张珊, 田向军, 陈权亮, 等. 2019. 不同陆地生态系统碳通量对GEOS-Chem模型模拟全球CO_2浓度的影响 [J]. 气候与环境研究, 24(5): 552−566. ZHANG Shan, TIAN Xiangjun, CHEN Quanliang, et al. 2019. Effect of Terrestrial Ecosystem Carbon Fluxes on Simulating Global CO_2 Concentration Using the GEOS-Chem Model [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 24(5): 552−566. doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2018.18060

不同陆地生态系统碳通量对GEOS-Chem模型模拟全球CO_2浓度的影响

张珊[1] 田向军[2] 陈权亮[1] 韩锐[2] 张洪芹[2] 张璐[2]

1 成都信息工程大学大气科学学院，成都 610225
2 中国科学院大气物理研究所国际气候与环境科学中心，北京 100029

摘 要 大气中CO_2含量的增加速率已经超过了自然界所能吸收的速度，并逐步影响到全球气候变暖。利用模型模拟分析已经成为一个重要的工具用以深入对碳循环的理解。本文使用2008～2010年的生物模型SiB3（Simple Biosphere version 3）与优化后的CT2016（Carbon Tracker 2016）陆地生态系统碳通量驱动GEOS-Chem大气化学传输模型模拟全球CO_2浓度。通过分析模拟CO_2浓度的空间分布与季节变化，加深对全球碳源汇分布特点的理解，探究陆地生态系统碳通量不确定性对模拟结果的影响，进而认识陆地生态系统碳通量反演精度提升的重要性。SiB3与优化后的CT2016陆地生态系统碳通量都具有明显的季节变化，但在欧洲地区碳源汇的表现相反，其全球总量与空间分布也存在极大的不确定性。模拟CO_2浓度结果表明：在人为活动较少地区，陆地生态系统碳通量对近地面CO_2浓度空间分布起主导作用，尤其在南半球和欧洲地区模拟浓度有明显差异，且两种模拟结果的季节差异依赖于陆地生态系统碳通量的季节变化。将模拟结果与9个观测站点资料进行对比，以期选用合适的陆地生态系统碳通量来提升GEOS-Chem模拟CO_2浓度的精度。实验结果表明：两种模拟结果均能较好的模拟CO_2浓度的季节变化及其峰谷值，但CT2016模拟的CO_2浓度在多数站点处更接近观测资料，模拟准确性更高。

关键词 陆地生态系统碳通量 全球碳源汇 GEOS-Chem模型 CO_2浓度
文章编号 1006-9585(2019)05-0552-15 **中图分类号** P402 **文献标识码** A
doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2018.18060

Effect of Terrestrial Ecosystem Carbon Fluxes on Simulating Global CO_2 Concentration Using the GEOS-Chem Model

ZHANG Shan[1], TIAN Xiangjun[2], CHEN Quanliang[1], HAN Rui[2], ZHANG Hongqin[2], and ZHANG Lu[2]

1 *School of Atmospheric Sciences*, *Chengdu University of Information Technology*, *Chengdu* 610225
2 *International Center for Climate and Environment Sciences*, *Institute of Atmospheric Physics*, *Chinese Academy of Sciences*, *Beijing* 100029

Abstract The rate of atmospheric CO_2 has exceeded the atmospheric system's natural ability to efficiently absorb it, thereby gradually affecting global climatic warming. The use of model simulations has become essential to help us improve our understanding of the carbon cycle. We simulated CO_2 concentration using the atmospheric chemical

收稿日期 2018-05-04；**网络预出版日期** 2018-06-14
作者简介 张珊，女，1993年出生，硕士，主要从事数值模拟与气候变化研究。E-mail: zhangshan@mail.iap.ac.cn
通讯作者 田向军，E-mail: tianxj@mail.iap.ac.cn
资助项目 国家重点研发计划课题“多源卫星与地面观测数据联合碳同化技术研究” 2016YFA0600203，国家自然科学基金项目41575100
Funded by the National Key Research and Development Program of China (Grant 2016YFA0600203), the National Natural Science Foundation of China (Grant 41575100)

transport model GEOS-Chem driven by Biosphere Model SiB3 (Simple Biosphere version 3) and optimized Carbon Tracker 2016 (CT2016) terrestrial biospheric carbon fluxes for 2008–2010. Knowing the importance of improving carbon flux inversion accuracy in terrestrial ecosystems through analysis of the spatial distribution and seasonal variation in simulated CO_2 concentrations can deepen our understanding of global carbon source distribution and explore the impact of carbon flux uncertainty on simulation results. SiB3 and the optimized CT2016 terrestrial ecosystem carbon flux show obvious seasonal changes, but are opposite in European regions and there is great uncertainty about the global total and spatial distribution. Simulation results show that the carbon flux of terrestrial ecosystems are found to be key in the distribution of CO_2 concentration near the ground in areas of less human activity, particularly in the southern hemisphere and Europe. Seasonal differences in the simulation re sults rely on the seasonal variations in the terrestrial biospheric carbon fluxes. Simulation results are compared with the data of nine observation sites to select the suitable terrestrial ecosystem carbon flux for improving the accuracy of the GEOS-Chem simulated CO_2 concentration. Experimental results indicated that two kinds of simulation results can significantly simulate the peak and valley of seasonal change of CO_2 concentration, although the simulated CO_2 concentration using CT2016 is close to the observation data with a high simulation accuracy at most stations.

Keywords Terrestrial biospheric carbon fluxes, Global carbon sources and sinks, GEOS-Chem model, CO_2 concentration

1 引言

CO_2是一种重要的温室气体，也是全球变暖过程中人类对地球能量平衡影响最大的部分（Knohl and Veldkamp，2001）。人类活动引起的大气CO_2浓度升高导致全球气候变化，给人类生存和发展带来了巨大威胁。大气CO_2浓度的变化率不仅依赖于人类活动，还与地球生物化学和气候过程及其与碳循环的相互作用有关（Falkowski et al.，2000）。了解目前的生态学行为对预测未来气候尤为重要，因为大气与陆地生物圈间的CO_2交换起到重要的作用，首先，大约一半的碳排放由海洋和陆地吸收，其次，植被的光合与呼吸作用在大气和陆地中的能量、动量交换扮演着重要的作用（Baker et al.，2010）。定量评估不同类型生态系统的碳收支，可以为科学预测气候变化、服务于减缓和适应气候变化的区域碳管理提供科学依据，是生态系统与全球变化科学研究的重要科学问题（于贵瑞等，2011）。

陆地生态系统与大气CO_2存在紧密联系，不仅被动地受大气CO_2的影响和控制，也对大气CO_2存在反馈作用。在气候与环境问题日益突出的今天，能够准确、实时地监测CO_2的浓度变化信息，加强陆地生态系统碳收支及其相关领域的研究具有重要的科学价值（王秋凤等，2012）。过去陆地生态系统与大气之间碳的净交换量多由其他类型的碳储存变化差值估测（Houghton，2007），而目前主要有两种估测陆地生态系统碳源汇的方法：以陆地为对象的“自下而上（bottom-up）”方法和以大气为对象的“自上而下（top-down）”方法，但估测方法的不确定，参数化方案的复杂性，以及观测数据的误差等因素使得陆地生态系统碳源汇的估测结果差异很大，存在极大的不确定性（Deng et al.，2007；Dolman et al.，2009）。例如，全球陆地生态系统碳汇在1980年代到1990年代为1～4 Pg(C) a^{-1}（Piao et al.，2009），而IPCC全球碳收支评估中，陆地与大气之间的净陆地生物通量在20世纪80年代约为−0.2 Pg C a^{-1}，在20世纪90年代为−1.4 Pg (C) a^{-1}（负号表示通量来自于大气的贡献）（Schimel et al.，2001）。Poulter et al.（2014）利用LPJ DGVM（Lund-Potsdam-Jena Dynamic Global Vegetation Model）估算2011年陆地碳汇为3.9±1.3 Pg(C) a^{-1}，而使用MACC-II（the Monitoring Atmospheric Composition and Climate inversion system）的大气反演模型估测为3.7±0.4 Pg(C) a^{-1}。Zhang et al.（2014）在Carbon Tracker框架的基础上融合飞行器CO_2浓度评估了亚洲地区2006～2010年的陆地碳通量吸收约为−1.56 Pg(C) a^{-1}。

大气CO_2反演法是一种“自上而下”的碳源汇估算方法，已成为计算全球生态系统碳收支和预测未来气候变化的有效手段。寇星霞（2015）基于RAMS-CMAQ模式模拟分析2010年东亚地区CO_2浓度分布，结果表征较强的CO_2水平分布不均匀性，而地气交换量被认为是大气CO_2浓度变化的主导因素。雷莉萍等（2014）对比分析GOSAT卫星

观测反演的大气CO_2柱浓度与GEOS-Chem模型模拟的结果，发现GOSAT-XCO_2浓度值在美国区域低于模型模拟值1.4～2.7 ppm（10^{-6}），但在中国区域其差值在0.6～5.8 ppm，该结果指出了卫星观测与模型模拟在中国区域的不一致性要大于同纬度的美国区域和全球区域。Tian et al.（2014）基于PODEn4DVar方法发展了中国碳通量数据同化系统Tan-Tracker，通过同化CO_2浓度，同时优化CO_2浓度和地面通量。实验结果表明GEOS-Chem模型总体低估了XCO_2值（−2.46 ppm），而同时估计碳通量和CO_2浓度在增强Tan-Tracker系统表现中扮演了很重要的角色。

