

# 广西前汛期锋前暖区暴雨过程的模拟与分析

罗建英<sup>1</sup> 廖胜石<sup>2</sup> 黄归兰<sup>2</sup> 何冬燕<sup>1</sup> 赵金彪<sup>1</sup>

(1. 广西壮族自治区气象台, 南宁 530022; 2. 广西南宁市气象局)

**提 要:** 利用中尺度数值模式 MM5 对 2005 年 5 月 8—9 日广西的暖区暴雨过程进行了数值模拟, 并对暖区暴雨形成和发展的机制进行了分析研究。结果表明: 高空急流稳定维持与低空急流持续加强是这次暖区暴雨发生发展的动力机制; 在暖区暴雨形成与发展的过程中, 低空各层自上而下均有急流核向东传播的现象; 低空急流核以接力振荡的形式快速东传, 而不是向北面的锋区运动, 有利于暖区累积充沛的水汽和不稳定能量, 造成不稳定能量和水汽在锋区和暖区的不均匀分布, 也有利于有组织的对流活动在暖区反复生成和发展, 从而导致了暖区不仅降雨量大, 而且雨强比锋区降水强。

**关键词:** 前汛期 暖区 暴雨 数值模拟 低空急流

## Numerical Simulation and Analysis on a Heavy Rain Process in the Warm Sector in Guangxi

Luo Jianying<sup>1</sup> Liao Shengshi<sup>2</sup> Huang Guilan<sup>2</sup> He Dongyan<sup>1</sup> Zhao Jinbiao<sup>1</sup>

(1. Guangxi Meteorological Observatory, Nanning 530022; 2. Nanning Meteorological Office)

**Abstract:** Based on the reliable output of the MM5 model, the heavy rain occurring in the warm sector in Guangxi during 8—9 May 2005 was analyzed. Results show that the low level jets (LLJ) kept on strengthening and the upper level jet maintaining are responsible for the dynamical mechanism; and in the lower troposphere there is the appearance of the cores of the LLJ moving eastward from the upper to the lower levels, which is the key reason for the heavy rain happening far away from the front and occurring in the warm sector. The organized convective movements repeatedly developing in the warm sector make the precipitation amount and rainfall rate more and stronger than those in the front area.

**Key Words:** first rainy season warm sector heavy rain numerical simulation LLJ

资助项目:《广西重大天气过程概念模型》一期项目及桂气科 200729 项目共同资助

收稿日期: 2008 年 11 月 25 日; 修定稿日期: 2009 年 1 月 20 日

## 引 言

华南暖区暴雨指产生在地面锋线以南暖区里的暴雨,一般发生在地面锋面系统前 200~300km 的位置,有时发生在西南风和东南风的汇合气流中,甚至无明显切变的西南气流里,是华南地区独特的强降雨现象<sup>[1]</sup>。气象学家们对此高度重视,先后开展了多次野外观测试验,对暖区暴雨的时空分布规律和成因进行了统计分析和物理诊断分析,在暖区暴雨形成的环境条件及其热力、动力特征方面均给出了一些有益的结论<sup>[2-5]</sup>。如指出暖区降水强度比锋区大得多,但降水面积却比锋区小得多;华南暖区暴雨的形成与一定的地形有关,华南暴雨发生在地面锋前暖区和锋面附近有若干扰动活动的地方等。已有的研究还提出了华南暖区暴雨的一种中高层重力波触发机制,锋面中尺度对流系统在其中高层稳定层结区激发出重力波列向下游传播,在中低层暖区,触发暖区不稳定能量的释放,形成暖区暴雨<sup>[6]</sup>,并从影响华南暖区暴雨的中尺度对流系统、低空急流、下垫面地形等方面进行了研究<sup>[7-9]</sup>,加深了对华南暖区暴雨的认识。然而对暖区暴雨在动力、热力物理属性特征及造成这些特征的物理原因的相关研究尚不多见,暖区暴雨形成机制仍是一个值得深入研究的问题。

2005 年 5 月 8—9 日,广西出现了一次大范围暴雨天气过程。强降水集中出现在 850hPa 切变线和地面冷锋以南 2~3 个纬度的区域内,具有明显的华南暖区暴雨特征。本文利用 2005 年 5 月 8 日 08 时到 9 日 20 时探空、地面资料和同期逐 6 小时的 NCEP 再分析资料(水平分辨率  $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ ),采用 MM5V3.7 对这场暴雨进行模拟,利用模式输出的高时空分辨的资料探讨了该场暴雨在暖区发生发展的机制,以加深对华南前汛期

