

中国风蚀起沙研究进展

王存忠^{1,2} 牛生杰¹ 周悦¹

(1. 南京信息工程大学, 气象灾害省部共建教育部重点实验室,
大气物理学院, 南京 210044; 2. 气象出版社)

提 要: 风蚀起沙是开展沙尘气溶胶和沙尘天气研究的基本问题。从风蚀起沙的机制、粒子运动形态、起沙条件、沙尘通量等几个方面, 回顾了我国在风蚀起沙方面的主要研究结果, 对开展这方面研究的难点问题开展讨论。介绍了计算临界摩擦速度的不同方法, 并对不同研究者在不同地点观测到的临界摩擦速度进行比较。针对提高观测精度和观测研究结果的可比较性问题, 提出了三点建议: 一是要建立比较详细的地理、地貌和土壤信息系统; 二是要利用卫星观测的优势, 建立地面对比观测系统, 标校卫星遥感结果; 三是要规范观测方法和流程, 充分利用业务化的观测资料, 提高观测的可对比性。

关键词: 风蚀 摩擦速度 沙尘天气 沙尘通量

Recent Progress on the Observation Study of Wind Erosion in China

Wang Cunzhong^{1,2} Niu Shengjie¹ Zhou Yue¹

(1. Key Laboratory of Meteorological Disaster of the Ministry of Education,
Nanjing University of Information, Science & Technology, Nanjing 210044; 2. China Meteorological Press)

Abstract: Wind-eroded dust is an essential issue in studying dust aerosol and dust weather. From several aspects, such as the mechanism of wind-eroded dust, configuration of particle motion, condition for dust emission, and dust flux, the major results of the researches on wind-eroded dust in China have been reviewed and the difficult points and issues have been discussed. Different methods for calculating the threshold of critical friction velocity and comparing the critical friction velocity of the observation are described from different researchers in different locations. Finally, three suggestions have been presented on how to improve the precision of research results based on observations and the comparability of

基金项目: 南京信息工程大学, 气象灾害省部共建教育部重点实验室 KLME05006; 国家科技部社会公益专项 2005DIB3J108.

收稿日期: 2009年4月15日; 修定稿日期: 2009年7月21日

different research results. First, to establish a more detailed geography, topography and soil information system. Second, to make use of the advantages of satellite observations, and to set up the ground-based observing systems for the comparison and calibration of satellite remote sensing results. The third is to standardize the observation methods and processes to fully utilize the operational observational data to improve the comparability of observation.

Key Words: wind erosion friction velocity dust weather dust flux

引 言

中国北方干旱、半干旱地区通过风蚀作用进入大气的沙尘气溶胶已经成为被广泛关注的问题。据估计,我国每年的起沙量大约为 0.8 Gt^[1]。大量的沙尘粒子不仅会直接污染城市环境^[2-3],也可作为云凝结核而影响云的形成和降水^[4-5],还直接影响日照量^[6-7],或通过辐射强迫效应影响区域气候和全球气候^[8-9]。因此,沙尘气溶胶及其气候效应的研究已经成为继温室气体之后的另一个全球性研究热点。在沙尘注入大气的过程中,主要经历起(风蚀起沙)、扬(抬升运动)、飘(环流输送)、落(大气尘降)四个阶段。所以,风蚀起沙研究是开展沙尘气溶胶及其气候效应研究之渊薮,受社会经济发展和学科发展需求的推动,近年来异常活跃。

国外开展风蚀起沙的研究始于 20 世纪初期。最早将沙尘的运动建立在物理学基础上的是英国物理学家拜格诺(R. A. Bagnold)。早在 1935 年到 1936 年之间,作为英国军官的拜格诺对北非等地沙漠的风沙现象进行了长期观察研究,并做了大量的模拟实验,1941 年写成了《风沙和荒漠沙丘物理学》,书中以空气动力学理论为基础,利用风洞等实验手段研究了风沙运动规律。此书为风沙运动的物理学研究奠定了基础^[10]。同一时期,苏联、美国等科学家,也通过风洞模拟和对沙地、农田观测开展了风蚀研究,其研究成果有效地指导了风沙防治工作^[11]。半

个世纪来,人们一直在不断探索风蚀起沙的理论和方法,特别是 Shao 等^[12]丰富了前人的理论和实验成果,进一步阐述了风沙物理学中最新揭示起沙机制的方法,介绍了将大气模式、地理信息系统和风沙模式耦合在一起的风蚀数值模式,为沙尘暴的数值预报和起沙量的估算提供了更为有效的手段。

我国开展风蚀起沙研究较晚,但所具有的得天独厚的天然观测实验研究条件和雷达^[13]、卫星^[14]等观测技术的进步,近年来在沙尘暴的天气分析^[15-16]、观测研究^[17]和模拟研究^[18]等方面都取得了许多有特色的结果。

风蚀起沙的过程异常复杂,限于理论发展期待突破的现实性和观测实验研究条件的限制,许多野外观测研究结果的可重复性和可比较性还不是很好。但在风蚀起沙基本认识方面,诸如源地、起沙影响因素、动力过程等方面,初步建立了共识。综合归纳和比较风蚀起沙研究结果异同的目的在于,彰显先行者的智慧,寻找开展进一步研究的落脚点和突破点。

