科学通报 2011 年 第 56 卷 第 11 期：858 ~ 868
论 文 www.scichina.com csb.scichina.com
《中国科学》杂志社 SCIENCE CHINA PRESS

沙尘直接辐射效应对东亚地气系统的影响

王宏[①], 赵天良[②], 张小曳[①], 龚山陵[①②]

① 中国气象科学研究院大气成分观测与服务中心, 北京 100081;
② Air Quality Research Division, Science & Technology Branch, Environment Canada, Toronto, Ontario M3H 5T4, Canada
E-mail: wangh@cma.gov.cn

2010-07-15 收稿, 2010-12-14 接受
国家科技支撑计划(2008BAC40B02)、中国气象科学研究院基本科研业务费专项资金(2009z001)、公益性行业科研专项(GYHY(QX)2007-6-36)和国家自然科学基金(40775063)资助项目

摘要 基于东亚-北太平洋地区太阳高度角在春季乃至由冬季到夏季的逐日变化规律, 选取2001 年春季发生的 3 次典型沙尘暴为例, 利用包含详细气溶胶辐射参数化方案的大气辐射传输模型, 模拟研究了该地区太阳高度角的变化对东亚-北太平洋地区沙尘直接辐射效应的可能影响. 研究结果表明, 在沙尘暴爆发时间从春初(或冬季)到春末(或夏季)的变化过程中, 由于该地区太阳高度角逐渐增大, 导致沙尘在大气顶晴空正辐射强迫值增加、负辐射强迫值降低甚至转变为正强迫. 具体表现为: 在地表反照率低的海洋上空, 春初到春末太阳高度角的增加使得沙尘在大气顶负辐射强迫的值由大变小, 即对地气系统由较强的降温转变为较弱的降温作用; 在地表反照率较高的沙漠及其周边地区, 春初到春末太阳高度角的增加导致沙尘在大气顶辐射强迫由负值转变为正值, 即对地气系统由辐射降温逆转为辐射增温. 云天辐射强迫的研究结果与晴空类似, 但低云的存在相当于在一定程度上增加了地表反照率, 它一方面使得沙漠上空沙尘层由冷却地气系统到加热地气系统这一逆转过程发生的日期提前, 也导致了沙尘在海洋上空负的辐射强迫比晴空时随着太阳高度的增加减小得更为明显, 甚至局部地区因为低云的存在由弱的负强迫变为弱的正强迫. 这一研究结果说明, 在东亚沙漠附近地区, 即便是同等强度的沙尘暴事件, 因为发生的日期不同, 太阳高度角不同, 沙尘层在大气顶的辐射强迫和对地气系统的影响也会因此不同甚至相反. 沙尘暴发生的时间越靠近初春或冬季, 在沙漠附近, 沙尘在大气顶辐射强迫越倾向为负值, 对地气系统表现为降温作用, 沙尘暴发生时间越靠近春末或夏季, 由于太阳高度角的增大, 沙尘在大气顶越容易产生正辐射强迫, 对地气系统表现为增温作用. 简而言之, 即在东亚沙漠源区附近, 沙尘直接辐射效应可能呈现“春初(冬季)降温, 春末(夏季)增温”的特征.

关键词
太阳高度角
辐射传输模式
辐射强迫
沙尘暴

研究表明, 气溶胶辐射效应对太阳辐射的变化非常敏感, 太阳辐射的变化不仅能够影响气溶胶在大气顶辐射强迫的大小, 还会改变辐射强迫的符号. 气溶胶含量、地表反照率和云等对气溶胶大气顶辐射强迫和辐射加热率的影响也在很大程度上依赖于太阳高度角的大小[1~3]. 太阳辐射不仅具有明显的日变化, 而且具有季节变化. 通常将到达地面的太阳辐射表示为 $S_1=S\sin\zeta$(或 $S_1=S\cos\theta$, $\theta+\zeta=90$), 其中, S 为与日光辐射垂直的平面上(水平面上)的太阳积分辐射通量密度, 一般取固定值; ζ 为太阳高度角(θ 为天顶角). 由于实际太阳辐射计算中同时受到地表反照率、云、粒子散射和吸收性质等的综合影响, 虽然到达地面的太阳辐射高度依赖于太阳高度角正弦(或天顶角余弦), 但它们之间已不再是上述简单的正比关

英文版见: Wang H, Zhao T L, Zhang X Y, et al. Dust direct radiative affects on the earth-atmosphere system over east Asia: Early spring cooling and late spring warming. Chinese Sci Bull, 2011, 56, doi: 10.1007/s11434-011-4405-3

系. Liao 等人[1]对强散射的硫酸盐和强吸收的烟尘的研究结果表明, 两者在大气顶辐射强迫随太阳天顶角余弦的变化呈现出完全不同的变化趋势. 硫酸盐在大气顶的晴空负辐射强迫在 $\cos\theta$ 为 0.35 时达到峰值, 随后, 随着 $\cos\theta$ 的增加, 负辐射强迫的值逐渐减小, 这一变化趋势, 与 Nemesure 等人[4], Pilinis 等人[5], Russell 等人[6]研究结论大体相似; 而对烟尘的研究结果表明, 它在大气顶的正辐射强迫随着太阳高度角正弦的增大而增加, 在太阳高度角正弦为 1 时达到极值, 而且层云的存在能够放大太阳高度角的影响. 对于沙尘气溶胶来说, 由于它对太阳辐射同时具备吸收和散射作用, 而且沙尘粒子的吸收性与散射性的相对强弱随着沙尘源地不同具有明显差异[7], 这使得太阳高度角对沙尘大气顶的瞬时辐射强迫和大气辐射加热率的影响更为复杂. 对于撒哈拉沙尘的研究结果也证明了这一复杂性, 研究结果表明[3]: 太阳高度角对沙尘辐射变温率的影响明显高于地表反照率的影响, 对比将太阳高度角正弦分别设定为 0.8 和 0.25 两种情况的沙尘辐射变温率曲线可以看出, 当高度角正弦取 0.8 时, 无论地表状况如何, 撒哈拉沙尘对大气具有加热作用, 而当高度角正弦取 0.25 时, 撒哈拉沙尘层既可以加热也可以冷却大气层.

