

2002年和2003年春季中国沙尘暴 形成和输送的对比分析*

王 炜** 方宗义

(中国气象局国家卫星气象中心, 北京 100081)

摘 要 2002年春季中国华北和东北发生了数场强沙尘暴天气。而2003年春季沙尘暴发生次数较少且强度也弱。为了解这两年沙尘暴差异的原因, 作者用NCEP/NCAR再分析资料对两年中3、4月份候距平进行了分析。从候距平图可看出, 2002年负距平区主要位于华北和东北, 并与发生大范围沙尘暴天气的区域相吻合, 这与东亚大槽的发展与演变有关。在2003年高度场的距平图中, 高度场的负候距平多位于我国西部, 这是因中纬度长波槽是在西部地区发展形成的。从月平均风资料分析, 2002年风速大于 6 m s^{-1} 的区域也与强沙尘暴区一致。2003年两个月中, 我国大部地区风速都偏小。虽然2003年4月在东北有大于 6 m s^{-1} 的风区, 但不在我国主要的沙漠化地区。通过对大气环流及地表参数的分析, 作者认为沙尘暴的易发地区多是干旱与半干旱地区, 植被的生长能力弱; 在降水没有比常年显著增加并使地面植被生长有明显改善的情况下, 大气动力因素相对地面参数而言是主导沙尘暴年际变化的主要因子。

关键词: 沙尘暴; 沙尘输送; 大气波动

文章编号 1006-9895 (2004) 01-0155-11 **中图分类号** P445+.4 **文献标识码** A

1 引言

沙尘暴是风蚀荒漠化的一种天气现象, 其形成与风、降水和沙源有密切的关系, 而风和降水又受到天气气候变化的影响。对于形成沙尘暴的天气系统, 国内外学者已做过大量的工作。

东亚大槽引发的强冷空气爆发是易形成沙尘暴的主要行星尺度天气系统之一。因受高空波动及下垫面的影响, 近地面大气环流往往表现出季节性或全年性的高压或低压系统, 如西伯利亚高压和印度低压。在冬季海平面气压图上, 整个亚洲大陆几乎全为西伯利亚高压(蒙古高压)控制。包括西北和内蒙古在内的我国大部分地区气候都受其显著影响, 当高压强时, 冷空气活动频繁, 强度大^[1]。方宗义等^[2]对2002年春季的沙尘暴研究表明, 加深的东亚大槽和东北冷涡可以产生偏北路径的大范围沙尘暴, 且是影响华北、东北甚至华中的一种主要环流形势。

赵光平等^[3]对宁夏的强沙尘暴天气分析指出, 巴尔喀什湖冷低槽东移发展成一

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

深厚大槽, 是在新疆形成大风和沙尘暴的天气形势。尹树新等^[4]认为 1993 年 5 月 5 日发生在西北的特大沙尘暴与西风急流异变有密切的关系。因为, 西风急流与副热带急流汇合后, 急流使得对流层低层出现一支斜压性很强的锋区, 对沙尘暴的形成有重要意义。而且, 冷锋移速最快的地区, 正好对应高空急流的加速区, 冷锋移速最快的时段正好对应沙尘暴天气最剧烈的时段; 冷锋移动速度减弱的地区, 正好对应高空急流减速区, 冷锋减弱、移速变慢的时段正好对应沙尘暴天气减弱的时段。周秀骥等^[5]对 2000 年春季沙尘暴动力学特征进行分析后指出, 2000 年 3~4 月份影响北京地区沙尘暴过程起沙的动力学条件与春季冷空气活动等气候因素有关, 并与北方土壤干土层面积、地面风场摩擦速度呈异常显著相关。

虽然, 国内外学者在沙尘暴的天气气候学研究方面做了大量工作。但是, 目前对沙尘暴的形成机理和输送问题仍然是国内外学者关注的问题。我们通过分析 2002 年与 2003 年春季沙尘暴天气, 发现这两年的沙尘暴在发生地和输送路径方面有很大的差异。本文对这两年大气环流特征进行对比分析, 揭示沙尘暴过程中大气动力因素与陆面因素(降水、植被)的相对重要性。

2 对 2002 年与 2003 年沙尘暴差异的分析

2.1 2002 年和 2003 年春季沙尘暴的特点

为了解 2002 年与 2003 年春季沙尘暴的发生和分布等特点, 对 2002 年和 2003 年 3、4 月每天 8 个时次的地面观测资料进行了统计分析。分析的区域是 ($10\sim54^{\circ}\text{N}$, $72\sim135^{\circ}\text{E}$)。在这个区域内, 用每天 8 次观测数据中沙尘暴及扬沙出现的最大测站数, 表示当天沙尘暴的强度和范围(如图 1 所示)。

