

一次西南印度洋热带气旋过程发展 机制的数值研究*

王彬^{1,2} 郭敬天^{1,2} 曹永正¹ 张薇¹ 刘桂艳²

(1. 国家海洋局北海预报中心 青岛 266100; 2. 山东省海洋生态环境与防灾减灾重点实验室 青岛 266100)

摘要 本文利用尽可能多的观测资料和 WRF-3.4.1 模式(Weather Research and Forecasting Model)对 2012 年 1 月 19 日至 28 日发生在西南印度洋上空的 1 次强热带气旋进行了研究, 并分析其时空结构和发展机制。对该热带气旋的移动路径、强度及内部结构的数值模拟结果与实际符合较好。分析表明, 感热和凝结潜热贯穿于热带气旋发展的整个过程, 其中感热对气旋发展的影响较弱, 凝结潜热是气旋发展的主要能量来源, CISK 机制可解释该热带气旋的发展过程。

关键词 西南印度洋; 热带气旋; WRF 模式; 发展机制

中图分类号 P435 **doi:** 10.11693/hyh20161100259

热带气旋是发生在较低纬度海洋上并具有暖心结构的大型涡旋, 是一种强灾害性天气系统, 它引发的大风和大浪天气影响范围广, 严重威胁海上船舶的航行和作业安全。探讨不同海区上空发生的热带气旋的特点和发展机制, 能加强对热带气旋的认识, 为海洋灾害性天气预报提供参考。

目前热带气旋研究多集中在北半球, 经过半个多世纪的探索, 学者们已经在热带气旋生成所需的气候背景场、扰动源以及生成和发展机制等方面有了一定了解(张庆红等, 2008)。我国作为世界上受热带气旋影响最严重的国家之一, 过去 10 年在热带气旋运动突变、结构和强度突变、台风暴雨的突然增幅、路径预报方法研究等方面都取得了新的进展(陈联寿等, 2001)。相比而言, 受观测资料缺乏、地理环境复杂等条件的限制, 针对南大洋尤其是西南印度洋海域热带气旋的研究较少。从 2012 年开始, 我国将对西南印度洋开展连续 10 年的矿产勘探工作, 多种调查设备均对海况有较高的要求, 因此对西南印度洋天气系统特别是热带气旋发展过程开展研究十分重要。

热带气旋的发展因扰动能量来源不同, 相应地存在着两种不同假设: 第二类条件不稳定理论和海-气相互作用理论。Charney 等(1964)提出了第二类条件不稳定理论 CISK(Conditional Instability of Second Kind)机制, 该理论认为积云对流释放的凝结潜热是热带气旋发展的能量来源。Emanuel(1986)提出了海-气相互作用理论 WISHE(Wind-Induced Surface Heat Exchange), 它把热带气旋的发展过程总结为一个初始扰动转变为海洋表面焓通量和风场之间正反馈的过程。应该指出, 两种理论解释热带气旋的生成和发展都有其局限性, 前者没有清楚说明台风中心不在对流云区而是在云外晴空区, 后者忽略了各云块间下沉时的绝热增温使台风中心增暖的作用, 前人对此也有很多的探讨和研究(沈如金等, 1982; 刘裕禄等, 2009)。

近年来随着高分辨率气象资料的出现, 热带气旋的数值模拟工作也有了较大的发展。袁金南等(2003)采用广州有限区域数值预报模式, 研究了对流凝结潜热对 0214 号台风“黄蜂”登陆的影响, 结果表明, 模式中无对流凝结潜热加热对台风移动路

* 国际海域资源调查与开发“十二五”项目, DY125-22-QY-26 号; 海洋公益性行业科研专项项目, 201205010 号; 国家自然科学基金项目, 41306028 号。王彬, 助理工程师, E-mail: sgwangbin@126.com

通讯作者: 郭敬天, 教授级高工, E-mail: guojingtian@bhj.gov.cn

收稿日期: 2016-11-25, 收修改稿日期: 2017-01-18

径和降水等均有明显的影响。曹钰等(2012)利用WRF(Weather Research and Forecasting Model)模式成功地模拟了2009年第8号台风“莫拉克”登陆的过程,通过考虑对流凝结潜热加热,探讨了对非均匀饱和大气中非地转湿 Q 矢量的改进。陈联寿(2010)认为,以全球模式为背景嵌套有限区中尺度模式,并结合先进的三维变分或四维变分同化系统来开展台风预报和研究已占主导地位。

南半球目前关于热带气旋发展机制的研究相对较少,主要的研究内容集中在热带气旋的活动路径、季节变化等。杨亚新(2005)根据世界气象组织(WMO)和全球热带气旋业务网站收集的1968—1990年资料,阐述了全球热带气旋的情况,其中西南印度洋平均每年发生10.4个热带气旋。冷梅等(2002)利用联合台风警报中心(JTWC)提供的2000—2002年气候资料,统计了南半球热带气旋的活动,结果表明南印度洋热带气旋发生的频率和强度大,生命期长,初始位置的平均纬度大约在 15°S ,基本上向西偏南移动。