尽管前人的研究毫无疑问地指出了太阳高度的变化对气溶胶包括沙尘气溶胶辐射效应研究的重要影响, 但在研究方法上一般采用给定太阳高度角正弦或天顶角余弦的极小值和极大值[1~6], 或以太阳高度角日变化[8]曲线从理论上讨论太阳高度角对假定气溶胶垂直廓线在大气顶辐射强迫和辐射加热(冷却)效应的影响. 到目前为止, 几乎很少有研究涉及太阳高度角的逐日变化对沙尘直接辐射效应的可能影响. 对于东亚地区, 由于沙尘暴在一年中发生的时间跨度大, 从冬季到夏季都有发生, 即便仅仅考虑从春初到春末的沙尘暴频发期, 太阳高度角逐日变化幅度也非常大, 沙尘暴发生于不同的日期, 沙尘的直接辐射效应均可能会因为太阳高度角的这种逐日变化对地气系统造成不同的影响, 而到目前为止, 这一影响还没能引起科学家的注意, 更鲜有科学家对此进行专门和定量地研究和讨论. 本文以 2001 年发生在东亚-北太平洋地区的典型沙尘暴为例, 结合该地区太阳高度角在春季和一年中实际变化幅度, 研究和讨论了由于沙尘暴发生的日期不同太阳高度角不同对沙尘直接辐射效应的可能影响.

1 资料和模式介绍

计算所用数据主要分为以下几个部分: 沙尘浓度, 沙尘气溶胶复折射指数、气温、气压和湿度等气象场资料以及地表植被和沙漠分布等地表状况等资料. 其中, 沙尘浓度资料采用加拿大国家环境署黄沙输送模式 NARCM2001 年春季模拟结果[9,10]. 该模式的水平坐标采用北半球极射投影, 分辨率为 100×100 km, 垂直坐标为地形混合坐标, 从 0 到 30 km 共分为 22 层, 模式的时间步长为 20 min. 模式能够预报沙尘粒子的质量浓度($\mu g/m^3$). 模式模拟区域覆盖亚洲东部、太平洋北部和美洲的西北部(16°~70°N, 75°E~225°W). 该资料区域覆盖从东亚跨越北太平洋直到美洲西海岸, 已经经过包括中国环保局环境保护监测网、加拿大空气预报监测网、加拿大气溶胶监测网在内的中国阿克苏、敦煌、榆林、常芜、乌鲁木齐、呼和浩特、长春、北京、上海、青岛以及韩国的首都首尔、北美洲的 Saturnal 岛和 Cheek Peak 等十几个地面监测站观测资料验证; 气溶胶复折射指数资料采用了东亚沙尘粒子光学模型数据, 该数据是中日科学家在中国西部沙漠策勒附近进行气溶胶采样并经过测算得到的一套复折射指数资料, 通过将该资料与撒哈拉和中亚等地区沙尘光学模型进行对比分析发现, 该数据与源于世界撒哈拉等其他沙漠沙尘粒子的光学特性相比具有明显差异: 散射性更强, 吸收性相对较弱, 该数据对源于东亚和中国地区的沙尘粒子的光学特性更具代表性[7]; 气温、气压、湿度等气象场采用了美国国家环境预报中心和美国国家大气研究中心(NCEP/NCAR)月 $1°\times1°$再分析日平均气象场资料; 地表反照率反映了地面对太阳辐射的吸收和反射的相对强弱状况, 也是影响辐射强迫的重要因素之一, 它在很大程度上影响着辐射强迫的符号. 地表反照率是由地表状况决定的, 采用了 NARCM 的地面植被覆盖资料, 即生物圈-大气传输计划(BATS)[11] 1×1 km^2 的陆面土地利用资料, 该资料将地表分为 15 种类型, 在中国地区, 以目前最新的反映了 20 世纪 80 年代到 21 世纪初中国土地沙漠化进程的中国沙漠覆盖地图对此数据进行了替换. 根据以往的研究结果, 针对每一个网格点上 15 种资料进行加权平均, 以计算模式每一个网格点上的地表反照率(表 1). 在此, 没有考虑地表反照率随太阳入射波波长的变化, 采用所有波段的平均反照率.

表 1 地表覆盖类型和反照率

类型	地面状况	地表反照率
1	常绿针叶林	0.12
2	常绿阔叶林	0.12
3	落叶针叶林	0.17
4	落叶阔叶林	0.17
5	阔叶针叶混合林	0.12
6	草地	0.21
7	耕地	0.20
8	沙漠	0.25
9	苔原、冻土	0.24
10	灌木和裸地	0.17
11	湿地、沼泽	0.14
12	冰盖	0.67
13	内陆水系	0.08
14	海洋	0.08
15	城市	0.20

所用辐射传输模式采用相关 k-分布为辐射计算的基本框架, 这种方法物理意义明确, 精度可与传统上的逐线积分结果相比拟, 为目前国际上广泛采用的计算大气透过率的方法. 模式包含了与之相适应的云和气溶胶辐射参数化方法[12,13], 曾合理地模拟了全球硫酸盐、烟尘等气溶胶[14~16]的辐射强迫和气候效应. 王宏等人[17]在其中耦合了根据实时沙尘浓度预报资料和最新沙尘光学特性资料计算的沙尘辐射参数化计算方案, 使得沙尘光学厚度、单次散射比和非对称因子等关键辐射参数由模式的气候值变为随时空变化的四维变量, 并成功计算了 2001 年春季东亚-北太平洋地区沙尘气溶胶的辐射强迫, 评估了东亚沙尘粒子的光学特性对其直接辐射强迫和辐射加热率的影响[7,18]. 本文在上述工作基础上, 继续讨论太阳高度角的季节和年变化对东亚-北太平洋地区沙尘辐射强迫和地气辐射效应的影响.

2 东亚-北太平洋地区太阳高度角季节和年变化

对东亚地区近几十年沙尘暴的研究表明[19~23], 包括蒙古国南部、中蒙边界以及中国西部、北部的东亚地区, 沙尘暴爆发的时间跨度非常大, 整个冬春季都是区域性沙尘暴或强沙尘暴的高发季节, 局地沙尘天气甚至在夏季也偶有发生. 因此, 沙尘暴事件发生时太阳高度角的差异非常大, 为了研究沙尘暴因爆发时间(季节)不同而导致的太阳高度角的变化对该地区沙尘直接辐射效应的影响, 首先需要计算和讨论这一地区太阳高度角的季节和年变化趋势和范围.

太阳高度角 ζ 决定于地方时和当地经纬度, 采用下列公式计算[24]:

$$\sin\zeta = \sin\varphi\sin\delta + \cos\varphi\cos\zeta\cos t_{\text{local}}, \tag{1}$$

$$\begin{aligned}\delta = {} & 0.006918 - 0.399912\cos\theta_0 + 0.070257\sin\theta_0 \\ & - 0.006758\cos 2\theta_0 + 0.000907\sin 2\theta_0 \\ & - 0.002697\cos 3\theta_0 + 0.001480\sin 3\theta_0,\end{aligned} \tag{2}$$

$$\theta_0 = \frac{2\pi d}{365}, \tag{3}$$

$$t_{\text{local}} = 15(t_{\text{loctm}} - 12), \tag{4}$$

$$t_{\text{loctm}} = GMT + XLONG/15, \tag{5}$$

$$\deg rade = \pi/180, \tag{6}$$

其中, φ 为纬度, d 为公历日(1 月 1 日为 0), $XLONG$ 是由格林威治向东的当地经度, t_{loctm} 为地方时, t_{local} 为时角, GMT 为格林威治时间. 太阳高度角主要是纬度和时间的函数.