表 1 是根据图 1 的结果统计而成。从表 1 可以看出, 2002 年沙尘暴在发生频次及同时观测的站点数上都比 2003 年要多得多。2002 年 3、4 月份在同一时刻观测到的沙尘暴站数最大时达到了 30 个站以上。在 2003 年同时观测到沙尘暴的站数最大只有 15 个。对于浮尘和扬沙其差别更为明显。2002 年最高时达到 217 个站, 而在 2003 年最高时只有 42 个站。2003 年最高值与 2002 年普通沙尘暴过程中的数值相当。

从沙尘暴发生的位置看, 2002 年沙尘暴主要发生在蒙古中东部, 随天气系统向东南移动并影响北京和东北。2003 年沙尘暴主要发生在我国的西北地区和蒙古西部, 发生在蒙古中东部的沙尘暴没有向东南移动而是向东移动并很快消失。

表 1 沙尘暴和扬沙浮尘统计

日 期	浮尘扬沙大于 40 个站的日数	最大浮尘扬 沙站数	沙尘暴大于 5 个站的日数	最大沙尘 暴站数
2002 年 3 月	7	141	9	35
2002 年 4 月	11	217	13	34
2003 年 3 月	0	24	1	6
2003 年 4 月	1	42	9	15

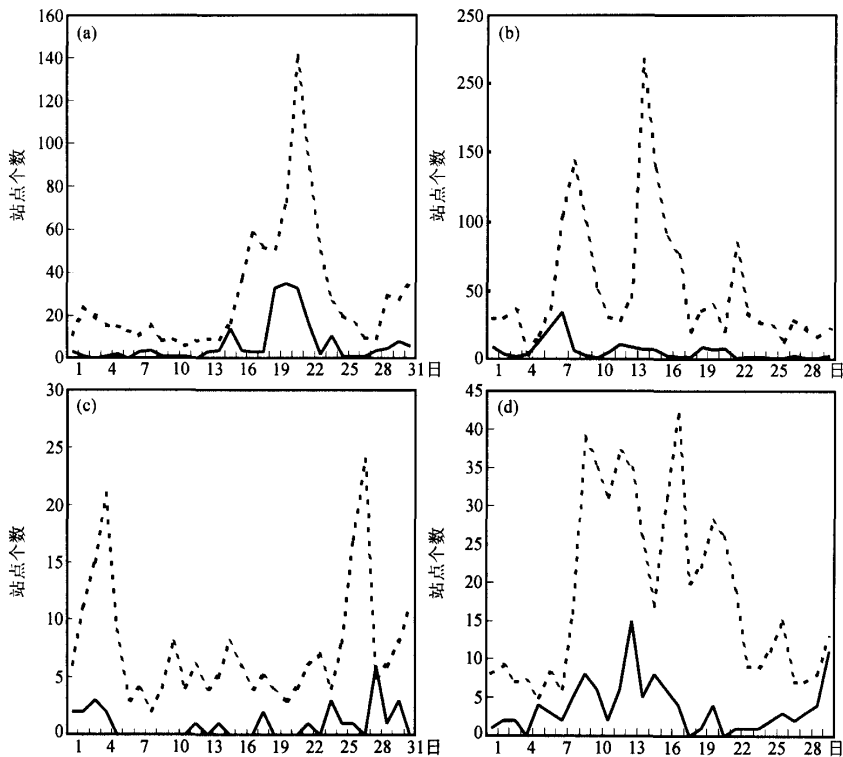


图 1 沙尘暴和浮尘扬沙的时间序列（实线为沙尘暴，虚线为扬沙、浮尘）
(a)、(b) 分别为 2002 年 3、4 月每天最大扬沙、浮尘和沙尘暴数；
(c)、(d) 分别为 2003 年 3、4 月每天最大扬沙、浮尘和沙尘暴数

2.2 春季 500 hPa 高度与温度距平的分析

环流形势对天气系统和具体天气过程有着重要的影响。为了解 2002 年和 2003 年春季的环流形势与沙尘暴形成的关系，利用 1971~2000 年 3、4 月 NCEP/NCAR 的 500 hPa 再分析资料得到候的高度场和温度场的平均场资料，并作出 2002 和 2003 年 3、4 月份候的高度和温度的距平。图 2 是 2002 年和 2003 年沙尘暴发生较强的几个候的 500 hPa 高度场距平。

从图 2a 和图 2b 的高度距平分析，在 2002 年春季沙尘暴频发期 500 hPa 的负距平区多位于蒙古中东部和内蒙古中部及华北地区。分析图 2c 和图 2d 看出，2003 年春季沙尘暴发生较多的两个候中，500 hPa 的负距平区位于蒙古西部、新疆和甘肃一带。这表明 2002 年春季，引导冷空气的东亚大槽多活动于蒙古中东部到华北一带地区。而 2003 年春季的中纬度长波槽多活动于蒙古西部、新疆和甘肃一带。并且 2003 年 3、4 月的多数时间中，我国北方大部分地区是正距平，说明 2003 年春季华北和东北地区的冷空气活动比 2002 年同期弱。

