

银燕, 曲平, 金莲姬, 等. 2010. 热带深对流云对 CO、NO、NO_x 和 O₃ 的垂直输送作用 [J]. 大气科学, 34 (5): 925–936. Yin Yan, Qu Ping, Jin Lianji. 2010. Vertical transport of CO, NO, NO_x, and O₃ by tropical deep convection [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 34 (5): 925–936.

热带深对流云对 CO、NO、NO_x 和 O₃ 的垂直输送作用

银燕¹ 曲平^{1, 2} 金莲姬¹ 陈宝君³

1 南京信息工程大学 中国气象局大气物理与大气环境重点开放实验室, 南京 210044

2 天津市气象科学研究所, 天津 300074

3 南京大学大气科学学院, 南京 210093

摘 要 利用 2005 年 11 月至 2006 年 2 月 ACTIVE (Aerosol and Chemical Transport in tropIcal conVEction) 外场试验期间在澳大利亚北部达尔文地区取得的 CO、O₃、NO 和 NO_x 飞机探测资料, 并结合 HYSPLIT 后向轨迹模式结果, 分析这几种气体成分在对流卷云砧内外的分布情况, 并探讨热带深对流云对于污染气体的垂直输送作用。分析结果显示, 在孤立对流云卷云砧中, 云砧内部 O₃、NO、NO_x 浓度均大于云外; 而 CO 则不同, 只有在近地面浓度高时才如此, 在近地面浓度较小时, 卷云砧内部的浓度反而小于云外。进一步分析造成这两类气体分布差异的原因, 发现 CO 主要借助深对流云将对流层下层以及对流云周围环境中的 CO 夹卷并动力垂直输送到对流云顶卷云砧中, 而对于 O₃、NO 和 NO_x 来说, 除了上述作用以外, 还可能与对流云内部其他物理机制 (如闪电), 造成新的 O₃、NO 和 NO_x 有关, 这些新生气体随着风暴内部强烈的上升气流被最终输送进云砧中。

关键词 生物质燃烧 垂直输送 季风 卷云砧

文章编号 1006-9895 (2010) 05-0925-12

中图分类号 P426.5

文献标识码 A

Vertical Transport of CO, NO, NO_x, and O₃ by Tropical Deep Convective Clouds

YIN Yan¹, QU Ping^{1, 2}, JIN Lianji¹, and CHEN Baojun³

1 Key Laboratory for Atmospheric Physics and Environment of China Meteorological Administration, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044

2 Tianjin Meteorological Institute, Tianjin 300074

3 School of Atmospheric Sciences, Nanjing University, Nanjing 210093

Abstract The concentrations of CO, O₃, NO, and NO_x within and outside of anvils and their vertical transport in tropical deep convective clouds are analyzed based on aircraft measurements obtained during the ACTIVE (Aerosol and Chemical Transport in tropIcal conVEction) field campaign in Darwin region, Australia, from November 2005 to February 2006, and combined with the back trajectory calculated with NOAA HYSPLIT model. The results show that in single-cell convective clouds, the concentrations of O₃, NO and NO_x are higher inside anvils than outside, while for CO, this is true only when concentration of CO near the Earth's surface is high, otherwise, the concentration is lower inside anvils than outside. From a further analysis of the possible mechanisms behind these phe-

收稿日期 2009-10-09, 2010-01-25 收修定稿

资助项目 国家自然科学基金资助项目 40675005, 国家重点基础研究发展计划项目 2010CB428602, 教育部留学回国人员科研启动基金项目

作者简介 银燕, 男, 1962 年出生, 博士, 教授, 主要从事大气气溶胶、云降水等方面的研究。E-mail: yinyan@nuist.edu.cn

nomena it is found that the gases are transported and are entrained to the anvil altitudes in the top layers of convective clouds. For O_3 , NO , and NO_x , apart from transport by the deep convective clouds, other mechanisms, such as lightning, which leads to the variation of O_3 , NO , and NO_x chemically, may be responsible for the measured results in the anvil region, that is, all these newly formed gases will be delivered to the upper layers in the convective cores upon formation.

Key words biomass burning, vertical transport, monsoon, anvil cirrus

1 引言

深对流云是大气质量垂直输送的主要载体,其中的强烈上升气流能够使各种痕量气体和气溶胶在相对较短的时间内由边界层源区输送到对流层上层甚至平流层低层(Chatfield and Crutzen, 1984; Dickerson et al., 1987; Pickering et al., 1989)。Cotton et al. (1995) 通过对全球对流层大气成分收支情况的估计,指出由深对流造成的边界层大气垂直输送每年大约有 90 次,其中很大一部分能够到达对流层上层。深对流在热带地区甚至可把边界层大气直接输送到对流层顶或平流层低层。通常这些被垂直输送到高层的痕量气体和气溶胶具有比在大气低层更长的生命期或滞留时间,因此深对流云对这些气体和气溶胶在对流层的再分布影响很大。

Browell et al. (1996) 通过分析在 1992 年 9~10 月的 TRACE-A (Transport and Atmospheric Chemistry Near the Equator-Atlantic) 试验和 GTE (NASA Global Tropospheric Experiment) 试验的观测数据发现:巴西地区大范围燃烧产生的烟流可以被对流风暴输送到对流层上层并通过光化学作用生成大量 O_3 , 并在向下游的平流输送作用下到达南大西洋上空,而在深对流影响较小的时期,燃烧烟流仅在 6 km 高度以下的范围内通过平流输送到大西洋的上空。高会旺等(1998)利用一个欧拉型硫沉降模式研究了积云对硫污染物垂直输送的作用,模拟结果表明积云引发的垂直气流可使对流层高层的硫污染物浓度增加 50%~400%。李冰等(1999, 2001)则利用一个耦合的冰雹云-化学模式模拟了我国陕西一次单体积云对流的发展过程及其对流层 O_3 和 NO_x 等化学成分再分布的作用。他们的模拟结果表明,云内强烈的垂直输送能在 30 分钟内把低层低体积分数的 O_3 和高体积分数的 NO_2 快速并有效地输送到对流层上部,造成化学物质的再分布。Twohy et al. (2002) 对美国中西部地

区中尺度对流风暴卷云出流区附近的大气成分和新气溶胶质粒的形成进行了研究,他们发现 CO 浓度由出流区外部的 100 ppb (10^{-9} , 体积浓度,下同)增大到出流区内的 130 ppb。此外,他们还观测到 NO 的浓度也由出流区外的几乎为零增大至出流区内的 1500 ppt (10^{-12} , 体积浓度,下同)。尽管他们未对云的入流区进行观测,但上述结果已明确表明,深对流云能将低层大气的化学成分垂直输送到对流层顶,这些成分随后通过卷云出流区被有效地输送到更大的区域。

热带深对流云对全球能量平衡、水物质和大气成分的垂直再分布起关键作用。相对于地球上的其他地区来说,由于观测资料有限,对热带深对流云垂直输送作用的研究还相对较少。本文利用于 2005 年 11 月至 2006 年 2 月在澳大利亚北部达尔文地区实施的 ACTIVE (Aerosol and Chemical Transport in tropical conVEction) 外场试验所取得的 CO 、 O_3 、 NO 和 NO_x 飞机观测资料,通过分析这几种气体成分在对流风暴致生的卷云砧内外的分布情况,探讨深对流云对于污染气体的垂直输送作用。