为了评估东亚-北太平洋地区太阳高度随日期变化对沙尘直接辐射效应的影响, NARCM 输出的沙尘浓度也为日平均值, 下面计算和论述分析中, 日平均太阳高度角以公历日白天时段太阳高度角的算术平均值为代表, 太阳高度角的变化也是指该日日平均太阳高角的变化. 首先计算了模拟域内春季第 1 天(3 月 1 日)到最后 1 天(5 月 31)日和冬至(12 月 22 日)到夏至(6 月 22 日)沿纬度平均的太阳高度角日平均变化幅度(图 1). 可以看出, 在不同的纬度太阳高度角随公历日的变化差别非常大. 纬度越高, 太阳高度角随着公历日变化幅度越大. 从 3 月 1 日到 5 月 31 日, 在低纬地区太阳高度角的增加幅度在 20%左右, 中纬度地区增加在 30%~40%之间, 在高纬度地区日平均太阳高度角的变化可达 60%以上. 从冬至到夏至, 太

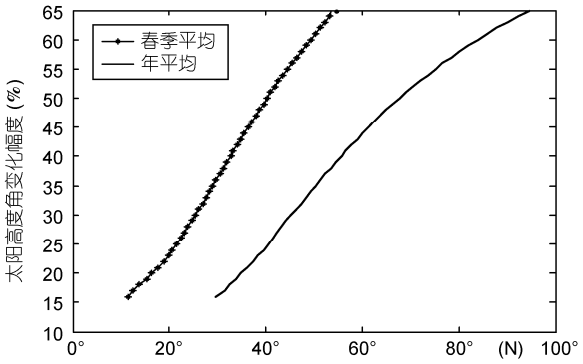


图 1 沿纬度平均太阳高度角的变化幅度

阳高度角的变化幅度更大, 低纬度地区变化达 30%~40%, 中纬度地区变化达 60%左右, 高纬度地区变化可达 80%以上. 上述分析表明, 日均太阳高度角的季节和年变化幅度非常可观, 那么对于发生在春初(或冬季)抑或春末(或初夏)的沙尘暴事件, 沙尘对地气系统的辐射效应会因此造成何种差异? 下一节将重点讨论这一问题.

3 太阳高度角对沙尘晴空辐射强迫的影响

一般将气溶胶晴空瞬时辐射强迫定义为气溶胶存在时和清洁大气辐射通量的差, 沙尘在大气顶(ΔF_{TOA})和地面晴空辐射强迫(ΔF_{SFC})的计算公式如下[3]:

$$\Delta F_{\mathrm{TOA}} = -(F_{\mathrm{Solar+IR}}(\uparrow_{\mathrm{TOA,\ dusty}}) - F_{\mathrm{Solar+IR}}(\uparrow_{\mathrm{TOA,\ clear}})), \quad (7)$$

$$\Delta F_{\mathrm{SFC}} = F_{\mathrm{Solar+IR}}(\downarrow_{\mathrm{SFC,\ dusty}}) - F_{\mathrm{Solar+IR}}(\downarrow_{\mathrm{SFC,\ clear}}). \quad (8)$$

2001 年 3 月 2~6 日(沙尘暴 1)、4 月 6~15 日(沙尘暴 2)和 4 月 29 日~5 月 5 日(沙尘暴 3)东亚-北太平洋地区发生了 3 次典型的沙尘暴过程, Gong 等人[9,10]对此进行了模拟, 并对其爆发期间沙尘气溶胶的质量浓度的分布特征进行了分析和验证, 得到了很好的结果. 以他们模拟的沙尘气溶胶的质量浓度作为辐射传输模式的输入, 计算了上述 3 次沙尘暴过程平均的大气顶晴空辐射强迫(图 2), 并将其进行了对比分析. 结果发现: 发生在早春的沙尘暴 1, 在整个模拟域内, 无论是陆地或海洋上空沙尘均造成负的辐射强迫, 表明沙尘层使得整个地气系统降温, 由于地表反照率的影响, 在高地表反照率的中蒙边界和内蒙北部沙漠地区, 负辐射强迫的值比较小, 表明沙尘对地气系统的降温作用相对较弱, 而在中国东北和近海地表反照率比较低的地区, 负辐射强迫的值比较大, 表明沙尘对地气系统的降温作用相对较强; 沙尘暴 2 恰好发生在春季中间, 与沙尘暴 1 所造成的大气顶晴空辐射强迫对比可以看出, 虽然沙尘暴 2 的强度比沙尘暴 1 强度大, 沙尘的大气载荷和光学厚度均明显大于沙尘暴 1[17], 但在中国大陆地区大气顶负辐射强迫的值却比沙尘暴 1 小, 甚至在 40°N, 105°E 附近的内蒙古中部沙漠地区上空, 已经出现了较小的正辐射强迫区, 表明沙尘对该地区地气系统存在弱的增温. 在海洋上空, 沙尘暴 2 与沙尘暴 1 相同, 都产生负的辐射强迫, 对地气系统仍表现为降温作用; 对于发生在晚春的沙尘暴 3, 与沙尘暴 1 相反, 在蒙古国南部、中蒙边界和中国内蒙古中部的沙漠上空对应大面积的正辐射强迫, 中心值超过 5 W/m^2, 沙尘层对地气系统表现为明显的加热作用; 海洋上空的沙尘层仍然对地气系统表现为降温作用. 对比分析沙尘暴 1、沙尘暴 2 和沙尘暴 3 大气顶辐射强迫似乎揭示出这样一个事实: 在沙漠上空, 早春发生的沙尘暴, 沙尘层明显冷却地气系统, 春季中间发生的沙尘暴, 沙尘层对地气系统可能产生弱增温或弱降温, 对于春末发生的沙尘暴, 沙尘层表现为加热地气系统; 在海洋上空, 沙尘层总体表现为冷却地气系统, 但是, 随着沙尘暴发生的时间从春初越接近春末, 它对地气系统的冷却作用也表现为由强到弱.