本文对陆地生态系统碳通量的不确定性进行探讨，对比不同来源陆地生态系统碳通量的时空差异，加深对陆地生态系统碳源汇动态变化机制的理解，并利用不同生态系统碳通量强迫GEOS-Chem模型模拟CO_2浓度，探究陆地生态系统碳通量对模型模拟CO_2浓度的影响，以期选用更为合适的碳通量来提升CO_2模拟精度，进一步探讨生态系统碳通量对全球碳收支平衡的影响及意义。

2 资料与方法

2.1 GEOS-Chem三维大气传输模型

GEOS-Chem是由美国国家航空航天管理局（NASA）全球模型同化办公室的戈达德地球观测系统（Goddard Earth Observing System，GEOS）提供气象观测资料而驱动的全球三维化学传输模型。模型有多种独立的模拟方式，早期被用来进行对流层的O_3-NO_x-碳氢化合物的化学过程模拟（Bey et al.，2001）。GEOS-Chem对CO_2的模拟较早是在亚洲地区，特别是中国地区（Suntharalingam et al.，2004）。Nassar and Jones（2010）更新了模式中CO_2模拟的先验碳通量，包括化石燃料燃烧和水泥制造，生物质燃烧，生物燃料燃烧，陆地生物圈交换，海洋交换等。

本文使用GEOS-Chem v11-01版本，更换不同的陆地生物交换碳通量，由MERRA-2气象同化资料驱动模拟输出了2008～2010年水平分辨率2°（纬度）×2.5°（经度）网格，垂直方向47层的全球大气CO_2每3 h浓度数据。背景场的初始CO_2浓度采用CT（Carbon Tracker）模拟的水平方向3°（纬度）度2°（经度）网格、垂直方向25层全球CO_2浓度插值到水平2°（纬度）×2.5°（经度）网格，垂直47层。

2.2 陆地生态系统碳通量来源

每日变化的净生态系统生产力（Net Ecosystem Production，NEP，N_{EP}）通量由总初级生产力（Gross Primary Production，GPP，G_{PP}）和生态系统呼吸作用（R_c）组合而成（Olsen and Randerson，2004）。NEP被定义为异养生物呼吸作用（R_h）和净初级生产力（Net Primary Production，NPP，N_{PP}）的差值（方精云等，2001）：

$$N_{PP} = G_{PP} - R_c , \quad (1)$$

$$N_{EP} = N_{PP} - R_h . \quad (2)$$

SiB（Simple Biosphere）模型是一个最初被用来模拟生物物理过程的地表参数化方案（Sellers et al.，1986；Denning et al.，2003）。通过并入多个机制，SiB3可以体现出与观测相匹配的净生态系统交换（Net Ecosystem Exchange，NEE）年际循环（Baker et al.，2008）。SiB3模拟结果整体优于SiB2，说明模式的改进对于近地面能量通量的估测是有帮助的（张庚军等，2013）。本文选用GEOS-Chem模型中自带的SiB3陆地生物交换（terrestrial biospheric exchange）碳通量进行分析，而这种碳通量是由平衡后年均值几乎为0的NEE生物通量和固定的剩余陆地交换值两部分组成的（Nassar and Jones，2010）。

CT是由美国国家海洋和大气管理局（National Oceanic and Atmospheric Administration，NOAA）地球系统研究实验室（Earth System Research Laboratory，ESRL）开发的CO_2测量和模拟系统，用来追踪世界范围内CO_2的源和汇。这个系统是基于集合数据同化方法在数值天气预报的发展下所形成的，同时它是同类产品中第一个被使用于CO_2通量的估测（Peters et al.，2005）。CT基于全球大气化学传输模式TM5，应用集合卡尔曼滤波算法，通过同化全球地面CO_2浓度数据，优化地面CO_2通量。它是一种“top-down”碳源汇估算方法，既包括人类活动释放的CO_2，也能捕捉到自然变化过程中的陆气交换，但通量不确定性较大，人为源的季节变化影响相对较弱。目前NOAA发布的版本为CT2016，其提供了2000年1月到2015年12月全球大气中的CO_2通量估测，包括化石燃料排放，陆地生物通量NEE（不包含火灾），火灾排放，和空气与海洋的交换（https://www.esrl.noaa.

表1 NOAA地表瓶装碳循环测站信息

Table 1 Data from NOAA carbon cycle surface flask sites

代码	站名	国家	纬度	经度	高度/m
ALT	Alert, Nunavut	加拿大	82.451°N	62.507°W	190
ASC	Ascension Island	英国	7.967°S	14.400°W	85
BRW	Barrow, Alaska	美国	71.323°N	156.611°W	11
NWR	Niwot Ridge, Colorado	美国	40.053°N	105.586°W	3523
HUN	Hegyhatsal	匈牙利	46.950°N	16.650°E	248
WIS	Weizmann Institute of Science at the Arava Institute, Ketura	以色列	29.965°N	35.060°E	151
WLG	Mt. Waliguan	中国	36.288°N	100.896°E	3810
CGO	Cape Grim, Tasmania	澳大利亚	40.683°S	144.690°E	94
IZO	Izana, Tenerife, Canary Islands	西班牙	28.309°N	16.499°W	2372.9

gov/gmd/ccgg/carbontracker/[2018-04-10]）。

本文选取2008～2010年全球范的SiB3的3 h分辨率的1°（纬度）×1°（经度）NEE通量（单位：kg m^{-2} s^{-1}）加上固定的剩余陆地交换值与优化后的CT2016生物碳通量1°（纬度）×1°（经度）NEE通量（单位：mol m^{-2} s^{-1}）进行分析对比，探讨不同陆地生态系统碳通量对GEOS-Chem模拟CO_2浓度的影响。

2.3 地面观测数据

本文采用的地基观测数据是来自NOAA ESRL（Earth System Research Laboratory）（https://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/[2018-04-10]）的地表瓶装采样flask数据。NOAA提供的站点CO_2浓度观测flask数据时间分辨率最高约为每周，本文选用每月站点资料来观察CO_2浓度的季节变化。9个flask观测资料的站点的地理信息如表1所示。

采用均方根误差（Root Mean-Square Error，RMSE）来评估不同来源生态系统碳通量模拟出的CO_2浓度与地面观测数据之间的偏差，它的值越小，表示模拟值越接近观测值。RMSE计算公式如下：

$$R=\sqrt{\frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}\left[X_{\mathrm{sim}}-X_{\mathrm{obs}}\right]^2}\ , \qquad (3)$$

其中，R表示均方根误差，X_{sim}和X_{obs}分别表示模拟值和观测值。

3 陆地生态系统碳通量的不确定性

3.1 陆地生态系统碳通量总量

本文对SiB3与优化后的CT2016碳通量的年总量进行统计对比，如图1所示。GEOS-Chem模型中自带的SiB3由平衡后的NEE生物通量与固定的剩余生物通量求和得到在2008～2010年约为5.32 Pg(C) a^{-1}全球碳汇量，而CT2016的平均碳汇量约为4.18 Pg(C) a^{-1}，并呈现微弱的减小趋势。

随后将碳通量求得每月平均值，如图2所示，发现两种通量都有明显的季节变化，全球总量在在1～3月与10～12月表现为碳源，而在6、7月份达到极大碳汇值，符合生态系统在夏季光合作用吸收CO_2大于呼吸作用释放CO_2的规律。两种通量的季节变化趋势也较为一致，在9～12月几乎重合，但在1～4月SiB3通量的下降速率较快，使得在春季SiB3生态系统碳通量低于CT2016，这一特征在模拟CO_2浓度中也有体现。对比不同年份碳通量的差

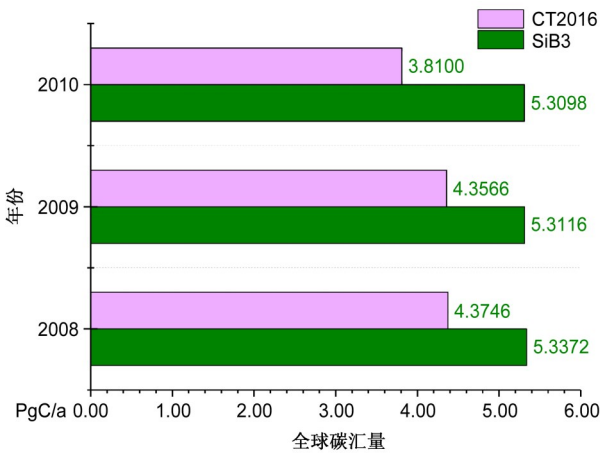

图1 2008～2010年不同来源生态系统碳通量每年的全球碳平衡估算

Fig. 1 Annual global carbon balance estimates of the different terrestrial carbon fluxes during 2008–2010

