

一类华南锋前暖区暴雨 β 中尺度系统 环境特征的分析研究

夏茹娣^{1,2} 赵思雄¹ 孙建华¹

1 中国科学院大气物理研究所, 北京 100029

2 中国科学院研究生院, 北京 100049

摘 要 对2005年6月一次引发珠江(西江)流域致洪暴雨的环流特征和影响系统,尤其是 β 中尺度系统的环境场进行了研究。这次暴雨具有明显的多尺度特征,涉及到季风的活动、边界层的影响、地形的动力作用等。得到如下结果:(1)南海季风爆发推迟而后持续影响华南,西风带急流以及副热带高压位置均明显偏南,且副高脊线稳定维持在 18°N 左右,为6月中下旬暴雨在华南地区持续发生提供了稳定的大尺度环流条件。(2)这是一类华南前汛期锋前暖区暴雨。在该时段,华南地区始终维持一条近于东西向的准静止锋,这在卫星云图上清晰可见。锋生函数的计算结果表明,弱冷空气的作用明显。经向剖面分析揭示出:锋前有明显的上升运动区存在,非常有利于中尺度对流的发生发展。北方的弱冷空气与副高西北的暖湿气流之间存在明显的中低纬度系统的相互作用。(3)低空偏南气流的风速辐合场,在925 hPa层上最明显。表明在这次华南暴雨过程中行星边界层有很重要的作用。不但从中南半岛和南中国海输送了大量水汽至暴雨区,而且其前方的风速强辐合区,对于对流的启动很有帮助。就启动机制而言,该风速辐合区可能与1998年华南暴雨的风向辐合区有一些差异。(4)南岭山脉的喇叭口地形,对偏南暖湿气流有明显的辐合抬升作用,使垂直运动进一步增强,有利于暴雨的发生。华南(尤其是西江流域)的特殊地形是持续性暴雨产生的重要条件之一。(5)中尺度对流雨团是这次致洪暴雨的直接影响系统。至少有4个 β 中尺度雨团(A、B、C、D)在西江流域发生发展。上述雨团A和雨团D分别出现于桂林和梧州等测站附近。该研究集中对中尺度雨团A、D的环境特征作了分析。低空风速辐合中心反复向暴雨区“冲击”,暴雨区对流有效位能一次次积累、释放,而又重建。在这种环境下,中尺度对流系统与强降雨雨团,此起彼伏,频繁发生。加之对流雨团受环境流场影响“追随”洪峰向下游移动,使暴雨和洪水“叠加”或“遭遇”,加重了洪涝灾害的影响。

关键词 华南致洪暴雨 季风环流 中尺度地形 行星边界层 中尺度对流系统

文章编号 1006-9895(2006)05-0988-21

中图分类号 P445

文献标识码 A

A Study of Circumstances of Meso- β -Scale Systems of Strong Heavy Rainfall in Warm Sector Ahead of Fronts in South China

XIA Ru-Di^{1, 2}, ZHAO Si-Xiong¹, and SUN Jian-Hua¹

1 *Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029*

2 *Graduate University of the Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049*

Abstract The circulation characteristics and the influencing systems of the heavy rainfall causing flood in the Pearl River (the Xijiang River) valley in June 2005 are investigated. The heavy rainfall had the outstanding characteristics of multi-scale systems and it occurred in warm sector ahead of the front, relating to monsoon activity, the influence of the planetary boundary layer and the dynamic lifting of the topography. The conclusions are as follows: (1) The

late onset of the South China Sea monsoon and its continuous impact on the South China, as well as the further south position of the upper-level jet in the westerlies and the subtropical high, which maintained in 18°N , provided the very favorable large-scale circulations for sustaining the heavy rainfalls in South China. (2) There were the heavy rainfalls happening in warm sector ahead of the front in South China during the pre-rainy season. There always existed an approximately east-to-west oriented quasi-stationary front in South China. The calculated results of the frontogenesis function indicate that the weaker cold air played an important role in occurrence of heavy rainfall. The analysis of the vertical cross section of horizontal wind and vertical velocity indicates that there was ascending motion obviously ahead of the front, which was very favorable for the formation and development of the meso-scale convection. The weaker cold air from the north interacted with the warm and wet air coming along the south-west edge of the subtropical high, there is a kind of interaction between middle- and low-latitude systems. (3) The wind speed convergence of south-west wind at low level was the most obvious at 925 hPa. It indicates that the planetary boundary level played an very important role in the formation of the heavy rainfall, the current not only transported sufficient water vapor to the heavy rainfall area from the Sino-Indian Peninsula and the South China Sea, but also contributed to the initiation of the convection. (4) The trumpet-shaped terrain in the Nanling Mountains enhanced the ascending motion of the warm and wet air from the south, which benefited the occurrence of the heavy rainfall. The special terrain in South China, especially in the Xijiang River valley, can be one of the important conditions for the appearance of the continuous heavy rainfalls. (5) The meso-scale convective rainy clusters were the direct influencing systems of the heavy rainfall. There were at least four meso- β -scale rainy clusters existing over the Xijiang River valley (A, B, C, D). Fortunately, A and D rainy clusters were located near Guilin and Wuzhou observation stations, respectively. So the environment of A and D rainy clusters can be carefully studied. The rainfall areas closely related to the convergence center of the low-level wind speed, and the convective available potential energy is cumulated, released and rebuilt again and again. Under such circumstances, the meso-scale convective system and heavy rainy were very active. Furthermore, the convective rainy clusters followed the flood peak, namely moved towards the lower reaches of the river, resulting in the “coupling” between the heavy rainfall and the flood peak, then brought the very serious disasters. (6) Based on the above-mentioned research, a schematic diagram of the influencing factors for the heavy rainfall in warm sector ahead of the front in South China during the period of pre-rainy season is given.

Key words heavy rainfall in South China, monsoon circulation, meso-scale terrain, planetary boundary layer, meso-scale convective system

1 引言

中国地处世界最大的亚澳季风区^[1~3], 每年春末当南海季风爆发时, 我国华南前汛期的雨季开始。华南前汛期主要集中于 5~6 月份。此后, 随着东亚夏季风的继续推进, 6 月中旬到 7 月中旬, 雨带北移到江淮流域, 韩国和日本一带形成梅雨 (Changma, Baiu)。对于梅雨已有较多的研究^[4~13], 而对于华南前汛期暴雨的研究相对要少一些。

为了弄清华南前汛期暴雨的特征和成因, 我国于 1977~1979 年开展了第一次“华南前汛期暴雨试验”, 获得了一批宝贵的资料, 揭示出这类暴雨的大尺度环流特征^[14, 15]。1998 年又再次开展了华南前汛期暴雨试验 (即海峡两岸及其邻近地区暴雨试验研究, 简称 HUAMEX), 获取了一批高时空分

分辨率的外场观测试验资料, 利用这些资料揭示出中尺度系统的演变特征, 还进行了数值模拟, 取得可喜的进展^[16]。我国台湾地区的气象学者把华南春夏交替季节的降水称为“梅雨” (这不是长江流域的“梅雨”), 并于 1987 年进行了台湾地区中尺度试验 (TAMEX), 取得了一批研究成果^[17]。但是, 上述结果对于更深入了解我国暴雨的 β 中尺度系统的特点仍然是不够的。为此, 国家科技部又启动了国家重点基础研究发展规划项目“我国南方致洪暴雨的监测与预测的理论和研究方法研究”, 进一步深入开展研究。本文是该项目的研究成果之一。

应当指出, 1977~1979 年的华南前汛期试验、HUAMEX 试验以及 TAMEX 试验, 其重点的区域主要集中于广东的珠江三角洲地区以及闽台等地^[18]。但对华南西部地区, 如广西壮族自治区等地涉及较少,

而广西虽然地处西部,却位于珠江流域的上游。自 20 世纪 90 年代以来,1994 年、1998 年及 2005 年西江流域均出现了强降水,引发了大洪水,并严重威胁到下游地区珠江三角洲人民生命财产的安全^[19]。这一地区降水的环流形势不但与华南东部有所不同,而且也与其西边同处低纬的云贵高原的影响过程有所差异^[20,21]。为此,必须对广西地区,尤其是影响西江流域洪水的大暴雨过程进行深入的研究。

对于 1994 年破历史记录的大暴雨,孙建华等已进行过详细的动力学诊断与数值模拟研究^[22~24],揭示出一些新的事实。而对 1977~1979 年和 1998 年华南暴雨的环流特征和影响系统的研究表明,华南前汛期暴雨不但存在显著的年际变化,而且也有清楚的年代际变化^[25,26]。2005 年西江致洪暴雨的特征如何?应作具体的分析和深入的探讨。

自 2005 年 6 月中旬以来,受强西南暖湿气流和弱冷空气的共同影响,广西东北部及中东部地区出现了大到暴雨、局部大暴雨到特大暴雨的强降雨过程,广西各主要江河均不同程度出现洪水。其中柳江、龙江中上游、浔江、西江干流、桂江河段水位都超警戒水位。西江流域持续暴雨,达到 1998 年以来最大洪水流量。根据梧州水文部门的报告,西江梧州水文站于 23 日 04 时(国际协调时,下同)出现了 26.75 m 的洪峰水位,超警戒水位 9.45 m,相应流量为 $5.3 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{s}$,是梧州水文站 1900 年建站以来的第二大洪水。此次的华南降雨过程不仅给广西,而且给广东以及福建闽江流域一带也带来了严重的灾害和经济损失,对后者的研究将另文发表。

2 地形特征及水系分布

广西位于我国华南地区,以多山著称,海拔 500 m 以上的土石山占全区总面积的 53.1%,其山以多坡陡(坡度 $30^\circ \sim 40^\circ$)为特征,主要分布于广西东北和西部;而广西的平原,面积比较狭小、零星,主要见于桂南沿海、桂东南、桂中及左江河谷。此外,广西位于云贵高原以东、南岭以南,地形上具有典型的喇叭口特征(图 1a)。

广西的主要水域为珠江流域的西江水系(图 1b),包括桂江、柳江、黔江、浔江、郁江、左江、右江、红水河、西江等。梧州水文站是西江干流的首要测站,控制了广西境内 85% 的年径流量,桂江、浔江和西江的水在这里汇集进入广东,因而梧州水

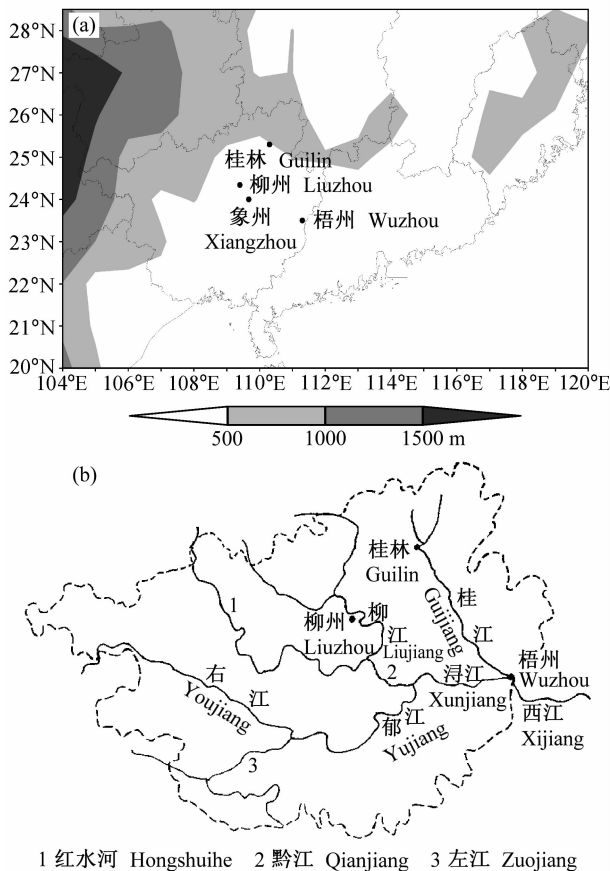


图 1 (a) 广西地形分布; (b) 西江水系分布图, 虚线表示省界
Fig. 1 (a) Terrain in Guangxi; (b) the map of the Xijiang River valley (the dashed line represents the boundary of Guangxi)

文站占据了重要的地理位置。

3 科学问题、资料及研究方法

为了弄清此次西江大暴雨的成因,其中的一些科学问题值得探讨,包括为何华南前汛期强暴雨迟至 6 月下旬才发生?为何在一条东西向的准静止锋上强降水区的分布很不均匀,为何会在其西端的广西境内引发如此强烈的降水?总之,为何在该时段、该地区发生了如此强烈的降水,为何主要的暴雨区集中于西江及其支流?本文利用 NCEP 资料、地面和探空资料、卫星 TBB 资料以及地面的降水资料等,对这场 2005 年 6 月 18~22 日的强降水过程及其有关 β 中尺度系统的环境特征进行了分析。

具体方法是:为了对大尺度的环流,如南海季风、副热带高压、南亚高压、西风带急流等进行分析,我们采用 NCEP 的格点资料对平均的环流形势和平均水汽通量等进行了研究。为了讨论冷空气的

作用，本文对锋生函数及温度平流等作了分析。为讨论 β 中尺度系统的影响，我们分别对过程降雨量、24 小时降雨量及 6 小时降雨量作了比较，尤其是通过 6 小时降雨量，揭示出一批 β 中尺度强降雨团，并通过卫星 TBB 资料进一步确认了这些中尺度系统的存在。又为了讨论这些 β 中尺度系统发生发展的特点，我们对这些 β 中尺度系统发展的环境特征作了研究。一方面在以桂林和梧州为中心的两个特定区域内计算了区域平均的散度、涡度、垂直运动、相对湿度、静力稳定度和水汽通量散度的垂直廓线分布，又分析了桂林和梧州两站实测探空曲线的温湿特征、对流有效位能以及抬升凝结高度。应该指出，对中尺度系统的分析，需要相应的特殊观测资料，然而，本次降水过程中，特殊观测资料并不很多。为此，本文又充分利用了此次暴雨过程期间桂林、柳州、象州和梧州等站的地面观测资料，分析了它们的连续演变。此外，还利用垂直于锋面，并在南北方向通过强降雨雨团的垂直剖面分析了沿经向的垂直环流以及它们与地形的关系。在上述分析的基础上，综合出一类华南前汛期锋前暖区暴雨有关影响因子的概略图。

