

唐南军, 任荣彩, 吴国雄, 等. 2020. 夏季青藏高原及周边上对流层水汽质量及其向平流层传输年际异常. II: 向平流层的绝热和非绝热传输 [J]. 大气科学, 44(3): 503–518. TANG Nanjun, REN Rongcai, WU Guoxiong, et al. 2020. Interannual Anomalies of Upper Tropospheric Water Vapor Mass and Its Transport into the Stratosphere over the Tibetan Plateau Area in Summer. Part II: Adiabatic and Diabatic Transport into the Stratosphere [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 44(3): 503–518. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1905.18268

夏季青藏高原及周边上对流层水汽质量及其向平流层传输年际异常. II: 向平流层的绝热和非绝热传输

唐南军^{1,2} 任荣彩^{2,1} 吴国雄^{2,3} 虞越越^{4,1}

1 南京信息工程大学气象灾害预报预警与评估协同创新中心, 南京 210044

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

3 中国科学院大学, 北京 100049

4 南京信息工程大学气象灾害教育部重点实验室/气候与环境变化国际合作联合实验室, 南京 210044

摘要 夏季7~8月青藏高原及周边地区上对流层水汽质量的年际异常分布为整体异常型和东西偶极异常型所主导。本文基于ERA-Interim再分析资料并利用HYSPLIT (Hybrid Single Particle Lagrangian Integrated Trajectory) 轨迹模式, 分析了两个主导分布型对应的水汽质量向平流层绝热和非绝热传输的异常特征, 结果表明: 青藏高原上空水汽质量整体偏多(少)时, 对应南亚高压和青藏高原地区垂直向上的水汽质量非绝热输送偏强(弱), 青藏高原及周边水汽质量向平流层的绝热和非绝热传输均偏强(弱)。水汽质量整体偏多与偏少年, 水汽质量向平流层绝热和非绝热传输的主要区域和层次相近, 只是水汽质量整体偏多年, 水汽质量向平流层非绝热传输的层次略高。当青藏高原上空水汽质量呈西多/东少分布时, 对应南亚高压偏西, 青藏高原西北、东北侧水汽质量向中纬度平流层的绝热传输偏强, 青藏高原南侧高层水汽质量向热带平流层的经向绝热传输也偏强, 而青藏高原北侧水汽质量向中纬度平流层的经向绝热传输明显减弱。同时青藏高原主体上空水汽质量向平流层的非绝热传输偏强, 而青藏高原南侧高层和北侧低层水汽质量向平流层的非绝热传输偏弱。水汽质量呈西少/东多分布时有相反的结果。轨迹模式模拟的结果证实了水汽质量整体偏多年, 青藏高原及周边地区绝热进入平流层的轨迹频次偏多; 也证实了水汽质量呈西多/东少分布时, 青藏高原西北、东北和南侧绝热进入平流层的轨迹频次偏多, 而青藏高原北侧绝热进入平流层的轨迹频次偏少。

关键词 青藏高原 水汽质量传输 绝热和非绝热 HYSPLIT 轨迹模式

文章编号 1006-9895(2020)03-0503-16

中图分类号 P434

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1905.18268

Interannual Anomalies of Upper Tropospheric Water Vapor Mass and Its Transport into the Stratosphere over the Tibetan Plateau Area in Summer. Part II: Adiabatic and Diabatic Transport into the Stratosphere

TANG Nanjun^{1,2}, REN Rongcai^{2,1}, WU Guoxiong^{2,3}, and YU Yueyue^{4,1}

收稿日期 2018-12-12; 网络预出版日期 2019-06-20

作者简介 唐南军, 男, 1987年出生, 博士研究生, 主要从事对流层平流层物质传输研究。E-mail: tangnanjun@sina.com

通讯作者 任荣彩, E-mail: rrc@lasg.iap.ac.cn

资助项目 中国科学院战略性先导科技专项(A类)项目 XDA17010105, 国家自然科学基金项目 91437105、91837311, 中国科学院前沿科学重点研究项目 QYZDY-SSW-DQC018

Funded by Strategic Priority Research Program of Chinese Academy of Sciences (Grant XDA17010105), National Natural Science Foundation of China (Grants 91437105, 91837311), Key Research Program of Frontier Sciences of Chinese Academy of Sciences (Grant QYZDY-SSW-DQC018)

1 Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Metrological Disasters (CIC-FEMD), Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044

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

3 University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

4 Key Laboratory of Meteorological Disaster, Ministry of Education (KLME)/Joint International Research Laboratory of Climate and Environment Change (ILCEC), Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044

Abstract The interannual geographic patterns of the upper tropospheric water-vapor-mass anomaly are dominated by a uniform abnormal mode and an east–west dipole abnormal mode over the Tibetan Plateau (TP) regions in July–August. In this paper, we analyze the relationship between these two leading modes and the adiabatic and diabatic water-vapor-mass transport from the troposphere to the stratosphere based on the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts Interim Re-Analysis (ERA-Interim) datasets and the Hybrid Single Particle Lagrangian Integrated Trajectory (HYSPLIT) trajectory model. Results show that when the water vapor mass is dominated by the positive (negative) phase of the uniform abnormal mode, i.e., there is more (less) water vapor mass over the entire TP area, the intensity of the South Asian High (SAH) and the upward diabatic water-vapor-mass transport are enhanced (weakened), which means both the adiabatic and diabatic water-vapor-mass transport from the troposphere to the stratosphere are stronger (weaker). The regions and layers where the adiabatic and diabatic water-vapor-mass transported from the troposphere to the stratosphere change very little from the positive to negative phases of the uniform mode, although the layers in which the diabatic water-vapor-mass transported from the troposphere to the stratosphere are slightly higher for the positive phase. When the water vapor mass is dominated by the positive (negative) phase of the west–east dipole abnormal mode, that is, when there is more (less) water vapor mass in the west (east) of the TP, the SAH center shifts westward, enhancing the adiabatic water-vapor-mass transport from the troposphere to the mid-latitude stratosphere in the northwest and northeast flanks of the TP as well as the meridional adiabatic water-vapor-mass transport from the troposphere to the tropical stratosphere in the upper layers in the south flank of the TP. However, the meridional adiabatic water-vapor-mass transport from the troposphere to the mid-latitude stratosphere in the north flank of the TP is weakened. Meanwhile, the diabatic water-vapor-mass transport from the troposphere to the stratosphere is enhanced over the TP, whereas it is weakened in the upper layers in the south flank of the TP and the lower layers in the north flank of the TP. When the opposite occurs, there is less (more) water vapor mass in the west (east) of the TP. Trajectory model simulation experiments for the positive phase of the uniform abnormal mode confirm that higher frequency trajectories enter the stratosphere adiabatically over the TP regions. Trajectory model simulation experiments for the positive phase of the west–east dipole abnormal mode are in agreement with the analyzed results, which show higher (lower) frequency trajectories entering the stratosphere adiabatically in the northwest, south, and northeast flanks (north flank) of the TP.

Keywords Tibetan Plateau, Water vapor mass transport, Adiabatic and diabatic, HYSPLIT trajectory model

1 引言

平流层水汽在全球气候系统中扮演着重要角色 (Dessler et al., 2013)。一方面, 平流层水汽吸收太阳短波辐射和向外的长波辐射, 直接影响大气辐射收支 (Gettelman et al., 2011); 另一方面, 平流层水汽参与平流层光化学过程, 可影响其它平流层化学物质的分布 (Lelieveld et al., 2018)。平流层水汽增加所造成的辐射效应会导致平流层冷却, 对流层和地表增暖 (Forster et al., 2002; Solomon et al., 2010), 其化学效应会加大平流层臭氧的损耗和甲烷的氧化 (Randel et al., 1998; Anderson et al.,

2012)。因此, 了解对流层向平流层的水汽传输对理解全球气候变化有重要意义 (黄荣辉等, 2018)。

而平流层水汽主要来自甲烷的氧化和对流层向上的传输。研究表明, 夏季亚洲季风区是平流层重要的水汽源和向平流层的物质传输通道 (Fu et al., 2006; 樊雯璇等, 2008; Randel et al., 2010; 卞建春等, 2011; Ploeger et al., 2017; Yu et al., 2017), 传输主要发生在青藏高原及周边地区 (陈洪滨等, 2006; 陈斌等, 2009), 由青藏高原地区强大的热力作用所驱动 (田红瑛等, 2014; 吴国雄等, 2016; 刘屹岷等, 2017), 具体的传输过程与青藏高原及其南侧的深对流、南亚高压、高层的大尺度上升运

动以及对流层顶的温度有关 (Randel et al., 2010; Park et al., 2007; 陈斌等, 2010; Wright et al., 2011; Garny and Randel, 2013; 曹治强和吕达仁, 2015; Li et al., 2017)。此外, 夏季青藏高原地区大气异常偏暖, 因而等熵面下凹而对流层顶抬升, 对流层顶和等熵面的相交叉结构也有利于低层水汽向平流层的绝热传输 (任荣彩等, 2014; Wu et al., 2015; 夏昕等, 2016)。动力诊断的结果表明, 在青藏高原南侧、孟加拉湾地区水汽向平流层的垂直非绝热传输更强, 而在青藏高原北侧和东北部, 以水汽向平流层的绝热传输为主导 (占瑞芬和李建平, 2008; 唐南军等, 2019)。轨迹追踪试验的结果也证实, 青藏高原南侧和东北部是水汽进入平流层的主要通道 (Berthet et al., 2007; 陈斌等, 2012; Vogel et al., 2014; Garny and Randel, 2016; Fan et al., 2017)。

夏季青藏高原及周边地区水汽向平流层传输的季节内变化主要受对流活动和南亚高压的影响。夏季青藏高原南侧对流活动的强弱和中心自东向西的移动都可能改变平流层下层的温度, 进而影响进入平流层的水汽含量 (Randel et al., 2015; Zhang et al., 2016)。南亚高压动力变化产生的涡流分离 (eddy shedding) 以及南亚高压与中纬度天气系统的相互作用, 会造成对流层向平流层水汽传输的变化 (Dethof et al., 1999; Ploeger et al., 2013; Vogel et al., 2016)。此外, 占瑞芬和李建平 (2008, 2012) 的研究结果表明, 夏季青藏高原及周边地区水汽向平流层的传输还有明显的年际和年代际变化特征, 且指出前者与亚洲季风的强弱有关, 而后者与青藏高原和热带西太平洋大气热源的年代际变化有关。当然, 青藏高原及周边地区水汽向平流层的传输还与上对流层的水汽分布有密切的关系, 但这方面的研究还比较少。

对青藏高原及周边地区 7~8 月上对流层水汽质量年际异常特征的研究结果表明, 青藏高原及周边地区上对流层水汽质量的年际异常呈现整体异常型和东西偶极异常型两个主导分布型。对应这两个水汽质量主导分布型, 青藏高原地区的对流活动和南亚高压有显著的异常变化 (唐南军等, 2020), 这可能会引起青藏高原及周边地区水汽质量向平流层的绝热和非绝热传输的异常变化。包括水汽质量向平流层传输的途径、主要的传输区域以及传输强度等。本文将针对这些给出进一步的研究结果。

本文的框架如下: 第 2 部分介绍所用的资料和方法。第 3 部分说明水汽质量分布异常型与水汽质量向平流层传输的关系。第 4 部分给出轨迹模式试验的结果。第 5 部分是对全文的总结和讨论。

