

辽河西部凹陷曙北地区古近系沙四上亚段 滩坝发育的控制因素

王夏斌¹, 姜在兴², 胡光义¹, 范廷恩¹, 王旭影³, 卢欢⁴

1. 中海油研究总院有限责任公司, 北京 100028;
2. 中国地质大学(北京)能源学院, 北京 100083;
3. 唐山学院土木工程学院, 唐山 063000;
4. 中海石油(中国)有限公司天津分公司, 天津 300452

摘要: 滩坝砂体研究是辽河西部凹陷曙北地区断陷湖盆勘探的新领域。文章分析了曙北滩坝砂体的主要控制因素是古地貌、古水深、古物源和古风场等,即“风-源-盆”三端元系统,并提出了定量恢复四个控制因素的方法。结果表明,曙北滩坝主要发育于微观古地貌水下低隆起部位;形成曙北滩坝有利水深大约7 m;滩坝物源来自于三角洲改造、古潜山剥蚀和岸线基岩侵蚀;滩坝的形成受到南北季风影响,风力达8级。根据控制因素将曙北滩坝发育区分为沿岸带、潜山带、潜山披覆带、北部斜坡带和深洼带五个带,其中潜山披覆带最有利于滩坝发育。

关键词: 曙北地区;沙四上亚段;滩坝;控制因素

中图分类号: P618.130.1 **文献标识码:** A **文章编号:** 1006-7493(2018)06-0800-10

Factors Control the Development of Beach Bar in the Upper Fourth Member of the Paleogene Shahejie Formation in the Shubei Area of the Western Sag, Liaohe Basin

WANG Xiabin¹, JIANG Zaixing², HU Guangyi¹, FAN Tingen¹, WANG Xuying³, LU Huan⁴

1. CNOOC Research Institute Co., Ltd., Beijing 100028, China;
2. School of Energy Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China;
3. School of Civil Engineering, Tangshan College, Tangshan 063000, China;
4. Tianjin Branch of CNOOC China Limited, Tianjin 300452, China

Abstract: Beach bar is a new exploration field for the rifted basins in the Shubei area of the western sag, Liaohe Basin. In this paper, the main controlling factors for the development of the beach bars in the study area were addressed. Results show the factors include the palaeogeomorphology, palaeodepth of water body, palaeosource and palaeowind. These can be summarized as a control system of tri-end members of “wind-source-basin”. The method to quantitatively reconstruct the four factors are proposed. The beach bar in the study area is mainly developed in underwater uplifts. The favorable palaeodepth of water body is approximately 7 m. The palaeosource comes from the transformation of delta, erosion of buried hill and reformation of coastline bedrock. The formation of the beach bar is influenced by the north-south monsoon, the wind force reaching 8th grade. According to the controlling factors, the study area can be divided into five zones, including coastal zone, buried-hill drapping zone, buried-hill draping zone, northern slope zone and

收稿日期: 2018-03-07; 修回日期: 2018-03-11

基金项目: 国家重大专项项目(2017ZX05009-002)

作者简介: 王夏斌,男,1988年生,主要从事沉积地质学、储层地质学研究; E-mail: 719278851@qq.com

deep depression zone, of which the buried-hill draping zone is most favorable for the development of beach bar.

Key words: Shubei area; the Upper Fourth Member of the Shahejie Formation; beach bar; controlling factors

First author: WANG Xiabin, Engineer; E-mail: 719278851@qq.com

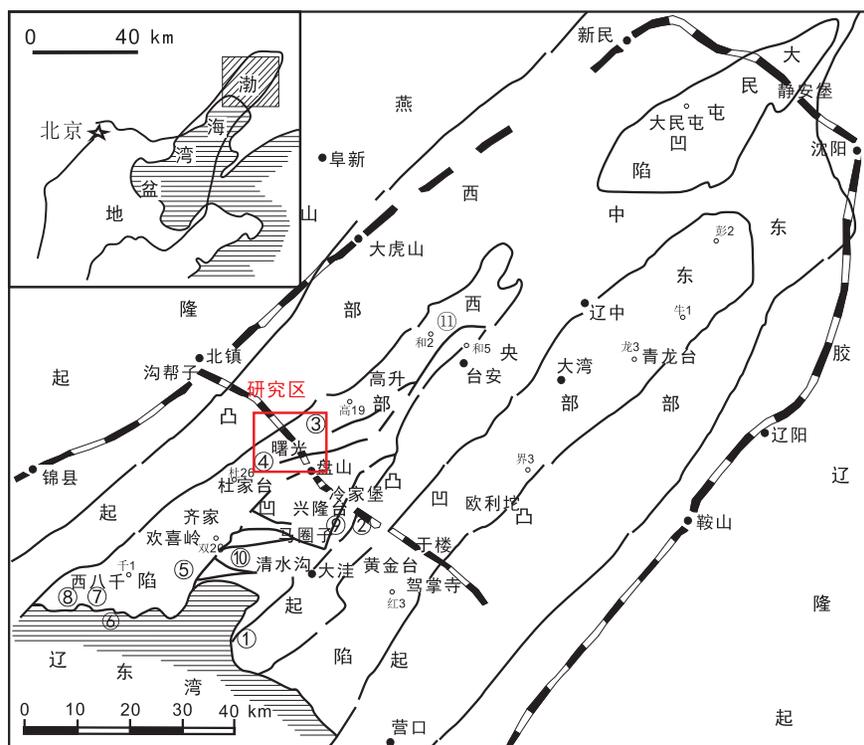
近年来, 中国东部许多油田发现了滩坝砂作为储集体的岩性地层油气藏, 具有可观的地质储量(赵东娜等, 2014; 纪友亮等, 2016; 袁静等, 2017)。滩坝是发育于浅海和滨浅湖地区受波浪和湖流改造形成的一类砂体, 主要发育于碎浪带(Jiang et al., 2011; 姜在兴等, 2015)。辽河西部凹陷曙北地区古近系沙四上亚段也发现了滩坝砂体存在的证据, 滩坝砂体有潜力成为该区今后勘探的新领域(王夏斌, 2017)。曙北地区滩坝砂体总面积约为 60 km², 是西部凹陷滩坝发育的主力地区。同时, 曙北地区也是西部凹陷的重点勘探区, 其沉积特征典型, 控制因素多样, 是研究滩坝砂体沉积作用的理想地区。本文以曙北地区为例, 分析滩坝的沉积特征和控制因素、揭示滩坝成因机理。相关成果一方面可以为油田的勘探部署调整提供理论依