基于上述西南印度洋热带气旋的研究现状,本文选取了2012年1月的一次西南印度洋热带气旋过

程,首先利用卫星和再分析资料进行分析,然后使用WRF模式模拟气旋的发展过程,最后通过分析感热通量和凝结潜热,探讨影响气旋发展的能量来源和机制。

1 资料分析

1.1 统计分析

利用FNL(Final Operational Global Analysis)再分析资料,对2003—2012年10年期间影响西南印度洋的热带气旋进行统计后发现(表1):每年影响西南印度洋的热带气旋在5—25个之间,平均每年13.8个;10年间热带气旋影响的频率呈上升趋势,从2003年到2006年的5—12个上升至2007年到2012年的13—25个;热带气旋影响较多的月份为4—10月,目前大洋科考任务多安排在11月至翌年4月间,也是为了尽可能规避热带气旋的影响。该区域热带气旋的发展比较旺盛,中心气压都低于 1000hPa ,个别气旋甚至达到 930hPa 左右(如本文研究的热带气旋中心最低气压为 936hPa),它们主要在马达加斯加岛附近海域生成,然后直接南下,对作业海区的影响较强。

表1 2003—2012年影响西南印度洋的热带气旋数量
Tab.1 The amount of tropical cyclone that influenced the southwest Indian Ocean in 2003—2012

月份	年份										总计
	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2011	2012	
1	0	1	0	1	3	1	1	0	0	1	8
2	0	0	0	0	0	0	0	2	1	0	3
3	0	0	0	0	1	1	0	2	1	2	7
4	0	0	0	0	1	3	2	2	4	2	14
5	0	2	1	1	2	0	1	1	2	1	11
6	1	0	1	1	3	0	2	2	5	2	17
7	2	2	3	1	2	1	1	3	3	2	20
8	0	1	0	1	3	2	1	0	1	1	10
9	0	3	0	1	2	3	3	5	4	1	22
10	2	2	1	1	1	3	0	0	3	0	13
11	0	0	0	1	1	2	1	1	1	1	8
12	0	1	3	0	0	0	1	0	0	0	5
总计	5	12	9	8	19	16	13	18	25	13	138

1.2 研究个例

表1表明,热带气旋对西南印度洋的影响在增加,本文选取2012年1月19日至28日发生在西南印度洋海域的一次强热带气旋过程进行研究。利用MODIS(Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer)卫星可见光云图,可以清晰地看到本次热带气旋的

发展过程(图1)。气旋于19日06UTC(Universal Time Coordinated)在马达加斯加岛西侧的莫桑比克海峡生成,其中心位于(17.3°S , 40.7°E)附近。在20日的云图上(图1a),螺旋云带中的气旋式弯曲已非常明显,但其中心无云眼区还没有形成,至23日00UTC(图1b),卫星云图上已出现明显的台风眼结构,表明气旋的

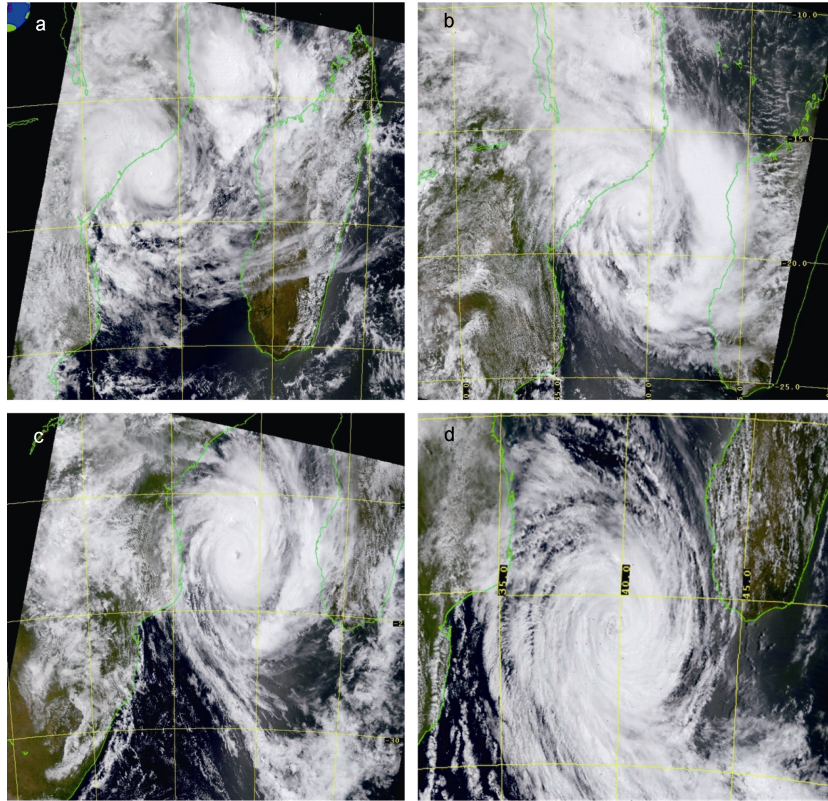


图 1 西南印度洋海域 2012 年 1 月 20—27 日 MODIS 红外卫星云图

Fig.1 The MODIS satellite infrared images of the southwest Indian Ocean, 20 to 27, January, 2012

