中国科学: 地球科学 2011 年 第 41 卷 第 10 期: 1505 ~ 1510
www.scichina.com earth.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

论 文

人工模拟戈壁风沙流与风程效应观测

张正偲*, 董治宝, 赵爱国

中国科学院沙漠与沙漠化重点实验室, 兰州 730000
* E-mail: zhangzhsi@sina.com

收稿日期: 2009-07-01; 接受日期: 2010-12-12
国家自然科学基金项目(批准号: 41130533, 41171010)资助

摘要 风程效应是研究土壤风蚀和风沙流的一个重要概念, 它影响土壤风蚀和风沙流的发生发展过程. 对风程效应的研究有助于进一步认识风沙运动机制, 为完善风沙物理和土壤风蚀研究提供科学依据. 本文选择腾格里沙漠东南缘的中国科学院风沙综合观测场人工模拟戈壁为研究对象, 利用多路方口集沙仪对戈壁不同风程长度的风沙流进行观测, 旨在说明戈壁风程效应与风沙流的关系. 研究表明, 风程对风沙流通量具有明显的影响, 风沙流通量的拟合系数和相对递减率均随风程增加先减小后增加. 风程不同, 输沙率不同, 总体表现为输沙率随风程增加先增加后降低, 地面以上部分最先达到最大值, 风程长度为 34 m 左右, 随后降低; 随高度增加, 最大输沙率所对应的风程长度有增加趋势.

关键词
风程效应
人工戈壁
风沙流

风程效应(fetch effect)是指土壤风蚀物从可蚀边缘开始, 在向下风向运移过程中输沙率随着距离增加而发生变化的过程[1]. 风程效应是研究土壤风蚀和输沙率的一个重要概念. 风程长度, 也称为临界风程长度, 是指风沙流在达到预测的最大平衡输沙率之前, 风所运动的距离[2]. 目前, 国内外学者通过野外观测、风洞实验和数值模拟等方法研究了风程效应[1~7], 普遍认为风程效应发生的机理包括三个方面: “崩塌”机制、土壤阻力机制和空气动力反馈机制, 但不同的空间尺度上, 三种机制对风程效应的贡献不同[1]. 风洞实验表明, 风沙流通量的拟合公式与风程有明显的关系, 风程较小时, 风沙流通量公式中的相对递减率随风程增加而增加, 但在风程达到一定长度时, 相对递减率趋于常数[3]. 野外研究表明, 风沙流通量随风程增加而增加, 两者之间可以用幂函数来表示[5]; 在农田土壤风蚀中, 风蚀量随风程长度增加而增加, 其与土壤类型和地表状况有关[6]. 临界风程长度与海岸风沙流通量[7]、沙源[8]、风速[3]和湿度[5]有关. 输沙率随风程增加先增加后减小[2,9], 是临界风程长度的函数[4]. 虽然前人对风程效应进行了一些研究, 但研究对象主要为海岸沙丘和农田, 对沙漠地区也有研究, 主要是通过风洞实验进行的模拟研究, 由于风洞实验受几何尺寸的影响, 其边界层厚度无法与自然条件相比, 所以不能完全模拟自然状态. 而对于戈壁地区的风程效应来讲, 对其进行的研究更加薄弱, 鉴于其研究的局限性, 本文通过野外观测, 对人工戈壁地区风沙流与风程效应进行探讨, 为进一步认识戈壁表面风沙运动机制, 完善风沙物理和土壤风蚀研究内容提供科学依据.

戈壁一般是由砾石或较粗沙粒组成的一种较为平坦的、位于沙漠边缘的地貌形态. 戈壁是我国西比地区广泛分布的一种地貌类型, 也是目前关于沙尘

英文引用格式: Zhang Z C, Dong Z B, Zhao A G, et al. Observations of Gobi aeolian transport and wind fetch effect. Sci China Earth Sci, 2011, doi: 10.1007/s11430-011-4326-7

暴源区的研究焦点之一. 前人对戈壁风沙流的研究表明, 戈壁风沙流具有“象鼻效应”, 是一种处于非饱和状态, 具有较大搬运能力的风沙流[10], 虽然对戈壁风沙流进行了研究, 但没有考虑到风程效应的影响. 风沙流在戈壁输送过程中仅受风速和戈壁表面属性的限制, 因此是研究风程效应对风沙流影响比较理想的环境.

