

山东灵山岛滑塌体内部沉积及构造特征研究

葛毓柱¹⁾ 钟建华¹⁾ 樊晓芳¹⁾ 任启强¹⁾ 邵珠福²⁾

1) 中国石油大学地球科学与技术学院, 山东青岛, 266580; 2) 青岛海洋地质研究所, 山东青岛, 266071

内容提要: 青岛市灵山岛修船厂剖面下白垩统地层中发育良好的滑塌变形体。野外观察可见滑塌体岩性单元主要由厚层砂岩及砂页岩互层组成, 其中厚层砂岩根据其沉积构造及成因机制可分为砂质碎屑流沉积及浊流沉积两类; 砂页岩互层段砂岩层可见底模构造及粒序层理, 为静水环境下远端浊流沉积。滑塌体内部构造主要可分为软褶皱变形、同生断层、透镜状砂质团块三种类型。其中软褶皱变形根据岩性可分为砂岩软褶皱、砂页岩互层软褶皱及页岩软褶皱。随着变形强度增加, 软褶皱枢纽逐渐平行于滑移方向, 形成曲脊软褶皱或软鞘褶皱 (soft sheath folds); 同生断层出现在砂岩层中, 根据力学性质分为正断层及逆断层, 正断层为剪切拉伸所致, 逆断层为软褶皱逆冲所致; 透镜状砂质团块包括同沉积布丁构造和同沉积断块。根据滑塌体内部滑移面识别出三期滑塌, 完整的滑塌体由底部拆离滑移面、下部厚层砂体、中部砂页岩互层及上部砂页岩互层未变形体组成, 其组成特征及各部分接触关系反映了滑塌体中下部沿底部拆离滑移面发生滑塌变形, 且在活动末期在相对静水条件下被上部砂页岩互层覆盖这一形成过程。根据滑塌体内部组成特征的有序性、相似性及滑塌体内部沉积构造特征, 推测其触发机制可能为沉积物快速沉积所引发的重力滑塌成因。

关键词: 青岛市灵山岛修船厂剖面; 滑塌变形体; 重力滑塌

灵山岛相当于下白垩统莱阳群的地层中发育丰富的软沉积变形现象, 吕洪波等(2011)首先对此进行了报道, 研究了各种滑塌变形构造, 并且进一步探讨了其区域构造意义, 董晓朋、王安东等(2013)对软沉积变形期次、触发机制等作了深化研究工作, 钟建华(2012, 2014)、吕洪波等(2013)、邵珠福(2014)针对软沉积变形的古地理环境及区域构造条件进行了论证。前人的研究工作主要针对滑塌变形体中发育的各种变形构造进行了描述与分析, 但是对其整体特征及相互关联性缺乏研究, 而且认为软沉积变形的触发机制均属地震成因所致, 这种推断略显武断, 对其它可能的触发机制缺少必要的分析和探讨, 从而削弱了说服力。由于灵山岛修船厂剖面软沉积变形构造发育最为完善(王安东等, 2013; 董晓朋等, 2013), 本文以此为研究对象, 利用滑塌体和滑移面的概念和方法, 研究分析各种软沉积变形构造的整体分布特征, 并且在此基础上对软沉积变形触发机制进行分析讨论, 希望能对本方面的研究提供一些新的思路。

1 地质概况

灵山岛位于山东省青岛胶南市东南的黄海近岸海域中, 距胶南市大珠山大约 10km, 岛屿面积 7.66km², 最高点海拔 513.6m, 为中国北方第一高岛(吕洪波, 2011)(图 1)。本区在构造区划上位于灵山岛凹陷中, 属挤压掀斜型成岛(栾光忠等, 2010)。岛上发育四套地层, 自下而上分别为: 巨厚浊积岩、白色流纹质火山熔岩、陆相碎屑岩、安山质火山碎屑岩(王安东等, 2013; 吕洪波等, 2012)。其中安山质火山碎屑岩属于下白垩统青山群, 其它三套地层属于下白垩统莱阳群, 二者之间呈不整合接触。张海春等(2013)认为底部巨厚浊积岩沉积其他地区不同, 独见于灵山岛, 并将其命名为灵山岛组。修船厂剖面(35°45'49.14"N, 120°09'48"E)位于灵山岛西侧海岸处, 长约 210m, 高约 15m, 下部浊积岩、顶部白色流纹质火山熔岩, 其中浊积岩层剖面由底部近似水平剖面及上部垂直剖面组成, 前者变形微弱, 整体呈一长波低幅宽缓斜歪褶曲, 位于高潮面之下, 涨潮时淹没于水下, 而上部剖面基本位于高潮线之上,

注: 本文为中国石油大学(华东)研究生创新工程资助项目(编号 YCX2014001)的成果。

收稿日期: 2014-09-06; 改回日期: 2015-04-13。责任编辑: 章雨旭。Doi: 10.16509/j.georeview.2015.03.016