暖区暴雨机制的认识。

## 1 过程概况

### 1.1 天气背景

暴雨过程发生前 5 月 8 日 20 时(北京时,下同),500hPa 层上,东北冷涡中心从  $48^{\circ}\text{N}$ 、 $118^{\circ}\text{E}$  东移南压至  $43^{\circ}\text{N}$ 、 $125^{\circ}\text{E}$  附近,东亚大槽从我国东北延伸至华北、华东一带,从我国东北至高原东部为槽后强盛的西北到偏北气流,副高北缘在  $18^{\circ}\text{N}$  附近,脊线在  $15^{\circ}\text{N}$  附近,西脊点在  $115^{\circ}\text{E}$  以东,南支槽移至云南西部一带,广西处在南支槽前和副高西北侧的西南气流中;700hPa 层上,高原东部有一个低涡,低涡中心位于  $28^{\circ}\text{N}$ 、 $104^{\circ}\text{E}$  附近;850hPa 层上,湖南、贵州的中南部存在一支冷式切变线;在地面图上,有一条清晰的冷锋从东北冷涡附近自东北向西南伸展,冷锋西段经湖南、贵州南部到达云南东北部一带,广西处在冷锋前缘(图 1)。暴雨过程中,东亚大槽东移,南支槽东移北收,700hPa 的低涡、850hPa 的切变线和锋区南北摆动幅度小,副热带高压的脊线在  $10^{\circ}\sim 15^{\circ}\text{N}$  之间维持;5 月 8 日夜间至 5 月 9 日早上,南支槽东移,副热带高压西伸,南支槽与副高之间的气压梯度加大,副高与南支槽之间形成的对流层中低层的西南急流加强,暖区暴雨正是发

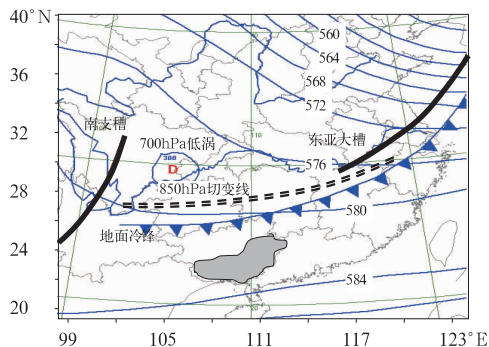


图 1 2005 年 5 月 8 日 20 时天气系统配置与广西暴雨区(阴影)

生在锋区尚未南下,西南急流加强的时间段内。

## 1.2 暴雨空间分布

利用 2005 年 5 月 8 日 20 时至 9 日 20 时广西 90 个观测站逐小时降水资料进行统计,得到 24 小时降雨量 $\geq 100\text{mm}$  的有 2 站,  $50\sim 100\text{mm}$  的有 25 站,  $25\sim 50\text{mm}$  的有 17 站(图 2)。暴雨集中出现在广西南部即  $21.5^{\circ}\sim 24^{\circ}\text{N}$  之间,锋面附近降水较弱。强降水区横跨东西约 5~6 个经度,南北约 3 个纬度,由两条强降雨带和一个相对弱的雨区构成,其中两条强降雨带呈东北—西南走向,分别居于广西贺州到广西崇左一带和广西、广东交界处到广西北海一带,两条强降雨带之间是一个相对弱的雨区;广西北部为少雨区或无雨区。黄士松<sup>[1]</sup>等曾指出的华南暖区暴雨的最大特点是降水强度大,一般比锋面附近降水大 3~5 倍。此次过程的降水观测事实正好与之相符。分析该时段广西逐小时降水(图 3)发现,降水主要发生在 5 月 9 日 0—7 时这 7 个小时内。降水主要集中在距离锋区约 3 个纬度的几个较小的区域里,具有强度大、雨量集中及时空尺度小的特点,属于华南前汛期典型的暖区暴雨。