本文野外实验观测点位于腾格里沙漠东南缘, 中国科学院风沙综合科学观测场的人工模拟戈壁区. 通过对 2010 年 6 月份三次风蚀事件中风沙流随风程变化趋势的观测, 研究了戈壁风沙流随风程的变化趋势, 为全面认识戈壁表面的风沙运动规律奠定了实验和理论依据.

1 研究区概况及分析方法

1.1 研究区概况

腾格里沙漠位于阿拉善高原东南部(37°54′~39°33′N, 103°52′~105°36′E), 沙漠面积 4.27×10^4 km^2, 是我国第 4 大沙漠. 该沙漠的显著特点是: 以流动沙丘为主, 兼有一定比例的固定、半固定沙丘; 湖沼众多, 绝大多数趋于干涸, 个别演化为盐湖. 沙丘类型有: 格状、新月形和单个新月形沙丘. 其中格状沙丘面积最大, 也是该地区沙丘的主要类型, 是由走向 NE-SW 的主梁和与其近似垂直的 SE-NW 向副梁组成. 沙丘高 3~20 m, 丘间地不明显, 间距 30~170 m. 落沙坡发育不良且局限在背风坡上部丘顶附近, 高度 1~6 m, 间距 3~20 m.

中国科学院风沙观测场(以下简称观测场)建立在腾格里沙漠东南缘, 中卫市的西北角(37°32′N, 105°02′E). 观测场内是经过平整的水平观测场, 分为风沙运动、沙尘暴和风沙地貌动力三个观测区以及防沙工程和风沙危害两个实验区. 观测场内有一个综合观测塔和几个独立的分项观测点. 架设的仪器主要是观测与风、沙、温度、湿度和气压等与风沙活动密切相关的要素. 所用的仪器主要涉及气象、沙尘暴、风沙流和风沙颗粒运动观测系统等.

研究区主要为格状和新月型沙丘, 沙丘表面平均粒径为 0.22~0.26 mm; 年平均风速 2.48~2.79 m/s; 主风向为西北风, 次风向为东北风; 年平均空气湿度 36.5%~45.4%; 年平均温度 11.2~12.7℃; 年降雨量 71.4~116.6 mm, 观测时间为 2005~2008 年.

1.2 实验方案

人工模拟戈壁区于 2007 年 12 月在推平的沙地上建成(图 1). 戈壁区规格 80 m×80 m, 考虑到该地区主要以西北风为主, 所以戈壁区的一个边为西北东南走向. 戈壁表面为小于 0.04 m 的砾石. 戈壁区的西北、东南和西南为推平的平坦沙地, 东北 5 m 以外有一个较高大沙丘. 在经过 2.5 年的风沙作用后, 戈壁西北和西南面形成 2 m 左右的小沙丘, 而在东南面形成一个 15 m 左右的平坦风蚀面, 该面比戈壁表面低 0.2 m 左右.

为了探讨风程对戈壁表面风沙流的影响, 在戈壁表面安装 3 个集沙仪, 为中国科学院沙漠与沙漠化重点实验室自行研制的野外用多路方口集沙仪, 集沙效率为 0.8, 包括 50 个进沙口, 每个进沙口为 0.02 m×0.02 m, 并垂直排列在一起, 总高度为 1 m. 测量时, 将集沙仪最下部的一个进沙口与沙面平齐并垂直放置, 即可观测 1 m 范围内不同高度上的风沙流. 戈壁外围上风向安装一个集沙仪, 如图 1 所示. 戈壁上三个集沙仪的距离为 15 m, 戈壁外集沙仪距离戈壁面 5 m. 下文中将各测点定义为 A, B, C 和 D 点. 在观测期间, 风向与集沙仪的布置方向成 22.5°的夹角, 所以各点对应的风程长度不同, 计算方法如下:

$$l_{\text{fetch}} = l_{\text{sampler}} / \cos(\pi/180\times 22.5) \quad (1)$$

l_{fetch} 为各集沙仪的风程长度, l_{sampler} 为集沙仪与戈壁边缘的距离. 因此, 戈壁上各点的风程分别为 16, 34 和 60 m.

