

# 2002 年 3 月 19 日沙尘暴爆发条件分析<sup>\*</sup>

肖贤俊<sup>1)</sup> 刘还珠<sup>2)</sup> 宋振鑫<sup>2)</sup> 何金海<sup>1)</sup>

<sup>1)</sup>(南京气象学院 南京 210044) <sup>2)</sup>(国家气象中心 北京 100081)

## 摘要

使用沙尘暴预报模式的输出资料,对 2002 年 3 月 19~21 日的一次特强沙尘暴过程作动力诊断分析。结果表明,该次沙尘暴由蒙古气旋后部冷锋锋产生的偏西北大风引发。近地面风速的垂直切变和地面热通量的加大,都可使边界层湍流加强扬起地面沙尘。地面锋区附近风场的强水平切变,锋面垂直环流及锋后斜压转换的作用,将地面卷起的沙尘带到高空,引发强沙尘暴。

关键词:沙尘暴模式 边界层湍流 斜压转换

## 引言

我国北方春季强冷空气活动频繁,地面干燥,土质疏松,沙源充足,与之相伴的大风极易将地面沙尘卷起形成沙尘暴。因而我国北方是亚洲一个沙尘暴多发区,主要在春季发生。我国学者针对沙尘暴机制的研究已有很多,总结出强风、沙源、大气层结不稳定是沙尘暴发生的三个基本条件。最典型的是提出了冷锋前飑线引发黑风暴的机理及沙尘暴内部沙尘辐射加热的正反馈效应<sup>[1~4]</sup>。

中国气象局引进澳大利亚邵亚平(Yaping Shao)等开发的沙尘暴天气集成数值预报系统,并建立了业务运行系统,通过对 2002 年 3 月 19~21 日沙尘暴分析,此模式较好的预报出这次沙尘暴过程。因而我们用它的输出资料进行动力分析,结合实测资料的天气学分析,以期对沙尘暴的形成机理有更深入认识。

## 1 沙尘暴发生的天气形势及其过程分析

邵亚平等所开发的模式是一个沙尘天气集成数值预报系统,与国家气象中心 T213 全球业务模式嵌套运行,T213 模式的分析和预报结果为沙尘天气数值预报系统提供初始场和侧边界资料。此预报系统包括区域大气模式,陆面过程模式,风沙模式(包括风蚀、输送和沉降模式)和地理信息系统。大气模式为风沙模式提供风速、降水等物理量场;陆面模式预报土壤水分、摩擦速度等物理量的变化,同时为风蚀模式提供其它参数;风沙模式主要预报沙尘的源地、浓度与沉降传输,地理信息系统提供了土壤类型、植被类型、植被覆

\* 本文由 NMC789302,YF2001A-02 课题资助。

2002-11-21 收到,2003-06-12 收到修改稿。

盖、叶面积指数等参数,为大气、陆面与风沙模式提供必须的输入参数。该系统是一个比较完整的、具有国际先进水平的沙尘天气数值预报系统。

2002年3月19~21日的沙尘暴发生在高空环流由纬向型向经向型转变过程中。高空环流的调整,引导源地在新地岛的冷空气急剧南下。冷空气以冷锋的形式影响我国。从3月18日到3月21日有两次连续的冷空气爆发。第一次,冷空气在蒙古地区侵入高空槽前的热低压形成蒙古气旋,然后以强冷锋的形式由西北向东南横扫我国大部分地区,引发沙尘暴。第二次,冷空气爆发在3月20日,强度稍弱,其由蒙古西部南下进入我国境内后,转为自西向东移过我国,也引发了一次稍弱的沙尘暴。由于两次冷锋连续影响我国,致使两次沙尘暴接连发生,因而造成这次沙尘暴的影响范围扩大,持续时间延长。

3月18日500 hPa上东亚地区为两脊一槽型,西西伯利亚平原上为一南北向大槽,温度槽稍落后于高度槽,槽前等高线疏散。槽附近冷平流较强,使该槽不断加深切断成冷涡。槽的南段处于高空一西风急流区,移速较快,进入槽前热低压形成冷锋,其前方在高空槽前暖平流的作用下形成暖锋,于是典型的蒙古气旋由此生成。该蒙古气旋自西北向东南经过我国西北、华北地区,再折向东北,于3月21日从朝鲜半岛处入海。在此期间,原在500 hPa上低涡东移到中西伯利亚高原,槽前暖脊减弱,欧亚大陆上环流开始向两槽

