

辽东湾海底残留地貌和残留沉积*

李 凡 林美华

(中国科学院海洋研究所)

全新世以来,世界海面大幅度上升,渤海海区发生了明显的海侵,玉木冰期低海面时期的近海广大陆域皆沉溺于海平面以下。辽东湾由于地质构造复杂及沉积作用速度分布不均匀等因素,海底保存了一部分玉木冰期低海面时期陆地或滨海区的地貌形态及相应的老沉积物的遗迹。它们虽然经过了后期水动力条件及沉积作用的改造,但是,仍不同程度地反映出原始地貌的迹象和某种残留沉积的特征。

关于辽东湾残留地貌和残留沉积的问题,过去曾有报道^{[1,4],2)};本文在以往调查的基础上,结合近期有关资料,对此作进一步的探讨。

一、辽东湾海底残留地貌的类型及残留沉积的分布

从辽东湾海底地形图(图 1)上能够清楚地看到,著名的“辽东浅滩”正位于湾口地区,上有数条沙脊,绵延数十里,高达 20 多米;浅滩上有更新世末期或全新世初期的残留沉积出露,与渤海海峡的残留沉积相呼应。辽东浅滩以北的辽东湾中部有一片平坦宽阔的凹地,称“辽中洼地”,系一古湖泊。辽东湾顶部,大凌河口前有一条水下河谷向东南延伸,至辽河口前汇同辽河口前的水下河谷相并而行,向南南西方向迤邐而下进入辽中洼地。过去文献上通称它为“辽河古河道”,实际上它们是两条古河道,即辽河古河道和大凌河古河道。在辽东湾两侧,尚有许多水下沙堤、沙丘等堆积地貌体,其中局部也有残留砂出露。上述不同地貌类型纵横交错,构成了湾内海底残留地貌和残留沉积的复杂图案。现就各地貌类型及相应的沉积分述如下:

1. 辽东浅滩

辽东浅滩位于 $120^{\circ}30' - 121^{\circ}10'E$, $39^{\circ}10' - 39^{\circ}40'N$ 之间。浅滩总体上南陡北缓,北面坡度为 0.3‰,向北消失于辽中洼地中;南面坡度约为 3.3‰,向南与水深大于 30 米的渤海深水盆地相接。浅滩上并列六道大型沙脊(图 2)。位居中央的三条沙脊规模较大,其中最大的长约 37.5 公里,宽约 2.3—5.3 公里,最大相对高度 24 米,南陡北缓,左右近

