

文章编号: 1000-0534(2006)04-0672-08

# 一次蒙古气旋型强沙尘暴的数值模拟试验

姜学恭<sup>1, 2</sup>, 赵琳娜<sup>2</sup>

(1. 内蒙古自治区气象台, 内蒙古 呼和浩特 010051; 2. 中国气象局 国家气象中心, 北京 100081)

**摘 要:** 利用沙尘数值预报模式对一次典型的蒙古气旋沙尘暴过程进行了数值模拟试验, 结果表明: 模式对沙尘区范围、强度及蒙古气旋不同发展阶段沙尘暴的强度、位置和演变进行了较成功的模拟。这次过程沙尘主要源于蒙古国南部及我国内蒙古中、西部荒漠化地区, 沙尘以细中粉沙为主( $d \leq 22 \mu\text{m}$ )。模式模拟的沙尘暴日变化强于实况, 其原因是模式没有考虑沙尘气溶胶辐射反馈机制。沙尘气溶胶的辐射强迫将削弱大气层结的日变化, 从而有利于沙尘暴强度的维持。

**关键词:** 沙尘暴; 数值模拟; 层结; 沙尘辐射强迫

**中图分类号:** P445. +4 **文献标识码:** A

## 1 引言

沙尘暴作为一种灾害性天气, 其危害和关注程度随着国民经济的发展和人民生活水平的提高而增强。特别是 2000—2002 年东亚地区沙尘暴的发生出现明显增多的趋势, 引起了该地区乃至全球的广泛关注。人们对沙尘暴的气候特征及影响因子, 沙尘天气的地基、遥感监测技术、沙尘气溶胶物理化学特征及其对生态环境的影响辐射强迫和气候效应、沙尘起动和输送及沉降等等的数值模拟, 以及沙尘天气的预测技术等方面进行了广泛的研究<sup>[1~12]</sup>。

提高沙尘暴的预报、预测技术是减轻沙尘暴危害的直接途径, 也是开展沙尘暴研究的主要目的之一。沙尘暴的数值预报技术是沙尘暴预报的重要手段。由于沙尘暴是包含大气圈、岩石圈、生物圈等多个圈层及其相互作用的复杂物理过程, 下垫面特征对沙尘暴的发生具有重要的影响; 同时, 沙尘起动的机理也没有充分的掌握, 这使得沙尘暴的数值预报比大风等的数值预报更困难。在国内, Wang 等<sup>[12]</sup>采用天气模型、摩擦速度和土壤湿度三个控制因子设计了东亚地区起沙模型。程丛兰等<sup>[13]</sup>利用参数化方法及 MM5 模式开发了沙尘数值预报模式。孙建华等<sup>[14]</sup>利用 Shao<sup>[15]</sup>提出的考虑了微观物理机制的非参数化起沙及传输模型、MM5 模式和

GIS(地理信息系统)数据集, 建立了沙尘数值预报系统。

本文利用该模式系统对 2001 年 4 月 6~8 日强沙尘暴过程进行模拟试验, 在检验模式对沙尘暴模拟能力的基础上, 进一步揭示沙尘暴发生、发展的特点。

## 2 模式简介

沙尘数值预报系统<sup>[14]</sup>耦合了中尺度天气模式 MM5、起沙及传输模式、GIS(地理信息系统)数据集(图 1)。图中虚线框内的天气模式、给起沙模式提供摩擦速度、表层土壤湿度和起沙率, 给输送模式提供垂直沙通量, 输送模式利用 MM5 模式提供的水平风场驱动沙尘, 在每个格点计算瞬时沙尘浓度。

模式首先计算摩擦速度和临界摩擦速度, 当摩擦速度大于临界摩擦速度时, 开始起沙。计算起沙量时, 将沙尘按粒径分为 6 组( $d \leq 2 \mu\text{m}$ ,  $2 \mu\text{m} < d \leq 11 \mu\text{m}$ ,  $11 \mu\text{m} < d \leq 22 \mu\text{m}$ ,  $22 \mu\text{m} < d \leq 52 \mu\text{m}$ ,  $52 \mu\text{m} < d \leq 90 \mu\text{m}$ ,  $90 \mu\text{m} < d \leq 125 \mu\text{m}$ ), 对每一粒径组分别计算水平跃移沙通量和垂直沙通量。

起沙模式需要的陆面参数为土壤类型、土地利用、植被类型、植被高度、叶面面积指数和植被覆盖度。其中土壤类型和植被类型数据, 国外部分取

收稿日期: 2005-10-16; 改回日期: 2006-04-12

基金项目: 国家自然科学基金项目(40565003)资助

作者简介: 姜学恭(1969—), 男, 内蒙古人, 硕士, 高级工程师, 主要从事数值模拟及沙尘暴研究。E-mail: jiangxuegong@yahoo.com.cn

