

大气模式差异对沙尘暴模拟结果的影响分析*

王 炜** 方宗义

(中国气象局国家卫星气象中心, 北京 100081)

摘 要 使用中国科学院大气物理研究所的沙尘模式和澳大利亚新南威尔士大学的沙尘模式对 2002 年和 2003 年的几个沙尘暴个例进行模拟研究, 发现在模拟东亚沙尘暴中存在的一些差异。作者比较了模拟的沙尘通量和沙尘浓度的日变化差异, 以及这种差异与摩擦速度之间的关系, 并用 500 hPa 和 850 hPa 的模拟风速与摩擦速度作了比较。通过分析, 作者认为大气模式中的边界层模式差异对沙尘暴中沙尘浓度的模拟能产生较大影响。

关键词: 大气模式; 沙尘暴; 边界层模式; 数值模拟

文章编号 1006-9895 (2004) 01-0166-08 **中图分类号** P435 **文献标识码** A

1 引言

我国西北地区处于干旱与半干旱区。这一地区因常年干旱少雨造成植被覆盖少, 植被生长环境差。另外, 人类的经济活动使这一地区本来脆弱的生态环境遭到严重破坏, 导致西北地区荒漠化加剧。因而春秋季节受大风袭击后, 使土壤风蚀作用加剧并促使沙尘暴频发, 同时, 沙尘暴又将风蚀地区地表的有机物带到下游地区。这不仅增加了大气中的矿物气溶胶, 也加剧了风蚀地区土地退化。有关文献表明^[1,2], 风蚀产生的沙尘气溶胶颗粒占自然界生成气溶胶的 25% 到 50%。而且, 沙尘颗粒在大气中的生命期从大颗粒的 1 h 到平流层中颗粒的几年时间。沙尘颗粒对大气辐射平衡的影响也成了气候改变的不确定因子。

沙尘暴产生的沙尘气溶胶对气候和人类活动的影响问题越来越受到人们的重视。最近几年东亚沙尘暴更多地受到关注。Husar 等^[3]分析了 1998 年 4 月发生在亚洲的一次沙尘暴过程后表明, 沙尘的起沙地区、起沙通量、长距离输送和沉降仍然是一个需要研究的问题。这次发生在亚洲的沙尘暴, 经过了 5~6 天的时间横跨太平洋到达北美, 使美国等国家的空气质量下降。这次过程造成大量的沙尘以大约 12 m s^{-1} 的速度向下游输送。

科学工作者利用多种手段对沙尘暴进行深入的研究, 其中, 数值方法成为大气沙尘气溶胶研究的有效工具之一。Itsushi 等^[4]对 1998 年 4 月发生在亚洲的一次沙尘暴过程进行了数值模拟, 他们认为地面低压系统和切断涡旋在沙尘远距离输送中起了重要的作用。

但是, 数值模式模拟的准确性将影响对沙尘气溶胶的研究。在我们对西北地区沙

2004-01-08 收到, 2004-02-10 收到修改稿

* 国家财政部“西北地区土壤水分、沙尘暴监测预测研究”项目 (Y0101) 资助

** 2001 级中国气象科学研究院和南京气象学院联合培养博士研究生

尘暴研究项目中,使用了两个不同的大气模式耦合同一个沙尘模式;然而,在数值模拟结果中却出现了明显的差异。本文中,我们将对模式形成这种差异的原因做出分析。

2 两个沙尘模式简介

沙尘暴的形成与大气动力因素、地面植被覆盖、土壤质地以及粗糙度等有密切的关系;因此,在沙尘暴预报模式中需要包含区域大气模式、边界层模式、陆面过程模式和风沙模式。在我们的研究项目中使用的两个沙尘暴数值模式就包含了以上几项内容,这两个模式是中国科学院大气物理研究所的沙尘模式^[5-8](以下简称 Model A)和澳大利亚新南威尔士大学的沙尘模式(以下简称 Model B)。下面将介绍这两个模式运行的异同点。

