

文章编号:1000-0550(2017)05-0863-14

doi: 10.14027/j.cnki.cjxb.2017.05.001

风动力场对沉积体系的作用

姜在兴^{1,2},王雯雯^{1,2},王俊辉³,李庆³,张元福^{1,2}

1.中国地质大学(北京)能源学院,北京 100083

2.中国地质大学(北京)科学研究院,北京 100083

3.中国石油大学(北京)地球科学学院,北京 102249

摘要 风作为大气流场活动的表现形式,是一种重要的地质营力,风场对沉积体系的展布有着重要的控制作用。风不但本身具有侵蚀、搬运和沉积的能力,形成风成沉积,它还可以向水体传输能量和动量,产生波浪和风生水流,侵蚀基岩、改造已有的沉积物,形成独特的沉积体系。以风场对沉积物的直接作用和间接作用为依据,将风场作用下的碎屑岩及碳酸盐岩沉积体系进行了分类:背风体系、迎风体系及侧风体系。风场概念的引入,为解释沉积体系(包括油气储集体)形成及预测其分布提供了新的视角,也完善了古气候学中古风场的恢复。

关键词 风场;背风体系;迎风体系;侧风体系;碎屑岩;碳酸盐岩

第一作者简介 姜在兴,男,1962年出生,教授,沉积学及层序地层学,E-mail: jiangzx@cugb.edu.cn

中图分类号 P512.2 **文献标识码** A

0 引言

在近两个世纪的沉积学发展过程中,相、沉积环境、相模式、沉积体系、源—汇体系等具有里程碑意义的概念依次被提出,沉积学的研究内容由简单到复杂、由局部到整体,由对沉积物本身的研究逐渐转移到对侵蚀—搬运—沉积过程控制要素的研究上来。气候作为重要的沉积控制要素之一,主要包括温度、湿度和风场(包括风力和风向)^[1-2],其与陆地之间的关系一直以来被研究者所关注^[3-4]。近年来对气候的研究重点已逐渐从探讨气候变化的沉积记录向研究气候变化对沉积过程的正向影响转移,如古气候变化对陆相湖盆古地理环境和沉积充填的影响^[5-7],以及季风气候对河流体系^[8]、三角洲体系^[9]的控制作用等。目前,针对气候与沉积作用的耦合关系的研究,现有成果多集中在利用沉积记录的地质信息恢复古气候要素方面^[10-15],然而有关气候对沉积过程影响的研究仍处于相对薄弱的初始阶段,其中风场对沉积过程影响的研究历来被忽略^[16-17]。

风作为大气流场活动的表现形式,是一种重要的地质营力,它对众多沉积体系的作用是普遍存在的。风不但具有侵蚀、搬运和沉积的能力,还可以向水体传输能量和动量,营造波浪和风生水流^[18-19],成为水盆地滨岸带沉积物搬运的源动力^[20-22],控制滨岸、浅

水地带以及半深水地带沉积作用的发生。本文旨在强调通过加强风场对沉积体系作用的研究,结合其他控制要素的影响作用,理清各沉积控制要素之间相互制约、相互影响的关系,使沉积学研究从“一元”传统相模式,“二元”源—汇体系,推进到综合考虑风场—物源—盆地的“三元”沉积动力学体系^[16]。从而丰富和扩展陆相湖泊以及滨浅海—半深海的相关沉积学理论,改善风场对沉积过程影响研究方面相对薄弱的现状。

1 风动力场对沉积体系作用的方式

无论碎屑岩还是碳酸盐岩沉积环境,风场的作用是普遍存在的。风场的作用对象有两个,一是地表沉积物,二是水下沉积物。风场对地表沉积物的作用是直接的,包括风蚀作用、搬运作用和风积作用,其作用结果是形成风成沉积体系;风驱动水体运动产生波浪并对水下沉积物进行分配或改造,这是风场的间接作用,包括冲刷作用、搬运作用和沉积作用,其作用结果是形成或改造滨岸、河口湾、三角洲等沉积体系。

1.1 风场对碎屑沉积体系作用的方式

1.1.1 风与风成沉积体系

风场对地表的作用表现为三种形式:风蚀作用、搬运作用和风积作用^[16,23]。风蚀作用的结果包括地表蜂窝石、风蚀穴、风蚀蘑菇、风蚀柱、风蚀洼地、风蚀

谷地、岩漠以及戈壁滩。风搬运碎屑物质的方式主要是跳跃,其次是滚动和悬浮,风的搬运力虽然比流水小得多,但它的搬运量巨大^[24]。一次大风暴可以搬运重达几十万吨至上亿吨的物质^[25]。

随着风的长途吹送或者遇到各种障碍物,如山体、树木等,风力减弱,风所搬运的物质便沉积下来,形成风积物。其中,以滚动和跳跃方式搬运的砂质沉积物堆积,形成由沙丘、沙丘间和沙席组成的风成沉积体系^[26]甚至沙漠,如蒙古高原中部的戈壁滩和塔克拉玛干沙漠。以悬移方式进行长距离搬运的粉砂和尘土常常被带到沙漠以外的地区沉积下来,最终形成风成黄土沉积^[27],如我国北方广布的黄土。

1.1.2 风对湖泊体系的作用

在湖泊体系中,几乎只有受到风的作用才会出现波浪。在湖泊中存在这样几个重要的物理界面:洪水面、枯水面、正常浪基面、风暴浪基面(图1)。其中,正常浪基面之上的滨岸带,是湖浪显著作用的地区,波浪会对湖岸和湖底的沉积物进行侵蚀、搬运和再沉积,形成各种侵蚀和沉积地貌单元,例如浪蚀湖岸、滩坝沉积等。在风暴浪活动时期,在风暴浪基面之下会发育风暴沉积(图1)。这些都是风场对湖泊沉积体系沉积物改造作用的结果。另外,发育于浅水地区的三角洲体系,在风浪的作用下也能发生沉积物的再分配。例如,三角洲前缘的席状砂、侧缘的沙嘴,都是波浪作用对三角洲改造的结果。如果波浪较强,克服了河流作用,甚至会发生河口偏移。在整个湖泊沉积体系中,除了浪基面之下的近岸水下扇、湖底扇部分几

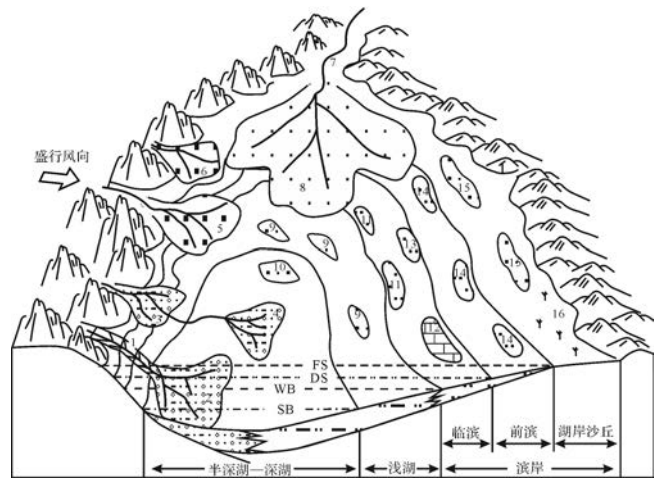


图1 湖盆沉积模式示意图(据文献[24]修改)

- 1.湖缘峡谷;2.近岸水下扇;3.扇三角洲;4.湖底扇;5.辫状河三角洲;
- 6.冲积扇;7.曲流河;8.曲流河三角洲;9.风暴岩;10.滑塌浊积岩;
- 11.远岸沙坝;12.碳酸盐岩滩坝;13.近岸沙坝;14.沿岸沙坝;15.风成沙丘;
- 16.沼泽;FS.洪水面;DS.枯水面;WB.正常浪基面;SB.风暴浪基面

Fig.1 Lacustrine depositional model (modified from reference[24])

乎不受波浪作用的影响之外,浪基面之上的各类沉积都会或多或少受到风浪作用的影响。

除了波浪的作用,风对湖面的摩擦力和风对波浪迎风面的压力作用会使表层湖水向前运动,形成风生流。风生流是大型湖泊中常见的一种湖流,能引起全湖广泛的、大规模的水流流动。最新的研究表明^[14],风生流有表流和底流之分,并能作用于沉积物,改造湖泊沉积体系(图2)。表流一般在风的作用下、在湖泊范围内指向下风向,会对岸线附近的沉积物发生改

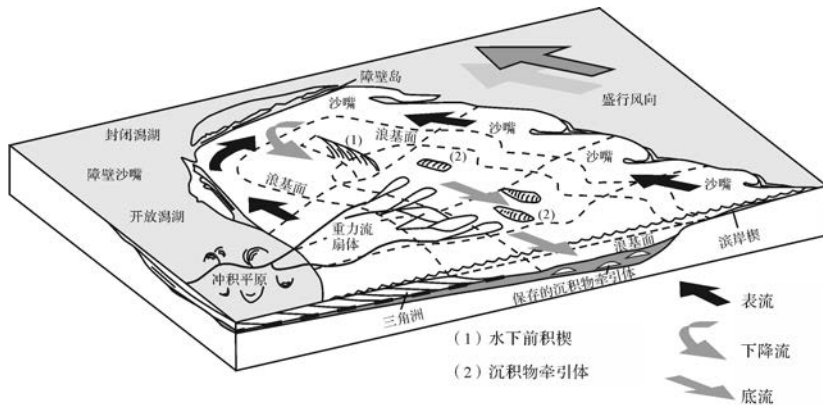


图2 “风驱水体”控制下的沉积模式图

浪基面以上,岸线附近的沉积物在风生表流作用下形成沙嘴、障壁砂坝等;在下风向岸线处形成补偿底流(下降流),在浪基面之下发生回流(底流),相应地形成水下前积楔和沉积物牵引体^[28]

