

沙尘气溶胶辐射强迫全球分布的模拟研究^{*1}

张 华¹ 马井会² 郑有飞³

ZHANG Hua¹ MA Jinghui² ZHENG Youfei³

1. 中国气象局气候研究开放实验室, 国家气候中心, 北京, 100081

2. 上海市浦东新区气象局, 上海, 200135

3. 南京信息工程大学, 环境科学与工程系, 南京, 210044

1. Laboratory for Climate Studies, National Climate Center, China Meteorological Administration, Beijing 100081, China

2. Pudong New Area Weather Office, SMB, Shanghai 200135, China

3. The Department of Environmental Sciences and Technology, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044, China

2007-12-29 收稿, 2008-04-23 改回.

Zhang Hua, Ma Jinghui, Zheng Youfei. 2009. A modeling study of global radiative forcing due to dust aerosol. Acta Meteorologica Sinica, 67(4):510-521

Abstract To quantitatively understand the dust aerosol effects on climate change, we have calculated the global distribution of direct radiative forcing due to dust aerosol under clear and cloudy skies in both winter and summer, by using an improved radiative transfer model and the global distribution of dust mass concentration given by GADS (Global Aerosol Data Set). The results show that the global means of the solar forcing due to dust aerosol at tropopause for winter and summer are -0.477 and -0.501 W/m^2 , respectively; the corresponding values for the longwave forcing due to dust are 0.11 and 0.085 W/m^2 , respectively. At the surface, the global means of the solar forcing due to dust are -1.362 W/m^2 for winter and -1.559 W/m^2 for summer, whereas the corresponding values for the longwave forcing are 0.274 and 0.23 W/m^2 , respectively. This work points out that the absolute values of the solar forcing due to dust aerosol at both the tropopause and surface increase linearly with the cosine of solar zenith angle and surface albedo. Solar zenith angle influences both the strength and distribution of the forcing greatly. Cloud exerts great effects on the direct radiative forcing of dust, depending on many factors including cloud cover, cloud height, cloud water path, surface albedo, and solar zenith angle etc. The effects of low clouds and middle clouds are larger than those of high clouds. The existence of clouds reduces the longwave radiative forcing at tropopause, where the influences of low clouds are the most obvious. Therefore, the impacts of cloud should not be ignored when estimating the direct radiative forcing due to dust aerosol.

Key words Dust aerosol, Radiative forcing, Radiative transfer model, Surface albedo, Zenith angle, Cloud

摘 要 为了定量了解沙尘气溶胶对气候的影响,文中利用一个改进的辐射传输模式,结合全球气溶胶数据集(GADS),计算了晴空条件下,冬夏两季沙尘气溶胶的直接辐射强迫在对流层顶和地面的全球分布,并讨论了云对沙尘气溶胶辐射强迫的影响。计算结果表明,对北半球冬季和夏季而言,在对流层顶沙尘气溶胶的全球短波辐射强迫的平均值分别为 -0.477 和 -0.501 W/m^2 ;长波辐射强迫分别为 0.11 和 0.085 W/m^2 ;全球平均短波地面辐射强迫冬夏两季分别为 -1.362 和 -1.559 W/m^2 ;长波辐射强迫分别为 0.274 和 0.23 W/m^2 。沙尘气溶胶在对流层顶和地面的负辐射强迫的绝对值都随太阳天顶角的余弦和地表反照率的增加而增大;地表反照率对沙尘气溶胶辐射强迫的强度和分布都有重要影响。研究指出:云对

* 资助课题:国家科技支撑计划课题“气候变化的检测和预估技术研究”(2008BAC40B02),国家重点基础研究发展计划资助(2006CB403707),科技部公益性行业(气象)科研专项经费(GYHY200706036)。

作者简介:张华,主要从事大气辐射理论和模式,温室气体和气溶胶气候影响等方面的研究工作。E-mail: huazhang@cma.gov.cn

通讯作者简介:马井会,主要从事气溶胶光学性质及辐射强迫等相关方面的研究工作。E-mail: jinghuima1223@hotmail.com

沙尘气溶胶的直接辐射强迫的影响不仅取决于云量,而且取决于云的高度和云水路径,以及地面反照率和太阳高度角等综合因素。中云和低云对沙尘气溶胶在对流层顶的短波辐射强迫的影响比高云明显。云的存在都使对流层顶长波辐射强迫减少,其中低云的影响最为明显。因此,在估算沙尘气溶胶总的直接辐射强迫时,云的贡献不可忽视。

关键词 沙尘气溶胶,直接辐射强迫,辐射传输模式,地表反照率,太阳天顶角,云

中图法分类号 P422

1 引言

在多种气溶胶类型中,沙尘占大气气溶胶含量和光学厚度的30%左右,是非常重要的气候强迫因子(Perlwitz, et al, 2001)。由于沙尘气溶胶特殊的光学性质,一方面,它通过散射太阳辐射使到达地表的净辐射通量减少,造成负的辐射强迫;另一方面,它可以吸收地面发射的长波辐射,使对流层顶出射的净辐射减少,造成正的辐射强迫。因此,沙尘气溶胶的辐射特性会引起地面-对流层系统能量的重新分配,从而改变大气的动力稳定性(Tegen, et al, 1996)。与黑碳气溶胶造成的对流层顶全球平均辐射强迫为正值不同(张华等,2008),沙尘气溶胶在对流层顶的全球平均辐射强迫为负值,造成的是冷却效应,这是由两种气溶胶不同的光学特性造成的,因此,有必要对沙尘气溶胶的辐射强迫进行研究,以便了解不同种类气溶胶对气候造成的不同影响。

有关沙尘气溶胶辐射强迫的研究国内外已经做了许多方面的工作。吴润等(2004)模拟了沙尘气溶胶的辐射效应,发现沙尘气溶胶能使南方的大气辐射收入减少、使北方的大气辐射收入增加。刘红年等(2004)研究了沙尘气溶胶的表面非均相过程对大气中一些重要微量成分浓度的影响及其所产生的气候效应。王宏等(2004)对中国西北沙漠的沙尘气溶胶进行了理论计算,得出了中国沙漠地区沙尘气溶胶的主要光学特性,并讨论了东亚-北太平洋地区大气顶和地面沙尘气溶胶辐射强迫的分布。

国外Li等(1996)分析了大西洋 Barbados 岛气溶胶的长期观测资料,认为在沙尘源区及其下游地区,沙尘气溶胶的辐射强迫将大于其他种类气溶胶。Sokolik 等(1996)、Tegen 等(1997)、Miller 等(1998)、Hansen 等(1997)、Jacobson 等(2001)分别采用不同的模式估算得出沙尘气溶胶全球太阳短波和长波辐射强迫值。大部分研究结果显示,由于受地表对太阳光的反射和地面长波辐射的影响,正辐射强迫往往出现在高地表反照率的上空,在低地表反照率上空则常常出现负辐射强迫。Meloni 等(2005)研究了撒哈拉地区沙尘气溶胶垂直廓线对直

接辐射强迫的影响,并对太阳高度角、气溶胶的光学厚度和吸收性等进行了敏感性研究,结果显示,气溶胶的地面辐射强迫对气溶胶的垂直廓线依赖很小,在大气顶,弱吸收性粒子引起的辐射强迫几乎与其垂直廓线无关,而强吸收性粒子则对垂直廓线有强烈的依赖性。