2.1 相同点

两个模式都采用了基于沙尘质量守恒原理的大气扩散模式。沙尘的起沙方案采用 Lu 和 Shao^[9]等提出的沙尘起尘方案。这个方案主要描述了气流方向的沙通量 Q 和垂直方向的尘通量 F 。这两个量是用风的驱动力 u_* 和代表地面阻力的 u_{*c} 来描述的。

模式计算时将沙尘粒径 d 分成 $d < 2 \mu\text{m}$ 、 $2 \mu\text{m} \leq d < 11 \mu\text{m}$ 、 $11 \mu\text{m} \leq d < 22 \mu\text{m}$ 、 $22 \mu\text{m} \leq d < 52 \mu\text{m}$ 、 $52 \mu\text{m} \leq d < 90 \mu\text{m}$ 、 $90 \mu\text{m} \leq d < 125 \mu\text{m}$ 和 $d \geq 125 \mu\text{m}$ 7 个等级。尘通量 $F = \sum_i F_i$, i 为沙尘粒径等级数。

$$F_i = \int_{d_1}^{d_2} F_i(d_s) p_m(d_s) \sigma d d_s, \quad (1)$$

式中, d_s 表示沙尘粒径, d_1 和 d_2 是粒径等级 i 的下限和上限, $p_m(d_s)$ 是沙尘粒径分布的概率密度, $F_i(d_s)$ 是沙尘粒径为 d_s 的通量。

$$F_i(d_s) = \frac{C_{\theta i} g f_i \rho_b}{2 S_d} \left(0.24 + C_{\beta} u_* \sqrt{\frac{\rho_b}{S_d}} \right) Q(d_s), \quad (2)$$

其中, u_* 是摩擦速度, g 是重力加速度, ρ_b 是土壤质量密度, ρ_b 是沙粒的质量密度, S_d 是沙粒的截面积, f_i 是沙粒在等级 i 所占的比例, $C_{\theta i}$ 和 C_{β} 是常数, $Q(d_s)$ 是沙尘的跃迁通量^[10]。

$$Q(d_s) = \frac{c_s \rho u_*^3}{g} \left[1 - \frac{u_{*c}(d_s)}{u_*} \right] \left[1 + \left(\frac{u_{*c}(d_s)}{u_*} \right)^2 \right], \quad (u_* \geq u_{*c}) \quad (3)$$

$$Q(d_s) = 0, \quad (u_* \leq u_{*c}) \quad (4)$$

式中, c_s 是系数, ρ 是沙粒密度, g 是重力加速度。

Model A 和 Model B 的初始场资料使用国家气象中心的 T213 模式分析场, T213 模式的预报场作为两个模式的侧边界值, 两个模式均采用了中国最新的土壤类型、植被类型和卫星反演的叶面积指数 LAI 数据, 模式模拟结果的水平分辨率是 50 km。

2.2 不同点

Model A 的大气模式是 PSU/NCAR 的非静力平衡中尺度模式 MM5, 它的网格设计采用了交错网格 (Arakawa B), 模式运行时的网格范围是 150×120 格距, 模式的中心点经纬度是 (40°N , 115°E), 边界层参数化使用了 HONG-PAN 的 MRF 方案。

Model B 采用了 Leslie 等开发的 HIRES 大气模式^[11], 这模式的网格设计是非交错网格方式 (Arakawa A)^[12]。在试验中, 网格范围是 183×141 格距, 经纬度范围 ($5 \sim 65^\circ\text{N}$, $30 \sim 180^\circ\text{E}$), 边界层的参数化使用了 Mellor-Yamada 的 2.5 阶湍流动能闭合方案。

3 两个模式模拟结果之间的差异

我们使用 Model A 和 Model B 对 2002 年和 2003 年几次沙尘暴过程进行了数值模拟试验。在试验中, 发现两个模式的沙尘浓度模拟结果存在一定差异, 其中最明显的差异是 Model A 模拟的尘通量和沙尘浓度有较大的昼夜起伏, 而 Model B 的模拟结果却没有明显的昼夜变化。

