

中国西北不同沙源地区起沙阈值的 对比分析与研究*

朱 好 张宏升

ZHU Hao ZHANG Hongsheng

北京大学物理学院大气与海洋科学系,气候与海-气实验室,北京,100871

Laboratory for Climate and Ocean-Atmosphere Studies, Department of Atmospheric and Oceanic Sciences, School of Physics,
Peking University, Beijing 100871, China

2009-02-17 收稿,2009-12-31 改回.

Zhu Hao, Zhang Hongsheng. 2010. An estimation of the threshold friction velocities over the three different dust storm source areas in northwest China. *Acta Meteorologica Sinica*, 68(6):977-984

Abstract The emission of dust particles into the atmosphere is governed by the aerodynamic and resistant factors, which are quantified by the friction velocity u_* and the threshold friction velocity u_{*t} , respectively. The threshold friction velocity u_{*t} influences the vertical flux and dust transport. Based on the micrometeorological data obtained in the spring seasons of 2004 and 2006 over the Hunshandake desert area, the Loess Plateau and the Gobi area, the relationship between dust concentration and friction velocity for the two dust events occurred over the Hunshandake desert area was investigated, and the threshold friction velocities over the three different dust source areas were estimated and compared with other authors' results. The results show that during the pre-emission stage of a dust storm event, although the value of dust concentration was low, the rapid increase of friction velocity provides favorable dynamic conditions for dust emission. During the dust emission stage, the dust concentration rose sharply due to the mechanical and thermal turbulent mixing. At the calm-down stage, the dust concentration dropped nearly linearly with the decreasing friction velocity, on account of the gravitational deposition of larger dust particles. The dust concentration higher than $200 \mu\text{g}/\text{m}^3$ is considered as the criterion for a dust emission process to occur. According to this criterion, the values of threshold friction velocity over the Hunshandake desert area and the Gobi region are 0.6 and 0.45 m/s, respectively. The threshold friction velocity over the Loess Plateau depends on the wind direction, due to the complex terrain and inhomogeneous surface. The northwest wind represents the effects of the Mu Us desert in the northwest with the corresponding threshold friction velocity of 0.35 m/s. The south wind reflects the characteristics of the Loess hilly dunes in the area south of the monitoring site with the threshold friction velocity is 0.7 m/s. The large roughness length of the Loess hilly dunes and the large inter-particle cohesion for the clay soil texture increases the local friction velocity. Different threshold friction velocities and occurrence frequencies of strong wind account for the different dust emission capabilities for source areas.

Key words Dust storm, Dust rise process, Threshold friction velocity, Hunshandake desert area, Loess Plateau, Gobi area

摘 要 沙尘粒子进入大气所受到的空气动力因子和阻力因子分别用摩擦速度 u_* 和临界摩擦速度 u_{*t} 来定量表示。临界摩擦速度是影响沙尘释放和输送的重要参数。文中利用 2004 年春季浑善达克沙地和 2006 年春季黄土高原与戈壁 3 种不同沙源地区开展的微气象学和沙尘暴观测资料,分析了沙尘天气过程中沙尘浓度随摩擦速度的变化关系,估算了临界起沙摩擦速度 u_{*t} ,并与不同学者给出的结果进行对比。结果表明:沙尘天气过程中,临近起沙阶段,沙尘浓度较低,摩擦速度增加快,为起沙阶段提供了有利的动力条件;起沙阶段,动力和热力湍流混合使得沙尘浓度迅速升高;沙尘天气减弱阶段,由于重力沉降

* 资助课题:国家自然科学基金(41075005 和 40775013),973 国家重点基础研究项目(2010CB428501),财政部/科技部公益性行业(气象)科研专项(GYHY200806007)和国家“863”计划(2006AA06A306)。

通讯作者:张宏升,主要从事大气边界层与大气湍流、大气环境研究。E-mail: hsdq@pku.edu.cn

作用,沙尘浓度随摩擦速度近似呈线性递减关系。以空气中的沙尘浓度大于 $200 \mu\text{g}/\text{m}^3$ 作为起沙的判据条件,得到浑善达克沙地和戈壁地区的临界起沙摩擦速度分别为 0.6 和 0.45 m/s。由于受地形及非均匀下垫面的影响,黄土高原的临界起沙摩擦速度与风向有关。西北风反映了来自西北方向毛乌素沙地的影响, u_{*c} 为 0.35 m/s,偏南风时对应观测站点南部黄土丘陵沟壑区的起沙特征, u_{*c} 为 0.7 m/s。黄土丘陵沟壑区的地表粗糙度值和土壤粒子间的相互作用力较大,从而导致了较大的临界起沙摩擦速度。不同的起沙阈值条件和风速频率分布与沙尘释放能力的不同相对应。