万方数据

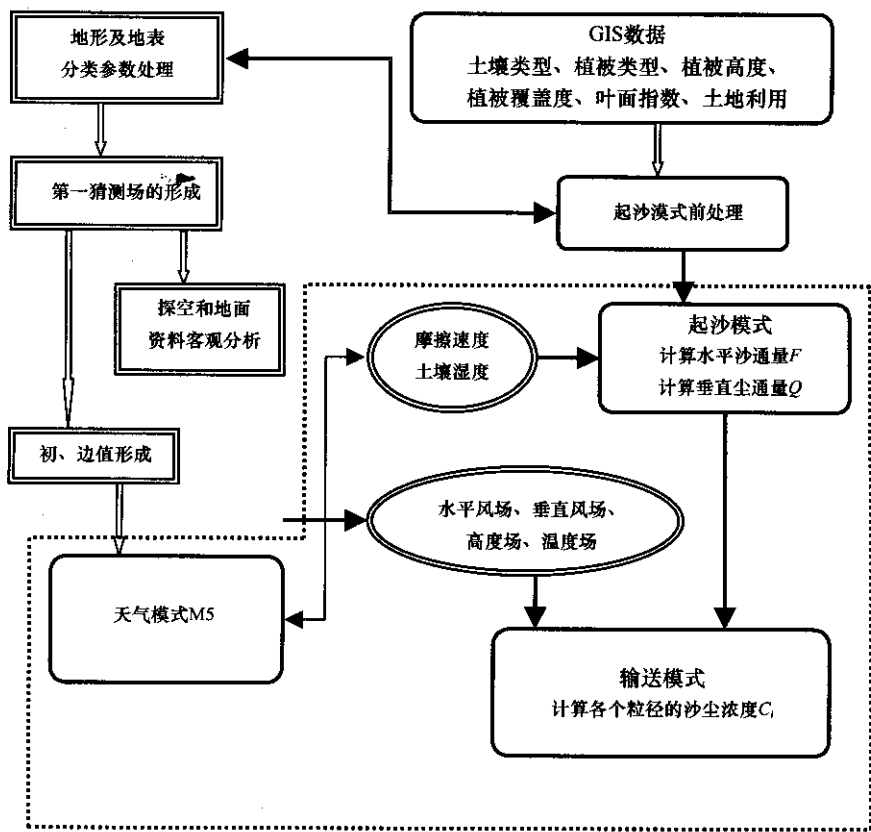


图 1 沙尘天气数值预测系统流程

Fig. 1 Schematic diagram of sand-dust numerical weather prediction system

自美国地质勘察资料(USGS), 国内部分取自中国  $1:400\times 10^4$  土壤图数据资料, 其它植被资料由遥感数据转化而来。所有数据的分辨率为  $3'\times 3'$ 。

模式初始场和侧边界采用 NECP 再分析资料。模拟水平分辨率 45 km, 模拟区域大致为  $25^{\circ}\sim 60^{\circ}$  N,  $80^{\circ}\sim 140^{\circ}$  E, 模拟时段为 2001 年 4 月 6 日 08:00 ~ 8 日 08:00(北京时, 下同)。

3 天气过程概述

2001 年 4 月 6~8 日沙尘暴是一次典型的蒙古气旋型沙尘暴过程, 其影响范围包括新疆、甘肃、宁夏、内蒙古、河北、黑龙江、吉林等多个省区, 在内蒙古中部偏北地区还引发了黑风暴。仅在内蒙古锡林郭勒盟北部就造成牲畜死亡 30783 头, 走失 3 万头, 倒塌和损坏棚圈 4310 间, 埋没草场  $200\text{ hm}^2$  的损失<sup>[16]</sup>

这次沙尘天气的发生与蒙古气旋的发展密切相关。5 日 20:00 前, 蒙古国有低压产生, 该区域个别测站出现了扬沙。6 日 02:00, 蒙古气旋形成, 气旋冷锋扫过新疆, 产生小范围扬沙的天气。6 日

08:00 后, 气旋进入快速发展阶段, 冷锋东移侵入内蒙古, 首先在我国内蒙古西部引发大范围扬沙天气。14:00, 随着气旋的加强, 内蒙古西、中部的大部分地区产生沙尘暴和特强沙尘暴, 水平能见度迅速下降到  $200\sim 300\text{ m}$ 。6 日 20:00~7 日 02:00, 沙尘暴东移并在内蒙古中部偏北地区达到最强, 水平能见度下降到  $200\text{ m}$  以下。6 日 16:00~7 日 02:00, 内蒙古中部二连浩特、满都拉、朱日和、阿巴嘎、苏尼特右旗等站能见度降至  $0\text{ m}$ 。7 日 08:00 后, 气旋锢囚并开始减弱, 沙尘暴区向东扩展, 同时强度减弱。7 日 20:00 沙尘暴逐渐减弱消失。

4 结果分析

对于这次过程沙尘暴发生、发展机制已有一些天气学方面的研究<sup>[16]</sup>, 本文在对沙尘数值预报模拟效果进行检验的同时, 也利用模拟结果对这次过程的特点作进一步的讨论。

4.1 气旋强度和沙尘浓度的模拟

由表 1 实况和模拟的气旋中心气压变化可以看出, 尽管模拟气旋强度弱于实况, 但模式总体上较

好地模拟出了蒙古气旋的强度演变，特别是 6 日 17:00 之后气旋快速发展过程。另外，模式模拟的气旋中心的位置和移动过程也基本上与实况吻合。

表 1 实况和模拟的蒙古气旋中心海平面  
气压对比(单位: hPa)

