孙宁, 周天军, 郭准, 等. 2020. 副热带东亚季风区一次穿透性对流过程影响下平流层成分变化的个例分析 [J]. 大气科学, 44(6): 1155−1166.
SUN Ning, ZHOU Tianjun, GUO Zhun, et al. 2020. Impacts of An Overshooting Deep Convection Process over Subtropical Asian Monsoon Region on the Variation of the Lower Stratospheric Atmospheric Composition [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 44(6): 1155−1166.
doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2006.19148

副热带东亚季风区一次穿透性对流过程影响下平流层成分变化的个例分析

孙宁 [1,2] 周天军 [1,2] 郭准 [3,1] 李普曦 [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，北京 100029
2 中国科学院大学，北京 100049
3 中国科学院气候变化研究中心，北京 100029

摘 要 穿透性对流是导致北半球夏季平流层低层南亚高压内水汽极值形成的重要机制之一，关于副热带东亚季风区穿透性对流是否对平流层低层水汽等物质分布存在影响目前尚不清楚。本文选取 2016 年的武汉暴雨事件，采用 Cloudsat 和 Aura Microwave Limb Sounder（MLS）卫星数据，分析了东亚季风区的穿透性对流活动对上对流层/下平流层物质分布的影响。利用 CloudSat 卫星资料云分类产品和 Aura MLS 卫星数据联合分析武汉暴雨过程中捕捉到 1 次穿透性对流事件，该事件发生于 2016 年 7 月 4 日 05 时（协调世界时）的穿透性对流，中心位于海上梅雨带区域。分析表明，这次对流穿透事件对上对流层/下平流层物质分布有显著影响，穿透性对流活动影响到对流层顶以上的物质分布，具体表现是：首先，穿透性对流显著减少了局地对流层顶附近的臭氧含量，较之气候态对流层顶臭氧含量偏少 32.53%；其次，穿透性对流能够增加局地对流层顶附近的水汽混合比含量，它通过更多的云冰粒子蒸发来增强局地平流层水汽含量，同时通过更强的垂直水汽输送来直接加湿平流层。此次穿透性对流事件对水汽变化影响较之对臭氧含量变化的影响更为显著，它使得对流层顶水汽混合比增加近乎一倍（98.15%）。因此，副热带东亚季风区的穿透性对流活动对于对流层向平流层的物质输送起着重要的作用。

关键词 东亚季风区 穿透性对流 物质输送 上对流层 下平流层
文章编号 1006-9895(2020)06-1155-12 **中图分类号** P421 **文献标识码** A
doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2006.19148

Impacts of An Overshooting Deep Convection Process over Subtropical Asian Monsoon Region on the Variation of the Lower Stratospheric Atmospheric Composition

SUN Ning[1,2], ZHOU Tianjun[1,2], GUO Zhun[3,1], and LI Puxi[1,2]

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
3 *Climate Change Research Center*, *Chinese Academy of Sciences*, *Beijing* 100029

收稿日期 2019-04-19；**网络预出版日期** 2020-04-09
作者简介 孙宁，女，1992 年出生，博士研究生，主要从事气候模拟和季风研究。E-mail: sunning@lasg.iap.ac.cn
通讯作者 周天军，E-mail: zhoutj@lasg.iap.ac.cn
资助项目 中国科学院“国际伙伴计划—国际大科学计划培育专项”项目 134111KYSB20160031，国家自然科学基金项目 41775091
Funded by International Partnership Program of Chinese Academy of Sciences (Grant 134111KYSB20160031), National Natural Science Foundation of China (NSFC) (Grants 41775091)

Abstract The rapid transport associated with overshooting deep convection is essential for the summertime water vapor maxima in the lower stratosphere over the Asian monsoon region. However, the impacts of overshooting deep convection over the subtropical Asian monsoon region on the distribution of the lower stratospheric atmospheric composition have not been fully addressed. In this study, the authors use CloudSat and Aura Microwave Limb Sounder satellite data to investigate the characteristics of overshooting deep convections in Wuhan rainstorm during 2016. The concentrations of water vapor (H_2O), ice water content (IWC), and ozone (O_3) in the upper troposphere/lower stratosphere during overshooting deep convections are analyzed. Overshooting deep convection case, which occurred at 0500 UTC on 4 July 2016, considerably reduced the ozone mixing ratio near the tropopause. Specifically, it led to a 32.53% decrease in the climatological mean ozone mixing ratio. The overshooting convection is also found to enhance the moisture content in the lower subtropical stratosphere, and this hydrating effect has two mechanisms: that induced by ice particle evaporation and that by the convective moisture flux itself. Overshooting convection results in a greater change in the moisture (about 98.15% increase of the climatology) than in the ozone. Our study results indicate that the local overshooting convections over the subtropical Asian monsoon region in boreal summer are important factors in the transport of water vapor from the troposphere into the low stratosphere.

Keywords Subtropical Asia monsoon, Overshooting deep convection, Composition transportation, Upper troposphere, Lower stratosphere

1 引言

水汽是一种比 CO_2 温室效应更强的气体（de F. Forster and Shine, 2002; Khaykin et al., 2009），它在平流层中为光化学反应提供氢氧自由基，在凝成冰晶后还能为 O_3 的变化提供非均相化学反应界面（Solomon, 1999），这些过程都能够对气候产生显著影响。前人研究指出，夏季（6～8 月）在北半球上对流层/下平流层仅存在两个水汽极值中心，分别是北美季风区水汽中心和亚洲季风区水汽中心，其中后者的强度更强（Randel et al., 2015）。在大尺度环流输送的作用下，大气高层的水汽极值中心能够影响到整个地球系统的水循环乃至气候变化（Ploeger et al., 2013）。

亚洲季风区水汽中心 5 月建立，并在北半球盛夏达到峰值（Rosenlof et al., 1997; Randel et al., 2001; Dessler and Sherwood, 2004; Gettelman et al., 2004; Milz et al., 2005; Park et al., 2007; James et al., 2008; Randel et al., 2015; Kunze et al., 2016）。亚洲季风水汽中心横跨热带和副热带地区，涵盖了中国东部的大部分区域和邻近海域（Randel et al., 2015）。亚洲季风区水汽中心的产生机制有两种：一是大气的大尺度运动将水汽输送到副热带平流层“喷泉区域”脱水（Li et al., 2005; Randel and Park, 2006; Park et al., 2007; Konopka et al., 2010; Randel et al., 2015）；二是由穿透性对流（overshooting deep convection）快速地将水汽直接输送到下平流层（Danielsen, 1993; Lane et al., 2001; Wang, 2003; Dessler and Sherwood, 2004; Fu et al., 2006; Wang et al., 2009）。第一种机制认为，深对流卷出过程的高度不足以直接将水汽从边界层输送到对流层顶（Folkins and Martin, 2005），随后大尺度环流会将卷出的水汽准水平地输送到温度较低的“喷泉区域”，在低温的作用下空气在卷云层中脱水（Holton and Gettelman, 2001; Read et al., 2004; Jensen and Pfister, 2004; Fueglistaler and Haynes, 2005; Corti et al., 2006; Randel et al., 2015）。第二种机制认为，足够强的深对流能够将水汽直接带入平流层形成“穿透性对流”，随后通过脱水过程或水合过程进一步影响平流层水汽分布。这其中的脱水过程是指由于积雨云塔内温度很低，水汽在平流层凝华成冰晶掉落，穿透性对流活动会导致空气脱水变干（Danielsen, 1993; Sherwood and Dessler, 2001; Grosvenor et al., 2007; Jensen et al., 2007）。水合过程则依赖深对流过程深入平流层，将冰粒子带入平流层，其中一部分冰粒子将落回对流层，留在平流层的云滴通过蒸发使平流层水汽增加（Chaboureau et al., 2007; Grosvenor et al., 2007; Jensen et al., 2007; Corti et al., 2008）。水物质相变的不确定性受环境水汽饱和程度决定（Jensen et al., 2007）。

