

暴雨过程对副热带高压变动的影响*

周 兵

(国家气象中心,北京 100081)

何金海 徐海明

(南京气象学院,南京 210044)

摘 要

给出了长江中下游暴雨期间经圈环流观测事实,指出在考虑垂直运动日变化之后,可清晰地看到暴雨次级环流下沉支的存在。全型涡度方程对暴雨个例的计算发现,非绝热加热中心西侧高空激发出负涡度,东侧为正涡度,在低层则刚好相反。副高和南亚高压均会沿局地涡度变化的负中心方向移动。

关键词:暴雨 副热带高压 全型涡度方程 非绝热加热

引 言

西太平洋副热带高压是东亚季风系统的主要成员之一,东亚副热带季风异常会导致西太平洋副高北侧副热带季风雨带的异常,而季风雨带上区域性暴雨是我国东部降水异常的直接因素。西太平洋副高对我国夏季洪涝及暴雨灾害影响的研究一直受到我国气象界的关注和重视^[1],但暴雨过程对西太平洋副高又会有怎样的作用和影响呢?这是一个较少涉及的研究课题。

实践中,人们发现西太平洋副高、东亚季风雨带、高空急流等相互间存在着制约关系^[2-4]。最近,吴国雄等^[5]明确指出亚洲季风区潜热释放是形成西太平洋副高的主要原因,亚洲季风降水不只是被动地受副高的影响,也反过来主动影响西太平洋副高的形态。同时又认为^[6,7]在气候尺度上,东亚季风所释放的凝结潜热是决定东半球副高位置和强度的关键因素。He 等^[8]发现西太平洋副高存在多尺度特征,在东亚副热带季风雨带上有暴雨发生时,其凝结潜热激发的经圈环流对相应经度上副高脊线附近的下沉气流有显著贡献。本文从全型垂直涡度方程出发,着重分析暴雨强降水时间尺度上潜热释放对西太平洋副高变动的影晌。

1 资料和方法

本文主要使用了以下资料: Marion Bond 提供 Climate Diagnostics Center 释放的 1969、1980、1991 和 1998 年 NCEP/NCAR 全球逐日 4 次再分析资料集及在此基础上得

* 国家自然科学基金(40275014)及其重点项目(40135020)、中国科学院知识创新工程重要方向项目(ZKX2-SW-210)共同资助。

2002-04-16 收到,2003-09-24 收到再改稿。

到的大气热源动力诊断资料。基本理论包括不考虑摩擦耗散和倾斜涡度发展作用,仅保留外热源加热的假设下的全型垂直涡度方程。

2 暴雨期间经圈环流观测事实

本文对长江中下游区域性暴雨个例的选择基于以下考虑:受锋面系统和西风带切变线或低涡影响,且强降水中心位于赣鄂附近。在 1954~1998 年间共选择 8 次典型的个例,强降水有 1 个或多个中心,过程最大降水量 150~500 mm 不等,持续时间超过 48 h。长江中游附近均有暴雨中心出现,雨带呈准东西走向。

为了揭示这 8 次过程暴雨发生前后天气系统的共同特征和演变规律,需要采用客观的指标界定暴雨过程中的几个时期,即暴雨发生前期、暴雨最强时段、暴雨结束时刻。由于受到降水资料分辨率的限制,本文中采用逐 3 h TBB 资料及逐 6 h 雨量及逐 6 h 垂直运动资料来确定对流活动的强弱和降水活动。分析结果见表 1,暴雨 A—H 的 8 次过程中共有 18 次最强降水阶段出现,暴雨中心降水强度在 40~70 mm·d⁻¹ 左右。

表 1 区域性暴雨过程主要特征

编号	暴雨前期时刻 (世界时)	暴雨最强阶段时间 (世界时)	暴雨结束时刻	暴雨中心日平均 降水率(mm·d ⁻¹)
A(1998)	6月12日15:00	6月13日00:00	6月14日12:00	65
B(1998)	6月22日12:00	6月23日06:00,6月25日 00:00,6月26日09:00	6月26日18:00	52
C(1998)	7月20日06:00	7月21日06:00,7月22日 09:00,7月25日06:00	7月25日18:00	43
D(1991)	7月02日00:00	7月2日18:00,7月6日 00:00,7月8日06:00	7月9日12:00	56
E(1980)	7月16日00:00	7月17日00:00,7月19日00:00	7月20日18:00	42
F(1980)	7月31日00:00	8月1日12:00,8月2日09:00	8月5日18:00	37
G(1980)	8月10日18:00	8月11日06:00,8月12日00:00	8月13日00:00	75
H(1969)	7月10日18:00	7月11日06:00,7月14日06:00	7月17日00:00	51

图 1a 给出了长江中下游区域性暴雨 A—H 强降水时段纬向平均(115°~120°E)经圈环流合成特征。在东亚夏季风环流背景中,副热带季风雨带上,暴雨区有很强的上升运动,中心量值达到 -8 hPa·h⁻¹。暴雨区以南 300 hPa 以上为一致的北风气流,而与暴雨相伴的下沉气流叠加在亚洲大陆东部及太平洋西部地区热带及中低纬度地区的上升气流之中,以致难于分辨。

在分析中从实际垂直速度中分别扣除不同时刻气候平均值后,得到合成图 1b,由此可以清晰地看到暴雨区近赤道一侧 300 hPa 高度上形成一次级环流,暴雨区最大上升速度 -5 hPa·h⁻¹,而 25°N 以南副高区域对流层中高层表现为一致的弱下沉运动区,在对流层中低层转为南风,有利于增强低空西南气流(急流)。那么副高在暴雨前后又会表现出怎样的活动特征呢?分析发现,西太平洋副高在暴雨期间确实经历了一次脊点西伸的活动进程,暴雨与副高的这种关系在对长江中游大暴雨的分析中同样存在^[8],其原因与暴

