中国科学: 地球科学 2017 年 第 47 卷 第 8 期: 939 ~ 957
SCIENTIA SINICA Terrae earthcn.scichina.com
《中国科学》杂志社 SCIENCE CHINA PRESS
论 文

塔克拉玛干沙漠和戈壁沙尘起沙、传输和沉降的对比研究

陈思宇[1], 黄建平[1*], 李景鑫[2], 贾瑞[1], 江南萱[1], 康丽泰[1], 马骁骏[1], 谢亭亭[1]

1. 兰州大学大气科学学院, 半干旱气候变化教育部重点实验室, 兰州 730000;
2. 中国气象科学研究院, 气候系统极地气象研究所, 北京 100081

* 通讯作者, E-mail: hjp@lzu.edu.cn

收稿日期: 2017-01-09; 接受日期: 2017-05-10; 网络版发表日期: 2017-06-12
国家自然科学青年科学基金项目(批准号: 41405003)、国家自然科学基金创新研究群体项目(批准号: 41521004)、中央高校科研创新团队培育项目(编号: LZUJBKY-2016-ct04)、中国高等学校学科创新引智计划项目(编号: B13045)和兰州大学半干旱气候变化教育部重点实验室资助

摘要 塔克拉玛干沙漠(Taklimakan Desert, TD)和戈壁沙漠(Gobi Desert, GD)是东亚两个最主要的沙尘源区, 对区域甚至全球的能量收支、生态系统及水循环过程都有非常重要的影响. 本文利用WRF-Chem模式(The Weather Research and Forecasting model with Chemistry)对比研究了2007~2011年不同季节TD和GD地区的起沙、传输以及沉降情况, 探讨了TD和GD地区对整个东亚地区沙尘的贡献. 研究结果表明, 地形、海拔高度、热力条件以及环流条件的差异导致了两大沙源区在沙尘释放、抬升能力以及远距离输送等方面均有很大不同. GD地区地形平坦, 海拔高度相对较高, 上空位于南北两支急流汇合处, 高空风速大, 深厚的对流混合促使高空急流下沉支将更多的高空动量不断下传到对流层中层, 导致GD地区中低层风力增大, 有利于GD沙尘的垂直抬升. 因此, 在强西风急流的作用下, GD沙尘容易进行远距离输送, 是东亚地区最主要的沙尘贡献区域. 春、夏季节GD沙尘传输量分别约占起沙量的35%和31%. TD在东亚地区的起沙能力最强, 春季起沙通量为70.54Tga^{-1}, 占东亚地区起沙的42%. 然而, TD地区身处盆地、三面环山, 且近地面多以东风为主, 沙漠上空风速较小, 因此TD地区不利于沙尘传输, 大量沙尘在扬起后又重新沉降到地表(总沉降量约为40gm^{-2}). 只有当TD沙尘抬升到4km以上才能进入西风带开始远距离输送, 对整个东亚地区沙尘的贡献相对较小, 春、夏季节TD沙尘传输量分别约占起沙量的25%和23%.

关键词 东亚沙尘, WRF-Chem模式, 塔克拉玛干沙尘, 戈壁沙尘, 起沙, 传输, 沉降

1 引言

沙尘气溶胶(以下简称沙尘)是对流层气溶胶的主要成分. 作为影响地球系统能量平衡的重要因素之一, 它不仅能够通过散射和吸收太阳辐射能直接影响地球辐射收支系统(Jia等, 2015), 还可以通过间接影响云凝结核和冰核来改变云反照率和寿命, 从而进一步影响降水(Huang等, 2006a, 2006b, 2010, 2011, 2014; Qian等,

中文引用格式: 陈思宇, 黄建平, 李景鑫, 贾瑞, 江南萱, 康丽泰, 马骁骏, 谢亭亭. 2017. 塔克拉玛干沙漠和戈壁沙尘起沙、传输和沉降的对比研究. 中国科学: 地球科学, 47: 939–957, doi: 10.1360/N072016-00257
英文引用格式: Chen S Y, Huang J P, Li J X, Jia R, Jiang N X, Kang L T, Ma X J, Xie T T. 2017. Comparison of dust emissions, transport, and deposition between the Taklimakan Desert and Gobi Desert from 2007 to 2011. Science China Earth Sciences, 60: 1338–1355, doi: 10.1007/s11430-016-9051-0

© 2017 《中国科学》杂志社

2009; Fu等, 2009; Yue等, 2010, 2013; Chen等, 2014a; Ge等, 2010; Wang等, 2010). 东亚地区起沙量大、扩散范围广, 作为世界上主要的沙尘源区对全球贡献了大量的沙尘(Zhang等, 2003). 据估算, 每年大约有600Tg的东亚沙尘释放到大气中, 其中约30%被重新沉降到沙漠地区, 20%被传输到中国内陆地区, 剩余的50%向东远距离传输到韩国、日本、太平洋地区, 并跨越太平洋地区到美国、加拿大甚至格陵兰岛等地(Huang等, 2008; Kim, 2008; Eguchi等, 2009; Wang等, 2016; Chen等, 2013, 2017; Kang等, 2016; 康丽泰和陈思宇, 2017), 如此时空规模的沙尘粒子对区域乃至全球气候与环境都有重大影响.

塔克拉玛干沙漠(Taklimakan Desert, TD)和戈壁沙漠(Gobi Desert, GD)是东亚地区两个最主要的沙尘源区(Sun等, 2001; Uno等, 2008; Zhang B等, 2008; Wang等, 2012). 位于南疆塔里木盆地中央的TD(图1), 面积为33.76km^2, 是中国最大的沙漠, 也是全世界第二大的流动沙漠. TD位于昆仑山脉以南的塔里木盆地, 三面为高山环绕, 北邻天山山脉, 西邻帕米尔高原, 东西长约1000km, 南北宽约400km. 作为一个暖温带沙漠, TD地区年平均降水不超过100mm, 最低只有4~5mm, 而平均蒸发量高达2500~3400mm, 植被极端稀少(http://en.wikipedia.org/wiki/Taklamakan_Desert). GD位于中国和蒙古国之间, 西接TD, 被阿尔泰山、蒙古大草原、河西走廊以及青藏高原环绕, 覆盖了中国北部、西北部的部分地区和蒙古的南部等地区. 作为一个高原沙漠(海拔910~1520m), GD温度较低(年平均−2.5℃)且变化剧烈(最高可达35℃), 由于喜马拉雅山脉对印度洋水汽的阻挡作用, GD地区降水稀少, 年降水量大约194mm(http://en.wikipedia.org/wiki/Gobi_Desert).

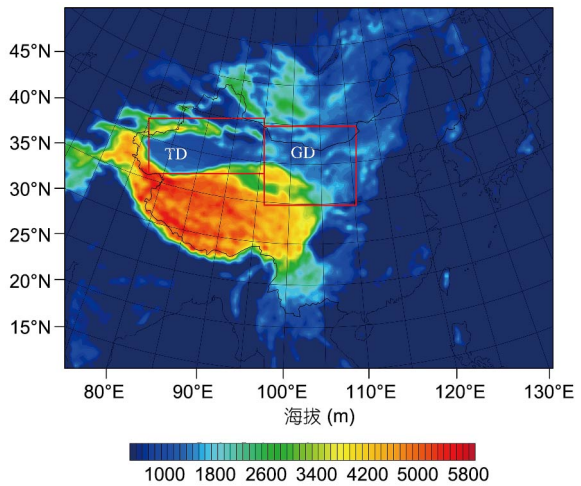

图 1　模式模拟区域及地形高度的水平分布特征
红色方框分别表示下文中重点研究区域. TD: 塔克拉玛干沙漠地区; GD: 戈壁沙漠地区

近年来, 科学家对TD沙尘进行了全面、深入的研究工作, 包括TD沙尘的时空变化特征(Gong等, 2003; Ge等, 2014、起沙释放情况(Zhang等, 2003; Shao等, 2011; Chen等, 2014b)、远距离传输(Uno等, 2008; Huang等, 2007, 2008; Zhang B等, 2008)及其辐射强迫特征(Su等, 2008; Huang等, 2009, 2012)等方面的探讨. 但是对GD沙尘的研究却没有引起足够的重视, 研究时段也仅限于春季. Sun等(2001)利用长时间地面沙尘观测记录发现, 除了TD地区以外, GD地区也是东亚地区非常重要的沙源区. Shao等(2003)通过构建沙尘暴实时预测的数值模式发现, GD地区沙尘起沙强烈, 沙尘释放通量可达5000μg(m^{2}s)$^{-1}$以上, 其影响范围覆盖了中国内陆大部分地区, 在黄土高原地区可达1.6~4.3t(km^{2}d)$^{-1}$. Zhao等(2004)利用40年气象资料得出影响内蒙古中西部地区沙尘暴频率的主导因子分别为大风日数、北半球极涡面积指数、亚洲北半球极涡强度指数和下垫面条件. Huang等(2008)利用CALIPSO卫星(Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observation)的反演结果发现, TD地区沙尘事件频发但主要以扬沙为主, GD地区沙尘爆发次数较少, 但强度强烈. 大量沙尘被扬起后可抬升至9km高度, 并可进行远距离传输至中国东部甚至太平洋海域.

然而, TD和GD地区沙尘的释放、传输和沉降过程有何差异? 这些差异又是什么原因导致的? 两者对整个东亚地区沙尘的贡献有何不同? 基于以上这些亟待解决的科学问题, 本论文将以高性能的WRF-Chem数值模式作为基础, 结合卫星遥感数据, 全面分析和对比2007~2010年不同季节TD和GD地区沙尘的释放、传输和沉降过程, 以及产生这种差异的原因, 重点探讨两大沙源地对东亚沙尘的贡献.

2　模式介绍

WRF-Chem模式(Weather Research and Forecasting coupled with Chemistry, WRF-Chem)是当今国际上发展比较成熟的空气质量模式, WRF-Chem模式在WRF模

式的基础上加入了气相化学机制、光分解方案和气溶胶机制等各种参数化方案, 考虑了气溶胶排放、形成以及输送(包括平流、扩散和对流过程)和干湿沉降等过程, 也考虑了气相化学、气溶胶形成、辐射和光分解率、气溶胶参数化和光分解等化学过程. 与其他数值模式相比, WRF_Chem模式的优越性主要在于真正实现了气象模式与化学模块在时间和空间分辨率上的完全在线耦合, 可以很好体现气溶胶和气象场的相互反馈(Grell等, 2005).

本章采用的气溶胶模块是MADE/SORGAM(Modal Aerosol Dynamics Model for Europe with Secondary Organic Aerosol Model, MADE/SORGAM), 该模块耦合了RAM2(Regional Acid Deposition Model2, RAM2)光化学反应机制, 采用三个对数正态分布模态(3-mode), 即爱根核模(Aitken)、积聚模(Accumulation)和粗模(Coarse), 来描述整个气溶胶粒子的尺度分布; 气溶胶光学特性的描述请详见Fast等(2006).