* 中国科学院海洋研究所调查研究报告第 822 号。

本文图件由李清、蒋孟荣等同志清绘,谨致谢意。

收稿日期: 1982 年 7 月 26 日。

1) 中国科学院海洋研究所, 1964, 渤海地质调查报告。

2) 中国科学院《中国自然地理》编辑委员会, 1979. 中国自然地理, 海洋地理. 科学出版社, 8—11 页。

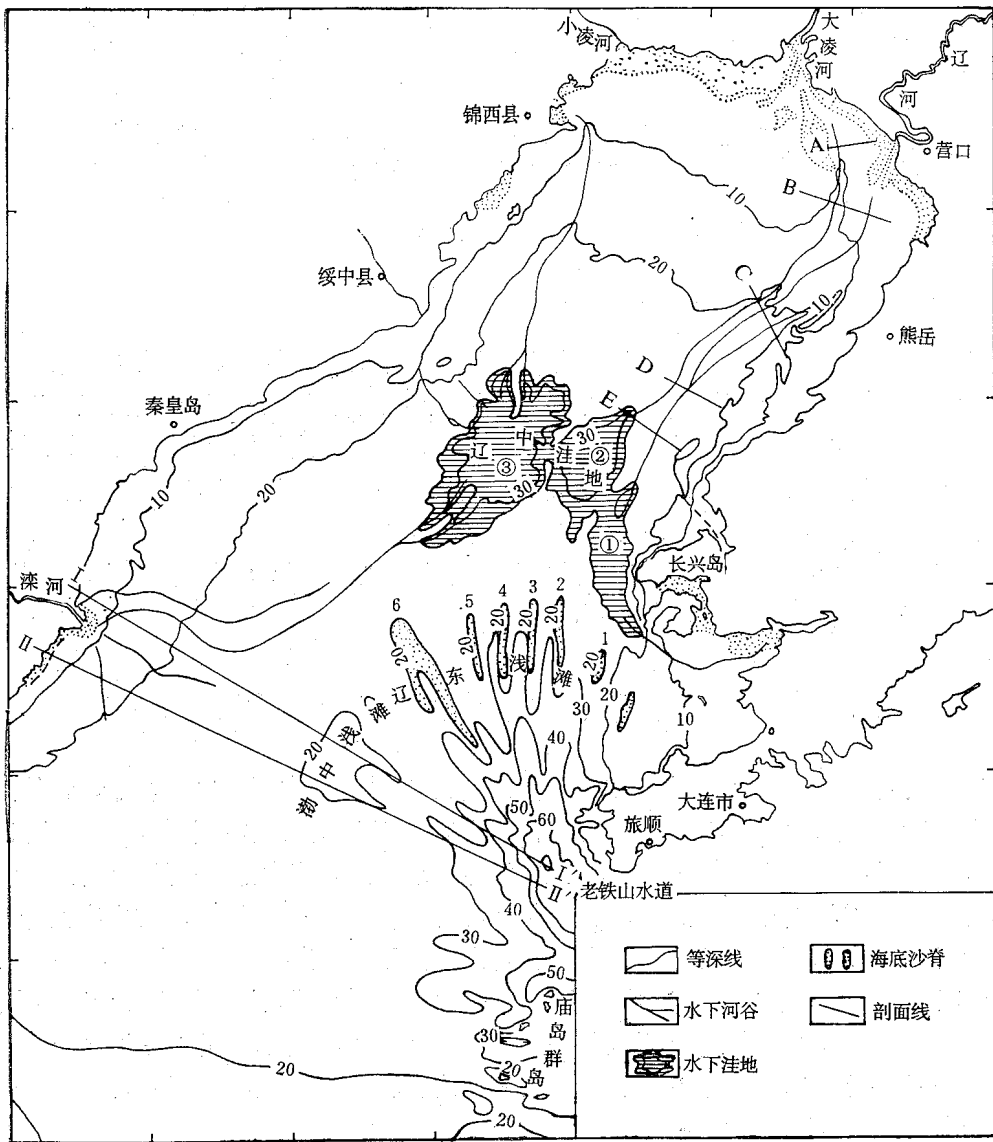


图1 辽东湾海底残留地貌图

于对称。各条沙脊的地形要素见表1。

第2, 3, 4号沙脊呈南北走向, 沙脊之间宽5—6公里, 为槽形凹地。东面的1号沙脊走向略偏向北北东, 两侧坡度为东缓西陡。西面的5, 6号沙脊则偏向北北西, 两侧坡度为东陡西缓。六道沙脊自东向西略成弧形, 散布于30米等深线以上的渤海深水盆地的北缘, 其南半部分为两支, 尾部略成辐散状。6号沙脊以西, 有一宽阔平坦的高地, 称“渤中浅滩”, 最浅处水深19米, 按20米等深线圈闭, 面积约为770平方公里。渤中浅滩和辽中浅滩相接, 环立于渤海深水盆地30米等深线的上侧, 将渤海深水盆地、辽中洼地和渤中浅滩西部的洼地分隔, 处于地形转折线的上缘。

辽东浅滩上的沉积物为黄褐色细砂或极细砂, 松散无粘性。北部含砂粒较多, 南部较

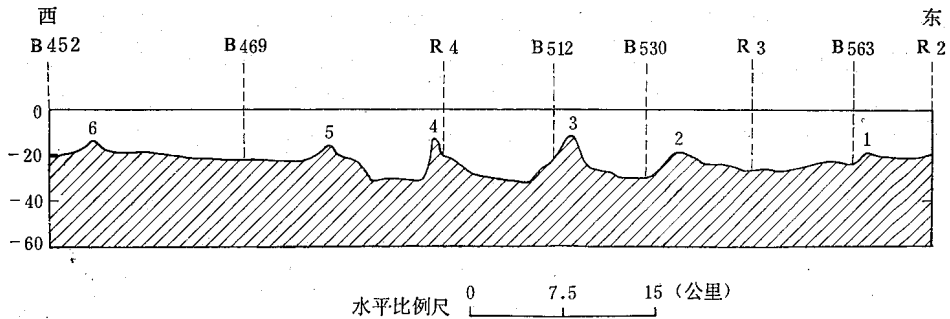


图2 辽东浅滩六道沙脊实测地形剖面图(1962年测)

1—6 为沙脊号; B452—R2 为底质取样站号

表1 辽东浅滩六道沙脊地形要素表

沙 脊 号	长度(公里)	宽度(公里)	最浅处水深(米)	两沙脊间水深(米)	
				北 面	南 面
1	15	2.3	15.8	25—28	30
2	30	3—4.5	17.8	29—34	30—33
3	37.5	2.3—5.3	9.4	27—28	30—34
4	26.3	3.8—6	13.4	26—28	31—33
5	36	3.8—4.5	17.8	22	26—30
6	26.3	3—9	13.4		

少。部分站位上有贝壳及贝壳碎屑,其中有毛蚶、牡蛎等河口和滨海条件下生活的软体动物。浅滩上的砂粒常有褐色铁质污染,圆度多为2—3级。砂中也见有海底冲刷作用下形成的泥砾,砂的频率分布多呈单峰曲线,其粒度参数按 Folk 公式计算, M_z 为 2.7—3.2 ϕ , σ 为 0.41—0.54,个别站位达 1.6; SK 为 -0.04—-0.13 和 +0.01—+0.59。部分样品的粒度概率累积曲线上常见有四段结构(图3),推移群一般小于5%,跃移群达80%左右,其中又可分为两个亚群;悬移群一般小于10%,但是在北部可达20—30%。显然,上述粒度参数和概率累积曲线具有滨海砂的某些特征。