关于穿透性对流机制的贡献，前人研究主要集中在亚洲季风区内深对流发生相对频繁、高度最高的热带区域，如印度半岛和孟加拉湾的季风对流

（Devasthale and Fueglistaler, 2010）、青藏高原和喜马拉雅南坡的大陆性对流等（Fu et al., 2006; Yasunari and Miwa, 2006），也有个例分析发现西北太平洋热带气旋通过穿透性对流能够输送微量元素（Zhan and Wang, 2012）。对深对流事件的选择依据主要是对流云顶高度的高低（Fu et al., 2006; Devasthale and Fueglistaler, 2010）。由于对流层向平流层的物质输送需要穿越对流层顶的深对流活动，故除了深对流高度之外，还需要考虑对流层顶的高度。实际上，尽管副热带深对流高度低于热带深对流，但由于副热带对流层顶高度比热带更低，而且在东亚夏季风环流的作用下，这里的对流活动非常频繁，存在对流穿透活动（傅云飞等, 2008; 刘鹏和傅云飞, 2010; 冼桃, 2014）。因此，有理由推测这里的对流活动可能会对下平流层的大气成分变化产生影响。不过，相对于针对南亚季风区的大量研究，当前关于副热带东亚夏季风区对流穿透过程与对流层、平流层交换的研究较少，关于卫星雷达资料能否捕捉到东亚季风区穿透性对流活动发生时下平流层水汽等大气成分的变化尚不清楚。本文的目的是利用卫星资料，研究副热带东亚季风区的穿透性对流个例及其对平流层低层水物质、臭氧分布的影响。

2016 年 6 月 30 日 00 时（协调世界时，下同）到 2016 年 7 月 6 日 06 时发生的武汉暴雨事件，过程总降水达 584 mm，带来了巨大的财产损失和人员伤亡，共造成 237 人死亡，93 人失踪，经济损失达 220 亿美元（Zhou et al., 2018）。这次强降水的产生是由于西南涡的东移以及西北太平洋副热带高压的西移（张端禹等, 2018）。雨带区域位于高空偏北风急流左侧，低空偏南风急流前方，高空水汽辐散和低空水汽辐合相结合，有利于上升运动的发展，进而触发不稳定能量释放，形成强降雨。这次武汉暴雨期间包含了多次深对流过程，其间有可能发生穿透性对流过程。本文的目的是从这次武汉暴雨事件中选取伴有穿透性对流的暴雨个例，利用卫星资料，揭示东亚区域穿透性对流活动对上对流层、下平流层物质分布的影响。

本文章节安排如下：第二节主要介绍了本文所用数据和方法；第三节主要介绍武汉暴雨期间的环流背景并选取了这期间的穿透性对流事件；第四节具体阐述了穿透性对流引起的上对流层/下平流层成分变化。

2　资料和方法

本文用到的卫星资料和再分析资料有：（1）2016 年的 CloudSat 卫星资料的 2B-GEOPROF 产品的雷达反射率要素（Stephens et al., 2002）、2B-CLDCLASS 产品的八种类型云（卷云/卷层云、高层云、高积云、层云、层积云、积云、雨层云以及深对流云）要素（Sassen and Wang, 2008）；（2）2005～2016 年的 Aura MLS（Microwave Limb Sounder）卫星资料的水汽混合比、臭氧混合比、云含冰量、温度、冰面相对湿度五种要素（Livesey et al., 2015）；（3）ERA-Interim（The Interim European Centre for Medium-Range Weather Forecasts Re-Analysis）再分析资料的位势涡度、垂直速度、温度三种要素（Simmons et al., 2007; Dee et al., 2011）；（4）中国自动站与 CMORPH 融合的降水数据（潘旸等, 2012; Shen et al., 2014）。

CloudSat 卫星是飞行高度为 705 km 的太阳同步卫星，轨道面和平均太阳子午线之间的固定倾角为 98.2°。卫星围绕地球一周为一个扫描轨道，时间为 99 分钟。每天环绕地球有 14～15 条轨道。CloudSat 卫星的横轨分辨率为 1.4 km，垂直分辨率为 500 m。垂直剖面上一共有 125 层，每层厚度为 240 m，共对 30 km 的大气进行观测。它搭载的遥感探测器是云廓线雷达 CPR（Cloud Profile Radar），该雷达为 94 GHz 毫米波雷达，灵敏度是标准天气雷达的 1000 倍（马占山等, 2008）。需要说明的是 CloudSat 卫星的雷达通过回波来判断水凝物的存在，特别是对于细雨或雨尺度（drizzle-sized/rain-sized）的粒子和云滴（直径约 200 μm）。需要注意 CloudSat 卫星反演时假定云滴和降水的粒径分布满足同一个 PDF（Probability Density Function），但实际上两者并不完全一致，这一特性也使得其有时候不能有效区分降水和云水。故有降水时一定有雷达回波，但有雷达回波时则不一定有降水。若地面有降水时，雷达资料同时存在回波，二者双重认证，则资料更为可信。

Aura 卫星也是一颗飞行高度为 705 km 的太阳同步卫星，它与 CloudSat 卫星同属于 A-train 系列，由于二者距离非常近，它们通过探测地的时间差可以忽略，这一特点非常利于卫星数据的联合使用。微波临边雷达（MLS）于 2004 年 7 月 15 日发射升空，是搭载在 Aura 卫星上的四个重要探测器之一。MLS

完成一次从地表到 90 km 高度的扫描需要 24.7 s，每条廓线沿卫星轨迹的空间间隔为 1.5°（约 165 km），垂直分辨率约为 3 km，实现了南北纬 82°之间的准全球覆盖。本文采用的是 MLS v4.2 版本的数据。MLS 的早期版本 v2.2 中上对流层/下平流层的水汽、臭氧等物质含量与气球探空资料的差别一般在 5%～20% 之间（Read et al., 2007; Livesey et al., 2008, 2011; Hurst et al., 2014）。而新版本 v4.2 修正了之前版本的问题，数据准确性更高（Livesey et al., 2015）。

本文选用的再分析数据 ERA-Interim（Dee et al., 2011）采用了四维变分同化，并结合改进卫星数据误差校正等技术，数据质量较之前有提升。ERA-Interim 提供了自 1979 年以来每日四次同化分析资料，并且及时更新。它的空间分辨率范围从 0.125°至 2.5°，垂直方向从 1000 hPa 到 1 hPa 共 37 层。本文用到的 ERA-Interim 的变量是位势涡度、垂直速度和温度。

降水数据即中国气象局气象信息中心的中国地面自动站与 CMORPH 卫星反演降水资料融合的逐时降水产品（1.0 版）。时间范围从 2008 年至今，时间分辨率为 1 小时，空间分辨率为 0.1°×0.1°（潘旸等, 2012; Shen et al., 2014）。

本文对流层顶的计算采用了 2 种方法，分别是热力学对流层顶和动力学对流层顶。热力学对流层顶依据 1986 年世界气象组织给出的定义（World Meteorological Organization, 1986），即温度递减率下降至 2 °C km^{-1} 或以下的最低高度，而且在此高度以上 2 km 气层内的平均温度递减率不超过 2 °C km^{-1}。动力学对流层由位涡 q 来定义：

$$q = \frac{(\nabla \times \boldsymbol{V}_{\mathrm{a}}) \cdot \nabla \theta}{\rho}, \qquad (1)$$

其中，$\boldsymbol{V}_{\mathrm{a}}$为绝对速度，$\theta$为位温，$\rho$为密度。对流层顶的定义需满足位涡大于其阈值，即$q > q_{\mathrm{c}}$，通常认为$q_{\mathrm{c}}$的选取范围在 1.5～3.5 PVU（potential vorticity units, 1 PVU = 10^{-6} m^2 K s^{-1} kg^{-1}）之间（Holton et al., 1995; Hoinka, 1998; Dethof et al., 2000; Wernli and Bourqui, 2002），本文选取q_{c}=1.5 PVU 作为动力学对流层顶的判据。

3 武汉暴雨期间的卫星轨道选取和对流穿透事件捕捉

发生于 2016 年 6 月 30 日 00 时到 2016 年 7 月 6 日 6 时的武汉降水主雨带位于（28°～34°N，107°～121°E），其时空演变如图 1 所示。6 月 30 日 5 时降水雨带位于四川、重庆、陕西三省交界处；至 7 月 1 日 6 时雨带已东移至梅雨雨带区域；7 月 2 日 5 时雨带位置与前一天一致但降水强度略弱；7 月 3 日 6 时 120°E 以东的海上雨带开始北抬，雨带倾斜程度加大；7 月 4 日 5 时 115°E 以东的雨带继续北抬，而 114°E 以西的雨带南移，雨带倾斜程度进一步增大；至 7 月 6 日 5 时雨带已明显消退。我们借助降水中心的位置确定对流系统，随后通过其与卫星轨道的重叠，进一步确定卫星轨道以及个例。在降水中心移动过程中，除了 7 月 3 日重叠的 CloudSat 卫星轨道编号为 20679 外，其余 5 日的 CloudSat 卫星轨道编号均为 20678，MLS 数据轨道的选取与 CloudSat 卫星轨道一致。受卫星扫描时空分辨率的限制，卫星未经过武汉暴雨雨带降雨大值的中心区域，但是卫星依然扫描到几次强的深对流过程，如 7 月 2 日和 4 日（图 1c、e）。