4 降水分布及 β 中尺度雨团的时空特征

从 6 月 18 日 00 时~22 日 00 时过程降水量图(图 2，由于资料的站点密度有限，实际降水中心值可能略大于图中所示)可以看到，广西东北部出现了 600 mm 以上的降水中心，福建西部也有 600 mm 以上的中心，广东甚至出现了 1000 mm 以上的降水中心(另文讨论)。由于特殊的地理位置，处于广东、广西交界处的梧州地区一度面临险境，也直接影响

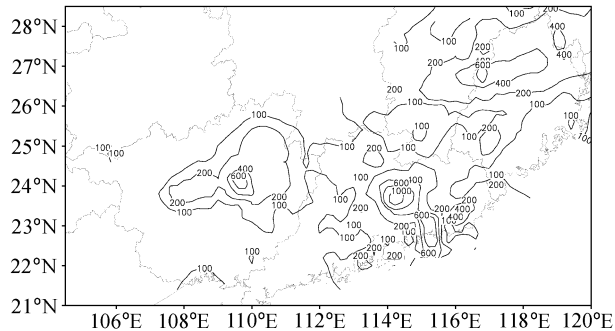


图 2 2005 年 6 月 18 日 00 时~22 日 00 时过程降水量图(单位:mm)

Fig. 2 The total precipitation (mm) during the period from 0000 UTC 18 to 0000 UTC 22 Jun 2005

着珠江流域洪涝灾害的发生。

由 24 小时降水量分布(图 3)可知，6 月 18 日以来，兴安、灵州、桂林、永福、柳州、柳江、象州分别出现了 151.2 mm、142.0 mm、164.0 mm、

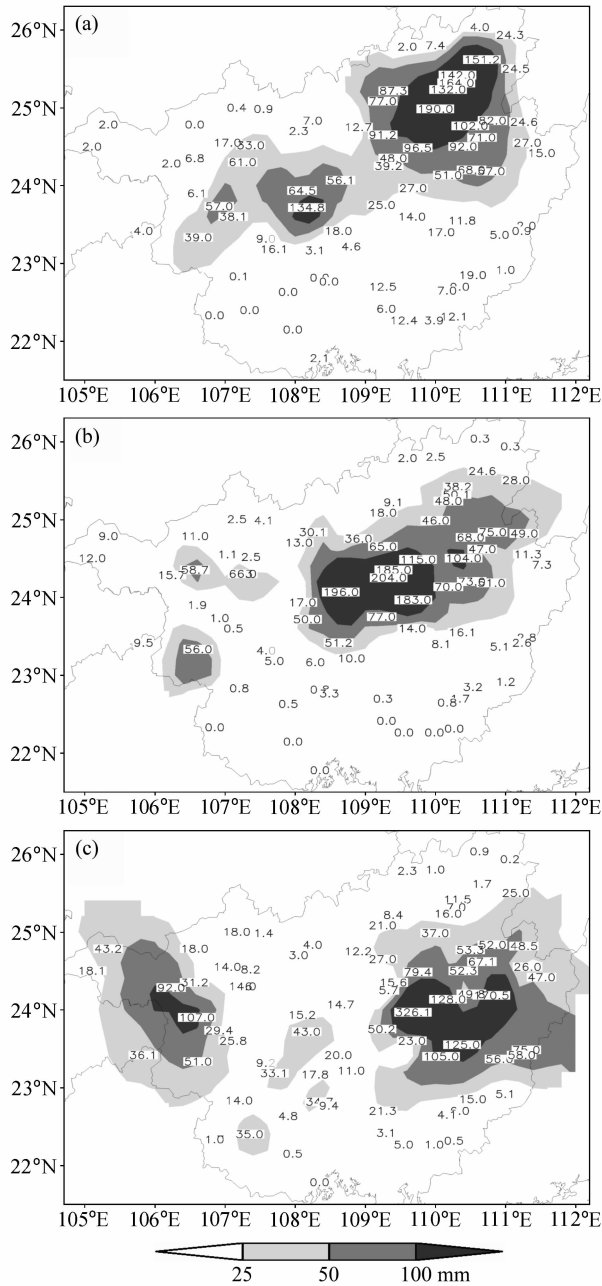


图 3 6 月 18 日~21 日广西每 24 小时降水量图：(a) 18 日 12 时~19 日 12 时；(b) 19 日 12 时~20 日 12 时；(c) 20 日 12 时~21 日 12 时

Fig. 3 24-hour precipitation in Guangxi from 0000 UTC 18 to 0000 UTC 21 Jun 2005: (a) 1200 UTC 18-1200 UTC 19 Jun; (b) 1200 UTC 19-1200 UTC 20 Jun; (c) 1200 UTC 20-1200 UTC 21 Jun

190.0 mm、185.0 mm、204.0 mm 和 326.1 mm 的 24 小时强降水,使得桂江、柳江、浔江等河流水位上升,此后它们汇集入西江干流,使得西江水位明显上涨。21 日 04 时~22 日 04 时梧州也出现了 75.0 mm 的暴雨中心,尽管这个雨强相对于前几个地区偏小,但是对于已经接近警戒水位的西江而言如雪上加霜。21 日 22 时 50 分,梧州市的防洪堤在抵御了高达 25.40 m 水位的西江洪水后,终于被继续上涨的洪水漫顶,此时水位已超出了该防洪堤原设计的防洪水位近 1 m。由此可见,此次梧州洪水

的主要原因,为西江流域连续几日的持续强降水所致。

从 6 小时的降水分布可以看到降水系统更细一些的结构(图 4),自 18 日 18 时开始我国 24°N~30°N 之间出现一条东北-西南走向的雨带,最大中心达 80 mm/6h,此后雨带停滞少动。这里主要针对广西境内的中尺度系统进行分析。19 日 06 时,雨带东段基本维持在福建中部和北部一带,而西段缓慢南移经广西北部至广西中部地区,出现了强降水雨团 A。6 月 20 日 00 时广西中、北部柳州及其

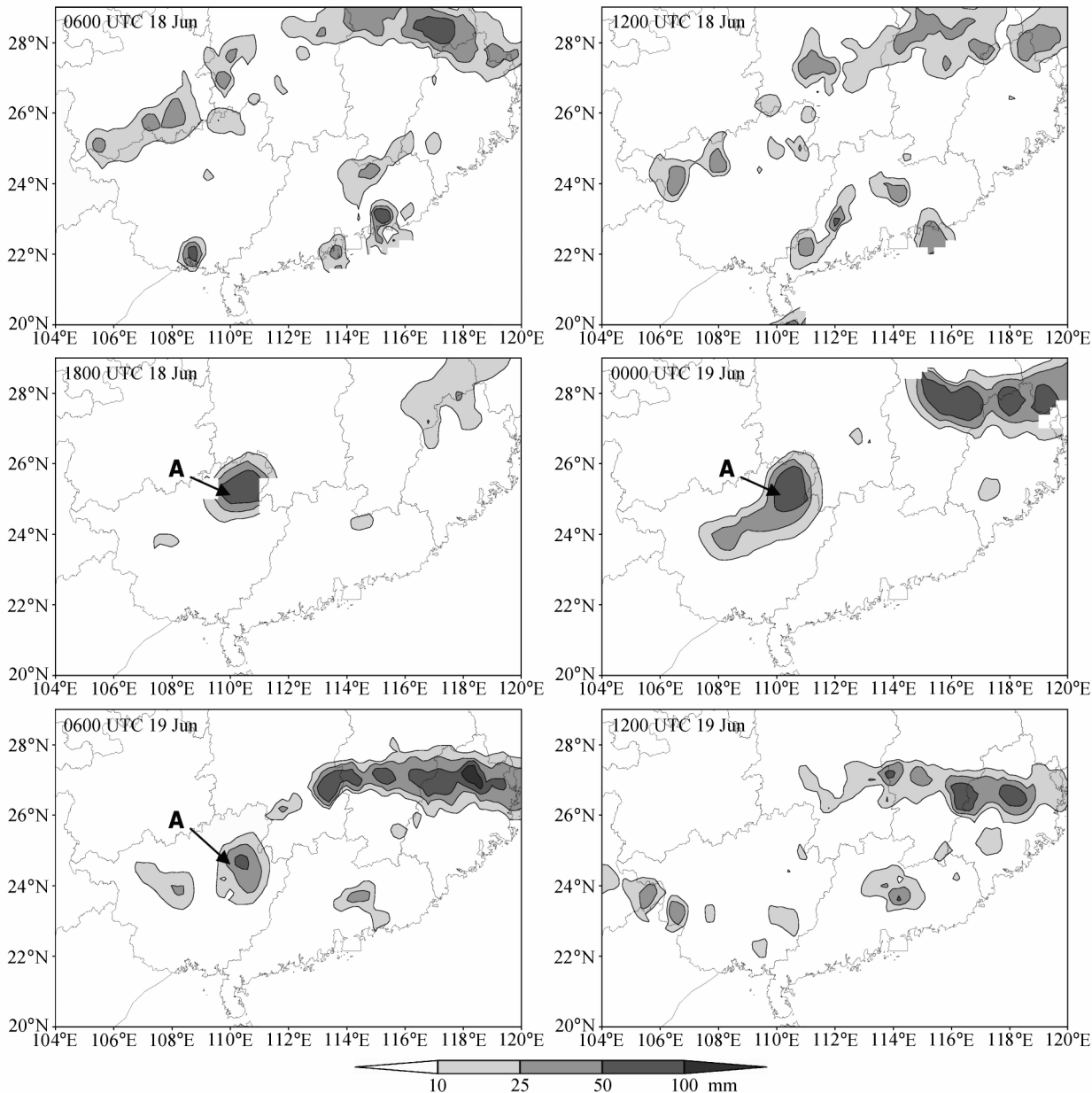


图 4 6 月 18~21 日每 6 小时降水量分布图
Fig. 4 6 hour precipitation from 0000 UTC 18–0000 UTC 21 Jun 2005

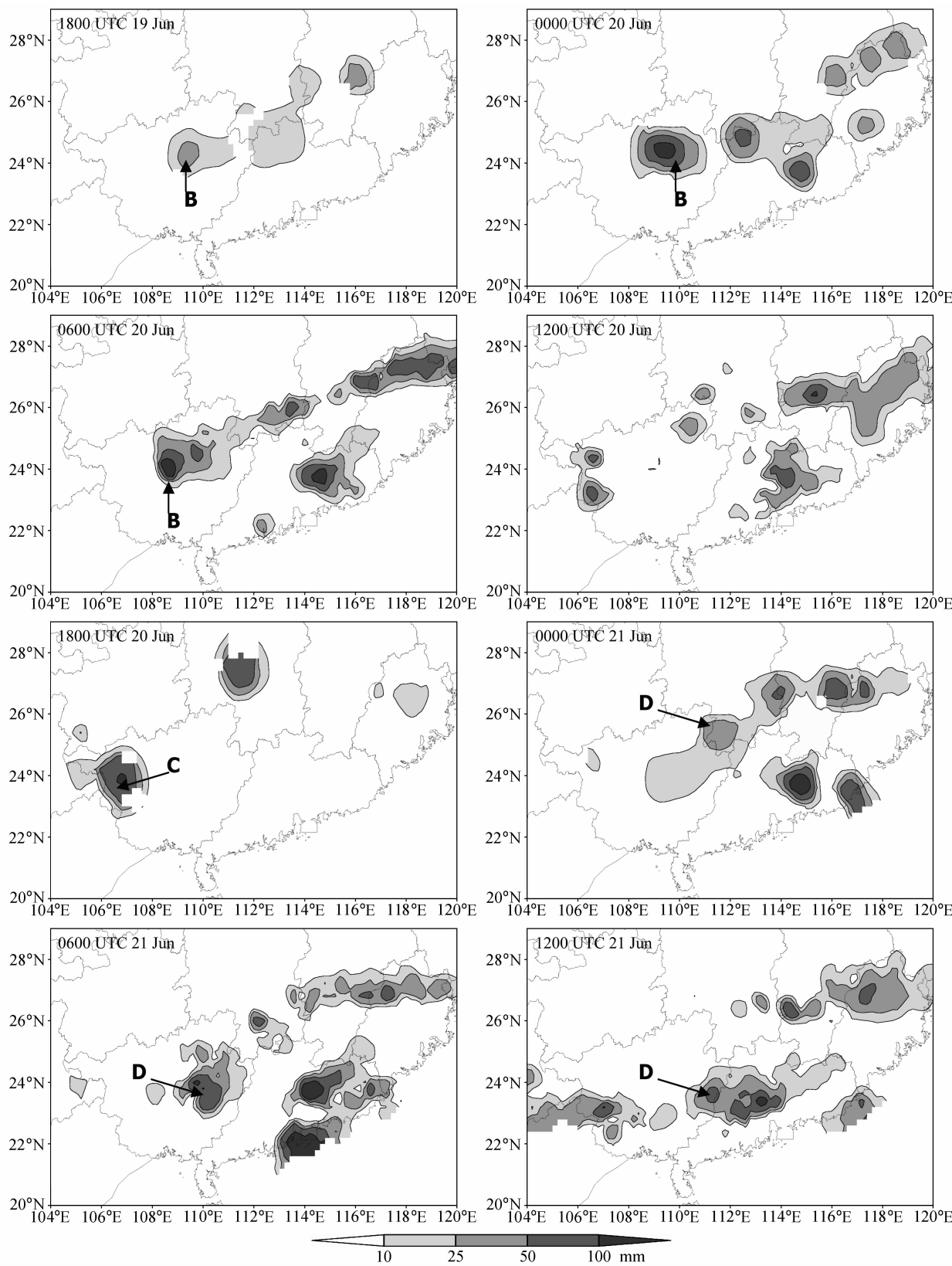


图 4 (续)
Fig. 4 (Continued)