辽东浅滩上砂质沉积物在矿物组合方面属于渤海北部矿物大区,和辽东湾内其他海区具有共同特征,其物质来源为辽河、大凌河等的河流输入物^[2]。但是其中重矿物的含量却显著高于其他海区,个别站位竟高达32.2%,其中稳定矿物钛铁矿、石榴子石、锆英石等的含量可达68%,而普通角闪石、绿帘石等不稳定矿物含量则降至30%以下。此外,砂中见有海绿石,部分有孔虫壳体有褐色污染斑点及碰撞裂痕。以上说明辽东浅滩上的砂质沉积经受过长期的改造,沉积作用缓慢。

辽东浅滩上除沙脊脊部以外,水深一般为25—30米左右,按波浪作用临界水深计算,冲刷海底砂质沉积物需要波周期6秒、波高4米以上大浪的经常作用。据实测海浪统计,渤海冬季虽然海浪较大,但其平均波高仅1.6—1.7米,周期4.9秒;波高 ≥ 2 米的大浪的出现频率,冬季占20—30%,夏季则小于10%。可见,现代海浪对本区海底沉积物簸选的

概率很小。因此,这种簸选作用理应在早期低海面滨海沉积环境下进行的。

辽东浅滩上砂质沉积物的孢粉组合也显示出与现代不同的特征¹⁾。据初步分析,孢粉

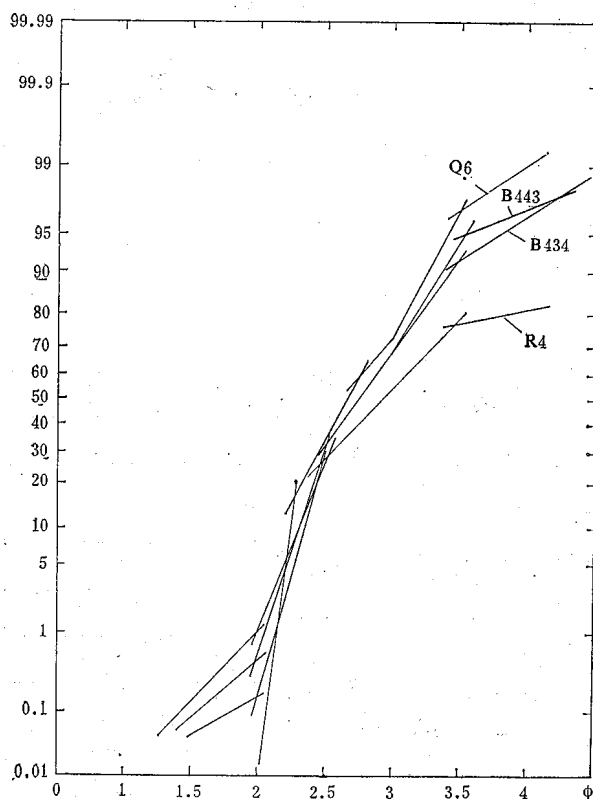


图3 辽东浅滩残留砂概率曲线图

Q6, R4, B443, B434 为取样站号

图式中木本花粉的数量占孢粉总量的45%,其中又以乔木花粉为主,灌木花粉含量小于2%。乔木花粉中又以松属为主,占孢粉总量的32%,占木本花粉的92%,其次为栎属、柳属。草本花粉占孢粉总量的34.7%,其中耐盐藜科花粉占总量的16.3%,而占草本花粉的58%,其次有毛茛科、菊科等。孢子含量占孢粉总量的20%,其中凤尾蕨含量达16.3%,约占孢子总量的83%。以上孢粉组合的基本特征所反映的植被,应是以松为主的针叶林,并夹有栎、柳等阔叶林、草原植被,它们与毗连的华北平原及辽东半岛的现代植被有所不同,其气候较现在温凉,估计相当于全新世早期或更新世末期。

凤尾蕨为热带和亚热带地区生长的植物,在渤海周围老第三纪地层中数量很多,第四纪地层中也有发现。这里有如此众多的凤尾蕨孢子

出现,可能是由于海流携带附近老地层的冲刷物再沉积所致,但也不排除某种老地层出露的可能性。

综上所述,辽东浅滩上的大片砂质沉积物很可能是全新世初期或更新世末期的滨海沉积,其中虽有近代沉积物不同程度的混入,但仍显示出早期滨海沉积的特征,故属残留沉积。

2. 辽中洼地

辽中洼地位于辽东浅滩北部,整体上低凹开阔,被30米等深线圈闭,面积约1790平方公里。自东而西又可分为1,2,3号洼地。3号洼地最深32米,南北较长,面积约940平方公里。2号洼地较小,相对深度1—2米,面积约370平方公里。1号洼地位于复州湾外的断裂带上,大致平行于海岸,狭长延伸,相对深度可达9米,底部高低不平,面积约480平方公里。三块洼地之间被宽窄不等的平缓高地分隔。辽中洼地的沉积物主要为粉砂,两侧受沿岸陆源物质输入的影响,粗粒物质含量增多,并杂以砾石、贝壳等,分选较差。在

