岑炬辉, 何文英, 陈洪滨. 2019. MOPITT 与 MLS 观测的 CO 在 200 hPa 的差异及其原因分析 [J]. 气候与环境研究, 24(5): 567−575. CEN Juhui, HE Wenying, CHEN Hongbin. 2019. Differences between CO Concentrations from MOPITT Data and MLS Data at 200 hPa and Their Cause Analysis [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 24(5): 567−575. doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2019.18106

MOPITT 与 MLS 观测的 CO 浓度在 200 hPa 的差异及其原因分析

岑炬辉[1] 何文英[2] 陈洪滨[2]

1 宁波市气象局，浙江宁波 315012
2 中国科学院大气物理研究所中层大气和全球环境探测重点实验室，北京 100029

摘 要 具有较优垂直分辨率和反演精度的 MLS（Microwave Limb Sounder）数据与 MOPITT（Measurements of Pollution in the Troposphere）数据在上对流层—下平流层（UT-LS）区域有一个交集，因而将 MOPITT 与 MLS 测量的 200 hPa 高度上 CO 数据进行对比分析。比较结果显示，两者在中低纬度分布较为接近，在非洲中西部、南美中北部和东南亚地区均有大范围高值中心区存在；MOPITT CO 在浓度值上明显高于 MLS CO，并且 MOPITT CO 浓度在低纬度存在约 35 ppb（10^{-6}）的全球性系统性偏差。通过 CALIOP 云层数据对 MOPITT 和 MLS CO 差异原因进行分析，表明 CO 高值区的形成与旺盛的对流有关。

关键词 CO MOPITT 数据 MLS 数据 上对流层—下平流层
文章编号 1006-9585(2019)05-0567-09 **中图分类号** P412.27 **文献标识码** A
doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2019.18106

Differences between CO Concentrations from MOPITT Data and MLS Data at 200 hPa and Their Cause Analysis

CEN Juhui[1], HE Wenying[2], and CHEN Hongbin[2]

1 *Ningbo Meteorological Office*, *Ningbo*, *Zhejiang Province* 315012
2 *Key Laboratory of Middle Atmosphere and Global Environment Observation*, *Institute of Atmosphere Physics*, *Chinese Academy of Sciences*, *Beijing* 100029

Abstract Data from the microwave limb sounder (MLS) has better vertical resolution and inversion accuracy but intersects with measurements of pollution in the troposphere (MOPITT) data from the upper troposphere−lower stratosphere (UT−LS) region. In this paper, we compare MOPITT CO data with MLS CO data at 200 hPa. The results indicate that the CO distributions of both are similar in the middle and low latitudes, and high CO concentrations occur in Midwest, South-Central, and South-East Asia. In general, the concentration values of MOPITT CO are higher than those of MLS, and MOPITT CO shows a global system bias of about 35 ppb (10^{-6}) at low latitudes. The difference between MOPITT and MLS CO values was analyzed using CALIOP cloud data, and it was found that the occurrence of high CO concentration zones is related to strong convection.

Keywords CO, MOPITT data, MLS data, upper troposphere−lower stratosphere

收稿日期 2018-07-23；**网络预出版日期** 2019-03-25
作者简介 岑炬辉，男，1984 年出生，博士，主要从事微波遥感理论和应用研究。E-mail: 289778982@qq.com
通讯作者 何文英，E-mail: hwy@mail.iap.ac.cn
资助项目 国家自然科学基金项目 41575033，宁波市气象科技计划项目 NBQX2017010B，浙江省气象科技计划项目 2018QN09
Funded by the National Natural Science Foundation of China (Grant 41575033), Ningbo Meteorological Science and Technology Projec (Grant NBQX2017010B), Zhejiang Meteorological Science and Technology Project (Grant 2018QN09)

1 引言

自工业革命以来，人类活动对大气成分和大气辐射收支产生了重要的影响，从而导致了显著的气候变化（IPCC，2007）。2012年发布的IPCC第五次报告中显示，相对于1750年，2011年总人为辐射强迫值为2.29 W/m²，其中由CO排放所产生的辐射强迫达到了0.23 W/m²，显示了CO在气候变化和全球环境中的重要作用。从20世纪80、90年代开始，科学家们就开始对CO的变化进行研究。20世纪50年代至1987年，全球CO浓度一直处于增长状态（Khalil et al.，1988；Zander et al.，1989），Petrenko et al.（2013）通过分析格林兰积雪中的空气，重建了1950年以来60年期间北半球高纬地区CO的变化趋势，结论也与此一致。从1988年至1997年，则是一个全球CO减少的阶段（Khalil et al.，1994；Novelli et al.，1994，1998，2003）。进入21世纪，CO的全球性变化趋势变弱（Fortems-Cheiney et al.，2011），即使有变化其原因也在很大程度上与森林大火、火山爆发等事件相关联。但近几年CO的变化趋势又逐渐变得明显，联合使用多颗卫星数据显示近10年中国和美国的CO浓度都是处于下降趋势，下降速率约为0.92%/a（Worden et al.，2013）；美国学士山天文台2004～2013年的观测结果显示CO的下降趋势在1.9%/a（Gratz et al.，2015）。然而目前CO发生变化的原因尚不明确，尤其是已有研究显示北美和西欧CO下降及中国CO正在增加（Strode et al.，2016），这需要对全球CO变化及归因进行更加深入的研究。