Table 1 The contrast of observed and simulated Sea Level Pressure(SLP) of Mongolia cyclonic center. (Unit: hPa)

时间 /(日-时)	实况	模拟
06-08:00	992	992
06-11:00	992	989
06-14:00	987	989
06-17:00	982	988
06-20:00	984	987
06-23:00		
07-02:00	977	982
07-05:00	979	985
07-08:00	979	985

图 2 为模拟的地面沙尘浓度与地面沙尘天气实况的对比。图中显示，模式较好地模拟出了本次沙尘天气的出现区域。14:00 模拟沙尘暴区主要在蒙古国南半部和我国内蒙古西部荒漠化地区，与实况分布较为一致。上述地区也是我国北方沙尘暴的两个主要沙源地区。20:00 蒙古国范围内的沙尘暴减弱，在我国内蒙古中部偏北地区沙尘暴持续并有所增强。模拟的沙尘高浓度区基本上覆盖了这些地区，但模拟的沙尘浓度弱于实况。总体上，在上面提到的蒙古国南部和我国内蒙古西部荒漠化地区，

模拟结果与实况较为吻合，而在内蒙古中部偏北地区，模拟结果要弱于实况。对此下文将进一步讨论。

4.2 沙尘区与蒙古气旋的关系

在蒙古气旋发展旺盛阶段，从图 2 模拟的沙尘区可以看到，14:00 和 20:00 的沙尘区基本上位于地面气旋冷锋之后。在蒙古气旋成熟阶段，沙尘区位于冷锋之后且主要集中在气旋副冷锋之后西北气流强盛的区域内(图 3a)。08:00 气旋形成锢囚，沙尘区则位于锢囚锋的冷支之后。可见，在气旋型沙尘暴过程中，沙尘区主要位于气旋冷锋后部，这是由于在气旋冷锋后部对应着强地面风，同时，远距离输送的沙尘也在气旋冷锋后部的下沉运动中形成沉降<sup>[16]</sup>。

需要注意的是，这次过程 4 月 6 日 14:00 前后，在气旋冷锋前部有一小范围的沙尘区出现(图略，可参考文献<sup>[16]</sup>)。诊断分析表明，该沙尘区的形成不同于 1993 年 5 月 5 日由干飚线引发的沙尘暴<sup>[21]</sup>，而是由于强烈的地面加热产生了热对流，同时，气旋前部低层西南气流导致局地起沙造成的<sup>[16]</sup>。图 2a 中在冷锋前同样模拟出了小范围沙尘区。从图 4 穿过冷锋的垂直剖面图更可以清楚地看到这一点。图中 110°E 附近为等位温线的东西分界线，表明为气旋冷锋。同时，冷锋后沙尘浓度较大，上扬程度较高，而锋前沙尘浓度较小，上扬高度也较低(该区域海拔高度在 1000 m 左右，即 900 hPa)。这与实况锋面前后沙尘天气的强度和沙尘高度的对比是一致的。可见，模式对气旋冷锋前部

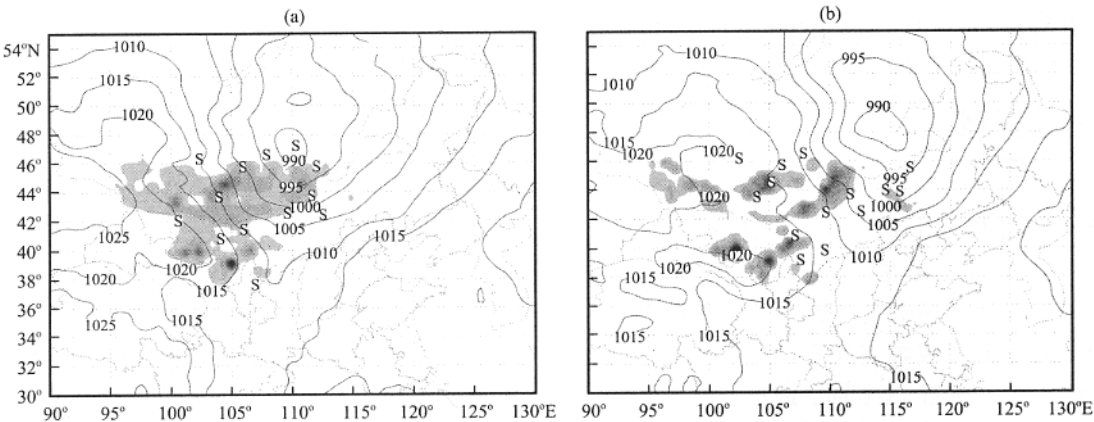


图 2 2001 年 4 月 6 日(a)14:00 和(b)20:00 模拟的沙尘浓度和实测沙尘暴区  
阴影区为沙尘浓度，S 为实测沙尘暴站，等值线为海平面气压

Fig. 2 The simulated sand-dust concentration and observed dust storm stations at (a)

