

大凌河河口地区中更新世晚期以来沉积环境演化

商志文^{1,2)}, 李建芬^{1,2)}, 姜兴钰^{1,2)}, 李琰³⁾, 王宏^{1,2)}

1) 中国地质调查局天津地质调查中心, 天津, 300170;
2) 中国地质调查局海岸带地质环境重点实验室, 天津, 300170; 3) 中国地质大学, 北京, 100083

内容提要:大凌河河口地区 LZK06 孔 40m 以浅岩心的沉积学、古生物学和年代学等综合研究以及该地区 LZK02-04 钻孔资料, 揭示了研究区中更新世晚期以来经历了两次海侵-海退旋回, 依次形成了中更新世晚期湖相/河流相→晚更新世海相-湖相/河流相→全新世海相-河流相地层。全新世早中期由于物源供给很少, 研究区处于长达约 10ka 的饥饿滞留相沉积环境, 平均沉积速率仅约 0.02~0.05cm/a。全新世晚期约 1500a cal BP 以来, 由于人类活动导致水土流失, 河流输砂量增加, 研究区开始了快速加积过程, 平均沉积速率约 0.9~1.2cm/a, 下辽河平原被快速充填, 开始成陆。与全球海面变化时空分布特征的对比, 推断辽东湾的第 II 海相层发育于 MIS 5-MIS 3 早期, 第 I 海相层发育于 MIS 1 阶段高海面时期。晚更新世以来频繁的海面升降是辽东湾泥质海岸带地层和环境演化的主要控制因素。

关键词:大凌河; 中更新世晚期; 沉积环境演化; 海相地层

海岸带地区受海陆交互作用影响, 海相和陆相地层交替发育, 记录了丰富的海陆环境变化信息。辽东湾沿岸第四纪时期历经多次随气候冷暖变化而发生的海侵和海退事件。20 世纪 70 年代, 辽宁第一水文地质大队在开展辽东湾供水水文地质工作的过程中 (Liaoning No. 1 Hydrogeological Geology Group, 1983a), 在已故顾尚勇先生带领下开展了海岸带第四纪地质研究, 在辽东湾的数个揭穿第四系的钻孔岩心中划分了地层, 并重建了环境演化过程 (海相、陆相与气候变化) (Liaoning No. 1 Hydrogeological Geology Group, 1983b), 指出研究区中-晚更新世以来共记录 3 次海陆交替变化旋回, 大体上与华北平原及我国东部沿海其它地区相同, 反映了研究区海陆轮廓和沉积环境的变化历史。进入 21 世纪以来, 越来越多的研究者关注该地区的海岸带地质环境的演化 (Pei Yandong et al., 2007; Ma Hongwei et al., 2015, 2016; He Lei et al., 2016; Li Yan et al., 2018, 2019)。但是, 关于辽东湾泥质海岸带区域地层对比、环境演化仍缺乏系统深入的研究, 特别是受测年技术限制, 以往对 30ka

BP 以前的地层划分缺乏实测年龄依据, 多以磁性漂移事件为基础, 依沉积速率并对照冰期-间冰期的周期变化推导出海陆进退的大致年代, 对海相地层的年代划分, 至今尚未获得统一的认识。

为此, 本文对 2015 年在大凌河河口附近取得的全取心钻孔 LZK06 孔开展了综合研究, 并结合区域钻孔 LZK02-04 孔 (Ma Hongwei et al., 2015) 研究成果, 探讨了大凌河河口地区中更新世晚期以来的沉积演化过程、海相地层的时代归属及对全球海平面变化的响应。

1 地质与构造背景

辽东湾拗陷 (辽河拗陷) 是沿郯庐断裂发育的一个中、新生代盆地, 进入新生代后, 形成中央凸起及西部、东部两大凹陷。西部凹陷与中央凸起以台安-大洼断裂 (在现今双台子河河口东部、二界沟镇 NW, 沿 NNE-NE 向延伸) 为界 (Cui Xiangdong et al., 2007; Zhang Hongtao et al., 2010; Yang Yandong, 2014), 本文研究区即位于辽河拗陷西部凹陷 (即燕山隆褶带最东部) (图 1)。

注: 本文由中国地质调查局项目 (编号 12120100600015008), 国家自然科学基金青年基金 (41806109) 联合资助的成果。
收稿日期: 2020-01-07; 改回日期: 2020-04-04; 网络发表日期: 2020-06-23; 责任编辑: 任东; 责任编辑: 李曼。
作者简介: 商志文, 1981 生。高级工程师, 从事硅藻与海岸带近现代地质环境变化研究。Email: shangzhiwen1007@126.com。
引用本文: 商志文, 李建芬, 姜兴钰, 李琰, 王宏. 2020. 大凌河河口地区中更新世晚期以来沉积环境演化. 地质学报, 94(8): 2433~2445. doi:10.19762/j.cnki.dizhixuebao.2020164.
Shang Zhiwen, Li Jianfen, Jiang Xingyu, Li Yan, Wang Hong. 2020. Sedimentary environmental evolution of the Dalinghe Estuary area since the Late Middle Pleistocene. Acta Geologica Sinica, 94(8): 2433~2445.

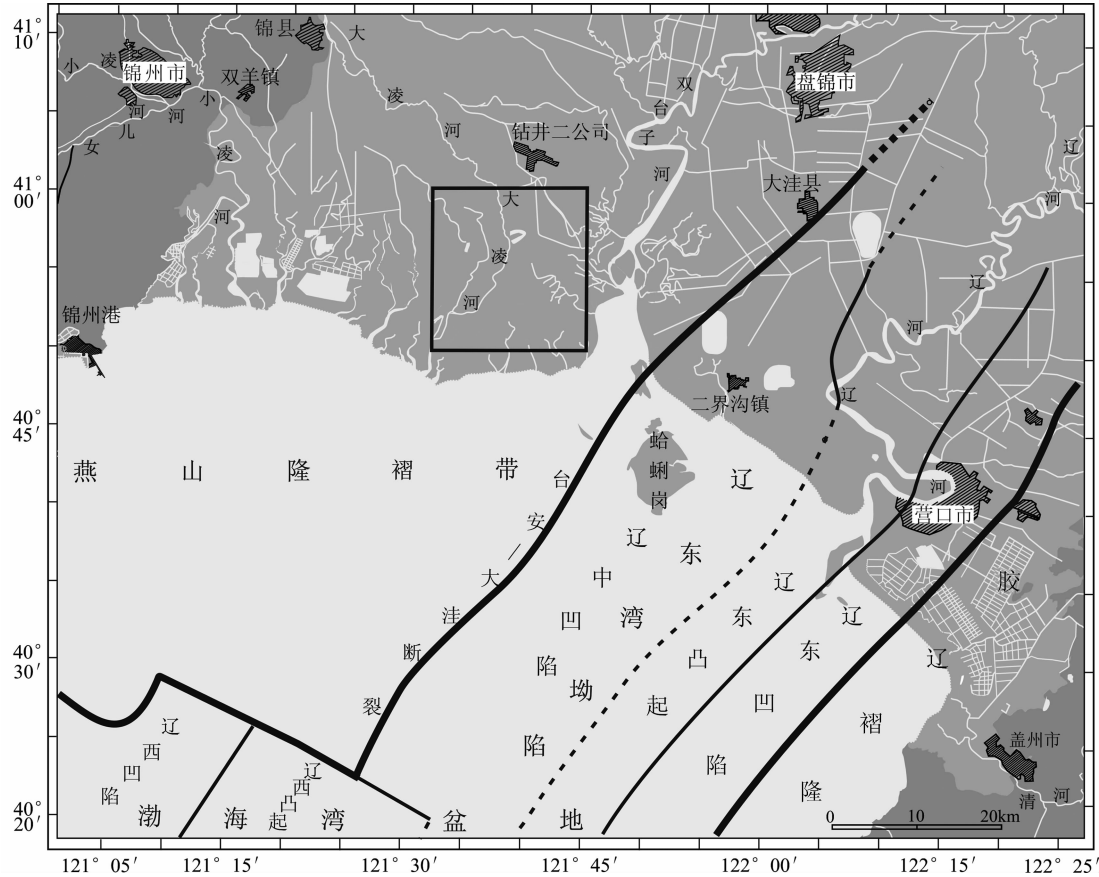


图 1 辽东湾海岸带基底构造(Li Jiliang et al. , 1980;Li Quanxing et al. , 1990;Zhang Hongtao et al. , 2010)与研究区(黑色方框)位置图

Fig.1 Map showing the basement structure of Liaodong Bay (Li Jiliang et al. , 1980;Li Quanxing et al. , 1990;Zhang Hongtao et al. , 2010)and the study area (the black box)

经历了古近纪的拉张(Cui Xiangdong et al. , 2007)断陷后,新近纪时中央凸起西、东两侧转入坳陷(Cui Xiangdong et al. , 2007; Yang Yandong, 2014),形成西部、东部凹陷。新近纪坳陷内、外堆积了厚达 2000 m 的河流相-泛滥平原相陆相地层(Li Jiliang et al. 1980; Cui Xiangdong et al. , 2007)。馆陶组底板的埋深从研究区西北部的 600~800 m 向东南角增加至 1500 m,显示边缘薄、向断裂中央变厚的特点。第四系厚度仅 100~200 m,底板从研究区的北西侧向南东侧倾伏,即向坳陷带中、新生代地层最厚处倾伏(Liaoning No. 1 Hydrogeological Geology Group, 1983a),显示了第四纪沉积格局对

老地层的继承性特征。

2 材料和方法

研究区地理位置及钻孔分布如图 2 所示,各钻孔的位置、高程及孔深见表 1。

LZK06 孔位于辽宁省盘锦市东郭苇场小河分场,距离现代海岸线约 5 km(图 2),孔口高程+4.505 m,孔深 100 m。本文对该孔 40 m 以浅的岩心进行了综合研究,该段岩心采取率 89%。