有关风蚀起沙的研究文献纷繁,本文仅仅涉及几个方面:沙粒的运动、风蚀起沙条件、沙尘源地、沙尘通量等,并侧重于综述观测性研究结果。

1 风蚀起沙机制与粒子运动方式

风蚀起沙研究首先关注的问题是静止的沙粒如何离开地面成为运动的沙粒。朱朝云等对许多研究工作进行了归纳^[11],认为风蚀

起沙的机制主要有湍流的扩散与振动、压差升力和冲击碰撞三种学说。拜格诺认为沙粒主要有悬移、跃移和蠕移三种运动方式。他的实验计算表明,以高速运动的粒子在跃移中通过冲击方式,可以推动 6 倍于自身直径(或 200 倍于自身重量)的沙粒。另有研究表明^[19-20],沙粒的跳跃运动一方面可以直接冲击地表土壤粒子并使其飞溅悬浮于空中,另一方面在碰撞的过程中,较大的集体受撞击破裂,覆盖其表面的尘粒也会被剥落而悬浮于空中。并不是粒径越小的粒子越容易脱离地表,小的尘粒子在黏性力的作用下附着在大的粒子表面或缝隙中,不能被风吹开起^[21],或者需要更大的起动风速。以上说明,沙粒的跳跃运动是影响地面风蚀起沙的重要运动形式,沙尘的排放量取决于能够进行跳跃运动的沙粒的量。

周秀骥等^[22]认为,沙粒起动后,随着风力加大,产生沙粒群跳跃、滚动等非常复杂的运动(图1a),形成近地面沙粒群的水平移动。

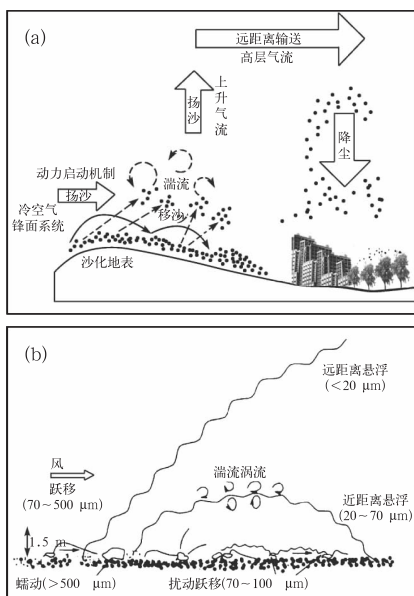


图 1 沙尘暴过程(a)^[22]和沙尘的运动和传输过程(b)^[12]示意图

扬起的沙粒在边界层通过湍流扩散和锋面附近的上升气流向空中输送,而在边界层以上,则主要靠上升气流带向高空。图 1b 则总结了不同粒径的沙尘的起动和传输方式。

一般而言,悬移的粒径小于 $70\mu\text{m}$,跃移的粒径在 $70\sim 1000\mu\text{m}$ 之间,大于 $1000\mu\text{m}$ 的粒子因太重而蠕移^[11]。悬移高度可以达到平流层,跃移高度最高可以达到 3m,平均高度为 0.2m ^[23]。牛生杰等^[24]在中国西北沙漠上空不同地区和高度处观测到的沙尘粒子最大直径在 $13.0\sim 28.0\mu\text{m}$ 之间,在 5000m 高度观测到的最大粒子直径 $28.0\mu\text{m}$ 。而在沙尘暴天气条件下,游来光等^[25]观测到银川上空 $1400\sim 1900\text{m}$ 气层间存在直径为 $350\mu\text{m}$ 的大粒子。取沙尘粒子高度约 3000m,水平风速 $10\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$,计算结果表明,沙尘量大约有 25% 沉降在下游 250km 范围内,有 50% 沉降在 1000km 范围内,有 20% 可以输送到 10000km 以远。

周秀骥等^[22]认为沙尘粒子的起动、搬运过程及其动力条件是研究沙尘暴及其影响的关键问题,指出沙尘暴活动特征可用起沙、扬沙、远距离输送综合物理模型来描述,揭示了沙尘暴天气在起沙、扬沙、水平输送以及沉降过程中的关键动力学问题。

2 风蚀起沙的主要条件

风蚀起沙需要具备物质和动力两大基本条件,即沙尘源地和能够使沙尘脱离地表的风力。此外,还与下垫面状况有关^[20],包括与土壤湿度、土壤类型、植被覆盖^[26-27]、粒子尺度分布等因素有密切关系,这些因子会通过影响临界摩擦速度值而影响风蚀起沙过程。王伟和方宗义^[28]通过计算分析得出,在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。

2.1 沙尘源区

我国沙尘的源区主要分布在中北部地区,包括沙漠、半干旱的沙漠边缘、干枯的湖床,以及植被覆盖很少的干旱、半干旱地区。地表受到人类活动干扰的地区也是重要的沙尘源区。石广玉等^[29]将我国境内沙尘源区概括分为 5 类,见表 1。

