

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

孙建华 赵思雄

(中国科学院大气物理研究所, 北京 100029)

P426 A

摘 要 选取1994年6月12日~13日的过程,在确定云雨、垂直运动的模拟基本正确的基础上,利用模式输出资料对 β 中尺度对流系统的结构进行分析研究。结果表明:低层的水汽辐合很强,并且出现在对流发展前2~3 h,有利于对流的启动;随着对流系统的发展,最大的垂直运动向上扩展,饱和层和中性层也不断向上伸展,对流层中层的中性层结既是对流发展的结果,也可能是其维持机制之一;强对流系统发展较强时,低层(600 hPa以下)是辐合,而中高层为高压辐散气流,高层的辐散气流对对流系统的发展、维持有一定的作用;系统发展最强时垂直方向是两个模态,发展和衰减阶段一般为多个模态;强对流系统发展的环境风场为低层有西南、东南和北风三支气流辐合,而高层以偏北风为主;切变线上对流系统的降雨量有3 h左右的周期变化。

关键词: 暴雨; 华南; β 中尺度对流系统; 数值模拟

1 引言

我国是自然灾害,尤其是气象灾害频繁发生的国家之一,其中暴雨造成的洪涝灾害相当大。1994年华南的暴雨引发特大洪水,造成的损失是20世纪自1915年以来最为严重的,仅广东一省损失即高达300亿元。多年来,我国的气象工作者对华南暴雨给予了很大的关注。20世纪70年代末进行了华南前汛期暴雨实验。通过这次试验,取得了一批较完整的暴雨过程资料,揭示了一些新的事实。1987年我国台湾地区的气象学者开展了台湾地区中尺度试验(TAMEX),取得了不少进展。然而应当指出,虽然国内外学者对华南前汛期暴雨已有一些研究,但是,这些工作主要还是集中在对中尺度系统生成的大尺度环境条件方面,对中尺度系统本身的研究并不太多。暴雨与 β 中尺度系统相联系,对这个尺度系统的发生、发展机理还缺乏深入的了解,并且暴雨及其预报涉及到多种尺度的系统以及它们之间的相互作用,是一项难度很大的研究课题。

一般来说,研究强对流天气系统有两种途径,一种是通过观测资料的分析和理论研究方法,另一种是数值研究。前者利用先进的探测仪器直接对系统进行观测,这需要开

2000-05-10收到,2001-06-09收到修改稿

* 国家重点基础研究发展规划项目G1998040907“我国重大气候和天气灾害形成机理和预测理论的研究”第II部分,国家自然科学基金资助项目49735180以及国家科技部攀登专项95-专-3共同资助

展各种各样的观测实验,如美国的强风暴和中尺度试验 (SESAME) 等。由于布置观测网和开展加密观测要耗费大量的人力和财力,因此难于经常维持。理论研究中由于求解解析比较困难,因而常利用三维数值模式进行数值模拟,这种方法能得到在空间和时间上比现有的实际观测资料更连续的资料,但是,并不是任何模式的任何产品都可用于这种研究。只有当模式的精度和性能足够好,即模式大气能较好地反映真实大气情况,其所得结果才是有意义的。这类研究可增进我们对强对流系统的动力学、热力学特点的认识,进一步完善强对流风暴过程的物理模型。

对中尺度对流系统 (MCS) 的分析和数值模拟工作已有所开展,国外针对飚线作过较多的分析和模拟^[1~3],对 MCC 和飚风也作过一些研究^[6~8]。本文将借助数值模式,研究我国华南地区的强对流系统,集中讨论华南“94·6”持续性暴雨。这次过程在华南地区,尤其是广西的降雨较强,主要是因为 β 中尺度对流云团 (水平尺度为几十到几百公里,时间尺度为几小时到十几小时) 很活跃,它们是造成暴雨的主要中尺度天气系统。关于这次天气过程,孙建华等^[9]已作过一些诊断研究。由于探测条件和手段的限制,到目前为止对这类系统的结构及动力、热力学特征还没有较深入的认识。本文将通过数值模拟方法,运用模式输出资料来探讨华南地区强对流系统的结构,发生、发展过程以及动力、热力学特征。为方便叙述,本文中均采用世界时。

2 数值模拟的个例和方案

由于此次过程缺少必要的加密观测资料,因而,只能选取尺度相对较大且较强的对流系统来进行模拟研究,以便有可能将模拟结果与实况进行对比。根据对此过程的对流云团活动情况进行了分析,6月12日~16日广西的对流都较活跃,有一些较大的对流云团生成。从12h的实况雨量分析,12日12时~24时广西地区暴雨中心面积较大,雨强也较强。由于12日晚上发展起来的强对流云团在13日才消亡,持续时间较长,所以选取12日12时~13日12时作为模拟时段。另外,这个时段从华南到长江口一带都有较强的降雨和对流活动,这样便于将两广和东部地区 (浙江,福建等) 对流活动的差异进行对比研究。

数值模拟的方案:计算范围为 $98\sim 124^{\circ}\text{E}$, $15\sim 35^{\circ}\text{N}$,模拟的初值采用 NCEP 的 2.5×2.5 格点资料作背景场,为了能包含更多的信息,将常规的探空、地面测站资料在背景场的基础上作再分析,形成初始场。垂直方向分 23 层 (σ 坐标): 1.00, 0.99, 0.96, 0.93, 0.90, 0.87, 0.84, 0.80, 0.76, 0.72, 0.64, 0.60, 0.55, 0.50, 0.45, 0.40, 0.35, 0.30, 0.24, 0.18, 0.12, 0.06, 0.00。采用张弛的流入/流出侧边界条件; Blackadar 行星边界层方案; 辐射上边界条件; 水汽方案为隐式方案 (Grell 积云参数化方案) 和显式方案合用。

在文献^[9]中模拟采用 30 km 的格距,这对模拟 β 中尺度对流系统,分辨率可能是不够的。因此,分别采用 30 km 格距,20 km 格距和 30 km 格距内嵌套 10 km 格距几种方案进行了模拟试验,以选取适合于模拟 β 中尺度对流系统的方案。

试验结果表明,20 km 格距模拟的雨区 (图略) 和 30 km 格距模拟的雨区 (图 1) 基本一致,只是前者的降雨量比 30 km 格距的大,而 30 km 格距模拟的暴雨中心与实

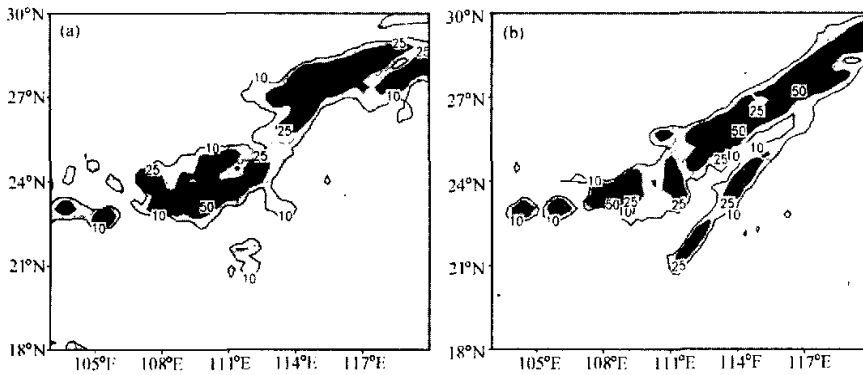


图1 1994年6月12日12时~13日12时的模拟降水量(30 km 格距, 单位: mm)
(a) 12日12时~13日00时; (b) 13日00时~13日12时

