中国科学: 地球科学 2014 年 第 44 卷 第 9 期: 1913 ~ 1924
www.scichina.com earth.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

论 文

台湾峡谷的成因及其对沉积的控制

徐尚[①②*], 王英民[①②†], 彭学超[③], 邹华耀[①②], 邱燕[③], 龚承林[①②], 卓海腾[①②]

① 中国石油大学地球科学学院, 北京 102249;
② 中国石油大学油气资源与探测国家重点实验室, 北京 102249;
③ 国土资源部广州海洋地质调查局, 广州 510760;
* 联系人, E-mail: xushang0222@163.com
† 联系人, E-mail: wym3939@vip.sina.com

收稿日期: 2013-07-26; 接受日期: 2013-11-27; 网络版发表日期: 2014-08-04
国家自然科学基金项目(批准号: 41372115 和 40972077)资助

摘要 台湾浅滩陆坡处于被动大陆边缘环境, 发育众多的海底峡谷, 其中台湾峡谷的走向与沿陆坡向下的侵蚀沟壑明显不同, 呈近 45°相交; 在峡谷的下部又出现一次明显的转向, 随后平行于陆坡自西向东延伸, 最终汇入马尼拉海沟. 本次研究利用多波速水深数据、高分辨地震资料和沉积柱状样, 描述了台湾峡谷的地形地貌特征, 初步讨论了峡谷的成因及其对沉积的控制作用. 台湾峡谷的地形、地貌和沉积特征具有分段性: 上段以侵蚀作用为主, 呈 V 形下切, 广泛发育滑动、滑塌等重力流类型; 中段以侵蚀-沉积过渡作用为主, 呈 U 形, 发育内堤岸; 下段以沉积作用为主, 发育沉积物波, 底流对峡谷内部沉积物有明显的改造(reworked sand). 台湾峡谷的形成演化与沉积物供给、重力滑动(滑塌)、断裂活动和海底刺穿密切相关: (1) 由于陆源碎屑物质供应较充足, 陆架边缘沉积物不断向海方向推进, 在前缘形成滑动、滑塌, 为峡谷的形成提供了动力; (2) 断裂活动导致地层破碎, 重力流优先侵蚀较脆弱的地层, 使峡谷的延伸方向与周边侵蚀沟壑呈明显斜交; (3) 海底刺穿形成海山, 由于海山的阻挡作用, 峡谷的下段转为近东西走向, 同时大量沉积物在拐弯处溢流出来形成沉积物波.

关键词
深水沉积
重力流
沉积物波
台湾峡谷
地形地貌

海底峡谷广泛发育于全球各大陆边缘(Harris 和 Whiteway, 2011), 是深水环境主要地貌单元之一, 也是深水油气勘探的重要目标(Weimer 和 Slatt, 2007). 近年来, 随着深水油气勘探步伐加快, 对海底峡谷的成因及其对深水沉积的控制作用的研究日益增多(Wynn 等, 2000; Stow 和 Mayall, 2000; Posementier, 2003; Arzola 等, 2008; Antobreh 和 Krastel, 2006; Saller 和 Dharmasamadhi, 2012; 林畅松等, 2001; 吴时国和秦蕴珊, 2009; 王英民等, 2011; 解习农等, 2012; 王振峰, 2012; 许怀智等, 2012).

海底峡谷是陆源碎屑物质的输送通道(Ogston 等, 2008; Khripounoff 等, 2009; de Stigter 等, 2011), 发育活跃的重力流类型(Hasiotis 等, 2005; Li 等, 2012), 如: 滑动、滑塌、碎屑流和浊流等(Shanmugam, 2000; Shanmugam 等, 2009). 海底峡谷的形成受多种因素控制, 包括沉积物供给、海平面变化、区域构造活动、盐(或泥)底辟等(Laursen 和 Normark, 2002; Soh 和 Tokuyama, 2002; dos Reis 等, 2005; Lastras 等, 2009).

中文引用格式: 徐尚, 王英民, 彭学超, 等. 2014. 台湾峡谷的成因及其对沉积的控制. 中国科学: 地球科学, 44: 1913–1924
英文引用格式: Xu S, Wang Y M, Peng X C, et al. 2014. Origin of Taiwan Canyon and its effects on deepwater sediment. Science China: Earth Sciences, doi: 10.1007/s11430-014-4942-0

Lastras 等(2009)认为其形成机制主要有 3 种: (1) 低海平面时期, 直接与陆上河流相连, 沉积物沿峡谷搬运并不断的侵蚀扩大; (2) 高海平面时期, 峡谷的头部捕获沿岸流(或洋流)携带的沉积物, 向下形成的密度流(dense shelf water)具有侵蚀能力; (3) 早期在陆坡上形成的滑动、滑塌, 沿上倾方向溯源侵蚀, 最终将到达陆架坡折处, 随后进一步向陆架上延伸. Jobe 等(2011)认为海底峡谷可以分为两类, 一类从陆坡延伸到陆架坡折之上, 陆源沉积物供应较充足, 以重力流侵蚀和富砂沉积为主; 相反, 另一类仅发育在陆坡上, 陆源沉积物供应较少, 以深水披覆泥质沉积为主. 很显然, 前者是良好的深水油气储层, 后者则不利, 在深水油气勘探过程中, 如果不仔细甄别, 将会造成巨大的风险. 对现代海底峡谷的研究, 以及运用"将今论古"的思想, 可以为地质时期海底峡谷的储集物性研究和深水油气勘探提供思路.

南海东北部发育三个大型的海底峡谷: 其中高屏峡谷和澎湖峡谷处于主动大陆边缘环境, 而台湾峡谷(也称福尔摩沙峡谷)发育于台湾浅滩陆坡的被动大陆边缘环境. 本次研究, 利用多波速水深数据和高分辨地震资料描述了台湾峡谷的地形地貌特征, 并结合地震相和沉积柱状样对峡谷的沉积特征及形成机制进行了初步探讨.

1 区域地质背景

研究区位于南海东北部陆坡(图 1), 毗邻东沙隆起和台湾造山带. 台湾造山带形成于晚中新世-早上新世(Suppe, 1981; Huang 等, 2000; Lin 等, 2009), 由于板块俯冲的碰撞点逐渐向南迁移(Suppe, 1987), 因此在台湾浅滩陆坡区才刚开始形成增生楔(Lallemand 和 Tsien, 1997), 该增生楔构成了台湾西部前陆盆地系统的一部分(Chiang 等, 2004; Chiang 和 Yu, 2006).

