超星·期刊

第45卷 第1期 华 北 地 质 Vol.45 No.1
2022年03月 NORTH CHINA GEOLOGY Mar. 2022

DOI:10.19948/j.12-1471/P.2022.01.01

渤海湾障壁岛-潟湖型成陆过程及对今后海岸带可持续发展的启示

—纪念天津地质调查中心第四纪地质调查与研究转入海岸带方向40年

王 宏[1,2,3]

（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.华北地质科技创新中心，天津 300170）

摘 要:以1980年代中期为界，天津地质调查中心的第四纪地质学研究，经历了前后两个阶段。前一阶段是以第四纪冰川与地层学为主，后一阶段则逐渐转为海岸带地学调查与研究。本文简要回顾了历经全室三代人的不懈努力，在第二阶段的泥质海岸带地层学、年代学、古生物学和地球物理学等领域以及在服务海岸带经济社会发展方面取得的成果。接着，通过对渤海湾中全新世以来海退过程中的“障壁岛-潟湖成因”假说的论证，介绍一个从地学基础研究向战略性应用研究“转化”的具体案例。基于对海面变化、海面标志点的地层学内涵、地貌学和年代学的研究，获得以下认识：(1)消除现代人为抽取地下水引起的下沉后，渤海湾的校正相对海平面变化带位于全球冰融水等效海面变化带内、或比后者稍高，说明区域性均衡掀升可以抵消局地新构造和沉积自压实二者共同造成的下沉，使得近7 ka以来研究区海退过程中的陆地地表长期处于潮间带海水的影响之下，这成为该地区形成“障壁岛-潟湖体系”的前提条件。(2)牡蛎礁平原的岭地与贝壳堤平原的泥质堤相同，它们可被称为“泥质堤”，与贝壳堤同属从潮间带发育起来的障壁岛型古海岸线。贝壳堤-泥质堤与堤后潟湖(及潟湖型洼地)，共同构成了渤海湾“障壁岛-潟湖体系”。在前期研究的基础上，再次勾勒并订正了贝壳堤-泥质堤古海岸线、潟湖(及潟湖型洼地)的时空分布。(3)最大海侵边界与具明显凸起地貌特征的最老古海岸线(最老贝壳堤-泥质堤)之间的宽达~30~100 km、距今~7~4.7(3.5) ka的低地，应属于第一期“古潟湖类洼地”；此后，随着不断向海推进的、逐渐年轻的多道贝壳堤-泥质堤障壁岛岸线的形成，在它们向陆一侧相应出现逐渐年轻的多期潟湖洼地环境。这种周期性的反复，成为渤海湾“沧海变桑田”的基本特征。(4)尽管这个过程被近两个世纪以来的人类活动极大地掩盖，但面对21世纪海面上升以及局地环境现状(保有高程偏低、地面下沉、潜水位与含水层顶板反倾等)，本文预测障壁岛-潟湖特征将重新凸显：例如围海造陆区块-沿海堤坝共同构成的人工岸线向陆一侧的面积广大的原始潟湖地貌景观的湿地特征将可能进一步加强。虽然当前的“海岸带绿色屏障带”布局契合本文揭示的障壁岛-潟湖自然过程，但仍应从地质历史发展的角度，予以重新审视，以使中长尺度的规划具有更为科学、坚实的基础。

关键词:海面变化；贝壳堤；泥质堤；堤后洼地；障壁岛-潟湖体系；地质演化周期性

中图分类号:P748 **文献标识码**:A **文章编号**:2097-0188(2022)01-0001-17

1 研究历史与成果简述

中国地质调查局天津地质调查中心，在1962年成立之初的名称是地质部华北地质科学研究所，1970年代末以来，先后更名为国家地质总局、地质矿产部、国土资源部天津地质矿产研究所，2018年改为现在的自然资源部中国地质调查局天津地质调查中心。我们的海岸带与第四纪地质室，随着时代的变化，亦曾四易其名：从建所之初的“第四纪地质研究室”，到1990年代末的“海岸带与水资源研究室”，再到2008年成立“海岸带与第四纪地质研究所”，2020年后，再次更名为“海岸带与第四纪地质室”。60年来，这个以第四纪地质学为主要研究方向、几经易名的研究室，历经三代、前后近百人的不懈努力，随着国家地质事业的发展而成长，在基础科学调查与研究、服务经济社会发展两方面，均取得了一定的成绩，成为国内海岸带第四纪地质学领域的一支重要力量。

建室之初，前辈们的精力主要集中于第四纪冰川地质与地层学方向。1980年代初，开始部分转入沿

收稿日期:2022-03-02

资助项目:中国地质调查局项目“津冀沿海资源环境承载力调查(DD20189506)”；中国地质调查局项目“黄渤海海岸带重点生态保护修复区综合地质调查(DD20211301)”。

作者简介:王宏(1948-)，男，理学博士，研究员，主要从事泥质海岸带第四纪地质学研究，E-mail:wanghong_tj@mail.cgs.gov.cn。

超星·期刊

海第四纪地层研究；而海岸带晚更新世–全新世地质地貌调查，则肇因于1984年夏季的渤海湾风暴潮。自那时起，泥质海岸带地层学、古生物学、古气候学、年代学及海面变化等相关基础研究与服务经济社会活动的努力，同时展开（图1）。

1970年代末至今，在下列方面开展了调查研究，获得大量成果，择其要者简述如下：

—海岸带地层方面[4-12]，
—海区地层方面[13,14]，
—河流上中游地层方面[15-17]，
—海岸线变迁、海面变化方面[6,10,14,18-22]，
—植物与孢粉学方面[23-26]，
—有孔虫学方面[27-30]，
—硅藻学方面[31-33]，
—^{14}C年代学方面[19,20 22 34-38]，
—^{210}Pb和^{137}Cs年代学方面[39-45]，
—OSL年代学方面[46,47]，
—磁性地层学方面[48-55]，
—贝壳堤方面[20,22,56-60]，
—牡蛎礁方面[22,61-68]，
—贝壳生物碳酸钙稳定同位素方面[62,69]，
—数学建模方面[70-72]，
—遥感方面[73,74]，
—地质考古学方面[12,75]，
—图集编制方面[76]，
—泥质海岸带大比例尺区域地质调查和专题研究方面[77-80]，
—“908”专项方面[81-84]，
—服务经济社会发展方面[39,85-119]。

以上是对建室60年及后40年来转为海岸带方向所取得的成果的简要回顾。下面，本文以渤海湾距今～7 ka①开始的海退成陆过程，作为一个具体的研究案例，回顾海陆变迁历史、展望21世纪可能的变化趋势。

2 渤海湾的“沧海桑田”过程

2.1 海面变化背景

以海面变化研究的长期丰厚积累[120-125]为基础，近年来至少6个研究小组重建了与全球冰融水等效（与冰融水等体积、等量的）海面变化②曲线（the ice-vol-

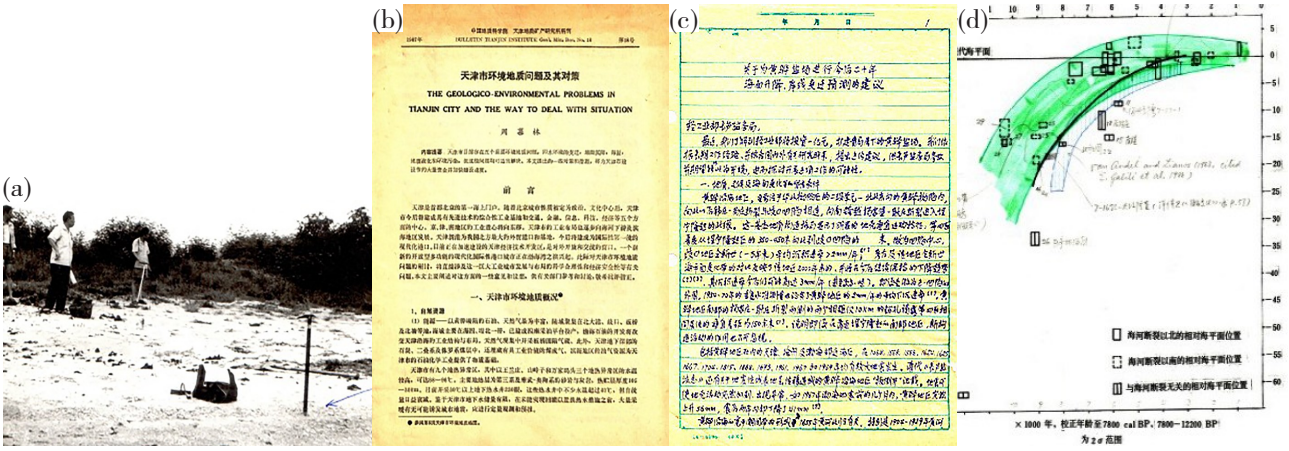

图1 天津中心早期的海岸带地质工作

Fig.1 Historical documents showing the CGS Tianjin Center's previous studies for the coastal plain geology and the initial efforts serving the muddy coastal ecosocietal development

a.河北省黄骅县（现河北省黄骅市）歧口乡政府东侧。第I道贝壳堤向海一侧受到风暴潮侵蚀的贝壳质高潮滩面，1984年8月23日。中间为李凤林研究员（1925- ），右侧刘有民（1939-2009）、左侧葛树华（1949-1999）；b.原研究室主任周慕林研究员（1919-1998）涉及天津市海岸带地质环境问题的论文，是我室第一批海岸带地学研究的成果之一[1]；c.由原研究室主任陈茅南研究员（1931-1987，1987年12月5日在西昌野外殉职）组织的致原轻工业部长芦盐务局关于开展海岸带地质环境变化研究的横向项目建议原稿[2]，自那时起开始了服务经济社会发展的不懈努力；d.1980年代中后期的全新世海面变化研究：海面标志点时空框图、^{14}C年龄同位素分馏效应校正的探索[3]

①本文的ka，是距今“千年”之意。^{14}C年代学的“距今”，是以公元1950年为起点向前回溯。例如，^{14}C年龄2000年，即公元前50年（=1950−2000）。^{14}C年龄与公元纪年有50年的差别，在与历史考古学以公元纪年的年龄对比时，需注意这一点。但是，光释光（OSL）年代学的“距今”则是从样品测量的年份向前回溯。例如下文图5d的汪子岛OSL年龄0.97 ka，是2021年测量的，所以要从2021年回溯。本文的^{14}C年龄，均为校正年龄（包含“驻留时间效应校正”）。

超星·期刊

ume equivalent sea level curves，ESL，IESL）[131-135]（图2）。图2的浅蓝色海面变化带涵盖了这6条曲线的最大时空分布范围，其中两条曲线分别构成了该带的上、下边界（分别标示为深蓝色线）[132,133]。这个变化带，反映了当前对全新世ESL海面时空变化历史的较新认知。

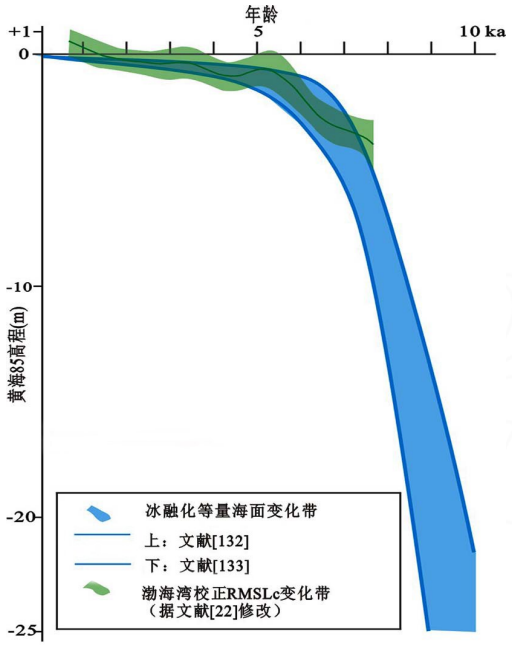

图2　~9 ka以来全球冰融水等效海面变化带（ESL）和渤海湾校正相对海平面（RMSLc）变化带③的对比

Fig.2 Comparison between belt of the ice-volume equivalent sea level curves (ESL) and belt of the corrected relative mean sea level trend (RMSLc) on the coast of Bohai Bay since the last ~9 ka