作者简介: 葛毓柱, 男, 1989年生。硕士, 地质学专业。Email: xiannizhike@163.com。

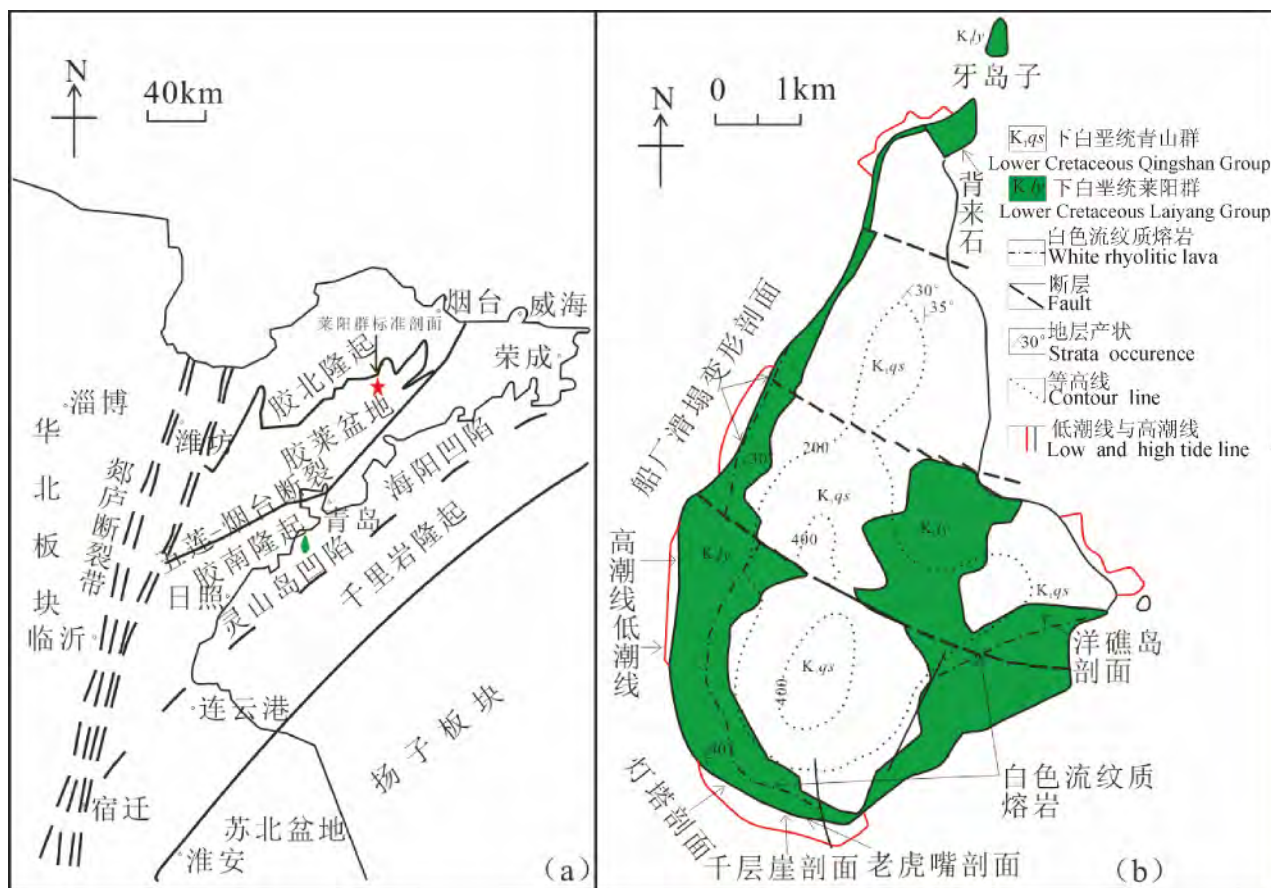


图 1 青岛灵山岛位置简图(据王安东 2013)
 Fig. 1 The sketch map of the Lingshan island, Qingdao(After Wang Andong 2013)

发育软沉积变形构造,二者接触处为一系列小型褶曲。

2 沉积特征

修船厂剖面岩性主要为细砂岩、粉砂岩及页岩互层(图 2)。岩性单元可分为厚层砂岩及砂页岩互层两部分。现分别介绍如下:

(1) 厚层砂岩: 剖面处共可见四层厚层砂岩,单层厚度均在 1m 以上,在剖面所占比例约为 30%。岩性主要为灰黄色细砂岩,整体形态均表现为透镜状,其中最高一层砂岩由于植被覆盖,出露不好。下面三层砂岩可根据内部沉积构造及成因机制分为两类: ① 砂质碎屑流沉积产物。与上下砂页岩互层呈突变接触,砂体中-上部可见泥岩撕裂屑,成平行状排列(图 3a),也可见漂浮状砂岩团块及小型软褶皱碎片(Shanmugam et al., 1995); ② 浊流沉积产物。底面见明显槽模构造(图 3b),呈舌状凸起,亦可见沟模,砂体内部发育粒序层理,内部泥岩撕裂屑、砂

岩团块及软褶皱碎片罕见,与上、下砂页岩互层突变接触。

(2) 砂页岩互层: 厚度变化大,约 0.9 ~ 4m,在剖面中所占比例约为 70%。整体连续性好(图 3c)。互层段页岩页理发育,砂岩底部发育槽模构造(图 3d),内部见粒序层理及泄水构造(图 3e、f),表现为静水环境中远端浊流沉积特征(McBRIDE, 1962)。

3 软沉积变形构造

野外观察可见,修船厂剖面中发育的软沉积变形构造主要有三类: 软褶皱变形、同生断层、透镜状砂质团块。其形态特征、成因机制探讨如下:

(1) 软褶皱变形 软褶皱变形为滑塌体中最常见的变形构造(Webb et al., 1988)。在砂质单元和泥质单元中均可见软褶皱构造,波长范围数毫米至数百米,规模差异较大。绝大部分软褶皱纵剖面表现为平卧软褶皱,但可见枢纽弯曲现象及横截面环形

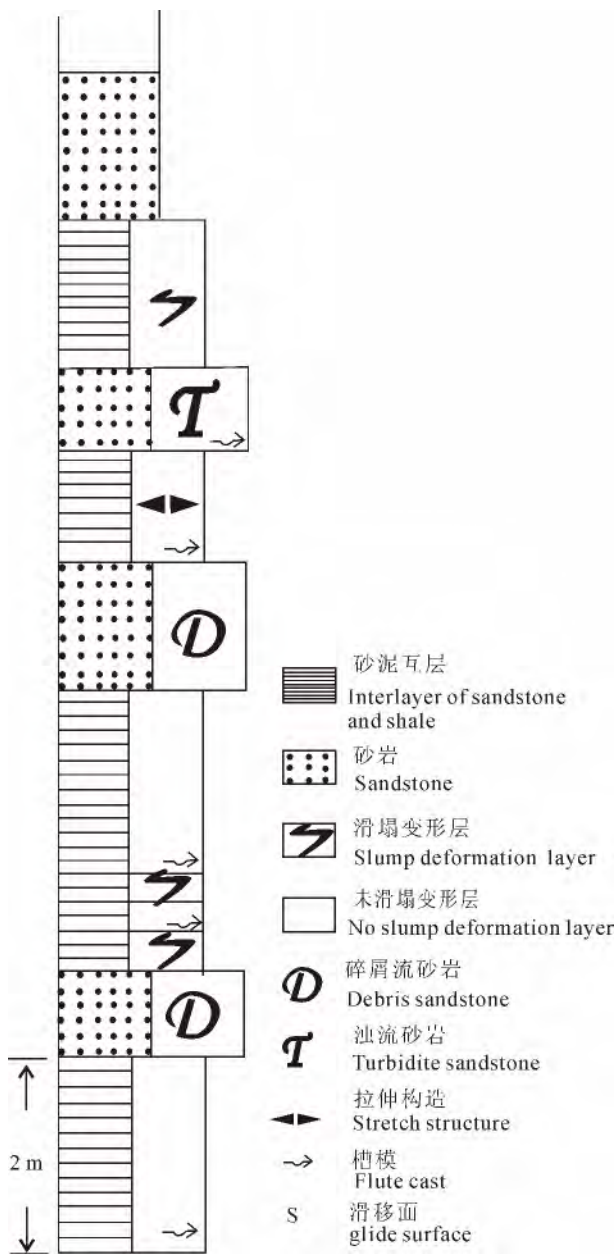


图2 修船厂剖面岩性、构造综合柱状图
 Fig. 2 The lithological and structural column of shipyard profile

构造,表明随着变形强度增加,软褶皱形态发生变化,枢纽由垂直滑移方向转变为平行滑移方向,形成曲脊软褶皱或软鞘褶皱(soft sheath folds; Alsop et al., 2013; McClelland et al., 2011),野外枢纽方位数据统计也证实了这一点,绝大部分软褶皱枢纽延伸方向为 NE-SW 向,但是部分数据表明枢纽延伸方向为 NW-SE 向,由软褶皱轴面向 NW 向倾倒,表明滑塌体运动方向为 NW 向(Strachan et al., 2006; Woodcock, 1976),且运动过程中,枢纽方位由

垂直运动方向向平行运动方向转变(图 4a)。根据软褶皱岩性的不同,可分为砂岩软褶皱、砂页岩互层软褶皱及泥页岩软褶皱。砂岩软褶皱出现在厚层砂岩体顶部,波长厘米级,转折端为圆弧状或尖棱状,沿滑塌方向软褶皱完整性变差,呈孤立状或零散状,并可见多期叠加软褶皱(图 4b);砂泥互层段软褶皱波长从分米级一米级,最大波长超过 100m,转折端一般呈尖棱状,沿滑塌方向软褶皱横截面出现环状构造及弯曲枢纽,表明变形强度不断增强;页岩中软褶皱波长为毫米级,转折端为尖棱状,高密度分布呈褶皱层(图 4c),其只出现在第一套滑塌体中。