注: a: 2012 年 1 月 20 日 00UTC; b: 23 日 00UTC; c: 25 日 00UTC; d: 27 日 00UTC

发展进入成熟阶段, 此阶段一直持续到 25 日 00UTC(图 1c), 其眼区结构明显, 并逐渐向南移动。此后气旋进入消亡阶段, 27 日 00UTC(图 1d)眼区已不能清楚分辨, 28 日 00UTC, 螺旋状云系的结构开始变得松散。

利用 FNL 再分析数据, 重点考察热带气旋在成

熟阶段的空间结构。在 24 日 12UTC 的海平面气压场上(图 2a), 热带气旋的中心位于(21.5°S, 39°E)附近, 中心气压值约为 984hPa。为了考察热带气旋的垂直结构, 沿通过气旋中心的 A-B 线(其位置见图 2a)做垂直剖面分析。图 2b 为沿 A-B 线的位温和垂直速度分布图, 可以看到垂直速度在 21°S 附近的 600—200hPa

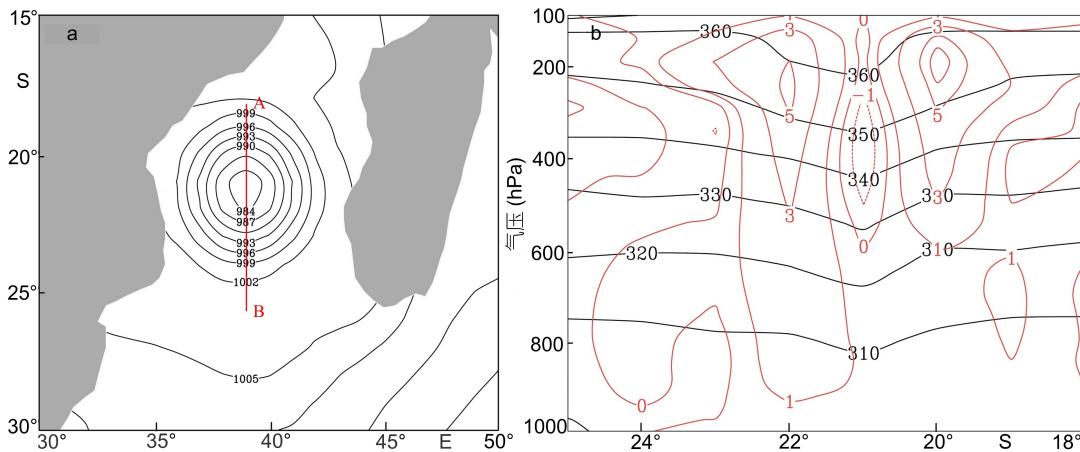


图 2 2012 年 1 月 24 日 12UTC 空间结构分析

Fig.2 Structured analysis at 12UTC on 24 January 2012

注: a: 海平面气压场(hPa); b: 沿 A-B 线的位温(K, 黑线)和垂直速度(m/s, 红线)剖面

之间出现小值区,而且两侧伴有强烈的垂直上升运动,表明热带气旋的中心眼区位于该位置。等位温线的分布在热带气旋中心附近出现了一个“漏斗”状结构,这种位温分布表明气旋具有“暖心”结构。

2 数值试验

2.1 数值模式

本文选用 WRF 模式(3.4.1 版本)作为研究工具,它是由美国国家大气研究中心(NCAR)等机构联合开发的新一代中尺度非静力预报模式,经过不断地改进和更新,目前该模式内部参数化方案丰富,对物理过程的刻画也较为细致。

