

# 一次黄沙输送过程的数值模拟研究\*

刘 毅 任丽新 周乐义

(中国科学院大气物理研究所大气边界层物理和大气化学国家重点实验室, 北京 100029)

周明煜

高 原

(国家海洋局海洋环境预报中心,  
北京 100081)

(Rutgers University Institute of Marine and  
Coastal Sciences, NJ 08901)

**摘 要** 运用 MM4 中尺度动力学模式结合沙尘气溶胶传输模式, 模拟分析了 1992 年 4 月 10 日发生的一次沙尘暴天气及沙尘气溶胶(黄沙)输送过程。得出蒙古气旋冷锋后的大风是沙尘扬起的主要动力, 地形抬升、白天混合层内的湍流扩散和锋区强烈的上升气流将沙尘输送到高层。沙尘气溶胶的水平输送主要通过对流层下层和上层两层向下游输送。低层沙尘随冷锋一起向下游输送, 移速较慢; 高层沙尘主要通过西风气流迅速输送到下游区域。

**关键词** 沙尘气溶胶 输送过程 沙尘暴天气 数值模拟

## 1 引言

沙尘气溶胶俗称黄沙是大气气溶胶的主要成分。在春季沙尘暴多发期间, 大量沙尘气溶胶通过大气输送到下游地区, 对陆地和海洋的生态环境和地球生物化学循环有着重要影响<sup>[1-3]</sup>。由于沙尘暴天气过程出现的频率较低, 每次尘暴过程形成的天气条件、发生的位置、起沙强度和输送路径各不相同, 对下游地区的环境有着不同的影响。因而有必要加强对沙尘暴的形成条件和沙尘气溶胶输送过程的研究。

日本学者对源于东亚的黄沙进行了比较系统的研究。Iwasaka<sup>[4]</sup>的观测研究得出, 对日本影响较大的黄沙常出现在春季 4、5 月份, 而且空间呈两层分布。一层出现在 0.5 至 2.5 km; 另一层出现在 4 至 8 km。Hayasaka<sup>[5]</sup>的研究表明东亚沙尘气溶胶的浓度主要由上述低沙尘层所决定。中国学者利用所处的有利环境对亚洲沙尘暴的形成过程和沙尘气溶胶的基本特征进行了比较全面的分析研究<sup>[6,7]</sup>。

80 年代以来, 一些学者开始采用数值模拟的方法研究沙尘气溶胶的长距离输送问题。Westphal<sup>[8]</sup>利用撒哈拉沙漠的观测资料建立了二维沙尘气溶胶模式并对沙尘气溶胶长距离输送过程进行了研究。Tegen<sup>[9]</sup>运用所建立的全球三维沙尘输送模式成功地模拟出全球沙尘的季节分布特征, 由于模式中只考虑了四种粒径的沙尘粒子, 无法准确计算沙尘气溶胶的辐射特性。此外, Dentener<sup>[10]</sup>运用数值模式研究了沙尘气溶胶对对流层中硫酸盐、硝酸盐等化学成分的影响。国内沙尘暴的数值模拟始于 90 年代, 谭季清<sup>[1]</sup>利

1997-01-28 收到, 1997-05-08 收到修改稿

\* 国家自然科学基金项目 49675251 资助和所长重点基金项目 98-209 资助

1) 谭季清, 1995, 沙尘暴数值预报系统, 北京大学博士后出站报告

用北京大学 LAMPU 模式耦合一个沙尘暴起沙和输送模型,模拟了 1988 年 4 月发生的一次沙尘暴过程,得出与降尘实况相符的模拟结果。

本文在前人研究的基础上利用 MM4 中尺度模式结合沙尘气溶胶输送模式对 1992 年 4 月 10 日至 11 日发生在我国内地的一次中等强度的沙尘暴过程及其沙尘气溶胶长距离输送规律进行了研究,并同实测资料进行了比较分析。