表 1 中国境内主要沙尘源区

类别	源区
原始沙漠、荒漠类	塔克拉玛干沙漠、古尔班通古特沙漠、巴丹吉林沙漠、毛乌素沙漠、腾格里沙漠、乌兰布和沙漠以及库布齐沙漠等
河湖干枯土壤类	塔里木河下游、叶尔羌河下游区、艾比湖区、玛纳斯湖区、苏格淖、嘎顺淖等
绿洲内农田类	不同土壤质地、不同利用和耕作方式下的农田
胡杨林土壤类	南疆胡杨林分区和黑河下游的额济纳旗地区
人类活动干扰类	地县级城镇居民人为活动影响的无覆盖土壤区

此外,还有科尔沁、毛乌素、浑善达克、呼伦贝尔等沙地也是境内重要的沙尘源区。

根据对黑河流域干枯湖床沉积物、戈壁、农地、严重退化草地和流动沙丘 5 种景观类型的观测表明^[30],沙尘排放通量由大到小的顺序依次为:干枯湖床沉积物、严重退化草地、流动沙丘、戈壁、农田。宋阳等^[31]的研究结果则表明,干盐湖表面光滑、坚硬、凸凹不平的盐结皮,不仅增大了地表的粗糙度,还把下层的土壤和沙粒保护起来,使其免受风蚀。此外,农田的起沙量受土壤质地和耕作方式的影响比较大。申彦波等^[32]对敦煌戈壁和绿洲的观测研究结果表明,人为的翻耕作用可能会使绿洲地表的临界摩擦速度减小一半以上,使得临界摩擦速度小于戈壁,即翻耕农田比戈壁更易受风蚀影响。对敦煌的沙地和农田的观测研究结果也证实了上述观点^[33]。

2.2 摩擦速度和临界摩擦速度

在风蚀起沙中,摩擦速度(u_*)表征的是风对地表土壤微粒抬升的能力,是确定沙

源起沙与否的有效判据之一^[33-34]。而临界摩擦速度(u_{*c})表征的是地表对风蚀起沙的阻碍能力。Gillette^[35]通过粒子质量通量($d < 10\mu\text{m}$)与地面摩擦速度的测量发现,只有当摩擦速度超过某个临界值时粒子才能起动,这个临界值就是临界摩擦速度。即当 $u_* > u_{*c}$ 时,表示空气动力大于粒子重力和黏性力的合力,地面起沙;当 $u_* < u_{*c}$ 时,表示空气动力不能克服粒子重力和黏性力的合力,地面不能起沙。

2.2.1 摩擦速度和临界摩擦速度的计算方法

目前计算摩擦速度最常用的是通过空气动力学理论确定参数求解摩擦速度 u_* 的方法。根据 Monin-Obukhov 相似理论,利用两层的风速和温度资料就可以确定 u_* ^[36-37] 值,也可以根据近地层风廓线计算^[22] u_* 值。这类方法简单易行,但是由于理论上是建立在光滑地表和大气中性稳定的假设条件下,因此取得的 u_* 值可能与自然状态的实际值有误差,特别是在强稳定大气条件下, u_* 值离散度比较大。张宏升等^[38]用涡度相关法确定摩擦速度和临界摩擦速度,随着该技术的发展,可以方便地测得不同下垫面上的摩擦速度。

Shao 等^[39]在不考虑人为因素的情况下,提出了一个自然状态的下垫面 u_{*c} 的计算方法:

$$u_{*c} = H(\omega)R(\lambda) \sqrt{A_N(\sigma_p g d + \frac{\epsilon}{\rho d})}$$

式中, $H(\omega)$ 和 $R(\lambda)$ 分别表征地表土壤水分和植被覆盖对风蚀起沙的阻碍作用; ϵ 和 A_N 为经验常数; σ_p 为土壤微粒密度和空气密度 ρ 的比值,根据土壤类型和气压情况取值; d 为粒径; g 为重力加速度。

根据 Fecan 等^[40]的研究, $H(\omega)$ 的表达式为:

$$H(\omega) = \begin{cases} 1 & \omega \leq \omega' \\ 1 + a(\omega - \omega')^b & \omega > \omega' \end{cases}$$

其中, a 和 b 为经验常数; ω 和 ω' 是土壤水分和对起沙具有明显阻碍作用的临界值, 为实测值。 a 、 b 和 ω' 的大小均取决于土壤类型。

根据 Raupach^[41] 的研究, $R(\lambda)$ 的表达式为:

$$R(\lambda) = \begin{cases} 1 & \lambda = 0 \\ (1 - m\sigma\lambda)(1 + m\beta\lambda) & \lambda > 0 \end{cases}$$

