

曹治强, 吕达仁. 2015. 两次强对流背景下的对流层向平流层输送特征模拟与分析 [J]. 大气科学, 39 (5): 875–884. Cao Zhiqiang, Lü Daren. 2015. Simulation and analysis of troposphere-to-stratosphere transport caused by two severe convection events [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 39 (5): 875–884, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1411.14175.

两次强对流背景下的对流层向平流层输送 特征模拟与分析

曹治强^{1,2,3} 吕达仁¹

¹ 中国科学院大气物理研究所中层大气与全球环境探测重点实验室 (LAGEO), 北京 100029

² 中国科学院大学, 北京 100049

³ 国家卫星气象中心, 北京 100081

摘 要 为了研究强对流及其背景大尺度天气系统在对流层向平流层输送 (TST) 过程的作用, 分别对发生在低纬度和中纬度的两次强对流天气过程进行了模拟。对于发生在广西及其附近地区的低纬度强对流天气来说, 云顶温度较低, 强对流所带来的直接 TST 输送约占总输送数的 18%, 强对流所在的天气尺度或大尺度的系统造成的输送约占总输送数的 82%。对于发生在河北及其附近地区的中纬度强对流来说, 云顶温度略高, 强对流所带来的直接 TST 输送约占总输送数的 0.17%, 强对流所在的天气尺度或大尺度的系统过程造成的输送约占总输送数的 99.83%。从输送到平流层以后粒子的移动方向来看, 这两次过程强对流引起的直接输送都向西南方向移动, 而天气尺度或大尺度系统引起的输送都向偏东方向移动。总的来说, 强对流所在的背景天气尺度或大尺度的系统所引起的 TST 都远大于强对流的直接输送。天气尺度或大尺度的系统引起的输送一般发生在强对流发生的 2 天后, 在强对流发生 8~9 天后达到最大值。

关键词 强对流 对流层向平流层输送 拉格朗日模式 模拟

文章编号 1006-9895(2015)05-0875-10

中图分类号 P403

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1411.14175

Simulation and Analysis of Troposphere-to-Stratosphere Transport Caused by Two Severe Convection Events

CAO Zhiqiang^{1,2,3} and LÜ Daren¹

¹ Key Laboratory of Middle Atmosphere and Global Environment Observation (LAGEO), Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

² University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

³ National Satellite Meteorological Center, Beijing 100081

Abstract To study the effect of the troposphere-to-stratosphere transport (TST) caused by severe convection and the associated background synoptic system, two severe convection events, one that occurred at low latitude and one at midlatitude, were simulated. In the low-latitude case, in Guangxi Province, the proportion of TST caused directly by severe convection was about 18%, while the TST caused by the synoptic background system of the severe convection was about 82%. In the midlatitude case, in Hebei Province, the proportion of TST caused directly by severe convection was about 0.17%, while the TST caused by the synoptic background system of the severe convection was about 99.83%. In terms of the motion of particles transported from the troposphere, the particles transported directly by severe convection

收稿日期 2014-04-24; 网络与出版日期 2014-11-26

资助项目 国家重点基础研究发展计划 (973 计划) 项目 2010CB428601

作者简介 曹治强, 男, 1980 年出生, 高级工程师, 主要研究方向为大气遥感。E-mail: caozq@cma.gov.cn

moved towards the southwest in both events, while the particles transported by the synoptic background systems moved towards the east. In general, the amount of TST caused by the synoptic background system of the severe convection was much larger than that caused directly by the severe convection. The TST caused by the synoptic background systems occurred two days after the severe convection initiation and reached a maximum six or seven days later.

Keywords Severe convection, Troposphere-to-stratosphere transport, Lagrangian model, Simulation

1 引言

对流层向平流层输送 (troposphere-to-stratosphere transport, TST) 是平流层—对流层交换的一部分。强对流可以把对流层低层物质迅速输送到高层, 当出现穿透性对流时, 则可以直接输送到平流层低层, 这在平流层的化学成分构成和气候变化起着重要的作用。Dickerson et al. (1987) 通过科研飞机对一次风暴及其周边的一氧化碳 (CO)、臭氧 (O₃) 和活性氮氧化物等大气成分的观测发现, 在大约 11 km 高度风暴的流出区域上述物质的浓度较大, 并指出风暴可能把局地的污染问题变成区域或全球大气化学问题。Thompson et al. (1997) 等用 NASA Goddard Cumulus Ensemble (GCE) 模式模拟了一次热带深对流过程引起的氮氧化物向上对流层的输送, 并说明了其对增大风暴下风向的臭氧产生率的作用。Poulida et al. (1996) 通过对一次中尺度对流复合体 (MCC) 发生前后的 O₃、CO 等成分的观测, 描述了发生在这个 MCC 内部及其周边的对流层平流层交换 (STE) 特征。Stenchikov et al. (1996) 利用 GCE 模式模拟了这个 MCC 的发生过程, 评估了这个 MCC 引发的平流层向对流层的 O₃ 输送、对流层向平流层的痕量气体输送的作用。Fischer et al. (2003) 通过对一个大的积雨云形成的云砧上面的对流层示踪气体 (CO、苯、甲醇等) 的观测资料分析, 发现其浓度明显高于其周围环境的浓度。Ray et al. (2004) 也通过观测资料证实深对流引发的对流层物质向平流层输送这一现象。限于观测资料的缺乏, 国内对这方面的研究相对较少。Kong and Qin (1993, 1994) 以及 Kong (1994) 通过一个对流云输送模式详细研究了对流云对气体污染物的输送作用。李冰等 (1999) 利用一个冰雹云模式与云化学输送模块耦合而成的三维对流云化学/输送模式, 研究了对流云对重要的大气污染物臭氧、氮氧化物的输送作用。

以上研究从观测和模拟方面给出了强对流引起的污染物输送及其在对流层向平流层输送 (TST) 过程中的作用, 但只是针对强对流本身。强对流作

为中小尺度系统一般是发生在大尺度天气背景下的, 但这两种尺度相结合的研究相对较少。为了研究在大尺度天气背景下强对流所引发的 TST 特征, 本文通过一个拉格朗日扩散模式 (FLEXPART), 分别对发生在低纬度和中纬度的两次强对流天气过程进行了模拟, 分析了这两次强对流天气及其背景大尺度天气系统的 TST 特征。