2 外场试验和相关仪器简介

ACTIVE 试验是由英国、加拿大等几个国家共同资助的国际综合观测项目,其主要目的是理解不同尺度对流过程对气溶胶和痕量气体的垂直输送作用(Vaughan et al., 2008)。ACTIVE 外场试验选择澳大利亚北部的达尔文(12.41°S, 130.9°E)及其以北的 TIWI 岛附近地区作为实验观测区域,试验时间选在 2005 年末至 2006 年初,其主要原因是该地区:(1)局地人类活动影响较小。达尔文地区人口稀少,人为排放对大气的的影响很小。该地区的经济以畜牧业、矿业、旅游业和政府服务业为主,工业污染的影响也基本可以排除。(2)生物质的燃烧现象发生频繁。TIWI 岛和澳大利亚大陆上,桉

树林的覆盖比率很高，尤其是在东部沿海地区。在每年的春末秋初和夏季，这里气候干热多风，大面积的森林火灾在澳洲大陆就成了十分常见的生态现象。良好的森林覆盖和干热的气候条件常造成长达 3~5 个月的火灾危险期（高端平，1994）。(3) 季风环流的影响。该试验区域全年可划分为湿季和干季。湿季约从 11 月到次年 4 月（Holland，1986），由夏季风盛行期（在 400 hPa 以下盛行西风）和夏季风建立/间断期（中低层盛行偏东风）组成（Keenan et al.，1990）。(4) 对流风暴。在 Darwin 地区北部的 TIWI 岛上空海风辐合常常会产生十分壮观的风暴（Carbone et al.，2000），这种被当地人称作“Hector”的风暴几乎在每天的同一时间段发生，成为研究热带深对流云的天然实验室。在季风的建立期和间断期，对流活动主要由孤立的单体风暴控制。这种巨大的“Hector”风暴，比季风时期的风暴更为深厚，且有着更为活跃的电过程，其高度可以达到甚至穿透对流层顶（17 km），并能将对流层低层气团直接抬升注入热带对流层顶层（tropical tropopause layer，简称 TTL）或热带平流层低层（tropical lower stratosphere，简称 TLS）。除此之外，达尔文地区完善的气象观测设备和机场条件也是选择在该地进行外场试验的主要原因。

ACTIVE 试验共使用两架飞机分别对对流层低层和对流层高层深对流云砧卷云区气溶胶和大气成分进行观测。Allen et al.（2008）对低层飞机观测结果进行了分析，本文则重点分析利用澳大利亚 Egrett 高空飞机对对流云卷云区痕量气体的探测结果。在本文所涉及的试验中，Egrett 装载相关设备从达尔文机场起飞，在达尔文地区以及 TIWI 岛上空进行探测。该飞机飞行高度可达 15 km，飞行速

度约为 80~100 m/s，一般在 10 km 以上的高空平飞，对卷云进行穿云探测。粒子的取样间隔为 5 s 和 10 s，气体的取样间隔为 1 s，相对较慢的飞行速度辅以较短的取样间隔提高了探测数据的时空分辨率。飞机携带仪器如表 1 所示。

3 结果分析

3.1 云内外 CO、O₃、NO 和 NO_x 综合对比分析

为了更清晰地说明云内外气体分布的差异，本文只选择相对孤立的对流云云砧个例进行分析比较。根据澳大利亚气象局对夏季风转变时期的界定以及 Holland（1986）对该区域季节的气候学研究，整个试验期间可大致划分为季风建立期（2005 年 11 月 9 日~12 月 11 日，其中 2005 年 11 月 9~30 日也被称作燃烧期）、季风盛行期（2006 年 1 月 13 日~2 月 3 日）、季风间断期（2006 年 2 月 4~17 日）等不同阶段，且在不同时期会出现性质截然不同的对流。

Keenan et al.（1990）通过卫星监测得出的研究表明，TIWI 岛在夏季风建立期雷暴日的比例达到 93%，在湿季的其它时期，岛上的对流活动也较为频繁。Keenan and Carbone（1992）的研究认为，无论是夏季风建立期、间断期，还是季风盛行期，海陆风交汇可能是该区域对流的主要触发机制，然而这两个时期的对流有明显的差异。在夏季风建立期和间断期，对流活动主要出现在陆地上，通常以日周期明显的对流复合体为主（Keenan et al.，1988）；夏季风盛行期，陆地和海洋上都频繁出现对流，形成天气尺度的组织，经常以带状形式向东或向西传播（Keenan and Brody，1988），日周期同样存在但并不显著，且日变化中最强对流出现时

表 1 Egrett 飞机装载仪器
Table 1 Egrett payload

仪器	探测内容	测量原理	取样间隔
GPS 和 Met	飞行位置、气温、气压和风速（1 Hz）	/	1 s
CO analyzer	CO 浓度（1 Hz±2 ppb）	荧光	1 s
TE-49C UV Ozone sensor	O ₃ 浓度（±2 ppb）	UV 射线吸收	1 s
NO and NO ₂ chemiluminescent detector	NO 和 NO _x 浓度（ppt）	化学发光	1 s
SEPC Cloud Particle Imager (CPI-230)	云中冰晶粒子形状和数浓度谱（5~2300 μm）	光学散射	10 s
DMT Cloud and Aerosol Spectrometer (CAS)	气溶胶和云粒子数浓度谱（0.54~50 μm）	光学散射	5 s
DMT Cloud Imaging Probe (CIP)	云粒子数浓度谱（20 μm~2 mm）	光学散射	5 s

间与夏季风建立时期不一致 (Keenan et al., 1988)。Holland (1986) 和 Drosowsky (1996) 认为, 夏季风建立期和间断期的对流具有大陆性, 强度较大; 而夏季风盛行期间的对流则多为海洋性的, 强度较小。许多观测事实证实了该观点。Williams et al. (1992)、Rutledge et al. (1992)、Keenan and Carbone (1992) 都曾观测到夏季风间断期的对流单体中存在着更活跃的电过程, 单体的雷达反射率高值中心也位于更高的高度; Toracinta et al. (2002) 对 TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) 卫星资料进行分析的结果表明, 大陆性风暴的高度比起海洋性风暴有更高的高度和更大的冰水含量; May and Ballinger (2007) 利用 Darwin 雷达的 TI-TAN (The Thunderstorm Identification, Tracking, Analysis, and Nowcasting) 产品 (Dixon and Wiener, 1993) 分析了 2003 年 11 月至 2004 年 2 月期间对流元的统计特征, 分析结果表明夏季风盛行期对流活动发生的平均高度较间断期有一定降低。

通过上述研究可以发现达尔文地区夏季风建立期和间断期有着比季风盛行期更大强度的对流。

本次试验中相关雷达资料 (C 波段双线偏振雷

达的雷达反射率因子图像资料以及 Berrimah 雷达降水强度资料) 也显示出上述特征。季风建立期盛行大陆性对流, 且对流风暴回波顶的高度可以超过 17 km。雷达雨强图所显示的雨强经常可达到重度。季风盛行期对流活动大大减弱, 对流风暴回波顶通常在 10 km 高度以下, 当地的降水也相应地急剧减少。这期间的雷达雨强图上通常只显示轻微的降水量, 降水面积也急剧缩小, 且只有较为零星的分布。季风间断期的雷达回波图与雨强图显示 TI-WI 岛附近又开始盛行孤立的深对流风暴, 并逐渐延伸到澳大利亚大陆上。对流活动也逐渐由 2 月 6 日的单体风暴逐渐增强为 2 月 9 日的多单体风暴。