关键词 沙尘暴,起沙过程,临界起沙摩擦速度,浑善达克沙地,黄土高原,戈壁地区

中图法分类号 P 412.1

1 引言

风蚀产生的气溶胶是目前大气中最主要的气溶胶来源(Duce, 1995; Xuan, 1999; Shao, et al, 2000, 2003)。沙尘天气频繁发生以及沙尘的长距离输送,不仅造成了沙源及沙尘输送的下游地区空气质量恶化,而且沙尘气溶胶通过直接和间接辐射强迫影响气候变化。强沙尘暴甚至给社会经济活动造成严重影响。宋敏红等(2007)指出大气环流是导致沙尘活动变化的主要原因,决定了沙尘输送的距离、方向、影响范围等,而大尺度的地形强迫可以加强地面起沙和沙尘输送,从而使得沙尘暴迅速增强(姜学恭等,2008)。沙尘天气的形成包含了复杂的物理过程,涉及到大气运动与地表状况等诸多因素(邵亚平,2004)。沙尘粒子进入大气受空气动力因子和各种阻力因子等因素的影响,一般用摩擦速度 u_* 作为空气动力参数表征沙尘粒子在风的驱动下能否脱离地面进入大气。阻力因子是由沙尘粒子的重力和沙尘粒子之间的内部粘度等构成,阻止沙尘粒子进入空气,用临界摩擦速度 u_{*c} 来定量表示(王伟等,2005)。当摩擦速度大于临界摩擦速度时,沙尘粒子在空气动力学拖曳力的作用下离开地表,并进入大气边界层(Shao, 2000)。

临界摩擦速度 u_{*c} 是沙尘研究中最重要参数之一(Gillette, et al, 1988; Lu, et al, 2001),影响沙尘释放和输送的计算。早期的数值模拟中, u_{*c} 的确定较为粗略。如 Westphal 等(1988)在模拟撒哈拉地区的沙尘起动时,临界摩擦速度统一采用 0.60 m/s。Gillette 等(1988)根据前人实验结果,给出了不同土地利用下的临界摩擦速度值。Marticorena 等(1995)建立了适用于松散干燥土壤的 u_{*c} 参数化方案。Shao(2001)指出临界摩擦速度与地表沙尘粒径、粗糙元面积指数,土壤含水量,土壤含盐量等有关。他同时指出:由于准确确定影响 u_{*c} 的各个因子非常困难,导致在实际应用中沙尘释放速率的计算也存在很大的不确定性(Shao, 2001)。为了避免 u_{*c} 参数化过程中的种种不确定因素, Park 等

(2003)利用 WMO 3 h 沙尘天气报告和气象观测资料,统计得到不同类型沙源区的临界起沙风速,再根据沙尘源区的地表粗糙度和稳定度,计算相应的临界摩擦速度。In 等(2003)采用不同的气象统计判据,给出了中国戈壁、沙地和黄土高原的临界起沙摩擦速度。由于 u_{*c} 参数化方案中众多物理因子很难准确确定,采用统计方法确定 u_{*c} 受主观判据的影响较大。因而,通过外场实验的方法获得不同沙源地区临界摩擦速度值 u_{*c} ,不仅可以验证和校正起沙模块中 u_{*c} 的参数化方案,还有利于给出合理的统计判据,从而提高沙尘天气的预报水平。

本文利用 2004 年春季和 2006 年春季浑善达克沙地、黄土高原和戈壁等不同沙源地区的微气象学和沙尘暴观测资料,分析了浑善达克沙地沙尘天气过程中不同阶段的沙尘浓度与摩擦速度的关系,估算了不同沙源地区临界起沙摩擦速度和临界风速,为沙尘模式提供合理的参考值。

2 资料的获取与处理

微气象学和沙尘观测分别在内蒙古浑善达克沙地南缘、陕北黄土高原和甘肃戈壁地区 3 种典型沙源区的沙尘暴观测站进行。表 1 给出了 3 个观测站的地理位置及下垫面特征。观测平台均为 20 m 的气象观测塔,观测项目主要包括:风向;4 层风速、温度和湿度廓线;太阳辐射、地面反射辐射和净辐射;沙尘浓度探测;以及风速和温度的湍流观测。表 2 给出了与本文有关的主要观测项目、观测仪器及其技术指标。所有观测均为连续自动观测,平均量的采样间隔为 10 min,本文对观测数据进行了 30 min 的滑动平均(张宏升等,2007;朱好等,2008);湍流观测为 10 Hz,为了与平均量观测和分析一致,这里取正点前 30 分钟资料进行分析和处理。

在资料处理中,对湍流资料进行了严格的筛选,剔除原则为:平均风向与探头迎风轴夹角大于 60° ;平均风向与水平面夹角大于 5° ;风速小于 1 m/s;摩擦速度小于 0.01 m/s;热通量小于 $5 \text{ W}/\text{m}^2$;以及其他非正常和明显存在错误的数组。

表1 3个沙尘暴观测站信息
Table 1 The geographic information of the three dust monitoring sites

站点	下垫面特征	纬度	经度	海拔高度 (m)
浑善达克沙地站	平坦沙地	42°21'N	116°31'E	1243
黄土高原站	西北为毛乌素沙地, 南边为黄土丘陵沟壑区	38°18'N	109°46'E	1160
戈壁站	平坦戈壁	39°5'N	100°17'E	1457

表2 主要观测项目、仪器及其技术指标
Table 2 Major observational quantities, instruments and their respective specification

