

1998 年一次梅雨锋暴雨中尺度对流系统的 模拟与诊断分析*

王建捷 李泽椿

(国家气象中心, 北京, 100081)

摘 要

文中利用观测资料(包括部分“四大科学试验”资料)和高分辨率数值模拟结果,对 1998 年 6 月 16~17 日发生在赣闽浙沿武夷山北麓地区的梅雨锋暴雨中尺度对流系统特征进行了分析研究。分析表明:

(1) 本次梅雨锋暴雨发生在对流层中低层中 β 尺度低压南侧的中尺度辐合线上;在弱的风垂直切变环境下,梅雨锋中 α 对流云系中有数个中 β 尺度云呈塔状强烈垂直发展,它们是造成暴雨的中 β 尺度对流系统。

(2) 基于加密探空观测的对流有效位能计算显示,赣闽浙沿武夷山北麓地区的强暴雨发生前,最大对流有效位能可达到 2600 J/kg;通过时间加密的探空观测有可能捕捉对流有效位能的中尺度变化特征。

(3) 利用高分辨率模拟结果对赣闽浙沿武夷山北麓的暴雨中 β 尺度对流系统(中 β 降水云塔)的结构分析显示,强烈发展的中 β 降水云塔为有利的中尺度动力配置结构,即对应着一个狭窄的、从地面伸展到 250 hPa 的正涡度区,其 1.5 m/s 的垂直上升运动与低层强辐合和高层强辐散相伴随。

(4) 通过分析与诊断,提出了低层中尺度辐合线上强烈发展的梅雨锋暴雨中 β 尺度对流系统的气流运动图像,即:在对流层低层,空气从西南和西北两个方向流入中 β 降水云塔区,在云塔中垂直(略向东倾斜)上升;靠近云塔南(北)侧边缘的上升气流在约 400 hPa 高度向东南(东北)方向外流至约 150 km 处,下沉 300~400 hPa 后沿东北(东南)方向向云塔区回流,形成南北两个非闭合、似呈螺旋式运动的中尺度垂直环流;而降水云塔中心区域的上升气流则一直伸展到对流层高层(200 hPa),然后向东南一侧水平流出中 β 降水云塔区域。

关键词:梅雨锋暴雨,中 β 尺度,对流系统。

1 引 言

对梅雨的研究,在 20 世纪已取得长足的进步。但是由于梅雨天气多尺度活动的复杂性、中尺度系统的强地域性和观测资料时空分辨率的局限性,使得梅雨天气的研究主要还是集中于大尺度环流和中 α 尺度(或中间尺度)的天气系统^[1~8],而对于引发梅雨暴雨的直接影响系统——中 β (γ) 尺度的研究并不多,特别是在暴雨中 β (γ) 尺度结构和暴雨形成机理的分析方面还相当薄弱。

1998 年夏季,中国长江流域出现了历史上罕见的全流域性洪涝灾害,两度梅雨期暴雨是导致洪水

发生的直接原因。陶诗言等^[9~11]对 1998 年夏季中国暴雨洪涝灾害的气象水文特征、大尺度环流条件、影响系统、梅雨锋结构、暴雨特征等进行了较为细致的研究。贝耐芳等^[12]对 1998 年第二阶段梅雨期间的“98·7”武汉、黄石突发性强暴雨的中尺度系统进行了诊断和模拟研究,认为“98·7”武汉、黄石大暴雨是由一系列中 β 尺度系统所造成。本文将以 1998 年 6 月 16~17 日发生在赣闽浙沿武夷山北麓地区的梅雨锋暴雨过程为例,利用常规和加密(“四大科学试验”)的探空、地面观测资料、卫星 TBB 资料以及高分辨率数值模拟结果,对该梅雨锋暴雨相联系的中 β 尺度对流系统进行模拟和诊断分析。

* 初稿时间:2000 年 10 月 4 日;修改稿时间:2001 年 7 月 9 日。
资助课题:国家基础性重大项目研究计划(G1998040906)。

2 暴雨过程及模拟结果概述

1998 年 6 月中旬初, 长江中下游梅雨开始, 位于长江中下游的江南北部连续出现较强降水。图 1a 给出 1998 年 6 月 16 日 08 时~ 17 日 08 时的 24 h 累积降水量分布, 可以看到, 自中国西南至长江中下游和江南有一条雨带, 雨带中分布着 3 个雨量最大值中心, 且以位于中国大陆最东一处(大致在赣闽浙沿武夷山北麓地区)的雨量中心为最强, 24 h 累积降水量达 221 mm。这种强降水的出现, 必定伴有中尺度对流系统的活动, 研究分析与此强降水相联系的中尺度对流系统的特征, 正是本文的重点。文中运用美国宾州大学和美国国家大气研究中心 (PSU/NCAR) 联合研制的非静力中尺度模式 MM5, 对本次过程进行高分辨率数值模拟。选择 28.5°N , 115.0°E 作为数值试验区域中心, 使赣闽浙

处于核心位置, 远离预报区域侧边界, 整个预报区域覆盖约 $4410\text{ km} \times 3780\text{ km}$; 水平方向采用两重预报区域双向嵌套, 网格分辨率分别为 63 和 21 km, 格点数分别为 71×61 和 85×79 ; 垂直方向分为 25 个不等距 σ 层, 顶层气压为 10 hPa。模式物理过程选用简单冰相显式水汽方案、GRELL 积云对流参数化方案、BLACKADAR 高分辨边界层方案、DUDH-A 云辐射方案等来描述。中国国家气象中心中期业务模式 T106L19 的 6 h 间隔分析场被内插到网格区域作为初估场, 对初估场作再分析(加入实时常规观测和“四大科学试验”的一些加密观测资料)后形成模式的初始场及外部网格区域的侧边界条件, 内部网格区域的侧边界值由其外部相邻网格区域的同步预报值提供。模拟初始时间选在强降水出现前 12 h, 即时, 此前的 15 日 20 时~ 16 日 08 时