况(图2)更相符。另外,分析20 km 格距模拟的上升运动的变化发现较强的小中心明显多于30 km 格距模拟的结果。10 km 格距的模拟中出现一些较强的局地强对流,由于加密资料不足,这些强对流(至少其中一部分)在实况中难以肯定和确认,即这些也可能是由于第二类条件不稳定的失真发展所致。在过去的模拟研究中,一些研究者就认识到,改善中小尺度天气现象的数值模拟和研究,仅仅靠减小现有模式的网格距是远远不够的,因为网格距的减小使可分辨尺度的辐合、辐散加强,加之非线性现象造成的部分能量折回及某些小尺度地形的强迫,容易出现较多的局地强环流,即第二类条件不稳定的失真发展^[10]。

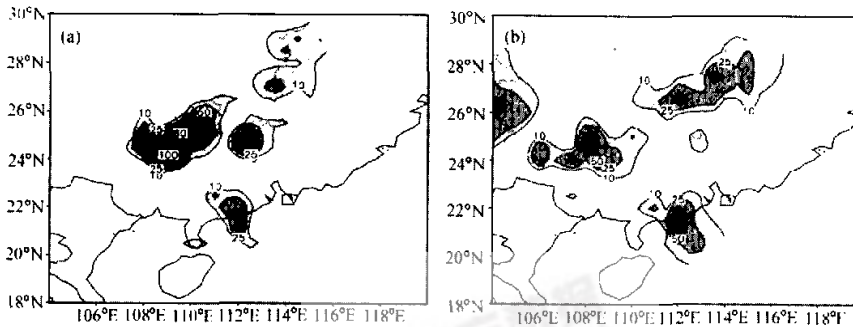


图2 1994年6月12日12时~13日12时的实况降水量(单位: mm)
(a) 12日12时~13日00时; (b) 13日00时~13日12时

通过上述试验可以认为,采用30 km 格距,虽然水平分辨率较低,但尚能较好地模拟大尺度环境场和尺度较大、强度较强的 β 中尺度对流系统的发生、发展过程(后面将作具体的分析)。因此,本文将主要介绍30 km 格距的模拟结果,并利用其输出的时空较密的资料分析中尺度对流系统的发生发展过程、结构特征及其机理。

3 降雨和形势场的数值模拟结果

从图 2a 的实况降水量分布可以看到, 在两广地区有三个暴雨中心: 广西北部、广东北部和雷州半岛东边的沿海地区, 前两个中心在模拟的雨量图(图 1a)上较难分开, 但雨区的位置与实况基本相似。100 mm 以上的暴雨区比实况小, 雷州半岛东边的降雨区位置和实况几乎一致, 但强度偏小。从模拟结果看, 模拟的广西中北部的 13 日 00 时~12 时的降雨量(图 1b)较实况(图 2b)强, 位置与实况基本一致。而前 12 h 的模拟雨量较实况弱, 这可能是由于模拟中对流启动的时间较实况晚了几个小时, 因而强降雨时段向后延迟了。这种模拟滞后于实况的现象, 可能与初值处理方案有关, 模式开始运行后, 初值进行协调的过程需要一些时间。

初始时刻(12 日 12 时)中低层在贵州的南部有一个低涡, 广西的北部为低槽区, 低层尚没有明显的上升运动区, 但西南风和偏北风的辐合非常明显。中层只在贵州南部有一个与低涡相对应的上升区(图略)。12 日 15 时随着中层低槽的东移减弱, 位于槽底的广西南部地区和槽区以东的湖南、江西地区的上升运动发展起来, 此上升运动区位于强盛的西南气流中。特别值得注意的是, 12 日 18 时(图 3a、b)上升运动在广西的北部发展起来, 此时中层的上升运动呈带状分布, 从浙江一直到广西的西部, 南北方向的宽度一般不超过两个纬度。13 日 00 时(图略)中层的上升运动发展到很强, 13 日 03 时(图 3c、d)沿切变线的上升运动进一步增强, 850 hPa 上也出现明显的上升运

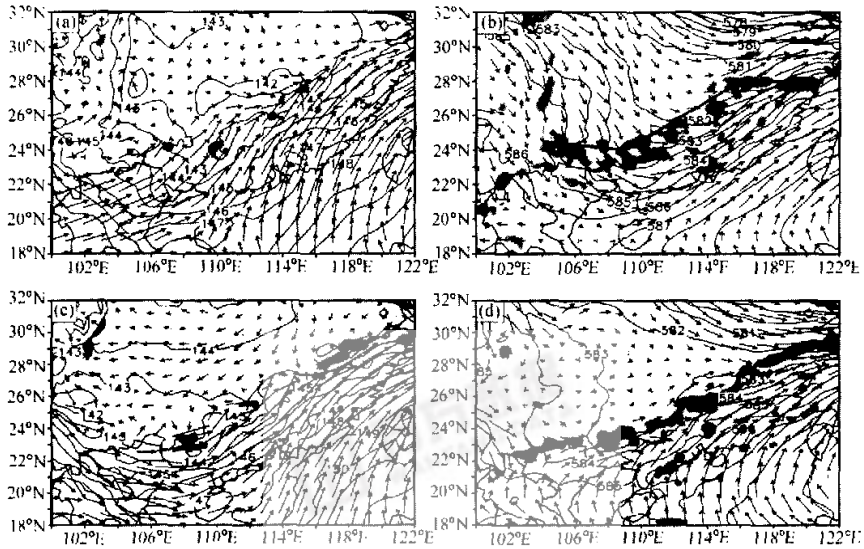


图 3 1994 年 6 月 12 日~13 日的模拟形势场(阴影为垂直运动大于 5 cm s^{-1})

(a) 12 日 18 时的 850 hPa; (b) 12 日 18 时的 500 hPa;

(c) 13 日 03 时的 850 hPa; (d) 13 日 03 时的 500 hPa

动,特别是广西中北部的上升运动区明显增强,此系统在下面将作进一步的分析。13日06时(图略)沿辐合带的上升运动已经减弱,13日09时(图略)广西境内的上升运动区几乎完全消失。可以看到,上升运动一般是在中层最强,即使是在对流发展很强时,低层的上升运动也不是很强。