将 2002 年和 2003 年春季沙尘暴序列同相应的 500 hPa 高度场及温度场候距平进行

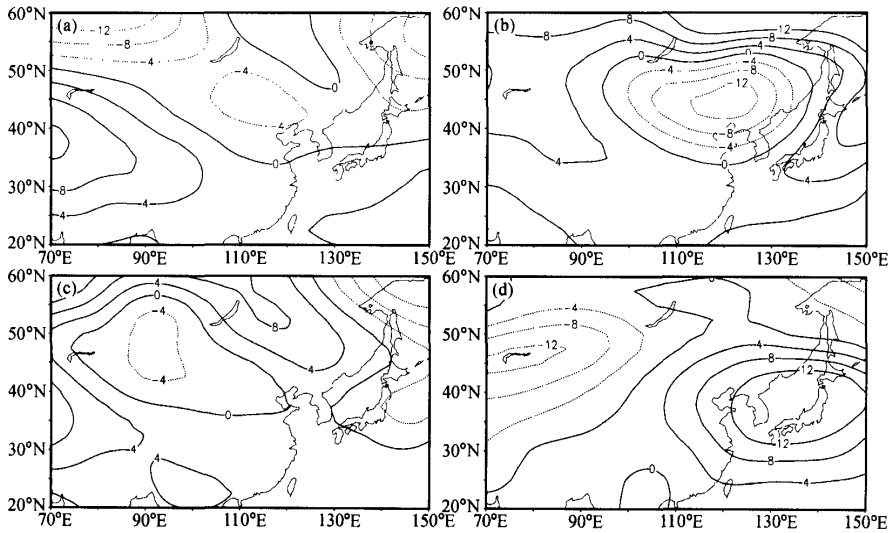


图2 500 hPa 高度场距平 (单位: gpm)

(a) 2002 年 3 月第 4 候; (b) 2002 年 4 月第 2 候; (c) 2003 年 4 月第 3 候; (d) 2003 年 4 月第 4 候

对比分析看出,沙尘暴的候变化与高度的候距平值大小有密切的联系。在我国华北和西北地区,500 hPa 高度候距平超过 -8 gpm,并有一 4°C 以上的温度距平时,相应候的沙尘暴发生频率高,并且强度偏强。如果华北和西北地区高度距平和温度距平的正距平值较大时,沙尘暴发生的频数小且强度弱。

2002 年春季,蒙古中东部高度场负候距平值的大小变化,可以反映东亚大槽在演变过程中的强弱。高度场的负候距平和温度场的负候距平越大,东亚大槽的扰动发展越强,而东亚大槽的发展可以引导冷空气南下。在 2003 年高度场的候距平图中,高度场的负候距平多位于我国西部。这是中纬度长波槽活动与发展的一种表现。

总之,2002 年主要是东亚大槽的发展,在华北和东北产生了大范围的沙尘暴天气。而 2003 年是中纬度长波槽在西北活动较多,造成 2003 年的沙尘暴在西北出现较多,但是由于负候距平小,产生的沙尘暴也弱;2003 年东亚大槽发展也弱,在华北和东北没有出现较强的沙尘暴。这是 2002 年与 2003 年春季沙尘暴出现明显差异的原因之一。

2.3 东亚大槽的形成和演变

在前面的分析中,我们注意到 500 hPa 高度场候距平的负值区域与沙尘暴和扬尘扬沙频数多发区域有对应关系,而且 500 hPa 高度场负候距平的绝对值越大,沙尘暴和扬尘、扬沙的频数越大。这可能与东亚大槽的发展和演变有关。

在东亚大槽发展和演变过程中,大气运动包括了反映多年气候特征的基本气流和受动力、热力等因素影响造成的扰动。东亚大槽的基本气流部分反映了沙尘暴的长期气候特征。在没有外力因素对地表破坏的情况下,由于千百年风蚀的作用,气候特征的风与地表沙粒形成一种力学平衡,不产生沙尘暴的年际变化。产生沙尘暴年际变化的主要因素之一是东亚大槽的扰动。

对于这个问题可以利用风沙物理学原理做出一些解释。在风沙物理学中, 沙尘能够脱离地面是受空气动力因子和各种阻力因子共同作用的结果。空气动力因子是受天气系统影响的风力等物理因子, 它表征在风力驱动下, 使沙尘粒子脱离陆面进入大气的动力参数。这种驱动力用摩擦速度 u_* 来定量表示。而阻力因子是由沙尘粒子的重力及沙尘粒子之间的内部粘附力等诸力构成, 这种力用临界摩擦速度 u_{*c} 来定量表示。它是风力作用地面时沙尘颗粒进入大气需要的最小摩擦速度, 即大气中风力带动沙尘颗粒进入大气时需要克服的最小阻力。临界摩擦速度 u_{*c} 与陆面的许多特性有关, 如土壤纹理、土壤湿度和植被覆盖情况等。在某一地区, 当气候特性稳定并且地表状况不被破坏时, 临界摩擦速度的值变化不大。

