

文章编号 :1000-0550(2001)01-0096-05

沙丘背风侧气流及其沉积类型与意义^①

哈 斯^{1,2} 王贵勇^{1,2} 董光荣³

(北京师范大学环境演变与自然灾害教育部重点实验室 北京 100875)

(北京师范大学资源科学研究所 北京 100875) (中国科学院沙坡头沙漠试验研究站 兰州 730000)

摘 要 在腾格里沙漠东南缘对现代沙丘表面气流、沉积过程的野外观测结果表明,由于区域气流、沙丘形态及其相互作用等的不同使沙丘背风坡气流发生变化,在此发现三种背风坡次生气流:分离流、附体未偏向流和附体偏向流。前者以弱的反向流为特征多发生在横向气流条件下坡度较陡的背风坡;后二者具有相对高的风速,其中附体流多发生在坡度缓和的背风坡,其方向在横向气流条件下保持原来的方向,而在斜向气流作用下发生偏转且其强度为原始风入射角的余弦函数。根据背风坡气流方向及强度,作者阐述了不同区域气流环境中沙丘背风坡沉积过程、层理类型及特征,探讨了交错层产状与区域气流方向之间的关系。

关键词 沙丘背风侧气流 沉积过程 交错层理 古风向

第一作者简介 哈斯 男 1964 年出生 博士 副教授 风沙地貌

中图分类号 P512.2 **文献标识码** A

古气流方向的恢复是研究过去全球变化中重建古环流格局的核心问题之一。在地质学领域,通常是根据风成沙丘交错层理倾向恢复古风向^[1-3]。但是,现代沙丘形态—动力学和沉积学研究^[4-6]认为,沙丘沉积构造主要受控于形态及其与区域气流相互作用所产生的表面气流。这表明沙丘沉积中并非所有层理倾向与区域气流直接相关,从而给利用风成层理倾向恢复古气流方向带来一定困难。因此,目前所要作的基础工作之一是建立沙丘形态、沉积构造、表面气流与区域气流之间的相互关系。沙丘背风坡气流是形态与区域气流相互作用所产生的次生气流,是控制背风坡沉积过程的主要因素,其重要性在于地层中保存的风成沙丘大量包含背风坡的交错层理^[7,8]。因此,要正确地利用这些交错层理恢复古风向需要了解现代沙丘形态与气流之间的相互作用及其导致的背风侧气流及沉积过程。以往对这一相互作用的定量研究甚少且集中在某一类型沙丘而缺乏普遍意义,甚至相互之间也有分歧和争论^[9-12]。近年来作者对腾格里沙漠东南缘不

同类型沙丘表面气流、沉积过程和沉积构造作了较为系统的野外观测与研究。本文根据对不同类型沙丘背风侧气流及沉积过程的观测结果,试图揭示背风侧气流与沙丘形态、区域气流之间的关系,并初步探讨相应的交错层理类型及其对古气流方向的指示意义。

1 方法

野外观测在腾格里沙漠东南缘进行。沙丘类型选择不同背风坡形态的格状沙丘主、副梁和新月形沙丘(或沙丘链)。为了对比其背风坡形态,选取坡度和坡形率(高度与长度的比值)。对这些沙丘利用风杯多道风速仪观测丘顶至背风坡脚及丘间地的风速和风向,同时根据沙丘表面沙纹迁移方向确定气流方向(对此,尽管有的学者曾提出过质疑^[13],但最近的反复观测与验证认为这种方法是可行的^[14,15])。测风高度距沙面 0.5 m,风速数据以 1 min 为间隔取 5 min 的平均值。本项研究中共观测了十余个沙丘,其中风速介于 2.1 ~ 10.7 m/s 之间,且多数已超过沙粒起动风速;风向

表 1 沙丘背风坡形态参数、相对风速和原始风入射角

Table 1 dune aspect ratio, relative wind velocity, and incident angle of primary wind