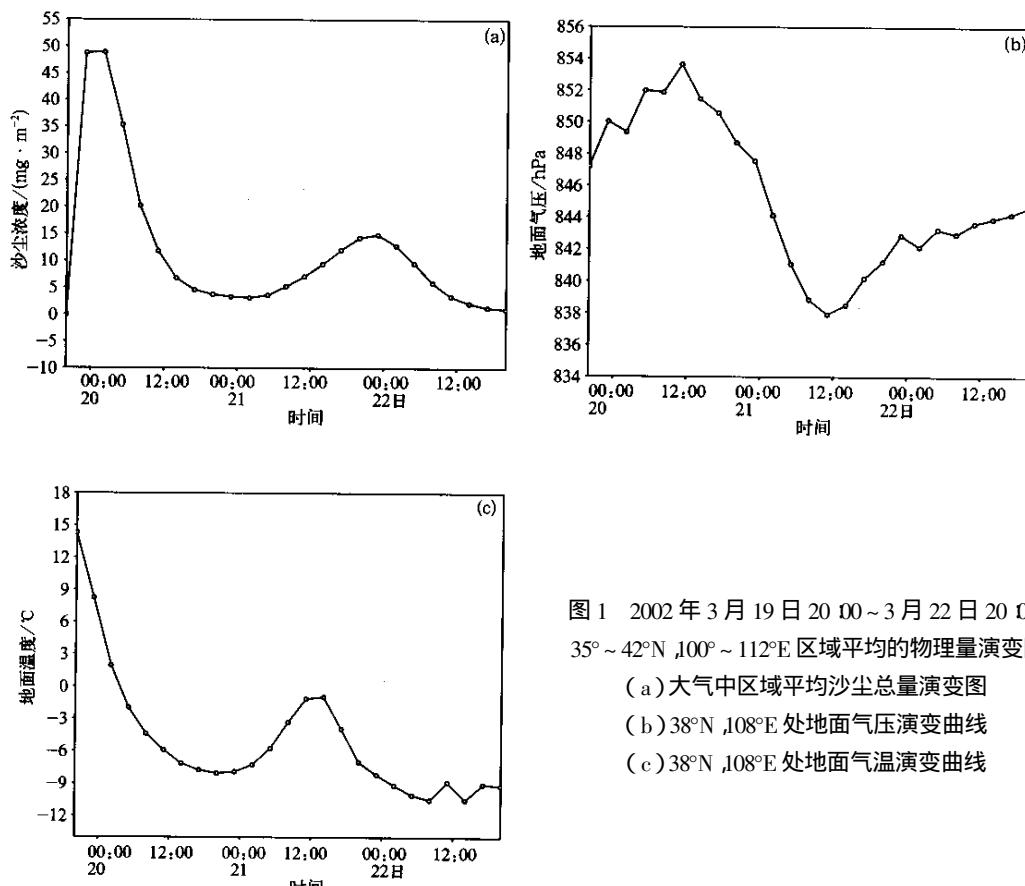


图1 2002年3月19日20:00~3月22日20:00,  
35°~42°N, 100°~112°E区域平均的物理量演变图  
(a) 大气中区域平均沙尘总量演变图  
(b) 38°N, 108°E处地面气压演变曲线  
(c) 38°N, 108°E处地面气温演变曲线

一脊型转变，欧洲大陆上是一大槽。此时我国处于中西伯利亚大槽底部，因此第二股冷空气南下到我国新疆北部后自西向东移，其移速较快，并入到蒙古气旋中形成一冷锋，很快随蒙古气旋东移入海。影响此次沙尘暴的天气过程宣告结束。

由卫星监测资料表明，这次沙尘暴源地有三个，一个是境外蒙古国，一个是我国的新疆塔里木盆地，还有一个就是陕西、甘肃、宁夏交界处的毛乌素沙地。我们选取了  $35^{\circ}\sim 42^{\circ}\text{N}$ ,  $100^{\circ}\sim 112^{\circ}\text{E}$  这块区域研究沙尘暴过程。图 1(a) 为 3 月 19 日 20:00~3 月 22 日 20:00 的大气沙尘总含量(模式输出结果)随时间演变图。从中可以清晰的分辨出两次起沙过程。