LZK06 孔 40 m 以浅的岩心中共采集 15 个相对完整的单瓣贝壳或泥炭层样品,在 Beta 实验室以 AMS(加速器质谱)方法进行¹⁴C 测年。测定值以

表 1 辽东湾泥质海岸带钻孔编号、孔深与坐标参数一览表

Table 1 The number, depth and location of boreholes in the muddy coast of Liaodong Bay

钻孔编号	孔深 (m)	本文研究孔深(m)	孔口高程(m)	坐标	备注
LZK06	100	40	+4.505	40°54'26.26", 121°37'46.12"	本文
LZK04	40	40	+3.817	40°58'03.7", 121°34'44.3"	Ma Hongwei et al. ,2015
LZK03	50	50	+4.03	40°56'40.6", 121°40'06.1"	
LZK02	120	40	+1.82	40°52'09.5", 121°36'24.8"	

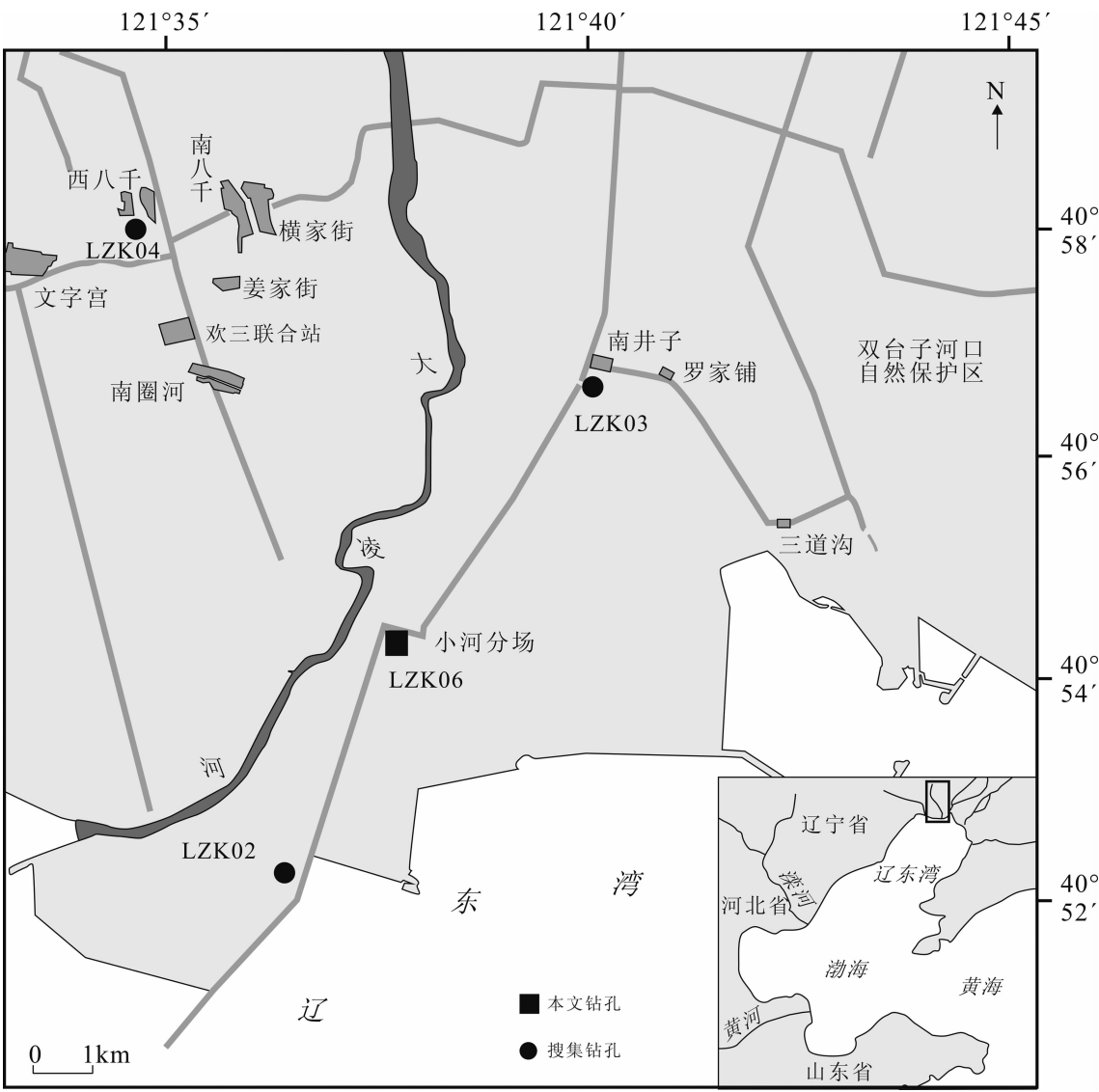


图 2 研究区地理位置及钻孔分布示意图

Fig. 2 Map showing the geographical location of the study area and boreholes

5568 半衰期计年,所有样品的测试结果均据其 $\delta^{13}\text{C}$ 值进行分馏效应校正成为惯用年龄。泥炭和陆相贝壳样品采用 Intcal13 曲线校正;对于海洋样品,在惯用年龄的基础上依 Marine13 海洋曲线进行了包括海洋贮存库效应在内的系统校正。海洋贮存库校正值是 -178 ± 50 年 (CALIB, Connected to marine database) (Southon et al., 2002),此外, Li Yan et al. (2018, 2019) 在该孔采集 OSL 测年样品 18 个。

依据岩性变化,对 LZK06 孔 40 m 以浅地层进行了微体古生物样品采集,共采取有孔虫、介形虫分析样品 70 个,样品厚度 10 cm,取样间距 0.2~1.4 m。采用常规方法处理:在 60°C 恒温下烘干后,称取 50 g 干样,自来水浸泡 2~3 天。对于难以分散的样品加入 10% 的 H_2O_2 使其充分散开。

所有样品经 0.063 mm (250 目) 筛冲洗,保留筛上部分,烘干后在 XTL-1 型双目实体显微镜下进行有孔虫和介形虫鉴定、统计。主要属种特征参考 Wang Pinxian et al. (1988) 和 Zheng Shouyi et al. (1978) 等相关文献。

获取粒度分析样品 100 个,采样间隔 0.2 m,采用 Microtrac S3500 激光粒度分析仪测试,粒级标准为尤登-温德华氏等比制 Φ 值粒级标准,沉积物平均粒径的计算采用 Folk & Ward 方法。

3 结果

3.1 LZK06 孔岩性特征

根据沉积物岩性特征, LZK06 孔自下而上可划分为 6 段,分别描述如下:

U1 段,埋深 40~39 m,黏土质粉砂,含 mm 级钙核和小泥砾,黑棕-棕灰色(10YR 3/1-4/1),平均粒径 3~6 Φ (图 3a)。

U2 段,埋深 39~28.7 m,中细砂,无层理,块状结构,含零星的 mm 级或 1~2 cm 的再搬运钙核,棕灰色(10YR 4/1)(图 3b)。

U3 段,埋深 28.7~20.8 m,主要为粉砂质砂,黑棕色(10YR 3/1),平均粒径 2.3~6 Φ 。

28.7~27.7 m 段为细砂、泥和贝壳碎屑的混杂堆积,无层理,为海相滞留层,层内可见磨圆度甚好的直径 2~4 cm 钙核和可辨认的海相贝壳纹斑梭蛤 *Trapezium liratum*、光滑河篮蛤 *P. laevis* 和牡蛎 *Crassostrea* sp. 等,与下伏地层为侵蚀接触(图 3c)。

27~21.1 m 段(27.7~27 m 岩心缺失),以粉砂质砂为主,无层理,散布贝壳碎屑,可辨认的有光滑河篮蛤 *P. laevis* 和四角蛤蜊 *Macra veneriformis* 等,25.2 m 处见植物碎屑。

21.1~20.8 m 段,为泥砾、粉砂与贝壳碎屑的混杂堆积,含四角蛤蜊 *M. veneriformis*、牡蛎 *Crassostrea* sp. 和丽蚌 *Lamprotula* sp. 等贝壳碎片,为海相滞留层。

U4 段,埋深 20.8~15.5 m,下部粉细砂,向上渐变为黏土质,粉细砂块状结构,向上层理也极微弱,最顶部 3 cm 深度内有直径 1.5 cm 的圆形被砂充填的虫穴,棕灰色(10YR 4/1)。

U5 段,埋深 15.5~3.8 m,根据岩性特征可细分为 3 部分:

底部 U5-1 段埋深 15.5~13.6 m,其中 15.5~15 m 为粉砂质砂,15~13.6 m 为黏土质粉砂。无层理、无贝屑,主色调为棕灰色(10YR 4/1),与下伏地层突变接触。

中部 U5-2 段埋深 13.6~4.7 m,以粉砂质砂和砂质粉砂为主,发育不规则的微弱粉砂纹层,色调为棕灰色(10YR 4/1),平均粒径 3~5.9 Φ ,发育海相