构造活动对研究区海底峡谷(澎湖峡谷、高屏峡

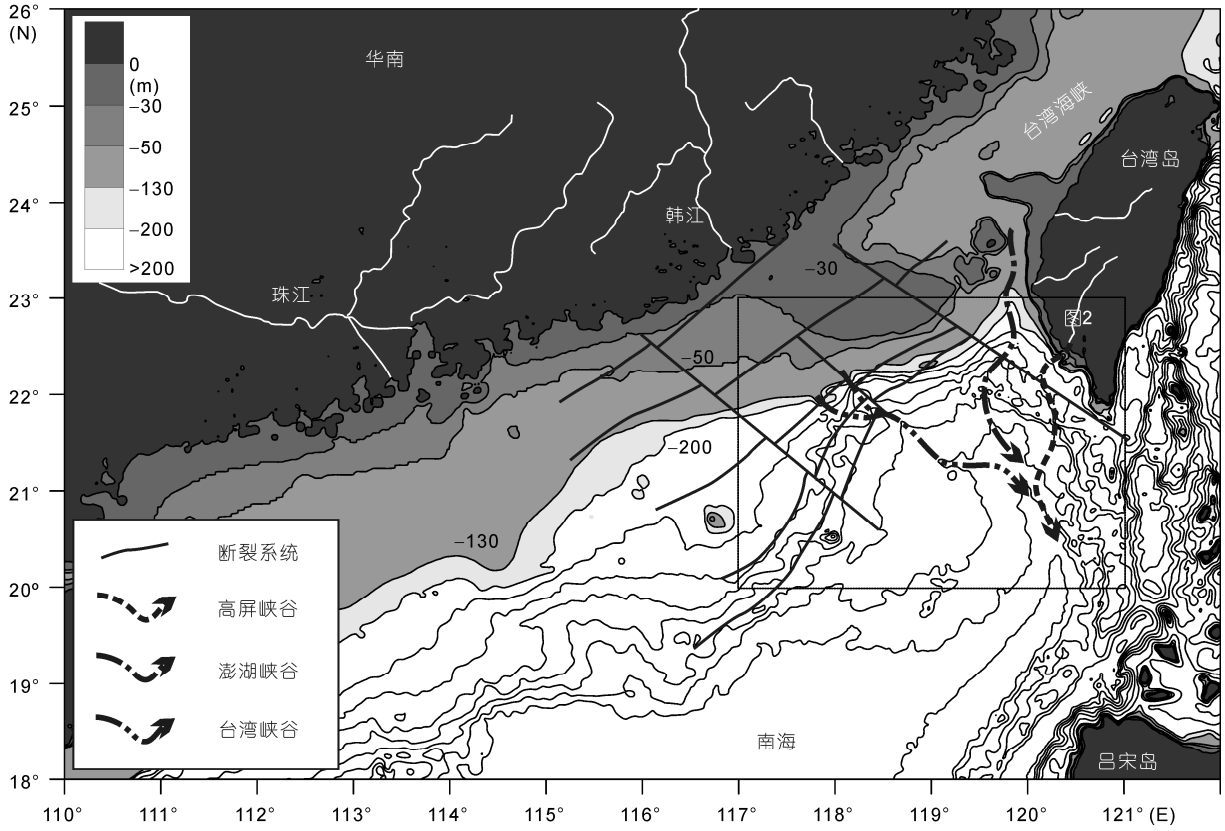


图 1　研究区位置、现今陆架水深等值线和南海东北部的断裂系统

断裂系统据丁巍伟等(2010a)修改

谷和台湾峡谷)的形成演化有不同程度的影响. 现今的澎湖峡谷是台湾造山带和中国克拉通板块边缘聚敛的产物(Yu 和 Hong, 2006), 在地震反射剖面上可以识别出了两个上新世-更新世的古埋藏峡谷(Lee 等, 1995). 高屏陆架-陆坡区主要形成于晚上新世-全新世时期(Chiang, 1998), 由于台湾造山带强烈隆升, 大量的沉积物供给、底辟和断裂活动使高屏峡谷出现多次转向(Chiang 和 Yu, 2006). 由于台湾造山活动是一个由北往南逐渐迁移的过程, 现今的台湾浅滩陆坡仍然处于被动大陆边缘环境(图 1). 因此, 笔者认为台湾峡谷主要形成于被动大陆边缘环境, 而与处于活动大陆边缘背景下的澎湖峡谷和高屏峡谷存在明显差异.

2 材料和方法

本次研究的资料来源于广州海洋地质调查局. SIMRAD EM950 多波束数据覆盖了台湾峡谷及邻区, 能够精细的刻画海底地形地貌.

利用现今水深数据, 描绘了 1 条沿峡谷底部和 12 条垂直于峡谷的地形剖面, 能够反映峡谷自上而下的形态变化.

有针对性的选取了研究区二维高分辨地震剖面, 这些地震剖面可以表征陆架边缘、上陆坡、下陆坡、以及台湾峡谷的地震相和沉积(侵蚀)特征.

对在台湾峡谷 3008 m 水深处取得的 HD133 重力活塞样进行岩芯观察、粒度分析、古生物分析和矿物分析等, 在此基础上对其沉积特征进行综合研究.

3 台湾峡谷的地形地貌

台湾峡谷的主要组成部分全长约 150 km, 从陆架边缘水深 200 m 延伸到马尼拉海沟约 3500 m 处. 在峡谷的头部(从陆架坡折到 1200 m 水深)有多个分支, 它们向下深切陆架边缘和上陆坡区域(图 2 和 3). 除了峡谷的头部外, 台湾峡谷还可以分成三段: 上段从 1200~2500 m, 呈现明显的 V 形下切, 最大下切深度可达 1000 m 以上; 中段(2500~3000 m)和下段(3000~3500 m)地形坡度逐渐减缓, 横剖面呈 U 形, 下切深度减小为 200~300 m(图 2).

在高分辨率多波束地形图上, 峡谷(canyon)和沟壑(valley)清晰可见(图 3). 本文主要依据下切深度对二者进行区分, 峡谷的深度通常大于 300 m, 而沟壑的深度一般小于 300 m(Saller 和 Dharmasamadhi, 2012). 峡谷的延伸方向出现两次转向. 早期, 峡谷的上段与邻区的侵蚀沟壑延伸方向一致, 呈近 N-S 向(图 3); 随后, 峡谷的中段转为 NW-SE 向, 与东侧的侵蚀沟壑(V1, V2 和 V3)呈近 45°相交; 最后, 峡谷的下段进一步转为近 W-E 向汇入马尼拉海沟(图 3).

4 台湾峡谷的侵蚀-沉积特征

4.1 侵蚀作用

台湾峡谷的头部和上段以强烈的侵蚀作用为主. 峡谷的上段有两个主要的分支, 均呈 V 形下切(图 2 和 4). 强烈的下切可能与上陆坡的地形坡度(约 5.6°)密切相关(图 3). 在地震反射剖面上, 峡谷底部表现为杂乱、不连续和低振幅反射特征(图 4). 这主要是由于陆坡区重力滑动变形或峡谷充填的重力流沉积物快速堆积形成的.

4.2 内堤岸

随着地形坡度明显减缓(约 2.2°), 台湾峡谷由上段的 V 形转变为中段的 U 形(图 5), 侵蚀作用不断减弱, 沉积作用随之增强. 测线 L02 垂直于台湾峡谷的中段, 其东侧发育内堤岸(inner levee)沉积体(图 5(a)). 该内堤岸表现为平行、中连续、高振幅和逐渐向东上超的地震反射特征, 内部地层产状具有一定的倾角(图 5(a)). 这些特征与峡谷西侧呈水平、连续反射的深水披覆泥质沉积有明显差异. 该内堤岸内部成层性较好, 表明它是由于后期沉积作用形成的. 其成因可能与台湾峡谷的流体性质以及研究区的底流有关(徐尚等, 2013a), 在此不对其进行详细讨论.

