梅雨期长江中下游地区湿位涡的特征及其与青藏高原的联系

由丽蓉[1,2,3]，姜继兰[1,2]，陈笑晨[4]，马婷婷[1*]，刘屹岷[1,2]，吴国雄[1,2]

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(LASG)，北京 100029

2 中国科学院大学，北京 100049

3 University of Exeter, United Kingdom

4 福建省气候中心，福州 350008

摘 要：本文基于欧洲中期天气预报中心（European Centre for Medium-Range Weather Forecasts，简称 ECMWF）提供的 ERA-Interim 再分析数据集和 FGOALS-f3-L 海气耦合模式，分析了 1980-2017 年梅雨期长江中下游地区对流层大气湿位涡（MPV）的分布特征及其与青藏高原的联系。研究发现，梅雨期湿等熵面在长江中下游地区呈自下而上向北倾斜的分布特征，湿位涡正压项（MPV_1）和斜压项（MPV_2）的大值带均沿倾斜的湿等熵面分布在梅雨区上空，且随雨带的北移而北移。对流层中层 MPV_1 和 MPV_2 大值带均分布在梅雨雨带的北侧，而对流层低层 MPV_2 负值带与梅雨雨带近乎重合。这主要是由于入梅前后 MPV_2 的分布结构满足倾斜涡度发展的必要条件，有利于暖湿空气沿湿等熵面上滑，从而导致暖湿空气的垂直涡度显著增强，造成梅雨降水。进一步分析发现 MPV_2 负值带西起青藏高原向东经过江淮地区一直延伸到西北太平洋地区。数值试验结果表明青藏高原大地形条件对 MPV_2 负值带的形成有重要影响，当去掉高原地形时，长江中下游地区的 MPV_2 负值带显著减弱甚至消失。

关键词：梅雨，湿位涡，青藏高原

文章编号：2021266C

DOI：10.3878/j.issn.1006-9895.2207.21266

Characteristics of moist potential vorticity over the middle and lower reaches of the Yangtze River during the Meiyu season and its

收稿日期 2021-12-31；**网络预出版日期**：

作者简介 由丽蓉，女，硕士研究生，主要从事梅雨异常机理研究。E-mail: youlirong@lasg.iap.ac.cn

通讯作者 马婷婷，E-mail: matingting@lasg.iap.ac.cn

资助项目 国家自然科学基金项目（41730963 和 91937302）

Funded by National Natural Science Foundation of China (41730963 and 91937302)

relationship with the Tibetan Plateau

YOU Lirong[1,2,3], JIANG Jilan[1,2], CHEN Xiaochen[4], MA Tingting[1*], LIU Yimin[1,2], WU Guoxiong[1,2]

1 *State Key Laboratory of Numerical Modelling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics (LASG), Institute of Atmospheric Physics (IAP), Chinese Academy of Sciences (CAS), Beijing* 100029

2 *College of Earth Science, University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049*

3 *University of Exeter, United Kingdom*

4 Fujian Provincial Climate Center, Fuzhou 350008

Abstract: The ERA-Interim reanalysis data provided by the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) and FGOALS-f3-L coupled model were used to analyze the characteristics of the moist potential vorticity (MPV) over the middle and lower reaches of the Yangtze River during the Meiyu period from 1980 to 2017 and its connection with the Tibetan Plateau. It is found that the moist isentropic surfaces tilt northward with increasing height over the Meiyu area. Belts of the barotropic term (MPV_1) and baroclinic term (MPV_2) of MPV lie along the sloping moist isentropic surfaces, which moves northward when the rain belt moves northward. Both of them are located to the north of the Meiyu rain belt in the middle troposphere. However, in the lower troposphere, the negative value belt of MPV_2 corresponds better to the Meiyu rain belt. This is mainly due to the fact that the distribution of MPV_2 satisfies the necessary condition of the development of slantwise vorticity, which is conducive to the significant development of vertical vorticity of the up-sliding warm and wet air, resulting in the development of precipitation. Further analysis reveals that the MPV_2 belt over the Meiyu area starts from the Tibetan Plateau in the west and extends eastward to the Northwest Pacific. The outputs of FGOALS-f3-L without the topography of the Tibetan Plateau indicate that the Tibetan Plateau has an important influence on the distribution of MPV_2 downstream. In the no Tibetan-Iranian Plateau simulations, the negative value belt of MPV_2 is significantly weakened and even disappeared along the Yangtze River.

Key words: Meiyu season, moist potential vorticity, Tibetan Plateau

1 引言

长江中下游地区地处东亚季风区，面积数十万平方公里，是中国最主要的工农业中心，也是中国人口最稠密的地区之一。每年 6 月中旬左右，东亚夏季风向北推进，冷暖空气在此交汇，形成梅雨（Ding, 1992; Si et al., 2009）。作为东亚夏季风进程中最重要的一个雨季，长江中下游梅雨（以下简称“梅雨”）一般持续一个月左右，降水通常较为集中，且多伴随灾害性暴雨（陶诗言，1980）。梅雨异常所带来的降水多寡往往是引起长江中下游地区旱涝异常的主要原因，对这里的人民生活和社会经济发展产生重要影响。如第二阶段的梅雨，即所谓的“二度梅”，对 1998 年长江流域特大洪涝灾害的发生有重要影响（贝耐芳和赵思雄，2002），而 2020 年夏季持续时间长达 62 天的超长梅雨带来了自 1961 年以来最大的梅雨降水量（Ding et al., 2021），造成长江流域自 1998 年以来最为严重的流域性洪涝灾害。

前人研究指出，梅雨受到来自热带、副热带和中高纬多个不同影响因子直接或间接的影响，表现出多时间尺度的特征（Weng et al., 1999; 丁一汇等，2007; Ding et al., 2020）。在年代际时间尺度上，梅雨主要受太平洋年代际振荡（Zhu et al., 2011; Zhu et al., 2015; Sun et al., 2019）和大西洋多年代际振荡（Lu et al., 2006）的调制。另外，ENSO 的年代际变化对梅雨也有影响（Wang et al., 2012）。在年际尺度上，梅雨主要受 ENSO（Huang and Wu, 1989; Tanaka, 1997; Wang et al., 2008; Ding et al., 2020）、热带印度洋海温异常（Kosaka et al., 2011; Wang et al., 2013; Yamaura and Tomita, 2014）、北大西洋涛动（Wu et al., 2009; Wang et al., 2018）、欧亚大陆中高纬波列（Liu et al., 2019）、急流（李崇银等，2004; Sampe and Xie, 2010; Li and Zhang, 2014）等的影响。历史上，长江流域的两次特大洪涝灾害（1998 年和 2016 年）均伴随着前冬 El Nino 事件的发展（鲍媛媛，2021），而 2020 年长江流域超强梅雨的发生与印度洋海温异常增暖有关（Takaya et al., 2020; Zhou et al., 2021）。在次季节尺度上，热带季节内振荡（Zhu et al., 2003; 毛江玉和吴国雄，2005; 齐艳军等，2016; Hsu et al., 2016; Shao et al., 2018; Zhang et al., 2021b）和准双周振荡（Ouyang and Liu, 2020; Ding et al., 2021; Zhang et al., 2021a）是影响梅雨的两个重要因子。另有研究指出，北大西洋涛动位相的次季节调整是导致 2020

年梅雨期我国东部雨带南北摆动的重要原因（Liu et al., 2020）。

青藏高原是世界上海拔最高的高原，且地形复杂，其表面巨大的热力作用对东亚夏季风的影响已经达成广泛共识（Wu and Zhang, 1998; Yasunari and Miwa, 2006; Wang et al., 2018; Duan et al., 2020）。研究表明，春季和夏季高原热源偏强时，都对应着长江中下游地区夏季降水偏多（罗会邦和陈蓉，1995; Zhao and Chen, 2001; 段安民等，2003；Hsu and Liu, 2003; Wang et al., 2009; He et al., 2019）。Dong et al.（2019）的研究指出青藏高原东南部地表潜热通量的异常是长江流域梅雨降水异常的关键信号源。另外，高原冬春季积雪对夏季长江流域的降水也有影响，吴统文和钱正安（2000）指出当冬春季高原积雪偏多时，夏季长江流域和江南北部降水偏多；当高原积雪偏少时，夏季江淮地区降水偏少。另一方面，高原近地表和边界层内存在强烈的地气相互作用和复杂的地形效应，形成了独特的天气系统（如高原低涡和青藏高原切变线等）。这些天气系统的发展和东移往往造成梅雨区灾害性天气过程（Tao and Ding, 1981; Wang and Orlanski, 1987; Zheng et al., 2013; Ni et al., 2017;马婷等，2020）。如 1998 年夏季长江流域出现了罕见的持续性暴雨和洪涝灾害过程，而大部分暴雨的发生是由青藏高原发展东移的低涡或切变线造成的（师春香等，2000；张顺利和陶诗言，2002）。另外，青藏高原上空对流云团和中尺度对流系统十分活跃（江吉喜等，1996；Li et al., 2008），一些对流云团在合适的环流条件下发展东移也会导致长江中下游地区大暴雨的发生（卓嘎等，2002；傅慎明等，2011）。最新的研究表明青藏高原可以通过影响位涡的制造在高原近地层形成低压系统，这些系统在东移的过程中形成自高原向长江中下游地区伸展的高位涡（或正涡度）带，对 2020 年梅雨降水异常有重要贡献（Li et al., 2020; Ma et al., 2022）。然而，目前关于高原通过影响位涡进而影响长江中下游地区梅雨的研究还多以个例分析为主。

位涡理论是大气动力学的核心内容之一，被广泛应用于天气分析和研究工作中。一般而言，位涡对许多中高纬度天气系统的发展和移动具有指示意义，但在对流层中低层，尤其是在低纬度地区，位涡变得很弱。同时，位涡不包含水汽的特征，在考虑降水特别是梅雨降水等湿空气的运动时具有局限性，由此，湿位涡（MPV）应运而生。吴国雄等（1995）从原始方程出发，在导出精确形式湿位涡方程的基础上，证明了绝热、无摩擦的饱和湿空气中湿位涡守恒。在这种守恒性

质的制约下，涡旋垂直涡度的发展由大气稳定度、斜压性和风的垂直切变等因素决定，由此提出了倾斜涡度发展（SVD）理论。湿位涡守恒性的提出和 SVD 理论的建立对暴雨过程的诊断提供了理论依据，大量研究结果表明，无论是湿位涡（高守亭等，2002；刘峰等，2011；肖云清等，2020）和还是 SVD 理论（吴国雄和蔡雅萍，1997；吴国雄和刘还珠，1999；王子谦等，2010；李静楠等，2016）都是暴雨诊断中的有力工具，对强降水的落区具有较好的指示意义。如高守亭等（2002）从理论分析和资料诊断两个方面证明了湿位涡异常区与强降水区有很好的对应关系。目前，湿位涡和 SVD 理论多用于个例和局地暴雨的分析，较少被用于气候态梅雨的分析中。根据 SVD 理论，由于梅雨锋附近湿等熵面倾斜很大，十分有利于垂直涡度增长从而导致暴雨的发生。因此，从大尺度环流的角度去讨论梅雨期湿位涡的分布特征是十分有意义的。

综上所述，前人对于引起梅雨异常的因子已有很多研究，但对于梅雨期长江中下游地区湿位涡的分布特征以及青藏高原在其中所起的作用还少有研究。因此，本文将围绕如下问题开展研究：（1）长江中下游地区梅雨期湿位涡的分布特征如何？与梅雨降水的关系如何？（2）青藏高原对长江中下游地区湿位涡的分布有何影响？本文其余部分安排如下：第二节介绍本文所用的资料、方法和模式；第三节主要讨论气候态梅雨期湿位涡的分布特征，发现湿位涡斜压项 MPV_2 与梅雨雨带有较好的对应关系，并简要分析其中的原因；第四节利用 FGOALS-f3-L 海气耦合模式设计数值试验，分析青藏高原对长江中下游地区 MPV_2 分布的影响；第五节对全文进行总结。