云对气溶胶辐射效应的影响是一个非常复杂的问题,Tegen 等(1996), Quijano 等(2000), Woolward(2001), Takemura 等(2002)通过改变沙尘层和云层的相对位置,研究了沙尘层和云层的相对高度对大气顶辐射强迫的影响,两者之间相对高度的变化可以改变大气顶辐射强迫的符号。Myhre 等(2001)研究发现,云的存在使短波、长波和净辐射强迫均增加,与 Woolward(2001)的结论也比较相似。Jacobson(2001)则认为,由于云覆盖阻挡了抵达气溶胶的太阳辐射,因此,总体来看,几乎所有种类的气溶胶在大气顶的辐射强迫值都因云的存在而变小。由此可见,不同研究得出的云对辐射强迫影响的结论不尽相同,有些甚至相反。总之,国际上在沙尘气溶胶辐射强迫的定量化估算方面还存在着相当的不确定性,而且定量分析造成不确定性成因方面也存在着许多争议。有必要用一个完善的辐射传输模式给予进一步的研究。

本文利用 Zhang 等(2003;2006a;2006b)改进的 BSTAR5C/CCSR/NCC 辐射传输模式和全球气溶胶数据集(Global Aerosol Data Set, 简称为 GADS)(Koepke, et al, 1997; Hess, et al, 1998),计算了晴空条件下沙尘气溶胶辐射强迫在冬夏两季的全球分布,探讨了地表反照率以及太阳天顶角对沙尘气溶胶辐射强迫的影响,并讨论了云对沙尘气溶胶直接辐射强迫的影响,为今后利用全球气候系统模式开展沙尘气溶胶气候效应研究奠定基础。

2 数据和模式介绍

本文所用的沙尘气溶胶资料来源于全球气溶胶数据集(GADS)。辐射强迫计算采用 Zhang 等(2003;2006a;2006b)改进的 BSTAR5C/CCSR/

NCC 辐射传输模式。其中,气溶胶的散射和吸收性质、辐射传输算法采用 Nakajima 等(2000)的方法,模式的谱带划分和温室气体吸收算法采用 Zhang 等(2003, 2006a)的方法。按照波长分为 17 个带,其中长波 8 个带,短波 9 个带,包括黑碳、沙尘等 9 种主要气溶胶类型(Rossow, et al, 1993)和 11 种温室气体。在计算中,全球大气廓线的网格分辨率采用 $2.8125^\circ \times 2.8125^\circ$ 的水平网格,垂直分为 32 层(模式底为实际地面气压值,模式顶取为 0.03 hPa),其中,气温、气压和水汽资料采用加拿大气候模式(CCCma GCM)(Flato, et al, 2000)输出的结果;沙尘气溶胶浓度的全球分布由 GADS 给出,将原数据 $5^\circ \times 5^\circ$ 的格点资料采用三次样条方法插值到 $2.8125^\circ \times 2.8125^\circ$ 的水平网格;臭氧浓度资料采用 ECMWF 月平均浓度再分析资料。主要温室气体的浓度与张华等(2008)相同,这里就不再赘述。

地面植被覆盖采用加拿大 NARCM 给出的资料(Gong, et al, 2003),将地表分为 15 种类型,根据以往的研究给出每一种地表植被类型的反照率(王宏, 2004),对每一个网格点的地面反照率,采用该网格周围地区、按照上述模式给出的不同地表植被类型所占面积比例,进行加权平均得到的地表反照率。本文没有考虑地面反照率随入射波长的变化,对所有波段取相同的平均反照率;对长波而言,地表发射率为 1(假定为黑体)。

关于太阳天顶角的计算方案,是按照不同纬度、不同季节,并对从日出到日落的白天时段进行平均得到的(张华等, 2008)。根据球面天文学

$$\cos Z = \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \cos h \quad (1)$$

式中 Z 为太阳天顶角, φ 为纬度, δ 为赤纬, h 为时角。

关于云资料及云方案,本文采用国际卫星云气候学计划(ISCCP)中的全球云量分布资料。选用最新发布的月平均云资料集——D2 资料集, D2 资料集的空间分辨率为 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$, 采用三次样条插值到 $2.8125^\circ \times 2.8125^\circ$, 取 2 月的平均云量资料代表冬季, 7 月的代表夏季。

在模拟云天辐射强迫之前,必须选择合理的云处理方案,这对准确估算气溶胶的直接辐射强迫至关重要。本文云的诊断方案采用的是 Li 等(2005)的云方案,将云分为高、中、低云,云层的高度分别为 10—12、4—5 和 2—3 km。云水路径诊断见表 1,其

中高云是按照冰晶云处理的,低云和中云是应用水云的光学参数处理的。另外,本文的冬季和夏季是针对北半球而言的。

表 1 云分类

Table 1 Cloud classifications

云分类	云层高度 (hPa)	云滴浓度 ($\times 10^{-6}$)	云滴半径 (cm)	云粒子 相态
低云	700—800 (2—3 km)	0.22	6.0×10^{-4}	液态
中云	540—620 (4—5 km)	0.28	6.2×10^{-4}	液态
高云	200—260 (10—12 km)	0.0048	30×10^{-4}	冰晶

3 沙尘气溶胶的全球浓度分布

由图 1 可以明显看出沙尘气溶胶分布具有明显的地理差异和季节差异(马井会等, 2007)。全世界 4 个沙尘暴多发区,分别是北非的撒哈拉沙漠、中亚地区(东亚属于中亚沙尘暴的一部分)、澳大利亚西部和北美地区西部。其中,北非和中亚的沙尘气溶胶影响范围最大,强度也大。在全球尺度,主要的源地在北非的撒哈拉沙漠、中亚的戈壁——塔克拉玛干沙漠。中亚地区冬季沙尘气溶胶强度和范围比夏季大,北美和澳大利亚地区则相反(此处的冬季和夏季是针对北半球而言的);北非地区沙尘气溶胶浓度最大值夏季大于冬季,冬季质量浓度最大值位于北非的中部地区,而夏季其最大值位于非洲北部靠近大西洋地区。就全球范围而言,夏季质量浓度平均值大于冬季,其原因可能是由于夏季北半球副热带高压(副高)北移到 20°N 以北,受副高控制地区的非洲北部和中东地区更为干燥,引起沙尘气溶胶浓度增大。另外,由于受盛行风向和副高的影响,北非地区冬季传输型沙尘气溶胶主要影响其源地的西南地区,夏季主要影响西部和北部地区。中亚地区沙尘气溶胶夏季比冬季传输得更远,由于夏季受副高影响,天气干燥容易起沙,起沙后受盛行风向影响,产生长距离输送;东亚地区(属于中亚沙尘源区)沙尘源区位于高原,起沙后更容易输送到较远的地区(Elminir Hamdy, 2005),加上冬季地表植被覆盖率低,盛行西北西风,因此冬季比夏季传输得远。

