

高拴柱,张胜军,吕心艳,等. 南海台风生成前 48 h 环流特征及热力与动力条件. 应用气象学报,2021,32(3):272-288.

DOI: 10.11898/1001-7313.20210302

南海台风生成前 48 h 环流特征及热力与动力条件

高拴柱¹⁾ 张胜军^{2)*} 吕心艳¹⁾ 魏凤英²⁾

¹⁾(国家气象中心,北京 100081)

²⁾(中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室,北京 100081)

摘 要

利用 1979—2019 年 4—11 月中国气象局上海台风研究所热带气旋最佳路径资料和静止卫星红外云图资料,筛选出 189 例南海台风,结合欧洲中期天气预报中心 $1^\circ \times 1^\circ$ 再分析资料,分析南海台风生成前 48 h 至生成时刻的天气环流和动力、热力条件。结果表明:南海台风生成于热带洋面大范围的高海表温度、高水汽含量和高不稳定层结区,其生成前的主要环境背景环流是赤道辐合带、西南季风或东风波等;台风生成前扰动中心常常处于其北侧风切变小而南侧风切变大的过渡带中,少数扰动中心倾向于风切变小值中心附近,风切变与扰动的发展之间无显著相关;扰动中心一般与垂直涡度中心重合,垂直涡度中心是表征扰动自身强弱的物理量,但垂直涡度自身的大小与未来扰动发展趋势关系不明显,而 Okubo-Weiss(OW)指数则对于扰动的发展以及扰动位置确定有较好的指示意义;在扰动发展过程中,扰动中心附近存在一个贯穿整个对流层的位涡柱,低层扰动部分与位涡柱中的中低层位涡相互作用,有利于扰动发展。

关键词: 南海台风; 台风生成; 环流特征

引 言

台风是一种强烈的灾害性天气系统。我国是世界上少数几个受台风影响最严重的国家之一,从西南的广西到东北的辽宁漫长海岸线都可能有台风登陆,从而给沿海省份(有时可深入内陆)的经济及广大人民群众的生命财产安全带来严重威胁^[1]。2019 年 8 月超强台风利奇马(1909)登陆浙江温岭沿海,浙江沿海风力普遍有 12~14 级,部分沿海岛屿观测到 15~17 级大风,且台风深入内陆过程给华东地区东部、华北地区东部和东北地区南部带来大暴雨或特大暴雨,累计造成 515 亿元的直接经济损失^[2]。因此,改进台风预警与预报,提高防灾、减灾效率一直是台风研究工作者的首要任务。

国家气象中心为提高台风预报能力,开展了大量数值模式研究、评估和开发工作^[3-8];中央气象台

在过去 20~30 年间对于台风路径预报取得了长足进步,24 h 误差由约 190 km 减少到约 70 km;强度预报误差的减少也有一定改进,目前一直维持在 $4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 左右^[9]。对于台风生成的理解和预报,由于在广阔的洋面上缺少可靠的观测资料以及生成预报的复杂性,虽然过去几十年里备受关注,但目前还没有完整可靠的预报方法和流程,致使这一内容一直未列入日常业务范畴。尽管如此,相关问题的研究从未停止,台风生成依然是台风研究的一个重要问题。由于独特的地理条件,南海台风自生成之时就可能直接影响包括中国在内的南海相邻国家,及时发布预报预警有时困难很大,这对如何防灾、减灾提出了更高要求。

台风生成机制的经典理论主要有两种:第二类条件不稳定理论(conditional instability of second kind, CISK)^[10] 和风应地面热交换(wind-induced surface heat exchange, WISHE)^[11-12],其中 CISK 机

2021-01-28 收到,2021-03-10 收到再改稿。

资助项目:中国气象科学研究院科技发展基金(2021KJ007),中国气象局预报员专项(CMAYBY2019-147),国家自然科学基金面上项目(41575063)

* 通信作者,邮箱:zhangsj@cma.gov.cn

制正比于扰动相对涡度,而 WISHE 取决于风速。而台风的形成是一个弱的热带扰动发展成为一个闭合且深厚的热带气旋的过程。上述理论表明:一定振幅的扰动是台风生成的一个必要条件,只有在有利的环境场条件下,那些随机而无序的对流单体才可以组织成为具有一定振幅的初始扰动,进而转变成成为具有暖心结构的系统低压。

气象学者最早从大尺度角度对南海台风的生成、发展开展研究。研究表明:南海地区低层暖湿空气易造成大气低层热力不稳定,台风生成多发生在不稳定大值区^[13]。中低层环境流场对台风发生发展有重要贡献,散度项对南海台风发展有利^[14],伴随着高层反气旋辐散场加强,将促进台风的发展,对流层高、低层涡度差和散度差与南海台风发生发展的关系密切^[15]。另外,扩散南下的冷空气和南海南部的西南季风共同作用可进一步加强低空辐合,引起动量向中心传递,促使低压周围气旋性环流加强,加速台风的生成和发展^[13,16];随着更多卫星资料的出现,向外长波辐射(outgoing longwave radiation, OLR)被发现与南海台风的发生、发展有一定的对应关系^[17]。

也有学者从气候学角度对南海台风的生成、发展开展研究。赵珊珊等^[18]利用 1951—2006 年包括南海在内的西北太平洋热带气旋资料,研究了不同强度热带气旋的气候变化特征。叶婷婷^[19]系统分析了南海台风的生命期、路径长度与方向、移动速度及变化、强度及变化和尺度及变化等几个主要台风要素的年际特征、季节特征和空间分布特征。杨亚新^[20]利用 50 多年热带气旋年鉴资料对南海台风发生源地、发生数量的季节变化及年际特征变化进行统计分析,发现厄尔尼诺、拉尼娜的出现对南海台风的发生产生一定的影响。

但同时也应看到,即便在有利的大尺度环境场情况下,也不是每个热带扰动都能发展为台风^[21]。Lee^[22]考察西北太平洋台风生成前云系和不发展云系的各条件,结果表明发展的扰动和不发展的扰动中热力条件差异不大,对于西北太平洋台风的生成而言,动力因素更重要^[23]。由此可见,台风生成的可预报性,包括台风生成期的环境条件、扰动特征等,是当前台风生成预报业务工作亟待解决的问题。考虑到南海地理位置的特殊性,提高南海台风生成的分析和预报能力,是我国台风研究和业务预报的当务之急。

以往对于南海台风生成的大尺度背景场研究,多从定性角度开展。数值预报产品以及高分辨率卫星资料的丰富,有利于围绕南海台风生成的大尺度背景场开展定量研究,成为寻找南海台风生成大尺度背景场的有力判据。

1 数据和方法

1.1 资料

本文所用热带气旋(定义近中心最大风速 8 级以下为热带低压或热带扰动,8 级或 8 级以上为台风)年鉴资料来源于中国气象局上海台风研究所 1949—2019 年(1—12 月)最佳路径资料,包括每 6 h 1 次的中心位置(经纬度)和近中心最大风速等信息。近中心最大风速第 1 次达到 8 级或以上的时间和位置定义为台风生成的时间和位置,南海台风指在南海生成的台风。

大尺度背景场分析采用欧洲中期天气预报中心 ERA-Interim 再分析资料,时间为 1979—2019 年 4—11 月,主要要素包括海表温度、地面温度、露点和风场、海平面气压场,以及垂直分辨率为 27 层(1000 hPa 至 100 hPa)的温度场、湿度场、风场和位势高度场,水平空间分辨率为 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$,时间分辨率为每日 4 次。

红外云图包括 1995—2019 年 GMS5, GOE9, MT1R, MT2R, MTS2 和 HMW8 等气象卫星资料,水平分辨率为 $0.05^{\circ} \times 0.05^{\circ}$ 。

1.2 方法

1.2.1 扰动中心的确定

在热带气旋年鉴中,目前只给出台风生成过程中强度第 1 次达到热带低压时及以后的位置,并未全部给出台风生成前扰动的可能位置。为了进一步研究热带低压生成前 48 h 扰动的位置及强度变化,本研究用以下方法确定扰动:①如果台风生成前 48 h 低层气旋性环流明显,将地面风场气旋性环流中心确定为扰动位置;②如果气旋性风场环流不明显,选择热带低压生成附近气旋性环流曲率最大处或存在显著的风场辐合处确定为扰动位置;③如果根据参考连续性环流变化,低层没有显著的气旋性风场环流、风场辐合中心或气旋性环流曲率最大处,则认为该时刻暂无扰动中心,这可能由于有的南海台风生成前 48 h 没有明显的扰动特征,也可能由于资料分辨率或其他原因不能很好指示出每个台风的扰动。

1.2.2 对流有效位能的计算

热带洋面上扰动发展与大气对流不稳定层结关系显著^[24],其中对流有效位能(convective available potential energy, CAPE)是一个同时包含低层和高层大气特性的参数,是判断对流发展及强度的常用指标^[25-27]。本研究沿用 Moncrieff 等^[28]提出的将对数热力学图解上的正面积作为对流有效位能(E),定义式如下:

$$E = \int_{P_{el}}^{P_{flc}} R_d (T_{vp} - T_{ve}) d \ln P. \quad (1)$$

式(1)中, R_d 为干空气比气体常数, P_{flc} 为自由对流高度, P_{el} 为平衡高度, T_{vp} 为气块虚温, T_{ve} 为环境虚温。对流有效位能 E 表示单位质量空气所含的不稳定能量,单位为 $J \cdot kg^{-1}$ 。

在此基础上,研究热带广阔洋面上大气对流不稳定层结对扰动发生、发展的影响。

1.2.3 EOF 计算方法

为系统分析台风生成前 48 h 低层及高层大尺度背景场环流形势,本研究引入经验正交函数分解诊断分析方法。经验正交函数(empirical orthogonal function, EOF)分解是将原变量场以矩阵形式分解为时间函数和空间函数两部分,从而用少量不相关典型模态代替原始变量,每个典型模态均含有尽量多的原始场信息^[29-30]。该方法的优点是在有限区域对不规则分布的站点进行分解,且收敛速度快,得到的特征向量可反映某一物理要素的空间分布特征。

本研究选用南海台风生成 48 h 前,将欧洲中期天气预报中心 $1^\circ \times 1^\circ$ 再分析经纬网格点资料的 850 hPa 以及 200 hPa 风场经向风、纬向风分别插值到以扰动中心为中心、 $60^\circ \times 50^\circ$ 经纬度范围内、网格格距仍为 $1^\circ \times 1^\circ$ 的 $61 \times 51 \times 4$ 的格点变量数,与本文选取的 189 个南海生成台风数组成 12444×189 资料阵,再分别对它们进行经验正交函数分解,根据计算结果对方差贡献率较大的特征向量加以分析。