2 资料、方法和模式介绍

2.1 资料

本文所使用的资料包括：（1）欧洲中期天气预报中心提供的 ERA-Interim 1980-2017 年逐日再分析数据集（Dee et al., 2011），变量包括温度、比湿、经向风分量、纬向风分量、垂直速度、位势高度，水平空间分辨率为 1.5°×1.5°，垂直方向有 37 层（https://apps.ecmwf.int/datasets/data/interim-full-daily/levtype=pl/ [2022-06-02]）；（2）中国气象局提供的中国地面气候资料日值数据集的逐日降水

资料；（3）日本气象厅提供的 JRA-55 再分析数据集（Kobayashi et al., 2015; Harada et al., 2016）中的全球降水资料（https://rda.ucar.edu/datasets/ds628.0 [2022-03-21]）。

2.2 梅雨期的定义及分析

本文采用丁一汇等（2007）使用的长江流域梅雨季定义标准：1）选择长江中下游地区 5 个具有代表性的气象台站（武汉、九江、芜湖、南京和上海）来代表梅雨期的降水量。首先，如果该日满足至少有 2 个台站发生降水，且 5 个台站总的日降水量大于或等于 10 mm，则被定义为雨日；2）在梅雨季，西太平洋副热带高压脊线的位置在 20°-25°N；3）入梅日需满足以下条件：从该日起之后的 10 个连续的雨日中，若条件 1）中的雨日等于或大于一半，则开始降水的第一天定义为入梅日；4）在梅雨季期间，有一次或多次降水事件发生，每次事件必须持续 6 天以上的雨日，且 5 个测站的日平均降水量大于 25 mm；5）最后一次降雨事件中的第 2 天定义为出梅日。由此得到的 1980-2017 年入、出梅日期见表 1。

表 1 1980-2017 年入梅、出梅日期

Table 1 Dates of the onset and retreat of the Meiyu season from 1980 to 2017

年份	入梅日	出梅日	年份	入梅日	出梅日
1980	6/6	7/21	1999	6/7	7/19
1981	6/22	7/1	2000	6/20	7/1
1982	6/12	7/20	2001	6/3	6/27
1983	6/10	7/19	2002	6/19	7/8
1984	6/7	7/7	2003	6/20	7/12
1985	6/22	7/8	2004	6/14	7/15
1986	6/20	7/15	2005	6/26	6/29
1987	6/28	7/29	2006	6/22	7/12
1988	6/10	6/30	2007	6/19	7/28
1989	6/8	7/11	2008	6/7	7/24
1990	6/14	7/3	2009	6/26	7/8
1991	6/2	7/14	2010	6/20	7/24
1992	6/13	7/21	2011	6/6	7/20
1993	6/14	7/9	2012	6/22	7/15
1994	6/7	6/28	2013	6/20	7/8
1995	6/12	7/10	2014	6/25	7/17
1996	6/2	7/22	2015	6/14	7/26
1997	6/24	7/16	2016	6/19	7/17
1998	6/18	7/5	2017	6/22	7/11

根据表 1 可以计算出 1980-2017 年间平均入梅日期为 6 月 18 日，平均出梅日期为 7 月 12 日。本文将每年入梅日期作为第 0 天，在其之前（后）的天数记

为负（正）天数进行合成分析，由此得到各变量在入梅日前后的特征。

2.3 湿位涡和 SVD 理论

湿位涡是一个包含大气动力、热力以及水汽特性的综合变量。本文采用吴国雄等（1995）提出的湿位涡和 SVD 理论进行诊断分析。在静力近似条件下，且假定垂直速度的水平变化比水平速度的垂直切变小得多时，湿位涡的计算公式如下：

$$\mathrm{MPV} = -\mathrm{g}\cdot(f\vec{k} + \nabla_p \times \vec{V})\cdot\nabla_p\theta_e \qquad \cdots（1）$$

其中，MPV 是湿位涡，单位为 PVU（$1\mathrm{PVU} = 10^{-6}\, m^2\cdot K\cdot s^{-1}\cdot kg^{-1}$）；g 是重力加速度，$\mathrm{g}= 9.8\, m\cdot s^{-2}$；$\theta_e$为相当位温。MPV 又可分解为两项之和：$\mathrm{MPV}_1$ 和 MPV_2，其中 MPV_1 是湿位涡的垂直分量积；MPV_2 是水平分量积，公式如下：

$$\mathrm{MPV}_1 = -\mathrm{g}\zeta_{ap}\frac{\partial\theta_e}{\partial p} = -\mathrm{g}（f+\zeta_p）\frac{\partial\theta_e}{\partial p} \qquad \cdots（2）$$

$$\mathrm{MPV}_2 = -\mathrm{g}\vec{k}\times\frac{\partial\vec{V}}{\partial p}\cdot\nabla_h\theta_e = -\mathrm{g}\frac{\partial u}{\partial p}\frac{\partial\theta_e}{\partial y} + \mathrm{g}\frac{\partial v}{\partial p}\frac{\partial\theta_e}{\partial x} \qquad \cdots（3）$$

（2）式中$\zeta_{ap} = f + (\partial v/\partial x - \partial u/\partial y)_p = f + \zeta_p$，为绝对涡度的垂直分量。可见，$\mathrm{MPV}_1$ 为绝对涡度的垂直分量与相当位温垂直梯度的乘积，称作湿正压项。在北半球，由于绝对涡度的垂直分量（$f+\zeta_p$）在大多数情况下为正值，所以$\partial\theta_e/\partial p$的符号决定了 MPV_1 的正负：当$(\partial\theta_e/\partial p)$<0 时，大气是对流稳定状态，此时 MPV_1>0；当$(\partial\theta_e/\partial p)$>0 时，大气是对流不稳定状态，此时 MPV_1<0。MPV_2 是水平风的垂直切变与相当位温水平梯度的乘积，称作湿斜压项。根据 SVD 理论，在湿位涡守恒的前提下，不管大气的对流稳定性或是湿对称稳定性如何，由于湿等熵面的倾斜，水平风的垂直切变增大或者湿斜压性的增加能够导致垂直涡度的显著发展，且湿等熵面的倾斜越大，垂直涡度的发展越激烈。倾斜涡度发展的必要条件是$MPV_2/(\partial\,\theta_e/\partial p) > 0$。

2.4 数值试验介绍

本文采用由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发展的新一代气候系统模式 FGOALS-f3-L（The low-resolution version of Flexible Global Ocean-Atmosphere-Land System model, finite-volume

version 3）进行数值模拟研究，该版本的模式参加了最新的第六次国际耦合模式比较计划（CMIP6）。评估显示，该版本的模式在模拟能力上较之前版本有了明显提升，可以更好地模拟出历史气候中各种要素的特征，包括长期趋势和气候平均态的分布，有助于研究气候变化机理、提高预测气候的能力（He et al., 2019; Guo et al., 2020; Tang et al., 2020）。

本文一共设计了两组试验，控制试验是 CMIP6 的 piControl（pre-industrial control simulation）试验，即将外强迫（温室气体、太阳辐射、气溶胶、土地利用等）维持在 1850 年的水平下驱动全球耦合模式进行 500 年以上的长期积分；敏感性试验与控制试验相同，但将青藏-伊朗高原（TIP）500 m 以上的地形削除，以考察高原大地形的影响。

3 入梅前后湿位涡与降水的联系

3.1 湿位涡在入梅前后的特征

湿位涡正压项 MPV_1 和斜压项 MPV_2 有不同的物理意义，二者的配置对降水的发生发展有重要影响。湿正压项 MPV_1 表示惯性稳定性和对流稳定性的作用（刘峰等，2011），在对流层中上层 MPV_1 一般为正，在对流层低层如果存在对流不稳定（$(\partial\theta_e/\partial p) > 0$），则 MPV_1 为负。从 850 hPa MPV_1 的水平分布（图 1a，1b 和 1c）可以看出，入梅前后 MPV_1 在中国东部和西太平洋地区基本为负值分布。入梅前第 3 天 MPV_1 负值中心出现在梅雨区北部的江淮地区，量值小于-0.3 PVU（图 1a）。根据赵亮和丁一汇（2008），表明有弱冷空气在此聚集，此时有较强的对流不稳定，为入梅提供了条件。高原北部和西北太平洋地区有较强的正 MPV_1 分布。此时东亚降水中心在日本南部，沿着降水带也有较弱的正 MPV_1 分布，中国的降水大值中心位于华南。入梅当天随着中国东部降水中心北移至长江中下游地区，之前位于江淮地区的 MPV_1 负值中心减弱北移，长江中下游地区为较弱的 MPV_1 负值区（图 1b）。高原北部和西北太平洋地区仍然维持较强的 MPV_1 正值中心。入梅以后，欧亚大陆和西北太平洋地区的正负 MPV_1 的分布与入梅当天基本一致，负值中心位于梅雨雨带北侧（图 1c）。

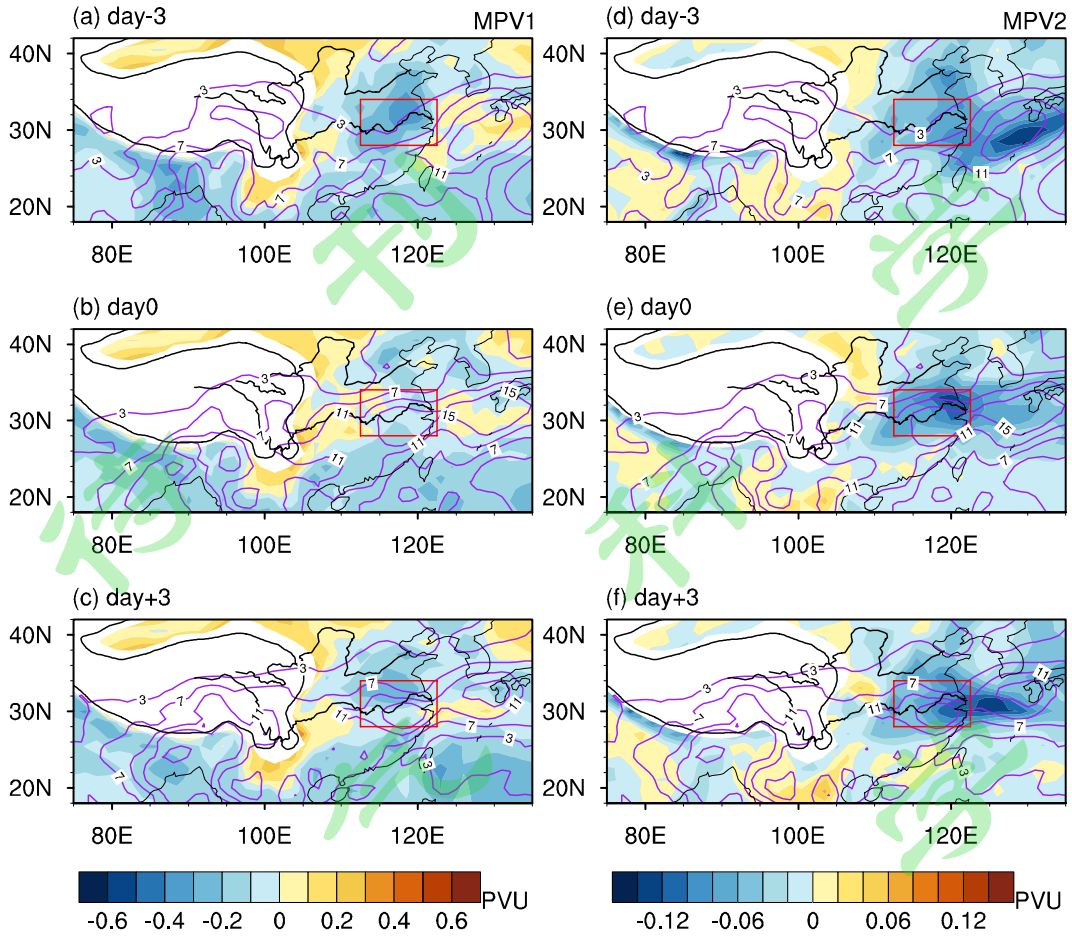

图 1 850 hPa MPV_1（a、b 和 c，填色，单位：PVU）、MPV_2（d、e 和 f，填色，单位：PVU）和降水（等值线，单位：mm/day）在入梅前第三天（a、d）、入梅当天（b、e）和入梅后第 3 天（c、f）的分布。红色方框表示长江中下游梅雨区（28°-34°N，112°-123°E）

