中国科学: 地球科学 2010 年 第 40 卷 第 2 期: 188 ~ 198
www.scichina.com earth.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

论 文

东海陆架沙脊分布及其形成演化

吴自银[①②③*], 金翔龙[①②③], 曹振轶[②**], 李家彪[①②], 郑玉龙[①②], 尚继宏[①②†]

① 国家海洋局海底科学重点实验室, 杭州 310012;
② 国家海洋局第二海洋研究所, 杭州 310012;
③ 浙江大学地球科学系, 杭州 310028
* 联系人, E-mail: zywu72@126.com;
** 同等贡献, E-mail: cao.zy@sohu.com;
† 同等贡献, E-mail: Shang94021@tom.com

收稿日期: 2009-03-20; 接受日期: 2009-06-28
国家自然科学基金(批准号: 40506017, 40876051)和 908 专项成果(编号: 908-ZC-I-07, 908-ZC-II-05)资助

摘要 融合多波束测深等多种数据资料, 对东海陆架线状沙脊进行了识别、分区和分类研究, 建立了沙脊脊线分布图谱. 东海陆架沙脊走向呈正态分布, 155°方位角是正态分布的中心点, 125°, 130°, 140°和 180°为沙脊走向峰值点. 沙脊空间分布表现为中间密集、南北两端稀疏、向东分散分叉、向西密集交汇的特征. 根据沙脊走向和空间上的组合关系将沙脊群划分为 7 个分区, 识别并划分了类河口湾沙脊和开阔陆架沙脊. 冰期-间冰期旋回所导致的海平面大幅升降是陆架沙脊广泛发育的主因, 古长江输送到陆架的丰富沉积物为沙脊形成提供了物源, 海底负地形对沙脊走向起到约束作用. 基于沙脊空间分布特征、海平面变化和古潮流场的研究结果, 将东海陆架沙脊演化分为 4 大阶段, 分别对应 14.5 ka BP 前、12~14, 11.5~9.5 和 9 ka BP 后.

关键词
东海陆架
线状沙脊群
成因机制
沙脊演化
多波束测深

自 1963 年 Off[1]研究线状沙体以来, 有关潮流沙脊的研究报道遍布世界各地潮控陆架, 目前, 北海[2]、大西洋近岸[3]和中国海陆架[4]仍是研究海底沙脊的热点区, 应用高精度、高密度的多波束测深数据和高分辨率单道地震剖面研究海底沙脊的精细结构已逐渐成为一种趋势[5~8]. 形成海底沙脊的成因有多种[9], Huthnance 模型[10]代表了开阔陆架沙脊形成和维持机制研究的较高水平, 仍被广泛引用[11,12], Hulscher 等[12]和 van der Veen 等[13]研究了水动力与海底形演化间的关系, Snedden 等[11]提出了沙脊演化的 3 个阶段[11]. 根据 Huthnance 模型[10], 当等深线与潮流最大流向夹角为±28°, 标准化参数为 10 时是沙脊的主生长期, 此时沙脊间距约为平均水深的 250 倍, 表明沙脊演化与水深及海平面变化间存在密切联系. Zimmerman[14]研究了线状沙脊形态参数与潮流速度及潮冲程间的关系, Molen 等[15]研究了北海的古潮流场在海底地形演化中的作用, Uehara 等[16]研究了 LGM 以来北海陆架古潮流场. 目前, 海底沙脊研究仍集中在特征与分类等方面[1~9], 沙脊形成的动力机制研究[9~16]仍处于探索阶段.

中国海沙脊研究始于江苏弶港辐射状海底地形成因的探讨[17~19]. 1984 年, 朱永其等[20]研究了浙江近海 60~80 m 水深的梳状沙脊, 此后, Yang[21]研究了长江口外喇叭状地形区沙脊内部结构, Chen 等[22]研究

引用格式: Wu Z Y, Jin X L, Cao Z Y, et al. Distribution, formation and evolution of sand ridges on the East China Sea shelf. Sci China Earth Sci, 2010, 53: 101–112, doi: 10.1007/s11430-009-0190-0

了长江口外的泥脊, 刘忠臣等[23]概述了东海沙脊地貌的基本形态特征, 李广雪等[24]勾画了中国东部海域潮流沙脊范围. 基于 1996 年中法合作东海航次所获取的数据资料, 在东海埋藏沙脊内部结构、分类和成因模式研究等方面取得一些成果[4,25~28]. 陆架沙脊的走向和空间分布是古潮流与底床泥沙相互作用的结果[29], 是研究沙脊演化的重要基础[30]. 目前多数研究者仍使用历史地形图或单波束资料研究沙脊的时空分布, 该种资料难以准确揭示沙脊时空分布和精细结构, 尽管在局部海域已使用多波束数据进行了沙脊研究[23,31], 但尚缺乏东海陆架全区的系统研究, 不利于海底沙脊演化的深入开展.

海底沙脊演化的成因模式有多种[9], 如: 次生流理论、长周期波理论、底床稳定分析理论和河口湾涨退潮理论等. 海底沙脊的潮流成因或风暴成因被多数学者所认可, 北海是海底沙脊潮流成因研究典型区域[2], 大西洋近岸陆架是风暴成因沙脊研究的焦点区[3]. Lin 等[32]在 GIS 基础上, 模拟了中国东部海域 12.4, 7.5 ka BP 和现代 3 个时期的潮流场, Zhu 等[33]、闾国年等[34]也对中国东部古潮流场进行了模拟研究, 但均缺乏海底沙脊动力机制及演化方面的探讨. Uehara 等[29]模拟了中国东部海域多期次的古潮流场, 分析了陆架沉积格局及演化[30], 但其所依据的沙脊分布图(见文献[30]中的图 1)存在较大误差.

末次盛冰期(LGM)时东海海平面曾一度下降至现陆架 140 m 水深处[35], LGM 过后, 海平面快速回升, 至 7 ka BP 左右已接近或高于当前的海平面高度[36]. 海底沙脊群的巨型沙体中存储着气候变化、岸线变迁、海面升降以及多种海洋环境信息, 是研究海陆相互作用、区域及全球环境变化的理想载体[37]. 活动型的海底沙脊影响石油平台和海底管线的安全[38], 埋藏古沙脊被认为是非构造型的隐蔽油藏区[39].

1 数据与方法

“九五”以来, 在东海开展了数个海洋调查研究项目, 获取了相关海域全覆盖的多波束数据. 本文将利用这些实测的多波束测深数据, 分析海底沙脊的精细结构, 同时结合 1996 年中法合作航次在东海陆架采集的高分辨率单道地震资料, 进行综合研究. 应用国家高技术研究发展计划海洋技术领域研制的 MBChart 软件构建了多波束研究区高分辨率的海底 DTM(digital terrain model), 绘制了海底三维地形图, 识别出海底沙脊脊线, 通过多种要素图层的叠加对比, 分析东海陆架线状沙脊的时空分布特征, 探讨沙脊的形成、发育和演化过程.

