

胡嘉纓, 银燕, 陈倩, 等. 2019. 深对流云对不同高度示踪气体层垂直输送的数值模拟研究 [J]. 大气科学, 43 (1): 171–182. Hu Jiaying, Yin Yan, Chen Qian, et al. 2019. A numerical study on the vertical transport of tracer gases at different altitudes by deep convective clouds [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 43 (1): 171–182, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1804.17290.

深对流云对不同高度示踪气体层垂直输送的 数值模拟研究

胡嘉纓 银燕 陈倩 胡汉峰

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/中国气象局气溶胶与云降水重点开放实验室, 南京 210044

摘 要 采用考虑化学气体传输过程的云模式模拟了 2014 年 7 月 30 日发生在安徽滁州境内一次深对流过程, 研究深对流活动对不同高度示踪气体的输送及再分布作用。结果表明, 在积云发展阶段, 强上升气流使得云内源层示踪气体有效地向上输送, 对流层中部强的夹卷过程及水平入流使得云外气体入云输送至主要对流区, 并在垂直气流的作用下进一步影响各层示踪气体的分布。各层示踪气体均可向上输送至对流层上部, 其中对流层中部示踪气体 (2.1~4.5 km、4.5~7.5 km 和 7.5~10.8 km) 的向上输送作用与近地层示踪气体 (0~2.1 km) 的贡献相当。例如, 输送到 11~13 km 的示踪气体有 4.9% 来自近地层, 6.3% 来自 2.1~7.5 km。此外, 近地层示踪气体可在深对流的水平输送下向云侧边界扩散, 将局地污染输送到云外周边地区。源层高度位于 2.1~4.5 km 的示踪气体可下沉输送至近地层, 形成新的局地污染。随着源层高度的抬升, 示踪气体向下输送作用减弱, 其中对流层上层示踪物 (10.8~15 km) 无法输送到 6 km 以下。

关键词 深对流 垂直输送 示踪气体

文章编号 1006-9895(2019)01-0171-12

中图分类号 P426

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1804.17290

A Numerical Study on the Vertical Transport of Tracer Gases at Different Altitudes by Deep Convective Clouds

HU Jiaying, YIN Yan, CHEN Qian, and HU Hanfeng

Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters/Key Laboratory for Aerosol-Cloud-Precipitation of China Meteorological Administration, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044

Abstract A cloud model with gases transmission process is used to investigate the vertical transport and redistribution of tracer gases at different altitudes in a deep convective system, which occurred on 30 July 2014 over Chuzhou, Anhui Province. The tracers were efficiently transported upward by large vertical velocity from their initial layer at the cumulus stage. The substantial entrainment and horizontal inflow in the mid-troposphere brought the tracers outside the cloud into the convective core region, and the distribution of tracers was further affected by the convective cloud. The tracers in each level could be transported upward to the upper troposphere, and the contribution of mid-tropospheric tracers (2.1–4.5 km, 4.5–7.5 km, 7.5–10.8 km) was comparable to that of boundary layer tracers. For instance, for the tracers that

收稿日期 2017-11-27; **网络预出版日期** 2018-04-17

作者简介 胡嘉纓, 女, 1994 年出生, 硕士研究生, 主要从事云降水物理研究。E-mail: hujynuist@163.com

通讯作者 银燕, E-mail: yinyan@nuist.edu.cn

资助项目 国家自然科学基金项目 91644224、41775136, 江苏高校优势学科建设工程资助项目(PAPD)

Funded by National Natural Science Foundation of China (Grants 91644224, 41775136), A Project Funded by the Priority Academic Program Development of Jiangsu Higher Education on Institutions (PAPD)

were transported to the altitude of 11–13 km, 4.9% and 6.3% of them were originated from the boundary layer and the mid-troposphere (2.1–7.5 km), respectively. Furthermore, the tracers at 0–2.1 km could be transported to the side of the cloud, bringing local pollutants to the surrounding areas outside the cloud. The tracers between 2.1 km and 4.5 km altitudes could be transported downward to the boundary layer, generating new local pollution. The downward transport of tracers became weak as the altitude of tracers increased, and the upper troposphere tracers (10.8–15 km) could hardly be transported down to 6 km altitude.

Keywords Deep convection, Vertical transport, Tracer gases

1 引言

大气污染物的环境、气候效应不仅决定于其浓度的多少,在很大程度上还决定于其在大气中的垂直分布(王体健和孙照渤, 1999)。深对流云是大气质量垂直输送的主要载体,它能够在相对较短的时间内将含有各种污染气体及气溶胶的大气由低层输送至对流层上层甚至平流层低层(Chatfield and Crutzen, 1984; Prather and Jacob, 1997)。对流活动期间强的垂直气流及污染物在高层存在较长的滞留时间,可将污染物的影响范围扩大,改变它们在区域及全球大气中的循环,影响各层大气的组成及辐射特性(Lu et al., 2000; Clarisse et al., 2011)。因此,深对流活动是大气中的化学成分在整个大气层中垂直输送及再分布的关键机制,对之的研究尤为重要。

20 世纪 80 年代, Chatfield and Crutzen (1984) 及 Dickerson et al. (1987) 指出热带深对流系统在对流层痕量气体自下而上的再分布中起到了重要的作用。自此,针对深对流云对大气化学成分及气溶胶再分布影响的研究广泛开展。研究指出,对流活动发生时,垂直气流的强度及结构会影响污染物的对流输送(Randriambelo et al., 2000)。在低纬地区,对流以大约 8 g d^{-1} 的空气质量输送速率向上输送低层大气(Prather and Jacob, 1997)。高会旺等(1998)利用一个欧拉型酸沉降模式研究了积云的垂直输送作用,结果表明积云内强的垂直气流可使得硫污染物在对流层高层增加 50%~400%。污染物在对流云作用下的垂直分布不仅取决于云的动力结构,也决定于气体的理化性质。国内外学者利用不同数值模式模拟大气污染气体在深对流云中的垂直输送,指出了气体溶解度、气体在云滴冻结时的保有率等在对流云垂直输送中的重要性(Crutzen and Lawrence, 2000; Mari et al., 2000)。Yin et al. (2001, 2002) 利用包括化学气体传输过程的分档云模式衡量气体溶解度及液水冻结时的保有率对

深对流云中气体垂直再分布的影响时,强调了气溶胶特性及由此造成的云微物理结构差异对污染气体垂直输送的重要性。同时,微物理过程也会影响垂直输送,如夹卷过程会稀释云体特性,改变浮力,影响对流输送(De Rooy et al., 2013)。

尽管国际上针对深对流的输送作用已开展了多项观测试验,并进行了一系列的数值模拟,但对深对流对污染物输送的净效应及影响大气化学成分再分布的机制仍存在很多争议。Hauf et al. (1995) 指出深对流系统导致上对流层臭氧浓度增加,而云砧处浓度降低,前者是平流层交换的作用,后者是对流层清洁空气稀释的结果。此外,边界层高浓度的臭氧前体物,如挥发性有机物,也可能随着深对流活动到达对流层上层,同时深对流内部的闪电过程会生成新的 NO, 均可促进高层臭氧的生成(Thompson et al., 1997; Zhang et al., 2003)。基于臭氧的全球数值模拟, Lawrence et al. (2003) 发现深对流使得对流层上部臭氧浓度降低(干沉降及对流层与平流层交换作用导致),但在考虑前体物输送的情况下新生成的臭氧可抵消输送的作用,使得高层臭氧浓度增加,且在对流中部变化最大。而 Doherty et al. (2005) 得出了相反的结论,他们发现新生成的臭氧不足以抵消对流输送导致的臭氧浓度降低。Tost et al. (2010) 指出,深对流参数化是导致这一差异的主要因素。Scala et al. (1990) 在一次飚线过程的模拟中指出输送到云砧处的空气 50% 以上来自对流层中部,边界层的空气所占比重很小。在一次超级单体风暴的数值模拟中, Mullendore et al. (2005) 指出边界层污染物可在对流中心强上升气流的作用下输送到平流层,而边界层高度之上的污染物由于云侧上升气流的作用导致弱的垂直输送。Yasunaga et al. (2004) 利用二维云分辨模式讨论了深对流云对边界层污染物的卷出作用,研究发现在 200 hPa 及 600 hPa 存在两个卷出高值区,前者与云顶的存在有关,后者与强的水平涡度有关。