表 2 和表 3 中分别给出 ACTIVE 试验中孤立对流卷云砧全部个例中的 CO 和 O₃ 的探测结果, 其中 AE04、AE06、AE11 和 AE13 处于季风建立期, AE18 在季风盛行期, AE25、AE26 和 AE27 为季风间断期的探测个例。

平飞时的云中数据基于 Egrett 飞机携带的 CAS、CIP 与 CPI 所探测到的云区位置进行判断, 云中数据符合以下三个条件: (1) CIP 探测到的粒子 (CIP 测量粒子粒径范围大于 20 μm) 总数浓度不

表 2 卷云砧内外 CO 浓度值 (ppb)
Table 2 CO concentration within and outside of anvils (ppb)

架次	日期	平均值		云下		最低探测高度		不同高度范围平均值				穿云探测高度 范围/km
		云内	云外	最大值	所处高度/m	数值	高度/m	2000 m	4000 m	6000 m	8000 m	
AE04	2005-11-16	82.7	73.4	166.70	2297	139.0	690	135.24	100.01	103.75	92.96	13.2~13.8
AE06	2005-11-30	80.1	78.5	117.56	3133	102.1	740	88.43	91.71	82.91	82.98	11.6~14.1
AE11	2005-12-06	69.6	60.4	93.52	2630	81.84	506	85.72	83.13	78.69	73.45	12.3~14.7
AE13	2005-12-09	60.59	54.98	117.87	2189	110.48	557	103.34	93.83	72.54	61.86	12.0~13.2
AE25	2006-02-06	66.9	72.5	80.96	9344	58.4	737	54.70	56.85	53.35	49.28	12.9~14.1
AE26	2006-02-08	62.38	66.49	93	8658	56.09	521	61.64	51.64	59.44	83.18	13.8~14.5
AE27	2006-02-10	62.47	70.17	84.8	1045	60.28	553	69.29	57.2	51.93	57.36	12.3~14.1

表 3 卷云砧内外 O₃ 浓度的特征值 (ppb)
Table 3 O₃ concentration within and outside of anvils (ppb)

架次	日期	平均值		云下		最低探测高度		不同高度范围平均值				穿云探测高度 范围/km
		云内	云外	最大值	所处高度/m	数值	高度/m	2000 m	4000 m	6000 m	8000 m	
AE11	2005-12-06	17.7	8.34	62.0	6272	61.4	40	24.08	38.85	49.67	38.37	12.3~12.9
AE18	2006-01-22	21.88	16.0	42.4	9212	43	32	11.19	13.29	18.30	24.84	11.3~13.9
AE25	2006-02-06	30.6	25.45	62.56	7040	42.78	31	16.97	28.73	46.08	33.64	12.9~14.1
AE26	2006-02-08	29.15	16.38	46.4	4644	70.02	41	15.37	28.02	32.84	23.48	12.9~15.0
AE27	2006-02-10	40.76	38.47	65.9	6210	130.5	34	26.40	24.80	46.36	31.72	12.3~14.1

为 0；(2) CPI 探测到的粒子 (CPI 测量粒子粒径范围大于 5 m，且 CPI 数据经过订正后只保留了在卷云中探测到的数据部分) 总数浓度不为 0；(3) CAS 连续测到了粒径大于 2 m 的粒子且含水量大于 10^{-4} g/m³ 的区域。

因 NO 与 NO_x 可利用的探测架次极少，所以没有进行类似的列表，但是将在后面的个例分析中，用图来进行展示。

由于飞机在云下飞行时很少有平飞阶段，因此表 2 和 3 中给出的不同高度范围的平均值各取垂直 1000 m 范围内数值作平均，例如表中所示 2000 m 处的平均值为 1500 m 至 2500 m 高度之间飞机上升、下降和平飞过程中所有数据的平均值。从表 3 中可以看出，所有 O₃ 个例都是云中值大于云外值，平均浓度值也可相差达 13 ppb (AE26)，而在个别个例中云内外 CO 浓度值瞬时值最大可相差 46 ppb (表中未给出)。NO 与 NO_x 由于探测日数极少，只

给出 1 个个例 (见图 1)，亦为云中大于云外。而 CO 的情况 (表 2) 则与前三者不同，在季风建立期的几个个例中，CO 浓度均为云内大于云外，其中 AE06 的探测任务为横穿大范围独立云砧边缘，因此云内外 CO 浓度平均值相差不大，但还是呈现出云内大于云外的特征。季风间断期则相反，为云外大于云内，且相差达 7 ppb。从表 2 中还可以看出，季风间断期对流层下层的 CO 浓度远低于季风建立期。

图 1 和图 2 给出 AE04 (2005 年 11 月 16 日) 和 AE11 (2005 年 12 月 6 日) 两个架次的探测个例，两次探测都是处于季风建立期。由于仪器故障与探测任务安排方面的原因，本文无法给出同一天的 NO、NO_x、CO 和 O₃ 在云砧内外的对比。因此，在 AE04 个例中给出 CO、NO 和 NO_x；在 AE11 个例中给出 CO 和 O₃。图 1 和图 2 给出的信息包括由 CPI 探测的云粒子数浓度计算的冰水含量 (金莲

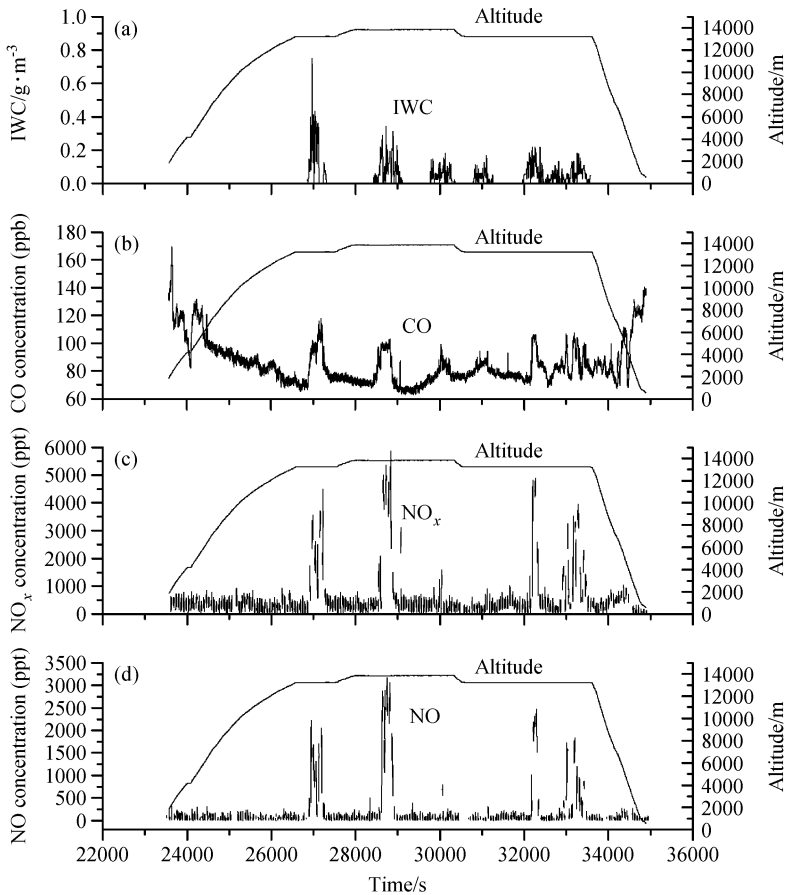


图 1 AE04 飞行探测中冰水含量 (IWC) (a)、CO 浓度 (b)、NO_x 浓度 (c) 和 NO 浓度 (d) 随时间的变化。飞机飞行高度也在图中标出
Fig. 1 (a) The ice water content (IWC), (b) CO concentration, (c) NO_x concentration, and (d) NO concentration during flight AE04. The flight altitude is also shown

