

宿兴涛, 王宏, 许丽人, 等. 2016. 沙尘气溶胶直接气候效应对东亚冬季风影响的模拟研究 [J]. 大气科学, 40 (3): 551–562. Su Xingtao, Wang Hong, Xu Liren, et al. 2016. A numerical simulation study on the impacts of dust aerosol direct climatic effects on the East Asian winter monsoon [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 40 (3): 551–562, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1505.15121.

沙尘气溶胶直接气候效应对东亚冬季风影响的模拟研究

宿兴涛¹ 王 宏² 许丽人¹ 张志标¹

¹ 北京应用气象研究所, 北京 100029

² 中国气象科学研究院大气成分研究所/中国气象局大气化学重点实验室, 北京 100081

摘 要 利用东亚沙尘复折射指数数据和较新的植被分布对区域气候—沙尘耦合模式 (RegCM4-Dust) 的沙尘光学特性和沙源区域进行了更新。在此基础上, 研究了沙尘气溶胶直接辐射效应对东亚冬季风的影响。模拟结果表明, 引入沙尘效应后, 东亚大陆绝大部分季风区对流层低层冬季风环流增强。同时, 对流层中、上层中低纬度纬向风增强而中高纬度纬向风减弱, 导致中高一中低纬度之间纬向风经向切变加强, 从而有利于中高纬度冷空气向南侵入, 这是低层冬季风环流增强在中上层的反映。另外, 沙尘气溶胶导致东亚绝大部分季风区降水明显减少, 东北地区西南部、华北大部、黄土高原、黄淮以及长江中下游流域减少达 10% 以上, 这是降水对冬季风增强的响应。沙尘气溶胶引起冬季东亚次大陆—西北太平洋之间温度梯度增大, 进而导致海陆间湿静力能梯度增大, 是导致东亚大陆冬季风增强的主要原因。

关键词 沙尘气溶胶 东亚冬季风 辐射强迫 温度 降水 湿静力能

文章编号 1006-9895(2016)03-0551-12

中图分类号 P402

文献标志码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1505.15121

A Numerical Simulation Study on the Impacts of Dust Aerosol Direct Climatic Effects on the East Asian Winter Monsoon

SU Xingtao¹, WANG Hong², XU Liren¹, and ZHANG Zhibiao¹

¹ Beijing Institute of Applied Meteorology, Beijing 100029

² Key Laboratory for Atmospheric Chemistry, Institute of Atmospheric Composition, Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081

Abstract Data of complex refractive index of East Asian dust and the latest vegetation distribution were used to update the default optical properties of dust aerosols and desert area in the regional climate-dust coupling model RegCM4-Dust. Then, the direct effect of dust aerosols on the East Asian winter monsoon (EAWM) was studied. The simulation results showed that the dust effects caused an enhancement of EAWM circulation in the lower troposphere in most of the EAWM area. In addition, the zonal wind was increased over mid-high latitudes and decreased over mid-low latitudes in the middle and upper troposphere. This can strengthen the meridional shear of zonal wind and favor the southward invasion of cold air, resulting in a strengthening EAWM. The dust effects also induced an obvious reduction of winter precipitation, which

收稿日期 2015-01-25; **网络预出版日期** 2015-05-12

作者简介 宿兴涛, 男, 1984 年出生, 工程师, 博士, 主要从事气溶胶与区域气候研究。E-mail: suxingtao@sina.com

资助项目 国家重点基础研究发展计划 (973 计划) 项目 2011CB403202, 国家自然科学基金项目 41405135

Founded by National Program on Key Basic Research Project of China (973 Program) (Grant 2011CB403202), National Natural Science Foundation of China (Grant 41405135)

was in response to a strengthening EAWM, especially in the winter monsoon prevailing areas such as the southwestern part of northeastern China, North China, the Loess Plateau, and the middle and lower reaches of the Yangtze River, where the precipitation can decrease 10% or more. The increase in the temperature gradient between the East Asian subcontinent and the northwestern Pacific, which can enlarge the gradient of moist static energy (MSE), was the main reason for an enhancement of monsoon circulation when the dust effects were accounted for.

Keywords Dust aerosol, East Asian winter monsoon, Radiative forcing, Temperature, Precipitation, Moist static energy

1 引言

东亚沙尘源区主要分布在蒙古国和我国西北及华北地区北部。Zhang et al. (1997) 的研究表明, 东亚沙源每年约释放 $800 \text{ Tg} (\times 10^{12} \text{ g})$ 沙尘进入大气中, 其中 50% 传输至北太平洋或更远的地方, 因此东亚沙尘气溶胶对区域乃至全球的气候、环境等都会产生重要的影响。另外, 东亚地区也是全球最显著的季风区。沙尘气溶胶产生后在向下游的传输过程中, 其空间分布受到季风的显著影响, 反过来沙尘气溶胶也可能通过其辐射效应对季风产生影响。黄荣辉等 (2003) 指出, 影响东亚季风的原因复杂, 不但被印度季风所影响, 还和西太平洋副高、中纬度扰动、西太平洋暖池、赤道太平洋 ENSO 循环和青藏高原、极冰、欧亚大陆的雪盖和陆面过程等因素有关。不仅如此, 近年来的研究表明, 沙尘气溶胶也可能是季风的影响因子之一。

目前, 沙尘气溶胶—季风相互作用研究已经引起国际上的广泛关注, 2008 年开展的国际气溶胶—季风联合试验 (JAMEX) 也将其列入重要组成部分 (Lau et al., 2008)。Ramanathan et al. (2005) 研究发现, 大气黄云 (主要包括沙尘和黑碳) 引起的地表降温使蒸发减少并减小印度洋南北 SST 梯度, 进而导致印度夏季风环流减弱。而 Lau and Kim (2006)、Lau et al. (2006) 则认为, 来自于塔尔沙漠和中东沙漠的沙尘气溶胶堆积在喜马拉雅山南麓并扩散至印度—孟加拉平原, 在夏季该沙尘层扮演一个额外的“抬高的热泵” (EHP)。EHP 效应可以激发 6、7 月份印度北部季风 (降水) 增强 (增加)。在西非季风区, Konare et al. (2008) 研究表明, 沙尘气溶胶短波辐射强迫能导致撒哈拉地区湿静力能经向梯度减小, 从而导致西非“季风能泵”减弱; 进一步考虑长波效应后, Solomon et al. (2008) 则发现, 沙尘气溶胶引起的地表降温不仅通过减弱对流层低层西非夏季风强度导致降水减少, 同时沙尘绝热增温也可通过对流层上层产生“热泵效

应”而导致降水增加。在北美西南部季风区的研究得到了与此相似的结论 (Zhao et al., 2012)。采用全球模式的研究结果同样不尽相同, Miller et al. (2004) 认为沙尘能导致沙漠地区降水增加, 而 Yoshioka et al. (2007) 的研究却表明北非沙尘导致撒哈拉地区干季降水的减少。

上述研究均认为, 沙尘气溶胶对季风 (降水) 有着显著影响, 但一个明显的事实是, 沙尘气溶胶气候反馈对季风 (降水) 的影响还没有明确的认识, 原因既可能与地域有关, 还可能在于沙尘气溶胶—季风相互作用的复杂性。气溶胶对季风 (降水) 的影响不仅依赖于气溶胶特性, 还与海洋—大气—陆地系统动力状态和反馈过程有关 (Lau et al., 2009)。目前, 沙尘气溶胶—季风相互作用研究主要集中在印度季风区、西非季风区和北美季风区, 而对于东亚地区的研究尚不多见。基于这个科学问题, 本文利用一个区域气候—沙尘耦合模式研究沙尘气溶胶对东亚冬季风的可能影响, 希望能从数值模拟角度得到二者之间的一些关系, 并为提高亚洲季风的认识水平提供一定的科学依据。

2 模式介绍与试验设计

2.1 RegCM4-Dust 耦合模式简介

RegCM4 是意大利国际理论物理中心 (ICTP) 开发的第四代区域气候模式, 于 2011 年 4 月发布。作为最成功的区域气候模式之一, RegCM 已经被广泛用于世界各地长期区域气候模拟 (Giorgi and Mearns, 1999)。尤其是, RegCM 被耦合入一个在线沙尘模型, 该沙尘模型考虑了对长距离输送和模拟辐射气候效应意义影响重大的 4 段粒径 ($0.01 \sim 1.0 \mu\text{m}$ 、 $1.0 \sim 2.5 \mu\text{m}$ 、 $2.5 \sim 5.0 \mu\text{m}$ 、 $5.0 \sim 20.0 \mu\text{m}$) 沙尘的地表释放、传输、湍流扩散、干沉降、湿沉降的计算, 因此能方便地用于研究沙尘气溶胶的区域气候效应。关于该沙尘模型的详细描述见文献 Zakey et al. (2006) 及 Zhang et al. (2009)。