2 使用的模式和资料介绍

过去对 STE 的诊断方法大多采用基于欧拉框架下的 WEI 方法 (Wei, 1987)。由于 WEI 方法往往侧重于净交换的研究, 而在估算 TST 时精度不高。FLEXPART 是一个拉格朗日扩散模式, 由挪威和奥地利联合开发, 并提供公开下载。它在模拟的过程中考虑了中小尺度的对流和湍流扩散过程, 目前已被广泛应用大气污染输送、森林火灾污染物的中尺度输送以及全球对流层平流层交换方面的研究 (Stohl and Thomson, 1999; Stohl et al., 2003; James et al., 2003a)。陈斌等 (2010) 等利用 FLEXPART 模拟研究了夏季亚洲季风区对流层向平流层输送的源区、路径及其时间尺度, 得到的两个源区与夏季强对流的分布相一致。在 FLEXPART 粒子轨迹计算中采用了“零加速度方案” (Thomson, 1987), 为了模拟对流输送过程, FLEXPART 采用了的是 Emanuel and Živković-Rothman (1999) 对流参数化方案。Forster et al. (2007) 对该对流参数化方案的敏感性试验研究表明, 该对流参数化方案模拟的运用使得无论是热带地区还是热带外地区模拟的对流性降水分布都和实际观测更吻合。模式使用 NCEP (National Centers for Environmental Prediction) 分辨率 $1^\circ \times 1^\circ$ 的再分析场数据作为输入, 输出数据包含示踪物粒子的位置信息及其所在位置的平流层顶高度等物理量, 模拟结果设定为每 3 小时输出一次。

3 2010 年 6 月 19 日强对流天气过程

3.1 2010 年 6 月 19 日强对流天气过程介绍

2010 年 6 月 19 日至 20 日, 江南和华南等地出

现大范围的暴雨天气, 其中上述部分地区还出现了大暴雨, 甚至特大暴雨。这次强对流天气发生的大气环流背景是 500 hPa 上我国大陆上的气压场西高东低, 影响江南、华南地区的天气系统是一个低压浅槽(图 1a), 它从 19 日 00 时(协调世界时, 下同)自西南地区东部逐渐向江南华南地区移动。在 850 hPa 位势高度场和风矢量叠合图(图 1b)上可以看到, 19 日 12 时在西南地区东部和江南西部有一个闭合的低涡环流, 低涡南部和东南部有较强西南风急流, 最大风度达到 12 m s^{-1} 。低涡东北侧为偏东风, 在江南地区中东部形成了明显的风切变。从 19 日 00 时至 20 日 00 时, 低涡向东缓慢移

动, 造成了西南地区东部、江南和华南的强降雨天气。20 日 00 时以后, 低涡逐渐减弱, 这次强降雨过程趋于结束。

从 FY-2E(风云二号卫星)红外亮温上看, 造成这些强降雨的云团为一些中尺度对流系统(MCS), 它们不断的生消发展。从 19 日 12 时, 在广西北部、贵州南部、湖南中部有一个大的 MCS 发展, 随后其发展成了近椭圆形的 MCC, 覆盖了贵州南部、湖南南部以及广西的大部分地区。在 18 时的红外亮温图像上, 广西中北部的亮温达到了 181 K 以下(图 2b 最内圈等值线为 181 K), 在这一区域 NCEP 再分析资料里面给出的对流层高度温

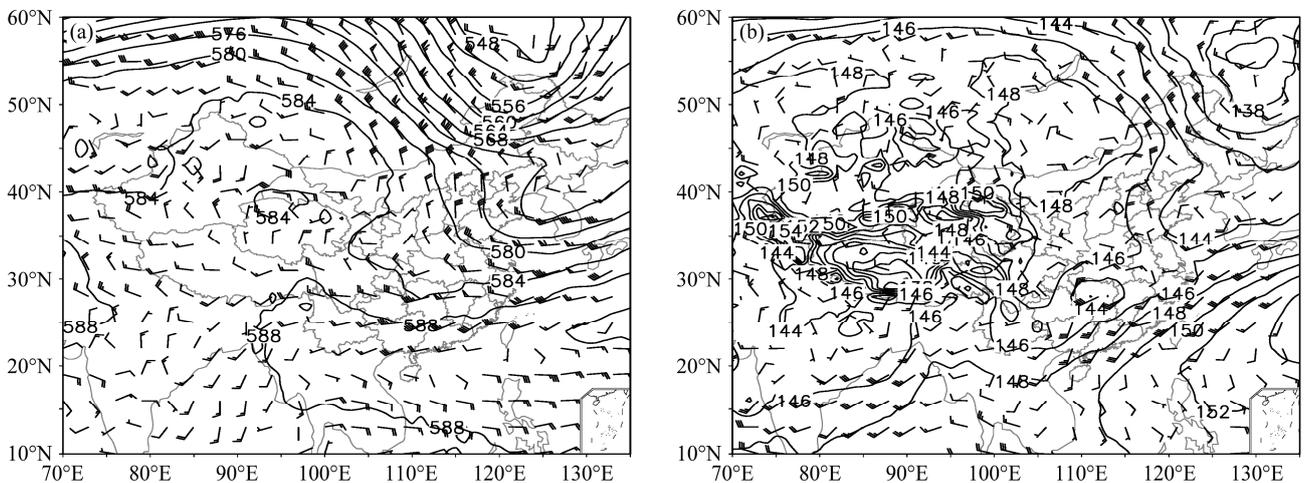


图 1 2010 年 6 月 19 日 12 时(协调世界时, 下同)位势高度场(等值线, 单位: dagpm)和风矢量叠加: (a) 500 hPa; (b) 850 hPa

Fig. 1 Geopotential height fields (contours, units: dagpm) and wind vectors at 1200 UTC 19 June 2010: (a) 500 hPa, (b) 850 hPa

