

文章编号: 1671-1505(2021)05-0937-14 DOI:10.7605/gdxb.2021.05.057

利用滩坝砂体规模研究古风力的定量恢复*

王俊辉^{1,2} 姜在兴³ 鲜本忠^{1,2} 张春明⁴ 李国斌⁵

1 油气资源与探测国家重点实验室, 中国石油大学(北京), 北京 102249

2 中国石油大学(北京)地球科学学院, 北京 102249

3 中国地质大学(北京)能源学院, 北京 100083

4 中国石油勘探开发研究院, 北京 100083

5 中国石油勘探开发研究院西北分院, 甘肃兰州 730020

摘要 古风力是一项重要的古气候指标, 其定量恢复是一个难题。风作用于水体产生的波浪大小间接地反映了风力, 能够为古风力的恢复提供思路。发育于破浪带和冲浪回流带的破浪沙坝、沿岸沙坝分别记录了破浪和冲浪过程, 作者分别介绍利用古湖泊中发育的破浪沙坝和沿岸沙坝进行古波况和古风力恢复的原理和操作流程。(1) 根据破浪沙坝的几何形态, 可以将其厚度与破浪水深建立函数关系, 而破浪水深又由破浪波高决定, 因此破浪沙坝厚度可以恢复破浪波高, 据此可以进一步根据波浪统计关系恢复有效波高、根据风浪关系恢复风力。此方法依托以下 3 个参数: 单期次的破浪沙坝厚度、破浪沙坝的基座坡角、古风程。(2) 沿岸沙坝厚度近似记录了冲浪的极限高度, 后者受控于有效波高, 据此也可以恢复有效波高和风力。此方法依托以下 5 个参数: 单期次的沿岸沙坝厚度、古(平均)水深、古风程、古风向相对于岸线的入射角、组成沿岸沙坝的沉积物粒度。上述 2 种方法综合性较强, 涉及古风向、古地形坡度、风程或盆地直径、古水深等参数的恢复, 需要综合运用古地貌恢复、去压实校正、古岸线识别、古水深恢复等技术, 并结合波浪理论。古湖泊滨岸带地层中保存有大量的滩坝沉积, 利用其恢复古波况和古风况具有一定的应用前景, 能够有助于更详细地重建沉积盆地的古地理背景。

关键词 古风力 古波况 滩坝 破浪带 冲浪回流带 单一参数敏感性分析

第一作者简介 王俊辉, 男, 1988 年生, 中国石油大学(北京)地球科学学院副教授, 硕士生导师, 主要从事沉积学研究。E-mail: wangjunhui@cup.edu.cn。

通讯作者简介 姜在兴, 男, 1962 年生, 中国地质大学(北京)能源学院教授, 博士生导师, 主要从事沉积学及层序地层学研究。E-mail: jiangzx@cugb.edu.cn。

中图分类号: P532

文献标志码: A

开放科学(资源服务)标识码(OSID)



Determination of palaeowind strength by using scale of beach-bar sand bodies

Wang Jun-Hui^{1,2} Jiang Zai-Xing³ Xian Ben-Zhong^{1,2} Zhang Chun-Ming⁴ Li Guo-Bin⁵

1 State Key Laboratory of Petroleum Resources and Prospecting, China University of Petroleum (Beijing), Beijing 102249, China

2 College of Geosciences, China University of Petroleum (Beijing), Beijing 102249, China

3 College of Energy Resources, China University of Geosciences (Beijing), Beijing 100083, China

* 国家自然科学基金项目(编号: 41702104, 41872113)、十三五国家科技重大专项(编号: 2017ZX05009-002)和中国石油大学(北京)科研基金项目(编号: 2462020BJRC002, 2462020YXZZ020)联合资助。[Co-funded by the National Natural Science Foundation of China (Nos. 41702104, 41872113), National Science and Technology Major Project (No. 2017ZX05009-002), and Science Foundation of China University of Petroleum (Beijing) (Nos. 2462020BJRC002, 2462020YXZZ020)]

收稿日期: 2021-01-07 改回日期: 2021-06-21

4 PetroChina Research Institute of Petroleum Exploration & Development, Beijing 100083, China

5 Northwest Branch of PetroChina Research Institute of Petroleum Exploration and Development, Lanzhou 730020, China

Abstract The strength of palaeowind, which is an important indicator for palaeoclimate, is difficult to be quantitatively reconstructed. The scale of wind-generated waves reflects wind strength, which may become a new idea for the reconstruction of palaeowind strength. The longshore bar and coastal bar that formed in the swash zone and surf backflow zone, can record wave breaking and swash processes, respectively. In this paper, the principal and workflow for reconstruction of palaeowave and palaeowind conditions by using longshore bar and coastal bar in ancient lakes were introduced. Two methods are used in this paper: (1) There is a functional relationship between the thickness of longshore bar and the water depth of breaking waves (*i.e.*, breaking depth) according to geometrical analysis. The breaking depth, in turn, is determined by breaking wave height. Thus the breaking wave height can be reconstructed by using ancient longshore bar thickness. The significant wave height and palaeowind strength can also be calculated according to empirical wind-wave relationship. Three parameters are required in this method: The thickness of the isolated longshore bar, the slope angle of the basement where the longshore bar sits, and the palaeo-fetch. (2) The thickness of coastal bar records the swash height, which is determined by significant wave height. The palaeowind strength can also be reconstructed according to empirical wind-wave relationship. Five parameters are required in the latter method: The original thickness of the isolated coastal bar, the average depth of the paleowater, the palaeofetch, the angle between the palaeowind direction and the normal to the shoreline, and the particle size. All these two integrated methods, which include the reconstruction of palaeowind direction, palaeoslope, palaeo-fetch, palaeo-water depth *etc.*, should apply techniques such as palaeogeomorphology, decompaction, location of the palaeoshoreline, reconstruction of palaeowater depth and the wave theory. Many beach-bar deposits are preserved in ancient lacustrine strata, which can be applied in the reconstruction of ancient wave regime and ancient wind regime. These can also be helpful in reconstruction of the palaeogeographic setting of the sedimentary basin.

Key words palaeowind, palaeowave, beach bar, breaker zone, swash zone, single parameter sensitivity analysis

About the first author Wang Jun-Hui, born in 1988, is an associate professor of China University of Petroleum (Beijing). He is mainly engaged in sedimentology. E-mail: wangjunhui@cup.edu.cn.

About the corresponding author Jiang Zai-Xing, born in 1962, is a professor and PhD supervisor of China University of Geosciences (Beijing). He is mainly engaged in sedimentology and sequence stratigraphy. E-mail: jiangzx@cugb.edu.cn.

古风场是古大气环流的直接结果,是古气候研究的重要内容(刘立安和姜在兴,2011;庞军刚和云正文,2013)。以往的古气候重建侧重于古温度和古湿度的恢复(Quan *et al.*, 2011, 2012a, 2012b),而古风场的研究则比较少。究其原因,主要是研究手段匮乏,难于挖掘保存有古大气流场信息的地质资料。

古风力的定量恢复是古风场恢复的难点。Eastwood等(2012)根据风成沉积物的粒度与风

的搬运能力之间的定量关系,提出了一种比较可靠的基于沉积动力学原理恢复古风力的方法。利用风的直接产物——风成沉积的方法尽管比较可靠,但是地质记录中保留下来的风成沉积物却并不多见,限制了该方法的大范围应用。此外,由于受空气搬运能力的限制,地质历史中保留下来的大多数风成沉积物粒度一般不超过粗砂级,即使通过这些最粗的风成沉积物所恢复的古风力也不会超过12 m/s,超过此强度的风极少能通过风成沉积物记录下来

(王俊辉等, 2018)。

风除了直接作用于沉积物, 还可以驱动其他介质运动, 在沉积物中留下可以重建古风力的线索。面积广阔的地表水体就是一种常见的联系风力和沉积物的介质(刘立安和姜在兴, 2011)。风作用于水体会产生波浪, 所形成的波浪的大小主要取决于风力大小(Orme and Orme, 1991), 并且存在统计学上的经验关系。因此, 古风力的恢复, 在一定程度上可以通过古波况的恢复来间接完成。

许多学者自 20 世纪 70—80 年代始就意识到通过滨岸带沉积物可以为古波况的恢复提供线索(Tanner, 1971; Allen, 1981, 1984; Dupré, 1984; Diem, 1985)。随后, Orme 和 Orme (1991)、Adams (2003, 2004)、Knott 等 (2012) 等利用滨岸带最粗的沉积颗粒反映波浪搬运能力的原理, 在古波况恢复的基础上恢复了古风力。然而, 这种方法对资料要求较高, 比较适合于露头研究。对于以地下资料为主的钻孔资料, 其应用受到限制(王俊辉等, 2018)。

波浪在向岸边传播的过程中, 会在滨岸带形成滩坝沉积(姜在兴等, 2015), 所形成的滩坝砂体的规模取决于波浪大小, 进而取决于风力的大小(李国斌, 2009; 李国斌等, 2010; 王俊辉, 2016)。基于此, 近年发展了 2 种较完善的利用滩坝砂体恢复古波况和古风况的方法(王俊辉, 2016): (1) 利用破浪沙坝恢复古风力(Jiang *et al.*, 2018); (2) 利用沿岸砾质滩脊(沿岸砾质坝)恢复古风力(Wang *et al.*, 2018)。作者在此 2 种方法的分析基础上, 在操作流程、适用条件、误差分析等方面又做了更加完善的介绍和分析, 以期对该研究工作有进一步的推动, 也可供大家借鉴与应用。