目前, 根据不同的假设和简化方式, 国内外将起沙参数化方案分为3类: (1) 经验性起沙参数化方案; (2) 基于简化起沙物理过程的参数化方案; (3) 基于详细起沙微物理过程的参数化方案(Zender等, 2003). GOCART参数化方案根据垂直沙尘通量和风速的经验公式, 直接计算各个粒径的起沙通量, 现已被广泛应用到全球(Ginoux等, 2001, 2004; Huneeus等, 2010)和非洲(Cavazos-Guerra和Todd, 2012)、北美(Zhao等, 2010, 2013)等局地起沙的数值模拟研究中, 均体现出较好的起沙模拟能力(Huneeus等, 2010). Cavazos-Guerra和Todd(2012)使用WRF-Chem模式模拟了西非季风爆发期撒哈拉地区的起沙过程. 通过与多种地面和卫星对比验证, 发现该参数化方案能够较好再现撒哈拉沙尘起沙的主要特征. Weaver等(2002)使用GOCART模式和辐射传输模式计算了撒哈拉地区沙尘的短波和长波辐射强迫, 并通过与Earth Radiation Budget Experiment(ERBE)和Total Ozone Mapping Spectrometer(TOMS)卫星数据对比验证, 发现模拟结果与卫星观测较为吻合. Zhao等(2010)在WRF-Chem模式中采用两种起沙方案(GOCART和DUSTRAN)和两种气溶胶模块(MADE/SORGAM和MOSAIC)讨论了它们对北非沙尘及其辐射强迫的不确定性. 研究表明, 两种起沙方案可以得到比较一致的起沙时空分布特征, 但在局部地区模拟的起沙通量有较大差异. 此外, GOCART起沙参数化方案不仅可以很好抓住东亚主要沙尘源区TD和GD的起沙强度变化及其沙尘浓度的时空演变特征, 对沙尘源地附近及下游地区地面沙尘浓度时间变化特征的模拟也与站点观测结果十分接近(Chen等, 2013, 2014b, 2017). Cheng等(2012)在研究中国地区AOD长期变化特征中发现, GOCART模式结果与AERONET观测资料具有较好的一致性. GOCART起沙参数化方案的具体形式如下:

$$G = CSs_p u_{10\mathrm{m}}^2 (u_{10\mathrm{m}} - u_t), \quad (1)$$

式中, C是起沙因子, 是一个高度可调的经验常数, 一般需要通过卫星观测的气溶胶光学厚度来进行调整, 具有较大的不确定性. 我们利用2007~2011年MODIS、MISR卫星反演得到东亚地区的AOD与模拟结果进行对比验证, 发现当起沙因子C=1时该起沙模块即可很好模拟出沙尘源区附近沙尘气溶胶的空间分布特征, 尤其对塔克拉玛干沙漠和戈壁沙漠的沙尘时空分布特征均表现出良好的模拟效果(Chen等, 2014b). 为了控制起沙的范围, GOCART起沙参数化方案中给出了风蚀度指数S. 该指数是一个基于地形起伏变化并结合了植被覆盖和雪盖等地表参数得到的因子, 定量表征了一个网格内能起沙的网格面积所占的比列即潜在沙源地. 从图2中可以发现, 两大沙漠的风蚀度指数S可以很好反映两大沙尘源区的潜在沙源区, 与东亚真实沙漠分布有非常好的一致性(Nakano等, 2004; Kanayama等, 2005; Wang等, 2016). 沙源主要分布在中国西北地区以及中蒙交界附近, 其中最大的沙漠是位于中国新

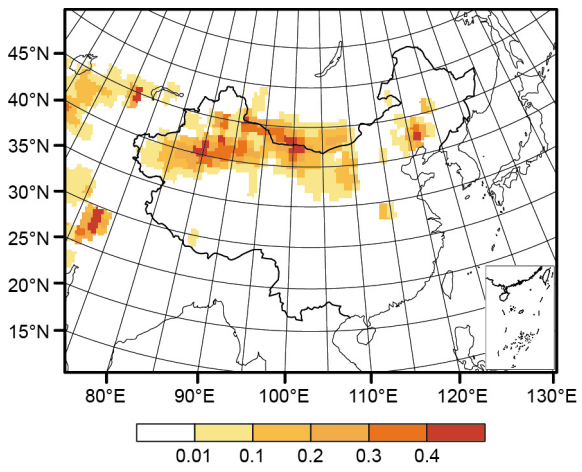

图 2 东亚地区风蚀度指数的空间分布特征

疆自治区南部塔里木盆地的塔克拉玛干沙漠(TD)和中国内蒙古自治区-外蒙古一带的戈壁沙漠(GD). 其中, 塔克拉玛干沙漠以沙粒为主, 戈壁沙漠则为沙粒、砂质粉土和黏土的混合(图略). 因此, 塔克拉玛干沙漠的风蚀度指数普遍高于戈壁沙漠. 此外, u_{10m}是地面10m的水平风速; u_t为地面10m的临界风速, 是粒子尺度, 空气密度和土壤湿度的函数. Ginoux等(2004)假设$u_t \approx u_{*t}$, 其中u_{*t}为临界摩擦速度, 采用Marticorena和Bergametti(1995)公式计算并考虑土壤湿度的影响, 其公式如下:

$$u_t = \begin{cases} A\sqrt{\dfrac{\rho_p - \rho_a}{\rho_a} g \Phi_p}(1.2 + 0.2\log_{10} w) & if\ w < 0.5, \\ \infty \quad \text{otherwise}, \end{cases} \tag{2}$$

式中, A=6.5, 为粒子尺度; ρ_p和ρ_a分别为粒子密度和空气密度; Φ_p为粒子直径; ω为地表湿度, 取决于降水、蒸发以及土壤的持水性等, 范围从0.001~1, 在雨后会高于0.5. Belly(1964)和Pye(1989)认为决定u_t的主要因素是粒子间的相互作用力, 与粒子尺度和土壤湿度有很大关系. 申彦波等(2005)利用Shao方案, 结合敦煌地区的实际观测资料, 得到u_t随地表土壤水分含量和植被覆盖度的增大而增大. 但是, 东亚主要沙源区集中在海拔1500m以上的中纬度沙漠地带, 年降水量非常低, 且大部分沙尘天气都出现在干燥少雨的春季, 土壤湿度对沙尘起沙的影响并不会太大.

本文所使用的参数化方案设置、模式时间和模拟区域均与Chen等(2014b, 2017)相同. 目前, 耦合GOCART起沙模块的WRF-Chem模式的模式验证工作目前仅针对于北美和非洲等地(Zhao等, 2010). WRF-Chem模式对东亚沙尘的模拟水平还没有得到系统、深入地了解. Chen等(2014b)结合多种先进的地面观测(包括AERONET反演得到的AOD, 地面观测得到的气溶胶粒子尺度分布和MPL反演得到的气溶胶垂直结构等)以及卫星遥感数据, 已对WRF-Chem模式对2007~2011年东亚沙尘的模拟性能进行细致、深入的对比验证工作, 并选择一套适合于东亚沙尘模拟的参数化方案. 其研究结果表明, WRF-Chem模式可以很好地描述东亚地区气象场及其东亚沙尘特别是沙尘源区的时空分布特征及其沙尘垂直结构, 也可以较好描述沙尘源区附近沙尘粒子谱分布的双峰结构及其季节变化特征. 为进一步研究塔克拉玛干沙漠和戈壁沙漠沙尘起沙、输送及其沉降的对比研究工作提供了科学基础和有力信心. 本文在模式验证方面仅对比验证了不同季节500hPa风场和气溶胶光学厚度(Aerosol Optical depth, AOD)的空间分布特征.

在本次数值试验中, WRF-Chem模式的水平分辨率为36km×36km, 从地面到10hPa共设35个垂直层. 模式模拟范围为10.7°~59.8°N, 51.6°~154.4°E, 格点数为138×187(图1). 模式积分的初始场采用NCEP/FNL(National Center for Environmental Prediction final analysis, NCEP/FNL)再分析资料, 水平分辨率为1°×1°, 时间间隔为6h. 模拟时间为2006年6月1日到2011年12月31日, 为了减少模式初边界条件的不稳定性, 分析部分仅选取2007年1月1日到2011年12月31日(以下简称模拟时段)的沙尘模拟结果. 为了使模拟结果更好地接近于真实大气的大尺度环流场, 本实验中采用张弛法每六小时将模式中行星边界层以上的风场u、v分量和温度场向再分析资料逼近一次(Stauffer和Seaman, 1990). 在数值试验中CO、NO_2、SO_2、挥发性有机化合物(VOCs)、黑碳(BC)和有机碳(OC)等人为气溶胶也均被考虑在内. 数值模式中本试验使用YSU(Yonsei University Planetary Boundary Scheme, Hong等, 2006)边界层方案、Noah陆面过程方案(Chen和Dudhia, 2001)、Morrison 2-moment微物理方案(Morrison等, 2005)、Kain-Fritsch积云参数化方案(Kain, 2004)以及RRTMG长波和短波的辐射反馈方案(Zhao等, 2010). 关于数值试验的具体设置和详细介绍请见Chen等(2014b, 2017).

3 MISR卫星简介

多角度光谱成像仪(Multi-angle Imaging Spectroradiometer, 以下简称MISR)是搭载于Terra卫星上的一个重要仪器. 该仪器有九个独立的照相机, 分别在0°(天底)以及卫星与地面垂直方向前后夹角为±26.1°、±45.6°、±60.0°和±70.5°进行观测, 可以覆盖360km宽的地表条带范围, 可以保证9天时间的观测能够覆盖地球表面. 每个照相机有4个通道, 分别为0.446μm(蓝光)、0.558μm(绿光)、0.672μm(红光)和0.867μm(近红外)(Martonchik等, 2002, 2004). 由于MISR使用不同角度的观测信息来确定地表贡献, 能有效地剔除地面反射的太阳辐射, 基于地表反射的空间对比度利用正交函数形式描述地表反照率, 不依赖于各波段地表反照

率之间的假设, 因此MISR在陆地上空特别是亮地表上空反演气溶胶有较好的表现(Diner等, 2005, 2012; Kahn和Gaitley, 2015; Tesfaye等, 2011; Zhang和Reid, 2010). 相关研究表明, MISR卫星反演和地面观测的AOD在中国地区呈现很好的一致性(Cheng等, 2012).

4 结果和讨论

4.1 模式验证

为了验证WRF-Chem模式对东亚沙尘的模拟能力, 本文首先利用NCEP/FNL再分析资料与模式模拟的环流场特征进行对比验证. 由于数值实验采用张弛法每六小时将模式中行星边界层以上的风场u、v分量和温度场向再分析资料逼近一次, 所以数值模拟的气象场和再分析资料的结果十分一致. 图3给出了2007~2011年不同季节NCEP/FNL再分析资料和WRF-Chem模式模拟的500hPa风场的水平分布特征. 从图中可以看出, 500hPa风场的模拟结果很好地重现了再分析资料的风场分布特征, 其中副热带西风急流和副极地西风急流的位置和强度都和NCEP/FNL再分析资料保持一致. 东亚大部分地区处于西风带势力范围内, 风速有十分明显的季节变化. 春季和冬季500hPa风速较大, 由于青藏高原地区的地形强迫, 西风带气流发生绕流而产生南北两个分支, 在青藏高原东北部汇合并产生较大的风速, 尤其冬季西风带的西风加强作用最为显著. 夏季500hPa风速最小且整个西风急流北移到青藏高原以北的区域. 同时, 本文还比较了NCEP/FNL再分析资料和WRF-Chem模拟的季节平均温度场的水平分布特征. 研究结果表明, WRF-Chem模式可以很好模拟出东亚地区500hPa温度槽脊的位置、形状及其深浅(图略). 此外, Chen等(2014b)利用WRF-Chem模式的数值模式结果和地面观测站点比较了TD和GD地区在2007~2011年地面风速的月变化特征. 研究表明, WRF模式可以有效模拟地面风场的水平空间分布特征, 但普遍高估了地面风速1~2ms^{-1}. WRF模式对近地面风速的模拟误差问题普遍出现在WRF模式的模拟结果中, 其原因可能是NCEP/FNL作为模式初始场本身就存在误差所导致的, 也可能由于WRF模式对模拟局地湍流过程以及非均匀下垫面的次网格尺度参数化过程的局限性所导致的(Hanna等, 2000). 尽管与地面观测相比, 塔克拉玛干沙漠和戈壁沙漠地区近地面10m风速的模拟结果系统性偏高, 但在沙尘源区再分析资料、模拟结果和地面观测的10m风速随时间的变化规律非常一致(Chen等, 2014b). 可以认为, 在起沙模块中模拟的地面风速会整体高估起沙通量值, 但不会对模拟起沙的时空分布特征造成严重影响. 针对数值模式关于地面风速的这种系统性偏差, 我们通过改变GOCART起沙方案中的经验参数C来调整起沙通量数值的大小, 减少地面10m风速系统性偏高所带来的模拟误差. 通过结合大量地面观测、卫星遥感和再分析资料的对比验证发现, 通过调整经验参数C, WRF-Chem模式无论是从起沙数值大小还是时空分布特征来看, 模拟效果都是十分良好的(Chen等, 2014b, 2017).