14:00, (b) 20:00 on April 6, 2001. The shaded areas are sand-dust concentration,

万方数据 symbols S represent the occurring dust storm stations, isoline is sea level pressure

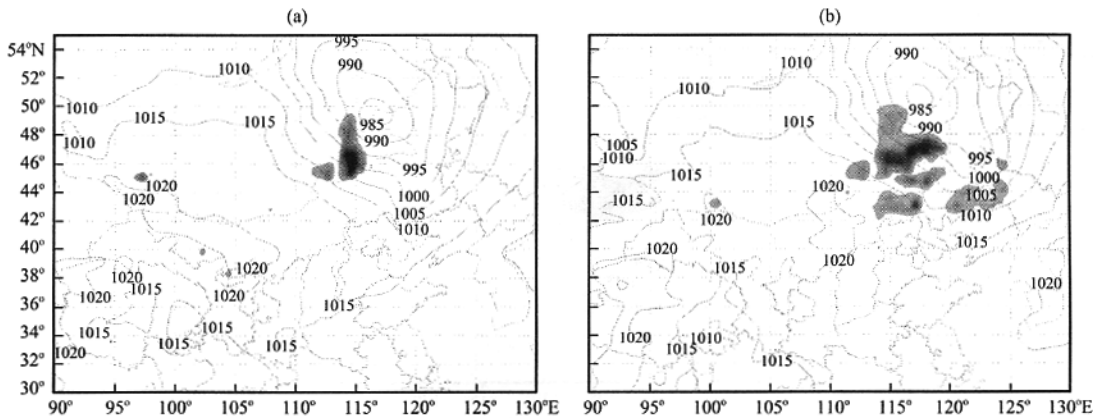


图 3 2001 年 4 月 7 日(a)02:00 和(b)08:00 模拟的沙尘浓度  
阴影区为沙尘浓度，等值线为海平面气压

Fig. 3 The simulated sand-dust concentration at (a) 02:00 and (b) 08:00 on April 7, 2001.  
Shaded areas are sand-dust concentration, isoline is sea level pressure

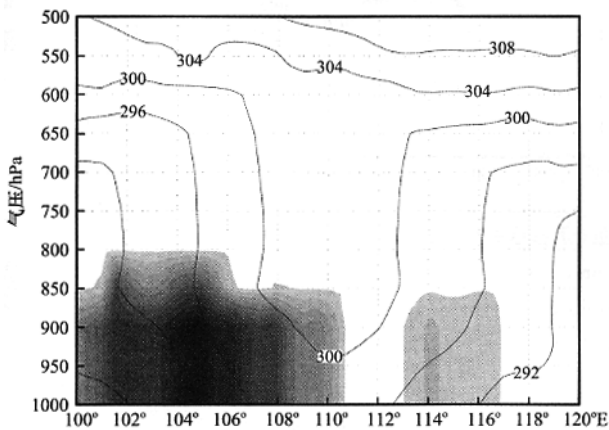


图 4 2001 年 4 月 6 日 14:00 穿过气旋冷锋  
东西向垂直剖面  
阴影区为沙尘浓度，等值线为位温

Fig. 4 The zonal vertical cross-section through the  
cyclonic cold front at 14:00 on April 6, 2001.  
The shaded area is sand-dust concentration,  
isoline is potential temperature

热力扰动产生的沙尘暴也有比较好的反映。

综上所述，模式较好地模拟出了气旋不同发展阶段及不同部位沙尘区的分布，表明模式对强沙尘天气具有较好的预报能力。另外，不论对于气旋冷锋后部天气尺度的大范围沙尘区，还是气旋冷锋前部暖区内由热力扰动导致的中尺度的沙尘区，模式都能给出较好地模拟。

4.3 沙尘源地和起沙

在模拟结果与实况吻合较好的前提下，模拟结果可以揭示一些沙尘粒子的粒径分布特征。图 5 为

4 月 6 日 14:00 起沙最为强盛时段模拟的不同粒径沙尘的起沙量。其中，a 为黏土( $d \leq 2 \mu\text{m}$ )，b 为细粉土( $2 < d \leq 11 \mu\text{m}$ )，c 为中粉土( $11 < d \leq 22 \mu\text{m}$ )。可以看到，导致这次沙尘暴过程的沙尘粒子主要为细及中粉土尘粒， $> 22 \mu\text{m}$  的沙尘粒子很少(图略)。其源地主要位于蒙古国(西)南部戈壁、我国内蒙古西部巴丹吉林沙漠、腾格里沙漠等以及位于锡林郭勒草原中部的浑善达克沙地。另外一个显著特点是在蒙古国南部，三种粒径的粒子分布比较均匀，而在我国内蒙古中西部沙源地，粒径主要为细粉土( $2 \mu\text{m} < d \leq 11 \mu\text{m}$ )。这些地区都是荒漠化程度较高的沙漠地区。因此，就这次过程而言，荒漠化地区是沙尘暴的主要供尘区。另外，比较对沙尘暴的总体贡献，蒙古国南部的戈壁沙漠显然较我国内蒙古中西部荒漠化地区的贡献更为显著。

