



南黄海中部隆起晚新近纪—第四纪沉积序列的地层划分与沉积演化

刘 健, 段宗奇, 梅 西, 刘青松, 张训华, 郭兴伟, 吴志强, 王 红, 王飞飞, 陈 彬, 张 欣, 安郁辉

Stratigraphic classification and sedimentary evolution of the late Neogene to Quaternary sequence on the Central Uplift of the South Yellow Sea

LIU Jian, DUAN Zongqi, MEI Xi, LIU Qingsong, ZHANG Xunhua, GUO Xingwei, WU Zhiqiang, WANG Hong, WANG Feifei, CHEN Bin, ZHANG Xin, and AN Yuhui

在线阅读 View online: <https://doi.org/10.16562/j.cnki.0256-1492.2021101701>

您可能感兴趣的其他文章

Articles you may be interested in

北康盆地基底卷入断层特征及其对南海南部构造演化的启示

Features of the basement-involved faults in the Beikang Basin and their implications for the tectonic evolution of the southern South China Sea

海洋地质与第四纪地质. 2021, 41(4): 116



关注微信公众号, 获得更多资讯信息

DOI: 10.16562/j.cnki.0256-1492.2021101701

南黄海中部隆起晚新近纪—第四纪沉积序列的地层划分与沉积演化

刘健^{1,2}, 段宗奇^{3,4}, 梅西¹, 刘青松⁵, 张训华¹, 郭兴伟¹, 吴志强¹, 王红¹, 王飞飞¹, 陈彬¹, 张欣¹, 安郁辉⁶

1. 中国地质调查局青岛海洋地质研究所, 青岛 266237
2. 青岛海洋科学与技术试点国家实验室海洋地质过程与环境功能实验室, 青岛 266237
3. 中国科学院地理科学与资源研究所 资源与环境信息系统国家重点实验室, 北京 100101
4. 中国地理学会, 北京 100101
5. 南方科技大学海洋科学与工程系海洋磁学中心, 深圳 518055
6. 中国海洋大学海洋地球科学学院, 青岛 266100

摘要: CSDP-2 孔位于南黄海中部隆起, 其孔深超过 2800 m。该孔中下部中—古生代的固结成岩地层已被深入研究, 但其最上部 592 m 未固结成岩的沉积序列尚未有研究报道。为了确定这部分沉积序列的地层划分, 揭示其沉积演化历史, 我们对其开展了古地磁测试、光释光测年、底栖有孔虫鉴定和沉积相分析, 并与南黄海及其邻近海岸地区以往钻孔岩心分析成果进行对比研究。结果表明, CSDP-2 孔 0~592.00 m 沉积序列最初形成于约 5.2 Ma, 其第四系底界位于孔深约 227.91 m (年龄为 2.59 Ma), 下/中更新统界线位于孔深约 65.23 m (年龄为 0.78 Ma), 中/上更新统界线位于孔深 47.34 m (年龄约 128 ka); 自晚更新世以来形成的地层又可划分出 MIS 5、MIS 4、MIS 3 和 MIS 1 的沉积层段, MIS 2 沉积缺失。南黄海中部隆起区在新近纪的剥蚀止于约 5.2 Ma, 从约 5.2 Ma 至约 1.7 Ma 发育河流沉积; 由于浙闽隆起的逐渐沉降, 约 1.7 Ma 发生自新生代以来的首次海侵, 直至约 0.83 Ma, 发育潮坪—滨岸沉积与河流沉积的互层; 从约 0.83 Ma 开始至今, 浙闽隆起进一步沉降使得南黄海中部隆起区在间冰期高海平面时期的海洋环境基本接近现今环境; 南黄海西部陆架在 MIS 5 发育范围比现今更广的冷水团沉积, 在 MIS 4、MIS 3 早期、MIS 3 晚期至 MIS 2 和 MIS 1 分别依次发育河流、三角洲、河流和滨岸—内陆架环境。该沉积序列主要受控于区域构造沉降和海平面变化, 其全新统、更新统及整个地层序列的沉积速率呈现依次明显下降的趋势, 主要归因于地层时代越老其连续性越差, 特别是晚更新世之前的地层有显著侵蚀的现象。本文的研究成果为深入理解南黄海西部陆架区晚新近纪以来的沉积环境演化进程和沉积地层的形成机制提供了新证据。

关键词: 第四系底界; 地层划分; 沉积演化; 浙闽隆起; 南黄海

中图分类号: P736.21

文献标识码: A

Stratigraphic classification and sedimentary evolution of the late Neogene to Quaternary sequence on the Central Uplift of the South Yellow Sea

LIU Jian^{1,2}, DUAN Zongqi^{3,4}, MEI Xi¹, LIU Qingsong⁵, ZHANG Xunhua¹, GUO Xingwei¹, WU Zhiqiang¹, WANG Hong¹, WANG Feifei¹, CHEN Bin¹, ZHANG Xin¹, AN Yuhui⁶

1. Qingdao Institute of Marine Geology, China Geological Survey, Qingdao 266237, China
2. Laboratory for Marine Geology, Qingdao National Laboratory for Marine Science and Technology, Qingdao 266237, China
3. State Key Laboratory of Resources and Environmental Information System, Institute of Geographic Sciences and Natural Resources Research, CAS, Beijing 100101, China
4. The Geographical Society of China, Beijing 100101, China
5. Southern University of Science and Technology, Department of Ocean Science and Engineering, Shenzhen 518055, China
6. Centre for Marine Magnetism (CM), College of Marine Geoscience, Ocean University of China, Qingdao 266100, China

资助项目: 中国地质调查局项目 (DD20160147)

作者简介: 刘健 (1965—), 男, 博士, 研究员, 从事海洋地质与第四纪地质调查与研究, E-mail: liujian0550@vip.sina.com

通讯作者: 段宗奇 (1985—), 男, 博士, 高级工程师, 从事岩石磁学和环境磁学研究, E-mail: duanzq@igsrr.ac.cn

刘健 (1965—), 男, 博士, 研究员, 从事海洋地质与第四纪地质调查与研究, E-mail: liujian0550@vip.sina.com

收稿日期: 2021-10-17; **改回日期:** 2021-10-20. 文凤英编辑

Abstract: The Core of CSDP-2, which is more than 2800 m long, was retrieved from the Central Uplift of the South Yellow Sea, of which the Mesozoic-Paleozoic strata of the core have become a hot topic under research. However, research results of the uppermost sequence, 592 m in thickness made up of unconsolidated loose sediments, have not yet been reported so far. We have carried out paleomagnetic measurements, optically stimulated luminescence (OSL) dating, identification of benthic foraminifera and analyses of sedimentary facies for the sequence, in order to make its stratigraphic classification and reveal its history of sedimentary evolution. The results indicate that the 592 m- thick sequence came into being about 5.2 Ma, with its Quaternary bottom boundary at ~227.91 m of 2.59 Ma, the Lower and Middle Pleistocene boundary at ~65.23 m of 0.78 Ma, and the Middle - Upper Pleistocene boundary at 47.34 m of 128 ka, and covered by the Upper Pleistocene, which could be further subdivided into several sedimentary intervals formed during MIS 5, MIS 4, MIS 3 and MIS 1, while the MIS 2 deposits are missing. Also the results demonstrate that the denudation took place on the Central Uplift during Neogene and came to an end at ~5.2 Ma, followed by the deposition of fluvial deposits from ~5.2 to ~1.7 Ma, which was ceased as the first marine transgression took place in the region since Cenozoic presumably due to subsidence of the Zhe-Min Uplift. From ~1.7 to ~0.83 Ma, there was an alternation of tidal-flat and coastal deposits, and then from ~0.83 to the present the marine environments during high sea-level stands of the interglacial times were close to the marine environment of today in the region, due to the further subsidence of the Zhe-Min Uplift. On the western shelf of the South Yellow Sea, there was a cold water mass during MIS 5, which is broader than that of nowadays, and fluvial, deltaic, fluvial and coastal to inner-shelf environments prevailed successively during MIS 4, early MIS 3, late MIS 3 to MIS 2, and MIS 1. The sedimentary sequence was primarily controlled by tectonic subsidence and sea-level changes, and the sedimentation rates decreased evidently from the Holocene deposits to the Pleistocene and to the whole sequence, owing to the incompleteness of the older sediments comparing to the younger ones. Especially the pre-Late Pleistocene strata are marked by distinct erosion. The results of this study have provided new evidence for better understanding the evolution of sedimentary environments and the formation mechanism of strata in the western South Yellow Sea shelf since late Neogene.

Key words: Quaternary bottom boundary; stratigraphic classification; sedimentary evolution; Zhe-Min Uplift; South Yellow Sea

黄海盆地是在古生界残留盆地基础上发育的中、新生代盆地,其主体位于下扬子块体东部南黄海海域,自北而南包括南黄海北部拗陷、中部隆起、南黄海南部拗陷和勿南沙隆起等4个构造单元^[1](图1)。以往大量研究表明,在中三叠世末开始的印支运动、侏罗纪—白垩纪期间的燕山运动以及古新世—渐新世的喜山运动期间,伴随着古特提斯洋的逐步消亡、扬子块体与华北板块碰撞拼合并最终形成秦岭-大别-苏鲁褶皱造山带,南黄海的4个构造单元在形成演化过程中经历了多期构造叠加及改造,其中的中部隆起区域抬升并遭受强烈的剥蚀作用;直到渐新世末—中新世早期,南黄海盆地开始统一为拗陷沉积环境,在中部隆起区沉积了数百米厚的地层^[2-6]。2011年由青岛海洋地质研究所在南黄海中中部隆起施工了全取心CSDP-1孔,获取了孔深300.10 m以上的松散沉积地层;随后对该孔岩心的综合研究,确定第四系底界位于227.16 m,也揭示了约3.5 Ma以来的沉积环境演化历史及其主要物源的变化^[7-9]。2015—2016年青岛海洋地质研究所在南黄海中中部隆起施工的另外一个全取心钻孔CSDP-2孔,穿透了海底以下2809.88 m的地层,其中最上部592.00 m岩心为松散沉积物,往下则是已经固结成岩的下三叠统灰岩直至奥陶系泥岩—粉砂岩^[10-12]。过去几年对CSDP-2孔的研究侧重于中—古生代已经固结的地层^[13-15],对其上部松散沉

积物的研究尚未见报道。

本文将报道我们对CSDP-2孔最上部592.00 m松散沉积物的古地磁、沉积相以及第四纪地质的初步研究结果,旨在探讨南黄海中中部隆起地区基岩面以上未固结沉积物的地层划分和沉积相序,为全面理解南黄海新近纪以来的沉积历史提供地质证据,也为这部分岩心的后续深入研究提供基础地质框架和约束。

1 区域地质背景

南黄海盆地归属于扬子克拉通的下扬子地块^[16],北以苏鲁造山带为界与华北块体相接,南至江山-绍兴断裂并与华南块体相邻;其基底为前震旦纪变质褶皱,基底之上发育中、古生代和中、新生代多旋回叠合盆地^[17]。南黄海盆地经历了震旦纪—早古生代陆缘海演化阶段和晚古生代—中三叠世陆表海演化阶段,形成了海相中—古生界盆地,沉积了一套以碳酸盐为主的地台沉积建造。发生于中三叠世末的印支运动,导致古秦岭洋关闭、扬子块体与华北块体拼贴碰撞逐步形成秦岭-大别-苏鲁造山带,南黄海盆地整体抬升导致其海相沉积历史的结束,海相中、古生界褶皱隆起遭受剥蚀改造,并形成了后来的中、新生代盆地的沉积基底^[1]。晚白垩世以来,南黄海表现为拉张断陷活动,形成陆相断陷