注：全球ESL变化带（蓝色带）上、下边界由深蓝色线曲线[132-133]标示，该带还包含文献[134]搜集的更多研究者及文献[135]的共6条不同的曲线（或海平面时空分布点）。渤海湾RMSLc变化带（浅绿色带）：消除了20世纪中叶之后人为抽取地下水引起的地面沉降分量的影响后，渤海湾沿岸距今~7.5 ka以来的共计84个相对海平面标志点（贝壳堤27个、牡蛎礁13个、贝壳堤平原沉积物31个和牡蛎礁平原沉积物13个）重建的校正相对海平面变化带。原始数据据文献[22]。文献[135]的曲线与蓝色带下边界极为接近，未再特别标示。

图2的蓝色变化带显示，全新世早中期海面迅速上升，从11 ka时的~-55~-34.5 m上升到~7 ka时的~-5.4~-2 m[132,133]，平均上升速率~1.24~0.81 cm/a（相当于1.24~0.81 m/100 a）。但是，7 ka至今，海面上升明显变慢，从-5.4~-2 m逐渐上升到现代的高度，速率降至0.077~0.028 cm/a之间（7.7~2.8 cm/100 a）；而6 ka以来更是如此，海面从~-2.9~-1 m上升至现代高度，速率降至仅为0.048~0.017 cm/a（4.8~1.7 cm/100 a）。

在渤海湾，先是获得了该地区经驻留时间效应校正的相对海平面变化带（Relative mean sea level band，RMSL band）[19]；经过近六年的努力，最近又获得了由不同分量相互博弈形成的相对海平面变化曲线（RMSL）[22]：

$$RMSL=ESL+GIA+L1+L2+L3 \quad (1)$$

RMSL，渤海湾相对海平面变化带（图2：浅绿色带），

ESL，全球冰融水等效海平面变化带（图2：蓝色带），

GIA，冰-水均衡调整[136]④、虹吸作用[137,138]，

L1，新构造下沉，

L2，沉积物自重压实下沉，

L3，人为抽取地下水引起的地面下沉。

其中，分量L3是近半个多世纪以来的人为贡献，它对渤海湾沿岸几乎所有海面标志点均产生了不同程度的影响，从累计下沉量最小的0.05 m（例如黄骅市前苗庄，海面标志点No. 90）到最大的2.0 m（例如位于大港沉降漏斗中心穿港路采土场的Nos. 25~28）[22]。但是，它与局地因素L1、L2和区域因素GIA在全新世10^2~10^4 a尺度上的博弈无关。在研究全新世海面变化时，先应消除该人为因素。因此，在对其加以校正后，本文获得了RMSLc（the corrected

②传统上，将此称作eustasy [126]，中文对应术语是“水动性海面”[127,128]。近年来，更多地称作the ice-volume equivalent sea level (ESL或IESL)，与冰融水等效（与冰融水等体积的、等量的）海面。实际上，在不考虑“虹吸效应”引起的大洋水体流动造成的远区小幅海面升降时，中文“水动型”已经准确地反映了eustasy的本义。我们平时口语化地又称为“绝对的”或“真实的”海面变化，意思都是一样的。国内研究者今后在选择对应中文术语时，仍可使用“水动型”一词。至于海面变化，凡本专业的研究者均深切地意识到，在海面变化（sea level change）研究过程中，从“海面变化标志点（the sea level indicators, the sea level index points, SLIP）”到“海平面（the mean sea level）标志点”，是一个严格复杂的标准化过程[22,129,130]，不宜像媒体和公众那样轻易地使用“海平面”一词。

③本文的校正相对海平面变化带（the corrected relative mean sea level, RMSLc），利用从github下载的开源代码“EIV_IGP”对海平面变化数据进行贝叶斯推理，进而依据Niamh Cahill（Maynooth University）开发的实现变量含误差-综合高斯过程模型（EIV-IGP Model, Errors-in-variables Integrated Gaussian Process Model）获得。

④GIA, Global Isostatic Adjustment, 本身即包含glacio-isostasy（冰均衡）和hydro-isostasy（水均衡）两方面，但长期以来按字面意思译作“冰（川）均衡调整”。渤海湾所在的远区自中全新世冰盖消融基本结束后，水均衡调整作用凸显出来。因此，特别是于“远区”而言，其完整准确而无歧义的中文对应术语应该是“冰-水均衡调整”。

超星·期刊

RMSL）校正带（图2：浅绿色带）。对此，可理解为若在半个多世纪之前尚无人为抽取地下水引起的下沉时，开展海面变化研究会遇到的情况：

$$RMSLc=ESL+GIA+L1+L2 \quad (2)$$

RMSLc可视作全球因素+区域因素（ESL+GIA）和局地因素（L1+L2）共两组4个分量的博弈结果。

今后一段时间内，我们仍不具备据渤海湾案例对全球ESL变化做出约束和修正（constraining）⑤，从而确切重建渤海湾的地区性真实海面变化历史的能力。因此，目前仍只能从分析各个分量入手，推导出尽可能准确的海面变化过程。这里假定ESL（图2：蓝色带）同样适用于渤海湾西岸（乃至整个中国海岸带），那么形成渤海湾实测相对海平面变化曲线（RMSL curve，应该位于图2的浅绿色带内）的驱动因素（分量）会有以下5种可能的组合：

（i）在既无局地下沉又无区域掀升而仅受ESL影响时，实测曲线应落在ESL蓝色带内；

（ii）除ESL影响外仅增加局地自然下沉时，实测曲线应落在蓝色带下方；

（iii）除ESL影响外仅增加区域掀升时，实测曲线应升至蓝色带上方；

（iv）在ESL影响背景下，既存在自然下沉又存在掀升、且二者绝对值相差不大时，则相互抵消后的曲线仍位于蓝色带内；

（v）当自然下沉明显大于掀升，则会落于蓝色带下方，反之则升至蓝色带上方。

渤海湾属于“远区（far field）”的大陆边缘地区[136]，受到属于区域性GIA的均衡掀升[132,133,136,140]和“虹吸作用（syphoning）”[137]的影响；而渤海湾沿海地区局地新构造下沉[141,142]、自压实下沉[143]和抽取地下

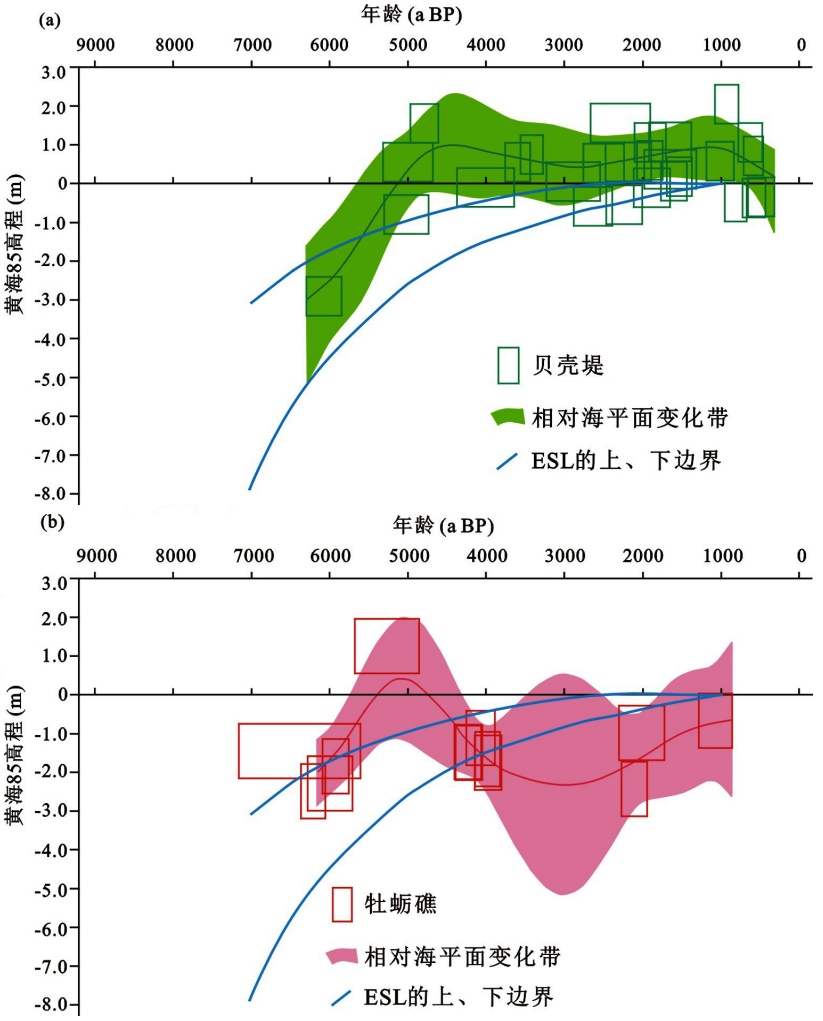

图3 消除了抽取地下水引起的现代人为下沉影响后，渤海湾贝壳堤（a）、牡蛎礁（b）两类相对海平面标志点时空分布特征及与全球ESL变化带（参见图2）的对比⑥

Fig.3 Contrast between the characteristics of two categories of the relative mean sea level indicators, derived from the cheniers (a) and oyster reefs (b), respectively, with the global ESL band (Fig.2), the influences of groundwater withdrawal have been eliminated for each indicator

注：堤、礁海平面标志点的时空分布据参考文献[19,22,59,68,146]修改。

⑤根据实际调查结果和根据模型预测结果研究海面变化，已成为两个不同的分支“学派”。近年来，国际海面变化研究愈加强调二者的相互约束、校验（constraining）。当前，国内海面变化研究尤其是在“建模”方面，明显落后。尽管如此，我们期望首先加强实际调查，以期最大限度地从“正演”方向做好中国大陆的全新世实测海面变化研究。另外，在闽粤和渤海湾岸段，二者结合的尝试，也已经开始了[21,139]。根据“驻留时间效应”校正后的新的时间序列与原有序列的对比，实际上也暗含着用实测数据约束模型的努力[22]。

⑥图2反映距今~9 ka以来渤海湾（乃至整个中国大陆）海水逐渐升高，从东侧大陆架向西的进侵。但是图3着力反映的却是进侵的海水达到其最大边界后、转而从内陆向东退出的过程。尽管在这个过程中，海面仍在缓慢上升，但海岸线却是逐渐向东推进的。因此，图3的海面上升变化带做了水平翻转，以便更为具象地反映从西向东的海退过程。图3b牡蛎礁平原在~4~2 ka期间误差明显变大，是该时段缺少数据所致。新加坡的海面变化曲线在~5.8~2.5 ka时段因无数据，也有相同的情况[145]。

超星·期刊

水下沉[144]，也已被大量研究所证实。因此，渤海湾的海面变化，必然属于上面5种组合中的最后两种（即iv和v）。

RMSLc带基本位于蓝色带内（图2），暗示着～7 ka以来的海退过程中，区域因素GIA与局地因素L1+L2的博弈大致持平、相互抵消，GIA在贝壳堤平原的贡献甚至稍大一些（图3a）。

～7 ka海侵达到最大边界以来，海平面标志点与以前一样，仍然受到ESL、GIA和新构造、自压实的共同影响。其中，新构造和自压实下沉的总量（L1+L2）从～7.8 ka以来的～4 m降到近1 ka以来的不足10 cm（例如No.56: 7.85 ka以来4.0 m；No.64: 7.49 ka以来3.46 m；No.55: 7.11 ka以来3.48 m；No.97: 6.22 ka以来2.57 m；No.13: 0.92 ka以来0.09 m[22]）。图3显示，这个累计下沉量并未使堤、礁海平面标志点的高度（绿色带和粉色带）低于ESL带的高度（以两条深蓝色线表示，即图2蓝色带的上、下边界），其原因应是均衡掀升对下沉的抵消作用。