我们以 2003 年 4 月 8 日到 11 日发生在西北地区的沙尘暴过程为例, 对两个模式的模拟结果进行分析。图 1 中的沙尘浓度是用 2003 年 4 月 8 日 12:00 (世界时, 下同) 的 T213 资料做初始场, 总积分 72 h 后的模拟结果。图 1a 和图 1b 是 Model A 的 9 日 18:00 和 10 日 06:00 的模拟结果, 图 1c 和图 1d 是 Model B 对应以上两个时次的模拟结果。从图 1 中看到, Model A 在 9 日 18:00 的沙尘浓度高值区范围要比 10 日

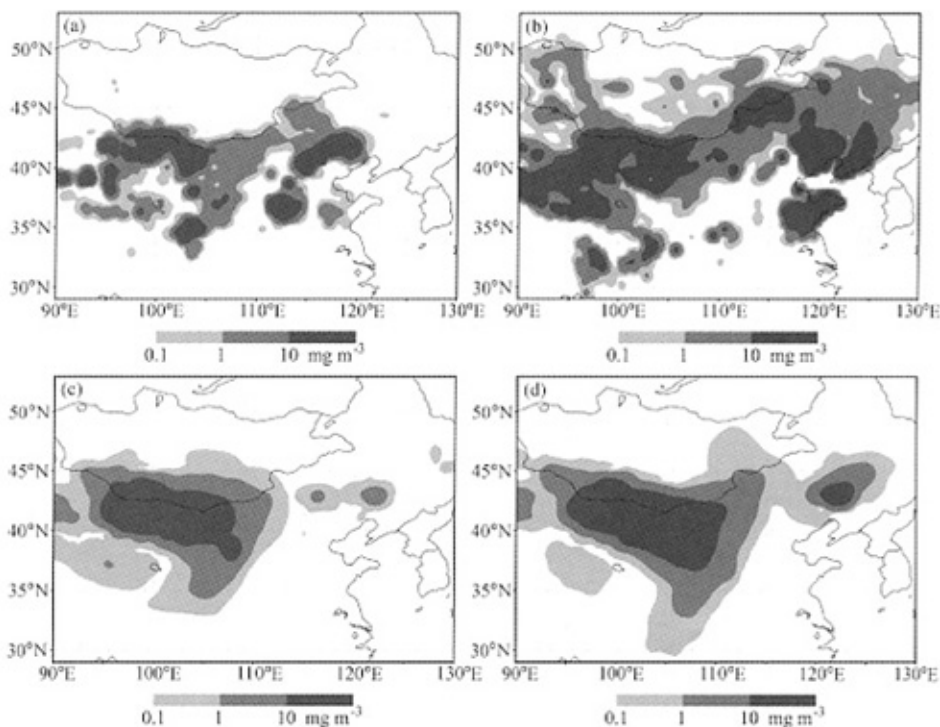


图 1 模式模拟的粒径小于 $22 \mu\text{m}$ 的沙尘浓度分布 (单位: mg m^{-3})

(a) 和 (b) 分别是 Model A 的 2003 年 4 月 9 日 18 时和 10 日 06 时;

(c) 和 (d) 分别是 Model B 的 2003 年 4 月 9 日 18 时和 10 日 06 时

06:00的小, 其在几个小时内的范围变化较大; 而 Model B 相应两个时次的浓度高值区变化没有 Model A 大。从 Model A 每 3 h 一次的模拟结果看, 沙尘浓度的区域在夜间较小, 白天时变大; 而 Model B 的这种变化不明显, 相对比较平稳。

图 2 给出的是 ($39^{\circ}\sim 42^{\circ}\text{N}$, $103^{\circ}\sim 106^{\circ}\text{E}$) 区域内沙尘通量和沙尘浓度平均值的时间序列。从图 2a 和图 2b 中看到, Model A 的沙尘通量有明显的昼夜交替变化, 其在 12:00 明显减少, 到了中午达到最大值。而且沙尘浓度的变化与沙尘通量的变化基本一致, 当沙尘通量在白天达到高峰时, 沙尘浓度也达到峰值; 当沙尘通量在夜间处于低谷时, 沙尘浓度也到达低谷。