RegCM4 的辐射内核采用 δ -Eddington 近似

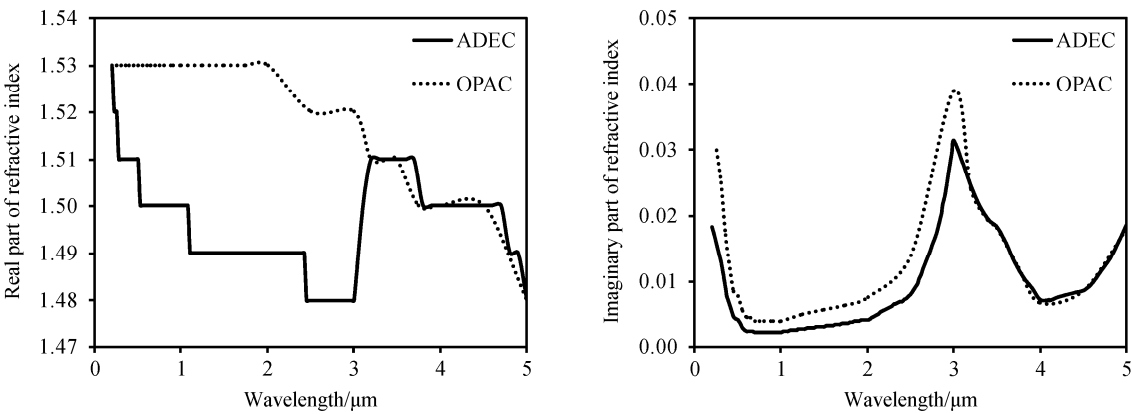


图 1 OPAC（气溶胶和云的光学特性）和 ADEC（风送沙尘的形成、输送机制及其对气候与环境的影响的研究）模型在 0.2~5.0 μm 波段沙尘复折射指数（a）实部和（b）虚部的比较

Fig. 1 Comparisons of refractive indices at 0.2–5.0 μm waveband between the OPAC (Optical Properties of Aerosols and Clouds) and ADEC (Studies on the Origin and Transport of Aeolian Dust and Its Effects on Climate) dust modules: (a) Real part, (b) imaginary part

（Kiehl and Briegleb, 1993）进行辐射通量计算，在 0.2~5.0 μm 范围划分为 19 个波段，其中 7 个波段在紫外线区（0.2~0.35 μm），2 个波段在可见光区（0.35~0.64 μm、0.64~0.70 μm），其余波段在红外线区或特殊吸收窗区。根据 Mie 理论（Zakey et al., 2006）计算每段粒径沙尘在各波段的质量消光系数、单次散射反照率、非对称因子，进而计算沙尘气溶胶的辐射强迫，并通过引入沙尘比辐射率（吸收率）来考虑沙尘气溶胶长波效应。

2.2 对模式的改进

沙尘气溶胶光学特性对其气候效应的模拟影响很大。目前，模式中默认的风尘光学特性是根据 OPAC 数据库（Hess et al., 1998）的复折射指数计算得到，Wang et al.（2004）研究表明，东亚沙尘气溶胶复折射指数与 OPAC（Optical Properties of Aerosols and Clouds）模型存在明显的差异。图 1 给出了中日“风送沙尘的形成、输送机制及其对气候与环境的影响的研究（Studies on the Origin and Transport of Aeolian Dust and Its Effects on Climate，简称 ADEC）”合作项目获取的东亚沙尘复折射指数与 OPAC 模型在 0.2~5.0 μm 波段的对比。由图 1 可见，在 0.2~3.0 μm 波段，ADEC 复折射指数实部和虚部均较 OPAC 模型偏小。为了使模式适合东亚沙尘气溶胶气候效应的研究，利用 ADEC 复折射指数重新计算了沙尘光学特性（包括质量消光系数、单次散射反照率、非对称因子）代替模式默认值。表 1 列出了更新前后 0.35~0.64 μm 波段（下文计算光学厚度即在该波段）的光学特性对比。

表 1 OPAC 与 ADEC 模型在 0.35~0.64 μm 波段光学特性比较

Table 1 Comparisons of optical properties at 0.35–0.64 μm waveband between OPAC and ADEC dust modules

沙尘粒径/ μm	质量消光系数		单次散射反照率		非对称因子	
	OPAC	ADEC	OPAC	ADEC	OPAC	ADEC
0.01~1.0	2.45	2.17	0.95	0.95	0.64	0.66
1.0~2.5	0.86	0.73	0.88	0.89	0.76	0.77
2.5~5.0	0.38	0.31	0.81	0.82	0.81	0.82
5.0~20.0	0.17	0.08	0.70	0.67	0.88	0.91

另外，实时准确的沙尘源区分布情况对于合理模拟沙尘气溶胶分布进而研究其区域气候效应至关重要。目前，模式采用的土地覆盖数据来自全球陆地覆盖特征数据库（GLCC），该数据从 1992 年 4 月至 1993 年 3 月的 1 km 分辨率辐射数据（AVHRR）中导出，对东亚沙漠、沙地的描述并不十分准确。因此，采用 21 世纪初中国沙漠化分布图（Gong et al., 2003）和中国植被图（中国科学院地理科学与资源研究所，2007）对中国区域沙漠与半沙漠土地类型分布进行更新，见图 2。由图 2 可见，GLCC 数据低估了华北北部（如浑善达克沙地）、科尔沁沙地以及呼伦贝尔沙地等地区的沙源分布，而高估了青藏高原西北部半沙漠类型，最新的植被图显示该地区大部分为高原草甸。

2.3 试验设计

模拟区域中心位于（37.5°N，112°E），格点水平分辨率为 60 km，东西向 148 个格点，南北向 96 个格点，覆盖范围包括整个东亚大陆及西北太平洋地区。模式垂直方向分 18 层，模式顶气压为 50 hPa，

时间积分步长 200 s, 缓冲区为 12 圈。模拟采用的物理方案分别为: BATS1e 陆面方案 (Dickinson et al., 1993)、混合积云对流方案[陆地上采用 Grell 方案 (Grell, 1993)、海洋上采用 Emanuel 方案 (Emanuel, 1991)]、Hostslag 边界层方案 (Hostslag, 1990)、显式水汽方案 (Sundqvist et al., 1989)、Zeng 海洋通量方案 (Zeng et al., 1998), 驱动场采用 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ NCEP 再分析资料, 海温资料为 NCEP Reynolds 周平均海温。

设计了两组试验, 试验 1 为控制试验 (NODUST), 不考虑沙尘作用, 试验 2 为敏感性试验 (DUST), 考虑沙尘及其气候反馈效应。沙尘效应通过计算 DUST 与 NODUST 试验差值得到。每组试验均进行连续 21 年的数值模拟, 积分时段为 1989 年 3 月 1 日到 2010 年 2 月 28 日, 其中第一年 (1989 年 3 月至 1990 年 2 月) 作为模式的适应调整时间不作分析。虽然从研究对象来看, 研究时段仅为每年冬季风期间, 但连续 20 年的模拟包含了沙尘气溶胶的累积气候效应, 显然更符合实际情形。东亚冬季风起止时间通常是 11 月到次年 3 月, 本文仅考虑冬季风最盛行阶段, 即 12 月到次年 2 月, 共 20 个冬季风时段。

3 模拟结果分析

3.1 沙尘气溶胶空间分布

光学厚度作为直接输入模式参与辐射强迫计算的物理量, 很大程度上决定了辐射强迫的大小。图 3a 为近 20 年冬季东亚—西北太平洋地区 $0.35 \sim 0.64 \mu\text{m}$ 波段 (中心约 $0.5 \mu\text{m}$) 沙尘气溶胶光学厚度 (Optical Depth of Dust Aerosols, 简称 DAOD) 分布。由图 3a 可见, 东亚地区主要存在三个 DAOD 高值区, 分别位于南疆的塔克拉玛干沙漠、北疆的古尔班通古特沙漠以及内蒙古西部的巴丹吉林沙漠、腾格里沙漠及下游鄂尔多斯高原和黄土高原。塔克拉玛干沙漠 DAOD 最大, 可达 0.7 以上; 古尔班通古特沙漠 DAOD 最大也达 0.6 以上, 但该区域范围较小; 而巴丹吉林沙漠、腾格里沙漠及下游鄂尔多斯、黄土高原由于地处高原, 受冬季风的影响, 扩散条件好, 沙尘产生后很容易向下游地区传输, 因此虽然该地区 DAOD 低于前两个高值区, 但其影响范围最大, 南至长江流域、东至黄海、渤海海域 DAOD 也在 0.2 以上。