## 2 模式简介

采用的动力模式是 NCAR 的有限区域中尺度模式的第四版,简称 MM4,其中投影方式为兰伯特地图投影,同时考虑地形和多种物理过程,包括积云对流参数化、大气边界层参数化和次网格扩散过程。具体内容详见 Anthes<sup>[11]</sup>。

### 2.1 沙尘输送模式

沙尘气溶胶输送方程采用与 MM4 模式相同的地形坐标,在水平方向将沙尘气溶胶浓度场定义在交叉网格点上,在垂直方向,将其定义在半  $\sigma$  层,其方程形式为

$$\frac{\partial p^* C(r)}{\partial t} = -m^2 \left( \frac{\partial p^* u C(r)/m}{\partial x} + \frac{\partial p^* v C(r)/m}{\partial y} \right) - \frac{\partial p^* C(r) \delta}{\partial \sigma} - \left. \frac{\partial p^* C(r)}{\partial t} \right|_{\text{drop}} + F_H C(r) + F_V C(r) + S_a(r).$$

方程中  $C(r)$  为半径为  $r$  的沙尘粒子的质量浓度,  $u$ 、 $v$ 、 $p^* m$  和  $\delta$  为 MM4 中尺度模式中的风场、气压场、地图投影因子和垂直速度。下标 drop 表示由于沉降作用而引起的浓度场变化,  $S_a$  表示沙尘气溶胶源汇项,  $F_H C(r)$  为沙尘浓度水平扩散项,  $F_V C(r)$  为沙尘浓度垂直扩散项。

沙尘粒子尺度段的划分、扬沙的发生条件及沙尘粒子干沉降参数化具体内容见文献 [12]。

### 2.2 初始条件和模拟方案

#### 2.2.1 初始条件

初始资料采用国家气象中心提供的 DCD 资料,包括测站的经纬度、海拔高度、地面和高空的气压场、温度场、露点场、风向和风速场。采用高斯逐步订正法将高空和地面资料内插到网格点上。再经整层无辐散处理后作为模式的初始场。

#### 2.2.2 模拟方案

4 月 10 日发生的沙尘暴源区位于河套西北部及内蒙古西南部及蒙古南部地区,包括腾格里沙漠、毛乌素沙漠及部分戈壁沙漠。中心位于 (41°N, 108°E), 范围见图 1 所示, 图中方框为选定的沙尘源区。选择模拟区域的中心为 108.0°E, 42.0°N, 水平范围从 26.3°~56.7°N, 82.4°~133.7°E。模式水平网格为 37×37, 网格距为 90 km, 垂直方向共分 15 层, 模拟范围从地表到对流层顶。模拟的初始时间为 1992 年 4 月 10 日 08 时, 模拟积分时间为 36 h, 时间步长为 3 min, 沙尘模式与动力模式同时积分。由于在沙尘暴发生期间空气中相对湿度较低, 模拟中没有考虑湿过程, 而采用了干模式。

### 3 模拟结果分析

1992 年 4 月 10 日沙尘天气主要由西伯利亚冷空气南下形成蒙古气旋并伴有大风天气而产生。4 月 9 日 20 时, 东亚中高纬度为两脊一槽形势, 槽线位于  $105^{\circ}\text{N}$  附近, 西伯利亚冷涡中有一股冷空气分离南下, 同时西亚地区有一暖高北上; 亚洲中高纬的锋区有所加强, 为蒙古气旋的发展准备了锋区条件。同时, 温度槽落后于高度槽, 槽后(前)的冷(暖)平流均较强。这种温压场结构为蒙古气旋的发展提供了斜压不稳定条件。

图 1、图 2 为 4 月 10 日和 11 日根据地面气象观测资料得出的我国境内沙尘暴分布图。4 月 10 日尘暴出现在我国河套和内蒙古地区, 位于所选择的沙尘源区及其南部和东部地区。降尘边界达到山西太原、蒲县等测站。4 月 11 日(图 2), 沙尘向我国沿海地区输送, 长江以北部分地区出现了扬尘或浮尘天气。长江以南的南京, 景德镇等站出现浮尘。北部锦州观测到扬尘。

