

青藏高原深对流及其在对流层-平流层物质输送中作用的研究进展¹

陈权亮¹ 高国路² 李扬¹

1 成都信息工程大学大气科学学院/高原大气与环境四川省重点实验室, 成都 610225

2 四川省雅安市气象局, 雅安 625000

摘 要: 深对流能够向上对流层-下平流层 (UTLS) 输送大量水汽和污染物, 对对流层顶的辐射平衡、平流层的臭氧恢复以及全球气候变化都有着重要的影响。近年来, 一系列重要的观测事实发现, 青藏高原和亚洲季风区是对流层向平流层物质输送 (TST) 的重要窗口。本文介绍了近年来取得的一些主要进展和成果, 包括: (1) 通过卫星观测在青藏高原-亚洲季风区上空发现水汽、气溶胶的极大值区和臭氧的极小值区; (2) 深对流活动的主要观测途径和通过卫星观测识别深对流的方法; (3) 青藏高原深对流向平流层物质输送的物理过程; (4) 青藏高原深对流与亚洲季风区、热带海洋地区深对流的结构差异以及不同环境场对深对流物质输送过程的影响。

关键词: 深对流; 青藏高原; 上对流层-下平流层; 物质输送

文章编号: 2021118A

Doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2000.19000

收稿日期: 2021-07-09; 网络预出版日期:

作者简介: 陈权亮, 男, 1979 年出生, 教授, 博士, 主要从事对流层-平流层相互作用、气候变化等研究。E-mail: chenql@cuit.edu.cn

通讯作者: 陈权亮, E-mail: chenql@cuit.edu.cn

资助项目: 国家自然科学基金 U20A2097、41875108

Founded by National Natural Science Foundation of China Project (Grant U20A2097, 41875108)

24 **Advances in Studies of Deep Convection over the Tibetan**

25 **Plateau and Its Effect on Stratospheric Material Transport**

26 CHEN Quanliang¹, GAO Guolu², LI Yang¹

27 1 College of Atmospheric Science, Chengdu University of Information Technology/Plateau

28 Atmosphere and Environment Key Laboratory of Sichuan Province, Chengdu 610225

29 2 Sichuan Yaan Meteorological Bureau, Yaan 625000

30 **Abstract:** The material transport of deep convection in the upper troposphere-lower stratosphere
31 (UTLS) has an important impact on the radiation balance of the tropopause, ozone restoration in
32 the stratosphere, and global climate change. In recent years, a series of important observational
33 facts have found that the Tibetan Plateau and the Asian monsoon regions are important windows
34 for tropospheric to stratospheric transport (TST). This article introduces some of the major
35 progress and achievements made in recent years, and it includes four points. Firstly, the maximum
36 value area of water vapor and aerosol, the minimum value area of ozone were found by satellites
37 over the Tibetan Plateau and the Asian monsoon region. Secondly, the main observation methods
38 of deep convection activities and the identification method of satellite observations on deep
39 convection. Thirdly, the physical process of deep convection materials transport to the stratosphere
40 over the Tibetan Plateau. Fourthly, a comparison of the structural differences between deep
41 convections in the Tibetan Plateau, Asian monsoon region, and tropical ocean regions, as well as
42 the impact of differences in environmental fields on the process of deep convection material
43 transport.

44 **Keywords:** Deep convection, Tibetan Plateau, Upper troposphere-lower stratosphere, Material
45 transport

52 1 引言

53 深对流在对流层向平流层的物质输送过程中扮演着重要的角色。深对流中强烈的上升
54 运动能够在数小时内将水汽和污染物从边界层和对流层低层输送到十几公里以上的上对流
55 层和下平流层 (UTLS) (Dessler and Sherwood, 2004)。进入平流层的水汽和气溶胶又对辐射
56 平衡、平流层臭氧恢复产生显著的影响, 通过正向或负向的辐射强迫控制着全球变暖的趋势
57 (Kirk-Davidoff et al., 1999)。对流层-平流层物质交换 (STE) 对全球气候变化有着重要的
58 影响, 国内外的一些学者对此已做过一系列综述 (Holton et al., 1995; Shepherd, 2002; 杨健
59 和吕达仁, 2003; 陈洪滨等, 2006; 吕达仁等, 2008)。

60 近年来, 青藏高原和亚洲季风区被认为是 TST 过程中除热带地区以外的另一个重要窗
61 口 (周秀骥, 1995; Fu et al., 2006; Park et al., 2009)。卞建春等 (2011) 评述了这一重要的进
62 展, 并强调了亚洲夏季风在对流层向平流层物质输送中的重要作用。通过卫星观测, 发现在
63 青藏高原上空存在明显的臭氧低谷 (周秀骥, 1995; Bian, 2009)、水汽极值中心 (Gettelman et
64 al., 2004; James et al., 2008) 以及气溶胶层 (Vernier et al., 2011; 2015)。卞建春等 (2013) 综
65 述了这些重要的观测事实, 并对比亚洲季风区和北美季风区在 UTLS 大气成分、卷云以及
66 深对流活动特征等方面的差异, 讨论了南亚高压对 UTLS 大气成分分布的重要作用。Bian et
67 al. (2020) 综述了亚洲季风区近地面污染物向 UTLS 输送的物理机制, 以及污染物传输造成
68 的区域和全球气候效应。

69 上述研究均指出亚洲季风区 UTLS 存在的臭氧低谷、水汽极值中心和气溶胶层与青藏高
70 原及其周边的深对流有密切的关系, 近年来关于高原及其周边的深对流研究也取得了一系列
71 重要的进展, 这些研究有助于进一步理解深对流的物质输送作用, 以及青藏高原对全球大气
72 和气候的调制作用。本文对此进行了回顾, 并对一些科学问题进行了讨论和展望。具体的章
73 节安排如下: 第二节简述了对流层向平流层物质输送的主要途径, 并且列举了近年来青藏高
74 原地区作为对流层向平流层物质输送窗口的观测事实。第三节概述了目前深对流观测的主要
75 手段, 总结了通过卫星识别深对流的两类主要方法。第四节描述了深对流向平流层物质输送
76 的物理过程, 讨论了对流层顶过渡层在传输过程中的影响。第五节对比了青藏高原、亚洲季
77 风区和热带地区深对流的活动特征差异, 并从云微物理、对流层顶最冷点温度和环境场相对
78 湿度的角度, 讨论了影响深对流输送过程的主要因素。第六节对本文的主要内容做了小结和
79 展望。

80 2 对流层向平流层的物质输送与重要的输送窗口——青藏高原

81 2.1 对流层向平流层物质输送的主要途径

82 平流层的水汽和气溶胶能够为平流层和对流层提供显著的辐射强迫 (Forster and Shine,
83 2002), 影响平流层的臭氧恢复和全球的变暖趋势 (Kirk-Davidoff et al., 1999; Solomon, 2010,
84 2011)。跨对流层顶的水汽传输贡献了平流层水汽约 50% 的来源, 另外 50% 则主要来自甲烷
85 的氧化反应 (Oltmans and Hofmann, 1995)。平流层的气溶胶也来源于对流层向平流层的输
86 送 (Etheridge et al., 1998)。这种对流层向平流层的物质输送在全球尺度上主要受
87 Brewer-Dobson 经向环流的影响 (Brewer, 1949; Dobson, 1956)。Holton et al. (1995) 指出这
88 种 Brewer-Dobson 环流是由于行星波和重力波向上传播到平流层以上高度破碎后, 产生动量
89 通量的辐合辐散, 形成一种全球尺度的“流体动力抽吸泵”。因此, 这种全球尺度的经向环
90 流也被称作“波驱动环流”。