由于大气中CO寿命一般在几周至两个月之间，因而对其变化的研究需要长期持续性观测作为基础。为了监测全球CO的变化，在过去的十几年，美国、欧洲和日本相继发射了一系列卫星载荷，如MOPITT（Measurements of Pollution in the Troposphere）、AIRS（Atmospheric Infrared Sounder）、IASI（Infrared Atmospheric Sounding Interferometer）、TES（Tropospheric Emission Spectrometer）、SCIAMACHY（Scanning Imaging Absorption spectrometer for Atmospheric Chartography）、ACE-FTS（Atmospheric Chemistry Experiment Fourier Transform Spectrometer）和MLS（Microwave Limb Sounder）。其中ACE-FTS和MLS拥有最优的垂直分辨率和反演精度，这也是由其掩星和临边这两种观测方式所决定的，同时，这两种观测方式也决定了ACE-FTS和MLS数据量稀少。在进行资料分析时，MLS资料只能做纬向或季节平均来使用，而ACE-FTS更是只有极少量的廓线，一般只能用来作为验证和对比分析。作为专门进行对流层CO观测的MOPITT仪器，就目前来说，是对流层CO廓线和柱总量产品的最主要提供者。这不仅是因为MOPITT拥有最长的观测时间、较高的时空分辨率、较高的反演精度（在10%精度内），上对流层的MOPITT CO与ACE-FTS和HIPPO-QCLS（HIAPER Pole to Pole Observations-Quantum Cascade Laser Spectrometer Quantum Cascade Laser Spectrometer）具有一致性（Martínez-Alonso et al.，2014），而且其观测结果还被作为AIRS、TES等卫星反演时的约束条件。但是近年来MOPITT数据质量暴露出两个问题。其一是MOPITT的定位系统出现了偏差，使得MOPITT降轨数据中的经度位置比实际位置要向西偏移0.3°～0.4°，而升轨时也有类似但反向的偏移，偏移量约为1个MOPITT观测像元，这一问题影响MOPITT V3-V5版本中所有的数据。其二与MOPITT二级产品（Level 2）数据反演时使用的气候态水汽数据有关。用MOPITT观测的辐射值来反演CO浓度廓线时，需要向反演算法输入温度和水汽廓线作为辅助数据。目前MOPITT使用的辅助数据是NCEP（National Centers for Environmental Prediction）再分析资料的温度和水汽廓线，然而NCEP水汽廓线有时会出现一些不具备物理意义的异常值，从而导致反演算法无法正常运行。在这种情况下，气候态水汽资料会被用来取代那些异常值，然后进行MOPITT产品反演。通过MOPITT V5数据与NOAA（National Oceanic and Atmospheric Administration）ESRL（Earth System Research Laboratory）GMD（Global Monitoring Division）原位观测数据、HIPPO（HIaper Pole to Pole Observations）廓线数据进行对比验证，发现无论是定位偏差还是水汽资料的替换，对验证结果的总体偏差以及标准差等统计值在各个高度上的影响都小于1%（Deeter et al., 2013），也表明这两个问题对于验证结果的影响并不显著。此外，MOPITT V5 TIR/NIR数据和GMD数据廓线的对比验证发现，MOPITT V5 TIR/NIR数据随着时间存在偏移，即在不同高度分别是800 hPa −1.63%/a，600 hPa −0.80%/a，400 hPa 1.53%/a以及200 hPa

2.33 %/a。然而无论是NOAA ESRL GMD原位观测数据还是HIPPO廓线数据都是源自美国或东太平洋区域上获取上，对于MOPITT数据在全球范围的普适性需要进一步验证。MOPITT和亚马逊盆地4个原位观测站点2010～2013年的低对流层数据进行对比显示，MOPITT CO明显偏小（Deeter et al.，2016）。可见MOPITT CO的数据质量需要在使用前进一步验证。

由于MOPITT数据和MLS数据在上对流层—下平流层（UT-LS）区域有一个交集，两者的产品都包含200 hPa的CO浓度值，并且MLS具有最优垂直分辨率和反演精度，因而本文将使用MLS测量的CO数据作参考，对比分析MOPITT CO数据质量。虽然两者的直接数值对比因时空匹配问题难以进行，但是两者在变化趋势、高值区分布、数据相关性等方面仍有很高的可比性。

2 资料介绍

2.1 MOPITT资料

MOPITT（Measurements of Pollution in the Troposphere）是搭载于1999年12月发射的Terra卫星上的5个仪器之一，于2000年3月开始提供常规科学观测数据。由于采用跨轨扫描方式，基本每3 d MOPITT就可以实现一次全球覆盖，水平分辨率为22 km×22 km。MOPITT通过观测近红外2.3 μm和热红外4.6 μm两个光谱段的辐射，反演得到对流层CO廓线分布和柱总量。由于MOPITT不能在有云条件下观测对流层CO，因而使用搭载于同一卫星上的MODIS仪器的云产品进行云检测。MOPITT数据和原位观测数据对比验证工作一直在进行（Emmons et al.，2004，2007，2009），目前其反演产品的精度优于15%。

本文采用2007～2013年MOPITT V5 L2热红外和近红外通道联合反演（TIR/NIR）的CO产品，此产品提供10个高度层的CO体混合比廓线（https: //eosweb. larc. nasa. gov/project/mopitt/mopitt_table [2017-07-21]）。

2.2 MLS资料

微波临边探测器（Microwave Limb Sounder，MLS）搭载在AURA卫星上。MLS每24.7 s垂直扫描飞行器前方大约3000 km的临边大气，观测切线高度在8～90 km，轨道周期为98.9 min，每圈扫描240次，每天大约扫描3500次，观测间隔为1/6 s。覆盖范围为82°S～82°N的大气层。MLS包含5个频段的微波辐射计，其中4个GHz频段辐射计的中心频率分别为118 GHz、190 GHz、240 GHz和640 GHz，THz辐射计的中心频率为2.5 THz。观测CO的谱线频率是230.5 GHz，位于240 GHz微波辐射计频段中。在215 hPa上CO的水平分辨率5.5 km×700 km，反演精度为19 ppb（10^{-6}）；在100 hPa上，其水平分辨率为4.5 km×450 km，反演精度为14 ppb；垂直分辨率为3.5～5 km。本文采用2007～2013年MLS V3.3 L2 CO数据，此产品的指定等压面为$1000\times10^{-(N-1)/6}$ hPa（N为从低到高产品的层数），CO遥感反演的最低有效高度为215 hPa。