Fig.2 Conceptual depositional model dedicated to “wind-driven water bodies”

wind induced processes prevail, resulting in extensive coastal landforms (beach ridges, spits, coastal wedge) above the wave base through wave action. Beneath the wave base, sediment drifts and subaqueous prograding wedge are developed through downwelling and bottom currents^[28]

造,以形成沙嘴、障壁沙坝为特征;表流最终会在迎风岸线汇聚,并形成下降流并由底流补偿。底流一般与风向相反,与表流一起形成“风生水流循环”^[14]。补偿底流一般发生在浪基面之下,在风暴作用期间会携带沉积物向深水方向搬运,依次形成水下前积楔和沉积物牵引体。这种受风生流控制显著的湖泊可称为“风驱水体”。实际上,风生流的流动方式可能更加复杂^[29]。

1.1.3 风对海陆过渡体系组的作用

世界上 80%的海岸和陆架地区都受到波浪的作用,相当一部分是来自风的作用。海陆过渡体系组是受风浪作用比较显著的沉积体系组之一。海陆过渡体系包含了三角洲、河口湾、滨岸三种。这三种体系在一定意义上是统一的(图 3)。在海退过程中,物源作用凸显。此时河流入海容易形成三角洲体系,进而根据潮汐作用、波浪作用、河流作用三者的相对强弱,三角洲体系进一步可分为河控三角洲、潮控三角洲、浪控三角洲。

风场对海陆过渡体系的作用之一就体现在波浪对三角洲体系的改造上。由河流输入的泥沙会在波浪作用下再分配,会在河口两侧形成一系列平行于海

岸分布的海滩脊砂;而只在河口处才有较多的砂质堆积,形成向海方向突出的河口,形成弓形或鸟嘴状,巴西圣弗兰西斯科河三角洲或罗纳河三角洲是典型的代表^[24]。若波浪作用进一步加强,几乎完全克服了河流作用,同时又有单向的强沿岸流,则会使砂体的分布和排列发生强烈变化,河口发生偏移,甚至与海岸平行,在河口前面建造成直线型障壁岛或障壁砂坝,形成掩闭型的鸟嘴状三角洲,如非洲的塞内加尔河三角洲。

风场对海陆过渡体系组的作用之二就是形成无障壁滨岸沉积体系。此时,沉积物的侵蚀、搬运、沉积完全受波浪作用的控制,按照波浪水动力作用机制的不同可进一步分为临滨、前滨、后滨等沉积环境^[16]。

风场对海陆过渡体系组的作用之三体现在对河口湾体系的影响上,使河口湾变得封闭。在海侵过程中,物源作用削弱,反之海水作用增强,河口区往往形成河口湾体系^[31]。根据潮汐作用与波浪作用的相对强弱,河口湾体系可进一步分为潮控型和浪控型。在潮控河口湾环境中,涨潮、落潮作用在河口湾形成了顺流向展布的冲刷沟和狭长形的线状潮汐砂脊。但是随着波浪作用的增强,波浪的往复运动和伴生的沿

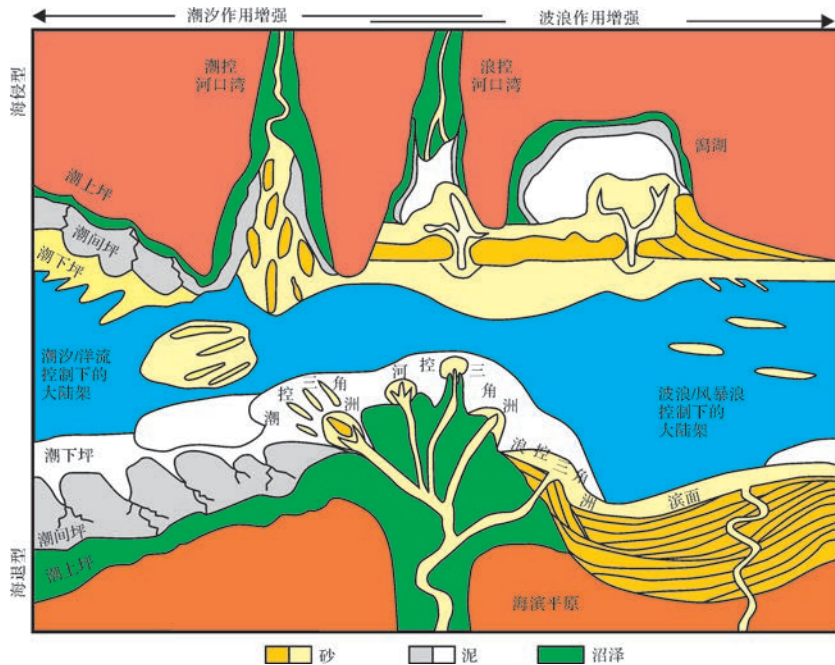


图 3 依据海水进退方向及潮汐、波浪、河流作用相对强弱的滨浅海环境分类

图片上部是海侵背景下的滨浅海环境分类;图片下部是海退背景下的滨浅海环境分类。向左表示潮汐作用增强;向右表示波浪作用增强(据文献[30])

Fig.3 Coastal classification

Illustrating organization of all major classic coastal depositional environments based on shoreline translation direction (i.e., progradation or transgression) and relative power of waves, tidal currents and river currents. The upper coastline is transgressive whereas the lower coastline is regressive. The influence of tides relative to waves increases from right to left. Transgressive wave-dominated shorelines occupy the upper right-hand portion of this figure (after reference[30])

岸流,使潮汐砂脊的分布和排列发生强烈变化,砂体的走向逐渐由垂直岸线变得平行于海岸,最终形成障壁砂坝,形成障壁岛—泻湖—河口湾的沉积环境。

1.1.4 风对碎屑陆棚沉积体系的作用

风场对沉积体系的影响同样体现在硅质碎屑陆棚沉积体系中(图4)。季节性的台风或飓风所引起的风暴浪波及的深度远远大于正常浪基面,一般超过40 m,最大可以达到200 m。猛烈的风暴浪在向岸方向传播时,巨大的能量可以在沿岸地带形成雍水,使水平面大幅度抬升形成风暴潮,对海岸地带进行强烈的冲刷。风力减退时,风暴回流(退潮流)携带大量从临滨带冲刷侵蚀下来的碎屑物质呈悬浮状态向海洋方向搬运,形成一个向海流动的密度流。这种流体的流速很高,在大陆架上穿越的距离可达几十千米以至几百千米,对海底有着明显的侵蚀和冲刷。随着能量衰减,流速变小,密度流中的碎屑物质发生再沉积作用,形成浅海风暴流沉积^[16,31]。

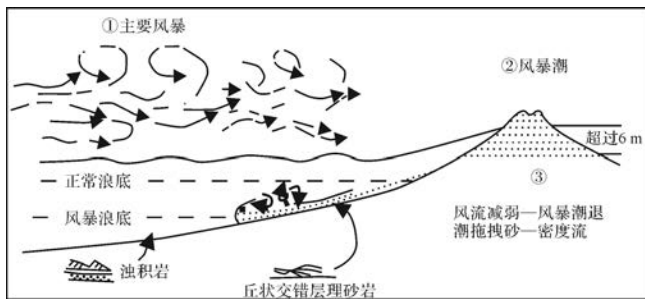


图4 风暴流沉积形成的理想成因图解(据文献[30])

Fig.4 The storm-driven shelf current system
(after reference [30])

1.2 风场对碳酸盐岩沉积体系作用的方式

碳酸盐岩沉积作用的影响因素复杂,受构造、生物、水文和自然地理等多种条件的控制^[4]。到目前为止,国内外学者已经根据不同要素对碳酸盐岩台地进行了详细的分类,建立了各类碳酸盐岩台地的理想的沉积模式,如 Wilson^[32]、Tucker *et al.*^[33]、Beauchamp *et al.*^[34]、顾家裕等^[35]的各种模式,作者仅是想通过引入风和波浪作用这一重要因素,分析碳酸盐岩沉积的控制要素,对碳酸盐岩台地及沉积物类型的研究拓展新思路。

1.2.1 风浪对碳酸盐岩台地类型的影响

本文所指的碳酸盐岩台地引用的是 Read^[36] 的概念,主要是指具有水平的顶和陡峻的陆棚边缘的碳酸盐岩沉积海域,在这个边缘上具有“高能量”沉积物,而不管该海域是否与陆地毗连和其延伸范围。在

碳酸盐岩台地发育过程中,水动力的变化可以改造台地的坡度和形态。在水动力能量增强的情况下,先前较低的、平坦的岸坡因侵蚀作用的加强而变陡,其结果是沉积物由细变粗;相反,如果水动力减弱,较细的沉积物将在坡上堆积,促使坡度变缓,沉积物则由粗变细。因此,构造作用下形成的原始坡度,在水动力的作用下会发生变化,从而改变沉积物的性质。

