

刘丽君,冯文,陈德明.东风急流影响下海南非热带气旋暴雨个例分析[J].暴雨灾害,2010,29(4):328-333

东风急流影响下海南非热带气旋暴雨个例分析

刘丽君¹,冯文¹,陈德明²

(1.海南省气象台,海口 570203;2.海南省气象局,海口 570203)

摘要:利用常规天气资料、NCEP 0.5°×0.5°再分析资料、卫星云图和海南省自动站资料,对 2007 年 10 月 12—14 日海南岛秋季暴雨天气过程的主要影响系统、物理过程及形成机制进行了分析。结果表明:多股冷空气从中低层东移南下并在华南沿海堆积、变性,副高稳定加强西伸,850 hPa 上在华南沿海地区与变性的大陆高压合并加强,热带地区赤道辐合带活跃,其共同作用促使低空东风急流形成、发展和加强;低空东风急流、弱冷空气南侵、西太平洋副热带高压南侧的东风波等为暴雨的发生提供了有利的条件;东风急流是此次暴雨所需水汽最大的提供者; θ_{se} 面陡立造成对流系统斜压发展,激发位势不稳定能量释放,正差动假相当位温平流加强了层结对流不稳定发展,对流层中层正差动涡度平流破坏了海南岛的准地转平衡;动力强迫和热力强迫共同作用激发了次级环流,导致暴雨区上空垂直运动的发展,促使降水增强。

关键词:大暴雨;低空急流;东风波;差动假相当位温平流;差动涡度平流

中图分类号:P458.1+21.1 **文献标识码:**A **文章编号:**1004-9045(2010)04-0328-06

1 引言

研究表明,暴雨是不同天气尺度系统相互作用造成的^[1,2]。Bosart^[3]通过分析一个中尺度与天气尺度相互作用的个例,指出天气尺度形势对中尺度环流的起源和发展起控制作用。行星尺度、天气尺度和中小尺度系统的共同作用造成了持续性的暴雨过程。近年来,我国气象学者对暴雨的研究取得了较大进展^[4-9],就 20°N 以南地区而言,对热带气旋性暴雨的研究较多^[10-11],而非热带气旋暴雨研究比较少见。海南岛强降水发生频繁,是一个受暴雨灾害影响十分严重的地区。除了热带气旋直接引发的暴雨外,有一些特殊的天气配置也会引发过程强烈、时间持久的暴雨过程,其中一类就是秋季由冷暖系统相互作用形成的东风急流所引发的暴雨过程。由于此类暴雨形成条件复杂,暴雨特征远不如热带气旋暴雨明显,给预报带来了一定的困难。

丁一汇^[12]指出,持续性暴雨出现在长波系统稳定时期,在这种情况下,天气尺度和中尺度系统可以在同一地区重复出现或沿同一路径移动,以致造成很大的累积雨量。为了探讨秋季东风急流对海南岛持续暴雨产生的影响,本文以 2007 年 10 月 9—16 日持续暴雨过程为例,研究暴雨产生的环流形势、水汽条件、动力热力条件以及垂直结构,以期为此类暴雨的预报提供参考。

2 降水过程概况

2007 年 10 月 9 日 08 时至 16 日 08 时,海南岛出现大范围降水过程。这次降水过程范围广、雨强大、持续时间较长。降水自 9 日 08 时开始,强降水中心有自北向南逐日推移的特点。最强降水出现在 14 日,该日全省出现大范围强降水,文昌、琼海、琼中部分地区出现大暴雨,局部特大暴雨,其中琼海长坡镇日雨量达 416.7 mm,阳江镇 250.1 mm。