观测项目	观测内容	仪器名称和生产厂家	型号	观测高度(m)	采样时间	精度
塔层廓线	风速廓线	轻型低阈值风杯风速计(英, Vector Ins.)	A100LM	2, 4, 16, 20	10 min	0.1 m/s
	风向	轻型低阈值风杯风速计(英, Vector Ins.)	W200P	20	10 min	± 3°
	温度廓线	温湿度传感器(芬, Vaisala)	HMP45C	2, 4, 8, 16	10 min	0.2℃
	湿度廓线	温湿度传感器(芬, Vaisala)	HMP45C	2, 4, 8, 16	10 min	± 3%
辐射	太阳辐射	短波辐射表(美, LiCor)	LI200X	2	10 min	最大 5%
	反射辐射	短波辐射表(美, LiCor)	LI200X	2	10 min	最大 5%
	净辐射	净辐射表(荷, Kipp&Zonen)	Nr - Lite	2	10 min	10 μV/(W/m²)
湍流	风速	超声风速仪(美, SAT)	SAT - 3Vx	8	10 Hz	± 0.01 m/s
	温度					± 0.01℃
沙尘	沙尘浓度	测尘仪(美, Thermo.)	FH62 - C14	3	10 min	1 μg / m³

沙地和戈壁地区下垫面均一平坦,采用近地层相似性理论计算摩擦速度(Garratt, 1992),即

$$u_* = kU \left[\ln \left(\frac{z}{z_0} \right) - \Psi_m \left(\frac{z}{L} \right) \right]^{-1}$$
 (1)

其中 $k=0.4$ 为 Von-Karman 常数, Ψ_m 为风速的稳定度修正函数,采用 Dyer-Businger (Businger, et al, 1971; Dyer, 1974) 的表达式, U 为 z 高度的风速,本文计算取 4 m 高度风速, z_0 为地表粗糙度, L 为 Obukhov 长度。利用 4 层风速测量采用近中性廓线拟合法,计算得到 2004 年 3 月浑善达克沙地和 2006 年 4 月戈壁地区的地表粗糙度分别为 0.0072

和 0.007 m。
黄土高原实验站的西北方向为毛乌素沙地,南边为黄土丘陵沟壑区且有村落分布,地形较为复杂,采用涡动相关法区分不同风向计算摩擦速度

$$u_* = [(\overline{u'w'})^2 + (\overline{v'w'})^2]^{0.25}$$
 (2)

其中 u' 、 v' 、 w' 分别为水平纵向、水平横向和垂直方向风速脉动。

大风是沙尘天气发生的重要动力条件。一般情况下,中国沙尘暴天气均由春季强冷空气活动所造成(周秀骥等,2002)。从 2004 年春季和 2006 年春季浑善达克沙地、黄土高原、戈壁等 3 种沙源地区

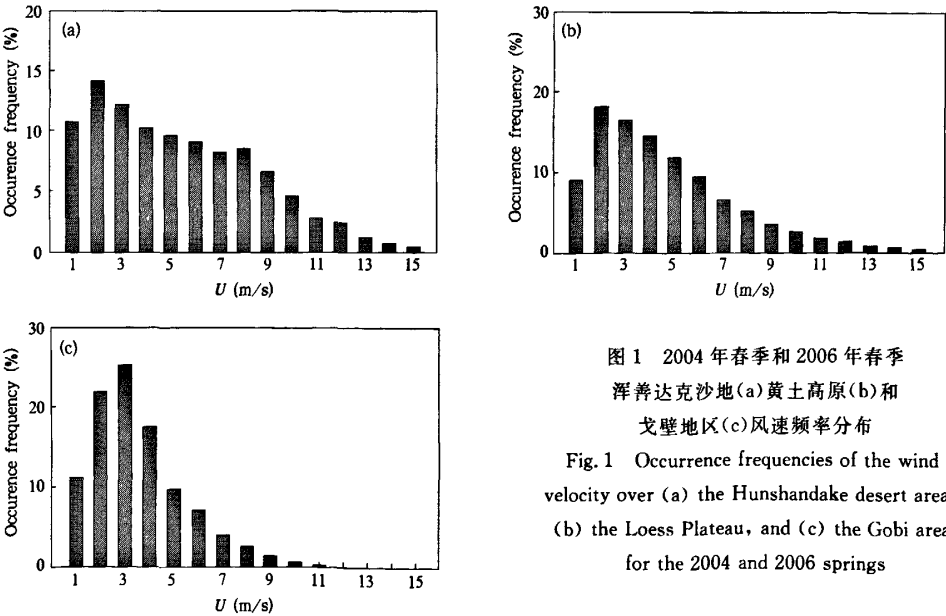


图1 2004年春季和2006年春季
浑善达克沙地(a)黄土高原(b)和
戈壁地区(c)风速频率分布
Fig.1 Occurrence frequencies of the wind
velocity over (a) the Hunshandake desert area,
(b) the Loess Plateau, and (c) the Gobi area
for the 2004 and 2006 springs

