地 质 科 学
2015 年 7 月 CHINESE JOURNAL OF GEOLOGY 50(3):665—683

doi:10.3969/j.issn.0563-5020.2015.03.001

几种较特殊的地震成因软变形沉积构造*

钟建华[1] 倪良田[1] 邵珠福[2] 李 勇[1] 刘 选[1] 钟福平[3]
陈 彬[1] 毛 毳[1] 魏 婷[1] 孟 玮[1] 王金华[1]

(1. 中国石油大学(华东)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; 3. 河南理工大学 河南焦作 454000)

摘 要 地震形成的软沉积变形构造是一种重要的沉积构造，广泛分布于各个时代的各种地层中。近期在对宁夏固原市杨郎镇境内的寺口子下白垩统乃家河组剖面和北京南口林场中元古代剖面考察时发现了几种较特殊软沉积变形构造，分别是：软变形褶皱、软变形宽 U 形构造、软变形宽弧形构造、软变形平卧“V”形构造、软变形“Ω”形构造、球状枕状构造、软双重构造及软窗棂构造。这些构造的共同特征是：1)大部是一种连续变形，揭示它们是在未固结的塑性状态下形成的；2)几何学特征具有突变性，与正常的沉积构造极度不和谐，无法从正常沉积和构造变形的角度得到合理解释；3)都发生在粒度较细的岩层中；4)整个岩层受扰动强烈，显得很“杂乱”；5)尺度相对较大；6)一般都有一个或两个再作用面(或剪切面)。我们认为它们是被一种强烈的沉积后改造作用形成的，与地震(诱发)密切相关，是一种地震成因的软变形沉积构造。

关键词 软变形 沉积构造 成因 地震

中图分类号:P588.2, P315.2 **文献标识码**: A **文章编号**: 0563-5020(2015)03-665-19

地震是地球上一种最基本的地质作用和最常见的自然现象之一，广泛地发生于地质历史各个时期和许多地方。地震是一种岩石圈快速、强烈的运动在瞬间的表现，本身没有(远距离)搬运和沉积，但会强烈地影响和改造之前形成的松软和半固结的沉积物，形成一些相应的准沉积构造。这些准沉积构造的特征介于真正的沉积构造与由内动力地质作用形成的构造之间。由于地震形成的准沉积构造形成于沉积物松软或半固结状态，所以它们具有自己的特征。依据这些特征，我们能够将其识别出来。

在讨论地震成因构造之前，有必要提及相关的一个重要概念——震积岩。震积岩的研究始于 1969 年(Seilacher, 1969, 1984)，指的是指软沉积物或半固结沉积物被地震影响和改造之后形成的岩层，原地堆积是它们的特征(Einsele, 1996)。所以，这种岩层具有一般沉积岩所没有的特征。震积岩最大的特征是原地变形和液化(Einsele, 1996)。驱动变形的主要机制和过程是滑动、滑塌和液化。地震波使得软沉积物或半固结沉积物中的颗粒发生震动，导致颗粒产生位移和旋转，使原来的点接触转变为线接触。颗粒发生紧密堆积，原有的孔隙水出现饱和，颗粒之间完全或部分被水分隔，颗粒之间的摩擦力

* 国家自然科学基金项目(编号: 41172093)资助。
钟建华，男，1957 年 2 月生，博士，教授，构造地质学专业。E-mail: zhongjh@ upc.edu.cn
2014-11-04 收稿，2015-03-17 改回。

骤然下降，最终使沉积物在重力、密度差和孔隙流体压力的驱动下发生运动，形成新的软变形沉积构造(Sims，1973，1975；Lowe，1975；Hempton and Dewey，1983；Ringrose，1989；Obermeier，1996)。McLaughlin(2004)在美国 Kentucky 上奥陶统发现了一个分布面积大于 5 000 km^2 的地震诱发所形成的软沉积变形构造层，是至今报道的面积最大的连片地震作用层，该层贯穿了 8 个大规模的序列(三级层序以上)。

液化、流动、变形和紧密堆积是震积岩的特征。这一系列过程形成了与沉积动力和环境高度不和谐的软沉积变形构造和岩石组构。这种变化以 3 种方式进行：1)塑性变形；2)脆性变形；3)紧密堆积。判定一种岩石是不是震积岩，关键是其受到地震作用的改造程度。判定地震改造程度关键有两点：1)地震作用形成可以识别的构造，所以建立地震构造的识别标准最为重要；2)岩石组分的接触方式——紧密堆积。原始沉积的颗粒多以点接触的形式沉积下来，保存了大量的孔隙，这些孔隙又被水饱和。地震引起的震荡使颗粒发生旋转，点接触变成线接触、甚至是面接触，使得颗粒间的水过剩，颗粒被水“悬浮”起来，使沉积物发生液化，呈现出流体的性质。如果上部被渗透性差的泥质(有的泥质沉积在沉积后不久便会失水变得相对干燥)沉积覆盖，上部沉积物的重量就会完全被水承担下来，使液化的部分出现高压，如果上部沉积物有薄弱部分，高压的水便会乘虚而出，并将颗粒携带着一起上涌，形成泄水构造(砂火山、岩墙、岩脉)。如果上覆沉积物较厚、或没有缺陷、或太硬，液化层则无法突破上覆岩层形成上述构造，此时上覆岩层被水“悬浮”起来，像冰块漂浮在水面一样，在重力的作用下发生流动，形成大规模的滑动变形，所以这种滑动变形可以发生在很小角度的斜坡上。如果上覆沉积物是渗透性好的砂，液化释放的水便会单独上涌，使其上的砂层形成碟状构造，但是很多情况下碟状构造的成因与地震关系不大。所以，从另一个角度讲，有的软沉积变形构造有多成因。

二十几年来我国的许多地质学家对震积岩也开展了卓有成效的研究，涉及了华北元古宙—古生代、西南三江地区古生代、四川三叠纪、云南中元古代、四川峨眉晚侏罗世及新生代等不同地区、不同构造环境和不同岩性中的震积岩，取得了丰硕的成果，我国对震积岩的研究最早始于 1988 年(宋天锐，1988)，乔秀夫等(1994)也做了大量的重要工作，苏德辰等(2011)对门头沟中元古界雾迷山组中的地震成因软沉积变形构造也做了大量很好的工作，目前我国已发表了大量有关震积岩的论文(尹国勋等，1993；乔秀夫，1996；段吉业等，2002；田洪水等，2006；王化爱等，2008；杨剑萍等，2014)。

Seilacher(1984)强调震积岩中可以显示软沉积变形构造，但人们仍然还需要寻找其它地震成因的可靠独立证据，这也间接地指示在岩层中识别地震成因是有一定难度的。地震可以使软沉积物变形，形成软变形沉积构造，但并不是所有的软变形沉积构造都与地震有关(钟建华等，1999，2008)，只有部分软变形沉积构造是地震扰动形成的，但目前为止无法确定哪些软变形沉积构造确切为地震成因。普遍的观点认为地震引起软沉积物液化泄水(这种过程必须有沉积物密度差或密度倒置；Obermeier et al.，1995；McLaughlin，2004)，由此形成的沉积构造与地震的关系可以毋庸置疑，但软沉积物液化泄水还会形成一些次生的沉积构造，如滑动滑塌构造，但滑动滑塌构造也可以由非地震形成，如三角洲前缘和河流侧蚀都可以形成这种构造。此外，发生在海洋中的地震常常

会引起海啸，海啸又会形成风暴沉积，所以常常可以看到地震成因构造与风暴沉积共生在一起。

准确地识别出地震成因软变形沉积构造不仅有重要意义，而且有一定难度。本文把近年来在野外考察中发现的一些多种尺度的软变形沉积构造纳入地震成因软变形沉积构造。本文讨论的几种地震成因的软变形沉积构造主要来自两个地点，一个是宁夏固原市杨郎镇境内的寺口子剖面，另一个来自北京昌平的南口剖面。这两个地方的软变形沉积构造都非常发育，产出密度之高、尺度之大也属罕见，其中大部分未见文献报道。

1　宁夏固原寺口子剖面

该剖面位于宁夏固原市杨郎镇境内的寺口子水库一侧。对该剖面进行了实测(图 1)。剖面主要为一套灰色薄层状钙泥质沉积，夹少量灰岩和砂岩。这种以细粒沉积为主的沉积为地震诱发变形提供了良好的物质基础。其中发育了 3 种典型的软沉积变形构造，整个剖面软变形较强烈(图版Ⅰ-1、图版Ⅰ-2)，是一套典型的震积岩，以下对其中的 3 种典型软沉积变形构造进行简要介绍：

