

巴丹吉林沙漠沙山粒度组成与沙山地貌分带

邵天杰 赵景波 董治宝

(陕西师范大学旅游与环境学院 陕西 西安 710062)

摘 要: 为查明巴丹吉林沙漠东南部沙山的成因与发育机制,在沙山密集分布的中心地区选择典型高大沙山作为研究对象,将单个沙山的物质组成与地貌分带相结合进行系统、定量的研究。通过粒度分析获得了沙山不同剖面、不同部位沉积物的粒度组成和各粒级含量的变化等数据,并进一步探讨了粒度组成和含量变化与沙山地貌分带、形成风动力条件之间的相互关系。得出以下主要结论: 1. 巴丹吉林沙漠沙山粒度组成为粗粉砂、极细砂、细砂、中砂、粗砂。其中细砂含量最高,中砂、粗砂次之,极细砂和粗粉砂含量均较少。2. 沙山迎风坡表层沉积物的粒度比迎风坡下层和背风坡表层要粗,其搬运介质的平均动能也最大。3. 从沙山坡脚到坡顶粒度组成均呈现由粗变细的趋势,这是由它们的形成过程和受到的动力作用存在差异决定的。4. 沙山迎风坡不同部位的坡度、沙丘类型与分布在纵向上存在明显差异,可将其分为风蚀粗化的平沙洼地带、稀疏简单的新月形沙丘或沙丘链带、密集叠置的新月形沙丘及沙丘链带、陡峭的主峰带等 4 个地貌带。5. 组成沙山的风沙物质不是一次搬运到达沙山中上部的,而是经过了多次的风力搬运阶段才达到的。

关键词: 沙山形成; 地貌分带; 粒度成分; 巴丹吉林沙漠

中图分类号: P931.3

文献标志码: A

巴丹吉林沙漠极其高大的沙山与湖泊交错发育的地貌景观为世界罕见,一直以来都是国内外沙漠地理学者关注的焦点^[1-7]。目前,关于巴丹吉林沙漠高大沙山的形成原因与发育机理仍存在较大的争议:楼桐茂^[8]认为流沙直接覆盖在石质低岗之上,是形成沙山的基础,沙山的形态受下伏基底地形的控制。孙培善^[9]等认为地质构造运动导致沙漠地表发生褶皱隆起,从而形成了沙山。谭见安^[10]认为沙山的下伏基底是早更新世湖相沉积形成的古老沙丘,这些古沙丘形成后被钙质胶结层固定,现代流沙在起沙风的作用下覆盖在古老的沙丘之上形成沙山,沙山的形态受控于风况。王涛等^[11-12]分析了沙山面积与沙山间距的变化规律,认为沙山并不受控于下伏的基岩地形,但认为个别沙山的确是流沙覆盖于山岗之上形成的。阎满存等^[13-15]对巴丹吉林沙漠复合型沙山的形成发育及更新世的古风向变化

进行了深入的研究,认为复合型沙山是更新世起伏的沙质下垫基底与西风环流和季风环流相互作用的结果,而且复合型沙山的形成还受到钙质胶结层的影响,古风况的变化受到青藏高原隆升的影响。Cooke^[16]认为,世界上的复合型沙山均是以固体核心为中心发育而来的。Jocson 等^[17]通过风洞模型实验发现,水平气流吹过起伏山地或丘陵时,在山地或丘陵的背风面一定范围会出现气流的波状运动。当波状运动的气流再次遇到起伏地形的影响后,会将这种波状的运动形式不断地向下传递,进而使得来自上风向的沙物质沿起伏面不断地堆积。Wilson 和 Warren 等^[18-21]认为不同区域或同一区域沙丘的大小、形态、分布方式都有差异,因此,研究沙丘的形成发育条件是探讨沙丘成因以及发育机制的前提。本文在巴丹吉林沙漠东南部高大沙山野外考察的基础上,选取被称为“沙漠珠峰”的全球高差最大(高

收稿日期(Received date): 2012 - 10 - 10; 改回日期(Accepted): 2013 - 01 - 24。

基金项目(Foundation item): 中央高校基本科研业务费专项资金资助(GK201302033)、中国干旱地区苦咸水调查(2008FY210300)、教育部长江学者特聘教授项目(801313)资助。[Supported by the Fundamental Research Funds for the Central Universities, No. GK201302033; Investigation on Brackish Water in Arid Regions of China, No. 2008FY210300; Yangtze River Scholar Bonus Schemes of China. No. 801813.]

作者简介(Biography): 邵天杰(1982 -),男,安徽淮北人,博士,主要从事区域环境学研究。[Shao Tianjie (1982 -), Doctor, specialized in regional environment in arid regions.] E-mail: tjshao2010@126.com

差 440 m) 的呼和吉林湖东岸的沙山进行系统分层采样分析, 探讨了沙山的粒度组成及其沿沙山迎风坡的地貌变化, 以期揭示巴丹吉林沙漠东南部高大沙山的形成和发育过程提供新的科学依据。

1 研究区概况与研究方法

巴丹吉林沙漠位于内蒙古阿拉善盟雅布赖山以西、北大山以北、弱水以东、拐子湖以南, 是中国第二大流动沙漠, 也是中国乃至世界高差最大沙丘所在地, 海拔 1 100 ~ 1 700 m, 相对高度 200 ~ 500 m。巴丹吉林沙漠处于气候极为干旱的阿拉善荒漠中心区, 常年干旱少雨, 季节和昼夜温差大, 年降水量仅 40 ~ 80 mm, 且自东向西逐渐减少, 而蒸发量却是降水量的 40 ~ 80 倍。地势东南高西北低, 主要地貌类型有山地、剥蚀残山、风蚀洼地、沙砾戈壁、湖泊、河湖相沉积盆地、新月形沙丘链、复合型大沙山、金字塔型大沙山。巴丹吉林沙漠及其周围地区风沙地貌如图 1 示。高大沙山之间的丘间地中多分布有沙漠湖泊, 有不少是永久性湖泊, 个别为湖泊干涸后残留的白色盐类矿物。