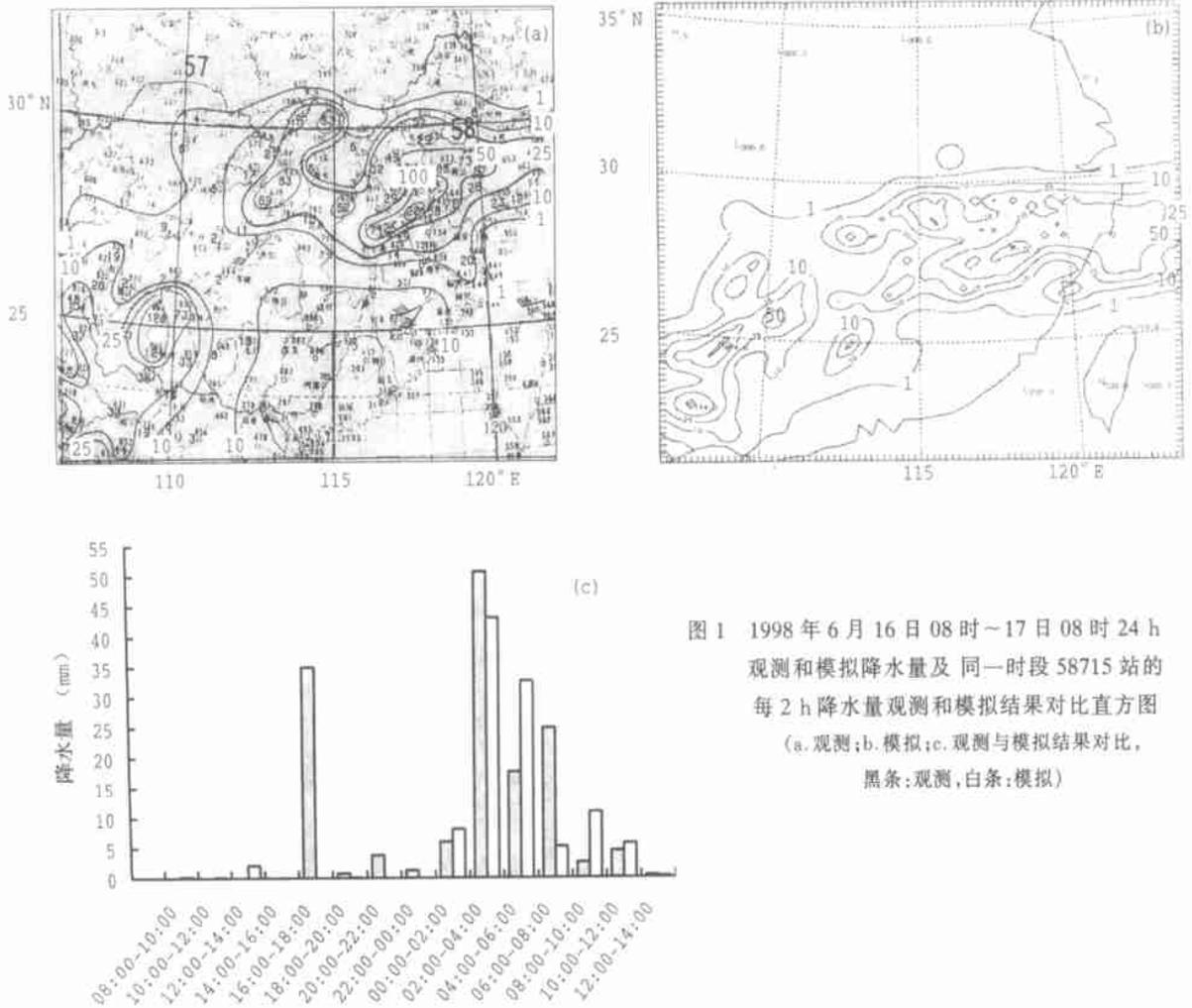


图 1 1998 年 6 月 16 日 08 时~ 17 日 08 时 24 h 观测和模拟降水量及同一时段 58715 站的每 2 h 降水量观测和模拟结果对比直方图 (a. 观测; b. 模拟; c. 观测与模拟结果对比, 黑条: 观测, 白条: 模拟)

16日08时进行了12 h动力逼近(NUDGING)同化,模式积分30 h。

与观测对比,模拟结果比较合理地再现了暴雨过程大尺度环流系统的特点,如:200 hPa 青藏高原高压主体稳定少动,长江中下游处于青藏高原高压外围的辐散气流区;500 hPa 上,乌拉尔山为阻塞高压,贝加尔湖为低压槽,中国西北地区东部、华北到长江以北受低压槽底锋区的偏西气流控制,有弱短波槽沿西北气流向东南移动,中国南方贵州和广西西部一带为较弱的低压槽区,南北气流交汇于长江中下游;在对流层低层850 hPa,长江中下游(30°N附近)为一个弱低压带,其南侧存在较强低空西南急流(图略)。在这样的背景形势下,从时空细化的模拟结果中,可以观察到对流层低层(850 hPa)长江中下游的梅雨锋上有一个中 β 尺度低压的发展、移动过程(图2)。即:在6月16日14时,一个直径约200 km的中 β 尺度低压在长江中下游(30°N附近)的梅雨锋上生成;之后数小时有所发展,到17日00时发展至最

强;于17日08时东移到长江出海口附近,然后减弱东移出海(演变过程中的最大扰动直径约550 km)。伴随这个中 β 低压的生成,低压后部的偏北气流与从华南沿海伸向江南南部的西南急流就在赣闽浙沿武夷山北麓的暴雨区构成了一个中尺度辐合线,并随低压同样经历了加强、维持、减弱的过程(图2),而此过程与暴雨发生、发展及减弱的变化过程相对应。这表明,本次赣闽浙沿武夷山北麓的梅雨锋暴雨的发生发展与850 hPa中 β 尺度低压和其南部的中尺度辐合线的活动密切联系,它们是造成暴雨的中尺度影响系统。

仅有合理的环流背景模拟结果还不够,还需要进一步确认降水模拟结果的合理性。与24 h累积降水量观测值(图1a)作对照,不难看出,数值模拟结果较好地再现了从中国西南至长江中下游和江南的雨区分布和走向特征,特别是赣闽浙沿武夷山北麓的暴雨落区(50 mm以上的降水区)的模拟与观测相当吻合,但暴雨落区中暴雨中心的位置与实况