风速频率分布(图1)可见,浑善达克沙地、黄土高原和戈壁地区出现6 m/s以上大风天气的频率分别为43.3%、30.3%和14.6%。

3 结果与分析

3.1 浑善达克沙地的起沙阈值分析

图2给出了浑善达克沙地2004年3月16日扬

沙天气和27日强沙尘暴天气过程中沙尘浓度与风速的日变化关系。根据风速和沙尘浓度的时间变化,沙尘天气过程可分为4个阶段;起沙前风速和沙尘浓度均较小阶段;风速增大、沙尘浓度仍较低的临近起沙阶段;沙尘浓度迅速增大的起沙阶段;以及风速和沙尘浓度均回落的沙尘天气减弱阶段。表3给出了两次沙尘天气过程中4个阶段对应的时间段划分。

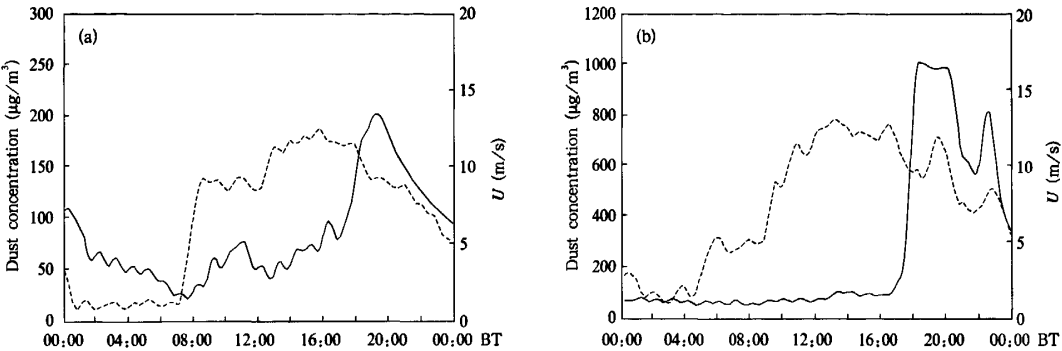


图2 2004年3月16日(a)和27日(b)浑善达克沙地沙尘浓度(实线)和风速(虚线)的日变化
Fig.2 Diurnal variation of the dust concentration (solid line) and the wind speed (dashed line) on (a) 16 and (b) 27 March 2004 over the Hunshandake desert area

表3 两次沙尘天气过程中4个阶段对应的时间段划分
Table 3 The time span for the four stages during the two dust events

日期	起沙前	临近起沙阶段	起沙阶段	沙尘天气减弱阶段
3月16日	01:00-07:00	07:00-17:00	17:00-19:00	19:00-24:00
3月27日	00:00-09:00	09:00-16:00	16:00-19:00	19:00-24:00

图3给出了浑善达克沙地沙尘天气和强沙尘暴两次沙尘天气过程中不同阶段沙尘浓度与摩擦速度的变化,并显示出一定的相似性。两次沙尘过程中,起沙前摩擦速度较小时,沙尘浓度也较低;临近起沙阶段,摩擦速度增大,沙尘浓度仍然在较低数值附近波动,说明此时土壤粒子所受空气动力不足以克服土壤粒子的重力和粒子间粘性力而进入大气;当摩擦速度继续增大时,沙粒在地表开始滚动和跳跃,沙粒的轰击使得粒径较小的粒子可以有效克服粒子间作用力,在空气拖曳力的作用下离开地表,并由于湍流作用进入大气边界层(Shao, 2000)。摩擦速度增大到0.8 m/s时,沙尘浓度数值迅速增大;此后的起沙阶段,摩擦速度略有减小,沙尘浓度继续升高。一方面,临近起沙阶段较强的风力有利于沙粒的跳跃轰击和土壤聚合体的分裂,创造了较好的地表条件。另一方面,本文涉及的两次沙尘天气均与大尺度的锋面系统过境有关,沙尘天气又发生在

热力对流较强的午后,进入空气中的沙尘粒子受重力和空气拖曳力的作用,当动力作用大于重力时,沙尘粒子在锋面附近的上升气流和强热力对流混合作用下进入大气,并在强风作用下水平输送。在沙尘天气减弱阶段,随着摩擦速度的减小,空气拖曳力减小,粒径较大的沙尘粒子在重力作用下沉降,此阶段沙尘浓度随摩擦速度近似线性递减。Butler等(2001)采用高斯烟流模式研究了干沉降对沙尘浓度廓线的影响,指出干沉降使沙尘总质量浓度减小,其影响随着观测高度的降低和沙尘粒径的增大而显著。在较大的局地风蚀过程中,最主要的沙尘贡献在观测站周围100 m的范围内,地表沙粒的跃动和搬运对3 m以下高度的沙尘浓度廓线有显著影响。

根据沙尘暴等级与模式输出沙尘浓度的关系划分(张小曳,2006),以及采用PM10浓度对沙尘暴的分类方法(Hoffmann, et al, 2008),这里定义:当空

气中的沙尘浓度大于 $200\text{ }\mu\text{g}/\text{m}^3$ 时,代表一次起沙过程的出现,如图 3 中虚线位置所示。根据这一定义,3月 16 和 27 日的临界摩擦速度 u_{*c} 分别为 0.55

