

风成沙波纹和沙丘的动力行为分析

郑晓静, 薄天利

兰州大学西部灾害与环境力学教育部重点实验室, 兰州 730000

E-mail: xjzheng@lzu.edu.cn

2009-02-02 收稿, 2009-04-03 接受

国家重点基础研究发展计划(编号: 2009CB421304)、国际科技合作计划(编号: 2006DFA03640)、国家自然科学基金(批准号: 10532040, 10872082)和教育部科学技术研究重大项目(编号: 308022)资助

摘要 通过对风成沙波纹和沙丘场形成和发展过程的三维定量模拟, 再现出沙波纹的自修复过程和沙丘的碰撞过程. 在此基础上, 揭示出沙波纹及其“Y”形接头的自修复行为以及沙丘碰撞后出现包括类“孤波”在内的不同现象的主要规律, 发现: 沙波纹自修复时间会随摩阻风速的增大而缩短, 而“Y”形接头的存在和粒径的增大都将延长沙波纹的自修复过程; 沙丘间发生碰撞的后果与发生碰撞的两个沙丘的相对尺度以及它们连心线与风向的夹角有关, 而类“孤波”现象的出现主要发生在相互碰撞的沙丘尺度比较接近且连心线与风向的夹角较小的情形.

关键词
风成地貌
自修复
孤波
定量模拟
颗粒物

由无数颗沙粒构成的沙波纹和沙丘场是一种自然景观, 也是一种典型的颗粒物系统. 在风力作用下, 一颗颗尺度在微米量级的沙粒进行着彼此毫无关联的无序运动, 却可以按一定规律排列成尺度在厘米量级的沙波纹和尺度在千米量级的沙丘场. 同时, 这种颗粒物系统构成的“图案”并非一成不变, 而是具有一系列丰富的动力行为, 如自修复和碰撞等. 对这种具有多层次、跨尺度、自组织、自修复、临界性和非线性特性的复杂系统以及对这种从无序到有序的发展过程的认识、理解和描述, 是当今众多学科的科学前沿的基本问题, 具有普遍性和极其重要的科学意义. 不仅如此, 研究并揭示这种颗粒物系统形成、发育、分布和演变的规律, 在有助于对风成地貌这种自然现象有更全面和清晰认识的同时, 还可防沙固沙以及某些工程和交通线路的设计提供必要的理论指导.

直接观测是对沙波纹和沙丘场研究的最早期也是最重要的途径. Andreotti等人^[1,2]就报道过沙波纹的自修复行为以及沙波纹的形成分为三个阶段, 即初始形态的产生、沙波纹的生长和沙波纹的饱和.

Elbelrhiti等人^[3]利用航拍图和全球定位系统(GPS)对Morocco地区新月形沙丘场中140个新月形沙丘的发展进行了长达三年的野外观测, 发现在风力作用下, 中尺度沙丘的形态是不稳定的; 不同尺度的沙丘会发生沙丘中心连线与风场方向一致的正碰和成一定角度的侧碰. 并且认为风向变化和沙丘间碰撞是新月形沙丘的尺度变化和形态发展的根本因素之一. Endo和Taniguchi^[4]将沙粒放置水槽中堆成沙堆, 观测了在单一方向的水流作用下沙丘间相互作用的过程, 并将新月形沙丘相互作用的形式分为吞噬、派生和劈开三种. 他们认为沙丘间相互作用的结果取决于两个沙丘的相对和绝对尺度. 然而, 由于沙波纹和沙丘场形成和发展的时间和空间尺度或小而短或大而长, 因此, 一直缺乏相关的定量分析.

通过理论建模和计算机仿真模拟来揭示沙波纹和沙丘形成和发展的过程、机理和规律, 是风成地貌研究的另一种重要途径. 近年来相继发展了一些基于连续介质理论的初边值问题模型^[5,6]和基于若干人为规则的计算机模拟方法^[7-9]. 然而, 尽管连续模型方法具有物理意义明确并能在一定程度上与实际的

引用格式: 郑晓静, 薄天利. 风成沙波纹和沙丘的动力行为分析. 科学通报, 2009, 54: 1488~1495

Zheng X J, Bo T L. Analysis on the dynamical behaviors of aeolian sand ripples and sand dunes (in Chinese). Chinese Sci Bull (Chinese Ver), 2009, 54: 1488~1495, doi: 10.1360/972008-2572

空间和时间尺度相对应的优点,但由于忽略了沙粒的离散特性,所得到的结果无法预测出沙波纹的“倒粒序结构”^[10]。同时,由于在很大程度上依赖于所给定的初始构型尺度,特别是当沙丘场中有较多不同大小的沙丘时,相应的流场难以准确计算,且计算量大,这样就难以推广到对整个沙丘场形成和发展过程的研究。而现有的计算机模拟方法,尽管可以实现对沙波纹和沙丘场形貌的再现,但由于那些供计算机操作的规则往往是人为给定的,缺乏对实际风沙运动过程(如跃移在沙波纹和沙丘场形成和发展中起着主导作用)的考虑和与实际物理量(如风沙流的风速和输沙率等)的联系,因而,除了所得到的若干可量化模拟结果与实际沙波纹和沙丘场存在较大的出入,如实际沙波纹的波长比模拟结果大 3~4 倍,间接得到的沙丘移动速度远大于实际值,所给出的模拟结果看似与实际沙波纹和沙丘场的形貌相似,却难以与真实的沙丘场形成和发展过程在空间和时间尺度上相对应。