类型	丘高/m	坡度/°	坡形率	入射角/°	坡脚相对风速(U_1/U_c)
新月形沙丘	1 ~ 1.5	21 ~ 32	0.40 ~ 0.62	25 ~ 90	0.21 ~ 0.87
格状沙丘主梁	4 ~ 10	29 ~ 32	0.50 ~ 0.54	65 ~ 90	0.29 ~ 0.56
格状沙丘副梁	2 ~ 4	12 ~ 29	0.29 ~ 0.36	5 ~ 90	0.46 ~ 0.98

① 国家自然科学基金(批准号:40071012)、教育部高校重点实验室访问学者基金资助

变化于 WNW - N - ENE 因而原始风向与丘脊线之间的夹角即入射角介于 5° ~ 90° 之间(表 1)。

2 结果

观测结果显示(表 1,图 1,图 2),沙丘背风侧气流结构在不同方向的原始气流条件下(横向或斜向)不同沙丘类型和同一类型沙丘不同坡形之间具明显的差异。但由于气流在丘顶区域的加速作用^[16,17]在所有情况下背风坡和丘间地风速均小于丘顶风速。这与 Tsoar 的结果^[18]有所不同。

在横向气流(90 ± 20°)条件下 坡形率较高和坡度

接近沙粒休止角(32°)的新月形沙丘(图 1a)格状沙丘主梁(图 1b)背风坡各点的风向与丘顶相反 坡脚风速为丘顶风速的 25% ~ 41%,表明背风坡上发生气流分离而形成弱的反向气流。在丘间地距丘顶约在 3 ~ 5 h 处,风向比较复杂,但大部分与丘顶风向相一致;风速也从此处开始顺风向逐渐增加,表明分离气流附体而恢复原来的方向。在坡形率较低、坡度缓和的格状沙丘副梁背风坡(图 1c),背风坡中、下部普遍发育沙波纹且其走向与丘脊线基本平行,表明越过丘顶的气流在短距离内开始附体且方向并未发生偏转。风速由上而下逐渐降低,但未出现剧降现象。在丘间地,风向和风速趋于稳定,其中风速为丘顶风速的 80%左右。

在斜向气流条件下,对新月形沙丘和格状沙丘副梁背风坡气流(图 2)与上述同一类型沙丘之间具有明显的区别。在新月形沙丘(图 2a),背风坡上普遍发育沙波纹且其走向与丘脊线相垂直,表明在斜向气流环境中越过丘顶的气流方向发生偏转和沙粒沿坡输移。风速在原滑落面低部是丘顶风速的 73%,背风坡脚为丘顶的 58%;在丘间地,风向与丘顶基本一致,风速为丘顶的 79% ~ 81%,且变化幅度较小。格状沙丘副梁

