

doi: 10.3799/dqkx.2017.544

山东省灵山岛下白垩统浊积岩中与滑塌作用相关的软沉积物变形构造¹

梁钊*, 周瑶琪

中国石油大学地球科学与技术学院, 山东青岛 266580

摘要: 灵山岛灯塔剖面下白垩统浊积岩中发育了一套滑塌层, 内部软沉积物变形构造发育。结合野外观察和极射赤平投影方法, 对滑塌层和内部软沉积物变形构造进行了研究。研究表明: 灯塔剖面主要由浊积岩沉积序列组成。滑塌层夹在未变形层之间, 由地震触发形成, 内部发育 4 个滑脱面, 将滑塌层划分为 5 个变形单元, 缩短率和变形程度各不相同。软沉积物变形构造主要为褶皱, 形态特征表现为砂岩厚度在枢纽部位大大增加, 也可见一些砂岩增厚和减薄现象, 两者均是液化的砂岩在驱动力作用下的结果。滑塌过程中, 滑塌层中的砂泥岩与海底沉积物之间的孔隙流体自由交换被切断, 产生了暂时性的超压, 导致了液化的发生。褶皱的轴线延伸方向为 SSW-NNE, 轴面倾斜方向主要为 SEE (120°), 指示古水流主要来自 SEE 方向, 与浊积岩内底痕指示的古水流方向一致, 说明斜坡沉积系统上发育的滑塌褶皱能够指示古水流方向。

关键词: 滑塌褶皱; 软沉积物变形构造; 液化作用; 浊积岩; 灵山岛。

中图分类号: P583

文章编号: 1000-2383(2017)00-0000-00

收稿日期: 2016-12-30

Soft-sediment Deformation Structures Related to Slumping in Lower Cretaceous Turbidite in Lingshan Island, Shandong Province

Liang Zhao, Zhou Yaoqi

School of Geosciences, China University of Petroleum, Qingdao 266580, China

Abstract: A slump developed in Lower Cretaceous turbidite in Dengta section of Lingshan Island, and soft-sediment deformation structures were formed during the slumping. This paper studied the slump and the included soft-sediment deformation structures combining yield observation and stereographic projection methods. The results shows that Dengta section mainly consists of turbidite sequence. The deformed horizon is sandwiched between undeformed layers and triggered by earthquake. 4 decollement surfaces occurred internally, dividing the slump into 5 units which were different from each other in shortening and deformation degree. The main type of soft-sediment deformation is fold which display thickened fold hinge in sandstone bed, and layer thickening and thinning occur occasionally, both are deformations of liquefied sand under the action of driving forces. The folded sand and mud became isolated from pore-fluid communication with the sea-floor during slumping, in consequence it became temporarily overpressured, allowing the liquefaction of sand to take place. The fold axes are mainly oriented SSW-NNE, and the axial planes mainly dip to SEE (120°), both indicating the flows coming mainly from SEE. This result is consistent with the regional paleocurrent measurements from the sole marks in turbidites. Therefore, the folds in slump that develop in the subaqueous slope system have significance in indicating paleocurrent.

Key words: Slump folds; Soft-sediment deformation structures; Liquefaction; Turbidite; Lingshan Island

基金项目: 国家自然科学基金 (No.41322013)

作者简介: 梁钊 (1986-), 男, 博士生, 主要从事地球化学研究. E-mail: knightmang@126.com

引用格式: 梁钊, 周瑶琪, 2017. 山东省灵山岛下白垩统浊积岩中与滑塌作用相关的软沉积物变形构造. 地球科学. DOI:10.3799/dqkx.2017.544

0 引言

软沉积物变形是指沉积物或未固结的沉积岩中由于颗粒重排所形成的变形, 而颗粒本身和孔隙间的胶结物不发生内部形变 (Maltman, 1984; Waldron, 2011)。变形主要由颗粒边界的滑动机制形成, 颗粒之间的分离距离小于颗粒的直径 (Owen, 1987; Waldron, 2011)。一般来讲, 软沉积物变形构造是水饱和的颗粒沉积物失去剪切强度的结果, 并且这种剪切强度的损失通常是由于液化 (liquefaction) 或者流体化 (fluidization) 所引起的孔隙流体压力的增加所造成的。很多自然作用都可以引起沉积物的液化或者流体化, 如波浪作用、地震作用、快速沉积作用、滑塌或滑动作用 (slump or slide), 冰扰作用 (cryoturbation)、地下水活动等等 (Spalluto, 2007)。

滑塌 (slump) 是指沉积物或未固结的沉积岩沿着底部剪切面顺斜坡向下的运动, 剪切面发生一定程度的内部变形, 但仍然可识别。滑塌作用普遍发生于水下斜坡, 尤其在细粒沉积物大量输入的斜坡最为常见。滑塌可以在角度很低的斜坡上发育, 有时甚至可以小于 0.1° 。滑塌层通常夹于未变形地层之间, 厚度从小于一米到几百米之间都有。滑塌层内部变形强烈, 发育多种类型的变形构造, 如褶皱、布丁构造、微断层、内部剪切面和断层等。褶皱和布丁构造的普遍出现说明滑塌经历了一个主要的塑性变形阶段, 而在有些滑塌层中, 早期形成的褶皱经常被断层切割, 这种现象则说明滑塌后期还经历了一个脆性变形阶段 (Martinsen, 1989; Martinsen and Bakken, 1990; Martinsen, 1994; 吕洪波等, 2011)。

吕洪波等 (2011) 首次报道了灵山岛上出露的中生代浊积岩滑塌层, 介绍了发育其中的同沉积滑塌褶皱、同沉积布丁构造、同沉积拉伸线理和同沉积双重构造等构造, 并进行了力学分析。之后灵山岛下白垩统浊积岩滑塌层中多种多样的软沉积物变形构造受到了越来越多的关注 (Shao, *et al.*, 2014; Feng, *et al.*, 2016)。王安东等 (2013) 研究了灵山岛滑塌层中的滑塌褶皱、负载构造、阶梯断层、布丁构造等软沉积物变形构造, 并根据滑塌发育过程对变形构造划分了期次; Yang and Van Loon (2016) 介绍了灵山岛滑塌层中的布丁构造等特殊构造, 并认为这些构造可以指示当时拉张应力场的存在。本文主要对灵山岛灯塔垂直剖面下部的滑塌层进行了详细的研究, 观察并描述了内部变形单元和软沉积物变形构造的形态特征, 分析了滑塌层和内部褶皱的形成机制和触发因素, 并探讨了褶皱的轴线和轴面的产状在指示古水流方向方面的意义。