2 资料和方法

2.1 资料

资料对比的结果表明, ERA-Interim (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts Interim Re-Analysis) 再分析资料对青藏高原及周边地区上对流层一下平流层的水汽分布和演变的表征与卫星观测最接近 (Jiang et al., 2015; Davis et al., 2017; 唐南军等, 2020)。本文也选用 ERA-Interim 再分析资料, 所用数据包括三维大气风场、位势高度场、温度场、比湿和地面气压场等, 资料时段为 1979 年到 2013 年, 资料时间分辨率为 6 小时, 经纬度分辨率为 $1^\circ \times 1^\circ$, 垂直范围从 1000 hPa 到 1 hPa 共 37 层。

沿用前期研究中所用的方法 (唐南军等, 2020), 去除水汽质量数据的长期趋势。文中以水汽含量的偏差百分比 D 表征水汽含量分布的变化, 如 A 为显著异常年的水汽含量, B 为气候平均的水汽含量, A 相对于 B 的偏差百分比定义为

$$D = [(A - B) / B] \times 100\%. \quad (1)$$

轨迹模拟试验之间轨迹频次的偏差百分比用同样的方法得到, 此时 A (B) 为水汽质量异常型正 (负) 位相年试验的轨迹频次。

2.2 方法

2.2.1 绝热和非绝热水汽质量通量

$$F_u^{\text{ad}}(\theta_i) = \int_0^1 mquH(\theta_i, \theta_{i+1}, \theta(\sigma))R \cos \phi d\lambda d\sigma, \quad (2)$$

$$F_v^{\text{ad}}(\theta_i) = \int_0^1 mqvH(\theta_i, \theta_{i+1}, \theta(\sigma))R d\phi d\sigma, \quad (3)$$

$$F_\theta^{\text{d}}(\theta_i) = \int_0^1 mq\dot{\theta}_m H(\theta_{i-1/2}, \theta_{i+1/2}, \theta(\sigma))R^2 \cos \phi d\lambda d\phi d\sigma, \quad (4)$$

其中, λ 为经度, ϕ 为纬度, θ 为位温, R 是地球半径, q 为比湿, u 为纬向风, v 为经向风, $m = p_s / (g \times 200)$ 是相邻两个 σ 层的单位体积质量, p_s 为地面气压, g 为重力加速度; 当 $x_1 \leq x < x_2$ 时, $H(x_1, x_2, x)$ 取 1, 否则取 0。 θ_{i+1} 为 300 K 到 390 K 以 10 K 为间隔共 10 个等熵层, $\theta_{i+1/2}$ 为 295 K 到 395 K 以 10 K 为间隔共 11 个等熵层。 $\dot{\theta}_m$ 为各等熵层水汽质量

权重平均的非绝热加热率。 F_u^{ad} 和 F_v^{ad} 分别为各等熵层的纬向和经向绝热水汽质量通量, F_θ^{d} 为穿越等熵面的非绝热水汽质量通量。

利用 Yu et al. (2014, 2018) 计算大气质量的方法, 首先利用 σ 坐标在垂直方向上将大气等分为 200 层, 然后线性插值得到各层的 u 、 v 、 q 、 θ 和非绝热加热率, 再根据各层的位温做累加, 由公式 (2) 和 (3) 得到两个整数层 θ_{i+1} 和 θ_i 之间的 F_u^{ad} 和 F_v^{ad} , 由公式 (4) 得到两个半层 $\theta_{i+1/2}$ 和 $\theta_{i-1/2}$ 之间的 F_θ^{d} 。类似地, 等熵层的水汽质量定义为两个整数层 θ_{i+1} 和 θ_i 之间所有 σ 层次上水汽质量的和, 而等熵层上的某个变量则定义为两个整数层 θ_{i+1} 和 θ_i 之间所有 σ 层次上该变量的平均。

由于夏季青藏高原及周边地区上空为强大的南亚高压, 位涡为小值区, 不适合采用动力对流层顶, 因此本文采用热力对流层顶。本文采用 Reichler et al. (2003) 的方法, 根据大气温度随高度的垂直梯度计算热力对流层顶的高度。由临近对流层顶的对流层的水汽质量通量和平流层的水汽质量通量, 通过线性内插得到对流层顶处的水汽质量通量, 用以表示水汽质量向平流层的传输强度。文中水汽质量向平流层的绝热传输强度为水汽质量向平流层的纬向和经向绝热传输强度之和。以上计算得到的所有要素, 取逐年 7~8 月的平均用于本文的研究。

2.2.2 水汽质量显著异常年选取

1979~2013 年 7~8 月青藏高原及周边地区 330~360 K 层次水汽质量距平 EOF 第 1 特征向量为整体异常型, 第 2 特征向量为东西偶极异常型 (唐南军等, 2020)。将这两个特征向量的时间系数用于回归和合成分析。定义特征向量标准化时间系数绝对值大于 1 为显著异常年, 用于合成分析。其中整体异常型正位相显著异常年 (整体偏多年) 为 1981、1988、1994、1998 和 2010 年, 负位相显著异常年 (整体偏少年) 为 1986、1987、1992、2002 和 2004 年; 东西偶极异常型正位相显著异常年 (西多/东少年) 为 1984、1992、1994、1995 和 2011 年, 负位相显著异常年 (西少/东多年) 为 1981、1987、1991、1993、1998、2005 和 2009 年。

2.2.3 轨迹模式模拟

本文选择第 4 版的 Hybrid Single Particle Lagrangian Integrated Trajectory (HYSPLIT) 轨迹模式, 分析对流层向平流层的绝热传输。HYSPLIT 轨迹模式已广泛用于亚洲季风区物质传输的研究

(Luo et al., 2013; 田红瑛等, 2014)。HYSPLIT 轨迹模式采用拉格朗日方法, 用气块初始位置和第一猜测位置之间平均的三维风场, 计算出气块下一时刻的位置; 由气块各个时刻的位置就能得到气块的运动轨迹 (Stein et al., 2015)。本文分别基于再分析资料整体偏多年、整体偏少年、西多/东少年和西少/东多年合成的 7~9 月数据作为背景环流场, 做了 4 组轨迹模拟试验。具体地, 选择夏季 7~8 月青藏高原及周边水汽含量平均高值区: $30^\circ\sim 130^\circ\text{E}$, $15^\circ\sim 45^\circ\text{N}$, 水平分辨率取 $2^\circ\times 2^\circ$, 垂直方向取 340 K 到 390 K, 以 10 K 为间隔共 6 层 (唐南军等, 2020), 从 7 月 1 日 00:00 (协调世界时, 下同) 开始到 8 月 31 日 18:00 每隔 6 h 在位于对流层内的格点释放示踪物, 向前追踪 30 天, 得到示踪物的传输轨迹。每个时次释放的示踪物数在 3500~3800 左右。为了和各等熵层上向平流层的绝热传输对应, 如示踪物在进入平流层前后传输轨迹上的位温变化在 ± 5 K 以内, 则定义为绝热传输。如果示踪物的传输轨迹多次穿过对流层顶, 我们仅记录最后一次穿越对流层顶的位置。

3 夏季青藏高原及周边地区上对流层水汽质量年际异常分布

鉴于水汽质量年际异常分布型主要由上对流层的水汽含量分布所决定 (唐南军等, 2020), 图 1 给出了基于两个主导分布型显著异常年合成的 7~8 月 340~360 K 层次水汽含量相对气候平均的偏差百分比。由图 1 可见, 整体偏多 (少) 年青藏高原及周边地区上对流层水汽含量偏差百分比主要为正 (负) 值, 并在青藏高原西南和东北侧偏差百分比超过 50% (-30%)。与气候平均相比, 整体偏多 (少) 年 12520 gpm 位势高度等值线包含的水平范围偏大 (小), 南亚高压偏强 (弱), 但南亚高压中心所在位置与气候平均接近。青藏高原地区此时对应对流活动偏强 (弱) (唐南军等, 2020)。

同样地, 由图 1c 可见, 在西多/东少年, 青藏高原西部到伊朗高原 (青藏高原中东部) 上对流层水汽含量偏差百分比为正 (负) 值, 此时 12520 gpm 位势高度等值包含的水平范围略微偏小, 但是南亚高压中心所在位置明显偏西, 对应青藏高原西部 (中东部) 对流活动偏强 (弱), 西少/东多年有相反的结果 (图 1d; 唐南军等, 2020)。

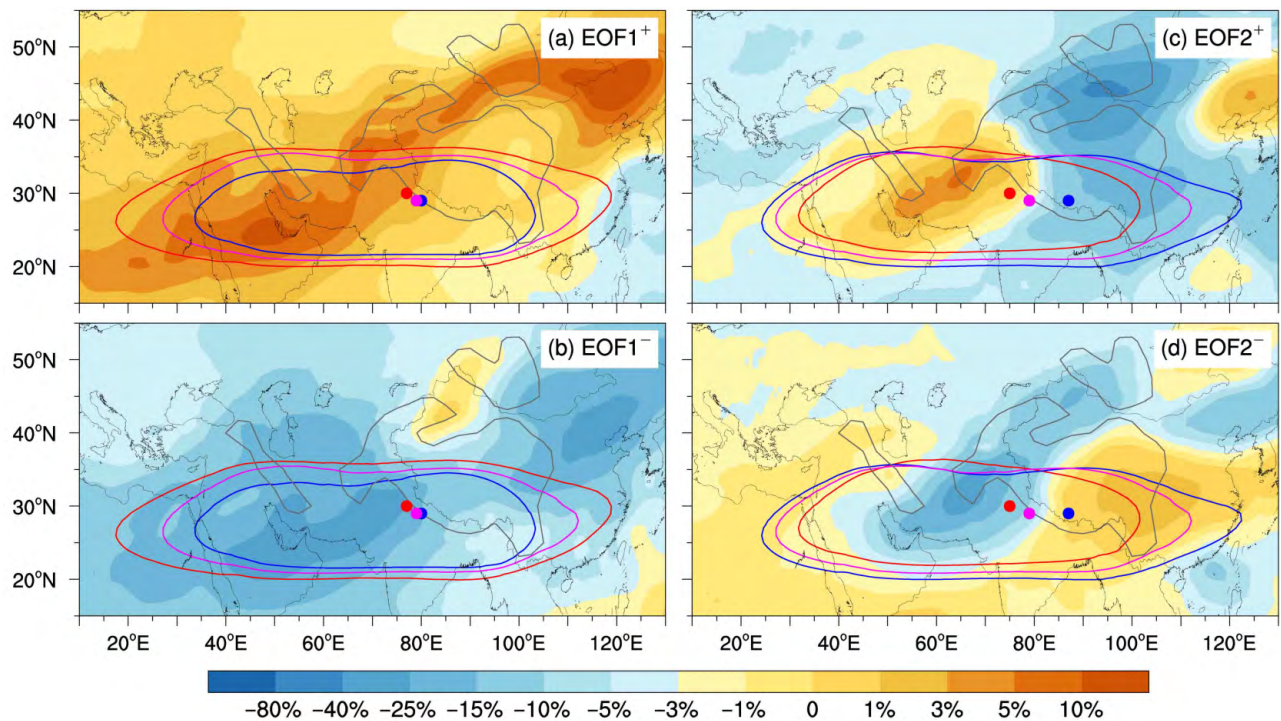


图1 基于青藏高原上空水汽质量 (a) 整体偏多年、(b) 整体偏少年、(c) 西多/东少年、(d) 西少/东多年合成的7~8月340~360 K层次平均的大气水汽含量相对气候平均的偏差百分比(填色)。图中实线和圆点分别为200 hPa上12520 gpm位势高度等值线和南亚高压中心所在位置,红色(蓝色)为正(负)位相显著异常年,粉色为气候平均