2.3 CALIOP资料

美国美国国家航空航天局（National Aeronautics and Space Administration，NASA）和法国国家太空研究中心（Centre National d’Etudes Spatiales，CNES）联合研制的CALIOP（Cloud-Aerosol LIdar with Orthogonal Polarization）搭载在CALIPSO（Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations）上，于2006年4月8日升空，该卫星运行于705 km高度的太阳同步轨道上，轨道倾角为98.2°。CALIOP采用正交双偏振技术，是首个应用型的星载云和气溶胶激光雷达，拥有3个通道（1064 nm、532 nm垂直和水平偏振），脉冲重复频率为20 Hz。CALIOP提供大范围高分辨率的大气垂直剖面扫描数据，其垂直分辨率随着高度增加而减小，在0.5～8.2 km高度范围内，垂直分辨率30 m，水平分辨率333 m；8.2～20.2 km范围内，垂直分辨率为60 m，水平分辨率为1 km；继续往上分辨率更粗。本文使用的是CALIOP的二级产品：5 km平均的云层资料（level2 Clay05km）。

2.4 OLR资料

出射长波辐射（Outgoing Longwave Radiation，OLR）是指地球大气系统在大气层顶向外太空辐射出去的红外热辐射能量通量，其大小主要由发射下垫面和云顶的温度所决定（蒋尚诚等，1990），由NOAA极轨卫星观测获得。在低纬热带地区，OLR表征着对流活动的强弱，OLR的高值区反映了大规模空气下沉晴空区，OLR低值区代表对流上升区或夏季降水区（蒋尚诚等，1990）。本章使用NOAA官网提供的多年逐月平均2.5°（纬度）×

2.5°（经度）的OLR格点资料（http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.interp_OLR.html [2017-07-27]）。

3 MOPITT与MLS CO的数据分析

3.1 MOPITT和MLS在200 hPa高度上季节平均格点数据的对比分析

由于MOPITT数据和MLS数据在上对流层—下平流层（UT-LS）区域有一个交集，两者的产品都包含200 hPa附近的CO浓度值，因而本文将使用MLS测量的CO数据作对比，来进一步分析MOPITT CO数据质量。

3.1.1 全球季节变化

由于时空匹配问题，MOPITT与MLS CO浓度的直接数值对比难以进行，因而本文的工作是对多年平均的格点数据进行分析。

从图1中可见，MOPITT和MLS测量的200 hPa CO浓度整体分布形式比较接近。在春季，MOPITT CO浓度有两个强高值中心，分别位于南美洲赤道附近以及非洲西部赤道附近，此位置与MLS CO浓度的两个高值中心位置一致。此外，MOPITT CO浓度在东南亚上空还有一片次高值区，而MLS CO浓度则在东南亚有一个钩状的高值区。夏季，两种资料都显示南美洲赤道附近以及非洲西部赤道附近的高值区范围和强度都有所减弱，而在东南亚上空的高值区得到了明显的加强，即两者在CO浓度高值区范围和变化趋势上保持一致。秋季，MOPITT和MLS CO浓度在南美和非洲的高值中心区都出现了加强，东南亚的高值中心又变为了次高值中心，分布态势与春季类似。相比较而言，MLS CO浓度此时在两个高值区产生了全年最强的两个中心，而其东南亚的高值区则明显减弱。到了冬季，MOPITT CO浓度在南美洲和非洲的高值中心区和春秋两季类似，但稍弱于春秋两季。MLS CO浓度在这两个区域的高值中心区位置与秋季保持一致，但是强度明显减弱。MOPITT CO浓度在南亚上空的高值中心向南移动到印度洋、印度尼西亚、马来西亚交界附近区域，整个高值区范围也有所减弱，MLS CO在此区域的高值区域变化与MOPITT CO一致。

通过以上4个季节的MOPITT和MLS CO对比，可以看出两者CO的主要分布与季节变化，无论强度还是范围都非常类似，也表明两者数据反演的合理性。不过，通过图1中左图与右图对比可以看到两者存在着不少的差异。其一，MOPITT CO的浓度普遍高于MLS CO。其二，MOPITT CO春、秋、冬3个季节的高值区一致性较高，夏季则出现高值区和次高值区的转换；而MLS CO不同季节之间的差异更显著，其中南美洲赤道附近以及非洲西部赤道附近区域在秋季要明显强于其它季节，东南亚区域的高值中心和MOPITT CO类似，也是出现在夏季。其三，MOPITT CO的3个高值区之间有特别明显的连通区域，而MLS CO的3个高值区之间，则更倾向于互相独立。

3.1.2 概率密度分布比较

为了更好地了解MOPITT和MLS CO 200 hPa上数据的整体分布情况，对2007～2013年的MOPITT和MLS CO数据进一步进行概率密度函数PDF（Probability Density Functions）分析，结果如图2所示，实线为MLS，虚线为MOPITT。从图2可见，在春季，MLS和MOPITT的CO PDF均呈现出双峰结构，其中MLS的峰值分别出现在CO浓度为55 ppb和75 ppb，MOPITT的峰值则分别出现在CO浓度为45 ppb和70 ppb。在夏季，MLS和MOPITT的CO PDF都是只有一个尖锐的单峰，分别位于55 ppb和50 ppb。秋季，MLS和MOPITT CO的PDF都呈现一个较平缓的单峰，峰值分别处于65 ppb和55 ppb处。在冬季，MLS CO PDF呈现出尖锐的单峰，峰值在70 ppb处，而MOPITT CO PDF是一个近似双峰结构，但是两个峰很靠近，也可认为是一个平缓的单峰。