最近,我们结合基于连续介质理论的数值模拟方法和基于计算机模拟离散方法的优点,分别提出了关于沙波纹的离散粒子追踪法^[11]和关于沙丘场的尺度耦合法^[12],成功实现了对沙波纹和沙丘场形成和发展过程的定量模拟和预测,其中关于沙波纹的离散粒子追踪法,既追踪了每一颗参与形成沙波纹的溅移沙粒的跃移和蠕移运动,以反映风沙运动系统的散体性,又通过对众多沙粒在沙床上方所形成的风沙流的计算和沙波纹周围局部风场的计算以及对粒-床碰撞过程的模拟,并考虑来流风场与沙粒运动的相互作用,以反映风沙运动系统的特征。而关于沙丘场的尺度耦合法,是通过对尺度在“米”量级的“沙片”——“中观”层面的“过渡元”,被侵蚀的位置和数量以及厚度和传输距离的确定,将尺度在微米量级的沙粒所进行的尺度在厘米量级的跃移运动(或称为“微观”层面)与尺度在千米量级的沙丘场(或称为“宏观”层面)联系了起来。由此很好地解决了模拟结果在空间和时间尺度上与实际沙波纹和沙丘场形成和发展过程的对应以及沙粒运动与沙波纹和沙丘场形成和发展在空间和时间尺度上的尺度跨越问题。本文将利用离散粒子追踪法和尺度耦合法,通过对三维沙波纹和 9 km² 的沙丘场形成和发展过程的定量模拟,揭示沙波纹及其“Y”形接头的自修复行为和沙丘场中的沙丘碰撞行为及类“孤波”行为。

1 模拟方法

1.1 三维沙波纹模拟的主要步骤

对沙波纹进行模拟主要考虑了真实沙波纹形成的三个主要因素^[13],即粒径各异的众多沙粒在沙床上方所形成的风沙流、风沙流中沙粒对沙床的碰撞以及碰撞后沙粒的反弹或溅起(溅移沙粒起跳)、沙粒在床面上方的跃移和在床面的蠕移(溅移沙粒的传输和沉积)。

对于给定的沙粒粒径,生成一远大于实际沙波纹尺度的初始平坦的三维沙床。然后,对于给定的沿水平方向的来流摩阻风速 $u_{*-\infty}$,采用统计耦合模型^[13]计算稳态风沙流,从而确定沙床上方稳态风沙流中沙粒速度和浓度沿高度的分布以及在给定时间步长,如 1 s 内风沙流冲击沙床的沙粒数及其冲击速度和冲击角度。由所计算得到的沙粒速度和浓度沿高度的分布,从沙床左边界开始,沿高度按一定间距和时间间隔向系统输入冲击沙床的沙粒,其中间距取为沙粒平均跃移长度,并将沙床右边界取为周期边界。根据所计算得到风沙流冲击沙床的沙粒的冲击速度和冲击角度,采用粒-床碰撞的软球模型^[13],得到粒-床碰撞后的溅移沙粒数目及其位置、速度和角度。然后,根据溅移沙粒的垂向速度能否保证沙粒起跃至一个粒径高度为临界条件,确定出作跃移运动的沙粒。

根据沙粒跃移微分方程^[14],计算跃移沙粒的运动,并考虑沙床起伏表面对来流风场乃至对沙波纹形成的影响。通过考虑作蠕移运动的溅移沙粒沿着沙床表面的滚动和在滚动过程中由于能量损耗最终停止,确定沙粒最终的停留位置^[11]。最后,依据床面形态确定计算时间。当将该时间段内的沙粒全部输入系统并且由此溅起的沙粒完成跃移运动(不止一次)后,则认为该时间段内的计算完成。此时,如果得到沙波纹尺度与上一时间步所得到的沙波纹尺度相同,就意味着沙波纹的发展基本达到饱和并结束模拟,否则,进行下一时间步的计算。同时,将该时刻的床面形态作为下一计算时间步的床面初始形态。

1.2 三维沙丘场模拟的主要步骤

沙丘场的耦合尺度方法^[12]是将所生成的床面离散成矩形的“沙片”,然后分别从“微观”和“宏观”两个层面来确定“沙片”的传输性质以及“沙片”的侵蚀和沉积行为。在第一个层面,首先是通过考虑风沙流输

运的物理过程来确定“沙片”的厚度,然后基于概率和统计的方法,结合沙粒在传输过程中的起跳、反弹和沉积来确定“沙片”每次传输的距离.在第二个层面,是结合床面构型的变化来确定床面被侵蚀的“沙片”的位置和数量以及“沙片”的沉积.