4 切变线及其中尺度对流系统的分析

分析发现,上升运动和云系均呈带状分布,主要位于切变线附近,此东北—西南向的切变线从长江口一直伸展至广西的西部,是此次降雨过程的主要大尺度天气系统。下面将分析切变线上对流系统的活动特点、结构特征以及其发生、发展的环境条件。沿切变线作一剖面(图3b),经过(104.0°E, 24.5°N), (109.0°E, 24.0°N), (116.0°E, 28.0°N), (120.0°E, 28.0°N)四个点连接的折线为剖面的基线。

4.1 切变线上中尺度对流系统活动的分析

首先,分析逐小时的沿切变线各层的垂直运动曲线和降雨量,初始时刻(12日12时)只在对流层中层有较强的上升运动。切变线东段的上升运动发展较快,一般在600~200 hPa较强,强度达到 60 cm s^{-1} ,下层700 hPa也有反映(图4)。西段在12日20时之前也一直有扰动存在,但是移动性的。13日01时(图5)中层出现较强的扰动,尺度在300 km左右,此系统为两个对流系统合并发展而成,合并后尺度增大,强度也逐渐增强。此后,该扰动迅速发展,水平尺度达几百公里,生命史较长。

从整条切变线的每小时降雨量来看,沿切变线一直有降雨,其中整条切变线都有较强降雨的时段有12日14时~15时,12日17时~18时,12日20时~21时,12日23时~13日00时,切变线上的降雨强度似乎有3 h左右的周期。将东段(114°E~118°E)和西段(107°E~110°E)的降雨量分别作平均(图6),13日00时之前东段降雨较强,降雨强度有3 h左右的周期变化。降雨的振幅基本一致,波峰在 10 mm h^{-1} ,波谷在 $3\sim 5\text{ mm h}^{-1}$,这说明切变线东段的降雨可能与周期为2~3 h的强度不太强的 β 中尺度系统有关。特别强调的是西段的降雨是逐渐增加的,但在这个大趋势中,在强对流发展起来之前,降雨强度也有3 h左右的周期变化,共有5个峰值: 3 mm h^{-1} 、 7 mm h^{-1} 、 12 mm h^{-1} 、 16 mm h^{-1} 、 15 mm h^{-1} ,强度逐渐增强。在后面的分析中,可以看到广西中部13日00时~06时有一个非常强的对流系统发展。通过以上分析可以看到,西段的中尺度对流系统与东段的中尺度对流系统,虽然在同一切变线上,但其发生发展过程及强度不同,这可能与持续稳定的天气系统较长时间地停滞于两广地区以及广西地区独特的地理条件有关。

本文由模拟结果分析得到了 β 中尺度系统雨量有3 h左右的周期变化,但由于缺少时空加密观测资料与分析结果对比,因而难以确认这种现象在实况中是否存在。但是,我们注意到,在利用华东中尺度天气试验的时空加密观测资料研究梅雨锋暴雨的 β 中尺度雨团时,亦发现雨强有3~4 h的周期变化^[11]。

从每小时的各层垂直运动和降雨量图上还可以看到,有较强降雨时一般从700~200 hPa都有较强的上升运动配合,如果只在中层有较强的上升运动存在,降雨一般不

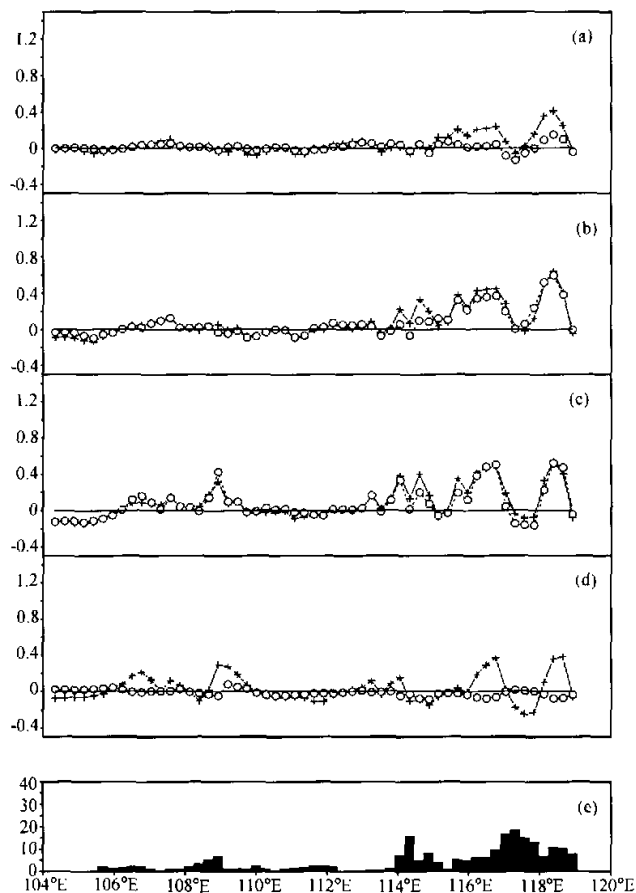


图4 12日15时沿切变线(见图3b)的各层垂直运动(单位: m s^{-1})和降雨量(单位: mm)
 (a) 850(圆圈)和700 hPa(十字)的垂直运动; (b) 600(圆圈)和500 hPa(十字)的垂直运动;
 (c) 300(圆圈)和400 hPa(十字)的垂直运动; (d) 100(圆圈)和200 hPa(十字)的垂直运动;
 (e) 12日14时~15时的降雨量

会太强。当有强的降雨发生(强对流系统的发生),低层一般有较强的上升运动与中层配合。因而,是否可以认为在某种有利的天气形势下,如切变线上,中层不断有扰动产生,虽然这种扰动的垂直运动不是很强,但如果有低层的上升运动配合,强对流就有可能发展起来。

4.2 切变线上的层结分析

从前面的分析中看到,切变线东西两段的对流系统活动的强度有差异。我们首先从分析切变线的层结稳定度($-\partial\theta_{se}/\partial p$)分布入手,初始时刻600 hPa以下为不稳定层结,以上为稳定层结(图7a),模拟2 h以后,低层形成50~100 hPa厚度的稳定层