91 在热带外的中纬度地区, 天气尺度系统也对 TST 过程有重要影响。这种输送过程主要
92 是一种沿等熵面的绝热过程, 通过涡动来完成。例如: 在稳定的急流轴和高空锋区附近 (Kelly
93 et al., 1990)、高空槽及切断低压的发展过程 (Wirth, 1995) 中都会发生对流层向平流层的物
94 质输送。但这种物质输送是相互的, 例如: 伴随着上对流层气旋生成及大尺度斜压波的“对
95 流层顶折叠”也是导致平流层空气进入对流层的重要过程 (Hoskins et al., 1985)。

96 与行星尺度和天气尺度的 TST 过程相比, 中小尺度的深对流是另外一种重要的平流层-
97 对流层物质交换的系统 (Poulida et al., 1996; Fischer et al., 2003)。在时间尺度上, 深对流能
98 够在数小时内将对流层低层的物质输送到 UTLS, 而天气尺度和行星尺度系统通过斜压和涡
99 动的传输方式, 使得这种过程往往需要数天的时间。在空间尺度上, 深对流的传输则更具有
100 局地性, 准确的理解深对流的物质输送, 对于认识平流层水汽和气溶胶的纬向分布不均有重
101 要意义 (Dessler, 2002)。从传输方式而言, 深对流提供了一种更为直接的传输路径, 近地面
102 的水汽和气溶胶能够通过对流的绝热上升过程被快速抬升到 UTLS, 这有效提高了边界层水
103 汽和气溶胶向上的传输效率。

104 除此之外, 一些研究认为热带平流层纬向风的准两年周期振荡能够通过其次级环流影响
105 TST 过程 (Giorgetta and Bengtsson, 1999)。Wang et al. (2009) 认为重力波在对流层顶的破
106 碎, 以及不稳定切变引起的湍流混合过程, 也会引起跨对流层顶等熵面的物质输送。另外,

上对流层是洲际航空运输的主要通道,飞机尾气的排放对于 UTLS 的化学成分也有一定影响
(陈洪滨等, 2006)。

2.2 UTLS 水汽、气溶胶和臭氧在青藏高原的极值区

早在上世纪 90 年代,周秀骥(1995)使用 TOMS 卫星资料发现,在 6-9 月的青藏高原上空存在一个明显的臭氧总量低值区,并称之为青藏高原臭氧低值中心。周秀骥(1995)推测青藏高原周围数百公里范围内的低空污染物可能在夏季向青藏高原辐合,然后上升到平流层下部,对流层低浓度臭氧向平流层的输送以及低空污染物在平流层引起的物理化学过程,可能是引起夏季高原臭氧总量异常降低的重要原因。Tian et al.(2008)使用 TOMS 和 SAGE II 卫星观测数据以及数值模拟对高原臭氧的进一步研究发现,对流传输过程相比化学过程对高原臭氧低谷的形成起到了更为重要的作用。

Park et al.(2007)使用 Aura MLS 数据研究了北半球夏季的一氧化碳和臭氧分布,结果发现在南亚反气旋区域存在一氧化碳的极大值和臭氧的极小值,其分布与深对流的强度和频率有着十分紧密的联系。Park et al.(2008)进一步指出南亚反气旋内的污染物主要是来自近地面的传输。反气旋内的污染物浓度变化也被认为是近地面污染物排放留下的“指纹”(Li et al., 2005; Randel and Park, 2006; Park et al., 2009)。Randel et al.(2010)指出亚洲季风区向平流层输送的大气污染总量甚至强于整个热带地区。Yu et al.(2017)使用模式模拟的结果也表明亚洲大量增长的人为气溶胶,通过季风对流的快速传输对整个北半球下平流层的年平均气溶胶贡献,达到了显著的 15%,这一贡献相当于整个 2000 年至 2015 年火山喷发气溶胶的总量。

Gettelman et al.(2004)通过卫星观测发现了 UTLS 水汽的极大值中心更多的位于青藏高原而不是南亚地区。James et al.(2008)也发现 100hPa 水汽的大值中心主要位于青藏高原地区。Sun et al.(2017)发现这种水汽的大值区又主要分布在青藏高原的东南侧。Fu et al.(2006a)使用 WACCM 模式对 100hPa 大值中心的 CO 和水汽进行后向轨迹模拟的结果表明,青藏高原及其南坡深对流对平流层水汽和 CO 的输送作用要大于南亚季风区。

3 深对流的观测与识别方法

3.1 深对流活动主要的观测途径

TRMM 卫星从星载测雨雷达的角度, 最早提供了一个观测深对流的视角 (Simpson et al., 1996)。尽管极轨卫星观测到深对流的频率较低, 但是仍然为研究热带和副热带地区深对流的结构、频率和时空分布提供重要的观测事实 (Liu and Zipser, 2005; Liu et al., 2007; 刘鹏等, 2012)。TRMM 卫星从 1997 年发射到 2015 年退役运行了长达 17 年, 较长的时间序列也使得研究深对流的年际变化以及对气候变化的响应成为可能 (Zipser et al., 2006)。2014 年, 美国宇航局和日本宇宙探索管理局在 TRMM 卫星的基础上成功发射了 GPM 卫星 (Hou et al., 2014)。GPM 卫星作为 TRMM 卫星的升级版, 一方面将观测的范围从副热带和热带地区扩展到了中高纬度, 这为研究中高纬度的深对流提供了重要帮助 (Gao et al., 2019), 另一方面, 由于 GPM 将测雨雷达增加到了双频, 提升了对降水粒子滴谱的反演能力, 从而有效提升了

对深对流云微物理结构的描述和理解 (Chen et al., 2020a; Chen et al., 2020b)。

A-train 卫星编队为理解深对流与环境场的相互作用, 提供了另外一个更为全面的视角。A-train 系列卫星在一个相近的太阳同步轨道上, 以大约 15min 的间隔相继扫描同一地区 (L'Ecuyer and Jiang, 2010), 并分别观测大气的云物理结构、温湿的垂直廓线, 水汽、气溶胶和臭氧等痕量气体的时空分布 (Stephens et al., 2002)。CloudSat 和 CALIPSO 搭载的云雷达和激光雷达与 TRMM 和 GPM 搭载的测雨雷达相比有更短的波长, 可以更好的识别云滴粒子和深对流云上部尺寸较小的冰晶粒子, 对于深对流的上冲云顶和云砧的细微结构有更准确的分辨能力 (Stephens et al., 2008)。CloudSat/CALIPSO 与 Aqua、Aura 的结合, 使深对流的云观测与大气环境的卫星探测融为一个整体, 为研究深对流向平流层的物质输送作用, 以及深对流与周围环境的夹卷和溢出过程提供了一个有效的观测手段 (Savtchenko et al., 2008; Chen et al., 2019)。

除了星载雷达观测以外, 一些空基的飞行试验也为理解深对流的物理细节提供了重要帮助。例如 1996 年 6-7 月在美国科罗拉多开展的对流层-平流层试验和深对流领域项目 (Dye et al., 2000)。以及在 2005-2006 年期间连续开展的三次观测试验: 2005 年 1-2 月在巴西阿纳萨图巴的热带对流、卷云和氮氧化物试验 (Konopka et al., 2007), 2005 年 11-12 月在澳大利亚达尔文的上对流层-下平流层与平流层气候联系的热带试验 (Vaughan et al., 2008), 以及 2006

年 8 月在非洲布基纳法索开展的非洲季风综合分析试验 (Cairo et al., 2010)。这些试验通过大量使用飞机进行绕云和穿云飞行, 对深对流云内的冰水粒子和痕量气体分布以及温湿结构都进行了更为准确的观测。