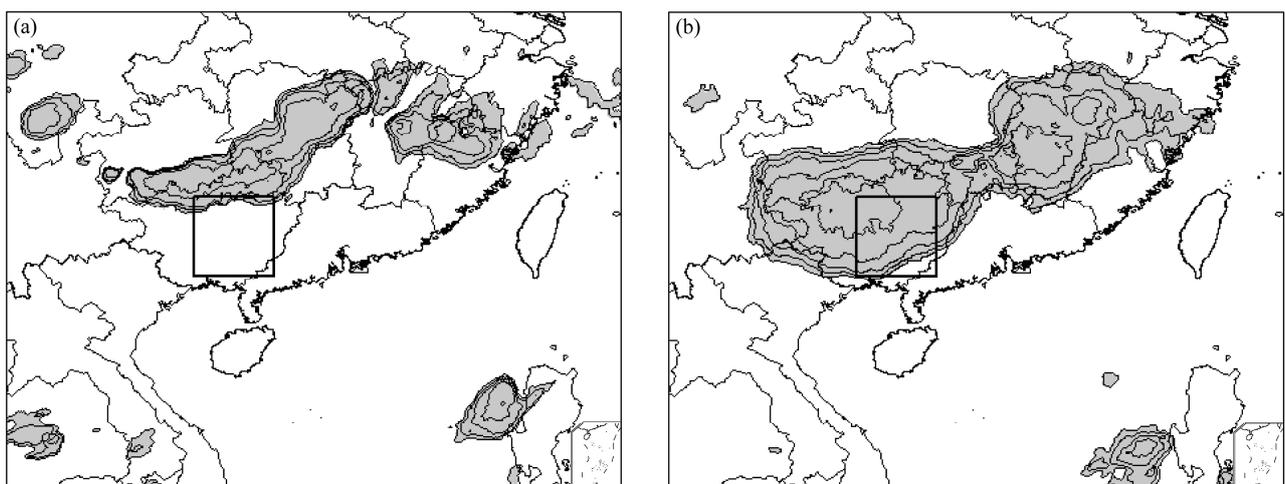


图 2 2010 年 6 月 19 日 (a) 12 时和 (b) 18 时 FY-2E 卫星红外亮温小于 221 K 的区域。阴影为小于 221 K 的区域, 等值线最大值 221 K, 间隔为 10 K, 黑色方框为模拟时粒子释放位置

Fig. 2 Brightness temperature images from FY-2E satellite on 19 June 2010: (a) 1200 UTC, (b) 1800 UTC. The shaded areas represent brightness temperature less than 221 K. The maximum contour line is 221 K and the contour interval is 10 K. The black box is the domain where the particles are released during the simulation

度在 190~195 K 之间, 对流层顶高度在 16680 dagpm 左右, 依此来看, 这一区域云的发展高度大概率穿透了对流层顶。接下来用 FLEXPART 模拟时, 示踪物粒子的释放就选在了这个 MCS 的发展阶段, 释放位置选在 MCS 中心偏南侧的低层流入气流区。

3.2 FLEXPART 模拟方案的设计

这次模拟选择前向模拟, 模拟时间开始于 2010 年 6 月 18 日 12 时, 结束于 2010 年 6 月 30 日 12 时, 示踪物粒子的释放时间段是 19 日 12 时至 18 时, 释放的位置为 (22°~25°N, 108°~111°E), 即图 2 黑色方框所示的位置, 释放的高度为 100~500 m, 释放的粒子总数为 60000 个。这些粒子认为是空间中的点, 不具有质量, 不具有体积, 不参加化学反应, 只起到示踪的作用。

3.3 粒子的三维分布及 TST 输送特征

在粒子开始释放之后的 12 个小时里 (19 日 12 时至 20 日 00 时), 有一小部分粒子垂直向上输送十分迅速, 很快就到达对流层顶以上, 随后这部分粒子向西偏南方向扩散移动, 这部分粒子应该是直接来源于强对流的垂直输送。输送至平流层后沿南亚高压东南侧的偏东风向偏西方向移动。这部分粒子的数目不多, 过程累计共计输送约 800 个, 占过程最大总输送数的 18%。21 日 09 时开始, 在日本九州岛和本州岛西部开始有大量的粒子到达对流

层顶以上, 随后逐渐增多, 这个位置开始的输送是这次模拟过程向对流层顶高度以上的主要输送, 过程最大输送数约为 3700 个, 出现在强对流发生 7 天后, 占总输送数的 82%。它主要是由强对流所在的背景天气尺度或大尺度的系统引起的。图 3 分别给出了粒子在连续时次的空间三维分布, 可以看到在这次模拟过程中, 粒子从对流层向平流层的输送路径主要有 2 条, 第一条路径是先在原地快速向上输送, 然后转向西偏南方向移动。第二条路径是先向东北方向移动, 在移动的过程中逐渐上升, 然后在移动到离释放源很远的地方才到达平流层。

3.4 粒子 TST 输送特征的原因分析

图 4 是 2010 年 6 月 19 日 18 时 200 hPa 高度场和风矢量的叠合图, 200 hPa 大概可以认为是对流层顶高度所在的位置。可以看到在 30°~40°N 之间等值线密集区是副热带高空急流。1256 dagpm 等值线位于青藏高原至江南和华南西部, 对应的气流为高空反气旋环流, 是南亚高压控制区。粒子的释放位置位于南亚高压的东南侧, 其上空为东北风, 其南侧为东风急流。这也是这个位置直接对流向上输送的粒子到达平流层后向西偏南方向移动的原因。

21 日 09 时开始, 在日本九州岛和本州岛西部开始有大量的粒子到达对流层顶以上, 随后逐渐增多。图 5a 给出了 2010 年 6 月 21 日 12 时 500 hPa

