

渤海辽东湾海域海底底形特征 及控制因素

陈珊珊,陈晓辉,孟祥君,李日辉,侯方辉

(国土资源部海洋油气与环境地质重点实验室,青岛 266071;

海洋国家实验室海洋矿产资源评价与探测技术功能实验室,青岛 266071)

摘要:基于我国海洋区域地质调查项目获取的水深、侧扫声呐、单道地震和浅地层剖面数据,结合前人的研究成果,对渤海辽东湾海区的海底底形的类型及分布特征进行了系统分析。研究发现,辽东湾海底底形类型丰富,有潮流沙脊、潮流沙席、潮流冲刷槽、古河谷、古湖泊洼地等多种类型。海底底形的发育形态是构造和古地貌、沉积物供给、海平面变化及环境变迁、水动力塑造等多种因素综合作用的结果。

关键词:海底底形;控制因素;辽东湾;渤海

中图分类号:P737.22

文献标识码:A

DOI:10.16028/j.1009-2722.2016.05005

辽东湾海域是我国重要的油气资源开发区之一^[1],随着采油平台的建设、海底管线的铺设、跨海工程及油气资源勘探的发展,海上工程设施的日益增多,海底底形特征的研究对于海底工程及设施的建设和安全具有重要意义。借助于我国近海海洋区域地质调查项目的实施,2008年至今在渤海海域取得了高质量、高精度的水深数据、单道地震以及浅地层剖面资料,利用这些资料,渤海海底地形地貌得到了全面调查。结合前人的研究成果^[2-8],本文系统地研究了辽东湾海域的海底底形的类型及特征,并进一步探讨了该海域海底底形发育的控制因素。本研究为该区的石油开发、渔业捕捞、海堤工程、潮汐发电等能源开发项目建设和防灾减灾提供了重要依据。

1 研究区概况

辽东湾位于渤海北部,是渤海三大海湾之一,其面积最大,约为 3 万 km²。以河北省大清河口与辽宁省老铁山连线为其南界,与渤海中部盆地相邻,北部与地势低洼的辽河平原相接,东西两侧与山地丘陵区相邻。渤海平均水深约 18 m,靠老铁山水道西侧一深潭处水深最大值约 90 m,整个渤海海底地势比较平坦。除渤海海峡附近水深较大外,渤海 90%以上海域的水深<30 m,渤海水深等值线分布大致平行岸线(图 1)。北部发育辽河水下三角洲,是辽河平原的水下延伸,大约至 20 m 水深区域,由北部入海河流泥沙堆积而成;中部深水区为辽中洼地,是低海平面时期沿岸入海河流汇集区,现今仍保持原有的古地貌形态;西侧发育六股河和滦河水下三角洲,由入海河流泥沙汇集而成;东南部为辽东浅滩,由多条呈指状的大型潮流沙脊构成;最南端为老铁山水道,是渤海与黄海水体交换的必经之路,也是黄河等入海泥沙向外输运的唯一路径^[9]。

收稿日期:2016-02-26

基金项目:中国地质调查局地质调查项目(GZH201400205, GZH200800501,1212011220113);国家自然科学基金(41406077)

作者简介:陈珊珊(1982—),女,助理研究员,主要从事海洋地质调查研究工作。E-mail:yangfan662001@163.com

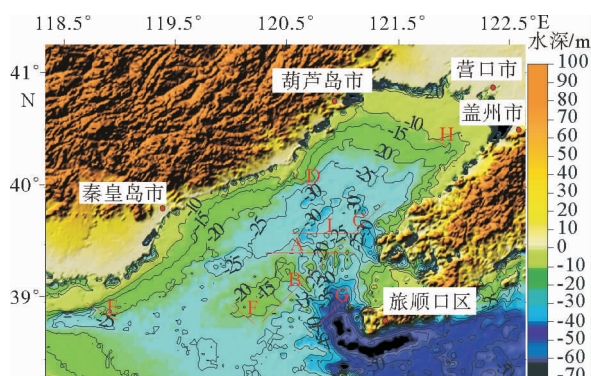


图 1 研究区水深及测线位置

Fig. 1 Bathymetric map and location of seismic profiles in the study area

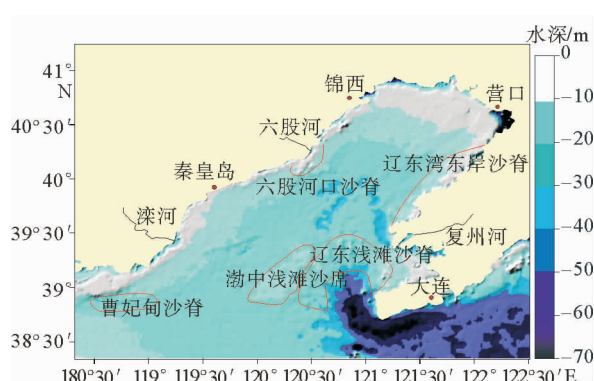


图 2 渤海水深地形及沙脊、沙席分布

Fig. 2 Bathymetric map and distribution of sand ridges and sand sheets

2 研究方法

青岛海洋地质研究所于 2008—2015 年在渤海地区开展高精度单道地震及浅地层剖面测量,其中单道地震测量使用美国 TEI 公司生产的 DelphSeismic 采集系统,工作参数为:震源为 GI 枪,以 GMT 计时,记录长度 1 000 ms,采样率 0.1~0.125 ms,接收频带 0~1 400 Hz,穿透深度 ≥ 500 m。船速控制在 5 节以下。浅地层剖面测量使用英国 AAE 公司制造的 SBP/AAE 浅地层剖面系统,采用的工作参数为:激发能量为 350 J,带通滤波 320~2 000 Hz,记录量程 160 ms。海上施工船控制在 5 节以下,正常情况下,偏航 < 50 m。测量过程中使用 Trimble DSM 132 卫星/信标差分 GPS 系统进行精确定位。