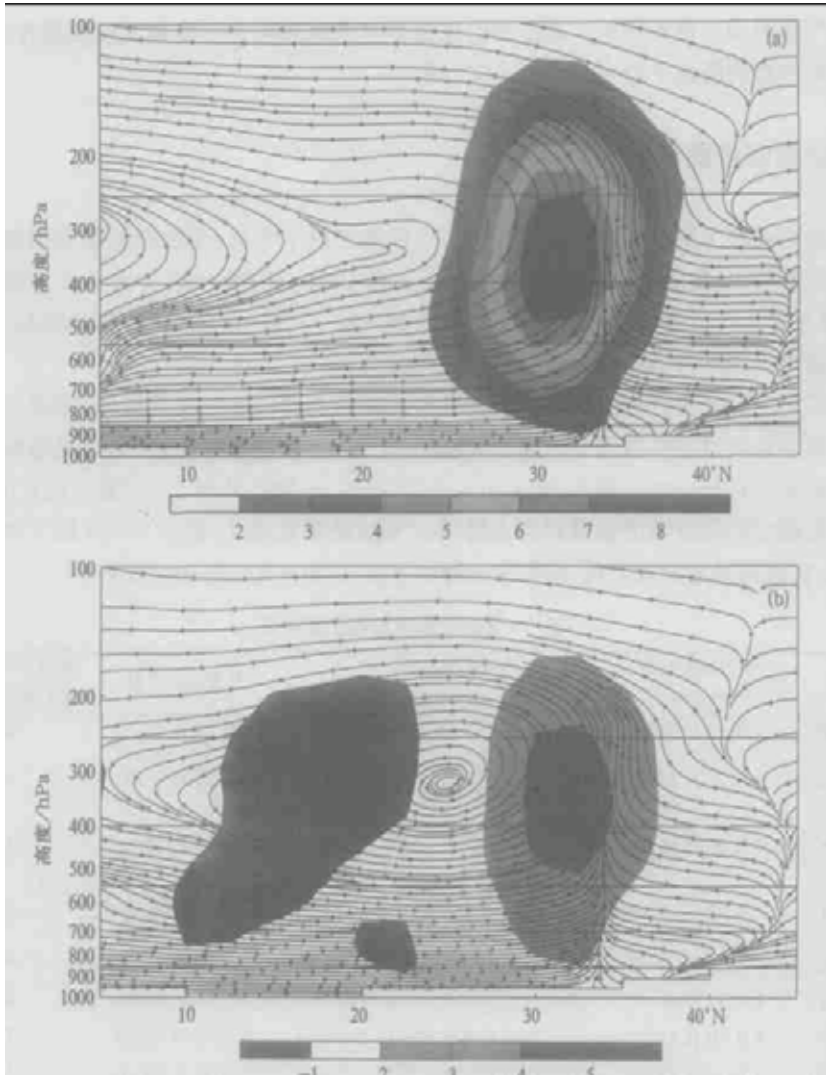


图1 暴雨强降水阶段纬向平均(115°~120°E)经圈环流合成特征
 (a) 直接合成;(b) 扣除日变化后合成
 (阴影区为上升/下沉运动中心,垂直速度单位: $-hPa \cdot h^{-1}$)

雨次级环流的建立有关。下文中将应用全型垂直涡度方程进一步详细阐述脊点西伸的机理。

3 强降水潜热释放对副热带高压作用的诊断分析

不考虑摩擦耗散和倾斜涡度发展作用,仅保留外热源加热的假设下,全型垂直涡度方程可以简化为以下形式^[6,7]:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = -V \cdot \nabla \zeta - \beta v + (1 - \kappa)(f + \zeta) \frac{w}{p} - (f + \zeta) \frac{Q}{\theta} + \frac{1}{\theta_z} \zeta_a \cdot \nabla Q \quad (1)$$

$$\frac{1}{\theta_z} \zeta_a \cdot \nabla Q = \frac{f + \zeta}{\theta_z} \frac{\partial Q}{\partial z} - \frac{1}{\theta_z} \frac{\partial v}{\partial z} \frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{1}{\theta_z} \frac{\partial u}{\partial z} \frac{\partial Q}{\partial y} \quad (2)$$

其中 Q 为大气非绝热加热率,其它为气象上常用符号。一般地 $Q = Q_R + Q_{SH} + Q_{LP}$,即可表示成辐射加热、感热加热和潜热释放加热三部分。在暴雨期间,起主导作用的是 Q_{LP} ,分析中可用大气视热源 Q_1 来表示。同时可省略 Q_1 中局地变化项和水平平流项,因此仅保留垂直输送项^[9],即 $Q \approx Q_{1w}$ 。不失一般性,下面选择最强的非绝热加热(暴雨过程 B)来进行分析。

如图 2 所示,200 hPa 倾斜高空急流轴(阴影区)位于 $40^\circ N$ 以南,在其出口区右侧 500 hPa 上垂直上升速度(细实线)达到最大,与此相对应的加热强度也达到最大。此时 500 hPa 流场型式表现为加热中心南侧有反气旋性环流,而北侧(在高空急流出口区左侧位置)为气旋性环流。在最大加热中心的上方 200 hPa(图 3a),加热中心(阴影区)的西侧是强大的负涡度元(南亚高压反气旋性环流),在加热中心东侧可以看到正涡度元(气旋性环流)的存在;在最大加热中心的下方 850 hPa(图 3b),加热中心的西侧为正涡度元(低涡系统),在加热中心东侧是负涡度元(副热带高压区反气旋性环流)。这一暴雨时间尺度上的现象与吴国雄等^[6]定常时间尺度上关于深对流降水对副热带反气旋形态影响的理论成果相吻合。这里的机制是什么呢?为此需要计算方程(1)中各项的大小。