采样沙山位于呼和吉林湖的东岸 (39°52'12.4" E, 102°29'35.3"N), 海拔 1 617 m, 相对高度约 440 m。沙山迎风坡较为和缓, 下部坡度在 10° 以下, 中下部坡度 10° ~ 15°, 中上部坡度 25° ~ 28°, 顶部 28° ~ 33°, 斜坡总长约 2.1 km; 落沙坡较陡, 长约 1.5 km, 坡度一般 28° ~ 33°。以 10 m 的垂直间隔采集样品, 顺序为自沙山迎风坡坡脚至坡顶, 然后由坡顶

至背风坡坡脚。其中, 迎风坡表层采集 42 个样品, 编为 HA01 ~ HA42。迎风坡下层 (即表层下 10 cm 深度处, 下同) 采集 42 个样品, 编为 HB01 ~ HB42。背风坡表层采集 49 个样品, 编为 HC01 ~ HC49。共采集 133 个样品。迎风坡表层和背风坡表层采样时包括沙波纹的波峰、波谷, 迎风坡下层采集时, 将表层 8 ~ 10 cm 深度的沙层铲去, 然后将采样面积划定为 20 cm × 20 cm, 单个样品重约 100 g。因沙山迎风坡次级沙丘很多, 10 m 的垂直间隔不能保证落在同样的地貌部位上, 为尽量避免这种情况的发生, 在采样时, 不一定沿直线采集样品, 尽量选取地貌部位相近处作为采样点, 以确保所采集样品的代表性。采样点坐标及海拔由美国 Garmin 公司 G307 型手持 GPS 仪测定。粒度实验由陕西师范大学 Mastersizer 2000 激光粒度仪完成。

2 实验结果与分析

在遵循粒级划分原则的基础上, 根据巴丹吉林沙漠沙粒的野外实地观察, 结合国内各部门及乌登-文特沃斯粒度分级标准 (Udden Wentworth) [22-23], 选择以 0.002 mm、0.005 mm、0.01 mm、0.05 mm、0.1 mm、0.25 mm、0.5 mm、2 mm 作为胶粒、粘粒、细粉砂、粗粉砂、极细砂、细砂、中砂、粗砂的分界线。

根据沙山沉积物样品的粒度组成实验结果可知, 沙山的迎风坡表层剖面、迎风坡下层剖面和背风坡表层剖面中均未见胶粒 (< 0.002 mm)、粘粒 (0.002 ~ 0.005 mm)、细粉砂 (0.005 ~ 0.01 mm)。

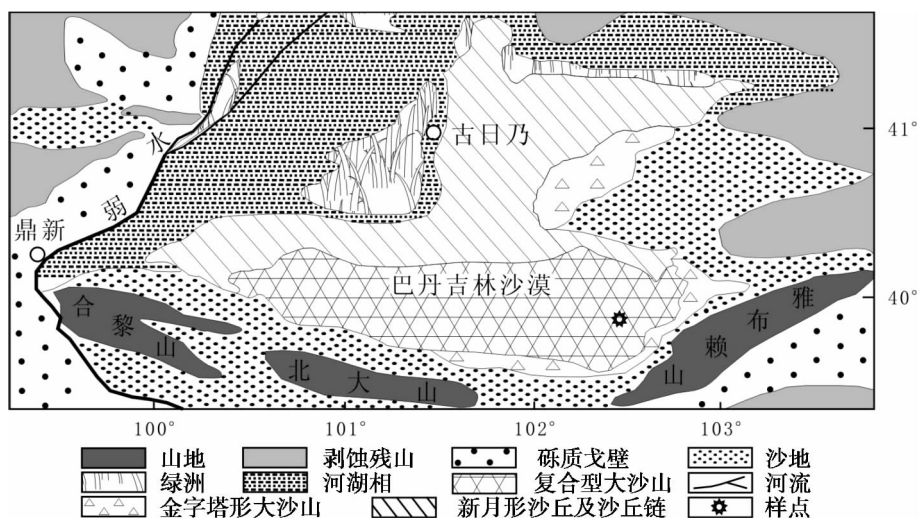


图 1 巴丹吉林沙漠及其周围地区风沙地貌与采样点位置

Fig. 1 Aeolian landforms and sampling point position in the Badain Jaran desert and the surrounding area

粗粉砂 (0.01 ~ 0.05 mm) 仅在 HA04、HA15、HB01、B05、HB06、HB30、HC46 等个别样品中出现, 含量分别为 0.1%、0.1%、0.1%、0.5%、0.4%、0.6%、4.0%。

极细砂 (0.05 ~ 0.10 mm) 在沙山各剖面样品中均有出现, 但总体含量很小, 其中迎风坡表层剖面极细砂的平均含量为 0.8%, 变化范围为 0% ~ 4.2%。迎风坡下层剖面极细砂的平均含量为 1.7%, 变化范围为 0% ~ 5.9%。背风坡表层剖面极细砂的平均含量为 0.5%, 变化范围为 0% ~ 6.3%。可见, 沙山迎风坡下层的极细砂含量最大, 背风坡最小。整个沙山极细砂的平均含量为 1.0%, 变化范围在 0% ~ 6.3%。