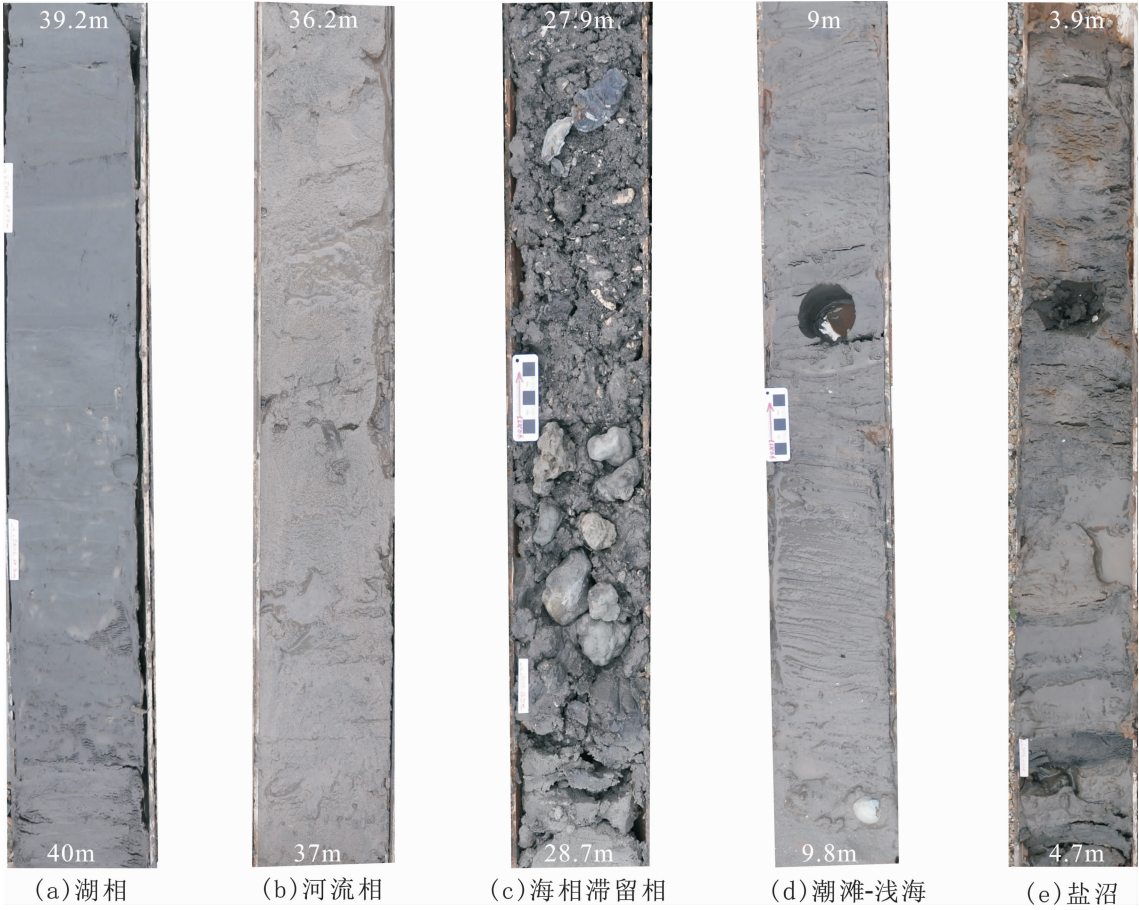


图 3 LZK06 孔沉积相的典型岩心

Fig. 3 Typical sedimentary facies of LZK06 Core in the study area

a—湖相, b—河流相, c—海相滞留相, d—潮滩-浅海, e—盐沼

a—Lacustrine; b—fluvial; c—lag deposit while the lower part was terrestrial mud which was eroded by the overlying lagging; d—tidal flat and shallow sea; e—salt marsh

贝壳及其碎屑,其中 13.6~13.5 m 和 5.8~5.5 m 段为贝壳碎屑富集层。可辨认的有托氏昌螺 *Umbonium thomasi*、四角蛤蜊 *M. veneriformis* 和光滑河篮蛤 *P. laevis* 等(图 3d)。

上部 U5-3 段埋深 4.7~3.8 m,粉砂,浊黄棕色(10YR 5/3),平均粒径集中在 5 Φ ,水平层理,含贝壳碎屑。4.66~4.63 m 发育泥炭层(图 3e)。

U6 段,埋深 3.8~0 m,粉砂,内含直径约 2 cm 的石子,为受人类活动扰动的陆相河流沉积。

3.2 LZK06 孔各层段的有孔虫、介形虫分布及特征

LZK06 孔埋深 15.5 m 以浅见有孔虫和介形虫,在 4.1~13.3 m 处有孔虫和介形虫相对集中。有孔虫共鉴定出 19 属 36 种,全部是底栖有孔虫;介形虫共鉴定出 18 属 21 种。

底栖有孔虫包括玻璃质壳和钙质壳。玻璃质壳在底栖有孔虫群中占绝对优势,含量大于 90%。根据其形态特征,可进一步分为螺旋壳和平旋壳两类,螺旋壳含量 17%~50%,平旋壳类含量 8%~33%。瓷质壳仅在 4.5~13.3 m 之间零星出现。底栖有孔虫简单分异度(种数)在 0~28 之间,在深度 5.5 m 和 8.1 m 处达到最大值,此外在深度 4.9 m、5.1 m、12.1 m 等深度简单分异度也较高。总丰度在 0~14212 枚/100g 之间,在 13.3 m 达到整个剖面的最高,此外在深度 5.1m、8.1m、4.9m 和 5.5m,丰度也较高。从主要属种的丰度变化看,该孔底栖有孔虫主要为毕克卷转虫(*Ammonia beccarii*)、异地希望虫(*Elphidium advenum*)、同现孔轮虫

(*Cavarotalia annectens*)、少室卷转虫(*Ammonia pauciloculata*)、微温卷转虫(*Ammonia tepida*)、凸背卷转虫(*Ammonia convexidorsa*)、古匹抱环虫(*Spiroloculina guppi*)、秋田九字虫(*Nonion akitaense*)、诺宁虫未定种(*Nonion* sp.) (图 4、图 5)。

LZK06 钻孔介形虫也较丰富,简单分异度(种数)介于 0~16 之间,在深度 6.3 m 和 12.1 m 处达到最大值。总丰度变化在 0~1482 枚/100g 之间,在 13.3 m 达到丰度最大值。从主要属种的丰度变化看,主要有欢乐新单角介(*Neomonoceratina delicat*)、美山双角花介(*Bicorncythere bisanensis*)、典型中华美花介(*Sinocytheridea impressa*)、日本奇美花介(*Perissocytheridea japonica*)、中国弯贝介(*Loxoconcha sinensis*)、板痴弯贝介(*Loxoconcha tarda*)、卡宾光面介(*Xestoleberis kalbengensis*)、舟耳形介(*Aurila cymba*)、椭圆小玻璃玻璃介(*Candona ellipsoidea*) (图 4、图 5)。

从 LZK06 孔各层段来看,U1、U2、U3 和 U4 段未见有孔虫和介形虫。U5-1 段介形虫、有孔虫化石数量较少。有孔虫以诺宁虫属 *Nonion*、希望虫属 *Elphidium* 和卷转虫属 *Ammonia* 为主,介形虫可见典型海相中华美花介 *Sinocytheridea impressa* 和非海相种椭圆小玻璃玻璃介 *Candona ellipsoidea*。中部 U5-2 段微体生物化石丰富。有孔虫除毕克卷转虫 *Ammonia beccarii*、少室卷转虫 *A. pauciloculata*、同现孔轮虫 *Cavarotalia annectens*、异地希望虫 *Elphidium advenum*、船状花朵虫

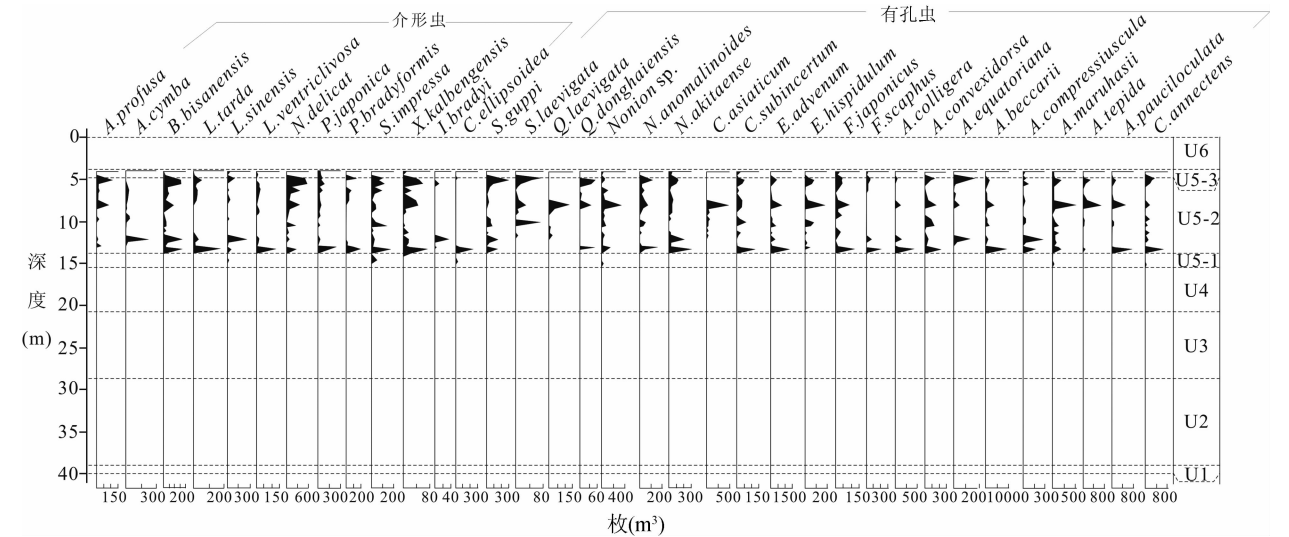


图 4 LZK06 孔有孔虫、介形虫组合带划分

Fig. 4 The assemblage of foraminifera and mesona of borehole LZK06

Florilus scaphus 和日本花朵虫 *F. japonicus* 等浅海沿岸种外,还出现东海五块虫 *Quinqueloculina donghaiensis*、光滑五块虫 *Q. laevigata*、光滑抱环虫 *Spiroloculina laevigata* 及古匹抱环虫 *S. guppi* 等内陆架沿岸种。介形虫有美山双角花介 *Bicornocythere bisanensis*、卡宾光面介 *Xestoleberis kalbengensis*、中华美花介 *Sinocytheridea impressa*、日本奇美花介 *Perissocytheridea japonica*、舟耳形介 *Aurila cymba*、椭圆小玻璃玻璃介 *Candona ellipsoidea* 及布氏土星介 *Iiyocypris bradyi*,还发现过度沟眼花介 *Alocopocythere profusa*、中国弯贝介 *Loxoconcha sinensis* 和板痴弯