从 3 月 19 日 20:00，大气平均沙尘总含量骤然增加，在 6 h 内就达到了最高点： $48 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-2}$ 。以后约 15 h 内，沙尘量逐渐减少。从位于( $38^{\circ}\text{N}$ ,  $108^{\circ}\text{E}$ )处的温度、气压变化图(图 1(c)(b))上可看到，沙尘暴发生同时，地面气压上升，温度下降。气压 15 h 升了 6 hPa，平均  $0.4 \text{ hPa} \cdot \text{h}^{-1}$ ，温度 24 h 降了  $23^{\circ}\text{C}$ ，平均  $1^{\circ}\text{C} \cdot \text{h}^{-1}$ 。气压变化最剧烈时，3 h 升了 3 hPa，温度变化最剧烈时，3 h 降了约  $9^{\circ}\text{C}$ ，且气温与气压都在起沙后约 3~6 h 间变化最为剧烈。这是第一次冷锋产生的沙尘暴，其冷空气强度较强，起沙和减弱都较快。

第二次沙尘暴从 3 月 21 日 05:00 开始，由图 1 可见，起沙较为缓慢，总历时 30 h，强度只有上次的一半。相对应的，这一次的冷空气也较上一次为弱，全过程温度降幅约  $13^{\circ}\text{C}$ ，气压增幅约 7 hPa，温度气压变化都较慢，说明这次冷空气相对锋前的暖区来说，其强度较弱，移速也慢些。

总的说来沙尘暴起势凶猛，持续时间还是较短。

## 2 沙尘暴发生机制动力诊断

《地面气象观测规则》中定义沙尘暴为：由于强风将地面大量沙尘吹起，使空气很混浊，能见度小于  $1.0 \text{ km}$  以内。国际上称此为尘暴，它定义为：上升的湍流强风从地面卷起  $100 \mu\text{m}$  的粉尘进入大气，致使空气混浊，水平能见度在  $1000 \text{ m}$  以内的天气现象。二者对沙尘暴发生的范围、风强都未进行明确规定。本文主要研究的这次沙尘暴，风速 5~8 级，沙尘暴来临后可造成小于  $500 \text{ m}$  的能见度。

这类沙尘暴的发生是一大尺度的过程，但沙粒被风从地面扬起则表现为一个个中小尺度的动力过程。邵亚平的数值试验<sup>[5]</sup>已证明，地面沙粒的跃起是靠边界层摩擦速度，这主要与边界层湍流有关。湍流是不规则的乱流，它只能将沙粒扬到空中，不能像我们实际所见如一堵沙墙似的向前推进。要形成沙尘暴，还需强风将扬到空中的沙尘高速推进形成沙墙。所以，沙尘暴的发生，边界层湍流与大尺度强风须相互配合，二者缺一不可。本文的分析中，我们将沙尘暴的发生分为两个过程，一是边界层的湍流将地面沙粒扬起，简称起沙过程。二是局地强风将空气中沙粒卷入对流层中低层，使其随气流向前推进形成沙尘暴。对第一个过程的分析，我们仅从能量分析着手。

### 2.1 起沙时边界层能量平衡特征

地表的沙粒从气流中获取动量，在一定的风力条件下才开始运动。这个使沙粒开始运动的临界风速称为临界摩擦速度。临界摩擦速度与土壤粒子的粒径、地表性质和土壤

含水率等多种因素有关。本模式中用邵亚平改进的临界摩擦速度计算公式<sup>[5]</sup>为：

$$u_{*t}^2 = f(R_{e*t}) \sigma_p g d + \frac{\gamma}{\rho d} \quad (1)$$

其中  $f$  是依赖于临界雷诺数  $R_{e*t}$  的经验函数,  $\sigma_p$  为沙粒与空气的密度,  $g$  为重力加速度,  $d$  为粒子尺寸,  $\rho$  为空气密度,  $\gamma$  为与空气抬举力和粒子内聚力有关的经验函数。

沙尘暴发生在边界层里, 沙粒在近地面湍流切应力的作用下扬起并沿着一风成表面作跳跃运动<sup>[6]</sup>, 所以沙尘暴起沙的能量直接来源是湍流脉动动能。由下面的湍流脉动动能的预报方程可以看到它与近地面热通量和边界层平均运动动能有密切关系。

$$\frac{\partial \bar{l}}{\partial t} + u_j' \frac{\partial \bar{l}}{\partial x_j} = \frac{g}{T_0} \overline{u_j' T'} \delta_{3i} - \overline{u_j' u_j} \frac{\partial \bar{u}_i}{\partial x_j} - \frac{\partial (\bar{u}_j \bar{l})}{\partial x_j} - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial (\bar{u}_j P')}{\partial x_i} - \epsilon \quad (2)$$