深对流活动中，能够穿透对流层顶的这一部分深对流称为穿透性对流（冼桃, 2014）。参照热力学和动力学对流层顶的定义，可以从暴雨事件期间的沿轨道的深对流活动中分辨出穿透性对流事件。图 2 展示了 6 月 30 日到 7 月 5 日沿卫星轨道方向各类型云的分布情况。卫星共捕捉到两次深对流云顶高度高于 15 km 的深对流事件。其中，7 月 2 日，沿卫星轨道方向深对流云的覆盖区域位于陆地上（图 2c），空间范围为 31.5°～32.6°N，和雨带范围一致，深对流云的最大高度为 15.5 km，和动力学对流层顶高度（15.3 km）接近，未能达到热力学对流层顶高度，不满足穿透性对流定义，记为深对流事件 A。7 月 4 日，深对流云的覆盖区域位于海洋上（图 2e），空间范围为 33.2°～37°N，深对流的最大高度为 15.2 km，高于“动力学对流层顶”高度和“热力学对流层顶”高度（均为 14.7 km），满足穿透性对流定义，记为穿透性深对流事件 B。

综上所述，在武汉暴雨过程中，卫星资料捕捉到一次穿透性对流事件，即 7 月 4 日 05 时的穿透性对流个例。后文将针对两次事件进行个例对比分析，以了解副热带东亚季风区的穿透性对流事件对上对流层/下平流层物质分布的影响。

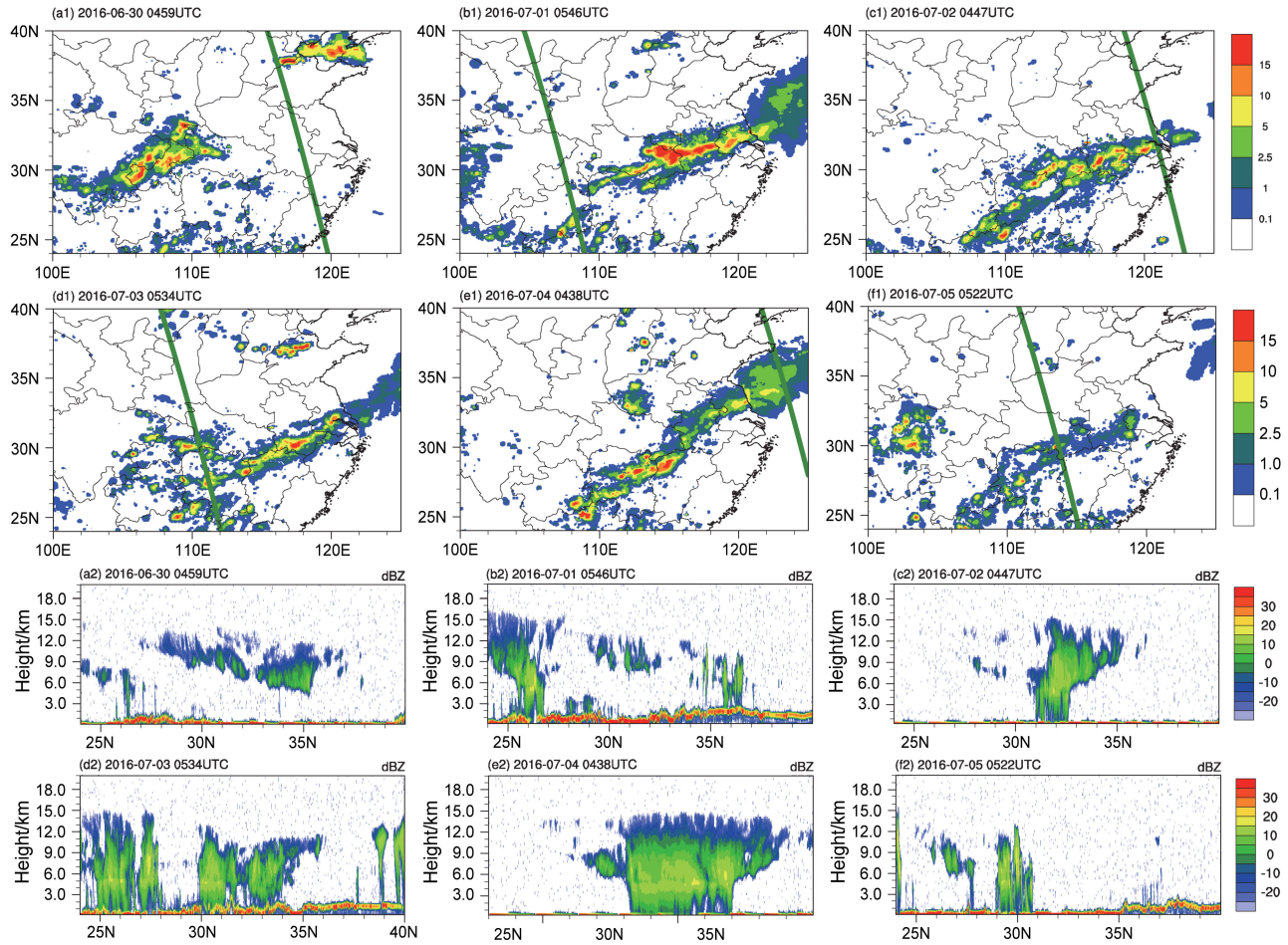

图 1　2016 年 6 月 30 日至 7 月 5 日 CloudSat 卫星扫过时段的（a1–f1）小时降雨量（单位：mm h^{-1}）的空间分布，（a2–f2）沿着卫星轨道雷达回波强度（单位：dBZ）的纬度—高度分布：（a1、a2）6 月 30 日 04:59（协调世界时，下同）、（b1、b2）7 月 1 日 05:46、（c1、c2）7 月 2 日 04:47、（d1、d2）7 月 3 日 05:34、（e1、e2）7 月 4 日 04:38、（f1、f2）7 月 5 日 05:22。绿色直线表示 CloudSat 卫星轨道分布

Fig. 1　(a1–f1) The spatial distributions of hourly precipitation (units: mm h^{-1}) and (a2–f2) the latitude–height distributions of radar echoes (units: dBZ) along the satellite CloudSat orbits at (a1, a2) 0459 UTC 30 June, (b1, b2) 0546 UTC July, (c1, c2) 0447 UTC 2 July, (d1, d2) 0534 UTC 3 July, (e1, e2) 0438 UTC 4 July, (f1, f2) 0522 UTC 5 July 2016. The green lines represent the orbits of satellite CloudSat

4　穿透性对流活动引起的上对流层/下平流层成分变化

水汽混合比的变化受到动力输送以及深对流过程中随温度变化的微物理过程的共同影响；臭氧的变化受到垂直动力输送影响，但与深对流过程中随温度变化的微物理过程无关；冰水含量则反应了大气中冰相水物质的含量，是大气上对流层/下平流层水物质组成和变化的另一重要因子（易明建等, 2012）。因此，本文选择以上三个要素来表征穿透性对流及其垂直输送对下平流层大气成分的贡献。

为了了解武汉暴雨发生前后对流层顶附近各物质变化情况，通过对图 3 中灰色框标注区域内的卫星观测数据进行区域平均，得到 6 月 30 日至 7 月 6 日主雨带区域平均的水汽、臭氧、冰水含量的时间演变情况（图 4）。从 7 月 1 日开始，200～120 hPa 高度的臭氧混合比均开始下降，并在 7 月 5 日降水结束后回升（图 4b）。由于对流层臭氧混合比明显小于平流层，深对流在垂直输送中将对流层中下层低臭氧混合比的空气带到上对流层/下平流层。与臭氧混合比不同，150～120 hPa 高度上水汽混合比从 7 月 1 日开始增加，这种增加一直持续到降水结束（7 月 6 日）（图 4a）。冰水含量于降水发生时（7 月 1 日）开始增加，降水结束（7 月 5 日）后迅速减少（图 4c）。对流层的水汽混合比和云冰含量多于平流层，穿透性对流在垂直输送中