据, 另一方面也丰富了滩坝沉积学理论。

1 地质概况

曙北地区地处辽宁省盘锦市西北, 包括陈家-盘山洼陷和曙光-高升斜坡带的部分区域。区内地势平坦, 地面平均海拔 2 m 左右, 面积约为 200 km²。曙北油田构造上位于辽河断陷盆地西部凹陷西斜坡中段, 是在斜坡背景上发育的一个北东方向展布、向东南倾斜、被断层复杂化的单斜构造(冷济高等, 2008; 王青春等, 2010)(图 1)。区内油气资源丰富, 油气藏类型多样。

曙北地区地层自下而上依次发育古近系沙四段(Es₄)、沙三段(Es₃)、沙一段(Es₁)、东营组(E_d)、新近系馆陶组(Ng)、明化镇组(Nm)及第四系平原组(Qp)(Hu et al., 2005)。将古近系



西部凹陷主要断层 ①台安大凹陷断层; ②冷家堡断层; ③曙 90 高 10 断层; ④曙 27 断层; ⑤双台子断层; ⑥鸳鸯沟断层; ⑦锦 2 次 5 断层; ⑧锦 4 断层; ⑨兴隆台、马圈子东西向南掉断层; ⑩双台子构造东西向南掉断层; ⑪高升断层

图 1 辽河西部凹陷构造分区图(据辽河油田内部资料, 2012; 有修改)

Fig. 1 Schematic tectonic map of the Western Sag in the Liaohe Basin

作为一个一级层序，包括4个二级层序。其中，沙四段作为一个二级层序，可分为两个三级层序，沙四上亚段杜家台油层为一个三级层序（SQ2），其下的高升和牛心坨油层作为另一个三级层序（SQ1）。由于滩坝砂体主要发育于SQ2时期，因此SQ2地层是本次研究的目的层。根据地层叠置样式，将SQ2低位体系域划分为两个准层序组，依次命名为PSS1, PSS2, 湖侵体系域划分为两个准层序组，命名为PSS3, PSS4, 高位体系域地层缺失（图2）。

2 曙北滩坝的沉积特征

SQ2低位体系域时期，曙北地区水体较浅，北部存在一个古潜山隆起区。曙北地区主要发育滩坝沉积，位于杜家台三角洲的北侧，杜家台三角洲进入湖盆后，由于受到风浪和沿岸流的改造，在曙北地区形成平行岸线分布的条带状滩坝沉积，古潜山的发育更有利于砂体在古潜山周缘沉积（王夏斌，2017）。薄层的席状滩砂镶嵌在广阔的湖相泥沉积之上，滩砂上主要发育了两列呈孤立土豆状的砂坝，这两列坝一列为近岸坝，一列为远岸坝。坝砂的累积厚度20~40 m，砂质含量高，砂地比值为30%~40%。同时，在沿岸也发育一些与岸线垂直或斜交的坝体，为波浪改造岸线基岩形成近岸改造型的滩坝体系。有时不同时期的带状砂体相互穿插叠置，在平面上形成连续性

很好的叠合连片状砂体。坝体的发育会造成地貌上的局部高地，从而会对波浪起到一定的阻挡拦截作用，在两个坝之间会形成局部相对低能环境，沉积细粒悬浮物质，称为坝间泥，这也是垂向上滩坝表现为砂泥岩薄互层的原因之一。滩砂沿坝砂边缘及曙北古潜山的边缘发育，分布面积较广（图3）。

3 滩坝发育的控制因素

曙北地区滩坝砂体的形成与分布受到多种因素共同控制，包括地貌条件、层序演化、水深条件、风浪条件、物源供给条件等（朱筱敏等，2016），其中最主要的控制因素是古地貌、古水深、古物源和古风场（李国斌等，2010；Jiang et al., 2014）。这些因素之间也会相互作用，以一定的耦合关系控制着曙北地区滩坝砂体的形成与发育。对研究区这几个主要控制因素进行定量恢复，可以达到定量预测滩坝砂体的目的。

3.1 古地貌

古地貌控制了盆地水动力条件、沉积相类型与分布、油气藏储盖组合和成藏动力等（王夏斌等，2016）。古地貌可以分为宏观古地貌和微观古地貌。宏观古地貌规模较大，指大范围内地形大幅度的起伏变化，宏观古地貌较平缓的湖盆底形有利于滩坝沉积。微观古地貌系指小范围内地形的凹凸起伏变化，微观古地貌对滩坝的形成更有

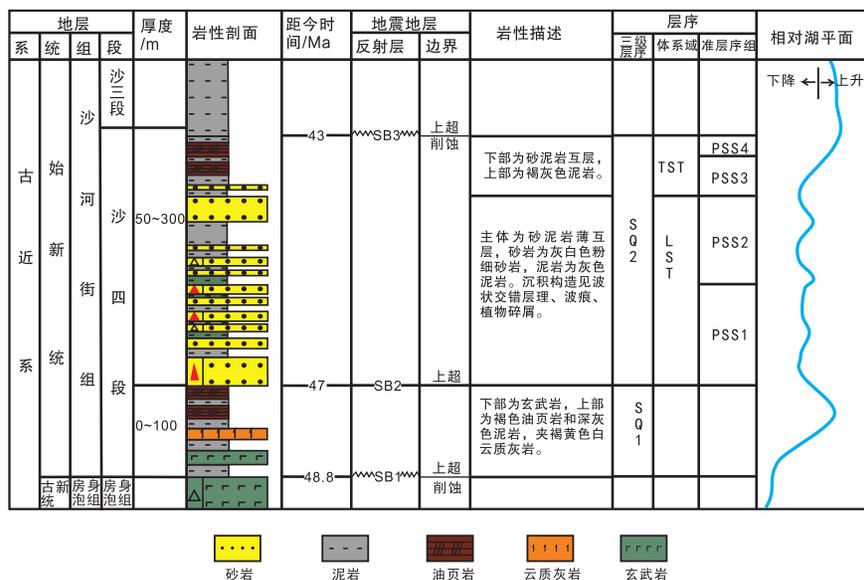


图2 辽河西部凹陷层序单元的划分

Fig. 2 Division of sequence stratigraphic units in the Western Sag in the Liaohe Basin