3 天气背景及主要影响系统

3.1 环流形势

从 10 月 9—16 日 500 hPa 高度平均场(图略)、各层流场(图略)、逐日地面气压场及 850 hPa 形势场可看到,亚洲中高纬为稳定的一槽一脊型,西太平洋副热带高压(以下简称副高)处于稳步加强西伸过程中,长江流域为较平直的偏西气流,黄河以北为槽后西到西北气流控制。南支槽平均位置在中印半岛西北部,不断有小槽分裂,沿着西风带向东传递,槽后偏北风与黄河以北北风连接,引导多股冷空气南下,8 日 20 时、10 日 20 时、11 日 20 时和 13 日 20 时分别有 4 股弱冷空气在低层从副高底部渗透影响到华南沿海地区,850 hPa 上大陆冷高逐渐加强东移南下,在华南地区逐渐变性,10 日与西进的副高合并,导致副高异常强盛且稳定。11 日起,500 hPa 副高主体呈东西带状从

西太平洋伸到广西西部,西脊点到 105°E ,脊线在 23°N 附近,控制江南到华南沿海地区。海南岛位于高压南侧的偏东气流中,10—13日环流形势配置见图1。

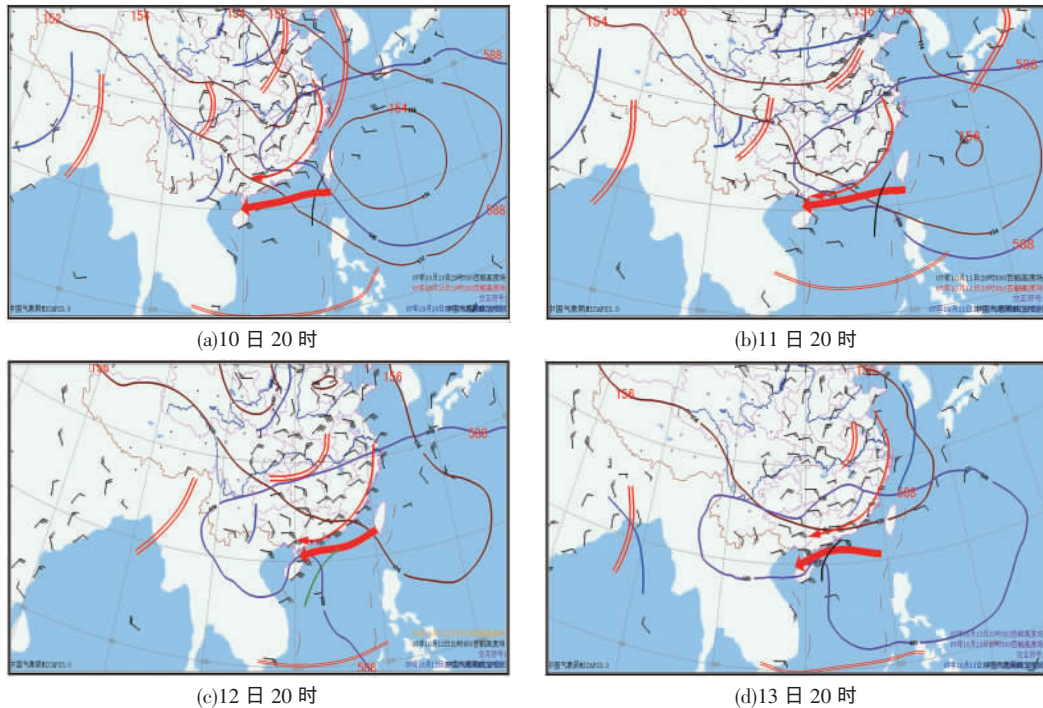


图1 2010年10月10—13日20时环流形势配置及850 hPa风场图

(细红箭头为850 hPa主要流场,粗箭头为850 hPa急流,棕色实线为850 hPa 154、156 dagpm线,双红线为850 hPa风场切变线,紫色实线为500 hPa 588 dagpm线,蓝色实线为500 hPa高空槽线,黑色实线为东风波倒槽)

3.2 主要影响系统

3.2.1 低空东风急流

研究指出^[13],低空急流与暴雨形成有密切联系,急流为暴雨的形成提供水汽输送、动力条件和热力条件。这次暴雨过程,低层一直有一狭长的东西向东风急流存在(图略),它是暴雨区对流不稳定层结的建立者和维持者,也是暴雨区低空中尺度上升气流的建立者和对流不稳定能量释放的触发者。