3 海底底形特征

3.1 潮流沙脊

现代潮流沙脊往往是堆积沙脊与潮流冲刷槽相间出现的潮流沙脊群^[10]。辽东湾海域现代潮流沙脊广泛发育,主要包括辽东湾东南海域的辽东浅滩潮流沙脊、辽东湾东岸沙脊、六股河口沙脊及曹妃甸沙脊。为了直观形象的反映出辽东湾海域沙脊的分布及形态特征,采用不同颜色绘制水深图,结合地质类型,可以看出沙脊以及沙席的分布位置,如图 2 所示。

(1) 辽东浅滩沙脊

辽东湾浅滩沙脊位于辽东湾东南侧,渤海海峡附近。沙脊以老铁山水道为中心,呈扇形排列,沙脊体上发育不同规模的水下沙丘、沙条、冲刷槽等底形。图 3 可见,辽东湾浅滩沙脊区的沙脊至少有 10 条,发育在 25 m 水深线附近,沙脊的长度、平均脊宽、平均脊高、走向、展布方式如表 1 所示,其中沙脊走向以正东为 0°,逆时针旋转到 180°。

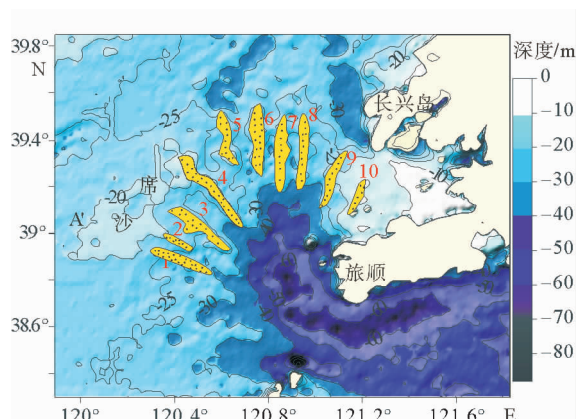


图 3 辽东浅滩沙脊分布

Fig. 3 Distribution of sand ridges at Liaodong Shoal

在浅地层及单道地震剖面上,因潮流沙脊与测线相交的角度不同而形态各异,研究区潮流沙脊总体形态多为不对称的丘形,内部地层具有高频弱反射特征,层理大多清晰,整体多为斜交前积反射结构,沙脊的底部界面呈假整合接触,沙脊顶部有一系列活动沙丘覆盖(图 4、5)。浅地层剖面

表 1 辽东浅滩沙脊区的沙脊特征

Table 1 Features of sand ridges in Liaodong Bay

沙脊 编号	长度/ km	平均 脊宽/km	平均 脊高/m	走向/(°)
1	27	6	3	149
2	10	8	7	153
3	19	12	9	142
4	50	12	11.5	106
5	20	12	13	91
6	31	8	10	94
7	30	8	12.5	88
8	35	10	6.5	84
9	27	12	11	71
10	17	8	9	70

测线 A 切过 4~8 号沙脊(图 1),在测线上可见沙脊的顶部东陡西缓(图 4),这与潮流搬运沉积物的方向有关。相邻沙脊之间都有冲刷槽,槽较沙脊整体形态呈负地形,槽间地形也有一定的起伏。测线 B 为单道测线,测线走向为 SW—NE,位置如图 1 所示,测线 B 切过 1~7 号沙脊(图 5),沙脊形态各异,1~2 号沙脊位于沙席的东南边缘,顶部整体形态较平整,内部层理大致为近平行层理,局部发育交错层理。3~7 号沙脊形态为丘形或锥形,沙脊内部发育交错层理。