Figure 1 Distributions of MPV_1 (a, b, and c, shaded, unit: PVU), MPV_2 (d, e, and f, shaded, unit: PVU) at 850 hPa and precipitation (contours, unit: mm/day) on the 3rd day before Meiyu onset (a and d), the Meiyu onset day (b and e), and the 3rd day after Meiyu onset (c and f). The red box indicates the Meiyu area in the middle and lower Yangtze River basin (28°-34°N, 112°-123°E)

850 hPa MPV_2（图 1d，1e 和 1f）的分布表明，入梅前后 MPV_2 负值带均与东亚主要降水中心重合：入梅前 3 天，雨带和 MPV_2 负值中心主要分布在日本南部和我国华南地区（图 1d）；入梅当天，雨带和 MPV_2 负值带北跳到长江中下游地区（图 1 e），且在整个梅雨期内一直维持在这里。这一特征从中国东部（112°-123°E）MPV_2 和降水随时间的演变（图 2）中可以更加直观地看出，在入梅前 5 天左右，中国东部主要的降水中心和 MPV_2 负值中心位于北纬 25°-30°N 之间的

长江以南地区，此时，MPV_2 负值中心较降水中心略微偏北。入梅后，随着长江中下游地区（28°-34°N）降水中心的出现和增强，该地区负 MPV_2 的强度也增强。此时，MPV_2 负值中心与降水中心更为接近。之后二者的变化基本保持一致，在 28°-34°N 之间南北摆动，直至出梅以后，二者均在长江中下游地区显著减弱。根据 SVD 理论（吴国雄等，1995），入梅之后，长江中下游地区 MPV_2 负值带的形成暗示着这里斜压性增强，有利于垂直涡度发展增强从而造成梅雨降水。另外值得注意的是，在入梅前后，青藏高原南部南亚一带也有较强的降水，但 MPV_2 在该区域很小，且没有明显的负值中心，表明高原南部降水和梅雨降水的性质可能存在不同。

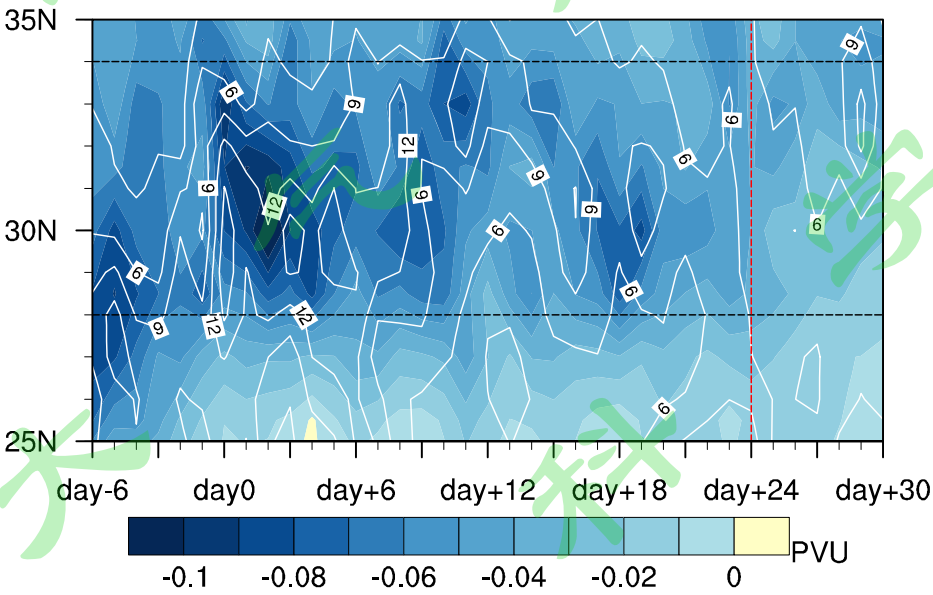

图 2 112°-123°E 平均的 850 hPa MPV_2（填色，单位：PVU）和降水（等值线，单位：mm/day）的时间-纬度剖面。黑色虚线表示长江中下游梅雨区域（28°-34°N），红色虚线表示出梅日

Figure 2 Evolution of MPV_2 at 850 hPa (shaded, unit: PVU) and precipitation (contours, unit: mm/day), averaged over 112°-123°E, around the Meiyu season. The black dotted lines indicate the Meiyu area in the middle and lower Yangtze River basin (28°-34°N), and the red line indicates the date of the Meiyu retreat

500 hPa MPV_1 的分布在一定程度上可以表示天气形势。入梅前后，除青藏高原南部外，东亚和西北太平洋地区基本为正 MPV_1 分布（图 3a，3b 和 3c），表示对流层中层主要是以对流稳定的层结为主。MPV_1 大值中心在入梅前后均位于东亚降水中心的北侧。入梅前 3 天，江淮地区向东至日本一带为 MPV_1 大值带，强

度维持在 0.3 PVU 以上，表明这些地区有弱冷空气入侵。入梅当天，MPV_1 的分布与入梅前 3 天基本一致，只是 MPV_1 大值带在中国东部略有加强且向北移动，而长江中下游梅雨区正 MPV_1 略有减弱，说明入梅当天梅雨区冷空气活动减弱、而梅雨区以北冷空气活动增强（图 3b）。入梅后第 3 天，梅雨区正 MPV_1 的分布与入梅当天基本一致，只是梅雨区以北 MPV_1 正值中心强度有所减弱（图 3c）。这与入梅之后，梅雨区盛行的南风上升气流造成负的 MPV_1 经向和垂直方向平流、以及来自中高纬的冷空气入侵减弱有关（后文将详细分析）。

与 MPV_1 相反，除青藏高原南部外，MPV_2 在 500 hPa 基本为负值分布（图 3d，3e 和 3f）。负 MPV_2 的大值中心呈带状分布在高原北部和东亚降水中心北侧。高原北部的 MPV_2 负值带在入梅前后没有明显的位置和强度的变化，而东亚降水中心北侧的 MPV_2 负值带随雨带的北抬而北抬。与 MPV_1 相似，梅雨区 MPV_2 负值带的强度在入梅之后也有所减弱。

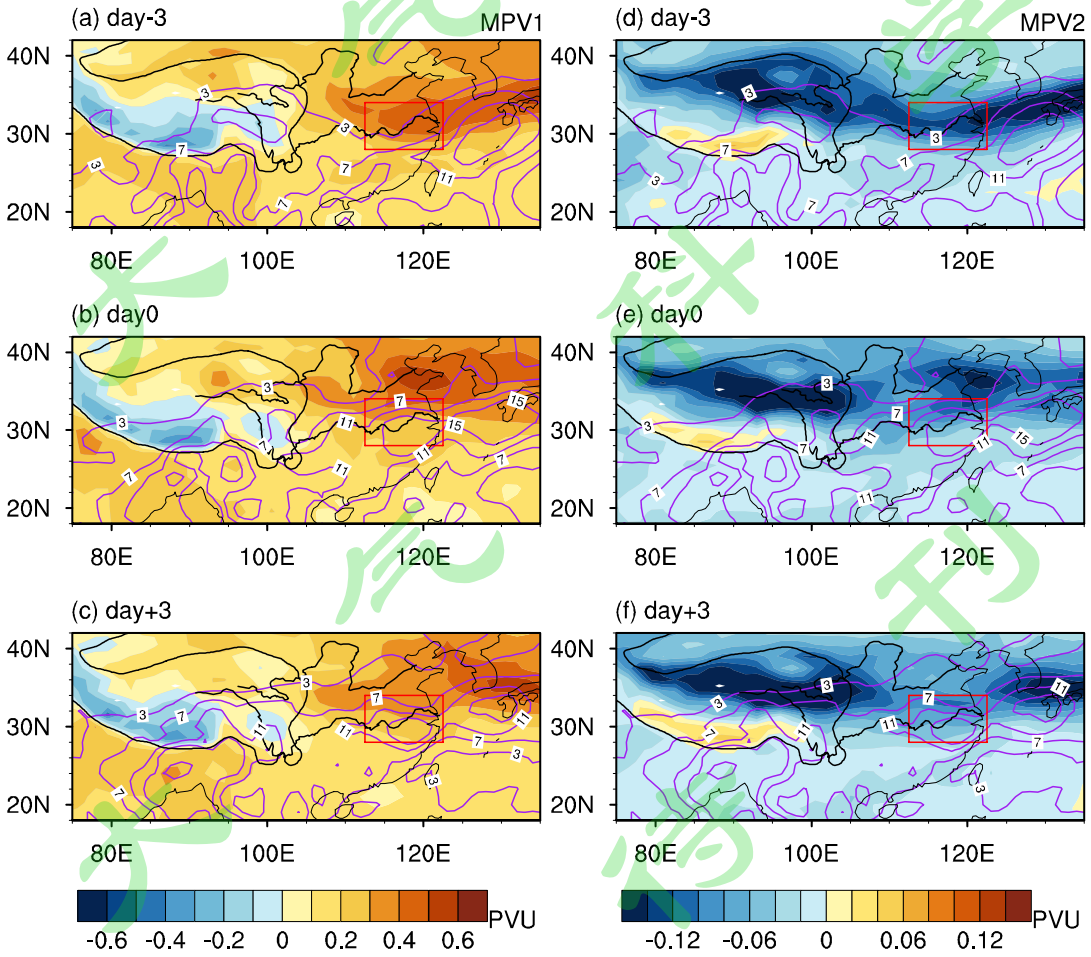

图 3 同图 1，但为 500 hPa MPV_1（a、b 和 c，填色，单位：PVU）、MPV_2（d、e 和 f，填色，单位：PVU）和降水（等值线，单位：mm/day）的分布

Figure 3 As in Figure 1, but for distributions of MPV_1 (a, b, and c, shaded, unit: PVU), MPV_2 (d, e, and f, shaded, unit: PVU) at 500 hPa and precipitation (contours, unit: mm/day)

以上分析可知，入梅前后，长江中下游地区 MPV_1 与 MPV_2 大值带均与梅雨雨带有较好的对应，且随雨带的北抬而北抬。在对流层中层二者均位于雨带北侧，而对流层低层，MPV_2 与雨带的对应更好，几乎与雨带重合。

湿位涡的垂直结构对降水的发生发展也有较好的指示作用。图 4 给出了入梅前后 MPV_1 和相当位温在中国东部（112°-123°E）的垂直剖面。可以看出入梅前后，湿等熵面在长江中下游地区倾斜最大，而在其南北两侧基本为水平分布。高层湿等熵面的分布相对较为密集，对应大的$\partial\theta_e/\partial p$，导致高层 MPV_1 较大。这主要是由于高层水汽含量较少，$\partial\theta_e/\partial p$的分布主要受静力稳定度（$\partial\theta/\partial p$）的影响，气压的变化在高层相对较小，导致高层静力稳定度较大，因此，$\partial\theta_e/\partial p$在高层较大。在 30°N 以南的对流层高层，$MPV_1$ 大于 2 PVU 的层次较薄，而 30°N 以北，该层次显著变厚，长江中下游地区高层为剧烈倾斜分布的 MPV_1。

