中国科学: 地球科学 2012 年 第 42 卷 第 7 期: 1094 ~ 1103
www.scichina.com earth.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

论 文

青藏高原对东亚上空沙尘气溶胶贡献的数值模拟分析

毛睿[①②*], 龚道溢[①], YaPing SHAO[③], 邬光剑[④], 包景东[②]

① 北京师范大学地表过程与资源生态国家重点实验室, 北京 100875;
② 北京师范大学物理学系, 北京 100875;
③ Institute of Geophysics and Meteorology, University of Cologne, Cologne D-50923, Germany;
④ 中国科学院青藏高原研究所, 北京 100085
* E-mail: mr@bnu.edu.cn

收稿日期: 2011-11-15; 接受日期: 2012-04-05
国家自然科学基金(批准号: 41101075)、国家基础研究计划(编号: 2012CB955401)、中国博士后科学基金(批准号: 20090460222, 201104060)和地表过程与资源生态国家重点实验室项目(编号: 2011-RC-01)资助

摘要 青藏高原可能是东亚上空沙尘气溶胶的潜在来源, 目前对于青藏高原上空沙尘气溶胶的逐月变化, 以及青藏高原对东亚上空沙尘气溶胶的贡献, 存在不确定认识. 利用沙尘暴频次、遥感资料反演的气溶胶指数和模式模拟结果, 分析了青藏高原上空沙尘气溶胶的逐月变化以及青藏高原对东亚上空沙尘气溶胶的贡献. 结果表明, 青藏高原近地面沙尘浓度从 10 月开始增加, 在次年 2~3 月达到峰值, 然后开始减少, 青藏高原上空对流层高层沙尘浓度从 1 月开始增加, 峰值位于 5~6 月, 然后开始减少. 青藏高原对东亚上空沙尘气溶胶的贡献主要集中在青藏高原上空, 对中国东部上空贡献较少. 青藏高原对青藏高原上空沙尘气溶胶的贡献随着高度升高在逐渐减少, 年均贡献率在近地面为 69%, 在 0.975 Sigma 高度上为 40%, 在 0.85 Sigma 高度上为 5%; 不同高度上贡献的逐月变化存在差异, 近地面上贡献率在 10~5 月较高(平均贡献率为 80%), 在 6~9 月较低(平均贡献率为 45%), 0.975 Sigma 高度上贡献率在 11~4 月较高(平均贡献率为 72%), 在 5~10 月较低(平均贡献率为 9%), 0.85 Sigma 高度上贡献率在 2~3 月偏高(平均贡献率约为 21%), 其他月份偏低(平均贡献率不足 5%). 青藏高原对中国东部上空沙尘气溶胶的贡献主要位于 2~3 月, 贡献率约为 1~10%.

关键词
青藏高原
沙尘气溶胶
气溶胶指数
沙尘数值模拟
沙源

近年来, 东亚上空沙尘气溶胶的辐射强迫和气候效应成为东亚气候变化研究的热点问题[1~3]. 沙尘气溶胶不仅通过反射、散射和吸收太阳辐射, 直接影响太阳辐射平衡[4], 而且通过影响云的物理和微物理结构, 间接影响降水变化[5]. 东亚上空的沙尘气溶胶还可以利用西风传输到达太平洋上空, 通过沉降入海为海洋补充铁、氮等营养物质, 进而改变海洋和大气之间辐射活性气体的交换能力, 从而影响全球气候变化[6,7]. 因此, 揭示东亚上空沙尘气溶胶的来源, 估算不同来源对东亚上空沙尘气溶胶的贡献, 是研

英文引用格式: Mao R, Gong D Y, Shao Y, et al. Numerical analysis for contribution of the Tibetan Plateau to dust aerosols in the atmosphere over the East Asia. Sci China Earth Sci, 2012, doi: 10.1007/s11430-012-4460-x

究东亚上空沙尘气溶胶气候效应的重要基础.

青藏高原可能是东亚上空沙尘气溶胶的重要源地[8]. 青藏高原上分布着大片的流动沙丘和荒漠化土地, 其中在喜马拉雅山和冈底斯山之间的雅鲁藏布江及其支流河谷(海拔约 3600 m), 风沙活动面积约 2000 km^2, 在冈底斯山和昆仑山之间的藏北高原上, 风蚀地貌和流动沙丘的面积约为 400 km^2, 在黄河、长江源区分布着大片活动沙丘、沙漠化草甸土和草原土[8]. 广泛分布的沙源为青藏高原的风沙活动提供了物质来源. 此外, 由于青藏高原地势高, 大气活动剧烈频繁, 沙源的沙尘能够较为容易地进入对流层中高层并进行远距离传输. 以上因素使得青藏高原可能是东亚上空沙尘气溶胶的重要源地.

青藏高原对东亚上空沙尘气溶胶的贡献存在季节变化. 青藏高原上空冬、春和夏季存在频繁的沙尘传输活动[9,10], 表明青藏高原对东亚上空沙尘气溶胶的贡献可能在冬、春和夏季较大, 在秋季较低. 青藏高原对东亚上空沙尘气溶胶的贡献同样存在垂直变化. Huang 等[11]利用 2006 年 6~9 月正交偏振云激光雷达资料(CALIPSO)统计了青藏高原上空气柱中消偏比(depolarization ratio)的频次分布, 发现从近地面到对流层高层消偏比超过 20%的格点在迅速减少. 消偏比越高沙尘浓度越高, 因此该结果暗示青藏高原对东亚上空沙尘气溶胶的贡献可能随着高度升高而迅速减少.

资料短缺是制约青藏高原沙尘气溶胶研究的主要原因. 目前采用的资料分两类: 一是气象记录和地质记录, 二是遥感资料. 气象记录包括沙尘天气记录、地表及高空沙尘气溶胶观测记录[5,10], 地质记录包括冰芯、深海沉积和黄土沉积等[9,12]; 遥感资料包括平流层气溶胶和痕量气体实验 II 资料[13]、臭氧监测仪气溶胶指数(OMI), CALIPSO 和中分辨率成像光谱仪(MODIS)的气溶胶光学厚度等[10]. 由于高原上站点少且分布不均, 造成青藏高原上空沙尘气溶胶的资料较少, 很难反映整个青藏高原对东亚上空沙尘气溶胶的贡献. 遥感资料虽然能够提供整个青藏高原上空水平方向和垂直方向上沙尘气溶胶的分布, 但是遥感资料在时间上是不连续的, 而且很难定量给出沙尘气溶胶的数量.