古潮流模拟采用 POM(princeton ocean model)模式[40], 使用二阶湍流封闭模型提供垂向湍流黏滞系数. 该模式属于三维湍流模式, 已应用于近岸及大洋潮流与环流数值模拟[41,42]. 古潮流模拟区域为 (99°~145°E)、(8°S~56°N), 包括了中国海及周边海区, 水平计算网格为 5'×5', 垂向网格采用σ坐标, 均分 10 层. 古潮流模拟自水深 150~0 m 采用 10 m 间隔分期次计算, 对高于现海平面 5 m 期古潮流场也进行了模拟计算. 研究区(图 1)地形数据使用了实测数据和新版海图数据, 其他海区采用 ETOP2[43]地形数据. 边界处调和常数取自 TPXO7[44], 边界处 M_2 分潮的均方根误差约 1.43 cm. 模式验证采用英国海军潮汐表中的调和常数[45]和根据 T/P 高度计轨道交点资料[46]计算得到的调和分析常数. 底切应力计算参考 Soulsby[47]和 Uehara 等[30], 研究区(图 1)临界底切应力计算使用了部分实测沉积物粒径数据.

与前期相关研究相比[29,30,32~34], 该次研究使用了新模型和新资料, 扩大了计算范围. 计算模型采用了三维湍流模式, 在沙脊研究区使用了实测地形数据和沉积物粒径数据, 因此, 古潮流模拟和底切应力计算更为合理. 前期潮流模拟东部边界设置在琉球岛弧附近, 本次计算区域完全包括了朝鲜海峡、琉球岛弧和台湾海峡. LGM 时, 东海海平面曾下降至现 140 m 深处[35], 朝鲜海峡和台湾海峡已完全出露为陆地, 位于琉球岛弧的潮波通道随海平面升降而改变, 因此, 潮流模拟区扩大有利于获取更加合理的计算结果.

2 结果

2.1 沙脊走向统计

基于多波束数据、融合部分历史数据绘制了海底地形图和三维地形图, 跟踪了东海陆架沙脊脊峰并形成脊峰连线(图 1). 使用历史地形数据识别出脊线 32 段(见图 1 红色虚线), 脊线长合计 2178 km. 使用实测数据识别出沙脊脊线 218 段(见图 1 红色实线), 脊线长合计 10101 km. 陆架沙脊脊峰连线总长约 12279 km.

采用 1°~5°共 5 种间距对沙脊脊峰走向(按方位角讨论)及其长度进行了加权统计(表 1 为 5°间距统计结果), 并形成了相应的走向分布剖面图(图 2). 横轴为

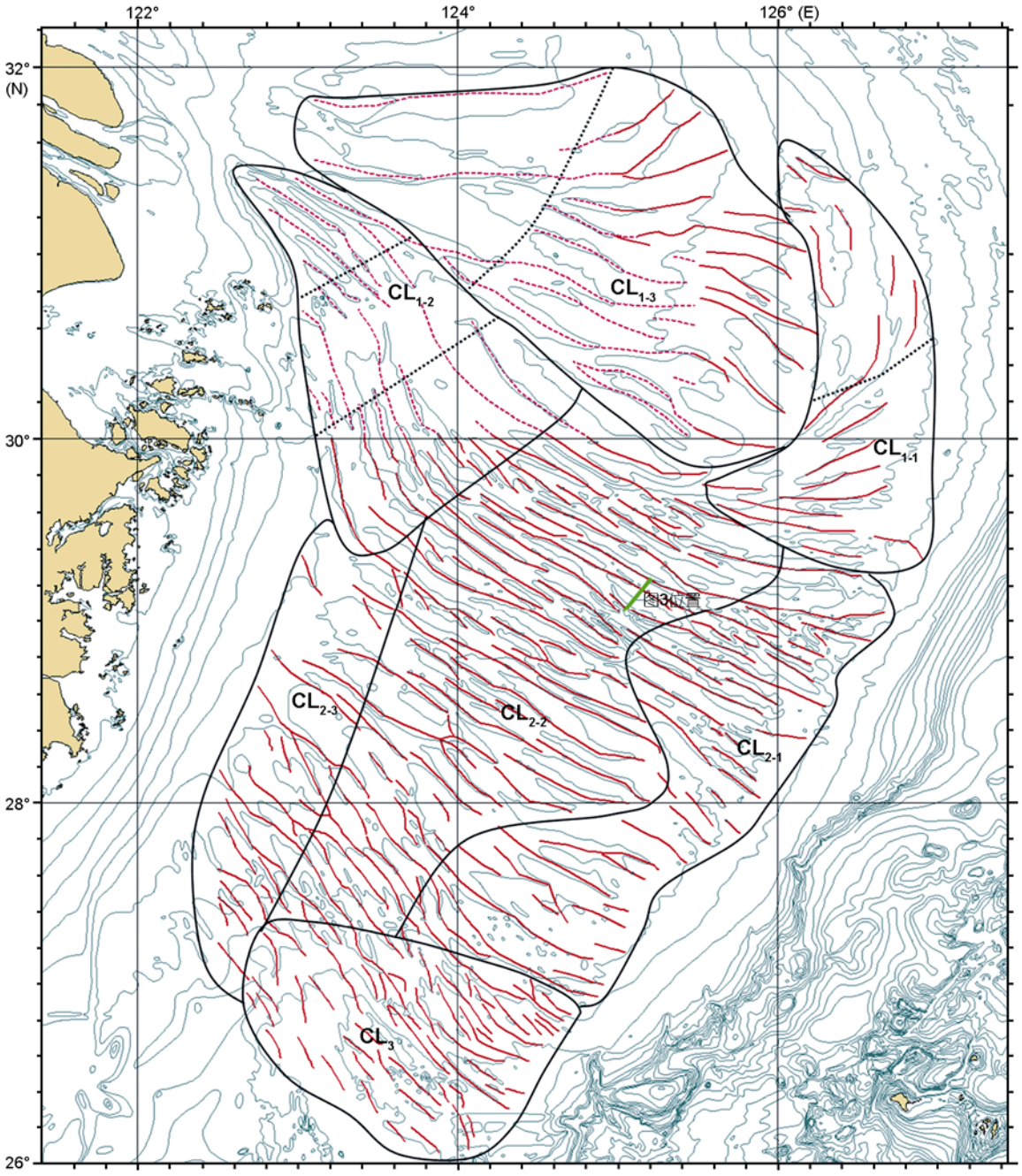

图 1　东海沙脊谱及分区

红线为沙脊脊峰连线, 红实线据实测数据, 红虚线据历史数据, 黑线为分区边界

沙脊脊峰走向, 因 180°附近是沙脊走向集中区之一, 所以沙脊走向统计区间由(0°~180°)改为(60°~240°). 纵轴为特定走向区间沙脊体长度占陆架沙脊体总长度的百分比. 剖面图呈现正态分布, 且随着走向统计间隔的增加其正态特征逾加明显, 至 5°间隔时中央峰值区间所占的百分比超过 12%(表 1, 图 2). 沙脊体主体走向分布于(110°~180°), 该区间沙脊长度占到东海陆架沙脊总长的 88%. 155°是正态分布的中心点, 同时存在几个沙脊走向集中区: 125°, 130°, 140°和 180°. 尽管在同一海平面时期, 受潮流方向的影响,

表 1　沙脊走向统计(按 5°间隔加权统计)