入梅前，长江中下游梅雨区以南盛行偏南风上升气流，而梅雨区主要以偏北风下沉气流为主，冷暖空气交汇在梅雨区南部。在偏北风下沉气流较强的梅雨区北侧 MPV_1 经向和垂直方向平流为正，有利于来自高纬度地区对流层中上层的高 MPV_1 沿湿等熵面向梅雨区渗透（图 4a 和 4b），造成冷空气在此聚集以及 MPV_1 在梅雨区北部的大值中心，与前文分析相对应。入梅前第 6 天，梅雨区 0.2 PVU 等值线下传至 700 hPa，而 700 hPa 以下是微弱的负 MPV_1 分布（图 4a）。入梅前第 3 天，梅雨区北部对流层中层的偏北风下沉气流略有减弱，其所对应的经向和垂直方向的正 MPV_1 平流也相应减弱（图 4 b），但正的 MPV_1 经向和垂直方向平流仍能导致梅雨区北侧 MPV_1 的增强，这也解释了图 3 所示的梅雨区北侧 MPV_1 在入梅之前有所增强的原因。入梅当天，偏南风上升气流占据整个梅雨区，冷暖空气交汇于梅雨区北侧。由于 MPV_1 在 35°N 以南呈现出由低纬向高纬、由低层向高层逐渐增大的特征，入梅后梅雨区偏南风上升气流的发展导致整个梅雨区以负 MPV_1 经向和垂直方向平流为主，使得梅雨区 MPV_1 较入梅前有所减弱，对流层中层 MPV_1 大值区出现在梅雨区北侧（图 4c），与前文对应。另外，入梅后梅雨区以北上升气流也有所发展，冷空气活动减弱，导致该处 MPV_1 经向和垂直方向的平流由入梅前的正平流转为入梅后的负平流，使得入梅后梅雨区以北 MPV_1

的强度也有所减弱。之后，偏南风上升气流一直维持在梅雨区内，直至梅雨结束。

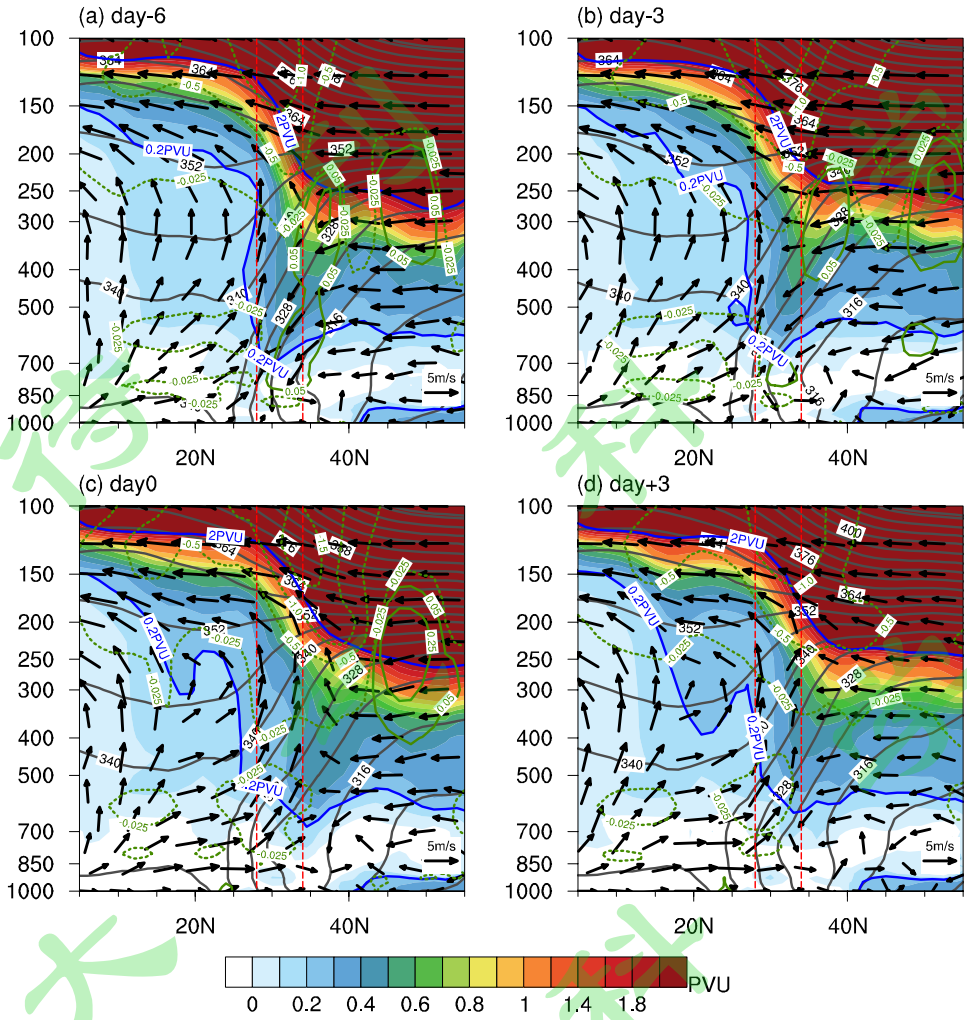

图 4 入梅前第 6 天至入梅后第 3 天中国东部（112°-123°E）MPV_1（填色，单位：PVU）、相当位温（灰色等值线，单位：K）、经向和垂直方向的 MPV_1 平流（绿色等值线，单位：10^{-5} PVU s^{-1}）和风场（矢量，单位：$m \cdot s^{-1}$，垂直速度扩大了-50 倍）的垂直剖面（竖虚线表示梅雨区纬度范围 28°-34°N）

Figure 4 The vertical cross section of MPV_1 (shaded, unit: PVU), equivalent potential temperature (gray contours, unit: K), meridional and vertical MPV_1 advection (green contours, unit: 10^{-5} PVU s^{-1}) and wind (vector, unit: $m \cdot s^{-1}$, ω has been multipied by a factor of -50) over Eastern China (112°-123°E) from the 6th day before the Meiyu onset to the 3rd day after the Meiyu onset. The red dotted lines indicate the Meiyu area in the middle and lower Yangtze River basin (28°-34°N)

入梅前后，湿斜压项 MPV_2 在整个对流层基本为负值分布（图 5），其分布结构与 MPV_1 存在显著差别。梅雨区高层 200 hPa 以上有一明显的负值中心，该中

心在入梅之后略有北移。200 hPa 以下，MPV_2 负值带沿梅雨区及其北侧倾斜的湿等熵面密集带分布，随高度向北倾斜。入梅前第 6 天，该 MPV_2 负值带的极大值中心位于 300 hPa 梅雨区北界，中心值低于-0.24 PVU，而低层 850 hPa 附近 MPV_2 负极大值位于梅雨区南界，中心值低于-0.08 PVU（图 5a）。入梅前第 3 天，MPV_2 负值带在 200 hPa 以下均有所减弱，且整体略微向北移动，梅雨区 700 hPa 以下为 MPV_2 界于-0.04～-0.08 PVU 的分布（图 5b）。入梅当天，MPV_2 负值带进一步北移，300 hPa 的负极大值中心北移至 40°N 附近，与对流层中层 MPV_1 大值带在入梅当天北移至梅雨区以北相对应。对流层中层 MPV_2 负值带强度较之前变化不大，但梅雨区 700 hPa 以下负 MPV_2 显著增强至低于-0.08 PVU（图 5c），表明入梅后梅雨区斜压性增强。从湿等熵面的分布可以推断，梅雨区 800 hPa 以上存在 $(\partial\theta_e/\partial p) < 0$，因此，有$\mathrm{MPV}_2/(\partial\theta_e/\partial \mathrm{p}) > 0$，满足 SVD 的必要条件。根据 SVD 理论，入梅当天梅雨区低层斜压性增强，有利于暖湿气流沿湿等熵面上滑，从而导致暖湿气流的垂直涡度显著发展（Cui et al., 2003），造成梅雨降水。入梅后第 3 天，MPV_2 负值带在 200 hPa 以下基本维持不再北移，强度较入梅当天有所减弱（图 5d）。MPV_2 在梅雨区南部的减弱也与偏南风上升气流引起的 MPV_2 经向和垂直方向的平流有关。

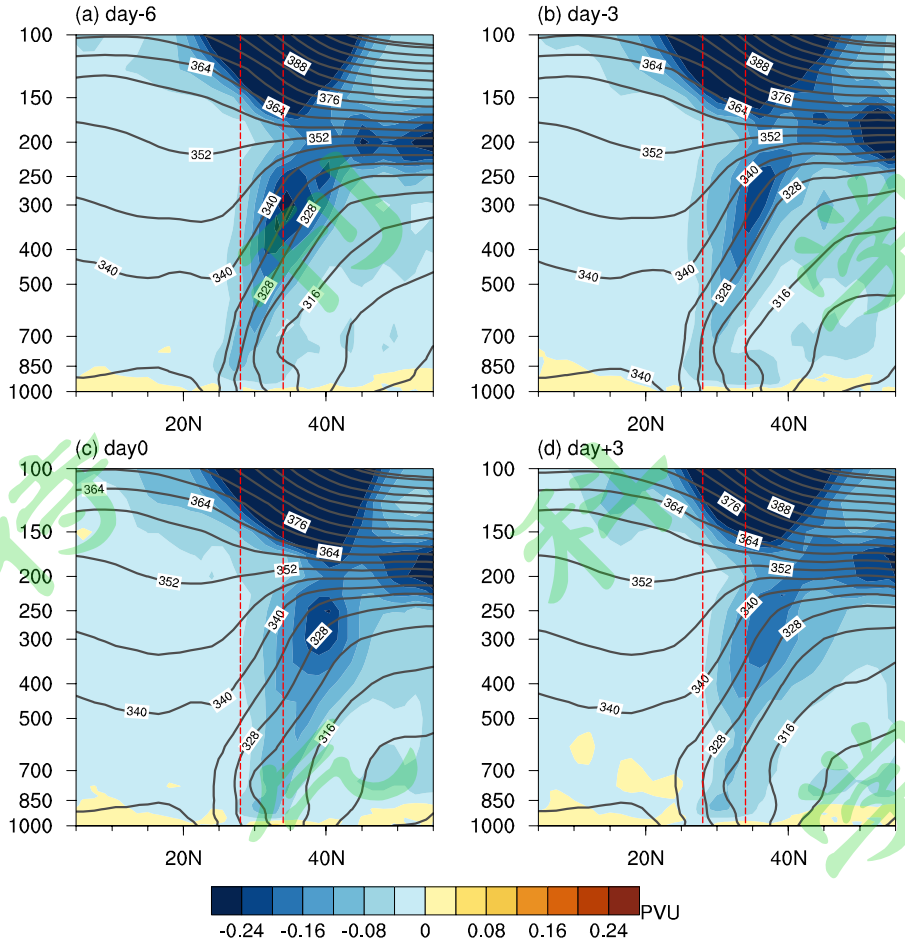

图 5 同图 4，但为 MPV_2（填色，单位：PVU）和相当位温（等值线，单位：K）的分布

Figure 5 As in Figure 4, but for the distributions of MPV_2 (shaded, unit: PVU) and equivalent potential temperature (contours, unit: K)

3.2 湿位涡斜压项 MPV_2 与梅雨雨带对应的原因分析

前文分析可知，湿位涡斜压项 MPV_2 负值带与梅雨雨带有较好的对应，在 850 hPa 基本与梅雨雨带重合，在 500 hPa 位于梅雨雨带北侧。由公式（3）可知，MPV_2 主要由水平风的垂直切变和相当位温的水平梯度构成，下面我们将分别讨论这两者的相对贡献。由于入梅前后相当位温在梅雨区大致为平行于纬圈的带状分布（图 6），尤其是入梅后，这种带状分布更为平直，使得梅雨区相当位温的水平梯度主要以经向梯度（图 6a，6b 和 6c）为主，纬向梯度（图 6d，6e 和 6f）较经向梯度小一个量级左右。所以公式（3）等号右边第二项（$g(\partial v/\partial p)(\partial \theta_e/\partial x)$）量级相对于第一项（$-g(\partial u/\partial p)(\partial \theta_e/\partial y)$）较小，可以忽略不计，即梅雨期 MPV_2 主要是由相当位温经向梯度（$\partial \theta_e/\partial y$）和纬向风垂直切变（$\partial u/\partial p$）的乘积决定

（$MPV_2 \approx -g(\partial u/\partial p)(\partial \theta_e/\partial y)$）。下面分别就二者对 MPV_2 负值带的相对贡献进行定性分析。