近年来, 一些学者利用沙尘模式模拟沙尘天气过程, 然后基于模拟的沙尘变量进行沙尘气溶胶研究. 例如 Uno 等[7]利用沙尘模式和 CALIPSO 资料模拟了 2007 年 5 月塔里木盆地的一次沙尘暴事件, 模拟结果再现了沙尘从塔里木盆地出发, 然后环绕地球一周半, 最后沉降到太平洋的过程. Zhao 等[14]模拟了近 40 年的东亚沙尘天气过程, Gong 等[15]基于模拟结果分析了大气环流因子对沙尘暴频次、沙尘传输和沙尘沉降的影响. Zhang 等[16]利用沙尘模式估算了东亚不同沙源对东亚沙尘起沙量的贡献率. 上述工作表明, 利用沙尘模式来研究青藏高原对东亚上空沙尘气溶胶的贡献是值得尝试的. 因此, 本文利用集成风蚀预报系统(Integrated Wind Erosion Modeling System, IWEMS)来模拟青藏高原及其周边地区的沙尘天气过程, 然后基于模拟结果分析青藏高原上空沙尘气溶胶的逐月变化, 以及青藏高原对东亚上空沙尘气溶胶的贡献率, 研究结论有助于增强对青藏高原上空沙尘气溶胶的认识.

1 观测资料、模式简介和试验方法

1.1 观测资料

我们利用沙尘暴频次来反映近地面沙尘浓度的变化. 一般情况下, 沙尘暴发生能够显著增加近地面沙尘浓度, 因此在长时间尺度上沙尘暴频次的高低能够反映近地面沙尘浓度的高低. 沙尘暴记录由国家气象信息中心气象资料室提供, 时间长度为 1954~2007 年, 包括沙尘暴发生站点、起止时间、风速和风向等指标. 我们选取青藏高原上海拔高度≥3000 m 的气象站点来计算青藏高原的沙尘暴频次(3000 m 高度的选取原因, 参见 2.3 节), 所选站点主要分布在高原东部和中部(图 1), 共 18 个站. 沙尘暴频次是统计时段内沙尘暴日数的总和. 青藏高原的沙尘暴频次为所选站点沙尘暴频次的平均值.

我们采用 TOMS(Total Ozone Mapping Spectrometer)气溶胶指数(Aerosol Index, AI)来刻画青藏高原上空对流层高层沙尘浓度的变化. 青藏高原上空沙尘气溶胶的来源较广, 包括塔里木盆地、塔尔沙漠和阿拉伯半岛等地, 因此采用青藏高原的沙尘暴频次无法准确反映青藏高原上空对流层高层沙尘浓度的变化. AI 资料被广泛用于沙尘气溶胶的研究中[10], 资料取自 ftp://toms.gsfc.nasa.gov/pub/version8/aerosol/, 时间长度为 1979~2005 年. 我们计算了逐日的青藏高原上空海拔高度≥3000 m 范围内 AI 的总和, 然后将每个月内的逐日 AI 总和平均, 便得到了逐月的 AI 总

和. 由于 AI 资料在 1993 年 5 月到 1996 年 7 月存在间断, 间断之前和间断之后的数据无法放在一起分析, 因此我们分别分析了 1979~1992 和 1997~2005 年 AI 总和的逐月变化.

需要指出的是, 使用 AI 资料存在三方面不确定性: (1) 云对 AI 资料的影响. 青藏高原南部及东南部有大量的云存在, 特别是在夏季, 云的存在可能会影响 AI 对气溶胶信息的反演. AI 算法决定 AI 取正值时主要反映紫外可吸收气溶胶(UV absorbing aerosols), AI 在零值附近主要反映云的信息, AI 取负值时主要反映散射气溶胶[17]. 因为 AI 资料均为正值, 所以 AI 资料受云的影响较小. (2) AI 资料对沙尘气溶胶的代表性. 黑碳和其他有机碳气溶胶与沙尘气溶胶一样, 同属于紫外可吸收气溶胶(UV absorbing aerosols), 因此 AI 资料也可能反映黑碳等其他气溶胶. 由于沙尘气溶胶是紫外可吸收气溶胶的主要部分, 以及沙尘气溶胶是青藏高原上空气溶胶的主要部分[18], 因此采用 AI 总和反映青藏高原上空对流层高层沙尘气溶胶的变化, 有一定可信度. (3) AI 资料与沙尘浓度的线性关系. 许多工作采用 AI 高值区来辨认沙源和沙尘传输过程[14,17], 因此本文假设 AI 与沙尘气溶胶含量可能存在正相关关系, 即青藏高原上空 AI 总和越大, 则青藏高原上空对流层高层沙尘浓度越高.

1.2 模式简介

我们选择 IWEMS 模拟青藏高原及其周边地区的沙尘天气过程. IWEMS 是区域模式, 包含大气模式、陆面模块、风蚀模块、沙尘传输和沉降模块以及地理信息系统(Geographic Information System, GIS)数据库. 大气模式作为主模块驱动其他模块的运行. 陆面模块预报陆-气之间的能量、动量和质量交换以及土壤湿度. 风蚀模块综合考虑了大气模式产生的摩擦速度、陆面模块产生的土壤湿度和 GIS 数据库中的下垫面参数后, 预报出不同粒径组沙尘的水平起沙量和垂直起沙量. 沙尘传输和沉降模块从大气模式中获取流速度、湍流数据和降水等数据, 从风蚀模块中获取起沙量, 最后计算出沙尘浓度等多个沙尘变量[19].

IWEMS 被广泛用于东亚沙尘天气的模拟, 它能够较为准确地预报起沙、传输和沉降等过程的沙尘变量. IWEMS 的起沙参数化方案对起沙过程描述较为全面, 包括空气加卷、跃移碰撞和团粒破碎等动力学过程. IWEMS 考虑了较多影响起沙过程的因子, 包括地表覆盖、土壤机械组成和植物根系等因子[20,21]. IWEMS 能够进行长时间的连续积分. Mao 等[22,23]利用 IWEMS 模拟了 1982~2006 年东亚沙尘天气过程, 并且利用模拟结果分析了北极涛动对东亚对流层中高层沙尘气溶胶传输的影响.

