

方欢, 原韦华, 徐幼平. 2020. 长江中下游地区夏季强降水前期的三维环流结构特征分析 [J]. 大气科学, 44(4): 761–775. FANG Huan, YUAN Weihua, XU Youping. 2020. Three-Dimensional Circulation Structure in Advance of Summer Heavy Rainfall in the Middle–Lower Reaches of the Yangtze River [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 44(4): 761–775. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1905.19119

长江中下游地区夏季强降水前期的 三维环流结构特征分析

方欢^{1,2} 原韦华¹ 徐幼平¹

¹ 中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室, 北京 100029

² 中国科学院大学, 北京 100049

摘 要 利用 1959~2013 年台站逐日降水观测资料和 JRA-55 逐 6 小时再分析资料, 分析了长江中下游地区夏季强降水对应的前期三维环流结构。通过对长江中下游地区 373 个强降水样本的大气环流场合成分析发现, 在长江中下游地区对流层中上层存在暖异常, 暖中心位于 300 hPa。在静力平衡和准地转平衡的作用下, 高层暖异常上层存在反气旋式环流, 下层存在气旋式环流。一方面, 暖异常通过高层的反气旋式环流异常, 使得其北侧的 200 hPa 西风增强, 并促使高层急流东伸、南移到长江中下游地区北侧附近, 增强了长江中下游地区高空辐散; 另一方面, 暖异常通过低层的气旋式环流异常, 加强了吹向长江中下游地区的西南风, 使低层水汽输送及辐合增强。暖异常所引起的高低空环流异常的有利配置, 对长江中下游地区夏季强降水形成有重要作用。300 hPa 暖异常在降水前 48 小时已经存在于青藏高原东部的 400~300 hPa 高空, 700 hPa 气旋式环流提前 24 小时出现在四川盆地中低层。高低层的环流要素相互配合并随时间东移, 暖异常率先到达长江中下游地区, 并配合低层气旋式环流和水汽辐合区, 导致了长江中下游地区的强降水。

关键词 强降水 三维环流 长江中下游

文章编号 1006-9895(2020)04-0761-15

中图分类号 P456

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1905.19119

Three-Dimensional Circulation Structure in Advance of Summer Heavy Rainfall in the Middle–Lower Reaches of the Yangtze River

FANG Huan^{1,2}, YUAN Weihua¹, and XU Youping¹

¹ State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

² University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

Abstract Using daily station data and Japanese 55-year Reanalysis Project (JRA-55) data from 1959 to 2013, a three-dimensional background circulation structure of summer heavy rainfall in the middle–lower reaches of the Yangtze River (MLYR) was analyzed. Composite analyses of circulation in advance of 373 heavy rainfall days revealed that a prominent warm anomaly with a center at 300 hPa emerged in the upper troposphere over the MLYR. Because of hydrostatic and

收稿日期 2019-02-01; **网络预出版日期** 2019-07-09

作者简介 方欢, 男, 1992 年出生, 硕士, 主要从事东亚降水研究。E-mail: fanghuan@lasg.iap.ac.cn

通讯作者 原韦华, E-mail: ywh@lasg.iap.ac.cn

资助项目 国家自然科学基金项目 41675075、916372114、41875112, 国家重点研发计划项目 2018YFE0196000、2018YFC1507603

Funded by National Natural Science Foundation of China (Grants 41675075, 916372114, 41875112), National Key Research and Development Program of China (Grants 2018YFE0196000, 2018YFC1507603)

quasi-geostrophic equilibriums, an anticyclonic (cyclonic) anomaly formed above (below) the warm center. On the one hand, the warm anomaly strengthened the westerly winds to the north of the warm center by a high-level anticyclonic circulation anomaly, which resulted in the jet stream in the upper-level over East Asia shifting southward and eastward to the north side of the MLYR. This enhanced the upper-level divergent anomaly field over the MLYR. On the other hand, the cyclonic anomaly below the warm anomaly reinforced the low-level southwesterly winds to the MLYR, which transported more water vapor to it and strengthened convergence. The favorable configuration of high and low altitude circulation anomalies caused by warm anomalies played an important role in the formation of strong precipitation in the MLYR. The 300 hPa warm anomaly existed at 400–300 hPa in the eastern part of the Qinghai-Tibet Plateau 48 hours before the precipitation in the MLYR. The 700 hPa cyclonic circulation appeared in the middle and lower layers over the Sichuan Basin 24 hours ahead of schedule. The high and low circulation elements cooperated with each other and moved eastward with time. The warm anomaly first reached the MLYR, and cooperated with the low-level cyclonic circulation and water vapor convergence area, resulting in strong precipitation over the MLYR.

Keywords Heavy rainfall, Three-dimensional circulation structure, middle-lower reaches of the Yangtze River

1 引言

长江中下游流域处于中国东部, 整体地势相对低平, 西起巫山, 东临黄海和东海, 北靠淮阴山, 南接江南丘陵。该地域位于副热带地区, 受东亚季风影响, 降水形成机制复杂, 影响因子众多, 演变特征独特。长江中下游流域夏季降水异常往往会引发严重的旱涝灾害, 研究表明 (叶笃正和黄荣辉, 1996) 长江中下游是洪涝灾害的频发地之一, 如 1954、1991 和 1998 年的重大洪涝, 这些气象灾害给国民经济造成了巨大的损失。因此, 深入研究长江中下游地区夏季降水的形成机理、演变过程不仅对提高防灾减灾的预警能力和降雨业务预报水平有重要的科学价值, 而且能为长江中下游地区星罗棋布的城市群合理地利用水资源提供参考。

长江中下游地区的降水与东亚夏季风的联系早在上世纪 30 年代已被气象学者发现, 竺可桢 (1934) 认为东南季风与北方冷空气在长江中下游交绥是该地区夏季多雨的重要条件。在 20 世纪 80 年代, 陈隆勋 (1984) 和 Tao and Chen (1987) 正式提出东亚季风环流系统概念, 低层季风气流由印度季风向东北延伸形成的西南风气流、南海越赤道气流、副热带高压南缘的东风气流以及其转向而成的偏南 (西南) 气流组成, 这三支气流均来自潮湿的海洋, 为中国大陆夏季降水提供了充沛的水汽输送 (陈隆勋等, 1991)。而长江中下游地区异常降水的水汽输送来源与季风降水的常态并不相同, Zhou and Yu (2005) 指出长江中下游夏季多雨对应的异常水汽输送一支来自热带西南方向, 其直接源地是孟加拉湾, 但源头可追溯至菲律宾海, 另一

支来自中纬度东北方向, 二者在长江中下游辐合。副高是东亚季风系统中的一个重要成员, 副高的强度变化、脊线移动和形态改变与长江流域的旱涝密切相关 (罗绍华和金祖辉, 1986; 王晓春和吴国雄, 1997; 叶笃正和黄荣辉, 1996; 张庆云等, 2003), 这种联系在年代际 (吕俊梅等, 2004) 和年际尺度 (He, et al., 2001) 上均有体现。一般来说, 副高脊线偏南或西伸脊点偏西, 中国长江流域降水偏多 (叶笃正和黄荣辉, 1996; 张庆云等, 2003)。王晓春和吴国雄 (1997) 认为副高北界异常对江淮流域夏季降水异常有重要影响, 副高稳定偏北 (南) 时, 华南易涝 (旱), 江淮易旱 (涝)。东亚副热带高空急流是影响东亚天气和气候的又一重要系统, 急流与季风雨带的联系很早就为气象学者关注 (叶笃正等, 1958)。高空急流附近往往伴随着次级环流, 在急流入口区右 (左) 侧存在辐散上升 (辐合下沉) 气流, 出口区左右两侧分别与入口区两侧相反 (斯公望, 1989)。丁一汇 (2005) 指出高空急流附近的次级环流往往使其南侧出现明显降雨中心。急流的夏季变化特征表现为急流轴的南北移动、强度变化和 6~7 月急流核的东西突变 (况雪源和张耀存, 2006a, 2006b; 叶笃正等, 1958; Lin and Lu, 2005; Zhang, et al., 2006)。当急流偏南 (北), 长江中下游降水偏多 (少) (廖清海等, 2004)。; 东亚西风急流主体位于西北太平洋 (东亚大陆) 上空, 长江中下游形成 (不存在) 强降水区域 (杜银等, 2008)。急流的季节变化特征与长江中下游的降水的关系在 CCM3 模式中部分得以验证 (Liang and Wang, 1998)。

对于长江中下游的降水, 以往的研究对高低层

的环流多关注高层的急流和中低层的副高。环流具有三维结构, 高低层环流的协同作用, 如高低层急流耦合, 对降水的形成具有重要贡献 (Uccellini and Johnson, 1979; 丁一汇, 2005; 朱乾根等, 2001), 而温度场是联系高低层环流场的重要因子。Yu 等 (2004) 发现在盛夏中国东部 300 hPa 温度存在年代际的冷异常, 该冷异常与 20 世纪 70 年代末出现的“南涝北旱”型降水年代际变化有很好的对应关系。Zhao et al. (2015) 研究指出中国东部中高层温度变冷趋势在 2005 年开始逆转, 雨带相应地从中国南方移至淮河流域。Sun et al. (2015a, 2015b) 发现华北强降水前存在以对流层高层暖、冷异常为特征的两类立体环流结构。上述工作表明, 中高层温度与地面降水存在密切联系, 在研究降水的形成机理时需要加强对对流层高层的关注。为了给长江中下游流域强降水的分析和预测提供参考和指导, 本文将从对流层高层温度入手, 探究长江中下游夏季强降水前期的三维环流结构。文章的整体安排为: 第二节给出数据和方法; 第三节给出长江中下游地区强降水前的三维环流结构; 第四节给出强降水前的三维环流结构随时间的演变; 第五节给出文章的结论和讨论。