贝介 *Loxoconcha tarda* 等内陆架沿岸种。U5-3 段介形虫和有孔虫化石较 U5-2 段少,介形虫优势种是河口相的欢乐新单角介 *Neomonoceratina delicat*、中华美花介 *S. impressa* 和美山双角花介 *B. bisanensis*、日本奇美花介 *P. japonica* 等。有孔虫以广盐性种为主,有毕克卷转虫 *A. beccarii*、异地希望虫 *E. advenum* 等(图 4)。U6 段为人类活动扰动层,未做有孔虫和介形虫鉴定分析。

3.3 年代学结果

LZK06 孔 15 个 AMS ¹⁴C 样品和 18 个 OSL 样品的测年结果分别见表 2 和表 3(Li Yan et al., 2018, 2019)。年代学数据显示,LZK06 孔 40 m 以

表 2 LZK06 孔 AMS ¹⁴C 测年结果

Table 2 AMS ¹⁴C dating results of borehole LZK06

序号	实验室编号 (Beta)	埋深 (m)	测年材料	惯用年龄 (a BP)	校正年龄 (cal BP, 2σ)
1	415233	4.66	泥炭	340 ±30	391 (480~311)
2	415239	5.4	托氏昌螺	690 ±30	490 (613~379)
3	415240	5.66	完整单瓣光滑河篮蛤	420 ±30	230 (392~63)
4	424322	9.8	完整单瓣光滑河篮蛤	1320 ±30	1051 (1182~919)
5	415238	9.85	托氏昌螺	1280 ±30	1014 (1232~789)
6	424323	11.2	完整单瓣光滑河篮蛤	1290 ±30	1020 (1163~906)
7	415241	13.5	完整单瓣光滑河篮蛤	6340 ±30	7031 (7173~6870)
8	424324		牡蛎幼体	1830 ±30	1574 (1715~1407)
9	415231	20.9	牡蛎碎片	>43500	
10	415229	21.0	单瓣丽蚌碎片	27510 ±110	31250 (31444~31057)
11	415230		完整单瓣中国绿螂	>43500	
12	415235	25.2	泥炭	40960 ±520	44465 (45383~43452)
13	415232	26.1	完整单瓣四角蛤蜊	>43500	
14	415236	27.7	完整单瓣纹斑梭蛤	42500 ±410	45563 (46340~44811)
15	415237	27.8	完整单瓣光滑河篮蛤	>43500	

表 3 LZK06 孔 OSL 测年结果(Li Yan et al., 2018, 2019)

Table 3 OSL dating results of borehole LZK06

(Li Yan et al., 2018, 2019)

序号	实验室编号	埋深 (m)	年龄 (a)
1	LUM-3364	4.21	240 ±20
2	LUM-3365	6.32	300 ±20
3	LUM-3366	8.5	730 ±60
4	LUM-3369	11.85	680 ±40
5	LUM-3370	12.05	660 ±40
6	LUM-3371	13.75	10000 ±700
7	LUM-3373	15.5	12300 ±700
8	LUM-3374	16.63	16500 ±1100
9	LUM-3375	17.61	31100 ±2100
10	LUM-3377	22.93	45600 ±4500
11	LUM-3378	23.5	41300 ±2400
12	LUM-3379	24.06	40000 ±2400
13	LUM-3380	28.95	148000 ±18000
14	LUM-3381	30.57	179000 ±21000
15	LUM-3382	32.9	138000 ±14000
16	LUM-3383	33.66	180000 ±18000
17	LUM-3384	36.14	169000 ±21000
18	LUM-3385	38.84	143000 ±18000

浅的岩心为中更新世晚期以来的沉积,其中 15.5 m 以上为全新世沉积。

4 讨论及分析

4.1 LZK06 孔古环境重建

从上节结果分析可知,U1 段(埋深 40~39 m)岩性为黏土质粉砂,含 mm 级钙核和小泥砾,未见有孔虫和介形虫,根据上覆地层 OSL 年龄(表 3,图 5),推测为中更新世晚期湖相沉积(图 5)。

U2 段(埋深 39~28.7 m)物质组成是中细砂,含零星的 mm 级或 1~2cm 的再搬运钙核,未见有孔虫和介形虫。该段 38.84 m、36.14 m、33.66 m、32.9 m、30.57 m 和 28.95 m 处 OSL 年龄分别是 143 ±18 ka、169 ±21 ka、180 ±18 ka、138 ±14 ka、179 ±21 ka 和 148 ±18 ka(Li Yan et al., 2019)(图 5),推测为中更新世晚期河流沉积。

U3 段(埋深 28.7~20.8 m)总体上以粉砂质砂

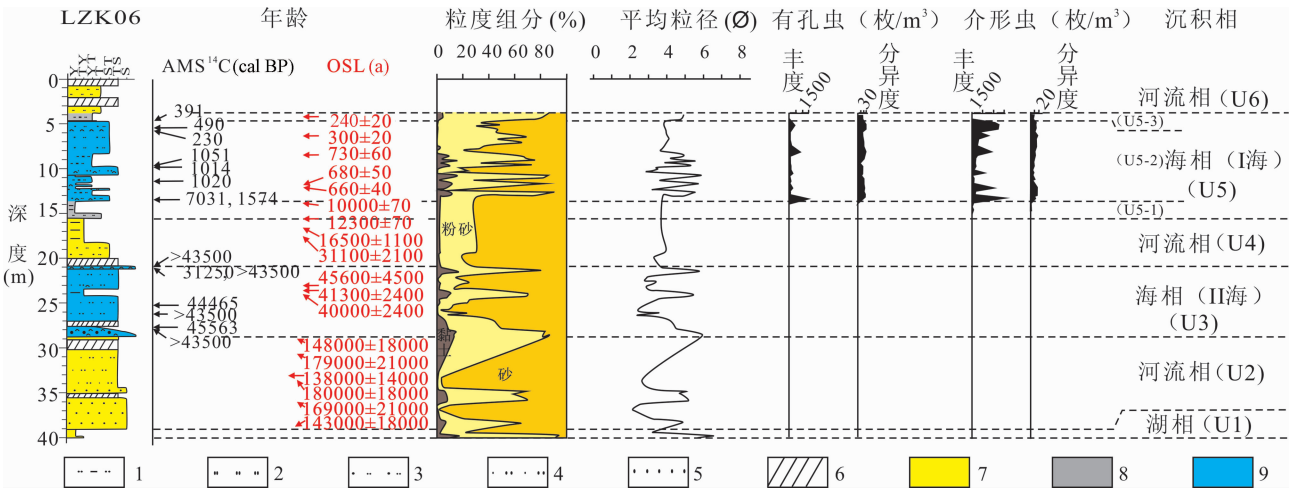


图 5 LZK06 孔综合柱状图
Fig. 5 Geological column of borehole LZK06

为主,该层底部(埋深 28.7~27.7 m)和上部(埋深 21.1~20.8 m)均为泥砾、粉砂与贝壳碎屑的混杂堆积,层内可见钙核和海相贝壳,未见有孔虫和介形虫。27.7 m 的 *T. liratum* 和 27.8 m *P. laevis* 的 AMS ¹⁴C 年龄分别是 45563a cal BP 和 >43500a BP。20.9m 处长重牡蛎 *Grassostrea gigas* 的 AMS ¹⁴C 年龄>43500a BP,21.0m 的丽蚌 *Lamprotula* sp. 和中国绿螂 *G. chinensis* 的 AMS ¹⁴C 年龄分别是 31250a cal BP 和 >43500a BP。推测为晚更新世受海水影响的滞留相沉积。该层中部(埋深 27~21.1 m)以粉砂质砂为主,散布海相贝壳及其碎屑。25.2m 处的泥炭和 26.1m 处 *M. veneriformis* 的 AMS ¹⁴C 年龄分别是 44465a cal BP 和 >43500a BP。该段 24.06m、23.5m 和 22.93m 处 OSL 年龄分别是 40±2.4ka、41.3±2.4ka 和 45.6±4.5ka(Li Yan et al., 2019),推测为晚更新世海相沉积(II 海)(图 5)。

AMS¹⁴C 年龄、第 II 海相层上部 22.93~24.06 m 段的 OSL 年龄显示该段海相层发育于晚更新世 MIS 3 阶段早期。24.06~28.7 段,因缺乏 OSL 数据未能获取该段海相层准确的发育年代,但是该海相层下伏陆相层的顶板 28.95m 处 OSL 年龄为 148±18 ka(Li Yan et al., 2019),恰好在中更新世的最晚期,暗示该段海相层有可能形成于晚更新世初期 MIS 5 阶段。

U4 段(埋深 20.8~15.5 m)下部为粉细砂,向上渐变为黏土质,顶部发育虫穴,未见贝屑、有孔虫

和介形虫,该段 17.61 m、16.63 m 处 OSL 年龄分别是 31.1±2.1ka、16.5±1.1ka(Li Yan et al., 2018)(图 5),为晚更新世陆相河流沉积。

U5 段(埋深 15.5~3.8 m),其中 U5-1 段(埋深 15.5~13.6 m)下部为粉砂质砂,上部为黏土质粉砂。介形虫、有孔虫化石数量较少,有孔虫以诺宁虫属 *Nonion*、希望虫属 *Elphidium* 和卷转虫属 *Ammonia* 为主。介形虫可见典型海相中华美花介 *Sinocytheridea impressa* 和非海相种椭圆小玻璃玻璃介 *Candona ellipsoidea*。15.5 m 和 13.75 m 处 OSL 年龄分别是 12.3±0.7 ka 和 10.0±0.7 ka(Li Yan et al., 2018),推测为发育于全新世早期、数千年后受海面上升时海水影响的感潮河段。U5-2 段(埋深 13.6~4.7 m)岩性以粉砂质砂和砂质粉砂为主,发育不规则的微弱粉砂纹层,见海相贝壳和碎屑富集层,有孔虫和介形虫化石丰富,为沿岸-浅海种组合面貌,13.5 m 处的 *P. laevis* 和 *Grassostrea gigas* 分别是 7031a cal BP 和 1574a cal BP、11.2m 处的 *P. laevis* 是 1020a cal BP、9.85 m 处的 *U. thomasi* 是 1014a cal BP、9.8 m 处的 *P. laevis* 是 1051a cal BP、5.66m 处的 *P. laevis* 是 230a cal BP、5.4 m 处的 *U. thomasi* 的 AMS ¹⁴C 年龄是 490a cal BP。12.05 m、11.85 m、8.5 m 和 6.32 m 处 OSL 年龄分别是 0.66±0.04ka、0.68±0.05ka、0.73±0.06ka 和 0.30±0.02ka(Li Yan et al., 2018),为全新世潮间带至浅海相沉积环境(I 海)。U5-3