模拟过程中, 地面沙源依据文献[24]. 大气模式的初始场和侧边界场由 National Centers for Environmental Prediction and National Center for Atmospheric Research (NCEP/NCAR)再分析资料提供, 每 6 h 更新一次大气侧边界场, 保证模拟过程中青藏高原及其周边地区的大气变化与真实大气变化基本一致. 叶面积指数(leaf area index, LAI)依据文献[25], 植被盖度(vegetation cover, VC)由归一化植被指数(NDVI)转换而成[26,27], 每月更新一次 LAI 和 VC. 由于模拟区内植被状况变化较小, 所以在模拟过程中不考虑植被状况的年际变化, 逐月输入的 LAI 和 VC 是 1982~2006 年相应月份 LAI 和 VC 的均值. 其他下垫面资料(例如土壤结构、植被类型和植被高度等)不变.

1.3 试验方法

我们设计了两组试验来分析青藏高原对东亚上空沙尘气溶胶的贡献: 第一组为观测试验(OBS), 即在不改变任何参数的情况下连续积分; 第二组为控制试验(CTRL), 即在去除青藏高原上海拔高度≥3000 m 沙源的情况下连续积分. 两组试验的差别在于所用沙源不同, 其他条件均相同. OBS 模拟了与真实状况相似的青藏高原及其周边地区的沙尘天气过程, CTRL 模拟了青藏高原上海拔高度较高的沙源不存在时青藏高原及其周边地区的沙尘天气过程. OBS 的模拟结果与 CTRL 的模拟结果相减(OBS−CTRL), 便得到了青藏高原对东亚沙尘气溶胶的贡献.

为了突出青藏高原对东亚上空沙尘气溶胶的贡献, 我们依据青藏高原沙尘暴频次对模拟年份进行了挑选. 青藏高原沙尘暴频次越高, 表明青藏高原对东亚上空沙尘气溶胶的贡献可能越高. 我们选择近 50 年内青藏高原沙尘暴频次最多的 5 年进行模拟, 即 1972, 1974, 1976, 1979 和 1984 年(图 2), 每年均从 1 月 1 日连续积分到 12 月 31 日, 初始时刻沙尘浓度为零.

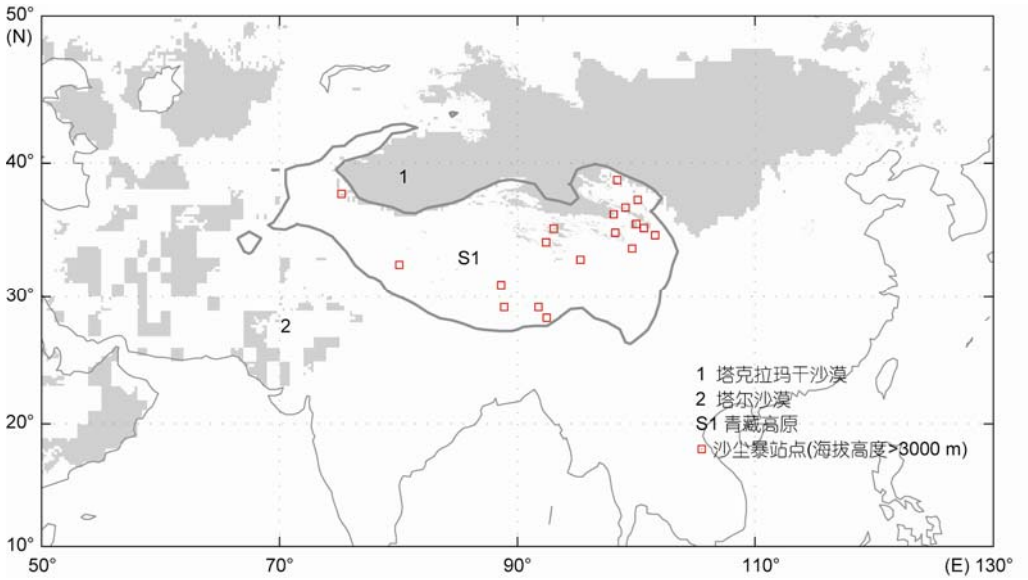

图 1　模拟区和沙尘暴站点

阴影表示模拟所用的沙源, 黑色等值线代表海拔高度≥3000 m 的区域

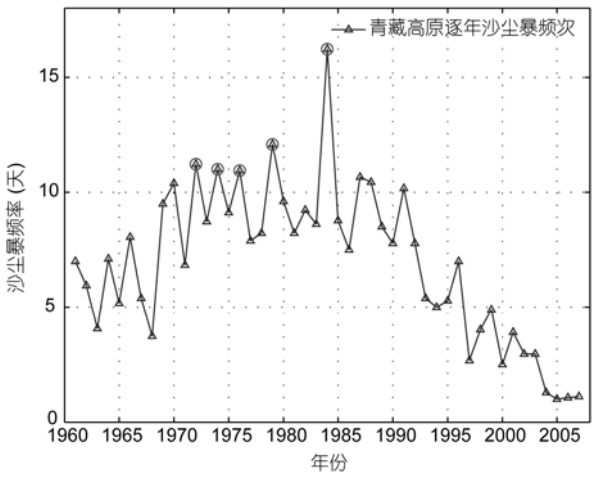

图 2　青藏高原沙尘暴频次的年际变化

圆圈为模拟所选年份, 依次为 1972, 1974, 1976, 1979 年和 1984 年

为了使研究结论较为可靠, 我们在研究中考虑两点: 一是分析贡献率而不是贡献量, 二是分析海拔高度较高的沙源. 青藏高原及其周边地区地域宽广, 下垫面非常复杂, 导致 IWEMS 对沙尘变量的模拟结果很难与观测事实一致, 我们通过分析贡献率来减少模式模拟的系统性误差, 因为模拟贡献率与真实贡献率的差异要远远小于模拟贡献量与真实贡献量的差异. 此外, 在研究中我们主要分析海拔高度≥3000 m 的沙源对东亚上空沙尘气溶胶的贡献, 因为海拔较高的沙源较为容易将沙尘传输到对流层中高层, 然后进行远距离传输.