2 数据和方法

本文使用的逐日台站降水资料来源于中国国家级地面气象站基本气象要素日值数据集 (V3.0)。该资料由中国气象局国家气象信息中心整理和发布, 数据覆盖了 2474 个国家级地面站 1951~2013 年的观测, 并经过严格的质量控制, 性质良好。由于前几年数据的缺测值较多, 文章选取了中国东部 1438 站 1959~2013 年的资料进行分析。图 1 中黑点为中国东部 1438 个台站的位置, 黑色虚线方框 (28°~33°N, 112°~122°E) 表示长江中下游地区, 是本文重点关注的区域, 该区域内包含了 265 个气象台站。台站资料的日降水量是指前一日 20 时 (北京时, 下同) 至当日 20 时的累积降水量。台站降水的时间跨度是 1959~2013 年, 为了使再分析资料的时间段尽可能地匹配台站资料的时间段, 并且此前相关研究 (Huang et al., 2018) 表明 JRA-55 资料能够抓住东亚夏季风降水的结构及相应的大气环流。因此, 本文使用的逐 6 小时大气环流再分析资料是日本气象厅组织研发的日本再分析数据集, 简称 JRA-55 (Kobayashi et al., 2015)。该资料的水平分辨率为 $1.25^\circ \times 1.25^\circ$, 垂直分层为 37 层。分析环流与降水的联系时, 为考察先导作用, 重点

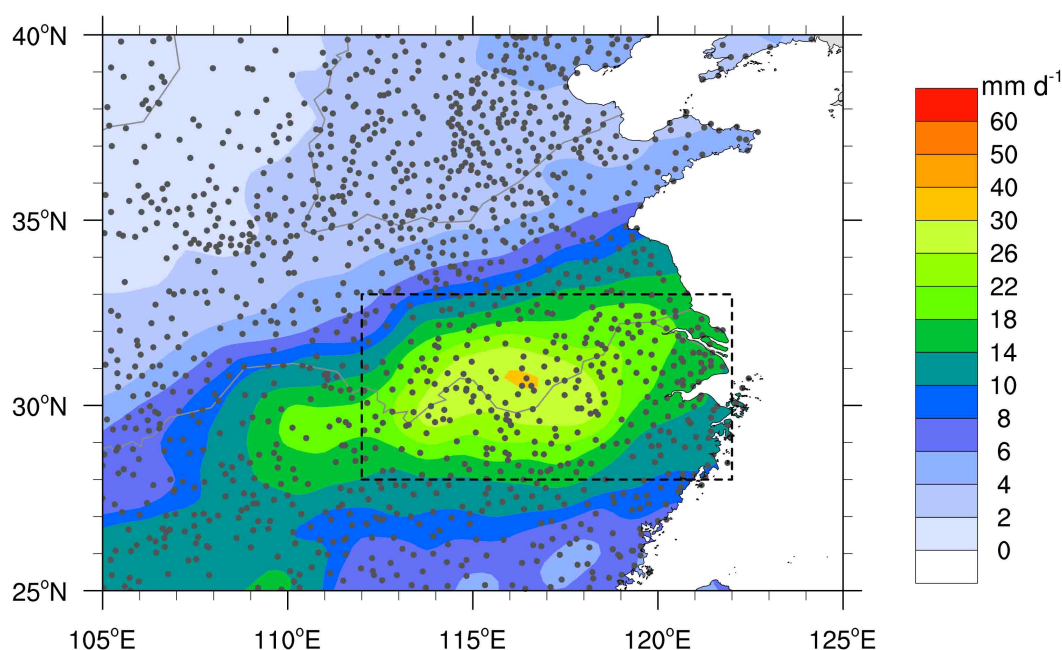


图 1 1959~2013 年 373 个强降水日的平均降水 (填色, 单位: mm d^{-1}) 和中国东部 1438 个气象台站分布 (黑点)。黑色虚线方框表示长江中下游地区 (28°~33°N, 112°~122°E)

Fig. 1 Spatial distribution of average precipitation (units: mm d^{-1}) on 373 heavy rainfall days from 1959 to 2013 and the locations of 1438 stations (black dots) in eastern China. The middle-lower reaches of the Yangtze River (MLYR) (28°~33°N, 112°~122°E) is depicted by black dashed lines

考察降水发生前的环流特征及演变情况。文章所用异常值的计算分为三步：第一步计算 1959~2103 年 55 年数据的气候平均，得到夏季 92 个日期的气候态；第二步计算给定日期前后各一周共 15 个气候态的算术平均作为背景值；第三步将给定日期的数据扣除背景值即得到异常值。

为分析长江中下游地区夏季强降水对应的典型三维环流特征，分两步挑选了长江中下游地区出现强降水的日期。首先要求研究区（指长江中下游地区）内有强降水的台站（日降水量 ≥ 10 mm）占有观测台站的比例不低于 40%，并且当日区域平均降水量不小于该年夏季区域平均降水量，共挑选出 588 个降水日。选取日降水量 ≥ 10 mm 和 40% 作为阈值，是平衡雨带覆盖范围和样本数量。比例太高将使得挑选的样本数目过少，比例过低使得雨

带覆盖范围过少，引入一些影响范围较小的降水个例。此外，本文对阈值的敏感性进行了测试，比如选取 8 mm、9 mm 和 35%、45% 等不同组合，不会对合成结果造成实质性的影响。为排除降水对环流的反馈作用，若上述 588 个强降水样本中存在连续降水的日期，则仅选连续日期的第一天，从而得到 373 个非连续的强降水日作为本文分析的重点。经计算发现这 373 天的区域平均降水量为 18.5 mm d^{-1} ，其大值中心位于研究区中心，中心强度在 $30 \sim 40 \text{ mm d}^{-1}$ （图 1）。图 2 给出了 373 个强降水日期的逐日（图 2a）和逐候（图 2b）频数分布。逐日和逐候的频数分布均显示出 6 月份降水日数比 7、8 两月多，第 32~36 候的频数均大于 30，占总数的 43.1%，频数分布的特点与夏季风雨带的季节内活动特征相对应。

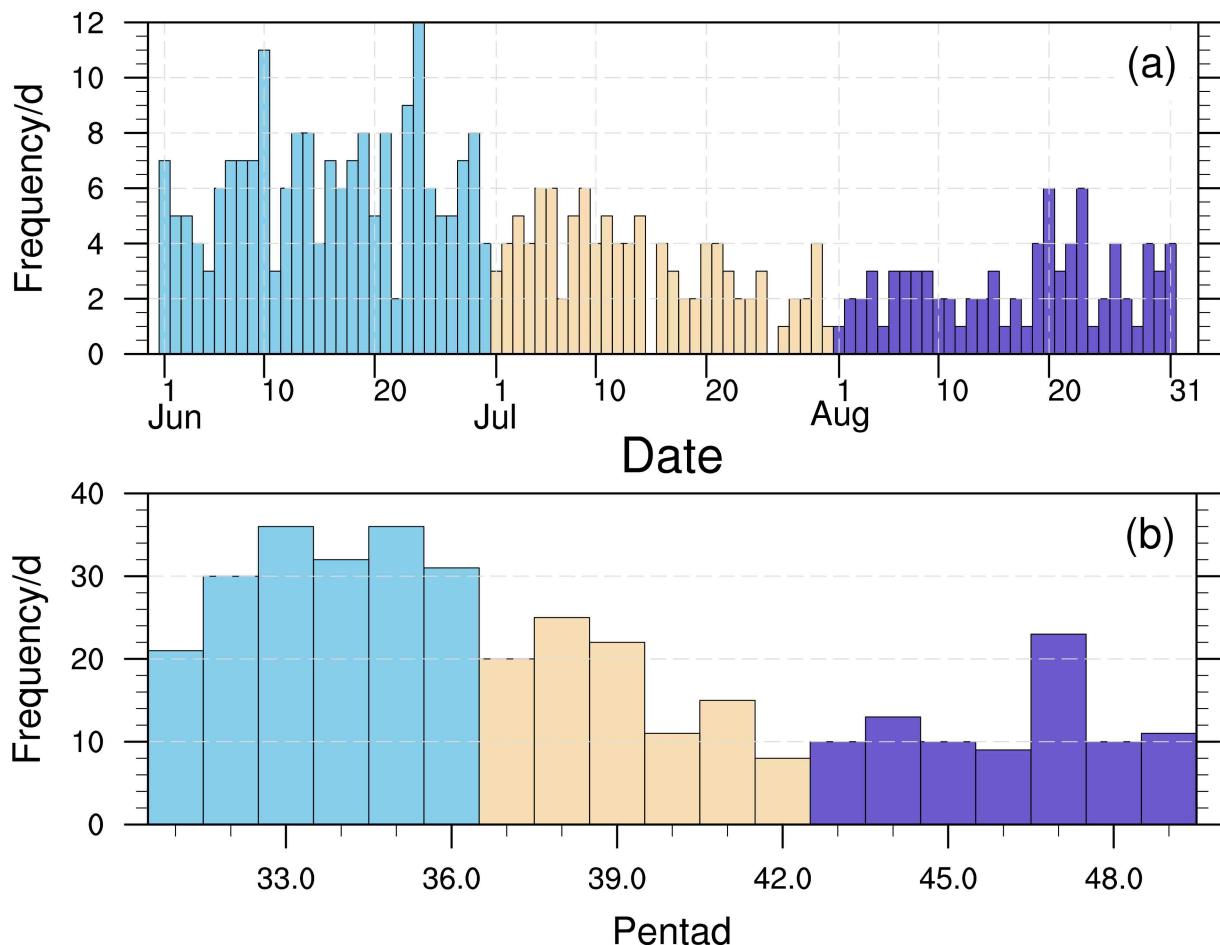


图 2 1959~2013 年 373 个强降水日的 (a) 逐日和 (b) 逐候频数分布 (单位: d)。蓝色、黄色、紫色柱状图分别表示 6、7、8 月的统计情况

Fig. 2 Frequency (units: d) distribution of 373 heavy rainfall days from 1959 to 2013 in (a) daily mean and (b) pentad mean for June (blue bars), July (yellow bars), August (purple bars)

3 长江中下游地区强降水对应的三维环流结构

图 3a 给出了长江中下游地区强降水日前期(降水前一日 20 时)的高层温度异常的空间分布, 由图可知, 在 300 hPa 高空存在一个异常暖中心和两个异常冷中心。长江中下游高空为暖异常控制, 暖中心在 (33°N, 116°E) 附近, 中心强度大约为 0.9°C。内蒙古和日本岛高空均为冷异常控制, 内蒙古冷异常的中心在 (40°N, 105°E) 附近, 冷中