其中, σ 是植被的根部与叶面积之比, 经验值取 1.45; β 是单个植被元素的拖曳系数与没有植被的地表拖曳系数之比, 经验值取 202; m 是一个小于 1 的常数, 经验值取 0.16; λ 是植被覆盖度, 决定于植被覆盖分数 f , 由以下经验公式确定:

$$\lambda = \begin{cases} 0 & f = 0 \\ -0.35\ln(1 - f) & f \leq 0 \end{cases}$$

显然, 临界摩擦速度 (u_{*t}) 受粒径 d 、土壤水分含量 ω 、植被覆盖度 λ 以及土壤硬度等因素的影响。其中粒径 d 对粒子所受的重力、空气动力和内部粘性力均有影响; 土壤水分含量 ω 取决于降水、蒸发以及土壤的持水性等; 植被覆盖度会影响地表粗糙度进而影响 u_{*t} 。

2.2.2 摩擦速度和临界摩擦速度观测值比较

自 20 世纪 90 年代起, 我国持续在西北沙漠地区以及北京郊区等地进行 u_{*t} 与临界起沙风速的观测研究, 获得了一些主要沙尘源地的丰富资料(不考虑植被覆盖率), 见表 2。

从表 2 可以看到, 不同土壤类型的临界起沙风速在 $3 \sim 6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 之间, 临界摩擦速度在 $0.3 \sim 0.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 之间, 都是农田小, 沙地大。申彦波等^[52] 对敦煌地区戈壁和绿洲的观测计算表明, u_{*t} 随粒子尺度的变化是先减小后增大, 在中间某一尺度处有一最小值。对戈壁地表, 当粒径 $d \approx 80 \mu\text{m}$ 时, $u_{*t} \approx 0.43 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 而

表 2 不同作者得到的临界起沙风速 (u) 和临界摩擦速度 (u_{*t}) (h 为测风高度)

地点	观测时间	h (m)	u ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)	u_{*t} ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)
贺兰山地区 ^[42]	1996—1999 年	10	5	
毛乌素沙地 ^[43]		1.5	细沙 4.0 中沙 5.6	
毛乌素沙地 ^[45]	1998、1999 年	1	4.5	
毛乌素沙地 ^[47]			4.65	
沙地 ^[48]			4	
中国沙漠 ^[49]			5	
盐池地区 ^[49]		10	5.0	0.32
浑善达克沙地 ^[51]	2001 年	1	5.61	
浑善达克沙地 ^[38]	2004 年		6	0.4
浑善达克沙地 ^[44]	2006 年 3 月 4 日	10	5.9	
京郊裸露地表 ^[46]	2003、2004 年		6	
敦煌沙地 ^[33]	2001、2002 年		7	0.5
敦煌农田 ^[33]	2001、2002 年		3	0.3
腾格里沙漠 ^[50]			5.92	
沙、沙壤等 5 种土质表面 ^[20]				0.3

对于绿洲地表, $u_{*t} \approx 0.74 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。Shao^[53] 采取加权法确定了一个粒子尺度分布的质量概率密度函数, 来考虑风蚀起沙过后一部分微粒被抬升, 粒子谱随时间发生变化, 进而 u_{*t} 也随之变化的问题。值得关注的是, 表 2 中的结果观测高度并不一致, 这给不同地点、不同时段的结果直接比较研究带来一定的困难。

2.3 下垫面植被覆盖对风蚀起沙的影响

黄富祥等^[54] 从理论研究、观测实验和定量模型等三个方面进行过评述, 认为植被的存在分解了风对地面的作用, 抬高了风速廓线方程中地面粗糙度高度是植被保护地表不被风蚀的机理。植被覆盖一方面增大了地面粗糙度, 加大了 u_{*t} 值, 另一方面可使植被根部附近的土壤粒子结合得更紧密, 不易因风蚀而脱离地表, 风蚀率随植被覆盖率的减少呈指数增加^[55]。黄富祥等^[56] 建立了毛乌素沙地植被覆盖率与风蚀输沙率定量关系模型, 随着植被覆盖率的提高, 沙粒起动风速也

随之增大,当植被覆盖率达到 40%~50% 时,沙粒起动风速也相应增大到 8~10m·s⁻¹,使得风蚀输沙率大为降低。而 2003 和 2004 年对北京郊区不同土地利用类型进行的观测表明^[46],在同等风速条件下,可起沙性从大到小分别为翻耕地、留茬地、经济林地、荒地、防护林地和草地。风洞模拟表明,当风速为 12.7m·s⁻¹时,只要植被覆盖率大于 60%,风蚀率几乎为零;而当植被覆盖率小于 20%时,出现强烈的风沙流,风蚀率陡增^[55]。不同的植被覆盖对 u_{*t} 的影响也不同,汪万福等^[57]对敦煌莫高窟顶的风沙综合防护体系固沙效果进行数值模拟,结果表明,灌木林带的建立,使地表风蚀起沙的 u_{*t} 的值提高了 4.1 倍,达到 1.15m·s⁻¹,完全抑制了地表风蚀起沙;草方格设置则使 u_{*t} 的值提高了 1.9 倍,达到 0.53m·s⁻¹,为沙地的最高值。