细砂 (0.10 ~ 0.25 mm) 在沙山各剖面样品中均有出现, 且总体含量较大, 是整个沙山粒级含量最大的成分。其中迎风坡表层剖面细砂的平均含量为 31.5%, 变化范围为 7.7% ~ 73.9%。背风坡表层剖面细砂的平均含量为 62.3%, 约为迎风坡表层剖面细砂平均含量的 2 倍, 是沙山细砂平均含量最大的剖面, 变化范围为 30.7% ~ 81.5%。迎风坡下层剖面细砂的平均含量为 44.6%, 介于迎风坡表层剖面和背风坡表层剖面之间, 变化范围为 14.2% ~ 68.8%。整个沙山细砂的平均含量为 47.0%, 变化范围在 7.7% ~ 81.5% 间。

中砂 (0.25 ~ 0.50 mm) 在沙山各剖面样品中均有出现, 且总体含量较大, 粒级含量仅次于细砂。其中, 迎风坡表层剖面中砂的平均含量为 49.0%, 是沙山中砂平均含量最大的剖面, 变化范围为 25.5% ~ 72.4%。迎风坡下层剖面中砂的平均含量为 43.1%, 变化范围为 30.0% ~ 60.0%。背风坡表层剖面中砂的平均含量为 36.4%, 是沙山中砂平均含量最小的剖面, 变化范围为 16.9% ~ 65.2%。整个沙山中砂的平均含量为 42.5%, 变化范围在 16.9% ~ 72.4% 间。

粗砂 (0.50 ~ 2 mm) 在部分样品中缺失。粗砂在沙山迎风坡表层剖面的平均含量为 18.6%, 变化范围为 0 ~ 61.8%; 迎风坡下层剖面粗砂的平均含量为 10.4%, 变化范围为 0% ~ 45.2%; 背风坡表层剖面粗砂的平均含量为 0.7%, 变化范围为 0% ~ 11.3%。整个沙山中砂的平均含量为 10.2%, 变化范围在 0% ~ 61.8% 间。

由此可知, 巴丹吉林沙漠沙山粒度组成是粗粉砂、极细砂、细砂、中砂、粗砂。其中细砂含量最高, 中砂、粗砂次之, 极细砂和粗粉砂含量均较少。

3 讨论

3.1 沙山粒度参数分布特征及其指示意义

平均粒径 (M_z)、分选系数 (σI)、偏度 (Sk_1)、峰态 (KG) 等粒度参数可以有效的从不同方面说明粒度分布的总体特征和形式^[22-24]。根据沙山粒度参数数据计算可知, 沙山迎风坡表层沉积物的平均粒径 (M_z) 值介于 1.71 ~ 2.43 ϕ 间, 平均值为 2.16 ϕ , 波动变率为 0.34。迎风坡下层沉积物的平均粒径 (M_z) 值在 1.44 ~ 2.27 ϕ 间波动, 平均值为 1.91 ϕ , 波动变率为 0.44, 较迎风坡表层沉积物略大。背风坡表层沉积物的平均粒径 (M_z) 值在 0.83 ~ 2.30 ϕ 间波动, 平均值为 1.64 ϕ , 波动变率为 0.90, 是沙山平均粒径波动变率最大的。沙山迎风坡沉积物的平均粒径 (M_z) 值最大, 表明其搬运介质平均动能最大, 迎风坡下层沉积物粒径次之, 背风坡表层沉积物的粒径最小 (图 2 a, 图 2 b)。

沙山迎风坡表层沉积物的分选系数 (σI) 变化范围在 0.44 ~ 0.94 ϕ 间, 平均值为 0.63 ϕ , 说明该剖面沉积物颗粒大小均匀、分选较好。迎风坡下层沉积物的分选系数 (σI) 变化范围介于 0.41 ~ 0.98 ϕ 间, 平均值是 0.67 ϕ , 分选也较好。由图 2 c 可以发现, 沙山迎风坡表层和迎风坡下层沉积物的分选系数在海拔 1430 m 以上呈明显降低现象, 指示沉积物粒径在海拔 1430 m 以上分布的更集中更均匀, 这与沙山中上部海拔较高, 风动力大幅减弱, 仅有细小沙粒的迁移、沉降有关。背风坡表层沉积物的分选系数 (σI) 在 0.36 ~ 0.85 ϕ 间波动, 平均值为 0.66 ϕ , 分选较好 (图 2 d)。

沙山迎风坡表层沉积物的偏度 (Sk) 值变化范围在 -2.44 ~ 0.04 间, 平均值为 -0.06, 偏度为近对称。迎风坡下层沉积物的偏度 (Sk) 值介于 -0.18 ~ 0.10 间, 平均值是 -0.03, 偏度为近对称。背风坡表层沉积物的偏度 (Sk) 值变化范围为 -0.08 ~ 0.08, 平均值是 -0.01, 偏度也是近对称。由图 2 e 和图 2 f 可以发现, 沙山迎风坡中下部与背风坡脚处的沉积物偏度均出现明显的波动, 指示沉积物颗粒的混合程度比较差。

沙山迎风坡表层沉积物的峰态 (KG) 值在 0.91 ~ 1.34 间, 平均值是 0.97, 表现为中等峰态, 其中迎风坡表层沉积物 HA02、HA15 两个样品属于窄峰态, 峰态值分别为 1.14、1.34 (图 2 g)。迎风坡下层

沉积物的峰态(KG)值介于0.86~1.03间,平均值为0.94,属于中等峰态(见图2g)。背风坡表层沉积物的峰态(KG)值介于0.92~1.05间,平均值为0.96,也属于中等峰态(图2h)。