由于沙尘在大气顶的晴空辐射强迫同时还受到沙尘层高度、沙尘光学厚度和地表状况等因素的综合影响, 因此根据上述现象并不能完全确定太阳高度角的变化是引起上述 3 次沙尘暴过程沙漠上空大气顶辐射强迫符号改变的原因. 为了进一步确定其影响因素, 根据上一节的计算和分析, 在东亚中纬度地区, 春季日均太阳高度角的变化幅度在 30%~40%之间, 冬季变化幅度甚至会更大, 设计了如下敏感性试验: 保守地假设该地区太阳高度角的变化幅度为 30%, 以沙尘暴 2 为例, 分别将太阳高度角采用实际计算值、在实际计算值的基础上提高和降低 30%, 其他量保持不变计算沙尘暴 2 爆发时大气顶晴空辐射强迫, 以最终确定太阳高度角在沙漠上空晴空辐射强迫由负到正变化中所起的作用. 将以上 3 种情况计算得到的大气顶的辐射强迫(图 3)进行对比分析可以看出, 正是太阳高度角的增加导致了陆地和海洋上空正辐射强迫值增加、负辐射强迫值降低. 在地表反照率和沙尘含量较高的内蒙古中部、黄土高原等地区, 太阳高度角对辐射强迫的影响最大, 太阳高度角增加使得这些地区由负辐射强迫转变为正辐射强迫. 在太平洋和低地表反照率的陆地上空, 太阳高度角的增加导致负辐射强迫值减小, 但太阳高度对沙尘辐射影响效应的影响程度比沙漠地区小. 分析其原因可知, 这主要是因为沙漠、戈壁等高反照率的地表能够将到达地面的太阳辐射更多地反射到气溶胶层, 更有利于多次吸收和散射过程, 因此, 这些地区对太阳高度的变化更为敏感. 整个模拟区内区域平均大气顶负辐射强迫(表 2)因为不同地区之间更多的正、负抵消, 使得其值随着太阳高度角的增加而减小.

地面辐射强迫的变化情况相对简单, 表现为负

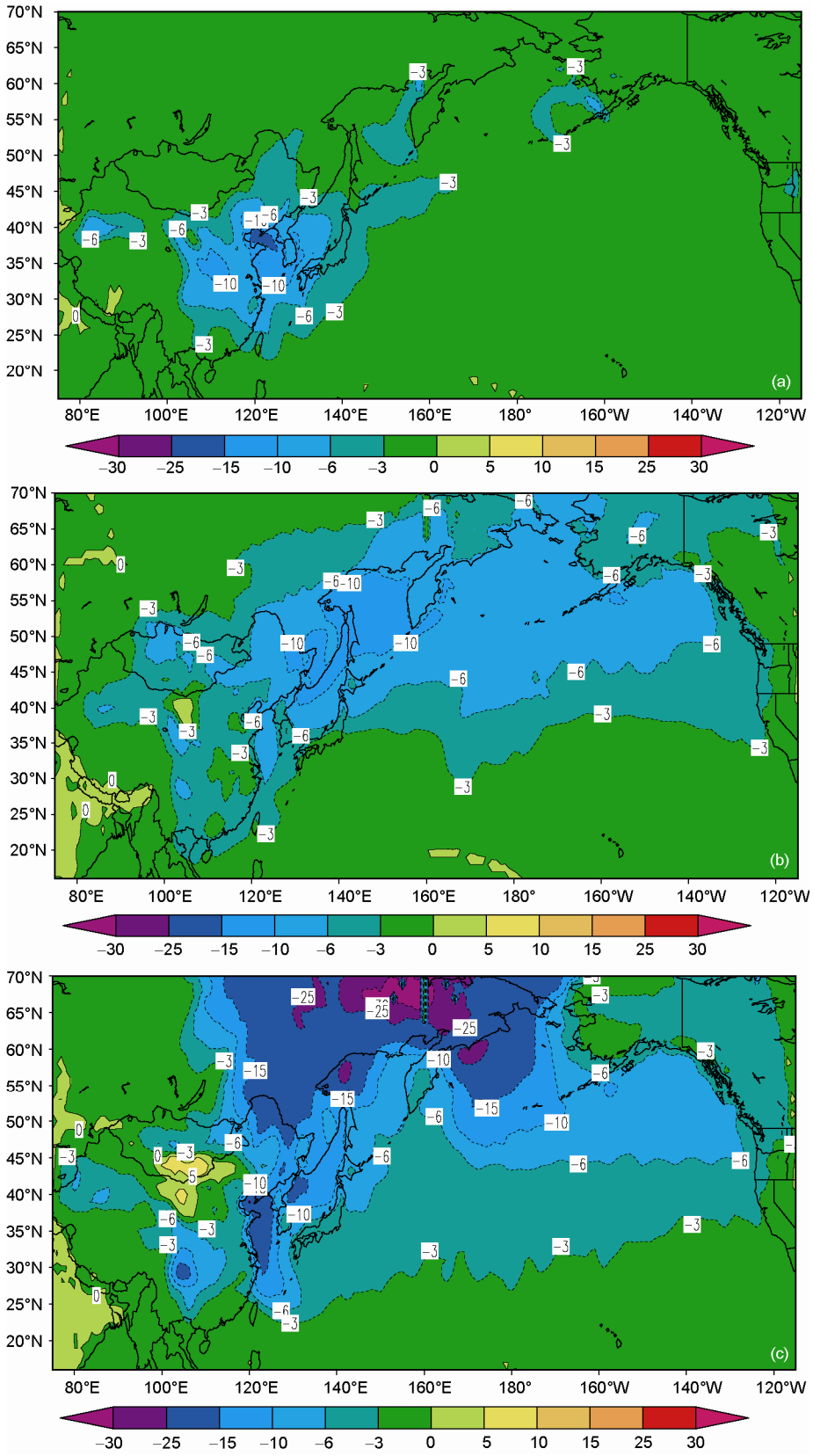


图 2 沙尘暴 1(a), 沙尘暴 2(b)和沙尘暴 3(c)大气顶的晴空辐射强迫(W/m^2)