由于深对流对物质的输送作用, 一些痕量气体的浓度变化也被用作深对流活动的示踪剂。例如: Dessler (2002) 使用臭氧和 CO 量化的计算了深对流的显著溢出能够发生在高达 380K (~17km) 的高度。Hanisco et al. (2007) 通过观测水汽和 HDO 在平流层的变化认为热带外的深对流对平流层的水汽有显著的影响。CO、HCN 和 SO₂ 等污染物在平流层的浓度变化也被认为与深对流活动有密不可分的关系 (Park et al., 2008; 孙一和陈权亮, 2017)。

3.2 基于卫星观测的深对流识别方法

根据卫星搭载的仪器不同, 深对流的识别方法主要分为基于亮温和基于反射率因子两种。由于篇幅有限, 本文仅对这两类方法延伸出来的部分研究进行讨论。

在基于亮温的识别方法中, 11 μ m 通道的亮温更为普遍的用来指示深对流。在 11 μ m 通道, 基于不同的研究目的, 深对流的最低云顶亮温通常被要求低于 210K-245K (Houze, 1989; Sherwood, 2002; Liu et al., 2007)。在筛选出足够高度的云后, MODIS 反演的光学厚度产品则被用来排除那些高度较高, 但是厚度较薄的卷云或云砧 (Yuan and Li, 2010)。除了一个固定的亮温阈值被用来判断云顶高度以外, Rossow and Pearl (2007) 认为 11 μ m 通道的亮温如果比对流层最冷点温度低就可以表示为穿透性对流。Devasthale and Fueglistaler (2010) 则通过判断 AVHRR 探测的云顶亮温是否低于 AIRS 探测的 200hPa、150hPa 和 100hPa 等压面的环境温度来判断是否为深对流。多通道亮温数据的结合也可以用来识别深对流, Hong et al. (2005) 利用深对流云顶在 AMSU-B 三种水汽通道上的散射差异, 定义了识别热带深对流的方法。Setvák et al. (2008) 讨论了深对流在 Meteosat 静止卫星 6.2 μ m 和 10.8 μ m 通道的辐射亮温差异, 并认为正的亮温差异在深对流发展阶段的增加, 是由于深对流将水汽从上对流层向下平流层输送所致。

基于反射率因子的识别方法与基于亮温的识别方法相比, 不仅关注了云顶的高度和云的厚度, 还关注了云内降水粒子和云滴粒子在深对流内的垂直结构与分布。Liu and Zipser (2005) 最早定义了 TRMM 卫星识别深对流的方法, 在 Nesbitt et al. (2000) 发展的降水特征 (PFs) 数据集基础上, 如果 PF 内 20dBZ 最大回波顶高度超过 14km 则被认为达到了深对流的标准 (Alcala and Dessler, 2002)。基于此方法, 大量的研究使用 TRMM 观测数据,

从频率分布、垂直结构、日际变化等诸多方面, 分析了深对流在热带和副热带的活动特征。后来, 很多学者根据不同的研究目的还对 Liu and Zipser (2005) 提出的方法做出了进一步的扩展 (Zipser et al., 2006; Houze et al., 2007; Liu et al., 2007; Romatschke et al., 2010; 刘鹏等, 2012; Xu, 2013; Qie et al., 2014)。由于随后的 GPM 卫星同样搭载了 Ku 波段雷达, 因此这一方法被沿用在中高纬的深对流识别上 (Liu and Liu, 2016; Gao et al., 2019)。使用 CloudSat 来识别深对流的研究总体也采用了类似的方法, 同样是通过判断特定回波值的最大回波高度和回波面积等方式来对深对流系统和深对流核进行区分 (Chung et al., 2008; Sassen et al., 2009; Iwasaki et al., 2010; Luo et al., 2011; Bedka et al., 2012; Iwasaki et al., 2012)。

由于极轨卫星对同一地点观测的时间分辨率和深对流的发生频率都比较低, 因此极轨卫星只能偶尔观测到一次深对流的剖面, 无法观测深对流云演变的整个生命周期。反射率因子和云顶亮温的结合, 则为分析深对流云的生命周期提供了一种有效的途径。Luo et al. (2008) 结合 CloudSat 和 MODIS 将深对流根据云顶高度和温度分类为三种类型, 讨论了深对流在不同生命阶段的垂直结构特征。Takahashi and Luo (2014) 将 CloudSat 与静止卫星反演的 ISCCP-CT 数据集相结合, 定义了深对流的整个生命周期, 发现强的穿透性对流主要出现在深对流的初期增长阶段。

3.3 深对流在青藏高原的观测限制

卫星资料的丰富为深入研究深对流的时空特征提供了基础, 特别是对于人迹罕至的高原、沙漠和海洋地区, 卫星观测目前已成为研究深对流最主要的手段。但是这些卫星反演产品在青藏高原地区仍然需要地面观测的进一步验证。例如, Fu and Liu (2007) 发现了 TRMM 反演算法中对青藏高原对流云和层云降水的明显误判, Gao et al. (2019) 在 GPM 的反演结果中也同样发现了这一问题。因此, 对于卫星产品在高原地区的准确性仍然存在疑问。

搭载气象探测仪器的飞机对深对流进行穿云和绕云飞行, 对于获取深对流云内温湿廓线和滴谱分布的准确数据是一个非常有效的手段, 但是由于其高昂的观测成本, 这种观测试验比较匮乏。目前, 正在进行的第三次青藏高原大气科学试验 (TIPEX-III) 将通过地面、飞机和卫星对青藏高原的地表、行星边界层、对流层和下平流层开展为期 8-10 年的联合观测。这一观测试验将有助于补充和完善高原稀缺的观测资料, 也有助于提高对青藏高原深对流、对流层-平流层物质交换以及青藏高原对全球气候变化影响的理解和认识 (Zhao et al., 2018)。

4 高原深对流向平流层物质输送的物理过程

4.1 穿透性对流

在关于深对流如何向平流层进行物质输送的研究中,首先被注意到的是深对流直接穿透局地对流层顶,影响平流层大气成分的现象(Alcala and Dessler, 2002; Gettelman and Forster, 2002)。Dessler(2002)指出深对流多达 60%以上的溢出质量能够穿透 380K 的等熵面。Dessler and Sherwood(2004)使用局地观测和模式数据发现,穿透性对流对平流层的注入可以发生在至少 390K 等位温面的高度。Chaboureaud et al.(2007)使用一种非静力平衡的三维模式和卫星观测数据证明了穿透性对流的存在,深对流输送的冰相粒子能够存在于局地对流层顶以上 2km 处。除了直接穿透对流层顶的上冲云顶,Wang(2003)认为深对流云顶附近在重力波破碎的作用下会出现一种快速向上发展的跳跃性卷云,水汽也能通过这种羽状的卷云注入平流层。Sang et al.(2018)通过大涡模拟也发现重力波的破碎和冰晶的升华是穿透性对流加湿平流层的主要原因。

在青藏高原地区,Fu et al.(2006b)使用 TRMM 卫星观测发现高原上存在高耸的对流塔,这种对流塔相比周边地区有更为孤立的雨区。Houze et al.(2007)同样使用 TRMM 卫星观测在青藏高原的南缘发现了回波顶高度可以超过 17km 的深对流。Long et al.(2016)发现青藏高原东侧深对流的云顶高度超过 16km,并且显著改变了 UTLS 区域的水汽含量。Qie et al.(2014)统计了长达 14 年的 TRMM 卫星观测数据,统计结果表明约 9%的深对流能超过 18km 高度。借助于 GPM 卫星对青藏高原更广的探测范围,Gao et al.(2019)发现高原上云顶高度超过 17km 的穿透性对流主要分布在高原的东侧和南坡。