大多数研究主要集中在深对流对微量气体向上输送作用的影响。近年来一些外场观测及数值模拟 (Sahu and Lal, 2006; Grant et al., 2008; Hu et al., 2010) 指出下沉气流可将对流层中上层臭氧向下输送到大气边界层, 并使得近地层臭氧体积浓度增加了 20~30 ppb (10^{-9} , 体积浓度), 降低臭氧寿命。但这些研究中并未明确指出输送到近地层的污染物中有多少来自中部对流层, 多少来自上部对流层。此外, 现有的结果表明深对流对对流层化学成分再分布有重要影响, 但这些研究均未明确指出对流活动影响污染物垂直输送及再分布的云物理化学过程及机制, 未量化对流、平流及局地化学等过程对污染物再分布的贡献。Yin et al. (2012) 发现深对流云对来自不同高度的气溶胶的输送不同, 对处于 0~2.2 km、2.2~5.4 km 以及 5.4~8.0 km 高度层气溶胶的输送分别可导致 13.5 km 高度处气溶胶总浓度增加 7.71、5.36 和 5.16 倍, 但其研究中不同高度层的气溶胶可参与云物理过程, 影响云动力结构及降水过程, 进一步改变气溶胶的垂直输送及再分布情况, 不能简单地将其应用到痕量气体中。因此, 本文旨在利用分档云模式, 考虑示踪气体位于不同高度层时, 深对流活动对其输送及再分布的影响, 进一步探究深对流系统影响污染气体垂直分布的主要机理, 量化各层示踪气体对指定高度污染气体浓度的输送贡献比, 不考虑气体理化性质及化学反应等因素对示踪气体垂直分布的影响。

2 模式介绍及试验设计

本文采用轴对称分档云模式研究深对流系统对不同高度示踪气体的垂直输送作用。模式的动力结构及微物理过程基于 Reisin et al. (1996) 的轴对称非静力云模式, Yin et al. (2002, 2005) 改进了模式的微物理过程, 并增加了气体输送、液相化学及气溶胶清除等过程。就气体输送部分, 模式考虑了 H_2O_2 、 SO_2 、 CO_2 和 O_3 四种大气成分。为了得到大气及水成物中痕量气体成分的变化率, 模式采用动力及微物理方程来计算气体 i 在大气中的浓度 ($M_{a,i}$) 及在水成物中的混合比 ($M_{h,i}$), 方程如下:

$$\frac{\partial M_{a,i}}{\partial t} = F_q(M_{a,i}) - D(M_{a,i}) + \left(\frac{\partial M_{a,i}}{\partial t}\right)_{\text{uptake}} + \left(\frac{\partial M_{a,i}}{\partial t}\right)_{\text{micro}}, \quad (1)$$

$$\frac{\partial M_{h,i,k}}{\partial t} = F_q(M_{h,i,k}) - D(M_{h,i,k}) + \left(\frac{\partial M_{h,i,k}}{\partial t}\right)_{\text{uptake}} +$$

$$\left(\frac{\partial M_{h,i,k}}{\partial t}\right)_{\text{micro}} + \left(\frac{\partial M_{h,i,k}}{\partial t}\right)_{\text{chem}}, \quad (2)$$

其中, 下标 k 代表水成物档数。 F_q 和 D 为湍流和平流输送项, 随着格点位置发生变化。下标为 “uptake”、“micro” 和 “chem” 的项分别代表由于气体吸收、微物理过程及液相化学反应导致的大气中的痕量气体与液相中气体成分的传输。这些项通过动力方程计算得到 (详情见 Yin et al., 2001, 2002, 2005)。

模式水平分辨率 200 m, 垂直分辨率 300 m, 模拟区域垂直范围 15 km, 水平半径 8 km。模式采用 2014 年 7 月 30 日 08 时 (北京时, 下同) 南京探空站的探空曲线进行初始化, 模拟当日 17 时 30 分左右距离南京探空站约 65.5 km, 位于安徽滁州境内的一次深对流过程。由于对流发生时刻与探空气球施放时间相差时间较长, 且午后近地面短波辐射加热对局地对流的触发具有重要影响。因此, 我们将云底高度 (约 1 km) 以下的温度直减率向下修改为干绝热直减率 (9.8 K/100m), 地面温度达 34.57°C。图 1 给出了模式初始化使用的温湿廓线, 模拟个例背景风场较弱, 因此使用不考虑风场作用的轴对称云模式进行模拟。

本文的主要目的是研究深对流系统对不同高度污染气体的质量输送及再分布作用, 因此采用溶解性较弱的 O_3 作为示踪气体, 并在模式中关闭与之有关的化学反应过程。考虑到气体的垂直分布及远距离输送等, 大气化学成分存在于不同的高度 (Cooper et al., 2001; Lelieveld et al., 2002)。因此,

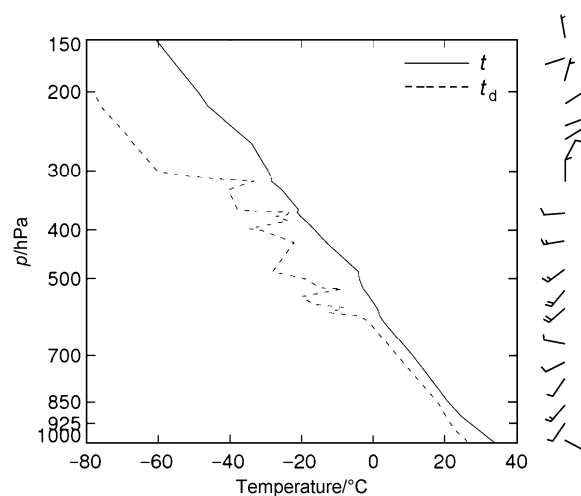


图 1 模式初始化使用的温度 (实线) 和露点温度 (虚线) 垂直廓线
Fig. 1 Vertical profiles of temperature (solid curve) and dew-point temperature (dashed curve) used for initialization in the model

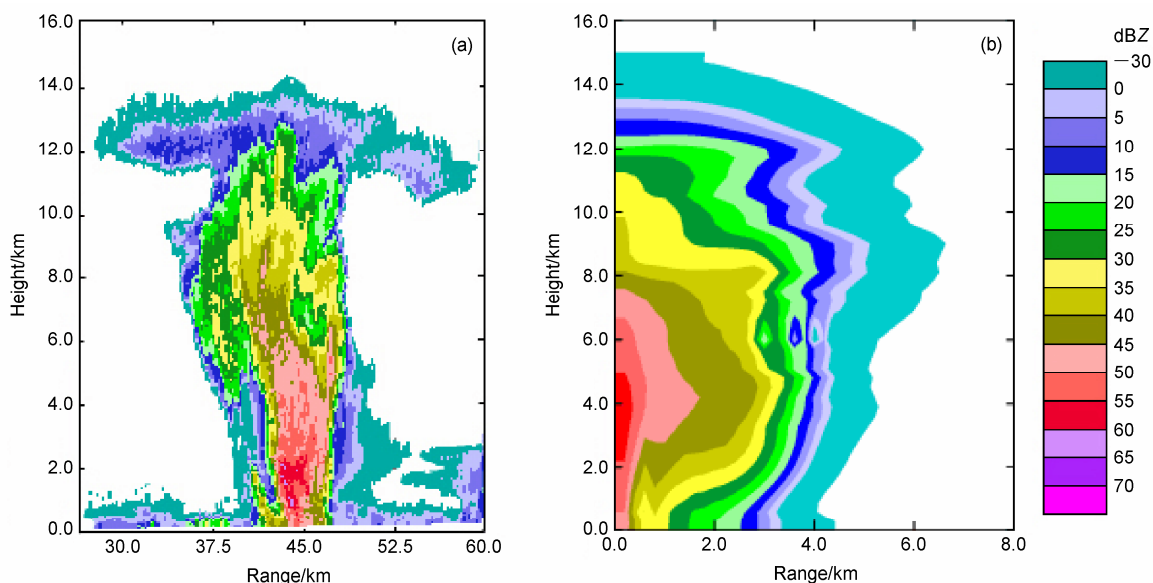


图2 成熟阶段 (a) 观测及 (b) 模拟的云体雷达回波剖面

Fig. 2 Vertical cross sections of radar reflectivity (in dBZ) at the mature stage obtained from (a) observations and (b) simulation