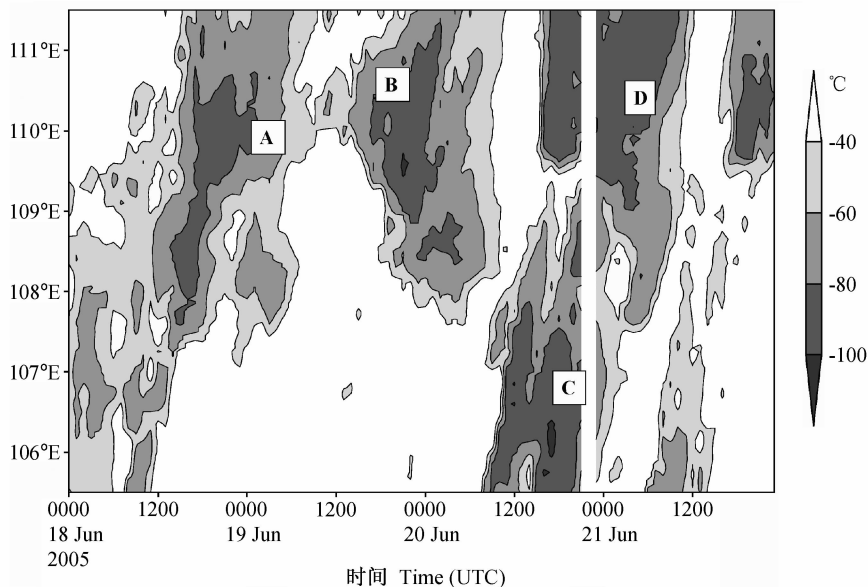


图 5 沿 24°N 的 TBB 随时间和经度的变化图

Fig. 5 Time-longitude cross section of TBB along 24°N

周围部分地区出现了 110 mm/6 h 以上的降雨 (强降雨团 B)。20 日 18 时广西中西部出现一雨团 (雨团 C)。21 日 06 时雨带由西南部移至广西中东部, 在桂平的西山及其周围地区出现了 100 mm/6 h 以上的降雨 (雨团 D)。可见, 中尺度活动是此次强降水过程的主要影响者, 中尺度对流云团在准静止锋云带上的广西境内此起彼伏, 非常活跃。

进一步分析和确认这些中尺度对流活动的存在, 从 6 小时降水量分布图中揭示出降水较强的四个 β 中尺度雨团, 分别标注为 A、B、C、D (见图 4)。选择与它们都较为靠近的纬度即 24°N 作 TBB 随时间变化的经向剖面图, 我们从 TBB 图中发现恰有 4 次较强的中尺度云系与前述的 4 个雨团分别相对应 (如图 5 所示)。且对比 6 小时降水分布图, 广西境内发生的强降水虽未完全对应于 TBB 的中心位置, 但是强降水大部分发生在靠近锋面一侧的 TBB 梯度最大处, 这再次说明中尺度活动与强降水有着直接的联系 (图 5)。这些雨团与此次致洪暴雨有很密切的关系, 它们是在何种有利环境下得以发生、发展的? 将在下面作一讨论。首先讨论大尺度环境场, 然后再讨论中尺度环境特征。

5 降水过程的气候背景分析

为了弄清这场暴雨为何出现在 6 月中下旬, 本文对其气候特征作了初步分析。已有的研究表明,

南海季风爆发的气候平均日期大约在 5 月中旬。采用国家气候中心的南海季风爆发监测指标, 即当监测区内平均纬向风由东风稳定转为西风以及假相当位温稳定地大于 340 K 时, 作为南海夏季风爆发的主要指标, 并同时参考 200 hPa、850 hPa 和 500 hPa 位势高度场的演变特征, 即可确定南海季风爆发时间。由图 6 可知, 850 hPa 纬向风在 5 月初转为西风后又有反复, 它于 5 月第 5 候正式爆发, 较常年偏晚。从南海季风爆发前后 5 天平均的 850 hPa 风场可以清楚地看到, 爆发前南海地区主要为东南风和偏南风控制, 而在爆发后南海转由偏西南风控制, 待西南季风爆发后索马里急流越过赤道再直接转向东行。

2005 年的华南前汛期降水结束的时间亦比常年偏晚。由强降水前后 850 hPa 的水汽通量矢量分布可见, 暴雨发生前水汽输送到达华南沿海地区, 但在降水发生时整个华南地区均有较强的水汽输送, 且强度明显大于发生前, 强降水结束后水汽输送带北移至我国长江流域中下游地区, 华南地区水汽输送减弱, 此后, 华南前汛期降水过程结束 (图略)。再由大气整层水汽通量总和的矢量分布 (图 7) 可看到, 在广西强降水期间即 6 月 18~22 日恰好有较强的南海季风水汽输送到达 20°N~28°N 区间, 它们与季风涌相联系, 在 6 月 6~22 日期间, 水汽从 8°N 附近逐渐由南向北, 由一次次扰动将水汽输送至华南地区。

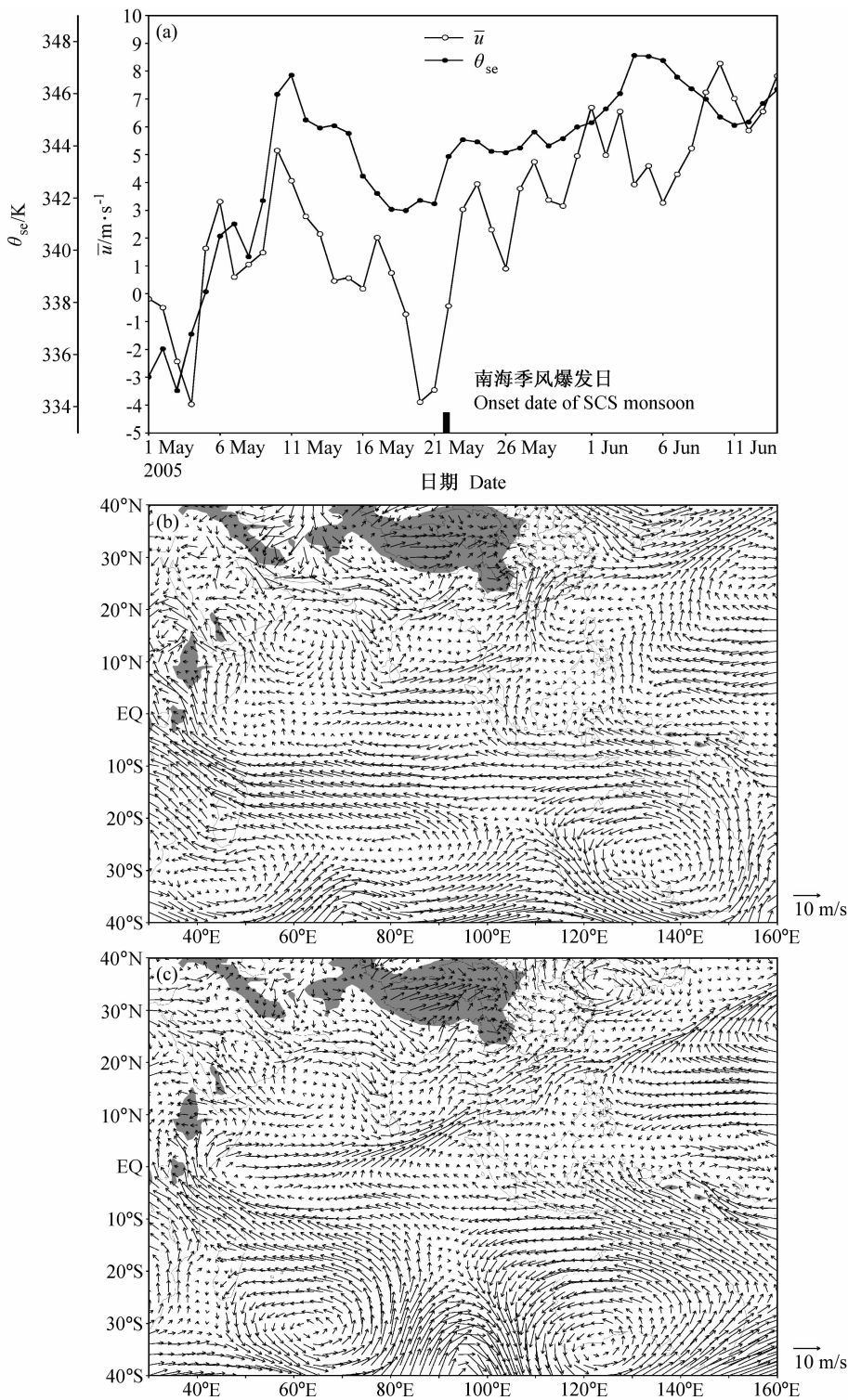


图 6 (a) 2005 年 5 月 1 日~6 月 13 日南海季风爆发指数 [南海季风爆发监测区 ($10^{\circ}\text{N}\sim 20^{\circ}\text{N}$, $110^{\circ}\text{E}\sim 120^{\circ}\text{E}$) 850 hPa 平均纬向风和平均假相当位温]; 南海季风爆发前 5 天 (5 月 18 至 22 日, b) 和爆发后 5 日 (5 月 24 至 28 日, c) 850 hPa 风场

Fig. 6 (a) The index of the South China Sea onset (the area-averaged zonal wind and pseudo-equivalent potential temperature in the monitored area of the onset of the South China Sea monsoon ($10^{\circ}\text{N}\sim 20^{\circ}\text{N}$, $110^{\circ}\text{E}\sim 120^{\circ}\text{E}$) at 850 hPa); wind fields at 850 hPa (b) before onset (18–22 May) and (c) after onset (24–28 May) of the South China Sea monsoon

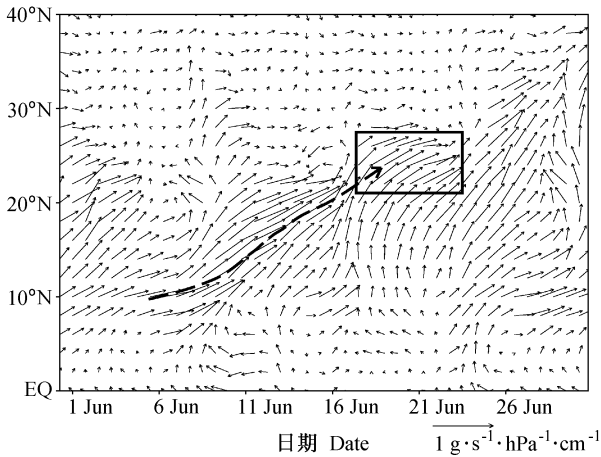


图 7 2005 年 6 月份沿 100°E~120°E 平均的 1000~100 hPa 大气的水汽通量矢量分布

Fig. 7 Time-latitude cross section of total moisture flux averaged over 100°E–120°E from 1000 hPa to 100 hPa in Jun 2005

6 降水期间环流特征和天气系统

下面对天气尺度系统作一分析。6 月 18 日以来, 华南维持一条近东西走向的准静止锋(图略), 它横跨于广西、广东、福建三省, 强降水主要发生在锋前暖区。由高低空平均环流图(图 8)可见, 高空 200 hPa 上, 一高空急流区似乎仍维持在 30°N 附近, 尚未撤至高原北侧, 南亚高压也仍停滞于中南半岛和南亚的南部地区上空, 这反映了季节转变滞后。500 hPa 上东亚槽北部弱脊形成弱阻塞, 东亚大槽稳定维持在我国东部及沿海地区, 槽线由朝鲜半岛指向我国湖南地区, 此时广西处于槽前。中纬度主要为两槽一脊的形势。特别要注意的是, 西风带的南支槽位于青藏高原南侧, 其槽前正好处于华南地区上空。华南地区受东亚大槽槽后及南支槽