方位角 (°)	长度 (km)	百分比 (%)	方位角 (°)	长度 (km)	百分比 (%)	方位角 (°)	长度 (km)	百分比 (%)
60~65	0.0	0.0	120~125	395.9	3.2	180~185	153.0	1.2
65~70	0.0	0.0	125~130	630.1	5.1	185~190	97.2	0.8
70~75	0.0	0.0	130~135	739.2	6.0	190~195	149.7	1.2
75~80	13.0	0.1	135~140	824.6	6.7	195~200	83.8	0.7
80~85	21.5	0.2	140~145	879.0	7.2	200~205	72.6	0.6
85~90	39.7	0.3	145~150	1232.2	10.0	205~210	72.9	0.6
90~95	98.0	0.8	150~155	1507.1	12.3	210~215	54.9	0.4
95~100	151.3	1.2	155~160	1392.9	11.3	215~220	48.3	0.4
100~105	137.3	1.1	160~165	829.8	6.8	220~225	14.3	0.1
105~110	225.6	1.8	165~170	673.2	5.5	225~230	15.9	0.1
110~115	288.8	2.4	170~175	498.6	4.1	230~235	0.0	0.0
115~120	381.9	3.1	175~180	531.7	4.3	235~240	25.7	0.2

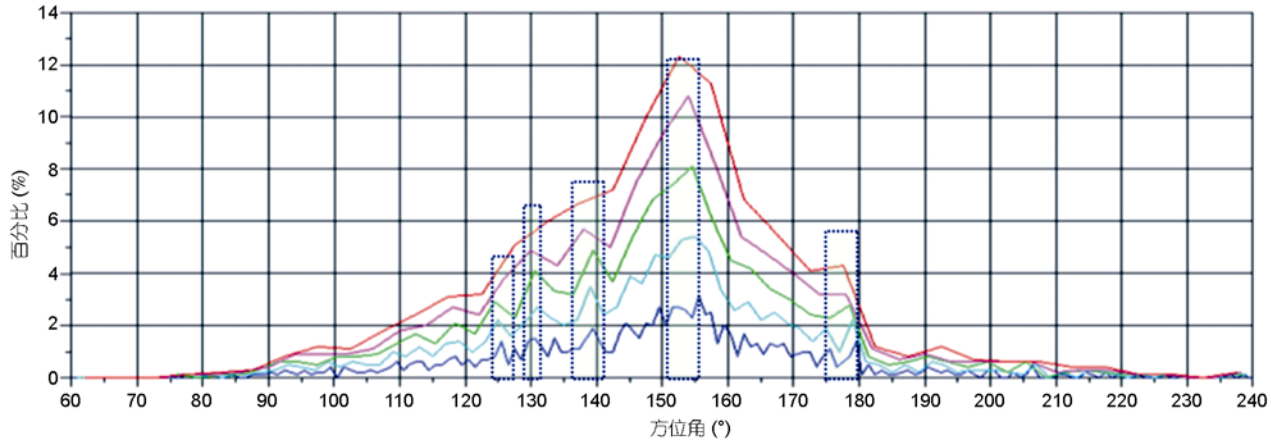

图 2　脊线走向统计图

不同海区沙脊的走向存在差异, 但东海陆架沙脊总体走向呈正态、集中分布的特征表明东海陆架不同区域沙脊体曾受主导潮流方向(NW-SE 向)的控制, 潮流的主流向随海平面上升由外陆架向内陆架迁移.

2.2　沙脊走向分区

陆架沙脊整体呈现为中间密集、南北两端稀疏、向东分散分叉、向西密集交汇的特征(图 1). 为了更好地揭示陆架沙脊的时空分布特征, 根据沙脊走向和空间上的组合关系将沙脊群划分为 7 个分区: $CL_{1\text{-}1}$~$CL_{1\text{-}3}$, $CL_{2\text{-}1}$~$CL_{2\text{-}3}$ 和 CL_3. $CL_{1\text{-}1}$~$CL_{1\text{-}3}$ 和 CL_3 四个分区沙脊整体分布特征类似, 表现为自东南向西北汇聚的特征, 总体形态类似河口湾沙脊[9], $CL_{2\text{-}1}$~$CL_{2\text{-}3}$ 为标准的陆架沙脊[9].

$CL_{1\text{-}1}$ 区可细分为南北两部分, 南部沙脊总体走向与陆架沙脊主体走向一致, 自西部湾顶向 NE 向发散, 从地形特征看, 类似河口喇叭状地形区, 很可能曾是古长江的入海口. 该区北部 6 条短沙脊走向为近 NS 向, 与相邻的 $CL_{1\text{-}3}$ 区沙脊呈现正交态势, 背离东海陆架沙脊的整体走向, 反映了完全不同的水动力条件, 走向类似于黄海中东部的陆架沙脊[48,49].

$CL_{1\text{-}2}$ 区沙脊走向呈现为自 SE 向 NW 汇聚的 S 型特征, 陆架中部沙脊走向在该区南部开始发生显著变化, 由 NW-SE 向转换为 NNW-SSE 向, 然后逐渐再恢复到 NW-SE 向. 该区北部沙脊的沟槽明显, 脊部特征欠佳, 南北两部分沙脊并不连续, 反映该区沙脊发育过程中东海潮流场方向产生了较大变化. 该区类喇叭口的海底地形引入瞩目, 其成因尚存在争论, 因该区靠近现长江河口, 有人认为曾是古长江河口湾[20,30,50], 但也有人认为是潮流冲刷槽[51].

$CL_{1\text{-}3}$ 区的东部沙脊密集, 西部脊状地形极为稀疏, 由东部的 9 条遽减为西部的 2 条, 脊峰间距也变

宽, 类似黄海江华湾区的 PTSR[52], 但该区线状地形表现为脊窄沟宽的特点, 不同于江华湾的台宽沟窄特征. 该区靠近长江河口, 地震资料显示其主体为古长江河口三角洲复合体[53], 沟槽部很可能曾是古长江河道的一部分, 该区西部靠近长江河口的槽脊相间的海底地形是否为海底沙脊值得深究.

东西向水深约 60~120 m、南北向纬度约 27°~30°N 区间分布的沙脊是东海陆架沙脊群的主体部分, 该区沙脊的总体特征为: 分布密集、走向平直、少分支, 走向基本为 NW-SE 向, 表明大范围的陆架区域曾经历了极其类似的潮流环境. 该区沙脊空间特征差异性表现为: 北密南疏、北直南曲. 根据沙脊分布的形态和空间连续性可将该区沙脊细分为 3 个亚区: $CL_{2\text{-}1}$~$CL_{2\text{-}3}$. $CL_{2\text{-}1}$ 区沙脊的特点是长度较短、沙脊走向自 NW 向 SE 向略分散, 约 100 m 的等深线将 $CL_{2\text{-}1}$ 区和 $CL_{2\text{-}2}$ 区分开, 两区沙脊间存在较明显的间断. $CL_{2\text{-}2}$ 区沙脊表现为平直连续特征, 在该区中部沙脊间距变大, 有些沙脊铰接在一起. $CL_{2\text{-}3}$ 区沙脊的特点是间距变大, 沟槽变宽, 60 m 左右等深线逐渐汇聚并拢, 形似梳柄, 该区沙脊又被称为梳状沙脊[20].

在东海陆架南部(27°N 附近)有一舟形洼地, 其最大水深超过 180 m, 最新的多波束数据显示该区也有沙脊分布, 但特征不同于陆架沙脊, 将其单独分区为 CL_3. 从沙脊分布的空间特征看, 该区沙脊总体特征类似 $CL_{1\text{-}1}$~$CL_{1\text{-}3}$ 区沙脊, 表现为自 SE 向 NW 并拢的特征, 类似宽河口湾沙脊[9], 但该区远离长江河口, 缺乏足够的沉积物供给, 处于沉积饥饿状态, 该处负地形成因应不同于 $CL_{1\text{-}1}$ 和 $CL_{1\text{-}2}$ 区. 该区沙脊典型特征为多分支, 少则2分支, 多则3~4分支, 自SE向NW追溯沙脊可见类根系特征[31], 表明该区动力环境多变.