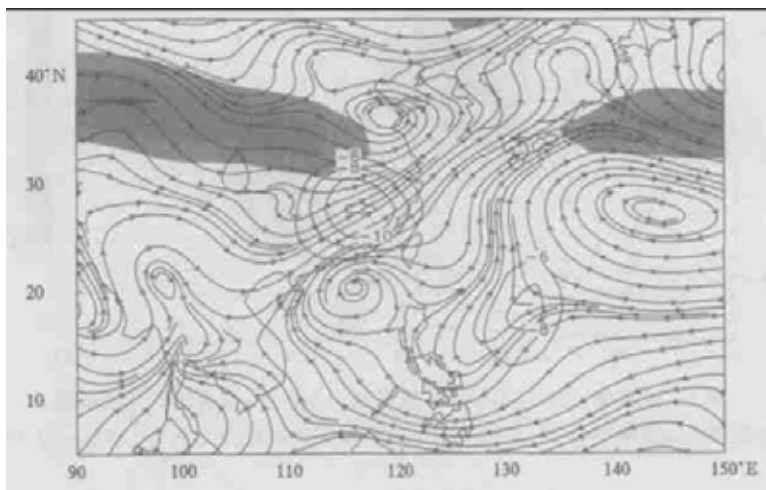


图 2 1998 年 6 月 24 日 00:00(世界时,下同)500 hPa 流场及 ω (细实线,单位: $hPa \cdot h^{-1}$) 和 200 hPa 急流(阴影区 $\geq 30 m \cdot s^{-1}$,间隔为 10)

注意到式(1)右端第 3、4 项中与强降水相伴随的大尺度上升运动和加热本身的效应使得气旋性涡度减小,200 hPa 南亚高压脊线左侧上升运动所引起的 $(\frac{\partial \zeta}{\partial t})_a$ (下标字符与图 4 中各分量项相一致)达到 $10^{-10} s^{-2}$,而加热本身引起的 $(\frac{\partial \zeta}{\partial t})_b$ 仅为 $10^{-11} s^{-2}$ 。加热的

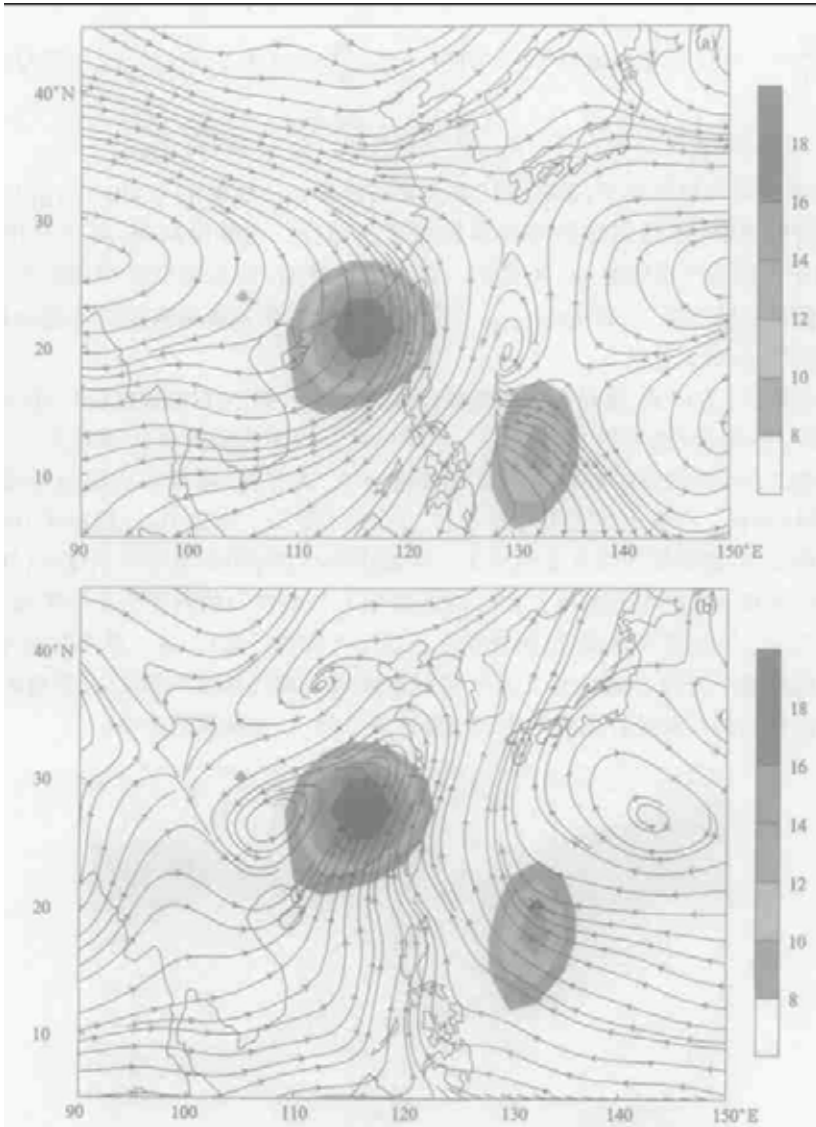


图3 1998年6月24日00:00流场及于500 hPa垂直输送作用形成的视热源加热率中心(a) 200 hPa;(b) 850 hPa(阴影区 ≥ 8 ,间隔为2,单位: $\text{K}\cdot\text{d}^{-1}$)

垂直切变与上升运动项的作用相反,其效应使得气旋性涡度增大,所引起的 $(\frac{\partial \zeta}{\partial t})_c$ 也为 10^{-10}s^{-2} ,水平非均匀加热的纬向和经向切变对涡度发展的贡献分别受到经向风和纬向风垂直切变的影响,它们引起的 $(\frac{\partial \zeta}{\partial t})_d$ 及 $(\frac{\partial \zeta}{\partial t})_e$ 量级在 10^{-11}s^{-2} ,甚至更小。行星涡度作用的结果是北风气流使得气旋性涡度增加,反之,南风使得反气旋性涡度增加, $(\frac{\partial \zeta}{\partial t})_f$ 量级也是 10^{-10}s^{-2} 。高空对涡度变化起主要作用的是涡度平流项,其在中高纬度可达到 10^{-9}s^{-2} ,在中低纬度地区也在 10^{-10}s^{-2} 。同时可以看到在高空急流轴上有一系列“+ - + -”