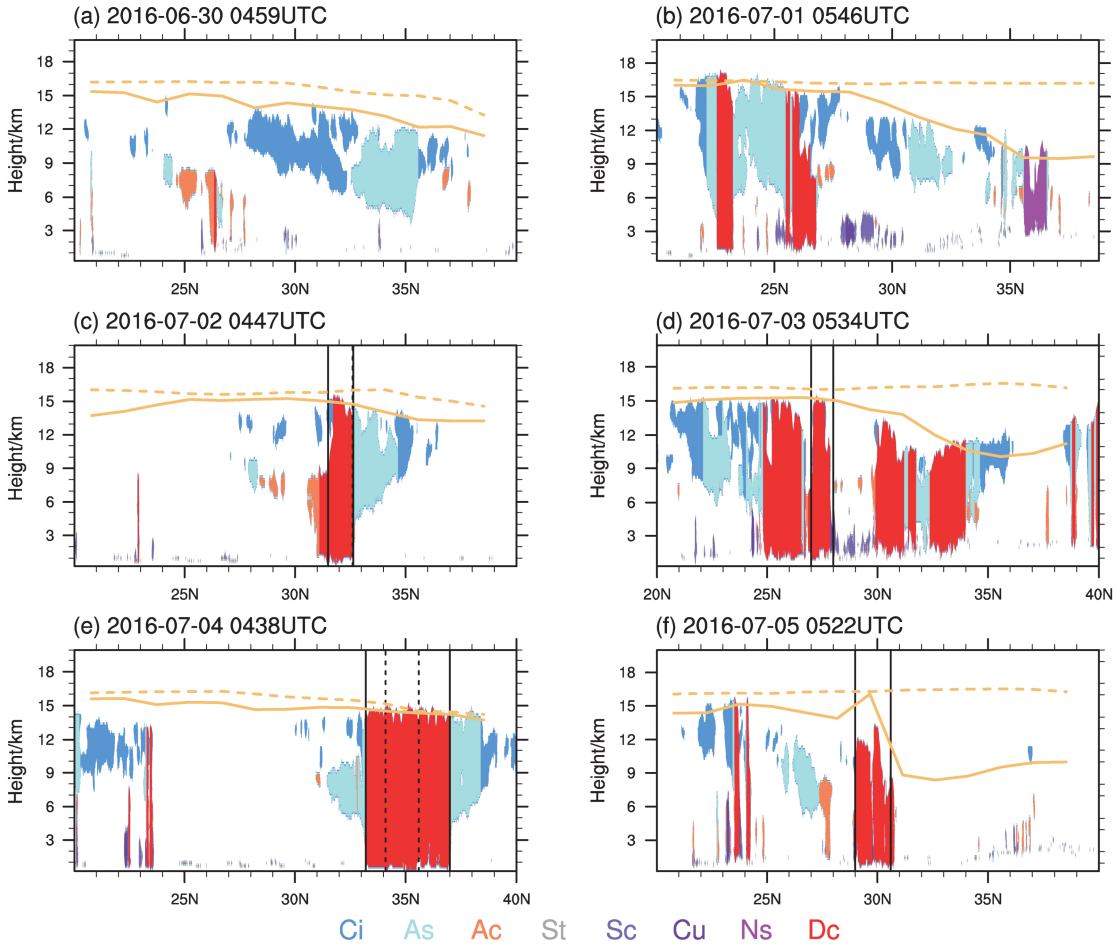

图 2 2016 年（a）6 月 30 日 04:59、（b）7 月 1 日 05:46、（c）7 月 2 日 04:47、（d）7 月 3 日 05:34、（e）7 月 4 日 04:38、（f）7 月 5 日 05:22 沿卫星 CloudSat 轨道方向的云类型分布图像。红色：深对流云（Dc）；浅蓝色：高卷云（As）；深蓝色：卷云（Ci）；橙色：高积云（Ac）；灰色：层云（St）；淡紫色：层积云（Sc）；深紫色：积云（Cu）；深粉色：积雨云（Ns）。黑色实线之间区域表示降水主雨带区域；黑色虚线代表微波临边雷达（MLS）扫过主雨带深对流云区的位置。浅橙色实线代表动力学对流层顶高度；浅橙色虚线代表热力学对流层顶高度

Fig. 2 Distributions of cloud types (shown in different colors) along satellite CloudSat orbits at (a) 0459 UTC 30 June, (b) 05461 UTC July, (c) 0447 UTC 2 July, (d) 0534 UTC 3 July, (e) 0438 UTC 4 July, (f) 0522 UTC 5 July 2016. Red: deep convective clouds (Dc); light blue: altostratus (As); dark blue: cirrus clouds (Ci); orange: altocumulus (Ac); gray: stratus (St); light purple: stratocumulus (Sc); dark purple: cumulus (Cu); dark pink: nimbostratus (Ns). The areas between the black solid lines represent the main rain belt range; black dashed lines indicate locations that the MLS (Microwave Limb Sounder) swept over the deep convective clouds region over the main rain belt. The orange solid and dashed lines show the dynamic and thermodynamic tropopause heights, respectively

将对流层中下层水汽含量高的空气带至上对流层/下平流层。臭氧、水汽混合比和云冰含量的变化表明这次武汉暴雨过程能够影响上对流层/下平流层物质分布。

为了进一步说明武汉暴雨事件中动力输送等过程对水汽、臭氧、冰水混合物等影响及其空间差异，本文针对穿透性对流个例 B 重点分析。个例 B 发生于 7 月 4 日 05 时，对流主体位于海上雨带。相比于事件 A，其纬度更高，对流层顶高度较低，位于 150～130 hPa 高度上。Aura 卫星搭载的 MLS 探测器分别于 05 时 08 分 16 秒和 05 时 09 分 20 秒扫过其中的（34.1°N，123.37°E）和（35.6°N，122.94°E）两处，后者对流层顶高度更低（高度为 140 hPa）。综合考虑了对流层顶高度和深对流可达最大高度，（35.6°N，122.94°E）位置满足穿透性对流定义，可用于进一步分析。

图 5 展示了 7 月 4 日上对流层/下平流层沿卫星轨道（图 3E 轨道）剖面的臭氧、水汽混合比、

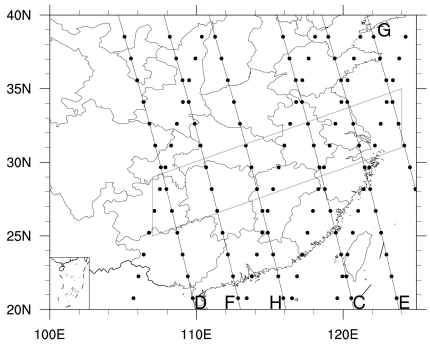

图 3　MLS 轨道分布。直线 C–H 分别为 2016 年 6 月 30 日到 7 月 5 日的 MLS 轨道分布，灰色框标注区域为主雨带区域，黑色点表示卫星扫描位置

Fig. 3　Orbital maps based on the MLS. Lines C-H indicate the MLS orbits from 30 June to 5 July 2016, gray box marks main rain belt area, black dots represent the position scanned by the satellite

冰水含量、温度分布。如图 5a 所示，在 240～120 hPa 高度处，对流穿透区域的臭氧含量相对于卫星轨道南北两侧的非深对流区域明显偏少。考虑到对流层低层的臭氧含量相对较少，对流引起的垂直输送将稀释局地对流层顶附近的臭氧含量，该差异表明此次对流穿透能够影响对流层顶及以上的物质分布。在对流层顶高度上，同该位置的气候态相比臭氧偏少了 32.53%（图 6a）。穿透性对流事件 B 对下平流层臭氧含量的影响明显强于深对流事件 A（图 6b、图 7a）。上述现象表明，此次穿透性对流也实现了直接从对流层向平流层的质量输送。

武汉暴雨事件中对流穿透位置处的水汽的变化较臭氧变化更加显著。伴随着深对流事件发展，对流层的水汽被直接输送到平流层，使上对流层/下平流层水汽含量增加。空间上，与沿轨道方向南北两侧非对流区域相比，对流区域 140～120 hPa 的水汽混合比明显更多（图 5b）。时间上，这次海上深对流事件引起水汽混合比在对流层顶高度上（139.06 hPa）较气候态偏多了 98.15%。穿透性对流事件 B 强烈影响上对流层/下平流层水汽分布，其影响远强于深对流事件 A（图 6b、图 7b）。由于穿透性对流个例 B 对流层顶附近温度更高（图 5e、图 7e），环境大气的饱和水汽压更高，更有利于对流层的水汽进入平流层。故这次事件显著增强了局地上对流层/下平流层的水汽混合比。