1 风与波浪的关系

风所形成的波浪大小取决于风速、风时(指状态相同的风持续作用于水面的时间)、风程(指状态相同的风在水面作用的距离) 3 个因素(Komar, 1998)。当风时足够长, 波浪将达到定常状态, 此时风浪(风所形成的波浪的简称, 下同)的大小由风速和风程 2 个因素决定。因此, 通过风浪大小推导风力(风速)时, 风程的获取很重要。另外需要注意的是, 在浅水条件下, 由于水底摩擦

力的作用, 水深也会影响波浪大小(CERC, 1984; 滕学春等, 1985)。因此, 尽管表达风与波浪关系的经验公式有很多(滕学春等, 1985; 朱炳祥, 1990), 但几乎都可以表达为波高、风程、水深的函数。

Adams (2003) 根据美国海岸工程研究中心(CERC)的资料给出了一个相对简单的、应用于简单波况条件的有限风区水体的风浪关系公式:

$$U_A = \frac{H_s}{(5.112 \times 10^{-4}) F^{0.5}} \quad (1)$$

其中, U_A 为风压系数; F 为风程(m); H_s 为深水有效波高(m; 将给定波列中的波高由大到小依次排列, 其中最大的 1/3 部分波高的平均值称为“有效波高”, 也可记为 $H_{1/3}$)。

风压系数可以进一步根据经验关系转换为风速(CERC, 1984; Adams, 2003):

$$U_A = 0.71 U^{1.23} \quad (2)$$

其中, U 即为水面上方 10 m 处的风速(m/s)。

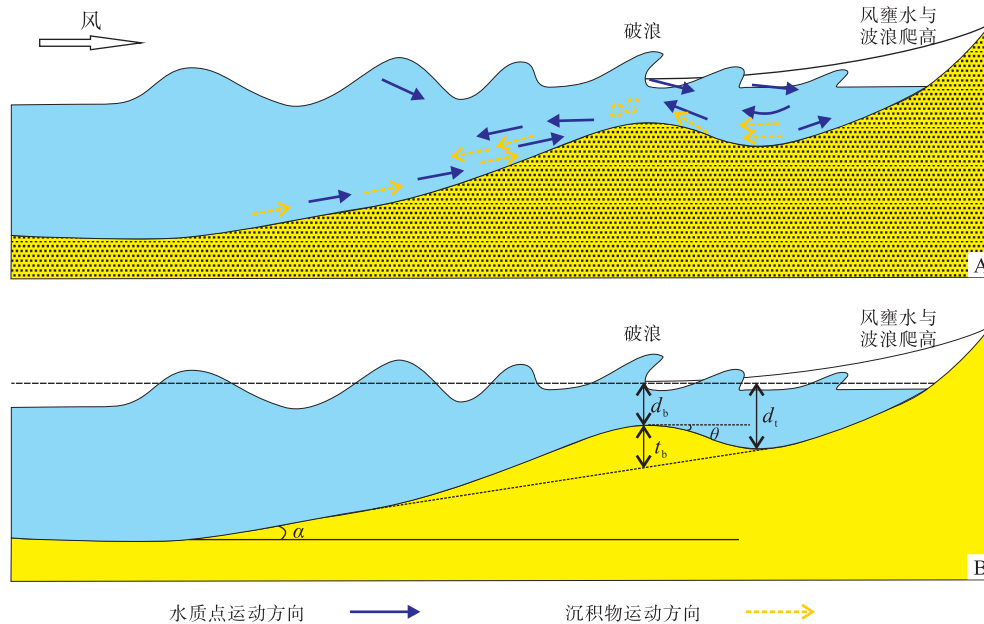
公式 1 和公式 2 表明, 只要能够对地质历史时期的风程(F)和波况(H_s)进行恢复, 则古风力的恢复将变得可行。下文将分别以破浪沙坝、沿岸沙坝与波况的对应关系为切入点, 介绍利用 2 种类型沙坝恢复古风力的依据。

2 利用破浪沙坝厚度恢复古风力

2.1 破浪沙坝的成因

波浪在向岸传播过程中遇浅会发生破碎形成破浪, 在破浪处沉积物将聚集形成沙坝。破浪沙坝的破浪模型(breakpoint model)或自组织模型(self-organizational model)是已经广为接受的沙坝成因模型之一(Dyhr-Nielsen and Sorensen, 1970; Coco and Murry, 2007)。该模型认为, 在破浪带中, 破浪带向陆一侧产生的离岸搬运与向海(湖)一侧的向岸搬运, 使沉积物在破浪带集中, 形成沙坝, 坝后形成凹槽。沙坝在水动力作用、沉积物搬运、沙坝形态演化的相互反馈作用下生长, 最终达到平衡(Houser and Greenwood, 2005)(图 1)。沙坝的破浪成因机制是基于海洋滨岸环境提出的, 研究表明, 在中大型湖泊环境中同样适用(Greenwood *et al.*, 2006)。

根据破浪模型, 破浪控制着破浪沙坝的离岸位



A—沉积物在破浪带集中形成破浪沙坝，最终其形态、规模与破浪将达到平衡状态；B—各参数示意： t_b 为破浪沙坝厚度 (m)， d_t 为坝后凹槽水深 (m)， d_b 为沙坝水深或破浪水深 (m)， α 为滨岸带地形坡度角 ($^\circ$)， θ 为沙坝向岸一侧的坡度角 ($^\circ$)

图 1 破浪沙坝的成因模型 (据 Davidson-Arnott, 2013; 有修改)

Fig. 1 Breaking wave model for the longshore bar formation (modified from Davidson-Arnott, 2013)

置、规模及其产生的水深范围。很早就有研究表明，波浪越大，发生破浪的水深越大，形成破浪沙坝和坝后凹槽的水深也就越大 (Komar, 1998)。因此随着波浪的增强，破浪沙坝会向深水方向迁移，但沙坝最终仍会与破浪波高建立起平衡关系 (Houser and Greenwood, 2005; Price and Russink, 2011; Davidson-Arnott, 2013)，破浪沙坝的规模也会随着破浪的增大而增大 (Pruszek *et al.*, 1997)；相反地，随着波浪的减弱，破浪沙坝会向浅水方向迁移，沙坝的规模也会减小。

2.2 破浪沙坝的形态特征

大小不同的波浪形成的破浪沙坝规模不一，但沙坝的形态却相似 (Davidson-Arnott, 2013)。观测表明，破浪沙坝的横剖面具有明显的不对称性 (图 1-B)，表现为向陆地一侧的倾角明显大于离岸一侧，向岸侧的角度 θ 最大可能达到休止角 (Davidson-Arnott and Greenwood, 1974; Dabrio and Polo, 1981; Thornton *et al.*, 1996; Gallagher *et al.*, 1998)。另外，沙坝向岸一侧的槽谷水深 d_t (m) 与坝顶水深 d_b (m) 之比 R_{tb} ，即：

$$R_{tb} = \frac{d_t}{d_b} \quad (3)$$

具有一定的经验关系。例如，Otto (1912) 和其他德国观测者在波罗的海的观测得出的平均值为 1.66。Keulegan (1948) 通过实验发现， R_{tb} 平均为 1.69，与 Otto 的观测较为吻合。但 Evans (1940) 通过描述 Michigan 湖的破浪沙坝，发现天然形成的沙坝较平坦而宽广一些， R_{tb} 变化于 1.42~1.55 之间。也有人认为坝后凹槽的水深要比坝顶的水深大很多， R_{tb} 可能达到 3 (Drønen and Deigaard, 2007)。

2.3 破浪沙坝厚度与风力的关系

根据破浪沙坝与破浪之间的平衡关系，从破浪沙坝厚度这一参数入手，可以进行古波况的恢复，进而通过风浪关系，可以恢复古风力。

根据破浪沙坝的形态特征 (图 1)，沙坝厚度 t_b (m)、坝顶与坝后凹槽水深 (分别为 d_b ， d_t)、滨岸带地形坡度 ($\tan\alpha$)、沙坝向陆一侧的坡度 ($\tan\theta$) 具有如下的几何学关系 (图 1)：

$$t_b = d_t - d_b + \frac{(d_t - d_b)\tan\alpha}{\tan\theta} \quad (4)$$

将公式 3 代入，公式 4 可以简化为公式 5：

$$t_b = (R_{tb} - 1) \left(\frac{\tan\alpha}{\tan\theta} + 1 \right) d_b \quad (5)$$

因此，当沙坝的基座坡度角 α ($^\circ$)、与沙坝形态有关的参数 R_b 、 θ ($^\circ$) 等参数已知的条件下，就可以通过破浪沙坝厚度 t_b 求得破浪水深 d_b 。根据 d_b ，可以进一步根据破浪关系求得破浪波高 H_b (m)。

$$H_b = \gamma_b d_b \quad (6)$$

其中， γ_b 为破浪指数，表达了破浪波高与破浪水深之间的关系。 γ_b 在海岸工程领域中有着比较系统的研究，不同的学者对此也有不同的计算方法。Jiang 等 (2018) 在应用破浪沙坝恢复古风力时，对 γ_b 的计算采用了 Goda 曲线法。Goda 曲线是 Goda (1970) 根据几种海滩坡度的试验资料绘制成的经验曲线，已被中国《海港水文规范 2013》引用。Goda 曲线给出了破浪指数 γ_b 与深水波波长 L_0 (m)、地形坡度 $\tan\alpha$ 之间的关系 (图 2)。