4.3 沉积物波

研究区发育多个沉积物波域(图 3). 在地震测线 L04 和测线 L05 上, 沉积物波(sediment wave)清晰可见(图 6). 前人对其成因进行了探讨, 以重力流成因观点居多(Damuth, 1979; 王海荣等, 2008; 丁巍伟等, 2010b; Kuang 等, 2014), 也有学者认为是重力流和底流交互作用成因(Gong 等, 2012). 笔者认为, 与台湾峡谷关系最为紧密的是波域 2, 该波域位于台湾峡谷中段的自然延伸方向(图 3). 沿峡谷流动的重力流会发生分层现象, 底部以砂质沉积为主, 顶部以悬浮的

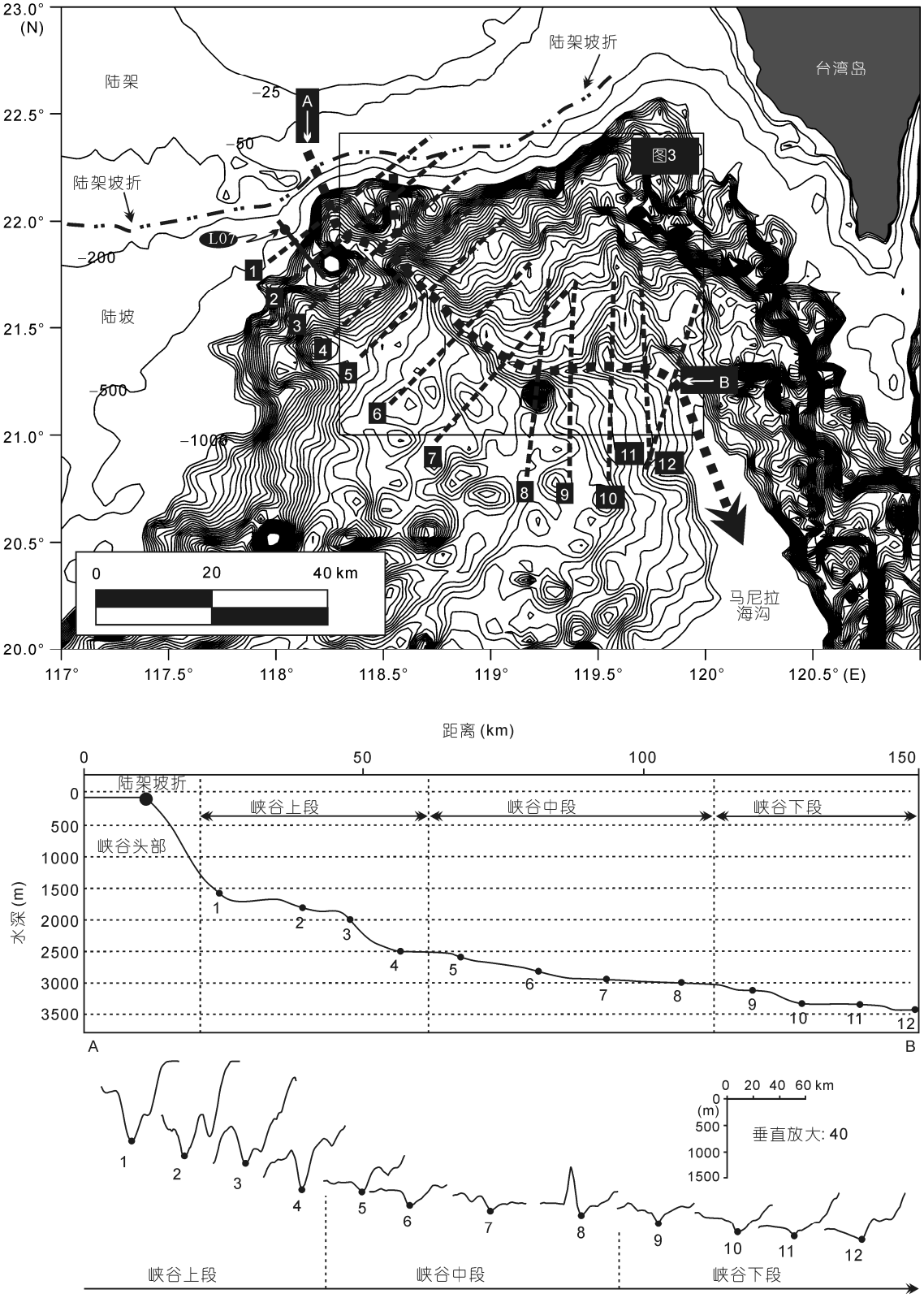


图 2　台湾峡谷的纵横剖面位置及其地形特征

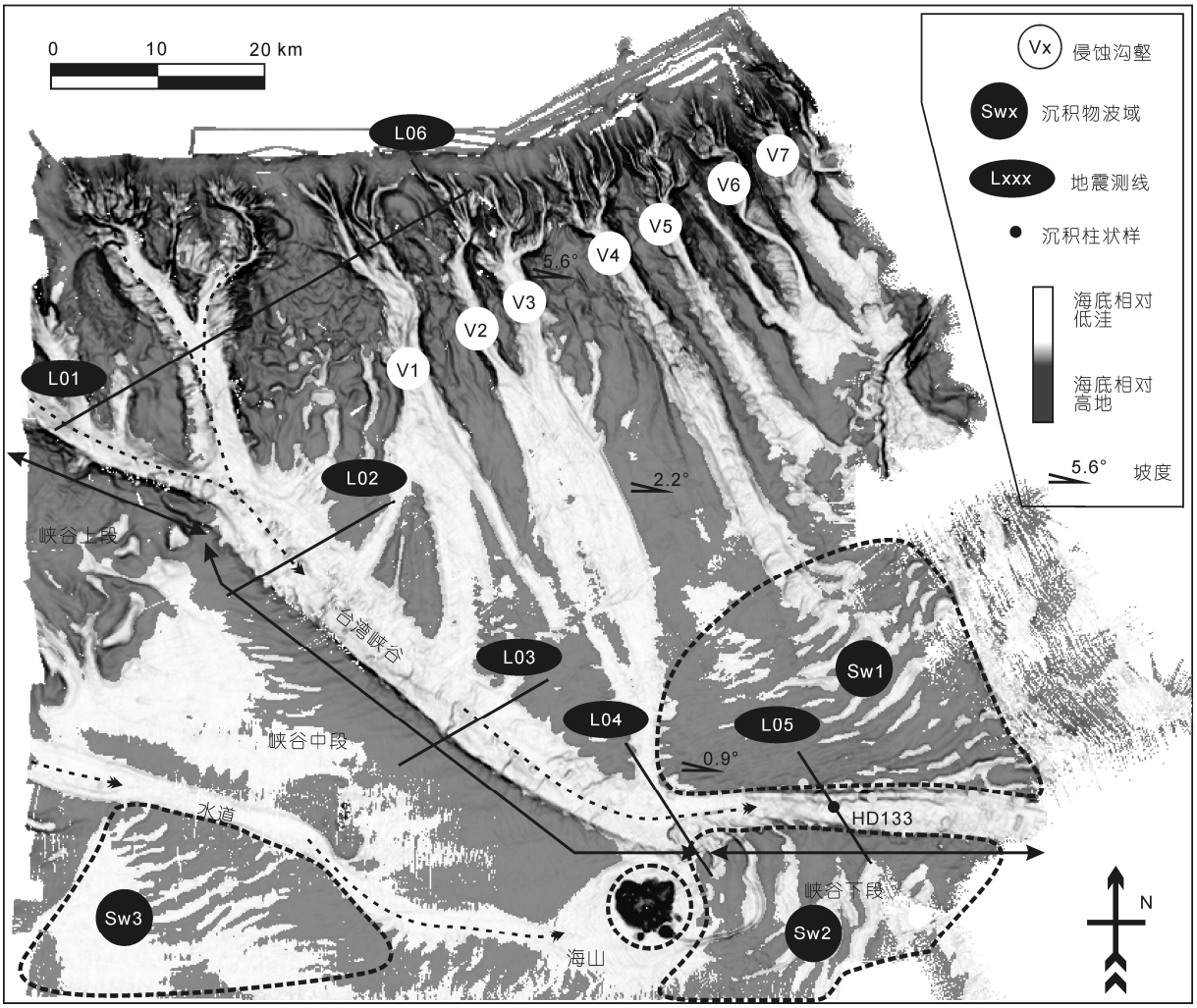


图 3　多波束地形图显示研究区主要的地貌单元

高分辨地震剖面的位置如图实线所示, HD133 柱状样的位置圆点所示

粉砂和粘土为主(Peakall 等, 2000). 在峡谷的拐点处, 底部的砂质沉积物一部分继续沿峡谷流动, 另一部分从峡谷中溢流出来; 顶部的悬浮沉积物由于不受峡谷堤岸的限制, 大部分都从拐点处溢流出来. 因此, 波域 2 的空间展布主要受控于台湾峡谷的地形地貌特征.