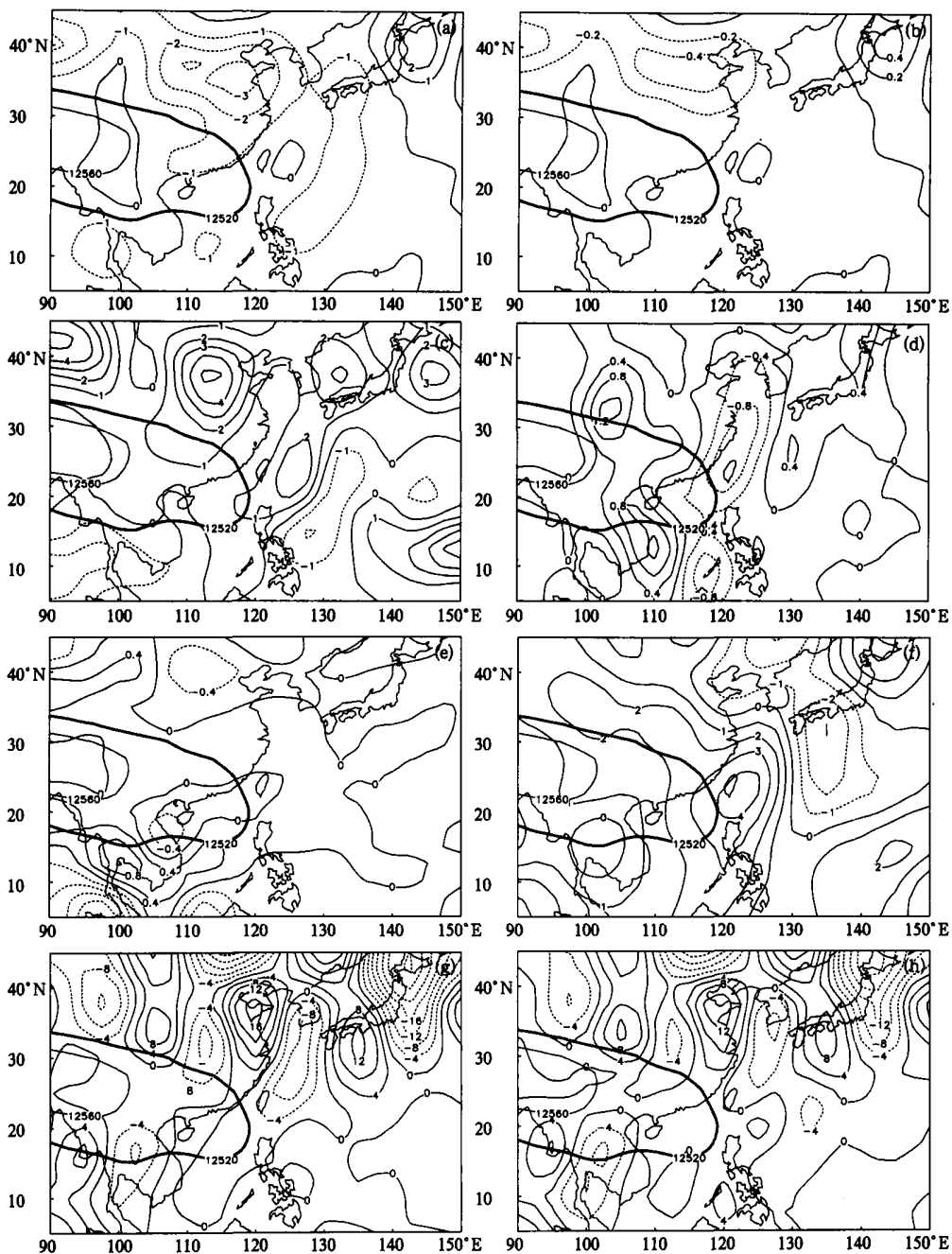


图 4 1998 年 6 月 24 日 00:00 暴雨 B 200 hPa 全型垂直涡度方程(1)中各项空间分布

(单位: $\cdot 10^{-10} \text{s}^{-2}$) (a) $(1 - \kappa)(f + \epsilon) \frac{\omega}{p}$; (b) $-(f + \epsilon) \frac{Q_{1w}}{\theta}$; (c) $f + \epsilon \frac{\partial Q_{1w}}{\partial z}$; (d) $-\frac{1}{\theta_z} \frac{\partial Q_{1w}}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial z}$;
 (e) $\frac{1}{\theta_z} \frac{\partial Q_{1w}}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial z}$; (f) $-\beta v$; (g) $-V \cdot \nabla \zeta$; (h) $\frac{\partial \zeta}{\partial t}$ (图中粗实线为特征高度场等值线(单位: gpm))

