中国科学: 地球科学 2011 年 第 41 卷 第 11 期: 1636 ~ 1646
www.scichina.com earth.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

论 文

南海北部东沙海底冲蚀河谷及其成因探讨

栾锡武[①②*], 张亮[③④], 彭学超[⑤]

① 国土资源部海洋油气资源与环境地质重点实验室, 青岛 266071;
② 青岛海洋地质研究所, 青岛 266071;
③ 中国科学院研究生院, 北京 100049;
④ 中国科学院海洋研究所海洋地质与环境重点实验室, 青岛 266071;
⑤ 国土资源部广州海洋地质调查局, 广州 510760
* E-mail: xluan@cgs.cn

收稿日期: 2010-12-10; 接受日期: 2011-02-12
国家重点基础研究发展计划(编号: 2007CB411702)和国家自然科学基金项目(批准号: 40776032)资助

摘要 对覆盖南海北部东沙区的50多条多道地震剖面进行了解释. 通过剖面解释, 发现东沙隆起后, 南海北部海底地形发生了较大变化. 这其中包括东沙岛在陆架坡折处的隆起, 以及沉积地层以较大的幅度向上翘起. 向上翘起的地层在很大的范围内遭受海底剥蚀. 在东沙隆起区的北侧, 海底发育下切沟. 本文解释为现代海底在更强烈的剥蚀条件下形成的海底冲蚀地形, 称为海底冲蚀沟. 海底冲蚀沟分布于东沙岛的北侧, 大致与陆架坡折线, 以及 600 m 等深线相平行, 其宽度一般在 20 km 左右, NE-SW 向长度可达 200 km, 本文称为东沙海底冲蚀河谷. 无论是冬季还是夏季, 东沙岛以北的吕宋海峡都有黑潮分支从太平洋贯入南海. 这一黑潮分支在冬季演化为太平洋-印度洋贯通流, 在夏季演化为吕宋海峡次表层流. 东沙海底冲蚀谷的分布与太平洋-印度洋贯通流, 以及吕宋海峡次表层流的位置完全一致. 本文认为, 黑潮分支在遇到南海北部陆坡的阻挡后, 黑潮水体由陆坡向陆架堆积, 并因水深变浅, 水体通过空间变小而使流速加大, 从而有能力对海底产生剥蚀. 东沙区海底地层的剥蚀, 以及东沙海底冲蚀谷的发育都是黑潮分支在东沙陆架区形成的强底流和海底长期耦合作用的结果.

关键词
南海北部大陆边缘
东沙隆起
海底剥蚀
东沙海底冲蚀河谷
黑潮分支

地质调查结果显示, 南海北部中陆架和部分外陆架, 50~200 m 等深线范围内, 发育大面积的细粒沙质沉积, 部分区域发育海底沙波. 用扫描电镜方法在沙质区底质样品中的石英砂粒表面发现了机械撞击的痕迹[1]. 对这些机械撞击痕迹的解释是, 在低海面时期, 沙质海底裸露于空气中, 在风应力的作用下, 砂粒相互撞击, 从而形成砂粒表面的机械撞击痕迹. 对沙区海底表层沉积物样品的 ^{14}C 测年结果显示, 其形成年龄在 13~17 ka[1], 在时代上属于晚更新世晚期, 正好和末次冰期的时间相当. 众所周知, 在末次冰期时, 随着全球气温降低, 极地冰川和高山冰川面积扩大, 陆地积雪增多, 海面下降, 海岸线后退, 大陆面积增大. 有文献指出, 末次冰盛期时, 南海北部海岸线曾降至现在 180 m 等深线的位置[2], 现今 180 m 等

英文引用格式: Luan X W, Zhang L, Peng X C. Dongsha erosive channel on northern South China Sea Shelf and its induced Kuroshio South China Sea Branch. Sci China Earth Sci, 2011, doi: 10.1007/s11430-011-4322-y

深线以上的海底区在当时裸露于空气中. 这样, 不少学者认为, 南海北部陆架上的海底沙质沉积和海底沙波形成于末次冰盛期, 是在当时沿岸与当时浅水强水动力环境下形成的. 冰后期以来, 海平面快速上升, 低海面形成的沙体地貌很快被淹没在现代海面以下当今的海底深度. 从而, 这些沙质地貌为残留沉积地貌, 是稳定的.

最新的调查数据显示, 南海北部陆架区发育的海底沙波其脊线基本和现代等深线平行, 波高随水深的加大而增高, 显示出和现代水动力环境相平衡的特征. 跨年度的海底测量结果显示, 海底沙波逐年迁移, 有明显的流动性和生长性[3]. 底流测量结果显示, 在水深较大的中陆架区域, 实测的底流数据可达 48 cm s^{-1}, 超过 30 cm s^{-1} 的底流测量数据也占相当的比例[4]. 该区域此前更是出现过 80 cm s^{-1} 的底流测量结果[5]. 从而, 南海北部陆架区现今的底流速度足以启动海底沙粒并形成沙波. 这样, 南海北部陆架区的海底沙体以及沙波并不是末次冰期的残留地貌, 而是在现今的水动力条件下形成的.

底质调查结果显示, 南海北部靠近海岸的内陆架区域, 海底以泥质粉沙, 或粉沙质泥为主, 颗粒很细; 中陆架区域, 海底以粉沙、沙为主, 颗粒度中等; 往南的外陆架区, 特别是在东沙地区, 海底以沙、中沙、粗沙质沉积为主, 颗粒度较大. 由内陆架、中陆架, 到外陆架, 海底沉积物越来越粗, 显示出一种和正常陆架沉积相反的沉积变化格局. 这样陆架上大面积发育的沙体并不来源于南海北部沿岸及河口方向.

南海北部陆坡是南海海域沉积活动最为活跃的地区之一, 发育着迄今为止所发现的南海最高沉积速率堆积体. 其沉积速率高达 97 cm ka^{-1}[6], 是南海北部陆架、海盆区正常沉积区沉积速率的 6~8 倍[7~10]. 我们知道, 只有非常充足的沉积物来源才能支持如此高的沉积速率. 但构成该堆积体的沉积物究竟来自何方, 仍是南海沉积学研究中未解决的问题之一[8,11~15]. 栾锡武等[16]认为, 东沙区的海底存在广泛的海底剥蚀, 海底剥蚀是南海北部陆架沙体及陆坡高速堆积体的重要沉积物来源. 但目前, 对南海北部陆架区海底剥蚀详细的形式与机制并不清楚. 本文通过对南海北部地震剖面的解释, 报道了海底剥蚀的一种重要形式, 并对海底剥蚀的机制进行讨论.