式(2)中左端第一项代表局地存储或湍能的变化倾向。第二项表示湍流沿平均风的平流, 此处所取的关键区地面较为平坦且下垫面性质均一, 故这项可不计。方程右端第一项为浮力产生/耗散项, 该项只在垂直方向起作用, 可正可负, 它体现地面热通量( $\overline{u_j' T'}$ )对湍能的贡献。当地面净的热通量向上, 湍能增益, 反之湍能衰减。右端第二项表示湍流通过雷诺应力从平均流中吸取能量的速率。由于动量通量和平均风的切变通常具有相反的符号, 故该项总是使湍流生成, 又称为机械产生项或切变产生项。风切变很强时, 该项量级较大。右端第三项为湍流输送项, 我们假定所取区域为闭合的, 此项就只表示湍能在区域内的重新分配。右端第四项为气压相关项, 大气中测量气压脉动相当困难, 此项常难予考虑。右端第五项表示由于分子粘性作用, 使湍能转化为热能, 故称湍能耗散项。

本文主要考虑区域内湍能增益衰减的问题, 所以只着重考察右端第一项和第二项, 即地面热通量和平均风切变对湍流脉动动能的影响。

起沙既然由小尺度的湍流控制, 其范围一般都不大, 平均在几百平方公里的范围内, 我们选择了一个起沙时间持续较长, 强度也较大的过程进行研究。图2显示了39.5°N, 113°E处从3月19日20:00~21日20:00的起沙过程。当摩擦速度达到或超过一临界值时沙粒才能被扬起。由图2(a)从3月20日02:00~3月21日20:00边界层摩擦速度都超过了起沙的临界摩擦速度。摩擦速度大约有5次脉动。图2(b)中地面每平方米、每秒卷入大气中的沙尘量随时间也有相应的5次脉动, 且湍流较强时起沙也较强。从中可以看出起沙由湍流控制的特征相当明显。本文考虑湍能主要来源于地表热通量与平均运动动能。由图2(c)从3月20日02:00~21日05:00, 地面热通量为负值, 即地面向空气传热, 大气获得热量, 湍能增强。随着时间推移, 地表热通量的日变化开始显露出来, 白天地面热通量向上, 夜晚向下, 大气从地表获不到热能, 但湍流仍在增强。其原因需从湍流能量变化的第二项来考虑。若平均风在垂直方向上有切变, 则湍流能通过雷诺应力将平均运动动能转化为湍能。此处起沙强度有5次脉动, 我们选取了其中两次进行研究, 即地面向上热通量较大时的第三次和地面向上热通量减弱时的第五次。如图2(d)4条曲线分别代表4个不同阶段平均风的垂直切变情况。第三次脉动开始时( $t_1$ 曲线)和第五次脉动开始时( $t_3$ 曲线)起沙强度差不多, 都较弱, 相对应两次平均风的切变也较弱, 最大切变值在  $0.1225 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{Pa}^{-1}$  左右, 两条风廓线接近重合, 但第三次脉动开始时, 地面向上热通量达到最大值  $89.4657 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ , 第五次脉动开始时, 地面向上热通量稍小一些为

$71.6521 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。第三次脉动达到峰值时( $t_2$  曲线),每秒卷入大气的沙尘总量为  $0.0355 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-2}$ ,平均风最大切变值约  $0.8262 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{Pa}^{-1}$ ,地面向上热通量值为  $56.6323 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。第五次脉动达到峰值时( $t_4$  曲线),每秒卷入大气的沙尘总量为  $0.1257 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-2}$ ,平均风最大切变值约为  $0.8825 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{Pa}^{-1}$ ,地面热通量为零。由以上数据可以看出,第三次脉动时地面向上热通量很大,平均风切变很小,起沙较少。第五次脉动时,地面向上热通量很小,但平均风切变较大,起沙较多。平均风切变大小与起沙强弱对应较好,而地面热通量大小与起沙强弱对应不是太明显。这可能因为在湍能预报方程中,切变产生项量级较大,一旦切变较强,它对湍流几乎具有完全的决定作用。地表热通量项主要对湍流强弱起一定程度上的修正作用。所以能产生较强近地面风速切变的低空急流对起沙有很好的预报意义。