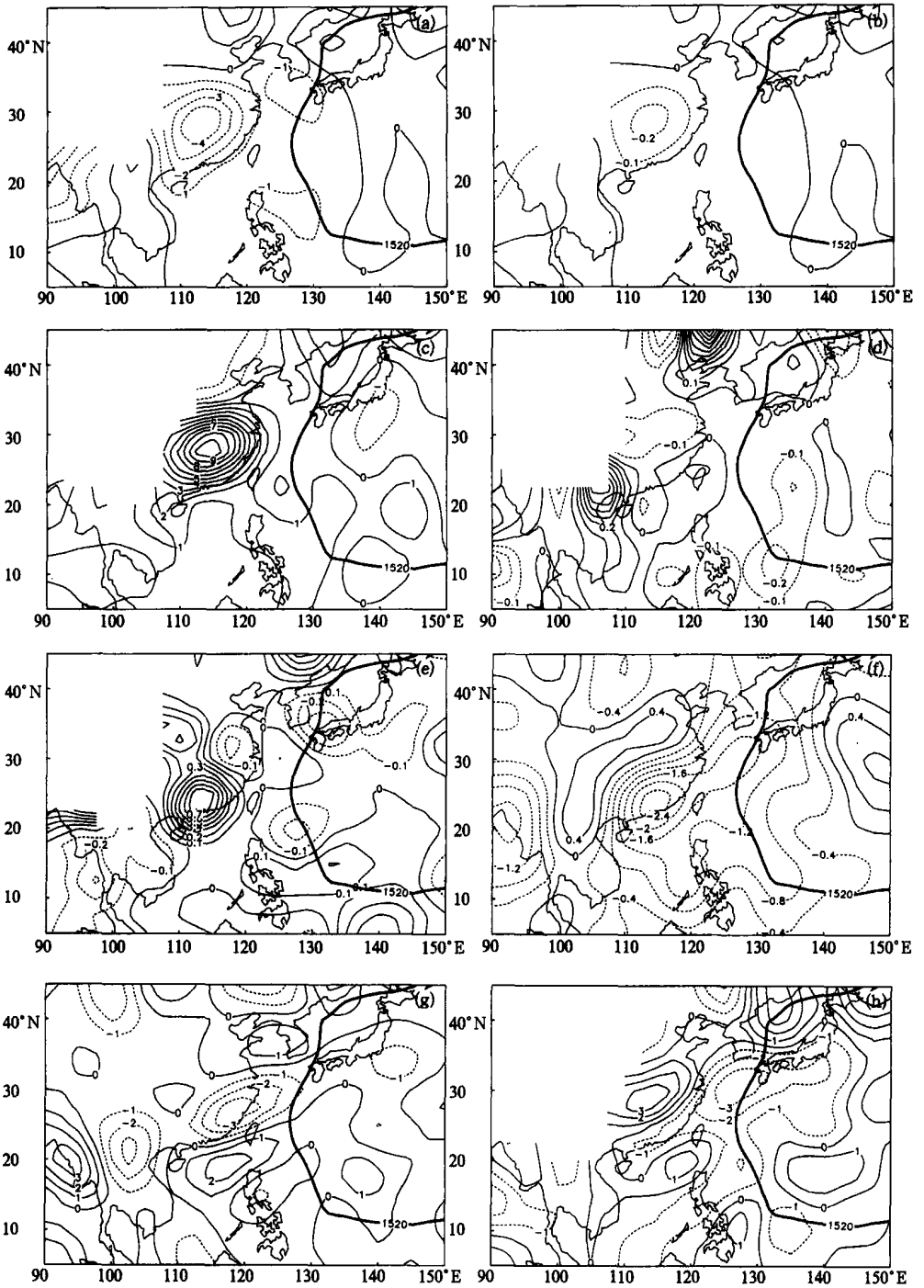


图5 同图4,仅为850 hPa

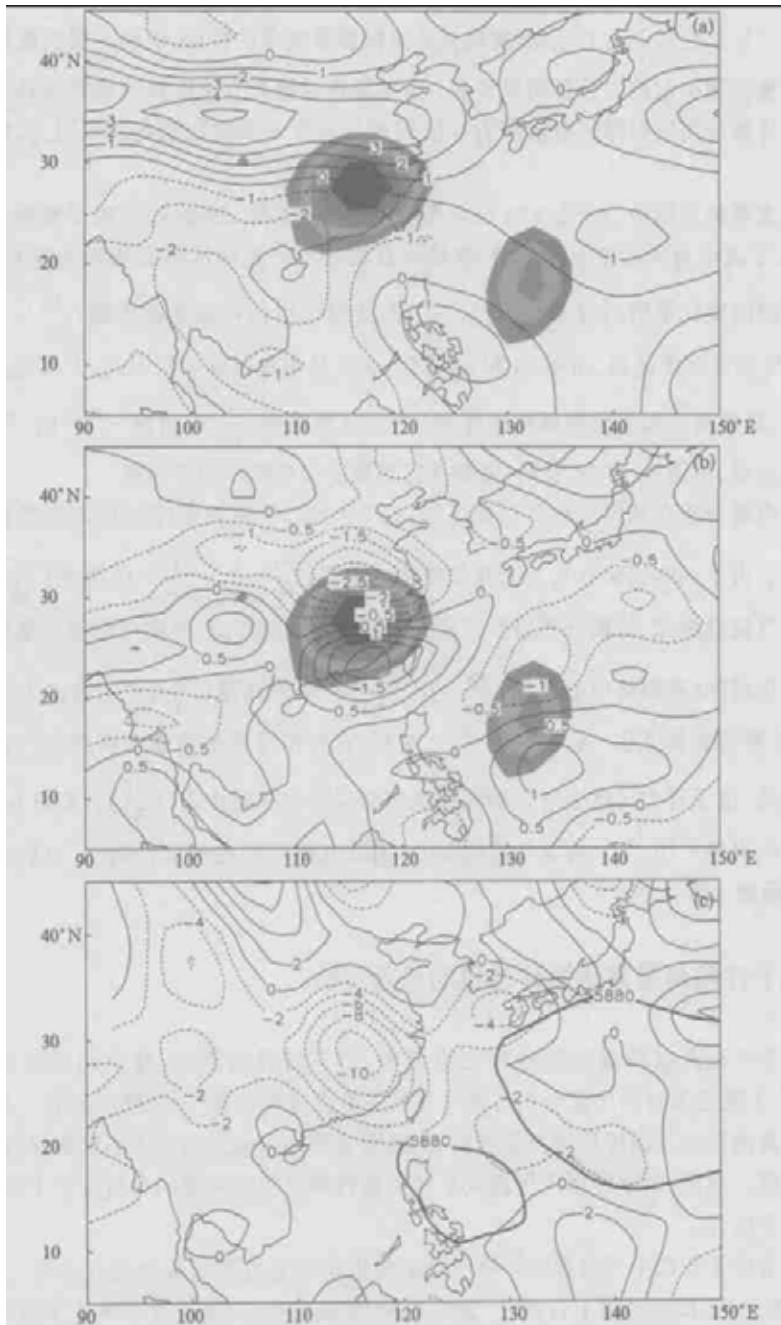


图 6 500 hPa $\frac{\partial u}{\partial z}$ (a)、 $\frac{\partial Q_{1w}}{\partial y}$ (b)和总 $\frac{\partial \zeta}{\partial t}$ (c)的分布
(单位分别为: 10^{-3}s^{-1} ; $10^{-10} \text{K} \cdot \text{s}^{-1} \text{m}^{-1}$; 10^{-10}s^{-2} , 阴影区说明同图 3)