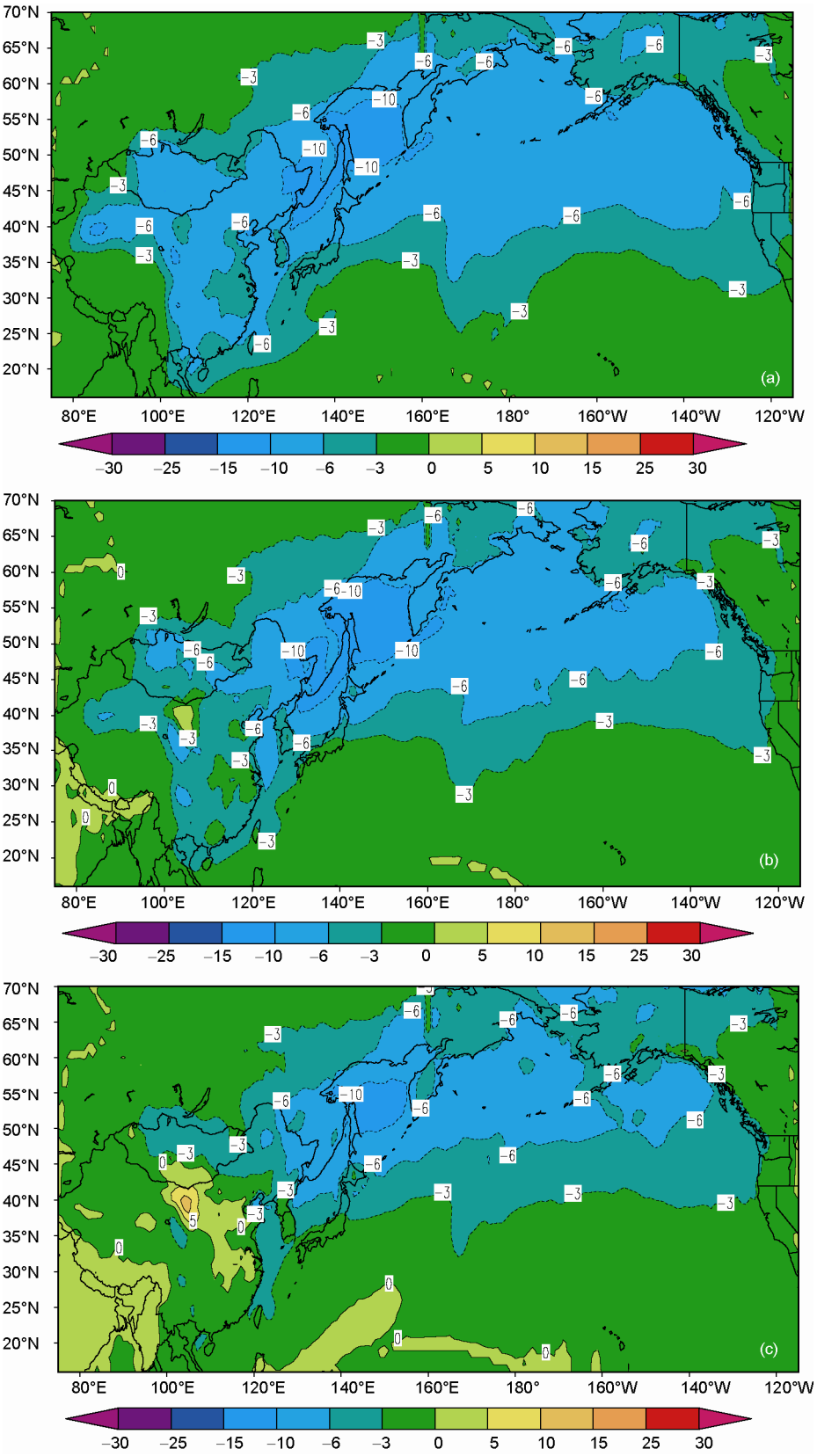


图 3　太阳高度角提高 30%(a)，正常(b)和降低 30%(c)大气顶晴空辐射强迫(W/m^2)

表 2 对应不同太阳高度角沙尘暴 3 的短波辐射强迫 (单位: W m^{-2})

太阳高度角	0.7 sinζ	sinζ	1.3 sinζ
大气顶	−4.971	−4.310	−3.348
地面	−9.081	−10.020	−10.276

辐射值强迫值随着太阳高度角的增加而增加. 可以解释为: 随着太阳高度角越大, 入射太阳辐射越强, 被沙尘层吸收和散射的太阳辐射越多, 无论陆地和海洋上空, 都会造成更大的负辐射强迫, 因此区域平均地面负辐射强迫随太阳高度角的增加值增大(表 2), 表明沙尘层对地面的降温幅度随着由春初到春末的变化增大.

综合以上沙尘暴 1、沙尘暴 2 和沙尘暴 3 的对比研究以及沙尘暴 2 对太阳高度角的敏感性试验可以确定地得出如下结论: 沙尘暴发生的时间越靠近冬季, 因为太阳高度比较低, 沙尘在大气顶的晴空辐射强迫为负值, 无论对沙漠和海洋上空, 沙尘层均表现为对地气系统的降温作用; 相反, 沙尘暴爆发时间越靠近夏季, 太阳高度角越大, 在海洋上空, 沙尘造成大气顶负辐射强迫值越小, 沙尘对地气系统的降温作用越弱. 在沙漠上空, 大气顶的负辐射强迫值甚至会随着太阳高度角的增加变为正辐射强迫, 导致对地-气系统由降温变为增温效应. 也就是说, 发生在东亚地区的沙尘暴事件, 由于发生的时间和季节不同将导致沙尘对大气动力结构的影响不同, 在沙漠地区甚至有可能相反. 在夏季, 沙尘层对地-气系统可能具有增温作用, 而在冬季则会对大气带来明显的降温, 即对于东亚沙漠源区附近, 沙尘层的直接辐射效应可能呈现“春初(冬季)冷源, 春末(夏季)热源”的特征. 上述研究结果同时也说明了太阳高度角对沙尘直接辐射效应的影响高于地表反照率. 值得注意的是, 日平均太阳高度角变化 30%的研究结果对应的是东亚中纬度地区春初和春末日均太阳高度角的最小变化, 如果考虑沙尘暴发生在冬季和夏季的区别, 以及正午太阳高度角的变化, 其实际变化幅度则远远大于 30%, 沙尘层“冬季冷源, 夏季热源”的效果实际上可能比本文的计算结果更为显著.

4 太阳高度角对沙尘云天辐射强迫的影响

上一节讨论了太阳高度角对晴空辐射强迫的影响, 而实际大气中往往是云和气溶胶共存的, 本节仍以沙尘暴 2 为例讨论太阳高度角对云天辐射强迫的影响, 并对比分析与它对晴空辐射强迫影响的异同.