为了检验模拟时段中WRF-Chem模式对沙尘光学特性的模拟性能, 图4给出了MISR卫星反演以及模式模拟的东亚地区2007~2011年季节平均的550nm AOD的空间分布特征. 为了更好地和观测结果作对比, 模式结果与卫星过境时间及其有效数据点完全匹配. MISR反演的不同季节AOD在分布形式和数值大小上存在一定差异. 在春、夏季节, TD和GD地区均是AOD的大值中心, 平均值大于0.45. 由于人为污染物的存在, 中国东部地区和四川盆地也存在一个AOD大值区, 夏季AOD的平均值可达0.65以上. 在秋、冬季节, 整个东亚地区的AOD大幅度减弱, TD和GD AOD的平均值减小至0.25. WRF-Chem模式可以很好再现东亚气溶胶的空间分布特征及其季节变化规律. 两大沙漠的沙尘气溶胶光学厚度对AOD的贡献可达95%以上(图略). 模式模拟的TDAOD比卫星反演的略高, 这种差异在夏季更为显著, AOD高值区可达0.7. Chen等(2013, 2014b)的研究结果也表明, WRF-Chem模式可以很好描述东亚两大沙源区(TD和GD)沙尘气溶胶的年变化和季节变化特征, 仅对夏季和秋季在TD AOD有所高估. 我们认为, 近地面10m风速的模拟误差以及GOCART起沙模块不能很好地描述沙尘释放通量的季节变化可能是导致模拟误差的主要因素. 在模拟区域的左下角, 卫星反演得到的AOD要高于模拟结果, 说明模式对该区域人为气溶胶排放源的估计偏低. 但由于我们在本文中仅关于沙尘气溶胶, 所以不在本文讨论的范畴中. 总体来说, 模拟结果可以较好反映东亚地区的气象场特征特别是沙尘气溶胶的时空分布特征, 为本文后面的讨论提供了有力的科学基础. 下面将针对TD和GD沙尘释放、传输和沉降过程, 以及产生这种差异的原

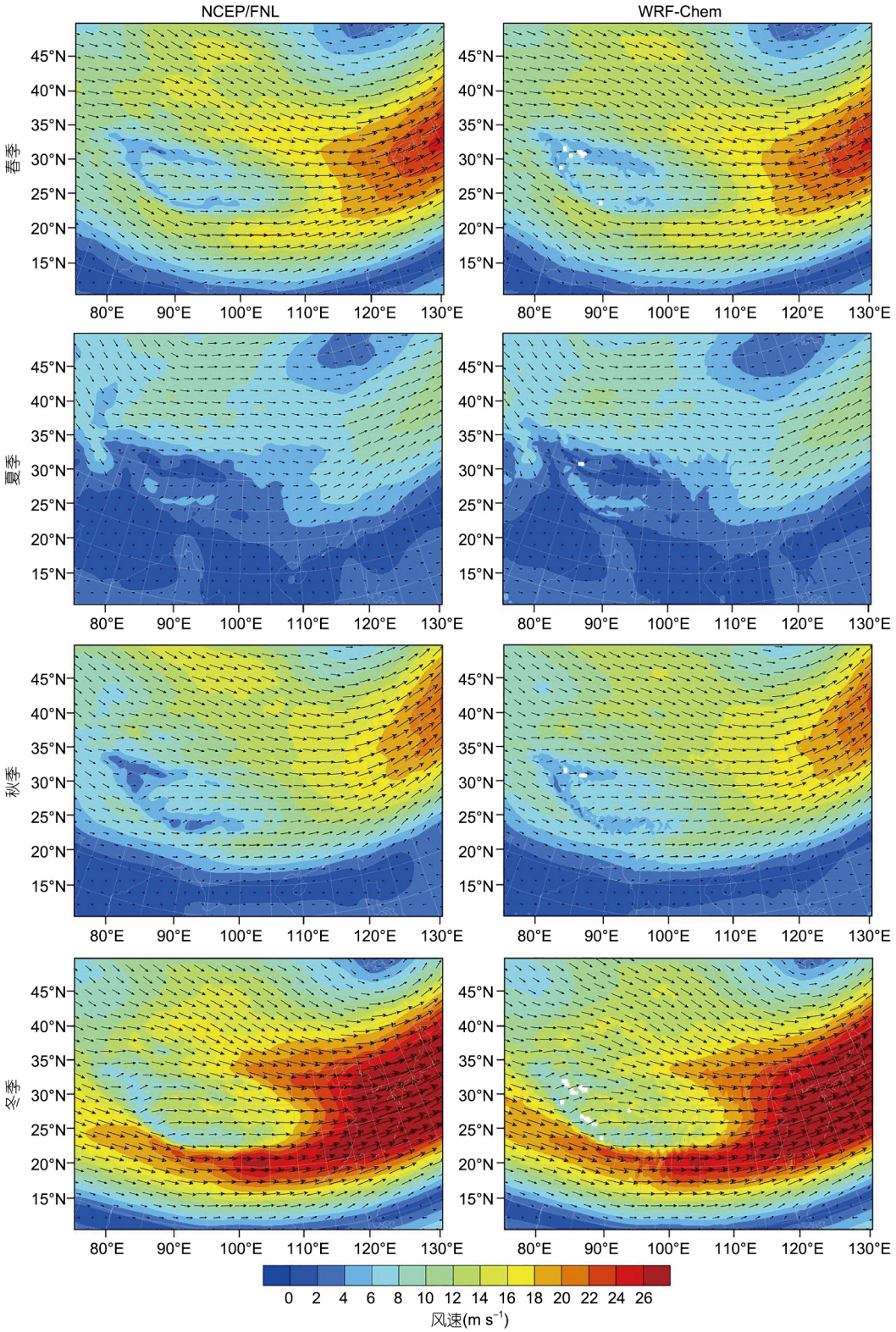

图 3　2007~2011年不同季节NCEP/FNL再分析资料和WRF-Chem模式模拟得到的500hPa风场的水平分布特征

颜色阴影代表风速, 箭头代表风向

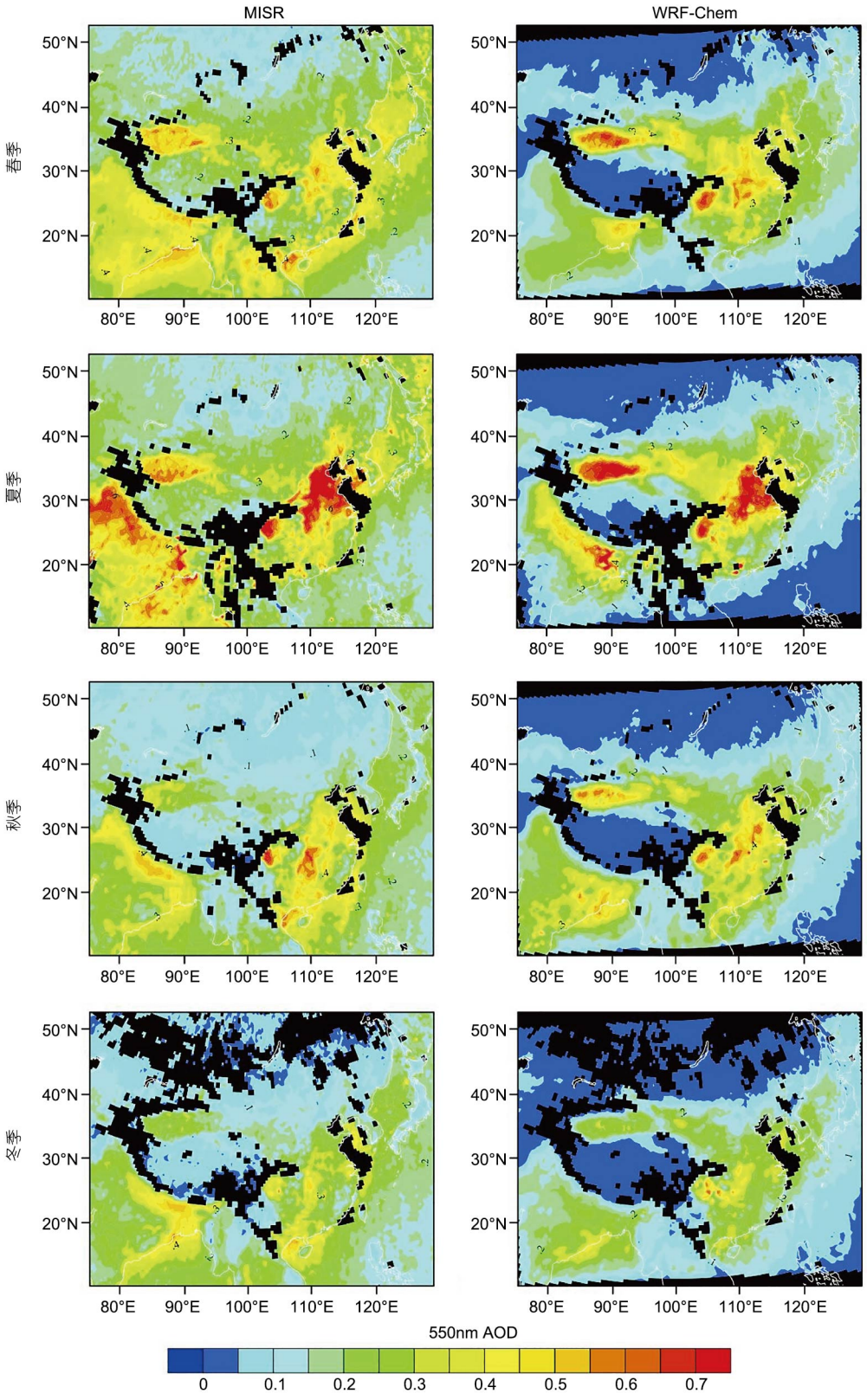

图 4　**2007~2011年不同季节MISR卫星反演及WRF-Chem模式模拟的东亚地区550nm AOD的空间分布特征**

因做具体讨论.

4.2 TD和GD地区的沙尘释放

首先, 我们对比分析了TD和GD地区在不同季节的沙尘起沙情况. 表1给出了2007~2011年TD(75°~95°E, 35°~45°N)和GD地区(95°~110°E, 35°~40°N)(图1)季节平均的沙尘年释放量及其对整个东亚地区(图1)沙尘年释放量的贡献. 从表中可以看出, TD和GD两大沙漠的起沙量之和对整个东亚地区的贡献可高达75%, 说明位于中国西部的TD和中国北部至蒙古境内的GD是东亚两个最主要的沙尘源区. TD和GD地区的沙尘释放量在春季均达到最大, 分别是70.54和64.87Tga^{-1}, 约占整个东亚地区起沙释放量的38.9%和35.8%. 在夏季, TD和GD地区沙尘释放量的差异最为显著, 沙尘释放量分别为58.76和40.68Tga^{-1}. 在秋、冬季, 两大沙漠的起沙能力均显著减弱, 20~40Tga^{-1}, TD地区的沙尘年释放量小于GD, 但两大沙漠的总起沙量仍占整个东亚起沙量的60%以上. 图5给出了TD和GD沙尘释放量在不同季节所占的比例. 从图中可以发现, 春、夏两季TD和GD地区起沙量最大, 分别占全年释放总量的69%和59%. TD地区在不同季节沙尘释放比例不均匀性较高, 春、夏季节和秋、冬季节相差悬殊. 与TD相比, GD地区在四个季节中沙尘释放比例相对较为均匀, 秋季起沙比例最小, 约占全年的20%. 图6给出了2007~2011年不同季节东亚地区地表沙尘浓度的空间分布特征, 说明地表沙尘浓度与起沙通量的空间分布特征有很好的一致性. 东亚地区沙尘地表浓度的高值中心分别在TD和GD. 在春、夏季, TD地区的地表沙尘浓度最高, 平均值约为0.8mgm^{-3}, GD地区略低(平均值约为0.76mgm^{-3}). 在秋季和冬季, GD地区的地表沙

表 1　2007~2011年塔克拉玛干沙漠和戈壁沙漠地区(图1)季节平均的沙尘释放量[a)]

	塔克拉玛干沙漠(Tg a^{-1})	戈壁沙漠(Tg a^{-1})
春季	70.54(38.9%)	64.87(35.8%)
夏季	58.76(41.8%)	40.68(28.9%)
秋季	33.34(33.2%)	36.13(35.9%)
冬季	24.67(26.0%)	38.02(40.1%)

a) 括号中的百分比表示塔克拉玛干沙漠和戈壁沙漠占整个东亚地区(图1)沙尘释放量的比例

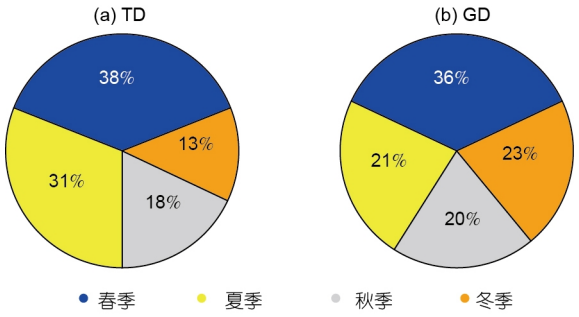

图 5　2007~2011年塔克拉玛干沙漠和戈壁沙漠地区沙尘释放通量在不同季节的比例

尘浓度较高, 最高值可达1.1mgm^{-3}.

