

冉令坤, 李娜, 高守亭. 2013. 华东地区强对流降水过程湿斜压涡度的诊断分析 [J]. 大气科学, 37 (6): 1261–1273, doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2012.12110. Ran Lingkun, Li Na, Gao Shouting. 2013. Diagnostic analysis of precipitating convective process in East China with moist baroclinic vorticity parameters [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 37 (6): 1261–1273.

华东地区强对流降水过程湿斜压涡度的诊断分析

冉令坤^{1,2} 李娜^{2,3} 高守亭²

1 中国气象科学研究院, 北京 100081

2 中国科学院大气物理研究所, 北京 100029

3 中国科学院大学, 北京 100049

摘 要 湿斜压涡度 (Moist Baroclinic Vorticity, MBV)、湿热力斜压涡度 (Moist Thermodynamic Baroclinic Vorticity, MTBV) 及湿位涡 (Moist Potential Vorticity, MPV) 是能够完整表征涡度三维信息的物理量, 其中 MBV 代表切变风对湿比容的平流输送作用, MTBV 反映了垂直气压梯度、对流稳定度、风垂直切变与湿比容水平梯度之间的耦合效应。本文利用这些物理量对 2009 年 8 月 17 日发生在华东地区的一次强对流降水过程进行了诊断分析。该过程是在高空急流、中层浅槽和低空切变线的密切配合下产生的, 共经历了“团状结构—带状结构—团状结构”三个发展阶段。诊断结果表明, MPV、MBV 和 MTBV 的异常值区与降水落区有较好的对应关系; 随着强对流降水的发展演变, MPV、MBV 和 MTBV 都产生了相应的变化, MPV、MBV 和 MTBV 对降水和对流系统有追踪指示意义。相对而言, 在反映降水强度变化方面, MBV 和 MTBV 比 MPV 更具优势。

关键词 湿斜压涡度 湿热力斜压涡度 强降水 数值模拟

文章编号 1006-9895(2013)06-1261-13

中图分类号 P446

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2012.12110

Diagnostic Analysis of Precipitating Convective Process in East China with Moist Baroclinic Vorticity Parameters

RAN Lingkun^{1,2}, LI Na^{2,3}, and GAO Shouting²

1 Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081

2 Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

3 University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

Abstract The moist baroclinic vorticity (MBV) and moist thermodynamic baroclinic vorticity (MTBV) contain the vorticity information perpendicular to the potential temperature gradient which is excluded by moist potential vorticity (MPV). The MBV represents horizontal advection of the moist specific volume by shear wind. The MTBV indicates the coupling of the vertical pressure gradient, convective instability, vertical wind shear, and horizontal gradient of moist specific volume. A strong precipitating convective process in East China on August 17, 2009, is studied with these physical variables in this paper. The results show that a close configuration of a high-level jet stream, mid-level shallow trough, and low-level shear line induces this event. The convective system in this process undergoes three

收稿日期 2012-07-20, 2012-10-29 收修定稿

资助项目 国家重点基础研究发展计划 2013CB430105, 中国科学院重点部署项目 KZZD-EW-05, 中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室 2011LASE-B15, 公益性行业 (气象) 科研专项 GYHY200906004, 国家自然科学基金资助项目 41175060、41075098、41005005, 王宽城教育基金

作者简介 冉令坤, 男, 1974 年出生, 副研究员, 主要从事中尺度动力学和数值模拟研究。E-mail: rlk@mail.iap.ac.cn

通讯作者 李娜, E-mail: lina_amy@163.com

development stages: the nonsquall cluster stage, squall line and nonsquall cluster coexistence stage, and the nonsquall cluster redevelopment stage. It is shown that the MPV, MBV, and MTBV can indicate the location and evolution of the precipitation inside the convective system effectively. However, the MBV and MTBV are more sensitive to the change of the precipitation intensity and thus more capable of indicating precipitation in this case.

Keywords Moist baroclinic vorticity, Moist thermodynamic baroclinic vorticity, Heavy precipitation, Numerical simulation

1 引言

Ertel 位涡能够综合描述大气动力、热力学特征,具有守恒性、不可穿透性和可反演性(Rossby, 1940; Ertel, 1942; Hoskins et al., 1985),广泛地应用在气象研究领域,特别是在暴雨等灾害性天气诊断研究方面。王建中等(1996)利用位涡研究了江淮流域的一次特大暴雨过程,将湿位涡与湿斜压系统的水汽分布和不稳定机制联系起来。刘还珠和张绍晴(1996)分析了湿位涡与锋面强降水之间的关系,指出对流层低层湿位涡的符号和数值可用来判断强降水落区。很多研究表明,湿位涡异常能够比较好地描述降水落区及其发展移动,这主要是因为湿位涡与大气层结稳定度、湿斜压性和水平风垂直切变有关,而这些因素对降水均有重要影响。除了湿位涡,人们还提出了更多能够综合描述产生降水的动力、热力条件的物理量,从而更好地追踪降水系统的发展移动。利用强降水与低空急流之间的关系,刘淑媛等(2003)设计了表征低空急流强度和高度的指数 I ,发现其对强降水有一定的预示性;Yue et al. (2003)利用非地转湿 Q 矢量分析了一次江淮梅雨锋暴雨过程,发现分解的湿 Q 矢量对分析梅雨锋暴雨的潜在物理机制具有重要意义;齐彦斌等(2010)综合强降水过程中的显著物理因子提出了热力切变平流参数,该因子能够显著区分降水区与非降水区,与降水系统的发展演变密切相关。我国是强对流天气多发国家,强对流降水一方面为农业生产提供重要水源,但另一方面也经常导致山洪、泥石流等次生气象灾害,是我国主要灾害性天气之一,因此开展强对流降水过程研究,探索有效的强对流降水预报方法具有重要实际意义。目前,强对流降水研究主要有观测资料分析与高分辨率数值模拟研究两种途径(孙建华和赵思雄, 2002a, 2002b; 王建捷和李泽椿, 2002; 廖玉芳等, 2003; 张小玲等, 2004; 谌芸和李泽椿, 2005; 姚建群等, 2005; 姚叶青等, 2008; Shen and Liu, 2012)。观测资料分析通过综合分析各种观测资料做出降水预

报,而高分辨率的数值模拟虽然能够直接预报降水落区,但降水产生的物理过程和原因却不甚清楚。因而,如何将观测资料、数值模式与包含降水信息的动力学参数结合起来,全面地分析预报强对流降水是一个值得研究和探讨的科学问题。基于此,本文利用来自美国国家环境预报中心(NECP)/美国国家大气研究中心(NCAR)的 FNL 全球分析资料(Final Operational Global Analysis),FY-2C 卫星反演的云顶亮温(Blackbody Brightness Temperature, 简称为 TBB)以及高分辨率模拟资料对 2009 年 8 月 17 日发生在华东地区的强对流降水过程进行综合分析;同时,采用包含涡度三维动力信息的湿位涡、湿斜压涡度和湿热力斜压涡度等物理量对该过程进行诊断,研究三个物理量在强对流系统中的分布特征及其对强对流降水的指示预报能力。

2 天气形势分析

2009 年 8 月 17 日发生在我国华东地区的强对流降水过程,影响地区广阔,包括河北、河南、山东、安徽、湖北和江苏等省(李娜等, 2013),强暴雨中心位于山东南部,日降水量超过 140 mm(图略)。本文利用 $1^\circ \times 1^\circ$ 的 FNL 资料对该过程的天气形势进行分析。如图 1 所示,17 日 0600 UTC 强对流发生在河南与安徽省交界处(图 1 中三角形)。200 hPa 等压面上存在两个高空急流区,分别出现在内蒙古西部以及辽宁和吉林省北部,两个高空急流的最大风速轴线均位于 41°N 附近,最大风速达到 56 m s^{-1} 左右。东北地区高空急流入口区的中南侧为广阔的水平辐散区,散度正值区呈东北—西南走向,中心值约为 $8 \times 10^{-5}\text{ s}^{-1}$,与对流云带的位置和走向一致。高空急流激发次级环流,引发高层辐散,有助于华东地区强对流系统发生发展。在对流层中层(500 hPa),贝加尔湖和蒙古高原地区存在高空冷涡,其东部鄂霍次克海地区为阻塞高压;与之相配合,河北省西部有东传的短波槽活动,不断地引导冷空气侵入我国中东部地区,强对流系统在短波槽的南端发展加强。在对流层低层(850 hPa),