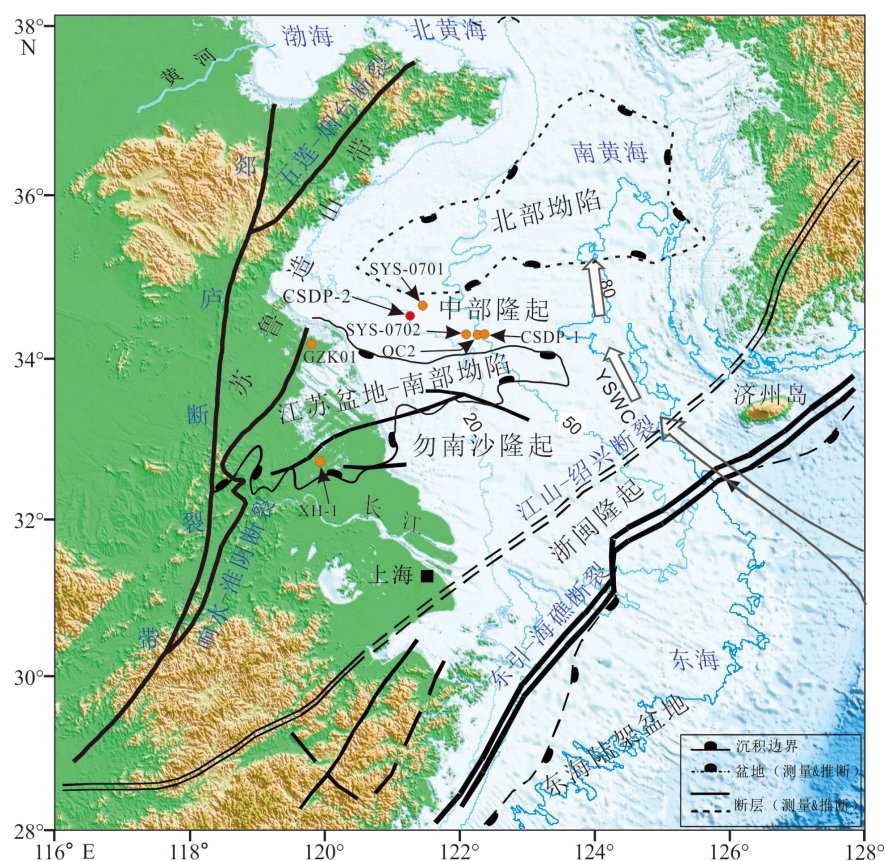


图 1 南黄海及其邻近地区地质构造简图以及本文涉及到的钻孔位置^[8,18]

Fig.1 Schematic map showing the tectonic division of the South Yellow Sea and the neighboring regions, as well as the locations of the sediment cores discussed in this study^[8,18]

盆地。白垩纪末—古近纪南黄海进入断陷演化阶段,北部拗陷和南部拗陷相继发育,中部隆起处于隆升剥蚀阶段;至渐新世开始,南黄海盆地统一为拗陷盆地沉积,至今形成了一套新近系—第四系海陆交互相地层^[19]。

浙闽隆起带是分隔南黄海盆地和东海陆架盆地的呈北东向展布的构造带,其主体在我国的浙、闽东部陆地上,向东北延伸进入黄海和东海海底,经苏岩礁、济州岛与朝鲜半岛南部的岭南地块连接,长达 2 100 km,宽 200~300 km^[20]。这条构造带是中生代的火山岩隆起带,是华南褶皱带的组成部分,志留纪晚期的加里东运动使南黄海盆地的南侧与闽浙隆起区沿江山-绍兴断裂带发生剪切拼贴^[3],并直至侏罗纪一直是隆起区,除了火山岩,没有碎屑沉积物堆积^[21];白垩纪燕山运动导致浙闽隆起产生一系列北东向断裂和断陷盆地,有红色砂岩、砂砾岩、凝灰质砂砾岩夹中酸性火山岩堆积。新近纪以来浙闽隆起遭受分列、沉降,至约 1.66 Ma 海水从东海越过浙闽隆起进入黄海;随着浙闽隆起的进一步沉降至约 0.83 Ma,南黄海在之后的间冰期高海平面时期其海洋环境与现今基本类似^[8],浙闽隆

起对海水入侵南黄海的阻隔作用基本消失。

现今的南黄海是位于中国大陆和朝鲜半岛之间、大部分地区水深小于 80 m 的半封闭陆架浅表海,其现代海洋流系主要包括黄海暖流、沿岸流及黄海冷水团等。南黄海中部的黄海冷水团是一个低能环境,为泥质沉积分布区;在南黄海的东部、西南部海区则发育强潮流,形成了潮流沙脊。南黄海的物源主要来自黄河和长江,而来自朝鲜半岛入海河流的贡献则要小 1—2 个数量级。

2 材料与方法

2016 年 4 月至 2017 年 11 月,青岛海洋地质研究所在南黄海中部隆起完成一口全取心钻孔 CSDP-2 的施工,钻孔坐标 34°33'18.9" N、121°15'41" E,水深 22.00 m,总进尺 2 809.88 m。该孔最上部 592.00 m 岩心为未固结的松散沉积物,其中泥质沉积物的取芯率大于 85%,砂质沉积物的取芯率大于 60%;其下则为固结成岩的碳酸盐岩和碎屑岩。位于 CSDP-2 孔东南方向约 100 km 的 CSDP-1 孔(图 1 和表 1),可用来开展地层的对比研究。

表 1 本文涉及的南黄海海岸带-陆架区钻孔信息
Table 1 Details of the sediment cores in the coastal to shelf areas of the South Yellow sea as described in this paper

钻孔编号	位置	水深/m	孔深/m	资料来源
CSDP-2	34°33'18.9"N、121°15'41"E	22.00	2 809.88	本文
CSDP-1	34°18'10.7730"N、122°22'0.4896"E	52.50	300.10	[7]
QC2	34°18'N、122°16'E	49.05	108.83	[22]
SYS-0701	34°39.7535'N、121°27.0000'E	33.00	70.20	[23]
SYS-0702	34°18.0919'N、122°05.7459'E	32.00	70.25	[23]
GZK01	34°10'N、119°29'E	—	285	[24]
XH-1	32°45'N、119°51'N	—	350	[25]

本文的研究对象是 CSDP-2 孔岩心 0~592.00 m 的松散沉积物。在室内首先对岩心对半分开, 然后进行沉积特征描述、拍照以及采集古地磁、光释光(OSL)等实验样品。古地磁样品是在一半岩心上利用 2 cm×2 cm×2 cm 的无磁塑料方盒获取的离散定向样品, 采样间距为 10~30 cm, 在全部松散岩心沉积物中共获取定向样品 2 387 个; 在 0~50 m 岩心沉积物中共采取有效的光释光(OSL)测年样品 20 个; 在 0~250 m 岩心沉积物中按照约 10~30 cm 采取底栖有孔虫鉴定样品 1 145 个。

古地磁样品的测试工作在中国科学院地质与地球物理研究所古地磁与年代学实验室完成。首先, 使用捷克 Agico 公司生产的 MFK1-FA 多频磁化率仪对所有样品进行磁化率和磁组构测量。测试前使用仪器配备的标样进行标定, 并对 holder 的背景值进行测量, 达到测量标准后进行实验; 随后样品放在磁屏蔽空间(<300 nT)静置 24 h, 目的是对粘滞剩磁进行消磁; 接着利用 2G-760 超导磁力仪测量样品的天然剩磁(NRM), 再利用该仪器配备的 2G-600 Automatic Sample Degaussing System 仪器对 NRM 进行交变退磁, 以获得样品的倾角方向, 退磁步骤为 5、10、15、20、25、30、35、40、45、50、60、70、80 mT。对获得的数据利用 Pmag31b1 软件进行处理, 得到倾角方向。

样品的 OSL 测年是在中国科学院青海盐湖研究所光释光实验室完成(表 2)。样品的前处理工作在实验室的红光暗室里进行。首先将样品中可能曝光的部分取出, 用于分析样品的剂量率; 通过对烘干前后的样品称重得出含水量, 并选用电感耦合等离子体质谱(ICP-MS)方法测定样品的 U、Th 和 K 含量。然后将样品中未曝光的部分置于烧杯中, 先后加入 10% 的稀盐酸和 30% 的双氧水并适当搅拌以分别去除样品中的碳酸盐和有机质; 随后湿筛

分选出 38~63 μm 的颗粒, 用 35% 的氟硅酸浸泡约两周以去除残留长石, 再用 10% 的稀盐酸去除残留的氟化物; 最后将样品用清水洗净, 低温烘干并装袋。经红外检测后, 对未发现有明显长石信号的样品进行上机测试, 测试仪器为 Risø TL/OSL DA-20, 等效剂量测试采用单片再生剂量法与标准生长曲线法相结合的方法^[26-28]。每个样品共获得 18 个等效剂量值, 通过中值年代模型得出最终的等效剂量, 并在部分晒退情况较差的样品中采用最小年代模型计算样品的最终等效剂量。

底栖有孔虫样品的鉴定按照《海洋调查规范——海洋地质地球物理调查(GB/ T12763.8 -007)》^[29]规定进行: 称 50 g 干样加入清水与双氧水(H₂O₂)浸泡分散, 经用 250 目(φ=0.063 mm)分析筛淘洗, 筛上颗粒烘干后, 视样品量及有孔虫丰度将其缩分至 1/2、1/4、1/8 后, 在双目实体显微镜下挑选标本, 进行鉴定与数量统计。一般统计个体数在 200 枚以上, 不足 200 枚的做全部样本统计。

3 结果分析

3.1 地层序列和沉积相特征

根据沉积特征和底栖有孔虫组合分布特征, CSDP-2 孔 0~592 m 的岩心沉积物可以划分为 3 个大的沉积单元, 从上至下依次为 DU 1—DU 3; DU 3 为陆相沉积; DU 2 为陆相和海相沉积互层; DU 1 以海相沉积为主, 夹薄层陆相沉积(图 2)。

3.1.1 DU 3 (592.00~125.70 m)

DU 3 是由多个正粒序的沉积旋回构成的, 每个旋回包括下部的砂质沉积物和上部的泥质沉积物(图 2)。砂质沉积物一般厚度为 0.5~5.5 m, 以黄灰或灰黄色细砂—中砂为主, 分选性中等—较差; 某

表 2 CSDP-2 孔沉积物样品 OSL 测年结果

Table 2 Optically stimulated luminescence (OSL) dating results for sediment samples of core CSDP-2

孔深/m	粒径/ μm	U/ 10^{-6}	Th/ 10^{-6}	K/%	含水率/%	等效剂量/Gy	剂量率/(Gy/ka)	年代/ka
0.47	38~63	1.59 ± 0.3	9.17 ± 0.6	1.94 ± 0.03	19 ± 5	2.71 ± 0.03	2.69 ± 0.12	1.0 ± 0.1
1.06	38~63	1.35 ± 0.3	9.03 ± 0.6	1.77 ± 0.03	22 ± 5	2.57 ± 0.04	2.27 ± 0.12	1.1 ± 0.1
1.78	38~63	1.42 ± 0.3	8.43 ± 0.6	1.86 ± 0.03	20 ± 5	2.70 ± 0.03	1.81 ± 0.09	1.1 ± 0.1
3.03	38~63	1.52 ± 0.3	9.77 ± 0.6	2.10 ± 0.04	19 ± 5	3.96 ± 0.07	2.77 ± 0.12	1.4 ± 0.1
3.9	38~63	1.47 ± 0.3	10.05 ± 0.7	2.06 ± 0.04	20 ± 5	5.91 ± 0.12	2.42 ± 0.11	2.4 ± 0.1
7.87	38~63	1.56 ± 0.3	9.67 ± 0.6	2.11 ± 0.04	25 ± 5	10.82 ± 0.20	2.59 ± 0.11	4.2 ± 0.2
9.38	38~63	2.23 ± 0.4	11.53 ± 0.7	2.16 ± 0.04	23 ± 5	11.85 ± 0.39	2.9 ± 0.13	4.0 ± 0.2
17.75	38~63	1.98 ± 0.3	11.04 ± 0.7	2.14 ± 0.04	21 ± 5	193.4 ± 18.1	2.82 ± 0.12	68.5 ± 7.1
18.82	38~63	3.09 ± 0.4	11.97 ± 0.7	1.91 ± 0.03	18 ± 5	197.2 ± 18.2	2.99 ± 0.14	65.9 ± 6.8
24.72	38~63	2.04 ± 0.4	12.69 ± 0.7	1.87 ± 0.03	18 ± 5	225.3 ± 15.7	2.78 ± 0.13	81.1 ± 6.8
26.31	38~63	1.57 ± 0.3	8.88 ± 0.6	1.93 ± 0.03	16 ± 5	169.2 ± 17.1	2.55 ± 0.12	66.3 ± 7.4
27.02	38~63	1.75 ± 0.3	10.16 ± 0.7	1.77 ± 0.03	15 ± 5	205.4 ± 20.0	2.56 ± 0.12	80.4 ± 8.7
30.29	38~63	1.60 ± 0.3	9.93 ± 0.6	1.81 ± 0.03	17 ± 5	196.0 ± 14.6	3.00 ± 0.10	65.4 ± 5.3
31.15	38~63	1.0 ± 0.3	6.14 ± 0.6	2.02 ± 0.04	16 ± 5	169.5 ± 11.1	2.33 ± 0.12	72.6 ± 6.1
32.16	38~63	1.59 ± 0.3	9.45 ± 0.6	1.68 ± 0.03	14 ± 5	188.0 ± 21.0	2.42 ± 0.12	77.7 ± 9.5
37.05	38~63	1.70 ± 0.3	8.65 ± 0.6	2.01 ± 0.04	16 ± 5	241 ± 16	2.62 ± 0.13	$92 \pm 7^*$
38.74	38~63	1.79 ± 0.3	9.39 ± 0.6	2.01 ± 0.04	19 ± 5	266 ± 21	2.61 ± 0.12	$102 \pm 9^*$
39.96	38~63	1.91 ± 0.3	9.59 ± 0.6	1.86 ± 0.03	18 ± 5	244 ± 11	2.54 ± 0.12	$96 \pm 6^*$
48.31	38~63	1.83 ± 0.3	11.49 ± 0.7	1.97 ± 0.03	18 ± 5	286 ± 19	2.73 ± 0.12	$105 \pm 12^*$
49.5	38~63	1.03 ± 0.3	6.55 ± 0.6	1.94 ± 0.03	12 ± 5	291 ± 19	2.39 ± 0.13	$122 \pm 10^*$