另一方面，我们的RMSLc又与中晚全新世以来远区“水均衡（hydro-isostasy）”和“虹吸效应（syphoning）”导致的中全新世数米高的“高海面”模型预测结果明显不同，暗示着渤海湾地区可能并无现有模型所预测的非常强烈的均衡掀升和虹吸作用，这可能也是为何要对东亚大陆边缘地壳响应做进一步解释的原因[147]。更进一步，当不但消除抽取地下水（L3）、且进一步消除新构造（L1）和沉积物自重压实（L2）所有3个局地因素后，仅由ESL和GIA控制的RSL海面变化从上升减缓变为基本停止的转折点在～6.8 ka[22]。但是，本文仅做L3校正后的转折点却在～5 ka（图3），暗示海侵在达到最大边界后（例如雄县附近[148]），区域均衡掀升与局地自然下沉因素的博弈，使得古地表面仍维持在-2～0 m高度直至5 ka时，这为规模巨大的“古潟湖洼地I期”提供了高潮海水入侵的足够空间和时间。图3显示0 m上下的地表高程甚至持续至现代，而QX1孔反映海水影响在3.53 ka逐渐式微时，地表在-0.36 m[10,22]。

其结果是，自～7～6 ka以来，区域掀升与局地自然下沉相互博弈、且前者稍强一些，使得可作为古地表高度代用指标⑦的海平面标志点及潟湖盐沼层，长期保持在与同时期ESL海平面及其潮间带（平均大潮潮差的垂直范围）大致相当（或稍高、稍低）的高度位置。今天我们看到的那些年代较老的贝壳堤和牡蛎礁所近似代表的当时的古地表高度，随着时间的推移基本稳定或仅有小幅上升，使得研究区古地表长期处于受ESL海面控制的、有利于障壁岛–潟湖形成的潮间带及上下相邻深度内。相反，对于那些冰均衡补偿强烈的原冰盖区及边缘隆起区（forebulge），地表高程会在全新世发生强烈变化，即如原冰盖区的隆升、过渡区的先隆升后塌陷（如纽芬兰地区[154]）以及强烈的塌陷（如美国切萨皮克湾沿海地区[155]）。这些，在大量著述中均有详细的论证[138]。确立受多种因素制约的古地表高程代用指标，是重建任一沿海地区古地貌演化历史的途径。

简单总结：

（1）～7 ka开始海退时，ESL海面高度在～-5.4～-2 m，随即缓慢上升至现代0 m高度（图2：蓝色带）。渤海湾距今～8 ka以来的全新世相对海平面变化带（图2：浅绿色带）基本被包含在这个全球ESL变化带内。

（2）消除人为抽取地下水造成的现代下沉后，～8～7 ka以来的均衡掀升抵消了局地下沉，使研究区长期处于基本稳定或掀升稍大于下沉、但又无明显“高海面”的状态。这一博弈保证了渤海湾海退成陆过程中古地表长期保持在潮间带深度或在该深度范围的上下，即长期受到潮间带（或风暴潮高水头）海水的影响，有利于潮间带深度的障壁岛型贝壳堤–泥质堤的形成；同时，因此而造成的沿海平原大面积地势低下卑湿，为古代风暴潮高水头的频繁向内陆入侵创造了条件，又有利于潟湖（及潟湖型洼地）的形成与长期保持。

总之，稍大于自然下沉的均衡掀升，既保证了渤海湾沿海平原地表自～8～7 ka以来总是不致过低而

⑦渤海湾贝壳堤平原和牡蛎礁平原海退成陆过程的古地表高程，可通过海面标志点、微地貌与沉积环境（例如潟湖盐沼沉积层顶板反映的潮间带上限等）推知。大比例尺地图[149]显示，第IV道贝壳堤以东地表直至近代仍多在黄海85高程~+1.2 m以下（依该图起算点在大沽高程零点以下1.3 m处换算[75,98]）。第V道堤向西至贝壳堤平原最大海侵边界间宽近100 km的潟湖（潟湖类洼地）地表一直维持在现代高程~+2 ± 1 m（例如青7孔[150]，Q7、QX01和QX03等孔[21,22]），只是在晚全新世中晚期以来才因泛滥加积变高[150, 151]，加积厚度最大接近10 m。北部的牡蛎礁平原，加积作用没有如此强烈，青甸洼以外的陆相地层厚度可增加至4~5 m，但下伏的受海水影响的潟湖古地表仍接近零米高度[152]。与第IV道贝壳堤相连的欢坨–刘快庄–潘庄–桐城泥质堤（岭地）以南现代地表多在+1~2 m之下，该岭地以北至最大海侵边界处的~30 km宽的青甸洼潟湖低地表面，至今仍然保持<+2 m的地貌特征[153]，由此可推知海退以来的潟湖古地表高程一般亦在零米上下。

超星·期刊

Barrier-island-and-lagoon characterized land formation in the Bohai Bay and its enlightenment to sustainability of coastal development

WANG Hong[1,2,3]

(1.*Tianjin Center, China Geological Survey, Tianjin* 300170*, China;* 2.*Key Laboratory of Coast Geo-Environment, China Geological Survey, Tianjin* 300170*, China;* 3.*North China Center for Geoscience Innovation, Tianjin* 300170*, China*)

Abstract: The research on Quaternary geology in Tianjin Center has been experienced two stages divided approximately in the middle of 1980s. The first phase was mainly focused on the Quaternary glacio-stratigraphical study, while the second had being gradually oriented to the coastal geological investigations and study as well. This paper reviews succinctly the profound achievements in the field of fundamental researches, including litho- , bio- and chronostratigrahies and applied geology serving for the coastal ecosocietal development. Then, taking the local marine regressive processes as a case study, this paper re-emphasizes the hypothesis of 'Barrier-island-lagoon cause' for the land formation of Bohai Bay. Based on multi-disciplinary approaches on sea- level change, stratigraphic significance of the existing sea- level indicators, microgeomophology and chronology, we found : (1) The RMSLc (corrected relative mean sea level) belt is to fall into the global ESL (ice-volume equivalent sea level) belt or even slightly higher than the latter after eliminating the local subsidence caused by the groundwater withdrawal. It suggests that the regional isostatic uplift can fully offset the local subsidence given by both neotectonics and self-compaction. As a result, a configuration of the palaeo altitudes of being formed land following marine regression since the last ~7 ka have been basically under the simultaneous tidal water influences and, thus, it provides a precondition for the 'Berrier-island-Lagoon System' of the study area. (2) The muddy mounds, found in the Chenier Plain, are equivalent to the muddy mounds of the Oyster Reef Plain and can be characterized as the 'muddy cheniers'. Both shelly and muddy cheniers altogether form a number of the palaeo barrier-shaped shorelines. Based on our previous study, this paper re-depicts a temporo-spatial distribution of the regional palaeoshorelines under such a new concept of the shelly-muddy cheniers. (3) A coastal wetland, ~30 km wide apart in between the maximum marine transgression boundary and the oldest morphologically-remarkable shoreline (a linkage of the Chenier V and the Muddy Mound Shizhuang-Dongjituo-Mengzhuang), with time span ~7-4.5 ka, should be attributed to the 'Palaeo Lagoon I'. Afterwards, following periodically formed barrier shorelines, new lagoons may disconsecutively occur behind the each barrier shoreline simultaneously and/or even obviously later (The younger high waters may even farther pour into those previously older lagoons). This cyclicity is thus a basic characteristic of the area and is an essential feature named Canghaisangtian, i.e., seas change into mulberry fields. (4) Although such processes have been greatly impacted by human activities during the past two centuries, facing to the predicted coming rise of sea level this century and potential environmental deterioration (ground subsidence, landward-reversed groundwater table, etc.), this paper forecasts the Barrier-island-Lagoon environment will reappear obviously again in the coming future. Fortunately, the geographical layout of 'Green Coastal Defence Belt' perfectly tallies with the aforementioned cyclicity and the youngest lagoonal area. Nevertheless, it is necessary to re-examine closely this urban plan under the geologic evolution point of view and better to further aggrandize its strategic position in order to meet the mid- and long time scale coastal sustainability.

Key words: sea-level change; shelly chenier; muddy chenier; depression behind chenier; barrier island and lagoon system; cyclicity of geological evolution

超星·期刊

不能形成障壁岛(贝壳堤和泥质堤);又不致如模型预测的"高海面"那样强烈掀升,因此能保证堤后低地长期处于高潮海水的影响深度内,形成潟湖–盐沼地貌。

2.2 "障壁岛–潟湖体系"假说

渤海湾沿海平原大致以海河为界,以南为渤海湾西岸平原(包括黄河三角洲西北部),又称作"贝壳堤平原",分布着5道贝壳堤古海岸线;以北为渤海湾西北岸平原(包括唐山市西南部),又称作"牡蛎礁平原",分布着4~5道岭地(泥质堤)⑧古海岸线和8道被埋葬于地下的牡蛎礁群。贝壳堤和泥质堤可以大致连接[76,81],形成与现代海岸线基本呈同心圆状分布的4~5道古海岸线(图4)。各道海岸线之间,是潟湖–盐沼泥质低地。渤海湾在~7 ka (6.9~6.7 ka) 开始的海退,是在海面上升明显变缓(图2)背景下以障壁岛–潟湖体系为特征的成陆过程(图3,4)。

前期研究已经指出渤海湾"贝壳堤平原"属于障壁岛–潟湖体系[153,156,157],大比例尺区调也提供了更多的地层证据[78]。但是,渤海湾西岸的较老的贝壳堤、西北岸的岭地,有被后期沉积物掩埋的情况,自然不会是西北欧瓦登海、墨西哥湾障壁岛–岛后潟湖那样的典型现代障壁岛–潟湖地貌特征,因而渤海湾沿海平原的障壁岛–潟湖体系,长期以来并未成为明确的"共识"。

能否发生海侵以及海侵的范围,与沿海平原的地表高程有关。地势低平,有利于海水的远距离入侵。整体上,研究区南部的现代地表比降是~1/10 000[10,81,105,106],北部牡蛎礁平原甚至更低到1/20 000~1/30 000[153]。尽管现代地表是对古地表的继承,但若了解数千年前的全新世海侵,还需获得当时古地表的更为直接的代用指标。本文利用分布广泛、且垂直海岸线的三类海面变化标志点—(1) 海侵前底泥炭顶板、(2) 贝壳堤底板、牡蛎礁顶板和 (3) 海侵之后潟湖–盐沼层的—连线,来重建古地表状况。

在自然状态下(即消除第3类下沉因素,L3),牡蛎礁平原埋藏牡蛎礁顶板连线几乎是水平的[22],极为低平的现代地表坡度与此一致[153]。贝壳堤平原5个钻孔揭露的全新世底泥炭层坡度是~1/10 000[10,106],现代地表坡度与此相当。此外,作者所在研究小组的数百个Eijkelkamp全取心孔及部分其他研究者的结果[150,160]揭示,渤海湾沿海平原海侵层顶板的埋深多在2±1 m,其上转为潟湖–盐沼环境的泥质沉积物。单纯的河水面流作用的泛滥扇盖层,一般不超过1 m(例如牡蛎礁平原兴坨剖面),至于更接近内陆的最老潟湖区古地表被厚层泛滥扇覆盖,不过是晚全新世之后的事情,并非潟湖形成时的地表高程(参见脚注6)。地表土壤的母质层甚至直接就是潟湖–盐沼泥质沉积物(例如南、北大港的Eijkelkamp岩心)。

以上代用指标的情况说明,近7 ka开始海退以来,沿海平原低平的古地表及沉积环境,长期受到潮间带深度海水的影响,这是发育障壁岛–潟湖体系的前提(图4,5)。

前人以反映海水影响的有孔虫的向陆最远发现处,作为海侵的最大边界,并详细讨论了感潮河段甚至更向内陆延伸的位置[153,159]。下面,试论贝壳堤平原和牡蛎礁平原海侵最大边界、最老障壁岛古岸线及二者间的潟湖–盐沼地貌单元("古潟湖洼地I期")。

在贝壳堤平原,最老的第V道贝壳堤(图4)西北~45 km处的QX01孔里,发现了厚~6 m的、距今~7.85~3.53 ka的以潟湖–盐沼环境为主的沉积物[10,21,22]。根据该孔该段地层的厚度,可推知当时海水影响的最大范围必然在更西侧,甚至达到~60 km之外的任丘–献县一线(与邢忠信的讨论,2022.02)。文献[150]估计贝壳堤平原最大海侵边界在青县城关,其与东南侧~30 km之外的最老贝壳堤之间存在"滨岸潟湖带"。由于据以确定海侵最大边界的青县城关青7孔海相层厚度仍有1.88 m[150],因此海侵最大边

