

岷江上游堰塞湖沉积中软沉积物 变形构造成因讨论*

张 斌^{1,2}, 王 萍¹, 王建存^{1,2}

(1. 中国地震局地质研究所 地震动力学国家重点实验室, 北京 100029;

2. 中国地质大学地球科学与资源学院 (北京), 北京 100083)

摘要: 对在岷江上游及其支流河谷中的晚第四纪古堰塞湖地层中发现的大量软沉积物变形构造的类型、特征和成因进行了分析, 发现这些软沉积物变形构造分为两类: 一类是小型的层内变形构造, 如液化卷曲变形、泄水构造、负荷构造、阶梯状微断裂等, 其形成与软沉积物的塑性变形、液化和流动作用相关; 另一类是崩(滑)塌体对软沉积物的扰动形成的大型褶曲构造。通过与其它成因的软沉积物变形构造的对比以及对区域构造环境的分析, 得出地震、崩塌和滑坡等灾害性地质事件是造成河谷区古堰塞湖地层中软沉积物变形构造发育的最可能的驱动机制。

关键词: 软沉积物变形; 震积岩; 古地震; 堰塞湖; 岷江

中图分类号: P512.2

文献标识码: A

文章编号: 1000-0666(2011)01-0067-08

0 引言

软沉积物变形 (Soft-sediment deformation) 又称准同生变形, 是指沉积物沉积之后、固结之前由于差异压实、液化、滑动、滑塌等形成的变形构造。这些变形往往伴随着地壳颤动的触发因素, 因此常作为震积岩的识别标志和依据 (Sims, 1975; Marcos *et al.*, 1996; Rossetti, 1999; Ken-Tor *et al.*, 2001; Greb, Dever, 2002; Schnellmann *et al.*, 2005; Montenat *et al.*, 2007)。Seilacher (1969) 将地震作用改造未固结的水下沉积物形成的再沉积层定义为震积岩 (Seismites)。随着研究的深入和广泛, 广义的震积岩 (或地震岩) 包括了地震过程中原地形成的震积岩 (原地相震积岩或狭义震积岩) 和地震引发滑塌、泥石流、涌浪、浊流及碎屑流而形成的近原地相和异地相震积岩 (梁定益等, 1994)。迄今, 已有多种类型的与地震相关的软沉积物变形构造被识别出来, 如: 液化卷曲变形构造 (Seilacher, 1969)、液化脉 (朱海之, 1982; 乔秀夫等, 2006; 李海兵, 2006)、泄水构造 (Lowe, 1975; Owen, 1987)、滑混层 (Ro-

driguez *et al.*, 2000; 张传恒等, 2006)、球枕构造 (乔秀夫, 李海兵, 2008)、层内阶梯状微断层 (Seilacher, 1969; 宋天锐, 2006)、负荷构造 (Owen, 1987, 2003) 等。

震积岩概念的提出源于对现代地震的沉积物变形的观察, 但自 1988 年这个概念被引入中国以来, 相关的研究主要围绕一定地质年代的大陆边缘沉积 (梁定益等, 1994; 乔秀夫, 1994, 2006; 张传恒等, 2006, 2007) 或内陆断陷湖盆沉积 (吴贤涛等, 1992; 尹国勋, 1993; 袁静, 2004) 展开, 对于近代和现代沉积中的震积变形未见专题报道。

笔者在龙门山地区河谷的古堰塞湖沉积地层中发现了大量的软沉积物变形构造, 因而主要对岷江上游的古堰塞湖沉积中的软沉积物变形构造形态、类型和成因进行初步研究, 重点讨论地震成因的软沉积物变形构造与重力滑塌、冰川作用、冻融作用等形成的软沉积物变形构造的区别, 认为地震振动、崩塌和滑坡扰动是该地区软沉积物变形构造最可能的驱动机制。以具有强烈地震活动性的龙门山—岷江断裂带内的古堰塞湖沉积物为切入点, 开展与地震相关的软沉积物变形构造

* 收稿日期: 2010-03-11.

基金项目: 中国地震局地震动力学国家重点实验室自主课题 (LED2008A02) 和国家自然科学基金项目 (40472090) 联合资助。

的研究,对于缺乏晚第四纪地层和古地震沉积记录的我国西南部地区而言,具有非常重要的地震地质意义。

1 区域地质构造背景

龙门山等一系列山脉与四川盆地之间构成青藏高原东缘地形陡变带,岷江流域水系总体上呈南北向穿越龙门山构造带。岷江上游(都江堰以上)河段长约341 km,相对高差达3 000 m左右,河流两侧谷坡陡峭,平均坡度在 $30^{\circ} \sim 35^{\circ}$ 之间,地表岩层破碎,现代地貌过程十分活跃。岷江流域出露的地层主要为中生界复理石沉积和前中生界变质杂岩,岩性主要为变质砂岩、灰岩、泥岩以及花岗岩等。第四纪地层分布有限,仅在河流的宽谷段或阶地中保存有河流相砂砾石、崩滑塌和泥石流沉积以及古堰塞湖沉积。区域性的活动断裂主要有龙门山断裂带、岷江断裂带、平武断裂带等(图1),该地区曾发生2008年汶川8.0级地震、1976年松潘—平武7.2级地震、1933年叠溪7.5级地震等一系列强震。地震高烈度区是崩塌、滑坡和泥石流等地质灾害的频发区,也是堰塞湖的高发区(聂高众等,2004)。