段(埋深 4.7~3.8 m)岩性为粉砂,并发育泥炭层,有孔虫和介形虫化石较少,介形虫以河口相为主,有孔虫以广盐性种为主,4.66~4.63 m 泥炭层的 AMS ¹⁴C 年龄是 391a cal BP;4.21 m 处 OSL 年龄是 0.24±0.02ka(Li Yan et al., 2018),推测为全新世海陆过渡相盐沼沉积。

U5 段海相层(I 海)的全部 AMS ¹⁴C 年龄和 OSL 年龄均分布于全新世时期,对应 MIS 1 阶段。

U6 段(埋深 3.8~0 m)岩性为粉砂,内含石子,为受人类活动扰动的全新世河流沉积。

LZK06 孔中更新世晚期以来的沉积环境演化自下而上分别是湖相(U1)、河流相(U2)、海相(U3)、河流相(U4)、海相(U5)、河流相(U6),由此构成了海侵-海退-海侵-海退两个沉积旋回。

4.2 大凌河河口区域中更新世晚期以来的地层对比与沉积环境演化

除 LZK06 孔,本文还搜集到了 LZK02-04 四个钻孔资料(Ma Hongwei et al., 2015),根据钻孔岩性、生物化石及测年结果,绘制了钻孔区域对比联孔图(图 6)。

4.2.1 中更新世晚期湖相、河流相沉积

4 个钻孔均在中更新世晚期发育湖相、河流相沉积层,湖相沉积层粒度较细,物质组成以黏土质粉砂为主,其中以 LZK04 孔湖相层发育最好。该孔湖相层埋深 40~31.2 m,采集孢粉分析样品 38 件,平均 1 个样/23 cm。从下向上分为 A-1(40~38.1 m)、A-2(38.1~32.5 m)和 A-3(32.5~31.2 m)三个亚带。A-1 亚带是蒿属-毛茛科-榛属-菊亚科-禾本科-藜科组合,A-2 亚带是蒿属-菊亚科-毛茛科-禾本科-龙胆科-蓝刺头属-榛属组合,A-3 亚带是蒿属-桑属-禾本科-香蒲科-菊亚科组合。环境变化依次是寒冷湿润的针阔叶混交疏林草原→变干的针阔叶混交树林草原→微变暖湿的沼泽-落叶阔叶疏林。

河流相沉积层粒度以粉砂质砂、砂质粉砂和砂为主,4 个钻孔中 LZK06、03 孔河流沉积层尤为发育,厚度约 10~15 m,这与下辽河平原河网密布有关。

4.2.2 晚更新世海相沉积

LZK02 和 06 孔存在确切的晚更新世海相沉积层。其中 LZK06 孔该段海相层埋深 28.7~20.8 m

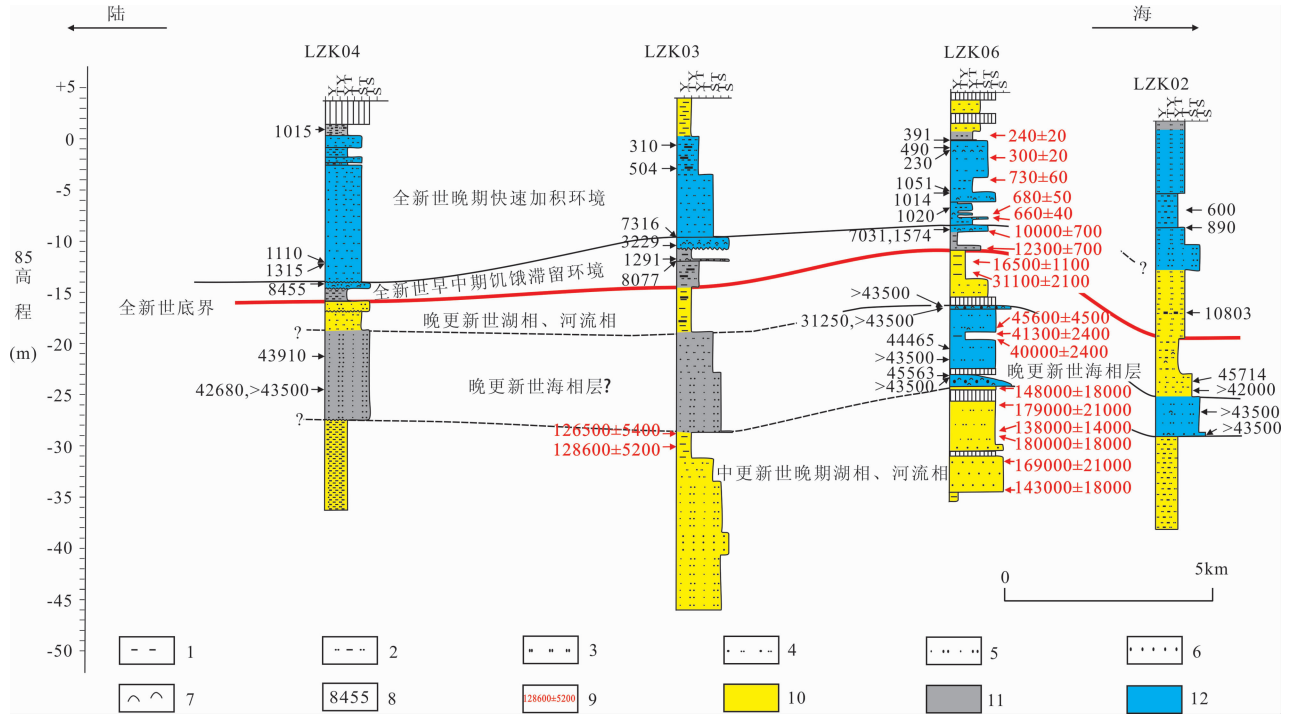


图 6 大凌河河口地区钻孔区域对比联孔图

Fig. 6 Conjunction hole map of boreholes comparison in Dalinghe estuary area

1—黏土;2—黏土质粉砂;3—粉砂;4—砂质粉砂;5—粉砂质砂;6—砂;7—贝壳;
8—AMS ¹⁴C 年龄(cal BP);9—OSL 年龄(a);10—陆相;11—海陆过渡相;12—海相
1—Clay; 2—clayey silt; 3—silt; 4—sandy silt; 5—silty sand; 6—sand; 7—shell;
8—AMS ¹⁴C age(cal BP);9—OSL age(a);10—terrestrial facies; 11—transitional facies; 12—marine facies

(黄海 85 高程 $-24.2 \sim -16.3$ m), 主要为粉砂质砂, 含海相贝壳, 其中 $28.7 \sim 27.7$ m 和 $21.1 \sim 20.8$ m 两段为细砂、泥和贝壳碎屑的混杂堆积, 为海相滞留层。LZK02 孔该段海相层埋深 $30.7 \sim 27$ m (黄海 85 高程 $-28.9 \sim -25.2$ m) (Ma Hongwei et al., 2015), 比 LZK06 孔稍低(图 6)。据辽宁第一水文地质大队(1983a), 研究区中-晚更新世以来共记录 3 次海陆交替变化旋回, 堆积了 3 个与陆相地层交替的海相层, 由老到新分别称为“水源海侵”、“先锋海侵”和“盘山海侵”。海相层埋深分别是 $161 \sim 98.2$ m、 $79.1 \sim 44.6$ m 和 $0 \sim 34$ m, 根据海相层的埋深对比, 辽宁省第一水文地质大队(1983a)的研究似乎并未发现这一海相层。

4.2.3 晚更新世湖相、河流相沉积

研究区在晚更新世发育湖相、河流相沉积层, 河流相沉积主要物质组成为粉细砂, 湖相沉积主要物质组成为黏土质, 层理也极微弱, 常被砂充填的虫穴, 整体上为晚更新世陆相沉积环境。

4.2.4 全新世早中期缓慢沉积环境

LZK02-04 和 LZK06 各孔全新世底界埋深分别是 21 m、18.5 m、19.6 m 和 15.5 m。其中约 $11700 \sim 7000$ a cal BP 的早全新世时期, 各孔均为受数千年后海面上升时海水影响的海陆过渡相沉积环境, LZK03 和 LZK04 孔发育了含粉砂薄层和海相贝壳碎屑、炭屑的盐沼沉积。LZK06 和 LZK02 孔则发育了感潮河段沉积, 沉积厚度 $1.2 \sim 2.5$ m。各孔的年代学和沉积学数据显示, 该段沉积速率较低, 仅约为 $0.03 \sim 0.05$ cm/a。

进入中全新世以后, 当时全球海平面已接近现代海面高度, 研究区发育为潮滩-浅海沉积环境, 但是各钻孔的沉积学和年代学数据显示, 约 $7000 \sim 1500$ a cal BP 年间, 研究区普遍发育受海水影响的潮间带滩面和潮道沉积环境, 沉积物分选极差, 泥块、砂与大量再搬运的贝壳单瓣壳、碎片和贝屑混杂堆积。这些贝壳以海相贝壳为主, 包括 *Crassostrea gigas*, *Mactra veneriformis*, *Glaucanome chinensis* 和 *Barnea* sp. 壳等, 全部是单瓣壳或碎片, 甚至还有淡水的 *Lamprotula* sp. 壳碎片。本文将它们统归入“滞留层组”。“滞留层组”厚度 $0.1 \sim 1.3$ m, 历时 $7000 \sim 1500$ cal BP, 时间跨度约 5500a, 沉积速率仅约为 0.02 cm/a。

全新世从 $11.7 \sim 1.5$ ka cal BP 以来全球海面上升了约 $40 \sim 60$ m (Jansen et al., 2007; Masson-Delmotte et al., 2013; Lambeck et al., 2014), 因