共进行了 3 次野外风沙流观测, 对应的风速风向如图 2 所示, 风速观测位置如图 1 所示, 为观测点西南方向风沙综合观测塔 2 m 高度的资料, 风速采集频率为 1 min. 3 次观测段的平均风速分别为 6.3, 7.0 和

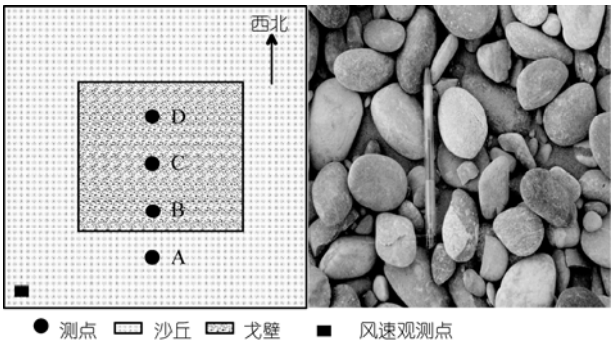

图 1 人工模拟戈壁区及实验布置方案

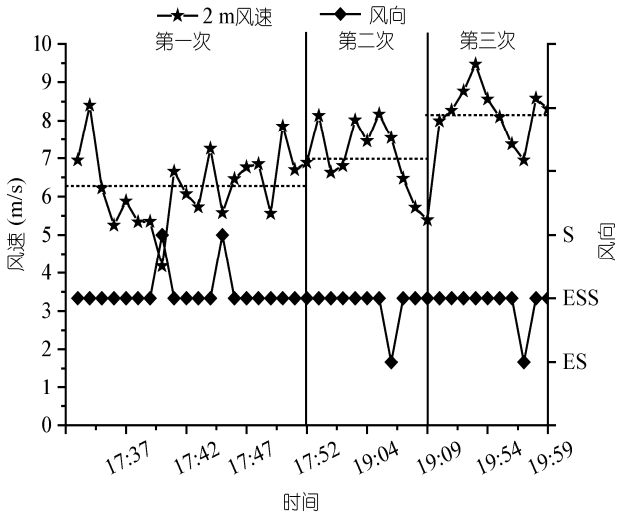

图 2　风沙流观测期间对应的风速

虚线为平均风速. 日期: 2010-06-06

8.2 m/s, 最大风速分别为 8.4, 8.2 和 9.5 m/s. 3 次观测时主风向均为东南偏南风. 每次根据风速的大小, 观测时间不同, 3 次观测时间分别为 20, 10 和 10 min. 观测时集沙仪的进沙口与主风向平行.

2　结果与讨论

2.1　风沙流结构随风程变化趋势

图 3 为 4 个测点的平均风沙流通量随高度变化图, 由图中可以看出, 风程对风沙流的输沙通量有明显的影响, 在贴近地表时风沙流通量近似相同, 但随着高度的增加, 风沙流通量变化特征不同. 在 0.04 m 以下, B 点风沙流通量最大, 其次为 C 和 D 点, 在 0.04~0.36 m 之间, C 点风沙流通量最大, 其次为 B 和 D 点; 在 0.36 m 以上, B 点风沙流通量最大, 其次为 C 和 D 点. Gillette 等[1]认为风程效应发生的机理包括三个方面: "崩塌"机制、土壤阻力机制和空气动力反馈机制, 但在不同的尺度上, 三种机制对风程效应的贡献不同. 对于非团聚性、分散的沙子, 风程效应主要是由空气动力反馈控制, 其次是"崩塌"机制; 而对于颗粒大小非均一的区域, 其导致不同的摩阻风速, 风程效应主要由土壤阻力控制, 其次为空气动力反馈效应和"崩塌"效应[1]. 在人工模拟戈壁区, 戈壁表面是由小于 0.04 m 的卵石组成, 卵石间填充了沙漠沙, 这种地表风程效应的机制也可以用 Gillette 关于颗粒大小非均一区域的风程效应发生机制来描述, 但也有不同之处, 笔者认为, 在研究区, 沙源对风程效应的发生也起着重要作用. 土壤阻力效应、空气动力反馈效应、"崩塌"效应和沙源共同控制戈壁表面的风程效应. 在小于 0.04 m 高度, 由 B 至 C 和 D 点, 风速逐渐减小, 沙源供应逐渐降低, 导致这个高度范围内风沙流通量随风程逐渐降低; 在 0.04~0.36 m 高度之间, 虽然风速和沙源变化特征与 0.04 m 以下相似, 但由于沙粒与地表卵石之间的碰撞作用, 导致部分沙粒进入更高的高度, 在 B 点, 由于沙源相对比较丰富, 低于 0.04 m 高度的沙粒较多, 空气中的沙粒限制了从地表碰撞的沙粒进入更高的高度, 但在 C 和 D 点, 低于 0.04 m 高度的沙粒相对较少, 从而使碰撞的沙粒进入更高高度, 但在 D 点, 沙源减少, 导致在这个高度范围内输沙率减少; 在 0.36 m 以上, 跃移颗粒相对减少, 进入此高度的沙粒主要是由于沙粒与砾石以及沙粒自身之间碰撞而形成的, 随着沙源供应的减少, 由 B 至 C 和 D 点, 风沙流通量逐渐降低.