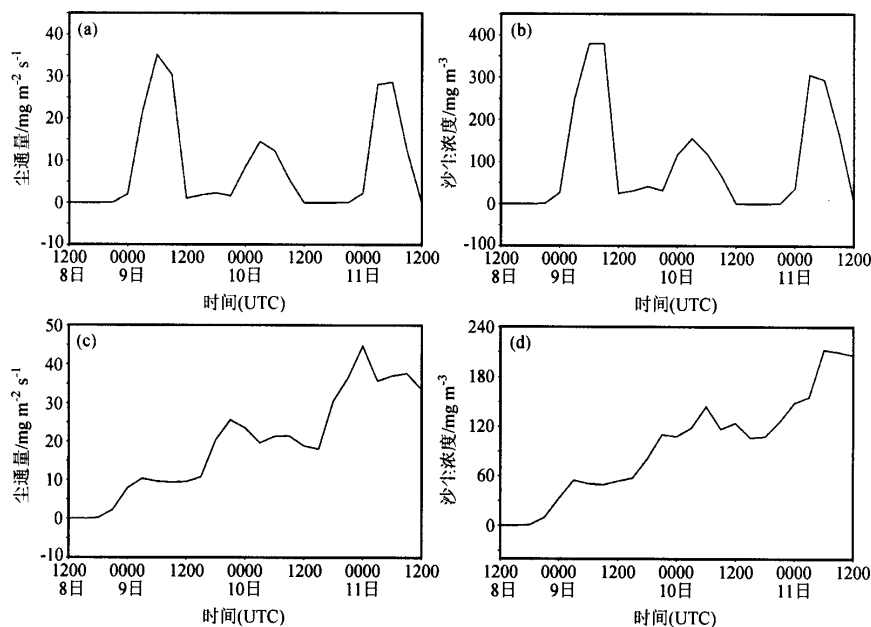


图 2 两个模式模拟的沙尘通量和沙尘浓度时间序列

(a) 和 (b) 分别是 Model A 的 2003 年 4 月 8~11 日; (c) 和 (d) 分别是 Model B 的 2003 年 4 月 8~11 日

图 2c 和图 2d 分别是 Model B 的沙尘通量与沙尘浓度的时间序列。图 2c 中沙尘通量虽然也有一些日变化, 但是没有 Model A 变化显著。Model B 的沙尘通量从 8 日到 11 日是在逐渐增加的。沙尘浓度的变化与沙尘通量吻合较好, 都随时间在增大。

另一次沙尘暴过程的数值模拟是 2002 年 4 月 5~8 日发生在蒙古国东部和我国华北地区的强沙尘暴。图 3 是 Model A 和 Model B 模拟的这次沙尘暴过程的沙尘浓度时间序列。该图是对 ($38^{\circ}\sim 41^{\circ}\text{N}$, $110^{\circ}\sim 115^{\circ}\text{E}$) 区域的沙尘浓度求平均生成的。由图 3a 可看到沙尘浓度随昼夜变化有规律地振荡, 而 Model B 模拟的沙尘浓度在 3 天中是先增大然后慢慢减小 (图 3b)。

从两个沙尘暴个例的模拟结果可看出, Model A 模拟的沙尘浓度有明显的昼夜变化规律, 而 Model B 在这方面与 Model A 有明显的区别。

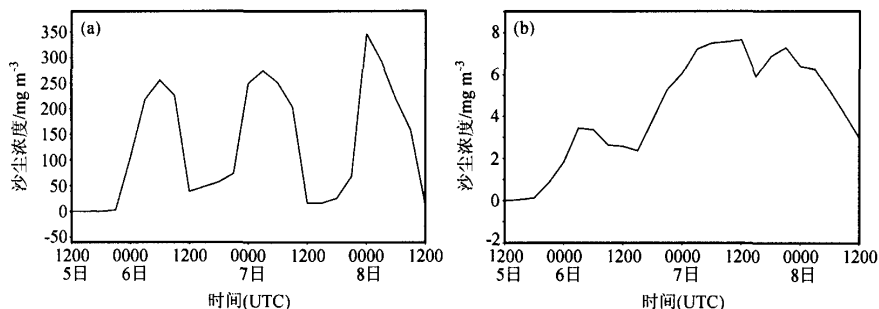


图3 Model A (a) 和 Model B (b) 模拟的 2002 年 4 月 5~8 日的沙尘浓度

4 模式模拟结果差异的原因分析

沙尘在风力的驱动下首先从地表起动进入大气边界层, 然后通过垂直输送又从边界层进入自由大气。在这个过程中, 边界层的摩擦速度是一个重要的物理因子, 它是表征边界层中上下层气流摩擦应力大小的物理量。在沙尘模式中用摩擦速度来定量描述地表的沙尘通量。