⑧岭地,the muddy mound,是分布于渤海湾西北岸"牡蛎礁平原"上的长垄状泥质凸起,地方名称"坨子"和"垈"等[156]。专业术语早期称为"细沙堤"[156]、"背迭海积阶地"[157]、"垄岗状高地"或"岭地"[158,159]。李元芳研究团队早已指出岭地不是河流成因,而是海成的,其下中部是宽浅的泥质海滩、中上部是潟湖沼泽环境[152]。本文采用"岭地"术语,并认为它同样属于chenier,但并非是贝壳堤、而是泥质堤,即muddy chenier。因此,chenier包括贝壳堤(the shelly chenier)和泥质堤(the muddy chenier,即"岭地")两大类。泥质堤,又可简称为"泥堤",其分布甚至不局限于牡蛎礁平原,在贝壳堤平原的歧口、无棣汪子岛的贝壳堤之下,亦有发现。例如歧口第II道贝壳堤之下的"背迭海积阶地"[157]和汪子岛贝壳堤之下可能的泥堤[118]。Eijkelkamp槽型取样器钻探发现,歧口贝壳堤之下的泥质凸起为NNW–SSE向展布[78],应该就是"背迭海积阶地"[157](图4c)。汪子岛贝壳堤之下的泥堤光释光(OSL)年龄显示形成于~1 ka前后,而其向陆一侧的沉积盖层距今仅~170 a,暗示那里的泥堤作为障壁岛先形成,而向陆侧受海水影响的泥质盖层后加积的障壁岛–潟湖体系特征(陈永胜、李琰于2021.12的OSL测量结果[119])(图4d)。此外,在天津市近郊华庄子等地,也早有泥质堤的报道[156,157]。

超星·期刊

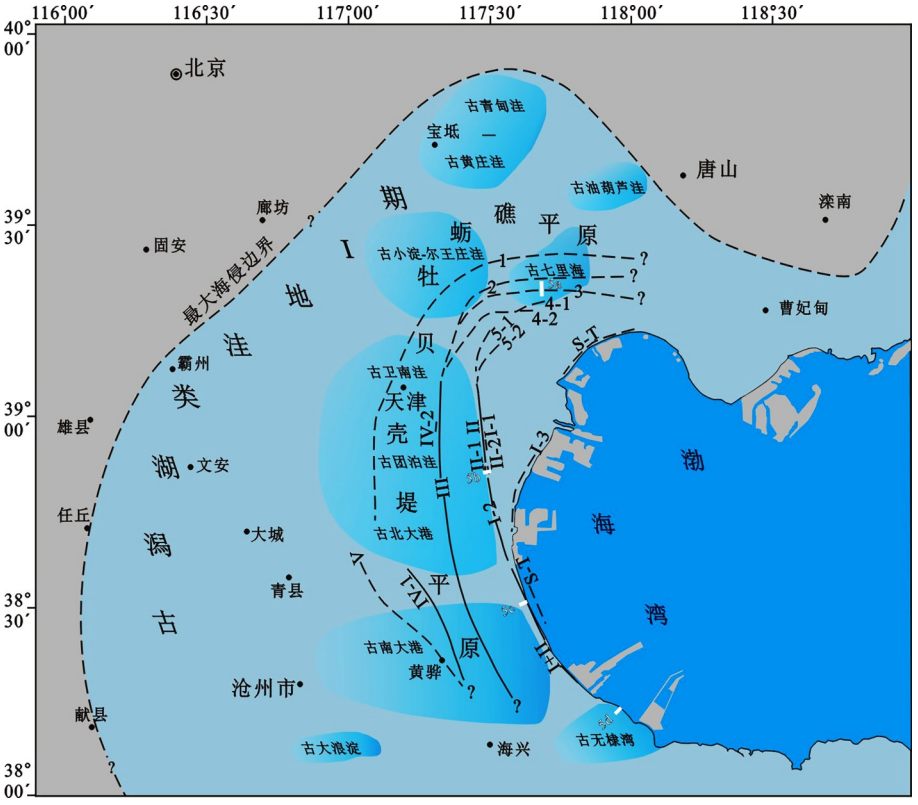

图4　渤海湾海侵最大边界、古海岸线与潟湖洼地分布示意图

Fig.4　Sketch map of the maximum marine transgression, palaeoshorelines and lagoonal depressions, determined by numerous evidence of stratigraphy, shelly/muddy cheniers, morphology and chronology, on the coastal plain of Bohai Bay

注：海侵距今~7 ka达到最大边界时的古渤海湾最大范围与几乎同时的明显凸起的最老贝壳堤–泥质堤(岭地)障壁岛古海岸线二者间的“潟湖I期”宽阔低地，以及与其余诸堤相间的各潟湖洼地[18,20,76,81,148,153,156,157,161-165]。“古北大港”等浅蓝色地区，曾是常年积水部分。“古潟湖类洼地I期”等极浅的灰蓝色地区，具备潟湖洼地的地貌条件但不一定永久积水。这两部分常无明确的界线，视受海水侵入的程度而发生变化(2003年“10.11风暴潮”将已干涸多年的天津市马棚口“南水源”西侧洼地淹没[168]，后十余年未变干)。图内白色短线段5a–5d是图5各剖面的位置。

界必然还应更靠西。近来在古文安洼发现了距今~6.8 ka的海侵层[148]。另一方面，在QX01孔东南侧~40 km处的潮间带深度内，在~6.7 ka时已经出现了作为障壁岛的最老的贝壳堤(东孙村第V堤)[20,22,59,166]。说明距今6.8~6.7 ka时，在东西向相距~80~100 km的两端，海侵既在西端达到最大边界、又在东端形成了障壁岛。海水在这片开阔的潟湖洼地逗留了~3 ka，最后在距今3.53 ka时退出(QX01孔的海面标志点No.50[22])。一些研究者仅注意到海侵最大边界与最老贝壳堤二者的空间非同一性，但却未深究它们的时间同一性。实际上，这正是“障壁岛–潟湖”地貌特征的反映。

在牡蛎礁平原，海侵最大边界划定在宝坻区张古庄–黑狼口之间[153]，该线在最老的黄庄–东老口牡蛎礁以北~20 km[64]，在最老的障壁岛—史庄–东棘坨–孟庄岭地(泥质堤)—古海岸线[76,81]以北~30 km。另有认为海水影响最大范围直抵牛道口一带[152]。张古庄以北的青甸洼是“近海的沼泽湿地”[153]，本文推断该洼地极可能亦曾受到高潮水的影响，可视作潟湖区向陆侧的最远端(图4)。

由此可见，牡蛎礁平原古潟湖边缘甚至可发育于明显可辨的岭地(泥质堤)古海岸线以外(以北)~30 km、甚至更远的地势低洼的地方。海侵到达最大边界的时间，可据黄庄–东老口牡蛎礁的7.77 ka[68,152,159]。若将牡蛎礁平原最老岭地与南部贝壳堤平原最老贝壳堤(第V堤)相连，则其年龄也应在~6.7 ka。另一方面，在最老岭地以北的里自沽，海相层顶板之上，扭曲蚌 *Arconaia contorta* 开始出现时间要晚到4.71 ka时[22,160]，即海退之后的近南北向宽度~30 km的潟湖–盐沼发育持续时间~2 ka。近现代汪子岛贝壳堤–泥堤海岸线后潟湖的宽度~30 km；1938年、1939年连续两年，风暴潮水在渤海湾津冀鲁沿海地区的淹侵范围最宽达20~30 km[167]；2003年“10.11风暴潮”水向内陆入侵~30 km[168]。这些，可作为全新世海侵最大边界处古潟湖宽度的佐证。

俵口–岭头礁群(第VI礁群)在~4.2~4 ka时被潮间带泥层覆盖，随即开始向上加高形成俵口–岭头岭地(图5a)。该道岭地从下伏牡蛎礁顶板向上，总厚~4 m。下部是~2 m厚的潮间带泥质沉积；中上部转为厚1~1.5 m、具“蒜瓣土”结构的潟湖–盐沼相泥层，内夹夯土层(出土战国、汉代的陶片和汉砖[169,170])；上部–顶部是隋唐古土壤和宋金之后的泛滥

超星·期刊

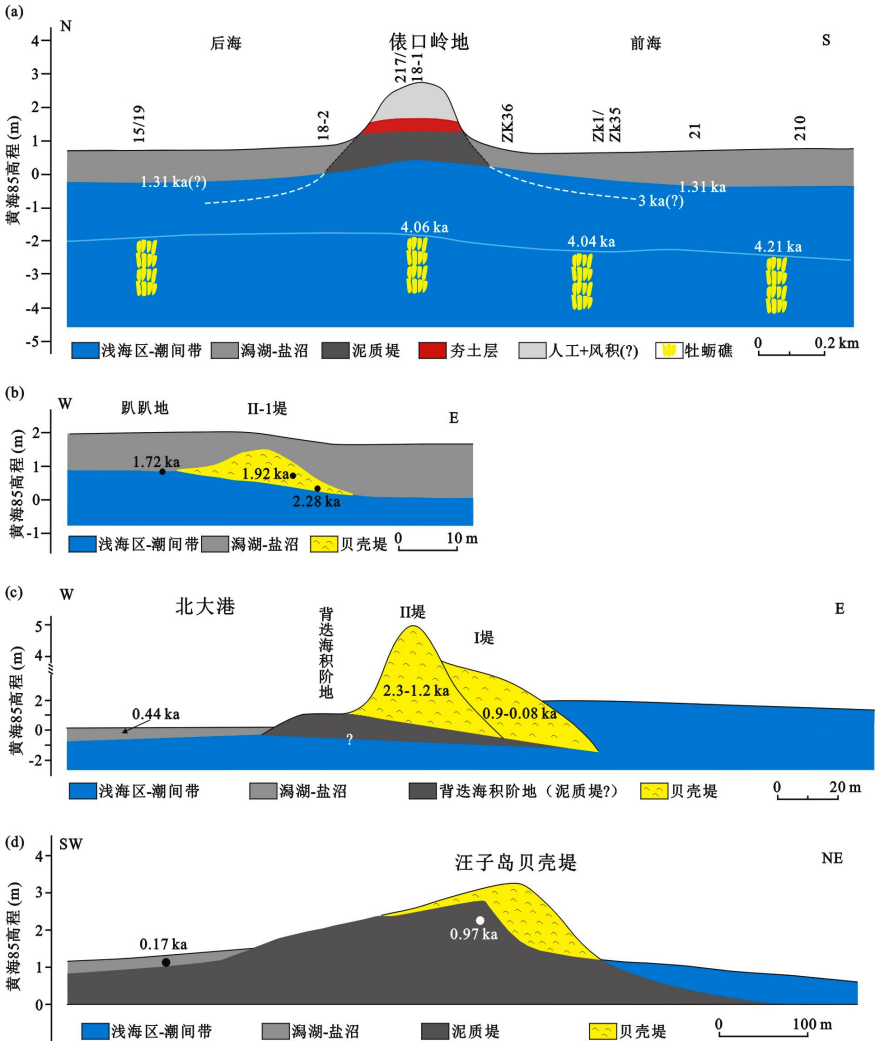

图5 渤海湾沿海平原障壁岛–潟湖体系的一组证据

Fig.5 A set of evidence indicating the barrier–island and lagoonal system developed on the coastal plain of Bohai Bay

a.俵口岭地及其北、南两侧。俵口–岭头礁群在~4 ka时被潮间带泥层覆盖，随即开始向上加高形成俵口–岭头岭地。在距今~1.3 ka的初唐时期[75,77,170]转为“古七里海”潟湖；b.大港古海岸遗迹博物馆（贝壳堤博物馆）西侧II–1贝壳堤，^{14}C年龄表明堤后潟湖盐沼泥质沉积物比该支堤年轻了~500~200 a[22,56,78]；c.歧口贝壳堤及下伏背迭泥质海积阶地[157]，本文推测该阶地即泥质堤[78]。北大港潟湖内的^{14}C年龄[21]比II、I堤的年龄[20]更年轻，显示潟湖的后期充填；d.汪子岛贝壳堤及下伏泥堤，陈永胜和李琰的先导性OSL测年结果表明泥堤向陆侧的潟湖–盐沼受海水影响的泥质沉积物比泥质堤年轻~800 a[119]。各剖面的地理位置已显示在图4上。