开展植被覆盖对风蚀起沙影响的研究不仅具有学术价值,还为防风固沙工程的植被选择和实施密度提供科学依据,因此还具有重大经济价值。

3 起沙通量

由于沙尘气溶胶的气候效应,计算地表沙尘向大气的排放量一直是风蚀起沙研究的一个重点。沙尘通量与地貌、土壤类型、植被覆盖率、风速等密切相关,通过理论计算和观测资料拟合,最终可以建立沙尘通量与摩擦速度的关系。

3.1 起沙率

Gillette 等^[58]在考虑地表土壤风蚀起沙物理机制的基础上,通过拟合实验资料,给出了相应的起沙模型:

$$F_G = \begin{cases} C_2 u_*^4 (1 - u_{*t}/u_*) & u_* > u_{*t} \\ 0 & u_* \leq u_{*t} \end{cases}$$

其中, C_2 是经验常数,取 $1.4 \times 10^{-5} \text{g} \cdot \text{cm}^{-6}$ 。

Lu 等^[59]在考虑土壤的侵蚀性和塑性压力的基础上,从理论上计算了沙粒碰撞所产生的凹坑的体积,并建立了一个沙尘排放模式:

$$F_L = \frac{c_a g q \rho_b}{2p} \left(0.24 + c_\beta u_* \sqrt{\frac{\rho_b}{p}} \right) Q$$

其中, c_a 和 c_β 是两个经验常数,近似取 5.0 和 1.37; q 是地表土壤中粒子的质量分数,取决于粒子尺度谱; ρ_b 和 ρ_p 是土壤的体密度和微粒密度, p 是土壤的塑性压力,由土壤的致密程度确定, ρ_b 和 p 根据不同土壤类型取值; Q 为水平方向沙尘通量,可用 Owen^[60] 方程确定。

Shao 等^[53]在充分考虑地表风蚀起沙的物理机制和起沙过程中地表土壤粒子尺度分布的基础上,提出了起沙计算方案:

$$F_S(d_i, d_s) = c_y \left[(1 - \gamma) + \gamma \frac{p_m(d_i)}{p_f(d_i)} \right] \frac{Qg}{u_*^2} (\rho_p \eta_f \Omega + \eta_c m)$$

其中, $c_y = c_s/7$; d_i 是第 i 个粒子的直径; $p_m(d)$ 是地表土壤受最小破坏时粒子尺度分布的概率密度函数, $p_f(d)$ 是地表受最大程度破坏时粒子尺度分布的概率密度函数; γ 和 $(1 - \gamma)$ 分别是 $p_m(d)$ 和 $p_f(d)$ 所占权重, $\gamma = \exp[-t(u_* - u_{*t})^n]$, t 和 n 为经验系数; m 是直径为 d_s 的粒子质量; η_f 是土壤能排放的尘粒的质量分数, η_c 是覆盖于集体体表面的尘粒的质量分数; Ω 是沙粒碰撞土壤表面时产生的凹坑的体积,根据 Lu 等^[59] 方法确定。

申彦波等^[61]对敦煌的观测资料用上述三种计算方案计算结果表明,在 u_* 较小时,存在 $F_G > F_L > F_S$ 的关系,随着 u_* 的增大,三种计算方案的 F 趋于一致。他们分析认为: F_G 形式简单,只需要 u_* 和 u_{*t} 两个参数,但该方案主要依赖大量的实验数据,经验成分较多; F_L 理论上较精确,但该方案在考虑

起沙机制时,只考虑了垂直通量的一部分,而且其中的 c_a 和 p 两个参数也不易确定; F_S 详细考虑了起沙机制的物理过程的同时,还考虑了粒子尺度分布随时间变化对垂直通量的影响,使得 F_S 值对 u_* 的变化响应敏感,但该方案表达形式复杂,所需参数多且有的较难确定。

在敦煌莫高窟窟顶的野外观测表明^[62],沙质地表输沙量随高度呈指数规律递减。沈志宝等^[34]则估算了 2002 年 4 月敦煌地区两次强度较弱、持续时间较短的沙尘天气过程中,戈壁沙地的平均起沙率为 $1.58 \times 10^{-8} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ 和 $9.95 \times 10^{-9} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$,最大起沙率为 $2.77 \times 10^{-8} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ 。这与申彦波等^[61]的顺风向沙尘通量和垂直沙尘通量平均值的量级分别为 $10^{-4} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 和 $10^{-8} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ 的结果基本一致。

3.2 沙尘通量与摩擦速度

理论研究和观测结果表明,沙尘垂直通量(F)与摩擦速度(u_*)存在 $F=C(u_*)^n$ 的关系。式中 C 为经验常数, n 的变化范围从 2 到 5。Gillette^[58]提出 $F \propto u_*^4$; Shao 等^[19,63]则认为 $F \propto u_*^3$; Lu 等^[59]通过对土壤的可侵蚀性和适应压力的研究,提出在比较坚硬的地表,沙尘近似于 $F \propto u_*^3$,而对于比较松软的地表,则近似有 $F \propto u_*^4$ 的关系。而沈志宝等^[34]通过对敦煌的观测结果分析表明,似乎在戈壁沙地上 F 与 u_*^2 的线性关系更好。张宏升等^[38]用涡度相关法计算浑善达克沙地的 F 与 u_* 发现两者的关系有较大的分散性,拟合关系为 $F=10^{1.72} \times u_*^{2.93}$ 。