4.2 TTL 与高原深对流的主要溢出高度

上述研究表明深对流能够穿透对流层顶,并影响平流层的大气成分,但是深对流能够直接穿透对流层顶的比例仍然是十分低的。Gettelman et al.(2002)发现穿透热带对流层顶的深对流,仅占对流比例的 0.5%。虽然单一的穿透性对流事件也可能向平流层注入大量水汽(Chemel et al., 2009),但是这种直接的注入输送对于全球尺度的平流层影响可能是微乎其微的(Highwood and Hoskins, 1998; Folkins et al., 1999; Corti et al., 2008)。深对流直接向平流层注入水汽和污染物更多的以间接的方式,先通过深对流抬升到一个对流层顶过渡层

(TTL), 然后再向上输送。对流层顶过渡层被认为是一个具有一定厚度的气层, 对对流层物质进入为平流层有着重要的影响 (Sherwood and Dessler, 2000, 2003)。

在 Fueglistaler et al. (2009) 对 TTL 的定义中, 深对流被认为主要在净辐射层的高度附近出流。净辐射层之上的非绝热加热对于水汽的抬升是一个比较缓慢的过程, 在这一过程中对流层上部的温度非常低, 深对流输送的水汽可能在还没有被抬升进入平流层前, 就会直接凝华为冰晶粒子降落回对流层, 从而产生脱水作用 (Mote et al., 1996)。因此, 一个较高的溢出高度更有利于深对流向平流层的水汽输送。

Gettelman et al. (2002) 认为热带深对流的主要出流高度大约在 12km。Folkins and Martin (2005) 指出热带的深对流溢出层高度在 10-17km 范围, 并通过温湿的垂直廓线诊断出最大的深对流辐散层高度在 12.5km 左右。Park et al. (2008) 发现南亚反气旋内污染物浓度的最大值处于 13-15km 范围内, 因此推测这一高度可能是亚洲季风区-青藏高原深对流的主要出流高度。这一高度范围明显高于热带地区深对流的出流高度。由于深对流通过夹卷、溢出和湍流混合等复杂的方式与环境空气相互作用, 每一个深对流的主要出流高度可能都是不尽相同的。因此, 简单通过测算大气成分、环境场温湿廓线和净辐散层高度的方式来代表深对流的出流高度可能是不足够准确的。Takahashi and Luo (2012) 提出了一种用云砧高度来直接测量深对流出流高度的方法, 该方法使用 CloudSat 的卫星观测数据, 将云砧的上下边界定义为深对流的出流高度范围, 将云砧内的最大回波高度定义为最大质量出流高度。Chen et al. (2019) 采用这一方法分析了青藏高原地区的深对流出流, 发现青藏高原及其南坡深对流的主要出流高度分别为 12.9km 和 13.3km。深对流更高的出流高度意味着青藏高原对平流层水汽可能有着更重要的影响。

5 高原、亚洲季风区和热带海洋地区的深对流特征差异及其对平流层水汽输送的影响

5.1 深对流的活动特征和云微物理结构差异

从 TRMM 和 GPM 卫星的全球观测来看, 深对流主要分布在亚洲季风区、西太平洋暖池、非洲的西海岸、亚马孙流域和北美的大平原地区, 并且又以亚洲季风区-西太平洋地区的强度最强, 频率最高 (Zipser et al., 2006; Liu and Liu, 2016)。除了频率分布的差异, 深对

流的日际循环、垂直结构、水平尺度和微物理结构也存在明显的区域差异,这种差异又会影
响深对流对平流层的物质输送。

在日际循环上,深对流在陆地上的日际变化要明显大于海洋地区,并且主要存在两个峰
值。一个峰值出现在午后,可能与午后增加的局地非绝热加热有关,另一个峰值出现在午夜,
夜间深对流出现的原因相对更为复杂,目前还没有统一的认识 (Hong et al., 2008)。青藏高
原地区深对流的日际循环主要呈现为单峰型,最大的峰值出现在午后到傍晚时段 (Gao et al.,
2019)。

青藏高原的深对流在对流强度和水平尺度上要明显弱于南亚、东亚和热带海洋地区。
Devasthale and Fueglistaler (2010) 使用云顶亮温数据对比了深对流在孟湾、印度和青藏高
原地区的气候态特征,发现印度地区深对流的频率受季风影响较大,高原地区深对流的频率
受季风影响较小。Luo et al. (2011) 使用 CloudSat 和 CALIPSO 观测数据对比了高原和南亚
季风区的深对流,结果发现高原地区的深对流云顶更为紧密,回波顶高度相对较低,对流的
水平范围也较小。Qie et al. (2014) 使用 TRMM 观测数据对比高原主体、高原南坡、南亚
次大陆和印度洋地区的深对流,发现强的深对流最多在高原南坡,其次为高原主体,再次为
南亚和海洋。Xu (2013) 同样使用 TRMM 观测数据对比了青藏高原、高原东部的山地、四
川盆地、长江中下游平原和海洋地区的深对流,结果发现长江中下游地区和四川盆地深对流
的混合相位降水占比更高,高原地区的混合相位层比其他区域都要更小,同时也指出深对流
系统的水平尺度在高原地区是最小的,最大的平均水平尺度出现在海洋地区。夏静雯和傅云
飞 (2016) 使用 TRMM 观测数据和全球探空数据集 IGRA 对比东亚和南亚的对流降水发现
东亚季风区的降水强度相比南亚更大,对流的回波顶高度也要比南亚地区高约 1km。

尽管上述的研究表明高原地区的深对流在频率、强度和水平尺度上与周边区域相比都较
弱。但是高原地区的深对流仍然有可能向平流层输送更多的水汽。从深对流云顶溢出的较大
半径的冰相粒子,可能在短时间内就会从 TTL 内坠落,但是小的粒子可能下落的很缓慢,
能够在 TTL 内存留较长的时间,然后在 TTL 内蒸发或者升华,从而进一步向平流层输送水
汽 (Alcala and Dessler, 2002; Sherwood and Dessler, 2003)。因此,深对流云顶粒子的滴谱分
布可能对最终的水汽输送过程有着重要的影响。Yuan and Li (2010) 发现高海拔地区的深对
流在云顶区域的平均粒子尺寸更小。可以进一步猜测,青藏高原地区的深对流云顶可能有最
小的云滴粒子半径。最近,Chen et al. (2020b) 通过 GPM 卫星观测发现了青藏高原和高原
东侧平原地区的对流云滴谱分布存在着明显差异,但目前关于青藏高原深对流滴谱分布的研
究仍较缺乏。

5.2 环境背景场差异对深对流物质输送过程的影响

UTLS 的温湿结构很大程度上决定了深对流是对平流层产生加湿作用, 还是脱水作用。对流层顶最冷点的温度决定了水汽进入平流层的多少 (Mote et al., 1996), 如果最冷点的温度更低, 那么意味着能进入平流层的水汽可能是更少的, 极低的温度甚至可能使对流层顶饱和的水汽混合比低于平流层原本的水汽混合比, 从而对平流层产生脱水作用 (Danielsen, 1982, 1993)。Fu et al. (2006a) 指出青藏高原相比南亚季风区有一个更暖的对流层顶, 水汽更容易通过高原上空的对流层顶进入平流层。Randel et al. (2015) 的研究也发现对流层顶的温度控制着北半球季风区平流层的水汽分布。上对流层的环境场相对湿度也强烈的影响着深对流的溢出过程, 如果环境场处于相对较干的未饱和状态, 那么溢出的冰晶粒子倾向于升华产生加湿作用, 如果环境处于过饱和状态时, 冰晶粒子倾向于吸附环境中的水汽凝结后降落, 反而产生脱水作用 (Grosvenor et al., 2007; Jensen et al., 2007; Hassim and Lane, 2010)。Luo et al. (2011) 指出高原的深对流相比亚洲季风区的深对流处在一个更干的环境中, Chen et al. (2019) 也指出高原南坡的环境场冰水含量要明显高于高原主体, 但是高原主体的深对流对 UTLS 的加湿作用却明显更大。因此, 尽管高原深对流在频率、强度、垂直结构和水平尺度的统计中, 均弱于南亚和东亚季风区的深对流, 但是对平流层的水汽输送影响可能是更大的。