(2) 同生断层 滑塌体底部和互层段砂岩层内部均见同生断层,但是断层性质不同,其中滑塌体下部厚层砂岩内部及其底部发育逆断层,而正断层主要见于第二套滑塌体未变形互层段砂岩层内。逆断层使得厚层砂岩呈叠瓦状排列(图 5a),并可见双重构造(图 5b)。正断层两端的粒序层出现错位(图 5c),断层走向为 NE-SW 向,与枢纽方向平行,但是同生正断层倾向同时发育 NW 和 SE 向,沿着滑塌体方向亦可见同生正断层出现反向正断层及小型地垒地堑构造(图 5d)。

(3) 透镜状砂质团块 传统意义上的透镜体为描述性术语,指代中间厚两端尖的对称构造。这里的透镜状砂质团块构造形态类似透镜体,为了便于叙述概念更加宽泛,指代中间厚而两端不连续的砂质团块。岩性主要为砂岩,长度可达 1.7m,高度可达 0.7m。根据其形态特征及力学性质可分为挤压褶皱和拉伸剪断两类。也有一些为褶皱和拉伸共同作用所致,经历了挤压和拉伸双重过程。这种构造分别出现在如下位置:① 厚层砂岩底部,滑动过程中厚层砂岩底部形成一剪切区,在重力和侧向剪切力共同作用形成一系列断层面及断块,断块下沉被下覆页岩包裹并且发生旋转变形使得长轴平行于剪切面方向;② 厚层砂岩顶部软褶皱区,随着变形强度加大,软褶皱发生破碎,形成一些透镜状砂质团块;③ 互层段未变形砂岩层,受邻层重力和剪切共同作用形成同沉积布丁构造和同沉积小断块。值得注意的是,同沉积布丁构造沿坡向转化为同沉积小断块(图 6a→d)。同沉积布丁构造为塑性变形,而同沉积小断块偏于脆性变形,这两种不同的变形行为似乎指示两期变形行为,但根据其分布特征,认为两种不同的变形行为是由于沿坡向坡度增大从而导致侧向剪切力增大而形成的。