图 3b 为地球观测系统 (EOS) Terra 卫星搭载

的多角度成像光谱仪 (MISR) 反演的冬季 $0.443 \mu\text{m}$ 波长气溶胶光学厚度 (AOD) 分布。由于 Terra 卫星发射于 1999 年 12 月, MISR 资料在 2000 年后才可用, 因此图中给出的是 2000~2009 年冬季 AOD 分布特征。由图 3b 可见, 模式较为准确地模拟出我国西北地区塔克拉玛干沙漠及巴丹吉林沙漠两个沙尘源区附近 AOD 高值区, 但对于 AOD 数值模拟偏大。由于卫星资料缺失, 北疆的古尔班通古特沙漠 AOD 高值区在图中没有显示出来。对于图 3a、b 存在的差异, 一是由于 MISR 反演的 AOD 除沙尘气溶胶外, 还包括了硫酸盐、硝酸盐、黑碳、有机碳等其他人为源气溶胶, 而模式仅为沙尘气溶胶; 二是在沙尘源区及周边地区, 占相当比重的沙尘气溶胶分布在对流层低层 (Su et al., 2013), 而卫星受到地面噪音的影响, 对该高度内的气溶胶的探测比较困难; 三是模式模拟 DAOD 波长为 $0.35 \sim 0.64 \mu\text{m}$ 波段, 而 MISR AOD 波长为 $0.443 \mu\text{m}$, 两者 AOD 波长不同也会导致一定的误差。

另一个影响辐射强迫计算的重要因子是沙尘气溶胶总体单次散射反照率 (Bulk Single Scattering Albedo, 简称 BSSA)。BSSA 由所有粒径沙尘气溶胶单次散射反照率综合计算得到, 图 3c 为沙尘气溶胶在 $0.35 \sim 0.64 \mu\text{m}$ 波段 BSSA 分布。由图可见, 塔克拉玛干沙漠及周边地区、浑善达克与科尔沁沙地的 BSSA 为 $0.92 \sim 0.93$, 其它沙源区 BSSA 一般为 $0.93 \sim 0.94$ 。SKYNET 网络 (<http://atmos.cr.chiba-u.ac.jp/> [2014-03-25]) 敦煌站与兰州大学 SACOL 站 (Bi et al., 2011) 对冬季气溶胶单次散射反照率的观测结果与模拟值吻合较好, 反映了利用 ADEC 复折射指数对模式光学特性改进的合理性。另外, 高 BSSA 值也反映出东亚沙尘粒子的强散射性和弱吸收性。

3.2 沙尘气溶胶辐射强迫及对温度、海平面气压的影响

图 4a、b 分别为沙尘气溶胶产生的大气顶强迫 (TOARF) 和地面辐射强迫 (SURRF)。由图可见, 除部分地区外, 东亚地区沙尘气溶胶 TOARF 几乎均为负, 表明沙尘气溶胶总体上对东亚地区地气系统具有致冷效应。TOARF 分布与 DAOD 总体对应较好, 但也存在差异。例如, 由鄂尔多斯高原和黄土高原向南至长江流域、向东至我国沿海等地区, DAOD 明显低于塔克拉玛干、古尔班通古特及巴丹吉林等沙漠地区, 但由于地表反照率较低, 沙尘层的存在显著提高了这些地区的行星反照率, 从而对

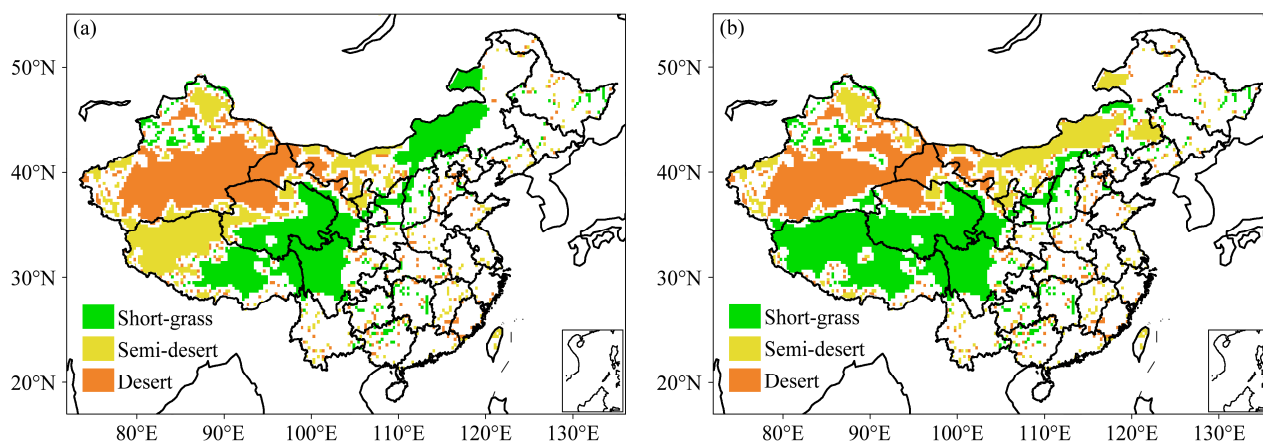
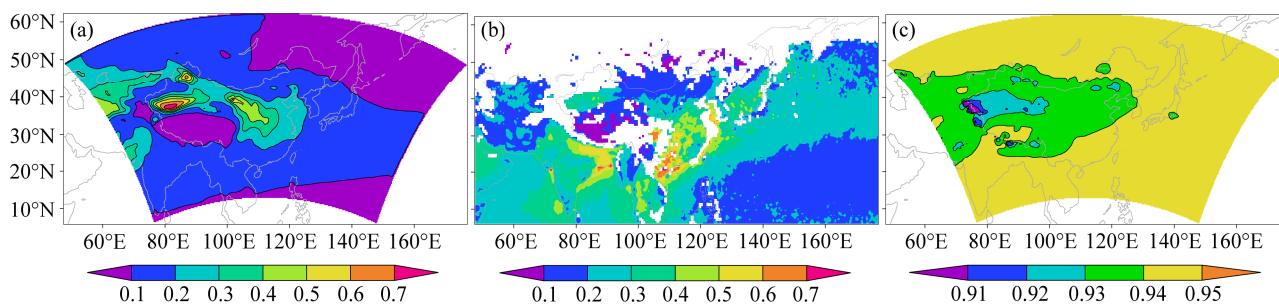
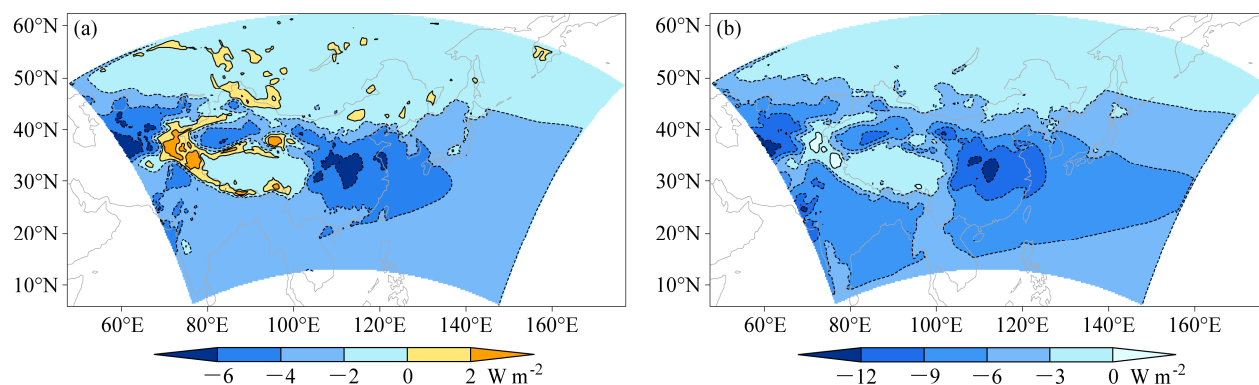