6 小结与展望

通过卫星观测发现青藏高原是对流层向平流层物质输送的重要窗口, 青藏高原深对流在物质传输中扮演着重要的角色。借助于卫星观测和数值模拟的发展, 青藏高原深对流研究在近年来得到了一些重要的结果, 但是仍有许多科学问题需要进一步的研究。

(1) 卫星观测发现在青藏高原和亚洲季风区上空的 UTLS 区域存在水汽、气溶胶的极大值区和臭氧的极小值区。数值模拟的结果也表明整个亚洲季风区为平流层贡献了大量的水汽和气溶胶, 但是来自深对流的输送贡献还有待研究。除了物质输送作用, 深对流还能明显改变对流加热廓线, 制造大量的高空卷云, 其进一步产生的气候效应也仍然不清楚。

(2) 21 世纪以来, 卫星的发展为观测和研究深对流提供了重要的帮助, 但是卫星的反演产品在青藏高原地区还存在较多的不确定性。因此, 发展适用于青藏高原的卫星反演算法和反演产品, 增加地面和卫星观测的结果对比对于研究青藏高原深对流具有重要意义。

(3) 目前的研究表明, 一些罕见的穿透性对流可以直接向平流层注入水汽和污染物,

大多数水汽和污染物则通过深对流快速抬升到 TTL，然后在大尺度热力和动力作用下进入平流层。尽管可以使用轨迹追踪模式来定量化的分析物质传输结果，但这些结果仍然缺乏足够的观测验证。

(4) 青藏高原深对流与亚洲季风区、热带地区的深对流相比，水平尺度和对流强度都要更弱，但是来自数值模拟的结果和痕量气体的观测却发现高原深对流有更强的物质输送作用。进一步的研究发现环境场差异、云微物理结构等影响因子对物质输送过程有重要影响，但是不同因子对输送过程的贡献大小仍然不清楚。随着人类活动的加剧，更多的气溶胶排放对于青藏高原深对流在物质输送过程中的影响也值得进一步研究。

参考文献 (References)

- Alcala C M, Dessler A E. 2002. Observations of deep convection in the tropics using the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) precipitation radar [J]. *J. Geophys. Res-atmos.*, 107(D24): AAC 17-11-AAC 17-17. doi: 10.1029/2002JD002457
- Bedka K M, Dworak R, Brunner J, et al. 2012. Validation of Satellite-Based Objective Overshooting Cloud-Top Detection Methods Using CloudSat Cloud Profiling Radar Observations [J]. *J. Appl. Meteorol. Climatol.*, 51(10): 1811-1822. doi: 10.1175/jamc-d-11-0131.1
- 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. doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2011.05.09. Bian J, Yan R, Chen H. 2011. Tropospheric pollutant transport to the stratosphere by Asian summer monsoon [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 35(5): 897-902. 卞建春, 范秋君, 严仁嫦. 2013. 夏季青藏高原对流层—平流层交换过程及其气候效应的若干问题 [J]. *气象科技进展*, 3(2): 22-28. doi: 10.3969/j.issn.2095-1973.2013.02.002. Bian J, Fan Q, Yan R. 2013. Summertime Stratosphere-Troposphere Exchange over the Tibetan Plateau and Its Climatic Impact [J]. *Advances in Meteorological Science and Technology (in Chinese)*. 3(2): 22-28.
- Bian J. 2009. Features of Ozone Mini-Hole Events over the Tibetan Plateau [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 26(2): 305-311. doi: 10.1007/s00376-009-0305-8
- Bian, J, Li D, Bai Z, et al. 2020. Transport of Asian surface pollutants to the global stratosphere from

the Tibetan Plateau region during the Asian summer monsoon [J]. *Natl. Sci. Rev.*, 7: 516-533. doi: 10.1093/nsr/nwaa005.

Brewer A W. 1949. Evidence for a world circulation provided by the measurements of helium and water vapour distribution in the stratosphere [J]. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 75(326): 351-363. doi: 10.1002/qj.49707532603

Cairo F, Pommereau J P, Law K S, et al. 2010. An introduction to the SCOUT-AMMA stratospheric aircraft, balloons and sondes campaign in West Africa, August 2006: rationale and roadmap [J]. *Atmos. Chem. Phys.*, 10(5): 2237-2256. doi: 10.5194/acp-10-2237-2010

Carrico C M, Bergin M H, Shrestha A B, et al. 2003. The importance of carbon and mineral dust to seasonal aerosol properties in the Nepal Himalaya [J]. *Atmos. Environ.*, 37(20): 2811-2824. doi: 10.1016/S1352-2310(03)00197-3

Chaboureaud 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(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-O3 onto the Water Content in the Upper Troposphere/Lower Stratosphere [J]. *Mon. Weather Rev.*, 137(8): 2493-2514. doi: 10.1175/2008mwr2666.1

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 H, Bian J, Lv D. 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

Chen Q, Gao G, Li Y, et al. 2019. Main Detrainment Height of Deep Convection Systems over the Tibetan Plateau and Its Southern Slope [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 36(10): 1078-1088. doi: 10.1007/s00376-019-9003-3

Chen Y, Chen G, Cui C, et al. 2020a. Retrieval of the vertical evolution of the cloud effective radius from the Chinese FY-4 (Feng Yun 4) next-generation geostationary satellites [J]. *Atmos. Chem. Phys.*, 20(2): 1131-1145. doi: 10.5194/acp-20-1131-2020

Chen Y, Li W, Chen S, et al. 2020b. Linkage Between the Vertical Evolution of Clouds and Droplet Growth Modes as Seen From FY-4A AGRI and GPM DPR [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 47(15): e2020GL088312. doi: 10.1029/2020GL088312

- Chung E-S, Sohn B-J, Schmetz J. 2008. CloudSat shedding new light on high-reaching tropical deep convection observed with Meteosat [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 35(2). doi: 10.1029/2007GL032516
- 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(10). doi: 10.1029/2008GL033641
- Danielsen E F. 1982. A dehydration mechanism for the stratosphere [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 9(6): 605-608. doi: 10.1029/GL009i006p00605
- 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-atmos.*, 98(D5): 8665-8681. doi: 10.1029/92JD02954
- Dessler A E. 2002. The effect of deep, tropical convection on the tropical tropopause layer [J]. *J. Geophys. Res-atmos.*, 107(D3): ACH 6-1-ACH 6-5. doi: 10.1029/2001JD000511
- Dessler A E, Sherwood S C. 2004. Effect of convection on the summertime extratropical lower stratosphere [J]. *J. Geophys. Res-atmos.*, 109(D23). doi: 10.1029/2004JD005209
- 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(10): 4573-4582. doi: 10.5194/acp-10-4573-2010
- Dobson M G. 1956. Origin and distribution of the polyatomic molecules in the atmosphere [J]. *Proc. R. Soc. Lond. A.*, 236(1205): 187-193. doi: 10.1098/rspa.1956.0127
- Dye J E, Ridley B A, Skamarock W, et al. 2000. An overview of the Stratospheric-Tropospheric Experiment: Radiation, Aerosols, and Ozone (STERAO)-Deep Convection experiment with results for the July 10, 1996 storm [J]. *J. Geophys. Res-atmos.*, 105(D8): 10023-10045. doi: 10.1029/1999JD901116
- Etheridge D M, Steele L P, Francey R J, et al. 1998. Atmospheric methane between 1000 A.D. and present: Evidence of anthropogenic emissions and climatic variability [J]. *J. Geophys. Res-atmos.*, 103(D13): 15979-15993. doi: 10.1029/98JD00923
- Fischer H, De Reus M, Traub M, et al. 2003. Deep convective injection of boundary layer air into the lowermost stratosphere at midlatitudes [J]. *Atmos. Chem. Phys.*, 3(3): 739-745. doi: 10.5194/acp-3-739-2003
- Folkens I, Loewenstein M, Podolske J, et al. 1999. A barrier to vertical mixing at 14 km in the tropics: Evidence from ozonesondes and aircraft measurements [J]. *J. Geophys. Res-atmos.*, 104(D18):