排列的涡元中心,在加热中心左侧为一负中心,它将激发反气旋环流,即 $(\frac{\partial \zeta}{\partial t})_g < 0$,而在加热中心右侧为一正涡元,激发出气旋性环流,也即 $(\frac{\partial \zeta}{\partial t})_g > 0$ 。方程(1)中右端 a ~ g 7 项

的共同作用反映在 $(\frac{\partial \zeta}{\partial t})_h$ 上,不难发现其基本保留平流项的特征,说明高层涡度场的分布是由于平流作用引起的。计算结果表明,由于暴雨过程垂直速度和非绝热加热率较文献[6]要大,计算所用资料时间分辨率为6 h,因此与尺度分析的估测有所不同,实际量值要偏大。

在最大潜热加热中心下方850 hPa(图5)上,加热本身、加热纬/经向切变等3项仍为 10^{-11}s^{-2} ,平流项与大尺度上升运动、加热垂直切变和行星涡度具有相同的重要性,所引起的涡度时间变化量值均为 10^{-10}s^{-2} ,它们的共同作用使得加热源西侧 $(\frac{\partial \zeta}{\partial t})_h$ 出现 $3 \times 10^{-10} \text{s}^{-2}$ 气旋性涡度流场,由图5a和5c看到,主要是由潜热释放所引起,大尺度上升与此符号相反,只能部分抵消潜热释放的作用;在加热源东侧 $(\frac{\partial \zeta}{\partial t})_h$ 出现 $-3 \times 10^{-10} \text{s}^{-2}$ 反气旋性涡度流场,由图5f和5g看到,主要是行星涡度和平流作用所引起。

下面再来分析在纬向风垂直切变场(图6a)中 Q_{1w} 经向切变(图6b)对副热带高压强度的影响。由于500 hPa上 $\theta_2 > 0$,在加热中心南侧, $\frac{\partial u}{\partial z} < 0$, $\frac{\partial Q_{1w}}{\partial y} > 0$,因此 $(\frac{\partial \zeta}{\partial t})_e < 0$,即激发出反气旋性涡元,诊断计算得到该值在 -10^{-10}s^{-2} 左右,它的作用将使得暴雨区南侧副热带高压增强;在加热中心北侧, $\frac{\partial u}{\partial z} > 0$, $\frac{\partial Q_{1w}}{\partial y} < 0$,同样地 $(\frac{\partial \zeta}{\partial t})_e < 0$,会激发出反气旋性涡元,计算得到其值在 $-1.2 \times 10^{-10} \text{s}^{-2}$ 左右,它的作用将使得暴雨区北侧气旋性环流减弱。但是,由于有大尺度上升运动和潜热切变项等的共同作用, $(\frac{\partial \zeta}{\partial t})_h$ (见图6c)在热源南侧副高区出现 -10^{-9}s^{-2} 的反气旋性涡元,而其北侧为弱的气旋性涡元,分析结果与图2实际流场相一致。

4 西太平洋副热带高压西伸过程的机理分析

西太平洋副高结构和变动过程相当复杂,但它对我国雨季、暴雨和旱涝有重要影响^[10]。关于副高多时间尺度变化与天气气候及其突变南落等^[11]问题的研究已取得重要进展。副高的移动与涡度场等要素有关,副高明显有向未来负涡度中心区伸展,遇正涡度中心则退缩。然而,对于暴雨尺度西太平洋副高西伸过程和机理的分析并不十分清楚,在此进行初步探讨。

图7给出了长江中下游暴雨强降水发生前后全型垂直涡度局地变化分布,其中包含7个相对独立项,即大尺度上升运动、加热本身、潜热切变、行星涡度和涡度平流项。在降水开始前(6月22日06:00,世界时,下同), 20°N 以南副高5880 gpm特征线(以下简称副高)西边缘位于 130°E 以东, 20°N 以北有一狭窄副高区域西伸脊点在 122°E 附近,此时菲律宾以东海域有一负涡度局地变化中心,而台湾东部海域有一相对较弱的正涡度变化中心;到暴雨开始时(6月24日12:00),副高主体南部位于菲律宾陆地附近,在纬向上向西移动近10个纬距,受其西进的影响, 20°N 以北副高位置也略有变动,此时长江中下游地区出现 $-6 \times 10^{-10} \text{s}^{-2}$ 的涡度变化中心,因此未来副高西北边缘会向西推进;到6月26日

06:00,副高脊线北界到达我国华南东部,向西移动了 5~10 个纬距,副高西伸脊点位置位于广东湛江附近,此时脊点西侧仍有反气旋性涡度变化中心存在;24 h 以后(6 月 27 日 06:00),副高西伸脊点又明显地向西移动 5 个多纬距。

图 7 清晰地表述了暴雨期内副高及其西伸脊点的活动特征,是沿着脊点或副高边缘全型垂直涡度局地变化的 $\frac{\partial \zeta}{\partial t}$ 负中心区域移动,这一西进与前面合成分析的结论相一致,但其移动幅度较合成分析的要更显著。分析表明,在暴雨时间尺度上,副高变动的纬向活动是十分明显的,西伸脊点与负涡元有很好的对应关系。分析中如果把非绝热项人为地不予考虑,给出的副高移动与 $\frac{\partial \zeta}{\partial t}$ 变化的关系不确定(图略)。那么,为什么副高西侧会出现负涡元?图 6 已作了说明,即 500 hPa 纬向风负垂直切变流中,有利于暴雨区南侧潜热正径向切变产生负涡元。因此,降水过程尤其是暴雨强降水过程中非绝热加热是十分重要的,是副高与降水相互作用的纽带。一方面,副高的位置对降水和雨带有制约作用,另一方面,潜热可以影响全型垂直涡度的变化,从而影响到副高强度及其移动方向,表明降水对副高有明确的反馈作用。那么,这种现象在高空是否同样存在呢?即南亚高压是否