1.2.4 OW 指数计算

有研究^[31-32]表明:热带气旋总是生成在一个低形变而强旋转的正涡度区域中,并提出 Okubo-Weiss(以下简称 OW)指数(I_{ow}),用以反映热带气旋涡度的变化及生成地点,因为其大值往往与热带气旋中心位置接近^[33-35]。其具体表达式为

$$I_{ow} = \xi^2 - (S_1^2 + S_2^2), \quad (2)$$

$$\xi = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y},$$

$$S_1 = \frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y},$$

$$S_2 = \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y}.$$

其中, ξ 表示垂直涡度, S_1 表示拉伸形变, S_2 表示切变形变。由此可见,OW指数为垂直涡度的平方减去这两项形变项的平方和,表示气流中垂直涡度和形变的相对大小。OW指数大于0,表示旋转效应大于形变效应,有利于对流发展;反之,形变效应占主要地位,不利于对流发生发展。本研究利用OW指数研究扰动发展过程的中低层涡度及旋转的发展。

2 南海台风生成的气候特征

南海台风生成地点距我国大陆较近,生成后往往在较短时间内就会影响华南沿海,也可能生成时就开始影响南海海岛。为了有效地预报其发生发展,统计 1949—2019 年南海台风,概括其气候特征。

根据热带气旋年鉴资料,1949—2019 年南海共生成 346 个台风,平均每年有 4.87 个台风,且各年差异大:1951 年最少,仅有 1 个;1973 年最多,有 11 个。1979—2019 年和 1995—2019 年南海台风年平均分别为 4.85 和 4.84。可见不同时段台风生成的年平均数相差不大,平均每年接近 5 个(图 1a)。平均台风生成频数月际变化显示,每年 9 月南海台风最多,不同时段平均都接近 1(图 1b),3—9 月逐月单调增多,9 月一次年 3 月趋势减少,但 10 月比相邻两月明显偏少。另外,南海台风每月生成概率超过 50% 的只有 6—9 月的 4 个月(图 1b 中黑线),其他各月南海台风生成的概率不足 50%。

由上述南海地区台风生成年际及月际统计可以看到,每年南海地区 12 月一次年 3 月台风生成数最少。因此在后续的诊断分析过程中,本文未选取南海地区该时段的台风生成个例,重点分析 1995 年 9 月—2019 年 12 月的 4—11 月 112 个南海台风生成 48 h 前红外云图特征,以及 1979—2019 年 4—11 月 192 个南海台风生成前 48 h 环流特征和动力、热力条件。

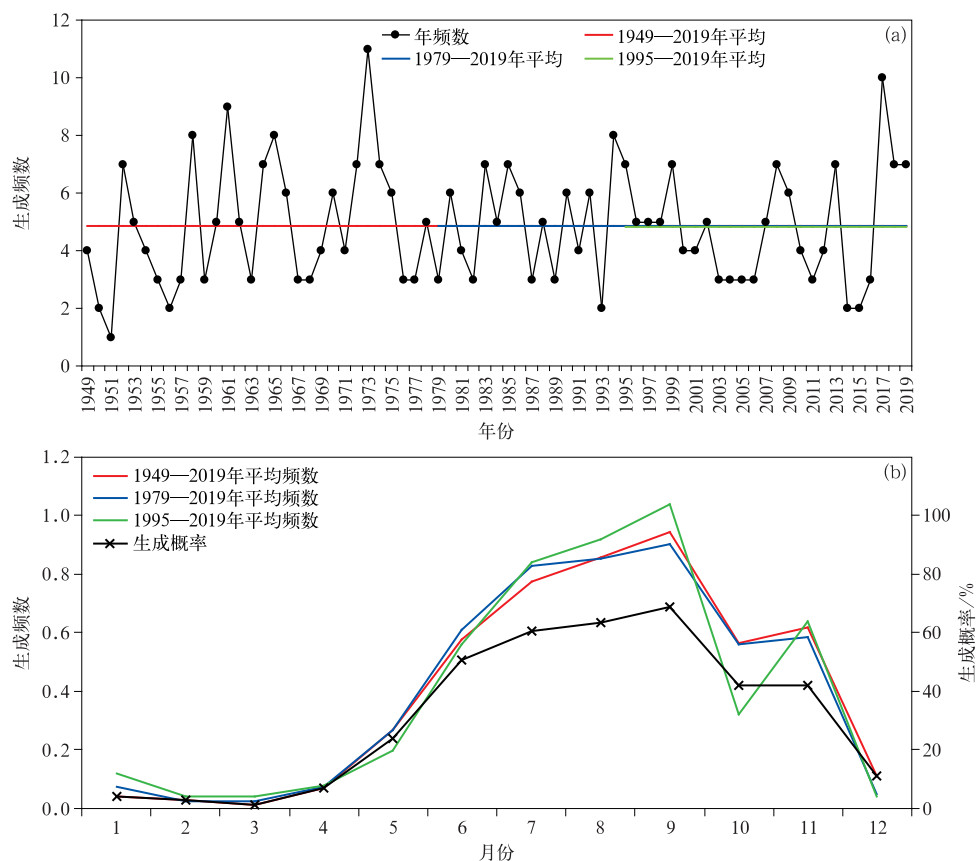


图1 南海台风生成频数的年际变化(a)和月际变化(b)

Fig. 1 The inter-annual variation(a) and monthly variation(b) of the number of typhoon in the South China Sea

3 南海台风生成前48 h云图特征

常规观测资料在热带洋面非常稀疏,卫星云图是分析台风生成、位置和强度有效的判别工具^[36]。热带海洋,尤其是在夏季,热带对流云团活动频繁,常表现为上风方形成、下风方消亡的过程。当环境动力和热力条件有利时,对流云团明显增多,对流活动迅速增强,将可能发展为台风。

前人研究结果^[37-38]表明,扰动发展到热带风暴强度前可观测到台风发展的最早迹象,表现为可以确定的云系中心作为扰动中心,伴随范围广阔的深对流区,且扰动中心和深对流区域距离在2.0个纬度以内(图2a),或扰动中心在深对流区域内(图2b),确定为Dvorak强度估测T1.0的空间分布。参照该方法,从ERA-Interim再分析资料读取10 m风场环流中心或地面涡度中心(图2中+所示),从红外云图上读取云顶温度 -31°C 以下、直径在1.5个

纬度以上的深对流区域(图2中实线圆所示),计算南海台风生成前48 h的扰动中心与直径1.5个纬度以上深对流区域的最小距离(图2a中虚线所示),当扰动中心在深对流区域内(图2b)时,深对流与扰动中心的距离为零。

ERA-Interim格点资料和红外云图卫星资料完整覆盖了1995—2019年4—11月112个南海台风生成。112个南海台风生成个例生成前48 h,3个没有可以确定的扰动中心;30个有可以确定的扰动中心和范围广阔的深对流区,但扰动中心与深对流边缘距离较远;79个有可以确定的扰动中心和范围广阔的深对流区,且扰动中心与深对流边缘距离在2.0个纬度范围内。由此可见,大部分样本显示南海台风在其生成前48 h即存在满足T1.0的空间分布特点,这是利用红外云图判断当下关注的扰动可能在未来48 h前后将发展为台风的主要征兆。因此,深对流范围的足够广阔、确定的扰动中心的存在,以及深对流和扰动中心距离近,是未来48 h前

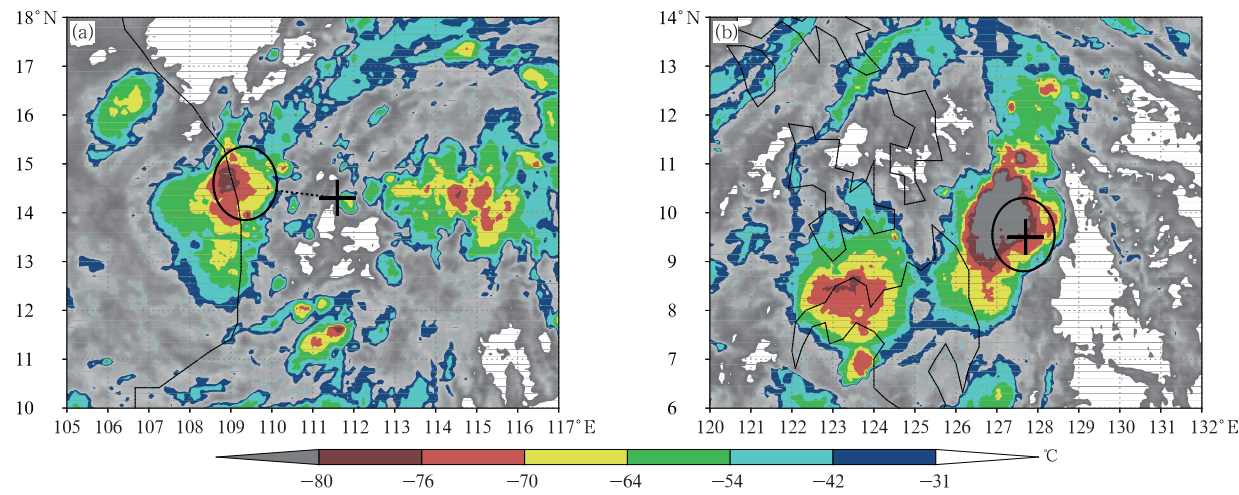


图 2 南海台风米克拉(0220)生成前 48 h 的 2002 年 9 月 23 日 08:00(北京时,下同)静止卫星 GMS 红外云图(a)和南海台风灿都(0405)生成前的 48 h 2004 年 6 月 9 日 02:00 静止卫星 GOE 红外云图(b)

(+ 为扰动中心位置,直径 1.5 个纬度圆为距离扰动中心最近的广阔深对流)

Fig. 2 The infrared cloud image of geostationary satellite GMS at 0800 BT 23 Sep 2002 for Typhoon Mekkhala(a) and the infrared cloud image of geostationary satellite GOE at 0200 BT 9 Jun 2004 for Typhoon Chanthu(b) in the South China Sea 48 hours before typhoon formation

(+ denotes the center of tropical disturbance,the circle with diameter 1.5 degree denotes the area of vast deep convection closest to the disturbance center)

后可能生成台风的有力观测证据。

4 南海台风生成前 48 h 天气环流特征

深对流的出现是台风能否生成的最早征兆,能否继续发展下去与其背景的动力和热力条件关系密切。为分析扰动中心所在环境背景环流的时空分布特征,对 1979—2019 年 4—11 月南海台风在其生成前 48 h 的 850 hPa 及 200 hPa 经向风和纬向风分量进行联合 EOF 分解。在此期间共有 192 个南海台风生成,但其中 3 个个例无法确定台风生成前 48 h 的扰动中心位置,因此只对 189 个个例的经向风和