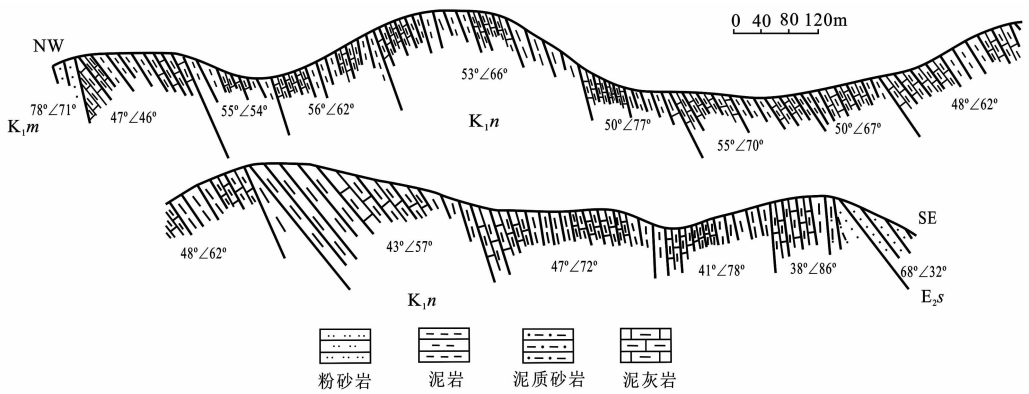


图 1　固原寺口子水库白垩系乃家河组剖面

Fig. 1　Naijiahe Formation profile of Cretaceous at Sikouzi reservoir in Guyuan City

1.1　软变形斜歪褶皱(背斜)(recumbent fold)

软变形斜歪褶皱(背斜)是一种产在层内的软变形沉积构造，呈斜歪褶皱状，轴面倾角为 30°~40°，左翼近直立或倒转，右翼中等倾斜，枢纽呈近尖角状，整体呈斜歪齿状。规模中等，宽为 1~2 m，高数十厘米到 1 m；不和谐，连续性较差(图版Ⅰ-2)，在某些部位，斜歪褶皱转变为近箱状。发育斜歪褶皱的顶底岩层均未变形，说明这种构造是在一种软沉积状态下变形的。但发育软变形斜歪褶皱的岩层则变形强烈，连续性较差。此外，其上下邻近地层中发育了其它典型、特征的软沉积变形构造，近左上角有一个宽“U”形构造，被认定为地震引起的顺层滑动牵引所致。其实整个剖面普遍发育了软沉积变形构造。软变形褶皱的轴面倒向与上部岩层的滑动方向一致，在图版Ⅰ-2 中指示上部岩层自右向左滑动。软变形褶皱的完整性较差，岩层的连续性也较差。产在黄褐色泥灰岩夹灰色泥岩、页岩中。软变形斜歪褶皱的形成主要与上部沉积层向斜歪褶皱轴面倒卧

方向相同的侧向滑动迁移有关，也可能与自身向斜歪褶皱轴面倒卧方向相同的侧向滑动迁移有关。总之，变形量是自上向下逐渐减小的，其“根部”基本不动。

在日内瓦湖 Trebbia 峡谷白垩系的滑积岩中也发育了不对称的滑塌褶皱，这种褶皱轴面斜歪，非常不和谐。产于灰色的薄层状钙质泥岩中，变形非常杂乱，极不和谐(Marroni et al., 1992)。在青岛灵山岛白垩系砂泥岩也发育了大量多种尺度的软变形斜歪褶皱(吕洪波等，2011；钟建华等，2012；王安东等，2013；邵珠福等，2014；Shao et al., 2014)，研究表明都与地震引起的滑动有关。所以，这种构造是一种比较常见的地震成因软沉积变形构造。

1.2 软变形(平卧)“V”形构造

明显的可以见到两个这种构造。规模较大，宽为 1 m 左右，高近 60 cm；下部正常，其延伸长度可达很远，是正常的地层；上部倒转，以 30°角度弯折(所以看上去成“V”字形)，但保持了连续完整，长为 70~100 cm，末端与上部砂岩层连接，但可以看出两者的分界；所以，该种构造看上去更像钩状构造。在“V”字形尖端处加厚膨大，厚度加大 1~2 倍。如同平卧褶皱，但不是平卧褶皱，而是沉积物半固结时上部岩层滑动牵引形成的软沉积物软变形沉积构造。中间夹 3~5 cm 厚的黑色泥岩，但已强烈变形，厚度不均。下右侧的地层缺乏层状性，具有明显滑动移动的特征。图 2 是“V”字形构造的形成示意图：滑动块体自右向左滑动，在滑动前端把未滑动沉积层翻卷过去，形成“V”字形构造。滑动体的滑动距离至少为被翻卷的岩层的长度。与软变形斜歪褶皱(图版Ⅰ-2)、大型宽 U 形构造(图版Ⅰ-3)等软沉积变形构造共生。这种软变形沉积构造与 Røe and Hermansen(2006)介绍的平卧褶皱(recumbent fold)非常相似，不同的是该软变形(平卧)“V”形构造是地震成因，形成于湖泊；而 Røe and Hermansen(2006)的平卧的“V”形构造由流水牵引形成，与河流有关。

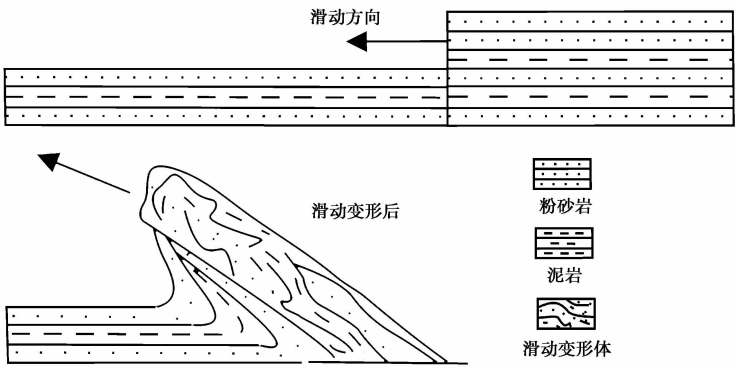


图 2 “V”字形构造的形成示意图

Fig. 2 The forming schematic diagram of V-shaped structure

1.3 软变形向斜

(1)宽“U”形构造

形态上类似于包卷层理的“向斜”(图版Ⅰ-3)，但不同的是“向斜”由薄层(5~6 cm)

泥灰岩构成，而非纹层状砂泥岩构成，且两侧无同期形成的“背斜”，呈半孤立产出，仅在相隔数米后出现另一个同样的构造(图版Ⅰ-5)，所以这种构造不应是包卷层理，故将其称为“U”形构造。图片中的“U”形构造规模中等，宽度约为 60 cm，高度约为 45 cm，宽高比为 1.33。无论是产状还是变形均不对称：左侧陡，近直立，变形强烈，中上部被强烈拉薄，不到下部正常岩层的一半；右侧中等缓斜，倾角在 45°中下部变形弱，而上部减薄明显。在“U”形构造的中上部有一层加厚非常明显，是两端厚度的 3 倍。两侧岩层扰动强烈，左右两侧均有一团 30 cm 尺度、没有任何结构和构造的均匀“泥团”，可能是强变形扰动的结果。顶部岩层产状正常，在蓝线右上的岩层产状正常，且厚度也稳定，揭示了变形发生在这些岩层形成之前；在红线两侧的岩层也有明显不同：红线左侧下的岩层产状和厚度变化均极大，强烈下凹，尤其是在“向斜”的核部岩层加厚非常明显，其厚度是“翼部”的 2~4 倍；而红线右侧上的 3 个岩层微下凹，厚度变化小于 2，推测变形也可能发生在红线附近，红线右侧上的 3 个岩层是变形后沉积形成的过渡层。这些现象均说明了这是一种软变形。同一层有 4 个这种构造，说明了这是一种层控的软变形沉积构造。在这个剖面中只发育了这一层 U 形构造，该层在图版Ⅰ-1 中的斜歪褶皱层之上 2 m 左右，整套地层均发育了大量软变形沉积构造(如软变形形成的斜歪褶皱、平卧“V”形构造、同沉积断裂和一些其它的不规则软变形沉积构造)。宽“U”形构造揭示了岩层侧向伸展较大。

(2)弧形构造

受同沉积断层控制的小型同沉积向斜(图版Ⅰ-5)，与“U”形构造相似，都呈下凹状。但“U”形构造的两侧倾斜很陡(倾角大于 45°)，而这种构造两侧缓斜(倾角小于 45°)且两侧稍有不对称。规模较大，宽约为 1.5 m，高为 0.7 m，其底部下凹变形可以达 2 m 以上，左下角的薄层泥灰岩也呈下凹的弧形。变形层在核部加厚，向两翼减薄。明显的是一种同沉积褶皱，是沉积物在软条件下变形，与后期构造运动形成的真正褶皱不同。同沉积断层两侧地层厚度有变化，断层右下侧的地层明显偏厚，断层直到右上角才消失，表明断层在右上角厚层砂岩形成时已经停止活动，两侧的地层已经“对接无缝”了，看不出有明显的落差，而左下角两侧的地层的落差则可达数十厘米。可见这是一条明显的同沉积断层。这条断层控制了照片中部的小型同沉积向斜。如果仔细观察这个剖面，可以发现薄岩层变形很强烈，在颜色较深的灰色岩层中，可见不和谐的小型褶皱和不规则变形。