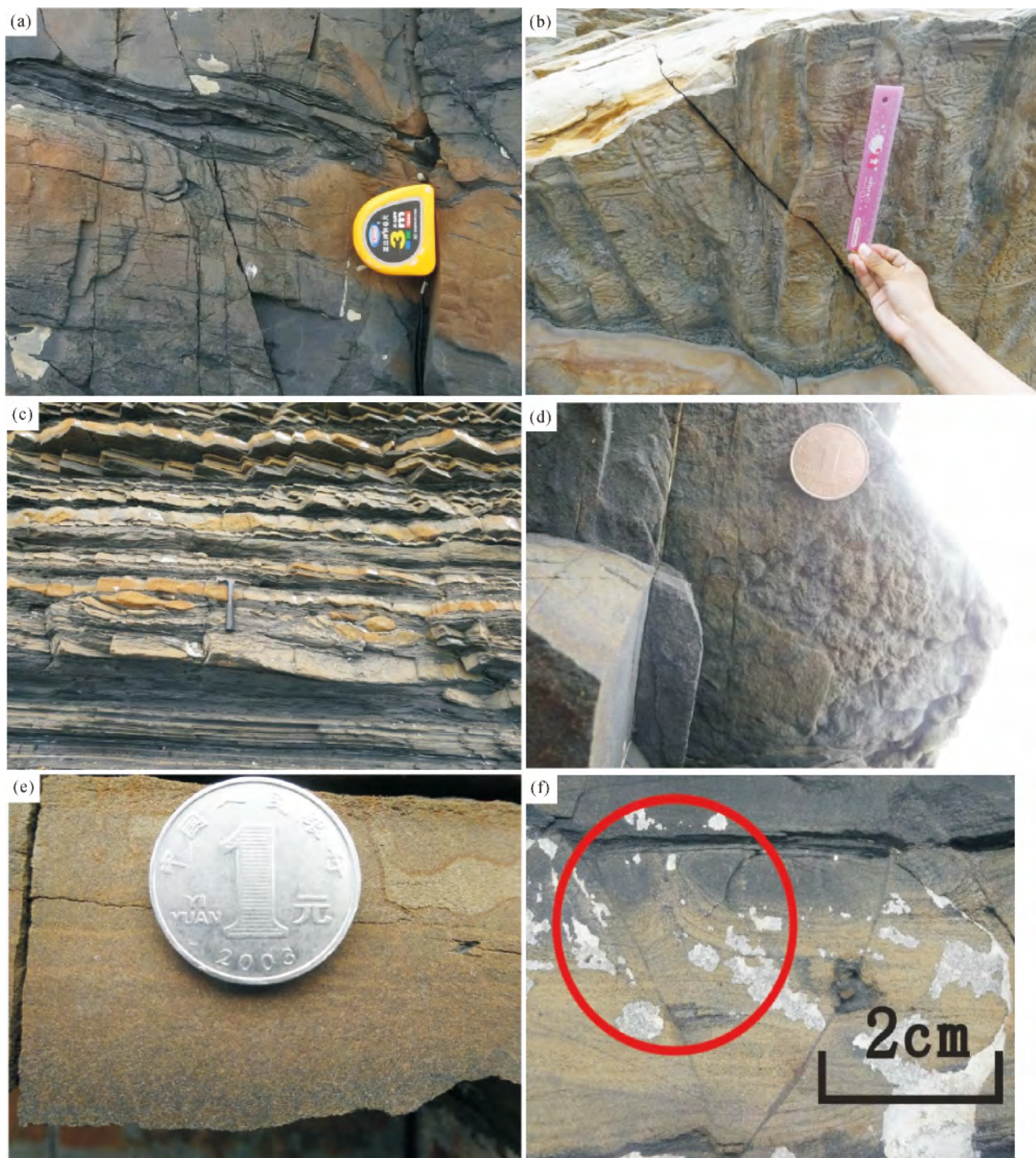


图 3 剖面各岩性单元沉积特征

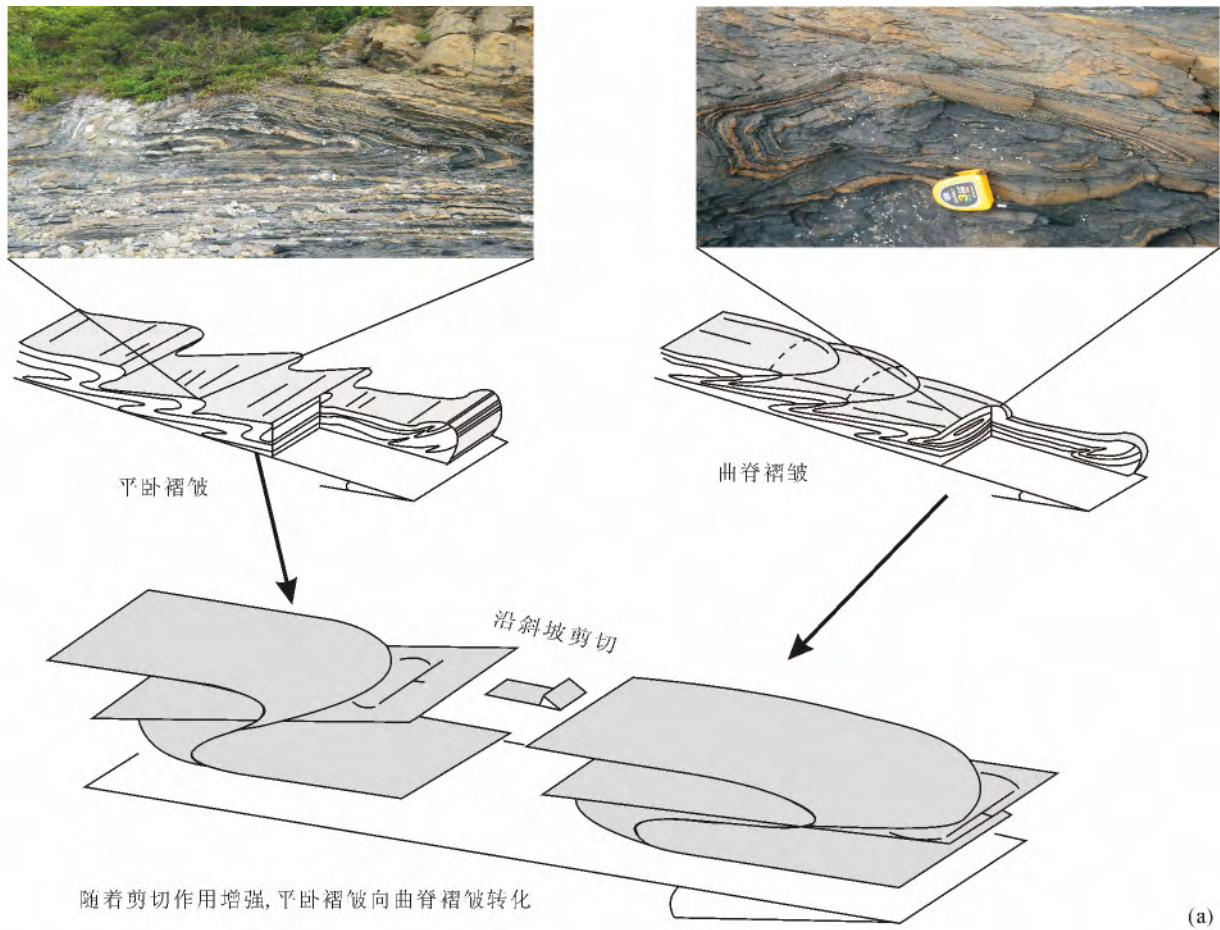
Fig. 3 The sedimentary characteristics of lithology units in the profile

- (a) 砂质碎屑流沉积, 见平行排列页岩撕裂屑; (b) 浊流沉积底部的工具痕和重荷模; (c) 砂页岩互层, 远端浊流沉积;
 (d) 互层段砂岩重荷模构造; (e) 互层段砂岩内部粒序层理; (f) 互层段砂岩内部泄水构造
 (a) sandy debris flow deposits, plane clast fabric; (b) sole mark at the base of turbidite; (c) interlayer of sandstone - shale, distal turbidite;
 (d) sole mark in the interlayer; (e) graded bedding in the interlayer; (f) water escape structure in the interlayer

4 滑移体及滑移面研究

研究滑塌剖面共识别出三个滑移面及滑塌体 (Hesthammer and Fossen, 1999)。滑移体底部界面

剖面形态为凹面向上的弧形, 每个滑移体基本组成如下: 底部拆离滑移面、下部厚层砂体、中部滑塌变形砂页岩互层、上部未变形砂页岩互层。下面按照剖面位置自下而上对三个滑移体进行介绍。



(a)



(b)



(c)

图 4 各类软褶皱变形构造

Fig. 4 Variety kinds of fold deformation structure

- (a) 平卧软褶皱向曲脊软褶皱转化示意图(据 Strachan et al. ,修改);
 - (b) 叠加软褶皱;
 - (c) 褶皱叠层
- (a) sketch showing change form recumbent fold to curvilinear fold(modified after Strachan et al.);
- (b) overprinted folds;
- (c) dense folding layers

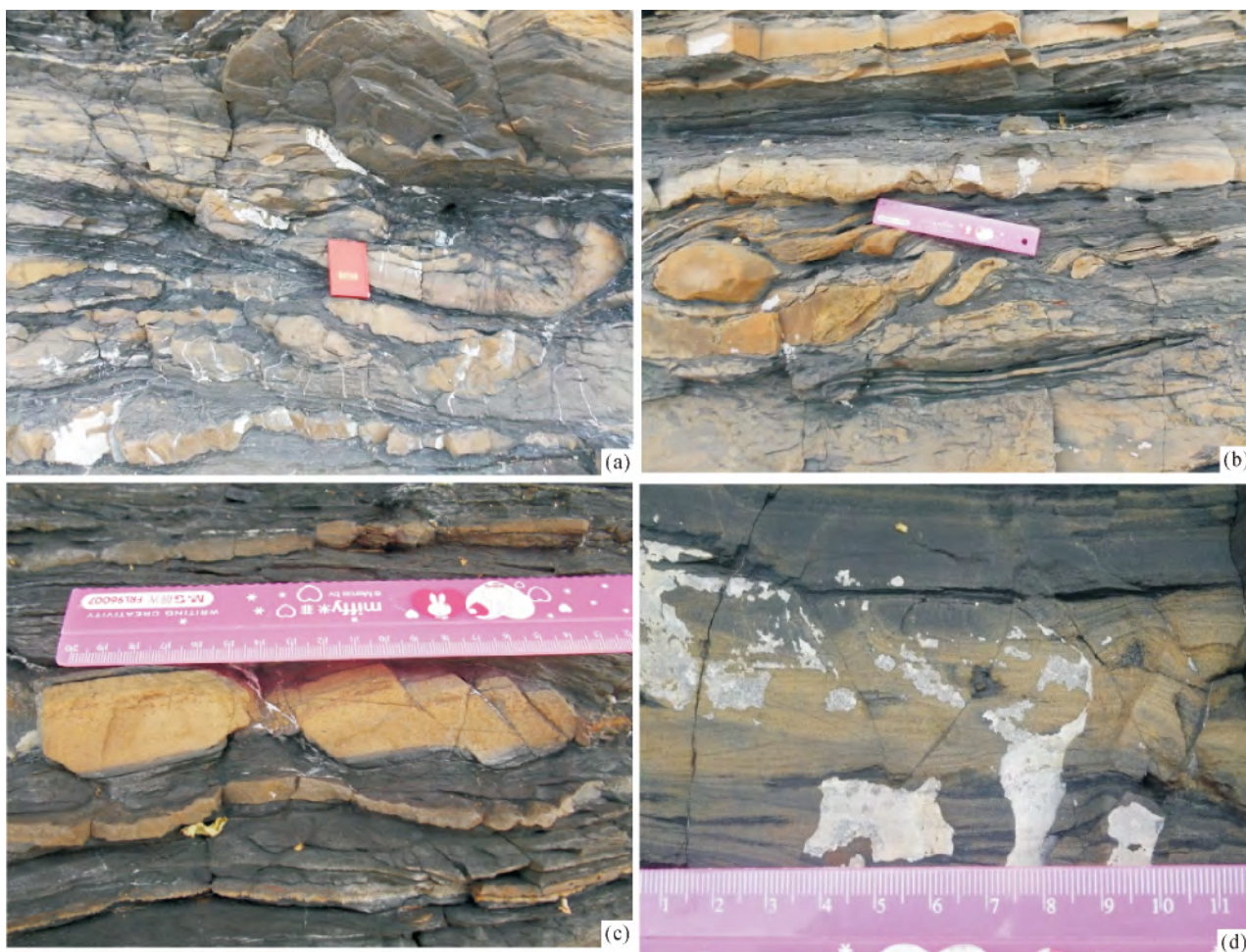


图 5 同生断层构造

Fig. 5 Variety kinds of syngenetic deformation structure

- (a) 滑塌体底部逆断层及叠瓦状透镜状砂质团块; (b) 图 a 局部放大; (c) 互层段同生正断层; (d) 反向断层及地垒地堑构造
 (a) reverse faults at the base of massive sandstone showing imbricate arrangement; (b) magnify of (a); (c) normal faults of the interlayers; (d) normal faults with opposite dip and the resultant small graben-like structure