1 地质背景

灵山岛位于山东省青岛市黄岛区 (原胶南市) 东南的黄海之中, 距最近的陆地大珠山 5.3 海里, 距青岛市 22 海里。灵山岛海拔 513.6 米, 是中国北方的第一高岛, 总面积约 7.66 km^2 。灵山岛是一座构造掀斜成因的小岛 (栾光忠等, 2010), 在构造上位于苏鲁造山带中图 (图 1A)。苏鲁造山带是由华北克拉通和扬子克拉通在三叠纪的碰撞而形成的 (李三忠等, 2009)。早白垩世, 由于郯庐断裂带的左旋走滑, 区域内的 NE 向断裂比较活跃 (Zhu *et al.*, 2001; 徐曦等, 2015)。同一时期, 大陆强烈扩张, 岩石圈减薄 (张科峰等, 2016), 在现今山东近海地区形成了一系列的裂陷盆地和中生代

的浊积岩沉积(周瑶琪等, 2015)。

在灵山岛出露的剖面中一共可以识别出四个地层单元(图 1D)。最下部是一套浊积岩沉积序列, 由灰绿色、灰黑色砂岩、粉砂岩和黑色、灰黑色泥岩或页岩互层组成, 对应于早白垩世早中期的海相沉积, 在时间上可对比于胶莱盆地的莱阳期沉积; 其上覆盖了一层区域性展布的青山群灰白色流纹岩, 厚度变化较大, 在岛的南部最厚可达 15~20 m,

向北逐渐减薄至数米厚, 可以作为地层对比的标志; 这套流纹岩之上为一套青山群陆相沉积, 整体表现为由下向上泥页岩所占比例逐渐减少, 砂砾岩层比例逐渐增加, 并夹有数套薄层辉绿岩侵入和火山碎屑流沉积, 标志着区域性的构造抬升和逐渐活跃的火山活动; 最上部的一个地层单元由厚层的青山群安山质火山碎屑岩和安山岩所组成(王安东, 2013; 周瑶琪等, 2015)。

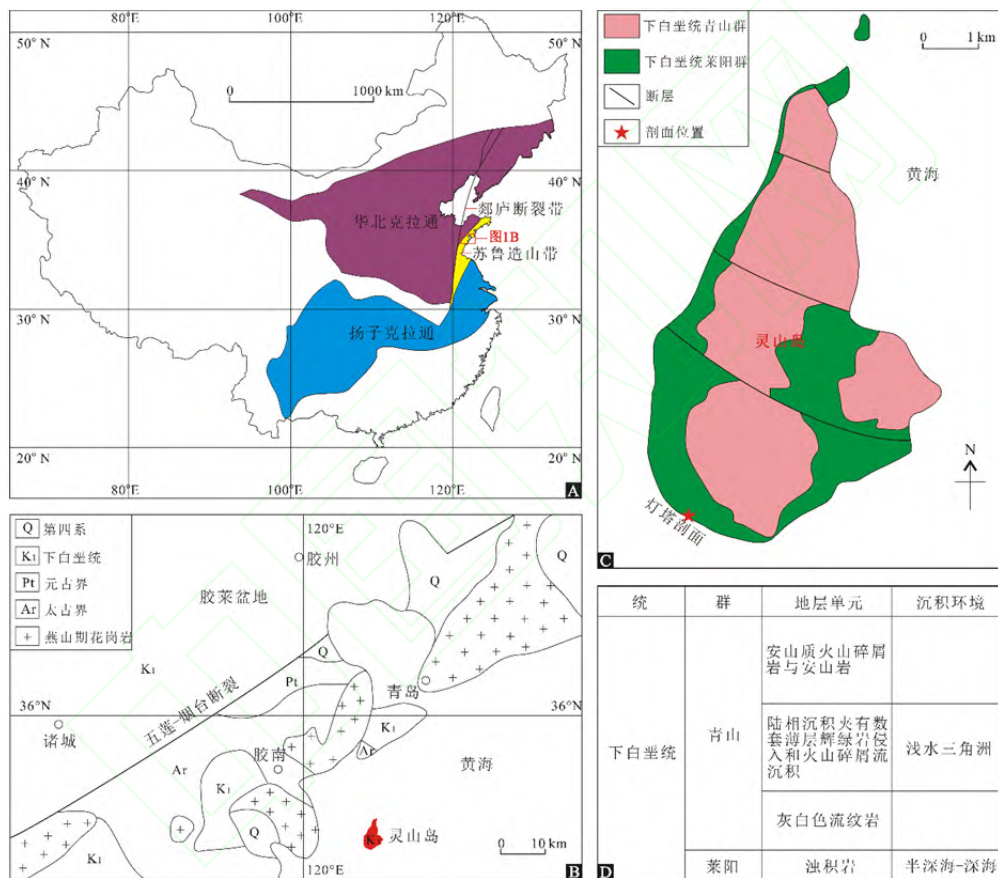


图 1 灵山岛地理位置与地质概况图

Fig. 1 Geographic location and geological setting of Lingshan Island

(A) 苏鲁造山带构造位置; (B) 胶南地区构造地质图(吕洪波等, 2011); (C) 灵山岛地质概况(栾光忠等, 2010; 王安东, 2013); (D) 灵山岛地层发育简况

2 地层发育特征

灵山岛的浊积岩主要在岛的东部和南部出露。由于这套沉积序列由薄层的细砂岩和粘土岩构成良好的韵律性, 因此被认为符合海相复理石或远源

浊积岩的特征(吕洪波等, 2011)。张海春等(2013)提出建立灵山岛组来代表这套浊积岩沉积序列, 因为它与相邻的胶莱盆地内同时期沉积的莱阳期河湖相沉积有很大的不同。整体来看, 这套浊积岩沉积序列主要由薄层的砂岩和泥岩或页岩互层组成。