这种软沉积变形构造的变形特征与“U”形构造最大的不同在于这种构造在中部的变形量最大，向两侧逐渐减缓至零，而“U”形构造在整个底部相当一个宽度内的变形量却非常小。

固原寺口子水库剖面很可能发育了一些其他小尺度的软沉积变形构造，由于观察研究较粗有遗漏，有待以后补充。此外，除了上述连续软沉积变形构造以外，固原寺口子水库剖面同时发育有同沉积断层，说明了脆性断裂与塑性连续变形的共存。

固原寺口子水库剖面从下到上均发育了较大密度的大中尺度软变形沉积构造，剖面的可测厚度为 1 000 m 左右，其中至少发育了 3 个明显的角度接触界面，可能是地震形成的大型滑动滑塌面，而非不整合面，对应的是四级层序界面。整个剖面是一个不完整

的三级层序，规模虽大，但与 McLaughlin(2004)在美国 Kentucky 上奥陶统报道的震积岩相比则是“小巫见大巫”。可见在宁夏固原地区白垩纪是一个非常活动的构造—沉积单元：构造活动强烈，地震活动频繁，沉积扰动强烈，是中国北方中生代强烈的燕山运动的一个缩影。

2 北京南口中元古代剖面

北京南口中元古代碳酸盐岩剖面位于北京市昌平以北的南口林厂附近，在京藏高速公路进山的右侧，交通极为方便，因采石而揭露良好。该剖面（图 3)属于中元古代的雾迷山组，距今约为 1.5~1.4 Ga。这是一套以薄中层泥晶灰岩为主的地层，底部有少量中厚层灰岩，夹少量黑色硅质岩透镜体或薄条带，向上硅质岩增多，上部有一层 2 m 左右厚的近顺层中基性侵入岩，其顶部为一层厚 1 m 左右的薄层状灰岩，有大理岩化现象，因风化强烈有粘土岩化；右下角有一层近于垂直层面的厚为 20 cm 左右的基性侵入岩脉；顶部有一层近于顺层侵入的 2~5 m 厚的基性岩，其测年数据为 372 Ma(K-Ar 法)，时间上属于海西期(有关问题另文讨论)。我们认为这套地层是在较深水的条件下形成的(但海水不会太深，因为在软沉积变形层之上有大量藻纹层和藻形成的沉积构造)，可能是在碳酸盐台地斜坡坡脚下，而非在一般的浅海碳酸盐台地的主体。其中发育了很好的软变形构造和相关的沉积构造，初步统计有 9 层软沉积变形构造，总体规律是自下向上软沉积变形构造逐渐变小、软变形层逐渐变薄，该剖面也是一套典型的震积岩。在门头沟的同一地层中，宋天锐等(1988)、乔秀夫等(1994)及苏德辰等(2011)已经先期发现了一些软沉积变形构造，并指出它们是地震的产物。但前人在门头沟报道的这套地层中的软沉积变形构造与我们本次报道的软沉积变形构造大不相同，简要概括如下。

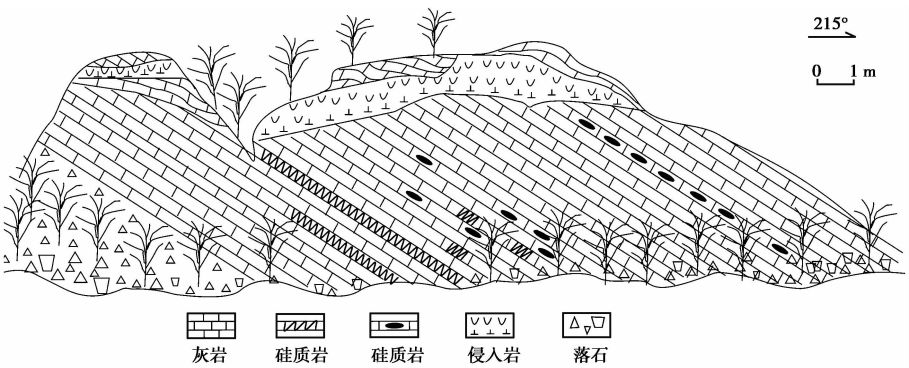


图 3 南口林场中元古界雾迷山组软沉积变形构造发育剖面

Fig. 3 The profile of soft sediment deformation structure in Wumishan Formation of Mesoproterozoic at Nankou forest farm

2.1 软变形褶皱

(1)紧闭不规则软变形褶皱

本文把高宽比≥2 的不规则软变形褶皱称为“紧闭不规则软变形褶皱”。在南口剖

面的下部是一层中厚层状泥晶灰岩，其中发育了很好的软变形褶皱，整体特征是：不大规则，单个褶皱宽为 13 cm，高为 40~50 cm，高宽比约为 2~3。剖面上可以观察的宽度在 10 m 左右，剖面的左下角倾入地下，右上角被植被和第四系坡积物覆盖。顶底部岩层未变形，但两者之间有一波状的界面，呈黄褐色，厚数毫米(图版Ⅱ-1)。软变形褶皱多呈紧闭褶皱状，变形最为强烈的部分换算成水平收缩量约为 1/2~2/3，可见水平方向的缩短也非常强烈。换算成竖直加厚量也为 2~3 倍左右。侧向上过渡为发育球状构造、枕状构造、软双重构造及叠瓦构造的岩层，说明变形层在不同部位响应方式不同。根据变形层内部和顶底的接触关系，可以肯定这是一种软变形沉积构造，非后期构造改造变形。

在另一处可见一些更特殊的非常紧闭的软变形褶皱。上述图(图版Ⅱ-1)顶面的视图，中下部也呈尖棱背斜状，规模较小，宽为 5~6 cm，高约为 15 cm，高宽比为 3，揭示水平缩短率约为 5/6。上部同样岩性的岩层丝毫未变形，其中的纹层主体呈水平状，说明了这些岩层是在变形之后沉积形成的。

(2)紧闭近直立软变形褶皱

这是一种比较规则的软变形褶皱。紧闭背斜状，高宽比约为 2，轴面直立。宽度多为 10 cm 左右，高为 30 cm 左右，高宽比最大可达 6。换算成水平收缩量局部最大可达 5/6左右，可见水平方向的缩短非常强烈。底部可见近水平的层理。与发育球状构造、枕状构造、软双重构造及叠瓦构造的岩层相邻。可以肯定为同沉积变形，非后期构造改造变形。

较紧闭的软变形褶皱，高宽比约为 1.5；右侧的软变形褶皱呈紧闭背斜状，宽为 13 cm，高为 23 cm 左右。换算成水平收缩量局部最大可达2/3左右，可见水平方向的缩短也非常强烈。左侧可见紧闭背斜与层理呈近直角交切，但背斜挤入又使层理发生膨大，加厚近 1 倍。与发育球状构造、枕状构造、软双重构造及叠瓦构造的岩层相邻。为同沉积变形，非后期构造改造变形。

(3)中等紧闭的软变形褶皱

高宽比在 1~2 之间的软变形褶皱(图版Ⅱ-4)。规模中等，高宽皆为 45 cm 左右，高宽比接近 1。换算成水平收缩量为 1/2 左右，可见水平方向的缩短也比较强烈。为同沉积变形，非后期构造改造变形。该带往右侧追索可以见到叠瓦构造和软双重构造。其下为近直立的软变形褶皱，其上部为发育水平层的正常岩层。可见软变形褶皱形成后经历了一个动荡的高能环境下的快速沉积阶段。

在另一个中等紧闭的软变形褶皱的顶面（图 4)，可以看到一系列横向近于平行的条带，实际为软变形褶皱的“翼”在顶面的表现。照片上部的“竖道”是另一个软变形褶皱在顶部的表现，在其竖直的侧面也可以看到软变形褶皱，但规模相对右侧的软变形褶皱要小，宽度和高度多为 10 cm 左右，高宽比在 1 左右，也是一种中等紧闭的软变形褶皱。有些软变形褶皱，可以发现它们的变形运动从下向上为主(隆起成为软变形背斜)，但在顶部有的又有侧向变形运动的分量，图 5 就是我们从顶面看到的现象，也呈褶皱状，显示出物质有自下向上流动的现象，揭示了软沉积在液化过程中的运动非常复杂。这种软变形褶皱的存在揭示了侧向滑动较强烈，而且滑动面形态复杂，软沉积运动较复杂。

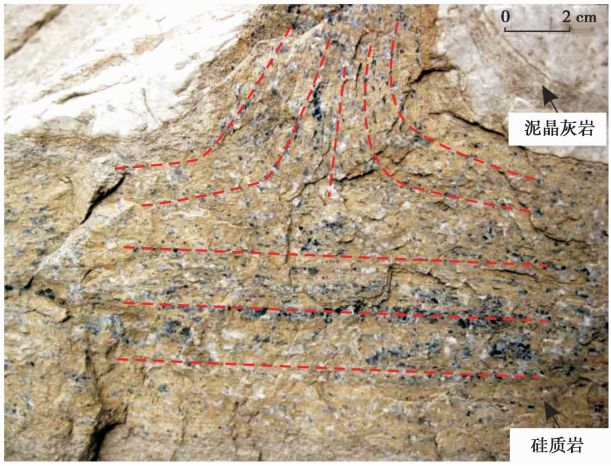


图 4 南口林场中元古代软变形褶皱的顶面视图(两个方向的组构，高角度斜交)