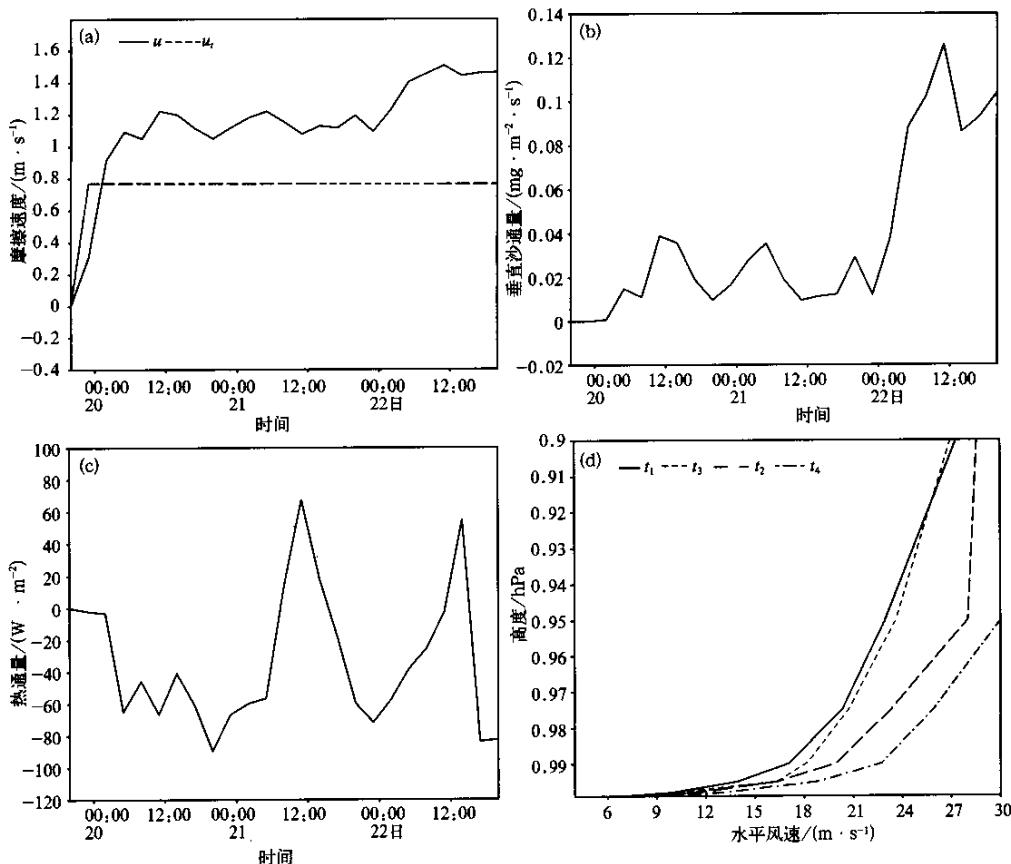


图 2 2002 年 3 月 19 日 20:00~3 月 22 日 20:00  $39.5^\circ\text{N}, 113^\circ\text{E}$  处一次起沙过程中各物理量演变图  
(a) 边界层摩擦速度  $u$  与起沙的临界摩擦速度  $u_c$  演变图 (b) 地面与空气间的垂直沙通量演变图 (c) 地面热通量演变图 (d)  $\sigma$  坐标下四个不同时刻水平风速垂直切变曲线

## 2.2 垂直环流

迄今为止,对于沙尘暴强弱的定义还没有一个量化的标准,仅以能见度的大小来区

分。为研究方便,本文中用平均风方向上总的沙尘通量来表征沙尘暴的强弱,单位为  $\text{mg} \cdot \text{s} \cdot \text{m}^{-1}$ ,文中用  $q$  表示。

沙尘由地面卷起后,还需持续到较高的高度(一般要到 700 hPa),才能形成大范围的沙尘暴天气。因此,我们进一步考虑沙尘在大气中持续上卷的机制。这次沙尘暴主要爆发在与蒙古气旋相联系的冷锋前部,随着冷锋向东推进。沙尘暴区位于高空蒙古气旋前部的正涡度平流区。在沙尘暴爆发区,散度的垂直分布是从地面到 700 hPa 都为辐合气流,整层以辐合为主,有利于上升运动。如前所述,这次沙尘暴的爆发与一次冷锋过程密切相关。强烈的锋面天气一般发生在锋面垂直环流(主要沿与锋面正交方向)的上升支<sup>[7]</sup>。在这次沙尘暴的爆发区有一明显的垂直环流(如图 3 所示),此垂直环流横跨锋面方向,从 850 hPa 伸展到 500 hPa,其上升支处正好是地面强起沙区,上升气流将近地面湍流卷起的沙子继续卷到高空,形成强沙尘暴。所以横跨锋面的垂直环流区是沙尘暴爆发区。