2.2 试验设置

模拟区域设置如图 3 所示,模拟时间为 12 年 1 月 22 日 00UTC 至 1 月 28 日 00UTC,模式的具体参数设置见表 2。

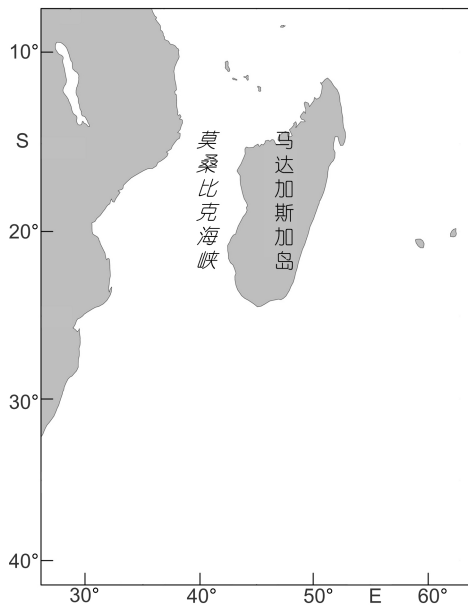


图 3 WRF 模拟的计算区域
Fig.3 Simulation domain in WRF

试验采用 FNL 再分析数据为初始场提供背景数据与时变侧边界。Fu(2001)指出高质量的初始场对气旋的准确预报有至关重要的作用,因此本文采用了高山红等(2010a, b)设计和发展的循环三维变分同化手段,同化了初始时刻之前 12h 的观测数据。同化的观测数据包括固定站点的探空(12h/次)和地面站(3h/次)等 GTS(Global Telecommunication System)数据、卫星反演的温度廓线 AIRS(Atmospheric Infrared Sounder)、大气可降水量 SSMI(Special Sensor Microwave Imager)以及 BUFR 格式的船舶、飞机报等

表 2 WRF 模式设置
Tab.2 Specifications of WRF model

区域与选项	具体设置
区域与分辨率	Lambert 投影, 中心点(-25°S, 45°E)
	格点数 300×400
	水平分辨率 10km
	垂直分辨率 44η 层
边界层方案	YSU 方案((Hong <i>et al.</i> , 2006)
积云对流方案	Kain-Fritsch 方案(Kain <i>et al.</i> , 1990)
微物理方案	WSM6 方案(Hong <i>et al.</i> , 2004)
辐射方案	长波辐射: RRTM 方案(Mlawer <i>et al.</i> , 1997)
	短波辐射: Dudhia 方案(Dudhia, 1996)
陆面过程	Noah 陆面模式(Chen <i>et al.</i> , 1996)

观测数据。

在利用循环 3DVAR 同化数据之前,需要给定背景误差协方差,由于 WRF 模式提供的 CV3 背景误差的模拟效果不理想,所以本文选用了 NMC(National Meteorological Center)方法生成的 CV5 背景误差(Parrish and Derber, 1992)。利用 FNL 数据,以初始时刻为中心前后各 7 天,针对本次过程作每天 2 次(起点分别为 00UTC 和 12UTC)的 24h 后报,然后利用后报结果统计出 CV5 背景误差。

3 结果与分析

3.1 模拟结果初步分析

首先对模拟的结果进行验证,在图 4a 中可以看出模拟和观测的路径比较接近,说明模式较好地模拟出了气旋的移动。图 4b 为热带气旋中心气压变化图,红线为 WRF 模拟结果,黑线为实测资料。对比来看,WRF 模拟的中心气压在气旋发展前期较实测偏高,后期略有偏低,但曲线的走向基本一致,都是在 24 日 12UTC 达到最小值。

下面分析模拟的热带气旋在发展最成熟时期(24 日 12UTC)的结构。通过对比模拟的海平面气压场(图 4c)和 FNL 再分析资料的结果(图 2a),可以发现两者的形势十分接近,但模拟得到的中心最低气压(928hPa)更接近实测值(936hPa)。图 4d 是沿图 4c 中 C-D 线(39.5°E)的位温和垂直速度的剖面图,从中看到等位温线在(20.5°S, 39.5°E)附近有明显的向下弯曲,表明模拟结果很好地反映了热带气旋的“暖心”结构;同时气旋中心的两侧从 900hPa 到 200hPa 的垂直速度中心,说明存在较强的对流运动,模拟的气旋中心北侧垂直速度要远高于南侧,这与再分析资料的结果(图 2b)有差异。