Fig. 4 The superface view of soft deformation fold in Mesoproterozoic at Nankou forest farm (the fabric of two directions, high angle and oblique crossing)

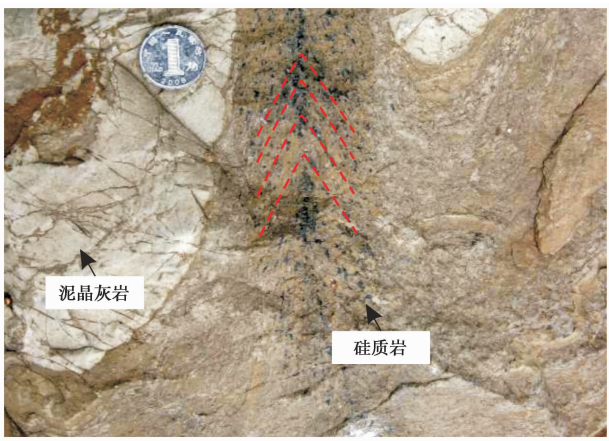


图 5 南口林场中元古代软变形褶皱的顶面视图(呈中等紧闭的褶皱状)

Fig. 5 The superface view of soft deformation fold in Mesoproterozoic at Nankou forest farm (presenting medium closed drape)

总观南口林场中元古界规则软变形褶皱，可以分为 3 种类型：1)较宽缓的软变形褶皱(图版Ⅱ-4，图 6a)；2)较紧闭的软变形褶皱(图版Ⅱ-2，图 6b)；3)转折端呈尖棱状的软变形褶皱(图版Ⅱ-3，图 6c)。

在软变形褶皱中还有一种物质引人注目：硅质碎屑。这些碎屑呈黑色、灰黑色、浅灰色，以数毫米直径为主，形态多不规则，多呈角砾状；长轴平行于围岩或褶皱轴面。悬浮于泥晶灰岩内。占比表面积的 20%～40%。在脉的中部常见一系列的角砾排列成条带状，显示出了定向流动的特征。硅质碎屑的岩性与地层中的硅质岩相同，从软变形褶皱中大量的硅质碎屑看，它们极有可能是当时密度较小的物质(含水的未硬化 SiO_2 的密度可能小于未固结的 $CaCO_3$ 软泥)，液化后向上“浮起”，成为形成隆起褶皱的垂向动力。

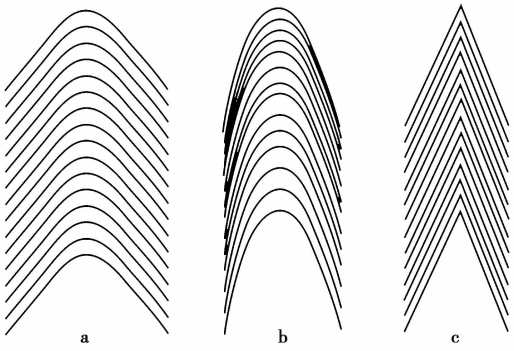


图 6　南口剖面碳酸盐岩中的 3 种规则的软变形褶皱横截面示意图

Fig. 6　The cross section schematic diagram of three regular soft deformation folds in carbonate rocks at Nankou profile

(4)“Ω”形软变形褶皱

这是在附近另一个剖面中发现的，与南口剖面相距约 1 km。是一种非常特殊的层理，外形呈“Ω”，顶部呈宽圆的弧形，两侧自上向下收缩，核心部分顶部宽为 23 cm 左右，底部宽为 7~8 cm；规模较小，核心部分最大宽约为 23 cm，两侧影响范围可达 40 cm 左右；核心部分高约为 10 cm，影响高度约为 20 cm。发育在泥晶灰岩中，硅化现象（图 5 中黑色部分）明显。灰岩的水平层理非常发育，部分发育缓波状层理。纹层厚度约为 1~2 mm。在这种层理的右侧侧向有一团厚度和宽度为 1 m 左右的滑动变形团块，揭示了较强烈的侧向滑动；再者，发育这种层理的层段还有大量小型的同沉积断层，表明了其形成时受到了强烈的某种作用；同一套地层中还有大量规模更大、更稳定的软变形褶皱、小型同沉积断层、滑动构造、浊积构造及丘状交错层理。综合体现了地震成因特征。形成这种构造的关键是变形层自下向上水平滑动能力逐渐减弱。

(5)不规则软沉积变形构造

在规则软变形褶皱之上有一层不规则软沉积变形构造，两者之间隔 1.2 m 左右。不规则软沉积变形构造的尺度相对较小，规模多为 10~20 cm。形态复杂，多呈极度不规则状，难以描述，多呈钩状、碎片状、碎块状。软沉积变形构造多有硅岩混杂，硅岩的规模多为 3~5 cm，形态也极不规则，呈破布状。变形层的厚度为 40~50 cm，底部有一层 10 cm 左右的砾屑灰岩，砾屑的直径多为数毫米到 1 cm，砾屑灰岩的底部比较平坦，与变形层的结合面呈波状。变形层顶部也为一层厚约为 0~10 cm 的砾屑灰岩。

(6)球状、枕状构造

这是一种完全由碳酸盐岩形成的构造，说其是砂球、砂枕构造确实有点张冠李戴，因为其与砂毫无关系，所以，我们将其称为“球状、枕状构造”。

球状构造：总体近圆形或椭球形，直径多为 10 cm 左右（图版Ⅲ-1、Ⅲ-2、Ⅲ-3）。变形纹层厚为 1~3 mm，呈封闭或半封闭的圆环形或半元环形，但大部是上部连续性较好，呈向上拱起的半弧形（图版Ⅲ-1、Ⅲ-2），外形呈气球状，上大下小。纹层均呈上突状，与顶部的弧形近一致。只有少数呈近封闭的圆环形（图版Ⅲ-3）；所在的整个层都发生了变形，但只有这种气球状的软变形褶皱才具有完好的形态，其左右两侧的软变形褶

皱都不规则。与上图中的枕状构造为同一层，发育在含硅质碳酸盐岩中。

枕状构造：有两种类型。一种是呈椭圆状的枕状构造(图版Ⅲ-4)，长为 35 cm，高为 32 cm。变形纹层厚为 1~3 mm，连续性较好，在外缘闭合成椭球形；长轴顺层分布。左下有一层约为 6~7 cm 厚的纹层已完全硅化。发育在大型软变形褶皱的顶部，该变形层厚为 40~60 cm。另一种是呈矩形的枕状构造，规模很大。分为两个部分，一部分是外圈，一部分是内核。外圈长为 1.1 m，高为 56 cm。外核的枕状形态不大明显；内核呈近矩形，长为 45 cm，高为 22 cm，枕状特征明显(图版Ⅲ-5)。内核外缘有一圈不连续的硅质，左右两侧较厚，达 5~7 cm；顶部基本没有硅质层，底部较薄，厚为 1 cm 左右，也仅发育在两侧。长轴顺层分布。其内部的软变形褶皱在两侧及顶部的发育较好，与枕状构造的外缘同形，且联续性较好；软变形褶皱呈倒宽“U”字形。外层的黑色硅质岩层也发育了层理，在两侧竖直，在靠近底缘急剧弯曲成水平状。底部的软变形褶皱相对较差。变形仅发育在同层中，同层隔 1~2 m 有一个软变形沉积构造。顶底部岩层均未变形。两种类型的构造都与顺层剪切有关，而非上下运动形成；否则在竖直剖面上难以形成连续闭合的椭圆形层理。顶部地层未变形，下部地层变形，可见右下角的环状软变形褶皱。产于含硅质碳酸盐岩中，形成于较深水环境。

形成这种球状、枕状构造需要沿层面或球状、枕状构造的长轴方向发生剪切运动，且运动距离不能太短，否则难以形成这种纹层封闭的球状、枕状构造。那么最短运动距离要多大？目前还没有定论，但我们认为至少要大于球状、枕状构造的长轴。由于在剖面上无法观察到长轴，所以，我们认为至少要大于剖面观察到的球状、枕状构造的半径。我们可以从南口剖面中的紧闭软变形褶皱的变形量来推断最大滑移量。剖面中 3 层紧闭软变形褶皱层的厚度多为 40~50 cm，侧向延伸长度约为 3~4 m(因剖面倾斜而扎入地下无法观察)。按照紧闭软变形褶皱的缩短率为 1/2 计算(保守估算)，从一侧滑动点到另一侧的结束点的最大滑动距离应为 6~8 m 左右，所以从滑动距离上来说是足够的。我们再来讨论一下另一个问题：球状、枕状构造的纹层完全封闭面应该是垂直运动方向的，所以形成图版Ⅲ-3 中的球状构造的顺层剪切滑动应该垂直于图片，是一种自里向外、或自外向里的滑动。剖面中的 3 个大紧闭软变形褶皱层在三维上也是呈紧闭褶皱状，所以在运动方向上也可以保证形成球状、枕状构造的条件存在。