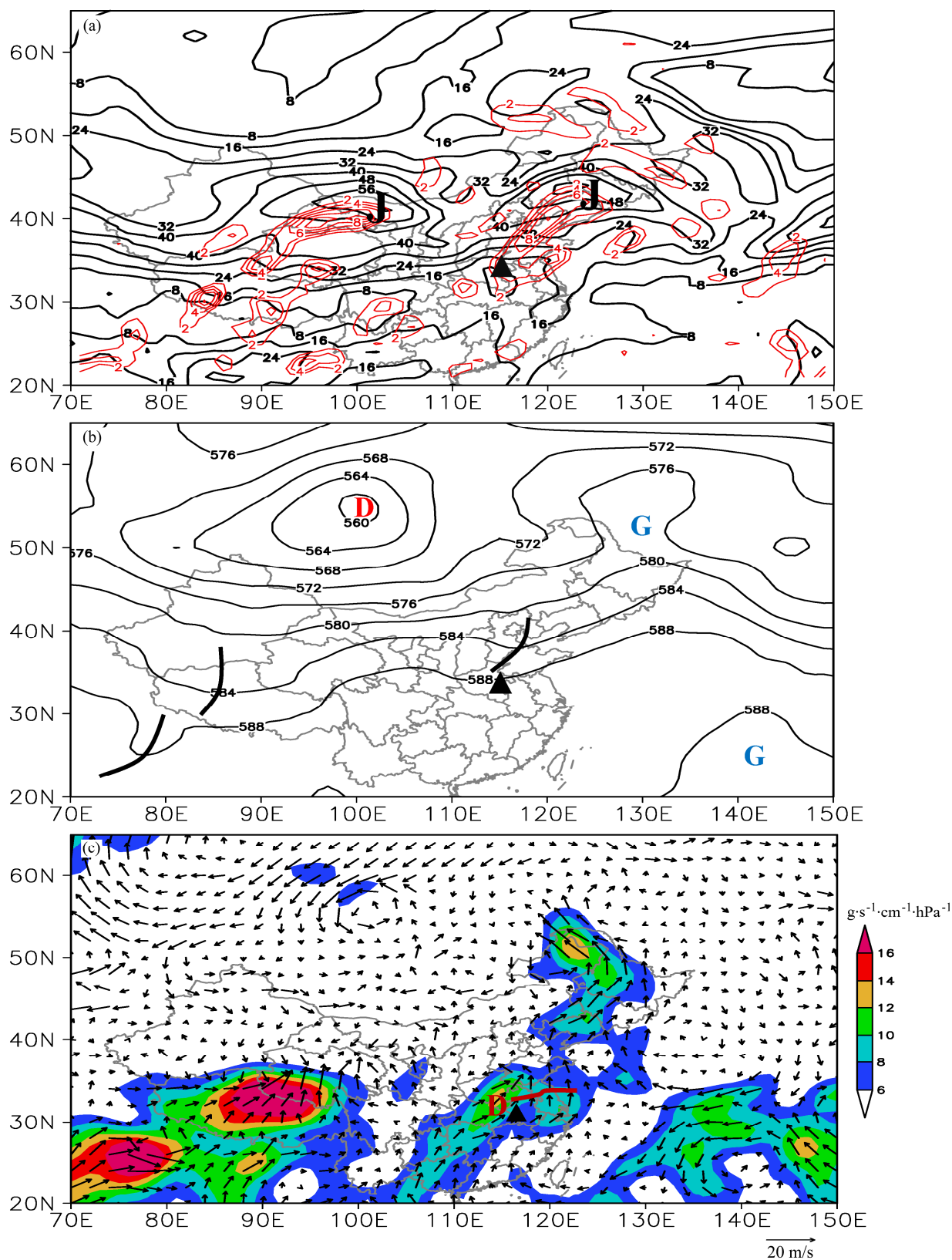


图1 2009年8月17日0600 UTC (a) 200 hPa的水平风速(黑色实线, m s^{-1})和水平散度(红色实线, 10^{-3} s^{-1}), (b) 500 hPa的位势高度场(实线, 10 gpm), (c) 850 hPa的风场(矢量箭头, m s^{-1})和水汽通量(填色区, $\text{g s}^{-1} \text{ cm}^{-1} \text{ hPa}^{-1}$)

Fig. 1 (a) Wind speed (black solid lines, m s^{-1}) and horizontal divergence (red solid lines, 10^{-3} s^{-1}) at 200 hPa, (b) geopotential height (solid lines, 10^{-1} gpm) at 500 hPa, (c) wind field (arrows, m s^{-1}) and moisture flux (color shaded areas, $\text{g s}^{-1} \text{ cm}^{-1} \text{ hPa}^{-1}$) at 850 hPa at 0600 UTC on August 17, 2009

西南气流强盛, 将孟加拉湾地区的水汽源源不断地输送到我国华东地区, 形成一条宽广的东北—西南向的水汽输送带。河南省北部存在低涡系统, 受其影响, 西南气流与偏东气流在河南和山东省中部形成暖式切变线。切变线南侧为水汽通量散度负高值区, 有明显水汽辐合, 造成强烈的水汽垂直输送。可见, 本次强对流过程是在高空急流、中层短波槽和低空切变线密切配合下产生的。

3 强对流系统发展演变过程

利用高时空分辨率的 TBB 资料可以分析中小尺度云系的发展演变。傅珊等(2006)研究表明,

对于强对流天气, TBB 一般在 -60°C 以下, 有时甚至达到 -100°C 以下。通常, TBB 越低, 代表云顶越高, 对流发展越旺盛(廖胜石等, 2007)。本文通过 FY-2C 卫星红外通道观测数据反演的逐小时 TBB 资料分析发现, 本次过程中的强对流系统由河南与山东省交界处的中尺度云团发展而来, 先后经历三个阶段: 团状对流系统阶段(第一阶段), 带状对流系统与弱的团状对流系统共存阶段(第二阶段), 带状对流系统消亡团状对流系统再次发展阶段(第三阶段)。如图 2a 所示, 17 日 0000 UTC TBB 负高值区主要位于山东省西部和河南省中东部地区, 代表那里的对流云团比较活