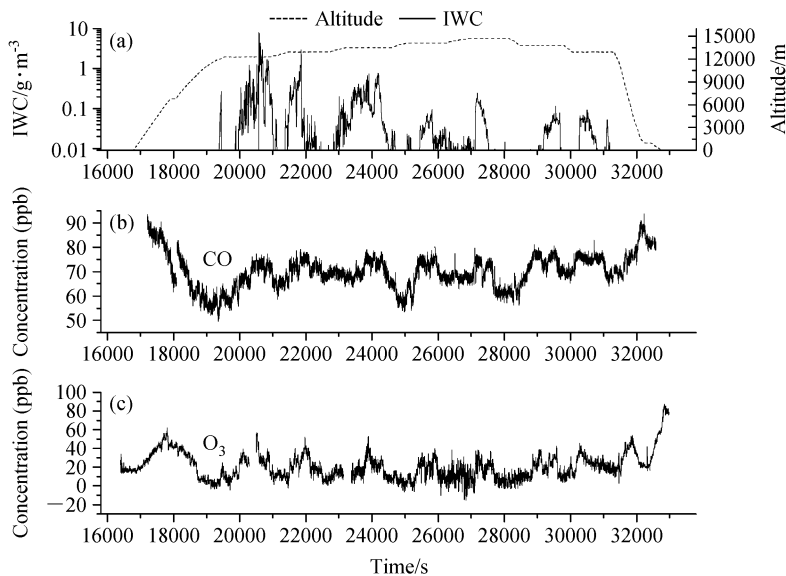


图2 AE11飞行探测中冰水含量(a)、CO浓度(b)、和O₃浓度(c)随时间的变化。飞机飞行高度在图(a)中标出

Fig. 2 (a) The IWC, (b) CO concentration, and (c) O₃ concentration during flight AE11. The flight altitude is also shown in (a)

姬, 2007), 飞机飞行高度以及上述几种气体的浓度分布, 其中云区位置为CPI冰水含量大于0的部分。

图1和图2中给出的信息包括整个探测过程的数据, 即飞机上升、下降和在不同高度反复平飞穿云的过程。这两个个例均为横穿独立卷云砧探测, 因此, 两幅图中含水量的每一个峰值即为一次穿云过程。图1和图2清楚地显示, 有云的区域(云含水量较大)CO、NO、NO_x和O₃的浓度均有所增加。

3.2 云内外CO浓度差异的个例分析

下面, 在季风建立期与季风间断期各选择1个个例进行CO浓度分布的对比。每个个例选择1个平飞穿云航段。图3(见文后彩图)为所选择的AE04和AE26这两个个例中两个时刻的卫星云图, 图中白色直线为所选取的航段的穿云路线。

这两个个例都是独立对流云云砧, 且云砧只有一个核心区, 云粒子在中心部位最浓。图3a中所表示航段的探测时间为07:27~07:36(协调世界时, 下同), 图3b所表示的探测时间为09:11~09:27。两个航段高度相近, 分别为13.2 km和13.8 km。图3a中的云砧逐渐向南伸展移动, 而图3b中的云砧逐渐向西北方向伸展移动。

图4a~g分别给出了两个个例中云冰粒子数浓度、CO和O₃浓度以及同高度风速和风向的变化

情况。从图4a、b、d、e中可以看出, 云中CO浓度较大, 云外浓度较低, 云内外相差可达50 ppb以上; 在云中云粒子数浓度较大处CO浓度较大, 边缘较小。云的边缘由于与周围空气的混合和交换使得CO有一定程度的稀释; 云中来自卷云出流区方向的风速越大(北风, 云砧南移), CO浓度也越大。除了CO, 图4f给出了AE26个例中O₃的浓度分布。可以看出O₃浓度为云内>云外, 与AE04的CO分布规律较一致, 而CO则为云外>云内, 云边由于和外界空气混合, 较之云中心浓度大。那么, 这是为什么?

3.3 生物质燃烧对流层上层CO和O₃浓度的影响

上述结果说明, 在季风建立期, CO和O₃在对流云出流区浓度都是云内大于云外, 而在季风间断期CO浓度是云外大于云内。为理解CO浓度在季风不同时期云内外差异的原因, 分别计算了各时期不同高度层上气流的5天后向轨迹, 见图5和图6。图5a、b分别是季风建立前生物质燃烧期(2005年11月9日至30日)和季风建立期(12月1日至11日)对流层中低层2 km和4 km高度附近观测日5天后向轨迹图, 图5c、d分别是季风盛行期和间断期同样高度层的情况, 同样地, 图6a~d表示对流层中高层6 km和8 km的情况。这些图是基于NCEP(National Centers for Environmental Pre-

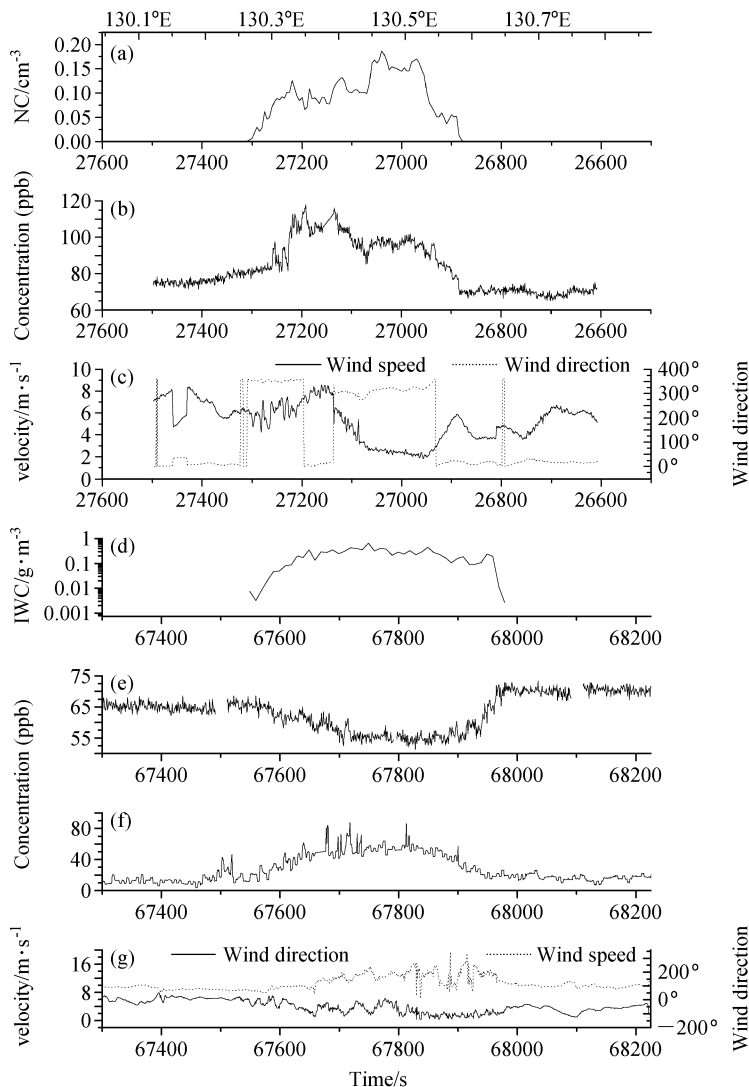


图 4 AE04 飞行探测中在 13.2 km 高度平飞期间探测到的冰晶数浓度 (NC) (a)、CO 浓度 (b) 以及水平风速和风向 (c) 随时间的变化；AE26 飞行探测中在 13.8 km 高度平飞期间探测到的冰水含量 (d)、CO (e) 和 O₃ (f) 浓度以及水平风速和风向 (g) 随时间的变化
Fig. 4 (a) The number concentration (NC) of ice particles, (b) CO concentration, and (c) the wind speed and direction measured at 13.2-km altitude during flight AE04; (d) the IWC, (e) CO concentration, (f) O₃ concentration, and (g) the wind speed and direction measured at 13.8-km altitude during flight AE26