4.4　底流改造砂

在台湾峡谷下段水深 3008 m 取得 HD133 柱状样(图 3), 该柱状样以粘土质粉砂为主, 中间夹数层粉砂-细砂的薄砂层, 平均粒径范围为 3~4 Φ; 在距顶 260~389 cm 处有一层以中砂为主的厚砂层, 平均粒径范围 1~2 Φ(图 7). 在岩芯观察、粒度分析和微体古生物等方面还具有如下特征: (1) 从岩芯观察上, 厚砂层和薄砂层的顶部与上覆粉砂-泥质细粒沉积呈突变接触; (2) 在 HD133 柱状样的各砂层中, 浅水底栖有孔虫丰度显著高于上下的泥岩段, 钙质生物壳大量破碎且呈棱角状; (3) 在 15 个砂层中, 分选系数都在 1~2.5 范围内, 分选好, 其中 U3, U5, U14, U15 分选系数为 1.2 左右, 分选极好(图 7); (4) 在砂层的频率分布曲线中, 仅 U1 的粒度分布范围较广, 表现为双峰, 其他的砂层粒度分布范围集中, 都表现为单峰(图 7). 上述特征表明, HD133 柱状样中砂层来源于陆源碎屑沉积物, 但后期被底流改造, 具有明显的牵引流沉积特征(徐尚等, 2012; 徐尚等, 2013b).

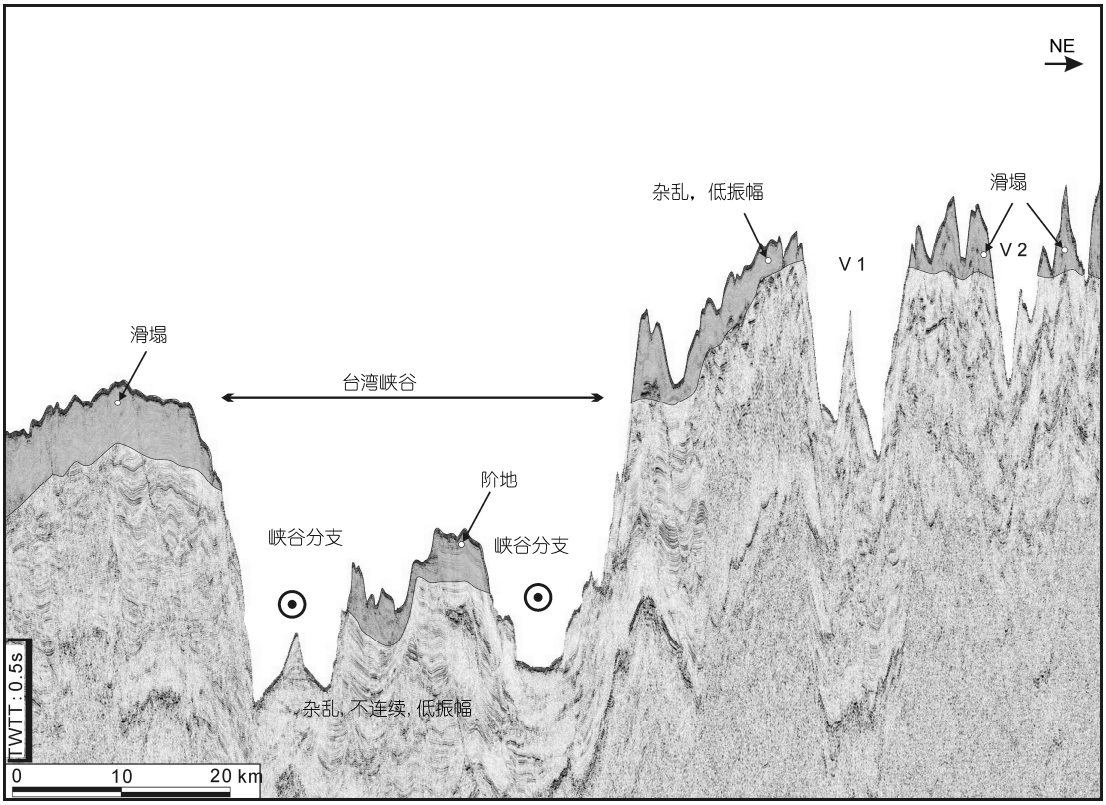


图 4　台湾峡谷上部测线 L01 的地震反射特征

测线位置如图 3 所示

5　台湾峡谷的成因讨论

5.1　沉积物供给

潮汕平原是中国的第六大三角洲平原, 韩江三角洲是潮汕平原的一部分, 主要由韩江和松江两大河流组成. Zheng 等(2000)认为现今韩江三角洲的沉积物主要形成于晚更新世-全新世, 沉积速率高达 150~570 cm/1000 a. 因此, 在不考虑洋流和潮汐对陆架沉积物进行改造的情况下, 南海东北部陆架上的沉积物供给较充足.

如图 1 所示, 在韩江三角洲河口附近, 水深小于 30 m, 且相对于周围地区较浅, 这种现象可能是由于三角洲沉积物向前堆积造成的. 进一步向海方向, 在地震测线 L06 上, 陆架边缘表现为明显的向海进积(图 8). Elliott 等(2006)也认为沉积物供应较充足的陆架多表现为向海方向进积. 随着陆架边缘不断向前进积, 前缘沉积物的堆积超过临界角, 在上陆坡会造成沉积物失稳, 为峡谷的形成提供了动力(Green, 2011).

5.2　重力滑动、滑塌

测线 L07 位于峡谷头部, 在地震反射特征上可以识别出 1 个主滑动面和多个次级正断层(图 9). 断裂带的地层发生褶皱变形, 在断层出露到海底附近, 可以识别出多个由于沿断裂发生气体泄漏形成的地形低洼(Sun 等, 2011, 2013).

上述断层滑动面和生长正断层通常广泛发育于陆架边缘和上陆坡区域. Antobred 等(2006)认为在形成海底峡谷之前, 陆架边缘的沉积物堆积到一定程度就会发生失稳, 沉积失稳导致地层褶皱变形、破碎和形成海底低洼, 随后形成沿陆坡向下具有侵蚀能力的重力流. 因此, 在峡谷的头部和上陆坡表现为窄而深的 V 形下切(图 2 和 4).