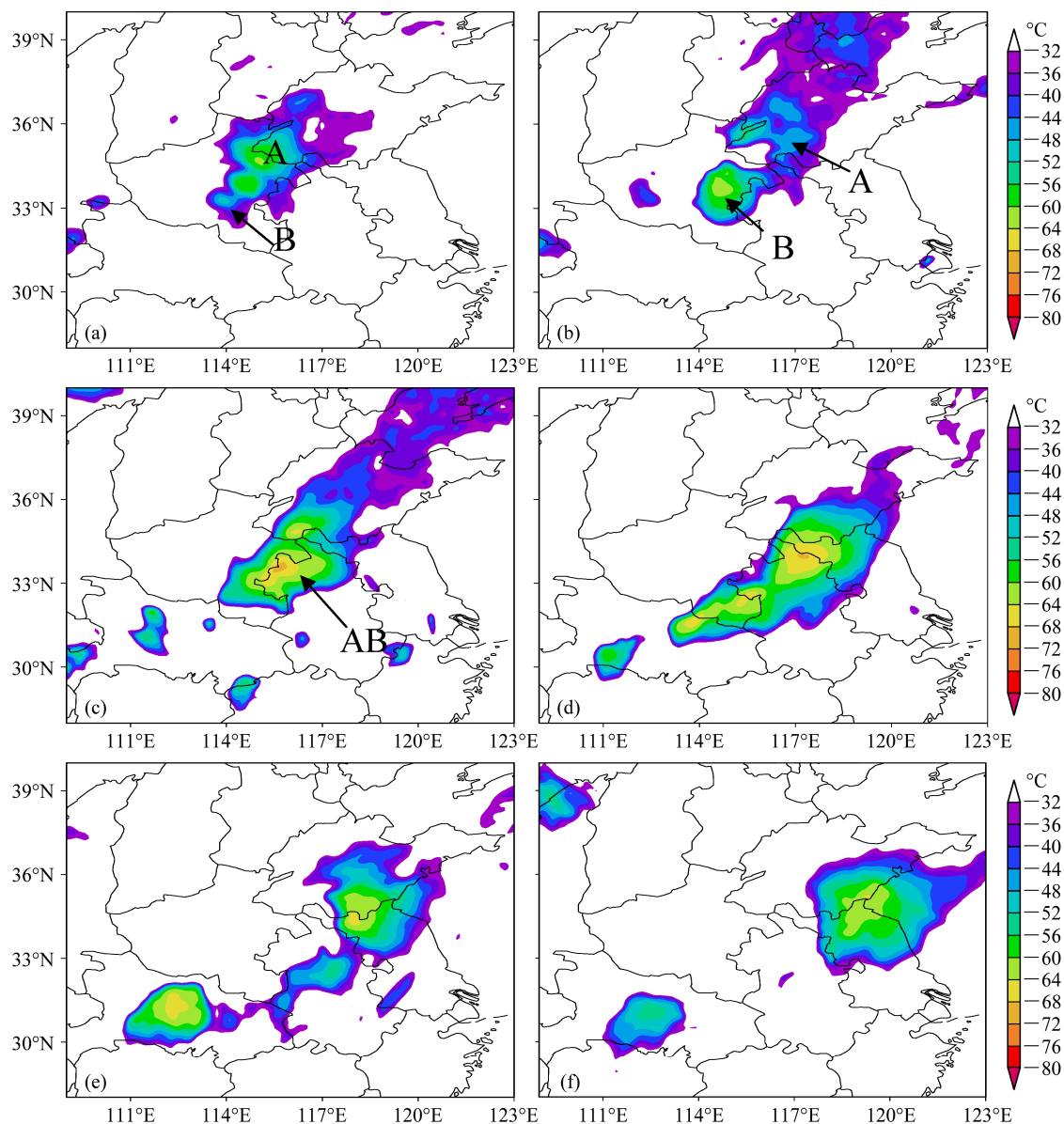


图2 2009年8月17日 (a) 0000 UTC, (b) 0400 UTC, (c) 0800 UTC, (d) 1200 UTC, (e) 1600 UTC, (f) 2000 UTC 的 TBB 分布, 单位为 $^{\circ}\text{C}$
Fig. 2 Distributions of TBB at (a) 0000 UTC, (b) 0400 UTC, (c) 0800 UTC, (d) 1200 UTC, (e) 1600 UTC, (f) 2000 UTC on August 17, 2009

跃, 该云团的经向水平尺度约为 600 km, 属于中 α 尺度对流系统。两个 TBB 负高值区分别位于河南与山东交界处和河南中南部, 分别标记为 “A” 和 “B”, 其中云团 “A” 水平尺度较大, TBB 小于 -60°C 的强对流中心出现在 $(34.5^{\circ}\text{N}, 115^{\circ}\text{E})$ 附近; 云团 “B” 的强度和水平尺度都小于云团 “A”, TBB 最低值在 -50°C 左右。0400 UTC (图 2b) 山东省中西部对流云团 “A” 减弱, TBB 基本上小于 -45°C , 而位于河南中南部的云团 “B” 强烈发展, 呈椭圆形分布, 水平尺度约为 250 km, TBB 小于 -60°C , 为典型的中 β 尺度对流云团。云团 “B” 在缓慢南移过程中与消散减弱的云团 “A” 逐渐合并, 发展加强。0800 UTC (图 2c), 合并后的云团 “AB” 位于东北—西南走向云带的西南端, 覆盖范围扩大, 横跨山东、河南、江苏和安徽四省, 其中 TBB 负值中心小于 -68°C , 主要位于河南与安徽省交界处, 说明对流云发展旺盛。随着云带向东南方向移动, 1200 UTC (图 2d) 对流云团范围进一步扩大, 发展为东北—西南走向的中 α 尺度带状对流系统, 长度在 1000 km 以上, 宽度约为 200 km, 最强的 TBB 负值中心仍小于 -68°C , 位于 $(33.5^{\circ}\text{N}, 117.5^{\circ}\text{E})$, 两个次负值中心分别位于 $(32^{\circ}\text{N}, 114^{\circ}\text{E})$ 和 $(32.5^{\circ}\text{N}, 116^{\circ}\text{E})$ 。此外, 湖北与湖南交界处有水平尺度约 100 公里的对流云团发展, TBB 中心值小于 -56°C 。随后, 湖北省西南部的小对流云团与对流云带西端合并, 强烈发展。同时, 对流云带东北端山东与江苏交界处对流云团也呈发展趋势, TBB 中心值在 -64°C 以下。2000 UTC (图 2f), 原对流云带的中部云团已经消散, 分裂为两个独立的对流云团, 分别位于山东和江苏省交界处和湖北省中南部。

4 湿斜压涡度诊断分析

4.1 理论

强对流系统的发展伴有水平风垂直切变和水平旋转, 具有水平和垂直涡管显著, 涡度拟能 (涡度矢量的范数) 较大的特点。虽然位涡能够描述涡度和位温梯度的综合特征 ($q_A = \boldsymbol{\omega} \cdot \nabla \theta$), 但位涡代表涡度在位温梯度方向上的投影, 不能反映等位温面上的涡度分量。对于大尺度系统, 位温梯度为准垂直方向, 所以位涡主要体现垂直涡度信息。大尺度系统的运动主要为二维准水平运动, 垂直涡度基本上能够描述其整体的运动特征, 因而位涡能够

较好地描述大尺度系统运动。对于导致暴雨的中尺度系统, 大气运动是三维的, 除了平行于位温梯度方向的涡度分量 (位涡), 还要考虑垂直于位温梯度方向的涡度分量, 该分量对中尺度系统的发生发展也有重要影响。为了考虑涡度的三维分量, 不遗漏动力信息, 本文在位涡基础上引入斜压涡度 (Baroclinic Vorticity, BV) 和热力斜压涡度 (Thermodynamic Baroclinic Vorticity, TBV) 的概念 (Ran et al., 2013), 即

$$q_B = \boldsymbol{\omega} \cdot (\nabla p \times \nabla \alpha), \quad (1)$$

$$q_C = \boldsymbol{\omega} \cdot [(\nabla p \times \nabla \alpha) \times \nabla \theta], \quad (2)$$

其中, $\boldsymbol{\omega}$ 为涡度矢量, p 为气压, α 为比容。由于斜压力管 $\nabla p \times \nabla \alpha$ 的方向与位温梯度 $\nabla \theta$ 的方向垂直 (即, $(\nabla p \times \nabla \alpha) \cdot \nabla \theta = 0$), 因此矢量 $\nabla \theta$ 、 $\nabla p \times \nabla \alpha$ 和 $(\nabla p \times \nabla \alpha) \times \nabla \theta$ 是相互正交的 (图 3a)。这样, q_A 、 q_B 和 q_C 代表涡度在三个正交方向上的投影, 涵盖了涡度的三维信息, 其中, q_B 和 q_C 体现了垂直于位温梯度方向的涡度分量信息。

斜压涡度 (BV) 又可以写为:

$$q_B = \boldsymbol{\omega} \cdot \left(\frac{\alpha}{\theta} \nabla p \times \nabla \theta \right) = \frac{1}{\theta} (\boldsymbol{\omega} \times \nabla \theta) \cdot (-\alpha \nabla p). \quad (3)$$

上式中, $\boldsymbol{\omega} \times \nabla \theta$ 为对流涡度矢量 (Convective Vorticity Vector, CVV, Gao et al., 2004), 因此斜压涡度也代表对流涡度矢量在气压梯度方向上的投影。热力斜压涡度 (TBV) 还可以写为

$$q_C = -(\boldsymbol{\omega} \times \nabla \theta) \cdot (\nabla p \times \nabla \alpha). \quad (4)$$

可见热力斜压涡度代表对流涡度矢量在斜压力管方向上的投影。在实际大气中, 气压梯度力的方向通常为垂直方向, 而斜压力管的方向一般为水平方向, 因而 BV 和 TBV 分别反映了 CVV 垂直和水平分量的动力信息。Gao et al. (2004) 研究表明, CVV 及其分量与云凝结物有良好的相关性, 对降水有一定的指示意义, 因此, BV 和 TBV 与降水也预期存在密切联系。

由于实际降水过程中大气通常是高温高湿的, 因此为了把 BV 和 TBV 应用到实际大气, 本文进一步把 PV, BV 和 TBV 改写为:

$$q_A^* = \boldsymbol{\omega}^* \cdot \nabla \theta^*, \quad (5)$$

$$q_B^* = \boldsymbol{\omega}^* \cdot (\nabla p \times \nabla \alpha^*), \quad (6)$$

$$q_C^* = \boldsymbol{\omega}^* \cdot [(\nabla p \times \nabla \alpha^*) \times \nabla \theta^*], \quad (7)$$

其中, $\theta^* = \theta/\eta$ 为广义位温, $\alpha^* = 1/\rho^*$ 为湿比容,

$\rho^* = \rho/\eta$ 为湿密度,

$$\eta = \exp \left[\frac{L_v q_{vs}}{c_p T_c} \left(\frac{q_v}{q_{vs}} \right)^k \right]$$

为凝结潜热函数, $\omega^* = \nabla \times \mathbf{v}^*$ 为湿涡度, $\mathbf{v}^* = (\eta u, \eta v, \eta w)$ 为湿速度。这里, q_A^* 、 q_B^* 和 q_C^* 分别为湿位涡 (Moist Potential Vorticity, MPV), 湿斜压涡度 (Moist Baroclinic Vorticity, MBV) 和湿热力斜压涡度 (Moist Thermodynamic Baroclinic Vorticity, MTBV)。为了保持坐标系统的正交性和涡度信息的完整性, 在上述表达式引入了湿密度, 湿速度和湿涡度的概念 (图 3b)。根据中尺度系统的特征尺度, 通过尺度分析, MBV 和 MTBV 可以进一步简化为:

$$q_B^* \approx \frac{\partial p}{\partial z} \left(\frac{\partial \mathbf{v}_h^*}{\partial z} \cdot \nabla_h \alpha^* \right), \quad (8)$$

$$q_C^* \approx -\frac{\partial \theta^*}{\partial z} \frac{\partial p}{\partial z} \left[\left(\frac{\partial \mathbf{v}_h^*}{\partial z} \times \nabla_h \alpha^* \right) \cdot \mathbf{k} \right]. \quad (9)$$