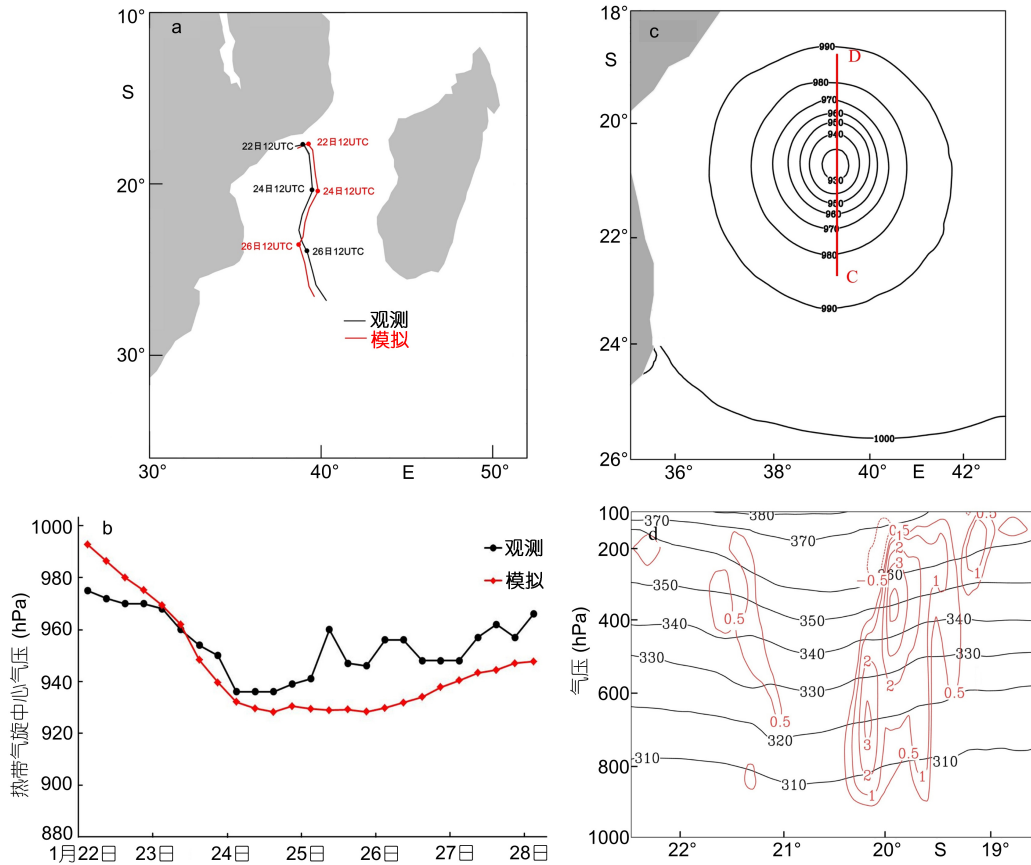


图 4 模拟的热带气旋路径、强度和结构分析

Fig.4 Simulated tropical cyclone tracks, central pressure and structure

注: a: 模拟和观测的热带气旋移动路径比较; b: 模拟的中心气压和实测比较; c: 模拟的 2012 年 1 月 24 日 12UTC 海平面气压场; d: 沿子图 c 中 C-D 线的位温(K, 黑线)和垂直速度(m/s, 红线)剖面

从以上分析来看, 本次模拟较为合理地反映了气旋的移动路径、强度和内部结构, 使用该模拟结果进一步分析是可信的。

3.2 气旋发展机制

从天气形势来看, 热带气旋在发生发展时没有外来能量如冷空气或者低空急流等的注入, 结合上文提到的 CISK 和 WHISE 理论, 通过计算热带气旋发展过程中的海面感热通量和凝结潜热, 分析影响热带气旋发展的能量来源, 以探讨其发展的机理。

洋面上感热通量计算公式如下(丁一汇, 1993):

$$F_h = 1.72 |V_a| (T_w - T_a).$$

V_a 是海表面 10m 高度上的风向量, T_w 是海表温度, T_a 是海表面 10m 高度上的气温, 此时 F_h 单位为 W/m^2 。这里给出了气旋在 23 日 12UTC 至 25 日 12UTC 的感热通量变化(图 5)。根据图 4b 中观测的气旋中心气压强度, 该热带气旋在 23—25 日经历了一个发展、成熟然后逐渐衰弱的过程。但从图 5 中发现, 感热通

量的最大值($60W/m^2$)出现在 23 日 12UTC, 此后持续减小, 至 25 日最大感热通量已减小为 $30W/m^2$ 。分析原因, 是热带气旋在发展增强的阶段, 海面风虽然继续增大, 但因海表气温差减小值大于风速增大值, 使感热通量减小, 感热作用持续减弱。综上所述, 感热作用虽然贯串热带气旋发展、成熟、减弱整个过程, 但其最大值出现的时次与气旋最大强度还不一致, 并不是热带气旋发展和增强的主要原因。

凝结潜热的计算需要大气条件是不稳定的, 水汽是辐合的。这里采用郭晓岚(Kuo, 1965, 1974)所提出的积云对流参数化方法计算凝结潜热 $H_c(m^2/s^3)$:

$$H_c = C_p \Delta T = \frac{I}{M} C_p (T_S - T), I > 0, T < T_S.$$

其中 I 为单位空气柱总的水汽流入率:

$$I = -\frac{1}{g} \int_{P_b}^{P_t} \Delta \cdot (V_q) dp - \frac{\omega_b q_b}{g};$$

$$M = -\frac{C_p}{L} \int_{P_b}^{P_t} (T_S - T) dp - \int_{P_b}^{P_t} (q_S - q) dp.$$