在对所给定的沙粒粒径 D_s ,生成高度为给定的沙源厚度 H_s 且长度和宽度与所确定的模拟区域相同的平坦床面后,将其离散为长和宽分别为 a 和 b 的矩形“沙片”.为了体现输沙率沿着沙丘迎风坡的变化^[15,16],本文通过考虑沙床在沿水平方向的来流摩阻风速 $u_{*-\infty}$ 在沙丘迎风坡表面的风速变化,确定出床面不同位置处的实际摩阻风速,然后,由连续跃移模型^[6]计算出第 $n(n=1, 2, \dots, N)$ 个时间段 $\Delta T=T/N$ (T 为模拟总时间,如可取 $T=100$ 年,若取 $\Delta T=1$ 天,则 $N=36500$)时,沙床不同位置处的输沙率 $q_{sij}^{(n)}$ 和风沙流速度 $u_{sij}^{(n)}$ ^[16].通过判断实际摩阻风速 $u_{*ij}^{(n)}$ 是否大于沙粒的临界启动风速 u_{*t} ,可确定出床面被侵蚀的“沙片”的数量.随机抽取其中的一个被侵蚀的“沙片”,记为 S_{ij} ,这里下标 i, j 为“沙片”所在床面位置的标号,计算在这个时间内从“沙片” S_{ij} 上侵蚀的沙量 $Q_{sij}^{(n)} = q_{sij}^{(n)} \cdot \Delta T \cdot b \cdot (1 - \Delta s)$,可确定出“沙片” S_{ij} 的平均厚度 $\eta_{ij}^{(n)} = Q_{sij}^{(n)} / (\sigma \rho_{\text{sand}} ab)$.这里 σ 为床面沙粒孔隙度,一般取0.62; Δs 为覆盖系数,它由在时间 ΔT 内从来流方向在单位宽度内通过一次跃移并沉积的沙量所覆盖面积的长度与一次跃移的平均长度之比表示.

考虑到风沙流在稳态情形的动量守恒,令被侵蚀的“沙片” S_{ij} 的沙量在 ΔT 时间内以 $n_t = \lfloor \Delta T / T_{sij}^{(n)} \rfloor$ ($T_{sij}^{(n)} = 1.7u_{*ij}^{(n)} / g$ 为沙粒平均跃移时间^[17], $\lfloor \cdot \rfloor$ 表示取整数)次跃移方式输运(其间分别以概率 β 侵蚀和概率 α 沉积)的沙粒平均动量之和与“沙片” S_{ij} 在 ΔT 时间内传输距离 $l_{ij}^{(n)}$ 的动量相等,可得到“沙片” S_{ij} 在 ΔT 时间内的平均传输距离 $l_{ij}^{(n)}$.同时规定:当“沙片”在沿风向传输时,一旦遇到沙丘的保护区域便立即沉积.而当沉积的“沙片”与相邻“沙片”的相对梯度大于沙粒休止角 θ ,一般为 30° 左右^[9],为体现沙粒堆积所实际存在的“崩塌行为”,规定处于较高位置处的“沙片”向其相邻的“沙片”输送厚度为 $(\Delta h - a \tan \theta) / 2$ 的沙量,这里 Δh 为相邻位置的高度差.然后,再随机抽取该 ΔT 时间内床面被侵蚀的另一个“沙片”,重复前面对这一“沙片”沉积过程的处理.在该 ΔT 时间内所有被侵蚀的“沙片”处理完毕后,转入对下一个 ΔT 时间段的处理,直到 $n=N$ 为止.

2 模拟结果

2.1 三维沙波纹的形成和发展

利用上述离散粒子追踪方法,本文对 4×10^7 颗沙粒所形成的厚度为3 cm、面积为 $1.5 \text{ m} \times 1.5 \text{ m}$ 的沙床上的沙波纹形成和发展过程进行了模拟,并在图1中展示出三个不同时刻的模拟结果.由图1(a)可见,大约在 $t=22 \text{ s}$,平坦沙床面开始出现微小凸起;随后,这些