由上式可知, MBV 代表切变风对湿比容的平流输送作用; MTBV 反映了垂直气压梯度、对流稳定性、风垂直切变与湿比容 (密度) 水平梯度之间的耦合。由于垂直气压梯度随高度递减, 水平变化不明显, 因此其在 MBV 和 MTBV 中主要起到垂直权重的作用。MBV 和 MTBV 中的水平风垂直切变是影响对流系统发展演变的重要因子, 能够改变大气稳定性 (对称不稳定); 引起对流系统动能的变化; 增强水平涡管, 导致垂直涡度发展; (根据热成风关系) 造成等熵面倾斜; 进而影响对流系统的组织传播, 间接影响对流降水。MBV 和 MTBV 中的湿比容 (密度) 水平梯度主要反映了大气的湿斜压性。此外, 由于 MBV 和 MTBV 还引入了凝结潜热函数, 所以它们在一定程度上也体现了水汽效应。由于降水区具有高温高湿的特点, 湿斜压性较强, 并且水平风垂直切变明显, 因此 MPV、MBV 和 MTBV 通常在降水区表现异常。

4.2 资料

李娜等 (2013) 利用 ARPS (Advanced Regional Prediction System) 模式, 以水平分辨率为 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 的 NCEP/NCAR GFS (Global Forecasting System) 分析场为背景场, 同化多部多普勒雷达径向风和反射率资料以及常规地面探空观测资料对本次强对流过程进行数值模拟。2009 年 8 月 17 日 0000 UTC~0200 UTC 为循环同化时段, 模拟时段为 17 日 0200

UTC~18 日 0000 UTC, 模拟区域为 ($31^\circ\text{N} \sim 39^\circ\text{N}$, $110^\circ\text{E} \sim 120^\circ\text{E}$), 水平分辨率为 2.5 km, 水平格点数为 363×363 , 垂直平均格距为 500 m, 垂直层数为 53 层。模拟结果与观测的对比分析表明, 该模拟较好地再现了强对流系统“团状结构—带状结构—团状结构”的发展演变过程及其降水特征, 模式输出资料比较可靠。针对本次强对流降水过程, 本文将采用上述模拟资料, 对 MPV、MBV 和 MTBV 进行分析。

4.3 结果分析

图 4 为 17 日 1000 UTC MPV、MBV 和 MTBV 沿 117.5°E 的垂直分布 (剖面位置可参考图 5b), 此时飊线及其东北端团状对流系统处于稳定维持阶段, 四个强降水中心分别位于 32.7°N , 33.3°N , 34.2°N 和 36°N 附近, 其中 36°N 附近的降水中心位于团状对流系统内, 其余则位于飊线中东段。 $32^\circ\text{N} \sim 34.5^\circ\text{N}$ 飊线区对流层高层 MPV 负值区向下伸展至约 7 km 高度 (图 4a); 对流层中层 4~7 km 高度区间的 MPV 数值较小, 没有明显的异常值区; 对流层低层 4 km 以下高度存在明显的 MPV 异常值区, 正负高值中心基本上位于降水区上空。 $35.5^\circ\text{N} \sim 37^\circ\text{N}$ 团状强对流降水区 MPV 异常值区基本处于对流层 8 km 以下高度。在 $34.5^\circ \sim 35.5^\circ\text{N}$ 弱降水区, MPV 的异常值区主要出现在对流层中层 5~8 km 高度区间, 而在 4 km 以下高度则无明显异常。MBV 垂直分布 (图 4b) 与 MPV 存在显著差异, 其异常值区主要位于 10 km 以下高度。 32.7°N 附近飊线降水区上空 MBV 的正高值区从地面垂直伸展到约 10 km 高度; 33.3°N 附近降水区 MBV 的异常值主要集中在对流层中低层 5 km 以下高度; 34.2°N 附近降水区 MBV 正负高值区主要出现在对流层低层 4 km 以下高度及 7~8 km 高度区间。可见, 飊线系统中降水强度不同的地区 MBV 分布也不同。由公式 (8) 知, MBV 主要体现了水平风垂直切变与湿比容梯度的耦合效应。一般地, 对流层低层的水平风垂直切变有利于降水发生发展, 而对流层中层的水平风强垂直切变则会破坏降水形成机制。上述分析表明, 飊线强降水区的 MBV 异常值区主要集中在低层, 而弱降水区 MBV 的异常值区从低层伸展到高层。在团状强对流降水区, MBV 异常值区的分布呈明显的“V”字型结构, 在强降水中心上空发展最低, 位于 5 km 以下高度, 而在强降水中心两侧, MBV 异常值区的位置逐渐升高, 可达 9 km 以上高度。这些表明, 产生强降水的有利条件是对

流层低层出现较强水平风垂直切变和湿斜压性, 而对流层中层较强的水平风垂直切变可能抑制降水。由于强降水和弱降水产生的动热力条件不同, 因而利用 MBV 可以粗略地判断降水强度。当 MBV 在对流层中高层有异常值而在低层无明显异常时, 一般降水较弱或无降水产生; 当 MBV 异常值区从对流

层低层垂直伸展到高层时, 通常会出现偏弱的降水; 当 MBV 的异常值主要位于低层时, 一般会产生偏强降水。MTBV 具有与 MBV 类似的垂直分布形态, 其正负高值区也主要集中在对流层 10 km 以下高度。在 32.7°N 附近飗线弱降水区, MTBV 异常值区发展最高 (约为 9 km 高度), 33.3°N 附近降

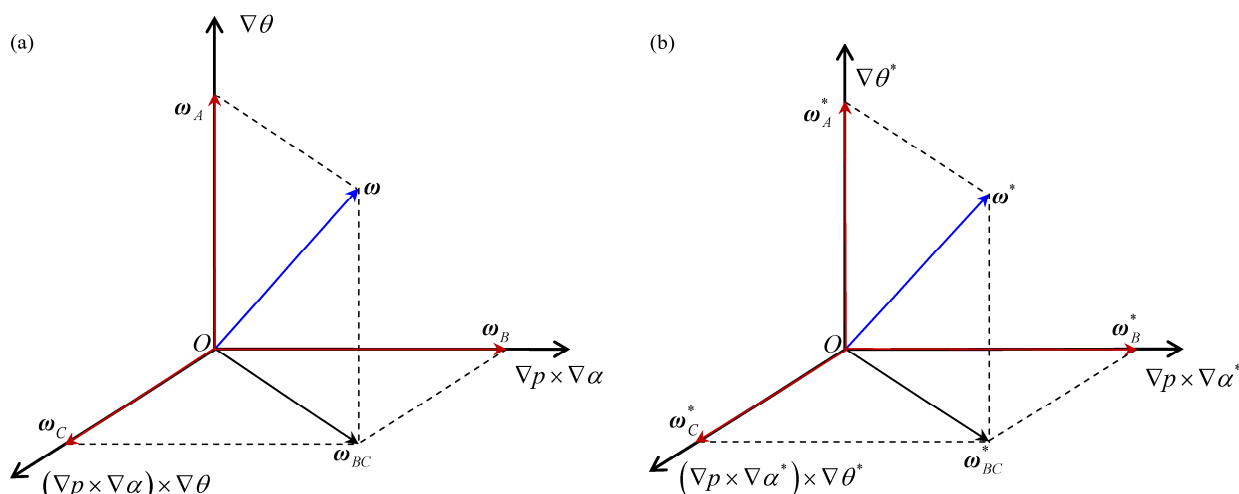


图 3 (a) 以矢量 $\nabla\theta$ 、 $\nabla p \times \nabla\alpha$ 和 $(\nabla p \times \nabla\alpha) \times \nabla\theta$ 为基础建立的三维正交系统; (b) 以矢量 $\nabla\theta^*$ 、 $\nabla p \times \nabla\alpha^*$ 和 $(\nabla p \times \nabla\alpha^*) \times \nabla\theta^*$ 为基础建立的三维正交系统

Fig. 3 (a) The three-dimensional orthogonal system built on the basis of $\nabla\theta$, $\nabla p \times \nabla\alpha$, and $(\nabla p \times \nabla\alpha) \times \nabla\theta$, ω is the vorticity vector; (b) The three-dimensional orthogonal system built on the basis of $\nabla\theta^*$, $\nabla p \times \nabla\alpha^*$ and $(\nabla p \times \nabla\alpha^*) \times \nabla\theta^*$, ω^* is the moist vorticity vector