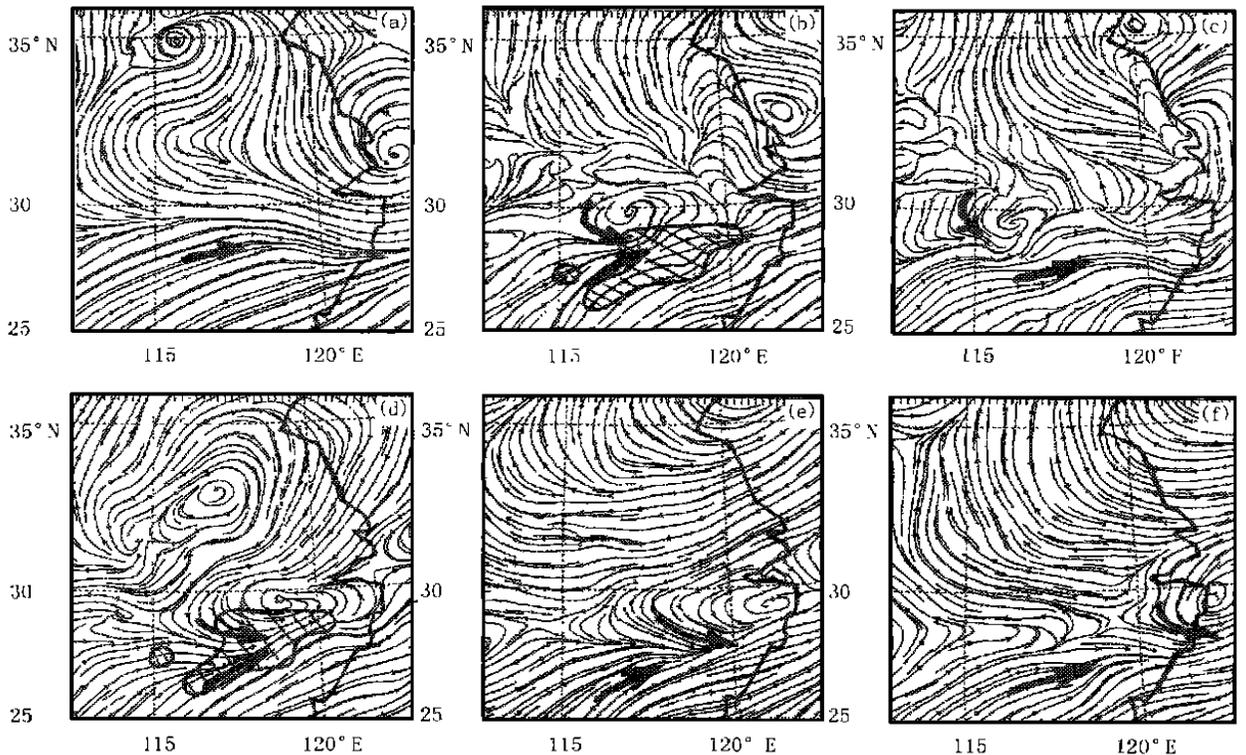


图2 1998年6月16日08时~17日14时6 h间隔的850 hPa 流场分布
(a. 预报初始时刻:16日08时,b. 16日14时,c. 16日20时,d. 17日02时,e. 17日08时,f. 17日14时;图c和d上的斜线区域为东段雨区中大于50 mm的实况暴雨范围)

仍有几十公里的偏差,中心值也比实况偏弱一些(图 1b)。从每 6 h 的模拟降水图看,模拟结果基本上能够比较合理地抓住赣闽浙沿武夷山北麓的降水生命期和降水总体分布随时间演变的趋势(图略)。暴雨区的雨峰变化能否在模拟中合理地得到反映,关系到能否使用模拟的细化结果进行中尺度分析。图 1c 是 58715 站(27.35°N, 116.39°E)观测降水和其附近格点(49, 34; 27.46°N, 116.37°E)模拟降水随时间演变的对比直方图。选择 58715 站进行对比,理由之一是 58715 站位于赣闽浙沿武夷山北麓的暴雨落区内(图 1a 中 50 mm 雨量线内),是该暴雨区内的次强降雨中心(24 h 降水量为 142 mm);理由之二是 58715 站是本文所获得的逐时降水量站点资料中降水量最大的站点(没有收集到暴雨最强站点的连续观测资料)。以这样的站点降水演变的模拟结果来检验模式对文中所关心的暴雨落区/落点的模拟情况,还是有代表性的。图 1c 的结果是令人鼓舞的,模拟结果除漏掉一个时间尺度为 2 h 的短时暴雨外(估计属小尺度影响,出现在 6 月 16 日 16~18 时,本文模拟所用分辨率是针对中 β 尺度系统的研究而选取的,这种精度是不可能分辨小尺度系统的),基本上模拟了 58715 站降水演变的全过程,尤其是较为成功地模拟了 6 月 17 日 00~08 时强暴雨发生阶段的演变特点。至此,基本上可以认为得到了有分析价值的模拟结果。

下面的分析和诊断,将利用观测资料和已经得到的合理模拟结果,重点围绕赣闽浙沿武夷山北麓的梅雨锋暴雨中尺度对流系统来进行。

3 东段梅雨雨带的中 β 尺度观测特征

3.1 对流有效位能(CAPE)分析

暴雨是对流不稳定能量聚集、释放,对流的云系强烈发展的直接产物。可供释放的对流不稳定能量的大小是降水强弱的潜在量度。在本文所研究的位于中国大陆赣闽浙的东段梅雨雨带中(图 1a 上 10 mm 雨量线范围内),分布着南昌(58606; 28.6°N, 115.9°E)、衢州(58633; 29.0°N, 118.9°E)、邵武(58725; 27.3°N, 117.4°E)、洪家(58665; 28.6°N, 121.3°E)4 个常规探空站,但赣闽浙沿武夷山北麓的暴雨中心区没有探空观测站。上述 4 个观测站中,58725 站距暴雨中心区最近,距最强和次强暴雨中心(221 mm 和 142 mm)约 110~150 km;而

58665 站距暴雨中心区最远,距最强和次强暴雨中心约 440~600 km。我们利用 1998 年‘四大科学试验’期间对上述 4 站每 6 h 间隔的加密探空观测资料,计算了 1998 年 6 月 16 日 08 时~17 日 08 时各站的对流有效位能(E_{CAP}):

$$E_{CAP} = R_d \int_{p_0}^p (T - \bar{T}) d(-\ln P)$$

其中, $R_d = 287 \text{ J}/(\text{kg} \cdot \text{K})$ 是干空气气体常数; T 为气块温度; \bar{T} 代表环境温度; p_0 是起始层气压,取测站的海平面气压; p 为顶层气压,这里取 50 hPa。

由计算结果可知,在不同时间和雨带的不同位置,站点的 CAPE 大小差异还是比较明显的。离暴雨中心区最近的 58725 站具有最强的正的 CAPE,其值在 16 日 14 时(暴雨开始前约 8 h)达到最大,此时气柱深厚层次里(920~70 hPa)都存在正的 CAPE,最大值在 100 hPa 附近达到 2600 J/kg(图 3a);雨带中位于暴雨区西北部的 58606 站也有较清楚的正 E_{CAP} (其中在 16 日 14 时最明显),其正 E_{CAP} 值也存在于比较深厚的垂直层次里(800~70 hPa),但最大值(约 800 J/kg,在 150 hPa 附近)远不如 58725 站(图略);暴雨区东北部的 58633 站从 17 日 02 时以后在对流层中高层开始出现正 E_{CAP} ,并随时间有所加大,但与前 2 个站相比,最大值所在高度略低(200 hPa 附近), E_{CAP} 值也小许多(约 300 J/kg)(图略);在暴雨区下游、距暴雨区最远的 58665 站,在 17 日 02 时前整层都是负 E_{CAP} ,直到 17 日 08 时才在对流层上部很薄的层次里出现弱的正 E_{CAP} (图 3b)。从 E_{CAP} 分析可以看出,梅雨雨带上直线距离为 250~300 km 的相邻测站之间、或同一站点不同时刻之间,站点的对流有效位能的差异是明显的,也就是说对流有效位能存在着显著的中尺度变化特征。值得说明的是,计算得到的赣闽浙沿武夷山北麓的暴雨中心区附近最强的正 E_{CAP} 出现在 6 月 16 日 14 时,如果没有 1998 年‘四大科学试验’的时间加密探空观测而仅靠常规时间的探空观测,暴雨中心区 2600 J/kg 的 E_{CAP} 高值是无法捕捉到的,因而相邻测站之间对流有效位能的显著差异也就捕捉不到了。