图2 土地类型数据 (a) 更新前、(b) 更新后矮草、半沙漠与沙漠分布

Fig. 2 The land use distribution of short-grass, semi-desert and desert in the model domain (a) before and (b) after updating the data

图3 沙尘气溶胶在 $0.35\sim 0.64\ \mu\text{m}$ 波段的 (a) 光学厚度和 (c) 总体单次散射反照率模拟值以及 (b) MISR (多角度成像光谱仪) 反演气溶胶光学厚度Fig. 3 Simulated (a) optical depth and (c) bulk single scattering albedo of dust aerosols at $0.35\sim 0.64\ \mu\text{m}$ waveband and (b) simulated AOD (Optical Depth of Aerosols) with MISR (Multi-angle Imaging Spectroradiometer) satellite data图4 沙尘气溶胶 (a) 大气顶与 (b) 地面辐射强迫 (单位: W m^{-2})Fig. 4 Net radiative forcing of dust aerosols at (a) the top of the atmosphere and (b) surface (units: W m^{-2})

太阳辐射的反射加强, 因此该地区 TOARF 较强, 东亚最强中心即出现在该地区, 在 $-6\ \text{W m}^{-2}$ 以下。青藏高原周边的喜马拉雅山脉、昆仑山脉及帕米尔高原等地区, 由于冰川、积雪的原因, 地表反照率非常高, 地表与沙尘层之间的多次反射和散射有利于沙尘对短波辐射的吸收, 该地区 TOARF 出现正

值。与 TOARF 相比, SURRF 相对简单, 因为不论是沙尘气溶胶的散射和吸收作用还是地表反照率和云等因素的影响, 结果均导致到达地表的太阳辐射减少, 因而 SURRF 几乎总为负值, 最强中心出现在黄土高原南部, 在 $-12\ \text{W m}^{-2}$ 以下。

地面辐射通量的减少导致几乎所有陆地表面

温度降低(图 5a),除西北沙源区外,100°E 以东的东亚大陆降温显著,除我国东北及内蒙古东部地区外,降幅均在 0.3°C 以上,尤其 35°N 以南地区降幅均在 0.5°C 以上,华南沿海降温可达 0.7°C 以上。海表温度变化不显著,甚至出现升温,主要与水体热容量较大有关。温度变化必然对海平面气压产生影响(图 5b)。由于陆地上降温比较明显,南亚地区北部、青藏高原以东大陆以及塔克拉玛干沙漠海平面气压升幅明显,可达 0.3 hPa 以上,海洋上海平面气压有所降低,但降幅很小。另外,从变化幅度来看,我国东南沿海大部分地区温度降幅、海平面气压变化以及中南半岛北部和印度北部地区气压变化均达到 0.05 显著性水平

Wang et al. (2004) 利用辐射传输模式计算得到东亚—北太平洋地区 TOARF 和 SURRF 区域平均值分别为 -0.943 W m^{-2} 、 -5.445 W m^{-2} 。赵伟等 (2008) 利用考虑了沙尘效应的 RIEMS 模式模拟得到,西北地区 SURRF 在 -12 W m^{-2} 以下,而华北地区在 -5 W m^{-2} 以下;负的 SURRF 导致西北广大地区地面气温降幅在 0.6°C 以上,中国东部大部分地区降温在 $-0.3 \sim -0.6^\circ\text{C}$ 之间。Zhang et al. (2009) 利用 RegCM3 模式研究表明,东亚地区沙尘气溶胶 TOARF 与 SURRF 几乎均为负值,且中国东部大部分地区 TOARF 介于 $-1 \sim -5 \text{ W m}^{-2}$ 之间,北方沙尘源区附近 SURRF 介于 $-5 \sim -15 \text{ W m}^{-2}$ 之间,地面气温降幅在 0.1~1.0°C 之间。Kim et al. (2005) 和 Ge et al. (2010) 采用地基观测气溶胶特性并配合辐射传输模式对东亚地区局地辐射强迫的研究也得到了与本文相近的结果。尽管研究方法各异,但以上结论一定程度上证实了本文 RegCM4-Dust 模式模拟结果的合理性。

可见,沙尘气溶胶辐射强迫引起东亚区域海陆之间温度出现不同的响应情况,东亚次大陆出现较为明显的降温而海洋上温度变化不明显,甚至出现升温。对于东亚季风,一般认为海陆热力差异是其形成的根本原因,尤其 100°E 以东大陆与西太平洋的海陆热力差异。冬季,陆地温度低于海表温度。因此,这种变化在冬季将导致东亚次大陆—西太平洋之间的热力差异增大,从而可能导致东亚冬季风增强。海平面气压的上述变化也表明,至少在对流层低层,风场必然会发生相应的变化。

3.3 沙尘气溶胶对对流层低层季风环流的影响

季风环流是东亚地区低层流场的一个重要特

征。图 6 分别给出了 1000 hPa 平均季风环流及差值环流。由图 6 可见,在近地面,蒙古国中东部、我国西北地区东部、东北、华北、华中、江淮地区以及朝鲜半岛、日本等地盛行西北风,而我国江南、华南地区以及南海、中南半岛、孟加拉湾等地都为东北风所控制。考虑沙尘效应后,1000 hPa 等压面上,以日本南部为中心,微弱的海平面负变压(图 5b)伴随着一支不太明显的气旋性差值环流。该差值环流西部与东亚次大陆较强的正变压区东部共同产生的西北差值气流与季风环流方向一致,导致我国华北、黄淮、江淮地区以及日本南部地区季风环流增强,尤其华北南部、黄土高原东部和黄淮地区更为显著,风速可增强 0.3 m s^{-1} 以上。另外,我国江南、华南地区、中南半岛的偏北差值以及孟加拉湾的偏北、偏西差值气流同样导致这些地区季风环流增强。除此以外,仅我国东北东南部、朝鲜半岛南部以及日本北部等小部分地区差值环流与季风环流方向相反,这些地区季风环流表现为减弱,但幅度很小,风速减小一般在 $0.05 \sim 0.1 \text{ m s}^{-1}$,仅日本北部偏东地区风速能减小 0.2 m s^{-1} 。从显著性来看,我国华北、华东、华南、中南半岛以及印度沿海地区季风环流变化明显,达到 0.05 显著性水平。

3.4 沙尘气溶胶对对流层中、上层环流的影响

根据中国气象预报工作经验,直接影响冬季风向南爆发的环流系统是对流层中层的系统(朱艳峰,2008)。图 7a、b 为 500 hPa 平均环流和沙尘效应引起的差值环流。由图可见,东亚地区 500 hPa 环流主要为西风气流,青藏高原南北两支西风在我国东部汇合为一支较强的西风气流,即副热带急流,急流中心位于日本东南洋面上空,风速可达 35 m s^{-1} 以上。500 hPa 差值环流场在东亚大陆主要表现为一支范围宽广的气旋性差值环流,该支环流大致以 30°N 为界,30°N 以南的偏西气流导致环流增强,我国西南、华南地区上空风速最大可增强 $0.3 \sim 0.4 \text{ m s}^{-1}$,而 30°N 以北的偏东气流导致环流减弱,华北北部、东北南部地区上空风速可减弱 0.2 m s^{-1} 以上。

朱艳峰(2008)研究表明,在对流层中层,亚洲大陆中高纬度地区强(弱)纬向风不(有)利于对流层冷空气向南侵袭,而中低纬度地区强(弱)纬向风有(不)利于冷空气南下到低纬度地区。由此可见,500 hPa 环流场的上述变化导致中低纬度