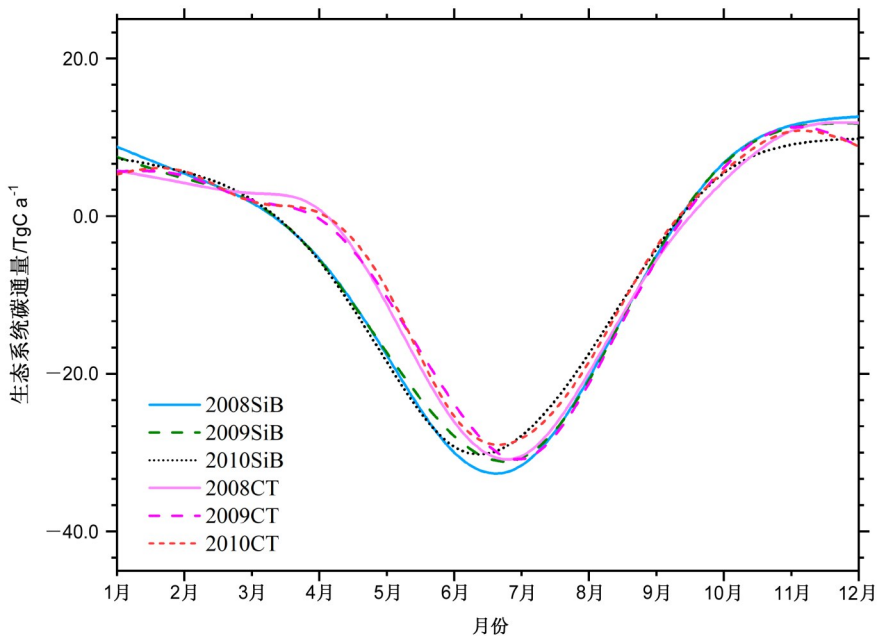

图2 2008～2010年不同来源生态系统碳通量的月均值变化。2008SiB表示SiB3在2008年的陆地生态系统碳通量，2008CT表示CT2016在2008年的陆地生态系统碳通量

Fig. 2 Comparisons of the monthly mean terrestrial carbon fluxes for 2008-2010. 2008SiB represents terrestrial ecosystem carbon flux of SiB3 (Simple Biosphere version 3) in 2008 and 2008CT represents terrestrial ecosystem carbon flux of CT2016 (Carbon Tracker 2016) in 2008

异，发现SiB3生态系统碳通量在夏季的差异更加明显。

3.2 陆地生态系统碳通量的空间分布特征

图3所示为SiB3与优化后的CT2016的陆地生态系统碳通量分别计算每个格点的年平均值，其中模型自带的SiB3通量年净交换主要由固定剩余值影响，而这部分是按照Transcom 3分区中的11个陆地区域的剩余年际陆地交换减去生物质燃烧和生物燃料燃烧得到（Baker et al.，2006）。图中可以看到两种来源的碳通量在非洲南部、北美洲中南部与南美洲中南部地区都为明显的净交换负值区（方向向下）。SiB3（图3a）在非洲北部呈现明显的碳源（方向向上），而CT2016（图3b）表现较微弱，此外，在北美洲北部SiB3没有净通量交换，而CT2016正负交替出现，更细致的描绘出不同地区的碳收支。两者有显著相反的区域是在欧洲地区，SiB3表现出碳汇，而CT2016为碳源，其余区域的源汇分布大致相同。

由于纬度的不同导致生态环境和植被覆盖有所差异，生态系统碳通量也会随之变化，将经向通量平均，对比两种生态系统碳通量每年的纬度差异，如图4所示。CT2016生物通量表现出明显的年际间不重合，在10°S、10°N、40°N、60°N都有明显的碳汇，模式自带的SiB3通量主要由固定生物通量剩余值决定所以没有年际变化，在15°S、45°N、65°N表现出极大的碳汇。从图中可以看出生态系统碳通量高度的不确定性，两种来源的碳通量在30°S、10°N与45°N处甚至表现出相反的源汇状态。总体来看，虽然在不同纬度碳通量吸收与释放的差异明显，但在北半球中纬度地区都有明显的碳汇表现。对比模拟CO_2浓度空间分布，陆地生态系统碳通量的经向不确定性对其有不可忽视的影响。

3.3 陆地生态系统碳通量的季节变化

CO_2的地气交换，是指陆地生态系统与大气之间的CO_2通量，其季节和空间变化主要受到陆地生态系统的季节性生长和凋落影响（寇星霞，2015）。图5描绘出两种来源的生态系统碳通量在不同季节的空间分布，都表现出极大的空间分布不均匀且各不相同，其中北半球中高纬度在秋冬季节都为明显的碳源区域，夏季则为碳汇的极大值中心，而低纬度地区的变化则相对滞后。两种来源的通量对比来看，SiB3的季节变化更剧烈，源汇区分更突出，秋冬季节在亚洲北部与东部区域的碳源明显高于CT2016。

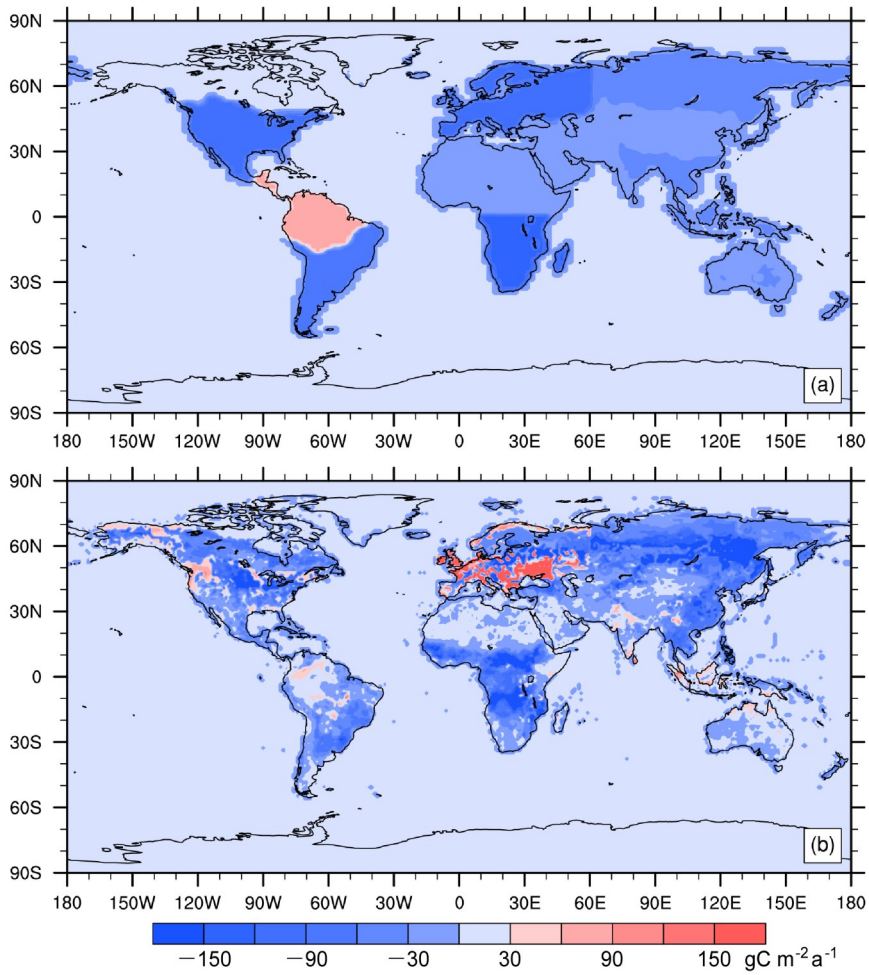

图3 2008~2010年（a）SiB3与（b）CT2016年平均生态系统碳通量的全球空间分布

Fig. 3 Spatial distribution of the (a) SiB3 and (b) CT2016 annual mean terrestrial carbon fluxes for 2008−2010

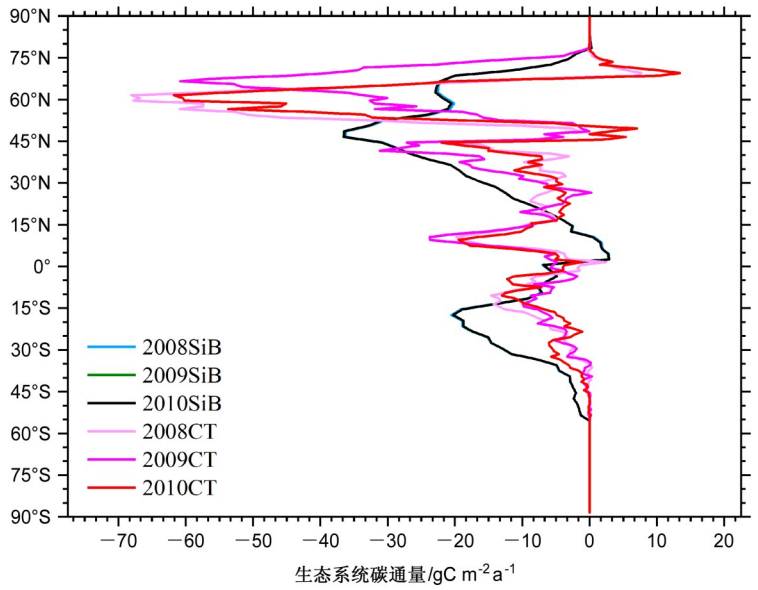

图4 2008～2010年不同纬度生态系统碳通量的比较

Fig. 4 Comparisons of terrestrial carbon fluxes at different latitude for 2008−2010