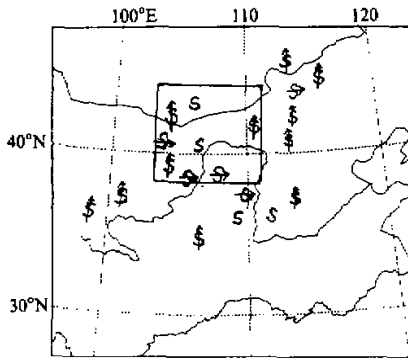


图 1 1992 年 4 月 10 日观测尘暴分布  
图中矩形为沙尘源区, S 代表尘暴,  
S 代表浮尘, S 代表扬尘

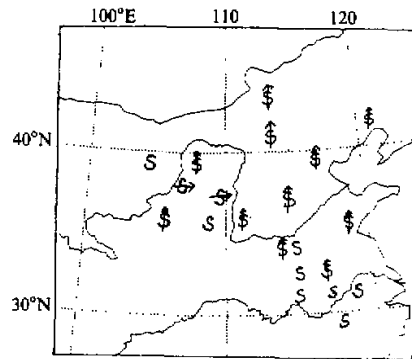


图 2 1992 年 4 月 11 日观测尘暴分布  
图中矩形为沙尘源区, S 代表尘暴,  
S 代表浮尘, S 代表扬尘

#### 3.1 气象场模拟结果

模拟 6 h, 地面冷锋经过腾格里沙漠, 即将进入毛乌素沙漠。模拟 12 h, 500 hPa 温度场上冷空气继续南下, 冷槽移至贝加尔湖以南地区, 由于温度槽落后于高度槽, 槽后存在冷平流, 有利于蒙古气旋的发展, 河套北部沙尘源区附近有很强的西风气流, 这对沙尘通过高层输送有着重要影响。地面图上, 冷高压继续向东南方向移动。冷锋已达华北及长江中上游地区, 沙尘源区仍维持大风天气。模拟 24 h, 500 hPa 高空槽进一步加深并东移到近中国海海域。我国长江以北大部地区位于槽后西北气流控制区内。

起沙过程不仅同地表风速有关, 而且同边界层中大气稳定度密切相关, 因此大气边界层中摩擦速度  $u^*$  比风速能更准确地反映沙尘的产生过程。模拟 6 h, 沙尘源区内腾格里沙漠和河套以北大部分区域的  $u^*$  值超过临界值。主要由冷锋后部西北大风所产

生。从 $u^*$ 值演变过程看, $u^*$ 值在午后达到最大值,此时湍流交换最为强烈,近地面层风速达最大值,这一结果同我国西北地区沙尘暴天气多发生在午后是一致的。由此可以推断中午前后冷锋经过的沙区最有利于沙尘的扬起和向上输送。

### 3.2 沙尘输送过程的数值模拟

图3、图4为模拟计算6h和24h地面沙尘气溶胶总浓度的对数分布图。模拟6h,沙尘主要位于沙尘源区附近。源区内沙尘最大浓度达 $66.7 \text{ mg/m}^3$ 。位于沙尘源区下游的榆林测站观测沙尘浓度最大值为 $16.4 \text{ mg/m}^3$ ,到达时间为4月10日22时。文中计算得出该时刻榆林的沙尘浓度为 $9.8 \text{ mg/m}^3$ ,略低于观测值,但量级基本一致。通过分析沙尘源区的地形可见,主要沙尘产生区均位于较高山脉的上风方位,如戈壁沙漠与阴山山脉、腾格里沙漠与贺兰山,这种地形有利于沙尘通过迎风坡抬升输送到高层。