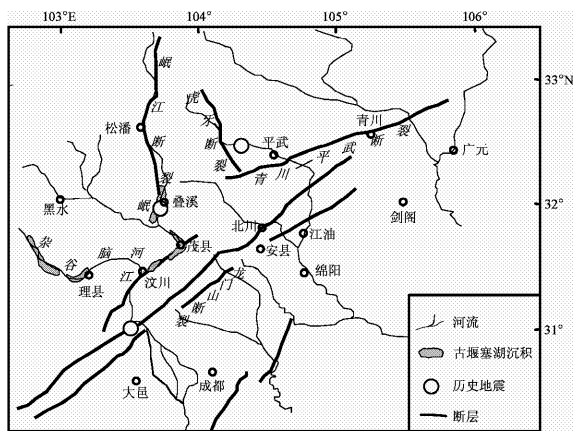


图1 青藏高原东缘活动断裂以及岷江上游地区古堰塞湖的分布范围

Fig. 1 Sketch map of active faults in eastern margin of the Qinghai-Tibet plateau and the distribution of paleo-dammed lakes in the upper reaches of Minjiang river

2008年汶川8.0级地震诱发了数以万计的崩塌、滑坡,崩滑塌体堵塞河道,形成了百余个堰塞湖(童立强,2008)。地震后数月,在已溃坝的

河床中可观察到几厘米至几十厘米厚的堰塞湖沉积。在汶川地震后的地震地质调查中,我们发现了多期古堰塞湖沉积(图1),并观察到了由汶川地震引发的软沉积物变形现象。四川西部岷江上游及其支流的古堰塞湖沉积呈串珠状分布,1933年发生的叠溪7.5级地震诱发的滑坡堵江形成的叠溪大海子和小海子是岷江上游现存的堰塞湖,其周边还保存着厚达200余米的古堰塞湖沉积(王兰生等,2007)。在这些古堰塞湖沉积中发育有软沉积物变形构造(王兰生等,2005;王二七,孟庆任,2008;王萍等,2009; Ping *et al.*, 2010)。

2 研究区内软沉积物变形构造类型及其特征

2.1 液化卷曲构造

这种构造指细粒沉积物在未固结或半固结而呈塑性状态时,在振动力作用下可形成的小褶皱或微褶皱。它是在某一特定的层内产生的液化变形,液化卷曲变形层严重弯曲,形状如向斜和背斜,褶皱不遵循力学机制,无固定规律。液化卷曲构造是震积岩中最为常见的变形构造之一。

在岷江上游的叠溪古堰塞湖沉积中液化卷曲构造十分发育。图2a显示的是一个高度不足2 m的近水平地层段中发育的5个卷曲构造层。卷曲构造的“背斜”宽阔圆滑,“向斜”紧闭狭窄,轴面略向东倾。卷曲构造层由未发生变形地层分开。自上而下,5个卷曲构造层的振幅由10 cm左右减至5 cm,间隔层厚度由20 cm增至50 cm。发生液化卷曲构造的地层是纹层状的粉砂质泥层,底部地层平直或略有起伏,与下部水平层理渐变接触,上部中、细砂层的底部被褶曲包卷。图2b是规模较大的卷曲构造,约10~20 cm,剖面上仅见单个卷曲构造层发育,形态呈不规则的麻花状,纹层状泥砂互层发生强烈卷曲,中细砂被包卷成球状。卷曲构造的上、下均有中细砂层分布,上部砂层厚度可达几十厘米至数米。

笔者注意到,液化卷曲构造的上部均有一定厚度的砂层存在,薄层砂层下的卷曲构造振幅较小,厚层砂层下的卷曲构造振幅较大。其形成机制为:处于饱和状态的均质砂层覆盖在纹层状泥砂互层之上,在地震动时,含粘土颗粒较高的泥砂纹层具有很大的粘聚力而不发生液化,而颗粒