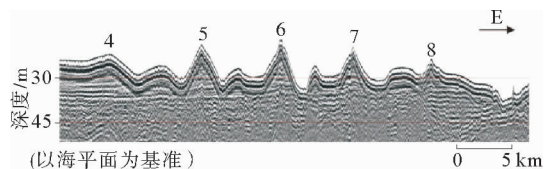


图 4 浅地层剖面测线 A 上的潮流沙脊

Fig. 4 Tidal sand ridges on line A

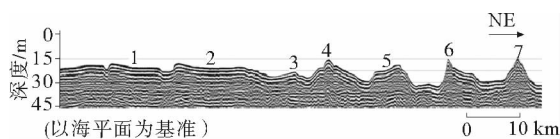


图 5 单道测线 B 上的潮流沙脊

Fig. 5 Tidal sand ridges on line B

辽东浅滩表层沉积物主要为细砂,其粒度和矿物特征具有典型潮流砂特征,是沉积物经过长

期淘洗、筛选、分异的结果^[4]。据刘振夏等^[11]的研究表明,辽东浅滩沙脊体系是现代潮流作用形成的堆积地貌而非古残留沉积。

(2) 辽东湾东岸水下沙脊

沙脊发育在辽河水下三角洲南部,长兴岛以北海域,在辽河和双台子河河口及口外海滨普遍有沙坝沉积体系发育。由于辽东湾东岸的浮渡河和复州河带来充足的沉积物,加之强潮流作用,形成了一系列与岸线平行的潮流沙脊地貌。沙脊发育在水深 20~25 m 的浅水区,水下沙脊高 5~20 m,长数十千米(图 6)。在强劲潮流作用下,脊间凹地成为冲刷槽,底质以粗砂、砂砾为主,重矿物鉴定表明,这些沙脊是末次冰期在辽东湾古海岸线上形成滨海堆积体,后期经过波浪及潮流的改造形成的现代水下沙脊^[12]。

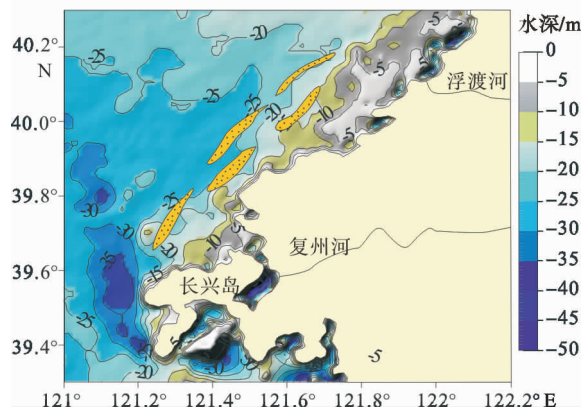


图 6 辽东湾东岸沙脊分布

Fig. 6 Distribution of sand ridges along the east coast of Liaodong Bay

单道测线 C 位于长兴岛以北的辽东湾东岸海区(图 1),沙脊形态如图 7 所示,测线区的海底起伏很大,脊槽相间,沙脊呈丘形和锥形,最大脊高约 20 m。沙脊内部反射轴杂乱,发育交错层理。

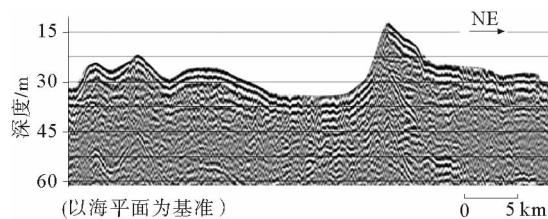


图 7 单道测线 C 上的辽东湾东岸沙脊

Fig. 7 Tidal sand ridges on line C

(3) 六股河河口沙脊

六股河河口水下三角洲受波浪、潮流及风暴潮共同作用,在河口西南外缘线处形成水下沙脊群,呈帚状排列,沙脊处的水深线在 10~30 m 范围内(图 8)。在南向较强海流的作用下,六股河携带的泥沙沿着 SWW 走向运移,形成水下沙脊^[2]。沙脊起始于二河口南侧,沙脊面陡峭,其上发育沙波(图 9),向 SW 延伸至长滩河口正南方。

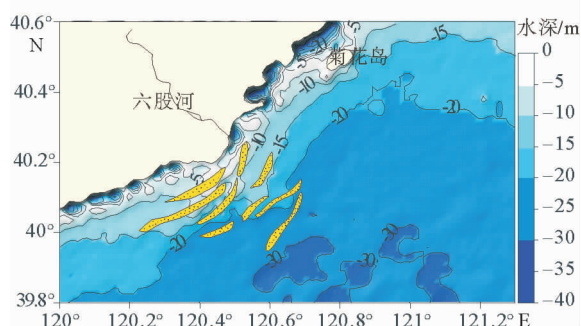


图 8 六股河河口沙脊分布

Fig. 8 Distribution of sand ridges in the estuary of Liuguhe River

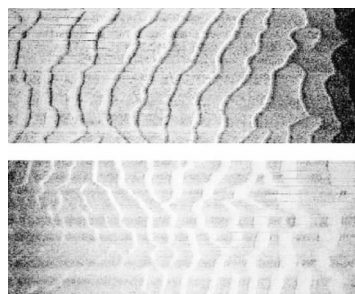


图 9 六股河测线 D 沙脊处的沙波侧扫图

Fig. 9 Sand ripples developed on line D in the Liuguhe River identified from side-scan images

浅剖测线 D 位于六股河口处(图 1),呈 NW—SE 走向,正好切过六股河区域的大部分沙脊。从剖面上可见,在约 27 km 的范围内,水深 15~30 m 处分布着大大小小 20 多个形态各异的沙脊,有丘形、锥形等多种形态,海底起伏剧烈,沙脊分布密集,最大的沙脊高约 10 m,最小的沙脊也有 2~3 m 高(图 10)。