关于沙尘气溶胶光学厚度的讨论,请参见马井会等文章(2007),本文不再赘述。

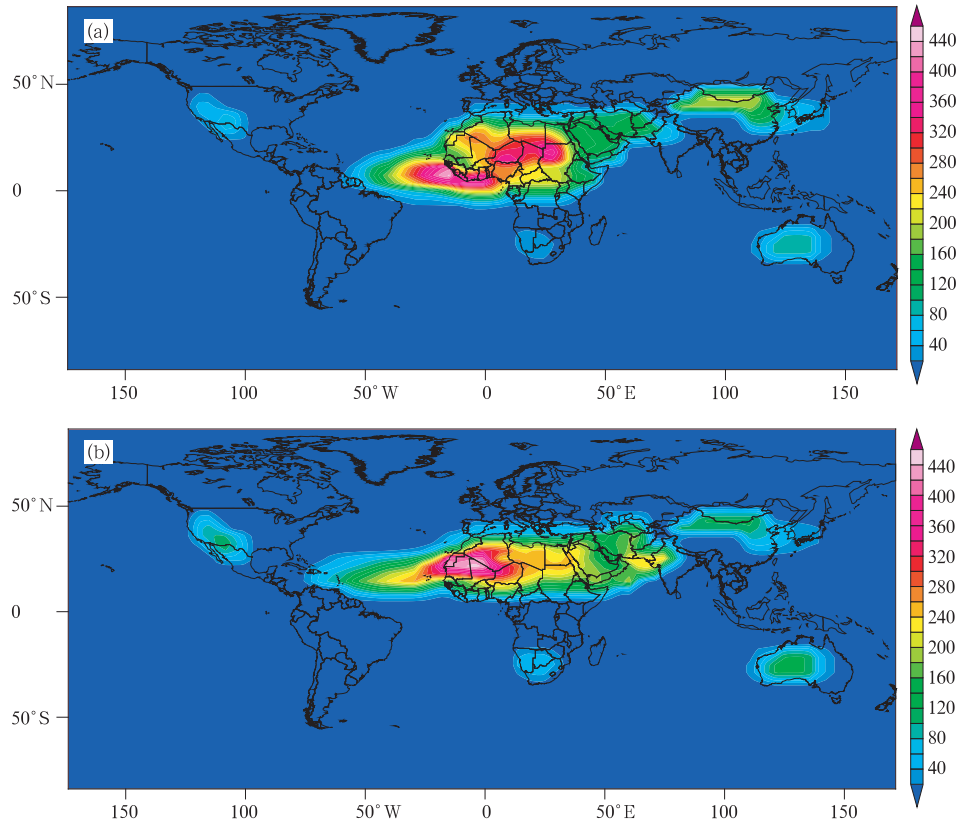


图 1 沙尘气溶胶质量浓度全球分布 (a. 冬季; b. 夏季; 单位: $\mu\text{g}/\text{m}^3$)
 Fig. 1 Global distributions of dust mass concentration for winter (a) and summer (b) (unit: $\mu\text{g}/\text{m}^3$)

4 沙尘气溶胶晴空及云天直接辐射强迫计算方案

晴空辐射强迫的计算方案为 (Quijano, et al, 2000)

$$\begin{aligned} R_T &= \Delta F_{TD} - \Delta F_{TC} \\ R_S &= \Delta F_{SD} - \Delta F_{SC} \end{aligned} \quad (6)$$

式中 R 表示计算的辐射强迫, 下标 T、S 分别表示在对流层顶和地面, D 和 C 分别表示只有沙尘气溶胶存在的晴空大气和无沙尘气溶胶存在的晴空大气, ΔF 表示层的净辐射通量。首先不考虑沙尘气溶胶的影响, 利用改进的 BSTAR5C 计算晴空大气对流层顶和地面的净辐射通量; 然后, 考虑沙尘气溶胶的作用, 利用 BSTAR5C 再计算对流层顶和地面的净辐射通量, 后者与前者在对流层顶和地面的差值即为沙尘气溶胶在对流层顶和地面造成的直接辐射强迫。为了消除其他气溶胶对沙尘气溶胶的辐射强迫的影响, 计算中没有考虑其他气溶胶的作用。

沙尘气溶胶云天辐射强迫的计算方案采用 Liao 等 (1998) 的定义, 即云和气溶胶同时存在时与只有云存在时在对流层顶和地面的净辐射通量的差值, 按照该种定义, 大气顶和地面的辐射强迫的计算公式分别为

$$\begin{aligned} R_{TC} &= \Delta F_{TA+TC} - \Delta F_{TC} \\ R_{SC} &= \Delta F_{SA+SC} - \Delta F_{SC} \end{aligned} \quad (7)$$

计算时, 首先将辐射传输模式中除气溶胶以外的气体和云设定为背景值, 不考虑气溶胶的影响, 计算净辐射通量。然后引入气溶胶的参数化方案, 再计算一次净辐射通量, 后者与前者的净辐射通量差值即为有云大气气溶胶的辐射强迫。

5 沙尘气溶胶晴空直接辐射强迫

通过式 (6), 计算得出, 沙尘气溶胶可以吸收和散射太阳辐射和地面长波辐射, 因此, 沙尘气溶胶导致的辐射强迫比较复杂, 考虑到地面反照率和太阳高度角等因素的不同, 对流层顶的辐射强迫可以为

正也可以为负。对地面而言,沙尘气溶胶产生负的辐射强迫,因为无论是气溶胶的散射作用还是吸收作用,都使地面接收太阳辐射减少。沙尘气溶胶的地面辐射强迫也是评价沙尘气溶胶对气候影响的一个主要因子,因此,本文分别计算了冬(2月)夏(7月)两季的沙尘气溶胶在地面和对流层顶的晴空直接辐射强迫。

5.1 对流层顶的辐射强迫

研究表明,由于沙尘气溶胶的存在,使得大气顶和对流层顶的短波辐射强迫有的地方增加有的地方减小。辐射强迫值的大小基本取决于地表反照率和气溶胶的光学厚度。在低地表反照率的海洋上空,沙尘气溶胶光学厚度较大的区域,大气顶辐射强迫为大的负值,相对于海洋上空,陆地上空辐射强迫基本上为正值,特别是在地表反照率较高的沙漠、戈壁地区。大气中沙尘气溶胶的含量高,正的辐射强迫

就比较大。由图 2a、b 可见,对冬夏两季,非洲北部陆地、中亚地区以及蒙古国中东部、澳大利亚西部对流层顶辐射强迫普遍超过 -1.5 W/m^2 ,而非洲西部大西洋洋面上空对流层顶辐射强迫呈现负值,辐射强迫普遍小于 -1.5 W/m^2 ,这表明沙尘气溶胶对全球的辐射收支都有重要影响。辐射强迫的低值区主要位于非洲中北部地区、中亚地区和蒙古国中部地区,其中最小值为 -0.5 W/m^2 左右。辐射强迫的高值区主要位于非洲西部靠近陆地的大西洋上空,最大值达到 -10.5 W/m^2 。由图 2b 可以明显看到,夏季,在高反照率的非洲北部陆地上空,沙尘气溶胶造成的对流层顶的短波辐射强迫反号,出现正的辐射强迫,最大为 1.5 W/m^2 ,这是由于沙尘气溶胶对地面反射的太阳辐射的二次吸收造成的。地面反照率越高,沙尘层吸收的太阳辐射越多,若该地区大气