纬向风分量进行 EOF 分析。以下分析中,如无特别说明,均是对这 189 个南海台风个例进行分析,并统称为南海台风。表 1 给出了 EOF 分解后方差贡献率最大的 8 个特征向量和它们的累计方差贡献率,其中第 1 个特征向量的方差贡献率为 57.2%,远大于其他特征向量的方差贡献率,可以反映南海台风生成前 48 h 高低层风场的主要背景环流信息。由表 1 还可以看到,前 3 个特征向量的累计方差贡献率为 71.8%,因此前 3 个模态的空间分布(图 3)及其对应的时间系数(图略)基本能反映南海台风生成前 48 h 850 hPa 和 200 hPa 流场分布特征。

EOF 分解的第 1 特征向量方差贡献率达 57.2%,

表 1 南海台风生成前 48 h 850 hPa 及 200 hPa 经向风和纬向风分量联合 EOF 分解前 8 个特征向量的方差贡献率和累计方差贡献率

Table 1 The variance contribution and the cumulative variance contribution of the first 8 eigenvectors of combined EOF analysis of u and v at 850 hPa and 200 hPa 48 hours before typhoon formation in the South China Sea

贡献率	特征向量							
	1	2	3	4	5	6	7	8
方差贡献率/%	57.2	9.2	5.4	3.2	2.5	1.6	1.4	1.1
累计方差贡献率/%	57.2	66.4	71.8	75.0	77.5	79.1	80.5	81.6

850 hPa 环流是赤道辐合带型(图 3),扰动中心位于气旋性的辐合带中,南侧的大规模西南风系是越赤道西南季风气流,季风气流继续向东推进,辐合带东

端至少在扰动中心以东 20 个经度以上,西南气流的南北跨度约为 15 个纬度;北侧为带状副热带高压带,高压中心位于扰动中心以东 20 个经度以上,其

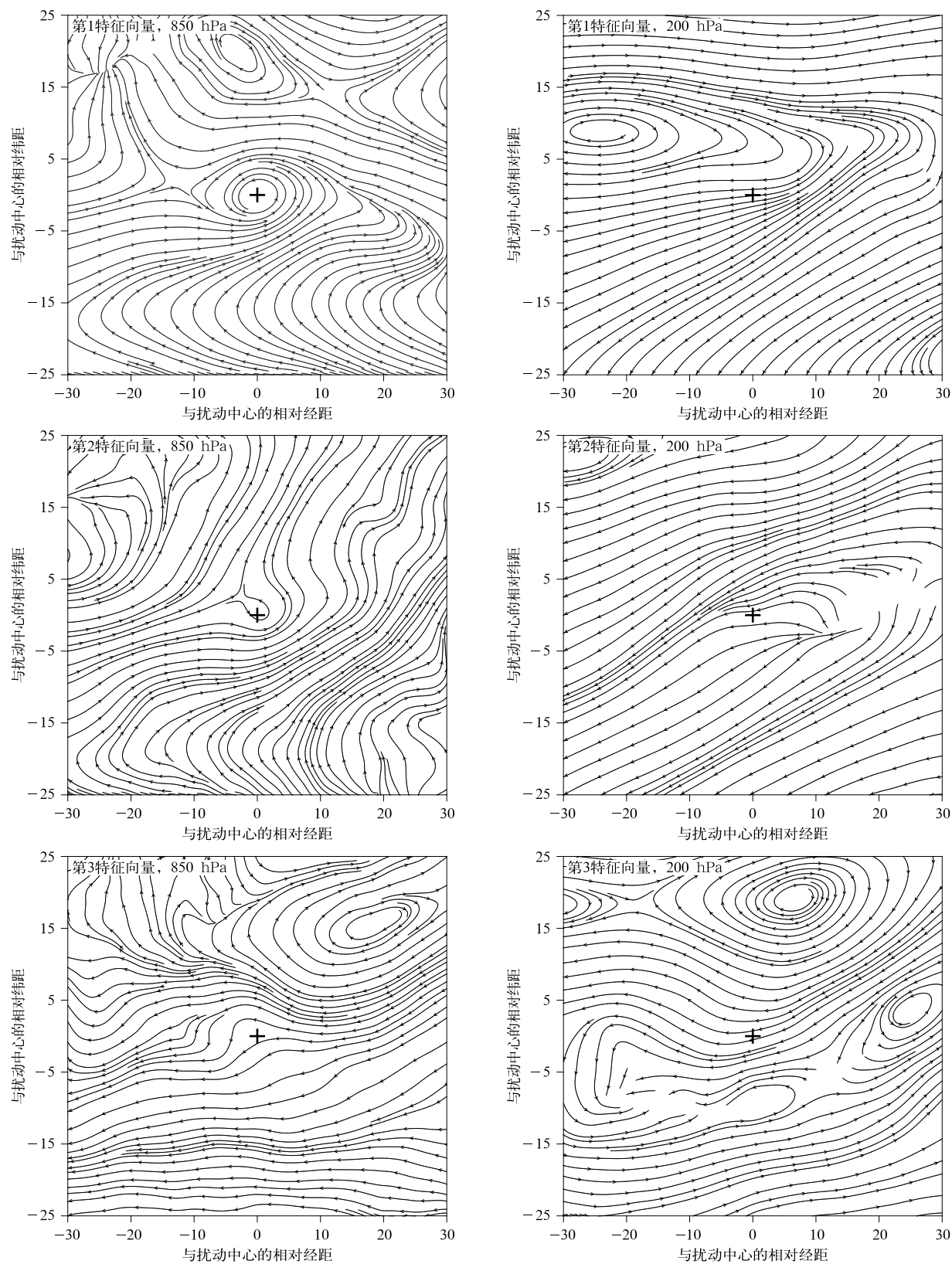


图3 南海台风生成前48 h扰动中心所在850 hPa风场及相应的200 hPa风场
前3个特征向量空间模态分布(⊕为扰动中心位置)

Fig. 3 The spatial distribution of the first 3 eigenvectors of wind field near the disturbance center at 850 hPa and 200 hPa 48 hours before typhoon formation in the South China Sea (⊕ denotes the disturbance center)

南侧偏东或东南偏东气流与西南季风气流汇合形成典型的赤道辐合带,48 h后将生成为台风的扰动就出现在该辐合带中央。而对应的200 hPa环流型(图3),扰动位于南亚高压东南象限偏东辐散气流中。由第1特征向量对应的时间系数(图略)可知,时间系数全部为正值。这说明低层850 hPa赤道辐合带是台风生成前扰动发展的主环流,配合高空200 hPa辐散流场,有利于扰动发展,这与业务实践中天气分析的定性结论基本一致。

EOF分解的第2特征向量方差贡献率是9.2%,其850 hPa环流是西南季风型(图3),副热带高压显著偏东,扰动中心位于大范围中的越赤道西南季风气流中;在200 hPa上,扰动所在位置是较为广阔的偏东北气流(图3)。第2特征向量对应的时间系数超过一半为正值(图略),说明在189个台风中,大多数台风的生成与西南季风环流及副热带高压位置偏东有关,而少部分台风的生成与南海季风环流无关。

EOF分解的第3特征向量方差贡献率是5.4%,

其850 hPa环流为东风波型(图3),带状副热带高压脊线位于扰动中心以北15个纬度以上,东风波出现在大范围的东风气流中,扰动中心位于东风波。200 hPa扰动位于高压南侧偏东辐散气流中(图3)。第3特征向量对应的时间系数约一半是正值,而另一半是负值(图略),说明在189个台风中,约有一半台风生成与东风波有关,另一半与东风波无关。

5 南海台风生成前48 h内热力和动力条件

5.1 热力条件

一般认为,有利于台风生成的热力学环境条件包括较高的海温、丰富的水汽和较强的层结不稳定性,除海表温度高于 26.5°C 外,其他参数的阈值并没有定论。台风生成前48 h至台风生成时刻(以下简称台风生成前48 h内),扰动中心的移动速度各不相同,甚至差别较大,如2011年南海台风海马(1104)生成前48 h内移动850 km(图4a),而台风海棠(1118)生成前48 h内移动很少(图4b)。更多

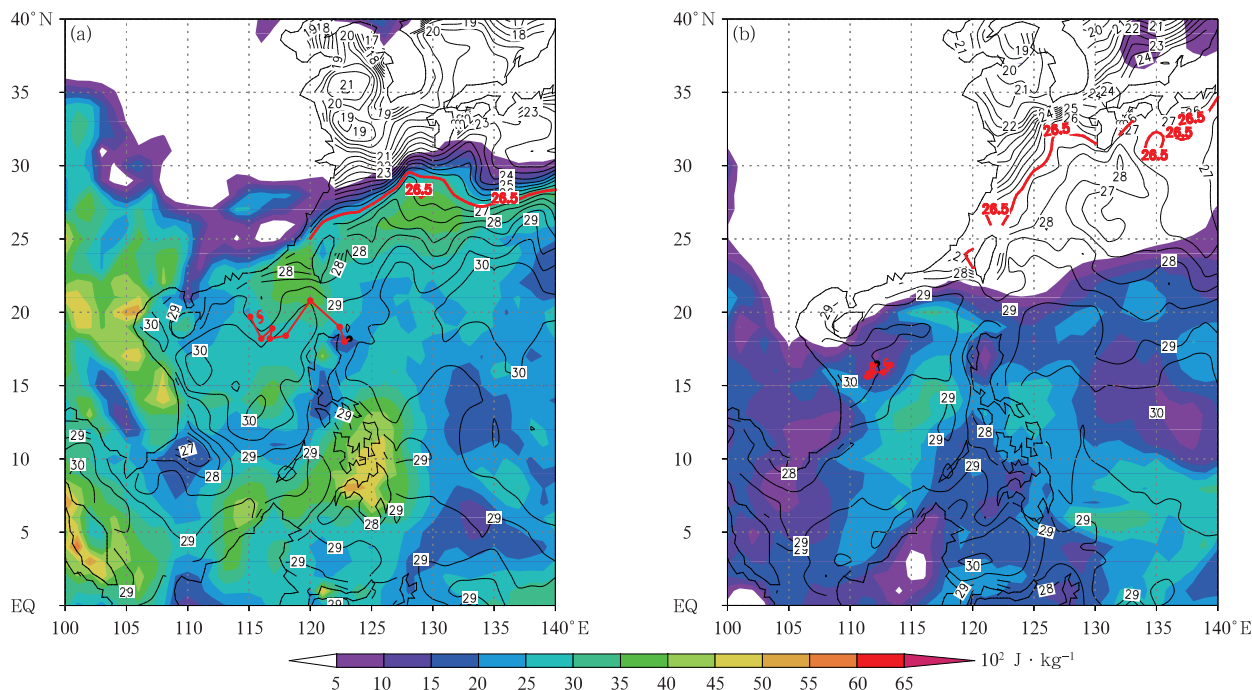


图4 2011年南海台风海马(1104)(a)、2011年南海台风海棠(1118)(b)生成前48 h海表温度

(等值线,单位: $^{\circ}\text{C}$,红色等值线为 26.5°C)和对流有效位能(填色)