2　青藏高原上空沙尘浓度的逐月变化

2.1　观测资料所得的逐月变化

我们利用沙尘暴频次和 AI 总和来反映青藏高原上空沙尘浓度的逐月变化, 其中沙尘暴频次反映近地面沙尘浓度的变化, AI 总和反映对流层高层沙尘浓度的变化. 由于 AI 资料存在间断, 为了保证沙尘暴频次与 AI 资料分析时段一致, 我们分析了两个不同时段沙尘暴频次的逐月变化, 即 1979~1992 年和 1997~2005 年. 为了对比, 我们也检查了 1961~2007 年沙尘暴频次的逐月变化(图 3(a)). 总体来看, 在三个不同时段里沙尘暴频次的逐月变化基本一致, 即从 10 月开始增加, 在次年 2~3 月达到峰值后开始减少, 一直到 9 月后又开始增加, 12~4 月是沙尘暴频次最高的时段. 以 1961~2007 年为例, 12~4 月沙尘暴频次总和为 5.7 天, 全年沙尘暴频次总和为 7.0 天, 12~4 月沙尘暴频次占全年沙尘暴频次的 82%.

图 3(b)分析了 AI 总和的逐月变化. 1979~1992 年和 1997~2005 年 AI 总和的逐月变化基本一致. AI 总和从 1 月开始增加, 在 4~6 月达到峰值, 然后开始减少, 一直到 12 月后又开始增加, 4~6 月是 AI 总和最高

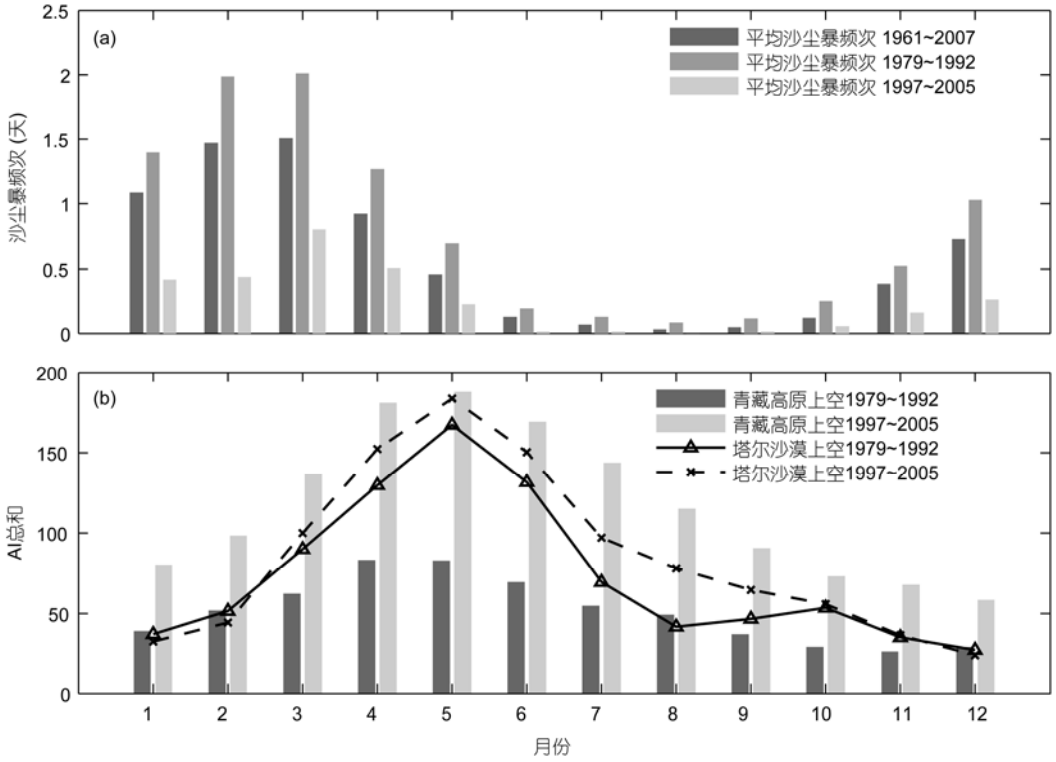

图 3　青藏高原沙尘暴频次(a)和青藏高原上空 AI 总和(b)的逐月变化

塔尔沙漠范围为 70°~80°E 和 20°~30°N

的时段. 以 1979~1992 年为例, 4~6 月的 AI 总和约为 235, 全年 AI 总和为 616, 4~6 月 AI 总和占全年 AI 总和的 38%. AI 总和的逐月变化与 Xia 等[28]结论一致. Xia 等[28]分析了青藏高原上空气溶胶光学厚度的逐月变化, 结果表明青藏高原上空气溶胶光学厚度在春季和夏季偏高, 其中在 5 月或 6 月出现峰值.

上述分析表明, 沙尘暴频次与 AI 总和的逐月变化不同, 前者峰值在 2~3 月, 后者峰值在 4~6 月. 沙尘暴频次偏高时, 近地面沙尘浓度偏高, 增加了从地表上升至青藏高原上空对流层高层的沙尘气溶胶, 因此青藏高原对东亚沙尘气溶胶的贡献可能主要集中在 12~4 月, 其中贡献最大的时段是 2~3 月. 4~6 月 AI 总和最高, 表明该时段青藏高原上空对流层高层的沙尘气溶胶含量最高, 由于该时段与青藏高原沙尘暴频次的峰值不一致, 由此推断青藏高原上空的沙尘气溶胶在晚春至夏季可能存在其他重要源地.

2.2　模拟结果所得的逐月变化

图 4 给出了模拟结果所得的青藏高原上空沙尘浓度的逐月变化. 总体来看, 近地面沙尘浓度要远远高于对流层高层的沙尘浓度, 近地面年均沙尘浓度为 92 μg m^{-3}, 0.975 Sigma 高度(距地面约 250 m)年均沙尘浓度为 16 μg m^{-3}, 0.85 Sigma 高度(距地面约 1500 m)年均沙尘浓度为 5 μg m^{-3}. 近地面和 0.85 Sigma 高度上沙尘浓度的逐月变化存在显著差异, 主要表现为峰值时段不同. 近地面沙尘浓度在冬、春季较高, 沙尘浓度的峰值位于 11 月至次年 4 月, 该时段平均沙尘浓度为 153 μg m^{-3}, 其他月份平均沙尘浓度较低, 仅为 36 μg m^{-3}. 0.85 Sigma 高度上沙尘浓度在晚春和夏季较高, 沙尘浓度的峰值位于 4~7 月, 该时段平均沙尘浓度为 11 μg m^{-3}, 其他月份平均沙尘浓度仅为 2 μg m^{-3}. 受 0.85 Sigma 高度和近地面沙尘浓度的共同影响, 0.975 Sigma 高度上沙尘浓度在 11~7 月偏高, 该时段平均沙尘浓度为 21 μg m^{-3}, 其他月份平均沙尘浓度较低, 仅为 6.8 μg m^{-3}.