相对于冰的相对湿度高于 130%（Jensen et al., 2007）的过饱和区，主要集中在深对流区域上空 150 hPa 气压高度以下的上对流层区域（图 5c）。

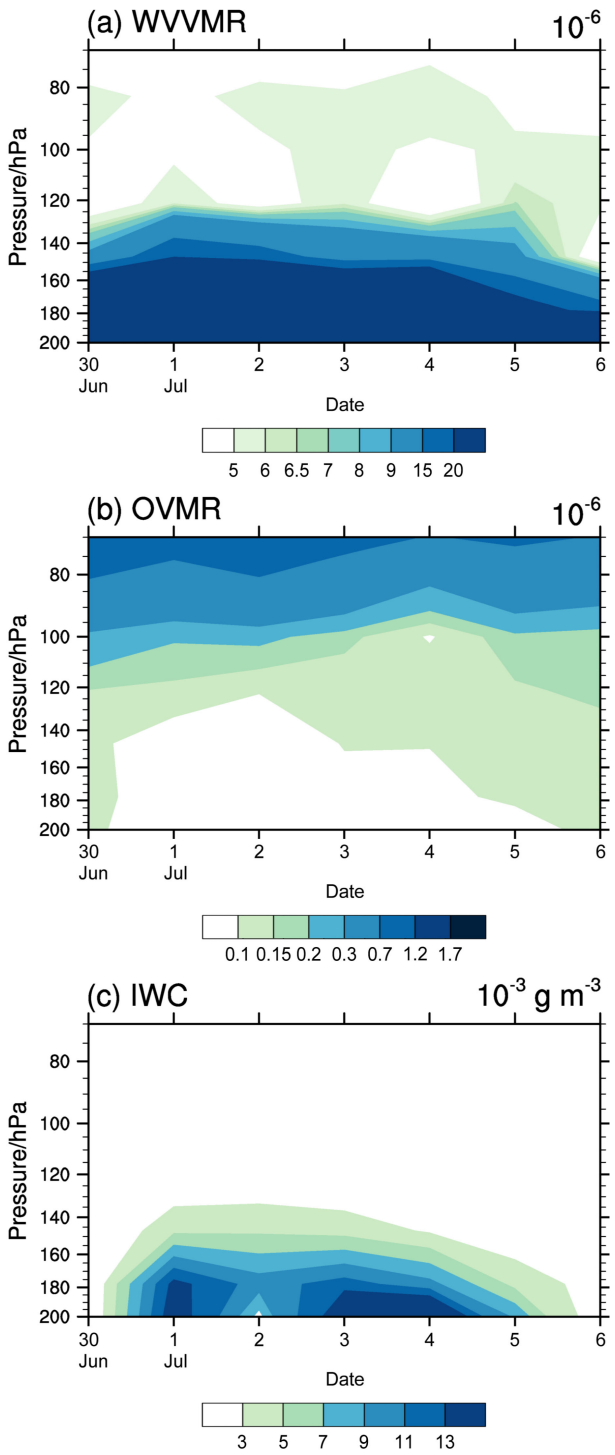

图 4　2016 年 6 月 30 日至 7 月 6 日基于 MLS 数据的主雨带区域（图 3 中灰色框标注区域）平均的（a）水汽体积混合比（单位：10^{-6}）、（b）臭氧体积混合比（单位：10^{-6}）、（c）冰水含量（单位：10^{-3} g m^{-3}）随时间的演变

Fig. 4　Time evolutions of (a) water vapor volume mixing ratio (WVVMR, units: 10^{-6}), (b) ozone volume mixing ratio (OVMR, units: 10^{-6}), and (c) ice water content (IWC, units: 10^{-3} g m^{-3}) based on the MLS data averaged over the main rain band (gray frame in Fig. 3) from 30 June to 6 July 2016

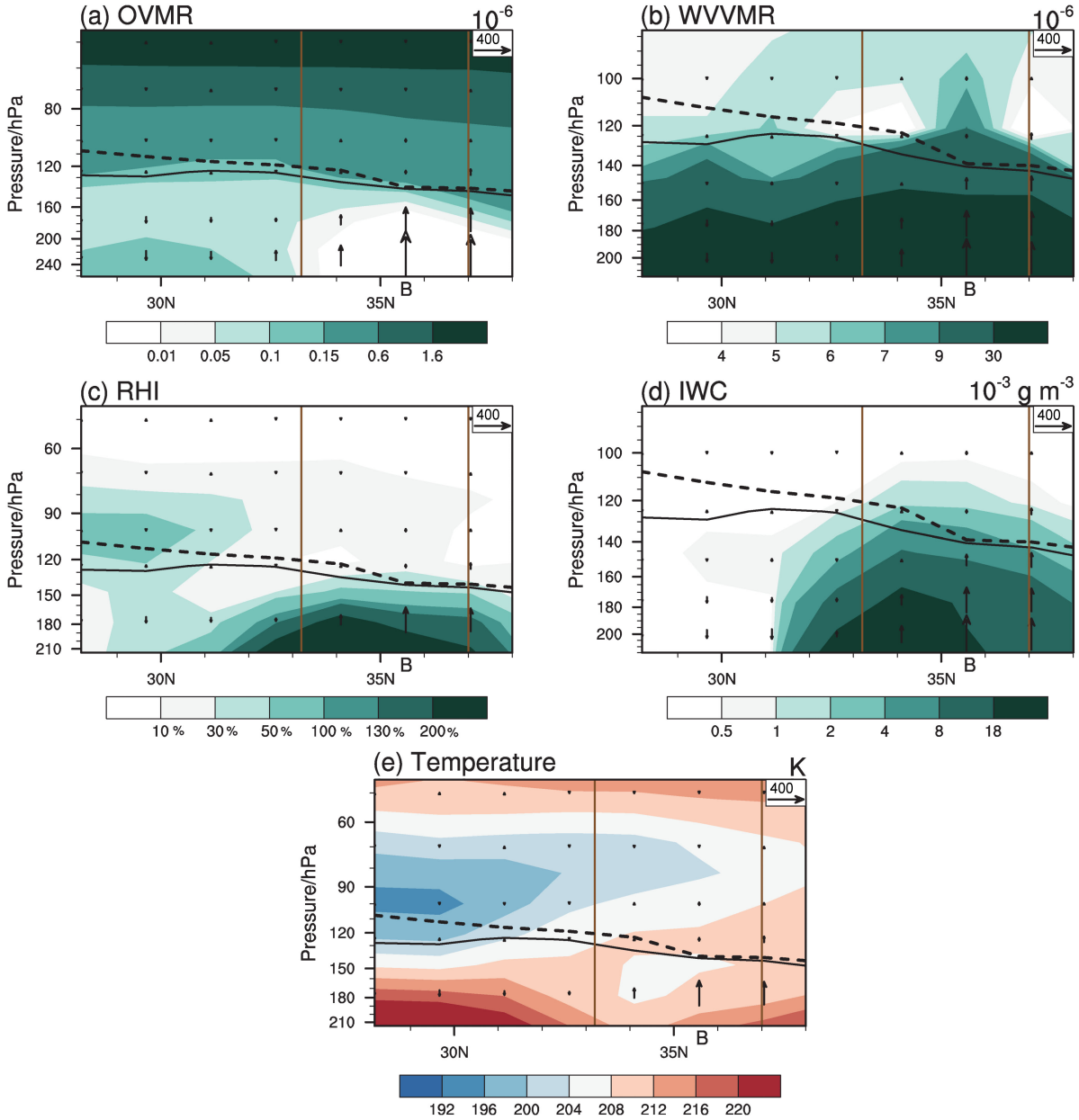

图 5 2016 年 7 月 4 日沿轨道剖面 MLS 数据的（a）臭氧体积混合比（单位：10^{-6}）、（b）水汽体积混合比（单位：10^{-6}）、（c）相对于冰的相对湿度、（d）冰水含量（单位：10^{-3} g m^{-3}）、（e）温度（单位：K）的纬度—高度分布。箭头代表垂直速度（单位：10^{-3} Pa s^{-1}）。橙色直线包围区域为深对流区域。黑色实线表示动力学对流层顶高度；黑色虚线表示热力学对流层顶高度