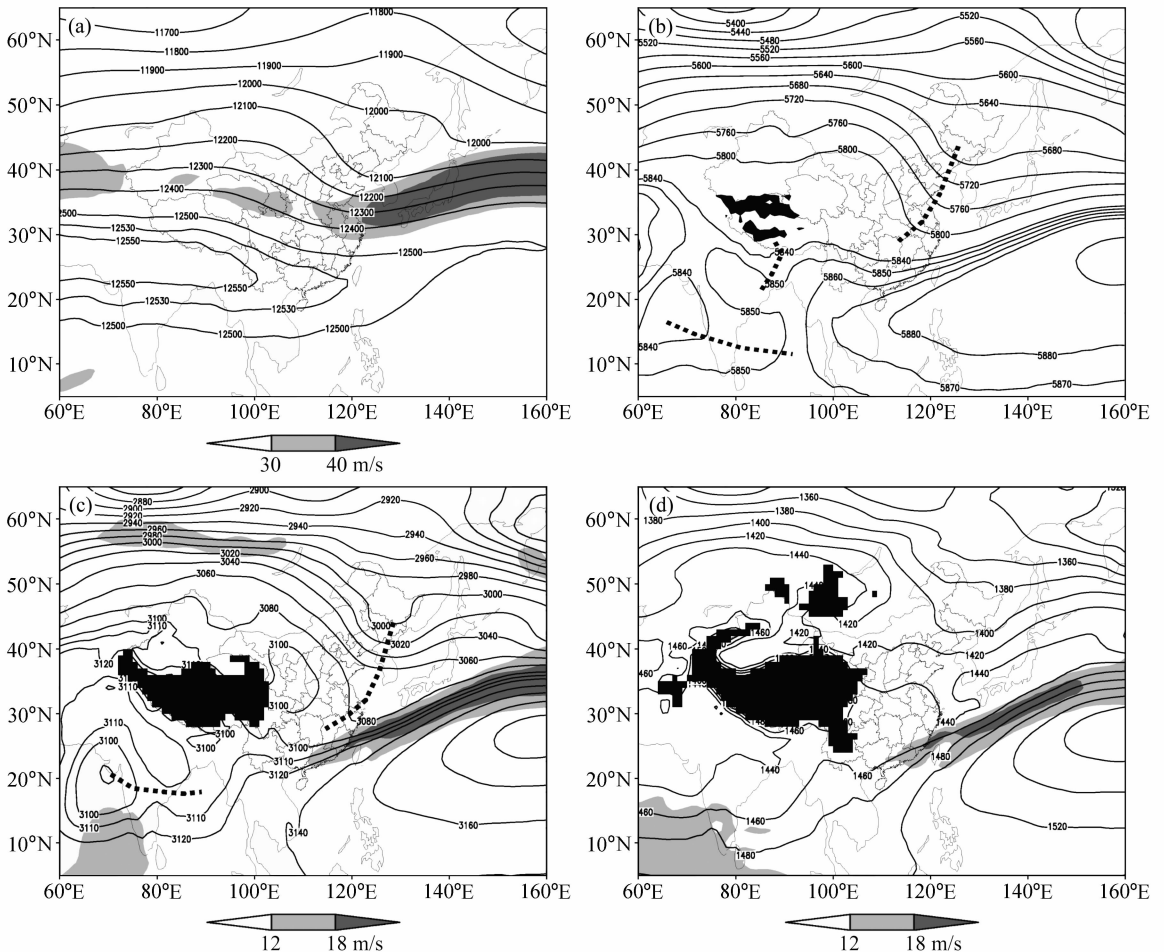


图 8 6 月 18~22 日平均位势高度场(等值线, 单位: 位势米)和水平风速场(阴影): (a) 200 hPa; (b) 500 hPa; (c) 700 hPa; (d) 850 hPa。黑色阴影区域均表示地形; 粗虚线表示槽线

Fig. 8 Mean geopotential height (isoline, gpm) and horizontal wind velocity (shaded) from 18 to 22 Jun; (a) 200 hPa; (b) 500 hPa; (c) 700 hPa; (d) 850 hPa. Black shaded areas represent terrain; thick dashed line shows trough line

的弱冷平流的影响,不断有弱冷空气向南输送。另一个重要之点是副热带高压的位置明显偏南,脊线位于南海中部。在 850 hPa 和 700 hPa 上有横跨东西的切变线,与准静止锋的走向大体一致;广东与福建处于一条向东伸展入海的低空急流轴上及其左侧,该低空急流带处于副高北缘,大体上为西西南-东东北走向。这次暴雨是在低槽、锋面、切变线及低空急流等有利环境的共同影响下产生的。

6.1 卫星云图云系特征分析

由 FY-2C 气象卫星的红外云图资料(图 9)可见,6 月 18~22 日,广西、广东、江西南部、福建至东海一带始终有准静止锋云带维持,广西位于准静止锋云系的西端,青藏高原东部不断有小股冷空气并入云系,青藏高原南部的南支槽亦常有局地对流云产生和东传。准静止锋云系上的广西、广东沿海地区以及福建地区常有局地的对流云产生,从云图上可以清楚地看到广西境内有强对流活动,且这些中尺度云团多在晚间局地产生并发展,至第二天午后逐渐减弱。这些较强的对流云的生成、发展可能与该地区出现的强降水天气有关。这种特征在此次广西降水过程中尤为明显。

从 TBB 资料分析(图略)看到,在静止锋上对流云团的分布很不均匀,广西的强对流云团分布更是如此。此外,我们还注意到孟加拉湾也有很强的对流活动,孟加拉湾北部的对流云团在每小时 TBB 图上向西北方向移动,或者是其上的一小部分分裂并入青藏高原南部地区的对流系统。在青藏高原南部,即印缅一带也有强对流云团生成、发展,并向

东移动,逐渐并入准静止锋云系的西端。

以上,对于此次华南地区致洪暴雨的环流和影响系统作了初步的分析,揭示出广西暴雨的主要原因是在华南地区有利大尺度背景上有一系列中尺度对流发生发展,所以要弄清此次广西降雨特征,必须作更细的中尺度分析。

6.2 β 中尺度对流系统环境特征

为了探讨暴雨区 β 中尺度云团发生的环境特征,对图 10 中两个区域(即雨团)的代表站点,即桂林和梧州的低层风场和大气湿度垂直分布进行了分析。

由于强降水首先发生在桂林附近,所以先由表 1 并结合 850 hPa 和 700 hPa 上风场的分布(图略)来分析桂林的环境场特征。在降水发生前的 17 日 12 时桂林站的低空风速还未达到急流风速的标准。18 日 00 时低空风速超过了 12 m/s,且水汽条件较好,然而从不稳定能量看,达到了一 1073.1 J,并不利于强降水的发生。在 18 日 00 时之后,只有一些降水区域分散分布。18 日 12 时和 19 日 00 时桂林上空均有低空急流出现,对于 18 日 12 时,湿度条件和不稳定能量显示都非常有利于降水发生,实况表明此刻之后桂林附近有很强的降水发生(雨团 A)。对于 19 日 00 时,桂林上空 850 hPa 的风场仍达低空急流的强度,而 700 hPa 的风速减小到 7 m/s,这说明强风区层次高度偏低。从水汽条件看,在 850 hPa 以上已为较干区域,对于强降水的发生不利,不稳定条件也变为负值。从实况中看,19 日 00 时后雨团 A 的中心位置已南移,桂林仅处

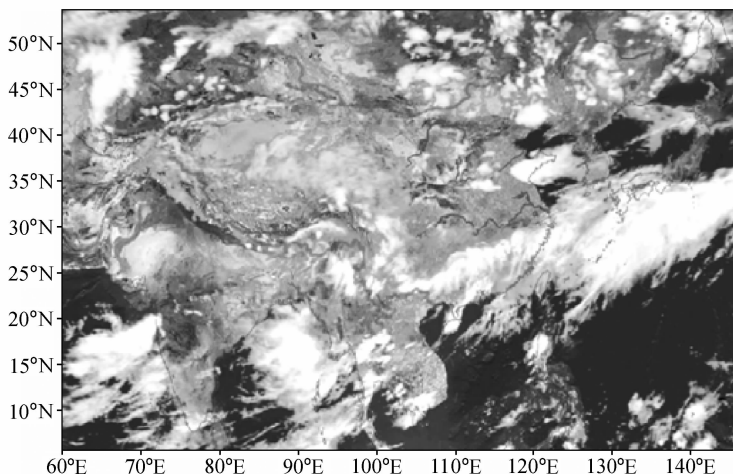


图 9 2005 年 6 月 18 日 10 时的风云二 C 卫星云图

Fig. 9 FY-2C infrared satellite image at 1000 UTC 18 Jun 2005

表 1 桂林和梧州地面至 300 hPa 垂直方向的水汽分布

Table 1 The vapor distribution from the surface to 300 hPa in Guilin and Wuzhou

时间 Time	桂林 Guilin		梧州 Wuzhou	
	不稳定能量 Unstable energy/J	湿度的垂直分布 Vertical distribution of humidity	不稳定能量 Unstable energy/J	湿度的垂直分布 Vertical distribution of humidity
1200 UTC 17 Jun	1011.8	Sat: ≥ 850 hPa Wet: 400~700 hPa Dry: 300 hPa	−879.8	Sat: ≥ 400 hPa Wet: 300 hPa
0000 UTC 18 Jun	−1073.1	Sat: 400 hPa, 555 hPa, ≥ 850 hPa Wet: 300 hPa, 395 hPa, 402~ 500 hPa, 700 hPa Dry: 305 hPa	−335.9	Sat: 500 hPa, ≥ 850 hPa Wet: 367~400 hPa, 682~700 hPa Dry: 300~330 hPa
1200 UTC 18 Jun	1375.8	Sat: ≥ 496 hPa Wet: 300~388 hPa	695.0	Wet: ≥ 400 hPa Dry: 300 hPa
0000 UTC 19 Jun	−177.3	Wet: ≥ 925 hPa Dry: ≤ 850 hPa	521.8	Sat: 541~700 hPa, 813~850 hPa, 990 hPa Wet: 460~500 hPa, 925 hPa Dry: 448 hPa, 774~791 hPa Lack of data: < 448 hPa
1200 UTC 19 Jun	355.6	Sat: ≥ 925 hPa Dry: 300~500 hPa Wet: 700~850 hPa	−204.8	Sat: 500~556 hPa, ≥ 850 hPa Wet: 300~487 hPa, 700 hPa
0000 UTC 20 Jun	−18.0	Sat: 689~850 hPa, ≥ 925 hPa Wet: 351 hPa, 400~500 hPa, 885 hPa Dry: 300~341 hPa, 394 hPa	1079.1	Sat: 497~500 hPa, 814 hPa, 991 hPa Wet: 300~400 hPa, 847~925 hPa
1200 UTC 20 Jun	−329.6	Sat: ≥ 850 hPa Wet: 400~700 hPa Dry: 300 hPa	1310.1	Sat: 500 hPa, 850 hPa, 989 hPa Wet: 300~400 hPa, 925 hPa Dry: 700 hPa
0000 UTC 21 Jun	−210.5	Sat: 500 hPa, ≥ 925 hPa Wet: 400 hPa, 700~850 hPa Dry: 300 hPa	507.7	Sat: ≥ 471 hPa Lack of data: < 471 hPa
1200 UTC 21 Jun	−109.9	Sat: 500 hPa Wet: 333 hPa, 451 hPa, ≥ 700 hPa Dry: 308 hPa, 354~400 hPa	−903.4	Sat: ≥ 850 hPa Wet: 300~752 hPa

注: Sat: $T-T_d \leq 1$ °C 为准饱和区域; Wet: $1\text{ }^{\circ}\text{C} < T-T_d \leq 4$ °C 为湿度较大区域; Dry: $T-T_d > 4$ °C 为较干区域; $T-T_d$ 表示温度露点差。
Note: Sat: $T-T_d \leq 1$ °C, quasi-saturation area; Wet: $1\text{ }^{\circ}\text{C} < T-T_d \leq 4$ °C, wetter area; Dry: $T-T_d > 4$ °C, drier area; $T-T_d$ represents dew-point depression.

于雨团 A 的边缘地带。此时刻南宁和梧州的低空有急流出现,这可能对降水雨团地区水汽的输送起到了一定的作用。19 日 12 时和 20 日 00 时,桂林 850 hPa 和 700 hPa 的低空风场均在 12 m/s 以下,且 19 日 12 时 500 hPa 以上都为较干区域,20 日 00 时不稳定条件更变为负值,这些都已不利于强降水的发生。20 日 00 时降水雨团 B 主要位于象州附近,此时南宁有低空急流出现,对于降水区域来看可能有风场的辐合。20 日 12 时梧州地区有低空急

流的出现,不稳定和水汽条件均有利于强降水的发生,然而实况并无强降水出现,可能其他条件不很有利。21 日 00 时,梧州 850 hPa 风场进一步增强到 18 m/s,471 hPa 以下均是近饱和区域,不稳定能量为正值,但较前一时刻要小,很可能是前一刻不稳定能量已不断释放,21 日 00 时后,梧州地区出现了强降水天气(雨团 D)。21 日 12 时梧州低空风场较弱,不稳定能量转负。此后,广西境内强降水结束。

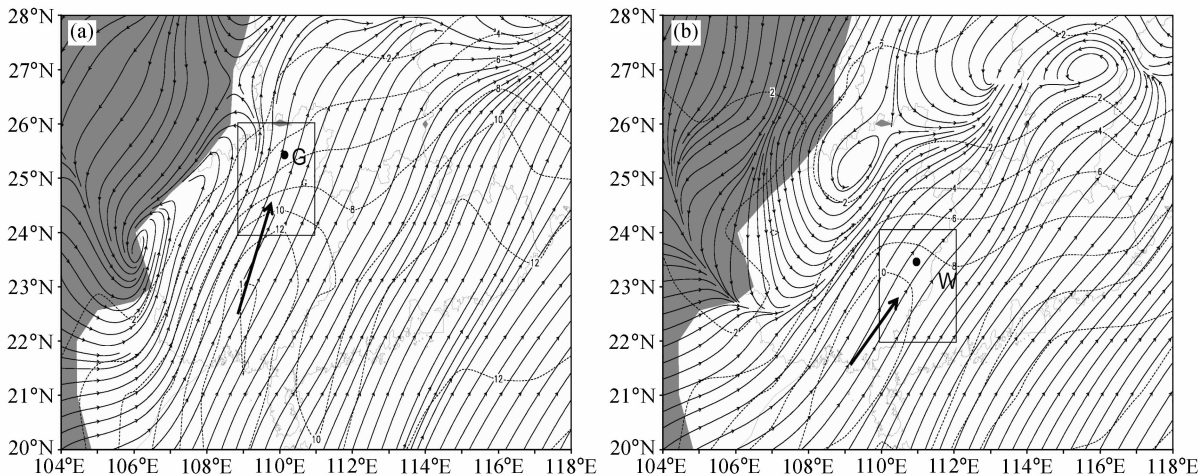


图 10 2005 年 6 月 19 日 00 时 (a) 和 21 日 06 时 (b) 925 hPa 流场图 (G 代表桂林, W 代表梧州, 其中桂林周围的小方框为图 11 中计算物理量的区域)