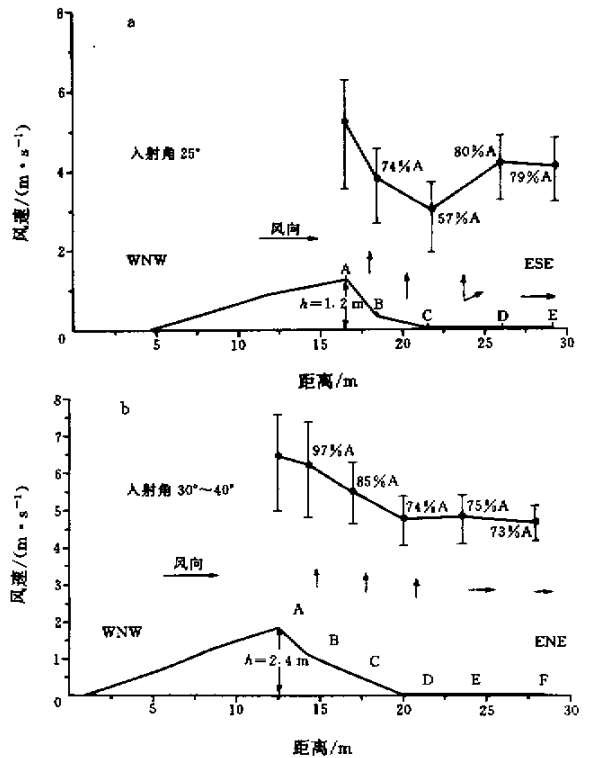
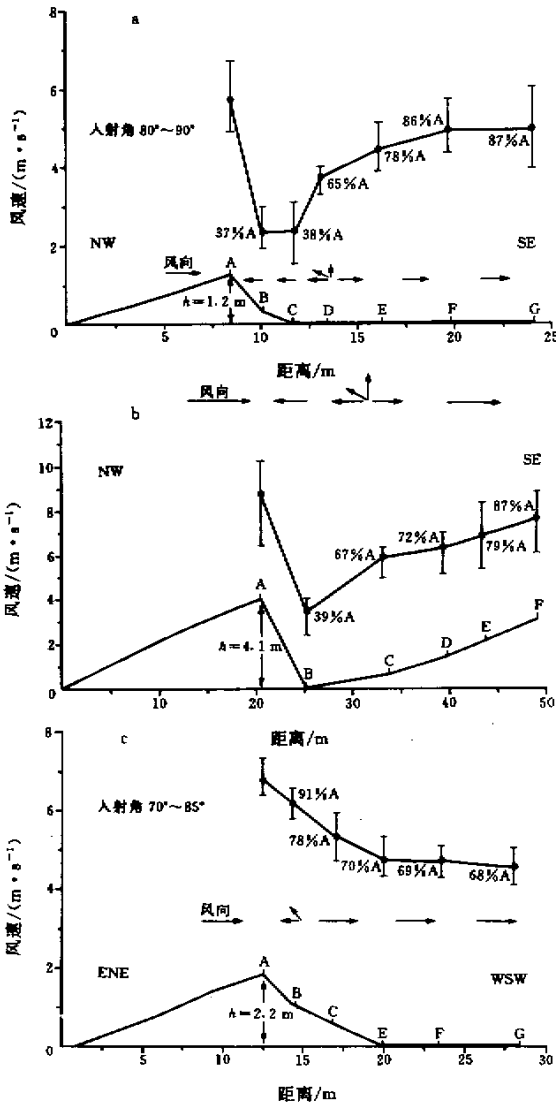


图 1 横向气体条件下沙丘背风侧风向风速变化 a.新月形沙丘 b.格状沙丘主梁 c.格状沙丘副梁

图 2 斜向气流环境中沙丘背风侧风向和风速变化 a.新月形沙丘 b.格状沙丘副梁

Fig.1 Variation of lee-side wind direction and velocity in transverse flow conditions

Fig.2 Variation in lee-side wind direction and velocity in oblique wind conditions

(图 2b) 据沙纹走向(与丘脊线基本垂直)和风向仪指示方向,背风坡风向与丘脊线相一致,但在丘间地风向已基本恢复;风速相对值较高(高于横向气流环境中的该沙丘表面风速),尤其在距丘顶 2.6 m(B)处的风速与丘顶风速非常接近。由此处开始向下坡逐渐降低,但在丘间地趋于稳定。

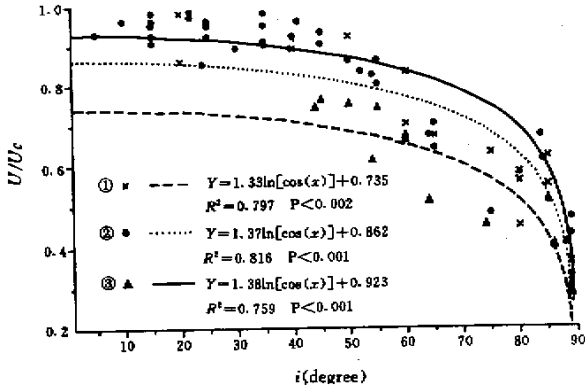


图 3 背风坡相对风速 U_1/U_c 与入射角 i 之间的关系

①新月形沙丘 ②格状沙丘主梁 ③格状沙丘副梁

Fig. 3 Relation between Lee-side relative wind velocity (U_1/U_c) and incident angle