从图2总体上来看，MOPITT和MLS CO浓度的峰值都是出现在40～80 ppb，MLS CO浓度的峰值在所有季节都明显高于MOPITT CO，而且峰形更尖锐。而在100 ppb以上区间，可以看到MOPITT CO的分布明显要高于MLS CO。这与图1中MOPITT CO的浓度值普遍高于MLS CO相一致，应该是MOPITT CO和MLS CO观测方式和反演算法方面的差异所造成的。MOPITT CO核函数在200 hPa的权重约为0.2左右，而MLS CO约为0.9，这意味着MOPITT CO在200 hPa的数据包含了更多其他高度的信息，即包括了中上层对流层CO浓度的信息。因为对流层CO的浓度是随着高度的增加而降低，因此对于同一高度的反演产品，MOPITT的结果肯定要比MLS略高。权重函数的

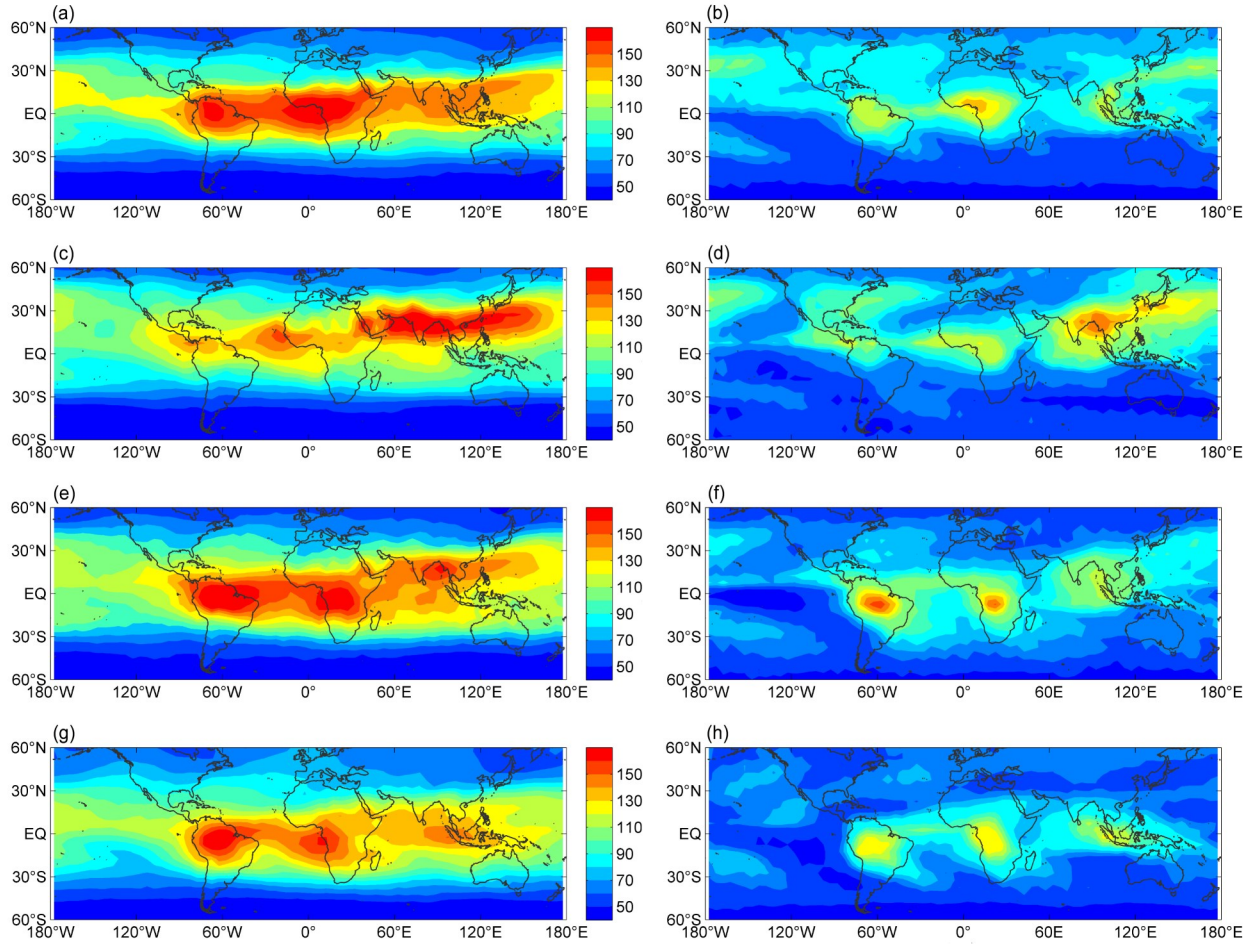

图1　2007～2013年平均四季200 hPa MOPITT CO浓度（左列）与MLS CO浓度（右列）分布（单位：ppb）：（a、b）春季、（c、d）夏季、（e、f）秋季、（g、h）冬季

Fig. 1　MOPITT (Measurements of Pollution in the Troposphere) CO concentration (left column) and MLS (Measurements of Pollution in the Troposphere) CO concentration (right column) at 200 hPa in (a, b) spring, (c, d) summer, (e, f) autumn, and (g, h) winter during 2007–2013 (units: ppb)

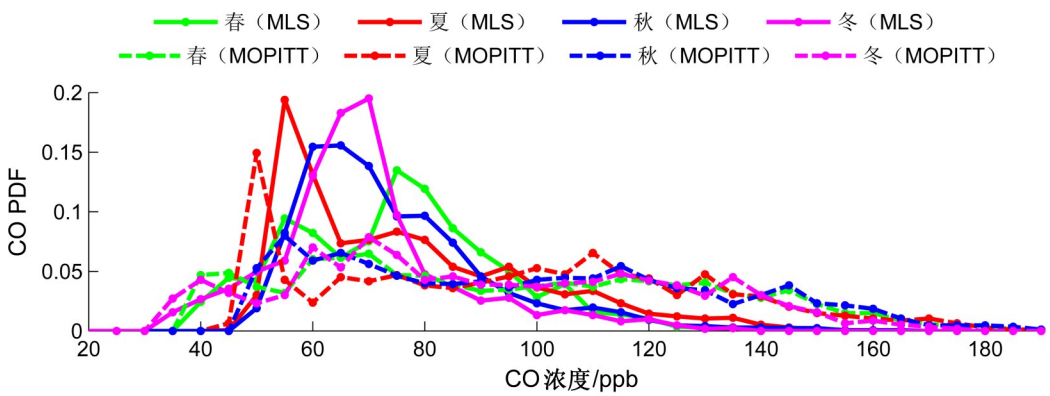

图2　2007～2013年全球60°S～60°N范围内200 hPa MLS CO浓度（实线）和MOPITT CO浓度（虚线）5°（纬度）×5°（经度）格点数据的不同季节PDF分布