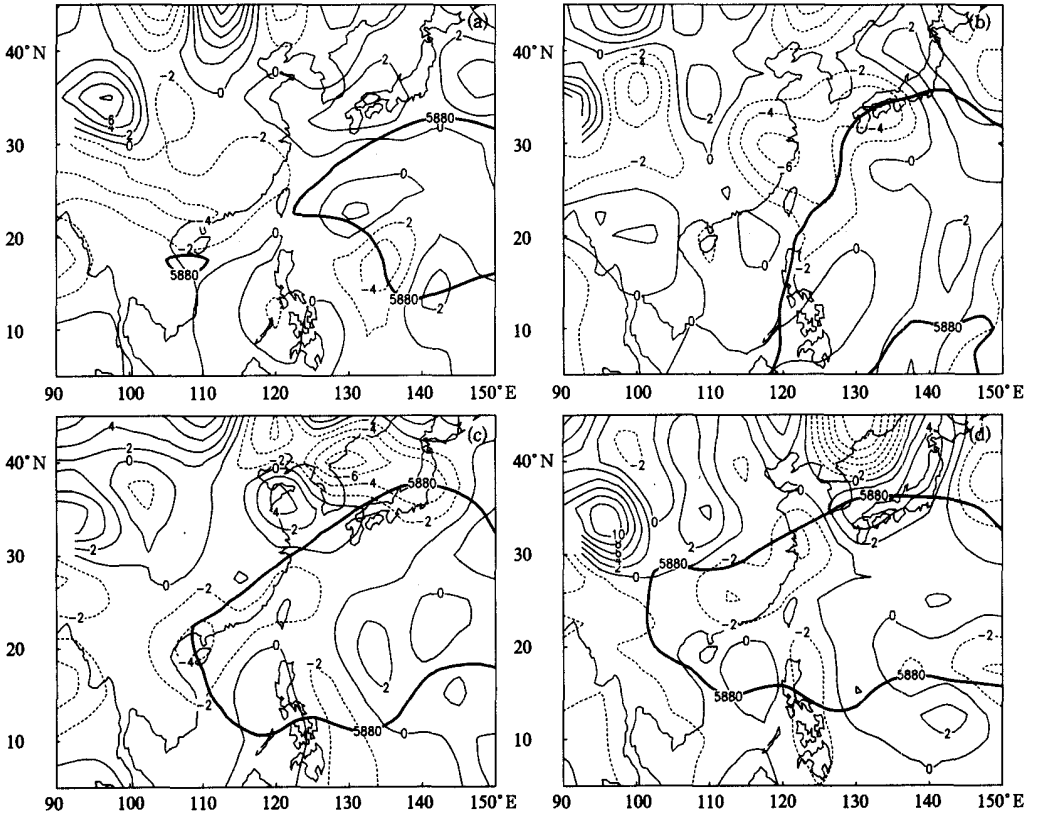


图 7 500 hPa 全型垂直涡度局地变化(单位: $10^{-10} s^{-2}$)及副高位置

(a) 1998 年 6 月 22 日 06:00; (b) 6 月 24 日 12:00; (c) 6 月 26 日 06:00; (d) 6 月 27 日 06:00
(粗实线为特征高度等值线(单位:gpm))

也是沿着东伸脊点附近 $\frac{\partial \zeta}{\partial t}$ 的负中心区域移动?

在降水开始前(图 8a), 南亚高压 12520 gpm 特征线东伸脊点已越过 150°E , 但在 $120^{\circ}\sim 130^{\circ}\text{E}$ 附近高压区南北两侧边缘分别有很强的 $\frac{\partial \zeta}{\partial t} > 0$ 存在, 受它们的影响, 东伸脊点迅速西退到 120°E ; 在降水开始后(图 8b), 近脊点东北一侧出现负涡元, 致使东伸脊点可以向东北方向推进, 到达图 8c 的位置; 随后又继续沿着强气旋性涡元区(图 8d) 移动。由此看到南亚高压脊点和副高脊点的活动一样, 受到全型涡度局地变化项的影响, 强的气旋性涡元使之退; 反之, 强反气旋性涡元使之进。而南亚高压在降水开始前先退, 降水开始后进这一事实在合成图上也是相同, 即它与副高相向而行是发生降水后的现象。传统上认为, 当西太平洋副高向大陆西伸和南亚高压东伸时有利于长江中下游地区的降水发生; 上述分析发现长江中下游暴雨可以使西太平洋副高向大陆西伸和南亚高压东伸, 由此可见它们具有互为因果的作用, 因此脊点周围高压区及脊点附近 $\frac{\partial \zeta}{\partial t}$ 正、负涡元中心是判断脊点移动的关键。