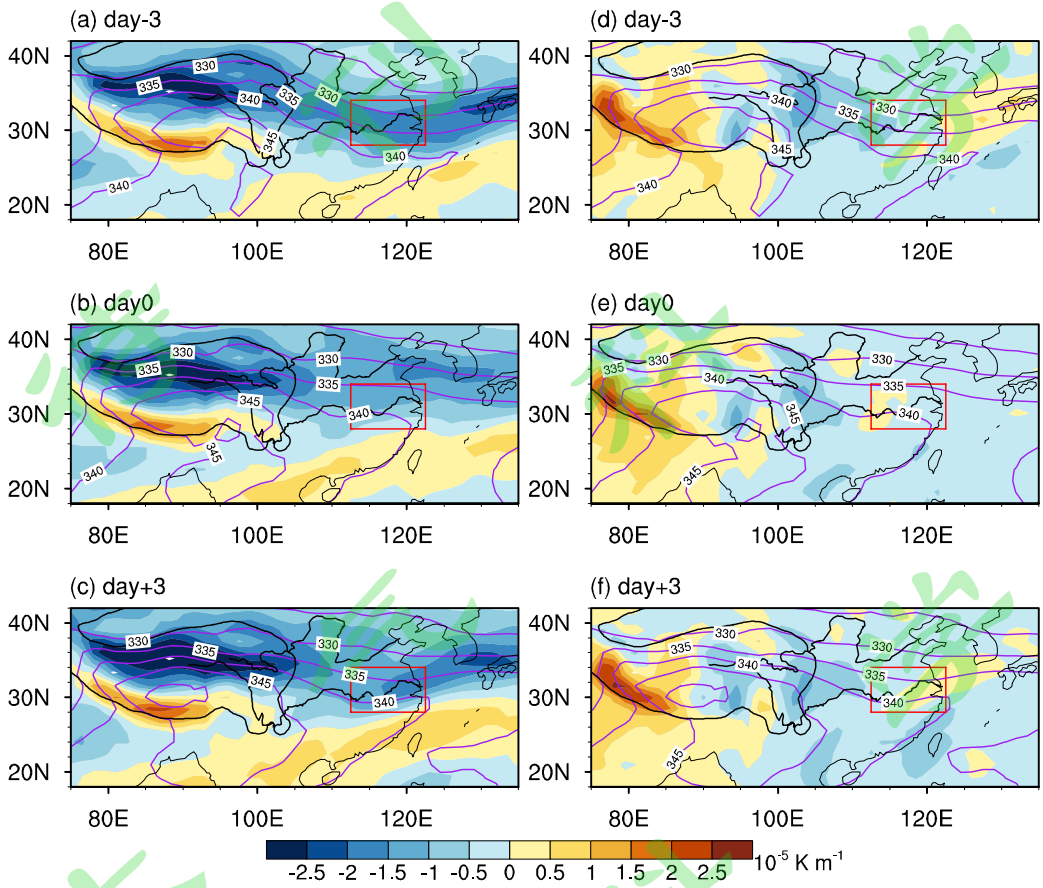

图 6 500 hPa 相当位温（等值线，单位：K）及其经向（a、b 和 c）和纬向（d、e 和 f）梯度（填色，单位：$10^{-5}\ K \cdot m^{-1}$）在入梅前第 3 天（a 和 d）、入梅当天（b 和 e）和入梅后第 3 天（c 和 f）的分布

Figure 6 Distributions of equivalent potential temperature (contours, unit: K) and its meridional (a, b, and c) and zonal (d, e, and f) gradient (shaded, unit: $10^{-5}\ K \cdot m^{-1}$) at 500 hPa on the 3rd day before the Meiyu onset (a and d), the Meiyu onset day (b and e), and the 3rd day after the Meiyu onset (c and f)

图 7 分别给出了入梅前后 500 hPa 和 850 hPa 相当位温经向梯度$\partial \theta_e/\partial y$的分布。从图中可以看出，除低纬地区外，对流层中低层$\partial \theta_e/\partial y$的分布均与 MPV_2 相似。具体而言，高原上空 500 hPa MPV_2 北负南正的偶极型分布主要由$\partial \theta_e/\partial y$所决定（图 7a，7b 和 7c），而$\partial u/\partial p$在高原上均为负值分布，且负值中心更偏东（图 8a，8b 和 8c）。高原上空$\partial \theta_e/\partial y$的分布主要是由于夏季高原是热源，其南北两侧

的温度梯度刚好相反；同时由于高原上水汽含量相对较少，相当位温的分布与位温的分布较为相似，因此$\partial\theta_e/\partial y$在高原上呈现出北负南正的偶极型分布。对于长江中下游地区，对流层中层$\partial\theta_e/\partial y$和$\partial u/\partial p$的分布共同决定了 MPV_2 在雨带北侧的大值带。而对流层低层，相对于$\partial u/\partial p$位于雨带偏南侧的负中心（图 8d，8e 和 8f），$\partial\theta_e/\partial y$在雨带北侧的负中心（图 7 d，7e 和 7f）更好地对应了 MPV_2 负值带。由此可见，无论是高原地区还是长江中下游地区，$\partial\theta_e/\partial y$的分布与 MPV_2 更加类似，其对 MPV_2 负值带的贡献要更大一些。

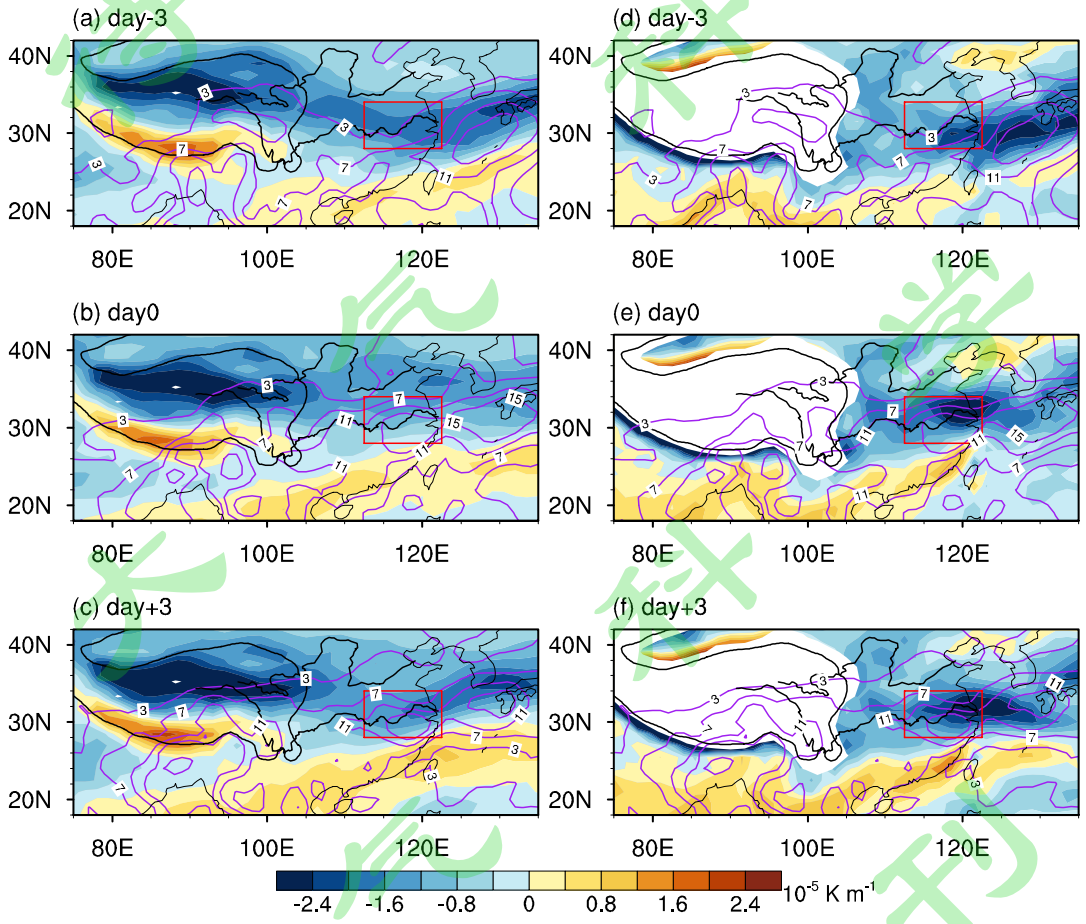

图 7 500 hPa（a、b 和 c）和 850 hPa（d、e 和 f）$\partial\theta_e/\partial y$（填色，单位：$10^{-5}\ K\cdot m^{-1}$）和降水（等值线，单位：mm/day）在入梅前第 3 天（a 和 d）、入梅当天（b 和 e）和入梅后第 3 天（c 和 f）的分布

Figure 7 Distributions of $\partial\theta_e/\partial y$ (shaded, unit: $10^{-5}\ K\cdot m^{-1}$) at 500 hPa (a, b, and c) and 850 hPa (d, e, and f) and precipitation (contours, unit: mm/day) on the 3rd day before the Meiyu onset (a and d), the Meiyu onset day (b and e), and the 3rd day after the Meiyu onset (c and f)

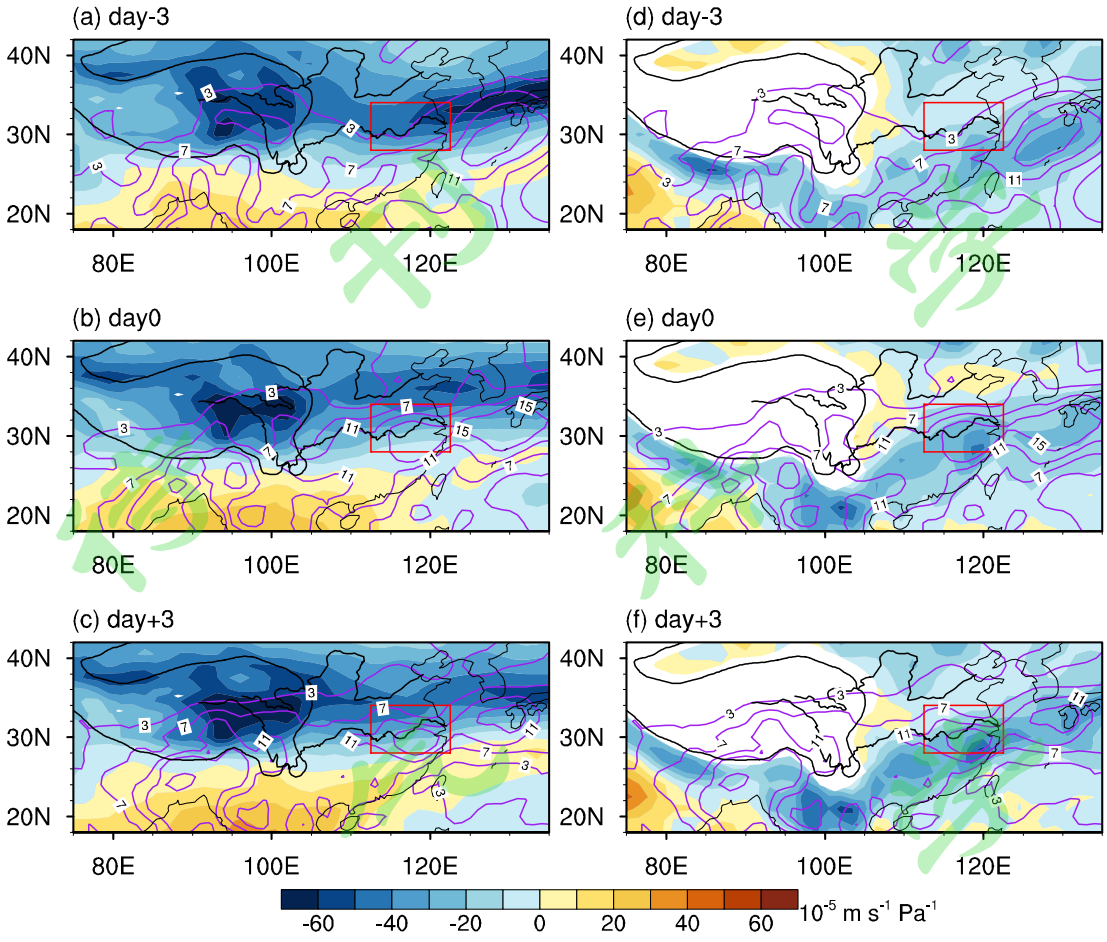

图 8 同图 7，但为$\partial u/\partial p$（填色，单位：$10^{-5}\ m\cdot s^{-1}\cdot Pa^{-1}$）和降水（等值线，单位：mm/day）的分布