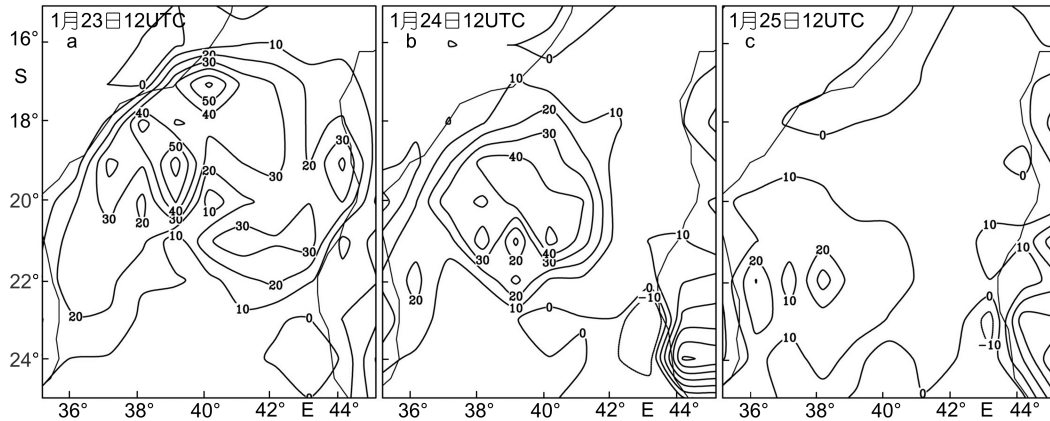


图5 2012年1月23日12UTC至25日12UTC热带气旋感热通量(W/m^2)变化

Fig.5 Sensible heat flux (W/m^2) of tropical cyclone from 12UTC on 23 to 12UTC on 25 January 2012

式中 P_1 为云顶高度, P_b 为云底高度, T 为云外环境温度, T_s 为云中温度。

这里计算了包含整个气旋($38^\circ-42^\circ E$, $20^\circ-26^\circ S$)区域大气气柱内的凝结潜热释放。从潜热随时间的演变图(图6)中可以看到,热带气旋在发展过程中伴随着大量的对流凝结潜热释放,并且在25日00UTC达到最大值,为 $1938 m^2/s^3$, 这比观测到的气旋最大强度的时间(24日12UTC)滞后了12小时,但凝结潜热

释放与气旋强度变化的趋势(图4b)是一致的。25日以后当热带气旋逐渐减弱时, H_c 值略有减小,但仍然保持在 $1756 m^2/s^3$ 。气旋在27日00UTC时 H_c 减小到 $1212 m^2/s^3$ 。以上说明:对流凝结潜热,其大小与热带气旋强度呈正相关关系,在热带气旋发展成熟阶段,对流凝结潜热释放显著增大,在逐渐衰弱阶段,凝结潜热仍然保持较大值。由此推论,凝结潜热是热带气旋维持和发展的主要能量来源。

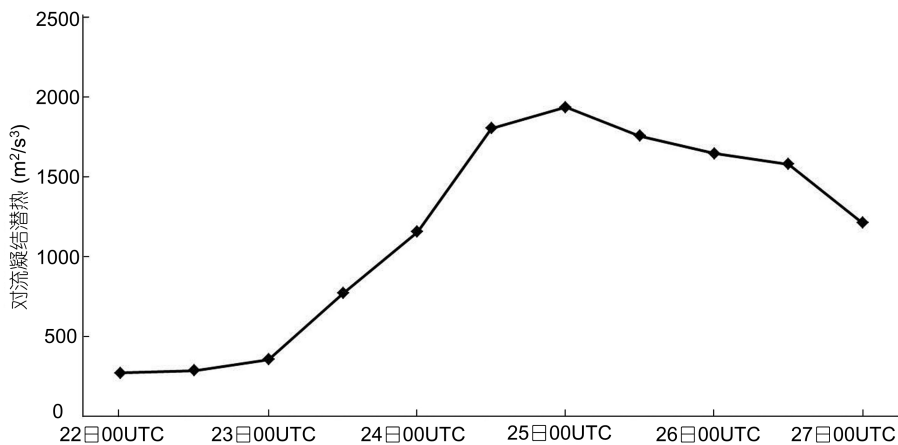


图6 2012年22日00UTC—27日00UTC气柱内总的对流凝结潜热(m^2/s^3)的变化

Fig.6 Distribution of total convective condensation latent heat (m^2/s^3) from 00UTC on 22 to 00UTC on 27 January 2012

为进一步验证上述分析,给出了沿气旋中心的凝结潜热和水汽的垂直剖面图(图7)。24日12UTC(图7a),热带气旋凝结潜热最大值为 $10 m^2/s^3$, 此时气旋中心两侧水汽有明显的向上辐合,对流发展旺盛。而在26日12UTC(图7b),热带气旋凝结潜热最大值为 $7 m^2/s^3$, 此时气旋内部水汽分布逐渐均匀,对流强度也明显减弱,这进一步说明了凝结潜热释放对气旋发展作用巨大,它不仅是影响垂直上升运动的关键