(实心圆及其红色连线为台风生成前48 h内扰动路径,生成前48 h位置为黑色实心圆;台风符号为台风生成最佳路径位置)

Fig. 4 The sea surface temperature(the contour,unit: $^{\circ}\text{C}$,the red one is 26.5°C) and the convective potential energy(the shaded) 48 hours before typhoon formation for Typhoon Haima in 2011(a) and Typhoon Haitang in 2011(b) in the South China Sea

(the solid circle and red connector denotes the disturbance track inner 48 hours prior to typhoon formation,the black solid circle denotes the position of disturbance center at 48 hours before typhoon formation,the typhoon symbol is the location for typhoon formation)

个例(图略)发现, 26.5°C 等海表温度线随着季节差异南北位置变化很大, 其中最高海表温度带常在 26.5°C 等海表温度线和赤道之间, 有时在赤道, 最高海表温度中心常常可达 30.0°C , 甚至 31.0°C 。 $500\text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ 等有效位能线随着季节变化南北位置差异也很大, 最大对流有效位能带或中心常常出现在 $500\text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ 等值线与赤道之间, 这与海表温度分布特点相似。另外, 在一定条件下, $500\text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ 等有效位能线与 26.5°C 等海表温度线平行(图 4a), 但有时二者之间位置则相差较大(图 4b)。这说明二者之间可能存在联系。计算每个南海台风生成前 48 h 内、每隔 6 h 的 400 km 半径范围内的海表温度平均和有效位能平均, 发现扰动所在的海表温度一般不是最高海温区, 绝大多数的海表温度为 $28.5\sim 29.5^{\circ}\text{C}$, 最低海表温度约为 27.5°C (图 5a)。另外, 对流有效位能计算表明: 扰动所在的区域通常不是最大不稳定区, 绝大多数热带扰动在其所经过区域的对流有

效位能常为 $1500\sim 2500\text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$, 极少数扰动在某时刻所在区域的有效位能可能很低, 约为 $500\text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ 。就台风生成前 48 h 内平均而言, 扰动期间所经历的不稳定区对流有效位能平均达到 $2000\text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$, 说明 48 h 内某一瞬间有效位能可以很小 ($500\text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$), 但在其所经历的全过程中要明显地大于 $500\text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ (图 5b)。

尽管热带扰动有利于水汽辐合, 使空气柱中的水汽含量增大, 但扰动中心与水汽含量大值中心不一定重合。不过, 与高海表温度中心和不稳定能量大值中心比较, 扰动中心与水汽含量大值中心距离更近(图 6)。对于移动速度小或回旋的热带扰动, 在台风生成前 48 h 内, 扰动中心及其附近的空气柱中水汽含量维持高值且变化不大, 而且对流层中层水汽相对湿度常达到 80% 以上。整体由台风生成前 48 h 和生成时刻扰动路径上大气中水汽含量变化可以发现, 台风生成前 48 h 内, 扰动路径上的水

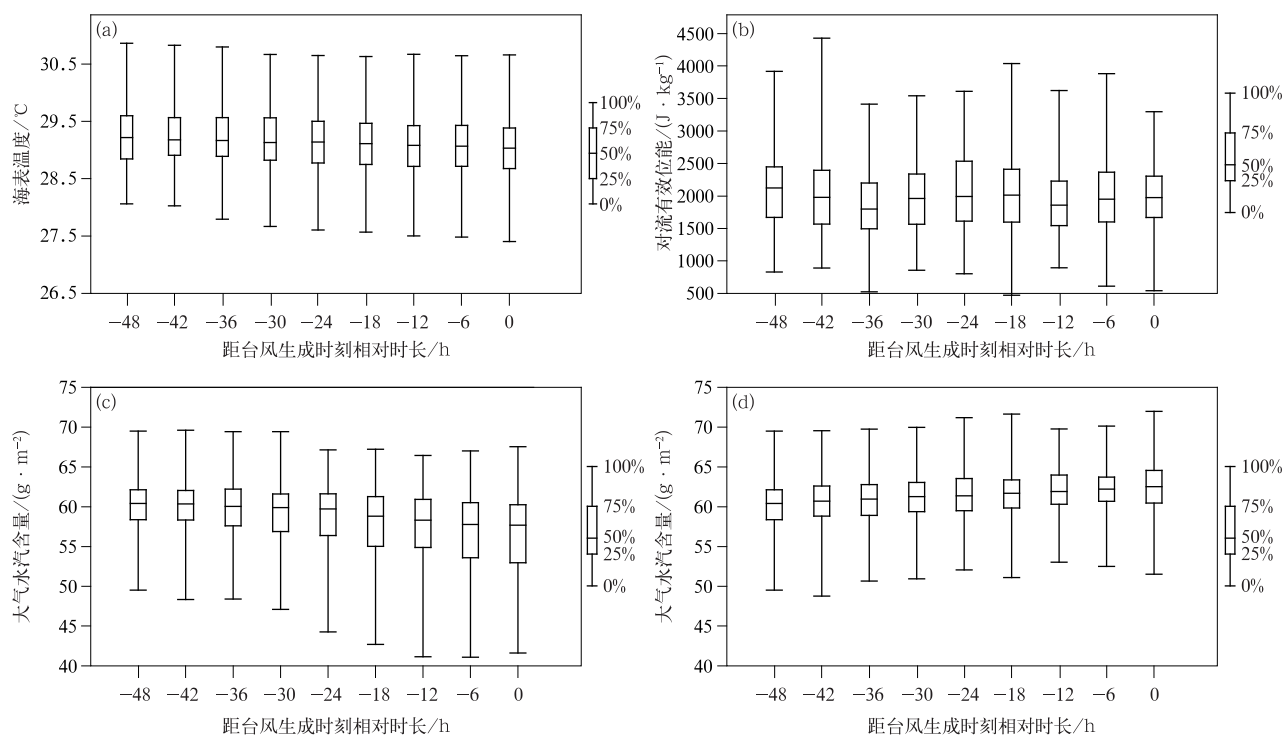


图5 南海台风生成前48 h内扰动中心附近海表温度(a)、对流有效位能(b)箱体图及台风生成前48 h(c)和台风生成时刻(d)扰动路径上海表至300 hPa扰动中心大气水汽含量变化箱体图

Fig. 5 The box diagram for the time evolution of the sea surface temperature(a) and convective potential energy(b) of the disturbance center inner 48 hours prior to typhoon formation with the box diagram for the water vapor content of the disturbance center from sea-level surface to 300 hPa along the track of the disturbance 48 hours before typhoon formation(c) and at the time of typhoon formation(d)

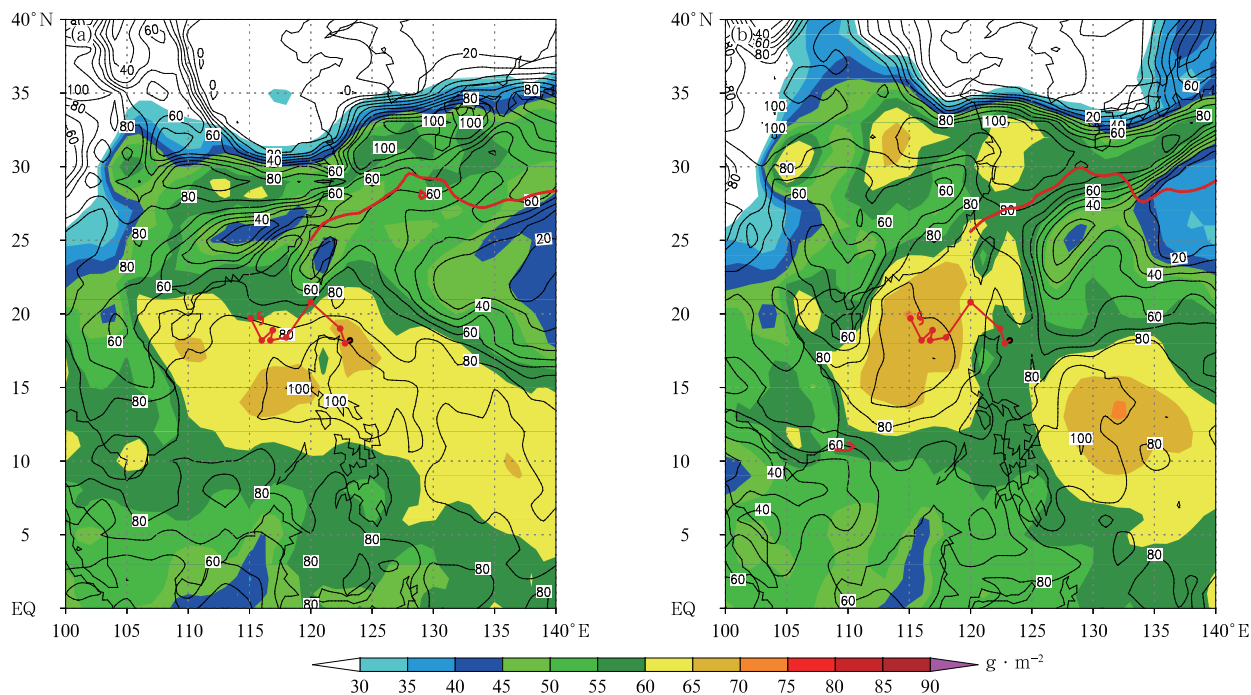


图6 2011年南海台风海马(1104)生成前48 h(a)、生成时刻(b)可降水量(填色)与600 hPa相对湿度(等值线,单位:%)(其他说明同图4)

Fig. 6 The atmospheric precipitable water(the shaded) and relative humidity at 600 hPa(the contour,unit:%) 48 hours before typhoon formation(a) and the time of typhoon formation(b) for Typhoon Haima in 2011(the others same as in Fig. 4)

汽含量呈逐渐减少趋势(图5c),台风生成时刻扰动路径上水汽含量则逐渐增加(图5d)。这种台风生成前和生成时刻扰动路径上水汽含量变化特征在移动速度较快的台风个例体现更为明显,如台风海马(1104)生成前48 h,扰动路径上的水汽含量并未逐渐增加,扰动未来移动路径有向水汽含量少的区域移动趋势(图6a)。台风生成时刻位置,扰动中心附近水汽含量比台风生成前48 h所在位置水汽含量显著增加,且扰动路径上水汽含量也逐渐增加(图6b)。由此可见,不同时刻扰动中心附近水汽含量变化反映了热带扰动移动过程中环境场水汽不断调整、变化,也体现了扰动与环境场多尺度相互作用。