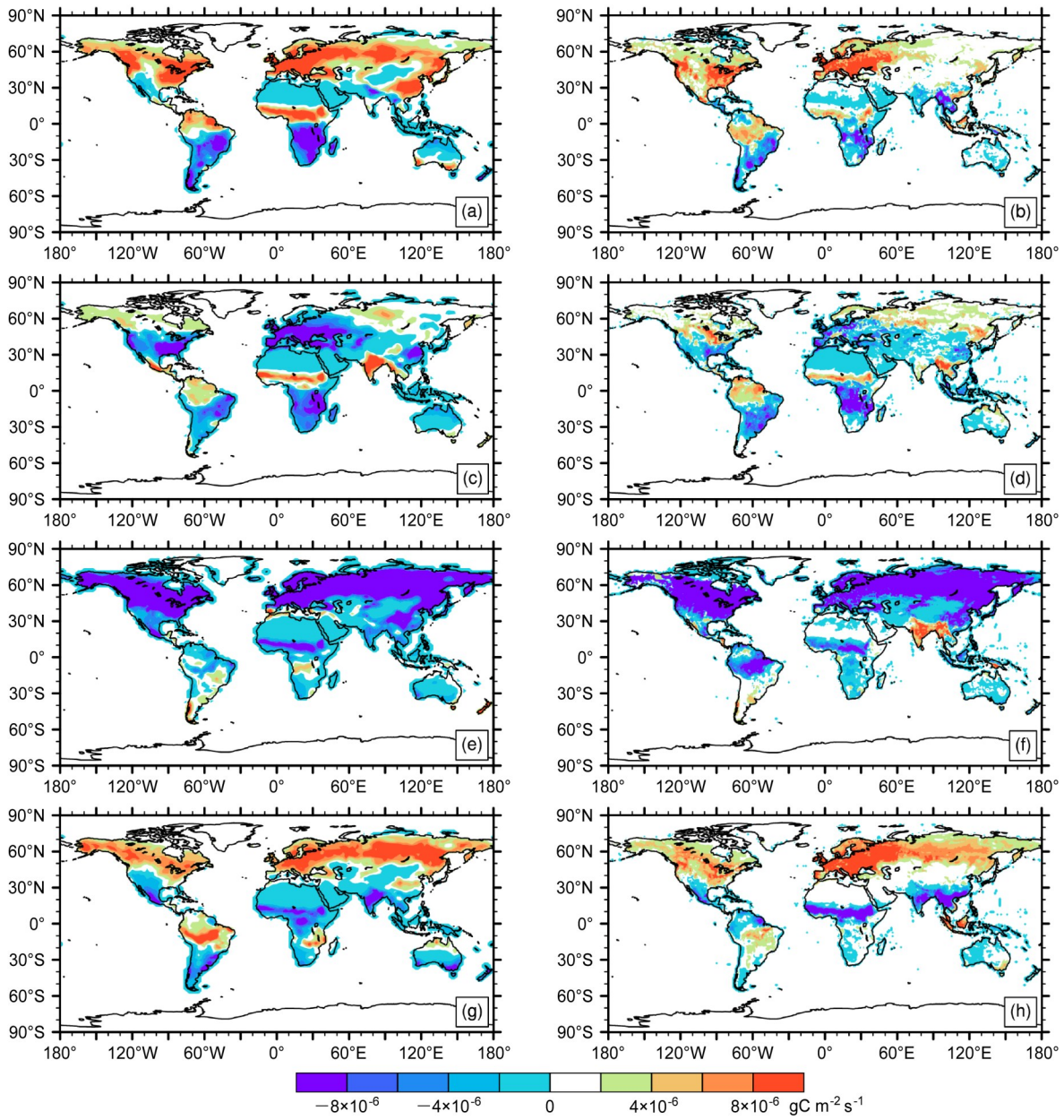

图5 2008~2010年SiB3（左列）与CT2016（右列）生态系统碳通量不同季节的空间分布：（a、b）冬季；（c、d）春季；（e、f）夏季；（g、h）秋季

Fig. 5 Spatial distribution of the SiB3 (left column) and CT2016 (right column) terrestrial carbon fluxes in (a, b) winter, (c, d) spring, (e, f) summer, (g, h) autumn for 2008–2010

4 模拟结果与讨论

将不同来源陆地生态系统碳通量强迫GEOS-Chem模型模拟出的垂直方向47层大气CO_2浓度，取近地面的浓度进行分析对比，并将其插值到9个大致均匀分布且具有代表性的观测站点（图6）与观测值进行比较，从而分析GEOS-Chem使用不同的生态系统碳通量对模拟结果的影响。

4.1 模型模拟CO_2浓度的空间分布

图6所示为模拟全球近地面的CO_2浓度的年均值，总体表现为由南半球向北递增，在赤道地区出现过渡带。在人为活动较少的南半球表现出不同纬度CO_2浓度的模拟差异，SiB3（图6a）模拟浓度均高于CT2016（图6b）且高值区向南偏，结合图4不同纬度生态系统碳通量的比较可解释为生态系统碳通量的经向不确定性影响了模式模拟CO_2浓度。

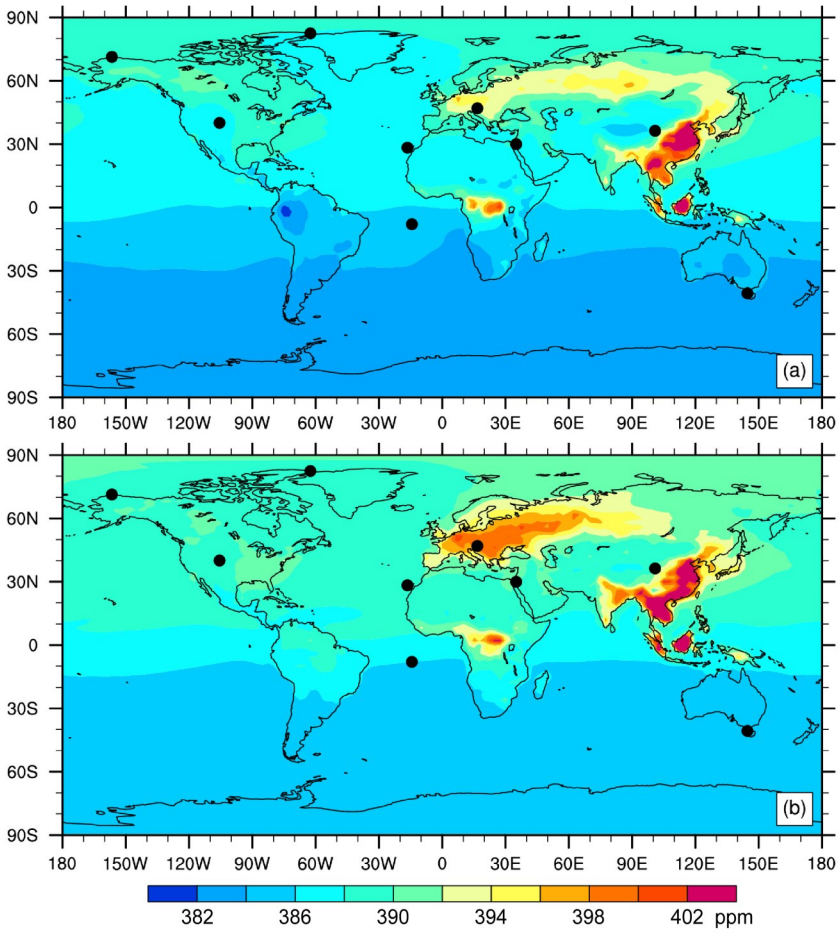

图6 2008~2010年（a）SiB3与（b）CT2016模拟近地面的CO_2浓度年均值以及9个选取观测站点的全球分布

Fig. 6 Simulated annual mean surface-layer CO_2 concentration using (a) SiB3 and (b) CT2016 and geophysical locations of the nine selected observation sites for 2008-2010

在非洲中部与亚洲东南部地区，由两种来源的生态系统碳通量驱动出的CO_2浓度都异常高于其他区域，但CT2016模拟浓度的高值区域更广。两者的差别还体现在优化后的CT2016模拟出的CO_2浓度在全球范围都略高于SiB3模拟出的CO_2浓度，且在欧洲大部分地区也出现明显的浓度集中。结合图3的年均碳通量空间分布，CT2016在欧洲地区整体呈现碳源，而SiB3为碳汇，可以认为NEE的不确定性导致模拟出的CO_2浓度在欧洲地区也出现差异。在亚洲东南部，两种来源的生态系统碳通量均呈现碳汇，但CO_2浓度值却出现极大值，可能由化石燃料燃烧等其他碳通量起主导作用，如图7所示，在中国东部与日本地区，化石燃料燃烧导致的碳通量排放极高。Hansen et al.（2007）指出大气中CO_2时空分布变化主要受到人为排放的影响以及海洋和陆地生态系统的影响。Chevillard et al.（2002）也表示大气边界层中CO_2的分布不仅仅由通量控制，也受到局地和大范围水平传输影响。