由于低层冷空气持续南下补充,大陆冷高加强东移南压,在华南沿海堆积变性,同时副高稳定加强西伸,10日在850 hPa上副高于华南地区与变性的大陆高压合并、加强,在海南岛以北形成一稳定的东—西—西北向带状高压环流,热带地区赤道辐合带活跃,形成南低北高的天气形势;由于低层冷空气持续补充,华南地区气压不断升高, 21°N 附近中低层气压梯度剧增,促使高压南侧低空东风急流形成、发展和加强。10日20时起,从近地层到850 hPa偏东风随着副高和大陆冷高不断加强而增大。从巴士海峡以西的太平洋直到北部湾北部海面开始形成一条狭长的东西带状偏东气流,但风速较小,在 $6\sim 8\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 之间,12日08时起,随着低层冷高和高层副高的增强,偏东风风速进一步加大,形成中心轴大于 $12\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 低空急

期间,从西太平洋到中南半岛,9—11日在 15°N 附近赤道辐合带比较活跃,12日后辐合带开始南移至 10°N 附近,位置较为偏南,对海南岛无直接影响。

流,急流在原地维持少动,海南岛位于急流轴左前侧,14日08时,急流明显增强到 $16\sim 18\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。如上分析,东风急流形成和加强的时刻,与冷空气南下补充的时间基本一致或延后半日,并与副高加强相对应。

随着低空急流建立,海南岛北半部地区11日夜间开始强降雨范围加大,降水强度在14日中午前后达最大。14日20时,随着中低层冷高继续加强,850 hPa副高减弱,急流逐渐南压,强降雨区也逐渐移向岛南,15日20时,急流轴移出本岛,海南岛降水减弱。

3.2.2 东风波

东风波是副热带高压南侧的深厚东风带里,因扰动而产生的自东向西移的波动,雷暴、大风、强降水等天气一般出现在槽后,而较弱的东风波,只表现为一团小范围的云系西移,在天气图上表现不明显^[14]。过程期间从巴士海峡以东洋面到北部湾北部, 21°N 附近(副高南侧)为长达2000多公里,自500 hPa往下直到地面的深厚东风带,风速随高度增高而递减。在850 hPa上,9日在菲律宾以东洋面,从赤道辐合带中有南北向倒槽向北伸出,沿着副高南侧偏东风西传,并逐渐与辐合带分离向北抬,在 20°N 附近减弱成短波槽,向海南岛靠近,而辐合带主体逐渐南掉。10日08时各层流场在南海东北部均存在一短波槽,槽线呈

南北向,从 925—500 hPa 均分析出东风波的活动,13 日 20 时,东风波位于(114°E,21°N)附近,到 14 日 08、20 时,短波槽自东向西移动通过海南岛上空,海南岛位于槽后的 E-SE 气流中。

从卫星云图上可清楚地分析出对应东风波活动的云团(图 2)。在副高内部基本晴空或少云区,副高南侧和西南侧有对流云团活动,其中云团 A 即为副高南

侧的东风波云团,12—13 日位于南海北部(图 2a-d),呈不闭合的气旋性旋转,与高度场上的短波槽位置相对应。云团 A 随着偏东急流逐渐向西移,14 日移到海南岛上空(图 2e-h),云区和槽区移动配合比较一致,造成 14 日出现大范围大暴雨,局部特大暴雨,最大日雨量达 416.7 mm。这说明大降水发生在槽区及槽后,与文献[13]的分析一致。