沙尘起沙量可以很好反映沙尘的起沙能力. 然而当沙尘大量释放后, TD和GD上空的沙尘含量是否与该地的起沙情况相一致? 图7分别给出了2007~2011年TD和GD上空3~10km的月平均沙尘浓度(图7a)及其TD和GD上空3~10km沙尘浓度与3km以下沙尘浓度的比值(图7b). 从图7a中可以看出, 沙源上空沙尘含量的年际变化不显著. 3~10km高度的TD沙尘含量普遍高于GD地区, 这种差异在3~9月份(春季和夏季)表现尤为明显, 其他月份两个地区3~10km沙尘含量基本一致, 这主要是TD在春、夏季的起沙量普遍大于GD所导致的. 有趣的是, 从3~10km沙尘浓度与3km以下沙尘浓度的比值中可以发现(图7b), 相比于TD地区, 春季和夏季GD地区起沙量较小, 但GD沙尘在3~10km高度范围内所占的比例更多, 尤其在夏季该比例可高达80%, 说明GD沙尘在春、夏季节(尤其是夏季)可将更高比例的沙尘抬升到沙源上空. 从TD和GD 8~10km高空的沙尘含量(图8)可以进一步发现, GD和TD地区在这个高度范围内的沙尘含量相当. GD地区8~10km沙尘浓度与3km以下沙尘浓度的比值可达11%. 由此可知, 两大沙源的起沙情况与其上空的沙尘含量存在着一定的不一致. 尤其在夏季, GD地区虽然起沙量较小, 但更容易将沙尘抬升至较高的高度.

为了探究其原因, 我们进一步给出了TD和GD两个地区不同季节纬向平均的沙尘浓度和位温的垂直分布特征(图9). 从图中可以发现, 两个沙源区的沙尘一般积聚在5km以下, 高值区在1.5km以下, 沙尘浓度可达400μgm^{-3}以上. 随着高度增加, 沙尘浓度迅速减小, 最高可超过9km. TD是一个明显的热源, 该地区上

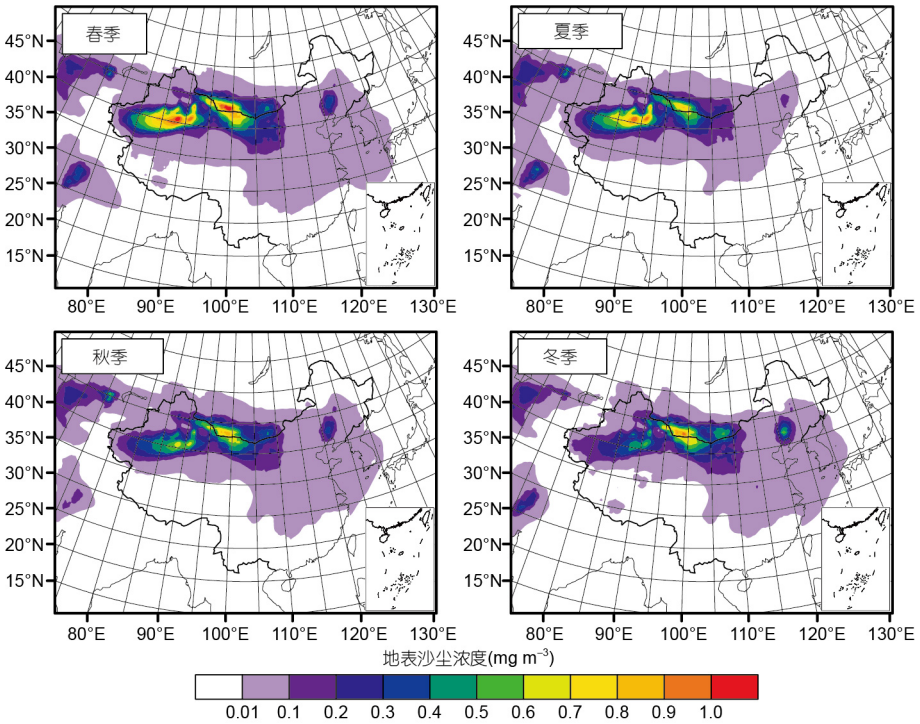

图 6　**2007~2011年不同季节东亚地区地表沙尘浓度的空间分布特征**

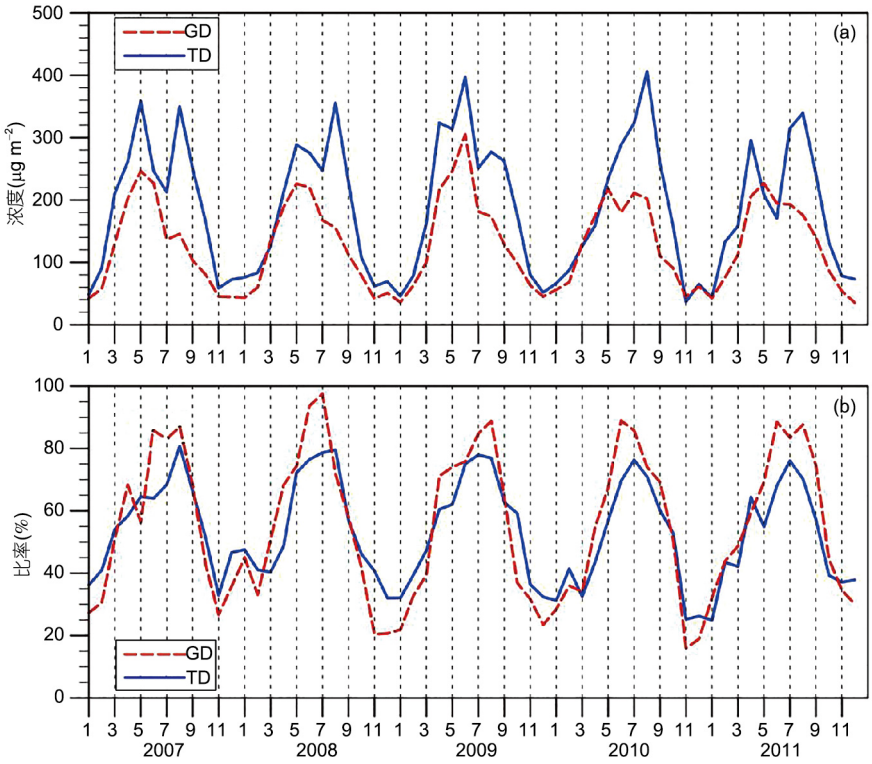

图 7　**2007~2011年TD和GD上空3~10km的月平均沙尘浓度(a)及其与3km以下沙尘浓度的比值(b)**

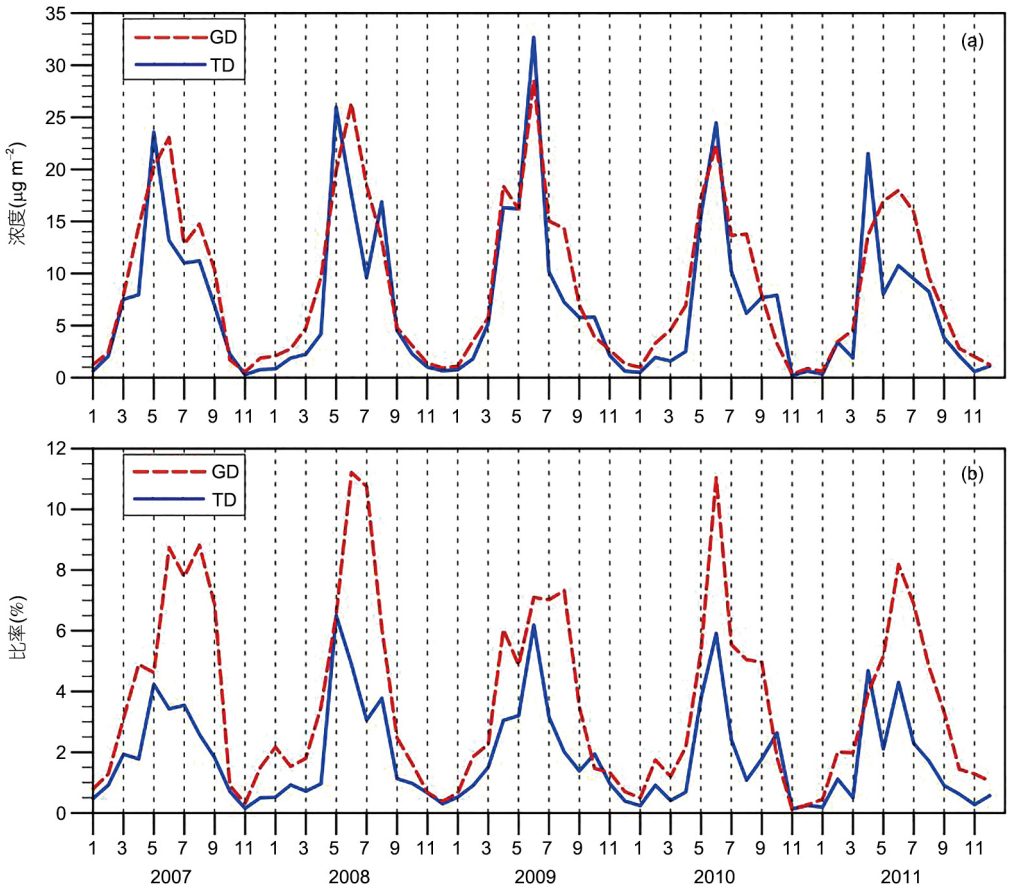

图 8　2007~2011年TD和GD上空8~10km的月平均沙尘浓度(a)及其与3km以下沙尘浓度的比值(b)

空的位温等值线较为密集, 说明受热力作用的影响, 位温随垂直高度增加显著, 大气层结较为稳定, 春季的沙尘层被控制在272~284K. 与TD地区相比, GD地区低层大气(小于3km)的沙尘浓度小于TD. 然而, TD和GD上空(大于5km)的沙尘浓度相当. 尤其在夏季, GD地区的下垫面温度分布不均匀, 大气斜压性容易产生向南的热成风; 此外, GD位温等值线分布相对较稀疏, 温度梯度小, 垂直方向混合强烈, 热力湍流发展旺盛, 有利于更多沙尘抬升至高空, 沙尘层主要被控制在280~292K. 图10进一步给出了2007~2011年不同季节42°N, 75.3°~120.2°E范围内U分量的垂直分布特征. 从图中可以发现, TD近地面主要以东风为主, 地面风速大, 大量沙尘被扬起后, 高空风速相对较小, 加之海拔高度低以及复杂地形等诸多不利因素的限制, 导致TD沙尘不利于进一步的抬升和传输. 在GD地区, 其地面风速较小, 起沙量相对较小. 但GD高空受西风急流的影响大, 受该地热力条件的配合(图9), 深厚的对流混合促使高空急流下沉支将更多的高空动量不断下传到对流层中层, 导致GD地区中低层风力增大, 从而进一步加强GD沙尘的垂直抬升能力. 其次, 作为一个海拔在910~1520m的高原沙漠, 其地理条件也为GD沙尘抬升到一个较高的高度提供了有利条件.