Fig. 2　200-hPa PDF (Probability Density Functions) distribution of MLS CO concentration and MOPITT CO concentration 5°×5° grid point data between 60°S and 60°N in all four seasons during 2007–2013

这一特征，也使得MOPITT CO的结果较为平滑，而MLS CO则有很高的垂直分辨率，且受中高层云的影响很小。

3.1.3 相关性分析

图3a–3d显示在200 hPa高度上2007～2013年季节平均的MOPITT和MLS CO浓度5°（纬度）×5°（经度）格点数据的散点图及线性拟合直线。MOPITT和MLS CO之间的相关系数分别达到了80.7%（春）、78.9%（夏）、81.9%（秋）和80.0%（冬）。虽然有接近80%的相关系数，但是其斜率分别为1.5（春）、1.2（夏）、1.6（秋）、1.6（冬），并不是呈对角线趋势分布。对图3a–3d进行仔细观察还可以发现，低值部分的点排列紧密并且呈线性分布，这部分是MOPITT与MLS CO相关性最好的部分。随着MOPITT CO浓度值的上升，对应的MLS CO分布较离散，而且散点的分布整体上更趋向于S型而不是直线。其原因在下一小节中分析，然后给出订正。

3.2 MOPITT与MLS CO的差值分析

为了认识MOPITT和MLS CO比较中出现的显著差异，我们进一步采用2007～2013年的MLS和MOPITT CO 5°（纬度）×5°（经度）格点平均的不同季节差值资料，并结合CALIOP 5 km云层资料和OLR资料，对MLS和MOPITT CO差值在200 hPa的分布特性进行综合分析。

图4左列是4个季节的200 hPa高度上MLS和MOPITT CO浓度差值图（MLS–MOPITT），图中的黑色虚线为OLR等值线；右列为同时期CALIOP云层资料计算的200 hPa高度以上的云概率分布图。从图4a、4c、4e、4g中可以看到，在南北纬30°附近出现了纬向的强梯度带，将CO浓度差值分布划分为两个泾渭分明的区域：低纬的高差值区（强负值）和中纬的低差值区（小正值）。在右边的云概率图上，4个季节的云覆盖率都有3个类似的高值区，分别为南美洲中北部、非洲中部、从北印度洋至西太平洋并覆盖东南亚的大片区域。对比图1，可以发现云概率偏高区域与MOPITT和MLS CO的

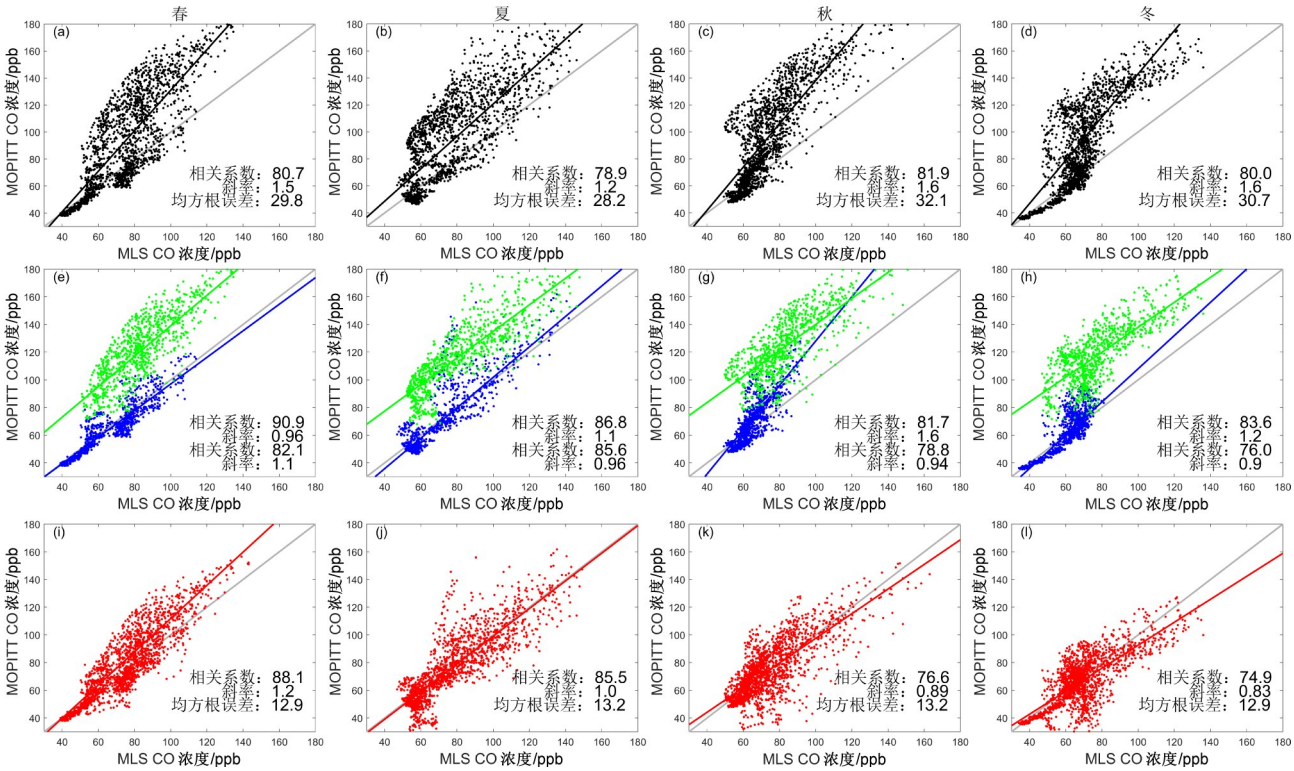

图3 2007～2013年200 hPa春季（第一列）、夏季（第二列）、秋季（第三列）、冬季（第四列）季节平均的MLS与MOPITT CO浓度数据的散点与拟合线：（a–d）原始格点数据与拟合；（e–h）中纬和低纬分区数据与拟合；（i–l）低纬调整后拟合