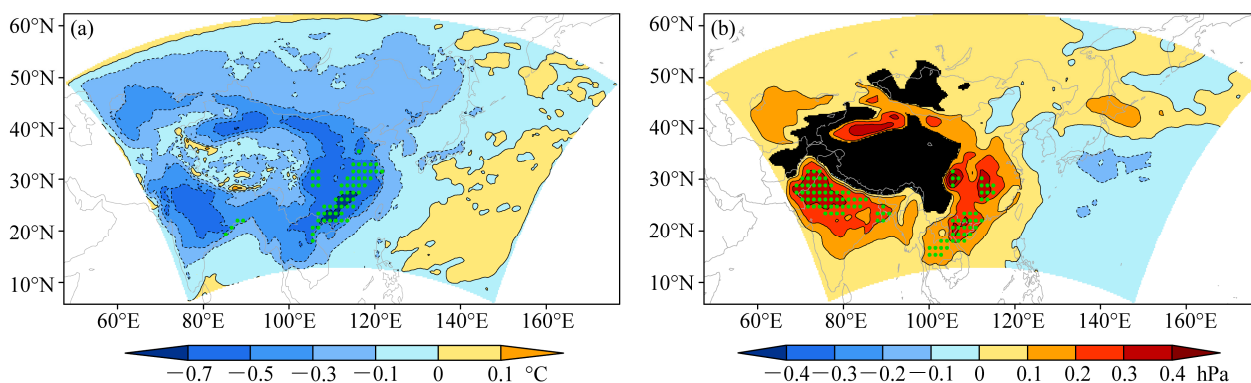


图5 沙尘气溶胶对 (a) 地面温度 (单位: $^{\circ}\text{C}$) 和 (b) 海平面气压 (单位: hPa) 的影响。绿点覆盖区域显著性水平达到 0.05, 黑色阴影区地形高度大于 1500 m

Fig. 5 Effects of dust aerosols on temperature (units: $^{\circ}\text{C}$) and sea level pressure (units: hPa): (a) Surface temperature difference, (b) sea level pressure difference. The significance level of the green dotted area exceeds 0.05 and the altitude of the shaded area is greater than 1500 m.

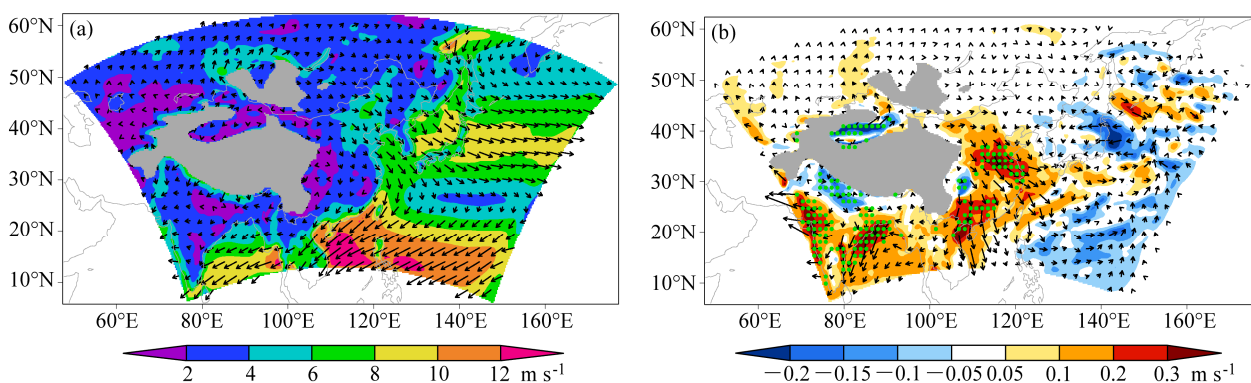


图6 (a) 对流层中层平均环流与 (b) 沙尘效应引起的差值环流 (单位: m s^{-1}), 绿点覆盖区域显著性水平达到 0.05, 灰色区域地形高度大于 1500 m

Fig. 6 (a) Mean circulation and (b) circulation difference induced by dust effect at 1000 hPa (the significance level of the green dotted area exceeds 0.05 and the altitude of the grey area is greater than 1500 m)

纬向西风增强而中高纬度纬向西风减弱, 进而引起中高—中低纬度之间纬向风经向切变加强, 从而有利于中高纬度冷空气向南侵入 (冬季风增强)。康杜鹃和王会军 (2005) 对中国北方沙尘活动与气候形势的也研究表明, 与沙尘活动稀少年代相比, 沙尘频繁年代中高纬度 500 hPa 西风偏弱, 极锋位置偏南, 东亚大槽偏强 (与 500 hPa 环流场的上述变化相似), 对应冬季风强度偏强。

图 7c、d 分别为 200 hPa 平均环流场和差值环流场。由图可见, 200 hPa 平均环流表现为贯穿东西的西风急流, 急流中心较 500 hPa 偏西偏窄, 风速可达 70 m s^{-1} 以上。200 hPa 的差值环流场, 在东亚大陆和东部洋面上空分别出现一支范围较大的气旋性差值环流和反气旋性差值环流。这两支差值环流在 $25^{\circ}\sim 30^{\circ}\text{N}$ 附近, 形成一个西南—东北走向的风速增强带, 洋面上风速增加达 0.3 m s^{-1} 以上, 与急流区位置基本一致, 从而导致急流增强。另外,

在台湾、菲律宾以东洋面以及我国西北、蒙古国上空偏东风差值气流导致西风减弱, 相比较而言, 后者无论减弱幅度还是范围均比前者大。Jhun and Lee (2004) 研究表明, 对流层上层 $25^{\circ}\sim 30^{\circ}\text{N}$ 附近纬向风增强、中高纬度纬向风减弱同样导致纬向风经向切变增强, 同样有利于冷空气向南爆发 (冬季风增强)。由于冷空气向南爆发至东南沿海时已大为减弱, 因此台湾、菲律宾以东洋面纬向风减弱对其影响很小。由于沙尘直接效应主要是通过减少地面太阳辐射对气候产生影响, 其影响在对流层中层相对较弱, 在本文模拟试验样本数下未通过一定水平的显著性检验。

200 hPa 西风急流的增强, 有利于高空动量的下传, 进而导致低层气旋、地面大风等现象频次与强度的增加, 而这些现象均对应着强冬季风年。毛睿等 (2007) 的研究表明, 冬季西风急流强度偏强会通过影响辐合辐散引起海陆气压差加大和东亚

大槽偏强, 从而导致冬季风偏强。范可和王会军 (2006) 的分析也表明, 沙尘天气多发年一般伴随着东亚地区 200 hPa 西风急流的增强。

3.5 干、湿年份降水差异分布型观测与数值模拟的比较

考虑沙尘效应后, 东亚次大陆绝大部分地区的

降水有明显减少 (图 8a), 东北地区西南部、华北大部、黄土高原、黄淮以及长江中下游流域降水减少达 10% 以上。根据上文分析可知, 沙尘效应导致这些地区对流层低层季风环流明显增强, 尤其季风环流增强最显著的华北地区东南部与黄土高原东部, 降水减少达 20% 以上, 显著性水平达到 0.05。