在研究区域不同高度设定水平分布均匀的排放源, 混合比为 10 nmol mol^{-1} , 源层以外的高度示踪物浓度为 0 nmol mol^{-1} 。结合对流发展高度及中纬度地区对流层结构(盛裴轩等, 2013; 刘慧等, 2012), 分别在 $0 \sim 2.1 \text{ km}$ 、 $2.1 \sim 4.5 \text{ km}$ 、 $4.5 \sim 7.5 \text{ km}$ 、 $7.5 \sim 10.8 \text{ km}$ 、 $10.8 \sim 15 \text{ km}$ 设定排放源, 记为试验 TR1、TR2、TR3、TR4 及 TR5, 以期得到不同高度的污染物在深对流过程影响后的再分布情况(为表述方便, 下文用 C1、C2、C3、C4、C5 分别表示试验 TR1、TR2、TR3、TR4、TR5 中的示踪气体)。

3 模拟结果验证

图 2a 给出了 2014 年 7 月 30 日 18 时 06 分南京信息工程大学 C 波段双偏振多普勒雷达的垂直扫描图。该对流单体雷达回波高度超过 13 km , 单体水平范围可达 10 km 以上, 最强回波强度达 60 dBZ 。分析每隔 7 min 左右的雷达回波图(图略)发现, 该单体在 17 时 31 分开始出现, 17 时 44 分处于积云发展阶段, 最大回波强度达 55 dBZ 以上, 此后强回波(回波强度 $\geq 45 \text{ dBZ}$) 范围逐渐扩大, 到 17 时 58 分强回波向下到达近地层, 18 时 06 分云侧出现新的单体, 之后该单体逐渐消散。

使用分档云模式模拟 7 min 后云体开始出现, 20 min 时处于积云发展阶段, 此后回波范围逐渐扩大, 强回波区域下移, 到 40 min 时最大回波达 57

dBZ , 之后回波减弱, 云体逐渐消散。图 2b 给出了模拟 40 min 时云体雷达回波垂直剖面图。对比成熟阶段云体回波的观测及模拟结果(图 2a、b), 模拟的云体高度与实际观测较为一致, 4 km 以上雷达回波水平范围低于观测结果, 且实际单体中心位置发生了一定的偏移, 这可能与模式未考虑背景风速有关; 30 dBZ 回波顶高与观测结果表现出了较好的一致性, 但强对流中心(回波强度 $\geq 45 \text{ dBZ}$) 比观测结果约高 1 km , 该差异的出现可能与触发对流的热泡有关(Mullendore et al., 2005; Li et al., 2008; Yin et al., 2012)。因此, 可以认为模式较好的再现了此次深对流系统出现的时间及发展过程。

4 结果分析

4.1 云的发展过程

图 3 给出了研究区域不同高度最大垂直速度随时间的变化, 模拟 7 min 后云开始出现, 10 min 后垂直气流迅速增大, 云体垂直发展旺盛, 云顶升高到 10 km 以上。这主要是由于积云发展阶段不仅有气溶胶活化及凝结增长释放潜热, 还存在液滴的冻结过程释放潜热, 使得该时段垂直速度增大较为显著。到 20 min 时, 垂直气流在 7.2 km 、 8.4 km 、 9.3 km 及 10.5 km 出现极大值, 分别为 31.9 m s^{-1} 、 40.5 m s^{-1} 、 36.3 m s^{-1} 、 29.4 m s^{-1} 。图 4 给出了 20 min 时水成物空间分布, 在 7.2 km 和 8.4 km 液滴质量

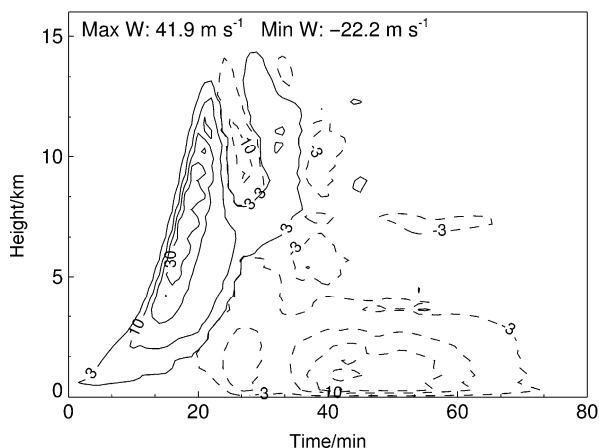


图3 模拟区域内各高度最大垂直速度随时间的变化。实线和虚线分别代表上升及下沉气流

Fig. 3 Evolution of maximum vertical velocity at different altitudes in the simulated domain. The solid and dashed lines stand for vertical velocities of updrafts and downdrafts, respectively

浓度可达 8.0 g kg^{-1} 、 7.63 g kg^{-1} ，在 9.6 km 及 10.5 km 冰晶浓度分别为 3.4 g kg^{-1} 、 4.4 g kg^{-1} ，潜热释放导致这四个高度出现速度极大值。例如， 20 min 时， 9.6 km 处云内最大冰晶生长速率为 $0.12 \text{ g kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$ 。此后对流层上层及中下层均有下沉气流出现，且 3 km 以下下沉气流较强，最大可达 -22.2 m s^{-1} ，该强下沉气流的出现与强的降水率（约 35.6 mm h^{-1} ）有关。进入消散阶段（约 60 min ）后，降水停止，垂直气流逐渐减弱，云底抬升，云内主要以霰粒子和冰晶为主。云发展阶段各微物理过程的差异及降水过程可能改变云的动力结构，影响气体的垂直输送效率。

4.2 示踪气体的垂直分布

对流发生时，对流中心垂直速度较大，对流发展旺盛，对污染物的输送较为明显。同时，对流中心受环境影响小，干空气夹卷的稀释作用影响较小（Takahashi et al., 2017）。因此，用中心气流区来研究对流条件下示踪气体的再分布更能体现出对流过程的垂直输送作用。结合对流过程中垂直气流的分布情况定义中心气流区为云中心径向距离在 1 km 以内的区域。图 5 给出了模拟开始时刻（图 5a）及模拟 75 min 时（图 5b）中心气流区示踪物浓度垂直分布情况， 75 min 时云内垂直气流较弱（图 3），此时示踪气体垂直分布随时间变化小。因此，图 5b 代表了对流云作用下示踪气体最终的垂直分布情况，可反映出对流输送对示踪气体再分布的影响。