图 4a 是 Model A 模拟的 2003 年 4 月 8~11 日沙尘暴过程在 ($39^{\circ}\sim 42^{\circ}\text{N}$, $103^{\circ}\sim 106^{\circ}\text{E}$) 区域的摩擦速度平均值的时间序列。该图中的曲线显示摩擦速度在白天逐渐增大, 到中午时到达最大值; 然后开始减小, 到夜间时摩擦速度减到最小。在这 3 天中, 这种规律交替出现。将此图同图 2b 的沙尘浓度时间序列比较, 可以看到沙尘浓度的变化周期与摩擦速度的变化吻合得很好, 说明 Model A 模拟沙尘浓度的昼夜起伏变化与模式对边界层的摩擦速度模拟有很大的关系。

图 4b 是 Model B 对应图 4a 同一时间和同一地点摩擦速度平均值的时间序列。图中显示, 摩擦速度在这 3 天内是逐日增加的。图 2d 的沙尘浓度变化虽有小的起伏变化, 但也呈现一种逐日上升的趋势, 其变化与摩擦速度的变化趋势相一致。图 4a 和图 4b 的比较表明 Model A 和 Model B 模拟的摩擦速度变化趋势存在较大差异。

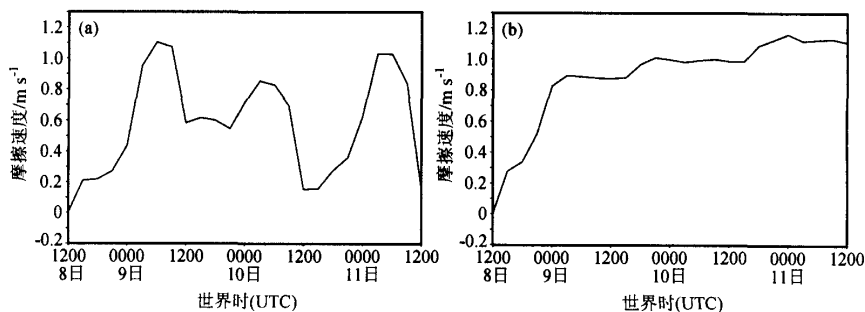


图4 Model A (a) 和 Model B (b) 模拟的 2003 年 4 月 8~11 日的摩擦速度时间序列

图 5 是两个模式模拟的 2002 年 4 月 5~8 日沙尘暴过程中的摩擦速度时间序列。图中的摩擦速度是 (38~41°N, 110~115°E) 区域的平均值。将图 5 与图 3 比较, Model A 的沙尘浓度变化与摩擦速度的变化周期吻合得较好, 其呈现一种周期振荡的变化; Model B 输出的沙尘浓度变化与摩擦速度变化趋势相类似。同样, Model B 的摩擦速度没有象 Model A 的摩擦速度那样的周期变化, 这可能是 Model B 模式输出的沙尘浓度比较平稳的原因之一。

根据边界层理论, 摩擦速度 u_* 与湍流和地面摩擦有关。对于某一固定地点, 摩擦速度的日变化可能与湍流强度变化的关系更密切, 而地表的温度变化对湍流产生和强度变化有很大的影响。图 6 是 Model A 和 Model B 输出的地表温度随时间的变化。图 6a 显示 Model A 的地表温度有较大的日变化, 这种变化与观测事实较为吻合。Model A 地温的变化周期与图 4a 中摩擦速度的变化周期较一致, 说明 Model A 的摩擦速度受到地表的影响较大。而在图 6b 中, Model B 的地表温度变化很小, 但其摩擦速度在几天内的变化相对地面温度变化较大。这说明 Model B 的摩擦速度主要受上层大气动量下传的影响。