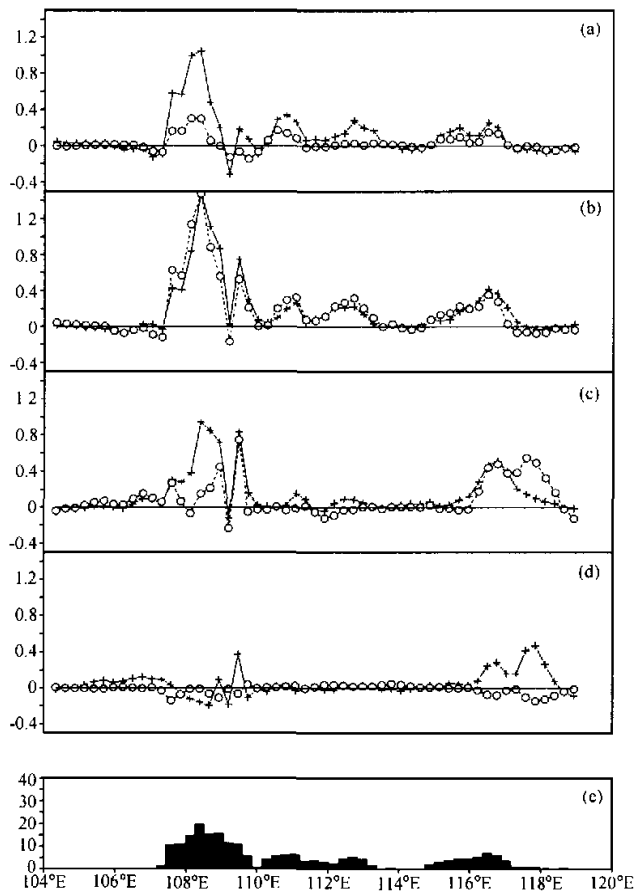


图5 13日01时沿切变线的各层垂直运动(单位: ms^{-1})和降雨量(单位: mm)
 (a) 850(圆圈)和700 hPa(十字)的垂直运动;
 (b) 600(圆圈)和500 hPa(十字)的垂直运动;
 (c) 300(圆圈)和400 hPa(十字)的垂直运动;
 (d) 100(圆圈)和200 hPa(十字)的垂直运动;
 (e) 13日00时~01时的降雨量

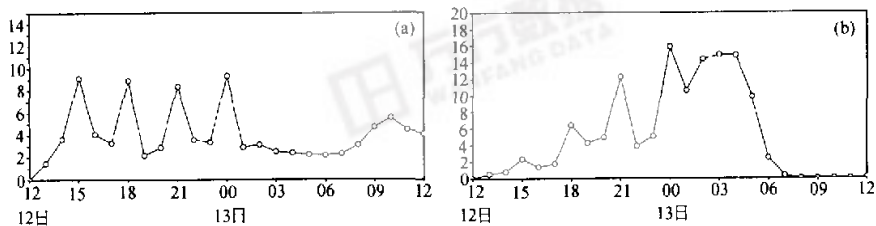


图6 切变线上的平均雨量随时间的变化(单位: mm)
 (a) $114^{\circ}\text{E}\sim 118^{\circ}\text{E}$ 的平均雨量;
 (b) $107^{\circ}\text{E}\sim 110^{\circ}\text{E}$ 的平均雨量

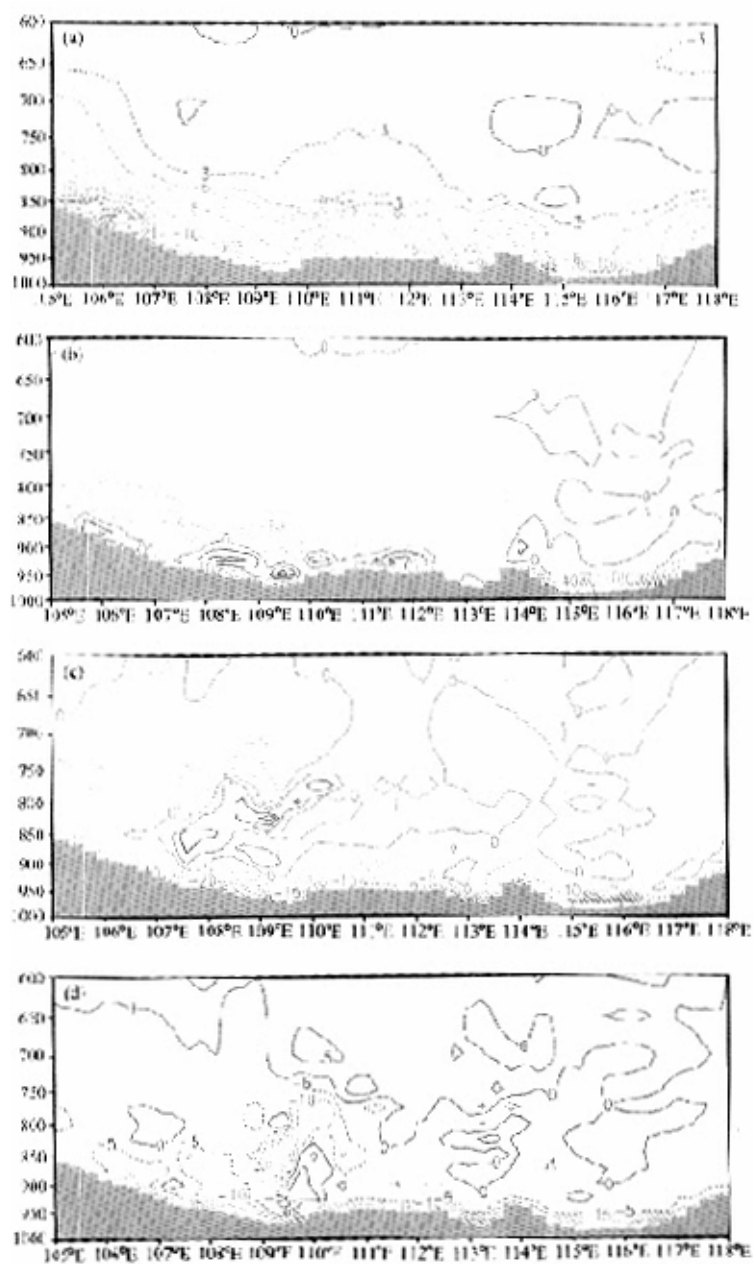


图7 切变线上的600 hPa以下的稳定度(单位: $K hPa^{-1}$)
 (a) 12日12时; (b) 12日14时; (c) 12日23时; (d) 13日05时

(图 7b)。在 $107^{\circ}\text{E}\sim 111^{\circ}\text{E}$ 地区稳定层的高度逐渐增高, 厚度增大, 12 日 23 时稳定层达到 800 hPa (图 7c)。之后, 稳定层以上的不稳定层结逐渐向下移, 最后导致稳定层被破坏 (图 7d), 这正好是两个对流系统合并发展的过程。

通过上面的分析, 我们认为低层存在的稳定层结可能积累了大量的能量, 稳定层结的破坏过程可使能量释放出来, 供对流系统发展使用。那么为什么在低层会形成稳定层结? 下面借助我国已有的观测资料说明。利用华东中尺度试验加密观测的边界层资料计算的层结稳定度表明, 在梅雨暴雨期间, 降雨区边界层内层结是稳定的, 而雨区外是不稳定的。这种边界层的稳定层结可能是因为降雨在近地层形成冷空气堆造成的, 甚至可以出现逆温层。降雨越强, 降雨区边界层的层结越稳定^[11]。分析此例的边界层温度场, 发现不存在逆温层, 但在 13 日 00 时之前稳定层结是随着对流降雨的发生而逐渐增强, 增厚的, 降雨在近地层形成冷空气堆可能是稳定层结形成的原因, 这与华东中尺度试验所得的结果是相似的。但当对流系统发展到非常强时 (13 日 01 时以后), 稳定层结又被破坏了, 因而降雨越强, 降雨区边界层的层结越稳定的结论有可能改变, 这也许是因为当对流降雨不是特别强时, 低层的上升运动不强, 难以破坏由冷空气堆形成的稳定层结, 当对流降雨特别强时, 低层上升运动较强, 就可能破坏低层的稳定层结。