对于表征空气动力因素的摩擦速度 u_* 可以用中性近地层的风廓线公式计算:

$$u = \frac{u_*}{\kappa} \ln \frac{z}{z_0}, \quad (1)$$

式中, u 是高度为 z 处的风速, κ 为冯·卡门常数, z_0 是地表粗糙度。

在有沙物质的地区, 当 $u_* > u_{*c}$ 时, 沙尘就易脱离地表随上升气流升入空中。风沙物理研究表明, 进入大气的沙尘通量同摩擦速度成某种正比关系。根据上面的公式, u_* 又与近地层的风速 u 成正比。这样当天气系统在地表产生大的风速时就能形成沙尘暴。

实际上, 东亚大槽的扰动对产生较大 u_* 有很重要的意义。动力学研究表明, 槽脊的扰动是因基本气流的斜压不稳定性形成的。当大气存在斜压不稳定性时, 基本气流的有效位能可以转为扰动动能。而槽自下而上向西倾斜, 是平均动能向扰动动能转换的条件。高空槽在这种配置下, 暖空气向北和向上运动, 冷空气向南和向下运动。如果温度槽明显落后高度槽, 更有利于高度槽发展。有关文献表明, 斜压不稳定要求风的垂直切变达到每公里 $3 \sim 4 \text{ m s}^{-1}$ 以上。斜压不稳定的一个突出特点是对波长有明显的选择性。总结这方面的研究成果, 可确定斜压最不稳定的波长区在 $3\ 000 \sim 6\ 000 \text{ km}$ 之间^[6,7]。

通过对 2002 年和 2003 年东亚大槽发展与演变分析, 讨论其对沙尘暴发生发展的影响。首先, 将 NCEP 资料中的 500 hPa 和 700 hPa 的 U 分量进行候平均, 用其代表某一候的纬向基本气流; 然后, 求得 500 hPa 和 700 hPa 候平均风场的垂直切变, 并由图 1 给出的 2002 年与 2003 年 3、4 月沙尘暴及浮尘、扬尘变化情况, 分析几次主要沙尘暴过程的高空槽演变。图 3 和图 4 是这两年中沙尘暴发生较多候的风场垂直切变图。

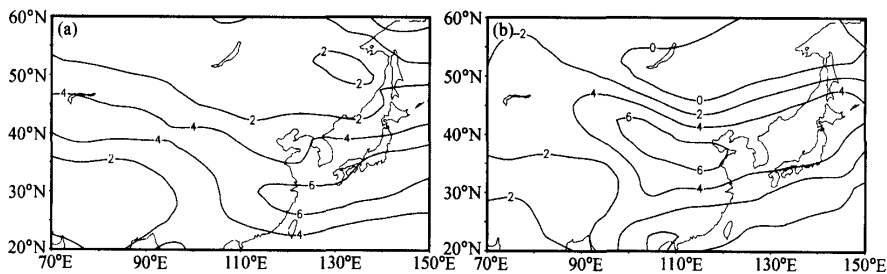


图 3 2002 年 3 月第 4 候 (a) 和 4 月第 2 候 (b) 的 500 hPa 与 700 hPa 之间风垂直切变 (单位: 10^{-3} s^{-1})

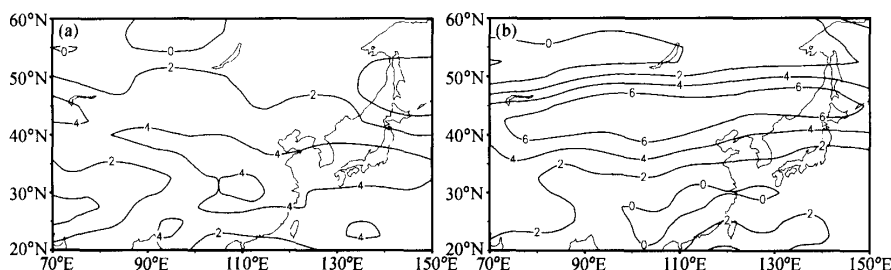


图4 2003年4月第2候(a)和4月第4候(b)的500 hPa与700 hPa之间风垂直切变(单位: 10^{-3} s^{-1})

将图2、图3和图4进行对比分析,可以看出500 hPa负距平处于风速切变等值线密集的地方,而且候负距平值较大的地区等值线相对更密集,这可能与斜压不稳定的释放使槽脊扰动发展有关。由热成风关系 $\partial U/\partial Z = -\partial \theta/\partial y$ 可以看出,纬向风垂直切变的高值区对应于位温梯度的高值区,这表明位温在这个区域变化较大。而纬向风垂直切变的等值线密集区表示这个区域位温升降变化较剧烈,说明这个区域是不同性质气团的交界处。同时,将各候的纬向风垂直切变与地面观测的沙尘暴天气现象比较表明,沙尘暴基本出现在风速切变大于 $4 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ 的区域。这与大气动力学中基本气流的平均动能向扰动动能转换时,斜压不稳定需要的垂直切变量相符合。另外,波长大于罗斯贝波变形半径3 100 km以上的槽脊,更易使斜压不稳定能转换成扰动动能。