心强度约为 -1.2°C, 强度较暖中心更强; 日本岛高空的冷中心在 (39°N, 138°E) 附近, 中心强度约为 -1.05°C, 同时, 日本岛高空的冷异常向西南延伸, 控制着西北太平洋地区的中高层。在垂直方向上(图 3b 和 c), 研究区上空的暖异常从 500 hPa 延伸约至 200 hPa, 东西控制着 105°~124°E, 南北控制着 26°~37°N, 暖中心处于 350~300 hPa。500 hPa 以下, 暖异常随着高度降低向东、向南倾斜, 在接近地表处, 暖异常延伸至 20°N 左右, 但强度较弱。内蒙古上空和日本岛上空的冷异常均存

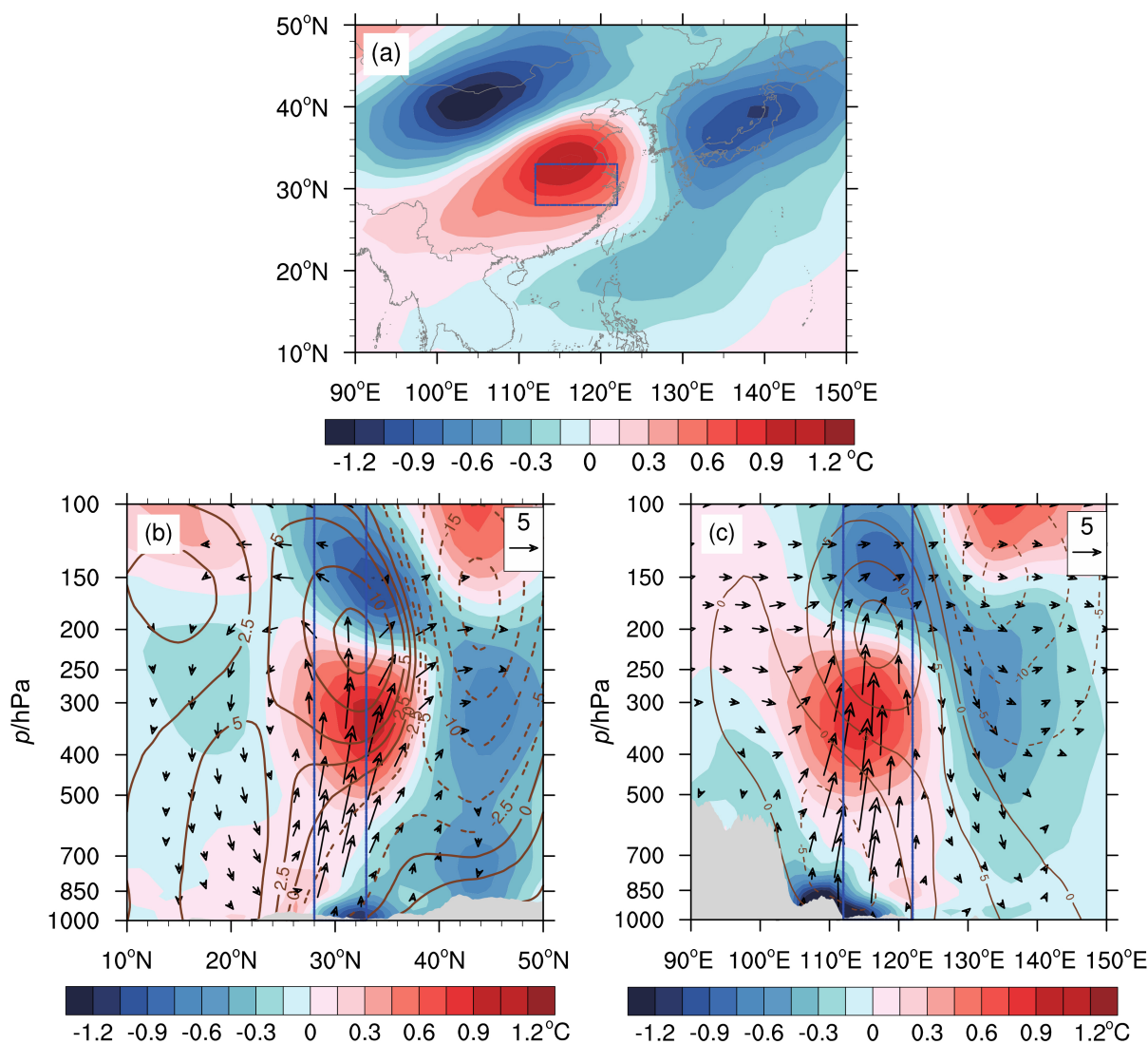


图 3 (a) 300 hPa 温度异常 (单位: °C), 蓝色虚线框表示长江中下游地区的位置。(b) 112°~122°E 平均温度异常 (填色, 单位: °C)、位势高度异常 (等值线, 单位: gpm)、水平风分量异常 (单位: m s^{-1}) 与垂直速度异常 (单位: $10^{-2} \text{ Pa s}^{-1}$) 合成矢量的高度—纬度剖面。(c) 同 (b), 但为 28°~33°N 平均的高度—经度剖面。异常由 1959~2013 年 373 个强降水个例和气候态导出, 灰色填色表示地形

Fig. 3 (a) 300 hPa temperature anomaly (units: °C), the blue dashed box indicates the MLYR. (b) Meridional-vertical section (averaged between 112°~122°E) of temperature anomaly (shading, units: °C), geopotential height anomaly (contours, units: gpm), composite vector from horizontal wind fields component anomaly (units: m s^{-1}), and vertical velocity anomaly (units: $10^{-2} \text{ Pa s}^{-1}$). (c) Same as (b), but for zonal-vertical section averaged between 28°~33°N. Anomalies are derived from 373 heavy rainfall cases from 1959 to 2013 and climatology. Gray shadings show topography

在于整个对流层,两个冷中心的位置处在 300 hPa 左右。随着高度降低,内蒙古上空的冷异常向南扩展(图 3b),在 850 hPa 以下,内蒙古的冷异常向南伸展到研究区,并在近地面处出现中心强度为 -1.0°C 的冷中心。由于冷暖中心在 350~300 hPa 附近,因此 37°N 附近的中高层存在强的向极温度梯度(图 3b), 122°E 附近的中高层存在强的向东温度梯度(图 3c)。对研究区的温度异常结构做简单小结:长江中下游地区温度异常在 500~200 hPa、($26^{\circ}\sim 37^{\circ}\text{N}$, $105^{\circ}\sim 124^{\circ}\text{E}$) 呈现暖异常,暖中心在 300 hPa、 33°N 、 116°E 附近,中心强度为 0.9°C 。在该暖异常的上层下层,从东侧到西北侧均为较强的冷异常所环绕,温度异常在对流层为高层暖、低层冷的斜压结构。

为进一步探究长江中下游地区强降水发生前的三维结构,文章选取了不同层次的环流要素来阐述。根据准地转适应理论,大尺度大气运动的风场向气压场适应。此外,大气运动还具有向“外部热源”适应的性质,张可苏(1980)从理论上给出了风场向温度场适应的过程。因此 300 hPa 的温度异常对高层和中低层的环流都存在显著影响。由静力平衡关系可知,300 hPa 暖(冷)中心上层的等厚度面受热膨胀(冷却收缩),与之相对应,暖(冷)异常中心上空出现正(负)位势高度异常。长江中下游地区上空,暖中心对应的正位势高度异常从 500 hPa 一直延续到 100 hPa 以上,中心位于 200 hPa,中心强度为 15 gpm(图 3b, c)。与内蒙古上空(图 3b)和日本岛上空(图 3c)冷中心相对应的位势高度负异常也向上延伸至对流层顶,中心位于 200~150 hPa 之间,中心的强度分别为 -20 gpm 和 -15 gpm。根据热成风和准地转平衡,300 hPa 暖异常上层出现异常反气旋,其北部西风异常增加,其南部东风异常增加。同理,内蒙古上空冷异常的上层出现异常气旋,其南部西风异常增加,北部东风异常增加。对应于 300 hPa 的冷暖异常,200 hPa 向极的位势高度梯度增加,暖中心北侧的西风增强,中心位于 (37°N , 119°E) (图 4a)。气候态的 200 hPa 西风急流处于 40°N , 纬向风 30 m s^{-1} 等值线(图 4a 灰色等值线)的最东端在 106°E 左右。长江流域强降水发生前,在 300 hPa 温度异常的影响下,200 hPa 层次 $100^{\circ}\sim 127^{\circ}\text{E}$ 存在明显的西风异常,因此 200 hPa 急流增强并向南偏移、向东延伸,纬向风 30 m s^{-1} 等值线(图 4a 绿色等值线)

的最东端可达 126°E ,急流正处于研究区的北部。根据丁一汇(2005)的工作,急流南侧存在高层辐散场,而且 200 hPa 散度异常场(图 4a 黑色打点区)表明长江中下游地区高层是异常辐散中心,研究区的平均散度异常为 $6.44\times 10^{-6}\text{ s}^{-1}$,有利于形成异常上升运动(图 3b, c),为研究区出现强降水提供了高层动力条件。

与暖异常对其上层环流影响同理,在静力平衡和准地转平衡的作用下,暖异常可促使其下层位势高度降低并形成气旋性异常环流。与之相对应,暖异常下方的 850~500 hPa 均可见明显的气旋式环流异常中心。与暖异常随高度降低向南、向东倾斜相一致,气旋式环流异常也随高度下降向南、向东倾斜。在 500 hPa 层次,气旋异常的中心位于研究区域以北、以西的河套地区;700 hPa 层次,气旋异常的中心则位于 (30°N , 110°E) 附近;而在 850 hPa 的异常气旋环流中心已处于研究区域内部。在中低层,长江中下游地区被气旋式环流东南部的南风异常以及异常辐合控制。

在中低层,除了陆地上存在气旋式异常环流和负位势高度异常外,在西北太平洋还存在强的反气旋式环流异常和正位势高度异常,表明长江中下游地区出现强降水时副高较气候态偏强并且位置西伸。气候态的 5870 gpm 等值线最西端在 121°E (图 4b 灰色等值线),而强降水发生前,5870 gpm 等值线最西端伸展至 115°E (图 4b 绿色等值线),向西扩展了 6 个经度。但 5870 gpm 等值线覆盖范围在北侧差异不大,副高脊线变动也非常小,副高整体表现出西伸的特征。因此,副高西北边缘的西南风异常控制着中国南方大陆。