海面上升获得的 $40 \sim 60$ m 的调适空间 (accommodation space), 而本文的钻孔显示, 在该时段内, 先是 $11.7 \sim 7$ ka 的低沉积速率 $0.03 \sim 0.05$ cm/a, 接着, 在约 $7 \sim 1.5$ ka, 进一步降低至 0.02 cm/a。换言之, 尽管早中全新世海面上升很快, 提供了充裕的调适空间(即堆积空间), 但本文所研究的 4 个孔的沉积厚度仅 $2 \sim 4$ m 左右。陆源沉积物过少, 以至于辽东湾海岸带在 $11.7 \sim 1.5$ ka 长期处于“饥饿沉积”(starving deposition)状态。

4.2.5 全新世晚期快速加积环境

全新世晚期 1500a cal BP 以来, 研究区进入浅海-盐沼-河流下游泛滥扇沉积环境, 该段是全新世海相层的主要发育时期, 海相层沉积厚度约 $13 \sim 18$ m。4 个孔海相层的 13 个 AMS¹⁴C 年龄最老的 1315a cal BP, 最年轻的仅 310a cal BP(图 6), 平均沉积速率约 $0.9 \sim 1.2$ cm/a, 这一速率约是早中全新世“饥饿时期”的 $20 \sim 60$ 倍, 为全新世晚期快速沉积期。

据历史资料记载, 辽东湾北部下辽河平原在全新世海侵后直至初唐时期, 滨海地带一直被海水淹没, 今辽宁北镇-黑山南东是大片沼泽。自盖县-大石桥(今营口市)向西北, 经牛庄-沙岭-盘锦-蚂蚁屯一线为公元前开始形成的古岸线, 并且这条古岸线在很长时间内无明显延伸(Zou Yilin, 2013)。说明全新世海侵初期直至汉唐, 辽东湾海岸带河流物源供给很少, 即本文揭示的全新世早中期饥饿滞留沉积环境。大约至公元 10 世纪(1050~950a BP)时, 契丹兴起, 在西辽河上游的西拉木伦河和老哈河流域利用俘掠来的汉人开垦草原, 使辽河含砂量渐增, 海岸线迅速向海后退(Zou Yilin, 2013), 下辽河平原开始成陆。Liu Dawei(2019)的研究也显示, 清初辽河流域人口迅速增加, 特别是雍乾年间的“借地养民”政策, 使农牧业界线不断北移, 土地人口压力的增大以及利用方式的改变使得水土流失增加, 河流入海的泥沙量也随之增加, “盘锦湾”逐渐消失。

综上所述, 全新世晚期约距今 1500 年以来, 因人类活动影响, 导致水土流失, 河流输砂量增加, 研究区处于快速加积环境, 下辽河平原开始成陆。

4.3 大凌河河口区域晚更新世以来的海相地层的划分及意义

AMS¹⁴C 和 OSL 年龄表明第 I 海相层形成于全新世。沉积学研究显示, 早中全新世 $11.7 \sim 7$ ka cal BP 时期, 研究区从末次盛冰期之后的陆相平原, 因受海面不断上升的影响, 逐渐转为海陆过渡相环

境,4 个孔在这段时间的厚度为 1.2~2.5 m,沉积速率仅约为 0.03~0.05cm/a。尽管 7 ka cal BP 以后研究区进入潮间带-浅海区环境,但在 7~1.5 ka cal BP 期间,由于物源供给较少,沉积厚度为 0.1~1.3 m,速率仅约为 0.02cm/a。相反,晚全新世晚期的 1.5ka cal BP 以来,加速堆积了 13~18 m 厚的沉积物(图 6)。与全新世以来全球海面上升了约 40~60 m (Jansen et al. , 2007; Masson-Delmotte et al. , 2013; Lambeck et al. , 2014)相比,因海面上升获得的 40~60 m 的调适空间(accommodation space),仅被充填了不足一半。尽管这种情况并不鲜见,例如渤海湾全新世地层厚约 10~20 m(Chen Yongsheng, 2012; Wang Hong et al. , 2011)、长三角厚约 14~60 m(Wei Zixin, 2003),但辽东湾该 4 孔的全新世主要形成于晚全新世晚期距今约 1.5ka 以来,却是罕见的。

LZK06 和 02 两孔存在确切的第 II 海相层记录。其中 LZK06 孔第 II 海相层埋深 28.7~20.8 m (高程-24.2~-16.3 m),近 8 m 厚地层的 7 个 AMS ¹⁴C 年龄中,3 个的校正年龄是 31250、44465 和 45563 cal BP,另 4 个则>43500a BP,即大致是 45ka cal BP 或>43.5ka BP,这得到了该层段的 3 个年龄在 40~45ka 的 OSL 数据的支持。然而,在该海相层的下伏层(埋深 38.84~28.95 m)中,6 个 OSL 年龄集中在约 180~143ka(表 3,图 6),这与上覆海相层的 45ka cal BP 或>43.5ka BP 之间,可能存在较大的时间间断。沉积学证实,在该海相层和

下伏层之间存在侵蚀作用(图 3c)。因此,该孔现有的年龄数据支持该第 II 海相层形成于 MIS3 早期或 MIS5。

LZK06 孔南西约 4.5km 的 LZK02 孔第 II 海相层层内 2 个 AMS¹⁴C 年龄均>43500a BP,亦支持该层形成于 MIS3 早期或 MIS5 的结论。该孔的海相层对应的高程是 -28.9~-25.2 m (Ma Hongwei et al. , 2015),比 LZK06 孔稍低(图 7)。忽略构造下沉和压实作用(如果再对新构造下沉和沉积物自重压实进行高度补偿,则该层的原始高度还会再高一些),LZK06 和 02 孔反映研究区该时期的海相层高程是-28.9~-16.3 m 之间,相应的海面波动范围至少在该高程范围、甚至更高一些。Shi Yafeng et al. (2003)汇集中国大陆及邻区的气候和海面变化研究资料,对第 II 海相层(40~30ka BP)的特征与成因进行了分析,认为该层对应的海平面高度为-8~-10 m。Yang Dayuan et al. (2004)认为长江三角洲 MIS 3 晚期这次海侵(第 II 海侵层)的古海平面高程为-10 m 左右。渤海湾西岸,Wei Ling et al. (2006)认为渤海西岸第 II 海相层(40~28ka BP)对应的海面高度最高可达-11~-5 m。LZK06 和 02 孔第 II 海相层对应的海平面高度与我国其他地区报道的基本一致。

然而,全球海平面变化的研究显示,MIS 3 阶段早期(约 60~45ka BP)全球海面波动范围约是-90~-50 m、MIS 5 阶段全球海面波动范围约是-60~+9 m(Waelbroeck et al. , 2002; Rohling et al. ,

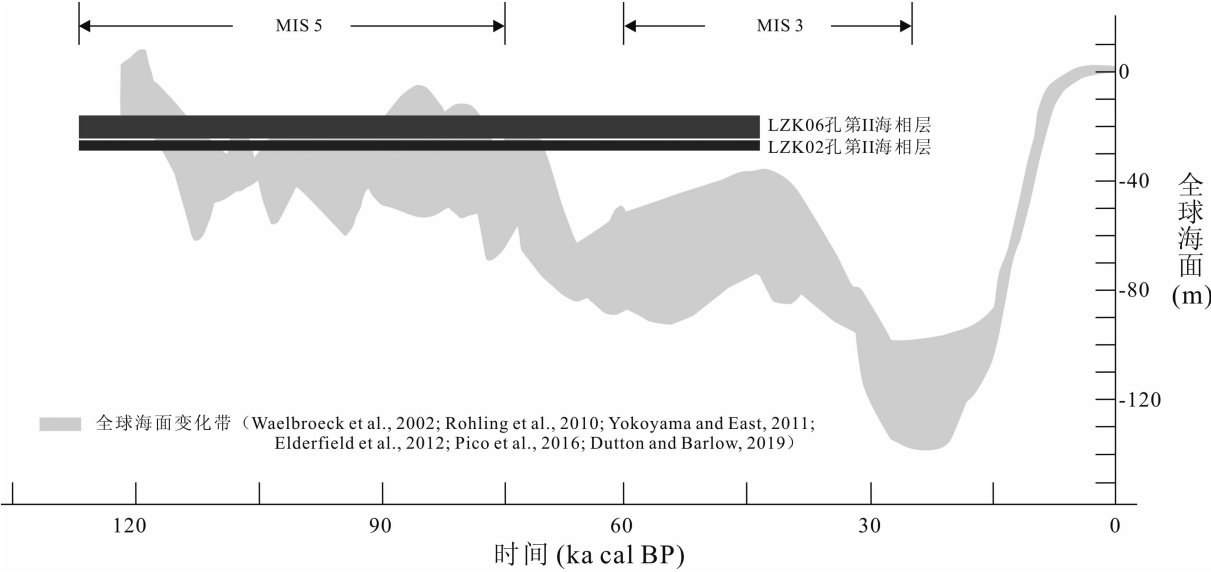


图 7 LZK06 和 LZK02 孔第 II 海相层与全球海面时空对比图

Fig. 7 Tempo-spatial comparison map between the global sea level and the second marine layer of boreholes LZK06 and LZK02