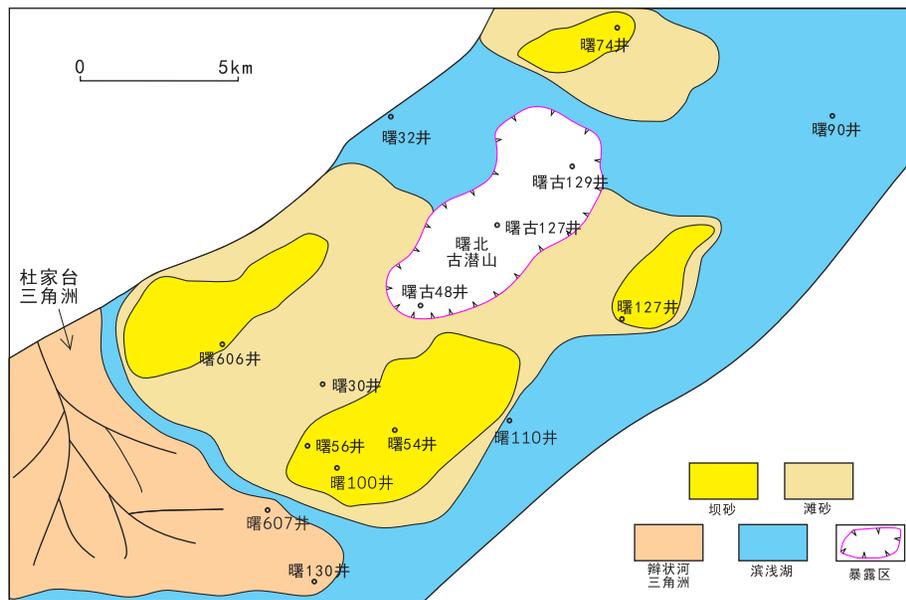


图3 曙北地区SQ2-LST-PSS5沉积相图

Fig. 3 Sedimentary facies of the SQ2-LST-PSS5 sequence in the Shubei area

意义，局部水下低隆起可以充分响应波浪作用，同时岸线的曲折也有益于波浪作用的响应，利于滩坝砂体沉积 (Zhao et al., 2010)。本文通过补偿厚度印模法恢复了研究区微观古地貌。

沙四上亚段沉积时期，曙北地区处于盆地初陷时期，宏观古地貌较平缓。但是前期曾发生火山活动，造成微观古地貌起伏不平，发育水下低隆起，同时在曙北地区中部发育曙北古潜山，曙北滩坝的形成与发育受到这些地貌特征的约束与控制。

3.2 古水深

水体深度决定了水动力的分带。以湖泊为例，湖泊中有四个重要的界面：洪水面、枯水面、正常浪基面、风暴浪基面，将湖泊相分为滨岸、浅湖、深湖三个亚相 (姜在兴和刘晖, 2010)。在正常浪基面之上，根据波浪的特征，进一步将滨岸亚相细分为临滨、前滨、湖岸沙丘 (Andrews et al., 2016)。不同的水深范围对应不同的沉积亚环境，会发生不同的沉积过程。滩坝砂体发育的主要场所是浪基面之上的、水动力作用强烈而复杂的滨岸环境 (张会娜等, 2017)。准确划分浪基面的位置，等于是确定了滩坝在空间上潜在的发育范围。古水深恢复可以判断水动力分带。

古水深恢复的方法可以根据古生物、地球化

学标志和沉积地层厚度定性或半定量恢复。西部凹陷曙北地区沙四上亚段主要发育滩坝沉积，滩坝沉积的一些特殊相标志类型蕴含了古水深信息。本文通过测量岩心波痕参数定量计算古水深，该方法由 Diem (1985) 提出。本文对计算公式作了一些修正和补充，有效地恢复了研究区的古水深，具体见公式 1。

$$\mu = \frac{\rho}{\rho_s - \rho} \sqrt{\frac{1 + \sqrt{1 - 9.1728 \frac{D}{\lambda} \left(\frac{\rho_s - \rho}{\rho} \right)^2}}{2}}$$

$$h_{\max} = 2.272 \lambda^{1.5} D^{-0.5} \mu \cdot \ln \left(0.419 \pi \lambda^{0.5} D^{-0.5} \mu + \sqrt{0.176 \pi^2 \frac{\lambda}{D} \mu^2 - 1} \right) \quad (1)$$

式中 λ : 波痕的波长 (m); μ : 为水质点运动轨道速度, m/s; D : 沉积物颗粒的直径 (m); ρ_s : 沉积物的密度 (g/cm^3); ρ : 水介质的密度 (g/cm^3); h : 古水深 (m)。

研究区的岩心资料上见大量波痕、波状交错层理，式中波痕波长、沉积物颗粒直径、沉积物密度等主要计算参数均可以从研究区岩心资料上获得。本次对曙北地区古水深的恢复，就是应用“波痕法”进行定量计算。在曙北地区挑选了不同位置发育波痕和波状交错层理的岩心进行定量测量。这些岩心主要位于曙北地区远岸坝。测量的结果波痕波长大约在 4~6 cm，计算古水深大约

在6~7 m。这个古水深条件是发育滩坝最有利的
水深条件,水体较浅,波浪作用可以有效触及湖
底,波浪破碎后,水动力能量下降,砂体不断沉
积,形成了曙北地区大面积发育的滩坝砂沉积。

3.3 古物源

物源是控制沉积物类型及分布特征的基本因
素之一,是沉积体形成的物质基础(刘圣乾等,
2015)。对于经沉积物二次搬运而形成的滨浅湖滩
坝,其物源主要来自波浪对已沉积的沉积物改造
再搬运,因此滩坝发育受物源的控制十分显著
(Liu et al., 2016)。物源的充足与否直接影响着曙
北地区滩坝砂体的形成与发育。

本次对曙北地区滩坝砂体物源的研究首先从
宏观角度,即从沉积环境和岩类组合进行分析。
从曙北地区沙四上亚段的沉积相图中可以看出,
曙北滩坝位于杜家台三角洲北侧,且地势要低于
杜家台地区,沿岸流和湖流作用将波浪改造杜家
台三角洲的沉积物携带至曙北地区,受到曙北古
潜山的阻挡,波浪破碎后能量减弱,在曙北古潜
山至杜家台三角洲之间沉积了大面积展布的滩坝
砂(图3)。所以曙北滩坝砂物源主要来自于杜家
台三角洲的改造。

