

沙尘天气过程起沙特征的观测试验和参数化研究进展^{*}

张宏升 李晓岚

ZHANG Hongsheng LI Xiaolan

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

2014-01-08 收稿, 2014-06-10 改回.

张宏升, 李晓岚. 2014. 沙尘天气过程起沙特征的观测试验和参数化研究进展. 气象学报, 72(5): 987-1000

Zhang Hongsheng, Li Xiaolan. 2014. Review of the field measurements and parameterization for dust emission during sand-dust events. *Acta Meteorologica Sinica*, 72(5): 987-1000

Abstract Dust emission generated by wind erosion is a basic process before the transport and deposition of dust particles. Parameterization of dust emission flux is important for accurate simulation and prediction of dust events. Field observation and numerical simulation are two approaches to understand the complex process of dust emission. Great progress has been made on the characteristics and mechanism of dust emission during dust storm events. This review introduces the major factors influencing dust emission, and summarizes the calculation methods of several key parameters of dust emission, including the threshold friction velocity u_{*t} , threshold wind speed U_t , streamwise saltation flux Q , and (vertical) dust emission flux F , from perspectives of both observation and parameterization. The paper also discusses the improvement, application, and validation of different dust emission schemes in dust models. Existing problems and future research directions are elaborated as well.

Key words Dust emission by wind erosion, Dust storm, Experimental observation, Parameterization

摘要 沙尘天气过程研究中,起沙过程是沙尘传输和沉降的基础,沙尘模式中的起沙参数化方案决定了能否准确模拟和预报沙尘天气。试验观测和数值模拟是研究起沙过程的重要途径。基于风蚀起沙的物理机制,总结了起沙机制和起沙特征的研究成果,介绍了风蚀起沙的主要影响因素,回顾了起沙关键参数(临界起沙摩擦速度(u_{*t})或临界起沙风速(U_t)、水平跃移沙尘通量(Q)和起沙通量(F))的试验观测及其沙尘模式应用中的参数化方案,并讨论了不同起沙参数化方案的应用与校验。同时,针对目前研究中存在的问题和今后可能的研究方向提出建议。

关键词 风蚀起沙, 沙尘天气, 试验观测, 参数化方案

中图法分类号 P404

1 引言

沙尘天气过程中的起沙过程是沙尘循环的重要环节,起沙过程直接决定了有多少土壤颗粒能够脱离地表释放到大气中,是沙尘输送和沉降过程的基

础。进入大气中的沙尘粒子,尤其是直径小于 $20 \mu\text{m}$ 的细尘粒子,能够较长时间悬浮在空气中,并可实现较远距离的输送,对全球物理、化学和生物循环具有重要影响(Shao, et al, 2011a)。沙尘气溶胶通过其直接和间接辐射效应,影响云和降水的形成

* 资助课题:国家重点基础研究发展规划项目(2010CB428501)、财政部/科技部公益性行业(气象)科研专项(GYHY201006014)、高等学校博士学科点专项科研基金项目(20110001130010)、国家自然科学基金项目(41075005)。

作者简介: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。

甚至气候变化(张小曳, 2007; Rosenfeld, et al, 2001)。沙尘粒子携带的矿物元素(如铁元素)和有机物等沉降到海洋中, 对海洋生态和化学循环产生影响(Fan, et al, 2006)。全球沙尘循环将大气、陆地和海洋有机地结合起来, 成为全球物质循环中的重要环节之一(张小曳, 2001; Ridgwell, 2002)。

如何准确估算起沙量是科学工作者致力于解决的科学难题之一。起沙过程的定量和准确描述是实现模拟和预报沙尘天气分布和强度、输送与沉降的基础。作为研究沙尘天气过程重要途径之一, 数值模式有望实现对沙尘天气精确模拟和预报的最终目标。集成的沙尘天气数值预报系统包括气象模块、陆面模块、风蚀起沙模块、输送沉降模块和地理信息系统(GIS)数据库(Shao, et al, 2002), 风蚀起沙方案是其核心技术(张钛仁等, 2008)。风蚀模块利用气象模块提供的摩擦速度、陆面模块提供的土壤含水量, 以及 GIS 数据库提供的地表参数, 对风蚀的临界起沙摩擦速度(u_{*c})、水平跃移沙尘通量(Q)和起沙通量(F)进行参数化。临界起沙摩擦速度(u_{*c})或临界起沙风速(U_{tc})是风蚀模块中最重要的参数, 某一粒径组的水平跃移沙尘通量和起沙通量均为摩擦速度(u_*)和 u_{*c} (或 U_{tc}) 的函数(Lu, et al, 2001)。然而, 目前不同沙尘模式对起沙的定量估计仍存在较大的不确定性(Shao, 2001), 模拟结果的差异甚至达到几个数量级(Uno, et al, 2006; Todd, et al, 2008), 这种不确定性需要外场观测进行不断的校验和改进。

起沙过程外场观测对了解沙尘源强度、沙尘源对空气中沙尘气溶胶含量的贡献都有重要意义。目前风蚀起沙的试验观测研究主要包括:(1)不同环境因子对起沙过程的影响, 如风速(Bacon, et al, 2011)、温度(Park, et al, 2011)、相对湿度(Ravi, et al, 2004, 2006)、降水(贺大良等, 1988)、湍流(Xuan, 2004)等气象因子, 土壤湿度(Chepil, 1956; Ishizuka, et al, 2009)、地表植被(Lancaster, et al, 1998; Shinoda, et al, 2010)、地表土壤粒径分布(Gillette, et al, 1972; Mikami, et al, 2005)等土壤因素, 地面起伏(Huang, et al, 2008b)等地形因素, 以及耕种(Wang, et al, 2010)、放牧(Hoffmann, et al, 2008; Baddock, et al, 2011)等人为因素, 并建立风蚀起沙

的定量模型(Woodruff, et al, 1965; Gillette, et al, 1988; Saxton, et al, 2000); (2)起沙关键参量的获取, 包括地表粗糙度(z_0)和零值位移(d)(陈家宜等, 1993; 张宏升等, 1997; 何玉斐等, 2008)、临界起沙摩擦速度(u_{*c})或临界起沙风速(U_{tc})(Stout, 2004; 朱好等, 2010a)、水平跃移沙尘通量(Q)(Gillette, et al, 2004)、起沙通量(F)(Zhang, et al, 2006; Sow, et al, 2009); (3)沙尘天气过程起沙不同阶段的特征分析(Huang, et al, 2008a; 李晓岚等, 2012a, 2012b), 以及起沙特征的季节变化(Kurosaki, et al, 2007; Li, et al, 2012)等。

本文基于风蚀起沙的物理机制, 总结了沙尘天气过程起沙机制和起沙特征的研究成果和进展, 介绍了风蚀起沙的主要影响因子, 回顾了起沙关键参数(临界起沙摩擦速度(u_{*c})或临界起沙风速(U_{tc})、水平沙尘跃移通量(Q)和起沙通量(F))的观测试验及其在沙尘模式中的参数化方案, 并讨论了不同起沙参数化方案的应用与校验。同时, 针对目前研究中存在的问题和可能的研究方向提出建议。

2 风蚀起沙的物理机制及影响因子

2.1 风蚀起沙的物理机制

地表土壤的风蚀起沙过程是运动的空气流与地表上的粒子在地-气界面上相互作用的一种动力过程(申彦波等, 2004)。风沙物理学中根据地表土壤微粒的尺度(直径 d)和所受的合力大小, 将其运动划分为 3 种形式(Bagnold, 1941): 尺度较大($d > 1000 \mu\text{m}$)的微粒的蠕移运动、沙粒($60 \mu\text{m} < d < 1000 \mu\text{m}$)的跃移运动和尘粒($d < 60 \mu\text{m}$)的悬浮运动。蠕移运动是指较大微粒由于所受重力大于空气动力抬升作用而无法脱离地表, 只有当空气动力大到一定程度或微粒受到外力作用(如跃移颗粒落回地面时的撞击作用)时, 才可能沿地表滚动或滑动。中等微粒, 包括沙粒和由尘粒组成的聚合物, 其所受重力和粒子间粘性力均小于空气动力, 当空气动力克服粒子所受阻力作用时, 沙粒可被抬升到离地表一定高度(几厘米到几十厘米), 当空气动力小于粒子重力时, 沙粒便会以相对水平线一个很小的锐角迅速下落, 称之为跳跃运动(何清等, 2012)。较小的

细微粒,主要是尘粒,其粒子间粘性力起支配作用,尘粒一般不会被空气动力直接抬升脱离地表。当沙粒做跳跃运动并强烈撞击地表时可克服粘性力,使尘粒释放到大气中并扩散,此时粒子间粘性力作用几乎完全消失,空气动力起主导作用,将尘粒抬升使其悬浮于空中,即悬浮运动。这3种运动形式在观测中多次得以证实(Cooke, et al, 1973; 凌裕泉等, 1980; 刘贤万, 1993)。

空气动力直接拖曳作用、沙粒的跃移撞击和土壤聚合体的分裂是尘粒释放的3个机制(Shao, 2008)。地表尘粒释放不直接依赖于空气动力的输送,而取决于沙粒的轰击作用(Shao, et al, 1993)。由于 u_* 较小,沙粒容易被空气运动卷起,产生跃移运动。沙粒冲击地表时克服尘粒所受的粒子间粘性力,将其带入大气,并在湍流作用下扩散到大气边界层。对于一定类型的地表土壤,因风蚀而引起的尘粒排放,在很大程度上取决于地表的沙粒能否进行跃移运动。曾庆存等(2007)提出了沙尘进入大气边界层的阵风扬尘机理,阵风三维相干结构可使风沙边界层内的沙尘克服冷锋天气系统的下沉气流,不断上扬到大气边界层的中上层,再由中上层和系统的上升气流,将沙尘带到对流层,扩散并向远方输送。