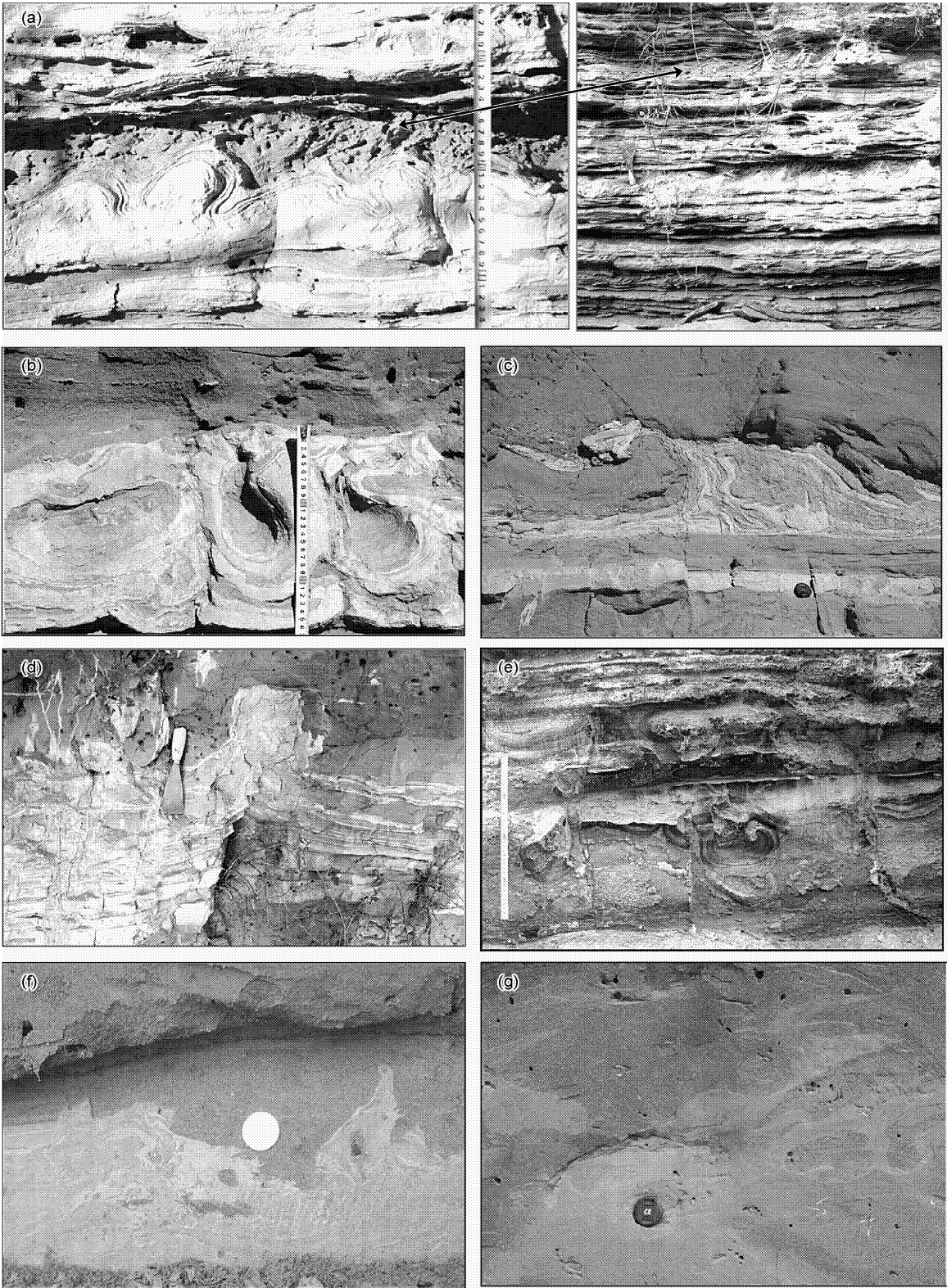


图 2 典型软沉积物变形构造

(a) 液化卷曲变形；(b) 包卷构造，粉砂质粘土包卷细砂，形成砂球；(c) 火焰状泄水构造（镜头盖直径约 5.5 cm）；(d) 柱状泄水构造；(e) 球—枕构造；(f) 火焰构造和重荷模构造；(g) 液化泥脉

Fig. 2 Typical soft-sediment deformation structures

(a) hydroplastic deformation; (b) convolute bedding, silty clay is convoluted to sandy ball; (c) flame water-escape structures (Lens cap is about 5.5 cm in diameter); (d) columnar water-escape structures; (e) ball-and-pillow structure; (f) flame structure and load cast; (g) liquefied mud vein

支撑的砂层易于液化,在很小的切应力作用下产生流动,带动下伏的泥砂纹层发生塑性变形,形成轴面倒向流动方向的液化卷曲变形构造。厚层均匀砂层在液化时有更大的流动空间,可以带动厚度更大的纹层状互层产生变形。卷曲变形可向上传递,在有砂层覆盖的纹层状泥砂互层中发生塑性变形,随着变形能量的消退,卷曲构造的振幅渐小直至消失。

2.2 泄水构造

泄水构造是因砂层被限制在低渗透率的岩层中,在液化和流化作用下,水和流动的颗粒向上移动,切割、变形上覆的低渗透率沉积层而形成(Owen, 1987)。

砂泥层呈火焰状上涌到中—细砂层中,前端发育不规则条带状的泄水脉和流化角砾垅(图2c)。当地层发生液化时,伴随孔隙水的泄出,液化层上涌、底辟使原始的沉积层理被破坏,泥质层破碎形成角砾,并与液化砂层混合形成流化角砾,侵入上部砂层中形成流化角砾垅。砂泥层呈柱状上涌到中细砂层中,相邻的泄水构造在剖面上呈串珠状分布,泄水构造的下方地层中伴随有小型的同生断层发育(图2d)。