Fig. 1 Percentage differences in the composited water vapor contents averaged from the 340 K to 360 K layers relative to climate mean (shading) based on years with (a) whole region more water vapor mass, (b) whole region less water vapor mass, (c) west more/east less water vapor mass, and (d) west less/east more water vapor mass over the Tibetan Plateau in July–August. Solid lines denote the 12520-gpm potential height isolines at 200 hPa and dots denote the South Asian High center. Red (blue) denotes the significantly abnormal positive (negative) years and pink denotes the climate mean

4 水汽质量向平流层的绝热和非绝热传输异常

平均而言,7~8月青藏高原北侧以水汽质量向中纬度平流层的纬向和经向绝热传输为主导,青藏高原东南较高的等熵层存在水汽质量向热带平流层的经向绝热传输,而强的水汽质量向平流层的非绝热传输主要存在于青藏高原南侧较高的等熵层和高原东北侧较低的等熵层(唐南军等,2019)。

4.1 青藏高原水汽质量整体异常型

图2给出了7~8月经向绝热水汽质量通量以及绝热水汽质量通量矢量在青藏高原水汽质量整体偏多年和整体偏少年及两者差异的水平分布。由图可见,当水汽质量整体偏多时,370 K层上绝热水汽质量通量矢量呈反气旋,在伊朗高原、青藏高原西部和亚洲东岸(110°~140°E)存在水汽质量穿越对流层顶向中纬度平流层的由南向北经向绝热传

输,在青藏高原南侧存在水汽质量向热带平流层的由北向南经向绝热传输(图2a)。同样地,在350 K层的伊朗高原、青藏高原北侧和亚洲东岸也可以看到水汽质量向中纬度平流层的经向绝热传输(图2d)。对于水汽质量整体偏少年有相似的结果(图2b、e)。

由差异分布图可见,370 K层上青藏高原及周边地区绝热水汽质量通量矢量的差异呈反气旋,除青藏高原西北部和亚洲东岸外,纬向和经向绝热水汽质量通量的差值为向平流层的传输,这表明水汽质量整体偏多时,除青藏高原西北部和亚洲东岸,水汽质量向平流层的纬向和经向绝热传输偏强(图2c)。350 K层上水汽质量向中纬度平流层绝热传输的差异有相似的结果,只是青藏高原西北部水汽质量向中纬度平流层的经向绝热传输偏弱(图2f)。总之,水汽质量整体偏多和整体偏少时,青藏高原及周边地区水汽质量向平流层绝热传输的主要区域变化不大,但水汽质量整体偏多年,对应南亚高压偏

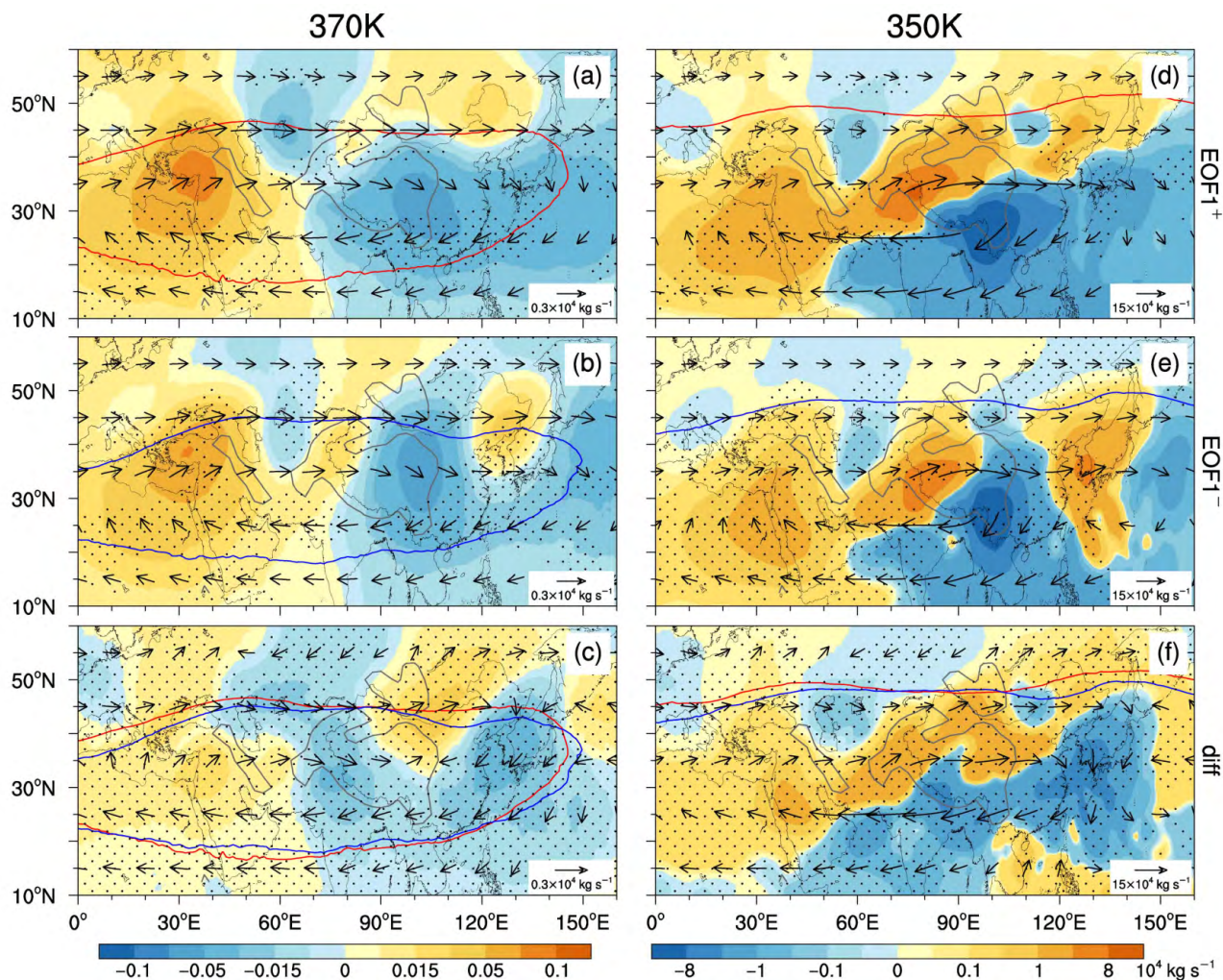


图2 基于青藏高原水汽质量整体异常型显著异常年合成的7~8月(a-c) 370 K和(d-f) 350 K层次上的经向绝热水汽质量通量(填色, 单位: 10^4 kg s^{-1})和绝热质量水汽通量矢量(箭头, 单位: 10^4 kg s^{-1})分布:(a、d)水汽质量整体偏多年;(b、e)水汽质量整体偏少年;(c、f)水汽质量整体偏多与整体偏少年的差值。图中打点区域表明合成或差值的绝热水汽质量通量通过了90%置信水平检验,红色(蓝色)实线为水汽质量整体偏多(偏少)年对流层顶的位置

Fig. 2 Composites meridional flux of adiabatic water vapor mass (shadings, units: 10^4 kg s^{-1}) and flux vectors of adiabatic water vapor mass (vectors, units: 10^4 kg s^{-1}) at (a-c) 370 K and (d-f) 350 K layers, based on years with significant uniform abnormal modes in the Tibetan Plateau water vapor mass in July-August: (a-d) The years with whole region more water vapor mass, (b-e) years with whole region less water vapor mass, and (c, f) years with whole region more water vapor mass minus the those with whole region less. Black dots indicate the composite differences in the adiabatic water-vapor-mass fluxes significant at the 90% confidence level. The red (blue) solid lines denote the tropopause locations in years with whole region more (less) water vapor mass

强,水汽质量向平流层的绝热传输强于水汽质量整体偏少年。

图3给出了青藏高原北侧(35°~45°N)、青藏高原主体(25°~35°N)以及青藏高原南侧(15°~25°N)纬度带7~8月非绝热水汽质量通量在水汽质量整体偏多、偏少年的等熵—经度分布以及两者差异。由图可见,水汽质量整体偏多年青藏高原北侧在40°~100°E的380~390 K层次有水汽质量穿越对流层顶向平流层的非绝热传输(图3a);在

青藏高原主体和南侧纬度带,70°E以东有水汽质量向平流层非绝热传输,前者主要在370~380 K层次,后者主要在370 K层(图3d、g)。在水汽质量整体偏少年有相似的结果,但由于对流层顶的高度略低于水汽质量整体偏多年,水汽质量向平流层的非绝热传输的层次也略低,尤其是青藏高原北侧(主要在380 K层)。这表明水汽质量的整体异常对青藏高原地区水汽质量向平流层的非绝热传输发生的主要区域和层次影响不大。

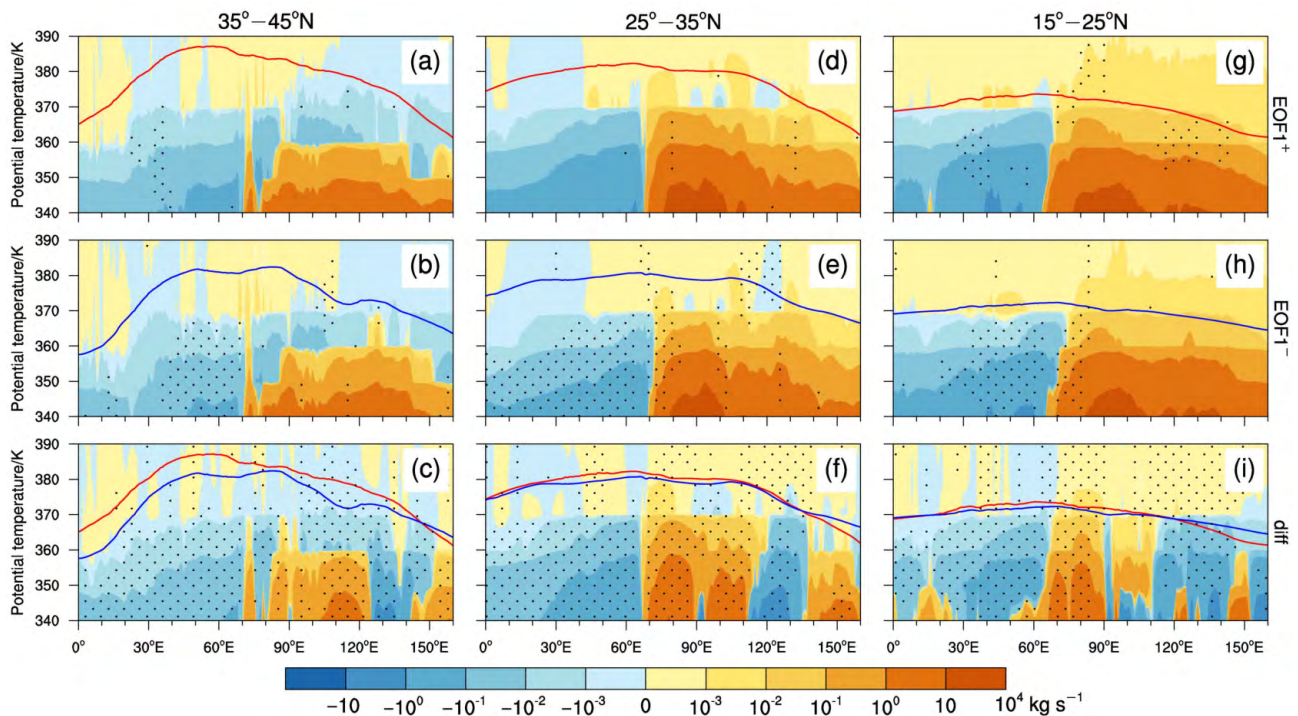


图3 基于青藏高原水汽质量整体异常型显著异常年合成的7~8月非绝热水汽质量通量(填色, 单位: 10^4 kg s^{-1})沿(a-c) $35^\circ\sim 45^\circ\text{N}$ 、(d-f) $25^\circ\sim 35^\circ\text{N}$ 和(g-i) $15^\circ\sim 25^\circ\text{N}$ 纬度带的等熵—经度剖面: 水汽质量整体偏多年(第一行); 水汽质量整体偏少年(第二行); 水汽质量整体偏多与整体偏少年的差值(第三行)。图中打点区域表明合成的非绝热水汽质量通量或差值通过了90%置信水平检验, 红色(蓝色)实线为水汽质量整体偏多(偏少)年对流层顶的位置