浊积岩相中发育的沟模和槽模指示古水流方向主要为 SEE-NWW 向。

灯塔垂直剖面位于灵山岛的东南面海边, 整体呈 NNW 走向, 地层倾向 80° , 倾角 40° , 长度约 70 m, 由厚度约 8 m 的浊积岩沉积序列组成, 以砂岩、粉砂岩和泥岩为主 (图 2A)。底部有一套厚约 70 cm 的滑塌层, 层理保存较好, 顶部则发育一套约 2.5 m 的滑塌层, 褶皱规模较大, 但在部分层段其层理严重变形甚至被破坏, 有向塑性流过渡的趋势 (图 2A)。中间部分则整体由层面近似平行的多

套浊积岩层和页岩组成, 每套浊积岩层对应一期浊流事件, 厚度变化大, 最小可小于一厘米, 最大可达十几厘米。浊积岩层通常表现出递变层理, 沉积物粒度逐渐变细, 一般是从细砂到粉砂或泥岩, 也可见中砂或粗砂到粉砂或泥岩的变化。浊积岩层之间通常发育厚度变化不一的页岩 (图 2B), 代表着两期浊流沉积事件之间发生的短期或长期的泥质 (浊流携带) 和深海物质 (pelagic sediments) 的沉积。厚层砂岩底部常见荷重模 (图 2C) 和其它类型底痕。



图 2 灯塔剖面地层发育特征

Fig.2 Stratigraphic framework of Dengta section.

(A) 灯塔剖面全景照片; (B) 薄层浊积岩和页岩互层沉积细节照片; (C) 厚层砂岩层底部发育荷重模

3 滑塌层及软沉积物变形构造特征

本文所研究的滑塌层位于灯塔垂直剖面的下部, 厚约 70 cm, 在整个剖面上稳定横向展布。滑

塌层夹于未变形地层之间, 岩性与上下地层相同, 内部各岩层厚度发生一定变化, 原始层理发生一定变形, 但仍然可以识别 (图 3)。



图 3 灯塔剖面底部滑塌层拼接照片 (相机盖直径 6 cm)
Fig. 3 Composite picture of the slump in the lower part of Dengta section (the lens cap for scale is 6cm in diameter)

滑塌层下伏一套未变形浊积岩, 厚约 20 cm。这套浊积岩的砂岩层中含大量角砾, 是由于浊流流动时影响下伏的泥页岩, 将其破坏并卷入到浊流中, 沉积后形成了这种现象 (图 4A)。顶部的砂岩和泥岩部分受到滑塌过程中的挤压力的影响, 常形成挤入构造, 呈尖顶穹窿状突起 (图 4A)。滑塌层上覆

一套未变形浊积岩, 在接触面上表现出不规则的侵蚀特征 (图 4B)。砂岩部分表现出递变层理, 填平该变形单元顶部的低洼处, 厚度变化较大, 但顶面平直 (图 4B)。在局部区域, 砂岩底部形成荷重模 (图 4B)。

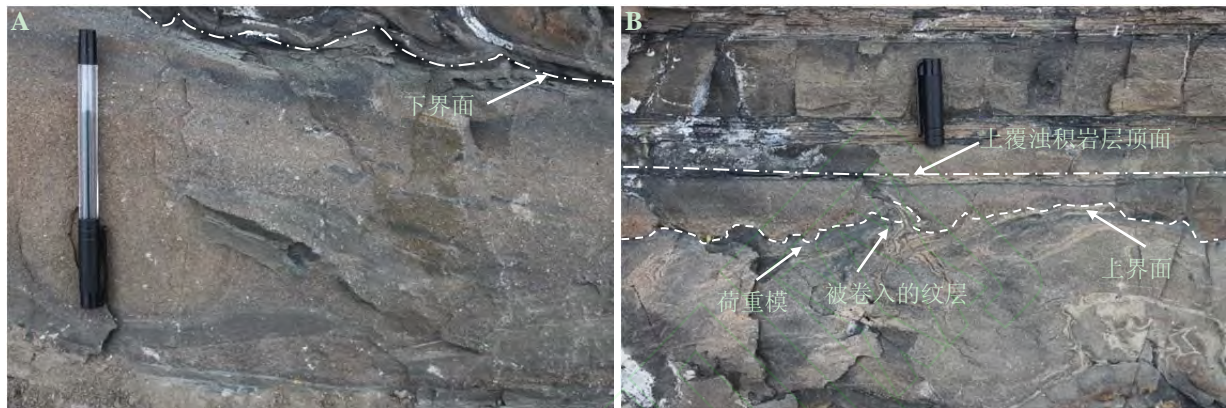


图 4 滑塌层上下界面特征

Fig.4 The characteristics of the top and bottom surfaces of the slump

(A) 下伏浊积岩顶部挤入构造; (B) 上覆浊积岩平直的顶面和不规则底面

3.1 滑塌变形单元特征

滑塌层内部一共可识别出 4 个滑脱面 (decollement surface), 将整个滑塌层划分为 5 个变形单元, 缩短率和变形程度各不相同。对各变形单元从上往下分述如下:

变形单元①: 该变形单元包括 1 套泥页岩和 1 套浊积岩 (细砂-泥岩) (图 5A)。整个变形单元以紧密闭合的褶皱变形为主。其中, 浊积砂岩递变层理不明显, 但整体仍表现为细砂向泥岩的过渡, 厚度变化大, 在褶皱枢纽部位厚度增加 (图 5A); 泥页岩一般表现为多种多样的卷曲变形, 通常在褶皱枢纽部位形成火焰状挤入构造 (图 5A), 在局部区域被破坏并卷入到变形单元顶部与浊积岩形成接触 (图 4B)。

变形单元②: 该变形单元包括 1 套泥页岩 (毫

米级)、4 套浊积岩与泥页岩互层和顶部一层细砂岩 (递变层理) (图 5B)。整体厚度较薄, 各岩层厚度也很薄, 砂岩厚几厘米, 而泥页岩则为毫米级。其中较上部的薄层砂岩表现出明显的递变层理, 富含铁质, 风化后呈棕黄色, 比较容易识别。该变形单元在下伏变形单元的低洼处经常表现为叠置在一起的褶皱, 缩短率很高 (图 5B)。