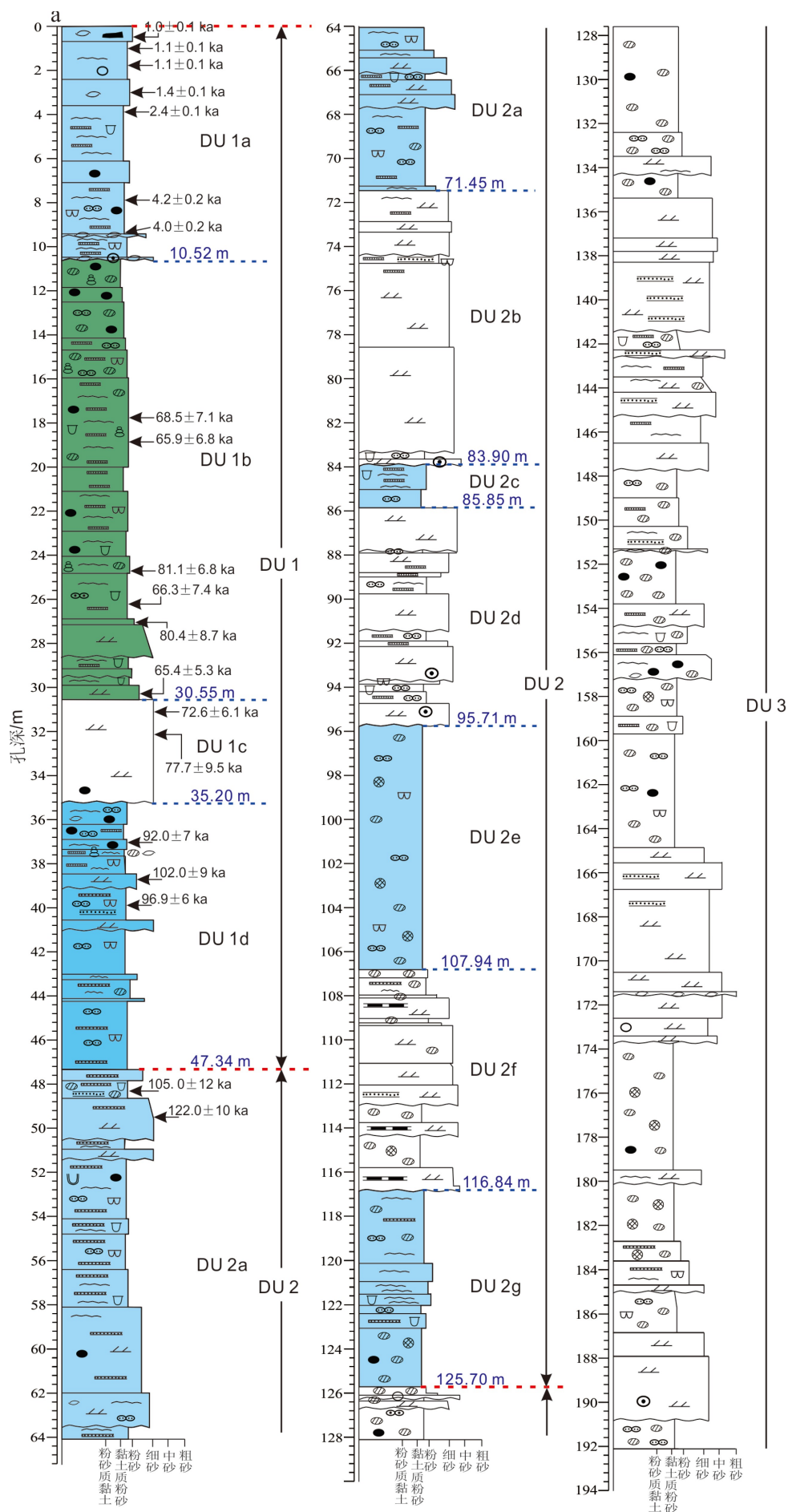
些砂层显示板状或槽状交错层理和明显的正粒序,底部与下伏泥质沉积物之间为侵蚀面;夹少量或较多的毫米—厘米级黏土质粉砂或粉砂—极细砂线理、条带,有零星分布的泥砾、贝壳碎片、碳质斑点和褐红—棕色锈斑,偶见次圆状砾石(长<2 cm)。每个旋回上部的泥质沉积物与下伏砂质沉积物之间呈渐变或突变式接触,以灰黄—深棕灰黏土质粉砂和粉砂为主,夹少量砂质薄层。黏土质粉砂中可见粉砂质透镜体,偶见粉砂—细砂条带,常见钙质结核、红色和棕黄色锈斑以及中等程度的生物扰动。极细砂—细砂层(一般厚 20~50 cm)偶见于泥质层中,与下伏泥质沉积为突变接触且显示向上变细的粒序。本单元未见底栖有孔虫。

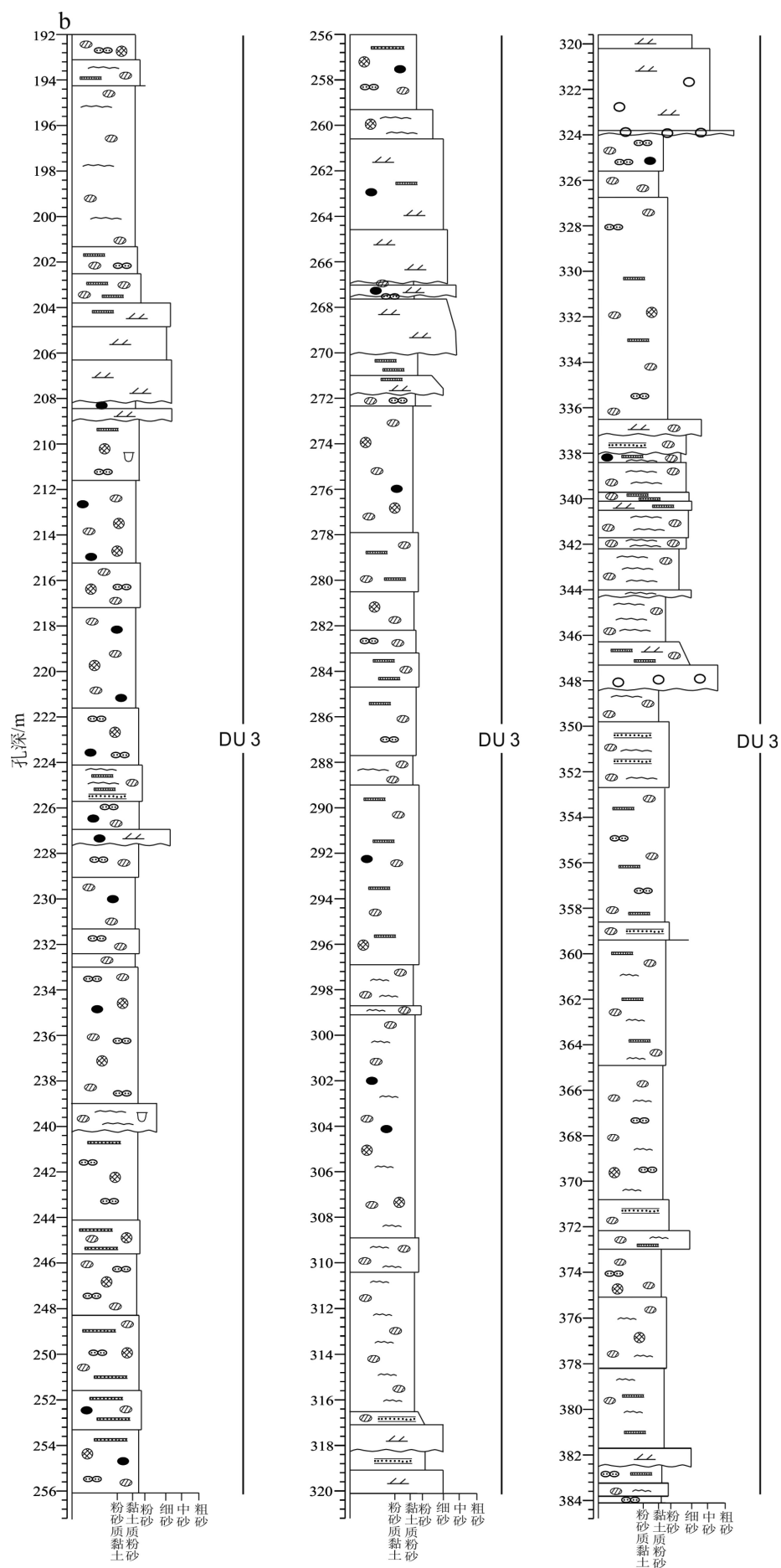
DU 3 被解释为河流沉积。其砂质沉积物的特征,包括其底部侵蚀面、板状交错层理、正粒序和缺失有孔虫,表明其属于河道沉积。砂质层与上覆泥质沉积之间突变或渐变接触反映了河道的突然或渐变式的废弃^[30]。泥质层中丰富的褐红-棕色锈

斑和钙质结核则表明泥质沉积物经常出露水面遭到氧化以及成岩改造。根据岩性特征以及位于砂质沉积物之上的地层位置,泥质沉积物被解释为洪泛平原沉积,并夹有砂质漫滩沉积^[31]。泥质沉积物中的砂质层被解释为决口扇沉积,这与其突变式的底界面和正粒序是吻合的^[30-31]。本沉积单元中多个旋回的叠加被解释为河道迁移与构造沉降相互作用的结果。

3.1.2 DU 2 (125.70~47.34 m)

DU 2 呈深灰、黄灰或深棕色,可细分为 7 个层段(从上之下为 DU 2a—DU 2g),包括 4 个相对细粒层段(DU 2a、DU 2c、DU 2e 和 DU 2g)和 3 个相对粗粒层段(DU 2b、DU 2d 和 DU 2f)的互层组成,它们之间为侵蚀或明显接触(图 2)。4 个细粒层段分别出现于孔深 125.70~116.84 m(DU 2g)、107.94~95.71 m(DU 2e)、85.85~83.90 m(DU 2c)和 71.45~47.34 m(DU 2a),它们以粉砂—黏土质粉砂为主,常见粉砂质透镜体、毫米—厘米级黏土质





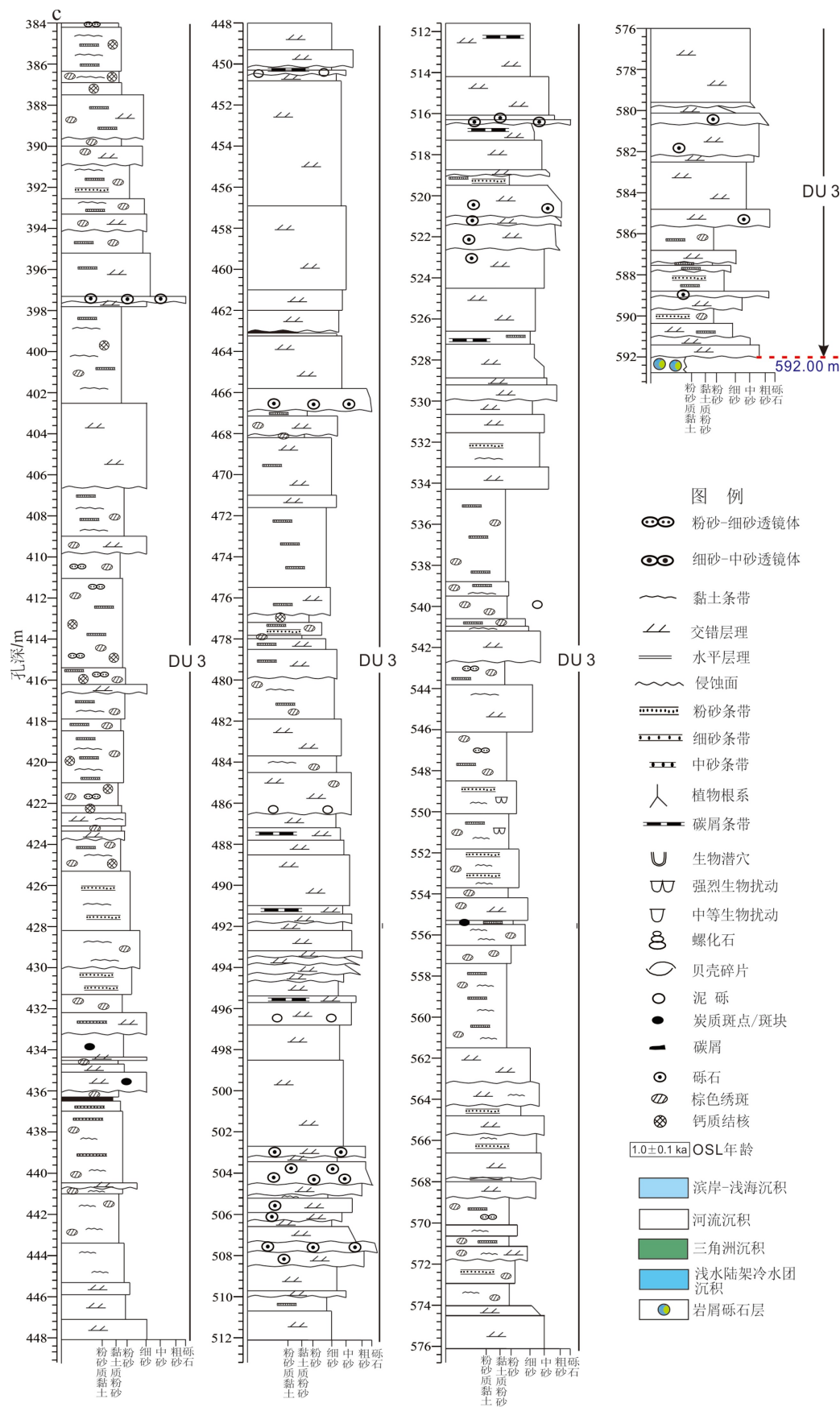


图 2 CSDP-2 孔岩心柱状图
a. 0~192 m, b. 192~384 m, c. 384~592 m。

Fig.2 Lithologic logs of core CSDP-2, for depths of (a) 0~192 m, (b) 192~384 m, and (c) 384~592 m