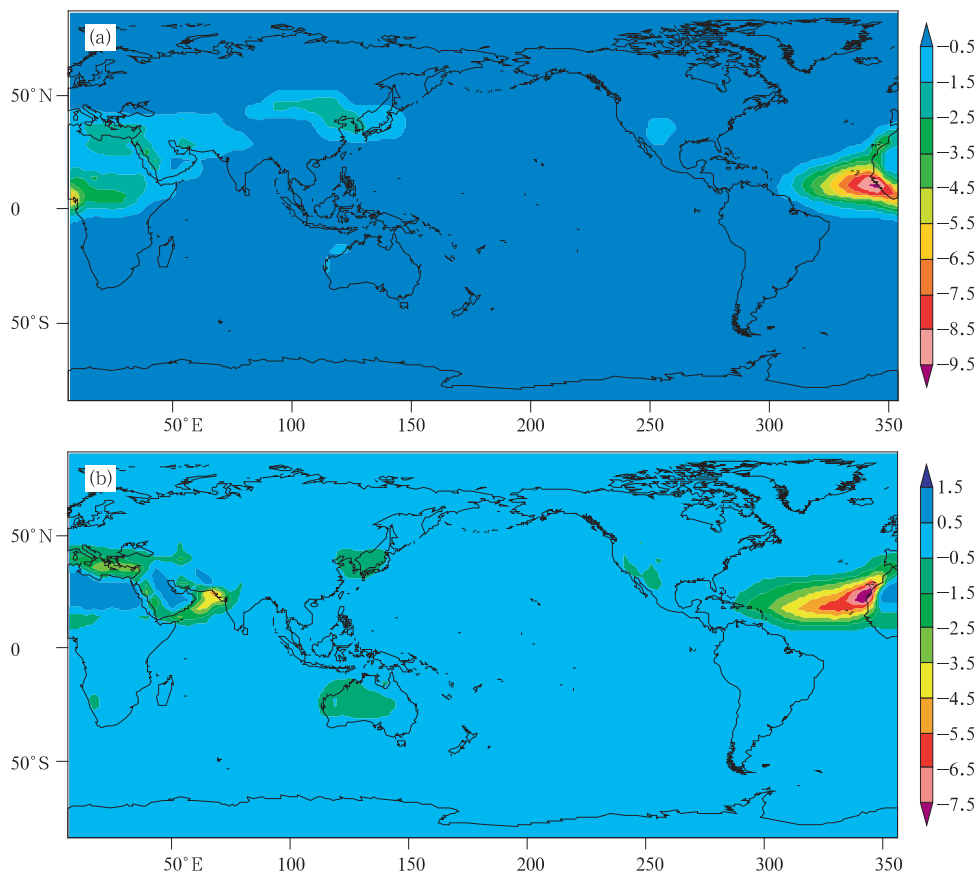


图 2 冬夏两季沙尘气溶胶对流层顶短波辐射强迫的全球分布

(a. 冬季, b. 夏季; 单位: W/m^2)

Fig. 2 The solar radiative forcing due to dust at the tropopause for winter (a) and summer (b) (unit: W/m^2)

中沙尘气溶胶含量比较大,就会使辐射强迫符合改变,产生正强迫。在大西洋地区,海洋表面反照率比较低,虽然沙尘层对太阳辐射有吸收作用,但它的存在同时使地气的整体反照率大大提高,因而对太阳辐射的散射作用加强,这种作用超过了沙尘层对太阳辐射的吸收作用,大气顶辐射强迫为负值。可见地表反照率会对沙尘气溶胶短波辐射强迫的符号和大小产生很大影响。

对长波而言,影响最大的是沙尘气溶胶的垂直廓线(Sokolik, et al, 1993)。从图 3 可见,沙尘气溶胶造成的长波辐射强迫在对流层顶都为正值,主要分布在非洲北部、中亚地区以及蒙古国中东部、澳

大利亚西部,最大值达到 3.6 W/m^2 。这主要是由于沙尘气溶胶对长波辐射的吸收造成的。

作为对沙尘气溶胶全球辐射效应的整体评估,我们计算了辐射强迫的全球平均值,冬季短波辐射强迫 -0.477 W/m^2 ,夏季为 -0.501 W/m^2 ,长波辐射强迫冬季为 0.11 W/m^2 ,夏季为 0.085 W/m^2 ,该结果与 Myhre 等(2001a)计算的短波辐射强迫值 $-0.53(-1.4-+0.2) \text{ W/m}^2$,长波辐射强迫值 $0.13(0.0-+0.8) \text{ W/m}^2$ 比较一致。短波和长波的总和与 IPCC(2007)给出的沙尘气溶胶在大气顶造成的辐射强迫为 $(-0.2 \pm 0.1) \text{ W/m}^2$ 比较接近。

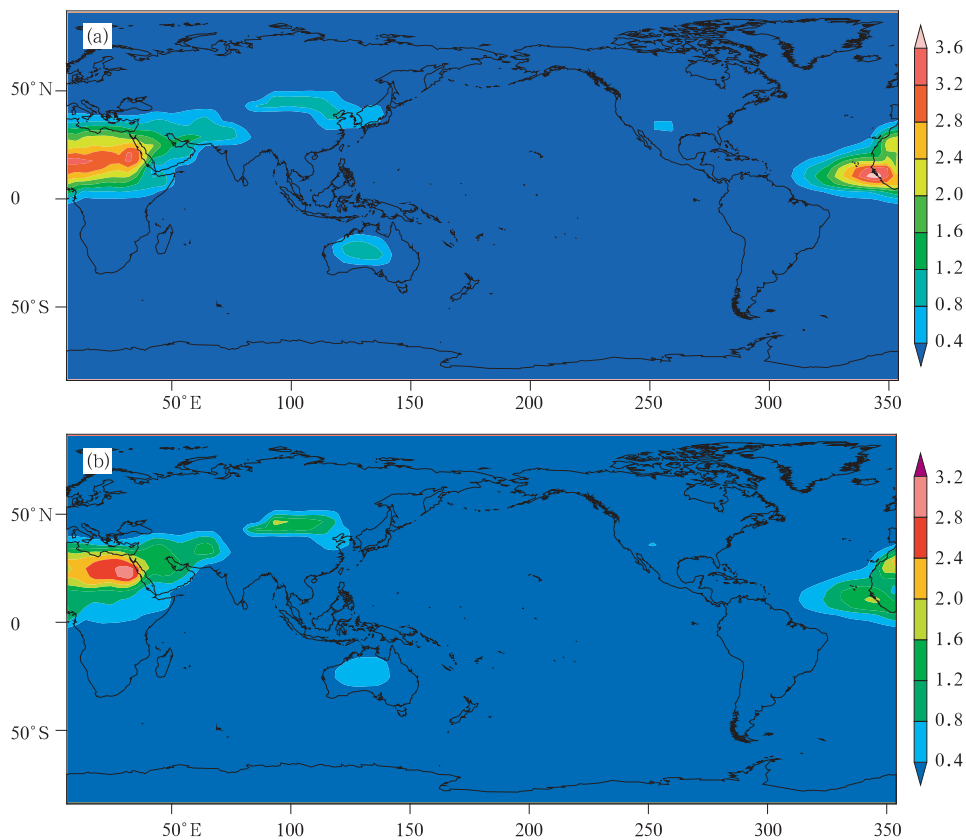


图 3 冬夏两季沙尘气溶胶对流层顶长波辐射强迫的全球分布

(a. 冬季, b. 夏季; 单位: W/m^2)

Fig. 3 The longwave radiative forcing of dust at the tropopause for winter (a) and summer (b) (unit: W/m^2)

5.2 地面的辐射强迫

Quijano 等(2000)研究发现,沙尘气溶胶同样改变地表辐射能量收支平衡,而且对地表辐射收支的影响远大于大气顶。研究表明,沙尘气溶胶对太

阳辐射的强烈消光作用导致地表接收的太阳辐射通量减少。与对流层顶相比,地面辐射强迫的分布相对比较简单,因为无论是气溶胶的散射作用还是吸收作用,都使地面接收的太阳辐射减少,产生负的辐

射强迫,且其分布与气溶胶光学厚度分布呈现很好的对应关系。本文计算了冬夏两季沙尘气溶胶在地面引起的辐射强迫的全球分布(图4),与前人的研究结果(Myhre, et al, 2001a; Jan, et al, 2001)类似,地面辐射强迫的值远远大于大气顶,短波辐射强迫的中

心最大值分别为 -42 和 -40 W/m^2 ,都位于非洲西北部地区海陆交界处。全球平均短波地面辐射强迫冬季为 -1.362 W/m^2 ,夏季为 -1.559 W/m^2 ,与Woodward (2001)模拟的沙尘气溶胶全球全年平均地面短波净辐射强迫值 -1.22 W/m^2 较为接近。