分析与上述 4 个探空站基本对应的 4 个地面观测站: 58715, 58608, 58633, 58665 站的逐时降水量(由于缺 58725 站的逐时降水资料,58606 站资料不全,这里分析的是与 58725 和 58606 站分别相距约

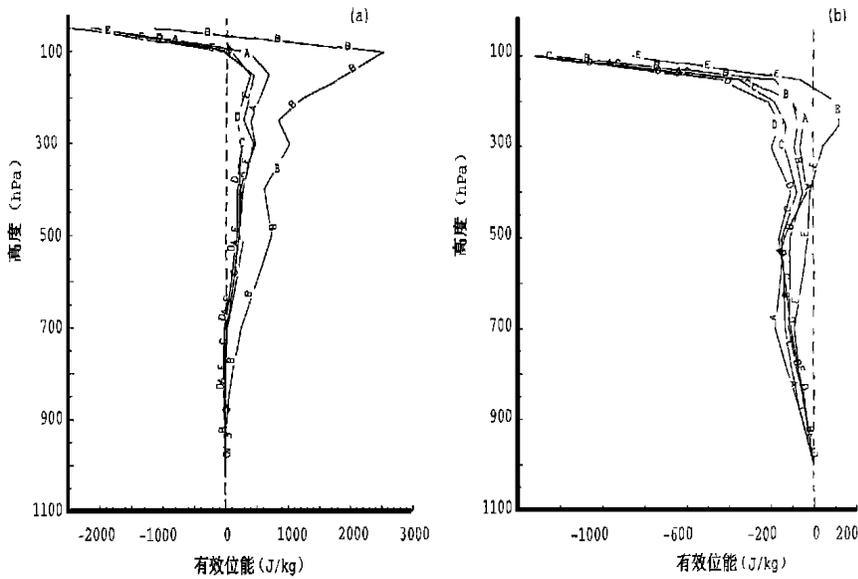


图3 1998年6月16日08时~17日08时6h间隔的 E_{CAP} 垂直分布
(a. 58725站, b. 58665站; 曲线A: 16日08时, B: 16日14时, 曲线C: 16日20时,
曲线D: 17日02时, 曲线E: 17日08时; 单位: J/kg)

110 km 和 80 km、更靠近暴雨中心一侧的 58715 和 58608 站的降水资料), 并对照相应站的 E_{CAP} 值, 可以发现, 梅雨锋雨带上降水的强弱与 E_{CAP} 大小有较好的对应关系, 如, 出现强暴雨的 58715 站附近正 E_{CAP} 最大(可参见图 1c 和 3a), 而其下游约 600 km 处、没有暴雨出现的 58665 站 E_{CAP} 基本上是负值(图略)。通过 E_{CAP} 的分析, 可以认为, 这些同处于相似大尺度环流背景的测站, 因其所处的中尺度环境不同, 导致了其降水强度的差别。

3.2 梅雨锋对流云系的中 β 尺度特征

从 1998 年 6 月 16 日 22 时 32 分~17 日 08 时 33 分(对应于赣闽浙沿武夷山北麓的梅雨暴雨开始、持续、减弱的过程)逐时 TBB 的卫星观测(图 4 见附页 2)可以清楚地分辨出, 在准东西向的中 α 云系中存在着中 β 尺度对流云团的活动。16 日 22 时 32 分, 在江西中部有几个云顶温度低于 -60°C 的中 β 尺度对流云团, 其中之一云顶局部(大约 200 km^2)温度低于 -70°C , 此时福建北部也有一个中 β 尺度对流云团, 云顶温度在 $-60\sim -70^{\circ}\text{C}$ 之间(图 4a 见附页 2); 之后的 3 h, 福建北部的中 β 尺度对流云团明显减弱, 而江西中部的原中 β 尺度对流云团有所合并, 并在东移过程中发展, 云顶温度低于 -70°C 的范围扩大(地面此时已开始有暴雨), 与此同时云区西部又有新的中 β 尺度对流云团出现(图

4b); 暴雨最强时(17 日 02 时 32 分)的 TBB 观测显示, 东西向不过 400 km 的云区范围内, 3 个直径大小分别为 80, 40 和 70 km 的中 β 尺度对流云团呈准东西向排列(从位置上, 位于东部和中间的两个中 β 尺度对流云团恰在图 1a 中最强和次强暴雨中心上空), 云顶温度均在 $-70\sim -80^{\circ}\text{C}$ 之间, 说明此时中 β 尺度对流云团垂直发展非常强烈, 云顶已经突破对流层顶(图 4c); 在随后的 4 h 中, 中 α 云系中的中 β 尺度结构依然可见, 但中间和东部的两个对流云团在缓慢东移过程中垂直发展有所减弱, 2 h 后云顶温度升高到 $-60\sim -70^{\circ}\text{C}$ 之间, 而西部对流云团东移维持(在 17 日 04~05 时, 经历了一次东消西长过程, 图 4d, e); 17 日 07 时 33 分, 中 α 云系中的中 β 尺度对流云团进一步减弱, 云顶高度降低; 到 17 日 08 时 32 分, 整个对流云系已明显减弱, 云顶温度普遍升高(图 4f)。也正是从此时以后, 观测到的降水明显减弱。

用三角符号、粗曲线和粗点线分别将同时刻 850 hPa 中尺度低压中心和中尺度辐合线位置及 24 h 累积降水达 10 mm 以上的雨区范围表示在图 4c 上, 便可以显示出, 中国东段梅雨区的南缘与 TBB 南缘比较一致, 北缘离 TBB 区有 2 个纬距; 中尺度辐合线附近是对流性降水区, 而其北部的中尺度低压附近是非对流性降水区。表明对流层低层中尺度

辐合线附近是本次暴雨中尺度对流系统发生发展的要地。

从模拟的暴雨强盛时期的雨水含量等值面 3 维图(图 5a 见附页 2)上可以看到, 准东西向雨带上的云系厚度分布是不均匀的, 有明显的中 β 尺度变化; 对流云系垂直发展强烈, 沿着雨带已形成数个中 β 尺度降水云塔, 在低层连成一片, 但在上层是分开的(这与程明虎等^①用 TRMM 卫星资料得到的“98·7”武汉突发性暴雨过程的云中水含量的分布特征是比较类似的), 降水云塔顶部伸展到了约 150 hPa, 表明对流云云顶已透过对流层顶, 这与前面用 TBB 观测分析的结果是一致的。观察沿雨带穿过降水云塔