Fig. 5 The latitude–height distributions of (a) OVMR (units: 10^{-6}), (b) WVVRM (units: 10^{-6}), (c) relative humidity relative to ice (RHI), (d) IWC (units: 10^{-3} g m^{-3}), and (e) temperature (units: K) based on the MLS data along the orbit on 4 July 2016. The black arrows indicate vertical velocity (units: 10^{-3} Pa s^{-1}). The areas between the orange lines are deep convection areas. The black solid and dashed lines show the dynamic and thermodynamic tropopause heights, respectively

在对流层顶高度上，由于深对流位置处对应的相对于冰的相对湿度小于 50%，达不到过饱和条件，故在该高度上水汽不易凝结。

这次穿透性对流事件对流层顶附近，冰水含量存在于深对流主体区域（图 5d、图 7d）。相较于深对流个例 A，穿透性对流个例 B 在对流层顶附近垂直速度很强，大于 10 m s^{-1}。Chemel et al.（2009）指出较强的垂直速度更有利于水物质凇化，产生更强的云冰异常中心。由于对流层顶附近大气相对于冰的相对湿度不饱和，生成的冰粒子不易掉

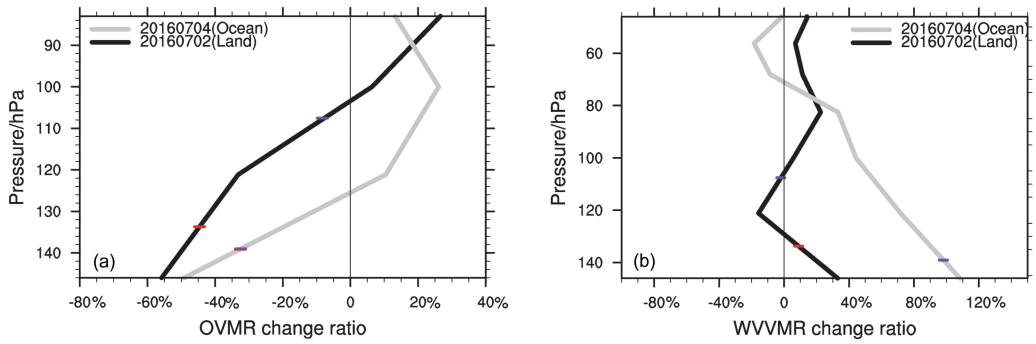

图 6　MLS 数据中个例 A（黑色实线）、B（灰色实线）中（a）臭氧体积混合比变化率、（b）水汽体积混合比变化率（相对 2005～2012 年 6～7 月气候态）的垂直廓线。红色实线代表动力学对流层顶高度，紫色实线表示热力学对流层顶高度

Fig. 6　Vertical profiles of (a) OVMR change ratio, (b) WVVRM change ratio (relative to climatology on June–July 2005–2016) during overshooting deep convection case A (black solid line) and B (gray solid line) based on the MLS data. The red and purple solid lines indicate the dynamic and thermodynamic tropopause heights, respectively

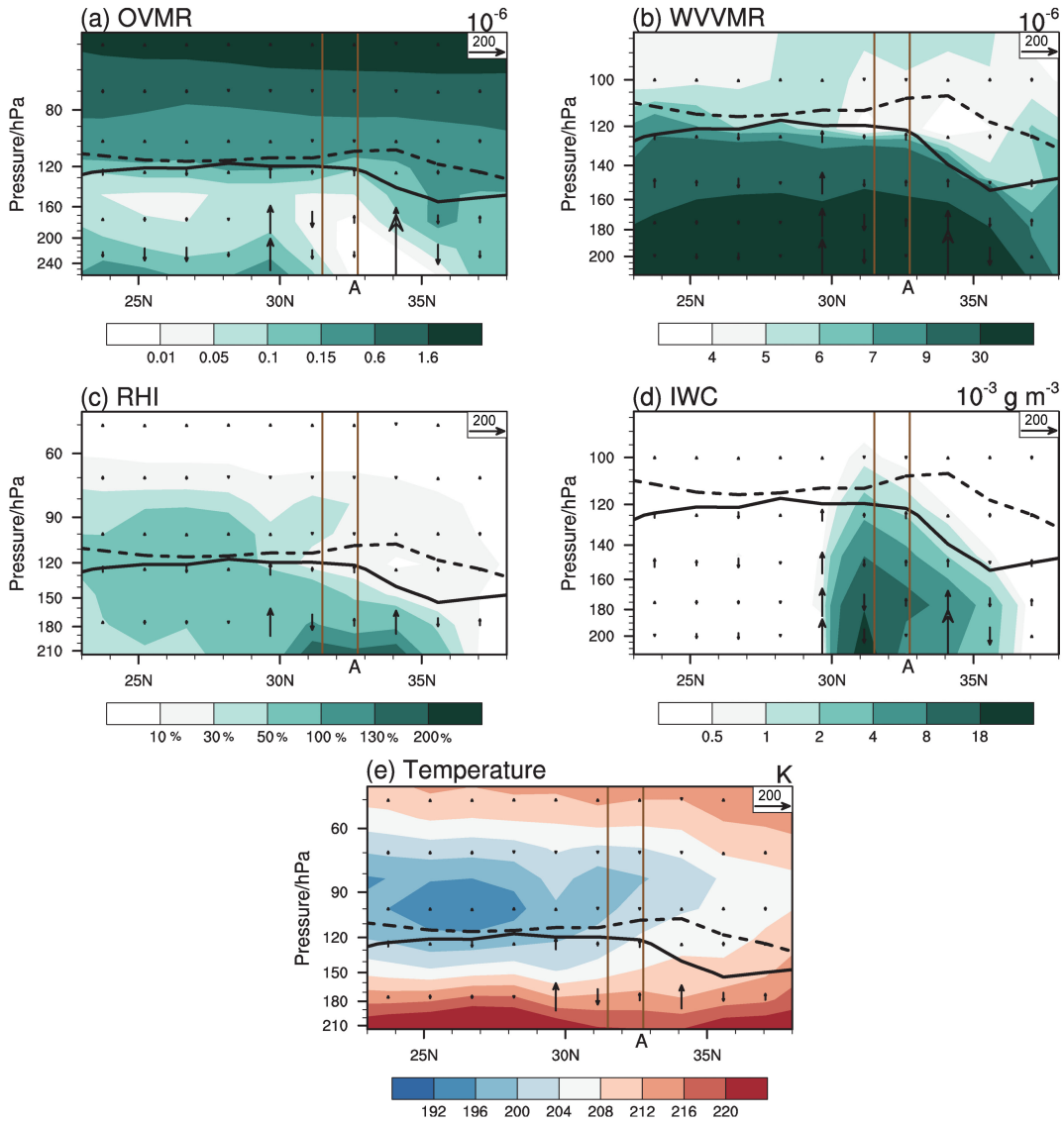

图 7　同图 5，但为 2016 年 7 月 2 日各物理量的纬度—高度分布

Fig. 7　As in Fig. 5, but for the latitude–height distributions of different physical quantities on 2 July 2016

落，继续留在平流层低层，故可以通过蒸发加湿大气（Vömel et al., 1995; Grosvenor et al., 2007; Jensen et al., 2007）。此外，由于穿透性对流个例 B 对流层顶附近环境温度相对个例 A 更高（图 5e），有利于云冰蒸发加湿大气。

综上所述，对比普通深对流事件 A，穿透性对流事件 B 能够影响下平流层的物质分布，使得下平流层水汽含量增加，臭氧含量减少。对流层水汽到达下平流层后可以随着季风反气旋水平输送到其他区域。副热带深对流事件对于上对流层/下平流层的臭氧、水汽等物质分布的影响不可忽视。

5 总结和讨论

南亚季风区的深对流活动在上对流层/下平流层水汽和物质交换中的重要作用已经被大量的研究工作所证实，但是关于东亚季风区深对流活动在上对流层/下平流层水汽和物质交换中的作用，目前尚不清楚。本文利用 CloudSat 卫星和 Aura MLS 卫星数据，结合地面观测资料和再分析数据，通过个例分析，证实了东亚夏季风区域内穿透性对流的存在，比较了穿透性对流发生时上对流层/下平流层各成分的变化，证明了东亚季风区内穿透性对流活动对下平流层水汽等气象要素分布的影响。主要结论如下：

利用 CloudSat 卫星和 Aura MLS 卫星资料，针对 2016 年 6 月 30 日 00 时到 7 月 6 日 6 时的武汉暴雨过程，捕捉到这期间发生的 1 次穿透性对流过程，即发生于 7 月 4 日 05 时的穿透性对流个例 B。个例分析表明：