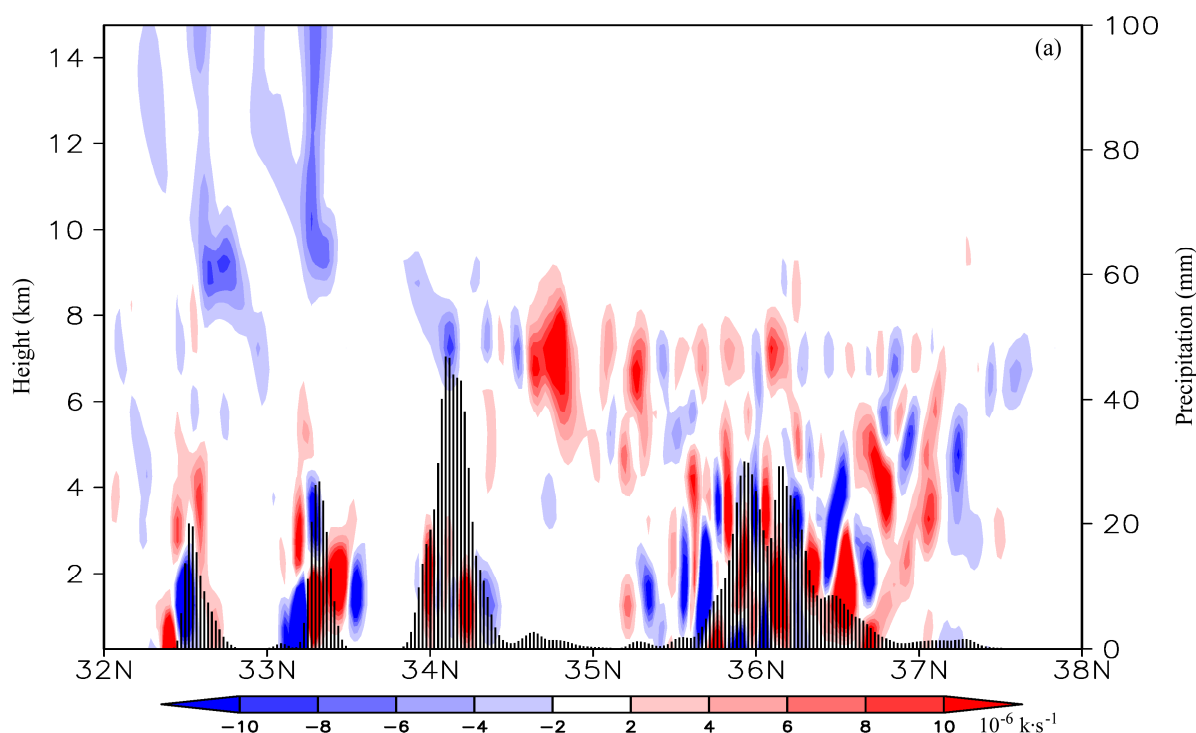


图 4 2009 年 8 月 17 日 1000 UTC MPV (a, 彩色填色区, 10^{-6} K s^{-1}), MBV (b, 彩色填色区, 10^{-8} m s^{-3}), MTBV (c, 彩色填色区, $10^{-10} \text{ K s}^{-3}$) 在沿 117.5°E 的经向—垂直剖面内的分布, 直方图代表 1 h 累计降水量 (单位: mm)

Fig. 4 Cross sections of (a) MPV (color shaded areas, 10^{-6} K s^{-1}), (b) MBV (color shaded areas, 10^{-8} m s^{-3}), and (c) MTBV (color shaded areas, $10^{-10} \text{ K s}^{-3}$) along 117.5°E at 1000 UTC on August 17th, 2009. The black bars are 1-h accumulated precipitation (mm)

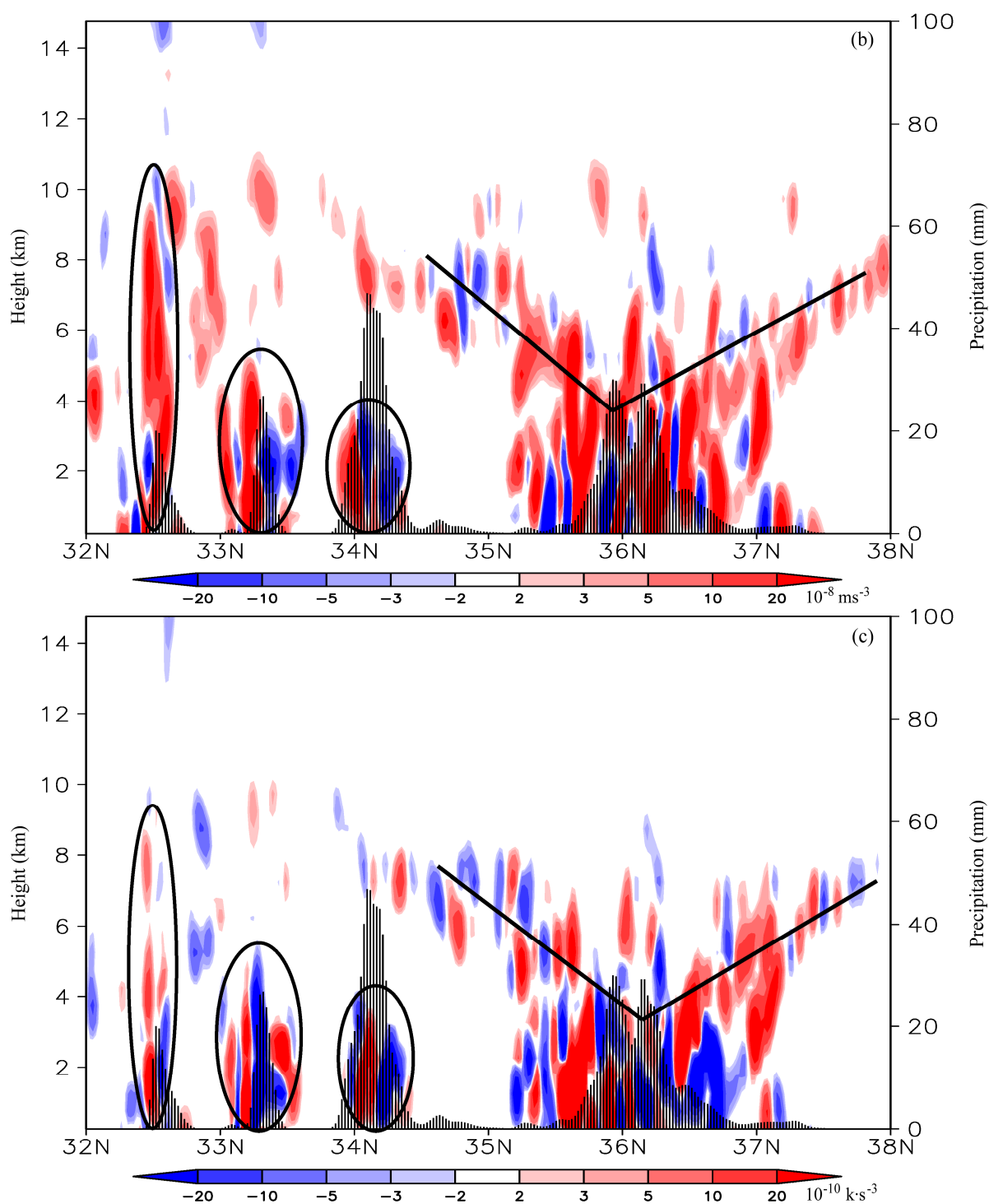


图4 (续)
Fig. 4 (Continued)

水区 MTBV 的高值区伸展到约 6 km 高度, 34.2°N 附近强降水中心 MTBV 主要分布在低层 4 km 以下高度和中高层 7~9 km 高度区间。在团状对流降水区, MTBV 呈“V”字型分布。此外, 无论在对流层低层还是高层, 降水区 MBV 和 MTBV 的异常值区都是正负交替分布的, 这主要与降水分布的不均

匀性有关。若某一地区降水较强, 有大量的凝结潜热释放, 凝结潜热函数较大, 以至于其南侧有 $\partial\alpha^*/\partial y < 0$, 北侧有 $\partial\alpha^*/\partial y > 0$, 在水平风垂直切变和对流稳定度不变的情况下, 则 MBV 和 MTBV 的符号在降水区两侧相反。