(1) 第一套滑塌体: 底部拆离滑移面由厘米级—分米级页岩层组成。下部厚层砂岩为砂质碎屑流产物,在厚层砂岩底部发育同生沉积线理(图 8a)、同生逆断层及透镜状砂质团块,透镜状砂质团块长轴方向与层面近于平行,从厘米级到米级均有发育,形态多样,包括对称状和非对称状(图 8b、c)。透镜状砂质团块在厚层砂岩底部,为滑移过程中重力下沉及侧向剪切共同作用所致,周围为泥岩片所包围。厚层砂岩内部亦有大型叠瓦排列透镜状砂质团块发育,长轴可达数十米,高达米级,相互间以逆断层相分割,类似滑塌挤压逆冲席片,厚层砂体顶部为一软褶皱变形区,表现为强烈变形,形成砂质软褶皱,推测为滑塌过程中滑塌体中部单元在重力剪切作用下发生重力剪切碾滚而成(图 8d)。中—上部

砂页岩互层可见两套变形体及两套未变形体。沿着剖面滑塌方向追踪,滑塌体软褶皱变形为主体,基本为平卧软褶皱,枢纽方向为 NE—SW 向,轴面向北西向倾伏,随着滑移距离的增加,变形强度增大,出现软褶皱脱落、破裂、曲脊软褶皱或软鞘褶皱,而且在滑移体末端可见页岩层中大量毫米级大小褶皱层。

(2) 第二套滑塌体: 底部拆离滑移面为黑色页岩层,下部厚层砂岩为砂质碎屑流产物,砂层底部见透镜状砂质团块,厚层砂岩内部发育数十米级大小逆冲叠瓦状透镜状砂质团块,顶部见软褶皱变形区。砂页岩互层段软褶皱变形部分不发育,主要发育一系列小型透镜状砂质团块,包括同沉积布丁构造和同沉积小断块。同沉积布丁构造形态多为菱形,也可见透镜状,还可见布丁构造间缩颈现象。同沉积

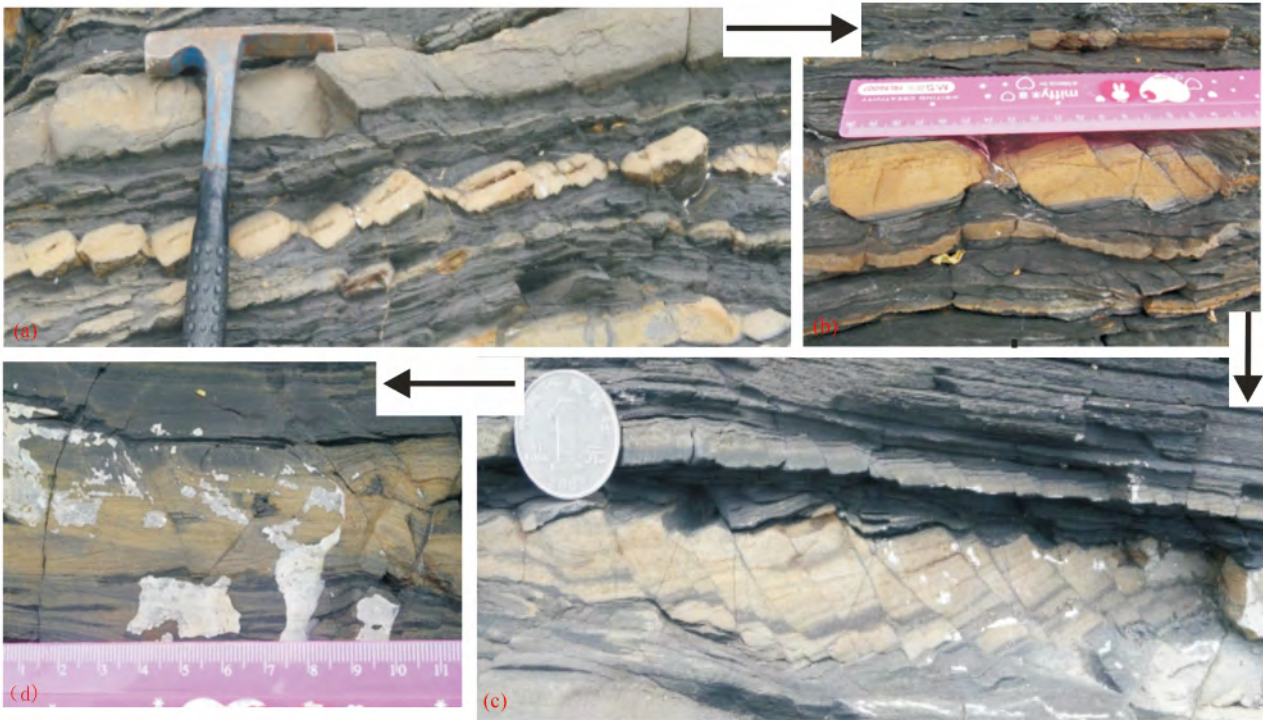


图6 互层段同沉积布丁构造向同沉积小断块演化: (a)、(b) 同沉积布丁构造——> (c) 同沉积断层构造(多米勒骨牌构造)——> (d) 同沉积反向断层

Fig. 6 The evolution from syndepositional boudinages to syndepositional fault blocks in the interbedded layers: (a), (b) syndepositional boudinages ——> (c) syndepositional fault (domino structure) ——> (d) syndepositional antithetic faults

