Krishnamurti等^[23]研究认为, 水平风切变引起的正压不稳定能量是导致孟湾风暴生成的原因, 其发展的能量来自平均纬向环流。Mao等^[24]通过对2008年孟湾风暴Nargis的研究得出了同样的结论, 认为水平风切变引起的正压不稳定触发了孟湾风暴生成, 基本纬向流的经向梯度向正压能量的转换是风暴发展的能量源。Krishnamurti等^[25]发现, 非绝热加热在涡旋的生成和发展中起重要作用。吴国雄等^[26]对1998年亚洲夏季风爆发过程的综合分析表明, 北印度洋和亚洲热带区域春季强烈的海-陆-气相互作用是激发孟加拉湾季风爆发涡旋发生的一个根本原因。

2.1 大气季节内振荡(MJO)

自1970年代起, 很多学者开始关注大气季节内振荡(MJO)与热带气旋活动的关系。Gray^[27]在研究MJO与全球热带气旋活动关系时发现, 热带气旋生成的活跃期趋于集中在2~3周, 其后是一段相当时期的不活跃期。随后许多研究开始探讨大气季节内振荡对不同海域热带气旋生成的影响。Liebmann^[28]研究发现, 孟湾风暴易生成在MJO对流活跃位相。在MJO活跃期, 孟湾风暴活动的增加源于热带扰动的增加, 并非热带气旋在MJO对流活跃期更易发展成为风暴。祝从文等^[29]分析了1996年9月—1997年6月MJO活动对生成在印度洋-西太平洋海域的热带低压/气旋的影响, 结果发现, 除西北太平洋外其它区域的热带低压/气旋有半数以上生成在向东移动的MJO的湿位相中。伴随MJO的向东传播, 热带低压/气旋平均生成位置也随之向东移动, 而生成在西北太平洋的热带低压/气旋分别受到向东和向西传播的MJO影响。Kikuchi和Wang^[30]利用1997—2008年观测资料讨论了北印度洋海域季内振荡(ISO)与气旋性风暴形成的关系, 对两种类型的季内振荡模式, 即夏季季节内振荡(BSISO)和MJO, 与热带气旋生成关系的分析表明, 与ISO有关的TC中, 70%与向北传播的BSISO有关, 30%与向东传播的MJO有关。BSISO模式影响TC生成主要在5—6月和9—11月, 而MJO模式主要在11—12月。因此业务预报中监测这两种类型

的 ISO,尤其是 BSISO,可以预测中期时段内热带气旋的生成。Ho 等^[31]认为,随着 MJO 从南印度洋东传至海洋性大陆地区,热带气旋路径逐渐偏南,这与由 Rossby 波响应引起的向北引导气流逐渐加强有关。Kim 等^[32]对印度洋-西北太平洋 MJO 和热带气旋路径的关系进行了研究,指出当与 MJO 有关的对流中心位于赤道印度洋时,热带气旋密集的移动路径会东移,而当此对流中心位于赤道西北太平洋时,热带气旋密集路径则更易西移。

2.2 移动路径和结构强度变化

针对孟湾风暴移动路径和强度变化的研究,Yamada 等^[33]发现对流层中层气流对春季孟湾风暴移动路径和强度有决定性影响。气流沿青藏高原南坡下沉,导致孟加拉湾北部在对流层中层形成干的副热带急流,其南支干空气使得孟湾风暴由偏北折向偏东,同时干空气侵入风暴中心打断了对流的发展。而转向之后,这支干空气绕道风暴南侧,引起垂直风切变减小,对流重新发展。Lin 等^[34]强调了海表面温度(SST)在 2008 年孟湾风暴 Nargis 登陆前迅速加强过程中的作用,数值试验表明,深厚的次表层暖海水导致风暴引起的海水冷却减小,海-气热焓通量增加了近 300%,因此能够支持风暴的快速增强。Mohanty 等^[35]用 MM5 中尺度数值模式对 1999 年的一个孟湾风暴进行了 5 d 预报,发现几乎能准确预测前两天风暴强度,第 3 天的预报低估了风暴的强度。而第 4~5 天的预报高估了风暴强度,这可能是由于模拟登陆时间延迟导致。Karyampudi 等^[36]用 MM5 中尺度数值模式对 1988 年孟湾风暴 Florence 进行了数值模拟,并比较了初始条件、降雨同化和积云参数化方案对模拟结果的影响。Liu 等^[37-38]用 MM5 模式对 1992 年一次孟湾风暴进行了模拟,并分析了其内核动力和热力结构、动态强迫垂直运动、非平衡流动等特征。