和 0.65 m/s 。取平均值 0.6 m/s 作为浑善达克沙地的临界摩擦速度。同样的,可以得到临界风速的值(图略)为 10 m/s 。

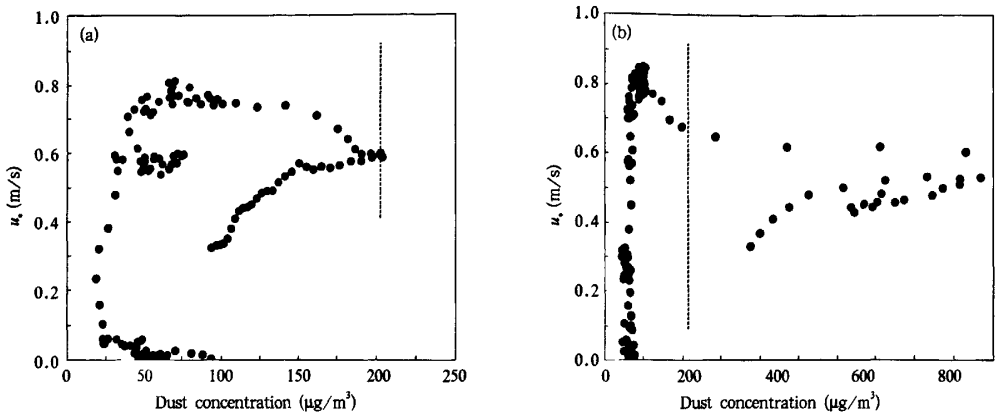


图 3 2004 年 3 月 16 日(a),27 日(b)浑善达克沙地
两次沙尘天气过程中沙尘浓度与摩擦速度的关系

Fig.3 Relationship between the dust concentration and the friction velocity during the dust events on
(a) 16 and (b) 27 March 2004 over the Hunshandake desert area

3.2 黄土高原的起沙阈值分析

图 4 给出了 2006 年春季黄土高原 3 次沙尘天气过程的沙尘浓度与风速的时间演变。4 月 10 日中午发生了一次局地起沙过程,整个过程呈较稳定的南风(图略),近地层 4 m 高度最大风速达 12 m/s ,出现在 12:20,与热力对流导致的高空动量下传有关。4 月 11 日出现了 2006 年春季最强的一次沙尘暴过程,此次强沙尘暴过程持续时间超过

12 h。凌晨近地层风速较小,伴随着风向由偏南风突变至偏北风,随着天气系统过境平流输送而来大量的沙尘粒子,沙尘浓度迅速增大。4 月 14—15 日出现了一次持续时间达 24 h 的扬沙过程,起沙阶段出现在 4 月 14 日中午至午后,风向为西北风。由于 4 月 11 日的强沙尘暴过程起沙阶段沙尘的远距离输送占主导地位,这里选择 4 月 10 日和 14 日两次沙尘天气过程,分析黄土高原的起沙阈值条件。

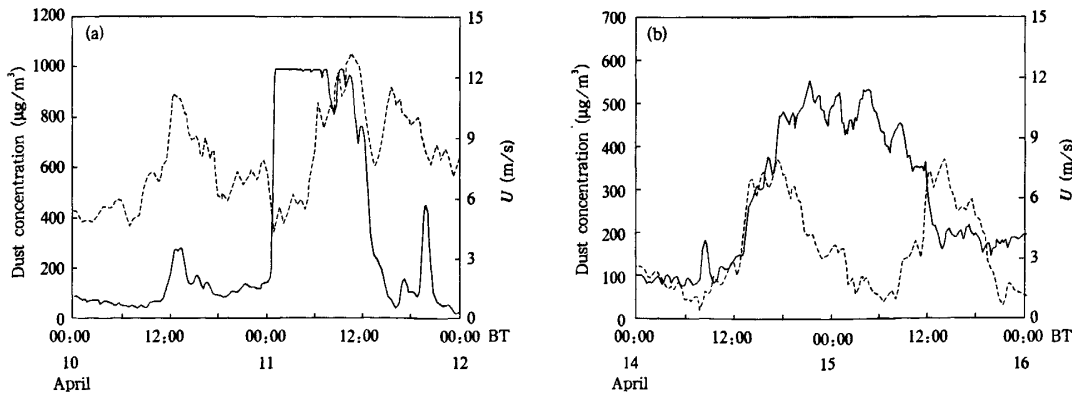


图 4 2006 年 4 月 10—11 日(a)和 14—15 日(b)黄土高原沙尘浓度(实线)与风速(虚线)的时间变化
Fig.4 Time series of the dust concentration (solid line) and the wind speed (dashed line) during
(a) 10 - 11 and (b) 14 - 15 April 2006 over the Loess Plateau

从黄土高原 2006 年 4 月 10 和 14 日起沙前和起沙阶段沙尘浓度与摩擦速度的变化关系(图 5)可见,沙尘浓度随摩擦速度的增大而增大。4 月 10 和 14 日的临界起沙摩擦速度分别为 0.7 和 0.35 m/s,临界起沙风速分别为 10 和 6 m/s。两次沙尘过程起沙阈值有较大的差异,这应与不同路径代表不同沙源下垫面的特征有关。4 月 10 日为偏南风,反映了观测站南部黄土丘陵沟壑区的起沙特征;而 4 月 14 日的沙尘天气过程则反映了来自西北方向毛乌素沙地的影响。黄土丘陵区复杂的地形条件和较大的地表粗糙度值,使得局地摩擦速度值较大。又由