Fig. 3 Compositd diabatic water-vapor-mass flux (shadings, units: 10^4 kg s^{-1}) averaged over the (a-c) $35^\circ\sim 45^\circ\text{N}$, (d-f) $25^\circ\sim 35^\circ\text{N}$, and (g-i) $15^\circ\sim 25^\circ\text{N}$ latitude belts, based on years with significant uniform abnormal mode in the Tibetan Plateau water vapor mass in July–August: The years with the whole region more water vapor mass (first line), years with whole region less water vapor mass (second line), and years with whole region more water vapor mass minus those with whole region less (third line). Black dots indicate the composite fluxes or differences significant at the 90% confidence level. Red (blue) solid lines denote the tropopause locations in years with whole region more (less) water vapor mass

由差异分布图可见, 青藏高原北侧在 $40^\circ\sim 70^\circ\text{E}$ 的 $380\sim 390\text{K}$ 层次, 非绝热水汽质量通量的差异为显著的正值(图3c); 在青藏高原主体和南侧纬度带, 青藏高原上空非绝热水汽质量通量存在显著的正差异, 尤其是在 $70^\circ\sim 90^\circ\text{E}$ (图3f、i)。这表明水汽质量整体偏多年对应青藏高原地区垂直向上的非绝热水汽质量通量偏强, 水汽质量向平流层的非绝热传输趋于更强。

为了进一步证实水汽质量向平流层传输强度的异常, 我们用整体异常型特征向量时间系数回归了水汽质量向平流层的传输强度(图4)。由图4a可见, 水汽质量整体偏多时对应 $370\sim 390\text{K}$ 层次上 $40^\circ\sim 55^\circ\text{N}$ 和 $15^\circ\sim 30^\circ\text{N}$ 纬度带水汽质量向平流层的绝热传输强度为正异常, 说明水汽质量绝热传输异常偏强; $30^\circ\sim 40^\circ\text{N}$ 纬度带水汽质量向平流层的绝热传输强度主要为负异常, 因该纬度带主要位于

对流层内, 因此并不代表向平流层的绝热传输。在 $340\sim 360\text{K}$ 层次, 除 $60^\circ\sim 90^\circ\text{E}$ 经度带外, 中纬度 $45^\circ\sim 60^\circ\text{N}$ 水汽质量向平流层的绝热传输强度为正异常, $35^\circ\sim 45^\circ\text{N}$ 纬度带则为负异常, 但 $35^\circ\sim 45^\circ\text{N}$ 纬度带也主要位于对流层内(图4b)。

由图4c可见, 水汽质量整体偏多时对应 $370\sim 390\text{K}$ 层次青藏高原及周边地区水汽质量向平流层的非绝热传输强度为正异常, 水汽质量向平流层的非绝热传输异常偏强, 并在青藏高原以南的印度和孟加拉湾有显著的正异常中心。 $340\sim 360\text{K}$ 层次对应中纬度 45°N 以北水汽质量向平流层的非绝热传输强度也主要为正异常(图4d)。相比而言, 水汽质量向平流层的非绝热传输强度异常值要小于绝热传输强度异常值。

总体来看, 回归的结果也表明, 在水汽质量整体偏多时, 对应南亚高压以及垂直向上的水汽质量

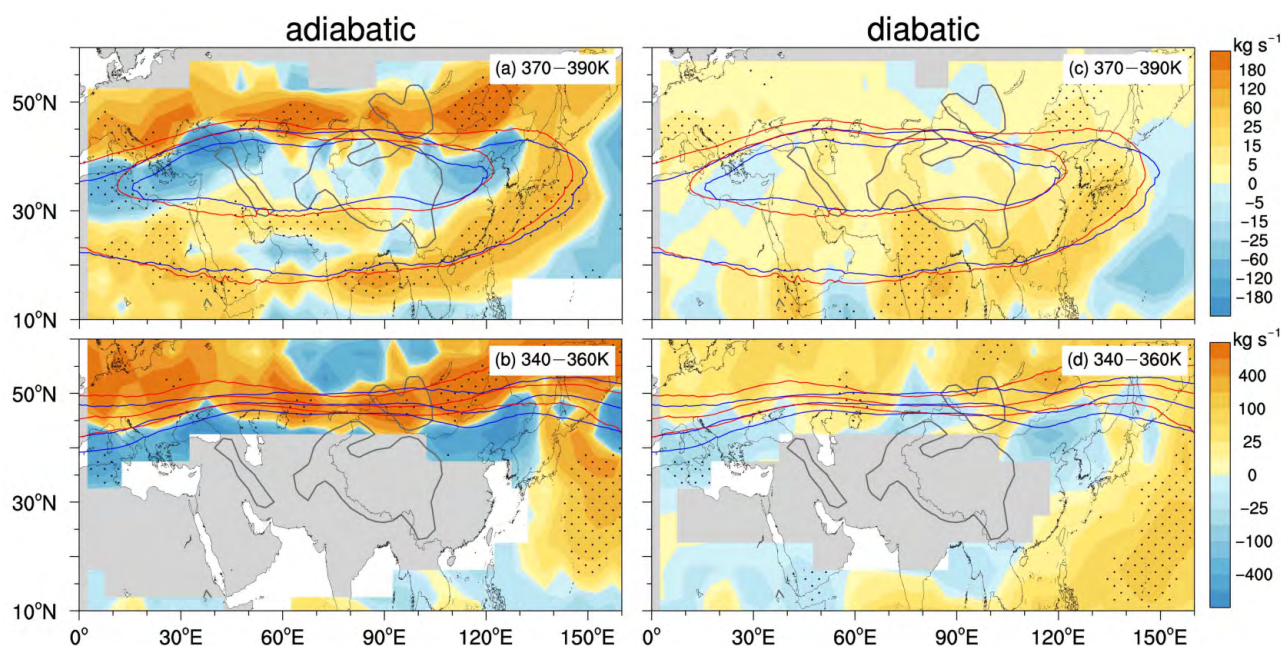


图4 基于整体异常型 EOF 时间系数回归的 7~8 月 (a、c) 370~390 K 层次和 (b、d) 340~360 K 层次水汽质量向平流层的传输强度 (填色, 单位: kg s^{-1}): (a-b) 绝热传输; (c-d) 非绝热传输。打点区域表示为水汽质量向平流层的传输强度回归值通过了 90% 置信水平检验的区域; 红色 (蓝色) 实线为水汽质量整体偏多年 (偏少) 年等熵面与对流层顶的交线, (a、c) 中由内向外依次为与 380 K 和 370 K 等熵面与对流层顶的交线, (b、d) 中由南向北依次为与 340 K、350 K 和 360 K 等熵面与对流层顶的交线

Fig. 4 Regression analysis of the intensity of water-vapor-mass transport (shadings, units: kg s^{-1}) from the troposphere to the stratosphere in the (a, c) 370–390 K layers and (b, d) 340–360 K layers on the time coefficients of the uniform abnormal empirical orthogonal function (EOF) modes in July–August: (a–b) Adiabatic transport and (c–d) diabatic transport. Black dots indicate the regressed intensity of water-vapor-mass transport from the troposphere to the stratosphere significant at the 90% confidence level. The red (blue) solid lines denote the interfaces between the isentropic surfaces and the tropopause in years with whole region more (less) water vapor mass. In (a, c), the solid lines from the inside to outside indicate the interfaces between the 380-K and 370-K isentropes and the tropopause, respectively. In (b, d), the solid lines from south to north indicate the interfaces between the 340-K, 350-K, 360-K isentropes and the tropopause, respectively

非绝热输送偏强 (唐南军等, 2020), 青藏高原及周边地区水汽质量向平流层的绝热和非绝热传输也趋于偏强, 但青藏高原西北部水汽质量向平流层的经向绝热传输偏弱, 同时水汽质量向平流层非绝热传输的层次略高。水汽质量整体偏少时则相反。

4.2 青藏高原水汽质量东西偶极异常型

类似地, 图 5 给出了 7~8 月经向绝热水汽质量通量以及绝热水汽质量通量矢量在青藏高原水汽质量西多/东少年和西少/东多年及两者差异的水平分布。由图 5a、d 可见, 在水汽质量西多/东少年, 水汽质量向平流层的纬向和经向绝热传输的主要区域与水汽质量整体异常年相近, 但对应南亚高压偏西, 青藏高原北侧主要表现为水汽质量向对流层的由北向南经向绝热传输。而水汽质量西少/东多年, 对应南亚高压偏东, 青藏高原北侧有显著而且强的水汽质量向中纬度平流层的由南向北经向绝热传输, 其它传输区域的分布与水汽质量西多/东少年时相

近 (图 5b、e)。这表明南亚高压中心位置的东西偏移对青藏高原北侧水汽质量向中纬度平流层的绝热传输影响最大。

由图 5c 可见, 370 K 层上绝热水汽质量通量矢量的差异在青藏高原西北和东北呈反气旋, 青藏高原东南呈气旋, 对应水汽质量西多/东少年青藏高原西北、东北向中纬度平流层的纬向和经向绝热传输和南侧水汽质量向热带平流层的经向绝热传输相对更强, 而青藏高原北侧水汽质量向中纬度平流层的经向绝热传输相对更弱。350 K 层上水汽质量向中纬度平流层绝热传输的差异有类似的结果 (图 5f)。

为了表征水汽质量非绝热传输的垂直分布, 我们在图 6 中给出了青藏高原北侧 (35°~45°N)、主体 (25°~35°N) 和南侧 (15°~25°N) 纬度带 7~8 月的非绝热水汽质量通量在水汽质量西多/东少年、西少/东多年及两者差异的等熵—经度分布。