模拟 75 min 时，云顶可达 14 km 。与初始浓度

相比（图 5a），各层示踪物浓度均有减少。此时，在试验 TR1、TR2、TR3 及 TR4 中，示踪气体在整个模拟高度均有分布。其中，C1 和 C2 在 5 km 以上的分布相似，在 $8.5 \sim 12.5 \text{ km}$ 浓度维持在 $1.5 \sim 2.2 \text{ nmol mol}^{-1}$ 范围内。即在深对流作用下，边界层和对流层底层的气体可有效地输送至对流层上层。此时，近地层的 C1 浓度几乎为零，而 C2 由近地层初始的 0 nmol mol^{-1} 增大到约 7 nmol mol^{-1} ，即 C2 在近地层出现了一个峰值，这是下沉输送导致的（在 4.3 节详细讨论）。C3 在其初始层上下形成两个峰值，且最高可到达 11 km 以上，同时 C3 也可到达近地层（约 $1.5 \text{ nmol mol}^{-1}$ ）。C4 同 C3 分布类似，也是在其源层上下形成两个峰值，但其到达近地层的浓度仅有 $0.13 \text{ nmol mol}^{-1}$ 。C5 代表对流层上层污染物，它在 14 km 以上浓度超过初始值，同时 C5 也可向下输送但向下输送高度范围有限，如 6 km 处仅有 $0.011 \text{ nmol mol}^{-1}$ 。示踪物的垂直分布情况表明，深对流不仅可将近地层污染物输送到对流层上部，也可将中部对流层的示踪物向上输送，引起近地层污染气体在对流层上层浓度比例的变化（在 4.3 节讨论）。其次，在深对流活动的影响下，对流层中部的示踪气体可输送至近地层，尤其是 $2.1 \sim 4.5 \text{ km}$ 的示踪气体（TR2）可在深对流活动将边界层污染物清除后再次形成新的污染。

Yin et al. (2012) 研究了深对流云来自不同高度气溶胶的输送作用，其研究中选用的是热带海洋性深对流个例，而本文研究对象为中纬度大陆性深对流云，相关研究指出云类型的差异会影响对流输送效率（Yin et al., 2001）。其次，不同高度的气溶胶可参与云降水过程，进一步影响气溶胶的垂直输送。Yin et al. (2012) 中气溶胶的对流输送过程与本文研究的示踪气体的输送过程并不完全相同。其中，Yin et al. (2012) 的研究中发现处在 $2.2 \sim 8.0 \text{ km}$ 高度层的气溶胶输送到 13.5 km 高度处的浓度是 $0 \sim 2.2 \text{ km}$ 高度层气溶胶的 1.44 倍，而本研究中 $2.1 \sim 7.5 \text{ km}$ 高度层的示踪气体输送到 12 km 的浓度是边界层气体浓度的 1.3 倍，二者较为接近。即对流层中部气溶胶层对云动力过程影响小，深对流对气溶胶的向上输送效率与示踪气体接近，可认为较为一致。而边界层气溶胶对云发展影响较大，会显著改变气溶胶的垂直输送；且各层气溶胶会显著影响降水率，尤其是使源层气溶胶清除率增大，因此对流云对痕量气体的输送作用与颗粒物并不相同。

此外, 本文不考虑气体理化性质及化学反应等因素对气体垂直分布的影响, 着重探究深对流系统影响污染气体垂直分布的机理, 量化不同高度污染气体对指定高度污染气体的输送贡献比, 后期将考虑大

气污染气体与云的相互作用, 进行深入研究。因此, 与 Yin et al. (2012) 的研究结果存在一定差异。

4.3 示踪气体的空间分布

为理解影响示踪气体垂直分布的物理机制, 我们对示踪气体浓度空间分布进行分析, 并结合水平及垂直净通量讨论。图 6 给出了相应时刻试验 TR1、TR2、TR3、TR4 和 TR5 中示踪气体浓度 (nmol mol^{-1}) 的空间分布, 黑色实线代表水成物总浓度为 0.01 g kg^{-1} 的云边界。这里采用“Direct”方法来计算示踪气体穿越任一物质面的质量通量 (丛春华等, 2001)。以垂直通量为例, 将某一高度看作是二维平面, 在此面上的每一个点, 空气在单位时间内通过该点的单位面积的质量通量 m 为

$$m = \rho w, \quad (3)$$

其中 ρ 、 w 分别为空气密度及垂直速度。所有正值相加即可得总的向上的大气质量通量 m_u , 所有负值相加即可得总的向下的大气质量通量 m_d 。考虑某痕量气体在该高度层上、下部的含量分别为 q_1 、 q_2 , 则该痕量气体穿越某平面的净通量可表示为

$$m_q = m_u q_1 - m_d q_2. \quad (4)$$

采用上述方法得到示踪气体垂直净通量, 记为 M_z 。使用水平速度 u 做类似处理得到单位时间内通过任一格点的示踪气体水平净通量, 某一高度上各格点水平通量之和即为指定高度示踪气体水平净

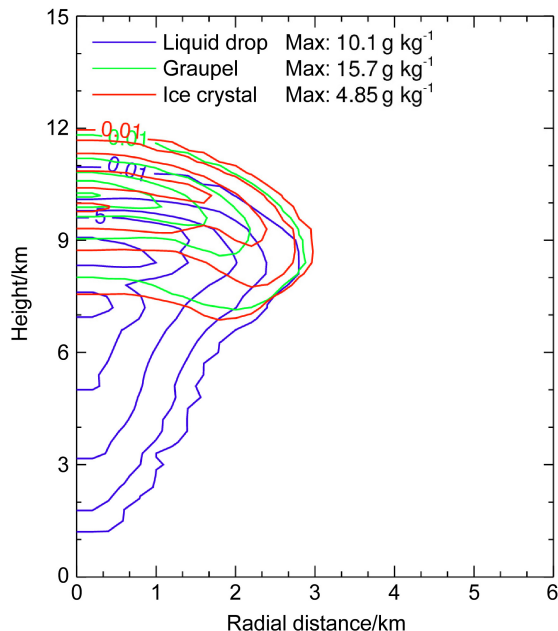


图 4 积云阶段 (20 min) 云中液滴、霰粒及冰晶质量浓度 (单位: g kg^{-1}) 空间分布

Fig. 4 Spatial distributions of specific mass concentrations (units: g kg^{-1}) for liquid drops, graupels, and ice crystals at 'cumulus stage' (at 20 min)

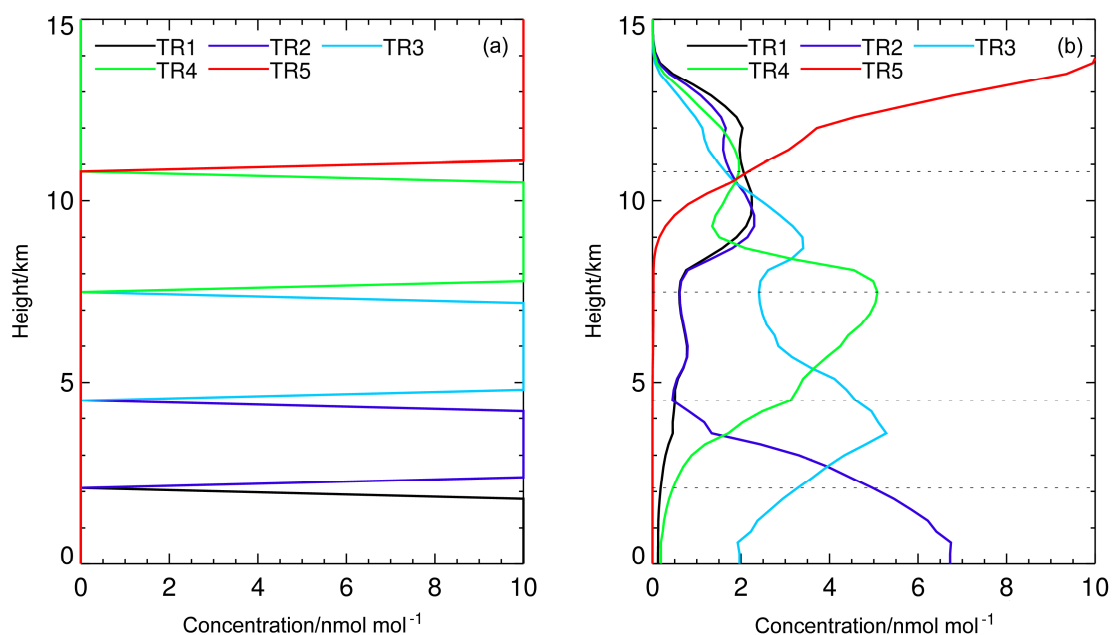


图 5 (a) 初始及 (b) 模拟到 75 min 时中心气流区示踪物浓度垂直分布。定义云中心径向距离在 1 km 以内的区域为中心气流区, 点线代表示踪气体层的初始位置