4.3　TD和GD地区的沙尘传输

起沙是讨论沙尘过程的重要部分, 不同沙尘源区沙尘的起沙量虽然可以提现沙尘的起沙能力, 但由于沙尘传输和沉降的复杂性, 沙尘源区的起沙量和沉降区的沙尘浓度不是简单的线性关系. 因此, 我们有必要对TD和GD的沙尘传输情况进行对比分析, 进而探讨两个沙源地影响东亚沙尘的差异. 图11给出了2007~2011年不同季节两大沙尘源区沙尘释放和传输的季节变化趋势. 从图中可以发现, 不同季节的GD沙

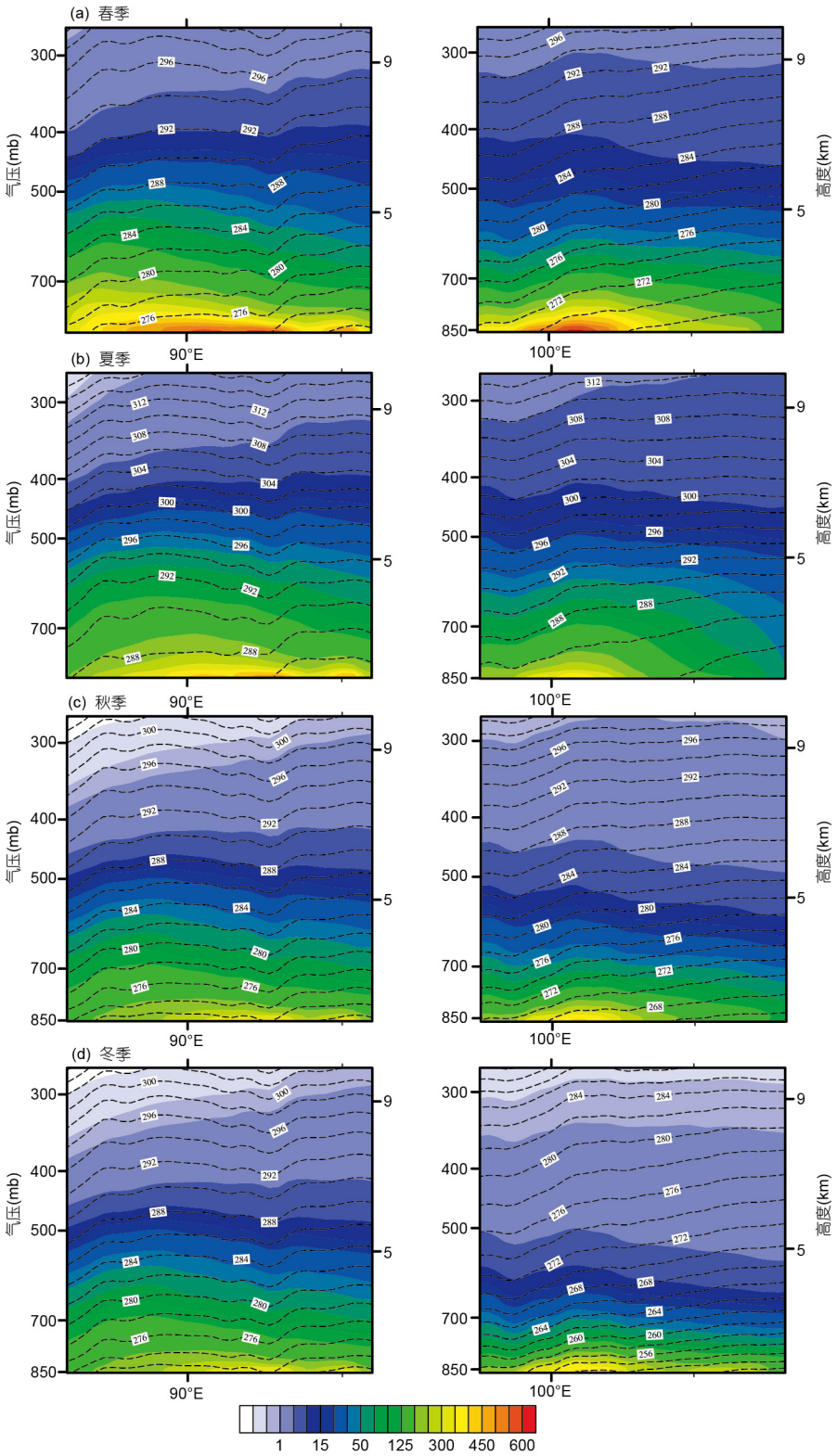

图 9　2007~2011年不同季节TD(左)和GD(右)纬向平均的沙尘浓度和位温的垂直分布特征

颜色阴影代表沙尘浓度, 单位: mg m^{-3}; 虚线代表位温, 单位: K

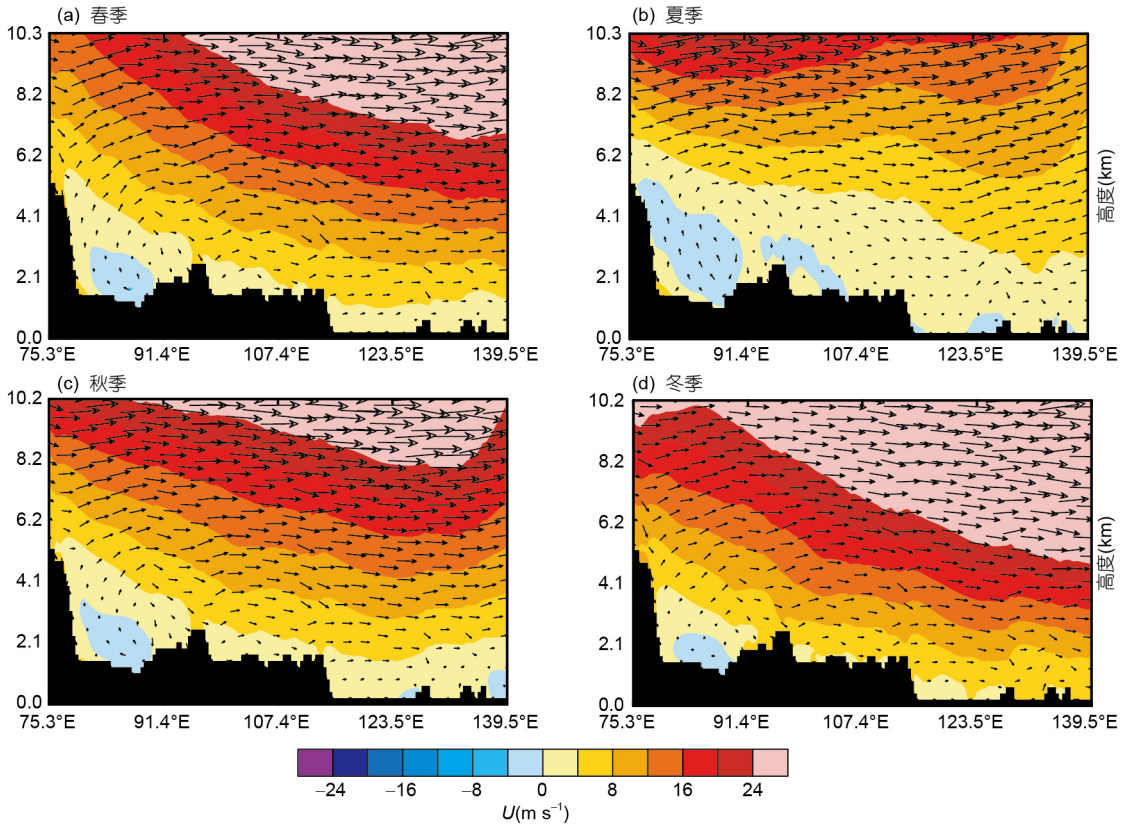

图 10　2007~2011年不同季节42°N, 75.3~120.2°E的*U*分量及其*U*分量和*w*分量的合成风向

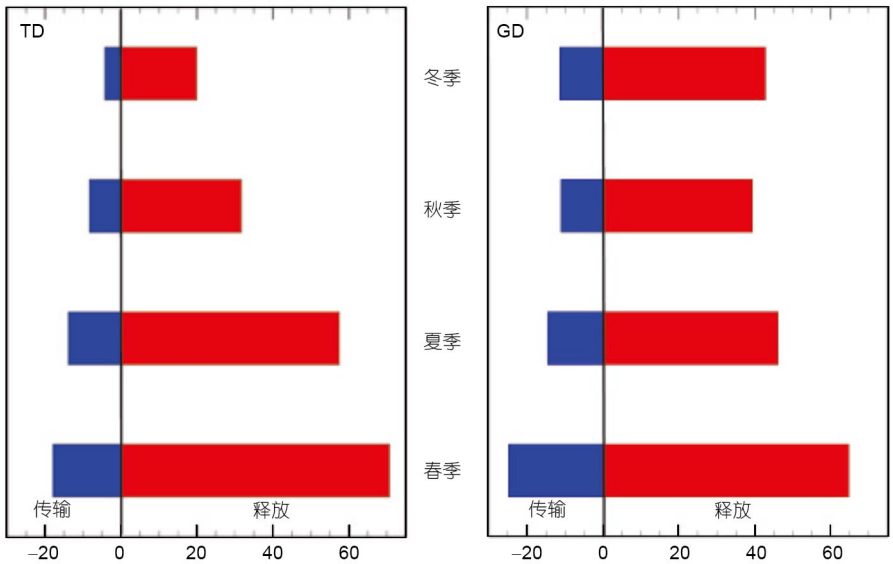

图 11　2007~2011年不同季节TD和GD地区沙尘释放和传输的季节变化特征

正值代表沙尘对该地区沙尘含量的贡献为正, 负值代表沙尘对该地区沙尘含量的贡献为负; 单位: g(m^{2}season)$^{-1}$

尘对东亚沙尘沉降区的贡献均大于TD地区. 两大沙尘源区的沙尘传输在春季达到最大, GD沙尘传输的季节变化趋势为−24.8g(m^{2}season)$^{-1}$, 占沙尘起沙的35.1%. TD沙尘传输的季节变化趋势仅占沙尘起沙

的25.4%. Han等(2004)模拟了2002年东亚春季沙尘的远距离输送过程, 其研究结果表明, 东亚两大沙源地约有23%的沙尘粒子悬浮在大气中或进行远距离传输, 与本文的模拟结果相似. 在夏季, TD地区的季节起沙变化趋势(54.3g(m^2season)$^{-1}$)大于GD地区(45.3g(m^2season)$^{-1}$), 但两者的沙尘传输季节变化趋势基本一致, 约为−14g(m^2season)$^{-1}$, 说明GD沙尘的传输能力要高于TD. GD起沙的季节变化趋势在秋季和冬季均比TD要大, 沙尘传输能力也强, 沙尘传输的季节变化趋势约为−11g(m^2season)$^{-1}$.