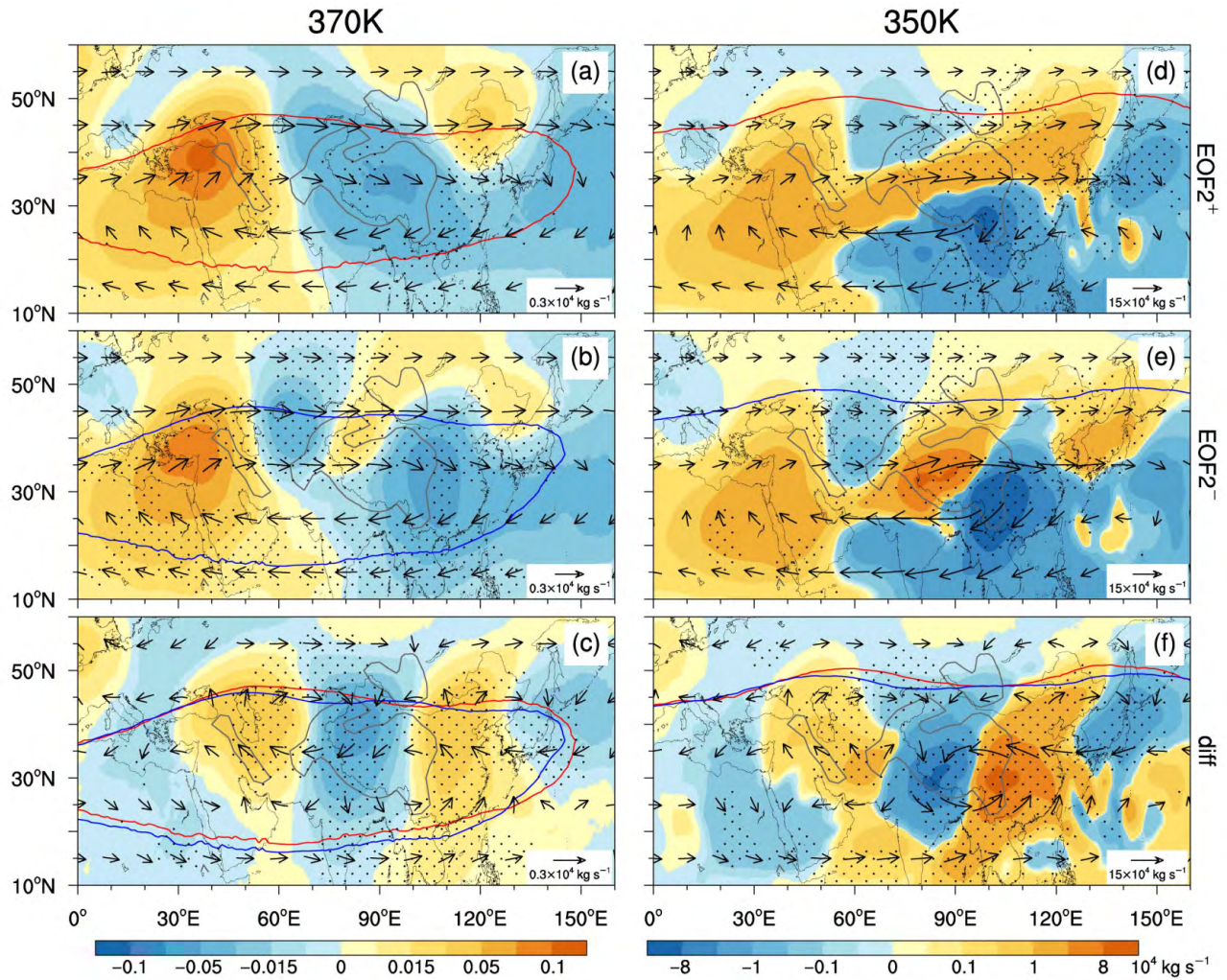


图5 同图2，但为 (a、d) 水汽质量西多/东少年、(b、e) 为水汽质量西少/东多年以及 (c、f) 为两者差值

Fig. 5 Same as Fig. 2, but for (a, d) the years with west more/east less water vapor mass, (b, e) the years with west less/east more water vapor mass, and (c, f) their differences

由图可见，无论是水汽质量西多/东少年还是西少/东多年，3个纬度带发生水汽质量向平流层的非绝热传输的主要区域和层次都与水汽质量整体异常年十分相似。至于水汽质量西多/东少和西少/东多年的差异，由图6c、f可见，青藏高原北侧和主体纬度带，在70°~100°E经度带的370~390K层次，非绝热水汽质量通量的差异为正值，而80°E以东的340~360K层次，非绝热水汽质量通量的差异主要为负值；在青藏高原南侧纬度带，青藏高原上空非绝热水汽质量通量的差异为负值（图6i）。这表明在水汽质量西多/东少年时，青藏高原北侧和主体高层水汽质量向平流层非绝热传输更强，而其低层以及青藏高原南侧上空水汽质量向平流层的非绝热传输相对较弱；在水汽质量西少/东多年时有

相反的结果。

同样为了验证合成分析的结果，我们在图7中给出了东西偶极异常型特征向量时间系数回归的水汽质量向平流层的绝热和非绝热传输强度。由图7a可见水汽质量西多/东少时对应着370~390K层次上青藏高原西北、东北和南侧水汽质量向平流层绝热传输强度的正异常，说明这些地区水汽质量向平流层的绝热传输异常偏强，这和绝热水汽质量通量显著异常年的合成差异一致（见图5c、f）。在340~360K层次上也有相似的结果（图7b）。

由图7c、d可见，回归的水汽质量向平流层的非绝热输送强度在370~390K和340~360K层次有相反的分布。在水汽质量西多/东少时对应着370~390K层次上青藏高原北部及西北和东北部

水汽质量向平流层的非绝热传输强度的正异常以及青藏高原东南部的显著负异常（图 7c），与 340~360 K 层次中（低）纬度地区水汽质量向平流层非

绝热传输强度的负（正）异常（图 7d）。回归的结果进一步表明，在青藏高原水汽质量西多/东少时，青藏高原主体上空高层水汽质量向平流层的非

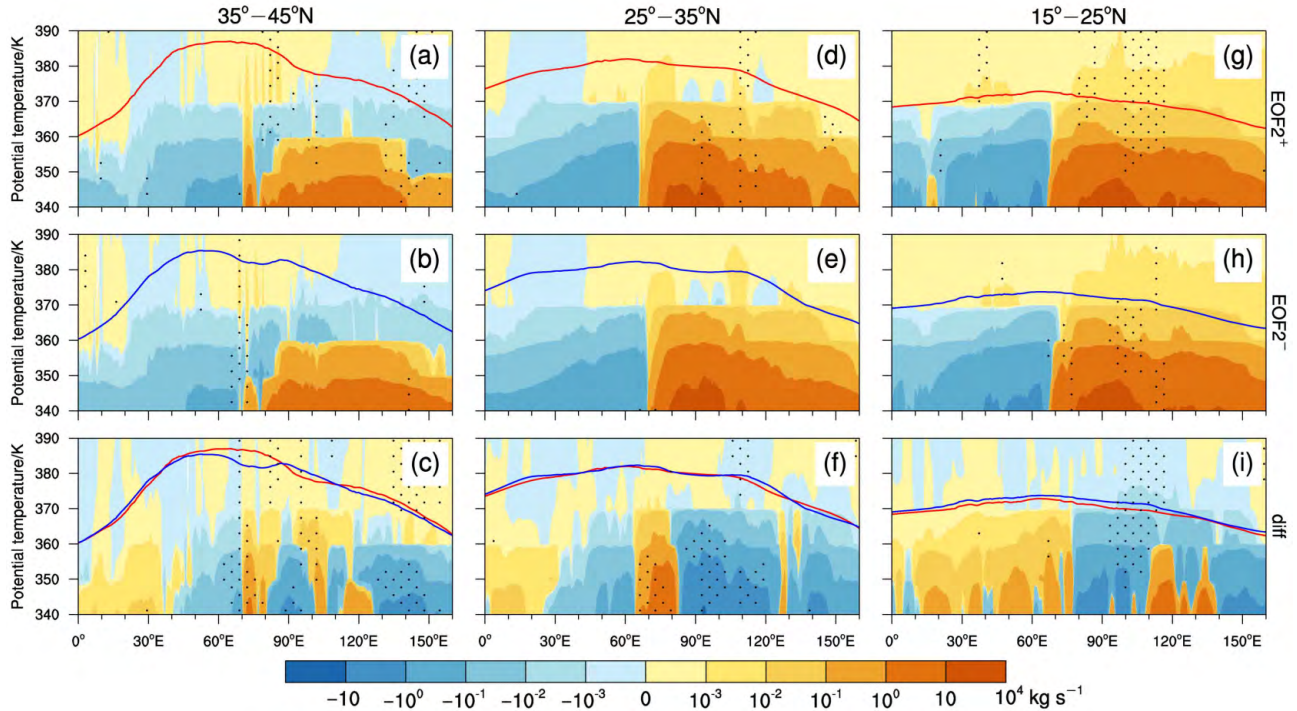


图 6 同图 3，但为水汽质量西多/东少年（第一行）、水汽质量西少/东多年（第二行）以及两者差值（第三行）

Fig. 6 Same as Fig. 3, but for the years with west more/east less water vapor mass (first line), the years with west less/east more water vapor mass (second line), and their differences (third line)

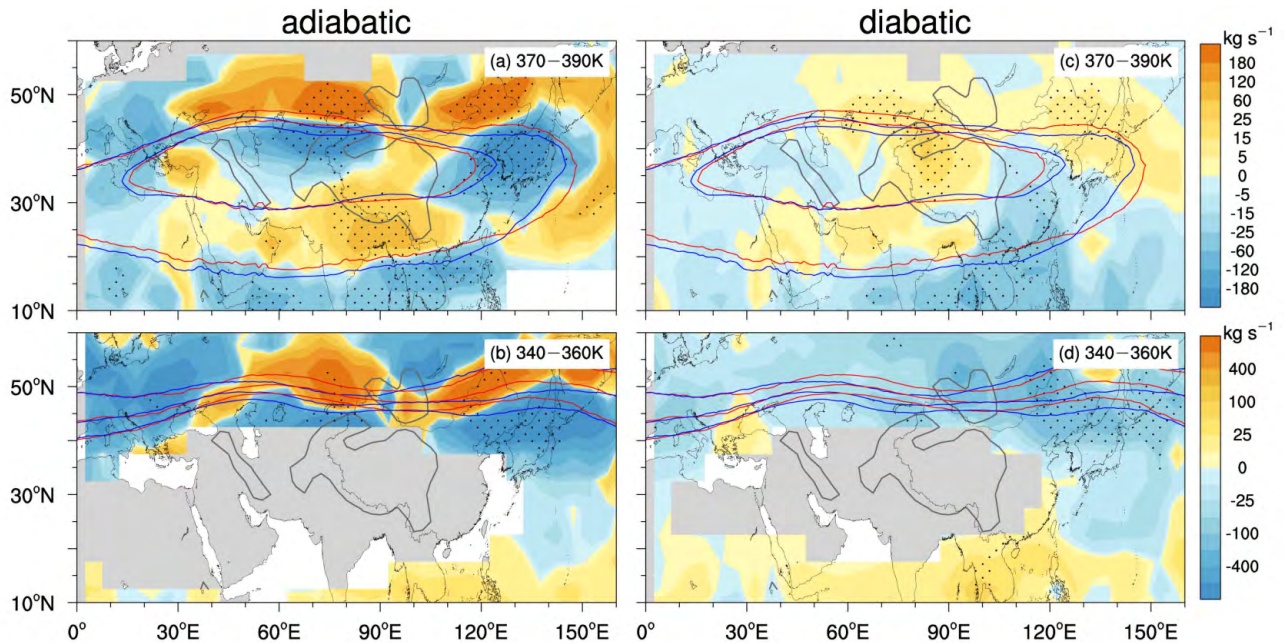


图 7 同图 4，但为东西偶极异常型 EOF 时间系数回归的水汽质量向平流层的传输强度

Fig. 7 As in Fig. 4, but for the intensity of the water-vapor-mass transport from the troposphere to the stratosphere regressed on the time coefficients of the east-west dipole abnormal EOF mode