变形单元③: 该变形单元包括 1 套泥页岩、约 14 套极薄层浊积岩与泥页岩互层和 1 层细砂岩 (递变层理) (图 5C、D)。顶部细砂岩在横向上厚度变化大, 从几厘米到几十厘米, 尤其是在褶皱枢纽部位, 厚度增加程度很大, 在滑塌层中最容易识别 (图 5C)。砂岩层增厚的层段将下伏地层挤压得很薄。其中的 14 套浊积岩多数厚度很薄, 仅为毫米级, 只有少数可达几厘米, 由于液化作用, 其中的砂岩

层表现出厚度的不规则变化（图 5D）。

变形单元④：该变形单元包括 1 层泥页岩和 1 层细砂岩（图 5E）。细砂岩横向上厚度变化极不规则，从几厘米到十几厘米。构造变形也很不规则，砂岩褶皱表现出在枢纽部位厚度增加的特征，顶面呈近水平状（图 5E）。

变形单元⑤：该变形单元包括 1 套薄层浊积岩

与泥页岩互层沉积和 1 层细砂岩（图 5F）。该变形单元与上覆变形单元在一些层段紧密接触，滑脱面并不明显。通常在上覆变形单元的向上凹的部位，此变形单元形成紧密闭合的褶皱并叠置在一起（图 5F）。砂岩厚度在褶皱枢纽部位增加。滑塌层对之下的未变形层造成一定程度的挤压，顶部沉积物表现出厚度减薄和向上挤入的形态特征（图 5F）。



图 5 滑塌层内部各变形单元特征（短划线为变形单元上下界面）

Fig.5 The characteristics of the internal deformation units of the slump (dashed lines showing surfaces)

(A) 变形单元①细节照片（笔帽长 4.5 cm）；(B) 变形单元②细节照片；(C&D) 变形单元③细节照片；(E) 变形单元④
细节照片（相机盖直径 6 cm）；(F) 变形单元⑤细节照片（中性笔直径 1 cm）

仔细观察后发现，滑塌层内部的4个滑脱面全部发育在浊积砂岩部分和上覆泥页岩之间。通过分析认为，造成这种现象的原因是：浊积岩的沉积速度较快，上覆载荷增加也较快，但是在泥页岩层的遮挡下，砂岩中的孔隙流体来不及排出或排出较慢，发生欠压实现象，孔隙流体承载了部分上覆载荷的压力，使得砂岩中存在不同程度的超压，造成两者的接触面剪切强度变小，性质软弱，在滑塌过程中容易分离形成滑脱面。由于各变形单元的强度不同，因此滑塌过程中，强度大的单元相对主动变形，强度小的单元被动变形，造成了缩短率不同的现象；砂岩厚度大的变形单元中，砂岩液化后在枢纽部位厚度增加程度大，变形强烈，而砂岩厚度小的变形单元变形程度则相对较弱。

3.2 软沉积物变形构造特征

灯塔剖面下部滑塌层内部发育的滑塌褶皱为砂岩液化之后的结果，因此属于软沉积物变形构造的一种，形态特征主要表现为在褶皱枢纽部位砂岩厚度增加。在未发生明显褶皱的砂岩层段，主要表

现为砂岩厚度变化的特征，也是砂岩液化之后的结果。

众所周知，岩层强度的不同是形成褶皱的必要因素。一般情况下，砂岩的强度要大于同时期沉积的泥岩或页岩。在这种情况下形成的褶皱，外观上表现为砂岩层面呈近似平行的几何形态（一级形态）（Ramsay, 1967），而砂岩层之间的泥岩层或页岩层则表现为在枢纽部位增厚的几何形态（三级形态）（Ramsay, 1967）（图 6A）。即使是在未岩化（unlithified）的沉积物中，砂质沉积物也要比泥质沉积物的强度大。而砂岩液化之后，这种强度对比就发生了转变，因为液化作用可以将砂岩的有效强度降到很小甚至为零。在这种情况下形成的褶皱，则是泥岩层面表现出近似平行的几何形态，而砂岩层则表现为在枢纽部位厚度增加的几何形态（图 6B）。值得注意的是，这些讨论不适用于高变质阶段，因为长英质岩石的熔点要低于泥质岩，随着温度的增高，强度降低得更快，这种状态下形成的褶皱形态类似于软沉积物变形褶皱（Waldron, 2011）。



图 6 变形的沉积岩中两种不同类型褶皱理想图（砂岩：黄色；泥岩：黑色）（修改自 Waldron, 2011）

Fig.6 Idealized diagrams of two different types of folds in deformed sedimentary rocks (sand: yellow; mud: black) (from Waldron, 2011)

(A) 低变质程度沉积岩层中典型褶皱的几何形态，砂岩层内弧曲率更大，而泥岩层外弧曲率更大；(B) 砂岩液化时形成的褶皱，几何形态特征与 A 相反（红色直线代表等倾斜线，连接连续层面上倾向倾角相同的点）

研究区滑塌层中的泥页岩厚度很薄，在滑塌过程中虽然强度大于液化后的砂岩，但是还是难以抵

抗滑塌过程中的作用力，因此难以表现出近似平行的层面形态，也大多在挤压作用下发生变形。褶皱轴面大多表现出倾斜的特征（图 7A），仅在剖面的左端部分表现出近乎平卧的特征，但并没有出现地层倒置的情况。岩层的层理保存很好，没有被破坏。砂岩层中发育的褶皱大多紧密闭合，并且枢纽部位

的厚度相对于原始厚度增加程度很大（图 7A），是砂岩液化之后，强度小于泥岩层而塑性流动的结果。而在灵山岛船厂剖面发现的一些褶皱在枢纽部位则表现出砂岩层呈大致平行，而泥岩厚度大大增加的形态（图 7B）。这种情况下，砂岩未发生液化，是泥岩强度小于砂岩而塑性流动的结果。



图 7 灵山岛两种不同类型褶皱形态特征

Fig.7 The morphological characteristics of two different types of folds in Lingshan Island