2.2 风蚀起沙的影响因子

土壤风蚀是非常复杂的物理过程,众多影响因子可分为天气和气候条件(如风速和风向、降水、温度等)、土壤特性(如土壤质地、土壤成分、土壤聚合体等)、地表特征(如地形、土壤水分含量、空气动力学地表粗糙度、植被覆盖、地表粗糙元等)、实际土地利用(如农耕区、畜牧区、矿区等)4个方面(Shao, 2008)。

风速和大气边界层结构是影响风蚀起沙的关键因素。Park等(2010a)在蒙古戈壁地区观测到沙尘(PM_{10})质量浓度与风速的相关系数为0.80。热力不稳定的大气层结有利于沙尘暴的发生和加强,其对大气边界层高度的影响同时决定了沙尘浓度的垂直分布。Park等(2011)发现,冷季(12月—次年3月)大气边界层高度数值相对较低,对流活动较强时有利于沙尘粒子脱离地表而释放到大气中,使近地面层沙尘浓度有所增大;而暖季(4—11月),边界层

高度增高明显,更多的沙尘粒子向高空输送,近地面层沙尘浓度有所降低。冬季温度低于 0°C 时,土壤冻结作用大大降低了表层土壤的可蚀性,严重抑制起沙过程(Li, et al, 2012)。

起沙过程对于地表土壤颗粒的粒径分布非常敏感,地表土壤粒径谱分布也是某些起沙参数化方案(Shao, 2001, 2004)所必需的输入参数。地表土壤粒径分布在不同地区存在较大差异,即使在一次沙尘暴天气过程中,其分布也会随时间发生变化(Shao, 2008)。因不便直接观测,如何准确描述沙尘粒径谱分布至今仍是一个难题(Gong, et al, 2003; Zhang, et al, 2003)。沙尘天气过程中,往往随着时间的推移,地表比较松散的土壤颗粒越来越少,可提供的用于跃移撞击的粗粒子也逐渐减少(Gillette, et al, 2001, 2008),将对起沙过程产生影响。

土壤湿度是影响沙尘释放的另一个重要因子。土壤湿度的增高使粒子间粘性增大,一定程度上抑制起沙过程(Shao, et al, 1992; Ravi, et al, 2006),对土壤中粘土成分含量较高地区的影响尤为明显(Fécan, et al, 1999)。土壤湿度增高会改变地表土壤粒径分布,使更多的小颗粒粘合成土壤聚合体或直接粘附在较大的沙粒上,使地表土壤粒径分布移向大粒径方向(Mikami, et al, 2005; Ishizuka, et al, 2009; Li, et al, 2014)。此外,湿润土壤含有的溶解盐和有机质会影响沙粒间的内聚力,导致地表出现结壳现象,从而影响沙粒的运动(Zobeck, 1991; Ishizuka, et al, 2008)。也有学者认为,对于干旱和半干旱地区,由于太阳辐射较强,蒸发作用明显,降水等带来的水分在表层土壤中滞留的时间较短,土壤湿度通常低于能够明显影响起沙的土壤湿度。这些地区土壤湿度和沙尘暴的发生不存在明显相关(Park, et al, 2010a; Li, et al, 2012)。Sharratt等(2013)指出土壤湿度低于6%—14%体积比时,其对 u_* 影响很小。

地表植被通过地表粗糙度的变化影响起沙过程。Tegen等(2002)的模式敏感性试验结果表明,亚洲沙尘暴的强度与植被的季节变化有很大关系。Engelstaedter等(2003)利用全球2400多个气象站的能见度观测资料研究沙尘暴发生频率与植被的关系,得出:沙漠/裸地、灌木地和低矮草地地区的沙

尘暴发生天数分别为 60—80、20—30 和 2—4 d/a。观测亦表明,沙尘暴天数与归一化差分植被指数(Normalized Differential Vegetation Index, NDVI)存在较强的相关,内蒙古东中部地区沙尘天气呈明显的季节和年际变化(Kerr, et al, 2003; Zou, et al, 2004; Park, et al, 2010b)。Prigent 等(2005)利用卫星数据建立了全球干旱和半干旱地区的地表粗糙度分布情况。沙尘模式考虑植被的影响及其季节变化,可在一定程度上改善对起沙的模拟结果(Park, et al, 2010b)。

3 起沙关键参量的获取

3.1 临界起沙摩擦速度(u_{*c})或临界起沙风速(U_c)

临界起沙摩擦速度(u_{*c}) (或临界起沙风速(U_c))是地表沙粒开始运动时所需的最小摩擦速度(u_* 或风速(U))。早期学者利用风洞实验开展起沙阈值的获取及其影响因子的研究(Bagnold, 1941; Kawamura, 1951; Iversen, et al, 1994)。然而,真实大气中湍流和热力层结的存在限制了风洞实验结果的真实性,野外试验的开展显得尤为重要。不同的起沙判据导致野外试验获取起沙阈值方法的不同。方法之一是沙粒跃移撞击法,需要同步观测风速和沙粒的跃移活动(Belly, 1964; Stout, et al, 1996; Gillette, et al, 2004)。由于沙粒跃移活动的间歇性、地表状况的复杂性及土壤粒径不均一等原因,准确确定起沙阈值具有难度;另一种是依据微气象学理论,利用近地面层沙尘浓度或者能见度作为判断起沙的指标(沈志宝等, 2003; 申彦波等, 2004; 张宏升等, 2007; 沈建国等, 2008)。目前已有野外试验观测获取不同沙源地区起沙阈值的结果报道,如戈壁地区(Ishizuka, et al, 2005, 2009; 朱好等, 2010a; Li, et al, 2011)、草原下垫面(Shinoda, et al, 2010)、农田地区(申彦波等, 2004)等。不同沙源地区的起沙阈值存在差异,反映了不同下垫面的特征,也与起沙阈值定义、仪器架设高度、数据时间分辨率以及所涉关键参数(地表粗糙度(z_0)和零值位移(d))有关(Ishizuka, et al, 2009; Stout, 1998)。此外,也有学者通过统计分析地面气象站风速及沙尘天气的记录资料(Kurosaki, et al, 2007)或者卫星观测资料(Shinoda, et al, 2010)获取区域范围甚至全球范围的起

沙阈值分布,弥补野外试验观测的不足。

沙尘模式中对临界起沙摩擦速度(u_{*c})的确定多采用参数化方法。考虑到土壤环境等诸多影响因素, u_{*c} 通常表达为

$$u_{*c}(d_s, \omega, \lambda, s_c, \dots) = u_{*c0}(d_s) f(\omega) f(\lambda) f(s_c) \dots \quad (1)$$

式中, u_{*c0} 是直径为 d_s 的沙粒在干燥、无植被覆盖等理想状态下的最小临界起沙摩擦速度; $f(\omega)$ 、 $f(\lambda)$ 和 $f(s_c)$ 分别是土壤水分、地表粗糙度、地壳硬度(与土壤含盐量有关)等相关修正函数,这些函数值一般不小于1,可以根据理论分析和野外观测确定。如 u_{*c0} 的计算可根据Bagnold(1941)、Greeley等(1985)、Marticorena等(1995)和Shao等(2000); $f(\omega)$ 的计算可根据Fécan等(1999)、Marticorena等(1995)、Shao等(1992, 1996)和Zhao等(2006); $f(\lambda)$ 的计算可根据Raupach等(1993)、Marticorena等(1995)和Shao(2004)。

3.2 水平跃移沙尘通量(Q)

水平跃移沙尘通量(Q)是沙粒跃移强度(q)沿高度(z)的积分,即 $Q = \int_0^z q(z) dz$,量纲为 $g/(m \cdot s)$,其物理意义是单位时间单位宽度从地表到积分高度处所形成平面(与水平风向垂直)内的沙粒质量(Shao, et al, 1997)。研究发现,90%的跃移粒子集中在0.3—0.87 m高度范围内,60%—80%集中在0.05—0.1 m高度,平均跃移高度大约为0.63 m(Dong, et al, 2004; Butterfield, 1999)。

沙粒跃移撞击是起沙的主要机制之一,沙粒跃移强度(q)的垂直分布影响起沙通量。野外观测或风洞实验通常对不同高度处 q 的观测值进行公式拟合,进而估算 Q (Butterfield, 1999; Liu, et al, 2004, 2006)。多数观测表明 q 随高度的变化成幂指数衰减(Williams, 1964; Fryrear, et al, 1993)。当风速适中或较大时,随风速的增大和粒子尺度的增大,衰减率相对减小,但跃移高度有所增高(Butterfield, 1999; Ni, et al, 2002; Dong, et al, 2002)。也有学者发现 q 随高度变化成指数衰减(Dong, et al, 2004, 2007)。此外,有学者发现在塔克拉玛干沙漠地区这两种衰减规律都与观测结果不符(Chen, et al, 1996)。