2002年4月第2候和2003年4月第4候分别为这两年中沙尘暴过程较强的时期,对这两候的天气进行分析能有一定的代表性。下面以这两候为例分析2002年与2003年沙尘暴的演变过程。

2002年4月4日,500 hPa高空在(45°N , 85°E)一带有一个槽存在,与东面日本附近的槽之间形成近6 000 km的波长。同700 hPa和850 hPa槽相比,有西倾的趋势。500 hPa高度槽和温度槽都较深,并且温度槽明显落后于高度槽。此高空槽在东移时发展加强,并于6日在蒙古国东部生成冷涡。冷涡形成后逐渐发展东移。而在5日的地面图上,在高空槽前、蒙古国境内有一个低压,7日这个地面低压移动到东北地区。随着低压东移,位于低压底部的沙尘暴影响了我国华北和东北地区。从图3b分析,这次过程沿着纬向风垂直切变为 $0 \sim 6 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ 的蒙古国到我国华北一带生成与移动,而且 $4 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ 以上的垂直切变线伸展到江南一带,有利于高空槽向南发展。

2003年4月15日以前的500 hPa高空图上,从蒙古国以西向北到贝加尔湖西部有一个冷涡。500 hPa冷涡在向东移的过程中减弱,16日移到蒙古西部时成为一个横槽。而700 hPa和850 hPa的低涡却快速东移,与温度脊重叠后成为暖性低压。16日地面图上,在黄土高原有一个低压中心。此低压中心向东南方向移动,在其西北象限有沙尘暴生成,并随低压向东南移动。当低压中心填塞后,沙尘区消散。我们用图4b对这次过程进一步分析,可见 $6 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ 以上的纬向风垂直切变从新疆西部伸展到日本,而且纬向风垂直切变 $4 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ 以上的等值线位于 45°N 以北。斜压不稳定区呈狭长的带状。这个位置比2002年两个候的位置明显偏北、偏西,且最大梯度位于巴尔克什湖附近,说明槽脊扰动主要在乌拉尔山以东发展,不利于冷空气在我国东部地区南下。

图 4a 是 4 月第 2 候的风速垂直切变。这一候的风速垂直切变比 4 月第 4 候偏小, 没有 $6 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ 的等值线出现, 并且等值线稀疏。说明这一候大气的斜压不稳定小, 因而槽脊的扰动发展也弱。这候中的沙尘暴多数也出现在 $4 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ 的区域中, 出现的频次也比第 4 候少。

以上分析可看出, 2002 年和 2003 年发生沙尘暴时天气系统有着明显的差异。2002 年的天气系统槽较深, 波动的波长较长, 并在东移过程中加深发展, 有时发展成为冷性低涡, 这些天气过程多位于蒙古国和中国华北及东北。每次强沙尘暴过程的高低空天气系统配合较好, 经向风较大, 有利冷空气南下。而 2003 年天气过程槽较浅, 多数为短波槽, 长波槽加深的位置在乌拉尔山以东, 使得高空槽和地面低压在西北地区较华北强。东北高空槽形成的地面低压偏北, 同时, 高低空气流以偏西气流为主, 冷空气活动较 2002 年弱。因而 2003 年发生在中国的沙尘暴偏少、偏弱。

3 影响沙尘输送因子的分析

3.1 用简化沙尘输送公式分析影响沙尘输送的主要因子

为了使问题简化, 只讨论空气中的沙尘输送情况, 并通过旋转坐标轴使风速在水平面内只存在 x 轴方向的风速 U , 同时忽略湍流扩散和分子扩散。沙尘浓度 C 符合下列输送公式:

$$U \frac{\partial C}{\partial X} = - \frac{\partial F}{\partial Z}, \quad (2)$$

其中, U 是水平风速, X 是水平距离, ρ 是沙尘的质量密度, F 是垂直方向上的沙尘通量, Z 是高度。设沙尘到达的高度是 H , 将公式 (1) 进行积分, 则有:

$$\left(U \frac{dC}{dX} \right)_m = \frac{F_0}{H}, \quad (3)$$

其中, 下标 m 表示高度 H 内的平均, F_0 沙尘在地表面的通量。对公式 (2) 进行化简:

$$U_m \frac{dC_m}{dX} = \frac{F_0}{H}, \quad (4)$$

其中, U_m 和 C_m 是在 H 厚的大气中平均的水平风速和沙尘浓度。对于干沉降, $F_0 = \rho W_d C_m$, $W_d = W + W_t$ 是沙尘相对空气的沉降速度, W 是大气的上升速度, W_t 是由沙粒的重力形成的沉降速度。因此, W_d 是沙尘粒子在大气中的最终沉降速度。对 (3) 式进行 X 方向积分

$$C_m(x) = C_m(0) \exp\left(-\frac{x}{x_d}\right), \quad (5)$$

其中, $x_d = U_m H / W_d$, 可以看出, x_d 是由气象要素决定的影响传输的因子。对 (4) 式取对数, 则有

$$x = -x_d \ln \frac{C_m(x)}{C_m(0)} = -\frac{U_m H}{W_d} \ln \frac{C_m(x)}{C_m(0)}, \quad (6)$$