(7)窗棂状构造

实际上这是一种由较紧闭软变形褶皱组合成的构造直立紧闭的变形褶皱在纵向上延伸成岩墙状，然后以近直角相交组合成窗棂状（图 7)，把灰岩切割成近方块状，方块的宽度多为 20~30 cm，高度为 30~40 cm。所以，在直立面上看到的是一系列直立或近直立的紧闭软变形褶皱，在平面上见到的是一系列岩脉，有时也可见紧闭的软变形褶皱。从图 4、图 5 和图 6 也可看出，这种软变形褶皱实际上在空间交织成三维网格状，把围岩分割成(方)块状。我们认为这种构造也是一种地震产物(它们与上图中的球状、枕状、软变形褶皱、软双重构造及叠瓦构造共生)，是在地震形成的大面积伸展破裂和液化的条件下形成的。产于泥晶灰岩中，与上部的枕状和球状构造及后面的软双重构造为同一套地层，层位偏下。这种软变形构造是由软沉积向上泄水形成的。

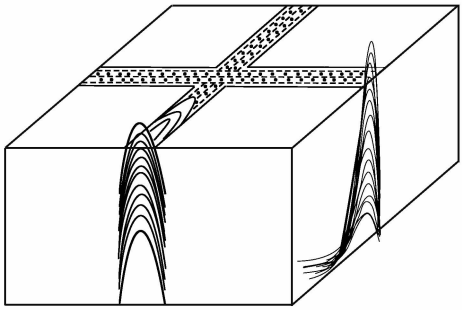


图 7　南口软变形褶皱组合三维示意图

Fig. 7　The three-dimensional schematic diagram of soft deformation fold combination at Nankou profile

(8)软双重构造

这是一种由双重构造借用的名称，在形态和结构上有些相似，但形成动力、形成机制和过程则大相径庭。由一系列 2~3 mm 厚的灰岩薄片组成，高度约为 10 cm；叠片的厚度很小，多为 1~4 mm；叠片的倾向在图版Ⅲ-6 中均倾向右，比较规则；而图版Ⅲ-7 中的叠片的倾向在左中侧以右倾为主，倾角自右向左逐渐增大，从 30°左右变为 60°~70°；在右侧叠片的倾向发生了变化，由右倾变为左倾，倾角较大，为 60°~70°之间。但中间被一团碎块隔开。这种倾向的复杂变化揭示了当时较复杂的运动。底部以凹凸面与下部的硅质岩岩层过渡性接触，顶部以角度与上部岩层突变接触，但接触面较平整连续，可能是一个沉积界面，而不是滑动面。一般认为形成这种构造的动力与滑动滑塌或重力流牵引有关，上下是两个剪切面(Shanmugam et al., 1988)。这种构造多发育在碎屑岩中，在碳酸盐岩中只有苏德辰等(2011)在同一地层中报道的板刺构造有点类似这种构造。

3　讨　论

以上对宁夏固原市杨郎镇境内的寺口子水库下白垩统乃家河组和北京昌平的南口中元古界剖面中的软沉积变形构造进行了简要的介绍，我们认为它们的成因与地震有关。以下简要分析：

(1)宁夏固原市杨郎镇境内的寺口子水库下白垩统乃家河组剖面受到了强烈的扰动，可以见到整个剖面的地层非常凌乱，岩层厚度极不稳定，侧向变薄和加厚强烈，如发育斜歪背斜的岩层，厚度变化为 30~60 cm；滑动滑塌变形和加厚减薄现象也非常发育。这显然不是沉积作用形成的。再从变形特征看也不是构造变形所为，是一种在沉积后受到强烈扰动变形形成的。此外，在该剖面上还可以见到同沉积断层，也说明了当时运动的强烈性。再仔细观察北京南口剖面，可以见到底部地层强烈褶皱，侧向缩短强烈，可达 1/2 以上，自然垂向上也加厚了一倍以上，从能量的角度来说非常之大。在该变形层之上有浊流形成的砾屑灰岩，说明了该层极有可能是地震引起的软沉积物顺斜坡的滑动变形和(南口剖面)海啸沉积。

(2)北京昌平的南口中元古界剖面中的软沉积变形构造发育在一种含硅质的碳酸盐

岩中的，揭示了软变形与硅质可能有一定关系。硅质物质沉积时或沉积后可能是一种含水较高的胶体物质，不容易胶结硬化，所以极易在地震的作用下液化；此外硅质沉积物可能相对碳酸盐沉积物密度要小，所以地震引起含硅质较高的碳酸盐软泥液化，形成密度较小的液化物质，容易沿着斜坡滑动或发生底劈，形成软沉积变形构造。

(3)变形层顶部往往有风暴形成的沉积共生。在宁夏固原市杨郎镇境内的寺口子水库下白垩统乃家河组变形层的顶部往往为风暴形成的块状细粒沉积—重力流；在北京昌平的南口剖面的变形层的顶部有一层厚约为 10 cm 的砾屑沉积，其底部冲刷现象非常明显，砾石具有磨圆和叠瓦构造，显然经过了一定的距离的单向水流的搬运。叠瓦构造揭示了受到单向水流的作用，这种单向水流极有可能是浊流。而这种浊流极有可能与地震触发引起的湖啸和海啸有密切关系。在北京门头沟同时代地层中也发育了大型的风暴沉积与震积岩共生的现象。

(4)我们认为无论是宁夏寺口子剖面还是北京南口剖面，斜坡滑动变形是软变形褶皱和相关构造形成的主要机制。在上述两个剖面的强烈变形层之下均有一个明显的滑动剪切面，是斜坡滑动存在的一个有力证据。地震作用引起斜坡上的软沉积物失稳而沿某个剪切面滑动，驱动力则是重力。据研究，斜坡的坡度大者可超过 15°。有实例表明，在 7°坡度下，滑动面积可达 110 km^2，厚度可达 9 m(Corbett and Johnson，1982)。目前我们还无法确定两者的滑动坡度，但估计发育这种细粒沉积的坡度约为 10°。

以上从 4 个角度分析了上述软变形沉积构造的成因，认为应归属于地震，但这 4 个角度都是间接的，具有推测性，无法肯定它们就一定是地震形成的，但无法把它们归咎于正常沉积构造，也无法把它们归咎于构造成因构造。所以，把它们初步定为地震成因构造，随着今后研究的深入和我们对地震成因构造研究的普遍深化，这些构造的成因归属将趋于科学客观。

以上简要介绍了几种地震成因软变形沉积构造，无论是对它们的几何学描述、还是成因分析都是初步的。由于人们对现代地震成因软沉积变形构造的研究还很少，所以无法建立一个让人信服的软沉积变形构造与地震关联度较高的资料库，用以分析对比古代几何学类似的构造，再加上软沉积变形构造的多成因性，导致有关研究缺乏可靠的类比标准，进而无法准确可靠地判定其成因。“对同一地质现象，不同地质学家往往有着不同的解释，但要忠实于客观地质记录(乔秀夫等，1999)”。所以，建立起一个详实的地震软沉积变形构造资料库是必要的。对真正由地震形成的软变形沉积构造视而不见是不幸的，但把所见的软变形沉积构造都称之为地震成因软变形沉积构造又会形成学术灾难，既要重视反映地震成因的指纹构造(molar tooth)，又要重视反映地震成因的构造组合—，两者缺一不可。

致谢 中国石油大学(华东)地球科学与技术学院的 2008、2009 级部分研究生参与了野外科考，借此机会致谢。

参 考 文 献

段吉业，刘鹏举，万传彪. 2002. 华北燕山中-新元古代震积岩系列及其地震节律. 地质学报，**76**(4)：441—445.

Duan Jiye, Liu Pengju and Wan Chuanbiao. 2002. Mesoproterozoic and Neoproterozoic seismite and its rhythm in the Yanshan area, North China platform. *Acta Geologica Sinica*, **76**(4): 441—445.

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.

Lü Hongbo, Wang Jun and Zhang Haichun. 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.

乔秀夫，宋天锐，高林志等. 1994. 碳酸盐岩振动液化地震序列. 地质学报，**68**(1): 16—34.

Qiao Xiufu, Song Tianrui, Gao Linzhi et al. 1994. Seismic sequence in carbonate rocks by vibrational liquefaction. *Acta Geologica Sinica*, **68**(1): 16—34.

乔秀夫. 1996. 中国震积岩的研究与展望. 地质论评，**42**(4): 317—320.

Qiao Xiufu. 1996. Study of seismites of China and its prospects. *Geological Review*, **42**(4): 317—320.

乔秀夫，高林志. 1999. 华北中新元古代及早古生代地震灾变事件及与 Rodinia 的关系. 科学通报，**44**(16): 1753—1758.

Qiao Xiufu and Gao Linzhi. 2000. Earthquake events in Neoproterozoic and Early Paleozoic and its relationship with supercontinental Rodinia in North China. *Chinese Science Bulletin*, **45**(10): 931—935.

邵珠福，钟建华，李　勇等. 2014. 青岛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.