研究区内的泄水构造在不同剖面的同一地层中呈大范围的串珠状分布,显示其为地震成因。

2.3 负荷构造

负荷构造是一种最常见的软沉积物变形构造,是上下相邻的存在一定密度差的软沉积物在振动和重力作用下,发生坠入或挤入而形成的塑性变形构造。负荷构造与重力不稳定性相关(Owen, 1987, 2003; Moretti, 1999),变形发生在液化后或者沉积物内剪应力迅速减小后。Owen(2003)根据软沉积物变形的形态将其细分为:重荷模、假结核、火焰构造、球枕构造等。液化发生时,重力调整瞬时使密度大的沉积物下沉,轻的沉积物上升。砂层呈枕状或球状坠入泥层,就形成球—枕构造(图2e)。上覆的密度大的砂质沉积物下沉到下伏的密度小的泥质沉积物中形成重荷模构造,泥层挤入砂层形成火焰构造(图2f)。图3为球—枕构造形成示意图。

2.4 液化泥脉

在砂质为主的地层中出现各种不规则的泥脉,呈肠状等(图2g),是沙土液化的识别标志之一。液化泥脉是在液化作用发生后,沙与水浑然一体,

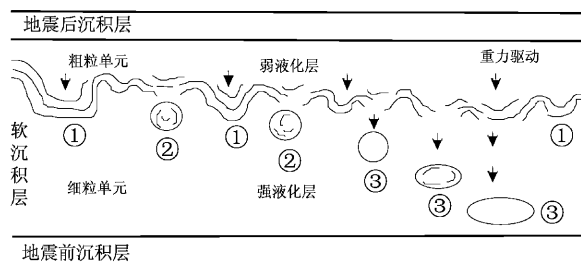


图3 球—枕构造形成示意图(乔秀夫,李海兵,2008)

①负荷构造;②球—枕体;③下沉至岩层中部、下部及底部的球—枕体

Fig. 3 Sketch map of Ball-and-pillow structure (Qiao, Li, 2008)

①load structure; ②ball-and-pillow structure; ③ball-and-pillow structure sunk to the bottom of the stratum

产生悬液,使砂层变动松散,泥质沉积物穿插、挤入或被流动的砂牵引形成。

2.5 阶梯状微断层和同生断层

阶梯状微断裂,也叫韵律断层,是振动液化过程中在层内形成的规模较小的阶梯状正断层。阶梯状微断裂是由地震动和重力联合作用形成的同沉积小断层,在振动液化完全停止之后,处于松散状态的沉积物重新压实使体积变小,导致沉积物表面差异性下沉而形成的(乔秀夫等,2006;杜远生等,2007)。图4a的阶梯状微断裂发育在薄层砂层与砂质泥层的互层中,倾角较陡,呈上盘下降的正断层,断距小于1 cm,在数十厘米范围内消失,未进入下伏地层。

同生断层是地震过程中岩层受到挤压、扭曲或拉伸等力的作用而发生断裂、错动,形成大量形态较规则的断裂。图4b为在砂质粘土层中发育的穿切数层岩层的一组逆断层,线密度达1根/m,断距一般数厘米至十余厘米,基本无充填,未见向上覆和下伏地层穿越,在横向上形成震裂层。同生断层多分布在较密实或有一定固结的地层中,是一种脆性破裂,多出现在震积岩的下部(Neuwerth *et al.*, 2006)。地层随埋深增加,颗粒间的粘结度加大而水分递减,在地震动作用下上部可产生软沉积物变形,下部受勒夫面波的影响产生裂缝或断裂(宋天锐,1988)。