Fig. 5 Vertical distributions of tracer concentration in the updraft core area (a) at the initial time and (b) after 75 min of simulation. The updraft core area is defined as the central cloud column with radial distance less than 1 km. The dotted lines indicate the original locations of the tracer layers

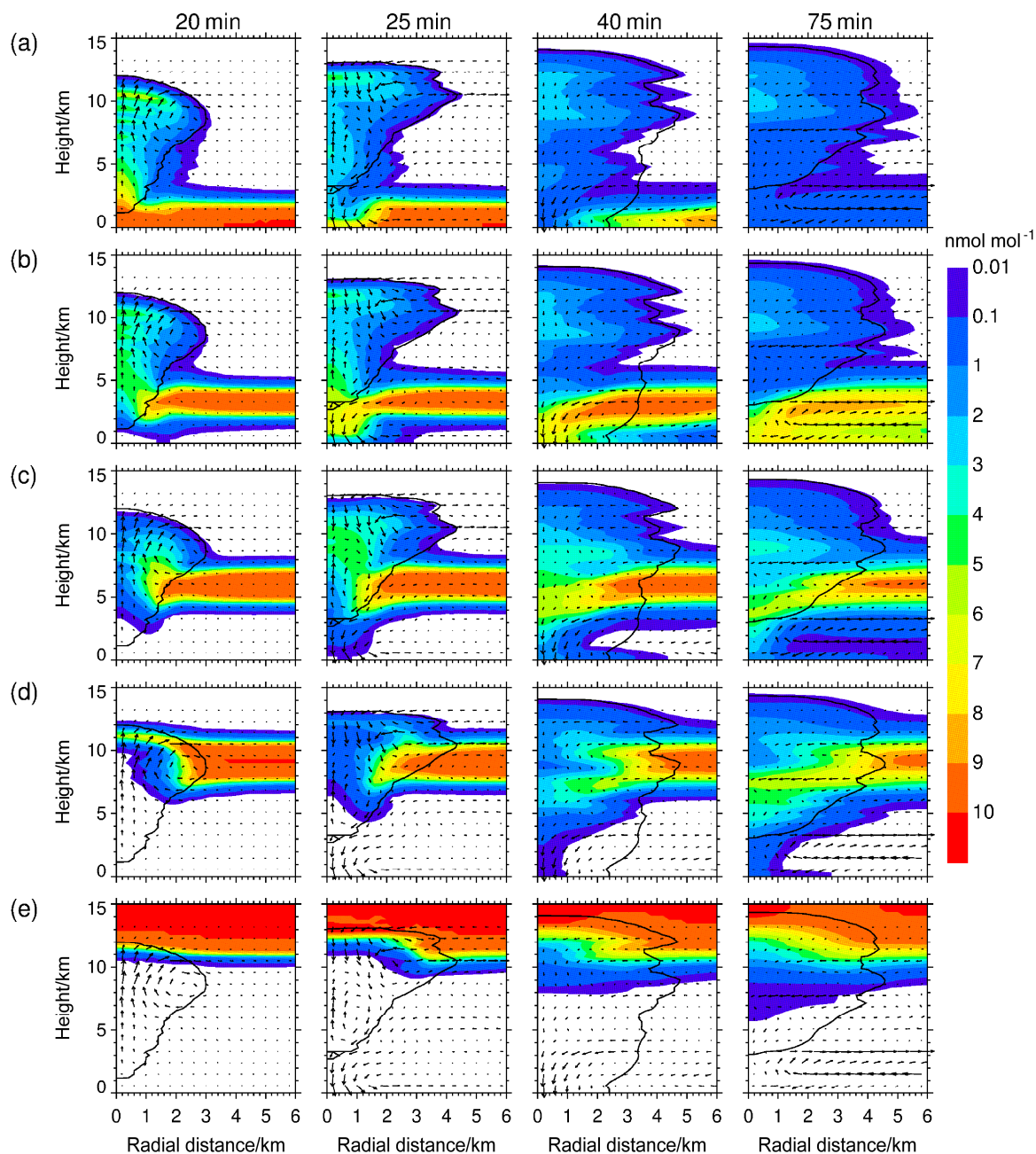


图6 模拟 20 min、25 min、40 min 及 75 min 时，试验 (a) TR1、(b) TR2、(c) TR3、(d) TR4、(e) TR5 中示踪气体浓度（阴影，单位： nmol mol^{-1} ）及风场（单位： m s^{-1} ）的空间分布。黑实线代表液滴、冰晶及霰粒总质量浓度为 0.01 g kg^{-1} 的云边界，箭头代表风矢量

Fig. 6 Spatial distributions of tracer concentrations (units: nmol mol^{-1}) and wind fields (units: m s^{-1}) for cases (a) TR1, (b) TR2, (c) TR3, (d) TR4 and (e) TR5 at 20 min, 25 min, 40 min and 75 min of simulation. The black solid curves are cloud boundary that the total mass concentration of 0.01 g kg^{-1} of liquid drops, ice crystals, and graupels. Arrows are wind vectors

通量 M_x 。图 7 给出了模拟 20 min、25 min、40 min 及 75 min 时各试验中示踪气体水平及垂直净通量（ $10^{-6} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ ）的垂直分布。

TR1 试验中，边界层示踪物在积云发展阶段强上升气流作用下向上输送至对流层上部，20 min 时 7.2 km、8.4 km、9.3 km 及 10.5 km 四个高度因潜热

释放导致垂直速度存在极大值（见 4.1 节讨论），对应的示踪物垂直净通量分别为 $0.31 \text{ mg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ 、 $0.41 \text{ mg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ 、 $0.44 \text{ mg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ 、 $0.42 \text{ mg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ （图 7a）。同时，这几个区域的夹卷较弱（图略），来自中层云外清洁空气的稀释较小，所以在示踪物空间分布中表现为四个大值区（图 6a）。23 min 后 8 km 以上

下沉气流出现(图3),但垂直净通量仅为积云阶段的1/5,且4~8 km仍存在弱的向上输送,因此云顶有部分示踪气体累积,但浓度仅为20 min时浓度的73%。此后,对流层上层通量减弱,到75 min时,对流层上层气体浓度为 $2.04 \text{ nmol mol}^{-1}$ 。而4 km以下水平净通量及垂直净通量幅度增大,尤其是近

地层水平净通量(40 min时可达 $4.16 \text{ mg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$),远大于垂直净通量,使得0.9 km以上的示踪气体水平入流至对流中心并下沉出流,将近地层污染源不断地向外进行更大范围的输送,到75 min时近地层示踪物最大仅有 $0.12 \text{ nmol mol}^{-1}$ 。因此,成熟及消散阶段对流层下部强的下沉输送及水平外流可