1) 孢粉资料由孟广兰同志提供。

洼地的某些测站上曾发现体长达 10 厘米的牡蛎壳, 表层以下 5 厘米的沉积物中尚见有蚶、蛤等贝壳含量达 80% 的沉积层。牡蛎、蚶、蛤等贝壳的出现, 说明辽中洼地曾经一度处于河口或滨海环境, 后来被薄层的现代沉积物覆盖。此外, 沉积物中的重矿物组合兼有辽河、六股河、滦河等陆源输入物的特征^[2], 这和下述辽河、大凌河、六股河、滦河等辽东湾沿岸主要河流的水下河谷汇集于辽中洼地的情况是一致的。由此可知辽中洼地系低海面时期的湖盆(或潟湖)。湖水的盐度随岸线的进退而有所变化。

3. 水下河谷

辽东湾内有数道水下河谷——溺谷。其中以大凌河-辽河口外的溺谷最为明显(图 4)。

前已提及, 大凌河口外水下河谷向东南延伸到辽河口三角洲外缘, 汇同辽河水下河谷, 二者并行, 蜿蜒南下。在北纬 $40^{\circ}30'$ 处, 以 10 米等深线计, 每条河谷的宽度可达 2—3 公里。大凌河水下河谷长约 112 公里, 向南流入辽中 2 号洼地, 辽河水下河谷流入辽中 1 号洼地, 长约 105 公里。水下河谷之间常被相对高度为 4—5 米的长条形堤状堆积体分隔。上述溺谷若视为一条古河道, 其河谷宽度将达 16—18 公里, 这样宽大的河谷在目前辽东地区陆地上是难以见到的, 所以, 它实际上是两条河流的溺谷, 或看作一组溺谷, 统称大凌河-辽河古河道。

大凌河-辽河古河道沿郯庐断裂构造软弱地带发育, 受断裂影响, 坡度东陡西缓。古河道目前已被现代沉积物覆盖, 谷形平缓, 谷内沉积物南北不同, 因地而异, 但总体上都属于大凌河-辽河的输入物及辽东半岛沿岸的陆源物质。

六股河水下河谷出现于六股河口三角洲外, 长约 27 公里, 向东南方向流入辽中 3 号洼地。河谷深水区被现代陆源砂或粉砂质沉积物充填, 谷形平缓。

滦河水下河谷出现于滦河口三角洲外, 长约 112 公里; 地形图上能够分辨出四条, 其上端似乎与陆上古河道的延伸方向一致。滦河水下河谷向东南延伸, 由于渤中浅滩的

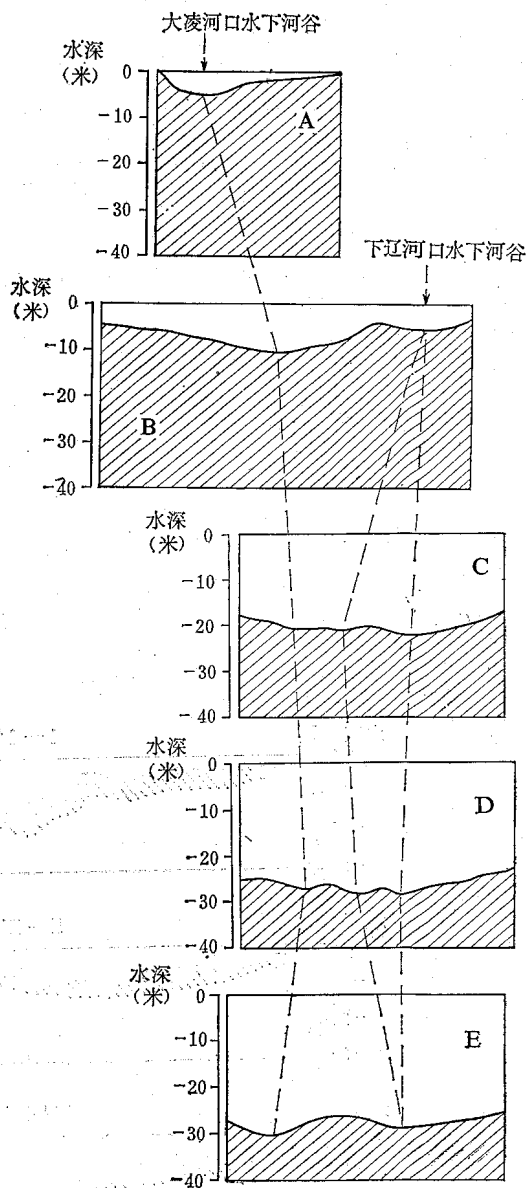


图 4 大凌河-辽河古河道剖面图

阻挡,折向东北沿渤中浅滩和辽东浅滩的西部洼地流入辽中3号洼地。三角洲南面的水下谷地,由于后期沉积物大量覆盖,踪迹模糊,但仍依稀可辨;与前者相反,沿上述洼地向西南延伸进入渤海湾。