4.1 云诊断方案

云对气溶胶辐射效应的影响是一个非常复杂的问题, 它与云的高度、云厚、云层与气溶胶层的相对高度、地表反照率、太阳高度角和气溶胶的光学特性等诸多因素有关, 不同研究得到的云对气溶胶对辐射强迫影响的结论也不尽相同, 有些甚至是相反的[1,3,25~28]. 关于 2001 年春季东亚地区云对沙尘辐射强迫和辐射变温率的影响, Wang 等人[7,17]已经进行了比较详细的讨论, 本文对此不再赘述. 本节是以沙尘暴 2 为例, 重点讨论太阳高度角对云天辐射强迫的影响. 本文采用了与文献[7], [17]和[29]相同的云诊断方案, 模式任意层上的云量由以下公式给出:

$$A=(1.0-A_{\mathrm{conv}})A_{\mathrm{c}}+A_{\mathrm{conv}}, \tag{9}$$

A 小于 0.999. 其中, A_{conv} 为垂直层上的对流云量, A_{c} 是中云和高云量. 对流云量的计算采用如下公式:

$$A_{\mathrm{conv}}=1.0-(1.0-\bar{A}_{\mathrm{conv}})^{1/N}, \tag{10}$$

这里 N 是模式的垂直层, $\bar{A}_{\mathrm{conv}}$ 是对流云总云量, 由以下公式计算:

$$\bar{A}_{\mathrm{conv}}=0.035\ln(1.0+\bar{M}_{\mathrm{c}}), \tag{11}$$

$\bar{M}_{\mathrm{c}}$ 是垂直平均对流通量, 由下式计算:

$$\bar{M}_{\mathrm{c}}=\int_{P_{\mathrm{T}}}^{P_{\mathrm{S}}}m_{\mathrm{c}}(p)\mathrm{d}p\Big/\int_{P_{\mathrm{T}}}^{P_{\mathrm{S}}}\mathrm{d}p, \tag{12}$$

$m_{\mathrm{c}}(p)$为气压变化率, 单位是百帕每天; P_{S} 和 P_{T} 分别为模式底层和顶层气压. 中云或高云量的诊断公式为

$$A_{\mathrm{c}}=\left[\max\left(0,\frac{RH-RH_{\mathrm{lim}}}{1-RH_{\mathrm{lim}}}\right)\right]^2, \tag{13}$$

$$RH_{\mathrm{lim}}=0.999-(1-RH_{\mathrm{mid}}^{\mathrm{high}})\left[1-\frac{N^2}{3.5\times10^{-4}}\right], \tag{14}$$

$$N^2=-\frac{g^2\rho}{\theta}\frac{\partial\theta}{\partial p}, \tag{15}$$

RH 为 NCEP 资料的相对湿度, $RH_{\mathrm{mid}}^{\mathrm{high}}$ 是中云或高云的相对湿度阀值, 根据经验直接给定, 本文计算中 RH_{mid} 取 0.78, RH^{high} 取 0.65. 模式中所用云水路径采用如下诊断方案:

$$CWP(k)=\int_{z_k}^{z_{k+1}}A\cdot\exp(-z/h_{\mathrm{l}})\mathrm{d}z, \tag{16}$$

其中，$h_1 = 700 \times \ln\left(1 + \int_{P_t}^{P_s} q \frac{\mathrm{d}p}{g}\right)$，$z_k$ 和 z_{k+1} 为模式第 k 和 k+1 层的高度. 参照 SSM/I 和 GRODY 数据[30]，A 的值设定为 0.05 gm^{-3}.

最后，模式通过自由重叠诊断计算低云(地面~700 hPa)、中云(700~400 hPa)、高云(400 hPa~模式顶)的云量. 参照全球区域平均云的气候类型和厚度[31]，辐射传输模式中将云分为 5 种(表 3)，低云包括大陆层云、海洋层云和积云. 中云以高层云为代表. 虽然积雨云的云底高度可以很低，一般与低云云底高度类似，但因为积雨云的云顶经常到达高云的垂直高度，因此，将它作为高云的代表. 对于这 5 种云，辐射传输模式分别给定消光系数、单次散射反照率和非对称因子等辐射特性.

4.2 太阳高度角的变化对云天辐射强迫的影响

在目前的研究中，一般将云天辐射强迫定义为云和气溶胶同时存在时与只有云存在时辐射通量的差值，沙尘在大气顶和地面云天辐射强迫的计算公式分别为[3]

$$\Delta F_{\mathrm{TOA}} = -(F_{\mathrm{Solar+IR}}(\uparrow_{\mathrm{TOA}}, \text{dusty+cloudy}) - F_{\mathrm{Solar+IR}}(\uparrow_{\mathrm{TOA}}, \text{cloudy})), \quad (17)$$

$$\Delta F_{\mathrm{SFC}} = F_{\mathrm{Solar+IR}}(\downarrow_{\mathrm{SFC}}, \text{dusty+cloudy}) - F_{\mathrm{Solar+IR}}(\downarrow_{\mathrm{SFC}}, \text{cloudy}). \quad (18)$$

本节仍采用了与晴空辐射强迫相同的敏感性试验进行研究：即在云天辐射强迫的计算中将太阳高度角提高 30%、采用正常值和太阳高度角降低 30%分别计算沙尘暴 2(图 4)的云天辐射强迫，将 3 者进行对比表明，整体而言，太阳高度角对云天大气顶辐射强迫的影响与它对晴空辐射强迫的影响相类似，即：太阳高度角增加，陆地上空的负辐射强迫值减小或变为正辐射强迫，正辐射强迫的值增大；海洋上空负辐射强迫值减小，由于云层和太阳高度角的共同作用，局部地区也可能由负值变为正值. 与晴空辐射强迫不同的是，在中国东部由于云的影响，当太阳高度角取比实际值提高 30%值时，中国东部地区上空大气顶辐射强迫符号和沙漠地区上空一样，表现为小的正值，沙尘层表现为对地气系统弱加热作用. 对模拟区域内进行区域平均辐射强迫的计算结果表明，太阳高度角提高 30%，大气顶云天辐射强迫降低大约 30%，大气顶晴空辐射强迫只降低 22%. 这说明，云存在时，大气顶辐射强迫随太阳高度角的改变更多，也就是说，云层的存在放大了太阳高度角对大气顶短波辐射强迫的影响. 根据以往研究结果，上述结果主要是因为低云的存在放大了太阳高度角对大气顶辐射强迫的影响. 这是因为低云的云层低，一般位于沙尘层之下，它的存在相当于提高地表反照率，将更多的太阳辐射反射回大气层，因而当太阳高度角增大时，反射的太阳辐射也随之增多，因此与无云的状况相比，大气顶短波辐射强迫的改变更多. 这一研究结果表明，低云的存在可能由于放大了太阳高度角对沙尘气溶胶辐射强迫的影响，使得沙漠附近上空沙尘由“冷却地气”到转变为“加热地气”的时间提早，或使得沙尘的直接辐射效应在有低云存在的东亚地区陆地上空与沙漠上空一样呈现“冬季冷源，夏季热源”或“春初冷源，春末热源”这一特征.