在中国大陆中低层的异常气旋东侧南风异常和大陆东侧副热带高压西侧南风异常的协同作用下,大量水汽从海上输送到长江中下游地区,并在此地辐合。长江中下游地区 850 hPa 的水汽通量散度呈现负异常,研究区域平均的水汽通量散度异常为 $-0.43\times 10^{-6}\text{ kg m}^{-2}\text{ s}^{-1}\text{ hPa}^{-1}$,表明强降水前,中低层的西南风异常为长江中下游地区降水提供了水汽条件。

通过高低层环流要素特征的分析,发现长江中下游地区强降水前存在以中高层暖异常为核心的典型三维环流结构。中高层暖中心在 300 hPa、(33°N , 116°E) 附近,中心强度为 0.9°C 。在垂直方向上,长江中下游地区 850 hPa 以下为冷异常控制,

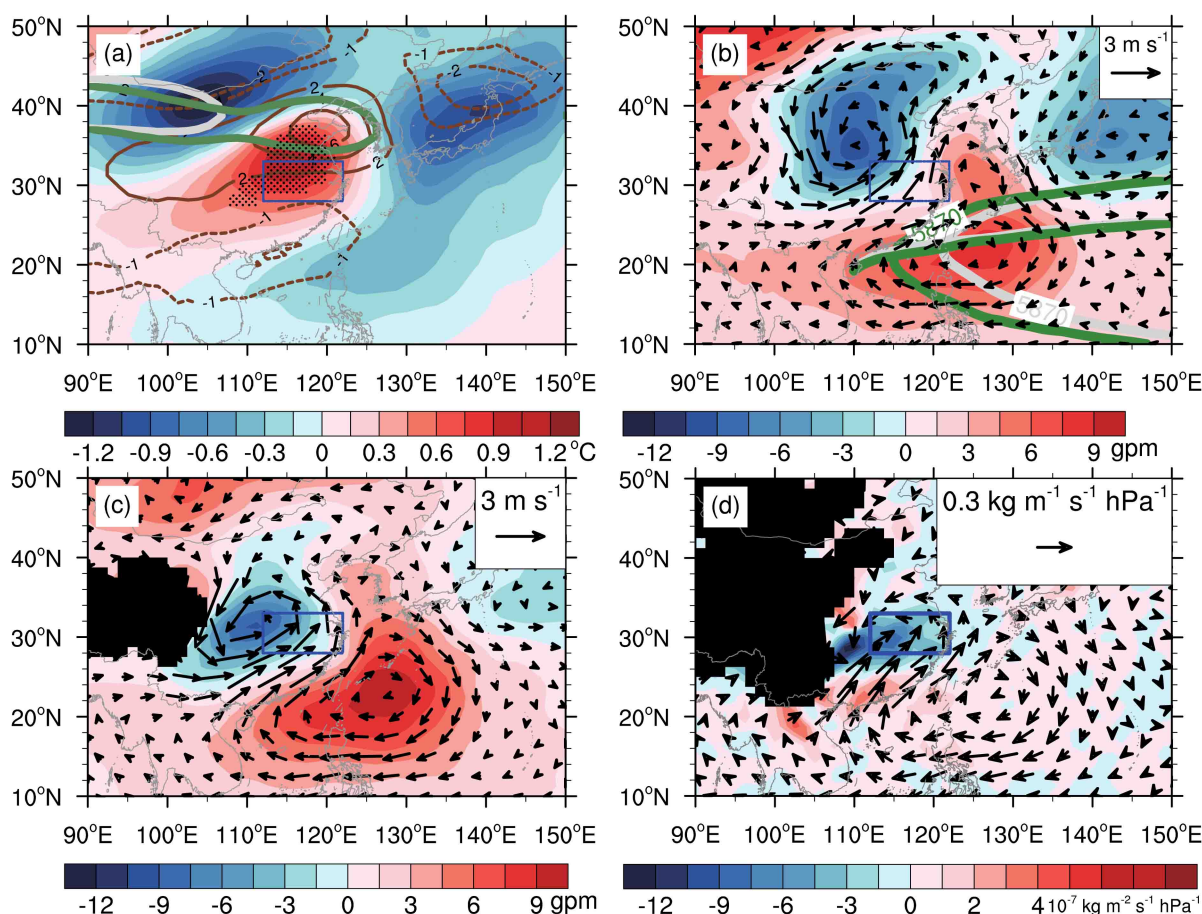


图4 (a) 300 hPa 温度异常 (填色, 单位: $^{\circ}\text{C}$)、200 hPa 纬向风的异常场 (棕色等值线, 单位: m s^{-1}) 及其 30 m s^{-1} 等值线位置 (灰色等值线: 气候态, 绿色等值线: 373 天平均)、200 hPa 散度异常高于 $4 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ 的区域 (黑色打点区)。 (b) 500 hPa 位势高度异常 (填色, 单位: gpm)、风场异常 (矢量, 单位: m s^{-1}) 以及 5870 gpm 等高线位置 (灰色等值线: 气候态, 绿色等值线: 373 天平均)。 (c) 700 hPa 位势高度异常 (填色, 单位: gpm) 以及风场异常 (矢量, 单位: m s^{-1})。 (d) 850 hPa 水汽通量异常 (矢量, 单位: $\text{kg m}^{-1} \text{ s}^{-1} \text{ hPa}^{-1}$) 以及水汽通量散度异常 (填色, 单位: $10^{-7} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1} \text{ hPa}^{-1}$)。异常由 1959~2013 年 373 个强降水个例和气候态导出, 黑色填色表示地形位置, 蓝色线框表示长江中下游地区的位置

Fig. 4 (a) 300 hPa temperature anomaly (shadings, units: $^{\circ}\text{C}$), zonal wind anomaly (brown contours, units: m s^{-1}) and 30 m s^{-1} zonal wind contour (gray contours: climatology, green contours: mean for 373 rainy days) at 200 hPa, 200 hPa divergence anomaly greater than $4 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ (black dots). (b) 500 hPa geopotential height anomaly (shadings, units: gpm), wind anomaly (vectors, units: m s^{-1}), 5870 gpm contour of 500 hPa geopotential height (gray contours: climatology, green contours: mean for 373 rainy days). (c) 700 hPa geopotential height anomaly (shading, units: gpm) and wind anomaly (vectors, units: m s^{-1}). (d) 850 hPa water vapor transport flux anomaly (vectors, units: $\text{kg m}^{-1} \text{ s}^{-1} \text{ hPa}^{-1}$) and its divergence anomaly (shadings, units: $10^{-7} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1} \text{ hPa}^{-1}$). Anomalies are derived from 373 heavy rainfall samples from 1959 to 2013 and climatology. Black shadings show topography. The blue box indicates the ML YR

500~200 hPa 的温度异常呈现暖异常, 200 hPa 以上再次为冷异常控制。长江中下游的“负正负”温度异常有利于在 300 hPa 暖中心上方形成反气旋式异常, 在 500 hPa 及以下形成气旋式环流异常。在高层反气旋的西北侧, 偏西风异常使得气候态 200 hPa 西风急流东移, 华北地区高层成为急流核, 长江中下游地区处于高空急流核的南侧, 急流南侧的异常辐散场有利于形成上升运动。500 hPa 以下的低层气旋式异常是一个随高度下降向东南倾斜的

系统, 气旋式异常边缘的西南风有助于高比湿空气向长江中下游地区输送, 为强降水提供了有利的水汽条件。高层辐散, 低层辐合, 在长江中下游地区存在上升运动, 将由低空西南风带来的水汽抬升形成强降水。

合成分析表明长江中下游地区强降水前期存在以高层温度异常为显著特征的三维结构, 但这一结果是多数个例中存在的普遍现象还是少数个例的特殊现象, 为了回答这一问题, 需要给出典型三维结

构在 373 个强降水样本中出现的频率。如图 5 所示, 典型环流结构出现的频率相对较高。200 hPa 纬向西风异常在研究区域北部出现的频率超过 70% (图 5a), 同时, 长江中下游地区 300 hPa 暖异常和内蒙古地区 300 hPa 冷异常出现的频率分别是 70% 和 65% (图 5b)。在 700 hPa, 研究区上游出现位势高度负异常的频率为 65%, 而西北太平洋地区出现位势高度正异常的频率相对较高, 其频率为 70% (图 5c); 在长江中下游及中国东南部地区 925~850 hPa 低空出现南风异常的频率可达 80%, 而研究区上游地区北风异常的出现频率为 70% (图 5d)。南风异常出现的频率较北风异常

高, 这表明长江中下游以南地区的中低层南风异常是大陆气旋式异常和副高西北边缘气流共同作用的结果。各层环流要素异常相对较高的出现频率表明合成分析的结果具有较高的代表性, 是多数个例中存在的普遍现象。

以上定量分析的结果是基于格点来统计的, 为更完整地刻画整个物理场的特征, 采用场相关的方法来统计, 并以 300 hPa 温度异常场作为整体考察对象。在 300 hPa 温度异常暖异常相对较强的 ($20^{\circ}\sim 40^{\circ}\text{N}$, $105^{\circ}\sim 125^{\circ}\text{E}$) 区域, 对 373 个强降水样本遍历, 将每个样本的温度异常与合成的 300 hPa 温度异常作场相关, 将通过 95% 显著性检验的样