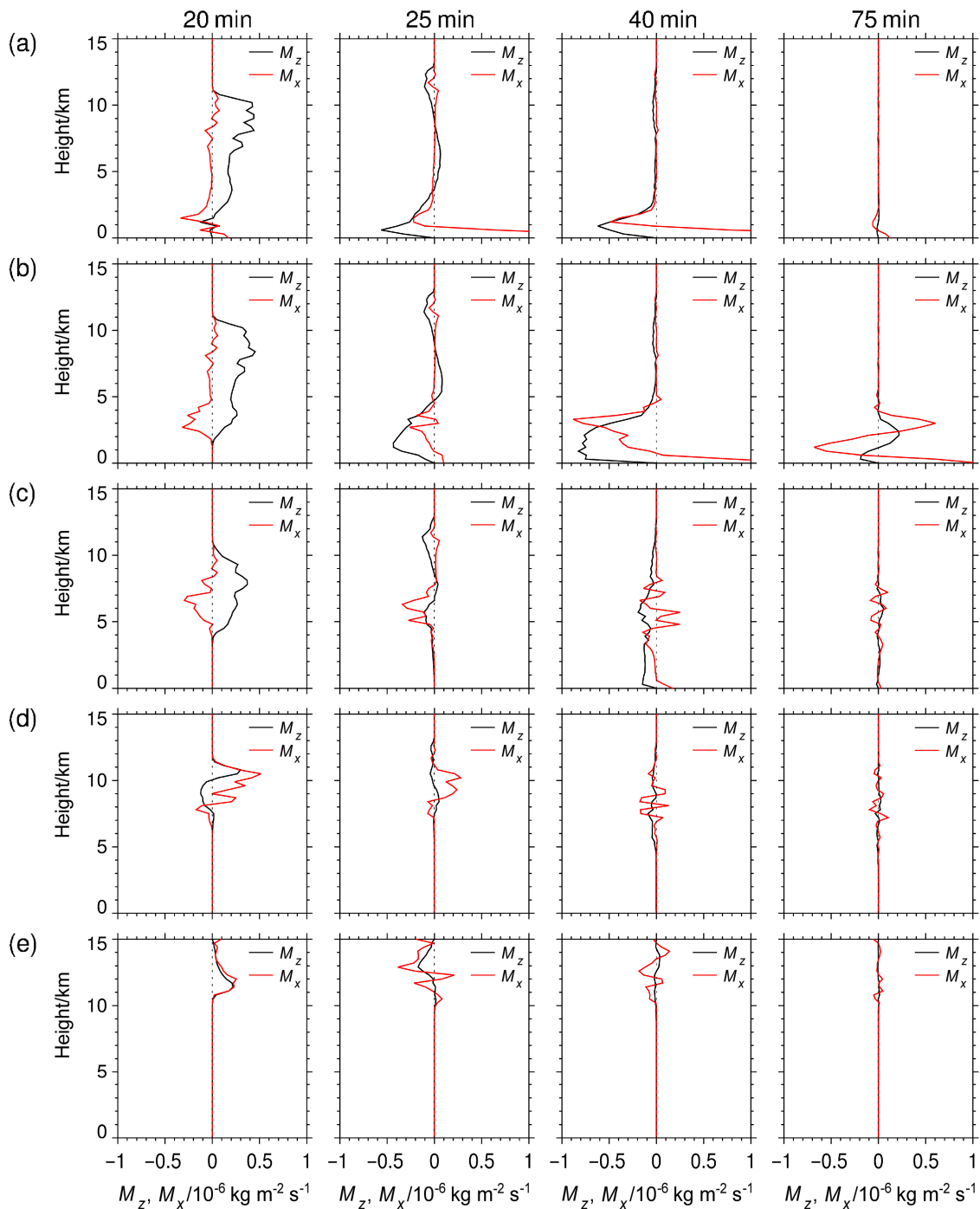


图7 模拟20 min、25 min、40 min及75 min时,试验(a) TR1、(b) TR2、(c) TR3、(d) TR4、(e) TR5中示踪气体水平净通量及垂直净通量的垂直分布(单位: $10^{-6} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$)。红实线代表水平净通量,黑实线代表垂直净通量

Fig. 7 Vertical profiles of horizontal (M_x , red) and vertical (M_z , black) net fluxes (units: $10^{-6} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$) of tracer concentration for cases (a) TR1, (b) TR2, (c) TR3, (d) TR4, and (e) TR5 at 20 min, 25 min, 40 min and 75 min of simulation

将局地污染输送到周边地区，而对于积云发展阶段输送到高层的污染物，成熟及消散阶段虽会对之有所输送清除，但仍有一部分气体（最大约 $2.03 \text{ nmol mol}^{-1}$ ）可保留下来，并一直存在于上部对流层。其次，系统外的示踪气体仅有一小部分可进入对流系统并向上输送，大部分被水平输送到其他区域。

图 6b, c, d 及 7b, c, d 分别给出了对流层中部示踪物 (C2, C3 及 C4) 浓度及净通量分布情况，强的对流输送及下层清洁空气的稀释总是先将云系统内的源层污染减弱，之后对流层中部的夹卷及水平入流使得系统内的污染得以补充，并在动力场的作用下再分布（注意该方法并不能区分夹卷及水平入流）。但由于动力结构的差异，不同源层高度的示踪气体的分布特征也存在一定的差异。对于 $2.1 \sim 4.5 \text{ km}$ 的示踪气体 C2，积云发展阶段在其源层的水平净通量与垂直净通量可以相互抵消（图 7b），使得水平输送到云系统内的污染气体均得以向上输送，甚至可输送至对流层上层并保留至消散阶段（75 min 时，9.6 km 示踪气体浓度最大为 $2.3 \text{ nmol mol}^{-1}$ ），20 min 浓度高值区的出现原因同 C1；而在下沉气流出现（约 23 min）后，1~5 km 强的夹卷及水平入流（40 min 时水平净通量最大为 $-0.88 \text{ mg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ ）伴随强的下沉输送（40 min 时垂直净通量可达 $-0.82 \text{ mg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ ）将源层污染输送到近地层，加上近地层水平向外输送通量较大（40 min 时地表水平净通量为 $1.65 \text{ mg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ ），使得示踪气体的影响范围扩大，造成新的局地污染（75 min 时 0~1.5 km 示踪气体平均浓度为 $6.07 \text{ nmol mol}^{-1}$ ）。试验 TR3 中，在积云发展阶段源层高度示踪气体的水平净通量与垂直净通量可以相互抵消，使得水平输送到系统的污染均得以向上输送，但是由于下层输送的清洁空气比重较大，因此 20 min 时中心气流区浓度较低，其中的几个低值中心对应 C1、C2 的高值中心也说明了下层清洁空气稀释的存在；到了成熟阶段夹卷及水平入流使得系统外的源层示踪物得以输送到系统内，但下沉外流较弱，因此到达地面的示踪物较少（ $<1.96 \text{ nmol mol}^{-1}$ ），使得系统内的高值区（约 3.8 km）略低于源层高度。C4 在积云阶段受下层清洁空气的稀释更强，源层示踪气体水平净通量较小（ $<-0.2 \text{ mg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ ），表明夹卷及水平入流对系统内示踪气体的补充较少，加上 9~11 km 的出流较为明显使得对流中心区域示踪物浓度大幅度下降，到 30 min 后 7.5 km 及 9.5 km 附近的

夹卷较强，使得系统外的污染得以进入对流区进一步向上向下输送，在对流区可输送至对流层上层及近地层，但浓度均较小，消散阶段水平及垂直输送较弱，示踪物浓度变化较小。

对于对流层上层的示踪物，C5 在积云发展阶段也有部分向上输送，且处在主要的出流区，浓度消耗大，加上下层输送到此高度的清洁空气稀释使得云内气体浓度减少明显，之后水平输送补充云内垂直输送损耗并在弱的下沉气流下得以向下输送，但向下输送高度有限，到达 6 km 的示踪物仅有 $0.01 \text{ nmol mol}^{-1}$ （见图 6e, 7e）。

因此，中部对流层示踪气体 (C2, C3 及 C4) 再分布的主要过程是在强的上升气流作用下，源层示踪气体得以向上输送并被输送来的下层清洁空气稀释，之后对流层中部强的夹卷作用及水平入流将云外的示踪气体卷入系统并输送至主要对流区，在垂直气流的作用下继续输送。对边界层示踪物 (C1) 不存在下层清洁空气的输送稀释，主要以动力输送为主，中部对流层清洁空气的夹卷会对输送到各高度的示踪气体有一定的稀释作用。而位于对流层上部的示踪气体 C5，主要是卷出及弱的下沉结合低层清洁空气的稀释影响其垂直再分布。