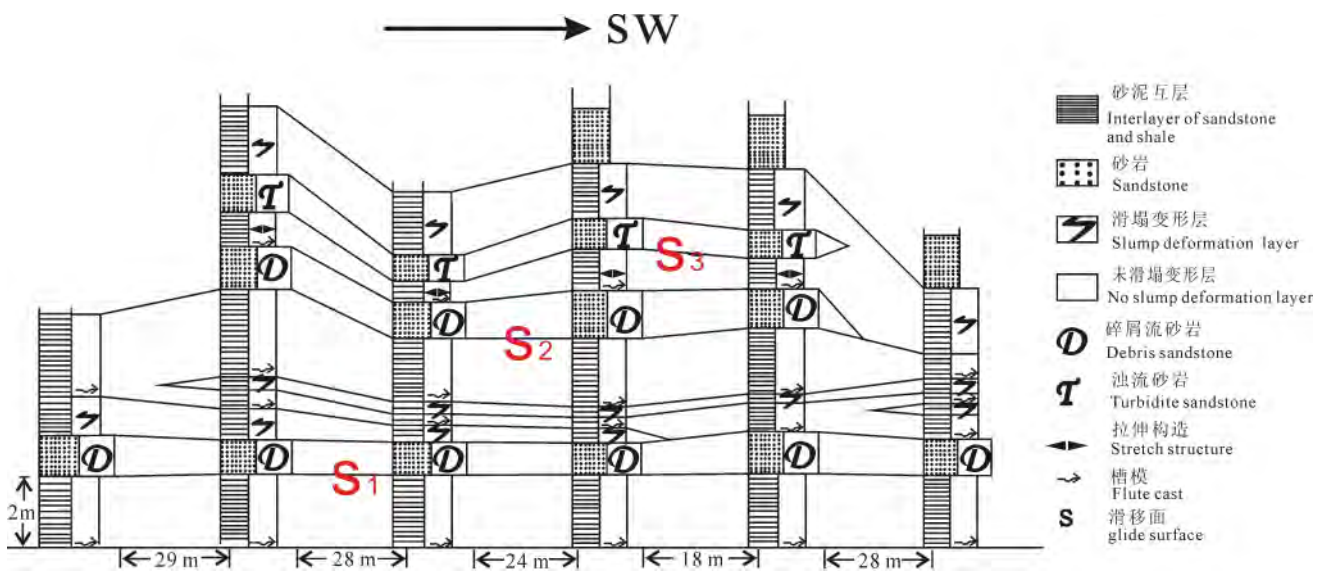


图7 修船厂剖面岩性单元侧向对比剖面图

Fig. 7 Lateral correlation panel of lithological units in shipyard profile

小断块间以断层面相隔,沿着滑移方向见相反断层面发育,并且两组相反断层面共同作用形成同沉积微地堑构造。野外观察中可见,同沉积布丁构造经历了明显的旋转变形,其长轴方向趋于与层面平行,

研究认为同沉积布丁构造主要为侧向剪切作用所致,并非传统认为垂向挤压或侧向拉伸所致。同沉积布丁构造沿坡向转变为同沉积小断块,表明了沉积坡度的变化。



图 8 滑塌体相关滑塌变形构造

Fig. 8 Variety kinds of slump deformation structures in the slump body

(a) 砂质碎屑流砂岩体底部同生线理; (b) 、(c) 滑塌体底部大型透镜状砂质团块及相关细颈构造;

均是顺层剪切形成的; (d) 厚层砂岩顶部软褶皱区

(a) syngenetic lineation at the base of massive debris sandstone; (b) ,(c) large sand lens structure and thin neck structure at the bottom of massive sandstone , formed by lateral shear; (d) soft - fold zone at the top of massive sandstone

(3) 第三套滑塌体: 底部沿黑色页岩层滑移, 下部厚层砂岩为浊流沉积产物, 砂岩底部发育底模构造及同生逆断层, 如槽模、沟模等。此外, 浊积砂岩层顶部未见软褶皱变形区。上部砂页岩互层以软褶皱变形为主, 在滑塌剖面远端形成一大型平卧软褶皱, 但是不发育未变形部分。

根据现象观察及滑塌体划分, 可知:

(1) 第一套滑塌体软褶皱变形强度明显大于上述两套滑塌体, 出现大量的不连续软褶皱、软褶皱碎片, 还有软鞘褶皱及细密折叠层, 此外在其砂页岩互层部分可见两期变形。

(2) 第二套滑塌体砂页岩互层变形层位以拉伸同沉积布丁构造为主, 其上下两套滑塌体变形层位则以软褶皱变形为主。

(3) 第三套滑塌体底部厚层砂岩为浊流沉积, 且砂页岩互层段未变形部分不发育。

未变形砂页岩互层沉积作为滑塌体的上部覆盖层, 根据其沉积厚度及内部构造特征推测为原地沉积, 滑塌变形砂页岩互层虽然搬运了一段距离, 但是应距离物源区不远, 而厚层砂岩为异地沉积。滑塌体形成过程如下: 异地厚层砂岩发生滑塌在原地砂页岩互层沉积中导致侵位现象, 从而引发原地砂页岩互层的滑塌变形, 滑塌运动逐渐停止后恢复正常环境, 被未变形砂页岩互层沉积所覆盖。第一套滑塌体砂页岩互层段发育两期变形, 可能为滑塌体内部发育了次级滑移面所致, 野外观察可知其上部变形底部发育一中厚层砂岩, 相比其它互层段砂岩层较厚, 而且多级滑移面的发育增强了变形强度, 从而

产生了曲脊软褶皱、软鞘褶皱及褶皱层(图9);第二套滑塌体中缺乏滑塌变形砂页岩部分可能与底部滑移面形态及侵位程度有关,未能引发大规模的砂页岩沉积变形,由于缺乏变形砂页岩的地形补偿作用,产生了较大的坡度,从而在未变形砂页岩互层段发育了广泛的同生正断层及同沉积布丁构造;第三期滑塌体变形砂页岩上部直接被再一次厚层砂岩所覆盖,表明两期滑塌之间时间较短未能发育未变形砂页岩互层沉积。

5 触发机制讨论

前人认为灵山岛滑移体及同生软沉积变形构造触发机制主要为地震(吕洪波等,2011;王安东等,2013;董晓朋等,2013,2014),其判别依据为负载构造、同生角砾、同生岩脉等同生变形构造,但是这些构造在滑塌滑移体内部也可生成,因而只要发生滑塌滑移,在滑塌体内部就有可能生成这些同生变形构造,无法直接说明其为地震成因还是其它触发机制,而且滑塌体触发机制多样,一直是此类研究的难点所在(Owen et al.,2010;李勇等,2012;Alsop et al.,2012;Odonne,2011)。虽然当时的构造、古地理环境倾向于地震成因,但滑塌滑移体多为突发性事件,发生时间相对于构造变动及水平面变化而言极短,因此大环境下越有可能发生的事件性过程成

为其触发机制的概率越大,这种突发机制必定在滑塌体上也有所体现。根据实际野外资料分析,可以看到修船厂剖面缺乏大型负载构造、同生角砾及岩脉等特征,且每套滑塌体底部都存在一套厚层砂岩,其内部构造特征体现了快速沉积过程,其厚度表明了充足的物源,且滑塌体内部组成的有序性及周期性与地震成因的偶发性相矛盾,此外变形构造多为沿坡向剪切变形构造,砂岩中可见红色泥砾,因此提出洪水、风暴等突发性事件充足供源导致的沉积物超过安息角在自身重力滑塌所引发的沉积物滑移滑塌及软沉积变形的可能。

6 结论

灵山岛修船厂剖面发育良好的滑塌变形体,根据野外详细踏勘及研究表明:

(1) 滑塌体沉积主要岩性单元为厚层砂岩及砂页岩互层。根据厚层砂岩内部沉积构造特征的不同,可分为砂质碎屑流与浊流两类成因。其中砂质碎屑流沉积底部发育剪切区,内部具定向泥岩撕裂屑、漂砾等;浊流沉积底部发育明显的底模构造,内部见粒序层理;砂页岩互层为静水环境下远端浊流沉积,砂层底部发育底模构造,内部发育粒序层理。

(2) 滑塌变形体内部构造主要可分为:滑塌软褶皱、同生断层、透镜状砂质团块三类。其中滑塌变形纵剖面表现为平卧软褶皱,但是可见平行滑塌体运动方向枢纽及软褶皱横截面环状构造,表明随着变形强度增加,软褶皱枢纽方位发生改变,形成了趋向滑塌方向的曲脊软褶皱及软鞘褶皱。同生断层与透镜状砂质团块相伴生,但是力学性质分为挤压和拉伸两类。其中挤压类同生断层与砂质透镜状砂质团块主要发育在厚层砂岩底部,拉伸类同生断