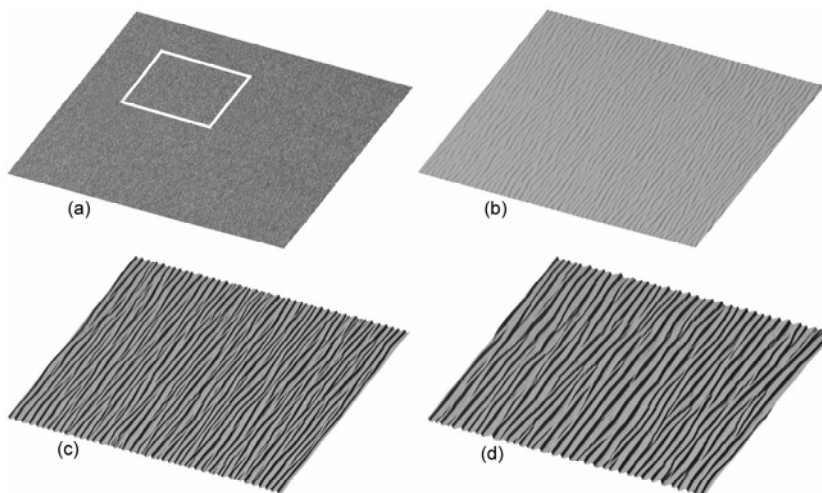


图1 沙波纹“Y”形接头形成和发展过程

(a) 床面发生微小凸起($t=22 \text{ s}$); (b) 图(a)局部放大图; (c) 随着小沙波纹合并床面出现大量的“Y”形接头($t=268 \text{ s}$); (d) 当沙波纹达到饱和时,“Y”形接头数量明显减少($t=536 \text{ s}$),沙粒粒径为0.3 mm,风速为0.4 m/s,计算区域为 $1.5 \text{ m} \times 1.5 \text{ m}$

微小的凸起开始长大为有一定波长和波高的小沙波纹, 并出现由于长短不同的沙波纹合并而出现的痕迹——“Y”形接头, 见图 1(c); 随着时间发展, 这些小沙波纹的波长和波高逐步增加, 直至形成稳定的成熟(饱和)沙波纹, 见图 1(d). 在这一过程中, 随着沙波纹沿风向的移动, 原有的“Y”形接头会逐渐与上风向的沙波纹断开, 而与下风向沙波纹连接. 即使是在沙波纹形态(波长和波高)达到饱和后, 它们也还会逐步加长其长度, 只是在保持形态以与风速成正比的速度沿风向移动的同时, “Y”形接头逐渐减少.

模拟所给出的这种沙波纹形成过程, 不仅在定性上与风洞实验和野外观测 [4]一致, 而且通过对沙波纹达到饱和时的尺度和所需要的饱和时间进行分析发现: 我们的模拟结果在定量上与实验和野外观测结果吻合良好, 见图 2(a)和(b). 野外沙波纹的饱和时间比风洞情况的要长, 可能是由野外风场的非持续性所致. 由图 2 可知, 沙波纹达到饱和时的波长随着摩阻风速的增大和粒径的减小而增大, 饱和时间随摩阻风速的减小和粒径的增大而增大, 粒径为 0.3 mm 时模拟得到的饱和沙波纹波长定量上与巴丹吉林沙漠(沙粒平均粒径为 0.3 mm)的测量结果接近, 其饱和时间定量上与我们在风洞中采用巴丹吉林沙丘沙粒形成沙波纹所需时间的测量结果接近. 我们的模拟结果还给出了沙波纹形成和消失的两个临界摩阻风速 u_{*1} 和 u_{*2} . 这意味着: 当来流风场的摩阻风速 $u_{*-\infty} < u_{*1}$

时, 床面很难有沙波纹形成; 而当来流风场的摩阻风速 $u_{*-\infty} > u_{*2}$ 时, 由于沙粒跃移运动加剧, 跃移层厚度增加, 因而所形成的沙波纹也将消失. 除此之外, 本文模拟结果还首次给出了沙波纹的这两个临界摩阻风速 u_{*1} 和 u_{*2} 随沙粒粒径的变化(图 3). 由图 3 可见, 随着粒径的增大, u_{*1} 和 u_{*2} 值增大. 但是, 当粒径大于 0.5 mm 后, 床面没有沙波纹形成.

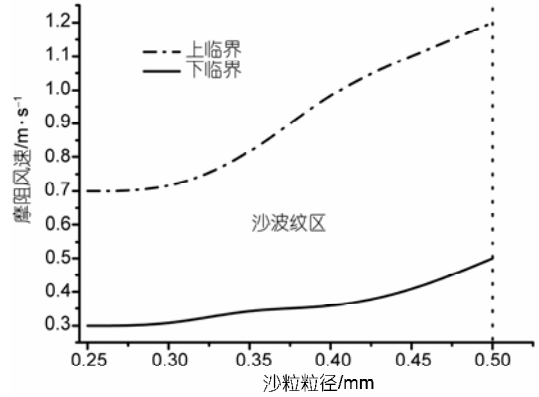


图 3 沙波纹临界摩阻风速随沙粒粒径的变化

2.2 三维沙波纹的自修复行为

将所模拟得到的达到饱和的沙波纹中的一部分沙波纹抹平, 见图 4(a), 并继续模拟, 可以发现: 在风沙流作用下, 在被抹平的沙波纹区域内将重新生长出新的沙波纹, 见图 4(b). 这些新生的沙波纹在逐渐达到饱和(图 4(c))的同时, 会与周围未经破坏的沙