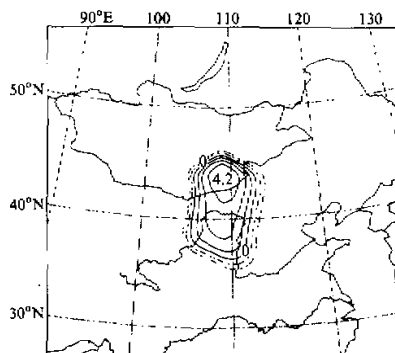


图3 模拟6h地面沙尘浓度( $\text{mg/m}^3$ )的对数分布图

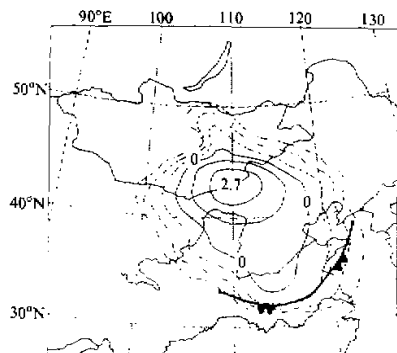


图4 模拟24h地面沙尘浓度( $\text{mg/m}^3$ )对数分布  
图中曲线为地面冷锋

模拟24h,在较强的西北气流作用下,冷空气进入平原后加速向东南方向移动,沙尘快速向下游扩散,此时沙尘浓度廓线已达长江下游地区。同4月10日沙尘分布(图2)相比,模拟沙尘分布与观测结果相一致。从图4中还可以发现 $0.14 \text{ mg/m}^3$ 浓度廓线已经超过地面冷锋。从700 hPa浓度分布图上也可以看到高层浓度廓线超前低层廓线大约120 km,说明冷锋前面的沙尘主要由高空快速输送的沙尘沉降后所形成的。

模拟沙尘到达北京的时间为4月11日02时,实测北京沙尘浓度最大值出现于4月11日04时,浓度达 $1.69 \text{ mg/m}^3$ ;模拟该时刻北京沙尘浓度值为 $1.25 \text{ mg/m}^3$ 。模拟沙尘到达青岛的时间为4月11日08时,与观测结果相一致,浓度的计算值接近观测值。

通过上面分析得出,模式对沙尘气溶胶总体分布特征模拟较好。为了进一步研究沙尘的输送过程,对沙尘源区( $108^\circ\text{E}$ ,  $42^\circ\text{N}$ ),北京和黄海( $124^\circ\text{E}$ ,  $36^\circ\text{N}$ )各一点上沙尘总浓度和不同尺度的粒子数浓度随高度的变化作进一步的分析。

模拟6h沙尘源区不同高度上,随着粒径的增加,沙尘粒子数浓度迅速减少,在

2 000 m 以上, 半径大于  $4\ \mu\text{m}$  的粒子减少尤为显著。近地层沙尘粒子数浓度与文献[7]在尘暴期间的观测值  $550\ \text{个}/\text{cm}^3$  比较接近。从不同高度谱分布来看, 大气边界层内 ( $0\sim 1\ 500\ \text{m}$ ) 沙尘谱分布比较接近, 大气边界层之上沙尘浓度迅速减少, 说明白天沙尘粒子可以通过强烈的湍流交换作用在大气边界层内输送。

模拟 12 h (图 5), 半径为  $10\ \mu\text{m}$  左右的粒子的相对数量明显增加, 小粒子浓度较上一时段明显减少。在 2 000 m 高度上大粒子的数量明显增多。表明尘暴产生一段时间之后, 沙尘可以通过垂直气流输送到较高的高度上, 其中大粒子的含量也有所增加。

模拟 18 h 冷锋接近北京, 此时沙尘浓度先随高度而增加, 在 700 m 高度上达到极大值  $0.67\ \text{mg}/\text{m}^3$ , 而后随高度的增加浓度逐步减小。沙尘主要在 4 000 m 以下的气层中输送。