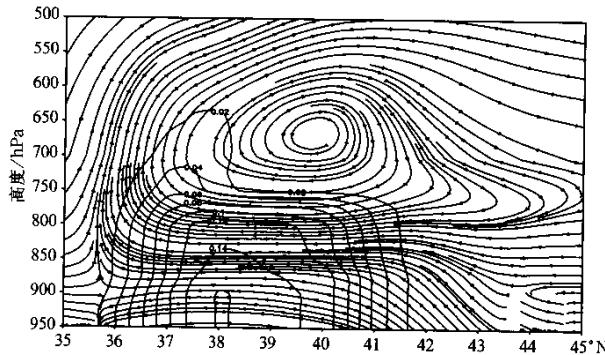


图 3 2002 年 3 月 20 日 20:00 沙尘暴爆发区

110°E 横跨锋面的垂直环流剖面图

(矢量线为流线,等值线为沙尘浓度廓线,沙尘浓度单位:  $\text{mg} \cdot \text{m}^{-3}$ )

### 2.3 斜压转换作用

如图,两次强沙尘暴过程都是在冷锋后的大风区,由蒙古气旋后部冷锋锋生引发。冷锋所对应的高空有一斜压槽,在斜压性的作用下暖空气上升,冷空气下沉,位能可以转化为动能。这部分可以释放的位能,我们称有效位能。斜压性增强造成大量扰动有效位能( $A_p$ )转换为扰动动能( $K_p$ )是冷涡发展的重要原因。扰动有效位能与扰动动能的转换项为:

$$\{A_p, K_p\} = - \int_0^{P_0} \int_{y_1}^{y_2} \frac{R}{P} T' \omega' \delta y \delta p$$

式中  $T'$ ,  $\omega'$  为温度和垂直速度扰动场,从式中看出,扰动有效位能和扰动动能的转换与  $T'$ ,  $\omega'$  有关,当  $T' \omega' < 0$  时,  $\{A_p, K_p\} > 0$ ,则有效位能转换为动能。利用上式讨论这次沙尘暴过程的扰动能量转换。计算 3 月 19 日 23:00 锋面前后  $T'$ ,  $\omega'$  场,结果见表 1。

表1 锋面前后各层次  $T'$ ( $^{\circ}$ C)、 $\omega'$ ( $m \cdot s^{-1}$ )中心值

	850	800	700	600	500
锋前	$T'$	0.4	0.4	0.1	0.2
	$\omega'$	-0.5	-1.0	-0.9	0.5
锋后	$T'$	-0.3	-0.4	-0.1	-0.1
	$\omega'$	0.4	0.6	-0.3	-0.5

注： $T'$ 、 $\omega'$ 采用9点平滑公式计算。

由表1可知850 hPa到600 hPa的锋前，暖空气上升( $T' < 0$ ,  $\omega' < 0$ )，锋后冷空气下沉( $T' < 0$ ,  $\omega' > 0$ )，有效位能向动能转化，扰动加强，出现强风。600 hPa以上，情况与之相反，扰动动能向位能转换。由此可见对流层中下层斜压性造成的效果位能向动能的转换是形成沙尘暴的强风的主要能量来源。

## 2.4 近地面风速水平切变

图4是两次较强沙尘暴过程组图，用 $q$ 值作沙尘暴强弱指标。强沙尘暴与冷锋后斜压转换密切相关， $q$ 的高值中心与斜压转换中心对应较好，但此高值中心不是大风中心。第一次强沙尘暴起沙中心在巴丹吉林沙漠和毛乌素沙地，都是风速在 $10 m \cdot s^{-1}$ 以上的大风区。但 $q$ 的高值中心在宁夏附近的锋生地区，为偏西北风，沙尘暴区前缘为偏南风，风场切变很强。此强沙尘暴中心还随地面锋线的东移而向前推进。第二次强沙尘暴是伴随