2.3 多期次叠加的沙脊

在前期研究中, 将位于现东海陆架海底的沙脊命名为层 U2 期沙脊[28], 该期沙脊展示了多亚期叠加发育的特征(图 3). 从地震剖剖面中揭示的内部层理分析看, 层 U2 期沙脊可以细分为 A~D 等 4 个亚期, 与 Berné 等[25]划分的 U140a 和 U140b 对应的亚期沙脊为 A 亚期和 C 亚期, U140a 被称为核心沙脊(Cored Sand Ridge), 从沙脊叠加关系看, U140a 似乎是 U140b 期沙脊的早期核. 从沙脊内部层理角度和倾伏关系看, A 亚期和 C 亚期沙脊内部层理体现了高角度的特点, B 亚期沙脊内部层理角度要小多, D 亚期沙脊发育不成熟, 内部层理不清晰, 但与下伏 B 亚期沙脊分界清楚, B 亚期沙脊可以看作是 D 亚期沙脊的核心沙脊, 或者认为 D 亚期沙脊是在 B 亚期沙脊的基础上发育的.

3 讨论

3.1 沙脊成因探讨

3.1.1 影响沙脊形成的若干因素

沙脊发育与水深及地形变化、物源供给及沉积动力有关, 水深变化决定了沙脊的发育和终止时间, 而沉积动力塑造了沙脊的线状外形, 充足的物源是沙脊得以发育和埋藏的基础[31]. 30 m 左右的水深[54]、1~3 节的潮流速度、M_2 分潮椭圆椭率小于 0.4[4]条件下有利于沙脊的发育.

飓风或台风形成的风暴潮是短周期、区域性的气候变化, 在风暴频发的浅海区易形成活动性的海底沙波或沙脊, 大西洋近岸[3]和海南岛周边海区[38]是风暴沙脊的典型研究区. 沙波是海底沙脊活动性的

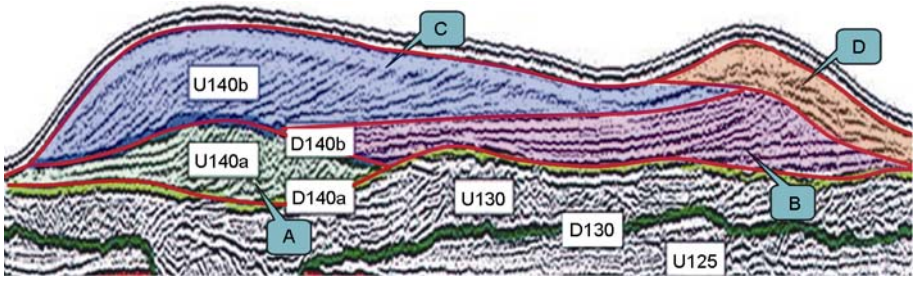

图 3 典型地震剖面显示的多期次叠加沙脊

剖面位置见图 1

重要标志物, 在东海陆架除扬子浅滩[55]外少见关于海底沙波的报道. 冰期-间冰期旋回等长周期、全球性的气候变化导致了海平面大幅度升降, 海平面快速升降导致陆架水深急剧变化, 同时有可能导致陆架区大范围的海陆变迁(如岸线变迁、河道变迁及环境改变等). 在海平面下降期, 岸线向海方向迁移, 陆架逐渐出露为陆地, 河道穿过广阔、平坦的陆架, 前期形成的松软沉积层受到河道下切作用在地震剖面上呈现为典型 V 形特征[4,25,28], V 形谷底界被认为是海侵边界层(T.M.S.E.)[25], 河道因摆动可能呈现辫状特征[56], 陆架地形因河道侵蚀而改变, 同时河流将陆源沉积向陆架外缘输送, 为沙脊的形成提供了物质基础. 在海平面上升期, 陆架水深逐渐变深, 河道与岸线一起向陆后退, 前期形成的 V 形下切谷逐渐被后期沉积所淹没, 陆架蓬松的沉积物在潮流作用下逐渐形成海底沙脊, 沙脊的顶界面被认为是最大洪泛面(MFS)标志[25]. 岸线形态、水深和地形特征是影响潮流的3个重要因素[57], 海平面快速变化将导致岸线变迁、水深和地形变化, 潮流场格局因海平面升降而发生改变.

气候、海平面、风暴、潮流、水深、地形、海岸线、环境、河流等众多因素在沙脊形成过程中共同构成一个相互关联、甚至彼此影响的复杂响应系统(图 4). 全球性气候变化是沙脊形成的最根本原因, 是多米诺效应的起点, 合适的沉积动力是沙脊发育的最直接原因, 物源供给、水深变化及海底地形等影响沙脊发育过程及沙脊类型(图 4). 风暴沙脊或潮流沙脊反映了沉积动力的差异. 物源丰富有利于形成堆积型沙脊(如东海陆架[4]), 物源贫乏或动力强劲可能形成侵蚀型沙脊(如朝鲜半岛近岸[48,49,52,54]), 堆积型沙脊会经历沙脊演化的三阶段: 幼年、生长和成熟发育阶段[11]. 受地形的约束作用, 可能形成陆架沙脊、河口沙脊和岬角沙脊(如北海陆架[2,9]). 稳定或慢速上升的海平面期有利于沙脊的发育, 快速上升的海平面将导致陆架水深急剧加深, 潮流强度随之减弱, 沙脊活动性也由强转弱, 海平面进一步上升后活动的沙脊将逐渐衰退甚至衰亡, 足够长的沉积期、持续的沉降、丰富的沉积物源将有利于形成埋藏型沙脊(如东海陆架约 100 m 深处普遍发育的一套埋藏沙脊[4,21,25,28]).

3.1.2　海平面变化对东海陆架沙脊发育的影响

以 100 ka 为主周期、伴随约 40 及 20 ka 周期的米兰科维奇循环导致了全球性约 100 ka 周期的冰期-间冰期变化[58], 区域性的海平面大幅度升降是对全球性冰川消长的响应. 海平面变化控制了陆架沉积地层的发育, 距今 100 ka 以来的海平面变化在东海形成了 6 个沉积地层[4,25,28], 在海平面下降期、低水位期、枯水期、海侵期和高水位期依次发育了强制海退体系域(FRST)、低位体系域(LST)、陆相沉积、海侵体系域(TST)和高位体系域(HST). 海底沙脊属于 TST, 形成于海侵期.