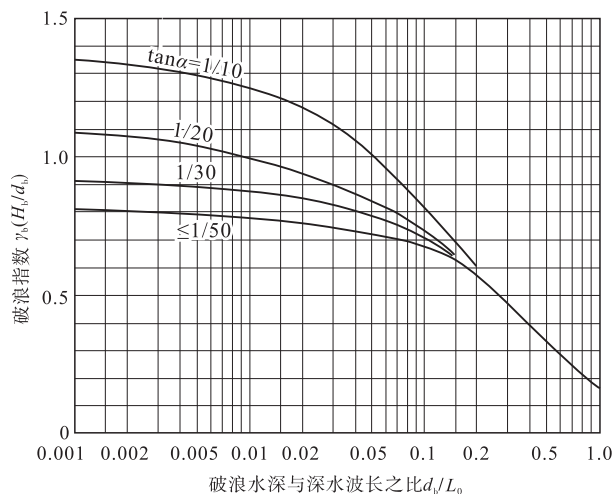


图 2 破浪指数 (γ_b) 与破浪水深与深水波长之比 (d_b/L_0)、滨岸带地形坡度 ($\tan\alpha$) 经验关系曲线 (据 Goda, 1970)

Fig. 2 Empirical relationship between the breaking wave ratio (γ_b), the ratio between breaking wave depth and deep-water wave length (d_b/L_0), and the slope of the shoreface ($\tan\alpha$) (after Goda, 1970)

在利用 Goda 曲线之前，需要预先估计深水波波长 L_0 。目前，直接从地质记录中恢复 L_0 难度较大 (Diem, 1985; Adams, 2003, 2004)。根据艾利波理论，深水波长 L_0 可以近似地由波浪周期 T (s) 表达出来：

$$L_0 = \frac{gT^2}{2\pi} \quad (7)$$

其中， g 为重力加速度 (m/s^2)。同样地，从地质

记录中恢复波浪周期 T 也比较困难。Adams (2003) 给出了波浪周期 (T) 与风程 (F) 的大致关系 (图 3)。因此，通过对 F 的恢复，可以粗略地恢复 T 和 L_0 。有了深水波波长 L_0 、地形坡度 $\tan\alpha$ ，可以进一步应用 Goda 曲线获取 γ_b ，进而通过破浪水深 d_b 这一参数获得破浪波高 H_b (公式 6)。

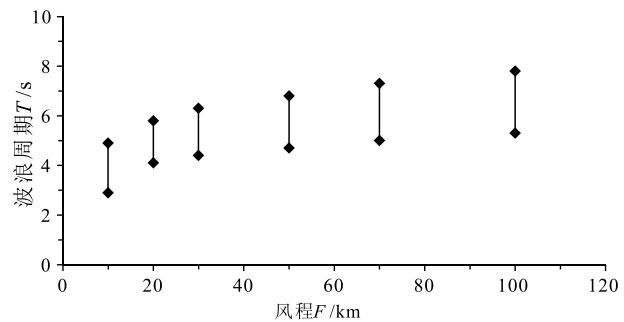


图 3 波浪周期 (T) 与风程 (F) 的经验关系 (据 Adams, 2003; 有修改)

Fig. 3 Empirical relationship between wave period (T) and fetch (F) (modified from Adams, 2003)

需要说明的是，不同的方法计算的 γ_b 不尽相同。例如，在 $\tan\alpha \leq 1/50$ 时，李玉成和董国海的研究表明，采用 Goda 曲线得到的 γ_b 应该再乘以系数 0.88 (李玉成和董国海, 1993; Li and Dong, 1993)。此外，除了 Goda 曲线方法，还有 Collins (1970)、Weggel (1972)、Komar (1998)、Le Roux (2007) 等学者也给出了通过 T 、 α 、 L_0 等参数计算的 γ_b 的方法。选用不同的方法计算 γ_b 会给风力的计算带来不同程度的误差，分析见后。

对于向岸传播的波浪，波高在破浪时达到最大。由此得到的破浪波高可以认为是对应于破浪沙坝形成时期波浪的最大波高 ($H_b \approx H_{max}$)。假定该波高为相应深水波高的理论极限值，可以根据波浪的统计特征近似求得任意不同累积频率波高 (H_p) (堤防工程设计规范; Sawaragi, 1995)。例如，有效波高 H_s 可以近似为：

$$H_s \approx 0.5H_{max} \quad (8)$$

根据有效波高，结合风程参数，即可以根据公式 1 和公式 2 求得风力大小 (即风速)。

因此，依据破浪沙坝恢复古风力，只需要从地质记录中获取以下参数：单期次破浪沙坝的厚度 t_b 、古地形坡度角 α 以及古风程 F 。据此，利用破浪沙坝厚度进行古风力恢复的基本步骤是：(1) 准确识别出破浪沙坝，并测量出单期形成的破浪沙坝

的最大厚度，如果破浪沙坝经历了显著的压实过程，应需进行去压实校正 (Jiang *et al.*, 2018)，以获得其原始厚度 (t_b)；(2) 确定所研究的古湖泊的古地貌 (如姜正龙等, 2009；高艺等, 2015)，从而得到古坡度角 (α)；(3) 确定相应时期的古岸线 (如姜在兴和刘晖, 2010；苏新等, 2012) 以及古风向，从而得到在风向方向上的古风程 (F)；(4) 根据破浪沙坝的厚度 (t_b)、地形坡度角 (α)、风程 (F) 3 个参数，计算破浪水深 (d_b) (公式 4)；(5) 利用破浪关系，如 Goda 曲线法，将破浪水深转换为相应的破浪波高 (H_b)；(6) 将破浪波高转换为深水区有效波高 (H_s) (公式 8)；(7) 根据公式 1，利用深水区有效波高 (H_s) 与古风程 (F) 计算相对应的风压系数 (U_A)；(8) 由风压系数计算出风速 (U) (公式 2)。具体步骤如图 4 所示。

3 利用沿岸沙坝厚度恢复古风力

3.1 沿岸沙坝 (滩脊) 的成因

向岸传播的波浪进入滨岸带后，在惯性力作用下冲向岸边，将形成“冲浪”，没有渗入沉积物中的水直接回头沿坡而下成为“退浪”或“回流”。在岸线附近存在一个“冲浪回流带”。

冲浪与回流交替冲刷岸线。一方面，在冲浪作用下，沉积物将克服摩擦力、重力，向上运动；另一方面，在回流作用下，沉积物将克服摩擦力，向下运动。一般来讲，冲浪的搬运能力要强于回流 (Masselink *et al.*, 2005)。因此，波浪有效地将最粗的沉积物搬运至岸线，形成沿岸线展布的沙坝，即沿岸沙坝 (图 5)，也称为滩脊或滩肩。最终沿岸沙坝的规模也反映了沉积物属性、风浪大小、地貌动力过程之间的平衡状态 (Buscombe and Mas-

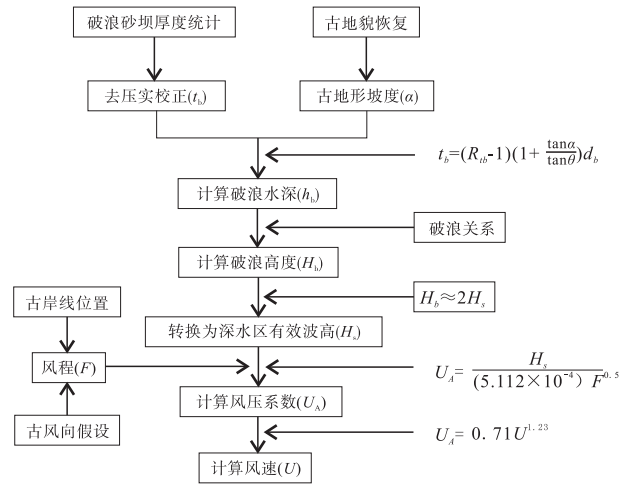


图 4 利用破浪沙坝厚度定量恢复古风力流程图

Fig. 4 Workflow for the reconstruction of palaeowind strength by using longshore bar thickness

selink, 2006)。

3.2 沿岸沙坝厚度与风力之间的关系

沿岸沙坝顶面标志着冲浪搬运泥沙所能达到的极限高度。因此，沿岸沙坝的厚度近似记录了冲浪偏离平均水平面的极限高度 (Dupré, 1984；Lorang, 2002)。这个极限高度至少由 2 部分组成：风壅水高度与波浪爬高 (Dupré, 1984；Nott, 2003)，即

$$t_r = h_s + h_{ru} \quad (9)$$

其中， t_r 为沿岸沙坝的厚度 (m)， h_s 为风壅水高度 (m)， h_{ru} 为波浪爬高 (m)。风壅水高度和波浪爬高均与波浪相对岸线的入射方向及波浪大小相关 (如《堤防工程设计规范 GB 50286-2013》)。因此通过沿岸沙坝的厚度，也可以与波况相关联，进而也可以通过风浪关系计算古风力。

根据中国的堤防工程设计规范 (GB 50286-2013)，风壅水高度可以通过风场参数、盆地参数表达出来，如公式 10 所示：

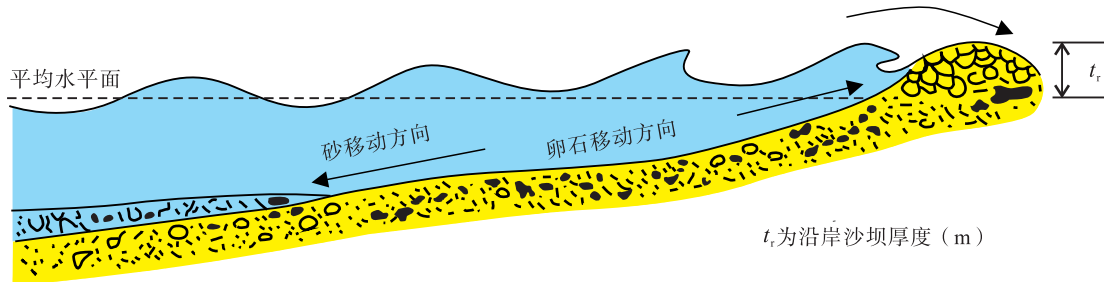


图 5 沿岸沙坝 (滩脊) 的形成示意图 (据伍光和等, 2008)