Fig. 3 Scatter plots of MOPITT and MLS CO concentration data at 200 hPa in spring (first column), summer (second column), autumn (third column), and winter (fourth column): (a–d): original global data; (e–h): plots of middle-latitude and low-latitude partition data; and (i–l): plots and linear fitting after low-latitude adjustment

高值区分布相一致。同时，这些区域又对应着OLR低值中心，这说明200 hPa高度上CO高值区的形成与旺盛的对流有关。

从图4还可以看到，MOPITT和MLS CO浓度的高差值区基本覆盖了整个低纬度地区，在这一点上云覆盖率图并没有类似的表现。对图4进行更仔细的分析可以得到，在南美洲中北部、非洲中部和东南亚这几个区域，差值显得要比周围区域略小，证明这两者之间存在着某些关联。

在前面图3a–3d的分析中提到，200 hPa上MOPITT和MLS CO虽然有较高的相关性，但并不是呈对角线趋势分布，散点的分布整体上更趋向于S型而不是直线。而在图4中看到，MOPITT和MLS CO差值在200 hPa上被南北纬30°附近的梯度带分成了两个差异很大的区域。这两者之间是否存在一定的联系？接下来将对这一问题进行分析。

首先将200 hPa上MOPITT和MLS CO数据都以南北纬30°作为分界线分为两组，然后再分别进行拟合，结果如图3e–3h所示，其中绿色为低纬度数据（30°S～30°N），蓝色为中纬度数据（高于南北纬30°）。从图中可以看到，在春季，低纬和中纬分组之后的MOPITT和MLS CO数据之间相关系数从分组前的80.7%变为82.1%和90.9%，斜率也从分组前的1.5变为1.1和0.96。在夏季，分组之前相关系数为78.9%，斜率为1.2，在分组之后，相关系数分别达到85.6%和86.8%，斜率也变为了0.96和1.1。秋季的数据进行分组后改进效果较差，在分组前相关系数为81.9%，斜率为1.6；在分组后，低纬的相关系数为78.8%，斜率为0.94，高纬的相关系数也只有81.7%，斜率与分组前一样是1.6。冬季在分组前相关系数为80.0%，斜率为1.6；