5.2 动力条件

如第4章中所述,台风生成前扰动往往位于低层的季风辐合带中,在辐合带的北面是东风气流,南面是西风气流(图3a和图7a中的黑色流线),在辐合带的南北两侧,高层表现为南亚高压东南侧的东北偏东风(图7a中的绿色流线),高低层风场分布特征决定了风切变的幅度(图7b),即辐合带北侧风切变较小,南侧风切变较大,扰动常常处于风切变较小

区或较小与较大的过渡区(图7c)。前者风切变低值中心与扰动中心基本重合;后者风切变相对于扰动位置明显为非对称,并且风切变低值中心一般对应风切变反气旋性环流,表明低层的气旋涡旋或高层反气旋环流的存在和发展,或二者同时存在或发展,这种情形在189个个例中占有较大比例。

图8a为台风生成前48 h内扰动中心所在位置风切演变箱体图。由图8a可以看到,中心所在位置的风切变一般仅为 $6\sim 12\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,而且无明显的减小或增强趋势,极少数个例风切变能够达到 $20\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 以上,说明扰动中心并不完全出现在风切变小值中心。图8b为台风生成前48 h扰动未来移动路径上风切演变箱体图,可以初步反映扰动移动方向上风切变变化趋势,以及风切变变化趋势对扰动未来移动趋势的影响。由图8b可以看到,台风生成前48 h,扰动移动路径上扰动中心附近风切变无显著变化,即扰动无明显向风切变大或风切变小的方向移动的趋势。故可以认为,风切变与扰动的发展程度,或与台风生成时间关系不大。

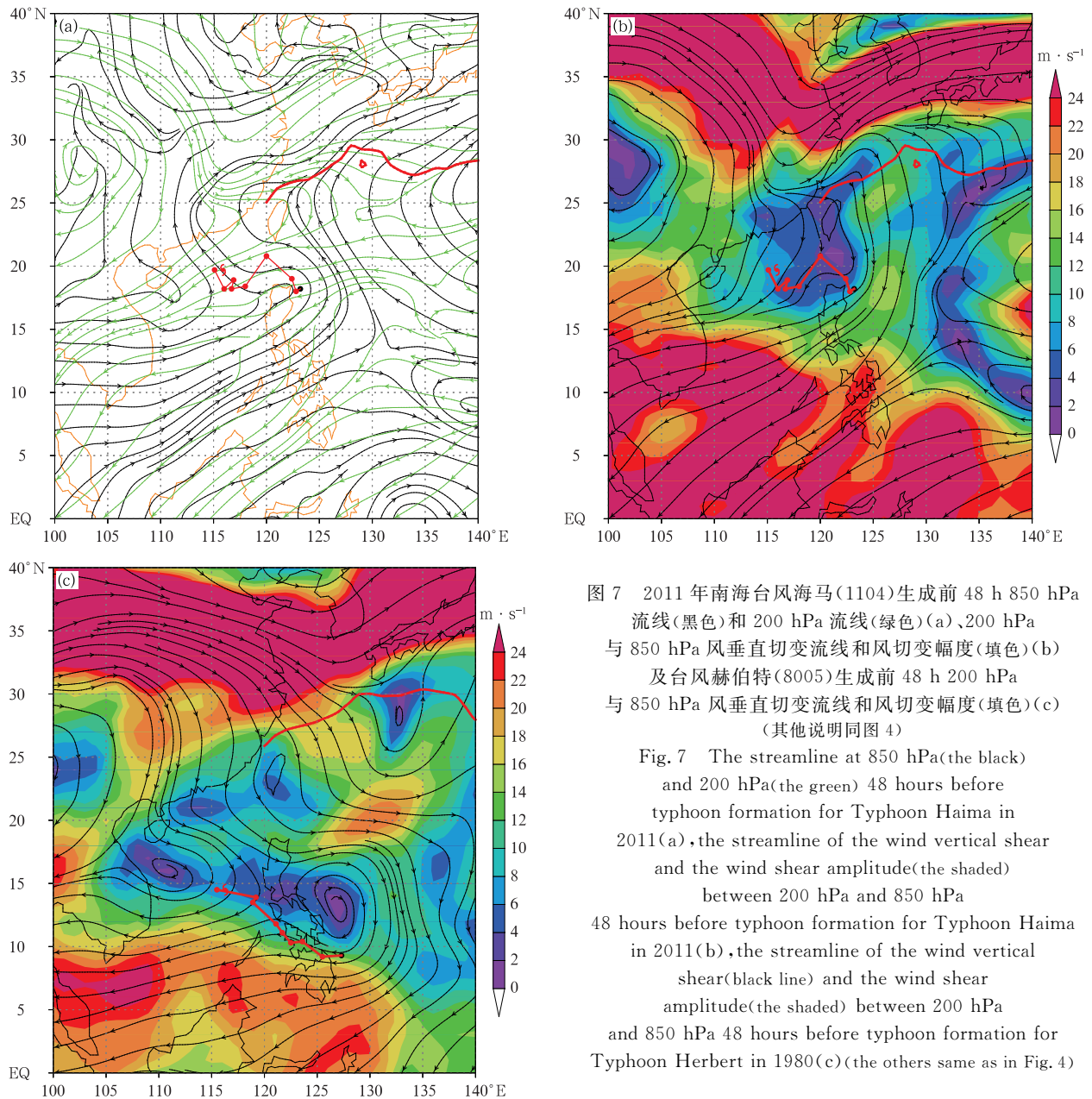


图7 2011年南海台风海马(1104)生成前48 h 850 hPa 流线(黑色)和200 hPa 流线(绿色)(a)、200 hPa 与850 hPa 风垂直切变流线和风切变幅度(填色)(b) 及台风赫伯特(8005)生成前48 h 200 hPa 与850 hPa 风垂直切变流线和风切变幅度(填色)(c) (其他说明同图4)

Fig. 7 The streamline at 850 hPa(the black) and 200 hPa(the green) 48 hours before typhoon formation for Typhoon Haima in 2011(a), the streamline of the wind vertical shear and the wind shear amplitude(the shaded) between 200 hPa and 850 hPa 48 hours before typhoon formation for Typhoon Haima in 2011(b), the streamline of the wind vertical shear(black line) and the wind shear amplitude(the shaded) between 200 hPa and 850 hPa 48 hours before typhoon formation for Typhoon Herbert in 1980(c) (the others same as in Fig. 4)

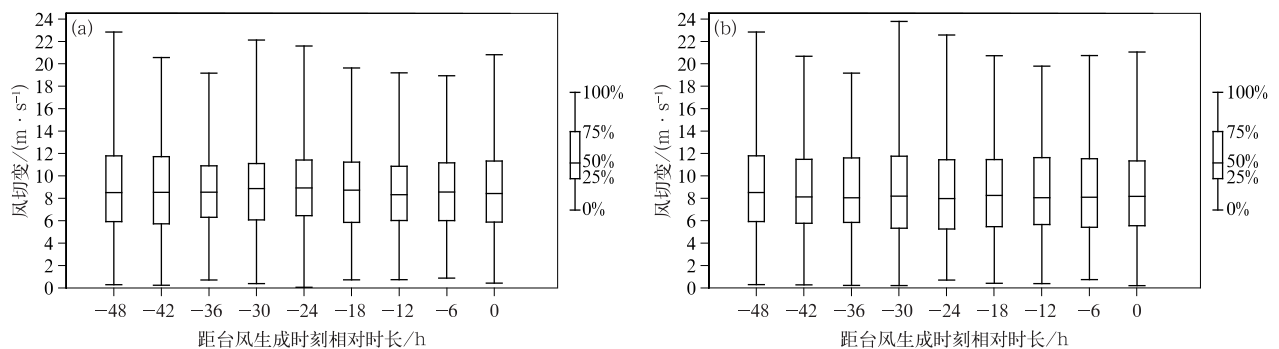


图8 台风生成前48 h内扰动中心附近风切变时间演变箱体图(a)和 台风生成前48 h扰动移动路径上扰动中心附近风切变箱体图(b)

Fig. 8 The box diagram for the wind shear amplitude near the disturbance center inner 48 hours prior to typhoon formation(a) and the box diagram for the wind shear amplitude near the disturbance center along the track of the disturbance 48 hours before typhoon formation(b)

台风生成前 48 h 扰动所在的环境基本环流为赤道辐合带、西南季风、东风波等大尺度天气系统。当扰动发生时垂直涡度在扰动中心附近明显偏大,即扰动中心位于垂直涡度正的大值中心或中心附近(图略)。因此,垂直涡度分布特征既可以表明大尺度的环境特征,也可以作为扰动本身发展状况的表现,扰动强则垂直涡度大,扰动弱则垂直涡度小。

由台风生成前 48 h 内扰动中心附近 200 km 半径范围内 850 hPa 垂直涡度变化(图 9a)可以看到,越接近台风生成时刻,扰动中心附近垂直涡度值越大,生成 48 h 前扰动中心垂直涡度值一般为 $2 \times 10^{-5} \sim 4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$,台风生成时刻垂直涡度值一般为 $4 \times 10^{-5} \sim 6 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 。图 9b 为台风生成前 48 h 扰动移动路径上垂直涡度的变化箱体图,可以反映扰动的移动方向上垂直涡度演变趋势。由台风生成前 48 h 垂直涡度可知,该时刻扰动路径上的垂直涡度逐渐减少,说明扰动中心移动的前方垂直涡度是减小的,垂直涡度只是表征扰动自身的强度,同时说明扰动并未向垂直涡度更大的区域移动的趋势。

前人研究指出,OW 指数可以反映热带气旋生成地点,OW 指数的符号可代表旋转效应和形变效应的转换。189 个南海台风生成前扰动移动路径(图略)整体体现出台风生成前 48 h 时刻,扰动中心通常位于 OW 指数高值区附近;台风生成时刻,扰动中心基本都位于 OW 指数高值区,且与实际台风中心位置非常接近。可见,扰动中心附近 OW 指数高值区对于台风生成位置有一定指示意义。

图 10 为南海台风生成前 48 h 内扰动中心附近 200 km 半径范围内 OW 指数时间变化箱体图。图中可以看到,随着扰动的发展,低层 850 hPa OW 指数整体上逐渐增大。中层 500 hPa 上,OW 指数逐渐增大趋势更为明显,台风生成时刻 OW 指数达到最大,反映了扰动的移动方向上 500 hPa 气旋性环流逐渐加强的演变趋势。另外,在低层 850 hPa,台风生成前 48 h 内,低层 OW 指数均为正值(图 10a),说明本文所选 189 个个例,在低层均存在较为显著的气旋性环流。在中层 500 hPa,台风生成前 48 h 内,189 个个例中还有部分个例 500 hPa OW 指数为负值(图 10b),这说明扰动形成初期部分扰动的 500 hPa 气旋性环流不明显;从台风生成前 24 h 以后所有个例 500 hPa OW 指数均为正值。这些表明了随着扰动的发展,500 hPa 气旋性环流逐渐加强。从台风生成前 48 h 扰动路径上 850 hPa 和 500 hPa OW 指数分布注意到,扰动路径上的 OW 指数均逐渐减少(图 10c 和图 10d),说明扰动中心移动的前方并没有显著的气旋性环流存在,这也进一步说明扰动并没有向垂直涡度更大的区域移动的趋势。