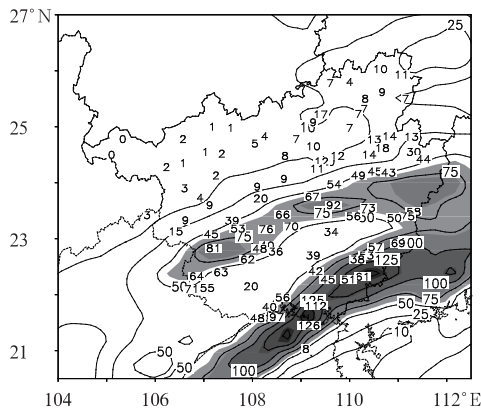


图 2 2005 年 5 月 8 日 20 时至 9 日 20 时降水量实况(数字)和模拟降水量(线条和阴影)(单位:mm)

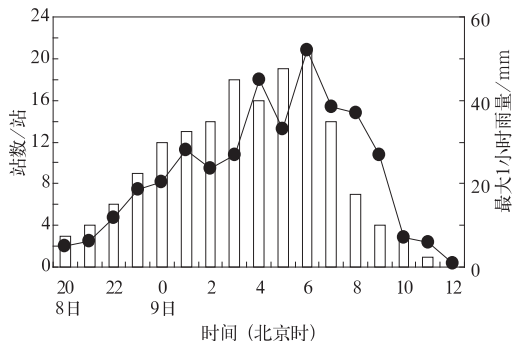


图 3 2005 年 5 月 8 日 20 时至 9 日 20 时  $R\geq 5\text{mm}$  站数(柱状)及逐小时最大雨量(折线;单位:mm)

## 2 数值模拟

### 2.1 模拟方案

利用 2005 年 5 月 8 日 08 时到 9 日 20 时探空、地面资料和同期逐 6 小时的 NCEP 再分析资料(水平分辨率  $1^{\circ}\times 1^{\circ}$ ),采用由 PSU/NCAR 开发的 MM5V3.7 对这场暴雨进行模拟。从 2005 年 5 月 8 日 08 时起,积分 36 小时,动力学过程采用流体非静力平衡方案,模式采用 Grell 积云对流参数化方案和 Blackadar 边界层参数化方案,依据时变海绵侧边界条件取双重嵌套网格,区域中心在  $23^{\circ}\text{N}$ 、 $110^{\circ}\text{E}$ ,粗、细网格格距分别为  $45\text{km}$  和  $15\text{km}$ ,粗、细嵌套网格格点数均为  $61\times 61\times 20$ ,模式顶气压  $100\text{hPa}$ ,积分步长  $90\text{s}$ ,每小时输出一次模拟结果。

### 2.2 模拟结果分析

对数值模拟结果与实况进行对比分析,结果为地面、 $850\text{hPa}$ 、 $700\text{hPa}$ 、 $500\text{hPa}$  形势场基本一致(图略),如图 4 所示,模拟的 5 月 8 日 20 时的  $850\text{hPa}$  低空流场图中,实况中位于  $112^{\circ}\text{E}$  以东的反气旋环流中心,模拟中略向西偏移到了  $112^{\circ}\text{E}$  以西,但长江以南地区的流场形势还是被很好地模拟出来了。模

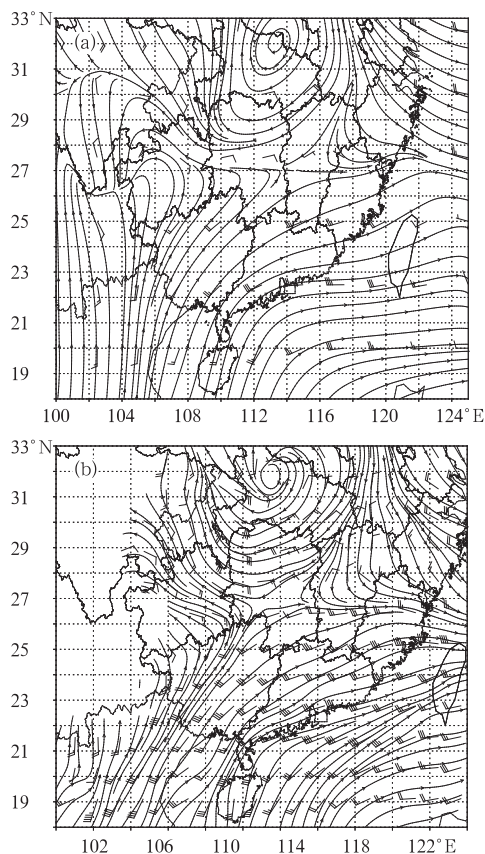


图 4 2005 年 5 月 8 日 850hPa  
流场实况(a)和模拟图(b)