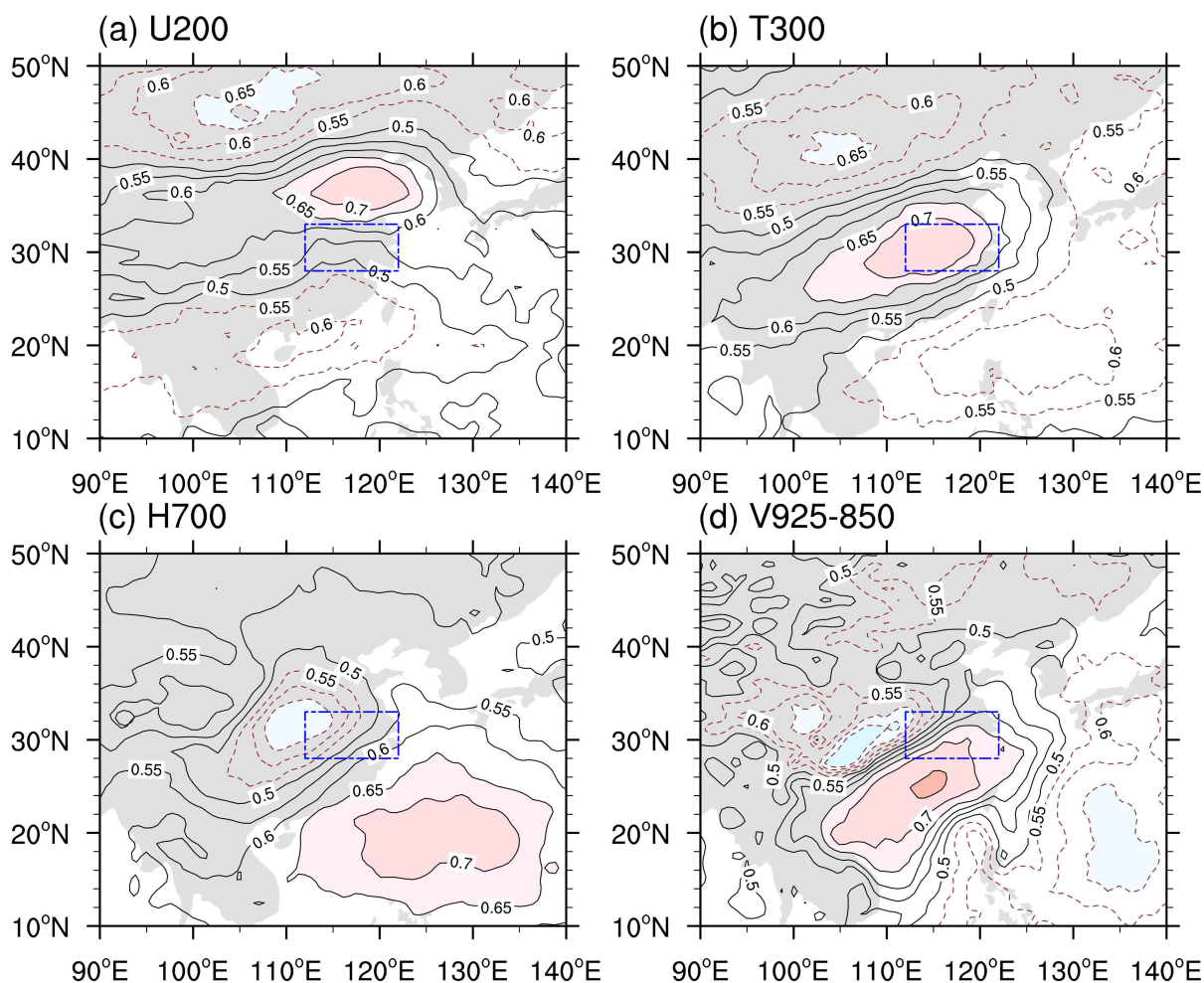


图 5 1959~2013 年 373 个强降水个例的 (a) 200 hPa 纬向风、(b) 300 hPa 温度、(c) 700 hPa 位势、(d) 925~850 hPa 平均的经向风出现正异常 (黑色实线) 和负异常 (褐色虚线) 的频率。粉 (蓝) 色区域表示正 (负) 异常的频率高于 0.65 的区域, 蓝色虚线框表示长江中下游地区的位置

Fig. 5 Frequency of occurrence of positive (black solid contour) and negative (sienna dash contour) anomalous systems of 373 heavy rainfall cases from 1959 to 2013 for (a) 200 hPa zonal wind, (b) 300 hPa temperature, (c) 700 hPa geopotential height, and (d) meridional wind mean from 925 to 850 hPa. Frequency in pink (blue) shading regions are positive (negative) anomalous systems greater than 0.65. The blue dashed box indicates the MLYR

本挑选出来, 可以得到 240 个场相关为显著正相关的样本, 其出现频率为 64.34%, 与格点统计的结果十分接近。下一部分的三维环流结构的时空演变特征也是基于 240 个典型正相关样本进行分析。

4 三维环流结构的时空演变特征

为分析长江中下游地区夏季强降水前三维环流结构的时空演变特征, 探讨上一节指出的强降水三

维环流结构与强降水之间的关系, 本节给出了降水前 48 小时至降水开始后 12 小时这段时间内环流要素的演变情况。基于场相关为典型正相关的 240 个强降水样本, 图 6 给出了 300 hPa 温度异常和 200 hPa 纬向风异常的逐 12 小时变化, 图 7 给出了 700 hPa 位势高度异常和 850 hPa 水汽输送异常及其散度异常的逐 12 小时变化, 图 8 给出了温度异常、位势高度异常、风场异常及比湿异常高度—经度剖面的

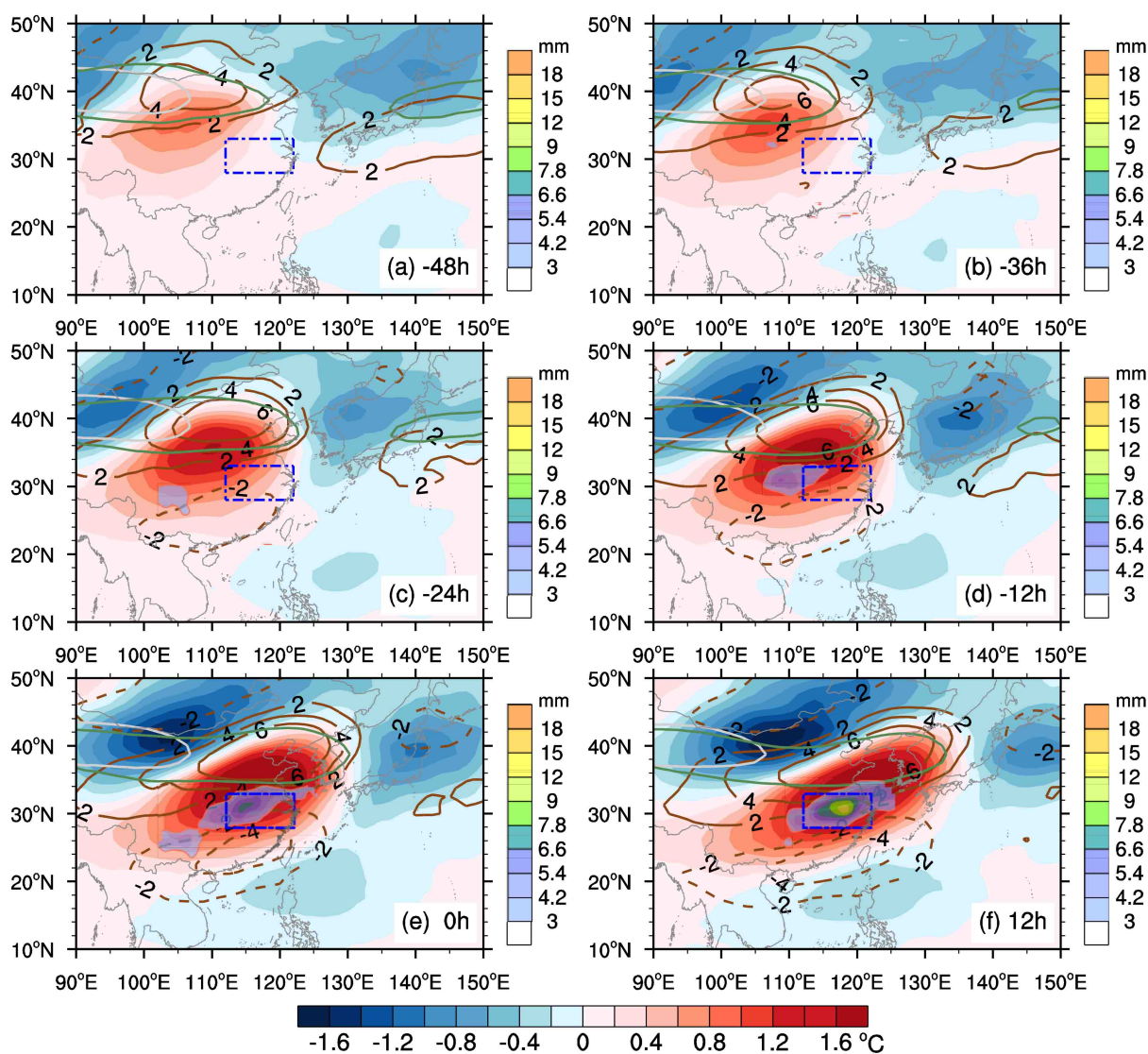


图 6 300 hPa 温度异常 (水平共用色标对应的填色, 单位: $^{\circ}\text{C}$)、200 hPa 纬向风的异常场 (棕色等值线, 单位: m s^{-1}) 及其 30 m s^{-1} 等值线位置 (灰色等值线: 气候态, 绿色等值线: 240 天平均)、地面 6 小时累积降水量 (垂直色标所对的填色, 单位: mm) 的逐 12 小时变化。-48 h、-36 h、-24 h、-12 h/0 h、12 h 分别对应降水前 48、36、24、12/后 0、12 小时 (下同), 异常由 1959~2013 年 240 个典型强降水个例和气候态导出, 蓝色线框表示长江中下游地区的位置

Fig. 6 Evolution of 300 hPa temperature anomaly (shading in the horizontal color bar, units: $^{\circ}\text{C}$), zonal wind anomaly (brown contours, units: m s^{-1}) and 30 m s^{-1} zonal wind contour (gray contours: climatology, green contours: mean for 240 rainy days) at 200 hPa, 6-h accumulated precipitation (shading in the vertical color bar, units: mm). -48 h, -36 h, -24 h, -12 h/0 h, 12 h denote 48, 36, 24, 12 hours before/0, 12 hours after heavy rainfall (same as below). Anomalies are derived from 240 typical heavy rainfall cases from 1959 to 2013 and climatology. The blue box indicates the MLYR

逐 12 小时演变, 图 9 给出了 300 hPa 温度异常、700 hPa 位势高度异常及风场异常、850 hPa 水汽输送异常及其散度异常、地面 6 小时累积降水量的时间—经度剖面演变。在降水开始前 48 小时, 300 hPa 暖异常就出现在青藏高原的东部地区, 此时暖异常中心强度为 0.6°C , 垂直层次以 500~400 hPa 较强

(图 6 和图 8)。随后, 该暖异常控制的范围随时间不断向东扩展, 中心的位置逐渐东移, 并且其强度也不断增强。同时, 在 300 hPa 暖异常北侧的 200 hPa 异常西风中心也表现出随时间东移和增强的特征, 200 hPa 西风急流核稳定在华北地区高层。长江中下游地区降水开始前 24 小时, 其西侧已出