（1）副热带东亚季风区穿透性对流活动（个例 B）能够造成下平流层 O_3 含量减少，与气候态相比对流层顶高度处臭氧混合比偏少了 32.53%。可见，对流穿透活动的动力输送能够影响对流层顶以上的物质成分变化。

（2）副热带东亚季风区穿透性对流活动能够造成下平流层水汽混合比增加。穿透性对流（个例 B）能够显著影响对流层顶以上的水汽混合比变化，与气候态相比对流层顶高度处的水汽含量偏多了 98.15%。导致个例 B 中水汽含量明显增多的原因有二：一是穿透性对流事件直接将水汽输送到平流层，个例 B 对流层顶附近温度高，大气的饱和水汽压更高，有利于垂直水汽输送；二是穿透性对流事件能够通过将冰粒子输送到平流层，增强平流层云冰含量，部分云冰蒸发后造成平流层湿度增加。由于此次穿透性对流事件对流层顶高度附近相对于冰的相对湿度均小于 50%，都达不到过饱和条件，故到达对流层顶高度附近后水汽不易凝结掉落。因此，到达平流层的冰粒子可以通过蒸发过程来湿润平流层。而个例 B 产生的云冰异常明显强于个例 A，对流层顶附近温度更高，因而存在更强的加湿效果。

（3）穿透性对流事件 B 与深对流事件 A 都强烈影响上对流层/下平流层物质分布。但穿透性对流事件 B 可以影响对流层顶以上的下平流层的物质分布，而深对流事件 A 对下平流层的物质分布的影响较小。

副热带地区不同于热带地区，对流层顶高度更低，穿透性对流发生的门槛高度也更低。受夏季风环流影响，东亚地区深对流活动频繁，本文基于个例分析证明了副热带东亚季风区的穿透性对流活动能够将对流层物质输送到平流层。此外，需要注意的是穿透性对流事件对臭氧含量的影响有别于对水汽含量的影响，后者同时会受到与温度相关的云微物理过程的影响，具体机制还有待明晰。关于副热带地区穿越性对流的特征全貌、发生频率和强度的年际变化、及其与热带地区和热带气旋内的穿越性对流的异同点等问题，还有待通过更多的个例分析来加以揭示。副热带穿透性对流活动对平流层低层物质分布的影响和机制问题，是大气科学领域未来亟待加强的一个研究方向。

参考文献（References）

Chaboureau J P, Cammas J P, Duron J, et al. 2007. A numerical study of tropical cross–tropopause transport by convective overshoots [J]. Atmos. Chem. Phys., 7: 1731−1740. doi:10.5194/acp-7-1731-2007

Chemel C, Russo M R, Pyle J A, et al. 2009. Quantifying the imprint of a severe hector thunderstorm during ACTIVE/SCOUT-O_3 onto the water content in the upper troposphere/lower stratosphere [J]. Mon. Wea. Rev., 137: 2493−2514. doi:10.1175/2008MWR2666.1

Corti T, Luo B P, Fu Q, et al. 2006. The impact of cirrus clouds on tropical troposphere-to-stratosphere transport [J]. Atmospheric Chemistry and Physics, 6: 2539−2547. doi:10.5194/acp-6-2539-2006

Corti T, Luo B P, de Reus M, et al. 2008. Unprecedented evidence for deep convection hydrating the tropical stratosphere [J]. Geophys. Res. Lett., 35: L10810. doi:10.1029/2008GL033641

Danielsen E F. 1993. In situ evidence of rapid, vertical, irreversible transport of lower tropospheric air into the lower tropical stratosphere by convective cloud turrets and by larger-scale upwelling in tropical cyclones [J]. J. Geophys. Res., 98: 8665−8681. doi:10.1029/92JD02954

de F. Forster P M, Shine K P 2002. Assessing the climate impact of trends in stratospheric water vapor [J]. Geophys. Res. Lett., 29: 1086. doi:10.1029/2001GL013909

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: 553−597. doi:10.1002/qj.828

Dessler A E, Sherwood S C. 2004. Effect of convection on the summertime extratropical lower stratosphere [J]. J. Geophys. Res., 109: D23301. doi:10.1029/2004JD005209

Dethof A, O'Neill A, Slingo J. 2000. Quantification of the isentropic mass transport across the dynamical tropopause [J]. J. Geophys. Res., 105: 12279−12293. doi:10.1029/2000JD900127

Devasthale A, Fueglistaler S. 2010. A climatological perspective of deep convection penetrating the TTL during the Indian summer monsoon from the AVHRR and MODIS instruments [J]. Atmos. Chem. Phys., 10: 4573−4582. doi:10.5194/acp-10-4573-2010

Folkins I, Martin R. 2005. The vertical structure of tropical convection and its impact on the budgets of water vapor and ozone [J]. J. Atmos. Sci., 62: 1560−1573. doi:10.1175/JAS3407.1

Fu R, Hu Y L, 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., 103: 5664−5669. doi:10.1073/pnas.0601584103

傅云飞, 张爱民, 刘勇, 等. 2008. 基于星载测雨雷达探测的亚洲对流和层云降水季尺度特征分析 [J]. 气象学报, 66: 730−746.　Fu Yunfei, Zhang Aimin, Liu Yong, et al. 2008. Characteristics of seasonal scale convective and stratiform precipitation in Asia based on measurements by TRMM precipitation radar [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 66: 730−746. doi:10.3321/j.issn:0577-6619.2008.05.007

Fueglistaler S, Haynes P H. 2005. Control of interannual and longer-term variability of stratospheric water vapor [J]. J. Geophys. Res., 110: D24108. doi:10.1029/2005JD006019

Gettelman A, Kinnison D E, Dunkerton T J, et al. 2004. Impact of monsoon circulations on the upper troposphere and lower stratosphere [J]. J. Geophys. Res., 109: D22101. doi:10.1029/2004JD004878

Grosvenor D P, Choularton T W, Coe H, et al. 2007. A study of the effect of overshooting deep convection on the water content of the TTL and lower stratosphere from cloud resolving model simulations [J]. Atmos. Chem. Phys., 7: 4977−5002. doi:10.5194/acp-7-4977-2007

Hoinka K P. 1998. Statistics of the global tropopause pressure [J]. Mon. Wea. Rev., 126: 3303−3325. doi:10.1175/1520-0493(1998)126<3303:SOTGTP>2.0.CO;2

Holton J R, Gettelman A. 2001. Horizontal transport and the dehydration of the stratosphere [J]. Geophys. Res. Lett., 28: 2799−2802. doi:10.1029/2001GL013148

Holton J R, Haynes P H, McIntyre M E, et al. 1995. Stratosphere–troposphere exchange [J]. Rev. Geophys., 33: 403−439. doi:10.1029/95RG02097

Hurst D F, Lambert A, Read W G, et al. 2014. Validation of Aura Microwave Limb Sounder stratospheric water vapor measurements by the NOAA frost point hygrometer [J]. J. Geophys. Res., 119: 1612−1625. doi:10.1002/2013JD020757

James R, Bonazzola M, Legras B, et al. 2008. Water vapor transport and dehydration above convective outflow during Asian monsoon [J]. Geophys. Res. Lett., 35: L20810. doi:10.1029/2008GL035441

Jensen E, Pfister L. 2004. Transport and freeze-drying in the tropical tropopause layer [J]. J. Geophy. Res., 109: D02207. doi:10.1029/2003JD004022

Jensen E J, Ackerman A S, Smith J A. 2007. Can overshooting convection dehydrate the tropical tropopause layer? [J]. J. Geophys. Res., 112: D11209. doi:10.1029/2006JD007943

Khaykin S, Pommereau J P, Korshunov L, et al. 2009. Hydration of the lower stratosphere by ice crystal geysers over land convective systems [J]. Atmospheric Chemistry and Physics, 9: 2275−2287. doi:10.5194/acp-9-2275-2009

Konopka P, Grooß J U, Günther G, et al. 2010. Annual cycle of ozone at and above the tropical tropopause: Observations versus simulations with the Chemical Lagrangian Model of the Stratosphere (CLaMS) [J]. Atmos. Chem. Phys., 10: 121−132. doi:10.5194/acp-10-121-2010

Kunze M, Braesicke P, Langematz U, et al. 2016. Interannual variability of the boreal summer tropical UTLS in observations and CCMVal-2 simulations [J]. Atmos. Chem. Phys., 16: 8695−8714. doi:10.5194/acp-16-8695-2016