(即图 4c 中 AA' 线, 也示意在图 5a 上)所作的流线和雨水含量(虚线)的垂直剖面图会发现, 沿着雨带方向的雨水含量在水平和垂直方向上均是不均匀分布的, 中 β 降水云塔中雨水含量的较大值出现在对流层中上层, 主要大值中心位于 450~400 hPa, 可达 4.1 g/kg(图 5b); 中 β 降水云塔所在水平位置与同时刻 TBB 图上的中 β 尺度对流云团位置是基本吻合的, 也即对应着暴雨中心, 说明中 β 尺度降水云塔(在 TBB 图上表现为中 β 尺度对流云团)正是造成暴雨的中 β 尺度对流系统(图 5b 和图 4c)。从沿着雨带方向不同时刻的雨水含量分布, 还可以看到中 β 降水云塔随时间有移动、生消的变化(图略), 这

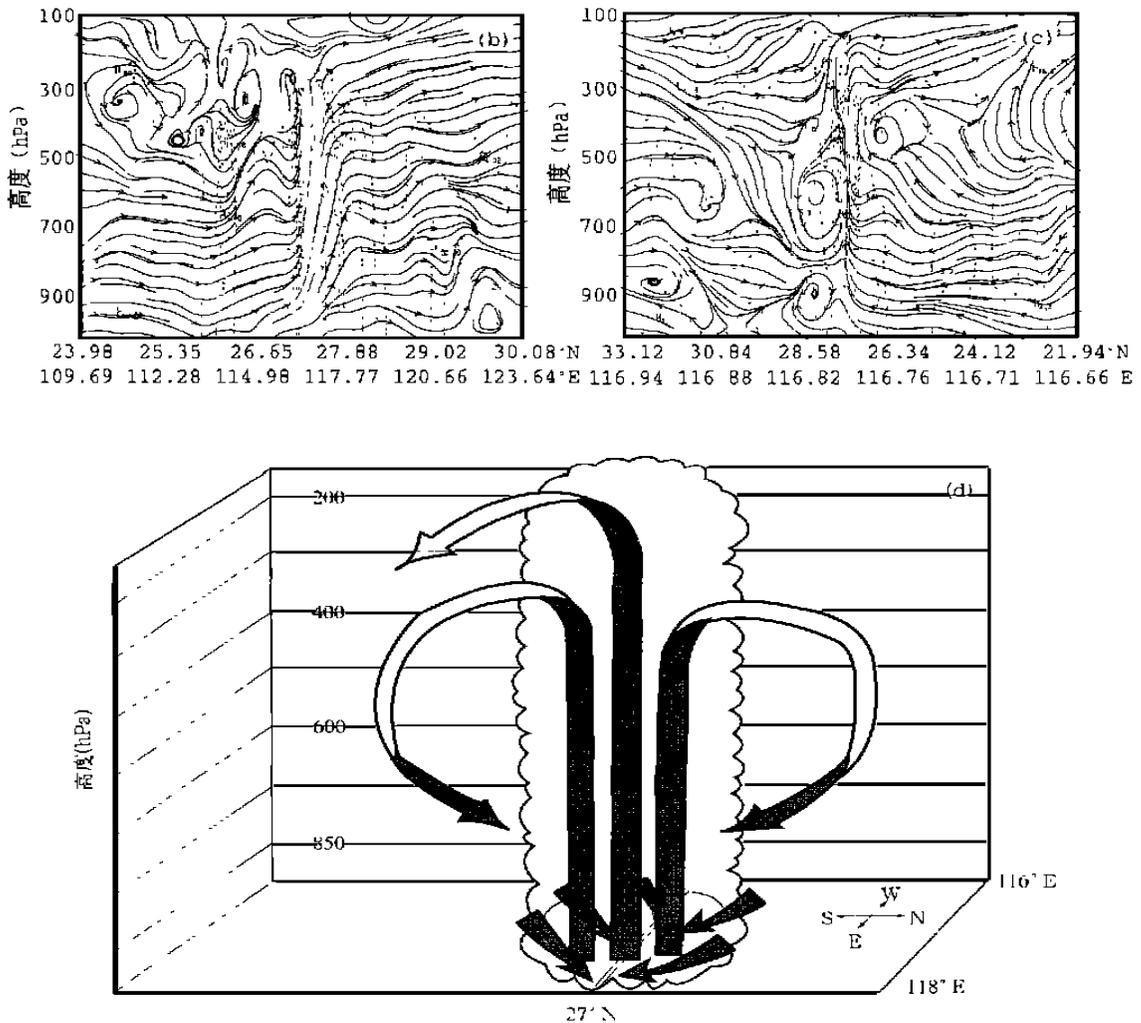


图 5 1998 年 6 月 17 日 02 时模拟结果

(b. 沿图 4c 中 AA' 线的流线垂直剖面, c. 沿图 4c 中 BB' 线的垂直速度 (cm/s, 虚线) 和流线垂直剖面, d. 中 β 尺度对流系统气流运动的图像。预报初始时刻为 1998 年 6 月 16 日 08 时)