4.4 沙尘天气的日变化

对比图 2 和图 3 可以看出，随着时间推移，从白天到傍晚乃至深夜，模式模拟的起沙量迅速减小，即 14:00 起沙量最大，之后逐渐减小，到 02:00 达到最小，到次日 08:00 起沙量又明显增强。比较沙尘浓度，也出现同样的情况。可见，模拟的沙尘强度出现很强的日变化。

沙尘暴普遍具有明显的日变化，这是由于地面加热的日变化所致：白天地面加热使大气层结不稳定性增强，而夜间则因为辐射冷却形成逆温稳定层。而层结越不稳定，越有利于沙尘的扬升和维持，沙尘暴也就越强。但同时决定沙尘暴强度的直接因素是天气系统的强度，即本次过程中的蒙古气

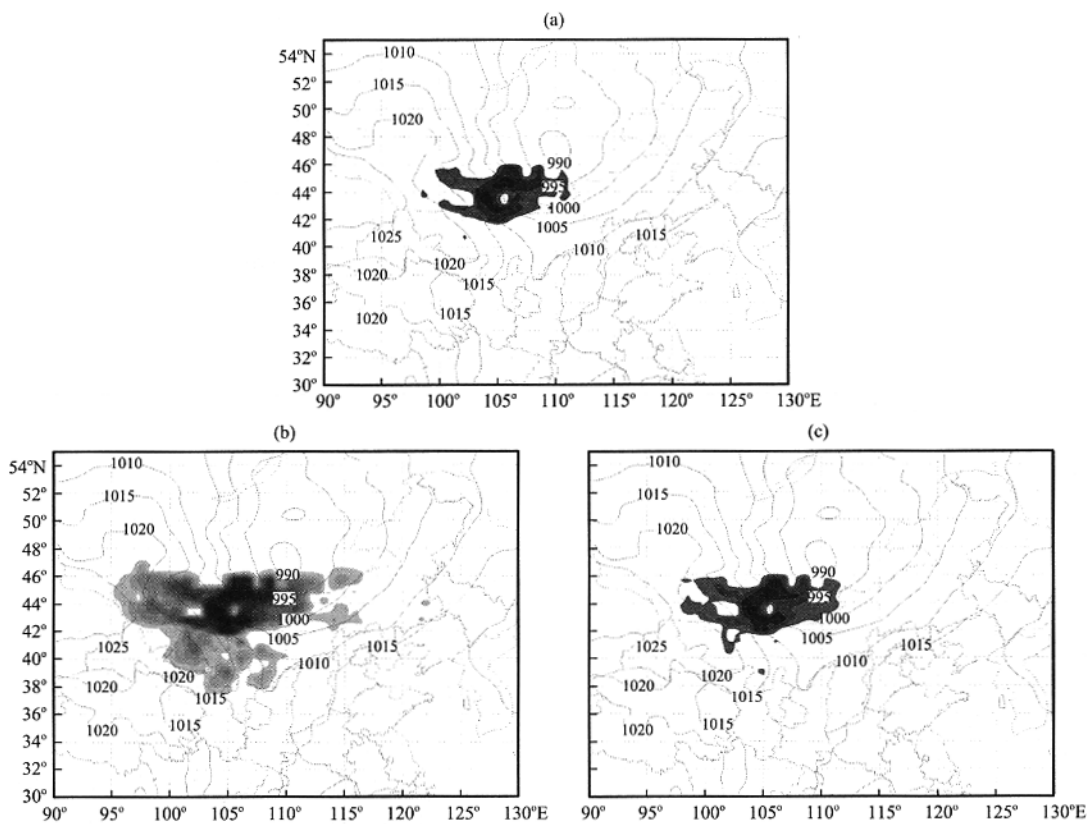


图 5 模拟的 4 月 6 日 14:00 垂直沙尘通量(阴影区)和海平面气压(等值线)

(a)  $d \leq 2 \mu\text{m}$ , (b)  $2 \mu\text{m} < d \leq 11 \mu\text{m}$ , (c)  $11 \mu\text{m} \leq d \leq 22 \mu\text{m}$

Fig. 5 The simulated vertical sand-dust flux(shaded area) and SLP(isoline) at 14:00 on April 6, 2001