diction) 的 FNL (Final Analyses) 气象资料，采用 NOAA 的 HYSPLIT 后向轨迹模式计算绘制的。

图 7 (见文后彩图) 则给出了试验期间澳大利亚大陆的 MODIS 火点分布图，其中图 7a、b 是季风建立期，图 7c 季风盛行期，图 7d 季风间断期。结合分析图 6 和图 7 可以发现如下特征：

季风建立期，达尔文当地以及澳大利亚大陆生物质燃烧现象较强，加之对流层下层盛行来自内陆的东风 (图 5a、b，图 6a、b，内陆东风带来沿途的燃烧烟团中的污染气体，使得达尔文地区对流层下

层污染气体浓度较高。该时期近地面的海风环流能够产生从孤立的单体风暴直至大范围飚线的对流风暴，如此深厚的对流系统常能使云顶高度超过 18 km，从而可以将边界层空气通过垂直输送迅速注入到对流层顶附近的区域。相关的雷达资料也显示，该时期盛行大陆性对流，且对流风暴回波顶的高度可以超过 17 km (Vaughan et al., 2008)。

季风盛行期 (图 5c、图 6c)，对流层下层盛行来自遥远海面上的清洁西风，使得达尔文地区的污染气体含量下降，季风间断期 (图 5d、图 6d) 虽然

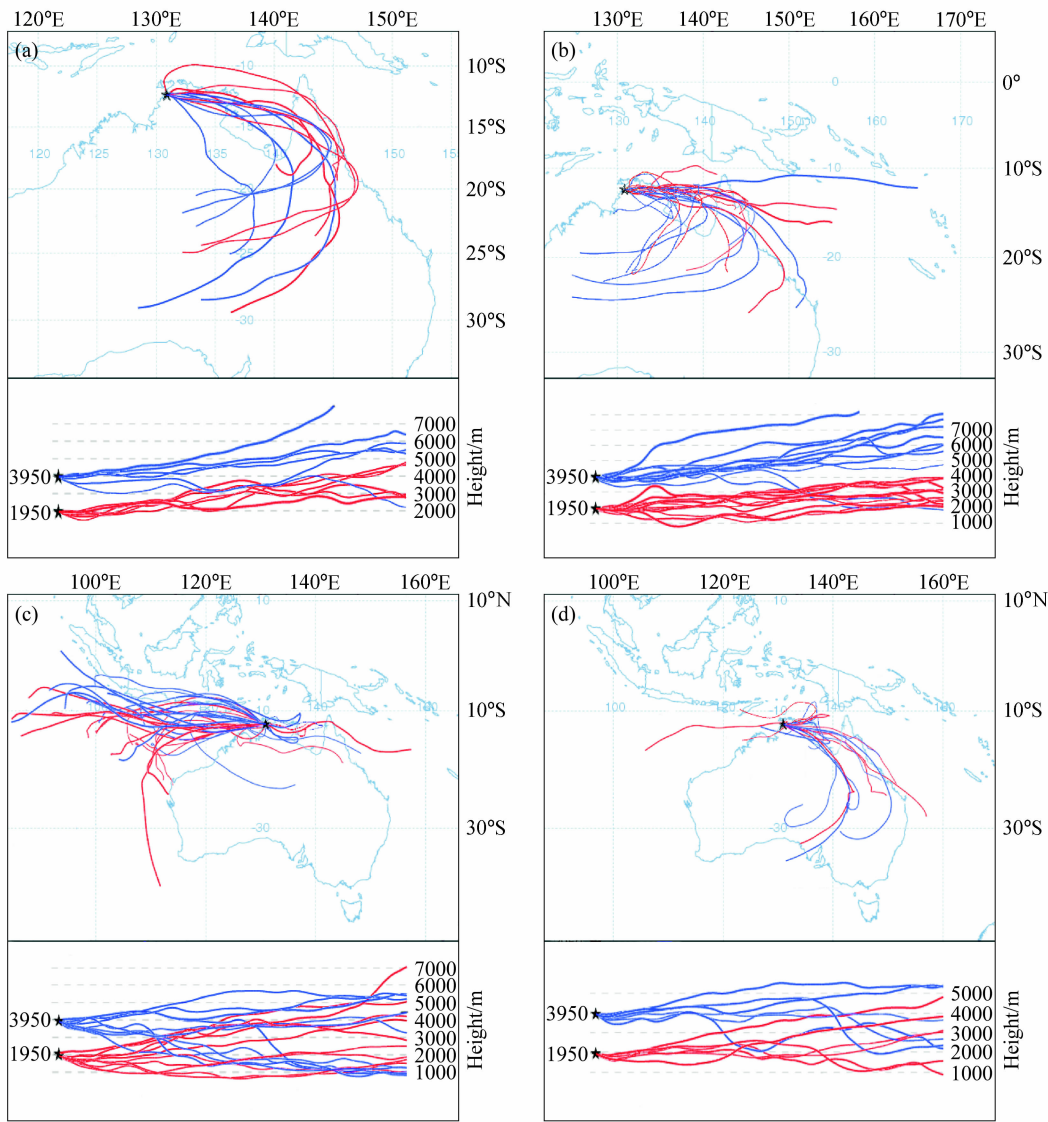


图 5 06:00(15: 30 LST) 高度 4 km 以下 NOAA HYSPLIT 模式 5 天后向轨迹: (a) 生物质燃烧期; (b) 季风建立期; (c) 季风盛行期; (d) 季风间断期。下方的图是垂直方向轨迹示意图

Fig. 5 Five-day back trajectories calculated with NOAA HYSPLIT model below 4-km height at 0600 UTC (1530 LST): (a) Biomass burning period; (b) pre-monsoon period; (c) monsoon period; (d) monsoon break period

恢复了近地面东风,但是由于燃烧的减弱,以及该时期的前几天,对流层高层首先转变为东风,而低层西风还未消失,2月9号以后才逐渐转为东风,因此对流层下层CO浓度低于受东风影响的对流层中层。从表2中也可看出,季风建立期,CO浓度高值聚集在地面以上2 km左右高度,而季风间断期前期,CO浓度大值出现的高度较高。以上情况可能导致卷云中由对流风暴云中上升气流垂直输送进卷云中的CO也较少。由于新生成的卷云中的空气来不及与周围空气混合,致使云中心部位CO浓