综上所述, 在此次降雨过程中, 切变线上的扰动为几十公里到几百公里的惯性尺度扰动, 从降雨强度的变化来看, 有 3 h 左右的周期 (除广西地区的强对流系统)。在广西地区发生的强对流系统, 其生命史在 10 h 以上, 尺度为 300~500 km。

5 广西中北部强对流云团结构与演变分析

上节主要讨论切变线东段与西段的结构与演变特征, 注意到西段在广西境内有很强的对流系统发展, 它们是暴雨的直接影响系统。为此, 本节专门对广西中部及北部的强对流系统的发生、发展过程及结构特征作一分析。

为了更清楚地显示广西地区的强对流系统的演变特征, 将详细地讨论每小时的演变情况。图 8 是云团发展较强盛的 12 日 19 时~13 日 06 时的每 2 h 液态水 (云水+雨水) 含量大于 1.0 g kg^{-1} 的三维立体演变图。这里采用 1.0 g kg^{-1} 为标准, 是为更清楚地看到对流系统的生成、发展、合并、消散和移动的过程。12 日 19 时在广西的西部有一个对流云 A 生成, 12 日 20 时又有两个云体 (B 和 C) 生成, 这三个对流云逐渐增强, 到 12 日 23 时 A 和 B 开始减弱, 而 C 已经发展到很强。13 日 00 时 A 和 B 合并, 但还可以看出是两个对流体, 此后 A 和 B 合并成一个对流体, 逐渐发展增强, 而 C 逐渐消散, C 的生命史有 8 h。13 日 02 时~13 日 04 时是对流体 A、B 合并后发展最强盛的时段, 并向东北方向移动, 13 日 05 时开始减弱, 这个系统的生命史合并后有 7 h, 如果从 A 的生成时刻算, 有 13 h。这里主要分析位于广西境内的对流云 A、B 及其合并后的发展过程。

这里选择广西发展的强对流云团中的对流系统 A、B 及其合并后的发展过程进行较为深入的讨论。13 日 01 时 A、B 两系统刚合并, 系统的强度较弱, 到 13 日 02 时~03 时强度达到最强, 13 日 04 时以后开始减弱。因而, 选取 13 日 01、03、05 时的特征

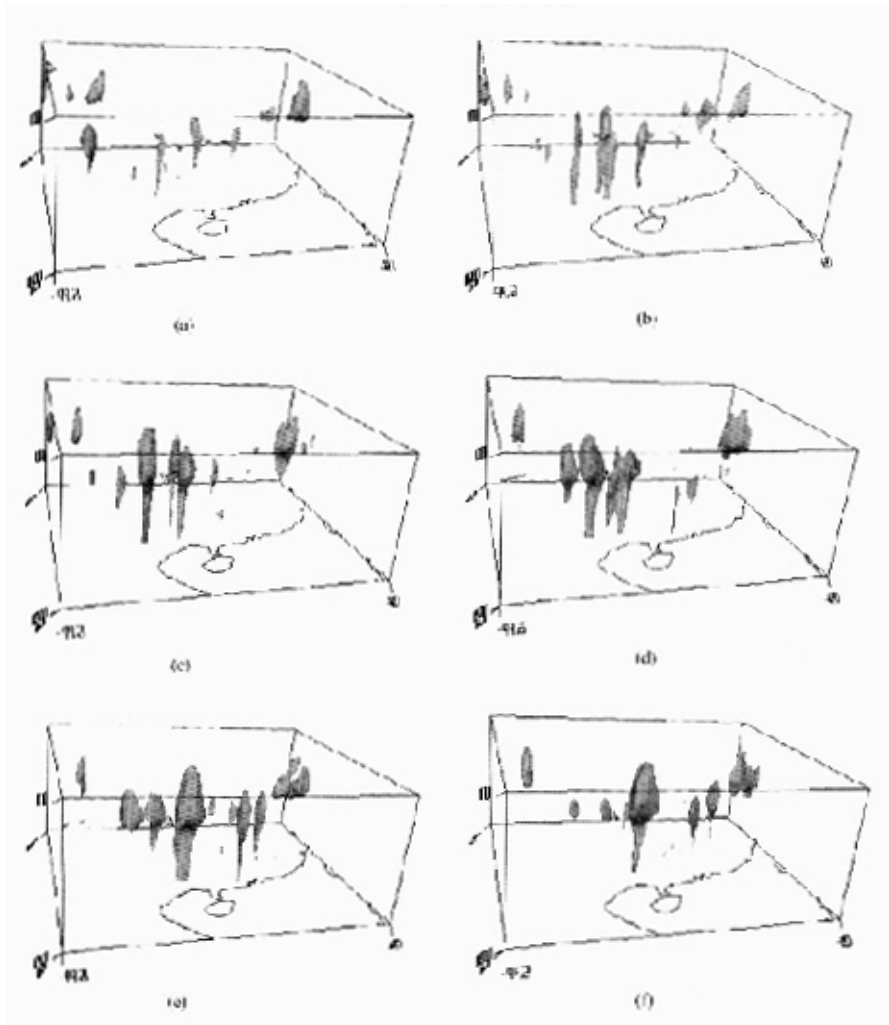


图8 1994年6月12日19时~13日05时模拟的液态水分布 ($>1.0 \text{ g kg}^{-1}$)
 (a) 12日19时; (b) 12日21时; (c) 12日23时; (d) 13日01时; (e) 13日03时; (f) 13日05时

作为两个系统合并后系统发展、强盛和衰减阶段的特征。对这几个时次作对流系统的南北和东西向的剖面，分析其垂直结构特征。

5.1 三维流场结构分析

以下分东西方向和南北方向分别讨论之。东西方向(图略)13日01时两个对流系统合并，在 $107^{\circ}\text{E}\sim 110^{\circ}\text{E}$ 有一个300 km的斜升运动区，上升运动区中间有下沉运动，这时尺度增大，上升气流强度在 0.5 m s^{-1} ；13日03时斜升运动区减小为200 km，斜升气流已基本转为垂直上升气流，强度增强，系统的两侧开始出现下沉气流；

13 日 05 时系统已经减弱, 上升气流只出现在中上层, 中上层的上升气流也只有 0.5 m s^{-1} , 这时系统的下层已经转为下沉气流。南北方向(图 9) 13 日 01 时为倾斜环流, $23^{\circ}\text{N} \sim 24^{\circ}\text{N}$ 的中下层为上升运动, 其上方为弱下沉运动区, $22^{\circ}\text{N} \sim 23^{\circ}\text{N}$ 低层为下沉运动区, 其上方为弱上升运动区, 低层系统的南边为偏南风与偏北风的辐合, 中高层为偏北风控制, 13 日 03 时上升、下沉运动的分布几乎垂直, 系统的北侧出现下沉气流; 13 日 05 时低层已转为弱下沉气流, 高层为弱上升气流, 气流已基本转为水平运动。