5.3　断裂活动和海底刺穿

业已述及, 台湾峡谷的中段与邻区沟壑呈近 45°

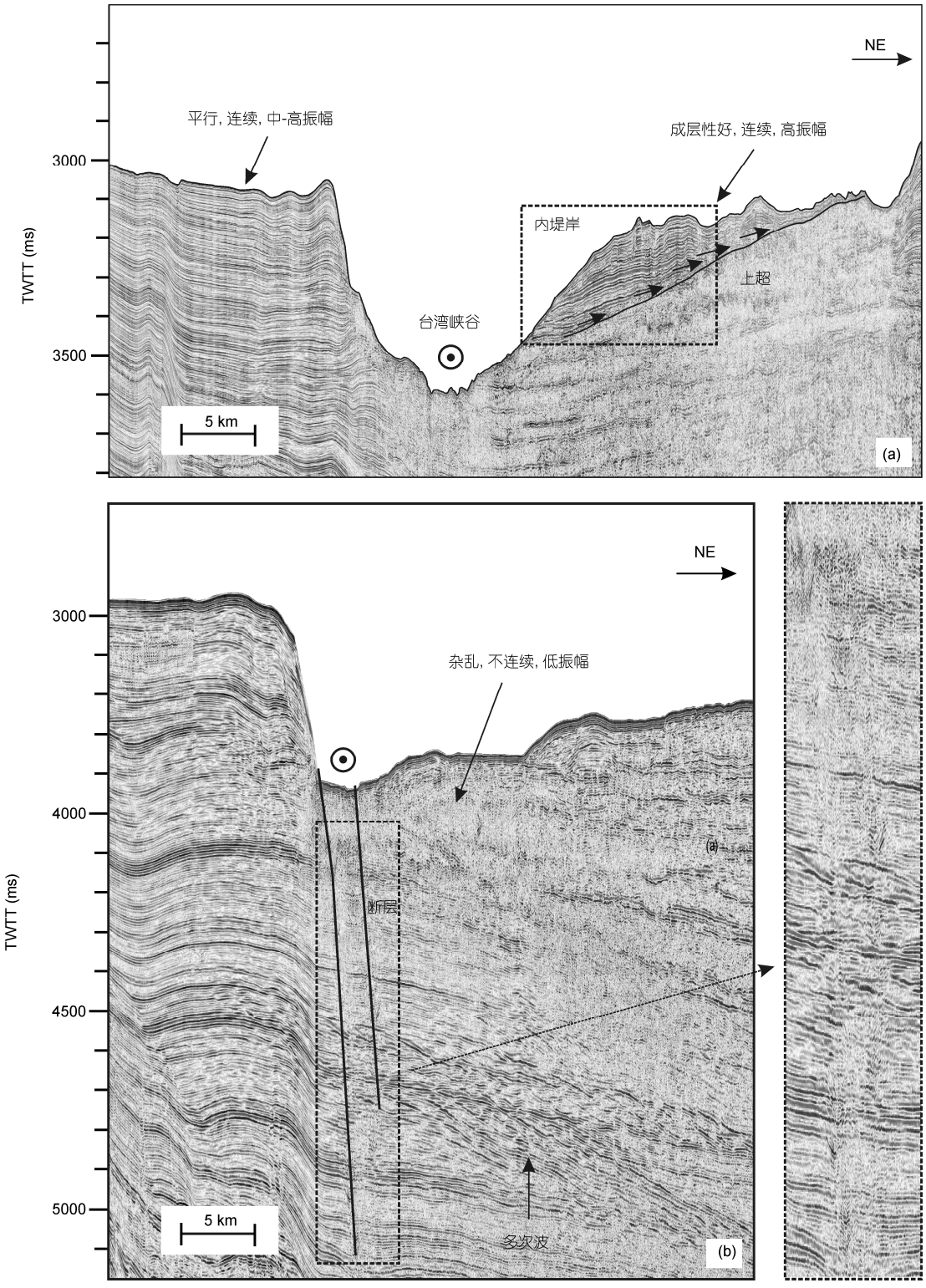


图 5　台湾峡谷中部测线 L02 和 L03 的地震反射特征

(a) L02, (b) L03; 测线位置如图 3 所示, 注意峡谷的内堤岸和底部的断层

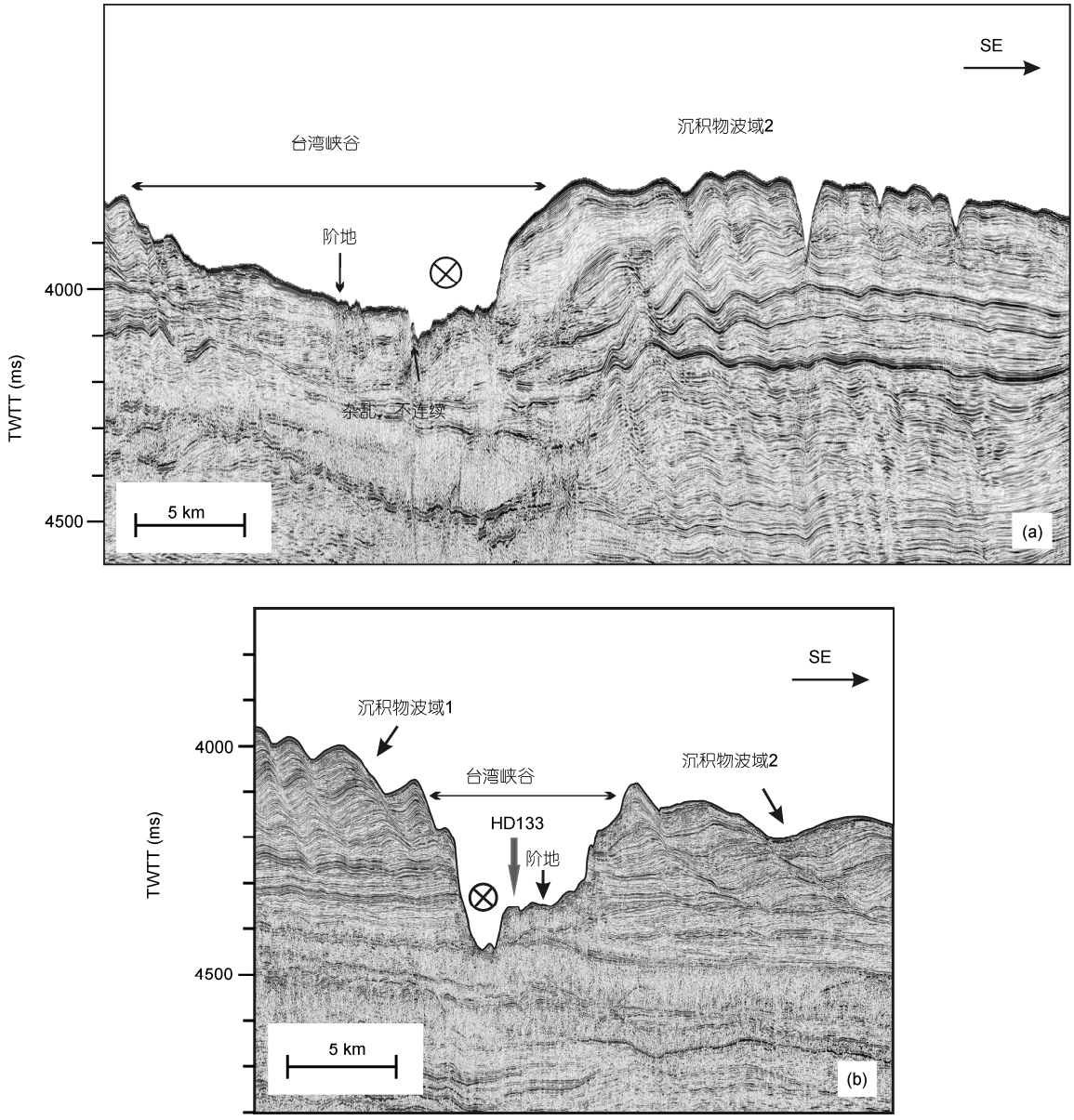


图 6　台湾峡谷下部测线 L04 和 L05 的地震反射特征

(a) L04, (b) L05. 测线位置如图 3 所示

相交, 下段又出现一次明显的转向(图 3). 在测线 L03 上, 在峡谷底部识别出了一条边界断层和两条埋藏断层(图 5(b)), 这与区域断裂活动的研究结果一致(吴庐山和鲍才旺, 2000; 丁巍伟等, 2010a). 断裂活动通常使峡谷的延伸方向发生改变(Hagen 等, 1994; McHugh 等, 1998; Antobreh 和 Krastel, 2006; Yu 和 Hong, 2006; Lastras 等, 2009). 受 NW 向区域断裂活动的影响(图 1), 韩江断裂向海域的延伸部分使地层发生破碎, 重力流优先侵蚀较脆弱的地层, 导致台湾峡谷的中段与邻区侵蚀沟壑呈近 45°相交(图 3).