位涡诊断分析已被广泛应用于台风降水、台风强度、结构以及移动路径等多方面研究当中^[39-43]。本文利用 ERA-Interim 再分析资料中的等压面位涡及垂直速度资料,探讨位涡与垂直上升运动演变与扰动发展之间可能的关系。分析南海台风生成前 48 h 内过扰动中心的位涡及垂直速度纬向垂直分布及其变化,台风生成前 48 h 内过扰动中心位涡的

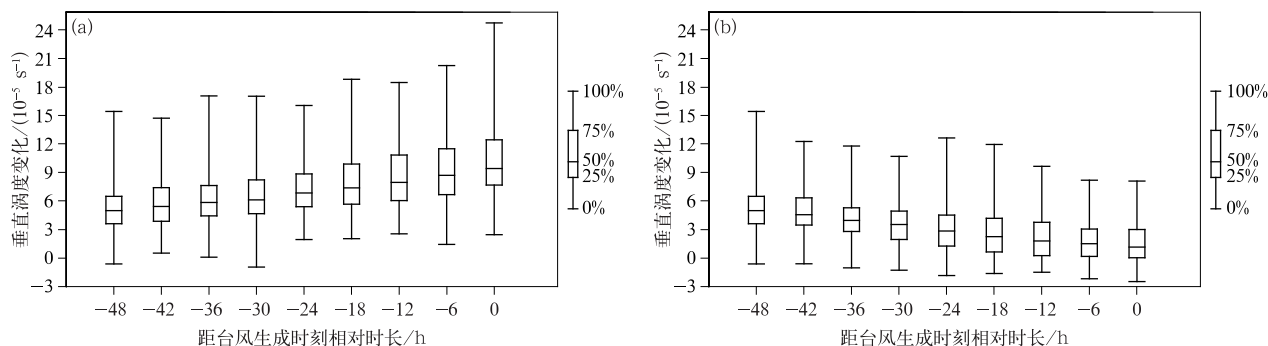


图9 南海台风生成前 48 h 内扰动中心附近(a)和台风生成前 48 h 扰动路径上扰动中心附近(b)850 hPa 垂直涡度变化箱体图

Fig. 9 The box diagram for the vertical vorticity change of the disturbance center at 850 hPa inner 48 hours prior to typhoon formation(a) and the disturbance center at 850 hPa along the track of the disturbance 48 hours before typhoon formation(b)

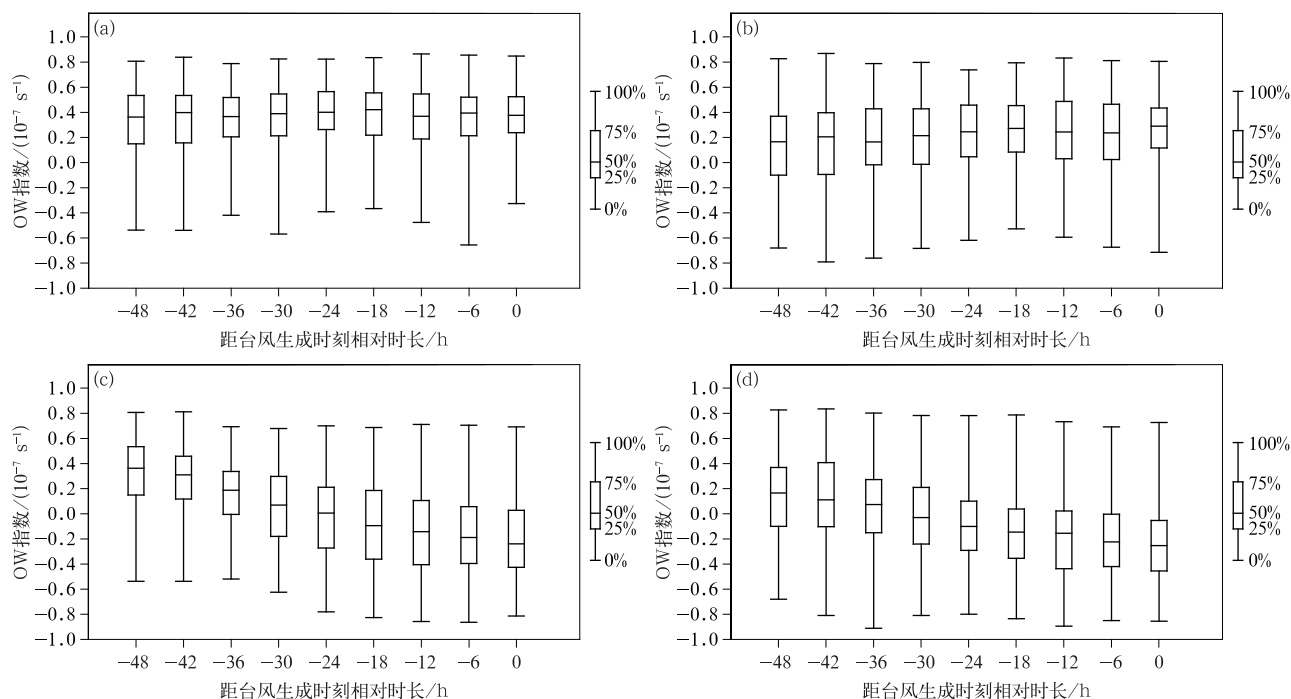


图10 台风生成前48 h内扰动中心附近850 hPa(a)和500 hPa(b)OW指数演变箱体图以及
台风生成前48 h扰动移动路径上扰动中心附近850 hPa(c)和500 hPa(d)OW指数箱体图

Fig. 10 The box diagram for the time evolution of OW index of the disturbance center at 850 hPa(a) and 500 hPa(b) inner 48 hours prior to typhoon formation with the change of OW index of the disturbance center along the track of the disturbance 48 hours before typhoon formation at 850 hPa(c) and 500 hPa(d)

纬向垂直剖面上,250 hPa以下有一个贯穿整个对流层的位涡柱,且位涡柱的中低层(850 hPa到700 hPa)以及中层(550 hPa附近),一直存在两个显著的位涡中心,其中中层位涡中心强度更强(图11)(只给出台风生成前48 h以及生成时刻过扰动中心等压面位涡纬向垂直分布)。随着扰动的逐渐加强,位涡柱中的两个高位涡中心也逐渐加强。在垂直运动合成场上,台风生成前48 h,低层存在显著的垂直上升运动(图11);至台风生成时刻,垂直上升运动达到最强,并贯穿整个对流层,且扰动发展过程中,最强上升运动一直位于对流层中低层700 hPa附近(图11)。由扰动中心附近垂直涡度的时间变化研究可知,台风生成时刻扰动中心附近垂直涡度值较台风生成前48 h,有显著增长。该现象与文献[44]研究结果较为一致,他们的研究结果指出,背景场正涡度有助于捕获对流中释放的能量,从而通过位涡的产生和发展进一步促进正涡度的增强。

南海台风生成前48 h云图特征分析表明,有30个个例扰动中心和范围广阔的深对流区距离较

远。针对这30个个例,本文也进行了扰动发展过程位涡及其垂直上升运动的合成分析(图12)。上述位涡与涡度相互作用结论,在这30个个例合成分析后的位涡及垂直运动变化中得到更好体现。台风生成前48 h内,平均的位涡结构和189个个例整体平均状况一致,过扰动中心位涡的纬向垂直剖面上,250 hPa以下均存在贯穿整个对流层的位涡柱,且台风生成前48 h位涡柱强度相比整体平均状况偏弱(图略)。对应该时刻垂直上升运动,扰动中心附近上空,存在相对较强的垂直上升运动,但强度显著弱于189个个例的整体平均状况,且扰动中心附近上空最强垂直上升运动位于对流层中层500 hPa附近(图12a)。随着扰动发展,至台风生成时刻,30个个例合成后的位涡柱强度与整体平均状况相当,且整个位涡柱内垂直上升运动发展最强,扰动中心附近上空最强垂直上升运动中心(700 hPa附近)有逐渐向对流层中下层移动的趋势(图12b)。

因此,整体上扰动发展的过程中,伴随着垂直上升运动的加强,位涡柱中的低层涡度与中低层位涡

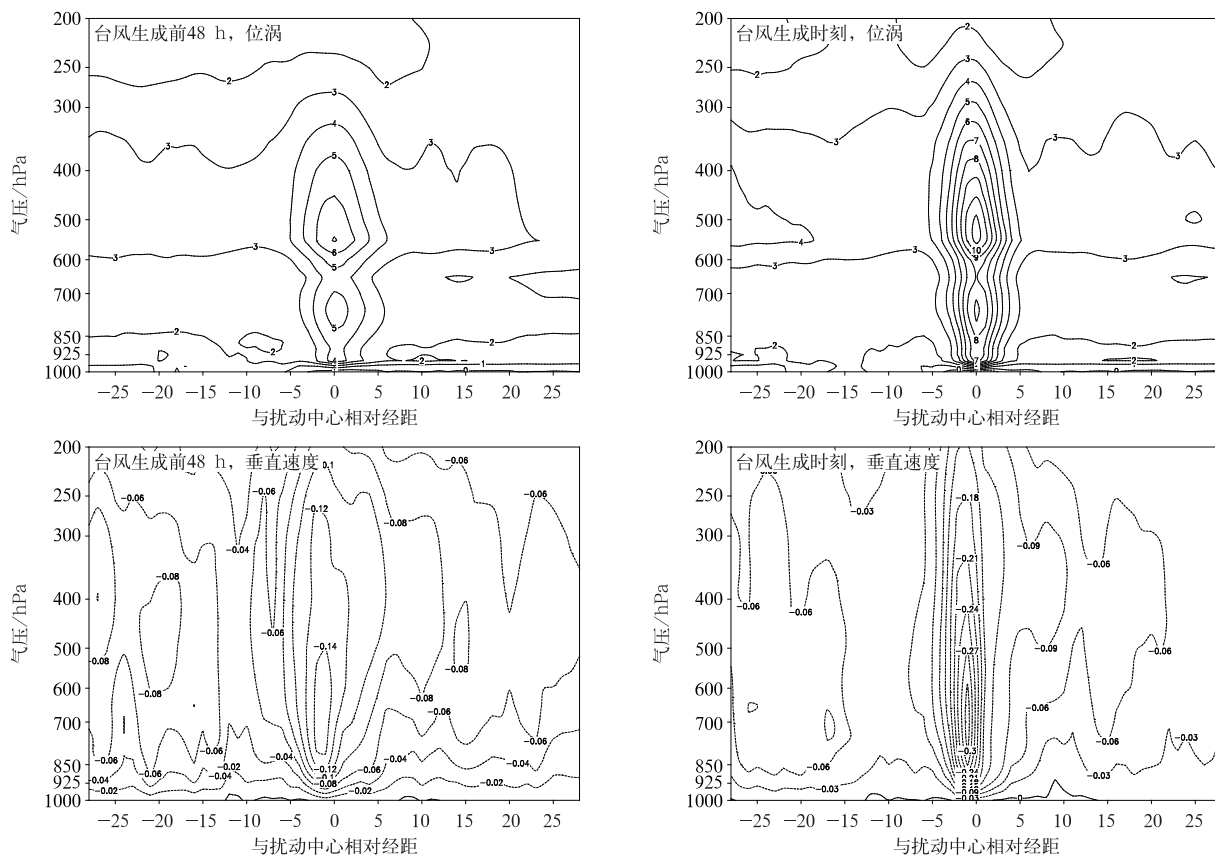


图 11 台风生成前 48 h 以及台风生成时刻过扰动中心位涡(单位: $10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{K} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{kg}^{-1}$)及垂直速度(单位: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$)纬向垂直分布