F 与 u_* 的高幂次关系,决定了 F 值对 u_* 值的变化具有高度敏感性,而幂次 n 的高分散度(2~5),又给估算沙尘排放量带来很大的不确定性。1994 年 IPCC 对全球沙尘的排放量的估算值范围不在一个数量级上,也

就是说相差 10 倍以上,对人类活动影响造成的沙尘排放量占总排放量的比例的估算值在 30%~70%之间^[64]。直到现在,也没有更令人信服的、更完善的估算方法缩小以上数值区间。估算量的不确定和沙尘气溶胶辐射强迫过程的复杂性,更增加了沙尘气溶胶的气候效应问题的不确定性。因此,提高沙尘排放量估算值的准确性是既困难而又重要的问题。曾庆存等^[21]提出,准定常和非定常急流情况下应该使用修订的 u_* 计算起沙率,不同频率的扰动和脉动的起沙效率不同,在计算沙尘通量时,应以 1min 做统计平均为宜。这对于提高沙尘通量计算的精度非常有益。利用卫星遥感观测估算沙尘量的方法将会有非常大的发展潜力^[65],但是也需要深入认识沙尘粒子的物理特性,如复折射指数、粒谱分布等参数,还要尽可能详细地获得地表温度、发射率、大气温湿度廓线等参数,模式及其检验也需要这些参数^[66-67]。目前还不能够精细掌握这些参数的时空分布和动态变化情况。

4 讨论和建议

风蚀起沙是自然界物质循环的一种重要过程,也是开展沙尘天气、沙尘气溶胶及其气候效应研究的基本问题。深入揭示风蚀起沙规律,能对提高数值模式陆面过程的描述和沙尘天气预报能力有很大帮助,也能对保护环境和适应环境大有裨益。多年来,我国在防风固沙、减少水土流失等方面投入很大,在开展风蚀起沙研究方面也有许多新的进展,建立起比较完整的沙尘天气观测研究体系,得到了许多颇具意义的观测数据和研究成果。然而,在以下几个方面还亟待突破。

(1) 风蚀起沙过程受下垫面影响很大,目前虽然掌握大范围的沙尘源地基本情况,但我国幅员辽阔,对于看似同质的沙尘源区域,其土壤类型、植被覆盖等相差很大。因此

需要建立起一套比较详细的地理、地貌和土壤信息系统,以期获得更为准确估算 u_{*c} 参数的地理分布。

(2) 观测研究是风蚀起沙研究的基本方法,但目前观测研究所选下垫面不够广泛,特别是对农田和受人类活动影响植被严重退化的地区观测研究不够。就地区来说,大多集中在北京周边和甘肃、内蒙古等地区。就时间性来说,多数研究成果仅仅是一地一时的观测研究结果。因此需要提高观测研究的区域代表性和时间的延续性,以获得更有实际代表性的观测研究结果。卫星观测定量遥感风蚀起沙量有潜在的优势,需要建立地面对比观测系统,标校卫星遥感结果。

(3) 不同的研究者使用的观测研究设备、方法和操作规程不尽相同,如对风的观测高度、沙尘采样设备的架设高度、资料的采集处理方法等。需要建立一套观测研究规范,包括仪器标定、操作规程、数据归一化标准等,以便不同的学者的研究结果能方便地直接比较,提高结果的可比性。规范要充分参照已有业务观测规定,如气象观测中风的高度是 10 m,以方便利用已经业务化的丰富的观测资源。