扇盖层[64,77]。岭地顶部比两侧低地高1～2 m。岭地以北的后海边缘（俵口、洛里坨和后辛庄北侧）多个Eijkelkamp孔岩心显示地表1 m以下即明显受到海水影响，而岭地南侧前海低地（俵口新小学南侧罾口河边）埋深1.15 m的开放潮坪与上覆潟湖–盐沼界线处双壳闭合蛏壳的^{14}C年龄是距今1 310 a[36,64,77]，推测后海同样如此（图5a）。这些说明，在俵口–岭头岭地自距今～3 ka出现后，在其后的2 ka时间里，其北、南侧的开放潮坪直至初唐才转为潟湖盐沼环境。

除了地质地貌学与年代学方面的证据（图5），众多的人类遗存总是多被发现于贝壳堤和岭地之上[76,151,170]，说明堤间（岭地间）的低地地势低下卑湿，先民无法居停，这是障壁岛–潟湖体系的考古学旁证。

近年来的研究还揭示了泥质堤的一些细节。例如，泥质堤（岭地）同样可存在于贝壳堤平原（图5c，d）。在歧口II贝壳堤之下，分布着NNW–SSE方向的泥堤，这可能就是泥质背迭海积阶地[157]（图5c）。其实，老一辈研究者早已提及“泥堤”：例如关于津南区华庄子泥质堤的表述[156,157]。我们作为后来者，若非通过亲身实践获得启发，是无法领悟前辈们不经意间留下的“伏笔”的。这类泥堤还包括在现今西七里海里发现的距今3～2 ka、相对高度0.5～1 m的同样作东西向展布的泥堤（城顶子遗址即在其上，我们在那里发现了“千秋万岁”瓦当）[77]；渤海湾西岸原白水头I贝壳堤之下厚～2 m、宽数百米的粉砂质凸起[78]。

综上所述，在海面上升、均衡掀升和地面下沉的

⑨牡蛎礁平原的RMSLc与蓝色带相比，不像贝壳堤平原那样明显偏高，也可能与我们将所有礁体的顶部不加区别地一律视作海平面标志点有关。假如改用每一礁体顶部与同一礁体之上“最后一个砂质纹层”之间的垂直厚度[22]反推该礁顶在潮间带的具体深度位置，由此重建的相对海平面可能会与现在的判断稍有不同。此外，也许更重要的，还可能是因为牡蛎礁平原位于NWW–SEE向的海河断裂以北相对强烈的构造下沉区及相应的古海湾有关[22,153,171]：文献[153]将牡蛎礁平原形容为“湾中之湾”（渤海湾里的小海湾），作者则推测渤海湾湾顶的位置，是从西北侧（即牡蛎礁平原西端）迁移到现在歧口岸段处的（文献[22]附件Fig. A1）。

超星·期刊

共同作用下，渤海湾沿海平原地表长期保持在（随海面缓慢上升的）潮间带深度或在该深度范围的上下，长期受到潮间带（或风暴潮高水头）海水的影响。自最老的宽敞潟湖区和最老的堤、礁以来，它们所代表的～7 ka以来的古地表高度，时至今日总是位在现代零米上下（即黄海85高程0±2 m之间）。这正是均衡掀升与下沉博弈的结果，导致整个渤海岸沿海平原自7 ka以来长期受海水影响，反复出现障壁岛岸线和与之相间的极浅水潟湖（及潟湖类洼地）。

以上揭示的渤海湾沿海地区～7 ka以来的地貌演进过程，成为我们预测21世纪现代地质地貌发展趋势的基础。

3 讨论

下列各要素将对今后渤海湾沿海平原中长尺度（10^1～10^2 a）的地质地貌环境变化趋势产生影响。

（1）地质背景条件

距今～7.5 ka以来的海退过程中，渤海湾地区均衡掀升与自然状态下的地面下沉（L1+L2）[22]的博弈基本相当（图2）、前者甚至略强（图3）⑩，且这一局面长期保持稳定（图2，3）。～7～6 ka以来的新构造与自压实的下沉总量一般在2～3 m、最多不超过4 m，越年轻的标志点这两项合计数值越小[22]。当可对下沉做定量表述、进而反推绝对值与其大体相当的均衡掀升量时，以6 ka以来下沉4 m为例，相当于掀升速率～0.67 mm/a⑪。

（2）海面上升

过去～7 ka以来的海面平均上升速率是7.7～2.8 cm/100 a、6 ka以来是4.8～1.6 cm/100a（参见图2及相关参考文献）。但是，联合国政府间气候变化专门委员会第一工作组（IPCC WGI）的第6份评估报告（AR6）[174]的最新预测表明，到2100年时，海面将可能再上升38～77 cm（图6）。果然如此，上升速率将是过去7 ka以来的～5～27倍、6 ka以来的～8～48倍，这还未包括南极冰盖一旦提前加速崩解的额外的>1 m的预测上升量[174]（图6）。

（3）人工岸线的“挡水墙”效果

渤海湾西岸的海岸线可分为三类：造陆区块岸

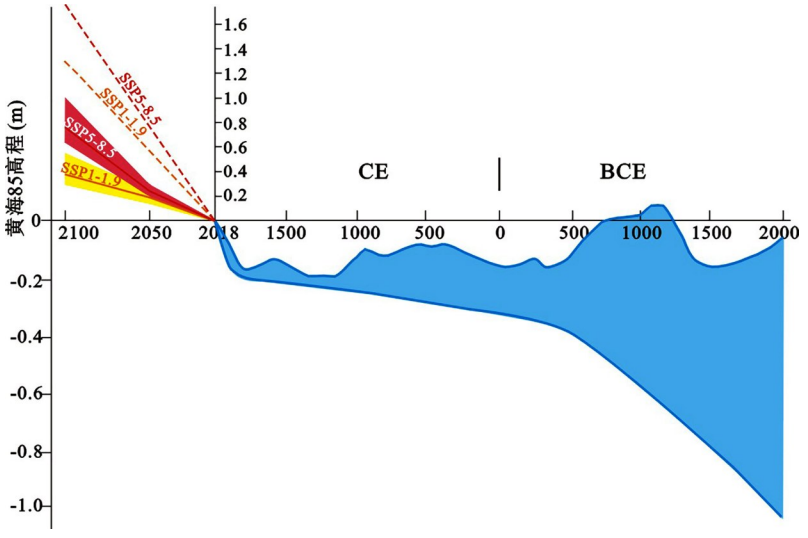

图6　距今约4 ka以来的海面变化与21世纪海面上升预测示意图（据文献[133,134,174,178]改绘）

Fig.6 Sea level change in the past ~4 ka and the rising prediction for the 21st century, modified from [133,134,174,178]

注：图的右中部是过去4 ka以来的海面变化带，其下边界与图2的蓝色带下边界[133]相同，上边界[178]展示过去~4 ka期间（2000 BCE–2018 CE，公元前2000年–公元后2018年）的不超过~0.2 m的波动。但是，20世纪海面上升加速，实测上升量达到~0.2 m[174,183]。图左侧两个预案显示，至2100年时的海面上升分别是0.38 [0.28～0.55] m（SSP1–1.9低排放情景）（黄色带）和0.77 [0.63～1.02] m（SSP5–8.5高排放情景）（红色带）；假如南极冰盖及其前缘陡坎提前快速崩解，则将在这两个预案的基础上再分别增加>1 m的额外上升量（黄色和红色虚线）[174]。注意，2018年前、后的垂直与水平比例尺均不相同。

⑩图3a的RMSLc带自5.5 ka以来比蓝色带还要高1~2 m，暗示GIA速率甚至达到~0.9~1.1 mm/a (=5 m/5 500 a或6 m/5 500 a)，这是比全球远区现代均衡作用的普遍贡献（~0.3~0.5 mm/a）[145,172]和中国北方海岸带现代均衡掀升速率0.5 mm/a[173]更高的估值。根据RMSLc带保持基本稳定的特点（图3a的RMSLc比蓝色带稍高的趋势一直保持到晚全新世晚期），推测渤海湾均衡补偿基本是线性过程（模型研究也证实了全球GIA在近2 ka以来的线性特点[145]），似乎不存在明显的弛豫特征。但是，本文这里的均衡速率，是据对局地下沉（L1+L2）的计算结果间接推测出来的，与根据冰盖融化时空历史和地幔流变参数建立的冰模型和地球模型获得的结果是完全不同的两个研究途径。试图通过前一个“正演”途径定量评价补偿变化，如果不是不可能的、也是难度极大。原因是（a）取决于对下沉量的计算是否准确，甚至可能还有被遗漏的分量[145]；（b）更重要的是，这种均衡补偿与局地自然下沉二者间的关系，端赖它们与全球ESL变化带时空位置的对比。假如后者今后会进一步修正，则补偿估值也会发生变化。

⑪沿海低地的沉积速率，基本上仍是自然进程的反映。但在潮间带，人为因素的影响大为增强，特别是近年来潮间带和毗邻浅海区工程建设使得现代滩面和海底的高程在局部发生着淤积或侵蚀的极大变化。

超星·期刊

线、海堤–亲水景观岸线与残存天然岸线。海堤是防御风暴潮的必要措施。但是，围海造陆区块及亲水景观岸线，相当于插入沿海低地与开放海湾之间的隔水挡板，当前及今后数十年内，将阻止沿海低地潜水的自然下泄。（只有在数十年后，即便没有造陆区块和景观岸线，上升海面的侧向压力亦将阻止潜水的下泄。）

（4）下沉洼地及含水层下降漏斗

天津地区地面平均沉降速率，曾长期保持在1～2 cm/a的水平[176]。目前，沿海低地已经出现低于黄海85高程零米的洼地，保守的估计已逾250 km^2[86,176,177]，潜水层和第一含水层也已出现向陆反倾和下降漏斗现象[98,116]。

（5）高水头海水的顶托作用

类似于长江中下游地区大湖泊（洞庭湖、鄱阳湖和太湖）的形成受到海面升高的壅水顶托（与王苏民的讨论，2021.12）[179]，渤海湾沿海平原的所有湖泊（青甸洼、黄庄洼、里自沽、大黄堡、七里海、文安洼、北大港和南大港等）几乎均曾受到高水头海水的影响，它们的初始阶段均曾为潟湖（图4）。

（6）现代地表的加高作用

已有的^{210}Pb和^{137}Cs年代学研究表明，渤海湾沿海低地现代沉积速率仅为～0.1～0.45 cm/a[39,40,180]、潮间带现代沉积速率为1～3.5 cm/a[45]⑪。今后，河流携带泥砂加高地表的能力还将进一步降低。总体上，沿海低地的现代加积速率明显小于今后预测的海面上升速率，由此导致的调适空间（accommodation space）的增加，有利于潟湖洼地的发展。

（7）潮间带和海岸线再次转为蚀退

1870年“小冰期”结束之后，增强的海水影响使海岸线处于蚀退状态（高潮岸线后退、潮间带变陡变窄）。但是，1960年代末期以来，低潮岸线向海推进，潮间带明显变宽变缓[39,93]。进入21世纪后，似乎再次转回为潮间带变窄变陡（造陆区块甚至已经直抵浅海区），高潮岸线进一步被蚀退、人工岸线同样受到海水的侧蚀压力⑫。

（8）沉积物自重压实作用

形成于距今9～8 ka以来的松散沉积物的累计自重压实量最大可达4.5～5.5 m[22]。但是，随着时间的推移，沉积物中的孔隙已被压实得差不多了。今后，若非开采过量的地下水，地面不会再因这个分量产生明显的下沉（与王家兵的讨论，2021.12）。

这里，以下面的公式表述以上各分量的关系及它们相互博弈的前景（X）。A类有利于今后环境向好，B类反之：

$$X = A_{(A1+A2+GIA)} - B_{(S+L1+L2+L3+W+E)} \quad (3)$$

A1，现代地表保有高程，

A2，现代垂直加积作用，

GIA，均衡掀升作用，

S，海面上升，

L1，新构造下沉，

L2，自压实下沉，

L3，人为抽取地下水（油气）下沉，

W，潜水位反倾、含水层漏斗与沿海低地盐渍化，

E，海岸线侵蚀及潮间带变陡变窄。

根据当前认知水平，推测今后A类因素可能不敌B类因素的影响。应努力将方程3中各分量的贡献进一步定量化，像荷兰同行在其“荷兰瓦登海21世纪地学报告”中那样，对各分量做定量评估并确定发生重大环境变化的“临界点”指标和时间[113,114,181,182]。