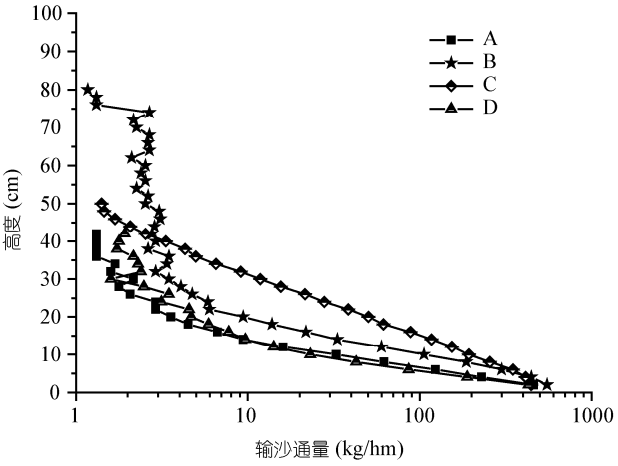

图 3　输沙通量随高度变化特征

国内外在风程对风沙流通量影响方面的研究较多[1,3,5,11], 研究表明, 输沙通量与风程效应有关. 目前, 关于风沙流输沙通量的研究还存在很多争议, 其在地表输送过程中, 随高度的变化关系可以表示为指数函数[12~14]、对数函数[15,16]和幂函数[17,18]. 最近, Juan 等[19]采用不同数学模型对风沙流通量的研究结果表明, 指数函数模型是比较理想的数学分析方法. 在研究区, 戈壁表面不同风程的风沙流通量也可以用指数函数来表示, 这与前人关于风沙流通量的指

数关系吻合, 函数公式如下:

$$Q = a + b \times \exp(-z/c), \quad (2)$$

公式中的 a, b 和 c 为拟合系数, z 为高度(cm), $1/c$ 的绝对值为相对递减率[3].

Dong 等[3]通过风洞实验研究了风程对风沙流通量的影响. 研究表明, 风沙流通量与风程有明显的关系, 在风程较小时, 风沙流通量相对递减率随风程增加而减低, 但在风程达到一定长度时, 相对递减率趋于常数. 野外实验与风洞实验有相似之处, 由表 1 可以看出, 风程明显影响风沙流通量, 随风程的增加, 风沙流通量的相对递减率, 拟合系数 a 和 b 均为先减小后增加, 在 34 m 左右为最小值, 然后随风程增加而增加.

图 4 为不同测点风沙流通量的实测值和模拟值对比分析图. 由图 4 可以看出, 虽然在部分高度上指数函数与实测值有一定差异, 但总体上还是能够很好地模拟风沙流通量随高度的变化特征. 风程不同, 风沙流通量的模拟值与实测值差异不同(图 4). 如果定义实测值和模拟值之差在 10%以内为基本相同的话, B 点的模拟值与实测值差异最大, 其次为 A 和 D 点, C 点的模拟值与实测值差异最小. 造成这种差异的原因应该是不同风程效应时输沙率不同, 由图 6 可知, C 点的输沙率最大, 即可能达到了平衡状态, 而在其余点, 输沙率均处于风蚀状态.