末次盛冰期时, 东海陆架曾一度下降至现水深的 140 m 处[35], LGM 过后, 东海海平面变化总体趋势与全球一致, 由 15 ka BP 时的最低点迅速升至 7 ka BP 时的最高点[36], 但海平面并非单梯度上升, 海平面在上升过程中有多次波动[59~62], 有两次重要的大西洋融冰事件导致了海平面的快速变化, 一次是发生在 14.5~13.7 ka BP 期间的 MWP-1A 融冰事件[59], 导致海平面在 95~78 m 间快速上升, 另一次快速海平

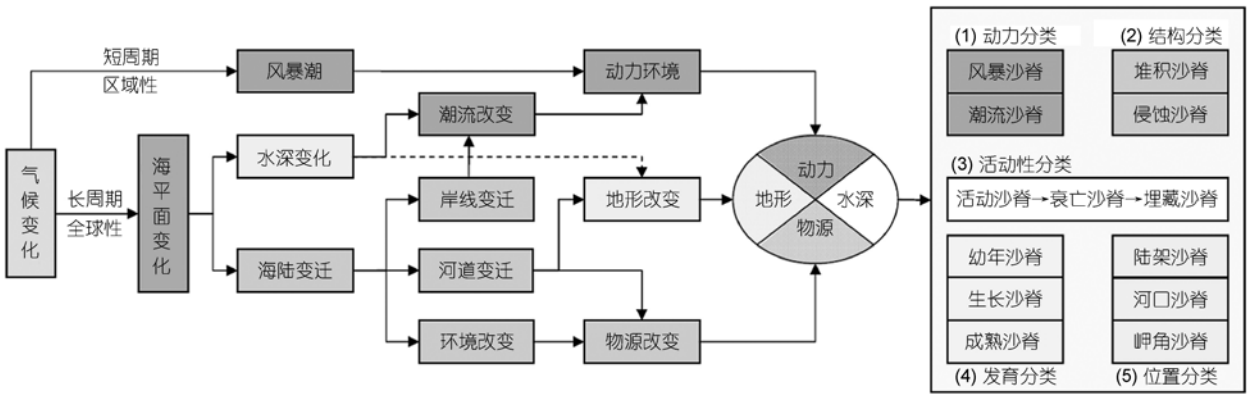

图 4　影响沙脊形成的因素

面上升事件 MWP-1B[59]融冰事件发生在 11.5~11.2 ka BP, 海平面从 60 m 快速上升至 40 m[60]. 海平面快速变化导致了陆架动力格局的变动, 不利于沙脊的发育. 图 3 地震剖面所处水深约 90 m, 在两次融冰事件 MWP-1A 和 MWP-1B 间的稳定海平面时期该处水深约 30 m 左右, 该水深有利于海底沙脊的发育[54], C 亚期沙脊很可能发育于该时期. A 亚期和 B 亚期沙脊规模较小, 且仅见于局部海域, 被后期沉积所淹没, 形成于 MWP-1A 融冰事件前. MWP-1B 融冰事件过后, 东海陆架水深进一步加深, 外陆架大片海域已不适宜沙脊生长, 仅在 C 亚期沙脊基础上发育了不成熟的 D 亚期沙脊.

3.1.3 海底负地形和物源变化对东海陆架沙脊发育的影响

Dyer 等[9]依据地理位置将北海潮流沉积分为 3 大类型: (1) 开阔陆架沙脊; (2) 河口湾沙脊, 细分为宽河口湾沙脊和窄河口潮流三角洲, 又将窄河口潮流三角洲细分为退潮型潮流三角洲和滨前沙脊; (3) 岬角沙洲, 细分为无后退岬角的旗状沙嘴和后退岬角的交互沙脊. 该种分类方式反映了海底特殊地形在潮流沉积发育过程中的制约作用.

东海陆架一些分区的沙脊在形成过程中受到海底负地形的影响. 根据沙脊走向和空间上的组合关系已将东海陆架沙脊群划分为 7 个分区(图 1), $CL_{1\text{-}1}$, $CL_{1\text{-}2}$, $CL_{1\text{-}3}$ 和 CL_3 四个分区的沙脊形似河口型湾沙脊, $CL_{2\text{-}1}$, $CL_{2\text{-}2}$ 和 $CL_{2\text{-}3}$ 三个分区的沙脊为标准陆架沙脊. 在同一大陆架、相同的海平面变化过程、类似的动力条件下, 却发育了走向和特征差异很大的 7 个分区沙脊群(图 1), 海底地形在沙脊形成过程中起到重要的约束作用. 在海平面上升过程中, 海底地形将导致海岸线形状发生变化, 水深变化影响潮流强度、海岸线形态影响潮流方向[57]. 在海平面上升过程中, 与周围区域相比, 负地形区更早实现了陆海变迁(图 5), 潮流也更早进入负地形并与之发生相互作用, 并在合适条件下形成沙脊. 尽管 $CL_{1\text{-}1}$, $CL_{1\text{-}2}$ 和 CL_3 等负地形区域与其他分区接壤, 但相邻分区的沙脊走向差异很大, 如 $CL_{1\text{-}1}$ 和 $CL_{1\text{-}3}$ 分区有些沙脊走向甚至相互正交, 海底负地形在分区沙脊的形成中应起到重要的约束作用.

古长江在陆架沙脊发育过程中也起到重要作用. 自从始新世印度板块与欧亚板块的碰撞导致青藏高原的隆升和边缘海的张裂, 从而形成亚洲大陆中央隆升向周围辐射的亚洲河系[63], 发源于青藏高原的长江和黄河携带了巨量泥沙并源源不断地注入中国东部海域. 在冰后期, 长江的年输沙量为 2.36×10^8~4.86×10^8 t, 总量达到 3.54×10^{12}~7.08×10^{12} t[64], 在沿岸流和潮流的作用下, 其中约一半以上的泥沙被输送到外海和相邻岸段. 在冰期-间冰期更替导致的东海陆架海陆变迁过程中, 长江河道随之变迁并不断为陆架带来丰富的陆源沉积物, 但古长江流路仍存在争议[50,51,56]. 古长江变迁过程中在河口区不断形成巨大的水下三角洲堆积体[65~67], 仅全新统以来的三角洲沉积中心区厚度就超过 60 m[68]. 河口三角洲随海平面升降而迁移, 在海平面上升期, 水下三角洲向陆后退, 形成 HST[62], 在海平面下降期, 水下三角洲向海进积, 形成 FRST. 最近距今 100 ka 以来的海平面波动, 已在东海陆架形成两套有明显沉积间断的三角洲沉积层[4,25,28]. 巨大的三角洲堆积体改变了东海中北部陆架地形, 呈现为典型隆起特征(图 1). 由于河道变迁、下切而不断改变陆架地形, 其中一些负地形可能与长江河道变迁有关(如 $CL_{1\text{-}1}$ 和 $CL_{1\text{-}2}$ 分区). 末次盛冰期时, 东海陆架一度沦为陆地, 在此期间形成的蓬松的陆相沉积物和风化产物[69]及河流所携带的大量泥沙是东海陆架线状沙脊得以广泛发育的重要物源基础.

3.2 东海陆架沙脊演化

多亚期的沙脊(图 3)在同一片海域得以发育, 表明东海陆架水动力条件适合沙脊发育, 导致多亚期沙脊发育的根本原因是海平面变化. 沙脊形成与水深、地形、潮流等众多因素(图 4)密切相关, 形成一定规模的沙脊需要较长的时间, 稳定的海平面期有利于沙脊的生长发育, 大幅度、快速上升的海平面将迅速改变沙脊发育的动力环境, 活动的沙脊将可能随之衰退甚至衰亡. 东海陆架宽阔(图 1), 地形较为复杂, 水深变化大, 各区潮流差异大(图 5), 广泛分布于陆架的沙脊并非在短期内形成. 综合考虑了东海水深变化、海平面变化、古潮流场演变、层序地层学等多方面的研究成果, 将陆架沙脊划分为Ⅰ~Ⅳ等 4 个大的发育阶段(图 5).