上述 MPV、MBV 和 MTBV 垂直结构的分析

表明, MPV、MBV 和 MTBV 在降水区都表现出明显的异常, 尤其是 MBV 和 MTBV, 不但能够指示降水落区, 还能在一定程度上反映降水强度。为探讨强对流系统不同发展阶段 MPV、MBV、MTBV 与降水的关系, 本文进一步分析了 MPV、MBV、MTBV 的水平分布特征。在这里, 首先取 MPV、MBV 和 MTBV 的绝对值, 然后再对其进行垂直积分(用 $\langle | \rangle$ 表示), 这样做的主要原因是在垂直方向上 MPV、MBV 和 MTBV 的符号不确定, 既可以为正值, 也可以为负值, 当进行垂直积分时, 正值和负值会相互抵消, 这样的垂直积分不能全面地反映对流层内 MPV、MBV 和 MTBV 的整体特征, 因此需要先取其绝对值, 再进行垂直积分。图 5 为强对流系统不同发展阶段 1 h 累积降水及相应时刻的 $\langle |MPV| \rangle$ 、 $\langle |MBV| \rangle$ 和 $\langle |MTBV| \rangle$ 水平分布。17 日 0400 UTC 强对流系统处于椭圆团状结构阶段, 其内部降水分布呈不标准的圆形, 平均水平尺度约为 300 km, 强降水中心出现在对流系统中部, 中心降水量约为 70 mm。 $\langle |MPV| \rangle$ 、 $\langle |MBV| \rangle$ 和 $\langle |MTBV| \rangle$ 三个物理量均能够较好地指示 0400 UTC 降水落区: $\langle |MPV| \rangle$ 有三个正高值中心, 但其高值区的位置比实际降水偏南; $\langle |MBV| \rangle$ 和 $\langle |MTBV| \rangle$ 高值区较好地反映了降水范围, 但多个高值中心分布比较分散。1000 UTC, 对流系统进入带状飑线与团状对流系统共存阶段。相应地, 降水区包括两部分, 一部分呈团状结构, 位于山东中部地区, 内部分散多个小尺度较强降水中心; 另一部分呈狭窄的带状, 宽度仅为几十公里, 横跨江苏、安徽、河南和湖北四省。与上一阶段相比, 对流系统降水强度的变化不明显。此时, $\langle |MPV| \rangle$ 、 $\langle |MBV| \rangle$ 和 $\langle |MTBV| \rangle$ 的高值区随着强对流系统的演变而变化。在飑线降水区, 三者的高值区呈东北—西南走向的带状分布; 在团状对流降水区中, 三者也相应地呈团状分布。1600 UTC, 飑线系统消散, 带状降水减弱消失, 其东北端的团状对流系统获得强烈发展, 降水强度显著增强, 1 h 累积降水量最高达 130 mm。与之相应, $\langle |MPV| \rangle$ 、 $\langle |MBV| \rangle$ 和 $\langle |MTBV| \rangle$ 的带状高值区减弱消失, 主要表现为山东与江苏省交界处的团状高值区。值得注意的是, 在强对流系统发展的三个阶段湿位涡 $\langle |MPV| \rangle$ 强度变化不明显, 高值中心基本维持在 $0.12 \sim 0.18 \text{ K s}^{-1}$ 。 $\langle |MBV| \rangle$ 和 $\langle |MTBV| \rangle$ 则变化显著。0400 UTC 和 1000 UTC, $\langle |MBV| \rangle$ 和 $\langle |MTBV| \rangle$ 高值中心分别

维持在 $40 \times 10^{-4} \sim 45 \times 10^{-4} \text{ m s}^{-3}$ 和 $40 \times 10^{-6} \sim 50 \times 10^{-6} \text{ K s}^{-3}$ 而在 1600 UTC 随着降水的显著增强, $\langle |MBV| \rangle$ 和 $\langle |MTBV| \rangle$ 的中心值也明显增长。上述分析表明, MPV、MBV 和 MTBV 均能较好地反映降水落区和移动, 意味着三者对强对流系统均有一定的追踪指示意义, 但在描述降水强度的变化方面 MBV 和 MTBV 更具优势, 徐州和商丘两地降水率与 $\langle |MPV| \rangle$ 、 $\langle |MBV| \rangle$ 和 $\langle |MTBV| \rangle$ 的时间演变趋势(图 6)可以进一步验证这一点。在整个过程中徐州地区(图 6a)主要有两个降水率峰值, 分别出现在 17 日 0400~0600 UTC 和 0800~1000 UTC 两个时段。在前一强降水时段, 0500 UTC 徐州地区降水率达到最大, 约为 150 mm h^{-1} 。相应地, $\langle |MPV| \rangle$ 、 $\langle |MBV| \rangle$ 和 $\langle |MTBV| \rangle$ 也达到峰值, 分别为 $1 \times 10^{-1} \text{ K s}^{-1}$ 、 $2.3 \times 10^{-3} \text{ m s}^{-3}$ 和 $2.3 \times 10^{-5} \text{ K s}^{-3}$ 。在后一强降水时段, 1000 UTC 徐州地区降水率达到最大, 约为 50 mm h^{-1} , 小于 0500 UTC 的峰值。 $\langle |MPV| \rangle$ 、 $\langle |MBV| \rangle$ 和 $\langle |MTBV| \rangle$ 在这一时段的最大值分别约为 $0.8 \times 10^{-1} \text{ K s}^{-1}$ 、 $1.8 \times 10^{-3} \text{ m s}^{-3}$ 、 $1.8 \times 10^{-5} \text{ K s}^{-3}$, 较前一时段的峰值均有所降低, 但 $\langle |MBV| \rangle$ 和 $\langle |MTBV| \rangle$ 的峰值比 $\langle |MPV| \rangle$ 降得更多。商丘地区(图 6b)的降水主要发生在强对流过程的前期(17 日 0700 UTC 之前), 降水率波动较大, 具有双周期特征。在波动降水时段 17 日 0200~0700 UTC, $\langle |MPV| \rangle$ 的变化不明显, 基本维持在 $0.8 \times 10^{-1} \text{ K s}^{-1}$, 而 $\langle |MBV| \rangle$ 和 $\langle |MTBV| \rangle$ 波动变化显著, 其变化趋势与降水率相似, 都具有明显的双周期特征。以上分析进一步表明, 尽管三个诊断量在降水时段内都表现出明显的异常, 但 $\langle |MBV| \rangle$ 和 $\langle |MTBV| \rangle$ 对降水强度的变化更加敏感, 对强对流降水的指示作用更加显著。这主要与 MPV、MBV 和 MTBV 所包含的物理信息不同进而描述湿大气热力特征的侧重点不同有关。MPV 包含了位温梯度方向的涡度分量, 而 MBV 和 MTBV 反映了沿等位温面的涡度分量。尺度分析表明, MBV 主要表现了垂直切变风对湿比容的平流输送作用; 而 MTBV 主要反映了对流稳定度、垂直风切变与湿比容梯度的耦合效应。二者的共同特点是均包含气压垂直梯度和垂直风切变。气压垂直梯度虽然在降水区与非降水区中区别不明显, 但在 MBV 和 MTBV 中起到了权重作用, 使得与之相配合的对流稳定度、风垂直切变和湿比容梯度等物理信息在 MBV 和 MTBV 中能够得