从图 3 和 4 可以看出, 模式模拟与观测资料所得结论较为一致, 模拟的近地面沙尘浓度在 11~4 月偏高, 观测的沙尘暴频次在 12~4 月偏高, 模拟的 0.85

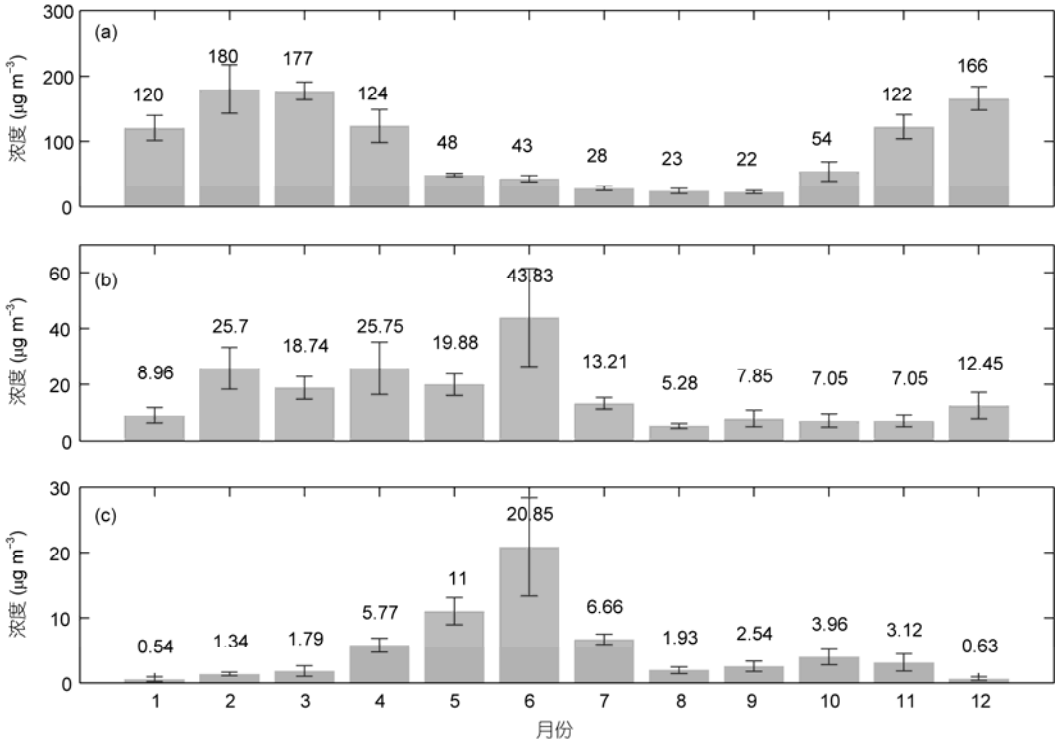

图 4　模拟的青藏高原近地面(a)、0.975 Sigma 高度(b)和 0.85 Sigma 高度上(c)的沙尘浓度

柱形图上实线为标准误差

Sigma 高度上沙尘浓度在 4~7 月偏高, 观测的 AI 总和在 4~6 月偏高. 因此, 青藏高原对青藏高原上空沙尘气溶胶的贡献主要集中在近地面和 0.975 Sigma 高度上, 贡献较大时段为 11~4 月.

3　青藏高原对东亚上空沙尘气溶胶的贡献

3.1　对青藏高原上空沙尘气溶胶的贡献

我们首先分析了青藏高原对青藏高原上空沙尘气溶胶的贡献率. 贡献率计算方法如下: 以 0.85 Sigma 高度为例, 首先计算 OBS 试验与 CTRL 试验在青藏高原上空 0.85 Sigma 高度上的平均沙尘浓度 (OBS 的结果为 C_{obs}, CTRL 的结果为 C_{ctrl}), 然后计算两个平均沙尘浓度的差(C_{obs}–C_{ctrl}), 最后求出平均沙尘浓度的差占 C_{obs} 的比率, 该比率为青藏高原对青藏高原上空 0.85 Sigma 高度上沙尘气溶胶的贡献率. 依据此法, 得出青藏高原对青藏高原上空不同高度上沙尘气溶胶的贡献率.

图 5 给出了青藏高原对青藏高原上空沙尘气溶胶的贡献率. 总的来看, 随着高度升高, 贡献率在迅速减少, 在近地面、0.975 Sigma 高度和 0.85 Sigma 高度上年均贡献率依次为 69%, 40%和 5%, 其中近地面结果与张小曳等[29]一致. 张小曳等[29]通过对 1993 年 9 月至 1994 年 5 月在五道梁采集的大气气溶胶粒子分析后得出, 青藏高原对青藏高原大气气溶胶粒子的贡献率占 70%. 此外, 不同高度上逐月贡献率存在差异. 近地面上贡献率在 10~5 月较高, 平均贡献率为 80%, 在 6~9 月平均贡献率仅为 45%. 0.975 Sigma 高度上贡献率在 11~4 月较高, 平均贡献率为 72%, 从 4 月开始贡献率迅速减少, 5~10 月平均贡献率为 9%. 0.85 Sigma 高度上贡献率在 2~3 月偏高, 平均贡献率约为 21%, 其他月份贡献率不足 5%. 上述分析表明, 青藏高原对青藏高原上空沙尘气溶胶的贡献主要集中在近地面和 0.975 Sigma 高度上, 对于青藏高原上空对流层高层的沙尘气溶胶, 其他源地的贡献可能更为显著, 即使在 2~3 月其他源地的贡献率约为 80%.