2010; Yokoyama et al., 2011; Elderfield et al., 2012; Dutton and Barlow, 2019)。即使是 Pico et al. (2016) 利用中国本土结果进行的海面模型研究也显示 MIS 3 早中期全球海面在 $-90 \sim -35$ m 之间, MIS 5 阶段全球海面在 $-50 \sim 0$ m 之间(图 7)。总之,全球海面变化研究结果显示, MIS 3 阶段早期全球海面波动范围的高度明显低于包括 LZK06 和 02 孔在内的我国海岸带地区第 II 海相地层对应的海面高度(图 7)。如果 LZK06 和 02 孔的第 II 海相层形成于 MIS 3 早期,难道是先 $-90 \sim -35$ m 的位置沉积了该海相层之后,又被抬升至现在的 $-28.9 \sim -16.3$ m 的高度? 如果是这样,那至少需要约 20 m 的构造抬升量来解释,但是,属于渤海湾盆地的辽河拗陷是长期下沉区,这就与全局研究存在明显的矛盾现象。然而,据前人研究(Waelbroeck et al., 2002; Rohling et al., 2010; Yokoyama et al., 2011; Elderfield et al., 2012; Pico et al., 2016; Dutton and Barlow, 2019), MIS 5 时海面在 $-60 \sim +9$ m (5e 时最高可达到 $+9$ m 左右),第 II 海相层的高程 $-28.9 \sim -16.3$ m 仅比 MIS 5e 时的全球海面 $+9$ m 低约 $25 \sim 40$ m 左右,这个垂直差距恰好可以用构造下沉解释。因此,本文第 II 海相层对应海面高度与我国海岸带地区以往研究基本一致,但是,与全球海面的对比研究显示,第 II 海相地层更有可能形成于 MIS 5 阶段高海面时期,而准确的形成年代仍待进一步深入研究。

综上所述,本文钻孔记录的 2 个海相层,由下至上为晚更新世的第 II 海相层和全新世的第 I 海相层,分别与 MIS 5-MIS 3 早期和 MIS 1 阶段的高海面对应。这一结果,与近年来在渤海湾和莱州湾的新认识(渤海湾: (Chen Yongsheng et al., 2012; Wang Fu et al., 2014; Shang Zhiwen et al., 2016), 莱州湾: (Yi Liang et al., 2016a, 2016b)) 一致。

5 结论

(1) LZK06 等 4 个钻孔岩心的沉积学、古生物学和年代学综合研究揭示了研究区中更新世晚期以来经历了两次海侵-海退旋回,依次形成了中更新世晚期湖相/河流相→晚更新世海相-湖相/河流相→全新世海相-河流相地层。

(2) 全新世早中期由于物源供给很少,研究区处于长达约 10ka 的饥饿滞留相沉积环境,平均沉积速率仅约为 $0.02 \sim 0.05$ cm/a。在该阶段,下辽河平

原未被海水完全淹没的近海地区一直是沼泽化滩地。直至全新世晚期约 1500a cal BP 以来,由于人类活动导致水土流失,河流输砂量增加,研究区突然开始了快速加积过程,平均沉积速率约 $0.9 \sim 1.2$ cm/a,是早中全新世饥饿时期的 20~60 倍,下辽河平原被快速充填,开始成陆。

(3) 通过沉积学、年代学(AMS ^{14}C 和 OSL)和古生物学研究,以及与全球海面变化时空分布特征的对比,推断辽东湾的第 II 个海相层发育于 MIS 5-MIS 3 早期,第 I 海相层发育于 MIS 1 阶段高海面时期。晚更新世以来频繁的海面升降是辽东湾泥质海岸带地层和环境演化的主要控制因素。

致谢: Beta 实验室提供 AMS ^{14}C 测年数据,中国科学院南海海洋研究所罗传秀博士提供有孔虫和介形虫数据,在此一并致谢。

References

- Chen Yongsheng, Wang Hong, Pei Yandong, Tian Lizhu, Li Jianfen, Shang Zhiwen. 2012. Division and its geological significance of the Late Quaternary marine sedimentary beds in the West Coast of Bohai Bay, China. *Journal of Jilin University (Earth Science Edition)*, 42(3): 747~759 (in Chinese with English abstract).
- Chen Yongsheng. 2012. Marine beds and sedimentary environment since the Late Mid-Pleistocene in the West Coast of Bohai Bay, China. Ph.D thesis, Jilin University, 1~103 (in Chinese with English abstract).
- Cui Xiangdong, Wang Renhou, Shi Dunjiu, Yuan Qingqiu, Ma Hongbin. 2007. Basal beds of the Neogene Guantao Formation in Yuedong oilfield, beach area of the Liaohai depression. *Chinese Journal of Geology*, 42(3): 455~468 (in Chinese with English abstract).
- Dutton A, Barlow N L M. 2019. What do we know about last interglacial sea level? *Past Global Changes*, 27(1): 6~7.
- Elderfield H, Ferretti P, Greaves M, Crowhurst S, McCave I N, Hodell D, Piotrowski A M. 2012. Evolution of ocean temperature and ice volume through the mid-pleistocene climate transition. *Science*, 337: 704~709.
- He Lei, Xue Chunting, Ye Siyuan, Yang Shixiong, Du Xiaolei. 2016. Sedimentary environmental evolution of the Dalinghe estuary area since the Late Pleistocene. *Haiyang Xuebao*, 38(5): 108~123 (in Chinese with English abstract).
- Jansen E, Overpeck J, Briffa K R, Duplessy J C, Joos F, Masson-Delmotte V, Olago D, Otto-Bliesner B, Peltier W R, Rahmstorf S, Ramesh R, Raynaud D, Rind D, Solomina O, Villalba R, Zhang D. 2007. Palaeoclimate, in: climate change: the physical science basis, contribution of working group I to the fourth assessment report of the intergovernmental panel on climate change. Solomon S, Qin D, Manning M, et al. eds., Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 433~497.
- Li Jiliang, Cong Bolin. 1980. Discussion on the Formation and Evolution of Bohai Bay, Formation and Development of the North China Fault Block. Institute of Geology and Geophysics, Institute of Geology, China Earthquake Administration, Sciences Press, 206~220 (in Chinese).
- Li Quanxing, Chen Chenghui, Xu Jiasheng. 1990. Marine atlas of Bohai Sea, Yellow Sea and East China Sea (geology and geophysics). Beijing: Ocean Press, 1~82 (in Chinese).

- Lambeck K, Rouby H, Purcell A, Sun Y Y, Sambridge M. 2014. Sea level and global ice volume from the last glacial maximum to the Holocene. *PNAS*, 111: 15296~15303.
- Li Y, Shang Z W, Tsukamoto S, Tamura T, Yi L, Wang H, Frechen M, Li J F, Jiang X Y. 2018. Quartz and K-feldspar luminescence dating of sedimentation in the North Bohai Coast Area (NE China) since the Late Pleistocene. *Journal of Asian Earth Sciences*, 152:103~115.
- Li Y, Tsukamoto S, Shang Z W, Tamura T, Wang H, Frechen M. 2019. Constraining the transgression history in the Bohai Coast China since the Middle Pleistocene by luminescence dating. *Marine Geology*, 416: 1~17.
- Liaoning No. 1 Hydrogeological Geology Group. 1983a. Quaternary of Liaoning Province. Beijing: Geological Publishing House, 1~133(in Chinese).
- Liaoning No. 1 Hydrogeological Geology Group. 1983b. Comprehensive Hydrogeological Survey Report on Dalinghe and Xiaolinghe River Fans in Jinzhou, Liaoning Province. 1~145 (in Chinese).
- Liu Dawei. 2019. Study on the evolution of the Liaoh-Dalinghe River Deltain the past four hundred years. Ph.D thesis, China University of Geosciences (Beijing), 1~231 (in Chinese with English abstract).
- Ma Hongwei, Che Jiying, Ma Shimin, Cui Jian, Wang Changqi, Dai Yajian. 2016. Holocene environmental changes revealed by core LZK03 in the Liaoh River Delta. *Geological Bulletin of China*, 35(10): 1571~1577 (in Chinese with English abstract).
- Ma Hongwei, Cui Jian, Che Jiying. 2015. Research report on the Late Quaternary geological environment and modern process in Liaoning Coastal Areas. Liaoning, 1~115.
- Masson-Delmotte V, Schults M, Abe-Ouchi A, Beer J, Ganopolski A, González Rouco J F, Jansen E, Lambeck K, Luterbacher J, Naish T, Osborn T, Otto-Bliesner B, Quinn T, Ramesh R, Rojas M, Shao X, Timmermann A. 2013. Information from Paleoclimate Archives. In: Climate Change, The Physical Science Basis, Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel of Climate Change. Stocker T F, Qin D, Plattner G K, Tignor M, Allen S K, Boschung J, Nauels A, Xia Y, Bex V, Midgley P M eds. United Kingdom: Cambridge University Press, 383~464.
- Pei Yandong, Wang Hong, Li Jianfen, Manfred Frechen, Zhang Yufa, Fan Changfu, Tian Lizhu. 2007. Late Holocene stratigraphy and environment in the lower reach of Xiaolinghe River. *Geological Survey and Research*, 30(3): 192~212 (in Chinese with English abstract).
- Pico T, Mitrovica J X, Ferrier K L, Braun J. 2016. Global ice volume during MIS 3 inferred from a sea-level analysis of sedimentary core records in the Yellow River Delta. *Quaternary Science Reviews*, 152: 72~79.
- Rohling E J, Braun K, Grant K, Kucera M, Roberts A, Siddall M, Trommer G. 2010. Comparison between holocene and marine isotope stage-11 sea-level histories. *Earth and Planetary Science Letters*, 29: 97~105.
- Shang Zhiwen, Wang Fu, Li Jianfen, Jiang Xingyu, Chen Yongsheng, Wang Hong. 2016. The age of the second marine layer in coastal lowland of Bohai Bay revealed by AMS¹⁴ C dating method (ID). *Geological Bulletin of China*, 35(10): 1607~1613 (in Chinese with English abstract).
- Shi Yafeng, Yu Ge. 2003. Warm-humid climate and transgressions during 40~30ka BP and their potential mechanisms. *Quaternary Sciences*, 23(1): 1~11 (in Chinese with English abstract).
- Southon J, Kashgarian M, Fontugne M, Metivier B, Yim W W-S. 2002. Marine reservoir corrections for the Indian Ocean and Southeast Asia. *Radiocarbon*, 44: 167~180.
- Waelbroeck C, Labeyrie L, Michel E, Duplessy J C, McManus J F, Lambeck K, Balbon E, Labracherie M. 2002. Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records. *Quaternary Science Reviews*, 21: 295-305.
- Wang Fu, Cheng Yongsheng, Li Jianfen, Wang Hong, Fang Jing, Shang Zhiwen, Tian Lizhu, Jiang Xingyu, Shi Peixin. 2014. The age of the second marine layer in coastal lowland of Bohai Bay revealed by AMS ¹⁴C dating method. *Geological Bulletin of China*, 33 (10): 1591 ~ 1595 (in Chinese with English abstract).
- Wang Hong, Li Jianfen, Pei Yandong, Wang Fu, Shang Zhiwen, Tian Lizhu, Fan Changfu, Chen Yongsheng, Liu Zhiguang, Che Jiying, Song Meiyu, Geng Yan, Jiang Xingyu, Su Shengwei, Wang Haifeng. 2011. Study of Quaternary geology on the west coast of Bohai Bay. *Geological Survey and Research*, 35(2): 81~97 (in Chinese with English abstract).
- Wang Pinxian, Zhang Jijun, Zhao Quanhong. 1988. Foraminifera and Ostracod in the sediments of the East China Sea. Ocean Press, 1~399.
- Wei Ling, Jia Yulian, Yi Chaolu, Wang Hongbo, Guo Shengqiao. 2006. Comparison study of elevations of Ancient Sea level during transgressions of the West Coast of Bohai Sea in the past 40ka. *Quaternary Sciences*, 26(3): 397~405 (in Chinese with English abstract).
- Wei Zixin. 2003. Quaternary sedimentary environment evolution in the eastern Yantze River delta: neotectonics, coupling of the paleoclimate and sea level changes. Ph.D thesis of East China Normal University, 1~121(in Chinese with English abstract).
- Yang Dayuan, Chen Kefeng, Shu Xiaoming. 2004. A preliminary study on the paleoenvironment during MIS 3 in the Changjiang delta region. *Quaternary Sciences*, 24(5): 525~530 (in Chinese with English abstract).
- Yang Yandong. 2014. Sedimentary mode of Guantao Formation in Liaoh depression, Northern Bohai Bay basin. *Special Oil & Gas Reservoirs*, 21 (4): 67 ~ 70 (in Chinese with English abstract).
- Yi Liang, Deng Chenglong, Tian Lizhu, Xu Xingyong, Jiang Xingyu, Qiang Xiaoke, Qin Huafeng, Ge Junyi, Chen Guangquan, Su Qiao, Chen Yanping, Shi Xuefa, Xie Qiang, Yu Hongjun, Zhu Rixiang. 2016a. Plio-pleistocene evolution of Bohai Bay basin (East Asia): demise of Bohai Paleolake and transition to marine environment. *Scientific Reports*, doi: 10. 1038/srep 29403.
- Yi Liang, Jiang Xingyu, Tian Lizhu, Yu Hongjun, Xu Xingyong, Shi Xuefa, Qin Huafeng, Deng Chenglong. 2016b. Geochronological study on plio-pleistocene evolution of Bohai basin. *Quaternary Sciences*, 36 (5): 1075 ~ 1087 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Hongtao, Zhang Xunhua, Wen Zhenhe, Lan Xianhong. 2010. Geological and Geophysical Maps of the Eastern China Sea and its Neeghborhood. Beijing: Ocean Press, 1~30.
- Yokoyama Y, East T M. 2011. Global climate and sea level: enduring variability and rapid fluctuations over the past 150,000 years. *Oceanography*, 24(2): 54~69.
- Zheng Shouyi, Zheng Zhizhong, Wang Xitang, Fu Zhaoxia. 1978. The Quaternary Foraminifera of the Dayuzhang Irrigation Alren, Shandong Province, and a Preliminary Attempt at an Interpretation of its Depositional Environment. In: Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences ed. *Stadia Marina Sinica* (13). Beijing: Sciences Press, 16~88.
- Zou Yilin. 2013. Overview of Chinese Historical Geography. Shanghai Education Press, 1~391.