3 讨论

3.1 背风坡气流与区域气流和坡面形态

由上述观测结果,沙丘背风侧气流可以归纳为:(1)与原始气流方向相反的分离流(2)与原始气流方向一致的附体流和(3)与原始气流方向偏转的附体偏向流等三种特征气流。这些特征气流至少受制于原始气流和沙丘背风坡形态。在横向气流条件下,背风坡气流主要受坡面形态控制,气流分离发生在陡坡($>20^\circ$)尤其在落沙坡上(图 1a 图 1b),而附体未偏向流则发生坡度缓和($<20^\circ$)的背风坡(图 1c)。在斜向气流环境中,背风坡附体气流趋于偏向。偏向气流方向与丘脊线基本一致,且在斜向风入射角的较大范围内其方向保持稳定。

在研究沙丘中,相对于丘顶的背风坡风速介于 21%~98%之间。这一较大的风速变化范围也与原始气流方向、强度和坡面形态等密切相关。关于背风坡风速与原始风入射角之间的关系,Tsoar^[19]在纵向沙丘的表面气流研究中首次提出,后来 Sweet 等^[20]在新月形沙丘的研究中又证实了背风侧气流强度是原始风入射角余弦的函数。我们根据在不同气流条件下对所有观测沙丘丘顶风速、原始风入射角和背风坡脚风速之间的相关分析结果,也发现背风坡风速与丘顶风速成

正比、与原始风入射角成反比。其一般形式为背风坡风速是原始风入射角余弦的常用对数函数,即:

$$U_1 = U_c \{ K * \ln[\cos(i)] + A \} \quad 0 < i < 90 \quad (1)$$

式中, U_1 -背风坡脚风速; U_c -丘顶风速; i -入射角; $A-U_1/U_c$ 的极大值; K -常数。在格状沙丘主梁, $K=0.13$, $A=0.74$;副梁, $K=0.14$, $A=0.94$;新月形沙丘, $K=0.14$, $A=0.87$ 。由图 3 可以看出,当入射角接近 90° 时,背风坡脚相对风速非常小;在 $90^\circ \sim 70^\circ$ 之间风速迅速增加;在 $70^\circ \sim 0^\circ$ 之间增加却比较缓慢。

坡面形态对背风坡风速的影响表现在:坡陡、坡形率较大的格状沙丘主梁和新月形沙丘,风速很低;坡缓、坡形率较小的格状沙丘副梁,风速则较高。而且,这种规律在图 3 中也有所反映,即,背风坡相对风速由坡陡、坡形率高的格状沙丘主梁、新月形沙丘至坡度缓和、坡形率低的格状沙丘副梁依次增大。

3.2 背风坡沙粒运动与层理类型

沙丘表面气流是控制沙丘表面沙粒运动的主要因素。前人^[19,20]和本项研究均表明,沙丘背风面沙粒运动既有重力作用导致的沉积过程也有风力作用下的沙粒沿坡运动。后者又以风成床面(沙纹和沙丘)的移动为其主要形式。这些风成床面势必保留其独特的层理,且已在实验观测和计算机模拟中得到证实^[21~23]。

沙丘表面沉积过程主要包括颗粒流(沙粒在滑落面上的向下滚动)、颗粒沉降(跃移和悬移沉积物进入避风区的降落)和沙纹迁移等三种,与其相对应的基本层理类型为:颗粒流交错层理、颗粒沉降交错纹理和爬升沙纹纹理^[5,6]。上述不同的背风坡气流必然导致不同的沉积过程及其保留的特征层理。