于黄土丘陵沟壑区的土壤质地以粒径较小的粘土为主(In, et al, 2003),粘土粒子间相互作用力较大,在自然情况下,容易形成土壤聚合体和地表板结,从而导致了较大的临界摩擦速度(Marticorena, et al, 1995)。因此,对于黄土高原地区,确定起沙阈值需要考虑不同风向和与之对应的不同下垫面特征。Zobeck 等(2006)也观测到了临界风速随风向转变而变化的特点。由于其观测站不同风向对应的地表粗糙度没有明显变化,临界起沙风速的变化认为是与来流方向区域的地表土壤可蚀性空间分布不同有关。

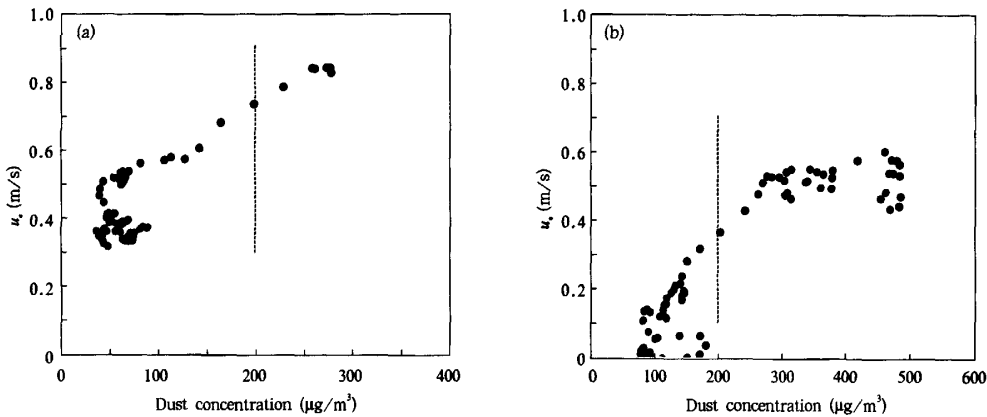


图 5 2006 年 4 月 10 日 (a) 和 14 日 (b) 黄土高原两次沙尘天气过程中沙尘浓度与摩擦速度的变化
Fig. 5 Relationship between the dust concentration and the friction velocity during the dust events on (a) 10 and (b) 14 April 2006 over the Loess Plateau

3.3 戈壁的起沙阈值分析

图 6 给出了 2006 年春季 4 月 10—11 日和 4 月 28—29 日甘肃张掖戈壁地区两次沙尘暴过程沙尘浓度和风速随时间的变化。两次沙尘暴过程的触发天气系统均为蒙古气旋和冷锋,风向均为偏北风,最

大沙尘浓度达到或超过 1000 $\mu\text{g}/\text{m}^3$,近地层最大风速接近 10 m/s,4 月 10 日的强沙尘暴过程持续时间超过 24 h。沙尘的长距离输送和局地起沙均为空气中沙尘气溶胶的主要来源。

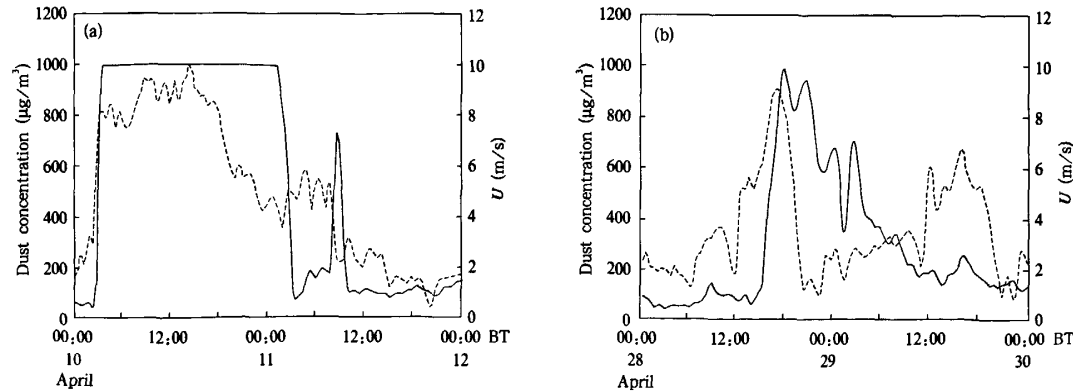


图 6 2006 年 4 月 10—11 日 (a) 和 28—29 日 (b) 戈壁地区沙尘浓度(实线)与风速(虚线)的时间变化
Fig. 6 Time series of the dust concentration (solid line) and the wind speed (dashed line) during (a) 10—11 and (b) 28—29 April 2006 over the Gobi area

图 7 给出了两次沙尘暴过程起沙前和起沙阶段沙尘浓度与摩擦速度的变化关系。当沙尘浓度值超过 $200\text{ }\mu\text{g}/\text{m}^3$ 时,沙尘浓度随摩擦速度的增大而迅速升高。两次沙尘天气过程对应的临界起沙摩擦速度分别为 0.4 和 0.5 m/s ,取其平均值 0.45 m/s 作