对于只包含单一粒径尺度的土壤,何清等(2012)统计了不同学者计算 Q 的经验公式,发现多与 u_* 和 u_{*c} 有关,其中 Owen 方程最常用(Owen, 1964)。此后,有学者考虑了飞溅效应对 Owen 模型的影响(Anderson, et al, 1991; McEwan, et al, 1991)。Shao 等(1999)发展的模型给出的风速和动量通量垂直分布的结果与风洞实验较为一致,并给出了有效粗糙度的取值。Shao(2005)提出了一种相似性跃移模型,可以确定跃移层内沙粒浓度和质量通量的垂直分布以及动量输送规律,该规律与粒子尺度、地表粗糙度和摩擦速度有关。据此建立的非均一跃移模型,较好地描述了2002年4月塔克拉玛干沙漠南缘粒子尺度分布和总输沙率(Shao, et al, 2005)。Gillette 等(2008)考虑了跃移过程中随着时间的推移地表沙粒数目减小会使跃移通量减小,对 Owen 方程进行了修正,修正因子 A 的取值范围为1—10, A 值越小表明可提供跃移的沙粒数目越少。风洞实验研究结果数值偏小:富含泥土和粘土的土壤, A 的取值为0.25—1;细粒子组成的聚合体或者表面结壳的土壤, A 的取值为0—0.25。

3.3 起沙通量(F)

野外试验获取起沙通量的方法主要有3种,即沙尘浓度梯度法、粒子数浓度计算法和涡动相关法。

Gillette(1977)提出使用梯度法计算沙尘通量,即:假设质量较小的尘粒可以完全跟随气流运动,将尘粒近似看作 CO_2 等标量气体(Nickling, et al, 1989, 1993)。利用不同高度的沙尘浓度和风速观测资料,采用空气动力学方法计算起沙通量,结果显示, F 多与 u_* 存在 n 次方的关系($n=2-5$)。采用梯度法,张宏升等(2007)计算了浑善达克沙地春季不同天气条件下的沙尘通量,得到 F 近似与 u_* 的3次方成正比;Sow 等(2009)利用不同高度的分粒径的沙尘采样仪观测资料计算了多粒径档的起沙通量,指出 F 的大小由地表粗糙度和摩擦速度决定。较强的对流沙尘暴过程起沙通量中的极细粒子含量远高于强度较弱的沙尘暴过程,表明空气动力学条件确实影响风蚀起沙量中沙尘粒子的初始尺度分布和沙尘通量数值。

利用单层粒子数观测获取起沙通量需要基于一定假设,即:假定在采样高度上水平方向的粒子数浓

度基本相同,由地面向上的沙尘粒子数垂直通量的变化,是造成单位体积元中粒子数变化的唯一原因。沈志宝等(2003)利用采样高度为2 m的 Yamatronics 便携式粒子计数器测量了敦煌戈壁沙地不同粒径范围的粒子数浓度,计算分析了2002年4月两次沙尘暴过程的起沙通量,以及地面起沙通量的尺度分布。对于强度较弱、持续时间较短的沙尘暴天气过程,戈壁地区的平均起沙通量为 $1.58 \times 10^{-8} \text{ kg}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$,最大起沙通量为 $2.77 \times 10^{-8} \text{ kg}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$,地面起沙通量中73%以上为粒径大于 $5.0 \mu\text{m}$ 的大粒子。沈建国等(2008)采用沈志宝等(2003)的方法,利用宽范围颗粒谱仪(WPS)测量某一高度上的粒子谱,得到朱日和地区(属于旱草原地区)沙尘暴和扬沙两次沙尘天气期间的平均起沙通量分别为 $6.0 \times 10^{-8} \text{ kg}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$ 和 $4.14 \times 10^{-8} \text{ kg}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$ 。

利用快速响应仪器获取风速和沙尘浓度的脉动,采用涡动相关法直接获取沙尘通量。同样将尘粒近似看作 CO_2 等标量气体,刘艳华(2004)采用涡动相关法获取了浑善达克沙地地区的起沙通量,并分析了沙尘质量浓度的湍流宏观统计规律。Fratini 等(2007)采用涡动相关法获取了中国北方阿拉善沙漠地区 $0.26-7.00 \mu\text{m}$ 不同粒径范围的起沙通量,结果表明,该地区的起沙通量的粒径贡献主要集中在 $1.5-3.0 \mu\text{m}$,其次为 $0.7-1.0 \mu\text{m}$ 。该方法在沙尘浓度较高且湍流较强时结果较为可信,而在沙尘浓度较低或者湍流较弱时的观测精度明显降低。这一缺陷可以通过探测沙尘浓度时取消粒子稀释操作而部分抵消。通常情况下,将粒子束浓度增加20倍即可得到满足需求的探测精度。此外,该方法的局限性还表现在湍流较强时光学粒子计数器本身在粒径区分上的能力有限以及粗粒子接头动态取样存在的误差增大有关(Fratini, et al, 2007)。Schmidt 等(2008)采用涡动相关法获得了德国西北部 Münster 城内的粒子数通量的谱分布。

沙尘模式涉及起沙通量依赖起沙参数化方案。不同起沙方案的复杂程度可分为 α 、 β 和 γ 三类(Shao, et al, 2006);按照单一粒径还是多粒径范围,可分为整体起沙方案和分粒径起沙方案;按照起沙方案的物理机制可以分为以下几种:

(1) 半经验的起沙参数化方案

表 1 给出了不同学者采用的半经验起沙参数化方案,大多数参数化方案与摩擦速度(u_*)和水平跃

移沙尘通量(Q)有关。

表 1 不同起沙通量(F)的半经验参数化方案

Table 1 Different semi-empirical parameterizations of dust emission flux(F)

作者	公式(当 $u_* \geq u_{*1}$)	参数说明
Gillette 等(1988) Westphal 等(1987)	$F = Cu_*^4 (1 - u_{*1}/u_*)$	经验常数 C 的取值与下垫面有关
Marticorena 等(1995)	$F = 0.01 \exp(0.308\eta_c - 13.82)Q$	η_c 为土壤中粘土成分含量百分比
Liu 等(2003)	$F = A \times 1.42 \times 10^{-5} \times u_*^4$	A 为模式网格中可蚀性土壤所占比例
张宏升等(2007)	$F = C \times u_*^{2.93}$	经验常数 C 约为 $10^{1.72}$, 观测地点为浑善达克沙地
In 等(2002,2003)	$F = \sum_i (1 - f_i R_i) \times 5.2 \times 10^{-14} u_*^4$	f_i 和 R_i 分别为第 i 种类型植被的覆盖面积比例和植被消减因子
刘伟东等(2007)	$F = K\beta S\alpha u_*^4$	K 为比例系数, β 为 u_* 非线性影响系数, α 为地面比湿参数, S 为起沙系数, 表示土壤类型和植被状况等的影响
Zender 等(2003)	$F_j = TA_m S\alpha Q \sum_{i=1}^I M_{i,j}$	i 为模态, j 为粒径级, $I=3$ 。T 为全球调和因子, 与气候学模拟有关, A_m 为可蚀地表百分比, α 为跃移冲击效率, S 为源区可蚀性因子。

(2)基于粘合能量概念的起沙参数化方案

考虑到尘粒间的粘合能量对起沙过程的影响, Shao 等(1993)提出了粘合能量(ψ)的概念表达式

$$F = \alpha_c \frac{m_d g Q}{\psi + \phi_k} \quad (2)$$

式中,系数 α_c 为表示跃移撞击能量中用于破坏粒子间粘性力所需的能量比例因子和表示跃移撞击的强度因子的乘积,数值取决于 u_* 和跃移粒子尺度(d_s)。 ψ 和 ϕ_k 分别为粘合能量和尘粒释放时具有的初始动能。由于粘合能量(ψ)无法通过观测或理论研究进行精确估算,一般多基于一定的观测事实和假设条件给予简化(Shao, et al, 1996)。

考虑尘粒之间的结合能,Alfaro 等(1997,2001)将沙粒跃移通量模式和跃移冲击作用模式结合,建立了一个沙尘释放模型,用于计算给定土壤和风场条件下的起沙通量和粒径分布。

(3)基于沙粒撞击产生的凹坑体积的起沙参数化方案

Lu 等(1999)基于 Rice 等(1996a, 1996b)的风洞实验结果,考虑土壤的可侵蚀性和塑性压力,建立了一个沙尘排放模型,理论计算沙粒撞击土壤表面时产生的凹坑的体积。

$$F = \frac{c_a g f \rho_b}{2p} (0.24 + c_\beta u_* \sqrt{\frac{\rho_p}{p}}) Q \quad (3)$$

式中, c_a 和 c_β 是经验参数,分别近似取 5.0 和 1.37; f 是地表土壤中尘粒的质量分数,由粒子尺度分布情况决定; ρ_b 和 ρ_p 分别是土壤的体积密度和微粒密

度, $\rho_p = 2650 \text{ kg/m}^3$; p 是土壤的塑性压力,表征地面阻力,由土壤的致密程度决定,松软的土壤阻力较小, p 也较小; ρ_b 和 p 对于不同的土壤类型有不同的取值。

(4)基于粒径谱分布的起沙参数化方案

Shao(2001,2004)在充分考虑地表土壤风蚀起沙的物理机制和风蚀起沙过程中地表土壤粒子尺度分布的基础上,提出了一个更完善的计算方案。

$$F(d_i, d_s) = c_y [(1 - \gamma) + \gamma \frac{p_m(d_i)}{p_f(d_i)}] \cdot \frac{Qg}{mu_*^2} (\eta_{fi} \rho_b \Omega + m \eta_{ci}) \quad (4)$$