度较小,造成与前面个例相反的情况,即云外CO浓度>云边>云中心。

而O₃和NO、NO_x的浓度分布始终都是云内大于云外,除了对流输送,这可能是由于对流风暴过程中可以生成新的上述气体。在雷暴云中,闪电过程可以产生大量的NO、NO_x,电晕放电可产生O₃,这些新生成的气体在对流云内部与从对流层下层以及云周围环境中夹卷到的该种气体一起被云内上升气流输送进顶部卷云中,使得这些个例的卷云砧内的NO、NO_x和O₃均都高于云外。图1中NO

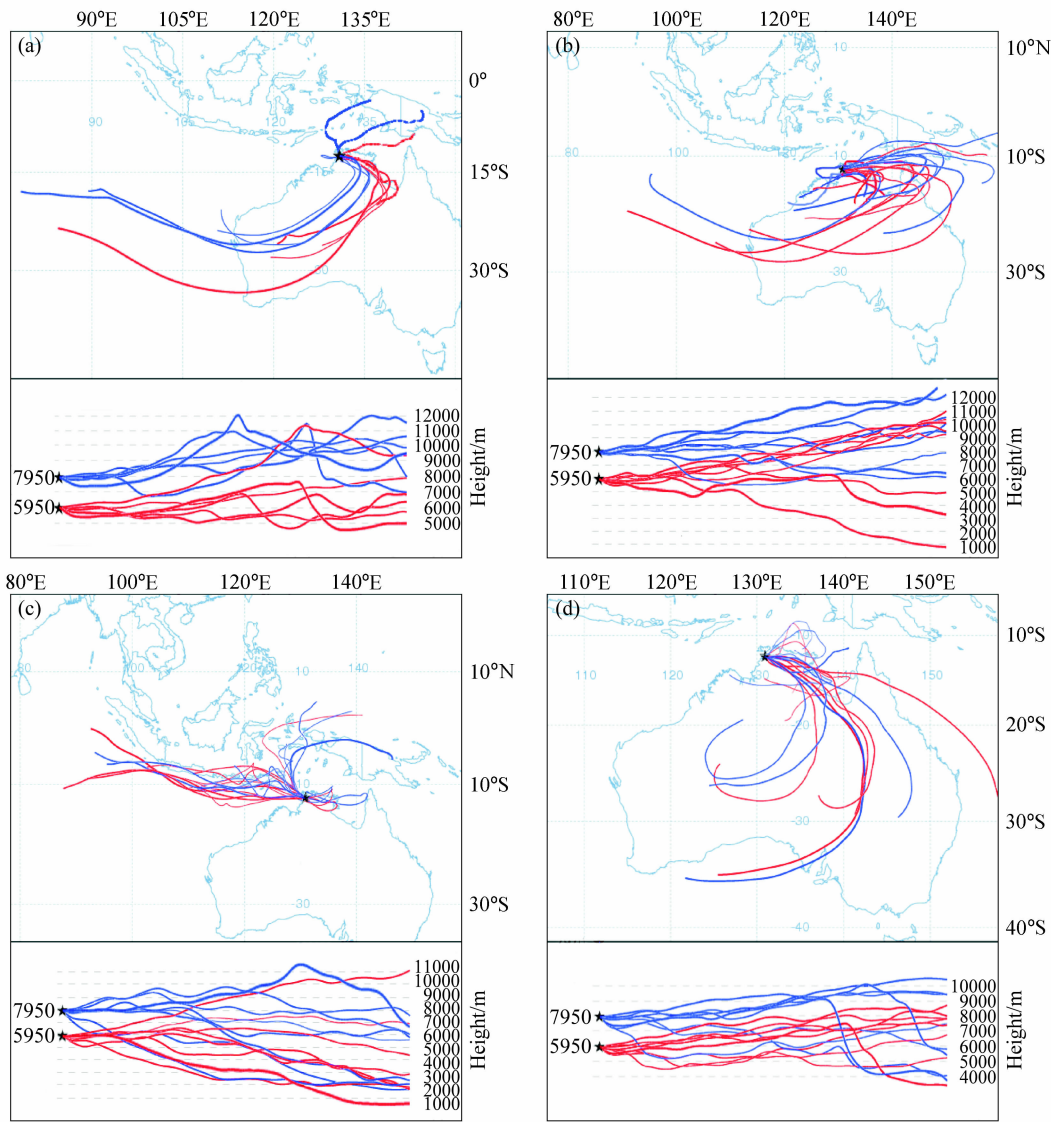


图 6 同图 5，但为高度 5~8 km

Fig. 6 Similar to Fig. 5, but in the layer between 5–8 km

与 NO_x 在云中有着比云外以及云下乃至近地面大 5~6 倍的高浓度，可能就是因为卷云砧中的该种气体除了是从地面附近或对流云周围环境中夹卷再输送进卷云砧中的以外，更多的应归因于对流云中的闪电作用。但由于此次观测试验中没有对云中电场进行观测，所以，这里无法给出定量结果。

4 讨论和结论

近年来，许多研究结果表明对流层上部的 NO_x 大部分来自闪电 (Crutzen, 1970; Noxon, 1976; Chameides et al., 1977; Griffing, 1977; 张义军等, 2002; 杜健等, 2002; 杨文, 2003)。虽然，闪电对

全球 NO_x 收支的贡献在 10%~20% 之间，但在对流层上层却是决定性的源，只有 20% 的 NO_x 来自地面的向上输送，闪电的贡献 > 50% (Seinfeld and Pandis, 1998)。很多观测实验和模式模拟研究证明，对流风暴云内的闪电可产生高浓度的 NO_x，并能在对流云中输送。Jadhav et al. (1996) 通过观测发现风暴区域的 NO₂ 只有在闪电产生之后才有所增加。郭凤霞等 (2006) 利用三维强风暴动力电耦合模式模拟分析了一次雷暴过程中的放电活动特征，结果表明闪电能产生浓度高达 9 ppb 的 NO_x。Pickering et al. (1996) 通过对 TRACE-A 实验中卷云出流区域观测资料的分析和模式计算得出，在

9.5 km 高度处卷云流出区的 NO_x 至少有 40% 是来源于闪电作用 (该处 NO_x 浓度的 3 分钟平均值超过 1300 ppt), 在 11.3 km 高度处的这个比例约为 32% (该处 NO_x 浓度的 3 分钟平均值范围处于 500~700 ppt, 而相对不受风暴云影响的区域则为 150~200 ppt)。Labrador et al. (2009) 通过分析 AC-TIVE 的另一个例也指出, 对流云垂直输送和夹卷作用可能导致由闪电产生 NO_x 的增加。

Jadhav et al. (1996) 通过对季风建立时期的风暴中 O_3 的观测发现, 风暴区域的 O_3 浓度可高达 250 ppb。他们发现, 风暴云中的 O_3 的增加可以有以下几个原因: (1) 闪电, (2) 地面尖端放电, (3) 地面污染物的输送, (4) 电晕放电 (云中放电过程)。其中闪电产生占总量的 2%~3%; 尖端放电的贡献大约为 0.5%; 污染物输送的贡献视个例而定, 从清洁到污染的条件, 贡献的范围在 0~30% 之间; 而电晕放电或云中放电过程的贡献最大, 可达 70%~98%。Dickerson et al. (1987) 也指出, 云中电晕放电产生的 O_3 浓度可达到 200 ppb。