当原始风向与丘脊线垂直时,分离气流控制沙丘背风坡而重力作用成为背风坡沙粒运动的主要机制,并使越过丘顶的跃移质沙粒以颗粒沉降形式沉积在背风坡上部。其沉积速率随水平距离的增加呈指数规律减小使坡度逐渐变陡^[24,25]。当背风坡坡度达到沙粒休止角时,出现沙粒向下崩落并最后形成滑落面。沙丘内部形成简单高角度颗粒流和颗粒沉降交错层组。当原始风以较小的入射角作用于沙丘时,背风坡附体偏向气流占主导地位。尽管其强度小于丘顶风速,但由于沙粒下坡运动时所需起动风速小于平坦地表^[26]和背风坡风速与原始风入射角之间的上述关系(图 3),背风坡具有较大的输沙率。此时,沿坡迁移的沙纹成为背风坡的主要沉积过程,而高角度颗粒流沉积局限在丘顶附近的狭长区域。其结果背风坡沉积以低角度爬升平移纹理为主的交错层组。

据现代沙丘形态与风况的分析结果^[27],在沙海中,很少有绝对的单一方向风作用于沙丘。如在横向

气流环境中,除主风外也有与其方向具不同程度偏离的次方向风。因而,沙丘沉积也不可能都是上述简单颗粒流交错层理。其中,斜向风作用于这些沙丘时,背风坡的偏向气流超过沙粒起动风速使来自丘顶的部分沙粒沿坡输移,滑落面上发生沙纹迁移,以及后来的主风作用下沙粒的沉降和崩落沉积过程使沙丘沉积形成爬升沙纹与颗粒流互层的交错层组;在沙丘具足够规模和斜向风具有足够强度的情况下,横向沙丘背风坡能够发育叠置沙丘,主沙丘以叠置沙丘的沉积向前移动,并导致形成具有二级界面(据 Brookfield 的术语^[28])的复合交错层组;当与主风向相反的次风作用于沙丘时,沙丘原背风坡上发生侵蚀形成再作用面,两个方向风的交替作用导致沙丘沉积以倾向相反的交错层和再作用面即三级界面为特征。在斜向气流环境中,斜向风一般在沙丘两侧交替进行。因而在沙丘中形成双向倾斜的低角度交错层组和三级界面。这种沉积在纵向沙丘^[29]、格状沙丘副梁^[4]和星状沙丘臂部^[30]都曾发现。

3.3 风成沉积与古风向

在沙丘基本层理类型中,颗粒流交错层代表了沙丘滑落面,其倾向与气流方向一致。这在简单沙丘系统中能够精确指示原始风向,但在复合沙丘系统中叠置沙丘的这种层理倾向仅指示次生气流的方向。据上述观测,背风坡偏向流方向在原始风向的较大范围内始终保持与丘脊线相一致,表明沙丘对原始风的过滤作用使许多风向变化在沙丘沉积中没有得到反映。叠置沙丘在主沙丘背风坡上垂直于坡向移动(许多情况下均为如此)所保留的颗粒流层理倾向不能指示原始风向。对于爬升沙纹层理,当沉积物以爬升沙纹形式积累时基本上继承了原始地面形态,故其倾向是下伏坡向的函数。因而,这种层理倾向既不能反映原始风向也不能指示次生气流方向。因此,沙丘形态对原始气流的改造作用而导致的沙丘沉积中层理类型及其组合等的复杂性,使层理倾向与区域风向之间不是一种简单的关系。在地层中,除了只有颗粒流层理组成的简单交错层组外,以往仅利用简单测量风成层理倾向而没有考虑其成因和组合的方法恢复当时古风向^[1,2,31]是不精确的。