因子,还影响水汽的分布。

综合分析,可以用CISK理论解释本次热带气旋发展的机制。19日,在莫桑比克海峡上空有一弱小的热带低压生成,通过高温洋面的摩擦作用,大量热带潮湿空气辐合到气旋中心,并产生上升运动,暖空气在上空凝结释放出大量潜热,使低压中心上空的大气温度升高,形成暖心。同时高层等压面抬高形成辐散流出,使地面气压降低、环流加强。环流变强进一

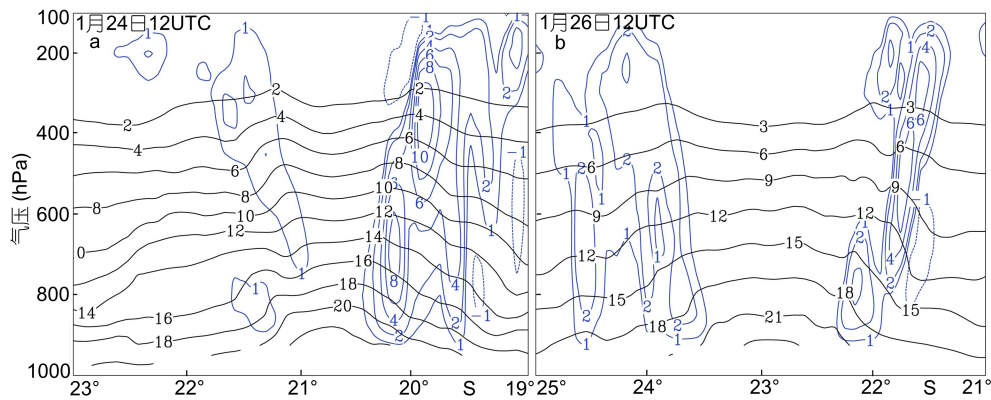


图 7 经过气旋中心的凝结潜热 $H_c(\text{m}^2/\text{s}^3)$, 蓝线)和水汽(g/kg , 黑线)剖面图

Fig.7 The vertical structure of condensation latent heat(m^2/s^3 , blue line)and water vapor(g/kg , black line) along the center of tropical cyclone

步使低空暖湿空气向中心摩擦辐合加强, 更多的水汽向中心集中, 对流更旺盛, 凝结潜热释放更多, 中心变得更暖, 地面低压更低。如此循环, 促进气旋的发展。25 日以后, 气旋移至中纬度洋面, 凝结潜热提供的能量不足以维持气旋的发展, 气旋逐渐减弱。

4 结论与展望

本文利用观测分析和数值模拟的手段, 对 2012 年 1 月的一次西南印度洋热带气旋的发展过程和机制进行了研究, 主要结论如下:

(1) 利用再分析资料对西南印度洋热带气旋进行统计发现, 2003—2012 年间热带气旋影响的频率呈上升趋势, 从 2003 到 2006 年的 5—12 个上升至 2007 到 2012 年的 13—25 个;

(2) 该热带气旋成熟时期在卫星云图上出现了螺旋云带和台风眼结构。使用 WRF 模式对该气旋的模拟是成功的, 模拟的路径、强度和空间结构, 都合理地再现了气旋的特征, 为进一步研究其发展机制提供了必要条件;

(3) 在热带气旋发展过程中, 感热和凝结潜热作用始终贯穿于整个过程, 其中感热对气旋发展的作用比较微弱;

(4) 凝结潜热的变化与气旋强度呈正相关, 是气旋发展的主要能量来源, CISK 机制可以解释本次气旋发展的过程。

针对此次个例, 今后工作展望如下:

(1) 本文重点探究了热带气旋形成以后的发展机制, 未来可以研究它前期的形成过程;

(2) 莫桑比克海峡的存在会对热带气旋的移动路径产生影响, 可以考虑设计地形的敏感性试验进

行分析;