本文结果认为卷云中 CO 的来源主要来自于对流云从对流层下层或云周围环境夹卷进对流云中的 CO, 再随对流云中强烈的上升气流输送进顶部卷云中。至于对流层上层云砧外的 CO, 可能来自远距离输送作用 (Heyes et al., 2009)。当低层 CO 浓度不够大, 使得被对流输送到上层的不够多时, 将使云内 CO 浓度小于云外。本文的结果也显示, 输送进入卷云砧内部的 O_3 、NO 和 NO_x 除了上述作用造成之外, 还有可能是风暴卷云内部由不同机制生成的新的 O_3 、NO 和 NO_x 随着风暴内部强烈的上升气流输送进云砧中的。

参考文献 (References)

- Allen G, Vaughan G, Bower K N, et al. 2008. Aerosol and trace-gas measurements in the Darwin area during the wet season [J]. *J. Geophys. Res.*, 113, D06306, doi: 10.1029/2007JD008706.
- Browell E V, Fenn M A, Butler C F, et al. 1996. Ozone and aerosol distributions and air mass characteristics over the South Atlantic Basin during the burning season [J]. *J. Geophys. Res.*, 101 (D19): 24043–24068.
- Carbone R E, Wilson J W, Keenan T D, et al. 2000. Tropical island convection in the absence of significant topography. Part 1: Life cycle of diurnally forced convection [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 128: 3459–3480.
- Chameides W L, Stedman D H, Dickerson R R, et al. 1977. NO_x production in lightning [J]. *J. Atmos. Sci.*, 34: 143–149.
- Chatfield R B, Crutzen P J. 1984. Sulfur dioxide in the remote oceanic air: Cloud transport of reactive precursors [J]. *J. Geophys. Res.*, 89: 7111–7132.
- Cotton W R, Alexander G D, Hertenstein R, et al. 1995. Cloud venting—A review and some new global annual estimates [J]. *Earth Sci. Rev.*, 39: 169–206.
- Crutzen P J. 1970. The influence of nitrogen oxides on the atmospheric ozone content [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 96: 320–327.
- 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.
- Dixon M, Wiener G. 1993. TITAN: Thunderstorm Identification, Tracking, Analysis, and Nowcasting—A radar-based methodology [J]. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 10: 785–797.
- Drosowsky W. 1996. Variability of the Australian summer monsoon at Darwin: 1957–1992 [J]. *J. Climate*, 9: 85–96.
- 杜健, 张义军, 言穆弘. 2002. 闪电产生氮氧化物 (LNO_x) 区域特征计算 (II): LNO_x 计算结果分析 [J]. *高原气象*, 21 (5): 433–440.
- Du Jian, Zhang Yijun, Yan Muhong. 2002. Regional characteristic calculation of lightning production of nitrogen oxides (LNO_x) (II): Analysis on calculation result of LNO_x [J]. *Plateau Meteorology (in Chinese)*, 21 (5): 433–440.
- 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]. *Chinese Journal of Environmental Science (in Chinese)*, 19 (4): 1–4.
- 高瑞平. 1994. 澳大利亚森林火灾的管理与火生态的研究 [J]. *应用生态学报*, 5 (4): 409–414.
- Gao Ruiping. 1994. Management of forest fire in Australia and fire ecology [J]. *Chinese Journal of Applied Ecology (in Chinese)*, 5 (4): 409–414.
- 郭凤霞, 言穆弘, 张义军. 2006. 闪电产生氮氧化物 (LNO_x) 及过程的模式计算 [J]. *高原气象*, 25 (2): 229–235.
- Guo Fengxia, Yan Muhong, Zhang Yijun. 2006. A model study of lightning-generated NO_x (LNO_x) and its transportation [J]. *Plateau Meteorology (in Chinese)*, 25 (2): 229–235.
- Griffing G W. 1977. Ozone and oxides of nitrogen production during thunderstorm [J]. *J. Geophys. Res.*, 82: 943–950.
- Heyes W J, Vaughan G, Allen G, et al. 2009. Composition of the TTL over Darwin: Local mixing or long-range transport? [J]. *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, 9: 7299–7332.
- Holland G J. 1986. Interannual variability of the Australian summer monsoon at Darwin: 1952–82 [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 114: 594–604.
- Jadhav D B, Londhe A L, Bose S. 1996. Observation of NO_2 and O_3 during thunderstorm activity using visible spectroscopy [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 13 (3): 359–374.
- 金莲姬. 2007. 热带云砧卷云微观特征及其对环境变化的响应 [D].

- 南京信息工程大学理学博士学位论文. Jin Lianji. 2007. On the microphysical properties of tropical anvil cirrus and its response to changes in environmental conditions [D]. Ph. D. dissertation (in Chinese), Nanjing University of information Science & Technology.
- Keenan T D, Holland G J, Manton M J, et al. 1988. TRMM ground truth in a monsoon environment: Darwin, Australia [J]. *Aust. Met. Mag.*, 36: 81–90.
- Keenan T D, Brody L R. 1988. Synoptic-scale modulation of convection during the Australian summer monsoon [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 116: 71–85.
- Keenan T D, Morton B R, Zhang X S, et al. 1990. Some characteristics of thunderstorms over Bathurst and Melville Islands near Darwin, Australia [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 116: 1153–1172.
- Keenan T D, Carbone R E. 1992. A preliminary morphology of precipitation systems in tropical northern Australia [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 118: 283–326.
- Labrador L, Vaughan G, Heyes W, et al. 2009. Lightning-produced NO_x during the Northern Australian monsoon; results from the ACTIVE campaign [J]. *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, 9: 10647–10673.
- 李冰, 刘小红, 洪钟祥, 等. 1999. 深对流云输送对于对流层 O₃、NO_x 再分布的作用 [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.
- 李冰, 刘小红, 洪钟祥. 2001. 三维对流云对大气光化学组分的再分布作用及其化学效应 [J]. *大气科学*, 25 (2): 260–268. Li Bing, Liu Xiaohong, Hong Zhongxiang. 2001. The role of 3-D convective cloud transport in the redistributions of the tropospheric photochemical species and chemistry effects [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 25 (2): 260–268.
- May P T, Ballinger A. 2007. The statistical characteristics of convective cells in a monsoon regime (Darwin, Northern Australia) [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 135: 82–92.
- Noxon J F. 1976. Atmospheric nitrogen fixation by lightning [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 3: 463–465.
- Pickering K E, Dickerson R R, Luke W T, et al. 1989. Clear-sky vertical profiles of trace gases as influenced by upstream convective activity [J]. *J. Geophys. Res.*, 94: 14879–14892.
- Pickering K E, Thompson A M, Wang Y, et al. 1996. Convective transport of biomass burning emissions over Brazil during TRACE-A [J]. *J. Geophys. Res.*, 101 (D19): 23993–24012.
- Rutledge S A, Williams E R, Keenan T D. 1992. The Down Upper Doppler and Electricity Experiment (DUNDEE): Overview and preliminary results [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 73: 3–16.
- Seinfeld J H, Pandis S N. 1998. *Atmospheric Chemistry and Physics* [M]. New York: John Wiley and Sons, Inc., 1326pp.
- Toracinta E R, Cecil D J, Zipser E J, et al. 2002. Radar, passive microwave, and lightning characteristics of precipitating systems in the tropics [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 130: 802–824.
- Twohy C H, Clement C F, Gandrud B W, et al. 2002. Deep convection as a source of new particles in the midlatitude upper troposphere [J]. *J. Geophys. Res.*, 107, D21, 4560, doi: 10.1029/2001JD000323.
- Vaughan G, Schiller C, Mackenzie A R, et al. 2008. Studies in a natural laboratory: High-altitude aircraft measurements around deep tropical convection [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 89: 647–662.
- Williams E R, Rutledge S A, Geotis S G, et al. 1992. A radar and electrical study of tropical “hot towers” [J]. *J. Atmos. Sci.*, 49: 1386–1395.
- 杨文. 2003. 受污染的云滴内 NO_x 光化通量的计算 [J]. *高原气象*, 22 (3): 281–287. Yang Wen. 2003. NO_x actinic flux enhancement inside dirty water droplet [J]. *Plateau Meteorology (in Chinese)*, 22 (3): 281–287.
- 张义军, 言穆弘, 杜健. 2002. 闪电产生氮氧化物 (LNO_x) 区域特征计算 (I): 理论和计算方法 [J]. *高原气象*, 21 (4): 348–353.
- Zhang Yijun, Yan Muhong, Du Jian. 2002. Regional characteristic calculation of lightning production of nitrogen oxides (LNO_x) (I): Theory and calculation method [J]. *Plateau Meteorology (in Chinese)*, 21 (4): 348–353.