3.2 沙山不同剖面沉积物粒度差异及其指示意义

为研究沙山迎风坡表层、迎风坡下层和背风坡表层的沉积物粒度分布特征,根据粒度分析数据绘制出迎风坡表层、迎风坡下层和背风坡表层的自然分布频率曲线和累积分布频率曲线(图3)。

巴丹吉林沙漠沙山粒度自然分布频率曲线(图3a)显示,在0~0.10 mm粒径范围内迎风坡表层、迎风坡下层和背风坡表层的含量相差很小。0.10~0.30 mm粒径范围内背风坡表层含量最大,迎风坡下层次之,迎风坡表层最小。0.30~1.20 mm粒径范围内迎风坡表层含量要比迎风坡下层和背风坡表层大。粒径>1.20 mm的颗粒在迎风坡表层、迎风坡下层和背风坡表层都趋近于零。由图3a还可以看出,沙山各剖面沉积物粒度自然分布频率曲线均为单峰式,且主峰均出现在0.20~0.30 mm间。其中迎风坡表层沉积物粒度自然分布频率曲线的峰值

粒径最大,为0.28 mm,峰值含量为9.1%。迎风坡下层次之,为0.22 mm,峰值含量为9.4%。背风坡表层最小,为0.20 mm,峰值含量为13.4%。

由沙山各个剖面沉积物粒度的累积分布频率曲线(图3b)可知,在0~0.20 mm粒径范围内,沙山迎风坡表层、迎风坡下层和背风坡表层的沉积物粒度累积百分含量相差较小。在0.20~1.0 mm粒径范围内,沙山沉积物粒度的累积分布频率曲线总体呈现出迎风坡表层位于右端,背风坡表层位于左端,迎风坡下层位于中间。迎风坡表层沉积物粒度累积分布频率曲线位于右端,表明该曲线斜率小,粒度成分偏粗。背风坡表层沉积物粒度累积分布频率曲线位于最左端,表明该曲线斜率较迎风坡表层和迎风坡下层要大,粒度成分最细。迎风坡下层位于中间,粒度成分介于前两者之间。由此可知,迎风坡表层沉积物粒度比迎风坡下层和背风坡表层沉积物粒度要粗。迎风坡表层沉积物粒度比迎风坡下层粗,这主要是由于迎风坡表层沉积物中细粒成分在风力作用下,被侵蚀搬运掉,残留下了相对较粗的成分。迎风坡表层沉积物粒度比背风坡表层沉积物粒度粗是

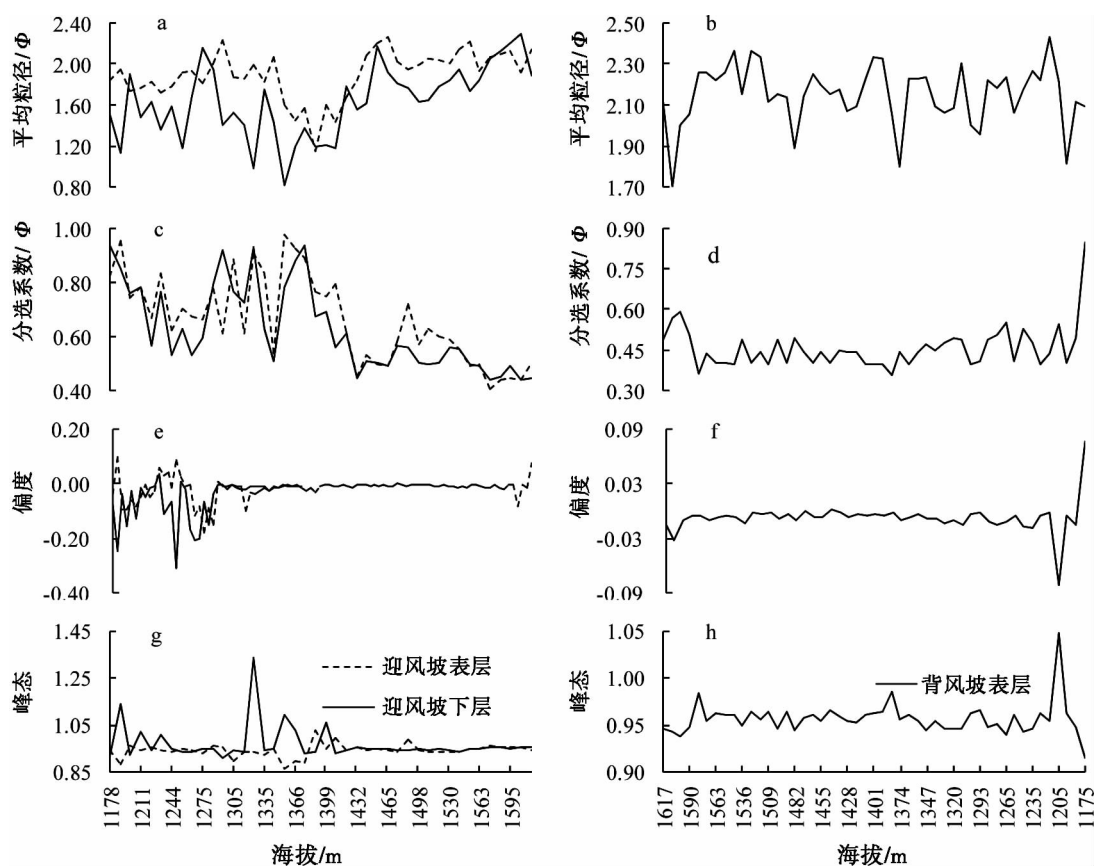
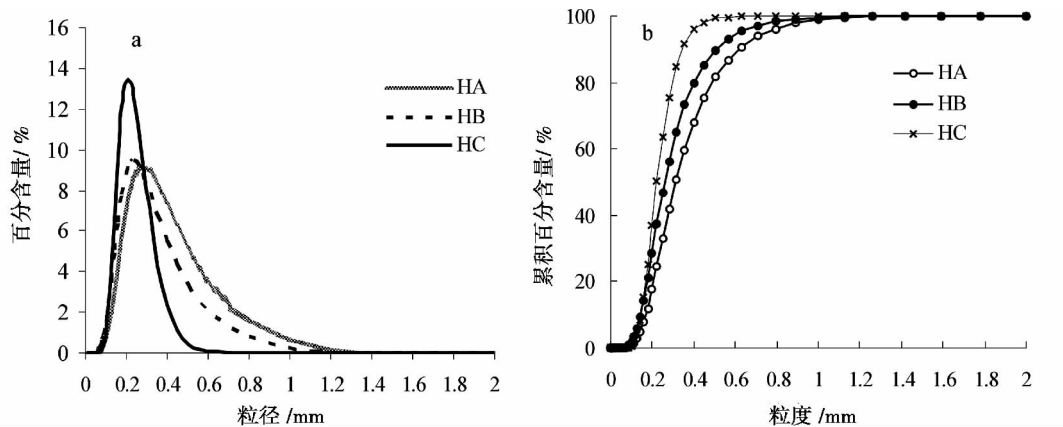