1　地质背景

南海北部大陆边缘东起台湾岛, 北邻中国华南大陆, 西至越南, 南部和南海深水平原相接, 大致呈北东向展布, 长约 1500 km, 宽约 600 km, 总面积约 90×10^4 km^2, 约占整个南海总面积的 1/4(图 1). 在构造上, 它属于中国华南地块向海自然延伸的一部分, 在整体上属陆壳性质[17], 但在形态上可明显分为大陆架和大陆坡两大地貌单元. 南海北部陆架是介于中国华南大陆海岸和南海北部陆架坡折之间的部分, 水深一般在 0~300 m 之间, 大致为长条形, 呈北东方

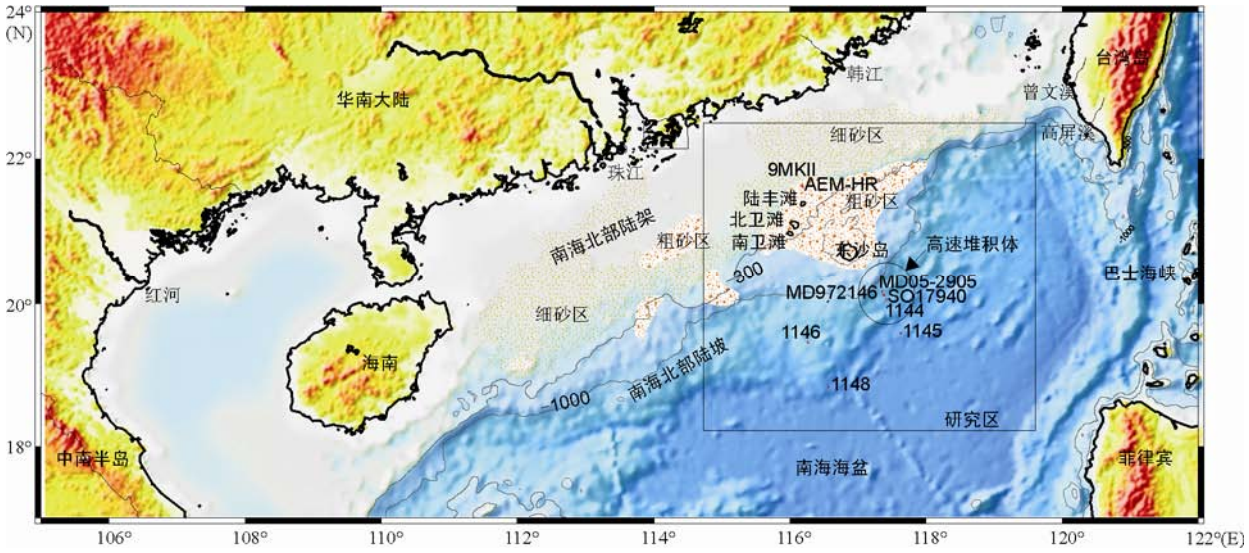


图 1　南海北部大陆边缘及本文研究区位置

向展布, 东北一端稍窄, 西南一端稍宽. 南海北部陆架最突出的特征是其上发育海南岛和东沙群岛两大岛屿. 海南岛南北向的宽度近 200 km, 占据西南陆架的大部. 不少的作者习惯于把海南岛和台湾岛之间的陆架称为南海北部陆架. 东沙群岛位于珠江口的东南, 主要由两个水下高原构成. 其中一个呈圆形, 位于陆架坡折的位置, 介于 300~600 m 等深线之间, 其最高的部分呈环礁形, 高出水面几十米高, 成为东沙岛的主体. 另一个位于东沙岛西北方向约 100 km, 呈北东向展布的菱形, 主要由陆丰滩、北卫滩和南卫滩组成(图 1). 东沙岛的发育, 使该处的陆架向海盆方向突出了 100 多千米, 极大地改变了原来北部大陆边缘的形状. 北部陆架粗砂发育的位置主要位于东沙岛的周边. 南海北部陆坡是介于南海北部陆架坡折和南海深水平原之间的部分, 水深在 300~3700 m 之间. 南海北部陆坡整体形态极不规则. 由于东沙隆起的发育, 东沙岛外缘的陆坡比较宽缓, 坡度在 1′左右, 宽度可达 200 多千米. 这里也是南海北部陆坡高速堆积体发育的地方. 东沙岛东北和西南的陆坡区要窄很多, 相应地, 陆坡坡度也大很多, 一般在 2′左右, 陆坡宽度在 100 km 左右.

围绕南海北部大陆边缘的大陆与海岛, 这其中包括东沙岛在内, 是南海北部大陆边缘的主要沉积物供给源, 其在很大程度上控制了南海北部大陆边缘的沉积格局[18,19]. 台湾海峡与吕宋海峡则是南海北部与外界进行水体交换的主要通道. 通过台湾海峡与吕宋海峡的水体交换, 一方面, 每年有不少来自南海周边以外的沉积物通过台湾海峡和吕宋海峡进入南海北部, 从而也为南海北部大陆边缘沉积做出一定的贡献[20,21], 另一方面, 水体交换形成的稳定的水流体系, 也在很大程度上控制与刻画着南海北部的沉积过程与沉积体系.

2 数据来源

本文使用的多道地震测线共 52 条(图 2). 其中 973 和 973-4 测线由中国科学院南海海洋研究所于 2001 年实施“边缘海 973”项目时, 使用“实验 3 号”考察船采集. 具体采集参数为 2 ms 采样率, 12 s 记录长度, 48 道地震拖缆, 道间距 25 m, 枪阵总容量为 1370 in^3 (1 in^3=1.63871×10^{-5} m^3), 激发间距 50 m. 其他多道地震测线由挪威 GECO ALPHA 考察船于 1979 年和 1980 年

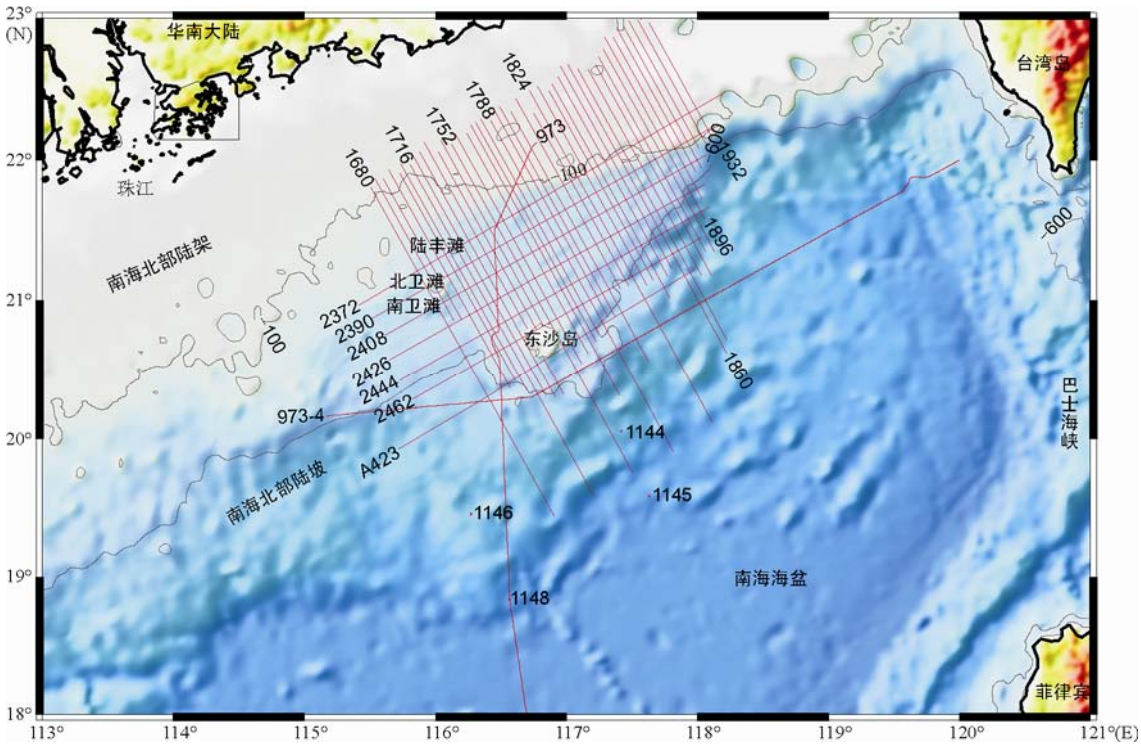


图 2　本文使用的地震测线位置

采集. 采集参数为 2 ms 采样率, 记录长度 5 s, 96 道地震拖缆, 道间距 25 m, 枪阵总能量为 1961 in^3, 激发间距 25 m. NE-SW 向的测线已全部标出测线号, NW-SE 向的测线为顺序编号, 标出了起止测线号, 中间每隔 5 条线标注测线号. 图 2 中东沙岛、南卫滩、北卫滩及陆丰滩的位置也一并标出. 其中, 1144, 1145, 1146, 1147 四个站位为 ODP184 航次在南海北部陆坡区的钻井位置.