A: 灯塔剖面下部滑塌层内部褶皱在枢纽部位砂岩厚度大大增加（箭头）；B: 船厂剖面西侧滑塌层内部褶皱在枢纽部位泥岩厚度大大增加（箭头）（相机盖直径 6 cm）

4 成因分析

4.1 滑塌成因分析

4.1.1 形成机制 沉积物沉积下来之后，不断被压实，颗粒之间的相互作用力越来越强(Tan *et al.*, 1990)。当沉积物颗粒靠近到一定程度时，它们之间就产生了静电结合（electrostatic bonds）作用，给沉积物带来物理内聚力（physical cohesion）（Wetzel, 1990）。同时，颗粒间的相对运动会产生摩擦力。这两个因素或者其中之一使沉积物获得了抵抗剪切力的能力。沉积物所能承受的最大剪切力被称为剪切强度（shear strength）。通常用 Mohr-Coulomb 方程表示（Maltman, 1994）：

$$\tau_l = c + \sigma_n \tan \phi,$$

c -内聚力； σ_n -垂直作用在破坏面（如滑塌的底

部剪切面）上的应力； ϕ -内摩擦角

滑塌通常发生在一个底部剪切面之上，其发育深度主要取决于沉积物中的压力梯度。当孔隙压力接近或等于上覆载荷所带来的压力时，剪切强度就会大大减小，使剪切面上的滑动得以进行，产生一定的剪切力。作用在斜坡上的剪切力大小可以表示为（Hampton, 1979）：

$$\tau_2 = \rho g s h \tan \theta,$$

ρ -沉积物密度； g -重力加速度； s -固结程度； h -沉积物厚度； θ -斜坡角度

当作用在底部剪切面上的剪切力超过其剪切强度时，即 $\tau_2 > \tau_1$ 时，滑塌就会发生。滑塌作用开始之后，剪切面呈放射状向上坡方向传播（Williams and Chapman, 1985; Farrell, 1984），形成一个勺

状向下凹的断崖 (Martinsen, 1989)。剪切面一般平行于斜坡面,但在某些点上也可能切穿层理,如岩相边界或者孔隙压力突变面等沉积物强度出现差异的地方 (Crans *et al.*, 1980)。滑塌一旦发生,沉积物就会沿剪切面向下滑动,内部强烈变形,产生多种类型的构造 (Martinsen, 1994)。

4.1.2 触发因素 滑塌的触发因素是多种多样的,如地震 (Leeder, 1987)、周期性波浪载荷作用 (cyclic wave-loading) (Henkel, 1970)、底蚀作用 (undercutting) (Owen, 1987)、快速沉积或甲烷生成所造成的超压 (Whelan *et al.*, 1976; Prior and Coleman, 1978; Mutti *et al.*, 2009) 和斜坡削峭作用 (slope oversteepening) (Martinsen, 1989) 等等。此外,浊流沉积时所带来的震动也会触发其下未固结的沉积物发生滑塌 (Martinsen, 1989, 1994)。

从区域构造上看,灵山岛靠近在燕山期走滑活动的即墨-陡山-桃村断裂带 (李三忠等, 2009)。周瑶琪等 (2015) 认为现今山东近海地区存在一个规模较大的在中生代演化的裂陷盆地,当时 NE 向断裂活动强烈,火山爆发频繁,形成凹隆相间的构造格局,而灵山岛的构造演化和沉积作用都受到了断裂活动的影响 (周瑶琪等, 2015)。此外,由于沉积环境的水深,波浪的影响作用可以忽略;由于坡度较平缓,不会发生斜坡削峭作用;由于露头规模的限制,没有观察到底蚀作用证据;没有观察到超压造成的岩层破裂等证据;根据对滑塌层特征的分析,滑塌作用发生在相关地层全部沉积下来之后,未发现任何同沉积构造,而顶部覆盖的浊积岩层则是在滑塌作用发生之后沉积的,因此可以排除浊流沉积震动因素。综上分析,地震是灯塔剖面浊积岩滑塌层发育最可能的触发因素。

4.2 褶皱成因分析

4.2.1 变形机制 软沉积物变形构造的变形机制主要是发生在无黏着力 (cohesionless) 沉积物 (如砂砾岩等) 中的液化 (liquefaction) 和流体化 (fluidization) 以及发生在有黏着力 (cohesive) 沉积物 (如泥岩或页岩等) 中的触变作用 (thixotropy) (Owen, 1987; Owen *et al.*, 2011)。由于颗粒咬合作用 (interlocking) 和颗粒之间摩擦作用 (friction), 无黏着力的沉积物表现出具有一定的强度。液化作用是由于孔隙流体压力的增加抵消了负载压力来造成沉积物强度的降低 (Owen, 1987; Owen *et al.*, 2011)。负载压力是由上覆沉积物的重量造成,液化发生时,由颗粒接触承载的重量转移到孔隙流体上。沉积物颗粒在孔隙流体中暂时分离,强度几乎减小为零,这就使得沉积物性质表现得像粘性流体一样,之后就可以在驱动力的作用下发生变形。

研究区滑塌层中发生褶皱的砂岩粒径变化范围在细砂—粗粉砂之间,最容易发生液化。此外,滑塌层中各岩层的原生层理保存较好,未发现泄水构造、沉积物充填构造等流体化作用造成的现象。因此研究区滑塌层中,液化作用是最主要的变形机制,流体化作用没有发生或只是在局部发生。液化发生时,砂岩层强度小于互层的泥岩层强度,在驱动力的作用下容易发生变形。

4.2.2 驱动力 沉积物在液化后,如果没有驱动力的存在,沉积物颗粒会发生再沉积 (resedimentation),陆续沉淀下来,除排列更加紧密和部分矿物在重力作用下发生定向排列外,不会发生变形,而且原始层理也会保存 (Owen *et al.*, 2011)。换言之,软沉积物变形是液化的沉积物在驱动力的作用下形成的。总体来说,驱动力包括:

(1) 斜坡上的重力分量 (gravity on slope); (2) 倒置密度梯度 (reverse density gradient); (3) 不均匀负载 (uneven loading); (4) 横向或纵向剪切力 (horizontal or vertical shear stress); (5) 生物或化学动力 (biological or chemical agents) (Owen, 1987, 1996; Owen *et al.*, 2011; Suter, 2011)。研究区滑塌作用发生在斜坡之上, 因此沉积物重量在斜坡上的分量是造成液化的砂岩发生变形的主要驱动力, 在局部的砂泥岩互层区域, 倒置密度梯度也驱动了变形的发生。