绝热传输异常偏强, 而青藏高原东南高层和北侧低层水汽质量向平流层的非绝热传输异常偏弱。同样地, 此时水汽质量向平流层的非绝热传输强度异常值也小于绝热传输强度异常值。

总之, 水汽质量西多/东少时, 因为南亚高压偏西, 青藏高原西北、东北和南侧水汽质量向平流层的绝热传输偏强, 而青藏高原北侧水汽质量向平流层的绝热传输明显偏弱; 而水汽质量向平流层的非绝热传输在青藏高原主体上空高层偏强, 在青藏高原南侧高层和北侧低层偏弱; 水汽质量西少/东多时有相反的结果。

5 轨迹模式模拟试验

以上关于水汽质量向平流层传输的异常变化为欧拉观点下的合成或回归结果, 并以绝热传输的异常变化为主导。下面将通过轨迹试验来进一步证实向平流层绝热传输的异常变化, 并说明传输的路径。

5.1 进入平流层的主要区域

图 8 给出了轨迹试验中 340~390 K 层次示踪物绝热进入平流层的轨迹频次相对于示踪物释放频次的百分比及其相对差异的分布。由图 8 可见, 4 组轨迹试验中示踪物绝热进入平流层的主要区域比较相似。示踪物通过青藏高原北部到太平洋中部进入平流层的轨迹频次最多 (0.1%~0.3%), 其中太平洋地区在 370~380 K 层次进入平流层的轨迹频次最多; 在青藏高原及其东侧地区, 示踪物则在 380~390 K 层次进入平流层的轨迹频次最多。其次, 在青藏高原的东南侧, 示踪物进入平流层的轨迹频次较多 (0.02%~0.04%), 主要发生在 370~380 K 层次。已有的轨迹模式试验也表明, 在上对流层, 青藏高原东北和东南地区, 是对流层物质进入平流层的主要通道 (陈斌等, 2012; Vogel et al., 2014)。另外, 在伊朗高原北侧 (340 K) 和中非地区 (370 K) 也有较多的示踪物的轨迹 (0.01%~0.02%) 进入平流层。由水汽质量整体偏多和偏少试验的轨迹频次差异 (图 8c) 可见, 除了青藏高原北侧以外, 青藏高原及周边地区和太平洋东部示踪物绝热进入平流层的轨迹频次偏差百分比主要为正值, 即水汽质量整体偏多时示踪物绝热进入平流层的轨迹频次增多, 尤其在青藏高原东北部和西侧, 偏差百分比超过 200%。这从另一角度说明, 对应青藏高原及周边地区水汽质量整体偏多, 示踪物通过绝热途径进入平流层的轨迹频次增

多, 证实了这种分布型下水汽质量向平流层的绝热传输是偏强的结果。

由图 8f 可见, 水汽质量西多/东少相对于西少/东多试验, 青藏高原西北、东北和南侧示踪物绝热进入平流层的轨迹频次偏差百分比为正值, 最大可超过 200%; 青藏高原北侧示踪物绝热进入平流层的轨迹频次偏差百分比主要为负值, 偏差百分比在 -50% 左右。这两组轨迹试验的轨迹差异与水汽质量向平流层绝热传输强度的回归结果相近, 证实水汽质量西多/东少时, 在青藏高原西北、东北和南侧示踪物绝热进入平流层的轨迹频次更多, 水汽质量向平流层的绝热传输要更强; 而青藏高原北侧示踪物绝热进入平流层的轨迹频次减少, 水汽质量向平流层的绝热传输变弱。

5.2 轨迹路径

以上给出了几组轨迹试验中示踪物绝热进入平流层的区域, 那么轨迹路径是否存在显著差异? 图 9 给出了主要的两类示踪物进入平流层的轨迹分布。这里给出从示踪物释放到其进入平流层, 轨迹路径上的位温变化在 ± 5 K 以内的轨迹, 以更好的表示绝热传输路径, 示踪物进入平流层的时间在 20~25 d。由图 9a 可见, 第一类轨迹主要受南亚高压的动力作用影响, 轨迹路径呈反气旋式运动, 其中多数轨迹从南亚高压东北侧进入平流层, 有部分轨迹从青藏高原东南部进入平流层, 个别轨迹从青藏高原地区直接进入平流层。这类轨迹多发生在较高的 370~380 K 层次 (图 9c)。已有研究结果表明, 南亚高压中心区域和青藏高原地区近地面释放的示踪物都可以通过第一类轨迹路径进入平流层, 但进入平流层的频次在青藏高原南侧更多些 (陈斌等, 2012; Fan et al., 2017)。第二类轨迹受南亚高压的影响较小, 示踪物被释放后向东移动并经历整个纬圈, 其中大部分示踪物最后从太平洋中部进入平流层, 少数从青藏高原北侧进入平流层 (图 9b)。这类轨迹主要发生在较低的 340~360K 层次 (图 9d)。相关轨迹试验中, 南亚高压内部释放的示踪物可以从南亚高压东北部进入中纬度平流层, 并到达欧洲地区 (Vogel et al., 2014; Garny and Randel, 2016), 与这里的第二类轨迹路径十分相似。

6 结论和讨论

本文基于唐南军等 (2020) 研究所得到的青藏

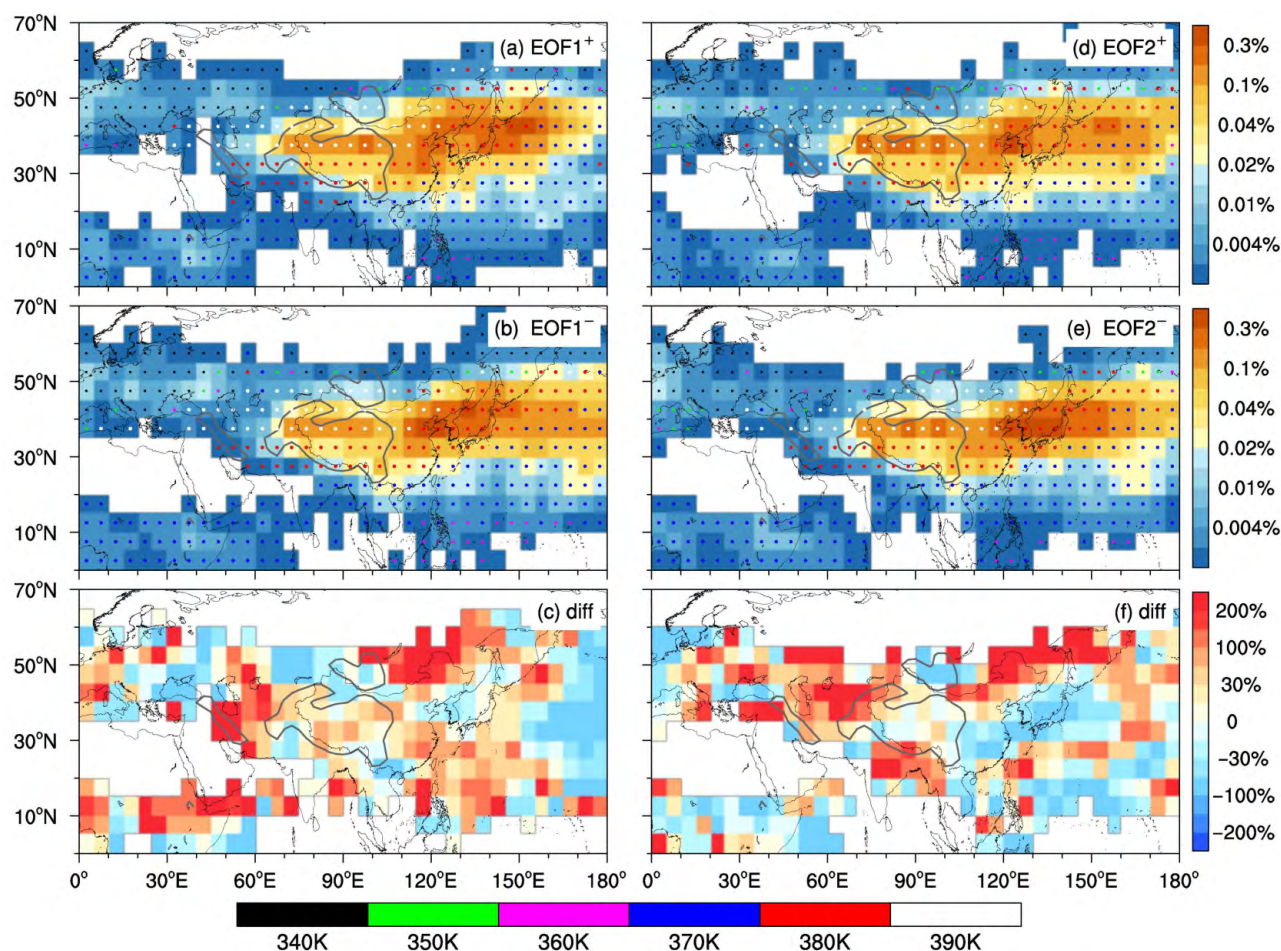


图 8 HYSPLIT 模式轨迹试验中 340~390 K 层次绝热进入平流层的轨迹频次相对释放轨迹频次的百分比 (阴影): (a) 水汽质量整体偏多试验; (b) 水汽质量整体偏少试验; (c) 水汽质量整体偏多与整体偏少试验的轨迹频次偏差百分比; (d) 水汽质量西多/东少试验; (e) 水汽质量西少/东多试验; (f) 水汽质量西多/东少与西少/东多试验的轨迹频次偏差百分比。不同颜色的实心圆代表不同的层次, 表示该层在各层中进入平流层的轨迹次数最多

Fig. 8 Percentages of the frequency of trajectories entering the stratosphere adiabatically in the 340–390-K layers relative to the frequency of the trajectories obtained (shadings) in HYSPLIT model trajectory experiments, including: (a) Whole region more water vapor mass, (b) whole region less water vapor mass, (d) west more/east less water vapor mass, (e) west less/east more water vapor mass, and percentage differences in the frequency of trajectories (shadings) between (c) the experiments with whole region more and less water vapor mass, and between (f) the experiments with west more/ east less water vapor mass and the west less/ east more water vapor mass. The colored dots denote the layers in which the frequency of trajectories entering the stratosphere are highest

高原及周边地区 7~8 月上对流层水汽质量的年际异常主导分布型, 利用 ERA-Interim 再分析资料和 HYSPLIT 轨迹模式, 分析了前两个主导分布型对应的水汽质量向平流层绝热和非绝热传输的异常, 主要结论如下:

青藏高原上空水汽质量整体偏多(少)时, 南亚高压以及青藏高原地区垂直向上的水汽质量非绝热输送均偏强, 这使得水汽质量向平流层的绝热和非绝热传输趋于偏强(弱), 但青藏高原西北部水汽质量向平流层的经向绝热传输偏弱(强)。水汽