式中, c_y 为比例系数,其数值大小表示轰击产生的土壤粒子能最终扬起的比例; g 是重力加速度; m 为直径为 d_s 的跃移撞击粒子的质量; η_{fi} 为第 i 档撞击过程中被释放到大气中的尘粒的质量分数, η_{ci} 为覆盖于土壤聚合物表面的尘粒的质量分数, Ω 为沙粒碰撞土壤表面时所产生的凹坑的体积。通常,沙粒跃移撞击与聚合物分散产生的尘粒释放的重要性相当。对于松软的地表,跃移撞击比聚合物分散更为重要,对于较硬的土壤情况相反。 $p_m(d_i)$ 和 $p_f(d_i)$ 分别表征地表土壤两种理想状态的粒子尺度分布状态,不同土壤类型的分布特征不同,具体计算时可通过 3—4 种高斯对数分布拟合。 γ 和 $1 - \gamma$ 分别是 $p_m(d_i)$ 和 $p_f(d_i)$ 在风蚀起沙过程中的权重系数, $\gamma = e^{-k(u_* - u_{*1})^n}$, k 和 n 为经验系数,可通过实验数据拟合得到。 Shao(2004)基于模拟和观测的对比

结果,给出了 c_y 和 p 取值范围的建议。在一定的粒径范围内,对式(4)进行积分可得到该粒径范围的沙尘通量。

Shao 等(2006)总结了常用沙尘模式系统中采用的起沙参数化方案和模式输入参数的来源。Shao(2001,2004)发展的基于粒径谱分布的起沙方案具有明确的物理意义,其模拟结果与实际观测较为吻合(Shao, et al,2002)。

近几年,针对空气动力作用引起的起沙研究不断增多。沙漠地区,白天热力对流较强,产生较强的局地热力对流,即使在风速较小没有跃移发生的情况下,也存在起沙现象(Gillette, et al, 1990; Golitsyn, et al, 2003; Chkhetiani, et al, 2012)。Loosmore 等(2000)利用风洞实验结果,拟合了没有跃移发生的起沙通量与摩擦速度的关系: $F_a = 3.6u_*^3$, 并指出与跃移撞击和土壤聚合体的分散引起的起沙通量相比,该数值可以忽略不计。空气动力作用引起的起沙通量虽然数量较小,但相对在特定天气条件下才会发生的沙尘暴天气,因其发生频率很高,在长时间尺度上,对大气的背景沙尘浓度甚至全球沙尘循环都有重要影响。Klose 等(2012)提出了一种对流起沙参数化方案,分别对土壤颗粒粒径、粒子间所受粘性力和地表切应力的随机分布建立了统计模型,用来计算不同粒径档的起沙通量

$$\tilde{F}_{\text{mod}} = \begin{cases} \frac{\alpha_N}{2\delta} [-\omega_i m_p + T_p (f - f_i \frac{d}{\delta})], & f > f_i, \delta > d \\ 0 & \text{其他} \end{cases} \quad (5)$$

式中, f 和 f_i 分别是空气抬升力和粒子间粘性力,可用特定的概率密度函数分布表示; δ 是粘性副层厚度, ω_i 是粒子沉降末速度, m_p 是粒子质量, T_p 是粒子响应时间。 α_N 是模式内部调整参数,由观测结果校验得到。对于给定粒径 d_j 的土壤颗粒的起沙量为

$$F_{\text{mod},j} = \int_0^\infty \left[\int_0^f \tilde{F}_{\text{mod}} \cdot p_j(f_i) \cdot df_i \right] p(f) df \quad (6)$$

Klose 等(2013)将 Klose 等(2012)的对流起沙方案与中尺度气象模式 WRF 和微尺度大涡模拟耦合,得到上升气流的辐合区、下沉气流的中心区,以及涡旋区域都存在起沙现象,模拟的起沙量级为 $10^2 \mu\text{g}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$, 与实际情况下由空气动力作用引起的起沙通量 $10^1 - 10^2 \mu\text{g}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$ 相当,起沙通量

与热力对流速度尺度 ω_* 有关。

3.4 小结与讨论

基于风沙物理学的研究思想,中国早期的试验研究多从宏观角度探究风沙和沙丘的移动规律、防沙措施的布设原则和风沙运动理论。随着观测技术的发展,风沙物理学不断向微观领域深入,同时向宏观领域扩展,包括风沙颗粒运动学、风沙流、风沙地貌动力、土壤风蚀和防沙原理等多领域,取得了重要成果(董治宝,2005a;董治宝等,2005)。其中,风沙物理学者对于地面静止沙粒的起动机机制颇为关注,如,沙粒脱离地表的瞬间(董治宝,2005b;赵建华等,2005)。从气象学角度,沙尘暴是风蚀荒漠化中的一种天气现象,相关研究主要包括:沙尘天气的时空统计分析及天气学和气候学研究、沙尘气溶胶的物理化学特性及辐射效应、沙尘粒子的输送和沉降、沙尘天气的预测及防治等(李晓岚等,2010)。气象学者更关心脱离地面后的土壤颗粒是否能够真正对大气沙尘浓度产生贡献,即粒径较小且抬升到高空能够随气流向远距离传输的尘粒。风沙物理学和微气象学对于风蚀起沙过程研究侧重点的差异导致了两个学科对于起沙的理解、研究方法和观测手段的不同。

根据风沙物理学和微气象学的学科特点,目前外场试验中获取临界起沙阈值主要有两种方法:沙粒跃移撞击法和微气象学法。前者基于风沙物理学的起沙定义,需要同步观测风速和沙粒的跃移活动。风速计通常架设在距地面 2 m 高度内,沙粒撞击仪通常距地表几厘米或几十厘米高度以内。有的把首次观测到跃移发生时对应的 u_* 记录为 u_{*i} ;有的根据一段时间内跃移发生时间等于 $u_* > u_{*i}$ 的时间确定 u_{*i} (称作时间平衡法, Stout, 2004);有的把跃移活动至少持续超过规定时间的最小 u_* 记录为 u_{*i} 。微气象学法则利用近地面层沙尘浓度或者能见度作为起沙的判断指标,通常风速计和沙尘探测仪的观测高度距地面几米或几十米;有的把能见度或者沙尘浓度数值降低或者增加到一定程度时对应的 u_* 记录为 u_{*i} ;有的将沙尘浓度按一定规则持续增加一段时间对应的 u_* 记录为 u_{*i} 。朱好等(2010b)指出,前者虽然从微物理角度记录了土壤颗粒开始运动的最小风速,但发生跃移的颗粒粒径通常较大,垂直和水平方向的扩散范围均有限,对沙尘天气实际进入大气的贡献值得怀疑;后者反映了沙尘粒子进入近地面层的临界起沙阈值,但沙尘天气过程经常

与上风向的沙尘输送同步存在。

外场试验获取起沙通量的方法通常有 3 种,即沙尘浓度梯度法、粒子数浓度计算法和涡动相关法。其中梯度法的使用最为普遍,该方法利用不同高度的沙尘浓度和风速观测,结合通量-廓线关系计算起沙通量。涡动相关法利用风速和沙尘浓度的快速响应仪器获取风速和沙尘浓度的脉动,根据湍流通量定义直接计算沙尘通量。目前不同粒径谱的沙尘通量获取成为研究的重点。除了起沙阈值定义和仪器架设高度不同之外,不同学者在观测的时间分辨率和关键参数(地表粗糙度(z_0)和零值位移(d))的计算方法也有所不同,这些均是导致获取起沙关键参数存在差异的可能原因。

起沙参数化方案中能否准确确定各起沙关键参量将直接影响起沙通量的模拟。沙尘模式中 u_{*c} 的确定考虑土壤环境等影响因子,在干燥、无植被覆盖等理想状态下的最小临界起沙摩擦速度的基础上引入土壤水分、地表粗糙度、地壳硬度(与土壤含盐量有关)等相关修正函数。计算水平跃移沙尘通量(Q)时,对于只包含单一粒径尺度的土壤,多采用与 u_{*c} 和 u_{*c} 有关的经验公式;多尺度情况下,则是不同尺度粒子各自分布的加权平均。对于起沙通量参数化方案的建立,根据其原理不同,可简单分为:(1)半经验的起沙参数化方案、(2)基于粘合能量概念的起沙参数化方案、(3)基于沙粒撞击产生的凹坑体积的起沙参数化方案和(4)基于粒径谱分布的起沙参数化方案。第 1 种参数化方案较为简单,多建立在观测数据拟合的基础上,当 $u_* > u_{*c}$ 时,起沙通量(F)与摩擦速度(u_*)成幂次关系。但缺少起沙物理机制的描述,不同地区的普适性也较差。第 2 种和第 3 种方案具有明确的物理含义,将沙尘通量正比于水平跃移沙尘通量。但需要一定的假设,且某些重要参数难以从实际观测中获取。以 Alfaro 等(1997)的 DPM(Dust Production Model)模型(第 2 种方案)为例,假定跃移颗粒的动能全部用于克服粉尘颗粒黏结力,且比例系数的确定依赖于尘粒子间的结合能。Lu 等(1999)的模型(第 3 种方案)则根据沙粒碰撞土壤表面时所产生的凹坑的体积计算起沙通量,其结果强烈地依赖于土壤的可塑性压力。