Fig. 5 Schematic illustration showing the process of beach-ridge formation (after Wu *et al.*, 2008)

$$h_s = \frac{KU^2F}{2gd} \cos\beta \quad (10)$$

其中, K 为综合摩阻系数, 对于砂砾质滨岸可取 3.6×10^{-6} ; d 为水域的平均水深 (m); β 为风向与垂直于岸线的法线的夹角 ($^\circ$), 即风相对于岸线的入射角。

波浪爬高的计算要复杂一些。一般认为波浪爬高与底床沉积物性质 (粒度、密度等)、波况 (波浪周期、波长、波高等)、滨岸带坡度等因素有关 (Lorang, 2002; Blenkinsopp *et al.*, 2016; Matias *et al.*, 2016), 表达方式比较复杂, 不便于应用。此处借鉴 Bagnold 在 1940 年提出的一个简单公式 (Bagnold, 1940):

$$h_{ru} = bH_s, \begin{cases} D = 0.7 \text{ cm}, & b = 1.68 \\ D = 0.3 \text{ cm}, & b = 1.78 \\ D = 0.05 \text{ cm}, & b = 1.80 \end{cases} \quad (11)$$

其中, b 为与岸线处沉积物粒度 D 有关的系数。

公式 11 是在波浪垂直于岸线入射的情况下得出的。当波浪斜交岸线入射时, 还需要考虑波浪折射的影响 (Dupré, 1984; Komar, 1998):

$$h_{ru} = bK_r H_s \quad (12)$$

其中, K_r 为折射系数。根据简单的折射原理,

$$K_r = \sqrt{\cos\beta} \quad (13)$$

综合公式 1—2 和公式 9—13, Wang 等 (2018) 给出了以下公式,

$$t_r = \frac{KU^2F}{2gd} \cos\beta + (3.63 \times 10^{-4})bU^{1.23} \sqrt{F \cos\beta} \quad (14)$$

由公式 14 可知, 在古风程 (F)、湖盆的古水深 (d)、与颗粒的系数 (b) 和古风向相对于岸线法线的夹角 (β) 已知的条件下, 古风速 (U) 就可以由沿岸沙坝的厚度 (t_r) 计算出来。基本步骤是: (1) 从沉积记录中准确识别单期形成的沿岸沙坝, 并准确记录其厚度。如果沿岸沙坝经历了显著的压实过程, 应进行去压实校正 (Jiang *et al.*, 2018); (2) 通过沉积记录恢复盆地的古水深 (d) (如李守军等, 2005; Immenhauser, 2009; 苏新等, 2012); (3) 通过沉积记录恢复古风向 (刘立安和姜在兴, 2011; Jiang *et al.*, 2018); (4) 确定该时期古岸线与盆地范围 (如姜在兴和刘晖, 2010; 苏新等, 2012), 并通过古风向恢复得到风向相对于岸线的入射角 (β) 及在该风向上的古风程 (F); (5) 粒度分析, 确定公式 11 中的系数

b ; (6) 通过以上参数, 根据公式 14 即可计算古风速 (U)。具体步骤如图 6 所示。

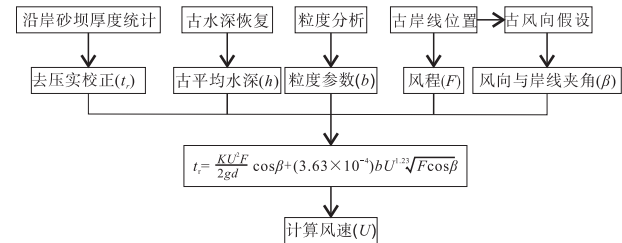


图 6 利用沿岸坝 (滩脊) 厚度定量恢复古风力流程图
Fig. 6 Workflow for the reconstruction of palaeowind strength by using beach-ridge thickness

4 讨论

4.1 应用条件

利用滩坝沉积恢复古风力应以古湖泊为应用对象。其原因是, 首先, 风程这一参数的准确获取非常重要, 对于湖泊而言, 可以通过恢复古岸线位置, 将风程近似为沿风向的湖泊直径, 从而近似获取古风程这一参数, 而要想从古海相地层中获得古风程则几乎不可能。其次, 湖泊滨岸带中的沙坝均是受控于风直接产生的波浪作用, 而不是像海洋滨岸带常常存在受很远处的风场作用传播而来的涌浪。因此由湖泊中的沙坝所恢复的古波况更能反映相对应的古风力。再次, 湖泊中一般不存在潮汐作用, 而在海岸环境中, 涨潮退潮所引起的水深变化不但会改变波浪分带的位置, 还会对形成的沙坝进行改造。

滩坝沉积过程复杂, 方式多样, 不同类型的滩坝砂体对应的风浪过程不尽相同 (姜在兴等, 2015)。文中所介绍的古风力恢复方法是在以下假设条件下进行的: (1) 古风向与波浪传播方向一致; (2) 沙坝形成时的古地貌背景为单斜缓坡, 这样才能使用同一坡度值 α ; (3) 沙坝发育充分, 即沙坝与波浪建立了平衡关系, 这是公式 4 和公式 9 成立的基础; (4) 物源充足, 这是沙坝能够充分发育的物质基础, 倘若物源不够充足, 或是以泥为主, 则不能形成与某波浪相对应的、充分发育的沙坝。此外, 上述利用破浪沙坝和沿岸沙坝恢复古风力还有各自的适用条件, 简述如下。

4.1.1 利用破浪沙坝厚度恢复古风力的适用条件

波浪在向岸传播的过程中, 可能不只发生 1 次

破碎,从而可能形成多列破浪沙坝。在应用破浪沙坝恢复古风力时,最好使用发育在最外侧的沙坝。这是因为:(1)最外侧沙坝由于水深相对较大,保存条件相对较好,而内侧的沙坝由于其所处的水深条件较浅,保存条件较差,单期次的沙坝沉积较难识别;(2)对于内侧沙坝,各种大小的波浪均可对其进行改造,最终由内侧沙坝得到的沉积记录是多时期、多种风级的波浪综合作用的结果,从而不利于古风力的恢复;(3)最外侧的破浪沙坝对应于波浪向岸传播过程中的首次破碎,波高达到最大,更接近波浪统计关系 $H_s \approx 0.5H_{max}$ (公式 8),而内侧沙坝的形成是波浪再次破碎的结果,由于能量衰减,此时的破浪波高要小于波浪首次破碎时的波高,因此,最外侧沙坝对应的破浪波高更符合假定的波浪统计关系。

利用破浪沙坝恢复古风力假设波浪传播方向垂直或高角度相交于沙坝走向,在这种条件下沙坝的形成才是沉积物垂直于岸线往复运动而堆积的结果。当波浪斜交岸线入射时,会产生平行岸线方向的沿岸流。沿岸流可以螺旋流的方式在槽谷系统中前进,将从槽谷中簸选沉积物并沉积于沙坝 (Schwartz, 2012),即沙坝的形成不再是破浪单独作用的结果。因此,在这种情况下,破浪沙坝的厚度并不能真正反映波况和风况。

4.1.2 利用沿岸沙坝厚度恢复古风力的适用条件

沿岸沙坝通常由砂或者砾构成,长时间暴露在水面之上,因此除了受到冲浪的作用,还有风的直接作用 (Mason *et al.*, 1997; Otvos, 2000, 2001; Hesp, 2006; Tamura, 2012)。对于砂质的沿岸坝,风的侵蚀、搬运作用将使其发生沉积物流失,风的沉积作用将使其被风成沉积物覆盖,因此砂质的沿岸坝不易真实反映波浪信息。砾质沿岸坝一方面不容易受到风的剥蚀,另一方面即使被风成沉积物 (主要是粉砂—砂) 覆盖后,其沉积序列仍能较容易识别出来。因此,在利用沿岸坝厚度恢复古风力时,应当利用沿岸砾质坝 (Wang *et al.*, 2018)。

需要说明的是,上述的利用破浪沙坝和沿岸沙坝厚度虽然记录了最大风力,但仍为正常天气下的风力,在理论上不能反映风暴强度。这是因为沙坝厚度与波浪作用达到平衡状态需要一定的时间。例如,单期次沿岸沙坝的发育周期在 30~60 年,平均约 50 年 (Tanner, 1995),这远远超出了风暴作

用的时间。

此外,2种恢复方法各有利弊。从参数的获取难易程度来看,利用沿岸沙坝恢复古风力相对容易、可靠性相对较高。这是因为单期次的砾质沿岸坝因为粒度粗大,相对容易识别,厚度容易准确测量 (Wang *et al.*, 2018),同时计算过程中涉及的参数较少。但是由于沿岸沙坝发育在岸线附近,容易遭受剥蚀而变得不完整。破浪沙坝由于发育在破浪带,水深相对较大,保存条件较沿岸沙坝好,但由于该处水动力变化频繁,不同期次的破浪沙坝往往相互叠置,它们岩相特征相似,使得单期次的沙坝不易准确识别,给破浪沙坝单期厚度这一参数的获取带来困难。因此,在对这 2 种方法开展应用时,应根据资料情况合理应用。