(1) Ⅰ期沙脊(图 5(a)). 形成于 14.5 ka BP 以前, 当时海平面低于现水深 100 m 以深[35,60], 在东海陆架的南部洼地和外陆架局部(图 5(a))适合沙脊发育, 该时期东海潮波能量较弱, 形成的沙脊规模有限, 该时

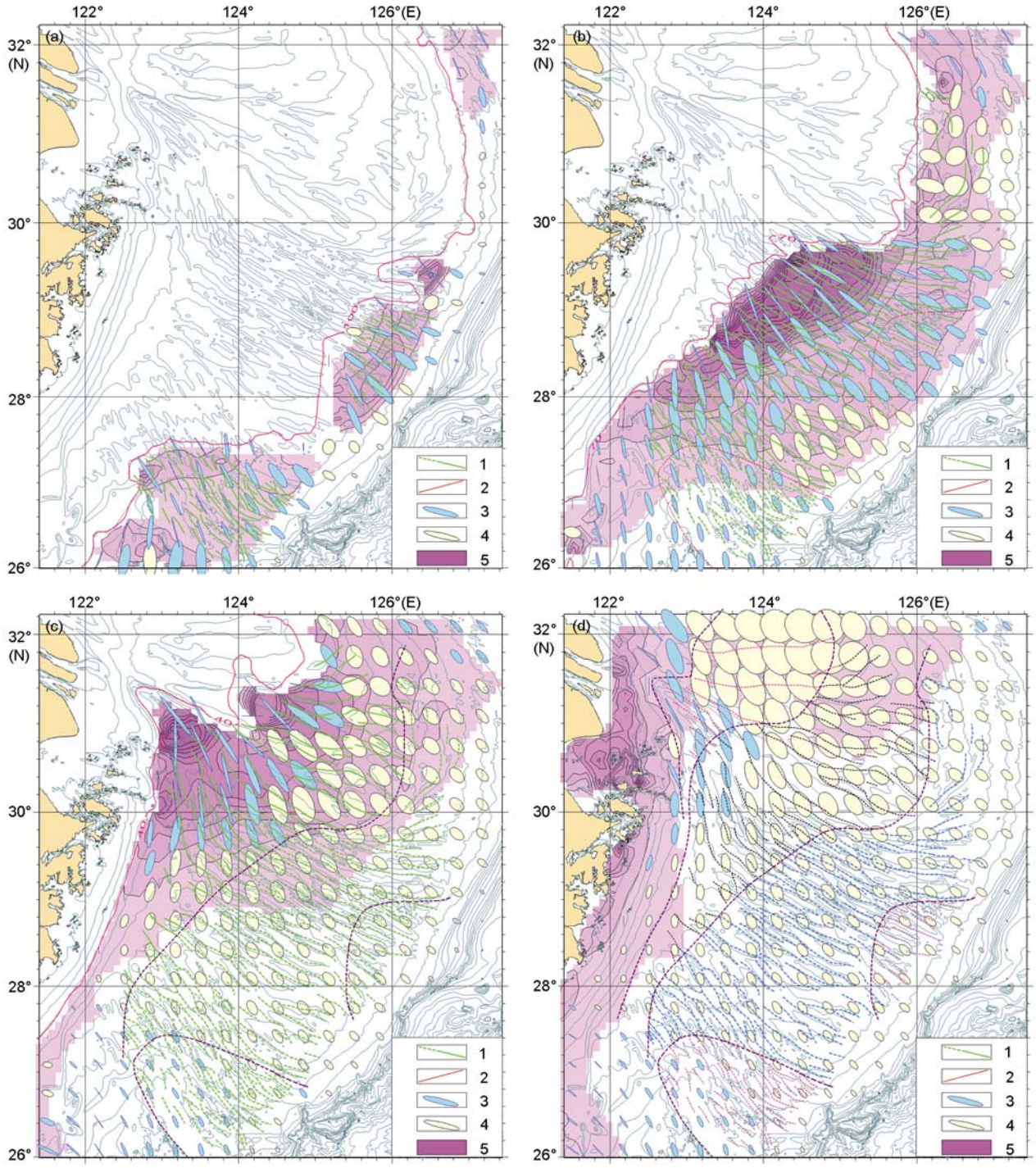

图 5　东海沙脊演化

(a) Ⅰ期沙脊, 发育时间早于 14.5 ka BP; (b) Ⅱ期沙脊, 发育时间早于 12 ka BP; (c) Ⅲ期沙脊, 发育时间早于 9.5 ka BP; (d) Ⅳ期沙脊, 发育时间晚于 9 ka BP. 1, 沙脊脊线; 2, 边界线; 3, 椭圆率≤0.4; 4, 椭圆率>0.4; 5, 底形活动区

期沙脊典型代表是南部洼地的类根系、多分支沙脊(CL_3分区, 沙脊分区见图 1, 下同)和外陆架的小规模沙脊($CL_{2\text{-}1}$ 分区部分). 此时, 在陆架中部局部可能形成一些小规模沙脊(如图 3 中展示的 A 亚期沙脊), 但这种沙脊被后期的海平面波动所破坏或者掩埋.

(2) Ⅱ期沙脊(图 5(b)). 约形成于 12~14 ka BP 期间. LGM 过后发生在 14.5~13.7 ka BP 期间的 MWP-1A 融冰事件[59], 导致当时海平面急剧上升, 13.7 ka BP 后, 海平面已上升到现水深 70 m 左右[60]. 东海陆架南部洼地水深逐渐加深, 在此过程中, 受潮流方向改变的影响, 一些沙脊方向逐渐改变, 进一步加深的水深条件不适合沙脊发育, 该区沙脊已逐渐沦为衰退沙脊(图 5(b)). 该时期是东海陆架沙脊的主生长期, 中外陆架区大片区域适合沙脊发育(图 3 中展示的 C 亚期沙脊很可能形成于该时期), 开始形成 NW-SE 向的直线型沙脊($CL_{2\text{-}1}$分区和 $CL_{2\text{-}2}$ 部分). 在东海北部局部也有适合沙脊发育的条件, 但该区潮流方向(近 NS 向, 见图 5(a)和(b))与东海陆架潮流方向(近 NW-SE 向)相差很大, 在北部外陆架类似古河口地形区($CL_{1\text{-}1}$ 分区)发育了一些近 NS 走向的沙脊(图 5(b)).

(3) Ⅲ期沙脊(图 5(c)). 约形成于 9.5~11.5 ka BP 期间. 10~11.2 ka BP 期间发生的快速海平面上升事件 MWP-1B 融冰事件[59]导致海平面从 60 m 快速上升至 40 m[60]. 此时内陆架和中陆架区水深条件适合沙脊发育, 外陆架沙脊逐渐衰退为垂死沙脊甚至部分前期沙脊被掩埋(图 3 中 A 和 B 亚期沙脊)而成为后期沙脊的核心沙脊[25]. 东海西南部($CL_{2\text{-}3}$ 分区)适合沙脊发育的海区逐渐减少, 在东海中部的喇叭口地形区($CL_{1\text{-}3}$ 分区)和北部长江水下三角洲区($CL_{1\text{-}2}$ 分区)外缘逐渐形成大片线状地形, 喇叭口地形区($CL_{1\text{-}3}$ 分区)沙脊走向发生明显变化, 由陆架的 NW-SE 向逐渐转为 NNW-SSE 向.