综上所述,玉木冰期低海面时期,辽东湾内曾发育着几条庞大的河系,它们从不同方

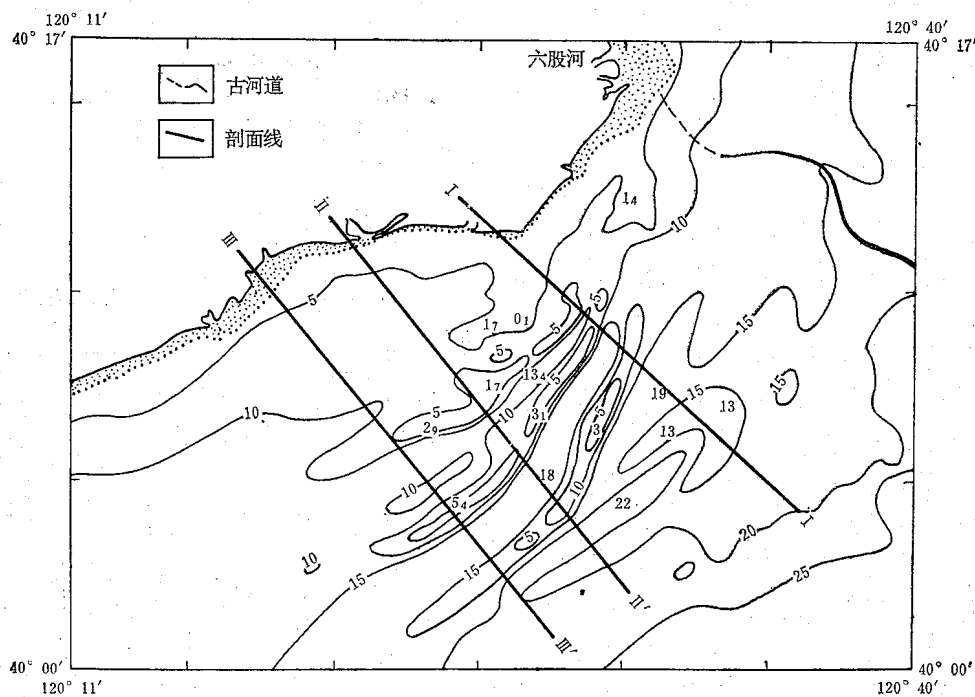


图5 六股河口外水下沙堤

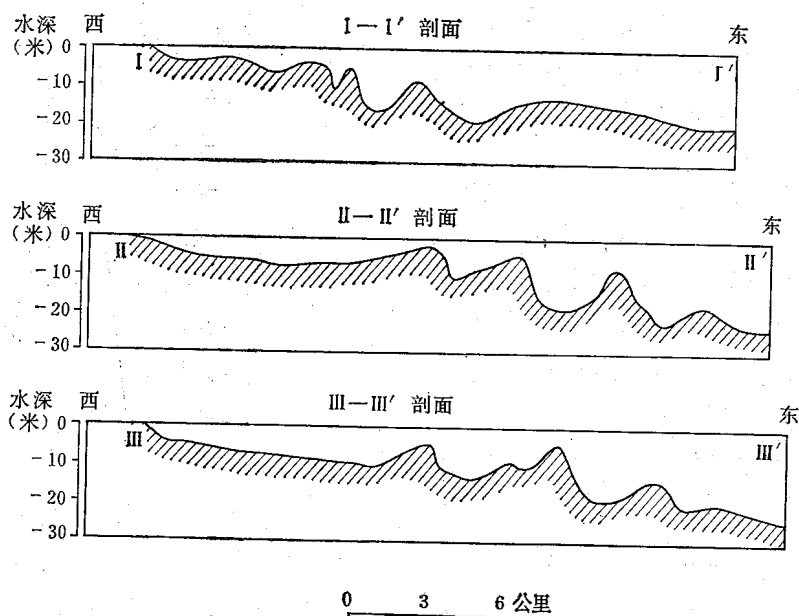


图6 六股河口外水下沙堤横剖面图(剖面位置见图5)

向流入辽中洼地古湖盆。

4. 近海浅水区内的残留地貌

在辽东湾东西两岸水深小于 20 米的浅水区,常见有与岸线平行或斜交的长条形沙堤或斑块状沙丘。西岸六股河口外有 3—4 条长条形水下沙堤(图 5),相对高度 10—19 米,它们由粗砂、细砾等粗物质组成,堤间凹地为粉砂或细砂,含有数量不等的泥砾、泥块。滦河口外也有一组水下沙堤,其走向大致与岸线平行,或与其斜交、雁行式排列,向西南延伸。沙堤上主要为中砂和细砂,分选较好。辽东湾东岸熊岳城近岸浅水区也有许多斑点状沙丘。这些沙堤、沙丘显然都是冰期后被淹波的古代滨海堆积地貌体的残迹,其分布位置及形状特征虽然与辽东浅滩不同,但其成因都是后期海水动力因素对滨海砂质堆积体进行的改造。