为了更细致地研究物源,本文分析了曙北地
区镜下岩屑特征。岩屑在一定程度上保存了母岩
的成分和结构等性质。因此,岩屑可以反映物源
区岩石类型特征(Playter et al., 2018)。曙北地区
的岩屑类型十分丰富,具有不同的特点。即使是
同一口井甚至同一张矿物岩石镜下薄片上,也能
够观察到多种岩屑类型和沉积现象,主要包括沉
积岩岩屑、火山岩岩屑和变质岩岩屑。除了岩
屑,石英也是研究中需要描述的对象,往往具有
指相意义。下面对这三类岩屑特征和石英的特征
进行分类描述。

研究区石英十分常见,石英的生长形态往往
具有一定的指相意义。在薄片上可以观察到滚圆
状石英,见石英次生加大边,磨圆十分好,无棱
角,这类石英称为再旋回石英(图4a)。它的成因
是由于波浪不断淘洗改造所形成。再旋回石英来
自于杜家台三角洲侧缘改造,指示杜家台三角洲
是曙北滩坝的主力物源供应区。同时,在研究区
还可以观察到喷出岩石英,形态不规则,表现为
镰刀状或斧头状,具棱角,表面光亮干净,光洁

如水,这类石英称为火山碎屑岩石英(图4b)。火
山碎屑岩石英具有重要的指相意义(Marsaglia et
al., 2016)。由于其磨圆度不好,判断其不是来自
于三角洲侧缘改造,而是来自于西部凸起中生界
的地层,经过风化剥蚀后被波浪作用搬运至曙北
地区沉积。因此,曙北地区西部岸线基岩也能够
提供一定的物源。

沉积岩岩屑是曙北地区的主要岩屑类型。几
乎每张薄片上都可以观察到砂岩岩屑(图4c),此
外还有白云岩岩屑(图4d)。在杜家台三角洲区域
薄片见到大量此类岩屑,因而推断这类岩屑大多
来自于杜家台三角洲的改造,指示杜家台三角
洲是曙北滩坝的主要物源区。

火山岩岩屑是曙北地区另一类岩屑类型,具
有指相意义。曙北地区薄片上可以观察到玄武岩
岩屑(图4e, f)。玄武岩岩屑是一种基性岩屑,
而中生界地层主要发育酸性岩屑,因此不是来自
于中生界地层。而在研究区南部杜家台地区,玄
武岩岩屑逐渐减少,发育中酸性的安山岩和流纹
岩岩屑类型(图4g, h),说明玄武岩岩屑也并非
来自于杜家台三角洲。研究区房身泡组地层发
育玄武岩岩屑,说明曙北滩坝中的玄武岩岩屑
来自于房身泡组地层。沙四上亚段SQ2低位体
系域时期,曙北地区发育曙北古潜山剥蚀区,是
玄武岩岩屑的来源区。因此,曙北古潜山也为曙
北滩坝发育提供一定的物质来源。

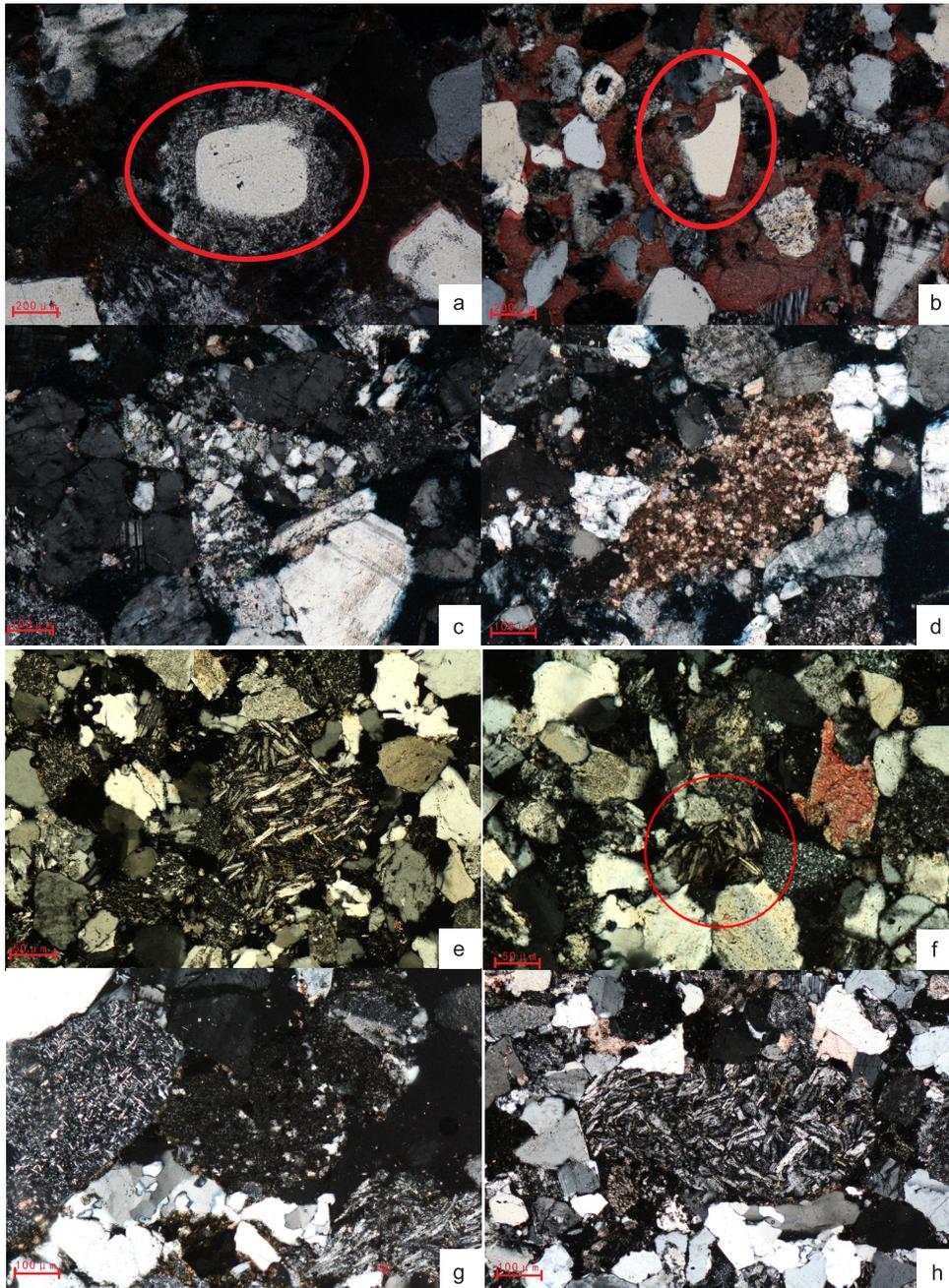
综上所述,通过岩屑分析,曙北滩坝发育区
的物源十分复杂,表现为多物源特征,既有来自
于杜家台三角洲的侧缘改造,也有来自于曙北古
潜山和西部岸线基岩的剥蚀改造。但是仍以杜家
台三角洲侧缘改造为最重要的物质来源。