图8所示是两种来源生态系统碳通量3年的空间分布，都表现出了全球范围CO_2逐年增长的趋势，除此之外，另一共同的显著变化是在欧洲地区的CO_2浓度快速增长，其中由CT2016作为驱动数据模拟出的CO_2浓度增长明显高于由SiB3模拟出的CO_2浓度，这也与CT2016生态系统碳通量在欧洲地区有明显的碳源有关。虽然CO_2浓度由于大气传输及其稳定的性质使得全球范围同时增长，但南北半球差异和局部地区浓度过高这一特征仍然明显。

4.2 模型模拟CO_2浓度的季节变化

地气交换量与各地区的陆地生态系统季节生长和凋落息息相关，被认为是大气CO_2季节变化的主导因素（寇星霞，2015）。本文对两种来源生态系统碳通量模拟出的CO_2浓度分季节比较，如图9所示。北半球中高纬度的欧亚大陆与北美洲部分区域

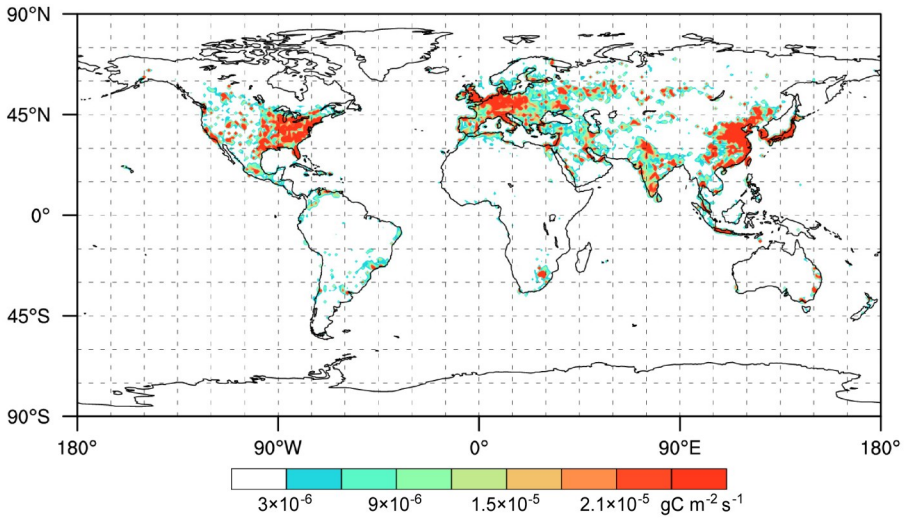

图7 2008~2010年Geos-Chem模型中化石燃料燃烧碳通量年平均的空间分布

Fig. 7 Spatial distribution of annual mean fossil fuel flux from Geos-Chem model for 2008-2010

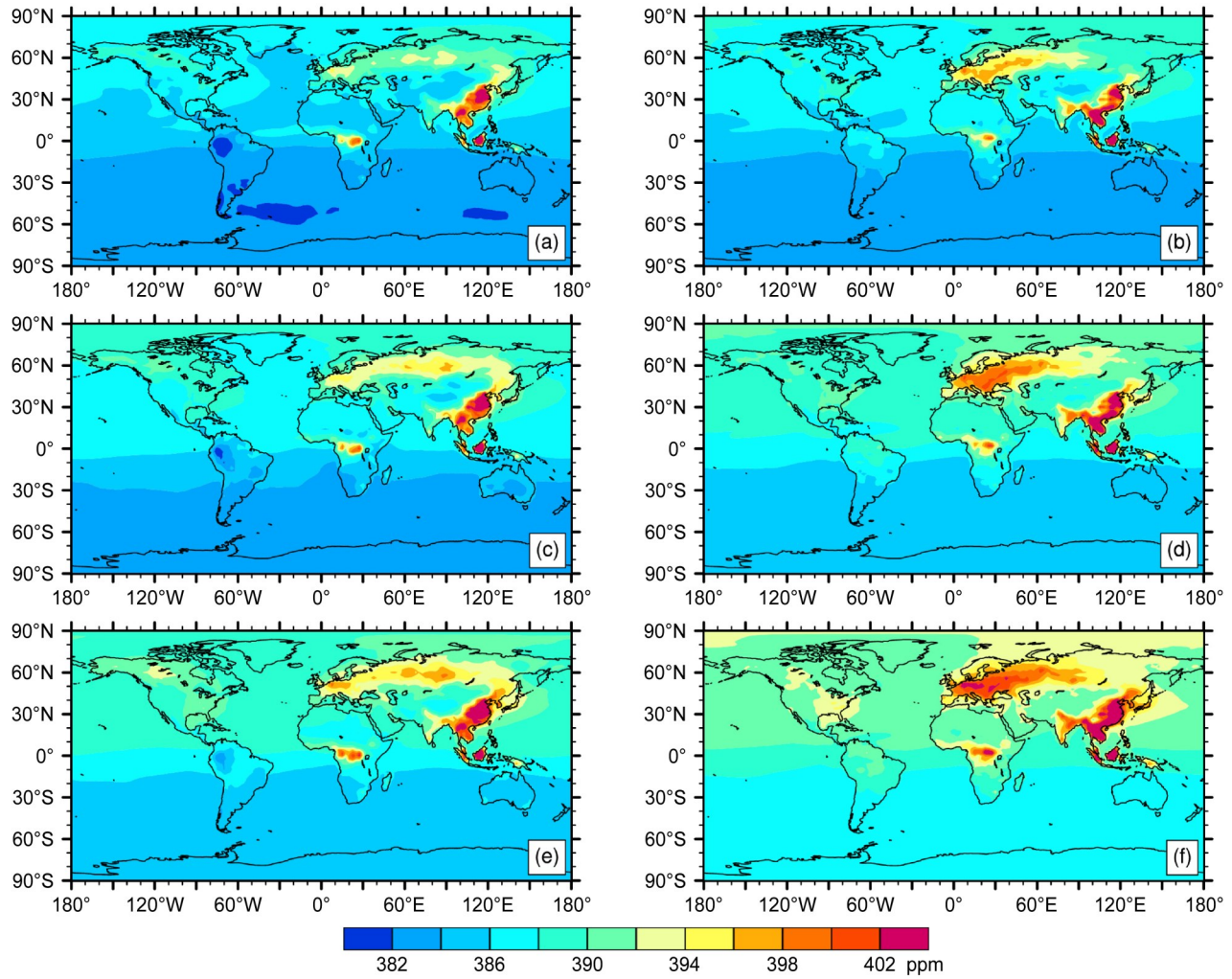

图8 SiB3（左列）与CT2016（右列）模拟（a、b）2008年、（c、d）2009年、（e、f）2010年近地面年平均CO_2浓度值空间分布

Fig. 8 Spatial distribution of simulated annual mean surface-layer CO_2 concentration using SiB3(left column) and CT2016 (right column) for (a, b) 2008, (c, d) 2009, and (e, f) 2010

在夏季出现CO_2浓度低值，秋季增长，在冬季达到极大值，春季减弱，与生态系统碳通量明显的季节变化大体一致，而南半球模拟CO_2浓度相对较低，季节变化与北半球相反。非洲中部、亚洲东南部地区与南美洲北部的亚马逊热带雨林地区植被繁茂，陆地生态系统碳通量在夏季显示极大的碳汇，冬季为碳源，但模拟出的CO_2浓度在季节变化中微弱。这一现象表明CO_2浓度的空间分布在人为活动较少地区由陆地生态系统碳通量起主导作用，而在人类活动聚集区域，受人为因素影响较大，生态系统碳通量影响较弱。

Huntzinger et al.（2013）表示地气交换通量不确定性对季节的依赖性使得CO_2浓度模拟也受到季节的影响。两种陆地生态系统碳通量模拟CO_2浓度差（图10）表现出不同陆地生态系统碳通量影响GEOS-Chem模拟CO_2浓度在不同季节的空间分布。