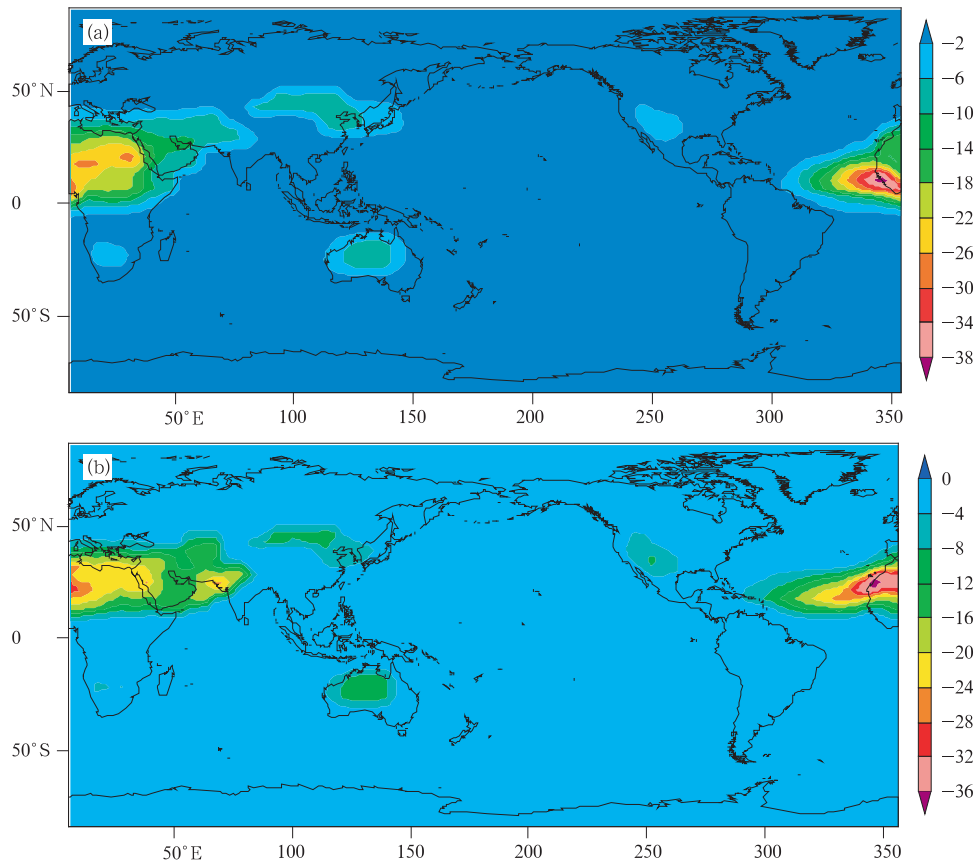


图4 冬夏两季沙尘气溶胶地面短波辐射强迫的全球分布
(a. 冬季, b. 夏季; 单位: W/m^2)

Fig. 4 The solar radiative forcing due to dust at the surface for winter (a) and summer (b) (unit: W/m^2)

沙尘气溶胶在地面造成的长波辐射强迫与短波的符号相反,这主要是因为气溶胶能够吸收地面发射的长波辐射导致地面产生正强迫。但是,短波辐射强迫的绝对值是长波的6倍左右,说明在沙尘气溶胶造成的辐射强迫中,短波辐射强迫起主导作用。从冬夏两季沙尘气溶胶地面长波辐射强迫的全球分布(图5)可见,冬夏它们的最大值分别达到11和9 W/m^2 ,都位于非洲西北部与大西洋交界地区。地面全球长波平均辐射强迫值分别为0.274和0.23 W/m^2 ,与Woodward (2001)的结果0.40 W/m^2 有一定差别。

5.3 地面反照率对辐射强迫的影响

为了说明地表反照率对沙尘气溶胶短波辐射强迫的影响,本文计算了在不同地表反照率情况下沙尘气溶胶在地面和对流层顶的全球平均短波辐射强迫(以冬季为例)。

从图6可见,地表反照率无论对对流层顶还是对地面辐射强迫都有很大影响,对于同样浓度的沙尘气溶胶,在不同的地表覆盖情况下,其引起的辐射强迫是不同的,地面反照率越大,对热力结构的影响就越大。实际上,戈壁沙漠地区沙尘气溶胶浓度即使很小,但由于其地表反照率较大,所产生的正辐射

强迫比较大,而在海洋上空,由于海洋地表反照率比较低,沙尘的散射作用明显,所以产生负辐射强迫比

较大。可见地表反照率对沙尘气溶胶辐射强迫的影响也不能忽视。

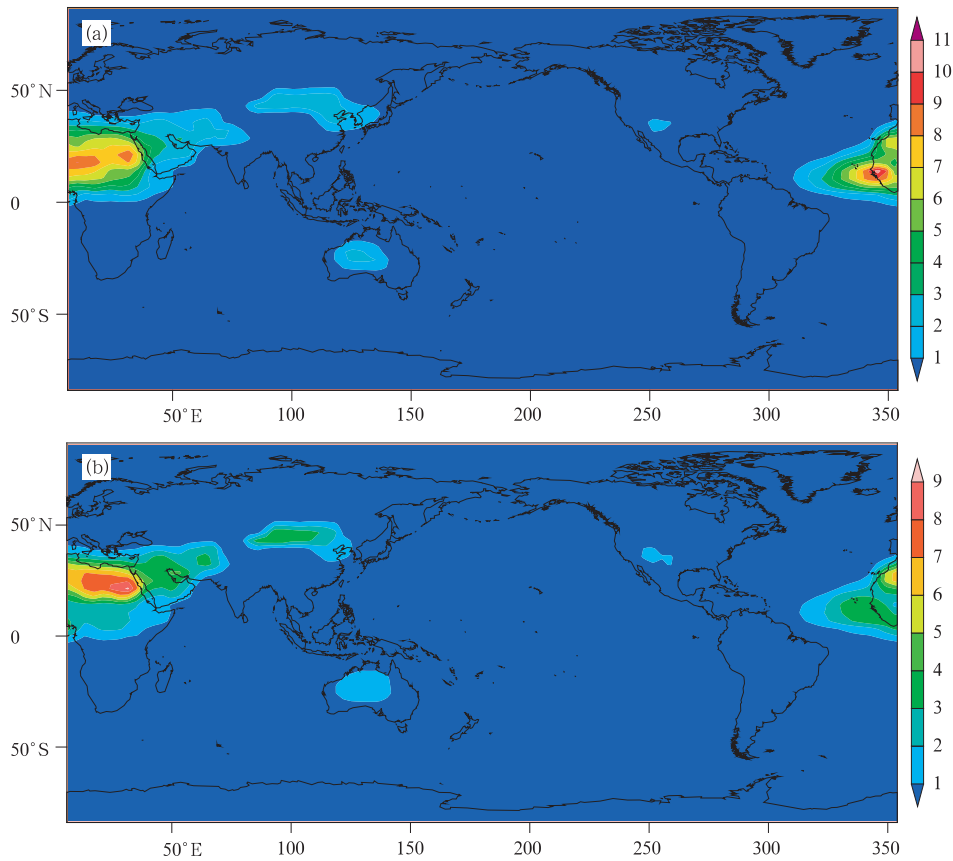


图 5 冬夏季沙尘气溶胶地面长波辐射强迫的全球分布 (a. 冬季, b. 夏季; 单位: W/m²)

Fig. 5 The longwave radiative forcing due to dust at the surface for winter (a) and summer (b) (unit: W/m²)

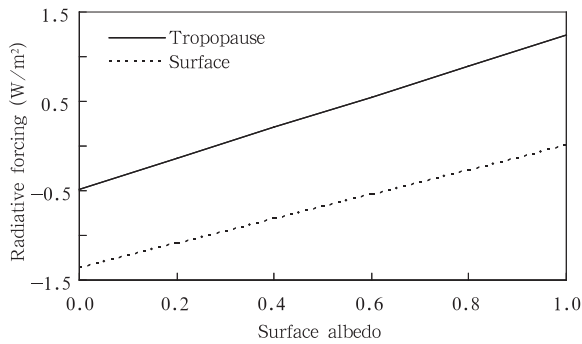


图 6 沙尘气溶胶在地面和对流层顶辐射强迫随地表反照率的变化

Fig. 6 The effect of surface albedo on the global means of radiative forcing due to dust at both the tropopause (solid) and surface (dotted)