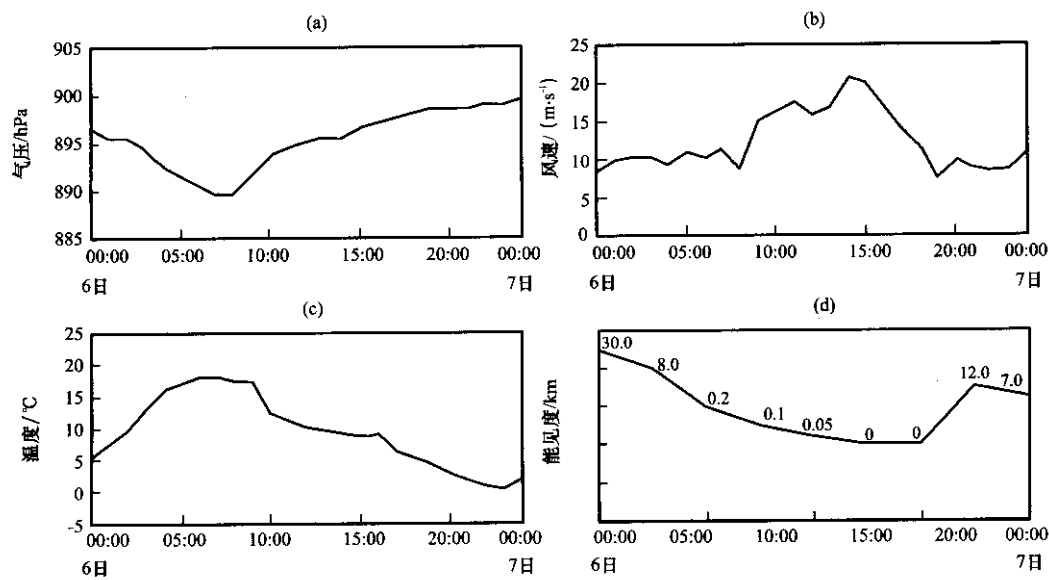


图 6 二连浩特 6 日 08:00~7 日 08:00(图中时间+8h)地面气象要素变化

(a) 气压(hPa), (b) 风速( $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ), (c) 温度( $^{\circ}\text{C}$ ), (d) 能见度(km)

Fig. 6 The evolution of surface meteorological factors from 08:00 (the time in Fig. 6 + 8 h)

on 6 to 08:00 on 7 at Erlianhot station. (a) pressure(hPa), (b) wind vertical( $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ),

万方数据

(c) temperature( $^{\circ}\text{C}$ ), (d) visibility(km)

旋。而天气系统的强度演变取决于环流系统的演变，并不严格遵循日变化(尽管也受到日变化影响)。就这次过程而言，蒙古气旋在白天开始增强，傍晚至午夜是气旋爆发性发展的阶段<sup>[16]</sup>。实况观测到的沙尘暴强度变化与气旋强度的这一变化是一致的。图 6 为这次过程沙尘暴最强区域——内蒙古中部偏北地区二连浩特站(发生黑风暴)6 日 08:00~7 日 08:00 地面气象要素演变。由图可以看出，6 日 14:00 开始出现沙尘暴(能见度 200 m)，之后，沙尘暴继续增强，能见度持续减小；到 7 日 02:00 能见度下降为 0 m，出现黑风暴；到 08:00，沙尘暴强度才开始缓慢减弱。而图 7 模拟的二连浩特沙尘暴强度演变是：最强沙尘暴出现在 6 日 17:00 左右，之后即迅速减弱，在 11:00~02:00 实况发生黑风暴的时段，模拟的沙尘暴强度已经很弱。可见，模式模拟的沙尘暴强度日变化远大于实况，可以说模式夸大了沙尘暴强度的日变化。

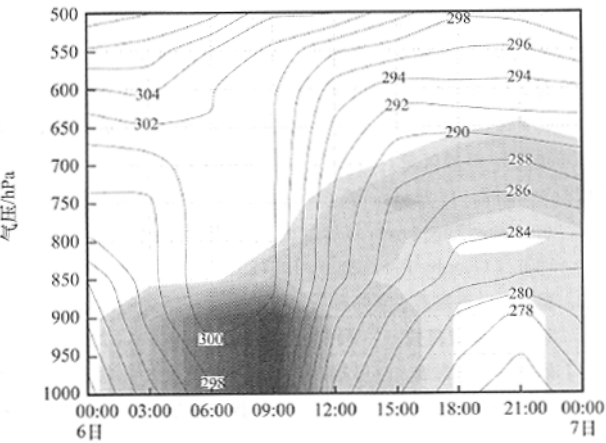


图 7 2001 年 4 月 6 日 08:00(图中时间+8 h)~7 日 08:00 模拟的二连浩特附近沙尘浓度和位温演变  
Fig. 7 The evolution of sand-dust concentration and potential temperature simulated near ErLianhot from 08:00 (the time in Fig. 7 +8 h) on 6 to 08:00 on 7 April 2001

导致沙尘暴日变化的直接因素是地面加热的日变化，因此，削弱沙尘暴日变化的因素可能也是通过影响地面加热实现的。对于沙尘暴过程而言，这一因素是存在的，那就是沙尘的辐射强迫。Chen<sup>[17]</sup>等研究表明，沙尘气溶胶的辐射强迫能够使对流层中的沙尘层形成等熵层结(混合层)。Carson 等<sup>[18, 19]</sup>研究表明，在撒哈拉沙尘远距离传输过程中，沙尘层表现为等熵混合层。就这次过程沙尘层位于边界层中的情况，在白天，沙尘层的遮盖将

削弱地面接收的太阳辐射(长波辐射)，同时沙尘粒子将吸收太阳短波辐射并加热大气，结果是削弱大气低层的热力不稳定而使层结接近中性，即混合层；夜间则相反，沙尘层的遮盖削弱地面的辐射冷却，同时通过向外的长波辐射冷却低层的沙尘层大气。产生的结果也是削弱逆温层结而出现中性混合层，即沙尘层的辐射反馈机制将削弱大气层结的日变化，使大气层结更接近中性。一些研究也证明了这一现象的存在<sup>[20]</sup>。而层结日变化的削弱无疑将导致沙尘暴强度日变化的减小。