为了更直观地认识TD和GD的沙尘传输过程, 图12给出了2007~2011年不同季节东亚地区沙尘传输通量的空间分布特征. 在30°~45°N范围内包括中国北部地区、日本和韩国等地均不同程度地受到两大沙漠的影响. 从图中可以发现, 不同季节GD地区的沙尘传输通量明显大于TD地区, 其高值区向东南方向扩展至京津冀地区(约250g(m^2s)$^{-2}$). 在起沙量最大的春季, 其高值区向东南方向扩展至京津冀地区(约250g(m^2s)$^{-1}$). 在夏季, 沙尘传输与春季相比较弱, GD沙尘传输通量的高值中心减弱至200g(m^2s)$^{-1}$, 到达北京地区的沙尘传输通量约100g(m^2s)$^{-1}$. 在秋、冬季节, 沙尘传输通量进一步减小, 但GD地区在向东向南方向仍存在一定的传输能力, 传输通量最高达170g(m^2s)$^{-1}$. 从图9和10中可以明显看出两大沙源区传输差异的原因, 当大量的TD沙尘被扬起后, 由于周围山脉的阻挡以及TD高空风速较弱, TD沙尘不容易传输. 只有当沙尘垂直抬升至5km以上的高度, 沙尘才能进入西风急流开始远距离输送. GD近地面地区的风速较小, 盛行风向为西风或西北风, 而GD上空正好位于南北两支气流的汇合处, 春季和冬季500hPa风速可高达20ms^{-1}之上. 此外, 冷空气频繁沿西北路径或偏北路径影响GD地区, 也使得该地区产生区域性大风天气(Zhang B等, 2008). 因此, 该地区虽然起沙量小, 但GD沙尘在垂直方向强烈混合的影响下会抬升到较高的高度, 并在强西风的作用下使大量GD沙尘更容易向东南或者东北方向传输, 对京津冀等发达地区甚至整个东亚地区的沙尘贡

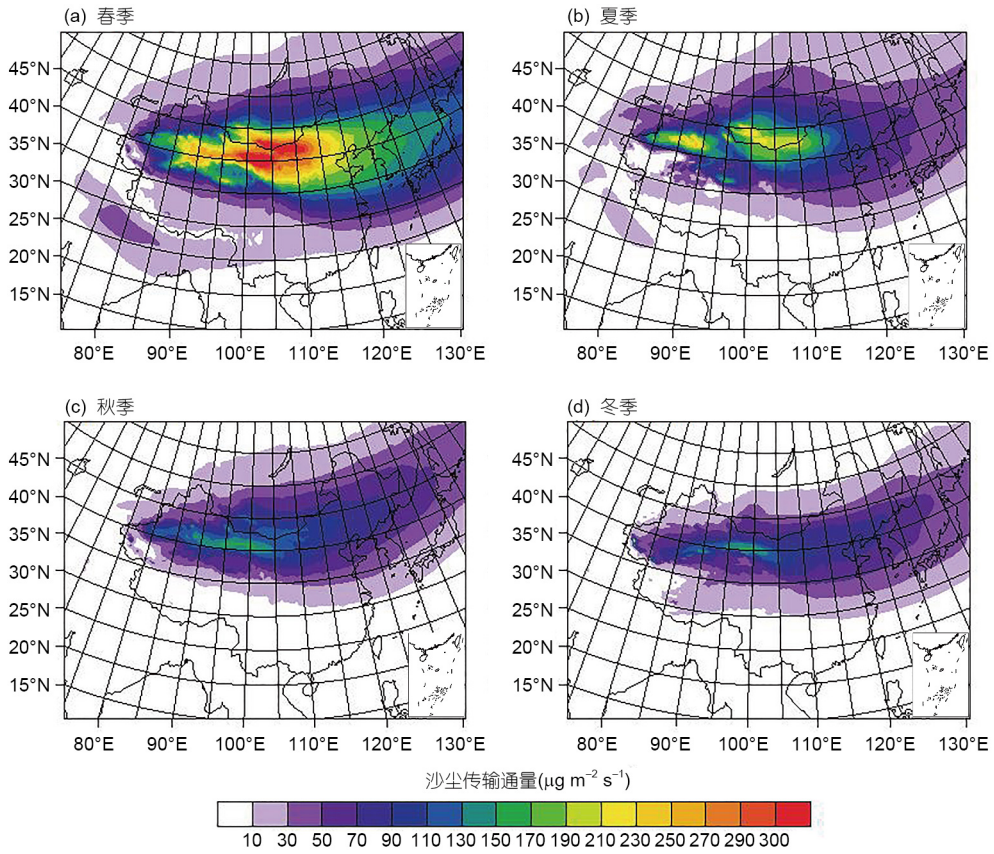

图 12　2007~2011年不同季节东亚地区沙尘传输通量的空间分布特征

献最大. 需要注意的是, 夏季西风急流北跳至青藏高原以北(最北可达44°N)(Zhang Y C等, 2008), TD和GD的主导风向均为东风(TD地区东风风速偏大, 最高可达25ms^{-1}), 从而导致夏季沙尘的东向传输能力比春季弱. TD地区的部分沙尘甚至开始南向传输, 进而被抬升至青藏高原北坡(Huang等, 2007; Chen等, 2013).

由于西风带的影响, GD区沙尘不可避免的会叠加TD沙尘的影响. 因此, 本文给出了2007~2011不同季节塔克拉玛干沙漠和戈壁沙漠右侧(图1两个红色方框的右侧边)的沙尘向外流出通量的垂直分布特征(图13). 为了讨论春季GD沙尘可能叠加了多少TD区输送而来的沙尘这一问题, 我们用红实线代表GD和TD沙尘向右输送通量的差值. 从图中可以发现, 不同高度(2~12km)的GD沙尘在春季的向右输送通量均高于TD沙尘, 且在2km处有一个明显的高值区(约为478μgm^{-3}). 由此说明, 即使GD地区叠加了部分TD输送而来的沙尘粒子, 春季GD区依然表现出十分强劲的沙尘向外传输能力, 且在低层大气(2~4km高度)表现尤为明显. 在秋、冬季节也是如此, GD沙尘向右输送通量在2km处有一个明显的高值区, 2~4km GD沙尘向右输送通量远大于TD沙尘. 在4km以上GD和TD沙尘向右输送通量的数值基本一致, 我们认为该高度范围内GD地区的大部分沙尘可能是TD沙尘抬升到一定高度后, 进入西风急流开始远距离输送到GD所导致的, 但这个高度沙尘的输送通量的数值远小于低层输送通量. 结合图12中TD和GD沙尘输送通量的分布和数值大小, 我们均可认为TD沙尘只有当抬升到4km以上才可以进行远距离输送, 且该高度的沙尘输送通量较小(在春季约为124μgm^{-3}). GD沙尘更有利于在4km以下的低层传输, 对东亚内陆地区的沙尘浓度贡献更大.

4.4 TD和GD地区的沙尘沉降

沙尘沉降过程分为干沉降和湿沉降两个部分. 从图14中可以看出, 沙尘的干沉降量与沙尘起沙量有直接关系. 在TD和GD地区, 沙尘沉降过程主要以干沉降为主, 季节平均的干沉降量大约在10~60gm^{-2}. 春、夏季的沙尘干沉降大于秋、冬季, 其中以春季最大. 在春季, 沙尘干沉降量在TD和GD出现明显的大值区域, 高值中心可达50gm^{-2}(图14). 在秋季和冬季, 干沉降主要发生在起沙量大的GD地区, 沉降量约为10~20gm^{-2}. 图15给出了东亚地区沙尘湿沉降的空间分布特征. 沙尘湿沉降主要是由该地的沙尘含量和降水量共同决定. 四个季节的沙尘湿沉降最大值区均位于TD区域, 主要以春、夏季为主, 沙尘湿沉降约为4gm^{-2}, 仅为干沉降量的1/10, 秋季次之(沙尘湿沉降约为1.5gm^{-2}), 冬季最少(沙尘湿沉降约为0.6gm^{-2}). GD地区的沙尘湿沉降均小于TD地区. 在春季和夏季, GD沙尘的湿沉降量约为2gm^{-2}. 而在起沙量和降水量都小的冬季, 沙尘的湿沉降量接近于0. Han等(2004)的模拟结果也发现, 东亚沙尘源区以及附近地区主要以干沉降过程为主, 大约71%的沙尘在干沉降过程中重新沉降到地表, 湿沉降作用仅占6%, 且对粗粒子(>2μm)的沉降效率更为明显.

5 结论与展望

本文利用新一代高性能的WRF-Chem模式研究了2007~2011年东亚地区两大沙源塔克拉玛干沙漠(TD)和戈壁沙漠(简称为GD)沙尘的起沙、传输和沉降过程. 从模式验证结果中可以发现, WRF-Chem模式可以很好再现TD和GD沙尘的空间分布特征及其季节变化规律, 但模式模拟的夏季沙源地沙尘AOD(尤其是TD地区)比卫星反演的略高. 近地面10m风速的模拟误差以及GOCART起沙模块不能很好描述沙尘释放通量的季节变化特征可能是导致AOD季节变化模拟误差的主要因素. 为了解决这一问题, 我们将在未来的工作中利用地基激光雷达观测网的长时间序列资料, 改进和发展适用于东亚地区起沙的参数化方案, 进而提高数值模式对东亚沙尘的模拟性能.

完整的沙尘生命史包括了沙尘的起沙、传输和沉降过程. 本文利用数值模拟结果对比和分析了TD和GD地区不同季节沙尘的起沙、传输和沉降过程, 研究结果表明, TD和GD两大沙尘源区的地形、海拔高度以及热力、动力条件的不同导致了沙尘释放、抬升高度以及沙尘远距离运输等方面的差异. 文中着重强调了GD沙尘对整个东亚地区沙尘贡献的重要性. 主要研究结果如下:

(1) 沙尘释放. TD和GD是东亚地区两个最大的沙源区. TD的起沙能力显著高于GD, 是东亚地区最大的起沙源地, 春季沙尘释放通量为70.54Tga^{-1}, 可占东亚地区起沙的42%. TD地区在不同季节沙尘释放比例不均匀性较高, 春季最高, 夏、秋、冬季次之. GD地区的起沙能力比TD地区弱, 二者差异在夏季最为显著,