这两个参数的准确确定在实际应用中非常困难,模型对土壤粒径分布非常敏感(In, et al, 2002; Shao, et al, 2002),这是导致模拟结果不确定性的主要来源(朱好等, 2011)。然而,这两种方案的提出具有重要的理论价值,其中某些参数的取值可以通过对比观测和模拟结果进行调整。第 4 种方案是基于风蚀物理过程的沙尘释放谱分布模式,考虑了沙尘释放的 3 种物理机制,其输入参数具有清晰的物理含义(Shao, 2001, 2004)。Klose 等(2012, 2013)提出了一种对流起沙参数化方案,分别对土壤颗粒粒径、粒子间所受粘性力和地表切应力的随机分布建立了统计模型,用于计算不同粒径的起沙通量,弥补了对流起沙模拟的不足。

4 起沙参数化方案的对比及验证

4.1 不同沙尘模式和起沙参数化方案的对比研究

开展不同沙尘模式和起沙参数化方案的对比研究,有利于确定不同模式或方案模拟起沙和沙尘传输过程时不确定性程度,分析不确定性的来源,为改进模式中的参数化方案提供有效参考。

Uno 等(2006)采用 6 个区域模式和 2 个全球沙尘模式,模拟了东亚地区 2002 年春季两次强沙尘暴天气过程,结果表明:不同模式估算得到的沙尘浓度与观测结果吻合度在 25%—75%,均较好地模拟了沙尘事件爆发和结束的时间;但不同模式估算的最大沙尘浓度差异达 2—4 倍,尤其是塔克拉玛干沙漠和内蒙古地区的差异最明显,表明模式对该类地区沙源设置方案需要改进。王伟等(2004)发现大气模式中的边界层模式的差异对沙尘暴过程的沙尘浓度模拟有较大影响。边界层模式是描述地面与自由大气相互作用的一个重要环节,边界层模式的优劣直接影响对湍流切应力的计算,进而影响沙尘通量计算的准确性。

Zhao 等(2006)将 MB 方案^①和 Shao 方案^②两类起沙参数化方案耦合到具有分粒径气溶胶算法的区域气候模式 NARCM(Northern Aerosol Regional Climate Model)中,模拟不同方案对东亚地区 2002 年 3 月沙尘暴过程中沙尘气溶胶分布的影响,

①包括 Marticorena 等(1995)、Alfaro 等(1997)、Alfaro 等(2001)。

②包括 Shao(2001, 2004)。

结果表明:两种方案对 40—400 μm 粒径的 u_{*c} 的估算较为接近,采用 MB 方案模拟的地面沙尘浓度较 Shao 方案更为合理。导致两方案模拟结果差异和不确定性的主要原因是地表特征和土壤性质因子的参数化不同,包括土壤湿度和植被覆盖等。Darmenova 等(2009)利用 WRF 模式耦合沙尘释放方案^①,开展了细致的敏感性试验,研究不同参数化方案中的不同参数设置对起沙量估算的可能影响,并推荐了各参数的模式计算方法。Kang 等(2011)利用大气化学完全耦合模式 WRF/Chem 耦合了 3 种起沙方案^②,模拟了 2007 年 3 月 30 日—4 月 1 日一次沙尘事件,对比结果表明:MB 方案(Marticorena, et al,1995)的起沙通量的数值高于 LS(Lu, et al, 1999)和 S04(Shao, 2004)方案,对于含有粘土成分的土壤差异最明显,这应与 MB 方案中起沙通量与粘土含量直接相关有关,而 LS 和 S04 方案中起沙通量与地表硬度的倒数成比例。

综上所述,不同模式对起沙通量模拟的差异较大(Uno, et al, 2006; Todd, et al, 2008),包括选择不同的起沙参数化方案(Zhao, et al, 2006; Darmenova, et al, 2009; Kang, et al, 2011)。其原因主要是由于缺少实际观测对起沙参数化方案进行验证,以及输入参数取值范围的不确定性造成的(Shao, et al, 2011b)。

4.2 利用观测结果对起沙方案的校验

沙尘模式的模拟结果需要与观测结果进行对比,从而对模式的表现进行评估。直接的外场观测数据是最为客观和有效的对比手段,对于理解起沙过程物理机制和改进模式参数化方案具有重要作用(Sow, et al, 2009; Shao, et al, 2011b)。

Mei 等(2006)在中国毛乌素沙漠地区开展外场观测试验获取垂直和水平沙尘通量以及起沙关键参数,并与沙尘模式预报结果对比,结果表明:实测和模拟的跃移通量较为一致;起沙通量的模拟结果较实测值偏高约 1 个数量级。申彦波等(2004)对比分析了 2002 年 4 月 8 日敦煌戈壁地区一次沙尘天气

过程的起沙通量观测值与采用 3 种方案^③的计算值,结果表明 Shao(2001, 2004)的计算方案在理论上更完善,得到起沙通量和 u_{*c} 的关系更符合实际。Shao 等(2011b)利用 JADE 外场试验获取的分粒径的沙尘通量与模拟结果进行了对比,结果表明:模拟和观测结果整体吻合较好,两者差异主要源于土壤粒径分布及沙尘通量观测的不确定性。李晓岚(2014)利用科尔沁沙地 2010 年 12 月—2011 年 11 月的观测资料研究了对流起沙特征,并对 Klose 等(2012)对流起沙参数化方案进行了精细验证,表明:对流起沙方案能够较好描述起沙通量的变化趋势,起沙通量的模拟值与观测值较接近;而半经验的参数化方案不能很好地反映起沙的真实变化,模拟值比观测值约小两个数量级。

考虑沙尘源区的区域特征对改进起沙参数化方案非常重要(Darmenova, et al, 2009)。In 等(2003)和 Park 等(2004)基于已经建立的最小和完全分散土壤粒径分布(Lu, et al, 1999; Shao, et al, 2002),分别采用澳大利亚的土壤参数(Shao, et al, 2002)和修正后的中国北方土壤粒径分布参数,模拟了 2002 年两次沙尘暴期间沙尘源区的沙尘浓度谱分布,指出采用修正后的土壤粒径分布模拟的沙尘浓度谱分布较使用 Westphal 等(1987, 1988)给出的澳大利亚土壤粒子谱分布模拟结果有显著改善,说明沙尘浓度谱分布模拟的准确度与沙尘源区高质量的土壤粒径分布数据有密切关系。赵琳娜等(2002)利用高精度的 GIS 资料提供的陆面信息,将 Shao(2001)的起沙模式与高分辨率的中尺度气象模式及陆面模式耦合,模拟了 2000 年 4 月 6 日华北地区的沙尘暴天气过程起沙通量的时空分布和演变,指出,为了提高模式模拟中国沙尘暴过程起沙通量的准确性,需要建立不同类型土壤的粒径分布数据库。此外,地表植被的变化对地表粗糙度的影响不可忽略。Park 等(2010b)将卫星遥感获取的 NDVI 指数引入沙尘释放方案,对模拟结果有改善作用。

①基于 Marticorena 等(1995)和 Shao 等(1996)发展的方案(Alfaro 等, 2001; Shao, 2001)。

②包括 Marticorena 等(1995)、Lu 等(1999)和 Shao(2004)。

③包括 Gillette 等(1988)、Lu 等(1999)、Shao(2001, 2004)

5 结论和讨论

风蚀起沙现象在全球干旱、半干旱以及农耕地区时有发生。空气拖曳力的夹卷、沙粒的轰击和集合粒子的分裂是起沙的重要机制和主要原因。沙尘释放是一个非线性的复杂过程,其影响因子众多,包括天气和气候条件、土壤特性、地表特征和实际土地利用等方面。这些影响因子通过改变临界起沙阈值(u_{*c} 和 U_{*c})、水平跃移起沙通量(Q)等起沙关键参数,进而影响起沙通量(F)。准确估算起沙通量是学者们一直致力于解决的科学难题,是实现预报和模拟沙尘天气的分布、强度、输送与沉降的基础,也是当前沙尘研究最重要的课题之一。

试验观测和数值模拟是研究起沙过程的两个重要途径。试验观测反映了真实地表和大气流动条件下的起沙过程,为获取起沙关键参数以及研究不同因子对起沙过程的影响提供平台,为数值模拟提供理论依据和参考,为模式结果提供校验。然而由于起沙的间接性以及众多影响因子的复杂性,使得起沙过程的试验观测研究存在很多困难。数值模拟可以研究沙尘循环过程中的各个环节,同时为沙尘天气预报和预测提供服务。目前,最有效的沙尘暴数值模拟方法是风蚀模式和中尺度数值模式的耦合,它可以较好地反映大气的动力因素与地表砂粒的起沙关系。然而,气象模式和起沙参数化方案的选择具有多样性,不同模式和不同参数化方案耦合对起沙量的模拟结果存在较大差异。因此,应针对外场精细试验和模式参数化等方面加大研究力度。

对于沙尘天气过程临界起沙因子和沙尘通量的外场观测和模式参数化,(1)考虑不同学科对起沙过程概念和判断的不同,获取临界起沙阈值和起沙通量方法存在差异,需要建立统一的、可操作的沙尘天气起沙过程规范,加快沙尘观测的定量化和自动化。(2)考虑外场观测的代表性,需要在不同典型沙源地区有针对性地开展沙尘暴精细观测与监测研究,并结合常规气象观测和卫星遥感,扩展外场观测代表性,实现点-面结合的问题。(3)考虑土壤粒径信息对起沙过程预报和模拟的重要性,需要建立和完善不同类型土壤的特征信息,包括土壤中粘土含量、可蚀地表百分比、土壤板结程度、土壤粒子粒径分布等,建立高分辨率的土壤湿度、植被覆盖、地表粗糙度、雪盖分布等资料,改进沙尘释放模式输入数据的