拟图中在  $27^{\circ}\text{N}$  附近也存在一支准东西向的切变线,其位置与风场实况基本相符;在广西沿海到广东一带的急流带也被较好地模拟出来,但模拟的风速比实况的稍大,模拟的急流带比实况的略宽广,延伸到了广西中部;到 5 月 9 日 08 时,实况风场上的切变线没有南压,在华南沿海的强风速带发生了东移(图略),相应的模拟结果也很好地体现了这一变化。模拟的降水落区、时段和降水量与实况也几乎相同(图 2)。如图 2 阴影区所示,模式基本模拟出了广西南部暴雨区,雨区位置与实况雨区位置很接近,雨带形状相似,并且模拟出了两条强降雨带和一个弱雨区,雨带上强降水中心的强度与实况接近,模拟的弱雨区的强度比实况稍大。最为显著的是,模

拟图上也是在广西北部为无雨区或少雨区,雨势强弱的南北分界相当清楚,与实况非常接近。

可见数值模拟较真实地再现了这一次暖区暴雨过程,可以利用模式输出的高时空分辨的资料进一步探讨此次暴雨在锋前暖区发生和发展的机制。

### 3 暴雨集中在暖区发生的触发机制

#### 3.1 有利的高低空急流配置

图 5 给出了模拟的暴雨发生前、过程中和结束时的高低空急流演变特征。可以看出,自 5 月 8 日 20 时开始,在 200hPa 高层,从贵州北部、湖南中部到长江中下游地区有一支近于东西走向的平直的高空急流,广西位于高空急流的入口区。暴雨发生前、过程中和结束时这支高空急流的位置稳定少动,高空急流核在暴雨过程中有所发展,其中 5 月 9 日 06 时高空急流核风速达到  $50\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$  并向西推进了 3 个经度。在 850hPa 低层,有一支低空急流位于越南北部,5 月 8 日 20 时(图 5a)暴雨发生前这支低空急流位于  $104^{\circ}\text{E}$  以西,急流核在  $20^{\circ}\text{N}$ 、 $102^{\circ}\text{E}$  附近,低空急流轴远离高空急流轴,5 月 8 日 23 时起低空急流逐渐向北向东伸展,低空急流核东移,低空急流轴逐渐向高空急流轴靠近,暖区降水开始发生;9 日 06 时低空急流核较 8 日 20 时已经东移了 4 个经度(图 5b),低空急流区到达北部湾北部,高、低空急流轴相对位置稳定,低空急流轴左前方(低空急流出口区)与高空急流轴右侧的入口区在广西南部叠加,暖区暴雨在此时段内最强盛。9 日 07 时以后低空急流继续东移,到 10 时(图 5c)急流核移到  $20^{\circ}\text{N}$ 、 $107^{\circ}\text{E}$  附近,急流区从广西沿海地区一直延伸到广东南部,急流轴沿海岸线伸向广东南部,高低空急流轴的距离进一步缩小,此时广西已处于低空急流左后侧,暖