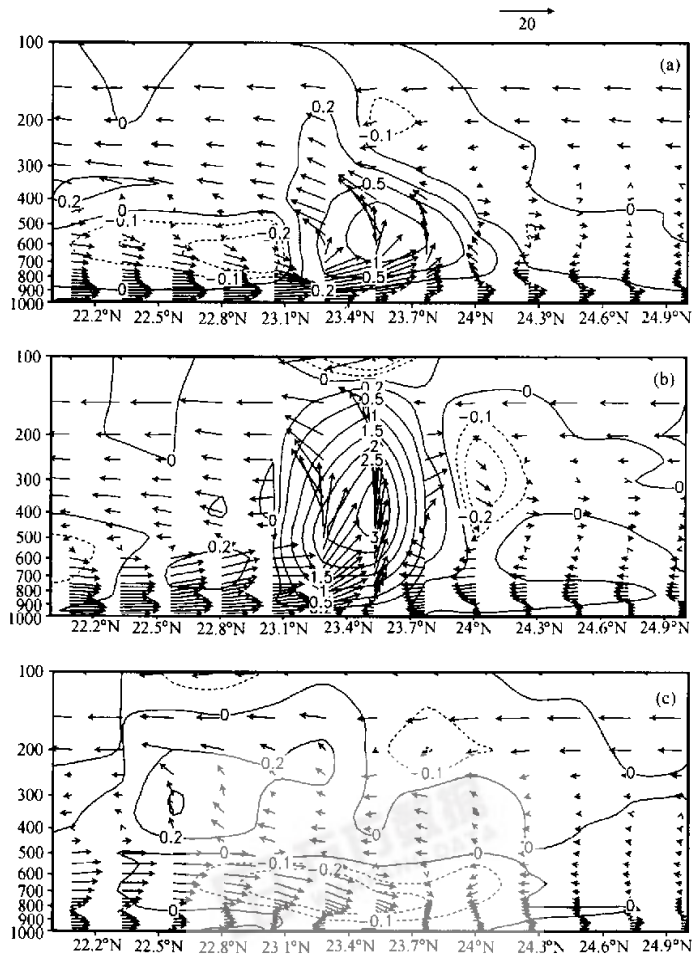


图 9 1994 年 6 月 13 日 01 时~05 时沿 108.5°E 剖面的风矢量场 (V 和 $W \times 10$) 和垂直速度的等值线 (单位: m s^{-1})
(a) 13 日 01 时; (b) 13 日 03 时; (c) 13 日 05 时

5.2 涡度场、散度场的分布

涡度场: 东西方向(图略) 13日01时在 $106^{\circ}\text{E}\sim 111^{\circ}\text{E}$ 有两对正负涡度中心相间分布, 强度不太强, 两个中心对应于两个对流系统; 尤其要注意的是, 13日03时对应于上升运动区低层为正涡度, 高层和东侧为负涡度, 正涡度中心的强度达 $45\times 10^{-5}\text{ s}^{-1}$; 13日05时低层的正涡度比13日03时弱, 负涡度区主要位于正涡度区的东侧, 强度也有所减弱。南北方向(图略) 13日01时对应于上升运动的中低层的正涡度区较强($20\times 10^{-5}\text{ s}^{-1}$), 但对应于下沉运动的负涡度区强度较弱; 13日03时正涡度的中心强度为 $45\times 10^{-5}\text{ s}^{-1}$, 正涡度区南边的负涡度区中心在400 hPa, 中心强度在 $-40\times 10^{-5}\text{ s}^{-1}$; 13日05时正负涡度区强度都已减弱。

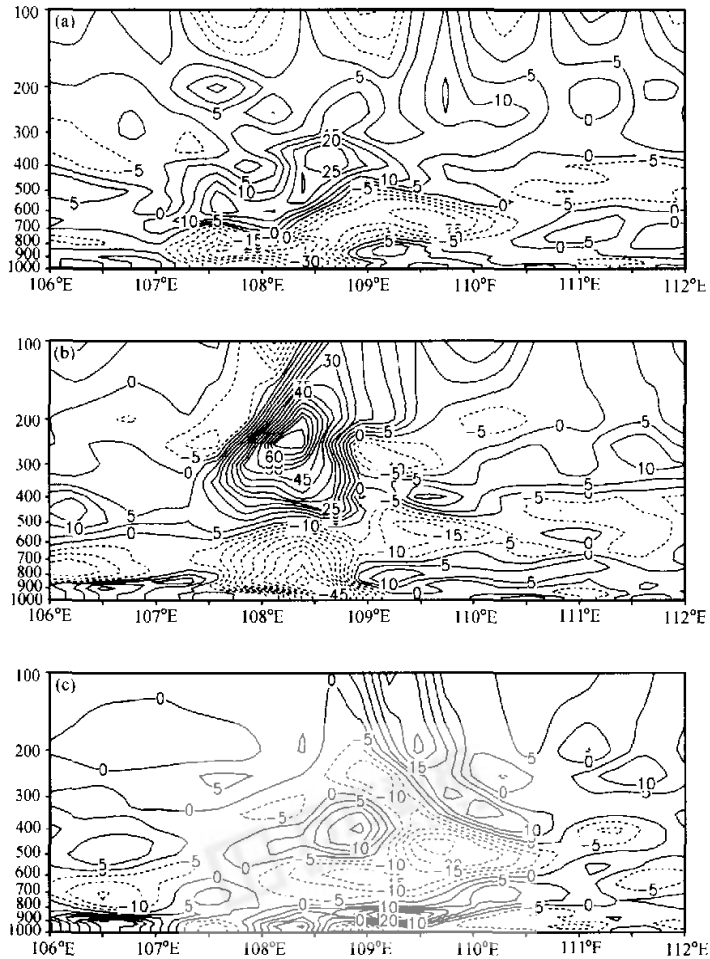


图 10 1994年6月13日01时~05时沿 23.5°N 剖面的散度(单位: 10^{-5} s^{-1})

(a) 13日01时; (b) 13日03时; (c) 13日05时

散度场: 东西方向(图10)在对流发展的13日01时和减弱的13日05时散度在垂直方向为辐合、辐散相间分布,即为多模态分布,但13日01时(发展阶段)低层是辐合的,而13日05时(减弱阶段)低层有辐散场分布;特别要注意,13日03时600 hPa以上为辐散,以下为辐合,辐合中心强度在 $-50 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$,高层辐散中心强度为 $60 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$,这说明强对流系统的发生、发展并不一定要求有很深的辐合层,只要低层的辐合足够强,而中高层有强的辐散,也有利于上升运动的维持和发展。南北方向的分布(图略)同东西向的分布相似。