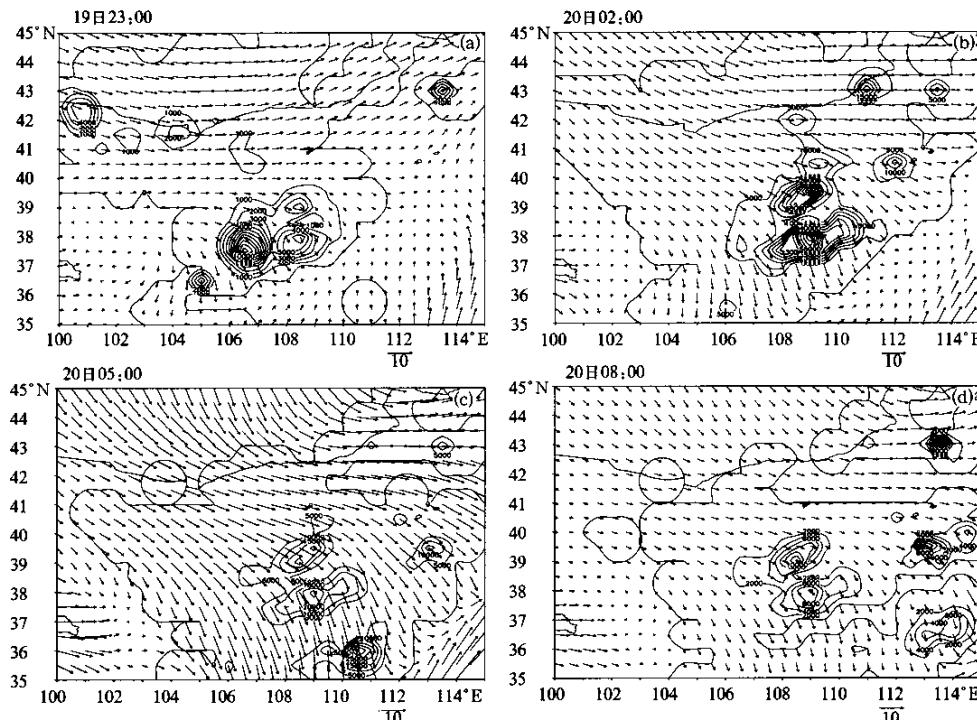
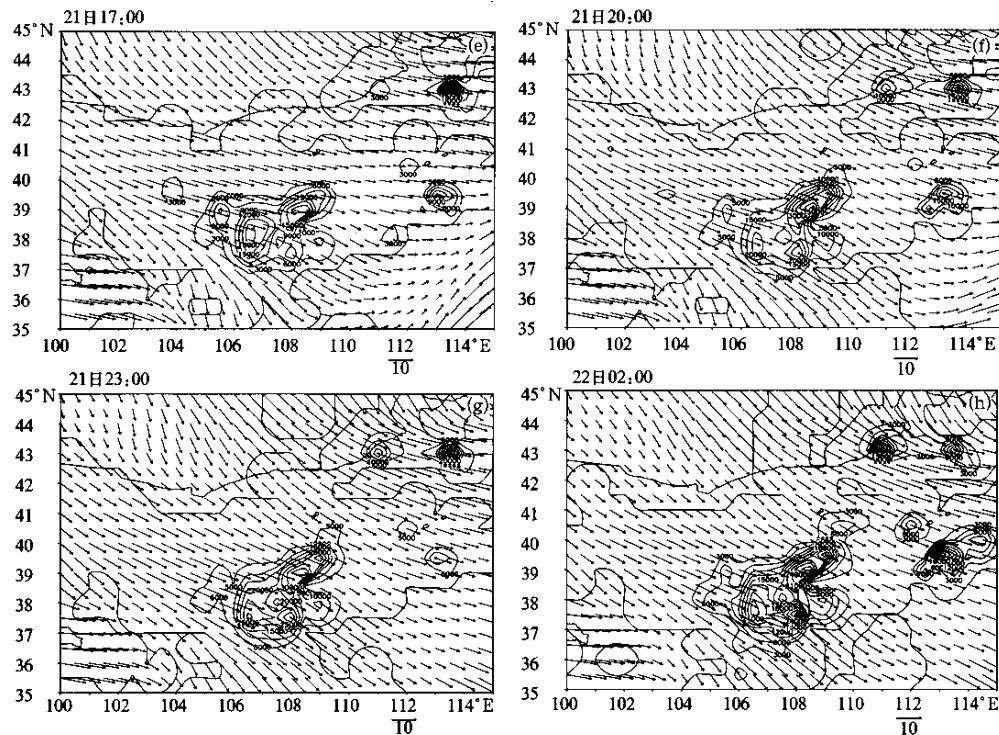