2.6 崩塌褶曲

崩塌褶曲常发育在纹层或薄层砂、泥互层的层段,局部发育的轴面陡立或平卧的大型褶曲构

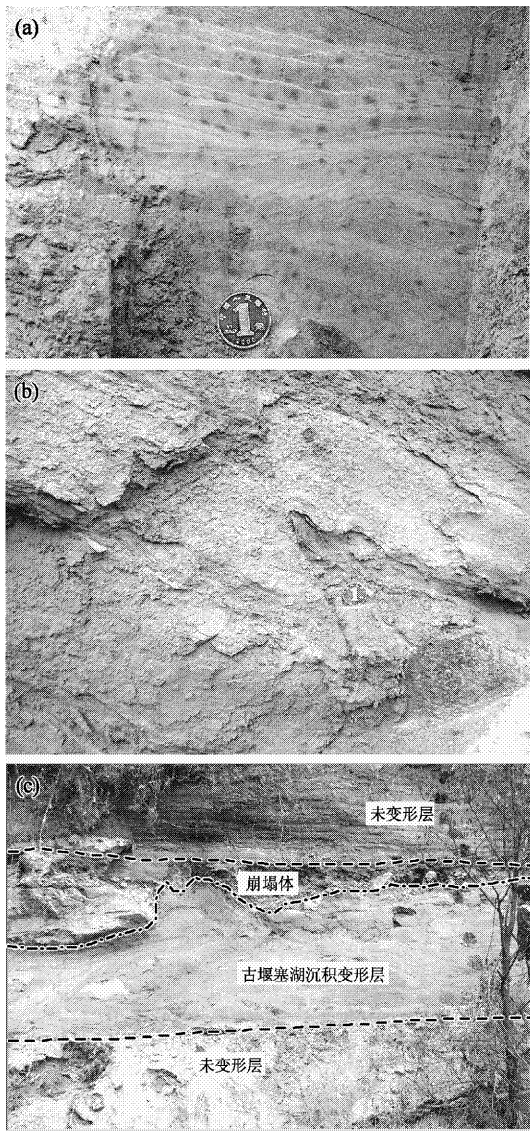


图 4 软沉积物变形构造

(a) 阶梯状微断层；(b) 同生断层；(c) 崩滑塌褶曲

Fig. 4 Soft-sediment deformation structures

(a) fault-graded; (b) synsedimentary fault;
(c) large scale collapse-and-slump fold

造在近水平的地层剖面中显得异常突兀。这类褶曲形成于邻近基岩陡坡带不稳定的背景下，是崩滑塌碎屑流对堰塞湖地层扰动的结果。图 4c 中崩滑塌褶曲构造层厚约 2 m，夹于上、下未变形层中，显示其为事件型同沉积变形。崩滑塌褶曲构造层由崩滑塌物和褶皱变形湖积层构成，之间为不整合接触面。崩塌物由大小混杂、无分选、磨圆度差的碎石组成，碎石粒径最大可达 1 m，小的仅为数厘米，排列无定向性，局部可见湖相砂泥质包裹碎石或充填于碎石空隙间，并保留有原始

的沉积层理。崩滑塌物的前方和下方发育有大型纹层褶曲，形态为紧密同斜状、平卧状，褶曲轴面倾向崩塌物。在滑塌褶曲的周边地区，发育有众多的液化卷曲构造、泄水构造等地震特有的变形构造，因此该滑塌变形层极有可能为地震所引起。

崩滑塌构造依据崩滑塌体势能大小以及软沉积层的厚度等的不同，可形成规模差异很大的褶曲变形。在四川理县古堰塞湖沉积区，崩滑塌体前缘形成高约 30 m 的巨型褶曲构造。

3 震积构造与其他软沉积物变形构造的区别

软沉积物变形构造一般只限定在固定的层内，其上、下均为未变形层，为地质事件控制的同沉积变形。变形构造层的成因复杂，除地震动和崩（滑）塌体扰动外，重力滑塌、冰川作用和冻融作用等都可以形成类似的软沉积物变形构造（Wheeler, 2002）。

3.1 重力滑塌变形

已成层的未完全固结的沉积物，在重力作用下沿斜坡向下滑移，沉积物中变形形成简单或复杂的褶曲，有时还伴有断层。这种准同生变形构造称为滑塌构造或沉积重力构造。图 5 为滑塌构造形成软沉积物变形构造的示意图。

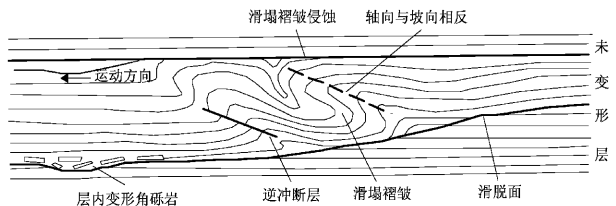


图 5 滑塌变形形成示意图

Fig. 5 Sketch map of slump structures

重力滑塌构造与震积构造的区别主要有：重力滑塌构造一般涉及很多地层，震积构造只限定在某一特定的地层中，上、下岩层为未变形层；滑塌构造变形规模一般较大，震积构造变形规模小；震积变形无基底滑脱面，而滑塌形成的软沉积物变形构造有一个明显的滑脱面。

在岷江上游叠溪地区的大、小海子一带，我们也观察到重力滑塌构造。它们一般发育在泉水

附近或临近现代河湖水面,在有地形坡度时,富含水的古堰塞湖地层会产生向坡下的重力滑塌构造。与震积变形明显不同的是,这些软沉积物变形构造空间分布有限,上、下未变形层不固定,变形规模较大,有清晰的基底滑脱面发育,是一种重力作用下的较缓慢变形。