参考文献

- [1] Zhang X Y, Arimoto R, An Z S. Dust emissions from Chinese desert sources linked to variations in atmospheric circulation [J]. *J Geophys Res*, 1997, 102(D23):18707-18726.
- [2] 郭虎,付宗钰,熊亚军,等. 北京一次连续重污染过程的气象条件分析[J]. *气象*, 2007, 33(6):32-36.
- [3] 杨民,王式功,李文莉,等. 沙尘暴天气对兰州市环境影响的个例分析[J]. *气象*, 2004, 30(4):46-50.
- [4] 黄蔚薇,杨军,凌士兵,等. 沙尘气溶胶粒子表面变性和云滴形成过程的影响[J]. *南京气象学院学报*, 2007, 30(2):210-215.
- [5] 康风琴,银燕,张逸轩. 中国北方沙尘气溶胶对云和降水影响的数值模拟研究[J]. *气象*, 2009, 35(6):36-45.
- [6] 石慧兰,王新堂,邵志勇,等. 鲁西北 52 年日照变化特征及原因[J]. *气象*, 2007, 33(2):93-97.
- [7] 王敏仲,魏文寿,何清,等. 沙尘日小气候观测对比分析[J]. *气象*, 2008, 34(11):7-14.
- [8] IPCC. *Climate Change 2001: The Science of Change* [M]. Cambridge: Cambridge University Press, 2002.
- [9] 宋煜,黄婷,程相坤,等. 2006 年大连沙尘天气机理分析[J]. *气象*, 2008, 34(10):34-39.
- [10] 董治宝. 拜格诺的风沙物理学研究思想[J]. *中国沙漠*, 2002, 22(2):101-105.
- [11] 朱朝云,丁国栋. *风沙物理学* [M]. 北京:中国林业出版社, 1992.
- [12] Shao Yaping. *Physics and Modeling of Wind Erosion* [M]. London: Kluwer Academic Publishers, 2000.
- [13] 郭本军,刘莉,黄丹萍,等. 激光雷达对一次沙尘天气探测与分析[J]. *气象*, 2008, 34(5):52-57.
- [14] 郭妮,蔡迪花,韩兰英,等. MODIS 沙尘暴识别方法与业务系统[J]. *气象*, 2009, 35(1):102-107.
- [15] 郭发辉,郝京甫,宣捷. 北京风沙天气基本特征[J]. *气象*, 2002, 28(8):51-53.
- [16] 张仁健,徐永福,韩志伟. 北京春季沙尘暴的近地面特征[J]. *气象*, 2005, 28(8):51-53.
- [17] 孙永刚,孟雪峰,宋桂英,等. 基于定量监测的沙尘暴定量预报方法[J]. *气象*, 2009, 35(3):87-93.
- [18] 王超. 2008 年 3—5 月 T213 与 ECMWF 及日本模式中期预报性能检验[J]. *气象*, 2008, 34(8):112-118.
- [19] Shao Yaping, Raupach M R, Leys J F. A model for predicting Aeolian sand drift and dust entrainment on scales from paddock to region[J]. *Aust J Soil Res*, 1996, 34:309-342.
- [20] 李万源,沈志宝,吕世华,等. 风蚀影响因子的敏感性试验[J]. *中国沙漠*, 2007, 21(6):984-993.
- [21] 曾庆存,程雪玲,胡飞. 大气边界层非定常下急流和阵风的起沙机制. *气候与环境研究*, 2007, 12(3):244-250.
- [22] 周秀骥,徐祥德,颜鹏,等. 2000 年春季沙尘暴动力学特征[J]. *中国科学(D辑)*, 2002, 32(4):327-334.
- [23] Pye K, Tsoar H. *Aeolian Sand and Sand Dunes*. London: Unwin Hyman, 1990.
- [24] 牛生杰,孙照渤. 春末中国西北沙漠地区沙尘气溶胶物理特性的飞机观测[J]. *高原气象*, 2005, 24(4):