粉砂或局部为黏土质粉砂与粉砂—细砂密集互层(毫米—厘米级),显示潮汐层理(波状和透镜层理),发育中等或局部的强烈的生物扰动;最下部的3个细粒层段(DU 2c、DU 2e和DU 2g)中常见棕红、棕黄色锈斑和钙质结核;最上部的细粒层段(DU 2a)夹较多细砂质粉砂—细砂薄层(一般<40 cm,最大厚度1.8 m),它们与下伏细粒沉积层为侵蚀接触,较厚的细砂层显示正粒序并夹粉砂质条带。

在下部3个细粒层段(DU 2c、DU 2e和DU 2g)中,底栖有孔虫零星、断续地出现,丰度(平均值1枚/g)和简单分异度(平均值2)都较低,以 *Ammonia beccarii* (Linné) vars. 和 *Epistominella naraensis* (Kuwanon)等滨岸浅水种为主要优势种(图3)。在最上部的细粒层段(DU 2a)中,底栖有孔虫比较连续地出现,丰度(平均值17枚/g)和简单分异度(平均值5)都比下伏3个细粒层段中的高,以 *A. beccarii* vars.、内陆架凉水种 *Protelphidium tuberculatum* (d'Orbigny) 以及半咸水种 (*Elphidiella kiangsuensis* (Ho, Hu et Wang), *Haynesina germanica* (Ehrenberg) 和 *Hyalinea balthica* (Schroeter)) 为主要优势种。

3个粗粒层段(DU 2b、DU 2d和DU 2f)以细砂—中砂层为主,与下伏泥质沉积之间为侵蚀接触,并显示板状或槽状交错层理和正粒序,分选性中等—较差,其上常见薄层粉砂—黏土质粉砂层(一般

<1 m),其中常见钙质结核和棕红、棕黄色锈斑。这些砂层中局部偶见破碎、磨蚀的褐色底栖有孔虫壳,表明其被再改造和异地搬运的成因。

DU 2单元最上部2 m的两个OSL测年数据是105.0±7 ka和122.0±10 ka,测年结果超出了石英颗粒OSL测年的上限,只能供参考。

DU 2被解释为潮坪—滨岸沉积或滨岸—内陆架沉积与河流沉积的交替。该单元下部3个细粒层段(DU 2c、DU 2e和DU 2g)被解释为潮坪—滨岸沉积,以广泛出现的潮汐层理为特征,其中的褐红—棕色锈斑表明该沉积单元曾出露过地表,其中的底栖有孔虫组合分布特征也证明了其近岸浅水环境。该单元最上部的细粒层段(DU 2a)则被解释为受潮汐影响的滨岸—内陆架沉积,其沉积特征和底栖有孔虫组合分布特征都表明它形成于比下部3个细粒层段较深水的环境,所夹的细砂质粉砂—细砂薄层被解释为潮道沉积。DU 2中的3个粗粒层段(DU 2b、DU 2d和DU 2f)被解释为河流沉积:细砂—中砂层被解释为河道点坝沉积;覆盖其上但不含底栖有孔虫的薄层粉砂—黏土质粉砂层被解释为洪泛平原沉积,这与其中出现钙质结核和棕色锈斑是一致的。

3.1.3 DU 1 (47.34~0 m)

根据沉积特征和底栖有孔虫组合分布特征,DU 1又可细分为4个层段,从上至下编号为:DU 1a,

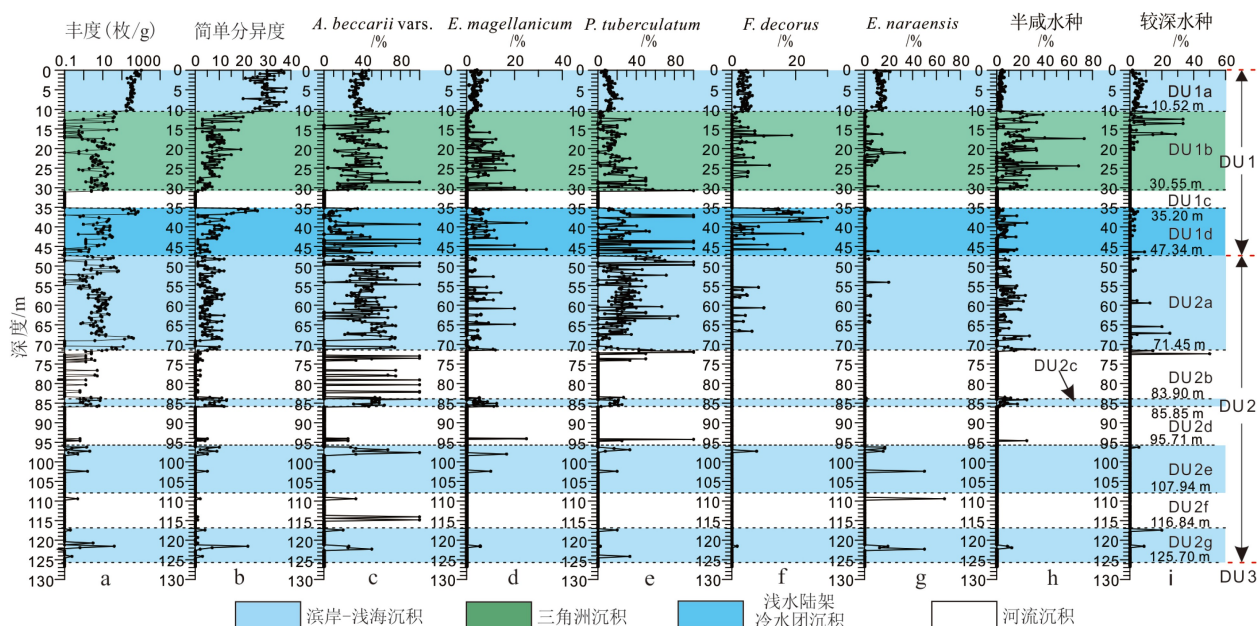


图3 CSDP-2孔0~130 m岩芯中底栖有孔虫的丰度(a)、简单分异度(b)和主要属种含量(c—i)的垂向分布特征

半咸水种: *E. kiangsuensis*, *H. germanica* 和 *Hy. balthica*; 较深水种: *A. compressiuscula* 和 *A. ketienziensis*。

Fig.3 Down-core changes in (a) benthic foraminiferal abundance, (b) simple diversity, and (c—i) relative abundance of the main foraminiferal species in the uppermost 130 m of core CSDP-2

DU 1b, DU 1c 和 DU 1d(图 2)。

(1) DU 1d(47.34~35.20 m)

DU 1d 与下伏的 DU 2 顶部沉积层为明显接触,以深灰色黏土质粉砂为主,其中夹较多粉砂质透镜体或不规则条带,常见深灰—暗灰色黏土质粉砂与粉砂密集互层(1~3 mm),生物扰动强烈。偶夹细砂质粉砂—粉砂质细砂薄层(一般<40 cm)。本段底栖有孔虫的丰度(平均 70 枚/g)和简单分异度(平均值 7)都比下伏单元有显著增加,以 *A. beccarii* vars.、内陆架凉水种 *P. tuberculatum*、内陆架常见种 *Florilus decorus* (Cushman et McCulloch) 和 *Elphidium magellanicum* Heron-Allen et Earland 为主要优势种(图 3),其中近岸浅水种 *A. beccarii* vars.的含量比下伏海相层段明显下降。

本段最上部 4.5 m 有 3 个 OSL 测年数据,变化于(92.0±7)~(102.0±9) ka。

根据沉积特征和底栖有孔虫组合分布特征,并与以往的 QC2 孔^[7]、SYS-0702 孔^[22]和 CSDP-1 孔^[8]等钻孔地层序列对比,本段沉积物被解释为浅水陆架区的冷水团沉积,其中砂质粉砂—粉砂质细砂薄层被解释为风暴沉积。

(2) DU 1c(35.20~30.55 m)

DU 1c 以深黄灰色—深绿灰色细砂为主,显示板状或槽状交错层理,分选一般至较差,与下伏细粒沉积之间为侵蚀接触,生物扰动中等。本段未见底栖有孔虫。

本段最上部 2 m,从上至下的 2 个 OSL 测年数据是 72.6±6.1 ka 和 77.9±9.5 ka。

根据上述沉积特征,本段被解释为河流(点坝)沉积。

(3) DU 1b(30.55~10.52 m)

DU 1b 以深灰色粉砂—黏土质粉砂密集互层(厚 1~3 mm),或棕色—褐灰色黏土质粉砂夹粉砂质透镜体,常见炭质斑点和棕色锈斑,生物扰动中等。本段底部夹深灰色细砂—粉砂质细砂层,分选一般,显示正粒序和板状或槽状交错层理,与下伏 DU 1c 之间为明显接触。底栖有孔虫的丰度(平均 10 枚/g)较低,简单分异度的平均值为 8,以 *A. beccarii* vars.为主要优势种,次要种包括 *P. tuberculatum*、*E. magellanicum* 和半咸水种(*E. kiangsuensis*, *H. germanica* 和 *H. balthica*)(图 3)。

本段的中、下部有 6 个 OSL 测年数据,除了两个在 80~81 ka 外,其余的为(65.4±5.3)~(68.5±7.1) ka。

根据本段的沉积特征与底栖有孔虫组合分布特征,并与以往施工的 SYS-0701 孔^[22]和 CSDP-1 孔^[8]

的地层对比,本段被解释为三角洲沉积(三角洲平原—分流间湾沉积)。

(4) DU 1a(10.52~0 m)

DU 1a 以深灰—灰色粉砂层为主,夹深灰色黏土质粉砂薄层(一般<1 m),粉砂层中常夹较多或大量黏土质条带(<1 mm),生物扰动中等—强烈;底部以一贝壳碎片薄层(含砾石)(厚度约 20 cm)与下伏 DU 1b 分隔开,即为侵蚀接触。底栖有孔虫的丰度(平均 365 枚/g)和简单分异度(平均 30)是所有层段中最高的,主要优势种 *A. beccarii* vars.比下伏 DU 1b 有所降低,次要种主要包括 *P. tuberculatum*、*E. naraensis* 和较深水种(*Ammonia compressiuscula* (Brady) 和 *Ammonia ketienziensis* (Ishizaki))(图 3)。

本段从上至下的 6 个 OSL 测年数据变化于(1.0±0.1)~(4.2±0.2) ka。

根据本段的沉积特征与底栖有孔虫组合分布特征,本段被解释为受潮汐影响的滨岸—内陆架沉积。

3.2 古地磁测试结果

样品的磁化率各向异性特征:绝大部分样品的磁化率各向异性度小于 1.15(图 4a),且其磁性颗粒的形状多为压扁状(图 4b)。磁化率各向异性椭球中,大多数样品的最小主轴(K3)近似于垂直最大轴(K1)和中间轴(K2)位于的层面(图 4c),显示了正常的沉积方向。部分样品的 K3 倾角在整个投影面上随机分布,指示原始沉积状态遭到扰动或者是非正常的沉积过程^[32]。