为了了解实际大气层结的日变化情况，下面仅利用地面位温进行简单的分析。6 日 20:00，根据观测资料计算的二连浩特 850 hPa 位温为 293.5K，地面(大约 895 hPa)位温为 293.4K，表明该层内为等熵混合层。而从图 7 可以看到模拟的 850 hPa 和地面(900 hPa)位温分别为 291K 和 289K，为弱稳定层结，可以看出在傍晚前后模拟结果部分夸大了大气的层结稳定度。假设这种夸大是由沙尘辐射导致的，那么考虑沙尘辐射时的理想模拟结果是 850 hPa 和地面的位温均为 290K 左右，与 293.5K 的差别 3.5K 为模式误差。7 日 02:00(实况黑风暴在维持)，模拟的 850 hPa 和地面位温分别为 283K 和 279.5K，变为明显的稳定层结。实况 850 hPa 位温无法得到，就以模拟 850 hPa 位温加上模式误差 3.5K 来保守估计，则约为 286.5K，实况地面(899 hPa)位温为 285K，因此依然可以近似看作混合层(<3.5K/1km)。可见，由于没有考虑沙尘的辐射反馈，模式明显夸大了夜间大气的层结稳定度。

模式除了对沙尘暴强度日变化的模拟偏强之外，还存在一些其它不足。从图 2 和图 3 模拟的 6 日 08:00~7 日 08:00 沙尘浓度的演变可以发现，模拟沙尘区似乎多集中在沙源地附近，沙尘的远距离传输似乎不很明显。从遥感监测图像(图略)可看到 7 日 08:00 沙尘区沿气旋前部气旋性弯曲一直被输送至气旋西北象限，而模拟沙尘区仅仅出现在冷锋之后。但从图 7 可以清楚地看出，在 800 hPa 以下和 800~650 hPa 之间有两个沙尘传输层存在，表明模式沙尘传输过程存在一些不足。其原因可能是多方面的。本文在此仅讨论一种因素的影响，那就是层结因素。正如上节所讨论的，真实大气情况下沙尘的辐射强迫能够使沙尘层形成等熵层结。而在没有考虑沙尘辐射反馈影响的模式大气中，沙尘层变为非常稳定的层结。稳定层结无疑较等熵层结更有利于沙尘粒子在重力作用下的沉降。因此，模

式大气中,沙尘粒子上扬后可能较真实大气更快的形成沉降,因而导致沙尘输送的距离小于实际情况。

综合上述分析,可以看到总体上模式模拟的沙尘区范围、强度与观测记录吻合,也模拟出了蒙古气旋不同发展阶段沙尘暴的强度、位置及演变。沙源地附近观测到的沙尘暴在模式中一定能够得到反映,从这一点可以看出模式的起沙过程的处理是比较理想的,特别是采用了非参数化的考虑了微观物理机制的起沙模型。但模式也存在一些不足,如沙尘传输距离小于实况,为沙尘传输模块的处理提供了改进的空间。需要指出的是,由于模式没有考虑沙尘的辐射反馈,使得模拟的沙尘暴日变化远强于实际情况。长期以来,人们一直关注沙尘气溶胶的辐射强迫,但多从气候角度研究其对大气的影 响。在天气尺度方面,目前国内的沙尘数值预报模式都没有将沙尘的辐射反馈加以考虑。因此,有必要全面评估沙尘辐射强迫对天气尺度系统影响,在此基础上将沙尘辐射反馈机制引入沙尘数值预报模式中,从而进一步提高沙尘暴的预报能力。

5 结论

本文利用沙尘数值预报模式对 2001 年 4 月 6~8 日蒙古气旋型沙尘暴过程进行了模拟试验,得到以下结论:

- (1) 沙尘数值预报模式对这一过程进行了较成功的模拟,模拟的沙尘区范围、强度及蒙古气旋不同发展阶段沙尘暴的强度、位置和演变基本与实况吻合。
- (2) 不论对气旋冷锋后部天气尺度的大范围沙尘区,还是冷锋前部暖区内的中尺度热力扰动导致的沙尘暴,模式都能进行较好的模拟。
- (3) 导致这次沙尘暴过程的沙尘以细中粉土为主( $d \leq 22 \mu\text{m}$ ),主要源于蒙古国南部和我国内蒙古西、中部荒漠化地区。蒙古国南部沙源的贡献更为明显,沙尘为黏土( $d \leq 2 \mu\text{m}$ )、细粉土( $2 < d \leq 11 \mu\text{m}$ )、中粉土( $11 < d \leq 22 \mu\text{m}$ )。我国内蒙古中西部沙源的贡献相对较小,沙尘以细粉土为主。
- (4) 模式的不足表现为模拟的沙尘暴日变化强于实况。同时,沙尘传输距离小于实况。前者的主要原因是模式未考虑沙尘气溶胶的辐射反馈机制。沙尘气溶胶的辐射强迫将削弱大气层结的日变

