

文章编号:1000-0550(1999)增-0758-05

鄂尔多斯盆地延长组的湖泊风暴沉积^①

高山林¹ 陈海泓¹ 窦伟坦² 邵东波² 蔺宏斌²

1(中国科学院地质与地球物理研究所岩石圈开放实验室 北京 100029) 2(长庆石油勘探局 西安 710021)

摘要 首次详细论述了鄂尔多斯盆地中部三叠世晚期延长组长二段湖泊相风暴岩的沉积特征,建立了本区湖泊风暴沉积体系模式,并探讨了三叠世末期风暴岩发育的构造与气候背景及其分布规律,重新确定了长二段沉积期的湖泊边界和古地理格局。同时指出风暴岩发育区是良好岩性或构造-岩性圈闭区。

关键词 鄂尔多斯 延长组 湖泊 风暴沉积

第一作者简介 高山林 男 1966年出生 助研 博士研究生 沉积与大地构造

中图分类号 P588.2 **文献标识码** A

1 前言

鄂尔多斯盆地三叠系延长组沉积属内陆湖相沉积,是该区油气勘探的主要目的层。研究区位于盆地中部定边靖边地区(图1)。在钻井岩芯观察中,发现本区除三角洲前缘、三角洲平原亚相等沉积序列的特征外,还观察到部分井岩芯中存在风暴沉积特征。

随着研究的深入,越来越多地在古代湖泊沉积中发现风暴沉积组合,并已在现代湖泊中得到证实^[9]。

2 风暴岩的沉积特征

本文在D37井,D57井,D608井等深探井岩芯观察的基础上,对本区湖泊风暴沉积特征归纳如下。

2.1 突变的底界和冲刷充填构造

在风暴能量增大期及风暴作用的高峰期,强大的风暴流形成较强的振荡水流和无定向的底流,具有较强的剪切力,它使风暴期前的沉积遭受强烈的冲刷侵蚀,而形成不规则的“侵蚀面”。本区发育两类,一种是嵌入泥岩中的砂质充填构造,其次是砂岩中的泥质充填构造。前者发育频率较高。在截切面的底面常常有滞留砾堆积,砾质成分为盆内碎屑。在砂质充填构造中主要为同沉积或先期沉积的泥砾或砂质砾,在泥质充填构造中砾径大小及含量与冲蚀强度有关,同时与距离湖岸线的距离似乎也有一定的关系。在定边一带底流、风暴回流掏蚀作用较强,截切面起伏较大,滞留砾径大,含量高。泥砾一般0.8 cm×0.5 cm,最大1 cm×3 cm,形态不规则漂浮于砂岩中,这些砾在风暴层底部多数杂乱无章地分布,呈砂质杂基支撑结构(图2),说明一种密度流快速堆积。