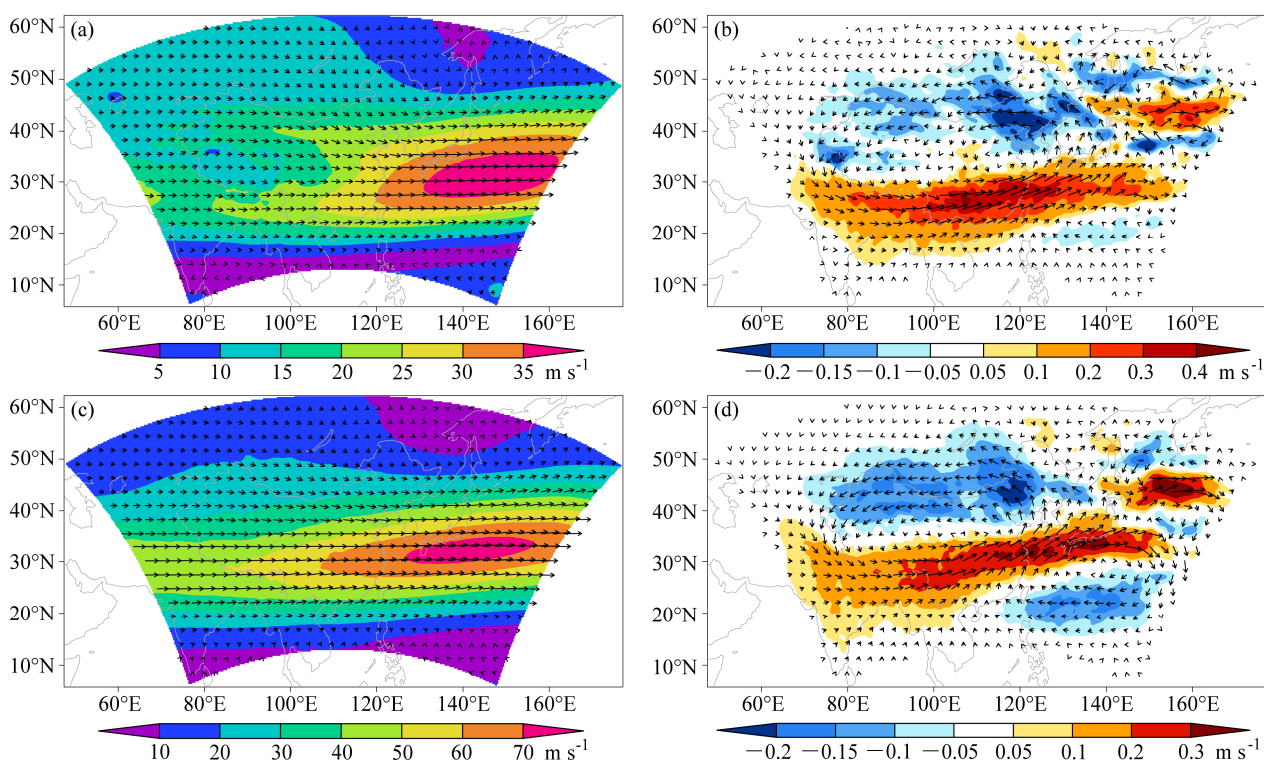


图 7 对流层 (a、b) 中层 (500 hPa)、(c、d) 上层 (200 hPa) 平均环流 (左列) 与沙尘效应引起的差值环流 (右列; 单位: m s^{-1})

Fig. 7 Mean circulations (left column) and circulation differences induced by dust effect (right column) at (a, b) 500 hPa and (c, d) 200 hPa

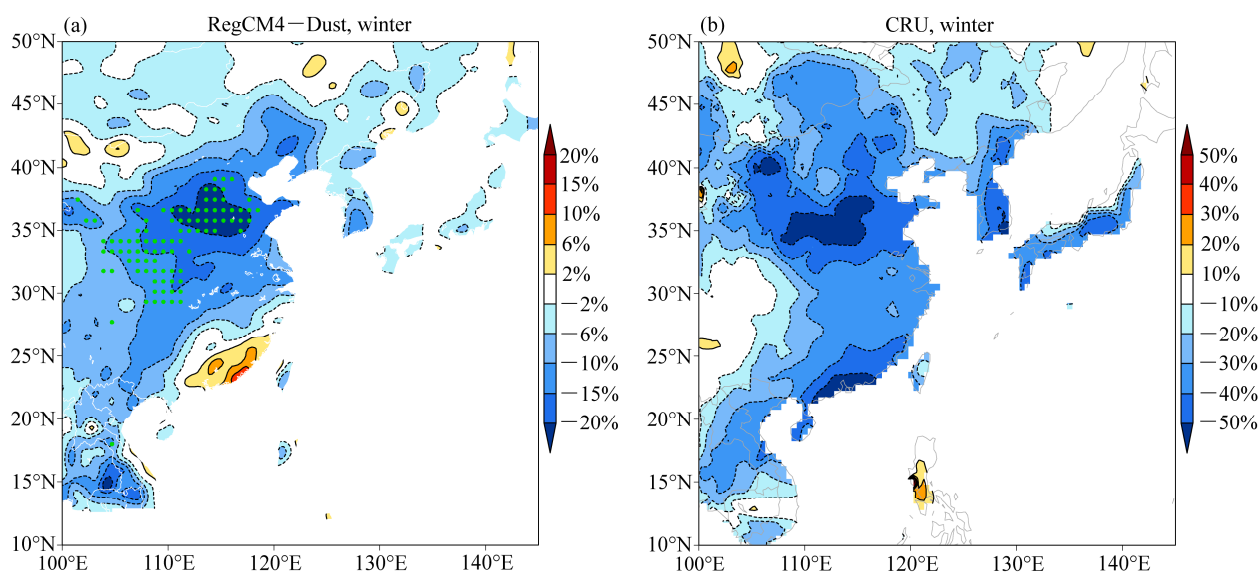


图 8 东亚季风区考虑沙尘气溶胶辐射效应后的 (a) 降水变化与 (b) 利用 CRU 资料得到的干、湿年份降水差异对比, 绿点覆盖区域显著性水平达到 0.05
Fig. 8 Effects of dust aerosols on (a) precipitation and (b) the precipitation difference between dry and wet winters based on CRU data. The significance level of the green dotted area exceeds 0.05.

结合流场和湿度场的垂直变化(图 9)可见,在降水减少最显著的 $25^{\circ}\sim 45^{\circ}\text{N}$ 区域,沙尘气溶胶导致对流层中下层水汽混合比明显减小,并伴随产生下沉运动。另外,对流层低层差值环流为明显的北风气流,与季风环流一致,进一步表明对流层低层季风环流得到增强。冬季,沙尘气溶胶导致地面降温,有利于大气稳定度提高和地表蒸发的减少,而湿度减小又抑制了云的形成,同时伴随下沉气流的产生,因而导致降水减少。华南沿海降水增多的原因可能在于,考虑沙尘效应后,该地区在对流层低层出现上升运动,抵消了湿度减小的作用。

强冬季风年,东亚地区降水一般表现为偏少。利用英国气候研究组(Climatic Research Unit, 简称 CRU) 52 个冬季(1950~2001 年)降水资料在东亚东部季风区进行平均,低(高)于平均值的年份为干(湿)年,认为这些年份冬季风偏强(弱)。干、湿年份降水差异见图 8b。由图可见,与图 8a 相似,冬季风偏强导致东亚次大陆、中南半岛降水显著减少,华北地区东南部与黄土高原东部同样出现降幅最大中心。华南沿海降水减少也非常显著,与图 8a 差别较大,但该区范围较小。总体来看,图 8a、b 吻合较好,间接证实了沙尘气溶胶导致东亚大陆季风环流增强的事实。值得注意的是,沙尘气溶胶对冬季降水的抑制程度明显小于干、湿年份之间差异,这反映了沙尘效应只是冬季季风环流系统的影响因素之一,如引言中所述,还有其他因素起作用。

3.6 沙尘气溶胶影响季风环流的原因

综合上文分析,沙尘辐射效应主要导致东亚大陆对流层低层冬季风环流增强,而 500 hPa、200 hPa 等压面流场发生的变化也是低层季风增强在对流层中上层的反映。一般认为亚洲季风的形成主要归因于亚欧大陆和太平洋—印度洋之间海陆热力差异及青藏高原大地形的影响。从根本上而言,大气环流的异常是由能量的重新分配造成的。Eltahir (1998) 的理论研究与观测试验均表明,大尺度大气环流对边界层湿静力能(Moist Static Energy, 简称 MSE) 的分布十分敏感,大气环流的异常一般表现为边界层 MSE 的异常。许多研究(Emanuel, 1995; Parker et al., 2005; Steiner et al., 2009) 均表明, MSE 变化能驱动季风环流发生变化。根据 MSE 的定义($\text{MSE}=c_pT+gz+Lq$, 右边三项分别代表显热能、

重力位能及潜热能)可知, MSE 中显热能即包含了热力差异的影响。图 10a、b 分别为沙尘效应引起的地面与垂直方向湿静力能的变化,可见图 10a 与图 5a 非常相似,这主要是因为冬季降水较少, MSE 中潜热能不显著所致。季风区 1000 hPa 环流场与地面温度变化场相关系数为 0.53, 达到 0.05 显著性水平,而环流场与 MSE 变化场相关系数则为 0.6, 达到 0.01 显著性水平,可见 MSE 对环流异常的影响更大。垂直变化(图 10b)也表明东亚大陆 MSE 减小,而海洋上 MSE 减小不显著甚至增加。冬季,东亚大陆对流层中低层 MSE 较同纬度海洋低,从而海陆间 MSE 差异增大。可见,沙尘气溶胶引起东亚次大陆—西北太平洋之间温度梯度增大,进而导致海陆间 MSE 梯度增大,是导致东亚大陆冬季风增强的主要原因。

4 结论与讨论

本文利用最新的区域气候—沙尘耦合模式 RegCM4-Dust 研究了近 20 年(1990~2009 年)沙尘气溶胶对东亚冬季风的影响。为了使该模式更适合东亚地区沙尘气溶胶的研究,首先利用中日 ADEC 合作项目获取的代表东亚沙尘模型的复折射指数数据对沙尘初始光学特性进行了更新,并采用较新的植被分布对输入模式的沙源区域进行了更新。在此基础上,设计了两组试验,不同在于是否包含沙尘效应。数值模拟结果表明:

(1) 引入沙尘效应后,除我国东北东南部、朝鲜半岛南部以及日本北部等小部分地区外,东亚绝大部分季风区对流层低层冬季风环流增强,华北南部、黄土高原东部和黄淮地区风速可增大 0.3 m s^{-1} 以上。另外,东亚地区对流层中、高层中低纬度纬向风增强而中高纬度纬向风减弱,导致中高—中低纬度之间纬向风经向切变加强,有利于中高纬度冷空气向南侵入,这是冬季风增强在对流层中上层的反映。

(2) 引入沙尘效应后,东亚次大陆绝大部分地区的降水明显减少,东北地区西南部、华北大部、黄土高原、黄淮以及长江中下游流域降水减少达 10% 以上,尤其季风环流增强最显著的华北地区东南部与黄土高原东部,降水减少达 20% 以上。沙尘效应引起的降水变化与冬季风强、弱年份降水差异观测分布特征总体相似,同样是沙尘效应导致冬季风增强的表现。

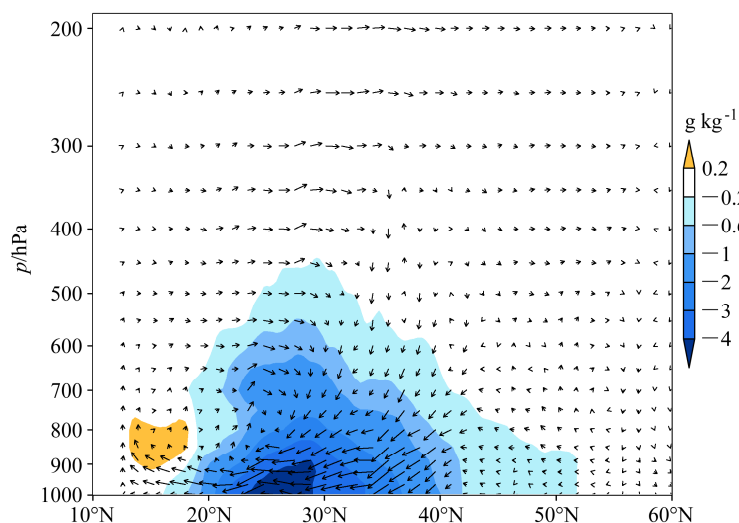


图9 110°~120°E 流场和水汽混合比(单位: g kg^{-1})变化剖面

Fig. 9 Vertical section of circulation and water vapor mixing ratio (units: g kg^{-1}) differences averaged from 110°E to 120°E

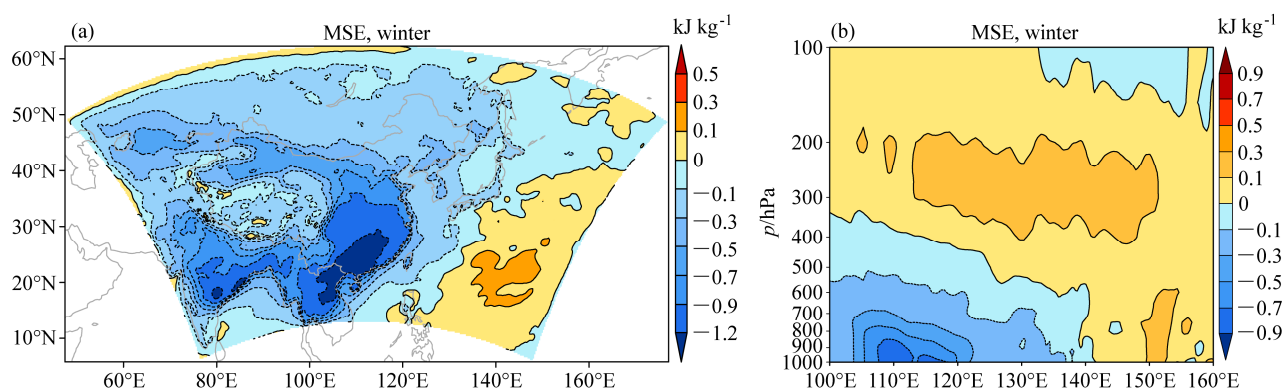


图10 沙尘效应引起的湿静力能变化(单位: kJ kg^{-1}): (a) 地面; (b) 20°~50°N 纬带垂直剖面

Fig. 10 Desert dust effect on boundary layer MSE (units: kJ kg^{-1}): (a) At surface; (b) vertical section between 20°~50°N

(3) 沙尘气溶胶引起冬季东亚次大陆—西北太平洋之间温度梯度增大, 进而导致东亚次大陆—西北太平洋之间 MSE 梯度增大, 是导致东亚大陆冬季风增强的主要原因。

近几十年来, 我国北方气候和环境的干旱化, 是我国最为严峻的生存环境问题之一。干旱化趋势较严重的地区主要发生在, 东北西部, 华北和西北东部 (Ma and Fu, 2003)。这正是东亚季风活动的边缘区域。沙尘气溶胶主要产生于我国干旱半干旱地区, 而本文结果表明沙尘气溶胶通过增强冬季风而对东亚冬季降水产生抑制效应。沙尘气溶胶与干旱化之间有可能存在这样一种反馈过程: 冬季空气中沙尘含量较多→东亚纬向海陆温差增大→冬季风增强→亚洲东部降水减少→沙源起沙量增多→冬季风进一步增强→干旱化加剧。但是, 这一过程

中不同环节的影响因子非常复杂, 存在着很大的不确定性, 包括季风环流的年际或年代际变化, 某些区域性环流的局地影响等, 有关问题都需要更多的专门研究加以证实。但本文的模拟结果至少说明, 东亚地区沙尘气溶胶—季风相互作用对于我国北方干旱化甚至东亚地区气候变化研究均具有重要意义。

参考文献 (References)

- Bi J R, Huang J P, Fu Q, et al. 2011. Toward characterization of the aerosol optical properties over Loess Plateau of northwestern China [J]. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, 112 (2): 346–360, doi:10.1016/j.jqsrt.2010.09.006.
- Dickinson R E, Henderson-Sellers A, Kennedy P J. 1993. Biosphere-atmosphere transfer scheme (BATS) version 1e as coupled to the NCAR community climate model [R]. National Center for Atmospheric Research