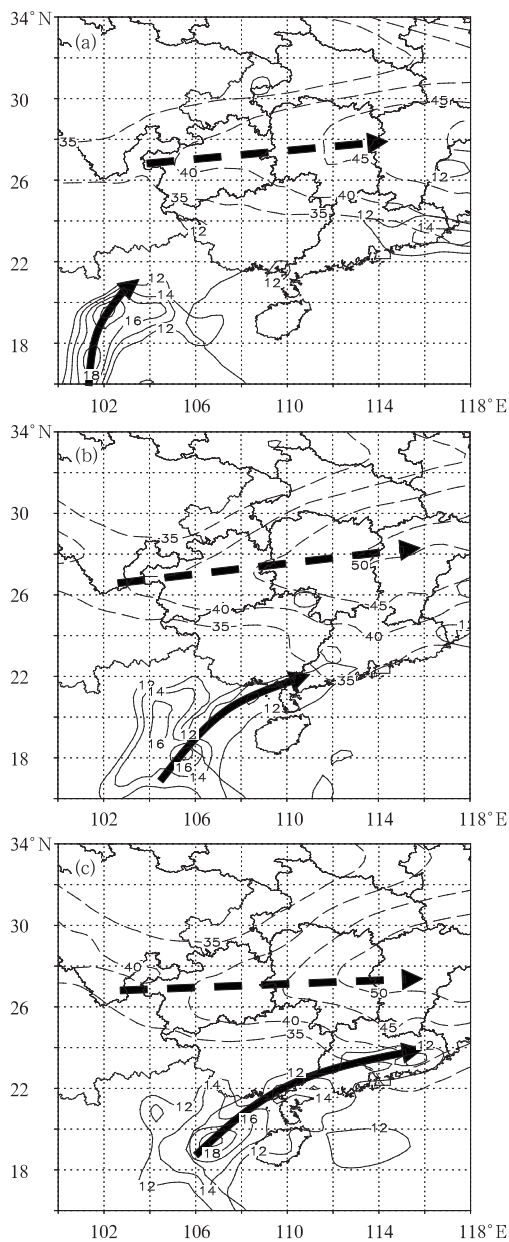


图5 暖区暴雨发生前(a,8日20时)、过程中(b,9日06时)和结束时(c,9日10时)的高低空急流演变特征  
(虚线:200hPa 全风速 $\geq 35\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ;虚线箭头为高空急流轴;实线:850hPa 全风速 $\geq 12\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ,实线箭头为低空急流轴)

区强降水趋于结束。低空急流向高空急流靠近的过程与暖区降水增强的过程是比较一致

的,说明暖区暴雨与高、低空急流的演变密切相关。一方面高空急流稳定维持,有利于低层西南风受到抬升,使在低空急流左方出现强降水的几率加大;另一方面,高空急流入口区右侧为气流的辐散区,低空急流的左侧为气流的辐合区,两者叠加区域里构成了高空辐散低空辐合的配置,这种配置的抽吸作用在低空急流轴左前方表现最明显,从而有利于强降水在暖区发生。

### 3.2 超低空和低空急流的爆发和快速东传

5月8日20时至9日20时,南海北部维持着稳定的低空和超低空急流带,急流轴在中南半岛上空出现分叉,一支略偏北,指向广西西南部崇左市一带,另一支沿中南半岛经北部湾到达广西沿海地区和广东,轴线附近大风区域比较宽广。在暖区暴雨发生前大约3小时,925~700hPa各层的急流核均在22°N以南出现明显的东移现象,移速约为0.5经度/h,同时急流核风速明显增大。如图6所示,从8日23时开始,700~925hPa各高度层上,在呈东西走向的低空急流带内均有大风速中心的向东传播,这种向东的传播最先发生在700hPa上,其次是850hPa,随之是925hPa,它们在垂直方向上表现出接力东传的形式。超低空和低空急流核主要是在21°~23°N之间以接力振荡的形式快速东传,而不以向北运动为主,这有利于暖区累积充沛的水汽,也有利于有组织的对流在暖区发生,反映在同时次的卫星云图图像上,表现为从中南半岛上空不断有对流云团东移到华南沿海,或在广西南部及沿海地区不断有对流云团生成,最终造成暖区强降水发生。