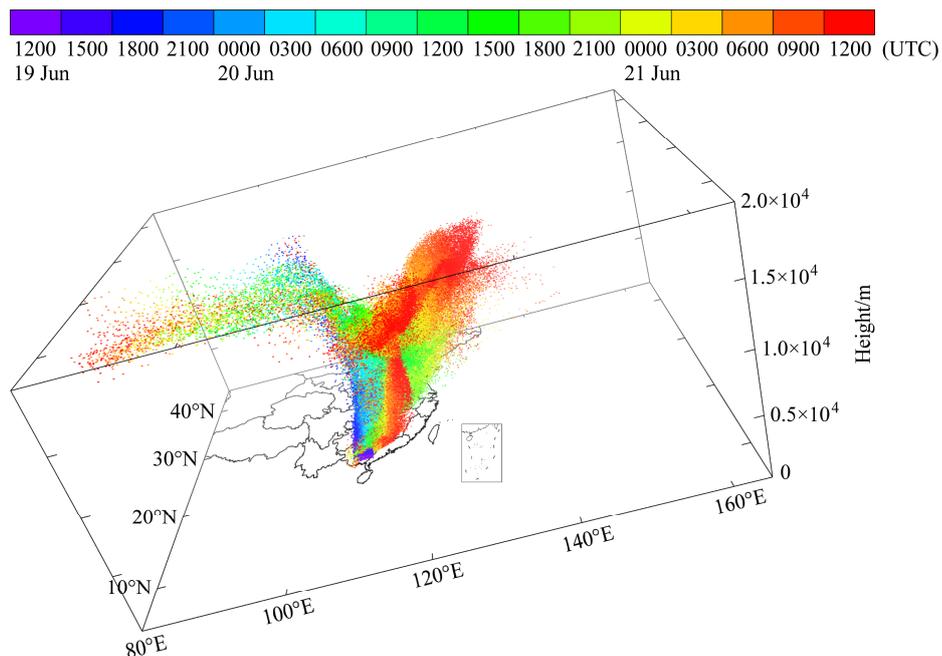


图 3 2010 年 6 月 19 日 12 时至 21 日 12 时时次粒子三维空间位置分布 (色标表示时间)

Fig. 3 The three-dimensional distribution of particles from 1200 UTC 19 June to 1200 UTC 21 June 2010. Color bar: time

位势高度场和到达平流层高度的粒子位置(“+”代表粒子位置)。21日12时,东北地区受东北冷涡的控制,我国东部沿海受低压槽控制,这部分粒子所在的位置位于500 hPa高空槽前,是天气尺度的系统抬升区,这些粒子主要是受槽前的抬升作用而到达平流层的。从温度和水平风速剖面图(图5b)上也可以看到,副热带西风高空急流主要位于30°~45°N之间,这些粒子所处的位置已经进入副热带高空西风急流的南侧,并将随副热带急流向下游输送。

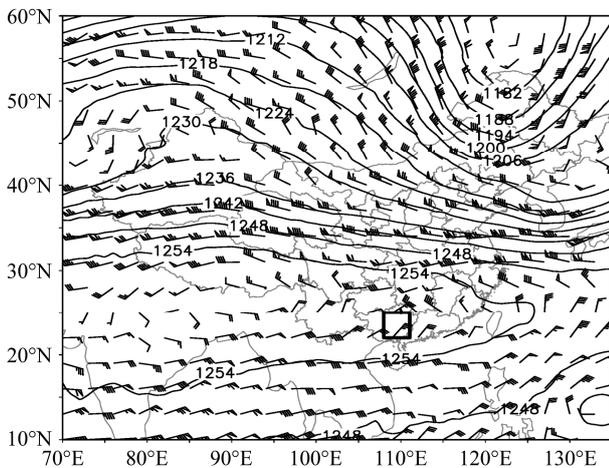


图4 2010年6月19日18时200 hPa位势高度场(等值线,单位:dagpm)和风矢量叠加(黑色方框为示踪粒子的释放位置)

Fig. 4 200-hPa geopotential height field (contours, units: dagpm) and wind vectors at 1800 UTC 19 June 2010. The black box is the domain where the particles are released during the simulation

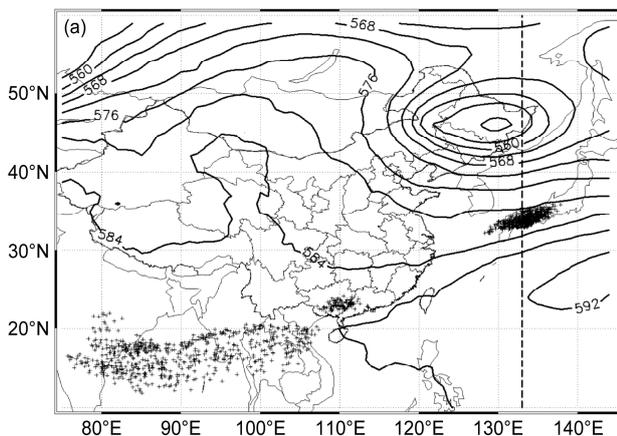


图5 (a) 2010年6月21日12时500 hPa位势高度场(等值线,单位:dagpm)和到达平流层高度的粒子位置(“+”代表粒子位置,黑色虚线为133°E剖面位置); (b) 沿133°E纬向水平风速和温度垂直剖面

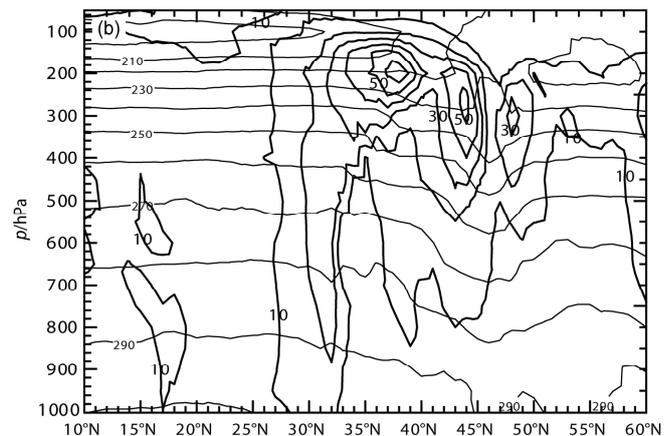
Fig. 5 (a) 500-hPa geopotential height field (contours, units: dagpm) and the positions where the particles enter stratosphere at 1200 UTC 21 June 2010. The “+” signs represent the particles position. The black dashed line is the section position along 133°E. (b) The vertical section of horizontal wind and temperature along 133°E

4 2012年7月26日强对流天气过程

4.1 2012年7月26日强对流天气过程介绍

2012年7月26日下午至夜间,山西中部、河北南部和山东北部出现了一次强对流天气,给上述地区带来了雷暴和大范围的暴雨或大暴雨。图6给出了这次强对流天气发生时的天气背景和环流形势。26日06时500 hPa高度场上东北地区有一个闭合的低压环流中心,内蒙古中部至华北北部有一个高空槽,副热带高压的主体位于海上,其向西伸出一个角位于黄淮和江淮地区,将要发生强对流的区域位于500 hPa高空槽的槽底和副热带高压的西北侧相交汇的地区。在850 hPa位势高度场和风矢量叠合图(图6b)上可以看到,在山西北部、河北西北部存在一条切变线。切变线南侧为偏南气流,切变线北侧为偏北气流。至26日18时,位于内蒙古中部的高空槽东移至东北地区,850 hPa上的切变线减弱东移,上述地区的强对流天气结束。