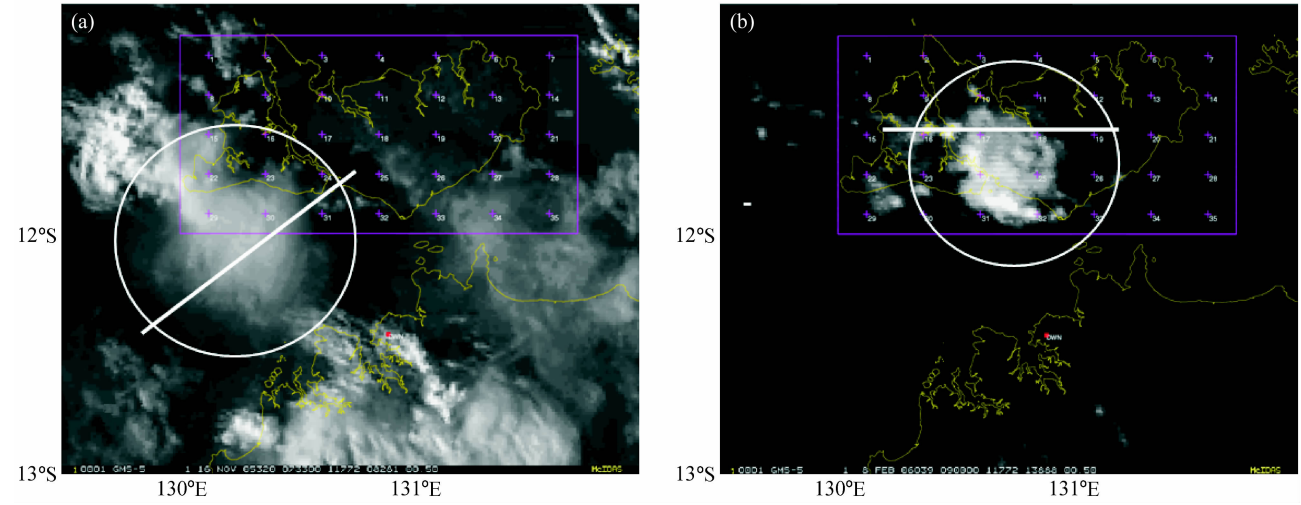


图 3 Darwin 地区 MTSAT 可见光卫星云图: (a) 2005 年 11 月 16 日 07:33 UTC (白实线表示 AE04 平飞航迹), ; (b) 2006 年 2 月 8 日 09:00 UTC (白实线表示 AE26 平飞航迹)

Fig. 3 MTSAT satellite visible cloud images in Darwin region: (a) 0733 UTC 16 Nov 2005 (white line; AE04 flight path); (b) 0900 UTC 8 Feb 2006 (white line; AE26 flight path)

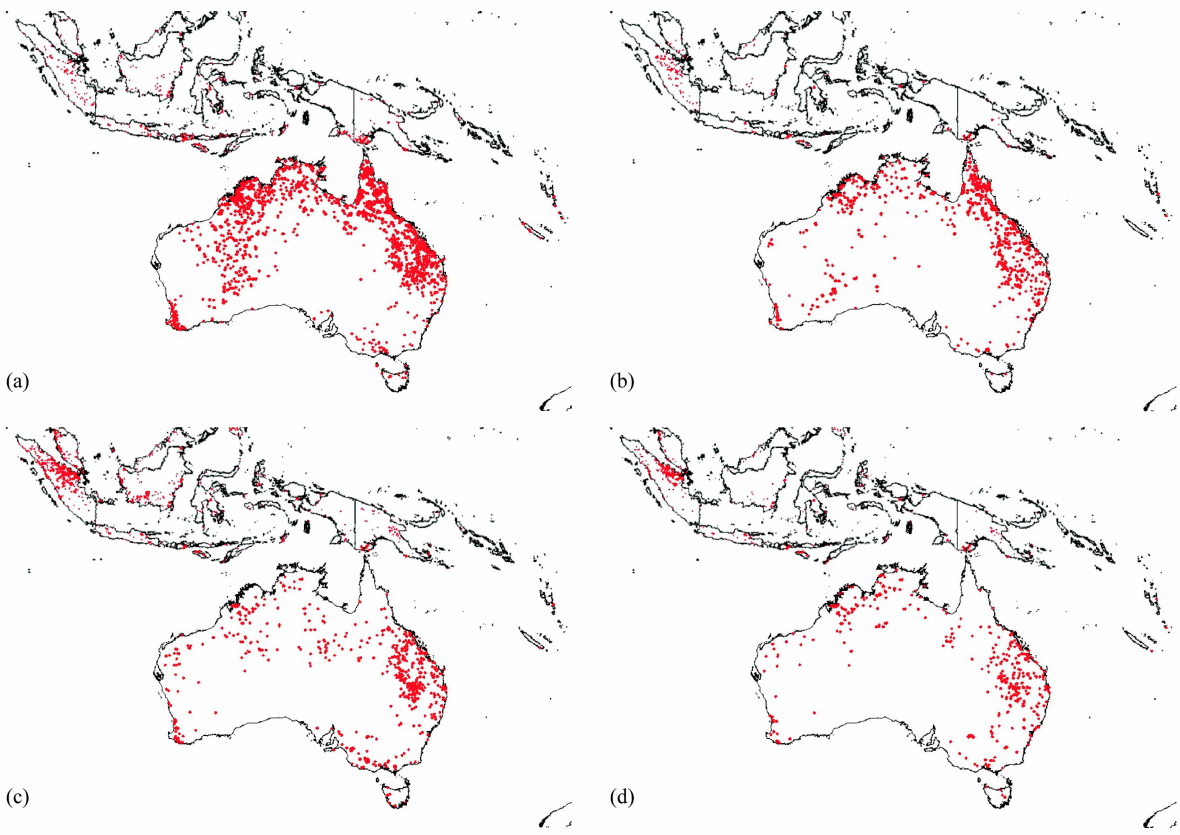


图 7 澳大利亚 MODIS 火点分布图: (a) 2005 年 11 月 9~30 日; (b) 2005 年 12 月 1~11 日; (c) 2006 年 1 月 17 日~2 月 3 日; (d) 2006 年 2 月 4~15 日

Fig. 7 The distribution of the fire spots in Australia detected from MODIS: (a) 9-30 Nov 2005; (b) 1-11 Dec 2005; (c) 17 Jan to 3 Feb in 2006; (d) 4-15 Feb 2006