从公式 (6) 可以看出, 对于一定浓度的沙尘, 其输送距离与沙尘所在大气层的平均风速和沙尘到达的高度成正比, 与沙尘相对空气的沉降速度成反比。

观测资料表明^[8], 沙尘一般位于 1~3 km 的高度, 在撒哈拉 (Sahara) 沙尘暴期

间,沙尘区有时可达 5 km 以上。而沙区的上升高度应该与垂直速度成正比,所以,我们主要分析沙区的平均风速和垂直速度。从公式(5)也可以看出,沙尘的最终沉降速度对沙尘的输送距离有较大影响。如果沙尘区的上升速度大,可使沙尘的最终沉降速度降低好几个量级,这样输送距离就可延长几十倍,甚至上百倍。

3.2 起沙和沙尘输送的分析

结合以上理论分析结果,将利用沙尘所在高度的平均风和垂直速度讨论天气系统对沙尘输送的影响,用 NCEP/NCAR 的垂直速度场考虑上升运动对沙尘粒子的沉降影响,用 700 hPa 与 850 hPa 平均风代表沙尘高度内的平均风 U_m 。

Gillette^[9]通过风洞试验认为沙尘通量与地面风的 3 次方成正比。Tegen 等^[10]将 Gillette 试验结果表述成下列的沙尘的垂直质量通量 F 与风速 U 之间的关系:

$$F = C_d U^2 (U - U_{th}), \quad (7)$$

其中, U 是地面风速, U_{th} 是临界摩擦速度,当 $U < U_{th}$ 时, F 取零。 C_d 是一个常量系数。从公式(7)中可以看出,当地面风速大于某一个值时,随着地面风速的增大,地面向空中输送的沙尘量也越大。Tegen 等^[10]在研究中对半径小于 $8 \mu\text{m}$ 的沙粒取 $C_d = 0.7 \times 10^{-8} \text{ kg s}^2 \text{ m}^{-5}$, $U_{th} = 6.5 \text{ m s}^{-1}$ 。据国内的一些研究表明^[11, 12], 6 m s^{-1} 的地面风是沙尘起动的一个临界值。

由于我国的主要沙漠多数处于海拔 1 000~1 500 m 之间^[13],因此选用 NCEP 的 850 hPa 风速资料代表地面附近的风速。图 5 是 2002 年和 2003 年 3、4 月份全风速的月平均资料。从图中看出,2002 年 3、4 两个月的风速大于 6 m s^{-1} 的区域主要在蒙古东部和我国华北及东北,这个区域主要是戈壁与沙漠,有丰富的沙源。而 2003 年的风速与 2002 年的相比明显偏小,3 月份我国北方地区的风速都小于 6 m s^{-1} ,而 4 月份大于 6 m s^{-1} 风速区在东北,不在我国沙尘暴的易发区域。这说明 2002 年春季地面风有利于在华北地区产生沙尘暴。

沙尘被大风从地面吹起后,在空中的输送也是一个值得关注的问题。为了便于说明,选取 2002 年 4 月 5~8 日的一次强沙尘暴过程,它是东亚大槽发展成冷涡过程中形成的沙尘暴。比较图 6c 和 6d 可看出,沙尘暴的生成区在槽线偏后的地区;并与图 6a 和图 6b 比较,可见在沙尘暴的发生区 700 hPa 和 850 hPa 两层的平均风速较大,大气以下沉气流为主,而浮尘区主要集中在靠近上升气流区。结合这几张图分析,沙尘暴一般生成于地面气压高值区与地面气压低值区之间气压梯度大的地区,这个区域是高空槽线的区域,高压区位于高空槽后的下沉气流区,冷平流明显,而低压中心位于高空槽前的上升气流区。当高空风速较大时,上升气流将地面沙尘带到高空时有利于沙尘向下游输送。刘景涛等^[14]对 2001 年 4 月 6~7 日的蒙古气旋分析认为强烈干对流产生的上升气流是大量沙尘向高空输送的主要动力。方宗义等^[2]使用 GMS-5 亮温资料对这次天气过程的沙尘区亮温分析表明,沙尘在向下游地区输送时,沙尘的顶部有明显的升高。说明确实有沙尘处于上升气流区。

通过 2002 与 2003 年强沙尘暴过程和弱沙尘暴过程的分析,我们认为天气系统中的上升气流区的移速与运载沙尘的 700 hPa 和 850 hPa 平均风速的协调移动是沙尘远距离输送的保证。