4.2.3 触发因素 灯塔剖面滑塌层中的砂岩是在滑塌过程发生液化的, 因此触发因素是滑塌作用。其原理为: 一般情况下, 水底沉积物中孔隙流体之间的交换是自由发生的。滑塌发生时, 已经成层沉积但还未固结的沉积物沿斜坡向下滑动, 由于各沉积层的强度不同, 褶皱开始形成。随着沉积物沿着斜坡向下运动, 变形作用持续进行, 发生褶皱的砂泥岩层与海底沉积物之间的孔隙流体自由交换作用被切断, 导致砂岩层中的孔隙流体产生了暂时性的超压, 从而引起了砂岩的液化 (Waldron, 2011)。

综上所述, 滑塌层和内部褶皱的形成过程为: 由于沉积速度较快, 斜坡上的浊积岩沉积序列沉积速度较快, 砂岩层中的孔隙水在上覆泥页岩的遮挡下来不及排出或排出较慢, 造成了超压的存在, 形成了多个软弱面。地震发生时, 触发了滑塌作用, 施加在底部剪切面之上的剪切力超过了其剪切强度, 于是沉积物沿着斜坡向下滑动。滑动过程中, 由于重力作用和岩层强度差异, 砂泥岩层开始发生褶皱。由于滑塌过程中, 砂泥岩与海底沉积物之间的孔隙流体自由交换被切断, 产生了暂时性的超压,

引起了砂岩的液化。由于液化后砂岩的强度要低于泥岩, 在斜坡上重力分量的驱动下, 泥岩发生各种变形, 砂岩则发生塑性流动, 来适应变形留下的空间, 表现出在枢纽部位厚度增加的形态。

5 地质意义

斜坡上的沉积物发生滑塌时, 在重力分量的作用下发生褶皱, 其轴线通常平行于斜坡走向延伸, 垂直于古水流方向 (古斜坡方向), 轴面则倒向斜坡倾斜方向, 与古水流方向一致, 倾斜方向指向上游, 也能指示沉积物来源方向。

灯塔剖面整体走向约 330° , 滑塌层中发育的褶皱其轴线和轴面不垂直于剖面走向, 夹角在 50° 左右。地层由于后期构造运动的改造发生了倾斜 ($80^\circ < 40^\circ$), 使得现今的褶皱轴线延伸方向和轴面倾斜方向相较于原始产状发生了约 10° 左右的逆时针偏转 (图 8A)。测量和统计了多个褶皱的轴线和轴面产状, 发现褶皱轴线倾伏方向整体为 20° , 倾伏角大多在 10° 左右, 褶皱轴面倾斜方向多数为 110° 左右, 倾角变化较大, 集中在 $40\sim 60^\circ$, 只有少数褶皱轴面近乎直立, 也有少数倾向相反, 倾角较大 (图 8B)。利用赤平投影方法将地层恢复到原始水平状态, 然后对褶皱轴线和轴面产状进行分析, 发现轴线原始延伸方向为 10° 左右, 轴面的原始倾斜方向为 120° 左右 (图 8B), 说明古水流方向为 SEE-NWW 向, 这与测量浊积岩相内发育的底痕得到的古水流方向 (图 8C&D) 是一致的, 也再次印证了前人的结论 (吕洪波等, 2011): 研究区当时的古斜坡方向为南东高而北西低。

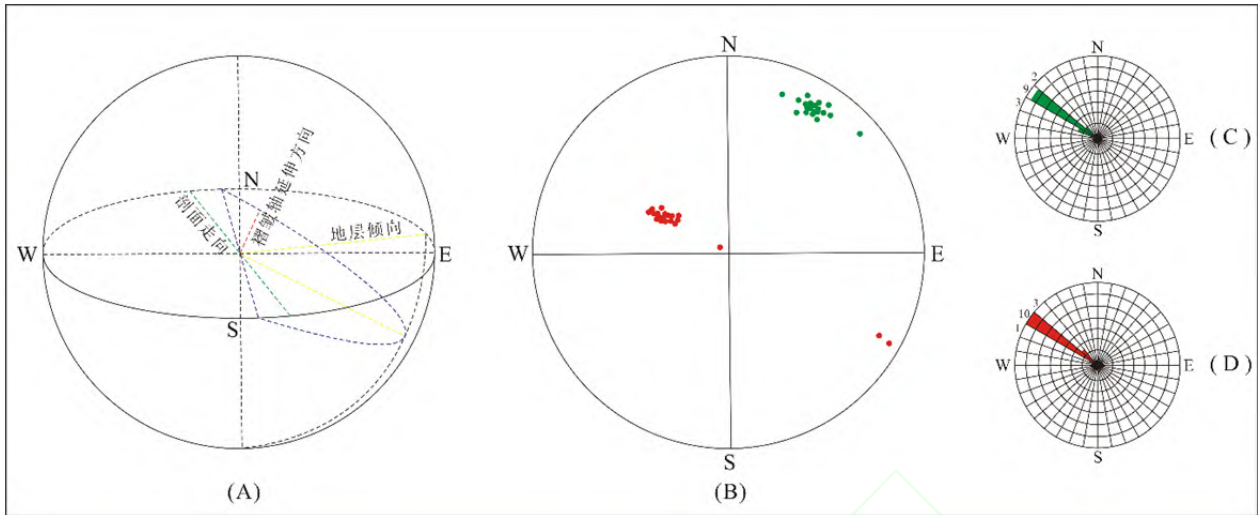


图 8 灵山岛早白垩世古流向分析图

Fig.8 The paleocurrent analysis diagram of Lingshan Island in Early Cretaceous

A. 灯塔剖面、地层与内部褶皱各要素产状空间关系示意图; B. 褶皱轴线(绿点)和轴面法线(红点)的极射赤平投影图(n=20); C&D. 测量浊积岩相中沟模 (C) 和槽模 (D) 得到的古流向玫瑰花图

6 结论

(1) 灯塔剖面主要由浊积岩沉积序列组成，浊积岩层通常表现出递变层理，一般是从细砂到粉砂或泥岩，也可见中砂或粗砂到粉砂或泥岩的变化。浊积岩层之间通常发育厚度变化不一的页岩，代表着浊流沉积事件之间发生的短期或长期的泥质（浊流携带）和深海物质的沉积。