风浪较强的高能环境有利于造礁生物的发育生长^[17],常常可以形成抗浪性很强的结构,在沿岸高能带形成岸礁,发育在陆架和斜坡的转折处,可形成碳酸盐岩镶边台地^[18]。与镶边碳酸盐岩台地相比,无镶边陆架或开阔台地常发育在背风一侧,波浪作用相对较弱,在陆架边缘缺少类似于镶边碳酸盐岩台地相模式中的台地边缘颗粒滩相带和台地边缘礁相带构成的“镶边”^[4,19]。

1.2.2 以巴哈马台地及大堡礁为实例

巴哈马台地属于孤立台地,周围被深水环绕,没有明显的陆源碎屑输入;澳大利亚的大堡礁地区为缓坡碳酸盐岩镶边台地,大堡礁是与海岸大致平行但与海岸有一定距离的礁,内侧为局限台地,外侧为开阔台地,但有明显的陆源碎屑物供给。

(1) 巴哈马台地

巴哈马群岛位于佛罗里达州东南外海的大巴哈马岛和海地北部的大印纳瓜之间,绵延超过1 200 km。群岛由一系列碳酸盐台地上发育起来的数量众多的岛屿与沙洲组成,其中最大的台地为大巴哈马滩深约20 m。巴哈马属亚热带气候,平均气温24℃~32℃。

巴哈马地区盛行东北信风,并受赤道暖流的影响,降雨相对充沛,年降雨量在1 000 mm以上,无明显季节变化。但该地紧邻两个副热带高压带干旱区,该地气候对洋流变化非常敏感,如果洋流减弱,该地很容易被干旱的气候控制。

大巴哈马滩的沉积物与沉积环境、风向和水动力能量有关,巴哈马台地沉积物分布的控制因素包括迎风方向和背风方向的朝向、开阔或受局限的水循环,以波浪或风暴为主导的条件等。珊瑚藻礁分布于迎风一侧,即安得罗斯岛东侧^[37]。台缘发育骨架颗粒(珊瑚藻)、鲕粒和礁,鲕粒生长在水动力强的地区,如海舌南端潮汐沙坝区和台地西北边缘;骨屑砂环台地边缘呈环带分布,宽数千米^[38]。巴哈马台地内部区域为局限台地,水动力弱,以细的团粒和灰泥沉积为主,盐度也比正常海高^[35](图5,6)。

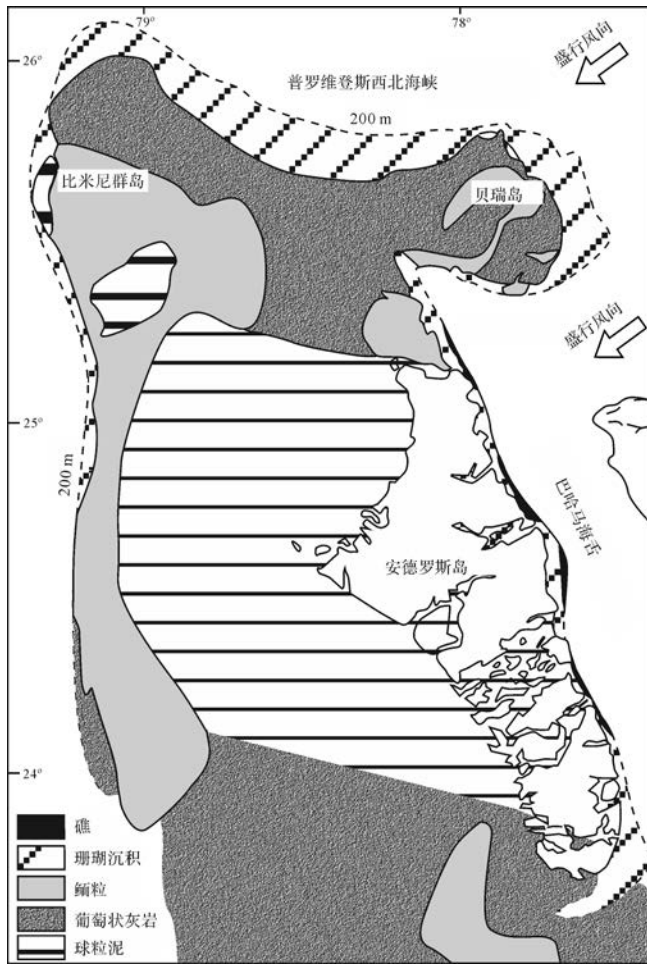


图5 巴哈马滩沉积物平面分布图(据文献[20]修改)
Fig.5 Reconnaissance map of bottom types on the Andros platform (modified from reference [20])

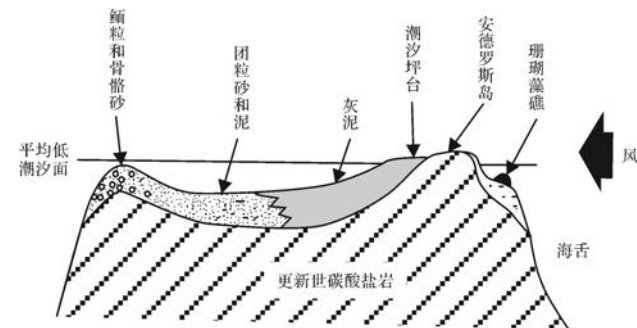


图6 巴哈马滩沉积物剖面分布图(据文献[21]修改)
Fig.6 Schematic profile of sediments on the Bahamas Bank (modified from reference [21])

全新世风成碳酸盐岩沉积在巴哈马非常普遍。按照 Rao^[39]的碳酸盐岩划分方案,巴哈马风成碳酸盐岩是热带碳酸盐区发育起来的实例。巴哈马地区构造相对稳定,风成碳酸盐岩普遍发育成侧向连续、

垂向叠置的复合体^[40]。巴哈马群岛的风成碳酸盐岩岛屿常发育一个连续延伸的海岸沙脊,通常在早期风成碳酸盐岩形成的海角之间发育,或者在高能背景下由沙丘单元垂向叠加而成。巴哈马地区起伏平缓且规模宏大的滩相沉积为海滩—沙丘复合体的发育提供了足够的碎屑物质,温暖的海水和强烈的滨岸流为海滩上砾粒的发育创造了条件,进而增加了沉积物的供应。

新月形沙丘主要形成于以单向风为主的区域,并且沙丘脊指向顺风的方向^[41]。Kinkler *et al.*^[42]对巴哈马晚更新统地层的新月形沙丘研究表明,该区沙丘脊线一致向 245°N 方向倾斜。这个方向与巴哈马地区盛行的东北信风一致,表明沙丘的堆积主要控制于区域的东北风及东风的影响。

(2) 大堡礁台地

大堡礁位于澳大利亚昆士兰州以东,沿海岸呈北西南东走向,是堡礁复合体,分布于澳大利亚东北海岸外的大陆架上(图7),绵延 2 000 余千米,东西宽 20~240 km,是世界上最长、最大的珊瑚礁区^[44],大约由 2 500 个礁组成。大堡礁占据的陆架一般向北部变窄,朝南变宽。通过对大堡礁碳酸盐岩台地的研究,得出的主要结论是:从北往南,礁体厚度明显变薄,礁的初始生长年龄变轻。

大堡礁位于巴布亚湾与南回归线之间的热带海域,太平洋珊瑚海西部,属于热带气候,主要受南半球气候控制^[45],盛行风为东风到东南风。大堡礁台地边缘风场及波浪较强,有利于造礁生物的发育生长,形成抗浪性很强的大型生物礁的边缘,构成碳酸盐岩镶边台地。大堡礁不是一个完整的大礁,而是由成千上万个小生物礁组成^[46]。礁体与礁体之间有海沟相隔,水体可以连通,但水流受到一定的阻滞,水动力减弱。因此,在礁后广阔的台地地区主要沉积了细粒的生物屑泥、灰泥或细粒的生物碎屑(图8),台内水深的台地地区主要沉积了细粒的生物屑泥、灰泥或细粒的生物碎屑,台内水深 10~20 m。在滨岸地区,由于地势平坦和波浪的消能,大部分地区为潮坪沉积,主要为泥晶灰岩和泥质灰岩,潮下带发育细粒砂屑灰岩或少量的细粒生物屑灰岩^[47]。

Done^[43]将大堡礁从离岸方向到近岸方向的生物礁划分了四个区域(图9)。区域1为珊瑚海区域迎风礁,波浪作用强烈,发育部分水下环礁,邻海深度约 2 000 m,礁体边缘斜度为陡峭到垂直,潟湖深度约 60 m。区域2为外陆架生物礁,波浪作用强烈,邻海深

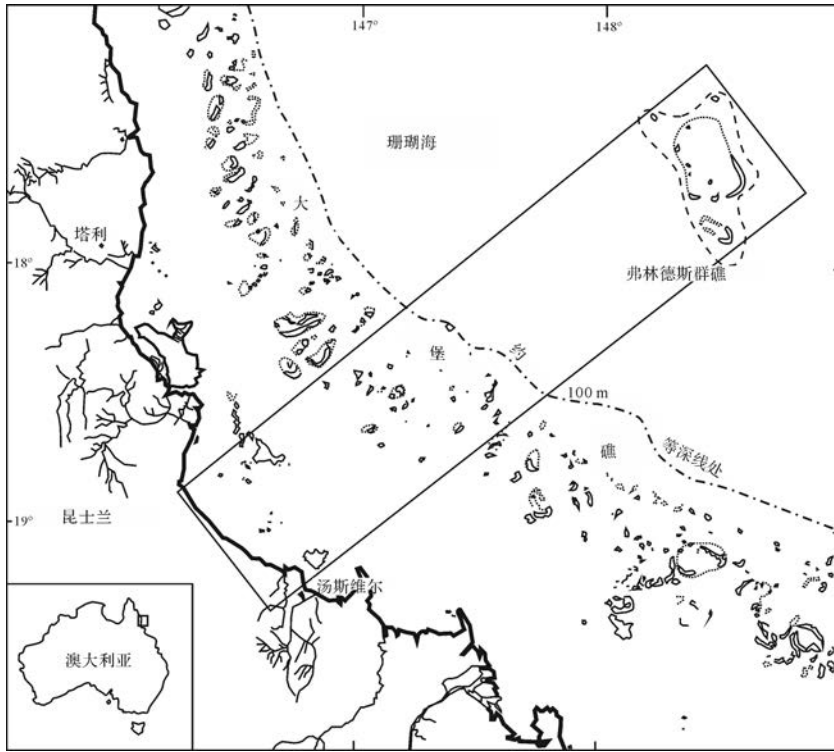


图7 澳大利亚东北部大堡礁位置及特征图(据文献[43]修改)