化,从而有利于沙尘暴强度的维持。

参考文献

- [1] 叶笃正,丑纪范,刘纪远等. 关于我国华北沙尘天气的成因与治理对策[J]. 地理学报, 2000, 55: 513—521
- [2] 刘景涛,郑明倩. 内蒙古中西部强和特强沙尘暴的气候学特征[J]. 高原气象, 2003, 22(1): 51—64
- [3] 郑新江,徐建芬,罗敬宁等. 1998 年 4 月 14~15 日强沙尘暴过程分析[J]. 高原气象, 2001, 20(2): 180—185
- [4] 项续康,江吉喜. 西北地区强沙尘暴成因的中尺度分析[J]. 高原气象, 1996, 15(4): 448—455
- [5] 刘景涛,钱正安,姜学恭等. 中国北方特强沙尘暴的天气系统分型研究[J]. 高原气象, 2004, 23(4): 540—547
- [6] 汤绪,俞亚勋,李耀辉等. 甘肃河西走廊春季强沙尘暴与低空急流[J]. 高原气象, 2004, 23(6): 840—846
- [7] 尤莉,王革丽,吴学宏等. 内蒙古阿拉善地区沙尘暴的气候特征分析[J]. 高原气象, 2004, 23(3): 382—386
- [8] 李岩瑛,俞亚勋,罗晓玲等. 河西走廊东部近 50 年沙尘暴气候观测研究[J]. 高原气象, 2004, 23(6): 851—856
- [9] 钟海玲,李栋梁. 中国北方 4 月沙尘暴与西风环流的关系[J]. 高原气象, 2005, 24(1): 104—111
- [10] 成天涛,沈志宝. 中国西北大气沙尘的辐射强迫[J]. 高原气象, 2002, 21(5): 471—478
- [11] 成天涛,吕达仁,徐永福. 浑善达克沙地沙尘气溶胶的辐射强迫[J]. 高原气象, 2005, 24(6): 920—926
- [12] Wang Z, H Ueda, M Huang. A deflation model for use in modeling long-range transport of yellow sand over East Asia [J]. J Geophys Res, 2000, 105(D22): 26947—26960
- [13] 程丛兰,王迎春,刘伟东等. 与动力场相耦合的区域沙尘分档模式及个例模拟[J]. 科学通报, 2004, 46(19): 2007—2013
- [14] 孙建华,赵琳娜,赵思雄. 一个适用于我国北方的沙尘天气数值预测系统及其应用试验[J]. 气候与环境研究, 2003, 8(2): 125—142
- [15] Shao Y P. A model for mineral dust emission[J]. J Geophys Res, 2001, 106(D17): 20239—20254
- [16] 姜学恭,沈建国,刘景涛等. 导致一例强沙尘暴的若干天气因素的观测和模拟研究[J]. 气象学报, 2003, 61(5): 606—620
- [17] Chen S J, Y H Kuo. The effect of dust radiative heating on low-level frontogenesis[J]. J Atmos Sci, 1995, 52: 1414—1420
- [18] Carlson T N, J M Prospero. The large-scale movement of Saharan air outbreak over the northern equatorial Atlantic[J]. J Appl Meteor, 1972, 11: 283—297
- [19] Carlson T N, S G Benjamin. Radiative heating rates for Saharan dust[J]. J Atmos Sci, 1980, 37: 193—213
- [20] 姜学恭等, 内蒙古两类持续沙尘暴的天气特征[J]. 气候与环境研究(待发表)
- [21] 钱正安,蔡英,刘景涛等. 中蒙地区沙尘暴研究的若干进展[J]. 地球物理学报, 2006, 49(1): 83—92

Numerical Simulation on a Severe Sand-Dust Storm  
Process Caused by the Mongolia Cyclogenesis

JIANG Xue-gong<sup>1, 2</sup>, ZHAO Lin-Na<sup>2</sup>

(1. Inner Mongolia Meteorological Observatory, Huhhot 010051, China; 2. National Meteorological Center, China Meteorological Administration, Beijing 100081, China)

**Abstract:** Using the sand-dust storm numerical predict model, which coupling MM5 model, sand-dust raising and transporting models and GIS dataset, a severe sand-dust storm process occurred over the Northern China from 6 to 8 April 2001 has been done numerical simulation experiment. The results showed that the strength and evolution of Mongolia cyclone, the intensity, position and evolution of sand-dust storm have been successfully simulated. The sand-dust source regions in this process were in south Mongolia and western Inner Mongolia of China. The small diameter dust( $d\leqslant 22\text{ }\mu\text{m}$ ) was in a dominant position among the sand-dust particles contributing to the formation of sand-dust storm. The modeling diurnal change of sand-dust storm strength, which acted as intensive in daytime while as weak at night, was greater than the observational one. The sand-dust radiation heating, which exists in real atmosphere but is not considered in the model, will minimize the diurnal change of atmospheric stratification and the intensity of sand-dust storm.

**Key words:** Sand-dust storm; Numerical simulation; Stratification; Dust radiation forcing