(4) IV 期沙脊(图 5(d)). 形成于 9 ka BP 后. 9.5~9 ka BP 期间又发生一次快速海平面上升事件[60]导致海平面从 40 m 快速上升至 15 m 左右, 随着海平面的快速上升, 东海大片海区水深条件已不适合沙脊发育, 仅在内陆架浅水区继续发育沙脊(图 5(d)), 线状地形最为明显的海区是喇叭口地形区的顶部($CL_{1\text{-}3}$分区), 在该区深槽地形更甚于沙脊地形, 且走向又由喇叭口外的 NNW-SSE 向逐渐转为 NW-SE 向, 与陆架沙脊走向基本一致, 喇叭口中的线状地形表现了泥核特征[22]. 在北部也存在一些线状地形($CL_{1\text{-}2}$ 分区), 但槽宽峰窄的特征与东海其他海区沙脊存在明显差异, 是否为沙脊值得深入研究. 如此同时, 全新世以来长江河口的多期次演变[65~68]由此拉开了序幕, 由长江所携带的巨量沉积物在沿岸流的作用下, 在浙闽近岸形成了巨厚的泥质沉积楔[61,62].

4 结论

(1) 多波束测深数据显示东海陆架线状地形异常发育, 融合多波束测深和历史地形数据资料, 对东海陆架线状沙脊进行了全面识别和系统研究, 共识别出线状沙脊体 250 段, 沙脊体脊峰连线总长约 12279 km.

(2) 陆架沙脊走向呈现正态分布, 155°是正态分布的中心点, 同时存在几个沙脊走向峰值点: 125°, 130°, 140°和 180°. 陆架沙脊走向呈正态、汇聚的特征表明: 不同区域沙脊体曾受主导潮流方向(NW-SE 向)的控制, 主流向随海平面上升由外陆架向内陆架迁移.

(3) 陆架沙脊整体呈现为中间密集、南北两端稀疏、向东分散分叉、向西密集交汇的特征. 根据沙脊走向和空间分布特征, 将陆架沙脊划分为 7 个分区, $CL_{1\text{-}1}$~$CL_{1\text{-}3}$ 和 CL_3 等四个分区表现为自东南向西北汇聚的特征, 类似河口湾沙脊, $CL_{2\text{-}1}$~$CL_{2\text{-}3}$ 等区为典型陆架沙脊.

(4) 气候、海平面、水深、地形、海岸线、河流、潮流等众多因素在沙脊形成过程中共同构成一个相互关联、甚至彼此影响的复杂响应系统. 冰期-间冰期气候变化所导致的东海海平面大幅升降是陆架沙脊广泛发育的最根本原因, 在海平面变化过程中, 古长江所携带的丰富沉积物为沙脊形成提供了充足的物源, 海底负地形对海底沙脊走向起到约束作用.

(5) 综合考虑了东海水深变化、海平面变化、古潮流场演变、层序地层学等多方面的研究成果, 将东海陆架沙脊划分为Ⅰ~Ⅳ等 4 个大的发育阶段, 4 期沙脊分别形成于 14.5 ka BP 以前、14~12 ka BP 期间、11.5~9.5 ka BP 期间和 9 ka BP 后.

致谢 感谢中法科考组提供的宝贵的地震数据资料, 审稿人提出建设性意见.

参考文献

1 Off T. Rhythmic linear sand bodies caused by tidal currents. AAPG Bull, 1963, 47: 324—341
2 Anthony D, Leth J O. Large-scale bedforms, sediment distribution and sand mobility in the eastern North Sea off the Danish west coast. Mar Geol, 2002, 182: 247—263
3 Twichell D, Brooks G, Gelfenbaum G, et al. Sand ridges off Sarasota, Florida: A complex facies boundary on a low-energy inner shelf environment. Mar Geol, 2003, 200: 243—262
4 刘振夏, 夏东兴. 中国近海潮流沉积沙体. 北京: 海洋出版社, 2004. 195—210
5 Todd B J, Gordon B J F, Robert C C, et al. Quaternary geology and surficial sediment processes, Browns Bank, Scotian Shelf, based on multibeam bathymetry. Mar Geol, 1999, 162: 165—214
6 Goff J A, Austin J A, Gulick S, et al. Recent and modern marine erosion on the New Jersey outer shelf. Mar Geol, 2005, 216: 275—296
7 Goff J A, Swift D J P, Duncan C S, et al. High-resolution swath sonar investigation of sand ridge, dune and ribbon morphology in the offshore environment of the New Jersey margin. Mar Geol, 1999, 161: 307—337
8 Li M Z, King E L. Multibeam bathymetric investigations of the morphology of sand ridges and associated bedforms and their relation to storm processes, Sable Island Bank, Scotian Shelf. Mar Geol, 2007, 243: 200—228
9 Dyer K R, Huntley D A. The origin, classification and modeling of sand banks and ridges. Cont Shelf Res, 1999, 19: 1285—1330
10 Huthnance J M. On one mechanism forming linear sand banks. Estuar Coast Shelf Sci, 1982, 14: 79—99
11 Snedden J W, Dalrymple R W. Modern shelf sand ridges: From historical perspective to a unified hydrodynamic and evolutionary model. In: Bergman K M, Snedden J W, eds. Isolated Shallow Marine Sand Bodies: Sequence Stratigraphic Analysis and Sedimentologic Interpretation. SEPM Spec Publ, 1999, 64: 13—28
12 Hulscher S J M H, van den Brink G M. Comparison between predicted and observed sand waves and sand banks in the North Sea. J Geophys Res, 2001, 106(C5): 9327—9338
13 van der Veen H, Hulscher S J M H, Knaapen M A F. Grain size dependency in the occurrence of sand waves. Ocean Dyn, 2006, 56: 228—234
14 Zimmerman J T F. Dynamics, diffusion and geomorphological significance of tidal residual eddies. Nature, 1981, 290: 549—555
15 Molen J V D, Gerrits J, Swart H E D. Modelling the morphodynamics of a tidal shelf sea. Cont Shelf Res, 2004, 24: 483—507
16 Uehara K, Scourse J D, Horsburgh K J, et al. Tidal evolution of the northwest European shelf seas from the Last Glacial Maximum to the present. J Geophys Res, 2006, 111: C09025, doi: 10.1029/2006JC003531
17 李成治, 李本川. 苏北沿海暗沙成因的研究. 海洋与湖沼, 1981, 12: 321—331
18 王振宇. 南黄海西部残留砂特征及成因的研究. 海洋地质与第四纪地质, 1982, 2: 63—70
19 刘振夏, 夏东兴. 潮流脊的初步研究. 海洋与湖沼, 1983, 14: 286—295
20 朱永其, 曾成开, 冯韵. 东海陆架地貌特征. 东海海洋, 1984, 2: 1—13
21 Yang C S. Active moribund and buried tidal sand ridges in the East China Sea and the southern Yellow Sea. Mar Geol, 1989, 88: 97—116
22 Chen Z Y, Saito Y, Hori K, et al. Early Holocene mud-ridge formation in the Yangtze offshore, China: A tidal-controlled estuarine pattern and sea-level implications. Mar Geol, 2003, 198: 245—257
23 刘忠臣, 陈义兰, 丁继胜, 等. 东海海底地形分区特征和成因研究. 海洋科学进展, 2003, 21: 160—173
24 李广雪, 杨子赓, 刘勇. 中国东部海域海底沉积环境成因研究——《中国东部海域海底沉积物成因环境图》说明. 北京: 科学出版社, 2005. 1—44
25 Berné S, Vagner P. Pleistocene forced regressions and tidal sand ridges in the East China Sea. Mar Geol, 2002, 188: 293—315
26 Liu Z X, Berné S, Saito Y, et al. Internal architecture and mobility of tidal sand ridges in the East China Sea. Cont Shelf Res, 2007, 27: 1820—1834
27 印萍. 东海陆架冰后期潮流沙脊地貌与内部结构特征. 海洋科学进展, 2003, 21: 181—187
28 吴自银, 金翔龙, 李家彪. 中更新世以来长江口至冲绳海槽高分辨率地震地层学研究. 海洋地质与第四纪地质, 2002, 22: 9—20
29 Uehara K, Saito Y, Hori K. Paleotidal regime in the Changjiang (Yangtze) Estuary, the East China Sea, and the Yellow Sea at 6 ka and 10 ka estimated from a numerical model. Mar Geol, 2002, 183: 179—192
30 Uehara K, Saito Y. Late Quaternary evolution of the Yellow/East China Sea tidal regime and its impacts on sediments dispersal and seafloor morphology. Sediment Geol, 2003, 162: 25—38
31 吴自银, 金翔龙, 李家彪, 等. 东海外陆架线状沙脊群. 科学通报, 2006, 51: 93—103
32 Lin H, Lu G N, Song Z Y, et al. Modeling the tide system of the East China Sea with GIS. Mar Geol, 1999, 22: 115—128
33 Zhu Y, Chang R. Preliminary study of the dynamic origin of the distribution pattern of bottom sediments on the continental shelves of the