(4) 曹妃甸沙脊

曹妃甸沙脊发育在滦河水下三角洲南部,海河水下三角洲的东部。滦河及海河带来的丰富沉

积物,经过潮流、环流的搬运,在水下三角洲的下部发育一组走向为近 EW 方向的潮流沙脊,沙脊在 15~25 m 水深线内呈帚状排列(图 11)。

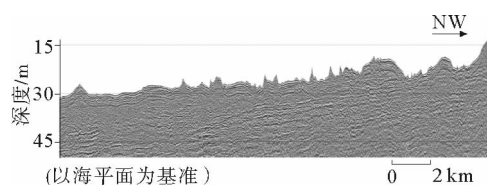


图 10 六股河水下沙脊浅地层剖面记录(测线 D)

Fig. 10 Subbottom profile on line D of underwater sand ridges in the Liuguhe River

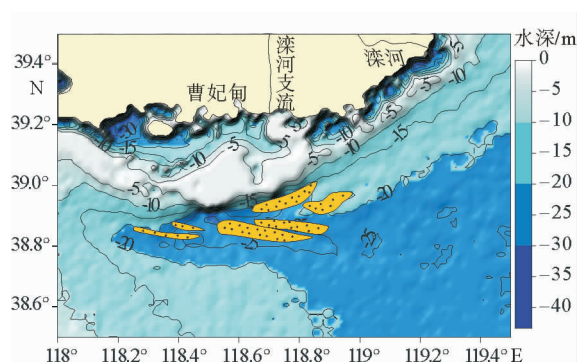


图 11 曹妃甸沙脊的分布

Fig. 11 Distribution of sand ridges in Caofeidian

测线 E 为单道测线,位于曹妃甸以南的海域(图 1),走向为 SE—NW。经过区域的沙脊发育在 30 m 水深线以内,大部分为不对称的锥形,海底起伏较平缓,剖面上最大的沙脊高 5 m 左右,与其他区域的沙脊相比高度较小,冲刷槽也不明显,沙脊规模也不大(图 12)。

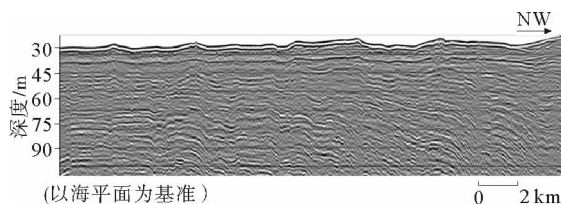


图 12 曹妃甸沙脊的单道测线 E 剖面特征

Fig. 12 Subbottom profile of the tidal ridges of Caofeidian on single seismic line E

3.2 潮流沙席

渤中浅滩砂席位于研究区的西南侧,老铁山

水道西北侧,水深在 20 m 左右(图 1、2),面积约为 3 500 km²,由细沙组成,地形微微隆起,海底表面较平坦,据刘振夏等^[10]的研究认为,沙席区全新世海相层厚 20 m,最大沉积速率为 3 mm/a,为辽东湾沉积速率最快的海区。

沙席 F 测线为 SE—NW 走向,穿越沙脊与沙席区(图 1)。单道测线 F 沙席区的地震特征总体形态为平缓上拱的丘形,地形起伏不大,具有高频强振幅反射特征,内部层理清晰,整体多为平行反射结构。沙席的底部界面清晰可辨,与下部地层呈假整合接触,反映出了沙席区沉积物以潮流堆积作用为主。剖面上还可清晰的反映出沙脊与沙席的区别,沙席区较沙脊区海底起伏较平缓;海底之下的地层沙席区表现为清晰的平行层理,而沙脊区则表现为不明显的交错层理(图 13)。

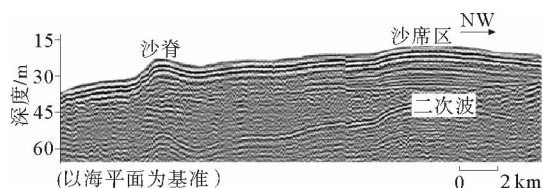


图 13 渤中浅滩沙席的地震特征(单道测线 F)

Fig. 13 The Bozhong Shoal sheets on the single seismic line F

3.3 潮流冲刷槽

(1)老铁山水道冲刷槽

老铁山水道冲刷槽位于辽东湾的东南角,在老铁山角与北隍城岛之间。老铁山水道是黄海、渤海之间地形急剧转换的地带,为潮流进出渤海的主要通道。老铁山水道长度大约 45 km,沟通渤海与黄海,其地貌特征与水道两侧的渤海和北黄海地形有着显著的区别^[7]。研究区内的冲刷槽整体呈 U 型,水深大致在 40~90 m 范围内,周围等深线分布密集,等深线由中心向周围辐射(图 1)。水道在 121.2°附近开始分叉,在主水道冲刷槽的南部形成一个小的分支,其中最深处就位于南侧分支的一个深潭。夏东兴等^[13]的研究表明,老铁山水道在水深>40 m 处全新世浅海相的沉积物缺失;水深>45 m 处末次冰期到全新世过度时期的陆相沉积物缺失;水深>80 m 处的海峡局