3　结果

通过地震剖面解释和相互对比发现, 本文 N-S 向及 NW-SE 向的地震剖面都表现出大致相似的地层结构特征. 即该方向每一条地震剖面上都发育上、下两条区域性不整合面. 这两条区域性不整合面将剖面地层从整体上分为三个大的构造层. 从上而下本文称为上构造层、中构造层和下构造层(图 3). 分离这三个构造层的区域性不整合面也相应地称为 T_u 不整合面和 T_d 不整合面. T_u 不整合面在上, 分离上构造层和中构造层; T_d 不整合面在下, 分离中构造层和下构造层. 地震剖面分析可以看出, 下构造层以断陷特征为主, 发育裂谷地堑与裂谷充填沉积, 这是南海北部早期裂谷、断陷造就的一套地层; 中构造层以拗陷特征为主, 发育披覆沉积地层. 该披覆层是在下构造层裂谷充填完成后开始沉积的. 地震剖面清楚地显示, 在东沙地区, 由于东沙隆起的发育, 中构造层明显向上抬升(图 3). 如图 3, 在 1764 地震剖面的 NW 端, 8300SP 的位置, 中构造层的底界面(T_d 不整合面)位于 1.9 s(双程走时)的位置, 沿此剖面向 SE 方向, 这个底界面逐渐抬升, 到 13000SP 的位置, 也即东沙隆起的位置, 中构造层的底界面(T_d 不整合面)抬升至海底. 沿此剖面, 从 8300SP 的位置, 到 13000SP 的位置, 中构造层的底界面(T_d不整合面)向上抬升了近 1.5 s(双程走时). 与此同时, 中构造层的上界面(T_u 不整合面)也从 8300SP 位置的 0.6 s(双程走时)同步向上抬升, 至 9400SP 位置抬升至海底. 这样, 从 9400SP 中构造层顶界面出露海底的位置向东南, 到中构造层底界面出露海底的位置, 整个中构造层和海底呈斜交的关系, 并全部出露海底. 很明显, 中构造层在东沙隆起以北的海底区遭受了剥蚀, 这使得沿剖面从 NW 向 SE, 在海底出露的地层越来越老.

由于东沙隆起和中构造层的强烈抬升, 上构造层分布的区域仅限于剖面的北部(图 3). 在没有上构造层覆盖的区域, 中构造层直接出露海底. 根据地震剖面, 中构造层和海底的斜交关系, 以及中构造层在海底遭受的剥蚀是很明显的.

由于海底剥蚀, 本研究区的海底在很大范围内仍是平坦的. 在地震剖面上, 海底的反射波组表现为一条连续、平直, 或者是连续圆滑的曲线(图 3). 这应该是中构造层在海底遭受长期、缓慢夷平作用的结果. 详细的观察可以看出, 在本文 NW-SE 向 1722 剖面以东的地震剖面上, 在陆架区东沙隆起区的北侧, 海底都有下切沟、或者下切槽发育. 本文解释为现代海底在更强烈的剥蚀条件下形成的海底地形. 为和海底剥蚀区别, 本文称为海底冲蚀. 海底冲蚀形成的下切沟, 或者下切槽本文统称为冲蚀沟(图 4).