图2 巴丹吉林沙漠呼和吉林湖东沙山粒度参数

Fig. 2 The particle size parameter of the Huhejilin-E megadune in Badain Jaran Desert



HA、HB、HC 分别表示呼和吉林湖东沙山迎风坡表层、迎风坡下层和背风坡表层,下同。

图3 巴丹吉林沙漠沙山粒度自然分布频率曲线与累积分布频率曲线

Fig. 3 The natural frequency curves and cumulative frequency curves of particle size of the megadunes in Badain Jaran Desert

背风坡沉积物的物质来源有关。背风坡沉积物的物质来源主要是迎风坡表层沉积物中相对较细成分在风力作用下,被侵蚀搬运并越过沙山顶峰,最终在背风坡表层沉降堆积。能够被风力侵蚀搬运的成分其粒径必定要小于侵蚀搬运的残留成分,所以背风坡表层沉积物粒度要比迎风坡表层沉积物粒度小。

3.3 沙山不同部位沉积物粒度差异与动力变化

由图4可以看到,巴丹吉林沙漠沙山不同部位沉积物粒度组成存在明显的差异性。通过沙山不同部位沉积物粒度的线性趋势拟合发现,无论是迎风坡表层还是迎风坡下层或背风坡表层,从沙山坡脚到坡顶粒度组成均呈现由粗变细的趋势(图4)。这是它们形成过程和受到的动力作用存在差异造成的。迎风坡表层坡脚粒度成分较粗,是在风力侵蚀

作用下细砂粒被风力搬运带走,留下了较粗粒的成分决定的。迎风坡中上部粒度成分较细是由中上部坡度和高度较大,造成风力搬运能力降低并产生沉积而造成的。在沙山背风坡,坡脚粒度成分是最粗的,这是背风坡的坡度大(一般为 30° 左右),沙山中上部的粗粒成分受重力作用影响显著而滚落到了下部的结果。因此,沙山背风坡下部物质成分变粗不代表风力作用强,指示的是重力作用的影响。在沙山背风坡中上部,粒度成分较细,这是因为背风坡是接受风沙沉积物堆积的斜坡,坡度普遍较大,堆积后的物质常受重力作用影响而向下滑落,粗粒成分滚动距离较远,所以沙山背风坡中上部保留下来的物质成分很细。同时也导致了沙山背风坡中上部粒度成分所代表的风动力比实际发生的风动力要小。

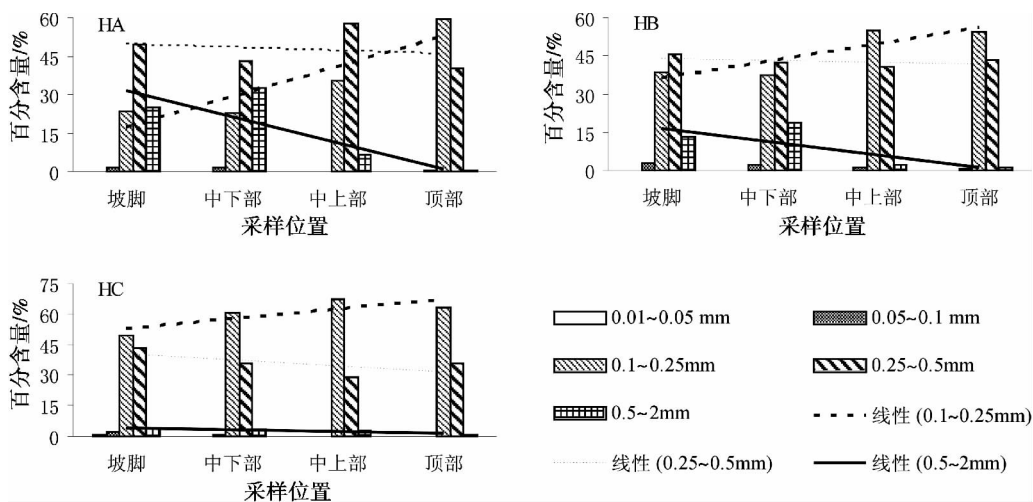


图4 巴丹吉林沙漠沙山不同部位粒度变化

Fig. 4 Variation in particle size distribution at different positions of the megadunes in Badain Jaran Desert