海底火山、盐构造或泥底辟可以导致海底峡谷发生转向(Chiang 和 Yu, 2006). 在高分辨率多波束地形图上海底刺穿清晰可见(图 3). 目前暂无翔实的资料证明该海底刺穿是何种成因. 笔者认为在研究区板块俯冲背景下, 岩浆上涌形成的海底火山可能是该海底刺穿形成的主要原因. 由于海底刺穿的阻挡作

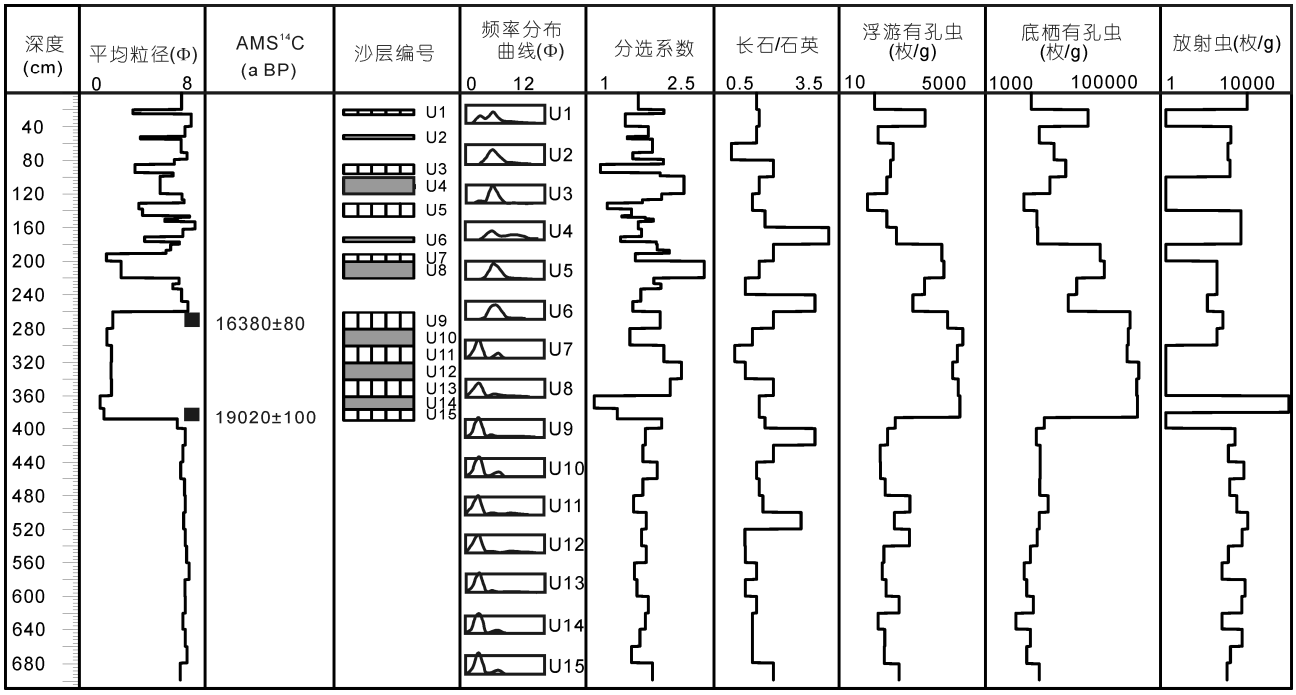


图 7　HD133 柱状样的粒度、古生物和矿物分析结果

柱状样的位置如图 3 和 6 所示

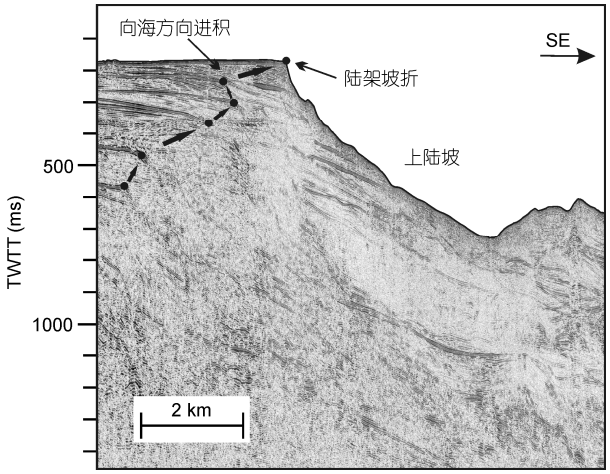


图 8　过陆架边缘和上陆坡的测线 L06 的地震反射特征

测线位置如图 3 所示, 注意向海方向的进积

用, 台湾峡谷下段转为近 W-E 向.

5.4　海平面变化

高频的气候和海平面变化是第四纪的主要特征之一. 末次冰期全球海平面平均下降幅度可达 120 m, 其中南海东北部末次冰期下降幅度可达 130~150 m (姚衍桃等, 2009). 此时, 研究区的海平面下降到陆架坡折之下(图 1), 台湾峡谷可以直接与陆架上的河流相连(徐尚等, 2013b).

在低海平面时期, 陆架大范围遭受剥蚀, 河流携带的大量沉积物直接输送到陆坡区, 沿海底峡谷搬运(Antobreh 和 Krastel, 2006), 所形成的重力流具有很强的侵蚀能力, 可以在峡谷的头部和上陆坡形成 V 形下切. 在高海平面时期, 虽然大量沉积物被波浪和潮汐圈定在陆架范围内(Laberg 等, 2000; Lastras 等, 2007; Henrich 等, 2010), 沿岸流和洋流携带的沉积物在经过峡谷头部的时候可以被捕获, 向下形成的密度流(dense shelf water), 对峡谷的形成演化具有一定的影响(Lastras 等, 2009).