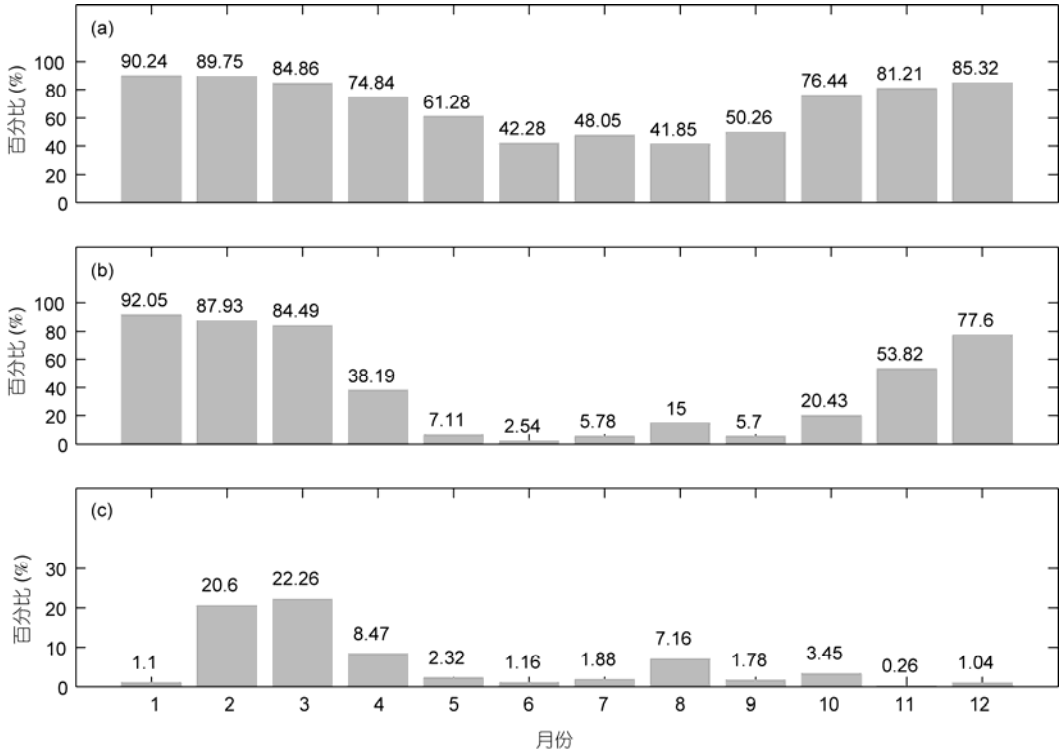

图 5　青藏高原对青藏高原上空沙尘气溶胶的贡献率

(a) 近地面; (b) 0.975 Sigma 高度; (c) 0.85 Sigma 高度

3.2　对东亚上空沙尘气溶胶的贡献

从青藏高原扬升到青藏高原上空对流层高层的沙尘气溶胶, 很可能通过高空西风传输到达中国东部地区上空, 甚至远至韩国和日本上空[8], 因此有必要检查青藏高原对整个东亚上空沙尘气溶胶的贡献. 上文指出, 2~3 月是青藏高原对青藏高原上空对流层高层沙尘气溶胶贡献最为显著的时段, 因此我们主要分析 2~3 月青藏高原对东亚上空沙尘气溶胶的贡献. 沙尘在传输过程中, 同时伴随着沉降, 分析某一高度上沙尘浓度的变化不能完全描述青藏高原对东亚上空沙尘气溶胶的贡献, 因此我们通过分析气柱沙尘含量(dust load)的变化来反映青藏高原对东亚上空沙尘气溶胶的贡献. 计算方法如下: 首先计算OBS试验与 CTRL 试验所得气柱沙尘含量的差(OBS–CTRL), 然后计算气柱沙尘含量的差占 OBS 试验所得的气柱沙尘含量的比率, 该比率为青藏高原对东亚上空沙尘气溶胶的贡献率.

2~3 月青藏高原对东亚上空沙尘气溶胶的影响范围主要包括青藏高原及中国东部地区(图 6), 在青藏高原上大部分地区的贡献率为 50%以上, 在青藏高原北部和西南部贡献率为 70%, 在中国东部地区贡献率为 1%~10%之间. 由此可见, 青藏高原对东亚上空沙尘气溶胶的影响主要集中在青藏高原上空, 对中国东部影响有限, 贡献度约为 1%~10%.

4　讨论

上述结论表明, 青藏高原上对流层高层沙尘浓度的峰值是5~6月, 但是近地面沙尘暴频次的峰值是2~3 月, 由此推断青藏高原上的沙源对青藏高原上空对流层高层沙尘气溶胶的贡献可能较小, 其他沙源的贡献可能更为重要. 一些学者指出塔克拉玛干沙漠[11]、南亚塔尔沙漠[30]、中亚和阿拉伯半岛[10,31]可能是青藏高原上空沙尘气溶胶的沙源, 对流层中高层的西风将沙尘从沙源搬运到青藏高原边坡及其上空. 为了检查 5~6 月青藏高原上空沙尘气溶胶的可能来源, 我们利用模拟结果做了合成分析, 用五年平均的5~6 月沙尘浓度减去五年平均的 2~3 月沙尘浓度, 同时分析了沙尘浓度异常伴随的水平风场异常(图 7).

风场资料取自欧洲中期数值预报中心的再分析资料(ERA-40), 时间长度为 1958~2002 年.

如图 7 所示, 在 0.85 Sigma 高度上沙尘浓度的异常主要分布在塔尔沙漠、青藏高原上空和东北亚上空, 沙尘浓度在塔尔沙漠上空偏高 5~10 μg m^{-3}, 在青藏高原上空偏高 1 μg m^{-3}, 在东北亚上空偏高 1~2 μg m^{-3}. 最大异常主要位于塔尔沙漠上空, 表明塔尔沙漠可能是青藏高原上空沙尘气溶胶的重要沙源. 我们检查了塔尔沙漠 (70°~80°E 和 20°~30°N) 上空沙尘气溶胶的逐月分布(图 3). 结果表明, AI 总和从 1 月开始增加, 增加到 4~6 月后开始减少, 最大值在 5 月. 塔尔沙漠上空 AI 总和与青藏高原上空 AI 总和的逐月变化一致, 进一步说明塔尔沙漠在 5~6 月可能与青藏高原上空沙尘气溶胶存在联系.