- 604-610.
- [25] 游来光,马培民,陈君寒,等. 沙尘天气下大气中沙尘粒子空间分布特点及其微结构[J]. 应用气象学报, 1991, 2(1):13-21.
- [26] 王继和,马全林,刘虎骏,等. 干旱区沙漠化土地逆转植被的防风固沙效益研究[J]. 中国沙漠, 2006, 26(6):903-909.
- [27] 程皓,李霞,侯平,等. 塔里木河下游不同覆盖度灌木防风固沙功能野外观测研究[J]. 中国沙漠, 2007, 27(6):1022-1026.
- [28] 王伟,方宗义. 2002 年和 2003 年春季中国沙尘暴形成和传送的对比分析. 气候与环境研究, 2004, 9(1):155-165.
- [29] 石广玉,赵思雄. 沙尘暴研究中的若干科学问题[J]. 大气科学, 2003, 27(4):591-606.
- [30] Wang G X, Tuo W Q, Du M Y. Flux and composition of wind-eroded dust from different landscapes of an arid inland river basin in north-western China [J]. Journal of Arid Environments, 2004, 58: 373-385.
- [31] 宋阳,刘连友,严平,等. 中国北方 5 种下垫面对沙尘暴的影响研究[J]. 水土保持学报, 2005, 19(6):15-19.
- [32] 申彦波,沈志宝,杜明远,等. 西北地区戈壁和绿洲风蚀起沙(尘)的研究[J]. 中国环境科学, 2004, 24(4):390-394.
- [33] 申彦波,沈志宝,杜明远,等. 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, 2003, 22(4):378-384.
- [34] 沈志宝,申彦波,杜明远,等. 沙尘暴期间戈壁沙地起沙率的观测结果[J]. 高原气象, 2003, 22(6):545-550.
- [35] Gillette A D. Production of dust that may be carried great distances[J]. Spec Pap Geol Soc Am, 1981, 196: 11-26.
- [36] 张强,卫国安,黄荣辉,等. 西北干旱区荒漠戈壁动量和感热总体输送系数[J]. 中国科学(D辑), 2001, 31(9):1-10.
- [37] Raupach M R, Gillette A D, Leys J F. The effect of roughness elements on wind erosion threshold[J]. J Geophys Res, 1993, 98(D2):3023-3029.
- [38] 张宏升,朱好,彭艳,等. 沙尘天气过程沙地下垫面沙尘通量的获取与分析研究[J]. 气象学报, 2007, 65(5):744-752.
- [39] Shao Y, Lu H. A simple expression for wind erosion threshold friction velocity [J]. J Geophys Res, 2000, 105:22437-22443.
- [40] Fecan F, Marticorena B, Bergametti G. Parameterization of the increase of the erosion threshold wind friction velocity due to soil moisture for arid and semi-arid areas [J]. Ann Geophys, 1999, 17(2): 149-157.
- [41] Raupach M R. Dry deposition of gases and particles to vegetation [J]. Clean Air, 1993, 27:200-203.
- [42] 牛生杰,章澄昌. 贺兰山地区沙尘暴沙尘启动和垂直输送物理因子的综合研究[J]. 气象学报, 2004, 60(2):194-204.
- [43] Ci Longjun. Land Evaluation and Expert System for Combating Desertification[M]. Beijing: China Forestry Publishing House, 1997, 75-100.
- [44] 岳平,牛生杰,刘晓云. 浑善达克沙地春季沙尘暴期间沙尘启动及传输特性研究[J]. 中国沙漠, 2008, 28(2):227-230.
- [45] 黄富祥,牛海山,王明星,等. 毛乌素沙地植被覆盖率与风蚀输沙率定量关系[J]. 地理学报, 2001, 56(6):700-710.
- [46] 王升堂,赵延治,邹学勇,等. 北京郊区不同土地利用类型起沙的特征研究[J]. 地理科学, 2005, 25(5): 601-605.
- [47] 虞毅,田有昌. 毛乌素沙地防风固沙林效益研究[C]. 毛乌素沙地开发整治研究中心研究文集. 呼和浩特:内蒙古大学出版社, 1992, 9-16.
- [48] 吴正. 风沙地貌学[M]. 北京:科学出版社, 1987, 62-68.
- [49] 朱震达,吴正,刘恕. 中国沙漠概论[M]. 北京:科学出版社, 1980, 407.
- [50] 张正德,董治宝,赵爱国,等. 沙漠地区风沙活动特征——以中国科学院风沙观测场为例. 干旱区研究, 2007, 24(4):550-555.
- [51] 成天涛,吕达仁,徐永福. 浑善达克沙地起沙率和起沙量的估计[J]. 高原气象, 2006, 25(2):236-241.
- [52] 申彦波,沈志宝,杜明远,等. 风蚀起沙的影响因子及其变化特征[J]. 高原气象, 2005, 24(4):611-616.
- [53] Shao Y. A model for mineral dust emission[J]. J Geophys Res, 2001, 106:20239-20254.
- [54] 黄富祥,王明星,王跃思. 植被覆盖对风蚀地表保护作用研究的某些新进展[J]. 植物生态学报, 2002, 26(5):627-633.
- [55] 何兴东,赵爱国,段争虎,等. 塔里木沙漠公路灌木固

- 沙带的防护效应[J]. 生态学杂志, 2002, 21(4): 26-30.
- [56] 黄富祥, 张新时, 徐永福. 毛乌素沙地植被覆盖率与风蚀输沙率定量关系[J]. 地理学报, 2001, 56(6): 700-709.
- [57] 汪万福, 申彦波, 王涛, 等. 敦煌莫高窟顶风沙综合防护体系固沙效应的数值模拟[J]. 水土保持学报, 2005, 19(1): 46-43.
- [58] Gillette A D, Ranjit Pass. Modeling dust emission caused by wind erosion[J]. J Geophys Res, 1988, 93(11): 14234-14242.
- [59] Lu H, Shao Y. A new model for dust emission by saltation bombardment[J]. J Geophys Res, 1999, 104: 16827-16841.
- [60] Owen R P. Slotation of uniform grains in air[J]. J Fluid Mech, 1964, 20: 225-242.
- [61] 申彦波, 沈志宝, 杜明远, 等. 敦煌戈壁地表风蚀起沙量的计算[J]. 高原气象, 2004, 23(5): 648-652.
- [62] 黄翠华, 王涛, 张伟民, 等. 沙质地表与砾质戈壁风沙运动对比研究——以敦煌莫高窟窟顶风沙运动为例[J]. 干旱区研究, 2007, 24(4): 556-562.
- [63] Shao Y, Raupach M R, Leys J F. The effect of saltation bombardment on the entrainment of dust by wind[J]. J Geophys. Res, 1993, 98: 12719-12726.
- [64] IPCC. Radiative Forcing of Climate Change and an Evaluation of the IPCC 1992 Emission Scenarios [R]. Cambridge: Cambridge University Press, 1994.
- [65] 张鹏, 张兴赢, 胡秀清, 等. 2006 年一次沙尘活动的卫星定量遥感和分析研究. 气候与环境研究, 2007, 12(3): 302-308.
- [66] 马杰, 王蕾, 秦宝国. 2009 年 3—5 月 T639、ECMWF 及日本模式的中期预报性能检验[J]. 气象, 2009, 35(8): 112-117.
- [67] 王益柏, 费建芬, 黄小刚. 应用 Models23/CMAQ 模式对华北地区一次强沙尘天气的研究初探[J]. 气象, 2009, 35(6): 46-56.