6　结论

(1) 台湾峡谷的地形、地貌和沉积特征具有分段性: 上段以侵蚀作用为主, 呈 V 形下切, 广泛发育滑动、滑塌等重力流类型; 中段以侵蚀-沉积过渡作用为主, 呈 U 形, 发育内堤岸; 下段以沉积作用为主, 发

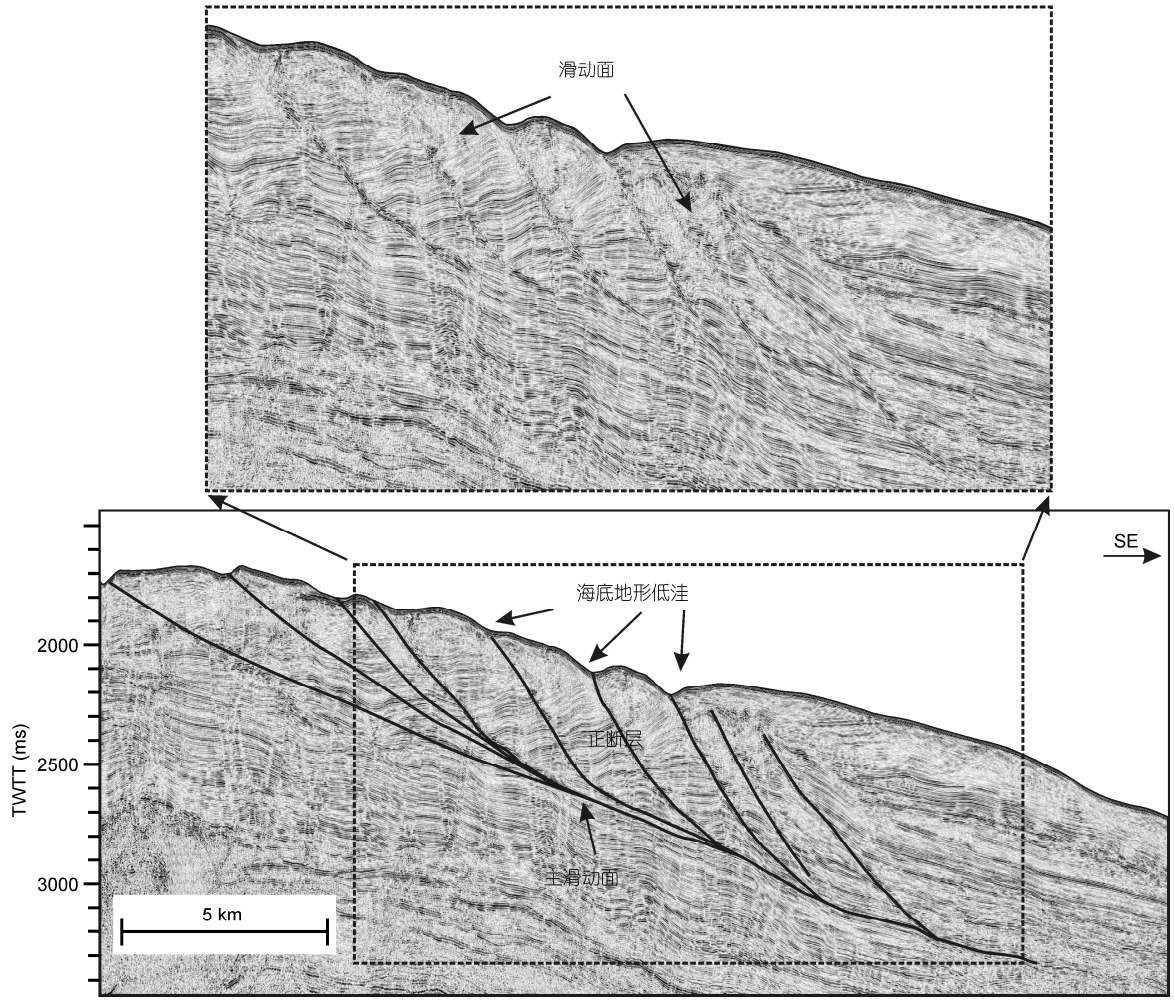


图 9　峡谷头部测线 L07 的地震反射特征

测线位置如图 2 所示, 注意主滑动面和与它相关的正断层

育沉积物波, 底流对峡谷内部沉积物有明显的改造.

(2) 台湾峡谷的形成演化与沉积物供给、重力滑动(滑塌)、断裂活动和海底刺穿密切相关: ① 由于陆源碎屑物质供应较充足, 陆架边缘沉积物不断向海方向推进, 在前缘形成滑动滑塌, 为峡谷的形成提供了动力; ② 断裂活动导致地层破碎, 重力流优先侵蚀较脆弱的地层, 使峡谷的延伸方向与周边侵蚀沟壑呈明显斜交; ③ 海底刺穿形成海山, 由于海山的阻挡作用, 峡谷的下段转为近东西走向, 同时大量沉积物在拐弯处溢流出来形成沉积物波.