在迎风坡中部有时出现粒度成分变粗的现象,具体表现为中沙含量增多,细沙含量减少(见图 4)。造成沙山这种异常的分布现象的主要原因是采样点所处的局部地形和气流变化特殊,进而影响了沉积物样品的粒度成分。如采样点位于沙山上二级叠加沙丘之间的洼地或者位于植被附近,样品的粒度成分都有可能出现此类现象。

3.4 沙山迎风坡沉积物粒度变化与地貌分带

根据野外实地观测的沙山地貌类型、坡度变化、新月形沙丘链的数量、迎风坡和背风坡水平距离等数据(表 1),结合巴丹吉林高大沙山典型区景观图^[25]与 Google 地图,发现沙山迎风坡的地貌具有明显的纵向阶段性变化,即地貌类型普遍具有分带性。根据沙山迎风坡不同部位的坡度、沙丘类型与数量在纵向上的差异,将其分为风蚀粗化的平沙洼地带、稀疏简单的新月形沙丘或沙丘链带、密集叠置的新月形沙丘及沙丘链带、陡峭的主峰带等 4 个地貌带。

风蚀粗化的平沙洼地带(第 1 地貌带),位于沙山下部,多为风蚀洼地、平沙地和灌丛沙丘,高差较小,地形较为平坦。主要发生风力侵蚀,因此很少有新月形沙丘及沙丘链等风积地貌的发育。被侵蚀的沙粒随着起沙风向下风向迁移,表明沙山中、上部的物质至少有一部分来自这一带,同时也是物质迁移和沙山活动的起始带。稀疏简单的新月形沙丘或沙丘链带(第 2 地貌带),位于沙山中下部,仅有稀疏低矮的次级沙丘或沙丘链分布在沙山上,地形起伏明显,但高差不大。由风蚀粗化的平沙洼地带迁移来的沙粒,一部分沉降在该地貌带,形成稀疏的新月形沙丘或沙丘链等典型风积地貌景观;一部分与该地貌带表层被吹起的沙粒一起继续向上迁移,不断

为沙山上部的发育提供物质来源,表明新月形沙丘和沙丘链仍在缓慢向前迁移,这可以从该地貌带表层沉积物粒度成分的粗化现象看出。可见,稀疏的新月形沙丘或沙丘链带在沙山形成发育和扩张前移的过程中起到了重要的物质转运作用。密集叠置的新月形沙丘及沙丘链带(第 3 地貌带),位于沙山中上部,是新月形沙丘及沙丘链、沙梁密集分布并多次叠加的地貌带,地形变化复杂且高差起伏很大,海拔越高,新月形沙丘链、沙梁或沙垄越密集,坡度也越大,是沙山的主要构成部分,其复杂多样的结构有利于保持沙山的稳定性。随着高度和坡度的加大,起沙风中携带的大部分沙物质会因为输送动力不足而发生沉积,只有很小一部分较为细小的沙粒能够继续向前运移。因此,在密集叠置的新月形沙丘及沙丘链带既有物质堆积过程,又有物质运移过程,并以堆积过程为主。陡峭的主峰带(第 4 地貌带),位于沙山顶部,包括沙山主峰的迎风坡、反向沙丘的落沙坡以及沙山主峰脊线,坡度最大,主峰迎风坡和反向沙丘的落沙坡坡度一般在 30°以上。陡峭的主峰带由于坡度较大,沉积物在强劲主风向和其他风向风力的作用下反复萦绕于主峰的两侧,所形成的堆积地貌并不是以新月形沙丘的形态存在,而是陡峭的沙梁。来自低海拔地貌带的风沙物质迁移到沙山顶部时一部分发生沉降堆积,一部分越过主峰在背风坡上堆积,形成坡度达 30°左右的沙山背风坡。

由表 1 可知:沙山迎风坡第 1 地貌带中砂含量最大,为 49.5%,粗砂和细砂次之,含量分别为 25.4% 和 23.7%;第 2 地貌带中砂含量最大,为 53.1%,粗砂和细砂次之,含量分别为 22.8% 和 22.6%;第 3 地貌带中砂含量也最大,为 57.8%,细

表 1 巴丹吉林沙漠沙山粒度组成与地貌分带数据

Table 1 The particle size composition and geomorphology zoning data of megadune in Badain Jaran Desert

项目	迎风坡 第 1 地貌带	迎风坡 第 2 地貌带	迎风坡 第 3 地貌带	迎风坡 第 4 地貌带	迎风坡	背风坡
粗粉砂 /%	0	0	0	0	—	—
极细砂 /%	1.5	1.4	0.1	0.3	—	—
细砂 /%	23.7	22.6	35.4	59.2	—	—
中砂 /%	49.5	53.1	57.8	40.1	—	—
粗砂 /%	25.4	22.8	6.7	0.4	—	—
水平距离/m	91.2	287.1	1 645.0	71.7	2 097.1	1 537.0
高差范围/m	0 ~ 13.0	13.0 ~ 67.0	67.02 ~ 388.2	388.22 ~ 428.0	0 ~ 428.0	0 ~ 428.0
坡度/°	5 ~ 13	13 ~ 26	26 ~ 30	30 ~ 34	5 ~ 34	20 ~ 34
平均坡度/°	8.1	10.7	11.1	30.5	10.1	15.3
沙丘链数/个	0	3	18	1	22	0

砂次之,含量为 35.4%。粗砂含量较少,只有 6.7%;第 4 地貌带细砂含量最大,为 59.2%,中砂次之,含量为 40.1%。粗砂含量很少,仅为 0.4%。呼和吉林湖东岸沙山 4 个地貌带中的极细砂含量均不足 2%,粗粉砂含量均缺失。由沙山迎风坡风沙物质的粗砂和中砂的粒度含量可知,该沙山迎风坡粒度由第 1 地貌带到第 4 地貌带呈现出逐渐加粗的趋势(见表 1)。