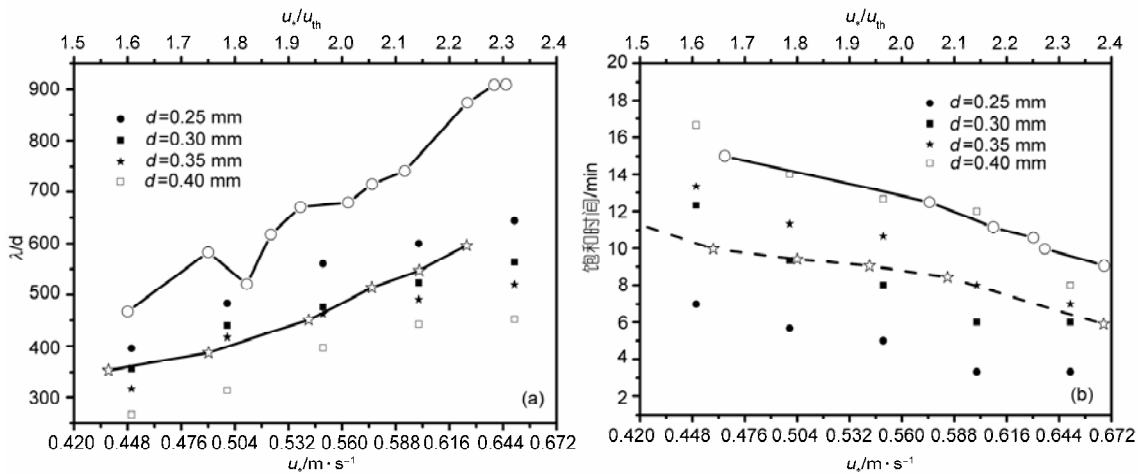


图 2 沙波纹波长和饱和时间随风速的变化

(a)为沙波纹波长随风速的变化, --○--为 Andreotti 等人 [4]野外观测结果, --为巴丹吉林沙漠观测结果, ●, ■, 和 □ 分别是粒径为 0.25, 0.30, 0.35 和 0.40 mm 时的模拟结果; (b)为沙波纹饱和时间随风速的变化, --○--为巴丹吉林沙漠测量结果, --为兰州大学多功能风洞的测量结果, ●, ■, 和 □ 分别是粒径为 0.25, 0.30, 0.35 和 0.40 mm 时的模拟结果

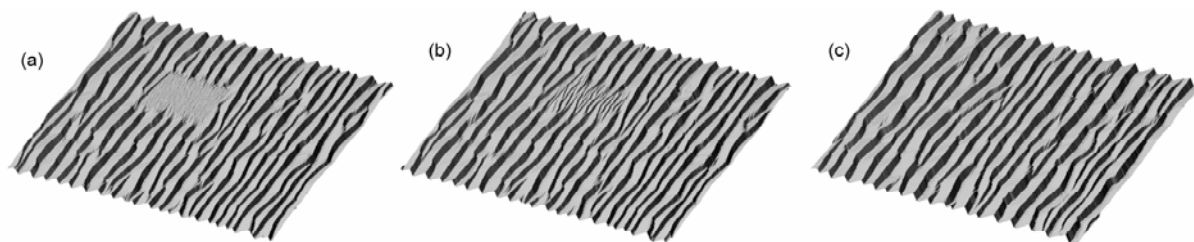


图 4 沙波纹修复过程

(a) 0 s; (b) 60 s; (c) 240 s. $u_{*x}=0.45$ m/s, $D_s=0.3$ mm, 床面面积为 $1.5\text{ m}\times 1.5\text{ m}$

波纹相连,以至于完全消除了当初被破坏的痕迹.进一步观察发现,沙波纹抹平区域存在有“Y”形接头时的修复过程比没有“Y”形接头情况的过程要长,见图 5.同时本文首次揭示出,沙波纹自修复所需的时间随摩阻风速的增大而缩短,但随着粒径的增大而增长.由此可见,本文的模拟结果不仅能很好地再现沙波纹的自修复能力,而且还给出了沙波纹修复过程随风速和粒径的变化规律,以及“Y”形接头对沙波纹修复过程的影响.

2.3 三维沙丘场的形成和发展过程

运用上述耦合尺度方法,本文给出了沙源厚度为 0.8 m 的 9 km^2 沙丘场形成和发展的全过程,见图 6(a)~(d).由图 6(a)可见,在沙丘场发展初期,如第 2 年,平坦床面在风力作用下将形成大量形状不规则的小沙堆,其中沙堆的最大高度只有 2.86 m .随着时间的推移和风力的持续作用,床面沙堆间的相互作用将导致沙堆数量减少,尺度增加,如第 5 年(图 6(b)),此时沙堆的最大高度已达到 4.21 m ,并且开始有类似新月形的沙丘出现.当沙丘场发展到第 8 年时,床面沙堆的形状基本上以新月形为主,见图 6(c),且沙丘的最

大高度为 6.84 m .在此之后,沙丘场开始出现一些由新月形沙丘组成的沙丘链(见图 6(d)).此时,尽管沙丘场无论在形态上还是在沙丘的尺度上都还在继续发生变化,但是就单个沙丘而言,其高度增加的速度开始减缓,如在第 13 年,新月形沙丘的最大高度为 7.47 m .将本文模拟得到的不同沙源厚度情况的沙丘平均高度与实际观测结果 [18] 对比(表 1)可以发现,本文给出的随着沙源厚度增加,沙丘场沙丘平均高度增大的规律与实际观测结果一致,而且模拟结果在定量上也与实际观测结果十分接近,最大相对误差在 13% 以内.