Fig. 10 Stream lines at 925 hPa at 0000 UTC 19 (a) and 0600 UTC 21 (b) Jun 2005. G represents Guilin; W represents Wuzhou, the small rectangle area around Guilin is specially for usage of computation of the physical quantities in Fig. 11

由上可见, 这次广西暴雨过程中, 低空急流、水汽垂直层次的厚度以及不稳定能量三者均有明显的变化, 它们的有利配合使强降水得以发生。

为了进一步讨论 β 中尺度系统的环境特征, 分别对图 10 中的两个方框, 即以桂林和梧州为中心的两个区域中平均物理量的垂直廓线作了计算, 这里以桂林为例予以介绍 (梧州略)。从 19 日 00 时降水区域平均物理量随高度的分布 (图 11) 看, 大气低层辐合, 中高层辐散 (图 11a), 低层至 500 hPa 为位势不稳定层, 在 500 hPa 以上为位势稳定层 (图 11b), 不稳定能量的释放使得空气上升运动增强, 正涡度的分布向上伸展到达 400 hPa (图 11a), 在低层尤其是行星边界层中空气的辐合及水汽通量的辐合非常显著, 最大值出现在 900 hPa 以下的层次中 (图 11d), 大气中低层都有丰富的水汽, 600 hPa 以下相对湿度达 90%, 而 850 hPa 以下已达 95% (图 11c)。这个环境非常有利于桂林地区对流的发展。

为了进一步了解强雨团 A、D 环流的环境特征, 这里对桂林的高空探测资料进行了分析。探空图 (图 12) 上的层结曲线和状态曲线, 分别代表了实际大气的温度垂直变化和上升空气块的温度变化, 当层结曲线位于状态曲线左侧时, 大气不稳定, 且两曲线间的面积表征了不稳定能量的大小, 反之, 当层结曲线位于状态曲线右侧时, 大气稳定, 两曲线间的面积也就表征稳定能量的大小。另外, 由水平

风速随高度的变化, 可以分析冷暖平流的分布, 即水平风向随高度顺时针旋转, 可判断该气层间有暖平流; 反之, 逆时针旋转时, 有冷平流。由探空图的分析发现, 在降水前的 6 月 18 日 12 时, 桂林站上空不稳定能量为 1375.8 J, 其气团指标较大, 达 40 K, 沙氏指数小于零, 均表征大气不稳定。而在降水后的 19 日 00 时, 大气趋于稳定, 沙氏指数为正值, 气团指标也小于降水前, 边界层风速也小于降水前。可见降水前不稳定条件很有利于降水的出现, 而降水过程不稳定能量得以释放, 大气趋于稳定。桂林的情况主要反映了降水雨团 A 的特征。下面讨论梧州的情况, 可以了解雨团 D 的特征。从高空探测资料可以注意到, 20 日 00 时和 20 日 12 时, 不稳定能量均非常高, 比湿和水汽压都达到了饱和, 但是这两个时段均未立即出现明显的降水, 尽管其抬升凝结高度都很低, 但在这些时段不稳定能量未被释放, 反而进一步得到积累, 这也许是这一时段中尽管该处环境条件很有利, 但还缺乏明显的触发条件。这与雨团 A 很快形成降水的情况不大相同。但这些不稳定能量的积累仍然是很有意义的。可能正是由于 20 日的积累, 使得在次日, 即 6 月 21 日, 在有利的触发条件下, 在梧州引发了暴雨。

此外, 已有的研究^[14, 27]表明, 风场尤其是低层的风场在暴雨的发生发展中有很重要的作用, 在华南暴雨中尤其要注意边界层的情况。我们对最临近地面的 925 hPa 上的流场作了分析, 集中对 19 日

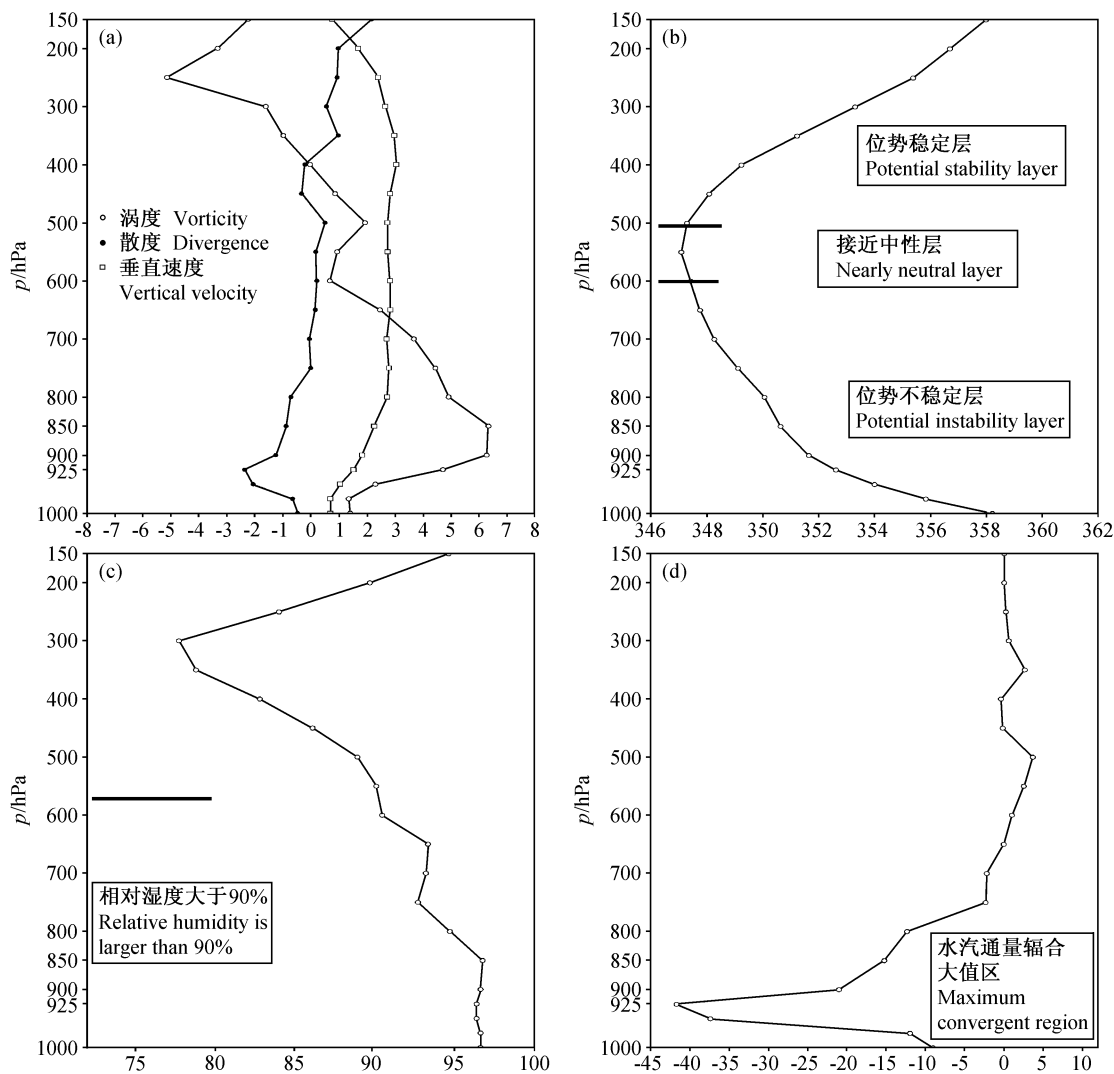


图 11 6 月 19 日 00 时区域 ($24^{\circ}\text{N}\sim 26^{\circ}\text{N}$, $109^{\circ}\text{E}\sim 111^{\circ}\text{E}$, 即图 10a 中的方框区域) 平均的物理量随高度分布: (a) 涡度 (单位: 10^{-5} s^{-1})、散度 (单位: 10^{-5} s^{-1})、垂直速度 (单位: cm/s); (b) 假相当位温 (单位: K); (c) 相对湿度 ($\%$); (d) 水汽通量散度 (单位: $10^{-8} \text{ kg} \cdot \text{Pa}^{-1} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$)

Fig. 11 Distribution of area-average physical quantities ($24^{\circ}\text{N} - 26^{\circ}\text{N}$, $109^{\circ}\text{E} \sim 111^{\circ}\text{E}$, namely the square area in Fig. 10a) at 1900 UTC Jun: (a) Vorticity (10^{-5} s^{-1}), divergence (10^{-5} s^{-1}), vertical velocity (cm/s); (b) pseudo-equivalent potential temperature (K); (c) relative humidity ($\%$); (d) divergence of moisture flux ($10^{-8} \text{ kg} \cdot \text{Pa}^{-1} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$)

00 时, 桂林及其附近 (见图 10a 方框 G) 以及 21 日 06 时, 梧州及其附近 (图 10b 方框 W) 进行了讨论, 它们分别与云团 A 和 D 发生发展时期相对应。在图 10a 中, 即 6 月 19 日 00 时的流线上, 我们看到水平风场中西南风盛行, 吹向广西地区, 在广西的东北部桂林以南存在明显的风速辐合区。而在 21 日 06 时, 即图 10b 上, 整个的特点与图 10a 类似, 但是, 位置发生了很大变化, 最强的风速辐合区已不在 G 区, 而是移至 W 区的位置。上述两个风速辐合区对雨团 A 和 D 的出现是很有利的, 它

们之间有密切的联系。因此应当强调指出, 这支西南气流从南海和孟加拉湾地区而来, 直指广西, 使切变线 (或静止锋) 西段的风速辐合更强, 这表明在静止锋西段暖湿空气的作用很显著。同时, 由于 925 hPa 上风速辐合的特点比 850 hPa 更显著, 也再次说明对边界层的作用必须给予足够的重视。还要强调的是, 本例的主要特点是风速的辐合, 与 1998 年 6 月香港大暴雨时边界层中风向辐合不同^[16]。风速辐合在锋前暖区产生的触发效果仍然十分明显, 有可能激发出 β 中尺度强雨团。

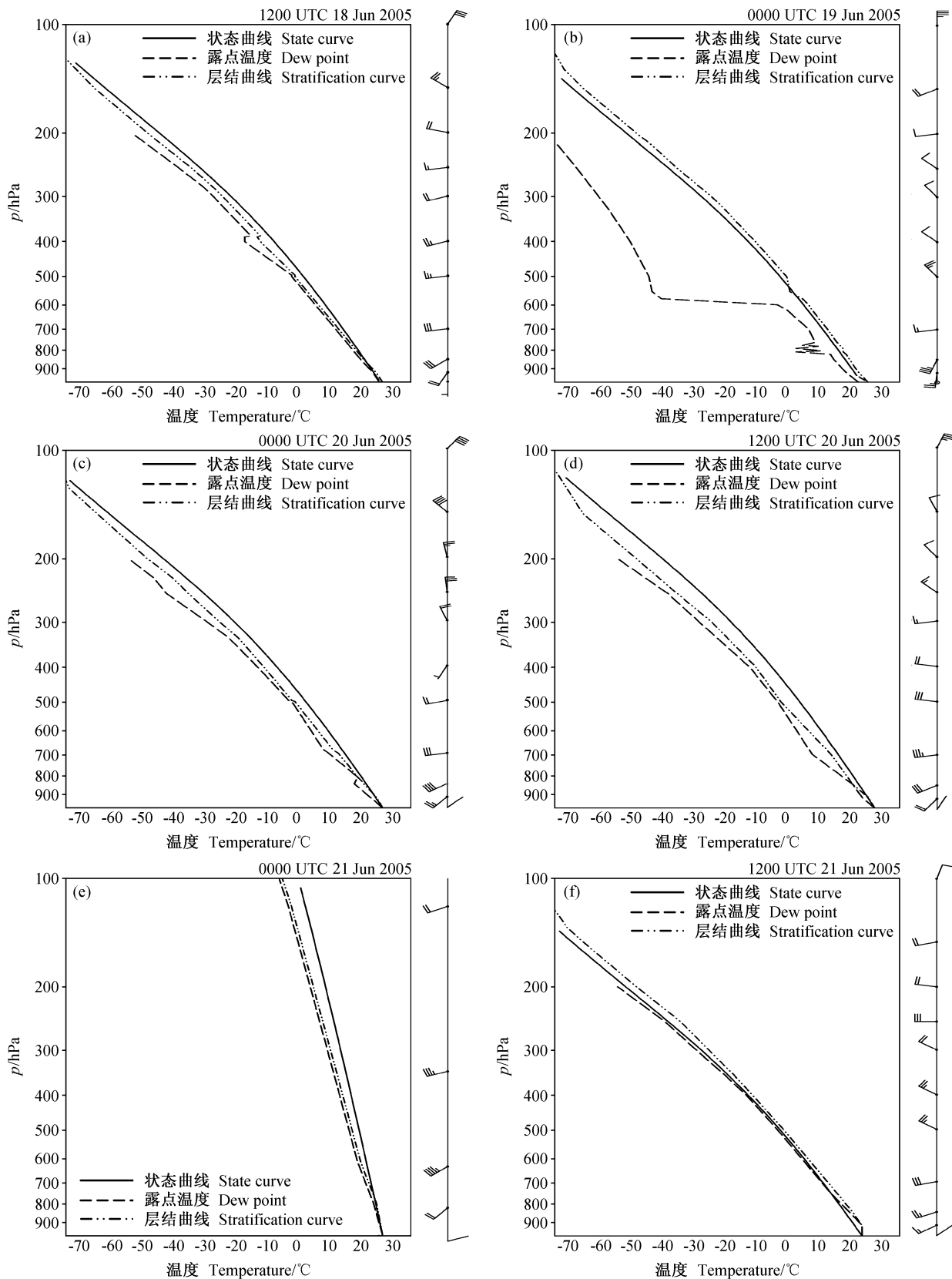


图 12 桂林(a、b)、梧州(c、d、e、f)两站的探空曲线

Fig. 12 Upper air sounding curve at Guilin (a, b) and Wuzhou (c, d, e, f) stations