精确度。(4)考虑到不同沙尘模式和起沙参数化方案的差异,可选择典型区域进行加强精细实验,加深对起沙物理过程、起沙机理的理解,进一步改进和完善起沙参数化方案,改进模拟结果。

具体研究内容:(1)开展起沙参数化方案的精细试验研究。Shao等(2011a, 2011b)是一个很好的结果和例证,将外场试验获取的摩擦速度、最大和最小扰动时的地表土壤粒径分布函数、土壤湿度、叶面覆盖率等参数引入起沙模式,将模拟得到的不同粒径区间的起沙通量与观测对比,校验和改进模式。目前,较多的试验结果并不能非常有效地与模式结合,包括外场试验并未获取模式中所需要的参数,存在模式与观测时空代表性不匹配的问题。(2)开展不同粒径的起沙通量精细试验研究。由于起沙通量与沙尘粒径密切相关,一方面有利于掌握和理解起沙通量的谱分布特征,另一方面也应考虑起沙模式中的起沙通量按粒径分档分别计算。如:Shao(2004)将 $20\ \mu\text{m}$ 以下的粒径分为10档,但缺乏更多的观测数据支撑。随着探测技术的发展,起沙通量谱分布的观测得以实现。依据微气象学理论获取起沙通量的谱分布为我们提供了参考(Sow, et al, 2009; Fratini, et al, 2007)。(3)对流起沙的相关研究需加强。与较多研究成果的跃移撞击起沙不同,对流起沙量一般较小,然而因其经常发生,对大气中沙尘背景浓度和沙尘循环的影响不可忽视。虽然已有不同沙尘源区的对流起沙的观测结果,但其季节变化特征和影响因子相关研究的报道不多(李晓岚, 2014)。Klose等(2012, 2013)提出了一种新的对流起沙参数化方案,可以较好改善大气中沙尘气溶胶分布,但需要更多的外场试验的验证支持。(4)开展有效的长期起沙外场试验观测。已有研究表明,由于地表的季节变化引起的起沙特征的变化是明显存在的,临界起沙摩擦速度等起沙关键因子也会呈现一定的季节变化特征。目前,对沙尘源区起沙通量的季节和年际变化研究相对薄弱,对起沙关键因子的获取存在争议和困难,对诸多风蚀起沙影响因子的综合分析尚有不足。开展长期有效的起沙外场观测试验十分必要。另外,因长期试验的困难性和特殊性,其观测资料质量控制应给予很高的重视,应开展一系列的观测方法研究,包括数据资料不连续的有效插补、仪器失准等。

沙尘天气起沙过程的研究涉及风沙物理学、大

气湍流、大气辐射等多方面,也是试验性很强的研究方向,理论和数值模拟的突破与试验密不可分。随着人们生活水平的提高和对环境意识的不断加强,对沙尘天气的精细和精准预报与预测的要求也不断提高,起沙研究有机遇更是任重而道远。

参考文献

- 陈家宜,王介民,光田宁. 1993. 一种确定地表粗糙度的独立方法. *大气科学*, 17(1): 21-26
- 董治宝. 2005a. 中国风沙物理研究五十年(I). *中国沙漠*, 25(3): 293-305
- 董治宝. 2005b. 风沙起动形式与起动假说. *干旱气象*, 23(2): 64-69
- 董治宝,郑晓静. 2005. 中国风沙物理研究 50 a(II). *中国沙漠*, 25(6): 795-815
- 何清,胡文峰,杨兴华等. 2012. 拐子湖地区沙尘天气风蚀起沙量的估算. *水土保持研究*, 19(1): 6-10
- 贺大良,申建友. 1988. 降水对起沙风速的影响. *中国沙漠*, 8(4): 18-23
- 何玉斐,张宏升,刘明星等. 2008. 戈壁下垫面空气动力学参数确定的再研究. *北京大学学报(自然科学版)*, (3): 57-61
- 李晓岚,张宏升. 2010. 我国沙尘天气微气象学和湍流输送特征研究进展. *干旱气象*, 28(3): 256-264
- 李晓岚,张宏升. 2012a. 2010年春季北京地区强沙尘暴过程的微气象学特征. *气候与环境研究*, 17(4): 400-408
- 李晓岚,张宏升. 2012b. 内蒙古科尔沁沙地起沙近地层动力学阈值的实验研究. *高原气象*, 31(1): 38-46
- 李晓岚. 2014. 科尔沁沙地起沙特征及参数化方案的实验研究[D]. 北京:北京大学, 107-125
- 凌裕泉,吴正. 1980. 风沙运动的动态摄影实验. *地理学报*, 35(2): 174-181
- 刘伟东,程丛兰,王迎春等. 2007. 起沙系数对沙尘数值模拟影响的研究. *中国沙漠*, 27(1): 165-169
- 刘贤万. 1993. 颗粒运动及其数理简析. *中国沙漠*, 13(2): 1-8
- 刘艳华. 2004. 内蒙古东部沙源地区气象要素和沙尘物质的湍流特征研究[D]. 北京:北京大学, 48-56
- 申彦波,沈志宝,杜明远等. 2004. 西北地区戈壁和绿洲风蚀起沙(尘)的研究. *中国环境科学*, 24(4): 390-394
- 沈建国,孙照渤,章秋英等. 2008. 干旱草原地区起沙通量的初步研究. *中国沙漠*, 28(6): 1045-1049
- 沈志宝,申彦波,杜明远等. 2003. 沙尘暴期间戈壁沙地起沙率的观测结果. *高原气象*, 22(6): 545-550
- 王炜,方宗义. 2004. 大气模式差异对沙尘暴模拟结果的影响分析. *气候与环境研究*, 9(1): 166-173
- 曾庆存,胡非,程雪玲. 2007. 大气边界层阵风扬尘机理. *气候与环境研究*, 12(3): 251-255
- 张宏升,陈家宜. 1997. 非单一水平均匀下垫面空气动力学参数的确定. *应用气象学报*, 8(3): 310-315
- 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
- 张钦仁,宋振鑫,王金艳等. 2008. 植被参数变化对沙尘起沙影响机理的数值模拟. *高原气象*, 27(2): 392-400
- 张小曳. 2001. 亚洲粉尘的源区分布、释放、输送、沉降与黄土堆积. *第四纪研究*, 21(1): 29-40
- 张小曳. 2007. 中国大气气溶胶及其气候效应的研究. *地球科学进展*, 22(1): 12-16
- 赵建华,张强,袁铁等. 2005. 沙粒启动机制的理论分析. *中国沙漠*, 25(6): 853-862
- 赵琳娜,孙建华,赵思雄. 2002. 一次引发华北和北京沙尘(暴)天气起沙机制的数值模拟研究. *气候与环境研究*, 7(3): 279-294
- 朱好,张宏升. 2010a. 中国西北不同沙源地区起沙阈值的对比分析与研究. *气象学报*, 68(6): 977-984
- 朱好,张宏升. 2010b. 沙尘天气过程临界起沙因子的研究进展. *地球科学进展*, 25(10): 10-18
- 朱好,张宏升. 2011. 沙尘释放通量外场观测和参数化研究进展. *北京大学学报(自然科学版)*, 47(4): 768-776
- Alfaro S C, Gaudichet A, Gomes L, et al. 1997. Modeling the size distribution of a soil aerosol produced by sandblasting. *J Geophys Res*, 102(D10): 11239-11249, doi: 10. 1029/97JD00403
- Alfaro S C, Gomes L. 2001. Modeling mineral aerosol production by wind erosion: Emission intensities and aerosol size distributions in source areas. *J Geophys Res*, 106(D16): 18075-18084, doi: 10. 1029/2000JD900339
- Anderson R S, Haff P K. 1991. Wind modification and bed response during saltation of sand in air. *Acta Mech Suppl*, (1): 21-51
- Bacon S N, McDonald E V, Amit R, et al. 2011. Total suspended particulate matter emissions at high friction velocities from desert landforms. *J Geophys Res*, 116, doi: 10. 1029/2011JF001965
- Baddock M C, Zobeck T M, Van Pelt R S, et al. 2011. Dust emissions from undisturbed and disturbed, crusted playa surfaces: Cattle trampling effects. *Aeolian Res*, 3(1): 31-41
- Bagnold R A. 1941. *The Physics of Blown Sand and Desert Dunes*. London: Methuen, 265pp
- Belly P Y. 1964. *Sand Movement by Wind*. Washington: US Army CERC, Tech Memo, 1: 1-38
- Butterfield G R. 1999. Near-bed mass flux profiles in aeolian sand transport: High-resolution measurements in a wind tunnel. *Earth Surf Proc Land*, 24(5): 393-412
- Chen W, Yang Z, Zhang J, et al. 1996. Vertical distribution of wind-blown sand flux in the surface layer during sand storms in the Taklimakan Desert. *Central Asia. Phys Geography*, 17: 193-218
- Chepil W S. 1956. Influence of moisture on erodibility of soil by wind. *Soil Sci Soc Proc*, 20(2): 288-291
- Chkhetiani O G, Gledzer E B, Artamonova M S, et al. 2012. Dust resuspension under weak wind conditions: Direct observations and model. *Atmos Chem Phys*, 12(11): 5147-5162, doi:10. 5194/acp-12-5147-2012
- Cooke R U, Warren A. 1973. *Geomorphology in Deserts*. Berkeley and Los Angeles: University of California Press, 1-374
- Darmenova K, Sokolik I N, Shao Y, et al. 2009. Development of a physically based dust emission module within the Weather Research and Forecasting (WRF) model: Assessment of dust emis-