4 结论

过去数千年来的区域性均衡（GIA）掀升和局地下沉博弈下的渤海湾沿海平原相对海平面变化，位于全球冰盖融化等效海面变化带内（或稍高于这个变化带）。通过对非均衡（non-GIA）信号[138]（本文指L1和L2）及我们的校正相对海平面变化曲线（RMSLc）时空分布的半定量研究（今后还将进一步精准化），在当下尚不能进行模型直接反演及与实测结果相互校验研究的情况下，可以大致推算GIA掀升量，从而有助于对渤海湾海岸带古地表形态演化的理解。

同样是亚毫米级（sub-mm/a）的均衡掀升与局地下沉博弈下的沿海（古）地表高程，随着时间的推移，在过去～7 ka至今长期保持（在当时及其后的）潮间带深度，这成为渤海湾沿海平原自～7 ka以来的海退成陆过程具有障壁岛（贝壳堤、泥质堤/岭地）–潟湖平原地貌属性的主要驱动因素。这一属性，仍将决定着渤海湾沿海平原今后发展演化的方向。

近两个世纪以来、特别是进入21世纪后的人类活动的影响，使得现代人工海岸线（围海造陆区块、

⑫1990年代末，天津市水利部门曾在现在中新生态城的蛏头沽–青坨子岸段高潮滩面引进米草护坡。但仅数年之后，不但米草被海浪侵蚀殆尽，连原有的贝壳堤亦被侵蚀出高逾2 m的海蚀陡坎。尽管现在那儿已是人工亲水岸线，但今后随着海面上升，其面临的海蚀压力将会更大。

超星·期刊

亲水景观岸线）已经成为“加强版”的人工障壁岛，而毗邻的沿海低地（例如“绿色生态屏障带”）将成为潜在的“潟湖”。如果没有海堤的屏护，沿海低地早已成为大面积的积水洼地。

与九年前的第5份评估报告（AR5[183]）一样，AR6[174]的偏乐观的预案也显示，在2050年时，海面至多将上升～20～30 cm（图6）。果然如此的话，这段时间对我们不啻为一个难得的“缓冲”窗口期。相信在30年后的本世纪中叶，人类对气候变化、海面变化将较现在有更新的认识和更好的应对方法（与van der Spek的讨论，2022.03）。我们必须珍惜当前这个时机，对于规划部门而言，这意味着现在的规划必须想到2050年之后可能发生的事情、甚至在2050年之前可能的突发情况（例如图6的SSP1-1.9和SSP5-8.5预案所预测的南极冰盖提前崩解），即规划的前瞻性和可变性、灵活性（flexibility）。

令人欣慰的是，尽管事前并未充分征求地学部门的意见建议，这个“绿色生态屏障”理念的提出，可以减轻该地区今后因位于潜在潟湖区而带来的负面影响。从应对海面加速上升计，甚至还可顺应其“潟湖”的原始自然属性，赋予该地带以“海岸带蓄滞洪区”、“海岸带缓冲区”的新功能。这里的“蓄滞”、“缓冲”功能，除了因应海面上升而引发的更为频繁、更高的风暴潮水的侵袭外，同时也可消纳因海面升高、地面下沉、潜水面反倾而致陆地雨洪水宣泄不畅及连带的不良影响。此外，如何主动地顺应规律而有更大的作为，亦应成为规划考虑的内容。

敬畏并顺应自然过程，揭示渤海湾成陆的障壁岛-潟湖属性，是本文从地学角度试图参与“海岸带绿色屏障带”和《天津市海河流域中下游区域水环境综合治理与可持续发展试点实施方案》的尝试。另一方面，在制定地区性中长尺度规划时，理应对其地质历史与发展趋势给予更多的关注。

致谢：谨以此文致敬建所60周年以及近40年转入海岸带地学领域以来，研究室前辈和同事们前后三代、近百人的勤奋工作与探索，并藉此怀念因公殉职的原室主任陈茅南同志。李勇研究员协助完成原有海平面标志点数据的贝叶斯分析、商志文博士绘图、文明征博士编辑参考文献。近30年来研究集体（包括离开的学生们）的努力，是本文的基础；在成文过程中，又得到了众多同事的帮助。与王苏民研究员（中国科学院湖泊与地理研究所）、王家兵（原天津市地质调查研究院总工）、邢忠信（原河北省第四水文地质大队总工）和Ad. van der Spek博士（荷兰三角洲研究院/乌德勒支大学）等就相关问题进行讨论。三位评审者对文稿的修改和今后的研究方向，提出了宝贵的意见建议；两位编辑认真校订文字、修饰图件。一并致谢。

参考文献：

[1] 周慕林.天津市环境地质问题及其对策[J].中国地质科学院天津地质矿产研究所所刊，1987，18，1-12.

[2] 天津地质矿产研究所科技开发处，第四纪地质研究室.关于为黄骅盐场进行今后二十年海面升降，岸线变迁预测的建议[R].1988.

[3] 王宏.渤海湾全新世两条相对海平面变化带的建立及相对海平面变化时间序列校正[R].1987.

[4] 陈茅南，张志良，王淑芳，等.从津西1孔资料探讨更新统的上界和下限[A].华北地区第三系第四系分界与第四系划分专题会议文件汇编（下）[C].河北省地质局，1976，314-325.

[5] 李凤林.天津-廊坊全新世下限及其地层划分[A].华北地区第三系第四系分界与第四系划分专题会议文件汇编（下）[C].（河北省地质局编），1976，260-276.

[6] 王强，李凤林，李玉德，等.十五万年来渤海西，南岸平原海岸线变迁，中国海平面变化 [M].国际地质对比计划第200号项目中国工作组编，北京:海洋出版社，1986，43-52.

[7] 李凤林，王宏，阎玉忠，等.渤海湾西岸滨海平原晚第四纪以来的沉积间断[J].地质调查与研究，2004，27（3）：177-183.

[8] 阎玉忠，王宏，李凤林，等.渤海湾西岸BQ1孔揭示的沉积环境与海面波动[J].地质通报，2006，25（3）：357-382.

[9] 陈永胜，王宏，裴艳东，等.渤海湾西岸晚第四纪海相地层划分及地质意义[J].吉林大学学报，2012，42（3）：747-759.

[10] WANG F，LI J F，CHEN Y S，et al. The record of mid-Holocene maximum landward marine transgression in the west coast of Bohai Bay[J].China Marine Geology, 2015, 359:89-95.

[11] 杨吉龙，胥勤勉，胡云壮，等.渤海湾西岸钻孔记录的沉积演化过程和沉积物风化强度，物源重建[J].地球科学，43：（增刊I），2018，287-300.

[12] 姜兴钰，李建芬，商志文，等.辽东湾沿海平原西部全新世沉积速率变化及对先民扩张的影响[J].华北地质，待刊.

[13] 田立柱.末次盛冰期以来中国东部陆架层序地层研究现状[J].地质调查与研究，2008，31（4）：328-332.

[14] TIAN L Z, CHEN Y P, JIANG X Y, et al. Post-glacial sequence and sedimentation in western Bohai Sea，China，and

超星·期刊

its linkage to global sea-level changes[J].Marine Geology, 2017, 388,12-24.

[15] 胡云壮,张金起,白耀楠,等.3.45 Ma以来滦河冲积扇中部唐山TD1孔记录的区域构造和气候演化[J].古地理学报,2014,1(2):249-262.

[16] 姜兴钰,田立柱,李勇,等.科尔沁区三义堂剖面晚全新世地层与环境演化[J].第四纪研究,2018,(38)6:1384-1395.

[17] 胡云壮,杨吉龙,李影,等.3 Ma以来华北植被演化特征及及其驱动因素[J].地质学报,2020,94(10):3220-3229.

[18] WANG H, SHANG Z W, LI J F, et al. Holocene shoreline changes and marine impacts in the west coast of Bohai Bay [J]. Bulletin of Geology, 2010, 29(5):627-640.

[19] 李建芬,商志文,王福,等.渤海湾西岸全新世海面变化[J].第四纪研究,2015,35(2):243-264.

[20] SHANG Z W, WANG F, LI J F, et al. New residence times of the Holocene reworked shells on the west coast of Bohai Bay, China[J].Journal of Asian Earth Sciences, 2016, 115: 492-506.

[21] WANG F, ZONG Y Q, MAUZ B, et al. Holocene sea-level change on the central coast of Bohai Bay, China[J].Earth Surface Dynamics, 2020, 8:679-693.

[22] LI J F, SHANG Z W, WANG F. Holocene sea level trend on the west coast of Bohai Bay, China: reanalysis and standardization[J].Acta Oceanol., Sin., 2021, 40(7):198-248.

[23] 罗宝信,王毓钊,黄秋圃,等.天津云杉孢粉组合与披毛犀化石共存的发现及其意义[J].地质科学,1983,2:160-164.

[24] 罗宝信,王毓钊.宁河俵口牡蛎礁及上覆泥层孢粉古环境重建[R].天津地质矿产研究所,1992,1-5.

[25] 罗宝信,王毓钊,柯曼红.全新世时期天津古地理和气候的初查[A].华北地区第三系第四系分界与第四系划分专题会议文件汇编(下)[C].河北省地质局,1976,302-313.

[26] 杨吉龙,秦雅飞,胥勤勉,等.7.65 Ma BP以来天津滨海地区的植被演变特征[J].地质学报,2015,89(6):1134-1143.

[27] 王强,张玉发,袁桂邦,等.MIS 3阶段以来河北黄骅北部地区海侵与气候期对比[J].第四纪研究,2008,28(1):79-95.

[28] 李建芬,裴艳东,王福,等.天津市潮滩活体有孔虫群和埋藏孔虫群的分布特征及地质环境意义[J].海洋地质与第四纪地质,2009,29(3):9-21.

[29] 李建芬,商志文,王宏,等.渤海湾现代有孔虫群的垂直分带特征及对全新世海面和环境变化的指示[J].地质通报,2010,29(5):650-659.

[30] 李建芬,商志文,姜兴钰,等.渤海湾沿岸贝壳堤对潮滩有孔虫海面变化指示意义的影响[J].地质通报,2016,35(10):1578-1583.

[31] 商志文,王宏,车继英,等.渤海湾表层沉积硅藻组合[J].海洋地质与第四纪地质,2006,26(5):21-26.

[32] 商志文,田立柱,王宏,等.渤海湾CH19孔全新世沉积硅藻组合,年代学与古环境[J].地质通报,2010,29(5):675-681.

[33] 商志文,田立柱,王宏,等.渤海湾中北部表层沉积硅藻分布及环境指示意义[J].中国地质,2012,39(4):1099-1107.

[34] 李秀文,赵福利.^{14}C年代测定报告(TD)[A].第四纪冰川与第四纪地质论文集,中国第四纪研究委员会^{14}C年代学组编[C].北京:地质出版社,1990,86-102.

[35] WANG H, VAN STRYDONCK M. Chronology of Holocene cheniers and oyster reefs on the coast of Bohai Bay, China [J]. Quaternary Research, 1997, 47:192-205.

[36] 王宏,李凤林,范昌福,等.环渤海海岸带^{14}C数据集(I)[J].第四纪研究,2004,24(6):601-613.

[37] 王宏,范昌福.环渤海海岸带^{14}C数据集(II)[J].第四纪研究,2005,25(2):141-155.

[38] 陈永胜,李建芬,杨朋,等.渤海湾北岸海相贝壳AMS ^{14}C测年与"驻留时间"[J].华北地质,2021,44(04):23-27.

[39] 王宏,李建芬.泥质海岸带现代地质作用(沉积,剥蚀及岸线变迁)与精细测年研究报告[R].2002,1-62(附彩色图版16帧).

[40] 李建芬,康慧,裴艳东,等.渤海湾西岸海岸带现代地质作用及影响因素分析[J].地质调查与研究,2007,30(4):295-301.

[41] 王福,裴艳东,刘志广,等.^{137}Cs示踪的黄骅港两侧海区的沉积特征[J].地质通报,2008,27(7):1054-1059.

[42] WANG F, WANG H, LI J F, et al. ^{210}Pb and ^{137}Cs measurement on the Circum Bohai Sea (CBS) Region: sedimentation and implication[J]. Frontier Earth Science China, 2008, 2(3):276-282.

[43] WANG F, SHANG Z W, LI J F, et al.The late Quaternary geo-environment evolution and modern process of Bohai Bay, China[J].Acta Geologica Sinica, 2015, 89(6):2101-2102.