5.4 太阳天顶角对辐射强迫的影响

太阳辐射具有明显的日变化和季节变化。研究表明,气溶胶辐射效应对太阳辐射的变化异常敏感,它不仅引起辐射强迫的大小发生变化,而且还会改变辐射强迫的符号。本文对不同天顶角下北半球冬季沙尘气溶胶在地面和对流层顶的辐射强迫进行了研究,计算中,地表反照率取固定值 0.2。

图 7 表明沙尘气溶胶在地面的辐射强迫是负值,其随天顶角的余弦呈减小趋势;对流层顶沙尘气溶胶的辐射强迫在不同的太阳天顶角下可以反号,随着天顶角余弦的增大而呈线性增大。当太阳天顶角余弦小于 0.4 时,沙尘气溶胶在对流层顶造成的辐射强迫是负值,而当太阳天顶角余弦大于 0.4

时,对流层顶沙尘气溶胶辐射强迫是正值,造成这种现象的原因是由于沙尘气溶胶特殊的光学性质造成的,沙尘气溶胶既可以吸收也可以散射太阳辐射,当太阳天顶角较小时,沙尘气溶胶对太阳辐射的吸收作用更为明显,而当太阳天顶角较大时,沙尘气溶胶对太阳辐射的散射作用明显。由此可以得出这样的结论,对同样浓度的沙尘气溶胶,在天顶角小的北半球夏季比天顶角大的北半球冬季造成的对流层顶和地面的辐射强迫的绝对值要大,也就是说,同样浓度的沙尘气溶胶,发生在不同的季节会对大气热力和动力结构产生不同程度的影响。

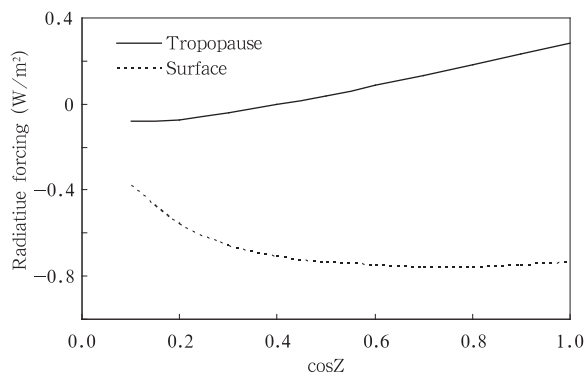


图7 冬季沙尘气溶胶地面及对流层顶全球平均辐射强迫随天顶角余弦变化 (Z为太阳天顶角)

Fig. 7 Global means of dust radiative forcing at the tropopause and surface as a function of zenith angle Z in winter

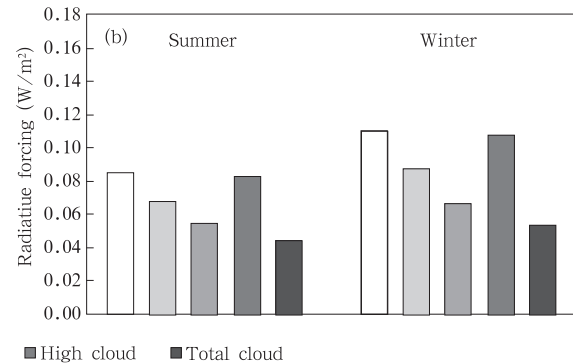
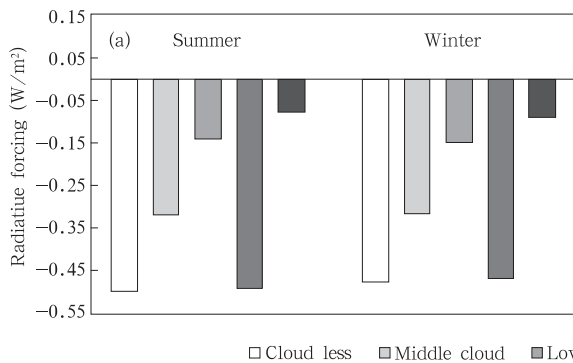


图8 云对沙尘气溶胶全球平均对流层顶辐射强迫的影响 (a. 短波, b. 长波)

Fig. 8 The effect of cloud on the global mean of dust radiative forcing at tropopause (a. shortwave, b. longwave)

由图8a可见,由于云的存在,不同地区之间正、负强迫相互抵消,导致全球平均辐射强迫值比晴空时有所减少,冬季晴空对流层顶短波辐射的全球平

6 云对沙尘气溶胶直接辐射强迫的影响

云对沙尘气溶胶辐射强迫的影响比较复杂,不仅取决于沙尘气溶胶本身的物理和光学性质,还取决于各种下垫面的状况,云的性质和分布,云与沙尘层的相对位置,以及不同的季节(太阳天顶角等)。所以,云的存在,使沙尘气溶胶辐射强迫的不确定性变大。本文对给定的各种云,以北半球冬季和夏季为例,初步讨论了云对沙尘气溶胶对流层顶和地面的长波和短波的辐射强迫所造成的影响。

6.1 对流层顶沙尘气溶胶的云天辐射强迫

云对气溶胶辐射强迫的影响首先依赖于云的高度。一般认为,低云能够增加地-气系统对太阳辐射的反射,有助于沙尘层吸收更多的短波辐射,因而能够增加大气顶的正强迫,减小负强迫。高云则因为反射部分太阳辐射,使得到达沙尘层的太阳辐射减少从而使沙尘的短波负辐射强迫减少。最终的结果则要依赖于云的厚度、地面反照率和太阳高度角等因素的综合影响。

从图8可以看出,不同种类的云对沙尘气溶胶辐射强迫的影响不同,就全球平均来看,中低云使对流层顶长波和短波辐射强迫明显减少,特别是低云的作用最为显著,而高云的作用则不明显。总体而言,由于云覆盖阻挡了抵达气溶胶的太阳辐射,因此沙尘气溶胶在大气顶的辐射强迫值因云的存在而减小,且云对短波辐射强迫的减弱作用大于长波,这一结论与已有结论(张华等,2008;王宏,2004; Takemura, et al, 2002; Jacobson, 2001; Myhre, 1998)非常一致。

均值为 -0.477 W/m^2 ; 有高云存在时,为 -0.47 W/m^2 ; 有中云存在时,为 -0.317 W/m^2 ; 有低云存在时,为 -0.15 W/m^2 ; 总云存在时,为

-0.092 W/m^2 ; 夏季晴空对流层顶短波辐射的全球平均值为 -0.501 W/m^2 ; 有高云存在时, 为 -0.494 W/m^2 ; 有中云存在时, 为 -0.32 W/m^2 ; 有低云存在时, 为 -0.142 W/m^2 ; 总云存在时, 为 -0.079 W/m^2 。由此可见, 就对流层顶而言, 中、低云对沙尘气溶胶辐射强迫的影响起主要作用。由表 1 可知, 全球平均低、中、高云的云滴浓度分别为 0.22×10^{-6} 、 0.28×10^{-6} 和 0.0048×10^{-6} , 可以看出, 就全球平均状况而言, 中低云的云水含量远大于高云, 就全球云的覆盖量而言, 中低云的覆盖面积要高于高云(图略)。中低云的云水含量和光学厚度远大于高云, 这也说明了云对沙尘气溶胶辐射强迫的影响以中低云为主的原因。中低云的存在, 将更多的太阳辐射反射回沙尘层, 使中低云以上沙尘气溶胶对太阳短波辐射的吸收作用增加, 使负辐射强迫减少, 正辐射强迫增加。所以, 就全球平均而言, 云对沙尘短波辐射强迫的影响以中、低云为主。