据此建议,要在地层中正确恢复风成沉积的古气流方向,首先应根据各种层理类型的相对丰欠状况和分布恢复沙丘形态类型。目前主要类型沙丘的沉积特征和模式已有比较好的研究成果^[4,5,8],通过借鉴现代沙丘沉积模式能够恢复古沙丘类型。在此基础上,综合考虑交错层理类型及其组合、界面类型及倾向和沙丘脊线走向等沉积要素,恢复古气流方向。例如在简

单沙丘系统中,横向沙丘大量包含的高角度颗粒流交错层倾向指示了区域风向,其间所夹的沙纹纹层反映了区域气流季节性变化;纵向沙丘沉积中双倾沙纹层理和三级界面反映了沙丘两侧斜向风的季节性交替作用,其中三级界面倾向代表的是风向改变后的沙丘迎风面,每一侧倾向的矢量平均值与该侧平均风向基本一致。在复合沙丘系统中,复合横向沙丘沉积中的二级界面代表主沙丘的背风面,其倾向与沙丘迁移方向相一致,因而也指示了有效风的合成方向;至于复合纵向沙丘、金字塔沙丘,因其区域气流、表面气流及沉积过程非常复杂而恢复当时的古风向比较困难。然而, Clemmensen^[32]根据金字塔沙丘丘间地简单横向沙丘前积层倾向测定数据成功地恢复了当时的三个主要输沙方向;Chriniz^[33]对英格兰北部二叠纪砂岩中复合纵向沙丘,通过测定二级界面倾向及沙丘走向恢复古风向也取得了满意的结果。对有植被沙丘(固定或半固定沙丘)赵希涛等^[34]对福建海岸全新世气流环境的重建研究,也表明须有综合指标来恢复古气流方向。总之,尽管沙丘沉积构造与区域气流之间的关系非常复杂,但只要详细观测并综合考虑各沉积要素,在风成沉积构造保存良好的地层中,是能够恢复古气流方向的。当然,还有些问题仍需要对现代沙丘和古沙丘开展大量观测和对比研究,才能较好的加以解决。

参 考 文 献

- 1 Bigarilla J J, Salamuri I. Early Meozoni wind patterns as suggested by dune bedding in the Botucatu sandstone of Brazil and Uruguay[J]. Geol. Soc. Am. Bull. 1961, 72: 1089 ~ 1105
- 2 任明达,王乃梁.现代沉积环境概论[M].北京:科学出版社,1985. 115 ~ 126
- 3 Parrish J T, Peterson F. Wind direction predicted from global circulation models and wind direction determined from eolian sandstones of the western United States—a comparison[J]. Sedimentary Geology 1988, 56: 261 ~ 282
- 4 吴正.风沙地貌学[M].北京:科学出版社,1987. 87 ~ 128
- 5 Pye K, Tsaoar H. Aeolian Sand and Sand Dunes[M]. London: Unwin Hyman, 1990. 221 ~ 253
- 6 哈斯,董光荣,王贵勇.腾格里沙漠东南缘格状沙丘形态—动力学研究[J].中国科学(D辑),1999, 29(5): 466 ~ 471
- 7 Hunter R E. Basic types of stratification in small aeolian sand dunes[J]. Sedimentology, 1977, 24: 361 ~ 388
- 8 Kocurek G, Dott Jr R H. Distinction and uses of stratification types in the interpretation of eolian sand[J]. J. Sediment. Petrol. 1981, 51: 579 ~ 595
- 9 Bagnold R A. The Physics of Blown Sand and Desert Dunes[M]. London, Chapman & Hall, 1941. 265
- 10 Hoyt J H. Air and sand movement in the lee of eolian sand dunes[J]. Sedimentology 1966, 7: 137 ~ 144
- 11 Sharp R P. Kelso dunes, Mojave Desert, California[J]. Geol. Soc. Am. Bull. 1966, 77: 1045 ~ 1074
- 12 Franck a, Kocurek G. Lee side Airflow model of Aeolian sand dunes[J].