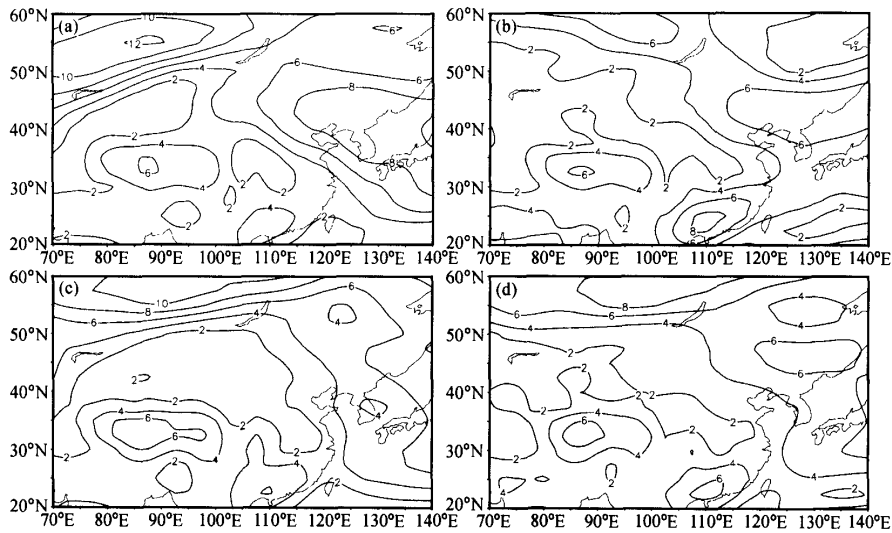


图 5 850 hPa 的月平均风速 (单位: m s^{-1})
(a) 2002 年 3 月; (b) 2002 年 4 月; (c) 2003 年 3 月; (d) 2003 年 4 月

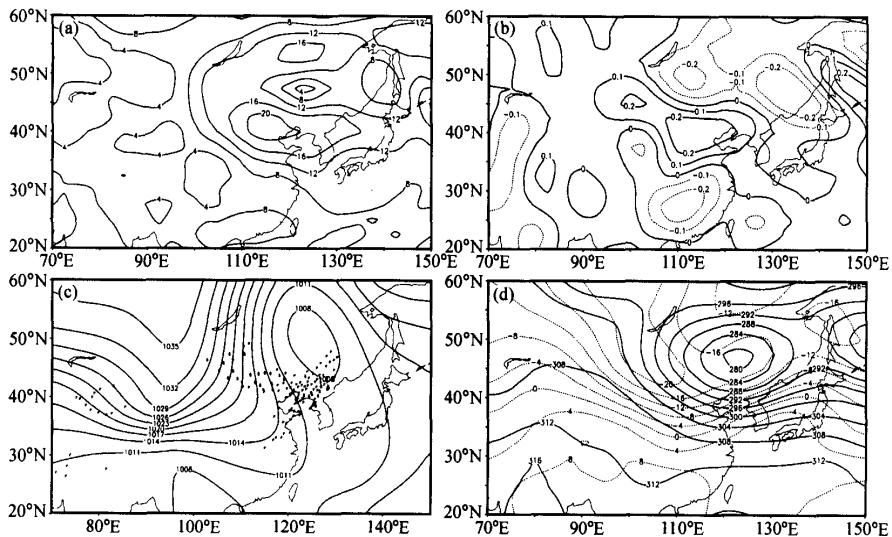


图 6 2002 年 4 月 7 日沙尘暴过程
(a) NCEP/NCAR 资料得到的 700 hPa 和 850 hPa 风速平均 (单位: m s^{-1});
(b) NCEP/NCAR 资料得到的 700 hPa 垂直速度 (单位: m s^{-1});
(c) 地面气压场 (单位: hPa, 黑点表示观测到的沙尘暴和浮尘);
(d) 700 hPa 高度场和温度场 (实线是高度场, 单位: hPa; 虚线是温度场, 单位: $^{\circ}\text{C}$)

4 地表状况分析

沙尘暴形成与地表状况变化有密切的关系。降水增多和良好的地表植被覆盖可抑制沙尘暴形成。为了充分讨论 2002 年与 2003 年沙尘暴形成的差异,我们分析这两年的降水和叶面积指数等参数。

对于降水因子的讨论,我们用 2002 年和 2003 年两年的 2、3、4 月份中国 160 个站点的降水距平。计算距平时用的平均资料是 1971 年至 2000 年的平均值。从距平资料分析,2002 年 2 月中国北方降水比常年略有偏少,多数地方降水距平值没有超过 -5 mm。2003 年 2 月北方的降水距平虽然也偏少但是接近 0 mm。而对于 3、4 月两月的降水距平,2002 年两个月中北方普遍为正值区。而 2003 年除了华北部分地区为正值外,其余地方都为负值区。