另外,底模构造在本区也较常见。可以看到两个方向的工具模,方向大约呈50~60°夹角,说明风暴

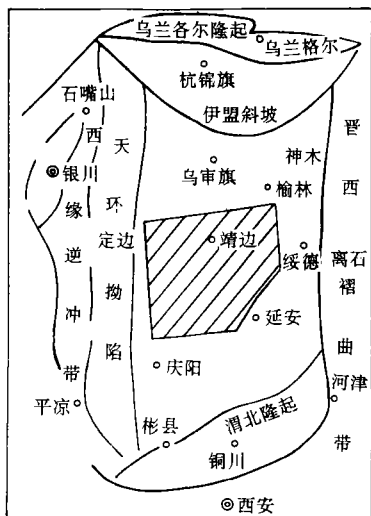


图1 鄂尔多斯盆地及邻区地质略图
Fig.1 Sketch map of Ordos basin and adjacent areas

风暴沉积模式大多是从海相沉积总结出的^[4,13],关于湖泊风暴沉积的报道并不多见^[5]。但随

① 原地质矿产部定向科研基金资助项目(直科定93-09)的部分研究成果
收稿日期:1999-03-22 收修改稿日期:1999-06-08

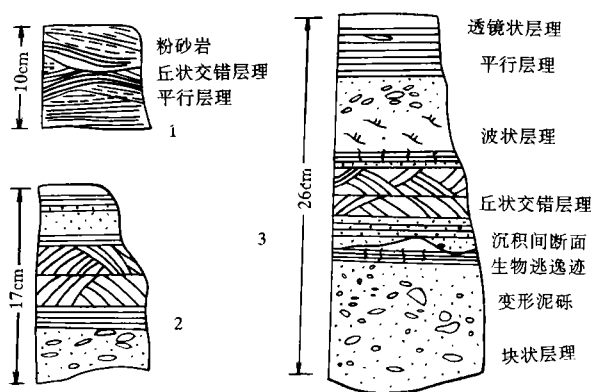


图2 风暴岩的典型沉积特征

1. D608井; 2. D57井; 3. D37井

Fig. 2 Typical sedimentary characters of tempestite at Dingbian area

流方向的多变性。风暴流由于兼具重力流的特点,泥砂混杂堆积速度快,沉积介质来不及及时排出随后会形成一系列的变形构造。本区的准同生变形构造比较常见,主要有重荷模构造、包卷层理,火焰构造主要由差异载荷,重力滑塌和沉积物的液化及泄水等物理作用引起,其中,液化和泄水是准同生变形构造形成的主要原因。从岩心可以看出,准同生砾呈牛角状、枝丫状、弯刀状等,当然其中部分是由于风暴流打碎,撕裂呈不规则状后经压实而成。

2.2 特征的层理构造

丘状交错层理(HCS)是风暴事件后期形成的最重要的沉积构造,由飓风下面的巨大表面重力流在近底部产生强大的摆动和多向底流改造底部床沙而成^[3,13],形成于正常浪底之下风暴浪底之上。长二段沉积层中层理类型多样,特征各异,有波纹或沙纹层理,强水流形成的板状层理、振荡水流形成的透镜状及脉状层理,而最为特征的是丘状层理。

丘状交错层理是一种由上凹和上凸的交错层系所组成的层理类型,以低角度相交的曲面为特征,湖泊沉积中丘状层理的存在是湖泊风暴沉积的有力证据^[9,10]。本区风暴岩的丘状交错层理发育于粉细砂中,层系厚4~7 cm,丘高1~2 cm,组成风暴岩剖面的上部层序,丘状交错层理的下部,一般具有块状层序层、平行层理,局部可见截切现象,偶见小的砾石滞留现象,纵向上自下而上由平行纹层到圆丘状。

本区风暴岩的丘状交错层理的规模各井表现不一,平面上北西强而南东弱。但总体上其发育规模与Duke^[9]所描述的湖泊风暴岩中的丘状层理相比要

小得多,当然比起海相风暴岩形成的层理规模就小了,但其完整性要好。这是由于湖泊中无潮汐水流等因素的影响,因而更有利于丘状层理的保存。

同时,浪成波痕在本区多处存在,发育于粉砂岩中,有尖脊不对称的削顶波痕,圆脊不对称和圆脊对称等型式,主要以不对称型为主,其上为粉砂质泥岩及泥质粉砂岩,岩芯断面比较光滑,但具有较平缓的起伏。波长5~8 cm,波高0.8~2 cm,大量浪成波痕的出现是风暴岩区别于浊积岩的重要证据。据姜在兴等^[9]的意见,影响丘状交错层理有三个:一是沉积物的粒径,其次是波浪的规模,另外就是水体的温度、粘度和密度。本区丘状层理以粉砂岩为主,偶见细砂岩,波痕也较平缓,同时水体中云母等碎屑物质含量高,密度和粘度也较大,沉积物易于悬浮,有利于丘状交错层理的形成。

风暴沉积序列中顶面构造颇具特征,本区常见三种类型:一是波状起伏的顶面,形成于风暴衰退期砂质沉积物沉积后的余波改造。二是生物扰动面,形成于风暴期后正常天气下的生物扰动作用,单个风暴层序以正韵律为主,一般10~50 cm,多个层序在纵向上组成复合正韵律风暴沉积的倾角测井以红模式为主,反映层理倾角上缓下陡。

2.3 生物成因构造

本区常见的生物成因构造主要为生物钻孔和生物逃逸迹,尤以生物逃逸迹最为发育。逃逸迹的出现往往指示一种特有的事件^[2]。生物往往为了逃避快速沉积作用导致的埋葬而向上逃逸,便留下逃逸迹,部分见回填现象。生物逃逸迹常被随后的泄水构造所迭加或改造,这是风暴岩特征构造之一。