从FY-2E红外亮温上看,造成这次强降雨的云团也是中尺度对流系统。26日06时从山西中部有线状对流系统向东南方向移动,至10时逐渐在河北南部发展成为一个椭圆形的中尺度对流系统。图7给出了FY-2E红外亮温小于221 K的区域,并以221 K为最大值,每10 K画一条等值线。整个过程中云顶的亮温没有出现第3条等值线,最低温度没有出现低于200 K以下的亮温。22日12时以后,云顶温度低于221 K的区域开始减小,中尺度对流



系统逐渐减弱。接下来用 FLEXPART 模拟时示踪物粒子的释放就选在了这个 MCS 的发展阶段，释放位置选在了 MCS 中心偏南一点低空暖湿气流流入区。

4.2 FLEXPART 模拟方案的设计

这次模拟同样选择前向模拟，模拟时间开始于 2012 年 7 月 25 日 06 时，结束于 2012 年 8 月 6 日 18 时，示踪物粒子的释放时间段是 26 日 06 时至 12 时，释放的位置为 (36°~39°N, 114.5°~117.5°E)，即图 7 黑色方框所示的位置，释放的高度为 100~500 m，释放的粒子总数为 60000 个。同样这些粒子认为是空间中的点，不具有质量，不具

有体积，不参加化学反应，只起到示踪的作用。

4.3 粒子的三维分布及 TST 输送特征

在粒子开始释放之后的 12 个小时内 (26 日 06 时至 18 时)，有一小部分粒子垂直向上输送十分迅速，很快就到达对流层顶以上，随后这部分粒子向西南方向扩散移动，这部分粒子应该是直接来源于强对流的垂直输送，具有中尺度的性质。这部分粒子的数目较少，至 27 日 12 时为 34 个，可以认为这是这次强对流过程的对流直接输送总量，占过程最大输送数的 0.17%。28 日 18 时开始，在蒙古国东部和我国内蒙古东部交界的地方开始有大量的粒子到达对流层顶以上，随后逐渐增多，并逐渐向

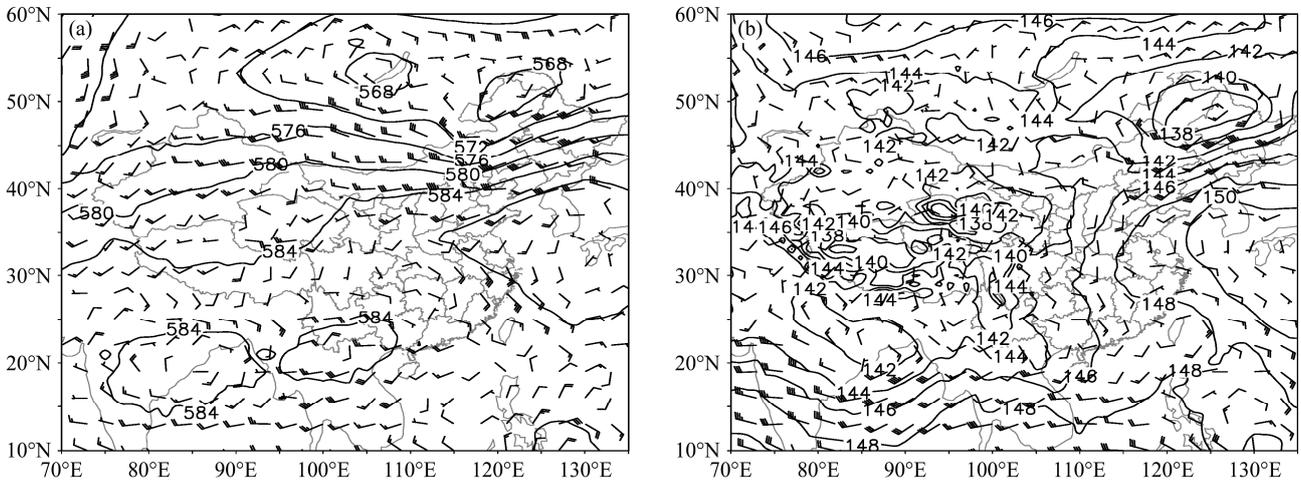


图 6 2012 年 7 月 26 日 06 时位势高度场 (等值线, 单位: dagpm) 和风矢量叠加图: (a) 500 hPa; (b) 850 hPa
Fig. 6 Geopotential height fields (contours, units: dagpm) and wind vectors at 0600 UTC 26 July 2012: (a) 500 hPa, (b) 850 hPa

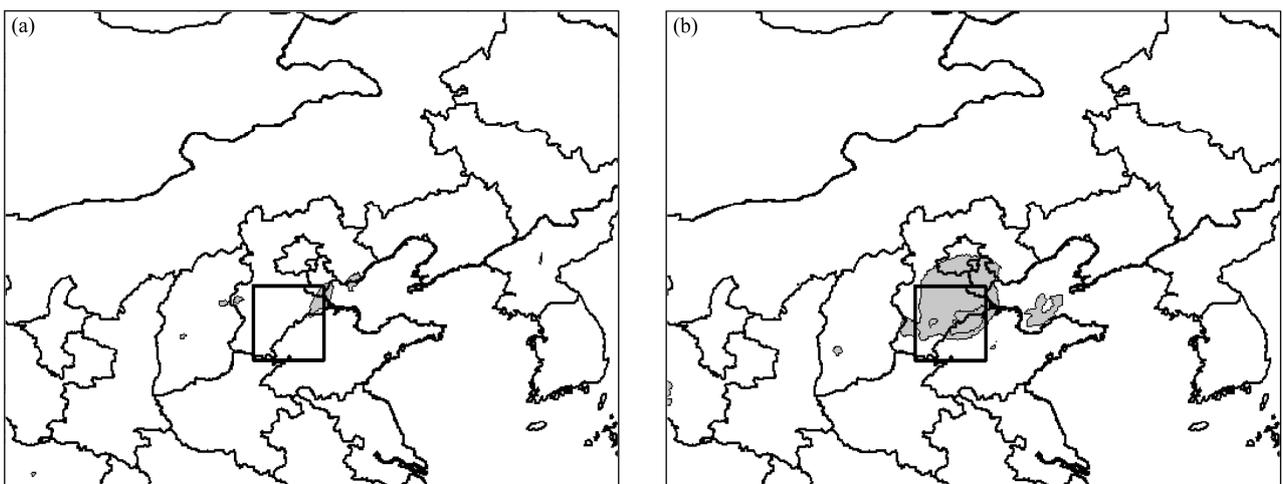


图 7 FY-2E 卫星红外亮温小于 221 K 的区域图: (a) 06 时; (b) 12 时。阴影为小于 221 K 的区域, 等值线最大值 221 K, 间隔为 10 K, 黑色方框为模拟时粒子释放位置
Fig. 7 Brightness temperature images from FY-2E satellite on 26 July 2012: (a) 0600 UTC, (b) 1200 UTC. The shaded areas represent brightness temperature less than 221 K. The maximum contour line is 221 K and the contour interval level is 10 K. The black box is the domain where the particles are released during the simulation