Fig.7 Location and features of the Central Barrier Reefs in the northeast of Australia(modified from reference [43])

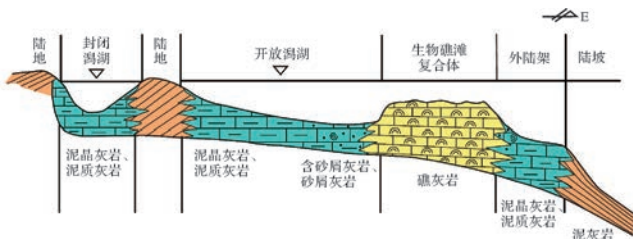


图8 澳大利亚东海岸凯恩斯地区现代碳酸盐岩沉积模式(据文献[35,46]修改)

Fig.8 Sedimentary model of present carbonate in Keynes of eastern Australia coast (modified from reference [35,46])

2 风动力场作用下的碎屑岩沉积体系分类

通过上述分析可知,风作为一种重要的地质营力,作用于水体产生湖浪、湖流、风生水流、风浪、风暴潮,在水盆地中形成广阔的滨岸带,控制滨岸及浅水地带的沉积作用,也影响着较深水地带的沉积作用。风直接作用于沉积体系的结果是风成沉积体系或沙漠体系;风驱动水产生湖浪和湖流,作用于湖泊滨岸带的结果是各种侵蚀和沉积地貌单元,如浪蚀湖岸、滩坝沉积;风浪作用于海陆过渡体系的结果是改造的三角洲体系、无障壁滨岸体系和河口湾体系;风浪和风暴潮作用于碳酸盐岩台地可形成镶边碳酸盐岩台地。因此可以根据沉积体系与风向之间的关系对其形成和分布加以研究。

设定盛行风为北风(如图10风向由上向下),根据风力、风向与物源输入的大小、方向矢量关系的不同—同向、斜交和反向,沉积体系可分为三大类:背风体系、侧风体系以及迎风体系(图10)。考虑地形和水深两个基本条件,无论是海相沉积还是湖相碎屑沉积相带,都可划分为滨岸、浅水、较深水三个基本亚相。

度80~100 m,礁体在北东及背风处较陡,潟湖水深15~20 m,向迎风方向变浅。区域3为中陆架生物礁,波浪作用中等,约50 m,礁体在北东及背风处较陡,潟湖水深15~20 m。区域4为内陆架生物礁,波浪作用弱,邻海深度约20 m,礁体边缘坡度平缓,具有陆源物质输入,发育碳酸盐岩及陆源碎屑岩。可见,风场及波浪在影响整个台地形态的同时,对每个礁体的形态及沉积特征也有影响。在每个礁体上,迎风坡发育抗浪性很强的垂直生长的障壁礁体,在垂直礁体之后形成小型潟湖。

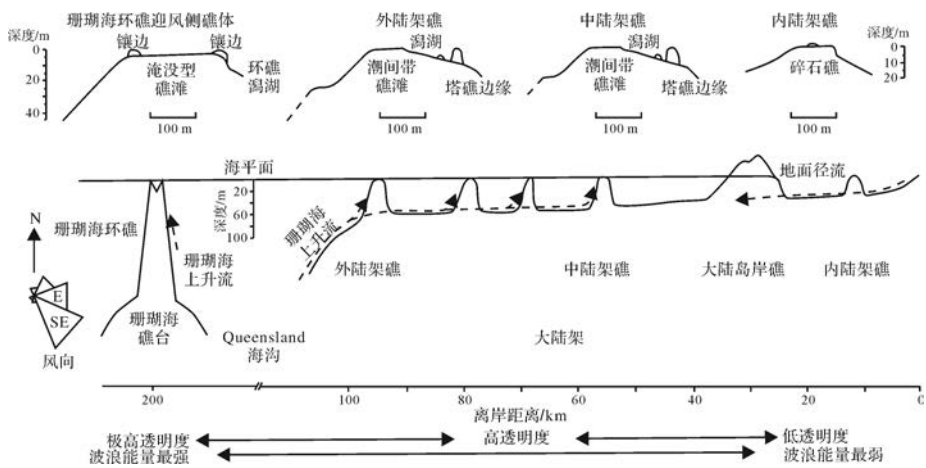


图9 大堡礁从广海到海岸方向形态、风及波浪等综合剖面(据文献[43]修改)
 Fig.9 Schematic profiles of the reef and continental shelf and summary of winds, waves and water transparency (modified from reference [43])

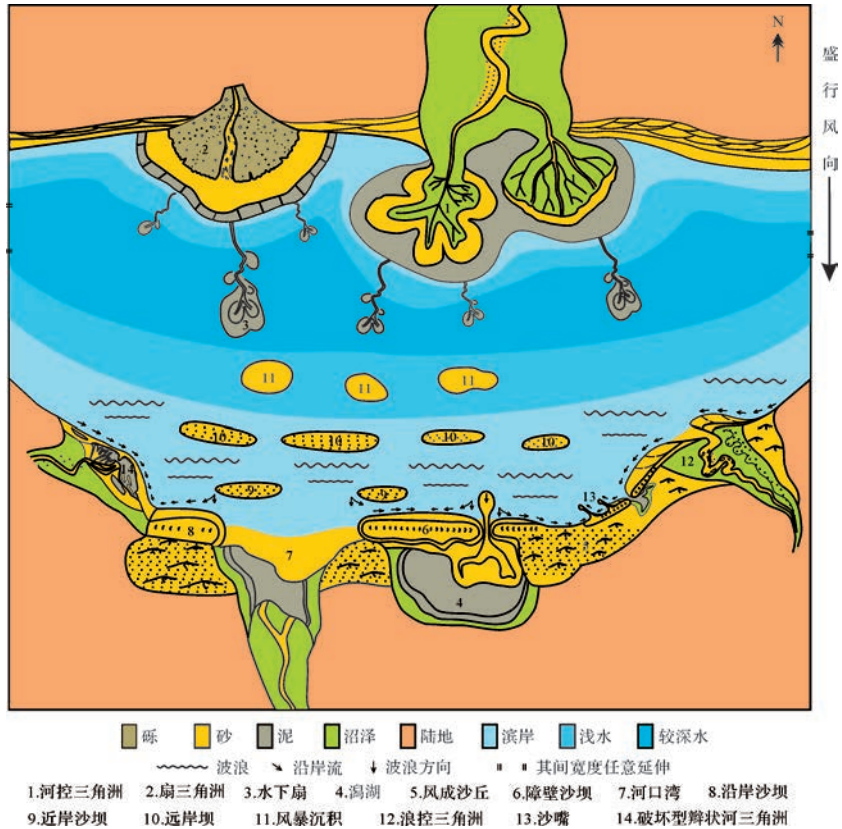


图10 风动力影响下的沉积体系分类平面图
 Fig.10 Classification of depositional systems under the influence of wind field

在迎风一侧,风浪作用强烈且持续,如北纬/南纬 35°~60°温带区的西海岸^[30],泥质沉积遭受强烈向陆风浪的剥蚀,只有少部分泥斑(mud patches)和泥砾(mud pebbles)得以保存^[48]。滨岸亚相位于正常浪基面与海/湖平面之间广阔的平缓地带,发育与无障

壁海岸类似的微相单元,由陆向盆地中心可以划分出风成沙丘、前滨和临滨三个微相。浅水亚相位于正常浪基本面以下、风暴浪基面以上的水底范围,猛烈的风暴浪对滨岸带进行猛烈冲刷,风力减退时,风暴回流携带大量从滨岸带冲刷侵蚀下来的碎屑物质呈悬

浮状态向盆地中心搬运,形成浅水风暴沉积^[24]。

而在背风一侧的滨岸亚相和浅水亚相,受地形、水深和物源共同控制,发育三角洲平原(分布区相当于前滨)、三角洲前缘(分布区相当于临滨)和前三三角洲(分布区相当于浅水),这些砂体在外力作用下沿斜坡发生滑动和再搬运,在较深水区沉积,形成席状、透镜状和扇状的水下扇。

2.1 背风体系

在背风位置(图10上部),风动力、水动力与物源输入同向,来自河水向盆地的惯性力远大于波浪和风生水流向岸的水动力,因此由河流体系的建设性沉积作用占主要优势,有利于背风沉积体系的发育,包括在河流输入量明显大于波浪能量的情况下形成的河控三角洲体系和扇三角洲体系。以河流作用为主,泥沙在河口区堆积的速度远大于波浪所能改造的速度,三角洲增长快、沉积厚、面积大、向水盆突出、沙泥比高。大型河流入海或湖泊背风岸处多形成此类河控三角洲以及扇三角洲,如密西西比河鸟足状三角洲、黄河三角洲(朵状三角洲)以及青海湖北岸(断陷湖盆型的扇三角洲)。