2.4 岩性组份结构和成熟度

无论是海洋风暴沉积还是湖泊风暴沉积的结构成熟度均比重力流沉积的高,表现为杂基含量较低,分选中等,粒度概率曲线均为明显的两段式特点(图3,图4)。递变悬浮总体较浊流沉积要低。跳跃总体含量为50%~60%,S截点的值3~3.5,跳跃总体的倾角一般为50~60°,反映了一种快速悬浮沉积的特征^[1,14]。镜下观察砂岩的岩屑含量最高可达35%,为陆源的微晶石英、燧石、中酸性喷出岩等。下部粉砂岩中含较多的泥质砾,镜下观察长度约0.2~0.4 mm,宽度0.15 mm左右,成分为一些云母碳屑及粉砂、粘土组成,具有较强的变形,但分布具有较明显的方向性,一定程度上反映了盆内再搬运的特点。正是由于风暴沉积独有的沉积特点,来自于滨

浅湖或三角洲的沉积被重新搅起,经风暴流及其回流的作用再沉积形成,又受风暴浪和风驱回水流的作用,故而具有一定的分选性,杂基含量较低,大多小于15%,分选中等,结构成熟中等一较高。风暴沉积盆地内再沉积组分丰富,表现为经风暴搬运的组分相当多的来自盆地内部的水下沉积,可以从具撕裂特征和柔性变形的泥砾屑得到证明。

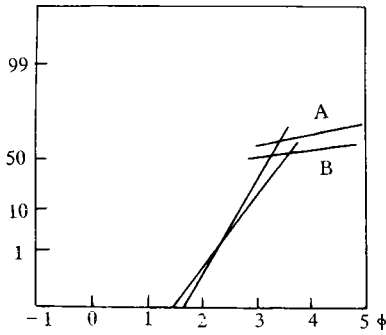


图3 风暴砂岩的概率图

Fig. 3 The probability curve of the sandstones

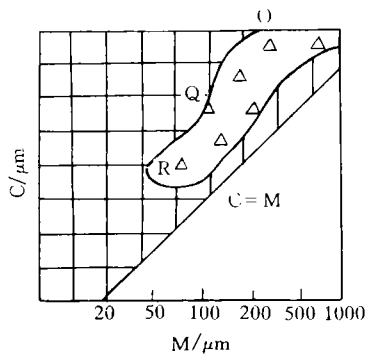


图4 风暴砂岩C-M图

Fig. 4 The C-M plot of the sandstones

3 风暴岩的分布特征及沉积模式

陆相风暴沉积的物源是滩和三角洲,构造上一般分布在陆内盆地的斜坡带上,构造期处于构造急剧变动的前期^[1]。另一方面受气候条件控制,具有一定的周期性和相当的范围,风暴作用面积广而持续时间短,沉积特征明显,可作为等时面。

依据数口井岩芯观察,垂向上本区风暴岩的层序可归纳为以下几段(图5):Sa段一块状层理段,为块状层理砾质砂岩至细砂岩组成,有时具递变层理,底面见冲刷面、渠模和工具痕,与下伏呈突变接触;Sb—平行层理段,由具平行层理、剥离线理和波痕的粉砂—细砂组成,有时见波痕和丘状交错层理,形成于风暴能量减弱、沙床平坦的条件下,见生物逃逸

迹,为高流态下产物;Sc段,为丘状交错层理(Hcs)、浪成砂纹层理、波状层理变形层理的粉细砂岩组成,底面发育冲刷面或工具模,顶见波痕、生物潜穴和截削构造,形成于浪成振激发水流作用;Sd段,由透镜及压扁层理、波状层理、水平层理组成的粉砂岩及泥质岩构成,在Sc和Sb之间有一个沉积

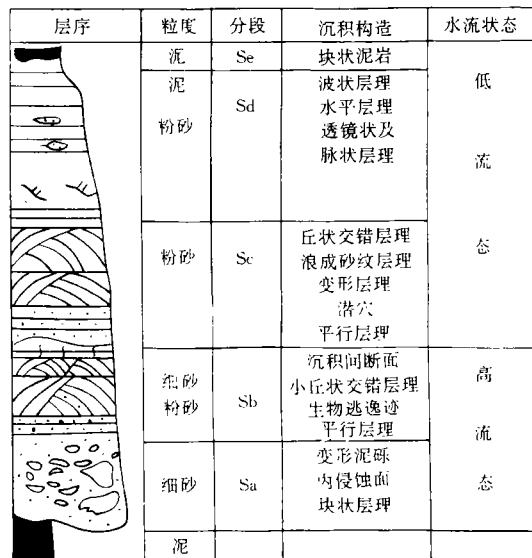


图5 风暴岩垂向沉积模式(据张金亮等^[1]改绘)