许美玲等^[39]利用 MM5 中尺度数值模式对 2004 年 5 月登陆的孟湾风暴进行了模拟,分析了风暴登陆前后的流场、动力场和热力场结构,发现孟湾风暴登陆前后,其结构与登陆台风变性阶段一样,经历了从热带气旋的基本对称的垂直分布结构演变到斜压非对称结构;风暴登陆后,由于地形和冷空气的作用,动力场和热力场表现为对流层中低层锋区增强、倾斜涡度发展,导致对流不稳定和斜压不稳定。董海萍等^[40]利用 MM5 中尺度数值模式对云南 2001 年 5 月 31 日—6 月 2 日的强降水过程研究表明,红河河谷的喇叭口地形结构对强降水的落区

和降水强度都有着不可忽视的作用,它不但能改变近地层气流的走向,而且对低层水汽通量散度分布也有一定的影响。吕林宜等^[41]利用 MM5 中尺度数值模式对 2003 年 5 月 19 日登陆的孟湾风暴数值模拟表明,由于地形作用,孟湾风暴的动力结构和热力结构均发生一系列改变。

Kotal 等^[42]利用 1981—2000 年孟湾风暴数据库建立了预测孟湾风暴强度的统计模型,选取的参数分别为初始时刻强度、过去 12 h 强度变化、移动速度、初始纬度、路径上平均垂直风切变、850 hPa 涡度、200 hPa 散度和海表面温度。对于强度预报,36 h 内的平均绝对误差(AAE)小于 $5.2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,最大误差出现在 60 h 和 72 h ($7.2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$)。Sankar 等^[43]选取两个动力因子(低层相对涡度和垂直风切变)和两个热力因子(对流层中层相对湿度和稳定度)组成风暴生成势参数(GPP),用其来分析孟湾风暴的生成。Roy Bhowmik 等^[44]提出了一个预测孟湾风暴强度的简单经验模型。他们假设孟湾风暴强度按指数规律变化,任意时刻风暴强度取决于初始强度和该时刻前 12 h 风暴强度的改变。结果表明,平均绝对误差范围为 $2.5\sim 3.1 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,均方根误差范围为 $2.9\sim 4.1 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,并且都随时间减小。Kalsi 等^[45]研究了 1999 年孟湾风暴 Orissa 登陆之后的强度变化,发现风速随时间呈指数减小,且衰减常数值为 0.099 1。

利用数值天气预报模式模拟热带气旋已经得到广泛的应用,最近几年,数值天气预报模式被广泛应用于孟湾风暴强度和移动路径的模拟。很多研究采用非静力模式 MM5 预报北印度洋风暴^[35,46-49]。印度气象部门采用准拉格朗日模式预报北印度洋风暴移动路径^[50-51]。Prasad^[52]和 Prasad 等^[53-54]发展了用有限区多层原始方程模式(LAM)预报风暴移动路径的方法,该模式来源于佛罗里达州立大学模式^[55]。Singh 等^[56]采用 WRF 模式模拟风暴的移动路径和强度。印度气象部门采用 LAM 模式来预报北印度洋风暴移动路径,他们还采用 ECMWF 模式对风暴进行最长 72 h 的预报。

3 青藏高原大地形对孟湾风暴的影响

地形与热带气旋及其带来降水有着密切的关系,气流越过山脉时会引起波动,迎风坡上升,背风坡下沉。从孟加拉湾三角区的地势低洼带到中国青藏高原和云贵高原,地形坡度很大。当孟湾风暴移至青藏高原南侧时,青藏高原复杂地形会对其结