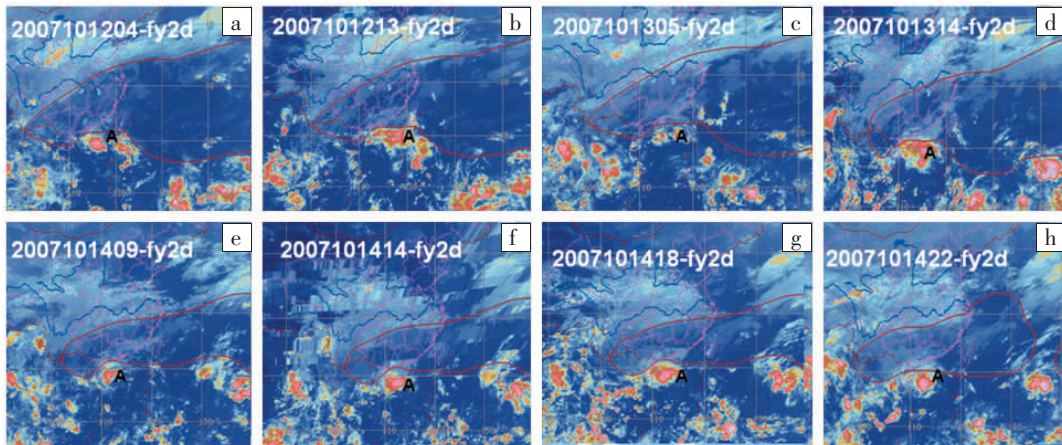


图 2 2007 年 10 月 12 日 04 时(a)、13 时(b)、13 日 05 时(c)、14 时(d)、14 日 09 时(e)、14 时(f)、18 时(g)、22 时(h)红外卫星云图(深红色粗实线为副高 588 dagpm 线)

通过以上分析发现,多股冷空气在低层持续侵入、低空偏东急流强度和位置维持少动、副高强盛而稳定及其南侧的东风短波槽是海南岛此次暴雨过程爆发并且维持的原因。

4 暴雨形成的物理条件分析

4.1 水汽条件

水汽的供应对暴雨的形成和持续发展尤为重要,分析降水过程中的流场和水汽分布特征(图 3)发现,东风急流为这次暴雨过程提供了充足的水汽。水汽主要来自西太平洋,沿着东风急流输送而至。最大水汽通量中心轴在 19.0°—22.5°N 之间,呈准东西带状分布。水汽的最大输送中心轴线位置与急流轴相对应,

中心值随着东风急流的加强而逐渐增大,13 日 08 时(图 3a)至 14 日 20 时(图 3b)水汽通量中心值最大,达到 $0.25 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$; 同时雷州半岛东部海面到海南岛东北部地区在东风波移动通道上,13 日 08、20 时东风波位于 $114^\circ\text{E}, 21^\circ\text{N}$ 附近,槽区附近及槽后对应为水汽通量和水汽通量辐合的高值区,14 日东风波移经海南岛过境,20 时海南岛东北部处于槽后,水汽通量中心和水汽通量辐合中心随之移到海南岛东北部,14 日白天该地区降水强度达到最大。强降水区处于最大水汽通量中心左侧、低空急流轴左前侧、水汽通量辐合高值中心区的下风方向和东风波曲率最大处。15 日 20 时,急流中心轴和水汽通量中心轴同时南压,东风波西移出海,强降水随之结束。

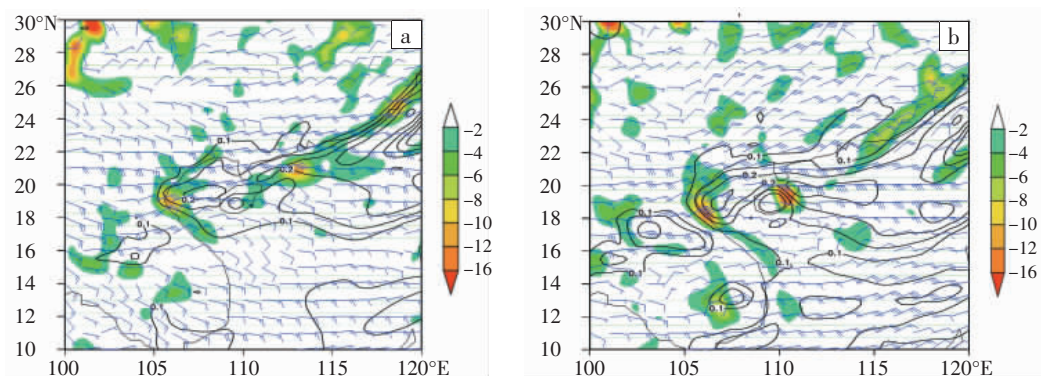


图 3 2007 年 10 月 13 日 08 时(a)及 14 日 20 时(b)850 hPa 风场(单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)和 950 hPa 水汽通量场(等值线,单位: $\text{g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)、水汽通量散度(阴影区,单位: $10^{-7} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)叠加图