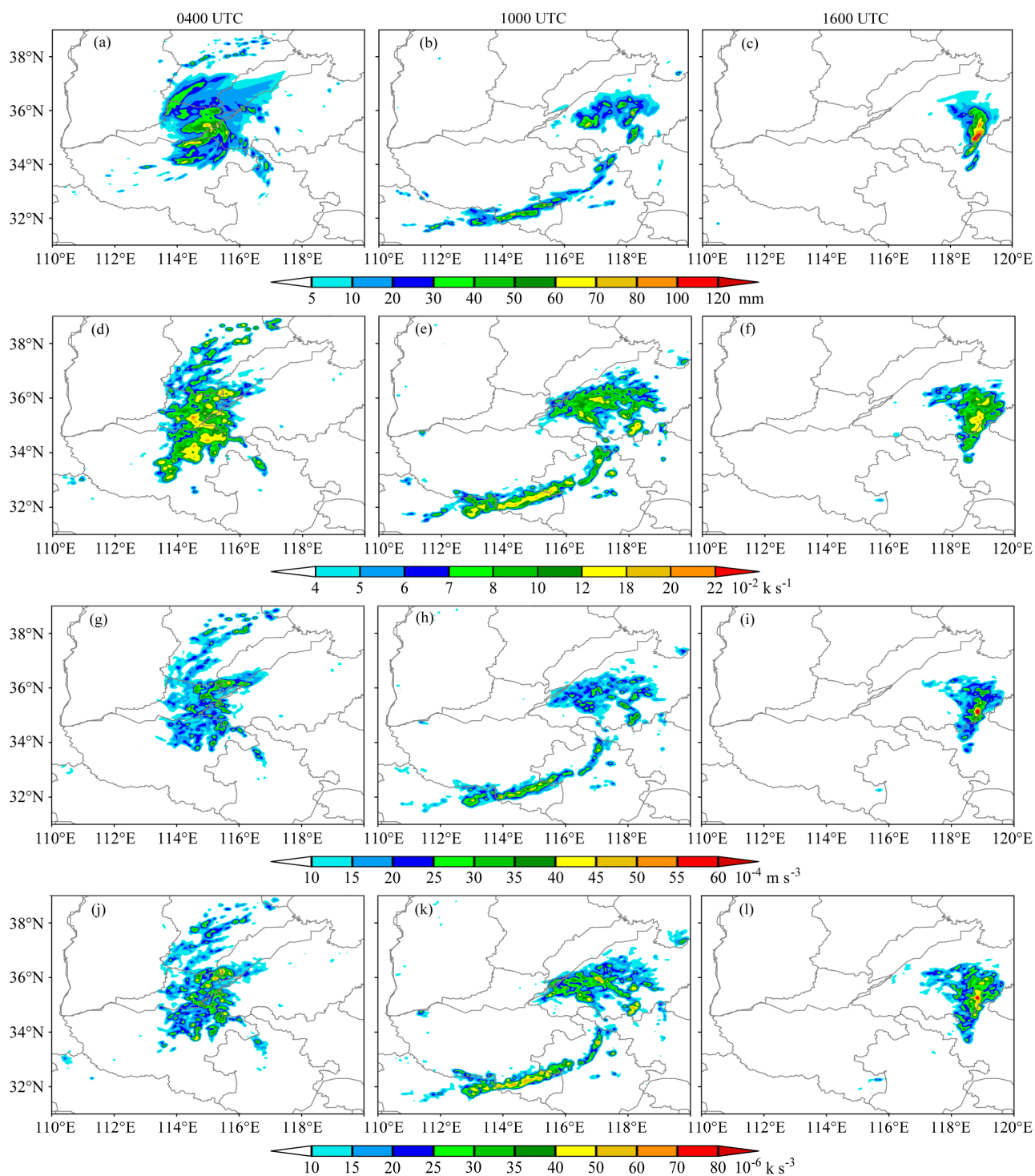


图5 2009年8月17日0400 UTC、1000 UTC和1600 UTC 1 h累积降水量 (a、b、c, mm)、湿位涡 $\langle \text{MPV} \rangle$ (d、e、f, 10^{-2} K s^{-1})、湿斜压涡度 $\langle \text{MBV} \rangle$ (g、h、i, 10^{-4} m s^{-3}) 和湿热力斜压涡度 $\langle \text{MTBV} \rangle$ (j、k、l, 10^{-6} K s^{-3}) 的分布

Fig. 5 Horizontal distributions of (a, b, c) 1-h accumulated precipitation (mm), (d, e, f) moist potential vorticity $\langle \text{MPV} \rangle$ (10^{-2} K s^{-1}), (g, h, i) moist baroclinic vorticity $\langle \text{MBV} \rangle$ (10^{-4} m s^{-3}), and (j, k, l) moist thermodynamic baroclinic vorticity $\langle \text{MTBV} \rangle$ (10^{-6} K s^{-3}) at 0400 UTC, 1000 UTC, and 1600 UTC on August 17, 2009

到显著体现。虽然产生降水的动力、热力过程相当复杂,但在非降水区、弱降水区和强降水区这些物理信息的差异还是比较明显的,因而 MBV 和

MTBV 能够较好地区分不同强度的降水区,这可能是 MBV 和 MTBV 对降水强度更加敏感的主要原因。

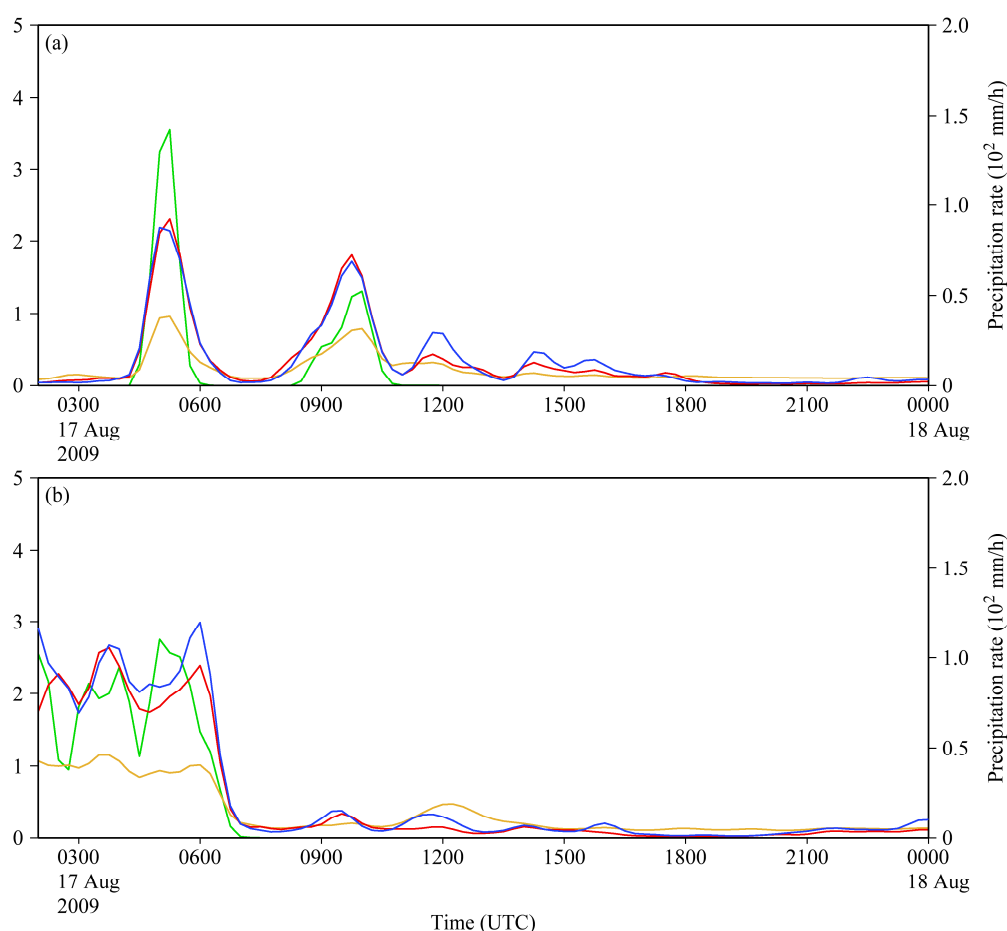


图6 模拟的2009年8月17日0200 UTC~18日0000 UTC 徐州(a)和商丘(b)地区降水率(绿色实线, 10^2 mm h^{-1})、 $\langle \text{MPV} \rangle$ (橙色实线, 10^{-1} K s^{-1})、 $\langle \text{MBV} \rangle$ (红色实线, 10^{-3} m s^{-3})和 $\langle \text{MTBV} \rangle$ (蓝色实线, 10^{-5} K s^{-3})的时间演变,图中左侧坐标代表诊断量,右侧坐标代表降水率
Fig. 6 Time series of precipitation rate (green solid lines, 10^2 mm h^{-1}), $\langle \text{MPV} \rangle$ (orange lines, 10^{-1} K s^{-1}), $\langle \text{MBV} \rangle$ (red lines, 10^{-3} m s^{-3}), and $\langle \text{MTBV} \rangle$ (blue lines, 10^{-5} K s^{-3}) in (a) Xuzhou and (b) Shangqiu, the left axis denotes values of the three diagnostic quantities while the right axis denotes the precipitation rate

5 结论

本文综合利用 NECP/FNL 全球分析资料、卫星观测资料、高分辨率的模拟资料和包含丰富物理信息的动力诊断量对2009年8月17日发生在华东地区的一次强对流降水过程进行诊断分析。大尺度背景场分析表明本次强对流过程是在高空急流、中层浅槽和低空切变线的密切配合下产生的。强对流系统由河南与山东省交界处的中尺度云团发展而来,先后经历三个阶段:团状对流系统阶段(第一阶段),带状对流系统与弱的团状对流系统共存阶段(第二阶段),带状对流系统消亡团状对流系统再次发展阶段(第三阶段)。针对本次强对流过程,本文分析了湿位涡(MPV)、湿斜压涡度(MBV)和湿热力斜压涡度(MTBV)与强对流降水关系。MPV、MBV和MTBV是能够反映完整三维涡度信