Figure 8 As in Figure 7, but for $\partial u/\partial p$ (shaded, unit: $10^{-5}\ m\cdot s^{-1}\cdot Pa^{-1}$) and precipitation (contours, unit: mm/day)

下面用 SVD 理论来定性地解释 MPV_2 负值带与雨带的对应关系。由 SVD 的必要条件（$MPV_2/(\partial\theta_e/\partial p)>0$）可知，对流不稳定（$(\partial\theta_e/\partial p)>0$）的情况发生时，若 $MPV_2>0$，倾斜涡度可能增长；对流稳定（$(\partial\theta_e/\partial p)<0$）的情况下，若 $MPV_2<0$，倾斜涡度也可能增长。

由前文分析可知，梅雨发生前后 MPV_2 负值带沿倾斜的湿等熵面密集带分布，且在整个梅雨期基本维持。梅雨区 850 hPa 以上 MPV_2 负值带满足$(\partial\theta_e/\partial p)<0$，且湿等熵面在此处倾斜最为剧烈（图 5），所以该区域满足 SVD 的必要条件。入梅后，梅雨区低空斜压性增强，根据 SVD 理论，当南风气流沿 850 hPa 以上倾斜的湿等熵面上滑（图 4c 和 4 d）时垂直涡度可以得到显著发展加强，有利于梅

雨降水的产生。

4 湿位涡的分布与青藏高原的可能联系

前文指出，在 500 hPa，湿位涡斜压项 MPV_2 在梅雨期的分布特征为一条西起青藏高原北部、向东延伸至西北太平洋的狭长负值带，大值中心位于青藏高原北部。在入梅之前（图 3d），该负值带在中国东部很强，位置偏南，位于 30°N 附近，中心强于-0.14 PVU，达到与 MPV_1 相同的量级。入梅以后，该负值带在中国东部有所减弱并北移，但高原北部的负值带仍稳定维持（图 3e 和 3f）。那么，青藏高原是否影响了 MPV_2 负值带的分布呢？

为了回答这一问题，本节利用 FGOALS-f3-L 海气耦合模式设计了去掉青藏-伊朗高原地形的模拟试验。控制试验的结果表明 FGOALS-f3-L 模式基本模拟出了夏季 MPV_2 负值带自高原北部向东延伸至西北太平洋地区的分布，且负值带的极大值中心分布在高原北部，只是强度略弱于观测（图 9a）。在无高原试验中，该负值带在高原北部至西北太平洋地区显著减弱甚至消失，同时中国东部至日本一带的降水也随之减弱（图 9b）。两个试验的差值场进一步突出了高原的存在对 MPV_2 负值带分布的影响（图 9c），说明青藏高原大地形的存在使高原北部向东至西北太平洋地区形成了一条强 MPV_2 负值带，影响中国东部的降水。图中还可以看出青藏高原大地形的存在为 6 月中南半岛和南海一带带来更多降水。

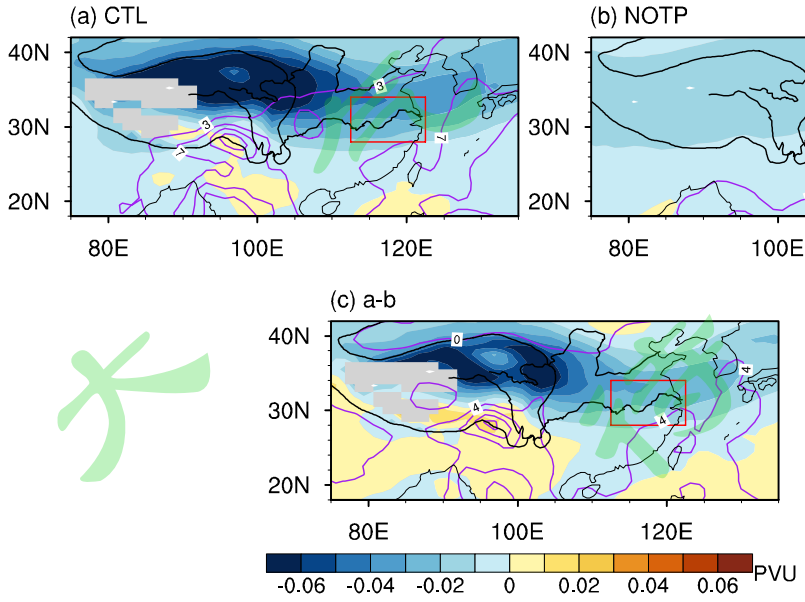

图 9 FGOALS-f3-L 模式输出的 6 月 500 hPa MPV_2（填色，单位：PVU）和降水（等值线，单位：mm/day）在控制试验（a）和无高原试验（b）中的分布，（c）为二者的差异（a-b）

Figure 9 Distributions of the June MPV_2 (shaded, unit: PVU) at 500 hPa and precipitation (contours, unit: mm/day) in the control run (a) and the moved Tibetan-Iranian Plateau run (b), obtained from FGOALS-f3-L. (c) is the difference between (a) and (b) (a-b)

对比两组试验中国东部 MPV_2 的垂直分布（图 10）可以看出，在高原的作用下，6 月梅雨区附近出现和观测（图 5）一致的由低层向高层向北倾斜的 MPV_2 负值带（图 10a 和 10c），中心位于梅雨区北侧 300-400 hPa 附近，略微低于观测的 300 hPa（图 5）。由前文分析可知，这种垂直结构对于倾斜涡度的发展十分重要。而在没有高原的情况下（图 10b），MPV_2 的倾斜结构更为偏北并且强度很弱，对长江中下游地区的影响较小。此外，青藏高原的存在也对 200 hPa 以上 MPV_2 的分布有很大影响，但其中的联系需要更深入的研究与讨论。

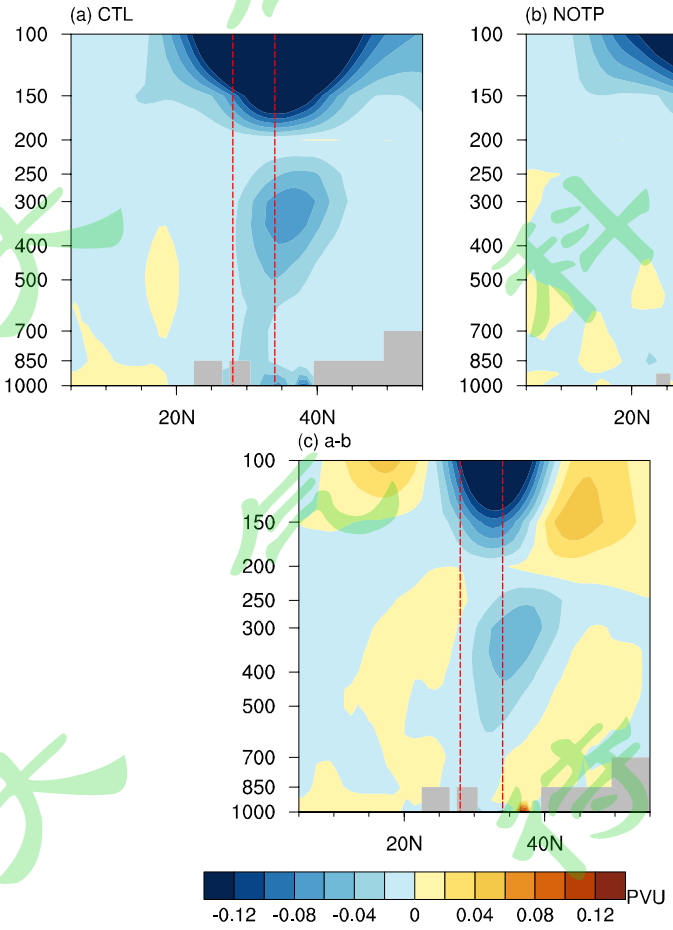

图 10 同图 9，但为 112°-123°E 平均的 MPV_2 的垂直分布

Figure 10 As in Figure 9, but for the vertical cross section of MPV_2 averaged over 112°-123°E

前文分析可知，相当位温的经向梯度（$\partial\theta_e/\partial y$）和纬向风的垂直切变（$\partial u/\partial p$）共同决定了青藏高原和中国东部 MPV_2 负值带的形成，那么，青藏高原是通过影响何种物理过程进而影响 MPV_2 的分布呢？为了回答这一问题，我们对比了两个试验中$\partial\theta_e/\partial y$和$\partial u/\partial p$的分布（图 11）。从图中可以看出，控制试验也较好地模拟出了$\partial\theta_e/\partial y$（图 11a）和$\partial u/\partial p$（图 11d）的大值带分布，与观测十分相似。而无高原试验中，由于高原热源作用的消失，$\partial\theta_e/\partial y$在高原上北负南正的偶极型分布消失，取而代之的是高原和中国东部较弱的$\partial\theta_e/\partial y$分布（图 11b）。在水汽含量较少的对流层中上层，θ_e的分布与θ的分布较为相似。根据热成风关系，温度的经向梯度与纬向风的垂直切变成正比，因此，无高原试验中$\partial u/\partial p$在高原和中国东部也显著减弱（图 11e）。由此可见，高原的存在能够同时影响到$\partial\theta_e/\partial y$和$\partial u/\partial p$的分布进而影响到 MPV_2 的分布。

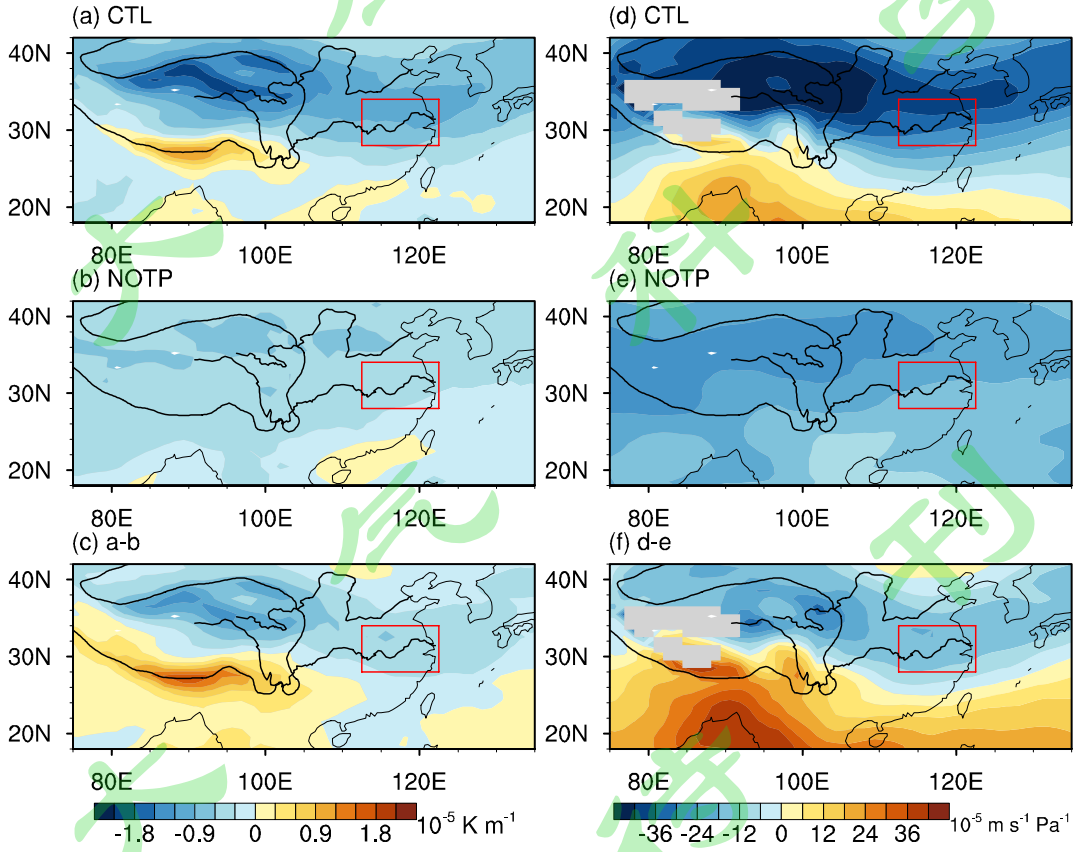

图 11 FGOALS-f3-L 模式输出的 500 hPa $\partial\theta_e/\partial y$ （$10^{-5}\ K\cdot m^{-1}$）在控制试验（a）和无高原试验（b）中的分布，（c）为二者的差异（a-b）。（d）、（e）和（f）同（a）、（b）和（c），但为$\partial u/\partial p$（$10^{-5}\ m\cdot s^{-1}\cdot Pa^{-1}$）的分布