3.4 古风场

滩坝是受波浪、沿岸流和湖流共同作用所形
成的一类砂体,其中波浪起决定性作用。波浪是
由于风与水体摩擦而产生的水面不平状变化。风
对于波浪的形成具有重要意义,可以说风是形成
滩坝的重要营力(姜在兴等, 2017)。

3.4.1 古风力

风作用于水体会产生波浪,风浪关系可以通
过经验公式表达出来,基于湖泊砾质滩的砾石粒
度分析能够计算波浪的搬运能力,定量获得古波
况信息,进而通过风浪关系定量恢复古风力。



a: 曙 100, 2578.5 m, 200x, 再旋回石英; b: 曙 100, 2580.5 m, 200x, 喷出岩石英; c: 曙 100, 2675.3 m, 100x, 砂岩岩屑; d: 曙 100, 2675.3 m, 100x, 白云岩岩屑; e: 曙 66, 3025.4 m, 50x, 玄武岩屑; f: 曙 66, 3204.15 m, 50x, 玄武岩屑; g: 杜 139, 3055.45 m, 100x, 流纹岩岩屑; h: 杜 139, 3053.05 m, 100x, 安山岩岩屑

图 4 曙北—杜家台地区薄片照片

Fig. 4 Microphotographs of thin section in the Shubei-Dujiatai area

经过前人大量的观测和实验，建立了很多描述风浪关系的数学公式 (Adams, 2003; Young et al., 2011; Knott et al., 2012; Eastwood et al., 2012)。但是各个公式所依据的资料基础来自于不同的研究背景，所反映的研究对象也不尽相同，而形成风浪的地理和气象背景差异很大，因此对各公式的表达方式都有一定差异，适应的环境背

景也不尽相同。针对这种情况，一般是采用几种不同的方法分别进行计算，然后将结果进行对比，考虑研究区的实际地质情况，反复斟酌，分析各结果的可能性，最后优选出最符合研究区背景的计算公式。本文针对西部凹陷所处的地理位置、以及盆地整体形态狭长等特点，将多个计算结果对比，检验其精确性，最后选取了以下公式 2

作为恢复曙北地区古风力的公式 (Jiang et al., 2011; Wang et al., 2018)。

$$\frac{gH}{w^2} = 0.26 \tanh \left\{ 0.578 \left[\frac{gh}{w^2} \right]^{0.75} \right\} \tanh \left\{ \frac{0.01 \left(\frac{gF}{w^2} \right)^{0.5}}{\tanh \left[0.578 \left(\frac{gh}{w^2} \right)^{0.75} \right]} \right\} \quad (2)$$

式中 w : 风速, m/s; H : 波高, 单位 m; h : 水深, 单位 m; F : 风区长度, 单位 m。

在式2中, 水深 h 数据来源于上文古水深恢复计算所得的结果, 风区长度 F 数据是通过测量西部凹陷沙四上亚段低位体系域平面沉积相图中曙北地区从西部岸线至东部边界的长度所获得, 波高 H 是通过以下定量计算公式3计算所得:

$$H_{\max} = d_0 \cdot \sinh \frac{2\pi h}{L} \quad (3)$$

式中 H_{\max} 为波高, 单位 m; d_0 为近底水介质质点运动路径轨迹的直径, 单位 cm; h 为水深, 单位 m; L 为水波波长, 单位 m; 直径 d_0 、水深 h 、水波波长 L 都是本文恢复古水深计算过程中得到的中间参数, 通过式2可以计算出 H_{\max} , 即是式2中所需要的波高 H 。

以曙北地区东部的曙52井为例, 详细说明曙北地区古风力的恢复过程。曙52井位于曙北地区东部远岸坝地区, 距离杜家台三角洲近。本次研究的样品来自于曙52井2711.15 m处的取心资料。首先, 根据本文恢复古水深的方法, 计算出曙52井区古水深 h 是6.31 m, 同时记录该方法中得到的中间参数近底水介质质点运动路径轨迹的直径 d_0 和水波波长 L , 用以计算波高 H 。然后, 根据式3, 代入相关参数, 计算出曙52井区的古波高 H 为1.55 m。之后, 计算研究区的风区长度 F , 这是在西部凹陷沙四上亚段SQ2低位体系域沉积相

平面展布图 (图3) 上量取获得, 得到曙北地区的风区长度 F 约为20000 m。以上就得到了计算风速 w 所需要的参数波高 H 、水深 h 和风区长度 F , 通过公式2计算出风速 w 为17.655 m/s。应用相同的方法计算了曙54井区风速 w 为20.034 m/s, 曙66井区两段不同取心段的风速 w 分别为18.207 m/s、19.531 m/s, 曙99井区风速 w 为18.096 m/s, 曙51井区风速 w 为13.941 m/s (表1)。通过查阅蒲福标准风力等级表, 曙北地区不同井区形成滩坝的古风力约8级左右, 8级风属于大风, 风力大, 与湖盆水体摩擦产生强烈的波浪作用, 对曙北地区滩坝的形成和广泛发育十分有利。