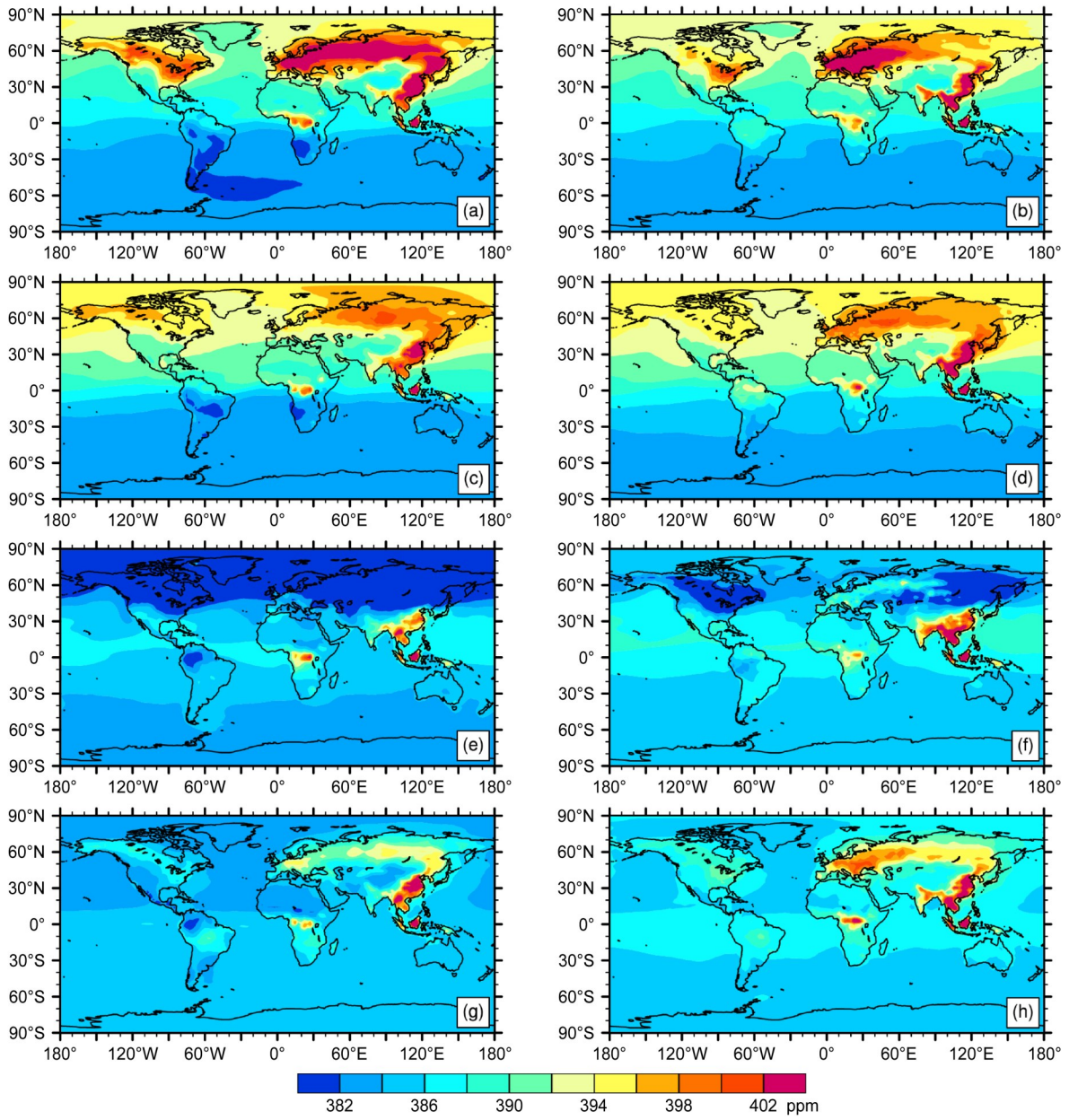

图9 2008~2010年SiB3（左列）与CT2016（右列）模拟2008～2010年近地面季节平均CO_2浓度值的季节变化：（a、b）冬季；（c、d）春季；（e、f）夏季；（g、h）秋季

Fig. 9 Simulated seasonal mean surface-layer CO_2 concentrations using SiB3 (left column) and CT2016 (right column) in (a, b) winter, (c, d) spring, (e, f) summer, (g, h) autumn for 2008–2010

在非洲中部使用SiB3模拟的CO_2浓度高于优化后的CT2016，生态系统碳通量的差异与之对应。在欧洲地区与南美洲中北部地区则始终低于CT2016，但陆地生态系统碳通量差异则只有在冬季（图10a）与春季（图10c）的SiB3低于CT2016，表现出碳通量与CO_2浓度季节之间的复杂关系。冬春（图10b、10d）季节，两种模拟结果差值的南北半球大致相反，其中SiB3模拟的CO_2浓度在亚洲北部，北美洲北部明显高于CT2016，这与陆地生态系统碳通量差异（图a）相呼应。而到夏季（图10f）SiB3模拟的CO_2浓度减弱许多甚至低于CT2016，与碳通量在春季（图10c）的差异较为一致，体现出模拟浓度滞后于通量的变化。在秋季，通量差异（图10g）与模拟浓度差异（图10h）一致表现出在中国华南地区SiB3高于CT2016。分析表明，由通量的不确定性导致的模拟结果差异表明反演通量的准确性对与提升模拟CO_2浓度精度具有不可忽视的影响。

4.3 模型模拟CO_2浓度与观测资料的对比

利用表1中站点经纬度和表2中模拟47层中部分层CO_2浓度气压与高度的对应关系（http://wiki. seas. harvard. edu/geos-chem/index. php/GEOS-Chem_ vertical_grids#47-layer_reduced_vertical_grid [2018-04-10]），将模拟浓度水平和垂直插值到站点后进行比较。通过对比9个NOAA地表观测站点与模拟CO_2浓度的结果（图11）可知，两种陆地生态系统碳通量对模拟CO_2浓度体现出较好的趋势一致性，除CGO（图11g）站点本身地理位置的特殊性没有明显的季节变化外，都能够准确描绘出CO_2浓度的季节性变化。伴随着季节变化，CO_2浓度逐渐上升的趋势也在模拟结果中体现出来。两种模拟结果虽然都体现了季节变化趋势，但CT2016在欧洲

表2 GEOS-Chem模型47层由地表向上的气压和高度（部分）

Table 2 Pressures and altitudes for GEOS-Chem 47-layer reduced vertical grid from surface upwards (portion)

层数	边界高度在大气中占比	中部高度在大气中占比	高度/km	气压/hPa
	0.40972		6.905	415.155
25		0.428528	6.585	434.212
	0.447337		6.277	453.269
24		0.466153	5.980	472.335
	0.48497		5.692	491.401
23		0.503795	5.413	510.475
	0.52262		5.142	529.55
22		0.541449	4.879	548.628
	0.560278		4.623	567.706
21		0.579115	4.375	586.793
	0.597953		4.132	605.880
20		0.61679	3.896	624.967
	0.635628		3.665	644.054
19		0.654471	3.439	663.146
	0.673314		3.219	682.239
18		0.685878	3.074	694.969
	0.698442		2.932	707.699
17		0.711006	2.792	720.429
	0.72357		2.654	733.160
16		0.736134	2.517	745.890
	0.748698		2.382	758.621
15		0.761265	2.249	771.354
	0.773832		2.118	784.088
14		0.7864	1.988	796.822
	0.798967		1.860	809.556
13		0.809021	1.759	819.743
	0.819075		1.659	829.929
12		0.826616	1.584	837.570
	0.834157		1.510	845.211
11		0.841698	1.436	852.852
	0.849239		1.363	860.493
10		0.856781	1.290	868.135
	0.864323		1.218	875.776
9		0.871864	1.146	883.418
	0.879406		1.075	891.059
8		0.886948	1.004	898.701
	0.894489		0.934	906.342
7		0.902031	0.864	913.984
	0.909573		0.795	921.626
6		0.917116	0.726	929.268
	0.924658		0.657	936.911
5		0.9322	0.589	944.553
	0.939743		0.521	952.195
4		0.947285	0.454	959.837
	0.954828		0.387	967.480
3		0.96237	0.320	975.122
	0.969913		0.254	982.765
2		0.977456	0.189	990.408
	0.984999		0.123	998.051
1		0.9925	0.058	1005.650
	1		−0.006	1013.250