构产生影响。但是目前对北上移至青藏高原南侧的孟湾风暴结构及其与环境流场(南支槽、冷空气)、高原大地形相互作用等研究还不够深入,对有关影响机制认识不足。王允宽等^[57]研究了青藏高原地形对孟湾风暴的动力影响,初步揭示了青藏高原地形对移到高原南侧 25°N 附近的孟湾风暴存在着明显的地形效应。王允宽等^[58]发现青藏高原大地形效应使登陆后的孟湾风暴结构非对称分布特征更加突出,暖中心消失、风暴中心北侧由上升运动变为下沉运动,促使孟湾风暴填塞、消亡。董海萍等^[40]利用 MM5 数值模式对云南 2001 年一次强降水过程研究表明,红河河谷的喇叭口地形结构对强降水的落区和降水强度都有着不可忽视的作用,它不但能改变近地层气流的走向,而且对低层水汽通量散度分布也有一定的影响。王曼等^[59-60]利用 WRF 模式对低纬高原大地形对孟湾风暴 Mala 登陆过程的数值模拟研究表明:登陆前,大地形对其结构有间接影响,使高层出现倾斜。在登陆过程中,地形阻挡和摩擦作用能较明显影响其移动路径和速度。登陆后,风暴强度减弱、移动速度加快;结构由基本对称变为非对称,且斜压结构明显。另一方面,暖湿空气的源源不断输送是风暴发展的重要因素,孟湾风暴登陆后脱离了季风水汽输送带,也是促使其减弱的重要因素。

4 孟湾风暴对中国天气的影响

孟加拉湾作为亚洲夏季风活动频繁、降水最强的地区,是中国降水的一个重要水汽源地,是中国区域洪涝的偏南水汽输送关键区^[61]。该区域水汽输送异常对中国西南地区强降水有重要影响^[62-64]。孟湾风暴活动同样也会给中国天气带来重大影响,但孟湾风暴在孟加拉湾北部沿岸地区登陆时离中国西藏南部及云南西部边界的最短距离也有 6~7 个纬距,在这一段的陆地行程中,风暴往往要迅速减弱,再加上西藏南部的喜马拉雅山及缅甸的若开山、云南西部的横断山脉对风暴的减弱及阻挡作用,孟湾风暴对中国风力的影响不大,主要是降水影响。

孟湾风暴对中国天气影响主要集中在云贵高原和青藏高原两个地区,尤其对西藏南部和滇西南的影响最为严重,往往带来大暴雨或大暴雪天气。但孟湾风暴在其他天气系统的配合下,其降水影响北界可达 35°N,东界可至 120°E,影响范围极广^[3]。研究表明,孟湾登陆后与有利的大气环境流场(如

南支槽、副热带高压等)相互作用,形成强西南气流,将孟加拉湾水汽输送到中国,可以使中国西南地区产生降水。关于孟湾风暴带来的西南水汽输送,在许多个例分析中均有描述^[65-69],均认为孟湾风暴产生的西南水汽输送为西南地区持续强降水提供了有利的水汽条件,同时也是造成高原地区产生暴雨(雪)的主要天气系统之一。一般西北太平洋或南海台风对中国天气的影响主要是通过台风本身的直接侵袭所致,而孟湾风暴对中国天气的影响主要是在南支槽和副热带高压等特定环流形势下造成影响,这一点正是孟湾风暴影响中国天气过程的特殊性。同时在不同的季节环流形势不同,孟湾风暴对中国的影响也有差异。

李玉柱^[70]和周毅^[71]对初夏孟湾风暴的若干特征和能量输送进行了分析,指出孟湾风暴不仅为低纬高原暴雨输送了水汽,而且还输送了大量能量。普布卓玛和周顺武^[72]对 1995 年 11 月两次孟湾风暴外围云系影响青藏高原过程分析发现,由于孟湾风暴强度和登陆地点的不同而导致影响强度截然不同。其中,副高的变化对孟湾风暴的移动路径、强度起关键作用。有利的副高位置和南支槽的加强,是产生暴雪的天气条件。何华等^[73]利用 1981 年—1991 年 GMS 云图 TBB 资料,对孟湾风暴影响下中尺度对流系统的云顶温度、温度梯度、地理区域与降水关系分析发现,在强降水区,雨量增大时温度梯度却在减小,一般说来,最强的降水区域既是温度梯度的低值区也是云顶温度的低值区;孟湾风暴影响时,云降水效率具有较强的区域分布特性,滇西及滇西南最高,滇东北最低。董良森等^[74]对发生季节、地域及影响系统都相似的两次孟湾风暴过程对比分析发现,由于影响系统强度的差异,造成降水的范围及量级均有所不同。韦革宁和廖胜石^[75]对孟湾风暴云系造成广西 1999 年一次大范围降水过程分析发现,生命史长、覆盖范围大和呈准静止状态的孟湾风暴云系与稳定少变副高的有效配置,带来的水汽及不稳定能量是造成暴雨过程的主要原因。孟湾风暴对流云团移上青藏高原可以引起云贵高原和青藏高原等地发生暴雨和暴雪^[7-8,76]。孟湾风暴活跃时期,可使降水扩展到整个西南地区及江淮流域以南地区^[77]。