(3) 此次个例是一次典型的影响西南印度洋的热带气旋过程, 但缺乏普适性, 今后可以采用统计学的方法, 对影响西南印度洋的热带气旋的特征进行总结。

致谢 中国海洋大学高山红教授对本文写作以及循环三维变分和绘图方面提出了宝贵意见, 在此表示感谢。

参 考 文 献

- 丁一汇, 1993. 天气动力学中的诊断分析方法. 北京: 中国科技大学研究生院, 118—120
- 刘裕禄, 方祥生, 金飞胜等, 2009. 台风凤凰形成发展过程中对流凝结潜热和感热的作用. 气象, 35(12): 51—57
- 杨亚新, 2005. 全球热带气旋概述. 世界海运, 28(2): 3—6
- 冷梅, 王辉, 2002. 船舶接收北大西洋热带气旋信息的途径. 见: 中国航海学会海洋船舶防台学术会议论文集. 大连: 中国航海学会
- 沈如金, 张宝严, 1982. 凝结潜热加热对台风降水分布的影响. 大气科学, 6(3): 249—257
- 张庆红, 郭春蕊, 2008. 热带气旋生成机制的研究进展. 海洋学报, 30(4): 1—11
- 陈联寿, 2010. 热带气象灾害及其研究进展. 气象, 36(7): 101—110
- 陈联寿, 孟智勇, 2001. 我国热带气旋研究十年进展. 大气科学, 25(3): 420—432
- 袁金南, 万齐林, 2003. 岛屿地形和对流凝结潜热对登陆台风“黄蜂”影响的数值研究. 热带气象学报, 19(S1): 81—87
- 高山红, 齐伊玲, 张守宝等, 2010. 利用循环 3DVAR 改进黄海海雾数值模拟初始场: WRF 数值试验. 中国海洋大学学报, 40(10): 1—9
- 高山红, 张守宝, 齐伊玲等, 2010. 利用循环 3DVAR 改进黄海海雾数值模拟初始场: RAMS 数值试验. 中国海洋大学学报, 40(11): 1—10, 18
- 曹钰, 苗春生, 岳彩军等, 2012. 引入对流凝结潜热作用对非均匀饱和大气中非地转湿 Q 矢量的改进研究. 高原气象, 31(1): 76—86

- Charney J G, Eliassen A, 1964. On the growth of the hurricane depression. *J Atmos Sci*, 21(1): 68—75
- Chen F, Mitchell K, Schaake J *et al*, 1996. Modeling of land surface evaporation by four schemes and comparison with FIFE observations. *J Geophys Res*, 101(D3): 7251—7266
- Dudhia J, 1996. A multi-layer soil temperature model for MM 5. In: Sixth Annual PSU/NCAR Mesoscale Model Users' Workshop. Boulder Colorado: National Center for Atmospheric Research, 49—51
- Emanuel K A, 1986. An air-sea interaction theory for tropical cyclones. Part 1: steady-state maintenance. *J Atmos Sci*, 43(6): 585—605
- Fu G, 2001. Polar Lows: Intense Cyclones in Winter. Beijing: China Meteorological Press, 218
- Hong S Y, Dudhia J, Chen S H, 2004. A revised approach to ice microphysical processes for the bulk parameterization of clouds and precipitation. *Mon Wea Rev*, 132(1): 103—120
- Hong S Y, Noh Y, Dudhia J, 2006. A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes. *Mon Wea Rev*, 134(9): 2318—2341
- Kain J S, Fritsch J M, 1990. A one-dimensional entraining/detraining plume model and its application in convective parameterization. *J Atmos Sci*, 47(23): 2784—2802
- Kuo H L, 1965. On formation and intensification of tropical cyclones through latent heat release by cumulus convection. *J Atmos Sci*, 22(1): 40—63
- Kuo H L, 1974. Further studies of the Parameterization of the influence of cumulus convection on large-scale flow. *J Atmos Sci*, 31(5): 1232—1240
- Mlawer E J, Taubman S J, Brown P D *et al*, 1997. Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. *J Geophys Res*, 102(D14): 16663—16682
- Parrish D F, Derber J C, 1992. The national meteorological center's spectral statistical-interpolation analysis system. *Mon Wea Rev*, 120(8): 1747—1763

NUMERICAL ANALYSES ON DEVELOPMENT MECHANISM OF A TYPICAL TROPICAL CYCLONE OVER SOUTHWESTERN INDIAN OCEAN

WANG Bin^{1,2}, GUO Jing-Tian^{1,2}, CAO Yong-Zheng¹, ZHANG Wei¹, LIU Gui-Yan²

(1. North China Sea Marine Forecasting Center of State Oceanic Administration, Qingdao 266100, China; 2. Shandong Provincial Key Laboratory of Marine Ecological Environment and Disaster Prevention and Mitigation, Qingdao 266100, China)

Abstract The structure, evolution, and physical mechanism of a strong tropical cyclone that occurred over the Southwestern Indian Ocean from 19 to 28 January 2012 were investigated by using all types of observational data and WRF-3.4.1 (Weather Research Forecasting Model) model. The model reproduced the tropical cyclone reasonably including the moving path, strength and inner structure. The analysis based upon the simulation result indicated that the sensible heat flux and latent heat of condensation run through the whole process of tropical cyclone development. The simulating result shows that the latent heat of condensation is the main source of energy for development of the cyclone, and the role of sensible heat flux is relatively weak. The CISK (Conditional Instability of Second Kind) mechanism can explain the development of this tropical cyclone well.

Key words Southwestern Indian Ocean; tropical cyclone; WRF; development mechanism