由图 8b 可见, 云的存在使沙尘气溶胶对对流层顶长波辐射强迫减小, 该结论与 Jacobson(2001) 结论一致。中低云的存在使对流层顶沙尘气溶胶的长波辐射强迫明显减小, 高云对对流层顶沙尘气溶胶的长波辐射强迫的影响则不大。冬季晴空情况下为 0.11 W/m^2 , 有中、低云存在情况下分别为 0.087 、 0.0664 W/m^2 , 而高云存在时为 0.108 W/m^2 ; 夏季晴空情况下为 0.085 W/m^2 , 有中、低云存在情况下分别为 0.068 、 0.0544 W/m^2 , 而高云存在时为 0.0832 W/m^2 。这是因为中低云会吸收地面向上发射的长波辐射通量, 使云以上的沙尘气溶胶吸收的长波辐射减少, 因而沙尘气溶胶引起的向下的长波辐射通量减少, 造成长波辐射强迫减少; 而高云的高

度较高, 一般来说, 位于沙尘层的上方, 云水路径和覆盖面积都相对较小, 因此, 相对中低云而言, 高云对沙尘气溶胶长波辐射强迫的影响较小。总的来说, 云的存在使大气顶平均短波辐射强迫显著减小, 对长波辐射强迫也有减弱作用, 但影响比短波辐射强迫小。

6.2 沙尘气溶胶地面云天辐射强迫

图 9 给出云对地面沙尘气溶胶全球平均辐射强迫的影响。对比地面云天辐射强迫(图 9a 和 9b)可以看出, 中低云层的存在使地面辐射强迫值减少, 而高云的影响不明显。就短波而言, 这主要是因为中低云和气溶胶都能够散射太阳辐射导致地面产生负强迫, 中低云层分担了气溶胶对太阳辐射的消光作用, 使气溶胶的短波辐射强迫减少。对长波而言, 位于气溶胶层下方的中低云会吸收气溶胶层向下的长波辐射, 使得到达地面的长波辐射减少, 进而导致气溶胶的地面长波辐射强迫减少。而高云位于气溶胶层的上方, 对其下方的气溶胶的地面辐射强迫基本没有影响。在非洲北部、中亚南部、中国西北部和蒙古国南部等沙漠和干旱地区, 由于云量比较少, 晴空和云天地面辐射强迫值差别不大。而在大西洋地区, 云量比较多, 云天强迫值比晴空明显减少(图略)。冬季, 全球平均晴空地面辐射强迫为 -1.088 W/m^2 , 大约是对流层顶的 3 倍左右, 其中短波强迫为 -1.362 W/m^2 , 长波强迫为 0.274 W/m^2 , 均比云天辐射强迫值大。虽然因为云量、云高和云水含量的不同对地面辐射强迫的影响程度不同, 但沙尘气溶胶的云天地面辐射强迫总体来看都比晴空辐射强迫减少, 这一结论与王宏(2004)的一致。与对流层顶不同的是, 云对地面辐射长波辐射强迫的影响与短波辐射强迫相当。

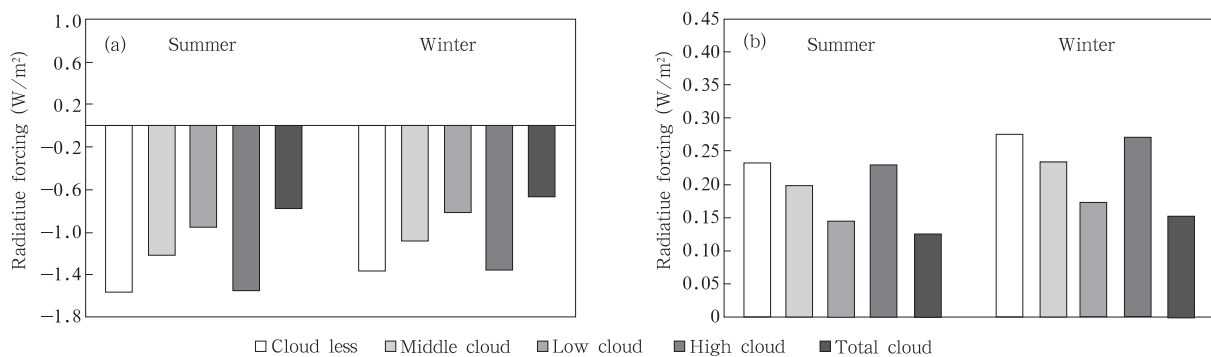


图 9 云对沙尘气溶胶全球平均地面辐射强迫的影响 (a. 短波, b. 长波)

Fig. 9 The effect of cloud on the global mean of dust radiative forcing at surface (a. shortwave, b. longwave)

7 结 论

本文利用一个改进的 BSTAR5C/CCSR/NCC 辐射传输模式,结合 GADS 给出的沙尘气溶胶浓度的全球分布,计算了晴空和有云大气条件下冬夏两季沙尘气溶胶辐射强迫的全球分布,并通过一系列敏感性试验讨论了地表反照率、太阳天顶角和云对沙尘气溶胶辐射强迫的影响,主要结论如下:

沙尘气溶胶可以吸收和散射太阳辐射,吸收地面和大气发射的长波辐射,冬季在对流层顶的短波和长波辐射强迫分别为 -0.477 和 0.11 W/m^2 ,夏季分别为 -0.501 和 0.085 W/m^2 。冬季在地面的短波和长波辐射强迫分别为 -1.362 和 0.274 W/m^2 ,夏季分别为 -1.559 和 0.23 W/m^2 。虽然气溶胶本身的光学性质和它们在大气中的浓度是决定其辐射强迫的主要控制因素,但是,其他因子像地面反照率、太阳天顶角和云等也会对辐射强迫大小和分布产生重要影响。总的来说,沙尘气溶胶的光学厚度分布与地面的辐射强迫的区域分布基本呈一一对应的关系,即:光学厚度大的区域对应于地面辐射强迫绝对值的大值区,反之亦然。但是,由于受到地表反照率以及季节等的影响,对流层顶辐射强迫的分布与光学厚度的分布不完全一致。本文的敏感性试验表明:沙尘气溶胶在对流层顶和在地面造成的辐射强迫的绝对值随地表反照率的增加线性增大。因此,对相同浓度的沙尘气溶胶,在不同的下垫面情况下,造成的对流层顶的辐射强迫的分布和强度会有所不同,由此会产生不同的气候效应。

沙尘气溶胶在对流层顶正的辐射强迫和在地面的负的辐射强迫的绝对值随太阳天顶角的余弦逐渐增加。可见,天顶角对沙尘气溶胶对流层顶和地面短波辐射强迫的影响也比较大,对于相同浓度的沙尘气溶胶,在不同的季节,对地气系统热力和动力结构造成的影响不同。

以冬季和夏季为例,在对流层顶,高云、中云、低云、总云存在的情况下,冬季沙尘气溶胶全球平均短波辐射强迫分别为 -0.47 、 -0.317 、 -0.15 和 -0.092 W/m^2 ,夏季分别为 -0.494 、 -0.32 、 -0.142 和 -0.079 W/m^2 。除高云影响不明显外,中云和低云存在情况下比晴空情况下的 -0.477 和 0.501 W/m^2 都有明显的减少。云的存在使沙尘气溶胶对对流层顶的辐射强迫明显减少,同样能够减

弱沙尘气溶胶地面辐射强迫,但地面所受影响相对对流层顶要小。

致谢:感谢加拿大气象局的龚山陵博士提供计算需要的气象场数据;感谢澳大利亚气象局的孙治安博士提供沙尘气溶胶全球浓度计算的相关资料;感谢邹兰军博士提供的太阳天顶角计算的相关资料;感谢在本文完成过程中与美国华盛顿大学大气科学系傅强教授所作的十分有益的讨论。