云南早雨季的开始与孟湾风暴首次出现时间有关^[78],初夏孟湾风暴活跃与否是云南雨季开始早迟、降水多少的重要标志之一^[4,79-80]。肖建全等^[81]对比分析了 2007 年 5 月第 1 号孟湾风暴 Akash 和

2008年5月第1号孟湾风暴 Nargis, 发现两者均为造成云南首场全省性强降水天气过程的主要影响天气系统。两次孟湾风暴的移动路径不同, 导致云南强降水分布也不同; 副高的强弱与孟湾风暴引导气流的建立有密切关系, 对孟湾风暴的移动路径和云南强降水分布有直接影响。

王子谦等^[82]利用湿位涡(MPV)诊断分析和倾斜涡度发展(SVD)理论研究发现, 条件性对称不稳定是2007年孟湾风暴 Sidr 北上造成青藏高原暴雪的一种重要机制, 风暴螺旋云系移动至高原东南部受陡峭地形抬升与高层北侧下滑的干冷空气相交汇是导致暴雪的重要原因。李英等^[83-84]对初夏孟加拉湾对流云团北上低纬高原的动力学条件及其影响下高原强降水的发生机制进行了分析, 发现当孟加拉湾至低纬高原处于低压槽区与副高外围西北侧之间时, 孟加拉湾对流云团容易北上。杜晓玲和汤俊^[85]发现2002年5月一次孟湾风暴的外围云系不断向东北方向伸展, 与北部的冷空气及川黔间的低涡切变系统相互作用造成了贵州一次大范围暴雨天气过程。鲁亚斌等^[86]指出2004年5月中旬一次孟湾风暴外围螺旋云系移入辐合区内得到强烈发展, 两次中 β 尺度雨团及一次中 β 尺度雨带活动是造成滇西大暴雨的中尺度系统。张腾飞等^[87]利用卫星云图等资料, 对孟湾风暴影响下2001年—2004年初夏云南4次连续性强降水天气过程的中尺度特征及其环流背景条件分析发现, 孟湾风暴以分裂中尺度对流云团、外围云系以及登陆减弱的本身沿孟湾槽前和副高外围的西南气流北上影响云南。许美玲等^[88]通过对1975年—2004年12个造成云南全省性暴雨的孟湾风暴的合成分析也发现孟湾风暴云系中不断有中尺度对流云团生成移入低纬高原常造成云南暴雨天气。索渺清和丁一汇^[89]对2007年11月孟湾风暴 Sidr 所致云南德钦高原暴雪过程的研究中, 发现在南支槽和孟湾风暴结合的天气尺度条件下, 南支槽前偏南风低空急流受高原大地形阻挡产生的高原切变线是云南德钦高原暴雪的直接影响系统。德庆等^[90]、柳龙生等^[91]发现孟湾风暴 Phailin 对西藏特大暴雪的影响主要是其登陆减弱为低压后, 分裂的中尺度对流云团在南支槽的作用下移上高原。

5 结论与讨论

本文对过去几十年来国内外在孟湾风暴生成源地、发生频数、移动路径和生命史等特征以及结

构特征、活动机理及对中国天气的影响等方面研究的简要回顾, 可以发现: 与西北太平洋台风的研究相比, 目前对孟湾风暴的认识和研究相对落后, 且主要存在以下问题:

1) 孟湾风暴的研究主要集中在统计、个例分析及某些物理量的诊断方面。

2) 针对孟湾风暴的数值模拟和诊断研究较少, 且由于观测资料缺乏, 对孟湾风暴环流结构、动力和热力特征的认识尚不清楚; 对孟湾风暴与大气环境流场、南支槽、冷空气活动以及高原地形的相互作用等仍有待进一步深入研究。

3) 孟湾风暴对中国天气影响的研究大多针对云南、西藏地区, 对长江中下流域天气影响仍然缺乏系统性的分析研究。

参考文献:

- [1] Gray W M. Global view of the origin of tropical disturbances and storms [J]. *Mon Wea Rev*, 1968, 96(10):669-700.
- [2] 陈联寿, 端义宏, 宋丽莉, 等. 台风灾害及其预报[M]. 北京: 气象出版社, 2012:337-339.
- [3] 北京大学地球物理系热带天气研究组, 国家海洋局预报总台热带天气预报研究组. 孟加拉湾风暴的活动及其对我国天气的影响[J]. *气象科技资料*, 1974(8):4-10.
- [4] 段旭, 陶云, 寸灿琼, 等. 孟加拉湾风暴时空分布和活动规律统计特征[J]. *高原气象*, 2009, 28(3):634-641.
- [5] Islam T, Peterson R E. Climatology of landfalling tropical cyclones in Bangladesh 1877-2003 [J]. *Nat Hazards*, 2009, 48(1):115-135.
- [6] Singh O P, Khan T M A, Rahman M S. Changes in the frequency of tropical cyclones over the North Indian Ocean [J]. *Meteor Atmos Phys*, 2000, 75(1):11-20.
- [7] 王友恒, 王素贤. 孟加拉湾热带风暴的初步分析[J]. *气象*, 1988, 14(6):19-22.
- [8] 王友恒, 王素贤. 北印度洋热带风暴及其与西藏降水的关系[J]. *气象*, 1989, 15(11):38-42.
- [9] 陈联寿, 丁一汇. 西太平洋台风概论[M]. 北京: 科学出版社, 1979:58-61.
- [10] Subbaramayya I, Rao S R M. Frequency of Bay of Bengal cyclones in the post-monsoon season [J]. *Mon Wea Rev*, 1984, 112(8):1640-1642.
- [11] 范隆. 大洋气候[M]. 北京: 海洋出版社, 1990:532-535.
- [12] Mooley D A. Applicability of the Poisson probability model to the severe cyclonic storms striking the coast around the Bay of Bengal [J]. *Sankhya*, 1981, 43(2):187-197.