- sion parameterizations and input parameters for source regions in Central and East Asia. *J Geophys Res*, 114: D14201, doi: 10.1029/2008JD011236
- Dong Z B, Wang H T, Liu X P, et al. 2004. The blown sand flux over a sandy surface: A wind tunnel investigation on the fetch effect. *Geomorphology*, 57(1-2): 117-127
- Dong Z B, Qian G Q. 2007. Characterizing the height profile of the flux of wind-eroded sediment. *Environ Geol*, 51(5): 835-845
- Dong Z X, Liu H, Wang A, et al. 2002. The flux profile of a blowing sand cloud: A wind-tunnel investigation. *Geomorphology*, 49(3-4): 219-230
- Engelstaedter S, Kohfeld K E, Tegen I, et al. 2003. Controls of dust emissions by vegetation and topographic depressions: An evaluation using dust storm frequency data. *Geophys Res Lett*, 30(6): 1294, doi:10.1029/2002GL016471
- Fan S M, Moxim W J, Levy II H. 2006. Aeolian input of bioavailable iron to the ocean. *Geophys Res Lett*, 33(7): L07602, doi: 10.1029/2005GL024852
- Fécan F, Marticorena B, Bergametti G. 1999. Parameterization of the increase of the aeolian erosion threshold wind friction velocity due to soil moisture for arid and semi-arid areas. *Ann Geophys*, 17(1): 148-157
- Fratini G, Ciccioli P, Febo A, et al. 2007. Size-segregated fluxes of mineral dust from a desert area of northern China by eddy covariance. *Atmos Chem Phys*, 7(11): 2839-2854
- Fryrear D W, Saleh A. 1993. Field wind erosion: Vertical distribution. *Soil Sci*, 155(4): 294-300
- Gillette D A, Blifford Jr I H, Fenster C R. 1972. Measurements of aerosol size distributions and vertical fluxes of aerosols on land subject to wind erosion. *J Appl Meteor*, 11(6): 977-987
- Gillette D A. 1977. Fine particulate emissions due to wind erosion. *Trans Am Soc Agric Engrs*, 20: 890-987
- Gillette D A, Passi R. 1988. Modeling dust emission caused by wind erosion. *J Geophys Res*, 93(D11): 14233-14242
- Gillette D A, Sinclair P C. 1990. Estimation of suspension of alkaline material by dust devils in the United States. *Atmos Environ Part A General Topics*, 24(5): 1135-1142
- Gillette D A, Chen W. 2001. Particle production and aeolian transport from a "supply-limited" source area in the Chihuahuan desert, New Mexico, United States. *J Geophys Res*, 106(D6): 5267-5278
- Gillette D A, Ono D, Richmond K. 2004. A combined modeling and measurement technique for estimating windblown dust emissions at Owens (dry) Lake, California. *J Geophys Res*, 109(F1), F01003, doi:10.1029/2003JF000025
- Gillette D A, Ono D. 2008. Expressing sand supply limitation using a modified Owen saltation equation. *Earth Surf Proc Land*, 33(12): 1806-1813
- Golitsyn G S, Granberg I G, Andronova A V, et al. 2003. Investigation of boundary layer fine structure in arid regions: Injection of fine dust into the atmosphere. *Water Air Soil Pollut Focus*, 3(2): 245-257, doi: 10.1023/A:1023207027200
- Gong S L, Zhang X Y, Zhao T L, et al. 2003. Characterization of soil dust aerosol in China and its transport and distribution during 2001 ACE-Asia 2: Model simulation and validation. *J Geophys Res*, 108 (D9): 4262, doi: 10.1029/2002JD002633, 2003
- Greeley R, Iversen J D. 1985. *Wind as A Geological Process: on Earth, Mars, Venus and Titan*. New York: Cambridge University Press, 75-89
- Hoffmann C, Funk 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(5): 792-807
- Huang J P, Huang Z W, Bi J R, et al. 2008a. Micro-pulse lidar measurements of aerosol vertical structure over the Loess Plateau. *Atmos Oceanic Sci Lett*, 1(1): 8-11
- Huang J P, Shi F, Pelt R S V. 2008b. The effects of slope and slope position on local and upstream fluid threshold friction velocities. *Earth Surf Proc Land*, 33(12): 1814-1823
- In H J, Park S U. 2002. A simulation of long-range transport of yellow sand observed in April 1998 in Korea. *Atmos Environ*, 36(26): 4173-4187
- 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(1-4): 201-221
- Ishizuka M, Mikami M, Yamada Y, et al. 2005. An observational study of soil moisture effects on wind erosion at a gobi site in the Taklimakan Desert. *J Geophys Res*, 110: D18S03, doi: 10.1029/2004JD004709
- Ishizuka M, Mikami M, Leys J, et al. 2008. Effects of soil moisture and dried raindrop crust on saltation and dust emission. *J Geophys Res*, 113: D24212, doi:10.1029/2008JD009955
- Ishizuka M, Mikami M, Yamada Y, et al. 2009. Threshold friction velocities of saltation sand particles for different soil moisture conditions in the Taklimakan Desert. *Sola*, 5: 184-187
- Iversen, J D, Rasmussen K R. 1994. The effect of surface slope on saltation threshold. *Sedimentology*, 41(4): 721-728
- Kang J Y, Yoon S C, Shao Y, et al. 2011. Comparison of vertical dust flux by implementing three dust emission schemes in WRF/Chem. *J Geophys Res*, 116: D09202, doi: 10.1029/2010JD014649
- Kawamura R. 1951. Study on sand movement by wind. Reports of Physical Sciences, Research Institute of Tokyo University, 5(3-4): 95-112
- Kerr J T, Ostrovsky M. 2003. From space to species: Ecological applications for remote sensing. *Trends Ecol Evo*, 18(6): 299-305
- Klose M, Shao Y P. 2012. Stochastic parameterization of dust emission and application to convective atmospheric conditions. *Atmos Chem Phys*, 12(6): 7309-7320, doi:10.5194/acp-12-7309-2012
- Klose M, Shao Y P. 2013. Large-eddy simulation of turbulent dust emission. *Aeolian Res*, 8: 49-58
- Kurosaki Y, Mikami M. 2007. Threshold wind speed for dust emission in East Asia and its seasonal variations. *J Geophys Res*, 112 (D17), doi:10.1029/2006JD007988
- Lancaster N, Bass A. 1998. Influence of vegetation cover on sand transport by wind: Field studies at Owens Lake, California.