综上所述,当13日03时中尺度对流系统发展较为强盛时,低层辐合明显,而高层为辐散,中尺度对流系统主体区域内为上升运动区,整个上升区中心在 23.5°N , 108.5°E 附近,水平尺度约 $100 \text{ km} \sim 200 \text{ km}$ 。处于发展阶段的 β 中尺度系统的上升气流为斜升气流,当其上升气流转为直升气流时,系统最强,但系统很快就会减弱,减弱后上升运动很快转为水平运动,强对流系统就消亡了。另外,南北方向会形成闭合的环流圈,而东西方向基本未形成闭合的环流圈。

6 中尺度对流系统发生、发展的动力、热力条件分析

下面将对强对流系统发生、发展过程中的一些物理量作诊断分析,以便了解强对流系统的触发条件和发生、发展过程中的动力和热力条件。

6.1 对流系统发生、发展过程中的层结变化

这里分析广西的强对流发生、发展过程中的物理量的垂直分布,12日18时(图11)对流系统A(107.2°E , 24.2°N)还未发展起来,只在对流层低层有弱的垂直运

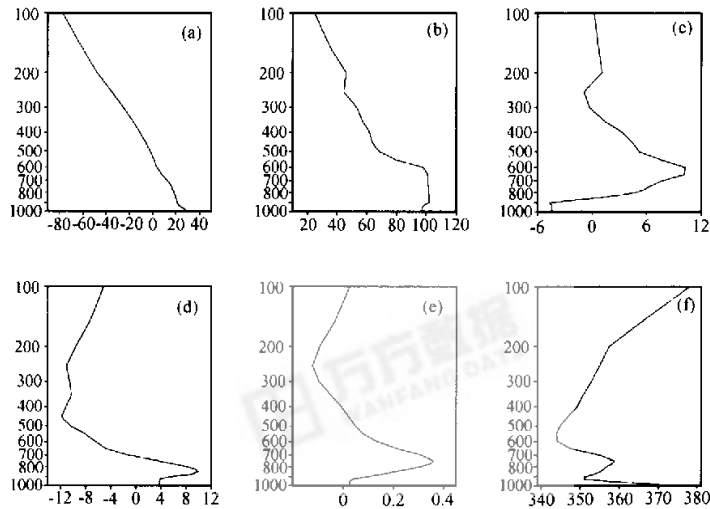


图11 模拟的6月12日18时(108.5°E , 23.5°N)点上的各物理量的垂直分布曲线

(a) 温度场($^\circ\text{C}$); (b) 相对湿度(%); (c) 风场 U (m s^{-1});
(d) 风场 V (m s^{-1}); (e) 垂直速度 (m s^{-1}); (f) 相当位温(K)

动,相对湿度在 600 hPa 以下为 100%, 以上相对湿度急剧减小, 表明上层较为干燥。在中低层为稳定层和不稳定层相间分布, 风场 U 分量在 850 hPa 以下为弱东风, 以上转为西风, 700 hPa 左右西风最大 10 m s^{-1} , V 分量在 700 hPa 以下为南风, 以上为北风。12 日 20 时 (图略) 对流系统 A 发展起来, 这时最大的垂直运动上升至对流层中层 (500 hPa) 强度达 1 m s^{-1} , 500 hPa 以下相对湿度达到 100%、 U 、 V 分量除了低层的东风外, 其他层次的风速都较 12 日 18 时有所增加, 层结在低层为不稳定层, 但 800 ~ 500 hPa 为中性层结。12 日 22 时 (图略) 系统 A 已经发展到最强盛, 最大的垂直运动已上升到 500 hPa, 达 1.5 m s^{-1} , 饱和层已达到 400 hPa, 对流层中层的中性层已达 300 hPa。

两个系统合并后 13 日 03 时 (图 12), 最大的垂直运动上升到 400 hPa, 饱和层和中性层达到 300 hPa, 中低层基本为西南风, 500 hPa 以上才为北风, 对流发展强盛时, 由于上下层的混合, 中下层风切变减小。13 日 05 时 (图略) 系统已经减弱, 这时各个变量的垂直分布同 13 日 01 时基本相似, 但 13 日 01 时上下层风场的切变较强。没有对流发生地区的变量垂直分布同有强对流发生地区的最大区别在中上层为稳定层, 而不是中性层结, 中低层也不是饱和的。

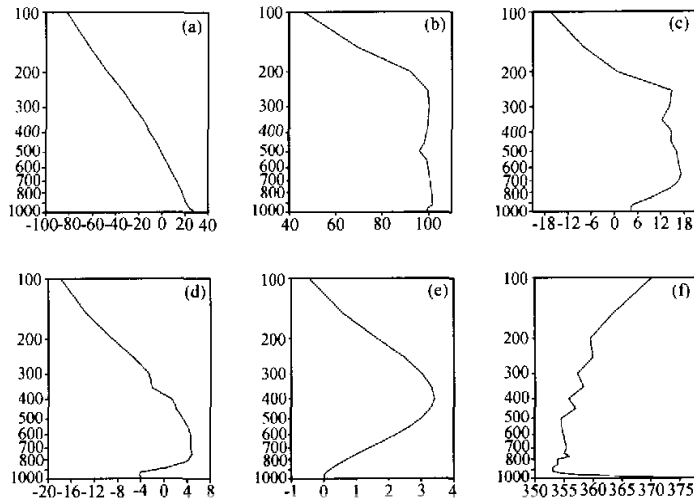


图 12 模拟的 6 月 13 日 03 时 (108.5°E, 23.5°N) 点上的各物理量的垂直分布曲线

(a) 温度场 ($^{\circ}\text{C}$); (b) 相对湿度 (%); (c) 风场 U (m s^{-1});
(d) 风场 V (m s^{-1}); (e) 垂直速度 (m s^{-1}); (f) 相当位温 (K)

由此可见, 随着对流系统的发展, 垂直运动最大值所在层次向上层发展, 饱和层和中性层也不断向上伸展, 最强时甚至达到 300 hPa。另外, 在对流发展过程中, 中低层一直为饱和层, 这必将导致凝结潜热释放, 为系统的发展和维持提供能量。中层的中性层结, 在系统消亡后, 就转为稳定层结。对本例大尺度环境场的诊断^[9], 也发现降水发

生在低层为不稳定层结, 中层为中性层结的区域。因此, 是否可以认为这种中性层结是强对流发展的结果, 也是其维持的机制之一。

6.2 水汽通量辐合的作用

水汽对于产生强暴雨的对流系统是非常重要的, 没有源源不断的水汽供应就不可能有持续的强降雨产生, 因此, 分析广西的强对流系统的发生、发展过程中的水汽通量变化, 对探讨强对流系统的发生、发展过程和机制也是非常重要的。