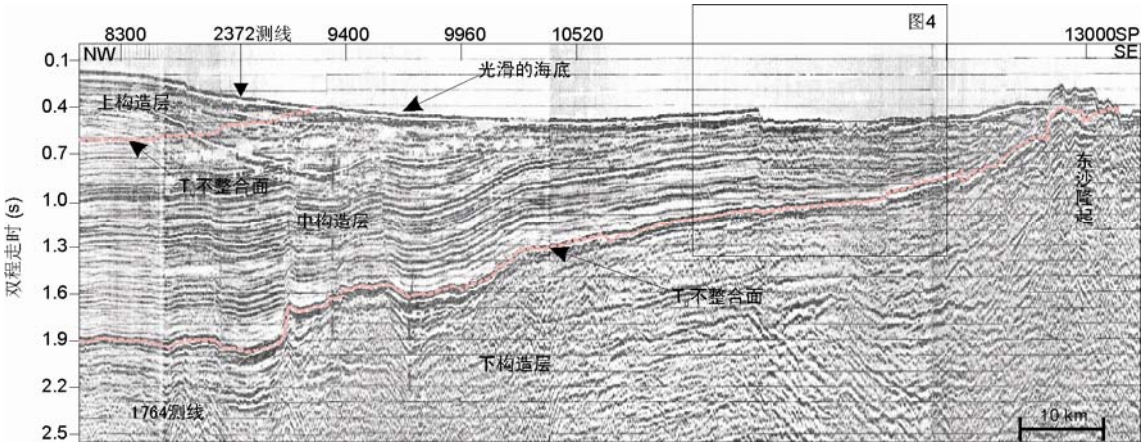


图 3　1764 地震剖面显示的海底剥蚀

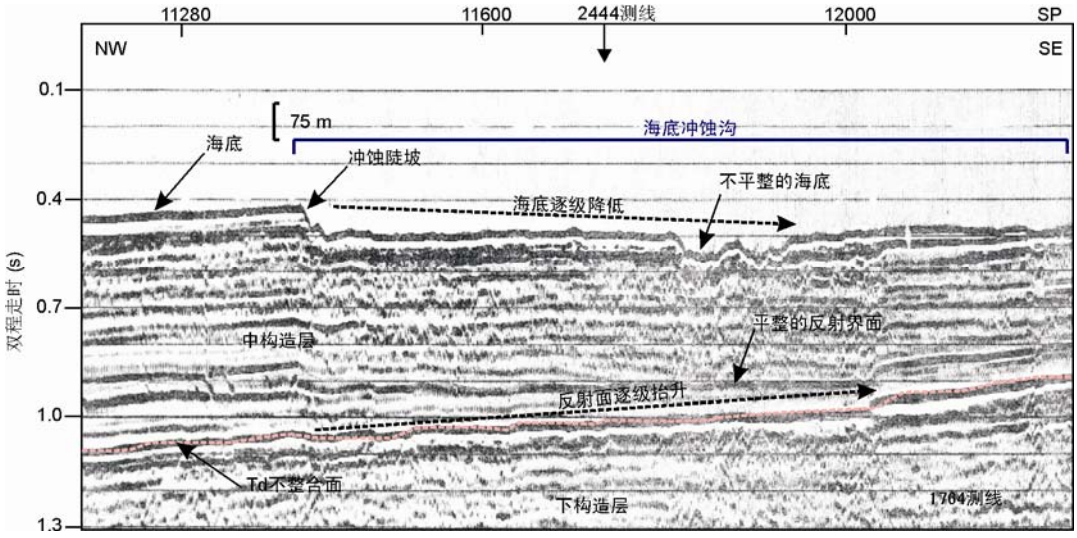


图 4　1764 地震剖面显示的海底冲蚀沟

从图 4 可以看出, 1764 剖面上发育的海底冲蚀沟位于东沙隆起以北, 为中陆架往南, 海底开始向上抬升的位置. 冲蚀沟发育的宽度约 20 km, 深度一般在 70 m, 最深达 120 m. 冲蚀沟发育的海底崎岖不平, 并有多级下切的沟槽, 和其北侧不发育冲蚀沟的海底有明显不同. 从图 4 可以明显看出, 海底下切的沟槽并不是由于构造断层、褶曲等原因造成的, 而是由于底流冲蚀致使海底部分沉积层缺失形成的. 首先, 冲蚀区海底形态和海底以下地层界面的形态没有任何相似性, 说明海底形态的成因和海底以下地层界面的成因没有关联; 其次, 海底以下地层界面由北而南逐渐抬高, 而海底由北而南却逐渐降低, 趋势与之相反, 这也说明, 海底形态的成因和海底以下地层界面的成因没有关联, 海底地形是由于后期的底流冲蚀而形成的.

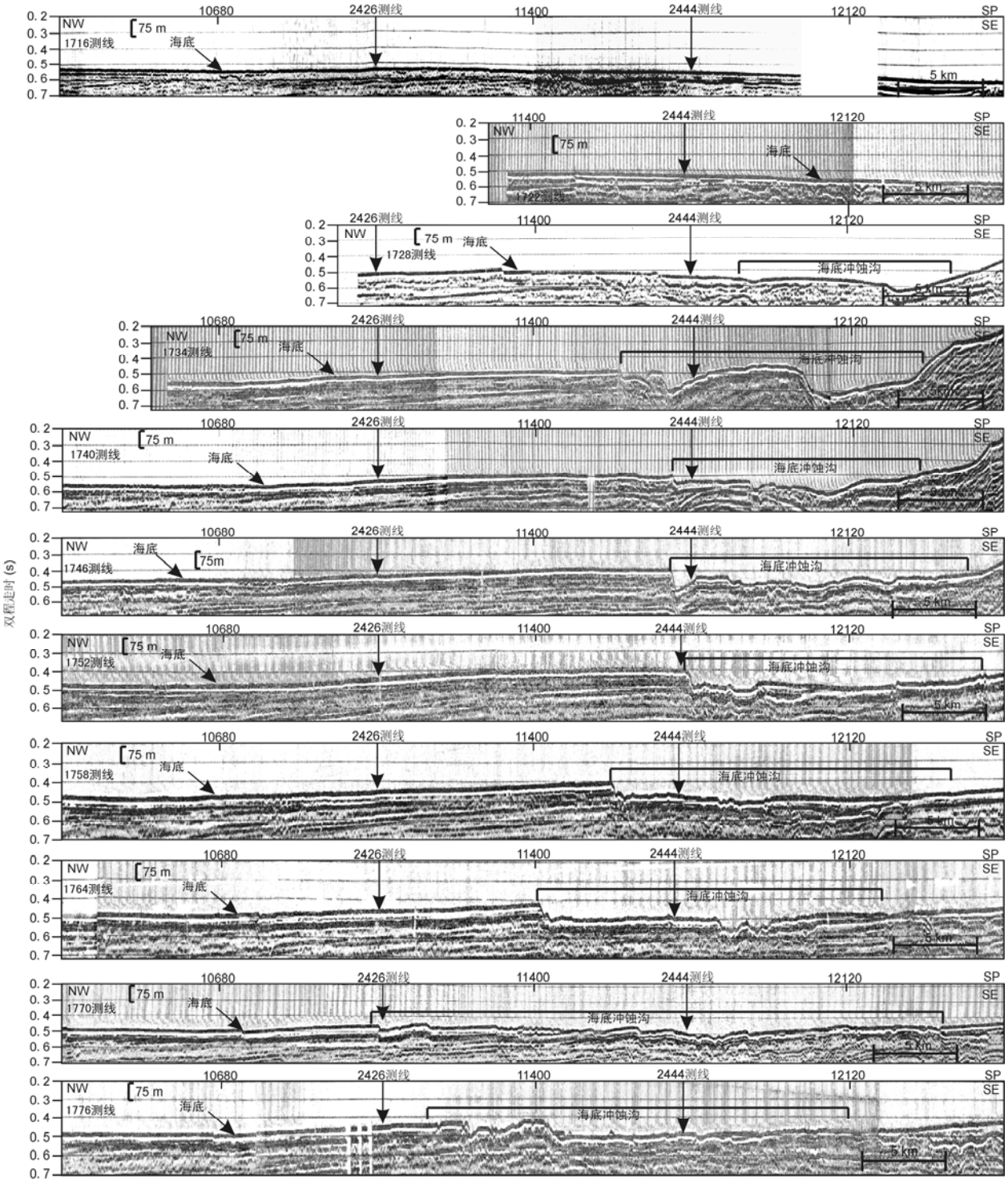
如图 5 所示, 本文在 1722 测线以东的 NW-SE 向剖面上都找到了海底冲蚀沟的存在. 其发育的位置都位于东沙隆起以北的部位, 水深约 300 m 左右. 冲蚀沟发育的深度一般在 100 m 上下, 南北向的宽度一般在 10 km 到几十千米.

如图 5 所示, 1728 测线是东沙岛以北发育海底冲蚀沟的测线中最西侧的一条测线(位置见图 2). 该剖面上发育的冲蚀沟主要由一北、一南两个下切沟构成. 南侧的下切沟最深, 达 480 m, 北侧的下切沟较浅, 约 410 m, 两者相距约 10 km. 两下切沟之间为一穹隆地形. 穹窿的最高点要低于整个冲蚀沟以外南北两侧海底的高度. 再向东到 1734 测线, 海底冲蚀沟的这种南北两个下切沟夹一穹窿的地形特征依然明显. 南侧下切沟的深度最大, 约 480 m. 再向东到 1740 测线, 该测线位于东沙岛的正北方, 其冲蚀沟中的穹窿地形不复存在, 南侧的下切沟演变为本剖面上冲蚀沟的最低点, 深度稍微变浅, 约 460 m 左右. 再向东, 地震剖面上发育的冲蚀沟都不再有两个下切沟夹一穹窿的地形特征, 而是整体变宽、变浅, 并有多个小的下切沟发育, 从而使得海底变得崎岖不平. 如向东到 1776 测线, 冲蚀沟的最低点约 370 m. 由此再往东, 冲蚀沟又逐渐变深, 如到 1800 测线和 1848 测线, 其冲蚀沟的最深点可达 500 m.