续表2

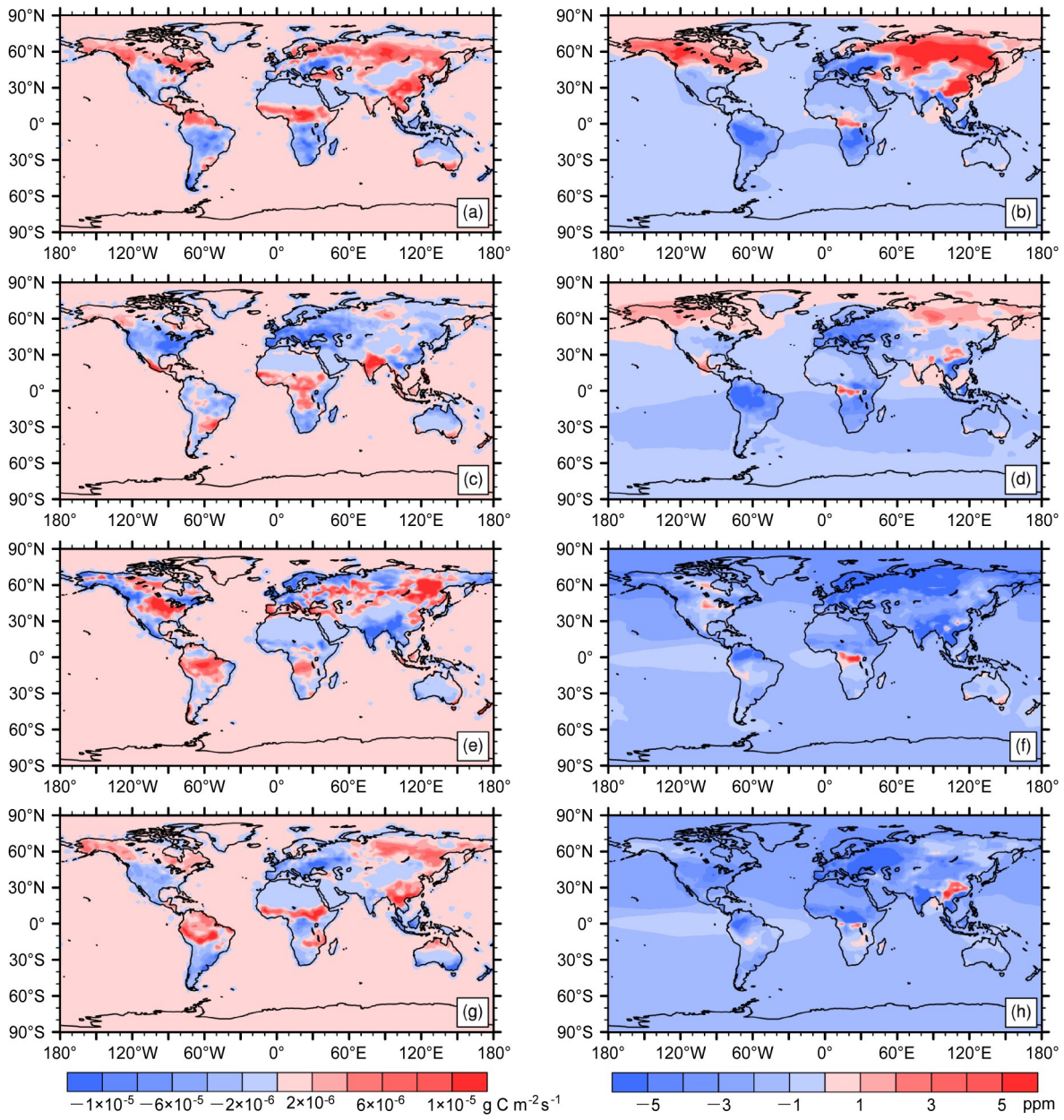

图10 2008～2010年间不同来源生态系统碳通量季节性差异（左列）以及模拟近地面的CO_2浓度值季节性差异（右列）：（a、b）冬季；（c、d）春季；（e、f）夏季；（g、h）秋季

Fig. 10 Seasonal differences in terrestrial carbon fluxes (left column)and simulated seasonal mean surface-layer CO_2 concentrations (right column) in (a, b) winter, (c, d) spring, (e, f) summer, (g, h) autumn for 2008−2010

的HUN站点处（图11e）对夏季CO_2浓度波谷的模拟有滞后，同一时间对CO_2浓度模拟有显著的高估，而SiB3对季节循环中振幅的模拟效果较差，例如对HUN站（图11e）、NWR站（图11d）的波谷有低估，BRW站（图11b）的波峰处有高估。

比较不同陆地生态系统碳通量模拟出的CO_2浓度与观测站点的RMSE（表3），结果显示在9个站点除HUN站以外，优化后CT2016模拟CO_2浓度均比SiB3接近真值，其中在CGO站模拟值最接近观测值，CT2016模拟浓度的RMSE为0.583 ppm，而HUN站点的模拟效果最差，RMSE达到6.752。通过对比CO_2浓度的均方根误差发现，两种陆地生态系统碳通量对欧洲站点的CO_2浓度模拟相对较差，与图3碳通量在欧洲地区体现出的差异有关，总体来说使用CT2016的陆地生态系统碳通量输入到GEOS-Chem模型中模拟效果较佳，能够更接近观测值。

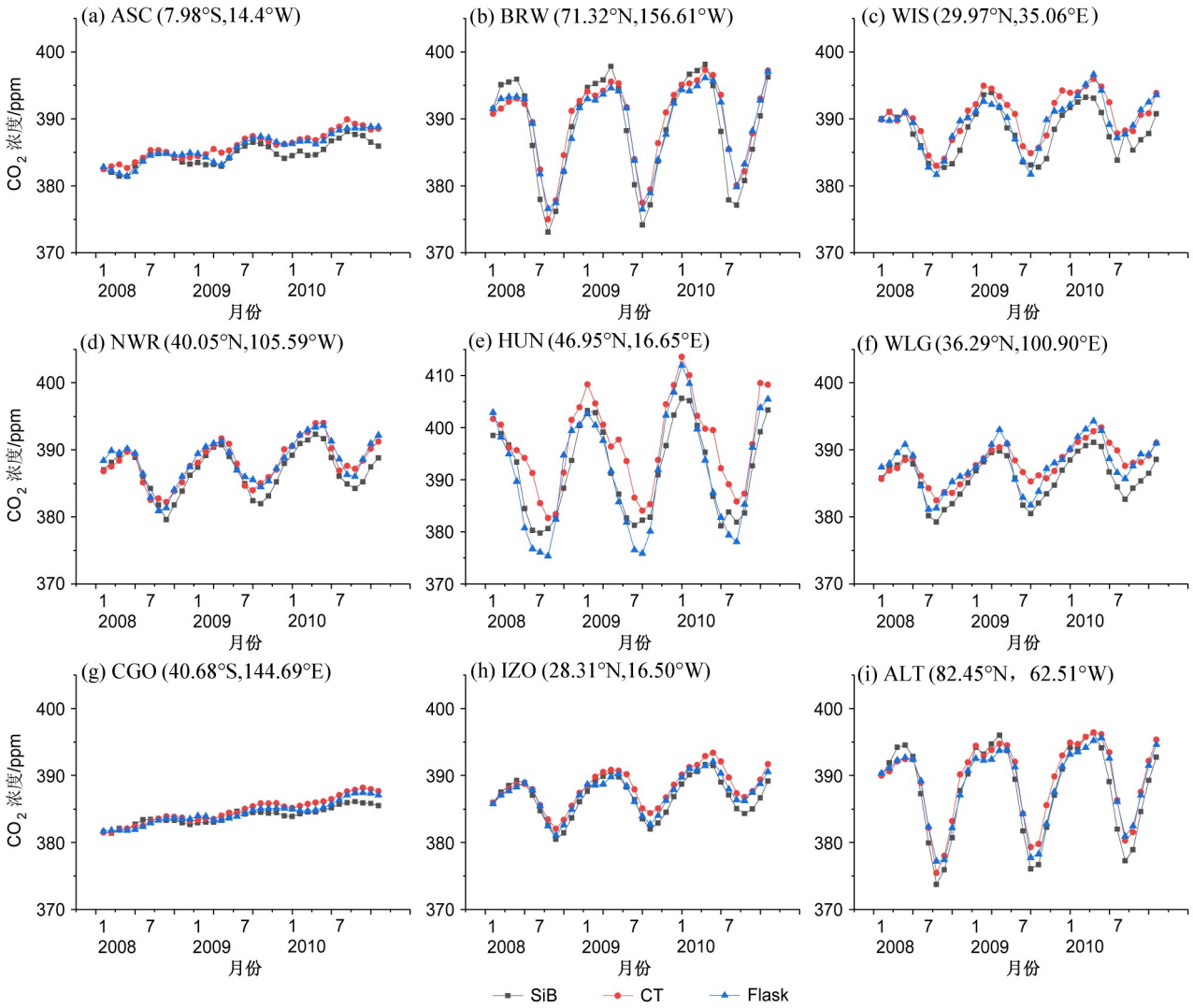

图11 9个选取观测站点SiB3与CT2016（CT）模型模拟与地基观测数据（flask）每月近地面CO_2浓度对比

Fig. 11 Comparisons of simulated monthly surface-layer CO_2 concentrations using SiB3 and CT2016 with observations (flask) at nine sites

表3 模拟CO_2浓度在9个观测站点的均方根误差

Table 3 RMSE (Root Mean-Square Error) for simulated CO_2 concentrations at the nine selected observation sites

站点	模拟CO_2浓度均方根误差/ppm	
	CT2016	SiB3
ASC	0.774	1.213
BRW	1.310	2.568
ALT	1.252	1.988
WIS	1.663	2.415
NWR	1.022	1.820
HUN	6.752	3.524
WLG	1.765	2.240
CGO	0.583	0.756
IZO	0.995	1.060

5 总结与讨论

通过使用SiB3与优化后的CT2016两种陆地生态系统碳通量驱动GEOS-Chem大气化学传输模型模拟2008～2010年的全球CO_2浓度，分析通量不确定性对模拟结果在空间分布与季节变化的影响，并与观测资料对比，得到以下结论：

（1）SiB3与CT2016陆地生态系统碳通量在全球碳源汇的时空分布有极大的差异。SiB3全球每年的碳汇量约为5.32 Pg(C) a^{-1}，而CT2016约为4.18 Pg(C) a^{-1}，每月的碳总量虽都有季节变化但也存在明显差异。在欧洲地区与非洲北部，两种生态系统碳通量存在相反的年均碳源汇中心。两种通量的空间分布特征随季节有显著的差异，其不确定性