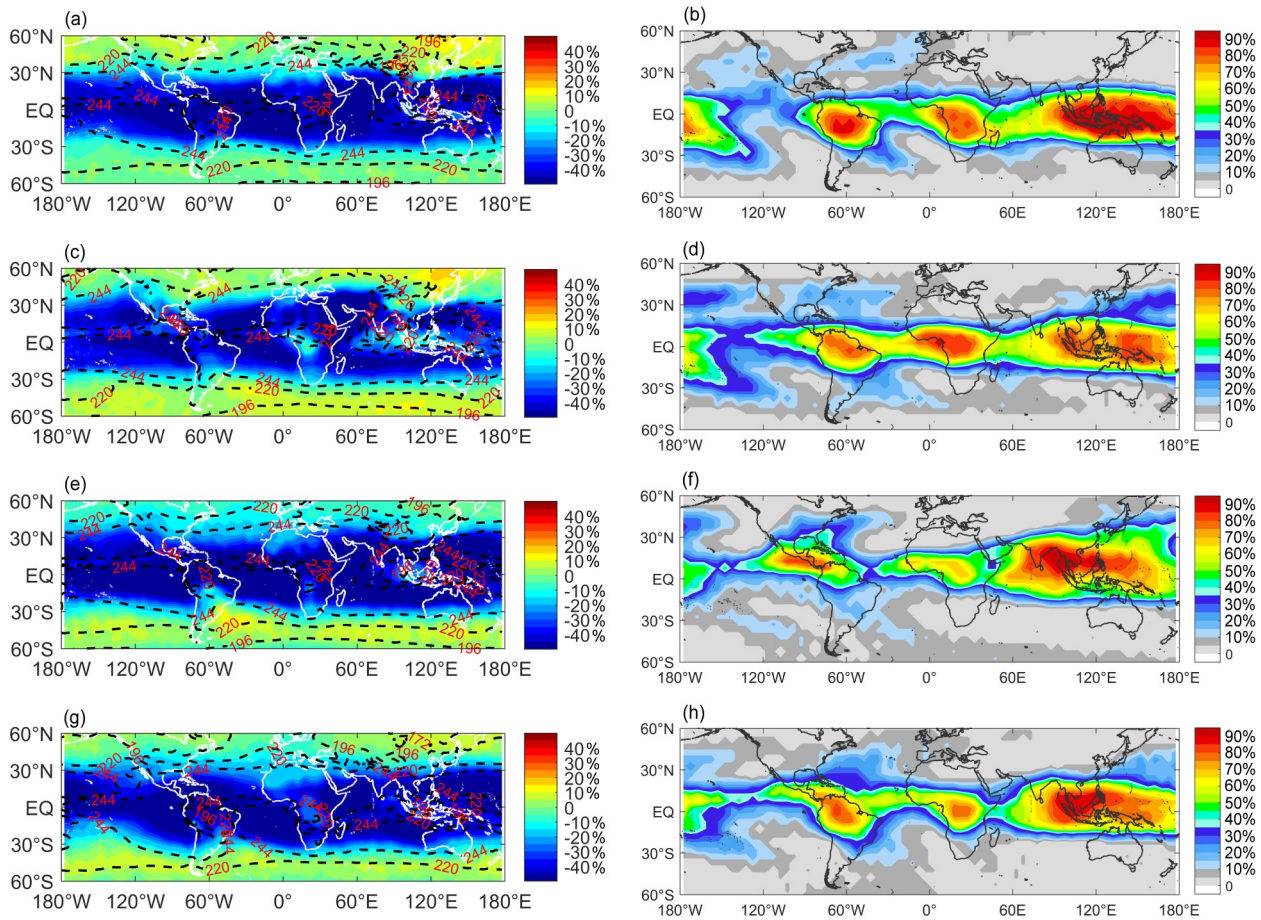

图4　200 hPa上MLS与MOPITT CO浓度差值（MLS CO–MOPITT CO）（单位：ppb）（左列，等值线为OLR资料，单位：W/m²）和CALIOP 200 hPa之上的云概率分布（右列，单位：%）：（a、b）春季；（c、d）夏季；（e、f）秋季；（g、h）冬季

Fig. 4　Difference between MLS and MOPITT CO concentration values (ppb) at 200 hPa with OLR (Outgoing Longwave Radiation) contours (W/m²) (left column) and CALIOP cloud probability at 200 hPa (right column) in (a, b) spring, (c, d) summer, (e, f) autumn, and (g, h) winter

分组后，相关系数分别为0.78%和83.6%，斜率分别为0.9和1.2。

从以上数据可以看到，将MOPITT和MLS CO分组之后，多数情况下拟合结果有了明显改善。对于秋季的例外，从图4中可以找出其原因：秋季的北半球中纬度CO差值并没有像其它季节那样呈现淡黄色，从而使得南北纬30°梯度带这一条件在秋季的北半球并不成立，从而导致了最后结果的偏离（拟合斜率1.6）。但是可以看到，这种情况只发生在秋季，在其他季节，分组拟合之后，斜率都更接近于1，这表明MOPITT和MLS CO在这种分组状态下，相互之间的一致性得到了明显提升，并且散点图也都呈现出线性分布趋势。

从图3e–3h可以看到，4个季节的低纬度拟合线（绿色）都有一个很明显的偏移，平均来看，这个值（bias）在35 ppb左右。将低纬MOPITT CO的数据减去35 ppb之后再次与MLS CO进行拟合，得到结果如图3i–3l所示。可以看到，经过调整后的MLS和MOPITT CO几乎都拟合在对角线上，各个季节的斜率都在1.0～1.1，相关系数也有了一定的提升，春夏秋冬4个季节分别提升了7.5%、7.6%、1.4%、3.2%，两者的均方根误差更是从30 ppb左右减少到13 ppb左右。可见，除去这一偏差后的MOPITT CO数据与MLS CO数据表现出更好的一致性。鉴于MLS CO数据是现今除了掩星观测之外可信度最高的卫星观测数据，不仅有较高的垂直分辨率，其观测反演不受中低云的影响，数据精度也要优于其他使用红外通道探测的卫星，因而在MLS CO可靠性基础上得到的这个比对调整结果是值得信赖的。MOPITT CO的这种系统性偏差，一部分是受作为先验廓线的再分析资料相关特性的影响，另一部分是在对流旺盛区两个仪器的观测存在差异的影响。目前对中高层大气进行模拟所需要的卫星观测数据，基本上是两周左右才能实现一次全球覆盖，因而再分析资料会不可避免的带有较强的气候态特征，出现以纬度为分界的条带特征。而出现在纬度小于南北纬30°区域，则是因为这一区域正是CO的主要变化区域（图1）。MOPITT不能在有云的条件下实现对CO的遥感反演，对云的处理是采用同星搭载的MODIS所提供的云掩膜资料来将有云的观测资料剔除掉，而MLS则可以在有云条件下进行观测。在云高概率区域（比如80%以上有云的区域），就会出现MOPITT资料变成了选择性观测，而无法提供平均态的资料，因而造成了与MLS资料之间的差异。以上两点都在MOPITT的偏差中起到了重要作用，但具体的确认需要对反演过程和算法进行分析，目前由于相关算法不公开，故需要将来再进行深入研究。

4 总结

本文使用2007～2013年的MOPITT和MLS CO格点数据，重点分析了在200 hPa MOPITT与MLS观测的CO数据的差异，同时结合卫星出射红外辐射（OLR）和CALIOP云产品数据，分析对流云对MOPITT CO产品的可能影响。主要结果如下：

（1）在200 hPa上，两者观测的CO在中低纬度有近似分布；MOPITT CO在量值上明显高于MLS CO；MOPITT CO的高值区趋向于连续分布，而MLS CO的高值区相对独立分布，这是由于两者的观测和反演方式不同所导致的（MOPITT CO星下点观测和MLS CO临边观测）。

（2）在200 hPa上，MOPITT与MLS观测CO的原始数据相关性在80%左右；MOPITT CO在南北纬30°附近存在着明显的数据分界，进行纬度分区和去偏差处理后，MOPITT和MLS CO的相关性得到了提高；MOPITT CO在低纬度存在约35 ppb的全球性系统性偏差。

（3）结合CALIOP云层数据对MOPITT和MLS CO差异原因进行分析，可见200 hPa高度上CO高值区的形成与旺盛的对流有关。这一结果需要与模式模拟研究相互验证。

致谢 本文的卫星CO数据和云层数据均由美国NASA的相关数据服务网站提供；OLR数据来自于NOAA的相关数据网站。

参考文献（References）

Bittle C R, Logan M J, Prager B G. 1981. A procedure for identifying individual plume distributions from multiplume remote-sensing data [J]. Bulletin of the American Meteorological Society, 62(7): 1098–1098.