样品的交变退磁曲线呈现出 4 种不同的变化特征:①样品具有稳定的退磁行为,在交变场达 20 mT 后得到稳定的磁倾角,并逐步趋向于原点(图 5a、5d、5e);②样品在交变场达~50 mT 后,剩余强度随交变退磁场增大而增大,获得旋转剩磁(图 5b),指示胶黄铁矿的存在^[33];③样品退磁过程“杂乱无章”(图 5c);④样品的天然剩磁在 30 mT 后强度变化较小,至 80 mT 时仍剩余 60% 以上(图 5f),指示了载磁矿物含有大量的赤铁矿。本研究仅对①类样品采用 Kirschvink 主向量分析法^[34]获得其特征剩磁;同时,参考文献^[32]的方法,将 K3 倾角小于 60°的样品进行剔除,最终获得钻孔的磁倾角变化曲线(图 5g)。其中,0~400 m 的磁倾角记录分辨率平均为约 1 m,400~592 m 的磁倾角记录分辨率约为 3 m。

在建立磁性地层框架时,上部的 400 m 对“孤点”记录的极性变化不予考虑,我们把极性变化连续 2 个点以上的层段视为稳定的记录;而 400~

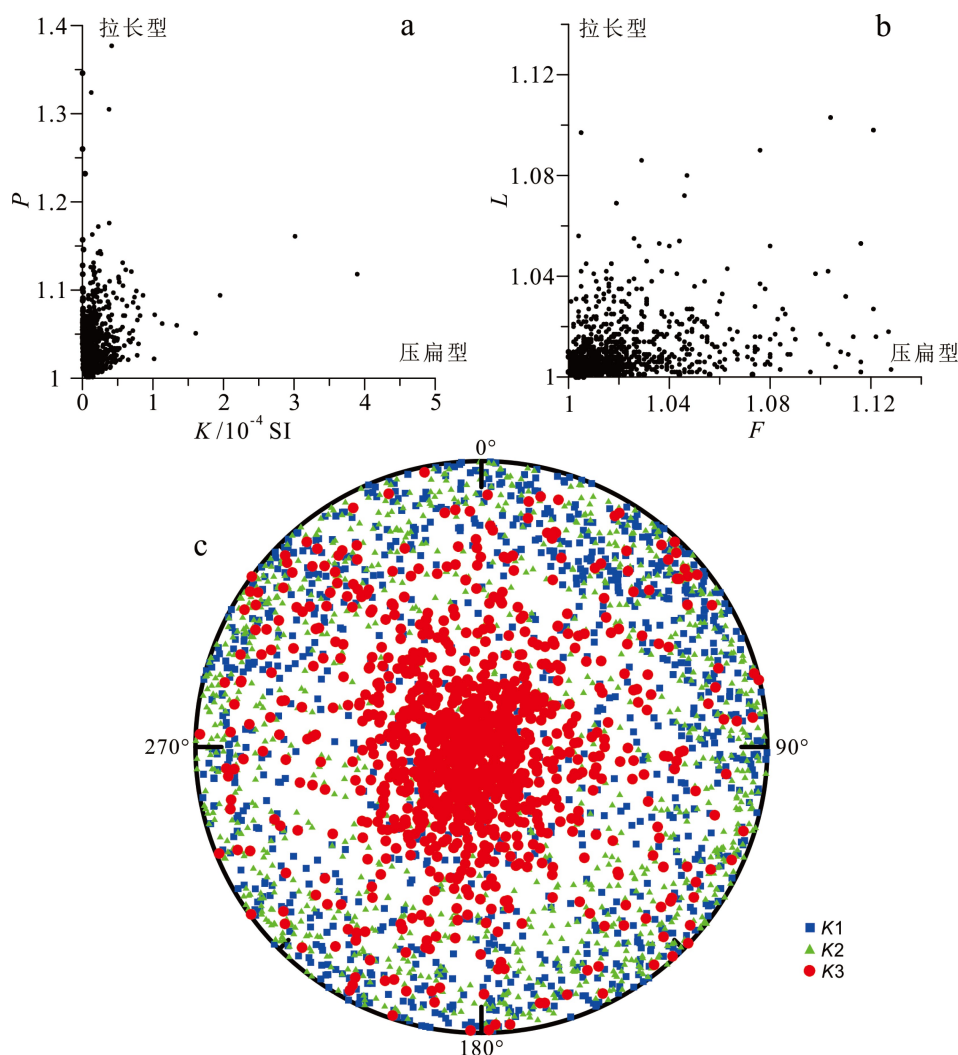


图 4 样品的磁化率各向异性特征

a. 磁化率各向异性度 (P)—体积磁化率 (K) 关系图, b. 磁面理 (F)—磁线理 (L) 关系图, c. 磁化率各向异性主轴方向的等面积投影图。

Fig.4 Anisotropy of magnetic susceptibility for all samples of core CSDP-2, with (a) degree of magnetic anisotropy (P) versus volume susceptibility (K), (b) magnetic lineation (L) versus magnetic foliation (F), and (c) Stereonet projection of axes of maximum ($K1$), intermediate ($K2$) and minimum ($K3$) susceptibility axes.

592 m 的可信磁倾角数据较少, 我们暂时将 538.3 m 左右的“孤点”记录视为极性变化, 得到整根岩芯的正负极性图(图 5h):

(1) 0~65.23 m 以正极性为主, 其中有 4 个负极性层 (1.87~5.29、9.57~10.23、32.65~32.86 和 40.76~43.96 m);

(2) 65.23~227.91 m 以负极性为主, 在 93.63~102.63、135.02~159.20 和 184.81~216.68 m 分别各有一层正极性层;

(3) 227.91~441.88 m 以正极性为主: 227.91~367.23 m 为连续的正极性层, 367.23~381.22、392.51~407.30 和 420.66~434.90 m 分别夹有一层负极性层;

(4) 441.88~566.50 m 以负极性为主, 夹有两层

正极性层(474.79~525.04 和 536.72~555.26 m);

(5) 566.50~592.00 m 为正极性。

将 CSDP-2 孔岩芯的正负极性图与标准地磁极性年代表^[35]进行比对, 该孔主要的古地磁极性界线确定如下(图 6): Matuyama 负极性时/Brunhes 正极性时的界线(M/B)深度为约 65.23 m, Gauss 正极性时/Matuyama 负极性时的界线(G/M)深度为约 227.91 m, Gilbert 负极性时/Gauss 正极性时的界线(G/G)在约 441.88 m, 推测 Gilbert 负极性时的底界深度在 592.00 m 之下。

CSDP-2 孔和 CSDP-1 孔位置相近, 同属一个沉积区域, 两者的岩心磁化率曲线变化具有高度的相似性, 这表明可以用磁化率对两孔进行年代对比。这两个钻孔岩芯的 M/B 界线和 G/M 界线的深度基

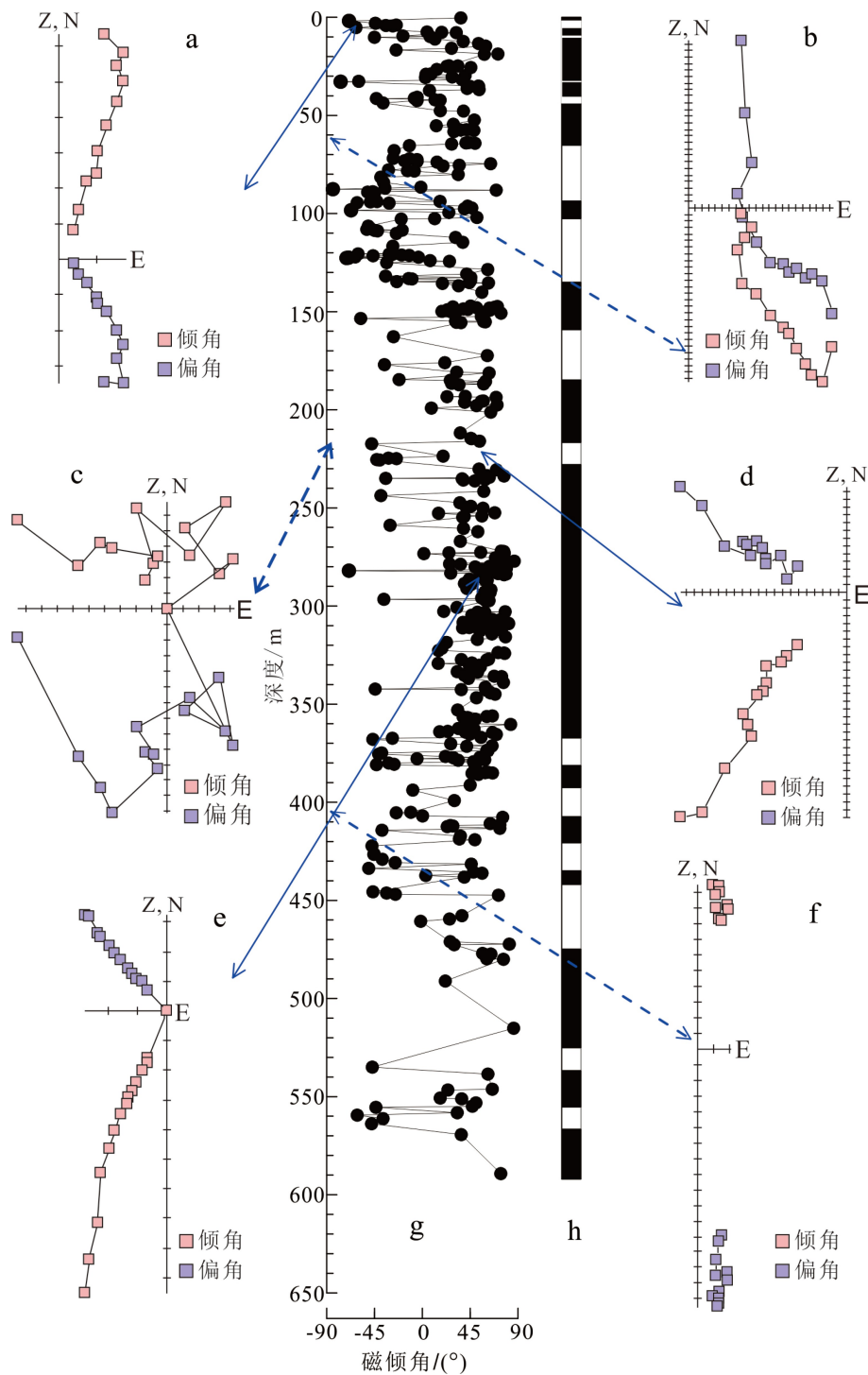


图5 CSDP-2孔特征样品的交变退磁结果正交投影图(a—f), (g)特征剩磁的磁倾角变化和(h)地磁极性变化
Fig.5 Orthogonal diagrams of stepwise alternating-field demagnetization of representative samples (a)~(f), variations of ChRM inclination (g), and variations of the geomagnetic polarity (h) in core CSDP-2.

本一致,均出现在磁化率的高值,且与附近滨海平原的XH1孔^[36]和GKZ01孔^[23](图1,表1)的相应界线深度可以进行对比(图6),这说明了CSDP-2孔G/M界线以上的磁性地层结果的可靠性。利用CSDP-2孔的磁化率与CSDP-1孔进行对比,确定其Matuyama期内的93.63~102.63 m和135.02~

159.20 m正极性层分别对应着Jaramillo正极性亚时(约0.99~1.07 Ma)和Olduvai正极性亚时(约1.77~1.95 Ma)事件,184.81~216.68 m正极性层可能对应着Réunion正极性亚时事件(约2.14~2.15 Ma)。与标准地磁极性年代表不同,CSDP-2孔记录的Gilbert反向期内仅记录3层正极性层,这可能与底