风程不同, 跃移输沙量不同, 如果按照跃移输沙量为总输沙量的 90%为界定义跃移高度, 4 个点的跃移高度分别为 0.08, 0.11, 0.17 和 0.08 m. 在不同风程的人工模拟戈壁上, 随着风程的增加跃移高度也增加, 但在一定距离之后, 又开始降低, 同时, 流沙上的跃移高度与戈壁上某一点大致相同.

2.2 输沙率随风程的变化趋势

风程是研究海岸风沙流的重要参数[4,20,21]. 目前, 对内陆沙漠地区的风程效应研究较少. 风洞实验结果认为, 风程在沙漠沙的风沙流中也存在并影响风沙流[3]. 也有人认为, 在沙源充足的情况下, 风程对风沙流的影响可以忽略, 但在沙源有限时, 风程可能限制风沙流稳定状态的形成[8,22]. 沙子湿度、地表粗糙度增加、风速和风向的变化都会引起风程的变化[5,7], 但这些因子是如何影响风程效应的, 至今还没有很好的研究[23]. 在本研究中, 由图 2 可知, 观测期间的风向变化很小, 因此, 基本可以排除风向对输沙率的影响, 所分析的输沙率仅受风程效应的影响.

图 5 为输沙率随高度累积曲线. 输沙率在戈壁和流沙上随高度的变化不同, 按输沙累计曲线, 可以划分为 0~0.1 和 0.1~0.2 m 两个区间. 在 0~0.1 m 高度范围内, A 和 D 点输沙量占总量的 90%左右, B 点占 87%左右, C 点占 72%左右. 在 0.1~0.2 m 高度范围内, 4 个测点的输沙量均占总输沙量的 90%以上, 按照比例依次为 A, D, B 和 C 点. 造成输沙率累积曲线不同的原因与风沙流通量随风程变化的原因是一致的, 土壤阻力效应、空气动力反馈效应、"崩塌"效应和沙源共同控制戈壁表面输沙率累积曲线随风程效应的变化.

图 6 中的 1, 2, 3 和 4 分别为 3 次观测的输沙率及平均输沙率随风程的变化趋势. 由图 6 可以看出, 无

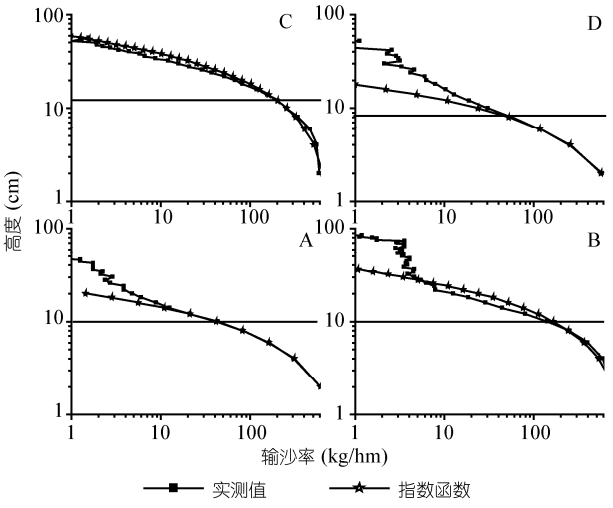

图 4 不同拟合公式时的输沙通量

表 1 输沙率随高度变化拟合公式系数

测点	a	b	c	R^2
A	1.21	1200.50	2.96	1.00
B	–0.27	1150.83	5.16	0.99
C	–3.09	818.33	8.78	0.99
D	1.94	1269.76	2.50	1.00