图 7 是 Model A 和 Model B 模拟的 500 hPa 和 850 hPa 全风速时间序列。比较图 7a 和图 7c 可看到 Model A 和 Model B 在 500 hPa 的风速虽然在数值上有微小的差异, 但是在变化趋势上相一致。这说明两个模式对高层大气风速度模拟较一致, 也反应了

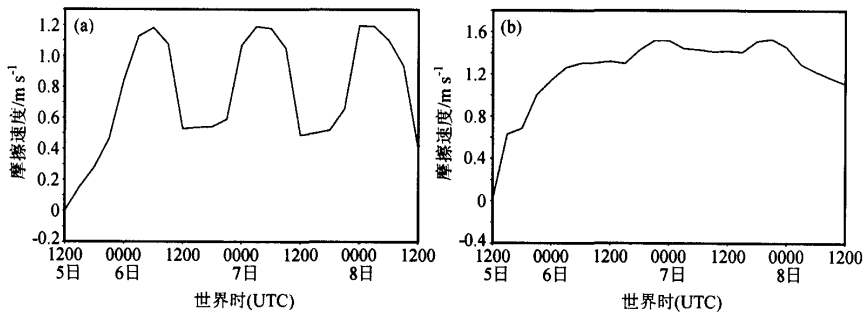


图 5 Model A (a) 和 Model B (b) 模拟的 2002 年 4 月 5~8 日的摩擦速度时间序列

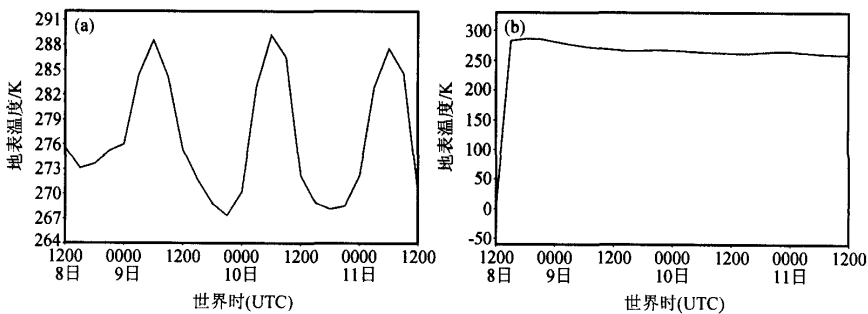


图 6 Model A (a) 和 Model B (b) 模拟的 2003 年 4 月 8~11 日的地表温度时间序列

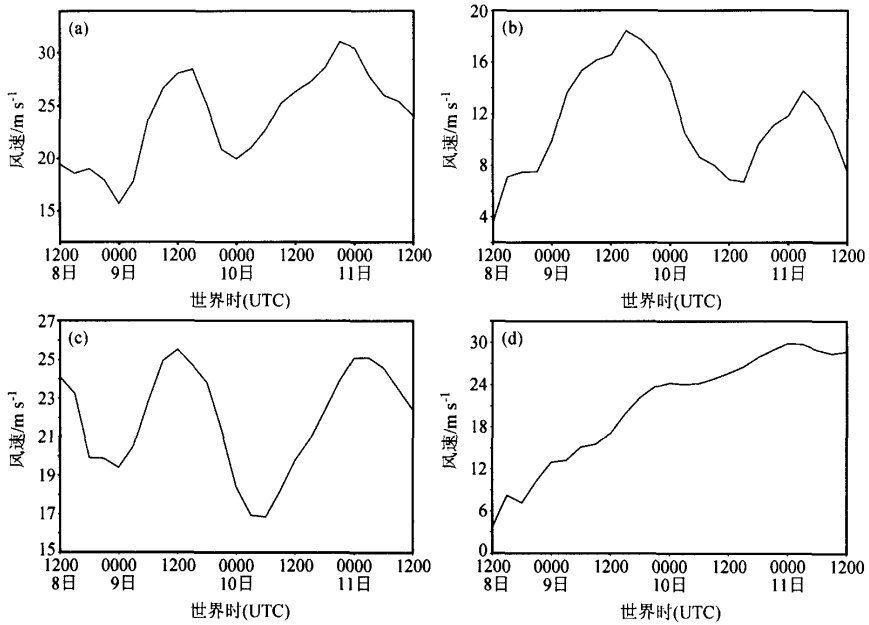


图7 两个模式模拟的2003年4月8~11日500 hPa和850 hPa的全风速时间序列
(a)和(b)分别是Model A的500 hPa和850 hPa; (c)和(d)分别是Model B的500 hPa和850 hPa