我们进一步分析了沙尘浓度异常伴随的水平风场异常, 用 1958~2002 年 5~6 月平均风场减去 2~3 月平均风场. Sikka[32]指出塔尔沙漠沙尘天气在季风前期达到峰值, 沙尘主要受到西南气流传输, 因此我们

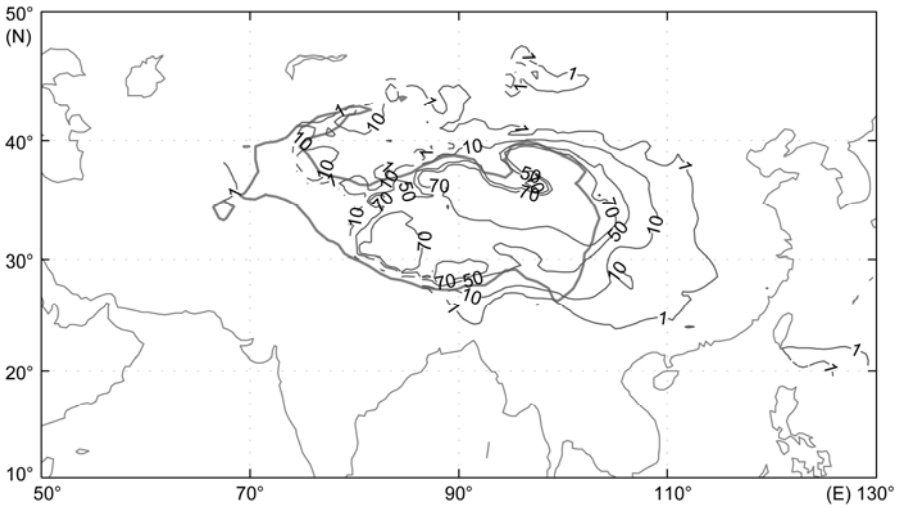

图 6　2~3 月青藏高原对东亚上空气柱沙尘含量的贡献率

单位: %

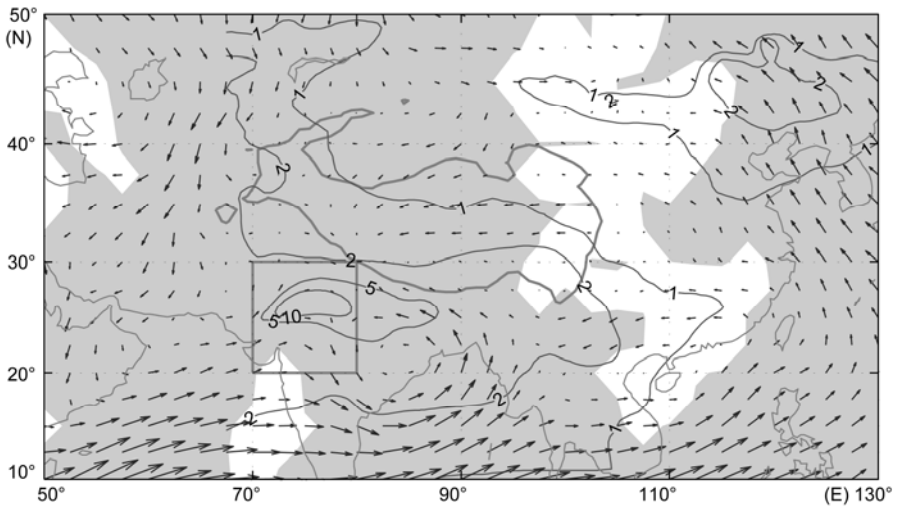

图 7　0.85 Sigma 高度上沙尘浓度的合成分析(5~6 月减去 2~3 月)

等值线为沙尘浓度异常, 单位: g m^{-3}. 风矢表示对流层低层风场(775~925 hPa 平均风场)的合成结果, 阴影表示经向风和纬向风异常均通过 99%信度检验. 最大风矢代表 6.20 m s^{-1}

主要分析了对流层低层的气流异常, 我们用 925~775 hPa的平均风场来代表对流层低层. 图7所示, 与2~3月平均风场相比, 5~6 月印度东部存在异常气旋型环流, 该气旋型环流异常有利于塔尔沙漠产生的沙尘向青藏高原中部和东部传输.

5 结论

本研究利用沙尘暴记录、TOMS 气溶胶指数和数值模拟结果, 分析了青藏高原上空沙尘浓度的逐月变化, 以及青藏高原对东亚上空沙尘气溶胶的贡献. 结果表明, 青藏高原上空不同高度沙尘浓度的逐月变化存在差异, 近地面沙尘浓度是 11~4 月偏高, 峰值在 2~3 月, 0.85 Sigma 高度沙尘浓度是 4~7 月偏高, 峰值在 5~6 月, 0.975 Sigma 高度沙尘浓度由于受到上下两层沙尘浓度的影响, 沙尘浓度在 11~7 月偏高.

青藏高原对东亚上空沙尘气溶胶的贡献主要集中在青藏高原上空, 对中国东部上空贡献有限. 青藏高原对青藏高原上空沙尘气溶胶的贡献主要集中在近地面和 0.975 Sigma 高度上, 从近地面到 0.975 Sigma 高度和 0.85 Sigma 高度, 年均贡献率依次为 69%, 40%和 5%. 不同高度上, 贡献率的逐月变化存在差异. 近地面上贡献率在 10~5 月较高, 平均贡献率为 80%, 在 6~9 月平均贡献率为 45%; 0.975 Sigma 高度上贡献率在 11~4 月较高, 平均贡献率为 72%, 从 4 月开始贡献率迅速减少, 5~10 月平均贡献率为 9%; 0.85 Sigma 高度上贡献率在 2~3 月偏高, 平均贡献率约为 21%, 其他月份贡献率不足 5%. 青藏高原对中国东部上空沙尘气溶胶的贡献主要位于 2~3 月, 贡献率约为 1%~10%.

南亚塔尔沙漠可能是 5~6 月青藏高原上空沙尘气溶胶的重要来源. 塔尔沙漠上空 AI 总和与青藏高原上空 AI 总和的逐月变化一致, 二者均从 1 月开始增加, 一直到 5~6 月后开始减少. 与 2~3 月平均风场相比, 5~6 月印度东部存在异常气旋型环流, 该气旋型异常环流有利于塔尔沙漠产生的沙尘向青藏高原中部和东部传输.

需要说明的是, 上述工作存在一些问题: (1) 没有考虑柴达木盆地的贡献; (2) 没有考虑背景气溶胶的贡献; (3) 模拟年份较少. Zhang 等[16]指出, 柴达木盆地对东亚沙尘起沙量的贡献小于 5%, 因此柴达木盆地对东亚上空沙尘气溶胶的贡献可能较弱. 此外, 柴达木盆地位于青藏高原东北部边缘地带, 沙尘天气产生的沙尘较为容易地被气流传输到下游, 对青藏高原上空沙尘气溶胶的贡献也较为有限, 因此本文所得结论仍具有参考意义. 至于背景气溶胶和模拟年份较少, 上述问题需要在后续工作中考虑.