4 结论

综上所述,可以得出以下几点认识:

1. 巴丹吉林沙漠沙山粒度组成为粗粉砂、极细砂、细砂、中砂、粗砂。其中细砂含量最高,中砂、粗砂次之,极细砂和粗粉砂含量均较少。

2. 沙山迎风坡表层沉积物的粒度比迎风坡下部和背风坡表层要粗,其搬运介质的平均动能也最大。

3. 从沙山坡脚到坡顶粒度组成均呈现由粗变细的趋势。这是由它们的形成过程和受到的动力作用存在差异决定的。

4. 根据沙山迎风坡不同部位的坡度、沙丘类型、沙丘数量等次级地貌在纵向上的分布差异,从下向上将其分为风蚀粗化的平沙洼地带、稀疏简单的新月形沙丘或沙丘链带、密集叠置的新月形沙丘及沙丘链带、陡峭的主峰带等 4 个地貌带。从沙山迎风坡下部的第 1 地貌带到沙山顶部的第 4 地貌带,粒度成分逐渐变细,这是各地貌带形成的风动力差异造成的。迎风坡坡脚粒度成分较粗,是由在风力侵蚀作用下细小砂粒被风力搬运,剩余粗粒成分决定的。迎风坡中上部粒度成分较细是由中上部坡度和高度较大,对风力搬运产生阻碍作用,导致风力搬运能力降低并产生沉积的结果。

5. 沙山迎风坡各地貌分带在沙山活动和形成发育过程中都起着不同的作用。沙山迎风坡下部的沙物质迁移不是一次搬运就能直接达到沙山顶部或越过迎风坡沉降堆积到背风坡上,而是经过了多次的风力搬运阶段才达到沙山上部。首先是沙山下部平沙洼地带的中细沙物质由风力搬运达到堆积过程和运移过程并存的沙山的中部,并形成沙山中部的新月形沙丘和新月形沙丘链。然后沙山中部的新月形沙丘和新月形沙丘链在风力作用下再经过多次向上和向前的运移、堆积过程,相对靠下部的新月形沙丘为

靠上部的新月形沙丘提供风沙物质,经多次搬运,最后达到沙山上部并形成沙山主峰或越过迎风坡沉降堆积在背风坡。

参考文献(References)

- [1] Chen J S, Li L, Wang J Y, et al. Groundwater maintains dune landscape: A remote water source helps giant sand dunes to stand their ground in a windy desert[J]. *Nature*, 2004, 432: 459–460
- [2] Chen Jiansheng, Zhao Xia, Sheng Xuefen, et al. Research on the formation mechanism of megadune and lakes in the Badain Jaran Desert[J]. *Chinese Science Bulletin*, 2006, 51(23): 2789–2796 [陈建生, 赵霞, 盛雪芬, 等. 巴丹吉林沙漠湖泊群与沙山形成机理研究[J]. *科学通报*, 2006, 51(23): 2789–2796]
- [3] Yang Xiaoping, Liu Tungsheng, Xiao Honglang. Evolution of megadunes and lakes in the Badain Jaran Desert, Inner Mongolia, China during the last 31 000 years [J]. *Quaternary International*, 2003, 104: 99–112
- [4] Yang Xiaoping, Ma Nina, Dong Jufeng, et al. Recharge to the inter-dune lakes and Holocene climatic changes in the Badain Jaran Desert, western China [J]. *Quaternary Research*, 2010, 73: 10–19
- [5] Gates J B, Edmunds W M, George W D, et al. Conceptual model of recharge to southeastern Badain Jaran Desert groundwater and lakes from environmental tracers [J]. *Applied Geochemistry*, 2008, 23: 3519–3534
- [6] Ma Jinzhu, Edmunds W M. Groundwater and lake evolution in the Badain Jaran Desert ecosystem, Inner Mongolia [J]. *Hydrogeology Journal*, 2006, 14(7): 1231–1243
- [7] Ma Jinzhu, Chen Fahu, Zhao Hua, et al. Groundwater recharge and climatic change during the last 1000 years from the geochemistry of unsaturated zone in Badain Jaran Desert [J]. *Chinese Science Bulletin*, 2004, 49(1): 22–27 [马金珠, 陈发虎, 赵华. 1000 年以来巴丹吉林沙漠地下水补给与气候变化的包气带地球化学记录[J]. *科学通报*, 2004, 49(1): 22–27]
- [8] Lou Tongmao. Desert formation and its transform utilization from Minqin to the Badain Jaran temple [J]. *Desertification control research*, 1962, 3(3): 90–95 [楼桐茂. 甘肃民勤至巴丹吉林庙间沙漠成因及其改造利用[J]. *治沙研究*, 1962, 3(3): 90–95]
- [9] Sun Peishan, Sun Deqin. Preliminary study on hydrogeology in the western of Inner Mongolia plateau [J]. *Desertification control research*, 1964, 6: 345–357 [孙培善, 孙德钦. 内蒙古高原西部水文地质初步研究[J]. *治沙研究*, 1964, 6: 345–357]
- [10] Tan Jianan. Local types of Alxa desert at Inner Mongolia [J]. *Geography Colloquium*, 1964, 8(1): 1–31 [谭见安. 内蒙古阿拉善荒漠的地方类型[J]. *地理集刊*, 1964, 8(1): 1–31]
- [11] Wang Tao. Formation and evolution of Badain Jaran Desert [J]. *Journal of Desert Research*, 1990, 10(1): 29–40 [王涛. 巴丹吉林沙漠形成演变的若干问题[J]. *中国沙漠*, 1990, 10(1): 29–40]
- [12] Zhang Weimin, Wang Tao. Approach to formation and evolution of megadunes in Badain Jaran Desert [J]. *Journal of Desert Research*, 2005, 25(2): 281–286 [张伟民, 王涛. 巴丹吉林沙漠高沙山形成演化初步探讨[J]. *中国沙漠*, 2005, 25(2): 281–286]
- [13] Yan Mancun, Wang Guangqian, Li Baosheng, et al. Formation and growth of high megadunes in Badain Jaran Desert [J]. *Acta*