本文 NW-SE 向地震剖面上显示的冲蚀沟其北侧边界多发育陡坡地形(图 4, 5). 这些陡坡一律倾向 SE, 坡度一般在 15°~40°左右, 垂直高度在 70 m 上下. 和一般的大陆坡不同, 这些陡坡的坡脚并不是沉积碎屑堆积的地方, 从而不发育类似大陆裙的地形, 而是发育一个下切的深沟. 这个深沟的宽度并不大, 一般 100 m 上下, 但其深度比两侧的海底都要深. 如 1746 剖面、1764 剖面、1800 剖面等, 在这些剖面上的陡坡坡脚位置都发育一个下切的深沟, 或呈三角形, 或呈“U”形. 在我们所解释的这些地震剖面上, 冲蚀陡坡的形状也并不单一. 部分陡坡的形态为单一的直线型, 部分陡坡则中间发育 2 级或多级台阶. 如 1764 剖面上的陡坡中间就发育一个台阶. 而且, 这个台阶的界面并不是水平的, 而是向 NW 倾斜, 从而和上面

的陡坡也形成一个深沟地形. 自然, 这个深沟也不是沉积碎屑堆积的地方.

剖面分析可以发现, 冲蚀沟的北侧边界往往是断层发育的位置, 即冲蚀陡坡的位置和下面断层的位置相对应(如图 4, 5). 这些断层通常向上断及海底, 向下断及 T_d 不整合面. 但冲蚀陡坡面并不是断层面.



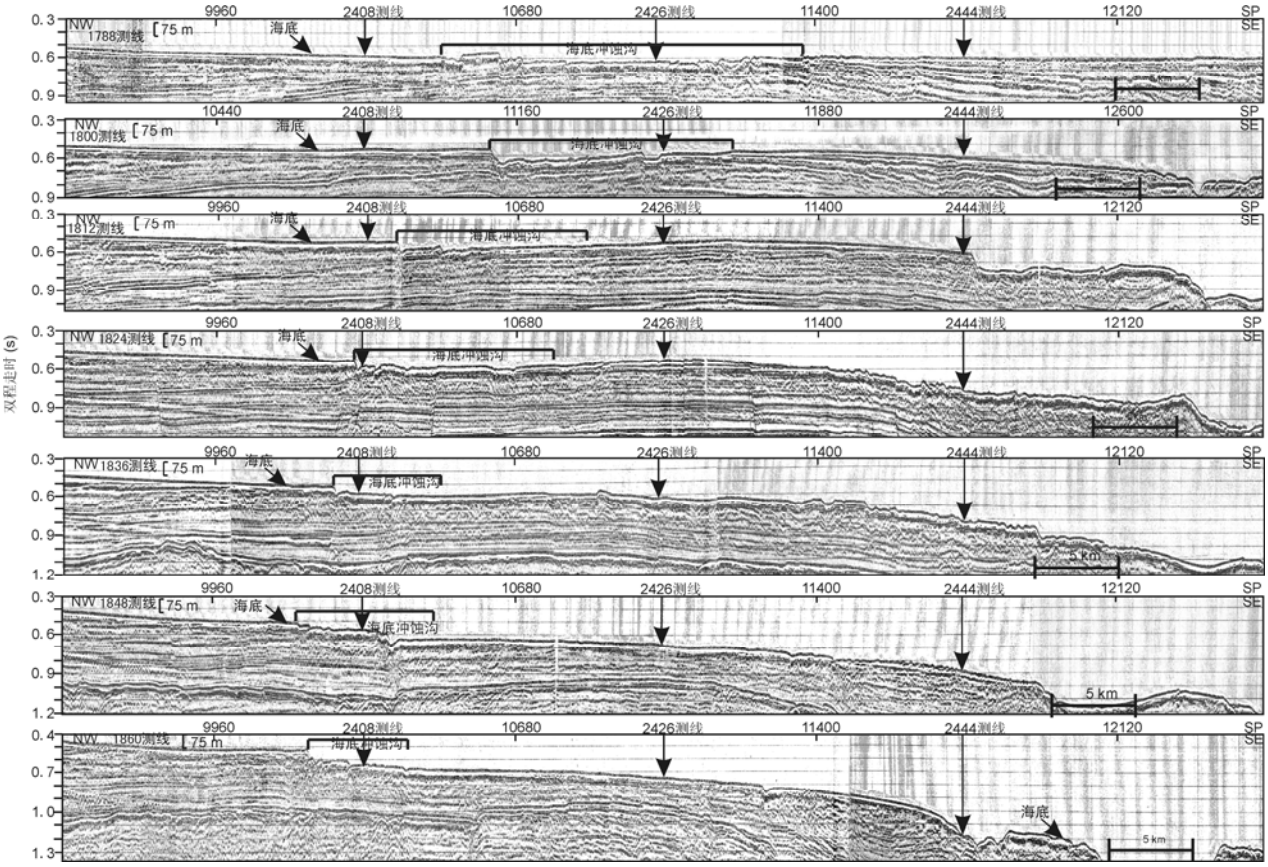


图 5　不同剖面上底流冲蚀沟发育的范围

因为断层的倾向一般要比冲蚀陡坡的倾向陡. 再者, 对断层来说, 断层的上盘在南侧, 下盘在北侧, 而冲蚀陡坡的南侧低, 北侧高(如 1824 剖面、1764 剖面). 所以冲蚀陡坡的成因和断层的成因不一致.

图 6 中, 每条测线上粗黄线的位置为该剖面上发育冲蚀沟的位置. 所有粗黄线覆盖的区域即是研究区海底冲蚀沟发育的区域. 从整体上看, 海底冲蚀发育区呈弯曲的长条形分布, NW-SE 向窄, 一般在 20 km 左右, 且中间宽, 两头窄, NE-SW 向长, 可达 200 km, 控制的海底面积约 3000 km^2 左右. 海底冲蚀沟发育的区域整体位于东沙海底隆起区, 在构造上位于东沙隆起高点以北, 在地形上属外陆架的区域. 海底冲蚀区大致与陆架坡折线, 以及 600 m 等深线相平行(图 6).

4　讨论

实验室数据表明, 当海底受到大于 0.16 N m^{-2} 的应力时, 海底开始产生剥蚀, 这个应力值大约相当于 21 cm s^{-1} 的底流速度[22]. 也即, 流速大于 21 cm s^{-1} 的底流就可以在海底产生剥蚀. Stigter 等[22]利用海底车等手段在葡萄牙大陆边缘进行的长期观测表明, 在 300~1100 m 深的大陆坡区域大于 30 cm s^{-1} 的底流速很常见, 由此引起的海底沉积物剥蚀、搬运相当活跃.

南海北部陆架曾有 80 cm s^{-1} 的底流测量结果[5]. 2005 年春季在 9MKII 站位(位置见图 1)历时 43 天的连续底流观测结果表明, 该位置有相当多的时间底流速度超过 30 cm s^{-1}[4]. 按照 Stigter 等[22]的实验结果, 南海北部陆架现今的底流体系能够在海底引起沉积物的剥蚀、搬运.