(2) 滑塌层发育在灯塔垂直剖面的下部，由地震触发，夹于未变形层之间。内部存在 4 个滑脱面，通常发育于欠压实的砂岩和上覆泥页岩之间，将滑塌层划分为 5 个变形单元，缩短率和变形程度各不相同，岩层发生各种褶皱和卷曲变形，没有发生脆性变形。

(3) 滑塌层内部发育的软沉积物变形构造主要是滑塌褶皱，形态特征表现为在枢纽部位砂岩厚度大大增加，是砂岩液化后在斜坡上的重力分量的驱动下发生褶皱形成的，此外可见少量的砂岩厚度增厚和减薄现象，也是砂岩液化后的结果。滑塌过程中，滑塌层中的砂泥岩与海底沉积物之间的孔隙流体自由交换被切断，产生了暂时性的超压，引起了砂岩的液化。

(4) 滑塌层中多数褶皱其轴线延伸方向为 SSW-NNE 方向，轴面的倾斜方向主要为为 SEE (120°)，指示古水流方向为 SEE-NWW。这与浊积岩内发育的底痕所确定的古水流方向是一致的。因此，斜坡沉积系统上发育的滑塌褶皱可以指示古水流方向。

References

- Crans, W., Mandl, G., Harembourne, J., 1980. On the Theory of Growth Faulting: A Geomechanical Model Based on Gravity Sliding. *Journal of Petroleum Geology*, 2(3):265–307. doi:10.1111/j.1747–5457.1980.tb00707.x
- Farrell, S.G., 1984. A Dislocation Model Applied to Slump Structures, Ainsa Basin, South Central Pyrenees. *Journal of Structural Geology*, 6(6):727–736. doi:10.1016/0191–8141(84)90012–9
- Feng, Z.Z., Bao, Z.D., Zheng, X.J., et al., 2016. Researches of Soft-sediment Deformation Structures and Seismites in China—A Brief Review. *Journal of Palaeogeography*, 5(4):311–317. doi:10.1016/j.jop.2016.06.001
- Hampton, M.A., 1979. Buoyancy in Debris Flows. *Journal of Sedimentary Petrology*, 49(3):753–758. doi:10.1306/212F7838–2B24–11D7–8648000102C1865D
- Henkel, D.J., 1970. The Role of Waves in Causing Submarine Landslides. *Géotechnique*, 20(1):75–80. doi:10.1680/geot.1970.20.1.75
- Leeder, M., 1987. Sedimentary Deformation Structures and Palaeotectonic Analysis of Sedimentary Basins, with a Case-study from the Carboniferous of Northern England. In: Jones, M.E., Preston, R.M.F., eds., *Deformation of Sediments and Sedimentary Rocks*. Geological Society of London Special Publication 29. Geological Society London, London, 137–146. doi:10.1144/GSL.SP.1987.029.01.12
- Li, S.Z., Liu, X., Suo, Y.H., et al., 2009. Triassic Folding and Thrusting in the Eastern Block of the North China Craton and the Dabie-Sulu Orogeny and its Geodynamics. *Acta Petrologica Sinica*, 25(9):2031–2049 (in Chinese with English abstract).
- Lu, H.B., Wang, J., Zhang, H.C., 2011. Discovery of the Late Mesozoic Slump Beds in Lingshan Island, Shandong, and a Pilot Research on the Regional Tectonics. *Acta Geologica Sinica*, 85(6):938–946 (in Chinese with English abstract).
- Luan, G.Z., Li, A.L., Wang, J., et al., 2010. The Geological Origin Division of the Main Sea Island in Qingdao Area and Environment Analysis. *Periodical of Ocean University of China*, 40(8):111–116 (in Chinese with English abstract).
- Maltman, A.J., 1984. On the Term “Soft-sediment Deformation”. *Journal of Structural Geology*, 6(5):589–592. doi:10.1016/0191–8141(84)90069–5
- Maltman, A.J., 1994. Introduction and Overview. In: Maltman, A. J., ed., *The Geological Deformation of Sediments*. Chapman & Hall, London, 1–35.
- Martinsen, O.J., 1989. Styles of Soft-deformation on a Namurian (Carboniferous) Delta Slope, Western Irish Namurian Basin, Ireland. In: Whateley, M.K.G., Pickering, K.T., eds., *Deltas: Sites and Traps for Fossil Fuels*. Geological Society of London Special Publication 41. Geological Society London, London, 167–177. doi:10.1144/GSL.SP.1989.041.01.13
- Martinsen, O.J., 1994. Mass Movements. In: Maltman, A.J., ed., *The Geological Deformation of Sediments*. Chapman & Hall, London, 127–165.
- Martinsen, O.J., Bakken, B., 1990. Extensional and Compressional Zones in Slumps and Slides in the Namurian of County Clare, Ireland. *Journal of the Geological Society*, 147(1):153–164. doi:10.1144/gsjgs.147.1.0153