[44] WANG F, ZONG Y Q, LI J F, et al. Recent sedimentation dynamics indicated by $^{210}Pb_{exc}$ and ^{137}Cs records from the subtidal area of Bohai Bay, China[J].Journal of Coastal Research, 2016, 32(2):416-423.

[45] 王福,田立柱,姜兴钰,等.渤海湾海岸带地区^{137}Cs参考剖面—意义,方法及初步结果[J].地质通报,2016,35(10):1622-1629.

[46] 陈永胜,王福,姜兴钰,等.渤海湾西岸QX02孔II海的识别及OSL年龄[J].地质通报,2015,35(10):1600-1606.

[47] 陈永胜,胡亦潘,姜兴钰,等.渤海湾沿海低地第II海相层记录的MIS 5a阶段海侵[J].中国地质,2021,http://kns.cnki.nt/kcms/detail/11.1167.p.20210628.1339.004.html.

[48] 张金起,王宏,李建芬,等.古地磁学与环境磁学在第四

超星·期刊

纪地层中的应用[A].前寒武纪地质与第四纪地质文集,前寒武纪地质与第四纪地质文集编委会编[C].北京:地质出版社,2002,214-222.

[49] 赵长荣,HUS J,张金起,等.渤海湾西岸湾顶晚更新世—全新世年代地层序列与地磁极漂移[J].地质调查与研究,2003,26(3):183-192.

[50] 肖国强,杨吉龙,赵长荣,等.天津滨海新区G2孔磁性地层年代及其构造显示[J].地质通报,2014,33(10):1642-1650.

[51] 胡云壮,胥勤勉,袁桂邦,等.河北海兴小山CK3孔磁性地层与第四纪火山活动记录[J].古地理学报,2014,16(2):411-426.

[52] 裴艳东,HUS J,田立柱,等.渤海湾西岸CH500孔磁性地层年代研究[J].海洋地质与第四纪地质,2016,36(4):19-28.

[53] 姜兴钰,易亮,田立柱,等.莱州湾南岸HLL01孔磁性地层定年[J].地质通报,2016,35(10):1669-1678.

[54] YANG J L, LIANG M Y, ALGEO T J, et al. Upper Miocene-Quaternary magnetostratigraphy and magnetic susceptibility from the Boahi Bay Basin (eastern China) and implications for regional volcanic and basical subsidence history[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2020, 538:1-12.

[55] 袁海帆,李建芬,商志文,等.天津市贝壳堤博物馆全新世古地磁场长期变特征[J].华北地质,待刊.

[56] 王宏,李建芬,张玉发,等.渤海湾西岸年轻贝壳堤:形态,结构及多成因过程[J].地质论评,2000,46(3):276-287.

[57] 商志文,王宏,李效广.渤海湾西岸南大港,北大港中晚全新世潟湖底板虚拟重建[J].地质通报,2005,24(7):672-676.

[58] 王强,袁桂邦,张熟,等.渤海湾西岸贝壳堤堆积与海陆相互作用[J].第四纪研究,2007,27(5):775-786.

[59] 苏盛伟,商志文,王福,等.渤海湾全新世贝壳堤:时空分布及海面变化标志点[J].地质通报,2011,30(9):1382-1395.

[60] WEN M Z, ZHANG H B, WANG S J, et al., Evolution of the shelly chenier in Binzhou, China[J]. Journal of Marine Science and Engineering, in review.

[61] 王强,李秀文,张志良,等.天津地区全新世牡蛎滩的古海洋学意义[J].海洋学报,1991,13(3):371-380(附图版2帧).

[62] WANG H, KEPPENS E, NIELSEN P, et al. Oxygen and carbon isotope study of the Holocene oyster reefs and paleoenvironmental reconstruction on the Northwest Coast of Bohai Bay[J]. Marine Geology, 1995, 124:289-324.

[63] 王宏.渤海湾牡蛎礁与新构造活动:几个基本问题的讨论,新构造与环境.卢演俦,高维明,陈国兴,等主编[M].北京:地震出版社,2001,171-184.

[64] 王宏,范昌福,李建芬,等.渤海湾西北岸全新世牡蛎礁研究概述[J].地质通报,2006,25(3):315-331.

[65] 范昌福,裴艳东,王宏,等.渤海湾西北岸埋藏牡蛎礁体中的壳体形态与沉积环境[J].第四纪研究,2007,27(5):806-813.

[66] 范昌福,王宏,裴艳东,等.渤海湾西北岸滨海湖埋藏牡蛎礁古生态环境[J].海洋地质与第四纪地质,2008,28(1):33-41.

[67] FAN C F, KÖNIGER P, WANG H, et al. Ligament increments of Pacific oyster are reliable independent proxies for seasonality in the wester Bohai Sea, China[J]. Palaeogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology, 2011, 299:437-448.

[68] 王海峰,裴艳东,刘会敏,等.渤海湾全新世牡蛎礁:时空分布及海面变化标志点[J].地质通报,2011,30(9):1396-1404.

[69] 范昌福,王宏,裴艳东,等.牡蛎壳体的同位素贝壳年轮研究[J].地球科学进展,2010,25(2):163-173.

[70] 李勇,田立柱,裴艳东,等.渤海湾西部风暴潮漫滩数值模拟[J].地质通报,2016,35(10):1638-1645.

[71] LI Y, CHEN X, JIANG X Y, et al. Numerical simulations andcomparative analysis for two types of storm surges in the Bohai Sea using a coupled atmosphere-ocean model[J]. Acta Oceanol., Sin., 2019, 38(5):39-51.

[72] LI Y, WEN M Z, YANG P, et al. Analysis and prediction on shoreline and tidal flat changes for coastal region in Tianjin and Hebei[J]. China Geology, in press.

[73] 钟新宝,康慧.渤海湾海岸带近现代地质环境变化[J].第四纪研究,2002,22(2):131-135.

[74] 施佩歆,王福,商志文,等.津冀海岸线现状,变化特征及保护建议[J].地质通报,2016,35(10):1630-1637.

[75] 商志文,陈永胜,姜兴钰,等.渤海湾西岸"西汉海侵"的地质佐证与西汉先民用海的新发现[J].地质论评,2015,61(6):1468-1481.

[76] 李凤林.渤海湾西岸环境地质图集[R].北京:地质出版社,2016.

[77] 王宏,李凤林,王云生,等.中华人民共和国区域地质调查报告(淮淀乡幅)(1/50 000)[R].2002,1-109(附彩色图版10帧、专题报告2份).

[78] 王宏,王云生,闫玉忠,等.中华人民共和国区域地质调查报告(白水头-歧口镇幅)(1/50 000)[R].2002,1-127(中,英文彩色附图各4帧).

[79] 田立柱,施佩歆,姜兴钰,等.中华人民共和国区域地质调查报告(小清河幅,横里路幅,固堤镇幅,潍坊市幅)(1/50 000)[R].2016,1-271(附彩色图版8帧).

[80] 田立柱,李勇,文明征,等.大清河盐场六工段陆海统筹1/5万环境地质调查示范项目报告[R].2021,1-123(附彩色图版1帧).

[81] 裴艳东,王宏,李凤林,等.天津市海岸带调查报告,中国近海海洋综合调查与评价("908专项")[R].2008,1-

超星·期刊

193.
[82] 田立柱,王宏,裴艳东,等.天津市海域地质地貌调查报告,中国近海海洋综合调查与评价(“908专项”)[R]. 2008,1-52.
[83] 刘志广,王福,裴艳东,等.天津市三河岛地质地貌调查报告,中国近海海洋综合调查与评价(“908专项”)[R]. 2008,1-55.
[84] 王福,王宏,裴艳东,等.天津市潮间带后备土地资源评价与选划,中国近海海洋综合调查与评价(“908专项”)[R]. 2008,1-50.
[85] 王福,王宏,裴艳东,等.黄骅港口工业区地质环境稳定性评价报告[R]. 2006,1-49(附原始数据1册).
[86] 王福,钟新宝,康慧,等.天津市及其沿海地区地表高程变化现状及趋势[J].地质通报,2005,24(1):87-91.
[87] 裴艳东,王宏,范昌福,等.天津沿海地区近现代重大地质环境演变研究报告[R].2006,1-49.
[88] 王宏,商志文,裴艳东,等.飓风的启示:渤海湾西岸现状与趋势分析[J].地质论评,2007,53(1):83-91.
[89] 商志文,王宏,裴艳东,等.天津古海岸与湿地国家级自然保护区地勘一期项目勘查综合研究报告[R]. 2007,1-68(附彩色图版8帧).
[90] 商志文,范昌福,王宏,等.天津古海岸与湿地国家级自然保护区地勘二期项目勘查综合研究报告[R]. 2007,1-47(附彩色图版7帧).
[91] 车继英,刘志广,裴艳东,等.万家码头-板桥农场铁路增2线穿越贝壳堤环境地质调查简报[R].2007,1-11.
[92] 王福,宋美钰,王宏,等.影响天津滨海新区建设的地质环境[J].海洋地质动态,2008,24(6):9-14.
[93] 王宏,宋美钰,王福,等.渤海湾西岸泥质海岸带地质环境现状与趋势预测[J].地质通报,2008,27(6):726-738.
[94] 田立柱,王福,裴艳东,等.天津市汉沽区海域活动断层研究报告[R].2008,1-33.
[95] 范昌福,田立柱,王福,等.天津市大神堂海区活牡蛎礁综合地质调查报告[R].2008,1-69(附彩色图版4帧).
[96] 王福,宋美钰,盛晶瑾,等.海平面上升及极端增水对天津港区工程规划建设的影响和对策研究[R].2009,1-100(附彩色图版1帧).
[97] 王福,王宏,谢志仁,等.中国泥质海岸带对全球变化响应的研究与趋势预测报告[R].2011,1-137.
[98] 王宏,商志文,王福,等.渤海湾西岸风暴潮:叠加地质因素的新探讨[J].地质通报,2010,29(5):641-649.
[99] 李建芬,王宏,王福,等.环渤海地区重点地段海岸带近现代地质环境调查与监测报告[R].2010,1-189.
[100] 田立柱,裴艳东,王福,等.天津潮间带-浅海区软土分布调查与图集编制专题报告,天津滨海新区软土分布规律及土质特性研究[R].2010,1-86(附彩色图版6帧).
[101] 胡云壮,谢海澜,王小丹,等.唐山-秦皇岛城市地质调查项目成果报告[R]. 2016,1-737(附彩色图版14帧,专题报告23份).
[102] 杨吉龙,裴艳东,田立柱,等.天津滨海新区围海造陆对沿海低地浅层地下水环境影响[J].地质通报,2016,35(10):1653-1660.
[103] 王福,李建芬,陈永胜,等.天津滨海新区海平面变化影响研究成果报告[R].2016,1-142.
[104] 商志文,苏盛伟,王海峰,等.天津古海岸与湿地国家级自然保护区贝壳堤,牡蛎礁新发现与新研究成果报告[R].2016,1-101.
[105] 商志文,李建芬,王宏,等.中国气候变化海岸带沉积记录调查成果报告[R]. 2016,1-122.
[106] 李建芬,王福,陈永胜,等.津冀海岸带沉积记录及海面变化报告[R].2019,1-180.
[107] 杨朋,田立柱,文明征,等.船载海陆一体化三维地形测量技术在海岸带侵蚀淤积监测中的应用[J].地质调查与研究,2020,43(4):348-352.
[108] 杨朋,商志文,汪翡翠,等.津冀沿海自然资源调查成果报告[R].2020,1-292.
[109] 王福,田立柱,胡云壮,等.津冀沿海资源环境承载能力调查项目成果报告[R].2021,1-667(附彩色图版12帧).
[110] 杨朋,李建芬,田立柱,等.中新天津生态城海岸带历史地理环境重建研究成果报告[R].2021,1-90.
[111] 文明征,李勇,田立柱,等.津冀沿海海洋侵蚀淤积调查成果报告[R].2021,1-154.
[112] 天津地质调查中心海岸带与第四纪地质室.海岸带地质环境研究动态(一)[R].2020,1-290.
[113] 天津地质调查中心海岸带与第四纪地质室.海岸带地质环境研究动态(二)[R].2020,1-310.
[114] 天津地质调查中心海岸带与第四纪地质室.海岸带地质环境研究动态(三)[R].2021,1-243.
[115] 天津地质调查中心海岸带与第四纪地质室.海岸带地质环境研究动态(20,21)[R].2022,1-62.
[116] 李影,杨吉龙,匡海洋,等.人类活动影响下的天津滨海新区地质-生态环境变化研究[J].中国地质,评审中.
[117] 文明征,田立柱,张少同,等.河北乐亭县祥云岛海域悬浮沉积物分布规律与近岸海流作用[J].中国地质,2022,http://kns.cnki.net/kcms/detail/11.1167.P.20210628.1423.012.html.
[118] 王宏,文明征,姜兴钰,等.山东无棣贝壳堤岛-湿地国家级自然保护区2019年地质地貌调查年报[R].2020,1-23.
[119] 文明征,杨朋,姜兴钰,等.山东无棣贝壳堤岛-湿地国家级自然保护区2020-2021年地质地貌调查双年报[R]. 2022,1-20.
[120] VAN DE PLASSCHE O.(ed.). Sea-Level Research: A Manual for the Collection and Evaluation of Data[M].UK: Geo Books, 1986, 1-618.
[121] DEVOY R J N.(ed.).Sea Surface Studies[M].London: Croom Helm, 1987, 1-649.