6.3 广西特殊地形辐合使暴雨加强及边界层中扰动的特征

还要指出,广西特殊的地理位置和地形对暴雨有明显的影响。孙建华等^[22~24]曾做过这一方面的研究,并指出广西被自北向南伸展的驾桥岭和瑶山分为两个喇叭口地形,一个在桂北,一个在柳州北面,暖湿空气吹向开口的喇叭口地形对暴雨的产生有利,但华南地区单纯的地形动力抬升产生的暴雨不多。在此次降水中是否地形也起到了一定的作用?中尺度地形尤其是喇叭口地形对于暴雨的强度和落区的确有一定的影响。从低层的风场图 10a 上可以看到,低层暖湿空气向着喇叭口方向运动,且交角很大,近乎垂直,风速在喇叭口地形区有明显辐合,同时看其 925 hPa 散度场(图略),在广西的北部即喇叭口附近始终存在明显的辐合区域,而在广西南部及广西的周围地区没有这样的辐合区域维

持。可见喇叭口地形对气流有一定的辐合作用,有利于暴雨的产生。但因广西喇叭口地形不是很高,气流到了一定的高度受其影响就很小。在 850 hPa 散度场上(图略),前述的辐合现象并不很清楚了。

6.4 与暴雨密切相关站点的地面资料分析

结合降雨过程,对地理位置上从北向南分布的桂林、柳州、象州和梧州 4 站进行了单站地面物理量场的分析。由图 13 (由于数据缺测较多,图中线条不太连续,但其特点仍清楚),4 个单站海平面气压整体呈上(粗断线)呈现凹型,即强降水期间气压较非强降水阶段明显偏低(图 13a),各站在强降水期间温度露点差均很小(图 13b),大多小于 2℃,空气水汽量充沛,桂林更甚,多小于 1℃,甚至接近于 0℃,而强降水后空气湿度迅速降低,如桂林站温度露点差接近 9℃,柳州也接近 7℃。由经向风分布(图 13c),在 19 日以前桂林站基本上是北

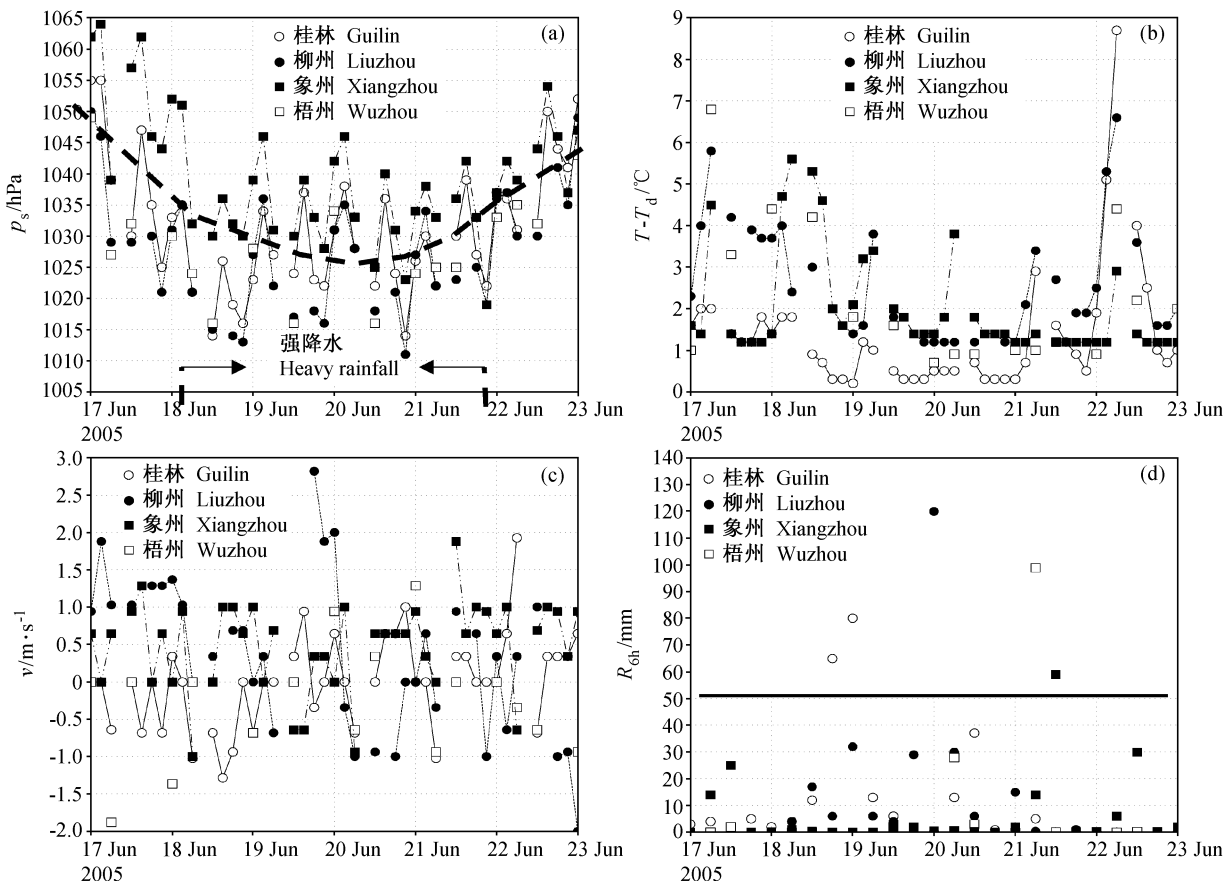


图 13 4 站点的地面物理量随时间变化图: (a) 海平面气压 (p_s), 粗虚线表示平均的变化趋势; (b) 温度露点差 ($T - T_d$); (c) 经向风 (v); (d) 6 小时雨量 (R_{6h})

Fig. 13 Temporal variation of physical quantities at surface for the 4 stations: (a) Sea level pressure (p_s), dark dotted line represents mean variation trend; (b) dew-point depression ($T - T_d$); (c) meridional wind component (v); (d) 6-hourly rainfall (R_{6h})

风,但象州和柳州均为南风,因此有经向风场上辐合,同时来自南海的南风必然伴随水汽的输送,此后,桂林转为南风控制。柳州在 20 日 00 时及其前几个时次都有很强的南风,在 20 日 00 时的强降水(120 mm/6 h)后转为主要为北风控制,此后降水中心也南移了。对于地理位置偏南的梧州一直为南风控制,但其强降水发生的强度和频度都要弱于另三个地区,究其原因可能在于虽然有较好的水汽条件(从温度露点差分布可见),但其缺乏使不稳定能量释放的机制(从海平面气压场上可看到梧州的海平面气压始终大于另 3 个站)。从 6 小时雨量分布注意到降水大于 50 mm/6 h 者先上游(桂林)、后下游(梧州)(图 13d),洪峰与暴雨落区有“遭遇”之势。

6.5 锋面和锋生函数分析

此次强降雨过程中始终有一条准静止锋面维持在华南地区,为了分析锋面对于 β 中尺度系统产生和发展的作用,首先作了沿 110°E 的垂直速度剖面图(图 14),一支强的偏南气流进入广西后,在 24°N~25°N 之间上升,这正是南岭山脉之所在,故上升运动可能与地形的作用有关;在 23°N~25°N (恰为广西地区)之间,有一强的上升运动区,最大上升运动达到了 7 cm/s,且在低层有风的垂直切变。根据对流不稳定的判据 $\partial\theta_{se}/\partial Z < 0$,在广西对流层中下部为对流性不稳定区域,且因 θ_{se} 舌状高值区自地面向上伸展,在 28°N 对流层中层附近有等

假相当位温的密集区,似应为锋区所在,但锋区在低层不太清楚。尽管如此,我们仍能清楚看到广西暴雨主要发生于锋前暖区, β 中尺度对流活动也发生在这个区域。

具体分析 6 小时降水图,还有一些现象是值得我们深入探讨的。就整个降雨过程而言,福建北部及西北部和江西的中西部地区除个别时段外,基本维持了一个降雨带,其上还有较强的降水中心出现。而对于广西、湖南南部和广东,情况却并不如此。从 18 日 06 时~19 日 12 时,广西地区降水多以雨团分散分布为特点,而在锋面两头均有降水的情况下,在江西一带存在一个无降水或降水强度很小的“断裂”区域,尤以 18 日 19 时~19 日 00 时降水时段明显。这是第一个要探讨的问题。其次,为何广西地区出现的降水相对于准静止锋的东端福建而言,涡旋系统性不明显?为解决以上问题,同时也为了更好地了解锋面特征,本文计算了锋生函数。考虑到假相当位温在湿绝热过程中的特性,这里取假相当位温为气象参数,则锋生函数^[7,28]为

$$F = \frac{d}{dt} |\nabla\theta_{se}| = F_1 + F_2 + F_3 + F_4,$$

其中,

$$F_1 = \frac{1}{|\nabla\theta_{se}|} \left[(\nabla\theta_{se}) \cdot \nabla \left(\frac{d\theta_{se}}{dt} \right) \right],$$

$$F_2 = -\frac{1}{2} \frac{1}{|\nabla\theta_{se}|} (\nabla\theta_{se})^2 D_h,$$

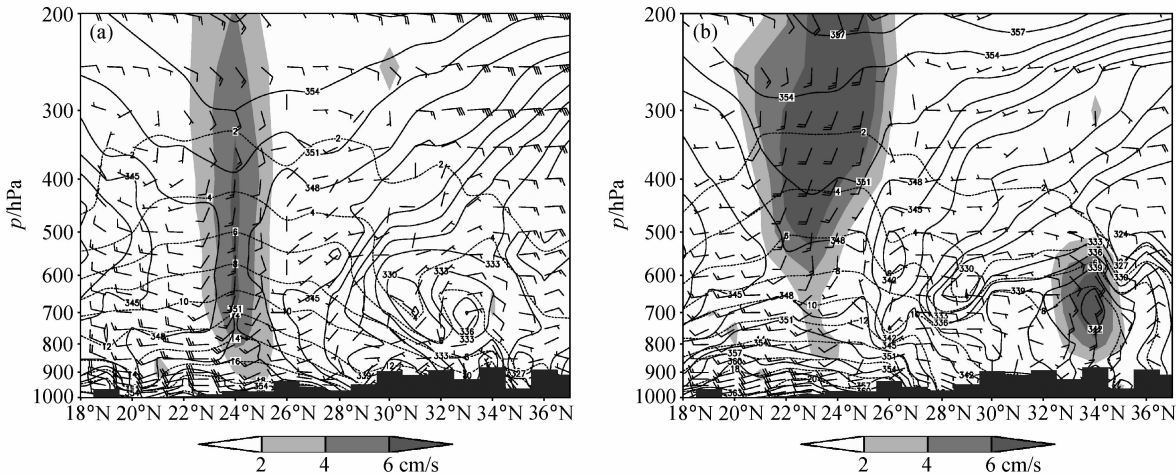


图 14 19 日 00 时 (a) 和 21 日 06 时 (b) 沿 110°E 的经向风场、垂直运动场、比湿(点线)和假相当位温(实线)剖面图。阴影为垂直速度;地面之上的深黑色部分为地形

Fig. 14 Meridional vertical cross section of horizontal wind, vertical velocity, special humidity (dotted) and pseudo-equivalent potential temperature (solid) along 110°E at 0000 UTC 19 (a) and 0600 UTC 21 (b) Jun. The shaded areas represent vertical velocity and terrain (the black area over the ground surface)

$$F_3 = -\frac{1}{2} \frac{1}{|\nabla \theta_{se}|} \left[\left(\frac{\partial \theta}{\partial x} \right)^2 - \left(\frac{\partial \theta}{\partial y} \right)^2 \right] A_f + 2 \frac{\partial \theta}{\partial x} \frac{\partial \theta}{\partial y} B_f,$$

$$F_4 = -\frac{1}{|\nabla \theta_{se}|} \frac{\partial \theta}{\partial p} \left(\frac{\partial \theta}{\partial x} \frac{\partial \omega}{\partial x} + \frac{\partial \theta}{\partial y} \frac{\partial \omega}{\partial y} \right),$$

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

$$B_f = \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y},$$

$$D_h = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y},$$

其中, F_1 、 F_2 、 F_3 、 F_4 分别为非绝热加热项、水平辐散项、水平变形项和与垂直运动有关的倾斜项。

由于非绝热加热项难以精确计算, 故仅对 F_2 、 F_3 和 F_4 进行了计算。由 850 hPa 的平均锋生函数值 (图 15) 可见, 广西至福建一带有明显的锋生作用, 一直伸展至海上。由锋生函数分量分布可知: 辐散项和变形项均是有利于锋生的, 但变形项对锋生的作用强于辐散项; 倾斜项的分布相对另外两项要不规则一些, 其对于锋生的作用也要不规则一些^[29, 30], 此外, 广西地区的锋生弱于福建地区。从