22095-22102. doi: 10.1029/1999JD900404

Folkins I, Martin R V. 2005. The Vertical Structure of Tropical Convection and Its Impact on the Budgets of Water Vapor and Ozone [J]. *J. Atmos. Sci.*, 62(5): 1560-1573. doi: 10.1175/jas3407.1

Forster P M d F, Shine K P. 2002. Assessing the climate impact of trends in stratospheric water vapor [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 29(6): 10-11-10-14. doi: 10.1029/2001GL013909

Fu R, Hu Y, Wright J S, et al. 2006a. Short circuit of water vapor and polluted air to the global stratosphere by convective transport over the Tibetan Plateau [J]. *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.*, 103(15): 5664-5669. doi: 10.1073/pnas.0601584103

Fu Y, Liu G. 2007. Possible Misidentification of Rain Type by TRMM PR over Tibetan Plateau [J]. *J. Appl. Meteorol. Climatol.*, 46(5): 667-672. doi: 10.1175/jam2484.1

Fu Y, Liu G, Wu G, et al. 2006b. Tower mast of precipitation over the central Tibetan Plateau summer [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 33(5). doi: 10.1029/2005GL024713

Fueglistaler S, Dessler A E, Dunkerton T J, et al. 2009. Tropical tropopause layer [J]. *Rev. Geophys.*, 47(1). doi: 10.1029/2008RG000267

Gao G, Chen Q, Cai H, et al. 2019. Comprehensive Characteristics of Summer Deep Convection over Tibetan Plateau and Its South Slope from the Global Precipitation Measurement Core Observatory [J]. *Atmosphere*, 10(1): 9. doi: 10.3390/atmos10010009

Gettelman A, Forster P M d F. 2002. A Climatology of the Tropical Tropopause Layer [J]. *J. Meteorol. Soc. JPN. Ser. II*, 80(4B): 911-924. doi: 10.2151/jmsj.80.911

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-atmos.*, 109(D22). doi: 10.1029/2004JD004878

Gettelman A, Salby M L, Sassi F. 2002. Distribution and influence of convection in the tropical tropopause region [J]. *J. Geophys. Res-atmos.*, 107(D10): ACL 6-1-ACL 6-12. doi: 10.1029/2001JD001048

Giorgetta M A, Bengtsson L. 1999. Potential role of the quasi-biennial oscillation in the stratosphere-troposphere exchange as found in water vapor in general circulation model experiments [J]. *J. Geophys. Res-atmos.*, 104(D6): 6003-6019. doi: 10.1029/1998JD200112

Grossman R L, Garcia O. 1990. The Distribution of Deep Convection over Ocean and Land during the Asian Summer Monsoon [J]. *J. Climate.*, 3(9): 1032-1044. doi:

10.1175/1520-0442(1990)003<1032:Tdodco>2.0.Co;2

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(18): 4977-5002. doi: 10.5194/acp-7-4977-2007

Hanisco T F, Moyer E J, Weinstock E M, et al. 2007. Observations of deep convective influence on stratospheric water vapor and its isotopic composition [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 34(4). doi: 10.1029/2006GL027899

Hassim M E E, Lane T P. 2010. A model study on the influence of overshooting convection on TTL water vapour [J]. *Atmos. Chem. Phys.*, 10(20): 9833-9849. doi: 10.5194/acp-10-9833-2010

Highwood E J, Hoskins B J. 1998. The tropical tropopause [J]. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 124(549): 1579-1604. doi: 10.1002/qj.49712454911

Holton J R, Haynes P H, McIntyre M E, et al. 1995. Stratosphere-troposphere exchange [J]. *Rev. Geophys.*, 33(4): 403-439. doi: 10.1029/95RG02097

Hong G, Heygster G, Miao J, et al. 2005. Detection of tropical deep convective clouds from AMSU-B water vapor channels measurements [J]. *J. Geophys. Res-atmos.*, 110(D5). doi: 10.1029/2004JD004949

Hong G, Heygster G, Notholt J, et al. 2008. Interannual to Diurnal Variations in Tropical and Subtropical Deep Convective Clouds and Convective Overshooting from Seven Years of AMSU-B Measurements [J]. *J. Climate.*, 21(17): 4168-4189. doi: 10.1175/2008jcli1911.1

Hoskins B J, McIntyre M E, Robertson A W. 1985. On the use and significance of isentropic potential vorticity maps [J]. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 111(470): 877-946. doi: 10.1002/qj.49711147002

Hou A Y, Kakar R K, Neeck S, et al. 2014. The Global Precipitation Measurement Mission [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 95(5): 701-722. doi: 10.1175/bams-d-13-00164.1

Houze R A. 1989. Observed structure of mesoscale convective systems and implications for large-scale heating [J]. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 115(487): 425-461. doi: 10.1002/qj.49711548702

Houze R A, Wilton D C, Smull B F. 2007. Monsoon convection in the Himalayan region as seen by the TRMM Precipitation Radar [J]. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 133(627): 1389-1411. doi: 10.1002/qj.106

Iwasaki S, Shibata T, Nakamoto J, et al. 2010. Characteristics of deep convection measured by using the A-train constellation [J]. *J. Geophys. Res-atmos.*, 115(D6). doi: 10.1029/2009JD013000

Iwasaki S, Shibata T, Okamoto H, et al. 2012. Mixtures of stratospheric and overshooting air measured