从整体上, 本文所有测线上解释出的冲蚀沟连在一起后基本形成一个水下河谷的形态(图 6). 前已述及, 地震剖面的解释结果表明, 这些冲蚀沟并不是构造断层成因的, 而是底流冲蚀作用形成的. 本文将

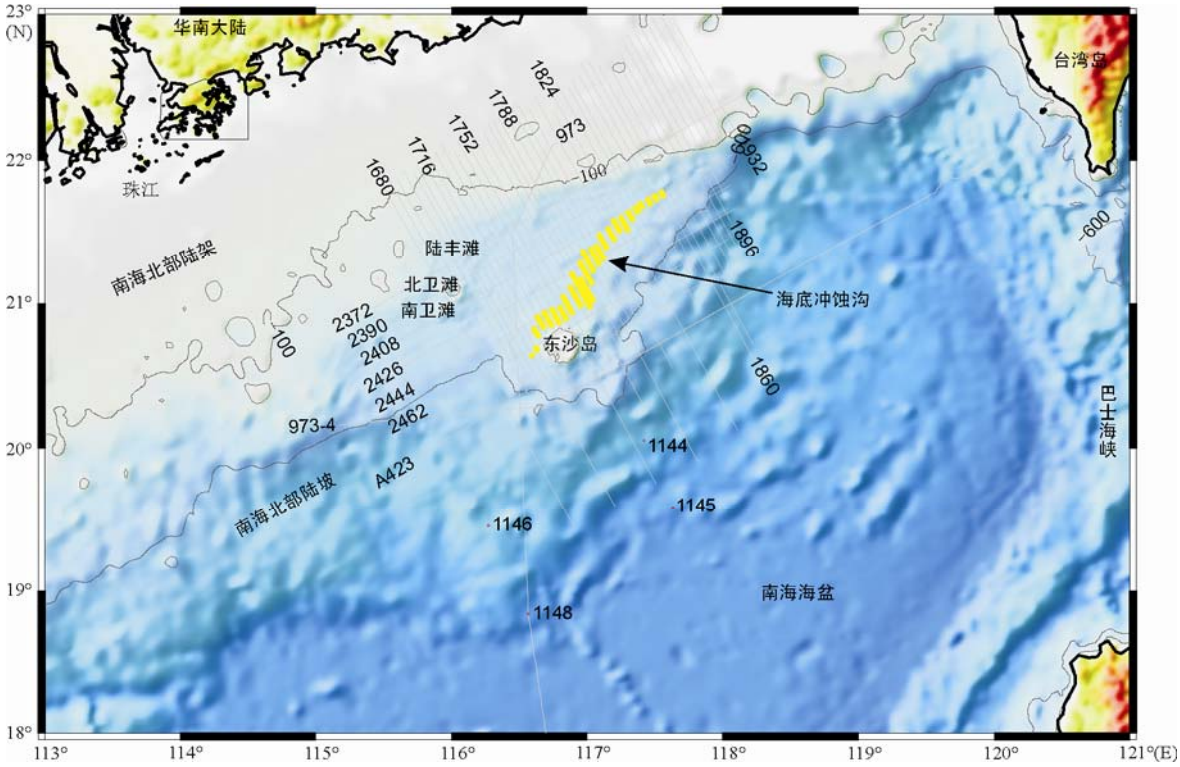


图 6　冲蚀沟在海底的分布

这一水下河谷称为东沙海底冲蚀河谷. 也即, 沿该水下河谷, 存在能够引起海底沉积物剥蚀、搬运的底水流体系. 按照 Stigter 等[22]的实验结果, 这个底流体系的流速应该超过 21 cm s^{-1}. 从图 6 可以看出, 冲蚀沟连成的水下河谷从东北而西南长度约 200 km, 这样的底流体系应该有比较明显的科氏力效应在水下河谷上表现出来[23,24]. 实际上, 在我们近南北向的地震剖面上, 冲蚀沟大都是不对称的, 其北侧沟坡明显比南侧沟坡要陡, 显示出北侧比南侧遭受更强的水流冲蚀效果. 我们认为, 这种南北向不对称的底流冲蚀结果应该是底流体系的科氏力效应造成的. 并由此推断, 沿水下河谷流动的底流方向是由东向西的. 因为北半球的河流在科氏力的作用下, 总是在其河道的右侧造成更大的剥蚀.

本文认为与东沙海底冲蚀河谷相伴生的底流系主要应该是黑潮入侵南海后形成的南海黑潮分支[25].

黑潮是沿着北太平洋西部边缘向北流动的一支强西边界流, 它因水色深蓝似黑而得名. 相对于所流经的海域来说, 它具有高温、高盐的特征. 黑潮起源于菲律宾东南, 并沿菲律宾东岸北上. 黑潮以流速强, 流幅窄和厚度大而著称. 在吕宋岛附近海域, 其流速一般在 100 cm s^{-1}, 主流宽度 70~100 km, 厚度在 800~1000 m. 吕宋海峡位于吕宋岛的北侧, 其宽度约 320 km, 海坎深度 2500 m, 是太平洋西边界流沿边界北上途中的一个巨大边界豁口, 也是南海与外界发生水体交换的主要通道, 在此, 西边界流由于失去陆坡支持而发生动力学性质的改变, 产生一系列特殊现象, 如黑潮分支等. 关于黑潮在流经吕宋海峡产生黑潮分支, 这一黑潮分支经吕宋海峡入侵南海等问题, 长期以来一直是海洋学研究、讨论的热点问题[25]. 根据实际船测数据、卫星数据、浮标数据以及数值模拟结果等, 对于在冬季, 绝大多数学者同意太平洋水体由吕宋海峡进入南海, 即在冬季, 黑潮在流经巴士海峡时产生分支, 这一黑潮分支在离开原黑潮的主流轴后经巴士海峡进入南海[26~30], 在夏季, 南海与太平洋通过吕宋海峡的海水交换, 黑潮是否产生分支, 黑潮分支是否进入南海等问题则没有统一认识. 多年、多组的漂流浮标径迹数据显示, 夏季从 5~9 月不少从吕宋岛东侧流经吕宋海

峡的漂流浮标没有一枚进入南海[31]. 由此推断, 在夏季, 黑潮并没有进入南海[32]. 李立等[33]利用卫星高度计遥感资料, 研究了季风强盛季节多年平均的南海上层环流结构, 认为在夏季海水从南海经吕宋海峡流出进入太平洋. 鲍献文等[32]根据 2007 年 7~8 月实际的 CTD 断面观测数据发现, 在 20°30′N 以南的吕宋海峡, 海水也是从南海流出进入太平洋的, 但在 20°30′~21°30′N 之间, 也即东沙岛以北的吕宋海峡区域, 海水由太平洋进入南海. 郭忠信等[34]利用实验 3 号考察船于 1985 年 9 月在吕宋海峡的实际调查数据, 并通过动力计算同样发现在 20°30′N 以北海水是由太平洋通过吕宋海峡流入南海的. 这样无论是在冬季还是夏季, 在 20°30′N 以北的吕宋海峡区域来自太平洋的水体常年从该区域贯入南海. 图 7 是 Fang 等[26]根据模型计算得出的年平均水体通过吕宋海峡流入、流出南海的情况. 从图 7 可以看出, 从年平均的效果来看, 水体总体上是从吕宋海峡流入南海的, 其净流量在 4.8 Sv 左右. 在吕宋海峡只有中深层海水是从南海流出到太平洋的, 且其流量较小, 只有 0.56 Sv.