图4 第一次(a)~(d)和第二次(e)~(h)沙尘暴过程沙尘浓度及对应的地面风场演变特征

(矢量箭头表示水平风场，单位： $m \cdot s^{-1}$ ，等值线表示 $q$ (沙尘强度)大小，单位： $mg \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$ )



续图 4

第二次锋生出现，起沙中心在腾格里沙漠和毛乌素沙地。 $q$  的高值中心出现在宁夏、甘肃北部和陕西交界处的锋区附近，仍为偏西北大风，其前面开始为偏西南风，后转为偏西北风但风速较小。总之，起沙区必然是大风区，但强沙尘暴区是在风场强切变区后，它不一定在大风中心。有强风未必能产生强沙尘暴。因为，沙粒在起沙区被卷入空气，然后在强风的推动下高速前进，水平方向上风的切变使空气中沙粒汇合，沙尘浓度增大，形成竖直的沙墙。若只有强风，而水平方向上无风切变，强风很可能将沙尘吹散，形不成强沙尘暴，只出现扬沙天气。

### 3 结 论

(1) 2002年3月19~21日的沙尘暴的大尺度天气背景，是蒙古气旋后部的偏西北气流穿越我国西北沙漠地区，在斜压性的作用下，冷锋锋生并加强，产生大风天气。这是推动沙尘暴前行的动力因子。

(2) 形成本次沙尘暴的沙粒是在边界层湍流切变应力的作用下从地面被扬起。沙粒从地面到空气中要吸收湍流脉动动能。此湍流脉动动能主要通过雷诺应力，从平均运动动能中转化而来。

(3) 沙尘被锋面垂直环流卷入对流层，在对流层中低层气流的推动下前行，水平方向

上风速的切变,使沙尘汇合浓度增加,形成竖直方向上的一堵沙墙,这就是实况中常见的西北地区的沙尘暴。

## 参 考 文 献

- 1 胡隐樵,光田宇.强沙尘暴发展与干飑线 - 黑风暴形成的一个机理分析.高原气象,1996,15(2):178~185.
- 2 项续康,江吉喜.西北地区强沙尘暴成因的中尺度分析.高原气象,1996,15(4):448~455.
- 3 胡隐樵,光田宇.强沙尘暴微气象特征和局地触发机制.大气科学,1997,21(5):581~589.
- 4 江吉喜.一次特大沙尘暴成因的卫星云图分析.应用气象学报,1995,8(2):177~184.
- 5 Shao Yaping, Hua Lu. A simple expression for wind erosion threshold friction velocity. *Journal of Geophysical Research*, 2000, **105**: 22437~22443.
- 6 Shao Yaping, Li An. Numerical modeling of saltation in the atmospheric surfacilayer. *Boundary-Layer Meteorology*, 1999, **91**:199~225.
- 7 徐建芬,孙兰东,许东蓓,等.西北地区一次斜压槽引发的强沙尘暴研究.甘肃气象,2001(1):156~167.

## THE MECHANISM OF A SAND STORM OVER CHINA IN MARCH 2002

Xiao Xianjun<sup>1)</sup> Liu Huanzhu<sup>2)</sup> Song Zhenxin<sup>2)</sup> He Jinhai<sup>1)</sup>

<sup>1)</sup>( Nanjing Institute of Meteorology , Nanjing 210044 )

<sup>2)</sup>( National Meteorology Center , Beijing 100081 )

### Abstract

A numerical model from Shao Yaping is applied to the sand storm over China in March 2002, and the predictions are in good agreement with meteorological records and satellite images. A dynamical diagnose based on the data from the model presents us more information than real meteorology record about the mechanism of the sand storm. It is caused by the frontogenesis of cold front connected with Menggu cyclone. Large amount of available potential energy convert to dynamic energy in the baroclinic mesosphere. It results in frontogenesis. As the strong normal share of the wind, turbulent fluctuation is strengthened and the sands are raised up from the surface ground. The wind speed in the atmosphere of the low level has a horizontal share and this pushes the sands in the atmosphere aggregate, so the visibility descends. A strong sandstorm is produced.

**Key words :** Numerical sandstorm model    Boundary turbulent flow    Horizontal share  
Baroclinic convert