两个模式沙尘通量差异形成的主要原因不是自由大气模拟结果引起的。图7b和图7d的比较看到Model A和Model B在850 hPa的风速有较大差异。而850 hPa处于1500 m高度附近,这个高度又是边界层的层顶高度。因而Model A在850 hPa的风速可能受到地面湍流的影响。对于Model B因地面的热力特性变化不大,所以其风速的变化主要是受上层大气的影响。

5 结论

通过两个沙尘模式的比较分析可看出,虽然采用较好的沙尘起沙通量方案对模式准确描述沙尘模拟结果很重要,但是边界层模式对边界层物理量的模拟能力同样会对沙尘的预测有较大影响。因为,边界层模式是描述自由大气与地面相互作用的一个重要环节,边界层模式的优劣直接影响到对湍流切应力的计算,从而影响了用摩擦速度表述沙尘通量的准确计算。所以,在今后对沙尘数值模拟工作中也要重视对边界层模式的选择。

参 考 文 献

- 1 Joussaume, S., Three dimensional simulation of the atmospheric cycle of desert dust particles using a general circulation model, *J. Geophys. Res.*, 1990, **95**, 1909~1941.
- 2 Tegen, I. and I. Fung, Modeling of mineral dust in the atmosphere: sources, transport, and optical thickness, *J. Geophys. Res.*, 1994, **99**, 22897~22914.
- 3 Husar, R. B., D. M. Tratt, B. A. Schichtel, et al., Asian dust events of April 1998, *J. Geophys. Res.*, 2001, **106**, 18317~18330.
- 4 Itsusbi, U., and A. Hiroyasu, Trans-Pacific yellow sand transport observed in april 1998: A numerical simulation, *J. Geophys. Res.*, 2001, **106**, 18331~18344.
- 5 赵琳娜、孙建华、赵思雄, 一次引发华北和北京沙尘(暴)天气起沙机制的数值模拟研究, 气候与环境研究, 2002, **7** (3), 279~294.
- 6 孙建华、赵琳娜、赵思雄, 一个适用于我国北方的沙尘暴天气数值预测系统及其应用试验, 气候与环境研究, 2003, **8** (2), 125~142.
- 7 程麟生, 中尺度大气数值模式和模拟, 北京: 气象出版社, 1994.
- 8 Hong, S. Y., and H. L. Pan, Nonlocal boundary layer vertical diffusion in a medium-range forecast model, *Mon. Wea. Rev.*, 1996, **124**, 2322~2339.
- 9 Lu Hua, and Y. P. Shao, Toward quantitative prediction of dust storms: an integrated wind erosion modeling system and its application, *Environmental Modeling & Software*, 2001, **16**, 233~249.
- 10 Shao, Y., *Physics and Modeling of Wind Erosion*, 2000, Kluwer Academic publishers.
- 11 Shao, Y., and L. M., Leslie, Wind erosion prediction over the Australian continent. *J. Geophys. Res.*, 1997, **102**, 30091~30105.
- 12 Leslie, L. M., and R. J. Purser, High-order numerics in an unstaggered three-dimensional time-split semi-lagrangian forecast model, *Mon. Wea. Rev.*, 1991, **119**, 1612~1623.

Effect of Different Atmospheric Models on Dust Storm Simulation

Wang Wei, and Fang Zongyi

(National Satellite Meteorological Center, Beijing 100081)

Abstract The differences in the East Asia dust storm simulations are analyzed between the models of the Institute of Atmospheric Physics, the Chinese Academy of Sciences, and the University of New South Wales. Dust flux and concentration are compared with friction velocity, which is also done with the simulated wind velocity at 850 hPa and 500 hPa. The results show that the boundary layer scheme in atmospheric model may play an important role in simulating concentration of dust storm.

Key words: atmospheric model; dust storm; boundary layer model; numerical simulation