- Sedimentology 1996
- 13 Howard A D. Effect of slope on the threshold of motion and its application to orientation of wind ripple[J]. Geol. Soc. Am. Bull. 1977 ,88 :853 ~ 856
- 14 Havholm. K , Kocurek G. A preliminary study of the dynamics of the modern draa , Algodonis , southeastern California , USA[J]. Sedimentology. 1988 , 35 :649 ~ 669
- 15 Lancaster N. The dynamics of star dunes : an example from the Gran Desierto , Mexico[J]. Sedimentology , 1989 ,36 :273 ~ 289
- 16 Jackson P S , Hunt J C R. Turbulent winds flow over a low hill[J]. Q. J. R. Metro. Soc. 1975 , 101 :939 ~ 955
- 17 Lancaster N. Geomorphology of Desert Dunes[M]. London :Routledge , 1995. 526
- 18 Tsoar H. Dynamic processes acting on a longitudinal (seif) dune[J]. Sedimentology , 1983 , 30 :567 ~ 578
- 19 哈斯,董光荣,王贵勇.腾格里沙漠东南缘沙丘表面气流与坡面形态的关系[J]. 中国沙漠, 1999 ,19(1) :1 ~ 4
- 20 Sweet M L ,Kocurek G. An empirical model of aeolian dune lee-face airflow [J]. Sedimentary Geology ,1990 ,37 :1 023 ~ 1 038
- 21 Rubin D , Hunter R. Reconstructing bedforms from compound crossbedding [A] In : Brookfield M E , Ahlbrandt T S , eds. Eolian Sediment and Processes[C]. Amsterdam :Elsevier ,1983. 407 ~ 427
- 22 Rubin D. Cross-bedding , Bedforms , and Paleocurrents : Concept in Sedimentology and Paleontology[C]. Tulsa Oklahoma Society of Economic Paleontologist and Mineralogist ,1987. 187
- 23 Anderson R S , Bunas K L. Grain size segregation and stratigraphy in aeolian ripples modeled with a cellular automator[J] Nature , 1993 ,65 :740 ~ 743
- 24 Anderson R S. The pattern of grainfall deposition in the lee of eolian dunes [J]. Sedimentology. 1988 ,35 :175 ~ 185
- 25 McDonald R R , Anderson R S. Experimental verification of aeolian saltation and lee side deposition model[J]. Sedimentology ,1995 ,42 :39 ~ 56
- 26 Handisty J , Whitehouse R J S. Evidence for a new sand transport process from experiments on Saharan dunes[J]. Nature ,1988 ,332 :532 ~ 534
- 27 Fryberger S G. Dune forms and wind regime[J]. In : McKee E D , ed. A Study of Global Sand Seas[C]. Prof. Pap. US Geol. Surv. 1052 ,1979 , 137 ~ 169
- 28 Brookfield M. The origin of bounding surface in ancient aeolian sandstones [J]. Sedimentology , 1977 ,24 :302 ~ 332
- 29 Tsoar H , Internal structure and surface geometry of longitudinal dunes[J]. J. Sediment. Geol. 1982 , 52 :823 ~ 831
- 30 Nielson J , Kocurek G . Surface processes , deposits , and development of star dunes : Dumont dune field , California[J]. Geol. Soc. Am. Bull , 1987 ,99 :177 ~ 186
- 31 Glennie K W. Early Permian (Rotliegendes) palaeowind of the North Sea [J]. Sedimentary Geology , 1982 ,34 :245 ~ 265
- 32 Clemmensen L B , Complex star dunes and associated aeolian bedforms , Hopeman Sandstone Moray First Basin , Scotland[A]. In : , Frostick L E , Reid , I eds. Desert Sediment : Ancient and Modern[C]. London :Blackwell Scientific Publication , 1987. 213 ~ 222
- 33 Chrintz T , Clemmensen L B. Draa reconstruction , the Permian Yellow Sands , northern England[A]. In : Pey K , Lancaster N , eds. Desert Sediment : Ancient and Modern[C]. London :Blackwell Scientific Publication , 1993. 151 ~ 161
- 34 赵希涛,沙庆安,Goldsmith V 等. 福建莆田海岸沙丘岩-1. 沉积构造与古风[J]. 中国科学(B 辑) ,1988 ,18 :1196 ~ 1025