有季节依赖性，SiB3的季节变化更剧烈，但与植被生长规律大体一致，夏季吸收CO_2较多，冬季释放CO_2。

（2）两种陆地生态系统碳通量在人为活动较少的区域对模拟浓度的大小与空间分布起主导作用，在南半球与欧洲地区尤为明显，这与碳通量的空间分布差异相对应。两种通量的共同特征为北半球CO_2浓度高于南半球，且在非洲中部、欧亚大陆中高纬、东南亚出现CO_2浓度极大值中心，并伴有年际增长，这与人为因素与大气传输作用以及CO_2的长寿命有关。

（3）两种陆地生态系统碳通量对模拟CO_2浓度的影响有明显的季节差异，冬季与夏季对比尤为显著，冬季在非洲中部、北美洲北部、欧亚大陆东部SiB3模拟浓度高与CT2016，这与碳通量的季节变化差异对应。欧洲部分地区CT2016模拟结果四季都显著偏高，与全年平均碳通量差异相对应。

（4）通过将两种模拟CO_2浓度与NOAA地表瓶装观测资料对比，发现均有不错的拟合效果，描绘出CO_2浓度的季节变化和年际增长。但SiB3在多个站点的振幅处模拟效果略差，通过对比两种模拟结果与观测资料的均方根误差，CT2016模拟值在大部分站点均接近观测值，模拟效果较优。

参考文献（References）

Baker D F, Law R M, Gurney K R, et al. 2006. TransCom 3 inversion intercomparison: Impact of transport model errors on the interannual variability of regional CO_2 fluxes, 1988–2003[J]. Global Biogeochemical Cycles, 20(1). doi:10.1029/2004GB002439

Baker I T, Prihodko L, Denning A S, et al. 2008. Seasonal drought stress in the Amazon: Reconciling models and observations[J]. J. Geophys. Res., 113(G1). doi:10.1029/2007JG000644

Baker I, Denning S, Stöckli R. 2010. North American Gross primary productivity: Regional characterization and interannual variability [J]. Tellus B: Chemical and Physical Meteorology, 62(5): 533–549. doi:10.1111/j.1600-0889.2010.00492.x

Bey I, Jacob D J, Yantosca R M, et al. 2001. Global modeling of tropospheric chemistry with assimilated meteorology: Model description and evaluation[J]. J. Geophys. Res., 106(D19): 23073–23095. doi:10.1029/2001jd000807

Chevillard A, Karstens U, Ciais P, et al. 2002. Simulation of atmospheric CO_2 over Europe and western Siberia using the regional scale model REMO[J]. Tellus B: Chemical and Physical Meteorology, 54(5): 872–894. doi:10.3402/tellusb.v54i5.16737

Denning A S, Nicholls M, Prihodko L, et al. 2003. Simulated variations in atmospheric CO_2 over a Wisconsin forest using a coupled ecosystem-atmosphere model[J]. Global Change Biol., 9: 1241–1250. doi:10.1046/j.1365-2486.2003.00613.x

Dolman A J, Gerbig C, Noilhan J, et al. 2009. Detecting regional variability in sources and sinks of carbon dioxide: A synthesis[J]. Biogeosciences, 6: 1015–1026. doi:10.5194/bg-6-1015-2009

Falkowski P, Scholes R J, Boyle E, et al. 2000. The global carbon cycle: A test of our knowledge of earth as a system[J]. Science, 290 (5490): 291–296.

方精云, 柯金虎, 唐志尧, 等. 2001. 生物生产力的“4P”概念、估算及其相互关系[J]. 植物生态学报, 25(4): 414–419. Fang Jingyun, Ke Jinhu, Tang Zhiyao, et al. 2001. Implications and estimations of four terrestrial productivity parameters[J]. Acta Phytoecologica Sinica (in Chinese), 25(4): 414–419.

Deng F, Chen J M, Ishizawa M, et, al. 2007. Global monthly CO_2 flux inversion with a focus over North America[J]. Tellus B: Chemical and Physical Meteorology, 59(2): 179–190. doi:10.1111/j.1600-0889.2006.00235.x

Hansen J, Sato M, Ruedy R, et al. 2007. Dangerous human-made interference with climate: A GISS modelE study[J]. Atmos. Chem. Phys., 7: 2287–2312.

Houghton R A. 2007. Balancing the global carbon budget[J]. Annu. Rev. Earth Planet. Sci., 35(1): 313-347. doi: 10.1146/annurev.earth.35.031306.140057

Huntzinger D N, Schwalm C, Michalak A M, et al. 2013. The North American carbon program multi-scale synthesis and terrestrial model intercomparison project – Part 1: Overview and experimental design [J]. Geosci. Model Dev., 6: 2121–2133. doi: 10.5194/gmd-6-2121-2013

Knohl A, Veldkamp E. 2011. Global change: Indirect feedbacks to rising CO_2[J]. Nature, 475(7355): 177–178.

寇星霞. 2015. 东亚地区大气CO_2数值模拟和地表通量反演研究[D]. 中国科学院大气物理研究所博士学位论文, 47pp. Kou Xinxia. 2015. Numerical simulation of atmospheric CO_2 and data assimilation for its surface flux inversion over East Asia[D]. Ph. D. dissertation (in Chinese), Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences. 47pp.

雷莉萍, 关贤华, 曾招城, 等. 2014. 基于GOSAT卫星观测的大气CO_2浓度与模型模拟的比较[J]. 中国科学: 地球科学, 44(1): 61–71. Lei Liping, Guan Xianhua, Zeng Zhaocheng, et al. 2014. A comparison of atmospheric CO_2 concentration GOSAT-based observations and model simulations[J]. Scientia Sinica(Terrae) (in Chinese), 44(1): 61–71.

Nassar R, Jones D B A, et al. 2010. Modeling global atmospheric CO_2 with improved emission inventories and CO_2 production from the oxidation of other carbon species[J]. Geosci. Model Dev. Discuss., 3: 689–716.

Olsen S C, Randerson J T. 2004. Differences between surface and column atmospheric CO_2 and implications for carbon cycle research [J]. J. Geophys. Res., 109(D2) doi:10.1029/2003JD003968

Peters W, Miller J B, Whitaker J, et al. 2005. An ensemble data assimilation system to estimate CO_2 surface fluxes from atmospheric

trace gas observations[J]. J. Geophys. Res., 110(D24): D24304. doi: 10.1029/2005JD006157

Piao S L, Fang J Y, Ciais P, et al. 2009. The carbon balance of terrestrial ecosystems in China[J]. Nature, 458(7241): 1009−1013. doi:10.1038/nature07944

Poulter B, Frank D, Ciais P, et al. 2014. Contribution of semi-arid ecosystems to interannual variability of the global carbon cycle[J]. Nature, 509(7502): 600−603. doi:10.1038/nature13376

Schimel D S, House J I, Hibbard K A, et al. 2001. Recent patterns and mechanisms of carbon exchange by terrestrial ecosystems[J]. Nature, 414(6860): 169−172.

Sellers P J, Mintz Y, Sud Y C, et al. 1986. A simple biosphere model (SiB) for use within general circulation models[J]. J. Atmos. Sci., 43 (6): 505−531. doi: 10.1175/1520-0469(1986)043<0505: asbmfu>2.0.co;2

Suntharalingam P, Jacob D J, Palmer P I, et al. 2004. Improved quantification of Chinese carbon fluxes using CO_2/CO correlations in Asian outflow[J]. J. Geophys. Res., 109(D18) doi: 10.1029/2003JD004362

Tian X J, Xie Z H, et al. 2014. A joint data assimilation system (Tan-Tracker) to simultaneously estimate surface CO_2 fluxes and 3-D atmospheric CO_2 concentrations from observations[J]. Atmos. Chem. Phys., 14(23): 13281−13293. doi: 10.5194/acp-14-13281-2014

王秋凤, 刘颖慧, 何念鹏, 等. 2012. 中国区域陆地生态系统碳收支综合研究的科技需求与重要科学问题[J]. 地理科学进展, 31(1): 78−87. Wang Qiufeng, Liu Yinghui, He Nianpeng, et al. 2012. Demands and key scientific issues in the synthesis research on regional terrestrial ecosystem carbon budget in China[J]. Progress in Geography (in Chinese), 31(1): 78−87.

于贵瑞, 王秋凤, 朱先进. 2011. 区域尺度陆地生态系统碳收支评估方法及其不确定性[J]. 地理科学进展, 30(1): 103−113. Yu Guirui, Wang Qiufeng, Zhu Xianjin. 2011. Methods and uncertainties in evaluating the carbon budgets of regional terrestrial ecosystems[J]. Progress in Geography (in Chinese), 30(1): 103−113.

张庚军, 卢立新, 蒋玲梅, 等. 2013. SiB2 和 SiB3 对高寒草甸和茶树地表能量通量模拟的比较[J]. 气象学报, 71(4): 692−708. Zhang Gengjun, Lu Lixin, Jiang Lingmei, et al. 2013. Study of the surface energy flux at the three different sites over China based on SiB2 and SiB3[J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 71(4): 692−708.

Zhang H F, Chen B Z, van der Laan-Luijk I T, et al. 2014. Estimating Asian terrestrial carbon fluxes from CONTRAIL aircraft and surface CO_2 observations for the period 2006-2010[J]. Atmos. Chem. Phys., 14(11): 5807−5824. doi:10.5194/acp-14-5807-2014