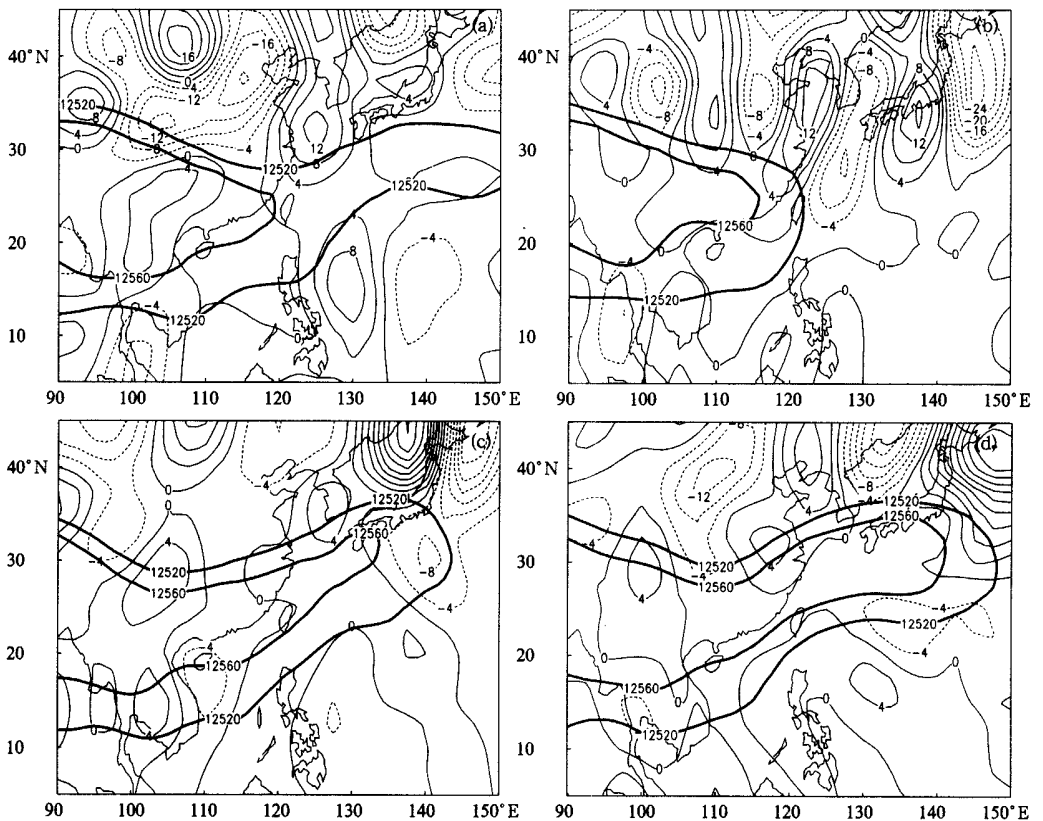


图 8 同图 7, 仅 200 hPa。(a) 1998 年 6 月 21 日 06:00;(b) 6 月 24 日 06:00;
(c) 6 月 26 日 06:00;(d) 6 月 27 日 06:00(粗实线为特征高度等值线(单位:gpm))

5 结论与讨论

夏季副热带高压内为什么会是上升运动而不是下沉运动,这是近年来在副高研究中讨论较多的话题。全型涡度方程和热力方程的分析指出,上升运动和位温增加均可引起负涡度的发展^[12]。本文关于暴雨对副高影响的研究结果显示:

(1) 暴雨次级环流下沉支叠加在夏季东亚季风环流上升支中,以致它对副高的作用难于分辨,但考虑垂直运动日变化后可以清晰地看到暴雨次级环流下沉支的存在。

(2) 全型垂直涡度在暴雨 B 个例分析中的应用成功地给出了非绝热加热中心之上高空 200 hPa 所对应区域的西侧激发出反气旋性涡元,东侧激发出气旋性涡元;加热中心之下 850 hPa 上则明显相反,由于平流作用的相对减小,使得潜热垂直切变的作用更加显著。

(3) 西太平洋副高(南亚高压)西(东)伸脊点沿着其附近全型垂直涡度局地变化 $\frac{\partial \zeta}{\partial t}$ 的负中心区域位置移动。500 hPa 加热区南侧 $\frac{1}{\theta_z} \frac{\partial u}{\partial z} \frac{\partial Q}{\partial y} < 0$ 的作用有利于负涡元形成,加强副高,并使之西进。

参 考 文 献

- 1 张庆云,陶诗言.夏季西太平洋副热带高压北跳及异常的研究.气象学报,1999,57(5):539~548.
- 2 喻世华,王绍龙.西太平洋副热带高压进退的环流机制.海洋学报,1989,11(3):372~377.
- 3 张韧,史汉生,喻世华.西太平洋副热带高压非线性稳定性问题的研究.大气科学,1995,19(6):687~700.
- 4 陶诗言等.中国夏季副热带天气系统若干问题的研究.北京:科学出版社,1963.
- 5 吴国雄,刘屹岷,刘新,等.陆面过程对夏季降水和副高的影响.第四届东亚及西太平洋气象与气候研讨会,杭州,1999.45~47.
- 6 吴国雄,刘屹岷,刘平.空间非均匀加热对副热带高压形成和变异的影响,I:尺度分析.气象学报,1999,57(3):257~263.
- 7 刘屹岷,吴国雄,刘辉,等.空间非均匀加热对副热带高压形成和变异的影响,III:凝结潜热加热与南亚高压及西太平洋副高.气象学报,1999,57(5):525~538.
- 8 He J H, Zhou B, Wen M, et al. Studies on subtropical high's vertical circulation structure and interannual variation features with the mechanism. *Adv Atmos Sci*, 2001, 18(4):497~510.
- 9 周兵,何金海,谭言科,等.1998年武汉大暴雨切变涡度及非绝热加热垂直结构分析.气象学报,2001,59(6):707~718.
- 10 黄土松,余志豪.副热带高压结构及其同大气环流有关若干问题的研究.气象学报,1962,31(4):339~359.
- 11 陶诗言,徐淑英.夏季江淮流域持久性旱涝的环流特征.气象学报,1962,32(1):1~18.
- 12 刘屹岷,吴国雄.副热带高压研究回顾及对几个基本问题的再认识.气象学报,2000,58(4):500~512.

EFFECT OF TORRENTIAL RAIN ON VARIABILITY OF SUBTROPICAL HIGH

Zhou Bing¹⁾ He Jinhai²⁾ Xu Hai ming²⁾

¹⁾ (*National Meteorological Center, Beijing 100081*)

²⁾ (*Nanjing Institute of Meteorology, Nanjing 210044*)

Abstract

Based on NCEP/ NCAR data sets and dynamical diagnostic, the meridional circulation fact of torrential rain over the mid-lower Yangtze reaches was presented with composite analysis. The downward flow of secondary circulation occurred obviously while deducting the day variety of perpendicular motion. With calculating complete form vorticity equations, the further results show that the negative vorticity is stimulated by diabatic heating over the high layer, which locates at west side of the heating center, and versus east side is positive vorticity. In the low layer there is opposite exactly. Finally, the analysis emphasizes that the subtropical high all will move along the local negative vorticity center for variety direction with South Asia high.

Key words: Torrential rain Subtropical high Complete form vorticity equation Diabatic heating