降水量的变化在一定程度上影响地面植被生长。而地面植被生长茂盛时,又对地面沙尘物质起保护作用,抑制沙尘暴的发生。使用卫星数据反演的叶面积指数(LAI)资料可以反映地面植被的生长与覆盖情况。比较 2002 年与 2003 年 3、4 月的我国北方的叶面积指数可以看出,多数地区 2002 年两个月的 LAI 值要比 2003 年同期的值偏大。

5 结论

2002 年与 2003 年的观测数据表明,这两年沙尘暴的发生地点和强度都存在差异。形成这种差异的主要原因之一就是高空槽脊的演变。沙尘暴发生的区域与高空槽的位置有关,而沙尘暴的强度又与高空槽的加深程度有密切联系。当大气斜压性较强并且基本气流处于斜压不稳定时,高空槽加深发展带动冷空气强度加强,致使强沙尘暴爆发。

高空槽的加深南下,在地面产生大风是沙尘暴生成的动力因子。沙尘暴发生后向下游的沙尘输送需要高空天气系统与地面天气系统之间的恰当配置。在 2002 年的几次强沙尘暴过程中,高空槽从低到高都有西倾的趋势,而且有明显的温度槽落后于高度槽。地面高压中心位于高空槽后,地面低压中心位于高空槽前。沙尘暴区位于低压中心的西南象限,这时沙尘区在高空槽前的上升气流区,有利于沙尘的远距离输送。而与上升气流区相配合的 700 hPa 和 850 hPa 两层平均风均有大风区,这也是保证沙尘远距离输送的一个重要因素。

参 考 文 献

- 1 秦大河,中国西部环境特征及其演变,中国西部环境演变评估(第一卷),北京:科学出版社 2002,35~35.
- 2 方宗义、王伟,2002 年我国沙尘暴的若干特征分析,应用气象学报,2003,14(5),513~521.
- 3 赵光平、王凡、杨勤等,宁夏区域性强沙尘暴天气成因及其预报方法研究,中国沙尘暴研究,方宗义、朱福康、江吉喜等编,北京:气象出版社,1997,52~58.
- 4 尹树新、赵亚贤,西风急流变异对‘5·5’西北地区沙尘暴的影响,中国沙尘暴研究,方宗义、朱福康、江吉喜等编,北京:气象出版社,1997,65~69.

- 5 周秀骥、徐祥德、颜鹏等，2000 年春季沙尘暴动力学特征，中国科学（D 辑），2002，**32**（4），327~334.
- 6 雷雨顺，能量天气学，北京：气象出版社，1986，49~53.
- 7 刘式适、刘式达，大气动力学，北京：北京大学出版社，1991，443~450.
- 8 Carlson, T. N., Atmospheric turbidity in saharan dust outbreaks as determined by analyses of satellite brightness data, *Mon. Wea. Rev.*, 1979, **107**, 322~335.
- 9 Gillette, D. A., A wind tunnel simulation of the erosion of soil; effect of soil texture, sandblasting, wind speed, and soil consolidation on dust production, *Atmos. Environ.*, 1978, **12**, 1735~1743.
- 10 Tegen, I., and R. Miller, A general circulation model study on the interannual variability of soil dust aerosol, *J. Geophys. Res.*, 1998, **103**, 25975~25995.
- 11 王文辉，内蒙古气候，北京：气象出版社，1990，112~112.
- 12 白美兰、沈建国、裴浩等，气候变化对沙漠化影响的评估，气候与环境研究，2002，**7**（4），457~464.
- 13 韩茂莉、程龙，大漠狂风——沙尘暴历史、现实的思考，山西：山西人民出版社，2002，71~71.
- 14 刘景涛、郑新江、康玲等，蒙古气旋爆发性发展导致的强沙尘暴个例研究，气候与环境研究，2003，**8**（2），218~229.

Comparison of Forming and Transportation of Dust Storm between 2002 and 2003 in China

Wang Wei, and Fang Zongyi

(National Satellite Meteorological Center, Beijing 100081)

Abstract A number of strong dust storms occurred in North China and Northeast China in the spring of 2002, but only a few weak dust storms in the spring of 2003 occurred. In order to understand the difference between 2002 and 2003, the pentad anomaly of height in March and April during the two years was analyzed with NCEP/NCAR reanalysis data. On pentad, the negative height anomaly was located in North China and Northeast China, it was uniform with the field where the strong dust storms occurred, and was probably associated with the development and evolution of East Asian trough at 500 hPa. The negative height anomaly was mostly located in the wertern part of China on the height anomaly field in 2003. It may be caused by long wave trough in the middle latitude. The results show that the area of wind speed exceeding 6 m s^{-1} in 2002 tallies with the field of strong dust storm in terms of monthly average wind data. The wind velocity is smaller in spring of 2003. Even though, there was area where wind velocity is over 6 m s^{-1} in Northeast China, it was not located in desert. By analysis of atmosphere circulation and surface parameter, the atmosphere dynamic factors were the main reason that caused the differences of dust storms between 2002 and 2003 rather than the surface factors.

Key words: difference of dust storm; dust transport; turbulent in middle latitude trough