模拟 24 h, 地面沙尘浓度达  $2.1\ \text{mg}/\text{m}^3$ , 边界层内浓度达  $2.8\ \text{mg}/\text{m}^3$ 。该时刻粒子谱分布 (图 6) 上, 近地层大粒子 (半径大于  $20\ \mu\text{m}$ ) 的数浓度高于上层 (1 200 m、3 100 m) 的数浓度, 上层小粒子 (半径小于  $4\ \mu\text{m}$ ) 的粒子数浓度高于近地层浓度; 半径小于  $10\ \mu\text{m}$  粒子的数浓度主要出现在 1 200 m 高度上。这清楚表明北京的沙尘是通过高层输送, 然后降至地面所形成的。

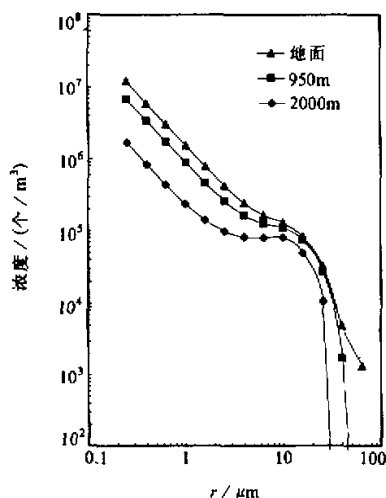


图 5 模拟 12 h 沙尘源区三个高度上沙尘粒子数浓度谱分布

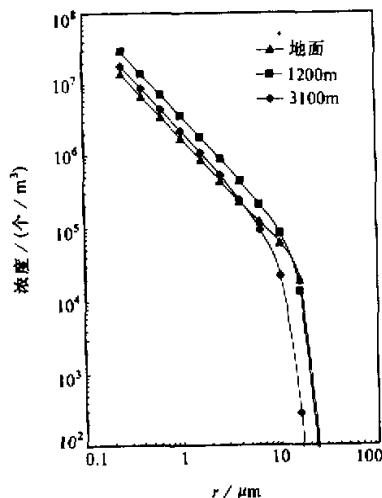


图 6 模拟 24 h 北京上空沙尘数浓度谱分布

模拟 30 h, 来自上游的沙尘粒子开始进入黄海海域。在浓度垂直分布上, 沙尘浓度由海面的  $55\ \text{mg}/\text{m}^3$  向上逐渐增大, 在 3 000 m 高度上达到最大值  $90\ \text{mg}/\text{m}^3$ , 然后迅速减小。从粒子数浓度谱分布上看, 黄海上空 3 200 m、4 300 m 高度上, 半径大于  $2\ \mu\text{m}$  的粒子浓度大于近海面层浓度。说明沙尘主要在 3 200 m 高度以上气层中输送的。从粒子质量谱分布上看, 海面附近粒子峰值半径为  $4\ \mu\text{m}$ , 2 000 m 高度上峰值半径为  $2.5\ \mu\text{m}$ , 3 400 m 高度上峰值半径为  $1.59\ \mu\text{m}$ 。表明在输送过程中大粒子不断沉降。

模拟 36 h, 黄海沙尘浓度明显增加。垂直分布 (图 7) 上, 沙尘浓度呈现两层分布形式。下层由海面至 4 000 m, 浓度最大值出现在 3 000 m 高度上, 浓度达  $280 \text{ mg/m}^3$ 。上层位于 5 000 m 至 8 000 m 之间, 最大浓度出现在 6 500 m 高度上, 浓度达到  $320 \text{ mg/m}^3$ 。从模拟 36 h 沙尘浓度谱分布 (图 8) 上, 海面和 3 200 m 两层上粒子谱分布保持不变, 各粒径内浓度同时增加, 说明随冷锋输送的沙尘气层的主体已经到达黄海海域。与模拟 30 h 结果的主要区别在于 6 800 m 和 4 300 m 高度上大粒子明显增多, 其中 4 300 m 高度上粒子谱中半径小于  $6.35 \mu\text{m}$  的浓度同前一时次基本一致, 而大于  $6.35 \mu\text{m}$  的浓度明显增加, 这部分大粒子主要来自高层大粒子的沉降下落。