表 1 沙丘平均高度随沙源厚度的变化^{a)}

H_s/m	h_{avg}/m	$h_{\text{avg}}^2/\text{m}$
0.66	5.88	5.84
1.00	6.87	6.33
1.68	8.00	7.51
2.80	10.00	10.81
3.48	13.04	12.80
4.00	15.00	14.57
4.40	18.33	15.93

a) H_s 为沙源厚度, h_{avg} 为野外观测得到的沙丘平均高度, h_{avg}^2 为模拟得到的沙丘平均高度

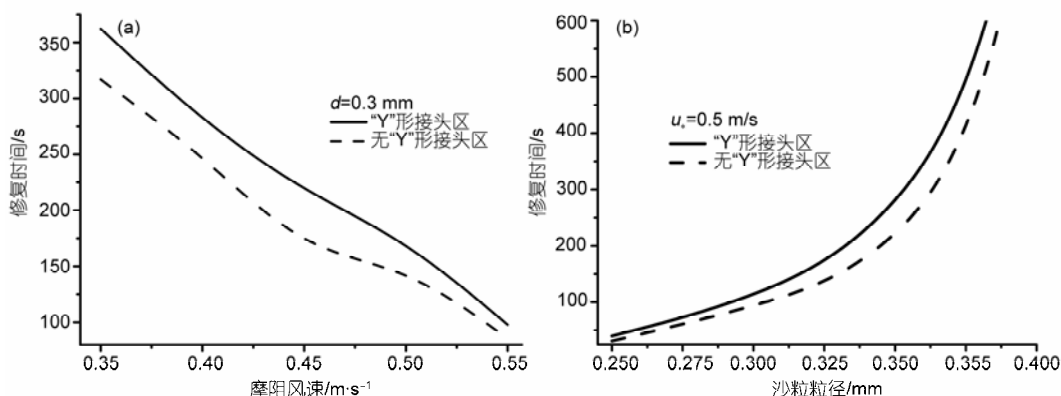


图 5 沙波纹修复时间随风速(a)和粒径(b)的变化

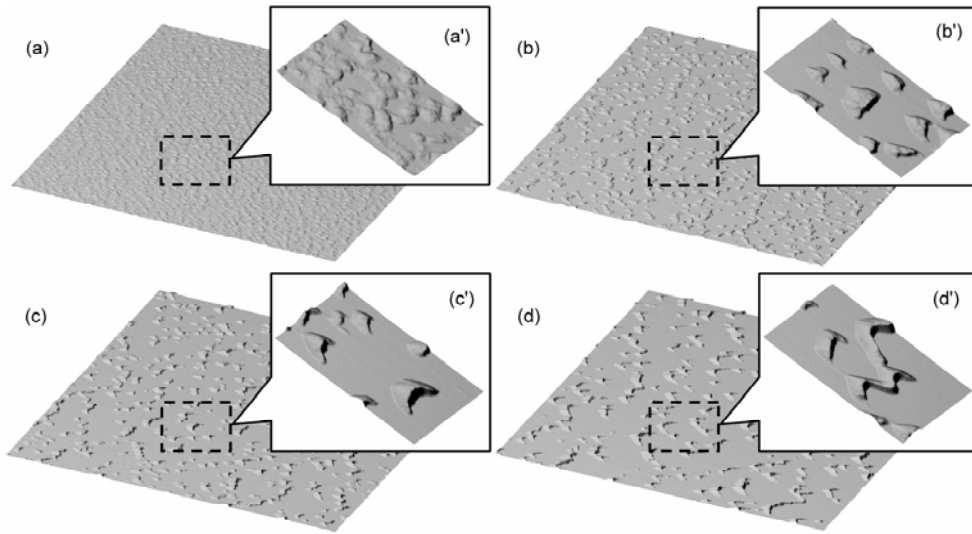


图 6 本文模拟的新月形沙丘场形成过程

$u_{*-\infty}=0.5 \text{ m/s}$, $D_s=0.3 \text{ mm}$, $H_s=0.8 \text{ m}$, $S=3000 \text{ m} \times 3000 \text{ m}$. (a)~(d)为第 2 年, 5 年, 8 年和 13 年的沙丘场的全局俯视图, (a')~(d')为第 2 年, 5 年, 8 年和 13 年的沙丘场的局部放大图