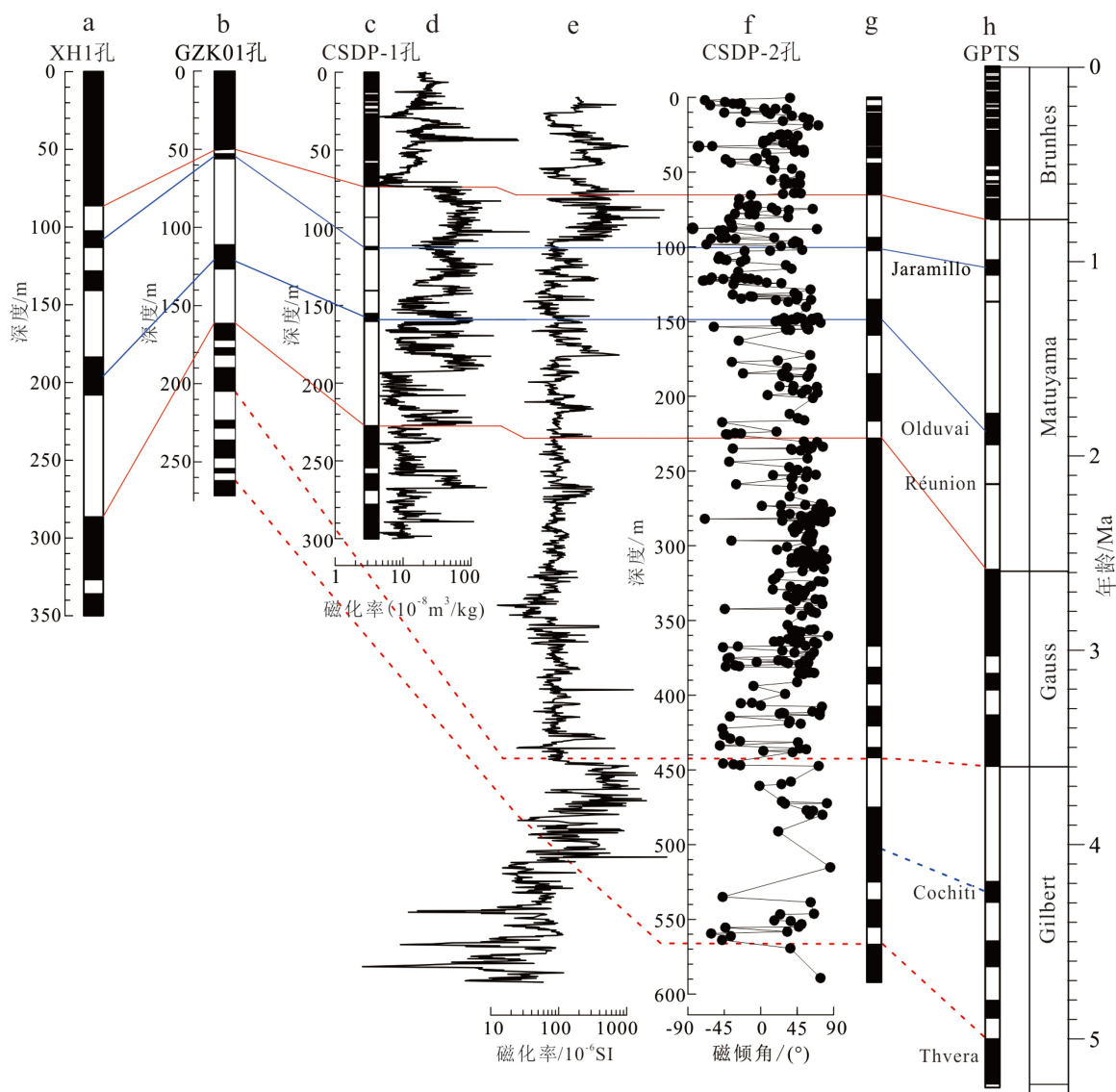


图 6 CSDP-2 钻孔的综合磁性地层年龄框架及其与邻近钻孔磁性地层的对比

a. XH1 孔磁性地层^[36], b. GZK01 孔磁性地层^[23], c. CSDP-1 磁性地层^[21], d. CSDP-1 孔的磁化率变化^[21], e. CSDP-2 孔的磁化率变化, f. CSDP-2 孔特征剩磁磁倾角变化, g. CSDP-2 孔的磁性地层结果(来自本文), h. 标准地磁极性年代表(GPTS)^[35]。

Fig.6 Magnetostratigraphic framework of core CSDP-2 and its correlation with those of other cores in the neighboring areas, showing (a) magnetostatic of core XH1^[36], (b) magnetostatic of core GZK01^[23], (c) magnetostatic of core CSDP-1^[21], (d) magnetic susceptibility variations of CSDP-1^[21], (e) magnetic susceptibility variations of CSDP-2, (f) ChRM inclination of core CSDP-2, (g) Magnetostatic of core CSDP-2 of this study, and (h) GPTS^[35]

部沉积存在的侵蚀现象有关;我们推测,474.79~525.04 m 和 566.50~592.00 m 正极性层可能对应于 Cochiti 正极性亚时事件(4.187~4.3 Ma)和 Thvera 正极性亚时事件(4.997~5.235 Ma)。

根据钻孔的年龄-深度相关图(图 7)推算, CSDP-2 孔第四纪以来的平均沉积速率为 8.79 cm/ka, 这与 CSDP-1 孔同一时期的平均沉积速率(8.78 cm/ka)^[21] 基本相当,也佐证了 CSDP-2 孔 G/M 界线之上的磁性地层的可靠性。由于 CSDP-2 孔底部样品的可靠特征剩磁磁倾角记录较少,我们根据

G/M 界面(深度约 227.91 m)和 Thvera 正极性亚时事件的顶界面(566.50 m)之间的平均沉积速率进行外推,钻孔底界 592.00 m 处的年龄为约 5.2 Ma。

4 讨论

4.1 CSDP-2 孔 0~592.00 m 沉积序列的地层划分

根据上述 CSDP-2 孔 0~592.00 m 松散沉积物的磁性地层研究结果,可以初步得到如下几条重要

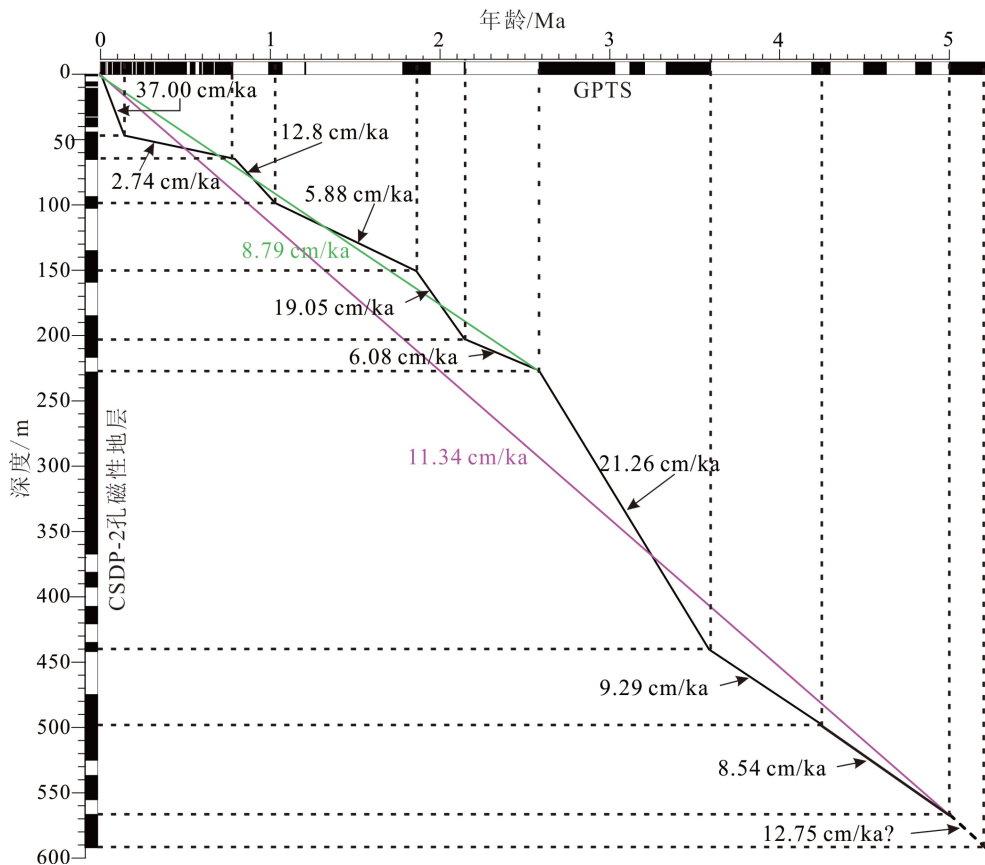


图7 CSDP-2孔的年龄-深度曲线

0~592.00 m各主要年龄控制点之间的沉积速率(黑线)、0~592.00 m平均沉积速率(紫色线)和第四纪地层的平均沉积速率(绿线)。横轴显示的标准地磁极性年代表(GPTS)引自文献[35],纵轴显示的CSDP-2孔磁性地层详见图6。

Fig.7 Age-depth curve of core CSDP-2

With the black line showing the sedimentation rates between the various time control points, the purple line showing the average sedimentation rate in the entire core of 592.00 m, and the green line showing the average sedimentation rate in the Quaternary.

地层界线(图8a),并根据磁性地层年表[35]初步确定其年龄:

(1)第四系底界(即G/M界线)位于孔深约227.91 m,年龄为2.59 Ma。

(2)下/中更新统界线(即M/B界线)位于孔深约65.23 m,年龄为0.78 Ma。

(3)下更新统内部的两个重要古地磁极性事件,即Jaramillo正极性亚时(约0.99~1.07 Ma)和Olduvai正极性亚时(约1.77~1.95 Ma)事件,分别出现在孔深93.63~102.63 m和135.02~159.20 m。

(4)Gilbert负极性时/Gauss正极性时的界线(G/G)位于孔深约441.88 m,年龄为3.60 Ma;根据钻孔底部沉积速率推测沉积物底界592.00 m的年龄为约5.2 Ma。

根据OSL测年结果,结合沉积序列的沉积相分析和南黄海地区以往多个钻孔的晚第四纪沉积地层研究成果,可将CSDP-2孔上部自晚更新世以来

形成的地层做如下进一步的划分,并与CSDP-1孔对应的地层进行对比(图8b):

(1)DU 1d层段(47.34~35.20 m)为浅水陆架冷水团沉积,其上部的OSL测年数据指示其为MIS 5晚期的沉积。我们认为这一浅水陆架冷水团沉积形成于MIS 5时期,可以与以往南黄海陆架多个钻孔揭示的冷水团沉积[8,38]进行对比。DU 1d的底界(47.34 m)自然就是中/上更新统的界面,年龄为0.128 Ma。

(2)DU 1c层段(35.20~30.55 m)为河流沉积,其中的2个OSL测年数据大致位于72~78 ka。我们认为它形成于MIS 4,当时全球海平面比现今海平面要低80~90 m[39],南黄海陆架出露海底而广泛发育了河流沉积[8,22]。

(3)DU 1b层段(30.55~10.52 m)为三角洲平原—分流间湾沉积,根据OSL测年数据和与下伏DU 1c层段的地层关系,我们认为它属于MIS 3早—中

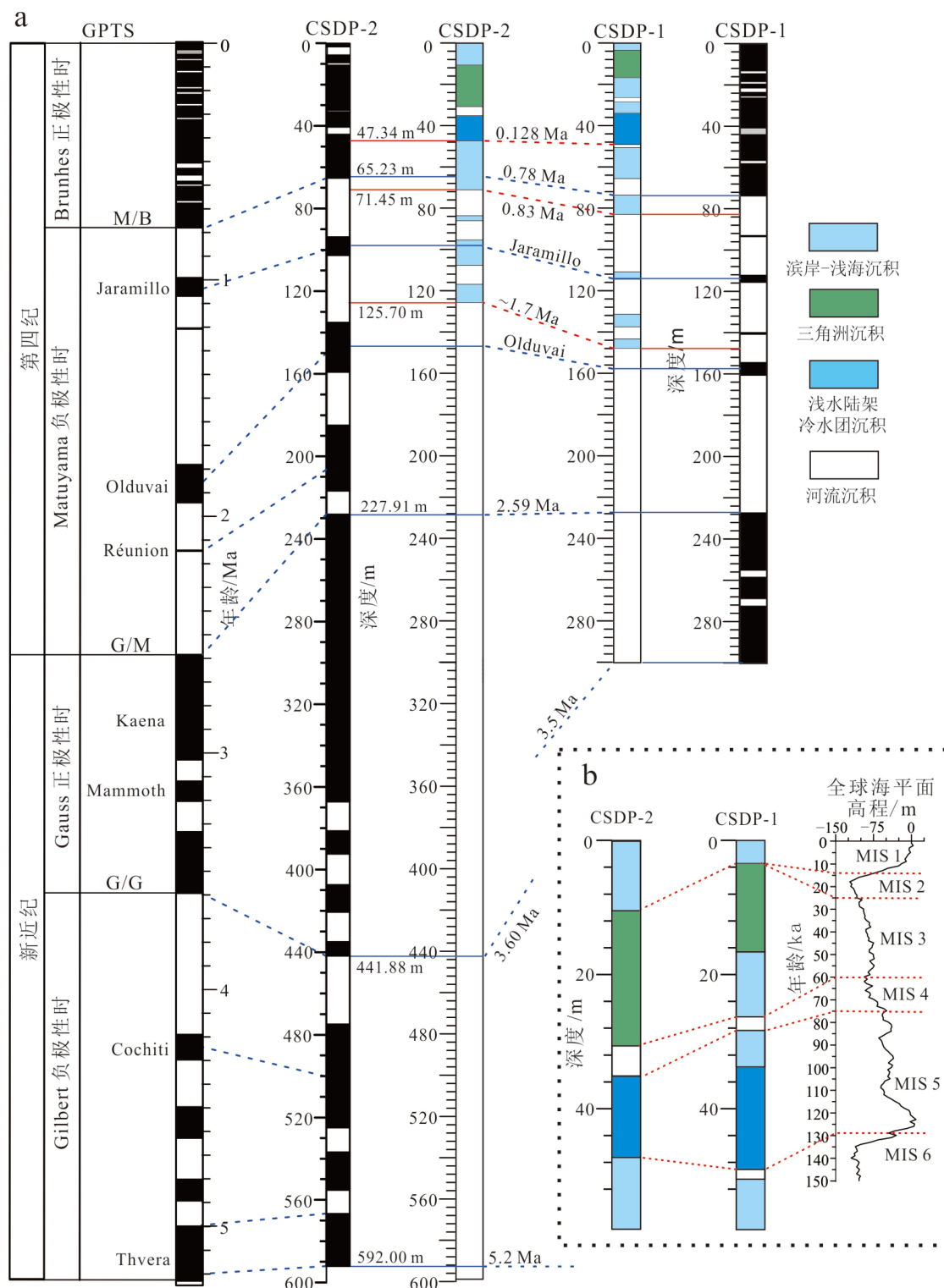


图 8 CSDP-2 孔 0~592.00 m 与 CSDP-1 孔沉积序列主要磁性地层界面的对比 (蓝线) 和 3 个主要海侵界面的对比 (红线) (a) 以及 CSDP-2 和 CSDP-1 孔 MIS 5 以来沉积相序、地层划分及其对比 (b)