References

- Elminir Hamdy K. 2005. Dependence of urban air pollutants on meteorology. *Sci Total Environment*, 350(1-3): 225-237
- Flato G M, Boer G J, Lee W G, et al. 2000. The Canadian centre for climate modeling and analysis global coupled model and its clim. *Clim Dyn*, 16: 451-467
- Gong S L, Barrie L A, Blanchet J P, et al. 2003. Canadian Aerosol Module: A size-segregated simulation of atmospheric aerosol processes for climate and air quality models: 1. Module development. *J Geophys Res*, 108 (D1): 4007, doi: 10.1029/2001JD002002
- Hansen J, Sato M, Ruedy R. 1997. Radiative forcing and climate response. *J Geophys Res*, 102: 6831-6864
- Hess M, Koepke P, Schult I. 1998. Optical properties of aerosols and clouds: The software package OPAC. *Bull Amer Meteor Soc*, 79(5): 831-844
- Jacobson M Z. 2001. Global direct radiative forcing of multicomponent anthropogenic and natural aerosol. *J Geophys Res*, 106: 1551-1568
- Jan P, Tegen I M, Ron L. 2001. Interactive soil dust aerosol model in the GISS GCM 1. Sensitivity of the soil dust cycle to radiative properties of soil dust aerosols. *J Geophys Res*, 106: 18167-18192
- Koepke P, Hess M, Schult I, et al. 1997. Global Aerosol Data Set, Report No. 243. Hamburg: Max-Planck-Institut für Meteorologie
- Li J, Dobbie S, Rienecker P, et al. 2005. Accounting for unresolved clouds in a 1-D solar radiative-transfer model. *Quart J Roy Meteor Soc*, 131: 1607-1629
- Li X, H M, et al. 1996. Dominance of mineral dust in aerosol light-scattering in the North Atlantic trade winds. *Nature*, 380: 426-419
- Liao H, Seinfeld J H. 1998. Effects of clouds on direct radiative forcing of climate. *J Geophys Res*, 103: 3781-3788
- Liu Hongnian, Jiang Weimei. 2004. A preliminary study on the heterogeneous chemical processes on the dust surface and their effect on climate. *Chinese J Geophysics(in Chinese)*, 47(3): 417-422
- Ma Jinghui, Zhang Hua, Zheng Youfei. 2007. The optical depth global distribution of dust aerosol and its possible reason analy-

- sis. *Clim Environ Res*(in Chinese), 12(2):156-164
- Meloni D, di Sarra Alcide, di Iorio, et al. 2005. Influence of the vertical profile of Sahalran dust on the visible direct radiative forcing. *J Quantitative Spectroscopy & Radiative Transfer*, 93(4):397-413
- Miller R L, Tegen I. 1998. Climate response to soil dust aerosols. *J Clim*, 11:3247-3267
- Myhre G, Stordal F. 2001. Global sensitivity experiments of the radiative forcing due to mineral aerosols. *J Geophys Res*, 106: 18193-18204
- Myhre G, Stordal F, Restad K, et al. 1998. Estimation of the direct forcing due to sulfate and soot aerosols. *Tellus*, 50B: 463-477
- Nakajima T, Tsukamoto M, Tsushima Y, et al. 2000. Modeling of the radiative process in an atmospheric general circulation model. *Appl Opt*, 39: 4869-4878
- Perlwitz J, Tegen I, et al. 2001. Interactive soil dust aerosol model in the GISS GCM 1. Sensitivity of the soil dust cycle to radiative properties of soil dust aerosols. *J Geophys Res*, 106: 18167-18192
- Quijano A L, Sokolik I N, Toon O B. 2000. Radiative heating rates and direct radiative forcing by mineral dust in cloudy atmospheric conditions. *J Geophys Res*, 105: 12207-12219
- Rossow W B, Garder L C. 1993. Validation of ISCCP cloud detections. *J Climate*, 6: 2370-2393
- Sokolik I N, Toon O B. 1996. Direct radiative forcing by anthropogenic airborne mineral aerosols. *Nature*, 381: 681-683
- Sokolik Irina, George Golitsyn. 1993. Radiative properties of atmospheric dust aerosols. *Atmos Environ*, 27A(16): 2509-2517
- Takemura, Uno T I, Nakajima T, et al. 2002. Single-scattering albedo and radiative forcing, of various aerosol species with a global three-dimensional model. *J Clim*, 15(D4): 333-352
- Tegen Ina, Lacis Andrew A. 1996. The influence on climate forcing of mineral aerosols from disturbed soil. *Nature*, 20(6573): 419-423
- Tegen I, Hollrig P, Chin M, et al. 1997. Contribution of different aerosol species to the global aerosol extinction optical thickness; Estimates from model results. *J Geophys Res*, 102: 23895-23916
- Tegen I, Lacis A A, Fung I. 1996. The influence on climate forcing of mineral aerosols from disturbed soils. *Nature*, 380: 419-422
- Wang Hong. 2004. The radiative forcing due to East Asia-North Pacific region dust and its impacts on the thermodynamic structure of atmosphere[D](in Chinese). Beijing: Graduate University of Chinese Academy of Sciences, 106-110
- Wang Hong, Shi Guangyu, et al. 2004. The radiative forcing of dust aerosols over East Asia-North Pacific region in spring 2001. *Chinese Sci Bull (in Chinese)*, 49(19): 1993-2000
- Woolword. 2001. Modeling the atmospheric life cycle and radiative impact of mineral dust in the Hadley Center climate model. *J Geophys Res*, 106: 18155-18166
- Wu Jian, Jiang Weimei, Wang Weiguo, et al. 2004. Simulation of distribution and radiative effects of dust aerosol in spring over china area. *J Univ Sci Techn China(in Chinese)*, 34(1): 116-125
- Zhang H, Nakajima T, Shi G Y, et al. 2003. An optimal approach to overlapping bands with correlated k distribution method and its application to radiative calculations. *J Geophys Res*, 108: 4641, doi:10.1029/2002JD003358
- Zhang H, Shi G Y, Nakajima T, et al. 2006a. The effects of the choice of k-interval number on radiative calculations. *J Quantitative Spectroscopy & Radiative Transfer*, 98(1): 31-43
- Zhang H, Suzuki T, Nakajima T, et al. 2006b. The effects of band division on radiative calculations. *Optical Engin*, 45(1): 016002, DOI:10.1117/1.2160521
- Zhang Hua, Ma Jinghui, Zheng Youfei. 2008. A modeling study of global radiative forcing due to black carbon aerosol. *Chinese J Atmos Sci (in Chinese)*, 32(5):1147-1158

附中文参考文献

- 刘红年,蒋维楣. 2004. 沙尘表面非均相化学过程的气候效应的初步模拟研究. *地球物理学报*, 47(3):417-422
- 马井会,张华,郑有飞. 2007. 沙尘气溶胶光学厚度的全球分布及分析. *气候与环境研究*, 12(2):156-164
- 王宏. 2004. 东亚-北太平洋地区沙尘气溶胶的辐射强迫及其对大气热力结构的影响. 北京:中国科学院研究生院博士论文,106-110
- 王宏,石广玉等. 2004. 2001年春季东亚-北太平洋地区沙尘气溶胶的辐射强迫. *科学通报*, 49(19):1993-2000
- 吴润,蒋维楣,王卫国等. 2004. 我国春季大气沙尘气溶胶分布和短波辐射效应的数值模拟. *中国科学技术大学学报*, 34(1):116-125
- 张华,马井会,郑有飞. 2008. 黑碳气溶胶辐射强迫全球分布的模拟研究. *大气科学*, 32(5):1147-1158