部深潭,末次冰期盛期的沉积物也由于潮流冲刷而缺失,海底出露更老的硬黏土层。

单道地震测线 G 为 NE—SW 向(图 1),测线展示的海底地貌崎岖不平,可分为冲刷槽和残留隆起带。测线处的水深范围为 15.0~66.5 m,宽度约 61 km。G 测线的水底地形剖面显示,水道整体呈 U 字型结构,水道之下的地层,尤其是靠近下切谷最深部位的地层呈杂乱反射,有明显的下切趋势,在水道冲刷槽的边缘的反射轴呈较平行的强反射,反映出该处的地层以强烈的侵蚀作用为主,冲刷槽两侧的地层则为侵蚀薄弱区的残留沉积(图 14)。

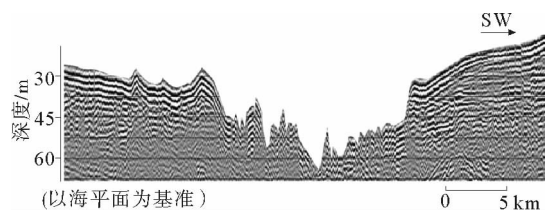


图 14 老铁山水道单道地震 G 测线显示的
老铁山水道冲刷槽

Fig. 14 The Laotieshan Channel scour trough on line G

(2)潮流沙脊间的冲刷槽

主要是分布在辽东浅滩处的潮流冲刷槽位于相邻 2 个沙脊间,水深多为 15~30 m,一般为狭长的槽状,冲刷槽长达十几到几十千米,宽可达数千千米,槽间潮流流速为 1~2 节。沟槽处的砂质沉积物,水深越大粒径越细,颜色越深。冲刷槽处的沉积物相对于脊部较细,一般为灰色或粉灰色的粉砂质砂^[14]。

3.4 海底古河道

陆架区分布许多古河道,其中最著名的是大凌河—辽河口外的水下河谷^[2,3]。辽河海底古河道位于辽河水下三角洲东侧,由大凌河口外水下河道向东南延伸到辽河口三角洲外缘,与辽河水下河道并行。该古河道是一组与湾顶近似垂直的狭长凹槽,槽深 1~10 m,古河道向海可延伸到 30 m 等值线以外。河道呈不对称的 U 型,河道内部充填的沉积物以砂砾或砂为主。更新世中期,辽河水系发育,大凌河和下辽河径流沿着邻庐断裂的北段构造软弱带延伸,形成大凌河—辽河古河

道的最原始形态,后因发生海侵,海面上升,该河谷随后被没入海底。目前,此水下河道仍是河流入海径流和现代潮流的主要通道,未被沉积物所充填,保持了明显的河道形态^[14]。图 15 所示地形剖面位于整个海底水下河道中部,河道底部左侧地势较平坦,右侧陡峭,中间地形微凸,平均水深约 15 m,河道宽约 7 km,以周围海底为基准,平均谷深约 5 m。



图 15 水下河谷地形剖面

Fig. 15 Topographic profile of a river valley

测线 H 处的古河谷位于水深 15~40 m 处,呈 U 型,谷的最深部低于周围海底 10~20 m。河谷周围海底之下的地层,呈杂乱反射,有明显的下切趋势,反映出该处的地层以强烈的侵蚀作用为主,冲刷槽周围的地层为强侵蚀环境下的残留及滑塌沉积(图 16)。

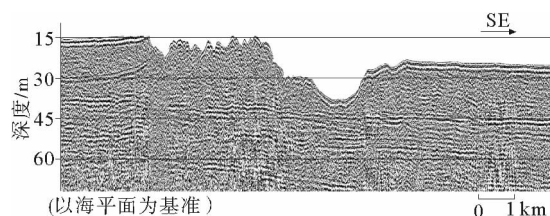


图 16 河谷的浅地层剖面记录(测线 H)

Fig. 16 Subbottom profile of the river valley on line H

3.5 古湖泊洼地

辽东湾中部有一个水深最大可达 33 m 的低洼地带,通常称为辽中洼地^[2,3],被 30 m 等深线圈闭(图 1),面积约为 2 200 km²。辽东湾顶部的古河道由洼地顶部深入洼地中,表明洼地曾是古湖泊,为河口或滨岸环境,后为现代薄层沉积物所覆盖。沉积物主要为粉砂,两侧较粗,杂以砾石、贝壳等,分选较差。据研究表明,古湖泊洼地为晚更新世末期或全新世早期发育的,上覆全新世的

海相地层^[15]。

从浅地层剖面测线 I 处的海底地形可以看出(图 17),海底有明显的洼陷,以周围海底为基准,低洼处与周围海底的最大高差有 10 m 多。洼地的底部并不平坦,反映该处的海底现今仍受到强烈的侵蚀作用。洼地海底之下的地层有明显的湖相沉积的地层反射特征,反射轴杂乱,与下伏地层斜交,且地层厚度很大,表明长期以来地层都是以侵蚀作用为主。

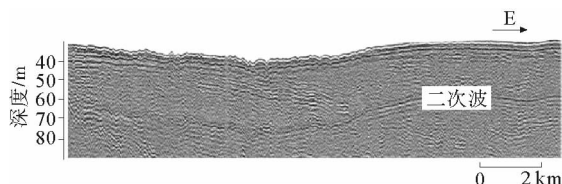


图 17 辽东湾古湖沼洼地(测线 I)