^①程明虎. 中尺度暴雨综合遥感分析. 见: 1998 年特大暴雨(洪涝)学术研讨会论文摘要汇编. 1999, 194

种特征与 TBB 观测也是一致的。

4 东段梅雨雨带的中 β 尺度对流系统的动力和热力结构分析

4.1 风场结构

穿过中 β 尺度对流系统(即中 β 降水云塔,大致对应着 58715 站的暴雨中心)、沿着南北向直线 BB' (即附页 2 的图 4c 中 BB' 线,也示意于同页的图 5a 中)所作的垂直剖面上的流线分布和垂直速度分布(图 5c)有如下特征:中 β 降水云塔区域上空有强烈上升运动,云塔南北边缘附近的上升气流在 400 hPa 附近向两侧流去,分别在距中 β 降水云塔约 150 km 处下沉(北侧至高度 800 hPa、南侧至 650 hPa 高度)回流,构成两个中尺度垂直环流,似有利于中 β 降水云塔区上升运动的维持;云塔中心区的上升气流相当深厚,其中 500 hPa 处出现最大上升速度(约 1.5 m/s),上升气流直到 200 hPa 后才向南流到较远处(大约在 20°N 附近再下沉回流)。图 5b 给出了沿着雨带(图 4c 中的线 AA')方向垂直剖面上的流线分布特征,即中 β 降水云塔区域均可见上升运动,但强烈发展的降水云塔对应的则是深厚的上升运动。结合图 5b, c, 考虑两个剖面上风向的合成,可以定性给出在梅雨锋低层中尺度辐合线上强烈发展的中 β 尺度对流系统气流运动的图象,即:在对流层低层,空气从西南和西北两个方向流入中 β 降水云塔区,在云塔中垂直(略向东倾斜)上升;靠近云塔南(北)侧边缘的上升气流在约 400 hPa 高度向东南(东北)方向外流至约 150 km 处,下沉 300~400 hPa 后沿东北(东南)方向向云塔区回流,形成南北两个非闭合、似呈螺旋式运动的中尺度垂直环流;而降水云塔中心区域的上升气流则一直伸展到对流层高层(200 hPa),向东南一侧水平流出中 β 降水云塔区(图 5d)。沿着同一直线 BB' 的东西风垂直剖面显示,与强对流风暴发展于很强的风垂直切变环境不同,梅雨雨带上的中 β 对流系统(中 β 降水云塔)是在弱的风垂直切变环境下发展的,其所在区域从 850~400 hPa 层内的西风风速垂直变化很小,仅在 850 hPa 以下和对流层高层可见到并不强的西风风速的垂直变化(图略)。

4.2 动力结构

分析沿 BB' 线所作的多种物理量的垂直剖面图(图略),可知,雨带中强烈发展的中 β 降水云塔对应着一个狭窄的、从地面伸展到 250 hPa 的正涡度区,

且 850 hPa 和 400 hPa 各存在一个主要正涡度中心;而散度分布则表现为清楚的低层辐合、高层辐散与深厚层次的一致上升运动相对应的配置,辐合最强出现在 900 hPa($37.0 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$),辐散最大位于 350 hPa($49.5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$)。与“98·7”武汉-黄石大暴雨相比^[12],暴雨区最大辐合(辐散)和垂直上升运动所在高度要低大约 100 hPa(说明本个例对流系统的垂直发展不如前者深厚),不过量级是相当的。

分析发现:在强暴雨发生前 2~3 h(大约 16 日 20 时,也即积分 12 h),低层较明显的辐合先出现,约 3 h 后,高层辐散才迅速发展并与低层辐合相呼应;低层辐合与高层辐散基本上是在暴雨最强时(大约 17 日 02 时,积分 18 h)同时达到最大,之后高(低)层辐散(辐合)的减弱过程与降水的减弱趋势是吻合的(图 1c 和图 6a)。暴雨点上升速度和降水强度两者随时间的变化规律是一致的(图 1c 和图 6b),深厚且明显的上升运动对应着强暴雨发生时期,但上升速度最大值出现时间略早于(2 h 左右)最强暴雨出现的时间。暴雨点较为深厚层次内的正涡度基本上与强暴雨同时出现,且随暴雨的明显减弱而迅速减弱,后期变为负涡度(图略)。概言之,有利于暴雨发生的动力配置结构(即低层强辐合/高层强辐散、正涡度及深厚的上升运动),总体上是与暴雨发生时段相对应的,但涡度、散度和垂直速度随时间的变化并不是完全同步的,最大正涡度恰似伴随最强暴雨出现,而最明显的低层辐合/高层辐散和最大上升速度则略超前于最强暴雨发生。

4.3 温湿结构

水汽通量散度的垂直剖面分析(图略)显示,中 β 尺度降水云塔所在区域是一个强中尺度水汽通量辐合区,大量水汽集中在 550 hPa 以下相当小的水平范围内(南北宽度仅 150 km),最大水汽通量辐合可达 $24.5 \text{ kg}/(\text{h} \cdot \text{m}^2 \cdot \text{hPa})$,这说明有暴雨过程发生时,对流层低层确实存在大量水汽在中尺度范围内的有效集中过程。同一垂直剖面上的湿度离差分布,表现出中 β 尺度降水云塔是一个湿气柱的特征(图略)。在温度离差分布上,800~250 hPa 层均是温度正离差,正离差区基本上是以中 β 尺度降水云塔为中心向南北方向扩展,向北可扩展到 31°N 附近,即梅雨锋区北界附近,正离差最大值为 3.1°C ,位于 350 hPa 高度;800 hPa 以下和 250 hPa 以上是温度负离差(图 7)。这种在弱斜压环境下(温度平流计算显示这里冷/暖平流非常弱),以存在强烈上升

运动的中 β 降水云塔为中心的温度离差分布, 似乎暗示中 β 降水云塔(即中 β 对流系统)温度结构相对

于大尺度环境所表现出的对流层中部为暖而上、下部为冷的特征, 可能与凝结释热作用密切相关。

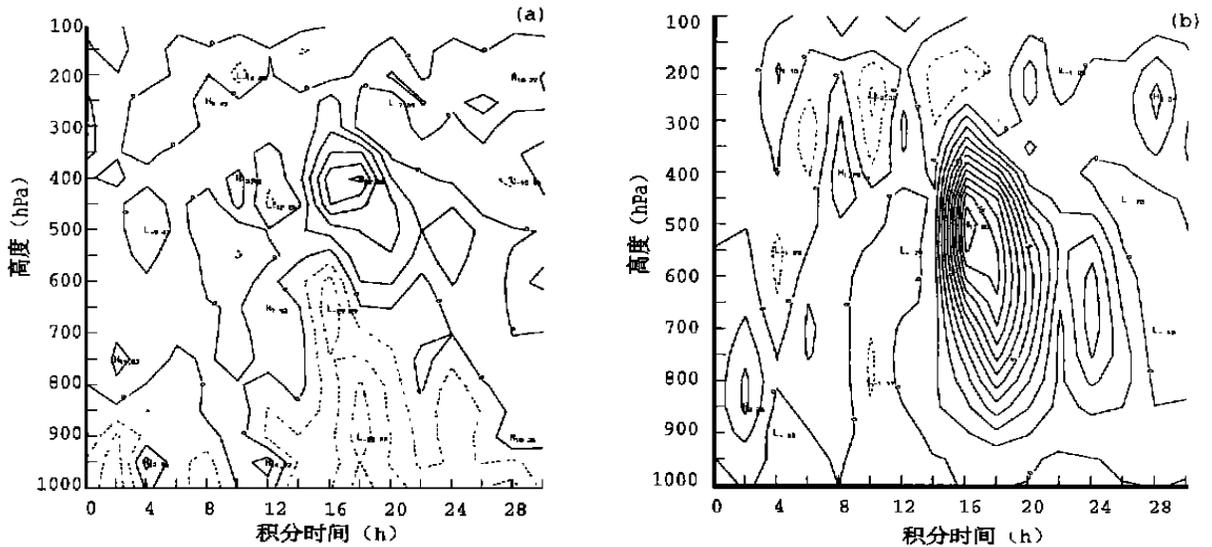


图6 1998年6月16日08时~17日14时暴雨点(27.46°N, 116.37°E)的散度(a)和垂直速度(b)随时间的演变(散度单位: 10^{-5}s^{-1} , 垂直速度单位: m/s)