- Geographica Sinica, 2001, 56(1): 83–91 [阎满存, 王光谦, 李保生, 等. 巴丹吉林沙漠高大沙山的形成发育研究[J]. 地理学报, 2001, 56(1): 83–91]
- [14] Yan Mancun, Wang Guangqian, Dong Guangrong, et al. Study on mega dunes development and environmental change in Badain Jaran Desert. [J]. Journal of Desert Research, 2001, 21(4): 361–366 [阎满存, 王光谦, 董光荣, 等. 巴丹吉林沙漠沙山发育与环境演变研究[J]. 中国沙漠, 2001, 21(4): 361–366]
- [15] Yan Mancun, Wang Guangqian, Li Baosheng, et al. Pleistocene paleowind direction change in the Badain Jaran desert and its environmental significance [J]. Journal of Tsinghua University: Science and Technology, 2001, 41(11): 118–122 [阎满存, 王光谦, 李保生, 等. 巴丹吉林沙漠更新世古风向变化及环境意义[J]. 清华大学学报: 自然科学版, 2001, 41(11): 118–122]
- [16] Cooke W S, Warren A. Geomorphology in deserts [M]. London: Batsford, 1973: 349–367
- [17] Jackson P S, Hunt J C R. Turbulent wind flow over a low hill [J]. Meteorol. Soc., 1975, 101: 929–950
- [18] Wilson I G. Aeolian bedforms-their development and origins [J]. Sedimentology, 1973, 19: 173–210
- [19] Lancaster N. Dune morphology and dynamics [G]//Abrahams and Parsons, 1994: 475–505
- [20] Warren A. Morphology and sediments of the Nebraska Sand Hills in relation to Pleistocene winds and the development of Aeolian bed forms [J]. Journal of Geology, 1976, 84: 685–700
- [21] Fryberger S G. Dune forms and wind regime [G]//McKee E D. A study of Global Sand Seas, United States Geological Survey, Professional Paper. Washington: US Government Printing Office, 1979, 1052: 305–397
- [22] Xu Xing, He Caihua, Shen Zhida, et al. Research methods of quaternary environment [M]. Guiyang: Science and technology press of Guiyang, 1992: 74–75 [徐馨, 何才华, 沈志达, 等. 第四纪环境研究方法[M]. 贵阳: 贵阳科技出版社, 1992: 74–75]
- [23] Pettijohn F J, Potter P E, Siever R. Sand and Sandstone. (Second edition) Springer – Verlag [M]. New York: Berlin Heidelberg, London Paris Tokyo, 1987: 69–95
- [24] Folk R L. A review of grain-size parameters [J]. Sedimentology, 1966, 6: 73–93
- [25] Lu Jinghua, Jkael D. Landscape map at the typical area of mega-dune in Badain Jaran Desert (1: 100 000) [M]. Lanzhou: Lanzhou University Press, 1996. [陆锦华, Jkael D. 巴丹吉林高大沙山典型区景观图(1: 10 万) [M]. 兰州: 兰州大学出版社, 1996.]

Particle Size Composition and Geomorphology Zoning of the Megadune in the Badain Jaran Desert

SHAO Tianjie, ZHAO Jingbo, DONG Zhibao

(College of Tourism and Environment Science, Shaanxi Normal University, Xi'an 710062, China)

Abstract: In order to find out the formation and developmental mechanism of megadune, an emblematic megadune in the densely distributed central area in the southeastern Badain Jaran Desert was chosen as the study object. Using a combination of the material composition and physiognomy zonations of a single megadune to research the formations of megadune systematically and quantitatively. Method of particle size analysis was used to obtain the data of physiognomy zonations at the windward slope, sediment size composition at the different parts of megadune. According to these data, further discuss the relationship between sediment size composition and landform zoning characteristics of megadune windward slope and wind dynamic conditions at different parts of megadune. Some results were drawn as follows: 1. the particle size of megadune was comprised by coarse silt, very fine sand, fine sand, medium sand and coarse sand. The content of the fine sand was the highest, followed by the medium sand and coarse sand, the very fine sand and coarse silt were less. 2. The particle size of sediment on surface layer of windward slope was thicker than that on sublayer of windward slope and surface layer of leeward slope, and its average kinetic energy of transportation medium also was maximal. 3. The sediment particle size became smaller from the bottom to the top of the slope, which was caused by the differences of forming process and dynamic effect. 4. According to the observational data of secondary physiognomy, the windward slope of megadune was divided into low-lying sandy depression zones, sparse simple barchans or barchanoid chains zoning, dense barchans and barchanoid chains zoning and steep main peak zoning from the bottom up. 5. That aeolian sand material was not carried to the middle and upper part of megadune one time, but carried to the upper part of megadune by numerousness wind-force transport. Firstly, medium sand and fine sand in the lower of megadune was carried to the middle part, and shaped barchan and barchanoid chains. After repeatedly transport, finally the peak of megadune was shaped.

Key words: megadunes formed; geomorphology zoning; particle size composition; Badain Jaran Desert