3.2 冰川作用

冰川流动挤压形成的褶皱,伴随有小型的逆冲断层,也可以形成与地震崩滑塌成因相似的构造。当冰川在未固结的沉积物上运动时,其重力和磨擦会使底部的松软沉积物发生变形,前端会象犁一样刨耕松软沉积物,使松软沉积物发生大尺度的复杂变形层理(钟建华等,2008)。冰川变形的褶皱轴面和断层面倒向冰川流动方向,在变形层上部堆积冰碛物。图6为冰川作用形成的变形层理示意图。

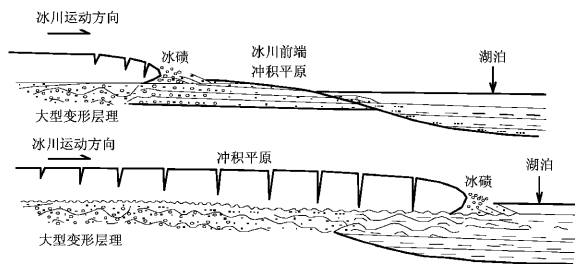


图6 冰川作用变形示意图

Fig. 6 Sketch map of glacial structures

岷江上游古堰塞湖中的软沉积物变形构造与上述冰川作用形成的变形层理有很大不同,其变形构造的大小变化不大,规模也小得多;冰川作用形成的变形构造受冰川的牵引作用具有明显的优势方位,而我们观察到的软沉积物变形构造的褶皱轴面和断层的倒向不一致,也无冰碛物存在的证据。另外,堰塞湖沉积与典型冰川纹泥明显不同,不具备冰川环境。因此,此软沉积物变形构造并非冰川作用形成。

3.3 冻融构造

冻融作用也可形成与地震和崩(滑)塌作用形成的软沉积物变形构造类似的冻融褶皱。冻融褶皱,又称为内卷构造或扰动构造,是由于活动层冻结时产生的下压力与永冻层向上的顶托力,使饱水的砂和粘土发生聚冰脱水而形成的。

冻融褶皱与地震液化形成的软沉积物液化构造相比有几点不同:①冻融变形受寒冷气候因素

等制约,近代融冻现象分布于极地、亚极地和现代冰川周围;②冻融褶皱一般为缓波状,两翼比较对称,其宽度约1~2 m。冻融褶皱规模一般要比液化变形构造大。由于冻裂和冻胀作用,永冻层常出现开裂,使活动层的物质挤入永冻层的裂隙中,造成褶皱层下部起伏幅度大,常形成蝶尾状褶皱,褶皱层顶部较舒缓;③冻融褶皱可与古冰楔或喜冷动植物化石共生。

岷江上游的软沉积物变形构造是四川高山峡谷区的堰塞湖中的软沉积物变形构造,与冻融构造的形成环境不同,并且与冻融褶皱的形态和规模都有差别,因此认为其并非为冻融构造。

Sims (1975)认为地震形成的软沉积物变形构造必须符合以下条件:①邻近现代活动构造带;②沉积物容易液化;③软沉积物变形构造与地震动试验所形成的构造相似;④软沉积物变形规模小,并且由液化形成;⑤变形构造被限制在单一地层中;⑥变形构造在空间区域内分布广泛;⑦无其他变形因素的影响,如滑塌、生物扰动等。

岷江上游区域性的活动断裂主要有龙门山断裂带、岷江断裂等活动断裂,河谷内的古堰塞湖沉积物极易液化。对研究区已发现的软沉积物变形构造研究表明,其与地震动试验(冯先岳,1989;Owen,1996;Moretti *et al.*,1999)所形成的构造非常相似,都是由于振动液化形成的,其变形规模很小,发生在单一地层中,变形构造在一定区域内大规模分布。虽然研究区内崩(滑)塌作用普遍,但是有的软沉积物变形构造附近并未发现崩(滑)塌体,故软沉积物变形构造应为地震成因。

综上所述,岷江上游古堰塞湖沉积中的软沉积物变形构造与水下滑坡、冰川作用、冻融作用无关,重力滑塌构造分布有限,地震和崩(滑)塌作用形成的软沉积物变形构造普遍发育。崩(滑)塌体变形构造并非全部为地震驱动,但在强烈地震构造背景下,并在一定区域内大规模分布,则认为其与地震有密不可分的关系。

4 结语

我国西南部高山峡谷区是堰塞湖发育的良好场所。由于河湖相沉积物为饱水沉积,具有高液

化性,能够记录和保存震级大于5级的震积变形,因此地震活动强烈的高山峡谷区年轻的河湖相沉积物可成为研究古地震的良好对象。

在岷江上游的古堰塞湖中发育的软沉积物变形构造可分为两类,一类是小型的层内变形构造,如液化卷曲变形、泄水构造、负荷构造、阶梯状微断裂等,其形成与软沉积物的塑性变形、液化和流动作用相关;另一类是崩(滑)塌体对软沉积物的扰动形成的大型褶曲构造。

四川西部是强震高发地带(钱洪,1995;易桂喜,韩渭滨,2004),这些软沉积物变形构造位于具有强烈地震活动背景的龙门山—岷江构造带上,与重力滑塌、冰川作用、冻融作用形成的软沉积物变形构造有明显区别。地震动及其形成的崩塌和滑坡扰动是软沉积物变形构造形成的最有可能的驱动机制。