4.2 动力及热力强迫条件

Hoskins 等^[15]在准地转矢量的基础上导出以准地转 Q 矢量散度为唯一强迫项的 ω 方程,指出垂直运动是由动力强迫项和热力强迫项两部分组成,其形式如下:

$$(\sigma \nabla^2 + f^2 \frac{\partial^2}{\partial p^2}) \omega = f \frac{\partial}{\partial p} [\vec{V}_g \cdot \nabla (f + \zeta_g)] + \nabla^2 [\vec{V}_g \cdot (-\nabla \frac{\partial \phi}{\partial p})] \quad (1)$$

式(1)中右边第一项表示由于地转涡度平流的垂直差异、动力强迫作用而引起垂直运动,第二项为温度平流的拉普拉斯项,为热力强迫作用引起的垂直运动。

如果涡度平流随高度增加,则产生上升运动,这

是由于为恢复地转平衡关系而激发的次级环流产生上升运动,有利于暴雨发生。

图 4 给出了 13 日 20 时和 14 日 20 时的 700 hPa 与 900 hPa 涡度平流之差(即差动涡度平流)与垂直速度叠加图。从图中可以看出,在降水最剧烈的 13—14 日,有一个中心强度约 $30 \times 10^{-10} \text{ s}^{-2}$ 正差动涡度平流自北向南移动,而 15 日开始,该中心南移,降水趋于结束。从这次过程可以发现,13 日开始,海南岛上空始终维持中心强度为 $20 \sim 30 \times 10^{-10} \text{ s}^{-2}$ 的正差动涡度平流区,而该中心基本与上升运动最强烈区域重合(阴影区)。这说明,正是由于差动涡度平流存在,破坏了该处的准地转平衡,动力强迫作用激发的次级环流导致垂直上升运动发展,从而触发了强降水过程。

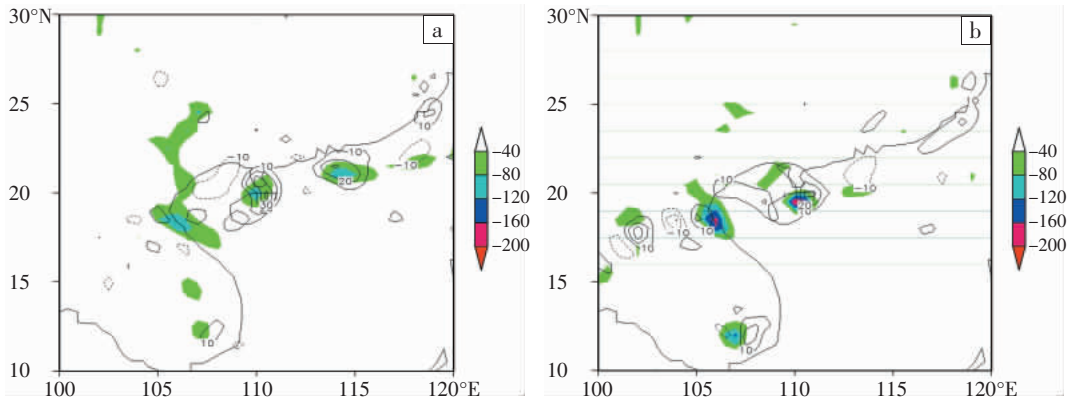


图 4 2007 年 10 月 13 日 20 时(a)、14 日 20 时(b)700 hPa 与 900 hPa 的涡度平流之差(等值线,单位: 10^{-10} s^{-2})及上升运动 ω (阴影区,单位: $10^{-2} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$)叠加图