472 using A-Train sensors [J]. *J. Geophys. Res-atmos.*, 117(D12). doi: 10.1029/2011JD017402
 473 James R, Bonazzola M, Legras B, et al. 2008. Water vapor transport and dehydration above convective
 474 outflow during Asian monsoon [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 35(20). doi: 10.1029/2008GL035441
 475 Jensen E J, Ackerman A S, Smith J A. 2007. Can overshooting convection dehydrate the tropical
 476 tropopause layer? [J]. *J. Geophys. Res-atmos.*, 112(D11). doi: 10.1029/2006JD007943
 477 Kelly K K, Tuck A F, Heidt L E, et al. 1990. A comparison of ER-2 measurements of stratospheric
 478 water vapor between the 1987 Antarctic and 1989 Arctic airborne missions [J]. *Geophys. Res.*
 479 *Lett.*, 17(4): 465-468. doi: 10.1029/GL017i004p00465
 480 Kirk-Davidoff D B, Hintsa E J, Anderson J G, et al. 1999. The effect of climate change on ozone
 481 depletion through changes in stratospheric water vapour [J]. *Nature.*, 402(6760): 399-401. doi:
 482 10.1038/46521
 483 Konopka P, Günther G, Müller R, et al. 2007. Contribution of mixing to upward transport across the
 484 tropical tropopause layer (TTL) [J]. *Atmos. Chem. Phys.*, 7(12): 3285-3308. doi:
 485 10.5194/acp-7-3285-2007
 486 L'ecuyer T S, Jiang J H. 2010. Touring the Atmosphere Aboard the A - Train [J]. *Phys. Today*, 63(7):
 487 36. doi: 10.1063/1.3463626
 488 Li Q, Jiang J H, Wu D L, et al. 2005. Convective outflow of South Asian pollution: A global CTM
 489 simulation compared with EOS MLS observations [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 32(14). doi:
 490 10.1029/2005GL022762
 491 Liu C, Zipser E J. 2005. Global distribution of convection penetrating the tropical tropopause [J]. *J.*
 492 *Geophys. Res-atmos.*, 110(D23). doi: 10.1029/2005JD006063
 493 Liu C, Zipser E J, Nesbitt S W. 2007. Global Distribution of Tropical Deep Convection: Different
 494 Perspectives from TRMM Infrared and Radar Data [J]. *J. Climate.*, 20(3): 489-503. doi:
 495 10.1175/jcli4023.1
 496 Liu N, Liu C. 2016. Global distribution of deep convection reaching tropopause in 1 year GPM
 497 observations [J]. *J. Geophys. Res-atmos.*, 121(8): 3824-3842. doi: 10.1002/2015JD024430
 498 刘鹏, 王雨, 冯沙, 等. 2012. 冬、夏季热带及副热带穿透性对流气候特征分析 [J]. *大气科学*,
 499 36(3): 579-589. Liu P, Wang Y, Feng S, et al. 2012. Climatological Characteristics of
 500 Overshooting Convective Precipitation in Summer and Winter over the Tropical and Subtropical
 501 Regions [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 36(3): 579-589. doi:

10.3878/j.issn.1006-9895.2011.11109

Long Q, Chen Q, Gui K, et al. 2016. A Case Study of a Heavy Rain over the Southeastern Tibetan Plateau [J]. *Atmosphere*, 7(9): 118.

Luo Y, Zhang R, Qian W, et al. 2011. Intercomparison of Deep Convection over the Tibetan Plateau–Asian Monsoon Region and Subtropical North America in Boreal Summer Using CloudSat/CALIPSO Data [J]. *J. Climate.*, 24(8): 2164-2177. doi: 10.1175/2010jcli4032.1

Luo Z, Liu G Y, Stephens G L. 2008. CloudSat adding new insight into tropical penetrating convection [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 35(19). doi: 10.1029/2008GL035330

吕达仁, 陈泽宇, 卞建春, 等. 2008. 平流层—对流层相互作用的多尺度过程特征及其与天气气候关系—研究进展 [J]. *大气科学*, 32(4): 782-793. Lv D, Chen Z, Bian J, et al. 2008. Advances in Researches on the Characteristics of Multi-Scale Processes of Interactions between the Stratosphere and the Troposphere and Its Relations with Weather and Climate [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 32(4): 782-793. doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2008.04.07

Mote P W, Rosenlof K H, McIntyre M E, et al. 1996. An atmospheric tape recorder: The imprint of tropical tropopause temperatures on stratospheric water vapor [J]. *J. Geophys. Res-atmos.*, 101(D2): 3989-4006. doi: 10.1029/95JD03422

Nesbitt S W, Zipser E J, Cecil D J. 2000. A Census of Precipitation Features in the Tropics Using TRMM: Radar, Ice Scattering, and Lightning Observations [J]. *J. Climate.*, 13(23): 4087-4106. doi: 10.1175/1520-0442(2000)013<4087:Acopfi>2.0.Co;2

Oltmans S J, Hofmann D J. 1995. Increase in lower-stratospheric water vapour at a mid-latitude Northern Hemisphere site from 1981 to 1994 [J]. *Nature.*, 374(6518): 146-149. doi: 10.1038/374146a0

Park M, Randel W J, Emmons L K, et al. 2008. Chemical isolation in the Asian monsoon anticyclone observed in Atmospheric Chemistry Experiment (ACE-FTS) data [J]. *Atmos. Chem. Phys.*, 8(3): 757-764. doi: 10.5194/acp-8-757-2008

Park M, Randel W J, Emmons L K, et al. 2009. Transport pathways of carbon monoxide in the Asian summer monsoon diagnosed from Model of Ozone and Related Tracers (MOZART) [J]. *J. Geophys. Res-atmos.*, 114(D8). doi: 10.1029/2008JD010621

Park M, Randel W J, Gettelman A, et al. 2007. Transport above the Asian summer monsoon

532 anticyclone inferred from Aura Microwave Limb Sounder tracers [J]. *J. Geophys. Res-atmos.*,
533 112(D16). doi: 10.1029/2006JD008294

534 Poulida O, Dickerson R R, Heymsfield A. 1996. Stratosphere-troposphere exchange in a midlatitude
535 mesoscale convective complex: 1. Observations [J]. *J. Geophys. Res-atmos.*, 101(D3): 6823-6836.
536 doi: 10.1029/95JD03523

537 Qie X, Wu X, Yuan T, et al. 2014. Comprehensive Pattern of Deep Convective Systems over the
538 Tibetan Plateau–South Asian Monsoon Region Based on TRMM Data [J]. *J. Climate.*, 27(17):
539 6612-6626. doi: 10.1175/jcli-d-14-00076.1

540 Randel W J, Park M. 2006. Deep convective influence on the Asian summer monsoon anticyclone and
541 associated tracer variability observed with Atmospheric Infrared Sounder (AIRS) [J]. *J. Geophys.*
542 *Res-atmos.*, 111(D12). doi: 10.1029/2005JD006490

543 Randel W J, Park M, Emmons L, et al. 2010. Asian Monsoon Transport of Pollution to the Stratosphere
544 [J]. *Science.*, 328(5978): 611-613. doi: 10.1126/science.1182274

545 Randel W J, Zhang K, Fu R. 2015. What controls stratospheric water vapor in the NH summer
546 monsoon regions? [J]. *J. Geophys. Res-atmos.*, 120(15): 7988-8001. doi:
547 <https://doi.org/10.1002/2015JD023622>

548 Romatschke U, Medina S, Houze R A. 2010. Regional, Seasonal, and Diurnal Variations of Extreme
549 Convection in the South Asian Region [J]. *J. Climate.*, 23(2): 419-439. doi:
550 10.1175/2009jcli3140.1

551 Rossow W B, Pearl C. 2007. 22-Year survey of tropical convection penetrating into the lower
552 stratosphere [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 34(4). doi: 10.1029/2006GL028635

553 Sang W, Huang Q, Tian W, et al. 2018. A Large Eddy Model Study on the Effect of Overshooting
554 Convection on Lower Stratospheric Water Vapor [J]. *J. Geophys. Res-atmos.*, 123(18):
555 10,023-010,036. doi: 10.1029/2017JD028069

556 Sassen K, Wang Z, Liu D. 2009. Cirrus clouds and deep convection in the tropics: Insights from
557 CALIPSO and CloudSat [J]. *J. Geophys. Res-atmos.*, 114(D4). doi: 10.1029/2009JD011916

558 Savtchenko A, Kummerow R, Smith P, et al. 2008. A-Train Data Depot: Bringing Atmospheric
559 Measurements Together [J]. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 46(10): 2788-2795. doi:
560 10.1109/TGRS.2008.917600