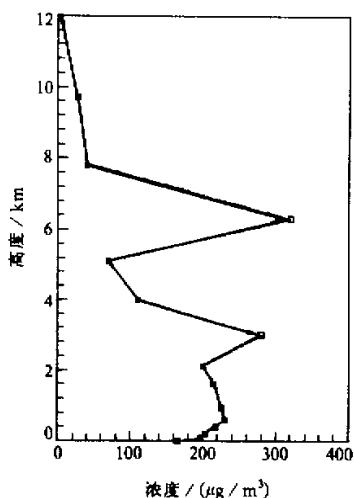


图 7 模拟 36 h 黄海上空沙尘浓度的垂直分布

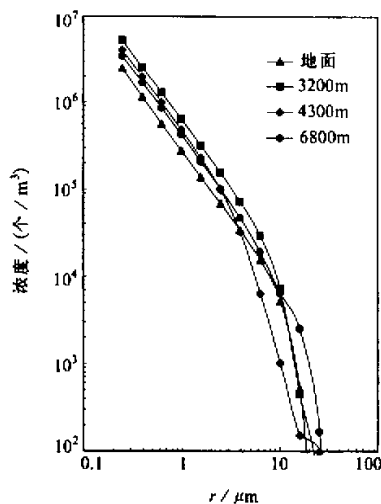


图 8 模拟 36 h 黄海上空沙尘数浓度谱分布

上述模拟结果表明到达黄海的沙尘气溶胶是通过低层冷锋和高层西风带两层气层输送到海上的。低层输送的速率较慢, 其中大部分大粒子降至地面, 所以峰值半径较小。高层由于存在很强水平气流, 当沙尘粒子进入高层气层后, 可快速输送到下游地区, 所以大粒子浓度较高。由于缺少高层沙尘气溶胶观测资料, 无法直接验证上述沙尘输送机制。对气象场的模拟结果表明, 4 月 11 日 08 时冷空气主体经过后 500 hPa 和 700 hPa 高度上西北气流明显增强, 太行山上空由于地形抬升作用存在较强的上升气流, 后期扬起的沙尘进入高层西风急流区后迅速向华北平原输送。观测资料也表明 4 月 11 日河套北部的毛乌素沙漠仍存在尘暴天气 (图 2)。因此可以推测, 当沙尘源区地面大风持续时间较长且存在很强上升气流, 同时高空存在西风急流时, 后来扬起的沙尘可通过高层快速输送, 当该气层赶上低层沙尘时, 即可形成沙尘的两层分布结构。Iwasaka<sup>[4]</sup>的观测研究也证实了海上沙尘的两层分布。

1992 年 4 月 10 日的沙尘天气过程的模拟结果表明, 文中所采用的沙尘气溶胶输送模式具有较强的模拟能力。模拟结果接近实测结果。

## 4 结论

(1) 冷锋后的大风是沙尘扬起的主要动力, 迎风坡的地形抬升、白天混合层内湍流扩散作用同锋区强烈的上升气流将沙尘输送到高层。大气边界层的日变化对尘暴的形成有重要影响。

(2) 对近地层沙尘浓度场模拟得出的沙尘源区, 北京和青岛尘暴出现的时间和浓度与观测结果比较一致。在尘暴形成的初始阶段, 源区大气边界层内沙尘浓度迅速增加。低层以大粒子为主, 高层以小粒子居多。当尘暴形成一段时间后, 边界层内沙尘浓度有所减少, 而 2 000 m 高度以上浓度有所增加, 其中大粒子浓度增加最为显著。

(3) 沙尘气溶胶主要通过 4 000 m 以下和 4 000 m 以上两层气层进行水平输送。下层气层中沙尘随冷锋一起向下游扩散, 以半径小于 10  $\mu\text{m}$  的粒子为主; 上层气层中沙尘先通过垂直气流输送到高空再随西风气流迅速输送到下游地区。沙尘源区上空存在强上升气流是上层输送的必要条件。