上下层的假相当位温平流差异(这里称差动假相当位温平流)对于加强垂直运动也起着不可忽视的作用。13 日 08 时开始(图略),在海南岛北部至雷州半岛处发展出强度大于 $10 \times 10^{-5} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1}$ 的 850 hPa 减 700 hPa 差动假相当位温平流中心。13—14 日(图 5),正的

差动假相当位温平流中心始终位于上升运动中心附近,随着差动假相当位温平流的发展,上升运动中心也逐渐增强(阴影区)。正差动假相当位温平流意味着低层暖湿空气的平流大于高层,加剧了层结向对流性不稳定发展,进而增强了上升运动,暴雨因而得到加强。

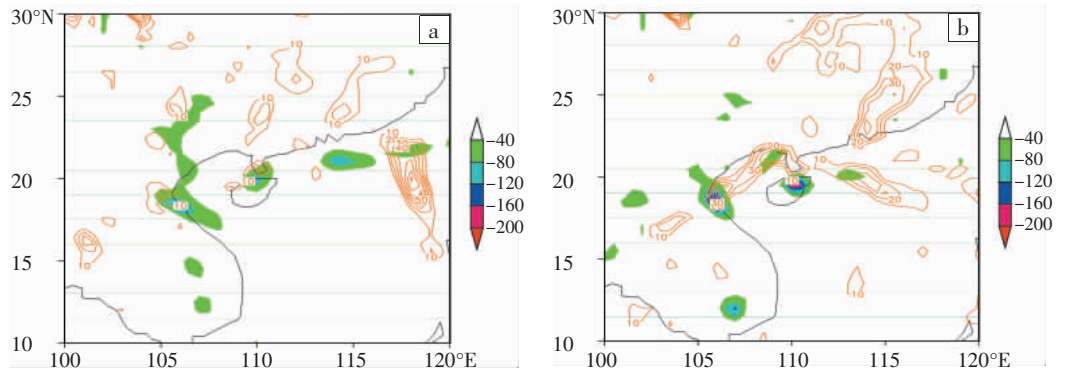


图 5 2007 年 10 月 13 日 20 时(a)、14 日 20 时(b)850 hPa 与 700 hPa 的假相当位温平流之差(等值线,单位: $10^{-5} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1}$)及上升运动 ω (阴影区,单位: $10^{-2} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$)叠加图

4.3 暴雨区大气层结垂直结构

垂直运动是导致云、降水等天气现象的重要动力条件^[16]。大气中发生的凝结和降水过程,热量和动量的

垂直输送以及大气中位能与动能之间的相互转换都与垂直结构密切相关,因而垂直运动常被作为天气系统生成和发展的一个重要指标^[17]。图 6 给出 14 日 00

时和 20 时假相当位温、相对湿度和经圈环流沿 110°E 的纬度-高度剖面图。由图可见,在降水发生最强烈的当天(14 日),强降雨区(即海南岛北半部,20°N 附近)存在一次垂直上升运动剧烈增强的过程,且可以看出在暴雨区上空始终维持着高能暖湿气流,存在很强的对流性不稳定,在低层有梯度密集的等 θ_{se} 面从广东、广西向南延伸到降水区陡然向地面转折,从冷区凸入暖区,显然在低层有干冷舌入侵,迫使南方暖湿空气向上抬升,冷暖气流交汇,有利于潜热释放,为暴雨提供不稳定能量,促进上升运动的发展。根据倾斜

涡度发展理论^[18],当冷暖空气交绥,大气温湿结构发生突变, θ_{se} 面陡立使得大气斜压性增加,湿斜压性变化激发倾斜涡度发展,引起该区域垂直涡度突然增大。导致对流层低层气旋性涡度的显著发展,非常有利于上升运动的显著增长,从而导致大降水的发生和持续,因此 θ_{se} 等值面陡然向地面转折处可以作为预报强降雨中心落区的一个判据。从图 6 中还可发现,从 14 日 00 时至 20 时,陡立 θ_{se} 面从 20°N 移至 18°N 附近,而这段时期恰恰是暴雨落区自本岛北部向中、东部移动的时期,与文献[18]的观点非常一致。