Crutzen P. 1973. A discussion of the chemistry of some minor constituents in the stratosphere and troposphere[J]. Pure and Applied Geophysics, 106–108(1): 1385–1399. doi:10.1007/bf00881092

Deeter M N, Martínez-Alonso S, Edwards D P, et al. 2013. Validation

of MOPITT version 5 thermal-infrared, near-infrared, and multispectral carbon monoxide profile retrievals for 2000−2011[J]. J. Geophys. Res., 118(12): 6710−6725. doi:10.1002/jgrd.50272

Deeter M N, Martínez-Alonso S, Gatti L V, et al. 2016. Validation and analysis of MOPITT CO observations of the Amazon basin[J]. Atmos. Meas. Tech., 9(8): 3999−4012. doi:10.5194/amt-9-3999-2016

Duncan B N, Logan J A, Bey I, et al. 2007. Global budget of CO, 1988-1997: Source estimates and validation with a global model[J]. J. Geophys. Res., 112(D22) doi:10.1029/2007JD008459

Emmons L K, Deeter M N, Gille J C, et al. 2004. Validation of measurements of pollution in the troposphere (MOPITT) CO retrievals with aircraft in situ profiles[J]. J. Geophys. Res., 109(D3): D03309. doi:10.1029/2003JD004101.

Emmons L K, Pfister G G, Edwards D P, et al. 2007. Measurements of pollution in the troposphere (MOPITT) validation exercises during summer 2004 field campaigns over North America[J]. J. Geophys. Res., 112(D12): D12S02. doi:10.1029/2006JD007833

Emmons L K, Edwards D P, Deeter M N, et al. 2009. Measurements of pollution in the troposphere (MOPITT) validation through 2006[J]. Atmos. Chem. Phys., 9(5): 1795−1803. doi: 10.5194/acp-9-1795-2009

Fortems-Cheiney A, Chevallier F, Pison I, et al. 2011. Ten years of CO emissions as seen from measurements of pollution in the troposphere (MOPITT) [J]. J. Geophys. Res., 116(D5): D05304. doi: 10.1029/2010JD014416.

Granier C, Pétron G, Müller J F, et al. 2000. The impact of natural and anthropogenic hydrocarbons on the tropospheric budget of carbon monoxide[J]. Atmospheric Environment, 34(29−30): 5255−5270. doi: 10.1016/S1352-2310(00)00299-5

Gratz L E, Jaffe D A, Hee J R. 2015. Causes of increasing ozone and decreasing carbon monoxide in springtime at the Mt. Bachelor Observatory from 2004 to 2013[J]. Atmospheric Environment, 109: 323−330. doi:10.1016/j.atmosenv.2014.05.076

Holloway T, Levy II H, Kasibhatla P. 2000. Global distribution of carbon monoxide[J]. J. Geophys. Res., 105(D10): 12123−12147. doi: 10.1029/1999JD901173.

IPCC. 2007. Climate Change 2007: The Physical Science Basis[M]. Forster P V, Ramaswamy P, Artax T oet al., Eds. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA Cambridge University Press , 73.

IPCC. 2013. Climate Change 2013: the Physical Science Basis[M]. Stocker T F，Qin D H，Plattne G K ret al., Eds. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press, 127.

Khalil M A, Rasmussen R A. 1988. Carbon monoxide in an urban environment: Application of a receptor model for source apportionment[J]. Japca-the International Journal of Air Pollution Control and Hazardous Waste Management, 38(7): 901−906. doi:10.1080/08940630.1988.10466430.

Khalil M A K, Rasmussen R A, Moraes F. 1993. Atmospheric methane at Cape Meares: Analysis of a high-resolution data base and its environmental implications[J]. J. Geophys. Res., 98(D8): 14753−14770. doi:10.1029/93jd01197.

Martínez-Alonso S, Deeter M N, Worden H M, et al. 2014. Comparison of upper tropospheric carbon monoxide from MOPITT, ACE-FTS, and HIPPO-QCLS[J]. J. Geophys. Res., 119(24): 14144−14164. doi:10.1002/2014jd022397.

Novelli P C, Collins Jr. J E, Myers R C, et al. 1994. Reevaluation of the NOAA/CMDL carbon monoxide reference scale and comparisons with CO reference gases at NASA-Langley and the Fraunhofer Institut[J]. J. Geophys. Res., 99(D6): 12833−12839. doi: 10.1029/94jd00314.

Novelli P C, Masarie K A, Lang P M. 1998. Distributions and recent changes of carbon monoxide in the lower troposphere[J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 103(D15): 19015−19033. doi: 10.1029/98jd01366.

Novelli P C, Masarie K A, Lang P M, et al. 2003. Reanalysis of tropospheric CO trends: Effects of the 1997−1998 wildfires[J]. J. Geophys. Res., 108(D15) doi:10.1029/2002JD003031.

Petrenko V V, Martinerie P, Novelli P, et al. 2013. A 60-yr record of atmospheric carbon monoxide reconstructed from Greenland firn air [J]. Atmos. Chem. Phys., 13(15): 7567−7585. doi: 10.5194/acp-13-7567-2013.

Strode S A, Worden H M, Damon M, et al. 2016. Interpreting space-based trends in carbon monoxide with multiple models[J]. Atmos. Chem. Phys., 16: 7285−7294.

Thompson A M, Hogan K B, Hoffman J S. 1992. Methane reductions: Implications for global warming and atmospheric chemical change [J]. Atmospheric Environment. Part A. General Topics, 26(14): 2665−2668. doi:10.1016/0960-1686(92)90118-5.

Wilson W E, Merryman E L, Levy A, et al. 1971. Aerosol formation in photochemical smog[J]. Journal of the Air Pollution Control Association, 21(3): 128−132. doi:10.1080/00022470.1971.10469508.

Worden H M, Deeter M N, Frankenberg C, et al. 2013. Decadal record of satellite carbon monoxide observations[J]. Atmos. Chem. Phys., 13(2): 837−850. doi:10.5194/acp-13-837-2013.

Zander R, Demoulin P, Ehhalt D H, et al. 1989. Secular increase of the total vertical column abundance of carbon monoxide above central Europe since 1950[J]. J. Geophys. Res., 94(D8): 11021−11028. doi: 10.1029/jd094id08p11021.