4.4 对流输送贡献

深对流可显著影响大气化学成分分布，其中较为明显的作用就是将低层化学成分有效地输送至高层，但不同高度示踪气体对高层的输送贡献也有所差异。TR1 和 TR2 试验中，深对流的输送使得 75 min 时 11~13 km 的示踪气体分别增加了 $0.47 \text{ nmol mol}^{-1}$ 、 $0.37 \text{ nmol mol}^{-1}$ ，C1 是 C2 的 1.27 倍左右，这与 Barthe et al. (2011) 得出的 3~4 倍不同，这可能是由于对流系统的差异引起的，Barthe 研究中选用的中尺度对流系统持续时间较长，其中 30 m s^{-1} 以上的垂直速度可持续 4 个小时，使得示踪气体得以持续向上输送。

假设某时刻 TR1、TR2、TR3、TR4 及 TR5 试验在指定高度输送示踪气体的浓度分别为 r_1 、 r_2 、 r_3 、 r_4 、 r_5 ，则 TR1 试验对输送到该高度示踪气体的相对贡献为

$$\psi_1 = \frac{r_1}{r_1 + r_2 + r_3 + r_4 + r_5} \quad (5)$$

由此可得到各试验中的示踪气体对某区域污染物浓度的相对贡献百分比（表 1）。由表 1 可以看出 11~13 km 处，除源层示踪气体 (C5) 贡献外，

示踪气体有 4.9 % 来自 0~2.1 km, 6.3 % 来自 2.1~7.5 km。表明中部对流层化学成分在对流输送中不仅可到达对流层上部, 且所占比重与近地层相当, 强调了中部对流层夹卷及水平入流在对流输送及化学物质的再分布中的重要性。

表 1 模拟 75 min 后各试验到达 0~1.5 km 和 11~13 km 高度层的平均示踪气体浓度。括号内为各试验的相对贡献百分比

Table 1 Averaged concentrations of tracers at 0–1.5 km and 11–13 km altitudes after 75 min of simulation (in nmol mol⁻¹). The number in the parentheses indicates the relative contribution in percentage for each test

高度/km	平均示踪气体浓度/nmol mol ⁻¹				
	TR1	TR2	TR3	TR4	TR5
0~1.5	0.54 (7.8%)	6.07 (87.5%)	0.31 (4.4%)	0.02 (0.3%)	—
11~13	0.48 (4.9%)	0.38 (3.8%)	0.25 (2.5%)	0.69 (7.1%)	7.99 (81.7%)

其次, 深对流中的下沉气流也会影响化学成分的再分布。就近地层而言, 模拟到 75 min 时源层示踪气体 (C1) 浓度降低了两个量级, 大部分被输送到模拟区域以外。而 2.1~4.5 km 的示踪气体 (C2) 不仅可到达近地层, 且在近地层污染物总量中占到了 85 % 以上, 造成了新的近地层污染事件。这与 Barthe et al. (2011) 研究结果不同, 这可能是对流云中下沉气流分布差异导致的。C3 及 C4 也会输送到近地层, 但贡献较小。对流层上部的示踪气体也可向下入侵影响化学成分的再分布, 但向下输送的作用有限, 无法到达对流层中下部, 与 Hu et al. (2010) 发现的对流层上部污染物可输送到地面的结果不同。

5 结论

本文采用包括化学过程的云分档模式对一次深对流云系统对不同高度大气化学成分的输送及再分布作用进行了模拟与讨论。结果表明, 深对流云对不同高度大气成分的输送过程主要表现为积云发展阶段云内强上升气流使得源层示踪气体向上输送, 并被下层的清洁空气稀释, 此后对流层中部强的夹卷及水平入流使得云外空气输送至系统内并到达主要对流区, 补充对流中心的源层消耗, 在垂直气流的作用下进一步影响示踪气体的垂直分布。但是, 针对不同高度层的示踪气体, 由于云内动力垂直结构的差异, 其分布特征也存在一定的差异。

深对流活动可有效地将近地层示踪物输送至上部对流层, 使得上部对流层示踪气体浓度增加 0.48 nmol mol⁻¹, 同时低层的水平外流又可将源层示踪气体水平输送到周边地区, 减轻局地污染。对流层上部的示踪气体也会受到对流系统的影响, 但向下输送高度有限, 无法输送至 6 km 以下。

对流层中部示踪气体的再分布过程强调了中部对流层夹卷及水平入流在对流输送中的重要性, 卷入的示踪气体可有效地补充对流中心垂直输送对源层气体的消耗, 并进一步输送至对流层上部, 其中输送到 11~13 km 的示踪气体有 4.9% 来自近地层, 6.3% 来自 2.1~7.5 km, 减少了近地层示踪气体在对流层高层污染总量中所占比重。此外, 2.1~4.5 km 的示踪气体在下沉外流作用下可输送至近地层, 占近地层污染物总浓度的 85% 以上, 造成新的局地污染。

本文所得结论仅是针对一个较为理想的对流单体, 在实际环境中, 不同的云类型、大气层结条件及背景风速等均可能影响垂直输送的效果。例如, Yin et al. (2001) 指出在热力条件相当的情况下, 高溶解度气体在大陆性对流云中的垂直输送效率是清洁的海洋性对流云中的 6 倍。此外, 示踪气体与云之间的相互作用也会改变污染物的垂直分布情况 (Barth et al., 2001; Borbon et al., 2012), 在后续的研究中将针对这些方面进行讨论。

参考文献 (References)

- Barth M C, Stuart A L, Skamarock W C. 2001. Numerical simulations of the July 10, 1996, stratospheric-tropospheric experiment: Radiation, aerosols, and ozone (STRAO) — Deep convection experiment storm: Redistribution of soluble tracers [J]. *J. Geophys. Res.*, 106 (D12): 12381–12400, doi:10.1029/2001JD900139.
- Barthe C, Mari C, Chaboureaud J P, et al. 2011. Numerical study of tracers transport by a mesoscale convective system over West Africa [J]. *Ann. Geophys.*, 29 (5): 731–747, doi:10.5194/angeo-29-731-2011.
- Borbon A, Ruiz M, Bechara J, et al. 2012. Transport and chemistry of formaldehyde by mesoscale convective systems in West Africa during AMMA 2006 [J]. *J. Geophys. Res.*, 117 (D2): D12301, doi:10.1029/2011JD017121.
- Chatfield R B, Crutzen P J. 1984. Sulfur dioxide in remote oceanic air: Cloud transport of reactive precursors [J]. *J. Geophys. Res.*, 89 (D5): 7111–7132, doi:10.1029/JD089iD05p07111.
- Clarisse L, Fromm M, Ngadi Y, et al. 2011. Intercontinental transport of anthropogenic sulfur dioxide and other pollutants: An infrared remote sensing case study [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 38 (19): L19860, doi:10.1029/2011GL048976.