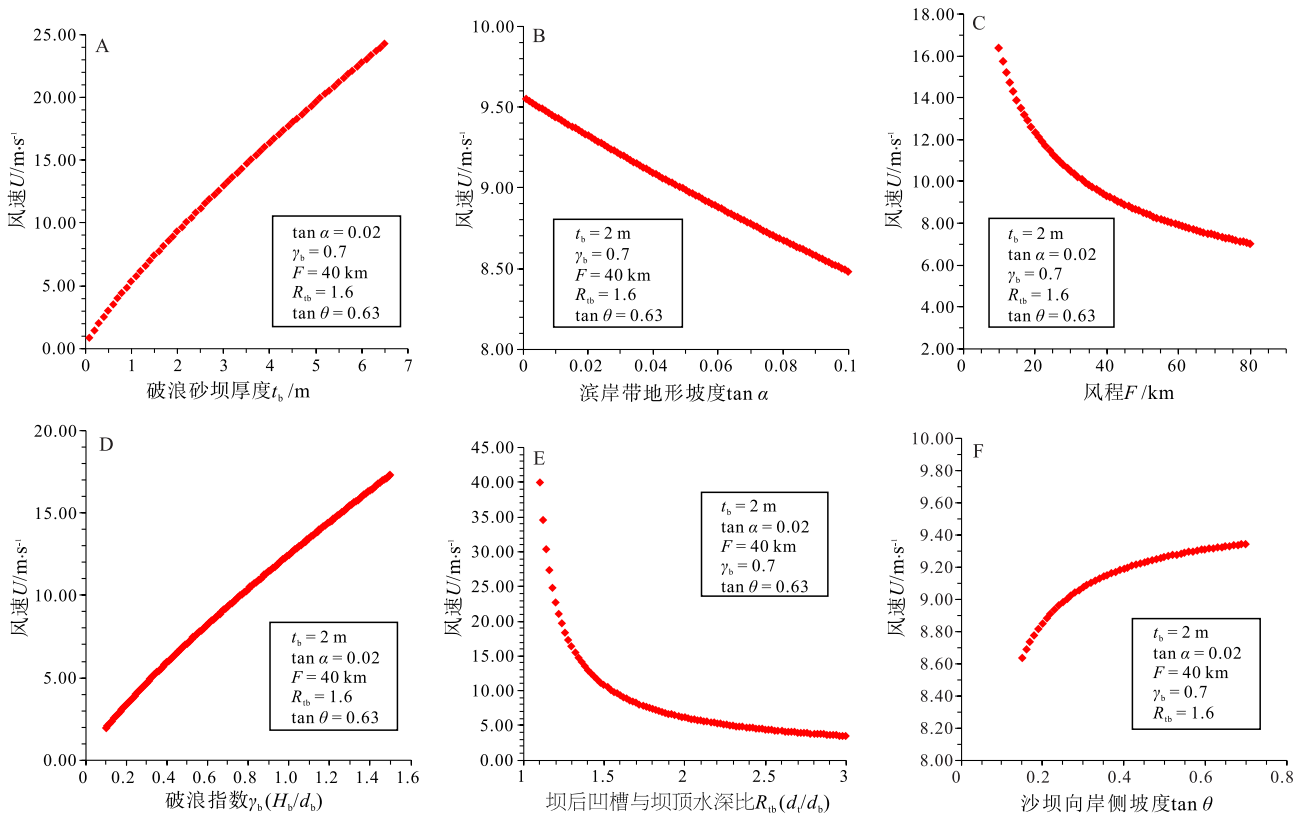
4.2 误差分析

从地质记录中定量地恢复信息一直以来都是地质学家的主要课题之一,由于假设与近似的存在,产生误差在所难免。研究者需要熟悉操作过程的每一个步骤,了解每个参数如何影响最终的结果。通过单一参数敏感性分析法,每次以一个参数为自变量,其他参数指定为合理的常量开展模拟计算,得到恢复结果 (因变量) 与某参数的定量关系 (图 7, 图 8),可以定量了解恢复结果对该参数变化的敏感性,从而分析恢复结果对该参数的误差容忍度。

4.2.1 利用破浪沙坝厚度恢复古风力误差分析

应用破浪沙坝厚度恢复古风力的过程中,需要用到以下参数: t_b 、 $\tan\alpha$ 、 F 、 γ_b 、 R_{tb} 、 $\tan\theta$ 。每个参数的不确定性都将给风速 U 的计算带来误差。Jiang 等 (2018) 曾对 t_b 、 $\tan\alpha$ 、 F 、 γ_b 引起的误差做过分析 (图 7-A 到 7-D),认为 U 对 $\tan\alpha$ 的误差容忍度较高,对 t_b 和 γ_b 误差的容忍度较低,对 F 的误差容忍度随 F 的增大而增加。在保证 t_b 、 γ_b 获取准确的前提下,在风程较大 ($F > 30$ km) 时,该方法可信度较高。

γ_b 的求取可以多种方法综合运用,相互验证。例如,根据 Goda 曲线方法,首先根据 F 选取合适的 T ,从而求得 γ_b 。根据 Komar (1998) 的计算方法, γ_b 也以表达为 T 、 L_0 、 H_s 、 α 的函数。在完成 H_s 的恢复后,可以反过来检验 γ_b 的取值是否合理,如果偏差较大,还应该重新选取 T 或者运用其他方法求取 γ_b ,直到多种方法能够相互验证,即 H_s 恢



A—风速 (U) 与破浪沙坝厚度 (t_b) 呈正相关关系, 且 U 对 t_b 的变化敏感, 即 U 对 t_b 误差的容忍度较低; B—风速 (U) 与滨岸带地形坡度 ($\tan\alpha$) 呈负相关, 但当 $\tan\alpha$ 在 $0\sim 0.1$ 变化时 ($\alpha=0^\circ\sim 5.7^\circ$), U 的变化范围 $< 1.5\text{ m/s}$, 表明 U 对 $\tan\alpha$ 误差的容忍度较高; C—风速 (U) 与风程 (F) 呈负相关, 在 F 较小时, U 对 F 误差的容忍度较低; 而在 F 较大时, U 对 F 误差的容忍度较高; D—风速 (U) 与破浪指数 (γ_b) 呈正相关, U 对 γ_b 误差的容忍度较低。E—风速 (U) 与槽谷—坝顶水深比 (R_{ib}) 呈负相关, 在 R_{ib} 较小时, U 对 R_{ib} 误差的容忍度较低; 而在 R_{ib} 较大时, U 对 R_{ib} 误差的容忍度较高; F—风速 (U) 与沙坝向岸侧坡度 ($\tan\theta$) 呈正相关, 但当 $\tan\theta$ 在 $0.2\sim 0.7$ 变化时 ($\theta=11^\circ\sim 35^\circ$), U 的变化范围小于 1 m/s , 表明 U 对 $\tan\theta$ 误差的容忍度较高

图 7 破浪沙坝厚度法恢复的风速对各参数的敏感性模拟分析。

Fig. 7 Sensitivity analysis of the calculated wind speed (U) based on longshore bar thickness in terms of the six parameters— t_b , $\tan\alpha$, F , γ_b , R_{ib} , and $\tan\theta$

复前与恢复后破浪指数的偏差足够小, 以优化计算结果。根据图 7-D 所示的例子, 若能将 γ_b 的误差控制在 ± 0.2 之内, 则能将 U 的偏离控制在 $\pm 1.5\text{ m/s}$ 的范围内。在一般情况下, γ_b 的取值介于 $0.60\sim 0.85$ 之间 (李玉成等, 1991; Le Roux, 2007)。因此, 在合理范围内, γ_b 引起的误差应当较小。

此外, R_{ib} 与 $\tan\theta$ 是与破浪沙坝的形态特征有关的参数, 在应用过程中, 对这 2 个参数取值比较简单的方法是利用经验关系。其中, 根据早先的研究, $R_{ib} \approx 1.4\sim 1.7$ (Evans, 1940; Keulegan, 1948)。基于这些研究, 王俊辉 (2016) 与 Jiang 等 (2018) 在应用该方法时采用了折中值 $R_{ib} = 1.60$ 。根据图 7-E 所示的例子, 当 R_{ib} 在 1.60 附近

以 ± 0.1 的误差波动时, U 的波动范围在 $\pm 1.3\text{ m/s}$ 左右 (R_{ib} 取值越小, U 的误差容忍度越低)。 $\tan\theta$ 是破浪沙坝向岸一侧的坡度 (图 1-B), 其极限值为泥沙的水下休止角。尽管现代沉积的破浪沙坝一般很难达到这个极限值, 但却是数值模拟常用的一个参考值 (Thornton *et al.*, 1996)。王俊辉 (2016) 与 Jiang 等 (2018) 在应用破浪沙坝厚度恢复古风力也采用了这样的极限值, 即 $\tan\theta = 0.63$ 。根据图 7-F 所示的例子, 当 $\tan\theta$ 在 0.2 与 0.7 之间波动时, U 的波动范围在 1 m/s 之内, 因此由 $\tan\theta$ 引起的误差较小。关于 R_{ib} 与 $\tan\theta$ 2 个参数的进一步优化需要借助于现代沉积的观测与数值模拟的研究。

在该方法中, 破浪指数、破浪波高转换为深水

区有效波高、深水波长、波浪周期这些参数的选取也都是采取简单的近似。一方面是为了使计算过程更为简单,容易操作,另一方面从地质记录准确恢复上述参数难度较大;对资料要求比较高。例如,Adams (2003)提出的将破浪波高转换为深水有效波高的方法,需要恢复波浪对底床的剪切力,这对资料的要求较高,应用起来常常面临困难;再如,精确、系统地恢复 L_0 、 T 可能需要用到波痕参数、粒度参数等(Diem, 1985),当资料数量不具有统计意义时,这种方法同样很难开展。