Bohai Sea, Yellow Sea and East China Sea. Estuar Coast Shelf Sci, 2000, 51: 663—680
34 闾国年, 林珲, 宋志尧, 等. 末次冰期最盛时期以来中国东部边缘海潮波系统演变过程的模拟研究. 海洋地质与第四纪地质, 2000, 20: 1—7
35 朱永其, 李承伊, 曾成开, 等. 关于东海大陆架晚更新世最低海面. 科学通报, 1979, 7: 317—320
36 金翔龙. 东海海洋地质. 北京: 海洋出版社, 1992. 508—513
37 王颖. 黄海陆架辐射沙脊群. 北京: 中国环境科学出版社, 2002. 1—10
38 董志华, 曹立华, 薛荣俊. 台风对北部湾南部海底地形地貌及海底管线的影响. 海洋技术, 2004, 23: 24—28
39 范春花, 王英民, 刘豪, 等. 珠江口盆地陆架砂的分布及特征. 见: 吴因业, 李熙桔, 施和生, 等, 编. 层析地层学在非构造圈闭中的应用论文集. 北京: 石油工业出版社, 2008. 258—265
40 Mellor G L. Uses guide for a three-dimensional primitive equation numerical ocean model. In: Program in Atmospheric and Oceanic Sciences. Princeton: Princeton University, 1998
41 Niwa Y, Hibiya T. Three-dimensional numerical simulation of M2 internal tide in the East China Sea. J Geophys Res, 2004, 109: C04027, doi: 10.1029/2003JC001923
42 Koropitan A F, Ikeda M. Three-dimensional modeling of tidal circulation and mixing over the Java Sea. J Oceanogr, 2008, 64: 61—80
43 Smith W H F, Sandwell D T. Global sea floor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. Science, 1997, 277: 1956—1962
44 Egbert G D, Erofeeva S Y. Efficient inverse modeling of barotropic ocean tides. J Atmos Oceanic Technol, 2002, 19: 183—204
45 The Hydrographer of Navy. Admiralty Tide Tables and Tidal Stream Tablets. London: The Hydrographer of the Navy, 1990
46 AVISO. AVISO User Handbook for Merged Topex/Poseidon Products. 3 edition. Toulouse: The French Space Agency, 1996
47 Soulsby R L. Threshold of sediment motion in coastal environments. In: Proceedings of the Pacific Coasts and Ports, Christchurch. New Zealand: Whitehouse RJSW, 1997. 149—154
48 Jin J H, Chough S K. Partitioning of transgressive deposits in the southeastern Yellow Sea: A sequence stratigraphic interpretation. Mar Geol, 1998, 149: 79—92
49 Jin J H, Chough S K. Erosional shelf ridges in the mid-eastern Yellow Sea. Geo-Mar Lett, 2002, 21: 219—225
50 袁迎如. 东海大陆架外部的晚更新世晚期长江河口. 海洋学报, 1992, 14: 85—91
51 夏东兴, 刘振夏. 末次冰期盛期长江入海流路探讨. 海洋学报, 2001, 23: 87—94
52 Jung W Y, Suk B C, Min G H, et al. Sedimentary structure and origin of a mud-cored pseudo-tidal sand ridge, eastern Yellow Sea, Korea. Mar Geol, 1998, 151: 73—88
53 杨文达. 全新世长江水下三角洲朵体及其发育特征. 海洋地质与第四纪地质, 1996, 16: 25—36
54 杨子赓, 王圣洁, 张光威, 等. 冰消期海侵进程中南黄海潮流沙脊的演化模式. 海洋地质与第四纪地质, 2001, 21: 1—10
55 叶银灿, 庄振业, 来向华, 等. 东海扬子浅滩砂质底形研究. 中国海洋大学学报, 2004, 34: 1057—1062
56 李广雪, 刘勇, 杨子赓. 末次冰期东海陆架平原上的长江古河道. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2005, 35: 284—289
57 贾建军, 闾国年, 宋志尧, 等. 中国东部边缘海潮波系统形成机制的模拟研究. 海洋与湖沼, 2000, 31: 159—167
58 Kennett J, 著. 成国栋, 谢继哲, 许东禹, 等, 译. 海洋地质学. 北京: 海洋出版社, 1992. 522
59 Fairbanks R G. A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: Influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. Nature, 1989, 342: 637—642
60 Liu J P, Milliman J D, Gao S, et al. Holocene development of the Yellow River's subaqueous delta, North Yellow Sea. Mar Geol, 2004, 209: 45—67
61 Liu J P, Li A C, Xu K H, et al. Sedimentary features of the Yangtze River-derived along-shelf clinoform deposit in the East China Sea. Cont Shelf Res, 2006, 26: 2141—2156
62 Liu J P, Xu K H, Li A C, et al. Flux and fate of Yangtze River sediment delivered to the East China Sea. Geomorphology, 2007, 85: 208—224
63 汪品先. 新生代亚洲形变与海陆相互作用. 地球科学——中国地质大学学报, 2005, 30: 1—18
64 李保华, 李从先, 沈焕庭. 冰后期长江三角洲沉积通量的初步研究. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2002, 32: 776—782
65 李从先, 郭蓄民, 许世远, 等. 全新世长江三角洲地区砂体的特征和分布. 海洋学报, 1979, 1: 252—268
66 Hori K, Saito Y, Zhao Q, et al. Sedimentary facies of the tide-dominated paleo-Changjiang (Yangtze) estuary during the last transgression. Mar Geol, 2001, 177: 331—351
67 Hori K, Saito Y, Zhao Q, et al. Architecture and evolution of the tidal-dominated Changjiang River delta, China. Sediment Geol, 2002, 146: 249—264
68 黄慧珍, 唐保根, 杨文达. 长江三角洲沉积地质学. 北京: 地质出版社, 1996. 139
69 赵松龄, 于洪军, 刘敬圃. 晚更新世末期陆架沙漠化环境演化模式的探讨. 中国科学 D 辑: 地球科学, 1996, 26: 142—146