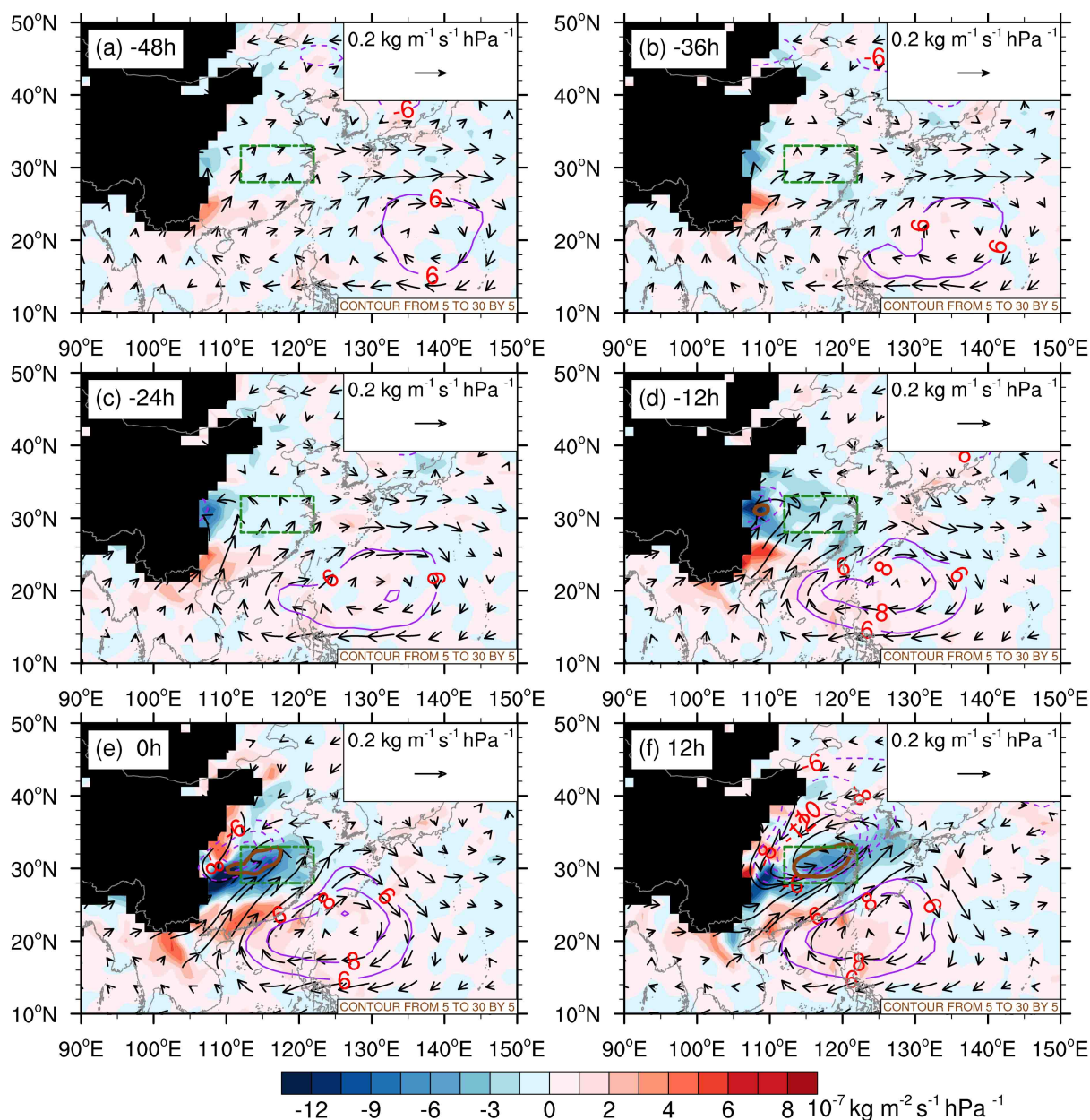


图 7 700 hPa 位势高度异常 (紫色等值线, 单位: gpm)、地面 6 小时累积降水量 (褐色等值线, 单位: mm)、850 hPa 水汽通量异常 (黑色矢量, 单位: $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1} \text{hPa}^{-1}$) 以及水汽通量散度异常 (填色, 单位: $10^{-7} \text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1} \text{hPa}^{-1}$) 的逐 12 小时变化。异常由 1959~2013 年 240 个典型强降水个例和气候态导出, 黑色填色表示地形, 青绿色虚线框表示长江中下游地区的位置

Fig. 7 Evolution of 700 hPa geopotential height anomaly (purple contours, units: gpm), 6-h accumulated precipitation (brown contours, units: mm), 850 hPa water vapor flux transport anomaly (vectors, units: $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1} \text{hPa}^{-1}$) and its divergence anomaly (shading, units: $10^{-7} \text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1} \text{hPa}^{-1}$). Anomalies are derived from 240 typical heavy rainfall cases from 1959 to 2013 and climatology. The black shadings show the topography. The green box indicates the MLYR

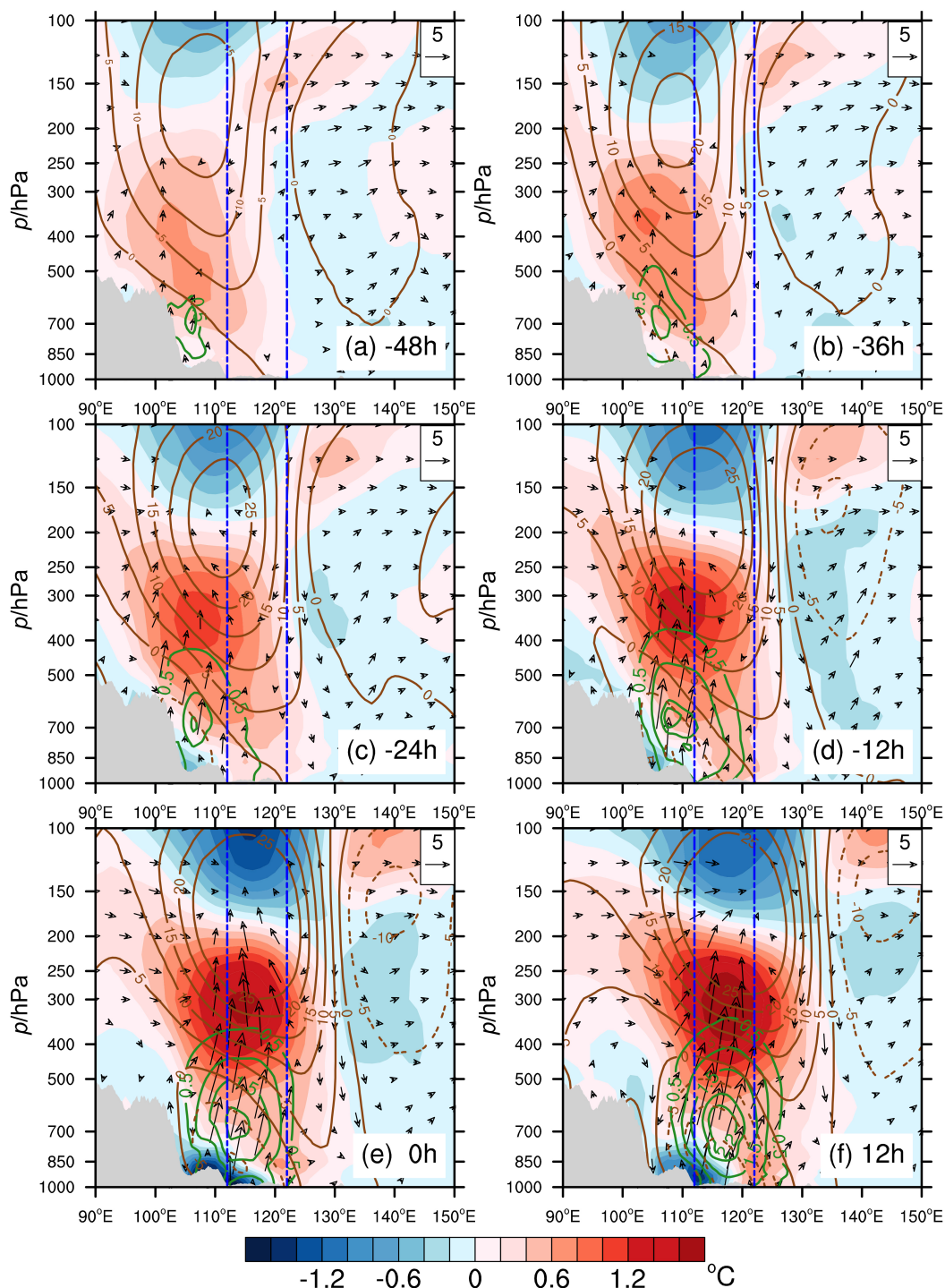


图8 240个典型强降水样本环流要素异常的高度—经度剖面(取 $28^{\circ}\sim 33^{\circ}\text{N}$ 平均)逐12小时演变。填色表示温度异常(单位: $^{\circ}\text{C}$); 褐色等值线表示位势高度异常(单位: gpm); 绿色等值线表示比湿异常(仅给出 ≥ 0.5 的值, 单位: g kg^{-1}); 矢量表示纬向风异常(单位: m s^{-1})和垂直速度异常(单位: 10^{-2}Pa s^{-1})的合成。异常由1959~2013年240个典型强降水个例和气候态导出, 灰色填色表示地形, 蓝色虚线框表示长江中下游地区的位置

Fig. 8 Evolution of circulation characteristics in meridional-vertical section (averaged between $28^{\circ}\sim 33^{\circ}\text{N}$) for the 240 heavy rainy days. Shadings denote the temperature anomaly (units: $^{\circ}\text{C}$); brown contours denote geopotential height anomaly (units: gpm); green contours denote specific humidity anomaly (only values ≥ 0.5 , units: g kg^{-1}); Arrows denote vectors composed of the zonal wind anomaly (units: m s^{-1}) and vertical velocity anomaly (units: 10^{-2}Pa s^{-1}). Anomalies are derived from 240 typical heavy rainfall cases from 1959 to 2013 and climatology. Gray shadings show topography. The blue box indicates the MLYR