图 8 为 Fang 等[26]给出的南海海洋环流示意图. 本文只给出了以东沙岛为中心南海北部的环流体系. 从图 8 可以看出, 在冬季(图 8(a)), 黑潮的南海分支在南海北部陆架坡折的位置分为两支, 一支流向 NE, 作为南海暖流流向台湾海峡; 一支则从东沙岛附近

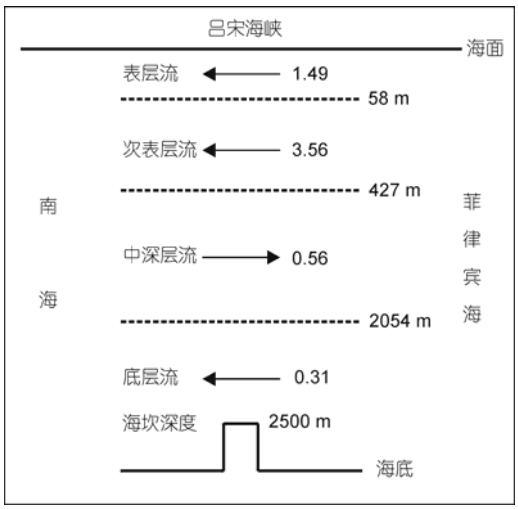


图 7　南海通过吕宋海峡与太平洋之间的年平均水体交换示意图[26]

流向 WS, 称为太平洋-印度洋贯通流. 在夏季(图 8(b)), 黑潮的分支以次表层流的形式进入南海, 同样在南海北部陆架坡折的位置转为 WS 向, 作为吕宋海峡次表层流在东沙岛附近由 NE 流向 WS.

本文解释出的东沙海底冲蚀河谷的形态和冬季的太平洋-印度洋贯通流, 以及和夏季的吕宋海峡次表层流的位置都是吻合的(图 8). 前已述及, 无论在冬季还是在夏季, 东沙岛以北(20°30′N以北)的吕宋海峡区域水体都是从太平洋流入南海的(在此统称为黑潮分支). 进入南海的黑潮分支受台湾岛南部海底地形的影响, 以 NW 方向从吕宋海峡冲击北部陆坡, 由于北部陆坡的阻挡, 该黑潮分支在此转向, 由NW向转为WS向. 另外, 黑潮分支在遇到南海北部陆坡的阻挡后, 黑潮水体由陆坡向陆架堆积, 并因水深变浅, 水体通过空间变小而流速增大(图 9). 图 9 给出的是一个南海北部黑潮分支爬坡增速的模型. 模型中黑潮分支的厚度为 800 m[25]. 在没有遇到南海北部陆坡前, 其流速为 $V0$. 这是一个理想模型. 因为, 实际上, 黑潮分支在遇到南海北部陆坡后, 可能会因陆坡侵蚀而消耗能量, 并在爬坡的过程中, 由于海面增高以及黑潮分支宽度增大等因素, 都会在一定程度上消耗黑潮分支的能量, 从而使得实际上 $V1$ 和 $V2$ 的速度要比模型给出的速度低. 但在总体上, 黑潮爬坡增速的总趋势不会改变. 就是说, $V2$ 的速度总是要高于 $V0$ 的速度.

黑潮分支从陆坡区进入陆架区后, 保持一个较高的流速, 从而有能力对海底产生剥蚀. 较高的流速在近海底区形成一个较强的沉积动力环境, 从而, 在陆架区, 黑潮分支控制的范围为一个砂体沉积的区域(图 1), 而非泥质沉积的区域.

如前所述, 2005 年春季在 9MKII 站位有相当多的时间底流速度超过 30 cm s^{-1}. 这些较大的底流方向在该站位绝大多数是由北向南的. 不难想象, 从该站位自北向南流的底流在向南遇到东沙隆起后必然要改变为绕东沙隆起的底流. 这在东沙隆起的北侧, 也即是东西方向的底流, 这和东沙隆起北侧海底冲蚀沟的分布方向一致.

无论是太平洋-印度洋贯通流还是吕宋海峡次表层流都可能存在较明显的季节变化, 甚至是年际变化, 从而使其流速也有相应的变化. 本文给出的东沙海底冲蚀河谷是底流长期和海底相互作用的结果. 东沙海底冲蚀河谷指示在总体效应上存在能够对海

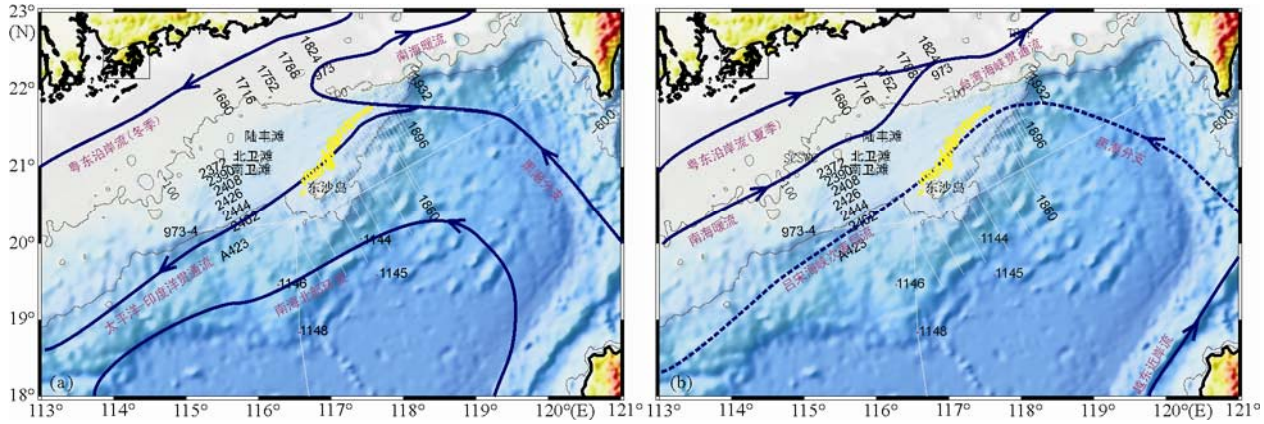


图 8　南海北部海洋环流示意图

(a) 冬季; (b) 夏季. 引自文献[26]

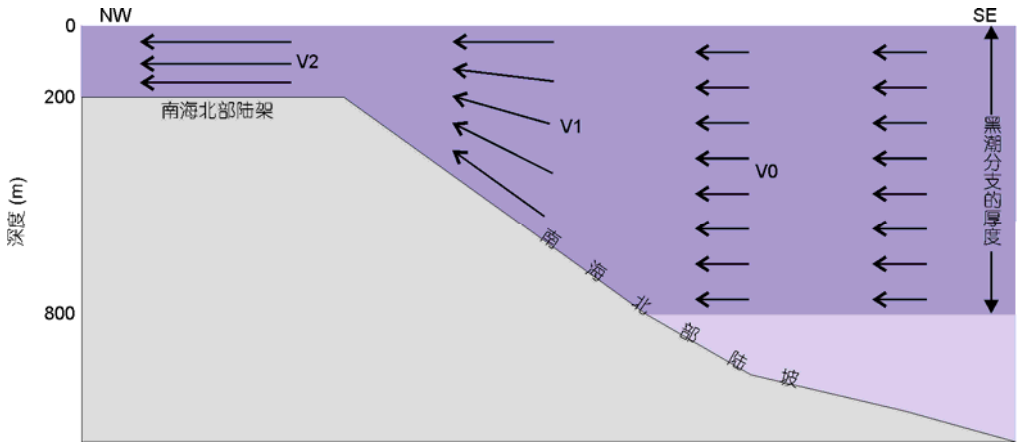


图 9　南海北部黑潮分支爬坡增速模型

底产生剥蚀的自 EN 而 WS 方向的底流体系. 而该底流体系与南海北部黑潮分支相吻合.