561 Setvák M, Lindsey D T, Rabin R M, et al. 2008. Indication of water vapor transport into the lower

562 stratosphere above midlatitude convective storms: Meteosat Second Generation satellite
 563 observations and radiative transfer model simulations [J]. Atmos. Res., 89(1): 170-180. doi:
 564 10.1016/j.atmosres.2007.11.031
 565 Shepherd T G. 2002. Issues in Stratosphere-troposphere Coupling [J]. J. Meteorol. Soc. JPN. Ser. II,
 566 80(4B): 769-792. doi: 10.2151/jmsj.80.769
 567 Sherwood S. 2002. A Microphysical Connection Among Biomass Burning, Cumulus Clouds, and
 568 Stratospheric Moisture [J]. Science., 295(5558): 1272-1275. doi: 10.1126/science.1065080
 569 Sherwood S C, Dessler A E. 2000. On the control of stratospheric humidity [J]. Geophys. Res. Lett.,
 570 27(16): 2513-2516. doi: 10.1029/2000GL011438
 571 Sherwood S C, Dessler A E. 2003. Convective Mixing near the Tropical Tropopause: Insights from
 572 Seasonal Variations [J]. J. Atmos. Sci., 60(21): 2674-2685. doi:
 573 10.1175/1520-0469(2003)060<2674:Cmnttt>2.0.Co;2
 574 Simpson J, Kummerow C, Tao W K, et al. 1996. On the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM)
 575 [J]. Meteorol. Atmos. Phys., 60(1): 19-36. doi: 10.1007/BF01029783
 576 Solomon S, Daniel J S, Neely R R, et al. 2011. The Persistently Variable “Background” Stratospheric
 577 Aerosol Layer and Global Climate Change [J]. Science., 333(6044): 866-870. doi:
 578 10.1126/science.1206027
 579 Solomon S, Rosenlof K H, Portmann R W, et al. 2010. Contributions of Stratospheric Water Vapor to
 580 Decadal Changes in the Rate of Global Warming [J]. Science., 327(5970): 1219-1223. doi:
 581 10.1126/science.1182488
 582 Stephens G L, Vane D G, Boain R J, et al. 2002. THE CLOUDSAT MISSION AND THE A-TRAIN: A
 583 New Dimension of Space-Based Observations of Clouds and Precipitation [J]. Bull. Amer. Meteor.
 584 Soc., 83(12): 1771-1790. doi: 10.1175/bams-83-12-1771
 585 Stephens G L, Vane D G, Tanelli S, et al. 2008. CloudSat mission: Performance and early science after
 586 the first year of operation [J]. J. Geophys. Res-atmos., 113(D8). doi: 10.1029/2008JD009982
 587 孙一, 陈权亮. 2017. 青藏高原地区一次强对流过程中 UTLS 大气成分分析 [J]. 气象科技, 45(6):
 588 1083-1089. Sun Y, Chen Q. 2017. Variation of Atmospheric Composition in UTLS during
 589 a Strong Convection Process in Tibetan Plateau [J]. Meteorological Science and Technology (in
 590 Chinese), 45(6): 1083-1089. doi: 10.19517/j.1671-6345.20160636
 591 Sun Y, Chen Q, Gui K, et al. 2017. Characteristics of Water Vapor in the UTLS over the Tibetan

592 Plateau Based on AURA/MLS Observations [J]. *Adv. Meteorol.*, 2017(3504254). doi:
593 10.1155/2017/3504254

594 Takahashi H, Luo Z. 2012. Where is the level of neutral buoyancy for deep convection? [J]. *Geophys.*
595 *Res. Lett.*, 39(15). doi: 10.1029/2012GL052638

596 Takahashi H, Luo Z J. 2014. Characterizing tropical overshooting deep convection from joint analysis
597 of CloudSat and geostationary satellite observations [J]. *J. Geophys. Res-atmos.*, 119(1): 112-121.
598 doi: 10.1002/2013JD020972

599 Tian W, Chipperfield M, Huang Q. 2008. Effects of the Tibetan Plateau on total column ozone
600 distribution [J]. *Tellus B*, 60(4): 622-635. doi: 10.1111/j.1600-0889.2008.00338.x

601 Vaughan G, Schiller C, Mackenzie A R, et al. 2008. SCOUT-O3/ACTIVE: High-altitude Aircraft
602 Measurements around Deep Tropical Convection [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 89(5): 647-662.
603 doi: 10.1175/bams-89-5-647

604 Vernier J P, Thomason L W, Kar J. 2011. CALIPSO detection of an Asian tropopause aerosol layer [J].
605 *Geophys. Res. Lett.*, 38: L07804. doi:10.1029/2010GL046614.

606 Vernier J P, Fairlie T D, Natarajan M, et al. 2015. Increase in uppertropospheric and lower
607 stratospheric aerosol levels and its potential connection with Asian pollution [J]. *J. Geophys.*
608 *Res-Atmos.*, 120: 1608-1619. doi:10.1002/2014JD022372.

609 Wang P K. 2003. Moisture plumes above thunderstorm anvils and their contributions to
610 cross-tropopause transport of water vapor in midlatitudes [J]. *J. Geophys. Res-atmos.*, 108(D6).
611 doi: 10.1029/2002JD002581

612 Wang P K, Setvák M, Lyons W, et al. 2009. Further evidences of deep convective vertical transport of
613 water vapor through the tropopause [J]. *Atmos. Res.*, 94(3): 400-408. doi:
614 10.1016/j.atmosres.2009.06.018

615 Wirth V. 1995. Diabatic heating in an axisymmetric cut-off cyclone and related
616 stratosphere-troposphere exchange [J]. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 121(521): 127-147. doi:
617 10.1002/qj.49712152107

618 夏静雯, 傅云飞. 2016. 东亚与南亚雨季对流和层云降水云内的温湿结构特征分析 [J]. *大气科学*,
619 40(3): 563-580. Xia J, Fu Y. 2016. The Vertical Characteristics of Temperature and Humidity
620 Inside Convective and Stratiform Precipitating Clouds in the East Asian Summer Monsoon
621 Region and Indian Summer Monsoon Region [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in

Chinese), 40(3): 563-580. doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.1507.15123

Xu W. 2013. Precipitation and Convective Characteristics of Summer Deep Convection over East Asia
Observed by TRMM [J]. *Mon. Weather Rev.*, 141(5): 1577-1592. doi: 10.1175/mwr-d-12-00177.1

杨健, 吕达仁. 2003. 平流层-对流层交换研究进展 [J]. *地球科学进展*, 18(3): 380-385. Yang J,
Lv D. 2003. PROGRESSES IN THE STUDY OF STRATOSPHERE-TROPOSPHERE
EXCHANGE [J]. *Advances in Earth Science (in Chinese)*, 18(3): 380-385. doi:
10.11867/j.issn.1001-8166.2003.03.0380

Yu P, 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. U.S.A.*, 114(27): 6972-6977.
doi: 10.1073/pnas.1701170114

Yuan T, Li Z. 2010. General Macro- and Microphysical Properties of Deep Convective Clouds as
Observed by MODIS [J]. *J. Climate.*, 23(13): 3457-3473. doi: 10.1175/2009jcli3136.1

Zhao P, Xu X, Chen F, et al. 2018. The Third Atmospheric Scientific Experiment for Understanding the
Earth–Atmosphere Coupled System over the Tibetan Plateau and Its Effects [J]. *Bull. Amer.
Meteor. Soc.*, 99(4): 757-776. doi: 10.1175/bams-d-16-0050.1

周秀骥. 1995. 中国地区臭氧总量变化与青藏高原低值中心 [J]. *科学通报*, 40(0023-074X):
1396-1398. Zhou X. 1995. Changes in total ozone in China and low-value centers on the
Qinghai-Tibet Plateau [J]. *Chinese Science Bulletin (in Chinese)*, 40(15): 1396-1398. doi:
10.1360/csb1995-40-15-1396

Zipser E J, Cecil D J, Liu C, et al. 2006. WHERE ARE THE MOST INTENSE THUNDERSTORMS
ON EARTH? [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 87(8): 1057-1072. doi: 10.1175/bams-87-8-1057