4.2.2 利用沿岸坝厚度恢复古风力误差分析

应用沿岸坝厚度恢复古风力的过程中,需要用到以下参数:沿岸坝厚度(t_r)、风程(F)、风相对岸线的入射角(β)、盆地水深(d),及与沉积物粒度相关的系数 b 。Wang等(2018)曾对 t_r 、 F 、 β 、 d 引起的误差做过分析(图8-A至8-D),认为 U 对 t_r 误差的容忍度较低,对 F 和 d 的误差容忍度随 F 、 d 的增大而增加,对 β 的误差容忍度随 β 的增大而减小。在保证 t_b 获取准确的前提下,在风程较大时($F > 30$ km)、水深较大($d > 10$ m)、波浪(风)高角度入射岸线($\beta < 35^\circ$)时,该方法可信度较高。此外,与沉积物粒度有关的系数 b 需要根据公式11予以假设,会产生一定的误差。但根据图8-E所示的例子, U 对 b 误差的容忍度较高(当 b 在1.5~2.0范围内变化时, U 的变化范围 < 1.5 m/s)。

4.3 古风场的恢复与“风场—物源—盆地”系统沉积学

利用滩坝厚度恢复古风力是一个综合的方法,所需要的参数较多。其中最重要的是滩坝厚度的测量与其原始厚度的恢复,其精度直接影响恢复结果的可信度。同时,需要借助古地貌恢复(姜正龙等, 2009; 高艺等, 2015)、去压实校正(Jiang *et al.*, 2018)、古岸线识别(姜在兴和刘晖, 2010)、古水深恢复(李守军等, 2005; Immenhauser, 2009; 苏新等, 2012)等技术。此外,计算过程中用到的某些参数要借助经验关系获取,还要有关波浪理论等交叉学科的支撑。

利用滩坝厚度恢复古风力的关键在于准确地从地质记录中识别出单期形成的滩坝砂体,可以根据滩坝形成的水动力特征,综合运用露头资料、岩心

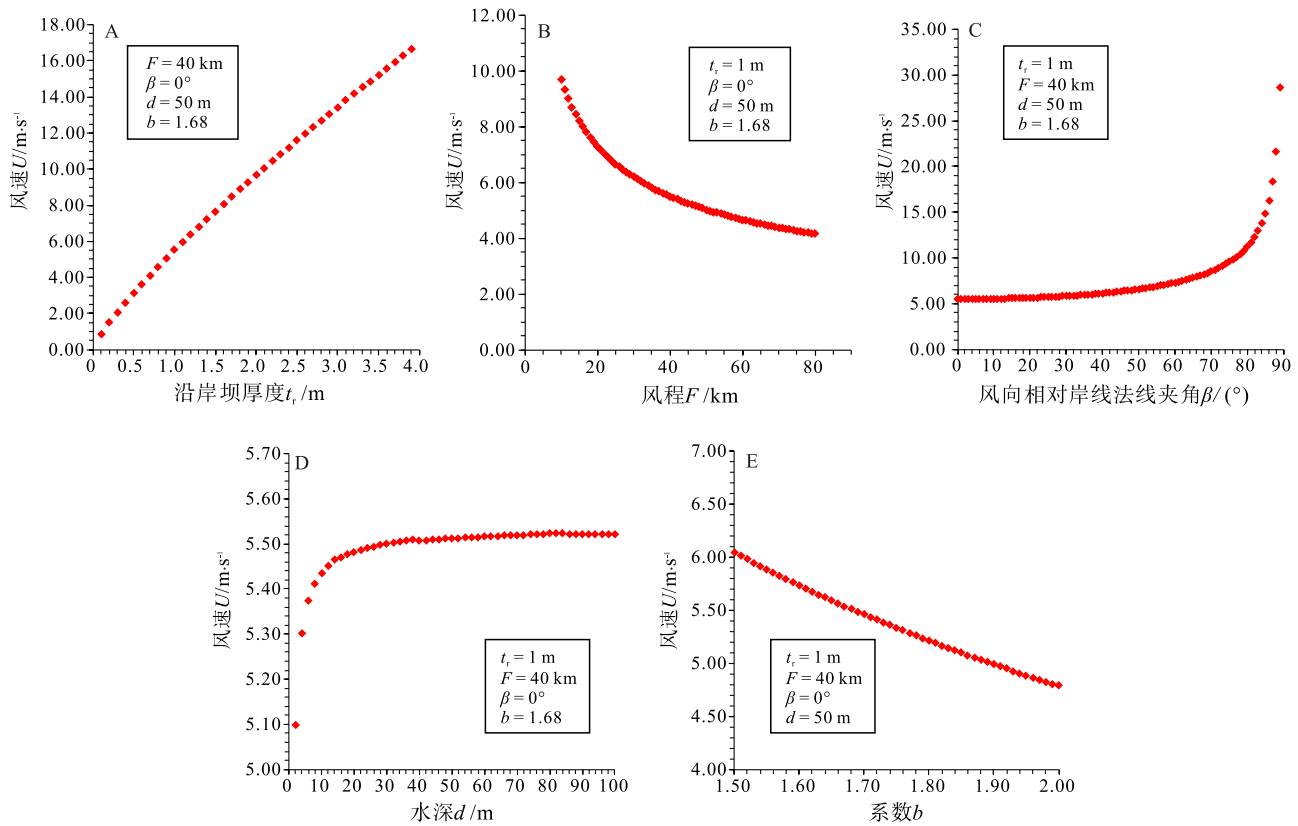
资料、测井资料等进行识别(Taylor and Ritts, 2004; 操应长等, 2009; Jiang *et al.*, 2018; Wang *et al.*, 2018)。滩坝是风浪、物源、盆地(包括盆地演化过程中的构造特征、地貌特征、水深变化等)共同作用下的产物(姜在兴等, 2015, 2020; 王俊辉, 2016)。在一个沉积盆地中,寻找滩坝往往遵循以下的原则:(1)波浪是滩坝形成的动力,在盛行风存在的前提下,盆地的迎风一侧有利于滩坝的发育;(2)物源是形成滩坝的物质基础,但一般来讲,滩坝发育在偏离主物源通道的位置;(3)盆地的古地貌决定了滩坝在滨岸带发育的位置与范围。在缓坡带、古地貌高点等正向地貌单元的迎风斜坡带,是波浪的消能带,利于滩坝发育(姜在兴等, 2015, 2020; 王俊辉, 2016)。

通过对沉积盆地局部发育的滩坝进行识别,增加风场及波浪场的研究,限定波浪作用带的范围,能够准确认识沉积物在波浪作用下的二次分配,对盆地内其他弱物源体系、微弱地貌起伏地区的“隐蔽”滩坝也能起到预测作用(姜在兴等, 2020)。例如,通过局部发现的破浪沙坝对古风力的恢复,同时可以恢复破浪带的水深范围,结合古水深的恢复,可以在沉积盆地中圈定破浪带的范围,同时还可以预测破浪带其他地区破浪沙坝的规模。

此外,在古风力恢复的过程中,通过对深水波长 L_0 的估计(公式7),可以在古水深恢复的基础上大致推算浪基面的位置。因此,在古风力及古波况恢复过程中,通过对浪基面、破浪带、冲浪回流带(岸线)等几个重要物理界面的恢复,可以进一步详细地了解当时的古地理背景,有利于油气勘探。这种对偏离主物源体系、主构造发育地区的“隐蔽”型油气储集体的预测,也是“风场—物源—盆地”系统沉积学的重要内容(姜在兴, 2016; 姜在兴等, 2020)。

5 结论

在古气候研究中,有关古风场的研究较少。滩坝沉积作为风浪作用的产物,其形成与古风场关系密切。波浪大小控制了破浪带破浪沙坝、冲浪回流带沿岸沙坝的厚度。通过沙坝的厚度恢复古波况,进而可以根据风浪关系间接恢复古风况。在利用破浪沙坝、沿岸沙坝恢复古风场时,应该以湖泊为研究对象。因为作为有限风区水体,湖泊中的风浪关



A—风速 (U) 与沿岸坝厚度 (t_r) 呈正相关关系, 且 U 对 t_r 的变化敏感, 即 U 对 t_r 误差的容忍度较低; B—风速 (U) 与风程 (F) 呈负相关, 在 F 较小时, U 对 F 误差的容忍度较低; 而在 F 较大时, U 对 F 误差的容忍度较高; C—风速 (U) 与波浪 (风) 入射角 (β) 呈正相关, 在 β 较小时, U 对 F 误差的容忍度较高; 当 $\beta > 60^\circ$ 时, U 对 β 误差的容忍度急剧降低; D—风速 (U) 与盆地平均水深 (d) 呈负相关, 在 d 较大时, U 对 d 误差的容忍度较高; 当 $d < 10$ m 时, U 对 d 误差的容忍度急剧降低; E—风速 (U) 与系数 b 呈负相关, 但当 b 在 1.5~2.0 变化时, U 的变化范围 < 1.5 m/s, 表明 U 对 b 误差的容忍度较高

图 8 沿岸沙坝厚度法恢复的风速对 5 个参数的敏感性模拟分析

Fig. 8 Sensitivity analysis of the calculated wind speed (U) based on beach-ridge thickness in terms of five parameters

系更为简单。而海岸环境中波浪场要复杂的多, 并不能反映海岸带的风况, 因此通过海岸带形成的滩坝可以恢复古波况, 但不能进一步恢复古风力。

利用沙坝规模恢复古风力的方法基于一定的理论模型与假设, 是一个综合的方法, 所需要的参数较多。其中最重要的是获取原始 (沉积时期) 滩坝的厚度。同时, 需要借助古地貌恢复、去压实校正、古岸线识别、古水深恢复等技术。此外, 还要依靠波浪理论的支撑。恢复过程会带来误差。误差分析表明, 在充分保证准确获取原始滩坝厚度的前提下, 当盆地的面积较大 (如盆地直径超过 30~40 km)、水深较大 (平均水深 > 10 m)、风向与滩坝走向高角度相交时, 计算结果误差较小甚至可以忽略。