- [13] Thompson M L, Guttorp P. A probability model for severe cyclonic storms striking the coast around the Bay of Bengal [J]. *Mon Wea Rev*, 1986, 114(11):2267-2271.
- [14] Raghavendra V K. A statistical analysis of the number of tropical storms and depressions in the Bay of Bengal during 1890-1969[J]. *Indian J Met Geophys*, 1973, 24: 125-130.
- [15] 王志仁, 吴德星, 吴辉碇, 等. 全球热带风暴时空分布特点[J]. *海洋学报*, 2002, 24(1): 25-34.
- [16] 田荣湘. 全球气候变暖对西北太平洋热带气旋的影响[J]. *浙江大学学报(理学版)*, 2003, 30(4): 466-470.
- [17] 马丽萍, 陈联寿, 徐祥德. 全球热带气旋活动与全球气候变化相关特征[J]. *热带气象学报*, 2006, 22(2): 147-154.
- [18] Chu J H, Sampson C R, Levine A S, et al. The Joint Typhoon Warning Center tropical cyclone best-tracks 1945-2000 [R]. Joint Typhoon Warning Center, Pearl Harbor, Hawaii. 2002.
- [19] 韩晓伟, 周林, 梅勇, 等. 1975-2008年北印度洋热带气旋特征分析[J]. *海洋预报*, 2010, 27(6): 5-11.
- [20] Alam M M, Hossain M A, Shafee S. Frequency of Bay of Bengal cyclonic storms and depressions crossing different coastal zones[J]. *Int J Climatol*, 2003, 23: 1119-1125.
- [21] Sanjeev S K, Kishtawal C M, Pal P K. Track prediction of Indian Ocean cyclones using Lagrangian advection model[J]. *Nat Hazards*, 2012, 62: 745-778.
- [22] 李英, 陈联寿, 张胜军. 登陆我国的热带气旋的统计特征[J]. *热带气象学报*, 2004, 20(1): 14-23.
- [23] Krishnamurti T N, Kumar A, Yap K S, et al. Performance of a high-resolution mesoscale tropical prediction model [J]. *Adv Geophys*, 1990, 32: 133-286.
- [24] Mao J, Wu G X. Barotropic process contributing to the formation and the growth of tropical cyclone Nargis [J]. *Adv Atmos Sci*, 2011, 28(3): 483-491.
- [25] Krishnamurti T N, Ramanathan Y. Sensitivity of the monsoon onset to different heating [J]. *J Atmos Sci*, 1982, 39(6): 1290-1306.
- [26] 吴国雄, 关月, 王同美, 等. 春季孟加拉湾涡旋形成及其对亚洲夏季风爆发的激发作用[J]. *中国科学*, 2010, 40(11): 1459-1467.
- [27] Gray W M. Hurricanes: their formation, structure and likely role in the tropical circulation [C]// Shaw D B. *Meteorology over the tropical oceans*. Royal Meteorological Society, 1979: 155-218.
- [28] Liebmann B H, Hendon H H, Glick J D. The relationship between tropical cyclones of the Western Pacific and Indian Oceans and the Madden-Julian Oscillation [J]. *J Meteor Soc Japan*, 1994, 72(3): 401-411.
- [29] 祝从文, Nakazawa T, 李建平. 大气季节内振荡对印度洋-西太平洋地区热带低压/气旋生成的影响[J]. *气象学报*, 2004, 62(1): 42-50.
- [30] Kikuchi K, Wang B. Formation of tropical cyclones in the northern Indian Ocean associated with two types of tropical intraseasonal oscillation modes [J]. *J Meteor Soc Japan*, 2010, 88(3): 475-496.
- [31] Ho C H, Kim J H, Jeong J H, et al. Variation of tropical cyclone activity in the South Indian Ocean: El Niño-Southern Oscillation and Madden-Julian Oscillation effects [J]. *J Geophys Res*, 2006, 111: D22101. doi: 10.1029/2006JD007289.
- [32] Kim J H, Ho C H, Kim H S, et al. Systematic variation of summertime tropical cyclone activity in the Western North Pacific in relation to the Madden-Julian Oscillation [J]. *J Climate*, 2008, 21(6): 1171-1191.
- [33] Yamada H, Moteki Q, Yoshizaki M. The unusual track and rapid intensification of cyclone Nargis in 2008 under a characteristic environmental flow over the Bay of Bengal [J]. *J Meteor Soc Japan*, 2010, 88(3): 437-453.
- [34] Lin I I, Chen C H, Pun I F, et al. Warm ocean anomaly, air sea fluxes, and the rapid intensification of tropical cyclone Nargis (2008) [J]. *Geophys Res Lett*, 2009, 36: L03817. doi: 10.1029/2008GL035815.
- [35] Mohanty U C, Mandal M, Raman S. Simulation of Orissa super cyclone (1999) using PSU/NCAR mesoscale mode [J]. *Nat Hazards*, 2004, 31(2): 373-390.
- [36] Karyampudi V M, Lai G S, Manobianco J. Impact of initial conditions, rainfall assimilation, and cumulus parameterization on simulations of hurricane Florence (1988) [J]. *Mon Wea Rev*, 1998, 126(12): 3077-3101.
- [37] Liu Y B, Zhang D L, Yau M K. A multiscale numerical study of hurricane Andrew (1992). Part I: explicit simulation and verification [J]. *Mon Wea Rev*, 1997, 125(12): 3073-3093.
- [38] Liu Y B, Zhang D L, Yau M K. A multiscale numerical study of hurricane Andrew (1992). Part II: kinematics and inner-core structures [J]. *Mon Wea Rev*, 1999, 127(11): 2597-2616.
- [39] 许美玲, 段旭, 张秀年. 登陆孟湾风暴结构演变特征数值模拟研究[J]. *高原气象*, 2006, 25(6): 1139-1146.
- [40] 董海萍, 赵思雄, 曾庆存. 低纬高原地形对强降水过程影响的数值试验研究[J]. *气候与环境研究*, 2007, 12(3): 381-396.
- [41] 吕林宜, 段旭, 王曼. 孟湾风暴数值模拟实验及其结构特征分析[J]. *高原山地气象研究*, 2008, 28(1): 36-41.