3.4.2 古风向

滩坝是受波浪对沉积物改造作用形成的砂体类型, 因此其发育展布特征与波浪的传播方向具有密切关系。考察现代滩坝沉积, 其走向一般与波浪主要的传播方向垂直 (姜在兴, 2016)。波浪是风与水体相互作用的结果, 波浪的主要传播方向就是风的传播方向。因此, 滩坝的走向一般与风向垂直 (刘立安和姜在兴, 2011)。所以, 可以根据古代滩坝的走向逆推出古风向。

曙北地区沙四上亚段SQ2低位体系域发育两列主要的坝砂, 分别是位于研究区西部的近岸坝和东部的远岸坝, 走向与西部凹陷的长轴方向大体一致, 即东北-西南走向 (图3)。曙北地区中部发育曙北古潜山, 走向与坝砂走向一致, 将西部近岸坝与东部远岸坝部分分隔。组合关系上, 西部近岸坝位于曙北古潜山的西北部沿岸带地区, 东部远岸坝位于曙北古潜山的东南部披覆斜坡带地区。

在曙北地区沙四上亚段SQ2低位体系域时期, 西部近岸坝处于西部岸线与曙北古潜山之间。根据前人古气象学的研究, 这时渤海湾盆地盛行西北风或北风。西北风或北风从西部沿岸吹入曙北湖盆范

表1 古风力计算结果

Table1 Calculation results of palaeo-wind force

岩心位置	水深/m	波高/m	风区长度/m	风速/(m/s)	风级
曙52井, 2711.15 m	6.31	1.55	20 000	17.655	8
曙54井, 2807.2 m	6.67	1.66	20 000	20.034	8
曙66井, 3131.5 m	6.88	1.62	20 000	18.207	8
曙66井, 3127.3 m	5.49	1.44	20 000	19.531	8
曙99井, 3075.9 m	6.25	1.5	20 000	18.096	8
曙51井, 2455.2 m	4.61	1.12	20 000	13.941	7

围内，在西部岸线与曙北古潜山之间产生波浪，对曙北地区的沉积砂体进行改造，从而发育了西部近岸坝沉积。这一分析结果符合曙北地区沿岸地带的沉积相类型。但是，受曙北古潜山的遮挡，西北风或北风无法继续前进传播，曙北地区东部远岸地带本应该是静水地带，波浪作用不发育，所以滩坝沉积应该发育较弱。但是根据沉积相的研究成果，在曙北古潜山东南部发育规模较大的东部远岸坝，因此产生相悖的矛盾。所以，本次研究提出了始新世时期，季风气候已经形成，与行星风系同时存在，而在渤海湾盆地盛行东南季风，东南风是形成东部远岸坝的直接营力。所以，在西部凹陷沙四上亚段时期，已经不仅仅是行星风系产生的西北风或北风控制滩坝沉积，东南季风也在一定程度上控制了滩坝的发育。这一结论不仅合理解释了曙北地区滩坝发育的古风场控制因素，同时在古气象学的研究上也有意义，说明了在始新世时期，季风气候已经形成，与行星风系共同控制了全球古风场系统。

4 “风-源-盆”系统对滩坝的控制与分布预测

综合以上论述，曙北地区滩坝沉积受到古地貌、古水深、古物源和古风场的共同控制，归纳起来，总结为“风-源-盆”三端元控制系统。曙

北地区宏观古地貌平缓，滨浅湖分布的范围广、面积大，微观古地貌凹凸起伏，发育水下低隆起和小型洼槽，同时在曙北地区中部发育曙北古潜山，对滩坝形成也十分有利。曙北地区滩坝形成的古水深大约6~7 m，水深较浅，波浪作用可以有效地触及浪底沉积物，利于滩坝的发育。曙北滩坝的物源主要来自于杜家台三角洲的侧缘改造，同时曙北古潜山和西部岸线基岩也可以提供部分物源，表现为多源性、混源性。曙北地区形成滩坝的古风力大约8级，古风向为西北风和东南风同时存在，所以在曙北古潜山西部的近岸区和东部的远岸区都发育了大规模滩坝沉积。

综合上文对西部凹陷曙北地区古地貌、古水深、古物源和古风场等控制因素的恢复，同时结合曙北地区滩坝砂体的发育位置、沉积特征、平面展布和控制机制，依据滩坝砂体沉积时期的古地貌形态特点，将曙北地区分为五个亚带：沿岸带、隆起带、潜山披覆带、北部斜坡带和深洼带。如图5所示，图中色柱数值代表沉积时的古水深，负值代表湖平面到湖底的深度值，正值代表古潜山出露湖平面以上部分的高度值。图5中坝体用相关图例标出，与图3的主力坝体相对应，杜家台三角洲则位于曙北古地貌的南侧，是曙北滩坝的主要供源区。以下分别对图中每一个亚带进行分析（图5）。

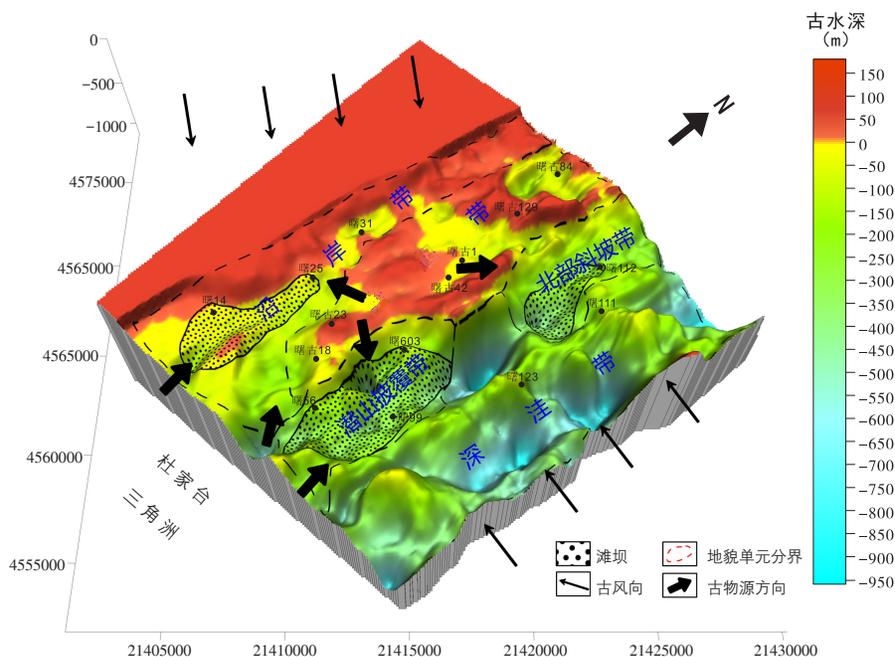


图5 曙北地区滩坝控制因素示意图

Fig. 5 Schematic diagram showing the controlling factors for the development of beach bar in the Shubei area