Fig. 17 A paleo-lake in the Liaodong Bay (Line I)

4 海底底形的控制因素

4.1 构造和古地貌

辽东湾位于新华夏系第 2 巨型沉降带辽河断陷—渤海拗陷内,郯庐断裂带呈 NE 向延伸,并贯穿本区^[16]。渤海是新生代的隆起和拗陷运动产生的沉降盆地,从中生代末期,渤海开始断陷下沉。自新生代以来,受 NE 向郯庐断裂控制的影响,于古近纪断陷下沉,至新近纪开始大规模的下沉,渤海地貌雏形形成,晚第四纪海面上升,渤海与黄海沟通,就形成当今的渤海地貌^[17]。NE 和 NNE 为主体的断裂构造控制了海底地貌的基本格局,形成一系列狭长的湖泊和低洼湿地,老铁山水道及大凌河—辽河古河道都是沿着断裂发育的。辽河平原的河流充填作用是在古近纪以来伴随着基底的持续沉降形成的,因此,辽河平原堆积了巨厚的新生代沉积物^[9]。第四纪以来,在下辽河平原东西两侧的山前侵蚀平原,地表河流携带大量泥沙冲出山口进入平原,形成冲积扇,后经过 3 次海侵,形成了现在的水下三角洲,下部多发育潮流沙脊^[2]。老铁山水道是更新世冰期结束以后开始,随着海侵过程逐渐发育,至 6~7 kaBP 间基本形成现在的水道地貌形态^[7]。

4.2 沉积物来源

充足的沉积物供给是海底底形发育的物质基础。研究区物质来源呈现多元化特征,主要有 3 个来源:河流输入和沿岸流搬运的物质;近源与近岸岛屿的侵蚀物质;老铁山水道的侵蚀物质。辽东湾有众多河流流入,主要的较大型河流有辽河、大凌河、小凌河、滦河、六股河等,以及一些季节性的小型河流。除此以外,黄河、海河携带的沉积物对研究区海底底形的发育也有重要的影响。乔淑卿等^[18]的研究表明,陆地河流对渤海沉积物的贡献达 90%,河流所携带的陆源碎屑物大量填充入海,参与海洋的沉积作用;徐东浩^[19]研究认为,辽东湾的沉积物具有明显的亲陆性,沉积物主要来源于周边河流。研究区发育的辽东湾东岸沙脊、六股河沙脊以及曹妃甸沙脊的物质来源都是沿岸河流搬运的沉积物,因此,入海河流带来的大量陆源沉积物对辽东湾海底底形的塑造具有重要作用。老铁山水道的粗粒沉积物主要是波浪以及高速潮流对周边沿岸和海底物质的侵蚀及搬运作用而成的^[20];而辽东浅滩沙脊是全新世涨潮流三角洲演化的产物,其物质主要来自老铁山水道^[11];渤中浅滩的沙席区主要的沉积物则来自东岸岛屿与侵蚀物质以及沿岸河流、潮流所携带的南部沙脊物质^[15]。目前沙席区的沉积与物源区的供给达到平衡,处于相对稳定的状态^[21]。

4.3 海平面变化和环境变迁

整个辽东湾海底底形的发育与海平面的变化与环境的变迁密切相关,现代海底底形的塑造受控于晚第四纪以来沉积环境的演变。很多学者^[22-25]依据钻孔资料初步探讨了晚第四纪以来渤海沉积环境的演化。

大约在早更新世晚期,渤海一带为陆相沉积,发育堆积平原,古河流、古湖泊以及冲积扇,例如大凌河—辽河海底河谷的雏形、大凌河冲积扇等就是在这一时期形成的。中更新世早期下辽河平原继续下沉,气候寒冷,物理风化强烈,沉积物供给丰富,大凌河—辽河海底河谷更加成熟,谷地之间的堤状堆积体、河口地区冲积扇更加发育。第四纪以来下辽河平原的中部地区,一直处于连续充填沉积环境,发育以平原为主的地貌,晚更新世

以来的海平面变化,在下辽河滨海地区和辽东湾两侧沿岸形成海陆交互相沉积。晚更新世早期,全球气候变暖,海平面上升,下辽河平原发生第 1 次海侵,其范围较小,海水主要沿河口一带形成潮沟,海侵时间为 108~70 kaBP。晚更新世晚期,全球气候变冷,海平面下降,海水退出研究区。由于物理风化作用加强,沉积物供给丰富,在河口地区继续发育冲积扇,河漫滩、河道、牛扼湖等陆相沉积物也开始发育。随着气候再次变暖,研究区开始发生第 2 次海侵,海侵时间大约是 40~25 kaBP,这次海侵规模也不大,范围为辽河三角洲、双台子河与大凌河之间,发育潮沟、浅滩等海相沉积。晚更新世末期,全球气候急剧变冷,进入玉木冰期的最盛期,时间约为 25~19 kaBP,海平面大幅下降,黄海、东海陆架区海水退出,渤海变成以湖泊为主的陆相平原环境,辽东湾东部海岸滨海堆积体,即辽东湾东岸沙脊的下部物质,就是在此时发育的。玉木冰期后,全球气候转暖,冰川消融,时间约为 19~7 kaBP,此时海平面分为快速上升期和慢速上升期 2 个时期。海面快速上升时期发育海底堆积平原和侵蚀洼地,辽中洼地基本形成。海面慢速上升时期则发育了辽东浅滩沙脊、辽东湾东岸的潮流沙脊、六股河口沙脊、曹妃甸沙脊及渤中浅滩沙席等与潮流动力相关的海底底形。老铁山水道冲刷槽与渤海海峡也是在这一时期内形成的。8.5 ka BP 至今发生了第 3 次大规模海侵,即高水位期,整个辽东湾基本达到目前的状态,环流体系形成,开始与潮流一起不断塑造着海底底形。