表 3 云分类

云分类		云高
低云	大陆层云	陆地上空，地面~900 hPa
	海洋层云	海洋上空，海面~900 hPa
	积云	900~700 hPa
中云	高层云	700~400 hPa
高云	积雨云	400 hPa 以上

5 讨论

为了讨论东亚-北太平洋地区太阳高度的逐日季节变化对沙尘暴爆发时沙尘直接辐射强迫的影响，本文选择了东亚地区 2001 年春季开始、春季中间和春季结束时的发生的 3 次典型的沙尘暴过程，分别计算了 3 次沙尘暴在大气顶造成的过程平均的晴空辐射强迫. 发现随着这 3 次沙尘暴过程发生的日期由春季开始到春节结束，沙尘在东亚沙漠源区附近的大气顶晴空辐射强迫由负值逐渐转变为正值，即对地气系统由降温作用转变为增温作用. 为了进一步确定沙尘在大气顶的晴空辐射强迫的这一变化趋势中太阳高度角的影响，首先计算了该地区沿纬度平均的太阳高度角在整个春季和由冬季到夏季的逐日变化幅度，并根据该变化幅度，设计了如下敏感性试验：选取其中 1 次沙尘暴过程，分别将该地区太阳高度角采用实际计算值、提高 30%和降低 30%模拟计算了沙尘晴空和云天辐射强迫，以确定太阳高度对沙尘晴空和云天辐射效应的影响. 对比分析 2001 春季的 3 次沙尘暴过程和敏感性试验所计算的沙尘在大气

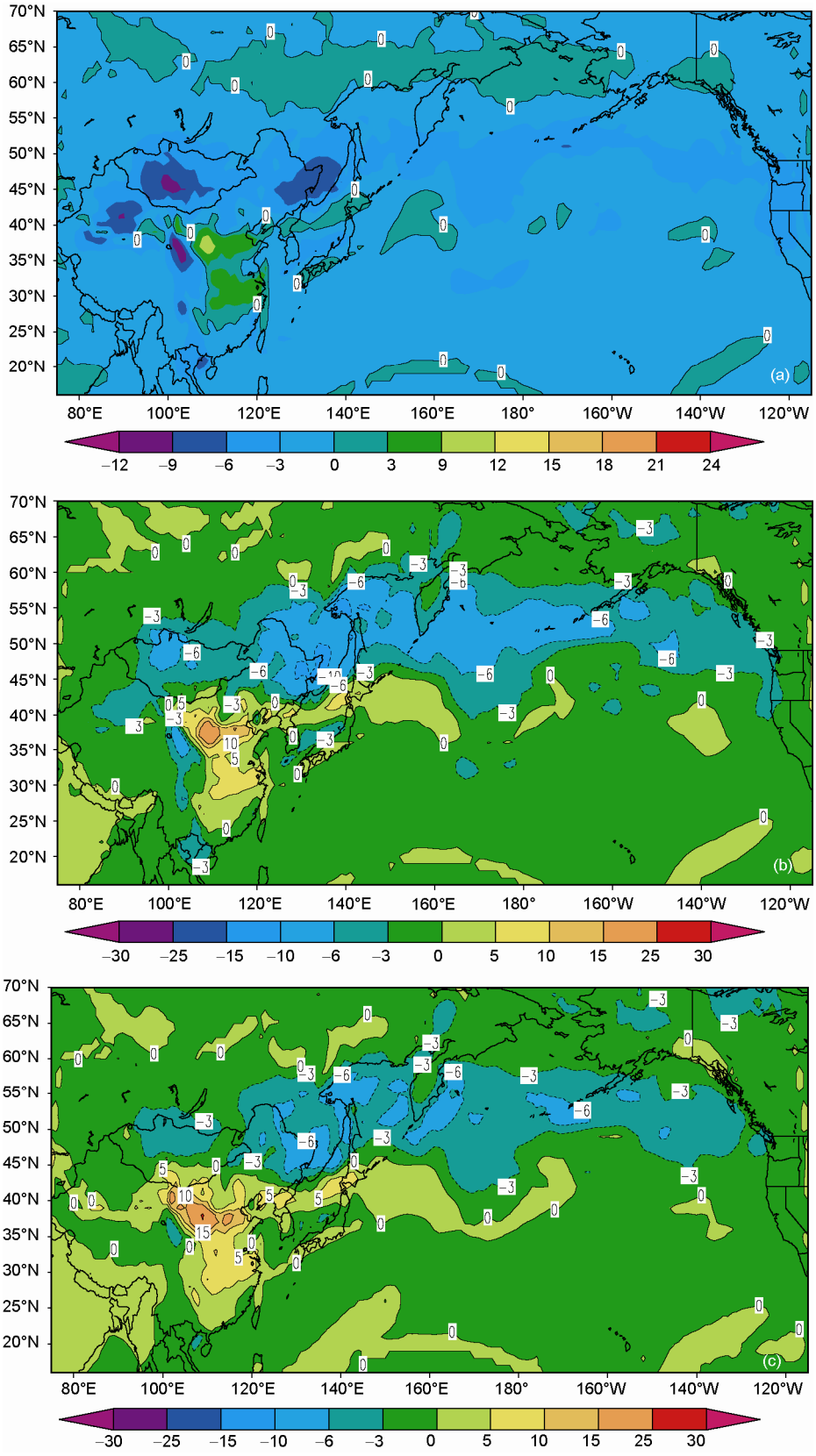


图 4 太阳高度角提高 30%(a), 正常(b)和降低 30%(c)大气顶云天辐射强迫(W/m^2)

顶的辐射强迫的结果, 可以将主要结论总结为以下几方面:

东亚-北太平洋地区, 随着春初(冬季)到春末(夏季)太阳高度角的逐日增加, 沙尘暴过程所造成的大气顶晴空正辐射强迫增加、负辐射强迫降低. 在典型的高地表反照率的沙漠上空, 太阳高度角的增加可以导致这些地区由大气顶负辐射强迫转变为正辐射强迫, 对地气系统由辐射降温转变为辐射增温. 表明冬季或初春发生的沙尘暴对沙漠上空地气系统为降温作用, 晚春或夏季发生的沙尘暴则对地气系统具有增温作用; 在典型地表反照率比较低的海洋上空, 随着春初(冬季)到春末(夏季)太阳高度角的增加, 沙尘在大气顶晴空辐射强迫的负值由大变小, 说明冬季或初春发生的沙尘暴可能对海洋上空地气系统具有比较强降温作用, 晚春(夏季)发生的沙尘暴对海洋上空地气系统具有较弱的降温作用. 越靠近春末或夏季发生的沙尘暴事件, 由于陆地和海洋上空正、负辐射强迫的更多地相互抵消, 东亚-北太平洋地区区域平均大气顶晴空负辐射强迫的值越小. 太阳高度角对云天辐射强迫的影响与它对晴空辐射强迫影响的结论相似, 只不过低云的存在起到了光亮地面的作用, 放大了太阳高度角对大气顶辐射强迫的影响. 这一方面表现为与晴空辐射强迫相比, 不仅在沙漠地区, 而且中国东部的大陆地区甚至海洋局部地区, 随着由春初(或冬季)到春末(或夏季)太阳高度角的增加, 沙尘的云天辐射强迫都呈现出由负到正的变化, 即对地气系统由降温作用到增温作用的逆转. 另一方面, 低云的存在使得沙尘层对地气系统由降温转变为增温的时间根据云量和云高情况而比晴空时有所提前. 上述研结果表明, 在东亚沙漠和附近大陆地区, 同等强度的沙尘暴事件, 仅仅因为发生的季节和时间不同, 沙尘的直接辐射效应对局地地气系统热力、动力结构的影响会有很大差异甚至具有相反的影响, 从冬季到夏季, 从春初到春末, 不同程度地呈现出“冬季降温, 夏季增温”或 “春初降温, 春末增温”的特征.

参考文献

1 Liao H, Seinfeld J H. Effects of clouds on direct aerosol radiative forcing of climate. J Geophys Res, 1998, 103: 3781–3788

2 Fouquart Y, Bronnel B, Brognig D, et al. Observation of Saharan aerosols: Results of ECLATS field experiment pat II-broadland radiative characteristics of the aerosols and vertical radiative flux divergences. J Clim Appl Meteor, 1987, 26: 38–25

3 Qiujiano A L, Sokolik I N, Toon O B. Radiative heating rates and direct radiative forcing by mineral dust in cloudy atmospheric conditions. J Geophy Res, 105: 12207–12219

4 Nemesure S, Wagener R, Schwartz S E. Direct shortwave forcing of climate by anthropogenic sulfate aerosol: Sensitivity to particle size, composition, and relative humidity. J Geophys Res, 1995, 100: 26105–26116

5 Pilinis C, Pandis S N, Seinfeld J H. Sensitivity of direct climate forcing by atmospheric aerosols to aerosol size and composition. J Geophys Res, 1995, 100: 18739–18754

6 Russell P B, Kinne S A, Bergstrom R W. Aerosol climate effects: Local radiative forcing and column closure experiments. J Geophy Res, 1997, 102: 9347–9470

7 Wang H, Shi G Y, Li W, et al. The impacts of optical properties on radiative forcing due to dust aerosol. Adv Atmos Sci, 2006, 23: 431–441

8 Redemann J, Turco R P, Liou K N, et al. Case studies of the vertical structure of the direct shortwave aerosol radiative forcing during TARFOX. J Geophys Res, 2000, 105: 9971–9980

9 Gong S L, Barrie L A, Blanchet J P, et al. Canadian Aerosol Module: A size-segregated simulation of atmospheric aerosol processes for climate and air quality models: 1 Module development. J Geophys Res, 2003, 108: doi: 10.1029/2001JD002002

10 Gong S L, Zhang X Y, Zhao T L, et al. Characterization of soil dust aerosol in China and its transport and distribution during 2001 ACE-Asia: 2. Model simulation and validation. J Geophys Res, 2003, 108: doi: 10.1029/2002JD002633

11 Dickinson R E, Henderson-Sellers A, Kennedy P J, et al. Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS) for the NCAR Community Climate Model. Boulder: National Center for Atmospheric Research, 1986

12 王标. 气候模拟中的辐射传输模式. 博士学位论文. 北京: 中国科学院大气物理研究所, 1996. 1–40

13 石广玉. 大气辐射计算的吸收系数分布模式. 大气科学, 1998, 22: 659–676

14 Zhang L H, Shi G Y. The Impact of relative humidity on the radiative property and radiative forcing of sulfate aerosol. Acta Geol Sin, 2001, 15: 465–476

15 王喜红, 石广玉, 马晓燕. 东亚地区对流层人为硫酸盐辐射强迫及其温度响应. 大气科学, 2002, 26: 33–42
16 Ma X Y, Guo Y F, Shi G Y, et al. Numerical simulation of global temperature change during the 20th century with the IAP/LASG GOALS Model. Adv Atmos Sci, 2004, 2: 77–85
17 王宏, 石广玉, Aoki T, et al. 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, 2004, 49: 1993–1999
18 王宏, 石广玉, 王标, 等. 中国沙漠沙尘气溶胶对沙漠源区以及北太平洋地区大气的辐射加热特征. 大气科学, 2007, 31: 515–526
19 周自江, 王锡稳. 西北地区东部群发性强沙尘暴序列的建立与分析. 地理学报, 2002, 57: 437–442
20 杨得保, 尚可政, 王式功. 沙尘暴. 北京: 气象出版社, 2003. 39–45
21 岳虎, 王锡稳, 李耀辉, 等. 甘肃强沙尘暴个例分析研究(1955~2002). 北京: 气象出版社, 2003. 1–50
22 张小曳, 龚山陵. 2006 年春季的东北亚沙尘暴. 北京: 气象出版社, 2006. 1–118
23 陈勇, 陈德辉, 王宏, 等. 河西走廊夏季强沙尘暴数值模拟试验. 气象科技, 2007, 35: 393–399
24 Paltridge G W, Platt C M R. Radiative Processes in Meteorology and Climatology. Amsterdam: Elsevier Press, 1976. 1–318
25 Carlson T N, Benjamin S. Radiative heating rates for Sahara dust. J Atmos Sci, 1980, 37: 193–197
26 Woolword S. Modeling the atmospheric life cycle and radiative impact of mineral dust in the Hadley Center climate model. J Geophys Res, 2001, 106: 18155–18166
27 Jacobson M Z. Global direct radiative forcing of multicomponent anthropogenic and natural aerosol. J Geophys Res, 2001, 106: 1551–1568
28 Myhre G, Stordal F. Global sensitivity experiments of the radiative forcing due to mineral aerosols. J Geophy Res, 2001, 106: 18193–18204
29 王宏. 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. 博士学位论文. 北京: 中国科学院大气物理研究所, 2004. 1–143
30 Chen S H, Vandenberghe F, Petty G W, et al. Application of SSM/I satellite data to a hurricane simulation. Q J R Meteorol Soc, 2004, 130: 801–825
31 Liao X, Rind D, RossowW B. Comparison between SAGE II and ISCCP high-level clouds, Part II: Locating cloud tops. J Geophys Res, 1995b, 100: 1137–1147