Fig. 11 The zonal distribution of potential vortices(unit: $10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{K} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{kg}^{-1}$) and the vertical velocity(unit: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$) on the isobaric surface of the disturbance center during typhoon formation at the time of 48 hours before typhoon formation and the time of typhoon formation

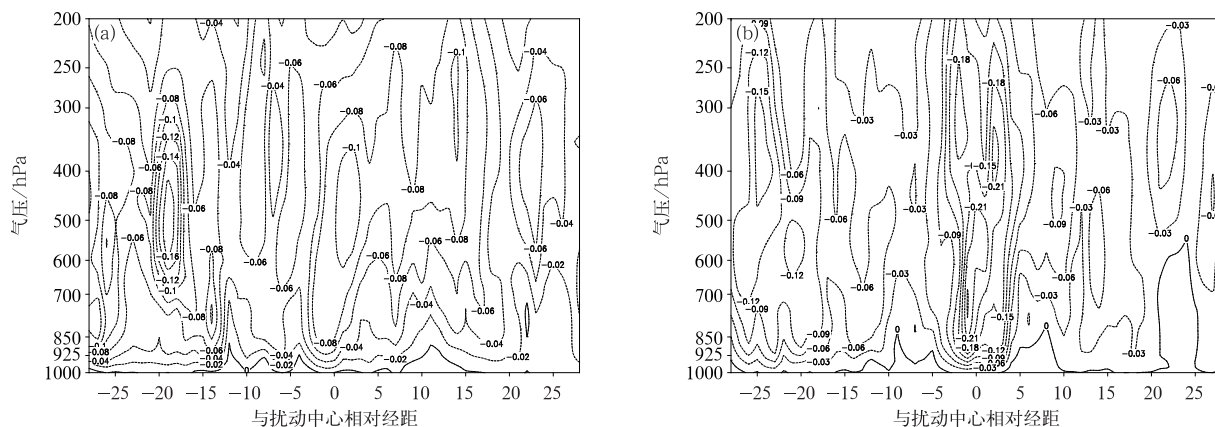


图 12 30 个南海台风生成个例生成前 48 h(a)及台风生成时刻(b)过扰动中心垂直速度(单位: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$)纬向垂直分布

Fig. 12 The zonal distribution of the vertical velocity on the isobaric surface of the disturbance center during typhoon formation at the time of 48 hours before typhoon formation(a) and the time of typhoon formation(b) of 30 typhoon cases

相互作用并相互促进发展。

6 结 论

本文利用中国气象局上海台风研究所整理的1949—2019年台风最佳路径资料,分析南海台风频数的年际及月际变化,并且采用欧洲中期天气预报中心ERA-Interim再分析资料,分析南海台风生成前大尺度背景场变化特征,并结合红外云图分析台风生成的观测证据,得到以下结论:

1) 现有卫星红外云图资料统计分析表明:南海台风中70.5%的个例在台风生成前48 h有可以确定的扰动中心和范围广阔的深对流区,且扰动中心和深对流边缘距离在2.0个纬度范围内。因此,利用红外云图判断深对流的范围以及发展程度,并进一步结合深对流和扰动中心之间距离,将为未来48 h内扰动是否发展成为台风提供有利判据。

2) EOF分解表明:南海台风生成的主要环境背景环流是赤道辐合带、西南季风或东风波等;其中第1特征向量850 hPa对应的正环流是赤道辐合带型,方差贡献率达57.2%,说明赤道辐合带是台风生成前扰动发展的绝对主环流。另外,还有一部分南海台风的生成与西南季风环流或东风波有关。进一步分析表明:南海台风生成前扰动主要生成于低层的季风辐合带中,北侧风切变较小,南侧风切变较大,扰动常处于风切变较小区或是风切变从较小向较大的过渡区,但扰动不一定出现在风切变最小中心。在扰动发展过程中,扰动中心附近风切变无明显的减小或增强趋势,整体上,风切变与扰动的发展程度,或与台风生成时间关系不大。

3) 南海台风生成于热带大范围的高海表温度区,但扰动所在的海表温度一般不是最高海温区,绝大多数的海表温度为28.5~29.5℃,极少数最低海表温度也在27.5℃以上。进一步的对流有效位能计算表明:扰动所在的区域一般不是最大不稳定区,绝大多数热带扰动所经过区域的对流有效位能为1500~2500 J·kg⁻¹,即使极少数扰动在某时刻所在区域的有效位能可能很低,台风生成前48 h内扰动所经过的不稳定区有效位能平均达到2000 J·kg⁻¹。另外,扰动中心附近为高水汽含量区域,且扰动中心与水汽含量大值中心距离较近,但扰动中心与水汽含量大值中心不一定重合,同时扰动中心及其附近水汽含量变化,与扰动发展、台风生成没有必然的

联系。

4) 扰动中心位于垂直涡度正的大值中心或中心附近,垂直涡度分布特征亦是扰动本身发展状况的表现,体现了扰动自身的强度,同时扰动并没有向垂直涡度更大的区域移动的趋势,而OW指数则对于扰动的发展以及扰动位置的确定有较好的指示作用。另外,在扰动发展的过程中,过扰动中心,纬向垂直剖面上250 hPa以下有一个贯穿整个对流层的位涡柱,位涡柱内中层以下存在两个显著的位涡中心,且随着扰动的逐渐加强,位涡柱中的两个高位涡中心也逐渐加强,有利于低层扰动发展。

参 考 文 献

- [1] 陈联寿,丁一汇.西太平洋台风概论.北京:科学出版社,1979. Chen Lianshou, Ding Yihui. The Conspectus of Western Pacific Typhoon. Beijing: Science Press, 1979.
- [2] 何立富,陈双,郭云谦.台风利奇马(1909)极端强降雨观测特征及成因.应用气象学报,2020,31(5):513-526. He Lifu, Chen Shuang, Guo Yunqian. Observation characteristics and synoptic mechanisms of Typhoon Lekima extreme rainfall in 2019. *J Appl Meteor Sci*, 2020, 31(5): 513-526.
- [3] 麻素红,吴俞,瞿安祥,等. T213与T639模式热带气旋预报误差对比.应用气象学报,2012,23(2):167-173. Ma Suhong, Wu Yu, Qu Anxiang, et al. Comparative analysis on tropical cyclone numerical forecast errors of T213 and T639 Models. *J Appl Meteor Sci*, 2012, 23(2): 167-173.
- [4] 麻素红,张进,沈学顺,等.2016年GRAPES_TYM改进及对台风预报影响.应用气象学报,2018,29(3):257-269. Ma Suhong, Zhang Jin, Shen Xueshun, et al. The upgrade of GRAPE_TYM in 2016 and its impacts on tropical cyclone prediction. *J Appl Meteor Sci*, 2018, 29(3): 257-269.
- [5] 瞿安祥,麻素红, Liu Qingfu, 等.全球数值模式中的台风初始化. I: 方案设计.气象学报,2009,67(5):716-726. Qu Anxiang, Ma Suhong, Liu Qingfu, et al. The initialization of tropical cyclones in the NMC global model. Part I: Scheme design. *Acta Meteor Sinica*, 2009, 67(5): 716-726.
- [6] 瞿安祥,麻素红,李娟,等.全球数值模式中的台风初始化. II: 业务应用.气象学报,2009,67(5):727-735. Qu Anxiang, Ma Suhong, Li Juan, et al. The initialization of tropical cyclones in the NMC global. Part II: Implementation. *Acta Meteor Sinica*, 2009, 67(5): 727-735.
- [7] 瞿安祥,麻素红,张进. T639全球模式的台风初始化方案升级试验.气象,2016,42(6):664-673. Qu Anxiang, Ma Suhong, Zhang Jin. Updated experiments of tropical cyclone initialization in global model T639. *Meteorological Monthly*, 2016, 42(6): 664-673.
- [8] 吴俞,麻素红,肖天贵,等. T213L31模式热带气旋路径数值预报误差分析.应用气象学报,2011,22(2):182-193. Wu Yu, Ma Suhong, Xiao Tianguai, et al. Error analysis of the