在物源输入量稳定且波浪作用弱的背风岸,可以形成鸟足状三角洲或朵状三角洲一类的河控三角洲(如图10中的相编号1,下同)。稳定向前输入的泥沙不受风浪改造和破坏,主要受控于物源和地形^[8],陆上部分发育成天然堤、较固定的分流河道、分流河口沙坝^[24],同时在水下沉积很厚的前三角洲泥^[9],形成鸟足状或半圆形的三角洲前缘。

在背风岸靠近物源且物源的规模小,以事件性洪流沉积为主体的情况下,发育扇三角洲体系(图10中相编号2)。特殊的背风位置使得波浪对前扇三角洲沉积物的影响较小,因此该相带得以保留,是扇三角洲的主体沉积。沉积物在前扇三角洲斜坡顶部的迅速沉积,导致浅处沉积层过陡,由此产生重力滑动、滑塌或沉积物的液化,在其前方的半深湖—深湖区发育近物源的水下扇(图10中相编号3)、湖底扇、滑塌浊积岩等砂砾岩扇体。垂向上向前推进的水下扇形成向上变厚变粗的沉积层序,自下而上为:外扇的薄砂厚泥互层、中扇上扇的块状分流水道块状浊流砂岩、内扇的块状砾岩含砾砂岩以及滑塌沉积物。

2.2 迎风体系

位于图10下风口的迎风位置,风动力、水动力与物源输入反向,二者形成此消彼长的制衡,形成障壁海岸、河口湾、无障壁海岸、风暴沉积,如青海湖东北

缘的甘子河河口区就是典型的河口湾及障壁湖岸的例子。

在迎风岸,在盛行风所形成的风生壅浪作用下,沿岸坝将被逐渐改造成障壁沙坝,形成障壁岛—水道—潟湖沉积^[16]。其中,障壁沙坝(图10中相编号6)沉积厚度较大,通常发育楔状、槽状交错层理、低角度板状交错层理,常具不对称波痕及冲蚀痕迹^[16]。水道沉积物主要由侧向加积而成,自下而上为厚度变小变薄的正旋回层序。潟湖中沉积物主要为碳酸盐粉砂、粉砂质黏土和黏土,交错层理不发育,一般为水平层理,若有波浪作用时,也可有浪成波痕和浪成交错层理。另外,风跨越湖盆的长途吹送致使风力逐渐减弱,搬运的物质便沉积下来,在迎风岸堆积成外貌呈新月形沙丘(图10中相编号5)和沙丘链,平行于岸线呈带状展布,沉积物为细粉砂,分选性磨圆度均较好。迎风坡向湖或海一侧坡度缓,坡上发育风成波痕,形状不对称。

在河口区壅浪顺河而上,与河水形成典型的双向水流,发育河口湾体系(图10中相编号7),其沉积特征为:由反映水流强度往复变化的细粒沙泥薄互层组成,多发育透镜状层理、波状层理和压扁层理。而在河口两侧,壅浪顺河上行遇阻则转化为沿岸流,沉积物平行岸线推移,形成河口两侧的沿岸坝。

在无障壁滨岸体系的滨岸带,主要受到破浪的作用,加之潮流的影响,水动力强,分选较好^[49],不同环境和不同深度使产生波浪的特征不同,在滨岸带将产生多列沙坝^[21]。本文将发育于冲浪回流带后方的沙坝称为沿岸沙坝(图10中相编号8);发育于碎浪带或内破浪带的沙坝为近岸沙坝(图10中相编号9);发育于破浪带的沙坝为远岸沙坝(图10中相编号10)^[24]。以一个完整的破浪沙坝为例,其顶底界面对应湖泛面,在垂向上表现为向上变粗的反序,有时也会出现细—粗—细的复合粒序^[16]。

在强烈的风暴浪的作用下,在远岸沙坝向湖深部的区域可形成一系列风暴沉积(图10中相编号11)。风暴作用下,不仅产生大规模的波浪,水体还发生晃动,造成湖水振荡(seiche activity),在迎风侧形成壅水,湖面抬升^[16]。不仅风暴潮对湖岸地带形成强烈的冲刷,而且风暴回流作用也携带大量从滨岸带冲刷侵蚀下来的碎屑物质呈悬浮状态向湖盆中心搬运,形成向湖流动的密度流。随着能量衰减,流速变小,密度流中的碎屑物质再沉积,形成半深湖风暴流沉积。完整的风暴沉积在垂向上相序具有似鲍马序列的特

征,底部出现冲刷面、渠模构造,整体向上变细,丘状交错层理和浪成沙纹层理向上逐渐过渡为爬升波纹层理^[24,50]。

2.3 侧风体系

在侧风位置,风动力水动力与物源输入斜交,沉积物在沉积过程中或者沉积后接受波浪作用的破坏和改造。主要包括浪控三角洲,如青海湖哈尔盖河南支流河口区沉积,以及破坏性辫状河三角洲,如哈尔盖河北支流河口区沉积。

河口区受到相对较强的波浪斜交运动和相对较弱的河水作用这种双向水流的影响,河口向湖方向突出,形成鸟嘴状浪控三角洲,巴西圣弗兰西斯科河三角洲或罗那河三角洲可作为典型实例。波浪作用进一步加强,在河口前面建造成直线型障壁岛或障壁沙坝,挡住河口,形成掩闭型的鸟嘴状三角洲。在高能波浪及单向强沿岸流的联合作用下,砂体的分布和排列发生强烈变化,河口单向偏移,三角洲平原的废弃分流河道也随之偏移。另外,波浪斜交湖岸,大量流沙沿湖岸向一定方向运动,遇到湖岸发生转折则流速骤减,形成一端与陆地相连一端伸入湖中的剑形沙嘴,沙嘴受冲刷与湖岸脱离形成障壁岛,在其内侧形成潟湖。垂向上,浪控三角洲的沉积序列通常为下细上粗的反旋回沉积。底部是含生物扰动的前三角洲沉积,向上过渡为互层的砂、粉砂和泥沉积,砂质层中具有波浪引起的槽状层理和浪成波痕,顶部为具低角度交错层理的分选好的高能海滩砂以及沼泽沉积。

在斜交波浪和沿岸流的持续作用下,障壁岛不断顺风向伸展,形成横跨河口区的天然屏障,阻碍河流向湖区延伸,破坏天然堤以及三角洲前缘和前三角洲的发育,形成破坏性辫状河三角洲。破坏性辫状河三角洲主要发育分流河道、边滩、心滩等陆上三角洲平原沉积,沉积物主要是沙和泥,垂向上表现为下粗上细的正旋回,废弃的分流河道和泛滥平原不再接受河水的作用^[51]。同时分流河道顺着沿岸流的方向不断摆动,对原来的边滩重新切割形成心滩,辫状河道迁移摆动形成冲积平原,一般范围较宽,如大石河冲积平原约5~6 km宽^[52]。由于废弃的三角洲平原的地势比其他的正常滨岸带低,风暴作用下的湖水越过障壁岛和潟湖,将泥沙沉积物携带至此。

3 风动力场作用下的碳酸盐岩沉积体系分类

风和波浪作用产生的水体能量是控制碳酸盐岩

沉积的重要因素^[53]。在碳酸盐岩镶边台地发育过程中(图11),在迎风一侧,较强的风场及波浪作用形成的高能环境有利于造礁生物的发育生长^[32],在靠海一侧的滨外或陆棚边缘发育边缘滩和边缘礁,向盆地中心的方向发育斜坡、斜坡脚、深水陆架和深水盆地,如大堡礁台地。而背风一侧受到台地边缘滩的遮挡,波浪作用相对较弱,沉积较细的沉积物,在靠陆一侧发育低能潟湖和潮坪^[32],向陆的方向发育受大气影响的碳酸盐岩。

3.1 迎风体系

滨外或陆棚边缘水深在正常浪基面附近,迎风侧直接受到强烈的向岸风浪和潮汐作用,发育平顶的台地边缘颗粒滩,处于开阔浅海^[54]。由于波浪(包括潮汐)及其伴生的沿岸流、底流作用,使碳酸盐岩沉积物发生簸选,较强水动力将其中的细屑碳酸盐岩物质带走,而留下各种较粗的碳酸盐异化颗粒,如鲕粒、生物碎屑和内碎屑等。

在海平面至正常浪基面之间,形成台地边缘礁^[55]。波浪和潮汐作用都十分活跃,阳光充足,氧气充分,底栖生物及藻类大量繁殖,常形成生物礁^[56]。沉积物常见纯净的碳酸盐、块状灰岩和白云石,各种类型的生物黏结岩的块体或碎片,礁的空穴中填充有内沉积物或者碳酸盐胶结物,多个时代的建造、包壳、钻孔和破坏重叠在一起^[57]。根据Wilson^[32]的分类:海水能量低时礁相类型为斜坡灰泥丘,海水能量低至中等时礁相为缓坡圆丘礁,海水能量高时礁相为陡斜坡骨架礁。