Figure 11 Distributions of $\partial\theta_e/\partial y$ (10^{-5} $K\cdot m^{-1}$) at 500 hPa in the control run (a) and the moved Tibetan-Iranian Plateau run (b), obtained from FGOALS-f3-L. (c) is the difference between (a) and (b) (a-b). (d)、(e) and (f) are the same as (a)、(b) and (c), but for $\partial u/\partial p$（$10^{-5}\,m\cdot s^{-1}\cdot Pa^{-1}$）

5 结论

梅雨异常所带来的旱涝灾害对东亚地区经济有很大影响，因此，研究梅雨所伴随的大尺度环流及其异常机制具有重大意义。湿位涡分析是暴雨研究中常用的方法，将其运用到气候态梅雨的研究可以从不同的角度对梅雨发生发展的机理做出解释。本文分析了梅雨期湿位涡在长江中下游地区的分布特征以及青藏高原对气候态梅雨期湿位涡分布的影响，主要得到以下结论：

（1）入梅前后，MPV_1 与 MPV_2 大值带均沿倾斜的湿等熵面分布，且与梅雨雨带有较好的对应，随雨带的北抬而北抬。在对流层中层二者均位于雨带北侧，而对流层低层，MPV_2 与梅雨雨带近乎重合。

（2）MPV_2 负值带和梅雨雨带对应较好的原因是：梅雨发生前后 MPV_2 负值带沿倾斜的湿等熵面密集带分布，满足 SVD 的必要条件，当暖湿空气沿倾斜的湿等熵面上滑时，其垂直涡度可以得到显著发展增强，有利于降水的产生。

（3）梅雨期 MPV_2 负值带西起青藏高原向东延伸至西北太平洋。FGOALS-f3-L 无高原试验的结果表明，青藏高原大地形条件对 MPV_2 负值带的形成有重要影响，在无青藏-伊朗高原的试验中，长江中下游地区 MPV_2 负值带显著减弱甚至消失。

本研究发现除了暴雨分析之外，湿位涡运用于气候态梅雨的分析也有显著的意义，揭示了青藏高原可以通过影响湿位涡斜压项 MPV_2 的分布进而影响到梅雨。但是部分研究内容还需要进一步完善，如本文分析了梅雨期湿位涡分布的特征发现 MPV_2 负值带的形成可能受到青藏高原的影响，但没有深入讨论该影响的机理，在下一步研究中可以就该问题进行探究。

参考文献

鲍媛媛. 2021. 2016 年和 1998 年长江中下游梅雨季风环流异同点及物理机制对比分析[J].大气科学, 45(5): 994-1006. BAO Yuanyuan. 2021. Similarities and Differences of Monsoon

Circulations between 2016 and 1998 Meiyu Periods in the Middle and Lower Reaches of the Yangtze River and the Comparison of Their Physical Mechanisms [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 45(5): 994−1006.

贝耐芳, 赵思雄. 2002. 1998年“二度梅”期间突发强暴雨系统的中尺度分析[J].大气科学, 26(4): 526-540. Bei Naifang, Zhao Sixiong. 2002. Mesoscale analysis of severe local heavy rainfall during the second stage of the 1998 Meiyu season [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences, 26(4): 526-540.

丁一汇, 柳俊杰, 孙颖, 等. 2007.东亚梅雨系统的天气-气候学研究[J].大气科学, 31(6): 1082-1101. Ding Yonghui, Liu Junjie, Sun Ying, et al. 2007. A study of the synoptic-climatology of the Meiyu system in East Asia [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences, 31(6): 1082-1101.

段安民, 刘屹岷, 吴国雄. 2003. 4-6月青藏高原热状况与盛夏东亚降水和大气环流的异常[J]. 中国科学D辑: 地球科学, 33: 997-1004. Duan Anmin, Liu Yimin, Wu Guoxiong. 2003. The Tibetan Plateau thermal condition from April to June and anomalies of the summer precipitation and general atmospheric circulation over East Asia [J]. Science in China (Series D), 33: 997-1004.

傅慎明, 孙建华, 赵思雄, 等. 2011. 梅雨期青藏高原东移对流系统影响江淮流域降水的研究[J]. 气象学报, 69(4): 581-600. Fu Shenming, Sun Jianhua, Zhao Sixiong, et al. 2011. A study of the impacts of the eastward propagation of convective cloud systems over the Tibetan Plateau on the rainfall of the Yangtze-Huai River basin [J]. Acta Meteorologica Sinica, 69(4): 581-600.

高守亭, 雷霆, 周玉淑, 等. 2002. 强暴雨系统中湿位涡异常的诊断分析[J].应用气象学报, 13(6): 662-670. Gao Shouting, Lei Ting, Zhou Yushu, et al. 2002. Diagnostic analysis of moist potential vorticity anomaly in torrential rain systems [J]. Journal of Applied Meteorology, 13(6): 662-670.

江吉喜, 项续康, 范梅珠. 1996. 青藏高原夏季中尺度强对流系统的时空分布[J]. 应用气象学报, 7(4): 473-478. Jiang Jixi, Xiang Xukang, Fan Meizhu. 1996. The spatial and temporal distributions of severe mesoscale convective systems over Tibetan Plateau in summer [J]. Journal of Applied Meteorology, 7(4): 473-478.

李崇银, 王作台, 林士哲, 等. 2004. 东亚夏季风活动与东亚高空西风急流位置北跳关系的研究[J]. 大气科学, 28(5): 641-658. Li Chongyin, Wang Zuotai, Lin Shizhe, et al. 2004. A Study on the Relationship between East Asian Summer monsoon activity and the north jump of East Asian westerly Jet [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences, 28(5): 641-658.

李静楠, 潘晓滨, 臧增亮, 等. 2016. 一次华北暴雨过程的湿位涡诊断分析[J]. 暴雨灾害, 35(2): 158-165. Li Jingnan, Pan Xiaobin, Zang Zengliang, et al. 2016. Diagnosis and analysis of moist potential vorticity in a heavy rain process in North China [J]. Heavy Rain Disaster, 35(2): 158-165.

刘峰, 丁治英, 梁艳, 等. 2011. “莫拉克”台风暴雨过程中湿位涡场的演变特征[J].暴雨灾害,

30(02):161-166. Liu Feng, Ding Zhiying, Liang Yan, et al. 2011.The evolution characteristics of the moist potential vorticity field during the "Morak" typhoon [J]. Heavy Rain Disaster, 30(02):161-166.

罗会邦, 陈蓉. 1995. 夏半年青藏高原东部大气热源异常对环流和降水的影响[J]. 气象科学, 15: 94-102. Luo Huibang, Chen Rong. 1995. The impact of the anomalous heat sources over the Eastern Tibetan Plateau on the circulation over East Asia in summer half year [J]. Journal of the Meteorological Sciences, 15: 94-102.

马婷, 刘屹岷, 吴国雄, 等. 2020. 青藏高原低涡形成、发展和东移影响下游暴雨天气个例的位涡分析[J].大气科学, 44(3): 472-486. Ma Ting, Liu Yimin, Wu Guoxiong, et al. 2020. Effect of Potential Vorticity on the Formation, Development, and Eastward Movement of a Tibetan Plateau Vortex and Its Influence on Downstream Precipitation [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences, 44(3): 472-486.

毛江玉, 吴国雄. 2005. 1991 年江淮梅雨与副热带高压的低频振荡[J]. 气象学报, 63(5): 762-770. Mao Jiangyu, Wu Guoxiong. 2005. Intraseasonal variability in the Yangtze-Huaihe River rainfall and subtropical high during the 1991 Meiyu period [J]. Acta Meteorologica Sinica, 63(5): 762-770.

齐艳军, 张人禾, Tim Li. 2016. 1998 年夏季长江流域大气季节内振荡的结构演变及其对降水的影响[J]. 大气科学, 40(3): 451-462. Qi Yanjun, Zhang Renhe, Tim Li. 2016. Structure and Evolution Characteristics of Atmospheric Intraseasonal Oscillation and Its Impact on the Summer Rainfall over the Yangtze River Basin in 1998 [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences, 40(3): 451-462.

师春香, 江吉喜, 方宗义. 2000. 1998 长江大水期间对流云团活动特征研究[J]. 气候与环境研究, 5(3): 279-286. Shi Chunxiang, Jiang Jixi, Fang Zongyi. 2000. A Study on the Features of Severe Convective Cloud ClustersCausing Serious Flooding over Changjiang River Basin in 1998 [J]. Climatic and Environmental Research, 5(3): 279-286.

陶诗言. 1980. 中国之暴雨 [M]. 北京: 科学出版社, 225pp. Tao Shiyan. 1980. Heavy Rainfalls in China [M]. Beijing: Science Press, 225pp.

王子谦, 朱伟军, 段安民. 2010. 孟湾风暴影响高原暴雪的个例分析: 基于倾斜涡度发展的研究[J]. 高原气象，29(3):703-711. Wang Ziqian, Zhu Weijun, Duan Anmin. 2010. A case analysis of storms in the Bay of Bengal affecting plateau snowstorms: a study based on the development of slantwise vorticity [J]. Plateau Meteorology, 29(3):703-711.

吴国雄, 蔡雅萍, 唐晓菁. 1995. 湿位涡和倾斜涡度发展[J]. 气象学报, 53(4):387-405. Wu Guoxiong, Cai Yaping, Tang Xiaojing. 1995. Moist potential vorticity and slantwise vorticity development [J]. Acta Meteorologica Sinica, 53(4): 387−405.

吴国雄,蔡雅萍.1997.风垂直切变和下滑倾斜涡度发展[J].大气科学, 21(03): 273-282. Wu Guoxiong, Cai Yaping. 1997. Vertical wind shear and down-sliding slantwise vorticity development [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences, 21(03): 273-282.

吴国雄, 刘还珠. 1999. 全型垂直涡度倾向方程和倾斜涡度发展[J].气象学报, 57(01): 1-15. Wu Guoxiong, Liu Huanzhu. 1999. Complete form of vertical vorticity tendency equation and slantwise vorticity development [J]. Acta Meteorologica Sinica, 57(01): 1-15.

吴统文, 钱正安. 2000. 青藏高原冬春积雪异常与中国东部地区夏季降水关系的进一步分析[J]. 气象学报, 58: 570-581. Wu Tongwen, Qian Zhengan. 2000. Further analyses of the linkage between winter and spring snow depth anomaly over Qinghai-Xizang Plateau and summer rainfall of Eastern China[J]. Acta Meteorologica Sinica, 58: 570-581.

肖云清, 沈新勇, 张晓露, 等. 2020. 贺兰山东麓两次局地暴雨过程的湿位涡诊断分析[J]. 暴雨灾害，39(2): 148-157. Xiao Yunqing, Shen Xinyong, Zhang Xiaolu, et al. 2020. Diagnosis and analysis of moist potential vorticity during two local rainstorms in the eastern foot of Helan Mountain [J]. Heavy Rain Disaster, 39(2): 148-157.

张顺利, 陶诗言. 2002. 青藏高原对 1998 年长江流域天气异常的影响[J].气象学报, 60(4): 442-452. Zhang Shunli, Tao Shiyan. 2002. The influences of Tibetan Plateau on weather anomalies over Changjiang River in 1998 [J]. *Acta Meteor. Sinica*, 60(4): 442-452.

赵亮, 丁一汇. 2008. 梅雨期高位涡源区及其传播过程[J]. 应用气象学报, 19(6): 697-709. Zhao Liang, Ding Yihui. 2008. Sources and transfer of high isentropic potential vorticity during Meiyu period [J]. J Appl Meteor Sci, 19(6): 697-709.