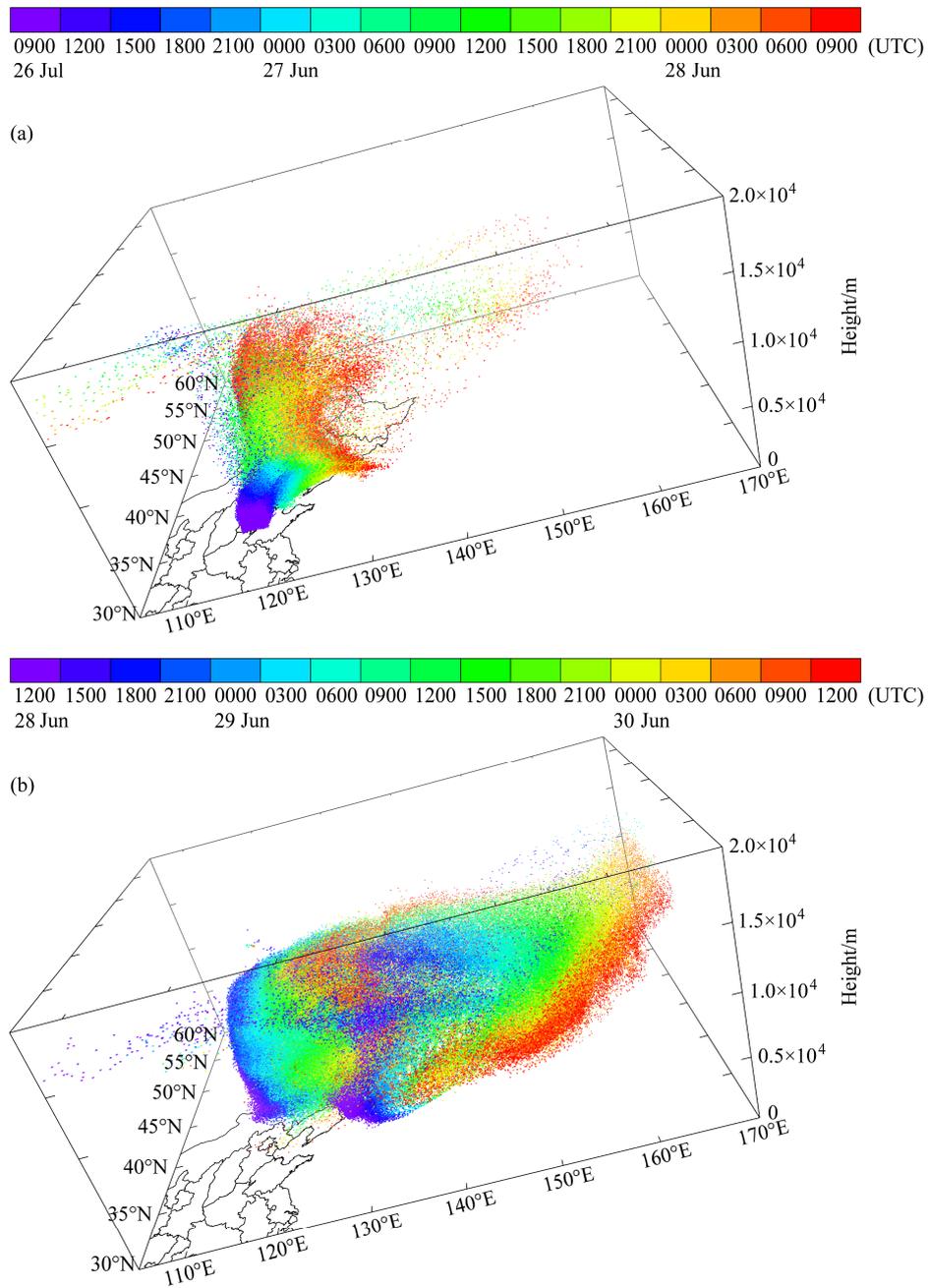


图 8 多时次粒子三维空间位置分布图：2012 年 7 月 (a) 26 日 09 时至 28 日 09 时；(b) 28 日 12 时至 30 日 12 时。色标表示时间

Fig. 8 The three-dimensional distribution of particles: (a) From 0900 UTC 26 July to 09 UTC 28 July 2012, (b) from 1200 UTC 28 July to 1200 UTC 30 July 2012. Color bar: time

偏东方向移动。7 月 29 日 21 时以后，在 155°E 以东的区域，也出现了向平流层输送的较大源区，位于另一个高空槽前。这两个位置开始的输送是这次模拟过程中向平流层的主要输送，模拟的过程最大输送数约为 19800 个，出现在 8 月 3 日 21 时，占总输送数的 99.83%，它主要是由天气尺度或大尺度的系统引起的。

图 8 给出了粒子在连续时次的空间三维分布，可以看到在 26 日 09 时至 28 日 09 时，有稀疏的一些粒子向东南方向移动，这部分粒子来源于对流的直接输送，其移动方向主要受南亚高压反气旋环流的影响。大部分粒子则逐渐向偏北方向移动，在移动的过程中逐渐上升。在 6 月 28 日 12 时至 30 日 12 时，这些向偏北移动的粒子一部分转向略微向偏

西方向移动,一部分转向偏东方向移动,略微偏西方向移动的粒子就是 28 日 12 时以后在蒙古国东部和我国内蒙古东部到达平流层的那些粒子,这个位置开始的输送是这次输送的主要部分。转向偏东方向移动的那部分粒子,在 29 日 21 时以后,开始到达对流层顶,出现的位置离释放源很远,位于 155°E 以东。