- Tech Note NCAR.TN-387+STR, NCAR, Boulder, CO.
- Eltahir E A B. 1998. A soil moisture-rainfall feedback mechanism: 1. Theory and observations [J]. *Water Resour. Res.*, 34 (4): 765–776, doi:10.1029/97WR03499.
- Emanuel K A. 1991. A scheme for representing cumulus convection in large scale models [J]. *J. Atmos. Sci.*, 48: 2313–2335.
- Emanuel K A. 1995. On thermally direct circulations in moist atmosphere [J]. *J. Atmos. Sci.*, 52 (9): 1529–1536, doi:10.1175/1520-0469(1995)052<1529:OTDCIM>2.0.CO;2.
- 范可, 王会军. 2006. 北京沙尘频次的年际变化及其全球环流背景分析 [J]. *地球物理学报*, 49 (4): 1006–1014. Fan Ke, Wang Huijun. 2006. Interannual variability of dust weather frequency in Beijing and its global atmospheric circulation [J]. *Chinese J. Geophys. (in Chinese)*, 49 (4): 1006–1014, doi:10.3321/j.issn:0001-5733.2006.04.011.
- Ge J M, Su J, Ackerman T P, et al. 2010. Dust aerosol optical properties retrieval and radiative forcing over northwestern China during the 2008 China–U.S. joint field experiment [J]. *J. Geophys. Res.*, 115: D00K12, doi:10.1029/2009JD013263.
- Giorgi F, Mearns L O. 1999. Introduction to special section: Regional climate modeling revisited [J]. *J. Geophys. Res.*, 104 (D6): 6335–6352, doi:10.1029/98JD02072.
- Gong S L, Zhang X Y, Zhao T L, et al. 2003. Characterization of soil dust aerosol in China and its transport and distribution during 2001 ACE–Asia: 2. Model simulation and validation [J]. *J. Geophys. Res.*, 108 (D9), doi:10.1029/2002JD002633.
- Grell G A. 1993. Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterizations [J]. *Mon. Weather Rev.*, 121: 764–787.
- Hess M, Koepke P, Schult I. 1998. Optical properties of aerosols and clouds: The software package OPAC [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 79 (5): 831–844, doi:10.1175/1520-0477(1998)079<0831:OPOAAC>2.0.CO;2.
- Holtzlag A, de Bruijn E, Pan H L. 1990. A high resolution air mass transformation model for short-range weather forecasting [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 118: 1561–1575.
- 黄荣辉, 陈文, 丁一汇, 等. 2003. 关于季风动力学以及季风与 ENSO 循环相互作用的研究 [J]. *大气科学*, 27 (4): 484–502. Huang Ronghui, Chen Wen, Ding Yihui, et al. 2003. Studies on the monsoon dynamics and the interaction between monsoon and ENSO cycle [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 27 (4): 484–502, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2003.04.05.
- Jhun J G, Lee E J. 2004. A new East Asian winter monsoon index and associated characteristics of the winter monsoon [J]. *J. Climate*, 17 (4): 711–726, doi:10.1175/1520-0442(2004)017<0711:ANEAWM>2.0.CO;2.
- 康杜鹃, 王会军. 2005. 中国北方沙尘暴气候形势的年代际变化 [J]. *中国科学 D 辑 地球科学*, 35 (11): 1096–1102. Kang Dajuan, Wang Huijun. 2005. Decadal climate change situation in northern China sandstorm [J]. *Science in China Ser. D Earth Sciences (in Chinese)*, 35 (11): 1096–1102.
- Kiehl J T, Briegleb B P. 1993. The relative roles of sulfate aerosols and greenhouse gases in climate forcing [J]. *Science*, 260 (5106): 311–314, doi: 10.1126/science.260.5106.311.
- Kim D H, Sohn B J, Nakajima T, et al. 2005. Aerosol radiative forcing over East Asia determined from ground-based solar radiation measurements [J]. *J. Geophys. Res.*, 110 (D10): D10S22, doi:10.1029/2004JD004678.
- Konare A, Zakey A S, Solmon F, et al. 2008. A regional climate modeling study of the effect of desert dust on the West African monsoon [J]. *J. Geophys. Res.*, 113 (D12): D12206, doi:10.1029/2007JD009322.
- Lau K M, Kim K M. 2006. Observational relationships between aerosol and Asian monsoon rainfall, and circulation [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 33 (21): L21810, doi:10.1029/2006GL027546.
- Lau K M, Kim M K, Kim K M. 2006. Asian summer monsoon anomalies induced by aerosol direct forcing: The role of the Tibetan Plateau [J]. *Climate Dyn.*, 26 (7–8): 855–864, doi:10.1007/s00382-006-0114-z.
- Lau K M, Ramanathan V, Wu G X, et al. 2008. The joint aerosol–monsoon experiment: A new challenge for monsoon climate research [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 89 (3): 369–383, doi:10.1175/BAMS-89-3-369.
- Lau K M, Kim K M, Hsu N C, et al. 2009. Possible influences of air pollution, dust-and sandstorms on the Indian monsoon [J]. *WMO Bull.*, 58 (1): 22–30.
- Ma Z G, Fu C B. 2003. Interannual characteristics of the surface hydrological variables over the arid and semi-arid areas of northern China [J]. *Global and Planetary Change*, 37 (3–4): 189–200, doi:10.1016/S0921-8181(02)00203-5.
- 毛睿, 龚道溢, 房巧敏. 2007. 冬季东亚中纬度西风急流对我国气候的影响 [J]. *应用气象学报*, 18 (2): 137–146. Mao Rui, Gong Daoyi, Fang Qiaomin. 2007. Influences of the East Asian jet stream on winter climate in China [J]. *J. Appl. Meteor. Sci. (in Chinese)*, 18 (2): 137–146, doi:10.3969/j.issn.1001-7313.2007.02.002.
- Miller R L, Tegen I, Perlwitz J P. 2004. Surface radiative forcing by soil dust aerosols and the hydrologic cycle [J]. *J. Geophys. Res.*, 109 (4): D04203, doi:10.1029/2003JD004085.
- Parker D J, Thorncroft C D, Burton R R, et al. 2005. Analysis of the African easterly jet, using aircraft observations from the JET2000 experiment [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 131 (608): 1461–1482, doi:10.1256/qj.03.189.
- Ramanathan V, Chung C, Kim D, et al. 2005. Atmospheric brown clouds: Impact on South Asian climate and hydrological cycle [J]. *Proc. Natl. Acad. Sci.*, 102 (15): 5326–5333, doi:10.1073/pnas.0500656102.
- Solmon F, Mallet M, Elguindi N, et al. 2008. Dust aerosol impact on regional precipitation over western Africa, mechanisms and sensitivity to absorption properties [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 35 (24): L24705, doi:10.1029/2008GL035900.
- Steiner A L, Pal J S, Rauscher S A, et al. 2009. Land surface coupling in regional climate simulations of the West African monsoon [J]. *Climate Dyn.*, 33 (6): 869–892, doi:10.1007/s00382-009-0543-6.
- Su X T, Wang H J, Tao H R, et al. 2013. Simulation on the spatio-temporal distribution and emission flux of dust aerosol over East Asia in 2000–2009 [J]. *Sciences in Cold and Arid Regions*, 5 (2): 230–239, doi:10.3724/SP.J.1226.2013.00230.
- Sundqvist H, Berge E, Kristjansson J E. 1989. The effects of domain choice on summer precipitation simulation and sensitivity in a regional climate model [J]. *J. Climate*, 11: 2698–2712.
- Wang H, Shi G Y, Teruo A, et al. 2004. Radiative forcing due to dust aerosol over East Asia–North Pacific region during spring, 2001 [J]. *Chinese Sci. Bull.*, 49 (20): 2212–2219, doi:10.1007/BF03185790.
- Yoshioka M, Mahowald N M, Conley A J, et al. 2007. Impact of desert dust

- radiative forcing on Sahel precipitation: Relative importance of dust compared to sea surface temperature variations, vegetation changes, and greenhouse gas warming [J]. *J. Climate*, 20 (8): 1445–1467, doi:10.1175/JCLI4056.1.
- Zakey A S, Solomon F, Giorgi F. 2006. Implementation and testing of a desert dust module in a regional climate model [J]. *Atmos. Chem. Phys.*, 6 (12): 4687–4704, doi:10.5194/acp-6-4687-2006.
- Zeng X, Zhao M, Dickinson R E. 1998. Intercomparison of bulk aerodynamic algorithms for the computation of sea surface fluxes using TOGA COARE and TAOS data [J]. *J. Climate*, 11: 2628–2644.
- Zhang D F, Zakey A S, Gao X J, et al. 2009. Simulation of dust aerosol and its regional feedbacks over East Asia using a regional climate model [J]. *Atmos. Chem. Phys.*, 9 (4): 1095–1110, doi:10.5194/acp-9-1095-2009.
- Zhang X Y, Arimoto R, An Z S. 1997. Dust emission from Chinese desert sources linked to variations in atmospheric circulation [J]. *J. Geophys. Res.*, 102 (D23): 28041–28047, doi:10.1029/97JD02300.
- Zhao C, Liu X, Leung L R. 2012. Impact of the desert dust on the summer monsoon system over southwestern North America [J]. *Atmos. Chem. Phys.*, 12 (8): 3717–3731, doi:10.5194/acp-12-3717-2012.
- 赵伟, 刘红年, 吴涓. 2008. 中国春季沙尘气溶胶的辐射效应及对气候影响的研究 [J]. *南京大学学报 (自然科学)*, 44 (6): 598–607.
- Zhao Wei, Liu Hongnian, Wu Jian. 2008. Radiative and climate effects of dust aerosol in springs over China [J]. *Journal of Nanjing University (Natural Sciences)* (in Chinese), 44 (6): 598–607, doi:10.3321/j.issn:0469-5097.2008.06.003.
- 中国科学院地理科学与资源研究所. 2007. 中国植被图 [M]. 北京: 中国地图出版社. Institute of Geographic Sciences and Natural Resources Research, Chinese Academy of Sciences. 2007. Vegetation map of China (in Chinese) [M]. Beijing: China Map Press.
- 朱艳峰. 2008. 一个适用于描述中国大陆冬季气温变化的东亚冬季风指数 [J]. *气象学报*, 66 (5): 781–788.
- Zhu Yanfeng. 2008. An index of East Asian winter monsoon applied to description the Chinese mainland winter temperature changes [J]. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 66 (5): 781–788, doi:10.3321/j.issn:0577-6619.2008.05.011.