对应 A 系统在 12 日 17 时 (107°E , 24.3°N) 就出现了一个较弱的辐合中心 $-200 \times 10^{-7} \text{ g cm}^{-2} \text{ hPa}^{-1} \text{ s}^{-1}$ (图略), 到 12 日 18 时该中心的强度已达到 $-400 \times 10^{-7} \text{ g cm}^{-2} \text{ hPa}^{-1} \text{ s}^{-1}$, 对应于 B 中心的辐合中心在 12 日 18 时产生, 强度为 $-100 \times 10^{-8} \text{ g cm}^{-2} \text{ hPa}^{-1} \text{ s}^{-1}$, 之后两个辐合中心的强度增加, A 中心的强度在 12 日 19 时~20 时最强, B 中心的强度到 12 日 22 时最强 ($-600 \times 10^{-7} \text{ g cm}^{-2} \text{ hPa}^{-1} \text{ s}^{-1}$), 12 日 23 时两个中心合并。从对流体的演变 (图 8) 来看, 是减弱的 A 中心合并到 B 中心, 使系统发展增大。两个中心合并时水汽通量的辐合不是很强, 但合并后的 13 日 00 时~03 时水汽通量的辐合迅速发展至 -800×10^{-7} , 13 日 04 时水汽通量的辐合开始减弱。因而, 水汽通量的辐合对对流系统的触发和维持都有重要的作用。

从系统的发展过程和水汽通量辐合的演变来看, 水汽通量辐合增强的时间比强对流系统出现的时间约早 2~3 h, 而当水汽通量辐合减弱时, 对流系统也随之减弱。

7 结论

本文采用 MM5 模式较为成功地模拟出“94·6”罕见华南暴雨期间, 广西地区空间尺度在几百公里, 时间尺度在几小时到十几小时的 β 中尺度对流系统。表明, 一个较为完善的高分辨率模式可能揭示一些中尺度系统的发展规律和形成机制及其结构演变特征, 在当前观测资料不足的情况下, 利用模式输出的资料有可能为人们提供某些思路和启示。因此, 本文借助模式输出资料进行中尺度系统的分析研究是有意义的, 所得结果如下:

(1) 对切变线上对流系统活动特点的分析发现, 切变线上对流系统的降雨量有 3 h 左右的周期变化, 说明了 β 中尺度系统此伏彼起的发展规律。

(2) 对广西地区的强对流系统的分析发现, 对流系统发展到强盛阶段低层以辐合为主, 中高层为辐散气流, 高层的辐散气流对对流系统的发展、维持有一定的作用。系统发展最强时垂直方向是两个模态, 发展和衰减阶段一般为多个模态。

(3) 强对流系统发展的环境风场为低层有西南、东南和北风三支气流的辐合, 而高层以偏北风为主。

(4) 对广西地区对流系统发生、发展的物理机制所作的初步分析发现, 随着对流系统的发展, 最大的垂直运动向上扩展, 饱和层和中性层也不断向上伸展, 对流层中层的中性层结既是对流发展的结果, 也是其维持机制之一。对华南地区的系统而言, 低层的水汽辐合很强, 并且出现在对流发展前 2~3 h, 有利于对流的启动。

(5) 从对模拟结果的分析看, β 中尺度对流系统的生命史一般在几小时到十几个小时, 尺度一般在几十至上百公里, 与通常观测所得的结果是相近的。如果没有时空加密

的实况资料, 仅靠目前的大尺度观测网的资料, 作这种 β 中尺度系统的发生发展分析和机理研究是比较困难的。现阶段利用模式输出的时空较密的资料对其进行分析是一种值得尝试的研究途径, 由于以上结论是由一个个例的分析得到的, 因而, 可能有一定的局限和不足。今后在条件许可时应采用较密的实况资料进一步验证, 以获得更细致、准确的系统结构图像。

致谢: 周晓平研究员、许焕斌研究员对本项研究工作提出宝贵的意见和建议, 谨此致谢。

参 考 文 献

- 1 Ogura, Y. and M.-T. Liou, The structure of a midlatitude squall line: A case study, *J. Atmos. Sci.*, 1980, **37**, 553~567.
- 2 Trier, S. B., W. C. Skamarock, M. A. LeMone, D. B. Parsons and D. P. Jorgensen, Structure and evolution of the 22 February 1993 TOGA COARE squall line: Numerical simulation, *J. Atmos. Sci.*, 1996, **53**, 2861~2886.
- 3 Trier, S. B., W. C. Skamarock and M. A. LeMone, Structure and evolution of the 22 February 1993 TOGA COARE squall line: Organization mechanisms inferred from numerical simulation, *J. Atmos. Sci.*, 1997, **54**, 386~407.
- 4 Jorgensen, D. P., M. A. LeMone and S. B. Trier, Structure and evolution of the 22 February 1993 TOGA COARE squall line: Aircraft observations of precipitation, circulation, and surface energy fluxes, *J. Atmos. Sci.*, 1997, **54**, 1961~1985.
- 5 Hemler, R. S., F. B. Lipps and B. B. Ross, A simulation of a squall line using a nonhydrostatic cloud model with a 5 km horizontal grid, *Mon. Wea. Rev.*, 1991, **119**(12), 3012~3033.
- 6 Zhang, D.-L. and J. M. Fritsch, Numerical simulation of meso- β scale structure and evolution of the 1977 Johnstown flood. Part I: Model description and verification, *J. Atmos. Sci.*, 1986, **43**, 1913~1943.
- 7 Zhang, D.-L. and J. M. Fritsch, Numerical simulation of meso- β scale structure and evolution of the 1977 Johnstown flood. Part II: Inertially stable warm-core vortex and the mesoscale convective complex, *J. Atmos. Sci.*, 1987, **44**, 2593~2612.
- 8 Liu, Y. B., D.-L. Zhang and M. K. Yau, A multiscale numerical study of Hurricane Andrew (1992). Part I: Explicit simulation and verification, *Mon. Wea. Rev.*, 1997, **125**, 3073~3093.
- 9 孙建华, 赵恩雄, 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**, 381~392.
- 10 Zhang, D.-L. and J. M. Fritsch, Numerical sensitivity experiments of varying model physics on the structure, evolution and dynamics of two mesoscale convective system, *J. Atmos. Sci.*, 1988, **45**, 261~293.
- 11 张丙辰主编, 长江中下游梅雨锋暴雨的研究, 北京: 气象出版社, 1990, 109~138.

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

Sun Jianhua and Zhao Sixiong

(Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029)

Abstract A case (12 UTC, 12 June~12 UTC, 13 June) was selected for a deep study. Due to successful simulations of cloud water and vertical motion, there existed the probability to study the shear line

and the meso- β systems along it by using the model output data. Results show that the convergence of low-level moisture flux, which occurs about 2~3 hours before the strong convective systems, is triggered and very strong. There is obviously strong convergence in Guangxi in the low layer, its cyclonic convergence is caused by three currents from southwest, southeast and north respectively, while in the upper layer its divergence is mainly due to strong northeasterly current. There are two modes in the vertical direction when the meso- β system is the most strong and several modes when the system is developing and decaying. With the development of strong convective systems, the maximum vertical motion extends upwards, so do the saturated layer and neutral layer. The appearance of neutral layer in the middle troposphere is not only the result of convective systems development but also the mechanism of convective systems maintaining, which is greatly different from that of strong rainstorms of North America. There was 3 hours interval variations of the convective systems along the shear line.

Key words: heavy rainfall; South China; meso- β convective systems; numerical simulation