4.4 粒子 TST 输送特征的原因分析

图 9 是 2012 年 7 月 26 日 18 时 200 hPa 高度场和风矢量的叠合图。可以看到在 38°~50°N 之间风速较大而且等值线密集,这是副热带高空急流区。

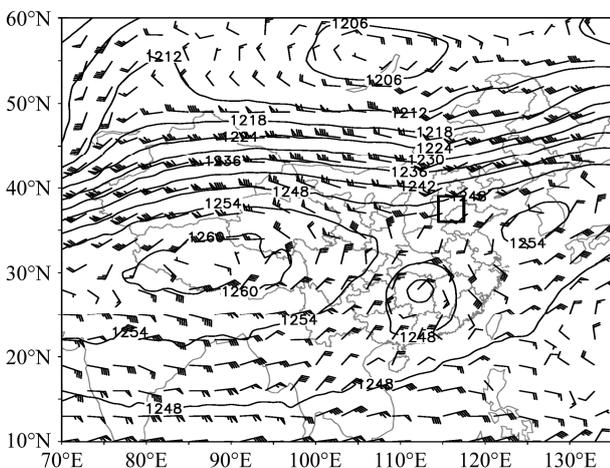


图 9 2012 年 7 月 26 日 18 时 200 hPa 位势高度场(等值线,单位: dagpm)和风矢量叠加图(黑色方框为示踪物粒子的释放位置)

Fig. 9 200-hPa geopotential height field (contours, units: dagpm) and wind vectors at 1800 UTC 26 July 2012. The black box is the domain where the particles are released during the simulation

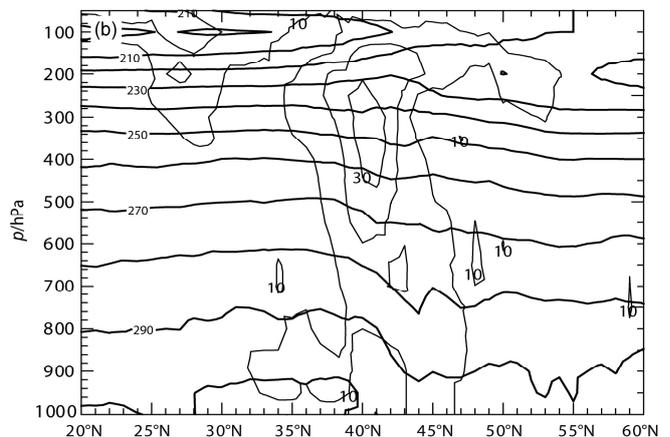
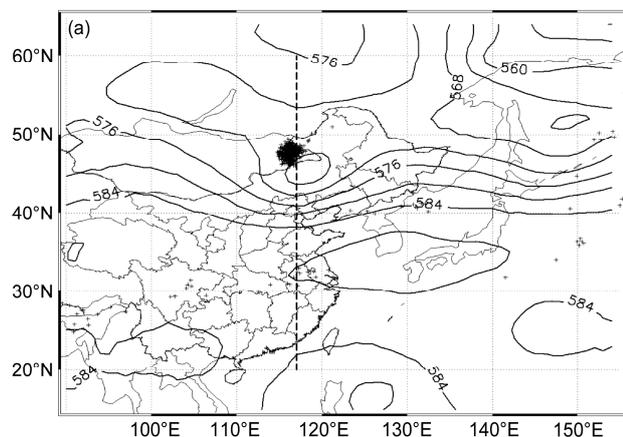


图 10 (a) 2012 年 7 月 28 日 18 时 500 hPa 位势高度场(等值线,单位: dagpm)和到达平流层高度的粒子位置(“+”代表粒子位置,黑色虚线为 117°E 剖面位置);(b) 沿 117°E 纬向水平风速和温度垂直剖面

Fig. 10 (a) 500-hPa geopotential height field (contours, units: dagpm) and the positions where the particles enter stratosphere at 1800 UTC 28 July 2012. The “+” signs represent the particles position. The black dashed line is the section position along 117°E. (b) The vertical section of horizontal wind and temperature along 117°E

1256 dagpm 等值线位于青藏高原至西南地区东部,对应的气流为高空反气旋环流,是南亚高压控制区。在我国东部海区有一环高度为 1256 dagpm 的反气旋环流区,是副热带高压控制区。在江南西部有一闭合的气旋性涡旋,是一个高空冷涡。这样东西分别有一环高压,南北分别有一个低压系统,形成了一个高空鞍形场。粒子的释放位置位于副热带高空急流南侧的下方,低层释放的粒子随强对流到达平流层后位于高空鞍形场中,随弱的东北风向西南方向移动。这一点与 2010 年 6 月 19 日强对流天气过程的直接输送是类似的。

7 月 28 日 18 时(图 10)开始,在蒙古国西部和我国内蒙古东部交界的地方开始有大量的粒子到达对流层顶以上,这些粒子位于东北冷涡的西北侧,大概 45°~50°N 的位置。按经典的气旋三条输送带模型,这个位置处于暖输送带的顶端,正好是上升气流的最高的位置,因而具有较强的向上输送动力。从对应时次的剖面图(图 10b)上可以看到,45°~50°N 的位置位于副热带高空急流的北侧,那里的温度在水平方向上出现了起伏,可能出现了对流层顶的折叠,这些粒子可能是从对流层顶折叠处输送到平流层的。

5 小结

在这两个个例的模拟分析中,都出现了深对流的直接输送和背景天气尺度系统或大尺度系统的输送,这一点与陈斌等(2010)对亚洲季风区研究

得到的两个主要 TST 过程类似。本文的背景系统主要是西风带中的槽。

对于 2010 年 6 月 19 日强对流天气过程, 出现在广西的 MCS 云顶发展高度非常高, 穿透了对流层顶。在这次模拟过程中, 强对流的直接输送到平流层的粒子数最大时约 800 个, 占过程最大总输送数的 18%, 发生时间主要处于强对流的发生期间。天气尺度或大尺度的系统过程最大输送数约为 3700 个, 占过程最大总输送数的 82%。发生时间主要出现在强对流发生 2 天后, 在强对流发生 9 天后达到总输送数的最大值。