Shao Zhufu, Zhong Jianhua, Li Yong et al. 2011. The sedimentary characteristics and environmental analysis of Late Mesozoic gravity flows in Lingshan island. *Geological Review*, **60**(3): 555—566.

苏德辰，孙爱萍. 2011. 北京永定河谷中元古界雾迷山组软沉积物变形与古地震发生频率. 古地理学报，**13**(6): 591—614.

Su Dehen and Sun Aiping. 2011. Soft-sediment deformation and occurrence frequency of palaeoearthquake in the Mesoproterozoic Wumishan Formation, Yongding River Valley, Beijing. *Joural of Palaeogeograghy*, **13**(6): 591—614.

宋天锐. 1988. 北京十三陵前寒武纪碳酸盐岩地层中的一套可能的地震—海啸序列. 科学通报，**38**(8): 609—611.

Sun Tianrui. 1988. A possible seismic-tsunami sequence in Precambrian carbonate stratigraphy in Shisanling area, Beijing. *Chinese Science Bulletin*, **38**(8): 609—611.

田洪水，张增奇. 2006. 山东安丘地区郯庐断裂带古近纪冲积物震积岩序列. 地质科学，**41**(2): 208—216.

Tian Hongshui and Zhang Zengqi. 2008. Seismite succession of the Paleogene alluvium along the Tancheng-Lujiang fault zone in Anqiu area, Shandong. *Chinese Journal of Geology*, **41**(2): 208—216.

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. 古地理学报，**15**(5): 717—728.

Wang Andong, Zhou Yaoqi, Yan Hua et al. 2013. Characteristics of soft-sediment deformation structures of the Early Cretaceous in Lingshan island of Shandong Province. *Journal of Palaeogeography*, **15**(5): 717—728.

王化爱，钟建华，陈　鑫等. 2008. 蒙古塔木察格坳陷白垩系震积岩特征及其地质意义. 地质学报，**82**(8): 1088—1094.

Wang Huaai, Zhong Jianhua, Chen Xin et al. 2008. Characteristics of Cretaceous seismite in the Tamuchage depression, Mongolia, and its significance. *Acta Geologica Sinica*, **82**(8): 1088—1094.

杨剑萍，王海峰，聂玲玲等. 2014. 冀中坳陷晋县凹陷古近系震积岩的发现及地质意义. 沉积学报，**32**(4): 634—642.

Yang Jianping, Wang Haifeng, Nie Lingling et al. 2014. Discovery and geological significance of seismites of Paleogene in Jinxian sag, Jizhong depression. *Acta Sedimentologica Sinica*, **32**(4): 634—642.

尹国勋，汤友谊. 1993. 地史时期地震事件的岩石学证据——以四川峨眉晚侏罗世湖泊沉积中的震积岩为例. 地震地质，**15**(1): 61—65.

Yin Guoxun and Tang Youyi. 1993. Petrology evidence for seismic event in geologic history: With an example of seismite in the sediment of Late Jurassic lakes in the Emei Mountains, Sichuan Province. *Seismology and Geology*, **15**(1): 61—65.

钟建华，侯启军，钟延秋. 1999. 黄河三角洲(泄水)包卷层理的成因研究. 地质论评，**45**(3): 306—312.

Zhong Jianhua, Hou Qijun and Zhong Yanqiu. 1999. Genesis of the (sluicing) convolute bedding in the Yellow River delta.

Geological Review, **45**(3): 306—312.

钟建华, 许世红, 王志坤等. 2008. 柴达木盆地西部七个泉地区第四纪冰川刨耕变形层理的研究. 地质论评, **54**(2): 207—214.

Zhong Jianhua, Xu Shihong, Wang Zhikun et al. 2008. Study on the Quarternary glacial-ploughed deformation beddings in Seven Springs area, western Qaidam Basin. *Geological Review*, **54**(2): 207—214.

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.

Zhong Jianhua. 2012. Lingshan island Mesozoic sedimentary rock is the deep source turbidite far, or intracontinental delta deposit. *Geologica Review*, **58**(6): 1180—1182.

Corbett E J and Johnson C E. 1982. The Santa Barbara, California, earthquake of 13 August 1978. *Bulletin of the Seismological of America*, **72**(6): 2201—2226.

Einsele G. 1996. Event deposits: The role of sediment supply and relative sea-level changes: Overview. *Sedimentary Geology*, **104**(1—4): 11—37.

Hempton M R and Dewey J F. 1983. Earthquake-induced deformational structures in young lacustrine sediments, East Anatolian fault, Southeast Turkey. *Tectonophysics*, **98**(3—4): 7—14.

Lowe D R. 1975. Water escape structures in coarse-grained sediments. *Sedimentology*, **22**(2): 157—204.

Marroni M, Monechi S, Perilli N et al. 1992. Late Cretaceous flysch deposits of the northern Apennines, Italy: Age of inception of orogenesis-controlled sedimentation. *Cretaceous Research*, **13**(5—6): 487—504.

Obermeier S F, Bleuer N R, Munson C A et al. 1995. Evidence of strong earthquake shaking in the lower Wabash Valley from prehistoric liquefaction features. *Science*, **251**(4997): 1061—1063.

Obermeier S F. 1996. Use of liquefaction-induced features for paleoseismic analysis: An overview of how seismic liquefaction features can be distinguished from other features and how their regional distribution and properties of source sediment can be used to infer the location and strength of Holocene paleo-earthquakes. *Engineering Geology*, **44**(1): 1—76.

McLaughlin P I. 2004. Eustatic and tectonic control on the distribution of marine seismites: Examples from the Upper Ordovician of Kentucky, USA. *Sedimentary Geology*, **168**(3—4): 165—192.

Ringrose P S. 1989. Palaeoseismic liquefaction event in Late Quaternary lake sediment at Glen Roy, Scotland. *Terra Nova*, **1**(1): 57—62.

Seilacher A. 1969. Fault-graded beds interpreted as seismites. *Sedimentology*, **13**(1—2): 155—159.

Seilacher A. 1984. Sedimentary structures tentatively attributed to seismic events. *Marine Geology*, **55**(1—2): 1—12.

Shanmugam G, Moiola R J and Sales J K. 1988. Duplex-like structures in submarine fan channels, Ouachita Mountains, Arkansas. *Geology*, **16**(3): 229—232.

Shao Z F, Zhong J H, Li Y et al. 2014. Characteristics and sedimentary processes of lamina-controlled sand-particle imbricate structure in deposits on Lingshan Island, Qingdao, China. *Science China Earth Sciences*, **57**(5): 1061—1076.

Røe S L and Hermansen M. 2006. New aspects of deformed cross-strata in fluvial sandstones: Examples from Neoproterozoic formations in northern Norway. *Sedimentary Geology*, **186**(3—4): 283—293.

Sims J D. 1973. Earthquake-induced structures in sediments of Van Norman Lake, San Fernando, California. *Science*, **182**(4108): 161—163.

Sims J D. 1975. Determining earthquake recurrence intervals from deformational structures in young lacustrine sediments. *Tectonophysics*, **29**(1—4): 141—152.

Study on several special sedimentary structures of earthquake-induced soft deformations

Zhong Jianhua[1]　Ni Liangtian[1]　Shao Zhufu[2]　Li Yong[1]　Liu Xuan[1]　Zhong Fuping[3]
Chen Bin[1]　Mao Cui[1]　Wei Ting[1]　Meng Wei[1]　Wang Jinhua[1]

(1. *Earth Science and Technology Institute*, *University of Petroleum*, *Qingdao*, *Shandong*　266580; 2. *Qingdao Institute of Marine Geology*, *Qingdao*, *Shandong*　266071; 3. *Henan University of Science and Technology*, *Jiaozuo*, *Henan*　454000)

Abstract

Earthquake-induced soft deformation structure is an important sedimentary structure, which is widely distributed in various strata of every phrase. Recently, we found several specific soft sediment deformation structures during the survey at the Sikouzi profile of Naijiahe Formation, Lower Cretaceous in Yanglang Town, Guyuan, Ningxia Province, as well as at the Nankou forest farm profile of Middle Proterozoic in Beijing. Through our preliminary identification, these soft deformation structures can be respectively defined as soft deformation fold, wide U-shaped soft deformation structure, wide arc-shaped soft deformation structure, prostrate V-shaped soft deformation structure, Ω-shaped soft deformation structure, spherical and pillow structure, soft duplex and soft mullion structure. These structures have the following common characteristics: 1) The most are continuous deformations, which reveal they are formed under unconsolidated plastic state. 2) They have mutability in geometric features and are disharmonious with normal sedimentary structures, thus we can't provide reasonable explanations from the perspective of normal sedimentary and tectonic deformations. 3) They all develop in fine-grain strata. 4) The whole strata have intense disturbance and appear extremely "messy". 5) They have relatively large scales. 6) Usually, they have one or two reactivation surface(s) or shear plane(s). Though research, we discover they are formed by a strong external force transformation after deposition, and further they are closely related to earthquakes (earthquake-triggered). Therefore, we regard these structures as a kind of seismic origin soft deformation sedimentary structure.