- [42] Kotal S D, Bhowmik S K R, Kundu P K, et al. A statistical cyclone intensity prediction (SCIP) model for the Bay of Bengal [J]. *J Earth Syst Sci*, 2008, 117(2): 157-168.
- [43] Nath S, Kotal S D, Kundu P K. Analysis of a genesis potential parameter during pre-cyclone watch period over the Bay of Bengal [J]. *Nat Hazards*, 2013, 65(3): 2253-2265.
- [44] Roy Bhowmik S K, Kotal S D, Kalsi S R. An empirical model for predicting intensity of tropical cyclone over the Bay of Bengal [J]. *Nat Hazards*, 2007, 41:447-455.
- [45] Kalsi S R, Kotal S D, Roy Bhowmik S K. Decaying nature of super cyclone of Orissa after landfall [J]. *Mausam*, 2003, 54:393-396.
- [46] Rao G V, Bhaskar Rao D V. A review of some observed mesoscale characteristics of tropical cyclones and some preliminary numerical simulations of their kinematic features [J]. *Proc Ind Nat Sci Acad*, 2003, 69A(5): 523-541.
- [47] Sathi D K, Hari Prasad D, Bhaskar Rao D V. The evaluation of Kain-ritsch scheme in tropical cyclone simulation [J]. *Mausam*, 2006, 57(3):395-410.
- [48] Bhaskar Rao D V, Prasad D H. Numerical prediction of the Orissa super-cyclone (1999): sensitivity to the parameterization of convection, boundary layer and explicit moisture processes [J]. *Mausam*, 2006, 57(1): 61-78.
- [49] Bhaskar Rao D V, Hari Prasad D. Sensitivity of tropical cyclone intensification to boundary layer and convective processes [J]. *Nat Hazards*, 2007, 41(3):429-445.
- [50] Mathur M B. The national meteorological center's quasi-agrangian model for hurricane prediction [J]. *Mon Wea Rev*, 1991, 119(6):1419-1447.
- [51] Prasad K, Rama Rao Y V. Cyclone track prediction by quasi-agrangian limited area model [J]. *Meteor Atmos Phys*, 2003, 83(3):173-185.
- [52] Prasad K. Synthetic observations for representation of tropical cyclones in NWP data assimilation systems [C]// *Proceedings of the international symposium on assimilation of observations in meteorology and oceanography*, Clermont-Ferrand, France. 1990:581-587.
- [53] Prasad K, Singh B V, Hatwar H R. Objective analysis and track prediction of tropical cyclones with synthetic data [C]// Sikka D R, Singh S S. *Physical processes in atmospheric models*. Wiley, New York, 1992:349-363.
- [54] Prasad K, Rama Rao Y V, Sen S. Tropical cyclone track prediction by a high resolution limited area model using synthetic observation [J]. *Mausam*, 1997, 46(3): 351-366.
- [55] Krishnamurti T N, Ardanuy P, Ramanathan Y, et al. On the onset vortex of the summer monsoon [J]. *Mon Wea Rev*, 1981, 109(2):344-363.
- [56] Singh R, Kishtawal C M, Pal P K, et al. Assimilation of the multisatellite data into the WRF model for track and intensity simulation for the Indian Ocean tropical cyclones [J]. *Meteorol Atmos Phys*, 2011, 111(3/4):103-119.
- [57] 王允宽,刘俊清,黄中华.台风形成中冷空气作用的模拟试验 [J]. *大气科学*, 1988, 12(4):374-381.
- [58] 王允宽,吴迪生,曹勇生,等.青藏高原地形对孟加拉湾热带气旋降水的影响 [J]. *大气科学*, 1996, 20(4): 446-451.
- [59] 王曼,李华宏,段旭,等.登陆孟加拉湾风暴结构个例分析与数值模拟 [J]. *气象科技*, 2009, 37(1):12-18.
- [60] 王曼,段旭,李华宏,等.孟加拉湾风暴 Mala 登陆期间地形敏感试验 [J]. *气象学报*, 2011, 69(3):486-495.
- [61] 徐祥德,陶诗言,王继志,等.青藏高原-季风水汽输送“大三角扇型”影响域特征与中国区域旱涝异常的关系 [J]. *气象学报*, 2002, 60(3):257-266.
- [62] 鲁亚斌,解明恩,谢三勇.孟加拉湾水汽输送异常对云南5月降水的影响 [J]. *云南地理环境研究*, 2004, 16(1):19-24.
- [63] 何华,孙绩华.高低空急流在云南大范围暴雨过程中的作用及共同特征 [J]. *高原气象*, 2004, 23(5):629-634.
- [64] 陈艳,丁一汇,肖子牛,等.水汽输送对云南夏季风爆发及初夏降水异常的影响 [J]. *大气科学*, 2006, 30(1): 25-37.
- [65] 王敏,孙树峻,王雪.青藏高原东南侧一次大范围暴雨天气过程的诊断分析 [J]. *高原山地气象研究*, 2010, 30(4): 47-50.
- [66] 伏阳虎,王兴,晋扎,等.西藏2008年10月26~28日孟加拉湾风暴强降水分析 [J]. *西藏科技*, 2009, 34(7): 38-43.
- [67] 周国莲,鲁亚斌,张腾飞,等.一次孟加拉湾风暴影响下云南持续性暴雨天气诊断分析 [J]. *气象科技*, 2006, 34(3):280-285.
- [68] 周倩,程一帆,周甘霖,等.2008年10月青藏高原东部一次区域暴雪过程及气候背景分析 [J]. *高原气象*, 2011, 30(1):22-29.
- [69] 杨祖芳,李月安,李伟华.两个孟加拉湾风暴对我国降水不同影响的对比分析 [J]. *海洋预报*, 2000, 17(4): 41-46.
- [70] 李玉柱.初夏孟加拉湾风暴的若干特征 [J]. *气象*, 1981, 7(5):5-7.
- [71] 周毅.初夏孟加拉湾热带气旋对西南地区能量输送初析 [J]. *云南气象*, 1989, 19(1):13-16.
- [72] 普布卓玛,周顺武.1995年11月两次孟加拉湾台风天