4.1 沿岸带

沿岸带位于西部凹陷曙北地区靠近西部凸起的位置。沿岸带的古地貌特征整体较平缓,地势相对较高,水体整体较浅。在沿岸带地区,南部地势相对较低,北部地势相对较高,自南向北地势抬升,水体逐渐变浅,至沿岸带北部出露于水面之上,发育为水上剥蚀区。沿岸带西靠曙北地区西部岸线,东接曙北古潜山,由于湖盆中心有曙北古潜山的存在,阻挡了东南季风对该区域的影响,曙北地区东南产生的波浪作用不到该区域,而西北风或北风是沿岸带主要的风场营力,产生的波浪对沿岸带沉积砂体进行改造。同时,由于沿岸带毗邻西部湖岸线,靠近西部凸起,所以沿岸带的水体呈南北向条带状分布,水域形态呈狭长状,与西北风风向呈一定角度相交,从而导致风区长度很短。根据前文计算古风力的公式2可知,风区长度短,风力小,形成的波浪动力作用弱,因而对沿岸带沉积物的改造能力也相对较差。从沿岸带滩坝砂体分布形态分析,其物源主要有两个来源,一个是波浪和沿岸流对南部杜家台辫状河三角洲的改造,另一个是中部曙北古潜山的剥蚀改造供源,从南至北砂体发育规模逐渐减小,说明供源量也是由南至北逐渐减少。综合有利因素和不利因素两方面考虑,沿岸带虽然具有发育滩坝砂体沉积的物源条件,古地貌和水动力条件也具备,但是由于该区域水域面积狭小,风区长度短,波浪作用较弱,所以导致形成的滩坝砂体单期厚度很薄,且以发育滩砂为主。从滩坝类型分析,沿岸带主要发育近岸的侧缘改造型滩坝和基岩改造型滩坝,对应于平面相图上靠近岸线的一列坝(图3,5)。

4.2 潜山带

潜山带指曙北古潜山的水上暴露剥蚀部分,位于曙北地区中部,是这个时期曙北地区的地势最高点。其古地貌特征为在沙四上亚段早期出露于水面,为暴露剥蚀区,属物源供给区,至SQ2湖侵域时期没于水下接受沉积。由于接受沉积时间短,沙四上亚段早期大部分地层缺失,沙四上亚段地层较薄,直接覆盖在房身泡组玄武岩之上。此带主要作为供源区,不具沉积砂质滩坝的条件。潜山带对应于平面相图上的中部剥蚀区(图3,5)。

4.3 潜山披覆带

潜山披覆带位于曙北古潜山东南部(向湖盆

中心方向),为古潜山向东南方向水下延伸的斜坡区域。潜山披覆带斜坡倾角角度较小,坡度较缓,从靠近潜山处向东南方向水体逐渐加深。此带面向湖盆中心方向,由于古潜山对西北风或北风的阻挡作用,东南季风是影响该区的主要风场营力,产生的波浪成为该区域沉积物改造的主要动力。同时,该区域湖面广阔,风区长度大,形成的波浪作用强,冲浪一回流带、破浪带、碎浪带皆存在,为滩坝沉积提供了十分有利的条件。在SQ2低位域时期,潜山披覆带的滩坝砂体都极为发育,呈明显的砂泥岩互层,具有较好的物性和含油性,至湖侵域早期仍可以见到滩坝砂体的发育。砂体沉积的总厚度值大,砂地比值高。该区域发育的滩坝类型多样,远岸坝和近岸坝都发育。从物源角度分析,南部杜家台三角洲和曙北古潜山是主要的供源区,物源供给十分充足。综上所述,潜山披覆带古水深、古地貌、古物源、古水动力等各方面的因素都十分有利,是曙北地区发育滩坝最理想的区域。该区域对应于平面相图上东南部的滩坝发育区(图3,5)。

4.4 北部斜坡带

北部斜坡带位于曙北古潜山的东北部,其地貌特征与上述潜山披覆带具有一定的相似性,都是古潜山向水下的延伸。水动力方面同样受到东南季风形成的波浪作用的控制。但是,由于该区域与潜山披覆带之间存在一个深洼槽,所以与潜山披覆带相比,北部斜坡带缺乏南部杜家台辫状河三角洲的物源供给,仅有古潜山地区有限的物源供应。北部斜坡带的物源供给不充足,限制了滩坝砂体在该区域大规模发育,“风-源-盆”系统中物源这一主要控制因素的缺乏,决定了在该区域不能形成大规模的滩坝砂体沉积,但是仍然可以见到由潜山供源的小规模滩坝砂沉积。该区域对应于平面相图上东北部地区(图3,5)。

4.5 深洼带

深洼带位于湖盆的中心区域,水体深,是曙北地区水深最大的区域。波浪作用在该区域无法触及盆地底部的沉积物,因而波浪改造作用很微弱,同时深洼带远离物源供给区,这些因素决定了在此带不具备发育滩坝砂体的潜能,主要以半深湖-深湖相泥岩、油页岩沉积为主。在深洼带的东部,水体相对较浅,风力达到一定级别后,水

动力强, 波浪改造作用可带来一定的远洋沉积物, 因此该区域可能发育由事件性风暴改造形成的滩坝沉积, 称为风暴改造型滩坝。深洼带的录井资料显示, 在整个 SQ2 时期以发育厚层油页岩、泥岩为主, 局部可见少量粉砂质泥岩。

5 结论

(1) 曙北地区滩坝砂体的控制因素主要包括古地貌、古水深、古物源、古风场等方面, 即“风-源-盆”三端元控制系统。

(2) 定量恢复四个控制因素, 可以达到定量预测滩坝砂体的目的。曙北滩坝主要发育于微观古地貌水下低隆起部位; 古水深通过“波痕法”恢复, 形成曙北滩坝水深大约 7 m; 古物源采用镜下岩屑对比法分析, 曙北滩坝是来自于三角洲改造、古潜山剥蚀和岸线基岩侵蚀所形成的混源滩坝; 古风场通过滩坝展布特征进行倒推分析, 形成滩坝受南北季风影响, 风力达 8 级。

(3) 综合控制因素分析, 将曙北地区分为五个亚带: 沿岸带、隆起带、潜山披覆带、北部斜坡带和深洼带, 潜山披覆带最有利于滩坝发育。

参考文献(References)

纪友亮, 刘君龙, 王天云, 等. 2016. 陆相湖盆三角洲——滩坝复合砂体分布模式及编图方法[J]. 古地理学报, 18 (4): 615-630.