二、影响辽东湾残留地貌和残留沉积发育的因素

辽东湾残留地貌和残留沉积的发育,主要取决于地质构造基础、湾内的水动力条件、沉积作用速度分布的不均匀性和海平面升降的脉动性等因素。

1. 地质构造基础

辽东湾地处华北地台上辽济凹陷的北段,东为胶辽隆起,西为程宇隆起。以北东走向的郑庐断裂带为主,与北西向、东西向的几组断裂组合,构成了辽东湾“门”形的基本轮廓。第四纪以来,辽济凹陷北段次一级构造单元如辽中凹陷、渤海凹陷等的不均衡沉降,奠定了海底地形的凸凹大致趋势。

2. 海平面升降的脉动性

由于冰期和间冰期的交替发展,本区海平面曾经发生过大幅度的波动。玉木冰期最盛时期,我国诸海域海平面比现在低 130 米左右,当时辽东湾是一片陆地。由于地形的起伏,在现今的辽中洼地地区,存在着一个很大的湖泊(或潟湖);此外还有一些积水洼地,草木丛生,发育着厚薄不等的泥炭层,例如辽东浅滩西部钻孔剖面的泥炭层埋藏深度为 12.5 米(渤 C₁ 孔, 1981)¹⁾, 滦河口南部近岸浅水区钻孔剖面普遍出现的泥炭层,深度 1.3—2.5 米(渤 710—721 孔, 1965)²⁾。根据泥炭层孢粉资料和渤海深水盆地表层沉积物中采到的披毛犀臼齿化石^[3]进行综合分析,当时辽东湾,包括整个渤海应为较冷的针叶林为主的针阔混交林-草原气候;辽东浅滩上残留沉积的时代,可能相当于这一时期,或稍晚些;辽东湾周围的主要河流,如古大凌河、古六股河、古滦河等此时均流入辽中洼地古湖泊内。古辽河由于受断裂的影响,沿辽东湾东岸延伸较长,流入辽中 1 号洼地。当时,上述河流能否经辽中洼地古湖泊,越过地势较高的辽东浅滩。向南流入渤海深水盆地,尚无资料证明。玉木冰期后,由于冰川消融、海平面上升,海水由现代的渤海海峡侵入。从海底地形

1), 2) 中国科学院海洋研究所钻孔资料。

分析,由海峡向西,靠近 30 米等深线附近是明显的地形坡折点:水深大于 30 米的海域海底坡度陡;水深小于 30 米的海域海底坡度平缓,其周围有辽东浅滩及渤中浅滩等滨海堆积地貌。(图 7)由此推测,水深 30 米的等深线附近应当是黄骅海侵中某一时期的海岸线。按黄海北部海洋岛附近的钻孔剖面^{[3][1]}、渤海的渤中浅滩西部钻孔剖面^[4]和渤海湾西岸的荒草坨-东堤头一线的贝壳层 C¹⁴ 测年资料^[5]推测,此段岸线的形成时间约在 9000—10000 年前(图 8)。辽东浅滩地处海滨,发育有海滨的地貌和沉积层。水深大于 30 米的当今渤海深水盆地应为全新世初期的“古渤海”。随着海侵的发展,海平面继续上升,岸线后退,海水逐渐淹没了整个辽东湾。从湾内地形剖面上可看出,另一个地形坡折点位于 20—25 米等深线左右,这一水深范围内有大量沉没的滨海砂堆积体,它标志着另一时期的海岸线,时间应在 7000—8000 年前。实际上,水深 50 米附近也有陡坡,只因地形较陡,