- numerical value forecast for tropical cyclone Paths with the T213L31 Model. *J Appl Meteor Sci*, 2011, 22(2): 182-193.
- [9] 高拴柱,董林,许映龙,等. 2016年西北太平洋台风活动特点和预报难点分析. *气象*, 2018, 44(2): 284-293.
Gao Shuanzhu, Dong Lin, Xu Yinglong, et al. Analysis of the characters and forecast difficulties of typhoons in Western North Pacific in 2016. *Meteorological Monthly*, 2018, 44(2): 284-293.
- [10] Charney J G, Eliassen A. On the growth of the hurricane depression. *J Atmos Sci*, 1964, 21(1): 68-75.
- [11] Emanuel K A. An air-sea interaction theory for tropical cyclone. Part I: Steady state maintenance. *J Atmos Sci*, 1986, 43: 585-604.
- [12] Emanuel K A, Neelin J D, Bretherton C S. On large-scale circulation in convection atmospheres. *Quart J Roy Meteor Soc*, 1994, 120: 1111-1144.
- [13] 韦有暹,王荫桐,郭秀英,等. 南海台风发生发展问题的初步探索. *气象学报*, 1965, 35(2): 148-154.
Wei Youxian, Wang Yintong, Guo Xiuying, et al. Preliminary Research on the development of typhoon over the South China Sea. *Acta Meteor Sinica*, 1965, 35(2): 148-154.
- [14] 彭金泉,梁经萍,黄佩玲. 南海近海台风发展原因的初步探讨. *热带海洋*, 1987, 6(4): 47-54.
Peng Jinqian, Liang Jingping, Huang Peiling. A preliminary analysis on contributing factors to the development of typhoon over coastal waters of South China Sea. *Tropic Oceanology*, 1987, 6(4): 47-54.
- [15] 林晓能,宋萍. 盛夏南海台风的结构分析. *海洋预报*, 1992, 9(1): 41-46.
Lin Xiaoneng, Song Ping. Structural analysis of typhoon in the South China Sea in summer. *Marine Forecasts*, 1992, 9(1): 41-46.
- [16] 段朝霞,苏百兴. 9902号南海台风发生发展的综合分析. *广东气象*, 2000(增刊D): 35-37.
Duan Zhaoxia, Su Baixing. Comprehensive analysis of typhoon (9902) in the South China Sea. *Guangdong Meteorology*, 2000(Suppl D): 35-37.
- [17] 罗秋红,李天然,何夏江. OLR与南海热带气旋发展的关系. *应用气象学报*, 2004, 15(1): 81-87.
Luo Qiuhong, Li Tianran, He Xiajiang. Relationship of OLR and development of tropical cyclone over South China Sea. *J Appl Meteor Sci*, 2004, 15(1): 81-87.
- [18] 赵珊珊,高歌,孙旭光,等. 西北太平洋热带气旋频数和强度变化趋势初探. *应用气象学报*, 2009, 20(5): 555-563.
Zhao Shanshan, Gao Ge, Sun Xuguang, et al. Climatological characteristics of tropical cyclones in the Northwestern Pacific. *J Appl Meteor Sci*, 2009, 20(5): 555-563.
- [19] 叶婷婷. 南海热带气旋的若干气候特征分析. 南京: 南京大学, 2010.
Ye Tingting. A Study to Several Climatological Characteristic of Tropical Cyclones from South China Sea. Nanjing: Nanjing University, 2010.
- [20] 杨亚新. 1949—2003年南海热带气旋的发生规律. *上海海事大学学报*, 2005, 26(4): 16-19.
Yang Yaxin. Occurrence regularity of tropical cyclone in South China Sea. *Journal of Shanghai Maritime University*, 2005, 26(4): 16-19.
- [21] 吴迪生,赵雪,冯伟忠,等. 南海灾害性台风统计分析. *热带气象学报*, 2005, 21(3): 300-314.
Wu Disheng, Zhao Xue, Feng Weizhong, et al. The statistical analysis to the local harmful typhoon of South China Sea. *Tropical Meteorology*, 2005, 21(3): 300-314.
- [22] Lee C S. Observational analysis of tropical cyclogenesis in the Western North Pacific. Part I: Structure evolution of cloud clusters. *J Atmos Sci*, 1989, 46(16): 2580-2598.
- [23] Fu B, Peng M S, Li T. Developing versus nondeveloping disturbances for tropical cyclone formation. Part II: Western North Pacific. *Mon Wea Rev*, 2012, 140(4): 1067-1080.
- [24] 彭治班,刘建文,郭虎,等. 国外强对流天气的应用研究. 北京: 气象出版社, 2001: 89-95.
Peng Zhiban, Liu Jianwen, Guo Hu, et al. Study and Application of Strong Convective Weather Abroad. Beijing: China Meteorological Press, 2001: 89-95.
- [25] 铃伟妙,罗亚丽,张人禾,等. 引发舟曲特大泥石流灾害强降雨过程成因. *应用气象学报*, 2011, 2(4): 385-397.
Qian Weimiao, Luo Yali, Zhang Renhe, et al. The heavy rainfall event leading to the large debris flow at Zhouqu. *J Appl Meteor Sci*, 2011, 2(4): 385-397.
- [26] 王冀,李英,宋丽莉,等. 川藏地区雷暴大风活动特征和环境因子对比. *应用气象学报*, 2020, 31(4): 435-446.
Wang Hong, Li Ying, Song Lili, et al. Comparison of characteristics and environmental factors of thunderstorm gales over the Sichuan-Tibet Region. *J Appl Meteor Sci*, 2020, 31(4): 435-446.
- [27] 孙继松,陶祖钰. 强对流天气分析与预报中的若干基本问题. *气象*, 2012, 38(2): 164-173.
Sun Jisong, Tao Zuyu. Some essential issues connected with severe convective weather analysis and forecast. *Meteorological Monthly*, 2012, 38(2): 164-173.
- [28] Moncrieff M, Miller M J. The dynamics and simulation of tropical cumulonimbus and squall lines. *Quart J Roy Meteor Soc*, 1976, 102: 373-394.
- [29] Ghil M, Allen M R, Dettinger M D, et al. Advanced spectral methods for climatic time series. *Rev Geophys*, 2002, 40(1): 1-41.
- [30] 魏凤英. 现代气候统计诊断与预测技术(第二版). 北京: 气象出版社, 2007: 105-113.
Wei Fengying. Modern Climate Statistical Diagnosis and Prediction Technology (2nd ed). Beijing: China Meteorological Press, 2007: 105-113.
- [31] Dunkerton T J, Montgomery M T, Wang Z. Tropical cyclogenesis in a tropical wave critical layer: Easterly waves. *Atmos*

- Chem Phys*, 2009, 9(15): 5587-5646.
- [32] Tory K J, Dare R A, Davidson N E, et al. The importance of low-deformation vorticity in tropical cyclone formation. *Atmos Chem Phys*, 2013, 13(4): 2115-2132.
- [33] Montgomery M T, Lussier III L L, Moore R W, et al. The genesis of Typhoon Nuri as observed during the Tropical Cyclone Structure 2008 (TCS-08) Field Experiment. Part 1: The role of the easterly wave critical layer. *Atmos Chem Phys*, 2010, 10: 9879-9900.
- [34] Montgomery M T, Smith R K. The genesis of Typhoon Nuri as observed during the Tropical Cyclone Structure 2008 (TCS08) Field Experiment. Part 2: Observations of the convective environment. *Atmos Chem Phys*, 2012, 12: 4001-4009.
- [35] Ge X Y, Li T, Melinda S P. Tropical cyclone genesis efficiency: Mid-level versus bottom vortex. *Tropical Meteorology*, 2013, 19(3): 197-213.
- [36] 陈联寿. 热带气旋研究和业务预报技术的发展. 应用气象学报, 2006, 17(6): 672-681.
Chen Lianshou. The evolution on research and operational forecasting techniques of tropical cyclones. *J Appl Meteor Sci*, 2006, 17(6): 672-681.
- [37] Dvorak V F. Tropical Cyclone Intensity Analysis Using Satellite Data//NOAA Technical Report NESDIS 11, 1984.
- [38] Kishimoto K, Nishigaki T, Nishimura S, et al. Comparative Study on Organized Convective Cloud Systems Detected through Early Stage Dvorak Analysis and Tropical Cyclones in Early Developing Stage in the Western North Pacific and the South China Sea//Technical Review No. 9, RSMC Tokyo-Typhoon Center, 2007.
- [39] Chen Y S, Yau M K. Asymmetric structure in a simulated landfalling hurricane. *J Atmos Sci*, 2003, 60(18): 2293-2312.
- [40] Moller J D, Shapiro L J. Balanced contributions to the intensification of hurricane opal as diagnosed from a GFDL model forecast. *Mon Wea Rev*, 2002, 130(7): 1866-1881.
- [41] Shapiro L J, Franklin J L. Potential vorticity in hurricane Gloria. *Mon Wea Rev*, 1995, 123(5): 1465-1475.
- [42] 井喜, 贺文彬, 毕旭, 等. 远距离台风影响陕北突发性暴雨成因分析. 应用气象学报, 2005, 16(5): 655-662.
Jing Xi, He Wenbin, Bi Xu, et al. Analysis of the abrupt rainstorm in North Shaanxi in relation to typhoon far away. *J Appl Meteor Sci*, 2005, 16(5): 655-662.
- [43] 孙力, 董伟, 药明, 等. 1215号“布拉万”台风暴雨及降水非对称性分布的成因分析. 气象学报, 2015, 73(1): 36-49.
Sun Li, Dong Wei, Yao Ming, et al. A diagnostic analysis of the causes of the torrential rain and precipitation asymmetric distribution of Typhoon Bolaven(2012). *Acta Meteor Sinica*, 2015, 73(1): 36-49.
- [44] Robert A H Jr. Clouds in tropical cyclones. *Mon Wea Rev*, 2010, 138: 293-344.

Circulation Characteristics and Thermal and Dynamic Conditions 48 Hours Before Typhoon Formation in the South China Sea

Gao Shuanzhu¹⁾ Zhang Shengjun²⁾ Lü Xinyan¹⁾ Wei Fengying²⁾

¹⁾ (National Meteorological Center, Beijing 100081)

²⁾ (State Key Laboratory of Severe Weather, Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081)

Abstract

Based on the tropical cyclone best track data from Shanghai Typhoon Institute of China Meteorological Administration and the geostationary infrared satellite cloud image from April to November during 1979—2019, 189 typhoons formed in the South China Sea are selected as target cases. The circulation characteristics, dynamic and thermal conditions from 48 hours before typhoon formation to the time of typhoon generation are analyzed using the reanalysis data of the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) with $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ grid. The results indicate that the typhoon in the South China Sea is formed in a large range of tropical ocean with high surface temperature, high water vapor content and unstable stratification. The development of deep convection and its distance to the tropical disturbance center can be used as an observation criterion for whether the tropical disturbance can develop into typhoon in the next 48 hours. Intertropical convergence is the dominant background circulation of typhoon formation in the South China Sea, and south-west monsoon or easterly wave are also main large-scale circulation. The center of typhoon disturbance is often in the transition zone of the vertical shear, where the vertical shear of the north side of the disturbance becomes smaller and the vertical shear of the south side becomes larger. Sometimes the disturbance center is slightly inclined to the weak vertical shear center. As a whole, there is no significant correlation between wind vertical shear and typhoon disturbance development. The center of tropical disturbance generally coincides with the center of vertical vorticity, and the center of vertical vorticity could be considered as a physical quantity representing the strength of disturbance itself. Furthermore, it is difficult to define the development of the vertical vorticity as an indicator to characterize the development trend of disturbance, while the Okubo-Weiss (OW) index is a good indicator for the development of disturbance and the determination of the disturbance location. In the process of typhoon disturbance development, there is a potential vortex column running through the whole troposphere near the disturbance center. Within the potential vortex column near the disturbance center, the interaction between lower disturbance and the potential vortex in middle and low layer is beneficial to the development of typhoon disturbance.

Key words: typhoon in the South China Sea; typhoon formation; circulation characteristics