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[M]. 北京: 科学出版社.

姜在兴, 刘晖. 2010. 古湖岸线的识别及其对砂体和油气的控制[J]. 古地理学报, 12 (5): 589-598.

姜在兴, 王俊辉, 张元福. 2015. 滩坝沉积研究进展综述[J]. 古地理学报, 17 (4): 427-440.

姜在兴, 王雯雯, 王俊辉, 等. 2017. 风动力场对沉积体系的作用[J]. 沉积学报, 35 (5): 863-876.

冷济高, 庞雄奇, 李晓光, 等. 2008. 辽河断陷西部凹陷油气成藏主控因素[J]. 古地理学报, 10 (5): 473-480.

李国斌, 姜在兴, 王升兰, 等. 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 ($E_{s_4}^{+}$) 为例[J]. 中国地质, 37 (6): 1659-1671.

刘立安, 姜在兴. 2011. 古风向重建指征研究进展[J]. 地理科学进展, 30 (9): 1099-1106.

刘圣乾, 姜在兴, 王夏斌, 等. 2015. 辽河西部凹陷西斜坡沙四上亚段储层特征及成岩作用对其影响[J]. 现代地质, 29 (3): 692-701.

王青春, 鲍志东, 贺萍. 2010. 辽河拗陷西部凹陷北区湖盆深陷期层序地层响应[J]. 石油勘探与开发, 37 (1): 11-20.

王夏斌. 2017. 辽河西部凹陷古近系沙四上亚段沉积相研究[D]. 北京: 中国地质大学: 1-176.

王夏斌, 姜在兴, 袁帅. 2016. 海拉尔盆地贝西斜坡多级坡折带对油气圈闭的控制作用[J]. 高校地质学报, 22 (2): 360-367.

袁静, 张红, 张明星, 等. 2017. 东营凹陷石村断层下降盘沙三段—沙二段沉积、演化特征及主控因素[J]. 油气地质与采收率, 24 (2): 22-29.

张会娜, 操应长, 石世革, 等. 2017. 沾化凹陷桩西地区沙三段—沙一段沉积相及其演化[J]. 地质科技情报, 36 (4): 73-81.

赵东娜, 朱筱敏, 董艳蕾, 等. 2014. 地震沉积学在湖盆缓坡滩坝砂体预测中的应用: 以准噶尔盆地车排子地区下白垩统为例[J]. 石油勘探与开发, 41 (1): 55-61.

朱筱敏, 钟大康, 袁选俊, 等. 2016. 中国含油气盆地沉积地质学进展[J]. 石油勘探与开发, 43 (5): 820-829.

Adams K D. 2003. Estimating palaeowind strength from beach deposits [J]. *Sedimentology*, 50: 565-577.

Andrews D S, Moreau J and Archer S. 2016. Devonian lacustrine shore zone architecture: Giving perspective to cliff exposures with ground penetrating radar [J]. *Sedimentology*, 63(7): 2087-2105.

Diem B. 1985. Analytical method for estimating palaeowave climate and water depth from wave ripple marks [J]. *Sedimentology*, 32: 705-720.

Eastwood E N, Kocurek G, Mohrig D, et al. 2012. Methodology for reconstructing wind direction, wind speed and duration of wind events from aeolian cross-strata [J]. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 117(F3): 1-20.

Hu L G, Fuhrmann A, Poelchau H S, et al. 2005. Numerical simulation of petroleum generation and migration in the Qingshui sag, western depression of the Liaoh basin, northeast China [J]. *AAPG*, 89(12): 1629-1649.

Jiang Z X, Liang S Y, Zhang Y F, et al. 2014. Sedimentary hydrodynamic study of sand bodies in the upper subsection of the 4th Member of the Paleogene Shahejie Formation in the eastern Dongying Depression, China [J]. *Petroleum Science*, 11: 189-199.

Jiang Z X, Liu H, Zhang S W, et al. 2011. Sedimentary characteristics of large-scale lacustrine beach-bars and their formation in the Eocene Boxing Sag of Bohai Bay Basin, East China [J]. *Sedimentology*, 58: 1087-1112.

Knott J R, Fantozzi J M, Ferguson K M, et al. 2012. Paleowind velocity and paleocurrents of pluvial Lake Manly, Death Valley, USA [J]. *Quaternary Research*, 78: 363-372.

Liu Q H, Zhu H T, Shu Y, et al. 2016. Provenance identification and sedimentary analysis of the beach and bar systems in the Palaeogene of the Enping Sag, Pearl River Mouth Basin, South China Sea [J]. *Marine and Petroleum Geology*, 70(2): 251-272.

Marsaglia K M, Barone M, Critelli S, et al. 2016. Petrography of volcanoclastic rocks in intra-arc volcano-bounded to fault-bounded basins of the Rosario segment of the Lower Cretaceous Alisitos oceanic arc, Baja California, Mexico [J]. *Sedimentary Geology*, 336: 138-146.

Playter T, Corlett H and Konhauser K. 2018. Clinof orm identification and correlation in fine-grained sediments: A case study using the Triassic Montney Formation [J]. *Sedimentology*, 65(1): 263-302.

Wang J H, Jiang Z X and Xian B Z. 2018. A method to define the palaeowind strength from lacustrine parameters [J]. *Sedimentology*, 65(2): 461-491.

Young I R, Zieger S and Babanin A V. 2011. Global trends in wind speed and wave height [J]. *Science*, 332(6028): 451-455.

Zhao W Z, Wang H J and Yuan X J. 2010. Petroleum systems of Chinese nonmarine basins [J]. *Basin Research*, 22(1): 4-16.