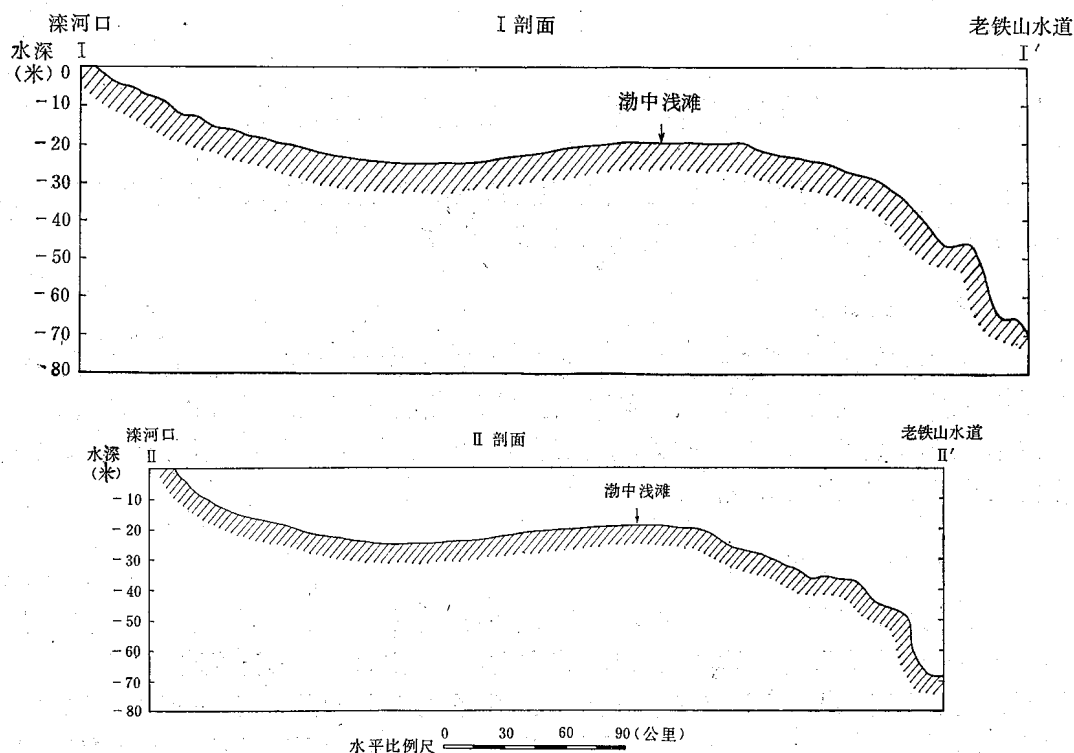


图 7 滦河口-老铁山水道海底地形剖面图(剖面位置见图 1)

阶地性质表现不太明显。

地形剖面上的明显转折或阶地的出现,除地质构造和沉积作用等原因外,主要是由于海浪的塑造作用。地形坡度的大小与海浪塑造时间的长短有关,后者又与海平面升降的速度有关:海平面升降速度慢,海浪的作用时间长,相应的地形坡度陡,形成阶地的陡坡;速度快,相应的地形坡度缓,形成阶地的台面。所以,地形剖面上坡度的缓陡变化,即阶地的发育,标志着本海区海平面的升降速度具有快慢相间的“脉动性”特征。这种水下阶地的发育在东海广泛出现^[6],其中 20 米、30—40 米、50—60 米阶地与本区相应深度的阶地

1) 徐家声等, 1979, 最后一次冰期的黄海。地质论文集, 国家海洋局第一海洋研究所。

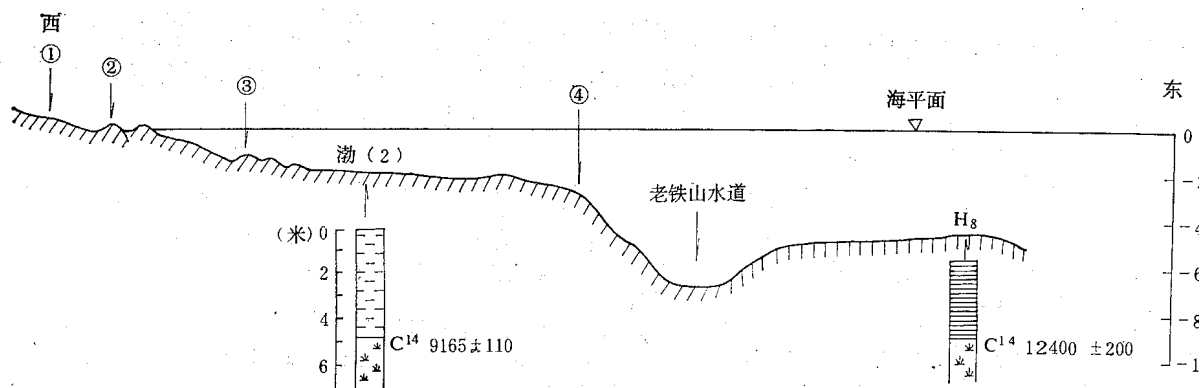


图 8 辽东湾两道沉没古海岸线形成的(推测)时间

- ① 东堤头-荒草坨贝壳层 C^{14} 6000 年,据中国科学院地球化学所 C^{14} 组,1981。
 ② 泥古-古林贝壳堤 C^{14} 2500—2000 年,据中国科学院地球化学所 C^{14} 组,1981。
 ③ -20 米左右的古海岸线推测约在 7000—8000 年前。
 ④ -30 米左右的古海岸线推测约在 9000—10000 年前。渤(2) 据 耿秀山,1981。
 H₈ 据徐家声等,1979。

相对应,这都是海平面“脉动性”升降的同一反映。可以推测,辽东湾在冰期后的海平面升降过程中,大约于 9000—10000 年前和 7000—8000 年前这两个期间出现过两次相对稳定时期。同理,渤海湾西岸的三条贝壳堤也标志着在海退过程中大约出现过三次相对稳定时期。