为戈壁地区的临界摩擦速度。临界起沙风速为 6 m/s 。申彦波等(2003)利用实际观测到的沙尘浓度指数与目测能见度及 U_* 的相关关系估算出敦煌戈壁的临界摩擦速度和临界风速分别为 0.5 和 7 m/s ,本文的结果与其一致。

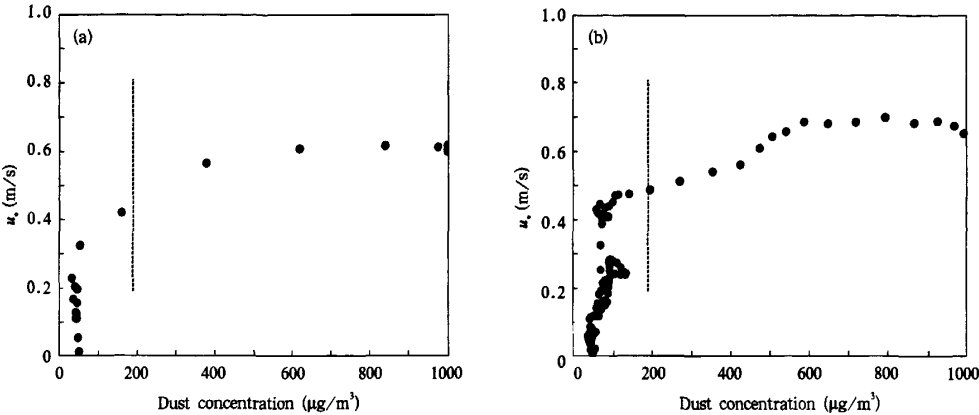


图 7 2006 年 4 月 10 日 (a) 和 28 日 (b) 戈壁地区两次沙尘天气过程中沙尘浓度与摩擦速度的变化
Fig. 7 Relationship between the dust concentration and the friction velocity during the dust events on (a) 10 and (b) 28 April 2006 over the Gobi area

3.4 三种不同沙源地区的起沙阈值对比

表 4 总结了 3 类沙源地区起沙阈值条件。黄土高原地区受复杂地形的影响,起沙阈值与不同来流方向区域的地表特征有关。西北风对应的来流路径为毛乌素沙地,地表粗糙度小,地形平坦,临界起沙阈值为三者之中最小;偏南风对应的来流路径为沟壑纵横的黄土高原,地形复杂,地表粗糙度大,土壤

中粒径较小的粘土比例(In, et al, 2003)和土壤含水量均较高,导致了较大的起沙阈值。浑善达克沙地的起沙阈值数值大于戈壁地区,可能与地表土壤粒径分布和其他地表状况有关。沙地的大风频率亦高于戈壁(图 1),沙源地区不同的起沙条件及风速频率分布特征与沙尘释放能力的不同相对应。

表 4 3 种沙源地区起沙阈值
Table 4 The dust rise threshold for the three different source areas

源区	临界摩擦速度 u_{*c} (m/s)	临界风速 u_c (m/s)	地表粗糙度 z_0 (m)	5 cm 深度土壤含水量 (v/v)	降水
浑善达克沙地	0.6	10	0.0072	0.04	无
黄土高原	0.7(南风)	10(南风)	0.4(南风)	0.09	无
	0.35(西北风)	6(西北风)	0.006(西北风)		
戈壁地区	0.45	6	0.007	0.05	无

Park 等(2003)和 In 等(2003)采用 WMO 3 h 平均风速,仅考虑平均土壤粒径对地表粗糙度的影响,采用不同的气象统计判据,分别给出了 3 种沙源地区的临界起沙风速和临界起沙摩擦速度。相对本文结果,戈壁地区的起沙阈值较高,沙地和黄土高原的起沙阈值略低。结果的差异来源,主要与研究的

空间尺度、采用不同的起沙判断方法有关。Park 等(2003)和 In 等(2003)给出的是区域尺度上的平均估计值,未考虑地形、粗糙度、土壤可蚀性等局地因子的影响。而本文采用外场实验的方法,利用高精度和高时间分辨率的风速和沙尘浓度资料,估算临界起沙阈值。利用 3 个沙尘源区的土壤质地、土壤粒径分布、非侵蚀元覆盖、土壤含水量等参数,可以进一步验证和校正起沙模式中临界摩擦速度的参数

化方案。

4 结论与讨论

本文利用浑善达克沙地、黄土高原和戈壁地区沙尘暴观测站 2004 和 2006 年春季的微气象学和沙尘暴观测资料,估算了不同沙源地区临界起沙摩擦速度值,分析了浑善达克沙地两次沙尘天气过程中不同阶段沙尘浓度随摩擦速度的变化特征,得到:

(1) 浑善达克沙地的 2 次沙尘天气过程中,临近起沙阶段摩擦速度迅速增大,虽然沙尘浓度仍然维持较低的数值,但为起沙阶段提供了有利的地表和动力条件。起沙阶段,大量的沙尘粒子在锋面附近的上升气流和热力对流混合共同作用下进入大气,沙尘浓度迅速升高。沙尘天气减弱阶段,粒径较大的沙尘粒子在重力作用下沉降,沙尘浓度随摩擦速度近似线性递减。