由于缺乏相应的实际观测资料, 文中采用的沙尘参数化方案相对比较简单, 只能对诸如沙尘起动的临界摩擦速度, 沙尘源区的位置, 沙区的各种属性等参数进行人为给定。无法准确预报沙尘浓度的演变规律。今后应加强对沙尘的观测研究, 进而更有效地改进沙尘参数化方案。

## 参 考 文 献

- 1 Duce, R. A., 1995, Sources, distributions, and fluxes of dusts and their relationships to climate, in: *Aerosol forcing of climate*(eds. R. Charlson and J. Iteintzenberg). John Wiley and Sons, London, 43~72.
- 2 Merrill, J. T., E. Arnold, M. Leinen et al., 1994, Mineralogy of aeolian dust reaching the North Pacific Ocean: 2. Relationship of mineral assemblages to atmospheric transport patterns, *J. Geophys. Res.*, **99**, 21025~21032.
- 3 Gao, Y., R. Arimoto, R. A. Duce et al., 1992, Input of atmospheric trace elements and mineral matter to the Yellow Sea during the spring of a low-dust year, *J. Geophys. Res.*, **97**, 3767~3777.
- 4 Iwasaka, Y., H. Minoura and K. Nagaya, 1983, The transport and spatial scale of Asian dust storm cloud, A case study of the first storm event of April, *Tellus*, **35**(B), 189~196.
- 5 Hayasaka, T., T. Nakajima and M. Tanaka, 1990, The coarse particle aerosols in the free troposphere around Japan, *J. Geophys. Res.*, **95**, 14039~14047.
- 6 周明煜、曲绍厚、宋锡明等, 1981, 北京地区一次尘暴过程的气溶胶特征, *环境科学学报*, **1**(3), 207~218.
- 7 Ren Linxin et al., 1995, The physical and chemical characteristics of desert aerosols in the HEIFE region, *J. Meteorol. Soc. Japan*, **73**, 1263~1268.
- 8 Westphal, D. L., O. B. Toon and T. N. Carlson, 1987, A two-dimensional numerical investigation of the dynamics and microphysics of Saharan dust storms, *J. Geophys. Res.*, **92**, 3027~3049.
- 9 Tegen, I. and I. Fung, 1994, Modeling of mineral dust in the atmosphere, Sources, transport and optical thickness, *J. Geophys. Res.*, **99**, 22897~22914.
- 10 Dentener, F. J., G. R. Carmichael and Y. Zhang et al., 1996, Role of mineral aerosol as a reactive surface in the global troposphere, *J. Geophys. Res.*, **101**(D17), 22869~22889.
- 11 Anthes, R. A., Y. H. Kuo and E. Y. Hsieh, 1987, Description of the Penn State / NCAR Mesoscale Model Version 4 (MM4), NCAR Technical Note, 1~65.
- 12 刘毅、张华、周明煜, 1997, 一次沙尘暴天气及沙尘输送过程的数值模拟, *南京气象学院学报*, **20**(4), 511~517.

## Numerical Analyses of a Dust Storm and Dust Transportation

Liu Yi, Ren Lixin and Zhou Leyi

*(Laboratory of Atmospheric Boundary Layer Physics and Atmospheric Chemistry,  
Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029)*

Zhou Mingyu

*(National Research Center for Marine Environment Forecasts, Beijing 100081)*

Gao Yuan

*(Rutgers University, Institute of Marine and Coastal Sciences, NJ 08901)*

**Abstract** A dust storm occurred in April, 1992 was simulated using MM4 (NCAR / PSU) combined with an aerosol transportation model. The simulations showed that the strong wind produced by cold front of Mongolian cyclone was the main force for dust-lifting, the dust was transported to the upper layer through the daytime vertical turbulent diffusion in PBL and the upward current in front zone. The horizontal transportation of dust chiefly occurred in two layers, in the lower layer (below 4 km), dust was moved by the cold front, and in the upper layer (above 4 km), the dust was transported in the westerly belt, which was more efficient and faster than that in the lower layer.

**Key words** dust storm dust aerosols transportation numerical simulation