Lee-face Airflow , Depositional Types and Its Significance

HA Si^{1 2}

WANG Gui-yong^{1 2}

DONG Guang-rong³

(Key Laboratory of Environmental Change and Natural Disaster , the Ministry of Education of China , Beijing Normal University , Beijing 100875)

∞ Institute of Resources Science , Beijing Normal University , Beijing 100875)

∩ Shapotou Experimental Station of Desert Research , Chinese Academy of Sciences , Lanzhou 730000)

Abstract

Field measurement of surface airflow , sand transport and sedimentary processes on the modern dunes (barchan dune , the main ridges and secondary ridges of networks dune) was conducted in southeastern Tengger Desert , to refine aeolian cross-strata as an indicator of paleowind direction. It has been found that the velocity and direction of lee-side secondary airflow varied with dune morphology and primary wind direction and their interactions. Three types of lee-side secondary flow occurred in this example , separated flow , attached flow , and deflected flow. These flow is controlled at least two factors , lee-slop morphology and primary wind direction relative to dune crestline. Separated flow , characterized by lower wind velocity , typically occurred on the dunes with steeper (> 20°) lee-slop in the conditions where primary wind direction is perpendicular to dune crestline. Attached flow with higher velocity occurred on the gentle lee slop (< 20°) . The attached flow could be deflected in the oblique primary wind

(Continued on page 124)

environment but not deflected in transverse flow conditions. The direction of the lee-side deflected flow is in accordance with the direction of crestline of dunes regardless of the incident angle values of oblique wind. Further analysis has also found that the magnitude of lee-side secondary wind velocity is the cosine function of primary wind direction relative to dunes , which can be expressed by natural log cosine relationship : $U_1 = U_c \{ K * \ln [\cos(i)] + A \}$. $0 < i < 90$ This agrees with the result of Tsoar and Sweet on longitudinal dune and barchan dune respectively.

According to measurement of sand transport rate and observation of sedimentary processes and stratification types , the relation between primary wind direction and aeolian cross-bedding attitude was also discussed. In transverse flow conditions , lee-slopes of dunes with steeper lee-slope controlled by separated flow and avalanching of sands is the only mechanism for lee slope deposits. Also , the resulting deposition would consist grainflow cross-strata , and direction of dune advance would be perpendicular to the lee face. In this case , the dip direction of cross bedding would be the same to the primary wind direction. In oblique flow conditions , the deflected flow controlled the lee-slopes and sands from stoss-slope not deposited but transported along the lee-slope. As a result , migrating wind ripple or smaller dunes (in the case of dune lee-slope with enough size) were the only processes operating on the lee-slope except the narrow belt of upper slope near dune crest. The deposition resulting from such flow conditions would consist of climbing ripple cross-lamina or compound cross strata with grainflow cross-strata separated by second-order bounding surfaces. The dip direction of climbing ripple lamina is a function of underlying slopes so that could not reflect the primary wind direction in most cases. The dip direction of the cross-strata resulting from superposed dunes on larger ones indicates only lee face secondary flow direction and does not the primary wind direction. The dips of the second-order bounding surface is in accordance with the orientation of lee slope could indicate primary wind direction in the case of complex transverse deposit but not to longitudinal or other complex bedforms. Accordingly , because of the variation of regional flow is filtrated by dune and flow interaction , the dip directions of most aeolian cross-strata except simple grainflow cross strata resulting from simple transverse dunes could not accurately reflect paleawind direction.

Key words lee-face airflow sedimentary processes aeolian cross - strata paleawind direction