(2) 浑善达克沙地和戈壁地区的临界起沙摩擦速度分别为 0.6 和 0.45 m/s。由于黄土高原沙尘暴实验站偏北方向为毛乌素沙漠,偏南方向为黄土高原,受地形及非均匀下垫面的影响,黄土高原的临界起沙摩擦速度与风向有关。偏北风时 u_{*c} 为 0.35 m/s,偏南风时 u_{*c} 为 0.7 m/s。不同的起沙阈值条件和风速频率分布与沙尘释放能力的不同相对应。通过实验手段得到的 3 种典型沙源地区临界起沙摩擦速度可以为沙尘模式提供参考。

参考文献

- 姜学恭,陈受均. 2008. 地形影响沙尘传输的观测和模拟研究. 气象学报, 66(1): 1-12
- 邵亚平. 2004. 沙尘天气的数值预报. 气候与环境研究, 9(1): 127-138
- 申彦波,沈志宝,杜明远等. 2003. 敦煌春季沙尘天气过程中某些参量和影响因子的变化特征. 高原气象, 22(4): 378-384
- 宋敏红,钱正安,蔡英等. 2007. 中蒙强、弱沙尘暴年春季平均环流及沙尘活动变化分析. 气象学报, 65(1): 94-104
- 王伟,宋振鑫,邵亚平等. 2005. 沙尘暴天气数值预报系统及其预报效果检验. 气象科技, 33(1): 25-31
- 张宏升,朱好,彭艳等. 2007. 沙尘天气过程沙地下垫面沙尘通量的获取与分析研究. 气象学报, 65(5): 744-752
- 张小曳. 2006. 2006 年春季的东北亚沙尘暴. 北京: 气象出版社, 40 pp
- 周秀骥,徐祥德,顾鹏等. 2002. 2000 年春季沙尘暴动力学特征. 中国科学(D辑), 32(4): 327-334
- 朱好,张宏升,彭艳等. 2008. 不同沙尘天气微气象和沙尘演变规律的对比研究. 北京大学学报, 44(4): 579-584

- Businger J A, Wyngaard J C, Izumi Y, et al. 1971. Flux-profile relationships in the atmospheric surface layer. J Atmos Sci, 28: 181-189
- Butler H J, Hogarth W L, McTainsh G H. 2001. Effects of spatial variations in source areas upon dust concentration profiles during three wind erosion events in Australia. Earth Surface Processes Landforms, 26: 1039-1048. Doi: 10.1002/esp.235
- Duce R A. 1995. Sources, Distributions and Fluxes of Mineral Aerosols and Their Relationship to Climate. New York: John Wiley, 43-72 pp
- Dyer A J. 1974. A review of flux-profile relationships. Bound Layer Meteor, 7: 363-372
- Garratt J R. 1992. The Atmospheric Boundary Layer. Cambridge: Cambridge Univ Press, 52-53
- Gillette D A, Passi R. 1988. Modeling dust emission caused by wind erosion. J Geophys Res, 93(D11): 14233-14242
- Hoffmann C, Fock R, Wieland R, et al. 2008. Effects of grazing and topography on dust flux and deposition in the Xilingele grassland, Inner Mongolia. J Arid Environ, 72: 792-807
- In H J, Park S U. 2003. The soil particle size dependent emission parameterization for an Asian dust (Yellow Sand) observed in Korea in April 2002. Atmos Environ, 37: 4625-4636
- In H J, Park S U. 2003. Estimation of dust emission amount for a dust storm event occurred in April 1998 in China. Water Air, Soil Pollution, 148: 201-221
- Lu H, Shao Y. 2001. Toward quantitative prediction of dust storms: an integrated wind erosion modelling system and its applications. Environ Modelling Software, 16: 233-249
- Marticorena B, Bergametti G. 1995. Modeling the atmospheric dust cycle: 1. Design of a soil-derived dust emission scheme. J Geophys Res, 100(D8): 16415-16430
- Park S U, In H J. 2003. Parameterization of dust emission for the simulation of the Yellow Sand (Asian dust) event observed in March 2002 in Korea. J Geophys Res, 108(D19), 4618, doi: 10.1029/2003JD003484
- Shao Y. 2000. Physics and Modeling of Wind Erosion. Dordrecht/Boston/London: Kluwer Academic Publishers, 1-3
- Shao Y. 2001. A model for mineral dust emission. J Geophys Res, 106(D17): 20239-20254
- Shao Y, Yang Y, Wang J, et al. 2003. Northeast Asian dust storms: Real-time numerical prediction and validation. J Geophys Res, 108(D22), 4691, Doi: 10.1029/2003JD003667
- Westphal D L, Toon O B, Carlson T N. 1988. A case study of mobilization and transport of Saharan dust. J Atmos Sci, 45(15): 2145-2175
- Xuan J. 1999. Dust emission factors for environment of Northern China. Atmos Environ, 33: 1767-1776
- Zobeck T M, Pelt R S V. 2006. Wind-induced dust generation and transport mechanics on a bare agriculture field. J Hazardous Materials, 132: 26-38