- Earth Surf Proc Land, 23(1): 69-82
- Li X L, Zhang H S. 2011. Research on threshold friction velocities during dust events over the Gobi Desert in northwest China. *J Geophys Res*, 116: D20210, doi: 10.1029/2010JD015572
- Li X L, Zhang H S. 2012. Seasonal variations in dust concentration and dust emission observed over Horqin Sandy Land area in China from December 2010 to November 2011. *Atmos Environ*, 61: 56-65
- Li X L, Zhang H S. 2014. Soil moisture effects on sand saltation and dust emission observed over Horqin sandy land area in China. *J Meteor Res*, 28(3):445-452
- Liu M, Westphal D L, Wang S G, et al. 2003. A high resolution numerical study of the Asian dust storms of April 2001. *J Geophys Res*, 108(D23), doi:10.1029/2002JD003178
- Liu X P, Dong Z B. 2004. Experimental investigation of the concentration profile of a blowing sand cloud. *Geomorphology*, 60(3-4): 371-381
- Liu X, Dong Z, Wang X. 2006. Wind-tunnel modeling and measurements of the flux of wind-blown sand. *J Arid Environ*, 66(4): 657-672
- Loosmore G A, Hunt J R. 2000. Dust resuspension without saltation. *J Geophys Res*, 105(D16): 20663-20672, doi:10.1029/2000JD900271
- Lu H, Shao Y P. 1999. A new model for dust emission by saltation bombardment. *J Geophys Res*, 104(D14): 16827-16842
- Lu H, Shao Y P. 2001. Toward quantitative prediction of dust storms: An integrated wind erosion modelling system and its applications. *Environmental Modelling & Software*, 16(3): 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
- McEwan I K, Willetts B B. 1991. Numerical model of the saltation cloud. *Acta Mech Suppl*, 1: 53-66
- Mei F M, Rajot J, Alfaro S C, et al. 2006. Validating a dust production model by field experiment in Mu Us Desert, China. *Chin Sci Bull*, 51(7): 878-884
- Mikami M, Aoki T, Ishizuka M, et al. 2005. Observation of number size distribution of desert aerosols in the south of the Taklimakan desert, China. *J Meteor Soc Jpn*, 83: 31-43
- Ni J R, Li Z S, Mendoza C. 2002. Vertical profiles of Aeolian sand mass flux. *Geomorphology*, 49(3-4): 205-218
- Nickling W G, Gillies J A. 1989. Emission of fine-grained particulates from desert soils//Leinen M, Sarnheim M. *Paleoclimatology and Paleometeorology: Modern and Past Patterns of Global Atmospheric Transport*. Berlin: Springer Netherlands, 133-165
- Nickling W G, Gillies J A. 1993. Dust emission and transport in Mali, West-Africa. *Sedimentology*, 40(5): 859-868
- Owen P R. 1964. Saltation of uniform grains in air. *J Fluid Mech*, 20(2): 225-242
- Park S U, Lee E H. 2004. Parameterization of Asian dust (Hwangsa) particle-size distributions for use in dust emission models. *Atmos Environ*, 38(14): 2155-2162
- Park S U, Park M S, Chun Y. 2010a. Asian dust events observed by a 20-m monitoring tower in Mongolia during 2009. *Atmos Environ*, 44(38): 4964-4972
- Park S U, Choe A, Lee E H, et al. 2010b. The Asian dust aerosol model 2 (ADAM2) with the use of normalized difference vegetation index (NDVI) obtained from the Spot4/vegetation data. *Theor Appl Climatol*, 101(1-2): 191-208
- Park S U, Park M S, Chun Y. 2011. A parameterization of dust concentration (PM₁₀) of dust events observed at Erdene in Mongolia using the monitored tower data. *Sci Total Environ*, 409(15): 2951-2958
- Prigent C, Tegen I, Aires F, et al. 2005. Estimation of the aerodynamic roughness length in arid and semi-arid regions over the globe with the ERS scatterometer. *J Geophys Res*, 110: D09205, doi: 10.1029/2004JD005370
- Raupach M R, Gillette D A, Leys J F. 1993. The effect of roughness elements on wind erosion threshold. *J Geophys Res*, 98(D2): 3023-3029, doi:10.1029/92JD01922
- Ravi S, d'Odorico P, Over T M, et al. 2004. On the effect of air humidity on soil susceptibility to wind erosion: The case of air-dry soils. *Geophys Res Lett*, 31(9): L09501, doi: 10.1029/2004GL019485
- Ravi S, Zobeck T M, Over T M, et al. 2006. On the effect of moisture bonding forces in air-dry soils on threshold friction velocity of wind erosion. *Sedimentology*, 53(3): 597-609
- Rice M A, Willetts B B, McEwan I K. 1996a. Observations of collisions of saltating grains with a granular bed from high-speed cine-film. *Sedimentology*, 43(1): 21-31
- Rice M A, Willetts B B, McEwan I K. 1996b. Wind erosion of crusted soil sediments. *Earth Surf Proc Land*, 21(3): 279-293
- Ridgwell A J. 2002. Feedback in the earth system: The biogeochemical linking of land, air and sea. *IGBP Global Change Newsletter*, 360(1801): 2905-2924
- Rosenfeld D, Rudich Y, Lahav R. 2001. Desert dust suppressing precipitation: A possible desertification feedback loop. *Proc Natl Acad Sci USA*, 98(11): 5975-5980
- Saxton K, Chandler D, Stetler L, et al. 2000. Wind erosion and fugitive dust fluxes on agricultural lands in the Pacific Northwest. *Trans ASAE*, 43(3): 623-630
- Schmidt A, Klemm O. 2008. Direct determination of highly size-resolved turbulent particle fluxes with the disjunct eddy covariance method and a 12-stage electrical low pressure impactor. *Atmos Chem Phys*, 8(24): 7405-7417
- Shao Y P. 2001. A model for mineral dust emission. *J Geophys Res*, 106(D17): 20239-20254, doi:10.1029/2001JD900171
- Shao Y P. 2004. Simplification of a dust emission scheme and comparison with data. *J Geophys Res*, 109(D10): D10202, doi:10.1029/2003JD004372
- Shao Y P. 2005. A similarity theory for saltation and application to aeolian mass flux. *Bound Layer Meteor*, 115(2): 319-338
- Shao Y P. 2008. *Physics and Modelling of Wind Erosion*. Dordrecht:

- Kluwer Academic Publishing, 467pp
- Shao Y P, Raupach M R. 1992. The overshoot and equilibration of saltation. *J Geophys Res*, 97(D18): 20559-20564
- Shao Y P, Raupach M R, Findlater P A. 1993. Effect of saltation bombardment on the entrainment of dust by wind. *J Geophys Res*, 98(D7): 12719-12726
- Shao Y P, Raupach M R, Leys J F. 1996. A model for predicting aeolian sand drift and dust entrainment on scales from paddock to region. *J Soil Res*, 34(3): 309-342
- Shao Y P, Lance M L. 1997. Wind erosion prediction over the Australian continent. *J Geophys Res*, 102(D25): 30091-30105
- Shao Y P, Li A. 1999. Numerical modelling of saltation in atmospheric surface layer. *Bound Layer Meteor*, 91(2): 199-225
- Shao Y P, Lu H. 2000. A simple expression for wind erosion threshold friction velocity. *J Geophys Res*, 105(D17): 22437-22443, doi:10.1029/2000JD900304
- Shao Y P, Jung E, Leslie L M, et al. 2002. Numerical prediction of northeast Asian dust storms using an integrated wind erosion modeling system. *J Geophys Res*, 107(D24): 4814, doi: 10.1029/2001JD001493
- Shao Y P, Mikami M. 2005. Heterogeneous saltation: Theory, observation and comparison. *Bound Layer Meteor*, 115(3): 359-379
- Shao Y P, Dong C H. 2006. A review on East Asian dust storm climate modelling and monitoring. *Global Planet Change*, 52(1-4): 1-22
- Shao Y P, Wyrwoll K H, Chappell A, et al. 2011a. Dust cycle: An emerging core theme in Earth system science. *Aeolian Res*, 2(4): 181-204
- Shao Y P, Ishizuka M, Mikami M, et al. 2011b. Parameterization of size-resolved dust emission and validation with measurements. *J Geophys Res*, 116: D08203, doi: 10.1029/2010JD014527
- Sharratt B S, Vaddella V K, Feng G. 2013. Threshold friction velocity influenced by wetness of soils within the Columbia Plateau. *Aeolian Res*, 9: 175-182
- Shinoda M, Kimura R, Mikami M, et al. 2010. Characteristics of dust emission in the Mongolian steppe during the 2008 DUVEX intensive observational period. *SOLA*, 6: 9-12
- Sow M, Alfaro S C, Rajot J L, et al. 2009. Size resolved dust emission fluxes measured in Niger during 3 dust storms of the AMMA experiment. *Atmos Chem Phys*, 9(12): 3881-3891
- Stout J E. 1998. Effect of averaging time on the apparent threshold for aeolian transport. *J Arid Environ*, 39(3): 395-401
- Stout J E. 2004. A method for establishing the critical threshold for aeolian transport in the field. *Earth Surf Proc Land*, 29(10): 1195-1207
- Stout J E, Zobeck T M. 1996. The Wolfforth field experiment: A wind erosion study. *Soil Sci*, 161(9): 616-632
- Tegen I, Harrison S P, Kohfeld K, et al. 2002. Impact of vegetation and preferential source areas on global dust aerosol: Results from a model study. *J Geophys Res*, 107(D21): 4576, doi:10.1029/2001JD000963
- Todd M C, Bou Karam D, Cavazos C, et al. 2008. Quantifying uncertainty in estimates of mineral dust flux: An intercomparison of model performance over the Bodélé Depression, northern Chad. *J Geophys Res*, 113: D24107, doi:10.1029/2008JD010476
- Uno I, Wang Z, Chiba M, et al. 2006. Dust model intercomparison (DMIP) study over Asia: Overview. *J Geophys Res*, 111: D12213, doi:10.1029/2005JD006575
- Wang J M, Miller D R, Sammis T W, et al. 2010. Local dust emission factors for agricultural tilling operations. *Soil Sci*, 175(4): 194-200
- Westphal D L, Toon O B, Carlson T N. 1987. A two-dimensional numerical investigation of the dynamics and microphysics of Saharan dust storms. *J Geophys Res*, 92(D3): 3027-3049
- Westphal D L, Toon O B, Carlson T N. 1988. A case study of mobilization and transport of Saharan dust. *J Geophys Res*, 45(15): 2145-2175
- Williams G. 1964. Some aspects of the eolian saltation load. *Sedimentology*, 3(4): 257-287
- Woodruff N P, Siddoway F H. 1965. A wind erosion equation. *Proc Soil Sci Soc Ame*, 29(5): 602-608
- Xuan J. 2004. Turbulence factors for threshold velocity and emission rate of atmospheric mineral dust. *Atmos Environ*, 38(12): 1777-1783
- Zender C S, Bian H S, Newman D. 2003. Mineral dust entrainment and deposition (DEAD) model: description and 1990s dust climatology. *J Geophys Res*, 108(D14): 4416, doi:10.1029/2002JD002775
- Zhang H S, Peng Y, Song X Z, et al. 2006. An estimation of the dust flux in the surface layer in the Hunshandake Desert area. *Inter J App Environ Sci*, 1: 41-49
- Zhang X Y, Gong S L, Shen Z X, et al. 2003. Characterization of soil dust aerosol in China and its transport and distribution during 2001 ACE-Asia I. Network observations. *J Geophys Res*, 108(D9): 4261, doi:10.1029/2002JD002632
- Zhao T L, Gong S L, Zhang X Y, et al. 2006. An assessment of dust emission schemes in modeling east Asian dust storms. *J Geophys Res*, 111: D05S90, doi: 10.1029/2004JD005746
- Zobeck T M. 1991. Abrasion of crusted soils: influence of abrader flux and soil properties. *Soil Sci Soc Am J*, 55(4): 1091-1097
- Zou X K, Zhai P M. 2004. Relationship between vegetation coverage and spring dust storms over Northern China. *J Geophys Res*, 109: D03104, doi: 10.1029/2003JD003913