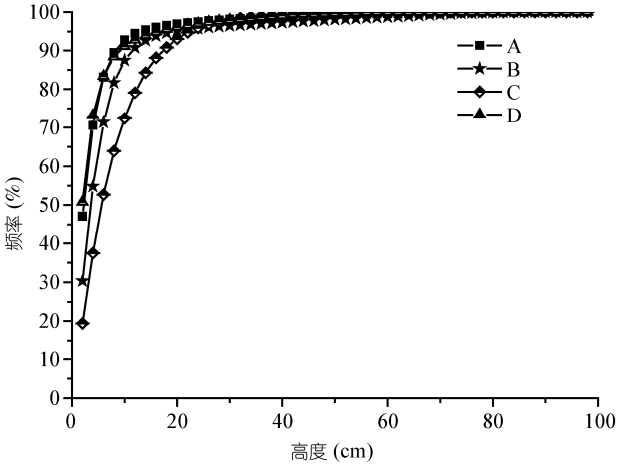

图 5　输沙率随高度累积曲线

论是单次的还是平均的输沙率, 在戈壁表面, 随着风程的增加, 输沙率逐渐增加, 在戈壁表面 34 m 的地方, 输沙率达到最大值, 然后随着风程增加, 输沙率降低. 在不同高度上, 风程对输沙率的影响不同, 均表现为随高度增加, 输沙率最大值所对应的风程长度增加.

表 2 为不同风程效应时的总输沙率. 由表 2 可以看出, 随风程增加, 总输沙率先增加后降低, 但平均风速不同, 风程长度不同, 随平均风速增加, 风程长度增加. 在平均风速为 6.3 m/s 时, 风程长度为 16 m, 但在平均风速为 7.0 和 8.2 m/s 时, 风程长度为 34 m.

Dong 等[3]通过风洞实验发现, 风程长度只有几米, 但是野外观测表明, 风程应该是几十米[4,5,21], 输沙率达到最大值的距离与风速有一定的关系[4]. 造成这种差异的原因可能是: 1) 实验方法不同, 即风洞和野外实验. 风洞实验由于受风洞几何尺寸的影响, 从而导致风洞内的边界层和自然状态不在一个量级上, 已有研究表明, 野外自然状态下所测的粗糙度是风洞所测的 6~7 倍[24]; 2) 实验材料不同, 即沙漠沙和海岸沙. 沙物质的湿度和颗粒大小均影响风沙流的形成与发育; 湿度和粒度不同, 所需的风程长度也不同.

3　结论

风程对风沙流通量具有明显的影响. 在人工模拟戈壁表面, 风程效应受土壤阻力效应、空气动力反馈效应、“崩塌”效应和沙源的共同控制. 在沙源充足的情况下, 风程对风沙流通量拟合公式的系数有影响, 拟合公式中的相对递减率、a 和 b 随风程增加先减小后增加, 在 34 m 左右达到最小值, 然后增加. 随

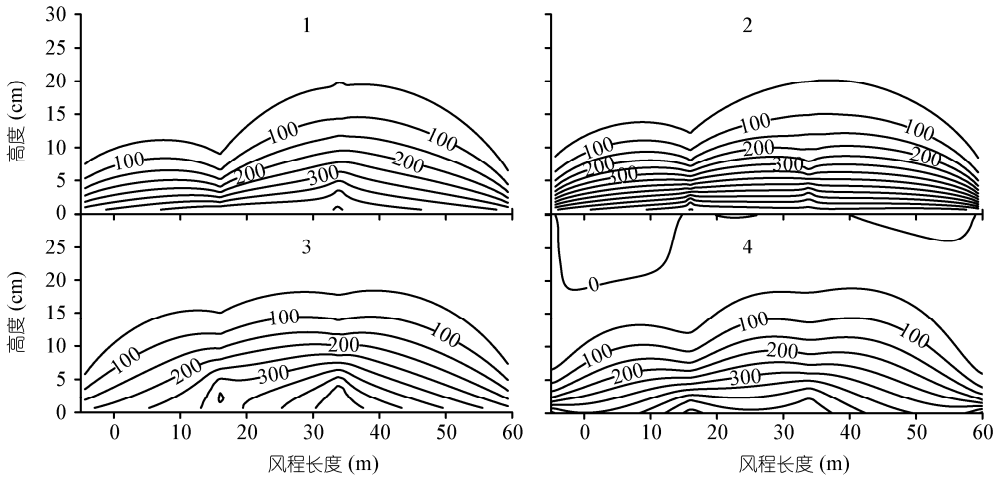

图 6　输沙率随风程长度的变化趋势

表 2　各点总输沙率(kg/hm)

输沙率次数	A	B	C	D	风速(m/s)
1	843.00	1883.19	1481.40	444.15	6.3
2	888.30	1418.70	2618.10	776.10	7.0
3	1400.10	2505.90	3213.60	1488.30	8.2

着风程的增加, 输沙率先增加后降低, 在 34 m 左右 达到最大值, 然后随着风程的增加而降低.