Key Words　Soft deformation, Sedimentary structure, Origin, Earthquake-induced

图版说明

图版Ⅰ-1 强烈扰动的剖面。靠左侧为软沉积斜歪背斜带，中右侧为不规则的强烈变形带。整个剖面以黄褐色—灰色薄层状钙泥质沉积为主，夹数层中厚层状泥灰岩。下白垩统乃家河组。寺口子水库。

图版Ⅰ-2 上图左下侧的软沉积斜歪背斜变形层放大图。可以清晰地看到右侧有两个软变形斜歪背斜，组成背斜的岩层连续性不大好。同层向左上变成了箱型背斜。底部变形界面较齐整，顶面参差不齐。滑动自右向左，与“V”形构造指示的滑动方向一致。下白垩统乃家河组。寺口子水库。

图版Ⅰ-3 形态上类似于包卷层理，但不同的是岩性由薄层泥灰岩构成，而不是纹层或细层，所以我们将其称为“U”形构造。规模中等，宽度约为 60 cm，高度约为 45 cm，宽高比为 1.33。无论是产状还是变形均不对称，左侧陡，近直立，变形强烈，中上部被强烈拉薄，不到下部正常岩层的一半；右侧中等缓斜，倾角为 45°，中下部变形弱，而上部减薄明显。在“U”形构造的中上部有一层加厚非常明显，是两端厚度的 3 倍。产于薄层泥灰岩夹灰黑色泥岩中。下白垩统乃家河组。寺口子水库。

图版Ⅰ-4 受同沉积断层控制的小型同沉积向斜。与“U”形构造相似，都呈下凹状，“U”形构造的两侧倾斜很陡(倾角大于 45°)，而这种构造则两侧缓斜(倾角小于 45°)。规模不大，宽约为 1.5 m，高为 0.7 m。变形层在核部加厚，向两翼减薄。下白垩统乃家河组。寺口子水库。

图版Ⅰ-5 中等紧闭的软变形褶皱。规模中等，变形层厚为 40~50 cm，单个变形褶皱宽为 20~30 cm。换算成水平收缩量约为 1/2，可见水平方向的缩短也比较强烈。底部铁锈色的线为一明显的凹凸不平的滑脱面，顶部为砾屑灰岩、浊流成因的叠瓦构造灰岩和具软双重构造的灰岩。产于细晶灰岩中。中元古代。北京南口。

图版Ⅰ-6 明显可见到两个“V”字型构造。规模较大，宽为 1 m 多，高近 60 cm；下部正常，其延伸长度可达很远，是正常的地层。早白垩世乃家河组。寺口子水库。

图版Ⅰ-7 “V”字形构造的近视图片。非常清晰。可见中部的岩层发生了强烈弯折，形成了“V”字形，但这种变形是连续的，肯定只有在软变形状态下才能发生。早白垩世乃家河组。寺口子水库。

图版Ⅱ-1 紧闭的软变形褶皱。规模中等，变形层厚为 40~50 cm，单个变形褶皱宽为 20~30 cm。换算成水平收缩量约为 1/2~4/5，可见水平方向的缩短也比较强烈。底部的铁锈色线为一明显的凹凸不平的滑脱面，顶部为砾屑灰岩、浊流成因的叠瓦构造灰岩和具软双重构造的灰岩。产于细晶灰岩中。中元古代。北京南口。

图版Ⅱ-2 紧闭的软变形褶皱。规模较小，变形层厚为 20~30 cm，单个软变形褶皱宽为 10~12 cm，转折端较紧闭；高宽比最大可达 6∶1。左侧的较规则，右侧的不规则。产于细晶灰岩中。中元古代。北京南口。

图版Ⅱ-3 紧闭的软变形褶皱。规模较小，变形层厚为 20~30 cm，单个软变形褶皱宽为 10 多 cm，转折端呈尖棱状；高宽比最大也可达 6。产于细晶灰岩中。中元古代。北京南口。

图版Ⅱ-4 中等软变形褶皱。转折端中等紧闭，高宽比约为 1；轴面直立。宽约为 25 cm，高度约为 25 cm。产于细晶灰岩中。中元古代。北京南口。

图版Ⅱ-5 软变形褶皱与上覆岩层突变接触。产于细晶灰岩中。中元古代。北京南口。

图版Ⅲ-1 球状构造。近圆形，直径约为 10 cm。变形纹层厚为 1~3 mm，在上部连续性较好，呈向上拱起的半弧形。下部分被硅化，层理消失。产于含硅质碳酸盐岩中。中元古代。北京南口。

图版Ⅲ-2 球状构造。外形呈气球状，上大下小，宽为 12 cm，高为 14 cm。与上图中的枕状构造为同一层。发育在含硅质碳酸盐岩中。中元古代。北京南口。

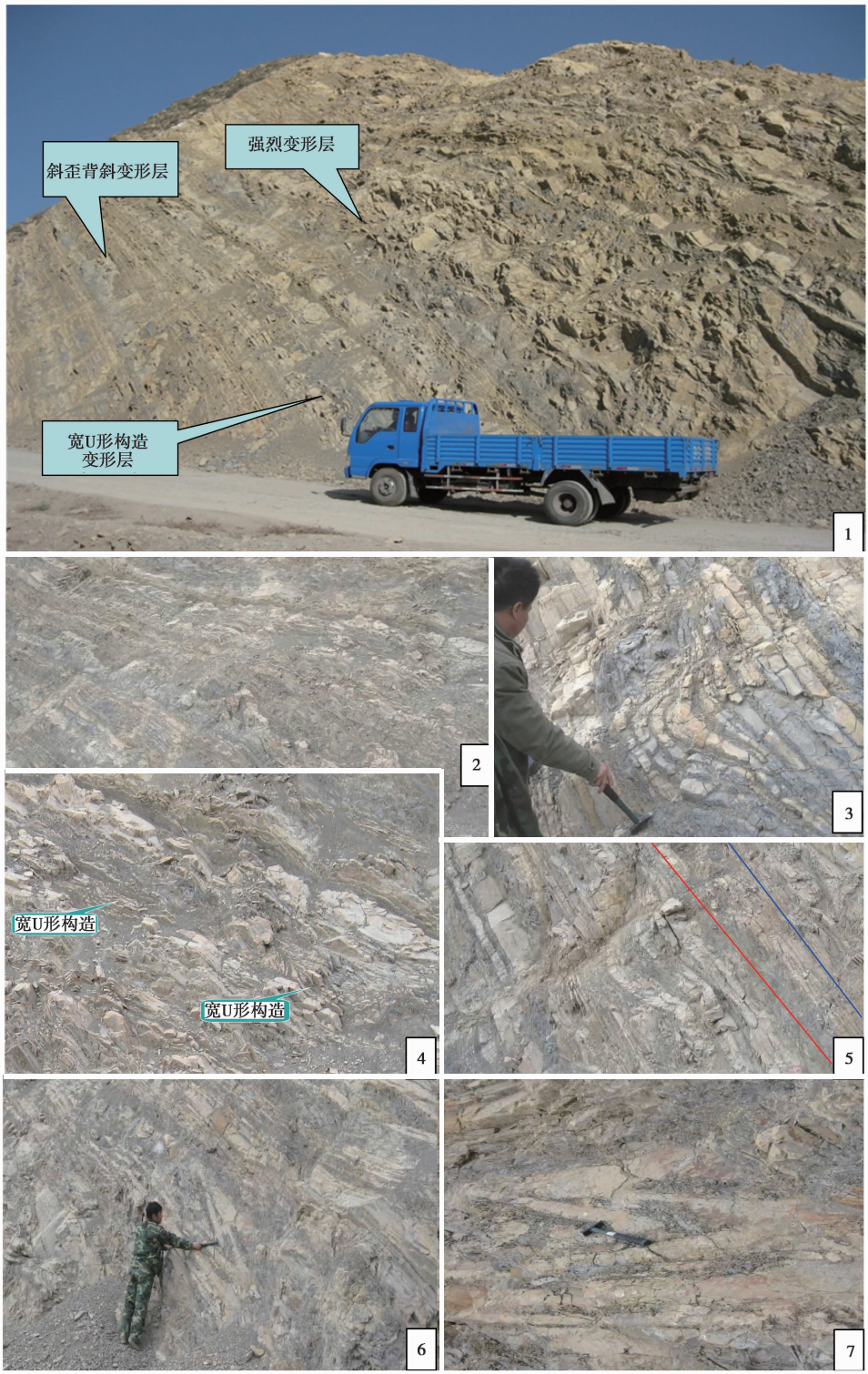
图版Ⅲ-3 球状构造。近圆形，但右下侧见不到连续的层理，似乎球形变形在此终止，但从断裂面来看，好像层理断断续续存在，无论这些层理是否连续，仅从中心的直径 5 cm 的圆环形层理看，这个软变形褶皱就可以称之为球状构造。发育在含硅质碳酸盐岩中。中元古代。北京南口。