在正常浪基面至风暴浪基面之间的海底深度,发育陆架与深海盆地的陆坡地带。向海岸的风暴会引起水团上涌,当风暴缓和时,形成离岸方向的回流,临滨沉积物被再悬浮形成高密度流体向远离海岸的方向搬运,并沉积在迎风的斜坡上,常见角砾岩、砾屑碳酸盐岩、异地灰泥颗粒灰岩。风暴结束后,这些沉积物沿着斜坡发生重新分布,最后在风暴浪基面之下的低能环境中形成有延展状态的席状沉积,如Arabian海峡的沉积。换言之,在斜坡环境中,短期的由重力流引起的崩塌作用与长期的比较宁静的深海沉积作用交替出现。

在风暴浪基面之下的海底深度,发育斜坡脚、深水陆架和深海或克拉通深水盆地。很少受到扰动,只有海流或极大风暴浪才可作用到,沉积物主要是从风暴浪基面之上带来的细粒碎屑物质,以及源于在栖息在上覆水层中的微体—超微体浮游生物骨骼物质垂

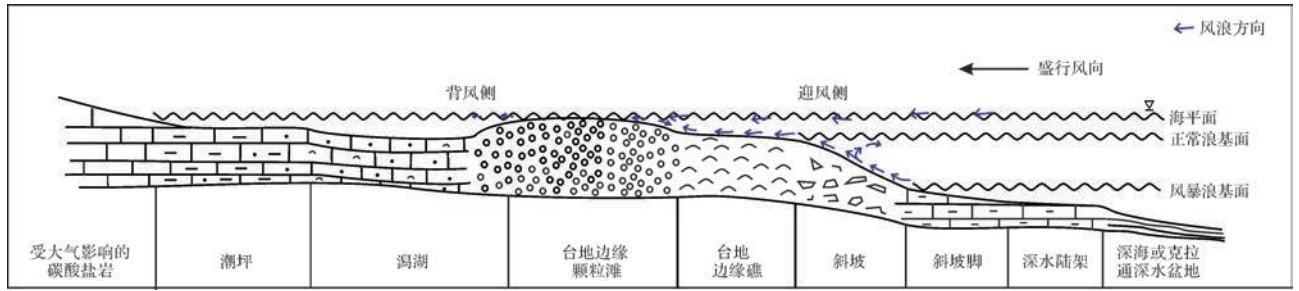


图11 风动力控制下的镶边碳酸盐岩台地沉积体系分布剖面图(据文献[38]修改)

Fig.11 The rimmed carbonate platform depositional system influenced by wind field (modified from reference [38])

直沉降作用形成的碳酸盐沉积物。

3.2 背风体系

在边缘滩礁的背风侧(向陆一侧)发育潟湖—潮坪体系。海水较浅,高于正常浪基面,由于受到滩礁的障壁遮挡,波浪作用微弱,不超过几米,海水循环不畅,主要受潮汐的影响,只有风暴才能引起局部的波浪作用。潟湖中的碳酸盐沉积物主要是低能的灰泥,其中一部分是由风暴浪作用将滩礁的细屑碳酸盐岩物质搬运而来,另一部分是以物理化学方式从海水中直接沉淀下来。所形成的岩石主要是泥晶灰岩或纹层状灰岩及白云岩。

相比潟湖,潮坪地带波浪作用几乎没有,干旱气候下的潮坪地带海水的注入更加偶然,所以石膏、硬石膏或石盐与碳酸盐共生,常见层状的石灰岩、白云质泥灰岩以及石膏层及硬石膏层互层的黏结岩^[24];潮湿气候下的潮坪地带平地上分布有沼泽植物,常见泥质灰岩、灰质砂或砾岩等^[58]。

4 风场对沉积体系作用的沉积学和油气意义

4.1 沉积学意义

在沉积体系的形成过程中,风场及其控制下的流体动力系统作为控制沉积体发育的源动力,与物源、地貌和水深等因素一起,组成研究风场—物源—盆地系统沉积作用时必不可少的沉积控制要素。除了风场,物源是物质基础,地貌和水深决定了沉积体发育的位置、范围及规模,这四要素既单独作用,又相互制约、相互影响或相互反馈。风场—物源—盆地系统沉积动力学的研究思路正是通过对这些要素的研究,探讨他们对沉积的控制作用。通过引入“风场”,使沉积学研究从“一元”传统相模式,“二元”源—汇体系,推进到综合考虑风场—物源—盆地的“三元”沉积动力学体系。通过探讨风场对沉积体系的作用,丰富和

完善对风场—物源—盆地系统沉积动力学的认识和理解,在区域上以新的视角研究整个沉积系统及各控制要素的特征,能够对区域范围内沉积体系的分布特征具有更加深刻的认识。

在风场—物源—盆地系统中,风场往往作用于具有不同物源特性的盆地系统,形成相应特征的沉积体系。背风体系、迎风体系及侧风体系就是风场作用于具有不同物源特性的盆地系统形成的产物。引入了风场概念的风场—物源—盆地系统沉积动力学为在更大系统内开展沉积学研究提供了新的研究思路与研究方法:1)沉积体系分析;2)沉积体系发育的控制因素研究。

在实际研究过程中,综合运用岩芯、古生物、测录井、地震等资料,通常可以在有限区域内识别出多种沉积相的横向分布特征及其垂向叠置关系,而对大区域内沉积体系的发育和展布特征的认识常常受到现有资料的限制。但在风场作用下形成的背风、迎风及侧风沉积体系理论的指导下,结合局限区域内识别的沉积相特征,就能够更加详细地研究与预测大区域内沉积体系的发育及展布特征。此外,风场概念的引入,也对研究沉积体系的控制因素及地质尺度上各因素的相互作用具有较强的启示意义。明确各因素对沉积体系形成的控制作用及各因素之间的耦合关系,可以更加合理地解释和预测新研究区沉积体系的发育特征。

4.2 油气意义

多年理论和实践探索证明,有物源输入的地方,即主物源方向一直以来是油气勘探的重点,然而随着我国大部分油田已进入探明程度达70%以上的中、晚期阶段,“发现大构造分析主物源”的勘探方法已不再适用,将勘探重点转移至主物源输入较弱的广大区域,寻找新的有利储集体已经势在必行。近年来,我国东部盆地的勘探实践已经证实,“非主物源体

系”的浅水滩坝砂体是优质储集砂体之一,现已成为我国油气勘探重要的接替目标,潜力和意义巨大。但该类油藏具有储层薄、颗粒细的特点,较难识别。国内外对该类砂体的研究仍然处于半空白状态,缺少行之有效的理论模型指导。

滩坝的发育受控于风场—物源—盆地系统^[20-21],是风浪、物源、地貌(包括宏观地貌与微观地貌)、水深等因素综合作用的典型产物。首先,风浪是滩坝形成的源动力。在滨浅水区域,波浪及其派生的沿岸流侵蚀附近主物源区的沉积物^[59],沉积物在偏离主物源的方向发生二次搬运、沉积过程,形成滩坝砂体。其次,在物源充足供应的情况下,砂质滩坝非常发育,反之则常形成碳酸盐岩滩坝^[60-62]。最后,凸岸、正向构造单元周围及斜坡单元的迎风面,能够指示滩坝发育的位置^[61]。水体深度决定了水动力的分带特征,因此岸线和浪基面可以用来约束滩坝砂体的分布范围^[63]。层序地层演化和交替的转换阶段,对滩坝砂体的发育同样十分有利。

上述各因素共同控制滩坝的发育,可以将滩坝砂体的发育规律总结为如下两点:1)平面上,宏观古地貌决定了滩坝砂体的有利发育区,微观古地貌影响了局部水动力能量变化,控制了局部砂体展布;2)整体上,迎风面、缓坡带、正向地形、周边物源充足,并且处于湖平面下降上升的转换阶段时,容易形成面积大、厚度大的滩坝砂体。而在物源供应不足、水动力条件较弱的地区,可以形成广泛分布的碳酸盐岩滩坝。运用风场—物源—盆地系统建立滩坝的地质预测模型,以古物源、古地貌、古风力、古风向和古水深作为滩坝砂体预测的主要手段^[16],恢复和推演其演化和形成,对非主物源体系控制区的滩坝砂体发育的可能性进行预测,能够突破油气勘探中滩坝薄互层砂体难于预测和识别的瓶颈,从而为其勘探与开发提供切实可行的理论指导。

5 结论

(1) 通过风场对沉积物的直接作用以及风场助推波浪间接作用于沉积物,对相应的碎屑沉积体系和碳酸盐岩沉积体系进行分类,依据风场与沉积物的组合特征分为背风、迎风以及侧风三大沉积体系。

(2) 碎屑沉积体系有较充足的陆源物源,与风浪的互动活跃,而碳酸盐岩沉积体系陆源物源微弱,生物造礁作用与风浪的耦合关系动造就了迎风与背风体系各自的沉积构造特征。

(3) 该分类方法从风场这个沉积物被剥蚀、搬运、沉积的一个重要的能量来源出发,结合物源和盆地特征,对风场与不同沉积体系的对应关系做出了创新且合理的解释,促进了风场—物源—盆地系统沉积动力学在沉积作用发生成因机制上理论研究。沉积体系的展布特征受到气候(含风场)、物源供给、构造特征、海平面升降等因素的控制,通过对这些控制因素重点研究,对沉积体系的分布特征做出更加合理的预测。

参考文献(References)