- 丛春华, 李维亮, 周秀骥. 2001. 青藏高原及其邻近地区上空平流层—对流层之间大气的质量交换 [J]. 科学通报, 46 (22): 1914–1918.
- Cong Chunhua, Li Weiliang, Zhou Xiuji. 2001. Mass exchange between stratosphere and troposphere over the Tibetan Plateau and its adjacent regions [J]. Chinese Science Bulletin (in Chinese), 46 (22): 1914–1918, doi:10.3321/j.issn:0023-074X.2001.22.017.
- Cooper O R, Moody J L, Parrish D D, et al. 2001. Trace gas signatures of the airstreams within North Atlantic cyclones: Case studies from the North Atlantic Regional Experiment (NARE'97) aircraft intensive [J]. J. Geophys. Res., 106 (D6): 5437–5456, doi:10.1029/2000JD900574.
- Crutzen P J, Lawrence M G. 2000. The impact of precipitation scavenging on the transport of trace gases: A 3-dimensional model sensitivity study [J]. Journal of Atmospheric Chemistry, 37 (1): 81–112, doi:10.1023/A:1006322926426.
- De Rooy W C, Bechtold P, Fröhlich K, et al. 2013. Entrainment and detrainment in cumulus convection: An overview [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 139 (670): 1–19, doi:10.1002/qj.1959.
- Dickerson R R, Huffman G J, Luke W T, et al. 1987. Thunderstorms: An important mechanism in the transport of air pollutants [J]. Science, 235 (4787): 460–465, doi:10.1126/science.235.4787.460.
- Doherty R M, Stevenson D S, Collins W J, et al. 2005. Influence of convective transport on tropospheric ozone and its precursors in a chemistry-climate model [J]. Atmospheric Chemistry and Physics Discussions, 5 (3): 3747–3771, doi:10.5194/acp-5-3205-2005.
- 高会旺, 黄美元, 余方群. 1998. 大气污染物对流垂直输送作用的探讨 [J]. 环境科学, 19 (4): 1–4. Gao Huiwang, Huang Meiyuan, Yu Fangqun. 1998. A study on vertical transport of air pollutants [J]. Environment Science (in Chinese), 19 (4): 1–4, doi:10.13227/j.hjxx.1998.04.001.
- Grant D D, Fuentes J D, Delonge M S, et al. 2008. Ozone transport by mesoscale convective storms in western Senegal [J]. Atmos. Environ., 42 (30): 7104–7114, doi:10.1016/j.atmosenv.2008.05.044.
- Hauf T, Schulte R, Alheit R, et al. 1995. Rapid vertical trace gas transport by an isolated midlatitude thunderstorm [J]. J. Geophys. Res., 100 (D11): 22957–22970, doi:10.1029/95JD02324.
- Hu X M, Fuentes J D, Zhang F Q. 2010. Downward transport and modification of tropospheric ozone through moist convection [J]. Journal of Atmospheric Chemistry, 65 (1): 13–35, doi:10.1007/s10874-010-9179-5.
- Lawrence M G, von Kuhlmann R, Salzmann M, et al. 2003. The balance of effects of deep convective mixing on tropospheric ozone [J]. Geophys. Res. Lett., 30 (18): 1940, doi:10.1029/2003GL017644.
- Lelieveld J, Berresheim H, Borrmann S, et al. 2002. Global air pollution crossroads over the Mediterranean [J]. Science, 298 (5594): 794–799, doi:10.1126/science.1075457.
- Li G H, Wang Y, Zhang R Y. 2008. Implementation of a two-moment bulk microphysics scheme to the WRF model to investigate aerosol-cloud interaction [J]. J. Geophys. Res., 113 (D15): D15211, doi:10.1029/2007JD009361.
- 刘慧, 韦志刚, 魏红, 等. 2012. 近 51 年我国对流层顶高度的变化特征 [J]. 高原气象, 31 (2): 351–358. Liu Hui, Wei Zhigang, Wei Hong, et al. 2012. Characteristic of tropopause height over China in recent 51 years [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 31 (2): 351–358.
- Lu R, Lin C C, Turco R, et al. 2000. Cumulus transport of chemical tracers: 1. Cloud-resolving model simulations [J]. J. Geophys. Res., 105 (D8): 10001–10021, doi:10.1029/2000JD900009.
- Mari C, Jacob D J, Bechtold P. 2000. Transport and scavenging of soluble gases in a deep convective cloud [J]. J. Geophys. Res., 105 (D17): 22255–22267, doi:10.1029/2000JD900211.
- Mullendore G L, Durran D R, Holton J R. 2005. Cross-tropopause tracer transport in midlatitude convection [J]. J. Geophys. Res., 110 (D6): D06113, doi:10.1029/2004JD005059.
- Prather M J, Jacob D J. 1997. A persistent imbalance in HO_x and NO_x photochemistry of the upper troposphere driven by deep tropical convection [J]. Geophys. Res. Lett., 24 (24): 3189–3192, doi:10.1029/97GL03027.
- Randriambelo T, Baray J L, Baldy S. 2000. Effect of biomass burning, convective venting, and transport on tropospheric ozone over the Indian Ocean: Reunion Island field observations [J]. J. Geophys. Res., 105 (D9): 11813–11832, doi:10.1029/1999JD901097.
- Reisin T, Levin Z, Tzivion S. 1996. Rain production in convective clouds as simulated in an axisymmetric model with detailed microphysics. Part II: Effects of varying drops and ice initiation [J]. J. Atmos. Sci., 53 (13): 1815–1837, doi:10.1175/1520-0469(1996)053<1815:RPICCA>2.0.CO;2.
- Sahu L K, Lal S. 2006. Changes in surface ozone levels due to convective downdrafts over the Bay of Bengal [J]. Geophys. Res. Lett., 33 (10): L10807, doi:10.1029/2006GL025994.
- Scala J R, Garstang M, Tao W K, et al. 1990. Cloud draft structure and trace gas transport [J]. J. Geophys. Res., 95 (D10): 17015–17030, doi:10.1029/JD095iD10p17015.
- 盛裴轩, 毛节泰, 李建国, 等. 2013. 大气物理学 [M]. 北京: 北京大学出版社, 49–50. Sheng Peixuan, Mao Jietai, Li Jianguo, et al. 2013. Atmosphere Physics (in Chinese) [M]. Beijing: Peking University Press, 49–50.
- Takahashi H, Luo Z J, Stephens G L. 2017. Level of neutral buoyancy, deep convective outflow, and convective core: New perspectives based on 5 years of CloudSat data [J]. J. Geophys. Res., 122 (5): 2958–2969, doi:10.1002/2016JD025969.
- Thompson A M, Tao W K, Pickering K E, et al. 1997. Tropical deep convection and ozone formation [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 78 (6): 1043–1054, doi:10.1175/1520-0477(1997)078<1043:TDCAOF>2.0.CO;2.
- Tost H, Lawrence M G, Brühl C, et al. 2010. Uncertainties in atmospheric chemistry modelling due to convection parameterisations and subsequent scavenging [J]. Atmospheric Chemistry and Physics, 10 (4): 1931–1951, doi:10.5194/acp-10-1931-2010.
- 王体健, 孙照渤. 1999. 臭氧变化及其气候效应的研究进展 [J]. 地球科学进展, 14 (1): 37–43. Wang Tijian, Sun Zhaobo. 1999. Development of study on ozone variation and its climatic effect [J]. Advance in Earth Sciences (in Chinese), 14 (1): 37–43, doi:10.11867/j.issn.1001-8166.1999.01.0037.
- Yasunaga K, Kida H, Satomura T, et al. 2004. A numerical study on the detrainment of tracers by cumulus convection in TOGA COARE [J]. J. Meteor. Soc. Japan, 82 (3): 861–878, doi:10.2151/jmsj.2004.861.
- Yin Y, Parker D J, Carslaw K S. 2001. Simulation of trace gas redistribution

- by convective clouds — Liquid phase processes [J]. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 1 (1): 19–36, doi:10.5194/acp-1-19-2001.
- Yin Y, Carslaw K S, Parker D J. 2002. Redistribution of trace gases by convective clouds-mixed-phase processes [J]. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 2 (4): 293–306, doi:10.5194/acp-2-293-2002.
- Yin Y, Carslaw K S, Feingold G, et al. 2005. Vertical transport and processing of aerosols in a mixed-phase convective cloud and the feedback on cloud development [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 131 (605): 221–245, doi:10.1256/qj.03.186.
- Yin Y, Chen Q, Jin L J, et al. 2012. The effects of deep convection on the concentration and size distribution of aerosol particles within the upper troposphere: A case study [J]. *J. Geophys. Res.*, 117 (D22): D22202, doi:10.1029/2012JD017827.
- Zhang R Y, Tie X X, Bond D W. 2003. Impacts of anthropogenic and natural NO_x sources over the U.S. on tropospheric chemistry [J]. *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.*, 100 (4): 1505–1509, doi:10.1073/pnas.252763799.