卓嘎, 徐祥德, 陈联寿. 2002. 青藏高原对流云团东移发展的不稳定特征[J]. 应用气象学报, 13(4): 447-456. Zhuo Ga, Xu Xiangde, Chen Lianshou. 2020. Instability of eastward movement and development of convective cloud clusters over Tibetan Plateau [J]. J Appl Meteor Sci, 13(4): 447-456.

Cui X P, Gao S T, Wu G X. 2003. Moist potential vorticity and up-sliding slantwise vorticity development. Chinese Physics Letters, 20(1): 167-169.

Dee D P, Uppala S M, Simmons A J, et al. 2011. The ERA-interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 137(656): 553−597.

Ding Y H. 1992. Summer monsoon rainfalls in China [J]. J. Meteor. Soc. Japan, 70: 373-396, https://doi.org/10.2151/jmsj1965.70.1B_373.

Ding Y H, Liang P, Liu Y, et al. 2020. Multiscale variability of Meiyu and its prediction: A new review [J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 125(7): e2019JD031496.

Ding Y H, Liu Y Y, Hu Z Z. 2021. The record-breaking Meiyu in 2020 and associated atmospheric circulation and tropical SST anomalies [J]. Adv. Atmos. Sci., 38(12): 1980-1993.

Dong L, Xu X, Zhao T, et al. 2019. Linkage between moisture transport over the Yangtze River Basin and a critical area of the Tibetan Plateau during the Meiyu [J]. Climate Dynamics, 53(5): 2643-2662.

Duan A M, Hu D, Hu W T, et al. 2020. Precursor effect of the Tibetan Plateau heating anomaly on the seasonal march of the East Asian summer monsoon precipitation [J]. J. Geophys. Res., 125:

e2020JD032948.

Eyring V, Bony S, Meehl G A, et al. 2016. Overview of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) experimental design and organization [J]. Geosci. Model Dev., 9: 1937-1958, https://doi.org/10.5194/gmd-9-1937-2016.

Guo Y Y, Yu Y Q, Lin P F, et al. 2020. Simulation and improvements of oceanic ciuculation and sea ice by the coupled climate coupled climate system model FGOALS-f3-L [J]. Adv. Atmos. Sci., 37: 1133-1148, https://doi.org/10.1007/s00376-020-0006-x.

Harada Y, Kamahori H, Kobayashi C, et al. 2016. The JRA-55 Reanalysis: Representation of atmospheric circulation and climate variability [J]. J. Meteor. Soc. Japan Ser. II, 94(3): 269−302.

He B, Bao Q, Wang X C, et al. 2019. CAS FGOALS-f3-L model datasets for CMIP6 historical Atmospheric Model Intercomparison Project simulation [J]. Adv. Atmos. Sci., 36: 771-778, https://doi.org/10.1007/s00376-019-9027-8.

He C, Wang Z Q, Zhou T J, et al. 2019. Enhanced latent heating over the Tibetan Plateau as a key to the enhanced East Asian summer monsoon circulation under a warming climate [J]. J. Climate, 32: 3373-3388.

Hsu H H, Liu X. 2003. Relationship between the Tibetan Plateau heating and east Asian summer monsoon rainfall [J]. Geophys. Res. Lett., 30(2): 2066.

Hsu P C, Lee J Y, Ha K J. 2016. Influence of boreal summer intraseasonal oscillation on rainfall extremes in southern China [J]. Int. J. Climatol., 36: 1403-1412.

Huang R, Wu Y. 1989. The influence of ENSO on the summer climate change in China and its mechanism [J]. Adv. Atmos. Sci., 6: 21-32.

Kobayashi S, Ota Y, Harada Y, et al. 2015. The JRA-55 Reanalysis: General specifications and basic characteristics [J]. J. Meteor. Soc. Japan Ser. II, 93(1): 5−48.

Kosaka Y, Xie S P, Nakamura H. 2011. Dynamics of interannual variability in summer precipitation over East Asia [J]. J. Climate, 24: 5435-5453.

Li L, Zhu C W, Zhang R H, et al. 2020. Roles of the Tibetan Plateau vortices in the record Meiyu rainfall in 2020 [J]. Atmos. Sci. Lett., 22(3): e1017.

Li L, Zhang Y C. 2014. Effects of different configurations of the East Asian subtropical and polar front jets on precipitation during Meiyu season [J]. J. Climate, 27(17): 6660-6672.

Li Y D, Wang Y, Yang S, et al. 2008. Characteristics of summer convective systems initiated over the Tibetan Plateau. Part I: Origin, track, development, and precipitation [J]. J. Appl. Meteor. Climatol., 47: 2679-2695.

Liu B Q, Zhu C W, Su J, et al. 2019. Record-breaking northward shift of the western North Pacific subtropical high in July 2018 [J]. J. Meteor. Soc. Japan, 97: 913-925.

Liu B Q, Yan Y H, Zhu C W, et al. 2020. Record-breaking Meiyu rainfall around the Yangtze River in 2020 regulated by the subseasonal phase transition of the North Atlantic Oscillation [J]. Geophys. Res. Lett., 47: e2020GL090342.

Lu R Y, Dong B W, Ding H. 2006. Impact of the Atlantic Multidecadal Oscillation on the Asian summer monsoon [J]. Geophys. Res. Lett., 33(24): L24701.

Ma T T, Wu G X, Liu Y M, et al. 2022. Abnormal warm sea-surface temperature in the Indian Ocean, active potential vorticity over the Tibetan Plateau, and severe flooding along the Yangtze River in summer 2020 [J]. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 148(1): 1-20.

Ni C C, Li G P, Xiong X Z. 2017. Analysis of a vortex precipitation event over southwest China using AIRS and in situ measurements [J]. Adv. Atmos. Sci., 34: 559-570.

Ouyang Y, Liu F. 2020. Intraseasonal variability of summer monsoon rainfall over the lower reaches of the Yangtze River basin [J]. Atmospheric and Oceanic Science Letters, 13(4): 323-329.

Sampe T, Xie S P. 2010. Large-scale dynamics of the meiyu-baiu rainband: Environmental forcing by the westerly jet [J]. J. Climate, 23(1): 113-134.

Shao X, Li S, Liu N, et al. 2018. The Madden-Julian oscillation during the 2016 summer and its possible impact on rainfall in China [J]. Int. J. Climatol., 38: 2575-2589.

Si D, Ding Y H, Liu Y J. 2009. Decadal northward shift of the Meiyu belt and the possible cause [J]. Chin. Sci. Bull., 54: 4742-4748.

Sun B, Wang H J, Zhou B T, et al. 2019. Interdecadal variation in the synoptic features of Meiyu in the Yangtze River valley region and relationship with the Pacific decadal Oscillation [J]. J. Climate, 32: 6251-6270.

Takaya Y, Ishikawa I, Kobayashi C, et al. 2020. Enhanced Meiyu-Baiu rainfall in early summer 2020: aftermath of the 2019 super IOD event [J]. Geophys. Res. Lett., 47: e2020GL090671.

Tanaka M. 1997. Interannual and interdecadal variations of the Western North Pacific monsoon and Baiu rainfall and their relationship to the ENSO cycles [J]. J. Meteor. Soc. Japan, **75**: 1109-1123.

Tang Y Q, He B, Bao Q, et al. 2020. The climate variability in global land precipitation in FGOALS-f3-L: A comparison between GMMIP and historical simulations [J]. Atmospheric and Oceanic Science Letters, 13: 559-567, https://doi.org/10.1080/16742834.2020.1776088.

Tao S Y, Ding Y H. 1981. Observational evidence of the influence of the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau on the occurrence of heavy rain and severe convective storms in China [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 62: 23-30.

Wang B, Orlanski I. 1987. Study of a heavy rain vortex formed over the eastern flank of the Tibetan plateau [J]. Mon. Wea. Rev., 115: 1370-1393.

Wang B, Xiang B Q, Lee J Y. 2013. Subtropical High predictability establishes a promising way for monsoon and tropical storm predictions [J]. Proc. Natl. Acad. Sci., 110: 2718-2722.

Wang B, Bao Q, Hoskins B J, et al. 2008. Tibetan Plateau warming and precipitation changes in East Asia [J]. Geophys. Res. Lett., 35(14): L14702.

Wang J, He J H, Liu X F, et al. 2009. Interannual variability of the Meiyu onset over the Yangtze-Huaihe River valley and analyses of its previous strong influence signal [J]. Chin. Sci. Bull., 54: 687-695.

Wang X, Wang D X, Zhou W, et al. 2012. Interdecadal modulation of the influence of La Nina events on Mei-yu rainfall over the Yangtze River valley [J]. Adv. Atmos. Sci., 29: 157-168.

Wang Z Q, Yang S, Lau N C, et al. 2018. Teleconnection between summer NAO and East China rainfall variations: A bridge effect of the Tibetan Plateau [J]. J. Climate, 31: 6433-6444.

Weng H, Lau K M, Xie Y. 1999. Multi-scale summer rainfall variability over China and its long-term link to global sea surface temperature variability [J]. Journal of the Meteorological Society of Japan, 77: 845-857.

Wu G X, Zhang Y S. 1998. Tibetan Plateau forcing and the timing of the monsoon onset over South Asia and the South China Sea [J]. Mon. Wea. Rev., 126: 913-927.

Wu Z W, Wang B, Li J P, et al. 2009. An empirical seasonal prediction model of the east Asian summer monsoon using ENSO and NAO [J]. J. Geophys. Res., 114(D18): D18120.

Yasunari T, Miwa T. 2006. Convective cloud systems over the Tibetan Plateau and their impact on meso-scale disturbance in the Maiyu/Baiu frontal zone [J]. J. Meteor. Soc. Japan, 84: 783-803.

Yamaura T, Tomita T. 2014. Two physical mechanisms controlling the interannual variability of Baiu precipitation [J]. J. Meteor. Soc. Japan, 92: 305-325.

Zhang G S, Mao J Y, Wu G X, et al. 2021a. Impact of potential vorticity anomalies around the eastern Tibetan Plateau on quasi-biweekly oscillations of summer rainfall within and south of the Yangtze Basin in 2016 [J]. Climate Dynamics, 56: 813-835.

Zhang W J, Huang Z C, Jiang F, et al. 2021b. Exceptionally persistent Madden-Julian Oscillation activity contributes to the extreme 2020 East Asian summer monsoon rainfall [J]. Geophys. Res. Lett., 48(5): e2020GL091588.

Zhao P, Chen L. 2001. Climatic features of atmospheric heat source/sink over the Qinghai-Xizang Plateau in 35 years and its relation to rainfall in China [J]. Science in China Series D: Earth Sciences, 44: 858-864.

Zheng Y J, Wu G X, Liu Y M. 2013. Dynamical and thermal problems in vortex development and movement. Part I: A PV-Q view [J]. Acta Meteorologica Sinica, 71(2): 185-197.

Zhou T J, Turner A G, Kinter J L, et al. 2016. GMMIP(v1.0) contribution to CMIP6: Global Monsoons Model Inter-comparison Project [J]. Geosci. Model. Dev., 9: 3589-3604, https://doi.org/10.5194/gmd-9-3589-2016.

Zhou Z Q, Xie S P, Zhang R H. 2021. Historic Yangtze flooding of 2020 tied to extreme Indian Ocean conditions [J]. Proc. Natl. Acad. Sci., 118: e2022255118.

Zhu C, Nakazawa T, Li J, et al. 2003. The 30-60 day intra-seasonal oscillation over the western North Pacific Ocean and its impacts on summer flooding in China during 1998 [J]. Geophys. Res. Lett., 30: 1952-1956.

Zhu Y L, Wang H J, Ma J H, et al. 2015. Contribution of the phase transition of Pacific decadal oscillation to the late 1990s'shift in East China summer rainfall [J]. J. Geophys. Res., 120: 8817-8827.

Zhu Y, Wang H, Zhou W, et al. 2011. Recent changes in the summer precipitation pattern in East

China and the background circulation [J]. Climate Dynamics, 36(7-8): 1463-1473.