- [1] 庞军刚,云正文. 陆相沉积古气候恢复研究进展[J]. 长江大学学报: 自然科学版, 2013, 10(20): 54-56. [Pang Jungang, Yun Zhengwen. Progress of paleoclimate reconstructions in continental facies deposition[J]. Journal of Yangtze University: Natural Science Edition, 2013, 10(20): 54-56.]
- [2] Licht A, Van Cappelle M, Abels H A, et al. Asian monsoons in a late Eocene greenhouse world[J]. Nature, 2014, 513(7519): 501-506.
- [3] Clift P D, Hodges K V, Heslop D, et al. Correlation of Himalayan exhumation rates and Asian monsoon intensity[J]. Nature Geoscience, 2008, 1(12): 875-880.
- [4] Wang C S, Zhao X X, Liu Z F, et al. Constraints on the early uplift history of the Tibetan plateau[J]. Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, 2008, 105(13): 4987-4992.
- [5] Wang C S, Feng Z Q, Zhang L M, et al. Cretaceous paleogeography and paleoclimate and the setting of SKI borehole sites in Songliao Basin, Northeast China[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2013, 385: 17-30.
- [6] Wang C S, Scott R W, Wan X Q, et al. Late Cretaceous climate changes recorded in eastern Asian lacustrine deposits and North American epicontinental sea strata[J]. Earth-Science Reviews, 2013, 126: 275-299.
- [7] Chamberlain C P, Wan X Q, Graham S A, et al. Stable isotopic evidence for climate and basin evolution of the late Cretaceous Songliao Basin, China[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2013, 385: 106-124.
- [8] Plink-Björklund P. Morphodynamics of rivers strongly affected by monsoon precipitation: review of depositional style and forcing factors[J]. Sedimentary Geology, 2015, 323: 110-147.
- [9] Ventra D, Cartigny M J B, Bijkerk J F, et al. Supercritical-flow structures on a late Carboniferous delta front: sedimentologic and paleoclimatic significance[J]. Geology, 2015, 43(8): 731-734.
- [10] Bar-Matthews M, Ayalon A, Kaufman A, et al. The eastern Mediterranean paleoclimate as a reflection of regional events: soreq cave, Israel[J]. Earth and Planetary Science Letters, 1999, 166(1/2): 85-95.
- [11] 沈吉,王苏民,Matsumoto R,等. 内蒙古岱海古水温定量恢复及

- 其古气候意义[J]. 中国科学(D辑):地球科学,2001,31(12):1017-1023. [Shen Ji, Matsumoto R, Wang Sumin, et al. Quantitative reconstruction of the lake water paleotemperature of Daihai lake, Inner Mongolia, China and its significance in paleoclimate [J]. Science in China Series D: Earth Sciences, 2001, 31(12): 1017-1023.]
- [12] 李守军,王明镇,郑德顺,等. 山东济阳坳陷古近纪的气候恢复[J]. 山东科技大学学报(自然科学版),2003,22(3):6-9. [Li Shoujun, Wang Mingzhen, Zheng Deshun, et al. Recovery of climate of Palaeogene in Jiyang depression of Shandong[J]. Journal of Shandong University of Science and Technology (Natural Science), 2003, 22(3): 6-9.]
- [13] Xia K, Su T, Liu Y S, et al. Quantitative climate reconstructions of the late Miocene Xiaolongtan megafloora from Yunnan, Southwest China [J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2009, 276(1/2/3/4): 80-86.
- [14] Yang J H, Cawood P A, Du Y S, et al. Reconstructing early Permian tropical climates from chemical weathering indices[J]. Geological Society of America Bulletin, 2016, 128(5/6): 739-751.
- [15] 刘立安,姜在兴. 古风向重建指征研究进展[J]. 地理科学进展,2011,30(9):1099-1106. [Liu Li'an, Jiang Zaixing. Advances in the indicator of palaeowind direction reconstruction[J]. Progress in Geography, 2011, 30(9): 1099-1106.]
- [16] 姜在兴. 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[M]. 北京:科学出版社,2016:1-139. [Jiang Zaixing. Wind-source-basin system sedimentary dynamics: new concept of explaining the origin and predicting the distribution of depositional systems[M]. Beijing: Science Press, 2016: 1-139.]
- [17] Allen J R L, Parrish J T. Palaeoclimates and their modelling with special reference to the Mesozoic era-palaeowind: geological criteria for direction and strength [J]. Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences, 1993, 341(1297): 235-242.
- [18] 郑杰. 风浪模型 YW-swp 在太湖的应用研究[J]. 中国高新技术企业,2011(24):17-18. [Zheng Jie. The study of wave model of YW-swp in the lake of Taihu[J]. China High Technology Enterprises, 2011(24): 17-18.]
- [19] 文武健. 应用不同方法计算内陆湖泊风浪要素的比较[D]. 上海:上海交通大学,2011. [Wen Wujian. The comparisons between calculated wind wave factors of inland lakes with different methods [D]. Shanghai: Shanghai Jiao Tong University, 2011.]
- [20] 李国斌,姜在兴,陈诗望,等. 利津洼陷沙四上亚段滩坝沉积特征及控制因素分析[J]. 中国地质,2008,35(5):911-921. [Li Guobin, Jiang Zaixing, Chen Shiwang, et al. Sedimentary characteristics and controlling factors of beach bars in the upper submember of the fourth member of the Shahejie formation in the Lijin subasin[J]. Geology in China, 2008, 35(5): 911-921.]
- [21] 姜在兴,王俊辉,张元福. 滩坝沉积研究进展综述[J]. 古地理学报,2015,17(4):427-440. [Jiang Zaixing, Wang Junhui, Zhang Yuanfu. Advances in beach-bar research: a review [J]. Journal of Palaeogeography, 2015, 17(4): 427-440.]
- [22] 胡晨林,张元福,姜在兴,等. 风浪作用下鄱阳湖现代滨岸滩坝的形态变化[J]. 石油学报,2015,36(12):1543-1552. [Hu Chenlin, Zhang Yuanfu, Jiang Zaixing, et al. Morphologic changes in modern onshore beach bar of Poyang lake under wind and wave actions[J]. Acta Petrolei Sinica, 2015, 36(12): 1543-1552.]
- [23] Brookfield M E, Slivestro S. Eolian systems[M]//James N P, Dalrymple R W. Facies models 4. Toronto: Geological Association of Canada, 2010: 139-167.
- [24] 姜在兴. 沉积学[M]. 2版. 北京:石油工业出版社,2010:160-355. [Jiang Zaixing. Sedimentology[M]. 2nd ed. Beijing: Petroleum Industry Press, 2010: 160-355.]
- [25] 陈效速. 自然地理学原理[M]. 2版. 北京:高等教育出版社,2015:175-177. [Chen Xiaoqi. Principle of physical geography [M]. 2nd ed. Beijing: Higher Education Press, China, 2015: 175-177.]
- [26] Ahlbrandt T S, Fryberger S G. Introduction to eolian deposits[J]. AAPG Special Volumes, 1982, 31: 11-47.
- [27] 吴汉宁,岳乐平. 风成沉积物磁组构与中国黄土区第四纪风向变化[J]. 地球物理学报,1997,40(4):487-494. [Wu Hanning, Yue Leping. The anisotropy of magnetic susceptibility of Aeolian dust sediment: the paleowind field in Chinese Loess Plateau[J]. Acta Geophysica Sinica, 1997, 40(4): 487-494.]
- [28] Nutz A, Schuster M, Ghiene J F, et al. Wind-driven bottom currents and related sedimentary bodies in Lake Saint-Jean (Québec, Canada) [J]. Geological Society of America Bulletin, 2015, 127(9/10): 1194-1208.
- [29] 韩元红,李小燕,王琪,等. 青海湖水动力特征对滨湖沉积体系的控制[J]. 沉积学报,2015,33(1):97-104. [Han Yuanhong, Li Xiaoyan, Wang Qi, et al. Hydrodynamic control of sedimentary systems in shore zone of Qinghai lake [J]. Acta Sedimentologica Sinica, 2015, 33(1): 97-104.]
- [30] Boyd R. Transgressive wave-dominated coasts[M]//James N P, Dalrymple R W. Facies models 4. Toronto: Geological Association of Canada, 2010: 265-295.
- [31] 冯增昭. 沉积岩石学[M]. 2版. 北京:石油工业出版社,1993:132-134. [Feng Zengzhao. Sedimentary petrology [M]. 2nd ed. Beijing: Petroleum Industry Press, 1993: 132-134.]
- [32] Wilson J L. Carbonate facies in geologic history[M]. New York: Springer-Verlag, 1975.
- [33] Tucker M E, Wright V P. Carbonate sedimentology[M]. London: Blackwell Scientific Publications, 1990.
- [34] Beauchamp B, Desrochers A. Permian warm-to very cold-water carbonates and cherts in Northwest Pangea [M]//James N P, Clarke J A D. Cool-water carbonates, Special Publication No. 56. Tulsa, OK: SEPM, 1997: 327-347.
- [35] 顾家裕,马锋,季丽丹. 碳酸盐岩台地类型、特征及主控因素[J]. 古地理学,2009,11(1):21-27. [Gu Jiayu, Ma Feng, Ji Lidan. Types, characteristics and main controlling factors of carbonate platform[J]. Journal of Palaeogeography, 2009, 11(1): 21-27.]