Fig. 5 The vertical sedimentary model of tempestites

间断面(无物源间断面)。Seilacher^[15]提出,大部分风暴沉积物有强烈的顶选,便形成一个无沉积的间断面分开了风暴砂和风暴泥沉积段。但本区该间断面是在具生物扰动构造粉砂岩顶部;Se—块状泥岩,由较深水沉积的深灰,灰黑色泥岩和页岩组成。当然,我们很难在一口井中见到一个完整的序列。常见Sb—Sc段,次为Sa—Sc,Sb—Sc—Sd段,再就是Sd和Se段。

风暴岩是一种阵发性事件沉积,在层组内整个剖面以正常沉积为主,风暴沉积只是短暂的一幕,一般不到沉积地层厚度的10%。纵向上其上为三角洲沉积,其下为浊积岩或正常湖相泥;平面上四周为非事件性沉积所包围,向陆方向为三角洲,向盆地方向与浊积岩或深湖相泥岩接触。李祯等^[7]对本区东部浊积相的特征作过详细论述,前人对庆阳地区延长组浊积岩也进行过深入的研究^[8]。对比区域资料,本区延长组长二段平面沉积相带分布应是由西北部的物源相到中部的风暴相,向东南方向就为风暴浪穿过浪底所形成的浊积相(图6)。

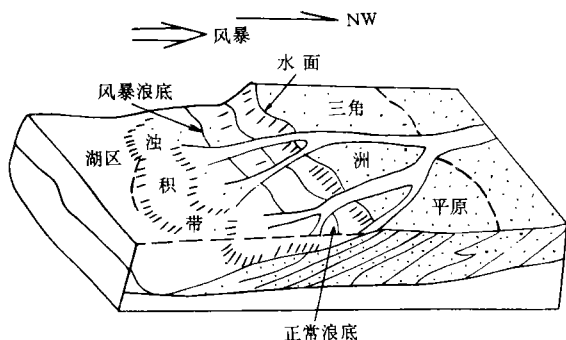


图6 风暴沉积体系分布模式图

Fig. 6 Model of storm depositional system in the Triassic Ordos basin

4 风暴岩形成及其研究意义

4.1 风暴岩形成条件

三叠世延长组沉积时,鄂尔多斯盆地处于北纬 $30^{\circ}\sim 25^{\circ}$ 附近^[6],相当于现在的江浙地区,在宝鸡所发现的三迭世海化石说明晚三叠世早期本区与海有一定的连通,中晚期虽然与海隔有一定的距离(约100 km),但受到强台风或风暴作用完全是可能的。构造上和地形上,在湖盆演化的早期,水体深,地形陡,不利于风暴流形成^[2]。在湖盆演化的后期,水体浅,即使有风暴作用,其沉积也难以保存,只有在中期,湖面广阔,地形相对平缓,有利于风暴沉积的形成与保存。因此,我们可以说晚三叠世晚期的湖泊应是湖泊面积较大(至少北部边界在榆林一带)、地形平坦的大型湖泊而不是萎缩在东南隅(庆阳地区)的小型浅水残余湖泊^[8]。

4.2 风暴岩研究的意义

浊积岩与风暴岩虽成因不同,但空间分布及成因可有一定的联系,例如松辽盆地和冀中等地区的风暴沉积和浊积岩组合。本区长2段为晚三叠世晚期沉积地层,风暴沉积和浊积岩组合为浊积岩—滑塌堆积—风暴沉积的向上变浅序列,与其它沉积组合综合分析表明其为高位体系域下的水退产物,说明长2段沉积时印支晚期的构造运动在本区已有一定的表现;另外本区风暴浊积岩为中细粒长石砂岩,由于风暴的颠簸作用,加之处于斜坡带,所以分选磨

圆较好,孔渗较高,孔隙度最高可达21.5%,渗透率 $1.3\times 10^{-1}\mu\text{m}^2$;同时由于风暴岩纵横向所处的特殊位置,下伏深湖相泥岩或被湖相泥岩所包围,这些泥岩生烃后优先排入临近的砂岩,易形成透镜状岩性油气藏;另外风暴形成的砂岩侧向与三角洲前缘砂体叠置,加之差异性压实构造的配套,可形成具有一定面积的构造—岩性油气藏。