CSDP-2 的资料来自本文, CSDP-1 的资料来自文献 [8], 标准地磁极性年代表 (GPTS) 来自文献 [35], MIS 6 晚期以来全球海平面高程的资料来自文献 [37]。

Fig.8 (a) correlation of main magnetostratigraphic boundaries (blue lines) and three major marine transgressive boundaries (red lines) between the uppermost 592.00 m of core CSDP-2 and core CSDP-1, and (b) the post-MIS 5 sedimentary facies sequences, stratigraphic divisions of core CSDP-2 and core CSDP-1 and their correlation between the two cores

Data sources: CSDP-2 from this study, CSDP-1 from Reference [8], GPTS from Reference [35], and the data of global sea level since the late MIS 6 from Reference [37].

期在南黄海西部海岸带—陆架区发育的三角洲沉积^[22]的一部分。

(4) DU 1a 层段(10.52~0 m)为滨岸—内陆架沉积,根据 OSL 测年数据推测,这一层段形成于冰后期海侵直至当今的海相沉积。DU 1a 层段底界面上约 20 cm 的贝壳碎片薄层(含砾石),代表了冰后期开始后的海侵滞留沉积层。这一侵蚀界面是一个穿时面,在东海内陆架至滨岸其形成时间约为 14~12 ka^[40]。因此,DU 1a 被确定形成于 MIS 1。

DU 1a 和 DU 1b 之间缺失 MIS 2 时期的沉积地层,这与 CSDP-1 孔所揭示的地层特征是一致的。MIS 2 时期南黄海西部陆架出露成陆而发育下切河谷^[22],CSDP-1 孔的位置处在当时的河谷间高地^[8]。我们推测 MIS 2 时期 CSDP-2 孔的位置可能与 CSDP-1 孔一样都位于河间高地,当时或者因地势较高而处于侵蚀状态,或者当时的河流沉积物(洪泛平原沉积)较薄而在冰后期海侵过程中被完全侵蚀掉,导致 MIS 2 沉积的缺失。

事实上地质历史时期地层的不连续性是一个普遍现象,并且年轻地层的完整性一般要大于相对年老地层,类似于美国 Eel 陆架的地层记录^[41]。如图 7 所示,CSDP-2 孔晚更新世以来地层平均沉积速率为 37.00 cm/ka,远超之前的沉积速率(2.74~21.26 cm/ka);最年轻的 DU 1a 形成于 MIS 1,经估算其沉积速率高达 75.14 cm/ka。虽然地层序列各时段沉积速率的变化由多种因素所控制,包括物源供给、沉积空间、沉积动力条件等,但地层的完整性是一个非常重要的因素。南黄海陆架区在晚新近纪和第四纪早期处于陆相环境,当时发育的河道的频繁迁移必然会在一定程度上对先前的沉积物造成侵蚀;而在第四纪早期海水进入南黄海之后,随着第四纪冰期与间冰期的交替而使得海平面大幅度升降,南黄海陆架出现海洋与陆地环境的交替更迭,每次海侵过程和陆相环境期间都会形成局部或大范围的地层缺失。如果在地球轨道尺度上地层的连续性遭到损害,那么地层序列的磁性地层学将会面临挑战。因此,主要依据古地磁方法对 CSDP-2 孔进行的地层划分还有待于今后绝对测年方法的订正,尤其是对于前第四纪陆相地层。

4.2 南黄海陆架晚新近纪以来的沉积演化

根据上述 CSDP-2 孔 0~592.00 m 地层的几条重要的年龄界面,可以推算第四纪早期以来主要环境变化事件的年代。

首先,根据该孔第四纪界面(227.91 m,约 2.59 Ma)

和 Olduvai 正极性亚时(约 1.77~1.95 Ma)顶界面(135.02 m)之间的沉积速率,外推 CSDP-2 孔最早发生海侵的时间(对应于 DU 2g 的底界面 125.70 m)为约 1.69 Ma,基本等同于 CSDP-1 孔所揭示的第四纪最早发生海侵的时间(1.66 Ma)^[8]。

其次,根据钻孔地层中 Jaramillo 正极性亚时(约 0.99~1.07 Ma)出现的深度(93.63 m)和 M/B 界线出现的深度(65.23 m)所得到的平均沉积速率进行内插,估算 DU 2 最上部一个海相层段(DU 2a)底界面(71.45 m)对应于约 0.83 Ma。从前面的分析可知,DU 2a 为受潮汐影响的滨岸—内陆架沉积,比其下伏 3 个海相层段(DU 2g、DU 2e 和 DU 2c)所经历的潮坪—滨岸环境都更接近于 CSDP-2 孔位现今的环境,表明 DU 2a 形成时南黄海现代环境条件基本建立,这与根据 CSDP-1 孔所得到的研究结论^[8]是一致的。

值得注意的是,DU 2a 海相层下部包含了 M/B 界线,其顶部则与 MIS 5 海相沉积层相接,参考其上部的 OSL 测年数据,推测其经历了超长的形成时间(>65 万年)。很明显,DU 2a 不是在第四纪中的一个间冰期的海洋环境时期形成的,它应该是多个间冰期形成的海相层的叠加,而冰期低海平面时期形成的陆相沉积则被与之交替的多个海侵过程和/或冰期发育的河流所侵蚀殆尽。

现代黄海冷水团基本上盘踞在 50 m 等深线附近的黄海低洼地区^[42],以往揭示 MIS 5 时期发育陆架冷水团沉积的 QC2 孔^[7]、SYS-0702 孔^[22]和 CSDP-1 孔^[8]等都位于现今冷水团范围之内或其外界附近。CSDP-2 孔(水深 22.00 m)与现今南黄海 50 m 等深线相距近 100 km,明显处在现代冷水团范围之外的近岸浅水区。但该孔 DU 1d 层段属于 MIS 5 时期形成的冷水团沉积,不过其粒度比现今典型的黄海冷水团分布区堆积的泥质沉积物要粗,夹有风暴沉积层。我们推测,这一方面表明 MIS 5 时期海平面比现今略高而使当时的南黄海冷水团范围比之现今有所扩大,另一方面也说明 CSDP-2 孔可能位于当时的冷水团外围边界附近,其所在的相对较浅的海域发生风暴沉积作用的概率加大。

过去的研究表明,南黄海中部隆起经历了印支—燕山期强烈的构造隆升及剥蚀作用,剥蚀过程大致发生于晚白垩世至渐新世末期,并于中新世开始盆地统一沉降而形成现今的地质结构^[2,43]。我们对 CSDP-2 孔的研究表明,南黄海中部隆起在上新世之初(约 5.2 Ma)剥蚀作用才停止,并开始堆积河流沉积物;此后直至第四纪早期约 1.7 Ma,随着浙闽

隆起的逐渐沉降,海水从东海越过浙闽隆起进入南黄海,这是自渐新世开始南黄海盆地统一为坳陷盆地接受沉积以来发生的首次海侵。但从首次海侵直至 0.83 Ma,南黄海中部隆起区发育潮坪—滨岸沉积与河流沉积的互层。这表明随着冰期与间冰期的交替,海平面大幅度升降(超过 120 m),南黄海中部隆起区出现海相与陆相环境的更迭,但南黄海在间冰期高海平面时期海水深度较浅,东海和南黄海通过浙闽隆起的沟通仍然受限。自 0.83 Ma 以 DU 2a 的开始形成作为标志,南黄海中部隆起区在间冰期高海平面时期的海洋环境基本接近现今环境,说明浙闽隆起发生了进一步的沉降并使其不再成为东海和南黄海海水互通的障碍。至 MIS 5,南黄海陆架发育范围超过现今的冷水团,推测其外围边界在 CSDP-2 钻孔位置附近。往后,南黄海西部陆架在 MIS 4 时期发育河流沉积,在 MIS 3 早期发育三角洲沉积,在 MIS 3 晚期至 MIS 2 发育河流沉积,在 MIS 1 发育滨岸—内陆架沉积。

5 结论

(1)南黄海中部隆起 CSDP-2 孔 0~592.00 m 的沉积序列最初形成于约 5.2 Ma,其第四系底界(即 G/M 界线)位于孔深约 227.91 m(年龄为 2.59 Ma),下/中更新统界线(即 M/B 界线)位于孔深约 65.23 m(年龄为 0.78 Ma),中/上更新统界线位于孔深 47.34 m(年龄约 128 ka)。下更新统内部的 Jaramillo 正极性亚时(约 0.99~1.07 Ma)和 Olduvai 正极性亚时(约 1.77~1.95 Ma)分别出现在孔深 93.63~102.63 m 和 135.02~159.20 m。另外, Gilbert 负极性时/Gauss 正极性时的界线(G/G)位于孔深约 441.88 m(年龄为 3.60 Ma)。该孔自晚更新世以来形成的地层又可划分出 MIS 5、MIS 4、MIS 3 和 MIS 1 的沉积层段,缺失 MIS 2 沉积。

(2)南黄海中部隆起区在新近纪的剥蚀止于约 5.2 Ma,从约 5.2 Ma 至约 1.7 Ma 发育河流沉积;由于浙闽隆起的逐渐沉降,约 1.7 Ma 发生自新生代开始以来的首次海侵,直至约 0.83 Ma,发育潮坪—滨岸沉积与河流沉积的互层;从约 0.83 Ma 开始至今,浙闽隆起的进一步沉降使得南黄海中部隆起区在间冰期高海平面时期的海洋环境基本接近现今环境。南黄海西部陆架在 MIS 5 发育范围比现今更广的冷水团沉积,在 MIS 4、MIS 3 早期、MIS 3 晚期至 MIS 2 和 MIS 1 分别发育河流沉积、三角洲沉积、河流沉积和滨岸—内陆架沉积。

(3)CSDP-2 孔 0~592.00 m 沉积序列主要受控于区域构造沉降和海平面变化,其全新统、更新统和整个地层序列的沉积速率呈现依次明显下降的趋势,主要归因于地层时代越老其连续性越差,特别是晚更新世之前的地层有显著侵蚀的现象。

致谢: 青岛海洋地质研究所、中国科学院海洋研究所、中国海洋大学和同济大学的多位科研人员和研究生参加了 CSDP-2 孔的海上钻探施工和室内分样的工作,何起祥教授审阅了全文,在此一并致谢!