参考文献

丁巍伟, 李家彪, 李军. 2010a. 南海北部陆坡海底峡谷形成机制探讨. 海洋学研究, 28: 26–31

丁巍伟, 李家彪, 韩喜球, 等. 2010b. 南海东北部海底沉积物波的形态、粒度特征及物源、成因分析. 海洋学报, 32: 96–105

解习农, 陈志宏, 孙志鹏, 等. 2012. 南海西北陆源深水沉积体系内部构成特征. 地球科学, 37: 627–634

林畅松, 刘景彦, 蔡世祥, 等. 2001. 莺-琼盆地大型下切谷和海底重力流体系的沉积构成和发育背景. 科学通报, 46: 69–72

王海荣, 王英民, 邱燕, 等. 2008. 南海东北部台湾浅滩陆坡的浊流沉积物波的发育及其成因的构造控制. 沉积学报, 26: 39–45

王英民, 徐强, 李冬, 等. 2011. 南海西北部晚中新世的红河海底扇. 科学通报, 56: 781–787
王振峰. 2012. 深水重要油气储层——琼东南盆地中央峡谷体系. 沉积学报, 30: 646–653
吴庐山, 鲍才旺. 2000. 南海东北部海底潜在地质灾害类型及其特征. 南海地质研究, 12: 87–101
吴时国, 秦蕴珊. 2009. 南海北部陆坡深水沉积体系研究. 沉积学报, 27: 921–930
徐尚, 王英民, 彭学超, 等. 2013a. 台湾峡谷中段沉积特征及流体机制探讨. 地质论评, 59: 845–852
徐尚, 王英民, 彭学超, 等. 2013b. 台湾峡谷 HD133 和 HD77 柱状样的沉积构成和发育背景. 沉积学报, 32: 325–330
徐尚, 王英民, 彭学超, 等. 2012. 台湾峡谷 HD133 柱状样中重力流、底流交互沉积的证据. 地质学报, 86: 1792–1798
许怀智, 蔡东升, 孙志鹏, 等. 2012. 琼东南盆地中央峡谷沉积充填特征及油气地质意义. 地质学报, 86: 641–650
姚衍桃, Harff J, Meyer M, 等. 2009. 南海西北部末次盛冰期以来的古海岸线重建. 中国科学 D 辑: 地球科学, 39: 753–762
Antobreh A A, Krastel S. 2006. Morphology, seismic characteristics and development of Cap Timiris Canyon, offshore Mauritania: A newly discovered canyon preserved-off a major arid climatic region. Mar Petrol Geol, 23: 37–59
Arzola R G, Wynn R B, Lastras G, et al. 2008. Sedimentary features and processes in the Nazaré and Setúbal submarine canyons, west Iberian margin. Mar Geol, 250: 64–88
Chiang C S, Yu H S, Chou Y W. 2004. Characteristics of the wedge-top depozone of the southern Taiwan foreland basin system. Basin Res, 16: 65–78
Chiang C S, Yu H S. 2006. Morphotectonics and incision of the Kaoping submarine canyon, SW Taiwan orogenic wedge. Geomorphology, 80: 199–213
Chiang C S. 1998. Tectonic Features of the Kaoping Shelf-Slope Region off Southwestern Taiwan: Wedge-top Depozne. Doctoral Dissertation. Taipei: National Taiwan University
Damuth J E. 1979. Migrating sediment waves created by turbidity currents in the northern South China Basin. Geology, 7: 520–523
de Stigter H C, Jesus C C, Boer W, et al. 2011. Recent sediment transport and deposition in the Lisbon-Setúbal and Cascais submarine canyons, Portuguese continental margin. Deep-Sea Res Part Ii-Top Stud Oceanogr, 58: 2321–2344
dos Reis A T, Gorini C, Mauffret A. 2005. Implications of salt-sediment interactions on the architecture of the Gulf of Lions deep-water sedimentary systems-western Mediterranean Sea. Mar Petrol Geol, 22: 713–746
Elliott G M, Shannon P M, Haughton P D W, et al. 2006. Mid- to Late Cenozoic canyon development on the eastern margin of the Rockall Trough, offshore Ireland. Mar Geol, 229: 113–132
Gong C L, Wang Y M, Peng X C, et al. 2012. Sediment waves on the South China Sea Slope off southwestern Taiwan: Implications for the intrusion of the Northern Pacific Deep Water into the South China Sea. Mar Petrol Geol, 32: 95–109
Green A. 2011. Submarine canyons associated with alternating sediment starvation and shelf-edge wedge development: Northern KwaZulu-Natal continental margin, South Africa. Mar Geol, 284: 114–126
Hagen R A, Bergersen D D, Moberly R, et al. 1994. Morphology of a large meandering submarine canyon system on the Peru-Chile forearc. Mar Geol, 119: 7–38
Harris P A, Whiteway T. 2011. Global distribution of large submarine canyons: Geomorphic differences between active and passive continental margins. Mar Geol, 285: 69–86
Hasiotis T, Papatheodorou G, Ferentions G. 2005. A high resolution approach in the recent sedimentation processes at the head of Zakynthos Canyon, western Greece. Mar Geol, 214: 49–73
Henrich R, Cherubini Y, Meggers H. 2010. Climate and sea level induced turbidite activity in a canyon system offshore the hyperarid Western Sahara (Mauritania): The Timiris Canyon. Mar Geol, 275: 178–198
Huang C Y, Yuan P B, Lin C W, et al. 2000. Geodynamic processes of Taiwan arc-continent collision and comparison with analogs in Timor, Papua New Guinea, Urals and Corsica. Tectonophysics, 325: 1–21
Jobe Z R, Lowe D R, Uchytil S J. 2011. Two fundamentally different types of submarine canyons along the continental margin of Equatorial Guinea. Mar Petrol Geol, 28: 843–860
Khripounoff A, Vangriesheim A, Crassous P, et al. 2009. High frequency of sediment gravity flow events in the Var submarine canyon (Mediterranean Sea). Mar Geol, 263: 1–6
Kuang Z, Zhong G, Wang L, et al. 2014. Channel-related sediment waves on the eastern slope offshore Dongsha Islands, northern South China Sea. J Asian Earth Sci, 79: 540–551
Laberg J S, Vorren T O, Dowdeswell J A, et al. 2000. The Andøya Slide and the Andøya Canyon, north-eastern Norwegian-Greenland Sea. Mar Geol, 162: 259–275
Lallemand S E, Tsien H H. 1997. An introduction to active collision in Taiwan. Tectonophysics, 274: 1–4

Lastras G, Arzola R G, Masson D G, et al. 2009. Geomorphology and sedimentary features in the Central Portuguese submarine canyons, Western Iberian margin. Geomorphology, 103: 310–329

Lastras G, Canals M, Urgeles R, et al. 2007. A walk down the Cap de Creus canyon, Northwestern Mediterranean Sea: Recent processes inferred from morphology and sediment bedforms. Mar Geol, 246: 176–192

Laursen J, Normark W R. 2002. Late Quaternary evolution of the San Antonio submarine canyon in the cental Chile forearc (~33°S). Mar Geol, 188: 365–390

Lee T Y, Hsu Y Y, Tang C H. 1995. Structural geology of the deformed front between 22 N and 23 N and migration of the Penghu canyon, offshore southwestern Taiwan arc-continent collision zone. In: International Conference and Third Sino-French Symposium on Active Collision in Taiwan (extended abstract). 219–227

Li G, Piper D J W, Campbell D C, et al. 2012. Turbidity deposition and the development of canyons through time on an intermittently glaciated continental margin: The Bonanza Canyon system, offshore eastern Canada. Mar Petrol Geol, 29: 90–103

Lin C C, Lin A T S, Liu C S, et al. 2009. Geological controls on BSR occurrences in the incipient arc-continent collision zone off southwest Taiwan. Mar Petrol Geol, 26: 1118–1131

McHugh C M G, Ryan W B F, Eittreim S, et al. 1998. The influence of San Gregorio fault on the morphology of Monterey Canyon. Mar Geol, 146: 63–91

Ogston A S, Drexler T M, Puig P. 2008. Sediment delivery, resuspension, and transport in two contrasting canyon environments in the southwest Gulf of Lions. Cont Shelf Res, 28: 2000–2016

Peakall J, McCaffrey W D, Kneller B C, et al. 2000. A process model for the evolution of submarine fan channels: Implications for sedimentary architecture. In: Bouma A H, Stone C G, eds. Fine-Grained Turbidite Systems. AAPG Memoir, 72: 73–88

Posementier H W. 2003. Depositional systems associated with a basin floor channel-levee system: Case study from Gulf of Mexico. Mar Petrol Geol, 20: 677–690

Saller A, Dharmasamadhi I N W. 2012. Controls on the development of valleys, canyons, and unconfined channele-levee complexes on the Pleistocene Slope of East Kalimantan, Indonesia. Mar Petrol Geol, 29: 15–34

Shanmugam G, Shrivastava S K, Bhagaban D. 2009. Sandy debrites and tidalites of Pliocene reservoir sands in upper-slope canyon environments, offshore Krishna-Godavari basin (India): implications. J Sediment Res, 79: 736–756

Shanmugam G. 2000. 50 years of the turbidite paradigm (1950s-1990s): Deep-water processes and facies models—A critical perspective. Mar Petrol Geol, 17: 285–342

Soh W, Tokuyama H. 2002. Rejuvenation of submarine canyon associated with ridge subduction, Tenryu canyon, off Tokai, central Japan. Mar Geol, 187: 203–220

Stow D A V, Mayall M. 2000. Deep-water sedimentary systems: New models for the 21st century. Mar Petrol Geol, 17: 125–135

Sun Q, Wu S, Cartwright J, et al. 2013. Focused fluid flowsystems of the Zhongjiannan Basin and Guangle Uplift, South China Sea. Basin Res, 25: 97–111

Sun Q, Wu S, Hovland M, et al. 2011. The morphologies and genesis of mega-pockmarks near the Xisha Uplift, South China Sea. Mar Petrol Geol, 28: 1146–1156

Suppe J. 1981. Mechanics of mountain building and metamorphism in Taiwan. Geol Soc China Mem, 4: 67–89

Suppe J. 1987. The active Taiwan mountain belt. In: Schaer J, Rogers J, eds. Comparative Anatomy of Mountain Ranges. Princeton: Princeton University Press. 277–293

Weimer P, Slatt R M. 2007. Introduction to the petroleum geology of deepwater settings. AAPG Studies Geol, 171–276

Wynn R B, Masson D G, Stow D A V, et al. 2000. The Northwest African slope apron: A modern analogue for deep-water systems with complex seafloor topography. Mar Petrol Geol, 17: 253–265

Yu H S, Hong E. 2006. Shifting submarine canyons and development of a foreland basin in SW Taiwan: Controls of foreland sedimentation and longitudinal sediment transport. J Asian Earth Sci, 27: 922–932

Zheng Z, Li Q Y. 2000. Vegetation, climate, and sea level in the past 55000 years, Hanjiang Delta, Southeastern China. Quat Res, 53: 330–340