在广西北部,由于几乎没有低空急流将暖湿气流向北输送,该区域缺乏充沛的水汽和不稳定能量,大气层结比较稳定,最终则没有造成强降水。

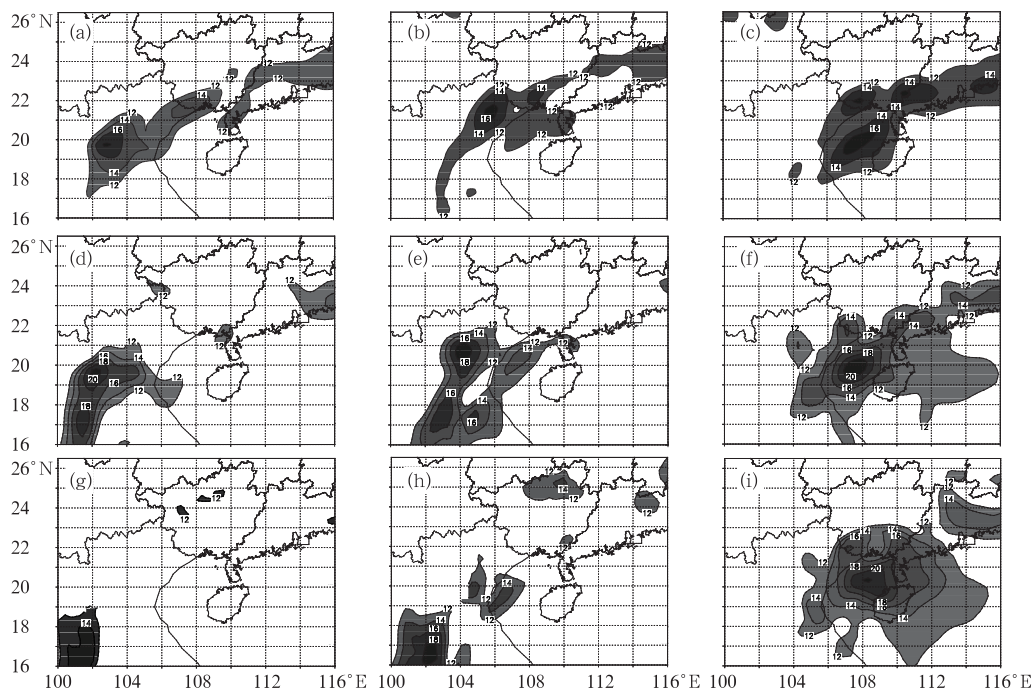


图 6 925hPa、850hPa、700hPa 低空急流(全风速 $\geq 12$ ,单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ )演变图

(a)~(c):5月8日23时;(d)~(f):9日02时;(g)~(i):9日07时

### 3.3 抬升运动与水汽南北分布不均

在 8 日 20 时之前,  $25^{\circ}\text{N}$  以南两广南部低层为弱的辐散区, 高层也是辐散区, 8 日 23 时起高层仍为辐散, 辐散中心逐渐加强, 而低层 925hPa 则转变成辐合中心, 到暴雨发生的主要时段 9 日 00—07 时, 高层维持辐散, 辐散中心进一步加强, 同时低层 925hPa、850hPa 均转变成辐合中心。以 9 日 02 时为例, 沿  $110^{\circ}\text{E}$  制作涡度和散度的经向垂直剖面图(图 7)发现, 在  $21^{\circ}\sim 24^{\circ}\text{N}$  之间, 散度场垂直分布特征为低层(600hPa 以下)为辐合, 中高层(600hPa 以上)为强烈的辐散。在高层 200hPa 有强达  $180 \times 10^{-6} \text{s}^{-1}$  的强辐散区和低层 800hPa 有一  $100 \times 10^{-6} \text{s}^{-1}$  的强辐合区, 说明在暖区存在强烈的垂直上升运动区。此时  $24^{\circ}\text{N}$  以北广西北部整层散度接近零值或者为低层正散度, 高层负散度的下沉运动的配置(图 7a)。涡度场的垂直分布特征为:

在  $21^{\circ}\sim 24^{\circ}\text{N}$  之间的区域上空, 在 850hPa 以上均为正涡度并且涡度随高度升高而增大, 其中在  $21.5^{\circ}\text{N}$  上空约 700hPa 高度上有一个正涡度的最大值中心, 达到  $120 \times 10^{-6} \text{s}^{-1}$ , 在  $23^{\circ}\text{N}$  上空 550~750hPa 的高度上还有一个正涡度的最大值中心, 达到  $120 \times 10^{-6} \text{s}^{-1}$ ; 在  $24^{\circ}\text{N}$  以北广西北部, 低层到高层的涡度值都接近于 0 或为负涡度(图 7b)。南北方向上涡度梯度陡峭, 涡度值在广西南部(暖区)和北部(靠近锋面的地区)之间分布极不均匀。此时  $21^{\circ}\sim 24^{\circ}\text{N}$  上空存在强散度柱与强涡度柱的相互耦合, 在有利的大尺度环流形势背景下, 出现这种耦合发展结构的地方更容易形成强的垂直上升运动, 有利于在暖区出现有组织的对流活动<sup>[10]</sup>。而在  $24^{\circ}\text{N}$  以北广西北部地区始终没有出现有利于强上升运动的涡度、散度耦合机制。在同时次的 850hPa 水汽通量场(图略)上, 与低空急流区域相对应有正的水汽平流由北部湾

北部向东延伸至广西西南部及沿海。对应的水汽通量散度剖面图(图略)上,在  $24^{\circ}\text{N}$  以北,从低层到高层均为水汽零辐合或弱辐散区;在  $21^{\circ}\sim 24^{\circ}\text{N}$  之间,600hPa 以下为水汽通量辐合区并且有两个辐合中心,在两个辐合中心之间还有一个零辐合或弱辐散区,对照图 2 可知,水汽通量散度的这种分布与暖区降水呈现“大一小一大”的分布特点一致。强烈的抬升运动造成的有组织的对流运动和充沛的水汽使得在暖区出现强烈的降水。