- 气对比分析[J].西藏科技, 1998,80(2):86-90.
- [73] 何华,许美玲,孙绩华.孟加拉湾低压造成云南强降水的中尺度分析[J].气象, 2000,26(2):29-33.
- [74] 董良森,陈见,覃天信.“97.5”、“81.5”两次孟湾风暴过程的对比分析[J].广西气象, 1998,19(2):21-22.
- [75] 韦革宁,廖胜石.孟加拉湾风暴云系对广西“99.10”大范围长时间降水的影响[J].广西气象, 2000,21(4):12-14.
- [76] 吕爱民,文永仁,李英.一次孟湾风暴 Akash(0701)对中国西南地区强降水过程的影响分析[J].大气科学, 2013,37(1):160-170.
- [77] 章基嘉,朱抱真,朱福康.青藏高原气象学进展[M].北京:科学出版社, 1988:34-38.
- [78] 陈于湘,朱抱真.热带季风爆发前云南雨季的天气学特征[J].大气科学, 1985,9(1):101-106.
- [79] 晏红明,肖子牛,王灵.孟加拉湾季风活动与云南5月降雨量[J].高原气象, 2003,22(6):624-630.
- [80] 郑建萌,段旭.2001年云南雨季开始偏早与孟加拉湾季风爆发的关系[J].气象, 2005,31(2):59-63.
- [81] 肖建全,普贵明,李永千,等.孟加拉湾风暴 Akash 和 Nargis 对比分析[J].云南大学学报(自然科学版), 2011,33(S1):111-117.
- [82] 王子谦,朱伟军,段安民.孟湾风暴影响高原暴雪的个例分析:基于倾斜涡度发展的研究[J].高原气象, 2010,29(3):703-711.
- [83] 李英,郭荣芬,索渺清,等.初夏孟加拉湾对流云团北上低纬高原的初步研究[J].热带气象学报, 2003,19(3):277-284.
- [84] 李英,张腾飞,索渺清.孟加拉湾云团影响下云南强降水分析[J].气象科学, 2003,23(2):185-191.
- [85] 杜晓玲,汤俊.2002年5月孟加拉湾风暴对我省降水的影响[J].贵州气象, 2003,27(1):32-34.
- [86] 鲁亚斌,张腾飞,徐八林,等.一次孟加拉湾风暴和冷空气影响下滇西大暴雨中尺度分析[J].应用气象学报, 2006,17(2):201-206.
- [87] 张腾飞,段旭,张杰.初夏孟湾风暴造成云南连续性强降水的中尺度分析[J].热带气象学报, 2006,22(1):67-73.
- [88] 许美玲,张秀年,杨素雨.孟加拉湾风暴影响低纬高原的环流和云图特征分析[J].热带气象学报, 2007,23(4):395-400.
- [89] 索渺清,丁一汇.南支槽与孟加拉湾风暴结合对一次高原暴雪过程的影响[J].气象, 2014,40(9):1033-1047.
- [90] 德庆,徐珺,宗志平,等.孟加拉湾超级风暴费林对西藏强降水的影响分析[J].气象, 2015,41(9):1086-1094.
- [91] 柳龙生,李英,赵毅勇.孟加拉湾风暴费林(1302)对藏南一次暴雪过程的影响分析[J].气象, 2015,41(9):1079-1085.