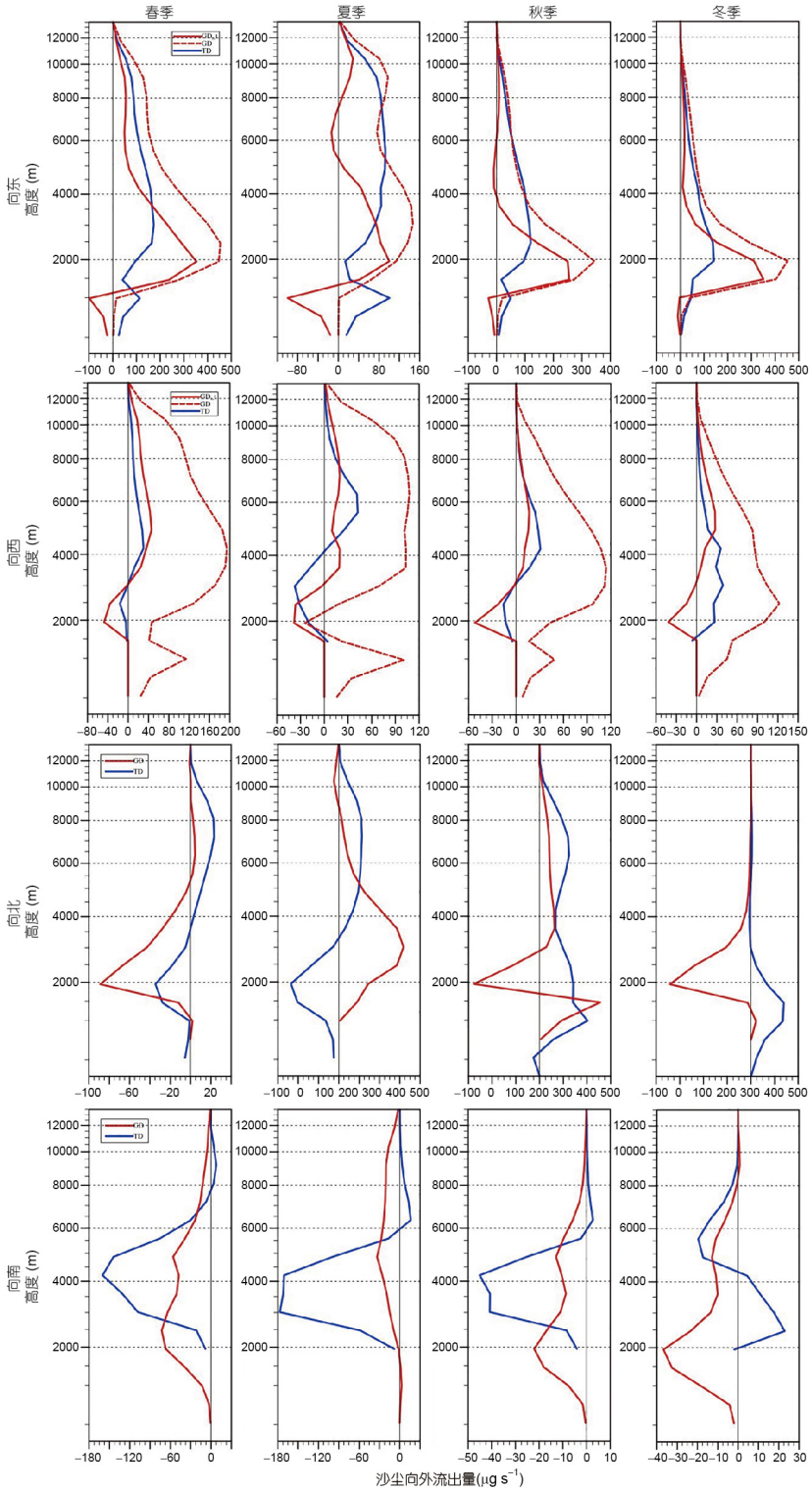

图 13　2007~2011不同季节塔克拉玛干沙漠和戈壁沙漠右侧(图1两个红色方框的右侧边)的沙尘向外流出通量(μgs^{-1})的垂直分布特征

正(负)值代表沙尘气溶胶向东(西)传输的通量. 蓝实线和红虚线分别代表了TD和GD沙尘向右侧的输送通量; 红实线代表GD和TD沙尘向右输送通量的差值

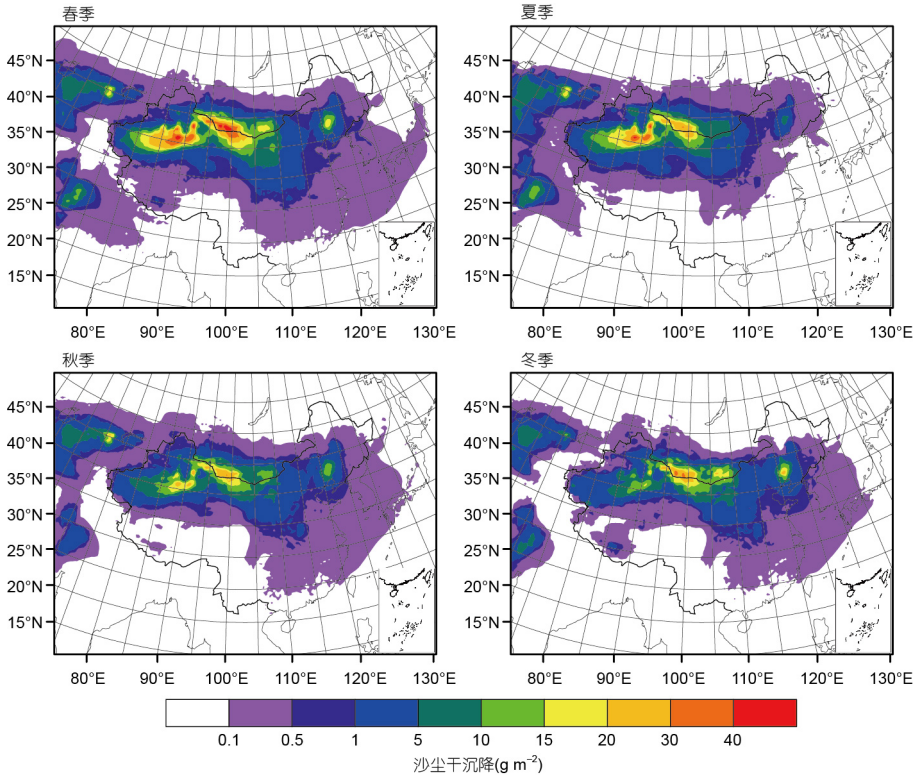

图 14　2007~2011年不同季节东亚地区沙尘干沉降的空间分布特征

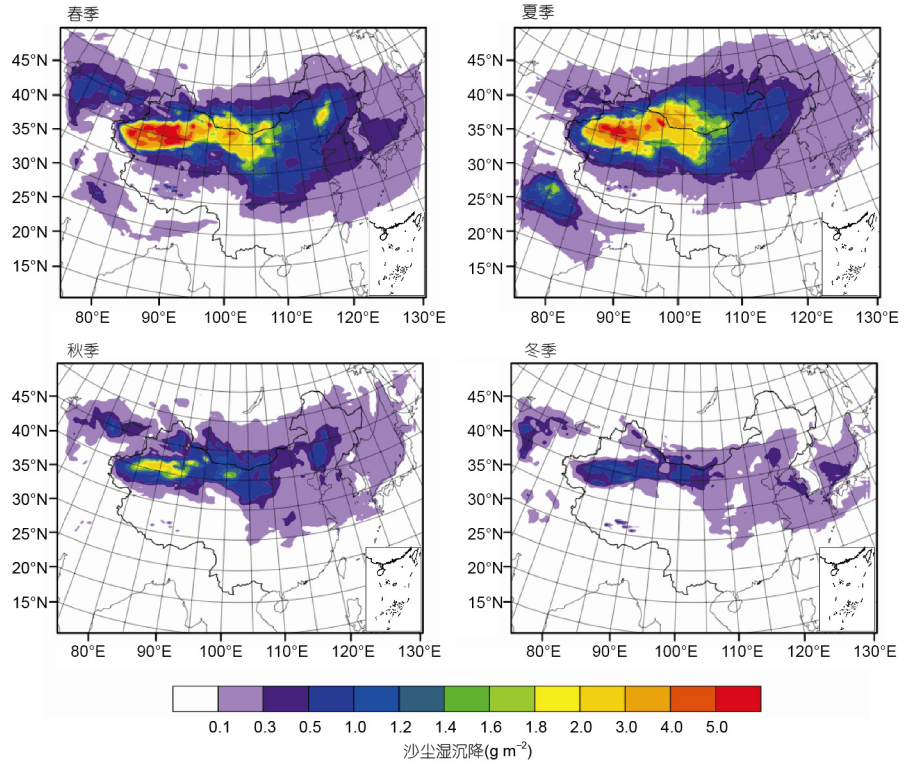

图 15　2007~2011年不同季节东亚地区沙尘湿沉降的空间分布特征

沙尘释放通量可相差18Tga^{-1}.

(2) 沙源区沙尘的垂直结构. TD和GD地区的起沙情况与该地上空的沙尘含量存在着一定的不一致. 尽管与TD相比, GD的起沙能力相对较弱, 但GD地区更容易将沙尘抬升至高空, 尤其在夏季, GD地区8~10km沙尘浓度与3km以下沙尘浓度的比值可高达11%. 其主要原因在于, GD地区温度梯度小, 垂直方向混合强烈, 有利于沙尘的向上抬升. 此外, GD上空受西风急流的影响更大, 且频繁受到沿西、西北路径或偏北路径冷空气系统的袭击, 导致GD高空风速大, 强烈的对流混合导致高空的动量下传, 进一步加剧GD沙尘的向上抬升.

(3) 沙尘传输. 在春季, 约有25%的TD沙尘和35%的GD沙尘进行远距离传输. 在夏季, 约有23%的TD沙尘和31%的GD沙尘进行远距离输送. 具体来说, GD地区地势平坦, 近地面盛行西风和西北风, 高空受西风急流的影响大, 有利于沙尘的远距离传输, 是对整个东亚地区沙尘贡献最大的沙源区. TD地区三面环山, 地面风多以东风为主, 沙漠上空风速较小, 因此该地区并不利于沙尘传输, 大部分沙尘在扬起之后又以干沉降和湿沉降的过程重新沉降到地面, 只有当沙尘抬升高度大于5km时才可被西风携带进行远距离传输.

(4) 沙尘沉降. 沙尘源区主要以沙尘干沉降为主, 高值中心可达50gm^{-2}. 湿沉降主要取决于该地的沙尘含量和降水量, TD地区沙尘的湿沉降最大, 湿沉降为干沉降的十分之一. 在降水充沛的地区, 沙尘的干、湿沉降量相当, 约为1~5gm^{-2}.

在后面的工作中, 我们将基于WRF-Chem模式进行敏感性试验, 分别讨论仅有TD和GD沙尘情况下TD和GD沙尘对东亚沙尘的贡献, 更为定量化的探讨不同季节不同高度下的TD和GD沙尘对东亚沙尘的影响.

参考文献

康丽泰, 陈思宇. 2017.中国北方一次沙尘天气过程的数值模拟. 中国沙漠, 37: 321–331

申彦波, 沈志宝, 杜明元. 2005. 风蚀起沙的影响因子及其变化特征. 高原气象, 24: 611–616

Belly P Y. 1964. Sand movement by wind. US Army Coastal Eng Res Tech Memo. 1–38

Cavazos-Guerra C, Todd M C. 2012. Model simulations of complex dust emissions over the Sahara during the West African monsoon onset. Adv Meteor, 2012: 1–17

Chen F, Dudhia J. 2001. Coupling an advanced land surface-hydrology model with the Penn State-NCAR MM5 modeling system. Part I: Model implementation and sensitivity. Mon Weather Rev, 129: 569–585

Chen S Y, Huang J P, Kang L T, Wang H, Ma X, He Y, Yuan T, Yang B, Huang Z, Zhang G. 2017. Emission, transport, and radiative effects of mineral dust from the Taklimakan and Gobi Deserts: Comparison of measurements and model results. Atmos Chem Phys, 17: 2401–2421

Chen S Y, Huang J P, Qian Y, Ge J M, Su J. 2014a. Effects of aerosols on autumn precipitation over Mid-eastern China. J Trop Meteorol, 20: 242–250

Chen S Y, Huang J P, Zhao C, Qian Y, Leung L R, Yang B. 2013. Modeling the transport and radiative forcing of Taklimakan dust over the Tibetan Plateau: A case study in the summer of 2006. J Geophys Res-Atmos, 118: 797–812

Chen S Y, Zhao C, Qian Y, Leung L R, Huang J P, Huang Z W, Bi J R, Zhang W, Shi J S, Yang L, Li D S, Li J X. 2014b. Regional modeling of dust mass balance and radiative forcing over East Asia using WRF-Chem. Aeolian Res, 15: 15–30

Cheng T, Chen H, Gu X, Yu T, Guo J, Guo H. 2012. The inter-comparison of MODIS, MISR and GOCART aerosol products against AERONET data over China. J Quant Spectrosc Ra, 113: 2135–2145

Diner D J, Hodos R A, Davis A B, Garay M J, Martonchik J V, Sanghavi S V, von Allmen P, Kokhanovsky A A, Zhai P. 2012. An optimization approach for aerosol retrievals using simulated MISR radiances. Atmos Res, 116: 1–14

Diner D J, Martonchik J V, Kahn R A, Pinty B, Gobron N, Nelson D L, Holben B N. 2005. Using angular and spectral shape similarity constraints to improve MISR aerosol and surface retrievals over land. Remote Sens Environ, 94: 155–171

Eguchi K, Uno I, Yumimoto K, Takemura T, Shimizu A, Sugimoto N, Liu Z. 2009. Trans-pacific dust transport: Integrated analysis of NASA/CALIPSO and a global aerosol transport model. Atmos Chem Phys, 9: 3137–3145

Fast J D, Gustafson Jr. W I, Easter R C, Zaveri R A, Barnard J C, Chapman E G, Grell G A, Peckham S E. 2006. Evolution of ozone, particulates, and aerosol direct radiative forcing in the vicinity of Houston using a fully coupled Meteorology-Chemistry-Aerosol Model. J Geophys Res, 111: D21305

Fu Q, Thorsen T J, Su J, Ge J M, Huang J P. 2009. Test of Mie-based single-scattering properties of non-spherical dust aerosols in radiative flux calculations. J Quant Spectrosc Ra, 110: 1640–1653