现降水中心, 位于 300 hPa 暖异常和 200 hPa 急流核的西南部, 伴随着高层系统东移的同时, 地面降

水同样表现出东移加强的特征。地面逐 6 小时降水的落区从 300 hPa 暖异常和 200 hPa 急流核的西南

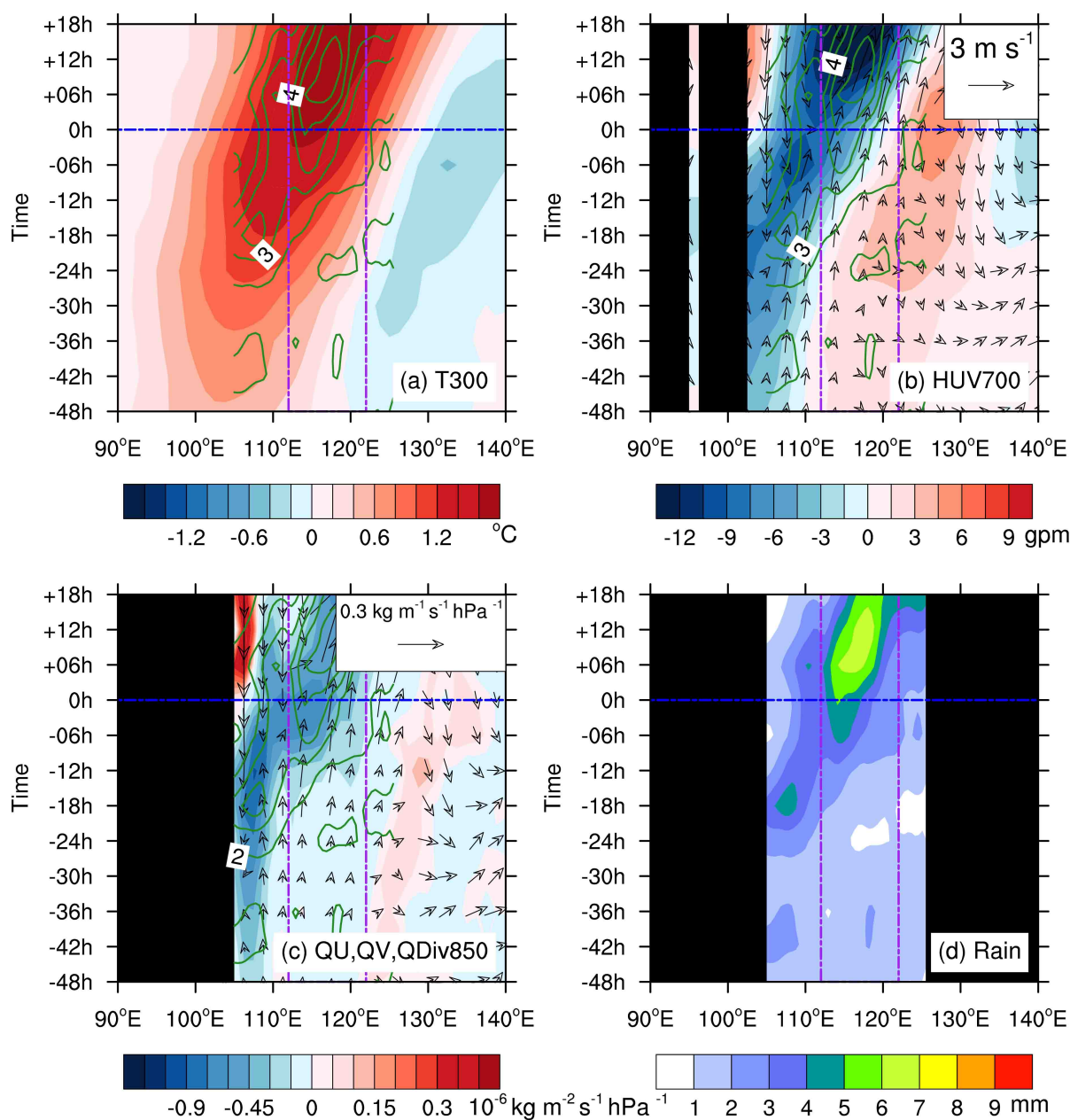


图 9 1959~2013 年 240 个典型强降水 $28^{\circ}\sim 33^{\circ}\text{N}$ 平均的不同环流要素和地面 6 小时累积降水量 [图 (a)、(b)、(c) 中绿色等值线及 d 中填色] 的时间演变: (a) 300 hPa 温度异常 (填色, 单位: $^{\circ}\text{C}$), (b) 700 hPa 位势高度异常 (填色, 单位: gpm) 及风场异常 (矢量, 单位: m s^{-1}), (c) 850 hPa 水汽通量异常 (矢量, 单位: $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1} \text{hPa}^{-1}$) 以及水汽通量散度异常 (填色, 单位: $10^{-6} \text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1} \text{hPa}^{-1}$), (d) 地面 6 小时累积降水量 (填色, 单位: mm)。纵坐标代表时间, 其中 -18 h (+18 h) 表示降水开始前 (后) 18 小时; 异常由 1959~2013 年 240 个典型强降水个例和气候态导出; 黑色填色表示地形; 蓝色虚线表示 0 h; 紫色虚线框出长江中下游地区的位置

Fig. 9 Evolution of different circulation elements and 6-h accumulated precipitation [green contours in (a, b, c) and shading in (d)] averaged between $28^{\circ}\sim 33^{\circ}\text{N}$: (a) 300 hPa temperature anomaly (shading, units: $^{\circ}\text{C}$), (b) 700 hPa geopotential height anomaly (shading, units: gpm) and wind anomaly (vectors, units: m s^{-1}), (c) 850 hPa water vapor flux transport anomaly (vectors, units: $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1} \text{hPa}^{-1}$) and its divergence anomaly (shading, units: $10^{-6} \text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1} \text{hPa}^{-1}$). (d) surface 6-h accumulated precipitation (shading, units: mm). Horizontal axis stands for time, -18 h (+18 h) for 18 hours before (after) heavy rainfall. Anomalies are derived from 240 typical heavy rainfall cases from 1959 to 2013 and climatology. The black shadings show topography. Blue dashed lines indicate 0 h. The purple box indicates the MLYR

部逐渐变为偏南部, 长江中下游地区降水量在降水开始 6~12 h 到达峰值。

除了中高层的系统表现出东移加强的特征之外, 中低层的系统也具备相似的演变特征。700 hPa 气旋式环流异常和 850 hPa 水汽通量异常辐合区可以追溯到提前 24 小时的四川盆地地区, 此时二者中心的强度分别为 -6 gpm 和 $-9 \times 10^{-7} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1} \text{ hPa}^{-1}$ (图 7 和图 8), 提前 48 小时仅有微弱的信号, 只可以在图 9 中辨认出来。地面逐 6 小时降水落区和 850 hPa 水汽通量散度负异常区基本是重合, 二者都处在 700 hPa 位势高度负异常中心的南部。200 hPa 纬向西风异常中心、300 hPa 暖中心、700 hPa 气旋式环流中心、850 hPa 水汽通量异常辐合区和地面降水中心从 200 hPa 至地面, 从北至南依次排列着。值得关注的是西北太平洋上的正位势高度异常可以向前追溯到降水前 48 小时, 并随时间不断增强, 并向西扩展。

从图 6、图 8 和图 9 可知, 长江中下游高空的暖异常信号出现在降水前, 这表明长江中下游中高层的暖异常在降水前就已经存在, 而不是长江中下游地区降水潜热反馈的结果。并且该暖异常可以向前追溯到降水前 48 小时前的青藏高原东麓及四川盆地高空 500~400 hPa 层次。此时, 高比湿异常中心位于四川盆地高空的 700 hPa 层次。随着时间推移, 该暖信号不断加强并东移, 暖异常中心逐渐扩展到 300 hPa。与暖异常对应的高层正位势异常不断增强, 而高比湿异常则同时向高低层扩展, 逐渐控制着对流层中低层。在 $-48 \sim -24 \text{ h}$ 这段时间里, 中高层暖异常呈现出垂直扩展和东移增强的特征; 中低层的比湿异常主要是垂直方向的扩展; 700 hPa 位势高度负异常和 850 hPa 水汽辐散异常区则是在四川盆地局地缓慢发展, 东移的趋势非常微弱。在提前 24 小时, 200 hPa 纬向西风异常、300 hPa 暖异常、700 hPa 负位势高度异常、850 hPa 水汽通量辐散异常、中低层高比湿异常和对流层中低层的上升异常均有较明显的信号, 地面降水也开始出现。随后, 300 hPa 暖异常和 200 hPa 纬向西风异常继续增强, 二者的中心平稳地向东移并分别控制着长江中下游地区和华北地区。而 700 hPa 负位势高度异常和 850 hPa 水汽通量辐散异常区在 $-24 \sim 0 \text{ h}$ 时间段内表现出明显的加强特点, 但东移依旧不明显。但这二者在降水开始后迅速东移并进入长江中下游地区, 配合高空的辐散场, 强的上升

运动将汇聚于此地的大量异常水汽抬升, 形成强降水。以上分析表明, 长江中下游降水前的立体环流结构能在其上游地区找到提前 2 天左右信号, 但前期信号向下游的传播的机理仍需要进一步的分析。

5 结论和讨论

本文基于 1959~2013 年台站观测的夏季降水, 在长江中下游地区挑选了 373 个强降水样本, 并分析了其对应的前期三维环流结构及时空演变特征, 得到的主要结论如下:

(1) 长江中下游地区强降水前期对流层高层存在明显的温度异常: 在 300 hPa, 长江中下游上空存在中心强度为 0.9°C 的暖异常中心; 内蒙古和日本岛上空分别存在中心强度为 -1.2°C 和 -1.05°C 的冷异常中心。

(2) 长江中下游降水前的三维结构以 300 hPa 温度为核心, 在静力平衡和准地转平衡作用下, 暖异常在高层(低层)激发出反气旋(气旋式)环流异常。在 200 hPa, 长江中下游反气旋异常(内蒙古气旋式异常)的北侧(南侧)均存在西风异常, 使得气候态西风急流增强并向东南延伸; 同时, 低层气旋式异常边缘的西南风为长江中下游地区提供了低层辐合和水汽输送。向南偏移向东伸展的急流为研究区提供了高层辐散异常, 配合低层的水汽条件和辐合, 有利于长江中下游地区形成强降水。