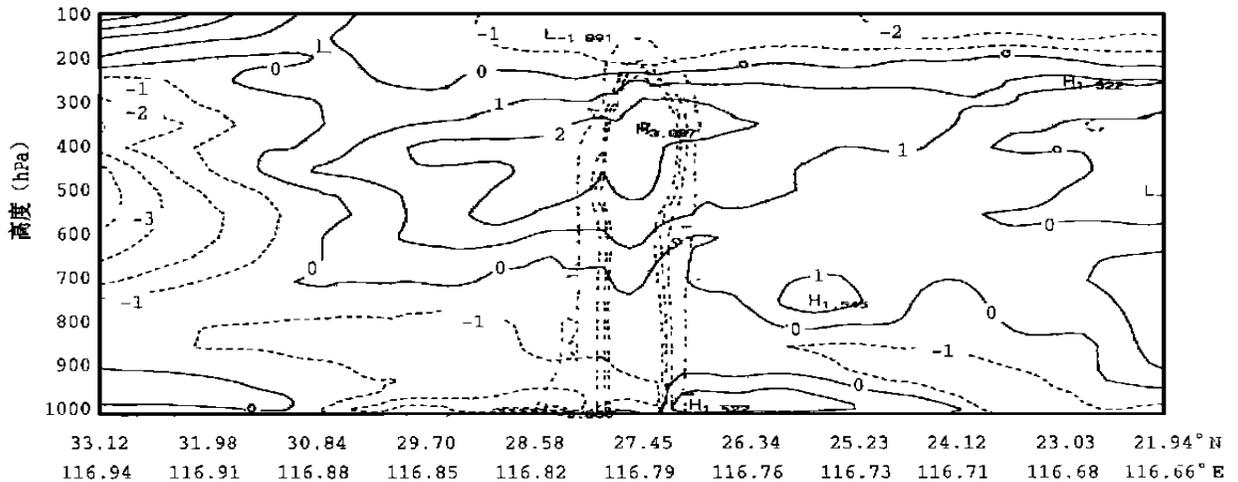


图7 1998年6月17日02时南北向垂直剖面上温度离差(°C)的分布(断线是雨水含量: 10^{-1}g/kg , 预报初始时刻: 1998年6月16日08时)

5 结论

文中利用非静力中尺度模式比较成功地模拟了1998年6月16~17日发生在赣闽浙沿武夷山北麓地区的梅雨锋暴雨过程。依据加密观测(部分‘四大科学试验’资料)、卫星TBB资料和中尺度模拟结果

提供的大量信息, 对赣闽浙沿武夷山北麓地区梅雨锋暴雨的中 β 尺度对流系统进行了分析和诊断, 得到以下几点结论:

(1) 本次赣闽浙沿武夷山北麓地区的梅雨锋暴雨发生在对流层中低层中 β 尺度低压南侧的中尺度辐合线上; 在弱的风垂直切变环境下, 梅雨锋中 α 对

流云系中有数个中 β 尺度云呈塔状强烈垂直发展,它们是造成暴雨的中 β 尺度对流系统。

(2) 基于加密探空观测的 E_{CAP} 计算显示, 赣闽浙沿武夷山北麓地区的强暴雨发生前, 最大对流有效位能可达到 2600 J/kg ; 降水强弱与有效位能大小有较好的对应关系; 处于相似大尺度环流背景之中的测站, 由于其所处的中尺度环境不同, 导致了其降水强度的差别。通过时间加密的探空观测有可能捕捉对流有效位能的中尺度变化特征。

(3) 利用细化的模拟结果对赣闽浙沿武夷山北麓的暴雨中 β 尺度对流系统(中 β 尺度降水云塔)的结构分析表明, 强烈发展的中 β 降水云塔对应着一个狭窄的、从地面伸展到 250 hPa 的正涡度区, 其 1.5 m/s 的垂直上升运动与低层强辐合和高层强辐散相伴随。这种有利的中尺度动力配置结构, 虽与暴雨区和暴雨发生时段相对应, 但涡度、散度和垂直

速度各量随时间的变化并不是完全同步的。中 β 尺度对流系统的温度结构相对于大尺度环境所表现出的-在对流层中部为暖而在对流层上、下部为冷的特征, 很可能与凝结释热作用密切相关。

(4) 基于高分辨率模拟资料的分析, 可以定性给出在低层中尺度辐合线上强烈发展的梅雨锋暴雨中 β 尺度对流系统的气流运动图象, 即: 在对流层低层, 空气从西南和西北两个方向流入中 β 降水云塔区, 在云塔中垂直(略向东倾斜)上升; 靠近云塔南(北)侧边缘的上升气流约 400 hPa 高度向东南(东北)方向外流至约 150 km 处, 下沉 $300\sim 400 \text{ hPa}$ 后沿东北(东南)方向向云塔区回流, 形成南北两个非闭合、似螺旋式运动的中尺度垂直环流; 而降水云塔中心区域的上升气流则一直伸展到对流层高层(200 hPa), 向东南一侧水平流出中 β 降水云塔区。

致谢: 本文 TBB 资料的制图和 3 维图形的制作分别得到朱国福博士和周春红硕士的帮助, 特此致谢。

参考文献:

- 1 涂长望. 中国之气团. 见: 陶诗言主编. 涂长望文集. 北京: 气象出版社, 2000, 230~ 254
- 2 谢义炳等. 中国夏半年几种降水系统的分析研究. 见: 陈佳洱等编. 谢义炳文集. 北京: 北京大学出版社, 1997. 120~ 142
- 3 陶诗言等. 夏季亚洲大陆上空大气环流的结构. 气象学报, 1957, 28(3): 234~ 247
- 4 陶诗言等. 中国的梅雨. 见: 中国科学院大气物理研究所编. 东亚季风和中国暴雨. 北京: 气象出版社, 1998. 3~ 46
- 5 陶诗言等. 东亚的梅雨期与亚洲上空大气环流季节变化的关系. 气象学报, 1958, 29(2): 119~ 134
- 6 张丙辰. 长江中下游梅雨锋暴雨研究. 北京: 气象出版社, 1990. 1~ 272
- 7 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. 1~ 255
- 8 胡伯威, 潘鄂芬. 梅雨期江淮流域两类气旋性扰动和暴雨. 应用气象学报, 1996, 7(2): 139~ 144
- 9 陶诗言等. 1998 年长江流域洪涝灾害的气候背景和大尺度环流条件. 气候与环境研究, 1998, 3(4): 290~ 299
- 10 黄荣辉等. 1998 年夏长江流域特大洪涝特征及其成因探讨. 气候与环境研究, 1998, 3(4): 300~ 313
- 11 赵思雄等. 1998 年 7 月长江流域特大洪水期间暴雨特征的分析研究. 气候与环境研究, 1998, 3(4): 368~ 381
- 12 贝耐芳. "98. 7" 突发强暴雨中尺度系统的诊断与模拟研究: [学位论文]. 北京: 中国科学院大气物理研究所. 2000, 1~ 274

NUMERICAL SIMULATION AND DIAGNOSTIC ANALYSIS ON MESOSCALE CONVECTIVE SYSTEMS OF A TORRENTIAL RAIN CASE IN MEIYU PERIOD OF 1998

Wang Jianjie Li Zechun

(National Meteorological Center, Beijing 100081)

Abstract

The characteristics of the mesoscale convective systems of a torrential rain case occurring over south Yangtze River on 16–17 June 1998 are investigated by using mesoscale numerical simulations and observations as well as 1998 field experiments' data.