参考文献 (References)

- [1] 庞玉茂,张训华,肖国林,等.下扬子南黄海沉积盆地构造地质特征[J].地质论评,2016,62(3):604-616.[PANG Yumao, ZHANG Xunhua, XIAO Guolin, et al. Structural and geological characteristics of the South Yellow Sea Basin in lower Yangtze block [J]. Geological Review, 2016, 62(3): 604-616.]
- [2] 庞玉茂,张训华,郭兴伟,等.南黄湖北部盆地中、新生代构造热演化史模拟研究[J].地球物理学报,2017,60(8):3177-3190.[PANG Yumao, ZHANG Xunhua, GUO Xingwei, et al. Mesozoic and Cenozoic tectono-thermal evolution modeling in the Northern South Yellow Sea Basin [J]. Chinese Journal of Geophysics, 2017, 60(8): 3177-3190.]
- [3] 姚永坚,夏斌,冯志强,等.南黄海古生代以来构造演化[J].石油实验地质,2005,27(2):124-128.[YAO Yongjian, XIA Bin, FENG Zhiqiang, et al. Tectonic evolution of the South Yellow Sea since the Paleozoic [J]. Petroleum Geology & Experiment, 2005, 27(2): 124-128.]
- [4] 侯方辉,张志珣,张训华,等.南黄海盆地地质演化及构造样式地震解释[J].海洋地质与第四纪地质,2008,28(5):61-68.[HOU Fanghui, ZHANG Zhixun, ZHANG Xunhua, et al. Geologic evolution and tectonic styles in the South Yellow Sea Basin [J]. Marine Geology & Quaternary Geology, 2008, 28(5): 61-68.]
- [5] 杨长清,董贺平,李刚.南黄海盆地中部隆起的形成与演化[J].海洋地质前沿,2014,30(7):17-21,33.[YANG Changqing, DONG Heping, LI Gang. Formation and tectonic evolution of the central uplift of the South Yellow Sea Basin [J]. Marine Geology Frontiers, 2014, 30(7): 17-21,33.]
- [6] Pang Y M, Guo X W, Han Z Z, et al. Mesozoic-Cenozoic denudation and thermal history in the Central Uplift of the South Yellow Sea Basin and the implications for hydrocarbon systems: constraints from the CSDP-2 borehole [J]. Marine and Petroleum Geology, 2019, 99: 355-369.
- [7] Liu J X, Liu Q S, Zhang X H, et al. Magnetostratigraphy of a long Quaternary sediment core in the South Yellow Sea [J]. Quaternary Science Reviews, 2016, 144: 1-15.
- [8] Liu J, Zhang X H, Mei X, et al. The sedimentary succession of the last ~3.50 Myr in the western South Yellow Sea: paleoenvironmental and tectonic implications [J]. Marine Geology, 2018, 399: 47-65.

- [9] Zhang J, Wan S M, Clift P D, et al. History of Yellow River and Yangtze River delivering sediment to the Yellow Sea since 3.5 Ma: tectonic or climate forcing? [J]. *Quaternary Science Reviews*, 2019, 216: 74-88.
- [10] 张晓华, 张训华, 吴志强, 等. 南黄海中部隆起中-古生代地层发育新认识: 基于大陆架科学钻探CSDP-02井钻探成果[J]. *地球物理学报*, 2018, 61(6): 2369-2379. [ZHANG Xiaohua, ZHANG Xunhua, WU Zhiqiang, et al. New understanding of Mesozoic-Paleozoic strata in the central uplift of the South Yellow Sea basin from the drilling of well CSDP-02 of the "continental shelf drilling program" [J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 2018, 61(6): 2369-2379.]
- [11] 郭兴伟, 朱晓青, 牟林, 等. 南黄海中部隆起二叠纪-三叠纪菊石的发现及其意义[J]. *海洋地质与第四纪地质*, 2017, 37(3): 121-128. [GUO Xingwei, ZHU Xiaqing, MU Lin, et al. Discovery of Permian-Triassic ammonoids in the central uplift of the South Yellow Sea and its geological implications [J]. *Marine Geology & Quaternary Geology*, 2017, 37(3): 121-128.]
- [12] 蔡来星, 郭兴伟, 徐朝晖, 等. 南黄海盆地中部隆起上古生界沉积环境探讨[J]. *沉积学报*, 2018, 36(4): 695-705. [CAI Laixing, GUO Xingwei, XU Zhaohui, et al. Depositional environment of upper Paleozoic in the central uplift of the South Yellow Sea Basin [J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 2018, 36(4): 695-705.]
- [13] Cai L X, Xiao G L, Guo X W, et al. Assessment of Mesozoic and Upper Paleozoic source rocks in the South Yellow Sea Basin based on the continuous borehole CSDP-2 [J]. *Marine and Petroleum Geology*, 2019, 101: 30-42.
- [14] Guo X W, Xu H H, Zhu X Q, et al. Discovery of Late Devonian plants from the southern Yellow Sea borehole of China and its palaeogeographical implications [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2019, 531: 108444.
- [15] 吴志强, 郭兴伟, 祁江豪, 等. 大陆架科学钻探南黄海CSDP-2井的垂直地震剖面资料采集技术[J]. *海洋地质与第四纪地质*, 2018, 38(3): 199-207. [WU Zhiqiang, GUO Xingwei, QI Jianghao, et al. Vertical seismic profiling data acquisition from Well CSDP-2 in the Central uplift of South Yellow Sea [J]. *Marine Geology & Quaternary Geology*, 2018, 38(3): 199-207.]
- [16] 许薇龄. 论南黄海区的两个新生代盆地[J]. *海洋地质研究*, 1982, 2(1): 66-78. [XU Weiling. Discussion on the two Cenozoic Basins of the South Yellow Sea [J]. *Marine Geological Research*, 1982, 2(1): 66-78.]
- [17] 陈沪生, 张永鸿, 徐师文, 等. 下扬子及邻区岩石圈结构构造特征与油气资源评价[M]. 北京: 地质出版社, 1999: 1-287 [CHEN Husheng, ZHANG Yonghong, XU Shiwen, et al. The Lithospheric Textural and Structural Features as Well as Oil and Gas Evaluation in the Lower Yangtze Area and its Adjacent Region, China[M]. Beijing: Geological Publishing House, 1999: 1-287.]]
- [18] 邱检生, 胡建, 李真, 等. 大别—苏鲁造山带变质岩原岩组合与闽浙沿海晚中生代岩浆岩组合的对比: 对扬子板块北东缘新元古构造属性的启示[J]. *高校地质学报*, 2010, 16(4): 413-425. [QIU Jiansheng, HU Jian, LI Zhen, et al. Comparison of protolith assemblages of metamorphic rocks in the Dabie-Sulu Orogen and the late Mesozoic magmatic rock associations in the coastal region of Zhejiang and Fujian provinces: implications for the neoproterozoic tectonic setting of northeastern Yangtze Block [J]. *Geological Journal of China Universities*, 2010, 16(4): 413-425.]
- [19] 侯方辉, 郭兴伟, 吴志强, 等. 南黄海有关地层与构造的研究进展及问题讨论[J]. *吉林大学学报:地球科学版*, 2019, 49(1): 96-105. [HOU Fanghui, GUO Xingwei, WU Zhiqiang, et al. Research progress and discussion on formation and tectonics of South Yellow Sea [J]. *Journal of Jilin University:Earth Science Edition*, 2019, 49(1): 96-105.]
- [20] Jin X L, Yu P Z. Tectonics of the Yellow Sea and the East China Sea[M]//C. A. O. S. IOCAS (Institute of Oceanology). Beijing: The Geology of the Yellow Sea and the East China Sea Science Press, 1982: 1-22.
- [21] 沈淑敏, 郑芳芳, 刘文英. 中国东南大陆边缘地区中、新生代构造特点与构造应力场[J]. *中国地质科学院地质力学研究所所刊*, 1986(8): 9-34. [SHEN Shumin, ZHENG Fangfang, LIU Wenying. Mesozoic-Cenozoic tectonic features of southeast China continental margin and the tectonic stress field [J]. *Bulletin of the Institute of Geomechanics CAGS*, 1986(8): 9-34.]
- [22] 杨子庚. Olduvai亚时以来南黄海沉积层序及古地理变迁[J]. *地质学报*, 1993, 67(4): 357-366. [YANG Zigeng. The sedimentary sequence and palaeogeographic changes of the South Yellow Sea since the Olduvai subchron [J]. *Acta Geologica Sinica*, 1993, 67(4): 357-366.]
- [23] Liu J, Saito Y, Kong X H, et al. Delta development and channel incision during marine isotope stages 3 and 2 in the western South Yellow Sea [J]. *Marine Geology*, 2010, 278(1-4): 54-76.
- [24] Gao X B, Ou J, Guo S Q, et al. Sedimentary history of the coastal plain of the south Yellow Sea since 5.1 Ma constrained by high-resolution magnetostratigraphy of onshore borehole core GZK01 [J]. *Quaternary Science Reviews*, 2020, 239: 106355.
- [25] 舒强, 萧家仪, 赵志军, 等. 苏北盆地XH-1钻孔0.78 Ma以来的气候环境变化记录[J]. *地层学杂志*, 2010, 34(1): 27-34 [SHU Qiang, XIAO Jiayi, ZHAO Zhijun, et al. Environmental records in XH-1 core in northern Jiangsu Basin since about 780 ka B. P. [J]. *Journal of Stratigraphy*, 2010, 34(1): 27-34.]
- [26] Murray A S, Wintle A G. Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol [J]. *Radiation Measurements*, 2000, 32(1): 57-73.
- [27] Roberts H M, Duller G A T. Standardised growth curves for optical dating of sediment using multiple-grain aliquots [J]. *Radiation Measurements*, 2004, 38(2): 241-252.
- [28] Lai Z P. Testing the use of an OSL standardised growth curve (SGC) for De determination on quartz from the Chinese Loess Plateau [J]. *Radiation Measurements*, 2006, 41(1): 9-16.
- [29] 中华人民共和国国家质量监督检验检疫总局. GB/T 12763.8-2007 海洋调查规范 第8部分: 海洋地质地球物理调查[S]. 北京: 中国标准出版社, 2008: 7-9 [General Administration of Quality Supervision, Inspection and Quarantine of the People's Republic of China. GB/T 12763.8-2007 Specifications for oceanographic survey—Part 8: marine geology and geophysics survey[S]. Beijing: Standards Press of China, 2008: 7-9.]]

- [30] Amorosi A, Pavese M, Lucchi M R, et al. Climatic signature of cyclic fluvial architecture from the Quaternary of the central Po Plain, Italy [J]. *Sedimentary Geology*, 2008, 209(1-4): 58-68.
- [31] Guion P D, Fulton I M, Jones N S. Sedimentary facies of the coal-bearing Westphalian A and B north of the Wales-Brabant High [J]. *Geological Society, London, Special Publications*, 1995, 82: 45-78.
- [32] Duan Z Q, Liu Q S, Shi X F, et al. Reconstruction of high-resolution magnetostratigraphy of the Changjiang (Yangtze) River Delta, China [J]. *Geophysical Journal International*, 2016, 204(2): 948-960.
- [33] Duan Z Q, Liu Q S, Gai C C, et al. Magnetostratigraphic and environmental implications of greigite (Fe₃S₄) formation from Hole U1433A of the IODP Expedition 349, South China Sea [J]. *Marine Geology*, 2017, 394: 82-97.
- [34] Kirschvink J L. The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data [J]. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 1980, 62(3): 699-718.
- [35] Gradstein F M, Ogg J G, Schmitz M D, et al. The Geologic Time Scale[M]. Boston: Elsevier, 2012: 1-1144.
- [36] 张茂恒, 李吉均, 舒强, 等. 兴化XH-1孔记录的苏北盆地晚新生代沉积体系及环境变化过程[J]. 地理研究, 2011, 30(3): 513-522. [ZHANG Maoheng, LI Jijun, SHU Qiang, et al. The sediments sequence and environmental oscillation of the core XH-1 in Subei Basin since late Cenozoic [J]. *Geographical Research*, 2011, 30(3): 513-522.]
- [37] Miller K G, Kominz M A, Browning J V, et al. The Phanerozoic record of global sea-level change [J]. *Science*, 2005, 310(5752): 1293-1298.
- [38] 杨子庚, 林和茂, 王圣洁, 等. 对末次间冰期南黄海古冷水团沉积的探讨[J]. 海洋地质与第四纪地质, 1998, 18(1): 47-58. [YANG Zigeng, LIN Hemao, WANG Shengjie, et al. A study of the ancient Cold Water Mass sediments in South Yellow Sea during Last Interglacial [J]. *Marine Geology & Quaternary Geology*, 1998, 18(1): 47-58.]
- [39] Chappell J, Omura A, Esat T, et al. Reconciliation of late Quaternary sea levels derived from coral terraces at Huon Peninsula with deep sea oxygen isotope records [J]. *Earth and Planetary Science Letter*, 1996, 141(1-4): 227-236.
- [40] Liu J, Qiu J D, Saito Y, et al. Formation of the Yangtze Shoal in response to the post-glacial transgression of the paleo-Yangtze (Changjiang) estuary, China [J]. *Marine Geology*, 2020, 423: 106080.
- [41] Sommerfield C K. On sediment accumulation rates and stratigraphic completeness: lessons from Holocene ocean margins [J]. *Continental Shelf Research*, 2006, 26(17-18): 2225-2240.
- [42] 管秉贤. 黄、东海浅海水文学的主要特征[J]. 黄渤海海洋, 1985, 3(4): 1-10. [HUANG Bingxian. Major features of the shallow water hydrography in the East China Sea and Huanghai Sea [J]. *Journal of Oceanography of Huanghai & Bohai Seas*, 1985, 3(4): 1-10.]
- [43] 庞玉茂, 郭兴伟, 韩作振, 等. 南黄海中部隆起晚白垩世以来地层剥蚀的磷灰石裂变径迹分析[J]. 地球科学, 2018, 43(6): 1921-1930. [PANG Yumao, GUO Xingwei, HAN Zuozhen, et al. Apatite fission track constrains on denudation since late cretaceous in central uplift, South Yellow Sea Basin [J]. *Earth Science*, 2018, 43(6): 1921-1930.]