致谢 三位审稿人提出了建设性修改意见, 特此致谢.

参考文献

1 张小曳. 中国大气气溶胶及其气候效应的研究. 地球科学进展, 2007, 22: 12–16
2 石广玉, 王标, 张华, 等. 大气气溶胶的辐射与气候效应. 大气科学, 2008, 32: 826–840
3 Yin Y, Chen L. The effects of heating by transported dust layers on cloud and precipitation: A numerical study. Atmos Chem Phys, 2007, 7: 3497–3505
4 Tegen I, Lacis A A, Fung I, et al. The influence on climate forcing of mineral aerosols from disturbed soils. Nature, 1996, 380: 419–422
5 Han Y, Fang X, Zhao T, et al. Suppression of precipitation by dust particles originated in the Tibetan Plateau. Atmos Environ, 2009, 43: 568–574
6 高会旺, 祁建华, 石金辉, 等. 亚洲沙尘的远距离输送及对海洋生态系统的影响. 地球科学进展, 2009, 24: 1–10
7 Uno I, Eguchi K, Yumimoto K, et al. Asian dust transported one full circuit around the globe. Nature Geosci, 2009, 2: 557–560
8 方小敏, 韩永翔, 马金辉, 等. 青藏高原沙尘特征与高原黄土堆积: 以 2003-03-04 拉萨沙尘天气过程为例. 科学通报, 2004, 49: 1084–1090
9 Han Y, Fang X, Kang S, et al. Shifts of dust source regions over central Asia and the Tibetan Plateau: Connections with the Arctic oscillation and the westerly jet. Atmos Environ, 2008, 42: 2358–2368
10 Liu Z, Liu D, Huang J, et al. Airborne dust distributions over the Tibetan Plateau and surrounding areas derived from the first year of CALIPSO lidar observations. Atmos Chem Phys, 2008, 8: 5045–5060

11 Huang J, Minnis P, Yi Y, et al. Summer dust aerosols detected from CALIPSO over the Tibetan Plateau. Geophys Res Lett, 2007, doi: 10.1029/2007GL029938

12 王宁练, 姚檀栋, 羊向东, 等. 冰芯和湖泊沉积记录所反映的 20 世纪中国北方沙尘天气频率变化趋势. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2007, 37: 378–385

13 钱胜利, 李成才, 张庆红. 东亚高空大气气溶胶的分布及沙尘输送特征研究. 北京大学学报(自然科学版), 2010, 46: 547–554

14 Zhao T L, Gong S L, Zhang X Y, et al. A simulated climatology of Asian dust aerosol and its trans-Pacific transport. Part I: Mean climate and validation. J Clim, 2006, 19: 88–103

15 Gong S L, Zhang X Y, Zhao T L, et al. A simulated climatology of Asian dust aerosol and its trans-Pacific transport. Part II: Interannual variability and climate connections. J Clim, 2006, 19: 104–122

16 Zhang X Y, Gong S L, Zhao T L, et al. Sources of Asian dust and role of climate change versus desertification in Asian dust emission. Geophys Res Lett, 2003, doi: 10.1029/2003GL018206

17 Li J, Carlson B E, Lacis A A. A study on the temporal and spatial variability of absorbing aerosols using Total Ozone Mapping Sectrometer and Ozone Monitoring Instrument Aerosol Index data. J Geophys Res, 2009, 114: D09213, doi: 10.1029/2008JD011278

18 Zhang X Y, Arimoto R, Cao J J, et al. Atmospheric dust aerosol over the Tibetan Plateau. J Geophys Res, 2001, 106(D16): 18471–18476

19 Shao Y. A model for mineral dust emission. J Geophys Res, 2001, 106(D17): 20239−20254

20 Shao Y, Jung E, Leslie L M. Numerical prediction of northeast Asian dust storms using an integrated wind erosion modeling system. J Geophys Res, 2002, doi: 10.1029/2001JD001493

21 Shao Y, Yang Y, Wang J J, et al. Northeast Asian dust storms: Real-time numerical prediction and validation. J Geophys Res, 2003, doi: 10.1029/2003JD003667

22 Mao R, Gong D Y, Bao J D, et al. Possible influence of Arctic Oscillation on dust storm frequency in North China. J Geogr Sci, 2011, 21: 207–218

23 Mao R, Ho C H, Shao Y, et al. Influence of Arctic Oscillation on dust activity over Northeast Asia. Atmos Environ, 2011, 45: 326–337

24 王一谋, 王建华, 祁元, 等. 中国 1∶10 万沙漠(沙地)分布图. 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所, 2000

25 Ganguly S, Schull M A, Samanta A, et al. Generating vegetation leaf area index earth system data record from multiple sensors. Part 1: Theory. Remote Sens Environ, 2008, 112: 4333–4343

26 Tucker C J, Pinzon J E, Brown M E, et al. An extended AVHRR 8-km NDVI dataset compatible with MODIS and SPOT vegetation NDVI data. Int J Remote Sens, 2005, 26: 4485–4498

27 Gutman G, Ignatov A. The derivation of the green vegetation fraction from NOAA/AVHRR data for use in numerical weather prediction models. Int J Remote Sens, 1998, 19: 1533–1543

28 Xia X, Wang P, Wang Y, et al. Aerosol optical depth over the Tibetan Plateau and its relation to aerosols over the Taklimakan Desert. Geophys Res Lett, 2008, 35: L16804, doi: 10.1029/2008GL034981

29 张小曳, 张光宇, 陈拓, 等. 青藏高原远源西风粉尘与黄土堆积. 中国科学 D 辑: 地球科学, 1996, 26: 147–153

30 Kuhlmann J, Quaas J. How can aerosols affect the Asian summer monsoon? Assessment during three consecutive pre-monsoon seasons from CALIPSO satellite data. Atmos Chem Phys, 2010, 10: 4673–4688

31 徐建中, 侯书贵, 陈福坤, 等. 珠穆朗玛峰东绒布冰芯微粒来源示踪. 科学通报, 54: 1756–1760

32 Sikka, D R. Desert climate and its dynamics. Curr Sci, 1997, 72: 35–46