参 考 文 献

- 陈永胜,王宏,裴艳东,田立柱,李建芬,商志文. 2012. 渤海湾西岸晚第四纪海相地层划分及地质意义. *吉林大学学报(地球科学版)*, 42(3): 747~759.
- 陈永胜. 2012. 渤海湾西岸中更新世晚期以来的海相地层与沉积环境演化. 博士论文, 吉林大学, 1~103.
- 崔向东, 王仁厚, 石敦久, 袁清秋, 马宏斌. 2007. 辽河拗陷滩海月东油田新近系馆陶组底界研究. *地质科学*, 42(3): 455~468.

何磊,薛春汀,叶思源,杨士雄,杜晓蕾. 2016. 大凌河河口地区晚更新世晚期以来的沉积环境演化. 海洋学报, 38(5): 108~123.

李继亮,从柏林. 1980. 试论渤海的形成与演化,华北断块区的形成与发展. 中国科学院地质研究所、国家地震局地质研究所主编,科学出版社. 206~220.

李全兴,陈承惠,徐家声. 1990. 渤海黄海东海海洋图集(地质地球物理). 北京:海洋出版社. 1~82.

辽宁省第一水文地质大队. 1983a. 辽宁省第四纪. 北京:地质出版社. 1~133.

辽宁省第一水文地质大队. 1983b. 辽宁省锦县大小凌河扇地地段综合水文地质勘察报告. 1~145.

刘大为. 2019. 辽河—大凌河三角洲四百年来的点演化研究. 博士论文,中国地质大学(北京),1~231.

马宏伟,崔健,车继英. 2015. 辽宁沿海晚第四纪地质环境及现代过程研究成果报告. 辽宁,1~115.

马宏伟,车继英,马诗敏,崔健,王长琪,代雅健. 2016. 辽河三角洲 LZK03 孔全新世环境演变. 地质通报, 35(10): 1571~1577.

裴艳东,王宏,李建芬,Manfred Frechen,张玉发,范昌福,田立柱. 2007. 小凌河下游全新世地层与环境. 地质调查与研究, 30(3): 192~212.

商志文,王福,李建芬,姜兴钰,陈永胜,王宏. 2016. AMS ¹⁴C 测年揭示的渤海湾沿海低地第 II 海相层年龄(II). 地质通报, 35(10): 1607~1613.

施雅凤,于革. 2003. 40~30ka BP 中国暖湿气候和海侵的特征与成因探讨. 第四纪研究, 23(1): 1~11.

王福,陈永胜,李建芬,王宏,方晶,商志文,田立柱,姜兴钰,施佩

歆. 2014. AMS ¹⁴C 测年揭示的渤海湾沿海低地第 II 海相层年龄. 地质通报, 33(10): 1591~1595.

王宏,李建芬,裴艳东,王福,商志文,田立柱,范昌福,陈永胜,刘志广,车继英,宋美钰,耿岩,姜兴钰,苏盛伟,王海峰. 2011. 渤海湾西岸海岸带第四纪地质研究成果概述. 地质调查与研究, 35(2): 81~97.

汪品先,章纪军,赵泉鸿. 1988. 东海底质中的有孔虫和介形虫. 北京:海洋出版社. 1~399.

魏灵,贾玉连,易朝路,王洪波,郭盛乔. 2006. 近 4 万年渤海西岸海侵时古海面的现代标高对比研究. 第四纪研究, 26(3): 397~405.

魏子欣. 2003. 长江三角洲东部第四纪沉积环境演化:新构造运动、古气候及海平面变化的耦合作用. 博士论文,华东师范大学,1~121.

杨达源,陈可锋,舒肖明. 2004. 深海氧同位素第 3 阶段晚期长江三角洲古环境初步研究. 第四纪研究, 24(5): 525~530.

杨彦东. 2014. 渤海湾盆地北段辽河坳陷陶组地层沉积模式. 特种油气藏, 21(4): 67~70.

易亮,姜兴钰,田立柱,于洪军,徐兴永,石学法,秦华锋,邓成龙. 2016b. 渤海盆地演化的年代学研究. 第四纪研究, 36(5): 1075~1087.

张洪涛,张训华,温珍河. 蓝先洪. 2010. 中国东部海区及邻域地质地球物理系列图. 海洋出版社. 1~30.

郑守仪,郑执中,王喜堂,傅钊先. 1978. 山东省打渔张灌区第四纪有孔虫及其沉积环境的初步探讨. 见:中国科学院海洋研究所编. 海洋科学集刊(第十三集). 北京:科学出版社. 16~88.

邹逸麟. 2013. 中国历史地理概述. 上海教育出版社. 1~391.

Sedimentary environmental evolution of the Dalinghe Estuary area since the Late Middle Pleistocene

SHANG Zhiwen^{* 1,2)}, LI Jianfen^{1,2)}, JIANG Xingyu^{1,2)}, LI Yan³⁾, WANG Hong^{1,2)}

1) Tianjin Centre, China Geological Survey, Tianjin, 300170;

2) Key Laboratory of Coast Geo-environment, China Geological Survey, Ministry of Natural Resources, Tianjin, 300170;

3) China University of Geosciences, Beijing, 100083

* Corresponding author: shangzhiwen1007@126.com

Abstract

The comprehensive studies of sedimentology, micropaleontology and chronology of borehole LZK06 at 40m depth and combined with the data of boreholes LZK02-04 in the Dalinghe estuary area revealed that the study area experienced two transgression-regressions since the Late Middle Pleistocene, and the Late Middle Pleistocene lacustrine/fluviol Late Pleistocene marine lacustrine/fluviol Holocene marine fluviol stratum were sequentially formed. In the Early and Middle Holocene, due to the lower source supply, the study area was in a 10 ka long phase of starving deposition environment with an average sedimentary rate of 0.02~0.05 cm/a. In the Late Holocene, about 1500 years ago, due to the human activities leading to soil erosion and increased sediment transport in the river, the study area began a rapid accretion process with an average sedimentary rate of 0.9~1.2 cm/a, and the lower Liaohe plain was quickly filled. Compared with the tempo-spatial pattern of global sea level change, it is speculated that the marine bed II was formed in MIS 5-early MIS 3 and marine bed I was formed in MIS 1. Frequent sea level change is the main controlling factor for stratigraphic and environmental evolution in the muddy coast of Liaodong Bay since the Late Pleistocene.

Key words: Dalinghe; Late Middle Pleistocene; sedimentary environmental evolution; marine sedimentary beds