超星·期刊

[122] TOOLEY M J, SHENNAN I. (eds.).Sea-Level Changes [M]. UK: Basil Blackwell Ltd., 1987, 1-397.

[123] PIRAZZOLI P A. World Atlas of Holocene Sea-Level Changes[M].Amsterdam: Elsevier, 1991, 1-300.

[124] CHURCH J A, WOODWORTH P L, AARUP T, et al. (eds.).Understanding Sea-Level and Variability[M].UK: Blackwell Publishing Ltd., 2010, 1-428.

[125] SHENNAN I, LONG A J, HORTON B P. (eds.). Handbook of Sea-Level Research[M].UK:John Wiley & Sons, Ltd., 2015, 1-581.

[126] GARY M, MCAFEE JR, EOLF C L (eds.). Glossary of Geology[M].Washington D.C.: American Geological Institute, 1973, 241.

[127] 英汉地质词典编辑组.英汉地质词典[M].北京:地质出版社,1993,331.

[128] 地球科学大辞典编委会.地球科学大辞典[M].北京:地质出版社,2006,962-963.

[129] HIJMA M P, ENGELHART S E, TÖRNQVIST T E, et al. A protocol for a geological sea-level database, In: Handbook of Sea-Level Research. Shennan I., Long A.J., Horton B.P. eds.[M].Oxford: John Wiley & Son, 2015, 536-553.

[130] DRECHSEL J, KHAN N S, ROVERE A.PALEO-SEAL: a tool for the visualization and sharing of Holocene sea-level data[J].Quaternary Science Review, 25, 106884, http://doi.org/10.1016/j.quascirev. 2021.106884.

[131] PELTIER W R. Global glacial isostasy and the surface of the Ice-Age Earth: the ICE-5G (VM2) Model and GRACE[J].Annu. Rev. Earth Planet Sci., 2004, 32, 111-149. doi: 10.1146/annurev.earth.32.082503.144359.

[132] PELTIER W R, ARGUS D F, DRUMMOND R. Space geodesy constrains ice age terminal deglaciation: The global ICE-6G_C (VM5a) model[J]. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 2015, 120(1):450-487.

[133] LAMBECK K, ROUBY H, PURCELL A, et al. Sea level and global ice volume from the Last Glacial Maximum to the Holocene[J]. PNAS, 2014, 111:15296-15303.

[134] MILLER K G, SCHMELZ W J, BROWNING J V, et al. Acient sea level as key to the future[J].Oceanography, 2020, 33(2):33-41.

[135] LI G X, LI P, LIU Y, et al. Sedimentary system response to the global sea level change in the East China Seas sice the last glacial maximum[J].Earth Science Reviews, 2014, 139: 390-405.

[136] CLARK J A, FARRELL W E, PELTIER W R.Global changes in postglacial sea level: a numerical calculation [J]. Quaternary Research, 1978, 9:265-287.

[137] MITROVICA J X, MILNE G A.On the origin of late Holocene sea-level highstands within equatorial ocean basins [J]. Quaternary Science Reviews, 2002, 21:2179-2190.

[138] MILNE G A. Glacial isostatic adjustment, In: Handbook of Sea-Level Research. Shennan I., Long A.J., Horton B.P., eds.[M].John Wiley & Sons, 2015, 421-437.

[139] 王龙,王张华,李翠玉,等.福建沿海全新世相对海平面变化:地质记录与冰川-水均衡调整(GIA)模拟对比[J].海洋学报,2022,44(7),待刊.

[140] PELTIER W R. Lithospheric thickness, Antarctic deglaciation history, and ocean basin discretization effect I a global model of postglacial sea level change: a summary of some sources of nonuniqueness[J].Quaternary Researc, 1988, 29:93-112.

[141] HUANG L, LIU C Y, WANG Y B, et al. Neogene-Quaternary post-rift tectonic reactivation of the Bohai Bay Basin, eastern China[J]. American Association of Petroleum Geologists (AAPG) Bulletin, 2014, 98(7):1377-1400.

[142] LIU Q Y, HE L J, HUANG F, et al. Cenozoic lithospheric evolution of the Bohai Bay Basin, eastern North China Craton: constraint from neotectonic-thermal modeling[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2016,115:368-382.

[143] 李继军,翟子梅,沈键,等.天津城市地质调查成果报告[R].2009,1-628(附图集1册).

[144] 郭海朋,王云龙,朱菊燕,等.华北平原重点地区地面沉降调查项目成果报告[R].2016,1-240.

[145] HORTON B P, KOPP R E, GARNER A J, et al.. Mapping sea-level change in time, space, and probability[J].Annu. Rev. Environ., 2018, 43:481-521.

[146] 王宏,陈永胜,田立柱,等.渤海湾全新世贝壳堤与牡蛎礁:古气候与海面变化[J].地质通报,2011,30(9):1405-1411.

[147] BRADLEY S L, MILNE G A, HORTON B P, et al. Modelling sea level data from China and Malay-Thailand to estimate Holocene ice-volume equivalent sea level change[J]. Quaternary Science Reviews, 2016, 137:54-68.

[148] 袁路朋,王永,姚培毅,等.河北雄县全新世中期海侵地层的发现[J].地质通报,2019,38(6):911-915.

[149] 顺直水利委员会.直隶地形图(1/50 000)[M].1926.

[150] 吴忱,胡镜荣,王子慧.全新世中期渤海湾西岸的海侵[J].海洋通报,1982,1(6):26-31.

[151] 王宏,袁桂邦,张玉发,等.官庄乡幅1/50 000区域地质调查Eijkelkamp槽型取样钻岩心原始数据及报告[R].2003,1-45.

[152] 李元芳,安凤桐.天津平原第四纪微体化石群及其古地理意义[J].地理学报,1985,40(2):155-167.

[153] 王一曼.渤海湾西北岸全新世海侵问题的初步探讨[J].地理研究,1982,1(2):59-69.

[154] BELL T, BATTERSON M J, LIVERMAN D G E, et al. A new late-glacial sea-level record for S. George's Bay[J]. Can. J. Earh Sci., 2003, 40:1053-1070.

超星·期刊

[155] DEJONG B D, BIERMAN P R, NEWELL W L, et al. Pleistocene relative sea levels in the Chesapeake Bay region and their implications for the next century[J].GSA Today, 2015, 25(8).doi: 10.1130/GSATG223A.1.

[156] 李世瑜.古代渤海湾西部海岸遗迹及地下文物的初步调查研究[J].考古,1962,12:652-657.

[157] 王颖.渤海湾西部贝壳堤与古海岸线问题[J].南京大学学报(自然科学版),1964,8(3):424-440(附照片3帧).

[158] 高善明,李元芳.渤海湾北岸距今2000年的海面波动[J].海洋学报,1984,6(1):43-51.

[159] 李元芳,高善明,安凤桐.渤海湾西北岸全新世海侵问题[J].海洋湖沼通报,1982,3:32-34.

[160] 赵根模,王若柏,刘玉田,等.京津唐地区古代强烈地震事件[J].地震地质,1989,11(2):19-25.

[161] 大港油田地质研究所,海洋石油勘探局研究院,同济大学海洋地质研究所.滦河冲积扇-三角洲沉积体系[M].北京:地质出版社,1985,1-164.

[162] 翟乾祥.历史时期渤海湾沿岸的变迁[R].天津市历史博物馆,1963,1-8.

[163] 翟乾祥.渤海湾西岸的形成演变过程-关于华北平原全新世的一些问题[R].天津市自然博物馆,天津市历史博物馆,1976,1-32.

[164] 赵希涛.渤海湾西岸全新世海岸线变迁,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编[M].北京:科学出版社,1980,302-309.

[165] 薛春汀,成国栋.渤海西岸贝壳堤及全新世黄河三角洲体系,中国近海及沿海地区第四纪进程与实事件.杨子赓,林和茂主编[M].北京:海洋出版社,1989,117-125.

[166] 徐家声.渤海湾黄骅沿海贝壳堤与海平面变化[J].海洋学报,1994,(1):68-77.

[167] 翟乾祥.渤海沿岸历史海啸(风暴潮)资料年表及初步分析[R].天津市历史博物馆,1978,1-41.

[168] 王宏,李凤林,李建芬,等.渤海湾西岸-黄河口2003.10.11风暴潮调查报告[R].2003,1-40.

[169] 李建芬,王宏,李凤林,等.渤海湾牡蛎礁平原兴坨剖面全新世地质环境变迁[J].地质通报,2004,23(2):169-176.

[170] 韩嘉谷.渤海湾西岸古文化遗址调查[J].考古,1965,2,62-70.

[171] 王海峰,王宏,范昌福,等.天津空港牡蛎礁:中全新世环境恶化与新构造控礁作用[J].地质通报,2012,31(9):1387-1393.

[172] MITROVICA J X, HAY C, KOPP R, et al. All sea level is local[J]. Bulletin of the Atomic Scientists, 2018, 74(3): 142-147.

[173] CHEN N, HAN G Q, YANG J S. Mean relative sea level rise along the coasts of the China Seas from mid-20th to 21st centuries[J].Continental Shelf Research, 2018, 152, 27-34.

[174] FOX-KEMPER B, HEWITT H T, XIAO C, et al.(eds.). Ocean, cryosphere and sea level change[R]. IPCC AR6, Cambridge University Press, 2021, in press.

[175] 宋美钰,王福,王宏.21世纪中叶天津沿海地区极端高水位趋势预测[J].地质通报,2008,27(6):829-836.

[176] 易长荣.天津市控制地面沉降工作最新进展[J].海河水利,2017,(3):42-43.

[177] 李佳琦,李欣杰,刘杰.天津市低海拔地区地面沉降现状及成因分析[J].江苏科技信息,2017,19:68-70.

[178] KEMP A C, WRIGHT A J, EDWARDS R J, et al. Relative sea-level change in Newfoundland, Canada during the past - 3000 years [J].Quaternary Science Reviews, 2018, 201:89-110.

[179] XU Y T, LAI Z P, LI C A. Sea-level as the driver for lake formation in the Yangtze Plain- A Review[J].Gloal and Planetary Change, 2019, 181:102980, https: doi.org/10.1016/j.gloplacha.2019.102980.

[180] 王宏,李建芬,裴艳东,等.渤海湾西岸海岸带第四纪地质研究成果概述[J].地质调查与研究,2011,35(1):81-97.

[181] VAN DER SPEK A J F. The development of the tidal basins in the Dutch Wadden Sea until 2100: the impact of accelerated sea-level rise and subsidence on their sediment budget-a synthesis[J]. Netherlands Journal of Geosciences/Geologie en Mijnbouw, 2018, 97(3): 71-78.

[182] VERMEERSEN B L A, SLANGEN A B A, GERKEMA T, et al. Sea-level change in the Dutch Wadden Sea[J].Netherlands Journal of Geosciences/Geologie en Mijnbouw, 2018, 97(3):79-127.

[183] CHURCH J A, CLARK P U, CAZENAVE A, et al. Sea Level Change, In: Climate Change 2013, The Physical Scienc Basis, Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel of Climate Change[M]. Stocker T.F., Qin D., Plattner G.-K. et al. (eds.), Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2013, 1137-1216.