- Mutti,E.,Bernoulli,D.,Lucchi,F.R,et al.,2009.Turbidites and Turbidity Currents from Alpine “Flysch” to the Exploration of Continental Margins. *Sedimentology*, 56(1):267–318.doi:10.1111/j.1365–3091.2008.01019.x
- Owen,G.,1987.Deformation Processes in Unconsolidated Sands.In:Jones,M.E.,Preston,R.M.F.,eds.,Deformation of Sediments and Sedimentary Rocks.Geological Society of London Special Publication 29.Geological Society London, London, 11–24. doi:11.1144/GSL.SP.1987.029.01.02
- Owen,G.,1996.Experimental Soft-sediment Deformation Structures Formed by the Liquefaction of Unconsolidated Sands and Some Ancient Examples. *Sedimentology*, 43(2):279–293.doi:10.1046/j.1365–3091.1996.d01–5.x
- Owen,G.,Moretti,M.,Alfaro,P.,2011.Recognising Triggers for Soft-sediment Deformation:Current Understanding and Future Directions.*Sedimentary Geology*,235(3–4):133–140.doi:10.1016/j.sedgeo.2010.12.010
- Prior,D.B.,Coleman,I.M.,1978.Disintegrating Retrogressive Landslides on Very Low-angle Subaqueous Slopes,Mississippi Delta. *Marine Geotechnology*,3(3):37–60.doi:10.1080/10641197809379793
- Ramsay,J.G.,1967.Folding and Fracturing of Rocks. McGraw-Hill, San Francisco, 1–568.
- Shao,Z.F.,Zhong,J.H.,Li,Y.,et al.,2014.Characteristics and Sedimentary Processes of Lamina-controlled Sand-particle Imbricate Structure in Deposits of Lingshan Island, Qingdao, China. *Science China: Earth Sciences*, 57:1061–1076.doi:10.1007/s11430–014–4848–x
- Spalluto,L.,Moretti,M.,Festa,V.,et al.,2007.Seismically-induced Slumps in Lower-Maastrichtian Peritidal Carbonates of the Apulian Platform (Southern Italy). *Sedimentary Geology*,196(1–4):81–98. doi:10.1016/j.sedgeo.2006.06.009
- Suter,F.,Martinez,J.I.,Vélez,M.I.,2011.Holocene Soft-sediment Deformation of the Santa Fe-Sopetrán Basin,Northern Colombian Andes: Evidence for Prehispanic Seismic Activity? *Sedimentary Geology*, 235(3):188–199. doi:10.1016/j.sedgeo.2010.09.018
- Tan,T.S.,Yong,K.Y.,Leong,A.C.,et al.,1990.Sedimentation of Clayey Slurry.*Journal of Geotechnical Engineering*, 116(116):885–898.doi:10.1061/(ASCE)0733–9410(1990)116:6(885)
- Waldron,J.W.F.,Gagnon,J-F.,2011.Recognizing Soft-sediment Structures in Deformed Rocks of Orogens. *Journal of Structural Geology*, 33(3):271–279. doi:10.1016/j.jsg.2010.06.015
- Wang,A.D.,2013.Research on the Soft-sediment Deformation Structures in the Early Cretaceous Strata at Lingshan Island, Shandong. China University of Petroleum (East China),Qingdao:13–18(in Chinese with English abstract).
- Wang,A.D.,Zhou,Y.Q.,Yan,H.,2013.Characteristics of Soft-sediment Deformation Structures of the Early Cretaceous in Lingshan Island of Shandong Province. *Journal of Palaeogeography*, 15(5):717–728 (in Chinese with English abstract).
- Wetzel,A.,1990.Interrelationships between Porosity and Other Geotechnical Properties of Slowly Deposited,Fine-grained Marine Surface Sediments.*Marine Geology*,92(1–2):105–113.doi:10.1016/0025–3227(90)90029–J
- Whelan III,T.,Coleman,J.M.,Roberts,H.H.,et al.,1976.The Occurrence of Methane in Recent Deltaic Sediments and

- Its Effect on Soil Stability. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 13(1):55–64. doi:10.1007/BF02634759
- Williams, G.D., Chapman, P., 1985. Strains Developed in the Hangingwalls of Thrusts Due to Their Slip/Propagation Rate: A Dislocation Model. *Journal of Structural Geology*, 7(6):563–572. doi:10.1016/0191-8141(85)90151-8
- Xu, X., Gao, S.L., Wang, X.J., et al., 2015. Cenozoic Deformation of Extensional Tectonics in the Lower Yangtze Region and Its Tectonic Significance. *Earth Science-Journal of China University of Geosciences*, 40(12):1968–1986 (in Chinese with English abstract).
- Yang, R.C., Van Loon, A.J.T., 2016. Early Cretaceous Slumps and Turbidites with Peculiar Soft-sediment Deformation Structures on Lingshan Island (Qingdao, China) Indicating a Tensional Tectonic Regime. *Journal of Asian Earth Sciences*, 129:206–219. doi:10.1016/j.jseaes.2016.08.014
- Zhang, H.C., Lu, H.B., Li, J.G., et al., 2013. The Lingshanda Formation: A New Lithostratigraphic Unit of the Early Cretaceous in Qingdao, Shandong, China. *Journal of Stratigraphy*, 37(2):216–222 (in Chinese with English abstract).
- Zhang, K.F., Deng, B., Zhang, F.Q., et al., 2016. Determination of Early Stage of Early Cretaceous Compressive Event in Hailar Basin, NE China, and Its Tectonic Significance. *Earth Science*, 41(7):1141–1155 (in Chinese with English abstract).
- Zhou, Y.Q., Zhang, Z.K., Liang, W.D., et al., 2015. Late Mesozoic Tectono-magmatic Activities and Prototype Basin Restoration in Eastern Shandong Province, China. *Earth Science Frontiers*, 22(1):137–156 (in Chinese with English abstract).
- Zhu, G., Wang, Y.S., Liu, G.S., et al., 2005. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Dating of Strike-slip Motion on the Tan-Lu Fault Zone, East China. *Journal of Structural Geology*, 27(8):1379–1398. doi:10.1016/j.jsg.2005.04.007
- ### 附中文参考文献
- 李三忠, 刘鑫, 索艳慧, 等, 2009. 华北克拉通东部地块和大别-苏鲁造山带印支期褶皱-逆冲构造与动力学背景. *岩石学报*, 25(9):3–21.
- 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.
- 栾光中, 李安龙, 王建, 等, 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(自然科学版)*, 40(8):111–116.
- 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(博士学位论文). 青岛: 中国石油大学(华东), 13–18.
- 王安东, 周瑶琪, 闫华, 等, 2013. 山东省灵山岛早白垩世软沉积物变形构造特征. *古地学报*, 15(5):717–728.
- 徐曦, 高顺莉, 王兴建, 等, 2015. 下扬子区新生代伸展构造变形及其区域构造意义. *地球科学-中国地质大学学报*, 40(12):1968–1986.
- 张海春, 吕洪波, 李建国, 等, 2013. 山东青岛早白垩世新地层单位—灵山岛组. *地层学杂志*, 37(2):216–222.
- 张科峰, 邓彬, 章凤奇, 等, 2016. 海拉尔盆地早白垩世早期挤压变形事件的厘定及其构造意义. *地球科学*, 41(7):1141–1155.
- 周瑶琪, 张振凯, 梁文栋, 等, 2015. 山东东部晚中生代构造-岩浆活动及原型盆地恢复. *地学前缘*, 22(1):137–156.