(3) 长江中下游地区强降水前的高层温度异常及三维环流结构出现在长江中下游地区强降水之前, 可以向前追踪到 2 天前的上游地区。三维环流结构均呈现出东移特征, 但高层的暖中心和西风异常中心呈现平稳移动的特征, 低层的位势负异常中心和水汽异常辐合中心呈现跳跃式移动的特点。

在长江中下游地区降水前的三维立体结构中, 西太副高的西伸表现得十分突出, 副高西侧的西南气流为长江中下游地区输送大量水汽, 有利于该区域强降水的发生; 但副高与高层温度异常的联系并不明显, 且在高层温度异常增强、东进过程中, 副高位置变化相对较小(图略)。西太平洋副高是影响长江中下游降水的重要系统, 探究其与高层温度异常的联系十分有必要, 这需要围绕其开展更进一步的工作。此外, 环流结构东传的机理等也值得进一步分析, 这不仅需要基于气候平均的统计分析, 也需要针对具体的典型个例, 开展个例中环流结构的观测分析与数值模拟, 确定其中的关键影响因子,

这也是未来工作关注的重点内容。

参考文献 (References)

- 陈隆勋. 1984. 东亚季风环流系统的结构及其中期变动 [J]. 海洋学报, 6(6): 744–758. Chen Longxun. 1984. The structure and medium-range variations of the East Asian monsoon circulation system [J]. Acta Oceanologica Sinica (in Chinese), 6(6): 744–758.
- 陈隆勋, 朱乾根, 罗会邦, 等. 1991. 东亚季风 [M]. 北京: 气象出版社, 49–61. Chen Longxun, Zhu Qian'gen, Luo Huibang, et al. 1991. East Asian Monsoon (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press, 49–61.
- 丁一汇. 2005. 高等天气学第2版, [M]. 北京: 气象出版社, 138–150. Ding Yihui. 2005. Advanced Synoptic Meteorology. 2nd ed (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press, 138–150.
- 杜银, 张耀存, 谢志清. 2008. 高空西风急流东西向形态变化对梅雨期降水空间分布的影响 [J]. 气象学报, 66(4): 566–576. Du Yin, Zhang Yaocun, Xie Zhiqing. 2008. Impacts of longitude location changes of East Asian westerly jet core on the precipitation distribution during Meiyu period in middle–lower reaches of Yangtze River valley [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 66(4): 566–576.
- Huang B, Cubasch U, Li Y. 2018. East Asian summer monsoon representation in re-analysis datasets [J]. Atmosphere, 9(6): 235. doi:10.3390/atmos9060235
- He Jinhai, Zhou Bing, Wen Min, et al. 2001. Vertical circulation structure, interannual variation features and variation mechanism of western Pacific subtropical high [J]. Adv. Atmos. Sci., 18(4): 497–510. doi:10.1007/s00376-001-0040-2
- Kobayashi S, Ota Y, Harada Y, et al. 2015. The JRA-55 reanalysis: General specifications and basic characteristics [J]. J. Meteor. Soc. Japan., 93(1): 5–48. doi:10.2151/jmsj.2015-001
- 况雪源, 张耀存. 2006a. 东亚副热带西风急流位置异常对长江中下游夏季降水的影响 [J]. 高原气象, 25(3): 382–389. Kuang Xueyuan, Zhang Yaocun. 2006a. Impact of the position abnormalities of East Asian subtropical westerly jet on summer precipitation in middle-lower reaches of Yangtze River [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 25(3): 382–389. doi:10.3321/j.issn:1000-0534.2006.03.004
- 况雪源, 张耀存. 2006b. 东亚副热带西风急流季节变化特征及其热力影响机制探讨 [J]. 气象学报, 65(4): 564–575. Kuang Xueyuan, Zhang Yaocun. 2006b. The seasonal variation of the East Asian subtropical westerly jet and its thermal mechanism [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 65(4): 564–575. doi:10.11676/qxb2006.055
- Liang Xinzong, Wang Weichyung. 1998. Associations between China monsoon rainfall and tropospheric jets [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 124(552): 2597–2623. doi:10.1002/qj.49712455204
- 廖清海, 高守亭, 王会军, 等. 2004. 北半球夏季副热带西风急流变异及其对东亚夏季气候异常的影响 [J]. 地球物理学报, 47(1): 10–18. Liao Qinghai, Gao Shouting, Wang Huijun, et al. 2004. Anomalies of the extratropical westerly jet in the North Hemisphere and their impacts on East Asian summer monsoon climate anomalies [J]. Chinese Journal of Geophysics (in Chinese), 47(1): 10–18. doi:10.3321/j.issn:0001-5733.2004.01.003
- Lin Zhongda, Lu Riyu. 2005. Interannual meridional displacement of the East Asian upper-tropospheric jet stream in summer [J]. Adv. Atmos. Sci., 22(2): 199–211. doi:10.1007/bf02918509
- 罗绍华, 金祖辉. 1986. 南海海温变化与初夏西太平洋副高活动及长江中、下游汛期降水关系的分析 [J]. 大气科学, 10(4): 409–418.
- Luo Shaohua, Jin Zuhui. 1986. Statistical analyses for sea surface temperature over the South China Sea, behavior of subtropical high over the West Pacific and monthly mean over the Changjiang middle and lower reaches [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 10(4): 409–418. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1986.04.08
- 吕俊梅, 任菊章, 琚建华. 2004. 东亚夏季风的年代际变化对中国降水的影响 [J]. 热带气象学报, 20(1): 73–80. Lü Junmei, Ren Junzhang, Ju Jianhua. 2004. The interdecadal variability of East Asia monsoon and its effect on the rainfall over China [J]. Journal of Tropical Meteorology (in Chinese), 20(1): 73–80. doi:10.3969/j.issn.1004-4965.2004.01.008
- 斯公望. 1989. 暴雨和强对流环流系统 [M]. 北京: 气象出版社, 51–58. Si Gongwang. 1989. The Circulation Systems of Rainstorm and Severe Convection (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press, 51–58.
- Sun Wei, Li Jian, Yu Rucong, et al. 2015a. Two major circulation structures leading to heavy summer rainfall over central North China [J]. J. Geophys. Res. Atmos., 120(10): 4466–4482. doi:10.1002/2014jd022853
- Sun Wei, Yu Rucong, Li Jian, et al. 2015b. Three-dimensional circulation structure of summer heavy rainfall in central North China [J]. Wea. Forecasting, 30(1): 238–250. doi:10.1175/waf-d-14-00046.1
- Tao Shiyun, Chen Longxun. 1987. A review of the East Asian summer monsoon [M]//Krishnamurti T N, Chang C P. Monsoon Meteorology. Oxford: Oxford University Press, 60–92.
- Uccellini L W, Johnson D R. 1979. The coupling of upper and lower tropospheric jet streaks and implications for the development of severe convective storms [J]. Mon. Wea. Rev., 107(6): 682–703. doi:10.1175/1520-0493(1979)107<0682:tcoual>2.0.co;2
- 王晓春, 吴国雄. 1997. 中国夏季降水异常空间模与副热带高压的关系 [J]. 大气科学, 21(2): 34–42. Wang Xiaochun, Wu Guoxiong. 1997. The analysis of the relationship between the spatial modes of summer precipitation anomalies over China and the general circulation [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 21(2): 34–42. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1997.02.04
- 叶笃正, 黄荣辉. 1996. 长江黄河流域旱涝规律和成因研究 [M]. 济南: 山东科学技术出版社, 1–53. Ye Duzheng, Huang Ronghui. 1996. Research on the Regularity and Cause of Droughts and Floodings in the Yangtze River Valley and the Yellow River Valley (in Chinese) [M]. Jinan: Shandong Science and Technology Press, 1–53.
- 叶笃正, 陶诗言, 李麦村. 1958. 在六月和十月大气环流的突变现象 [J]. 气象学报, 29(4): 249–263. Yeh Tucheng, Dao Shihyen, Li Meitsun. 1958. The abrupt change of circulation over Northern Hemisphere during June and October [J]. Acta Meteorologica Sinica

- (in Chinese), 29(4): 249–263.
- Yu Ruong, Wang Bin, Zhou Tianjun. 2004. Tropospheric cooling and summer monsoon weakening trend over East Asia [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 31: L22212. doi:10.1029/2004gl021270
- 张可苏. 1980. 在有热源和耗散情况下的大气适应过程 [J]. *大气科学*, 4(3): 199–211. Zhang Kesu. 1980. On the geostrophic adjustment process in the atmosphere in the presence of heat sources and dissipation [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 4(3): 199–211. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1980.03.01
- 张庆云, 陶诗言, 张顺利. 2003. 夏季长江流域暴雨洪涝灾害的天气气候条件 [J]. *大气科学*, 27(6): 1018–1030. Zhang Qingyun, Tao Shiyan, Zhang Shunli. 2003. The persistent heavy rainfall over the Yangtze River valley and its associations with the circulations over East Asia during summer [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 27(6): 1018–1030. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2003.06.06
- Zhang Yaocun, Kuang Xueyuan, Guo Weidong, et al. 2006. Seasonal evolution of the upper-tropospheric westerly jet core over East Asia [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 33: L11708. doi:10.1029/2006gl026377
- Zhao Siyao, Li Jian, Yu Rucong, et al. 2015. Recent reversal of the upper-tropospheric temperature trend and its role in intensifying the East Asian summer monsoon [J]. *Sci. Rep.*, 5: 11847. doi:10.1038/srep11847
- Zhou Tianjun, Yu Rucong. 2005. Atmospheric water vapor transport associated with typical anomalous summer rainfall patterns in China [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 110: D08104. doi:10.1029/2004JD005413
- 竺可桢. 1934. 东南季风与中国之雨量 [J]. *地理学报*, 1(1): 1–27.
- Chu Coching. 1934. The enigma of southeast monsoon in China [J]. *Acta Geographica Sinica (in Chinese)*, 1(1): 1–27. doi:10.11821/xb193401001
- 朱乾根, 周伟灿, 张海霞. 2001. 高低空急流耦合对长江中游强暴雨形成的机理研究 [J]. *南京气象学院学报*, 24(3): 308–314. Zhu Qiangen, Zhou Weican, Zhang Haixia. 2001. Mechanism of the formation of torrential rain by coupled high/low level jets over the middle reaches of the Yangtze River [J]. *Journal of Nanjing Institute of Meteorology (in Chinese)*, 24(3): 308–314. doi:10.3969/j.issn.1674-7097.2001.03.002