It has been revealed that the torrential rain occurs associated with the generation of a mesoscale convergence line in the region to the south of a mesoscale low in lower troposphere; under the weak vertical wind-shear condition, several meso- β clouds, the convective systems directly related to the torrential rain, develop strongly in vertical like towers within a meso- α cloud; and before the occurrence (about 8 h) of the torrential rain, the maximum value of convection available potential energy could reach 2600 J/kg, which is gained through the intensive sounding data from 1998 field experiments.

The diagnosis on the structures of the meso- β convective systems, based on the mesoscale simulation results, shows that the strong development of meso- β convective systems is supported by the favorable mesoscale dynamic configuration, namely, a very narrow positive vorticity zone extending from surface up to 250 hPa is coupled with strong lower-level convergence and upper-level divergence, which is associated with 1.5 m/s vertical velocity at 500 hPa. In addition, investigation implies that the temperature structure of meso- β convective systems, i. e., warmer in middle-troposphere and colder in upper- and lower-troposphere than the environment, may relate closely to the latent heat release of the meso- β convective systems.

On the basis of the study of this paper, the air motion image of the meso- β convective systems (or say meso- β cloud towers), which develop concomitantly with lower-troposphere mesoscale convergence line in Mei-yu period, is sketchily given as follows: the air flows into the meso- β cloud tower in lower-troposphere from both southwest and northwest directions, and then moves upward with slight tilt toward east; at the south and north edges of the meso- β cloud tower, there are unclosed vertical mesoscale circulations like spirals in 800–400 hPa layers; however, the upward motions in middle region of the meso- β cloud tower are quite deep, extend to 200 hPa and then turn to horizontal movement toward southeast direction out of the cloud tower.

Key words: Torrential rain, Meso- β scale, Convective systems.

王建捷等：1998 年一次梅雨锋暴雨中尺度对流系统的模拟与诊断分析

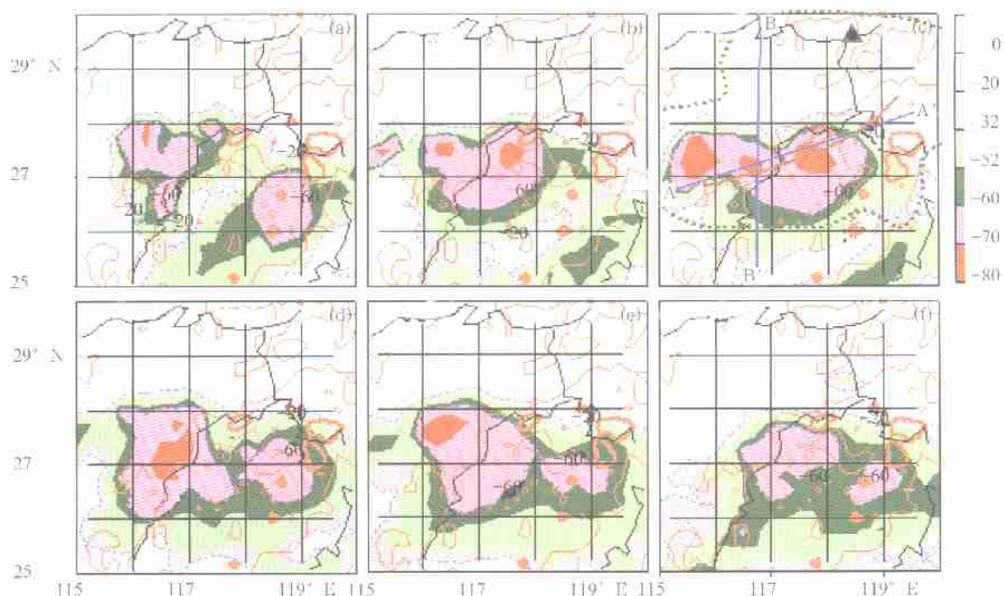


图 4 1998 年 6 月 16 日 22 时 32 分 (a)、17 日 01 时 33 分(b)、17 日 02 时 32 分(c)、17 日 04 时 32 分(d)、17 日 05 时 32 分(e)和 17 日 08 时 33 分(f)的 TBB (°C) 观测 (图 c 中“▲”为 850 hPa 中尺度低压中心的位置。棕色粗曲线为 850 hPa 中尺度辐合线的位置。绿色粗点线为观测的东段雨区 10 mm 雨量线, 直线 AA' 和 BB' 是图 5 和图 6 中垂直剖面所在位置)

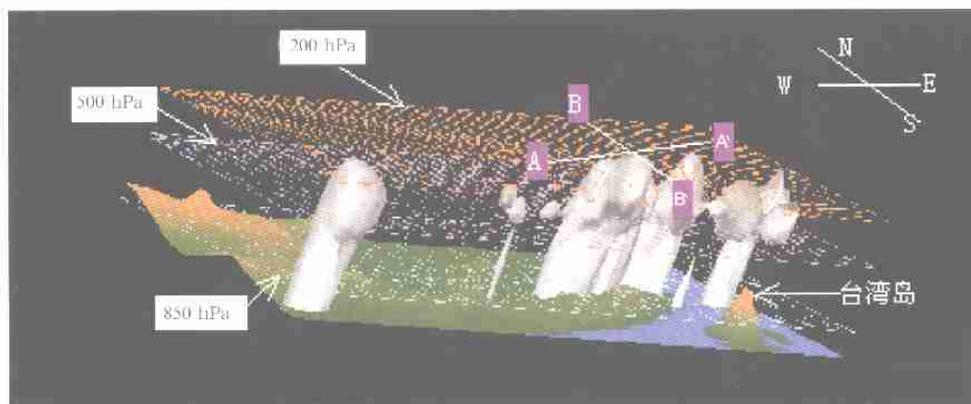


图 5a 1998 年 6 月 17 日 02 时模拟的雨水含量等值面(0.05 g/kg)的三维图像