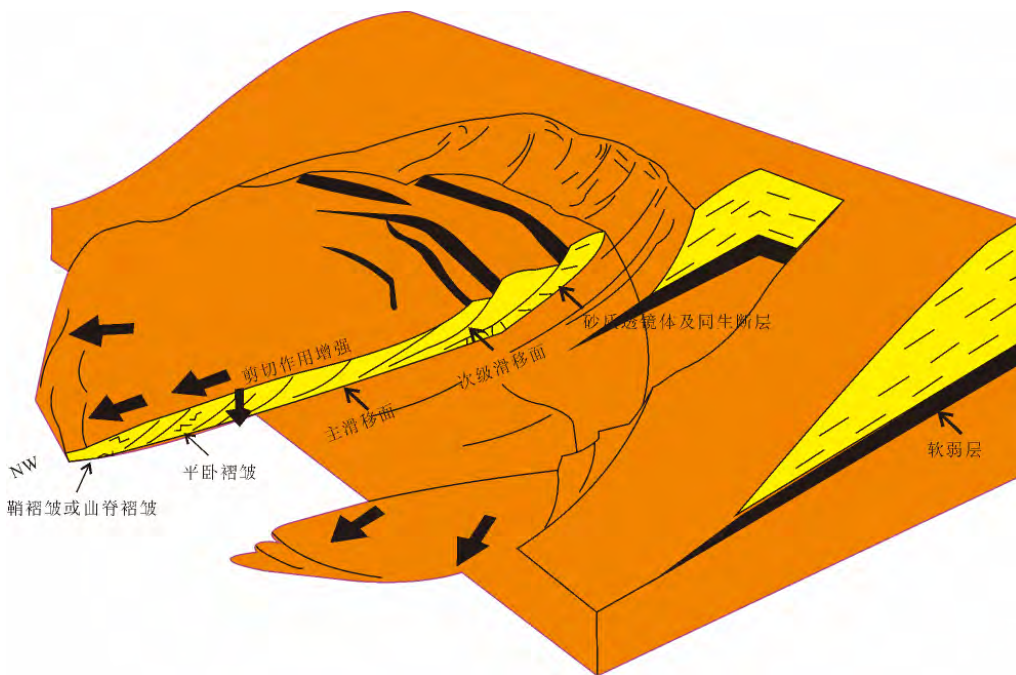


图9 滑塌体内部综合特征示意图

Fig. 9 The sketch map of comprehensive features in the slump body

层与砂质透镜状砂质团块发育在互层沉积物砂岩中。其中 软褶皱与同生断层可作为滑塌体指向标志 软褶皱枢纽延伸方向及同生断层走向与滑移方面垂直,而软褶皱轴面倾向与断层面倾向与滑移方向一致。

(3) 根据滑移面及滑塌体内部组成特征,识别出三套滑塌体。第一套滑塌体内部发育次级滑移面,具较大滑移强度,产生了曲脊软褶皱、软鞘褶皱及褶皱层;第二套滑塌体不发育变形砂页岩互层,可能与底部拆离滑移面形态及下部砂岩侵位程度有关;第三套滑移体未变形砂页岩互层部分不发育,表明再次滑塌之前未有充足时间沉积砂页岩互层。

(4) 三套滑塌体的相似性及内部组成的规律性,与地震成因的偶发性及无序性相矛盾。且每套滑塌体的形成都起因于厚层砂岩的滑塌,厚层砂岩内部也表现为快速沉积的特征,因此推断滑塌体触发机制无法排除洪水等充足供源所引发的重力滑塌因素。

参 考 文 献 / References

- 董晓朋,吕洪波,张星,张海春,王俊,张素菁. 2013. 山东灵山岛早白垩世复理石软沉积变形期次解析. 地质论评, 59(6): 1061 ~ 1066.
- 董晓朋,吕洪波,张星,张海春,王俊,张素菁. 2014. 灵山岛北端早白垩世复理石中的滑塌断崖. 地质论评, 60(4): 771 ~ 779.
- 李勇,钟建华,邵珠福,毛鑫. 2012. 软沉积变形构造的分类和形成机制研究. 地质论评, 58(5): 830 ~ 838.
- 栾光忠,李安龙,王建,李甘,谢汝吉. 2010. 青岛主要海岛成因分类及其地质环境分析. 中国海洋大学学报, 40(8): 111 ~ 116.
- 吕洪波,王俊,张海春. 2011. 山东灵山岛晚中生代滑塌沉积层的发现及区域构造意义初探. 地质学报, 85(6): 938 ~ 946.
- 邵珠福,钟建华,李勇,毛鑫,刘圣鑫,倪良田,田媛,刘云田,崔新颖,王晓楠,李伟华,林刚山. 2014. 青岛灵山岛纹层控制的砂级颗粒支撑叠瓦构造的发现及其意义. 中国科学: 地球科学, 5: 1 ~ 16.
- 邵珠福,钟建华,李勇,倪良田,刘圣鑫,范莉红,陈彬. 2014. 灵山岛晚中生代重力流沉积特征及环境分析. 地质论评, 60(3): 555 ~

566.

- 王安东,周瑶琪,闫华,王瑞,张振凯,王子阳. 2013. 山东省灵山岛早白垩世软沉积物变形构造特征. 古地理学报, 15(5): 718 ~ 728.
- 王安东. 2013. 山东灵山岛早白垩世地层软沉积物变形构造研究. 导师: 周瑶琪. 山东青岛: 中国石油大学博士学位论文.
- 钟建华. 2012. 灵山岛中生代沉积岩是深水远源浊积岩还是陆内三角洲沉积? 与吕洪波教授商榷. 地质论评, 58(6): 1180 ~ 1182.
- Alsop G I, Marco S. 2012. Tsunami and seiche - triggered deformation within offshore sediments. Sedimentary Geology, 261 ~ 262: 90 ~ 107.
- Alsop G I, Marco S. 2013. Seismogenic slump folds formed by gravity - driven tectonics down a negligible subaqueous slope. Tectonophysics, 605: 48 ~ 69.
- Hesthammer J, Fossen H. 1999. Evolution and geometries of gravitonal collapse structures with examples from the Statfjord Field, northern North Sea. Marine and Petroleum Geology, 16: 259 ~ 281.
- Mc Bride E F. 1962. Flysch and associated beds of the Martinsburg Formation (Ordovician), Central Appalachians. Journal of Sedimentary Petrology, 32(1): 39 ~ 91.
- McClelland H L O, Woodcock N H, Gladstone C. 2011. Eye and sheath folds in turbidite convolute lamination: Aberystwyth Grits Group, Wales. Journal of Structural Geology, 33(2011): 1140 ~ 1147.
- Odonne F, Callot P, Debroas E, Sempere T, Hoareau G, Maillard A. 2011. Soft - sediment deformation from submarine sliding: Favourable conditions and triggering mechanisms in examples from the Eocene Sobrarbe delta (Ainsa, Spanish Pyrenees) and the mid - Cretaceous Ayabacas Formation (Andes of Peru). Sedimentary Geology, 235: 234 ~ 248.
- Owen G, Moretti M. 2011. Identifying triggers for liquefaction - induced soft - sediment deformation in sands. Sedimentary Geology, 235: 141 ~ 147.
- Shanmugam G, Bloch R B, Mitchell S M, Beamish G W J, Hodgkinson R J, Damuth J E, Straume T, Syvertsen S E, Shields K E. 1995. Basin - Floor Fans in the North Sea: Sequence Stratigraphic Models vs. Sedimentary Facies. AAPG Bulletin, 79(4): 477 ~ 512.
- Strachan L J and Alsop G I. 2006. Slump folds as estimators of palaeoslope: a case study from the Fisherstreet Slump of County Clare, Ireland. Basin Research, 18: 451 ~ 470.
- Webb B C, Cooper A H. 1988. Slump folds and gravity slide structures in a Lower Palaeozoic marginal basin sequence (the Skiddaw Group), NW England. Journal of Structural Geology, 10(5): 463 ~ 472.
- Woodcock N H. 1976. Structural style in slump sheets: Ludlow Series, Powys, Wales. Journal of the Geological Society, 132: 399 ~ 415.