参考文献:

- 杜远生, Shi G, 龚一鸣, 等. 2007. 东澳大利亚南悉尼盆地二叠系与地震沉积有关的软沉积变形构造[J]. 地质学报, 81(4): 511–518.
- 冯先岳. 1989. 地震振动液化变形研究[J]. 内陆地震, 3(4): 209–307.
- 李海兵. 2006. 下寒武统大林子组中的软沉积物变形构造[M]//乔秀夫, 宋天锐, 高林志, 等. 地层中地震记录(古地震). 北京: 地质出版社, 161–182.
- 梁定益, 聂泽同, 宋志敏. 1994. 再论震积岩及震积不整合——以川西、滇西地区为例[J]. 地球科学, 19(5): 845–850.
- 聂高众, 高建国, 邓视. 2004. 地震诱发的堰塞湖初步研究[J]. 第四纪研究, 24(3): 293–301.
- 钱洪. 1995. 四川断裂活动的区域性差异及其与区域地壳运动的关系[J]. 地震研究, 18(1): 49–55.
- 乔秀夫, 李海兵. 2008. 枕、球—枕构造: 地层中的古地震记录[J]. 地质评论, 54(6): 721–730.
- 乔秀夫, 宋天锐, 高林志, 等. 1994. 碳酸盐岩振动液化地震序列[J]. 地质学报, 68(1): 16–32.
- 乔秀夫, 宋天锐, 李海兵, 等. 2006. 是地震液化泄水构造成因, 不是“渗流管”构造[M]//乔秀夫, 宋天锐, 高林志, 等. 地层中地震记录(古地震). 北京: 地质出版社, 182–186.
- 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[J]. 科学通报, 33(8): 609–611.
- 宋天锐. 2006. 沉积地层中的地震事件记录及其意义[M]//乔秀夫, 宋天锐, 高林志, 等. 地层中地震记录(古地震). 北京: 地质出版社, 36–44.
- 童立强. 2008. “5·12”汶川大地震极重灾区地震堰塞湖应急遥感调查[J]. 国土资源遥感, 77(3): 61–63.
- 王二七, 孟庆任. 2008. 对龙门山中生代和新生代构造演化的讨论[J]. 中国科学(D辑): 地球科学, 38(10): 1221–1233.
- 王兰生, 王小群, 许向宁, 等. 2007. 岷江上游近两万年前发生了什么事件[J]. 地学前缘, 14(4): 189–196.
- 王兰生, 杨立铮, 王小群, 等. 2005. 岷江叠溪古堰塞湖的发现[J]. 成都理工大学学报(自然科学版), 32(1): 1–11.
- 王萍, 邱维理, 张斌. 2009. 川西杂谷脑“冰碛物”中软沉积物变形构造的成因[J]. 第四纪研究, 29(3): 484–493.
- 吴贤涛, 尹国勋. 1992. 四川峨眉晚侏罗世湖泊沉积中震积岩的发现及其意义[J]. 沉积学报, 10(3): 19–24.
- 易桂喜, 韩渭滨. 四川及邻区强震前地震活动频度的变化特征[J]. 地震研究, 27(1): 8–13.
- 尹国勋. 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[J]. 地震地质, 15(1): 61–65.
- 袁静. 2004. 山东惠民凹陷古近纪震积岩特征及其地质意义[J]. 沉积学报, 22(1): 41–46.
- 张传恒, 武振杰, 高林志, 等. 2007. 华北中元古界雾迷山组中地震驱动的软沉积物变形构造及其地质意义[J]. 中国科学(D辑): 地球科学, 27(3): 336–343.
- 张传恒, 张传林, 刘典波, 等. 2006. 新疆博格达地区早二叠世软沉积物变形构造: 弧后碰撞前陆盆地地震记录[J]. 地学前缘, 13(4): 255–266.
- 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蚀变形层理的研究[J]. 地质评论, 54(2): 207–214.
- 朱海之. 1982. 古地震活动若干标志的研究[C]//中国第四纪研究委员会全新世分会, 陕西省地震局. 史前地震与第四纪地质文集. 西安: 陕西科学技术出版社, 17–29.
- Greb S F, Dever G R. 2002. Critical evaluation of possible seismites: examples from the Carboniferous of the Appalachian basin [M]//Ettensohn F R, Rast N, Brett C E. 2002 Ancient Seismites: Geological Society of America Special Paper. 359, 109–125.
- Ken-Tor R, Agnon A, Enzel Y, et al. 2001. High-resolution geological record of historic earthquake in the Dead Sea Basin [J]. J G R, 106: 2221–2234.
- Lowe D R. 1975. Water escape structures in coarse-grained sediments [J]. Sedimentology, 22: 157–204.
- Marcos S, Stein M, Agnon A, et al. 1996. Long-term earthquake clustering: a 50,000 years paleoseismic record in the Dead Sea [J]. Journal of Geophysical Research, 101: 6179–6192.
- Montenat C, Barrier P, d'Estevou P O, et al. 2007. Seismites: An attempt at critical analysis and classification [J]. Sedimentary Geology, 196: 5–30.
- Moretti M, Alfaro P, Caselles O, et al. 1999. Modelling seismites with a digital shaking table [J]. Tectonophysics, 304: 369–383.
- Neuwerth R, Suter A, Guzman C A. 2006. Soft-sediment deformation in a tectonically active area: The Plio-Pleistocene Zarzal Formation in the Cauca Valley (Western Colombia) [J]. Sedimentary Geology, 186: 67–88.
- Obermeier S F. 1996. Use of liquefaction-induced features for paleoseismic analysis—an overview of how liquefaction features can be distin-