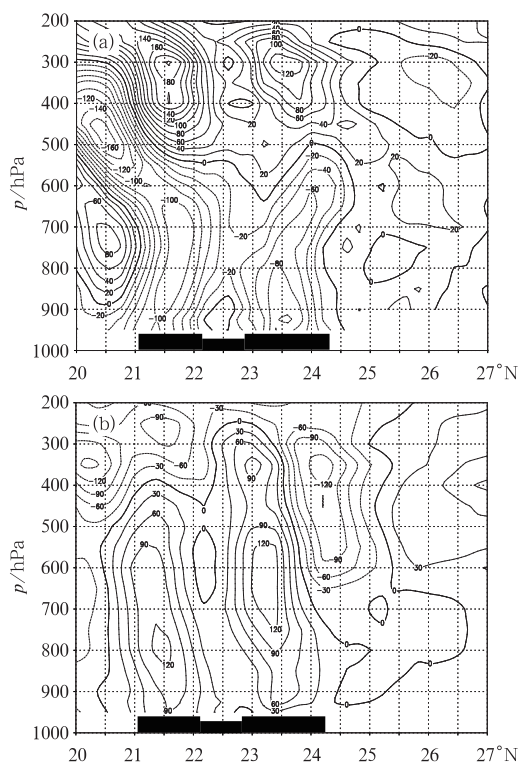


图 7 2005 年 5 月 9 日 02 时散度、湿度沿  $110^{\circ}\text{E}$  经向垂直剖面图(黑色粗线代表强降水区)

(a) 散度垂直剖面(单位:  $10^{-6}\text{s}^{-1}$ );  
(b) 湿度剖面图(单位:  $10^{-6}\text{s}^{-1}$ )

### 3.4 云水和雨水的不均匀分布

为了更清楚地揭示在相同大尺度环流背景下,强降水只在暖区发生,广西南北部的降水显著不同的原因,本文利用数值模式输出

的云水和雨水数据来分析云系的微物理结构。云水和雨水都是空中水物质的重要成员,它们代表了云中的液态水粒子。两者的区别是云水粒子的直径较小( $10\mu\text{m}$  左右),飘浮在空中,随气流移动;雨水粒子的直径较大( $100\mu\text{m}$  左右),在空中向下降落<sup>[11]</sup>。如图 8 所示,在 5 月 9 日 02 时模式输出的雨水和云水沿  $110^{\circ}\text{E}$  的垂直剖面图上,在  $24^{\circ}\text{N}$  以北广西北部,几乎没有云水和雨水的集中,云水和雨水有规则排列主要出现在  $21^{\circ}\sim 24^{\circ}\text{N}$  之间广西南部上空,雨水的极值中心出现在 600hPa 高度上,云水的极值中心出现在 450hPa 高度上,显示出在暖区,动力场的辐合把低层充沛的水汽向上输送,随着上升运动的增强,大量的水汽转化为云水和雨水,促进了云系的对流发展,这是空中云水向降水

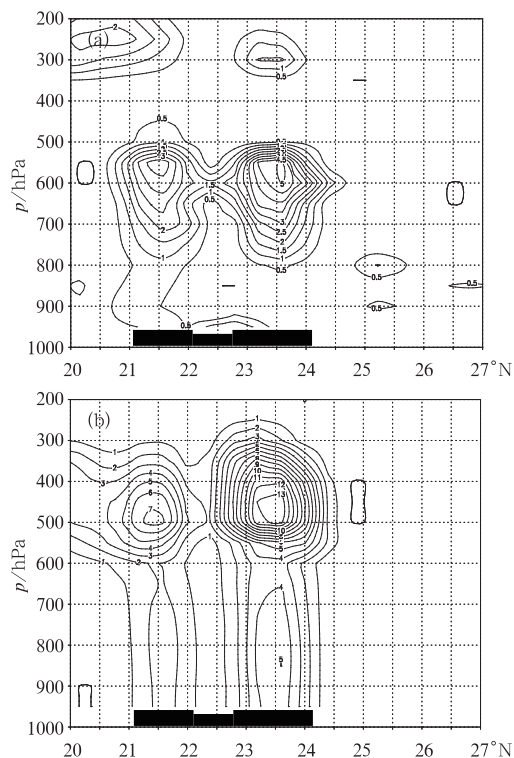


图 8 2005 年 5 月 9 日 02 时模式输出的雨水(a)和云水(b)沿  $110^{\circ}\text{E}$  的垂直剖面图  
单位:  $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$ , 黑色粗线代表强降水区