Study on Internal Sedimentary and Structural Features of the Slump Body in Lingshan Island, Qingdao, Shandong

GE Yuzhu¹⁾, ZHONG Jianhua¹⁾, FAN Xiaofang¹⁾, REN Qiqiang¹⁾, SHAO Zhufu²⁾

1) College of Geosciences in China University of Petroleum, Qingdao, Shandong, 266000;

2) Qingdao Institute of Marine Geology, Qingdao, Shandong, 266071

Abstract: Shipyard profile of Lingshan Island showed a very good exposure of slump bodies. According to field observation, the lithology unites consisted mainly of thick sandstone and interbedded sandstone and shale. Based on different sedimentary characters, the sandstones were thought to be formed by sand debris flow and turbidity flow. The interbedded sandstone and shale displayed sole marks and graded bedding, indicating far - end

turbidity current in quiet water body. Slump folds, syngenetic faults and sandy lenses were the main structures in the slump body. Slump folds emerged in sandstone, interbedded sandstone and shale, shale. With the strength of shear, the stretch of hinges of folds was parallel to the slump direction, forming curvilinear folds and soft sheath folds. The syngenetic faults consisted in the sandstone, forming both normal faults and reverse faults under corresponding strain mechanism. The sandy lenses consisted of syndimentary boudinage and fault block. Three glide surfaces and slump bodies were recognized. An intact slump body was made of bottom glide surface, lower thick sandstone, mediate deformed interbedded sandstone and shale, upper undeformed interbedded sandstone and shale. The arrangement of slump bodies afforded a clue about the forming process of a slump body, i.e., the lower and mediate parts slumping along the glide surface and covered by the upper part. On the basis of ordering and similarity, the gravity slump of sufficient substances was suggested for the slump body.

Keywords: shipyard profile, Lingshan Island, Qingdao; slump bodies; gravity slump

赞比亚西北省发现 IOCG 碳酸岩型铜矿床

盖寿山¹⁾, 边千韬^{1) 2)}, 刘绍友¹⁾, 易志高¹⁾, 李传班¹⁾, 朱喜久¹⁾, 占昌帆¹⁾, 冉冉¹⁾

1) 中矿资源勘探股份有限公司, 北京, 100089; 2) 中国科学院地质与地球物理研究所, 北京, 100029

IOCG 碳酸岩型铜矿床世界罕见, 中国尚未见报道。最近, 中矿资源勘探股份有限公司在赞比亚西北省卡森帕市希富玛村附近发现并查明一个中型碳酸岩型铜矿床, 将其命名为希富玛铜矿床。此矿床还具有铁氧化物-铜-金 (IOCG) 型矿床的特征, 如矿石中铁氧化物 (磁铁矿为主, 少量赤铁矿) 含量 > 20%, 有用金属以 Cu 为主, 伴生有益组分有 Zn、Co、Au、Ag、Mo、Cd, REE 的含量也高, 受构造岩浆带控制等。因此, 希富玛铜矿床可称为 IOCG 碳酸岩型铜矿床。

希富玛铜矿床位于中部非洲泛非造山带卢菲里安弧形构造带上。该带从北到南分为 5 个构造单元: 加丹加坳拉槽 (V), 外部褶皱逆冲带 (IV), 穹隆区 (III), 复向斜带 (II) 和加丹加高原 (I)。褶皱逆冲带和穹隆区两个构造单元构成著名的中非铜带。希富玛铜矿床处于复向斜带 (II) 中部南缘, NW 向深断裂带与 NEE 向断裂带的交会部位。NW 向深断裂带长逾 40 km, 岩浆岩十分发育, 主要为正长岩和二长岩类, 还有辉长岩、闪长岩、辉长闪长岩、辉石岩、石英钠长岩、煌斑岩、安山岩等; 沿此断裂带有 12 个岩浆晚期铁矿床 (点) 分布, 希富玛铜矿床靠近其中的 9 号铁矿床。

矿区处于热带原始森林中, 全部被第四系覆盖。钻探表明矿区地层为上元古亚界孔德龙古组灰黑色火山碎屑岩 (岩屑晶屑凝灰岩和含角砾岩屑晶屑凝灰岩), 钻孔均未穿透此层, 说明其厚度在数百米以上。此地层不显层理, 组成地层的岩屑和晶屑无分选, 暗示其为陆相火山碎屑岩, 可能处于断陷火山盆地中。此地层未变质, 变形弱, 未经受造山作用。

矿区岩浆岩发育, 主要为辉长闪长岩, 次为煌斑岩、辉石岩、石英钠长岩和含铜碳酸岩, 它们大多呈岩脉侵入火山碎

屑岩中。地层中还有安山岩。

含铜碳酸岩脉厚度从小于 1 mm 到数十米不等, 按厚度可分为大脉 (厚度 > 1m)、中脉 (厚度 = 1 - 100cm) 和细脉 (厚度 < 1cm)。它们主要侵入于火山碎屑岩中, 有时侵入到辉长闪长岩中, 产状变化大。含铜碳酸岩脉与围岩的岩心夹角多数较陡, 指示其多数陡倾。含铜碳酸岩脉的侵入使围岩发生碳酸盐化。

含铜碳酸岩灰白色, 矿物成分很复杂。主要非金属矿物为方解石和白云石, 其次有硬石膏、萤石、金云母/黑云母、石英、长石、辉石、透闪石、方柱石、白云母、阳起石、斜黝帘石、磷灰石、氟磷灰石、重晶石、含铍重晶石、含钨重晶石、毒砂等; 金属矿物也很复杂, 主要为磁铁矿、黄铜矿和黄铁矿, 其次有磁黄铁矿、闪锌矿、辉钼矿和斑铜矿; 少量金属矿物有方黄铜矿、氟碳钙铈矿、氟碳铈矿、独居石、褐帘石、方铅矿、铁闪锌矿、菱铁矿、钴镍黄铁矿、铁菱镁矿、含钼磁铁矿、白铁矿、尖晶石、锆石等。其中方解石、白云石、金云母/黑云母、石英、长石、辉石、磷灰石、氟碳钙铈矿、氟碳铈矿、独居石、褐帘石是典型火成碳酸岩中常见矿物。

含铜碳酸岩大脉和中脉块状构造、气孔构造、条纹条带构造 (流动构造)。主要造岩矿物方解石和白云石一般呈半自形细粒不等粒结构, 局部见中粒结构, 常见镶嵌结构; 造岩矿物之间及造岩矿物与金属矿物之间也常见镶嵌结构; 包含结构也很普遍, 碳酸岩矿物晶体包含着许多细小的金属矿物和造岩矿物。方解石和白云石双晶发育, 含熔融包体和流体 (基本为气体) 包体; 硬石膏、金云母、萤石和石英亦含熔融包体和流体 (基本为气体) 包体。 (下转第 650 页)

注: 本文为国土资源部海外风险勘查基金项目 (编号 201130B00100102; 201211B00100102) 的成果。

收稿日期: 2015-04-05。责任编辑: 章雨旭。Doi: 10.16509/j.georeview.2015.03.022

作者简介: 盖寿山, 男, 1976 年生。硕士, 工程师。主要从事矿产地质勘查工作。Email: 1402707349@qq.com; 通讯作者: 边千韬, Email: bianqt@mail.iggcas.ac.cn。