质量整体偏多和偏少年, 水汽质量向平流层绝热和非绝热传输的主要区域和层次相近, 但水汽质量整体偏多年, 对流层顶的高度更高, 水汽质量向平流层非绝热传输的层次也更高些。

青藏高原上空水汽质量西多/东少时, 南亚高压中心位置偏西, 青藏高原西北、东北水汽质量向中纬度平流层的绝热传输异常偏强, 青藏高原南侧高层水汽质量向热带平流层的经向绝热传输偏强, 此时青藏高原主体上空水汽质量向平流层的非绝热传输偏强。水汽质量西少/东多时, 南亚高压中心

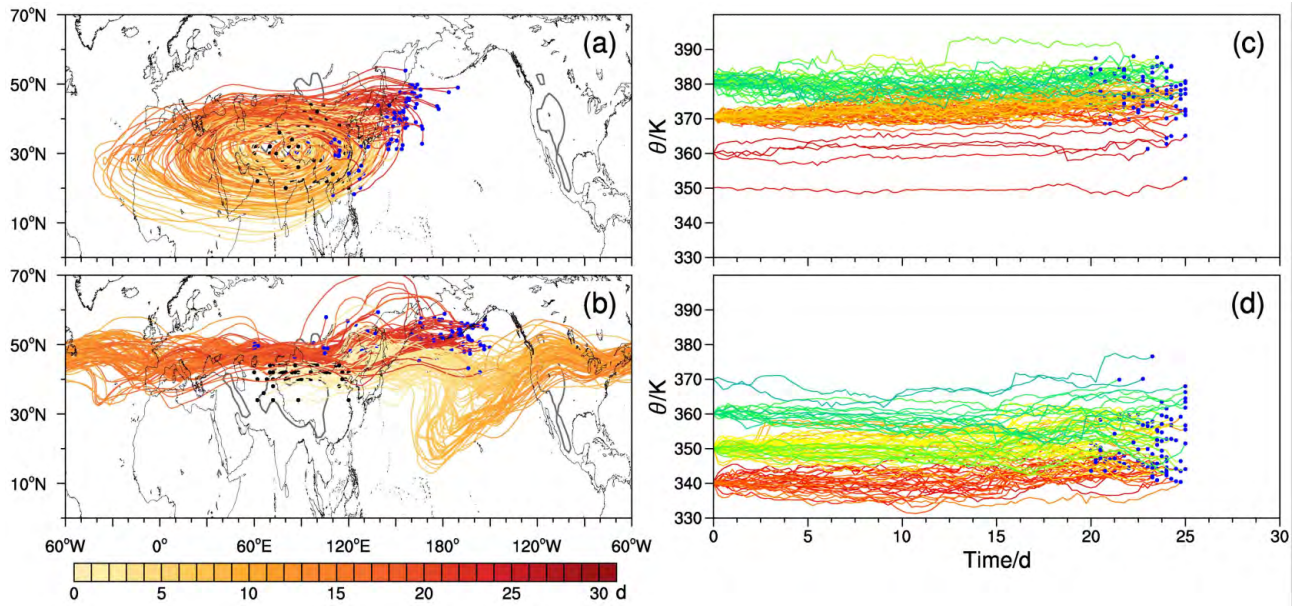


图9 针对水汽质量整体偏多试验中青藏高原地区 340~380 K 层次释放并绝热进入平流层的部分示踪物的前向轨迹路径的 (a、b) 水平和 (c、d) 垂直分布：(a、c) 第一类轨迹；(b、d) 第二类轨迹。(a、b) 中，填色表示时间（单位：d）。(c、d) 中横坐标为时间（单位：d），不同颜色的实线表示各个示踪物的轨迹。黑色圆点为示踪物释放位置，蓝色圆点为示踪物由对流层进入平流层的位置

Fig. 9 The (a, b) horizontal and (c, d) vertical distributions of forward trajectory paths of some tracers released in the 340–380 K layers over the Tibetan Plateau that enter the stratosphere adiabatically, based on the experiment with whole region more water vapor mass: (a, c) The first trajectory pathway, and (b, d) the second trajectory pathway. In (a) and (b), shading denotes the time (units: d). In (c) and (d), the abscissa denotes the time (units: d) and the different colors denote the trajectory paths of the traces. Black dots denote the locations of the tracers released, and blue dots denote the locations where the tracers enter the stratosphere

位置偏东，青藏高原北侧水汽质量向中纬度平流层的绝热传输明显偏强，此时青藏高原南侧上空和北侧低层垂直向上的水汽质量非绝热传输偏强，水汽质量向平流层的非绝热传输也偏强。

水汽质量整体异常型两组轨迹模拟试验表明，水汽质量整体偏多时青藏高原及周边地区绝热进入平流层的轨迹频次偏多，而水汽质量东西偶极异常型两组轨迹模拟试验的结果表明，水汽质量西多/东少时青藏高原西北、东北和南侧绝热进入平流层的轨迹频次偏多，北侧则偏少。轨迹试验证实了水汽质量呈整体异常型和东西偶极异常型时水汽质量向平流层绝热传输的异常变化。

需要说明的是，受 ERA-Interim 再分析资料垂直分辨率的限制，对流层顶高度定义可能存在一定误差，文中也可能影响水汽质量向平流层传输强度计算的准确性，尤其是在水汽含量梯度较大的地区。但本文主要关注大尺度环流异常与传输强度异常变化之间的关系，上述计算误差不会影响本文的主要结论。我们在后续研究中可以结合具有高垂直分辨率的探空观测数据和卫星反演数据，以提高对流层

顶高度定义的精度。

本文的研究结果揭示了 7~8 月青藏高原及周边地区上对流层水汽质量整体异常型和东西偶极异常型与水汽质量向平流层的绝热和非绝热传输的关系，得到的结果有助于理解青藏高原及周边地区水汽和其它化学物质向平流层传输的年际异常变化。本文并没有考虑水汽传输过程中水汽相变以及其它微物理过程的影响，这需要更多的研究来给出。

致谢 感谢 ECMWF 提供的 ERA-Interim 再分析资料；感谢 NOAA 的 Air Resources Laboratory 提供的 HYSPLIT 轨迹模式。

参考文献 (References)

Berthet G, Esler J G, Haynes P H. 2007. A Lagrangian perspective of the tropopause and the ventilation of the lowermost stratosphere [J]. *J. Geophys. Res.*, 112(D18): D18102. doi:10.1029/2006jd008295
卞建春, 严仁嫦, 陈洪滨. 2011. 亚洲夏季风是低层污染物进入平流层的重要途径 [J]. *大气科学*, 35(5): 897–902. Bian Jianchun, Yan Renchang, Chen Hongbin. 2011. Tropospheric pollutant transport to the stratosphere by Asian summer monsoon [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 35(5): 897–902. doi:10.3878/j.issn.

- 1006-9895.2011.05.09
- 曹治强, 吕达仁. 2015. 两次强对流背景下的对流层向平流层输送特征模拟与分析 [J]. *大气科学*, 39(5): 875–884. Cao Zhiqiang, Lü Daren. 2015. Simulation and analysis of troposphere-to-stratosphere transport caused by two severe convection events [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 39(5): 875–884. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1411.14175
- 陈斌, 徐祥德, 施晓晖. 2009. 2005 年夏季亚洲季风区下平流层水汽的对流源区 [J]. *自然科学进展*, 19(10): 1094–1099. Chen Bin, Xu Xiangde, Shi Xiaohui. 2009. The dominant sources of water vapor in the low stratosphere over Asian monsoon region during the boreal summer in 2005 [J]. *Progress in Natural Science (in Chinese)*, 19(10): 1094–1099. doi:10.3321/j.issn:1002-008X.2009.10.011
- 陈斌, 徐祥德, 卞建春, 等. 2010. 夏季亚洲季风区对流层向平流层输送的源区、路径及其时间尺度的模拟研究 [J]. *大气科学*, 34(3): 495–505. Chen Bin, Xu Xiangde, Bian Jianchun, et al. 2010. Sources, pathways and timescales for the troposphere to stratosphere transport over Asian monsoon regions in boreal summer [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 34(3): 495–505. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2010.03.03
- 陈斌, 徐祥德, 杨帅, 等. 2012. 夏季青藏高原地区近地层水汽进入平流层的特征分析 [J]. *地球物理学报*, 55(2): 406–414. Chen Bin, Xu Xiangde, Yang Shuai, et al. 2012. On the characteristics of water vapor transport from atmosphere boundary layer to stratosphere over Tibetan Plateau regions in summer [J]. *Chin. J. Geophys. (in Chinese)*, 55(2): 406–414.
- 陈洪滨, 卞建春, 吕达仁. 2006. 上对流层—下平流层交换过程研究的进展与展望 [J]. *大气科学*, 30(5): 813–820. Chen Hongbin, Bian Jianchun, Lü Daren. 2006. Advances and prospects in the study of stratosphere-troposphere exchange [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 30(5): 813–820. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2006.05.10
- Davis S M, Hegglin M I, Fujiwara M, et al. 2017. Assessment of upper tropospheric and stratospheric water vapor and ozone in reanalyses as part of S-RIP [J]. *Atmos. Chem. Phys.*, 17(20): 12743–12778. doi:10.5194/acp-17-12743-2017
- Dessler A E, Schoeberl M R, Wang T, et al. 2013. Stratospheric water vapor feedback [J]. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, 110(45): 18087–18091. doi:10.1073/pnas.1310344110
- Dethof A, O'Neill A, Slingo J M, et al. 1999. A mechanism for moistening the lower stratosphere involving the Asian summer monsoon [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 125(556): 1079–1106. doi:10.1002/qj.1999.49712555602
- Fan Q J, Bian J C, Pan L L. 2017. Stratospheric entry point for upper-tropospheric air within the Asian summer monsoon anticyclone [J]. *Sci. Chin. Earth Sci.*, 60(9): 1685–1693. doi:10.1007/s11430-016-9073-5
- Forster P M F, Shine K P. 2002. Assessing the climate impact of trends in stratospheric water vapor [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 29(6): 10-1–10-4. doi:10.1029/2001gl013909
- Fu R, Hu Y, Wright J S, et al. 2006. Short circuit of water vapor and polluted air to the global stratosphere by convective transport over the Tibetan Plateau [J]. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, 103(15): 5664–5669. doi:10.1073/pnas.0601584103
- 樊雯璇, 王卫国, 卞建春, 等. 2008. 青藏高原及其邻近区域穿越对流层顶质量通量的时空演变特征 [J]. *大气科学*, 32(6): 1309–1318. Fan Wenxuan, Wang Weiguo, Bian Jianchun, et al. 2008. The distribution of cross-tropopause mass flux over the Tibetan Plateau and its surrounding regions [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 32(6): 1309–1318. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2008.06.06
- Garny H, Randel W J. 2013. Dynamic variability of the Asian monsoon anticyclone observed in potential vorticity and correlations with tracer distributions [J]. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 118(24): 13421–13433. doi:10.1002/2013jd020908
- Garny H, Randel W J. 2016. Transport pathways from the Asian monsoon anticyclone to the stratosphere [J]. *Atmos. Chem. Phys.*, 16(4): 2703–2718. doi:10.5194/acp-16-2703-2016
- Gottelman A, Hoor P, Pan L L, et al. 2011. The extratropical upper troposphere and lower stratosphere [J]. *Rev. Geophys.*, 49(3): RG3003. doi:10.1029/2011rg000355
- 黄荣辉, 陈文, 魏科, 等. 2018. 平流层大气动力学及其与对流层大气相互作用的研究: 进展与问题 [J]. *大气科学*, 42(3): 463–487. Huang Ronghui, Chen Wen, Wei Ke, et al. 2018. Atmospheric dynamics in the stratosphere and its interaction with tropospheric processes: Progress and problems [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 42(3): 463–487. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1802.17250
- Anderson J G, Wilmouth D M, Smith J B, et al. 2012. UV dosage levels in summer: Increased risk of ozone loss from convectively injected water vapor [J]. *Science*, 337(6096): 835–839. doi:10.1126/science.1222978
- Jiang J H, Su H, Zhai C X, et al. 2015. An assessment of upper troposphere and lower stratosphere water vapor in MERRA, MERRA2, and ECMWF reanalyses using Aura MLS observations [J]. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 120(22): 11468–11485. doi:10.1002/2015jd023752
- Lelieveld J, Boursoukoudis E, Bruehl C, et al. 2018. The South Asian monsoon: Pollution pump and purifier [J]. *Science*, 361(6399): 270–273. doi:10.1126/science.aar2501
- Li D, Vogel B, Bian J C, et al. 2017. Impact of typhoons on the composition of the upper troposphere within the Asian summer monsoon anticyclone: The SWOP campaign in Lhasa 2013 [J]. *Atmos. Chem. Phys.*, 17(7): 4657–4672. doi:10.5194/acp-17-4657-2017
- Luo J L, Tian W S, Pu Z X, et al. 2013. Characteristics of stratosphere-troposphere exchange during the Meiyu season [J]. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 118(4): 2058–2072. doi:10.1029/2012jd018124
- 刘屹岷, 王子谦, 卓海峰, 等. 2017. 夏季亚洲大地形双加热及近对流层顶涡强迫的激发 II: 伊朗高原—青藏高原感热加热 [J]. *中国科学 (地球科学)*, 47(3): 354–366. Liu Yimin, Wang Ziqian, Zhuo Haifeng, et al. 2017. Two types of summertime heating over Asian large-scale orography and excitation of potential-vorticity forcing. II. Sensible heating over Tibetan-Iranian Plateau [J]. *Science China*