转化非常重要的条件<sup>[12]</sup>。中尺度对流系统在暖区频繁发生,这与红外云图上观察到的对流云团的频繁生消过程非常类似,表明在暖区有  $\beta$  中尺度对流系统反复发生和强降水发生,造成在暖区的降雨量和雨强远大于锋区的降雨量和雨强。

#### 4 小结

通过对一次华南暖区暴雨过程进行诊断和数值模拟分析,得到如下结论:

(1) 此次暴雨过程由高空急流和低空急流共同影响造成,暴雨发生在暖湿的西南气流中,降水主要集中在距离锋区约 3 个纬距的较小区域里,远远大于锋面附近降水,具有雨强强、雨量集中和时空尺度小的特点,属于华南前汛期典型的暖区暴雨。

(2) MM5V3.7 模式对此次华南暖区暴雨具有很好的模拟能力,能较为准确地模拟出暴雨及其系统的发展演变。模拟结果表明西南急流对广西南部暖湿气流输送远远大于北部,促进了水汽、垂直运动、不稳定能量在广西南北部的分布不均。在暴雨过程期间低空急流轴一直维持在广西南部的沿海地区,并快速东传而没有北抬,导致在距离切变线较远的地方发生强降水,是华南暖区暴雨形成的关键原因。

(3) 在暖区暴雨发生过程中,在对流层低层有低空急流东传现象存在,并从 700~925hPa 构成自上而下接力东传的形式,激发了低层不稳定能量释放和对流在暖区的发展,最终导致暖区暴雨的发生。

(4) 云降水微物理过程及其动力、湿热

力过程之间存在密切的相互作用,本次过程中低空急流在暖区造成了强烈的动力辐合上升,配合充足的水汽供应和大量的不稳定能量,引起了云中相变潜热的释放促使云体强烈发展,导致了在暖区的降雨量和雨强均远大于锋区的降雨量和雨强。

**致谢:** 本文撰写过程中得到国家气象中心李延香正研高工的热情指导,在此表示感谢。

#### 参考文献

- [1] 黄士松,等. 华南前汛期暴雨[M]. 广州: 广东科技出版社,1986: 227-228.
- [2] 黄治逢,谢凯. 广西前汛期暖区暴雨与环流系统特征分布[J]. 广西气象,1989,10(1): 26-29.
- [3] 魏启梅,韦有暹. 锋前暖区暴雨的落区问题[J]. 广东气象,1997,2: 17-18.
- [4] 韦统健. 华南前汛期暖区暴雨流场结构的特征[J]. 热带气象学报,1994, 10(1): 123-130.
- [5] 汪永铭,苏百兴,常越. 1998 年试验期间华南暴雨的系统配置和环流特点[J]. 热带气象学报,2000, 16(2): 123-130.
- [6] 闰敬华,郑彬,苏百兴,等. 华南暖区暴雨的一种重力波触发机制[J]. 气象学报,2004,62(12): 623-930.
- [7] 康志明,鲍媛媛,陈晓红. 2005 年 6 月我国南方雨带异常偏南的分析[J]. 气象,2006;32(4): 115-123.
- [8] 廖胜石,罗建英,蔡芴宁. “05·6”华南致洪暴雨过程中 FY2C 卫星 TBB 场分析[J]. 气象,2007,33(1): 81-86.
- [9] 黄忠,吴乃庚,冯业荣,等. 2007 年 6 月粤东持续性暴雨的成因分析[J]. 气象,2008,33(4): 53-60.
- [10] 寿绍文,励申申,姚秀萍. 中尺度气象学[M]. 北京: 气象出版社,2003: 115-123.
- [11] 雷蕾,朱伟军,宝宝贵,等. 河南一次强降水过程云和降水结构的中尺度数值模拟[J]. 气象,2007,33(4): 15-22.
- [12] 王小兰,程明虎,崔哲虎. 对流性降水云辐射特性研究[J]. 气象,2005,31(9): 3-7.