- [36] Read J F. Carbonate platform facies models[J]. AAPG Bulletin, 1985, 69(1): 1-21.
- [37] Newell N D, Imbrie J, Purdy E G, et al. Organism communities and bottom facies, Great Bahama Bank[J]. Bulletin of the American Museum of Natural History, 1959, 117: 181-228.
- [38] Flügel E. Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application[M]. Berlin Heidelberg: Springer-Verlag, 2004.
- [39] Rao C P. Modern carbonates—tropical, temperate, polar: introduction to sedimentology and geochemistry[M]. Hobart, Tasmania; University of Tasmania, 1996.
- [40] Hearty P J, Neumann A C, Kaufman D S. Chevron ridges and run-up deposits in the Bahamas from storms late in oxygen-isotope substage 5e[J]. Quaternary Research, 1988, 50(3): 309-322.
- [41] McKee E D. Sedimentary structures in dunes[M]//McKee E D. A study of global sand seas. Washington D C; United States Geological Survey, 1979: 83-113.
- [42] Kindler P, Strasser A. Palaeoclimatic significance of co-occurring wind- and water-induced sedimentary structures in the last-interglacial coastal deposits from Bermuda and the Bahamas[J]. Sedimentary Geology, 2000, 131(1/2): 1-7.
- [43] Done T J. Patterns in the distribution of coral communities across the central Great Barrier Reef[J]. Coral Reefs, 1982, 1(2): 95-107.
- [44] Orpin A R, Ridd P V. Exposure of inshore corals to suspended sediments due to wave-resuspension and river plumes in the central Great Barrier Reef: a reappraisal[J]. Continental Shelf Research, 2012, 47: 55-67.
- [45] Puga-Bernabéu Á, Webster J M, Beaman R J, et al. Variation in canyon morphology on the Great Barrier Reef margin, north-eastern Australia; the influence of slope and barrier reefs[J]. Geomorphology, 2013, 191: 35-50.
- [46] Davies P J, 刘健, 张明书. 澳大利亚东北部碳酸盐台地的演化[J]. 海洋地质译丛, 1990(5): 38-49. [Davies P J, Liu Jian, Zhang Mingshu. Evolution of carbonate platform in eastern Australia[J]. Marine Geology, 1990(5): 38-49.]
- [47] 范嘉松, 田树刚, 吴亚生. 东昆仑阿尔格山二叠纪生物礁的特征及其古地理古气候的意义[J]. 古地理学报, 2004, 6(3): 329-338. [Fan Jiasong, Tian Shugang, Wu Yasheng. Characteristics of the Permian reefs in Aergeshan, eastern Kunlun mountains and their palaeogeographic and palaeoclimatic significance [J]. Journal of Palaeogeography, 2004, 6(3): 329-338.]
- [48] Yang B C, Dalrymple R W, Chun S S. Sedimentation on a wave-dominated, open-coast tidal flat, south-western Korea: summer tidal flat-winter shoreface[J]. Sedimentology, 2005, 52(2): 235-252.
- [49] 刘世昊, 丰爱平, 夏东兴, 等. 辽东湾西岸典型岬湾海滩表层沉积物粒度分布特征及水动力条件浅析[J]. 沉积学报, 2014, 32(4): 700-709. [Liu Shihao, Feng Aiping, Xia Dongxing, et al. Grain-size distribution of surface sediments of two typical headland-bay beaches on western Liaodong bay, Bohai Sea and simple analysis of hydrodynamic conditions[J]. Acta Sedimentologica Sinica, 2014, 32(4): 700-709.]
- [50] James N P, Dalrymple R W. Facies models 4[M]. Toronto: Geological Association of Canada, 2010: 58-177.
- [51] 张福顺. 白音查干凹陷扇三角洲与辫状河三角洲沉积[J]. 地球学报, 2005, 26(6): 553-556. [Zhang Fushun. Fan delta and braided delta sediments in baiyinchagan depression[J]. Acta Geoscientica Sinica, 2005, 26(6): 553-556.]
- [52] 赵澄林, 祝玉衡, 季汉成, 等. 二连盆地储层沉积学[M]. 北京: 石油工业出版社, 1996. [Zhao Chenglin, Zhu Yuheng, Ji Hancheng, et al. Reservoir sedimentology in Erlian basin [M]. Beijing: Petroleum Industry Press, 1996.]
- [53] Irwin M L. General theory of epeiric clear water sedimentation[J]. AAPG Bulletin, 1965, 49(4): 445-459.
- [54] Armstrong A K. Carboniferous carbonate depositional models, preliminary lithofacies and paleotectonic maps, Arctic Alaska [J]. AAPG Bulletin, 1974, 58(4): 621-645.
- [55] 梅冥相, 马永生, 周丕康, 等. 碳酸盐沉积学导论[M]. 北京: 地震出版社, 1997: 1-306. [Mei Mingxiang, Ma Yongsheng, Zhou Pikang, et al. Introduction to carbonate sedimentology [M]. Beijing: Seismological Press, 1997: 1-306.]
- [56] 陈景山, 王振宇, 代宗仰, 等. 塔中地区中上奥陶统台地镶边体系分析[J]. 古地理学报, 1999, 1(2): 8-17. [Chen Jingshan, Wang Zhenyu, Dai Zongyang, et al. Study of the middle and upper Ordovician rimmed carbonate platform system in the Tazhong area, Tarim basin[J]. Journal of Palaeogeography, 1999, 1(2): 8-17.]
- [57] 陈明, 许效松, 万方, 等. 塔里木盆地柯坪地区中下奥陶统碳酸盐岩露头层序地层学研究[J]. 沉积学报, 2004, 22(1): 110-116. [Chen Ming, Xu Xiaosong, Wan Fang, et al. Study on outcrop sequence stratigraphy of the Lower-Middle Ordovician strata in Keping Tarim basin [J]. Acta Sedimentologica Sinica, 2004, 22(1): 110-116.]
- [58] Selvaraj K, Wei K Y, Liu K K, et al. Late Holocene monsoon climate of northeastern Taiwan inferred from elemental (C, N) and isotopic ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$) data in lake sediments[J]. Quaternary Science Reviews, 2012, 37: 48-60.
- [59] 操应长, 王健, 刘惠民. 利用环境敏感粒度组分分析滩坝砂体水动力学机制的初步探讨: 以东营凹陷西部沙四上滩坝砂体沉积为例[J]. 沉积学报, 2010, 28(2): 274-284. [Cao Yingchang, Wang Jian, Liu Huimin. Preliminary study on the hydrodynamic mechanism of beach-bar sandbodies with environmentally sensitive grain size components: A case study from beach-bar sandbody sediments of the upper part of the Fourth Member of the Shahejie Formation in the western Dongying depression[J]. Acta Sedimentologica Sinica, 2010, 28(2): 274-284.]
- [60] 姜正龙, 邓宏文, 林会喜, 等. 地貌恢复方法及应用: 以济阳拗陷桩西地区沙二段为例[J]. 现代地质, 2009, 23(5): 865-871. [Jiang Zhenglong, Deng Hongwen, Lin Huixi, et al. Methods and application of paleo-geomorphologies rebuilding: An example of the Second Member of Shahejie Formation, Zhuangxi area, Jiyang depression[J]. Geoscience, 2009, 23(5): 865-871.]
- [61] 王延章, 宋国奇, 王新征, 等. 地貌对不同类型滩坝沉积的控制

制作用:以东营凹陷东部南坡地区为例[J]. 油气地质与采收率,2011,18(4):13-16. [Wang Yanzhang, Song Guoqi, Wang Xinzheng, et al. Controlling effect of paleogeomorphology on deposition of beach and bar sand reservoir-case study of south slope, east Dongying depression[J]. Petroleum Geology and Recovery Efficiency, 2011, 18(4): 13-16.]

- [62] 杨勇强,邱隆伟,姜在兴,等. 陆相断陷湖盆滩坝沉积模式:以东营凹陷古近系沙四上亚段为例[J]. 石油学报,2011,32(3): 417-423. [Yang Yongqiang, Qiu Longwei, Jiang Zaixing, et al. A

depositional pattern of beach bar in continental rift lake basins: A case study on the upper part of the fourth member of the Shahejie Formation in the Dongying sag[J]. Acta Petrolei Sinica, 2011, 32 (3): 417-423.]

- [63] 姜在兴. 沉积体系及层序地层学研究现状及发展趋势[J]. 石油与天然气地质,2010,31(5):535-541. [Jiang Zaixing. Studies of depositional systems and sequence stratigraphy: the present and the future[J]. Oil & Gas Geology, 2010, 31(5): 535-541.]

The Influence of Wind Field on Depositional Systems

JIANG ZaiXing^{1,2}, WANG WenWen^{1,2}, WANG JunHui³, LI Qing³, ZHANG YuanFu^{1,2}

1. College of Energy, China University of Geoscience(Beijing), Beijing 100083, China

2. Institute of Scientific Research, China University of Geoscience(Beijing), Beijing 100083, China

3. China University of Petroleum (Beijing), Beijing 102249, China

Abstract: Wind is an important geological agent as a form of the activity of atmospheric current field. It plays an important role in controlling the distribution of depositional systems. Wind has not only the ability of erosion, transportation and deposition developing the eolian systems, it can also transfer its energy and momentum to water creating waves and wind-driven flow developing unique depositional systems. In this paper, the clastic and carbonate depositional systems influenced by wind field are classified on the basis of direct wind impacts and indirect impacts on sediments: Leeward System, wind system and crosswind system. The introduction of the concept of wind field provides a new perspective for explaining the sedimentary formation (including oil and gas reservoir) and distribution as well as predicting sedimentary systems. It also helps improve the paleo-wind-field and paleoclimate reconstruction.

Key words: wind dynamic field; windward; leeward; depositional system; clastic sediments; carbonate sediments