降水期间平均而言, 在图 15a, 辐散项对于广西地区锋生基本上无贡献, 广西的锋生主要是由变形项和倾斜项产生的。下面看一下锋生、锋消随时间的变化情况。

考虑到资料受到地形的限制, 我们将华南的锋面由西向东大致分为三段: 西段 ($24^\circ\text{N} \sim 26^\circ\text{N}$, $108^\circ\text{E} \sim 111^\circ\text{E}$), 中段 ($25^\circ\text{N} \sim 27^\circ\text{N}$, $112^\circ\text{E} \sim 115^\circ\text{E}$), 东段 ($26^\circ\text{N} \sim 28^\circ\text{N}$, $116^\circ\text{E} \sim 119^\circ\text{E}$), 分别计算了这三段区域平均的锋生函数随时间段的变化 (图 16)。首先, 由锋生水平散度项、水平变形项和倾斜项三项之和的变化可知, 锋生强度总体上是西段小于中段, 而中段又小于东段, 且仅有西段存在锋消。其次, 在西段处于锋生值波峰区的时次, 如 18 日 18 时、19 日 00 时和 18 时、20 日 00 时和 18 时以及 21 日 00 时, 在这些时次之后的几小时西江流域均有较强的降水发生; 而锋生值波谷区的时次, 如 19 日 06 和 12 时、20 日 06 和 12 时、21 日 06 时和 12 时等, 在这些时段之后的几小时西江流域基本无降水发生或降水量较小。因此, 可以认为各时

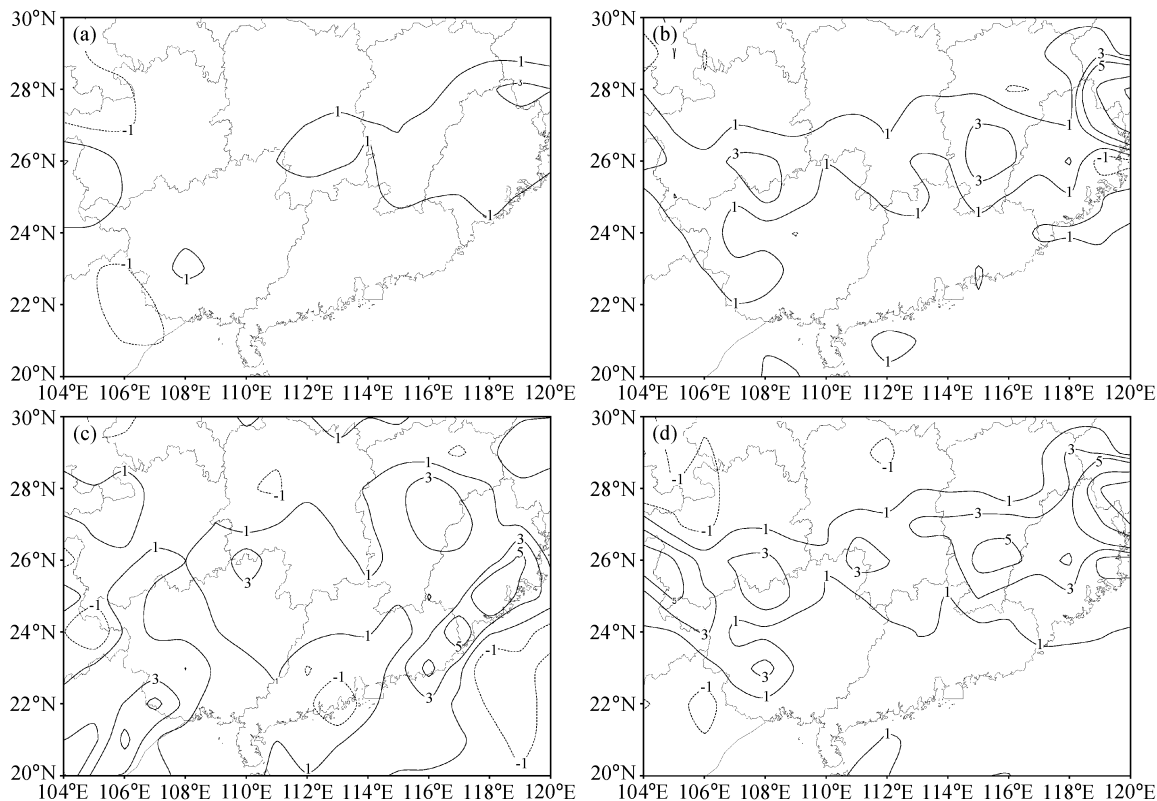


图 15 6 月 18 日 06 时至 22 日 00 时 850 hPa 平均的锋生函数分布 (单位: $10^{-10} \text{ K} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$): (a) 水平辐散项; (b) 水平形变项; (c) 倾斜项; (d) 水平辐散项与水平形变项之和

Fig. 15 Mean frontogenesis function ($10^{-10} \text{ K} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$) during 0600 UTC 18–0000 UTC 22 Jun at 850 hPa: (a) Horizontal divergence term; (b) horizontal deformation term; (c) tilting term; (d) sum of the horizontal divergence term and the horizontal deformation term

次锋生函数与其后几小时内的降水强弱对应较好。这也许表明弱冷空气的南移对此次降水的确有很明显的影响。再者，由各项对这三段锋生曲线的影

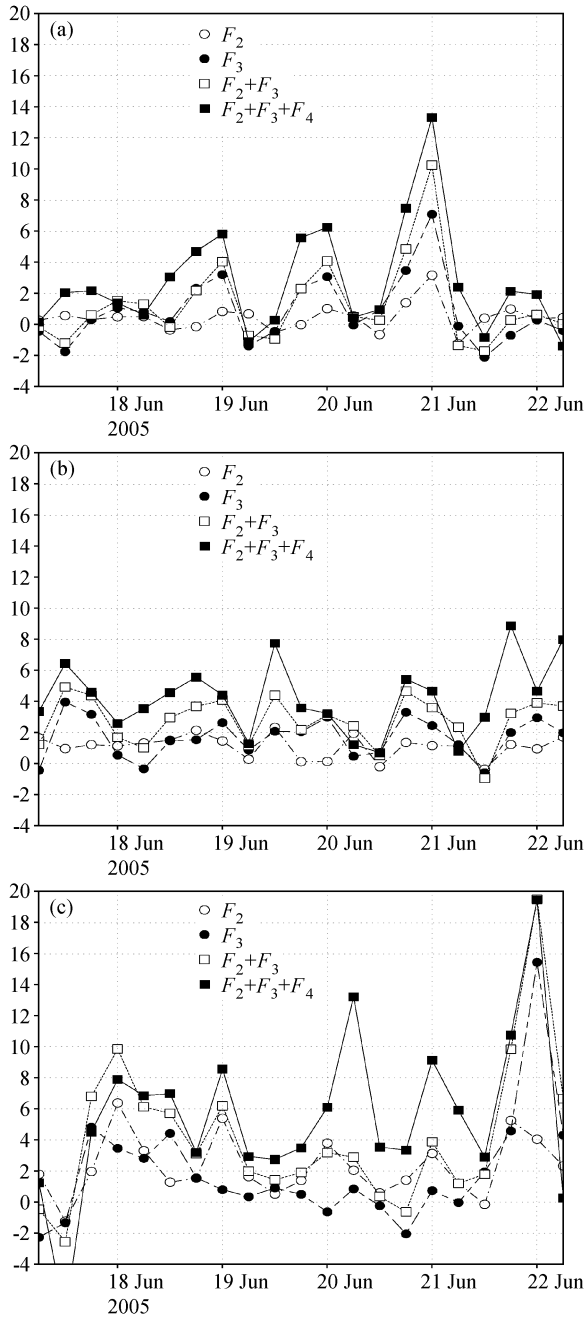


图 16 平均的锋生函数(单位: $10^{-10} \text{ K} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$): (a) ($24^{\circ}\text{N} \sim 26^{\circ}\text{N}$, $108^{\circ}\text{E} \sim 111^{\circ}\text{E}$); (b) ($25^{\circ}\text{N} \sim 27^{\circ}\text{N}$, $112^{\circ}\text{E} \sim 115^{\circ}\text{E}$); (c) ($26^{\circ}\text{N} \sim 28^{\circ}\text{N}$, $116^{\circ}\text{E} \sim 119^{\circ}\text{E}$)

Fig. 16 Mean frontogenesis function ($10^{-10} \text{ K} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$) in areas (a) ($24^{\circ}\text{N} - 26^{\circ}\text{N}$, $108^{\circ}\text{E} - 111^{\circ}\text{E}$), (b) ($25^{\circ}\text{N} - 27^{\circ}\text{N}$, $112^{\circ}\text{E} - 115^{\circ}\text{E}$), (c) ($26^{\circ}\text{N} - 28^{\circ}\text{N}$, $116^{\circ}\text{E} - 119^{\circ}\text{E}$). F_2 : horizontal divergence term; F_3 : horizontal deformation term; F_4 : tilting term

响来看，水平散度项对东段产生的锋生作用最大，对中段锋生作用稍弱，但基本上为正值分布，而对于西段不仅锋生作用减小，而且有些时段产生了锋消的作用；水平变形项对中段为锋生，对于西段和东段既有锋生又有锋消。水平形变项对于西段地区锋生的作用要大于水平散度项的作用，而东段地区相反，中段地区介于这两者之间。倾斜项对于三段地区锋生的效果比较明显，尤其是东段地区，由垂直运动引起的倾斜项对于其锋生的作用比较大。总的看来，静止锋东段的锋生效果更强，这也许是冷空气路径更为偏东的缘故。

综上所述，东西段的差异似乎主要体现在水平散度和形变上。从散度场分布图上对比可见，福建地区辐合辐散的强度基本上大于广西地区的辐合辐散强度，可以注意到静止锋东段有明显的低压系统，而西段呈变形场的形势，这可能是导致上述锋生差异的原因之一。

一般情况，锋生会伴随着冷暖气流的相互作用。为了进一步了解锋面特征，分析了沿 $108^{\circ}\text{E} \sim 111^{\circ}\text{E}$ 的平均温度平流剖面图(图 17)。可以看到，华南地区从低层到高层均为较深厚的暖平流控制，而影响华南地区的冷平流相对较弱，究其原因可能是由于冷空气本身相对较弱。在大尺度地形的作用下，主体未能顺利进入青藏高原以东地区。但我们应该注意到这种弱冷空气的作用亦是不可忽视的，正是它与暖空气的相互作用使得华南准静止锋得以维持数日之久，使持续性暴雨得以发生。

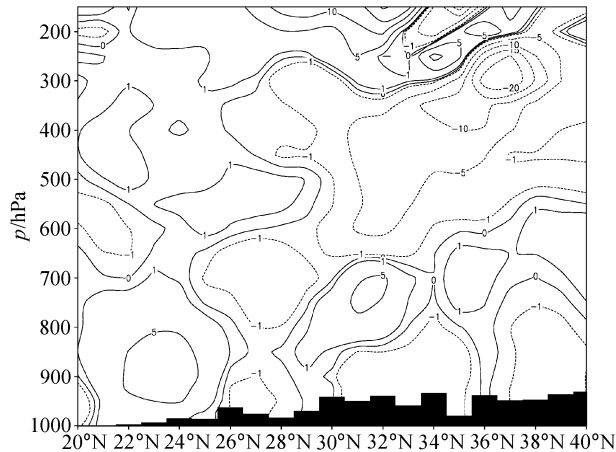


图 17 6 月 18 日 12 时沿 $108^{\circ}\text{E} \sim 111^{\circ}\text{E}$ 平均的温度平流垂直剖面图(单位: 10^{-5} K/s)

Fig. 17 Vertical cross section of mean temperature advection (10^{-5} K/s) averaged over $108^{\circ}\text{E} - 111^{\circ}\text{E}$ at 1200 UTC 18 Jun

7 结论与讨论

本文通过对 2005 年 6 月 18 日~22 日华南(西江流域)持续性暴雨的分析,揭示了一些重要的事实,主要结果如下:

(1) 华南前汛期暴雨与南海季风活动有很密切的关系。平均而言南海季风大约在 5 月 3~4 候爆发。2005 年季风爆发偏晚,大约在 5 月 23 日,这样尽管该年前汛期前期降水偏少,但是季风偏晚爆发与稳定维持仍为该年 6 月中下旬华南降水提供了非常有利的条件。

(2) 500 hPa 的环流形势表明,大气环流的季节调整偏晚。在 2005 年 6 月整个环流形势的调整较为缓慢,在我国东部地区,西风带基本维持在 30°N 附近,同时副热带高压偏南。平均而言,6 月中旬末应是长江梅雨开始之时,副热带高压 5880 gpm 线应到江南北部。6 月 19 日的图上,5880 gpm 等值线还维持在 20°N 以南、南海北部,大约在台湾岛与菲律宾之间。显然,这种形势非常有利于华南的降水。与此同时,在对流层中低层有一支较强的西南低空急流,自中南半岛向北,然后向东北偏东方向伸展,为副热带高压的北沿广大地区输送了大量的水汽。

(3) 一条近于东西向的准静止锋从广西向东伸展至闽北,沿这条锋面,尤其是锋前,有明显的强降水区分布。尽管此次暴雨主要发生在锋前暖区,但仍表明锋

区及其附近的锋生过程与广西降水有密切的关系,弱冷空气有较明显的作用,低层的冷平流活动很明显。

(4) 低层尤其是边界层中由南海地区向广西的水汽输送起到了非常明显的作用。尽管,在该静止锋西端的风场上未见明显的涡旋和风向辐合,但是可以见到另一类风场扰动的作用,即有很清楚的风速辐合。分析表明,这类风速辐合在 925 hPa 上比 850 hPa 更清楚,它们与强雨团 A、D 有很好的对应关系,说明行星边界层中风场扰动的作用不可忽视。