对于 2012 年 7 月 26 日强对流天气过程, 强对流云主要出现在河北南部和山东北部, 云顶最低亮温在 200 K 以上, 云顶发展虽然较高, 但仍然低于 2010 年 6 月 19 日强对流天气的云顶高度。在这次模拟过程中, 强对流的直接输送到平流层的粒子数最大时约 34 个, 占总输送数的 0.17%, 发生时间主要处于强对流的发生期间。天气尺度或大尺度的系统过程的最大输送数约 19800 个, 出现在 8 月 3 日 21 时, 占总输送数的 99.83%。

总的来说, 天气尺度或大尺度的系统所引起的 TST 都远大于强对流的直接输送。天气尺度或大尺度的系统引起的输送一般发生在强对流发生的 2 天后, 在强对流发生 8~9 天后达到最大值。这意味着如果近地面层如果有污染物的话, 假设不存在化学反应, 其输送到平流层的时间尺度大概与此相当。从强对流的直接输送来看, 前次个例的输送值和占比都远远大于后次个例。可能是由于前次个例的强对流云发展更高和持续时间更长的缘故, 表明低纬度的强对流云比中纬度的强对流云的直接输送能力要强很多。从天气尺度或大尺度的系统输送来看, 后次个例的输送值远远大于前次个例。可能是由于前次个例的强对流云发生的位置维度较低, 离副热带高空西风急流的位置较远, 受西风带系统的影响较弱。后次个例的强对流云发生在中纬度, 位于副热带西风急流的南侧边缘, 在槽前抬升后, 随暖输送带到达副热带西风急流以北的位置, 然后副热带西风急流的北侧边缘进入到平流层, 而那里可能是对流层顶的折叠区域, 输送效率较高。从输送到平流层以后, 粒子的移动方向来看, 这 2 次强对流天气过程引起的直接输送都向西偏南方向移动, 主要受南亚高压东侧偏东风的影响, 而天气尺度或大尺度系统引起的输送都向偏东方向移动, 主

要受中纬度西风槽系统的影响。

由于不同的深对流天气发生在不同的背景天气尺度系统或大尺度系统下, 其所引起的 TST 特征也不尽相同, 为了研究在大尺度天气背景下强对流所引发的 TST 特征, 未来有必要对此进行更多更详细的研究。

参考文献 (References)

- 陈斌, 徐祥德, 卞建春, 等. 2010. 夏季亚洲季风区对流层向平流层输送的源区、路径及其时间尺度的模拟研究 [J]. 大气科学, 34 (3): 495-505.
- Chen Bin, Xu Xiangde, Bian Jianchun, et al. 2010. Sources, pathways and timescales for the troposphere to stratosphere transport over Asian monsoon regions in boreal summer [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 34 (3):495-505.
- 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: 460-465.
- Emanuel K A, Živković-Rothman M. 1999. Development and evaluation of a convection scheme for use in climate models [J]. J. Atmos. Sci., 56: 1766-1782.
- 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: 739-745.
- Forster C, Stohl A, Seibert P. 2007. Parameterization of convective transport in a Lagrangian particle dispersion model and its evaluation [J]. J. Appl. Meteor. Climatol., 46: 403-422.
- James P, Stohl A, Forster C, et al. 2003a. A 15-year climatology of stratosphere-troposphere exchange with a Lagrangian particle dispersion model: 1. Methodology and validation [J]. J. Geophys. Res., 108 (D12): 8519, doi:10.1029/2002JD002637.
- James P, Stohl A, Forster C, et al. 2003b. A 15-year climatology of stratosphere-troposphere exchange with a Lagrangian particle dispersion model: 2. Mean climate and seasonal variability [J]. J. Geophys. Res., 108 (D12): 8522, doi:10.1029/2002JD002639.
- Kong F Y. 1994. The vertical transport of air pollutants by convective clouds. Part II: Transport of soluble gases and sensitivity tests [J]. Adv. Atmos. Sci., 11 (1): 1-12.
- Kong F Y, Qin Y. 1993. The vertical transport of air pollutants by convective clouds. Part I: A non-reactive cloud transport model [J]. Adv. Atmos. Sci., 10 (4): 415-427.
- Kong F Y, Qin Y. 1994. The vertical transport of air pollutants by convective clouds. Part III: Transport features of different cloud systems [J]. Adv. Atmos. Sci., 11 (1), 13-26
- 李冰, 刘小红, 洪钟祥, 等. 1999. 深对流云输送对于对流层 O₃、NO_x 在分析的作用 [J]. 气候与环境研究, 4 (3): 291-296. Li Bing, Liu Xiaohong, Hong Zhongxiang, et al. 1999. The role of deep-convective cloud transport in the redistribution of tropospheric chemical species [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 4 (3): 291-296.
- Poulida O, Dickerson R R, Heymsfield A. 1996. Stratosphere-troposphere exchange in a midlatitude mesoscale convective complex: 1. Observations

- [J]. *J. Geophys. Res.*, 101 (D3): 6823–6839.
- Ray E A, Rosenlof K H, Richard E C, et al. 2004. Evidence of the effect of summertime midlatitude convection on the subtropical lower stratosphere from CRYSTAL-FACE tracer measurements [J]. *J. Geophys. Res.*, 109: D18304, doi:10.1029/2004JD004655.
- Stenchikov G, Dickerson R, Pickering K et al. 1996. Stratosphere-troposphere exchange in a midlatitude mesoscale convective complex: 2. Numerical simulations [J]. *J. Geophys. Res.*, 101 (D3): 6837–6851.
- Stohl A, Thomson D J. 1999. A density correction for Lagrangian particle dispersion models [J]. *Bound.-Layer Meteor.*, 90: 155–167.
- Stohl A, Bonasoni P, Cristofanelli P, et al. 2003. Stratosphere-troposphere exchange: A review, and what we have learned from STACCATO [J]. *J. Geophys. Res.*, 108 (D12): 8516, doi:10.1029/2002JD002490.
- Thompson A M, Tao W K, Pickering K E, et al. 1997. Tropical deep convection and ozone formation [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 78: 1043–1054.
- Thomson D J. 1987. Criteria for the selection of stochastic models of particle trajectories in turbulent flows [J]. *J. Fluid Mech.*, 180: 529–556.
- Wei M Y. 1987. A new formulation of the exchange of mass and trace constituents between the stratosphere and troposphere [J]. *J. Atmos. Sci.*, 44: 3079–3086.