2.4 沙丘的碰撞

本文模拟结果还再现了沙丘场中沙丘碰撞的三种主要结果(图 7)。当图 7(a)中尺度较小的沙丘(○)与大沙丘(☆)碰撞后, 如果两者的高度比为 0.86:1, 则 5 年后, 图 7(b)中“1”号沙丘的尺度与图 7(a)中沙丘(○)的尺度接近, 而“2”号沙丘尺度与图 7(a)中沙丘(☆)的尺度接近, 就好像原来在后面的小沙丘(○)穿过了原来在前方的大沙丘(☆)。这种现象与“孤波”行为非常类似, 而这种现象在连续模型方法中也曾模拟得到, 但在实际观测中一直未发现^[19]。而且, 当

图 7(a)中的沙丘(○)与沙丘(☆)的高度比为 0.66:1 时, 会发生一种称之为“衍生”的现象(图 7(c)), 即“3”号沙丘的尺度比图 7(a)中沙丘(○)的尺度大, 而“1”和“2”号沙丘的尺度相当, 但小于图 7(a)中的沙丘(☆)。这就好像是图 7(a)中的小沙丘(○)在碰撞后变大, 而原来的大沙丘(☆)分解为两个尺度较小的沙丘。当图 7(a)中的沙丘(○)与沙丘(☆)的高度差异加大, 如 0.53:1 时, 则会发生一种称之为“吞噬”的现象, 即原来的沙丘(○)与大沙丘(☆)在碰撞后发生合并, 在图 7(d)中只有一个“1”号沙丘存在。就碰撞后果而言, 风成沙丘

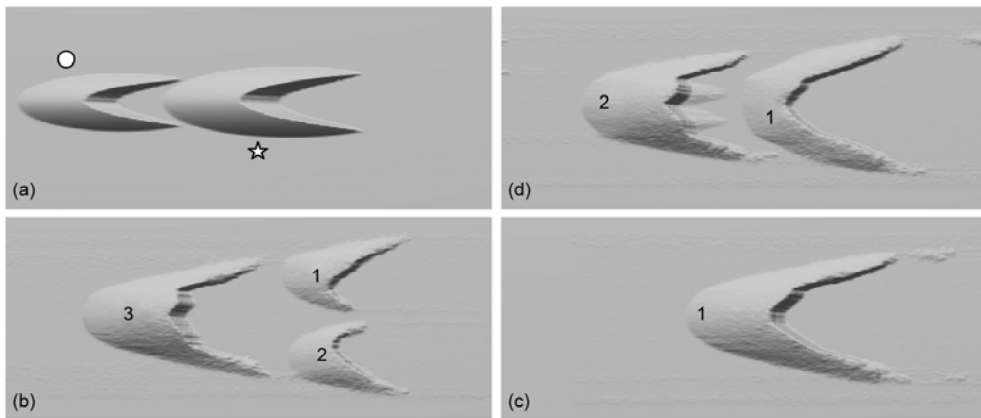


图 7 沙丘间碰撞行为

(a)为初始床面, ☆为尺度较大的沙丘, ○为尺度较小的沙丘, (b)~(d)分别为两者高度比为 1:0.86, 1:0.66 和 1:0.53 时得到的 5 年后的床面形态, $u_{*-\infty}=0.5 \text{ m/s}$, $D_s=0.3 \text{ mm}$

与水下沙丘的“派生”、“劈开”以及“吞噬”的碰撞行为^[4]是相似的,但是就碰撞过程而言,水下沙丘的“派生”行为是指小沙丘从大沙丘穿过,风成沙丘的类“孤波”行为则是随着两个沙丘的移动,小沙丘尺度增大,大沙丘尺度减小;水下沙丘的“劈开”行为是指在小沙丘的作用下大沙丘分解为两个尺度较小的沙丘,风成沙丘的“衍生”行为则是大沙丘与小沙丘发生合并后在丘臂处释放出小沙丘.本文仔细分析了这三种碰撞后现象产生的条件,发现它们与沙丘的相对高度和沙丘连心线与风向的夹角有关并给出了相应的变化范围(图 8).由图 8 可见,两沙丘碰撞后出现类“孤波”现象的条件区域远小于出现“衍生”和“吞噬”现象的区域.这也就是为什么很难观测到两沙丘碰撞后的类“孤波”现象的原因.

3 结论

本文首次实现了对风成沙波纹和沙丘场形成和发展过程的三维定量模拟,由此得到的沙波纹饱和尺度和达到饱和的时间以及沙丘场中的沙丘平均高度均与实验观测结果吻合.同时,再现了沙波纹的自修复能力和“Y”形接头,以及包括类“孤波”现象在内

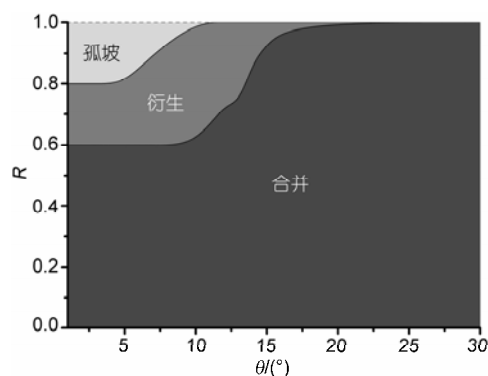


图 8 沙丘碰撞行为与两个沙丘的相对尺度和连心线与风向的夹角(θ)的关系

R 为小沙丘尺度与大沙丘尺度的比值

的沙丘碰撞的不同结果.通过对模拟结果的分析发现:沙波纹自修复时间会随摩擦风速的增大而缩短,但“Y”形接头的存在和粒径的增大都将延长沙波纹的自修复过程.沙丘间发生碰撞后的结果与相互碰撞的两个沙丘的相对尺度以及它们连心线与风向的夹角有关.而类“孤波”现象的出现主要发生在相互碰撞的沙丘尺度比较接近且连心线与风向的夹角较小的情形.