(5) 强降水雨团和中尺度对流云团大多发生、发展于广西西江流域及其支流上,由于大尺度形势(锋面、副热带高压、低空急流等)稳定维持,使这类云团、雨团几乎在上述的地区此起彼伏,反复发生,对这些云团及其周边区域一些关键物理量的计算表明, β 中尺度系统的环境非常有利于它们的发展。云团带来的强降水汇集而成洪峰,引发了洪涝灾害,并且雨团有自北向南的移动,雨团与洪峰间出现了“叠加”与“遭遇”,这更加重了洪涝的影响。

(6) 广西地区的中尺度地形区附近存在明显的上升运动,这表明广西地区的这类喇叭口地形,可能引起气流的辐合,而这种辐合会增强垂直运动。这也许是一场暴雨易于集中发生在上述地区的原因。

(7) 综上所述,我们可给出一类低空风速辐合引发华南锋前暖区暴雨有关影响因子的概略图(图 18)。即在大尺度环境有利的情况下,虽然南下冷

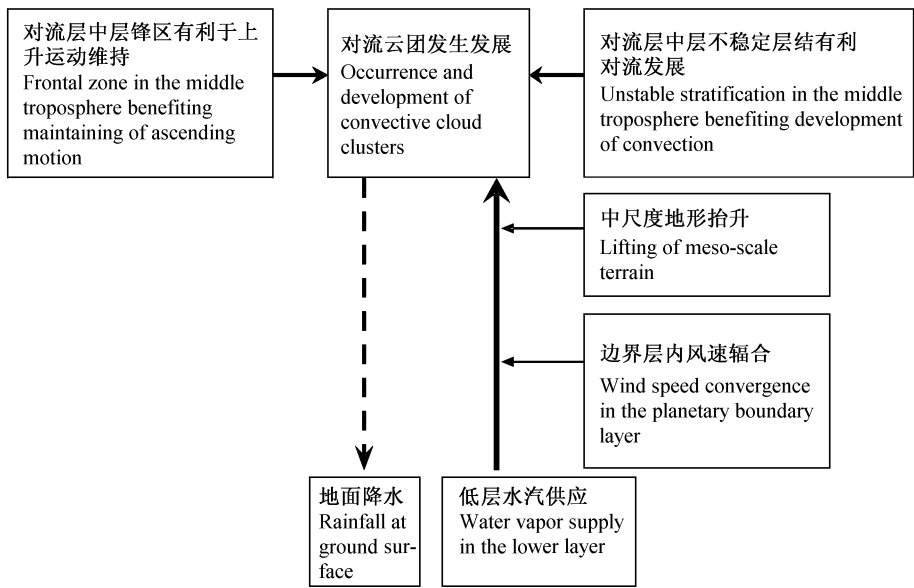


图 18 一类低空风速辐合引发华南前汛期锋前暖区暴雨有关影响因子的概略图
Fig. 18 Schematic diagram for the relevant factors of a kind of heavy rainfall in the warm sector ahead of the front caused by low-level wind speed convergence during pre-rainy season in South China

锋在低层的温度梯度减弱,但对流层中层的锋区维持仍很清楚,锋前对流层中有很明显的位势不稳定层结。风速辐合在边界层(925 hPa)中非常明显,它与另一类风速的切变与辐合引发的锋前暖区暴雨有显著的差别。低层风速辐合与广西地区特殊地形的抬升共同触发了积云对流活动,使降水频繁发生和持续发展。

当然,就锋前暖区暴雨来说,2005 年的个例与过去的华南暴雨及广西暴雨有一些共同点,但由于其发生的时间偏晚,与已有的个例相比也存在不少明显的差异^[25,26],即冷空气的活动相对减弱,而随着南海季风和印度季风的爆发和增强,暖湿空气的作用更加明显,尤其是在边界层中的水汽及风速辐合区,均有重要的贡献,更偏向于“季风影响型”,而不是“西风带降水型”。当然,上述结果还需要用更多新的个例来补充和修正。

参考文献 (References)

- [1] Tao Shiyan, Chen Longxun. A review of recent research on the East Asian summer monsoon in China. *Monsoon Meteorology*, Chang C P, Krishnamurti T N, Eds. London: Oxford University Press, 1987. 60~92
- [2] Zeng Qingcun, Zhang Banglin, Liang Youlin, et al. East Asian summer monsoon—A case study. *Proc. Indian Natl. Sci. Acad.*, 1994, **60** (1): 81~96
- [3] 赵思雄, 贝耐芳, 孙建华, 等. 亚澳中低纬度区域暴雨天气系统研究. *气候与环境研究*, 2002, **7** (4): 377~385
Zhao Sixiong, Bei Naifang, Sun Jianhua, et al. A study of heavy rainfall systems in mid-lower latitude zone of Asian-Australian monsoon area. *Climate and Environment Research* (in Chinese), 2002, **7** (4): 377~385
- [4] 陶诗言. 中国之暴雨. 北京: 科学出版社, 1980. 225pp
Tao Shiyan. *Heavy Rainstorm in China* (in Chinese). Beijing: Science Press, 1980. 225pp
- [5] Chen T-J G, Chang C-P. The structure and vorticity budget of an early summer monsoon trough (Mei-yu) over southeastern China and Japan. *Mon. Wea. Rev.*, 1980, **108**: 942~953
- [6] Ninomiya K, Muraki H. Large-scale circulations over East Asia during Baiu period of 1979. *J. Meteor. Soc. Japan*, 1986, **64**: 409~429
- [7] Kato K. Seasonal transition of the lower-level circulation systems around the Baiu Front in China in 1979 and its relation to the Northern Summer monsoon. *J. Meteor. Soc. Japan*, 1989, **67** (2): 249~265
- [8] 丁一汇. 1991 年江淮流域持续性特大暴雨研究. 北京: 气象

出版社, 1993. 255pp

- Ding Yihui. *Study of Heavy Rainfalls over Yangtze-Huaihe River Basins in 1991* (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 1993. 255pp
- [9] Bei Naifang, Zhao Sixiong, Gao Shouting. Numerical simulation of a heavy rainfall event in China during July 1998. *Meteor. Atmos. Phys.*, 2002, **80**: 153~164
- [10] Sun Jianhua, Lee T Y. A numerical study of an intense quasi-stationary convection band over the Korean Peninsula. *J. Meteor. Soc. Japan*, 2002, **80** (5): 1221~1245
- [11] 赵思雄, 陶祖钰, 孙建华, 等. 长江流域梅雨锋暴雨机理的分析研究. 北京: 气象出版社, 2004. 281pp
Zhao Sixiong, Tao Zuyu, Sun Jianhua, et al. *Study on Mechanism of Formation and Development of Heavy Rainfalls on Meiyu Front in Yangtze River* (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 2004. 281pp
- [12] Shibagaki Y, Ninomiya K. Multi-scale interaction processes associated with development of a sub-synoptic-scale depression on the Meiyu-Baiu frontal zone. *J. Meteor. Soc. Japan*, 2005, **83** (2): 219~236
- [13] 方宗义, 项续康, 方翔, 等. 2003 年 7 月 3 日梅雨锋切变线上的 β -中尺度暴雨云团分析. *应用气象学报*, 2005, **16** (5): 569~575
Fang Zongyi, Xiang Xukang, Fang Xiang, et al. Analysis of the meso- β convective cloud cluster over meiyu front on 3 July 2003. *Quarterly Journal of Applied Meteorological Science* (in Chinese), 2005, **16** (5): 569~575
- [14] 诸葛秀华, 赵思雄, 刘苏红. 1979 年 6 月 9 号—11 号华南前汛期暴雨的数值试验. 华南前汛期暴雨文集. 北京: 气象出版社, 1981, 202~204
Zhuge Xiuhua, Zhao Sixiong, Liu Suhong. Numerical experiment of heavy rainfall on 9-11 June 1979 pre-rainy season. *Collected Paper of Heavy Rainfall During Pre-rainy Season in South China* (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 1981, 202~204
- [15] 李真光, 梁必骐, 包澄澜. 华南前汛期暴雨的成因与预报问题. 华南前汛期暴雨文集. 北京: 气象出版社, 1981, 1~8
Li Zhenguang, Liang Biqi, Bao Chenglan. Mechanism and prediction of pre-rainy season heavy rainfall in South China. *Collected Papers of Pre-rainy Season Heavy Rainfall in South China* (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 1981, 1~8
- [16] 周秀骥, 薛纪善, 陶祖钰, 等. 98' 华南暴雨科学试验研究. 北京: 气象出版社, 2003. 218pp
Zhou Xiujie, Xue Jishan, Tao Zuyu, et al. *Study of Experiment of Heavy Rainfall in South China in 1998* (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 2003. 218pp
- [17] Kuo Y-H, Chen G T-J. The Taiwan area mesoscale experiment (TAMEX): An overview. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 1990, **71** (4): 488~503

- [18] 贝耐芳, 赵思雄. 一次引发台湾地区强降水的锋面及中尺度系统分析研究. 气候与环境研究, 2005, **10** (3): 474~491
Bei Naifang, Zhao Sixiong. Diagnosis analysis of severe heavy rainfall in Taiwan area during heavy rainfall experiment in South China. *Climatic and Environmental Research* (in Chinese), 2005, **10** (3): 474~491
- [19] 陶诗言. 1994 年东亚夏季风活动的异常与华南的特大洪涝灾害. 1994 年华南特大暴雨洪涝学术研讨会论文集. 北京: 气象出版社, 1996. 1~5
Tao Shiyang. Study of anomaly of summer monsoon in East Asia and severe flooding in South China in 1994. *The Conference on Severe Heavy Rain and Flood Fatality in the South of China in 1994* (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 1996. 1~5
- [20] 董海萍, 赵思雄, 曾庆存. 我国低纬高原地区初夏强降水天气研究 I: 2001 年 5 月印槽维持期间云南暴雨及其中尺度特征. 气候和环境研究, 2005, **10** (3): 443~459
Dong Haiping, Zhao Sixiong, Zeng Qingcun. Study of strong heavy rainfall in low latitude plateau area in China during early summer. Part I: A case study of heavy rainfall in Yunnan under influencing of Indian-Myanmar Trough. *Climatic and Environmental Research* (in Chinese), 2005, **10** (3): 443~459
- [21] 董海萍, 赵思雄, 曾庆存. 我国低纬高原地区初夏强降水天气研究 II: 2005 与 2001 年 5 月云南旱涝成因的对比分析. 气候和环境研究, 2005, **10** (3): 460~473
Dong Haiping, Zhao Sixiong, Zeng Qingcun. Study of strong heavy rainfall in low latitude plateau area in China during early summer. Part II: Comparison between circulation and climatology causing flood in May 2001 and drought in May 2005. *Climatic and Environmental Research* (in Chinese), 2005, **10** (3): 460~473
- [22] 孙建华, 赵思雄. 一次罕见的华南大暴雨过程的诊断与数值模拟研究. 大气科学, 2000, **24** (3): 381~392
Sun Jianhua, Zhao Sixiong. A diagnosis and simulation study of a strong heavy rainfall in South China. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2000, **24** (3): 382~391
- [23] 孙建华, 赵思雄. 华南“94·6”特大暴雨的中尺度对流系统及其环境场研究 I. 引发暴雨的 β 中尺度对流系统的数值模拟研究. 大气科学, 2002, **26** (4): 541~557
Sun Jianhua, Zhao Sixiong. A study of mesoscale convective systems and its environmental fields during the June 1994 record heavy rainfall of South China. Part I. A numerical simulation study of meso- β convective system inducing heavy rainfall. *Chinese Journal of Atmospheric Science* (in Chinese), 2002, **26** (4): 541~557
- [24] 孙建华, 赵思雄. 华南“94·6”特大暴雨的中尺度对流系统及其环境场研究 II. 物理过程、环境场以及地形对中尺度对流系统的作用. 大气科学, 2002, **26** (5): 633~646
Sun Jianhua, Zhao Sixiong. A study of mesoscale convective systems and its environmental fields during the June 1994 record heavy rainfall in South China. Part II. Effect of physical processes, initial environmental fields and topography on meso- β convective system. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2002, **26** (5): 633~646
- [25] 陈红, 赵思雄. 第一次全球大气研究计划试验期间华南前期暴雨过程及其环流特征的诊断研究. 大气科学, 2000, **24** (2): 238~252
Chen Hong, Zhao Sixiong. Heavy rainfalls in South China and related circulation during First GARP Global Experiment period. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2000, **24** (2): 238~252
- [26] 陈红, 赵思雄. 海峡两岸及邻近地区暴雨试验 (HUAMEX) 期间暴雨过程及环流特征研究. 大气科学, 2004, **28** (1): 32~47
Chen Hong, Zhao Sixiong. Heavy rainfalls in South China and related circulation during HUAMEX period. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2004, **28** (1): 32~47
- [27] 赵思雄, 周晓平. 风场在预报暴雨发生中的作用——1975 年 8 月上旬特大暴雨的数值实验. 大气科学, 1984, **8** (1): 1~6
Zhao Sixiong, Zhou Xiaoping. The effect of wind field disturbances on the forecast of rainstorm formation. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica sinica)* (in Chinese), 1984, **8** (1): 1~6
- [28] Hoskins B J, Bretherton F P. Atmospheric frontogenesis model; Mathematical formulation and solution. *J. Atmos. Sci.*, 1972, **29**: 11~37
- [29] Ogura Y, Portis D. Structure of the cold front observed in SESAME-AVE III and its comparison with the Hoskins, Bretherton frontogenesis model. *J. Atmos. Sci.*, 1982, **39**: 2773~2792
- [30] 李振军, 赵思雄. 东亚春季强冷锋结构及其动力学诊断研究, I. 东亚春季强冷锋结构. 大气科学, 1996, **20** (6): 662~672
Li Zhenjun, Zhao Sixiong. Structure and dynamics of cold fronts observed in East Asia in spring, I. structure of strong spring cold front. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica)* (in Chinese), 1996, **20** (6): 662~672