风场不仅是一项重要的气候指标, 作为一种地

质营力, 也控制了沉积过程。在众多的沉积控制因素研究中, 如构造作用、海平面变化、物源体系对沉积过程的控制作用得到了极大程度的研究, 而对古风场与沉积体系形成过程的关系研究甚少。通过对地质历史时期古风场的恢复, 能够准确认识沉积物的分配过程, 更详细地重建沉积盆地的古地理背景。

符号注释 (L 表示长度量纲; T 表示时间量纲; 1 表示无量纲): α —滨岸带地形坡度角, 1; β —风向与垂直于岸线的法线的夹角, 即风相对于岸线的入射角, 1; γ_b —破浪指数, 1; θ —沙坝向岸一侧的坡度角, 1; b —与岸线处沉积物粒度 D 有关的系数, 1; d —水域的平均水深, L; d_b —沙坝顶部水深或破浪水深, L; d_i —坝后凹槽水深, L; F —风程, L; g —重力加速度, LT^{-2} ; H_b —破

浪波高, L ; H_{\max} —同时期波浪的最大波高, L ; H_p —任意累积频率波高, L ; H_s —深水有效波高, L ; h_{ru} —波浪爬高, L ; h_s —风壅水高度, L ; K —综合摩阻系数, 1; K_r —折射系数, 1; L_0 —深水波波长, L ; R_{tb} —沙坝向岸一侧的槽谷水深 d_t 与坝顶水深 d_b 之比, 1; T —波浪周期, T; t_b —破浪沙坝厚度, L ; t_r —沿岸沙坝的厚度, L ; U_A —风压系数, 1; U —水面上方 10 m 处的风速, LT^{-1} 。

参考文献 (References)

- 操应长, 王健, 刘惠民, 贾光华, 万念明. 2009. 东营凹陷南坡沙四上亚段滩坝砂体的沉积特征及模式. 中国石油大学学报(自然科学版), 33(6): 5-10. [Cao Y C, Wang J, Liu H M, Jiang G H, Wan N M. 2009. Sedimentary characteristics and models of beach-bar sandbodies in the upper part of the fourth member of Paleogene in the south slope of Dongying depression. Journal of China University of Petroleum, 33(6): 5-10]
- 高艺, 姜在兴, 李俊杰, 刘圣乾, 吴明昊, 王夏斌. 2015. 古地貌恢复及其对滩坝沉积的控制作用: 以辽河西部凹陷曙北地区沙四段为例. 油气地质与采收率, 22(5): 40-46. [Gao Y, Jiang Z X, Li J J, Liu S Q, Wu M H, Wang X B. 2015. Restoration of paleogeomorphology and its controlling effect on deposition of beach-bar sandbodies: a case study of the fourth member of Shahejie Formation, Shubei area, Liaohe Western Sag. Petroleum Geology and Recovery Efficiency, 22(5): 40-46]
- 姜在兴. 2016. 风场—物源—盆地系统沉积动力学: 沉积体系成因解释与分布预测新概念. 北京: 科学出版社, 1-435. [Jiang Z X. 2016. Sedimentary Dynamics of Windfield-Source-Basin System: New Concept for Interpretation and Prediction. Beijing: Science Press, 1-435]
- 姜在兴, 刘晖. 2010. 古湖岸线的识别及其对砂体和油气的控制. 古地理学报, 12(5): 589-598. [Jiang Z X, Liu H. 2010. Lacustrine palaeoshoreline and its controls on sandbodies and hydrocarbon. Journal of Palaeogeography (Chinese Edition), 12(5): 589-598]
- 姜在兴, 王俊辉, 张元福. 2015. 滩坝沉积研究进展综述. 古地理学报, 17(4): 427-440. [Jiang Z X, Wang J H, Zhang Y F. 2015. Advances in beach-bar research: A review. Journal of Palaeogeography (Chinese Edition), 17(4): 427-440]
- 姜在兴, 王俊辉, 张元福, 张建国, 宋明水, 王玉华, 姜洪福. 2020. “风—源—盆”三元耦合油气储集体预测方法及其应用: 对非主力物源区储集体的解释与预测. 石油学报, 41(12): 1465-1476. [Jiang Z X, Wang J H, Zhang Y F, Zhang J G, Song M S, Wang Y H, Jiang H F. 2020. Ternary “Windfield-Source-Basin” system for the prediction of hydrocarbon reservoirs: interpretation and prediction of hydrocarbon reservoirs deviated from the main provenance areas. Acta Petrolei Sinica, 41(12): 1465-1476]
- 姜正龙, 邓宏文, 林会喜, 王林. 2009. 古地貌恢复方法及应用: 以济阳坳陷西地区沙二段为例. 现代地质, 23(5): 865-871. [Jiang Z L, Deng H W, Lin H X, Wang L. 2009. Methods and application of paleo-geomorphologies rebuilding: an example of the second member of Shahejie Formation, Zhuangxi Area, Jiyang Depression. Geoscience, 23(5): 865-871]
- 李国斌. 2009. 东营凹陷西部古近系沙河街组沙四上亚段滩坝沉积体系研究. 中国地质大学(北京) 博士学位论文: 1-97. [Li G B. 2009. Study on the sedimentary system of beach and bar in the Upper Fourth Member of Shahejie Formation of the Paleogene in the western Dongying Sag. Doctoral dissertation of China University of Geosciences (Beijing): 1-97]
- 李国斌, 姜在兴, 王升兰, 周浩玮, 王天奇, 张亚军. 2010. 薄互层滩坝砂体的定量预测: 以东营凹陷古近系沙四上亚段 (E_4^+) 为例. 中国地质, 37(6): 1659-1671. [Li G B, Jiang Z X, Wang S L, Zhou H W, Wang T Q, Zhang Y J. 2010. The quantitative prognosis of thin interbedded beach-bar sandbodies: a case study of the upper 4th submember of the Paleogene Shahejie Formation in Dongying Sag. Geology in China, 37(6): 1659-1671]
- 李守军, 郑德顺, 姜在兴, 胡斌, 王金香, 焦叶红. 2005. 用介形类优势分异度恢复古湖盆的水深: 以山东东营凹陷古近系沙河街组沙三段湖盆为例. 古地理学报, 7(3): 399-404. [Li S J, Zheng D S, Jiang Z X, Hu B, Wang J X, Jiao Y H. 2005. Water depth of palaeo-lacustrine basin recovered by dominance diversity of Ostracoda: an example from sedimentary period of the Member 3 of Shahejie Formation of Paleogene in Dongying Sag, Shandong Province. Journal of Palaeogeography (Chinese Edition), 7(3): 399-404]
- 李玉成, 董国海. 1993. 缓坡上不规则波浪的破碎指标. 水动力学研究与进展 (A 辑), 8(1): 21-27. [Li Y C, Dong G H. 1993. Breaker indices of irregular waves on gentle beach. Journal of Hydrodynamics (Series A), 8(1): 21-27]
- 李玉成, 董国海, 滕斌. 1991. 浅水区波浪的破碎指标. 水动力学研究与进展 (A 辑), 6(2): 99-109. [Li Y C, Dong G H, Teng B. 1991. Wave breaker indices in finite water depth. Journal of Hydrodynamics (Series A), 6(2): 99-109]
- 刘立安, 姜在兴. 2011. 古风向重建指征研究进展. 地理科学进展, 30(9): 1099-1106. [Liu L A, Jiang Z X. 2011. Advances in the indicator of palaeowind direction reconstruction. Progress in Geography, 30(9): 1099-1106]
- 庞军刚, 云正文. 2013. 陆相沉积古气候恢复研究进展. 长江大学学报(自然科学版), 10(20): 54-56. [Pang J G, Yun Z W. 2013. Progress of paleoclimate reconstruction in continental facies deposition. Journal of Yangtze University (Natural Science Edition), 10(20): 54-56]
- 苏新, 丁旋, 姜在兴, 胡斌, 孟美岑, 陈萌莎. 2012. 用微体古生物定量水深法对东营凹陷沙四上亚段沉积早期湖泊水深再造. 地学前缘, 19(1): 188-199. [Su X, Ding X, Jiang Z X, Hu B, Meng M C, Chen M S. 2012. Using of multi-microfossil proxies for reconstructing quantitative paleo-water depth during the deposit period of LST of E_4^s in Dongying Depression. Earth Science Frontiers, 19(1): 188-199]
- 滕学春, 吴秀杰, 董吉田. 1985. 浅水风浪要素计算方法. 黄渤海海