参考文献

- Andreotti B, Claudin P, Pouliquen O. Aeolian sand ripples: Experimental study of fully developed states. *Phys Rev Lett*, 2006, 96: 028001[DOI]
- Landry W, Werner B T. Computer simulations of self-organized wind ripple patterns. *Physica D*, 1994, 77: 238—601[DOI]
- Elbelrhiti H, Claudin P, Andreotti B. Field evidence for surface-wave induced instability of sand dunes. *Nature*, 2005, 437: 04058
- Endo N, Taniguchi K. Observation of the whole process of interaction between barchans by flume experiments. *Geophys Res Lett*, 2004, 34: L12503[DOI]
- Holye R B, Metha A. Two-species continuum model for aeolian sand ripples. *Phys Rev Lett*, 1999, 83: 5170—5173[DOI]
- Sauermann G, Kroy K, Herrmann H J. A continuum saltation model for sand dunes. *Phys Rev E*, 2001, 64: 31305[DOI]
- Anderson R S, Bonas K L. Grain size segregation and stratigraphy in aeolian ripples modelled with a cellular automaton. *Nature*, 1993, 365: 740—743[DOI]
- Nishimori H, Ouchi H. Formation of ripple patterns and dunes by wind-blown sand. *Phys Rev Lett*, 1993, 71: 197—200[DOI]
- Werner B T. Eolian dunes: Computer simulations and attractor interpretation. *Geology*, 1995, 23: 1107—1110[DOI]
- Bagnold R A. *The Physics of Blown Sand and Desert Dunes*. London: Chapman and Hall, 1941
- 郑晓静, 薄天利, 谢莉. 风成沙波纹的离散粒子追踪法模拟. *中国科学 G 辑: 物理学 力学 天文学*, 2007, 37: 527—534
- Zheng X J, Bo T L, Zhu W. A scale-coupled method for simulation of the formation and evolution of aeolian dune field. *Int J Nonlin Sci Numer*, 2009, 10: 387—395
- Anderson R S, Haff P K. Wind modification and bed response during saltation of sand in air. *Acta Mech*, 1991, 1(suppl): 21—50
- Werner B T. A steady-state model of wind-blown sand transport. *J Geol*, 1990, 98: 1—17
- 哈斯. 腾格里沙漠东南缘沙丘表面风沙流结构变异的初步研究. *科学通报*, 2004, 49: 1099—1104
- 韩致文, 董治宝, 王涛, 等. 塔克拉玛干沙漠风沙运动若干特征观测研究. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2003, 33: 255—263
- Nalpanis P, Hunt J C R, Barrett C F. Saltating particles over flat beds. *J Fluid Mech*, 1993, 251: 661—685[DOI]

- 18 Wasson R J, Hyde R. Factors determining desert dune type. *Nature*, 1983, 304: 337—339[DOI]
- 19 Livingstone I, Wiggs G F S, Baddock M. Barchan dunes: Why they cannot be treated as solitons or solitary waves. *Earth Surf Proc Landforms*, 2005, 30: 255—257[DOI]

Analysis on the dynamical behaviors of aeolian sand ripples and sand dunes

ZHENG XiaoJing & BO TianLi

Key Laboratory of Mechanics on Western Disaster and Environment of the Ministry of Education of China, Lanzhou University, Lanzhou 730000, China

Three dimensional quantitative simulations on the formation and evolution of aeolian sand ripples and sand dunes are presented. The simulations successfully replayed the self-reparation behavior of sand ripples and the collision behavior of sand dunes. The simulation results revealed the dominant physical laws governing the self-reparation behavior of sand ripples and Y-junctions, and the phenomena that two aeolian barchan dunes collide with each other in a manner similar to solitons or solitary waves. The results indicate that the self-reparation time of sand ripple will reduce with the frictional wind speed increasing, and the existence of Y-junction and the increase of sand diameter will extend the self-reparation process of sand ripple. The collision's consequence between sand dunes is related with the two sand dunes relative scales and the angle between the line lock of center of dunes and wind direction. When the scales of two sand dunes are close and the angle between the line lock of center of dunes and wind direction is small, the solitary waves behavior will appear.

aeolian geomorphology, self-reparation, solitary waves, quantitative simulation, granular material

doi: 10.1360/972008-2572