5　结论

在东沙隆起区的北侧, 海底发育下切沟. 本文解释为现代海底在更强烈的剥蚀条件下形成的海底冲蚀地形, 称为海底冲蚀沟. 海底冲蚀沟分布于东沙岛的北侧, 大致与陆架坡折线, 以及 600 m 等深线相平行, 其宽度一般在 20 km 左右, NE-SW 向长度可达 200 km, 本文称为东沙海底冲蚀河谷.

无论是冬季还是夏季, 东沙岛以北的吕宋海峡都有黑潮分支从太平洋贯入南海. 这一黑潮分支在冬季演化为太平洋-印度洋贯通流, 在夏季演化为吕宋海峡次表层流. 东沙海底冲蚀谷的分布与太平洋-印度洋贯通流, 以及吕宋海峡次表层流的位置完全一致. 本文认为, 黑潮分支在遇到南海北部陆坡的阻挡后, 黑潮水体由陆坡向陆架堆积, 并因水深变浅, 水体通过空间变小而使流速加大, 从而有能力对海底产生剥蚀. 东沙区海底的地层剥蚀, 以及东沙海底冲蚀谷的发育都是黑潮分支在东沙陆架区形成的强底流和海底长期耦合作用的结果.

致谢　感谢审稿人提出的修改建议.

参考文献

1 冯文科, 黎维峰. 南海北部海底沙波地貌. 热带海洋, 1994, 13: 39–46
2 Wang P X. Response of Western Pacific marginal seas to glacial cycles: Paleoceanographic and sedimentological features. Mar Geol, 1999, 156: 5–39
3 彭学超, 吴庐山, 崔兆国, 等. 南海东沙群岛以北海底沙波稳定性分析. 热带海洋学报, 2006, 25: 21–27
4 栾锡武, 彭学超, 王英民, 等. 南海北部陆架海底沙波基本特征及属性. 地质学报, 2009, 83: 1823–1835
5 邱章, 方文东. 南海北部春季海流的垂向变化. 热带海洋, 1999, 18: 32–39
6 邵磊, 李学杰, 乔培军, 等. 南海北部深水底流沉积作用. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2007, 37: 771–777
7 Wang P X, Prell W L, Blum P, et al. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports South China Sea, V184. College Station TX (Ocean Drilling Program), 2000. 18–20
8 邵磊, 李献华, 韦刚健, 等. 南海陆坡高速堆积体的物质来源. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2001, 31: 828–833
9 陈芳, 苏新, Nurnberg D, 等. 南海东沙海域末次冰期以来的沉积特征. 海洋地质与第四纪地质, 2006, 26: 9–17
10 徐国强, 吕炳全, 王红罡. 新生代南海北部碳酸岩盐台地的淹没事件研究. 同济大学学报, 2002, 30: 35–40
11 Luedmann T, Wong H K, Berglar K. Upward flow of North Pacific Deep Water in the northern South China Sea as deduced from the occurrence of drift sediments. Geophys Res Lett, 2005, 32: L05614, doi: 10.1029/2004GL021967
12 Luedmann T, Wong H K, Wang P X. Plio-Quaternary sedimentation processes and neotectonics of the northern continenta1 margin of the South China Sea. Mar Geo1, 2001, 172: 331–358
13 钟广法, 李前裕, 郝沪军, 等. 深水沉积物波及其在南海研究之现状. 地球科学进展, 2007, 22: 907–913
14 Liu Z F, Tuo S, Colin C, et al. Detrital fine-grained sediment contribution from Taiwan to the northern South China Sea and its relation to regional ocean circulation. Mar Geol, 2008, 255, doi: 10.1016/j.margeo.2008.08.003
15 刘宝林, 王亚平, 王吉中, 等. 南海北部陆坡海洋沉积物稀土元素及物源和成岩环境. 海洋地质与第四纪地质, 2004, 24: 18–23
16 栾锡武, 彭学超, 邱燕. 南海北部陆坡高速堆积体的构造成因. 现代地质, 2009, 23: 183–199
17 姚伯初, 万玲, 曾维军, 等. 中国南海海域岩石圈三围结构及演化. 北京: 地质出版社, 2006
18 汪品先, 等. 十五万年来的南海. 上海: 同济大学出版社, 1995. 1–14
19 Milliman J D, Meade R H. World wide delivery of river sediment to the ocean. J Geol, 1983, 91: 1–21
20 Zhang X Y, Zhang F Y, Zhang W Y. Regional variation of $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratio and compositions of the surface sediment in the eastern South China Sea. Acta Oceanol Sin, 2003, 25: 43–49
21 Liu B L, Wang Y P, Wang J Z, et al. Geochemical characters of REE in the seafloor sediment in northern continental slope of the South China Sea and analysis of source of material and diagenesis environment. Mar Geol Quat Geol, 2004, 24: 17–23
22 Stigter H C de, Boer W, Mendes P A J, et al. Recent sediment transport and deposition in the Nazare Canyon, Portuguese continental margin. Mar Geol, 2007, 246: 144–164
23 金元欢, 沈焕庭. 科氏力对河口分叉的影响. 海洋科学, 1993, 4: 52–56
24 李国英. 黄河河势演变中科氏力的作用. 水利学报, 2007, 38: 1409–1413
25 Su J L. Circulation dynamics of the China seas north of 18°N. In: Robinson A R, Brink K H, eds. The Sea, Vo1. II. New York: Wiley & Sons Inc, 1998. 483–505
26 Fang G, Wang Y G, Wei Z X, et al. Interocean circulation and heat and freshwater budgets of the South China Sea based on a numerical model. Dynam Atmos Oceans, 2009, 47: 55–72
27 Tian J W, Yang Q X, Liang X F. Observation of Luzon Strait transport. Geophys Res Lett, 2006, 33: L19607, doi: 10.1029/2006GL026272
28 Fang G, Fang W, Fang Y. A survey of studies on the South China Sea upper ocean circulation. Acta Oceanogr Taiwan, 1998, 37: 1–16
29 Wang D, Zhou F, Li Y. Annual cycle of sea surface temperature and sea surface heat budget. Acta Oceanol Sin, 1997, 19: 35–44
30 Qu T D. Evidence for water exchange between the South China Sea and the Pacific Ocean through the Luzon Strait. Acta Oceanol Sin, 2002, 21: 175–185
31 陈兆云, 张振昌, 江毓武, 等. Argos 浮标及模型反演吕宋海峡区域流场季节变化特征. 厦门大学学报(自然科学版), 2009, 48: 719–724
32 鲍献文, 鞠霞, 吴德星. 吕宋海峡 120°E 断面水交换特征. 中国海洋大学学报, 2009, 39: 1–6
33 李立, 吴日升, 郭小刚. 南海的季节环流——TOPEX/POSEIDON 卫星测高应用研究. 海洋学报, 2000, 22: 13–25
34 郭忠信, 方文东. 1985 年 9 月的吕宋海峡黑潮及其输送. 热带海洋, 1988, 7: 13–19