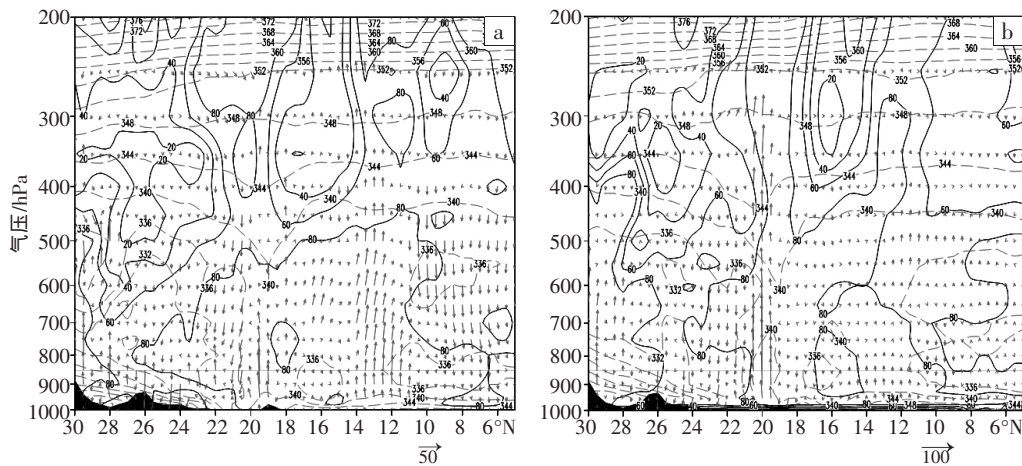


图 6 2007 年 10 月 14 日 00 时(a)、20 时(b)沿 110°E 假相当位温(虚线,单位: K)、相对湿度(实线,单位:%)和经圈环流[矢量(v, - ω)合成, v 单位: $m \cdot s^{-1}$, ω 单位: $10^2 Pa \cdot s^{-1}$]的纬度—高度剖面图

5 结论

(1) 中国大陆冷空气东移南压,在华南沿海地区堆积,副高稳定加强西伸,热带地区赤道辐合带活跃,造成气压梯度加大,促使低空东风急流形成。低空东风急流位置维持少动、弱冷空气南下渗透、冷暖平流交汇在此次暴雨的形成和发展中起到重要作用。

(2) 副高南侧的东风短波槽自东向西移过海南岛上空,加剧了该地的降水强度。强降雨区位于槽区附近及槽后的 E-SE 气流中。

(3) 正涡度平流的存在,破坏了海南的准地转平衡,动力强迫作用激发的次级环流导致垂直上升运动发展,触发了强降水过程。而正假相当位温平流的存在加剧了层结向对流性不稳定发展,进而增强了上升运动,暴雨因而得以加强。

(4) 湿斜压性变化激发倾斜涡度发展,引起该区域垂直涡度突然增大,导致对流层低层气旋性涡度的显著发展,有利于对流上升运动的加强和强降水的持续。

参考文献:

[1] Ninomiya K, Akiyama T. Multiscale features of the summer

monsoon over Japan and the East Asia [J]. J Meteor Soc Japan, 1992, 70: 467-495.
 [2] Zhang Shunli, Tao Shiyun, Zhang Qingyun, et al. Large and meso- α scale characteristics of intense rainfall in the mid- and lower reaches of the Yangtze River[J]. Chinese Science Bulletin, 2002, 47 (9): 779-786.
 [3] Bosart L F. The Texas coastal rainstorm of 17-21 September 1979: An example of synoptic mesoscale interaction [J]. Mon Wea Rev, 1984, 112(6): 1108-1133.
 [4] 陶诗言. 中国之暴雨. 北京: 科学出版社, 1979: 225.
 [5] 赵思雄, 陶祖钰, 孙建华, 等. 长江流域梅雨锋暴雨机理分析研究[G]// 倪允琪, 周秀骥编. 国家重点基础研究发展规划项目“我国重大天气灾害形成机理与预测理论研究”专著系列丛书之一. 北京: 气象出版社, 2004: 282.
 [6] 王晓芳, 徐明, 闵爱荣, 等. 2010 年 5 月我国南方持续性暴雨过程分析[J]. 暴雨灾害, 2010, 29(2): 193-199.
 [7] 辜旭赞, 叶金桃, 陈郁琴. 2007 年 7 月淮河流域暴雨过程天气学诊断计算与分析[J]. 暴雨灾害, 2009, 28(2): 131-136.
 [8] 张广周, 李戈, 白家惠, 等. 不同高度急流耦合在 2007 年 7 月中旬河南省区域暴雨中的作用[J]. 气象与环境科学, 2008, 31(2): 7-12.
 [9] 梁钰, 王新敏, 邵宇翔, 等. 河南省黄淮气旋暴雨的天气特征及个案诊断[J]. 气象与环境科学, 2010, 33(1): 24-29.
 [10] Chen Lianshou, et al. An {h} review of Tropical Cyclone and Tropical Meteorology Research Progress[J]. Advances in Atmospheric Sciences, 2004, 21(3): 505-514.

- [11] 程正泉,陈联寿,徐祥德,等.近10年中国台风暴雨研究进展[J].气象,2005,31(12):3-9.
- [12] 丁一汇.暴雨和中尺度气象学问题[J].气象学报,1994,52(3):274-284.
- [13] 郑峰,寿绍文.一次东风波中尺度暴雨的矢量与预测能力对比[J].干旱气象,2005,23(1):45.
- [14] 朱乾根,林锦瑞,寿绍文,等.天气学原理和方法[M].北京:气象出版社,2001.
- [15] Hoskins B J, Draghid I, Davies H C. A new look at the w equation[J]. Quart J Roy Meteor Soc,1978,104:31-38.
- [16] 吕斌.一次东风波天气过程[J].四川气象,2006(1):16-17.
- [17] 林本达.大气中垂直环流的成因和诊断[G]//北方天气文集(6).北京:北京大学出版社,1987:139-149.
- [18] 余晖,吴国雄.湿斜压性与热带气旋强度突变[J].气象学报,2001,59(4):441-450.

The Diagnostic Analysis of Heavy Rainstorm Associated with Low-level Easterly Jet in Hainan Province

LIU Li-jun¹, FENG Wen¹, CHEN De-ming²

(1. Meteorological Observatory of Hainan province, Haikou 570203;

2. Hainan Provincial Meteorological Bureau, Haikou 570203)

Abstract: Using conventional meteorological data, NCEP $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ reanalysis data, satellite images and automatic meteorological station data, the major weather system, atmospheric circulation background, physical condition and formation mechanism of the Hainan Fall rainstorm from 12th to 14th October 2007 are analyzed. The results show that cold air from low-middle level moved southeast, accumulated and transformed over the South China coast. The Western Pacific Subtropical High (WPSH) steadily strengthened moving westerly and merged with the transformed continental high at 850 hPa over the South China coast and strengthened further, then worked together with the Intertropical Convergence Zone (ITCZ) which was active to make low-level easterly jet formed, developed and strengthened. The low-level easterly jet, weak cold air invading south and easterly wave in south of WPSH provided favorable condition for the rainstorm. The low-level easterly jet supplied enough water vapor during the rainstorm process. The vertical structure of pseudo-equivalent potential temperature was changed by the convergence of cold and warm air resulting in the development of baroclinic convective system and release of instability energy. The positive differential advection of pseudo-equivalent potential temperature made convection developed unsteadily. The positive differential vorticity advection in middle-level of convection damaged the quasi-geostrophic balance. The secondary circulations were motivated by the interaction of dynamical and thermal forcing resulting in vertical motion and heavy rain.

Key words: Heavy rain; Low-level easterly jet; Easterly wave; Differential advection of pseudo-equivalent potential temperature; Differential advection of vorticity