参 考 文 献

- 1 张金亮,秦建峰,赵澄林等. 东濮凹陷沙三段的风暴沉积[J]. 沉积学报,1988,6(1):65~56
- 2 姜在兴,赵澄林,刘孟慧等. 东濮凹陷西部湖相风暴沉积的初步研究[J]. 沉积学报,1990,8(1):107~114
- 3 刘宝琛. 中国扬子地台西缘寒武纪风暴事件及磷矿沉积[J]. 沉积学报,1987,5(3):28~39
- 4 王翔,张维吉. 陕西蓝田丹风群上段风暴岩成因探讨[J]. 沉积学报,1991,9(3):74~79
- 5 周书欣,V P 赖特,N H 普拉特等. 湖泊沉积体系与油气[M]. 北京:科学出版社,1991. 206~207
- 6 马醒华,邢历生,杨振宇等. 鄂尔多斯盆地晚古生代以来古地磁研究[J]. 地球物理学报,1993,36,68~79
- 7 李祯,温显端,周慧堂等. 鄂尔多斯盆地东缘中生代延长组浊流沉积的发现与意义[J]. 现代地质,1995,9(1):99~107
- 8 柯保嘉. 晚三叠世鄂尔多斯盆地含油气盆地分析[D]. [博士学位论文]中科院地质研究所,1988,7~13
- 9 Duke W L. Hummocky cross-stratification, tropical hurricanes, and intense winter storms[J]. Sedimentology,1985,32:167~194
- 10 Walker R G, Duke W L, Leckie D A. Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequences; discussion[J]. Bull. geol. Soc., Am., 1983, 94:1245~1249
- 11 Turbridge I P. Sandy high-energy flood sedimentation — some criteria for recognition, with an example from the Devonian of S. W. England[J]. Sedimentary Geology, 1981,28: 79~95
- 12 Fenton M W, Wilson C J L. Shallow-water turbidites; An example from the Mallacoota beds, Australia[J]. Sedimentary Geology, 1985,45:231~260
- 13 Dott R H, Bourgeois J. Hummocky cross stratification. Significance of its variable bedding[J]. Geol. Soc. Am. Bull., 1982, 93:663~680
- 14 Allen J R L. Sedimentary structures: Their character and physical basis (Vol. 1) [M]. Elsevier Scientific Publishing Company, 1982, 593
- 15 Seilacher A. Distinctive features of sandy tempestites [A]. In: Einsele G a, Seilacher A, eds. Cyclic and event stratification[C]. Springer—Velag, New York, 1982, 330~345

Lacustrine Storm Sediment in Yanchang Formation of Ordos Basin

GAO Shan-lin¹ CHEN Hai-hong¹ DOU Wei-tan² SHAO Dong-bo² LIN Hong-bin²

1(Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing, 100029) 2(Changqing Oil Field, Xi'an, 710021)

Abstract

The late Triassic lacustrine in Ordos basin is a large open lake with gentle topography. This paper has firstly reported the lacustrine clastic tempestites in the Triassic Yanchang Formation of the central Ordos basin.

The typical tempestite consist of packstones which have a lot of deposition-structural characteristic for differently evolutionary stage of storm. Sedimentary structures of the storm deposits are :a) hummocky cross-stratification are characterized by gently curved, low angel cross-lamination. Presently most researchers think that powerful dominant or multidirectional oscillatory flow result in the special character which is most useful and best indicator of the storm sedimentary sequences distinguished from the turbidites. ,b) basal division, consisting of one or more of the following: sharp base; oriented directional sole marks; basal lag of pebbles, or rip-up and deformed resedimented intrabasinal clasts of mudstone. The formation of these structure is related to sediment liquefaction, drainage, reflecting the characteristics of density current. Especially the erosional structure and basal lag of pebbles in turbidite facies are the evidence of storm activity c) planar parallel lamination, d) bioturbated mudstone or fine sandstone. The reservation of escaping structure indicate a quick depositional event. After the storm is over, burrow structure will be developed on the sediment surface, e) lower maturity in texture in sandstone. Lower maturity reflect lower degree of sorting that is a signature of rapid deposit.

The typical sequence is concluded. It can be divided into: a) high-discharge form, characterized by block structure, deformed pebble bedding, escaping trace, b) hiatus, c) low-discharge, marked by wave-cross ripple mark, burrow trace, lenticular bedding and vein bedding.

Storm sedimentary model is given in this paper. We also discuss the structure and paleo-latitude setting of the late Triassic lacustrine tempestites, background of which has been defined as high-level system and was developed in the middle of lake-regressive sequence during the evolution of the basin. The storm deposit transit to deltas or beaches deposits upper and to turbidites offshore. We use the combination of storm facies association and geological characters of adjacent areas to modify the former located sedimentary boundary of the Yanchang lake. We futher indicate storm sedimentary association developed area as prospective lithologic or structure-lithological trap.

Key words Ordos Basin Yanchang Formation lake Deposits tempestites