致谢 感谢审稿专家提出的宝贵意见.

参考文献

1 Gillette D A, Herbert G, Stockton, et al. Causes of the fetch effect in wind erosion. Earth Surf Proc Land, 1996, 21: 641–659
2 Bauer B O, Davidson-Arnott R G D, Hesp P A. Aeolian sediment transport on a beach: Surface moisture, wind fetch, and mean transport. Geomorphology, 2009, 105: 106–116
3 Dong Z B, Wang H T, Liu X P, et al. The blown sand flux over a sandy surface: A wind tunnel investigation on the fetch effect. Geomorphology, 2004, 57: 117–127
4 Bauer B O, Davidson-Arnott R D. A general framework for modeling sediment supply to coastal dunes including wind angle, beach geometry, and fetch effects. Geomorphology, 2002, 49: 89–108
5 Davidson-Arnott R G D, Yang Y Q, Ollerhead J, et al. The effects of surface moisture on aeolian sediment transport threshold and mass flux on a beach. Earth Surf Proc Land, 2008, 33: 55–74
6 Stout J E. Wind erosion within a simple field. T Am Soc Agr Eng, 1990, 33: 1597–1600
7 Delgado-Fernandez I. A review of the application of the fetch effect to modeling sand supply to coastal foredunes. Aeolian Res, 2010, doi: 10.1016/j.aeolia.2010.04.001
8 Jackson D W T, Cooper J A G. Beach fetch distance and aeolian sediment transport. Sedimentology, 1999, 46: 517–522
9 李振山, 张琦峰. 风沙流的输沙率沿程变化规律. 中国沙漠, 2006, 26: 189–193
10 屈建军, 黄宁, 拓万全, 等. 戈壁风沙流结构特性及其意义. 地球科学进展, 2005, 20: 19–23
11 Fryear D W, Saleh A. Wind erosion: Field length. Soil Sci, 1996, 161: 398–404
12 Williams G. Some aspects of the eolian saltation load. Sedimentology, 1964, 3: 257–287
13 Fryrear D W, Saleh A. Field wind erosion: Vertical distribution. Soil Sci, 1993, 155: 294–300
14 Dong Z B, Qian G Q, Luo W Y, et al. Analysis of the mass flux profiles of an aeolian saltating cloud. J Geophy Res, 2006, 111: D16111, doi: 10.1029/2005JD006630
15 Kind R J. One-dimensional aeolian suspension above beds of loose particles—A new concentration profile equation. Atmos Environ, 1992, 26: 927–931
16 Gillies J A, Berkofsky L. Eolian suspension above the saltation layer, the concentration profile. J Sediment Res, 2004, 74: 176–183
17 Nickling W G. Eolian sediment transport during dust storms: Slims River Valley, Yukon Territory, Canadian. J Earth Sci, 1978, 15: 1069–1084
18 Shao Y P, Leslie L M. Wind erosion prediction over the Australian continent. J Geophy Res, 1997, 102: 30091–30105
19 Juan E P, Buschiazzo D E, Zobeck T M. Comparison of different mass transport calculation methods for wind erosion quantification purposes. Earth Surf Proc Land, 2010, 35: 1548–1555
20 Nordstrom K F, Jackson N L. Effect of source width and tidal elevation changes on aeolian transport on an estuarine beach. Sedimentology, 1992, 39: 769–778
21 Van der Wal D. Effects of fetch and surface texture on aeolian sand transport on two nourished beaches. J Arid Environ, 1998, 39: 533–547
22 Lynch K, Jackson D W T, Cooper J A G. Aeolian fetch distance and secondary airflow effects: The influence of micro-scale variables on meso-scale foredune development. Earth Surf Proc Land, 2008, 33: 991–1005
23 Davidson-Arnott R G D, Dawson J C. Moisture and fetch effects on rates of aeolian sediment transport, Skallingen, Denmark. Proceedings Canadian Coastal Conference. Ottawa: Coastal Science and Engineering Association, Canada, 2001. 309–321
24 Farrell E J, Sherman D J. Process-scaling issues for aeolian transport modeling in field and wind tunnel experiments: Roughness length and mass flux distributions. J Coastal Res, 2006, 39: 384–389