- Earth Sciences (in Chinese)*, 47(3): 354–366. doi:10.1360/N072016-00080
- Park M, Randel W J, Gettelman A, et al. 2007. Transport above the Asian summer monsoon anticyclone inferred from Aura Microwave Limb Sounder tracers [J]. *J. Geophys. Res.*, 112(D16): D16309. doi:10.1029/2006jd008294
- Ploeger F, Günther G, Konopka P, et al. 2013. Horizontal water vapor transport in the lower stratosphere from subtropics to high latitudes during boreal summer [J]. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 118(14): 8111–8127. doi:10.1002/jgrd.50636
- Ploeger F, Konopka P, Walker K, et al. 2017. Quantifying pollution transport from the Asian monsoon anticyclone into the lower stratosphere [J]. *Atmos. Chem. Phys.*, 17(11): 7055–7066. doi:10.5194/acp-17-7055-2017
- Randel W J, Wu F, Russell J M III, et al. 1998. Seasonal cycles and QBO variations in stratospheric CH₄ and H₂O observed in UARS HALOE data [J]. *J. Atmos. Sci.*, 55(2): 163–185. doi:10.1175/1520-0469(1998)055<0163:scaqvi>2.0.co;2
- Randel W J, Park M, Emmons L, et al. 2010. Asian monsoon transport of pollution to the stratosphere [J]. *Science*, 328(5978): 611–613. doi:10.1126/science.1182274
- Randel W J, Zhang K, Fu R. 2015. What controls stratospheric water vapor in the NH summer monsoon regions? [J]. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 120(15): 7988–8001. doi:10.1002/2015jd023622
- Reichler T, Dameris M, Sausen R. 2003. Determining the tropopause height from gridded data [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 30(20): 2042. doi:10.1029/2003gl018240
- 任荣彩, 吴国雄, CAI Ming, et al. 2014. 平流层—对流层相互作用研究进展: 等熵位涡理论的应用及青藏高原影响 [J]. *气象学报*, 72(5): 853–868. Ren Rongcai, Wu Guoxiong, Cai Ming, et al. 2014. Progress in research of stratosphere-troposphere interactions: Application of isentropic potential vorticity dynamics and the effects of the Tibetan Plateau [J]. *Acta Meteor. Sin. (in Chinese)*, 72(5): 853–868. doi:10.11676/qxxb2014.076
- Solomon S, Rosenlof K H, Portmann R W, et al. 2010. Contributions of stratospheric water vapor to decadal changes in the rate of global warming [J]. *Science*, 327(5970): 1219–1223. doi:10.1126/science.1182488
- Stein A F, Draxler R R, Rolph G D, et al. 2015. NOAA's HYSPLIT atmospheric transport and dispersion modeling system [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 96(12): 2059–2077. doi:10.1175/bams-d-14-00110.1
- 唐南军, 任荣彩, 邹晓蕾, 等. 2019. 夏季青藏高原地区水汽向平流层的等熵绝热和非绝热传输的气候学特征及其与落基山地区的对比 [J]. *大气科学*, 43(1): 183–201. Tang Nanjun, Ren Rongcai, Zou Xiaolei, et al. 2019. Characteristic of adiabatic and diabatic water vapor transport from the troposphere to the stratosphere over the Tibetan Plateau and its comparison with the Rocky Mountains in the summer [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 43(1): 183–201. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1804.17255
- 唐南军, 任荣彩, 吴国雄. 2020. 青藏高原及周边 UTLS 水汽时空特征的多源资料对比 [J]. *大气科学学报*, 待刊. Tang Nanjun, Ren Rongcai, Wu Guoxiong. 2020. Comparison of upper troposphere and lower stratosphere water vapor spatial and temporal distribution over Tibetan Plateau in reanalysis data and MLS observations [J]. *Transactions of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, in press, doi:10.13878/j.cnki.dakxxb.20170706001.
- 唐南军, 任荣彩, 吴国雄, 等. 2020. 夏季青藏高原及周边上对流层水汽质量及其向平流层传输年际异常 I: 水汽质量异常主导型 [J]. *大气科学*, 44(2): 239–256. Tang Nanjun, Ren Rongcai, Wu Guoxiong, et al. 2020. Interannual anomalies of upper tropospheric water vapor mass and its transport into the stratosphere over the Tibetan Plateau area in summer. Part I: Leading patterns of water vapor mass anomalies [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences*, 44(2): 239–256. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1905.18267
- 田红瑛, 田文寿, 雒佳丽, 等. 2014. 青藏高原地区上对流层—下平流层区域水汽分布和变化特征 [J]. *高原气象*, 33(1): 1–13. Tian Hongying, Tian Wenshou, Luo Jiali, et al. 2014. Characteristics of water vapor distribution and variation in upper troposphere and lower stratosphere over Qinghai-Xizang Plateau [J]. *Plateau Meteor. (in Chinese)*, 33(1): 1–13. doi:10.7522/j.issn.1000-0534.2013.00074
- Vogel B, Günther G, Müller R, et al. 2014. Fast transport from Southeast Asia boundary layer sources to northern Europe: Rapid uplift in typhoons and eastward eddy shedding of the Asian monsoon anticyclone [J]. *Atmos. Chem. Phys.*, 14(23): 12745–12762. doi:10.5194/acp-14-12745-2014
- Vogel B, Günther G, Müller R, et al. 2016. Long-range transport pathways of tropospheric source gases originating in Asia into the northern lower stratosphere during the Asian monsoon season 2012 [J]. *Atmos. Chem. Phys.*, 16(23): 15301–15325. doi:10.5194/acp-16-15301-2016
- Wright J S, Fu R, Fueglistaler S, et al. 2011. The influence of summertime convection over Southeast Asia on water vapor in the tropical stratosphere [J]. *J. Geophys. Res.*, 116(D12): D12302. doi:10.1029/2010jd015416
- Wu G X, He B, Liu Y M, et al. 2015. Location and variation of the summertime upper-troposphere temperature maximum over South Asia [J]. *Clim. Dyn.*, 45(9-10): 2757–2774. doi:10.1007/s00382-015-2506-4
- 吴国雄, 卓海峰, 王子谦, 等. 2016. 夏季亚洲大地形双加热及近对流层顶位涡强迫的激发 I: 青藏高原主体加热 [J]. *中国科学:地球科学*, 46(9): 1209–1222. Wu Guoxiong, Zhuo Haifeng, Wang Ziqian, et al. 2016. Two types of summertime heating over the Asian large-scale orography and excitation of potential-vorticity forcing. I. Over Tibetan Plateau [J]. *Science China Earth Sciences (in Chinese)*, 46(9): 1209–1222. doi:10.1360/N072015-00519
- 夏昕, 任荣彩, 吴国雄, 等. 2016. 青藏高原周边对流层顶的时空分布、热力成因及动力效应分析 [J]. *气象学报*, 74(4): 525–541. Xia Xin, Ren Rongcai, Wu Guoxiong, et al. 2016. An analysis on the spatio-temporal variations and dynamic effects of the tropopause and the related stratosphere-troposphere coupling surrounding the Tibetan Plateau area [J]. *Acta Meteor. Sin. (in Chinese)*, 74(4): 525–541. doi:10.11676/qxxb2016.036
- Yu P F, Rosenlof K H, Liu S, et al. 2017. Efficient transport of

- tropospheric aerosol into the stratosphere via the Asian summer monsoon anticyclone [J]. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, 114(27): 6972–6977. doi:10.1073/pnas.1701170114
- Yu Y Y, Ren R C, Hu J G, et al. 2014. A mass budget analysis on the interannual variability of the polar surface pressure in the winter season [J]. *J. Atmos. Sci.*, 71(9): 3539–3553. doi:10.1175/jas-d-13-0365.1
- Yu Y Y, Cai M, Ren R C, et al. 2018. A closer look at the relationships between meridional mass circulation pulses in the stratosphere and cold air outbreak patterns in northern hemispheric winter [J]. *Clim. Dyn.*, 51(7-8): 3125–3143. doi:10.1007/s00382-018-4069-7
- 占瑞芬, 李建平. 2008. 青藏高原和热带西北太平洋大气热源在亚洲地区夏季平流层-对流层水汽交换的年代际变化中的作用 [J]. *中国科学:地球科学*, 38(8): 1028–1040. Zhan Ruifen, Li Jianping. 2008. Influence of atmospheric heat sources over the Tibetan Plateau and the tropical western North Pacific on the inter-decadal variations of the stratosphere-troposphere exchange of water vapor [J]. *Science China Earth Sciences (in Chinese)*, 38(8): 1028–1040.
- 占瑞芬, 李建平. 2012. 亚洲夏季平流层—对流层水汽交换年际变化与亚洲夏季风的联系 [J]. *地球物理学报*, 55(10): 3181–3193. Zhan Ruifen, Li Jianping. 2012. Relationship of interannual variations of the stratosphere-troposphere exchange of water vapor with the Asian summer monsoon [J]. *Chin. J. Geophys. (in Chinese)*, 55(10): 3181–3193. doi:10.6038/j.issn.0001-5733.2012.10.001
- Zhang K, Fu R, Wang T, et al. 2016. Impact of geographic variations of the convective and dehydration center on stratospheric water vapor over the Asian monsoon region [J]. *Atmos. Chem. Phys.*, 16(12): 7825–7835. doi:10.5194/acp-16-7825-2016