- guished from other features and how their distribution and properties of source sediment can be used to infer the location and strength of Holocene paleo-earthquakes [J]. *Engineering Geology*, 44:1–76.
- Owen G. 1987. Deformation processes in unconsolidated sands [M]// Jones M E, Preston R M F. *Deformation of Sediments and Sedimentary Rocks*. Geological Society Special Publication 29:11–24.
- Owen G. 1996. Experimental soft-sediment deformation structures formed by the liquefaction of unconsolidated sands and some ancient examples [J]. *Sedimentology*, 43:279–293.
- Owen G. 2003. Load structures: gravity-driven sediment mobilization in the shallow subsurface [M]// Van Rensebergen P, Hillis R R, Maltman A J, *et al.* *Subsurface Sediment Mobilization*, Geological Society Special Publication 216. Geological Society of London, London, 21–34.
- Ping W, Bin Z, Wei L Q, *et al.* Soft-sediment deformation structures in the sediments of Diexi paleo-dammed lakes in upper reaches of Minjiang River, east Tibet [J]. *Journal of Asian Earth sciences* (Articles-in-Press).
- Pope M C, Read J F, Bambach R, *et al.* 1997. Late middle to late Ordovician seismites of Kentucky, southwest Ohio and Virginia: sedimentary recorders of earthquakes in the Appalachian basin [J]. *GSA Bulletin*, 109:489–503.
- Rodriguez-Pascua M A, Calvo J P, Vicente G D, *et al.* 2000. Soft-sediment deformation structures interpreted as seismites in lacustrine sediments of the Prebetic Zone, SE Spain, and their potential use as indicators of earthquake magnitudes during the Late Miocene [J]. *Sedimentary Geology*, 135:117–135.
- Roep T B, Everts J. 1992. Pillow-beds: a new type of seismites? An example from an Oligocene turbidite fan complex, Alicante, Spain [J]. *Sedimentology*, 39:711–724.
- Rossetti D F. 1999. Soft-sediment deformation structures in late Albian to Cenomanian deposits, Sao Luis Basin, northern Brazil: evidence for palaeoseismicity [J]. *Sedimentology*, 46:1065–1081.
- Schnellmann M, Anselmetti F, Giardini D, *et al.* 2005. Mass movement-induced fold-and-thrust belt structures in unconsolidated sediments in Lake Lucerne (Switzerland) [J]. *Sedimentology*, 52(2):271–289.
- Seilacher A. 1969. Fault-graded beds interpreted as seismites [J]. *Sedimentology*, 13:155–159.
- Sims J D. 1975. Determining earthquakes recurrence intervals from deformational structures in young lacustrine sediments [J]. *Tectonophysics*, 29:141–152.
- Wheeler R L. 2002. Distinguishing seismic from nonseismic soft sediment structures: criteria from seismic-hazard analysis [M]// Etensohn, F R, Rost N, Bretl C E. *Ancient Seismites*, Geological Society of America, Special Paper 359:1–12.

Discussion of the Origin of the Soft-Sediment Deformation Structures in Paleo-dammed Lake Sediments in the Upper Reaches of the Minjiang River

ZHANG Bin^{1,2}, WANG Ping¹, WANG Jian-cun^{1,2}

(1. State Key Laboratory of Earthquake Dynamics, Institute of Geology, CEA, Beijing 100029, China)

(2. School of the Earth Sciences and Resource, China University of Geosciences, Beijing 100083, China)

Abstract

Paleo-dammed lake sediments in the upper reaches of the Minjiang River and its tributaries show several types of deformational structures that are interpreted as seismites. In this paper, we analyze the types and characteristics of these deformation. We classify the structures into two types: the small-scale deformations, which are related to the plastic deformation, liquefaction and fluidization processes of the soft sediment. Another is the large-scale folds formed by the disturbance of the collapse masses (slip block). The comparison with other soft-sediment deformation structures and study of the seismotectonic environment indicate that the main trigger factors for deformation were seismic shocks, collapse and landslide induced by the earthquake.

Key words: soft-sediment deformation; seismites; paleo-earthquake; dammed lake; Minjiang River