息的物理量,其中MPV包含沿位温梯度方向的涡度,MBV和MTBV包含等位温面上的涡度。MBV代表垂直切变风对湿比容的平流输送作用,MTBV反映了对流稳定度、风垂直切变与湿比容(密度)水平梯度之间的耦合效应。诊断结果表明,MPV、MBV和MTBV均能够有效反映强对流降水的空间分布和时间演变。在垂直方向上,对流层低层MPV异常值区基本上对应着降水落区;MBV和MTBV的异常值区则主要出现在对流层10 km以下高度,正负值区交替分布。MBV和MTBV不但能够指示降水落区,在一定程度上还能反映降水强度。当MBV和MTBV在对流层中高层表现异常而在低层无明显异常时,通常降水较弱或无降水产生;当MBV和MTBV异常值区从对流层低层垂直伸展到高层时,往往会出现偏弱的降水;当MBV和MTBV的异常值主要位于低层时,一般会产生较强降水。

在强对流发展的不同阶段, 降水分布特征也不同, 第一阶段的降水呈不规则的圆形结构; 第二阶段飑线区降水呈狭窄的带状分布, 而团状对流区降水则呈不规则团状结构; 在第三阶段, 带状的降水减弱消失, 而团状降水显著加强。 $\langle |MPV| \rangle$ 、 $\langle |MBV| \rangle$ 和 $\langle |MTBV| \rangle$ 的高值区均较好地反映了强对流不同发展阶段的降水落区和移动, 说明 MPV、MBV 和 MTBV 对降水和对流系统有追踪指示意义。相对而言, 在指示强对流降水强度变化方面, MBV 和 MTBV 更具优势。商丘和徐州两地降水率与 $\langle |MPV| \rangle$ 、 $\langle |MBV| \rangle$ 和 $\langle |MTBV| \rangle$ 时间演变趋势的对比分析表明, MBV 和 MTBV 对降水强度的变化更加敏感。这可能主要与 MBV 和 MTBV 均包含气压垂直梯度有关, 其使得与之相配合的其他物理信息 (如垂直风切变、对流稳定度等) 显著体现。

参考文献 (References)

- 谌芸, 李泽椿. 2005. 青藏高原东北部区域性大到暴雨的诊断分析及数值模拟 [J]. 气象学报, 63 (3): 289–300. Chen Yun, Li Zechun. 2005. Diagnostic analysis and numerical simulation on a regional heavy-hard rain in northeast of Qinghai-Xizang Plateau [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 63 (3): 289–300.
- Ertel H. 1942. Ein neuer hydrodynamischer Wiebelsatz [J]. Meteorology Zeitschr Braunschweigs, 59: 277–281.
- 傅珊, 岳艳霞, 李国翠. 2006. TBB 资料的处理及应用 [J]. 气象, 32 (2): 40–45. Fu Shan, Yue Yanxia, Li Guocui. 2006. TBB data processing and application [J]. Meteorological Monthly (in Chinese), 32 (2): 40–45.
- Gao S T, Ping F, Li X F, et al. 2004. A convective vorticity vector associated with tropical convection: A 2D cloud-resolving modeling study [J]. J. Geophys. Res., 109: D14106.
- Hoskins B J, McIntyre M E, Robertson A W. 1985. On the use and significance of isentropic potential vorticity maps [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 111: 877–946.
- 李娜, 冉令坤, 高守亨. 2013. 华东地区一次飑线过程的数值模拟与诊断分析 [J]. 大气科学, 37 (3): 595–608. Li Na, Ran Lingkun, Gao Shouting. 2013. Numerical simulation and diagnosis study of a squall line in East China [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 37 (3): 595–608.
- 廖胜石, 罗建英, 蔡芎宁. 2007. 2005 年 6 月华南致洪暴雨过程中 FY-2C 卫星 TBB 场分析 [J]. 气象, 33: 81–86. Liao Shengshi, Luo Jianying, Cai Xiangning. 2007. TBB features of torrential rain causing flood in South China from 18 to 22 June, 2005 [J]. Meteorological Monthly (in Chinese), 33: 81–86.
- 廖玉芳, 俞小鼎, 郭庆. 2003. 一次强对流系列风暴个例的多普勒天气雷达资料分析 [J]. 应用气象学报, 14 (6): 656–662. Liao Yufang, Yu Xiaoding, Guo Qing. 2003. Case study of a series of severe convective storms based on China new generation (Doppler) weather radar data [J]. Quarterly Journal of Applied Meteorology (in Chinese), 14 (6): 656–662.
- 刘还珠, 张绍晴. 1996. 湿位涡与锋面强降水天气的三维结构 [J]. 应用气象学报, 7: 275–284. Liu Huanzhu, Zhang Shaoqing. 1996. Moist potential vorticity and the three dimensional structure of a cold front with heavy rainfall [J]. Quarterly Journal of Applied Meteorology (in Chinese), 7: 275–284.
- 刘淑媛, 郑永光, 陶祖钰. 2003. 利用风廓线雷达资料分析低空急流的脉动与暴雨关系 [J]. 热带气象学报, 19 (3): 285–290. Liu Shuyuan, Zheng Yongguang, Tao Zuyu. 2003. The analysis of the relationship between pulse of LLJ and heavy rain using wind profiler data [J]. Journal of Tropical Meteorology (in Chinese), 19 (3): 285–290.
- 齐彦斌, 冉令坤, 洪延超. 2010. 强降水过程中热力切变平流参数的诊断分析 [J]. 大气科学, 34 (6): 1201–1213. Qi Yanbin, Ran Lingkun, Hong Yanchao. 2010. Diagnosis of thermodynamic shear advection parameter in heavy rain events [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 34 (6): 1201–1213.
- Ran L, Li N, Gao S. 2013. PV-based diagnostic quantities of heavy rainfall: Baroclinic vorticity parameter and thermodynamic-baroclinic vorticity parameter [J]. J. Geophys. Res., in press.
- Rossby C G. 1940. Planetary flow patterns in the atmosphere [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 66 (Suppl.): 68–87.
- Shen Xinyong, Liu Jia, Li Xiaofan. 2012. Torrential rainfall responses to ice microphysical processes during pre-summer heavy rainfall over Southern China [J]. Adv. Atmos. Sci., 29 (3): 493–500.
- 孙建华, 赵思雄. 2002a. 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 [J]. 大气科学, 26 (4): 541–557. Sun Jianhua, Zhao Sixiong. 2002a. A study of mesoscale convective systems and its environmental fields during the June 1994 record heavy rainfall of South China. Part I: A simulation study of Meso- β convective system inducing heavy rainfall [J]. Chinese Journal of Atmospheric Science (in Chinese), 26 (4): 541–557.
- 孙建华, 赵思雄. 2002b. 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 [J]. 大气科学, 26 (5): 633–646. Sun Jianhua, Zhao Sixiong. 2002b. 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 [J]. Chinese Journal of Atmospheric Science (in Chinese), 26 (5): 633–646.
- 王建捷, 李泽椿. 2002. 1998 年一次梅雨锋暴雨中尺度对流系统的模拟与诊断分析 [J]. 气象学报, 60 (2): 146–156. Wang Jianjie, Li Zhechun. 2002. Numerical simulation and diagnostic analysis on mesoscale convective systems of a torrential rain case in Meiyu period of 1998 [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 60 (2): 146–156.
- 王建中, 马淑芬, 丁一汇. 1996. 位涡在暴雨成因分析中的应用 [J]. 应用气象学报, 7: 19–27. Wang Jianzhong, Ma Shufen, Ding Yihui. 1996. Application of potential vorticity theory to analysis of formative mechanism of torrential rain [J]. Quarterly Journal of Applied Meteorology (in Chinese), 7: 19–27.
- 姚建群, 戴建华, 姚祖庆. 2005. 一次强飑线的成因及维持和加强机制分析 [J]. 应用气象学报, 16 (6): 746–754. Yao Jianqun, Dai Jianhua, Yao Zuqing. 2005. Case analyses of the formation and evolution of 12

- July 2004 severe squall line [J]. Quarterly Journal of Applied Meteorology (in Chinese), 16 (6): 746–754.
- 姚叶青, 俞小鼎, 张义军, 等. 2008. 一次典型飑线过程多普勒天气雷达资料分析 [J]. 高原气象, 27 (2): 373–381. Yao Yeqing, Yu Xiaoding, Zhang Yijun, et al. 2008. Analysis on a typical squall line case with Doppler weather radar data [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 27 (2): 373–381.
- Yue Caijun, Shou Shaowen, Lin Kaiping, et al. 2003. Diagnosis of the heavy rain near a Meiyu front using the wet Q vector partitioning method [J]. Advances in Atmospheric Sciences, 20 (1): 37–44.
- 张小玲, 陶诗言, 张顺利. 2004. 梅雨锋上的三类暴雨 [J]. 大气科学, 28 (2): 187–205. Zhang Xiaoling, Tao Shiyan, Zhang Shunli. 2004. Three types of heavy rainstorms associated with the Meiyu front [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 28 (2): 187–205.