图版Ⅲ-4 枕状构造。呈椭圆状，长为 35 cm，高为 32 cm。变形纹层厚为 1~3 mm，连续性较好，在外缘闭合成椭球形；长轴顺层分布。左下有一层约为 6~7 cm 厚的纹层已完全硅化。发育在大型软变形褶皱的顶部，该变形层厚为 40~60 cm。产于含硅质碳酸盐岩中。中元古代。北京南口。

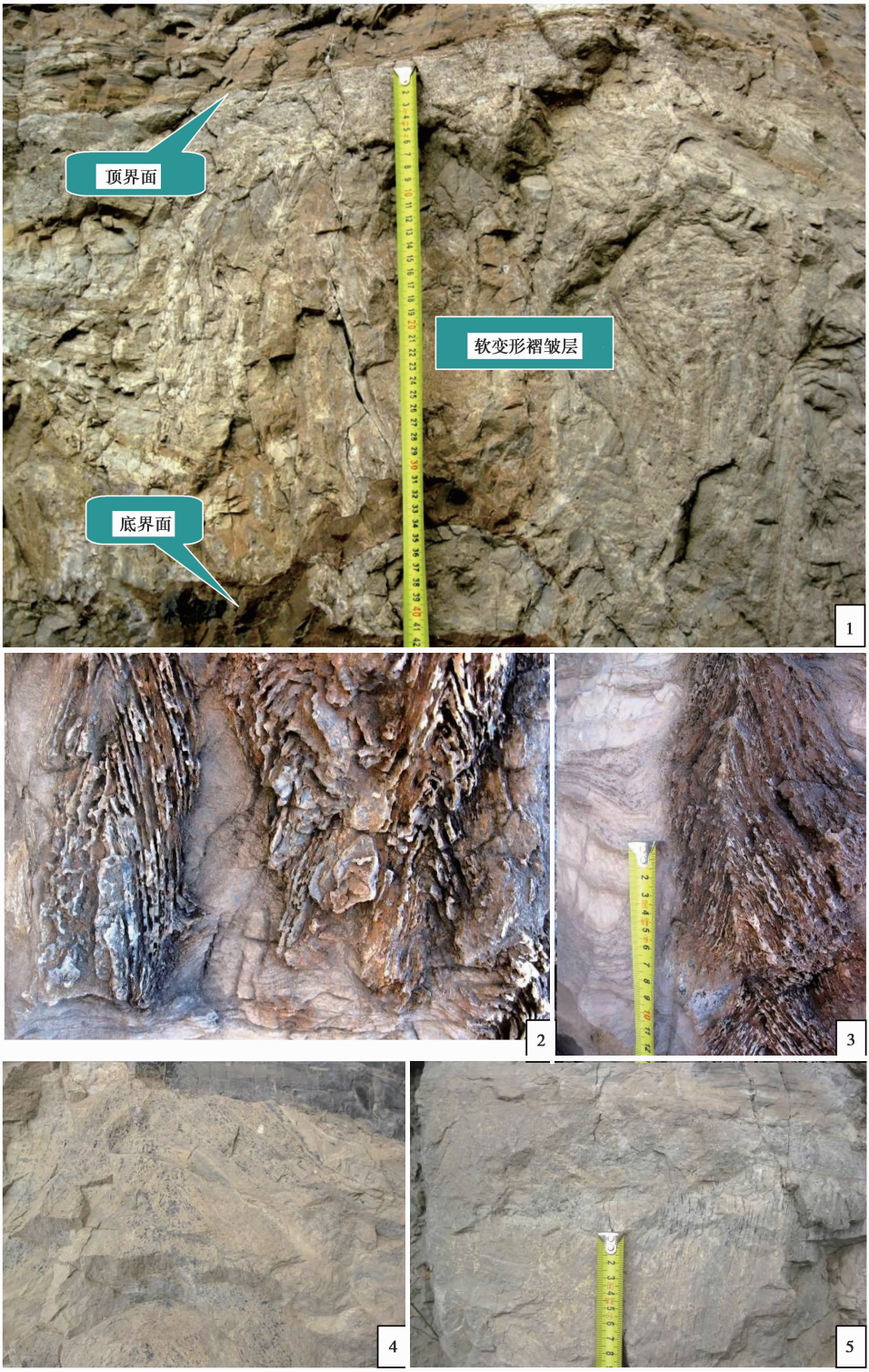
图版Ⅲ-5 枕状构造。呈近长方形，长为 45 cm，高为 22 cm。外缘有一圈不连续的硅质，左右两侧较厚，达 5~7 cm；发育在含硅质碳酸盐岩。中元古代。北京南口。

图版Ⅲ-6 软双重构造。由一系列 2~3 mm 厚的灰岩薄片组成，高度约为 10 cm；叠片的厚度很小，多为 1~4 mm；叠片倾角不一，为 50°~70°。底部以揉皱与下部岩层过渡性接触，顶部以角度与上部岩层突变接触。中元古代。北京南口。

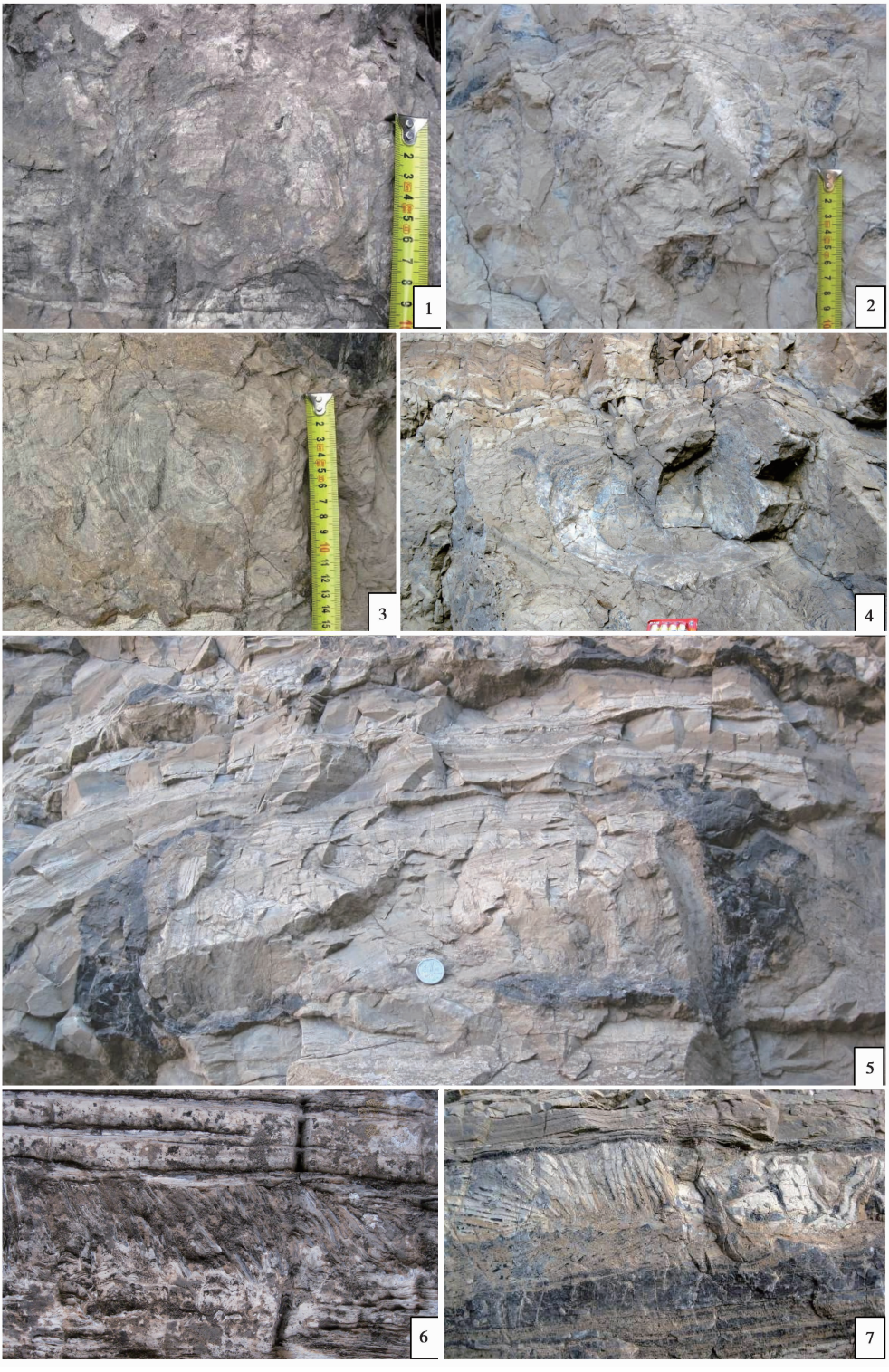
图版Ⅲ-7 不规则的软双重构造。由一系列 2~3 mm 厚的灰岩薄片组成，高度约为 10 cm；叠片的厚度很小，多为 1~4 mm；叠片倾角不一，为 50°~70°。底部以揉皱与下部岩层过渡性接触，顶部以角度与上部岩层突变接触。中元古代。北京南口。



图版 I



图版 Ⅱ



图版 Ⅲ