Ge J M, Huang J P, Xu C P, Qi Y L, Liu H Y. 2014. Characteristics of Taklimakan dust emission and distribution: A satellite and reanalysis field perspective. J Geophys Res-Atmos, 119: 11772–11783

Ge J M, Su J, Ackerman T P, Fu Q, Huang J P, Shi J S. 2010. Dust aerosol optical properties retrieval and radiative forcing over northwestern China during the 2008 China-U.S. joint field experiment. J Geophys Res, 115: D00K12

Grell G A, Peckham S E, Schmitz R, McKeen S A, Frost G, Skamarock W C, Eder B. 2005. Fully coupled "online" chemistry within the WRF model. Atmos Environ, 39: 6957–6975

Ginoux P, Chin M, Tegen I, Prospero J M, Holben B, Dubovik O, Lin S J. 2001. Sources and distributions of dust aerosols simulated with the GOCART model. J Geophys Res, 106: 20255–20273

Ginoux P, Prospero J, Torres O, Chin M. 2004. Long-term simulation of global dust distribution with the GOCART model: Correlation with North Atlantic oscillation. Environ Model Softw, 19: 113–128

Gong S L, Zhang X Y, Zhao T L, McKendry I G, Jaffe D A, Lu N M. 2003. Characterization of soil dust aerosol in China and its transport and distribution during 2001 ACE-Asia: 2. Model simulation and validation. J Geophys Res, 108: 4262

Han Z, Ueda H, Matsuda K, Zhang R, Arao K, Kanai Y, Hasome H. 2004. Model study on particle size segregation and deposition during Asian dust events in March 2002. J Geophys Res, 109: D19205

Hanna S R, Yang R, Yin X. 2000. Evaluations of numerical weather prediction (NWP) models from the point of view of inputs required by atmospheric dispersion models. Int J Environ Pollut, 14: 98

Hong S Y, Noh Y, Dudhia J. 2006. A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes. Mon Weather Rev, 134: 2318–2341

Huang J P, Fu Q, Su J, Tang Q, Minnis P, Hu Y, Yi Y, Zhao Q. 2009. Taklimakan dust aerosol radiative heating derived from CALIPSO observations using the Fu-Liou radiation model with CERES constraints. Atmos Chem Phys, 9: 4011–4021

Huang J P, Fu Q, Zhang W C, Wang X, Zhang R, Ye H, Warren S G. 2011. Dust and black carbon in seasonal snow across northern China. Bull Amer Meteorol Soc, 92: 175–181

Huang J P, Guan X, Ji F. 2012. Enhanced cold-season warming in semi-arid regions. Atmos Chem Phys, 12: 5391–5398

Huang J P, Lin B, Minnis P, Wang T, Wang X, Hu Y, Yi Y, Ayers J K. 2006a. Satellite-based assessment of possible dust aerosols semi-direct effect on cloud water path over East Asia. Geophys Res Lett, 33: L19802

Huang J P, Minnis P, Chen B, Huang Z, Liu Z, Zhao Q, Yi Y, Ayers J K. 2008. Long-range transport and vertical structure of Asian dust from CALIPSO and surface measurements during PACDEX. J Geophys Res, 113: D23212

Huang J P, Minnis P, Lin B, Wang T, Yi Y, Hu Y, Sun-Mack S, Ayers K. 2006b. Possible influences of Asian dust aerosols on cloud properties and radiative forcing observed from MODIS and CERES. Geophys Res Lett, 33: L06824

Huang J P, Minnis P, Yi Y, Tang Q, Wang X, Hu Y, Liu Z, Ayers K, Trepte C, Winker D. 2007. Summer dust aerosols detected from CALIPSO over the Tibetan Plateau. Geophys Res Lett, 34: L18805

Huang J P, Wang T H, Wang W, Li Z, Yan H. 2014. Climate effects of dust aerosols over East Asian arid and semiarid regions. J Geophys Res-Atmos, 119: 11398–11416

Huang Z W, Huang J P, Bi J R, Wang G Y, Wang W C, Fu Q, Li Z Q, Tsay S C, Shi J S. 2010. Dust aerosol vertical structure measurements using three MPL lidars during 2008 China-U.S. joint dust field experiment. J Geophys Res, 115: D00K15

Huneeus N, Schulz M, Balkanski Y, Griesfeller J, Kinne S, Prospero J, Bauer S, Boucher O, Chin M, Dentener F, Diehl T, Easter R, Fillmore D, Ghan S, Ginoux P, Grini A, Horowitz L, Koch D, Krol M C, Landing W, Liu X, Mahowald N, Miller R, Morcrette J J, Myhre G, Penner J E, Perlwitz J, Stier P, Takemura T, Zender C. 2010. Global dust model intercomparison in AeroCom phase I. Atmos Chem Phys Discuss, 10: 23781–23864

Jia R, Liu Y Z, Chen B, Zhang Z J, Huang J P. 2015. Source and transportation of summer dust over the Tibetan Plateau. Atmos Environ, 123: 210–219

Kahn R A, Gaitley B J. 2015. An analysis of global aerosol type as retrieved by MISR. J Geophys Res-Atmos, 120: 4248–4281

Kain J S. 2004. The kain-fritsch convective parameterization: An update. J Appl Meteorol, 43: 170–181

Kanayama S, Yabuki S, Zeng F L, Liu M Z, Shen Z B, Liu L C, Yanagisawa F, Abe O. 2005. Size-dependent geochemical characteristics of Asian dust. J Meteorol Soc Jpn, 83A: 107–120

Kang L T, Huang J P, Chen S Y, Wang X. 2016. Long-term trends of dust events over Tibetan Plateau during 1961–2010. Atmos Environ, 125: 188–198

Kim J. 2008. Transport routes and source regions of Asian dust observed in Korea during the past 40 years (1965–2004). Atmos Environ, 42: 4778–4789

Marticorena B, Bergametti G. 1995. Modeling the atmospheric dust cycle: 1. Design of a soil-derived dust emission scheme. J Geophys Res, 100: 16415

Martonchik J V, Diner D J, Crean K A, Bull M A. 2002. Regional aerosol retrieval results from MISR. IEEE Trans Geosci Remote Sens, 40: 1520–1531

Martonchik J V, Diner D J, Kahn R, Gaitley B, Holben B N. 2004. Comparison of MISR and AERONET aerosol optical depths over desert sites. Geophys Res Lett, 31: L16102

Morrison H, Curry J A, Khvorostyanov V I. 2005. A new double-moment microphysics parameterization for application in cloud and climate models. Part I: Description. J Atmos Sci, 62: 1665–1677

Nakano T, Yokoo Y, Nishikawa M, Koyanagi H. 2004. Regional Sr-Nd isotopic ratios of soil minerals in northern China as Asian dust fingerprints. Atmos Environ, 38: 3061–3067

Pye K. 1989. Aeolian Dust and Dust Deposites. 2nd ed. San Diego: Academic Press

Qian Y, Gong D Y, Fan J W, Leung L R, Bennartz R, Chen D L, Wang W. 2009. Heavy pollution suppresses light rain in China: Observations and modeling. J Geophys Res, 114: D00K02

Stauffer D R, Seaman N L. 1990. Use of four-dimensional data assimilation in a limited-area mesoscale model. Part I: Experiments with synoptic-scale data. Mon Weather Rev, 118: 1250–1277

Shao Y, Wyrwoll K H, Chappell A, Huang J, Lin Z, McTainsh G H, Mikami M, Tanaka T Y, Wang X, Yoon S. 2011. Dust cycle: An emerging core theme in Earth system science. Aeolian Res, 2: 181–204

Shao Y P, Yang Y, Wang J J, Song Z X, Leslie L M, Dong C H, Zhang Z H, Lin Z H, Kanai Y, Yabuki S, Chun Y. 2003. Northeast Asian dust storms: Real-time numerical prediction and validation. J Geophys Res, 108: 4691–4710

Su J, Huang J P, Fu Q, Minnis P, Ge J M, Bi J R. 2008. Estimation of Asian dust aerosol effect on cloud radiation forcing using Fu-Liou radiative model and CERES measurements. Atmos Chem Phys, 8: 2763–2771

Sun J, Zhang M, Liu T. 2001. Spatial and temporal characteristics of dust storms in China and its surrounding regions, 1960–1999: Relations to source area and climate. J Geophys Res, 106: 10325–10333

Tesfaye M, Sivakumar V, Botai J, Mengistu Tsidu G. 2011. Aerosol climatology over South Africa based on 10 years of Multiangle Imaging Spectroradiometer (MISR) data. J Geophys Res, 116: D20216

Uno I, Yumimoto K, Shimizu A, Hara Y, Sugimoto N, Wang Z, Liu Z, Winker D M. 2008. 3D structure of Asian dust transport revealed by CALIPSO lidar and a 4DVAR dust model. Geophys Res Lett, 35: L06803

Wang J, Xu X G, Henze D K, Zeng J, Ji Q, Tsay S C, Huang J P. 2012. Top-down estimate of dust emissions through integration of MODIS and MISR aerosol retrievals with the GEOS-Chem adjoint model. Geophys Res Lett, 39: L08802

Wang Q Z, Zhuang G S, Huang K, Liu T N, Lin Y F, Deng C R, Fu Q, Fu J S, Chen J K, Zhang W J, Yiming M. 2016. Evolution of particulate sulfate and nitrate along the Asian dust pathway: Secondary transformation and primary pollutants via long-range transport. Atmos Res, 169: 86–95

Wang X, Huang J P, Zhang R D, Chen B, Bi J R. 2010. Surface measurements of aerosol properties over northwest China during ARM China 2008 deployment. J Geophys Res, 115: D00K27

Weaver C J, Ginoux P, Hsu N C, Chou M D, Joiner J. 2002. Radiative forcing of Saharan dust: GOCART model simulations compared with ERBE Data. J Atmos Sci, 59: 736–747

Yue X, Wang H, Liao H, Fan K. 2010. Direct climatic effect of dust aerosol in the NCAR Community Atmosphere Model Version 3 (CAM3). Adv Atmos Sci, 27: 230–242

Yue X, Liao H, Tang J P. 2013. Simulation of the direct radiative effect of mineral dust and sea salt aerosols in a doubled Carbon dioxide climate. Atmos Ocean Sci Lett, 6: 343–348

Zhao C, Chen S, Leung L R, Qian Y, Kok J F, Zaveri R A, Huang J. 2013. Uncertainty in modeling dust mass balance and radiative forcing from size parameterization. Atmos Chem Phys, 13: 10733–10753

Zhao C S, Dabu X, Li Y. 2004. Relationship between climatic factors and dust storm frequency in Inner Mongolia of China. Geophys Res Lett, 31: L01103

Zhao C, Liu X, Leung L R, Johnson B, McFarlane S A, Gustafson Jr. W I, Fast J D, Easter R. 2010. The spatial distribution of mineral dust and its shortwave radiative forcing over North Africa: Modeling sensitivities to dust emissions and aerosol size treatments. Atmos Chem Phys, 10: 8821–8838

Zhang B, Tsunekawa A, Tsubo M. 2008. Contributions of sandy lands and stony deserts to long-distance dust emission in China and Mongolia during 2000–2006. Glob Planet Change, 60: 487–504

Zhang J, Reid J S. 2010. A decadal regional and global trend analysis of the aerosol optical depth using a data-assimilation grade over-water MODIS and Level 2 MISR aerosol products. Atmos Chem Phys, 10: 10949–10963

Zhang X Y, Gong S L, Zhao T L, Arimoto R, Wang Y Q, Zhou Z J. 2003. Sources of Asian dust and role of climate change versus desertification in Asian dust emission. Geophys Res Lett, 30: 2272

Zhang Y C, Takahashi M, Guo L. 2008. Analysis of the East Asian subtropical westerly jet simulated by CCSR/NIES/FRCGC coupled climate system model. J Meteorol Soc Jpn, 86: 257–278

Zender C S, Bian H, Newman D. 2003. Mineral Dust Entrainment and Deposition (DEAD) model: Description and 1990s dust climatology. J Geophys Res, 108: 4416