Lane T P, Reeder M J, Clark T L. 2001. Numerical modeling of gravity wave generation by deep tropical convection [J]. J. Atmos. Sci., 58: 1249−1274.　doi:10.1175/1520-0469(2001)058<1249:NMOGWG>2.0.CO;2

Li Q B, Jiang J H, Wu D L, et al. 2005. Convective outflow of South Asian pollution: A global CTM simulation compared with EOS MLS observations [J]. Geophys. Res. Lett., 32: L14826. doi:10.1029/2005GL022762

刘鹏, 傅云飞. 2010. 利用星载测雨雷达探测结果对夏季中国南方对流和层云降水气候特征的分析 [J]. 大气科学, 34: 802−814.　Liu Peng, Fu Yunfei. 2010. Climatic characteristics of summer convective and stratiform precipitation in southern China based on measurements by TRMM precipitation radar [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 34: 802−814. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2010.04.12

Livesey N J, Filipiak M J, Froidevaux L, et al. 2008. Validation of Aura Microwave Limb Sounder O_3 and CO observations in the upper troposphere and lower stratosphere [J]. J. Geophys. Res., 113: D15S02. doi:10.1029/2007JD008805

Livesey N J, Read W G, Wagner P A, et al. 2011. EOS MLS version 3.3 level 2 data quality and description document [R]. JPL D-33509. http://mls.jpl.nasa.gov/. [2020-08-30]

Livesey N J, Read W G, Wagner P A, et al. 2015. Version 4.2x Level 2 and 3 data quality and description document [R]. JPL D-33509 Rev. E. http://mls.jpl.nasa.gov/. [2020-08-30]

马占山, 刘奇俊, 秦琰琰, 等. 2008. 云探测卫星 CloudSat [J]. 气象, 34(8): 104−111.　Ma Zhanshan, Liu Qijun, Qin Yanyan, et al. 2008. Introductions to a new type cloud detecting satellite—CloudSat [J]. Meteorological Monthly (in Chinese), 34(8): 104−111. doi:10.7519/j.issn.1000-0526.2008.08.016

Milz M, von Clarmann T, Fischer H, et al. 2005. Water vapor

distributions measured with the Michelson Interferometer for Passive Atmospheric Sounding on board Envisat (MIPAS/Envisat) [J]. J. Geophys. Res., 110: D24307. doi:10.1029/2005JD005973

潘旸, 沈艳, 宇婧婧, 等. 2012. 基于最优插值方法分析的中国区域地面观测与卫星反演逐时降水融合试验 [J]. 气象学报, 70: 1381−1389. Pan Yang, Shen Yan, Yu Jingjing, et al. 2012. Analysis of the combined gauge–satellite hourly precipitation over China based on the OI technique [J]. Acta Meteor. Sinica (in Chinese), 70: 1381−1389. doi:10.11676/qxxb2012.116

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: 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., 118: 8111−8127. doi:10.1002/jgrd.50636

Randel W J, Park M. 2006. Deep convective influence on the Asian summer monsoon anticyclone and associated tracer variability observed with Atmospheric Infrared Sounder (AIRS) [J]. J. Geophys. Res., 111: D12314. doi:10.1029/2005JD006490

Randel W J, Wu F, Gettelman A, et al. 2001. Seasonal variation of water vapor in the lower stratosphere observed in Halogen Occultation Experiment data [J]. J. Geophys. Res., 106: 14313−14325. doi:10.1029/2001JD900048

Randel W J, Zhang K, Fu R. 2015. What controls stratospheric water vapor in the NH summer monsoon regions? [J]. J. Geophys. Res., 120: 7988−8001. doi:10.1002/2015JD023622

Read W G, Wu D L, Waters J W, et al. 2004. Dehydration in the tropical tropopause layer: Implications from the UARS Microwave Limb Sounder [J]. J. Geophys. Res., 109: D06110. doi:10.1029/2003JD004056

Read W G, Lambert A, Bacmeister J, et al. 2007. Aura Microwave Limb Sounder upper tropospheric and lower stratospheric H_2O and relative humidity with respect to ice validation [J]. J. Geophys. Res., 112: D24S35. doi:10.1029/2007JD008752

Rosenlof K H, Tuck A F, Kelly K K, et al. 1997. Hemispheric asymmetries in water vapor and inferences about transport in the lower stratosphere [J]. J. Geophys. Res., 102: 13213−13234. doi:10.1029/97JD00873

Sassen K, Wang Z E. 2008. Classifying clouds around the globe with the CloudSat radar: 1-year of results [J]. Geophys. Res. Lett., 35: L04805. doi:10.1029/2007GL032591

Shen Y, Zhao P, Pan Y, et al. 2014. A high spatiotemporal gauge–satellite merged precipitation analysis over China [J]. J. Geophys. Res., 119: 3063−3075. doi:10.1002/2013JD020686

Sherwood S C, Dessler A E. 2001. A model for transport across the tropical tropopause [J]. J. Atmos. Sci., 58: 765−779. doi:10.1175/1520-0469(2001)058<0765:AMFTAT>2.0.CO;2

Simmons A, Uppala S, Dee D, et al. 2007. ERA-interim: New ECMWF reanalysis products from 1989 onwards [J]. ECMWF Newsletter, 110: 25−35.

Solomon S. 1999. Stratospheric ozone depletion: A review of concepts and history [J]. Reviews of Geophysics, 37: 275−316. doi:10.1029/1999RG900008

Stephens G L, Vane D G, Boain R J, et al. 2002. The CloudSat mission and the A-train: A new dimension of space-based observations of clouds and precipitation [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 83: 1771−1790. doi:10.1175/BAMS-83-12-1771

Vömel H, Oltmans S J, Kley D, et al. 1995. New evidence for the stratospheric dehydration mechanism in the equatorial Pacific [J]. Geophys. Res. Lett., 22: 3235−3238. doi:10.1029/95GL02940

Wang P K. 2003. Moisture plumes above thunderstorm anvils and their contributions to cross–tropopause transport of water vapor in midlatitudes [J]. J. Geophys. Res., 108: 4194. doi:10.1029/2002JD002581

Wang P K, Setvak M, Lyons W, et al. 2009. Further evidences of deep convective vertical transport of water vapor through the tropopause [J]. Atmospheric Research, 94: 400−408. doi:10.1016/j.atmosres.2009.06.018

Wernli H, Bourqui M. 2002. A Lagrangian "1-year climatology" of (deep) cross–tropopause exchange in the extratropical Northern Hemisphere [J]. J. Geophys. Res., 107: 4021. doi:10.1029/2001JD000812

World Meteorological Organization. 1986. Atmospheric ozone 1985. WMO global ozone research and monitoring rep [R]. No. 16. World Meteorological Organization, Geneva.

冼桃. 2014. 穿透性对流活动特征及其对上对流层/下平流层臭氧分布的影响 [D]. 中国科学技术大学博士学位论文. Xian Tao. 2014. Characteristics of penetrating convection and its impacts on ozone variation in the UTLS [D]. Ph. D. dissertation (in Chinese), University of Science and Technology of China.

Yasunari T, Miwa T. 2006. Convective cloud systems over the Tibetan Plateau and their impact on meso-scale disturbance in the Meiyu/Baiu frontal zone [J]. J. Meteor. Soc. Japan, 87: 783−803.

易明建, 傅云飞, 刘鹏, 等. 2012. 我国东部夏季一次强对流活动过程中对流层上部大气成分变化的分析 [J]. 大气科学, 36: 901−911. Yi Mingjian, Fu Yunfei, Liu Peng, et al. 2012. Analysis of the variation of atmospheric composition in the upper troposphere during a strong convection in eastern China in summer [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 36: 901−911. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2012.11124

Zhan R F, Wang Y Q. 2012. Contribution of tropical cyclones to stratosphere–troposphere exchange over the Northwest Pacific: Estimation based on AIRS satellite retrievals and ERA-Interim data [J]. J. Geophys. Res., 117: D12112. doi:10.1029/2012JD017494

张端禹, 崔春光, 廖移山. 2018. 武汉市一次对流梅雨暴雨过程诊断分析 [J]. 气象科技, 46: 594−604. Zhang Duanyu, Cui Chunguang, Liao Yishan. 2018. Diagnostic analysis of a convective Meiyu rainstorm in Wuhan [J]. Meteorological Science and Technology (in Chinese), 46: 594−604. doi:10.19517/j.1671-6345.20170329

Zhou C L, Wang K C, Qi D. 2018. Attribution of the July 2016 extreme precipitation event over China's Wuhan [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 99: S107−S112. doi:10.1175/BAMS-D-17-0090.1