4.4 波浪、海流等水动力

渤海除渤海海峡水深较深,其他地方都比较浅,故海底沉积物的分布主要受水动力条件的影响,即海流和波浪^[19]。波浪仅在海岸带作用比较明显,故对全区的海底底形塑造影响最大的是海流,其中海流的流向和流速是决定海底底形的主要原因。海流主要包括潮流和环流。辽东湾的潮流是近 SN 向的往复流,而在渤海海峡,潮流以近 EW 向的往复流为主。环流则有明显的季节变化,夏季环流以向北流为主,冬季环流以向南流为主^[26]。

首先,潮流是主导研究区潮流动力沉积体系

的第1要素。潮流的性质和流速大小决定了潮流沉积的类型。刘振夏等^[6]认为,当潮流流速 >154 cm/s时,潮流以侵蚀作用为主;当潮流流速为 $51\sim154$ cm/s时,潮流以堆积作用为主。王鹏等^[5]的研究认为,辽东浅滩沙脊区、辽东湾东岸沙脊区、六股河河口沙脊区、曹妃甸沙脊区的沙脊走向与表层、底层 M_2 分潮潮流长轴方向基本一致或略有斜交, M_2 分潮与沙脊形成关系明显,是形成渤海潮流沙脊的主要因素。

另外,环流的流速对研究区的地貌也有改造作用。老铁山水道附近夏季底层最大流速(包括潮流和余流等)可达 119 cm/s,每昼夜流速 >20 cm/s的时间可长达 19 h;冬季底层流速较小,但最大仍可达 60 cm/s,每昼夜流速 >20 cm/s的时间仍可达 16 h或以上^[26]。研究区内的大部分时间流速皆在 20 cm/s以上,而研究区表层沉积物平均粒径(Φ 值)范围大致在 $-0.9\Phi\sim6.9\Phi$ 之间,低值主要分布在老铁山水道区,平均粒径在 $-0.9\Phi\sim2.7\Phi$ 之间;渤中浅滩沙席区沉积物中值粒径在 $2.9\Phi\sim5.2\Phi$ 之间;辽东浅滩沙脊区沉积物平均粒径普遍在 $2\Phi\sim3\Phi$ 之间,而沙脊间沟槽沉积物平均粒径较之沙脊脊部大,平均粒径在 $3\Phi\sim7\Phi$ 之间^[31]。研究显示,在 $10\sim1\,000\ \mu\text{m}$ 的粒径范围内的泥沙起动流速为 $20\sim100$ cm/s^[27-30]。因此,研究区海流的流速足以起动该粒级的沉积物,塑造潮流沙脊、潮流沙席及潮流冲刷槽等海底底形。

5 结论

(1)辽东湾的海底底形类型丰富,有潮流沙脊、潮流沙席、潮流冲刷槽、海底古河道、古湖泊洼地等。其中辽东湾分布的潮流沙脊区有4处,潮流沙席1处,分别为辽东浅滩沙脊区、辽东湾东岸沙脊区、六股河口沙脊区、曹妃甸沙脊区和渤中浅滩沙席区;潮流冲刷槽主要是老铁山水道冲刷槽;海底古河道主要位于辽河水下三角洲东侧的大凌河—辽河口外的水下河谷;古湖泊洼地位于渤中浅滩沙席北部的辽中洼地。

(2)辽东湾发育的海底底形是多种因素共同作用的结果。构造和古地貌是海底底形发育的先决条件,充足的物源是沙脊得以发育的物质基础,

气候变化引起了海平面的升降决定了沙脊的发育和终止,入海河流、波浪、风暴潮以及海流等是塑造海底底形的重要外力因素。

参考文献:

- [1] 龚旭东,魏宏伟,开发庆. 辽东湾北部浅海区海洋工程地质特征[J]. 海岸工程,2006,25(2):47-54.
- [2] 刘晓瑜,董立峰,陈义兰,等. 渤海海底地貌特征和控制因素浅析[J]. 海洋科学进展,2013,31(1):105-115.
- [3] 栾振东,李泽文,范奉鑫,等. 渤海辽东湾区海底地形分区特征和成因研究[J]. 海洋科学,2012,36(1):73-80.
- [4] 徐晓达,曹志敏,张志珣,等. 渤海地貌类型及分布特征[J]. 海洋地质与第四纪地质,2014,34(6):171-179.
- [5] 王鹏,贾凯,吴建政,等. 渤海沙脊和沙席分布及与 M_2 潮流的关系[J]. 海洋地质与第四纪地质,2015,35(2):23-32.
- [6] 刘振夏,汤毓祥,王揆洋,等. 渤海东部潮流动力地貌特征[J]. 黄渤海海洋,1996,14(1):7-21.
- [7] 刘建华,王庆,仲少云,等. 渤海海峡老铁山水道动力地貌及演变研究[J]. 海洋通报,2008,27(1):68-74.
- [8] 陈晓辉,张训华,李日辉,等. 辽东半岛南岸海域潮流沙脊及影响因素[J]. 海洋地质与第四纪地质,2013,33(1):11-17.
- [9] 张子鹏. 辽东湾北部现代沉积作用研究[D]. 青岛:中国海洋大学,2013.
- [10] 刘振夏,夏东兴. 中国近海潮流沉积沙体[M]. 北京:海洋出版社,2004.
- [11] 刘振夏,夏东兴,汤毓祥,等. 渤海东部全新世潮流沉积体系[J]. 中国科学,1994,24(12):1331-1338.
- [12] 张子鹏,吴建政,苗丰民,等. 辽东湾东部水下沙脊成因机制[J]. 海洋地质动态,2008,24(5):6-13.
- [13] 夏东兴,刘振夏,王揆洋,等. 渤海东部更新世末期以来的沉积环境[J]. 海洋学报,1995,17(2):86-92.
- [14] 林美华. 大凌河—辽河海底谷系的研究[J]. 海洋科学,1983,7(2):18-20.
- [15] 李凡,林美华. 辽东湾海底残留地貌和残留沉积[C]//海洋科学集刊:第22集. 北京:科学出版社,1984:56-67.
- [16] 耿秀山. 黄渤海地貌特征及形成因素探讨[J]. 地理学报,1981,48(4):423-434.
- [17] 徐家声. 渤海西部海岸带地貌发育的动力因素及特征分析[J]. 海洋通报,1990,9(2):58-64.
- [18] 乔淑卿,石学法,王国庆,等. 渤海底质沉积物粒度特征及其输运趋势探讨[J]. 海洋学报,2010,32(4):139-147.
- [19] 徐东浩. 辽东湾海域现代沉积特征及物源分析[D]. 长春:吉林大学,2012.
- [20] 尹延鸿,周青伟. 渤海东部地区沉积物类型特征及其分布规律[J]. 海洋地质与第四纪地质,1994,14(2):47-54.
- [21] 刘升发,庄振业,龙海燕. 渤海东部湾第四纪环境演变及潮流沙席沉积[J]. 海洋地质与第四纪地质,2008,28(1):25-31.

- [22] 王绍鸿,马绣同. 黄河三角洲沾 4 孔的软体动物化石群[J]. 海洋与湖沼,1988,19(1):81-89.
- [23] 杨怀仁,王 建. 黄河三角洲地区第四纪海进与岸线变迁[J]. 海洋地质与第四纪地质,1990,10(3):1-14.
- [24] 庄振业,许卫东,刘东生,等. 渤海南部 S_3 孔晚第四纪海相地层的划分及环境演变[J]. 海洋地质与第四纪地质,1999,19(2):28-35.
- [25] 李广雪,刘 勇,杨子赓. 中国东部陆架沉积环境对末次冰盛期以来海面阶段上升的响应[J]. 海洋地质与第四纪地质,2009,29(4):13-19.
- [26] 中国科学院海洋研究所. 渤海地质[M]. 北京:科学出版社,1985.
- [27] 张瑞谨,谢鉴衡,王明甫,等. 河流泥沙动力学[M]. 北京:水利电力出版社,1989.
- [28] 窦国仁. 再论泥沙起动流速[J]. 泥沙研究,1999(6):1-9.
- [29] 华国祥. 泥沙的启动流速[J]. 成都工学院学报,1965(1):1-12.
- [30] 唐存本. 泥沙起动的规律[J]. 水利学报,1964(2):1-12.
- [31] 金玉休. 渤海东部潮流地貌及控制因素[D]. 青岛:中国海洋大学,2014.

FEATURES AND ORIGIN OF SUBMARINE BEDFORMS IN THE LIAODONG BAY, THE BOHAI SEA

CHEN Shanshan, CHEN Xiaohui, MENG Xiangjun, LI Rihui, HOU Fanghui

(Key Laboratory of Marine Hydrocarbon Resources and Environmental Geology, Ministry of Land and Resources,
Qingdao 266071, China; Laboratory for Marine Mineral Resources, Qingdao National Laboratory for Marine
Science and Technology, Qingdao 266071, China)

Abstract: The types and distribution characteristics of submarine bedforms in the Liaodong Bay of Bohai Sea are described in this paper based on historical data, results of previous studies and the data obtained in the bathymetric, side scan sonar, single-channel seismic and subbottom profile surveys carried out during the marine fundamental geological survey programs in China. There are various submarine bedforms, such as the tidal ridge, the tidal sand sheet, the tidal scour trough, the buried river valleys and the buried lakes. The factors that influence and control the seafloor bedforms development in the Liaodong Bay are discussed from the aspects of geological structure, sea-level and environment change, and river and tidal hydrodynamics.

Key words: submarine bedforms; controlling factors; Liaodong Bay; Bohai Sea