- 洋, 3(3): 5-16. [Teng X C, Wu X J, Dong J T. 1985. A method of calculating wind wave elements. *Journal of Oceanography of Huanghai & Bohai Seas*, 3(3): 5-16]
- 王俊辉. 2016. 东营凹陷始新统风场—物源—盆地系统沉积动力学研究. 中国地质大学(北京) 博士论文: 1-159. [Wang J H. 2016. Sedimentary dynamics of a wind-source-basin system in the Eocene Dongying Depression. Doctoral dissertation of China University of Geosciences(Beijing): 1-159]
- 王俊辉, 姜在兴, 鲜本忠, 张春明, 刘立安. 2018. 古风力恢复研究进展: 利用介质的搬运能力. *地学前缘*, 25(2): 309-318. [Wang J H, Jiang Z X, Xian B Z, Zhang C M, Liu L A. 2018. Advances in paleowind strength reconstruction techniques: use of transporting capacity analysis. *Earth Science Frontiers*, 25(2): 309-318]
- 伍光和, 王乃昂, 胡双熙, 田连恕, 张建明. 2008. 自然地理学. 北京: 高等教育出版社. [Wu G H, Wang N A, Hu S X, Tian L S, Zhang J M. 2008. *Physical Geography*. Beijing: Higher Education Press]
- 朱炳祥. 1989. 无量纲的风浪高度与风浪爬高的计算. *铁道工程学报*, 6(4): 181-188. [Zhu B X. 1989. Calculation of dimensionless wave height and runup. *Journal of Railway Engineering Society*, 6(4): 181-188]
- Adams K D. 2003. Estimating palaeowind strength from beach deposits. *Sedimentology*, 50: 565-577.
- Adams K D. 2004. Estimating palaeowind strength from beach deposits-reply. *Sedimentology*, 51: 671-673.
- Allen P A. 1981. Wave-generated structures in the Devonian lacustrine sediments of south-east Shetland and ancient wave conditions. *Sedimentology*, 28: 369-379.
- Allen P A. 1984. Reconstruction of ancient sea conditions with an example from the Swiss Molasse. *Marine Geology*, 60: 455-473.
- Bagnold R A. 1940. Beach formation by waves; some model experiments in a wave tank. *Journal of the Institution of Civil Engineers*, 15(1): 27-52.
- Blenkinsopp C E, Matias A, Howe D, Castelle B, Marieu V, Turner I L. 2016. Wave runup and overwash on a prototype-scale sand barrier. *Coastal Engineering*, 113: 88-103.
- Buscombe D, Masselink G. 2006. Concepts in gravel beach dynamics. *Earth-Science Reviews*, 79: 33-52.
- CERC. 1984. *Shore Protection Manual*. Washington, DC: US Army Corps of Engineers, US Government Printing Office.
- Coco G, Murray A B. 2007. Patterns in the sand: from forcing templates to self-organization. *Geomorphology*, 91(3-4): 271-290.
- Collins I A. 1970. Probability of breaking wave characteristics. *Proceedings of the 12th International Conference on Coastal Engineering*. ASCE: 399-414.
- Dabrio C J, Polo M D. 1981. Flow regime and bedforms in a ridge and runnel system, S.E. Spain. *Sedimentary Geology*, 28: 97-110.
- Davidson-Arnott R G D. 2013. Nearshore Bars. In: Shroder J F, Sherman D J (eds). *Treatise on Geomorphology*, Vol 10, Coastal Geomorphology, San Diego: Academic Press, 130-148.
- Davidson-Arnott R G D, Greenwood B. 1974. Bedforms and structures associated with bar topography in the shallow-water wave environment, Kouchibouguac Bay, New Brunswick, Canada. *Journal of Sedimentary Petrology*, 44: 698-704.
- Diem B. 1985. Analytical method for estimating palaeowave climate and water depth from wave ripple marks. *Sedimentology*, 32: 705-720.
- Drønen N, Deigaard R. 2007. Quasi-three-dimensional modelling of the morphology of longshore bars. *Coastal Engineering*, 54: 197-215.
- Dupré W R. 1984. Reconstruction of paleo-wave conditions during the late Pleistocene from Marine terrace deposits, Monterey Bay California. *Marine Geology*, 60: 435-454.
- Dyhr-Nielsen M, Sorensen T. 1970. Sand transport phenomena on coast with bars. In: *America Society of Civil Engineering. Proceedings of the 12th International Conference on Coastal Engineering*. New York, ASCE.
- Eastwood K D, Kocurek G, Mohrig D, Swanson T. 2012. Methodology for reconstructing wind direction, wind speed and duration of wind events from aeolian cross-strata. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 117, F03035, doi: 10.1029/2012JF002368.
- Evans O F. 1940. The low and ball of the east shore of Lake Michigan. *Journal of Geology*, 48: 476-511.
- Gallagher E L, Elgar S, Guza R T. 1998. Observations of sand bar evolution on a natural beach. *Journal of Geophysical Research*, 103(C2): 3203-3215.
- Goda Y. 1970. A synthesis of breaker indices. *Proceedings of the JSCE*: 39-49.
- Greenwood B, Permanand-Schwartz A, Houser C A. 2006. Emergence and migration of a nearshore bar: sediment flux and morphological change on a multi-barred beach in the Great Lakes. *Géographie Physique et Quaternaire*, 60(1): 31-47.
- Hesp P A. 2006. Sand beach ridges: Definitions and redefinition. *Journal of Coastal Research*, Special Issue, 39: 72-75.
- Houser C, Greenwood B. 2005. Hydrodynamics and sediment transport within the inner surf zone of a lacustrine multiple-barred nearshore. *Marine Geology*, 218: 37-63.
- Immenhauser A. 2009. Estimating palaeo-water depth from the physical rock record. *Earth-Science Reviews*, 96: 107-139.
- Jiang Z, Wang J, Fulthorpe C S, Liu L A, Zhang Y F, Liu H M. 2018. A quantitative model of paleowind reconstruction using subsurface lacustrine longshore bar deposits: an attempt. *Sedimentary Geology*, 371: 1-15.
- Keulegan G H. 1948. An experimental study of submarine sand bars. Technical Report, No. 3, Beach Erosion Board. Office of the Chief of Engineers, Corps of Engineers, U.S. Army.
- Knott J R, Fantozzi J M, Ferguson K M, Keller S E, Nadimi K, Rath C A, Tarnowski J M, Vitale M L. 2012. Paleowind velocity and paleocurrents of pluvial Lake Manly, Death Valley, USA. *Quaternary Research*, 78: 363-372.
- Komar P D. 1998. *Beach Processes and Sedimentation*. Upper Saddle River, NJ: Prentice Hall.

- Le Roux J P. 2007. A simple method to determine breaker height and depth for different deepwater wave height/length ratios and sea floor slopes. *Coastal Engineering*, 54: 271–277.
- Li Y, Dong G. 1993. Wave breaking phenomena of irregular waves combined with opposing current. *China Ocean Engineering*, 7(2): 197–206.
- Lorang M S. 2002. Predicting the crest height of a gravel beach. *Geomorphology*, 48: 87–101.
- Mason O K, Hopkins D M, Plug L. 1997. Chronology and paleoclimate of storm-induced erosion and episodic dune growth across Cape Espenberg Spit, Alaska, USA. *Journal of Coastal Research*, 13: 770–797.
- Masselink G, Evans D, Hughes M G, Russell P. 2005. Suspended sediment transport in the swash zone of a dissipative beach. *Marine Geology*, 216(3): 169–189.
- Matias A, Masselink G, Castelle B, Blenkinsopp C E, Kroon A. 2016. Measurements of morphodynamic and hydrodynamic overwash processes in a large-scale wave flume. *Coastal Engineering*, 113: 33–46.
- Nott J F. 2003. Intensity of prehistoric tropical cyclones. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 108, 4212, doi: 10.1029/2002JD002726, D7.
- Orme A J, Orme A R. 1991. Relict barrier beaches as paleoenvironmental indicators in the California desert. *Physical Geography*, 12(4): 334–346.
- Otto T. 1912. Der Darss und Zingst. *Jahresbericht der Geographischen Gesellschaft zu Greifswald*, 13: 393–403.
- Otvos E G. 2000. Beach ridges-Definitions and significance. *Geomorphology*, 32: 83–108.
- Otvos E G. 2001. Assumed Holocene highstands, Gulf of Mexico: basic issues of sedimentary and landform criteria—Discussion. *Journal of Sedimentary Research*, 71: 645–647.
- Price T D, Ruessink B G. 2011. State dynamics of a double sandbar system. *Continental Shelf Research*, 31: 659–674.
- Pruszk Z, Różyński G, Zeidler R B. 1997. Statistical properties of multiple bars. *Coastal Engineering*, 31(1): 263–280.
- Quan C, Liu C, Utescher T. 2011. Paleogene evolution of precipitation in Northeastern China supporting the Middle Eocene intensification of the east Asian monsoon. *Palaaios*, 26: 743–753.
- Quan C, Liu C, Utescher T. 2012a. Paleogene temperature gradient, seasonal variation and climate evolution of northeast China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 313–314: 150–161.
- Quan C, Liu C, Utescher T. 2012b. Eocene monsoon prevalence over China: a paleobotanical perspective. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 365–366: 302–311.
- Sawaragi T. 1995. *Coastal Engineering-Waves, Beaches, Wave-structure Interactions*. Amsterdam: Elsevier.
- Schwartz R K. 2012. Bedform, texture, and longshore bar development in response to combined storm wave and current dynamics in a near-shore helical flow system. *Journal of Coastal Research*, 28(6): 1512–1535.
- Tamura T. 2012. Beach ridges and prograded beach deposits as palaeoenvironment records. *Earth-Science Reviews*, 114: 279–297.
- Tanner W F. 1971. Numerical estimates of ancient waves, water depth and fetch. *Sedimentology*, 16: 71–88.
- Tanner W F. 1995. Origin of beach ridges and swales. *Marine Geology*, 129: 149–161.
- Taylor A W, Ritts B D. 2004. Mesoscale heterogeneity of fluvial-lacustrine reservoir analogues: examples from the Eocene Green River and Colton Formations, Uinta Basin, Utah, USA. *Journal of Petroleum Geology*, 27(1): 3–26.
- Thornton E B, Humiston R T, Birkemeier W. 1996. Bar/trough generation on a natural beach. *Journal of Geophysical Research*, 101 (C5): 12097–12110.
- Wang J, Jiang Z, Xian B, Chen J, Wang X B, Xu W M, Liu H. 2018. A method to define the palaeowind strength from lacustrine parameters. *Sedimentology*, 65: 461–491.
- Weggel R J. 1972. Maximum breaker height. *Journal of the Waterways, Harbors and Coastal Engineering Division*, 98(4): 529–548.

(责任编辑 郑秀娟; 英文审校 刘贺娟)