3. 水动力作用

辽东浅滩是早期的滨海沉积,但浅滩上数条高大的沙脊则是潮流对这些堆积体冲刷改造的结果。根据 1958 年 7 月实测资料,辽东湾南缘底层流速 $V \geq 20$ 厘米/秒的时间每昼夜可达 18 小时, $V \geq 30$ 厘米/秒的时间每昼夜为 9 小时。涨潮最大流速为 59 厘米/秒, 380° ; 落潮最大流速 42 厘米/秒, 177° 。1958 年 6 月, $V \geq 30$ 厘米/秒的时间每昼夜为 14 小时;涨潮最大流速 82 厘米/秒, 357° ; 落潮最大流速 119 厘米/秒, 175° 。至于泥沙起动的临界流速,不同学者的实验结果虽然不同,但是一般都认为细砂、粗粉砂的起动临界流速在 20 厘米/秒左右,最大不大于 25 厘米/秒。上述实测流速大大超过了辽东浅滩上泥沙起动流速的临界值,因而存在着强烈的海底冲刷。这里的潮流基本上是往复流,即与沙脊的走向一致。实际上,潮流走向和沙脊的走向是两者相互制约的结果。辽东浅滩上的条形沙脊在形态上与朝鲜北部、印度西岸的坎贝湾 (Cambay)、亚马逊河口三角洲等海域中的所谓潮流沙脊 (Tidal current ridge) 类同^[8],因为它是潮流对于古滨海堆积体长期冲刷改造的结果,为了与一般潮流沙脊相区别并表明其成因上的双重性,可称之为“滨海残留-潮流沙脊”。

最后应当指出,海底沉积作用速度分布的不均匀性对残留地貌的保存也起很大作用。显然,沉积速度大的地区,由于现代沉积物的大量覆盖,地面上往往难以反映出古地貌形态,只有在沉积速度较小,或海底受到冲刷的地区,古地貌遗迹才能不同程度地反映出来。根据渤海海水中悬浮体的研究^[7],渤海沿岸诸河每年约有 13 亿吨的巨量泥沙输入渤海,然而其中约有 70% 都沉积在河口附近的浅水区,黄河、辽河输入的泥沙大部分沉积在河

口三角洲附近,它们对于距岸较远的深水区,特别是对底流较强的辽东浅滩影响甚小,这也是辽东浅滩这种残留地貌和残留沉积得以保存的重要原因之一。辽东湾内的水下河谷和辽中洼地的古湖盆虽被现代沉积物覆盖,但仍保存了原始地貌的迹象。

参 考 文 献

- [1] 耿秀山, 1981。中国东部陆架的古河系。海洋科学 2: 21—26。
- [2] 陈丽蓉等, 1980。渤海沉积物中的矿物组合及其分布特征。海洋与湖沼 4(2): 46—64
- [3] 周明镇, 1973。从一块骨化石谈起。化石 1: 12。
- [4] 耿秀山, 1981。中国东部晚更新世以来的海水进退。海洋学报 3(1): 114—130。
- [5] 中国科学院地化研究所 C¹⁴ 组, 1981。渤海湾西岸全新世海岸变迁。第四纪研究 5(1): 64—69。
- [6] 林美华, 1981。东海海底地形的特征。海洋科学 1: 24—27。
- [7] 秦蕴珊等, 1982。渤海海水中悬浮体的研究。海洋学报 4(2): 191—200。
- [8] Theodore Off, 1963. Rhythmic linear sand bodies caused by tidal current. *Bull. of the AAPG* 47(2): 324—341.

PALEO-GEOMORPHOLOGICAL UNITS AND RELICTS LEFT OVER FROM THE LATE PLEISTOCENE IN THE LIAODONG BAY*

Li Fan and Lin Meihua

(*The Institute of Oceanology, Academia Sinica*)

ABSTRACT

One of the most remarkable paleo-geomorphological units in the Liaodong Bay is Liaodong Shoal, which was shore sedimentation during the low sea level in late Pleistocene or early Holocene and have since been violently reformed.

Liaozhong Depression, which might have been a paleo-lake or paleo-lagoon, is located to the north of Liaodong Shoal. In the Liaodong Bay, there are many buried paleo-channels, among which Dalinghe-Liaohé paleo-channel is the longest. Those paleo-channels once injected into Liaozhong paleo-lake (or paleo-lagoon) from different directions. In addition, there are paleo-barriers, paleo-dunes, which were formed during low sea level, and some relicts can still be found on them. They might have been paleo shore sediments.

The development of above mentioned paleo-geomorphological units and relicts depends upon many factors, such as hydrodynamical regime, ununiformity of the distribution of the deposits velocity in different regions, and the change of the sea level etc. Although the solid discharges to the Bohai Sea by the Huanghe River are estimated at 1,200 million tons annually, approximately 70% of the deposits are in shallow area near the river mouth. In addition, submarine erosion is advantageous to the development of those paleo-geomorphological units and relicts.

Based on the paleo-geomorphological data two paleo-shorelines might have existed in the Liaodong Bay, one at the water depth of about 30 m and might have been formed 9000—10000 years ago, and one at the depth of about 20—25 m and formed about 7000—8000 years ago.

According to the characteristics of its paleo-shoreline and three shell banks of the west coast of the Bohai Bay, the region might have gone 5 times through relatively halting or pulsative changes since late pleistocene or early Holocene.

*Contribution No. 822 from the Institute of Oceanology, Academia Sinica.